



Université du Québec  
à Rimouski

**DÉVELOPPEMENT ET ANALYSE D'UNE MÉTHODE DE  
CARTOGRAPHIE DE LA SUBMERSION CÔTIÈRE DANS  
L'ESTUAIRE ET LE GOLFE DU SAINT-LAURENT, QC**

Thèse présentée

dans le cadre du programme de doctorat en sciences de l'environnement

en vue de l'obtention du grade philosophiæ doctor (Ph.D)

PAR

© **DAVID DIDIER**

**Février 2020**



**Composition du jury :**

**Thomas Buffin-Bélanger, Université du Québec à Rimouski**

**Pascal Bernatchez, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Dany Dumont, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Guillaume Marie, examinateur interne, Université du Québec à Rimouski**

**Gavin Manson, examinateur externe, Commission géologique du Canada**

Dépôt initial le 2019-07-29

Dépôt final le 2020-01-08







UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur Pascal Bernatchez de m'avoir littéralement donné une opportunité en or de poursuivre un doctorat sur un sujet d'actualité à l'échelle planétaire et sur une science multidisciplinaire qui englobe tant la compréhension du paysage côtier que celle du mouvement de l'eau qui le fait évoluer. Son esprit de synthèse a mis à profit nos connaissances de la géographie du Québec maritime afin de promouvoir des échanges entre la science et les communautés. Grâce cette approche, nous avons pu mettre de l'avant la géomorphologie littorale au sein des organismes et acteurs de la gestion des côtes. Dans le cadre de cette thèse, ceci a permis de cibler des objectifs de quantification des processus côtiers à de multiples échelles spatiotemporelles et de trouver les financements pour réaliser cette tâche efficacement. Je remercie Pascal pour son ouverture à toutes mes propositions, à sa confiance en mes idées parfois extravagantes (développer et déployer nous-même notre propre réseau de caméras littorales sur plus de 3500 km de côte était un exercice de logistique en soit, imaginons tout le reste), et pour sa vision holistique de la science qui m'a permis de comprendre que je contribuais, à ma manière, à faire avancer les connaissances sur la dynamique côtière au Québec, et sur l'avancement de notre société dans une perspective plus durable d'utilisation du territoire. Merci d'avoir supporté ce projet ainsi que tous les voyages outre-mer qui ont finalement fortement contribué à fabriquer des papiers de qualité, et à avancer les connaissances appliquées sur la cartographie de la submersion au Québec.

Je remercie également mon co-directeur Dany Dumont d'avoir su anticiper les problématiques liées au projet, de m'avoir remis en doute pour bien repositionner mon approche de gestion de projet et lui ajouter une touche légèrement plus physique. Les multiples discussions avec Dany m'auront permis de mettre mes travaux en perspective – « A-t-on besoin d'une topo avec une précision centimétrique si le modèle hydrodynamique est précis à 7 cm, si le niveau d'eau modélisé est incertain à plus ou moins 1 m ? » –, de soulever

des questionnements nouveaux, d'améliorer mes façons de programmer, de pousser mes réflexions à un niveau supérieur, d'entrevoir à l'horizon un potentiel de vulgarisation. Je te lève mon chapeau pour avoir su continuer nos projets de canots en science, projet loufoque à l'époque mais ô combien récompensé suite à tous ces efforts. Un grand merci aussi pour ta disponibilité, pour ton intérêt pour ma science et pour la demi-corde de bois – finalement, nous en avons eu assez.

J'ai des milliers de remerciements à faire parce que l'équipe est immense. Histoire courte : un géographe de Rimouski débarque à Brest, demande de l'aide aux ingénieurs et physiciens pour monter un réseau de suivi des plages par vidéo au Québec, sans rien connaître de la vidéo – mais il sait qu'il peut. D'abord, merci spécial à Emmanuel Augereau (Manu) avec qui les deux premiers systèmes ont été installés en 2015 (le premier est toujours debout !), Charles Caulet (et France Floc'h) et Christophe Delacourt d'avoir cru en ce projet, d'avoir compris rapidement que c'était du sérieux. Rien n'envisageait un succès, tout reposait sur la collaboration, nous avons réussi ensemble. Je remercie au passage Isabelle Mescoff pour son appui efficace dans les histoires administratives à l'UBO, ainsi qu'Andre Stumpf pour son aide sur les codes de correction d'image : ces derniers sont bien pratiques.

Au Québec, c'est plus qu'une collaboration mais bien une *confrérie des Axis* qui s'est développée. Des *crews* du tonnerre. Je remercie particulièrement Denys Dubuc pour son professionnalisme et son omniprésence partout, sur toutes les plages. Merci aussi à Louis Cormier, Nicholas Marion, Gabriel Montpetit, Renaud McKinnon, Catherine Bruyère et Pierre-André Lalanne pour votre *passion* pour les Axis. Vous avez compris dès le départ que ce projet aux technologies variées et nouvelles était important et demandait des soins particuliers, une minutie, des échelles, des *skills* de grimpe, un intérêt pour la science. Merci également à Christian Fraser, Valérie Hallé, Francis Bonnier, Arianne Jobin et Joëlle Voglimacci pour votre aide précieuse avec ces systèmes capricieux.

Des caméras sans instrument sous l'eau, c'est un peu comme ne toucher qu'avec les yeux. Avec Manu, nous avons développé le GUI TOPIC-IV. Mais sans l'aide de Jérémy Baudry, Marion Bandet et Eliott Bismuth, j'en serais encore au stade de traitement des données de

vagues. Merci pour votre précieuse contribution au développement des codes et des interfaces graphiques. Dans le même ordre d'idée, un merci tout spécial à Mojtaba Sadegh de la Boise State University (Idaho) d'avoir saisi immédiatement mes questionnements sur les calculs de copules, et d'avoir partagé son *toolbox* avec plaisir. Sébastien Dugas a bossé dur pour trouver une issue et vulgariser ces mathématiques sommes toutes assez complexes que sont les probabilités conjointes, je le remercie également. Merci aussi à Caroline Sévigny d'avoir trouvé le temps de rouler WW3 et d'avoir accepté de participer au projet. Merci également à Maëva Dolle d'avoir tracé du swash pendant des semaines dans TOPIC-IV – merci aussi Renaud. Je souligne l'implication de James Caveen pour les simulations numériques sur la grappe de l'ISMER.

Au LDGIZC, je tiens à remercier Steeve Dugas pour sa disponibilité à répondre à toutes mes questions, mais aussi pour sa bonne humeur quotidienne. Merci à Maude Corriveau, Charles Béland, Philippe Sauvé, Jeremy Lemarchand, François Savoie-Ferron et Jérôme Goslin pour les nombreuses discussions scientifiques au F400. Pierre Rousseau : merci pour la logistique *Axis* et le terrain de l'Isle-aux-Coudres qui fût un succès. On va s'en rappeler longtemps ! D'ailleurs, un merci tout spécial à Adrien Lambert : le portable a disparu, mais c'est grâce à tes encouragements et tes idées du début que j'ai codé mon projet.

Une thèse sans collaboration est comme une vague sans littoral : son énergie se dissipe sans même avoir eu le plaisir de faire bouger les choses. Je dois mentionner que Serge Suanez et Pierre Stéphan et Ronan Autret m'ont accueilli à bras ouvert en Islande et à Brest dans un esprit de mise à contribution des forces de chacun. Je vous remercie pour cette opportunité unique qui s'est concrétisée en projet de recherche original sur les fameux blocs du Vahala – les vikings y mettent toute une vie, j'y aurai accédé pendant ma thèse ! Merci aussi à Jérôme Aman pour la mission drone, ainsi que Marion Jaud et Pauline Letortue pour avoir partagé leur RU quotidien avec un étranger.

Sans la participation des membres des communautés de Maria, Cap-des-Rosiers (et Parc Canada Forillon, dont Daniel Sigouin, Mathieu Côté et Jean-David Dupuis), Pointe-Label, Longue-Pointe-de-Mingan et de l'Isle-aux-Coudres, ce projet n'aurais jamais vu le jour : un

très grand merci pour votre implication. Je tiens aussi à remercier l'appui incontesté de Jean-Denis Bouchard (divers ministères...), Josée Desgagnés (MSP), Michel Michaud (MTQ) et Marc Desrosiers (MSP). Ils ont su que les différentes étapes au sein de ce projet étaient nécessaires tant pour le développement de nouvelles approches de gestion des risques côtiers au Québec que pour la compréhension de connaissances fondamentales sur les niveaux d'eau à la côte dans l'ESGL. Ainsi, je remercie le Gouvernement du Québec qui, par l'entremise du Plan d'action 2013-2020 sur les changements climatiques et du Fond Vert, a financé ce projet via la Chaire de recherche en géoscience côtière de l'UQAR. Spécifiquement, je souligne le financement offert par le Ministère de la Sécurité pour ce projet doctoral dans le cadre du projet MoDESCo (*Modélisation conjointe de l'évolution future des phénomènes d'érosion et de submersion côtière*). Je remercie la contribution du Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies pour une bourse doctorale, la Fondation de l'UQAR, Québec-Océan, MEOPAR, l'Université de Victoria, l'Université de Bretagne Occidentale (LGO et LETG-Brest), le Réseau Québec Maritime (RQM) et le projet RISK-KIT de l'Union Européenne pour de multiples (avec un grand M) bourses d'étude et de mobilités reçues en cours de projet.

Une thèse est aussi une histoire de famille, de partage d'émotions fortes. Pour leur soutien dans les moments de torpeur, je tiens à remercier mes caniches ( $n = 2$ ) et mon vieux cabot de labrador, lequel s'intéressait aux mollusques plus qu'il n'appréciait les *Axis* je dois le dire. Sa présence sur les profils de plage se résumait à un attrait touristique pour les passants, à un casse-tête pour l'équipe, pour les allergiques ou pour les laveurs de chez National. Un grand merci aussi à ma famille humaine pour leurs encouragements constants depuis le début. J'imagine que vous avez toujours su que je voulais faire de la science pour de vrai, que Carmen Santiago et les atlas n'étaient pas que des passe-temps. À ma grand-mère Géraldine : je viens enfin de finir l'école.

Enfin, Mati, je t'offre un sincère remerciement pour ta compréhension au quotidien, pour m'avoir soutenu, épaulé, encouragé, poussé jusqu'au bout. Merci d'avoir été là tout au long de cette thèse, d'avoir ajouté tes commentaires sur mes manuscrits, d'avoir relu les ébauches

de textes, d'avoir fait plusieurs terrains de *géographe* et de m'avoir motivé à chaque moment de difficulté et de *fin du monde*. Tes talents de vulgarisatrice m'incitent toujours à trouver des meilleurs mots pour expliquer des processus complexes. Merci de rendre nos activités toujours plus près de la nature et de me décrire avec passion tout ce qui vit dans ce petit monde que l'on oublie quand la tête est dans l'écran. Il est tout près ce jour où nous irons aussi à la plage pour relaxer, faire des cours de natation et du surf. Là où les chiens sont permis (en laisse bien entendu).

## DEDICACE

À mes professeurs de sciences  
de l'époque et à mon entourage.  
À ceux qui ont parcourus les côtes  
dont Ti-Caille.

*« I am enough of an artist to draw freely upon my imagination. Imagination is more important than knowledge. Knowledge is limited. Imagination encircles the world »  
-Einstein*

*« I'm trying my best to approximate a thought I can't quite put my finger on »  
-Nina Torr*



## AVANT-PROPOS

Réalistement, tout a commencé avec des présentations de vulgarisation scientifiques offertes par des professeurs de l'UQAR auxquelles j'ai assisté dans mon jeune temps. Ils ne le sauront jamais, mais certains chercheurs, toujours actifs aujourd'hui, m'ont un jour rendu passionné de sciences. À cette époque – à 12 ans –, on m'a permis de faire une première revue de littérature sur un sujet pas si lointain que celui présenté ici : des premières lectures assez complexes sur les vagues et le CO<sub>2</sub>.

Au moment d'écrire cette thèse, la nécessité de connaître les zones inondables en bordure du fleuve Saint-Laurent est criant, tributaire de cet événement statistiquement centennale des Grandes Marées – mais pas tout-à-fait, comme il en sera question dans cette thèse. Nous avons donc débroussaillé les rives du Saint-Laurent – au sens figuré bien entendu, quoique – pour y ancrer nos instruments savants. Pour mieux connaître l'importance des vagues sur les phénomènes complexes qui dictent où et quand seront submergées les côtes, nous avons filmé, enregistré et analysé les niveaux d'eau et les vagues sur les plages. Du scénario à la production de cartes, c'est de cette histoire dont il est question dans ce document. Ce qui viendra ensuite sera l'histoire de ceux qui utiliseront ces connaissances pour permettre aux citoyens de vivre de façon sécuritaire, sur un littoral qui peut bouger à sa guise et en harmonie avec les communautés fauniques et floristiques qui y vivent également.



## TABLE DES MATIÈRES

|  |       |
|--|-------|
| REMERCIEMENTS.....   | vii   |
| DEDICACE .....   | xii   |
| AVANT-PROPOS .....   | xiii  |
| TABLE DES MATIÈRES .....   | xv    |
| LISTE DES TABLEAUX .....   | xx    |
| LISTE DES FIGURES .....  | xxii  |
| LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES .....  | xxxii |
| LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS .....   | xxxvi |
| RÉSUMÉ .....   | xxxix |
| ABSTRACT.....  | xli   |
| INTRODUCTION GÉNÉRALE .....  | 1     |
| I.1    LA PROBLÉMATIQUE DE LA SUBMERSION CÔTIÈRE AU QUÉBEC.....                                      | 1     |
| I.2    CONTEXTE SCIENTIFIQUE .....   | 5     |
| I.2.1    Besoins en cartographie de l'aléa de submersion .....                                       | 5     |
| I.2.2    Paramètres à l'origine de la submersion .....   | 11    |
| I.2.3    Mesures haute fréquence de la morphodynamique côtière.....                                  | 17    |
| I.3    OBJECTIFS DE RECHERCHE .....  | 20    |
| I.4    SITES D'ÉTUDE .....   | 21    |
| I.5    PRÉSENTATION DES CHAPITRES DE LA THÈSE .....  | 27    |
| CHAPITRE 1 VALIDATION PAR LIDAR DE LA TOPOGRAPHIE DE HAUT<br>ESTRAN DÉRIVÉE DE L'IMAGERIE VIDÉO..... | 29    |
| 1.1    PRESENTATION DU PREMIER ARTICLE.....  | 29    |
| 1.1.1    Contexte du Chapitre 1 .....  | 29    |
| 1.1.2    Résumé en français .....  | 32    |
| 1.2    LIDAR VALIDATION OF A VIDEO-DERIVED BEACHFACE TOPOGRAPHY ON A<br>TIDAL FLAT .....             | 33    |
| ABSTRACT .....   | 33    |

|       |  |           |
|-------|--|-----------|
| 1.3   | INTRODUCTION .....   | 34        |
| 1.4   | MATERIALS AND METHODS .....  | 38        |
| 1.4.1 | Study area .....   | 38        |
| 1.4.2 | Wave and tidal data .....  | 40        |
| 1.4.3 | LiDAR survey and topographic data .....  | 43        |
| 1.4.4 | Video monitoring station .....   | 45        |
| 1.4.5 | Cameras calibration .....  | 46        |
| 1.4.6 | Shoreline detection and water elevation models .....   | 47        |
| 1.5   | RESULTS AND DISCUSSION .....   | 51        |
| 1.5.1 | Shoreline detection and elevation analyses .....   | 51        |
| 1.5.2 | Comparing Video- to LiDAR-Based Topography .....   | 53        |
| 1.5.3 | Cross-Shore Position of the Shoreline .....  | 57        |
| 1.5.4 | Spatiotemporal Analysis of the Morphological Evolution .....   | 59        |
| 1.5.5 | Perspectives and Limitations .....   | 64        |
| 1.6   | CONCLUSIONS .....  | 65        |
|       | ACKNOWLEDGMENTS .....  | 66        |
|       | <b>CHAPITRE 2 SIMULATION MULTI ALÉAS POUR LA CARTOGRAPHIE DE<br/>LA SUBMERSION : MÉTHODE STATIQUE VERSUS MODÉLISATION<br/>NUMÉRIQUE DANS UN ESTUAIRE OUVERT, EST DU CANADA .....</b> | <b>68</b> |
| 2.1   | PRESENTATION DU DEUXIEME ARTICLE .....   | 68        |
| 2.1.1 | Contexte du Chapitre 2 .....   | 69        |
| 2.1.2 | Résumé en français .....   | 70        |
| 2.2   | MULTIHAZARD SIMULATION FOR COASTAL FLOOD MAPPING: BATHTUB VERSUS<br>NUMERICAL MODELLING IN AN OPEN ESTUARY, EASTERN CANADA .....   | 71        |
|       | ABSTRACT .....   | 71        |
| 2.3   | INTRODUCTION .....   | 72        |
| 2.4   | MATERIALS AND METHODS .....  | 75        |
| 2.4.1 | Study area and storm event description .....   | 75        |
| 2.4.2 | Topo-bathymetric data .....  | 77        |
| 2.4.3 | Water level .....  | 77        |
| 2.4.4 | Offshore waves .....   | 78        |

|       |   |            |
|-------|---|------------|
| 2.4.5 | Nearshore waves .....   | 79         |
| 2.4.6 | Joint probability analysis of the 100-yr flood .....  | 80         |
| 2.4.7 | XBeach configuration and validation .....   | 82         |
| 2.4.8 | Total water level estimations .....   | 86         |
| 2.4.9 | Flood extent and water depth validation .....   | 88         |
| 2.5   | RESULTS AND DISCUSSIONS.....  | 89         |
| 2.5.1 | Extreme event joint density return period.....  | 89         |
| 2.5.2 | Flood simulation performances.....  | 91         |
| 2.5.3 | Inter-comparison of predicted flood depths .....  | 97         |
| 2.5.4 | Exposed properties to coastal flooding .....  | 99         |
| 2.6   | CONCLUSIONS .....   | 102        |
|       | ACKNOWLEDGEMENTS .....  | 103        |
|       | <b>CHAPITRE 3 MODÉLISATION DE LA PROPAGATION DE LA SUBMERSION<br/>DANS UN CONTEXTE DE HAUSSE DU NIVEAU MARIN : LE CAS DE<br/>MARIA, EST DU CANADA .....</b> | <b>104</b> |
| 3.1   | PRESENTATION DU TROISIEME ARTICLE .....   | 104        |
| 3.1.1 | Contexte du Chapitre 3 .....  | 104        |
| 3.1.2 | Résumé en français .....  | 107        |
| 3.2   | MODELLING COASTAL FLOOD PROPAGATION UNDER SEA LEVEL RISE : A CASE<br>STUDY IN MARIA, EASTERN CANADA .....   | 108        |
|       | ABSTRACT .....  | 108        |
| 3.3   | INTRODUCTION .....  | 109        |
| 3.4   | MATERIALS AND METHODS .....   | 114        |
| 3.4.1 | Study Area and Flood Surveys .....  | 114        |
| 3.4.2 | Topo-Bathymetric Data .....   | 115        |
| 3.4.3 | Offshore Waves and Water Levels .....   | 117        |
| 3.4.4 | Nearshore Waves and XBeach Validation.....  | 118        |
| 3.4.5 | Actual and Future Design Storm Simulations .....  | 121        |
| 3.5   | RESULTS AND DISCUSSION.....   | 123        |
| 3.5.1 | XBeach Validation.....  | 123        |
| 3.5.2 | Understanding the Flood Propagation .....   | 125        |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 3.5.3 | Impacts of Sea Level Rise on Flood Hazard .....   | 131 |
| 3.6   | CONCLUSIONS .....   | 137 |
|       | ACKNOWLEDGMENTS .....   | 138 |
|       | APPENDIX A.....   | 138 |
| 3.6.1 | Video-Derived Intertidal Topobathymetry.....  | 138 |
| 3.6.2 | Description of the WW3 Hindcast .....   | 140 |
|       | CHAPITRE 4 PARAMÉTRAGE DU JET DE RIVE SUR DES PLAGES<br>SABLEUSES, DE GRAVIERS ET À PLATEFORME DANS UN LARGE<br>SYSTÈME EXTUARIEN À FETCH LIMITÉ..... | 141 |
| 4.1   | PRESENTATION DU QUATRIEME ARTICLE .....   | 141 |
| 4.1.1 | Contexte du Chapitre 4.....   | 142 |
| 4.1.2 | Résumé en français.....   | 143 |
| 4.2   | WAVE RUNUP PARAMETERIZATION FOR SANDY, GRAVEL AND PLATFORM<br>BEACHES IN A FETCH-LIMITED, LARGE ESTUARINE SYSTEM .....                                | 145 |
|       | ABSTRACT .....  | 145 |
| 4.3   | INTRODUCTION.....   | 146 |
| 4.4   | METHODOLOGY.....  | 151 |
| 4.4.1 | Study sites.....  | 151 |
| 4.4.2 | Environmental conditions.....   | 154 |
| 4.4.3 | Beach profile extraction .....  | 155 |
| 4.4.4 | Runup detection and swash analysis .....  | 157 |
| 4.4.5 | Beach slope calculation and error statistics.....   | 159 |
| 4.5   | RESULTS.....  | 162 |
| 4.5.1 | Field observations.....   | 162 |
| 4.5.2 | Setup parameterization.....   | 166 |
| 4.5.3 | Incident and infragravity swash parameterization.....   | 169 |
| 4.5.4 | Runup parameterization .....  | 175 |
| 4.5.5 | Comparing the EGSL dataset to existing equations.....   | 178 |
| 4.6   | DISCUSSION.....   | 181 |
| 4.6.1 | Wave setup variability in the EGSL.....   | 181 |
| 4.6.2 | Swash variability in the EGSL .....   | 183 |

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| 4.6.3 | Performance assessment of the new parameterization and existing equations .....   | 185 |
| 4.7   | CONCLUSIONS .....   | 191 |
|       | ACKNOWLEDGMENTS .....   | 193 |
|       | APPENDIX A .....  | 194 |
|       | DISCUSSION ET CONCLUSION GÉNÉRALE .....   | 197 |
|       | LA NÉCESSITÉ DES OBSERVATIONS HAUTES-FRÉQUENCES DE LA DYNAMIQUE LITTORALE .....   | 200 |
|       | Performance de la méthode de détection de ligne d'eau MSV appliquée dans l'EGSL .....                                       | 201 |
|       | Avantages des mesures haute-fréquence de swash pour la calibration d'équations .....  | 205 |
|       | RUNUP, SETUP ET SWASH DANS L'EGSL DÉPENDENT DES FORÇAGES HYDRODYNAMIQUES .....  | 207 |
|       | Variabilité du setup : une dominance par les vagues et une fonction inverse de la pente .....                               | 208 |
|       | Le swash est paramétré par une forte dépendance linéaire à la racine de la pente .....                                      | 212 |
|       | Une nouvelle formulation de runup pour les plages de l'EGSL .....   | 216 |
|       | PROPOSITION D'UNE APPROCHE DE CARTOGRAPHIE DE L'ALÉA DE SUBMERSION PAR SIMULATION NUMÉRIQUE ET STATIQUE .....               | 220 |
|       | Identification de zones sensibles à la submersion : combiner les approches numériques dynamiques et statiques validées..... | 221 |
|       | Détermination de l'événement de référence .....   | 226 |
|       | Portée de la thèse et perspectives de recherche.....  | 230 |
|       | RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....  | 234 |

## LISTE DES TABLEAUX

|  |     |
|--|-----|
| Table 1.1. Regression analysis results and skills for the shoreline elevation models according to the evaluated morphological metrics (MD: mean deviation; MAD: mean absolute deviation).....  | 60  |
| Table 2.2. Performance statistics for the <i>XBeach</i> simulations of $H_{m0}$ during the survey period of 1 to 15 November 2014. Sensors 1.1 to 3.2 are located in Anse au Lard, while 4.1 and 4.2 are located on a rock platform in Pointe aux Coques .....   | 85  |
| Table 2.3. Input parameters for the 2010 validation of the bathtub simulations for the nine (9) domains, including the mean beach slopes and the hydrodynamic forcing in the total water level (TWL) estimations .....   | 87  |
| Table 2.4. Bathtub (BT) and <i>XBeach</i> (XB) model result statistics with Table 2.3. Bathtub (BT) and <i>XBeach</i> (XB) model result statistics with overpredictions ( $F_o$ ), underpredictions ( $F_u$ ), critical success (CS), hit rates ( $H$ ), predicted flood extent ( $A_p$ ) and mean depth ( $d_{avg}$ ) ( $\pm$ STD).....   | 96  |
| Table 3.5. Tidal level values in 2010 according to chart and geodetic datum, Belledune (NB) (CHS).....   | 117 |
| Table 3.6. Error statistics between <i>XBeach</i> simulations and significant wave height ( $H_s$ ) at two pressure sensors located in the inner and outer lower foreshore in Maria. Slope coefficient (a1), intercept (a2), and $r^2$ are also shown. Results are indicated in meters. ....   | 124 |
| Table 4.7. Summary of the environmental conditions of the fives beaches analyzed in the EGSL. Swash zone beach slope are averaged during the experimentations ( $\beta$ ), mean offshore significant wave height $H_0$ are modeled with WW3 hindcast (1980-2010), spring tidal range (TR) are obtained from the nearest tide gauge (Canadian Hydrographic Services). Non-dimensional fall velocity parameter ( $\Omega$ ) is also included. Median beachface sediment size ( $D_{50}$ ) was acquired during the experiments on each site ..... | 153 |



|   |     |
|---|-----|
| Table 4.8. Survey summary including locations, dates, and morphodynamic characteristics during the timestack analysis. SWL is the still water level (m), $\xi_0$ is the averaged Iribarren number, $\beta$ is the averaged beach slope, $H_0$ is the deepwater significant wave height (m), $T_p$ and $T_{m02}$ are respectively the peak and mean period (s) (maximum value of the survey), $R2\%$ is the averaged 2-percent exceedance value of discrete runup maxima. .... | 165 |
| Table 4.9. Linear regression results between setup ( $\langle \eta \rangle$ ), total swash ( $S$ ), incident and infragravity swash ( $S_G$ and $S_{IG}$ ) and the hydrodynamic and morphological characteristics. * denotes the best parameterization. ....  | 171 |
| Table 4.10. Linear regression results between wave runup ( $R_{2\%}$ ) and morphodynamic characteristics .....  | 175 |
| Table 4.11. Performance of the empirical models against the EGSL dataset indicated the $\rho^2$ , root-mean-square-error (RMSE, m), bias (BI, m) and the SPS. The solid red lines show the least square relationship including all data .....   | 179 |
| Table 4.12. Summary of the environmental conditions associated to each formulation tested against the EGSL dataset.....   | 194 |
| Table 4.13. Performance of the $R_{2\%}$ empirical models against the validation dataset comprising wave runup statistics from sheltered beaches in Canada, France and Spain, with slopes $> 0.062$ , $H_0 < 5.6$ m, and $T_p < 10.1$ s, including the data from Stockdon <i>et al.</i> (2006). PO16 and PW19 are excluded since $D_{50}$ were not available for all experiments. ....  | 195 |
| Table 4.14. Performance of the $R_{2\%}$ empirical models against the validation dataset comprising wave runup statistics from sheltered beaches in Canada, France and Spain, with slopes $> 0.062$ including the data from Stockdon <i>et al.</i> (2006). PO16 and PW19 are excluded since $D_{50}$ were not available for all experiments. ....   | 195 |
| Table 4.15. Summary of the averaged conditions during the experiments in Canada, France and Spain for the dataset used for validation of Eq. 16. Only a subset of the datasets was used for validation. ....  | 196 |

## LISTE DES FIGURES

- Figure I.1. Schématisation de la méthode cartographique de la submersion basée sur l'hypothèse des niveaux d'eau statiques dans la région de Sept-Îles (Qc, Canada) sur la rive nord du Saint-Laurent. La colonne de gauche représente un profil de plage perpendiculaire à la côte, la colonne de droite montre l'extension d'une submersion fictive sur fond de LiDAR aéroporté selon le type de connectivité sélectionné et sur lequel est localisé le profil topographique..... 3
- Figure I.2. Positionnement de l'étape de cartographie de l'aléa de submersion dans le cycle de gestion des risques de catastrophes reconnu par les Nations-Unies. Adapté de <http://www.un-spider.org/fr/risques-et-catastrophes>..... 8
- Figure I.3. Schématisation des principales composantes du niveau d'eau total (NET)..... 13
- Figure I.4. Schématisation des oscillations dominantes à hautes et basses fréquences en zone littorale. Les courbes noires représentent l'enveloppe des vagues d'onde courte. Adapté de Erikson *et al.* (2017) et Nederhoff (2014). ..... 15
- Figure I.5. Segmentation côtière du large à la côte en présence ou non de barres en zone intertidale ou pré-littorale. Les instruments submergés dans la zone intertidale et tels qu'utilisés dans le plan d'échantillonnage de la thèse sont localisés de part et d'autre des basses mers (BM). Le terme « beachface » fait référence à la portion haute de l'estran sous le niveau des pleines mers (PM) et qui, dans le Saint-Laurent, possède une pente généralement plus abrupte que le reste de l'estran (foreshore)..... 18
- Figure I.6. Représentation conceptuelle des processus hydrodynamiques (à gauche) et de l'évolution morphologique des côtes qui en résulte (à droite) selon les différentes échelles spatiotemporelles. Adapté de Almar (2009), Andriolo (2018) et Elko *et al.* (2014)..... 20
- Figure I.7. Localisation des sites d'étude instrumentés, de leur positionnement dans le contexte de la thèse et des principaux développements méthodologiques parcourus dans les chapitres. La localisation précise de chaque site est représentée par le cercle de couleur sous-jacent. .... 23

|  |    |
|--|----|
| Figure I.8. Vues obliques acquises par le réseau de caméras vidéo et emplacement des profils de plages utilisés pour l'analyse de swash au Chapitre 4. L'élévation (CGVD28) est fonction de la distance par rapport à la croisée du NMM avec la plage.....   | 26 |
| Figure 1.9. Location of the Manicouagan Peninsula ( <b>a-b</b> ) and of the monitoring station at Pointe-Lebel ( <b>c</b> ). Two video cameras are installed with 2 instruments (G1: nearshore pressure sensor logger; G2: offshore acoustic, wave and current meter (AWAC) for in-situ hydrodynamic acquisition (white circles) ( <b>b-c</b> ).....   | 40 |
| Figure 1.10. Cross-shore profile (extracted from a shoal survey of 2015 obtain from the Canadian Hydrographic Service, 2015) of Pointe-Lebel beach and location of the in-situ instruments (G1 and G2) ( <b>a</b> ). A focus on the beachface is shown in ( <b>b</b> ) from the MTLs (Mobile Terrestrial Lidar System) survey of August 3 2016. Elevations associated to higher high water large tides (HHWLT), mean sea levels (MSL) and lower low water large tides (LLWLT) are shown by horizontal dashed lines. .... | 42 |
| Figure 1.11. Mean water level (with daily tidal cycles) (m) ( <b>a</b> ), significant wave height (m) ( <b>b</b> ), mean wave direction (°) ( <b>c</b> ) and periods (s) ( <b>d</b> ) recorded between July and December 2016. The surveys of August 3 and November 18 2016 are shown by vertical grey bands.....  | 43 |
| Figure 1.12. LiDAR point cloud from the survey of August 3, 2016 on the beach of Pointe-Lebel shown in aerial ( <b>a</b> ) and perspective ( <b>b</b> ) views. ....  | 44 |
| Figure 1.13. The video camera system of Pointe-Lebel is located at 5 m from the beachface ( <b>a</b> ). Ground Control Points (GCPs showed as yellow dots) for image to ground coordinate conversions have been acquired with RTK- GPS on the beachface and the tidal flat during the LiDAR survey on the east ( <b>b</b> ) and west side of the beach ( <b>c</b> ) on August 3, 2016. The GCPs and LiDAR acquisitions are shown in ( <b>b</b> ). ....   | 46 |
| Figure 1.14. TIMEX image with detected shoreline in calm conditions (red line) ( <b>a</b> ) and geo-rectified detected shoreline (red line) and time-averaged image from the east camera of Pointe-Lebel ( <b>b</b> ).....   | 50 |
| Figure 1.15. Video-based shoreline elevations versus LiDAR data as parameterized with the shoreline elevation model including only the mean water level (M1) ( <b>a</b> ) and the total water level (M2) ( <b>b</b> ). Regression lines are shown by red dashed lines. The black diagonal line represents the 1:1 relationship.....  | 53 |

- Figure 1.16. Beachface topography of August 3, 2016 obtained from LiDAR **(a)** and video imagery as defined with **(b)** the shoreline elevation model 1 ( $M1, Z_{mwl}$ ) and **(c)** model 2 ( $M2, Z_{twl}$ ) ..... 54
- Figure 1.17. Overall differences between the LiDAR surveys and the video-based topography for August 3 (a-b) and November 18 (c-d). The 1.19 m rfl of August 3 as extracted from the LiDAR is shown on all figures. .... 56
- Figure 1.18. Relative frequency (%) of the  $\Delta$  LiDAR- $Z_{mwl}$  ( $M1$ ) and  $\Delta$  LiDAR- $Z_{twl}$  ( $M2$ ) DEMs differences (over all pixels) as observed during August 3 **(a)** and November 18 **(b)**. Positive values indicate higher elevations on the LiDAR and underestimations by the shoreline detection model. .... 57
- Figure 1.19. Regression analysis of the cross-shore locations of the shoreline (*rfl*) between each video shoreline elevation model and LiDAR data ( $M1$ : blue.  $M2$ : red.;  $\pm$  confidence intervals (CI)). The black diagonal line represents the 1:1 relationship. .... 58
- Figure 1.20. Longshore variation of the cross-shore position of the reference shoreline (1.19 m elevation contour) obtained during the surveys. The patterns of erosion/advance observed with the LiDAR surveys **(a)** are also distinguished with both  $M1$  **(b)** and  $M2$  **(c)**, but the net displacement **(d)** is best fitted by the  $M2$  model (yellow curve, panel **d**). Dots show the mean deviation (MD) of the data. The pivotal point of the beach as detected with  $M2$  is closely located to the smoothing window size ( $\sim 5.25$  m) (black circles, panels **a**, **b**, **c**). .... 62
- Figure 1.21. Longshore variability in beachface slopes between video- and LiDAR-based DEMs. The black diagonal line represents the 1:1 relationship. .... 63
- Figure 2.22. Localization of the study area for the flood assessment (a-b) between Anse au Lard and the IML breakwater. The WW3 1 km-grid bathymetry of the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL) is shown by 5 km-grid points (a). The AWAC is represented by a pink triangle (ASL: in b-c). The two field experiments in Anse au Lard (FS1) and Pointe aux Coques (FS2) are shown in (c), and respectively include the array of 5 and 2 nearshore pressure transducers (yellow circles). In (c), the ADV is shown by a green square. The solid cross-shore blue lines represent the beach profiles. The wave rose shows the significant wave height  $H_{m0}$  and mean wave direction from WW3 1979-2010 at the ASL location. .... 76

|   |    |
|---|----|
| Figure 2.23. Relationships between wave height (a) and period (b) from WW3 1km-grid and the AWAC of Sainte-Luce (ASL). .....  | 79 |
| Figure 2.24. Location of the nearshore pressure transducers (yellow circles) 1.1 to 3.2 and 4.1-4.2 in FS1 (a, c-f) and FS2 (b, g), respectively. The ADV (green square) is only identified on each profile to show its relative depth to other sensors and is not directly in line with all arrays. The AWAC (ASL) is shown on profile #2 by a pink triangle (c).....  | 80 |
| Figure 2.25. Locations of <i>XBeach</i> domains and bathymetry (a). The positions of all the instruments for the validation are shown for the FS1 (b) and FS2 (c) (ADV: green square; AWAC: pink triangle; pressure sensors: yellow circles. Properties, roads and the coastline are shown by black dots, red lines and a blue line, respectively (b-c).....  | 84 |
| Figure 2.26. Validation of <i>XBeach</i> on the inner and outer tidal flat for the domains FS1 and FS2. The red lines represent the best fit linear relationship, and the black lines the curve $x=y$ . .....   | 86 |
| Figure 2.27. Boundary conditions timeseries of significant wave heights $H_{m0}$ (a), wave periods $T_p$ (b), and mean directions (c) from WW3 and observed water level (d) at the Rimouski tide station on Dec. 6 2010. The black arrow shows the peak flood event.....  | 86 |
| Figure 2.28. Univariate return periods (RP) of wave height ( $H_{m0}$ ) (a) and water level (c) (y-axis in log-scale). Multivariate RP isolines, as obtained from joint probability associated with the Joe copula, are shown in (b). The color bar indicated the re-normalized joint probability density level from the highest (red) to lowest (blue). The black circle indicates the December 2010 flood event, the asterisk is the 100-yr event. .... | 91 |
| Figure 2.29. Longshore representation (a-i) of the <i>XBeach</i> (XB) model skills to simulate the December 2010 flood event (domain # in white circles). Aerial correspondence metrics representing the hit rates are shown in green, misses in yellow, and overpredictions in red.....  | 92 |
| Figure 2.30. Longshore representation (a-i) of the bathtub approach skills to simulate the December 2010 flood event for all domains (domain # in white circles). Aerial correspondence metrics representing the hit rates are shown in green, misses in yellow, and overpredictions in red.....  | 93 |

- Figure 2.31. Overall performance (surface %) of the empirical (a) and *XBeach* (b) simulations for the December 2010 event for the 9 domains. Averaged skill metrics of overprediction (Over: red), underprediction (Miss: yellow), critical success (CS: blue and hit (Hit: green) averaged over all domains are shown in (c) and (d) for the empirical (TWL) and *XBeach* (XB) results, respectively. .... 95
- Figure 2.32. Comparison of simulated flood depth between *XBeach* and bathtub method for the 9 domains (a-i). Mean (MD) and root-mean-square-errors (RMSE) are shown for each domain. The color scales represent the data density..... 98
- Figure 2.33. Floodwater depth according to the *XBeach* (a) and bathtub (b) simulations east of Sainte-Luce (D#3). The colorbar represents water depth (m). .... 100
- Figure 2.34. Simulated water depth at every flooded building location with both simulation approaches according to the coastline type. Building backed by artificial protections or natural coastlines are shown by green squares and by black triangles, respectively. The black line is the curve  $x=y$ . .... 101
- Figure 3.35. Study area location (a) and flooded areas in 2005 and 2010 (b). Airborne photographs (c, d) show the urbanized sandy spit with the wetland. The wave rose is provided by the WW3 hindcast 1983–2010 offshore of Maria (a, blue dot), and the Belledune tide gauge is shown by a yellow diamond. .... 115
- Figure 3.36. Example of the video camera calibration in 2017 where ground control points (GCPs) are acquired with an RTK-GPS (a). The Mobile Terrestrial LiDAR Surveying method (MTLS) is also shown in (a). True GCPs (cyan crosses), projected GCPs (red circles), and the resulting camera position (blue line) are shown in a 3D space in (b). The representative cross-shore beach profile (yellow line in (a)) is shown in (c) with the pressure transducers of the inner (IS) and outer (OS) lower foreshore (LF). The mean sea level (MSL) in Maria is indicated by the blue line (c). .... 116
- Figure 3.37. Seamless topobathymetric surface used in the *XBeach* simulations (a) and *XBeach* bed model and grid (b) in Maria. The modelling spatial extent is shown in (c) where the curved lines represent the bathymetric contour and the white dot the AWAC location..... 119
- Figure 3.38. Hourly offshore wave forcing during the *XBeach* validation period observed at the AWAC location, including the significant wave height ( $H_{m0}$ ) (a),

|   |     |
|---|-----|
| the peak period ( $T_p$ ) (b), the mean wave direction (c), and the mean water level (d). .....   | 121 |
| Figure 3.39. Hourly forcing characteristics during the storm of 6 December 2010 as extracted from the WW3 model, showing the significant wave height ( $H_{m0}$ ) (a), the peak period ( $T_p$ ) (s) (b), the mean wave direction (c), and the mean water level (d). The XB .....   | 122 |
| Figure 3.40. Results of the <i>XBeach</i> validation run for the $H_s$ parameter in Maria for the period of 10–25 November 2015 at the outer (a) (OS) and inner (b) (IS) lower foreshore sensors. ....  | 124 |
| Figure 3.41. Simulation results of the 2010 flood in Maria (a) in terms of water depth with a representation of the observed flood extent (solid black line). The projected simulated storm of 2100 is shown in (b), with the actual 2016 coastline (solid black line). The seaward limit of the salt marsh is shown by the green line.....   | 126 |
| Figure 3.42. Location of three cross-shore beach profiles during the simulated flood event (peak) on 6 December 2010 in Maria (a). Along the <i>XBeach</i> domain (a), large <i>overwash</i> occurred in the municipal park (b, $y = 640$ ) and on the beach access (e.g., $y = 477$ ) (c). Storm waters drained through the salt marsh (d).....  | 127 |
| Figure 3.43. Flood propagation during the 6 December 2010 storm in Maria at the peak event $t = 16$ h 10. Top (a) and bottom (b) panels are located in Figure 8. The main flood entrance and <i>overwash</i> zone along the park is shown in (a), the gravity-driven flow toward the salt marsh is shown in (b). Colorbar represents water depth. Arrows represent flow velocity, $U$ , from <i>XBeach</i> . .... | 128 |
| Figure 3.44. Flow velocity, $U_{max}$ (m/s), water depth (m), mean water level ( $\eta$ ) (m), and significant wave height ( $H_s$ , m) during the peak flood event on 6 December 2010 (a) and resulting washover lobes (b). ....   | 130 |
| Figure 3.45. Comparison of the 2010 flood in Maria with a simulation in 2100 (a) in terms of flood extents. The intersection of both simulations is shown in (b). Frequency (c) and density (d) plots of water depths within the intersection indicate an increase of flood depths of 28 cm (mean deviation, MD) in 2100. The density scatter (e) represents the flood depths in 2100 against 2010. ....          | 132 |
| Figure 3.46. Scatter plot of simulated wave heights ( $H_s$ ) in Maria for the coastal area under 1.2 m water depth in 2010 and 2100 (a) with the least-square-regression line  |     |

(solid red line). The effect of sea level rise on significant wave height and velocity is shown in **(b and c)** and **(d and e)**, respectively..... 133

Figure 3.47. Hazard rating (HR) level related to water depth and velocity for the *XBeach* simulations during the peak flood  $t = 16$  h 10 in 2010 **(a)** and 2100 **(b)**. Color scale shows the point density. .... 136

Figure 3.48. Validation of the video-derived beach topography on the concrete boat ramp for five different experiments on the beach of Maria, including the survey of January 2016, which is integrated into the seamless topobathy for the *XBeach* simulations. Colorbars indicate the shoreline elevations **(a)** and the deviation  $\Delta$  Video-MTLS **(b)**. .... 139

Figure 4.49. Study area and location of the video monitoring network (yellow triangles). The spatial variability in tidal range (a), mean (b) and 99<sup>e</sup> percentile offshore significant wave height ( $H_0$ ) (c) in the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL) is obtained from a WaveWatch III® (WW3) hindcast (1980-2010; Bernatchez *et al.*, 2017). Field experiments from video monitoring stations are shown for Isle-aux-Coudres (IAC), Pointe-Lebel (PTL), Longue-Pointe-de-Mingan (LPM), Cap-des-Rosiers (CDR) and Maria (MAR). .... 152

Figure 4.50. Video camera views (left column) and cross-shore profiles at the five beaches (a-e). Mean water level (MWL) and higher high water large tide (Canadian Geodetic Vertical Datum, CGVD28) are indicated by horizontal dashed lines (dark and light blue, respectively). Examples of mobile terrestrial LiDAR survey (MTLS) and ground control point (GCP) acquisition with RTK-GPS (for camera calibration) are shown on a field experiment at MAR (left panel, d). .... 156

Figure 4.51. Example of a video monitoring station deployed on the beach of LPM with a monitored cross-shore beach profile (a). Runup timestack analysis is shown in (b), with the continuous swash detection (solid red line), setup (black dashed line), and discrete runup maxima (green stars) used in the CDF analysis. Note that setup is calculated over a 15 min. swash timeseries. .... 159

Figure 4.52. Offshore wave characteristics in the EGSL during the instrument deployment period between 2015 and 2018. Wave roses indicate the hourly offshore significant wave height and peak period as observed from the deployed AWAC in MAR, CDR, PTL and LPM. The wave rose for IAC represents hourly



WW3 model outputs for the period between May 2015 and December 2016.  
 Camera locations are shown by yellow triangles. .... 163

Figure 4.53. Hydrodynamic and morphological characteristics of the studied beaches in the EGSL during the surveys. Boxplots represent (a) the still water level (SWL) relative to chart datum, (b) significant wave height,  $H_0$ , (c) the beach slope,  $\beta$ , (d) the Iribarren number,  $\xi_0$ . Black crosses are outliers. .... 164

Figure 4.54. Wave runup ( $R_{2\%}$ ) as a function of setup plus half the total swash for all beaches in the EGSL between 2015 and 2017 (a). In (a), the black line indicates the 1:1 line. In panels (b-e),  $\langle \eta \rangle + S/2$  is plotted against the environmental parameters. The solid red lines show the least square relationships including all data (with intercept). .... 166

Figure 4.55. Linear regressions indicating the effect of the offshore significant wave height ( $H_0$ ) (a, e, i), offshore significant wave height and wavelength ( $H_0 L_0$ )<sup>0.5</sup> (b, f, j), beach slope ( $\beta$ ) (c, g, k) and the Iribarren number ( $\xi_0$ ) (d, h, l) on wave setup ( $\langle \eta \rangle$ ), incident swash ( $S_G$ ) and infragravity swash ( $S_{IG}$ ) (m). The solid red lines show the least square relationship including all data. .... 167

Figure 4.56. Observed wave setup ( $\langle \eta \rangle$ ) against the best new setup parameterization for the five beaches in the EGSL (Eq. 10). Root-mean-square errors (RMSE, in cm) resulting from the application of Eq. 10 to each site and to all sites are indicated in the legend and outside the legend, respectively. The black line indicates the 1:1 line. .... 168

Figure 4.57. Swash spectra (grey lines) in IAC and MAR (a), and CDR, LPM and PTL (b). Solid colored lines indicate the mean spectra for each site. The vertical line identifies the threshold between the  $S_{IG}$  and  $S_G$  frequency bands ( $f = 0.05$  Hz). .... 170

Figure 4.58. Scatter plot of infragravity to incident swash ratio ( $S_{IG}/S_G$ ) against offshore significant wave height (a). Linear regressions are shown between observed  $S_G$  (c, d) and  $S_{IG}$  (b) against the best-fit models. The black line indicates the 1:1 line. .... 173

Figure 4.59. Observed total swash ( $S$ ) against the best parameterization for the five beaches in the EGSL. Root-mean-square errors (RMSEs, in cm) resulting from the application of Eq. 13 to each site and to all sites are indicated in the legend and outside the legend, respectively. The black line indicates the 1:1 line. .... 174

- Figure 4.60. Observations of wave runup ( $R_{2\%}$ ) against four  $R_{2\%}$  parametrizations based on different wave setup formulations (a-c) without considering the beach slope (a), including the beach slope raised to power 1 (b), and raised to power -1 (c). A simple formulation based on offshore wave characteristics is also shown in (d). Performances for each beach are shown in e, f, g, and h, representing the  $\rho^2$ , RMSE (cm), bias (cm) and the SPS. The solid red lines show the least square relationship including all data. .... 177
- Figure 4.61. Observation of wave runup against model results. The color scale indicates sediment size (mm). The black line indicates the 1:1 line.. .... 180
- Figure 4.62. Density clouds of the log  $S_{IG}/S_G$  ratio against the bias (m) from Eq. 16 (a) and existing formulations (b-i). The color scale represents point density. .... 188
- Figure 4.63. Regressions between the original  $R_{2\%}$  formulations in the EGSL (Eq. 14 and Eq. 16) against the validation dataset comprising  $R_{2\%}$  statistics from 4 sheltered beaches and the Stockdon *et al.* (2006) dataset for beaches with  $\beta > 0.062$  (a). The hydrodynamic range of the EGSL dataset is also imposed in (b) for the entire dataset,  $H_0 < 5.6$  m, and  $T_p < 10.1$  s. .... 190
- Figure C.64. Schématisation de l'interrelation entre les chapitres de la thèse. Les couleurs sont associées aux chapitres distincts (Fig. I.7). Notons que les chapitres 2 et 3 comprennent des étapes méthodologiques et des conditions aux frontières des modèles *XBeach* similaires, mais aucune analyse de submersion statique n'a été réalisée au chapitre 3. .... 199
- Figure C.65. Aperçu du GUI TOPIC-IV utilisé pour la création de topographie intertidale basée sur la détection de l'interface terre/mer grâce à l'approche MSV de Almar *et al.* (2012). .... 202
- Figure C.66. Exemples de conditions de tempêtes sur les plages de Maria (a), Île-aux-Coudre (b), Cap-des-Rosiers (c), Pointe-Lebel (d) et Longue-Pointe-de-Mingan (e) tel qu'observé depuis les systèmes vidéos. .... 214
- Figure C.67. Représentation schématique des comportements morphologiques et dynamiques impliqués dans l'ultime formulation de runup présentée au Chapitre 4, impliquant une analyse de swash (tracé rouge sur les timestacks) à PTL en conditions très réfléchives (a) et moins réfléchives (b). La transition du mode (a) au mode (b) s'accompagne d'un passage depuis un comportement d'excursion verticale de runup presque entièrement dominé par le swash (a) progressivement

vers une situation de dominance du setup avec une diminution de la pente (b). À noter 1) le référentiel de 1 sur l'axe y pour souligner l'absence de composante dominante et 2) la localisation du seuil de pente de 0,11. La position de l'étoile se déplace vers la gauche sur le graphique schématique (désormais au contour vert), au voisinage de la pente critique de 0,11.....219

Figure C.68. Schématisation du comportement des équations de runup de S06 et adaptée pour l'EGSL en utilisant l'équation 16 du Chapitre 4.....232

## **LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES**

|        |  |
|--------|--|
| 2DH    | Modèle hydrodynamique à deux dimensions  |
| AAL    | Anse-au-Lard                             |
| ADV    | Acoustic Doppler velocimetry             |
| ASL    | AWAC de Sainte-Luce                      |
| ANN    | Artificial neural network                |
| AST    | Acoustic surface tracking                |
| AWAC   | Acoustic waves and currents              |
| BI     | Bias                                     |
| BM     | Basses mers                              |
| BP     | Before present                           |
| BT     | Bathtub                                  |
| CCD    | Color channel divergence                 |
| CDF    | Cumulative density function              |
| CDR    | Cap-des-Rosiers                          |
| CFSR   | Climate Forecast System Reanalysis       |
| CGVD28 | Canadian Geodetic Vertical Datum 1928    |
| CHAMP  | Coastal Hazard Analysis Modeling Program |
| CHS    | Canadian Hydrographic Services           |
| CoSMoS | Coastal Storm Modeling System            |
| CS     | Succès critique                          |
| DEM    | Digital elevation model                  |
| DF     | Debris factor                            |
| DGPS   | Differential Global Positioning System   |
| DRR    | Disaster risk reduction                  |
| DSM    | Digital surface model                    |

|         |  |
|---------|--|
| DTM     | Digital terrain model  |
| EGSL    | Estuary and Gulf of St. Lawrence                               |
| ESL     | Estuaire du Saint-Laurent                                      |
| EST     | Eastern Standard Time (heure normale de l'est)                 |
| FEMA    | Federal Emergency Management Agency                            |
| FS      | Field site   |
| G       | Gauge  |
| GCP     | Ground control points  |
| GEV     | Generalized extreme value distribution                         |
| GIA     | Glacio-isostatic adjustment                                    |
| GIEC    | Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat |
| GPD     | Generalized Pareto distribution                                |
| GUI     | Graphical user Interface                                       |
| GSL     | Golfe du Saint-Laurent   |
| GVP     | Ground validation points                                       |
| HAT     | Highest astronomical tide                                      |
| HHWLT   | Higher high water large tide                                   |
| HR      | Hazard rating  |
| HSV     | Hue-saturation-value   |
| IAC     | Île-aux-Coudres  |
| IDF     | Intensity-duration-frequency                                   |
| IG      | Vagues infragravitaires  |
| IML     | Institut Maurice Lamontagne                                    |
| IS      | Inner lower foreshore sensor                                   |
| JONSWAP | Joint North Sea Wave Project                                   |
| LAT     | Lowest astronomical tide                                       |
| LDGIZC  | Laboratoire de dynamique et gestion intégrée des zones côtière |
| LE      | Faible énergie   |
| LiDAR   | Light Detection And Ranging                                    |

|        |  |
|--------|--|
| LLWLT  | Lower low water large tide   |
| LPM    | Longue-Pointe-de-Mingan  |
| MAD    | Mean absolute deviation  |
| MAE    | Mean absolute error  |
| MAR    | Maria  |
| MBE    | Mean bias error  |
| MD     | Mean deviation   |
| MERRA  | Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications        |
| MICORE | Morphological Impacts and COastal Risk induced by Extreme storm events |
| MSL    | Mean sea level   |
| MSR    | Marnage moyen de vive eau  |
| MTLS   | Mobile Terrestrial LiDAR Survey  |
| MvCAT  | Multivariate Copula Analysis Toolbox                                   |
| NARR   | NCEP North American Regional Reanalysis                                |
| NEI    | Niveau d'eau instantanée   |
| NET    | Niveau d'eau total   |
| NME    | Modèle numérique d'élévation   |
| NMM    | Niveau moyen des mers  |
| NRMSE  | Normalized root-mean-square error                                      |
| OS     | Outer lower foreshore sensor   |
| PIB    | Produit intérieur brut   |
| PM     | Pleines mers   |
| POE    | Power over the ethernet  |
| POLR   | Physique des océans – Laboratoire de Rimouski                          |
| POR    | Porsmilin  |
| PPRL   | Plan de prevention des risques littoraux                               |
| PTL    | Pointe-Lebel   |
| R      | Runup, composé du setup et du swash                                    |
| rfl    | Reference contour line   |

|          |  |
|----------|--|
| RISC-KIT | Resilience-Increasing Strategies for Coasts – toolkit    |
| RMS      | Root-mean-square   |
| RMSE     | Root-mean-square error                                   |
| ROI      | Region of interest                                       |
| ROM      | Regional Oceanic Model                                   |
| RP       | Return period  |
| RS       | Risque de submersion                                     |
| RTK-GPS  | Real-Time Kinematic Global Navigation Satellite System   |
| RTR      | Marnage relatif  |
| SHOAL    | Scanning Hydrographic Operationnal Airborne Lidar Survey |
| SI       | Scatter index  |
| SLIM     | Shoreline intensity maximum                              |
| SPS      | Summary performance score                                |
| STD      | Standard deviation                                       |
| SWL      | Still water level  |
| TIMEX    | Time-exposure image                                      |
| TIN      | Triangulated irregular network                           |
| TR       | Tidal range  |
| TWL      | Total water level  |
| UAV      | Unmanned aerial vehicle                                  |
| UNISDR   | United Nations Office for Disaster Risk Reduction        |
| USGS     | U.S. Geological Survey                                   |
| WW3      | Wavewatch III  |
| XB       | XBeach   |
| XBeach   | eXtreme Beach behavior                                   |

## LISTE DES SYMBOLES ET DES UNITÉS

|               |  |
|---------------|--|
| $A_p$         | Surface submergée prédite                      |
| $A_o$         | Surface submergée observée                     |
| $b$           | Ordonnée à l'origine d'une régression          |
| $\cap$        | Intersection                                   |
| $\cup$        | Union  |
| $E(f)$        | Spectre d'énergie                              |
| $F_o$         | Surface surbmergée surestimée                  |
| $F_o$         | Surface surbmergée sous-estimée                |
| $\sum$        | Sommation                                      |
| $N$           | Nombre de cellules dans la matrice d'élévation |
| $Z_i$         | Valeur du pixel $i$                            |
| $P[A]$        | Probabilité d'occurrence de l'aléa             |
| $C$           | Valeur d'un objet dans le calcul du risque     |
| $c(.)$        | Fonction de densité de la copule               |
| $d_{avg}$     | Profondeur moyenne de submersion               |
| $D_{50}$      | Taille granulométrique médiane                 |
| $F$           | Distribution marginale                         |
| $F(r_1, r_2)$ | Distribution cumulative multivariée            |
| $g$           | Accélération normale de la pesanteur terrestre |
| $H$           | Bonne prédiction ( <i>hit rate</i> )           |
| $\in$         | Symbole de l'appartenance                      |
| $\infty$      | Infini   |
| $\%$          | Pourcentage                                    |
| $\Delta$      | Différence                                     |
| $^\circ$      | Degré  |



|                        |  |
|------------------------|--|
| $\Omega$               | Coefficient de chute adimensionnel   |
| $<$                    | Inférieur à  |
| $\leq$                 | Inférieur ou égal à  |
| $>$                    | Supérieur à  |
| $\pm$                  | Plus ou moins  |
| $H_0$ ou $H_{m0}$      | Hauteur significative des vagues au large  |
| $H_s$                  | Hauteur significative des vagues   |
| $H_b$                  | Hauteur des vagues au déferlement  |
| $L_0$                  | Longueur d'onde des vagues au large  |
| $T$                    | Période des vagues   |
| $T_{m02}$              | Période des vagues déduite des moments spectraux                                     |
| $T_p$                  | Période des vagues au pic du spectre   |
| km                     | Kilomètre  |
| m                      | Mètre  |
| cm                     | Centimètre   |
| mm                     | Millimètre   |
| m/yr                   | Mètre par année  |
| $\sigma$               | Écart-type   |
| $\eta_A$               | Composante déterministe de la marée  |
| $\eta_s$               | Résidu non-tidal du signal observé dû à la surcote barométrique                      |
| $< \eta >$             | Setup sur la côte  |
| $\eta$                 | Niveau d'eau moyen   |
| $\eta_{tide}$          | Niveau d'eau astronomique  |
| $R_{2\%}$              | Valeur dépassée par 2% des valeurs de la distribution de maxima de swash             |
| $R^2$ ou $\rho^2$      | Coefficient de détermination   |
| $S$                    | Swash ( $S_{IG}$ d'onde longue, $S_G$ d'onde courte)                                 |
| s                      | seconde  |
| $\zeta$                | Nombre d'Iribarren ( $\zeta_0$ lorsque défini par les conditions de vagues au large) |
| $\tan\beta$ ou $\beta$ | Pente de plage   |

|                  |   |
|------------------|---|
| $\tan\beta_{bf}$ | Pente du haut estran ( <i>beachface</i> )                         |
| $f$              | Fréquence   |
| Hz               | Hertz   |
| $\theta$         | Direction moyenne des vagues                                      |
| $m$              | Pente de régression   |
| $Z_{mwl}$        | Élévation de la ligne d'eau (niveau moyen de la surface de l'eau) |
| $Z_{mwl}$        | Élévation de la ligne d'eau (niveau d'eau total)                  |

## RÉSUMÉ

Les événements de submersion sont en augmentation sur les côtes du fleuve Saint-Laurent en raison des tempêtes, de la hausse du niveau marin et de la diminution de la glace de mer. À ce jour, le Québec ne possède pas de zonage de la submersion. Dans le cadre de cette thèse, une approche de cartographie de la submersion est développée en intégrant les vagues, les niveaux d'eau et la morphologie des plages de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (EGSL). Deux types d'approches cartographiques ont été comparés : la simulation empirique qui projette un niveau total statique sur le territoire (niveau d'eau observé + effet des vagues sur la côte, le jet de rive ou runup), et le modèle numérique *XBeach* en mode *surfbeat*. Ces deux approches nécessitent une surface topo-bathymétrique précise et actualisée de la plage. Grâce au développement d'un réseau de suivi des plages par vidéo, nous évaluons dans un premier temps l'efficacité d'une méthode de topographie intertidale par vidéo par rapport à des levés LiDAR terrestres, et améliorons sa performance en intégrant les niveaux d'eau près de la plage au module d'élévation des lignes d'eau. Ce projet a permis la création de surfaces topographiques à précision centimétrique comparable au LiDAR et d'y extraire des paramètres morphologiques, comme la pente de la plage, nécessaire aux modèles empiriques de niveaux d'eau. La capacité des deux approches de cartographie à simuler la submersion du 6 décembre 2010 au Bas-Saint-Laurent a ensuite été analysée en comparant les surfaces inondées. La correspondance spatiale entre les simulations et les observations de submersion a été évaluée. Il en ressort que malgré la complexité du modèle *XBeach* et une légère surprédiction du modèle empirique (36%), les surfaces submergées obtenues par les deux approches sont similaires et correctement prédites à hauteur de 66-78%. Dans le cadre d'une troisième étude, *XBeach* a également été utilisé dans la baie des Chaleurs pour évaluer l'impact d'un événement extrême pour l'horizon 2100 sur l'aléa de submersion. Les simulations montrent que les débordements côtiers ont été engendrés par des vagues de relativement faible amplitude à la côte ( $H_s < 1$  m) et que malgré des profondeurs d'eau avoisinant 1,2 m, des vitesses de courants élevées se sont produites dans les espaces urbanisés ( $U > 2$  m/s). L'analyse de la cartographie de la submersion à Maria suggère qu'en 2100, l'impact de la hausse du niveau marin sur les communautés riveraines du Saint-Laurent pourrait provoquer des submersions plus vastes avec des profondeurs d'eau et vitesses de courants plus élevées, ce qui pourraient intensifier l'aléa auquel fait face la population. Même si les simulations numériques permettent de comprendre comment les phénomènes physiques engendrent la submersion, l'intérêt de la méthode statique réside dans sa rapidité d'application, mais son efficacité est fonction de la validité et l'applicabilité des modèles empiriques de runup utilisés. Ainsi, le dernier volet de la thèse porte sur le paramétrage d'un modèle empirique de runup adapté à l'EGSL. L'observation du runup (et de ses composantes

moyenne et haute fréquence, le setup et le swash) par vidéo réalisée sur 5 plages couvre un large spectre de paramètres environnementaux et de types de côte sur une période de 3 ans. Des analyses de corrélation entre les niveaux d'eau à la côte et les caractéristiques de vagues au large et la pente de plage ont été réalisées. Les résultats montrent que l'influence des paramètres hydrodynamiques sur le runup, setup, et swash est paramétrée de façon similaire. Le rôle de la morphologie de la plage sur le setup est par ailleurs paramétré par une fonction inverse de la pente, alors que le swash est fonction de la racine carrée de la pente. Avec une erreur moyenne de 23 cm et un biais de 2 cm, l'équation de runup proposée offre un fort potentiel d'estimation des niveaux d'eau totaux sur les environnements côtiers diversifiés à fetch limité. Les résultats de la thèse montrent qu'il apparaît pertinent d'utiliser une approche statique pour identifier les zones les plus vulnérables à la submersion, en autant que l'équation utilisée soit validée sur le type d'environnement en question. En combinant cette approche à des modélisations numériques en zones à forte concentration d'enjeux, il sera possible d'instaurer un premier zonage de la submersion au Québec.

Mots clés : Cartographie de la submersion, Runup, Topographie par vidéo, Vagues infragravitaires, *XBeach*

## ABSTRACT

Coastal flood events are increasing on the shores of the St. Lawrence River due to storms, rising sea levels and decreasing sea ice. To date, the province of Québec does not have a coastal flood mapping guideline. In this thesis, a coastal flood mapping approach is developed by integrating waves, water levels and beach morphology of the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL). Two types of cartographic approaches were compared: the empirical simulation that projects a static total level overland (observed water level + wave effect on the coast, known as wave runup), and the numerical model *XBeach* in surfbeat mode. These two approaches require a precise and updated topo-bathymetric surface of the beach. Through the development of a shore-based video monitoring network, we first evaluate the effectiveness of a video intertidal topography method against terrestrial LiDAR surveys, and improve its performance by integrating water levels near the beach as a proxy to beach contour elevation. This project enabled the creation of centimeter-scale topographic surfaces comparable to LiDAR and the extraction of morphological parameters, such as the beach slope, necessary for empirical runup models. The ability of both mapping approaches to simulate the flood of December 6, 2010 in Bas-Saint-Laurent was analyzed by comparing flooded areas. Spatial correspondence between simulations and the observed flood extent was evaluated. Despite the complexity of *XBeach* and a slight over-prediction of the empirical model (36%), the flooded areas obtained by the two approaches are similar and correctly predicted by 66-78%. In a third study, *XBeach* was also used in the Chaleur Bay to assess the impact of an extreme event for the 2100 horizon on coastal flood hazards. The simulations show that the overland flow was generated by waves of relatively low amplitude at the coast ( $H_s < 1$  m) and that despite water depths close to 1.2 m, high current velocities occurred in the urbanized areas ( $U > 2$  m/s). The analysis of the flood maps in Maria suggests that by 2100, the impact of sea level rise on coastal communities in the St. Lawrence could lead to larger flooded areas, with deeper water depths and higher flow velocity, intensifying the risk to the population. Although numerical simulations offer an understanding of the physical phenomena that cause coastal flooding, the interest of the static method lies in its convenience, but its effectiveness depends on the validity of the empirical runup models employed. Thus, the last part of the thesis deals with the parameterization of an empirical runup model in the EGSL. Video-based wave runup observations (and of its mean and high frequency components, setup and swash, respectively) on 5 beaches was carried out on a broad spectrum of environmental parameters and coast type over a period of 3 years. Correlation analyzes between coastal water levels (runup, setup, and swash) and offshore wave characteristics and beach slope were performed. The results show that the influence of the hydrodynamic parameters on wave runup, setup, and swash is similarly parameterized. The role of the morphology of the range on the setup is however parameterized by an inverse function of the slope, while the swash is a function of the square root of the slope. With an

average error of 23 cm and a 2 cm bias, the original runup equation offers a high potential for estimating total water levels over diverse fetch-limited coastal environments. This thesis shows that it seems appropriate to use a static approach to identify the areas most vulnerable to coastal flooding, as long as the equation used is validated on the specific coastal environment. By combining this approach with numerical modeling in coastal hotspots with multiple issues at stake, it will be possible to introduce a first coastal flood zoning in the province of Québec.

*Keywords:* Coastal flooding, Runup, Video-derived topography, Infragravity waves, *XBeach*

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Cette thèse s'inscrit dans un long processus de développement technologique et d'acquisition de connaissances sur la dynamique des côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Au Québec, les derniers milliers d'années ont été marqués par des fluctuations significatives du niveau marin relatif (Barnett *et al.*, 2019). Ces fluctuations sont à l'origine d'une diversité de formes littorales et de dépôts sur lesquels les communautés sont établies (Dionne, 2002). Encore aujourd'hui, des variations du niveau d'eau côtier sont visibles, surtout lors des phénomènes météo-marins extrêmes qui engendrent des débordements côtiers et l'inondation du littoral – la submersion côtière. La problématique de la submersion au Québec est présentée dans cette introduction et positionnée dans une perspective globale. Les questions de recherche et les objectifs de la thèse sont exposés. Une section de l'introduction porte exclusivement sur la méthodologie générale, sans toutefois la décortiquer en détail pour éviter la redondance avec les chapitres.

### I.1 LA PROBLÉMATIQUE DE LA SUBMERSION CÔTIÈRE AU QUÉBEC

Au moment d'écrire cette thèse, la gestion de la submersion en bordure de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent au Québec repose principalement sur des critères développés en milieu fluvial. Selon la Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables qui s'applique depuis la *ligne des hautes eaux* vers le centre du cours d'eau, la *plaine inondable* du fleuve Saint-Laurent est soumise à la même législation que celle des autres cours d'eau, et constitue l'espace occupé par un lac ou un cours d'eau en période de crue (MDDEP, 2005). Selon cette politique, les zones soumises au risque

de submersion devraient ainsi être délimitées en fonction de niveaux d'eau de récurrences 0-20 ans ou 20-100 ans et ce, sans tenir compte de l'effet des vagues. Ces périodes de retour représentent la probabilité d'occurrence de variables aléatoires et sont obtenues par l'ajustement des extrêmes d'un échantillon (Kergadallan, 2013). Par exemple, à l'échelle canadienne, une période de retour de 100 ans (ou la probabilité d'occurrence annuelle de 0,01) est couramment utilisée pour déterminer l'intensité et la durée des événements de précipitations (Kuo et Gan, 2015), et déterminer des cotes de crues qui servent à la gestion du territoire en milieu fluvial.

Comme il en est question dans cette thèse, les problèmes liés à l'utilisation des cotes d'élévation fixes pour déterminer les zones submersibles sont nombreux. Il est déjà reconnu en milieu fluvial qu'une cote fixe d'inondation de récurrence donnée n'est pas représentative de la dynamique naturelle d'une rivière qui peut être incisée ou en accumulation sédimentaire, ce qui fait varier les niveaux d'eau dans les divers tronçons fluviaux (Biron *et al.*, 2014). Imaginons une tempête côtière qui touche un littoral non linéaire, et qui engendre une submersion : comme en rivière, l'élévation à la limite de l'eau et de la terre ne sera pas fixe en raison de la connectivité hydraulique et de surface (et de multiples processus physiques) (van de Sande *et al.*, 2012), ainsi que par variations morphologiques de la zone côtière, ce qui a d'ailleurs été montré lors de la submersion de décembre 2010 dans l'Est du Québec (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2016). L'application d'une cote fixe contraint la représentation de la submersion à une surface d'élévation fixe et délimitée par la topographie de même élévation que le plan d'eau (Poulter et Halpin, 2008). Comme nous le verrons dans les différents chapitres de cette thèse, la connectivité qui est assumée entre les cellules d'une matrice d'élévation pour représenter la submersion sous-entend généralement un écoulement de surface afin de minimiser la surestimation de l'extension de l'inondation (Figure I.1. Schématisation de la méthode cartographique de la submersion basée sur l'hypothèse des niveaux d'eau statiques). Cette méthode est largement utilisée à l'échelle mondiale (Breilh *et al.*, 2013; Ramirez *et al.*, 2016; van de Sande *et al.*, 2012; Vousdoukas *et al.*,



2016) et dans l'est du Canada (Daigle, 2012; Webster *et al.*, 2014; Webster, 2010) pour cartographier l'aléa de submersion. Ce choix se base sur la simplicité et la rapidité de mise en œuvre de l'approche.

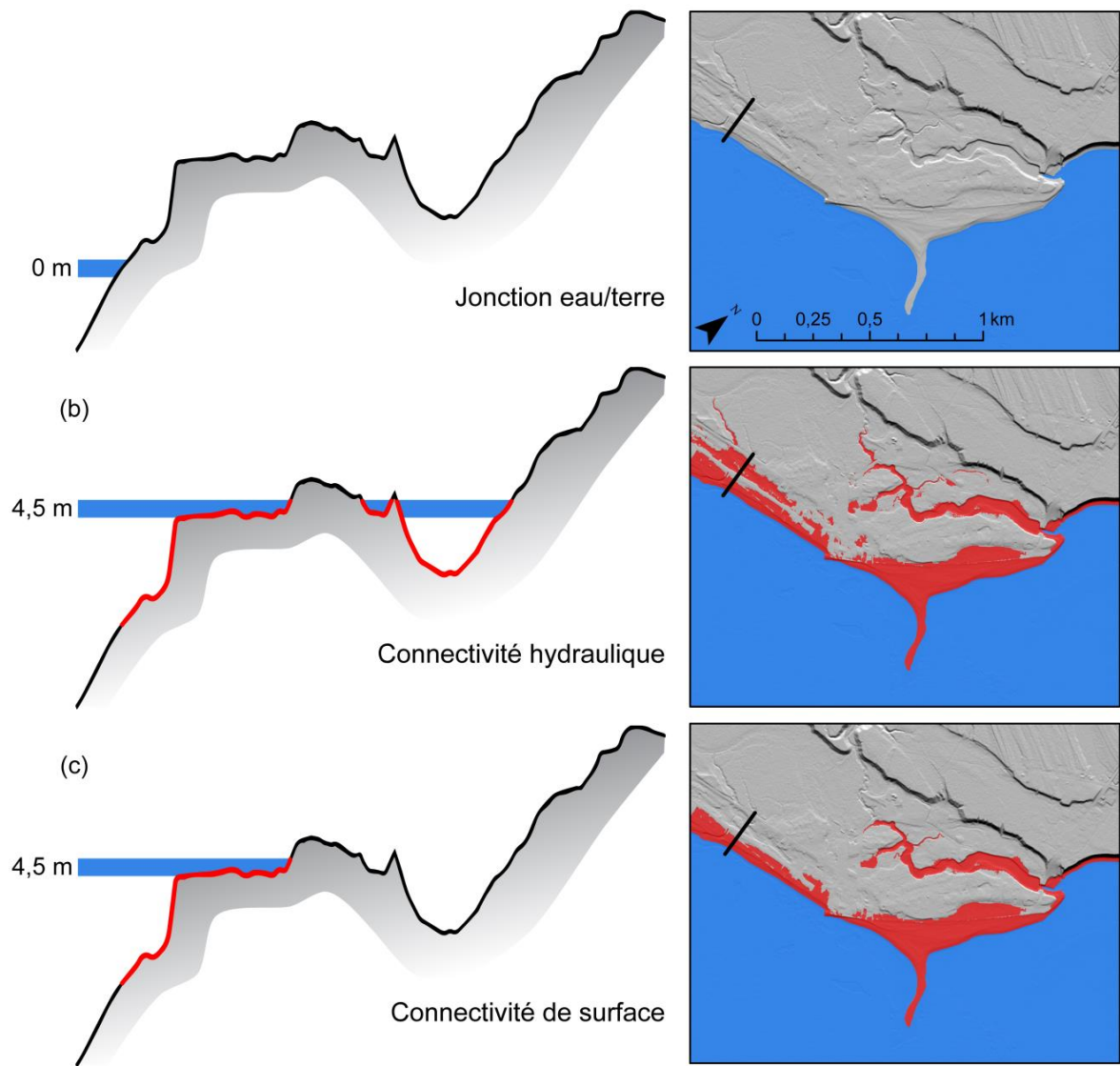


Figure I.1. Schématisation de la méthode cartographique de la submersion basée sur l'hypothèse des niveaux d'eau statiques dans la région de Sept-Îles (Qc, Canada) sur la rive nord du Saint-Laurent. La colonne de gauche représente un profil de plage perpendiculaire à la côte, la colonne de droite montre l'extension d'une submersion

fictive sur fond de LiDAR aéroporté selon le type de connectivité sélectionné et sur lequel est localisé le profil topographique.

Les phénomènes qui déterminent les niveaux d'eau sur le domaine maritime diffèrent de ceux qui se produisent en rivière : ce ne sont pas des crues, mais des marées, des ondes de tempêtes et des vagues anormalement élevées qui définissent l'aléa de submersion (MEDDE, 2013). Dans un contexte de hausse globale du niveau marin et d'ajustement de la croûte terrestre (Han *et al.*, 2014; Koohzare *et al.*, 2008), la submersion future dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent sera également tributaire des variations régionales du niveau de la mer (Bernatchez *et al.*, 2011). Une approche de cartographie adaptée du risque de submersion doit donc être intégratrice de ces paramètres afin de permettre une gestion durable de la zone côtière.

Plus de 35% des côtes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent sont caractérisés par un relief de faible altitude (Bernatchez, 2006). Cette proximité par rapport au niveau de la mer soumet ces côtes basses au risque de franchissement par les vagues lorsque le niveau de l'eau devient trop élevé (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015). Par exemple, le 6 décembre 2010, lorsqu'une dépression extratropicale a frappé le Canada Atlantique (Québec, Nouveau-Brunswick, Nouvelle-Écosse, Île-du-Prince-Édouard), de nombreuses zones ont été submergées ou érodées par de hauts niveaux d'eau (Daigle, 2011; Didier *et al.*, 2015; Quintin *et al.*, 2013). Dans le futur, les côtes du Saint-Laurent pourraient être submergées de façon plus fréquente en raison d'une diminution du couvert de glace de mer (Ruest *et al.*, 2016; Senneville *et al.*, 2014; Vaughan *et al.*, 2013) et par conséquent d'une modification des événements extrêmes et des aléas côtiers (Forbes *et al.*, 2004; Geng et Sugi, 2003; Grinsted *et al.*, 2012; Holland, 2012; Knutson *et al.*, 2010; Rhein *et al.*, 2013). La diminution du couvert de glace de mer en hiver permet aux vagues d'être générées sur une plus longue distance (Ruest *et al.*, 2015) et de se heurter aux plages avec plus d'énergie (Forbes *et al.*, 2014). Ainsi, même si la fréquence des systèmes de tempêtes extratropicales mondiales n'auraient pas nécessairement tendance à augmenter (Bengtsson *et al.*, 2009;

Champion *et al.*, 2011; Geng et Sugi, 2003), le nombre de tempêtes effectives à la côte sur les littoraux de l'est du Canada sera potentiellement plus important en raison de la réduction du couvert de glace de mer et de la diminution du nombre de jours avec un pied de glace (Senneville *et al.*, 2014). Or, les liens entre les tempêtes et les impacts sur la côte par submersion côtière ne sont pas totalement compris au Québec où peu d'études ont été entreprises sur cet aléa – si on exclut les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2014a; Didier *et al.*, 2014b; Didier *et al.*, 2015; Marchand *et al.*, 2014). L'étude de l'effet des tempêtes sur la submersion est donc nécessaire au développement d'une approche de cartographie de l'aléa au Québec.

## **I.2 CONTEXTE SCIENTIFIQUE**

### **I.2.1 Besoins en cartographie de l'aléa de submersion**

Les tempêtes représentent la nature dans sa forme la plus énergétique et violente (Harley, 2017). Sur la côte, elles se manifestent par des impacts allant de l'érosion de la plage à l'inondation permanente du littoral (Sallenger, 2000). Au sens strict de la terminologie de la gestion des risques de désastres aux Nations Unies, les tempêtes sont des aléas météorologiques extrêmes qui durent de quelques minutes à quelques jours, alors que les inondations sont des aléas causés par l'occurrence, le mouvement et la distribution des eaux (douces ou salées) de surface et de subsurface. La distinction entre une tempête côtière, surtout associée aux cyclones tropicaux et extratropicaux, et une inondation, demeure cependant assez floue, considérant que les ondes de tempêtes font partie des aléas hydrologiques ou hydrométéorologiques (Halkos et Zisiadou, 2018). Quoi qu'il en soit, lors des tempêtes, c'est majoritairement l'érosion et l'écoulement de l'eau qui posent une menace à la population. Entre 2004 et 2013, 63 207 personnes sont décédées dans le monde lors d'inondations, incluant l'effet des vagues et des ondes de

tempêtes (Harley, 2017). À l'échelle mondiale, trois des cinq plus importantes tempêtes ayant impacté la côte entre 1998 et 2017 se sont produites en 2017 sur la côte est américaine et dans les Caraïbes – les Ouragans Harvey (95 G\$ US), Maria (70 G\$ US) et Irma (81 G\$ US) – (CRED, 2017).

La définition d'inondation (*flood*) selon le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) est simple. Elle se limite à la notion de débordement d'un cours d'eau ou autre plan d'eau en-dehors de ses frontières normales, ou à l'accumulation d'eau dans des zones normalement non-submergées (IPCC, 2018). Au Québec, le ministère de la Sécurité publique définit la submersion « marine » comme une « inondation des terres basses en bordure de la mer soit de manière graduelle par la hausse du niveau marin, soit de manière soudaine lors d'ondes de tempête » (Sécurité civile, 2016). La submersion est le résultat de l'interaction de plusieurs phénomènes météo-marins qui agissent sur la côte et se produit surtout en période de tempête lorsque le niveau de l'eau surpasse la première ligne de défense (Sallenger, 2000). Dans un contexte de gestion des risques de désastres, la submersion est considérée en France comme un aléa au même titre que l'érosion côtière (recul du trait de côte) et que la migration dunaire (Azzam *et al.*, 2014). Selon l'UNISDR (2009), un aléa naturel est un « processus ou phénomène naturel qui peut causer des pertes de vies humaines, des blessures ou d'autres effets sur la santé, des dommages aux biens, la perte de moyens de subsistance et de services, des perturbations socio-économiques, ou des dommages à l'environnement ».

Dans cette thèse, il sera surtout question d'évaluer l'intensité de l'aléa de submersion en termes de profondeur d'eau et d'extension spatiale (Chapitre 2 et 3), et de vitesses de courants (Chapitre 3). Ce sont les paramètres les plus importants pour quantifier le danger encouru par la population (Ramsbottom *et al.*, 2006). Dans le chapitre 2, la notion de risque de submersion (RS) est abordée à travers l'exposition des bâtiments. Le risque se définit comme étant le « résultat de l'interaction entre un aléa potentiel et la vulnérabilité des éléments exposés. Il correspond à la combinaison de la probabilité

d'occurrence d'un aléa et des conséquences pouvant en résulter sur les éléments vulnérables d'un milieu donné » (Gouvernement du Québec, 2014). Mathématiquement, la relation peut prendre la forme suivante (Einstein et Sousa, 2007; Sättele *et al.*, 2016):

$$RS = P[A]VC \quad (I.1)$$

où le risque  $RS$  est fonction de la probabilité d'occurrence de l'aléa  $P[A]$ , de la vulnérabilité  $V$  incluant l'exposition et de la valeur  $C$  de l'objet (Einstein et Sousa, 2007; Medina-Cetina et Nadim, 2008). Au Canada, peu importe l'approche cartographique utilisée (modélisation numérique, approche statique, « pinceau large », etc.), deux types de cartographies d'inondation sont habituellement réalisées en gestion de risques (Henstra et Thistlethwaite, 2018) – le terme *inondation* est toujours à considérer avec attention, puisqu'il est presque systématiquement indifférencié entre les milieux fluviaux et les littoraux maritimes : la carte de l'aléa, normalement représentée par des profondeurs d'eau, et la carte de risque, qui montre des niveaux de risque faible à élevé. Tant la carte d'aléa que celle du risque forment la base d'une planification territoriale intelligente (Seibold, 2003). L'objectif d'une cartographie de la submersion est d'identifier les zones touchées par l'aléa, mais aussi de fournir une information technique pour la planification de l'aménagement du territoire et le développement de règlements concernant les zones inondables (MFLNRO, 2011). Si l'objectif est la réduction du risque, notamment en augmentant la perception de la population face aux risques d'inondation, il peut s'agir tant d'une représentation cartographique de la surface potentiellement submergée que des impacts possibles de l'aléa sur les propriétés et les biens (Henstra et Thistlethwaite, 2018). Fondamentalement, dans un contexte de gestion des risques de catastrophes, les deux types de cartes interviennent à l'étape de préparation du cycle de gestion des risques de catastrophes (Figure I.2).

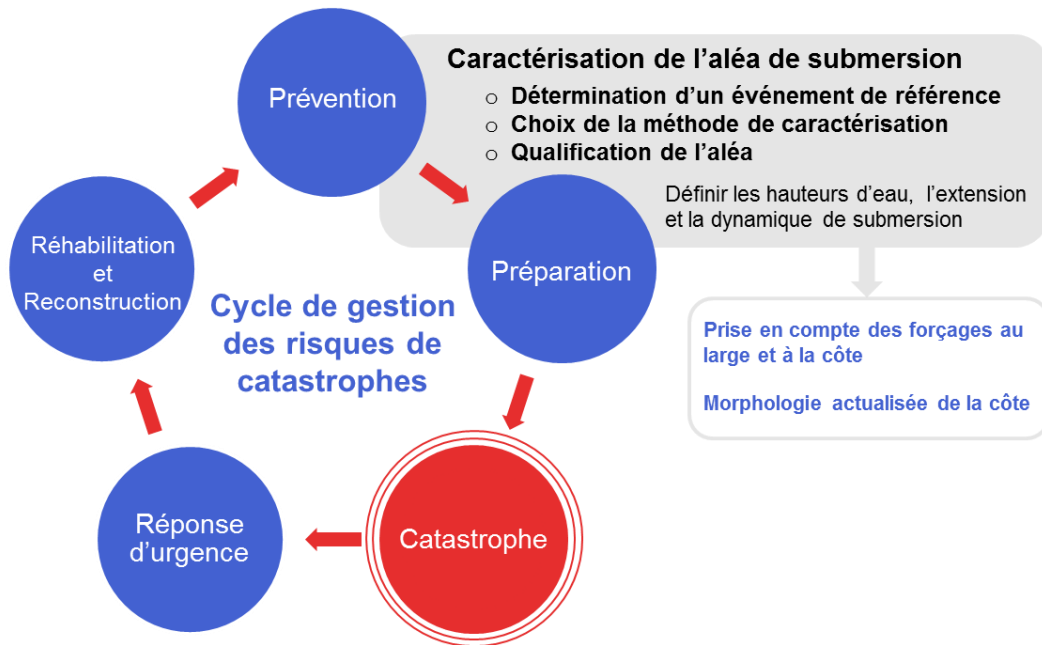


Figure I.2. Positionnement de l'étape de cartographie de l'aléa de submersion dans le cycle de gestion des risques de catastrophes reconnu par les Nations-Unies. Adapté de <http://www.un-spider.org/fr/risques-et-catastrophes>.

En France, la cartographie de la submersion est une étape cruciale du Plan de prévention des risques littoraux (PPRL) (MEDDE, 2013). L'approche générale consiste 1) à déterminer un événement de référence, historique ou déterminé statistiquement, 2) à sélectionner une approche pour cartographier l'aléa et 3) à qualifier l'aléa (de faible à modéré) selon le mode de manifestation des phénomènes en considérant la dynamique de la submersion, les paramètres de hauteur d'eau, la durée de l'événement et les vitesses d'écoulement. Au Québec, bien que la réalisation des cartes de zones exposées aux aléas incombe aux municipalités locales et régionales, aux agglomérations, aux organisations gouvernementales et aux réseaux et établissements publics et parapublics (Gouvernement du Québec, 2014), en ce qui concerne la submersion, aucun cadre de travail n'est actuellement en vigueur.

La problématique de l'augmentation de la fréquence des épisodes de submersion et des autres aléas hydrométéorologiques est mondiale (Hallegatte *et al.*, 2013; Muis *et al.*, 2015, 2016). Cette tendance s'explique par une augmentation globale de la population, de l'urbanisation et du développement économique qui a considérablement accru l'exposition et les risques face aux aléas hydrométéorologiques (Jongman *et al.*, 2012). La dernière décennie a donc été marquée par une augmentation des coûts associés à l'occurrence des désastres (Golnaraghi, 2012; Hallegatte, 2012; McSharry, 2014). Par exemple, à Sint Maarten, une île des Antilles appartenant au Royaume des Pays-Bas, la tempête Irma a coûté 797% du PIB de la nation (CRED, 2017). Dans la dernière décennie, la communauté internationale s'est donc également tournée vers des objectifs d'adaptation face aux aléas, avec comme principal objectif de diminuer l'exposition des populations grâce à des outils de prévention et d'atténuation aux technologies diverses proposés dans le Cadre d'Action de Sendai des Nations Unies (UNISDR, 2015). Pour la réduction des risques de désastre en milieu côtier, aucune mesure n'est explicitement mentionnée, mais certaines initiatives d'envergure mondiale ont été implantées dans le cadre de projets de recherche majeurs. Ces travaux ont mis à contribution une multitude d'outils technologiques pour mieux anticiper les aléas *et alerter* les populations côtières face aux aléas : la demande des communautés repose presque systématiquement sur des outils de visualisation cartographiques des zones soumises à la submersion (Culver *et al.*, 2009).

Depuis une dizaine d'années, aux États-Unis, la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) et le *U.S. Geological Survey* (USGS) ont donc mis à disposition du public un outil de cartographie interactive de la submersion, mais basé uniquement sur des cotes fixes sous l'effet de la hausse du niveau marin et des marées astronomiques (Marcy *et al.*, 2011). La *Federal Emergency Management Agency* (FEMA) a par ailleurs développé le *Coastal Hazard Analysis Modeling Program* (CHAMP) pour la côte Est américaine (FEMA, 2007). Il s'agit d'une interface graphique (GUI, pour *Graphical User Interface*) codée en *Visual Basic* qui simule les

aléas sur des transects perpendiculaires à la côte, mais qui demeure peu accessible en raison de son contenu hors-ligne. C'est d'ailleurs ce qui a motivé Barnard *et al.* (2014) à développer le modèle CoSMoS (*Coastal Storm Modeling System*) pour prédire la submersion, l'érosion et les mouvements de falaises à grande échelle. En Europe, le projet MICORE (*Morphological Impacts and COastal Risk induced by Extreme storm events*) (Harley *et al.*, 2011; Van Dongeren *et al.*, 2009) a été développé pour mettre en ligne des outils de prédictions d'impacts morphologiques des épisodes de tempête pour soutenir les stratégies d'adaptation pour la protection civile, grâce à une structure opérationnelle de système d'alerte (de l'étude de l'aléa à au transfert d'information vers les communautés). L'intégration des composantes sociales dans les projets de modélisation des risques côtiers s'est accrue récemment avec le projet RISC-KIT (*Resilience-Increasing Strategies for Coasts - toolKIT*) (Van Dongeren *et al.*, 2014). Ce programme de recherche s'est co-construit grâce à l'implication de 18 partenaires financés par l'Union Européenne, et avec un objectif de réduction de risque et d'augmentation de la résilience face aux aléas à fréquence faible, mais à fort impact dans la zone côtière. RISC-KIT a posé les bases scientifiques reposant sur 5 outils spécifiques intégrés au cycle complet de la gestion des risques de désastres (Van Dongeren *et al.*, 2017) : 1) une base de données sur les impacts des tempêtes; 2) un cadre de travail pour l'analyse des risques côtiers; 3) un guide d'identification des mesures de réduction des risque; 4) un système d'aide à la décision et d'alerte basé sur un réseau bayésien pour déterminer l'efficacité des mesures sélectionnées; 5) une analyse multi-critères des mesures sélectionnées. C'est à la deuxième étape que les aléas sont évalués, principalement grâce à l'intégration du modèle morphodynamique et multi-aléas *XBeach* (Roelvink *et al.*, 2009) en modes 1D et 2D. Ces projets ont tous un point en commun : représenter l'aléa de submersion grâce à une approche adaptée au littoral en intégrant la non-stationnarité des forçages de tempête pour éviter la mauvaise représentation des risques côtiers (Van Dongeren *et al.*, 2014).



## **I.2.2 Paramètres à l'origine de la submersion**

L'augmentation de la fréquence des épisodes de submersion côtière est généralisée à l'échelle mondiale notamment en raison de l'augmentation de l'intensité moyenne des ondes de tempêtes lors des cyclones tropicaux, et qui se produisent lors de fortes marées (IPCC, 2019; Resio et Westerink, 2008). Le long des littoraux, les effets de la subsidence naturelle (affaissement isostatique) ou anthropique (extraction des ressources) amplifient également les effets des tempêtes, et contribuent largement à la hausse du niveau marin relatif à l'échelle régionale ou locale (Barnett *et al.*, 2017; Nicholls et Cazenave, 2010; Syvitski *et al.*, 2009). Il a récemment été montré que 1,3 % de la population mondiale est à risque de submersion par une onde de tempête extrême de récurrence 100 ans (Muis *et al.*, 2016). Par ailleurs, ces effets n'incluent aucunement le rôle des vagues qui peuvent pourtant amplifier les niveaux d'eau à la côte lors des événements de submersion (Didier *et al.*, 2015; Didier *et al.*, 2016; Nicolae-Lerma *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2018) et qui pourront, dans le futur, contribuer à la hausse du niveau d'eau en zone côtière à des échelles interannuelles à multi-décennales (Melet *et al.*, 2018). Pour les côtes basses situées à proximité du niveau moyen de la mer actuel, ce problème s'aggrave drastiquement. Storlazzi *et al.* (2018) ont par exemple montré qu'en 2050, la plupart des milliers d'atolls dans le monde seront submergés au moins une fois par année par l'effet combiné de la constante augmentation du niveau d'eau relatif et du déferlement des vagues, menant à une contamination des nappes phréatiques et vers un abandon/relocalisation presque inévitable des habitants en raison d'une pénurie d'eau potable.

Le déferlement et le passage des vagues en eaux peu profondes induisent une élévation du niveau d'eau à la côte qui voit sa limite supérieure définie par la nappe d'eau

projetée sur la plage, nommé jet de rive ou communément runup<sup>1</sup> (Cariolet et Suanez, 2013; Stockdon *et al.*, 2006). Le runup peut franchir le trait de côte (sommet de défense naturelle ou artificielle) et varier en fonction des conditions morphodynamiques des plages (Sallenger, 2000; Stockdon *et al.*, 2009). Une submersion n'est donc pas homogène, l'élévation qu'elle peut atteindre est fonction des variations morphologiques le long de la côte. Le niveau d'eau qui s'observe physiquement à l'interface terre/mer est donc un niveau d'eau total (NET) (Figure I.3), résultat de la somme de quatre composantes : le niveau moyen des mers (NMM) par rapport au zéro géodésique (le Système canadien de référence altimétrique de 1928, ou *Canadian Geodetic Vertical Datum 1928*, CGVD28, est utilisé dans cette thèse), la composante déterministe astronomique de la marée par rapport au NMM ( $\eta_A$ ), le résidu non-tidal du signal observé majoritairement dû à la surcote barométrique ( $\eta_s$ ) et le runup ( $R$ ) (Ruggiero, 2013; Serafin *et al.*, 2017; Serafin et Ruggiero, 2014). Le niveau d'eau au repos (*still water level*, SWL, ou niveau d'eau instantané (NEI) (Xu et Lefavre, 2015)) fait généralement référence au niveau d'eau marin observé en l'absence des vagues (Kergadallan, 2013), et constitue la sommation du  $\eta_A$  et du  $\eta_s$ . En présence de vagues, ce niveau est plus dynamique sous l'effet d'oscillations à plus ou moins hautes fréquences – c'est le niveau d'eau dynamique ou total (NET), équivalent français du *total water level* (TWL).

La contribution au niveau d'eau total la plus importante à la côte est le *wave* runup. Le runup est l'élévation verticale maximale atteinte par les vagues sur une plage suite au déferlement, résultat de la combinaison du niveau d'eau moyen observé à la côte sous l'effet de la marée astronomique, de la surcote, d'une surélévation (setup) moyenne du niveau d'eau sur la plage ( $\langle \eta \rangle$ ), et des oscillations à haute fréquence autour de cette

---

<sup>1</sup> Au même titre que les documents officiels abordant les niveaux d'eau à la côte ailleurs dans la francophonie, les termes runup (*wave* runup), setup et swash seront utilisés dans cette thèse (Kergadallan, 2013; MEDDE, 2013).

moyenne (swash) (Guza et Thornton, 1982; Stockdon *et al.*, 2006). Il est par ailleurs fonction de la morphodynamique locale, principalement sous l'influence de la hauteur des vagues au large en eau profonde, de leur longueur d'onde et de la pente de la plage (Stockdon *et al.*, 2006). Ce paramètre s'exprime généralement empiriquement par le calcul du 98<sup>e</sup> percentile de la distribution des maximas de la série temporelle de swash, correspondant théoriquement à la valeur dépassée par 2% des valeurs de la distribution (Stockdon *et al.*, 2006).

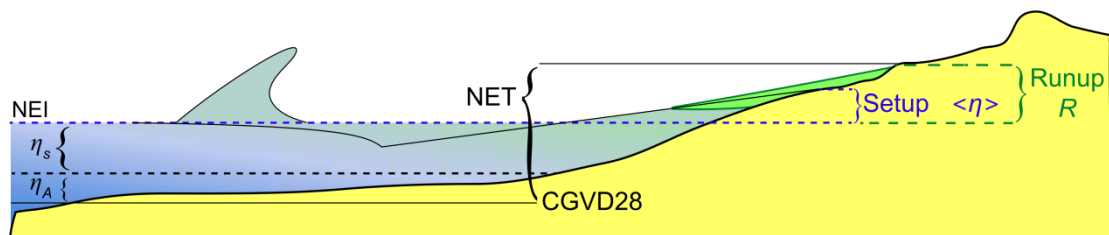


Figure I.3. Schématisation des principales composantes du niveau d'eau total (NET)

La pente de la plage est le principal paramètre morphologique qui influence le runup sur les plages réfléchissantes à forte pente (Hunt, 1959), et celle-ci s'intègre notamment dans les modèles empiriques qui assument une uniformité de la plage (Roelvink *et al.*, 2009). Le raisonnement derrière l'inclusion de la pente de la plage dans les équations de runup repose sur son rôle dans le degré de réflectivité des conditions hydrodynamiques sur la côte : elle influence le type de déferlement, les oscillations à basses fréquences et le runup (Bauer et Greenwood, 1988). Une pente faible est généralement associée à un contexte dissipatif. Plus elle augmente, plus la côte est réfléchive, mais ces caractéristiques varient également en fonction de la cambrure de vagues (rapport entre hauteur des vagues et longueur d'onde des vagues). Stockdon *et al.* (2006) ont développé des équations empiriques de runup adaptées au contexte environnemental des plages donné par le nombre d'Iribaren  $\zeta$  (Iribaren et Nogales, 1949) défini par :

$$\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_0/L_0}} \quad (\text{I.2})$$

où  $\tan\beta$  (ou  $\beta$ ) est la pente de la plage,  $H_0$  et  $L_0$  la hauteur significative et la longueur d'onde des vagues au large.

Le runup peut être analysé en séparant les composantes infragravitaires ( $f < 0.05$  Hz) et gravitaires ( $f > 0.05$  Hz) du spectre de swash. Un indice de  $\xi < 0.3$  est typiquement associé aux plages dissipatives, où le runup dans la bande incidente peut devenir saturé, c'est-à-dire qu'il cesse d'augmenter même si  $H_0$  et  $L_0$  continuent d'augmenter (Fiedler *et al.*, 2015), en raison d'une forte dissipation de l'énergie dans la zone de surf (Bertin *et al.*, 2018; Guza et Thornton, 1982b; Holman et Sallenger, 1985; Lashley *et al.*, 2018; Ruessink *et al.*, 1998; Ruggiero *et al.*, 2004; Senechal *et al.*, 2011). En période de tempête, lorsque les courtes vagues du large approchent la côte (Figure I.4), elles déferlent progressivement et le cas échéant « disparaissent » dans les eaux peu profondes sur la plage : l'énergie est transférée aux ondes infragravitaires qui, par leur longue longueur d'onde, dominant tant les vitesses de propagation que l'amplitude de la surface de l'eau (Nederhoff, 2014). Les deux types de vagues engendrent un transport sédimentaire sur le littoral, mais contrairement au swash des vagues d'onde courte, le swash infragravitaire ne sature pas (Raubenheimer et Guza, 1996), d'où son importance dans le risque de submersion.

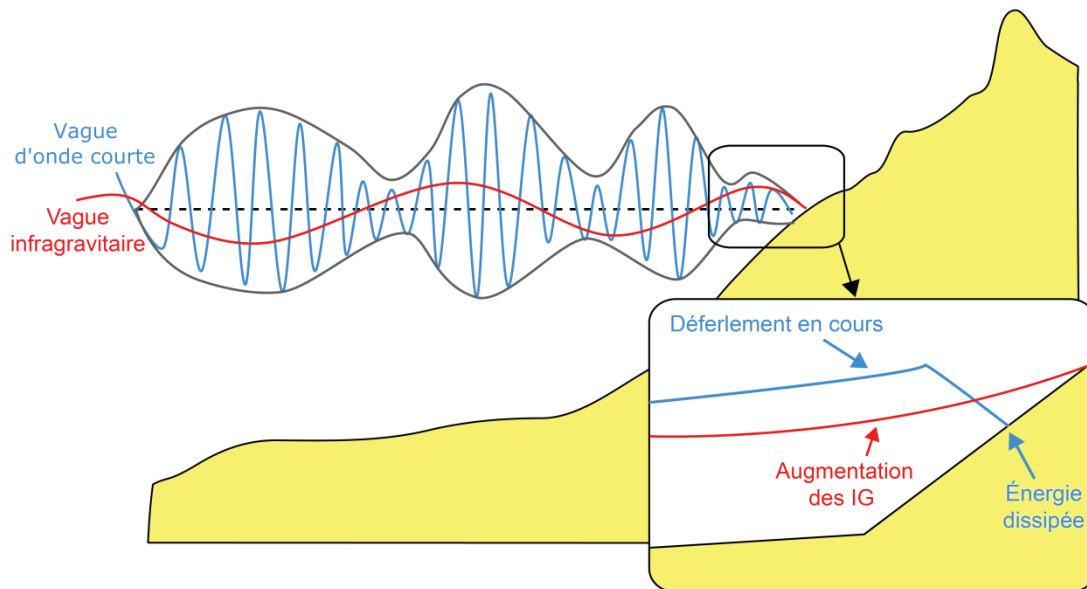


Figure I.4. Schématisation des oscillations dominantes à hautes et basses fréquences en zone littorale. Les courbes noires représentent l'enveloppe des vagues d'onde courte. Adapté de Erikson *et al.* (2017) et Nederhoff (2014).

Les vagues infragravitaires contribuent significativement à augmenter le niveau d'eau sur la plage (Hughes *et al.*, 2014; Ruessink *et al.*, 1998), qu'elle soit dissipative ou réfléchive, et permettent donc aux vagues gravitaires de déferler plus loin vers la côte et de provoquer des franchissements (Bertin *et al.*, 2018). Elles jouent donc un rôle prépondérant sur la réponse morphologique du système en termes d'érosion (Ciavola *et al.*, 2014), de débordement (Matias *et al.*, 2012) et de brèches dans des systèmes sédimentaires (Bertin *et al.*, 2017; Gomes da Silva *et al.*, 2018). Sur les plages réfléchives ( $\zeta > 1.25$ ) (Stockdon *et al.*, 2006), ces longues oscillations ont moins d'effet sur le swash, et la dépendance du runup par rapport à la pente de la plage et aux vagues gravitaires devient plus importante.

L'interprétation de la pente de la plage *effective* sur le runup est cependant difficilement identifiable et quantifiable sur des plages naturelles, souvent très variables en fonction

du marnage et du régime de vagues. La zone de la plage sur laquelle calculer la pente, à savoir le haut estran, le bas estran, ou l'ensemble de l'estran, est également un sujet d'intérêt (Didier *et al.*, 2016; Suanez *et al.*, 2015). En milieu dissipatif par exemple, certains modèles empiriques ne prennent en considération que les caractéristiques des vagues au large (Ruggiero *et al.*, 2001). Lorsque la plage est complexe, notamment en raison de barres d'avant-côte (Stockdon *et al.*, 2006), de pentes convexes ou concaves, de plates-formes rocheuses (Didier *et al.*, 2016), l'emploi de modèles empiriques devient difficile, et les modèles numériques peuvent être plus adaptés pour calculer le runup (Stockdon *et al.*, 2014). L'ambiguïté du paramètre peut complexifier son identification, d'autant plus que la pente peut varier au fil des saisons en fonction des épisodes de tempêtes qui modifient les bilans sédimentaires et la morphologie de l'estran, et c'est pourquoi l'étude des différentes pentes est un sujet d'intérêt en géomorphologie côtière depuis plusieurs années (Cariolet et Suanez, 2013; Dodet *et al.*, 2017; Holman, 1986; Nielsen et Hanslow, 1991). Pourtant, aucun consensus n'existe sur le type de pente à intégrer aux modèles. Ce paramètre morphologique, qui est d'ailleurs fonction de la dynamique des plages, a donc besoin d'être étudié en détail afin d'adapter les formules empiriques et identifier leurs limites.

Plusieurs processus physiques influencent les vagues à la côte, notamment 1) la propagation (réfraction, diffraction, réflexion) et la dissipation due au déferlement ; 2) la surélévation de l'eau liée aux vagues au déferlement (setup); 3) les courants induits par les vagues; 4) les interactions vagues-courants; et 5) le transport sédimentaire. Le modèle *XBeach*, qui est utilisé dans cette thèse (Chapitres 2 et 3), peut calculer la réponse de la plage en terme d'érosion, de franchissement et de destruction du trait de côte par une brèche (Roelvink *et al.*, 2009). Il est notamment utilisé pour simuler l'impact de ces processus physiques sur les côtes sédimentaires puisqu'il peut résoudre l'effet des vagues infragravitaires sur les niveaux d'eau à la côte. Ce type de modèles requiert cependant une validation et une calibration propre à chaque environnement (Simmons *et al.*, 2017), ce qui nécessite des données hydrodynamiques *in situ* sous

diverses conditions météo-marines. Le potentiel des modèles numériques pour prévoir le runup est tout de même plus élevé que les formules empiriques sur des plages aux pentes complexes et plus particulièrement en présence de secteurs subissant un drainage important qui complique les projections d'écoulement de l'eau vers les terres (Gallien *et al.*, 2014). Par contre, les modèles numériques exigent un temps de traitement plus important, ce qui justifie parfois une comparaison des modèles empiriques et numériques (Orton *et al.*, 2015; Patrick *et al.*, 2015). Il en sera question dans le Chapitre 2.

### **I.2.3 Mesures haute fréquence de la morphodynamique côtière**

La compréhension des phénomènes hydrodynamiques et de leur variabilité en fonction de la morphologie des côtes est nécessaire pour envisager l'aménagement durable du territoire et l'adaptation face aux risques côtiers en bordure du Saint-Laurent. Leur quantification est requise pour établir des cartographies de la submersion basées sur des modèles validés, sans quoi des incertitudes importantes peuvent demeurer non-expliquées (Didier *et al.*, 2016). La submersion se produit généralement en période de conditions hydrodynamiques extrêmes. C'est pourquoi l'étude tant de la morphologie, du runup et des épisodes de franchissement et de débordement grâce à des modèles empiriques et numériques nécessite une méthode d'échantillonnage qui couvre l'ensemble de la variabilité spatiotemporelle des environnements côtiers, incluant les événements de tempêtes qui exercent les principaux agents morphogènes sur les côtes meubles. On parle ainsi de bien quantifier l'évolution événementielle, ou la composante haute fréquence de la morphodynamique littorale (Almar *et al.*, 2008).

Les côtes sableuses évoluent dans le temps et l'espace sous l'influence des processus morphogéniques qui se produisent à de multiples dimensions dans les zones de surf et de swash (Masselink et Puleo, 2006). Suite au déferlement en présence ou non de barres sableuses (Figure I.5), des processus dynamiques de courte durée se produisent sur la

plage. C'est le cas des mouvements oscillatoires de swash à haute et basse fréquence (Ruessink *et al.*, 1998) comme mentionné précédemment, des interactions entre la nappe d'eau souterraine et la plage (Huisman *et al.*, 2011; Sous *et al.*, 2016), et de l'érosion du substrat (Vousdoukas *et al.*, 2009).

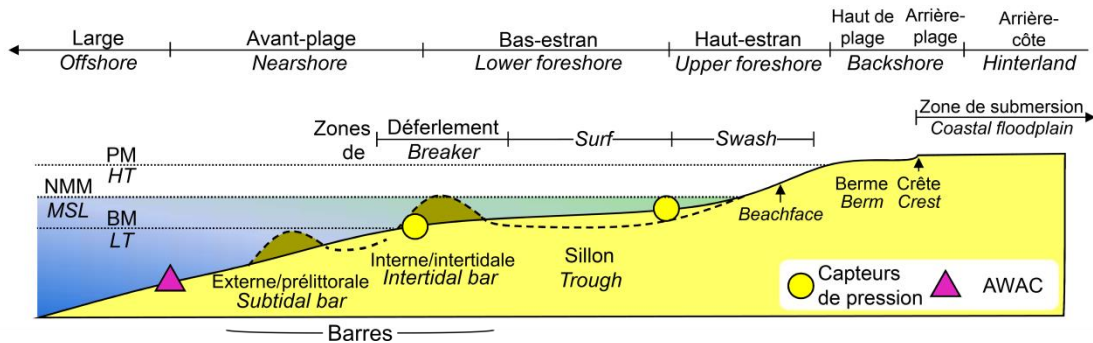


Figure I.5. Segmentation côtière du large à la côte en présence ou non de barres en zone intertidale ou pré littorale. Les instruments submergés dans la zone intertidale et tels qu'utilisés dans le plan d'échantillonnage de la thèse sont localisés de part et d'autre des basses mers (BM). Le terme « beachface » fait référence à la portion haute de l'estran sous le niveau des pleines mers (PM) et qui, dans le Saint-Laurent, possède une pente généralement plus abrupte que le reste de l'estran (foreshore).

À des échelles temporelles plus longues sous l'effet de régimes de vagues variables au cours de l'année (Masselink et Pattiaratchi, 2001), les plages peuvent également être affectées par des changements épisodiques, progressifs, mais surtout cycliques et saisonniers. Les cycles de conditions de tempête (forte énergie des vagues) et pré-tempête (faible énergie des vagues) sont définis par une érosion et un transport vers le large importants lors des tempêtes, suivi par une déposition rapide au cours d'une longue période de temps plus calme (Nordstrom, 1980). Les variabilités saisonnières mettent en évidence des contrastes marqués dans la morphodynamique des côtes, ce qui s'observe généralement sur la côte Atlantique de l'Amérique du Nord (Owens, 1977; Pearre et Puleo, 2009). Par ailleurs, les environnements côtiers affectés par la glace de mer en saison froide peuvent subir une consolidation des sédiments sous l'effet



du gel, et de l'érosion par transport glaciaire et à la base du front du pied de glace (Forbes et Taylor, 1994). Caractériser les processus morphogéniques critiques à plusieurs échelles spatio-temporelles est cependant complexe en raison de la faible résolution temporelle de la plupart des techniques de mesures qui impliquent un nombre restreint de campagnes d'acquisition topographique au cours d'une année, ce qui filtre les événements de courte durée (Blossier *et al.*, 2017).

La solution technologique la plus polyvalente pour étudier la zone côtière repose sur le traitement d'images vidéo puisqu'elle permet de quantifier l'interdépendance de l'hydrodynamique et de la morphologie (Splinter *et al.*, 2018) (Figure I.6). Les systèmes vidéos sont utilisés pour mesurer le runup à haute fréquence, plus spécifiquement grâce à la détection des oscillations de swash à l'interface terre/mer (Holman *et al.*, 1993). Par ailleurs, la morphologie de la plage et de la pente peuvent changer significativement au cours d'un cycle de marée sous l'effet de la modulation de la localisation des processus reliés aux vagues (i.e point de déferlement, localisation des barres qui influencent le déferlement), ce qui fait ressortir des phénomènes de dissipation d'énergie contrastés entre la marée basse et la marée haute (Guedes *et al.*, 2011). Ainsi, pour le développement d'équations empiriques de runup, des pentes actualisées sont nécessaires pour bien comprendre la morphodynamique à la côte, ce qui peut également être réalisé grâce à la création de topobathymétries intertidales par vidéo (Aarninkhof *et al.*, 2003; Almar *et al.*, 2012; Morris *et al.*, 2007). Au Canada, le manque de connaissance sur la dynamique des plages à haute résolution temporelle a été souligné par Taylor *et al.* (2014). Ces derniers prônent le recours à des plateformes d'observations autonomes, à des modèles numériques et à la télédétection. Il sera question dans cette thèse de l'ensemble de ces points, en débutant par la mise en opération d'un réseau de caméra vidéo pour les mesures morphodynamiques dans la zone côtière à de multiples échelles spatio-temporelles (Chapitre 1).

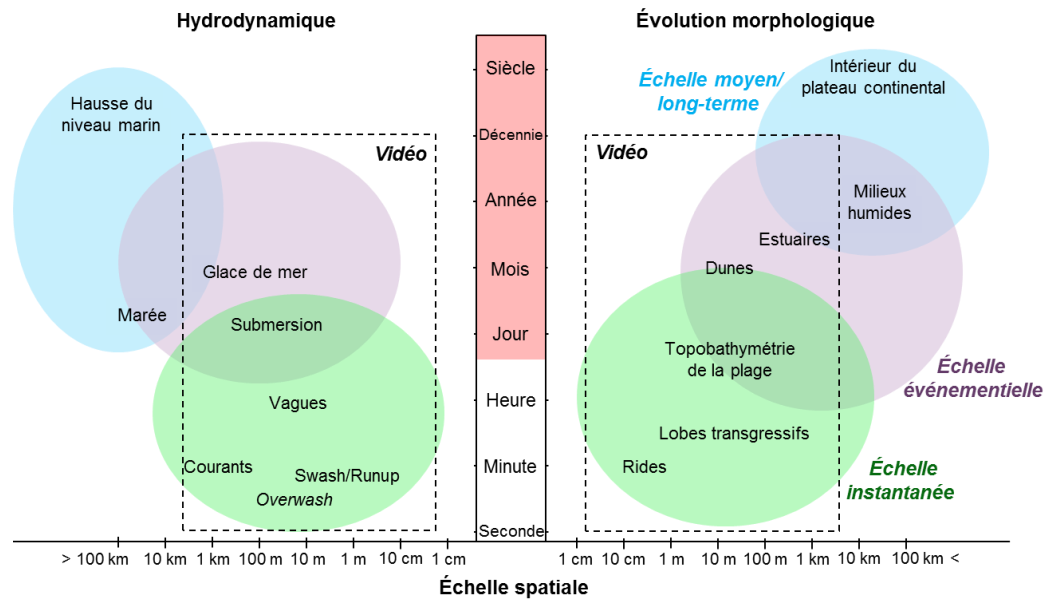


Figure I.6. Représentation conceptuelle des processus hydrodynamiques (à gauche) et de l'évolution morphologique des côtes qui en résulte (à droite) selon les différentes échelles spatiotemporelles. Adapté de Almar (2009), Andriolo (2018) et Elko *et al.* (2014)

### I.3 OBJECTIFS DE RECHERCHE

Ce projet doctoral a comme objectif principal d'établir une approche de cartographie de l'aléa de submersion côtière adaptée au littoral de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (EGSL), grâce à l'intégration des processus qui font suite au déferlement des vagues et à une analyse approfondie de la morphodynamique côtière sur des sites représentatifs de la morphologie de l'EGSL. Défini en étroite collaboration avec la Sécurité publique du Québec, ce qui permet de mettre davantage en lumière les besoins et les retombées concrètes pour la gestion des risques côtiers au Québec, le projet de recherche s'articule autour de quatre objectifs spécifiques. L'atteinte de ces objectifs se réalisera grâce à une intégration progressive des résultats de chacun :

1. Évaluer l'importance des niveaux d'eau et des vagues sur le positionnement vertical de la ligne d'eau, définie comme étant la jonction entre l'eau et la plage en un instant  $t$ , afin de développer une méthode de création de topographie intertidale automatisée par imagerie vidéo pour calculer les pentes de plages;
2. Évaluer l'effet des conditions hydrodynamiques (vagues et niveaux d'eau) sur les processus de submersion, et comparer la performance de modèles empiriques et numériques pour reproduire les niveaux de submersion;
3. Grâce aux simulations numériques, évaluer l'impact de la hausse du niveau marin sur les processus qui ont cours lors d'une submersion côtière au Québec maritime;
4. Développer des nouvelles équations empiriques de runup pour l'EGSL à utiliser dans une démarche de cartographie de la submersion, compte tenu de la variabilité morphodynamique des systèmes côtiers et tout en déterminant le rôle joué par les vagues infragravitaires.

#### **I.4 SITES D'ÉTUDE**

Le fleuve Saint-Laurent s'écoule dans un large bassin estuarien : l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (EGSL) (Figure I.7). Les côtes sont affectées par une circulation estuarienne influencée par l'écoulement du Saint-Laurent et de ses nombreux tributaires qui se mélangent à l'eau froide et salée en provenance du chenal Laurentien (Saucier et Chassé, 2000). On y retrouve donc des courants de marées qui dominent la morphodynamique côtière dans la portion amont de l'estuaire. Le marnage évolue de macro-tidal ( $\sim 7$  m) dans la région de l'Île-aux-Coudres à  $\sim 1$  m le long de la péninsule de Forillon dans le golfe, voire en-deça de 1 m aux Îles-de-la-Madeleine. Dans ce large bassin semi-fermé, les vagues sont générées localement par les vents ( $H_0$  50 ans =  $\sim 4,5$ -8 m), alors que la forme étroite de l'estuaire le protège des conditions de vagues plus maritime du golfe ( $H_0$  50 ans =  $\sim 2,5$ -4 m) (Ruest *et al.*, 2016).

L'évolution morphologique des côtes de l'EGSL est étudiée depuis des décennies, notamment en ce qui a trait à la caractérisation des types de côtes (Bernatchez et Dubois, 2004), aux taux d'accumulation (Dionne, 2004), à l'érosion côtière (Bernatchez et Dubois, 2004, 2008; Fraser *et al.*, 2017), aux processus glaciels (Allard et Tremblay, 1981; Bruyère *et al.*, 2019; Corriveau *et al.*, 2018; Dionne, 1973; Dionne et Brodeur, 1988; Senneville *et al.*, 2014), à la hausse du niveau marin relatif (Barnett *et al.*, 2019; Barnett *et al.*, 2017; Dionne, 2001; Forbes *et al.*, 2014; Rémillard *et al.*, 2017). Plusieurs études ont également soulevé que la proximité des enjeux par rapport à la côte est un facteur majeur augmentant les risques côtiers (Bernatchez *et al.*, 2011; Boyer-Villemare *et al.*, 2014; Drejza *et al.*, 2011; Drejza *et al.*, 2019; Fraser *et al.*, 2017; Friesinger et Bernatchez, 2010). Récemment, c'est la submersion lors des tempêtes qui est devenue un des aléas dominant les questions de recherche dans les provinces maritimes, particulièrement depuis la tempête de décembre 2010 (Didier *et al.*, 2015, 2016; Drejza *et al.*, 2019; Webster *et al.*, 2014).

On retrouve le long du Saint-Laurent une diversité de types de côtes sous l'influence de divers forçages météo-marins. Les terrasses de plages, les flèches littorales, les côtes à plates-formes rocheuses, les larges battures meubles, les côtes avec barres de bas estran et pré-littorales, ou encore les marais maritimes sont tous des systèmes côtiers qui définissent l'hétérogénéité du paysage littoral du Saint-Laurent (Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez et Quintin, 2016). De nombreuses falaises rocheuses ou meubles font aussi office de trait de côte infranchissable par les hauts niveaux d'eau : ces morphologies modelées tant par des processus hydrodynamiques que subaériens, particulièrement d'origines thermiques et liés au cycle gel/dégel le long du Saint-Laurent (Bernatchez *et al.*, 2011; Bernatchez et Dubois, 2008; Boucher-Brossard *et al.*, 2017), ne seront pas abordées dans cette thèse.

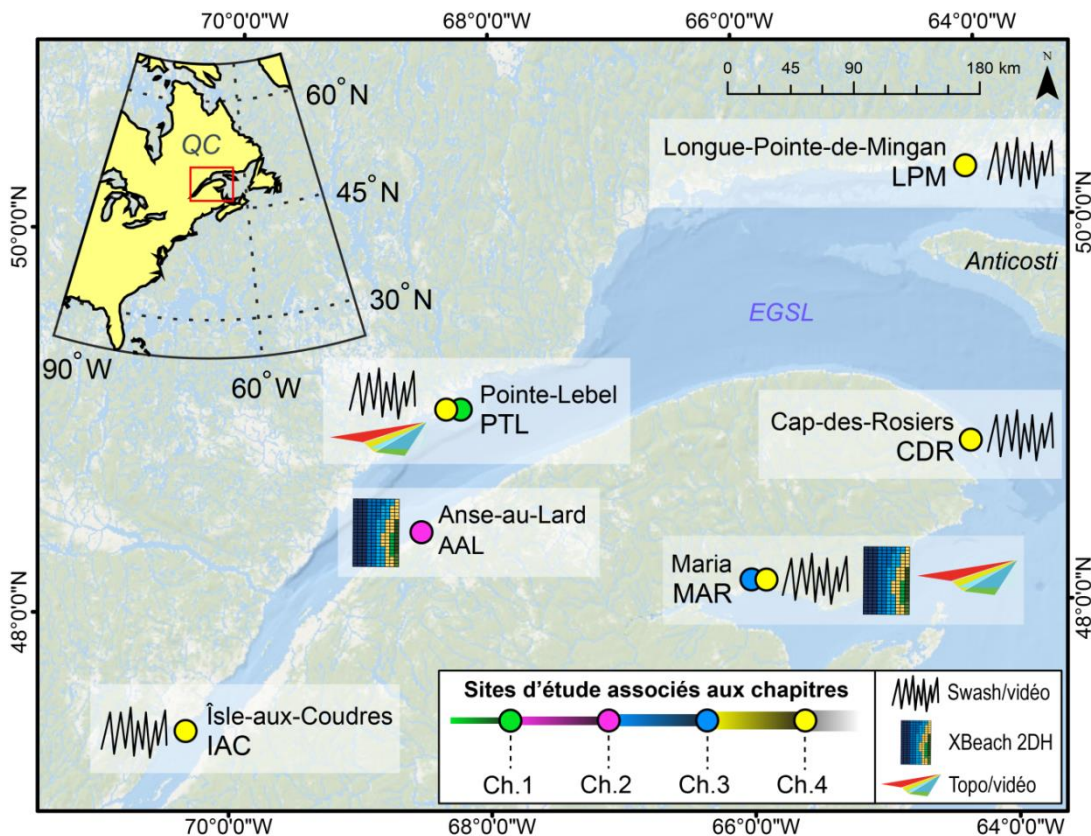


Figure I.7. Localisation des sites d'étude instrumentés, de leur positionnement dans le contexte de la thèse et des principaux développements méthodologiques parcourus dans les chapitres. La localisation précise de chaque site est représentée par le cercle de couleur sous-jacent.

Au cours des quatre chapitres de cet ouvrage, six sites représentatifs des côtes basses et submersibles du Saint-Laurent sont étudiés (Figure I.7). Le climat de vagues et les niveaux d'eau y sont quantifiés et modélisés. Les sites sont clairement caractérisés dans chaque chapitre, mais il est nécessaire de bien établir leur contexte dans le cadre de la thèse. Une progression dans les étapes méthodologiques et dans l'intégration des connaissances développées d'un chapitre à l'autre fait en sorte que certains sites ne font partie que d'un seul chapitre. C'est le cas notamment de la côte bas-laurentienne localisée entre Rimouski et Sainte-Flavie (Chapitre 2), sur la rive sud du Saint-Laurent. Il s'agit d'une côte composite caractérisée par des plages sablo-graveleuses de faible

largeur (~30 m) qui reposent sur un estran dissipatif de roche sédimentaire (d'où l'expression anglaise de *platform beaches*), et influencée par un marnage méso-tidal (4,6 m) aux marées semi-diurnes (Didier *et al.*, 2016). Il s'agit d'un secteur vulnérable à la submersion, mais la présence d'une plate-forme rocheuse engendre un déferlement au large important en période de tempête. La propagation des vagues en eaux peu profondes sera également influencée par la largeur de cette plate-forme. L'énergie des vagues sera concentrée sur les pointes rocheuses qui séparent les anses (Dionne, 2002). En raison des données de validation de niveaux d'eau et de limites de submersion disponibles pour ce secteur (Didier *et al.*, 2016), ce site a été sélectionné pour valider le modèle *XBeach* à des fins de cartographie de la submersion (Chapitre 2).

Trois des sites instrumentés ne font partie que du Chapitre 4 et ont permis de mesurer les niveaux de runup par imagerie vidéo. Il s'agit de l'estran de l'Île-aux-Coudres (IAC) et des plages de Cap-des-Rosiers (CDR) et Longue-Pointe-de-Mingan (LPM) (Figure I.8). Ces environnements sont littéralement opposés en termes de morphodynamiques. L'estran composite sur la rive sud de l'IAC est caractérisé par une large plate-forme rocheuse avec une forte variabilité longitudinale et perpendiculaire à la côte qui laisse place à une mince bande de sédiments sablo-graveleux sur le haut estran (Brodeur *et al.*, 1983), présentant une pente abrupte et réfléchive. La plate-forme s'étend sur plusieurs centaines de mètres vers le large et un escarpement rocheux la sépare de la batture de sédiments fins. Au large, un cordon de graviers y dissipe l'énergie des vagues à l'approche de la côte pendant la majorité du cycle tidal (Bernatchez *et al.*, 2017). Cette morphologie complexe est sous l'influence d'un marnage macro-tidal (> 6 m à Saint-Joseph de la rive (Xu et Lefaiivre, 2015)).

À l'extrémité est de la péninsule gaspésienne, la plage de Cap-des-Rosiers forme un cordon de graviers/galets qui fait face aux vagues générées par les vents d'est en provenance du golfe du Saint-Laurent. La marée y est cependant assez faible (< 2,5 m à Rivière-au-Renard (Xu et Lefaiivre, 2015)). Cette plage était protégée par un enrochement depuis les années 1950, et a été remise à l'état naturel en 2016. Suite aux

travaux, la plage a été soumise rapidement à des épisodes énergétiques qui ont engendré des phénomènes de débordements (*washover*) qui ont permis à la crête de migrer légèrement vers l'intérieur des terres et retrouver une pente plus faible (Didier *et al.*, 2018). Soumise à un régime de marée d'environ 2,3 m (Xu et Lefavre, 2015), la terrasse de plage de Longue-Pointe-de-Mingan est caractérisée par des accumulations sédimentaires dans la zone littorale sous forme de barres sableuses qui se déplacent dans le temps (Ross et Long, 1989). La section de plage étudiée est localisée à l'est du village de Longue-Pointe-de-Mingan. Protégée des vagues du golfe par l'île d'Anticosti, la plage fait face au sud-est, ce qui la rend principalement modelée par les vagues en provenance du détroit de Jacques Cartier.

En plus d'être intégrés au Chapitre 4, les sites de Pointe-Lebel et Maria sont étudiés respectivement dans les Chapitres 1 et 3. La plage de Pointe-Lebel présente un bas estran de sédiments fins (batture) de plus de 2 km de largeur à marée basse sur lequel repose un haut estran de dépôts sableux formant une pente abrupte. Le marnage mésotidal (3-4,3 m) (CHS, 2015) oscille donc sur un profil de plage particulièrement subhorizontal (et dissipatif) à marée basse mais réfléchitif à marée haute, où se produisent les phénomènes de swash et setup abordés au Chapitre 4. Il s'agit d'une zone sensible à l'érosion (Bernatchez et Dubois, 2004) qui fait partie d'un suivi topographique saisonnier en raison des enjeux de gestion du littoral et d'un banc d'essai de mesures d'atténuation des aléas (Bernatchez *et al.*, 2018). En raison de l'homogénéité de la granulométrie sur le haut estran, le contraste de couleur qui caractérise l'interface terre/mer est important à Pointe-Lebel (forte présence de rouge sur les pixels qui représentent le sable). Pour cette raison, le développement de la méthodologie de création de topo-bathymétrie intertidale y est réalisé et constitue le premier chapitre de la thèse.



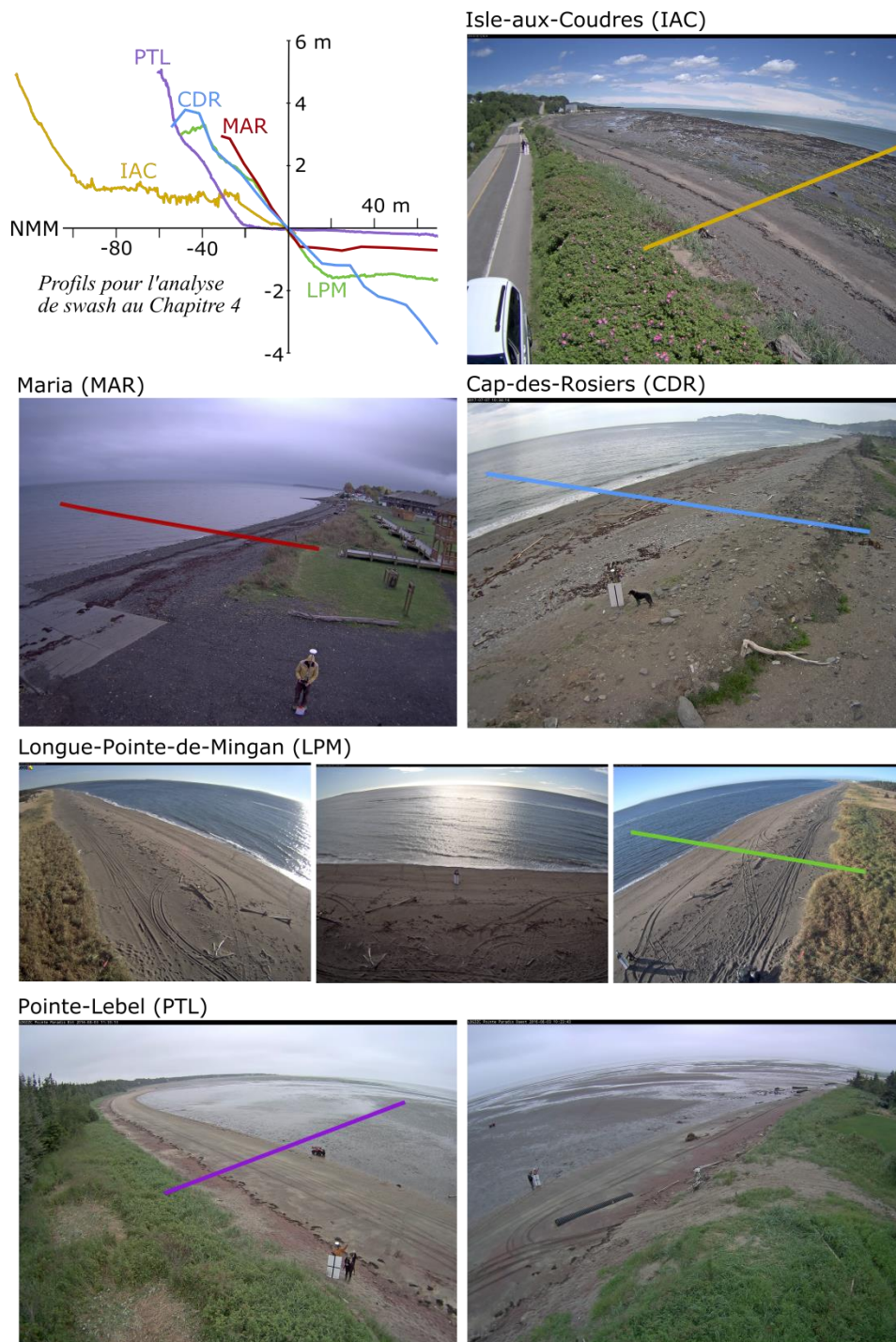


Figure I.8. Vues obliques acquises par le réseau de caméras vidéo et emplacement des profils de plages utilisés pour l'analyse de swash au Chapitre 4. L'élévation (CGVD28) est fonction de la distance par rapport à la croisée du NMM avec la plage.



Enfin, la plage méso-tidale de Maria est localisée dans la baie des Chaleurs sur une flèche littorale de sable et graviers qui est fortement anthropisée par des structures de protection verticales faisant office de protection contre les hauts niveaux d'eau et l'érosion côtière (Bernatchez *et al.*, 2011). La portion haute de l'estran y est réfléchive et abrupte en raison du substrat sablo-graveleux (Didier *et al.* 2014). Un changement de pente marqué au sein de l'estran laisse place à un bas estran subhorizontal. La municipalité de Maria est sensible aux épisodes de débordement lors des surcotes et la cartographie de la submersion y est complexe en raison des écoulements de surfaces qui nécessitent une attention particulière et une compréhension approfondie des processus en cause (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015). Ce site fait donc partie d'une étude précise au Chapitre 3, laquelle intègre les notions développées et acquises dans les deux premiers chapitres.

## **I.5 PRÉSENTATION DES CHAPITRES DE LA THÈSE**

Le cheminement de la thèse est établi autour de quatre chapitres sous forme d'articles scientifiques pouvant être consultés indépendamment. Leur organisation s'échelonne depuis le développement d'un réseau de suivi des plages par vidéo et d'un outil de création de topo-bathymétries actualisées pour l'étude de la morphologie littorale (Objectif 1, Chapitre 1), nécessaire à l'atteinte des objectifs subséquents. Son objectif est d'abord de comprendre les processus hydrodynamiques qui déterminent l'élévation de la ligne d'eau à l'interface terre/mer – ce qui répond en partie à l'atteinte de l'Objectif 2 –, d'explorer les caractéristiques de l'image qui affectent la détection de la ligne d'eau ainsi que les incertitudes associées, et de comparer l'approche de création topo-bathymétriques avec un référentiel altitudinal réalisé par technologie LiDAR. Ce chapitre forme également la base de l'acquisition des mesures de pentes de plage et de swash par vidéo qui sont utilisées au Chapitre 4.

Le deuxième chapitre, réalisé en parallèle au Chapitre 1, s'éloigne du contexte de mesure à haute fréquence du littoral et porte principalement sur la modélisation de la submersion sur le territoire du Bas-Saint-Laurent. Il vise à comparer les méthodes de cartographie de la submersion statique (à partir d'équations empiriques, *bathtub*) et numériques, et de comparer leur efficacité grâce à une validation sur des limites de submersion historique. Le Chapitre 2 répond donc à l'atteinte de l'Objectif 2 de la thèse et introduit le troisième chapitre.

Directement issu de la méthode développée au Chapitre 2, le Chapitre 3 vise à mieux comprendre l'effet d'une submersion en milieu urbanisé sur une côte basse à terrasse de plage et flèche littorale typique du Québec maritime, et explore les changements morphologiques qui peuvent se produire lors d'événements extrêmes de débordements côtiers. Grâce à des simulations numériques avec *XBeach*, ce chapitre répond à l'Objectif 3 de la thèse puisqu'il intègre également l'effet de la hausse du niveau marin sur les processus de submersion, et évalue sa contribution sur l'impact de l'aléa en termes d'hydrodynamisme et de propagation de l'inondation. Par ailleurs, ce chapitre valide *XBeach* en mode hydrodynamique sur des environnements à faible énergie tel que ceux la baie des Chaleurs.

Le dernier chapitre de la thèse constitue l'aboutissement du traitement des données de swash par vidéo et complète ainsi trois années d'observations sur cinq plages de l'EGSL. Ce chapitre porte sur le développement d'équations empiriques pour calculer le runup dans l'EGSL, et afin de mieux comprendre son comportement et son implication dans les variabilités régionales de niveaux d'eau à la côte. Il répond donc à l'ultime objectif de la thèse et apporte une possibilité de concourir à des options plus simples de prévisions des niveaux d'eau côtiers par l'utilisation d'équations empiriques, ce qui représente une alternative aux modélisations numériques pour les analyses régionales de la submersion. Les quatre chapitres forment le développement et l'analyse d'une méthode de cartographie de la submersion dans l'EGSL.

# CHAPITRE 1

## VALIDATION PAR LIDAR DE LA TOPOGRAPHIE DE HAUT ESTRAN DÉRIVÉE DE L'IMAGERIE VIDÉO

### 1.1 PRÉSENTATION DU PREMIER ARTICLE




*remote sensing*



*Article*

## LiDAR Validation of a Video-Derived Beachface Topography on a Tidal Flat

David Didier <sup>1,\*</sup>, Pascal Bernatchez <sup>1</sup>, Emmanuel Augereau <sup>2</sup>, Charles Caulet <sup>2</sup>,  
Dany Dumont <sup>3</sup> , Eliott Bismuth <sup>1</sup>, Louis Cormier <sup>1</sup>, France Floc'h <sup>2</sup> and Christophe Delacourt <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Québec-Océan, Centre d'études nordiques, Chaire de Recherche en Géoscience Côtière, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, QC G5L 3A1, Canada; Pascal\_Bernatchez@uqar.ca (P.B.); Eliott\_Bismuth@uqar.ca (E.B.); Louis\_Cormier@uqar.ca (L.C.)

<sup>2</sup> Laboratoire Géosciences Océan UMR 6538, Institut Universitaire Européen de la mer, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 29280 Plouzané, France; emmanuel.augereau@univ-brest.fr (E.A.); charles.caulet@univ-brest.fr (C.C.); france.floch@univ-brest.fr (F.F.); christophe.delacourt@univ-brest.fr (C.D.)

<sup>3</sup> Institut des Sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Physique des Océans—Laboratoire de Rimouski, Rimouski, QC, G5L 3A1, Canada; Dany\_Dumont@uqar.ca

\* Correspondence: David\_Didier@uqar.ca; Tel.: +1-418-723-1986 (ext. 1364)

Received: 26 June 2017; Accepted: 7 August 2017; Published: 11 August 2017

#### 1.1.1 Contexte du Chapitre 1

Le premier chapitre de cette thèse forme la base méthodologique des Chapitres 3 et 4 (et donc de deux articles scientifiques déjà publiés). Il constitue un avancement technologique majeur en géomorphologie côtière au Québec. Il aura permis d'instaurer de nouvelles possibilités d'études à haute fréquence de la topographie des

environnements côtiers sédimentaires et des processus morphogéniques. Il est difficile de mesurer en temps réel la topographie d'une plage et l'hydrodynamisme en période de tempête pour une multitude de raisons logistiques évidentes : les instruments bougent ou sont emportés par l'impact des vagues et des glaces. Également, les mesures *in situ* se réalisent sur des localisations précises uniquement, ce qui exige une interpolation spatiale entre les points d'observations, etc. Ces problématiques justifient l'utilisation de la vidéo.

La majorité des processus dans la zone littorale peuvent être perçus visuellement à la surface de l'eau. Cette signature représente la colonne d'eau et ce qu'elle subit sur le fond (Holman *et al.*, 1993). L'image possède donc une signature optique qui peut être exploitée (Holman et Stanley, 2007). Nous l'exploiterons particulièrement dans ce chapitre. La quantification de la variabilité de l'intensité d'une image en une matrice bidimensionnelle d'éléments d'image, ou pixels, est à la base des analyses vidéo de la morphodynamique côtière. Les systèmes de surveillance des plages par imagerie vidéo ont vu le jour à la fin des années 1980 aux États-Unis au *Coastal Imaging Laboratory (Oregon State University)*. À cette époque, Lippmann et Holman (1989) ont été les premiers à identifier la position des crêtes de barres sableuses submergées grâce aux caractéristiques des bandes blanches nuageuses en surface obtenues sur des images moyennées (*time-exposure*, ou *timex*, comme il en sera question dans ce Chapitre 1). Plusieurs pays, dont l'Australie, les États-Unis, les Pays-Bas, la Nouvelle-Zélande, ont par la suite profité de l'arrivée des systèmes *Argus* pour implanter des réseaux de suivi des plages qui permettent désormais des études multi-temporelles (de la seconde à la décennie) des processus qui dictent la dynamique des systèmes complexes que sont les plages naturelles. Les types d'utilisation de l'imagerie vidéo sont multiples mais généralement orientés vers une compréhension 1) de la propagation et de la transformation des vagues à la côte dans la zone intertidale sous l'effet de la diminution de la profondeur d'eau, et 2) de la réponse réciproque de la topographie sous l'effet des interactions avec les vagues. Comme l'objectif de la thèse repose sur plusieurs analyses

et observations de la dynamique côtière (vagues, niveaux d'eau, runup, changements topographiques), ces deux grands groupes d'utilisation de l'imagerie vidéo seront abordés dans la thèse.

Comme des surfaces topographiques actualisées sont nécessaires aux mesures de runup à haute fréquence, il sera question du deuxième type d'application dans le Chapitre 1 – les mesures de swash par vidéo seront abordées au Chapitre 3. Un réseau de suivi de plages par vidéo a donc été implanté le long de l'EGSL dans un objectif de création de surfaces topo-bathymétriques avec une fréquence temporelle plus élevée que celle des méthodes conventionnelles comme le LiDAR, la photogrammétrie ou les profils de plage au GPS-RTK. Ce premier article, intitulé « *LiDAR validation of a video-derived beachface topography on a tidal flat* », a été soumis dans la revue *Remote Sensing* le 27 juin 2017; il était publié en ligne le 11 août 2017. Les résultats ont aussi été présentés à plusieurs reprises dans les conférences suivantes : CoastGIS 2018 (University of the Westfjords, Ísafjörður, Islande), Québec-Océan 15<sup>e</sup> Assemblée Annuelle (2016) (Rimouski).

J'ai entièrement réalisé cet article, le traitement des données et leurs analyses sous la supervision de mes deux directeurs, Pascal Bernatchez et Dany Dumont. L'article est le résultat direct d'une collaboration originale entre les Laboratoire de dynamique et gestion intégrée des zones côtières de l'Université du Québec à Rimouski et Géosciences Océan de l'Université de Bretagne Occidentale (UBO, France), collaboration que j'ai développée au cours de la thèse. Deux stages à Brest m'auront permis d'apprendre les rudiments du traitement de l'imagerie, de créer de nouveaux codes pour adapter les traitements à nos systèmes, et de développer une série d'outils graphiques (GUI) pour la réalisation de surfaces topo-bathymétriques intertidales à partir de la vidéo – ces outils sont désormais utilisés par d'autres étudiants au laboratoire. Ce véritable programme scientifique transatlantique s'est développé en étroite collaboration avec Emmanuel Augereau, Charles Caulet (sous la supervision de France Floc'h) et Christophe Delacourt de l'UBO, tous co-auteurs de l'article. Au

Québec, Eliott Bismuth et Louis Cormier ont contribué au traitement des données de vagues et LiDAR, respectivement.

### 1.1.2 Résumé en français

Les systèmes de vidéo surveillance du littoral permettent des analyses haute fréquence de la migration de la ligne de rivage, qui est l'interface entre l'eau et la plage. Les techniques de détections optiques de cette ligne d'eau peuvent être combinées avec des mesures de niveau d'eau et vagues pour créer des modèles numériques d'élévation (MNE). Cependant, l'élévation associée à chaque ligne d'eau est généralement estimée à partir d'équations empiriques des conditions hydrodynamiques dans la zone intertidale, ce qui engendre de nombreuses incertitudes dans la topographie basée sur la vidéo. Dans cet article, nous évaluons les différences entre une topographie intertidale réalisée par vidéo à des levés de LiDAR terrestres pendant des conditions de faible énergie avec un objectif d'amélioration de la performance de la méthode vidéo. Une étude de cas est effectuée dans l'estuaire du Saint-Laurent (Canada Atlantique) grâce à un tout nouveau système vidéo installé le long d'une plage qui borde une batture. Au cours de deux différentes journées d'observations, les lignes d'eau ont été détectées automatiquement à partir des différences de ratios de couleur sur des images moyennées (TIMEX) en période calme. Un levé LiDAR terrestre mobile était réalisé au même moment. Les conditions de vagues et niveaux d'eau ont été mesurées *in situ*, et ont servi à établir deux différents cas de modèles d'élévation du plan d'eau servant de base pour l'élévation des lignes d'eau sur la plage. Des MNE ont été créés et comparés au LiDAR, et des analyses statistiques d'élévations et de migrations de ligne d'eau ont été réalisées. La variabilité morphologique entre les deux expérimentations a été évaluée. Les résultats indiquent que le meilleur cas de modèles d'élévation de ligne d'eau inclut autant la hauteur significative des vagues et le niveau d'eau moyen. En conditions de faible énergie sur une plage, il est donc possible de

créer des MNE aussi précis que le LiDAR grâce à des mesures hydrodynamiques *in situ* qui augmentent la précision de la méthode basée uniquement sur le niveau d'eau. Il en résulte un outil topo-bathymétrique accessible aux acteurs de la gestion du littoral.

## **1.2 LiDAR VALIDATION OF A VIDEO-DERIVED BEACHFACE TOPOGRAPHY ON A TIDAL FLAT**

### **ABSTRACT**

Increasingly used shore-based video stations enable a high spatiotemporal frequency analysis of shoreline migration. Shoreline detection techniques combined with hydrodynamic conditions enable the creation of digital elevation models (DEMs). However, shoreline elevations are often estimated based on nearshore process empirical equations leading to uncertainties in video-based topography. To achieve high DEM correspondence between both techniques, we assess video-derived DEMs against LiDAR surveys during low energy conditions. A newly installed video system on a tidal flat in the St. Lawrence Estuary, Atlantic Canada, serves as a test case. Shorelines were automatically detected from time-averaged (TIMEX) images using color ratios in low energy conditions synchronously with mobile terrestrial LiDAR during two different surveys. Hydrodynamic (waves and tides) data were recorded *in situ*, and established two different cases of water elevation models as a basis for shoreline elevations. DEMs have been created and tested against LiDAR. Statistical analysis of shoreline elevations and migrations were made, and morphological variability was assessed between both surveys. Results indicate that the best shoreline elevation model includes both the significant wave height and the mean water level. Low energy conditions and *in-situ* hydrodynamic measurements made it possible to produce video-derived DEMs virtually as accurate as a LiDAR product, and therefore make an effective tool for coastal managers.

**Keywords:** Video monitoring, Shoreline detection, Beach morphology, Mobile terrestrial LiDAR, Erosion, Atlantic Canada

### 1.3 INTRODUCTION

Beaches evolve through time and space, influenced by morphogenetic processes occurring in multiple dimensions in the surf and swash zones (Masselink et Puleo, 2006). Following wave breaking, different short-term dynamic processes occur on a beach, mostly wave-induced high/low-frequency swash motions (Ruessink *et al.*, 1998), groundwater/bed interactions (Huisman *et al.*, 2011; Sous *et al.*, 2016), and scouring (Vousdoukas *et al.*, 2009). The beach morphology usually tends toward an equilibrium slope resulting from an onshore/offshore sediment transport induced by waves and currents (Aagaard *et al.*, 2002; Hardisty, 1986; Yates *et al.*, 2009). Changes also occur on longer time scales where beaches are affected by strong seasonal cycles. For example, in cold regions, the presence of sea ice can protect (i.e. consolidates beach sediments) or erode (i.e. scouring at the icefoot's toe, transport by drift ice, etc.) the beach profile (Forbes et Taylor, 1994). Multi-year analyses of the shoreline position can show variabilities on a kilometer scale on sandy coasts (Bernatchez et Fraser, 2012; Blossier *et al.*, 2017), while geologically constrained and protected systems like platform-beaches (Didier *et al.*, 2016; Trenhaile, 2004) and pocket-beaches (Floc'h *et al.*, 2016) can show little changes. Capturing relevant morphogenic processes across different scales is not straightforward, namely because of the low temporal resolution of most monitoring strategies (large time interval between field campaigns) (Blossier *et al.*, 2017) that filter short-term events. Along with climate change and sea-level rise, beach morphodynamics can therefore be confusing and misunderstood by coastal managers and engineers in need of operational tools in order to deal with constantly evolving beaches (Tribbia et Moser, 2008). On erosion hotspots (List *et al.*, 2006), it is



imperative to better understand the multi-scale variability of the beach morphology and slope, which are essential for flood risk assessment and to design protective structures in suitable adaptation strategies.

Out of many technological tools for beach morphology monitoring such as total stations (Cheng *et al.*, 2016), DGPS surveys (Coco *et al.*, 2014; Silveira *et al.*, 2013; Suanez *et al.*, 2015), radar (McNinch, 2007), UAV (Casella *et al.*, 2014; Holman *et al.*, 2017; Mancini *et al.*, 2013), or LiDAR (Blenkinsopp *et al.*, 2010; Brodie *et al.*, 2015; Vousdoukas *et al.*, 2014), perhaps the shore-based video imagery is the most versatile. Such systems can be installed virtually everywhere for continuous recording over a long period of time (Holman et Stanley, 2007), and are not directly vulnerable to extreme events as opposed to in-situ instruments (Pitman, 2014). In terms of spatiotemporal resolutions, video cameras offer other great perspectives, enabling both short-term and long-term monitoring capabilities. Video imagery is clearly effective for wave runup measurements, including swash and setup (Almar *et al.*, 2015; Senechal *et al.*, 2011; Simarro *et al.*, 2015; Stockdon *et al.*, 2014). It then can be applied to calibrate empirical formulae in low and high energy situations through time-stack analysis (Stockdon *et al.*, 2006; Vousdoukas *et al.*, 2012). Applied on video imagery, shoreline detection techniques based on time-exposure images can also acquire high-frequency topographical information when combined with hydrodynamic forcing (Almar *et al.*, 2008, 2012; Uunk *et al.*, 2010). With a relatively low cost (Pearre et Puleo, 2009), one can obtain digital elevation models (DEMs) with a few centimetres accuracy (Almar *et al.*, 2008). However, such systems and subsequent image analysis needs to be adapted to local conditions, since relationships between image optical characteristics and environmental/geometrical conditions on beaches are not always understood (Holman *et al.*, 1993), especially in cold environments where coastal sea ice interferes with sediment dynamics (Bernatchez et Dubois, 2008).

A video-based shoreline evolution monitoring typically integrates two parameters: the shoreline detection and the water elevation model (Aarninkhof *et al.*, 2003). Swash and

wave breaking on reflective beaches typically enhance beach/water pixel gradient intensities, seen as foamy bright bands, facilitating its detection using grey-scale images (Madsen et Plant, 2001; Plant et Holman, 1997). However, detecting shorelines on dissipative beaches with large surf zones is not as straightforward since the cross-shore pixel intensities/variance due to waves and foam motions (Almar *et al.*, 2012) is scattered along a larger area. Another problem arises in enclosed areas with less energetic conditions such as estuaries (Morris *et al.*, 2007), or on the landward side of sandbars (Almar *et al.*, 2008). To avoid these problems, some authors have proposed shoreline detection techniques based on full color characteristics of the imagery, especially using ARGUS stations (Aarninkhof *et al.*, 2003; Turner et Leyden, 2000), as opposed to traditional grey-scale image analysis developed earlier (Plant et Holman, 1997). Almar *et al.* (Almar *et al.*, 2008) also detected shorelines based on color analysis, but added a correction due to alongshore swash shapes at different tidal levels to estimate the intertidal topography at a double-barred and energetic meso-tidal beach in Biscarrose, France. The resulting morphology performed well with GPS validation runs for low energetic conditions (significant wave height,  $H_s < 1$  m). Detected planimetric shorelines can be compared to GPS runs on the beach at the time of the detection, with horizontal uncertainties generally varying between  $\sim 1$  and 6 m (Aarninkhof *et al.*, 2003; Morris *et al.*, 2007a; Vousedoukas *et al.*, 2011).

The water elevation associated with a detected shoreline commonly includes the still water level (astronomical tide plus the barometric surge), and wave-induced runup (including setup and swash) (Almar *et al.*, 2008; Blossier *et al.*, 2017; Plant *et al.*, 2007; Vousedoukas *et al.*, 2011). The former component, the offshore static water level, is mostly known with in-situ gauge prior wave breaking. The latter is more complicated to obtain, since foreshore dynamics are most notably deduced with empirical formulations. Aarninkhof *et al.* (2003) computed the setup and swash oscillation elevations, and concluded that their technique detected a shoreline at the upper end of the swash runup. Apart from uncertainties in planimetric shoreline detections and

inherent to RTK-GPS validations and ground control points, these techniques imply uncertainties associated with the empirical formulations used. Such equations are limited to the input conditions only, and common vertical errors and deviations between theoretical results and observed values can range from 0.5 to 2 m (Cariolet et Suanez, 2013; Didier *et al.*, 2016; Melby *et al.*, 2012). In estuaries with mudflats, Morris *et al.* (2007) used RTK-DGPS to validate video-derived shoreline elevations and obtained vertical errors within 5 cm. On more open coasts with moderate to high energy conditions, Vousdoukas *et al.* (2011), Uunk *et al.* (2010) and Aarninkhof *et al.* (2003) also found low elevation error values using field DGPS validations, respectively of 26 cm, 28 cm and 15 cm. Subsequent associations of detected shorelines with empirical formulations seems to show good results in most cases, but local validations appear to be necessary both for detected shorelines and the associated water levels. In low-energy environments such as estuaries and sandflats, the absence of significantly contrasting swash on the beach motivates this study.

Beaches along the St. Lawrence maritime Estuary (Atlantic Canada) typically show such characteristics. Furthermore, in such cold environments, the progressive disappearance of coastal sea ice during winter due to climate change leads to an enhancement of coastal erosion (Bernatchez et Dubois, 2004). In order to analyze these multi-scale dynamics, efficient methodology to retrieve shoreline evolution is needed. This paper aims to create digital elevations models based on image-detected shorelines and to validate the video-derived topography on a low-energy meso-tidal beachface with a two-kilometer-wide sandflat. The shoreline elevations are obtained with in-situ wave and tidal gauges landward of the surf zone. Resulting digital elevation models are compared to simultaneous mobile LiDAR acquisition results. The LiDAR-interpolated topography acts as a validation tool for the video-based topography. Finally, the shoreline displacement rates during the autumn of 2016 are calculated from both video and LiDAR-based topography in order to compare both methods.

## 1.4 MATERIALS AND METHODS

### 1.4.1 Study area

The Manicouagan Peninsula is located on the north shore of the St. Lawrence maritime Estuary (Figure 1.9). This imposing delta was formed in the Goldthwait Sea during the last deglaciation. During the Laurentian transgression which ended around 4.4-4.2 ka years BP, an important erosion platform was carved in the fine prodeltaic sediments, forming today steep beachfaces over a sandy flat as wide as 2 km in the cross-shore direction (Bernatchez, 2003).

Despite previous Quaternary (Bernatchez, 2003; Duchesne *et al.*, 2010; Pratte *et al.*, 2016), coastal erosion (Bernatchez et Dubois, 2004) and sea ice (Ruest *et al.*, 2016; Senneville *et al.*, 2014) studies in the area, little is known on the morphodynamics of the Manicouagan beaches. Coastal citizens are facing constant erosion and one of the hotspots is located on the beach of Pointe-Lebel (Figure 1.9c). Shrinking winter sea ice and its predicted disappearance in the second half of the 21<sup>st</sup> century (Ruest *et al.*, 2016; Senneville *et al.*, 2014) will potentially increase erosion problems during the cold season by enabling storm waves to reach the beach. Deposited beach materials in Pointe-Lebel consist mainly of coarse and medium sands coming from sedimentary coastal cliffs. Beach erosion reaches around  $-1.2$  m and  $-2.9$  m/yr (1931-2001) (Bernatchez et Dubois, 2004).

Tides around the Manicouagan Peninsula are semi-diurnal and meso-tidal, ranging between 3-4.3 m, and reaching up to 4.9 m during extreme spring tides (CHS, 2015), with currents reaching 3 m/s (Saucier et Chassé, 2000). All tidal levels will be subsequently referred to their local geodetical datum (CGVD28), according to a difference of -1.81 m with the chart datum (MSL= 0 m; CD= -1.81 m; Higher high water large tide (HHWLT)=2.89 m; Lower low water large tide (LLWLT)=-1.19 m). The Pointe-Lebel beach studied in this paper is characterized by a low-tide terrace/non-

barred dissipative shape (considering the Masselink et Short (1993) and Scott *et al.* (2011) classifications). It is bounded by two small creeks forming deltas on the lower foreshore (see Figure 1.9c). The main longshore drift is oriented toward northeast (Bernatchez, 2003). The wide intertidal sandflat is covered in some places with sandy accumulation banks of low amplitude. At high tide, swash occurs on a more reflective beachface with an average width of 20 m. The beachface is delimited on its upper part by an erosion scarp and on its lower limit by a hinge line. This break of slope marks the beginning of the lower foreshore which stretches over more than 2 km at low tide.

The offshore wave climate is mainly generated from dominant westerlies and strong easterly winds (Dupuis et Ouellet, 1999). Beaches of the Manicouagan Peninsula can be exposed to strong ENE winds blowing on a 350 km long fetch (Duchesne *et al.*, 2010). Being oriented ESE, this is especially the case of the Pointe-Lebel beach where the video camera system is located. Ruest *et al.* (Ruest *et al.*, 2016) simulated wave heights with winds from the Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) re-analysis in the Estuary. Simulated extreme waves (99<sup>th</sup> percentile  $H_s$ ) are between 1-2 m, while the 50-year return  $H_s$  is higher (2.5-4 m) for the whole Estuary. As per the authors, wave heights in the Gulf of St. Lawrence are going to increase by 5-10% by 2100 with extensive ice-free periods during winter.

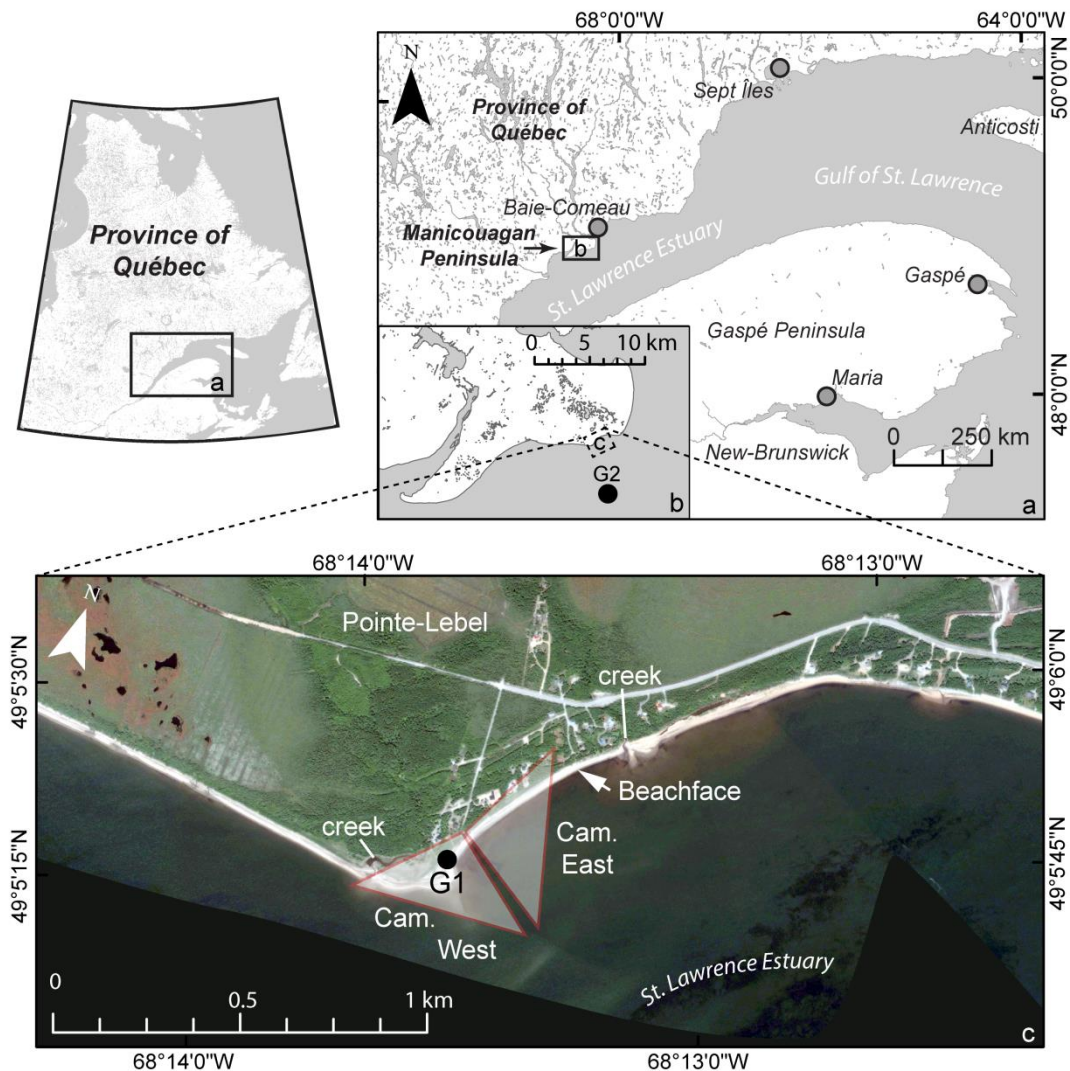


Figure 1.9. Location of the Manicouagan Peninsula (**a-b**) and of the monitoring station at Pointe-Lebel (**c**). Two video cameras are installed with 2 instruments (G1: nearshore pressure sensor logger; G2: offshore acoustic, wave and current meter (AWAC) for in-situ hydrodynamic acquisition (white circles) (**b-c**)).

#### 1.4.2 Wave and tidal data

Waves were measured with an array of two in-situ gauges between July 1, 2016 and December 30, 2016 (Figure 1.10). The first sensor (RBR Virtuoso) is located at the toe of the beachface close to the break in the foreshore slope (G1,  $z = 0.20$  m), landward

of the tidal flat. This nearshore sensor acquired continuous total pressures at a 4 Hz frequency, and was subsequently processed through a spectral analysis over a length of 1024 seconds (17.06 minutes). Offshore waves were acquired at 2 Hz with an Acoustic Wave and Current meter (AWAC) deployed in 14 m deep (G2) (Figure 1.10b) southeast of Pointe-Lebel. The cross-shore distance of both instruments from the HHWLT line on the beach is respectively 23 m and 4.5 km offshore. Calculated spectral wave parameters are the significant wave height ( $H_s$ ), mean periods ( $T_{m02}$ ), and offshore mean wave directions  $\theta$  at G2. Atmospheric pressure was obtained from a barometric pressure gauge (HOBO data logger) every 10 minutes and interpolated to wave sampling rates. Mean water level ( $\eta$ ) was calculated from mean pressure on both instruments.

Mean water level fluctuations recorded offshore during the entire joint deployment period oscillated between  $-2.42$  and  $3.17$  m. The sensor G1 recorded a maximum  $H_s$  of  $0.98$  m on November 16, 2016. During the LiDAR surveys of August 3 and November 18 (vertical lines on Figure 1.11), the conditions were calm and the maximum mean water levels at G1 reached  $1.48$  m and  $2.25$  m at high tide, respectively. Significant wave heights did not exceed  $0.14$  m during the surveys.

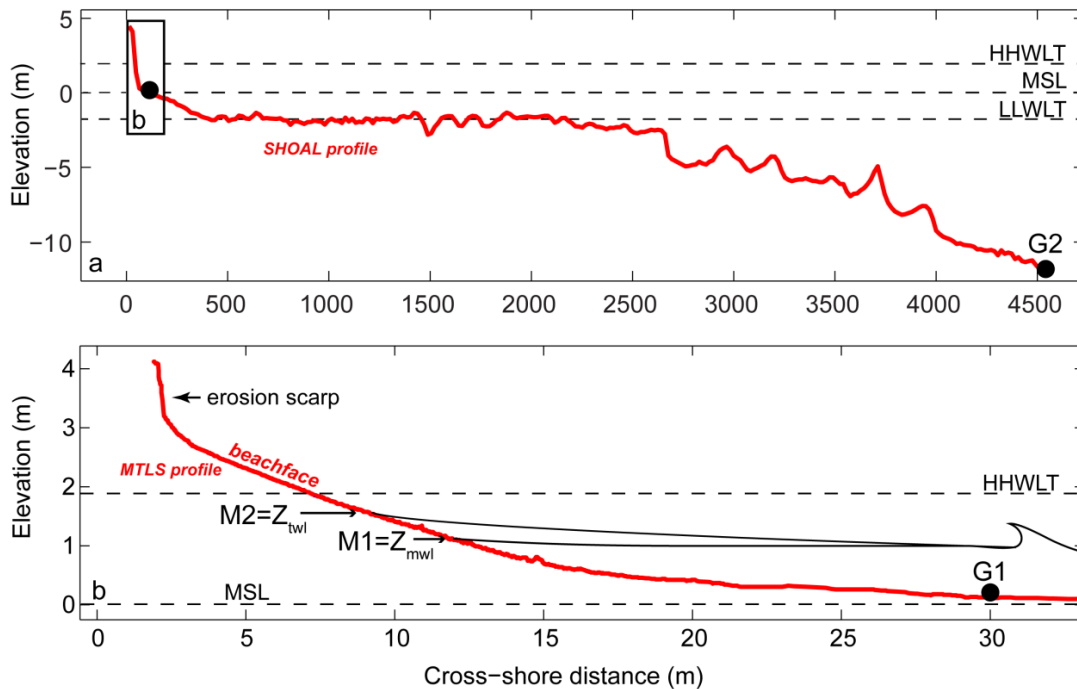


Figure 1.10. Cross-shore profile (extracted from a shoal survey of 2015 obtain from the Canadian Hydrographic Service, 2015) of Pointe-Lebel beach and location of the in-situ instruments (G1 and G2) (a). A focus on the beachface is shown in (b) from the MTLS (Mobile Terrestrial Lidar System) survey of August 3 2016. Elevations associated to higher high water large tides (HHWLT), mean sea levels (MSL) and lower low water large tides (LLWLT) are shown by horizontal dashed lines.

During the autumn 2016 (Sept. to Dec.), more energetic events were observed (Figure 1.11). Offshore significant wave heights reached a maximum of 3.8 m at G2 on November 12, but it happened at low tide and dissipation across the tidal flat prevented incoming waves to reach the beach. On November 16, waves at the beachface toe reached 0.92 m, and mean wave directions (observed offshore) spanned between 99-123° (ESE) throughout the day.



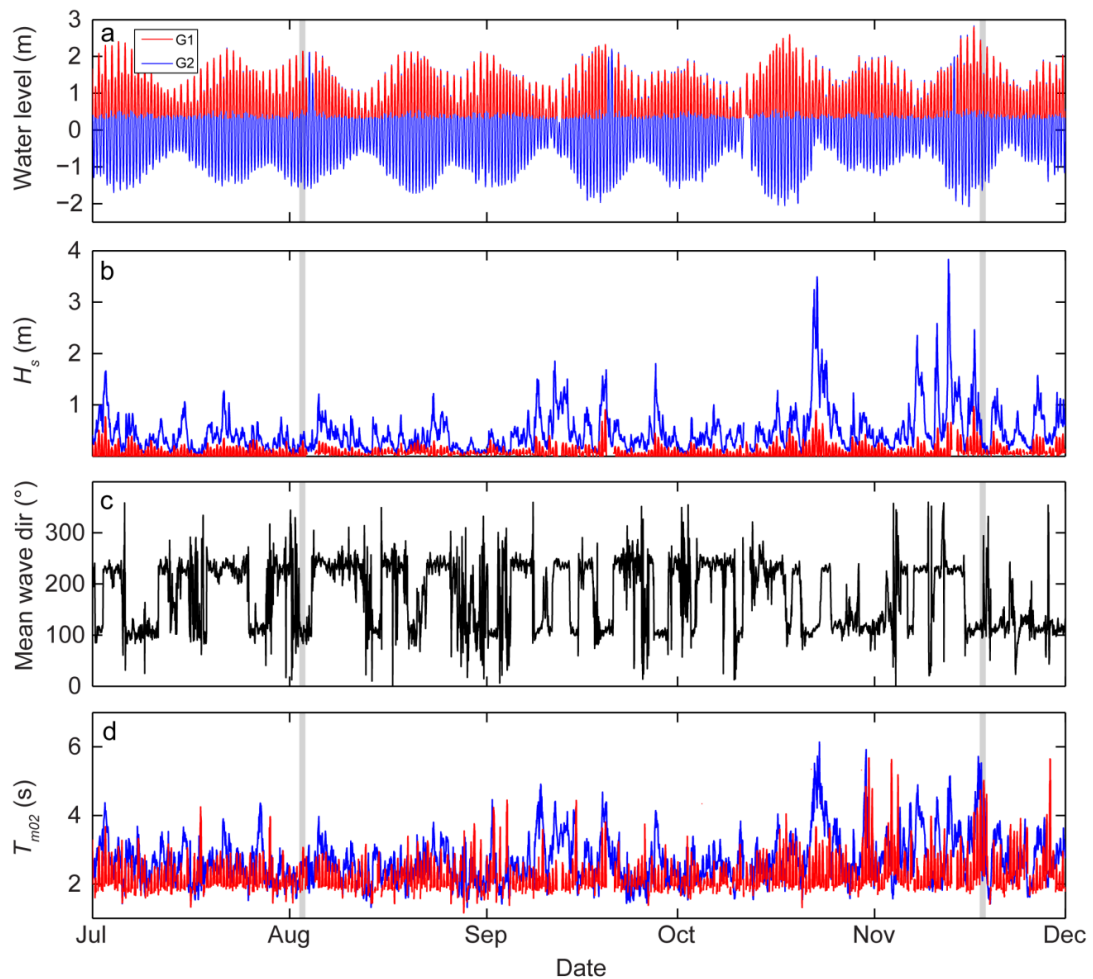


Figure 1.11. Mean water level (with daily tidal cycles) (m) (a), significant wave height (m) (b), mean wave direction ( $^{\circ}$ ) (c) and periods (s) (d) recorded between July and December 2016. The surveys of August 3 and November 18 2016 are shown by vertical grey bands.

### 1.4.3 LiDAR survey and topographic data

A Mobile Terrestrial LiDAR System (MTLS), hereinafter referred to as LiDAR, was used to acquire a high-resolution beach topography on August 3 2016 (Figure 1.12) and November 18 2016. Both surveys were conducted at low tide. The LiDAR is mounted on a utility side by side vehicle (Figure 1.14b) moving at  $\sim 30$ -40 km/h. The system includes a laser scanner Riegl VQ-250 and a GPS inertial navigation system

Applanix POS-LV 220. Post-processing for raw data analysis is described in Didier *et al.* (Didier *et al.*, 2015). A manual filtering of the debris on the beach was made on the raw LiDAR data (dense point cloud) to delete trees and driftwood from the final LiDAR topography. The RMS errors ( $x, y, z$ ) (23 control points) between RTK-GPS (Trimble R8) and adjacent laser points was assessed in Didier *et al.* (2015) and are in the order  $\pm 0.03$  m. The LiDAR data were used as a validation surface for each detected and orthorectified shoreline.

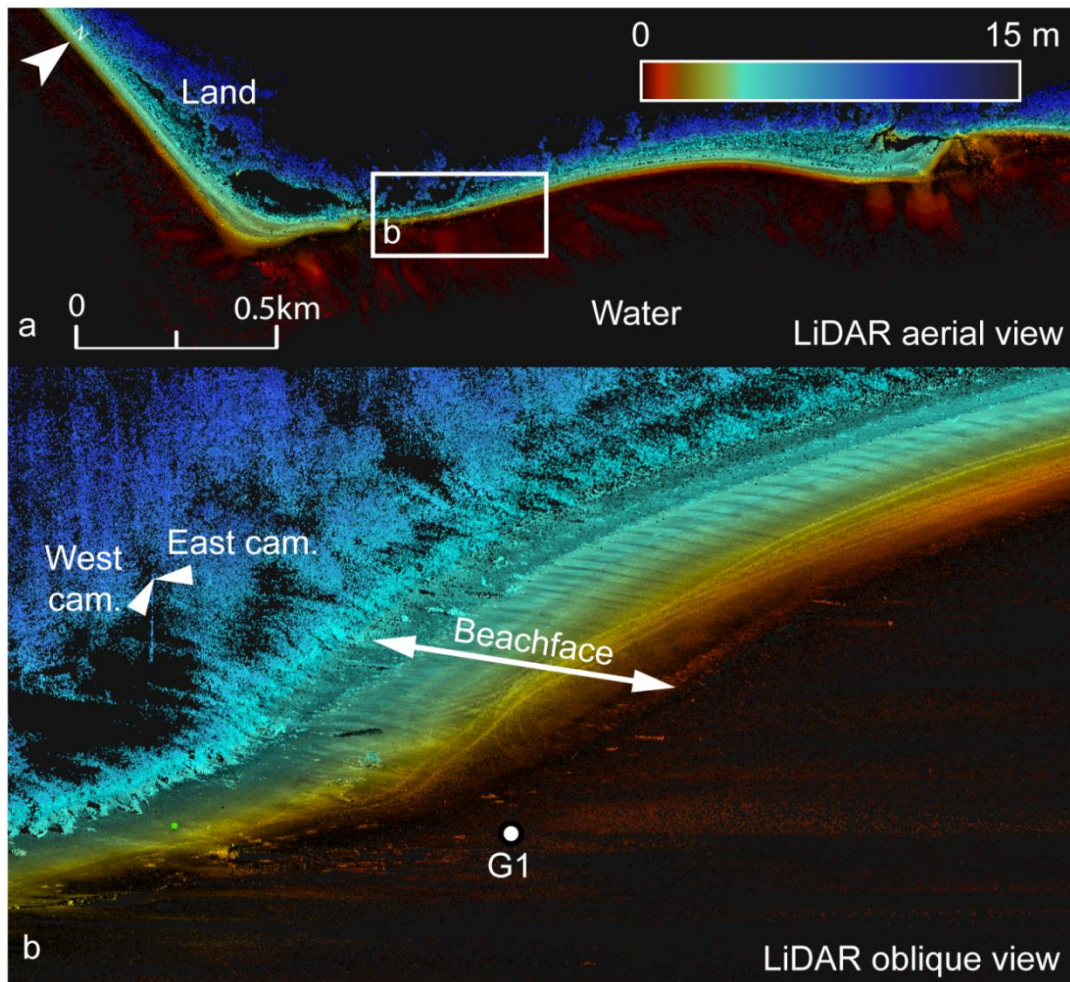


Figure 1.12. LiDAR point cloud from the survey of August 3, 2016 on the beach of Pointe-Lebel shown in aerial (a) and perspective (b) views.

#### **1.4.4 Video monitoring station**

The beach of Pointe-Lebel has been equipped with two AXIS P3367-VE video camera systems on June 8 2016 (Figure 1.13b and Figure 1.14). Both cameras are installed on a pole originally located at 5 meters from the beach (49.092°N, 68.227°W). The system is directly connected to a power grid. Each camera covers a pan range of 84° and a shadow zone varying from ~1 m near the system to ~10 m at the beachface toe is located between both camera views (no overlap between views). The total view reaches ~180°. Cameras are precisely located at 12.08 m above the mean sea level and offer a continuous sampling acquisition of 4 Hz (2592 × 1944 pixels, 5 megapixels) during daylight (~10 h/day). Both Power Over the Ethernet (POE) IP cameras are accessible online for remote modifications via a 4G network, and are connected on a laptop computer (Lenovo Intel® Core™ i5-6200U CPU, 2.3GHz-2.4GHz, 8 Go RAM, 64 bits) located in a sealed box on the system post. All videos are recorded directly on physical hard drives to assure and secure data acquisition during all weather conditions, particularly during winter.

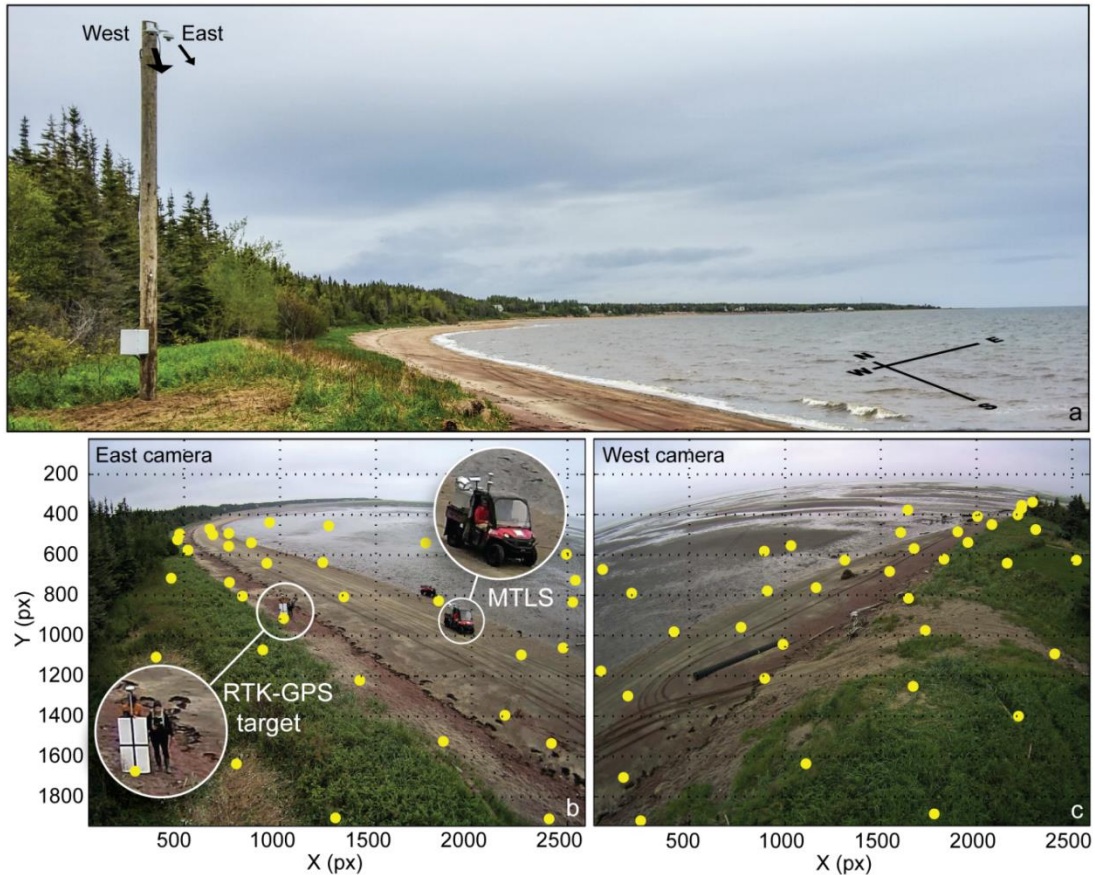


Figure 1.13. The video camera system of Pointe-Lebel is located at 5 m from the beachface (a). Ground Control Points (GCPs showed as yellow dots) for image to ground coordinate conversions have been acquired with RTK- GPS on the beachface and the tidal flat during the LiDAR survey on the east (b) and west side of the beach (c) on August 3, 2016. The GCPs and LiDAR acquisitions are shown in (b).

#### 1.4.5 Cameras calibration

Optical measurements are subject to image distortions due to inherent camera characteristics. The calibration process enables an estimation of these parameters, and establishes a mapping conversion model from image to ground coordinates. The technique described in Stumpf *et al.* (Stumpf *et al.*, 2016) was used because of its ability to deal with radial lens distortion and estimations for exterior orientation, focal length, skew factor and principal point. The calibration requires at least 9 ground

control points (GCPs) for each camera that cover the entire camera view and that are evenly distributed on the beach and tidal flat at low tide. Only GCPs closer than 230 m from the camera system (yellow dots in Figure 1.14b-c, east: 33GCPs; west: 38 GCPs) have been used for the calibration in order to minimize the horizontal uncertainty, resulting to final GCP RMSEs of 0.38 and 1.11 m for the west and east cameras, respectively. The mapping algorithm was then used to convert all detected shorelines (pixel coordinates) into ground coordinates.

The alongshore pixel footprint increases with distance from the cameras. Within 230 m, projections of each pixel from camera dimensions to  $x$ - $y$  geographical coordinates result in ground pixel footprints of 1 cm  $\times$  1 cm (longshore  $\times$  cross-shore) close to the cameras. It increases up to 2.8 m in the alongshore direction while the cross-shore footprint remains under 0.5 m.

#### **1.4.6 Shoreline detection and water elevation models**

Five-minute video segments have been acquired during the rising tide of August 3 2016 between 12:50 and 16h00 (EST) and on November 18 2016 between 14:00 and 17:30 (EST). LiDAR surveys were conducted simultaneously with video acquisitions. All image analysis was performed using Matlab. Outputs are 5-minutes time-averaged images (TIMEX) used for shoreline detections based on the presence of swash at the water/beach junction.

The shoreline detection is applied in two steps (Almar *et al.*, 2012). As a first approximation, all shorelines have been automatically extracted based on a blue, green and red color ratio ( $B+G/R$ ) on all TIMEX images, where B, G and R are respectively the pixel intensity values of the blue, green, and red channels. The processing was computed for all pixels in a pre-defined region of interest (ROI) on the beach (Figure 1.14a). The shoreline represents a local minimum in  $B+G/R$  ratios over the entire ROI, with lower ratio values (pixel ratio values  $< 1$ ) corresponding to the beachface while

the water surface falls under higher ratios, typically over 1. The next step is the shoreline detection and identification on the TIMEX images. The technique is based on the alongshore shape of the swash on the beach in the ROI and detects the water/land boundary rather than dry/wet sand contours (Almar *et al.*, 2012). Falsely detected shorelines due to sunshine reflectance on the water, debris at the shoreline and people on the beach were discarded, but no manual intervention was applied in the delineation.

In order to create video-derived digital elevation models (DEMs) from all the image-detected shorelines, a constant alongshore elevation value was first attributed to each detected shoreline (Harley *et al.*, 2011). This step generally underlines some assumptions because knowing the exact shoreline elevation in the absence of in-situ water levels and wave timeseries is not straightforward. The association of water levels to shorelines is normally based on empirical formulations (Bracs *et al.*, 2016). Here, two different water elevation models (referred to M1 and M2) were tested and associated to the detected shorelines to create two different video-based DEMs. Both water elevation models are associated to observed hydrodynamic parameters at G1 (at the beachface toe). The first model (M1), the image-detected shoreline elevation based on the mean water level  $Z_{mwl}$ , is equal to  $\eta_{tide}$  which is the low-frequency still water level (astronomical tide + barometric surge).

The second water elevation model (M2) represents the total water level (TWL) observed at the beach/water line junction ( $Z_{twl}$ ). It includes the still water level and the wave effect through the significant wave height. All analysis were made during low energy conditions to minimize uncertainties associated with high runup/setup values resulting from wave breaking (Angnuureng *et al.*, 2017; Bracs *et al.*, 2016). Given that smaller waves are assumed to generate smaller runup values and therefore resulting in less detection errors due to swash length than during high energy conditions, the approach was applied during low energy conditions only ( $H_s < 0.15$  m). M2 directly uses the nearshore observed significant wave height instead of empirical runup equations based on offshore wave conditions that would obviously increase the overall



uncertainty of the approach (e.g. Angnuureng *et al.*, 2017; Harley *et al.*, 2011). The second model (M2) thus takes the following form:

$$Z_{twl} = \eta_{tide} + H_s \quad (1)$$

The TWL model (M2) is justified by the fact that the Manicouagan peninsula mainly faces small waves outside of storm events, thus enabling the creation of DEMs with a high temporal resolution. We validated this assumption by extracting the occurrence associated to  $H_s < 0.15$  m from a WAVEWATCH III (WW3) simulation at 8.3 km offshore, eastward of the study site. WW3 is forced with atmospheric forcing from The Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, NCEP/NOAA). Oceanic forcing (currents, water levels, sea ice thickness and concentration) come from a Regional Oceanic Model (ROM) (5 km x 5 km grid) operated by the Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER). Hourly waves were simulated for the 1980-2009 period at a 5-km grid. Considering the entire 30 yrs timeseries, offshore waves ( $H_s$ ) are under 15 cm 58% of the time.

Errors associated with the video-based approach have been assessed. First, the LiDAR elevation associated to the detected shorelines was extracted to compare the overall effectiveness of both water elevation models ( $Z_{mwl}$  and  $Z_{twl}$ ). This analysis enabled a direct comparison between the raw data (image-detected shorelines elevations) and lidar points prior the creation of DEMs. A TIN grid elevation was then created in LP360-QCoherent software from the LiDAR points and from both models of video-based contour lines (M1 and M2). Point clouds were all sampled to a fixed squared 20 cm x 20 cm mesh grid. The latter was used to create the DEMs with the same pixel resolution of  $\Delta x = \Delta y = 20$  cm. For both surveys, the overall surface elevation ( $z$ ) of the LiDAR-derived matrices has been compared to video-based DEMs with linear regression analysis.

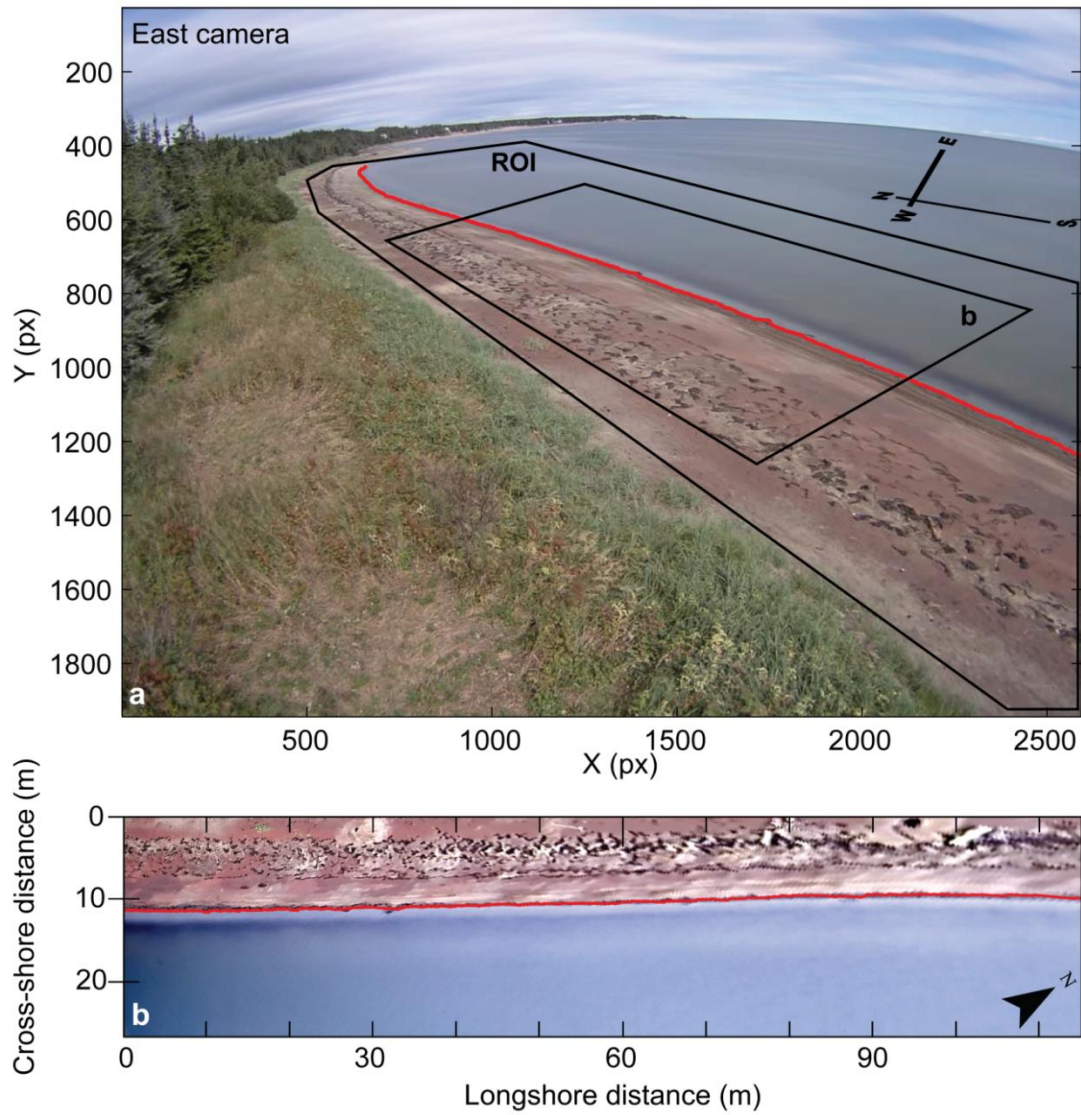


Figure 1.14. TIMEX image with detected shoreline in calm conditions (red line) (a) and geo-rectified detected shoreline (red line) and time-averaged image from the east camera of Pointe-Lebel (b).

The shoreline detection  $x$ - $y$  errors were also analysed by extracting a reference contour line ( $rfl$ ) associated to the mean high tide ( $z = 1.19$ ) from all DEMs. This elevation was chosen because it is prone to be reached on the beach virtually every day, since it represents the mean level of high tides. The cross-shore variability of the  $rfl$  was



systematically calculated at 5 meters alongshore intervals between video-derived models and LiDAR within a same date. Furthermore, the performance of the video system to estimate the temporal shoreline cross-shore net displacements has been analyzed. The cross-shore displacements of the *rfl* between November and August as observed with video cameras ( $\Delta y_{vid}$ ) were compared to the displacements observed with the LiDAR system ( $\Delta y_{lid}$ ). Finally, in order to analyse the potential of the video system to obtain morphological parameters on the beach in a context of risk management, beachface slopes  $\tan \beta_{bf}$ , particularly used in runup empirical equations (Stockdon *et al.*, 2006) and numerical models (Poate *et al.*, 2016), were also calculated on these profiles using linear regression over the swash zone. In this paper,  $\tan \beta_{bf}$  was calculated between the maximum water level on the beach and the beachface toe.

## 1.5 RESULTS AND DISCUSSION

### 1.5.1 Shoreline detection and elevation analyses

The video system provided continuous image acquisitions at 4 Hz during daylight on August 3 and November 18, 2016 on the beach of Pointe-Lebel. The image analysis was performed on 5-minute TIMEX images during the rising tide while a pressure sensor located at the beach toe synchronously acquired mean water levels and wave characteristics. This setting enabled the extraction of 21 (~83 000 points) to 25 (~98 000 points) contour lines during August 3 and November 18 2016, respectively. This difference is solely due to larger tidal amplitude on November 18.

Most studies suggest using longer averaging period, usually 10 minutes TIMEX (Bracs *et al.*, 2016; Holman et Stanley, 2007; Huisman *et al.*, 2011; Ojeda et Guillén, 2008; Pearre et Puleo, 2009; Plant et Holman, 1997; Uunk *et al.*, 2010) to 15 minutes (Abessolo Ondo *et al.*, 2016). The methodological choice of long period time-averaged images is based on the time period of wave groups and the fact that a longer

exposure enables a more complete “storage” of the processes on the beach such as wave breaking (McNinch, 2007) that generate foam at the shoreline or over bars. By recording all image intensities at each pixel during this period, commonly used detection techniques such as the SLIM (shoreline intensity maximum), ANN (artificial neural network), PIC (pixel intensity clustering) and CCD (color channel divergence) methods can be applied in most cases (Plant *et al.*, 2007). Using colour ratios combined with pattern recognition algorithm does not necessarily require such long TIMEX durations as noted by Almar *et al.* (Almar *et al.*, 2012). In fact, using shorter time-averaged digital images (< 2 min) can overcome some errors that could result from the local swash length on the beach. Although the sensitivity of the detection from varying image-averaging time was not assessed in this paper, 5 minutes-averaged shoreline detection was considered suitable for the rather steep beachface slope of Pointe-Lebel, thus minimizing possible errors that could arise from the tidal variation over the course of longer time-averaging period (Plant *et al.*, 2007).

An assessment of the video-derived shoreline vertical accuracies has been made. The correlation analysis between detected shoreline points and their correspondence on the LiDAR DEM shows that both shoreline elevation models perform well (Figure 1.15). With vertical RMS errors of 0.06 m, and high correlation coefficients ( $R^2 = 0.99$ ,  $p$ -value < 0.001) (Table 1), both linear regressions are well correlated.

Differences lay mostly on the offset values, with an origin offset of  $-0.04$  for the M1 (mean water level only) and  $-0.02$  m for M2 (total water level), respectively. These results indicate that the overall contribution from  $H_s$  is small in the total water level approximation (M2) but it reduces the origin offset by 2 cm. Slopes of both regression lines are very near 1:1, with the coefficient of the M2 being slightly higher than the M1 (1.03 instead of 1.00). Although the highest wave reached only 0.14 m, this difference can be mainly explained by higher waves at high tide in the M2 model, which is not considered in the mean water level model (M1). Almar *et al.* (2012) noted similar

results, indicating a positive and linear relationship between the detection errors and the local swash length, which in return could necessitate a correction factor to reduce uncertainties associated with runup excursions (Plant *et al.*, 2007). This suggests that despite a lower origin offset in M2, using the mean water level only (M1) could potentially limit the uncertainty associated with higher wave heights at the beach. Moreover, the slope coefficient of the regression line being precisely 1.00 in M1 suggests that using mean water levels only during low wave conditions provides skillful results along the coast of Pointe-Lebel, as also noted by Morris *et al.* (Morris *et al.*, 2007) in calm conditions on a tidal flat.

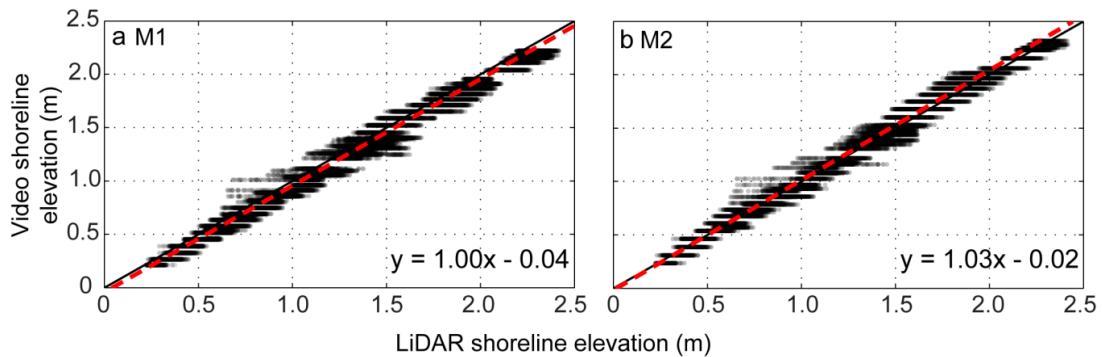


Figure 1.15. Video-based shoreline elevations versus LiDAR data as parameterized with the shoreline elevation model including only the mean water level (M1) (a) and the total water level (M2) (b). Regression lines are shown by red dashed lines. The black diagonal line represents the 1:1 relationship.

### 1.5.2 Comparing Video- to LiDAR-Based Topography

Digital elevation models have been created from video-detected shorelines and LiDAR cloud points on the same  $20 \text{ cm} \times 20 \text{ cm}$  meshgrid for both surveys. Both shoreline elevation models (from video) performed well in predicting the beachface shoreline elevations and such correspondence is also found on the resulting DEMs (results from August are shown as an example, Figure 1.16). With the integration of  $H_s$  and the mean

water level, M2 offers a more accurate morphology of the beachface compared to M1. The sediment accumulation on the west part of the beach, clearly visible with the LiDAR survey, is more perceived with M2 although it is still present on the DEM produced with M1. Differences between video- and LiDAR-based topography have been calculated to obtain a differential DEM in the ROI (Figure 1.17). As shown in Figure 1.17a-b, the sediment accumulation on the west part of the beach is explained by anthropogenic debris (hard plastic pipe drain) acting as an artificial tombolo. The reference line of the mean high tides ( $z = 1.19$  m) has been extracted from the August 3 survey (from each raster) and is presented to give an overlook of the erosion that occurred between the surveys.

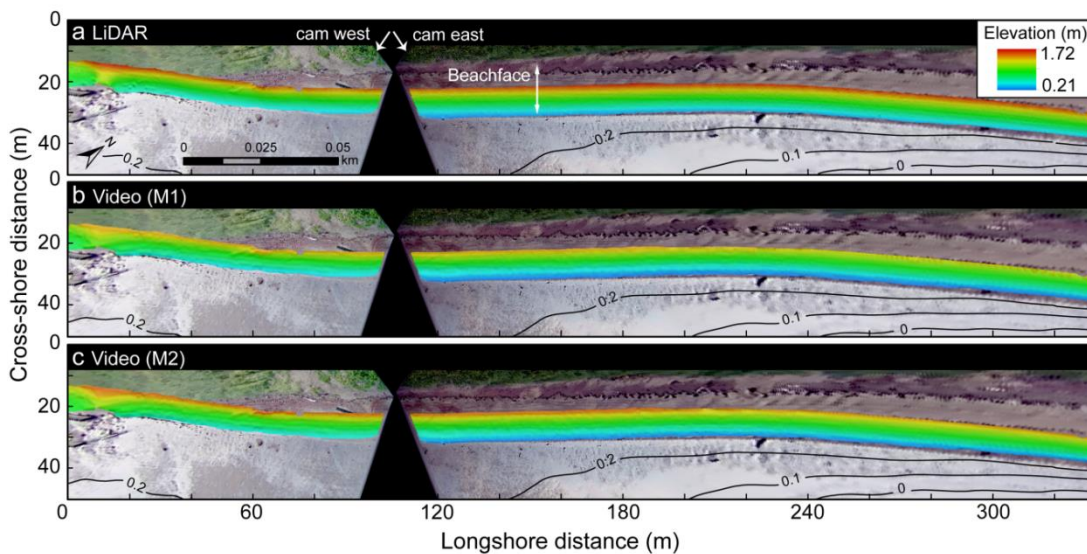


Figure 1.16. Beachface topography of August 3, 2016 obtained from LiDAR (**a**) and video imagery as defined with (**b**) the shoreline elevation model 1 (M1,  $Z_{mwl}$ ) and (**c**) model 2 (M2,  $Z_{twl}$ )

The sediment accumulation located on the west camera view (left side of Figure 1.17a-b) creates a shadow zone preventing the west camera to precisely locate the shorelines.

This promotes rogue detections and therefore increased elevation uncertainties at this location. On Figure 1.17c-d, this sediment accumulation is no longer in place due to the beach's response to a storm event that occurred on November 16. As a result of sediment transport, the video-derived topography at this location is well predicted in November (Figure 1.17c-d).

The cameras in Pointe-Lebel being located at only 12 m above mean sea level, all analysis are limited to 230 m from each camera to keep planimetric errors lower than ~1 m. Within this distance, despite the shadow zone mentioned above, overall video-derived DEM elevation differences are all ranging between  $-0.25$  m and  $0.29$  m. Spatial coverage depends on the camera elevation (McNinch, 2007). These errors could therefore be overcome by elevating the cameras, as in previous works (e.g. McCarroll *et al.* (2016) (55 m), Bracs *et al.* (2016) (44 m), Sénéchal *et al.* (2011b), Almar *et al.*, 2012) (27 m), Vousdoukas *et al.* (2011) (20 m), Abessolo Ondoia *et al.* (2016) (15 m).

According to the entire relative frequency of the elevation difference between the LiDAR and the video-derived DEMs (Figure 1.18), the worst model for each survey date is systematically M1 with a mean underestimation of  $0.12$  m (Aug., 3) and  $0.05$  m (Nov., 18), although M2 still underestimates the mean ground elevation by  $0.04$  m during August, 3. The best elevation model remains M2, especially on November 18 with a bias equal to zero and a standard deviation of  $0.06$  m.

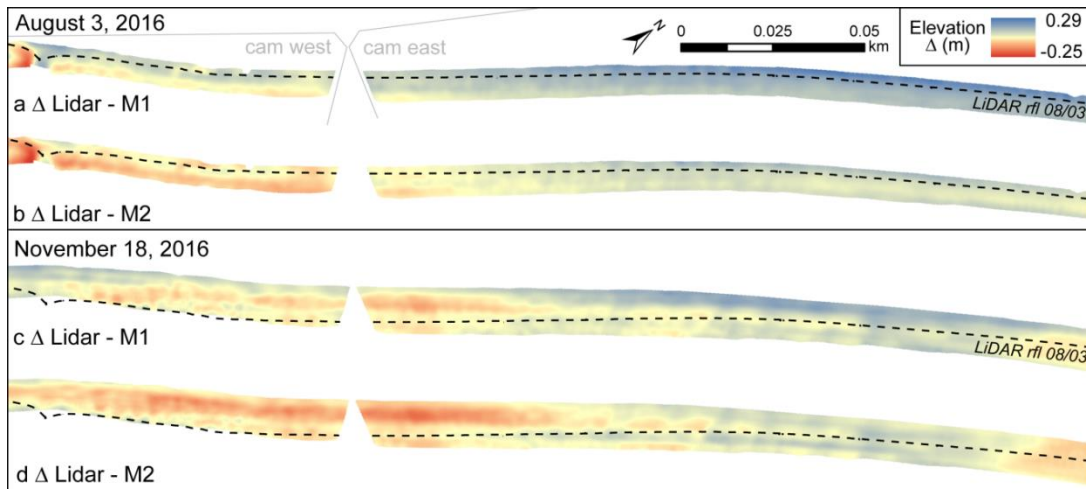


Figure 1.17. Overall differences between the LiDAR surveys and the video-based topography for August 3 (a-b) and November 18 (c-d). The 1.19 m rfl of August 3 as extracted from the LiDAR is shown on all figures.

This range of uncertainty corresponds well to previous conclusions. Vousdoukas *et al.* (2011) obtained vertical RMS errors of 0.26 m using empirical formulations based on tidal and wave runup levels on the beach. Similarly, Uunk *et al.* (2010) mentioned elevation RMS errors between 0.28 and 0.34 m, the highest values being observed with a completely automated method. These uncertainties may in fact result from the underlying empirical relationships relating shoreline elevations to offshore wave characteristics and water levels (Aarninkhof *et al.*, 2003). Instead of assuming empirical relationships to estimate the shoreline elevations, the similar approach applied here uses in-situ water levels and only small wave heights (< 0.15 m). Similarly, Blossier *et al.* (2016) selected only wave heights less than 1 m to minimize errors associated with wave setup estimations. Errors obtained above are thus in the range of what was observed by Morris *et al.* (2007a), whom by using DGPS-RTK for shoreline validations in a lagoon without wave effects, obtained vertical accuracy in the order of 0.05 m. The results presented here validate the video-derived elevation values with the LiDAR topographic surveys. The LiDAR cloudpoint with a high

precision ( $\pm 0.03$  m) acts as a benchmark topography, providing validation points virtually everywhere on the beachface. Using M2 to produce a beachface DEM gives an estimation of the morphology as skillful as the one acquired with the LiDAR survey.

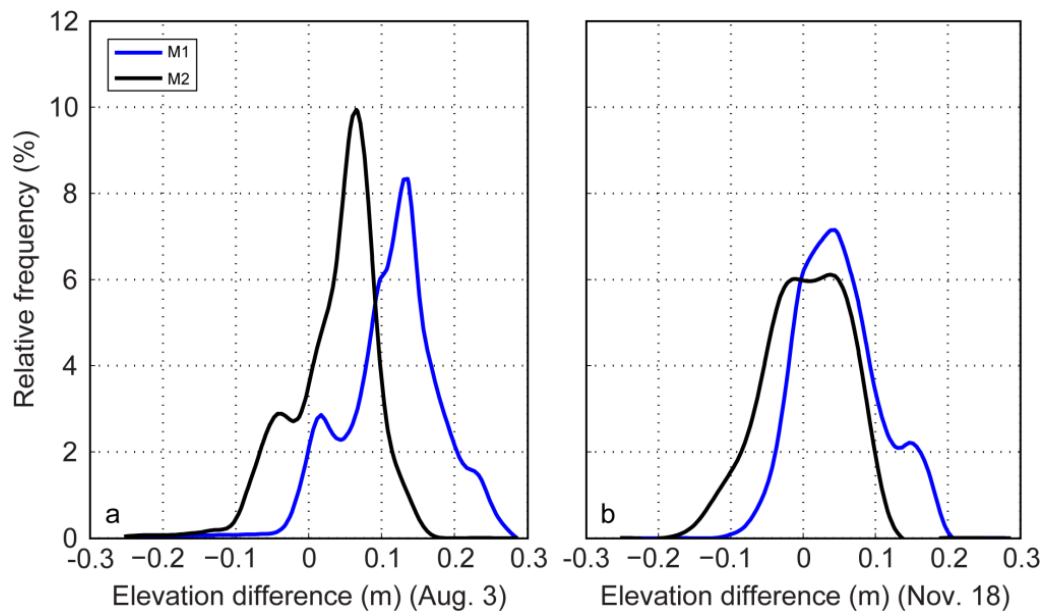


Figure 1.18. Relative frequency (%) of the  $\Delta$  LiDAR- $Z_{mwl}$  (M1) and  $\Delta$  LiDAR- $Z_{twl}$  (M2) DEMs differences (over all pixels) as observed during August 3 (a) and November 18 (b). Positive values indicate higher elevations on the LiDAR and underestimations by the shoreline detection model.

### 1.5.3 Cross-Shore Position of the Shoreline

To further investigate the performance of the video-based DEMs, a cross-shore analysis of shoreline migrations has been made. Such shoreline extraction technique is often used to establish long-term morphodynamic patterns and has been proven to outperform common beach monitoring strategies (eg. RTK-GPS profiles, aerial LiDAR surveys) mostly because advantages provided by the low costs and the high spatiotemporal resolution overcomes disadvantages of the limited coverage (Blossier *et al.*, 2017). Contrary to other techniques however, the estimation of shoreline

elevations and their cross-shore position systematically comes with some planimetric uncertainties that can reach many meters (Angnuureng *et al.*, 2017).

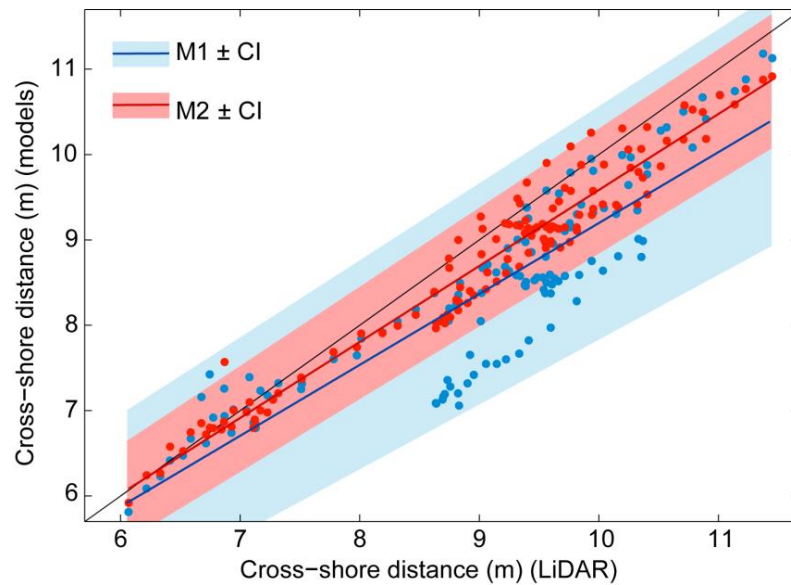


Figure 1.19. Regression analysis of the cross-shore locations of the shoreline (*rfi*) between each video shoreline elevation model and LiDAR data (M1: blue. M2: red.;  $\pm$  confidence intervals (CI)). The black diagonal line represents the 1:1 relationship.

For each DEM, the mean high tide reference line (1.19 m, noted *rfi*) was extracted and smoothed using a 5 m alongshore window to filter the smallest features on the beach such as algae and wood debris. Its location between video- and LiDAR-based DEMs on a given date was first evaluated at 65 cross-shore profiles with an alongshore spacing of 5 m. As observed on Figure 1.19, cross-shore locations of the *rfi* along the beach of Pointe-Lebel spanned between  $\sim 6$  m and  $\sim 11.5$  m from the land. Cross-shore locations of the *rfi* are well-correlated between LiDAR and video-derived beachface DEMs. With a correlation coefficient  $R^2 = 0.95$  (Table 1), and a root-mean-square error of 0.27 m, M2 performs better than M1 ( $R^2 = 0.81$ , RMSE = 0.52 m).



Furthermore, the mean deviation (MD) obtained with M2 (0.31 m) is at least half the value of M1 (0.63 m).

#### **1.5.4 Spatiotemporal Analysis of the Morphological Evolution**

The cross-shore shoreline displacement over time has also been assessed on the beach of Pointe-Lebel (Figure 1.20). Significant shoreline displacements were observed between August 3 and November 18 2016 with the LiDAR surveys. The net onshore shoreline displacement (with a maximum erosion of -3.77 m) observed with LiDAR is located within the west camera view (Figure 1.20a). On the east view, the LiDAR shows a rather different trend where a net displacement (-2.78 m) close to the camera (y location: 2517080895 m) is compensated by a net seaward displacement peaking at +1.30 m (y location: 2518150266 m). Same trends are observed with both video-based models, but the maximum erosion/advance observed at these same longshore locations are -3.56 m/+2.70 m and -3.69 m/+1.55 m with the M1 and M2, respectively.

Both models skillfully predict shoreline displacement behaviors ( $R^2 = 0.97$ ) (Table 1.1), and the results are virtually the same. M2 lowers to 0.33 m the planimetric RMSE compared to M1 (RMSE = 0.35 m) and the regression line is closer to 1:1 with a lower origin offset ( $1.02x + 0.12$ ). As observed from the assessment of cross-shore positions (Figure 1.19), M2 indicates a net displacement that is closer (0.11 m) to the original displacement observed on LiDAR (compared to observations from M1). The latter indicates a quasi-systematically biased displacement of 0.83 m toward the water (Figure 1.20d, green line), a result inherent to the mean water elevation association to the shoreline. Integrating the RMS errors associated with the cross-shore location only, total RMSE are still under 1 m for both M1 (0.87 m) and M2 (0.60 m). The shoreline elevation model M2 thus shows a closer relationship between the real displacements observed on the beach with the LiDAR, and further agrees with the conclusions of Aarninkhof *et al.* (2003), stating that their detection technique (the Hue-Saturation-

Value (HSV) method) identifies a shoreline at the higher end of the runup excursion. As also noted above, the results presented here using the Almar's shoreline detection technique (Almar *et al.*, 2012) justify the integration of waves as a proxy to runup into the shoreline elevation estimation.

Table 1.1. Regression analysis results and skills for the shoreline elevation models according to the evaluated morphological metrics (MD: mean deviation; MAD: mean absolute deviation)

| Analysis   | Model fit | Model skill     |      |       |       |      |
|--|-----------|-----------------|------|-------|-------|------|
|  |           | $R^2$           | RMSE | MD    | MAD   |      |
| Shoreline detection ( $\Delta z$ )                     | M1~LiDAR  | $1.00x - 0.04$  | 0.99 | 0.06  | -0.04 | 0.06 |
|  | M2~LiDAR  | $1.03x - 0.02$  | 0.99 | 0.06  | 0.02  | 0.05 |
| Cross-shore location ( $\Delta y$ ) (same date)        | M1~LiDAR  | $0.83x + 0.90$  | 0.81 | 0.52  | 0.63  | 0.66 |
|  | M2~LiDAR  | $0.89x + 0.68$  | 0.95 | 0.27  | 0.31  | 0.36 |
| Cross-shore displacements ( $\Delta y$ ) (multi-dates) | M1~LiDAR  | $1.11x + 0.92$  | 0.97 | 0.35  | 0.83  | 0.85 |
|  | M2~LiDAR  | $1.02x + 0.12$  | 0.97 | 0.33  | 0.11  | 0.24 |
| Beachface slopes ( $\Delta \tan \beta_{bf}$ ) (August) | M1~LiDAR  | $0.95x + 0.006$ | 0.73 | 0.007 | 0.014 |      |
|  | M2~LiDAR  | $0.99x - 0.007$ | 0.79 | 0.006 | 0.008 |      |
| (November)   | M1~LiDAR  | $0.64x + 0.04$  | 0.39 | 0.005 | 0.007 |      |
|  | M2~LiDAR  | $1.02x$         | 0.66 | 0.004 | 0.004 |      |

The comparison of the reference shoreline's alongshore position between the LiDAR surveys over time shows a rotation pattern on the beach of Pointe-Lebel (Figure 1.20). Such beach dynamic is the result of both beach extremities showing contrasting behaviors: erosion on one side and advance on the other (Blossier *et al.*, 2016). This rotation could be related to the storms that occurred on October 22 and from November 12 until 16, the latter occurring two days before the second survey. Although no wave directions data in the nearshore zone could be related to the dynamic beach response, the offshore wave directions were mainly from the south and ranged from  $100^\circ$  (Oct.

22, Nov. 16) to 230° (Nov. 12). The pressure sensor G1 recorded wave heights reaching 0.98 m at the beach toe during the 2.79 m high tide on November 16 (14h36 EST) (Figure 1.11). These events caused major erosion on the beach.

Previous studies have shown the efficiency of video monitoring stations to quantify beach rotations due to sediment transport processes (Ojeda et Guillén, 2008) or beach exposure to wave directions (Harley *et al.*, 2011). A pivotal point is indicated by a local minimum in the displacement of the shoreline (Ojeda et Guillén, 2008). Indeed, the high frequency image acquisition enabled the observation of the beach's pivotal rotation point both with M1 and M2 shoreline elevation models (Figure 1.20b-c). Extracted shorelines with M1 indicate the pivotal point's location at 17.18 m westward of the LiDAR-derived point. The distance is much improved with M2, being located at 5.25 m from the real central rotation point observed on the LiDAR. This is in fact within a close range of the longshore averaged shoreline 5-m window.

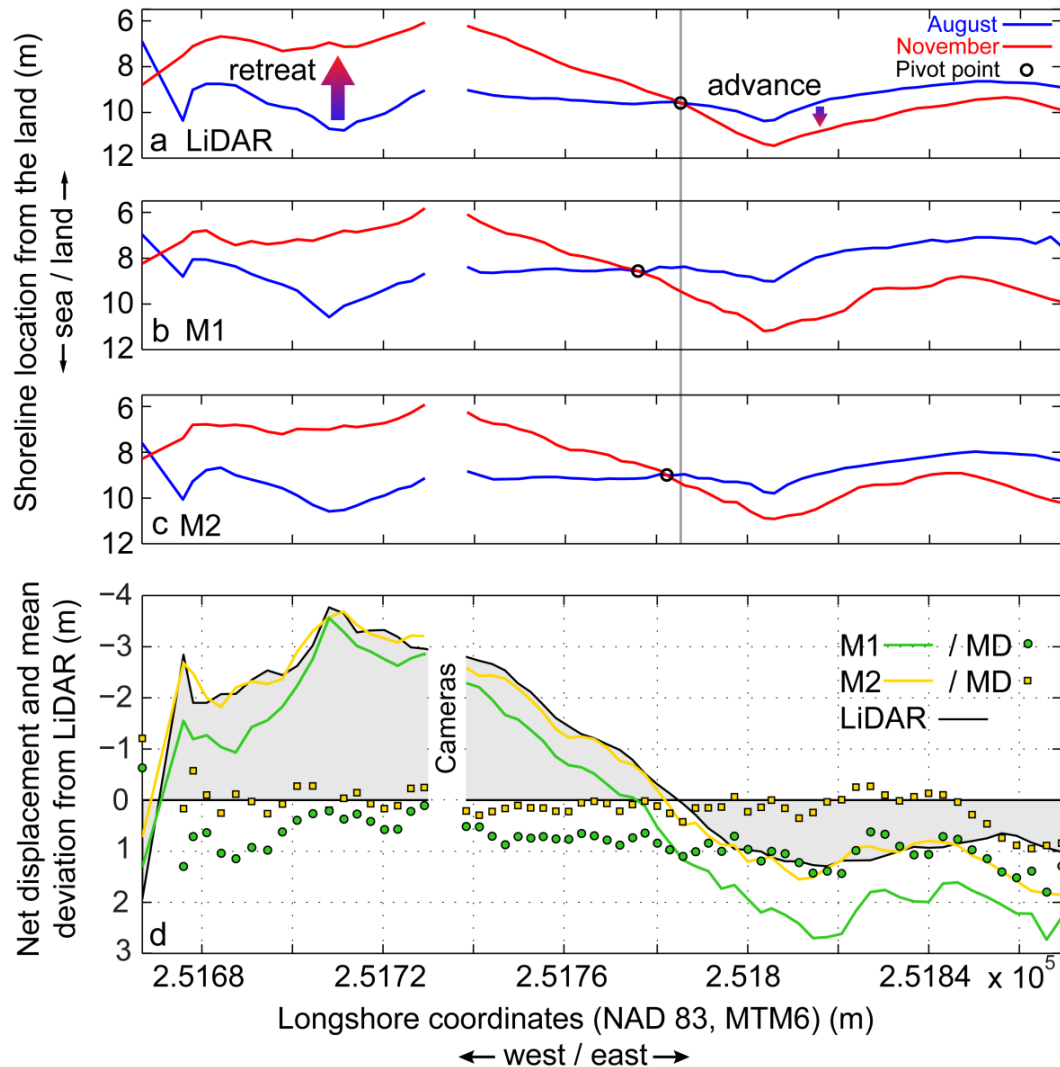


Figure 1.20. Longshore variation of the cross-shore position of the reference shoreline (1.19 m elevation contour) obtained during the surveys. The patterns of erosion/advance observed with the LiDAR surveys (a) are also distinguished with both M1 (b) and M2 (c), but the net displacement (d) is best fitted by the M2 model (yellow curve, panel d). Dots show the mean deviation (MD) of the data. The pivotal point of the beach as detected with M2 is closely located to the smoothing window size (~5.25 m) (black circles, panels a, b, c).

Beachface slopes were also calculated from regression analysis over the 65 cross-shore profiles along the beach from video- and LiDAR-based DEMs for both surveys (Figure

1.21). For the August 3 survey, beachface slopes obtained from LiDAR have scattered values, showing a left-skewed distribution ranging between 0.082 to 0.164, with an average of 0.142. These values are typically associated with steep slopes of reflective beachfaces (Wright et Short, 1984). Slopes calculated from M1 and M2 are well-correlated to the LiDAR-derived beach slopes (Table 1.1), with RMSE  $\leq 0.007$  for both models and  $R^2$  of 0.73 and 0.79 for M1 and M2, respectively. However, during the November survey, regression trends are less defined. Furthermore, the average beachface slope is slightly lower in November (0.124) with values ranging from 0.116 to 0.144. Indeed, this is the result of net erosion and sediment transport that occurred on November 16 on the upper beach. The optimal model is M2, with RMSE = 0.004, and the correlation is strong ( $y = 1.02x$ ,  $R^2 = 0.66$ ). The regression is however not significant with M1, and beach slopes are thus not well correlated. It appears to be the result of underestimations of shoreline elevations with M1 near the high tide on November 18, giving smaller beachface slope values. This observation is also noted on the August survey.

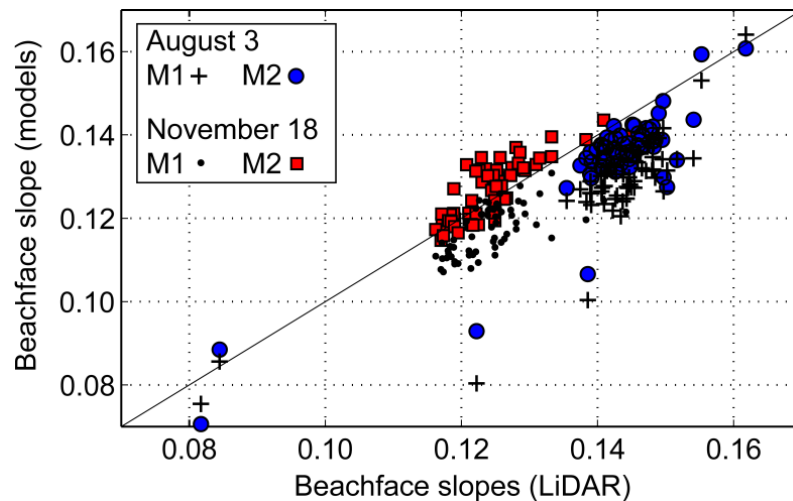


Figure 1.21. Longshore variability in beachface slopes between video- and LiDAR-based DEMs. The black diagonal line represents the 1:1 relationship.

### 1.5.5 Perspectives and Limitations

Compared to a LiDAR survey, the video-derived DEM technique is less time-consuming and more cost-effective. In low energy coastal environments such as the St. Lawrence Estuary, the technique makes it possible to exclude any uncertainties that are commonly induced by empirical setup/runup relationships. It however implies some inherent centimeter-scale elevation uncertainties based on the sensor's technical accuracy (manufacturer-specified accuracy :  $\pm 5$  mm of water depth) and mostly its vertical positioning with RTK-GPS. Moreover, with the second model (M2), one needs to obtain  $H_s$  at the beachface toe during low energy events. Interestingly though, on Pointe-Lebel beach, it is possible to apply this remote sensing technique 58% of the time (i.e. under such low conditions), including during winter when it is not always possible to access the beach with other monitoring strategies because of snow and sea ice. The possibility to acquire beach topography with a high temporal frequency could potentially highlight coastal processes occurring during winter season, while land fast ice is under constant modification in response to climate change. Although there is high confidence of a progressive disappearance of sea ice toward 2100 in the Gulf of the St. Lawrence (Ruest *et al.*, 2016), more field data acquired with video stations on the dynamics of coastal sea ice in the St. Lawrence Estuary could provide more knowledge on the impact of climate change in sub-arctic estuaries. On more energetic coasts, higher values of  $H_s$  could increase the errors of this model (M2) and could prevent us to apply the method. In such case, further sensitive analysis of the M2 results as a function of an increase in  $H_s$  would need to be made.

Contrary to LiDAR surveys, the video-based technique is limited to the maximum extension of the tidal range during the survey (i.e. from the lowest to the highest elevation shorelines detected). Furthermore, the automatic extraction technique applied here, which undertake a water/beach distinction from color band ratios and a shoreline shape recognition module (Almar *et al.*, 2012), failed at low tide mainly because the water depth was too shallow, therefore limiting swash detection and promoting

numerous rogue detections of the sandy bottom. Vousdoukas *et al.*, (2011) mentioned that rogue detections could be observed under high wave conditions, therefore promoting some rogue automated detections. Erroneously identified shorelines in our study were rather the result of calm conditions during low tide. The technique applied on the steep beachface and dissipative tidal flat of Pointe-Lebel would therefore need to be improved for shoreline detections at low tide, or could be combined with a manual detection to minimize the errors (Angnuureng *et al.*, 2017) while the water depth is especially low and the sandy bottom is visible. Such optical conditions prevent the discretization between the water and the beach.

## 1.6 CONCLUSIONS

A shoreline detection technique from a low-cost video monitoring station was used to create digital elevation models (DEM) of a steep beachface on a tidal flat at two different dates. Environmental conditions were calm during both surveys, with nearshore wave heights less than 15 cm. Two shoreline elevation models were tested against LiDAR-derived shorelines and interpolated topography. The first model is the simplest and the elevation is only associated to the mean water level recorded at the beach toe. Although it performs relatively well to predict the shoreline position and elevation, this model generally underestimates individual shoreline elevations by roughly 4 cm, and cross-shore positions errors are in the order of 0.63 m (MD) toward the sea. Although it is within an acceptable planimetric uncertainty ( $\Delta x, \Delta y < 1$  m) for spatiotemporal shoreline migration assessments, a correction factor needs to be applied to palliate this issue, therefore the method is not necessarily an improvement over previous studies. The shoreline model including the effect of runup, integrated here as a proxy via direct measures of waves at the beachface toe, performs better both in terms of overall vertical ( $\Delta z$ ) and planimetric uncertainties ( $\Delta x, \Delta y$ ), respectively  $< 6$  cm and

<31 cm (MD). This approach greatly facilitates the acquisition of continuous coastal topographic observations that is virtually as effective as a LiDAR survey, because it is not based on an estimation of wave-induced setup or runup that would imply some uncertainties in the shoreline location and elevation. A digital elevation model is usually necessary in geomorphological analysis in coastal studies and management. This study presented a video-based technique for the creation of DEMs that covers the range of video-detected shorelines during a tidal cycle, offering similar skills to a LiDAR-based raster surface with total elevation errors under 11 cm. Therefore, the approach enables a precise measurement of morphological parameters used in geomorphology and coastal engineering (e.g. shoreline displacement, beach slope, DEM, sediment budget) while remaining an accessible approach for professionals responsible for coastal risk management.

#### **ACKNOWLEDGMENTS**

The authors thank the Québec Ministry of Public Security for funding the project. D. Didier received a scholarship from the Fonds Québécois de la recherche sur la nature et les technologies. The project would not have been possible without the research assistants from the LDGIZC (Canada) and LGO (France). The authors greatly acknowledge the coastal citizens of Pointe-Lebel for their support and constant surveillance of the video station. We would like to acknowledge five anonymous reviewers for their helpful suggestions and comments.

**Author Contributions:** D.Didier, P.B., E.A., D.Dumont and C.D. designed the research project; D.Didier and P.B. installed the video station; E.A., C.C. D.Didier and



F.F. contributed to the image analysis tools; D.Didier, E.A., E.B., L.C. processed/analyzed the data. D.Didier, P.B., E.A. C.C. and D.Dumont wrote the paper.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest. The founding sponsors had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, and in the decision to publish the results.

## CHAPITRE 2

# SIMULATION MULTI ALÉAS POUR LA CARTOGRAPHIE DE LA SUBMERSION : MÉTHODE STATIQUE VERSUS MODÉLISATION NUMÉRIQUE DANS UN ESTUAIRE OUVERT, EST DU CANADA


### 2.1 PRÉSENTATION DU DEUXIÈME ARTICLE

Received: 17 May 2018 | Revised: 3 October 2018 | Accepted: 26 October 2018  
DOI: 10.1111/jfr3.12505

**CIWEM** Chartered Institution of Water and Environmental Management | **WILEY** Journal of Flood Risk Management

ORIGINAL ARTICLE

## Multihazard simulation for coastal flood mapping: Bathtub versus numerical modelling in an open estuary, Eastern Canada

David Didier<sup>1,2</sup>  | Jérémy Baudry<sup>1,2</sup> | Pascal Bernatchez<sup>1</sup> | Dany Dumont<sup>2</sup> | Mojtaba Sadegh<sup>3</sup> | Elliott Bismuth<sup>1</sup> | Marion Bandet<sup>1,2</sup> | Sebastien Dugas<sup>2</sup> | Caroline Sévigny<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Centre d'études nordiques, Rimouski, Quebec, Canada

<sup>2</sup>Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Physique des Océans – Laboratoire de Rimouski, Rimouski, Quebec, Canada

<sup>3</sup>Department of Civil Engineering, Boise State University, Boise, Idaho

#### Correspondence

David Didier, Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Centre d'études nordiques, Rimouski, Canada.  
Email: david\_didier@uqar.ca

#### Funding information

Fonds Québécois de la recherche sur la nature et les technologies; Québec Ministry of Public Security

Coastlines along the St. Lawrence Estuary and Gulf, Eastern Canada, are under increasing risk of flooding due to sea level rise and sea ice shrinking. Efficient and validated regional-scale coastal flood mapping approaches that include storm surges and waves are hence required to better prepare for the increased hazard. This paper compares and validates two different flood mapping methods: numerical flood simulations using XBeach and bathtub mapping based on total water levels, forced with multihazard scenarios of compound wave and water level events. XBeach is validated with hydrodynamic measurements. Simulations of a historical storm event are performed and validated against observed flood data over a ~25 km long coastline using multiple fit metrics. XBeach and the bathtub method correctly predict flooded areas (66 and 78%, respectively), but the latter overpredicts the flood extent by 36%. XBeach is a slightly more robust flood mapping approach with a fit of 51% against 48% for the bathtub maps. Deeper floodwater by ~0.5 m is expected with the bathtub approach, and more buildings are vulnerable to a 100-year flood level. For coastal management at regional-scale, despite similar flood extents with both flood mapping approaches, results suggest that numerical simulation with XBeach outperforms bathtub flood mapping.

#### KEY WORDS

coastal flood, copula, joint probability, multihazard analysis, wave runup, XBeach

### 2.1.1 Contexte du Chapitre 2

Dans le cadre du Chapitre 1, il n'a été question de runup que brièvement puisque seule la hauteur significative des vagues au pied de la pente de la plage était utilisée pour représenter l'effet de la composante hydrodynamique sur le niveau d'eau total sur la plage. En réalité, dans le cadre méthodologique du premier chapitre, la hauteur des vagues représentait littéralement un proxy du runup à défaut de pouvoir connaître exactement son élévation sur la plage. Dans une analyse et une prédiction de la submersion pour établir une cartographie de l'aléa, le runup doit être connu – ou estimé à partir d'équations paramétriques –, au même titre que le niveau d'eau, leur contribution sur le niveau d'eau total pouvant être variable le long de la côte (Serafin *et al.*, 2017). De plus, le comportement du runup sur les plages varie également considérablement d'un environnement côtier à l'autre en fonction de la morphologie, ce qui peut expliquer les résultats parfois discutables obtenus par des équations empiriques de la littérature.

Dans le Chapitre 2, nous simulons et évaluons l'étendue de la submersion du 6 décembre 2010 sur de multiples domaines côtiers entre Rimouski et Sainte-Flavie (Bas-Saint-Laurent) grâce à des calculs de niveaux d'eau totaux (NETs). Ensuite, afin de raffiner les simulations de submersion, le modèle morphodynamique *XBeach* est également utilisé sur les mêmes domaines, et sa capacité à reproduire la submersion est évaluée. L'article a été soumis à *Journal of Flood Risk Management* le 17 mai 2018, accepté le 26 octobre 2018 et mis en ligne le 8 novembre 2018. Les résultats du Chapitre 2 ont également été présentés à plusieurs reprises dans le cadre des conférences suivantes : OceanPredict19 (Halifax), CoastGIS 2018 (University of the Westfjords, Isafjordur, Islande), 13<sup>e</sup> Colloque sur les risques naturels au Québec, 86<sup>e</sup> Congrès de l'ACFAS (2018) (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada), Comment faire du Québec un phare international en recherche scientifique, 85<sup>e</sup> Congrès de l'ACFAS (2017) (Université McGill, Montréal, Canada), Colloque sur la sécurité civile et incendie 2015 (Ville de Québec, Québec), Québec-Océan 14<sup>e</sup> Assemblée Annuelle (2015) (Université Laval, Québec).

J'ai réalisé entièrement les étapes d'acquisition terrain, les modélisations, le traitement et l'analyse des données associées à ce chapitre sous la supervision de mes deux directeurs de recherche, Pascal Bernatchez et Dany Dumont. Les simulations avec *XBeach* ont été réalisées avec l'aide de Jeremy Baudry et Elliott Bismuth. Marion Bandet a effectué le traitement brut des données de vagues. Pour l'analyse statistique multivariée, j'ai utilisé le package Matlab *Multivariate Copula Analysis Toolbox* (MvCAT) (Sadegh *et al.*, 2017), mais Mojtaba Sadegh et Sébastien Dugas ont permis de mieux exploiter les copules pour modéliser les probabilités jointes de vagues et niveaux d'eau. Les simulations numériques de vagues au large du modèle WW3 ont été réalisées par Caroline Sévigny.

### 2.1.2 Résumé en français

La côte de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent dans l'Est du Canada est de plus en plus à risque de submersion en raison de la hausse du niveau marin et à la diminution du couvert de glace. Des approches de cartographies régionales efficaces et validées qui incluent les vagues et les niveaux d'eau sont requises pour mieux planifier la gestion du littoral face à l'augmentation des aléas. Cet article compare et valide deux différentes méthodes de cartographies de la submersion : des simulations numériques avec *XBeach* et des cartographies statiques à partir des niveaux d'eau totaux (NETs) forcées par des scénarios d'aléas conjoints composés d'événements de vagues et de niveaux d'eau. Le modèle *XBeach* est d'abord validé avec des mesures hydrodynamiques. Des simulations d'un événement historique sont réalisées et validées par des observations de limites d'inondations sur un secteur côtiers long de ~25 km. Des indicateurs de performances ont été appliqués pour calculer la correspondance spatiale entre les simulations et les observations de submersion. Les résultats montrent que *XBeach* et la méthode statique prédisent correctement les surfaces inondées (66 % et 78 %, respectivement), mais la méthode statique les surestime de 36 %. Ainsi, *XBeach* est un modèle plus robuste pour simuler l'étendue de la submersion (51 % contre 48 % pour les cartographies statiques). De plus, la cartographie statique surestime d'environ 50 cm la profondeur d'eau de l'inondation, et un nombre plus élevé de bâtiments

sont vulnérables à un épisode de récurrence 100 ans avec cette méthode. Pour la gestion du littoral à l'échelle régionale, malgré des extensions de submersion similaires, cette étude montre que le modèle *XBeach* surpasse la méthode statique de cartographie de l'aléa.

## **2.2 MULTHAZARD SIMULATION FOR COASTAL FLOOD MAPPING: BATHTUB VERSUS NUMERICAL MODELLING IN AN OPEN ESTUARY, EASTERN CANADA**

### **ABSTRACT**

Coastlines along the St. Lawrence Estuary and Gulf, Eastern Canada, are under increasing risk of flooding due to sea level rise and sea ice shrinking. Efficient and validated regional-scale coastal flood mapping approaches that include storm surges and waves are hence required to better prepare for the increased hazard. This paper compares and validates two different flood mapping methods: numerical flood simulations using *XBeach* and bathtub mapping based on total water levels, forced with multi-hazard scenarios of compound wave and water level events. *XBeach* is validated with hydrodynamic measurements. Simulations of a historical storm event are performed and validated against observed flood data over a ~25 km long coastline using multiple fit metrics. *XBeach* and bathtub correctly predict flooded areas (66 % and 78 %, respectively), but the latter overpredicts the flood extent by 36 %. *XBeach* is a slightly more robust flood mapping approach with a fit of 51 % against 48 % for the bathtub maps. Deeper floodwater by ~0.5 m is expected with the bathtub approach, and more buildings are vulnerable to a 100-yr flood level. For coastal management at regional-scale, despite similar flood extents with both flood mapping approaches, results suggest that numerical simulation with *XBeach* outperforms bathtub flood mapping.

**Keywords:** Coastal flood, Copula, Joint probability, Multi-hazard analysis, *XBeach*, Wave runup

### 2.3 INTRODUCTION

Hazard and risk mapping is the basis for intelligent land-use planning (Seibold, 2003). It should systematically be conducted in any state-of-the-art risk assessment (UNISDR, 2006). In coastal zones, floods mainly occur during high wave energy conditions and destructive storm events (Benavente *et al.*, 2006; Harley, 2017). Simple and straightforward GIS-based bathtub flood mapping is often used (Benavente *et al.* 2006; Bernatchez *et al.* 2011; Aucelli *et al.* 2017; Creach *et al.* 2015; Di Paola *et al.* 2017; Poulter and Halpin 2008) to create regional- to large-scale flood maps in support of coastal risk assessment ( Vousdoukas *et al.*, 2016). Traditionally, total water levels (TWL) including astronomical tide, storm surge, and wave runup/setup are overlaid on digital elevation models (DEM) until an equivalent topographic contour is reached (Breilh *et al.*, 2013; Orton *et al.*, 2015; Patrick *et al.*, 2015). Bathtub techniques assume adjacent and/or diagonal direct connectivity between grid cells to simulate overland flows (Orton *et al.* 2015; Poulter and Halpin 2008), and neglects terrain roughness (Ramirez *et al.*, 2016), timing/duration of the event ( Harley, 2017) and flow velocity that affect the landward propagation distance from the coast (Breilh *et al.* 2013; Elsayed and Oumeraci 2016a). This technique can lead to overpredictions due to simplifications of physical processes (Gallien *et al.*, 2014; Didier *et al.*, 2015; Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016), potentially exaggerating socio-economic damages while reducing the effectiveness of flood risk management (Gallien, 2016). Nevertheless, this technique is used in large-scale assessment of exposed population (Muis *et al.*, 2016), properties and roads to future impacts of climate change under sea level rise scenarios (Aucelli *et al.* 2017; Kulp and Strauss 2017; Di Paola *et al.* 2017).

More complex numerical models are increasingly used in integrated coastal risk management approach (De Marchi, 2007; Teng *et al.*, 2017). They solve numerous physics-based processes influencing the flow pathways and connectivity (i.e. bottom friction, permeability, etc.) (Seenath, 2015), using nonlinear shallow water equations (e.g. *XBeach* ( Roelvink *et al.*, 2009) and *BreZo* (Begnudelli *et al.*, 2008)), 3D Navier-Stokes formulations (e.g. Delft 3D (Roelvink and Van Banning, 1995)) or mass balance scheme (e.g. LISFLOOD (Bates and

De Roo 2000)). For instance, 2D numerical coastal and overland flow models determine the landward extent of the instantaneous water/bed junction, varying water depth and flow velocity (Perini *et al.*, 2015). Overland flow models are generally applied separately to coastal models, using a combination of empirical overtopping/wave runup equations (e.g. EurOtop, Van der Meer *et al.*, (2016)) or hydro-morphodynamic numerical outputs as primary upstream discharge for inland shallow water propagation (Barnard *et al.*, 2014; Christie *et al.*, 2017; Gallien, 2016; Wadey *et al.*, 2013). Alternatively, using the full hydrodynamic and flow propagation capabilities of *XBeach* (Elsayed and Oumeraci 2016b) is a promising avenue in coastal flood mapping. Operationally, the drawback is that such computationally demanding process-based models are time-consuming (Christie *et al.*, 2017) and too complex to be directly applicable by coastal managers (Davidson *et al.*, 2007). Furthermore, even with strong calibration and validation (e.g. Quataert, 2015; Vousdoukas *et al.*, 2012), a numerical model such as *XBeach* needs high-resolution topo-bathymetric DEM (Gallien *et al.*, 2013; Vousdoukas *et al.*, 2016) to reproduce both the morphodynamics and overland flows.

Flood risk mapping is generally based on probability analysis of hydrodynamic variables (Leijala *et al.*, 2018). The choice of the distribution to calculate such probabilities (or return periods) for a design scenario is a crucial step toward effective coastal flood risk mapping, regardless of the flood simulation methodology. However, in such probabilistic analysis, several laws or probability distributions can be applied. The most widely used, often based on extreme value theory such as the Generalized Extreme Value (GEV) distributions (Muis *et al.*, 2016; Vitousek *et al.*, 2017) and Generalized Pareto distributions (GPD) (Buchanan *et al.*, 2017) can result in different return periods values and significant variability in flooded areas (Karamouz *et al.*, 2017; Wahl *et al.*, 2017). Flooding is generally caused by more than one variable, which explains the increasing use of multivariate analysis (Gouldby *et al.*, 2017; Hawkes, 2008). However, a lack of information on the dependence structure of different environmental variables often limits their joint analysis (Defra, 2005). Joint probabilities have been mostly applied to tide and storm surges time-series for the analysis of extreme water levels return periods, regardless of wave characteristics (Hsu *et al.*, 2017; Wahl et

Plant, 2015). With the increase in the availability of measured or modeled wave data, the latter are more than ever being integrated to multivariate assessments (Leijala *et al.*, 2018; Nicolae-Lerma *et al.*, 2018; Sayol et Marcos, 2018) but sometimes even with joint time series as short as six years (Masina *et al.*, 2015).

Coastal flood mapping should be as accurate, simple, user-friendly and as accessible as possible (Doong *et al.*, 2012). It also needs to be multiscale, from national- to local-scale application while focusing on hotspots ( Gallien *et al.*, 2013; Golnaraghi, 2012; Jiménez *et al.*, 2017; Van Dongeren *et al.*, 2014). Disaster risk reduction (DRR) needs cost-effective adaptation strategies (UNISDR, 2015). In coastal management, DRR effectiveness depends on flood mapping techniques and the knowledge of their inherent uncertainties (Prime *et al.*, 2016). Furthermore, the selection of a flood mapping technique often relies on the most parsimonious model available (McSharry, 2018).

Despite some studies on static sea level scenarios for coastal flood assessments in Nova-Scotia (McGuigan *et al.*, 2015; Webster *et al.*, 2014a), Prince Edward Island (Webster *et al.*, 2004a), New-Brunswick (Webster *et al.*, 2006) and the province of Québec (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2014a; Didier *et al.*, 2015, 2016), the coastal population of Eastern Canada still lacks proper flood maps that are validated with nearshore dynamics, including waves and water levels. Apart from accelerating sea level rise (Barnett *et al.*, 2017) and sea ice shrinking and increasing storm impacts during winter in the St. Lawrence (Senneville *et al.*, 2014), the future wave climate is expected to become a major capital forcing affecting coastal flooding in the next decades (Ruest *et al.*, 2016). For communities without a national coastal flood mapping framework and scattered field data on most coasts, there is a critical need to address the benefits of different mapping techniques.

This paper aims to compare bathtub- and hydrodynamically derived coastal flood maps at a regional-scale. It further assesses their performance on a long stretch of open estuarine coast, using a historical flood in the St. Lawrence Estuary as a benchmark case. This event occurred on Dec. 6<sup>th</sup> 2010 and was the most extreme still water level (SWL = astronomical tide + surge) ever recorded since 1984. Flood simulations have been performed using the numerical



model *XBeach* in hydrostatic (*surfbeat*) mode and a TWL empirical relationship. *XBeach* was first validated using wave observations. The accuracy of both methods has been further evaluated in terms of flood extent and water depth using multiple fit metrics. We finally designed a 100-yr multi-hazard flood scenario using a copula-based approach to model the joint probability of waves and water levels. The exposure of properties to this extreme flood scenario is compared between both methods, and the choice of mapping approach for coastal flood management is discussed.

## 2.4 MATERIALS AND METHODS

### 2.4.1 Study area and storm event description

The study area is a low-lying coast (~25 km long) located between Rimouski and the Maurice Lamontagne Institute's (IML) breakwater in the Lower St. Lawrence Estuary, Atlantic Canada. The meso-tidal coast has a semidiurnal tidal range of 4.6 m (Higher High Water Large Tide (HHWLT) = 2.5 m above mean sea level according to the Canadian Geodetic Vertical Datum 1928 (CGVD28, applied systematically in this paper)). Sandy-gravel beaches are mostly dissipative, with low-tide sedimentary rock platform hundreds of meters wide (Didier *et al.*, 2016). Thin reflective platform-beaches (~30 m) with mean slopes around 0.10 are located above mean sea level (Didier *et al.*, 2016).

According to the WW3 hindcast (1979-2010) (Bernatchez *et al.*, 2017), waves offshore of Sainte-Luce are mainly from northeast (28 %) and west (23%) (Figure 2.22c). Yearly significant wave height ( $H_{m0}$ ) reaches 2.1 m. On Dec. 6<sup>th</sup> 2010, a storm occurred at high tide on the area between Rimouski and Sainte-Flavie (Fig. 1b). The storm generated a 1.0 m high storm surge at the Rimouski tide gauge, high waves ( $H_{m0} = 2.6$  m,  $H_{m0}$  is the offshore  $H_s$  from WW3) and flooding reaching ~2.8 m above the SWL, as observed from DGPS measurements by Didier *et al.* (2016).

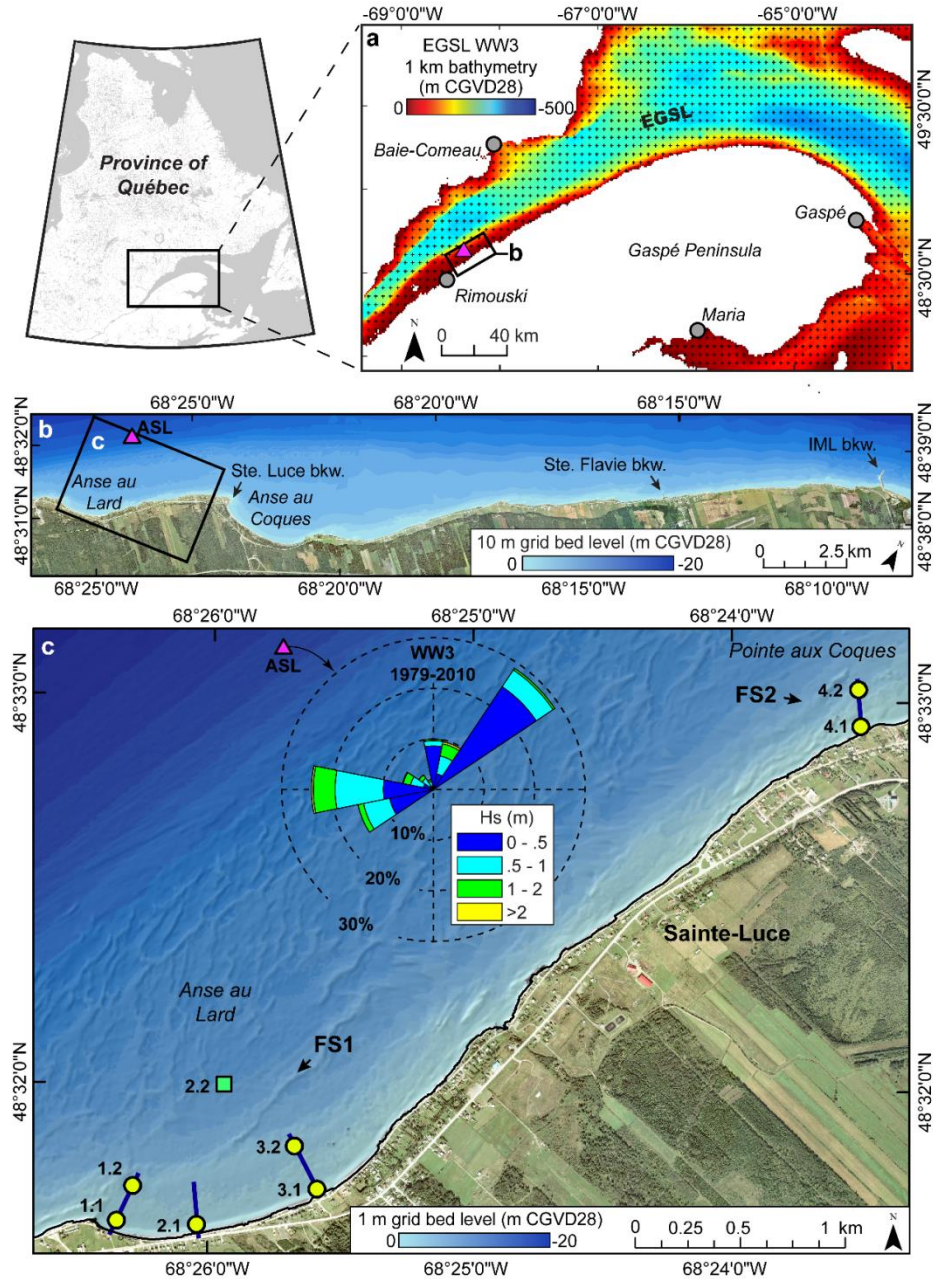


Figure 2.22. Localization of the study area for the flood assessment (a-b) between Anse au Lard and the IML breakwater. The WW3 1 km-grid bathymetry of the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL) is shown by 5 km-grid points (a). The AWAC is represented by a pink triangle (ASL: in b-c). The two field experiments in Anse au Lard (FS1) and Pointe aux Coques (FS2) are shown in (c), and respectively include the array of 5 and 2 nearshore pressure transducers (yellow circles). In (c), the ADV is shown by a green square. The solid cross-shore blue lines represent the beach profiles. The wave rose shows the significant wave height  $H_{m0}$  and mean wave direction from WW3 1979-2010 at the ASL location.

The backshore is densely urbanized at an elevation of  $\sim 5$  m. Infrastructures and roads were therefore generally flooded by *overwash* and overtopping. Apart from flood simulations, a field experiment was implemented on two distinctive sites to acquire waves and water levels and validate *XBeach*. The first field site (FS1) is located in Anse au Lard and the second on a platform-beach (FS2) at Pointe aux Coques (Figure 2.22c).

#### **2.4.2 Topo-bathymetric data**

Flood mapping needs seamless high resolution DEM of the coastal topo-bathymetry. Available topographic surveys being scattered for the area, a single DEM was created from a composite dataset (Mobile Terrestrial LiDAR Survey (MTLS) (LDGIZC, 2016); SHOAL (CHS, 2015); aerial LiDAR (MRNF, 2009); multibeam (Cidco, 2014); singlebeam (Cidco, 2014)). The resulting elevation raster was created with a  $1\text{ m} \times 1\text{ m}$  grid resolution, and its overall vertical uncertainty is under 20 cm (Fig. 2.22b-c).

#### **2.4.3 Water level**

For the boundary conditions in the 2010 flood simulations, a timeseries of hourly observed water levels (astronomical tide + storm surge) at the nearest tide gauge of Rimouski (Canadian Hydrographic Service (CHS), station #2985) was used. The 27-yr dataset (1984-2010) was obtained online from the Canadian Tide and Water Levels Data Archives (CHS, 2017). For the validation of *XBeach*, water levels were provided by a Nortek Acoustic Wave And Current profiler (AWAC) located 2.8 km offshore of Sainte-Luce (ASL) at 14 m deep ( $48^\circ 33.1' \text{ N}$ ,  $-68^\circ 25.6' \text{ W}$ ) (see section 2.4.1).

#### 2.4.4 Offshore waves

Offshore wave data are acquired from two distinct sources. For *XBeach* validations, the AWAC provided hourly in situ measurements of surface gravity waves and water levels between October 2014 and May 2017 (pressure at 1 Hz, AWAC-surface distance at 2 Hz). Observed statistical wave parameters are the spectral wave height ( $H_{m0}$ ), mean period ( $T_{02}$ ), peak period ( $T_p$ ), mean direction ( $\theta$ ), and directional spreading. To produce wave boundary conditions for the 2010 flood simulations, a third-generation wave model, WAVEWATCH III (WW3; Tolman and the WAVEWATCH III Development Group, 2014), was used to estimate deepwater wave conditions over the EGSL domain (grid resolution of 1 km; Fig. 2.22a). This version of WW3 allows both attenuation of incident wave energy by sea ice through scattering and viscous dissipation, enabling a more realistic representation of the wave-ice interaction and its impact over the wave field during winter.

A three-dimensional coastal ice-ocean model forced by the NCEP North American Regional Reanalysis (NARR) provides the oceanic forcing for the EGSL wave model, namely currents, water levels, and sea ice thickness and concentration (grid resolution of 5 km). The Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) winds further provide the atmospheric forcing (grid resolution of  $0.312^\circ$ ). Wave boundary conditions in Cabot Strait and Strait of Belle Isle were generated with a North Atlantic WW3 model forced with the CFSR dataset. Simulated hourly wave parameters are the significant wave height ( $H_{m0}$ ), mean period ( $T_{02}$ ), peak period ( $T_p$ ), and direction ( $\theta$ ) for the entire EGSL domain.

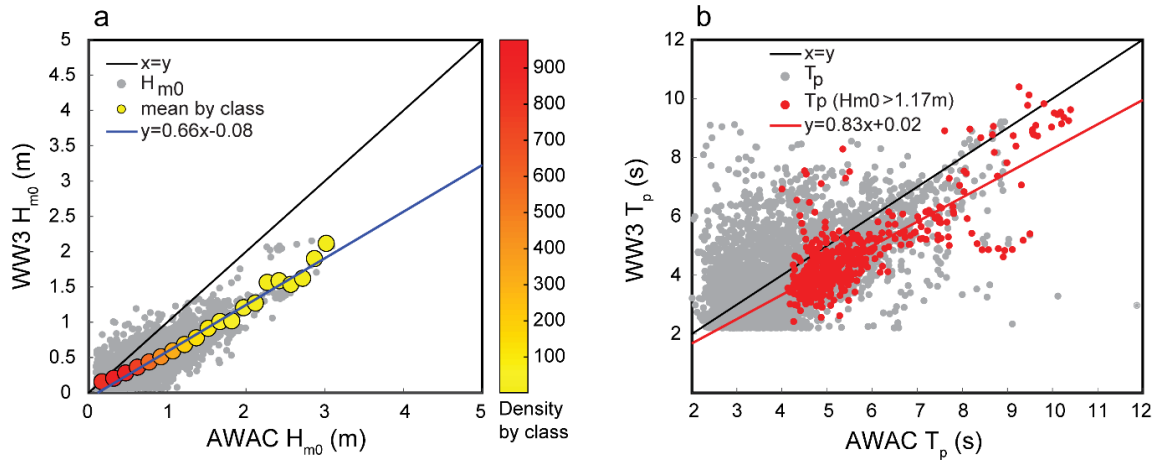


Figure 2.23. Relationships between wave height (a) and period (b) from WW3 1km-grid and the AWAC of Sainte-Luce (ASL).

The comparison between simulated and observed wave conditions offshore of Sainte-Luce (Oct. 31 2014 to Nov. 30 2015) reveals a systematic bias. This bias may be attributed to the wind forcing, as the resolution of CFSR winds is insufficient to capture the high variability of the wind field in coastal environments, and bathymetric processes that are not resolved in the 1km simulations (Figure 2.23). To consider this bias, wave heights and peak periods were corrected using simple linear regressions, that is  $H_{m0,deb} = H_{m0}/0.66$  (Fig. 2.23a) and, when  $H_{m0} > 1.17$ ,  $T_{p,deb} = T_p/0.83$  (Fig. 2.23b).

#### 2.4.5 Nearshore waves

Four cross-shore arrays of pressure transducers (from RBR) were installed in the nearshore zone (sensors 1.1 to 3.2 in FS1 (Figure 2.22c and Figure 2.24a,c-f) and 4.1-4.2 in FS2 (Figure 2.22c and Fig. 2.24b,g)) between November 1 to 15, 2014 to assess the performance of *XBeach* in simulating waves and water levels (see section 2.6). Each array comprises two instruments (Figure 2.24): one on the inner platform/low-tide terrace, the other on the outer platform/low-tide terrace. An offshore Acoustic Doppler Velocimeter (Vector from Nortek)

was located seaward the surf zone at -6.2 m in FS1. Continuous total pressure was acquired at 4Hz and was subsequently processed through a spectral analysis over a length of 1024 s (17.06 min). Significant wave height ( $H_{m0}$ ), mean periods ( $T_{m02}$ ) and mean water level ( $\eta$ ) were calculated.

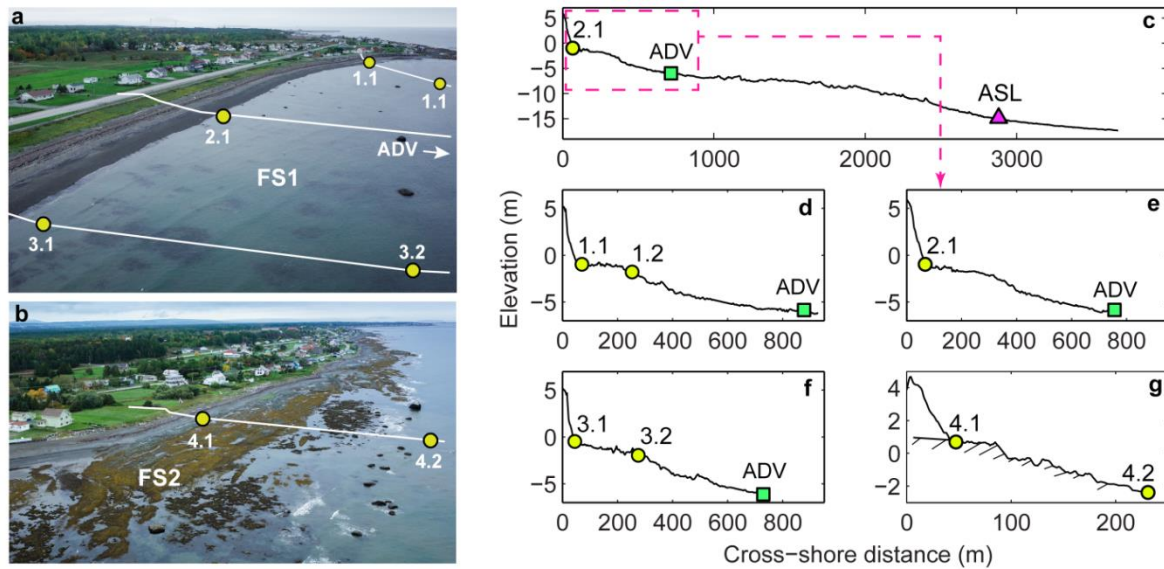


Figure 2.24. Location of the nearshore pressure transducers (yellow circles) 1.1 to 3.2 and 4.1-4.2 in FS1 (a, c-f) and FS2 (b, g), respectively. The ADV (green square) is only identified on each profile to show its relative depth to other sensors and is not directly in line with all arrays. The AWAC (ASL) is shown on profile #2 by a pink triangle (c).

#### 2.4.6 Joint probability analysis of the 100-yr flood

Compound extreme events respond to multiple underlying drivers (concurrent or successive) with severe impacts (IPCC, 2012). Coastal flooding as a result of two or more drivers that might or might not be extreme themselves is an example of such compound extreme events (Moftakhari *et al.*, 2017). Traditional univariate design scenarios that consider only one driver significantly underestimate the hazard and corresponding risks (Sadegh *et al.*, 2018). Here we use multivariate analysis and copulas to model the joint probability — and joint

return period (RP) — of the two hazard drivers  $H_{m0}$ -SWL, which are in turn used as boundary condition for the *XBeach* and bathtub simulations to assess the 100-yr flood. The 100-yr RP was chosen because flood risk management in Canada generally uses 100-year flood event in regulatory floodplain policies (Nastev *et al.*, 2017).

Copulas are mathematical functions that characterize the correlation structure among multiple time-independent random variables, regardless of their marginal distributions (De Michele, 2003). If  $F_1(r_1)$  and  $F_2(r_2)$  are marginal distributions of random variables  $r_1$  (SWL) and  $r_2$  ( $H_{m0}$ ), according to Sklar's theorem (Joe 2014; Rayens and Nelsen 2000) there is a copula model that explains their multivariate cumulative distribution function:

$$F(r_1, r_2) = C(F_1(r_1), F_2(r_2)) = C(u_1, u_2) \quad (1)$$

and the copula function  $C$  is unique if the marginal distributions  $F_1$  and  $F_2$  are continuous. The copula density function  $c(\cdot)$  can then be simply derived as

$$c(u_1, u_2) = \frac{\partial^2 C(u_1, u_2)}{\partial u_1 \partial u_2} \quad (2)$$

Moreover, multivariate (bivariate) RP can be derived as an intuitive extension of univariate return period as (Sadegh *et al.*, 2018),

$$RP = \frac{1}{1 - C(u_1, u_2)}. \quad (3)$$

We can then use RP curves as delineated by Eq. 3 for risk analysis and design. However, there are infinite combinations of  $u_1$  and  $u_2$  (marginal of the first and second hazard drivers, respectively) falling on the RP level of interest. Multiple possible scenarios of joint probability of  $H_{m0}$ -SWL can yield the same return period while inducing different morphogenic impacts (Phillips *et al.*, 2017). For this study, we select the most likely combination corresponding to the highest likelihood on the 100-yr RP curve as defined by maximum joint probability density level (Eq. 2) (Gräler *et al.*, 2013; Salvadori *et al.*, 2011).

To construct copulas (Eq. 1), we first need to find the marginal distributions that best fit each of the hazard drivers. A 27-yr time-series of the annual-maxima of observed SWL was selected as the primary variable imposing a critical sea state that could induce coastal flooding (Masina *et al.*, 2015), alongside the corresponding  $H_{m0}$  within a  $\pm 24$ h window. We then selected the best fit from a cohort of 17 marginal distribution functions (1. Beta, 2. Birnbaum-Saunders, 3. Exponential, 4. Extreme value, 5. Gamma, 6. Generalized extreme value, 7. Generalized Pareto, 8. Inverse Gaussian, 9. Logistic, 10. Log-logistic, 11. Lognormal, 12. Nakagami, 13. Normal, 14. Rayleigh, 15. Rician, 16. t location-scale, and 17. Weibull distributions) according to Bayesian Information Criterion (Sadegh *et al.* 2018). The flood drivers  $H_{m0}$  and SWL are best represented with log-logistic and Rayleigh marginal distributions, respectively.

Subsequently, the copula model that best describes the correlation structure between SWL and  $H_{m0}$  from a plethora of 26 copula functions was selected using the Multivariate Copula Analysis Toolbox (MvCAT) (Sadegh *et al.*, 2017). Among the copula functions tested (namely, 1. Gaussian, 2. t, 3. Clayton, 4. Frank, 5. Gumbel, 6. Independence, 7. Ali- Mikhail-Haq (AMH), 8. Joe, 9. Farlie-Gumbel-Morgenstern (FGM), 10. Gumbel-Barnett, 11. Plackett, 12. Cuadras-Auge, 13. Raftery, 14. Shih-Louis, 15. Linear-Spearman, 16. Cubic, 17. Burr, 18. Nelsen, 19. Galambos, 20. Marshall-Olkin, 21. Fischer-Hinzmann, 22. Roch-Alegre, 23. Fischer-Kock, 24. BB1, 25. BB5, and 26. Tawn), the Joe copula outperforms others based on BIC metric. Joe copula is defined as,

$$C(u, v) = 1 - [(1 - u)^\theta + (1 - v)^\theta - (1 - u)^\theta(1 - v)^\theta]^{1/\theta} \quad (4)$$

with  $\theta \in [1, \infty)$ . Results of the copulas analysis are presented in section 2.5.1.

#### 2.4.7 XBeach configuration and validation

*XBeach* (Roelvink *et al.*, 2009) is a coupled hydro- and morphodynamic model that simulates coastal processes and variability in different types of environment (e.g. sandy, gravel, reefs,



vegetated, urbanized) (Van Dongeren *et al.*, 2017). The model was created to predict storm impacts on longshore-complex beaches (Roelvink *et al.*, 2018), including swash, collision, *overwash* and inundation (Sallenger, 2000). It comprises a stationary and a non-hydrostatic mode, the latter including a short-wave resolving model (Roelvink *et al.*, 2015). The hydrostatic (*surfbeat*) mode resolves the temporal variation of short waves at the wave-group scale and integrates a roller model that generates infragravity waves and low-frequency swash motion on the beach. Infragravity waves are important during storms on dissipative beaches as the surf zone is saturated for short waves (high frequency band) but not infragravity waves (Bertin *et al.*, 2018; Cohn et Ruggiero, 2016; Ruessink *et al.*, 1998; Ruggiero *et al.*, 2004).

*XBeach* provides a 2DH mode that allows process computation over large area covering as much as 10 km × 10 km (van Dongeren *et al.*, 2017). However, 2DH large-scale flood modelling requires extensive computational time, the latter being exponentially correlated with model complexity (Pearson *et al.*, 2017). To lower computational time, the coast was split into 9 subdomains (Figure 2.25) and morphological updating was not implemented. For each domain, the cross-shore grid spacing  $\Delta x$  varied from 50 m at the offshore boundary to 2 m at the coast, and the longshore spacing  $\Delta y$  was fixed at 2 m for the entire domain.

To validate the hydrodynamics in *XBeach*, two 2DH models have been created in FS1 and FS2 in *surfbeat* mode with a preserving wave groupiness option (*single\_dir = 1*). Upstream wave boundary conditions (hourly time-series) from the ASL were used to create realistic parametric JONSWAP wave spectrums (shape  $\gamma = 3.3$ , directional spreading of 20°). A default absorbing-generating (weakly-reflective) offshore boundary condition was applied in all simulations (*front/back = abs\_2d*) (Van Dongeren and Svendsen 1997). The gradient in wave energy along the wave crest at both lateral boundaries was set to zero to avoid a lateral shadow effect (*lateralwave = wavecrest*) (Roelvink *et al.*, 2015). All other *XBeach* parameters were set to default.

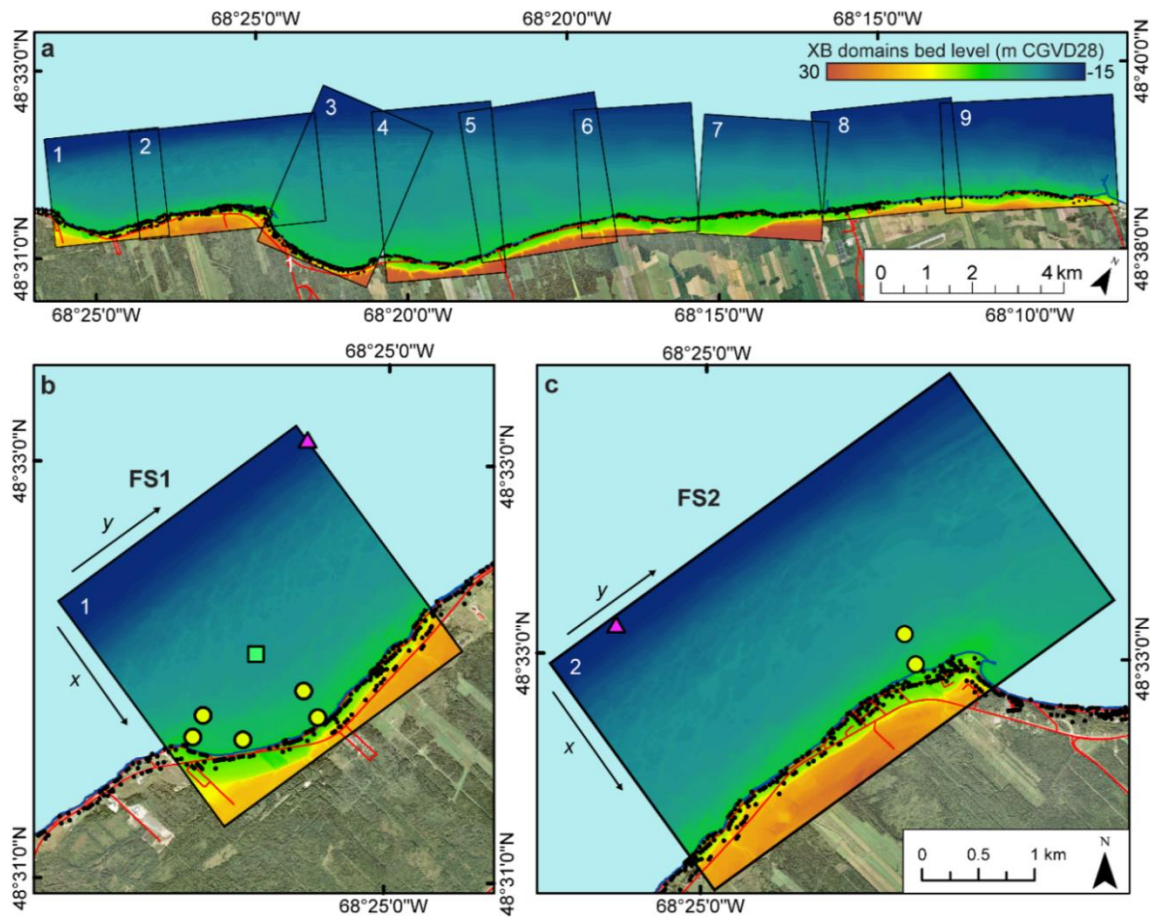


Figure 2.25. Locations of *XBeach* domains and bathymetry (a). The positions of all the instruments for the validation are shown for the FS1 (b) and FS2 (c) (ADV: green square; AWAC: pink triangle; pressure sensors: yellow circles). Properties, roads and the coastline are shown by black dots, red lines and a blue line, respectively (b-c).

Outputs for  $H_{rms}$ ,  $\eta$ , and water depth were generated every 17-minutes and validated against the pressure transducers in FS1 and FS2 (Figure 2.26). The computed statistical parameters are the Root Mean Square Error (RMSE), the Mean Bias Error (MBE), and the Standard Deviation (STD) (Table 2.2). For all pressure transducers, correlations between simulated and observed nearshore wave heights show RMSE under 10 cm, with a low MBE of  $\sim 5$  cm, and a STD of  $\sim 10$  cm. All linear relationships have high coefficients of determination ( $R^2 \geq 0.79$ ) (Table 2.2). Water level simulations outputs are also very well correlated to

observations ( $R^2 \sim 0.99$ ,  $MBE \leq 0.05$  m,  $RMSE \leq 0.10$  m and  $STD \leq 0.07$  m). *XBeach* performs well both on the sedimentary beach (FS1: Figure 2.26a-f) and the platform-beach (FS2: Figure 2.26g-h) in the study area.

Table 2.2. Performance statistics for the *XBeach* simulations of  $H_{m0}$  during the survey period of 1 to 15 November 2014. Sensors 1.1 to 3.2 are located in Anse au Lard, while 4.1 and 4.2 are located on a rock platform in Pointe aux Coques

| Gauges      | Variable | 1.1   | 1.2   | 2.1  | ADV  | 3.1   | 3.2   | 4.1   | 4.2   |
|-------------|----------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|-------|
| RMSE (m)    | $H_{m0}$ | 0.11  | 0.09  | 0.09 | 0.15 | 0.08  | 0.1   | 0.08  | 0.11  |
|             | $\eta$   | 0.07  | 0.06  | 0.13 | 0.09 | 0.05  | 0.06  | 0.06  | 0.05  |
| MBE (m)     | $H_{m0}$ | 0.01  | -0.03 | 0.03 | -0.1 | 0.03  | -0.04 | 0.06  | -0.06 |
|             | $\eta$   | -0.01 | 0.04  | 0.12 | 0.07 | -0.01 | 0.03  | -0.02 | 0.02  |
| STD (m)     | $H_{m0}$ | 0.11  | 0.09  | 0.08 | 0.11 | 0.08  | 0.09  | 0.05  | 0.08  |
|             | $\eta$   | 0.07  | 0.04  | 0.03 | 0.05 | 0.05  | 0.05  | 0.05  | 0.04  |
| $R^2$       | $H_{m0}$ | 0.79  | 0.92  | 0.86 | 0.92 | 0.86  | 0.91  | 0.84  | 0.91  |
|             | $\eta$   | 0.98  | 0.99  | 0.99 | 0.99 | 0.99  | 0.99  | 0.97  | 0.99  |
| Sample size |          | 533   | 869   | 717  | 1100 | 645   | 940   | 172   | 683   |

To simulate the 2010 flood event, statistical wave parameters from WW3 at  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$  grid points were used as offshore wave conditions alongside the SWL at the Rimouski tide gauge (Figure 2.27). The simulation was run for 6 hours between 12:00 and 17:00 EST, with the peak flood occurring at 14:00. Model configuration was identical to validation runs, outputs were generated hourly. The 100-yr RP event was run for 1 hour without tidal modulation, with outputs every 10 minutes. The last timestep was selected as the peak event.

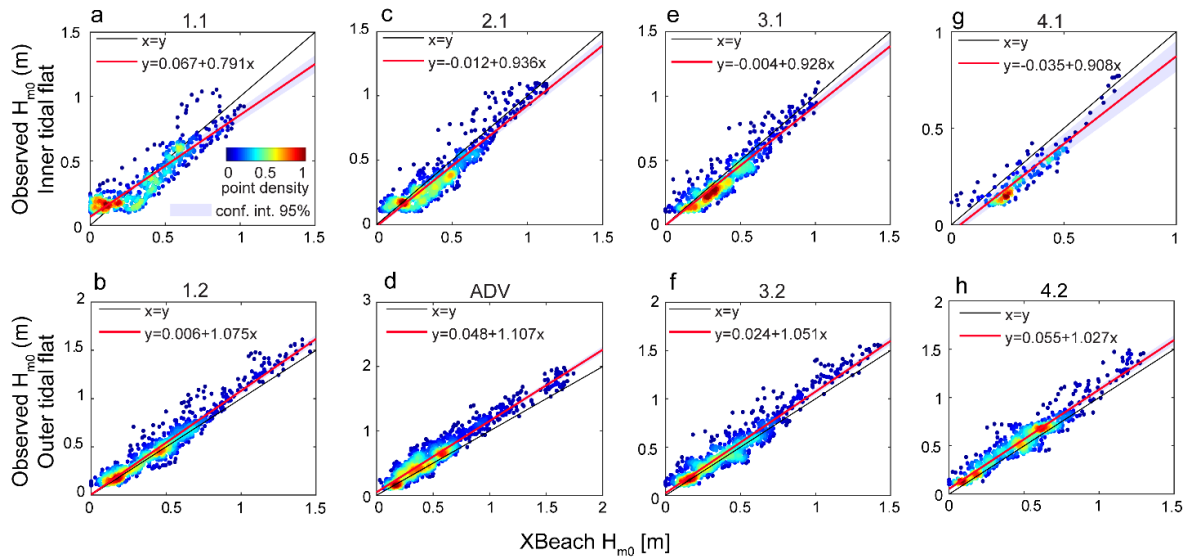


Figure 2.26. Validation of *XBeach* on the inner and outer tidal flat for the domains FS1 and FS2. The red lines represent the best fit linear relationship, and the black lines the curve  $x=y$ .

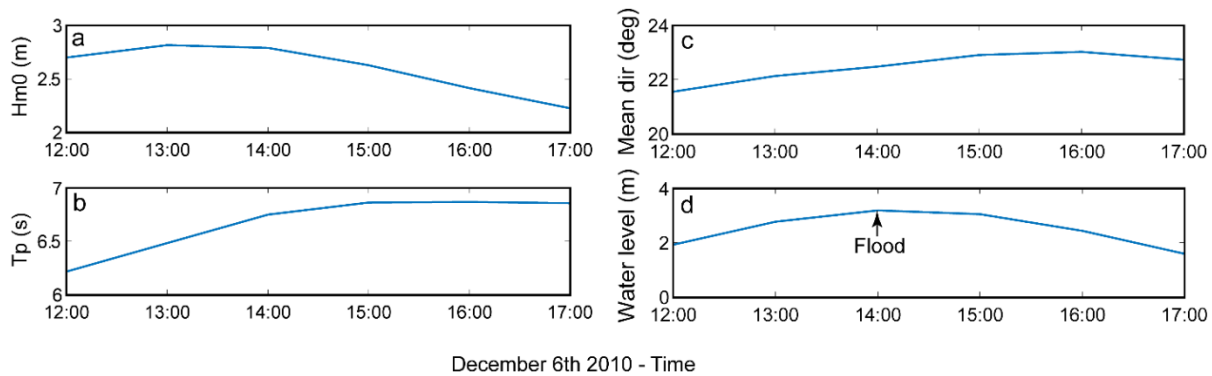


Figure 2.27. Boundary conditions timeseries of significant wave heights  $H_{m0}$  (a), wave periods  $T_p$  (b), and mean directions (c) from WW3 and observed water level (d) at the Rimouski tide station on Dec. 6 2010. The black arrow shows the peak flood event.

#### 2.4.8 Total water level estimations

Flood simulations of the December 2010 event have been performed using a static bathtub approach based on observed SWL and empirical runup formulations. In this case, the DEM

was subtracted from the vertically uniform TWL matrix, resulting in varying flood extents and water depths:

$$TWL_{2010} = \eta_{2010} + R_{2\%} \quad (5)$$

where  $TWL_{2010}$  is the flood level for the December 2010 event resulting from the combination of the SWL ( $\eta_{2010}$ ) and 2% exceedance of wave runup  $R$  at the peak event (14h, EST). Previous works (Didier *et al.* 2016) have shown that the  $R_{2\%}$  equation for impermeable slopes from Mase (1989) performs well on the study area (RMSE  $\leq 0.34$  m). In Equation 5,  $R_{2\%}$  is calculated as follows:

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = 1.86\xi^{0.71} \quad (6)$$

where  $H_{m0}$  is the offshore significant wave height, and the Iribarren number  $\xi$  is given by:

$$\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_0/L_0}} \quad (7)$$

with  $L_0 = gT^2 / 2\pi$  is the offshore wavelength, and  $\tan\beta$  is the foreshore slope.

Foreshore beach slopes were calculated at 50 m longshore intervals on each *XBeach* model domain. Since there is a significant alongshore variability in mean beach slopes between each domain (one-way ANOVA  $p$ -value  $< 0.005$ , 5% significance level), the mean beach slope of each domain (varying between 0.015 and 0.038) (Table 2.3) was used in Eq. 7.

Table 2.3. Input parameters for the 2010 validation of the bathtub simulations for the nine (9) domains, including the mean beach slopes and the hydrodynamic forcing in the total water level (TWL) estimations

| Domains | Mean slope | STD ( $\sigma$ ) | $H_{m0}$ | $T_p$ | $WL$ | $R_{2\%}$ | TWL  |
|---------|------------|------------------|----------|-------|------|-----------|------|
| 1       | 0.028      | 0.008            | 2.85     | 6.45  | 3.19 | 1.27      | 4.46 |
| 2       | 0.038      | 0.011            | 2.79     | 6.75  | 3.19 | 1.62      | 4.81 |

|   |       |       |      |      |      |      |      |
|---|-------|-------|------|------|------|------|------|
| 3 | 0.036 | 0.010 | 2.93 | 6.78 | 3.19 | 1.60 | 4.79 |
| 4 | 0.015 | 0.006 | 2.95 | 6.8  | 3.19 | 0.86 | 4.05 |
| 5 | 0.023 | 0.005 | 3.03 | 6.87 | 3.19 | 1.20 | 4.39 |
| 6 | 0.019 | 0.004 | 3.14 | 6.96 | 3.19 | 1.10 | 4.29 |
| 7 | 0.022 | 0.007 | 3.23 | 7.16 | 3.19 | 1.27 | 4.46 |
| 8 | 0.036 | 0.004 | 3.41 | 7.27 | 3.19 | 1.87 | 5.06 |
| 9 | 0.033 | 0.007 | 3.56 | 7.37 | 3.19 | 1.85 | 5.04 |

#### 2.4.9 Flood extent and water depth validation

All flood maps have been validated against field observations of the December 2010 flood extents. A differential global positioning system (RTK-GPS Trimble TSC3/R8 GNSS antenna,  $\Delta x/y = 0.003$  m and  $\Delta z = 0.0035$  m) was used to acquire ground validation points (414 GVPs) of the flood extent (Didier *et al.*, 2014a). Using the LiDAR DEM, hydraulically connected elevations contours were generated from nearby GVPs (Bernatchez *et al.*, 2011; Gallien *et al.*, 2013).

The overall performance of flood simulation maps to replicate flood extents has been assessed using commonly used aerial correspondence fit metrics (Bates et De Roo 2000; Gallien *et al.* 2014; Vousdoukas *et al.* 2016). The hit rate  $H$  is the ratio of the area considered as wet both in the model and the benchmark flood map, and is expressed as

$$H = \frac{A_p \cap A_o}{A_o} \quad (8)$$

where  $A_p \cap A_o$ , the intersection between the predicted  $A_p$  and observed  $A_o$  flood, is the geospatially correct simulated flood area. Since this metric does not consider any bias, the overpredicted flood area ( $F_o$ ) or false alarm ratio (Vousdoukas *et al.*, 2016) is separately formulated as

$$F_o = \frac{A_p - A_p \cap A_o}{A_p \cup A_o} \quad (9)$$

where  $A_p \cup A_o$  is the union of the predicted and observed floods. The underprediction  $F_u$  is rather given as

$$F_u = \frac{A_o - A_p \cap A_o}{A_p \cup A_o} \quad (10)$$

To better express the overall aerial agreement, a critical success (CS) metric is calculated as

$$CS = \frac{A_p \cap A_o}{A_p \cup A_o} \quad (11)$$

Inter-comparison of model results, in terms of water depth in the simulated wet area, was also performed. The Mean Deviation (MD) of the depth values of the same grid cells was expressed as:

$$MD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Z_{1,i} - Z_{2,i}) \quad (12)$$

where  $N$  is the number of cells in the inundation matrix and  $Z_{1,i}$  and  $Z_{2,i}$  are the pixel values associated to the second and first model at each pixel  $i$ . The RMSE was computed as follows:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_{1,i} - Z_{2,i})^2} \quad (13)$$

## 2.5 RESULTS AND DISCUSSIONS

### 2.5.1 Extreme event joint density return period

The joint RP of  $H_{m0}$  and SWL during the Dec. 2010 flood event is ~26 years based on the best-fit copula model (Joe) (Figure 2.28), acknowledging the uncertainties associated with fitting marginal distributions and copula models to short length of data (Sadegh *et al.*, 2018). The 100-yr RP of the compound event was used as boundary conditions for both the *XBeach* and bathtub simulations. The most likely multihazard combination of  $H_{m0}$ -SWL associated to the 100-yr RP (highest density) corresponds to a storm event with higher wave height ( $H_{m0} = 3.6$  m) than the December 2010 event (~2.9 m). On the other hand, the water level associated with this event is slightly lower, with an elevation of 3.04 m (3.19 in December

2010). Note that a univariate 100-yr flood corresponds to a water level of ~3 m (as opposed to 3.04 m in joint RP) and a wave height of ~3.45 m (as opposed to 3.6 m in joint RP).

An extreme flood can be driven by the occurrence of one extreme variable or a critical extreme (or even non-extreme) combination of both (Galiatsatou and Prinos 2011). In the study area, Didier *et al.* (2016) have shown that the flood level of December 2010 was primarily due to the significant contribution of waves that generated *overwash*. Because it clearly emphasizes the role of waves in the compound flood event, the copula analysis advocates the particularly important fact that waves cannot be neglected in a coastal flood assessment. There are two main reasons: 1. Omitting the influence of waves can drastically underestimate the actual hazard (Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016); 2. The wave climate is modulated by low-frequency variabilities in wind patterns and contributes to interannual to multidecadal changes in total water level at the coast, adding a regionally-dependent forcing to classical sea-level studies (Melet *et al.*, 2018; Vousdoukas *et al.*, 2017).



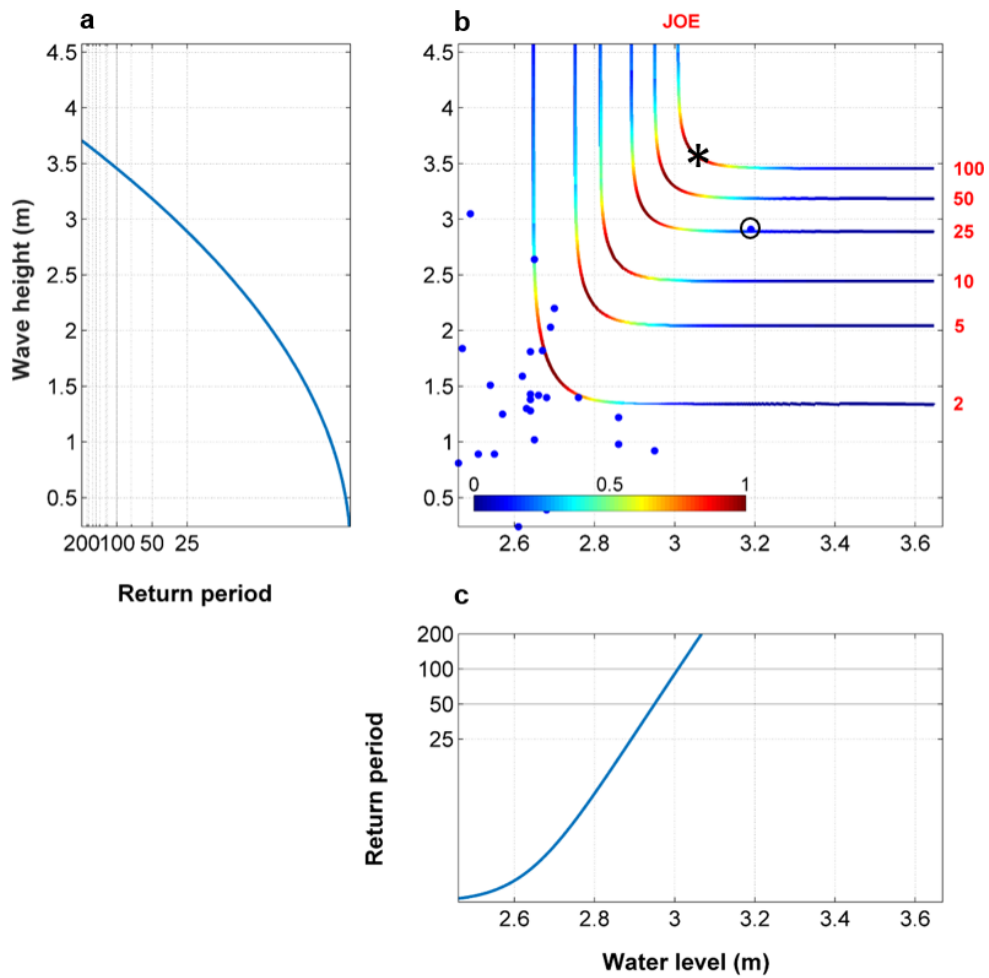


Figure 2.28. Univariate return periods (RP) of wave height ( $H_{m0}$ ) (a) and water level (c) (y-axis in log-scale). Multivariate RP isolines, as obtained from joint probability associated with the Joe copula, are shown in (b). The color bar indicated the re-normalized joint probability density level from the highest (red) to lowest (blue). The black circle indicates the December 2010 flood event, the asterisk is the 100-yr event.

### 2.5.2 Flood simulation performances

Flood simulations of the December 2010 storm with both the bathtub and *XBeach* models were computed on the ~25 km long coastline using 9 different domains (D1 to D9). Fit measures have been performed over all domains, comparing simulated to ground validated

flood extents with metrics of overprediction (false alarm,  $F_o$ ), underprediction (miss,  $F_u$ ), hit rate (correct prediction,  $H$ ) and critical success  $CS$ .

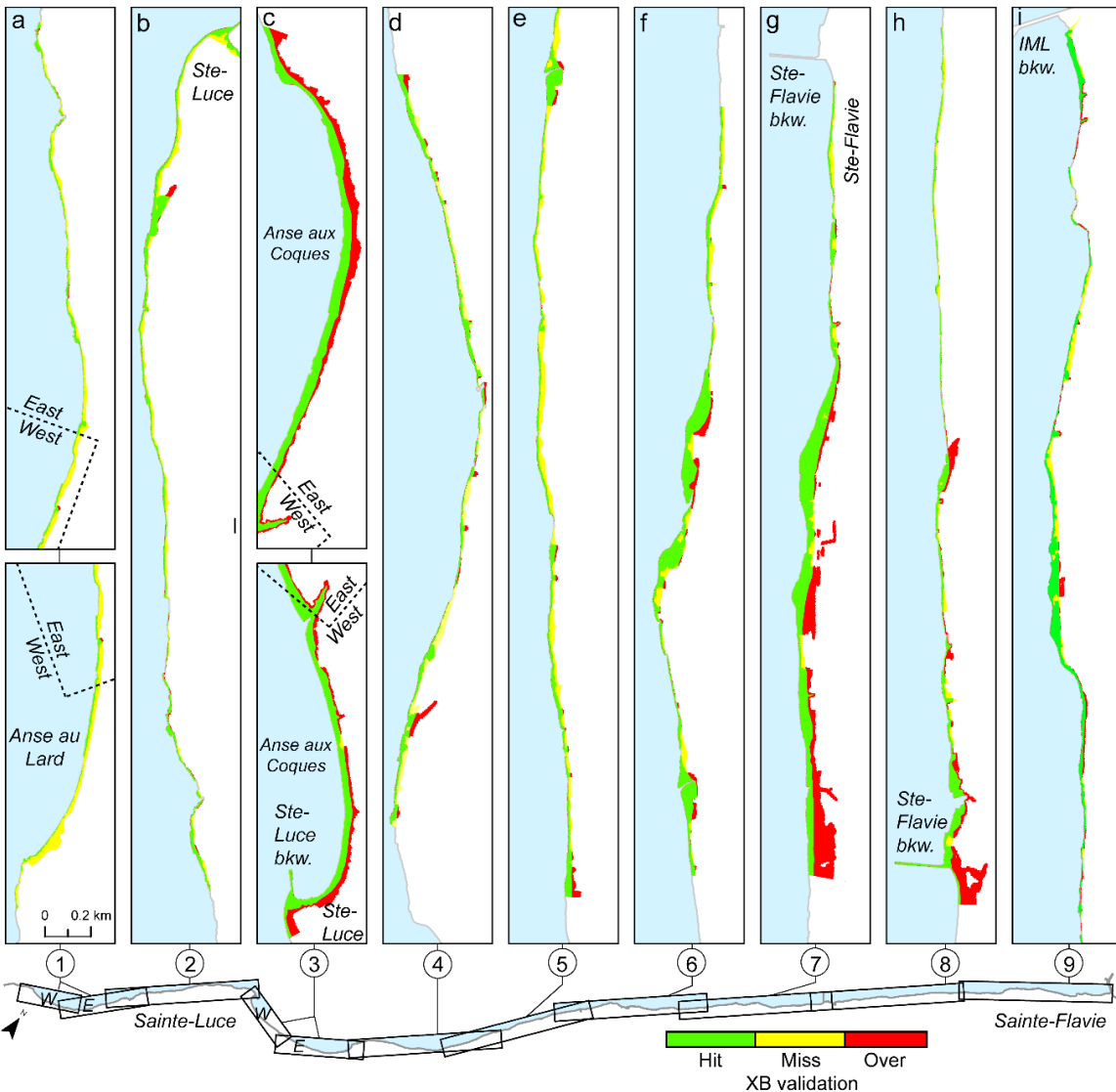


Figure 2.29. Longshore representation (a-i) of the *XBeach* (XB) model skills to simulate the December 2010 flood event (domain # in white circles). Aerial correspondence metrics representing the hit rates are shown in green, misses in yellow, and overpredictions in red.

According to the overlaps between wet pixels from *XBeach* and wet pixels in the benchmark (Figure 2.29), hit rates range between 27 % (D1) and 98 % (D3) depending on the area. The average hit rate value is 66 % ( $\sigma = 21$  %) for the entire study area (Figure 2.31d), which

demonstrates the capacity of *XBeach* to reproduce the flooded area. Hit rate ( $H$ ) is an indicator of underpredictions (Wing *et al.*, 2017), and does not consider overpredictions. Those results therefore hide the realistic performances of the model. Both overestimations ( $\bar{F}_o=19\%$ ) and underpredictions ( $\bar{F}_u=30\%$ ) influence the overall performance.

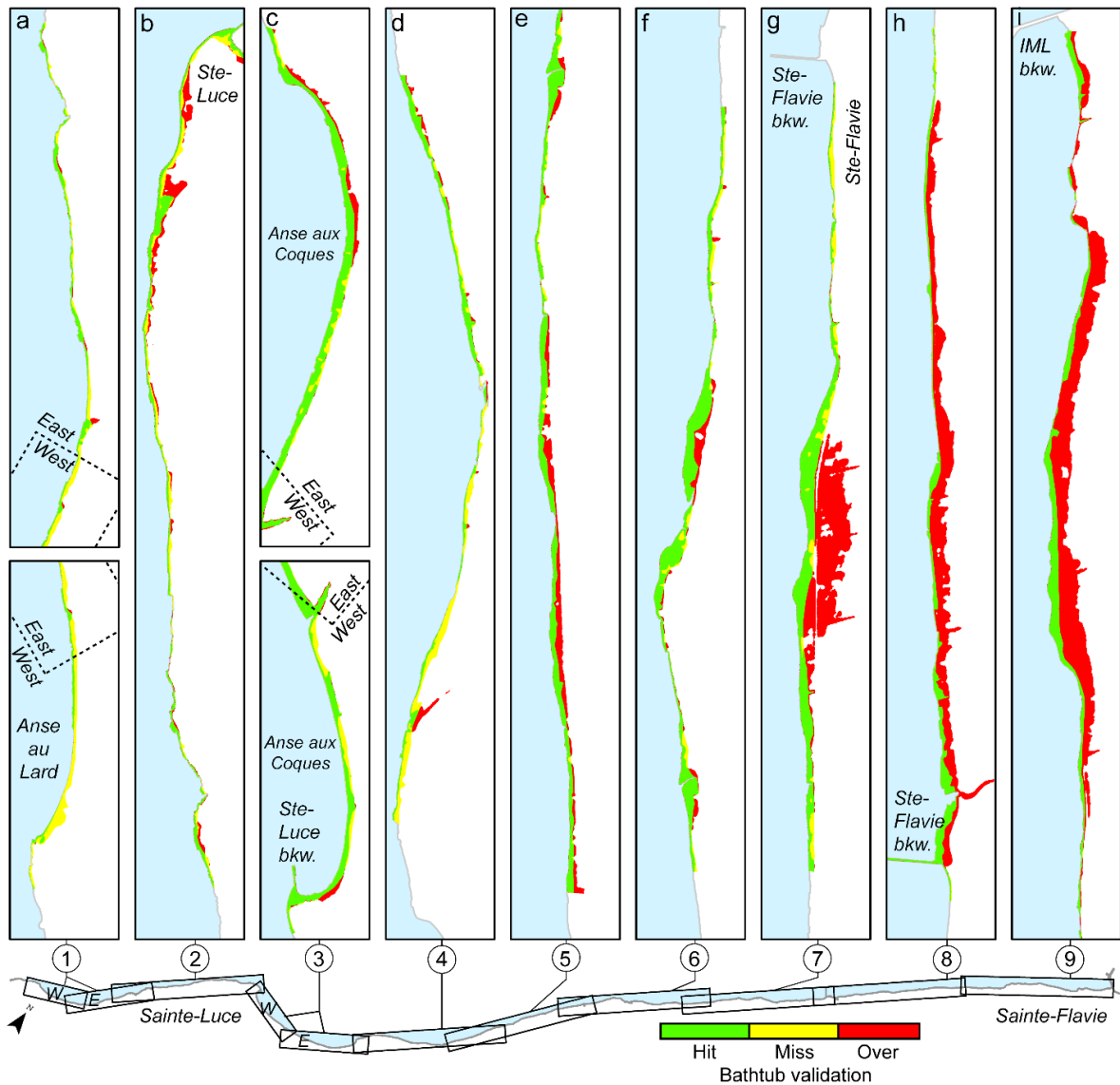


Figure 2.30. Longshore representation (a-i) of the bathtub approach skills to simulate the December 2010 flood event for all domains (domain # in white circles). Aerial correspondence metrics representing the hit rates are shown in green, misses in yellow, and overpredictions in red.

The overall fit, expressed as a critical success ( $CS$ ) to predict the geometrically similar flooded area, is therefore lower than  $H$  for all domains, varying between 27 % (D1) and 67 % (D6), with an average of 51 % ( $\sigma = 11$  %). These results agree with typical flood predictions using numerical models. For instance, Alfieri *et al.* (2014) obtained critical successes between 43-65 % with hit rates up to 78 % at a pan-European scale in fluvial environment using LISFLOOD-ACC (Bates *et al.*, 2010). In coastal environment, goodness-of-fit ranging between 54 % and 91 % have also been noted by Bates *et al.* (2005) with LISFLOOD. Using BreZo, large variabilities in flood prediction accuracy was obtained by Gallien *et al.* (2013), which noted hit rates ranging from zero to 100 %, and  $F$  between zero to 21.5 %.

Interestingly, the bathtub approach based on TWL (Figure 2.30) also performs relatively well compared to the benchmark dataset in this study (Table 2.4). Average  $H$  is high (78 %,  $\sigma = 19$  %), varying between 38 % (D1) and 97 % (D9), while average  $CS$  is lower at 48 % ( $\sigma = 18$  %), meaning that large part of the observed flood area is correctly flooded by the static level. Overestimation is however important. This approach virtually doubles  $\overline{F}_o$  (34 %) but reduces  $\overline{F}_u$  by half (16 %), mainly on low-lying coasts (D# 7-9) where it floods every pixel under the static elevation (Vousdoukas *et al.*, 2016). Considering false alarms and misses, *XBeach* outperforms in simulating the December 2010 flood extents than the static method.

Although the use of *XBeach* in coastal flood analysis is commonly applied in 1D mode (cross-shore profiles) (e.g. Gallien 2016; Brown *et al.* 2015; Harley *et al.* 2011; de Santiago *et al.* 2017; Prime *et al.* 2016; Christie *et al.* 2017), its use in 2D mode is increasing despite its computational cost (Damlamian *et al.*, 2013; Pearson *et al.*, 2017; Poelhekke *et al.*, 2016; Schambach *et al.*, 2018). The extensive work of Elsayed and Oumeraci (2016b) underlined the effectiveness of *XBeach* in flood simulation in terms of overland water volumes. Focusing on flood level on the beach, Quataert *et al.* (2015) also demonstrated the effect of sea level rise on small islands flood risk with *XBeach* with good predictive skill. In our study, the validation of the *XBeach* outputs is twofold: 1. Hydrodynamic validation on the nearshore pressure transducers; 2. Flood validation using *in situ* flood extent surveys. For both

validation steps, however, our results are somewhat scattered. The performance of *XBeach* is reliable for the hydrodynamics ( $H_{m0}$  and  $\eta$ ), but flood simulation skills are less straightforward.

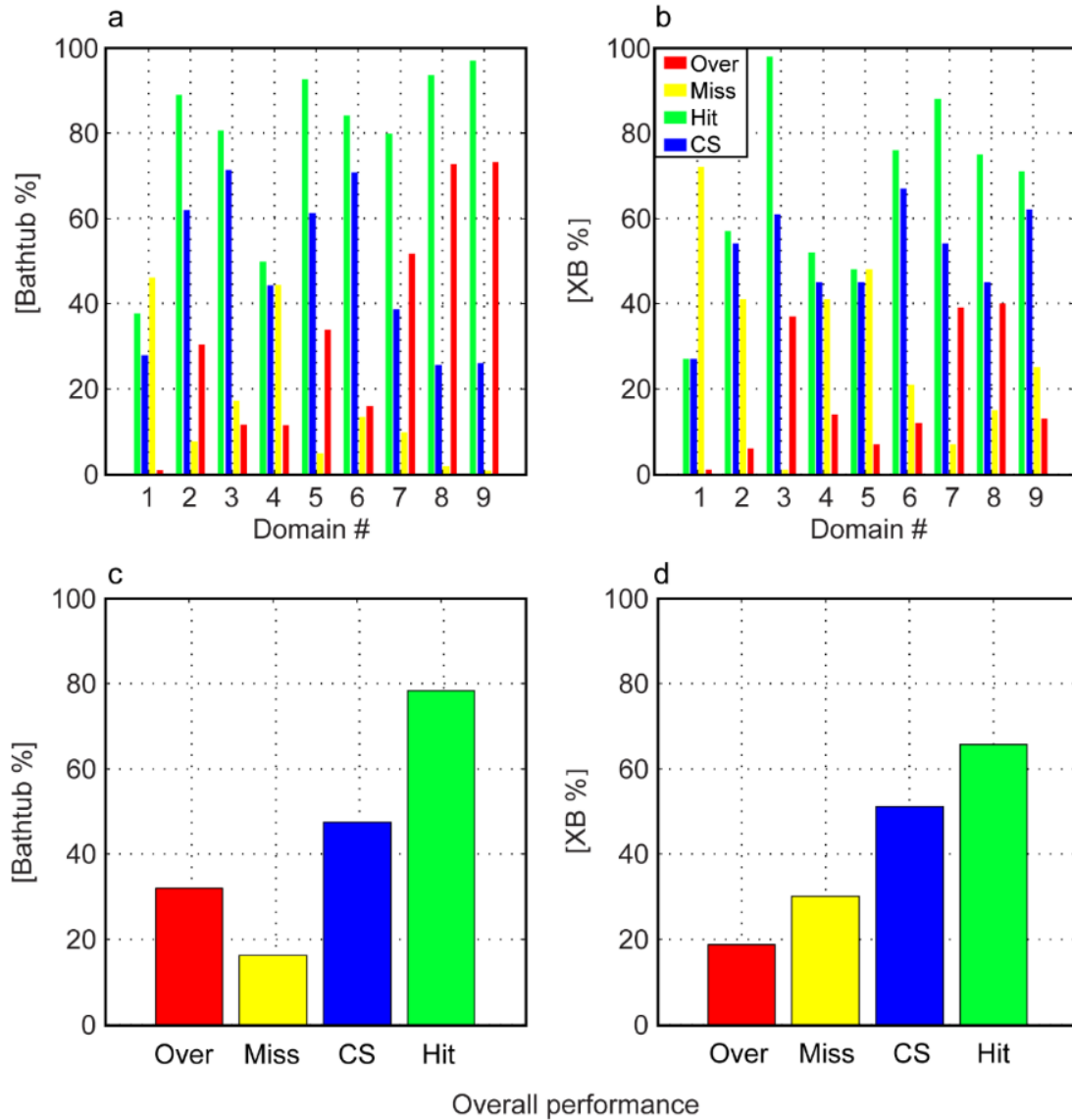


Figure 2.31. Overall performance (surface %) of the empirical (a) and *XBeach* (b) simulations for the December 2010 event for the 9 domains. Averaged skill metrics of overprediction (Over: red), underprediction (Miss: yellow), critical success (CS: blue and hit (Hit: green) averaged over all domains are shown in (c) and (d) for the empirical (TWL) and *XBeach* (XB) results, respectively.

In contrast to previous studies showing systematic overpredictions with the bathtub approach for flood mapping (Gallien, 2016; Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016), our results highlight some similarities between numerical simulations and simpler TWL mapping. For both approaches, the variability between flood predictions and observed flood appears to be site-specific and depends on coastal geomorphology. Both models are unable to predict the flood extent in D1, with underpredictions  $F_u = 72\%$  with *XBeach* and  $F_u = 46\%$  with the static TWL. We hypothesize that the flood was mainly driven by an *overwash*-induced landward flow from incident waves on this particularly elevated topography. However, the *surfbeat* mode in *XBeach* does not consider wave runup from short waves, but rather low-frequency wave motions in the form of wave groups (Roelvink *et al.*, 2015): the *surfbeat* mode assumes a fully saturated surf zone, limiting the contribution of incident waves to wave runup during high energy events (Roelvink *et al.*, 2018). Quataert (2015) also observed an underprediction of runup extent with *XBeach* applied on a smooth reef flat with a reflective beachface, geomorphologically similar to our study area, even if the nearshore water levels were correctly predicted by the model. This issue could be solved by the use of the more realistic but time consuming non-hydrostatic mode in *XBeach*, allowing to simulate short wave runup and *overwash* (Van Dongeren, Roelvink, *et al.*, 2017).

Prior to using a TWL formulation, it should be noted that empirical runup equations have inherent uncertainties associated with initial boundary conditions and survey methods. Here, the use of Eq. 5 introduces a 34 cm RMSE that should be considered prior to decision-making for risk adaptation strategies (Lewis *et al.*, 2011; Prime *et al.*, 2016). Our study did not focus on sensitivity analysis nor on the effect of uncertainty on model effectiveness, mainly because *XBeach* in 2DH mode requires extensive computational time. Coastal flood hazard mapping would benefit from the use of Ensemble simulations rather than performing a single realization to account for the model uncertainty (Ramirez *et al.*, 2016; Skinner *et al.*, 2015). Given computational limitations, such procedure may be limited to small temporal and spatial scales.

Table 2.4. Bathtub (BT) and *XBeach* (XB) model result statistics with Table 2.3. Bathtub (BT) and *XBeach* (XB) model result statistics with overpredictions ( $F_o$ ), underpredictions

( $F_u$ ), critical success ( $CS$ ), hit rates ( $H$ ), predicted flood extent ( $A_p$ ) and mean depth ( $d_{avg}$ ) ( $\pm$  STD).

| Domain | Model | $F_o$ | $F_u$ | $CS$ | Hit  | $A_p$<br>( $\text{km}^2$ ) | $d_{avg}$   |
|--------|-------|-------|-------|------|------|----------------------------|-------------|
| 1      | BT    | 0.03  | 0.46  | 0.28 | 0.38 | 0.015                      | 0.78 (0.51) |
|        | XB    | 0.01  | 0.72  | 0.27 | 0.27 | 0.010                      | 0.22 (0.26) |
| 2      | BT    | 0.29  | 0.01  | 0.62 | 0.89 | 0.059                      | 0.67 (0.57) |
|        | XB    | 0.06  | 0.41  | 0.54 | 0.57 | 0.028                      | 0.33 (0.44) |
| 3      | BT    | 0.12  | 0.17  | 0.71 | 0.81 | 0.080                      | 0.55 (0.51) |
|        | XB    | 0.37  | 0.01  | 0.61 | 0.98 | 0.135                      | 0.61 (0.48) |
| 4      | BT    | 0.11  | 0.44  | 0.44 | 0.50 | 0.027                      | 0.44 (0.40) |
|        | XB    | 0.14  | 0.41  | 0.45 | 0.52 | 0.029                      | 0.25 (0.29) |
| 5      | BT    | 0.34  | 0.05  | 0.61 | 0.93 | 0.080                      | 0.44 (0.42) |
|        | XB    | 0.07  | 0.48  | 0.45 | 0.48 | 0.031                      | 0.29 (0.31) |
| 6      | BT    | 0.16  | 0.13  | 0.71 | 0.84 | 0.061                      | 0.54 (0.48) |
|        | XB    | 0.12  | 0.21  | 0.67 | 0.76 | 0.053                      | 0.31 (0.31) |
| 7      | BT    | 0.52  | 0.10  | 0.39 | 0.80 | 0.132                      | 0.34 (0.30) |
|        | XB    | 0.39  | 0.07  | 0.54 | 0.88 | 0.107                      | 0.29 (0.29) |
| 8      | BT    | 0.73  | 0.02  | 0.26 | 0.94 | 0.119                      | 0.53 (0.46) |
|        | XB    | 0.40  | 0.15  | 0.45 | 0.75 | 0.046                      | 0.32 (0.43) |
| 9      | BT    | 0.73  | 0.01  | 0.26 | 0.97 | 0.163                      | 0.68 (0.48) |
|        | XB    | 0.13  | 0.25  | 0.62 | 0.71 | 0.038                      | 0.24 (0.27) |

### 2.5.3 Inter-comparison of predicted flood depths

Simulated wet cells by both models have been compared in terms of water depth (Figure 2.32). However, the benchmark dataset of the Dec. 6 2010 flood lacks water depth information. Hence, only the cells included in the intersection of the predicted flood areas with both techniques have been compared. The results are used to assess the relative propensity of the mapping approaches to estimate the hazard intensity according to predicted flood depths (Afshari *et al.*, 2018).

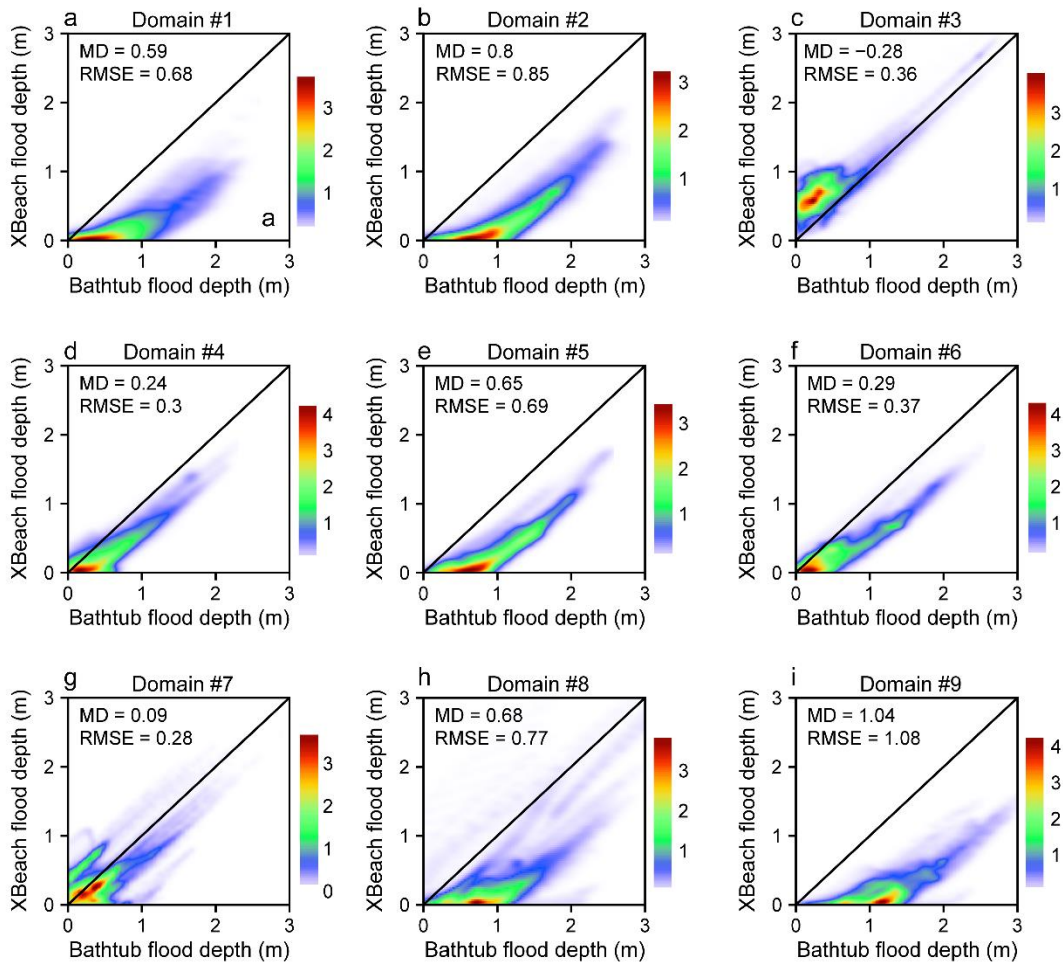


Figure 2.32. Comparison of simulated flood depth between *XBeach* and bathtub method for the 9 domains (a-i). Mean (MD) and root-mean-square-errors (RMSE) are shown for each domain. The color scales represent the data density.

The averaged mean difference (MD) and root-mean-square-error (RMSE) between flood maps are 0.46 m and 0.60 m, respectively. For most of the domains (D1,2;4-6;8-9) simulated wet cells are ‘deeper’ with the bathtub maps with average depths varying between 0.34-0.78 m (mean = 0.55 m) compared to 0.21- 0.62 m (mean = 0.32 m) with *XBeach*. Larger flood depths by the bathtub method occur at the landward limit of the flood, near *XBeach*’s wet/dry cell threshold (the default setting  $eps = 0.005$  m was used). This is due to the fact that the



static TWL in the bathtub approach is only limited by the topography and that the water level is maintained over an infinite duration (Ramirez *et al.*, 2016). This naïve overland flow (Poulter and Halpin 2008) explains the higher flood depths obtained with the bathtub for most of the domains. Even if the bathtub approach would benefit from its simplicity in sea level rise studies (Neumann *et al.*, 2015), it is not systematically reliable further inland because of the high flood risk that would be estimated.

#### **2.5.4 Exposed properties to coastal flooding**

The expected water depth for every building can have a major impact on coastal management, especially for vulnerability assessment as the damage could be directly related to higher inundation depth (Kobayashi *et al.*, 2016; Nadal *et al.*, 2010). Based on the most recent property assessment role for the study area (MAMOT, 2014), we calculated the flood depth of exposed properties to a 100-yr flood and compared results between both mapping techniques (for an example, Figure 2.33). As expected and due to overestimation, the bathtub simulation floods a total of 372 properties along the study area, with an average water depth of 0.46 m ( $\sigma = 0.36$  m). *XBeach* in 2DH generates an average water depth of 0.24 m ( $\sigma = 0.30$  m) which floods 329 buildings. A total of 233 buildings were flooded by both models: 61 were located on natural beaches, 172 were artificially protected.

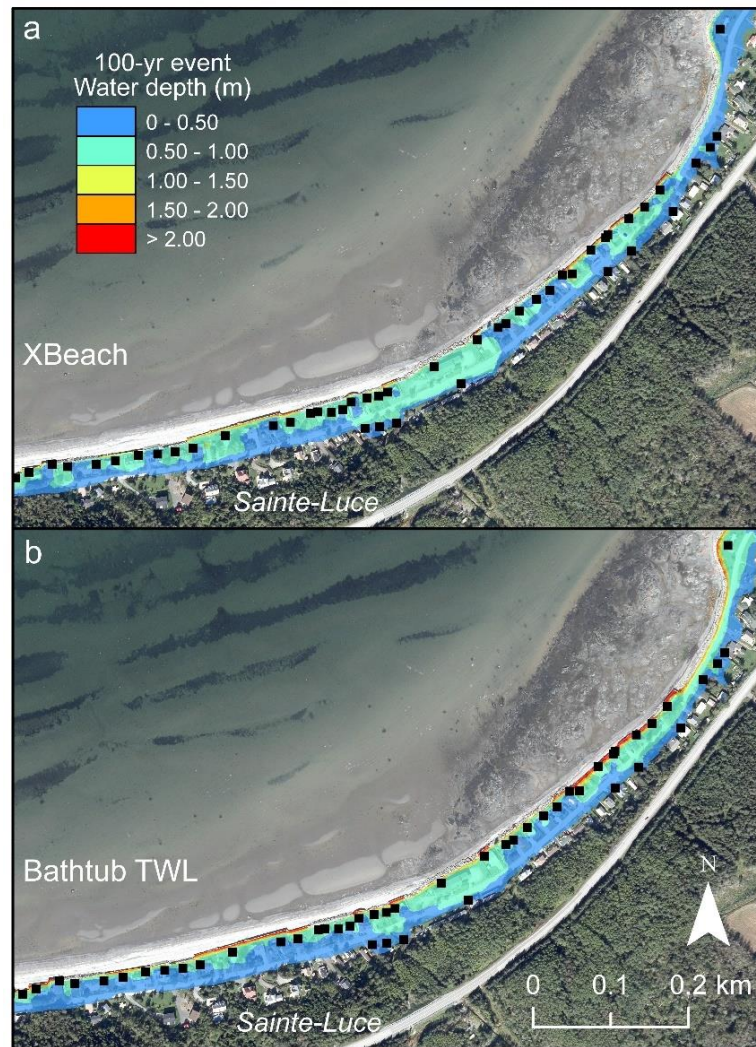


Figure 2.33. Floodwater depth according to the *XBeach* (a) and bathtub (b) simulations east of Sainte-Luce (D#3). The colorbar represents water depth (m).

A Van Der Waerden non-parametric test was applied to assess the distribution of the expected water depth (for the flooded buildings only) at every building location according to the type of coastline, i.e. artificial and natural coastlines. Results indicate that buildings on artificially protected coasts are subject to deeper flood ( $p\text{-value} < 0.005$ , 5 % significance level) when using the bathtub method, but there is no such difference using the *XBeach* model

( $p$ -value = 0.497, 5 % significance level) (Figure 2.34). As a result, not only the bathtub approach overproduces false alarms, it also induces overestimated water depth.

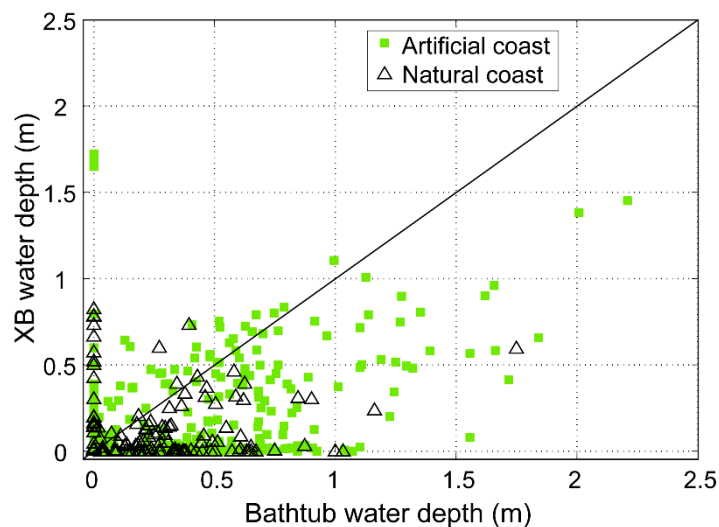


Figure 2.34. Simulated water depth at every flooded building location with both simulation approaches according to the coastline type. Building backed by artificial protections or natural coastlines are shown by green squares and by black triangles, respectively. The black line is the curve  $x=y$ .

Wave runup empirical relationships are convenient, but numerical models will always outperform (Poate *et al.*, 2016). Overall, the bathtub approach could be an operationally sound choice in terms of computational time and simulation details, exposing the low-lying area with a very high resolution (e.g. 10 cm cells) that would otherwise need to be degraded in hydrodynamic model (Seenath *et al.*, 2016). However, the physical basis of the static approach is so simplified that a lot of uncertainties arise. The use of *XBeach* as a flooding model comes at higher computational cost but enables integration of more parameters in flood risk management. A possible way to further assess the benefits of *XBeach* in flood risk mapping would be to introduce the output flow velocity of *XBeach* as a danger to people (Kvočka *et al.*, 2016) instead of using only the water depth. Calculation of flood hazard

therefore depends on water depth, flow velocity, and possible presence of debris. This can also be applied to buildings since flow velocity can be far more damaging than stillwater depth (Nadal *et al.*, 2010). As previously noted by Vousdoukas *et al.* (2016) and Ramirez *et al.* (2016), our results also indicate that TWL mapping could lead to overpredicted socioeconomic costs and should therefore be applied carefully.

## 2.6 CONCLUSIONS

A joint probability (multihazard) analysis revealed that neglecting the correlation structure between waves and SWL could underestimate the flooding extent on the study area. Indeed, a 100-yr water level univariate design value is about 3.01 m, whereas its multihazard design level takes a larger value of 3.07 m (i.e. an underestimation of 6 cm). Similarly, a 100-yr wave height design level in the univariate case is underestimated by 25 cm (3.46 m for univariate versus 3.71 m for multihazard design). Without compound assessment, underestimation of hazard drivers could be propagated into flood mapping, rendering risk assessment practices less reliable.

A comparative flood mapping analysis from two coastal flood models with different levels of complexities was performed at a local-scale. *XBeach* (validated) was used in 2DH mode to simulate both nearshore and overland hydrodynamics. We compared *XBeach* flooded areas with an empirical TWL formulation based on a bathtub assumption. Both models were forced by offshore waves and SWL. By comparing the flooded area with data from the historical December 2010 flood, we demonstrated the possibility to simulate comparable flood maps in terms of flood extent. Metrics of aerial fits have shown a slightly better performance of *XBeach* with a mean critical success of 51 % and a hit rate of 66 %. Bathtub flood mapping increases the hit rates to 78 % but lowers the overall fit to 48 %. The latter is mainly a result of considerable overpredictions (34 %). We also demonstrated that more properties are flooded by the bathtub technique, the latter almost doubling the floodwater depth. Supposing

that damage to buildings is directly related to water depth, a bathtub flood maps should only be used when necessary and with great caution to avoid over management costs.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

The results presented in this paper come from a multi-year research project on the morphodynamic behavior of beaches along the EGSL (MoDESCo – *Modélisation conjointe de l'évolution future des phénomènes d'érosion et de submersion côtière*). The authors thank the Québec Ministry of Public Security, as well as ArcticNet and MEOPAR networks of centers of excellence for funding the project. This paper is also contributing to the research programs of Québec-Océan and the Centre for Northern Studies. D. Didier received a scholarship from the Fonds Québécois de la recherche sur la nature et les technologies and the LDGIZC. We finally acknowledge the help of the LDGIZC field crew during the campaign of 2014 for the nearshore deployments, and to James Caveen during the numerical simulations with the computational cluster.

All authors declare no conflict of interest.

## CHAPITRE 3


# MODÉLISATION DE LA PROPAGATION DE LA SUBMERSION DANS UN CONTEXTE DE HAUSSE DU NIVEAU MARIN : LE CAS DE MARIA, EST DU CANADA

### 3.1 PRÉSENTATION DU TROISIÈME ARTICLE



*Article*

## Modelling Coastal Flood Propagation under Sea Level Rise: A Case Study in Maria, Eastern Canada

David Didier <sup>1,2,\*</sup>, Marion Bandet <sup>1</sup>, Pascal Bernatchez <sup>1</sup> and Dany Dumont <sup>2</sup> 

<sup>1</sup> Chaire de recherche en géoscience côtière, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Centre d'études nordiques, Rimouski, QC G5L 3A1, Canada; Marion\_Bandet@uqar.ca (M.B.); Pascal\_Bernatchez@uqar.ca (P.B.)

<sup>2</sup> Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Physique des Océans—Laboratoire de Rimouski, Rimouski, QC G5L 3A1, Canada; Dany\_Dumont@uqar.ca

\* Correspondence: David\_Didier@uqar.ca; Tel.: +1-418-723-1986

Received: 5 January 2019; Accepted: 29 January 2019; Published: 2 February 2019



### 3.1.1 Contexte du Chapitre 3

Comme il en a été question dans les chapitres précédents, l'ensemble de cette thèse doctorale constitue la mise en œuvre d'un programme de recherche qui porte sur des mesures hydrodynamiques et morphologiques dans le but de recueillir les données nécessaires à l'élaboration d'une cartographie de la submersion dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent

(EGSL). L'enchaînement des deux premiers chapitres permet de suivre l'évolution de cette thèse pour parvenir à des cartographies de submersion par approche statique ou numérique dans l'EGSL. L'effet de la hausse du niveau marin relatif sur la submersion n'a pas été intégré dans ces chapitres mais a plutôt fait l'objet d'un chapitre distinct – le Chapitre 3. Comme la hausse du niveau marin est un facteur déterminant de l'aléa de submersion pour un horizon à moyen et long terme, il a été décidé d'effectuer une analyse approfondie de ses effets sur une côte basse meuble avec un haut estran réfléchissant, typique de l'Est du Québec, et pour laquelle une quantité de données importante en conditions de tempête était disponible au LDGIZC.

La municipalité de Maria dans la Baie des Chaleurs est le site idéal pour effectuer des simulations numériques puisque l'accessibilité au site est simple, un système vidéo y est alimenté en continu depuis 2014, et des submersions (épisodes extrêmes de décembre 2005 et 2010) y ont été documentées dans les dernières années dans plusieurs projets de la Chaire de recherche en géoscience côtière (Bernatchez, Fraser, *et al.*, 2011). Mentionnons qu'une publication scientifique a également fait l'objet d'une parution dans *Journal of Marine Science and Engineering* en 2015 par l'auteur principal de la thèse : le but de cet article se limitait à cartographier la submersion par l'approche statique et à soulever les incertitudes de cette approche, et une surestimation de la surface inondée avait été observée dans les zones à fort écoulement. Ce troisième chapitre se veut donc une suite directe à cette publication et au Chapitre 2 puisqu'il intègre le modèle *XBeach* pour cartographier la submersion en mode hydrodynamique 2D, et prend la forme d'un article scientifique publié dans *Geosciences* en janvier 2019 intitulé « *Modelling coastal flood propagation under sea level rise: a case study in Maria, Eastern Canada* ».

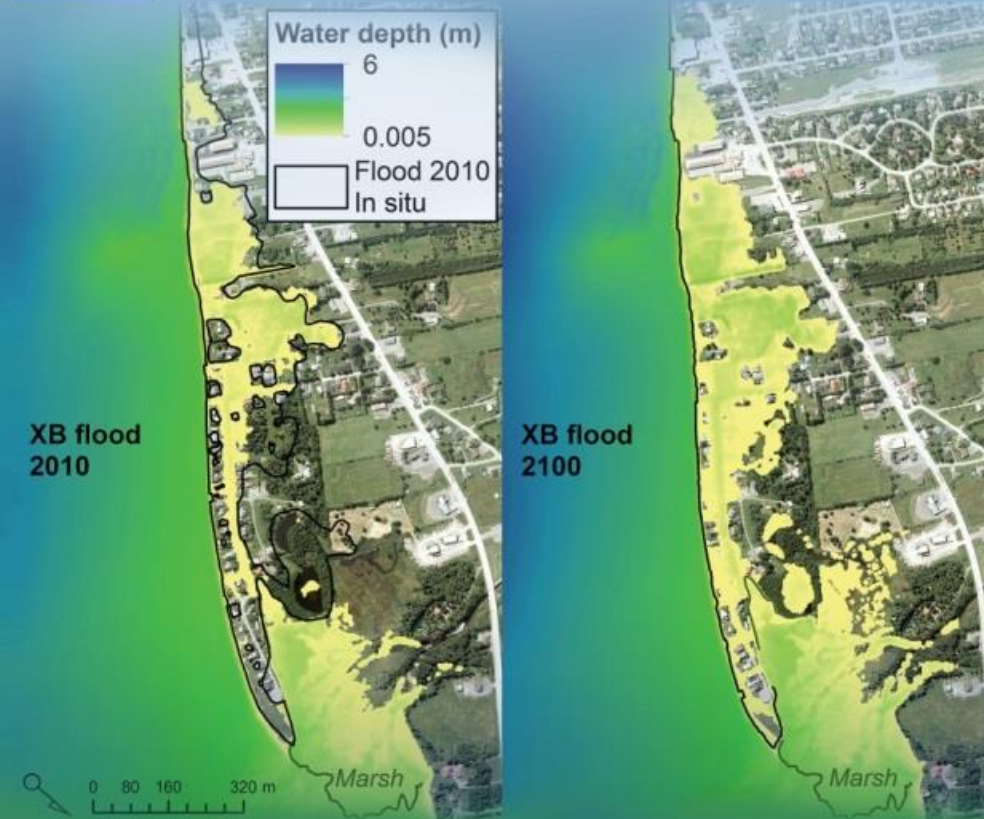




*geosciences*



CITESCORE  
**1.97**  
SCOPUS



## Modelling Coastal Flood Propagation under Sea Level Rise: A Case Study in Maria, Eastern Canada

Volume 9 · Issue 2 | February 2019



[mdpi.com/journal/geosciences](http://mdpi.com/journal/geosciences)  
ISSN 2076-3263



Je suis l'auteur principal de l'ensemble de cette contribution, depuis le design de l'étude, l'analyse des données, la production de toutes les figures jusqu'à sa rédaction. J'ai également installé le système de vidéo surveillance de la plage pour le suivi de la topographie – le tout premier du Québec maritime –, installé les instruments dans la zone intertidale pour la validation du modèle *XBeach* en 2015, effectué les campagnes d'échantillonnage terrain du système mobile de LiDAR terrestre (SMLT) et validé à Maria la méthode de création de modèles topo-bathymétriques présentée au Chapitre 1 (voir également *Appendix A* du Chapitre 3). Comme il s'agit d'une étude par simulations numériques qui exigent des temps de calculs importants, Marion Bandet a contribué au projet en exécutant les modèles *XBeach* sur la grappe de calcul de l'ISMER, et en réalisant le traitement des séries de pressions totales brutes provenant des capteurs *in situ*. Les deux directeurs de recherche ont supervisé la production de cet article dans son intégralité. Notons que l'évaluation positive par des pairs visiblement expérimentés en modélisation de la submersion a permis une double validation des paramètres aux frontières du modèle hydrodynamique. Soumis le 5 janvier 2019 et bénéficiant d'une couverture pour le Volume 9(2), l'article était en ligne le 2 février 2019<sup>2</sup>.

### 3.1.2 Résumé en français

La gestion des zones côtières se base couramment sur la cartographie à grande échelle de la submersion pour l'évaluation des effets de la hausse du niveau marin. L'onde de tempête est alors considérée comme l'aléa principal. La dynamique littorale et l'écoulement de surface sont aussi des facteurs déterminants en cartographie de la submersion mais augmentent la complexité des modèles. Omettre les processus reliés à l'écoulement lors de la submersion par une approche de cartographie statique est moins exigeant en ressources informatiques mais engendre généralement une surestimation des surfaces inondables, notamment en zones urbanisées. Pour les communautés installées sur des côtes basses, la hausse du niveau marin pose une certaine menace, mais ses conséquences ne sont pas uniquement le résultat d'un

---

<sup>2</sup> Mention spéciale aux éditeurs pour ce record personnel et collectif de rapidité de publication.

niveau d'eau statique. Dans cet article, le modèle numérique *XBeach* est utilisé en mode hydrodynamique 2D (*surfbeat*) pour reproduire une submersion historique à Maria, Est du Canada. L'objectif est d'évaluer l'impact d'une tempête de même intensité sous l'effet d'une hausse du niveau marin pour un horizon de 2100. Le modèle est d'abord validé sur des observations de vagues et niveaux d'eau sur l'estran. À partir d'observations de limites d'inondation acquises sur le terrain en 2010, l'extension de la zone inondée modélisée a également été validée. Les résultats témoignent d'une bonne correspondance spatiale (59 %) entre la simulation et la zone submergée. Selon la simulation, l'onde de tempête en 2010 a généré des processus de débordements à plusieurs endroits le long de la côte, provoquant un transport sédimentaire vers l'intérieur des terres et des accumulations importantes (lobes transgressifs). La submersion a été causée par des vagues de relativement faible amplitude à la côte ( $H_s < 1$  m), mais malgré des profondeurs d'eau avoisinant 1,2 m dans la zone inondée, des vitesses de courants élevées se sont produites dans la rue principale ( $U > 2$  m/s). Un drainage vers le marais maritime derrière la flèche a limité l'étendue de l'écoulement. En 2100, l'impact de la hausse du niveau marin sur la communauté riveraine de Maria pourrait induire une extension plus vaste de l'inondation suite à une tempête similaire à celle de 2010, des profondeurs d'eau et vitesses de courants plus élevées, ce qui pourraient intensifier l'aléa auquel fait face la population.

### **3.2 MODELLING COASTAL FLOOD PROPAGATION UNDER SEA LEVEL RISE : A CASE STUDY IN MARIA, EASTERN CANADA**

#### **ABSTRACT**

Coastal management often relies on large-scale flood mapping to produce sea level rise assessments where the storm-related surge is considered as the most important hazard. Nearshore dynamics and overland flow are also key parameters in coastal flood mapping, but increase the model complexity. Avoiding flood propagation processes using a static flood

mapping is less computer-intensive, but generally leads to overestimation of the flood zone, especially in defended urban backshore. For low-lying communities, sea level rise poses a certain threat, but its consequences are not only due to a static water level. In this paper, the numerical process-based model *XBeach* is used in 2D hydrodynamic mode (surfbeat) to reproduce an observed historical flood in Maria (eastern Canada). The main goal is to assess the impacts of a future storm of the same magnitude in the horizon 2100 according to an increase in sea level rise. The model is first validated from in situ observations of waves and water levels observed on the lower foreshore. Based on field observations of a flood extent in 2010, the simulated flooded area was also validated given a good fit (59%) with the actual observed flood. Results indicate that the 2010 storm-induced surge generated *overwash* processes on multiple areas and net landward sediment transport and accumulation (washover lobes). The flood was caused by relatively small nearshore waves ( $H_s < 1$  m), but despite small water depth ( $>1.2$  m), high flow velocities occurred in the main street ( $U > 2$  m/s) prior to draining in the salt marsh. The impact of sea level rise on the low-lying coastal community of Maria could induce a larger flood area in 2100, deeper floodwater, and higher flow velocities, resulting in higher hazard for the population.

**Keywords:** coastal flood; *XBeach*; sea level rise; flood mapping; coastal storm; Eastern Canada

### 3.3 INTRODUCTION

Broad-scale coastal hazard assessments lead to a generalized conclusion: coastal populations around the world are affected by coastal hazards, such as erosion (Luijendijk *et al.*, 2018) and flooding (Muis *et al.*, 2017). As the sea level rises, the intensity and frequency of extreme water levels due to storm surges will increase (Wahl *et al.*, 2017). It is expected that 0.4–4.6% of the global population will experience coastal flooding due to storm related surges once a year in 2100 (Hinkel *et al.*, 2014).

At the regional scale, such general predictions are affected by many factors, such as isostatic adjustment (Koohzare *et al.*, 2008) and sea ice shrinking (Ruest *et al.*, 2016). Wave climate is generally excluded from long-term extreme water level analyses, but its effect on coastal flooding is well documented (Hawkes *et al.*, 2002; Nicolae-Lerma *et al.*, 2018; Prime *et al.*, 2016; Tomás *et al.*, 2016). Depending on the location, a changing wave climate at the interannual-to-multidecadal scales is likely to either greatly dampen or increase the total water level at the coast (Melet *et al.*, 2018). An extreme flood (e.g., a 100-year flood) results from a combination of variables that may or may not be extremes themselves (Moftakhari *et al.*, 2017; Sadegh *et al.*, 2018), e.g., high waves during an above average tide. Due to more frequent and severe hazards, coastal flooding, as a combination of high water levels and waves, will increase coastal risks in the future (Vitousek *et al.*, 2017).

Coastal hazards are generally concentrated on critical hotspots (Viavattene *et al.*, 2018) since coastal geomorphology (i.e., sedimentary versus rock coasts or cliffs) and coastal infrastructure greatly affect interactions between erosion and flooding (Pollard *et al.*, 2018). Along the Atlantic coast of the Northeastern United States and Canada, extratropical storms are a major factor of erosion and flooding (Colle *et al.*, 2015). In the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL), virtually 35% of the coastline is considered as low-lying (Bernatchez, 2006). Moreover, coastal infrastructures are often built not more than 2 m above the higher high water level (Didier *et al.*, 2015, 2016).

On 6 December 2010, when an extratropical storm hit Atlantic Canada (Québec, New-Brunswick, Nova-Scotia, Prince Edward Island), severe damages to houses and coastal defenses (Bernatchez, Fraser, *et al.*, 2011) have been mainly associated to high water levels due to the storm surge (R. J. Daigle, 2011; Quintin *et al.*, 2013). Theoretically, the return period (RP) of this event, in terms of water levels only, has first been estimated to be >180 years in Rimouski (Didier *et al.*, 2016). In Maria (Chaleur Bay, Gulf of St. Lawrence), the estimated RP of the total water level and wave runup was higher than 100 years (Didier *et al.*, 2015). In the latter case, land drainage was considered a major contributor of coastal

flood propagation and greatly affected the effectiveness of the flood mapping based on a simplistic total water level (TWL) estimation following (Harley, 2017):

$$TWL = SWL + R_2 \quad (1)$$

where the TWL is the resulting combination of the still water level (SWL), which is the observed water level offshore to which we add the contribution of the wave energy at the shoreline from wave setup and swash, known as wave runup ( $R_2$ ). Although a TWL simulation indirectly accounts for the effect of nearshore wave dynamics on the flood processes, overland flow is not considered. This simple and straightforward flood mapping approach is referred to as a “bathtub” model and is typically applied in regional and large-scale flood assessments (Vousdoukas *et al.*, 2016). Within a GIS framework, TWL scenarios are applied on digital elevation models (DEMs), and the flood extent is limited to equivalent topographic contours (Breilh *et al.*, 2013; Orton *et al.*, 2015; Patrick *et al.*, 2015). Assuming surface conductivity, the water flow is assumed directly through adjacent and/or diagonal cells (Poulter et Halpin, 2008). Based on the assumption of hydraulic conductivity, a conservative approach can also be used, where all elevation cell values under the design scenario are considered as flooded (van de Sande *et al.*, 2012). Bathtub flood mapping is known to overestimate flood extent because it excludes the effects of landscape roughness (Ramirez *et al.*, 2016) and flow velocity, leading to exaggerated overland flow distances (Breilh *et al.*, 2013; Didier *et al.*, 2018; Elsayed et Oumeraci, 2016a; Vousdoukas *et al.*, 2016). Considering flood propagation parameters such as velocity ( $U$ ) and direction can improve the effectiveness of coastal flood maps. It is also crucial to develop vulnerability indices for people (Kvočka *et al.*, 2016) to define an effective coastal management plan (Kumar *et al.*, 2008) and address evacuation travel-time, distances, and subsequent response to early warnings (K. Kim *et al.*, 2018). Global and static coastal flood projections are not sufficient for effective local coastal flood management, where specific tools, such as high-resolution maps, are needed by authorities and stakeholders (Fraser *et al.*, 2017).

Using low-resolution elevation datasets (e.g., resolution > 15–30 m, such as ASTER GDEM, SRTM) for coastal flood mapping increases uncertainties and tends to underestimate flood extents (van de Sande *et al.*, 2012). With greater accessibility to LiDAR data, several studies have recently focused on local scale coastal flood mapping by reproducing past storm events in particular (Guimarães *et al.*, 2015; Nicolae-Lerma *et al.*, 2018; Sayol et Marcos, 2018; Webster, 2010). Despite the high spatial resolution of LiDAR data, the representation of complex elements from DEMs, DTMs, or DSMs (e.g., defense structures, crest elevation, building, microtopography, hydraulic connectivity) is not always adequate (Brown *et al.*, 2007). For urban environments, the acquisition of RTK-GPS (Gallien *et al.*, 2014b) or terrestrial LiDAR data (Didier *et al.*, 2015) can improve the overall quality of the elevation model. Seamless topo-bathymetric surfaces with high resolution and accuracy not only offer the possibility of better representing complex environments (Leon *et al.*, 2013), they contribute to a better quantification of the flooding patterns and types (e.g., overflow and overtopping) from hydrodynamic models (Nicolae-Lerma *et al.*, 2018). For instance, the effects of buildings on the flood dynamics (i.e., current velocity) have been addressed in Le Roy *et al.* (2015). Gallien *et al.* (2014b) further demonstrated that drainage can reduce flood propagation. Multiple flooding pathways can also influence the flood extents (Gallien *et al.*, 2018; Narayan *et al.*, 2018)..

Urbanization in coastal areas greatly affects the beach response to, and recovery from, storm events (Bernatchez, Fraser, *et al.*, 2011). Defense structures alter the local morphology of the beach by inducing scouring (Bernatchez et Fraser, 2012), which decreases wave energy dissipation prior to reaching the structure slope and increases wave overtopping (Bernatchez *et al.*, 2011b; Didier *et al.*, 2015). Due to the importance of the water entrance location on the flood path, significant progress has been made on overtopping modelling, to calculate the volumes of water passing over defense structures (Chini et Stansby, 2012; Gallien, 2016b; Phillips *et al.*, 2017b; Pullen *et al.*, 2007; Roelvink *et al.*, 2018; Tsoukala *et al.*, 2016; Van der Meer *et al.*, 2016) as well as on runup modelling (Cohn et Ruggiero, 2016; Guimarães *et al.*, 2015; Leijala *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2018). Hydrodynamic modelling often uses a cascade of models to simulate hydrodynamic conditions from offshore to shore and to estimate wave

runup, overtopping, and flow patterns (Guimarães *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2018; Tsoukala *et al.*, 2016). Gallien *et al.* (2018) conducted a literature review on coastal flood modelling and underlined the need to integrate the multi-pathway flooding processes (e.g., groundwater and surface dynamics, overtopping and overflow, surface and subsurface sewer flow) into flood mapping. Physics-based processes affecting flow pathways and connectivity, varying water depths, and velocities can be solved with numerous 2D numerical models, such as LISFLOOD-FP (Bates et De Roo, 2000; Bates *et al.*, 2010), BreZo (Begnudelli *et al.*, 2008), and Deflt3D (Roelvink et Van Banning, 1995), among others. With the recent development of regional sea level rise models (Goodwin *et al.*, 2017; Kopp *et al.*, 2014; Meyssignac *et al.*, 2017), local-scale relative sea level rise forecasts are increasingly used to map future flood-prone areas (Li *et al.*, 2018) or to evaluate future wave runup levels (Leijala *et al.*, 2018), but their effects on the coastal flood propagation are still limited (Purvis *et al.*, 2008). Recently, *XBeach* (Roelvink *et al.*, 2009) has been increasingly used to simulate the propagation of water levels and waves in a context of risk management (Barnard *et al.*, 2014; de Santiago *et al.*, 2017; Didier *et al.*, 2018; Elsayed et Oumeraci, 2016a; Poelhekke *et al.*, 2016; Simmons *et al.*, 2017). Its ability to seamlessly simulate wave propagation, *overwash* and flooding in complex nearshore environments under sea level rise has also been demonstrated (Quataert *et al.*, 2015; van Dongeren *et al.*, 2017).

This paper explores the impact of sea level rise on the coastal community of Maria (eastern Canada) based on numerical simulations with *XBeach* at a local-scale. The model is first validated with in situ observations of waves and water levels, then its performance in simulating a historical flood (December 6 2010) is evaluated. The model is further used to understand the propagation of the 2010 flood in terms of hydrodynamic and morphological changes. Finally, specific effects of sea level rise for the low-lying coastal community of Maria are addressed.

### 3.4 MATERIALS AND METHODS

#### 3.4.1 Study Area and Flood Surveys

The municipality of Maria in the Chaleur Bay (Québec, Canada) (Figure 3.35) suffered from two major flood events in December 2005 and December 2010. A large area was flooded during both events (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015). The study focuses on the most vulnerable area, an urbanized low-lying coast characterized by a beach terrace and the Pointe-Verte sand spit. The beach of Maria is composed of sand and gravel and the beachface is narrow, with an average width of ~22 m in the natural area and only 12 m in front of defense structures (Bernatchez *et al.*, 2011). The defense structures were established mainly since the 90s and consist of small seawalls made of concrete and wood, and rock armor structures. They were mostly constructed on the upper beach to prevent erosion, with a structure toe above the higher average tide, and were not built to stand against high water levels and waves. The crest elevation is highly variable along the coastline, and overtopping occurs during extreme storms (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015). Cross-shore concrete boat ramps promote the accessibility to the beach, but also enhance overland flow in specific locations during storms. According to field observations, water flows inland during flood events (Didier *et al.*, 2015), but does not return to sea: Flow routes are rather derived by roads and drainage systems through a salt marsh protected by the spit, but these processes have never been quantified.

Static flood mapping based on a fixed elevation threshold is particularly difficult in this area because inundation patterns are complex due to the proximity of the salt marsh at the back barrier of the spit (Figure 3.35c,d). Drainage was considered a critical source of flood mapping overprediction by Didier *et al.* (2015), especially on the sandy low-lying area flooded both on 2 December 2005 and 6 December 2010 (Figure 3.35b). During 6 and 7 December 2010, a 2.2 km longshore field survey was carried out in Maria to locate the maximum floodwater levels, tracing storm debris lines using a RTK-GPS Thales ProMark3 system (x, y, z uncertainties of  $\pm 2$  cm). One hundred eighty-eight (188) elevation points were



used to recreate the landward limit of the 2010 flood (the larger flooded zone in blue in Figure 3.35b), and to extract the elevation values from a 2007 airborne LiDAR dataset (spatial resolution of 1 m, vertical accuracy of 20 cm).



Figure 3.35. Study area location (a) and flooded areas in 2005 and 2010 (b). Airborne photographs (c, d) show the urbanized sandy spit with the wetland. The wave rose is provided by the WW3 hindcast 1983–2010 offshore of Maria (a, blue dot), and the Belledune tide gauge is shown by a yellow diamond.

### 3.4.2 Topo-Bathymetric Data

High-resolution digital elevation models (DEMs) covering the entire flood simulation domains (offshore, nearshore, and inland topography) are needed for effective hazard assessments. In Maria, a seamless topo-bathymetric surface was created based on a combination of Mobile Terrestrial LiDAR surveys (MTLS) (Didier *et al.*, 2015), airborne

LiDAR, offshore bathymetry from the Canadian Hydrographic Service (CHS), and video-derived intertidal topography (Didier *et al.*, 2017) (Figure 3.36a,b). The latter was used to recreate the elevation surface of the lower foreshore in front of one of the areas most prone to flooding. Furthermore, the intertidal topography in this area is complex due to the remnants of an old jetty (dismantled in 1945), which is unresolved with other acquisition techniques. The video-derived intertidal topography was created during the tidal cycle of 12 January 2016. The elevation matrix was generated with a  $1\text{ m} \times 1\text{ m}$  grid resolution (Figure 3.36a). We systematically refer to the Canadian Geodetic Vertical Datum 1928 (CGVD28) in this paper. The reader is referred to Appendix A for a detailed methodological description.

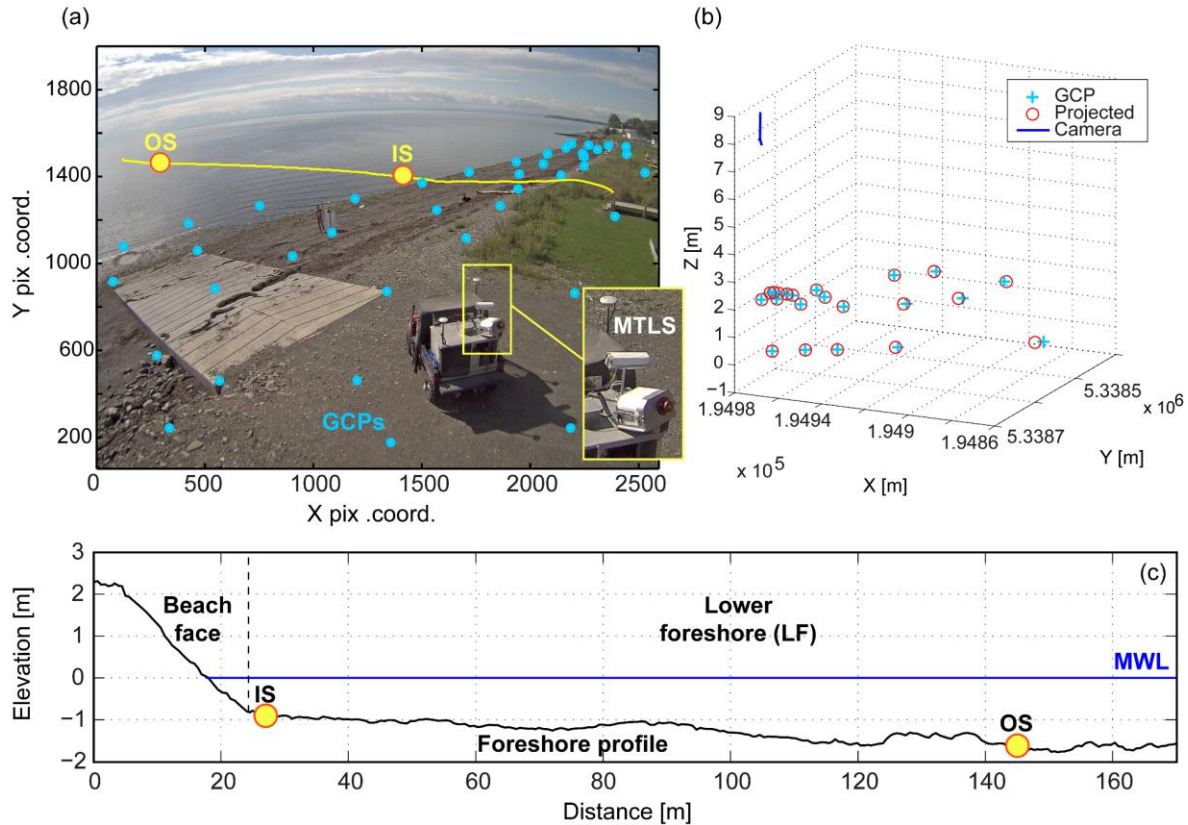


Figure 3.36. Example of the video camera calibration in 2017 where ground control points (GCPs) are acquired with an RTK-GPS (a). The Mobile Terrestrial LiDAR Surveying method (MTLS) is also shown in (a). True GCPs (cyan crosses), projected GCPs (red circles), and the resulting camera position (blue line) are shown in a 3D space in (b). The representative cross-shore beach profile (yellow line in (a)) is shown in (c) with the pressure transducers of the inner (IS) and outer (OS) lower foreshore (LF). The mean sea level (MSL) in Maria is indicated by the blue line (c).

### 3.4.3 Offshore Waves and Water Levels

The beach of Maria is under the influence of a semi-diurnal and meso-tidal regime (tidal range < 3 m). The mean sea level (MSL) is located at 1.33 m relative to Chart Datum (Xu et Lefaivre, 2015) (Table 3.5). During mid- and high-tides, the thin beach face is therefore mostly under water. For the boundary conditions in the 2010 flood simulations, hourly observed water levels (astronomical tide + storm surge) at the nearest tide gauge of Belledune (Canadian Hydrographic Service (CHS)) were used (CHS, 2015). For the validation of *XBeach*, water levels were provided by a Nortek Acoustic Wave And Current profiler (AWAC) located offshore at 14 m deep (48.138000° N, -65.991997° W) (Figure 3.35a and Figure 3.37c).

Table 3.5. Tidal level values in 2010 according to chart and geodetic datum, Belledune (NB) (CHS).

| <b>Water Levels</b>                | <b>Mean Value (2010)<br/>Chart Datum (CD)</b> | <b>Canadian Geodetic<br/>Vertical Datum 1928<br/>(CGVD28)</b> |
|------------------------------------|---|---|
| Extreme level (tide + storm surge) | 3.64  | 2.46  |
| Highest Astronomical Tide<br>(HAT) | 2.84  | 1.66  |
| Mean Sea Level (MSL)               | 1.33  | 0.15  |
| Lowest Astronomical tide (LAT)     | 0.1   | -1.08   |

The validation of *XBeach* was performed over a continuous survey period between 10–25 November 2015. The AWAC provided hourly observations of surface gravity waves and water levels during the entire survey (pressure at 1 Hz, AWAC-surface distance at 2 Hz). Statistical wave parameters include the spectral wave height ( $H_{m0}$ ), mean period ( $T_{02}$ ), peak period ( $T_p$ ), mean direction ( $\theta$ ), and directional spreading. Hourly wave boundary conditions for the 2010 flood simulation were extracted from WAVEWATCH III (see a description in Appendix A) with a 1 km grid resolution.

The reader is referred to Didier *et al.* (2018) and Bernatchez *et al.* (2017) for a detailed explanation of the WW3 implementation in the EGSL. Based on the comparison between wave observations at the AWAC location and WW3 between 9–30 November 2015, Bernatchez *et al.* (2017) observed a negative bias of  $-0.253$  m (RMSE =  $0.297$  m) attributed to 1) the insufficient resolution of the CFSR wind forcing model in coastal environments and 2) bathymetric effects, which are not resolved in the 1 km grid simulations. This bias was statistically corrected on wave heights based on simple linear regressions following  $H_{0deb} = H_0/0.445$  (Bernatchez *et al.*, 2017).

#### **3.4.4 Nearshore Waves and XBeach Validation**

Two pressure transducers (from RBR) were installed in the nearshore zone between 10–25 November 2015 to assess the performance of *XBeach* in simulating waves and water levels on the beach of Maria (Figure 3.36). One of them was bottom-mounted on the inner lower foreshore (IS), and the other on the outer lower foreshore (OS) (Figure 3.35 and Figure 3.36). Both instruments recorded continuous total pressure at 4 Hz. A spectral analysis was performed over a duration of 1024 s (17.06 min) to infer the significant wave height ( $H_s$ ), mean period ( $T_{m02}$ ), and mean water level ( $\eta$ ). During the validation period, energetic events have been recorded in the area. Maximum offshore  $H_s$  reached 0.91 m ( $T_p = 4.5$  s) on 13 November 2015 (Figure 3.38), which is considered as storm conditions in the Chaleur Bay (Didier *et al.*, 2015). Time-series of waves and water levels were coupled with the video-based shoreline detection to recreate the intertidal beach elevation. The location of both sensors in the camera view is shown in Figure 3.36a.



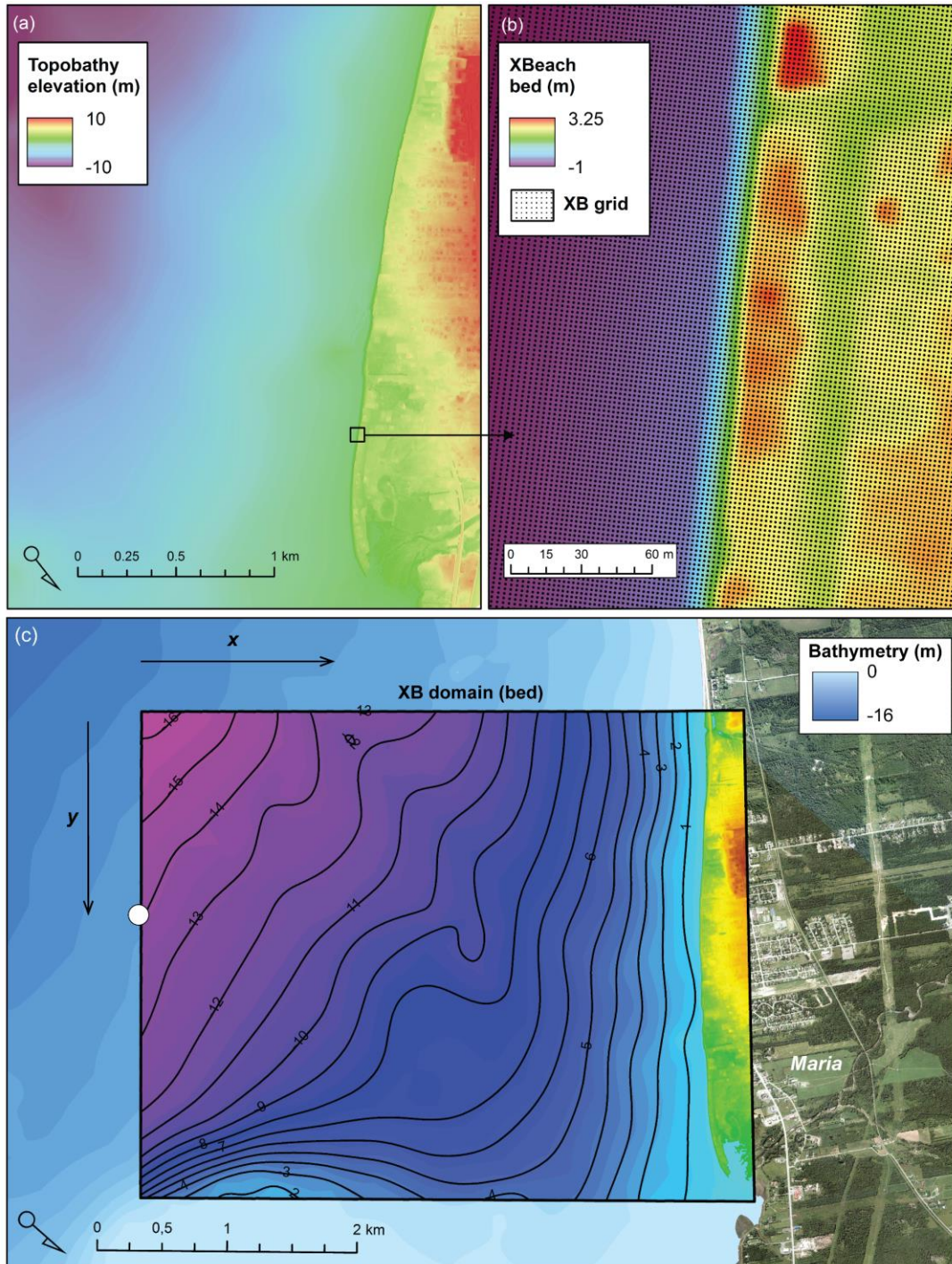


Figure 3.37. Seamless topobathymetric surface used in the *XBeach* simulations (a) and *XBeach* bed model and grid (b) in Maria. The modelling spatial extent is shown in (c) where the curved lines represent the bathymetric contour and the white dot the AWAC location.

The coupled hydro- and -morphodynamic model, *XBeach* (Roelvink *et al.*, 2009), was used to simulate the storm of December 2010 in Maria. The model simulates physical processes on various coastal environments, but was mainly built to predict storm impacts (e.g., swash, collision, *overwash*, and inundation (Sallenger, 2000)) on longshore-complex beaches (Roelvink *et al.*, 2018). *XBeach* solves the continuous water levels variations from short to long waves based on depth-averaged, non-linear shallow water equations. *XBeach* includes a hydrostatic (*surfbeat*) and a non-hydrostatic mode. For the purpose of this study, only the hydrodynamic module was implemented in 2D mode (2DH), and the morphological updating was turned off (*morphology* = 0). The 2DH model domain was created with a varying grid spacing,  $\Delta x$ , from 30 m at the offshore boundary to 2 m at the coast (Figure 3c). The longshore spacing,  $\Delta y$ , was fixed at 2 m. The domain covers an area of 19.34 km<sup>2</sup> (5.05 km  $\times$  3.84 km). All the simulations were run in *surfbeat* mode, with the preserving wave groupiness option (*single\_dir* = 1). Hourly wave characteristics ( $H_0$ ,  $T_p$ ) from the AWAC were used to create parametric JONSWAP wave spectrums (shape,  $\gamma$  = 3.3, directional spreading of 20°). Front and back boundaries were set to absorbing-generating (weakly-reflective) in all simulations (*front/back* = *abs\_2d*) (Van Dongeren et Svendsen, 1997). Lateral boundaries were set to Neumann (*left/right* = *neumann*), imposing a longshore gradient of zero (Roelvink *et al.*, 2015). Other *XBeach* parameters were set to default.

The performance of *XBeach* in simulating the nearshore hydrodynamics and water levels was assessed with common statistical indicators. The mean bias errors (MBE) indicate the tendency of a model to over- or under-estimate, and was calculated following:

$$\text{MBE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_i - O_i. \quad (2)$$

where  $S_i$  and  $O_i$  are the simulation values and observations, respectively. The second model performance indicator is the root-mean-square error (RMSE):

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}. \quad (3)$$

Finally, the mean absolute error (MAE) is calculated

$$\text{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^n |S_i - O_i|}{n}. \quad (4)$$

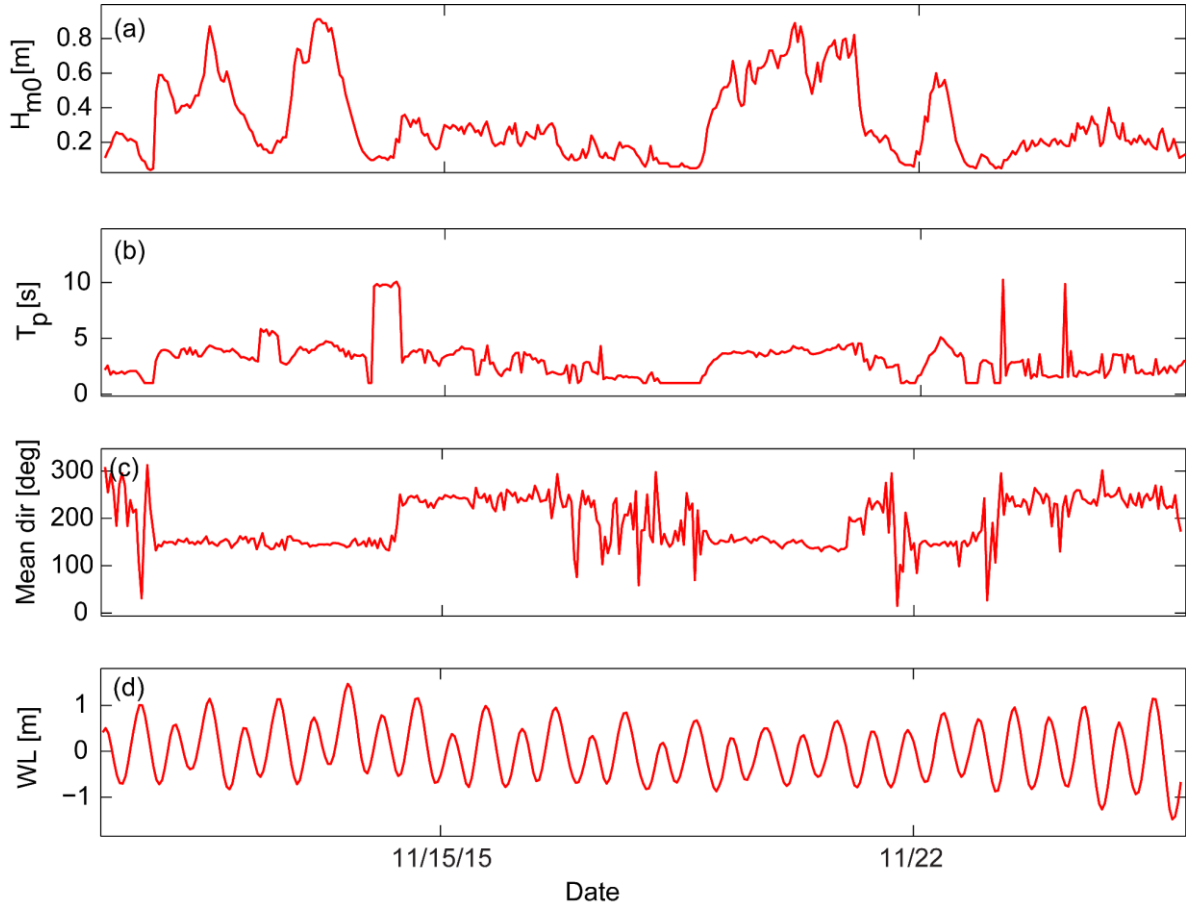


Figure 3.38. Hourly offshore wave forcing during the *XBeach* validation period observed at the AWAC location, including the significant wave height ( $H_{m0}$ ) (a), the peak period ( $T_p$ ) (b), the mean wave direction (c), and the mean water level (d).

### 3.4.5 Actual and Future Design Storm Simulations

To assess the effect of rising sea levels in Maria in terms of identifying flood-prone areas, two storm scenarios were assessed through *XBeach* simulations using the same settings as in Section 2.4, but with an increase in sea level for the year of 2100. First, the storm event of 6 December 2010 was simulated with *XBeach*, with boundary conditions extracted from WW3 (same domain and grid as the validation) (Figure 3.39). According to Didier *et al.* (2015), the

flood occurred around 15–16 h (EST). Boundary conditions for the 6-hour long simulation are thus characterized by a high tide/surge of 2.05 m around 15–16 h (EST) (Figure 3.39d) occurring simultaneously with the highest waves of the joint event ( $H_{m0} = 2.03$  m) (Figure 3.39a).

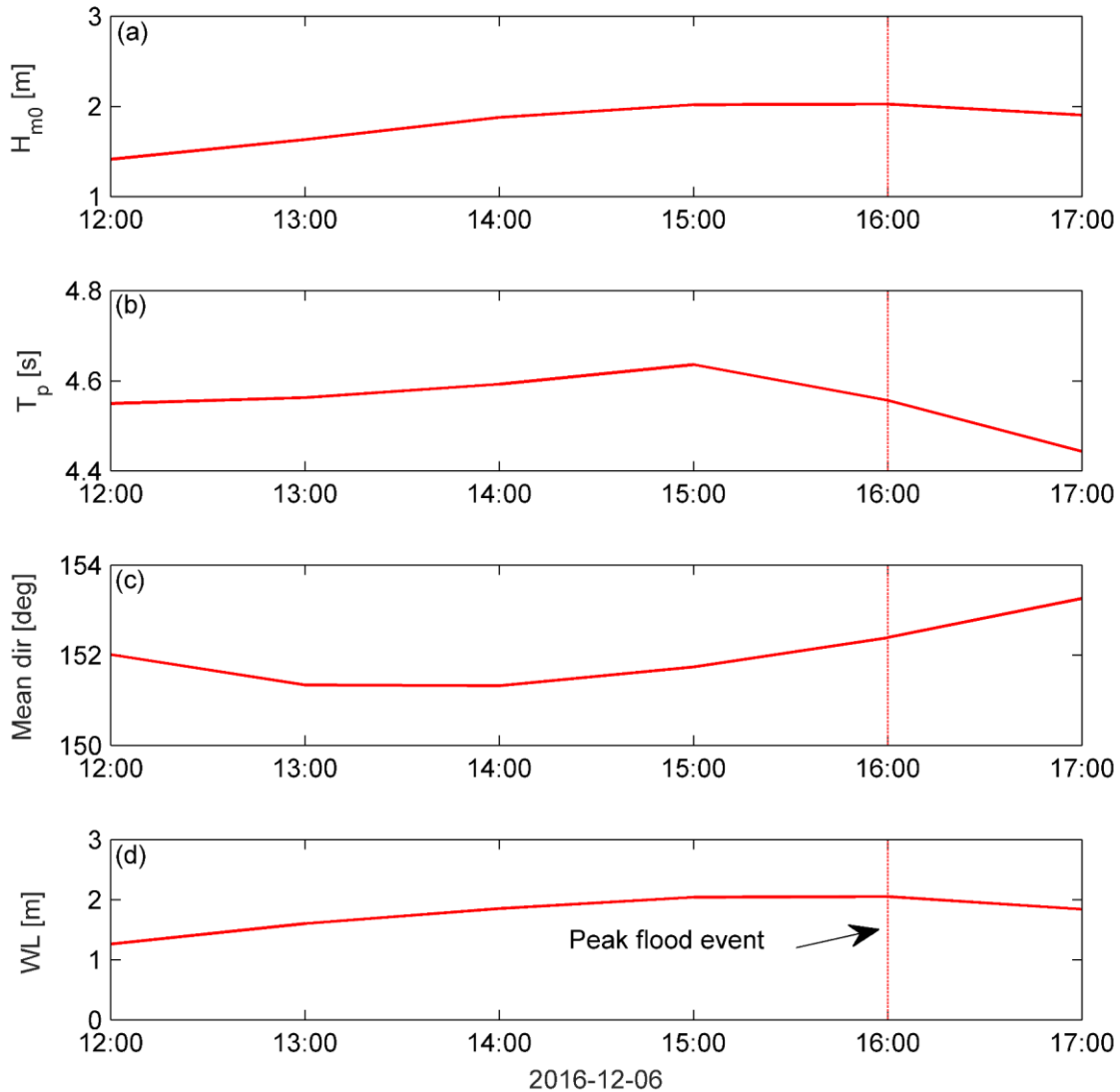


Figure 3.39. Hourly forcing characteristics during the storm of 6 December 2010 as extracted from the WW3 model, showing the significant wave height ( $H_{m0}$ ) (a), the peak period ( $T_p$ ) (s) (b), the mean wave direction (c), and the mean water level (d). The XB



A hypothetical storm scenario for the year of 2100 was simulated based on an increase in sea level only, assuming a stable future wave climate. The observed rate of sea level rise is both the result of eustatic sea level variations and regional glacio-isostatic adjustments (GIA) along Atlantic Canada, varying between  $-1$  and  $-4$  mm/year in the Gulf of St Lawrence (Koozare *et al.*, 2008). The relative sea level has risen at a mean rate of  $0.93 \pm 1.25$  mm/year over the past  $\sim 1500$  years in the Chaleur Bay and GIA was a significant contributor to this rate (Barnett *et al.*, 2019). In recent decades, sea level rise has increased at a mean rate of 4.06 mm/year at the Belledune tide gauge between 1964–2014 (Figure 3.35a). In the absence of sea level rise projections for the study area, we applied this constant rate to obtain a hypothetical scenario for 2100, which is considered sufficient to assess the influence of sea level rise on flood propagation patterns. Sea level rise was applied to the water level time-series between 2010–2100, resulting in a peak water level boundary condition of  $\sim 2.42$  m in 2100. For both flood simulations, outputs were generated at 10-min intervals.

## 3.5 RESULTS AND DISCUSSION

### 3.5.1 XBeach Validation

Validation results for the parameter,  $H_s$ , indicate a good prediction of the *XBeach* 2DH model compared to observations in the nearshore zone on both sensors ( $\rho^2 > 0.8$ ) (Table 3.6). All performance indicators are under 0.07 cm, which is consistent with other studies (e.g., Didier *et al.* (2018), Quataert *et al.*, 2015). Overall, there is no tendency to over- or under-estimate wave heights in the nearshore zone (*MBE* close to 1 on both sensors) and regression lines have a nearly null intercept ( $a_2 = \pm 0.01$ ). Some underpredictions are nevertheless observed near the coastline (IS between 19 and 21 November 2015) (Figure 3.40b), mostly under low-energy conditions with small waves ( $H_s < 20$ cm), which appears to be due to water level oscillations. Since most underpredictions seem to occur during low tides while short waves would break and dissipate their energy across the lower foreshore, we assume this should not affect the results of the flood simulations during the peak event. Validation results for the

mean water level (not included in Table 3.2) are virtually within a centimeter-scale deviation from the observations ( $r^2 = 0.99$ ).

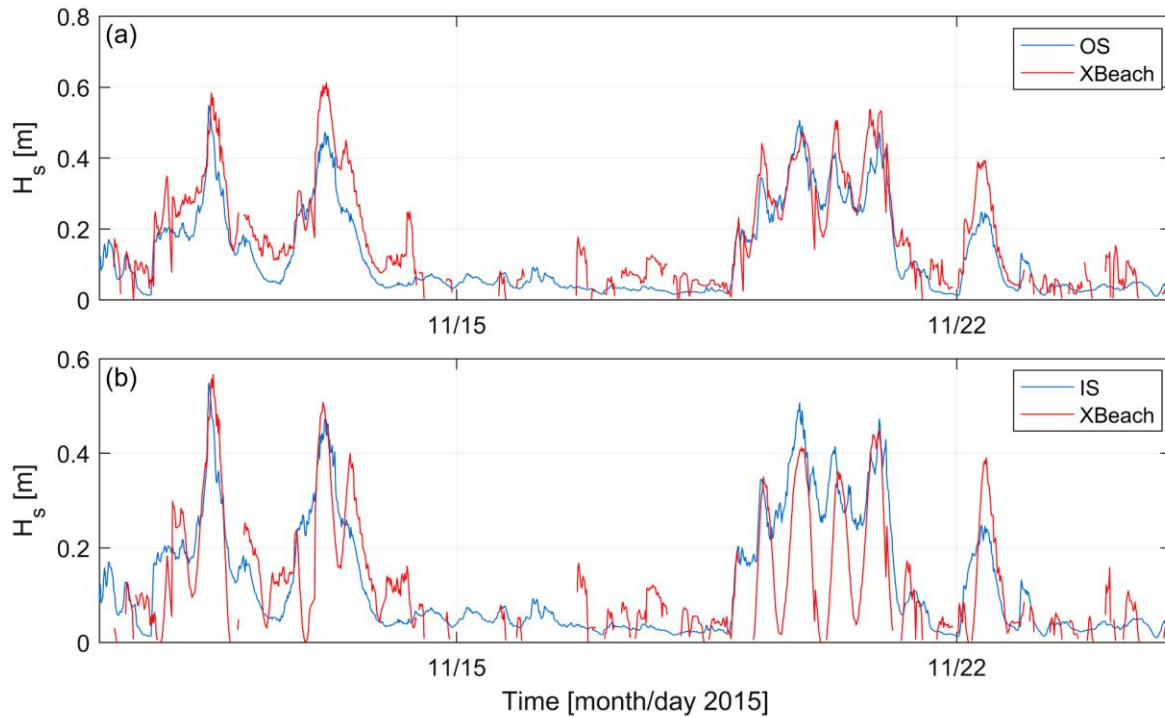


Figure 3.40. Results of the *XBeach* validation run for the  $H_s$  parameter in Maria for the period of 10–25 November 2015 at the outer (a) (OS) and inner (b) (IS) lower foreshore sensors.

Table 3.6. Error statistics between *XBeach* simulations and significant wave height ( $H_s$ ) at two pressure sensors located in the inner and outer lower foreshore in Maria. Slope coefficient (a1), intercept (a2), and  $r^2$  are also shown. Results are indicated in meters.

| Variable | Sensor   | RMSE | MAE  | MBE   | STD  | a1   | a2    | $r^2$ | Sample <sub>1</sub> |
|----------|----------|------|------|-------|------|------|-------|-------|---------------------|
| $H_s$    | Inner LF | 0.05 | 0.05 | -0.01 | 0.06 | 0.85 | 0.01  | 0.80  | 386                 |
|          | Outer LF | 0.05 | 0.06 | 0.03  | 0.07 | 0.81 | -0.01 | 0.85  | 502                 |

<sup>1</sup> The sample size at the inner LF sensor is lower because of a longer period emerged from the water.

### 3.5.2 Understanding the Flood Propagation

During the storm of 6 December 2010, high water levels reached the sandy-gravel beach of Maria and flooded the urbanized low-lying spit and surrounding area (Figure 3.41a). The performance of *XBeach* was assessed by comparing the predicted flooded area with field observations (RTK-GPS) on 6 and 7 December 2010 (see Section 2.1). The coefficient of aerial correspondence (critical success or fit ( $F$ )) (Taylor, 1977), defined as the area both flooded and correctly predicted as flooded by the model, was calculated following:

$$F = \frac{A_{obs} \cap A_{pred}}{A_{obs} \cup A_{pred}}, \quad (5)$$

where  $F$  is the ratio of the intersection and union of observed ( $A_{obs} = 0.151 \text{ km}^2$ , considering only the inland area without the salt marsh) and predicted ( $A_{pred}$ ) floods ( $0.099 \text{ km}^2$ ) (Figure 3.41a). According to Equation (5), the overall fit of the 2DH simulation for the 2010 event is 59%.

The model results indicate that flooding was globally induced by *overwash* and surge-driven flow landward of the coastline (Figure 3.42). Furthermore, flow channels developed on boat access and ramps perpendicular to the coastline, acting as artificial breaches for flow propagation (Figure 3.42, e.g.,  $y = 477$ ). Inland flows were essentially concentrated in the streets and lateral drainage systems, directing the gravity-driven surface waters toward the salt marsh (Didier *et al.*, 2015). Apart from being located at a lower elevation, the marsh acted as a buffer zone for water level fluctuations. This is visible in Figure 3.42d, where the water level at the most landward boundary of the salt marsh, at the back of the spit, is the same at  $t = 12 \text{ h } 10$  and  $t = 16 \text{ h } 10$ . The 2DH model clearly captures the essential drainage process in dampening the inland flood propagation, as seen in Figure 3.43, from the flow direction.

The flood propagation essentially covered the low-lying area of the park and adjacent urbanized areas along the main street. Flow velocities were mostly less than  $0.5 \text{ m/s}$  (Figure

3.43), and flood depths systematically less than 1 m. The most important flow velocities are observed near the coastline, with a maximum velocity around  $\sim 2.5$  m/s in the main *overwashing* entrance (Figure 3.43a).

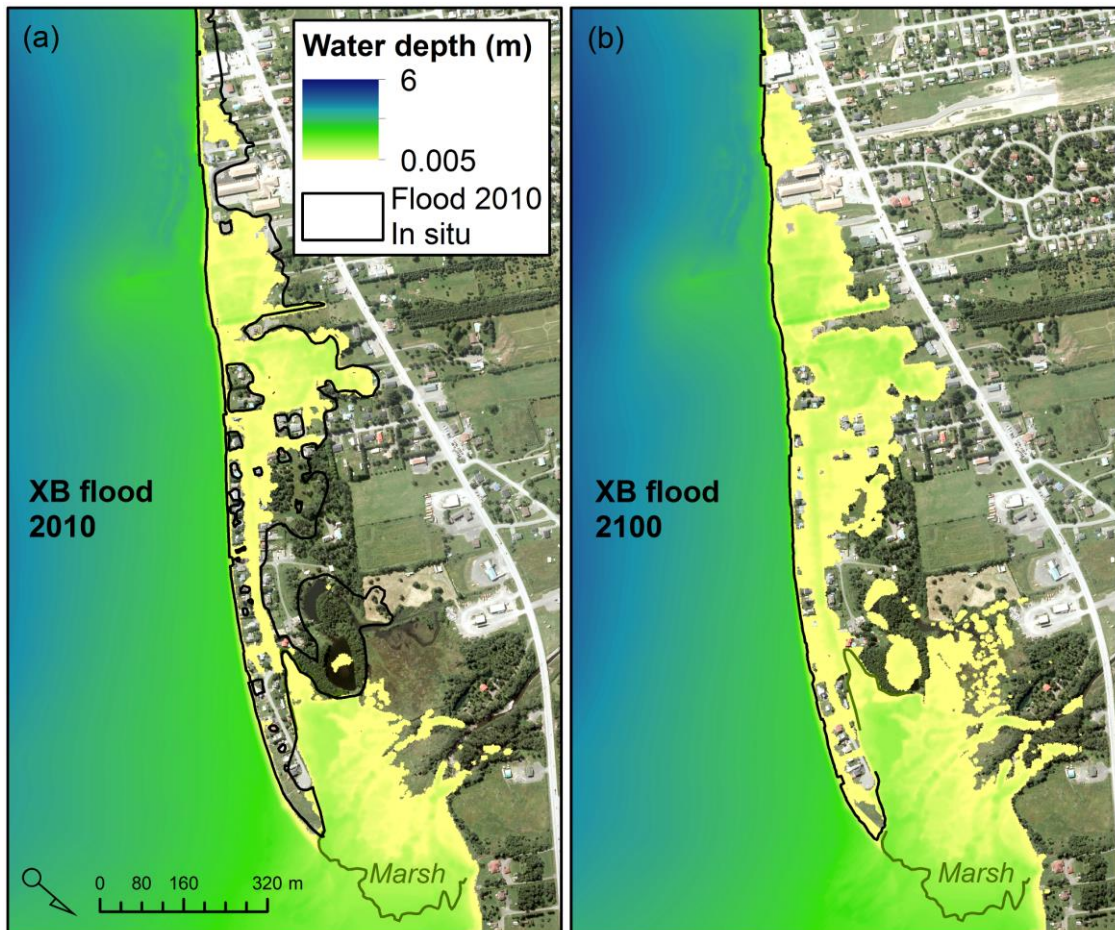


Figure 3.41. Simulation results of the 2010 flood in Maria (a) in terms of water depth with a representation of the observed flood extent (solid black line). The projected simulated storm of 2100 is shown in (b), with the actual 2016 coastline (solid black line). The seaward limit of the salt marsh is shown by the green line.

The use of *XBeach* as a 2D coastal inundation model is still developing. Its validation is typically done with field measurements of simulated water levels and waves. To assess the

impact of sea level rise on small islands with *XBeach* (calibrated and without morphological updating), Quataert *et al.* (2015) validated the simulated hydrodynamic parameters in the nearshore zone with field measurements in Roi-Namur (Marshall Islands). They obtained good agreement with observations. More recently, van Dongeren *et al.* (2017) presented flood simulations for the same island and noted that some *overwashes* were not simulated by the model.

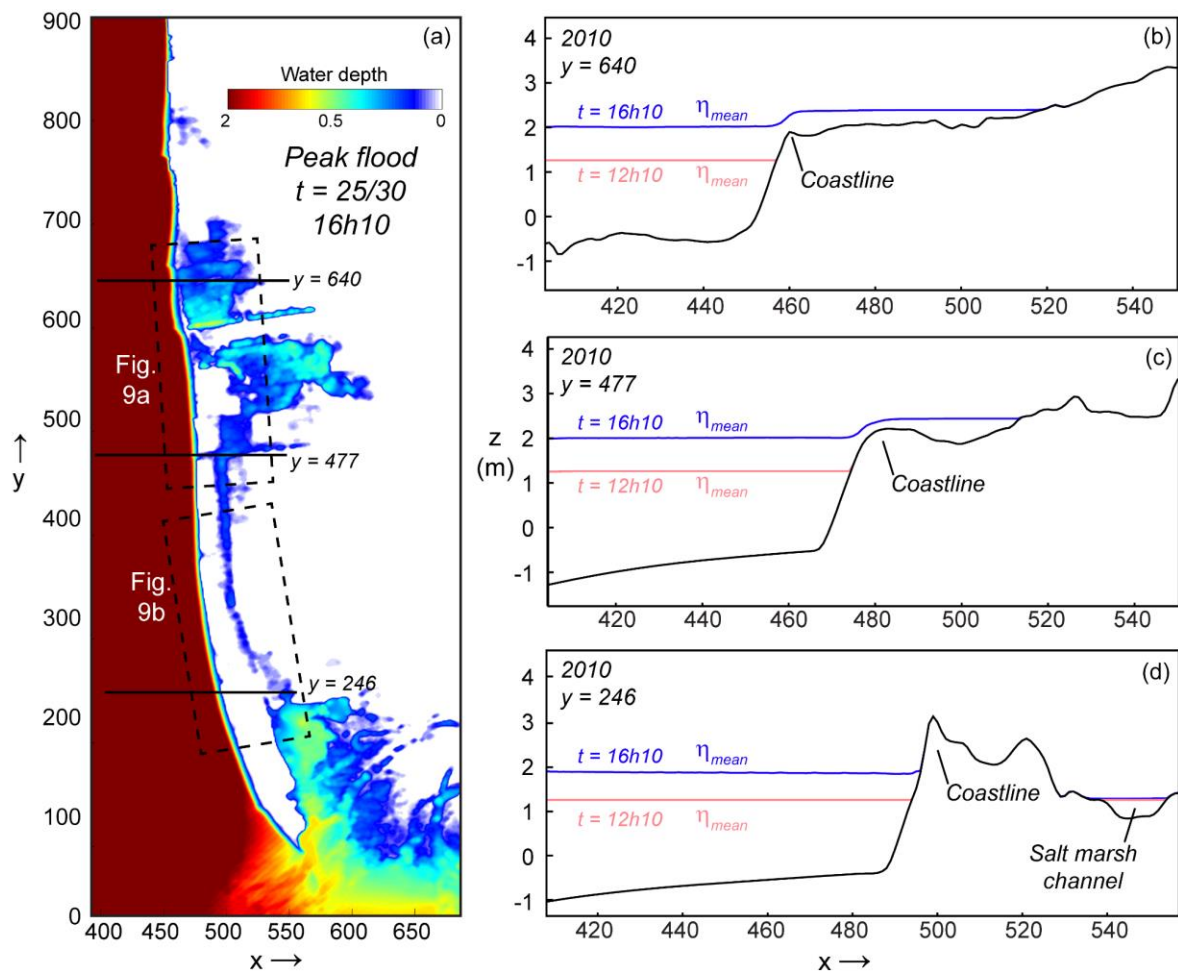


Figure 3.42. Location of three cross-shore beach profiles during the simulated flood event (peak) on 6 December 2010 in Maria (a). Along the *XBeach* domain (a), large *overwash* occurred in the municipal park (b,  $y = 640$ ) and on the beach access (e.g.,  $y = 477$  (c)). Storm waters drained through the salt marsh (d).



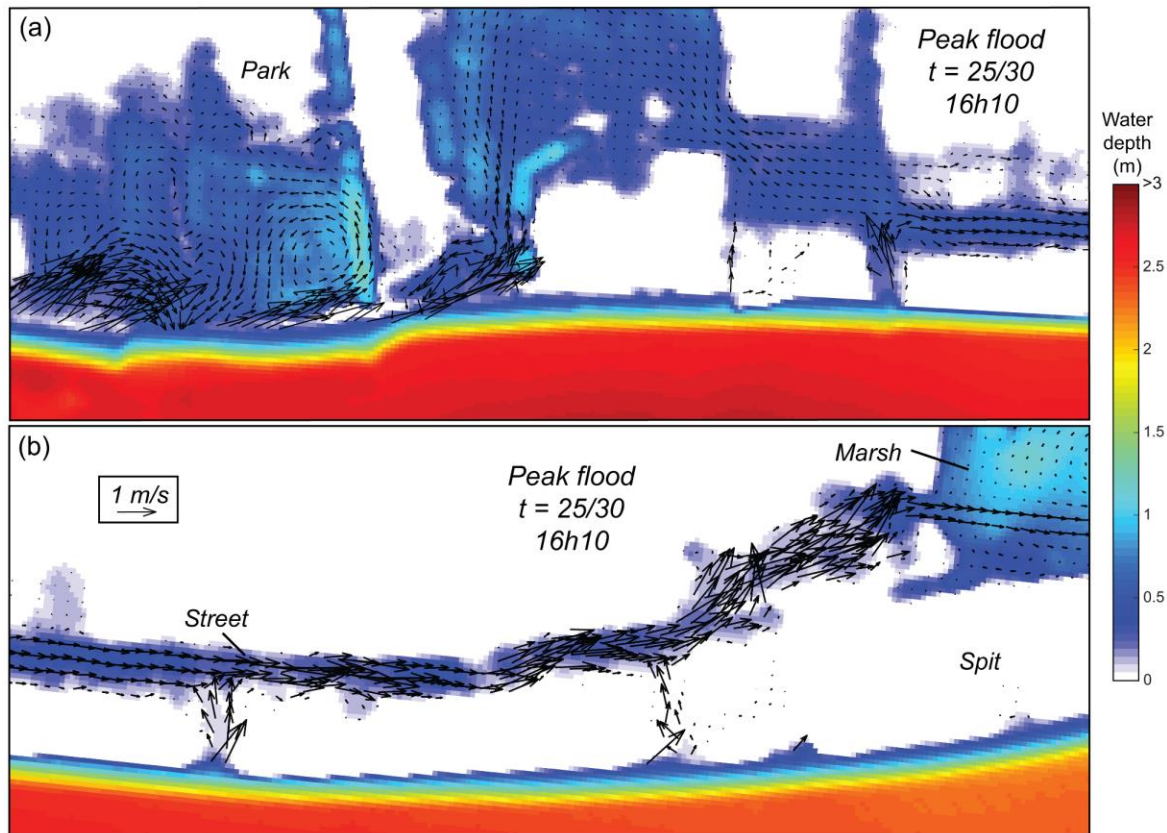


Figure 3.43. Flood propagation during the 6 December 2010 storm in Maria at the peak event  $t = 16 \text{ h } 10$ . Top (a) and bottom (b) panels are located in Figure 8. The main flood entrance and *overwash* zone along the park is shown in (a), the gravity-driven flow toward the salt marsh is shown in (b). Colorbar represents water depth. Arrows represent flow velocity,  $U$ , from XBeach.

Elsayed and Oumeraci (2016) demonstrated the effectiveness of XBeach in simulating the combined effect of breaching and inundation. Their case study applied to a real dam breach (Het Zwin (Roelvink *et al.*, 2009)) showed good agreement with water depth and flow velocities virtually at any given point in the hinterland, despite slight overestimations of velocities in the order of 6–15%. Although the morphodynamic module was not implemented in the Maria case, the results of the hydrodynamic simulations against the observed flood extents also demonstrate that XBeach in 2DH mode offers good performances. The fit ratio ( $F$ ) of  $\sim 60\%$  is well within the performances of other models obtained in flood simulations.

For instance, in a pan-European study using LISFLOOD-FP, fits between 43–65% were observed by Alfieri *et al.* (2014). With the same model, Bates *et al.* (2005) and Vousdoukas *et al.* (2016) respectively obtained  $F$  values of the order of 54–91% and 49%. Recently, using *XBeach* in *surfbeat* mode, Didier *et al.* (2018) simulated the extreme flood of 6 December 2010 in the St. Lawrence Maritime Estuary, and obtained an averaged critical success of 51% over nine different domains. *XBeach* therefore offers a successful alternative to common hydrological models, such as LISFLOOD-FP and BreZo, for coastal flood assessment, with the advantage of simulating nearshore dynamics, including low frequency wave motions, which are generally important during storms on low-sloping nearshore environment (Quataert *et al.*, 2015), such as Maria. Furthermore, the 2DH mode provides the flow routes of the flood event, which is often an important source of confusion in flood simulation based on static water levels (Gallien *et al.*, 2016).

In the present study, *XBeach* enhanced the understanding of storm impacts on the coast of Maria and contributed to a better understanding of the flood hazard not only in terms of static flood surface (spatial extent), but also in a more dynamic sense considering the timing, intensity, and duration of the event affecting the flow-related processes and the water depth. These are critical parameters in disaster risk management (Didier *et al.*, 2017; Zheng *et al.*, 2017).

The storm impact scale from Sallenger (2000) defines the *overwash* regime as a situation when wave runup is higher than the first line of defense (i.e., coastline), which creates net landward sediment transport and accumulation. Such morphodynamic response is only possible when water depth and flow velocity are sufficient (Matias *et al.*, 2012). Typically, *overwash* is the result of flow velocities of 1–3.5 m/s and water depths of at least 0.7 m (Matias and Masselink, 2017; Sallenger, 2000). During the RTK-GPS surveys in December 2010, photographs taken on the field near the *XBeach* grid point [ $x = 460, y = 640$ ] (see Figure 3.44a,b) clearly show the net landward sediment transport resulting from *overwash* processes. Washover lobes (Figure 3.44b) formed under a mean water depth of ~0.5–0.6 m and maximum flow velocities,  $U_{max}$ , varying between 2.28 m/s near the shoreline prior to

*overwashing*. On the beach crest, velocities reached 1.34 m/s (Figure 3.44a). Velocities rapidly decrease with the flow distance inland to  $\sim 0.3\text{--}0.4$  m/s. Wave height does not exceed 1 m on the beach face along the cross-shore profile and decreases to 0.2 m on the beach crest, suggesting the *overwash* is mainly due to the surge-driven flow landwards of the coastline.

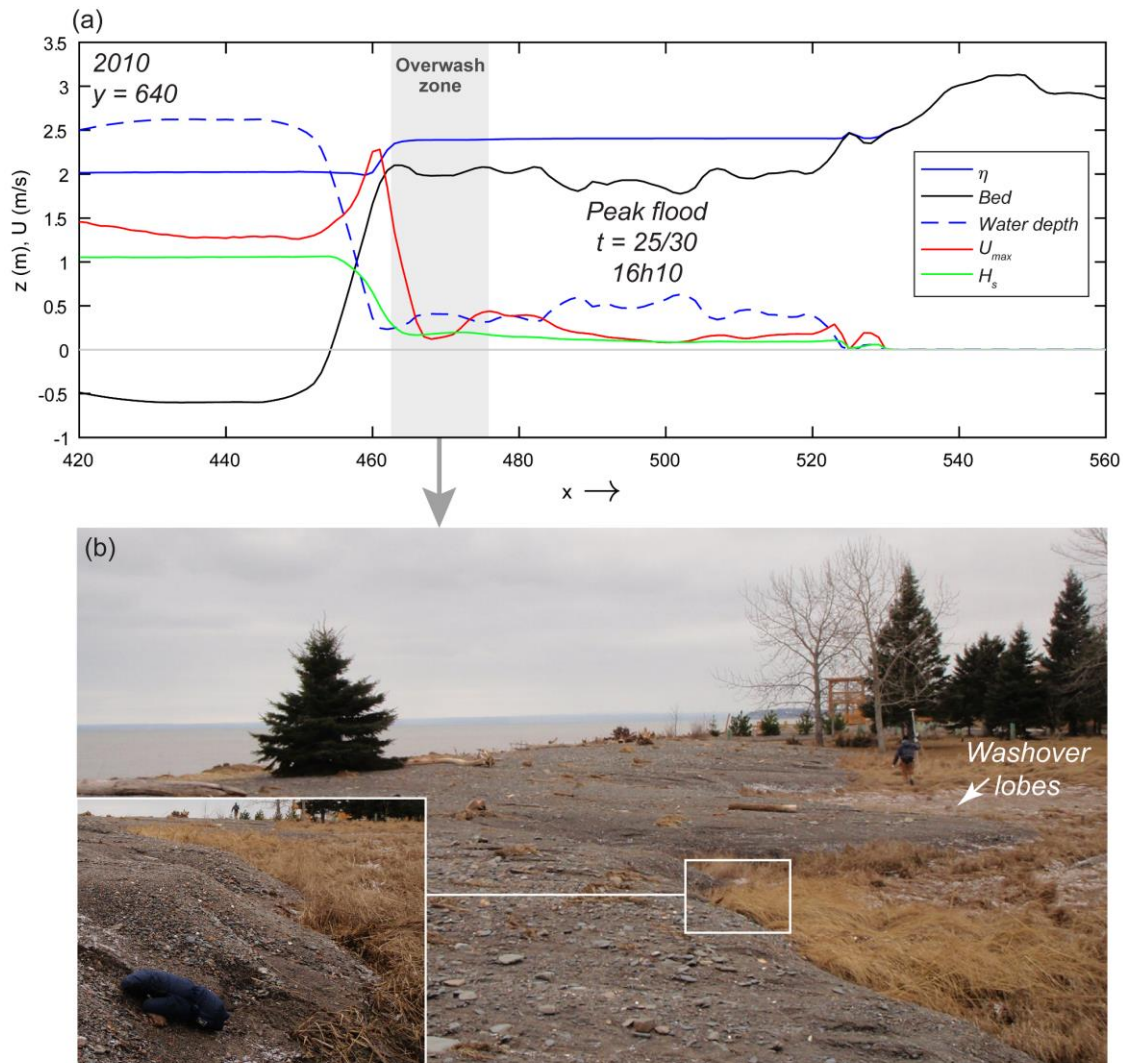


Figure 3.44. Flow velocity,  $U_{max}$  (m/s), water depth (m), mean water level ( $\eta$ ) (m), and significant wave height ( $H_s$ , m) during the peak flood event on 6 December 2010 (a) and resulting washover lobes (b).



Another way to improve our understanding of the morphodynamics during this event would be to run *XBeach* with morphological updating, which introduces sediments fluxes, avalanching, and bed characteristics (Roelvink *et al.*, 2015). *XBeach* was previously used to represent overtopping and overflow hydrodynamics (e.g., Christie *et al.* (2017), Elsayed and Oumeraci (2016), Gallien, (2016)). However, Phillips *et al.* (2017) suggest that neglecting the morphological impacts may significantly underestimate overtopping volumes. Morphological updating would imply many more calibration steps and require more quantitative information on evolving topo-bathymetry (Simmons *et al.*, 2017) that would go beyond the scope of this paper. Furthermore, the lack of pre/post-storm sediment characteristics could greatly impact the model result (McCall *et al.*, 2014).

### **3.5.3 Impacts of Sea Level Rise on Flood Hazard**

Based on the same hydrodynamic boundary conditions as the simulation of the 6 December 2010 storm event in Maria, an increase in sea level up to 2100 (peak event at 2.05 in 2010 compared to 2.42 in 2100) would induce an increase in 178% of the flood zone area (0.176 km<sup>2</sup> in 2100 compared to 0.099 km<sup>2</sup> in 2010) (Figure 3.45a). The totality of the area flooded in 2010 is also simulated as flooded in 2100 (see  $A_{2010} \cap A_{2100}$  in Figure 3.45b), but the flood in 2100 is essentially larger due to higher water levels. Average flood depth is almost doubled in 2100 (an average depth of 59.4 cm in 2100 compared to 31.5 cm in 2010) (Figure 3.45c,d). This is mainly the result of a major shift in flood depths from the very shallow waters (i.e., <25 cm where the peak density is observed) to slightly deeper values between 0.5 and 1.25 m (Figure 3.45c,d). However, the topography is a key parameter to consider in flood mapping since drainage can drastically reduce flood extents (Gallien *et al.*, 2014), even for future flood scenarios, as seen on Figure 3.45a, where both the 2010 and 2100 simulations have the same flooded area along the main street (as shown by the red arrow). Considering the flood propagation for coastal flood mapping is therefore crucial for effective hazard assessments in a context of changing climate, and numerical simulations provide such possibilities over static flood mapping.

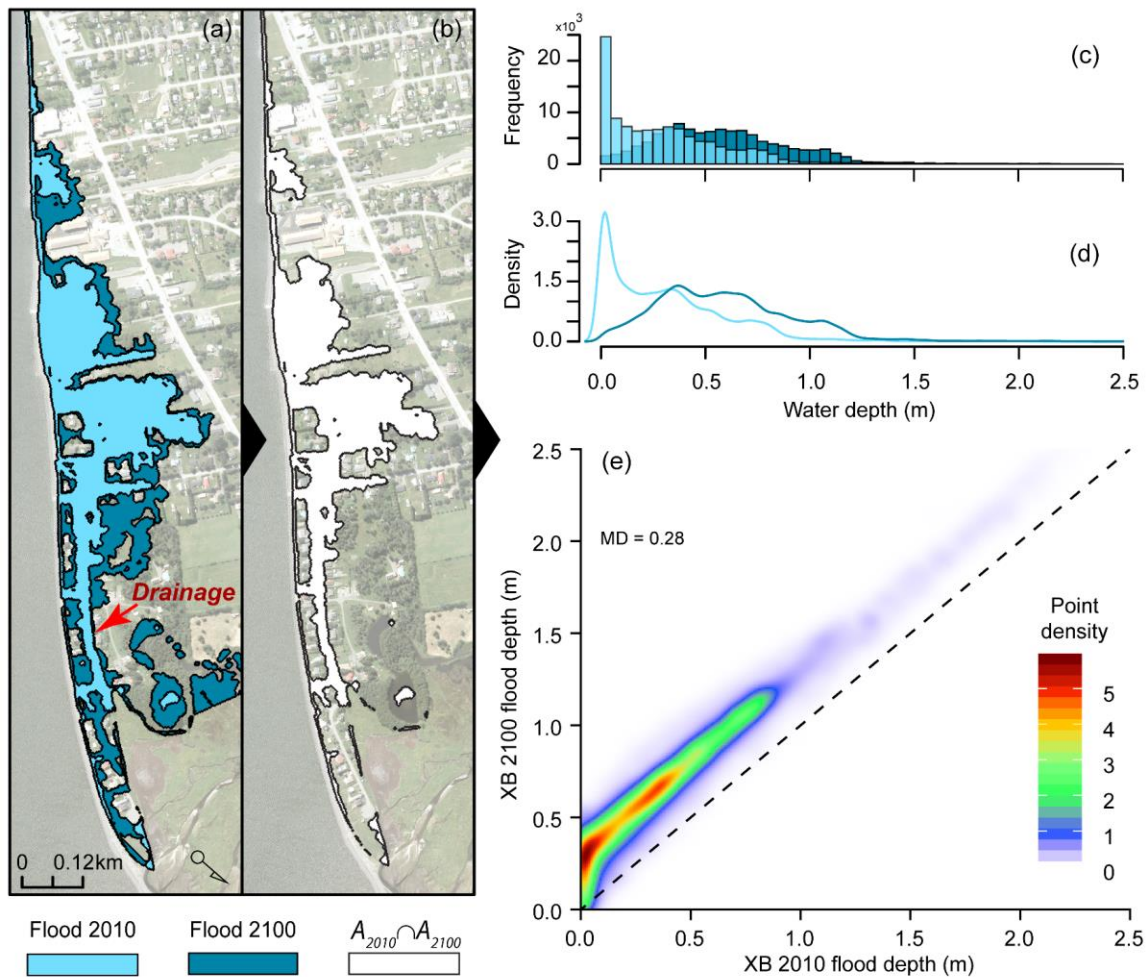


Figure 3.45. Comparison of the 2010 flood in Maria with a simulation in 2100 (a) in terms of flood extents. The intersection of both simulations is shown in (b). Frequency (c) and density (d) plots of water depths within the intersection indicate an increase of flood depths of 28 cm (mean deviation, MD) in 2100. The density scatter (e) represents the flood depths in 2100 against 2010.

Flood risk management (e.g., flood mapping) and coastal engineering projects (e.g., establishing design standards) are commonly based on design storm scenarios representing extreme events with a long return period (RP) (i.e., often a 100-year RP, or an annual probability of occurring of 0.01) (Mackey and Ware, 2018; Ruggiero *et al.*, 2018). In Canada, the probability of exceeding a specific storm intensity within a certain period of time is commonly associated to a static intensity-duration-frequency (IDF) curve for a given hazard

(e.g., river flooding, coastal flooding), without considering climate change (Kuo et Gan, 2015). In coastal areas, this often means neglecting the effect of climate variability on nearshore dynamics, such as wave runup and wave climate (Daigle, 2006; Didier *et al.*, 2016).

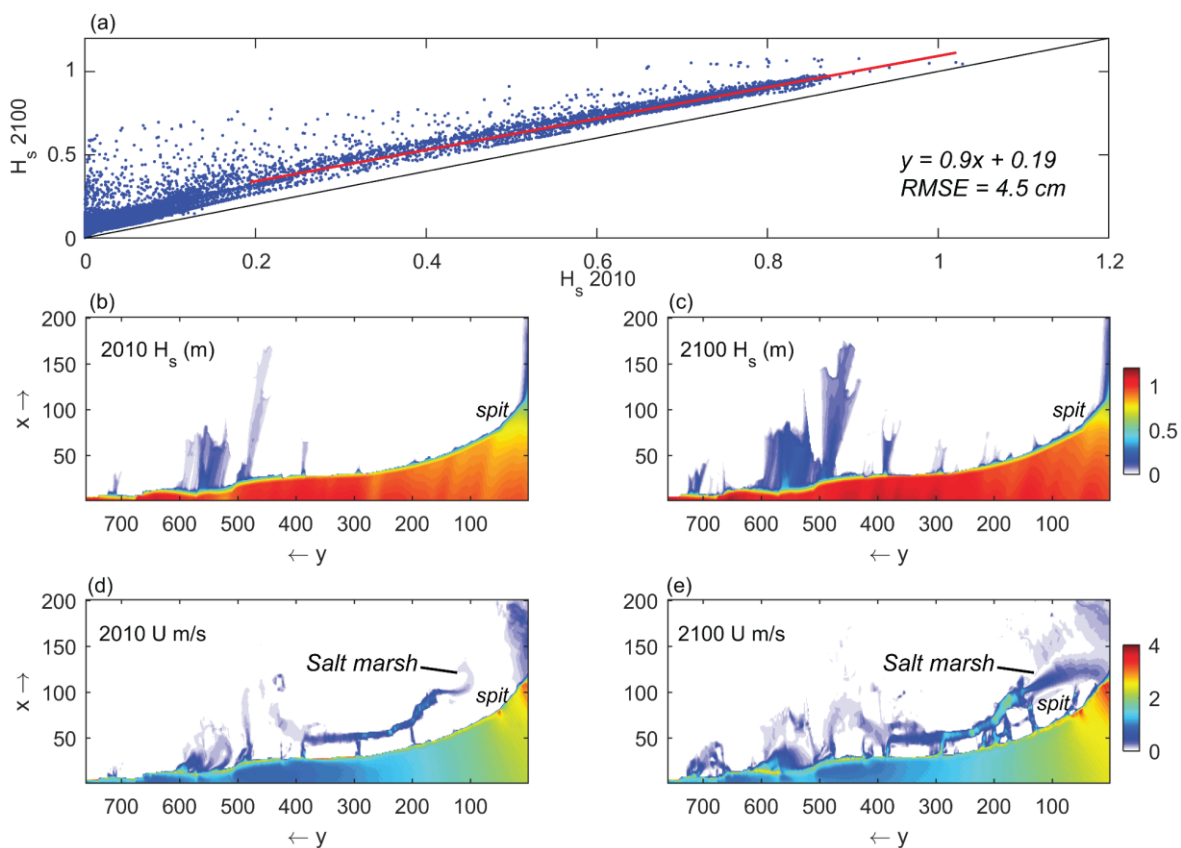


Figure 3.46. Scatter plot of simulated wave heights ( $H_s$ ) in Maria for the coastal area under 1.2 m water depth in 2010 and 2100 (a) with the least-square-regression line (solid red line). The effect of sea level rise on significant wave height and velocity is shown in (b and c) and (d and e), respectively.

Coastal communities along the Estuary and Gulf of St. Lawrence are highly vulnerable to coastal hazards (Drejza *et al.*, 2011; Webster *et al.*, 2014). Impacts of sea level rise on nearshore dynamics and flood propagation have never been assessed, yet stakeholders and land-planners recently ranked the roads as the most highly vulnerable infrastructure to

flooding in the Chaleur Bay (Fraser *et al.*, 2017). In Maria, the *XBeach* simulations clearly demonstrate an effect of higher water levels both on wave height (Figure 3.46a–c) and velocity (Figure 3.46d,e), impacting not only the coast, but also the local roads. For a given grid location affected by floodwater in 2010,  $H_s$  are approximately 19 cm higher in 2100 compared to 2010 (considering only  $H_s > 0.2$  to avoid uncertainties for small waves) ( $r^2 = 0.93$ ,  $p$ -value  $< 0.01$ ) (Figure 3.46a). This small increase is the result of higher *overwash* and overtopping volumes over the coastline under higher wave energy in the nearshore zone. Once inland, the flow in the 2100 simulation has higher velocities ( $U > 2\text{m/s}$  in 2100, point grid [ $y = 180$ ,  $x = 90$ ]), and literally follow the main street toward the salt marsh with a continuous flow (Figure 3.46e) compared to 2010 where the flow was  $\sim 1.2\text{ m/s}$  before abruptly dropping to almost zero in the salt marsh (Figure 3.46d).

Global-scale coastal flood assessments are commonly made with a static approach of simulated total water levels (Vousdoukas *et al.*, 2018), without considering critical physical processes (e.g., groundwater fluctuations, sediment porosity, channeling and land drainage, wave runup, and overtopping, etc.) affecting the flood propagation. At the regional scale, this kind of basic flood mapping is often needed by stakeholders and land-planners as a first-order approximation of potential extreme hazard (Daigle, 2012), but their uncertainties generally limit their reliability for future assessment. Despite significant advances in sea-level projections at local and regional scales (Kopp *et al.*, 2014; Meyssignac *et al.*, 2017), simulations for the Québec coasts are rather rare.

In Maria, our results suggest that the actual trend in sea level, extrapolated up to 2100, which is a scenario that can be considered optimistic, could potentially induce a massive urban flood twice as large as the extreme storm of December 2010, for an event of the same magnitude. However, unlike static and raster-based flood modelling, the process-based model, *XBeach*, simulates a dynamic flood zone in Maria, and thus a better understanding of the flood pattern, including the effect of drainage and morphology. Despite being site-specific to the Maria case, these results suggest that other low-lying communities along the EGSL where urbanization took place on late-Holocene emerged beach terrace (i.e., relatively plane

surface) could suffer from sea level rise. That could trigger important risk not only to human settlements (Bernatchez *et al.*, 2012), but also directly to people and emergency services during peak floods. As seen in Figure 3.47, sea level rise can potentially increase the risk to people by increasing not only the water depth for a given design storm scenario, but also by shifting the flooded area toward higher velocity flows and therefore more danger to people (Ramsbottom *et al.*, 2006). For instance, Ramsbottom *et al.* (2006) suggested an empirical formulation relating flood hazard to people (HR, m<sup>2</sup>/s) to water depth ( $d$ ) and velocities ( $v$ ) following:

$$HR = d(v + 0.5) + DF \quad (6)$$

where 0.5 is a velocity coefficient and DF a debris factor of 0, 0.5, or 1.

Assuming no debris, we can estimate the effect of sea level rise on HR within four typical hazard classes: low hazard ( $HR < 0.75$ ), moderate hazard ( $0.75 < HR < 1.5$ ), significant hazard ( $1.5 < HR < 2.5$ ), and extreme hazards ( $HR > 2.5$ ) (Figure 3.47). Based on these thresholds, not only the flood zone will be larger in Maria with sea level rise, but it will also slightly increase the hazard to people during a peak flood event, such as the 6 December 2010 storm (Figure 3.47b).

According to this classification, extreme and significant hazards are essentially rare in Maria, corresponding respectively to 1% and 2%–3% of the flood zone in the 2010 and 2100 simulations, respectively. Although most observations (93% in 2010, 90% in 2100) fall under the low hazard level ( $HR < 0.75$ ), sea level rise induces a small shift toward higher danger, doubling the moderate hazard frequency to 7% in 2100 compared to 3.5% in 2010. Such statistics improve the understanding of the extreme flood and offer a coastal management perspective that helps to better define evacuation routes for timely evacuation and effective early warning (Seenath, 2015; Sene, 2016). It should be noted that such hazard thresholds are based on the stability of people in water: for instance, some people (i.e., children) are

assumed to be greatly affected by a moderate hazard, while most people could be affected by the significant hazard (Kvočka *et al.*, 2016).

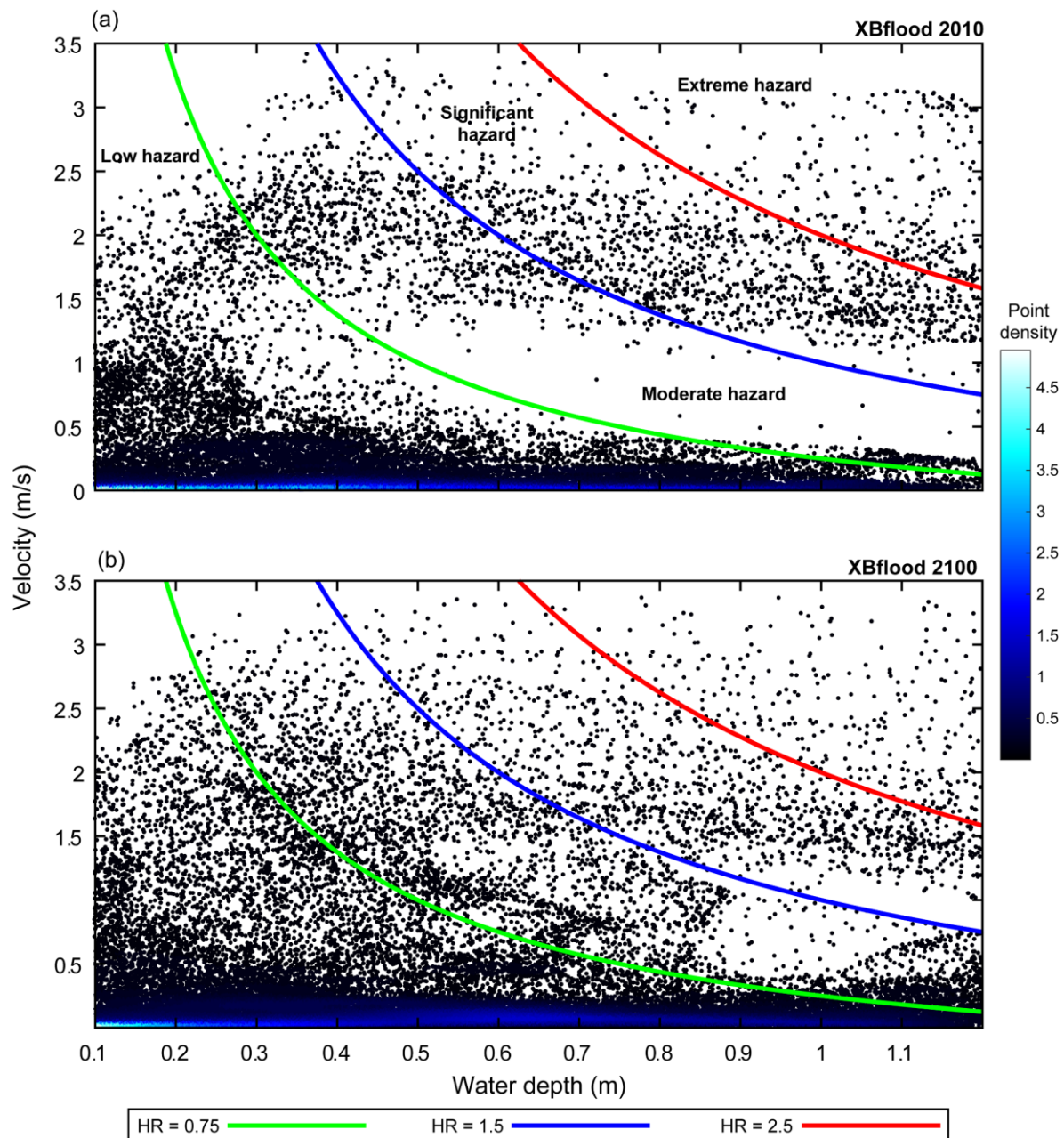


Figure 3.47. Hazard rating (HR) level related to water depth and velocity for the *XBeach* simulations during the peak flood  $t = 16$  h 10 in 2010 (a) and 2100 (b). Color scale shows the point density.

### 3.6 CONCLUSIONS

This paper presented a coastal flood analysis with *XBeach*, implemented at a local scale for a small urban community in the Chaleur Bay, eastern Canada. The December 6 2010 historical flood in Maria was well predicted with the 2DH model in *surfbeat* mode. According to the numerical simulation, flooding was mainly induced by *overwashing* along the beach, which was also supported with field observations. Observations of sediment accumulations in the form of washover lobes in Maria are associated to velocities of 2.3 m/s under small waves (e.g.,  $H_s < 1$  m) and high water levels. The flood propagated toward the salt marsh following the topographic gradient, which underlines the importance of land drainage for coastal flood adaptation strategies.

Consequences of sea level rise on coastal communities are generally uncertain due to many factors inherent to flood modelling, especially the effect of overland flow (e.g., namely water depth, velocities, pathways). Using a sea level rise scenario for 2100 to force *XBeach*, which more precisely means a rise of 0.37 m in Maria, the same storm would increase the extent of the flooded area as a result of higher water levels, more *overwash*, and overflow along the coastline. Sea level rise increases the water depth in the flood prone area. Nearshore waves are slightly increased, generating higher flow velocity along the main channels and streets. This study underlines the necessity to account for the inland processes during coastal flood assessment, as a better understanding of the overland flow routing leads to improved flood mitigation strategies for future storm and sea level rise scenarios. In this context, it becomes necessary to develop local-scale relative sea level rise projections in eastern Canada that integrate new developments in climate and GIA models.

**Author Contributions:** This research was conceptualized by D.Didier and P.B.; it was written by D.Didier under the supervision of P.B. and D.Dumont. Numerical modelling and data analysis was performed by D.Didier and M.B.

**Funding:** This study was funded by the Coastal Geoscience Chair at the Université du Québec at Rimouski as part of the Québec Government initiative on natural risks prevention and the Plan d'action 2013–2020 sur les changements climatiques and the Fonds Vert.

## ACKNOWLEDGMENTS

The authors want to acknowledge the works of Jeremy Baudry and James Caveen during the simulations. Special thanks to Christian Fraser and Tarik Toubal for the field surveys during the 2010 storm and to the LDGIZC hydrodynamic team in 2015, namely Denys Dubuc, Gabriel Montpetit and Pierre-André Lalanne. The video-monitoring station was implemented with the help of Emmanuel Augereau from LGO, Brest, France.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, or in the decision to publish the results.

## APPENDIX A

### 3.6.1 Video-Derived Intertidal Topobathymetry

To recreate a digital elevation model of the intertidal zone in front of Maria, a video monitoring system (AXIS P3367VE, 4 Hz,  $2592 \times 1944$  pixels, 5 megapixels, pan range of  $84^\circ$ ) was used in combination with a shoreline detection technique based on color ratios between the beach sediments and the water (Almar *et al.*, 2012). This water/land junction, known as the shoreline, is systematically extracted in pixel coordinates from successive 5-min time-averaged video-images (1200 images) during a tidal cycle in calm conditions ( $H_s < 15$  cm).



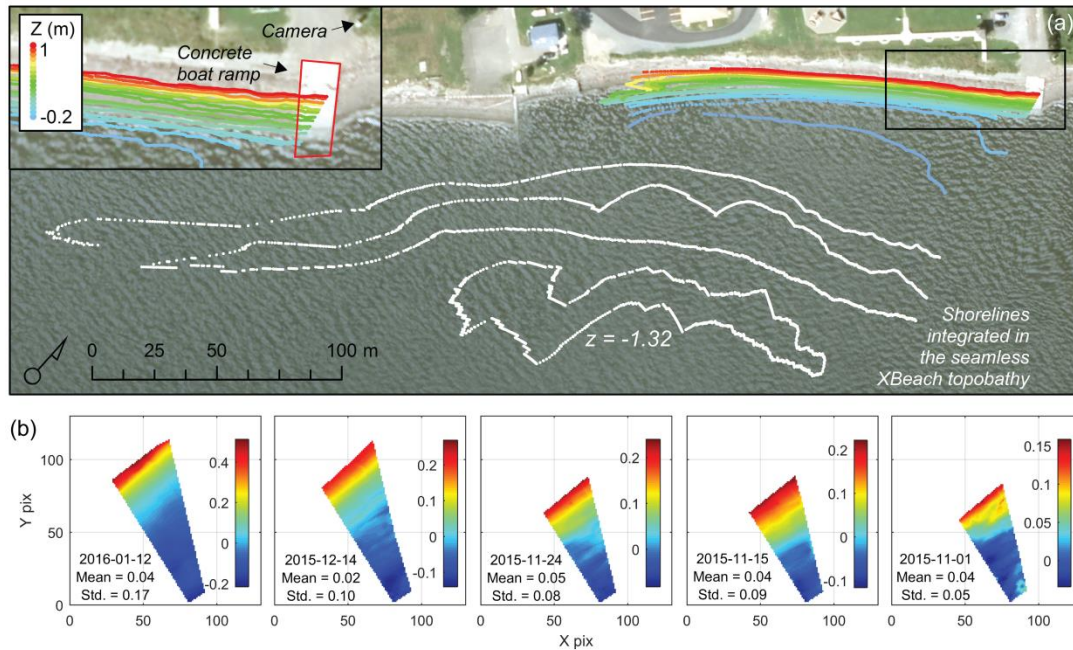


Figure 3.48. Validation of the video-derived beach topography on the concrete boat ramp for five different experiments on the beach of Maria, including the survey of January 2016, which is integrated into the seamless topobathy for the *XBeach* simulations. Colorbars indicate the shoreline elevations (a) and the deviation  $\Delta$  Video-MTLS (b).

To include the effect of waves on shoreline locations, the total water level (TWL) was given by the summation of the mean water level and  $H_s$  at the outer sensor. The resulting shoreline is attributed the same TWL elevation and projected into ground coordinates according to a conversion matrix based on Grounds Control Points (GCPs) (Figure 3.48a,b) (Stumpf *et al.*, 2016). The last step involves merging the entire shoreline datasets into a single elevation matrix with an ANUDEM interpolation technique (Hutchinson, 1989).

To assess the effectiveness of this method, we compared five interpolated surfaces created from five different video surveys to the MTLS elevation. The MTLS was conducted in October 2015 to acquire beach topography, including a concrete boat ramp built on the beach. The LiDAR cloudpoint (resolution of  $5 \text{ cm} \times 5 \text{ cm}$ ,  $\text{RMSE} = 0.03$ ) was filtered manually using LP360 to remove wood debris. The concrete slab was used as a target for the validation of the video-derived topography (Figure 3.48a). Overall, the mean deviation of the video-

derived topography is systematically under 5 cm for all surveys. This positive bias is mostly affected by the detected shorelines at high tide around a small spatial area (between the rising/falling tide) and should not influence the performance of the video-derived DEM at low tide. For the topobathymetric surface, only the shorelines on the lower foreshore on 12 January 2016 were integrated into the seamless elevation model. The MTLs covers the entire upper beach along the study area.

### **3.6.2 Description of the WW3 Hindcast**

To produce the wave and water level boundary conditions for the 2010 storm event, the third-generation model WW3 version 4.18 (Tolman and the WAVEWATCH III Development Group, 2014) was used to recreate the wave climate in the EGSL at a 1km-grid resolution. This version integrates both the attenuation of incident wave energy by sea ice through scattering and the viscous dissipation, giving a more realistic representation of the effect of wave-ice interactions over the wave field during winter. Oceanic forcings in the EGSL wave model (currents, water levels, sea ice) were provided by a coastal ice-ocean model forced by the NCEP North American Regional Reanalysis (NARR) and the atmospheric forcing comes from the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).

# CHAPITRE 4

## PARAMÉTRAGE DU JET DE RIVE SUR DES PLAGES SABLEUSES, DE GRAVIERS ET À PLATEFORME DANS UN LARGE SYSTÈME ESTUARIEN À FETCH LIMITÉ

### 4.1 PRÉSENTATION DU QUATRIÈME ARTICLE

Continental Shelf Research 192 (2020) 104024



Contents lists available at ScienceDirect

Continental Shelf Research

journal homepage: <http://www.elsevier.com/locate/csr>



Research papers

### Wave runup parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system



D. Didier<sup>a,b,\*</sup>, C. Caulet<sup>a,c</sup>, M. Bandet<sup>a</sup>, P. Bernatchez<sup>a</sup>, D. Dumont<sup>d</sup>, E. Augereau<sup>c</sup>, F. Floc'h<sup>c</sup>, C. Delacourt<sup>c</sup>

<sup>a</sup> *Chaire de Recherche en Géoscience Côtière, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Centre D'études Nordiques, Rimouski, QC, Canada*

<sup>b</sup> *Geological Survey of Canada (Atlantic), Natural Resources Canada, Dartmouth, NS, Canada*

<sup>c</sup> *Laboratoire Géosciences Océan UMR 6538, Institut Universitaire Européen de La Mer, Université de Bretagne Occidentale, Plouzané, France*

<sup>d</sup> *Institut des Sciences de La Mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, Québec-Océan, Physique des Océans – Laboratoire de Rimouski, Rimouski, QC, Canada*

#### ARTICLE INFO

##### Keywords:

Sheltered beach

Runup

Swash

Setup

Infragravity wave

Beach slope

#### ABSTRACT

Empirical models of wave runup are commonly derived from open beaches, but their applicability in fetch-limited, sheltered environments are yet to be properly assessed. Based on original video-derived runup observations on 5 beaches with distinct morphodynamic states in the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL), this paper presents a runup analysis at the regional scale. A wide range of environmental parameters (varying wave climate, beach slopes, tidal range) and beach types (platform-beach, with and without nearshore bars, sandy/gravel) are considered. A total of 430 15 min timestacks have been analyzed over 35 different days across a 3-year survey. Runup, setup, incident ( $f > 0.05$  Hz) and infragravity ( $f < 0.05$  Hz) swash are regressed against offshore wave characteristics and beach slope. Results indicate that the influence of the hydrodynamic parameters on wave runup, setup and swash is a function of offshore wave height and wavelength. While hydrodynamic forcing explain most of the coastal water level components variability, setup and swash are affected differently by the beach slope. The role of the beach morphology on wave setup can be parameterized through the inverse function of the beach slope, while swash height is written as the square root of the beach slope. The parameterizations of  $R_{2\%}$  for the EGSL beaches have been validated against a new set of observations. Overall, the hydrodynamic forcing is the dominant driver of wave runup, but including the beach slope improves the understanding of the runup components. The original formulations offer a strong potential for runup assessment on various morphological fetch-limited coastal environments.

#### 4.1.1 Contexte du Chapitre 4

Les équations empiriques sont le reflet des observations qui ont permis de les construire. Comme le mentionnent Poate *et al.* (2016), un modèle numérique surpassera toujours un modèle empirique : la force de l'équation de runup réside dans sa praticité. Généralement simple, elle n'intègre que quelques paramètres comme les caractéristiques de vagues au large et la pente de la plage. Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (EGSL), le runup n'est étudié sur les plages naturelles que depuis la tempête du 5 décembre 2005 (Bernatchez *et al.*, 2011). Depuis cet événement, des mesures à basse fréquence du runup maximal atteint à marée haute ont été réalisées dans le cadre d'un projet de maîtrise sur les côtes à plateforme rocheuse du Bas-Saint-Laurent (est du Québec) notamment suite au 6 décembre 2010. Les résultats de cette étude, comprenant notamment un modèle empirique calibré de runup, ont été publiés en 2016 dans la revue *Natural Hazards* (Didier *et al.*, 2016). Une question fondamentale était soulevée dans ce travail. Est-ce que la pente des plages associées à une plate-forme de bas estran joue un rôle aussi important sur le runup que celle des plages sableuses pouvant avoir plusieurs états morphodynamiques (réflectifs à dissipatifs)? Il faut alors se rappeler un passage important de Nielsen et Hanslow (1991), qui mentionnent que le choix de la pente est souvent fait de façon pragmatique sur la portion haute de l'estran (*swash zone* ou *beachface*), même si cette pente ne représente pas le continuum topographique qui influence le *surf* et le runup, pour la simple raison que cette pente est plus facile à mesurer. Au Bas-Saint-Laurent, la pente du haut estran n'avait qu'une faible influence sur le runup. L'hypothèse étant que la majeure partie de la dissipation des vagues s'effectue plutôt dans la zone plus basse de l'estran sous l'influence dominante de la plateforme rocheuse.

Qu'en est-il à l'échelle de l'EGSL où de toute évidence les plages possèdent une morphologie typique d'une dynamique estuarienne tantôt dominée par les vagues, tantôt par les marées, et avec un profil concave marquée par une zone de swash très abrupte ? Est-ce que les vagues infragravitaires pourraient y jouer un rôle prépondérant sur la variabilité du runup, expliquant ainsi l'effet limité de la pente de plage ? C'est exactement ces questions scientifiques qui ont

motivé ce quatrième chapitre, soumis à la revue *Continental Shelf Research* le 27 juin 2019 et publié le 21 novembre 2019. L'article s'intitule « *Wave runup parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system* ». Une partie de ces résultats a également été présentée à la 19<sup>e</sup> conférence *OceanPredict* (Halifax, mai 2019), en soulignant l'importance de cette publication pour le développement d'un système de surveillance des niveaux d'eau côtiers dans l'EGSL.

Ce papier est l'aboutissement de la thèse. L'ensemble du développement technologique basé sur l'acquisition vidéo était prévu à cet effet. J'ai réfléchi au concept de cet article, l'ai entièrement rédigé, et effectué le traitement et l'analyse des données de runup. Charles Caulet s'est joint au travail en cours de route, contribuant tant à la discussion sur le comportement du setup et du swash qu'aux analyses de l'influence de la pente sur le runup. Une interface graphique a été créée en étroite collaboration avec Marion Bandet pour le traitement du swash : un travail titanesque menant à un outil maintenant accessible à tous. Un partenariat avec l'Université de Bretagne Occidentale et le Laboratoire Geosciences Océans sous la supervision de Christophe Delacourt et la participation de France Floc'h est également à l'origine du développement des codes MatLab pour le traitement vidéo, faisant intervenir Emmanuel Augereau pour les calibrations de caméras et l'installation des deux systèmes pionniers (Maria et Îsle-aux-Coudres). Les deux directeurs de recherche ont supervisé la production de cet article dans son intégralité. Notons que cet article offre une base de données de runup tout à fait originale dans l'EGSL qui pourra alimenter la communauté scientifique s'intéressant à la dynamique côtière des environnements abrités. La base de données sera mise en ligne lors de la parution du papier.

#### **4.1.2 Résumé en français**

Les modèles empiriques de jet de rive (runup) sont communément dérivés de plages ouvertes sur l'océan mais l'efficacité de leur application dans des environnements à fetch limité est peu connue. Grâce à l'observation du runup par vidéo sur 5 plages au morphodynamisme

varié dans l'estuaire et golfe du Saint-Laurent (EGSL), ce travail présente une analyse de runup à l'échelle régionale. L'étude porte sur un large spectre de paramètres environnementaux (climat de vagues, pentes de plages, marnage) et de types de côte (plages de plateforme, avec ou sans système de barres pré littorales, sédiments sableux ou graveleux). Des analyses spectrales du signal de jet de rive ont été effectuées sur 430 images *timestack* sur une période de trois ans au cours de 35 journées d'échantillonnage différentes. Des analyses de corrélation entre les contributions des niveaux d'eau à la côte (runup, setup, swash incident ( $f > 0.05$  Hz) et infragravitaire ( $f < 0.05$  Hz)) et les caractéristiques de vagues au large et la pente de plage ont été réalisées. Les résultats montrent que l'influence des paramètres hydrodynamiques sur le runup, le setup, et le swash est une fonction de la hauteur significative et la longueur d'onde des vagues au large. Alors que le forçage hydrodynamique explique majoritairement la variabilité des composantes des niveaux d'eau sur la plage, le setup et le swash sont affectés différemment par la pente de la plage. Le rôle de la morphologie de la plage sur le setup est paramétré par une fonction inverse de la pente, alors que le swash est fonction de la racine carrée de la pente. Les formulations de  $R_{2\%}$  pour les plages de l'EGSL ont été validées sur une base de données originale d'observations de runup. Le forçage hydrodynamique demeure le principal paramètre explicatif du runup mais l'intégration de la pente de plage augmente la compréhension des composantes individuelles (setup, swash). Les nouvelles formulations de runup offre un fort potentiel pour l'évaluation du runup sur une grande variabilité de morphologies côtières dans des environnements à fetch limité.

## 4.2 WAVE RUNUP PARAMETERIZATION FOR SANDY, GRAVEL AND PLATFORM BEACHES IN A FETCH-LIMITED, LARGE ESTUARINE SYSTEM

### ABSTRACT

Empirical models of wave runup are commonly derived from open beaches, but their applicability in fetch-limited, sheltered environments is yet to be properly assessed. Based on original video-derived runup observations on 5 beaches with distinct morphodynamic states in the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL), this paper presents a runup analysis at the regional scale. A wide range of environmental parameters (varying wave climate, beach slopes, tidal range) and beach types (platform-beach, with and without nearshore bars, sandy/gravel) are considered. A total of 430 15 min. timestacks have been analyzed over 35 different days across a 3-year survey. Runup, setup, incident ( $f > 0.05$  Hz) and infragravity ( $f < 0.05$  Hz) swash are regressed against offshore wave characteristics and beach slope. Results indicate that the influence of the hydrodynamic parameters on wave runup, setup and swash is a function of offshore wave height and wavelength. While hydrodynamic forcing explains most of the coastal water level components variability, setup and swash are affected differently by the beach slope. The role of the beach morphology on wave setup can be parameterized through the inverse function of the beach slope, while swash height is written as the square root of the beach slope. The parameterizations of  $R_{2\%}$  for the EGSL beaches have been validated against a new set of observations. Overall, the hydrodynamic forcing is the dominant driver of wave runup, but including the beach slope improves the understanding of the runup components. The original formulations offer a strong potential for runup assessment on various morphological fetch-limited coastal environments.

**Keywords:** Sheltered beach, Runup, Swash, Setup, Infragravity wave, Beach slope

### 4.3 INTRODUCTION

Fetch-limited coastal environments, such as estuarine margins, bays and gulfs, have densely populated coastlines and are a dominant proportion of shorelines globally (Vila-Concejo *et al.*, 2011). They are often characterized by extensive areas of sediment accumulation (*e.g.* salt marsh, tidal flats, mangroves), but their low-lying coasts are vulnerable to coastal hazards such as erosion, flooding and sea level rise (Bernatchez *et al.*, 2004; Nicholls *et al.*, 2007; Nicholls *et al.*, 2010). Despite major socio-economic impacts from climate change on fetch-limited beaches (Daigle, 2006; Fraser *et al.*, 2017), these low energy environments received less attention (Hegge *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 2017; Masselink *et al.*, 2001). Due to sheltering effects which prevent far-field swell and limit space for local wind wave growth, these fetch-limited beaches are typically characterized by low wave energy (Jackson *et al.*, 2002) except during rare but extreme events which can increase the wave energy and still water level conditions (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015) and thus flooding (Moftakhari, AghaKouchak, *et al.*, 2017). For low-energy beaches averaging a micro- to meso-tidal regime, the water level at the shoreline can be significantly increased by the action of waves in the form of wave setup and runup on the beach (Sayol *et al.*, 2018), which depends on offshore wave climate and beach morphology (Serafin *et al.*, 2017).

Wave runup is the maximum vertical extent of wave uprush on a beach following wave breaking. It is the combination of the astronomical tide level and residual surge prior to wave breaking (still water level, SWL), quasi-steady setup ( $\langle \eta \rangle$ ) at the shoreline, and of time-varying swash oscillations ( $S$ ) around this mean level. Numerous empirical runup formulations can be used to predict the impact of storms on natural beaches in terms of erosion, overwash and flooding (Gallien *et al.*, 2018; Stockdon *et al.*, 2007). Although they are applied on a large variety of open to sheltered coasts dominated by sandy (Guza *et al.*, 1982; Holman, 1986; Komar, 1998; Nielsen *et al.*, 1991; Ruggiero *et al.*, 2004; Stockdon *et al.*, 2006), gravel (Poate *et al.*, 2016), or rocky shores (Didier *et al.*, 2016; Dodet *et al.*, 2017; Young, 2018), they have mostly been parameterized for reflective to dissipative beaches facing the open ocean.



Wave runup empirical relationships are typically derived from simulations (Lashley *et al.*, 2018; Nicolae-Lerma *et al.*, 2017; Poate *et al.*, 2016; Stockdon *et al.*, 2014), laboratory experiments (Mase, 1989; Melby *et al.*, 2012; Roberts *et al.*, 2010) or field measurements (Atkinson *et al.*, 2017; Gomes da Silva *et al.*, 2018; Holman, 1986; Power *et al.*, 2019; Ruggiero *et al.*, 2001; Stockdon *et al.*, 2006; Vousdoukas *et al.*, 2012). They are therefore constrained to a specific range of environmental conditions. Any given estimation falling outside that range is an extrapolation, causing major drawbacks for large-scale coastal management (Gallien *et al.*, 2014; Didier *et al.*, 2015; Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016). The robust and extensively applied model from Stockdon *et al.* (2006) (hereinafter referred as S06), developed for barred and non-barred sandy open beaches, commonly serves as a basis for extended runup formulations (Cox *et al.*, 2013; Vousdoukas *et al.*, 2012) and overtopping predictions (Laudier *et al.*, 2011; Plant et Stockdon, 2015). By comparing available runup datasets from 10 experiments in the US and Netherlands, Stockdon *et al.* (2006) demonstrated the importance of the hydrodynamic conditions and of the beach morphological context on wave runup through the inclusion of the foreshore slope ( $\beta$ ). Their runup model is a summation of setup and swash, and expresses the 2% exceedance value of runup ( $R_{2\%}$ ) relative to SWL observed offshore:

$$R_{2\%} = 1.1 \left( 0.35\beta (H_0 L_0)^{0.5} + \frac{[H_0 L_0 (0.563\beta^2 + 0.004)]^{0.5}}{2} \right), \quad (1)$$

where  $H_0$  is the offshore significant wave height and  $L_0$  the offshore wavelength. The formulation covers a wide range of wave characteristics ( $H_0 = 0.35 - 4.08$  m) and peak period ( $T_p = 3.7 - 17$  s) which are typical of oceanic conditions. However, Eq. 1 is limited to sandy beaches. On steep foreshore slope, such as gravel barrier and pebble beach, wave runup can reach higher elevation (Almeida *et al.*, 2017; Poate *et al.*, 2016). In more sheltered environments such as estuaries where waves are expected to be smaller because of limited fetch (Palmer *et al.*, 2014), extreme runup is also expected to be smaller (lower wave amplitude and shorter period). For coastal risk management in large estuarine systems, there

is thus a need to improve the application range of empirical relationships (Gomes da Silva *et al.*, 2018; Plant et Stockdon, 2015) with observations on beaches both sheltered and exposed to oceanic conditions, which in turn depends on coastal morphology.

Beach dynamics are controlled both by the local and regional environmental context (Short, 2006). Variabilities in environmental forcing (e.g. wave height and direction, tide, storm surge, degree of exposure to open sea) as well as the morphological and geological characteristics influence their morphodynamic state. Wave characteristics relative to the averaged wave condition typically define the intensity of an actual morphogenic event for a specific area (Harley, 2017). One of the most important distinctions between open-coast beaches and sheltered beaches is the energy arriving at the beachface (Jackson *et al.*, 2017). This difference highlights the various impacts that can be generated on beaches during synoptic- to local-scale events, where alongshore variability in sediment transport can be observed at the regional scale in response to offshore wave climate (Burvingt *et al.*, 2018). For semi-enclosed water bodies with a connection to the ocean, such as the EGSL, spatial variability in offshore wave energy can be significant between upstream and downstream locations (Ruest *et al.*, 2016). In estuaries, sediment transport depends on tidal currents which depends on tidal range, but also on wave exposure and therefore on the geometry of the estuary (shape, orientation and physiographic setting) (Pye et Blott, 2014). Open-coast beaches are generally wave-dominated and have a well-developed surf zone. Apart from incident wave energy, infragravity (IG) waves also contribute to nearshore morphodynamics and water level at the shoreline on open beaches. During energetic conditions, they can generate most of the foreshore morphological response in terms of erosion, *overwash* (Matias *et al.*, 2012) and breaching (Bertin *et al.*, 2017; Gomes da Silva *et al.*, 2018). Fetch-limited beaches are typically affected by short wave breaking on the foreshore and are often characterized by high ratios between tides and wave height (Freire *et al.*, 2009). This ratio is known as the Relative Tide Range ( $RTR = MSR/H_b$ , where MSR is the mean spring tidal range and  $H_b$  the wave breaking height) with  $RTR > 12$  being tide-dominated (Masselink et Short, 1993; Short, 2006). They typically have narrow, reflective beachfaces and sub-horizontal tidal flats (Didier *et al.*, 2016; Didier, Bernatchez, Augereau, *et al.*, 2017; Freire

*et al.*, 2009). During most of the tidal cycle, waves can reach the beachface without breaking, delivering energy directly through swash motion (Jackson *et al.*, 2017). Under concomitant storm and high-tide, the vegetation on the upper beachface can be washed away by wave runup, even under moderate conditions (Eliot *et al.*, 2006).

Battjes (1974) introduced the morphodynamic parameter  $\xi_0$ , or Iribarren number, to describe the main characteristics of a surf zone following

$$\xi_0 = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_0/L_0}} \quad (2)$$

Under storm conditions on dissipative ( $\xi_0 < 0.3$ ) and intermediate beaches ( $0.3 < \xi_0 < 1.25$ ), swash in the incident band can become saturated, i.e. ceases to increase with increasing offshore wave height, as a result of energy dissipation in the surf zone due to wave breaking (Bertin *et al.*, 2018; Ruessink *et al.*, 1998; Senechal *et al.*, 2011). While infragravity waves dominate the swash dynamics in dissipative conditions, runup best scales both with the foreshore slope and incident wave height on reflective beaches ( $\xi_0 > 1.25$ ) (Stockdon *et al.*, 2006). These findings suggest that for very dissipative beaches the morphology of the beach is not considered in runup parameterization. However, the morphological control on runup dynamics is not entirely understood in complex 3D morphology under varying tidal stages (Senechal *et al.*, 2018). For example, some studies suggest a certain degree of morphological control on the infragravity swash dynamics caused by the presence of bars (Cox *et al.*, 2013), the interannual variability of onshore and subtidal topography (Cohn et Ruggiero, 2016), and foreshore and shelf slope (Cohn *et al.*, 2019; Senechal *et al.*, 2018). Low-energy estuarine beaches commonly have a complex morphology featuring two distinctive slopes, complicating the definition of beach slope based on the zone of significant wave energy dissipation (Roberts *et al.*, 2010; Vousdoukas *et al.*, 2012). In the St. Lawrence Estuary, Didier *et al.* (2016) observed that the definition of beach slope is not straightforward because of the presence of a reflective beachface slope and a dissipative sub-horizontal rock platform with heterogeneous rocky outcrops. In estuarine environments, the tidal range moves the

swash zone over a larger portion of the beach profile relative to the wave action, therefore shifting the slope values drastically between high-tide and low-tide, from steep to mild slopes respectively. The shallow bathymetry of estuaries can also strongly influence the effect of tidal modulation of waves during extreme events (concurrent tide-surge events) by elevating coastal total water levels (Lyddon *et al.*, 2018). In turn, this can promote the erosion of the onshore topography by energetic swash processes, which can be enhanced on steeper beach profiles (Cohn *et al.*, 2019). These elements emphasize the need for further research in fetch-limited environments with a shallow bathymetry and steep beachfaces.

This study focuses on the EGSL, Eastern Canada, where more than 35% of the coastline is low-lying and populated (Bernatchez, 2006). This critical aspect poses great concerns for coastal communities and managers who need simple and yet effective runup equations (Didier *et al.*, 2015). The shrinking of coastal sea ice, which forms a natural barrier for beaches from direct wave impact in this regions (Bernatchez et Dubois, 2008; Bruyère *et al.*, 2019; Didier *et al.*, 2014), is resulting in a reduced protection against storm waves (Corriveau *et al.*, 2018; Ruest *et al.*, 2016; Senneville *et al.*, 2014; Vaughan *et al.*, 2013). Extreme events and coastal hazards (Bernatchez et Dubois, 2004; Forbes *et al.*, 2004) are therefore likely to increase in the EGSL, justifying the assessment of runup models at a regional scale. Recent studies (Didier *et al.*, 2015; Didier *et al.*, 2016b) on wave runup and flooding in the EGSL have shown that large uncertainties exist because of 1) the lack of field observations of high-frequency wave runup, 2) the difficulty to identify an effective beach slope, and 3) the large spectrum of surface sediment sizes and lithology characterizing estuarine beaches. In this paper, we present a regional-scale wave runup analysis implemented on five different beaches in the EGSL using video measurements. Through the understanding of the hydrodynamic and the morphological variables affecting the variability in setup and swash, the main goal is to develop new runup parameterizations for sandy, gravel and mixed sandy/gravel beaches in a fetch-limited environment subject to micro to macrotidal conditions, with the presence of longshore bars, large sandy tidal flat and rock platform. The effectiveness of the resulting formulations is further addressed by comparing the results with other existing runup formulations and by a validation over various datasets.

## 4.4 METHODOLOGY

### 4.4.1 Study sites

The St. Lawrence Estuary (ESL) (Figure 4.49) is a large estuarine basin (Duchesne *et al.*, 2010) that reaches the Atlantic Ocean through the Gulf of St. Lawrence (GSL). The last deglaciation of EGSL's coastline between 14 and 12 ka BP and post-glacial relative sea-level changes directly influenced sediment input and spatial distribution of granular sediments that formed the beaches in the EGSL (Dionne, 2001). Relative sea-level rise from postglacial isostatic adjustment has not been spatially uniform in the EGSL (Vacchi *et al.*, 2018; Koohzare *et al.*, 2008). This phenomenon induces a hinge line of vertical land motion relatively parallel to the Estuary following the southern coastline, separating an uplift toward the northern coast and complex subsidence patterns along the Gaspésie Peninsula and the Chaleur Bay (Han *et al.*, 2014; Koohzare *et al.*, 2008).

Tidal marshes, tidal flats, rock platforms, cliffs and mixed sand and gravel beaches characterize the coasts of the EGSL (Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez et Fraser, 2012; Trenhaile, 2011). The coastline is affected by an estuarine circulation caused by incoming freshwater from the St. Lawrence River and its tributaries, mixing with colder salt waters coming from the Laurentian Trough (Saucier et Chassé, 2000). Strong tidal currents dominate the coastal morphodynamics in the upper part of the Estuary (Saucier et Chassé, 2000). Downstream of Isle-aux-Coudres (IAC), the macro-tidal environment (tidal range ~7 m) progressively decreases to smaller tidal amplitudes (~1 m) along the micro-tidal headland of the Forillon National Park in the GSL. The GSL is a semi-enclosed sea while the ESL is sheltered from open-ocean conditions. Offshore significant wave heights (99%  $H_0$  and 50-yr  $H_0$ ) in the ESL and GSL reach 2.5-4 m and 4.5-8 m, respectively (Ruest *et al.*, 2016).

The video-based runup analysis was conducted on five study sites between 2015 and 2017 (at different selected dates) in order to cover a large morphodynamic spectrum and to consider regional-scale variability in the hydrodynamic and tidal forcing (Figure 4.49). These beaches are located at Cap-des-Rosiers (CDR) in the Forillon National Park, Maria (MAR), Longue-Pointe-de-Mingan (LPM), Pointe-Lebel (PTL) and Isle-aux-Coudres (IAC). Each of these beaches corresponds to a typical coastal geomorphology encountered along the EGSL (Bernatchez et Dubois, 2004).

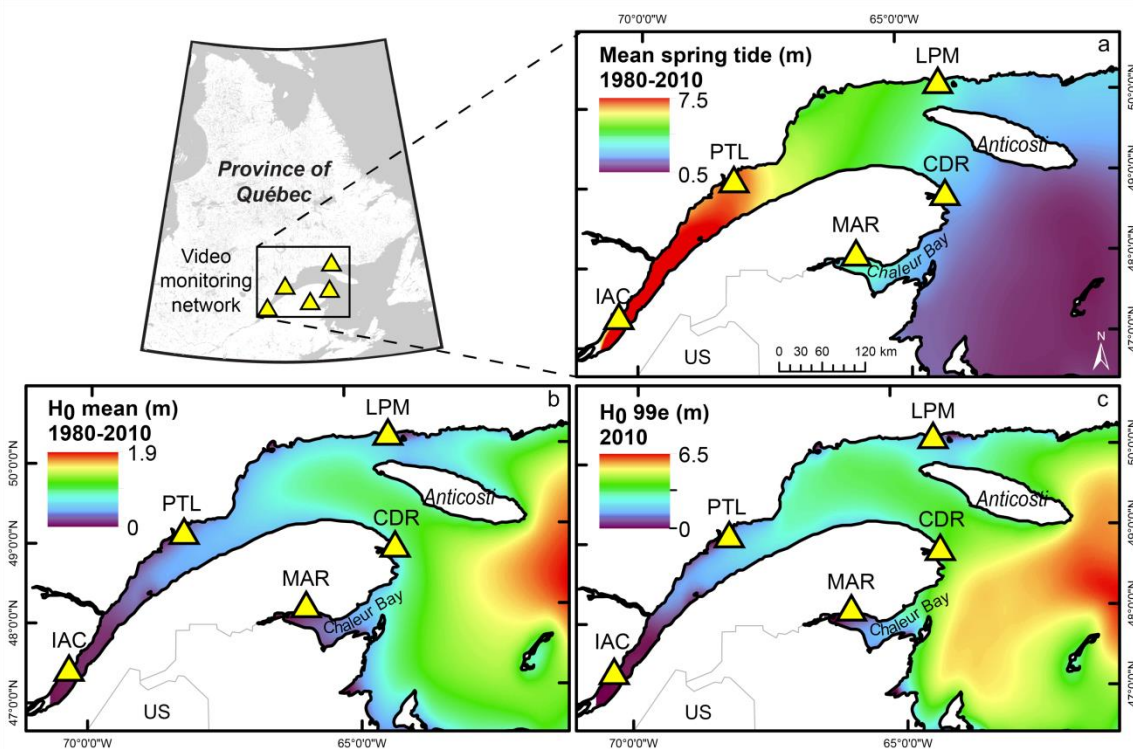


Figure 4.49. Study area and location of the video monitoring network (yellow triangles). The spatial variability in tidal range (a), mean (b) and 99<sup>e</sup> percentile offshore significant wave height ( $H_0$ ) (c) in the Estuary and Gulf of St. Lawrence (EGSL) is obtained from a WaveWatch III® (WW3) hindcast (1980-2010; Bernatchez *et al.*, 2017). Field experiments from video monitoring stations are shown for Isle-aux-Coudres (IAC), Pointe-Lebel (PTL), Longue-Pointe-de-Mingan (LPM), Cap-des-Rosiers (CDR) and Maria (MAR).

The south coast of IAC, in the upper part of the ESL, is characterized by a complex platform-beach (Brodeur *et al.*, 1983, Figure 4.50a). The reflective sandy gravel ( $D_{50} = 0.9\text{-}1.1$  mm,  $\bar{\beta} = 0.10$ ; Table 1) upper beach is sheltered from the Atlantic swell and waves and is affected

by a macro-tidal regime (RTR is equal to 30 and the non-dimensional fall velocity parameter, calculated as  $\Omega = H_b/w_s T_p$  (Gourlay, 1968; Nayak, 1970), is equal to 0.15). A sub-aerial sedimentary beach lies on a dissipative rock platform that reaches hundreds of meters wide in the cross-shore direction. The beach of PTL (Figure 4.50b) is a low-tide terrace/non-barred dissipative beach (following the classifications of Masselink et Short (1993) et Scott *et al.* (2011), RTR = 7 and  $\Omega = 1.4$ ) located on the north shore of the ESL. A reflective beachface ( $D_{50} = 0.25$  mm,  $\bar{\beta} = 0.16$ ) is preceded by a wide sandy tidal flat stretching over 2.5 km kilometers at low tide (Didier, Bernatchez, Augereau, *et al.*, 2017). The sandy beach of LPM (Figure 4.50c) is located on the north coast of the GSL ( $D_{50} = 0.26-0.4$  mm,  $\bar{\beta} = 0.10$ , RTR = 3 and  $\Omega = 1.6$ ) and is characterized by a nearshore sand bar system. The beach is oriented south-eastward and is therefore mainly affected by waves coming from the Jacques Cartier Strait that separates Anticosti Island from the mainland.

Table 4.7. Summary of the environmental conditions of the fives beaches analyzed in the EGSL. Swash zone beach slope are averaged during the experimentations ( $\bar{\beta}$ ), mean offshore significant wave height  $\bar{H}_0$  are modeled with WW3 hindcast (1980-2010), spring tidal range (TR) are obtained from the nearest tide gauge (Canadian Hydrographic Services). Non-dimensional fall velocity parameter ( $\Omega$ ) is also included. Median beachface sediment size ( $D_{50}$ ) was acquired during the experiments on each site

| Averaged beach characteristics |  |  |                                    |     |          |                            |
|--------------------------------|--|--|------------------------------------|-----|----------|----------------------------|
| Site                           | Swash zone<br>$\bar{\beta} \pm \sigma$ | $\bar{H}_0$ (m)<br>WW3 1980-2010 (99 <sup>e</sup><br>2010) | TR (m), CHS station                | RTR | $\Omega$ | Beachface<br>$D_{50}$ (mm) |
| CDR                            | $0.09 \pm 0.015$                       | 0.6 (4.0)  | 2.2, Rivière-au-Renard #2330       | 2   | 0.2      | 6.49-11.0                  |
| MAR                            | $0.13 \pm 0.022$                       | < 0.1 (0.9)  | 2.8, Carleton #2200                | 7   | 0.1      | 14.7                       |
| LPM                            | $0.10 \pm 0.018$                       | 0.4 (2.2)  | 2.5, Mingan #2470                  | 3   | 1.6      | 0.33                       |
| PTL                            | $0.16 \pm 0.048$                       | 0.25 (1.8)   | 4.4, Baie-Comeau #2840             | 7   | 1.4      | 0.25                       |
| IAC                            | $0.10 \pm 0.011$                       | < 0.1 (0.6)  | 6.8, Saint-Joseph-de-la-Rive #3057 | 30  | 0.15     | 1.0                        |

The MAR beach (Figure 4.50d) is located in the Chaleur Bay and the reflective non-barred beach (RTR = 7 and  $\Omega = 0.1$ ) is located along an eastward oriented sandy/gravel spit (Bernatchez, Fraser, *et al.*, 2011). At low tide, a narrow and steep gravel beachface ( $D_{50} =$

14.7 mm,  $\bar{\beta} = 0.13$ ) is separated from a subhorizontal lower foreshore ( $D_{50} = 6.6$  mm) by a hinge line. The beach of CDR (Figure 4.50e) is a gravel barrier ( $D_{50} = 6.49\text{-}11.0$  mm,  $\bar{\beta} = 0.09$ ) facing easterly wind-generated waves from the GSL (RTR = 2 and  $\Omega = 0.2$ ). This barrier was artificially protected by a wall and a rock armour since the 1950s and was recently restored to its natural state in December 2016. Subsequently, the barrier was affected by overtopping, discrete and sluicing *overwash* processes that contributed to a landward crest migration.

#### 4.4.2 Environmental conditions

A Nortek Acoustic Wave and Current profiler (AWAC) instrument was installed offshore at a depth between 14 m and 18 m at each field site, except for IAC, and provided hourly measurements of ocean waves and water levels at 2 Hz (17-min bursts). A spectral analysis was performed on the acoustic surface tracking (AST) with the Quickwave software provided by Nortek, using a separation frequency of 0.05 Hz to differentiate between short and long waves. Resulting hourly statistical wave parameters are the offshore significant wave height ( $H_0$ ), mean wave period ( $T_{m02}$ ), peak period ( $T_p$ ), and direction ( $\theta$ ). At IAC, a pressure transducer recorded waves and mean water level offshore of the lower foreshore (-1.76 m, CGVD28) since no AWAC could be installed due to strong currents and coastal sea ice. Deep-water waves were estimated by de-shoaling the hourly time-series to a depth of 80 m according to linear wave theory. This step was necessary to establish a comparable wave height forcing between the field experiments and the literature.

To recreate the intertidal topo-bathymetry, pressure transducers (RBR virtuoso) were also installed in the nearshore zone of all field sites to acquire the mean water level and wave conditions. The first instrument was located on the lower foreshore (inner surf zone), near the hinge line located at the base of the upper foreshore. On PTL, LPM, IAC and MAR, a second instrument was installed outside the surf zone. Depending on the local morphology, the surf zone of the surveyed sites is characterized by a rock platform (IAC), a sandy lower foreshore (MAR, PTL), or sand bars (LPM). The only exception was the field experiment of CDR, where the surf zone was mostly constrained to the beachface. In this case, only one



pressure transducer was installed. The total pressure was acquired continuously at 4 Hz. The significant wave height ( $H_s$ ), mean period ( $T_{m02}$ ) and mean water level were calculated using a spectral analysis over a duration of 1024 s (17.06 min) using a Hanning window. To establish the dominant offshore wave climate, a WaveWatch III® (WW3) (Tolman *et al.*, 2014) hindcast was generated for the period 1980-2010. Bernatchez *et al.* (2017) validated the model at different locations in the EGSL. It performed well in deepwater (mean bias < 9 cm) but a mean negative bias of 25 cm was observed upstream in the estuary, potentially due to the low spatial resolution of CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) winds and bathymetric effect in coastal waters. The reader is referred to Didier *et al.* (2018) for the model description.

#### **4.4.3 Beach profile extraction**

Wave runup analyses were performed using video observations during the MoDESCO project (Bernatchez *et al.*, 2017), aiming to assess the joint occurrence of coastal flooding and erosion hazards along the EGSL. A coastal video monitoring network has been installed in 2015 (IAC, MAR) and 2016 (PTL, LPM, CDR) to monitor beach dynamics in the EGSL (Figure 4.49). All sites were equipped with Axis P3367-VE cameras (2592 x 1944 pixels, 84° pan range). Only one camera was used for each site in this study. All cameras were located on the backshore between 8 and 12 m above mean sea level, and collected continuous image frames at 4 Hz.

The camera calibration process follows the method proposed by Stumpf *et al.* (2016) based on the work of Tsai (1987), done in a single process on the field. A minimum of 9 ground control points (GCPs) have been acquired with a RTK-GPS, and image plane coordinates were attributed to 3D cartographic ground coordinates. Radial lens distortion was corrected via an estimation of exterior orientation, focal length, skew factor and principal point using the GCPs (Figure 4.50d, red dot at the MAR field experiment). A mapping conversion model was generated to convert pixel coordinates to ground coordinates. The reader is referred to Stumpf *et al.* (2016) for a complete description of the method. Maximum pixel footprints are 1.12 m and 0.5 m in the longshore and cross-shore directions, respectively.

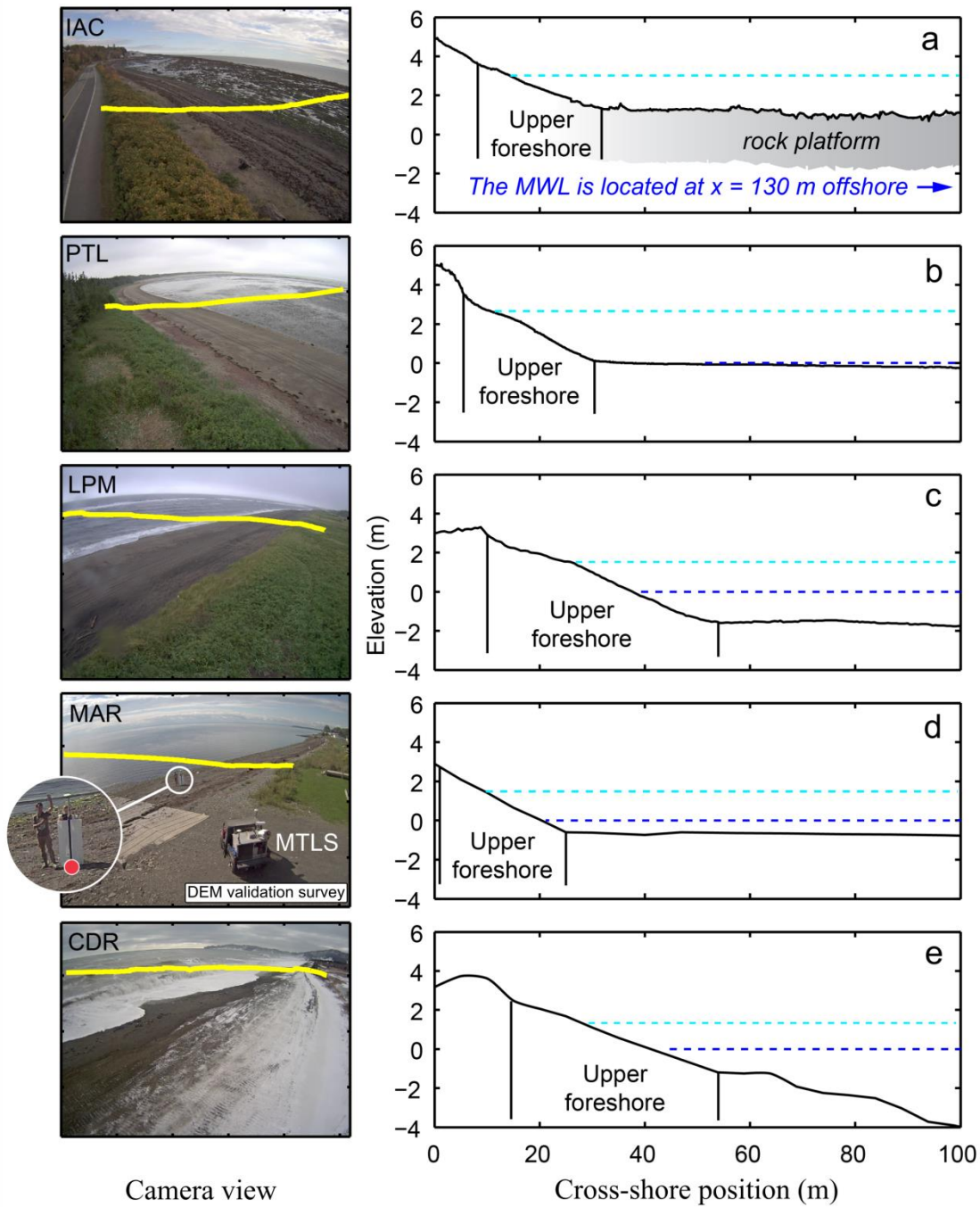


Figure 4.50. Video camera views (left column) and cross-shore profiles at the five beaches (a-e). Mean water level (MWL) and higher high water large tide (Canadian Geodetic Vertical Datum, CGVD28) are indicated by horizontal dashed lines (dark and light blue, respectively). Examples of mobile terrestrial LiDAR survey (MTLS) and ground control point (GCP) acquisition with RTK-GPS (for camera calibration) are shown on a field experiment at MAR (left panel, d).

The first step prior to the runup detection is the extraction of specific cross-shore beach profiles on each beach from digital elevation models (DEMs). DEMs were reconstructed from mobile terrestrial LiDAR surveys (MTLS; see Van-Wierst *et al.* (2017) for the MTLS description) and intertidal topography based on shoreline detection technique, which is similar to the Intertidal Beach Mapper (Aarninkhof *et al.*, 2003). Video-detection of the shoreline was performed over the foreshore zone during calm conditions (nearshore  $H_s < 0.10$  m), typically within one week. The detections were performed on 5 min. time-averaged video images, following the Minimum Shoreline Variability (MSV) method (Almar *et al.*, 2012). Shoreline elevations were estimated using the mean water level plus the significant wave height observed at the beach toe from in situ nearshore pressure sensors. MTLSs were combined with the MSV to extend the digital elevation model further inland to include the upper beach and the backshore. The errors in the vertical dimension have been assessed by Didier *et al.* (2017) and Didier *et al.* (2019) by comparing LiDAR DEM to a video-derived DEM. A mean vertical error of  $\sim 7$  cm was observed, which is in line with other studies using video-derived imagery for runup detection (Gomes da Silva *et al.*, 2018; Poate *et al.*, 2016; Stockdon *et al.*, 2006). Depending on the site and the weather conditions affecting the camera lens, between one and two beach profiles were extracted from the video-derived DEM with a longshore interval of 50 m. For some surveys, RTK-GPS cross-shore beach profiles covering the nearshore zone were available and therefore prioritized over reconstructed topography. Interpolated centimeter-scale beach profiles ( $x_{\text{grd}}$ ,  $y_{\text{grd}}$ ,  $z_{\text{grd}}$ ) have then been converted to image profiles ( $x_{\text{pix}}$ ,  $y_{\text{pix}}$ ,  $z_{\text{pix}}$ ) (Figure 4.50, yellow lines in left column) using the conversion matrix.

#### 4.4.4 Runup detection and swash analysis

We analyzed wave runup under varying conditions in the EGSL (Table 4.8). The most energetic events during daylight were selected at each site based on the 95<sup>th</sup> percentile of observed offshore significant wave height to define the occurrence of storms (Christie *et al.*, 2017; Harley, 2017). In order to avoid wave attenuation due to refraction along the coast, only the events with shore-normal wave direction were selected on each site. We

concentrated the analysis on the upper foreshore (Figure 4.51). For each survey date (Table 4.8), three-colorband timestacks of pixel intensity were extracted as 3D-matrices containing the ground elevation values ( $x_{\text{pix}}, y_{\text{pix}}, z_{\text{grd}}$ ) of the topographic beach profiles. Each timestack was converted to greyscale images of pixel intensity with a 5 min. duration to minimize the effect of tidal oscillations. The leading edge of the swash excursions has been automatically digitized based on intensity thresholds between the water and the beach. This technique was effective using varying threshold values (Caulet *et al.*, 2017). Manual corrections were implemented if necessary to avoid blurring due to the presence of moving objects (e.g. birds, people) and to correct false detections due to remaining water lens on the beach during backwash. Timestacks with ice on the beach were excluded. Both statistics of discrete runup maxima and continuous swash were made on 15 min. timeseries of vertical swash elevations relative to still water level (Figure 4.51b). Following Stockdon *et al.* (2006), wave runup was expressed as a 2% exceedance value  $R_{2\%}$  obtained from the cumulative density function of the discrete maxima elevations (Figure 4.51b).

Wave setup  $\langle \eta \rangle$  was defined as the average swash value over the timestack period. After subtracting setup, total swash ( $S$ ) oscillation was assessed by separating the incident and infragravity energy components. Energy spectra,  $E(f)$ , were computed from 15 min. timeseries, and the infragravity ( $0.005 \text{ Hz} < f < 0.05 \text{ Hz}$ ) and incident band ( $0.05 \text{ Hz} < f$ ) were extracted. The significant swash elevation  $S$  was calculated similarly to Stockdon *et al.* (2006):

$$S = 4 \sqrt{\sum E(f)df}, \quad (3)$$

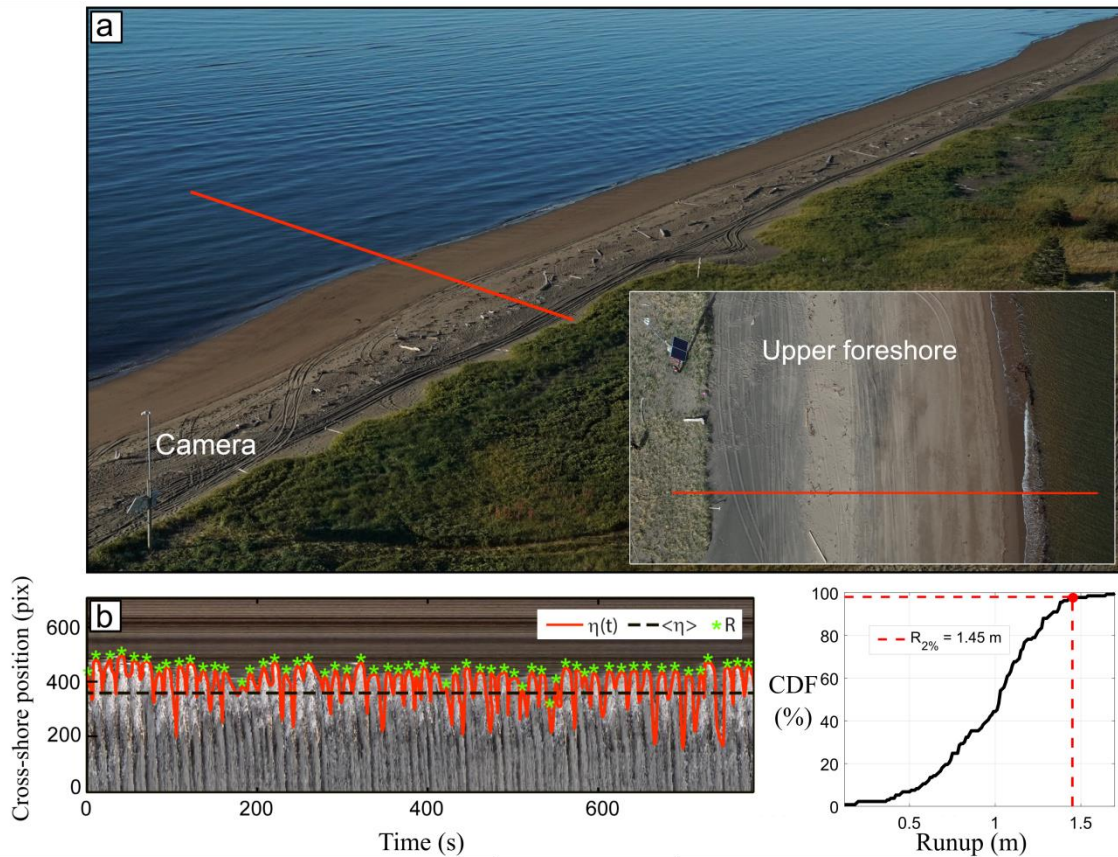


Figure 4.51. Example of a video monitoring station deployed on the beach of LPM with a monitored cross-shore beach profile (a). Runup timestack analysis is shown in (b), with the continuous swash detection (solid red line), setup (black dashed line), and discrete runup maxima (green stars) used in the CDF analysis. Note that setup is calculated over a 15 min. swash timeseries.

#### 4.4.5 Beach slope calculation and error statistics

Beach slopes are calculated using the topographic cross-shore profiles, updated for each survey date. On a natural beach, defining a single beach slope is a complex task because of the spatio-temporal cross-shore and longshore variability of beaches (Nielsen et Hanslow, 1991). Different methods have been proposed to calculate the foreshore slope (Cariolet et Suanez, 2013; Didier *et al.*, 2016; Dodet *et al.*, 2017; Stockdon *et al.*, 2006; Suanez *et al.*, 2015). An average beach slope can typically be calculated between an upper and lower bound around the mean sea level or the mean shoreline elevation  $\langle \eta \rangle$  on the beach (Holman, 1986;

Stockdon *et al.*, 2006). A time-varying beach slope can also be obtained using a fraction of  $H_0$  above and below SWL to define the foreshore area (Poate *et al.*, 2016; Suarez *et al.*, 2015). In coastal risk management, a straightforward definition of the beach slope can further be applied using fixed geomorphological proxies (e.g. dune crest, dune toe, platform edge) to determine the upper and lower bound (Didier *et al.*, 2016; Doran *et al.*, 2015). For consistency with previous studies on wave runup (Senechal *et al.*, 2011; Stockdon *et al.*, 2006), we computed the time-varying foreshore slope ( $\beta$ ) for each timestack over the region of the corresponding topo-bathymetric profile located  $\pm 2\sigma$  around  $\langle \eta \rangle$ , where  $\sigma$  is the standard deviation of the water level time-series at the shoreline.

To assess the statistical relationships between the runup components, setup and swash, against the morphodynamic parameters of the five beaches studied along the EGSL, linear regressions were carried out. Model performances were assessed using the squared-correlation coefficient  $\rho^2$  at a 95% significance level ( $p = 0.05$ ). The resulting models are further compared to multiple empirical parameterizations developed on various morphodynamic beach states (dissipative to reflective) with varying sediment size (sandy to gravel beaches), namely Holman (1986) (H86), Ruggiero *et al.* (2001) (R01), Stockdon *et al.* (2006) (S06), Voudoukas *et al.* (2012) (V12), Paprotny *et al.* (2014) (PY14), Poate *et al.* (2016) (PT16), Atkinson *et al.* (2017) (A17) and Power *et al.* (2019). These formulations are presented in Appendix A. The performances of the models are calculated by comparing their results with measured runup statistics in terms of multiple error indicators (Mentaschi *et al.*, 2013). In addition to the validation on the EGSL datasets, a second wave runup dataset was compiled from field measurements using RTK-GPS measurements in Anse-au-Lard (AAL) (Rimouski, St. Lawrence Estuary) (Didier *et al.*, 2016), and video observations from Porsmilin (POR) (Brittany, France) (Caulet *et al.*, 2017), Somo/El Puntal beaches (SOMO) (Northern coast of Spain) (Gomes da Silva *et al.*, 2018), and USA and Netherlands (Stockdon *et al.*, 2006). The datasets from AAL and POR was obtained from the authors. The datasets from SOMO and USA/Netherlands were downloaded from data repositories (Gomes da Silva *et al.*, 2018; Stockdon et Holman, 2011, respectively). The mean absolute error (MAE) is calculated as

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |S_i - O_i|, \quad (4)$$

The bias (BI) is expressed as

$$\text{BI} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i), \quad (5)$$

where  $n$  is the number of observations and  $S_i$  and  $O_i$  are the simulated and observed variables.

The root-mean-square error (RMSE) is also computed following

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}, \quad (6)$$

and its normalized form (NRMSE) is expressed as

$$\text{NRMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n O_i^2}}, \quad (7)$$

Errors are further assessed through the Scatter Index

$$\text{SI} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(S_i - \bar{S}) - (O_i - \bar{O})]^2}{\sum_{i=1}^n O_i^2}}, \quad (8)$$

A Summary Performance Score, noted SPS (Melby *et al.*, 2012), is attributed to each parametrization

$$\text{SPS} = \frac{(1 - \text{NRMSE}) + (1 - |\text{BI}|) + (1 - \text{SI})}{3}, \quad (9)$$

## 4.5 RESULTS

### 4.5.1 Field observations

A total of 430 timestacks has been analyzed on five micro- (mostly wave dominated) to macro-tidal (mostly tide dominated) beaches. During the instrument deployment period (2015-2018), offshore waves greatly varied between the field sites because of different fetch directions in the EGSL (Figure 4.52). A summary of all the wave runup measurement conditions is shown in Table 4.8. The most energetic conditions were observed on the micro-tidal beach of CDR, located in the GSL. CDR was mainly affected by waves coming from the east and southeast directions. This is where the longest fetch was observed among the study sites (*i.e.* > 350 km through the Cabot Strait between Nova Scotia and Newfoundland). Wave runup analysis (64 timestacks) was performed on 4 different dates in CDR, in November and December 2017. The most energetic conditions occurred on December 13<sup>th</sup> 2017 ( $H_0$  reached 4.9 m,  $T_p = 9.9$  s), and the averaged  $R_{2\%}$  value during this event was 3.2 m. The maximum SWL reached 2 m in CDR (Figure 4.53a), expressed here above chart datum to better represent the tidal range.

In the Chaleur Bay, the dominant wave direction is mostly constrained by the topography of the east-west orientation of the bay. Offshore of Maria (MAR), the highest waves mainly come from the southeasterly direction (Figure 4.52), which is usually the dominant propagation direction during storm surge and flooding (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015). A total of 148 timestacks have been analyzed on 9 different dates on the meso-tidal beach of MAR. The maximum SWL reached 2.7 m (above chart datum) (Figure 4.53a). The maximum observed  $H_0$  during the video measurements was 1.8 m ( $T_p = 5.8$  s) (Figure 4.53b), generating an averaged  $R_{2\%}$  of 0.7 m.

Offshore of LPM, the wave climate is influenced by the sheltering effect of the Anticosti Island in the GSL. The dominant wave direction is indicated by a westerly oriented fetch. Eight different dates have been studied for the wave runup analysis, generating 91 timestacks with SWL varying between 0.77 and 2.6 m (above chart datum). The maximum  $H_0$  reached



5.6 m ( $T_p = 8.8$  s) on January 13, 2017 and induced the highest averaged  $R_{2\%}$  observed on that beach (1.7 m).

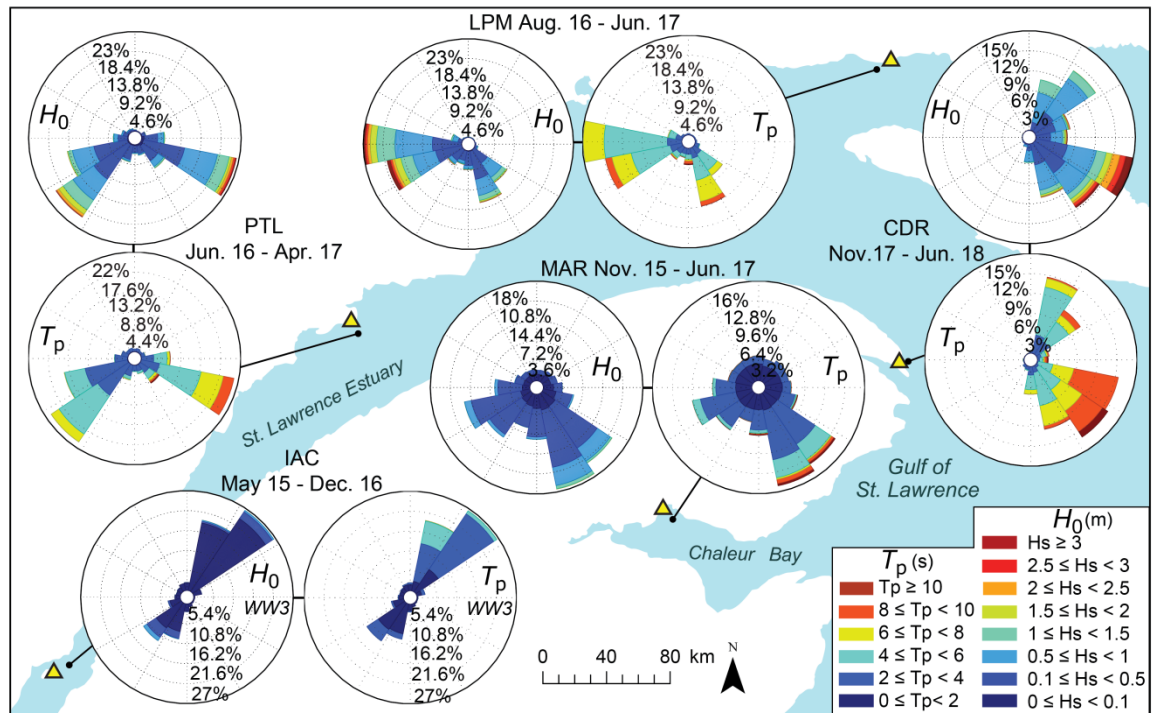


Figure 4.52. Offshore wave characteristics in the EGSL during the instrument deployment period between 2015 and 2018. Wave roses indicate the hourly offshore significant wave height and peak period as observed from the deployed AWAC in MAR, CDR, PTL and LPM. The wave rose for IAC represents hourly WW3 model outputs for the period between May 2015 and December 2016. Camera locations are shown by yellow triangles.

Upstream in the maritime Estuary, the meso to macro-tidal beach of PTL (max. SWL relative to chart datum = 4.6 m) (Figure 4.53a) suffered from intense erosion (i.e.  $\sim 4$  m shoreline retreat) during the deployment period (June 2016 to April 2017) (Didier *et al.*, 2017). Wave runup (95 timestacks) was collected on 9 different dates in PTL. The most energetic conditions were induced by two distinct fetches roughly aligned with the St. Lawrence channel (east-southeast and west-southwest). During the video measurements,  $H_0$  reached 3.5 m ( $T_p = 7.1$  s) on November 12<sup>th</sup> 2016. Despite this high energy event, the most extreme

daily mean runup was reached on November 16, when high waves ( $H_0 = 1.1$  m) with a longer period ( $T_p = 7.5$  s) generated a maximum  $R_{2\%}$  of 2.2 m high.

The macro-tidal platform-beach of IAC is located in the upper part of the ESL and is less affected by wave dynamics. Waves offshore of IAC come from the southwest and northeast following the orientation of the ESL (Figure 4.52). The most extreme observed nearshore wave conditions occurred during the night of October 22, 2016 (max.  $H_0 = 1.25$ ,  $T_p = 5.1$  s) and was therefore not video-recorded. Earlier that day, the peak event during daylight reached  $H_0 = 0.97$  m ( $T_p = 5.5$  s). The wave runup analysis was conducted on 5 specific dates, for a total of 32 timestacks (Table 4.8), all of them under variable water levels above 5.5 m (chart datum) (Figure 4.53a). The highest daily averaged  $R_{2\%}$  of 0.6 m was observed on November 16, 2016.

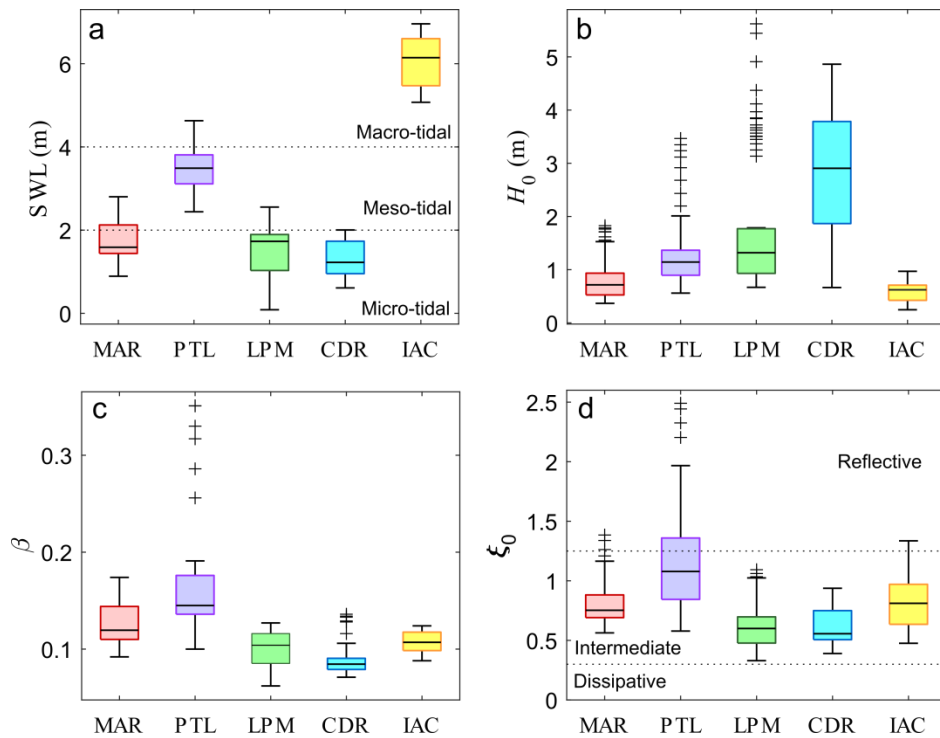


Figure 4.53. Hydrodynamic and morphological characteristics of the studied beaches in the EGSL during the surveys. Boxplots represent (a) the still water level (SWL) relative to chart datum, (b) significant wave height,  $H_0$ , (c) the beach slope,  $\beta$ , (d) the Iribarren number,  $\xi_0$ . Black crosses are outliers.

Table 4.8. Survey summary including locations, dates, and morphodynamic characteristics during the timestack analysis. SWL is the still water level (m),  $\bar{\xi}_0$  is the averaged Iribarren number,  $\bar{\beta}$  is the averaged beach slope,  $H_0$  is the deepwater significant wave height (m),  $T_p$  and  $T_{m02}$  are respectively the peak and mean period (s) (maximum value of the survey),  $\overline{R_{2\%}}$  is the averaged 2-percent exceedance value of discrete runup maxima.

| Sites      | Survey dates | Max (m)    | SWI  | $\bar{\xi}$ | $\bar{\beta}$ | Max $H_0$ (m) | Max $T_p$ (s) | Max $T_{m02}$ (s) | N stacks | $\overline{R_{2\%}}$ (m) |
|------------|--------------|------------|------|-------------|---------------|---------------|---------------|-------------------|----------|--------------------------|
| CDR        | 2017-11-26   | 1.08       |      | 0.782       | 0.109         | 1.03          | 6.2           | 4.16              | 13       | 1.25                     |
|            | 2017-12-06   | 2.00       |      | 0.544       | 0.078         | 3.06          | 9.77          | 6.96              | 20       | 2.69                     |
|            | 2017-12-13   | 1.83       |      | 0.464       | 0.085         | 4.86          | 9.87          | 6.36              | 20       | 3.16                     |
|            | 2017-12-24   | 1.20       |      | 0.773       | 0.089         | 2.18          | 10.12         | 6.70              | 11       | 1.78                     |
| MAR        | 2015-11-11   | 2.39       |      | 0.809       | 0.134         | 0.87          | 4.36          | 3.14              | 28       | 0.42                     |
|            | 2015-11-13   | 1.36       |      | 0.749       | 0.120         | 0.91          | 4.74          | 3.30              | 6        | 0.56                     |
|            | 2015-11-19   | 1.57       |      | 0.718       | 0.105         | 0.56          | 3.76          | 2.81              | 28       | 0.34                     |
|            | 2015-11-20   | 1.63       |      | 0.673       | 0.109         | 0.78          | 3.98          | 3.00              | 24       | 0.34                     |
|            | 2015-11-22   | 2.11       |      | 1.036       | 0.127         | 0.56          | 5.08          | 3.70              | 17       | 0.41                     |
|            | 2016-10-18   | 2.80       |      | 0.754       | 0.146         | 1.29          | 4.67          | 3.57              | 8        | 0.45                     |
|            | 2017-04-27   | 1.91       |      | 1.003       | 0.133         | 1.08          | 6.24          | 4.23              | 6        | 0.53                     |
|            | 2017-05-02   | 2.66       |      | 0.940       | 0.167         | 1.16          | 4.57          | 3.41              | 11       | 0.65                     |
|            | 2017-05-06   | 2.18       |      | 0.757       | 0.136         | 1.83          | 5.76          | 4.29              | 20       | 0.71                     |
|            | LPM          | 2016-09-11 | 1.46 |             | 0.688         | 0.125         | 1.18          | 4.96              | 3.60     | 14                       |
| 2016-12-14 |              | 2.55       |      | 0.469       | 0.092         | 1.79          | 5.72          | 3.94              | 21       | 1.52                     |
| 2017-01-06 |              | 1.81       |      | 0.635       | 0.110         | 3.62          | 8.88          | 5.71              | 7        | 1.45                     |
| 2017-01-13 |              | 2.16       |      | 0.421       | 0.086         | 5.62          | 8.83          | 5.80              | 11       | 1.68                     |
| 2017-04-28 |              | 0.77       |      | 0.949       | 0.108         | 1.08          | 6.53          | 3.87              | 10       | 0.31                     |
| 2017-05-06 |              | 1.92       |      | 0.602       | 0.116         | 1.53          | 5.76          | 3.19              | 11       | 0.50                     |
| 2017-05-07 |              | 1.97       |      | 0.480       | 0.077         | 0.98          | 5.75          | 2.92              | 8        | 0.93                     |
| 2017-05-08 |              | 1.99       |      | 0.650       | 0.091         | 1.46          | 7.25          | 3.56              | 9        | 1.01                     |
| PTL        | 2016-07-21   | 3.24       |      | 0.837       | 0.144         | 1.35          | 5.47          | 3.80              | 13       | 0.58                     |
|            | 2016-10-16   | 4.04       |      | 0.694       | 0.109         | 1.12          | 5.83          | 3.55              | 10       | 0.53                     |
|            | 2016-10-23   | 3.17       |      | 1.314       | 0.135         | 1.45          | 8.92          | 6.08              | 10       | 1.12                     |
|            | 2016-10-30   | 3.66       |      | 1.502       | 0.132         | 0.82          | 8.48          | 5.86              | 12       | 1.11                     |
|            | 2016-11-12   | 3.52       |      | 0.858       | 0.165         | 3.47          | 7.07          | 4.72              | 10       | 1.09                     |
|            | 2016-11-13   | 3.81       |      | 0.944       | 0.178         | 1.08          | 4.78          | 3.14              | 10       | 0.74                     |
|            | 2016-11-14   | 4.35       |      | 1.116       | 0.174         | 1.17          | 5.44          | 3.81              | 10       | 0.70                     |
|            | 2016-11-16   | 4.63       |      | 1.757       | 0.254         | 1.9           | 7.5           | 4.06              | 11       | 2.17                     |
| IAC        | 2016-12-02   | 3.72       |      | 1.383       | 0.140         | 1.29          | 8.74          | 4.18              | 9        | 1.58                     |
|            | 2015-10-27   | 5.95       |      | 1.179       | 0.098         | 0.32          | 5.63          | 4.63              | 3        | 0.26                     |
|            | 2015-11-09   | 5.58       |      | 1.125       | 0.094         | 0.4           | 6.03          | 4.56              | 4        | 0.29                     |
|            | 2016-10-22   | 5.45       |      | 0.702       | 0.099         | 0.97          | 5.47          | 4.37              | 5        | 0.62                     |
|            | 2016-11-15   | 6.60       |      | 0.630       | 0.107         | 0.62          | 3.81          | 3.56              | 7        | 0.55                     |
|            | 2016-11-16   | 6.96       |      | 0.838       | 0.115         | 0.76          | 4.83          | 4.35              | 13       | 0.64                     |

Apart from being affected by distinctive wave climates, the studied beaches have significantly different swash zone slopes (one-way anova,  $p < .05$ ) (Figure 4.53c). Despite differences in environmental conditions, most beaches during the field experiments can be

grouped within an intermediate morphodynamic beach state according to the Iribarren number ( $0.3 < \xi_0 < 1.25$ ) (Stockdon *et al.*, 2006) (Figure 4.53d). No dissipative condition ( $\xi_0 < 0.3$ ) was observed on any beaches during the surveys, but reflective states ( $\xi_0 > 1.25$ ) occurred in MAR and IAC in some occasions. In PTL, reflective beach states were observed during high water levels when waves were collapsing directly on the beachface and the swash was located on the upper foreshore.

#### 4.5.2 Setup parameterization

The runup dataset covers a total of 35 different days of video-derived runup measurements between 2015 and 2017. Wave runup was analyzed by comparing the  $R_{2\%}$  statistics with wave setup and swash excursions. Similar to Stockdon *et al.* (2006), wave runup in the dataset scales well with setup plus half the total swash excursion ( $\rho^2 = 0.96$ ) (Figure 4.54a), and the contribution of the hydrodynamic forcing (Figure 4.54b,d) is significant.

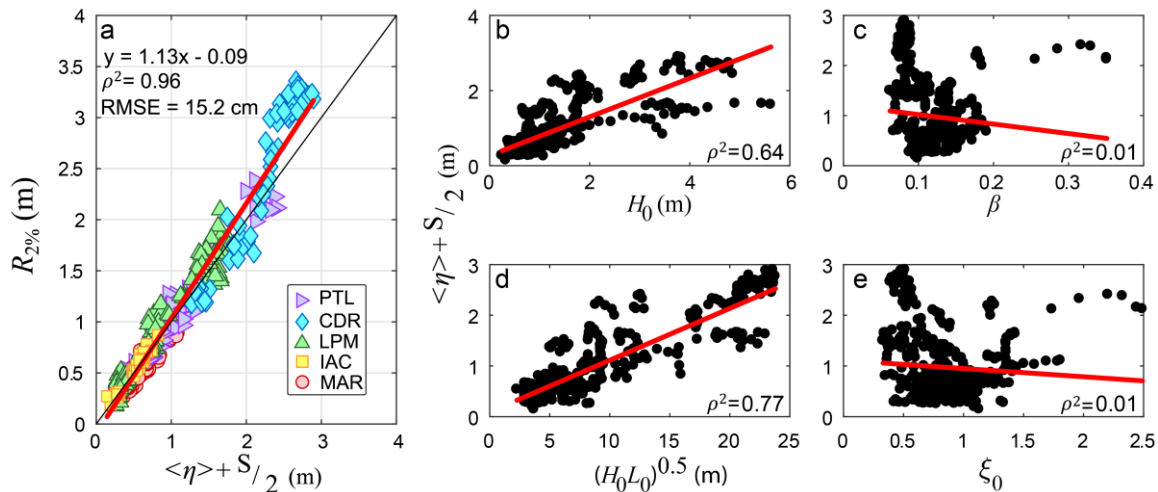


Figure 4.54. Wave runup ( $R_{2\%}$ ) as a function of setup plus half the total swash for all beaches in the EGSL between 2015 and 2017 (a). In (a), the black line indicates the 1:1 line. In panels (b-e),  $\langle \eta \rangle + S/2$  is plotted against the environmental parameters. The solid red lines show the least square relationships including all data (with intercept).

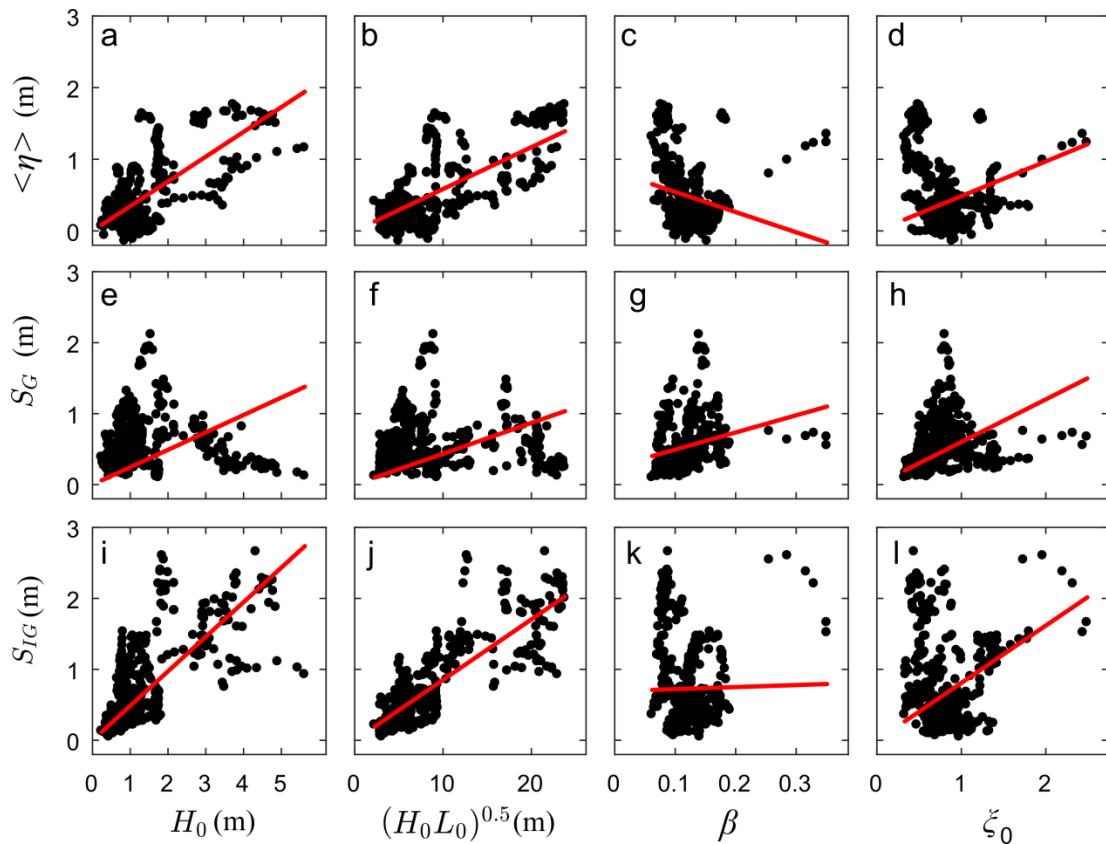


Figure 4.55. Linear regressions indicating the effect of the offshore significant wave height ( $H_0$ ) (a, e, i), offshore significant wave height and wavelength  $(H_0L_0)^{0.5}$  (b, f, j), beach slope ( $\beta$ ) (c, g, k) and the Iribarren number ( $\xi_0$ ) (d, h, l) on wave setup ( $\langle \eta \rangle$ ), incident swash ( $S_G$ ) and infragravity swash ( $S_{IG}$ ) (m). The solid red lines show the least square relationship including all data.

The relationship between setup and swash and the environmental parameters in the EGSL is presented in Figure 4.55 and Table 4.9. The role of the offshore significant wave height ( $H_0$ ) on wave runup is clearly important (Fig. 4.55b,  $\rho^2 = 0.64$ ), but contrasting trends are observed between setup and swash (Figure 4.55a,e,i). The contribution of  $H_0$  to wave setup is significant but does not explain all its variability ( $\rho^2 = 0.55$ ). Taking into account the offshore wave period (through the wavelength,  $L_0$ ) slightly improves the relationship by reducing the RMSE to 30.8 cm compared to 32.9 cm (significant at the 95% confidence level) (Figure 4.55b and Table 4.9). Wave setup reaches higher values (i.e. above  $\sim 0.6$  m) at the most energetic sites (e.g. CDR, LPM, PTL) (Figure 4.56) where the waves are higher. Moreover,

wave setup tends to be inversely correlated to the beach slope (Figure 4.55c). Although this relationship is poor for the entire dataset ( $\rho^2 = 0.05$ , RMSE = 47.4 cm), the relationship is stronger if the steeper slopes (above 0.16, mean value of beach slope in PTL) are removed ( $\rho^2 = 0.36$ , RMSE = 32 cm). Higher  $\rho^2$  are also calculated in CDR ( $\rho^2 = 0.43$ ), suggesting that for some studied site the morphological control can be consequent and explain almost half the variability of the wave setup dynamic. The Iribarren form ( $\xi_0$ ) does not show any improvement ( $\rho^2 = 0.10$ , RMSE = 54.1 cm). These results suggest that the role of the swash zone slope on setup in the EGSL is significantly less important than the hydrodynamic forcing. Similarly to Holman et Sallenger (1985), we also tested the non-dimensional setup (setup normalized by wave height) against  $\xi_0$  without improvement ( $\rho^2 = 0.19$ ).

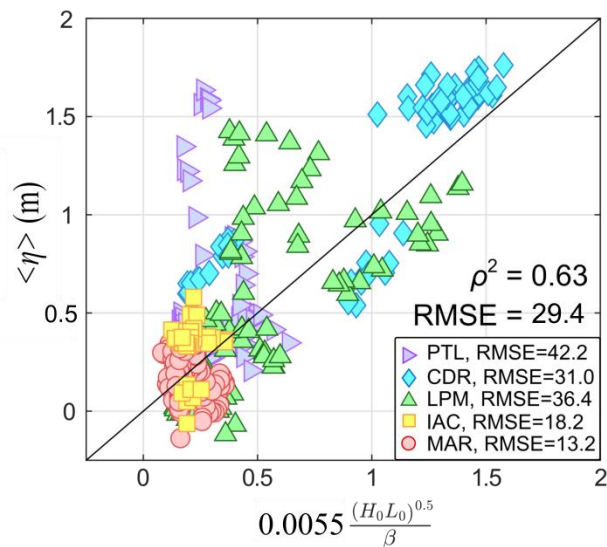


Figure 4.56. Observed wave setup ( $\langle \eta \rangle$ ) against the best new setup parameterization for the five beaches in the EGSL (Eq. 10). Root-mean-square errors (RMSE, in cm) resulting from the application of Eq. 10 to each site and to all sites are indicated in the legend and outside the legend, respectively. The black line indicates the 1:1 line.

Taking into account the inverse relationship between wave setup and the beach slope, wave setup in the EGSL scales best ( $\rho^2 = 0.66$ , RMSE = 29.4 cm) with a morphodynamic parameter that may be calculated as

$$\langle \eta \rangle = 0.0055 \frac{(H_0 L_0)^{0.5}}{\beta} \quad (10)$$

The equation 10 directly relates setup to offshore wave conditions and beach slope, and slightly increases the model performance ( $\rho^2 = 0.63$ , RMSE = 30.0 cm) (Figure 4.56). Observed wave setup ( $\langle \eta \rangle$ ) against the best new setup parameterization for the five beaches in the EGSL (Eq. 10). Root-mean-square errors (RMSE, in cm) resulting from the application of Eq. 10 to each site and to all sites are indicated in the legend and outside the legend, respectively. The black line indicates the 1:1 line.) compared to the formulation  $\langle \eta \rangle = (H_0 L_0)^{0.5}$  ( $\rho^2 = 0.60$ , RMSE = 30.6 cm) (Table 4.9).

#### 4.5.3 Incident and infragravity swash parameterization

Swash was separated into two frequency bands, incident short wave swash (noted  $S_G$ ) and infragravity swash (noted  $S_{IG}$ ) (Figure 4.57). In Figure 4.57, the contrasting swash's spectral signature between beaches in the Chaleur Bay and the upper Estuary (MAR, IAC) and in the Gulf/maritime Estuary is shown. The vertical lines in Figure 4.57a and 4.57b represent the demarcation between the short-wave and long-wave frequency bands. For all beaches in the EGSL, the spectral shapes are showing distinctive peaks both within the infragravity and incident energy bands, but the mean swash spectrums in MAR and IAC are mostly characterized by peaks within the incident frequency band (Figure 4.57): in MAR the swash spectrum is almost entirely dominated by incident energy density (Figure 4.58a). This is typically associated to reflective conditions with a roll-off concentrated within the incident energy band (i.e. with a low frequency boundary of the roll-off bandwidth within the  $S_G$  limits) (Hughes *et al.*, 2014).

In the infragravity energy band, the energy density in MAR and IAC remains relatively constant and at low level, which is expected in low-energy coastal environments. Indeed, IG waves generation is weak in the form of bounded long waves (Longuet-Higgins et Stewart, 1962) and through wave breaking (i.e. release of the energy from wave groups to free long waves) (Symonds *et al.*, 1982). On more energetic sites (PTL, LPM, CDR) the infragravity

swash energy is one order of magnitude higher. The spectra are dominated by low-frequency energy, and very low values of significant swash height are observed in the incident band. The low-frequency boundary of the roll-off is systematically shifted toward an IG dominant swash spectra, which is related to increasing offshore wave energy (Figure 4.58a) (Nicolae-Lerma *et al.*, 2017). Although some peaks are visible in the  $S_G$  band in CDR, PTL and LPM, infragravity wave motions are dominant in the swash zone of these contrasting beaches in terms of morphology (i.e. longshore bars in LPM, tidal flat in PTL, gravel beach in CDR) when  $H_0 > 1.8$  m. Furthermore, higher offshore wave energy in CDR appears to cause a high-energy intermediate beach state (Hughes *et al.*, 2014), with more energy in the IG band around  $10^{-2}$  Hz than in LPM and PTL.

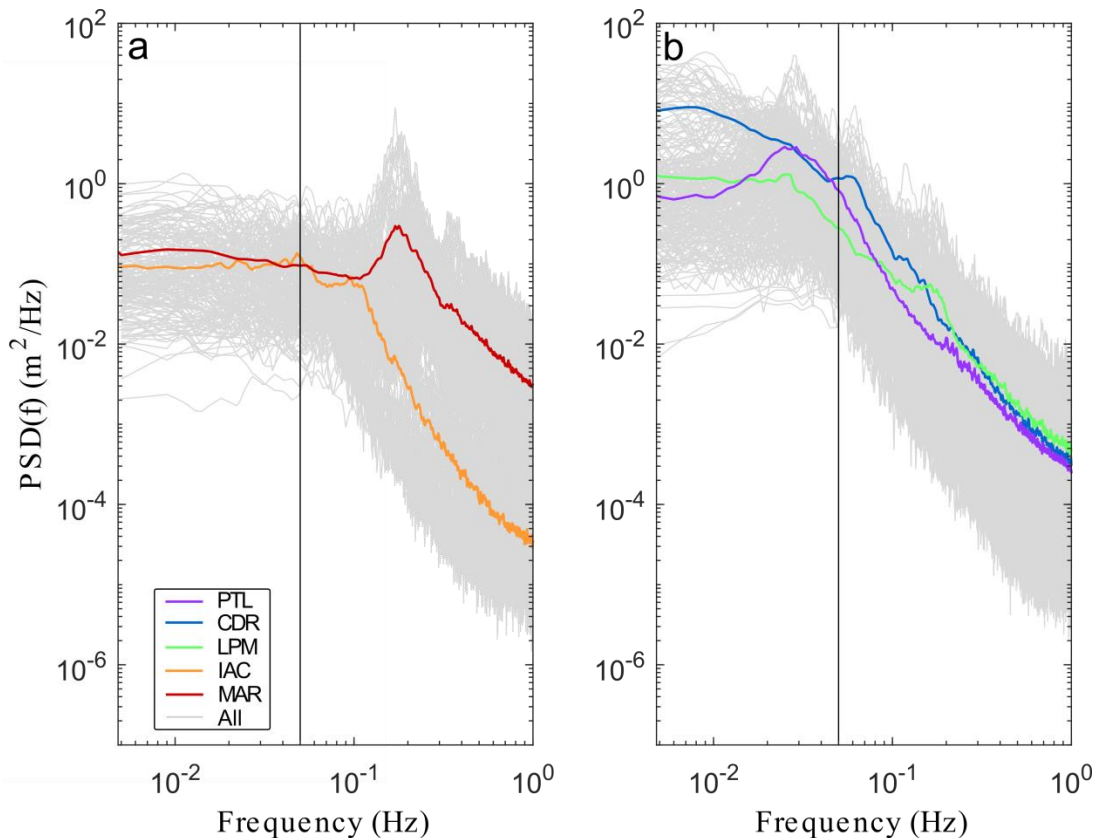


Figure 4.57. Swash spectra (grey lines) in IAC and MAR (a), and CDR, LPM and PTL (b). Solid colored lines indicate the mean spectra for each site. The vertical line identifies the threshold between the  $S_{IG}$  and  $S_G$  frequency bands ( $f = 0.05$  Hz).



Table 4.9. Linear regression results between setup ( $\langle \eta \rangle$ ), total swash ( $S$ ), incident and infragravity swash ( $S_G$  and  $S_{IG}$ ) and the hydrodynamic and morphological characteristics. \* denotes the best parameterization.

| Coastal environment | Runup component          | Explanatory variable      | Slope, $m$ | $b$           | $\rho^2$ ( $p = 0.05$ ) | RMSE (cm) |
|---------------------|--------------------------|---------------------------|------------|---------------|-------------------------|-----------|
| All beaches         | $\langle \eta \rangle$   | $H_0$                     | 0.346      | 0             | 0.55 (< .001)           | 32.9      |
|                     | $\langle \eta \rangle$   | $(H_0 L_0)^{0.5}$         | 0.058      | 0             | 0.55 (< .001)           | 30.8      |
|                     | $\langle \eta \rangle$   | $\beta$                   | -2.819     | 0.827         | 0.05 (< .001)           | 47.4      |
|                     | $\langle \eta \rangle$   | $\xi_0$                   | 0.485      | 0             | 0.10 (< .001)           | 54.1      |
|                     | $\langle \eta \rangle^*$ | $(H_0 L_0)^{0.5} / \beta$ | 0.006      | 0             | 0.66 (< .001)           | 29.4      |
|                     | $S_G$                    | $H_0$                     | 0.250      | 0             | 0.32 (< .001)           | 48.3      |
|                     | $S_G$                    | $(H_0 L_0)^{0.5}$         | 0.044      | 0             | 0.31 (< .001)           | 45.6      |
|                     | $S_G$                    | $\beta$                   | 2.417      | 0.254         | 0.06 (< .001)           | 33.4      |
|                     | $S_G$                    | $\xi_0$                   | 0.601      | 0             | 0.21 (< .001)           | 37.8      |
|                     | $S_{IG}$                 | $H_0$                     | 0.487      | 0             | 0.60 (< .001)           | 42.3      |
|                     | $S_{IG}$                 | $(H_0 L_0)^{0.5}$         | 0.085      | 0             | 0.72 (< .001)           | 31.4      |
|                     | $S_{IG}$                 | $\beta$                   | 0.288      | 0.693         | 0.0003 (.72)            | 60.7      |
|                     | $S_{IG}$                 | $\xi_0$                   | 0.809      | 0             | 0.15 (< .001)           | 63.6      |
|                     | $S$                      | $H_0$                     | 0.584      | 0             | 0.60 (< .001)           | 52.8      |
|                     | $S$                      | $(H_0 L_0)^{0.5}$         | 0.102      | 0             | 0.69 (< .001)           | 40.8      |
|                     | $S$                      | $\beta$                   | 1.844      | 0.766         | 0.01 (.014)             | 57.4      |
|                     | $S$                      | $\xi_0$                   | 1.095      | 0             | 0.24 (< .001)           | 63.9      |
| $S^*$               | $(H_0 L_0 \beta)^{0.5}$  | 0.32                      | 0          | 0.74 (< .001) | 34.1                    |           |

It is worth noting that the dependence of incident swash on the beach slope  $\beta$  is low in the EGSL, as shown by the scattered relationships in Figure 4.55g-h. Nonetheless, considering together the embayed beach of MAR and the platform-beach of IAC (Figure 4.58b), increasing incident swash is clearly a function of offshore significant wave height  $H_0$ , wavelength  $L_0$  and the swash zone slope ( $\rho^2 = 0.74$ , RMSE = 20.9 cm) on these low-energy beaches (LE). The suggested formulation follows

$$S_{G\ LE} = 1.053\beta(H_0L_0)^{0.5} \quad (11)$$

Equation 11 describes the incident swash behavior on low-energy beaches only. However,  $S_G$  does not increase linearly with offshore wave height and wavelength for all beaches but rather undergoes a counter-intuitive trend inversion if we consider the entire dataset (Figure 4.55e-f). The effect of waves on incident swash decreases with an increase in offshore wave energy, and a negative trend is visible under higher offshore waves (Figure 4.55e). We tested iteratively the correlation of the negative trend visible in Figure 4.55e to detect a best-fit relationship between  $S_G$  and  $H_0$ : the negative correlation is the highest when  $H_0 > 1.8$  m ( $\rho^2 = 0.66$ , RMSE = 18.8 cm). Contrary to previous observations, we do not observe a saturation signature of  $S_G$  with increasing offshore energy (Senechal *et al.*, 2011). Here,  $S_G$  does not remain constant with increasing offshore wave amplitude but instead decreases rapidly ( $m \sim 0.28$ ). This is associated to a strong dominance of low frequency on significant swash height ( $S_{IG}$  up to 11 times  $S_G$ ) (Figure 4.58a).

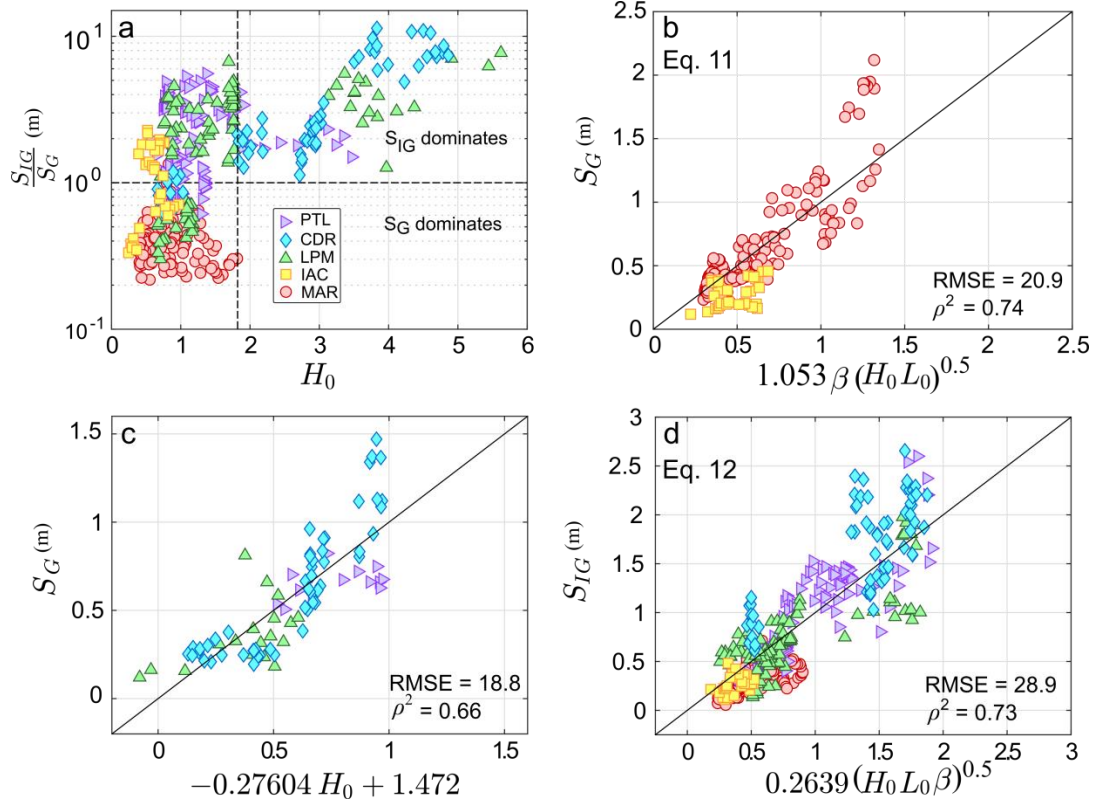


Figure 4.58. Scatter plot of infragravity to incident swash ratio ( $S_{IG}/S_G$ ) against offshore significant wave height (a). Linear regressions are shown between observed  $S_G$  (c, d) and  $S_{IG}$  (b) against the best-fit models. The black line indicates the 1:1 line.

The decrease of  $S_G$  with increasing  $H_0$  concerns mainly the micro-tidal coast of CDR (Figure 4.58c), including some observations on the beaches of LPM (a barred beach) and PTL (a reflective beachface with a tidal flat). These three beaches are significantly different in terms of morphology, but the wave dissipation in the nearshore zone is clearly important during high-energy conditions due to morphological features (e.g. high rugosity of the rocky platform, offshore sandy bars).

Infragravity swash is strongly correlated to deepwater wave characteristics (Figure 4.55i-j). The least-squares regression between  $S_{IG}$  and  $H_0$  alone is high ( $\rho^2 = 0.60$ , RMSE = 42.3 cm), but the inclusion of  $L_0$  improves the  $S_{IG}$  parameterization significantly ( $\rho^2 = 0.72$ , RMSE = 31.4 cm). On all beaches (i.e. no matter where the beach is located in the estuary),  $S_{IG}$  is

therefore strongly (and mainly) dependent of offshore wave conditions as previously noted (e.g. Cox *et al.*, (2013), Stockdon *et al.* (2006)). However, as observed in Figure 4.58d, if we account for the slight sensitivity of the IG swash motion to the beach slope ( $\beta$ ) the relationship is slightly stronger ( $\rho^2 = 0.73$ ) following

$$S_{IG} = 0.264(H_0 L_0 \beta)^{0.5} \quad (12)$$

This parameterization for  $S_{IG}$  slightly reduces the RMSE associated with the prediction to 28.9 cm (Figure 4.59d) and is consistent with the findings of Gomes da Silva *et al.* (2018) who suggested a non-linear relationship between  $S_{IG}$  and the beach slope. Due to the scattered relationship between the environmental parameters and  $S_G$ , the new total swash parameterization is therefore very similar to Eq. 12 and can be applied to all EGSL beaches with a good predictive skill ( $\rho^2 = 0.69$ , RMSE = 32.4 cm) (Figure 4.60)

$$S = 0.32(H_0 L_0 \beta)^{0.5} \quad (13)$$

The use of Eq. 13 to each beach yields RMSEs which increases with wave energy conditions, varying between ~10 cm at IAC and ~50 cm at CDR (Figure 4.59).

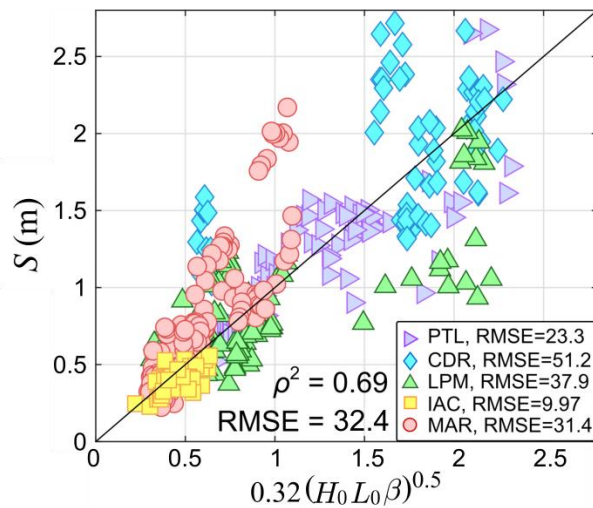


Figure 4.59. Observed total swash ( $S$ ) against the best parameterization for the five beaches in the EGSL. Root-mean-square errors (RMSEs, in cm) resulting from the application of Eq.

13 to each site and to all sites are indicated in the legend and outside the legend, respectively. The black line indicates the 1:1 line.

#### 4.5.4 Runup parameterization

As indicated in Table 4.10, wave runup directly scales well with  $H_0$  alone ( $\rho^2 = 0.72$ , RMSE = 46.2 cm). The correlation is improved ( $\rho^2 = 0.78$ , RMSE = 36.5 cm) by the inclusion of the wavelength under the form  $(H_0L_0)^{0.5}$ , notably by reducing the model errors. These results are consistent with numerous studies showing the dominant influence of the hydrodynamics parameters on  $R_{2\%}$ , especially on low-sloping beaches where beach slopes have negligible effect on  $R_{2\%}$  (Ruggiero *et al.*, 2001; Stockdon *et al.*, 2006).

Table 4.10. Linear regression results between wave runup ( $R_{2\%}$ ) and morphodynamic characteristics

| Coastal environment | Runup component | Explanatory variable | Slope, $m$ | $b$   | $\rho^2$ ( $p = 0.05$ ) | RMSE (cm) |
|---------------------|-----------------|----------------------|------------|-------|-------------------------|-----------|
| All beaches         | $R_{2\%}$       | $H_0$                | 0.69       | 0     | 0.72 (< .05)            | 46.2      |
|                     | $R_{2\%}$       | $(H_0L_0)^{0.5}$     | 0.117      | 0     | 0.78 (< .05)            | 36.5      |
|                     | $R_{2\%}$       | $\beta$              | -3.818     | 1.485 | 0.03 (< .001)           | 77.2      |
|                     | $R_{2\%}$       | $\zeta_0$            | 1.043      | 0     | 0.14 (< .001)           | 90.6      |

The integration of Eq. 10 and 13 into a new wave runup formulation for the EGSL beaches demonstrates that wave runup mainly increases with offshore wave energy, with a significant contribution of the beach morphology. The beach slope plays a key role on swash elevation, but its integration into a unique setup formulation is not clear (see Figure 4.55a-d), which support the fact that the beachface slope alone doesn't fully capture the complexity of the morphologic control on setup and swash on the EGSL beaches. Three slightly different wave runup formulations can therefore consider the various form of wave setup formulations (Figure 4.60), following

$$R_{2\%} = 1.06 \left[ 0.058(H_0L_0)^{0.5} + \frac{0.32(H_0L_0\beta)^{0.5}}{2} \right] \quad (14)$$

$$R_{2\%} = 1.06 \left[ 0.47\beta(H_0L_0)^{0.5} + \frac{0.32(H_0L_0\beta)^{0.5}}{2} \right] \quad (15)$$

$$R_{2\%} = 1.06 \left[ 0.0055 \frac{(H_0L_0)^{0.5}}{\beta} + \frac{0.32(H_0L_0\beta)^{0.5}}{2} \right] \quad (16)$$

Note that the total swash term in Eq. 14-16 stays identical and includes a morphodynamic term  $(H_0L_0\beta)^{0.5}$ , which is very similar to the best  $R_{2\%}$  formulation of Ruggiero *et al.* (2001) (i.e.  $R_{2\%} = 0.27(H_0L_0\beta)^{0.5}$ ). The integration of the beach slope is essential to improve the runup parameterization (to obtain the best fit for the EGSL beaches). However, as previously noted, the beach slope alone does not show any influence on setup variability: in fact, it significantly reduces the performance of Eq. 15 when applied as a coefficient to  $(H_0L_0)^{0.5}$  (RMSE = 49.2 cm, Figure 4.60b). As presented above, the wave setup fits more with an inverse function of the swash zone beach slope on the EGSL dataset. Therefore, its integration in the form  $(H_0L_0)^{0.5}/\beta$  increases the final runup parameterization by reducing the RMSE to 34.8 cm ( $\rho^2 = 0.80$ ) (Eq. 16). The performance of Eq. 16 was tested on each site (Figure 4.60e-h) and does not show a significant improvement over Eq. 14-15. Nevertheless the mean SPS reaches 0.83 for Eq. 16 compared to 0.81 and 0.75, for Eq. 14 and Eq. 15 respectively. The hydrodynamic formulation (Eq. 17) gives a mean SPS of 0.82.

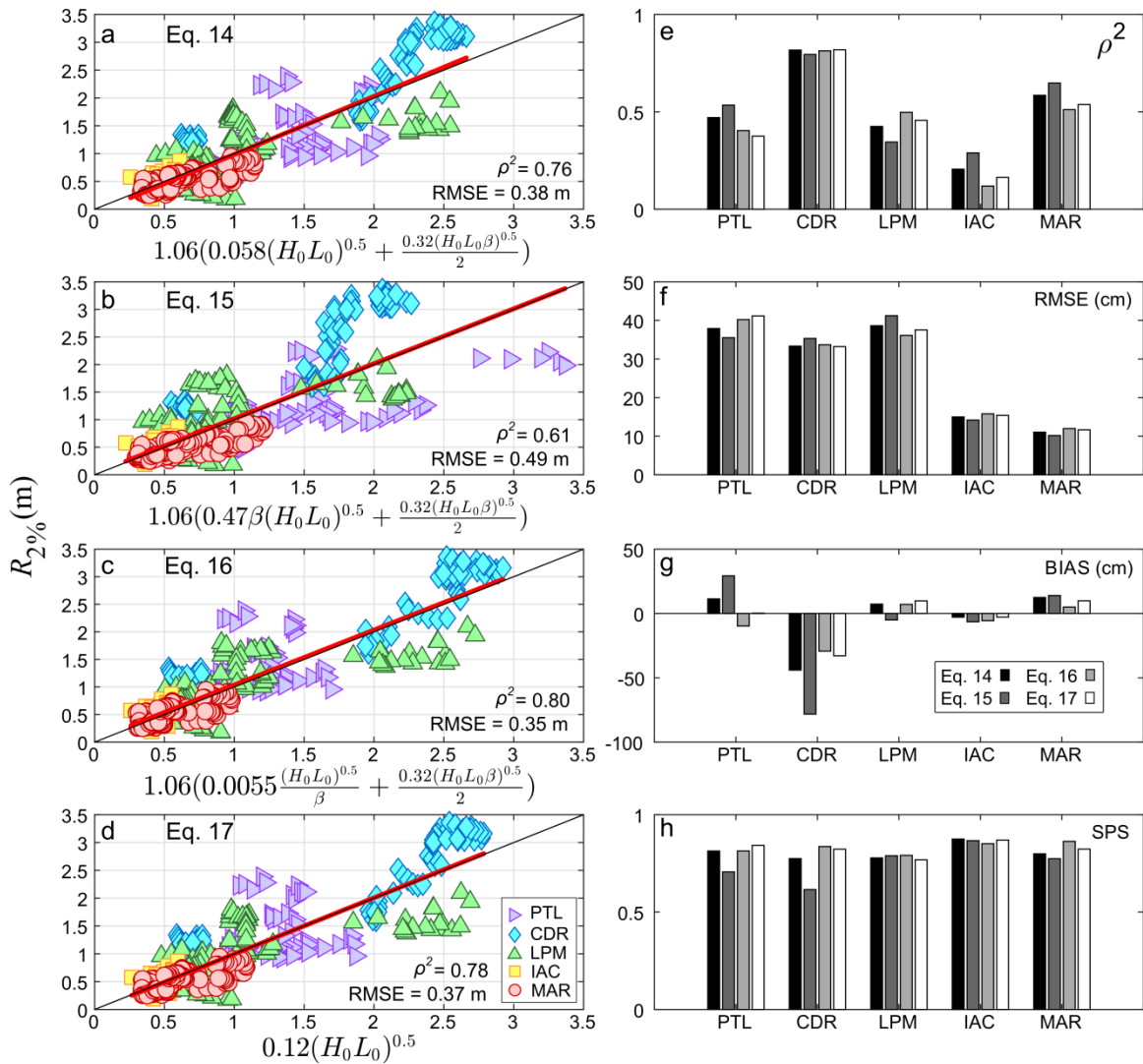


Figure 4.60. Observations of wave runup ( $R_{2\%}$ ) against four  $R_{2\%}$  parametrizations based on different wave setup formulations (a-c) without considering the beach slope (a), including the beach slope raised to power 1 (b), and raised to power -1 (c). A simple formulation based on offshore wave characteristics is also shown in (d). Performances for each beach are shown in e, f, g, and h, representing the  $\rho^2$ , RMSE (cm), bias (cm) and the SPS. The solid red lines show the least square relationship including all data.

Overall, the morphological control of the beach slope on the coastal water level components varies between each beach (i.e. the various form of the slope parameters result in varying performance between Eq. 14-16) (Figure 4.60). To overcome these uncertainties, a simple

hydrodynamic formulation can therefore be suggested based on offshore wave height and wavelength alone, following

$$R_{2\%} = 0.117(H_0L_0)^{0.5} \quad (17)$$

#### 4.5.5 Comparing the EGSL dataset to existing equations

Numerous existing wave runup equations were calibrated for sandy or gravel beaches. None have exclusively focused on estuarine conditions with variable beach morphologies presenting intermediate/reflective beach states, multiple nearshore morphological features (rock platform, low-tide terrace, longshore bars, tidal flat) and various sediments size (sand, gravel and mixed). In this section we compare 8 different formulations to the EGSL  $R_{2\%}$  values to better outline the performance of the new formulations (Eq. 14, Eq. 16-17) (Table 4.11), namely the equations of Holman (1986) (H86), Ruggiero *et al.* (2001) (R01), Stockdon *et al.* (2006) (S06), Vousdoukas *et al.* (2012) (V12), Paprotny *et al.* (2014) (PY14), Poate *et al.* (2016) (PT16), Atkinson *et al.* (2017) (A17) and Power *et al.* (2019) (PW19) (refer to Appendix A for the detailed description of the tested formulations).

Acknowledging that the EGSL dataset comprises particular beach characteristics falling outside the application range of the existing formulations tested, Table 5 systematically shows lower SPS values for the existing formulations. Both original equations (Eq. 14 and 16), including the beach slope, perform better than the tested formulations. This is also true for Eq. 17 which relies only on the hydrodynamic parameter  $(H_0L_0)^{0.5}$ , with an SPS of 0.88 compare to 0.87 for the morphodynamic Eq. 14-16. The performance of Eq. 17 clearly emphasizes the strong control of the wave forcing on fetch-limited beaches in the EGSL, but the slightly better fit of Eq. 16 ( $\rho^2 = 0.80$  for Eq. 16 against 0.78 for Eq. 17) also indicates that the integration of the beach slope still explains a small fraction of the runup variance. There is also a good agreement (i.e.  $\rho^2 > 0.6$ ) between H86, R01 and PY14 and the observed  $R_{2\%}$ . Apart from S06 ( $m = 1.04$ ), for most formulations the regression slope ( $m$ ) indicates either an under- or overestimation, adding uncertainties during high energy events of up to



several meters. Although a large bias (-23 cm) decreases its SPS value (0.75), R01 performs well ( $\rho^2 = 0.71$ ), which is not surprising because its form is similar to the total swash parametrization (Eq. 13) included in Eq. 14-16.

Table 4.11. Performance of the empirical models against the EGSL dataset indicated the  $\rho^2$ , root-mean-square-error (RMSE, m), bias (BI, m) and the SPS. The solid red lines show the least square relationship including all data

| Equation           | Slope, $m$ | $b$   | $\rho^2$ ( $p = 0.05$ ) | RMSE (m) | NRMSE | MAE (m) | BI (m) | SI    | SPS  |
|--------------------|------------|-------|-------------------------|----------|-------|---------|--------|-------|------|
| Equation 14 (EGSL) | 1.04       | -0.06 | 0.76 (< .001)           | 0.38     | 0.30  | 0.28    | 0.02   | 0.09  | 0.87 |
| Equation 16 (EGSL) | 0.99       | 0.04  | 0.80 (< .001)           | 0.35     | 0.27  | 0.25    | -0.03  | 0.07  | 0.87 |
| Equation 17 (EGSL) | 1.01       | -0.01 | 0.78 (< .001)           | 0.37     | 0.29  | 0.27    | 0.004  | 0.008 | 0.88 |
| H86                | 0.86       | 0.06  | 0.60 (< .001)           | 0.49     | 0.40  | 0.38    | 0.09   | 0.15  | 0.78 |
| R01                | 1.37       | -0.06 | 0.71 (< .001)           | 0.42     | 0.40  | 0.33    | -0.23  | 0.13  | 0.75 |
| S06                | 1.04       | 0.07  | 0.58 (< .001)           | 0.51     | 0.41  | 0.36    | -0.11  | 0.16  | 0.77 |
| V12                | 1.35       | -0.44 | 0.48 (< .001)           | 0.56     | 0.46  | 0.46    | 0.06   | 0.20  | 0.76 |
| PY14               | 0.71       | 0.02  | 0.62 (< .001)           | 0.48     | 0.52  | 0.48    | 0.38   | 0.18  | 0.64 |
| PT16               | 0.98       | 0.45  | 0.51 (< .001)           | 0.55     | 0.55  | 0.54    | -0.45  | 0.18  | 0.60 |
| A17                | 0.85       | 0.17  | 0.48 (< .001)           | 0.56     | 0.45  | 0.40    | -0.02  | 0.20  | 0.78 |
| PW19               | 0.31       | 0.49  | 0.30 (< .001)           | 0.66     | 1.04  | 0.78    | 0.67   | 0.81  | 0.16 |

The primary assumption when using existing empirical equations is that they would perform well under environmental conditions similar to what they were calibrated from. In Figure 4.61, where the scatter plots between existing formulations and observed  $R_{2\%}$  are colored by sediment size, there is no evidence of such results. Coarser sediments are found in MAR (14.7 mm) and CDR (6.5-11 mm), and we would expect the PT16 to outperform other formulations because it was calibrated for gravel beaches: there is indeed a good fit for these specific sites ( $\rho^2 = 0.88$ , RMSE = 26.5 cm in CDR;  $\rho^2 = 0.60$ , RMSE = 10.8 cm in MAR), but the model underestimates  $R_{2\%}$  by 90 cm in CDR and 26 cm in MAR. Wave runup is generally poorly predicted by existing empirical parameterizations for the gravel beaches in the EGSL runup dataset since MAR and CDR are scattered along the 1:1 line for most equations, while Eq. 16 minimizes the scattering (Figure 4.61a).

Apart from R01, most formulations overestimate  $R_{2\%}$  on the steep slopes in PTL. During the most extreme runup events (November 16<sup>th</sup> 2016), wave breaking on a very steep slope ( $\beta = 0.35$ ) near the beach crest was translated into very reflective conditions ( $\xi_0 = 2.49$ ,  $H_0 = 1.72$  m). Although such conditions were only observed briefly in PTL, this beach is mostly reflective ( $\xi_0 > 2$ ) 5% of the time. These results underline the need to calibrate wave runup equations for the complex morphology of estuarine beaches.

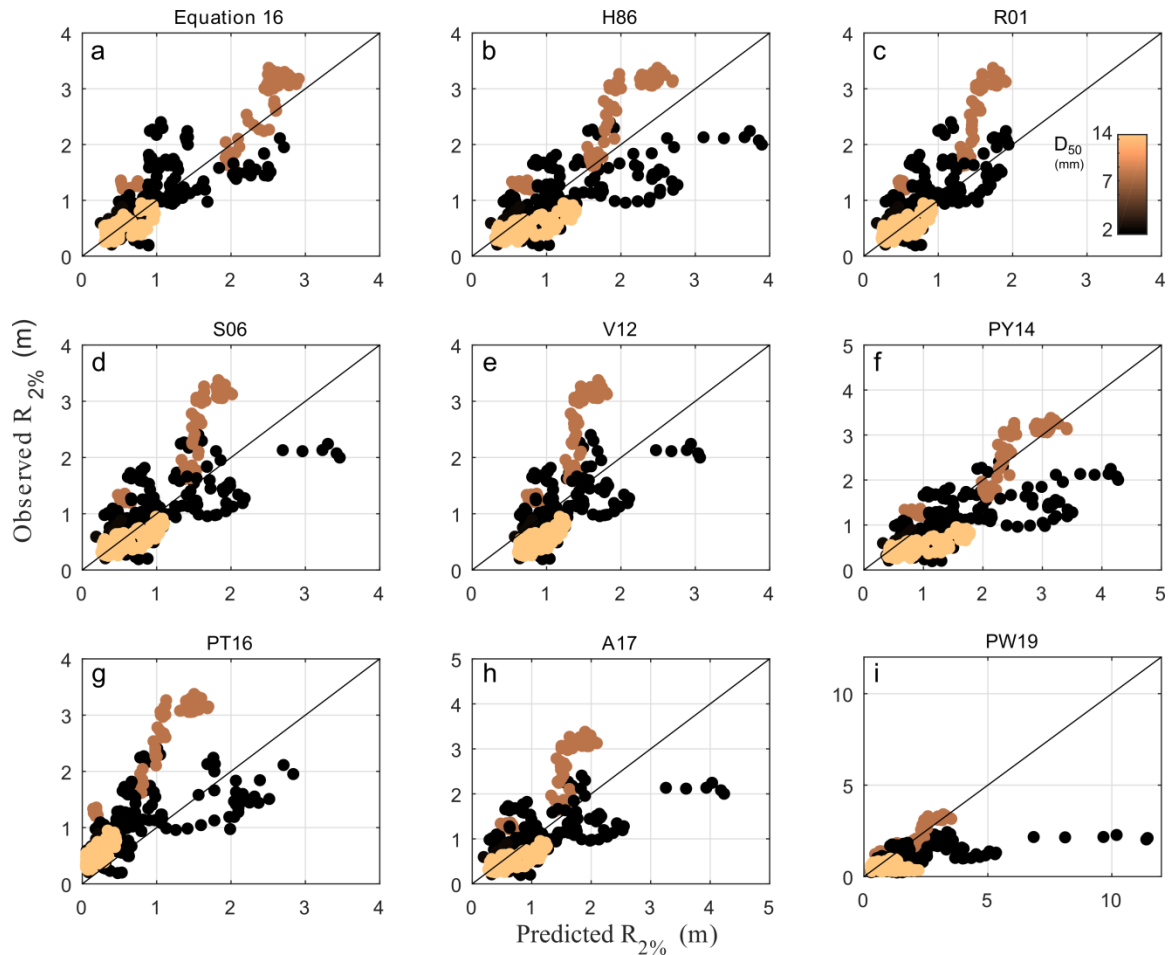


Figure 4.61. Observation of wave runup against model results. The color scale indicates sediment size (mm). The black line indicates the 1:1 line..

## 4.6 DISCUSSION

Most studies on wave runup parameterization for natural beaches were designed for a specific type of beach exposed to the open ocean. For instance, they are mainly derived from reflective to dissipative (Stockdon *et al.*, 2006), intermediate to dissipative (Vousdoukas *et al.*, 2014), barred (Cox *et al.*, 2013) or gravel beaches (Poate *et al.*, 2016; Powell, 1990). For coastal management, such as determining the impact of extreme total water levels on the coastline (de Santiago *et al.*, 2017; Ruggiero *et al.*, 2001; Serafin *et al.*, 2017; Serafin et Ruggiero, 2014; Stockdon *et al.*, 2007) or estimating coastal flood hazards (Didier *et al.*, 2015, 2016; Didier, Baudry, *et al.*, 2018; Gallien, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016) wave runup formulations are widely used because they are simple representations of complex physical processes in the nearshore zone (Poate *et al.*, 2016). As mentioned by Plant *et al.* (2015), site-specific tuning can be made to improve local runup predictions but it requires analysing the environmental context of each site. We discuss here the new parameterization for the EGSL beaches, which is also valuable for broad applications and comparisons with other models.

### 4.6.1 Wave setup variability in the EGSL

As a response to shallow bathymetry and varying breaking point during tidal cycles, wave setup is affected by the morphology of the beach (Holman et Sallenger, 1985). Some authors suggest a positive effect of the beach slope on setup (Bowen *et al.*, 1968; Hedges et Mase, 2004), others noted different results in dissipative conditions (Caulet *et al.*, 2017; Stockdon *et al.*, 2006) where setup is virtually independent of beach slope because saturation occurs and limits the wave energy transfer to potential energy at the shoreline (Hanslow et Nielsen, 1993; Nielsen, 2009). Wave setup in the EGSL mostly scales with offshore wave height and wavelength (Table 4.8), which corroborates earlier studies (Bowen *et al.*, 1968; Guza et Thornton, 1981). These results also follows the theoretical definition of setup, the latter being produced by a transfer of wave-related momentum to the water column after wave breaking (Longuet-Higgins et Stewart, 1962). Wave setup is therefore mainly a function of offshore

wave height and wavelength with orders of magnitude reaching 20-50 % the wave height (Dean et Walton, 2009). Setup magnitudes are in average 37 % of offshore wave heights values in the EGSL. Similarly to Hanslow et Nielsen (1993), there is no direct relationship found between the Iribarren number and the EGSL setup observations, suggesting no linear dependence on beach slope. This is a contrasting result compared to the linear relationship with  $\xi_0$  observed by Holman et Sallenger (1985). The best-fit parameterization found in the present study is close to the Hunt type scaling but in the form  $(H_0L_0)^{0.5}/\beta$ : this is a counter-intuitive relationship as opposed to the Iribarren number form. This form gives slightly better results than the dependence on  $(H_0L_0)^{0.5}$  only. In our case, for given wave characteristics, wave setup decreases with steeper beach slope, and this is valid for  $\beta < 0.177$ : steeper slopes were only observed in PTL with higher wave setup. Overall, wave setup tends to be null or dampened if the slope is too steep (excluding the very steep conditions of November 16 2016 in PTL). Our first assumption is that this could be due to water percolation because of high sediment permeability and porosity on the EGSL beaches, and to the water table location in the beach. Hanslow and Nielsen (1993) have shown the importance of the groundwater table position on wave setup for steep beaches, i.e. when  $\beta > 0.06$ , which is always the case of the EGSL beaches. For similar wave conditions, the drainage is more efficient on steep, coarse sediment beaches compared to mild slopes: the setup location therefore tends to be lower in the runup distribution on steep beaches. Secondly, we hypothesize that the velocity of the backwash increases with increasing beach slopes under the effect of gravity on the fluid ( $\rho g \sin\alpha$ ), which could induce a downward force against the wave uprush, preventing a further increase of the water level. We could expect a saturation of the wave setup level, but the steeper the beach slope is, higher is the vertical acceleration downward. In other words, the swash elevation tends to saturate with the beach slope, contrary to the backwash, which is enhanced on steeper slopes. The temporal averaged shoreline (setup) will therefore be displaced seaward at a lower level as noted by Hsu *et al.* (2012).

Although the contribution of the beach slope to setup variability is negligible, this is a statistically significant contribution and Eq. 10 shows that morphologically different beaches will induce higher or lower setup depending of their beach slope. Despite higher offshore

significant wave heights, wave setup in MAR (max.  $\langle\eta\rangle = 38.0$  cm, mean  $\langle\eta\rangle = 16.7$  cm) is smaller than in IAC (max.  $\langle\eta\rangle = 58.0$  cm, mean  $\langle\eta\rangle = 31.64$  cm), without specific tendency to increase or decrease with varying wave conditions. The beach being highly constrained by the topography in the Chaleur Bay, this limited setup is first expected to be due to very limited energy delivered at the shoreline as a response to wave energy attenuation by diffraction and refraction in the bay (Bernatchez *et al.*, 2011). Wave setup depends on the way energy is dissipated (Dunn *et al.*, 2001), and thus explanations for a low setup in MAR, apart from a low energy wave conditions, could also be related to the beach sediment characteristics through percolation (Longuet-Higgins, 1983). The MAR beach has a heterogeneous gravel foreshore with the highest  $D_{50}$  of the dataset (14.7 mm on the upper foreshore). The high porosity of the material could lead to higher dissipation due to interactions with the bed (Caulet *et al.*, 2017; Longuet-Higgins, 1983; Sous *et al.*, 2016). On the barred beach of LPM, wave breaking on the bars could also influence the way the dissipation occurs in the nearshore zone (Guedes *et al.*, 2012), leading to lower setup.

#### **4.6.2 Swash variability in the EGSL**

The GSL is a semi-enclosed sea where the wave climate is closely related to fetch distances. Recent simulations by Ruest *et al.* (2016) have shown that the smallest waves are found upstream in the Estuary where the waterway is increasingly narrow. For instance, they showed that the 99<sup>th</sup> percentile of  $H_0$  in the Estuary is 1-2 m, while these values are twice higher in the Gulf (99<sup>th</sup> = 2-4 m) because of longer fetches. Our analyses validate this pattern. During the surveys, storm conditions have been observed, and maximum offshore significant waves reached between 1.25 m in the Estuary (IAC) and 5.6 m in the Gulf (LPM). Induced by offshore waves with varying fetch orientation, wave runup components (setup and swash) are affected differently depending on the regional location of the beaches in the EGSL. In low-energy environments, beach changes (erosion, accretion) have been associated to wave energy thresholds (Jackson *et al.*, 2002; Masselink et Pattiaratchi, 2001). Focusing on offshore wave height, a threshold was found around  $H_0 = 1.8$  m in the EGSL. Similar thresholds were also noted by Brinkkemper *et al.* (2013) with  $H_0 > 1.5 - 2$  m on Yucatan

beaches. For beaches in more energetic conditions in the EGSL, there is potentially a swash saturation in the incident frequency band as  $S_G$  could not be parameterized with  $H_0$  and  $L_0$  and remains constant with increasing wave energy (Guza et Thornton, 1982; Hughes *et al.*, 2014).

In the  $S_G$  band, the energy density is expected to increase with increasing offshore energy (Hughes *et al.*, 2014). This is observed in MAR and IAC (Figure 4.57a), which has been translated into a unique  $S_G$  parameterization for these low-energy beaches (Eq. 11,  $\rho^2 = 0.74$ ). MAR and IAC correspond to well-defined reflective beachfaces. The MAR beach has a typical estuarine signature, with a sub-horizontal lower foreshore and a steep upper foreshore (beachface) separated by a break in slope (Eliot *et al.*, 2006; Freire *et al.*, 2009). The platform-beachface in IAC is also steep ( $\beta > 0.1$ ), which is a common feature of dynamically stable slope on the bedrock (Trenhaile, 2004). Small waves do not break during high tides until reaching the steep upper foreshore on these beaches. This is coherent with Figure 4.57a, where the mean swash spectrum indicates a peak in the incident energy band in MAR. In a completely sheltered bay with smaller waves (Great South Bay, NJ), Jackson *et al.* (2017) also observed swash energy dominance in the incident wave frequency. In IAC, due to wave attenuation over the large rock platform, there is no peak in the incident swash spectrum.

The morphologies of CDR, PTL and LPM are significantly different and distinct dissipation processes affect the swash zone, mainly by limiting the contribution of incident energy to the swash. Swash is dominated by infragravity energy on these beaches (Figure 4.57b). While Senechal *et al.* (2011) statistically modeled swash saturation with a hyperbolic-tangent function,  $S_G$  undergoes a negative linear trend here (Figure 4.58c). In PTL, dissipation occurs on a large sandy tidal flat where a first breaker is located offshore. Despite offshore depth-limited wave breaking, highly energetic swash events caused extreme erosion during storms in PTL (Didier *et al.*, 2017). Swash is dominated by infragravity energy during energetic storm conditions on this flat lower foreshore with a reflective beachface. This is a phenomenon also observed on reef flats where the largest runup events can be the result of infragravity waves amplified on the flat and facing a very reflective upper beach crest

(Cheriton *et al.*, 2016). Such reflection was also observed in PTL under the most energetic conditions ( $\xi_0 > 1.25$ ).

On beaches with longshore bars, wave energy at the shoreline can be attenuated by breaking far from the beachface, contributing to corresponding alteration of wave setup and swash (Stockdon *et al.*, 2006). In LPM, the nearshore bar appears to play a critical role in incident energy dissipation during all conditions, inducing wave breaking prior the beachface. The presence of a bar can also reduce the amount of IG wave energy on a beach (Cox *et al.*, 2013). This could explain the generally lower  $S_{IG}$  in LPM than CDR and PTL (Figure 4.58d) despite higher offshore wave heights during storms. For instance, the relative value  $S_{IG}/H_0$  in LPM is systematically under 0.9, but reaches 1.87 at PTL and 1.32 at CDR. PTL and LPM have a well-defined break in slope between the narrow upper foreshore and the lower foreshore, creating a concave profile typical of fetch-limited beaches (Hegge *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 2002; Nordstrom et Jackson, 1990), which can induce high energy dissipation prior reaching the beachface. CDR does not show a subhorizontal low-tide foreshore, but is formed of coarse sediments ( $D_{50} = 6.5\text{-}11.2$  mm). We hypothesize that incident swash is affected by the highly permeable slope due to infiltration/exfiltration at the swash zone, and to interactions with the groundwater fluxes (Sous *et al.*, 2016).

Despite major morphological differences between the EGSL beaches in terms of wave climate, beach slope, sediment size, and tidal range,  $S_{IG}$  have been formulated with a Hunt scaling form including the beach slope (Eq. 12). This formulation is very similar to the  $R_{2\%}$  of Ruggiero *et al.* (2001) and was validated by Gomes da Silva *et al.* (2018) who obtained a good fit with their  $S_{IG}$  dataset from the Somo beach (Spain).

#### **4.6.3 Performance assessment of the new parameterization and existing equations**

Based on the wave runup assessment in the EGSL, four distinct wave runup parametrizations (Eq. 14-17) have been formulated for various beach morphologies (bars, platform, tidal flat, low-tide foreshore) and sediment size, from sand to gravel and mixed sand and gravel. These

formulations have similar performances but account for contrasting behaviors in terms of morphological contribution of the beach slope on the coastal water level components (setup, swash, runup). The dependence on the offshore hydrodynamic forcing  $(H_0L_0)^{0.5}$  (Eq. 17) reflects the exposure of the EGSL beaches to the main wave directions at the regional scale. Both Eq. 14 and 16 further indicate a dependence of wave runup on the local morphology. Wave runup formulations often integrate a beach slope value, but its definition is not universal (Cariolet et Suanez, 2013; Holman et Sallenger, 1985; Nielsen et Hanslow, 1991; Suanez *et al.*, 2015). In the previous sections, we have shown that beach slope values in the estuarine beaches of the EGSL cover a wide range of  $\beta$  (0.062 - 0.351). These values are considerably higher than those noted in most previous studies. For instance, the highest beach slope obtained by Senechal *et al.* (2011) was 0.08 ( $\bar{\beta}=0.06$ ): these were considered as steep slopes by the authors. Stockdon *et al.* (2006) performed their parameterization over averaged foreshore slopes ranging between 0.01 (Terschelling) and 0.11 (Duck). Ruggiero *et al.* (2004) and Ruessink *et al.* (1998) (both datasets are included in the S06 parameterization) reported beach slope systematically under  $\sim 0.03$ . Because of sediment size, the gravel beaches analyzed by Poate *et al.* (2016) in the UK have steeper beach slopes (0.07 - 0.4). Power *et al.* (2019) derived an extensive  $R_{2\%}$  formulation from a large dataset ( $n = 1390$ ) but the highest slope reached 0.28 (from the Poate *et al.* (2016) dataset). It is therefore not surprising that their performance is lower than Eq. 14-16 when applied to the EGSL dataset (Figure 4.61).

The major contribution of the suggested EGSL formulations is to reduce the bias (BI) to virtually zero (between -3 cm (Eq. 14) and 2 cm (Eq. 16)) (Figure 4.61), even with very steep slopes where all but R01 overestimate  $R_{2\%}$ . This is an improvement over existing formulations that tend to have either a left-tailed (Figure 4.62) or right-tailed error distribution (i.e. negatively or positively biased) in the IG band during energetic conditions. To further discuss the applicability of Eq. 14 and 16), we therefore performed regression analysis between model results and a validation dataset composed of 14 different beaches.

The validation dataset comprises wave runup from sheltered and morphologically different beaches in Canada (sandy beach and platform-beaches), France (embayed beach) and Spain



(sand spit) (Bernatchez *et al.*, 2017; Caulet *et al.*, 2017; Didier *et al.*, 2016; Gomes da Silva *et al.*, 2018) (refer to Appendix A for a summary of the datasets), and the dataset of Stockdon *et al.* (2006) from USA and Netherlands (Terschelling). First, the validation was performed on a subset corresponding to the application range of Eq. 14-16, with  $\beta > 0.062$  (**Error! Reference source not found.**a). For clarity, only the 3 best equations in predicting wave runup in the EGSL (Table 4.11) were plotted in **Error! Reference source not found.** (H86, S06 and A17). These equations performed relatively well on the EGSL dataset (SPS  $> 0.77$ ), but their skill increase for the validation dataset for  $\beta > 0.062$  (SPS  $> 0.83$ ). However, their BI also increases (negative bias of more than 11 cm). When more limits are imposed to the equations (the EGSL condition range,  $H_0 < 5.6$  m, and  $T_p < 10.1$  s) (Figure 4.63b), only the SPS of H86 remains over 0.80 among the existing formulations. In all cases, the application of Eq. 14 and 17 systematically results in SPS  $> 0.80$  because their BI remains lower than most of other equations. These results suggest that the formulations developed along the EGSL on fetch-limited beaches have a strong potential for broad application on sheltered beaches as long as it is applied within the limits of the designed environmental conditions. On the other hand, because they offer a good fit over all the datasets, the validation also demonstrates the effectiveness of using the existing formulations, especially H86, S06 and A17.

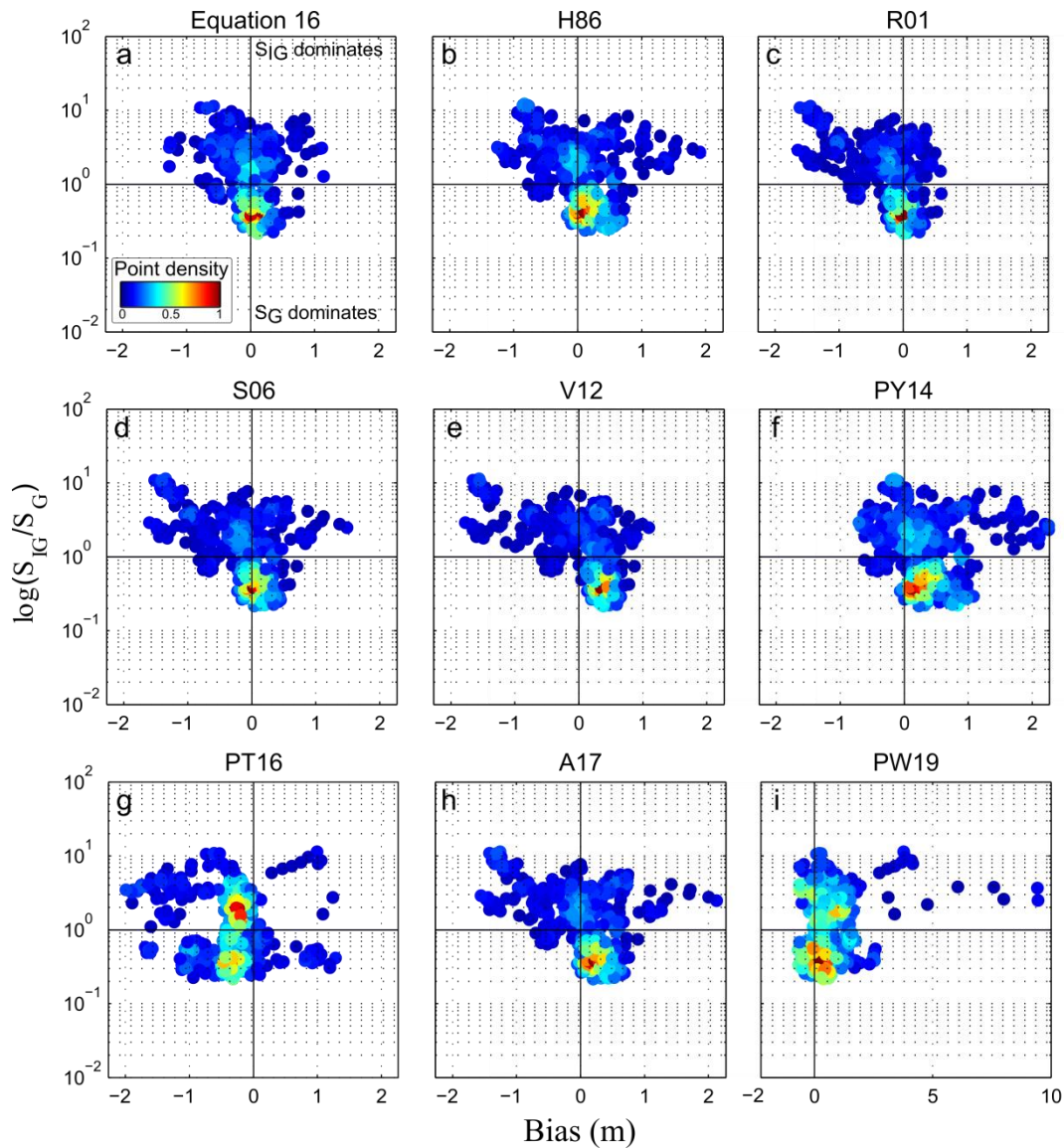


Figure 4.62. Density clouds of the  $\log S_{IG}/S_G$  ratio against the bias (m) from Eq. 16 (a) and existing formulations (b-i). The color scale represents point density.

Based on previous studies and the work presented here, we support that in fetch-limited environments the wave-induced water levels can be written as the parameter  $(\sqrt{H_0 L_0})$ , which is the main driver of wave runup, and the beach slope raised to power  $n$ , where  $n$  is dependent of the water level component (setup or swash) considered and the beach characteristics. The offshore wave forcing parameterization is written under a constant form, independently of

the water level considered. In contrast, the impact of the beach morphology, parameterized with the beach slope in the swash zone, is different for each water level component, through the exponent  $n$ . The best parameterizations of wave setup and significant swash height are found for  $n = -1$  and  $n = 0.5$  respectively. In the fetch-limited environment considered in the EGSL, the typical morphologies are characterized by a strongly reflective beachface. Although the morphological control on wave setup is still unclear in the EGSL, the effect of the steep upper foreshore slope found on these beaches tends to saturate slightly the swash and to decrease wave setup, resulting in a lower wave runup exceedance as given by Eq. 16. In contrast, at the toe of the beachface, where the slope is milder, significant swash height would increase more slowly, and wave setup would increase rapidly resulting in a larger wave runup exceedance. Following the characteristics of the function  $1/x$  and  $\sqrt{x}$  we deduced that there is a threshold for the beach slope determining if wave runup is dominated by wave setup or swash. According to the Eq. 16, this threshold is  $\beta = 0.11$ .

The morphological control on coastal water levels is complex (Cohn et Ruggiero, 2016). Based on the EGSL dataset and varying beach slope parameterizations (linear or inverse dependence), we have shown that different formulations of wave runup can offer relatively similar results, and that the inclusion of the beach slope in the total runup formulations (Eq. 14-16) slightly improves the relationship based only on offshore wave characteristics (Eq. 17) (see Figure 4.60d). Nevertheless, Eq. 16 introduces a morphological parameter and we could expect higher variability in the runup model: on the EGSL dataset however, the percentage of variance explained by the Eq. 16 is still higher than the other models tested in this paper (Eq. 14-15, 17). Including the beach slope in the parameterization also decreases the RMSE. However, this equation is entirely limited by the beach slope values. It is necessary to keep in mind that the dependence of setup on  $1/\beta$  introduces a contrasting runup behavior compare to most of runup formulations. For example, Serafin *et al.* (2019) have shown on the US West coast that on steep beaches (with slopes systematically under  $\sim 0.13$ ) that slope variability greatly influences total water levels. In their study, the S06 formulation was applied, and therefore runup values are positively correlated to beach slopes (and offshore wave characteristics). Using Eq. 16 would result in different interpretation,

especially for lower slope values: under 0.062, results from Eq. 16 diverge completely as a result of opposite effects of  $\beta$  on setup and swash (i.e.  $R_{2\%}$  increases exponentially with decreasing slopes under  $\sim 0.06$  because when  $x$  tends to 0, the function  $1/x$  increases more rapidly than the function  $\sqrt{x}$  decreases). On such low beach slopes, using S06 appears to be more appropriate. On the contrary, for steeper beach profiles and for a given wave characteristic, S06 would result in higher wave runup estimations compare to Eq. 16

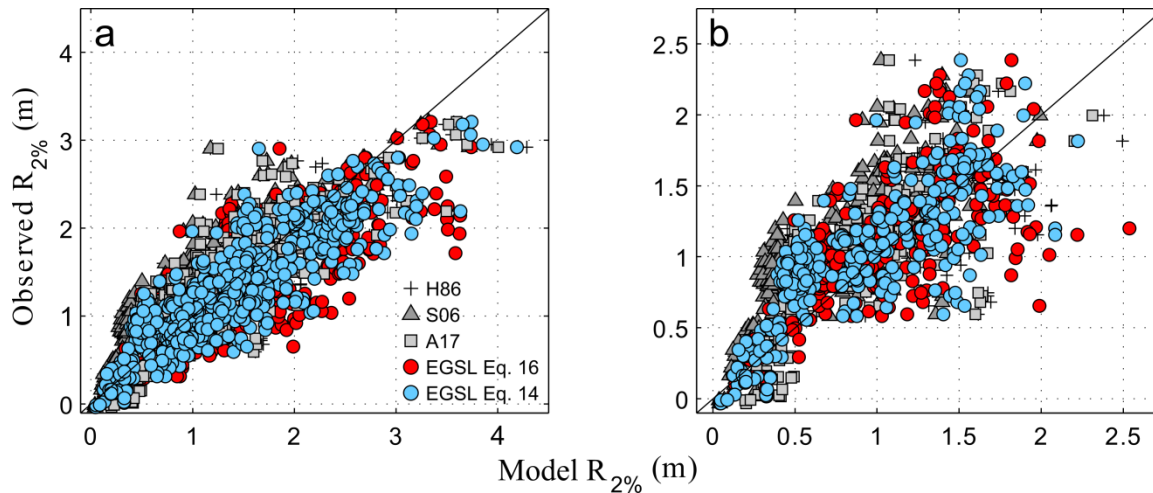


Figure 4.63. Regressions between the original  $R_{2\%}$  formulations in the EGSL (Eq. 14 and Eq. 16) against the validation dataset comprising  $R_{2\%}$  statistics from 4 sheltered beaches and the Stockdon *et al.* (2006) dataset for beaches with  $\beta > 0.062$  (a). The hydrodynamic range of the EGSL dataset is also imposed in (b) for the entire dataset,  $H_0 < 5.6$  m, and  $T_p < 10.1$  s.

Vousdoukas *et al.* (2013) argued that one of the many sources of scattering in runup parameterization is the simplification of the assumption that the slope of the swash zone is a critical factor of energy dissipation across a beach profile. Again, estuarine, low-energy, fetch-limited beaches have a distinctive morphology where the beachface is often very narrow, such as most beaches in the EGSL (Didier *et al.*, 2016). The importance of the beach slope on energy dissipation varies within the EGSL with the degree of sheltering and or the limitation of the fetch. Acquiring more wave runup statistics on various sheltered coastal environments could improve our understanding of the controlling mechanism of the beachface slope on coastal water level components. The results presented here underline that non-linear interactions between the complex shallow sub-horizontal foreshore of the more

sheltered EGSL beaches (not CDR) and the short waves could also contribute to some particular swash and setup dynamics that could be explained by other morphological parameters, such as the surf zone slope (R. A. Holman et Sallenger, 1985; Nielsen et Hanslow, 1991) or the slope of the rock platform (Didier *et al.*, 2016). For instance, Didier *et al.* (2016) noted on platform-beaches that the correlation of the best runup model ( $R_{\max}$ ) integrated the slope of the entire foreshore. More works are needed to better outline the contribution of the various morphological characteristics of the beach profile in sheltered environments, especially with varying sediments size and rocky outcrops.

We acknowledge some uncertainties in this study that are typical of wave runup experiments from video measurements. Each camera calibration process implies a set of inherent uncertainties originating from ground control point acquisitions and lens distortions (Didier, Bernatchez, Augereau, *et al.*, 2017; Stumpf *et al.*, 2016). The most recent beach profile acquired obtained with different technologies such as RTK-GPS, LiDAR and video-derived topo-bathymetry, was used in each time-stack analysis. The topography was however not updated during the video-detection within a survey while high-frequency beach changes could affect runup behavior. It has been shown for instance that morphological changes during a tidal cycle can influence the swash motion (Guedes *et al.*, 2011). Furthermore, longshore variability in foreshore morphology can affect the runup elevation (Stockdon *et al.*, 2006), but was not considered in this paper

#### **4.7 CONCLUSIONS**

This paper provides first insights on wave runup variability at a regional scale along the Estuary and Gulf of St. Lawrence. Video observations of the time-varying locations of swash oscillations on five morphodynamically distinctive beaches were made over 35 different dates within a 3-years monitoring period. Timestack analysis was performed to extract the wave setup and swash components, and the 2% exceedance wave runup statistics.

Such as observed in numerous studies, the influence of the hydrodynamic parameters on wave runup, setup and swash is crucial and has a constant form ( $\sqrt{H_0 L_0}$ ) – therefore the formulation based only on offshore wave characteristics (Eq. 17) performs well on the sheltered beaches of the EGSL ( $\rho^2 = 0.78$  ; RMSE = 37 cm ; BI = 0.004 cm and SPS = 0.88). On the other hand, beach slope influences setup and swash, but differently. The role of the beach morphology on setup is not linear. Indeed, the best parameterization is found with the inverse function of the beachface slope. The formulation linking significant swash height to the beach morphology is written as the square root of the beach slope. The hydrodynamic forcing is the main driver of wave runup on the sheltered beaches of the EGSL, but a morphodynamic parameterization of  $R_{2\%}$  also fits well the EGSL dataset, integrating the two distinctive behaviors of setup and swash (Eq. 16) ( $\rho^2 = 0.80$  ; RMSE = 35 cm ; BI = -3 cm and SPS = 0.87). Consequently, following the evolution of these functions, a different relative contribution of swash and setup on wave runup is observed. From the empirical function proposed in our study, the theoretical beach slope threshold value of swash and setup dominance is  $\beta = 0.11$ .

The proposed  $R_{2\%}$  formulations was calibrated from wave runup observations in the EGSL on beach slopes ranging between 0.062 and 0.351, and  $H_0$  varying between 0.25 and 5.6 m. Considering that the broad scientific literature on wave runup focused on open ocean beaches, these runup formulations and dataset offers a strong potential to explore morphological and oceanographic controls on setup, infragravity swash, and incident swash, especially on steep natural beach slopes which is typical of estuarine and fetch-limited beaches. The model was validated against a new set of observations from beaches in Canada, France and Spain, including the dataset from Stockdon *et al.* (2006) under similar conditions. Numerous empirical formulations proposed in the literature have been compared with the proposed equations (Eq. 14, 16-17). For steep beaches with  $\beta > 0.062$  all the tested formulations performed relatively well ( $SPS > 0.79$ ), but the highest performance score and best predictability of wave induced water levels are found for Eq. 14 in which setup is

considered independent on beach slope ( $\rho^2 = 0.76$  ; RMSE = 30 cm ; BI = 10 cm and SPS = 0.86), regards to the validation dataset.

For all beaches in the EGSL, infragravity swash linearly increases with offshore significant wave height and is positively related to wave runup statistics. On high-energy beaches in the maritime Estuary and Gulf, increasing offshore significant wave height leads to a decrease in incident swash height. In contrast, on low-energy, sheltered beaches in the Chaleur Bay and in the upper Estuary where wave heights are systematically under  $H_0 = 1.8$  m, incident swash increases linearly with offshore wave conditions.

Wave runup empirical formulations are generally limited to a specific range of morphodynamic conditions. Field observations of a clear variability in runup behavior in the EGSL underline the complexities that are facing coastal engineers and managers. Runup estimations with the new parameterizations for the EGSL provide a significant understanding of the contributions of both incident and infragravity energy on swash dynamics in fetch-limited environments, the latter being dominant in more energetic conditions in the Gulf. Future works on coastal hazards in the EGSL and sheltered coastal environments elsewhere could benefit from the original parameterizations proposed here.

## **ACKNOWLEDGMENTS**

This work was funded by the Québec Ministry of Public Security, by the PACC 2013-2020 and the Fonds Vert through a research project on the morphodynamic behavior of beaches along the EGSL (MoDESCo – *Modélisation conjointe de l'évolution future des phénomènes d'érosion et de submersion côtière*). This project is also contributing to the research programs of Québec-Océan and the Centre for Northern Studies. D. Didier received a scholarship from the Fonds Québécois de la recherche sur la nature et les technologies, the Fondation de l'UQAR and the Coastal Geoscience Chair. C.C., E.A., F. F. and C.D. are supported by the Labex-MER funded by the *Agence Nationale de la Recherche* under the program

*Investissements d'avenir* with the reference ANR-10-LABX-19-01, the lab Géosciences Océan UMR6538 and the Université de Bretagne Occidentale, France. Data measurements at Porsmilin beach were supported by SNO “Dynalit”, part of the IR ILICO. The authors want to acknowledge the major work of the LDGIZC’s staff during the continuous video-monitoring project. Special thanks to the morphodynamic and video maintenance team: this long-term research project would not be alive without their constant motivation in remote and often frozen coasts. All the runup datasets can be obtained at the following link <ftp://ftp.uqar.ca/cotier-lab/>.

## APPENDIX A

The Table 4.12 presents the tested formulations and their application range.

Table 4.12. Summary of the environmental conditions associated to each formulation tested against the EGSL dataset

| Authors | Equation  | $\beta$        | $H_0$ (m)    | $T_p$ (s)       | Reference                       |
|---------|---|----------------|--------------|-----------------|---------------------------------|
| H86     | $R_{2\%} = 0.83\beta(H_0L_0)^{0.5} + 0.2H_0$  | 0.07<br>0.2    | 0.4 - 4      | 6 - 16          | Holman (1986)                   |
| R01     | $R_{2\%} = 0.27(H_0L_0\beta)^{0.5}$   | 0.005<br>0.047 | 1.4 - 4.6    | 7 - 17          | Ruggiero <i>et al.</i> (2001)   |
| S06     | $= 1.1 \left( (0.35\beta(H_0L_0)^{0.5} + \frac{([H_0L_0(0.563\beta^2 + 0.004)]^{0.5})}{2}) \right)$ | 0.009<br>0.16  | 0.35 - 4.08  | 3.7 - 17        | Stockdon <i>et al.</i> (2006)   |
| V12     | $R_{2\%} = 0.53\beta(H_0L_0)^{0.5} + 0.58\xi(H_0^3/L_0)^{0.5} + 0.45$                               | 0.04<br>0.15   | 0.17 - 3.6   | 2.7 - 16.5      | Vousdoukas <i>et al.</i> (2012) |
| PY14    | $R_{2\%} = 1.29H_0 \left( \frac{\beta}{(H_0/L_0)^{0.5}} \right)^{0.72}$                             | 0.02<br>0.039  | 0.01 - 3.99  | 2 - 10.2        | Paprotny <i>et al.</i> (2014)   |
| PT16    | $R_{2\%} = 0.21D_{50}^{-0.15}\beta^{0.5}T_{m-1m0}H_0$   | 0.07<br>0.4    | 1 - 8        | 7 - 22<br>(max) | Poate <i>et al.</i> (2016)      |
| A17     | $R_{2\%} = 0.99\beta(H_0L_0)^{0.5}$ (M1 model with 0 intercept)                                     | 0.02<br>0.16   | 0.74 - 3.27  | 7.2 - 11.6      | Atkinson <i>et al.</i> (2017)   |
| PW19    | Eq. 9 in Power <i>et al.</i> (2019)   | 0.009<br>0.29  | 0.019 - 7.17 | 0.81 - 23.7     | Power <i>et al.</i> (2019)      |

The validation of the empirical equations is shown in the Table 4.13. The validation was performed over a dataset comprising wave runup observations in Anse-au-Lard ( $n = 31$ ) and



Sainte-Luce ( $n = 28$ ) (Rimouski, Bas-Saint-Laurent (BSL), Estuary of St. Lawrence, Canada) acquired during the MoDESCo experiment (Bernatchez *et al.*, 2017; Didier *et al.*, 2016), Porsmilin ( $n = 260$ ) (Brittany, France) (Caulet *et al.*, 2017) and during the MUSCLE experiment at Somo beach ( $n = 54$ ) (Spain) (Gomes da Silva *et al.*, 2018). In Table 4.13, only the conditions similar to the beach slopes, wave height and wavelength ( $T_p$ ) values in the EGSL dataset were used. All the data for beach slope steeper than 0.062 (minimum of the EGSL dataset) were used in the statistics computation in Table 4.14. The averaged experiment conditions are presented in Table 4.15.

Table 4.13. Performance of the  $R_{2\%}$  empirical models against the validation dataset comprising wave runup statistics from sheltered beaches in Canada, France and Spain, with slopes  $> 0.062$ ,  $H_0 < 5.6$  m, and  $T_p < 10.1$  s, including the data from Stockdon *et al.* (2006). PO16 and PW19 are excluded since  $D_{50}$  were not available for all experiments.

| Equation           | Slope, $m$ | $b$   | $\rho^2$<br>( $p = 0.05$ ) | RMSE (m) | NRMSE | MAE (m) | BI (m) | SI   | SPS  |
|--------------------|------------|-------|----------------------------|----------|-------|---------|--------|------|------|
| Equation 14 (EGSL) | 0.79       | 0.28  | 0.63 (< .001)              | 0.30     | 0.28  | 0.26    | -0.07  | 0.07 | 0.86 |
| Equation 16 (EGSL) | 0.74       | 0.30  | 0.56 (< .001)              | 0.33     | 0.30  | 0.26    | -0.04  | 0.09 | 0.86 |
| Equation 17 (EGSL) | 0.77       | 0.27  | 0.61 (< .001)              | 0.31     | 0.28  | 0.26    | -0.04  | 0.08 | 0.87 |
| HO86               | 0.75       | 0.39  | 0.58 (< .001)              | 0.32     | 0.33  | 0.31    | -0.17  | 0.09 | 0.81 |
| R01                | 1.05       | 0.30  | 0.63 (< .001)              | 0.30     | 0.39  | 0.38    | -0.34  | 0.07 | 0.73 |
| S06                | 0.93       | 0.34  | 0.61 (< .001)              | 0.31     | 0.36  | 0.35    | -0.29  | 0.07 | 0.76 |
| V12                | 1.33       | -0.19 | 0.58 (< .001)              | 0.32     | 0.30  | 0.29    | -0.12  | 0.08 | 0.83 |
| PY14               | 0.59       | 0.40  | 0.58 (< .001)              | 0.32     | 0.36  | 0.30    | 0.06   | 0.13 | 0.82 |
| A17                | 0.82       | 0.39  | 0.59 (< .001)              | 0.32     | 0.35  | 0.34    | -0.25  | 0.08 | 0.77 |

Table 4.14. Performance of the  $R_{2\%}$  empirical models against the validation dataset comprising wave runup statistics from sheltered beaches in Canada, France and Spain, with

slopes  $> 0.062$  including the data from Stockdon *et al.* (2006). PO16 and PW19 are excluded since  $D_{50}$  were not available for all experiments.

| Equation           | Slope, $m$ | $b$   | $\rho^2$<br>( $p = 0.05$ ) | RMSE (m) | NRMSE | MAE (m) | BI (m) | SI   | SPS  |
|--------------------|------------|-------|----------------------------|----------|-------|---------|--------|------|------|
| Equation 14 (EGSL) | 0.72       | 0.30  | 0.76 ( $< .001$ )          | 0.30     | 0.26  | 0.30    | 0.10   | 0.07 | 0.86 |
| Equation 16 (EGSL) | 0.70       | 0.31  | 0.70 ( $< .001$ )          | 0.34     | 0.30  | 0.36    | 0.13   | 0.08 | 0.83 |
| Equation 17 (EGSL) | 0.70       | 0.29  | 0.75 ( $< .001$ )          | 0.31     | 0.28  | 0.31    | 0.14   | 0.07 | 0.83 |
| HO86               | 0.76       | 0.40  | 0.75 ( $< .001$ )          | 0.31     | 0.25  | 0.29    | -0.11  | 0.06 | 0.86 |
| R01                | 0.95       | 0.34  | 0.76 ( $< .001$ )          | 0.30     | 0.29  | 0.34    | -0.29  | 0.04 | 0.79 |
| S06                | 0.84       | 0.38  | 0.75 ( $< .001$ )          | 0.31     | 0.27  | 0.30    | -0.21  | 0.05 | 0.83 |
| V12                | 1.29       | -0.14 | 0.73 ( $< .001$ )          | 0.32     | 0.27  | 0.31    | -0.18  | 0.06 | 0.83 |
| PY14               | 0.62       | 0.41  | 0.75 ( $< .001$ )          | 0.31     | 0.33  | 0.34    | 0.15   | 0.10 | 0.81 |
| A17                | 0.75       | 0.44  | 0.73 ( $< .001$ )          | 0.33     | 0.27  | 0.31    | -0.15  | 0.06 | 0.84 |

Table 4.15. Summary of the averaged conditions during the experiments in Canada, France and Spain for the dataset used for validation of Eq. 16. Only a subset of the datasets was used for validation.

| Sites  | $\overline{\tan\beta} \pm \sigma$ | $\overline{H_0} \pm \sigma$<br>(m) | $\overline{T} \pm \sigma$ (s) | $\overline{D50}$ (mm) | N   |
|--|-----------------------------------|------------------------------------|-------------------------------|-----------------------|-----|
| AAL (Bernatchez <i>et al.</i> , 2017)<br>(Estuary of St. Lawrence, Canada) | 0.09 $\pm$ 0.007                  | 0.39 $\pm$ 0.35                    | 4.14 ( $T_p$ ) $\pm$ 0.55     | 0.65                  | 31  |
| BSL (Didier <i>et al.</i> , 2016)<br>(Estuary of St. Lawrence, Canada)     | 0.10 $\pm$ 0.004                  | 1.09 $\pm$ 0.47                    | 5.74 ( $T_{m02}$ ) $\pm$ 1.56 | 0.65 + rock platform  | 28  |
| Porsmilin (Caulet <i>et al.</i> , 2017)<br>(Iroise Sea, France)            | 0.06 $\pm$ 0.02                   | 0.43 $\pm$ 0.17                    | 11.65 ( $T_p$ ) $\pm$ 2.16    | 0.32                  | 260 |
| Somo (Gomes da Silva <i>et al.</i> , 2018)<br>(Bay of Biscay, Spain)       | 0.07 $\pm$ 0.02                   | 0.37 $\pm$ 0.17                    | 11.14 ( $T_p$ ) $\pm$ 1.64    | 0.32                  | 54  |

## DISCUSSION ET CONCLUSION GÉNÉRALE

Les quatre articles scientifiques de cette thèse offrent un cadre intégrateur des connaissances nécessaires à une gestion efficace de la problématique de la submersion côtière au Québec (perspective régionale) en misant sur le développement technologique de suivi des plages par vidéo, la modélisation numérique et empirique, l'instrumentation *in situ*, les méthodes de cartographie, et le paramétrage de nouvelles formulations de runup, setup et swash. Le cheminement des articles a permis de développer une approche de cartographie de la submersion au Québec, et d'analyser l'efficacité de l'approche proposée. Grâce à plusieurs études de cas sur des plages aux morphologies représentatives des grands types de côtes à l'échelle de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, les chapitres ont été structurés de façon à promouvoir une progression dans l'assimilation des connaissances acquises et pour répondre aux objectifs principaux. La submersion est par ailleurs un aléa qui affecte la plupart des côtes basses à l'échelle mondiale sous l'effet de forçages météo-marins similaires (abstraction faite des tsunamis). La cartographie de l'aléa de submersion requiert donc une compréhension globale (échelle globale) des processus qui engendrent les niveaux d'eau à la côte (i.e. marées de vives eaux, surcote, vagues) et de la morphologie des côtes qui dépend des contextes morpho-structuraux, sédimentologiques et hydrodynamiques. Nous positionnerons donc le développement des connaissances réalisé au cours de cette thèse dans un contexte global au cours de cette discussion sur les résultats obtenus, en montrant notamment que la thèse répond aussi aux questionnements scientifiques sur les méthodes de détection des lignes d'eau (Chapitre 1), sur l'efficacité respective des approches de cartographie statique versus la modélisation (Chapitre 2), sur l'importance de considérer l'écoulement de surface pour bien représenter l'aléa dans une optique de gestion de risque (Chapitre 3) et sur la variabilité de l'influence de la morphologie de la plage sur les niveaux d'eau à la côte (i.e. runup, setup, swash) (Chapitre 4). Nous concluons cette section en soulignant les multiples perspectives de recherche qui s'offrent suite à ce projet.

Rappelons les 4 objectifs principaux qui ont été répondus au cours de la thèse :

1. Évaluer l'importance des niveaux d'eau et des vagues sur le positionnement vertical de la ligne d'eau, définie comme étant la jonction entre l'eau et la plage en un instant  $t$ , afin de développer une méthode de création de topographie intertidale automatisée par imagerie vidéo pour calculer les pentes de plages;
2. Évaluer l'effet des conditions hydrodynamiques (vagues et niveaux d'eau) sur les processus de submersion, et comparer la performance de modèles empiriques et numériques pour reproduire les niveaux de submersion;
3. Grâce aux simulations numériques, évaluer l'impact de la hausse du niveau marin sur les processus qui ont cours lors d'une submersion côtière au Québec maritime;
4. Développer des nouvelles équations empiriques de runup pour l'EGSL à utiliser dans une démarche de cartographie de la submersion, compte-tenu de la variabilité morphodynamique des systèmes côtiers et tout en déterminant le rôle joué par les vagues infragravitaires.

Le lien qui est établi entre chaque chapitre est schématisé dans la figure conceptuelle à la page suivante.

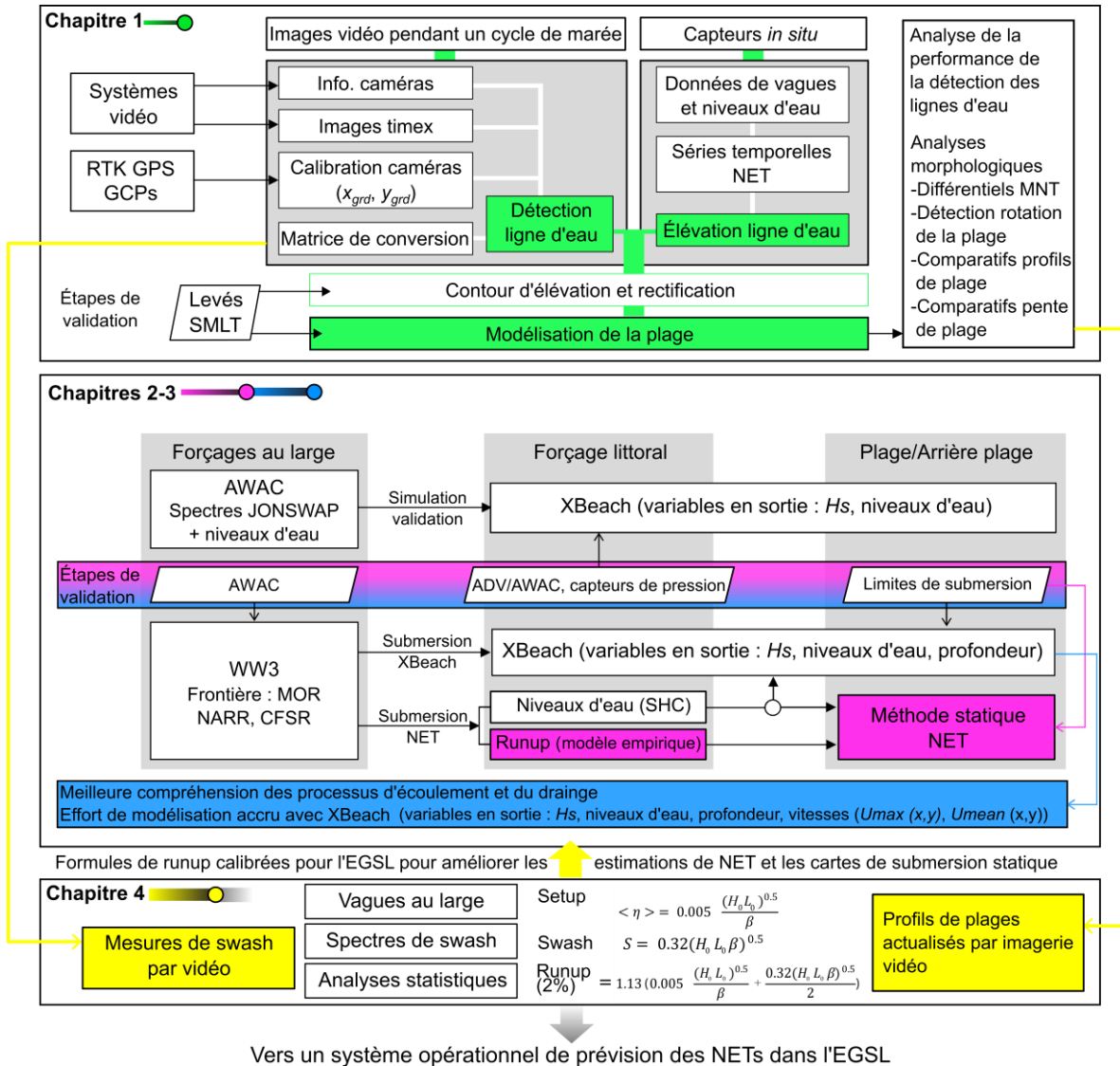


Figure C.64. Schématisation de l'interrelation entre les chapitres de la thèse. Les couleurs sont associées aux chapitres distincts (Fig. I.7). Notons que les chapitres 2 et 3 comprennent des étapes méthodologiques et des conditions aux frontières des modèles *XBeach* similaires, mais aucune analyse de submersion statique n'a été réalisée au chapitre 3.

## LA NÉCESSITÉ DES OBSERVATIONS HAUTES-FRÉQUENCES DE LA DYNAMIQUE LITTORALE

Pour répondre à l'objectif principal de cartographie de la submersion, la première étape a été d'établir un parc d'observation à haute-fréquence de la dynamique littorale. Un réseau de caméra vidéo haute fréquence a été installé le long de l'EGSL pour mesurer 1) la topographie intertidale et 2) les niveaux d'eau sur la plage (runup, setup, swash). La motivation principale derrière cette étape méthodologique gargantuesque est fort simple : une connaissance précise (haute résolution temporelle principalement) des processus et de leurs impacts morphologiques en période de tempête est nécessaire à l'établissement de modèle empirique de runup couvrant un large éventail de conditions morphodynamiques. Ainsi, une méthode de création de modèle numérique d'élévation basée sur la détection de la ligne d'eau (i.e. l'interface plage/eau) en un instant  $t$  a été implémentée dans le cadre du premier chapitre. Il s'agit d'une méthode similaire au *shoreline mapping* proposé dans les années 90 par des américains de la Oregon State University (Plant et Holman, 1997) sous le nom de *Shoreline Intensity Maximum (SLIM)*. Maintes fois validée depuis (Aarninkhof *et al.*, 2003; Almar *et al.*, 2012; Madsen et Plant, 2001; Plant *et al.*, 2007), cette méthode considère l'élévation du plan d'eau comme proxy à l'élévation de la courbe de niveau représentée par la ligne d'eau. Bien que de multiples systèmes vidéo aient été installés le long de l'EGSL dans le cadre de cette thèse, nous baserons cette section de discussion sur l'étude réalisée à Pointe-Lebel (Chapitre 1) et dans une moindre mesure à Maria où une validation de la méthode a également été réalisée (Chapitre 3). La difficulté principale associée à cette méthode repose sur la définition du niveau d'eau impliqué dans le positionnement de la ligne d'eau dans un espace tridimensionnel. Dans le cadre du Chapitre 1, les résultats montrent qu'il est possible de minimiser l'erreur en  $z$  du modèle d'élévation grâce à une mesure *in situ* des niveaux d'eau et vagues. Cette première section de discussion porte sur ce point. Les mesures de runup par vidéo et effectuées dans le cadre du Chapitre 4 seront abordées à la fin de cette section.

### **Performance de la méthode de détection de ligne d'eau MSV appliquée dans l'EGSL**

La performance d'une méthode de reconstitution de plage intertidale ou sub-tidale par détection de ligne d'eau au cours d'un cycle marégraphique dépend de deux éléments : 1) l'algorithme de détection utilisé et 2) l'estimation des composantes astronomique (marée), barométrique (surcote) et hydrodynamique (les vagues et leur transformation à la côte) (Almar *et al.*, 2008; Blossier *et al.*, 2017; Plant *et al.*, 2007; Vousdoukas *et al.*, 2011). Plusieurs méthodes de détection de ligne d'eau sont basées sur la présence de forts contrastes entre la zone de swash et la plage, permettant de détecter un changement abrupte d'intensité de pixels à l'interface terre/mer sur des images en niveaux de gris (Madsen et Plant, 2001; Plant et Holman, 1997). Ce type de détection peut être efficace sur des profils linéaires avec un jet de rive concentré sur une portion restreinte sur la plage (ex. plage réfléchive), mais pose problème sur des environnements dissipatifs où l'ensemble de l'image peut être saturé d'un blanc éblouissant (Almar *et al.*, 2012). D'un autre côté, les environnements plus calmes comme les plages estuariennes, sont généralement sous l'influence de swash moins important, ce qui diminue grandement les contrastes terre/mer (Morris *et al.*, 2007). Pour éviter les incertitudes à l'étape de détection, Almar *et al.* (2008) et Almar *et al.* (2012) ont proposé une méthode d'identification de la ligne d'eau basée sur la couleur des pixels sur de l'imagerie vidéo moyennée (TIMEX), similaire à celle utilisée par les systèmes ARGUS (Aarninkhof *et al.*, 2003; Turner et Leyden, 2000), mais avec en plus un module de reconnaissance des patrons de swash. C'est cette méthode qui minimise la variabilité de la détection (*Minimum Variability Shoreline*, MSV) qui a été utilisée tout au long de la thèse pour la création de topographie intertidale et implémentée dans une interface graphique originale de TOPographie Intertidale Côtière par Imagerie Vidéo (TOPIC-IV) (Figure C.65). Ainsi, l'originalité de la méthode ne réside pas dans l'algorithme de détection MSV couramment utilisé aujourd'hui (e.g. Bonou *et al.*, 2018; Pugliano *et al.*, 2019), mais plutôt dans l'approche utilisée pour attribuer à la détection une élévation cohérente qui lui permet d'être projetée avec une incertitude minime.

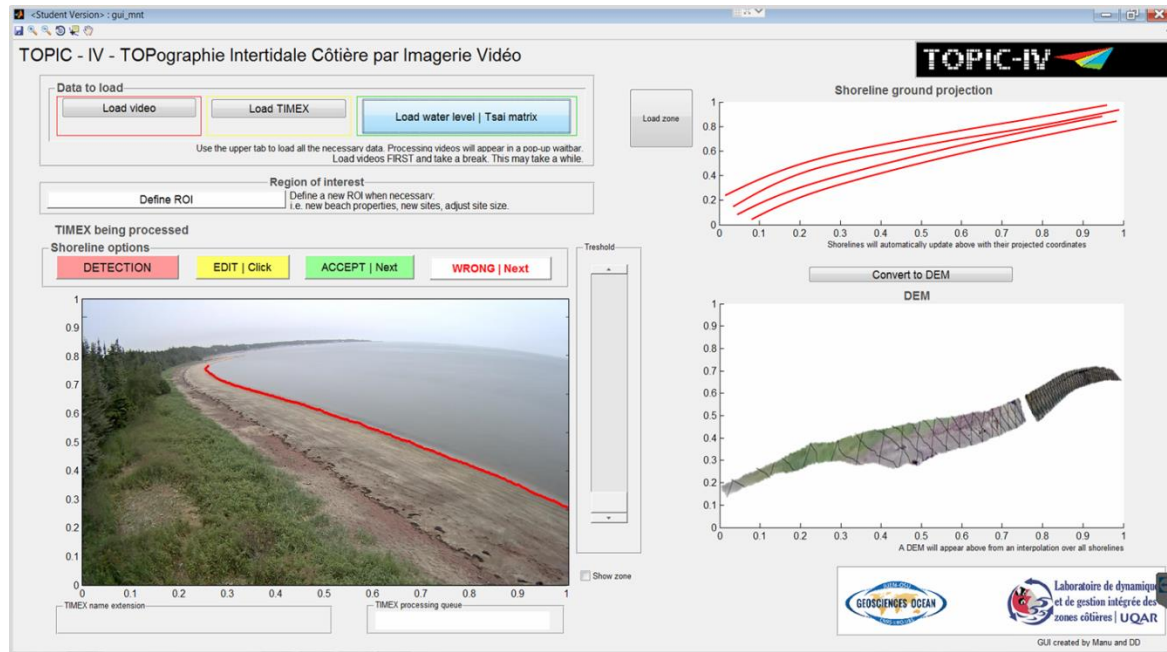


Figure C.65. Aperçu du GUI TOPIC-IV utilisé pour la création de topographie intertidale basée sur la détection de l'interface terre/mer grâce à l'approche MSV de Almar *et al.* (2012).

Abstraction faite de la méthode de correction d'image employée dans la thèse qui corrige la distorsion et qui estime les paramètres d'orientation extérieure, la focale, le *skew factor* et les points principaux (Stumpf *et al.*, 2016), nous pouvons considérer que deux éléments clés ont permis de diminuer l'incertitude de la méthode de création de topographie intertidale : la réduction de la durée des TIMEX et la prise en compte des vagues à la côte.

La diminution de la durée des images vidéo moyennées est cruciale pour éviter de réaliser des TIMEXs sur un signal de swash pollué par celui de la marée (montante ou descendante). Par convention, la plupart des études établissent à 10 minutes la durée des TIMEX (Bracs *et al.*, 2016; Holman et Stanley, 2007; Huisman *et al.*, 2011; Ojeda et Guillén, 2008; Pearre et Puleo, 2009; Plant et Holman, 1997; Uunk *et al.*, 2010). Or, la pente des plages (haut-estran ou *beach face*) dans l'ESGL est souvent abrupte, comme on peut le voir dans le Chapitre 4. Cette caractéristique fait en sorte que l'interface terre/mer varie rapidement pendant le cycle de marée. Ainsi, on voit clairement dans la figure de validation au Chapitre 3 (Figure 3.48)



que la distance entre chaque détection réalisée sur des TIMEX de 5 minutes est déjà significative et introduit systématiquement un biais en  $z$  (quasi-constant) de l'ordre de 5-7 cm. Augmenter la durée de moyennage engendrerait certainement une incertitude supplémentaire. Almar *et al.* (2012) avaient testé la méthode MSV avec des TIMEX de 10, 2 et 0,5 minutes, et concluaient qu'une durée inférieure à 2 minutes réduisait considérablement l'erreur associée aux variations spatio-temporelle de la ligne d'eau sur la plage, mais qu'en contre-partie elle impose une dépendance linéaire avec la longueur du swash, de plus en plus visible (de moins en moins moyenné) – à noter que les auteurs proposaient une correction de  $0,15 \times$  la longueur du swash combinée à des TIMEXs de 30 secondes. Dans une analyse basée sur des points de validation DGPS à la manière d'Almar *et al.* (2012), Pugliano *et al.* (2019) ont effectué une analyse de la déviation de la détection faite sur une période aussi courte que 30 secondes. Sans surprise, ils attribuent une grande partie de l'incertitude à l'augmentation de la distance par rapport à la caméra, mais soulignent eux aussi une relation inverse à la pente de la plage sous l'effet d'un swash plus long. Ces éléments pointent vers le deuxième élément qui appuie l'approche de topographie intertidale utilisée dans cette thèse et publié dans *Remote Sensing* en 2017 (Didier *et al.*, 2017).

Comme mentionné plus haut, un des traits caractéristiques des plages estuariennes et abritées (comme celles de l'EGSL), est leur morphologie particulièrement abrupte en haut de plage (Jackson *et al.*, 2017). Par exemple, Didier *et al.* (2015) montraient que les pentes de la plage de Maria (Baie des Chaleurs) étaient peu variables ( $\sigma = 0,013$ ), mais également très réfléchives ( $\bar{\beta} = 0,14$ ) si on considère les seuils proposés par Stockdon *et al.* (2006) où  $\beta > 0,1$  est considéré comme réfléchif. En raison de cette morphologie, la longueur franchie par le swash est amoindrie contrairement aux plages dissipatives où l'excursion horizontale du swash augmente inversement avec la pente (Gomes da Silva *et al.*, 2018), ce qui minimise l'erreur associée à la détection. De plus, en période calme (avec des vagues incidentes faibles à la côte), le swash est faible sur la plage considérant que peu de houle est présente dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent et dans la baie des Chaleurs, et que la topographie contraint significativement la hauteur des vagues (Ruest *et al.*, 2016). Nous avons donc montré que ce climat peu énergétique de vagues (i.e. des vagues significatives inférieures à

~15 cm) est propice à la création de topographie par vidéo à Pointe-Lebel dans près de 60 % du temps, incluant la saison hivernale (sans considérer la glace de rive). Blossier *et al.* (2016) ont également adopté une approche similaire, en sélectionnant uniquement des conditions de houle inférieure à 1 m pour estimer la topographie intertidale à partir d'équation empirique de setup. Ici, le module d'élévation associé à la détection considère une forte contribution des vagues dans l'établissement du niveau d'eau total (NET), en attribuant au NET un niveau d'eau moyen observé *in situ* sous l'effet de la marée astronomique et des fluctuations barométriques, mais aussi une surélévation associée à la hauteur des faibles vagues ( $H_s$ ) au pied de la plage. Cette approche a permis d'améliorer légèrement la performance de l'approche exclusivement basée sur les niveaux d'eau moyens, aussi testée dans le Chapitre 1.  $H_s$  agissant comme *proxy* au setup, il est important de souligner qu'il remplace également une estimation par équation empirique tel que couramment utilisé en littérature pour déduire le NET sur la plage à partir de forçages hydrodynamiques au large (Aarninkhof *et al.*, 2003; Vousdoukas *et al.*, 2011).

Le développement du réseau de suivi des plages par caméra et de l'outil TOPIC-IV a rendu possible la réalisation de modèles numériques d'élévation actualisés de la zone intertidale. Dans le cadre de cette thèse, leur utilisation se concentre sur 2 points. Le premier point consiste en l'actualisation des topo-bathymétries continuent nécessaires aux projections de submersion côtière par modélisation numérique (Chapitre 3). La topographie intertidale permet de générer des surfaces dans l'avant-côte (zone *nearshore*), comme nous l'avons montré dans la Figure 3.48 grâce à un traçage manuel de la ligne d'eau à marée basse. Même si aucune analyse de sensibilité à la variation de la taille de grille bathymétrique n'a été effectuée dans la thèse, il est reconnu que la résolution de la bathymétrie de la zone *nearshore* est un facteur important qui affecte la performance des simulations numériques, notamment *XBeach* (Roelvink *et al.*, 2009) qui est le modèle utilisé dans cette thèse. Afin de diminuer les temps de calculs, des grilles de tailles variables et adaptées à la complexité de la bathymétrie sont couramment utilisées avec *XBeach*, concentrant les mailles fines aux changements morphologiques importants, et d'autant plus sur la rive. Pour des tailles de grilles < 5 m, Kolokythas *et al.*, (2016) ont montré qu'une variation de quelques mètres dans

la taille de grille dans la direction *cross-shore* (perpendiculaire à la côte) pouvait engendrer de fortes variabilités dans les prédictions d'accrétion et de transport sédimentaire. À plus fine échelle, Terlouw (2013) a aussi montré qu'un minime changement de  $\pm 10$  cm de l'élévation de la topobathymétrie pouvait faire la différence entre l'absence ou la présence de franchissement (*overwash*). Par ailleurs, en dépit de leur haute résolution spatiale, les produits LiDAR aéroportés à eux seuls ne peuvent bien représenter les éléments complexes présent dans la zone intertidale comme les crêtes de bermes (Brown *et al.*, 2007). Même si l'apport de l'imagerie vidéo ne permet pas d'améliorer la résolution de la micro-topographie sur la plage, comme soulevé au Chapitre 1, cette technologie offre une flexibilité qui vient améliorer les produits LiDAR et SHOAL en venant actualiser le produit initial pour les zones les plus critiques dans la transformation des vagues à la côte.

### **Avantages des mesures haute-fréquence de swash pour la calibration d'équations**

Fort du potentiel très riche pour l'étude de la dynamique littorale offerte par les systèmes vidéos comparativement à d'autres technologies comme les stations totales (Cheng *et al.*, 2016), les levés RTK-DGPS (Coco *et al.*, 2014; Silveira *et al.*, 2013; Suanez *et al.*, 2015), le radar (McNinch, 2007), les drones (Casella *et al.*, 2014; Holman *et al.*, 2017; Mancini *et al.*, 2013), et bien entendu le LiDAR (Blenkinsopp *et al.*, 2010; Brodie *et al.*, 2015; Voudoukas *et al.*, 2014), nous abordons ici un point tournant concernant l'actualisation des pentes de plages pour les calculs de runup, setup et swash. Nous avons montré au Chapitre 1 que les pentes de plages extraites des profils dérivés de la vidéo sont très similaires à celle du LiDAR ( $\rho^2 > 0.73$ ), avec potentiellement une très légère sous-estimation par rapport aux pentes réelles mesurées sur le terrain (LiDAR) comme l'observaient également Dailloux *et al.* (2010), sous-estimation ici attribuée aux détections à l'étale de marée haute. En plus de la précision raisonnable considérant le faible coût de l'approche, cette bonne performance de la topo-vidéo est un élément fondamental qui vient appuyer la flexibilité mentionnée plus haut. L'analyse des pentes au Chapitre 1 a été réalisée sur 65 profils de plage lors de deux différentes campagnes, avec comme moyen de validation un LiDAR mobile terrestre. Mais

c'est au Chapitre 4 que l'avantage de la vidéo prend tout son sens, en s'intéressant précisément à la variabilité des pentes dans le temps par un accès distant.

Jusqu'à l'entreprise de cette thèse, les observations de runup sur les plages naturelles du Québec étaient principalement effectuées au RTK-GPS (Didier *et al.*, 2016), et n'offraient que peu de données par rapport à l'ampleur de l'échantillonnage terrain. Cette méthode permet la mesure des limites maximales de runup à marée haute ( $R_{\max}$ ) sur les plages. Le recours à cette approche est assez rare, mais a été utilisé ailleurs dans le monde, notamment en Afrique du Sud d'où elle semblerait originaire (Mather *et al.*, 2011), en France (Cariolet et Suanez, 2013; Suanez *et al.*, 2015), ou au Brésil (Guimarães *et al.*, 2015). En gestion de la submersion et pour la calibration de modèles empiriques, l'intérêt de la mesure par vidéo est d'augmenter significativement la taille de l'échantillon des observations de swash sur la plage parallèlement aux conditions hydrodynamiques au large et près de la côte. La vidéo a cependant le désavantage d'être positionnée à un endroit fixe, limitant la distance longitudinale (*longshore*) de l'analyse et la variabilité morphologique considérée (e.g. un suivi le long de la côte bénéficie d'une plus grande diversité morphostructurale et sédimentologique qui fait varier le runup) (Mather *et al.*, 2011). Par convention, les études sur le runup sont désormais réalisées par vidéo ou LiDAR, et définissent un paramètre statistique représentant le niveau atteint par seulement 2% des événements de runup ( $R_{2\%}$ ) et qui varie peu (à vagues constantes) en fonction de la durée de l'enregistrement (Atkinson *et al.*, 2017). Il est cependant impossible de connaître ce paramètre et donc de comparer avec certitude les données et les calibrations avec celles de  $R_{2\%}$  de la littérature lorsque l'échantillonnage a été réalisé au RTK-GPS. Par définition,  $R_{\max}$  dépend littéralement de la durée de l'acquisition ou du nombre de vagues observées lors de cet échantillonnage: plus l'observation dure longtemps, plus on peut retrouver des valeurs élevées, ce qui potentiellement exige une correction (Atkinson *et al.*, 2017). Or, comme nous l'avons montré dans le Chapitre 4, la validation de la formulation proposée pour l'EGSL avec des données de  $R_{\max}$  du Bas-Saint-Laurent semble plutôt montrer que ces deux paramètres ( $R_{2\%}$  et  $R_{\max}$ ), qui représentent la portion haute d'une distribution de runup, sont assez similaires même si une analyse approfondie des distributions devrait être faite pour conclure sur ce point. Cette

analyse n'a pas été réalisée dans cette thèse mais soulignons au passage que la différence moyenne entre les valeurs de runup maximales et 2 % dans la base de données du Chapitre 4 (EGSL) est de 10,5 cm. Ceci pourrait expliquer pourquoi l'application de l'équation 16 du Chapitre 4 performe bien sur les valeurs de  $R_{\max}$  du Bas-Saint-Laurent. Enfin, retenons que pour répondre à l'Objectif 1 de la thèse, les systèmes de caméras vidéo implantés le long de l'EGSL ont permis de réaliser 30 modèles numériques d'élévation sur 5 plages différentes, et d'y calculer des pentes de plages pour générer un total de 11 685 images moyennées (pas toutes analysées). Comme il en sera question dans la section suivante, cette base de données a permis de formuler des nouvelles équations empiriques de runup, setup et swash pour l'EGSL.

#### **RUNUP, SETUP ET SWASH DANS L'EGSL DÉPENDENT DES FORÇAGES HYDRODYNAMIQUES**

Dans une publication récente, Power *et al.* (2019) ont utilisé l'intelligence artificielle (IA) (programmation génétique) pour calibrer un modèle de runup. L'étude portait sur 1390 observations de  $R_{2\%}$  issues de plages naturelles (Atkinson *et al.*, 2017; Nicolae-Lerma *et al.*, 2017; Poate *et al.*, 2016; Stockdon *et al.*, 2006) – la plus imposante à ce jour selon les auteurs. Leur formulation offrant de meilleures prédictions de runup que celles de la littérature ( $\rho_2 = 0,82$ , RMSE = 0,75 cm), l'étude concluait en soulignant ce point : il est impossible d'obtenir une erreur normalisée inférieure à 0,23 (RMSE = 1,05 m) avec une équation non calibrée appliquée arbitrairement sur une plage spécifique. En plus de souligner que les incertitudes sont inévitables avec une approche par vidéo, ce travail remet en perspective près de 60 ans de recherche sur le runup, puisque même par un modèle très complexe impliquant de multiples relations non-linéaires, les principaux paramètres qui influencent le runup restent les vagues ( $H_0$  et  $L_0$ ) et la pente de plage, tel qu'originellement indiqué par Hunt (1959). S'il semble ainsi évident que la physique du runup est sans aucun doute similaire dans l'EGSL que sur des plages des États-Unis, de France, d'Angleterre, des Pays-Bas (principaux sites où le runup a été étudié), c'est la contribution de chacun des paramètres qui est importante

(Power *et al.*, 2019), notamment de la morphologie par l'effet de la pente de la plage. Au Chapitre 2, l'équation de Mase (1989) a été appliquée pour déterminer les niveaux totaux sur le tronçon côtier entre Rimouski et Sainte-Flavie, principalement car Didier *et al.* (2016) indiquaient que cette formulation offrait les meilleurs résultats pour la zone étudiée, comparativement à d'autres formulations. Cependant, en l'absence de validation précise faite par vidéo, l'incertitude associée au modèle demeure inconnue. Considérant la morphodynamique particulière des plages de l'EGSL (i.e. forte réflectivité de la pente de haut estran, bas estran subhorizontal dissipatif, contexte morphostructuraux et sédimentologiques variables, marnage variable, climat de vagues variable, etc.) – et en raison des estimations incertaines qui ont été faites dans de précédentes études (Didier *et al.*, 2016; Marchand *et al.*, 2014) –, il est apparu nécessaire d'analyser en détail l'importance de la pente sur le runup, et d'explorer la contribution des paramètres hydrodynamiques ( $H_0$  et  $L_0$ ) le long d'un gradient de conditions hydrodynamiques depuis l'estuaire vers le golfe.

Cette étape est cruciale pour la calibration d'équations empiriques, pour la validation de formulations existantes, et pour améliorer les connaissances sur la propagation des vagues vers la côte à l'échelle régionale. Il s'agit d'un volet majeur de la thèse qui a permis de consolider les efforts de recherche par vidéo en des outils d'estimations plus performants qui pourront être utilisés à des fins de cartographie statique de la submersion.

### **Variabilité du setup : une dominance par les vagues et une fonction inverse de la pente**

Dans le cadre de la thèse, nous avons porté une attention particulière sur les deux composantes du runup, le setup et swash. Le setup est la surélévation du niveau d'eau moyen à la plage suite au déferlement des vagues sous l'effet d'un transfert de momentum et d'énergie vers la colonne d'eau (Dean et Walton, 2009) – gradient transversal (*cross-shore*) dans les tenseurs de radiation (Longuet-Higgins et Stewart, 1962). Le setup est donc principalement une fonction de la hauteur des vagues au large, d'un ordre de grandeur théorique de 20-50 %  $H_0$  (Dean et Walton, 2009) : on observe des valeurs similaires (37 %)

dans le Saint-Laurent. On s'attend à un setup minimal avant le déferlement, mais à un maximum sur la plage, d'où l'intérêt d'utiliser la vidéo (ou le LiDAR) pour l'étudier.

En raison de la diminution de la profondeur d'eau à l'approche de la côte et par ailleurs, de la localisation du point de déferlement suivant les cycles de marées, le setup est également fonction de la morphologie de la plage comme le montraient Holman et Sallenger (1985) par une dépendance du setup normalisé (par  $H_0$ ) sur le nombre d'Iribarren  $\xi_0 = \tan\beta/\sqrt{H_0/L_0}$ . Certains auteurs suggèrent une relation positive de la pente de la plage sur le setup (Bowen *et al.*, 1968; Hedges et Mase, 2004), alors que d'autres ont observé des résultats différents sur des plages dissipatives (Caulet *et al.*, 2017; Stockdon *et al.*, 2006). Ainsi, Hanslow et Nielsen (1993) et Nielsen (2009) notent qu'en conditions très dissipatives, la pente n'a aucun effet sur le setup en raison d'une saturation des vagues incidentes qui limite le transfert d'énergie vers de l'énergie potentielle sur la plage. L'analyse du setup au Chapitre 4 montre clairement que pour les plages étudiées dans l'EGSL, c'est le climat de vagues ( $H_0$  et  $L_0$ ) qui contrôle la majeure partie de l'amplitude du setup ( $\rho^2 = 0,55$ ). Ces observations abondent dans le même sens que certaines études pionnières (Bowen *et al.*, 1968; Guza et Thornton, 1981). Dans le contexte de l'EGSL, ces résultats témoignent d'une variabilité régionale du setup sous l'influence d'un climat de vague affecté par des distances de fetch variées selon la localisation dans l'estuaire et le golfe (Ruest *et al.*, 2016). Ainsi, il n'est donc pas surprenant que les plages plus abritées comme celle de Maria et de l'Île-aux-Coudres soient sous l'influence de faibles valeurs de setup la plupart du temps, étant affectées principalement par de faibles vagues.

Les vagues sont donc le principal paramètre qui influence le setup. En ce sens, on ne remarque pas non plus dans l'EGSL de dépendance directe ni linéaire du setup en fonction de  $\xi_0$ , ce qui corrobore les résultats de Hanslow and Nielsen (1993) qui ont plutôt suggéré une dépendance avec la hauteur des vagues au large. Or, la pente influence bel et bien le setup, mais la meilleure formulation de setup obtenue dans notre étude n'augmente que de peu la relation basée sur les forçages hydrodynamiques ( $\rho^2 = 0,63$ , comparativement à 0,55). Elle est très similaire à la forme de type Hunt, mais suit plutôt une relation  $(H_0L_0)^{0.5}/\beta$ . La

relation est contre-intuitive contrairement à celle de Stockdon *et al.* (2006) qui la relie au nombre d'Iribarren, en ce sens où le setup diminue avec l'augmentation de la pente. Selon cette relation, le setup aura donc tendance à être nul (ou minimisé) si la pente est trop élevée. Même si le rôle de la morphologie du bas estran sur le setup n'a pas été analysé, nous soulevons l'hypothèse qu'il s'agit du résultat d'une dissipation d'énergie par percolation dans les sédiments du haut estran. Hanslow and Nielsen (1993) ont aussi souligné l'importance de la position de la nappe d'eau souterraine sur le setup pour les pentes abruptes supérieures à 0,06 (c'est le cas pour les plages de l'EGSL). Pour des conditions de vagues similaires, le drainage de la plage est plus important en milieu réfléchissant que pour des plages à plus faible pente, ce qui est aussi valable pour les substrats grossiers, ce qui tend à contraindre la position du niveau de setup plus bas sur la plage. De plus, au fur et à mesure que la pente de la plage augmente, la vitesse de la nappe de retrait devient plus importante sous l'effet de la gravité sur le fluide ( $\rho g \sin\alpha$ ), ce qui pourrait 1) engendrer une force vers le bas de la pente et ainsi imposer une résistance au mouvement du swash vers le haut, et 2) expliquer que le setup ne sature pas mais aurait plutôt tendance à être déplacé vers la mer (Hsu *et al.*, 2012).

La forme de la relation de setup (Équation 16 au Chapitre 4) est particulièrement intéressante dans le contexte des plages de l'EGSL. Des plages aux morphologies différentes engendreront un setup plus ou moins important dépendamment de leur pente de plage. Ainsi, malgré des hauteurs de vagues significatives plus importantes à Maria qu'à l'Île-aux-Coudres, le setup y est typiquement deux fois moins important tant pour les valeurs moyennes que maximales, en raison de pentes plus élevées. Par ailleurs, le setup demeure quasi constant à Maria, invariable aux fluctuations hydrodynamiques au large. Le contexte géographique de cette plage abritée fait probablement en sorte que la diffraction et la réfraction dans la baie limite l'énergie des vagues à l'approche de la côte (Bernatchez *et al.*, 2011). Un des éléments qui pourraient en revanche expliquer une forte dissipation de l'énergie autre que par le déferlement serait par percolation dans la portion haute de la plage (Longuet-Higgins, 1983). Nous n'avons pas d'évidence quantitative sur la pénétration de l'onde de marée, le swash ou le setup sur les plages étudiées, mais comme la plage de Maria montrait une taille granulométrique supérieure aux autres sites, une forte porosité pourrait être à l'origine d'une



forte dissipation de l'énergie par des interactions avec le fond (Caulet *et al.*, 2017; Longuet-Higgins, 1983; Sous *et al.*, 2016). Dans cette étude, la dynamique littorale associée aux barres n'a que très peu été abordée, mais sur la plage de Longue-Pointe-de-Mingan, la présence des barres sableuses pourrait aussi influencer les processus de dissipation, diminuant le setup à la côte (Guedes *et al.*, 2012).

Pour l'étude de la submersion, ces résultats portant sur le setup sont révélateurs d'un point crucial. Certaines études utilisent une équation de setup pour estimer les niveaux d'eau totaux (NETs) selon l'hypothèse douteuse que puisque la morphologie côtière a un impact sur la surélévation de la nappe d'eau à la côte, mieux vaut utiliser une équation qui s'affranchie de ce paramètre : comme dans l'étude de Vitousek *et al.* (2017) où une équation simple de setup du type  $H_0 L_0^{0,5}$  (pour plage dissipative, donc sans le paramètre de pente) est utilisée unilatéralement à l'échelle mondiale; ou comme dans celle de Perini *et al.* (2015) où il est jugé moins long de calculer le setup uniquement. À noter que dans les deux études, les auteurs mentionnent explicitement que les résultats peuvent être à discuter en raison de sur- ou sous-estimations des NETs. En d'autres termes, estimer le setup dans cette situation revient à appliquer un coefficient d'atténuation au climat de vagues au large. Ceci permet de s'affranchir de l'incertitude des équations de runup – le RMSE de l'équation de setup dans l'EGSL est effectivement inférieure de 5 cm à celle du runup, ce qui est très peu considérant que l'équation de runup est nettement plus performante ( $\rho^2 = 0,8$ ). Considérant ces résultats, il convient d'utiliser une équation le plus juste que possible et représentative des conditions de NETs à la côte en intégrant également l'effet du swash dans la formulation de runup, ce qui est généralement réalisé à partir de l'équation de Stockdon *et al.* (2006) (la formulation générale pour les plages tant dissipatives que réfléchives) (Ruggiero, 2013; Serafin *et al.*, 2017).

### **Le swash est paramétré par une forte dépendance linéaire à la racine de la pente**

Les oscillations de swash sur une plage sont le produit de groupes de vagues qui se propagent vers la côte (Tucker, 1950). Il a été montré que l'impact des tempêtes sur les plages est plus important lorsque la part d'énergie infragravitaire comprise dans le niveau d'eau à la côte domine sur la composante incidente (Bertin *et al.*, 2018) car le swash de vagues gravitaires est saturé (Raubenheimer et Guza, 1996). Afin d'obtenir une formulation empirique de runup qui intègre ces deux composantes, une analyse spectrale a permis de séparer les composantes incidentes et infragravitaires du signal continu d'oscillations de swash sur les plages étudiées, le swash total étant représenté par  $\frac{1}{2}\sqrt{s_{inc}^2 + s_{IG}^2}$  (Stockdon *et al.*, 2006). Une analyse de la variabilité de chaque composante en fonction des paramètres hydrodynamiques et de pente a été réalisée. Les résultats du Chapitre 4 montrent que de façon générale, le swash total (incluant haute et basse fréquence) est principalement une fonction de la hauteur des vagues au large et de la longueur d'onde, comme le setup. Ainsi, comme le montraient Ruest *et al.* (2016), puisque la hauteur des vagues est approximativement deux fois plus élevée dans le golfe du Saint-Laurent que dans l'estuaire, on s'attendra à plus de swash sur les plages du golfe. C'est aussi ce qu'on peut voir à partir de nos observations, et ceci apporte des notions fondamentales à intégrer pour la gestion de l'aléa de submersion.

Lors des levés de swash, le climat de vagues était effectivement plus élevé devant les plages du golfe, avec des vagues significatives atteignant 5,6 m à Longue-Pointe-de-Mingan alors qu'elles ont atteint seulement 1,3 m à l'Île-aux-Coudres. Ces valeurs témoignent d'une variabilité importante de l'énergie apportée à la côte par les vagues entre l'amont de l'estuaire maritime (et la Baie des Chaleurs) et le golfe. Il a été montré que dans les milieux à faible énergie, les changements sédimentaires sur la plage (érosion et accrétion) peuvent être associés à des seuils dans l'énergie des vagues (Jackson *et al.*, 2002; Masselink et Pattiaratchi, 2001). En ce sens, si on considère uniquement le climat de vagues dans l'EGSL, on remarque un seuil de  $H_0$  se situant autour de 1,8 m, ce qui s'apparente aux seuils obtenus par Brinkkemper *et al.* (2013) sur des plages du Yucatan au Mexique. Pour les plages plus énergétiques dans l'EGSL, le swash dans la bande haute fréquence du spectre ( $S_G$ ) n'a pas

pu être paramétré indépendamment, ce qui suggère une saturation de  $S_G$  avec l'augmentation de l'énergie des vagues ( $H_0$  et  $L_0$ ) (Guza et Thornton, 1982a; Hughes *et al.*, 2014).

L'analyse des spectres de swash au Chapitre 4 a permis de mieux comprendre la dynamique du swash selon la plage. Dans la bande incidente du swash, on s'attend à ce que l'énergie augmente avec les conditions hydrodynamiques au large (Hughes *et al.*, 2014). Ainsi, une formulation pour le swash incident a été proposée au Chapitre 4 pour les plages de Maria et à l'Île-aux-Coudres même si ces deux environnements ont une morphologie différente. À Maria, un bas estran subhorizontal succède à une rupture de pente nette au pied du haut estran abrupt, ce qui est typique de plages estuariennes (Eliot *et al.*, 2006; Freire *et al.*, 2009). À l'Île-aux-Coudres, le haut estran est aussi abrupt ( $\beta > 0,1$ ), ce qui est commun sur les plages adossées à des plateformes (Trenhaile, 2004). Le haut estran de ces plages est réfléchissant à marée haute et contribue alors au déferlement des petites vagues directement sur celle-ci. La pente de la plage exerce donc un rôle majeur sur la dissipation de l'énergie sur ces plages, et son intégration en dehors de la racine (devant) des paramètres hydrodynamiques est suggérée pour obtenir une équation de runup optimale ajustée à ces sites. À Maria, les spectres de swash montrent des pics d'énergie dans la bande incidente, ce qu'on ne retrouve pas dans les spectres des autres plages étudiées. Ceci valide l'hypothèse selon laquelle les environnements abrités, étant affectés par un climat de vagues moins énergétiques, subissent une contribution importante des vagues incidentes sur la dynamique de swash, même en période de tempête (Figure C.66a). Le climat de vagues n'est sans doute pas assez énergétique pour engendrer une saturation dans la bande incidente du swash, contrairement aux plages plus exposées du golfe et de l'estuaire maritime.



Figure C.66. Exemples de conditions de tempêtes sur les plages de Maria (a), Îsle-aux-Coudre (b), Cap-des-Rosiers (c), Pointe-Lebel (d) et Longue-Pointe-de-Mingan (e) tel qu'observé depuis les systèmes vidéos.

Puisqu'elles sont géographiquement localisées dans des environnements différents, les plages de Cap-des-Rosiers (CDR), Pointe-Lebel (PTL) et Longue-Pointe-de-Mingan (LPM)

possèdent une morphologie différente. La dissipation de l'énergie des vagues à l'approche de la côte peut par conséquent être attribuée à des processus distincts limitant l'énergie dans la zone de swash, tel que montré à la Figure C.66. Ces milieux sont plus exposés que les plages de Maria et de l'Île-aux-Coudres et l'énergie dans la bande infragravitaire domine les oscillations de swash. Contrairement aux sites abrités, le swash incident n'a pas pu être paramétré. Surprenamment, on a remarqué une diminution de  $S_G$  avec l'augmentation de  $H_0$  – on aurait plutôt pu s'attendre à une fonction tangente-hyperbolique (Senechal *et al.*, 2011) témoignant de la saturation. La dissipation de l'énergie dans la bande incidente est donc significative. À Pointe-Lebel, la dissipation du large à la côte est importante sur la batture, d'autant plus qu'un premier point de déferlement est localisé au large sur un talus du front deltaïque immergé. Malgré cette première source majeure de dissipation, une érosion importante du haut estran réfléchitif s'est produite lors d'événements de tempêtes, se traduisant 1) par un recul important du trait de côte de près de 4 mètres en quelques jours et 2) par une rotation de l'orientation de la plage. On peut valider avec certitude que cet événement (celui du 16 novembre 2016) s'est produit sous l'influence marquée d'une dominance des ondes infragravitaires. Le swash y est en effet dominé par les ondes longues pendant les tempêtes, sans doute sous l'influence de la morphologie de la batture. Sur des récifs coralliens de plusieurs centaines de mètres de large à faible pente ( $\beta = 0,009$ ) précédant des hautes plages réfléchives ( $\beta = 0,166$ ) (donc à géométrie semblable à Pointe-Lebel) situés dans les Îles Marshall dans le Pacifique, Cheriton *et al.* (2016) ont montré que les événements de runup les plus élevés étaient engendrés par des vagues infragravitaires se heurtant aux fortes pentes suite à une amplification sur le plateau récifal. En plus de la faible rugosité de la plage de Pointe-Lebel, ce qui limite la dissipation par turbulence entre le large et la côte, ceci pourrait expliquer les conditions fortement réfléchives observées à PTL ( $\xi_0 > 1.25$ ) au cours de l'événement de novembre 2016. D'ailleurs, une simple analyse visuelle sur la Figure C.66d permet de confirmer que les vagues incidentes sont peu énergétiques, mais que la présence de réflexion est très importante.

Sur les plages avec barres sableuses, l'énergie des vagues peut être significativement atténuée par un déferlement au-dessus des barres, ce qui peut apporter du bruit et de la dispersion dans

les corrélations (Stockdon *et al.*, 2006). À LPM, la présence de barres semble jouer un rôle important sur la dissipation de l'énergie (Corriveau *et al.*, 2018), limitant l'énergie dans la zone de swash (Figure C.66e). Cox *et al.* (2013) ont aussi montré que les barres peuvent diminuer l'énergie dans la bande infragravitaire sur la plage, ce qui pourrait expliquer les plus faibles valeurs de  $S_{IG}$  à LPM comparativement aux autres sites malgré les plus fortes hauteurs de vagues lors des tempêtes. Par exemple, la valeur relative  $S_{IG}/H_0$  à LPM est systématiquement inférieure à 0,9, mais atteint 1,87 à PTL et 1,32 à CDR. À PTL et LPM, on retrouve par ailleurs un bris de pente majeur au sein du profil de plage, donnant une forme concave typique des plages à fetch-limité (Hegge *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 2002; Nordstrom et Jackson, 1990). Cette morphologie peut aussi contribuer à dissiper l'énergie dans la zone de swash en raison de la présence d'une forte pente dans le haut estran. À CDR, on ne retrouve pas cette morphologie, mais la composition de l'estran meuble, des sédiments grossiers ( $D_{50} = 6,5-11,2$  mm), pourrait expliquer une forte porosité et ainsi favoriser les processus d'échange (infiltration/exfiltration) à l'interface terre/mer sous l'effet d'une perméabilité élevée (Sous *et al.*, 2016). Enfin, en dépit de plusieurs différences dans la morphologie des plages de l'EGSL en termes de climat de vagues, de pente de plage, de granulométrie et de marnage, nous avons montré que  $S_{IG}$  pouvait être paramétré sous une forme similaire au paramètre de Hunt, incluant la pente de plage, d'une façon similaire à l'équation de  $R_{2\%}$  de Ruggiero *et al.* (2001). Gomes da Silva *et al.* (2018) avaient également obtenu des bonnes estimations en utilisant cette équation sur la plage de Somo (Espagne), une plage également très contrainte par la géographie locale.

### **Une nouvelle formulation de runup pour les plages de l'EGSL**

Les observations de runup à partir d'imagerie vidéo ont permis de générer une nouvelle équation pour l'EGSL. Cette équation est valide pour des environnements très diversifiés (plage à barre sableuse et plateforme rocheuse, batture, bas estran subhorizontal) avec une grande variabilité sédimentologique (de sable à galets). L'équation finale de runup prend en considération une dépendance en fonction de la pente de la plage. Les équations de runup

intègrent généralement la pente, mais les méthodes pour la calculer ne sont pas universelles (Cariolet et Suanez, 2013; Holman et Sallenger, 1985; Nielsen et Hanslow, 1991; Suanez *et al.*, 2015). Grâce aux observations par vidéo sur des plages aux pentes variées ( $\beta = 0,062 - 0,351$ ) (et sous des conditions de vagues de faible à forte énergie,  $H_0 = 0,25 \text{ m} - 5,62$ ), la population statistique de notre échantillonnage représente un large éventail de conditions morphodynamiques. Les valeurs de pente extrêmes supérieures sont également considérablement plus élevées que ce qui est couramment observé en littérature. La plus forte pente de Sénéchal *et al.* (2011) était de 0,08 alors que Stockdon *et al.* (2006) ont calibré leur équation sur des valeurs de pente variant de 0,01 (Terschelling) à 0,11 (Duck). Ruggiero *et al.* (2004) et Ruessink *et al.* (1998) ont obtenu des valeurs inférieures à  $\sim 0,03$ . Sur des plages de galets en Angleterre, Poate *et al.* (2016) ont observé des pentes assez élevées de 0,07 à 0,4, et leurs données ont par ailleurs été intégrées par Power *et al.* (2019) dans une équation calibrée pour des pentes inférieures à 0,28. Il s'agit sans doute d'une des raisons principales pour laquelle l'équation proposée au Chapitre 4 fonctionne mieux que celles de la littérature sur les plages de l'EGSL, les conditions d'application (la pente) se retrouvant parfois en dehors des conditions d'applications des modèles. Ainsi, l'équation adaptée aux plages de l'EGSL performe mieux en diminuant le biais autour de 2 cm, même en intégrant des pentes fortes, tant pour les conditions dominées par les vagues infragravitaires que pour les conditions sous l'influence principale de vagues d'onde courte. En testant l'équation sur une base de données composées de valeurs de runup issues d'échantillonnage au Canada (Bas-Saint-Laurent), en France (Bretagne), et en Espagne (Somo) (Bernatchez *et al.*, 2017; Caulet *et al.*, 2017; Didier *et al.*, 2016; Gomes da Silva *et al.*, 2018), nous montrons également que l'équation est performante pour des vagues inférieures à 5,6 m et des pentes supérieures à 0,06. Même pour cette nouvelle validation, le biais demeure de l'ordre centimétrique, ce qui souligne le fort potentiel de cette équation pour de futures applications en gestion des niveaux d'eau à la côte et du risque de submersion.

Enfin, le Chapitre 4 a montré que le runup était principalement une fonction de  $(\sqrt{H_0 L_0})$  et de la pente de la plage à une puissance  $n$  dans l'EGSL, où  $n$  dépend de la composante d'intérêt (setup ou swash) et du site. Alors que la forme des paramètres de vagues demeure similaire

pour le setup et le swash, peu importe le site étudié, l'impact de la morphologie de la plage diffère selon la composante du niveau d'eau et affecte l'exposant  $n$ . L'équation de setup requiert que  $n = -1$ , alors que celle pour le swash requiert plutôt  $n = 0,5$ . Pour les sites de l'EGSL, les pentes fortement réfléchives de haut estran ont donc une importance particulière. Elles auront tendance à saturer légèrement le swash mais aussi à diminuer le setup, minimisant ainsi les valeurs de runup. D'un autre côté, pour les pentes plus faibles comme la portion basse du haut estran où le profil devient de plus en plus concave, le swash n'augmenterait que légèrement, alors que le setup augmenterait rapidement, se traduisant par des valeurs de runup plus élevées. Suivant  $1/x$  et  $\sqrt{x}$ , on peut en déduire qu'il existe un seuil de pente à partir duquel on passe d'une dominance de swash au setup, et vice versa. La valeur de ce seuil est de  $\beta = 0,11$  (Figure C.67). Aucune analyse sur l'*overwash* n'a été réalisée dans le cadre de cette thèse, et aucune analyse de swash n'a été accomplie en période d'*overwash*, même si de tels épisodes se sont produits à PTL et CDR pendant la période de suivi, précisément le 16 novembre 2016. Les *timestacks* sur lesquels du franchissement se produisait ont été rejetés lors de l'analyse (puisque de toute évidence la fonction de distribution ne suivait pas une loi gaussienne (Atkinson *et al.*, 2017)).



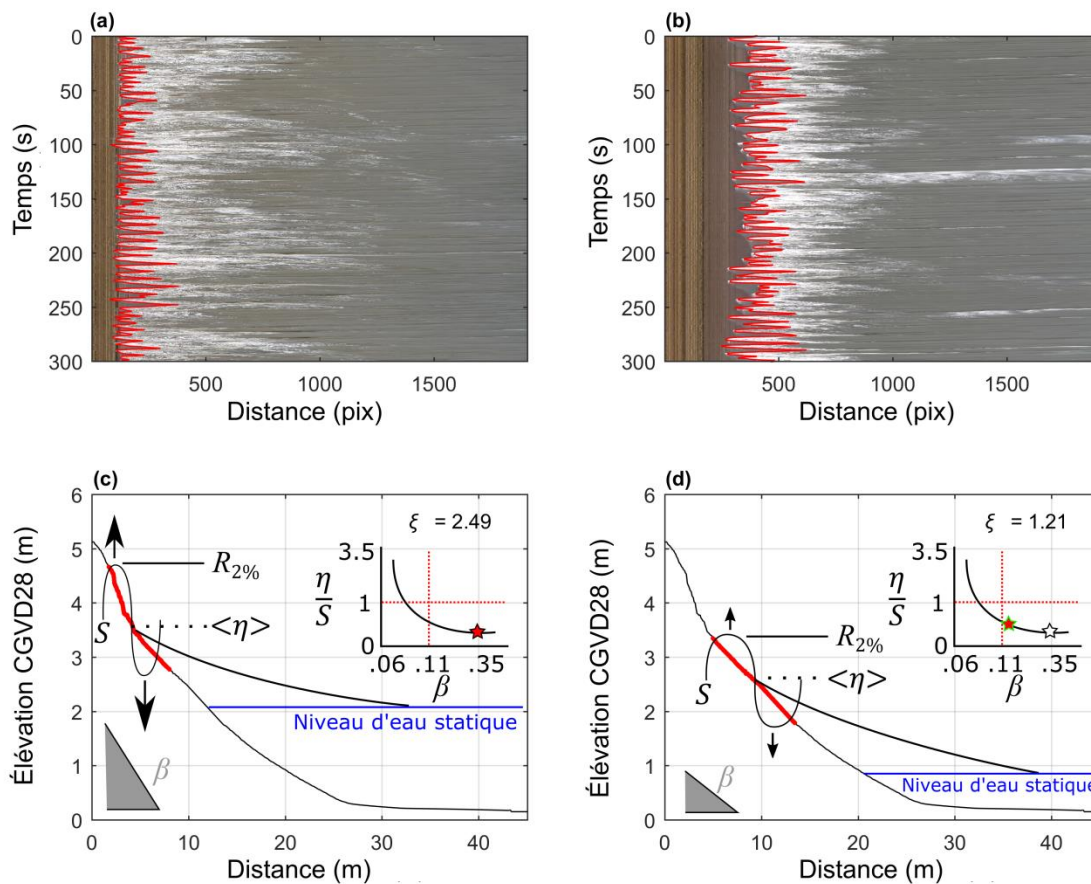


Figure C.67. Représentation schématique des comportements morphologiques et dynamiques impliqués dans l'ultime formulation de runup présentée au Chapitre 4, impliquant une analyse de swash (tracé rouge sur les timestacks) à PTL en conditions très réfléchissantes (a) et moins réfléchissantes (b). La transition du mode (a) au mode (b) s'accompagne d'un passage depuis un comportement d'excursion verticale de runup presque entièrement dominé par le swash (a) progressivement vers une situation de dominance du setup avec une diminution de la pente (b). À noter 1) le référentiel de 1 sur l'axe y pour souligner l'absence de composante dominante et 2) la localisation du seuil de pente de 0,11. La position de l'étoile se déplace vers la gauche sur le graphique schématique (désormais au contour vert), au voisinage de la pente critique de 0,11.

### **PROPOSITION D'UNE APPROCHE DE CARTOGRAPHIE DE L'ALÉA DE SUBMERSION PAR SIMULATION NUMÉRIQUE ET STATIQUE**

Les deux points de discussion précédents soulignaient l'apport des systèmes vidéo pour l'étude de la dynamique littorale dans l'EGSL, et traitaient de leur utilisation dans le cadre de calibration de formulation empirique de runup pour des environnements aux morphologies variées. L'apport de la haute fréquence pour des études à plus long terme des niveaux d'eau sur la côte est une étape cruciale et nécessaire à la compréhension des phénomènes morphodynamiques impliqués dans la submersion côtière. Il a été question dans le Chapitre 2 de l'implication d'équation de runup pour estimer le niveau d'eau total (NET), une approche couramment utilisée en analyse de risque d'érosion et de submersion, mais qui demeure très sensible à la validité de l'équation utilisée (Ruggiero *et al.*, 2001; Voudoukas *et al.*, 2012). L'événement de référence appliqué à la cartographie de la submersion côtière doit non seulement tenir compte des conditions utilisées aux frontières des modèles (i.e. vagues, marée astronomique, surcote), mais également du type d'approche utilisé pour simuler la propagation de la nappe d'eau. Dans cette thèse, deux stratégies générales de cartographie de la submersion, scientifiquement valables, mais supportées par des hypothèses littéralement à l'opposé en termes de degré de complexité des processus physiques impliqués, ont été abordées : statique (empirique, simple, accessible) et dynamique (numérique, complexe, exigeante). La discussion se poursuit donc sur le gradient de complexité des méthodes développées dans cette thèse, et sur les perspectives de recherche et d'application qui en ressortent. La question de l'établissement de la méthode statistique et l'importance d'une topo-bathymétrie précise, deux éléments techniques qui influencent l'événement de référence, clôturera la discussion. Enfin, les perspectives de recherche seront présentées en conclusion de la thèse.

### **Identification de zones sensibles à la submersion : combiner les approches numériques dynamiques et statiques validées**

Dans le Chapitre 2, la formule de Mase (1989) pour le  $R_{2\%}$  avait été utilisée pour calculer les niveaux d'eau totaux pour différents domaines de modélisations le long de la côte puisqu'il avait été montré qu'elle s'appliquait relativement bien aux plages du Bas-Saint-Laurent (Didier *et al.*, 2016) – parmi plusieurs autres équations testées, potentiellement en raison du fait qu'elle soit calibrée pour des surfaces imperméables, ce qui peut s'apparenter au cas des plateformes rocheuses subhorizontales qui caractérisent la rive sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Le traitement des données de runup n'ayant été accompli qu'à l'hiver 2019, l'équation calibrée pour l'EGSL n'avait pas été utilisée, mais fondamentalement l'approche demeure identique et ne sera qu'améliorée par l'utilisation d'une formulation calibrée au site.

Le niveau d'eau total est un proxy solide pour estimer l'impact des aléas côtiers sur le littoral (Didier *et al.*, 2016; Ruggiero, 2013; Serafin *et al.*, 2017; Silveira *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016). Par définition, il s'agit d'un « niveau », et par conséquent il ne peut prendre en considération les processus d'écoulement de la nappe d'eau sur le territoire. L'approche préconisée dans cette thèse et qui a été validée au Chapitre 2, grâce à une comparaison entre des simulations *XBeach* et statiques, est similaire à la proposition faite par le projet RISC-KIT (Resilience-Increasing Strategies for Coasts – toolKIT, (van Dongeren, Ciavola, *et al.*, 2017)). Cette approche propose de concentrer l'analyse de risque sur de courtes sections de côtes (< 10 km) afin de diriger les ressources vers les zones prioritaires actuellement et qui éventuellement seront touchées par les changements climatiques (*hotspots*). Dans le cadre de RISC-KIT, la première étape ne concerne que l'aléa (comme cette thèse) et le premier niveau de complexité abordé est d'utiliser *XBeach* en mode 1D à intervalles réguliers le long de la côte. La proposition pour l'EGSL est de soumettre d'abord la topographie de la côte à des NETs calculés à partir soit 1) d'un événement historique extrême connu pour lequel on possède une connaissance de la réponse du système (i.e. limites de submersion, valeurs des forçages, etc.) ou 2) d'un événement de référence calculé statistiquement à partir d'une série temporelle de niveau d'eau et vagues, ou de NETs, assez longue pour effectuer des analyses d'extrêmes (Kergadallan, 2013). Pour les zones prioritaires où le risque est plus élevé, faire

rouler le modèle *XBeach* en mode *surfbeat* est approprié et offre des résultats similaires tout en minimisant les surestimations.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons donc utilisé directement *XBeach* pour simuler la submersion en mode 2D, et l'étape de validation a été divisée en deux volets : 1) la validation hydrodynamique à partir de capteurs de pression dans la zone intertidale et 2) la validation de la surface inondée à partir de levés terrain des limites de submersion. Les performances du modèle pour simuler l'hydrodynamisme sont élevées, mais les performances pour la submersion demeurent variables. Avant toute prédiction de submersion, le modèle a été validé sur les deux sites étudiés (soit 1) entre Rimouski et Sainte-Flavie au Bas-Saint-Laurent, et 2) dans la municipalité de Maria dans la baie des Chaleurs), et l'incertitude associée à la simulation de  $H_s$  dans la zone littorale est de l'ordre de 7 cm, ce qui correspond à ce qui est couramment observé (Quataert *et al.*, 2015).

Afin de vérifier l'approche de cartographie de la submersion proposée dans cette thèse, des métriques indicatrices de performances des simulations surfaciques ont été calculées sur les sites étudiés au Bas-Saint-Laurent (Chapitre 2) et dans la Baie des Chaleurs (Chapitre 3). Ces indicateurs permettent de déterminer le succès d'une simulation d'inondation par rapport à la zone réellement submergée et de quantifier les sur- et sous-estimations (Bates and De Roo 2000; Gallien *et al.* 2014; Vousdoukas *et al.* 2016). Des simulations *XBeach* (en mode *surfbeat* forcé directement par des spectres JONSWAP issus de paramètres statistiques de WW3 au large) ont d'abord été réalisées. En ne considérant que l'indicateur de correspondance uniquement (Taylor, 1977), qui constitue le paramètre qui représente au mieux la performance du modèle, nous avons montré dans cette thèse que le modèle a permis de représenter plus de la moitié (en moyenne 51%) de la forme de l'étendue de la submersion du 6 décembre 2010 entre Rimouski et Sainte-Flavie. Cependant, on retrouve une très forte variabilité le long de la côte dépendamment des domaines de simulation (variant de ~30% à ~100%). À Maria, c'est ~60% de la surface submergée le 6 décembre 2010 qui a bien été simulée. Il s'agit d'une bonne capacité à reproduire les événements, ponctuée d'incertitudes pour certaines zones, et c'est ce dont on peut s'attendre des performances de simulations

d'inondation numériques. Par exemple, Alfieri *et al.* (2014) ont obtenu des succès de 43-65% à l'échelle pan-européenne en milieu fluvial en utilisant le modèle LISFLOOD-ACC (Bates *et al.*, 2010). En milieu côtier, Bates *et al.* (2005) ont aussi obtenu des succès de l'ordre de 50-90% en utilisant LISFLOOD, alors que Gallien *et al.* (2013) ont plutôt obtenu des résultats mitigés avec BreZo (0-22%). Soulignons que dans la plupart des cas, c'est la surestimation qui diminue grandement la performance des modèles.

Utiliser *XBeach* pour évaluer la propagation de la submersion en mode 2D est assez novateur puisque ce modèle morphodynamique est rarement spécifiquement appliquée à cette fin. Ce sont plutôt des profils 1D qui sont utilisés dans la plupart des études (e.g. Gallien 2016; Brown *et al.* 2015; Harley *et al.* 2011; de Santiago *et al.* 2017; Prime *et al.* 2016; Christie *et al.* 2017). Le mode 2D est par contre de plus en plus utilisé malgré les temps de calculs importants (Damlamian *et al.*, 2013; Pearson *et al.*, 2017; Poelhekke *et al.*, 2016; Schambach *et al.*, 2018). C'est donc un outil envisageable pour la gestion des zones de submersion, surtout là où des enjeux sont plus importants et justifie le temps de calculs et les coûts de calibration/validation. Nous avons montré que l'efficacité du modèle est élevée, et c'est aussi la conclusion de Quataert *et al.* (2015) et van Dongeren *et al.* (2017) qui ont évalué l'effet de la hausse du niveau marin sur les îles Marshall. Dans le cadre de l'analyse de la submersion, *XBeach* peut aussi permettre de déterminer l'effet combiné de la création de brèche et l'inondation (Elsayed et Oumeraci, 2016a; Roelvink *et al.*, 2009), ce qui peut être un élément motivant son utilisation pour déterminer les zones de propagation et de vitesses d'écoulement de l'eau, un élément absent des simulations statiques (Gallien *et al.*, 2016). Enfin, comme il en a été question à Maria, *XBeach* améliore la compréhension des impacts des tempêtes sur la côte et de l'inondation côtière en termes de surface touchée. De plus, son utilisation permet une compréhension de la dynamique des processus impliqués, ce qui fournit des connaissances nécessaires (durée, intensité, moment d'apparition) au bon fonctionnement d'un plan de gestion de risque (Didier *et al.*, 2017; IPCC, 2012; Zheng *et al.*, 2017). Enfin, la connaissance de ces paramètres mène à une cartographie plus adaptée de l'exposition à la submersion, permettant un zonage du niveau de risque intégrant ces différentes caractéristiques.

Comme on peut s'y attendre, l'approche statique par NET engendre d'importantes surestimations sur les côtes les plus basses du secteur étudié entre Rimouski et Sainte-Flavie. Cependant, les sous-estimations sont réduites, ce qui en fait une méthode de cartographie relativement sécuritaire dans une première approche d'évaluation de l'aléa.

Ces résultats (au Bas-Saint-Laurent, Chapitre 2) marquent un contraste avec la plupart des études sur les projections statiques de l'inondation, dans lesquelles les surestimations sont quasi systématiques (Gallien, 2016; Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016). Nous avons plutôt montré que même si d'importantes surestimations ont été observées avec cette approche, la performance générale n'est donc que légèrement inférieure (48%) à la modélisation avec *XBeach*. Ainsi, une grande superficie est correctement simulée comme étant inondée. De façon générale, les résultats sont très spécifiques au site avec les deux approches (i.e. à l'échelle du domaine de simulation), et c'est par ailleurs aussi un des problèmes majeurs des équations empiriques (Poate *et al.*, 2016). La variabilité topographique de la côte tend à influencer les résultats obtenus. Par exemple, dans le secteur de Pointe-au-Père, *XBeach* engendre deux fois plus de sous-estimations que la méthode statique. Nous avons attribué ces résultats à la dynamique de la submersion du 6 décembre 2010 dans ce secteur, où c'est le franchissement par un déferlement des courtes vagues (incidentes) et induit par le runup qui semble avoir engendré un écoulement vers les terres une fois le trait de côte atteint. La méthode statique considérant tous les pixels sous la cote comme étant inondés, ce problème peut être ignoré. Cependant, le mode de simulation *surfbeat* assume une saturation de la zone de surf et par conséquent ne considère pas le runup de courtes vagues, mais plutôt les oscillations de faibles amplitudes sous l'effet des groupes de vagues (Roelvink *et al.*, 2015, 2018). Dans le cas de Maria, où le type de simulation était identique à celui utilisé au Bas-Saint-Laurent, la cartographie de la submersion semble plutôt bien représenter la dynamique de l'écoulement puisque les lobes de débordements observés en 2010 étaient localisés dans des zones de fortes vitesses d'écoulement et à faible élévation. Dans les deux cas de simulations, *XBeach* s'est montré être une solution efficace pour établir une cartographie de la submersion, malgré certaines incertitudes associées à des choix méthodologiques (utilisation du mode *surfbeat* par exemple, ou absence d'actualisation

morphologique). Ces incertitudes peuvent être réduites par une calibration de certains paramètres – plus de 200 paramètres à calibrer, ce qui est typiquement considéré non faisable (Vousdoukas *et al.*, 2012). Or, dans le cas de la méthode empirique basée sur une cote statique, les problèmes de surestimation sont intrinsèques à la méthode, même s'ils peuvent être réduits par la calibration de l'équation de runup tel que proposé dans cette thèse.

Comme tout modèle, une équation de runup est sensible aux conditions frontières et aux méthodes d'échantillonnage. Par exemple, au Chapitre 2, un RMSE de 34 cm est intégré à l'approche dès l'utilisation du modèle de Mase (1989) (et un biais presque certain). Ces incertitudes doivent être considérées dans l'approche statique avant même de prendre une décision concernant les stratégies d'adaptation face au risque de submersion (Lewis *et al.*, 2011; Prime *et al.*, 2016). En plus des incertitudes associées à la configuration du littoral, comme en présence de petits estuaires et deltas, l'absence de considération de la durée des événements de franchissement fait en sorte que la méthode statique pour des études à plus large échelle surestime presque systématiquement l'aléa (Paprotny *et al.*, 2019; Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016). Récemment, Paprotny *et al.* (2019) ont appliqué trois méthodes différentes de cartographie de la submersion pour les côtes européennes (toutes forcées par Delft3D en amont), incluant une méthode statique de simulation de l'extension de l'inondation, et notent que l'incertitude est principalement liée aux conditions aux frontières des modèles : 1) l'inclusion ou l'exclusion des vagues lors de la définition des événements de références et 2) la validité du modèle d'élévation sur lequel s'effectue la propagation de l'inondation. Leur principale conclusion réside dans la problématique globalement présente en science physique de la définition même de l'échelle d'analyse ciblée : une analyse de la submersion à l'échelle régionale ne peut surpasser la haute précision des analyses locales, tel que réalisée dans cette thèse. Le choix de réaliser une analyse de la submersion adaptée à la communauté et à la compréhension de l'environnement côtier (i.e. l'échelle de l'unité hydrosédimentaire, entre autres) a certainement favorisée la performance très acceptable des modélisations empiriques appliquées dans le cadre de cette thèse (Chapitre 2), mais aussi auparavant dans le cadre de divers travaux dans l'EGSL (Didier *et al.*, 2015, 2016; Didier *et al.*, 2014a; Marchand *et al.*, 2014). L'approche proposée se base

ainsi sur une calibration locale, adaptée au contexte morphosédimentaire des plages et ce, à l'échelle de l'EGSL.

### **Détermination de l'événement de référence**

Plusieurs méthodes statistiques existent pour déterminer un aléa de référence pour dresser le portrait des zones à risque de submersion. En France, on suggère de cartographier trois scénarios : le scénario de référence, qui est l'événement naturel de référence en plus d'ajouter la hausse du niveau marin; le scénario à échéance 100 ans; le scénario en l'absence d'ouvrage (Kergadallan, 2013). Le dernier cas est basé sur une ruine totale des ouvrages de protection (Kergadallan, 2013). Il s'agit d'une cartographie informative, mais couramment utilisée aujourd'hui pour stimuler les efforts visant à souligner le fait qu'en cas de rupture d'ouvrages, une zone inondée peut atteindre des surfaces nettement plus vaste (Paprotny *et al.*, 2019; Vousdoukas *et al.*, 2016). Pour des questions de simplicité et pour concentrer le développement de la méthode sur la compréhension des processus, nous avons fait abstraction des ouvrages de protection dans la cadre de la thèse bien qu'il ait été montré que celles-ci influencent grandement les niveaux d'eau qui franchissent le trait de côte en raison du déficit sédimentaire qu'elles engendrent par réflexion au pied de la structure, ce qui provoque des débordement importants (Bernatchez *et al.*, 2011; Didier *et al.*, 2015). Les Chapitres 2 et 3 de la thèse ont été consacrés à l'établissement d'un scénario extrême historique (6 décembre 2010), alors que le Chapitre 2 portait sur un événement centennal et le Chapitre 3 s'intéressait à l'effet de la hausse du niveau marin sur l'étendue de la submersion.

Les événements extrêmes répondent à de multiples forçages qui se produisent au même moment (concurrents) ou qui se produisent en chaîne (successifs) pour créer des impacts sévères (IPCC, 2012). La submersion, qui est le produit de plusieurs facteurs, comme de fortes précipitations se produisant conjointement à une surcote, ou de fortes vagues associées à une marée de vive eau, est un exemple d'une telle situation extrême (Moftakhari, Salvadori,



*et al.*, 2017) – le terme *compound* étant principalement réservé aux phénomènes conjoints fluviaux et côtiers (Kumbier *et al.*, 2018), même si statistiquement le principe demeure similaire puisque chaque variable de l'événement conjoint n'est pas nécessairement considérée extrême en soit (Sadegh *et al.*, 2018).

Traditionnellement, et c'est d'autant plus le cas dans l'est du Canada, les scénarios sont établis de façon univariée, i.e. considérant un seul paramètre comme condition frontière à l'origine de la submersion (Webster *et al.*, 2014; Webster *et al.*, 2004). L'apport des analyses multivariées n'est pas nouveau dans l'établissement des hauteurs d'eau et de vagues (Hawkes *et al.*, 2002), mais l'utilisation des copules demeure marginale pour établir des périodes de retour d'événements extrêmes et demeure un domaine de recherche en soit (Masina *et al.*, 2015). Cette thèse s'est concentrée sur l'étape subséquente de cartographie de l'étendue surfacique d'un événement d'une intensité extrême calculée à partir de copules déterminées à partir d'un certain nombre de scénarios possibles (différentes périodes de retour) des aléas vagues ( $H_0$ ) et niveau d'eau (observé, SWL). Ces forçages (pour une période de retour conjointe de 100 ans, ce qui correspond aux cibles canadiennes en termes d'événements extrêmes (Nastev *et al.*, 2017)) ont forcés les modèles empiriques et numériques.

L'épisode du 6 décembre 2010 a été désigné comme événement de référence dans la thèse en raison des nombreuses données de validation qui ont permis de comparer les modèles. De plus, depuis l'occurrence de cet événement, qu'on associe à de « grandes marées » (Lefaiivre, 2014), des études ont révélé que le principal aléa n'était pas que d'origine astronomique, barométrique ou hydrodynamique, mais bien une conjoncture des variables météo-marines (Didier *et al.*, 2015, 2016). Ainsi, la période de retour conjointe de vagues et de niveaux d'eau le 6 décembre 2010 a été établi à 26 ans grâce au modèle de copule sélectionné (la copule de Joe) (Joe, 2014), faisant en sorte que l'événement de référence 100 ans possède des caractéristiques différentes, soit un niveau d'eau plus faible, mais des vagues plus élevées.

Une submersion extrême peut être engendrée par l'occurrence d'une seule variable extrême ou d'une combinaison de variables extrêmes (voire même, pas nécessairement extrêmes)

(Galiatsatou et Prinos 2011), comme le faisaient remarquer Didier *et al.* (2016) en attribuant la majeure partie de l'inondation de 2010 au Bas-Saint-Laurent aux vagues, pas seulement aux niveaux d'eau. La copule permet de prendre en considération l'intensité des deux variables et donc souligne la nécessité de les intégrer aux modèles de submersion, conclusion également récemment obtenue par Paprotny *et al.* (2019). Deux principales raisons sont à considérer. Négliger les vagues sous-estime significativement l'aléa (Ramirez *et al.*, 2016; Vousdoukas *et al.*, 2016). De plus, le climat de vagues est modulé par des variabilités basses fréquences dans les patrons de vents et contribue à des changements interannuels à décennaux dans les niveaux d'eau totaux à la côte, ce qui ajoute aux schémas classiques de simulation statique de niveau d'eau une dépendance prépondérante face à la climatologie régionale (Melet *et al.*, 2018; Vousdoukas *et al.*, 2017).

En plus de combiner les vagues au niveau d'eau, la hausse du niveau marin doit nécessairement être intégrée aux plans de gestion des risques côtiers. Les scénarios futurs de niveaux d'eau à la côte seront influencés par la hausse du niveau marin. On peut considérer qu'une hausse du niveau marin (et intégrant l'ajustement isostatique) va exacerber l'aléa de submersion (Church *et al.*, 2013; Forzieri *et al.*, 2016). Nous avons montré au Chapitre 3 qu'à Maria une hausse du niveau marin en 2100 pouvait augmenter de 178% la surface submergée pour un événement extrême de même intensité que celui de décembre 2010. Concrètement, cela signifie que la zone à risque de submersion actuelle serait également entièrement inondée en 2100 sous l'influence d'un niveau d'eau plus élevé. Pour la gestion des risques, la véritable répercussion (pour Maria) est que la profondeur de l'eau augmente drastiquement d'un facteur de deux, passant à 60 cm d'eau en moyenne. Cet élément augmente également le risque encouru par la population et par les services d'urgence lors d'évacuation, et influence grandement les plans de gestion de risque.

Alors que la hausse du niveau marin est en accélération (Nerem *et al.*, 2018), comme le montre l'altimétrie satellitaire par des taux atteignant 3 mm/an entre la période 1993-2014 (Chen *et al.*, 2017; Dieng *et al.*, 2017), les périodes de retour pour les aléas naturels au Canada demeurent normalement établies sans considérer les changements climatiques (Kuo et Gan,

2015). Pour les zones côtières, cela équivaut à négliger l'effet des variabilités climatiques sur les processus dans la zone littorale, comme le runup et les vagues (Daigle, 2006; Didier *et al.*, 2016). Est-ce que l'effet des vagues augmentera l'intensité des niveaux d'eau côtiers dans le futur? En raison de la forte contribution du setup et du swash en période de tempête sur les plages, certains montrent que les vagues (et leur variabilité saisonnières et interannuelles) peuvent être un facteur dominant allant jusqu'à « masquer » la contribution de la hausse du niveau marin dans les scénarios futurs (Melet *et al.*, 2018). Pour les communautés côtières de l'est du pays, qui sont déjà très vulnérables aux aléas côtiers en raison de la forte concentration d'infrastructures le long du littoral (Drejza *et al.*, 2011; Fraser *et al.*, 2017; Webster *et al.*, 2014), il est évident que l'effet combiné de la hausse du niveau marin et des vagues ajoute une composante dynamique à la côte qui augmente le risque (Minano *et al.*, 2018). Grâce à l'étude de cas à Maria, on montre clairement avec *XBeach* que la hausse du niveau marin influence tant la hauteur des vagues que la vitesse de l'écoulement (*generalized lagrangian mean* (GLM),  $u$  dans *XBeach*) sur la côte, mais également sur le territoire submergé. Les vagues significatives sont plus élevées de ~20 cm en 2100 dans la zone submergée en raison d'une crête de plage plus basse par rapport au NET, ce qui entraîne des volumes de franchissement supérieurs.

L'approche de cartographie de la submersion appliquée dans cette thèse combine tant les méthodes statiques que dynamiques et ce, à l'échelle locale et régionale. Ce qui permet d'obtenir des résultats valides et des incertitudes pour lesquelles on connaît les sources. Or, les analyses globales d'impacts des niveaux d'eau à la côte basés sur des NETs (Melet *et al.*, 2018; Vousedoukas *et al.*, 2018) ne considèrent généralement pas les processus physiques (fluctuations de nappes phréatiques, porosité des sédiments, écoulement, drainage, runup, franchissement, etc.). À l'échelle régionale et globales, ces analyses sont pratiques en premières approches et contribuent grandement à améliorer les connaissances sur l'aléa extrême (Daigle, 2012). Leurs incertitudes sont cependant importantes, ce qui limite leur utilisation pour des scénarios futurs.

Cette thèse montre qu'il est possible d'appliquer deux approches de cartographies diamétralement opposées en termes de complexité et de processus considérés (et résolus) qui engendrent la submersion côtière afin d'obtenir des résultats du même ordre de grandeur. Par contre, la méthode statique, pour peu qu'elle soit validée voire calibrée, offre peu de compréhension sur les processus qui se produisent sur la côte lors de la submersion, et par conséquent 1) limite le développement des connaissances qui pourraient être utiles à des prises de décision en gestion de risques et 2) confère à l'interprétation des phénomènes de propagation un rôle hypothétique. Cooper *et al.* (2013) mentionnent que la méthode statique (GIS), quel que soit le type d'hypothèse sur la connectivité entre les pixels, surestime les zones inondées, mais que cette surestimation peut éventuellement être représentative d'une inondation par débordement de nappe phréatique, ce qui en fait un choix judicieux comme première approche, simple et rapide à mettre en oeuvre. D'un autre côté, *XBeach* en mode hydrodynamique ne résout pas non plus les phénomènes de percolation. Cependant, en mode non-hydrostatique, il offre une compréhension des phénomènes de swash de vagues à faible période, et le mode *surfbeat* résout les vagues infragravitaires, ce que ne permet pas une simulation statique. Ainsi, le recours à la modélisation est nécessaire pour déterminer avec exactitude les processus en cours, les sources précises qui influencent l'aléa, pour capturer les changements dans la dynamique des vagues à la côte avec la hausse du niveau marin, notamment la contribution relative des vagues à courtes ou longues longueurs d'onde sur les phénomènes de dissipation d'énergie à la côte (Anderson *et al.*, 2018).

### **Portée de la thèse et perspectives de recherche**

Les quatre chapitres de cette thèse sont déjà publiés. En date du 1<sup>er</sup> janvier 2020, le Chapitre 1 a d'ailleurs été cité 9 fois dans des travaux portant sur la dynamique d'évolution des plages (*shoreline*), sur la topographie intertidale, et sur l'utilisation générale de l'imagerie vidéo en zone côtière, ce qui montre l'apport concret de cette thèse dans la communauté scientifique. Ainsi, c'est un véritable programme de recherche sur le suivi de la dynamique littorale à haute fréquence qui a été instauré dans le cadre de ces travaux, en plus des nombreux tests de simulations qui pavent la voie à de nombreuses autres études sur l'étude de la variabilité

morphologique des systèmes côtiers dans l'EGSL. Par ailleurs, dans cette thèse, nous avons abordé la question de la submersion à une échelle locale, voire régionale. Pour une gestion efficace du littoral, une priorité devra être mise sur les zones les plus à risque pour établir des stratégies d'adaptation aux changements climatiques, en se basant sur l'approche développée dans cette thèse. La hausse du niveau marin relatif est variable dans l'EGSL en raison des mouvements isostatiques, et pour cette raison la combinaison des méthodes statiques et numériques sera nécessaire pour bien appréhender la question de la submersion à diverses échelles d'analyse. Même avec un scénario considéré optimiste de hausse du niveau marin à Maria, on estime que plus du double de la zone inondée le 6 décembre 2010 pourrait l'être à l'horizon 2100. Ainsi, non seulement doit-on prévoir les zones exposées actuellement, ce qui s'impose à l'étape de prévention et de préparation du cycle de gestion de risque (voir la Fig. I.2 en Introduction), mais il convient de prévoir les futures zones à risque pour planifier les logistiques de mesures d'urgence.

L'effet de la morphologie littorale sur les niveaux d'eau à la côte est complexe, mais nous avons montré dans les formulations empiriques proposées au Chapitre 4 qu'il peut essentiellement être paramétré par une relation entre la pente de la plage et les vagues, le rôle de la pente pouvant être encore plus important que celui des barres par exemple (Cohn et Ruggiero, 2016). Serafin *et al.* (2019) ont montré sur la côte ouest américaine que c'est surtout dans les secteurs côtiers de fortes pentes (mais systématiquement inférieures à  $\sim 0,13$ , des valeurs qu'on retrouve sur les plages de l'EGSL), que l'influence de la variabilité de la pente influence le plus les NETs. Dans leur étude, comme ils ont appliqué la formulation de Stockdon *et al.* (2006), la morphologie influence donc fortement le résultat puisque la pente est positivement corrélée au runup. Or, ce résultat est fortement dépendant de l'équation utilisée. Par exemple, si on explore le comportement de l'équation de Stockdon *et al.* (2006) (S06) et de celle proposée au Chapitre 4, on constate rapidement que les relations sont différentes (Figure C.68). La variabilité de la hauteur des vagues, de la période et de la pente affecte différemment les valeurs de  $R_{2\%}$ . Le premier constat est que l'équation adaptée à l'EGSL diverge complètement pour des pentes très faibles puisque l'influence de la pente sur le setup et le swash diffère. Le deuxième constat est que S06 dépend fortement tant de la

pente que des paramètres hydrodynamiques et ce, positivement. On note une différence majeure dans les valeurs de runup (valeurs plus élevées avec S06) qui s'explique par la prise en compte différente de la pente dans l'équation. Or, à pente égale, les résultats sont similaires car les paramètres hydrodynamiques ont une importance similaire sur le runup.

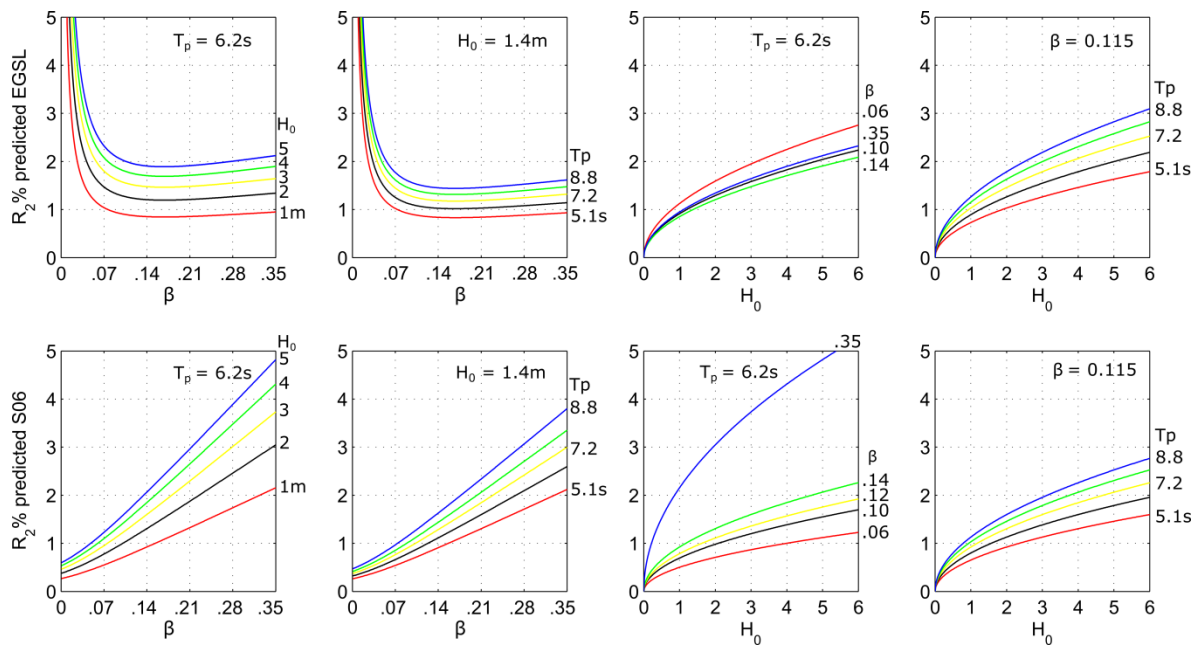


Figure C.68. Schématisation du comportement des équations de runup de S06 et adaptée pour l'EGSL en utilisant l'équation 16 du Chapitre 4.

Cet exemple montre que pour des pentes très faibles inférieures à 0,06, il demeure plus logique d'utiliser une formulation du type Stockdon, alors que pour des pentes plus élevées, comme les plages de l'EGSL, l'équation adaptée aux plages réfléchives et très variées de l'EGSL semble adéquate.

Enfin, cette thèse apporte ainsi une ouverture majeure sur l'étude des environnements littoraux abrités, en soulignant que les effets de la morphologie sur les niveaux d'eau à la côte ne peuvent être représentés par une seule paramétrisation empirique développée à partir de quelques plages à l'échelle planétaire. La complexité des morphologies doit être prise en compte dans l'étude de la submersion puisque c'est toute la gestion des zones à risque qui dépend de la validité du modèle en amont.

Pour cartographier la submersion associée à un événement extrême (scénario de référence), il apparaît pertinent d'utiliser une approche statique pour identifier les zones les plus exposées à la submersion, en autant que le modèle utilisé soit validé sur le type d'environnement en question. Ce n'est que le succès de cette première approche, qui nécessite aussi de posséder une topo-bathymétrie et des forçages hydrodynamiques de qualité pour forcer l'équation, qui donne son sens au recours à la modélisation plus complexe basée sur les mêmes données en entrée.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aagaard, T., Black, K. P. et Greenwood, B. (2002). Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone: A field-based parameterization. *Marine Geology*, 185(3-4), 283-302. doi: 10.1016/S0025-3227(02)00193-7
- Aarninkhof, S. G. J., Turner, I. L., Dronkers, T. D. T., Caljouw, M. et Nipius, L. (2003). A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering*, 49(4), 275-289. doi: 10.1016/S0378-3839(03)00064-4
- Abessolo Ondo, G., Almar, R., Kestenare, E., Bahini, A., Houngue, G.-H., Jouanno, J., ... Ranasinghe, R. (2016). Potential of Video Cameras in Assessing Event and Seasonal Coastline Behaviour: Grand Popo, Benin (Gulf of Guinea). *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 442-446. doi: 10.2112/SI75-089.1
- Afshari, S., Tavakoly, A. A., Rajib, M. A., Zheng, X., Follum, M. L., Omranian, E. et Fekete, B. M. (2018). Comparison of new generation low-complexity flood inundation mapping tools with a hydrodynamic model. *Journal of Hydrology*, 556(December), 539-556. doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.11.036
- Alfieri, L., Salamon, P., Bianchi, A., Neal, J., Bates, P. et Feyen, L. (2014). Advances in pan-European flood hazard mapping. *Hydrological Processes*, 28(13), 4067-4077. doi: 10.1002/hyp.9947
- Allard, M. et Tremblay, G. (1981). Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(1), 105-125. doi: 10.7202/1000382ar
- Almar, R. (2009). *Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo*. (Thèse de doctorat). Université Bordeaux 1.
- Almar, R., Ibaceta, R., Blenkinsopp, C., Catalan, P., Cienfuegos, R., Trung Viet, N., ... Anthony, E. J. (2015). Swash-Based Wave Energy Reflection on Natural Beaches. *The Proceedings of the Coastal Sediments 2015*, (January 2016), 1-13. doi: 10.1142/9789814689977\_0070



- Almar, R., Ranasinghe, R., Sénéchal, N., Bonneton, P., Roelvink, D. J. A., Bryan, K. R., ... Parisot, J.-P. (2012). Video-Based Detection of Shorelines at Complex Meso-Macro Tidal Beaches. *Journal of Coastal Research*, 28(5), 1040-1048. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00149.1
- Almar, R., Senechal, N. et Coco, G. (2008). Estimation vidéo haute fréquence de la topographie inter- tidale d'une plage sableuse : application à la caractérisation des seuils d'engrèvement et d'érosion. Dans *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil* (p. 505-514). Sophia Antipolis : Paralia.
- Almeida, L. P., Masselink, G., McCall, R. et Russell, P. (2017). Storm overwash of a gravel barrier: Field measurements and XBeach-G modelling. *Coastal Engineering*, 120(January 2016), 22-35. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.11.009
- Anderson, T. R., Fletcher, C. H., Barbee, M. M., Romine, B. M., Lemmo, S. et Delevaux, J. M. S. M. S. (2018). Modeling multiple sea level rise stresses reveals up to twice the land at risk compared to strictly passive flooding methods. *Scientific Reports*, 8(1), 14484. doi: 10.1038/s41598-018-32658-x
- Andriolo, U. (2018). *Nearshore hydrodynamics and morphology derived from video imagery*. Universidade de Lisboa.
- Angnuureng, D. B., Almar, R., Senechal, N., Castelle, B., Addo, K. A., Marieu, V. et Ranasinghe, R. (2017). Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology*, 290(February), 265-276. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.04.007
- Atkinson, A. L., Power, H. E., Moura, T., Hammond, T., Callaghan, D. P. et Baldock, T. E. (2017). Assessment of runup predictions by empirical models on non-truncated beaches on the south-east Australian coast. *Coastal Engineering*, 119(October 2016), 15-31. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.10.001
- Aucelli, P. P. C., Di Paola, G., Incontri, P., Rizzo, A., Vilardo, G., Benassai, G., ... Pappone, G. (2017). Coastal inundation risk assessment due to subsidence and sea level rise in a Mediterranean alluvial plain (Volturno coastal plain – southern Italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 198, 597-609. doi: 10.1016/j.ecss.2016.06.017
- Azzam, C., Bouet, S., Baillarguet, A., Brodhag, É., Desire, G., Alexandre, K., ... Renaud, A. (2014). *Guide méthodologique : Plan de prévention des risques*. Direction Générale de la Prévention des Risques (DGPR) et Ministère de l'Écologie, du Développement

*durable, et de l'Énergie (MEDDE).*

- Barnard, P. L., van Ormondt, M., Erikson, L. H., Eshleman, J., Hapke, C., Ruggiero, P., ... Foxgrover, A. C. (2014). Development of the Coastal Storm Modeling System (CoSMoS) for predicting the impact of storms on high-energy, active-margin coasts. *Natural Hazards*, 74(2), 1095-1125. doi: 10.1007/s11069-014-1236-y
- Barnett, R. L., Bernatchez, P., Garneau, M., Brain, M. J., Charman, D. J., Stephenson, D. B., ... Sanderson, N. (2019). Late Holocene sea-level changes in eastern Québec and potential drivers. *Quaternary Science Reviews*, 203, 151-169. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.10.039
- Barnett, Robert L., Bernatchez, P., Garneau, M. et Juneau, M.-N. (2017). Reconstructing late Holocene relative sea-level changes at the Magdalen Islands (Gulf of St. Lawrence, Canada) using multi-proxy analyses. *Journal of Quaternary Science*, 32(3), 380-395. doi: 10.1002/jqs.2931
- Bates, P.D et De Roo, A. P. . (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236(1-2), 54-77. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00278-X
- Bates, P. D., Dawson, R. J., Hall, J. W., Horritt, M. S., Nicholls, R. J., Wicks, J. et Mohamed Ahmed Ali Mohamed Hassan. (2005). Simplified two-dimensional numerical modelling of coastal flooding and example applications. *Coastal Engineering*, 52(9), 793-810. doi: 10.1016/j.coastaleng.2005.06.001
- Bates, P. D., Horritt, M. S. et Fewtrell, T. J. (2010). A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, 387(1-2), 33-45. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.03.027
- Battjes, J. A. (1974). Surf similarity. Dans *Proceedings 14th International Conference on Coastal Engineering* (p. 466-480). doi: <http://dx.doi.org/10.9753/icce.v14.%25p>
- Bauer, B. O. et Greenwood, B. (1988). Surf zone similarity. *Geographical Reviews*, 78(2), 137-147. Récupéré de <http://hdl.handle.net/1807/3089>
- Begnudelli, L., Sanders, B. F. et Bradford, S. F. (2008). Adaptive Godunov-Based Model for Flood Simulation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 134(6), 714-725. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2008)134:6(714)

- Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F. J. et Martínez-del-Pozo, J. A. (2006). Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research*, 26(9), 1061-1076. doi: 10.1016/j.csr.2005.12.015
- Bengtsson, L., Hodges, K. I. et Keenlyside, N. (2009). Will extratropical storms intensify in a warmer climate? *Journal of Climate*, 22(9), 2276-2301. doi: 10.1175/2008JCLI2678.1
- Bernatchez, P. (2003). *Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives*. Université Laval.
- Bernatchez, P. (2006). *Implantation d'un réseau de suivi de l'érosion côtière et bilan de l'érosion pour le Bas-Saint-Laurent, la Gaspésie et les Îles-de-la-Madeleine, Québec. Rapport remis au Ministère des Affaires municipales et des régions du Québec*. Rimouski.
- Bernatchez, P., Arsenault, E., Lambert, A., Bismuth, E., Didier, D., Senneville, S. et Dumont, D. (2017). *Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MODESCO), Phase II : rapport final*. Rimouski.
- Bernatchez, P., Drejza, S., Van-Wiertz, S. et Didier, D. (2012). *Vulnérabilité des infrastructures routières de l'est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques, Rapport méthodologique*.
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. M. (2004). Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(1), 45. doi: 10.7202/013110ar
- Bernatchez, P. et Dubois, J.-M. M. (2008). Seasonal Quantification of Coastal Processes and Cliff Erosion on Fine Sediment Shorelines in a Cold Temperate Climate, North Shore of the St. Lawrence Maritime Estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 1, 169-180. doi: 10.2112/04-0419.1
- Bernatchez, P. et Fraser, C. (2012). Evolution of Coastal Defence Structures and Consequences for Beach Width Trends, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 285(6), 1550-1566. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00189.1
- Bernatchez, P., Fraser, C., Lefavre, D. et Dugas, S. (2011). Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal

- flooding and erosion hazards. *Ocean & Coastal Management*, 54(8), 621-632. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2011.06.001
- Bernatchez, P., Friesinger, S. et Dolle, M. (2018). *Suivi morphosédimentologique d'une plage de la Côte-Nord dans le cadre de l'expérimentation du système Rolodune visant à réduire les effets de l'érosion : État de référence du site d'étude. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec*. Rimouski.
- Bernatchez, P., Jolivet, Y. et Corriveau, M. (2011). Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 347-362. doi: 10.1002/esp.2045
- Bernatchez, P. et Quintin, C. (2016). Potentiel de migration des écosystèmes côtiers meubles québécois de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent dans le contexte de la hausse appréhendée du niveau de la mer. *Le Naturaliste canadien*, 140(2), 91. doi: 10.7202/1036507ar
- Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Arduin, F., ... Tissier, M. (2018). Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews*, 177, 774-799. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.01.002
- Bertin, X., Olabarrieta, M. et McCall, R. (2017). Hydrodynamics Under Storm Conditions. Dans *Coastal Storms* (p. 23-43). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. (2012) doi: 10.1002/9781118937099.ch2
- Biron, P. M., Buffin-Bélanger, T., Larocque, M., Choné, G., Cloutier, C.-A., Ouellet, M.-A., ... Eyquem, J. (2014). Freedom Space for Rivers: A Sustainable Management Approach to Enhance River Resilience. *Environmental Management*, 54(5), 1056-1073. doi: 10.1007/s00267-014-0366-z
- Blenkinsopp, C. E., Mole, M. A., Turner, I. L. et Peirson, W. L. (2010). Measurements of the time-varying free-surface profile across the swash zone obtained using an industrial LIDAR. *Coastal Engineering*, 57(11-12), 1059-1065. doi: 10.1016/j.coastaleng.2010.07.001
- Blossier, B., Bryan, K. R., Daly, C. J. et Winter, C. (2016). Nearshore sandbar rotation at single-barred embayed beaches. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(4), 2286-2313. doi: 10.1002/2015JC011031
- Blossier, Brice, Bryan, K. R., Daly, C. J. et Winter, C. (2017). Spatial and temporal scales of

- shoreline morphodynamics derived from video camera observations for the island of Sylt, German Wadden Sea. *Geo-Marine Letters*, 37(2), 111-123. doi: 10.1007/s00367-016-0461-7
- Bonou, F., Angnuureng, D. B., Sohoun, Z., Almar, R., Alory, G. et du Penhoat, Y. (2018). Shoreline and Beach Cusps Dynamics at the Low Tide Terraced Grand Popo Beach, Bénin (West Africa): A Statistical Approach. *Journal of Coastal Research*, 81(sp1), 138. doi: 10.2112/SI81-018.1
- Boucher-Brossard, G., Bernatchez, P., Corriveau, M. et Jolivet, Y. (2017). Calculating Lateral Frost Front Penetration in a Rapidly Retreating Cliff of Fine Sediments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), 32-41. doi: 10.1002/ppp.1883
- Bowen, A. J., Inman, D. L. et Simmons, V. P. (1968). Wave 'set-down' and set-up. *Journal of Geophysical Research*, 73(8), 2569-2577. doi: 10.1029/JB073i008p02569
- Boyer-Villemare, U., Bernatchez, P., Benavente, J. et Cooper, J. A. G. (2014). Quantifying community's functional awareness of coastal changes and hazards from citizen perception analysis in Canada, UK and Spain. *Ocean and Coastal Management*, 93, 106-120. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2014.03.016
- Bracs, M. A., Turner, I. L., Splinter, K. D., Short, A. D., Lane, C., Davidson, M. A., ... Cameron, D. (2016). Evaluation of Opportunistic Shoreline Monitoring Capability Utilizing Existing "Surfcam" Infrastructure. *Journal of Coastal Research*, 319, 542-554. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-14-00090.1
- Breilh, J. F., Chaumillon, E., Bertin, X. et Gravelle, M. (2013). Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia (western France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(6), 1595-1612. doi: 10.5194/nhess-13-1595-2013
- Brinkkemper, J., Torres-Freyermuth, a., Mendoza, E. T. et Ruessink, B. G. (2013). Parameterization of wave run-up on beaches in Yucatan, Mexico: A numerical study. *Coastal Dynamics*, (June), 225-234.
- Brodeur, D. et Allard, M. (1983). Les plates-formes littorales de l'île aux Coudres, moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(2), 179. doi: 10.7202/032513ar
- Brodie, K. L., Raubenheimer, B., Elgar, S., Slocum, R. K. et McNinch, J. E. (2015). Lidar

and pressure measurements of inner-surfzone waves and setup. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(10), 1945-1959. doi: 10.1175/JTECH-D-14-00222.1

Brown, J. D., Spencer, T. et Moeller, I. (2007). Modeling storm surge flooding of an urban area with particular reference to modeling uncertainties: A case study of Canvey Island, United Kingdom. *Water Resources Research*, 43(6), 1-22. doi: 10.1029/2005WR004597

Brown, J. M., Prime, T. et Plater, A. J. (2015). *Flood risk uncertainty surrounding a 0.5 % annual probability event*.

Bruyère, C., Didier, D. et Bernatchez, P. (2019). Life and death of the nearshore ice complex : demystification with coastal video imagery. Dans *International Union of Geodesy and Geophysics*. Montreal.

Buchanan, M. K., Oppenheimer, M. et Kopp, R. E. (2017). Amplification of flood frequencies with local sea level rise and emerging flood regimes. *Environmental Research Letters*, 12(6), 064009. doi: 10.1088/1748-9326/aa6cb3

Burvingt, O., Masselink, G., Scott, T., Davidson, M. et Russell, P. (2018). Climate forcing of regionally-coherent extreme storm impact and recovery on embayed beaches. *Marine Geology*, 401, 112-128. doi: 10.1016/j.margeo.2018.04.004

Cariolet, J.-M. et Suanez, S. (2013). Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering*, 74, 11-18. doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.11.008

Casella, E., Rovere, A., Pedroncini, A., Mucerino, L., Casella, M., Cusati, L. A., ... Firpo, M. (2014). Study of wave runup using numerical models and low-altitude aerial photogrammetry: A tool for coastal management. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 149, 160-167. doi: 10.1016/j.ecss.2014.08.012

Caulet, C., Floch, F., Le Dantec, N., Jaud, M., Augereau, Em., Ardhuin, F. et Delacourt, C. (2017). Wave setup variations along a cross-shore profiles of a macrotidal sandy embayed beach, Porsmilin, Brittany, France. *Coastal Dynamics*. Récupéré de [http://www.paralia.fr/jngcgc/11\\_53\\_dailloux.pdf](http://www.paralia.fr/jngcgc/11_53_dailloux.pdf)

Champion, A. J., Hodges, K. I., Bengtsson, L. O., Keenlyside, N. S. et Esch, M. (2011). Impact of increasing resolution and a warmer climate on extreme weather from Northern Hemisphere extratropical cyclones. *Tellus A*, 63(5), 893-906. doi: 10.1111/j.1600-0870.2011.00538.x

- Chen, X., Zhang, X., Church, J. A., Watson, C. S., King, M. A., Monselesan, D., ... Harig, C. (2017). The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. *Nature Climate Change*, 7(7), 492-495. doi: 10.1038/nclimate3325
- Cheng, J., Wang, P. et Guo, Q. (2016). Measuring Beach Profiles along a Low-Wave Energy Microtidal Coast, West-Central Florida, USA. *Geosciences*, 6(4), 44. doi: 10.3390/geosciences6040044
- Cheriton, O. M., Storlazzi, C. D. et Rosenberger, K. J. (2016). Observations of wave transformation over a fringing coral reef and the importance of low-frequency waves and offshore water levels to runup, overwash, and coastal flooding. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(5), 3121-3140. doi: 10.1002/2015JC011231
- Chini, N. et Stansby, P. K. (2012). Extreme values of coastal wave overtopping accounting for climate change and sea level rise. *Coastal Engineering*, 65, 27-37. doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.02.009
- Christie, E. K., Spencer, T., Owen, D., McIvor, A. L., Möller, I. et Viavattene, C. (2017). Regional coastal flood risk assessment for a tidally dominant, natural coastal setting: North Norfolk, southern North Sea. *Coastal Engineering*, (May), 1-14. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.05.003
- CHS. (2015). *Canadian Tides and Water Levels data Archives*. Available online. Récupéré de <http://www.isdm-gdsi.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/index-eng.htm>
- Church, J. a, Monselesan, D., Gregory, J. M. et Marzeion, B. (2013). Evaluating the ability of process based models to project sea-level change. *Environmental Research Letters*, 8(1), 014051. doi: 10.1088/1748-9326/8/1/014051
- Ciavola, P., Ferreira, O., Dongeren, A. Van, Vries, J. V. T. de, Armaroli, C. et Harley, M. (2014). Prediction of Storm Impacts on Beach and Dune Systems. Dans P. Quevauviller (dir.), *Hydrometeorological Hazards* (First Edit, p. 227-252). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. doi: 10.1002/9781118629567.ch3d
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K. R., Capo, S., Parisot, J. P., ... Macmahon, J. H. M. (2014). Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204, 493-501. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.08.028
- Cohn, N. et Ruggiero, P. (2016). The influence of seasonal to interannual nearshore profile variability on extreme water levels: Modeling wave runup on dissipative beaches.

*Coastal Engineering*, 115, 79-92. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.01.006

Cohn, N., Ruggiero, P., García-Medina, G., Anderson, D., Serafin, K. A. et Biel, R. (2019). Environmental and morphologic controls on wave-induced dune response. *Geomorphology*, 329, 108-128. doi: 10.1016/j.geomorph.2018.12.023

Colle, B. a., Booth, J. F. et Chang, E. K. M. (2015). A Review of Historical and Future Changes of Extratropical Cyclones and Associated Impacts Along the US East Coast. *Current Climate Change Reports*, 125-143. doi: 10.1007/s40641-015-0013-7

Cooper, H. M., Fletcher, C. H., Chen, Q. et Barbee, M. M. (2013). Sea-level rise vulnerability mapping for adaptation decisions using LiDAR DEMs. *Progress in Physical Geography*, 37(6), 745-766. doi: 10.1177/0309133313496835

Corriveau, M., Bernatchez, P., Belzile, M. et Senneville, S. (2018). *Influence de la réduction du couvert de glace sur l'érosion côtière en bordure des infrastructures routières de l'est du Québec dans un contexte de changements climatiques*. Rimouski.

Cox, N., Dunkin, L. M. et Irish, J. L. (2013). An empirical model for infragravity swash on barred beaches. *Coastal Engineering*, 81, 44-50. doi: 10.1016/j.coastaleng.2013.06.008

Creach, A., Chevillot-miot, E., Mercier, D. et Pourinet, L. (2015). Vulnerability to coastal flood hazard of residential buildings on Noirmoutier Island (France). *Journal of Maps*, 1-11. doi: 10.1080/17445647.2015.1027041

CRED. (2017). *Economic losses, poverty and disasters 1998-2017*. Brussels, Belgium.

Culver, M. E., Schubel, J. R., Davidson, M. A., Haines, J. et Texeira, K. C. (2009). *Proceedings from the Sea Level Rise and Inundation Community Workshop*. Lansdowne, MD.

Daigle, R. J. (2012). *Sea-Level Rise and Flooding Estimates for New Brunswick Coastal Sections. A report for the Atlantic Climate Adaption Solutions Association*. Dalhousie.

Daigle, R. J. (2006). *Impacts of sea-level rise and climate change on the coastal zone of southeastern New Brunswick*. Impacts of sea level rise and climate change on the coastal zone of southeastern New Brunswick. Récupéré de <http://www.biodivcanada.ca/default.asp?lang=En&n=823DB24B-28FE-1#wet87>

Daigle, R. J. (2011). *Sea level rise estimates for New Brunswick municipalities: Saint John*,



*Sackville, Richibucto, Shippagan, Caraquet, Le Goulet. A report for the Atlantic Climate Adaptation Solutions Association.*

- Dailloix, D., Rihouey, D., Dugor, J. et Castelle, B. (2010). Analyse critique de l'utilisation des techniques de mesure topographique vidéo comme outil de gestion des plages sableuses. *XIèmes Journées, Les Sables d'Olonne*, 449-456. doi: 10.5150/jngcgc.2010.053-D
- Damlamian, H., Kruger, J., Turagabeci, M. et Kumar, S. (2013). *Cyclone Wave Inundation Models for Apataki, Arutua, Kauehi, Manihi and Rangiroa Atolls, French Polynesia* [September]. Fiji Islands.
- Davidson, M., Van Koningsveld, M., de Kruif, A., Rawson, J., Holman, R., Lamberti, A., ... Aarninkhof, S. (2007). The CoastView project: Developing video-derived Coastal State Indicators in support of coastal zone management. *Coastal Engineering*, 54(6-7), 463-475. doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.01.007
- De Marchi, B. (2007). Not just a matter of knowledge. The Katrina debacle. *Environmental Hazards*, 7(2), 141-149. doi: 10.1016/j.envhaz.2007.05.005
- De Michele, C. (2003). A Generalized Pareto intensity-duration model of storm rainfall exploiting 2-Copulas. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 4067. doi: 10.1029/2002JD002534
- de Santiago, I., Morichon, D., Abadie, S., Reniers, A. J. H. M. et Liria, P. (2017). A comparative study of models to predict storm impact on beaches. *Natural Hazards*, 87(2), 843-865. doi: 10.1007/s11069-017-2830-6
- Dean, R. G. et Walton, T. L. (2009). Wave Setup. Dans Y. C. Kim (dir.), *Handbook of coastal and ocean engineering* (chap. 1). Los Angeles.
- Defra. (2005). *Use of Joint Probability Methods in Flood Management: A Guide to Best Practice* [R&D Technical Report FD2308/TR2]. Flood and Coastal Defence R&D Programme. London.
- Di Paola, G., Alberico, I., Aucelli, P. P. C., Matano, F., Rizzo, A. et Vilardo, G. (2017). Coastal subsidence detected by Synthetic Aperture Radar interferometry and its effects coupled with future sea-level rise: the case of the Sele Plain (Southern Italy). *Journal of Flood Risk Management*. doi: 10.1111/jfr3.12308
- Didier, D., Bandet, M., Bernatchez, P. et Dumont, D. (2019). Modelling Coastal Flood

Propagation under Sea Level Rise: A Case Study in Maria, Eastern Canada. *Geosciences*, 9(2), 76. doi: 10.3390/geosciences9020076

Didier, D., Baudry, J., Bernatchez, P., Dumont, D., Sadegh, M., Bismuth, E., ... Sévigny, C. (2018). Multihazard simulation for coastal flood mapping: Bathtub versus numerical modelling in an open estuary, Eastern Canada. *Journal of Flood Risk Management*, e12505. doi: 10.1111/jfr3.12505

Didier, D., Bernatchez, P., Augereau, E., Caulet, C., Dumont, D., Bismuth, E., ... Delacourt, C. (2017). LiDAR Validation of a Video-Derived Beachface Topography on a Tidal Flat. *Remote Sensing*, 9(8), 826. doi: 10.3390/rs9080826

Didier, D., Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Lambert, A., Fraser, C., Barnett, R. et Van-Wierts, S. (2015). Coastal Flood Assessment Based on Field Debris Measurements and Wave Runup Empirical Model. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 560-590. doi: 10.3390/jmse3030560

Didier, D., Bernatchez, P. et Dumont, D. (2017). Systèmes d'alerte précoce pour les aléas naturels et environnementaux : virage ou mirage technologique ? *Revue des sciences de l'eau*, 30(2), 115. doi: 10.7202/1042922ar

Didier, D., Bernatchez, P. et Lambert, A. (2014). *Scénarios de submersion côtière pour la municipalité de Maria dans le cadre d'une analyse économique. Rapport méthodologique présenté à Ouranos*. Rimouski.

Didier, D., Bernatchez, P. et Marie, G. (2014a). Assessing coastal flooding along the low-lying coasts of St. Lawrence estuary based on wave runup in situ measurements, Quebec. Dans *Actes du Colloque International Connaissance et Compréhension des Risques Côtiers: Aléas, Enjeux, Représentations, Gestion* (p. 36-44). Brest, France.

Didier, D., Bernatchez, P. et Marie, G. (2014b). Évaluation de la submersion côtière grâce à une estimation in situ du wave runup sur les côtes basses du Bas-Saint-Laurent, Canada (Québec). Dans *Actes du Colloque International Connaissance et Compréhension des Risques Côtiers: Aléas, Enjeux, Représentations, Gestion* (p. 26-44). Brest. doi: 10.4000/quatenaire.6510

Didier, D., Bernatchez, P., Marie, G. et Boucher-Brossard, G. (2016). Wave runup estimations on platform-beaches for coastal flood hazard assessment. *Natural Hazards*. doi: 10.1007/s11069-016-2399-5

Didier, D., Bernatchez, P., Marion, N. et Drejza, S. (2018). *Suivi environnemental de travaux de rechargement de plage dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent et suivi de la re-*

*naturalisation d'une plage comme solution d'adaptation aux aléas côtiers. Rapport intermédiaire 1 : analyse pré- et post-démantèlement.* Rimouski.

- Didier, D., Tolszczuk-Leclerc, S., Bélanger, S. et Dumont, D. (2014). Impact of a winter storm on coastal ice as observed by RADARSAT-2. Dans *Poster session in the CMOS conference*. Rimouski.
- Dieng, H. B., Cazenave, A., Meyssignac, B. et Ablain, M. (2017). New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach. *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3744-3751. doi: 10.1002/2017GL073308
- Dionne, J.-C. (2004). Âge et taux moyen d'accrétion verticale des schorres du Saint-Laurent estuarien, en particulier ceux de Montmagny et de Sainte-Anne-de-Beaupré, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(1), 73-108. doi: 10.7202/013111ar
- Dionne, Jean-Claude. (1973). La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Cahiers de géographie du Québec*, 17(41), 221-250. doi: 10.7202/021116ar
- Dionne, Jean-Claude. (2001). Relative sea-level changes in the St. Lawrence Estuary from deglaciation to present day. Dans *Special Paper 351: Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada* (vol. 351, p. 271-284). Geological Society of America. doi: 10.1130/0-8137-2351-5.271
- Dionne, Jean-Claude. (2002). État des connaissances sur la ligne de rivage Micmac de J. W. Goldthwait (estuaire du Saint-Laurent). *Géographie physique et Quaternaire*, 56(1), 97. doi: 10.7202/008607ar
- Dionne, Jean-Claude et Brodeur, D. (1988). Érosion des plates-formes rocheuses littorales par affouillement glaciaire. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32, 101-115.
- Dodet, G., Leckler, F., Ardhuin, F., Suanez, S. et Filipot, J.-F. (2017). Wave runup over the steep rocky cliffs of Banneg Island, France. Dans *Coastal Dynamics 2017* (p. 180-191).
- Doong, D. J., Chuang, L. Z. H., Wu, L. C., Fan, Y. M., Kao, C. C. et Wang, J. H. (2012). Development of an operational coastal flooding early warning system. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(2), 379-390. doi: 10.5194/nhess-12-379-2012
- Doran, B. K. S., Long, J. W., Overbeck, J. R., Jewell, S. et Survey, U. S. G. (2015). *A Method for Determining Average Beach Slope and Beach Slope Variability for U . S . Sandy*

*Coastlines.*

- Drejza, S., Bernatchez, P. et Dugas, C. (2011). Effectiveness of land management measures to reduce coastal georisks, eastern Québec, Canada. *Ocean & Coastal Management*, 54(4), 290-301. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2011.01.001
- Drejza, S., Bernatchez, P., Marie, G. et Friesinger, S. (2019). Quantifying road vulnerability to coastal hazards: Development of a synthetic index. *Ocean & Coastal Management*, 181(July), 104894. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2019.104894
- Duchesne, M. J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, D. C. et Bolduc, A. (2010). Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant estuarine basin: the Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada. *Basin Research*, 22(6), 933-951. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00457.x
- Dunn, S. L., Nielsen, P., Madsen, P. A. et Evans, P. (2001). Wave Setup in River Entrances. Dans *Coastal Engineering 2000* (p. 3432-3445). Reston, VA : American Society of Civil Engineers. doi: 10.1061/40549(276)267
- Dupuis, L. et Ouellet, Y. (1999). Prévion des vagues dans l'estuaire du Saint-Laurent à l'aide d'un modèle bidimensionnel. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 26(6), 713-723. doi: 10.1139/cjce-26-6-713
- Einstein, H. H. et Sousa, R. (2007). Warning systems for natural threats. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, 1(1), 3-20. doi: 10.1080/17499510601127087
- Eliot, M. J., Travers, A. et Eliot, I. (2006). Morphology of a Low-Energy Beach, Como Beach, Western Australia. *Journal of Coastal Research*, 221(221), 63-77. doi: 10.2112/05A-0006.1
- Elko, N., Feddersen, F., Foster, D., Hapke, C., Mcninch, J., Mulligan, R., ... Raubenheimer, B. (2014). The future of nearshore processes research. *Shore and Beach*, 83(1), 13-38.
- Elsayed, S. et Oumeraci, H. (2016a). Combined Modelling of Coastal Barrier Breaching and Induced Flood Propagation Using *XBeach*. *Hydrology*, 3(4), 32. doi: 10.3390/hydrology3040032
- Elsayed, S. et Oumeraci, H. (2016b). Combined Modelling of Coastal Barrier Breaching and Induced Flood Propagation Using *XBeach*. *Hydrology*, 3(4), 32. doi:

10.3390/hydrology3040032

- Erikson, L., Barnard, P., O'Neill, A., Eshleman, J., Foxgrover, A., Fitzgibbon, M., ... Higgason, K. (2017). A Coastal Storm Modeling System for determination of flood hazards along a high energy coast in response to SLR and 21 st century storms. Dans *International Workshop on Waves, Storm Surges & Coastal Hazards* (p. 37). Liverpool, UK.
- FEMA. (2007). *Atlantic Ocean and Gulf of Mexico coastal guidelines update*. Denton.
- Fiedler, J. W., Brodie, K. L., McNinch, J. E. et Guza, R. T. (2015). Observations of runup and energy flux on a low slope beach with high-energy, long-period ocean swell. *Geophysical Research Letters*, n/a-n/a. doi: 10.1002/2015GL066124
- Floc'h, F., Le Dantec, N., Lemos, C., Cancouët, R., Sous, D., Petitjean, L., ... Delacourt, C. (2016). Morphological Response of a Macrotidal Embayed Beach, Porsmilin, France. *Source: Journal of Coastal Research Journal of Coastal Research Coconut Creek*, 75(75), 373-377. doi: 10.2112/SI75-075.1
- Forbes, D. L. (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210(1-4), 169-204. doi: 10.1016/j.margeo.2004.05.009
- Forbes, D. L., Manson, G. K., Whalen, D. J. R., Couture, N. J. et Hill, P. R. (2014). Coastal products of marine transgression in cold-temperate and high-latitude coastal-plain settings: Gulf of St Lawrence and Beaufort Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 388(1), 131-163. doi: 10.1144/SP388.18
- Forbes, D. L. et Taylor, R. B. (1994). Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts. *Progress in Physical Geography*, 18(1), 59-89. doi: 10.1177/030913339401800104
- Forbes, Donald L, Parkes, G. S., Manson, G. K. et Ketch, L. A. (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210, 169-204.
- Forzieri, G., Feyen, L., Russo, S., Vousdoukas, M., Alfieri, L., Outten, S., ... Cid, A. (2016). Multi-hazard assessment in Europe under climate change. *Climatic Change*, 137(1-2), 105-119. doi: 10.1007/s10584-016-1661-x
- Fraser, C., Bernatchez, P. et Dugas, S. (2017). Development of a GIS coastal land-use planning tool for coastal erosion adaptation based on the exposure of buildings and

infrastructure to coastal erosion, Québec, Canada. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8(2), 1103-1125. doi: 10.1080/19475705.2017.1294114

Freire, P., Ferreira, Ó., Taborda, R., Oliveira, F., Carrasco, A., Silva, A., ... Santos, J. (2009). Morphodynamics of Fetch-Limited Beaches in Contrasting Environments. *Journal of Coastal Research*, 2009(January), 183-187.

Friesinger, S. et Bernatchez, P. (2010). Perceptions of Gulf of St. Lawrence coastal communities confronting environmental change: Hazards and adaptation, Québec, Canada. *Ocean & Coastal Management*, 53(11), 669-678. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2010.09.001

Galiatsatou, P. et Prinos, P. (2011). Bivariate Analysis of Extreme Wave and Storm Surge Events. Determining the Failure Area of Structures. *The open ocean engineering journal*, 4, 3-14.

Gallien, T., Kalligeris, N., Delisle, M.-P., Tang, B.-X., Lucey, J. et Winters, M. (2018). Coastal Flood Modeling Challenges in Defended Urban Backshores. *Geosciences*, 8(12), 450. doi: 10.3390/geosciences8120450

Gallien, T.W. (2016). Validated coastal flood modeling at Imperial Beach, California: Comparing total water level, empirical and numerical overtopping methodologies. *Coastal Engineering*, 111, 95-104. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.01.014

Gallien, T.W., Sanders, B. F. et Flick, R. E. (2014). Urban coastal flood prediction: Integrating wave overtopping, flood defenses and drainage. *Coastal Engineering*, 91, 18-28. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.04.007

Gallien, T. W., Barnard, P. L., van Ormondt, M., Foxgrover, A. C. et Sanders, B. F. (2013). A Parcel-Scale Coastal Flood Forecasting Prototype for a Southern California Urbanized Embayment. *Journal of Coastal Research*, 288(3), 642-656. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00114.1

Geng, Q. et Sugi, M. (2003). Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols — Study with a High-Resolution AGCM. *Journal of Climate*, 16(13), 2262-2275.

Golnaraghi, M. (2012). An Overview: Building a Global Knowledge Base of Lessons Learned from Good Practices in Multi-Hazard Early Warning Systems. Dans

*Institutional Partnerships in Multi-Hazard Early Warning Systems* (p. 1-8). Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-25373-7\_1

- Gomes da Silva, P., Medina, R., González, M. et Garnier, R. (2018). Infragravity swash parameterization on beaches: The role of the profile shape and the morphodynamic beach state. *Coastal Engineering*, 136(February), 41-55. doi: 10.1016/j.coastaleng.2018.02.002
- Goodwin, P., Haigh, I. D., Rohling, E. J. et Slangen, A. (2017). A new approach to projecting 21st century sea-level changes and extremes. *Earth's Future*, 5(2), 240-253. doi: 10.1002/2016EF000508
- Gouldby, B., Wyncoll, D., Panzeri, M., Franklin, M., Hunt, T., Hames, D., ... Pullen, T. (2017). Multivariate extreme value modelling of sea conditions around the coast of England. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Maritime Engineering*, 170(1), 3-20. doi: 10.1680/jmaen.2016.16
- Gourlay, M. R. (1968). Beach and Dune Erosion Tests. Delft Hydraulics Laboratory 1 M935/M936 by. Dans *Coastal Engineering 1968* (p. 701-707). New York, NY : American Society of Civil Engineers. doi: 10.1061/9780872620131.044
- Gouvernement du Québec. (2014). *Politique québécoise de sécurité civile 2014-2024*.
- Gräler, B., van den Berg, M. J., Vandenberghe, S., Petroselli, A., Grimaldi, S., De Baets, B. et Verhoest, N. E. C. (2013). Multivariate return periods in hydrology: a critical and practical review focusing on synthetic design hydrograph estimation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4), 1281-1296. doi: 10.5194/hess-17-1281-2013
- Grinsted, A., Moore, J. C. et Jevrejeva, S. (2012). Homogeneous record of Atlantic hurricane surge threat since 1923. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(48), 19601-5.
- Guedes, R. M. C., Bryan, K. R., Coco, G. et Holman, R. A. (2011). The effects of tides on swash statistics on an intermediate beach. *Journal of Geophysical Research*, 116(C4), C04008. doi: 10.1029/2010JC006660
- Guedes, R. M.C., Bryan, K. R. et Coco, G. (2012). Observations of alongshore variability of swash motions on an intermediate beach. *Continental Shelf Research*, 48, 61-74. doi: 10.1016/j.csr.2012.08.022

- Guimarães, P. V., Farina, L., Toldo, E., Diaz-Hernandez, G. et Akhmatkaya, E. (2015). Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in Tramandaí Beach, Rio Grande do Sul, Brazil. *Coastal Engineering*, 95, 171-180. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.10.008
- Guza, R. T. et Thornton, E. . (1981). Wave set-up on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 86(C5), 4133-4137.
- Guza, R. T. et Thornton, E. B. (1982a). Swash oscillations a natural beach. *ournal of geophysical research*, 87(1), 483-491.
- Guza, R. T. et Thornton, E. B. (1982b). Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1), 483. doi: 10.1029/JC087iC01p00483
- Halkos, G. et Zisiadou, A. (2018). Examining the Natural Environmental Hazards Over the Last Century. *MPRA*, (87936). doi: 10.1007/s41885-018-0037-2
- Hallegate, S. (2012). *A Cost Effective Solution to Reduce Disaster Losses in Developing Countries. Hydro-Meteorological Services, Early Warning, and Evacuation*, (May), 22.
- Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R. J. et Corfee-Morlot, J. (2013). Future flood losses in major coastal cities. *Nature Climate Change*, 3(9), 802-806. doi: 10.1038/nclimate1979
- Han, G., Ma, Z., Bao, H. et Slangen, A. (2014). Regional differences of relative sea level changes in the Northwest Atlantic: Historical trends and future projections. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(1), 156-164. doi: 10.1002/2013JC009454
- Hanslow, D. et Nielsen, P. (1993). Shoreline set-up on natural beaches. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, (15), 1-10.
- Hardisty, J. (1986). A morphodynamic model for beach gradients. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(3), 327-333. doi: 10.1002/esp.3290110310
- Harley, M., Armaroli, C. et Ciavola, P. (2011). Evaluation of *XBeach* predictions for a real-time warning system in Emilia-Romagna, Northern Italy. *Journal of Coastal Research*, (64), 1861-1865.
- Harley, M., Turner, I. L., Short, A. D. et Ranasinghe, R. (2011). Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to



- decadal coastal monitoring. *Coastal Engineering*, 58(2), 194-205. doi: 10.1016/j.coastaleng.2010.09.006
- Harley, M. (2017). Coastal Storm Definition. Dans *Coastal Storms* (p. 1-21). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. doi: 10.1002/9781118937099.ch1
- Hawkes, P. J. (2008). Joint probability analysis for estimation of extremes. *Journal of Hydraulic Research*, 46(sup2), 246-256. doi: 10.1080/00221686.2008.9521958
- Hawkes, P. J., Gouldby, B. P., Tawn, J. A. et Owen, M. W. (2002). The joint probability of waves and water levels in coastal engineering design. *Journal of Hydraulic Research*, 40(3), 241-251. doi: 10.1080/00221680209499940
- Hedges, T. et Mase, H. (2004). Modified Hunt's equation incorporating wave setup. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 130(3), 109-113. Récupéré de <http://repository.kulib.kyoto-u.ac.jp/dspace/handle/2433/3854>
- Hegge, B., Eliot, I. et Hsu, J. (1996). Sheltered Sandy Beaches of Southwestern Australia Stable. *Journal of Coastal Research*, 12(3), 748-760.
- Henstra, D. et Thistlethwaite, J. (2018). Flood Risk Mapping in Canada : Moving Forward on a National Priority. *Policy Brief, Centre fo International Governance Innovation*, (141).
- Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A. T., Perrette, M., Nicholls, R. J., Tol, R. S. J., ... Levermann, A. (2014). Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3292-3297. doi: 10.1073/pnas.1222469111
- Holland, G. J. (2012). Hurricanes and rising global temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(48), 19513-4.
- Holman, R. A. et Sallenger, A. H. (1985). Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1), 945. doi: 10.1029/JC090iC01p00945
- Holman, R. A. et Stanley, J. (2007). The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54(6-7), 477-491. doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.01.003
- Holman, R. A. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal*

*Engineering*, 9(6), 527-544. doi: 10.1016/0378-3839(86)90002-5

Holman, R. A., Brodie, K. L. et Spore, N. J. (2017). Surf Zone Characterization Using a Small Quadcopter: Technical Issues and Procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(4), 2017-2027. doi: 10.1109/TGRS.2016.2635120

Holman, R. A., Sallenger, A., Lippmann, T. et Haines, J. (1993). The Application of Video Image Processing to the Study of Nearshore Processes. *Oceanography*, 6(3), 78-85. doi: 10.5670/oceanog.1993.02

Hsu, C.-H., Olivera, F. et Irish, J. L. (2017). A hurricane surge risk assessment framework using the joint probability method and surge response functions. *Natural Hazards*, 91(s1), 7-28. doi: 10.1007/s11069-017-3108-8

Hsu, T.-W., Liang, S.-J., Young, B.-D. et Ou, S.-H. (2012). Nonlinear run-ups of regular waves on sloping structures. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(12), 3811-3820. doi: 10.5194/nhess-12-3811-2012

Hughes, M. G., Aagaard, T., Baldock, T. E. et Power, H. E. (2014). Spectral signatures for swash on reflective, intermediate and dissipative beaches. *Marine Geology*, 355, 88-97. doi: 10.1016/j.margeo.2014.05.015

Huisman, C. E., Bryan, K. R., Coco, G. et Ruessink, B. G. (2011). The use of video imagery to analyse groundwater and shoreline dynamics on a dissipative beach. *Continental Shelf Research*, 31(16), 1728-1738. doi: 10.1016/j.csr.2011.07.013

Hunt, I. (1959). Design of seawalls and breakwaters. *Journal of Waterways and Harbours Division*, 85(3), 123-152. Récupéré de <http://www.citeulike.org/group/11419/article/8657051>

Hutchinson, M. F. (1989). A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, 106(3-4), 211-232. doi: 10.1016/0022-1694(89)90073-5

IPCC. (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Cambridge : Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9781139177245

IPCC. (2018). Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global

warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change., Dans V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, ... T. Waterfield (dir.), (chap. Annex 1 :).

IPCC. (2019). Technical summary. Dans H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, ... N. M. Weyer (dir.), *IPCC Special Report on the Ocean and the Cryosphere in a Changing Climate*.

Iribarren, C. R. et Nogales, C. (1949). Protection des ports. Dans *International Navigation Congress, Section II, Communication 4* (p. 31-80). Lisbon.

Jackson, N. L., Nordstrom, K. F., Eliot, I. et Masselink, G. (2002). « Low energy » sandy beaches in marine and estuarine environments a review. *Geomorphology*, 48(1-3), 147-162. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00179-4

Jackson, N. L., Nordstrom, K. F. et Farrell, E. J. (2017). Longshore sediment transport and foreshore change in the swash zone of an estuarine beach. *Marine Geology*, 386, 88-97. doi: 10.1016/j.margeo.2017.02.017

Jiménez, J., Armaroli, C. et Bosom, E. (2017). Preparing for the Impact of Coastal Storms: A Coastal Manager-oriented Approach. Dans *Coastal Storms* (p. 217-239). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. doi: 10.1002/9781118937099.ch11

Joe, H. (2014). *Dependence modeling with copulas*. Chapman and Hall/CRC Press. doi: 10.1007/0-387-28678-0

Jongman, B., Ward, P. J. et Aerts, J. C. J. H. (2012). Global exposure to river and coastal flooding: Long term trends and changes. *Global Environmental Change*, 22(4), 823-835. doi: 10.1016/j.gloenvcha.2012.07.004

Karamouz, M., Razmi, A., Nazif, S. et Zahmatkesh, Z. (2017). Integration of inland and coastal storms for flood hazard assessment using a distributed hydrologic model. *Environmental Earth Sciences*, 76(11), 1-17. doi: 10.1007/s12665-017-6722-6

Kergadallan, X. (2013). *Analyse statistique des niveaux d'eau extrêmes. Environnements maritime et estuarien. État de l'art*. Margny Lès Compiègne.

Kim, K., Pant, P. et Yamashita, E. (2018). Integrating travel demand modeling and flood hazard risk analysis for evacuation and sheltering. *International Journal of Disaster*

*Risk Reduction*, 31(October 2017), 1177-1186. doi: 10.1016/j.ijdr.2017.10.025

Knutson, T. R., McBride, J. L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., ... Sugi, M. (2010). Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, 3(3), 157-163.

Kobayashi, K., Takara, K., Sano, H., Tsumori, H. et Sekii, K. (2016). A high-resolution large-scale flood hazard and economic risk model for the property loss insurance in Japan. *Journal of Flood Risk Management*, 9(2), 136-153. doi: 10.1111/jfr3.12117

Kolokythas, G. A., Raquel, S. et Delgado Blanco, M. R. (2016). Morphological evolution of a bed profile induced by a storm event at the Belgian coast predicted by *XBeach* model. Dans *The proceedings of the twenty-sixth (2016) International Ocean and Polar Engineering conference, Rhodes, Greece, June 26 - July 1, 2016* (p. 1239). Rhodes.

Komar, P. D. (1998). *Beach processes and sedimentation*. New Jersey : Prentice Hall, Inglewood Cliffs. Récupéré de <http://www.coastalresearch.nl/node/37>

Koohzare, A., Vaniček, P. et Santos, M. (2008). Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45(2-3), 133-145. doi: 10.1016/j.jog.2007.08.001

Kopp, R. E., Horton, R. M., Little, C. M., Mitrovica, J. X., Oppenheimer, M., Rasmussen, D. J., ... Tebaldi, C. (2014). Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites. *Earth's Future*, 2(8), 383-406. doi: 10.1002/2014EF000239

Kulp, S. et Strauss, B. H. (2017). Rapid escalation of coastal flood exposure in US municipalities from sea level rise. *Climatic Change*, 142(3-4), 477-489. doi: 10.1007/s10584-017-1963-7

Kumar, V. S., Babu, V. R., Babu, M. T., Dhinakaran, G. et Rajamanickam, G. V. (2008). Assessment of Storm Surge Disaster Potential for the Andaman Islands. *Journal of Coastal Research*, 24(2), 171-177.

Kumbier, K., Carvalho, R. C., Vafeidis, A. T. et Woodroffe, C. D. (2018). Investigating compound flooding in an estuary using hydrodynamic modelling: A case study from the Shoalhaven River, Australia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(2), 463-477. doi: 10.5194/nhess-18-463-2018

Kuo, C. et Gan, T. Y. (2015). Risk of Exceeding Extreme Design Storm Events under

- Possible Impact of Climate Change. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(12), 04015038. doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001228
- Kvočka, D., Falconer, R. A. et Bray, M. (2016). Flood hazard assessment for extreme flood events. *Natural Hazards*, 84(3), 1569-1599. doi: 10.1007/s11069-016-2501-z
- Lashley, C., Bertin, X. et Roelvink, D. (2018). Field Measurements and Numerical Modelling of Wave Run-up and Overwash in the Pertuis Breton Embayment , France. Dans *Proceedings of the 7th International Conference on the Application of Physical Modelling in Coastal and Port Engineering and Science (Coastlab18)* (p. 1-10). Santander, Spain.
- Laudier, N. A., Thornton, E. B. et Macmahan, J. (2011). Measured and modeled wave overtopping on a natural beach. *Coastal Engineering*, 58(9), 815-825. doi: 10.1016/j.coastaleng.2011.04.005
- Le Roy, S., Pedreros, R., André, C., Paris, F., Lecacheux, S., Marche, F. et Vinchon, C. (2015). Coastal flooding of urban areas by overtopping: dynamic modelling application to the Johanna storm (2008) in Gâvres (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(11), 2497-2510. doi: 10.5194/nhess-15-2497-2015
- Lefavre, D. (2014). Débordement et déferlement des eaux. Cas du 6 décembre 2010. *Infocécans. Bulletin d'information de la région du Québec*, 14(1).
- Leijala, U., Björkqvist, J.-V., Johansson, M. M., Pellikka, H., Laakso, L. et Kahma, K. K. (2018). Combining probability distributions of sea level variations and wave run-up to evaluate coastal flooding risks. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, (January), 1-25. doi: 10.5194/nhess-2017-438
- Leon, J. X., Phinn, S. R., Hamylton, S. et Saunders, M. I. (2013). Filling the « white ribbon » - a multisource seamless digital elevation model for Lizard Island, northern Great Barrier Reef. *International Journal of Remote Sensing*, 34(18), 6337-6354. doi: 10.1080/01431161.2013.800659
- Lewis, M., Horsburgh, K., Bates, P. et Smith, R. (2011). Quantifying the Uncertainty in Future Coastal Flood Risk Estimates for the U.K. *Journal of Coastal Research*, 276(2008), 870-881. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00147.1
- Li, N., Yamazaki, Y., Roeber, V., Cheung, K. F. et Chock, G. (2018). Probabilistic mapping of storm-induced coastal inundation for climate change adaptation. *Coastal*

*Engineering*, 133(April 2017), 126-141. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.12.013

Lippmann, T. C. et Holman, R. A. (1989). Quantification of sand bar morphology: A video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C1), 995. doi: 10.1029/JC094iC01p00995

List, J. H., Farris, A. S. et Sullivan, C. (2006). Reversing storm hotspots on sandy beaches: Spatial and temporal characteristics. *Marine Geology*, 226(3-4), 261-279. doi: 10.1016/j.margeo.2005.10.003

Longuet-Higgins, M. S. (1983). Wave Set-Up, Percolation and Undertow in the Surf Zone. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 390(1799), 283-291. doi: 10.1098/rspa.1983.0132

Longuet-Higgins, M. S. et Stewart, R. W. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(04), 481. doi: 10.1017/S0022112062000877

Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G. et Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, (May), 1-11. doi: 10.1038/s41598-018-24630-6

Lyddon, C., Brown, J. M., Leonardi, N. et Plater, A. J. (2018). Uncertainty in estuarine extreme water level predictions due to surge-tide interaction. *PLOS ONE*, 13(10), e0206200. doi: 10.1371/journal.pone.0206200

Mackey, B. et Ware, D. (2018). Limits to Capital Works Adaptation in the Coastal Zones and Islands: Lessons for the Pacific (p. 301-323). doi: 10.1007/978-3-319-64599-5\_17

Madsen, A. J. et Plant, N. G. (2001). Intertidal beach slope predictions compared to field data. *Marine Geology*, 173(1-4), 121-139. doi: 10.1016/S0025-3227(00)00168-7

MAMOT. (2014). *Statistical database*. Récupéré de <https://www.mamot.gouv.qc.ca/evaluation-fonciere/donnees-statistiques>

Mancini, F., Dubbini, M., Gattelli, M., Stecchi, F., Fabbri, S. et Gabbianelli, G. (2013). Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*, 5(12), 6880-6898. doi: 10.3390/rs5126880

- Marchand, J.-P., Didier, D., Bernatchez, P. et Buffin-Bélangier, T. (2014). *Cartographie des zones inondables et des zones de submersion à l'aide d ' une méthode hydrogéomorphologique pour le secteur de la rivière Bonaventure. Rapport technique présenté Rapport technique soumis au Ministère du Développement durable, de l'Environn.* Rimouski.
- Marcy, D., Brooks, W., Draganov, K., Hadley, B., Haynes, C., Herold, N., ... Waters, K. (2011). New mapping tool and techniques for visualizing sea-level rise and coastal flooding impact. Dans *Solutions to Coastal Disasters Conference 2011* (p. 474-490). Anchorage, États-Unis. doi: 10.1061/41185(417)42
- Mase, H. (1989). Random Wave Runup Height on Gentle Slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115(5), 649-661. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1989)115:5(649)
- Masina, M., Lamberti, A. et Archetti, R. (2015). Coastal flooding: A copula based approach for estimating the joint probability of water levels and waves. *Coastal Engineering*, 97, 37-52. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.12.010
- Masselink, G. et Pattiaratchi, C. B. (2001). Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172(3-4), 243-263. doi: 10.1016/S0025-3227(00)00128-6
- Masselink, G. et Puleo, J. A. (2006). Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26(5), 661-680. doi: 10.1016/j.csr.2006.01.015
- Masselink, G. et Short, A. D. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9(3), 785-800.
- Mather, A. A., Stretch, D. et Garland, G. (2011). Wave runup on natural beaches. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(32). doi: 10.9753/icce.v32.currents.45
- Mather, A., Stretch, D. et Garland, G. (2011). Predicting Extreme Wave Run-Up on Natural Beaches for Coastal Planning and Management. *Coastal Engineering Journal*, 53(2), 87-109. doi: 10.1142/S0578563411002288
- Matias, A. et Masselink, G. (2017). Overwash Processes: Lessons from Fieldwork and Laboratory Experiments. Dans *Coastal Storms* (p. 175-194). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. doi: 10.1002/9781118937099.ch9

- Matias, A., Williams, J. J., Masselink, G. et Ferreira, Ó. (2012). Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48-61. doi: 10.1016/j.coastaleng.2011.12.006
- McCall, R. T., Masselink, G., Poate, T. G., Roelvink, J. A., Almeida, L. P., Davidson, M. et Russell, P. E. (2014). Modelling storm hydrodynamics on gravel beaches with *XBeach-G*. *Coastal Engineering*, 91, 231-250. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.06.007
- McCarroll, R. J., Brander, R. W., Turner, I. L. et Leeuwen, B. Van. (2016). Shoreface storm morphodynamics and mega-rip evolution at an embayed beach: Bondi Beach, NSW, Australia. *Continental Shelf Research*, 116, 74-88. doi: 10.1016/j.csr.2016.01.013
- McGuigan, K., Webster, T. et Collins, K. (2015). A Flood Risk Assessment of the LaHave River Watershed, Canada Using GIS Techniques and an Unstructured Grid Combined River-Coastal Hydrodynamic Model. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 1093-1116. doi: 10.3390/jmse3031093
- McNinch, J. E. (2007). Bar and Swash Imaging Radar (BASIR): A Mobile X-band Radar Designed for Mapping Nearshore Sand Bars and Swash-Defined Shorelines Over Large Distances. *Journal of Coastal Research*, 231(231), 59-74. doi: 10.2112/05-0452.1
- McSharry, P. (2014). The Role of Scientific Modelling and Insurance in Providing Innovative Solutions for Managing the Risk of Natural Disasters. Dans *Reducing Disaster: Early Warning Systems For Climate Change* (p. 325-338). Dordrecht : Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-94-017-8598-3\_17
- McSharry, P. (2018). Parsimonious Risk Assessment and the Role of Transparent Diverse Models. Dans *Risk Modeling for Hazards and Disasters* (p. 263-269). Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-12-804071-3.00012-4
- MDDEP. (2005). *Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs Politique, Politique de protection des rives, du littoral et de plaines inondables, c. Q - 2, r. 35 dans le cadre de la Loi sur la qualité de l'environnement (L.R.Q., c. Q - 2)*
- MDDEFP (2005), Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs Politique, Politique de protection des rives, du littoral et de plaines inondables, c. Q-2, r.35 dans le cadre de la Loi sur la qualité de l'environnement (L.R.Q., c. Q-2), disponible en ligne sur le site des publications du Québec <http://www.publicationsduquebec.gouv.qc.ca>.
- MEDDE. (2013). *Guide méthodologique : Plan de prévention des risques littoraux*.



- Medina-Cetina, Z. et Nadim, F. (2008). Stochastic design of an early warning system. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, 2(4), 223-236. doi: 10.1080/17499510802086777
- Melby, J. A., Nadal-Caraballo, N. C. et Kobayashi, N. (2012). Wave RunUp Prediction for Flood Mapping. Dans *Coastal Engineering*. doi: 10.9753/icce.v33.management.79
- Melet, A., Meyssignac, B., Almar, R. et Le Cozannet, G. (2018). Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. *Nature Climate Change*, 8(3), 234-239. doi: 10.1038/s41558-018-0088-y
- Mentaschi, L., Besio, G., Cassola, F. et Mazzino, A. (2013). Problems in RMSE-based wave model validations. *Ocean Modelling*, 72, 53-58. doi: 10.1016/j.ocemod.2013.08.003
- Meyssignac, B., Fettweis, X., Chevrier, R. et Spada, G. (2017). Regional Sea Level Changes for the Twentieth and the Twenty-First Centuries Induced by the Regional Variability in Greenland Ice Sheet Surface Mass Loss. *Journal of Climate*, 30(6), 2011-2028. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0337.1
- MFLNRO. (2011). *Coastal floodplain mapping – Guidelines and specifications*.
- Minano, A., Johnson, P. A. et Wandel, J. (2018). Visualizing flood risk, enabling participation and supporting climate change adaptation using the Geoweb: the case of coastal communities in Nova Scotia, Canada. *GeoJournal*, 83(3), 413-425. doi: 10.1007/s10708-017-9777-8
- Moftakhari, H. R., AghaKouchak, A., Sanders, B. F. et Matthew, R. A. (2017). Cumulative hazard: The case of nuisance flooding. *Earth's Future*, 5(2), 214-223. doi: 10.1002/2016EF000494
- Moftakhari, H. R., Salvadori, G., AghaKouchak, A., Sanders, B. F. et Matthew, R. A. (2017). Compounding effects of sea level rise and fluvial flooding. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(37), 9785-9790. doi: 10.1073/pnas.1620325114
- Morris, B. D., Coco, G., Bryan, K. R., Turner, I. L., Street, K. et Vale, M. (2007). Video-derived mapping of estuarine evolution. *Journal of Coastal Research*, 2007(50), 410-414.
- Muis, S., Güneralp, B., Jongman, B., Aerts, J. C. J. H. et Ward, P. J. (2015). Flood risk and

- adaptation strategies under climate change and urban expansion: A probabilistic analysis using global data. *Science of The Total Environment*, 538, 445-457. doi: 10.1016/j.scitotenv.2015.08.068
- Muis, S., Verlaan, M., Nicholls, R. J., Brown, S., Hinkel, J., Lincke, D., ... Ward, P. J. (2017). A comparison of two global datasets of extreme sea levels and resulting flood exposure. *Earth's Future*, 5(4), 379-392. doi: 10.1002/2016EF000430
- Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H. C., Aerts, J. C. J. H. et Ward, P. J. (2016). A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nature Communications*, 7(8), 11969. doi: 10.1038/ncomms11969
- Nadal, N. C., Zapata, R. E., Pagán, I., López, R. et Agudelo, J. (2010). Building Damage due to Riverine and Coastal Floods. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 136(3), 327-336. doi: 10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0000036
- Narayan, S., Simmonds, D., Nicholls, R. J. et Clarke, D. (2018). A Bayesian network model for assessments of coastal inundation pathways and probabilities. *Journal of Flood Risk Management*, 11, S233-S250. doi: 10.1111/jfr3.12200
- Nastev, M., Nollet, M., Abo El Ezz, A., Smirnoff, A., Ploeger, S. K., McGrath, H., ... Parent, M. (2017). Methods and Tools for Natural Hazard Risk Analysis in Eastern Canada: Using Knowledge to Understand Vulnerability and Implement Mitigation Measures. *Natural Hazards Review*, 18(1), B4015002. doi: 10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000209
- Nayak, I. V. (1970). Equilibrium Profiles of Model Beaches. Dans *Coastal Engineering 1970* (p. 1321-1340). New York, NY : American Society of Civil Engineers. doi: 10.1061/9780872620285.082
- Nederhoff, K. (2014). *Modeling the effects of hard structures on dune erosion and overwash. Hindcasting the impact of Hurricane Sandy on New Jersey with XBeach*. Delft University of Technology. Récupéré de <http://repository.tudelft.nl/>
- Nerem, R. S., Beckley, B. D., Fasullo, J. T., Hamlington, B. D., Masters, D. et Mitchum, G. T. (2018). Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(9), 2022-2025. doi: 10.1073/pnas.1717312115
- Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J. et Nicholls, R. J. (2015). Future coastal

population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding - A global assessment. *PLoS ONE*, 10(3). doi: 10.1371/journal.pone.0118571

Nicholls, R. J. et Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science (New York, N.Y.)*, 328(5985), 1517-20. doi: 10.1126/science.1185782

Nicholls, R. J., Poh, P. W., Burkett, V., Codignotto, J., Hay, J., McLean, R., ... Woodroffe, C. D. (2007). Coastal systems and low-lying areas. Dans M. L. Parry, J. P. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden et C. E. Hanson (dir.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 315-356). Cambridge, UK : Cambridge University Press. Récupéré de <http://www.mdpi.com/2077-1312/6/2/66>

Nicolae-Lerma, A., Pedreros, R., Robinet, A. et Sénéchal, N. (2017). Simulating wave setup and runup during storm conditions on a complex barred beach. *Coastal Engineering*, 123, 29-41. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.01.011

Nicolae-Lerma, A., Bulteau, T., Elineau, S., Paris, F., Durand, P., Anselme, B. et Pedreros, R. (2018). High-resolution marine flood modelling coupling overflow and overtopping processes: Framing the hazard based on historical and statistical approaches. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(1), 207-229. doi: 10.5194/nhess-18-207-2018

Nielsen, P. (2009). *Coastal and Estuarine Processes* (vol. 29) Advanced Series on Ocean Engineering. Singapore : World Scientific. doi: 10.1142/7114

Nielsen, P. et Hanslow, D. J. (1991). Wave runup distributions on natural beaches. *Journal of Coastal Research*, 7(4), 1139-1152.

Nordstrom, K. F. (1980). Cyclic and Seasonal Beach Response: A Comparison of Oceanside and Bayside Beaches. *Physical Geography*, 1(2), 177-196. doi: 10.1080/02723646.1980.10642199


Nordstrom, K. F. et Jackson, N. L. (1990). Migration of swash zone, step and microtopographic features during tidal cycles on an estuarine beach, Delaware Bay, New Jersey, U.S.A. *Marine Geology*, 92(1-2), 147-154. doi: 10.1016/0025-3227(90)90033-G

Ojeda, E. et Guillén, J. (2008). Shoreline dynamics and beach rotation of artificial embayed

- beaches. *Marine Geology*, 253(1-2), 51-62. doi: 10.1016/j.margeo.2008.03.010
- Orton, P., Vinogradov, S., Georgas, N., Blumberg, A., Lin, N., Gornitz, V., ... Horton, R. (2015). New York City Panel on Climate Change 2015 Report Chapter 4: Dynamic Coastal Flood Modeling. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1336(1), 56-66. doi: 10.1111/nyas.12589
- Owens, E. H. (1977). Temporal variations in beach and nearshore dynamics. *Journal of Sedimentary Research*, 47(1), 168-190. doi: 10.1306/212F7121-2B24-11D7-8648000102C1865D
- Palmer, T., Nicholls, R. J., Wells, N. C., Saulter, A. et Mason, T. (2014). Identification of 'energetic' swell waves in a tidal strait. *Continental Shelf Research*, 88, 203-215. doi: 10.1016/j.csr.2014.08.004
- Paprotny, D., Morales-Nápoles, O., Vousdoukas, M. I., Jonkman, S. N. et Nikulin, G. (2019). Accuracy of pan-European coastal flood mapping. *Journal of Flood Risk Management*, 12(2), e12459. doi: 10.1111/jfr3.12459
- Paprotny, Dominik, Andrzejewski, P., Terefenko, P. et Furmańczyk, K. (2014). Application of Empirical Wave Run-Up Formulas to the Polish Baltic Sea Coast. *PLoS ONE*, 9(8), e105437. doi: 10.1371/journal.pone.0105437
- Patrick, L., Solecki, W., Jacob, K. H., Kunreuther, H. et Nordenson, G. (2015). New York City Panel on Climate Change 2015 Report Chapter 3: Static Coastal Flood Mapping. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1336(1), 45-55. doi: 10.1111/nyas.12590
- Pearre, N. S. et Puleo, J. A. (2009). Quantifying Seasonal Shoreline Variability at Rehoboth Beach, Delaware, Using Automated Imaging Techniques. *Journal of Coastal Research*, 254(4), 900-914. doi: 10.2112/08-1029.1
- Pearson, S. G., Storlazzi, C. D., van Dongeren, A. R., Tissier, M. F. S. et Reniers, A. J. H. M. (2017). A Bayesian-Based System to Assess Wave-Driven Flooding Hazards on Coral Reef-Lined Coasts. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. doi: 10.1002/2017JC013204
- Perini, L., Calabrese, L., Salerno, G., Ciavola, P. et Armaroli, C. (2015). Evaluation of coastal vulnerability to flooding: comparison of two different methodologies adopted by the Emilia-Romagna Region (Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 3(7), 4315-4352. doi: 10.5194/nhessd-3-4315-2015

- Phillips, B., Brown, J., Bidlot, J.-R. et Plater, A. (2017). Role of Beach Morphology in Wave Overtopping Hazard Assessment. *Journal of Marine Science and Engineering*, 5(1), 1. doi: 10.3390/jmse5010001
- Pitman, S. J. (2014). Methods for field measurement and remote sensing of the swash zone. Dans S. J. Cook, L. E. Clark et J. M. Nield (dir.), *Geomorphological Techniques* (vol. 3, p. 1-14). Oxford, GB : British Society of Geomorphology. (2.6)
- Plant, N. G., Aarninkhof, S. G. J., Turner, I. L., Kingston, K. S. et Aarninkhof@wldelft, S. N. (2007). The Performance of Shoreline Detection Models Applied to Video Imagery. *Journal of Coastal Research*, 23, 658-670. doi: 10.2112/1551-5036(2007)23[658:TPOSDM]2.0.CO;2
- Plant, N. G. et Holman, R. A. (1997). Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology*, 140(1-2), 1-24. doi: 10.1016/S0025-3227(97)00019-4
- Plant, N. G. et Stockdon, H. F. (2015). How well can wave runup be predicted? Comment on Laudier et al. (2011) and Stockdon et al. (2006). *Coastal Engineering*, 102, 44-48. doi: 10.1016/j.coastaleng.2015.05.001
- Poate, T. G., McCall, R. T. et Masselink, G. (2016). A new parameterisation for runup on gravel beaches. *Coastal Engineering*, 117, 176-190. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.08.003
- Poelhekke, L., Jäger, W. S., van Dongeren, A., Plomaritis, T. A., McCall, R. et Ferreira, Ó. (2016). Predicting coastal hazards for sandy coasts with a Bayesian Network. *Coastal Engineering*, 118, 21-34. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.08.011
- Pollard, J. A., Spencer, T. et Brooks, S. M. (2018). The interactive relationship between coastal erosion and flood risk. *Progress in Physical Geography*. doi: 10.1177/0309133318794498
- Poulter, B. et Halpin, P. N. (2008). Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. *International Journal of Geographical Information Science*, 22(2), 167-182. doi: 10.1080/13658810701371858
- Power, H. E., Gharabaghi, B., Bonakdari, H., Robertson, B., Atkinson, A. L. et Baldock, T. E. (2019). Prediction of wave runup on beaches using Gene-Expression Programming and empirical relationships. *Coastal Engineering*, 144(October 2018), 47-61. doi:

10.1016/j.coastaleng.2018.10.006

- Pratte, S., Garneau, M. et De Vleeschouwer, F. (2016). Late-Holocene atmospheric dust deposition in eastern Canada (St. Lawrence North Shore). *The Holocene*, 14 pp. DOI: 10.1177/0959683616646185. doi: 10.1177/0959683616646185
- Prime, T., Brown, J. M. et Plater, A. J. (2016). Flood inundation uncertainty: The case of a 0.5% annual probability flood event. *Environmental Science & Policy*, 59, 1-9. doi: 10.1016/j.envsci.2016.01.018
- Pugliano, G., Robustelli, U., Luccio, D. Di, Mucerino, L., Benassai, G. et Montella, R. (2019). Statistical Deviations in Shoreline Detection Obtained with Direct and Remote Observations. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(5), 137. doi: 10.3390/jmse7050137
- Pullen, T., Allsop, N. W. H., Bruce, T., Kirtenhaus, A., Schüttrumpf, H. et Meer, J. W. van der. (2007). *Eurotop: Wave overtopping of sea defences and related structures: assessment manual*. Récupéré de  [www.overtopping-manual.com](http://www.overtopping-manual.com)
- Purvis, M. J., Bates, P. D. et Hayes, C. M. (2008). A probabilistic methodology to estimate future coastal flood risk due to sea level rise. *Coastal Engineering*, 55(12), 1062-1073. doi: 10.1016/j.coastaleng.2008.04.008
- Pye, K. et Blott, S. J. (2014). The geomorphology of UK estuaries: The role of geological controls, antecedent conditions and human activities. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150(PB), 196-214. doi: 10.1016/j.ecss.2014.05.014
- Quataert, E. (2015). *Wave runup on atoll reefs*. (Mémoire de maîtrise). Delft University of Technology.
- Quataert, E., Storlazzi, C., Van Rooijen, A., Cheriton, O. et Van Dongeren, A. (2015). The influence of coral reefs and climate change on wave-driven flooding of tropical coastlines. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6407-6415. doi: 10.1002/2015GL064861
- Quintin, C., Bernatchez, P. et Jolivet, Y. (2013). *Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs. Rapport d'analyse: volume I. Présenté au ministère de la Sécurité publique du Québec*, vol.I. Rimouski.
- Ramirez, J. A., Lichter, M., Coulthard, T. J. et Skinner, C. (2016). Hyper-resolution mapping of regional storm surge and tide flooding: comparison of static and dynamic models.

*Natural Hazards*, 82(1), 571-590. doi: 10.1007/s11069-016-2198-z

- Ramsbottom, D., Wade, S., Bain, V., Floyd, P., Penning-Rowsell, E., Wilson, T., ... Surendran, S. (2006). *Flood Risks to People (Phase 2 - Guidance Document)*. Récupéré de <http://randd.defra.gov.uk/Default.aspx?Module=More&Location=None&ProjectID=12016>
- Raubenheimer, B. et Guza, R. T. (1996). Observations and predictions of run-up. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C11), 25575-25587. doi: 10.1029/96JC02432
- Rayens, B. et Nelsen, R. B. (2000). An Introduction to Copulas. *Technometrics*, 42(3), 317. doi: 10.2307/1271100
- Rémillard, A. M., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B., Buylaert, J. P., Murray, A. S. et Lajeunesse, P. (2017). Relative sea-level changes and glacio-isostatic adjustment on the Magdalen Islands archipelago (Atlantic Canada) from MIS 5 to the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 171(July), 216-233. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.07.015
- Resio, D. T. et Westerink, J. J. (2008). Modeling the physics of storm surges. *Physics Today*, 61(9), 33-38. doi: 10.1063/1.2982120
- Rhein, M., Rintoul, S. R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R. A., ... Wang, F. (2013). Observations: Ocean. Dans P. M. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley (dir.), *Climate Change 2013: The Science Physical Basis. Contributing of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (chap. 3). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press.
- Roberts, T. M., Wang, P. et Kraus, N. C. (2010). Limits of Wave Runup and Corresponding Beach-Profile Change from Large-Scale Laboratory Data. *Journal of Coastal Research*, 261(2), 184-198. doi: 10.2112/08-1097.1
- Roelvink, D., McCall, R., Mehvar, S., Nederhoff, K. et Dastgheib, A. (2018). Improving predictions of swash dynamics in *XBeach*: The role of groupiness and incident-band runup. *Coastal Engineering*, 134, 103-123. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.07.004
- Roelvink, D., Reniers, A., Van Dongeren, A., Van Thiel De Vries, J., McCall, R. et Lescinski, J. (2009). Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Costal*

*Engineering*, 56(11-12), doi: 10.1016/j.coastaleng.2009.08.006

Roelvink, D., van Dongeren, A., McCall, R., Hoonhout, B., van Rooijen, A., van Geer, P., ... Quataert, E. (2015). *XBeach Technical Reference: Kingsday Release. Model description and reference guide to functionalities*. doi: 10.13140/RG.2.1.4025.6244

Roelvink, J. A. et Van Banning, G. K. F. M. (1995). Design and development of Deflt3D and application to coastal morphodynamics. *Oceanographic Literature Review*, 42(11), 925.

Ross, N. et Long, B. (1989). Évolution morpho-sédimentaire de la barre de déferlement : un exemple dans le golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 377. doi: 10.7202/032790ar

Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G. et van den Beukel, P. G. L. (1998). Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C2), 3111-3118. doi: 10.1029/97JC02791

Ruest, B., Neumeier, U., Dumont, D., Bismuth, E., Senneville, S. et Caveen, J. (2016). Recent wave climate and expected future changes in the seasonally ice-infested waters of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Climate Dynamics*, 46(1-2), 449-466. doi: 10.1007/s00382-015-2592-3

Ruggiero, P. (2013). Is the Intensifying Wave Climate of the U.S. Pacific Northwest Increasing Flooding and Erosion Risk Faster Than Sea-Level Rise? *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 139(2), 88-97. doi: 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000172

Ruggiero, P., Hacker, S., Seabloom, E. et Zarnetske, P. (2018). The Role of Vegetation in Determining Dune Morphology, Exposure to Sea-Level Rise, and Storm-Induced Coastal Hazards: A U.S. Pacific Northwest Perspective. Dans L. J. Moore et A. B. Murray (dir.), *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate* (p. 337-361). Cham : Springer International Publishing. (April) doi: 10.1007/978-3-319-68086-6\_11

Ruggiero, P., Holman, R. A. et Beach, R. A. (2004). Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research*, 109(C6), 1-12. doi: 10.1029/2003JC002160

Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J. et Reggie, A. (2001). Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research*, 17(2), 407-419.



- Sadegh, M., Moftakhari, H., Gupta, H. V., Ragno, E., Mazdiyasni, O., Sanders, B., ... AghaKouchak, A. (2018). Multihazard Scenarios for Analysis of Compound Extreme Events. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5470-5480. doi: 10.1029/2018GL077317
- Sadegh, M., Ragno, E. et AghaKouchak, A. (2017). Multivariate Copula Analysis Toolbox (MvCAT): Describing dependence and underlying uncertainty using a Bayesian framework. *Water Resources Research*, 53(6), 5166-5183. doi: 10.1002/2016WR020242
- Sallenger, A. H. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16(3), 890-895.
- Salvadori, G., De Michele, C. et Durante, F. (2011). On the return period and design in a multivariate framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(11), 3293-3305. doi: 10.5194/hess-15-3293-2011
- Sättele, M., Bründl, M. et Straub, D. (2016). Quantifying the effectiveness of early warning systems for natural hazards. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(1), 149-166. doi: 10.5194/nhess-16-149-2016
- Saucier, F. J. et Chassé, J. (2000). Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary. *Atmosphere-Ocean*, 38(4), 505-556. doi: 10.1080/07055900.2000.9649658
- Sayol, J. M. et Marcos, M. (2018). Assessing Flood Risk Under Sea Level Rise and Extreme Sea Levels Scenarios: Application to the Ebro Delta (Spain). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(2), 794-811. doi: 10.1002/2017JC013355
- Schambach, L., Grilli, A. R., Grilli, S. T., Hashemi, M. R. et King, J. W. (2018). Assessing the impact of extreme storms on barrier beaches along the Atlantic coastline: Application to the southern Rhode Island coast. *Coastal Engineering*, 133(June 2017), 26-42. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.12.004
- Scott, T., Masselink, G. et Russell, P. (2011a). Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*, 286(1-4), 1-20. doi: 10.1016/j.margeo.2011.04.004
- Sécurité civile du Québec. (2016). *Érosion et submersion côtières*. Récupéré de <https://www.securitepublique.gouv.qc.ca/securite-civile/se-preparer-aux->

sinistres/sinistres/erosion-et-submersion-cotieres.html

- Seenath, A. (2015). Modelling coastal flood vulnerability : Does spatially-distributed friction improve the prediction of flood extent? *Applied Geography*, 64, 97-107. doi: 10.1016/j.apgeog.2015.09.010
- Seenath, A., Wilson, M. et Miller, K. (2016). Hydrodynamic versus GIS modelling for coastal flood vulnerability assessment: Which is better for guiding coastal management? *Ocean & Coastal Management*, 120, 99-109. doi: 10.1016/j.ocecoaman.2015.11.019
- Seibold, E. (2003). Natural Disasters and Early Warning. Dans *Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction* (p. 3-10). Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-55903-7\_1
- Sene, K. (2016). Forecast Interpretation. Dans *Hydrometeorology* (p. 209-233). Cham : Springer International Publishing. doi: 10.1007/978-3-319-23546-2\_7
- Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R. et Holman, R. a. (2011). Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research*, 116(C7), C07032. doi: 10.1029/2010JC006819
- Senechal, N., Coco, G., Plant, N., Bryan, K. R., Brown, J. et MacMahan, J. H. M. (2018). Field Observations of Alongshore Runup Variability Under Dissipative Conditions in the Presence of a Shoreline Sandwave. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9), 6800-6817. doi: 10.1029/2018JC014109
- Senneville, S., St-Onge Drouin, S., Dumont, D., Bihan-Poudec, M.-C., Belemaalem, Z., Corriveau, M., ... Villeneuve, R. (2014). *Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques*. Récupéré de <http://www.bv.transports.gouv.qc.ca/mono/1147874.pdf>
- Serafin, K. A. et Ruggiero, P. (2014). Simulating extreme total water levels using time-dependent, extreme value approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 6305-6329. doi: 10.1002/2014JC010093.Received
- Serafin, K. A., Ruggiero, P., Barnard, P. L. et Stockdon, H. F. (2019). The influence of shelf bathymetry and beach topography on extreme total water levels: Linking large-scale changes of the wave climate to local coastal hazards. *Coastal Engineering*, 150, 1-17. doi: 10.1016/j.coastaleng.2019.03.012

- Serafin, K. A., Ruggiero, P. et Stockdon, H. F. (2017). The relative contribution of waves, tides, and nontidal residuals to extreme total water levels on U.S. West Coast sandy beaches. *Geophysical Research Letters*, 44(4), 1839-1847. doi: 10.1002/2016GL071020
- Short, A. D. (2006). Australian Beach Systems—Nature and Distribution. *Journal of Coastal Research*, 22(1), 11-27. doi: 10.2112/05A-0002.1
- Silva, P. G. da, Medina, R., González, M. et Garnier, R. (2018). Observations of wave, runup and beach characteristics during the MUSCLE-Beach Experiments. *Mendeley Data*, V4. doi: 10.17632/6YH2B327GD.4
- Silveira, T. M., Carapuço, A. M., Sousa, H., Taborda, R. et Psuty, N. P. (2013). Optimizing beach topographical field surveys : matching the effort with the objectives. *Journal of Coastal Research*, (Special Issue 65), 588-593. doi: 10.2112/SI65-100.1
- Silveira, T. M., Taborda, R., Carapuço, M. M., Andrade, C., Freitas, M. C., Duarte, J. F. et Psuty, N. P. (2016). Assessing the extreme overwash regime along an embayed urban beach. *Geomorphology*, 274, 64-77. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.09.007
- Simarro, G., Bryan, K. R., Guedes, R. M. C., Sancho, A., Guillen, J. et Coco, G. (2015). On the use of variance images for runup and shoreline detection. *Coastal Engineering*, 99, 136-147. doi: 10.1016/j.coastaleng.2015.03.002
- Simmons, J. A., Harley, M. D., Marshall, L. A., Turner, I. L., Splinter, D. et Cox, R. J. (2017). Calibrating and assessing uncertainty in coastal numerical models. *Coastal Engineering*, 125(April), 28-41. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.04.005
- Skinner, C. J., Coulthard, T. J., Parsons, D. R., Ramirez, J. A., Mullen, L. et Manson, S. (2015). Simulating tidal and storm surge hydraulics with a simple 2D inertia based model, in the Humber Estuary, U.K. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 155, 126-136. doi: 10.1016/j.ecss.2015.01.019
- Sous, D., Petitjean, L., Bouchette, F., Rey, V., Meulé, S., Sabatier, F. et Martins, K. (2016). Field evidence of swash groundwater circulation in the microtidal rousty beach, France. *Advances in Water Resources*, 97, 144-155. doi: 10.1016/j.advwatres.2016.09.009
- Splinter, K., Harley, M. et Turner, I. (2018). Remote Sensing Is Changing Our View of the Coast: Insights from 40 Years of Monitoring at Narrabeen-Collaroy, Australia. *Remote*

*Sensing*, 10(11), 1744. doi: 10.3390/rs10111744

- Stockdon, H. F., Thompson, D. M., Plant, N. G. et Long, J. W. (2014). Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models. *Coastal Engineering*, 92, 1-11. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.06.004
- Stockdon, H. F., Doran, K. S. et Sallenger, A. H. (2009). Extraction of Lidar-Based Dune-Crest Elevations for Use in Examining the Vulnerability of Beaches to Inundation During Hurricanes. *Journal of Coastal Research*, 10053, 59-65. doi: 10.2112/SI53-007.1
- Stockdon, H. F. et Holman, R. A. (2011). *Observations of wave runup, setup, and swash on natural beaches: U.S. Geological Survey Data Series 602*. Récupéré de <https://pubs.usgs.gov/ds/602/>
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A. et Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573-588. doi: 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005
- Stockdon, H. F., Sallenger, A. H., Holman, R. A. et Howd, P. A. (2007). A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238(1-4), 1-20. doi: 10.1016/j.margeo.2006.11.004
- Storlazzi, C. D., Gingerich, S. B., van Dongeren, A., Cheriton, O. M., Swarzenski, P. W., Quataert, E., ... McCall, R. (2018). Most atolls will be uninhabitable by the mid-21st century because of sea-level rise exacerbating wave-driven flooding. *Science Advances*, 4(4), eaap9741. doi: 10.1126/sciadv.aap9741
- Stumpf, A., Augereau, E., Delacourt, C. et Bonnier, J. (2016). Photogrammetric discharge monitoring of small tropical mountain rivers: A case study at Rivière des Pluies, Réunion Island. *Water Resources Research*, 52(6), 4550-4570. doi: 10.1002/2015WR018292
- Suarez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Ardhuin, F., Filipot, J.-F., ... Delacourt, C. (2015). Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 674-698. doi: 10.3390/jmse3030674
- Symonds, G., Huntley, D. A. et Bowen, A. J. (1982). Two-dimensional surf beat: Long wave generation by a time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1),

492. doi: 10.1029/JC087iC01p00492

Syvitski, J. P. M., Kettner, A. J., Overeem, I., Hutton, E. W. H., Hannon, M. T., Brakenridge, G. R., ... Nicholls, R. J. (2009). Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, 2(10), 681-686. doi: 10.1038/ngeo629

Taylor, P. J. (1977). *Quantitative Methods in Geography: An Introduction to Spatial Analysis*. Houghton Mifflin Harcourt, Boston, Massachusetts.

Taylor, R. B., Forbes, D. L., Frobel, D., Manson, G. K. et Shaw, J. (2014). Coastal geoscience studies at the Bedford Institute of Oceanography , 1962-2012. Dans D. N. Nettleship, D. C. Gordon, C. F. M. Lewis et M. P. Latremouille (dir.), *Voyage of Discovery, fifty years of marine research at Canada's Bedford Institute of Oceanography 1962 - 2012* (p. 203-210). Dartmouth, NS, Canada : BIO-Oceans Association.

Teng, J., Jakeman, A. J., Vaze, J., Croke, B. F. W., Dutta, D. et Kim, S. (2017). Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environmental Modelling & Software*, 90, 201-216. doi: 10.1016/j.envsoft.2017.01.006

Terlouw, A. (2013). *Predicting morphological storm impact on coastal dunes at Ameland*. University of Twente.

Tolman and the WAVEWATCH III Development Group. (2014). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18*. College Park, MD.

Tomás, A., Méndez, F. J., Medina, R., Jaime, F. F., Higuera, P., Lara, J. L., ... Álvarez de Eulate, M. F. (2016). A methodology to estimate wave-induced coastal flooding hazard maps in Spain. *Journal of Flood Risk Management*, 9(3), 289-305. doi: 10.1111/jfr3.12198

Trenhaile, A. S. (2004). Modeling the accumulation and dynamics of beaches on shore platforms. *Marine Geology*, 206(1-4), 55-72. doi: 10.1016/j.margeo.2004.03.013

Trenhaile, A. S. (1978). The shore platform of Gaspé, Quebec. *Annals of the Association of American Geographers*, 68(1), 95-114. doi: 10.1111/j.1467-8306.1978.tb01184.x

Tribbia, J. et Moser, S. C. (2008). More than information: what coastal managers need to plan for climate change. *Environmental Science & Policy*, 11(4), 315-328. doi: 10.1016/j.envsci.2008.01.003

- Tsai, R. (1987). A versatile camera calibration technique for high-accuracy 3D machine vision metrology using off-the-shelf TV cameras and lenses. *IEEE Journal on Robotics and Automation*, 3(4), 323-344. doi: 10.1109/JRA.1987.1087109
- Tsoukala, V. K., Chondros, M., Kapelonis, Z. G., Martzikos, N., Lykou, A., Belibassakis, K. et Makropoulos, C. (2016). An integrated wave modelling framework for extreme and rare events for climate change in coastal areas – the case of Rethymno, Crete. *Oceanologia*, 58(2), 71-89. doi: 10.1016/j.oceano.2016.01.002
- Tucker, M. J. (1950). Surf beats: sea waves of 1 to 5 min. period. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 202(1071), 565-573. doi: 10.1098/rspa.1950.0120
- Turner, I. L. et Leyden, V. M. (2000). *System Description and Analysis of Shoreline Change: August 1999–February 2000. Report 1. Northern Gold Coast Coastal Imaging System*. [2000/12]. Manly Vale NSW.
- UNISDR. (2006). *Global Survey of Early Warning Systems*. Récupéré de <http://www.unisdr.org/ppew/info-resources/ewc3/Global-Survey-of-Early-Warning-Systems.pdf>
- UNISDR. (2009). *Terminologie pour la prévention des risques de catastrophe*. Récupéré de [http://www.unisdr.org/files/7817\\_UNISDRTerminologyFrench.pdf](http://www.unisdr.org/files/7817_UNISDRTerminologyFrench.pdf)
- UNISDR. (2015). *Sendai Framework for Disaster Risk Reduction 2015 - 2030*. Sendai, Japan. doi: A/CONF.224/CRP.1
- Uunk, L., Wijnberg, K. M. et Morelissen, R. (2010). Automated mapping of the intertidal beach bathymetry from video images. *Coastal Engineering*, 57(4), 461-469. doi: 10.1016/j.coastaleng.2009.12.002
- Van-Wierst, S., Bernatchez, P. et Larouche, C. (2017). Suivi topographique côtier au moyen d'un système LiDAR mobile terrestre : exemple d'une recharge sédimentaire de plage. *GEOMATICA*, 71(4), 194-212. doi: 10.5623/cig2017-402
- Van de Sande, B., Lanssen, J. et Hoyng, C. (2012). Sensitivity of Coastal Flood Risk Assessments to Digital Elevation Models. *Water*, 4(3), 568-579. doi: 10.3390/w4030568
- Van der Meer, J. W., Allsop, N. W. H., Bruce, T., De Rouck, J., Kortenhaus, A., Pullen, T.,

- ... Zanuttigh, B. (2016). *Manual on wave overtopping of sea defences and related structures. An overtopping manual largely based on European research, but for worldwide application.* NULL. [www.overtopping-manual.com](http://www.overtopping-manual.com). Récupéré de <http://www.overtopping-manual.com/index.html>
- Van Dongeren, A., Bolle, A., Voudoukas, M. I., Plomaritis, T., Eftimova, P., Williams, J., ... Roelvink, D. (2009). 82. MICORE : Dune erosion and overwash model validation data from nine European field sites. Dans *Proceedings of Coastal Dynamics 2009* (p. 1 -15). WORLD SCIENTIFIC. doi: 10.1142/9789814282475\_0084
- Van Dongeren, A., Ciavola, P., Martinez, G., Viavattene, C., Bogaard, T., Ferreira, O., ... McCall, R. (2017). Introduction to RISC-KIT: Resilience-increasing strategies for coasts. *Coastal Engineering*, (RISC-KIT Special Issue), in review. doi: 10.1016/j.coastaleng.2017.10.007
- Van Dongeren, A., Ciavola, P., Viavattene, C., de Kleermaeker, S., Martinez, G., Ferreira, O., ... McCall, R. (2014). RISC-KIT: Resilience-Increasing Strategies for Coasts - toolKIT. *Journal of Coastal Research*, 70, 366-371. doi: 10.2112/SI70-062.1
- Van Dongeren, A., Storlazzi, C. D., Quataert, E. et Pearson, S. (2017). Wave Dynamics and Flooding on Low-Lying Tropical Reef-Lined Coasts. *Coastal Dynamics 2017*, (021), 654-664.
- Van Dongeren, A. R. et Svendsen, I. A. (1997). Absorbing-Generating Boundary Condition for Shallow Water Models. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 123(6), 303-313. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1997)123:6(303)
- Van Dongeren, A., Roelvink, D., McCall, R., Nederhoff, K. et van Rooijen, A. (2017). Modeling the Morphological Impacts of Coastal Storms. Dans *Coastal Storms* (p. 195-216). Chichester, UK : John Wiley & Sons, Ltd. doi: 10.1002/9781118937099.ch10
- Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., ... Zhang, T. (2013). Observations: Cryosphere. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 317-382. doi: 10.1017/CBO9781107415324.012
- Viavattene, C., Jiménez, J. A., Ferreira, O., Priest, S., Owen, D. et McCall, R. (2018). Selecting coastal hotspots to storm impacts at the regional scale: a Coastal Risk Assessment Framework. *Coastal Engineering*, 134(January), 33-47. doi:

10.1016/j.coastaleng.2017.09.002

- Vila-Concejo, a, Austin, T. P., Harri, D. L., Hughes, M. G., Short, a D. et Ranasinghe, R. (2011). Estuarine beach evolution in relation to a flood-tide delta. *Journal of Coastal Research*, 64(64), 190-194.
- Vitousek, S., Barnard, P. L., Fletcher, C. H., Frazer, N., Erikson, L. et Storlazzi, C. D. (2017). Doubling of coastal flooding frequency within decades due to sea-level rise. *Scientific Reports*, 7(1), 1399. doi: 10.1038/s41598-017-01362-7
- Vousdoukas, M. I., Kirupakaramoorthy, T., Oumeraci, H., de la Torre, M., Wübbold, F., Wagner, B. et Schimmels, S. (2014). The role of combined laser scanning and video techniques in monitoring wave-by-wave swash zone processes. *Coastal Engineering*, 83, 150-165. doi: 10.1016/j.coastaleng.2013.10.013
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, a. F., Dimou, K., Zervakis, V. et Conley, D. C. (2009). Wave run-up observations in microtidal, sediment-starved pocket beaches of the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 78, S37-S47. doi: 10.1016/j.jmarsys.2009.01.009
- Vousdoukas, M. I., Ferreira, Ó., Almeida, L. P. et Pacheco, A. (2012). Toward reliable storm-hazard forecasts: *XBeach* calibration and its potential application in an operational early-warning system. *Ocean Dynamics*, 62(7), 1001-1015. doi: 10.1007/s10236-012-0544-6
- Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L. P. et Feyen, L. (2018). Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nature Communications*, 9(1), 2360. doi: 10.1038/s41467-018-04692-w
- Vousdoukas, M. I., Voukouvalas, E., Mentaschi, L., Dottori, F., Giardino, A., Bouziotas, D., ... Feyen, L. (2016). Developments in large-scale coastal flood hazard mapping. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(8), 1841-1853. doi: 10.5194/nhess-16-1841-2016
- Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M. et Feyen, L. (2017). Extreme sea levels on the rise along Europe's coasts. *Earth's Future*, 5(3), 304-323. doi: 10.1002/2016EF000505
- Vousdoukas, M. I., Ferreira, P. M., Almeida, L. P., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., ...



- Ferreira, Ó. M. (2011). Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. *Ocean Dynamics*, 61(10), 1521-1540. doi: 10.1007/s10236-011-0440-5
- Vousdoukas, M. I., Wziatek, D. et Almeida, L. P. (2012). Coastal vulnerability assessment based on video wave run-up observations at a mesotidal, steep-sloped beach. *Ocean Dynamics*, 62(1), 123-137. doi: 10.1007/s10236-011-0480-x
- Wadey, M. P., Nicholls, R. J. et Haigh, I. (2013). Understanding a coastal flood event: the 10th March 2008 storm surge event in the Solent, UK. *Natural Hazards*, 67(2), 829-854. doi: 10.1007/s11069-013-0610-5
- Wahl, T., Haigh, I. D., Nicholls, R. J., Arns, A., Dangendorf, S., Hinkel, J. et Slangen, A. B. A. (2017). Understanding extreme sea levels for broad-scale coastal impact and adaptation analysis. *Nature Communications*, 8(May), 1-12. doi: 10.1038/ncomms16075
- Wahl, Thomas et Plant, N. G. (2015). Changes in erosion and flooding risk due to long-term and cyclic oceanographic trends. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2943-2950. doi: 10.1002/2015GL063876
- Webster, T. L. (2010). Flood Risk Mapping Using LiDAR for Annapolis Royal, Nova Scotia, Canada. *Remote Sensing*, 2(9), 2060-2082. doi: 10.3390/rs2092060
- Webster, T. L., Forbes, D. L., Dickie, S. et Shreenan, R. (2004). Using topographic lidar to map flood risk from storm-surge events for Charlottetown, Prince Edward Island, Canada. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(1), 64-76. doi: 10.5589/m03-053
- Webster, T. L., Forbes, D. L., MacKinnon, E. et Roberts, D. (2006). Flood-risk mapping for storm-surge events and sea-level rise using lidar for southeast New Brunswick. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 32(2), 194-211. doi: 10.5589/m06-016
- Webster, T., McGuigan, K., Collins, K. et MacDonald, C. (2014). Integrated River and Coastal Hydrodynamic Flood Risk Mapping of the LaHave River Estuary and Town of Bridgewater, Nova Scotia, Canada. *Water*, 6(3), 517-546. doi: 10.3390/w6030517
- Wing, O. E. J., Bates, P. D., Sampson, C. C., Smith, A. M., Johnson, K. A. et Erickson, T. A. (2017). Validation of a 30 m resolution flood hazard model of the conterminous

United States. *Water Resources Research*, 53(9), 7968-7986. doi: 10.1002/2017WR020917

Wright, L. D. et Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1-4), 93-118. doi: 10.1016/0025-3227(84)90008-2

Xu, Z. et Lefaivre, D. (2015). *Prévision des niveaux d ' eau dans l ' estuaire et le golfe du Saint-Laurent en fonction des changements climatiques. Rapport interne au Ministère des Transports du Québec*. doi: 10.13140/RG.2.1.3137.9923

Yates, M. L., Guza, R. T. et O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114(C9), C09014. doi: 10.1029/2009JC005359

Young, A. P. (2018). Decadal-scale coastal cliff retreat in southern and central California. *Geomorphology*, 300, 164-175. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.10.010

Zheng, F., Leonard, M. et Westra, S. (2017). Application of the design variable method to estimate coastal flood risk. *Journal of Flood Risk Management*, 10(4), 522-534. doi: 10.1111/jfr3.12180