HAL
open science

Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : les enseignements de la tempête Xynthia

Jean-François Breilh

To cite this version:

Jean-François Breilh. Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : les enseignements de la tempête Xynthia. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2014. Français. NNT : 2014LAROS009 . tel-01174997

HAL Id: tel-01174997

https://theses.hal.science/tel-01174997v1

Submitted on 10 Jul 2015

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

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

UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE
Gay Lussac

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés

THÈSE

présentée par :

Jean-François BREILH

soutenue le 18 juin 2014
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle

Discipline : Terre, Enveloppes fluides

Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : Les enseignements de la tempête Xynthia

---

JURY :

Déborah IDIER	Ingénieur-Docteur HDR, BRGM	Rapporteur
Marc ROBIN	Professeur, CNRS UMR LETG Nantes	Rapporteur
Xavier BERTIN	Chargé de Recherches CNRS, UMR LIENSs La Rochelle	Co-directeur de thèse
Éric CHAUMILLON	Maître de Conférences HDR, Université de La Rochelle	Co-directeur de thèse
Jean-Luc SCHNEIDER	Professeur, Université de Bordeaux 1	Examinateur
André FORTUNATO	Directeur de Recherche, LNEC (Portugal)	Examinateur
Guy WOPPELMANN	Professeur, Université de La Rochelle	Examinateur
Benoit WAELES	Docteur, Consultant Génie Côtier	Invité

Remerciements

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à mes directeurs de thèse, Éric Chaumillon et Xavier Bertin, sans qui celle-ci n'aurait pas vu le jour. Éric, depuis le master 1, tu m'encadres et me fais confiance. Tu as su me transmettre ta passion des sciences de la terre et de l'océanographie et je t'en suis infiniment reconnaissant. Ta motivation débordante, ton enthousiasme et tes encouragements auront fait de ces trois années de travail un réel plaisir. Xavier, je te remercie également très chaleureusement pour ton savoir, ta persévérance et tes compétences sans limites. Et pour couronner le tout, tu m'as permis de trouver du travail avant même que cette thèse ne soit terminée ! Je ne compte pas le nombre de fois où tes idées m'ont sorti de situations scientifiques compliquées. Tu as su me conseiller en faisant preuve d'énormément de patience. Et il faut bien avouer que de la patience il vous en a fallu à tous les deux pour faire face à mon caractère… Bref, vous avez été des directeurs exemplaires.

Je tiens également à remercier Déborah Idier et Marc Robin pour avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse et d'avoir lu et corrigé avec attention ce manuscrit. Guy Wöppelmann, Jean-Luc Schneider, Benoît Waeles, et André Fortunato, merci à vous également pour avoir évalué ces travaux.

Un grand merci aux chercheurs de l'équipe DPL : Guy, pour toutes les longues discussions scientifiques, les innombrables conseils, mais aussi pour les pauses gastronomiques du week-end et autres longues soirées de travail dans le laboratoire. Micha, également très présent les week-ends et autres jours fériés, merci pour ta bonne humeur, toujours au rendez-vous. Grâce à vous deux, on ne se sent jamais seul au labo ! Isabelle, merci. Si j'en suis arrivé là, c'est également grâce à toi, lorsqu'à l'époque de mon master tu t'es démenée pour me concocter un programme d'étude sur mesure. *Frau* Valérie, merci à toi pour les rudiments d'allemand que tu t'es évertuée à m'apprendre au moment de ma dernière ligne droite !

Les multiples campagnes de levés bathymétriques réalisés durant ma première année de thèse n'auraient pu être réalisées sans le soutien technique de Vincent Ottmann, pilote de l'Estran, toujours motivé, même lorsqu'il s'agit de naviguer dans des endroits critiques ; Pascal Tiphaneau, pour ses explications sur le fonctionnement des GPS ; Nicolas Lachaussée qui a fabriqué un support pour sondeur absolument

parfait et en un temps record ; Christian Palud de Créocéan qui m'a permis de prendre en main du logiciel d'acquisition bathymétrique Hypack.

Merci à Nathalie Giloy, ma stagiaire par procuration. C'était un plaisir de collaborer avec toi, et une partie des résultats de cette thèse est lié à tes travaux. Merci beaucoup pour ton implication.

Un grand merci à Cécilia Pignon-Mussaud et Dorothée James de la cellule géomatique, ainsi que Frédéric Pouget et Frédéric Rousseaux pour leurs multiples conseils sur ArcGIS.

Merci à Alain Fort du Grand Port Maritime de Bordeaux pour m'avoir fourni toutes les informations ou données dont j'ai eu besoin sur l'estuaire de la Gironde.

Je tiens également à remercier William Proust et Sébastien Pueyot du Conseil Général de la Charente-Maritime. Merci à vous pour toutes les données que vous m'avez transmises. Et surtout, merci William pour le tour d'hélicoptère au lendemain de la tempête Joachim. C'est un souvenir qui restera gravé.

Mes collègues de bureau et néanmoins amis Médéric et Pascal. L'ambiance légendaire du 127, délicate et raffinée (merci Lara) que nous avons instaurée dans notre bureau a réussi à rendre beaucoup moins dures toutes les périodes difficiles de ces années de thèse. Médéric, le caméléon des sciences de la terre, le maestro de Matlab, tu m'as tellement aidé dans de multiples domaines que je ne pourrai jamais assez te remercier. A défaut de pouvoir t'apprendre des choses en programmation, je te rendrai la pareille en leçons de pêche et de bodyboard ! Pascal, l'homme qui parlait aux GPS, ça fait maintenant un paquet d'années que l'on se connait. Au moment où j'écris ces mots, quantité de souvenirs de missions terrains me viennent en tête. Et je peux t'assurer que ce sont que des bons souvenirs. Pour ça et pour bien d'autres choses encore, merci Pascal.

Merci à mes compagnons de galère doctorale, à savoir tous les doctorants du labo dont la fin de thèse a concordé approximativement avec la mienne : Florence, Alex, Esméralda, Julien, Julie et Guillaume. Ca fait juste du bien de ne pas se sentir seul dans ces moments. Mention spéciale à Guillaume qui aura carrément vécu cette fin de thèse de l'intérieur. Tu ne peux pas savoir à quel point ton soutien sur ces dernières semaines a compté. Merci à toi.

Merci également à Lara pour tes nombreux mails de soutien, tes relectures précieuses et tes conseils avisés. Luc, Camille, Thibaut, Mikael, Thomas Milinkovitch, Thomas Guérin, Gaël et Antoine, merci à vous aussi. Et comment ne pas remercier Kai

Li. *The master.* C'était juste génial de travailler avec toi. Génial également de t'accueillir au moment de ton arrivée en France. Génial de partager avec toi tes spécialités chinoises. Merci pour tout ça et bien plus encore Kai.

Un grand merci à Armelle Combaud et Michel Prineau pour la réalisation de la maquette submersion marine que nous avons présenté avec mon acolyte Médéric pendant la fête de la science. Encore un très bon moment.

On se sent tout simplement bien au laboratoire LIENSs, et ce grâce à de nombreuses personnes y assurant son bon fonctionnement. Ainsi, je remercie Pierre Richard, Paco Bustamante, Marie Chivaille, Martine Bréret, Lucia Picard, Johan Guiard et Nicolas Alligner.

Je tiens également à remercier le personnel du RU Sciences. Tony le cuistot pour la grande gastronomie des plats proposés. Catherine pour les assiettes de 1.5 kg, indispensables pour ne pas être dérangé par la faim pendant les très longues après-midi de travail de la dernière ligne droite. Enfin, Noëlle à la caisse, toujours agréable !

Et comme la réussite d'une thèse n'est pas uniquement liée à la vie scientifique et universitaire, je tiens à remercier également mes amis et ma famille.

Les amis de La Rochelle : Roul', Dam, L'Indien, Pépète, Alma, Jérèm, Colin, Clo, Caro, Nanane, Cyrilou, Nana, Camomille, Yacine, Pilou, Lulu, Nono. C'est juste parfait d'avoir des amis comme vous. Le moins qu'on puisse dire, c'est qu'étant donné votre talent pour faire la fête, vous avez réussi à me faire oublier mes tracas de thésard à maintes et maintes reprises, et pour cela et bien plus encore, je vous remercie infiniment. Mention spéciale pour la team Poney. Quand la motivation et l'inspiration faiblissent, une petite session pêche ou surf avec vous, et ça repart de plus belle ! Les potes du bodyboard : Johann, merci à toi pour m'avoir emmené faire un break aux Canaries, et pour toutes les virées expresses à l'eau ou dans les bars. Idem pour Cyrille et l'Indonésie, c'était dingue. Polo, Nico Perrin (la relève), Nico Fritsch, T-bag, Magic, Poké, Lolo, etc… Merci à vous aussi !

A tous mes amis d'Angoulême, Boris et Steph, Lisa et Louis, Coco, Paul, Pierre, Tinou et Cissou, Cécile, Baingo, Douby, etc… merci pour votre perpétuel soutien ainsi que d'être toujours là pour moi malgré ma faible présence parmi vous durant ces dernières années.

Et puis comment ne pas remercier ma famille… Merci à mes parents, votre soutien inconditionnel a eu une importance capitale dans ces travaux de thèse. Vous m'avez toujours accompagné dans tous mes choix, motivé quand je manquais de motivation, cru en moi quand moi-même ne croyais plus en moi, etc… Je ne pourrai jamais vous être assez reconnaissant pour tout ce que vous avez fait pour moi. Et mes grands frères, Mathieu et Bertrand, merci à vous aussi d'avoir toujours été là. Les coups de fils qui font chaud au cœur, les vacances dépaysantes qui ressourcent, et j'en passe. Merci également à ma tante et mes cousins de La Rochelle pour tout ce que vous m'avez apporté pendant ces années de thèse.

Mes dernières pensées vont bien sûr vers Céline, qui a partagé chaque jour de ma vie de thésard. Tu as supporté mes longues absences physiques et intellectuelles, tout en continuant à croire en moi, en me remotivant à chaque fois où j'en avais besoin et en rendant ma vie plus douce. Je te dois tellement pour tout cela. Merci.

Table des matières

Remerciements ..... **i**

Table des matières ..... **vii**

Table des figures ..... **xiv**

Liste des tableaux ..... **xxiii**

Avant-propos **1**

Introduction générale **3**

Chapitre 1 ..... **9**

Quelques exemples récents de submersions marines dans le monde **9**

1.1 Introduction **11**

1.2 Qu'est-ce qu'une submersion marine ? **11**

1.2.1 Les dépressions atmosphériques pouvant conduire à une submersion marine 12

1.2.2 Les différents modes de submersion 13

1.3 Le phénomène responsable de ces submersions marines d'origine météorologique : La surcote **15**

1.3.1 Définitions 15

1.3.2 Comment détermine-t-on la hauteur d'une surcote ? 16

1.4 Importance du phasage entre la marée et la surcote **17**

1.5 Les submersions marines majeures dans le monde : révélatrices des zones les plus vulnérables.....18

1.5.1 Les submersions marines dans les régions de basses latitudes 20

1.5.1.1 Le Golfe du Bengale 20

1.5.1.2 Le sud-est de L'Asie et le nord de l'Australie.....22

1.5.1.3 Le Golfe du Mexique et Katrina.....24

1.5.2 Dans les zones de latitudes intermédiaires 27

1.5.2.1 Le sud de la mer du Nord.....27

1.5.3 La partie centrale du Golfe de Gascogne 30

1.5.3.1 La submersion produite par la tempête Martin.....30

1.5.3.2 La submersion produite par La tempête Xynthia.....33

1.5.3.3 La vulnérabilité des Pertuis Charentais aux submersions marines 37

Chapitre 2 41

Méthodes et données..... 41

2.1 Introduction.....43

2.2 Le système de modélisation des surcotes et des submersions marines 43

2.2.1 Présentation générale 43

2.2.2 Le modèle hydrodynamique SELFE.....45

2.2.2.1 La contrainte au fond 46

2.2.2.2 La contrainte de surface 46

2.2.2.3 L'algorithme d'inondation 47

2.2.3 Le modèle spectral de vague WWM-II.....48

2.2.3.1 La contribution du vent dans le modèle de vague 49

2.2.3.2 Le déferlement des vagues 50

2.2.3.3 Le calcul des tensions de radiation 50

2.2.4 Discrétisations spatiales 51

2.2.4.1 Le maillage régional de l'Atlantique Nord-Est 51

2.2.4.2 Le maillage intermédiaire des Pertuis Charentais 52

2.2.4.3 Le maillage local de l'estuaire de la Charente 53
2.2.5 Discrétisation spectrale du modèle de vague....54
2.2.6 Les forçages 56
2.3 Les données utilisées....56
2.3.1 Mesures de hauteur d'eau et prédiction de marée....56
2.3.2 Le MNT Terre mer 56
2.3.2.1 Les données topographiques LiDAR....57
2.3.2.2 Les données bathymétriques....59
Chapitre 3 65
Analyse des mécanismes principaux contrôlant les surcotes 65
3.1 Introduction....67
3.2 Les équations de Saint-Venant 68
3.2.1 L'accélération et l'advection....68
3.2.2 Le gradient de pression barotrope....68
3.2.3 Le gradient de pression atmosphérique 69
3.2.4 Les contraintes de surface 69
3.2.4.1 Estimation de la contrainte de surface uniquement dépendante du vent 70
3.2.4.2 Estimation de la contrainte de surface dépendante du vent et de l'état de mer 72
3.2.5 La contrainte au fond....73
3.2.6 Le terme lié à l'effet de Coriolis 73
3.2.7 Le gradient de tension de radiation des vagues 75
3.2.8 Les autres paramètres influant sur les surcotes 76
3.2.8.1 La taille, la vitesse de propagation et la trajectoire de la tempête....76
3.2.8.2 La bathymétrie....76
3.2.8.3 La géomorphologie de la côte 77
3.2.8.4 Les phénomènes non-linéaires....77

3.3 Contribution relative des termes des équations de quantité de mouvement dans la surcote 78

3.3.1 Contribution relative des termes au niveau de la plaine abyssale 80

3.3.2 Contribution relative des termes au niveau du plateau continental 80

3.3.3 Contribution relative des termes au niveau des Pertuis Charentais. 84

3.3.4 L'effet des vagues à proximité du rivage 87

3.4 L'importance de la formulation de la contrainte de surface 89

3.5 Démonstration de l'importance du terme lié à la force de Coriolis . 91

3.5.1 Méthode de création du forçage atmosphérique 91

3.5.2 L'impact de l'effet de Coriolis dans les surcotes 93

Chapitre 4 99

How frequent is storm-induced flooding in the central part of the Bay of Biscay? 99

4.1 Introduction 101

4.2 Study Area 105

4.2.1 Geomorphologic setting 105

4.2.2 Hydrodynamic setting 105

4.3 Data and methods 106

4.3.1 Ancient storms and marine flooding database 106

4.3.2 Meteorological data 107

4.3.3 Field data 107

4.3.4 The historical storm surge numerical modeling system 108

4.3.4.1 General description 108

4.3.4.2 Modeling system implementation 109

4.4 Results 111

4.4.1 Storm database, selection and hindcast modeling 111

4.4.2 Description of the selected storms and related coastal floods 115

4.4.2.1 28 February 2010: Xynthia 115

4.4.2.2 27 December 1999: Martin 117
4.4.2.3 14-15 February 1957 119
4.4.2.4 16 February 1941 120
4.4.2.5 16 November 1940 121
4.4.2.6 8-9 January 1924 122
4.5 Discussion 126
4.5.1 Limitations of the historical archives 126
4.5.2 Limitations of the modeling approach 127
4.5.3 Meteo-oceanic settings leading to extensive coastal flooding in Western France 127
4.5.4 Implications for the determination of extreme sea-level return periods ... 129
4.6 Conclusion 130
4.7 Acknowledgement 131
Chapitre 5 135
Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia (Western France) 135
5.1 Introduction 137
5.2 Study area 139
5.2.1 Geomorphologic setting 139
5.2.2 Hydrodynamic setting 142
5.2.3 The Xynthia storm and the associated damages 142
5.2.4 Classification based on geomorphology and extension of flooded areas ... 144
5.3 Data and methods 145
5.3.1 Sea level during Xynthia 145
5.3.2 Topographic and bathymetric datasets 147
5.3.3 Observed flooded areas related to the Xynthia storm 148
5.3.4 Flooding methods 148

5.3.4.1 Static flood modeling (methods SM1 and SM2) 149

5.3.4.2 The surge overflowing discharge and volume on dikes (method SO) 149

5.3.5 Accuracy assessment of flood models 150

5.4 Results 151

5.4.1 Fit measurements for static flood modeling (SM1 and SM2) 151

5.4.2 Multiple linear regression analyses 153

5.4.3 Focus on examples 154

5.4.3.1 Two examples of well-predicted flood extent, using static flood modeling 155

5.4.3.2 Improvement of flooding prediction using spatial variations of sea level from a storm surge modeling system (SM2) 156

5.4.3.3 Improvement of flooding predictions using surge overflowing method (SO) ... 157

5.5 Discussion 160

5.5.1 Added value of space-varying maximum sea levels extracted from the modeling system 161

5.5.2 Applicability of the static flood modeling methods according to the morphology of the marshes 161

5.5.3 Advantages and limitations of surge overflowing calculation 162

5.6 Conclusions 163

5.7 Aknowledgments 164

Chapitre 6 167

The impact of dikes configuration on coastal flooding: a case study in the Charente-River Estuary. 167

6.1 Introduction 169

6.2 Study Area 170

6.2.1 Geomorphologic setting 170

6.2.2 Land using setting 172

6.2.3 Hydrodynamic setting 172

6.2.4 The storm Xynthia in the Charente Estuary 172

6.3 Data and methods **173**

6.3.1 Xynthia recorded water level and flooding extension 173

6.3.2 The storm surge and coastal flooding numerical model 173

6.3.2.1 General description 173

6.3.2.2 Model implementation 174

6.4 Model validation **176**

6.4.1 Water level validation 176

6.4.2 Flooding predictions during Xynthia 177

6.5 Discussion **178**

6.5.1 Limitations of the modeling approach 178

6.5.2 Limitation of water level due to inland flooding. 179

6.5.3 A solution to mitigate flood risks 181

6.6 Conclusion **183**

6.7 Acknowledgement **183**

Conclusion générale et perspectives **187**

Bibliographie **195**

Annexe A **211**

Acte de colloque du XIIIème Congrès Français de Sédimentologie, Dijon (2011) **211**

Annexe B **215**

Acte de colloque des XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Cherbourg (2012) **215**

Annexe C **227**

Poster présenté à l'European Geosciences Union (EGU) General Assembly, Vienne, Autriche (2012) **227**

Table des figures

Figure i.1: Image satellite des Pertuis Charentais, zone étudiée dans cette thèse. 4
Figure i.2:Carte historique de la zone des Pertuis Charentais, dénommée Pays des Santones à l'époque romaine. 5
Figure i.3:Exemple de zone urbanisée inondée à Aytré au Sud de La Rochelle, suite à la tempête Xynthia en Février 2010 (crédit photo : CG17)..... 6
Figure 1.1:Différents modes de submersion marine provoquée par des tempêtes avec surcotes associées. (Cariolet, 2011). 13
Figure 1.2: Illustration d'une submersion par débordement pendant le cyclone Katrina dans le Golfe du Mexique aux USA. Crédit photo : NOAA. 14
Figure 1.3: Illustration d'une submersion par rupture de digue suite à la tempête Xynthia. Crédit photo : CG17. 14
Figure 1.4: Illustration d'une submersion par franchissement lors de la tempête Hercule (Janvier 2014) en Angleterre. Crédit photo : dailymail.co.uk.....15
Figure 1.5: Représentation schématique des différents paramètres rentrant en compte ou non dans l'estimation des surcotes. 16
Figure 1.6: Carte topographique et bathymétrique mondiale, réalisée à partir des données GEBCO. Les cadres jaunes correspondent aux zones zoomées en Figures 1.7, 1.8 et 1.11. 18
Figure 1.7: Carte topographique et bathymétrique du Golfe du Bengale, réalisée à partir des données GEBCO. Trajectoire suivie par le cyclone Bhola en 1970 (flèche grise, depuis la base de données HURDAT, http://www.nhc.noaa.gov). 20
Figure 1.8: Carte topographique et bathymétrique du sud-est de l'Asie et du Nord de l'Australie réalisée à partir des données GEBCO. 22

Figure 1.9: Modélisation de la surcote induite par le Typhon Haiyan aux Philippines (Deltares, 2014). 23
Figure 1.10: Illustration des dégâts provoqués par le Typhon Haiyan à Tacloban aux Philippines. Crédit photo : Getty Images. 23
Figure 1.11: Carte topographique et bathymétrique du Golfe du Mexique, réalisée à partir des données GEBCO. Trajectoire de l'ouragan Katrina (flèche grise, depuis la base de données HURDAT, http://www.nhc.noaa.gov/). 24
Figure 1.12: Modélisation de la distribution des hauteurs d'eau maximales et direction et intensité du vent lors de l'Ouragan Katrina, aux alentours de la Nouvelle-Orléans (Dietrich et al., 2010). 25
Figure 1.13: Photographie aérienne d'un quartier de la Nouvelle Orléans submergé suite à la tempête Katrina. Crédit photo : NOAA. 26
Figure 1.14: Situation atmosphérique lors de la tempête de 1953. Extrait de Wolf et Flather (2005). 27
Figure 1.15: Surcote provoquée par la tempête de 1953, modélisée par Wolf et Flather (2005). 28
Figure 1.16: Trajectoire à travers la France de la tempête Martin et distribution des vents. Source : Météo France. 30
Figure 1.17: Carte bathymétrique, topographique et zones inondées par la tempête Martin en Charente-Maritime, les données de zone inondées en Vendée n'étant pas disponibles. 31
Figure 1.18: Marée astronomique prédite (noir), niveau d'eau mesuré (vert), et surcote (rouge) provoquée par la tempête Martin au marégraphe du Verdon, à l'embouchure de la Gironde. Les données d'observation proviennent du Grand Port Maritime de Bordeaux. 32
Figure 1.19: Haut : Evolution de la pression atmosphérique et de la trajectoire de la tempête Xynthia du 27 février 2010 à 12h au 28 à 12h. Bas : Evolution de la vitesse et de la direction du vent. Extrait de Bertin et al. (2012). 33
Figure 1.20: Carte de la distribution des rafales de vent maximales mesurées sur le territoire français pendant la tempête Xynthia. Source : Météo France. 34
Figure 1.21: Carte bathymétrique et topographique et zones inondées par la tempête Xynthia en Charente-Maritime et en Vendée. 35
Figure 1.22: Distribution des surcotes maximales au niveau des marégraphes de la côte Atlantique française. Extrait de Bertin et al. (2012). 36
Figure 1.23: Marée astronomique prédite (noir), niveau d'eau mesuré (vert) et surcote (rouge) provoquée par la tempête Xynthia au marégraphe de La Pallice à La

Rochelle. Les données d'observation proviennent du SHOM (www.refmar.shom.fr). 37
Figure 1.24: Photographie du quartier de La Faute-sur-mer en Vendée, surnommé la cuvette de la mort suite à Xynthia. Crédit photo : MAXPPP. 38
Figure 2.1: Description générale du système de modélisation (a), à travers les variables échangées (b) et les différents forçages utilisés (c). 44
Figure 2.2 : Description des 4 étapes réalisées par l'algorithme d'inondation de SELFE : (a) Interface mouillé/sec initiale au pas de temps n ; (b) évaluation du nouveau statut mouillé/sec des nœuds de l'interface en fonction des nouvelles élévations du pas de temps $n+1$; (c) mise à jour de l'interface mouillé/sec et itération entre (b) et (c) ; (d) extrapolation finale des élévations aux nœuds adjacents côté sec. Extrait de Zhang et Baptista (2008b). 48
Figure 2.3: Maillage ATNE comprenant l'Atlantique Nord-Est, avec une résolution variant de 30 km au large à 250 m dans les Pertuis Charentais. 52
Figure 2.4: Maillage Pertuis comprenant le plateau continental bordant les Pertuis Charentais, avec une résolution variant de 7 km au large à 20 m dans les Pertuis Charentais. 53
Figure 2.5: Maillage Charente, de l'estuaire de la Charente et des zones potentiellement inondables le bordant. La résolution de ce maillage varie de 200 m à 3 m sur les protections côtières. 55
Figure 2.6: Représentation schématique du dispositif d'acquisition LiDAR. Source : Terra Imaging. 57
Figure 2.7: Représentation de la couverture des 5000 dalles LiDAR fournies par l'IGN pour la zone Sud-Vendée et Charente-Maritime. 58
Figure 2.8: Schématisation du processus de « mosaïque » du logiciel ArcGIS. Source : ArcGIS online. 59
Figure 2.9: Dispositif d'acquisition bathymétrique avec le sondeur dans l'eau en bas de la perche et le GPS en haut de la perche. 60
Figure 2.10: Semi de points suite à une campagne d'acquisition bathymétrique dans le Pertuis de Maumusson entre l'Ile d'Oléron et la côte sauvage. 61
Figure 2.11: MNT bathymétrique du pertuis de Maumusson résultant de l'interpolation du semi point présenté en Figure 2.10. 62
Figure 3.1: Coefficients de traînée (C_d) pour différentes formulations prenant en compte uniquement la vitesse du vent. 71

Figure 3.2: a) Vitesses et directions du vent pendant l'ouragan Ike (2008), dans le Golfe du Mexique ; b) surcote modélisée en prenant en compte le terme lié à la force de Coriolis, c) surcote modélisée, sans prise en compte du terme lié à la force de Coriolis (Kennedy et al., 2011).....75

Figure 3.3: Profil Est-Ouest (en bleu) le long duquel ont été calculés les différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement sur le maillage ATNE. 79

Figure 3.4: Bathymétrie du Golfe de Gascogne (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête **Martin**. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i), et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).....82

Figure 3.5: Bathymétrie du Golfe de Gascogne (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête **Xynthia**. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i) et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).....83

Figure 3.6: Bathymétrie des Pertuis Charentais (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête **Martin**. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i), et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).....85

Figure 3.7: Bathymétrie des Pertuis Charentais (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête **Xynthia**. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i), et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).....86

Figure 3.8: Contribution relative des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement le long du profil Ouest-Est (de la gauche vers la droite) : accélération (rouge), advection (vert), Coriolis (bleu), gradient de pression barotrope (violet), gradient de pression atmosphérique (turquoise), contrainte de surface (noir), et contrainte au fond (jaune) pendant les tempêtes Martin (A) et Xynthia (B). Bathymétrie le long du profil (C). 88
Figure 3.9: Intensité et direction du terme lié à la force des vagues dans les Pertuis Charentais pendant Martin (A) et Xynthia (B). 89
Figure 3.10: Variation de la surcote modélisée pendant la tempête Xynthia en fonction de la formulation de la contrainte de surface choisie. 90
Figure 3.11: Vitesse du vent en fonction du temps lors de l'arrivée d'une tempête à la côte dans les Pertuis Charentais. La vitesse maximale a été limitée à 30 m/s. 91
Figure 3.12: Surcote induite dans les Pertuis Charentais par un vent culminant à une vitesse de 30 m/s de direction Nord-Ouest (315°), Coriolis activé dans le modèle (A), ou désactivé dans le modèle (B). Vent de direction Ouest (270°) avec Coriolis (C) et sans Coriolis (D). Vent de direction Sud-Ouest (225°) avec Coriolis (E) et sans Coriolis (F) 93
Figure 3.13: Différences entre les surcotes modélisées avec et sans prise en compte de la force de Coriolis, pour trois directions de vent : Nord-Ouest (A), Ouest (B), et Sud-Ouest (C). 95
Figure 4.1: A-Bathymetric map of the Bay of Biscay showing the boundary of the modeled domain (black line) and the meteorological stations (red squares). B-Bathymetric and topographic map of the Pertuis Charentais area showing the flooded areas during Xynthia and Martin storms (turquoise blue areas and dark blue hatches), the coastline segments (various color lines), the tide gauge stations (black points) and the Oléron wave buoy (black triangle). 103
Figure 4.2: The unstructured computational grid used to discretize the Pertuis Charentais area. 109
Figure 4.3: Tracks of the selected storms, determined from mean sea level atmospheric pressure analysis of the 20CR reanalysis. 115
Figure 4.4: Observed (blue lines) and modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels) and predicted tide (red lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right) for Xynthia. 117

Figure 4.5: Observed (blue lines) and modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels) and predicted tide (red lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right) for Martin. 118
Figure 4.6: Modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels), predicted tide (red lines) and Xynthia maximum water level reference (up, blue lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right). Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of February 1957. 120
Figure 4.7 : Modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels), predicted tide (red lines) and Xynthia maximum water level reference (up, blue lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right). Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of February 1941. 121
Figure 4.8: Predicted tide (up, red lines) for La Pallice tide gauge, Xynthia maximum water level reference (up, blue line) at La Pallice tide gauge. Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of November 1940. 122
Figure 4.9: Predicted tide (up, red lines) for La Pallice tide gauge, Xynthia maximum water level reference (up, blue line) at La Pallice tide gauge. Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of January 1924. 123
Figure 4.10: Setup induced by the waves in the Pertuis Charentais during the storm of 1924. 124
Figure 5.1: LiDAR derived Digital Terrain Model (DTM) of the study area. Elevation is shown in meter NGF and the horizontal projection is in meters of Lambert 93 projected coordinate system. Purple surrounded numbers 1 to 27 are the studied marshes. The red dot line shows the extension of the observed flooded areas caused by the Xynthia storm. 140
Figure 5.2: Predicted tide (blue line), observed water level at the La Pallice tide gauge (black circles) and modeled water level from Bertin et al. (2012a) storm surge modeling system (red line), during the Xynthia storm. 143

Figure 5.3: Maximum sea level during the Xynthia storm in meter NGF calculated from the storm surge numerical model of Bertin et al. (2012a).....146
Figure 5.4: F-values computed using method SM2 for the 27 marshes regarding: A) surface area, B) mean topography, C) distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), D), urbanization rate, E) land reclamation rate. 154
Figure 5.5: Digital Terrain Model (DTM) of the Ile Madame Marsh (n°12) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line) and the modeled flooded area using method SM2 (white line). 155
Figure 5.6: Digital Terrain Model (DTM) of the Seudre Estuary Marsh (n°25) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line) and the modeled flooded area using method SM2 (white line). 156
Figure 5.7: Digital Terrain Model (DTM) of the Coup de vague Marsh (n°8) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line) and the modeled flooded area using method SM2 (white line). 157
Figure 5.8: Digital Terrain Model (DTM) of the Brouage Marsh (n°24) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line), the modeled flooded area using method SM2 (white line) and the modeled flooded area using method SO (blue hatched line). 159
Figure 5.9: Digital Terrain Model (DTM) of the Poitevin Marsh (n°27) showing the observed flooded area (hatched grey line) and the modeled flooded area from methods SM1 (dashed black line), SM2 (solid white line) and SO (hatched blue line). 160
Figure 6.1: LiDAR derived Digital Terrain Model and bathymetric map of A- the Pertuis Charentais Area, with the extension of the coastal flooding induced by the storm Xynthia (blue dotted area), B- of the Charente Estuary Area, with the modeling domain boundaries (black line), the flooded area by Xynthia (bleu hatches), the major stakes areas inside the modeling domain (pink) and the location of the Rochefort tide gauge station (black square). 171

Figure 6.2: The unstructured computational grid used to discretize the Charente estuary area. The color depends on the resolution of the mesh. Highest resolutions are located on dikes and other coastal defenses. 174
Figure 6.3: Spatial distribution of Manning coefficients as a function of the ground nature in terrestrial areas. 175
Figure 6.4: Comparison of modeled water levels (red line dotted) with measured water level at the Rochefort tide gauge station (blue circles). 177
Figure 6.5: Comparison of observed (blue areas) and modeled (hatching grey) coastal flood extents. Note that the area is restricted to St Hipollyte, because upstream, no observations of flooded areas exist. 178
Figure 6.6: Spatial comparison of water level difference between the baseline model and the upgraded dike model, represented in A- over the whole estuary and B- along a profile located in the middle of the Charente River, starting at the ocean boundary (0 km) to the Saint-Savinien dam (55 km). 181
Figure 6.7: Modeled water levels from the baseline model (black line), the upgraded dikes model disabling the terrestrial flooding (red line), the protected stakes model enabling the terrestrial flooding but protecting important issues areas (green dotted line) and measured water level at the Rochefort tide gauge station (blue circles). 182

Liste des tableaux

Tableau 1.1:Les différentes classes de cyclones de l'échelle Saphir-Simpson. 12
Tableau 1.2: Quelques exemples de cyclones tropicaux et tempêtes de latitudes intermédiaires ayant générés des submersions marines majeures. 19
Tableau 2.1: Description des trois maillages utilisés dans ce mémoire.....51
Tableau 4.1: Listing of storms-related coastal floods in the study area from 1500 to present.....111
Tableau 4.2: Number of storms inducing coastal flooding per century. 112
Tableau 4.3: Number of storms-induced coastal flooding per area for each studied century. 113
Tableau 4.4: Listing of storms which have flooded at least 4 of the 6 areas.....113
Tableau 4.5: Data availability for the 6 selected storms-related coastal floods. For meteorological data, W. signifies that wind measurements are available, P. signifies that pressure measurements are available and ∅ signifies that no meteorological data are available during storms, or that they are unusable for our modeling approach. For tide gauges and wave data, ∅ signifies that no data exists, and 1 signifies that water level measurements are available during storms. 114
Tableau 4.6: Summary of oceanographic and meteorological conditions during the 6 selected storms. Bold values correspond to measured values, normal values correspond to modeled values and italics and underlined values correspond to estimation from archives narrations. When no informations are available the cell is black. 125
Tableau 4.7: Extreme water level corresponding to 100 years returns period and dataset length used to compute it, from previous studies, for both tide gauges considered in the study area. 129
Tableau 5.1: Percentages of the 10 kilometer band land area (from the present-day coastline to 10 km inshore) below: (1) the sea level of the mean high water

neaps (MHWN); (2) the sea level of the mean high water springs (MHWS) and (3) the sea level of highest astronomical tide (HAT). 141
Tableau 5.2: Mean, maximum and daily for the day of Xynthia discharges of the four main rivers of the study area. 142
Tableau 5.3: 27 marshes of the study area classified following their size. Surface area of the flooded area during Xynthia and maximum sea level during this storm computed by the Bertin et al. (2012a) storm surge modeling system. 144
Tableau 5.4: Results of fit measurements computation for the 27 marshes, classified in three classes: small marshes (S), large marshes (L) and very large marshes (XL), using methods SM1 and SM2.....152
Tableau 5.5: Mean F-values for all marshes and for the three surface area classes. 153
Tableau 5.6: Results of fit measurements computation for Brouage and Poitevin marshes, using method SO and best F-values using methods SM1and SM2. 158

Avant-propos

Cette thèse a été financée par les fonds européens de développement régional (FEDER) pour la période de février 2011 à février 2014. Elle a été effectuée au sein du laboratoire LIttoral, Environnement et Sociétés (LIENSs, UMR 7266, Université de La Rochelle – CNRS) sous la direction conjointe de Xavier Bertin et Éric Chaumillon.

La vulnérabilité aux submersions marines de la zone côtière bordant les Pertuis Charentais en fait un territoire privilégié pour l'investigation scientifique de ces phénomènes. Les travaux qui sont présentés dans ce manuscrit de thèse succèdent à une première thèse de l'Université de La Rochelle qui avait été financée suite à la tempête Martin. En effet, la thèse d'Amandine Nicolle (Nicolle, 2006), dirigée par Mikhail Karpytchev, avait pour objectif d'étudier les mécanismes physiques responsables des surcotes dans les Pertuis Charentais par modélisation numérique. Suite à cette première thèse, un projet FEDER intitulé « Risque de submersion marine en Poitou-Charentes » (demande de 2009) avait initialement été conçu par Éric Chaumillon dans le but d'investiguer les mécanismes de submersion et d'analyser la vulnérabilité des territoires côtiers en Poitou-Charentes. Ce projet reposait sur une demande de financement de thèse couplée à une demande de financement de levés topographiques LiDAR limités aux côtes de Charente-Maritime. En 2010, la submersion produite par la tempête Xynthia a conduit à reformuler cette demande de financement FEDER, limitée à un doctorat et ses frais de fonctionnement (travail présenté ci-après), à la demande des services de l'Etat (DREAL), qui ont pris en charge les financements relatifs aux levés LiDAR. En outre, l'ampleur de la catastrophe Xynthia a également conduit le département de Charente-Maritime à octroyer à l'équipe Dynamique Physique du Littoral (DPL) du laboratoire LIENSs des financements complémentaires, ce qui a permis d'élaborer un projet plus ambitieux intitulé « Submersions Marines » qui a finalement largement dépassé le cadre de cette thèse. Au sein de ce projet de recherche, cette thèse a pour vocation de produire des connaissances aux interfaces de diverses disciplines, telles que l'océanographie côtière, la géomorphologie, la gestion des défenses des côtes et l'histoire. En outre, cette thèse pluridisciplinaire est également le fruit d'un travail collaboratif. Elle a été construite comme un axe de recherche transversal reposant sur les compétences complémentaires

des chercheurs en géophysique et géographie de l'UMR LIENSs et en poursuivant une dynamique de recherche initiée dans l'équipe d'accueil « Centre Littoral de Géophysique », lors de la thèse d'Amandine Nicolle. Ainsi, sont intervenus dans ce projet :

- des chercheurs de l'UMR 7266 : Éric Chaumillon pour la géomorphologie et Xavier Bertin pour l'océanographie côtière (équipe de recherche DPL), Frédéric Pouget et Frédéric Rousseau pour la géomatique (équipe Approche Géographique : Iles, Littoraux, Environnement, AGILE) ;
- des chercheurs invités : Nicolas Bruneau pour l'océanographie côtière (Laboratoire national portugais d'ingénierie civile, LNEC), Aaron Roland pour la modélisation des vagues (Université technologique de Darmstadt en Allemagne) et André Fortunato également du LNEC pour les temps de retour des tempêtes et des niveaux marins extrêmes ;
- un ingénieur calcul : Kai Li, recruté pendant 2 ans au LIENSs, grâce au financement du CG17, pour l'optimisation du code de calcul SELFE ;
- un chercheur extérieur : Thierry Sauzeau, pour l'histoire des submersions (EA 2625 CERHILIM-GERHICO de l'université de Poitiers) ;
- moi-même : doctorant recruté sur le projet FEDER.

A ce stade de rédaction finale du mémoire de thèse, le travail accompli a été valorisé sous la forme de trois articles de rang A en premier auteur (Breilh et al., 2013; en révision et en préparation), deux articles de rang A en co-auteur (Bertin et al., 2014b, 2012a) et de deux communications dans des congrès internationaux.

Introduction générale

Les travaux exposés dans cette thèse traitent de l'aléa de submersion marine. N'y seront considérées que les inondations côtières par la mer survenant lors d'évènements météorologiques extrêmes. Les surcotes et submersions marines associées sont parmi les catastrophes naturelles les plus coûteuses en termes de vies humaines et de dégâts matériels (Smith, 2013). Ceci s'explique en partie par la forte densité de population (44 % de la population mondiale) vivant sur une bande côtière de 150 km (United Nations, 2013a), soit environ 3 milliards d'habitants sur un total de 7.11 milliards (United Nations, 2013b). Ainsi, 13 des 20 plus grandes mégalopoles mondiales sont côtières et des dizaines de millions d'habitants vivant sur des territoires vulnérables de faible altitude sont directement menacés par un risque de submersion marine. Les récentes catastrophes causées par les cyclones Bhola en 1970, Katrina en 2005, Nargis en 2008, Sandy en 2012 et Haiyan en 2013 illustrent très bien les risques de submersions à l'échelle globale. Etant admis qu'il est prévu une augmentation globale du niveau de la mer (Meyssignac and Cazenave, 2012) et une augmentation de la population en zone côtière (Small and Nicholls, 2003) dans le futur, il est donc crucial d'étudier les submersions marines dans le but de mieux les comprendre, éventuellement de les prévoir et donc d'en limiter les dégâts.

Figure i.1: Image satellite des Pertuis Charentais, zone étudiée dans cette thèse.

Ce travail de thèse se focalise sur la zone côtière qui borde les Pertuis Charentais (Figure i.1). En effet, ce choix se justifie car il s'agit d'une des deux plus grandes zones du territoire français vulnérable aux submersions marines. Au cours de ces derniers siècles, de très vastes territoires ont été gagnés sur l'océan Atlantique par comblement naturel, accéléré ou non par de la poldérisation (Bertin, 2005; Chaumillon et al., 2004; Weber, 2004). Il s'agit d'un secteur de France où la régression marine a été la plus rapide, avec des migrations du trait de côte vers le large de l'ordre de 70 km (Chaumillon et al., 2004, Figure i.2), ce qui correspond à des taux de migration d'une dizaine de m/an en moyenne pendant des siècles. Ceci a donné naissance à des

territoires de très faibles altitudes avec des surfaces considérables situées sous le niveau des plus hautes mers[1] et uniquement protégées de l'inondation marine par des digues ou des barrières naturelles. En cas de tempêtes induisant un niveau d'eau exceptionnel capable de dépasser ou de détruire ces digues ou barrières naturelles, ces vastes territoires de faibles altitudes se retrouvent submergés et l'océan regagne momentanément sa position d'il y a plusieurs siècles. C'est ce qui s'est produit deux fois lors de ces 15 dernières années avec les submersions marines majeures provoquées par les tempêtes Martin, le 27 décembre 1999 et Xynthia, le 28 février 2010. Des centaines de km² de terres, parfois fortement peuplées (Figure i.3), se sont alors retrouvées sous les eaux, provoquant la perte de dizaines de vies humaines et de centaines de têtes de bétail, ainsi que des milliards d'euros de dégâts.

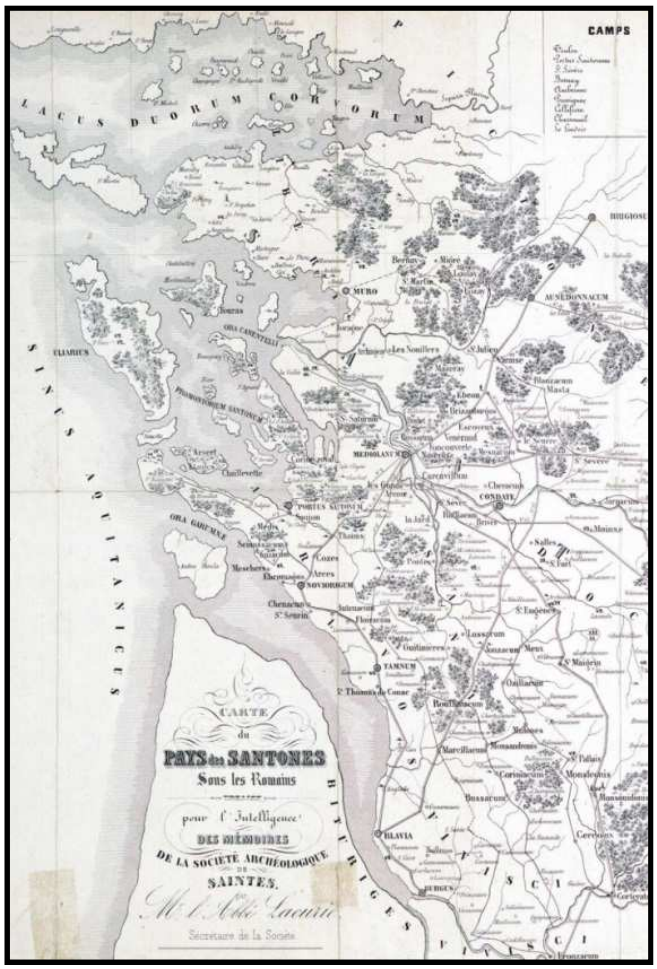


Figure i.2:Carte historique de la zone des Pertuis Charentais, nommée Pays des Santones à l'époque romaine. Source : Société d'Archéologie et d'Histoire de la Charente Maritime.

[1] Breilh et al. (2013) ont estimé que 50 % d'une bande côtière de 10 km de largeur des Pertuis Charentais était sous le niveau de la mer lors des plus grandes marées astronomiques, en 2010.

Figure i.3:Exemple de zone urbanisée inondée à Aytré au sud de La Rochelle, suite à la tempête Xynthia en février 2010 (crédit photo : CG17).

Les travaux d'océanographie côtière dirigés par Xavier Bertin ont permis de mieux comprendre les mécanismes physiques responsables de la très forte surcote observée pendant la tempête Xynthia (Bertin et al., 2012a) et également de reproduire à l'échelle des Pertuis Charentais la submersion marine associée à cette surcote (Bertin et al., 2014b). Ces travaux ont été à la base des questionnements scientifiques suivants, orientant ce travail de thèse:

- Y-a-t-il eu d'autres tempêtes induisant des submersions marines dans les Pertuis Charentais d'ampleurs comparables à celles observées lors de Xynthia et Martin ?
- Si ces submersions marines majeures ne sont pas des cas isolés, y-a-t-il une ou des situations particulières qui conduisent à ces catastrophes ?
- Peut-on prévoir l'étendue de zones inondées par de telles tempêtes sans passer par une modélisation numérique de la submersion marine, complexe, longue et très coûteuse en termes de ressources de calcul ?

- Face à la nécessité de protéger des territoires côtiers toujours plus vulnérables aux submersions marines en raison de l'élévation eustatique du niveau marin, le rehaussement des défenses de côtes est-elle la seule solution ou existe-t-il des alternatives permettant de protéger les territoires et les enjeux humains et matériels qui leur sont inhérents ?

L'objectif de cette thèse est de répondre le plus clairement possible à ces interrogations en replaçant cette étude dans un contexte global, afin de montrer que les résultats obtenus localement sont génériques et transférables, tout en expliquant les méthodes utilisées et les processus physiques qui interviennent. Ainsi, ce mémoire est organisé en 6 chapitres :

Le Chapitre 1 a pour objectif de définir et de décrire les submersions marines déclenchées par des tempêtes à l'échelle mondiale, européenne et française. Cette description est faite d'un point de vue géomorphologique, océanographique et météorologique et a pour objectif d'identifier les configurations « à risque ».

Le Chapitre 2 présente la méthode utilisée dans les 4 chapitres suivants de ce manuscrit : la modélisation numérique. Le modèle de circulation hydrodynamique SELFE et le modèle spectral de vague WWM-II y seront décrits, ainsi que les maillages employés et diverses données utilisées dans ces modèles.

Le Chapitre 3 a pour objectif de décrire les équations de la conservation de la quantité de mouvement faisant partie du système d'équation de Saint-Venant. Ces équations sont celles résolues dans le modèle de circulation hydrodynamique SELFE. Une analyse des termes de ces équations permettra de comprendre quels sont les paramètres physiques les plus critiques en terme de génération de surcote selon la situation géographique.

Le Chapitre 4 constitue le volet historique de ce manuscrit et traite des potentielles anciennes submersions marines ayant frappé les Pertuis-Charentais. Il s'agit ici de déterminer les configurations météo-océaniques induisant des submersions marines, mais également de se pencher sur la potentielle plus-value des données historiques dans l'étude de la fréquence des niveaux marins extrêmes et des submersions marines. Pour ce faire, une base de données des tempêtes et submersions marines dans les Pertuis Charentais a été dressée. Les submersions considérées comme majeures au 20ème siècle ont été soit analysées par des archives, soit modélisées numériquement afin d'estimer les hauteurs d'eau et les surcotes les caractérisant. Ce

chapitre correspond à un article en cours de révision dans le journal Global and Planetary Change.

Le Chapitre 5 a pour objectif d'étudier les possibilités et les limites d'une méthode de modélisation statique « améliorée » des submersions marines, principalement basée sur une approche utilisant un système d'information géographique et des données topographiques haute résolution. La qualité de la reproduction des zones inondées dans les Pertuis Charentais pendant Xynthia y est analysée et les avantages et inconvénients de cette méthode rapide et simplificatrice sont discutés. Ce chapitre correspond à un article qui a été publié dans le journal Natural Hazards and Earth System Science (Breilh et al., 2013).

Le Chapitre 6 est une réflexion sur les ouvrages de défense côtière. L'estuaire de la Charente a servi de site d'étude pour évaluer l'impact des digues mises en place pour protéger les zones basses des submersions marines et de la dynamique de propagation des surcotes. La question qui se pose ici étant celle des conséquences de tels ouvrages de défense sur la vulnérabilité d'autres territoires adjacents. Ce chapitre est l'objet d'un projet d'article qui sera soumis dans le Journal of Flood Risk Management.

Enfin, la dernière section est consacrée aux conclusions générales et aux perspectives futures se dégageant des travaux présentés dans ce manuscrit.

Chapitre 1

Quelques exemples récents de submersions marines dans le monde

1.1 Introduction

Comme nous l'avons évoqué dans l'introduction générale, 44 % de la population mondiale vit dans une bande côtière de 150 km (United Nations, 2013a). La densité de population dans les régions côtières est environ trois fois plus élevée que la moyenne mondiale (Small et Nicholls, 2003). Soixante pour cent des 39 métropoles du monde possédant une population de plus de 5 millions d'habitants sont situées à moins de 100 km de la côte, dont 12 des 16 villes du monde d'une population de plus de 10 millions d'habitants (Small et Nicholls, 2003). Les estuaires et deltas, zones de basses altitudes où l'aléa submersion marine est élevé, concentrent de très fortes populations : 22 villes parmi les 32 plus grandes au monde sont localisées le long de ces environnements côtiers (Ross, 1995). Par conséquent, le nombre croissant de personnes vivant dans des zones côtières vulnérables aux submersions marines accroît les risques liés à cet aléa (Kron, 2008; McGranahan et al., 2007). De plus, le changement climatique prévu va entraîner une élévation du niveau global de la mer (IPCC, 2013) qui pourrait s'accompagner d'une intensification et d'une augmentation du nombre des cyclones et des tempêtes dans certaines régions du monde (IPCC, 2014). Ceci pourrait avoir comme effet d'augmenter la fréquence et l'intensité des submersions marines (Mousavi et al., 2011) qui deviennent alors des enjeux de recherche cruciaux, tant au niveau de la compréhension de leur fonctionnement, que de la prévision et de la prévention des risques qu'elles génèrent.

1.2 Qu'est-ce qu'une submersion marine ?

Les submersions marines sont des inondations temporaires de la zone côtière par les eaux marines. Leur origine est liée à une élévation temporaire du niveau de la mer qui peut être soit d'origine météorologique (cyclones, tempêtes), on parle alors de surcotes, soit d'origine géologique (tremblements de terre, éruptions volcaniques ou glissements de terrain), on parle alors de tsunamis. Dans ce mémoire, nous nous intéressons uniquement aux submersions marines causées par les surcotes.

1.2.1 Les dépressions atmosphériques pouvant conduire à une submersion marine

Les submersions marines d'origine météorologique sont causées par des dépressions atmosphériques. Il est possible de distinguer deux grands types de dépressions atmosphériques pouvant induire des submersions marines, selon les latitudes dans lesquelles elles interviennent : les tempêtes de latitudes intermédiaires et les cyclones.

- Les tempêtes de latitudes intermédiaires

Une tempête peut être décrite comme système de basses pressions atmosphériques (une dépression), caractérisé par des vents violents générés par les forts gradients de pression. En météorologie marine une tempête correspond au minimum à la force 10 de l'échelle Beaufort, caractérisée par des vents moyens de 89 à 117 km/h et des rafales de 110 à 150 km/h.

- Les cyclones :

En zone intertropicale, les dépressions atmosphériques très creuses sont appelées généralement « cyclones » ou encore « ouragans » lorsqu'elles interviennent dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord-Est, ou encore « typhons » en Asie de l'Est. Ces phénomènes tourbillonnaires de pression atmosphérique centrale très basse mesurent de 500 à 1000 km de diamètre et sont pourvus d'un centre visible sur les images satellitaires : l'œil du cyclone.

Tableau 1.1:Les différentes classes de cyclones de l'échelle Saphir-Simpson.

Classe	Dénomination	Vents moyennés sur 10 min (km/h)	Vents maximum (km/h)
1	Dépression creuse	51-61	118-153
2	Cyclone	62-87	154-177
3	Cyclone sévère	88-116	178-209
4	Cyclone très sévère	117-120	210-249
5	Super-cyclone	> 220	> 249

Les cyclones tropicaux sont généralement plus intenses et moins étendus spatialement que les tempêtes de latitudes intermédiaires. La classification de Saphir-Simpson (Tableau 1.1) distingue 5 classes de dépressions tropicales, depuis la « dépression creuse » jusqu'au « super-cyclone » en fonction de l'intensité des vents rencontrés.

1.2.2 Les différents modes de submersion

Il est possible de distinguer 3 grands modes de submersion (Figure 1.1) : la submersion par débordement, la submersion par rupture et la submersion par franchissements discontinus de « paquets de mer ». Ces types de submersions peuvent intervenir soit sur un ouvrage de protection côtière d'origine anthropique comme une digue, soit sur une barrière sédimentaire naturelle.

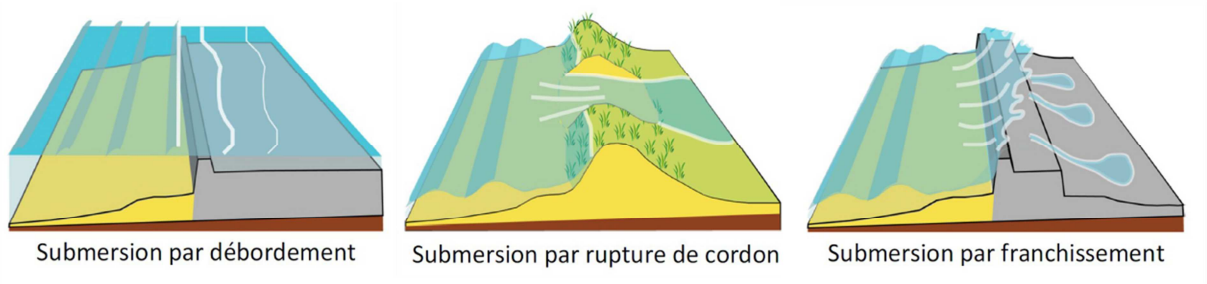


Figure 1.1:Différents modes de submersion marine provoquée par des tempêtes avec surcotes associées. (Cariolet, 2011).

Lors d'une submersion par débordement (Figure 1.2) il y a surverse (ou « *surge overflowing* »). C'est par ce mode de submersion que les plus grands volumes d'eau peuvent rentrer sur terre. Souvent, il intervient dans des zones abritées comme les estuaires, les baies, les lagunes ou les ports, abrités des vagues en conditions normales. De fait, dans ces zones protégées, les altitudes des barrières sédimentaires et des ouvrages de défense de côtes sont souvent plus basses que sur les littoraux exposés.

Figure 1.2: Illustration d'une submersion par débordement pendant le cyclone Katrina dans le Golfe du Mexique aux USA. Crédit photo : NOAA.

Lors d'une tempête exceptionnelle, la masse d'eau alliée à la force des vagues peut mener à la destruction partielle des barrières sédimentaires ou des défenses de côtes. Une brèche se forme alors laissant passer l'eau qui envahit la zone basse en arrière. Dans ce cas, on parle de submersion par rupture (Figure 1.3). Un très large volume d'eau peut alors s'engouffrer par la brèche de façon extrêmement rapide.

Figure 1.3: Illustration d'une submersion par rupture de digue suite à la tempête Xynthia. Crédit photo : CG17.

La submersion par franchissements discontinus (Figure 1.4) est liée aux vagues qui se brisent sur les barrières sédimentaires ou les défenses de côtes projetant alors de façon répétée des « paquets de mer » en arrière de la protection côtière. Dans ce mode de submersion nommé « *wave overtopping* », seule l'élévation de ces paquets de mer est supérieure au sommet de la barrière sédimentaire ou à la côte d'arase de l'ouvrage. Dans ce cas, la direction et la force du vent influent sur le jet de rive et les projections d'eau, en favorisant le franchissement lorsque le vent souffle de la mer vers la terre (De Rouck et al., 2005; Gonzalez-Escriva et al., 2005).

Figure 1.4: Illustration d'une submersion par franchissement lors de la tempête Hercule (janvier 2014) en Angleterre. Crédit photo : dailymail.co.uk.

1.3 Le phénomène responsable de ces submersions marines d'origine météorologique : La surcote

1.3.1 Définitions

Dans ce chapitre, ne sont détaillées que les définitions. L'analyse des processus physiques sera réalisée à la fois à travers la bibliographie et la modélisation numérique dans le chapitre 3. Les surcotes ou ondes de tempêtes (« *storm surges* ») peuvent être définies comme des élévations anormales de la mer provoquées par une perturbation d'origine météorologique de courte durée comme un cyclone ou une tempête. La durée et la vitesse de déplacement d'un cyclone ou d'une tempête impliquent que la durée

d'une surcote en un point est limitée à quelques heures voire une journée. Ainsi, une augmentation très rapide du niveau de la mer comme celle provoquée par le passage d'une vague, n'est pas considérée comme une surcote. Les surcotes sont un aléa majeur dans de nombreuses régions basses côtières. En termes de pertes de vie et de coûts, ce sont les aléas naturels d'origine géophysique les plus destructeurs (Flather, 2001).

Plusieurs composantes interviennent dans les surcotes: la chute de pression atmosphérique qui implique une élévation du plan d'eau, le vent qui pousse les masses d'eau et les vagues qui déferlent à la côte, avec les phénomènes de setup, jet de rive et runup.

Le setup des vagues peut-être défini comme une déformation du plan d'eau entre la zone de déferlement et le rivage. Cette déformation élève la surface du plan d'eau dans les zones de déferlement, cet effet étant croissant en se rapprochant du rivage.

Le jet de rive correspond à la nappe d'eau lancée vers la plage par chaque vague y déferlant. Le runup est défini comme la différence entre le niveau maximum atteint par le jet de rive et le niveau moyen qu'aurait la surface de la mer en l'absence de vagues, c'est-à-dire également en l'absence de setup. Ainsi, le setup est compris dans le runup. Cependant, runup et jet de rive étant des augmentations très rapides du niveau de la mer, ils ne peuvent pas être considérés comme de la surcote.

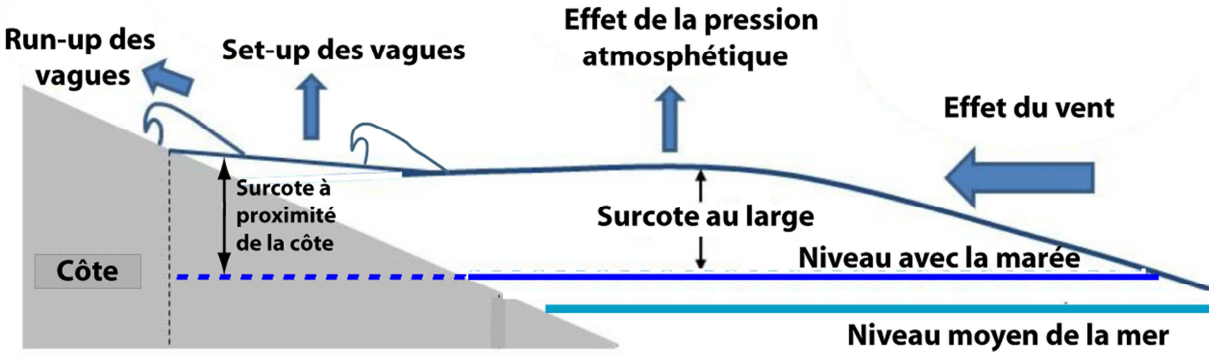


Figure 1.5: Représentation schématique des différents paramètres rentrant en compte ou non dans l'estimation des surcotes.

1.3.2 Comment détermine-t-on la hauteur d'une surcote ?

Pour déterminer la hauteur d'une surcote, il faut soustraire les variations de hauteur d'eau liées à la marée astronomique. Selon Flather (2001) et Pugh (2004), le résultat de cette soustraction est nommé « le résidu non tidal ». La méthode la plus précise et la plus largement employée pour déterminer l'amplitude d'une surcote repose sur la mesure marégraphique. Un marégraphe est un instrument permettant de mesurer

le niveau de la mer à un endroit de la côte pendant une durée déterminée. Afin de ne pas mesurer les fluctuations haute fréquence du niveau marin, comme celles provoquées par les vagues, ces instruments sont généralement installés dans des zones abritées des vagues, comme les zones portuaires. Ainsi, le marégraphe mesure le niveau total de la mer correspondant à la fois à la marée astronomique et à la surcote. En soustrayant la marée astronomique que l'on sait prédire avec une précision de quelques centimètres en moyenne, à la hauteur d'eau totale mesurée par le marégraphe, on obtient alors une estimation de la hauteur de la surcote (Figure 1.5). Ainsi, une surcote n'est pas mesurée directement, mais calculée.

Dans ce manuscrit nous considérons le setup comme faisant parti de la surcote. En effet, lors d'évènements exceptionnels où de très fortes vagues déferlent sur des distances parfois pluri kilométriques, le setup ainsi induit peut se propager hors de ces zones de déferlement, dans des zones abritées des vagues (Bertin et al., 2012b) comme par exemple dans une zone portuaire équipée d'un marégraphe. Celui-ci va alors mesurer la hauteur d'eau liée à la marée astronomique, mais aussi la hauteur d'eau liée au setup des vagues (Figure 1.5).

1.4 Importance du phasage entre la marée et la surcote

Les surcotes sont particulièrement dangereuses lorsqu'elles coïncident avec les marées hautes : dans le cas d'une zone à régime de marée meso ou macrotidal, une surcote d'une même valeur peut ne pas provoquer d'inondation côtière si elle se produit autour de la marée basse ou alors provoquer une submersion marine majeure si elle intervient au moment de la marée haute (Flather, 2001). Ce constat est cependant principalement valable dans les zones de latitudes intermédiaires où les tempêtes génèrent des surcotes d'une hauteur en général inférieure à l'amplitude d'un marnage macrotidal. A l'opposé, les surcotes causées par des cyclones tropicaux peuvent représenter plusieurs fois le marnage local (surtout dans des zones micro-tidales). Dans ce cas, le phasage entre le pic de la surcote et la marée haute ne change pas de manière significative les conséquences en termes de submersion marine.

1.5 Les submersions marines majeures dans le monde : révélatrices des zones les plus vulnérables.

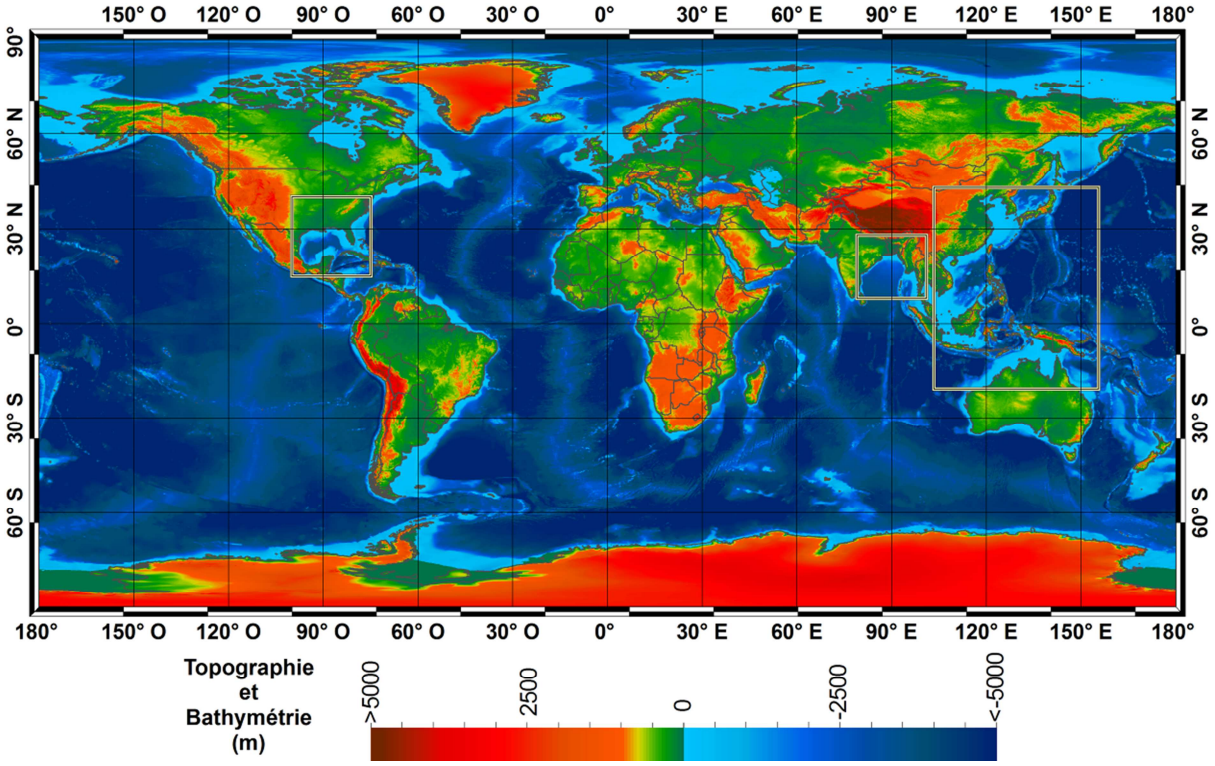


Figure 1.6: Carte topographique et bathymétrique mondiale, réalisée à partir des données GEBCO. Les cadres jaunes correspondent aux zones zoomées en Figures 1.7, 1.8 et 1.11.

Dans cette section, des exemples de submersions marines majeures intervenues dans les 60 dernières années en région intertropicale et en région de latitudes intermédiaires seront présentées dans l'objectif de dégager des configurations géographiques, géomorphologiques et météo-océaniques rendant ces zones vulnérables aux submersions. Cette sélection de 5 submersions marines (Tableau 1.2), dont 3 en zone intertropicale et 2 en zone de latitudes intermédiaires, n'est pas exhaustive mais présente un exemple d'évènement majeur dans chaque région géographique connue comme étant très vulnérables aux submersions marines. Dans les latitudes intertropicales, les régions où les submersions marines ont eu les bilans humains les plus lourds sont le Golfe du Bengale (Figures 1.6 et 1.7), le sud-est de l'Asie (Figures 1.6 et

1.8) et le Golfe du Mexique (Figures 1.6 et 1.11). Dans les latitudes intermédiaires, c'est en mer du Nord, le long des côtes est du Royaume Uni et ouest des Pays-Bas, ainsi que dans la partie centrale du Golfe de Gascogne sur la côte Atlantique française (Figures 1.17 et 1.21), que des submersions marines ont eu des conséquences humaines dramatiques.

Tableau 1.2: Quelques exemples de cyclones tropicaux et tempêtes de latitudes intermédiaires ayant générés des submersions marines majeures.

Nom de la tempête ou du cyclone	**Date**	**Région géographique touchée**	**Surcote (m)**	**Nombre de morts[2]**	**Références**
		Cyclones			
Bhola	12/11/1970	Golfe du Bengale	10-12	300 000-500 000	Garrison, 2009 ; Karim et Mimura, 2008
Haiyan	08/11/2013	Sud-Est Asie	>5	>6000	Deltares, 2014
Katrina	23/08/2005	Golfe du Mexique	9	1833	Griffis, 2007, Kron, 2008
		Tempêtes de latitudes intermédiaires			
1953	01/02/1953	Pays Bas et côte est U.K.	>3	1832	Gerritsen, 2005;Wolf et Flather, 2005
Xynthia	28/02/2010	Partie centrale du Golfe de Gascogne	>1.5	47	Bertin et al., 2012a ; Breilh et al., 2013

[2] En milieu estuarien ou tropical, il est difficile de distinguer les dégâts induits par les submersions marines des dégâts induits par les inondations continentales. Ainsi, les chiffres donnés pour les évènements de submersion dans ces zones restent à utiliser avec précaution.

1.5.1 Les submersions marines dans les régions de basses latitudes

1.5.1.1 Le Golfe du Bengale

Les submersions dans le Golfe du Bengale (Figure 1.7) sont les plus dévastatrices jamais répertoriées en termes de bilan humain.

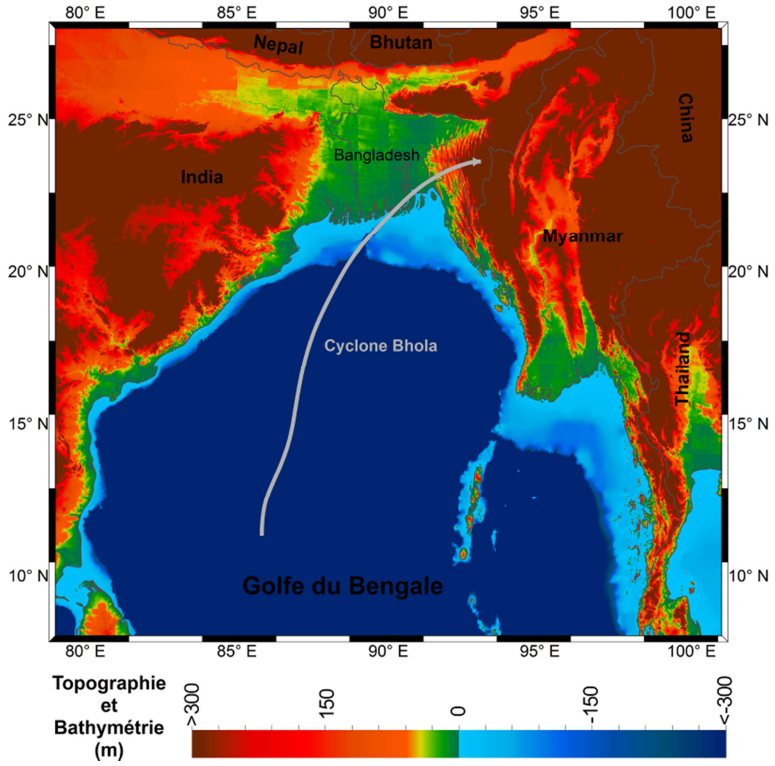


Figure 1.7: Carte topographique et bathymétrique du Golfe du Bengale, réalisée à partir des données GEBCO. Trajectoire suivie par le cyclone Bhola en 1970 (flèche grise, depuis la base de données HURDAT, http://www.nhc.noaa.gov).

- La submersion marine associée au cyclone Bhola

Le cyclone Bhola a frappé le Bangladesh le 12 novembre 1970. Il a généré la submersion marine d'origine météorologique la plus dévastatrice jamais répertoriée en termes de pertes de vies humaines. Entre 300 000 et 500 000 personnes[3] (Ali, 1999; Garrison, 2009; Karim et Mimura, 2008), auraient trouvé la mort lors de cet évènement. Au moment où Bhola a frappé les côtes du Bangladesh la pression

[3] Ceci représente environ deux fois le nombre de victimes causé par le tsunami de 2004 dans l'océan Indien.

atmosphérique était de 966 hPa, les vents moyens de 185 km/h et la surcote a atteint 10 m dans le delta du Ganges-Brahmapoutre, submergeant des milliers de km² de zones côtières de basse altitude souvent fortement peuplées.

- La submersion marine associée au cyclone Nargis

Le cyclone Nargis a dévasté le Myanmar le 3 mai 2008. Des vents de 190 km/h et une surcote de plus 6 m localement ont provoqué l'inondation de vastes territoires dont une partie de la ville de Nargis. Il s'agit de la pire catastrophe naturelle de l'histoire de la Birmanie puisque plus de 138 000 personnes ont péri, principalement en raison de la submersion marine associée à ce cyclone (Fritz et al., 2009).

Ainsi, la région du Golfe de Bengale (Figure 1.7), et plus particulièrement les côtes du Bangladesh et du Myanmar sont particulièrement exposées aux submersions marines. Les raisons sont les suivantes :

1. Cette région est située sur la trajectoire de cyclones tropicaux. En effet, environ 14 cyclones majeurs se forment dans le Golfe du Bengale tous les 10 ans (Kabir et al., 2006).
2. Le large et peu profond plateau continental (environ 200 km) bordant ces côtes (Figure 1.7), la morphologie en entonnoir du Golfe de Bengale ainsi que la présence de deltas ont pour effet d'amplifier les surcotes induites par les cyclones (Flather, 2001).
3. La topographie de la zone côtière est caractérisée par de très faibles altitudes sur de vastes surfaces avec 35 % de la superficie du Bangladesh qui est située à moins de 6 m au-dessus du niveau moyen de la mer. 5000 km de digues y ont été construites dans les années 60 pour protéger les territoires gagnés sur la mer de l'intrusion saline, afin d'y développer l'agriculture. Ces aménagements ont été réalisés sans aucune considération du risque de submersion marine alors même que ces zones étaient très fortement peuplées (Kabir et al., 2006).

D'autres cyclones ont entrainé de terribles submersions marines et la mort de milliers de personnes sur les côtes nord du Golfe du Bengale qui apparaissent donc comme les côtes les plus vulnérables aux submersions marines d'origine climatique dans le monde.

1.5.1.2 Le sud-est de L'Asie et le nord de l'Australie

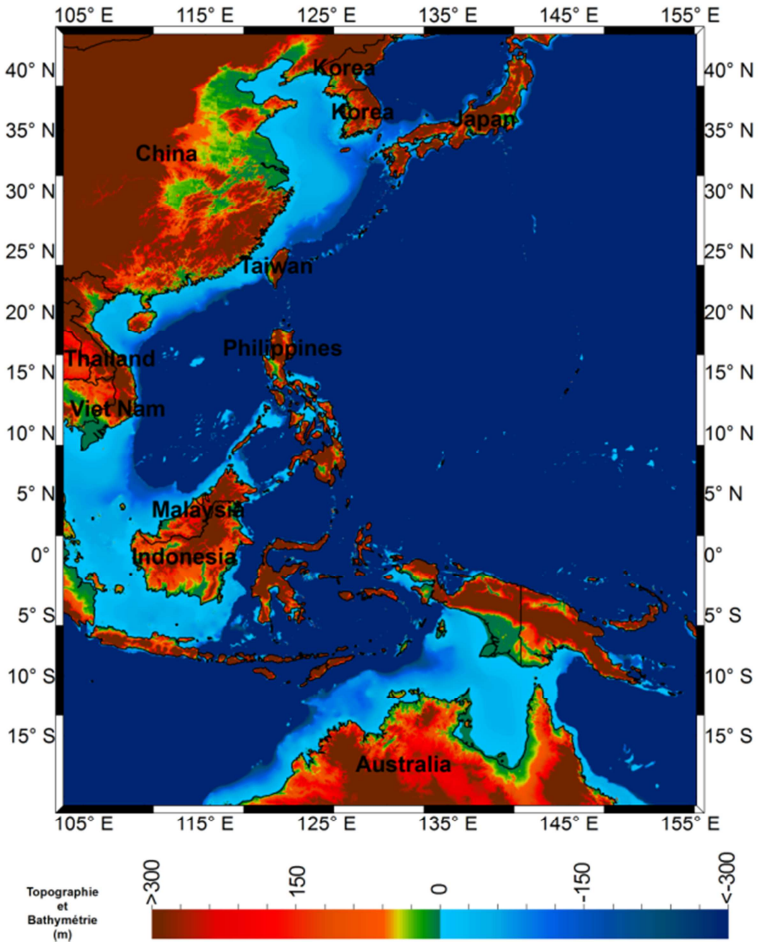


Figure 1.8: Carte topographique et bathymétrique du sud-est de l'Asie et du nord de l'Australie réalisée à partir des données GEBCO.

Très récemment, le 8 novembre 2013, le super typhon Haiyan a dévasté une partie des Philippines (Figures 1.8, 1.9 et 1.10). Considéré comme l'un des plus violents jamais enregistré, il est responsable de plus de 6200 victimes (NDRRMC, 2014).

La pression atmosphérique minimum a atteint 858 hPa et les vents maximums moyennés sur une minute 315 km/h (JTWC, 2013), ont induit une surcote dépassant les 5 m dans la baie de Tacloban (Figure 1.9, Deltares, 2014), ville de plus de 200 000 habitants. Cette surcote a alors provoqué l'inondation des zones basses de cette région. La baie de Tacloban est bordée par de faibles profondeurs sur une longueur d'environ 150 km.

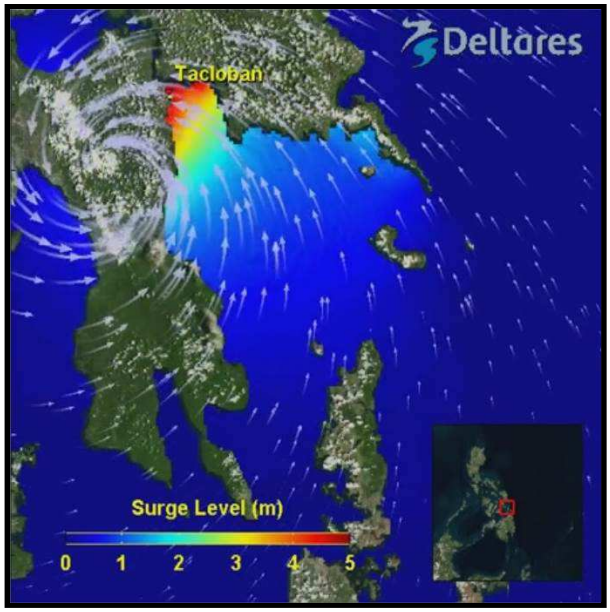


Figure 1.9: Modélisation de la surcote induite par le Typhon Haiyan aux Philippines (Deltares, 2014).

D'après Masters (2013), les Philippines ont été frappées par 7 cyclones tuant chacun plus de 1000 personnes entre 1984 et 2002. Ce même auteur précise cependant que ces victimes ont été causées principalement par les pluies torrentielles associées à ces cyclones et que les pertes humaines liées aux submersions marines sont finalement assez rares dans cette région du monde, puisque hormis la ville de Tacloban, les zones côtières vulnérables ne sont que très peu peuplées.

Figure 1.10: Illustration des dégâts provoqués par le Typhon Haiyan à Tacloban aux Philippines. Crédit photo : Getty Images.

L'ouest du Pacifique est le bassin océanique où la cyclogenèse tropicale est la plus forte au monde. Chaque année, en moyenne un tiers des cyclones se forment uniquement dans cette zone (Elsner et Liu, 2003). L'évènement qui aurait d'ailleurs induit la plus grande surcote dans le monde lors des 200 dernières années s'est ainsi formé dans ce bassin océanique. Le cyclone Mahina du 10 mars 1899 a frappé la baie de Bathurst au nord de l'Australie. Des observations de dauphins échoués sur une falaise à 15 m d'altitude ont permis d'estimer que la surcote générée par ce cyclone aurait atteint plus de 13 m (Whittingham, 1958). Cependant ces estimations de surcotes sont mises en doute (Nott et al., 2013), puisqu'en réalité il s'agirait plutôt du niveau total (marée + surcote + vagues).

1.5.1.3 Le Golfe du Mexique et Katrina

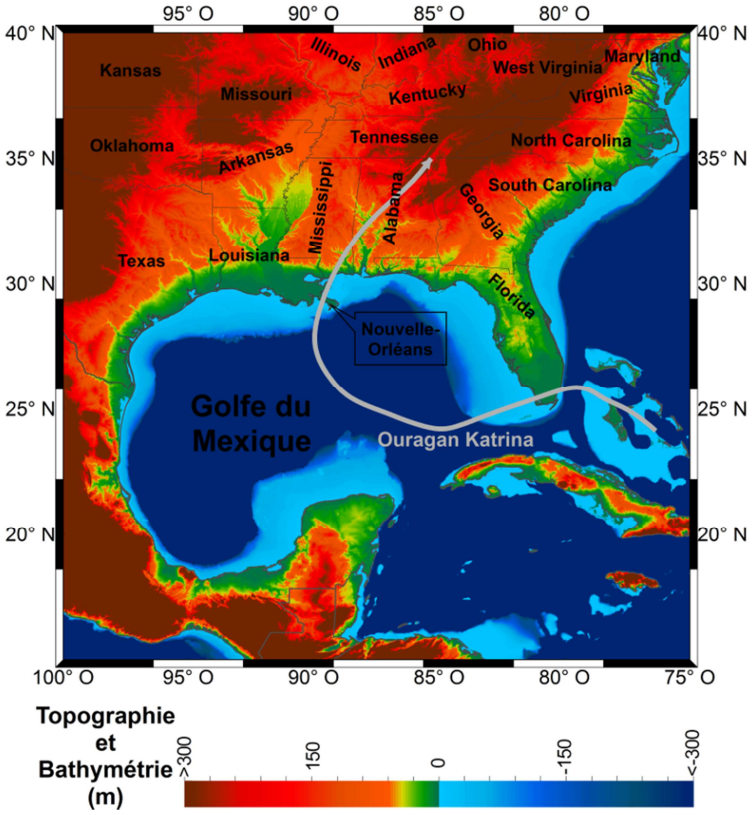


Figure 1.11: Carte topographique et bathymétrique du Golfe du Mexique, réalisée à partir des données GEBCO. Trajectoire de l'ouragan Katrina (flèche grise, depuis la base de données HURDAT, http://www.nhc.noaa.gov/).

Le 18 aout 2005 dans le Golfe du Mexique (Figure 1.11), l'ouragan Katrina (Figure 1.12) a engendré une submersion marine très importante détruisant des milliers d'habitations (Figure 1.13). Il a été le plus coûteux (plus de 81 milliards de dollars soit

60 milliards d'euros) mais aussi l'un des plus meurtriers de l'histoire des États-Unis avec 1833 victimes répertoriées. L'ouragan Katrina s'est formé au-dessus des Bahamas et a traversé la Floride comme un ouragan de catégorie 1. Il s'est rapidement intensifié dans le Golfe du Mexique se transformant en ouragan de catégorie 5. La ville comptant le plus de victimes fut la Nouvelle-Orléans, inondée à 80% (Griffis, 2007). Toutefois, les zones côtières comme les villes du Mississippi, connurent les dégâts matériels les plus importants. Trois millions de personnes se sont retrouvées sans électricité.

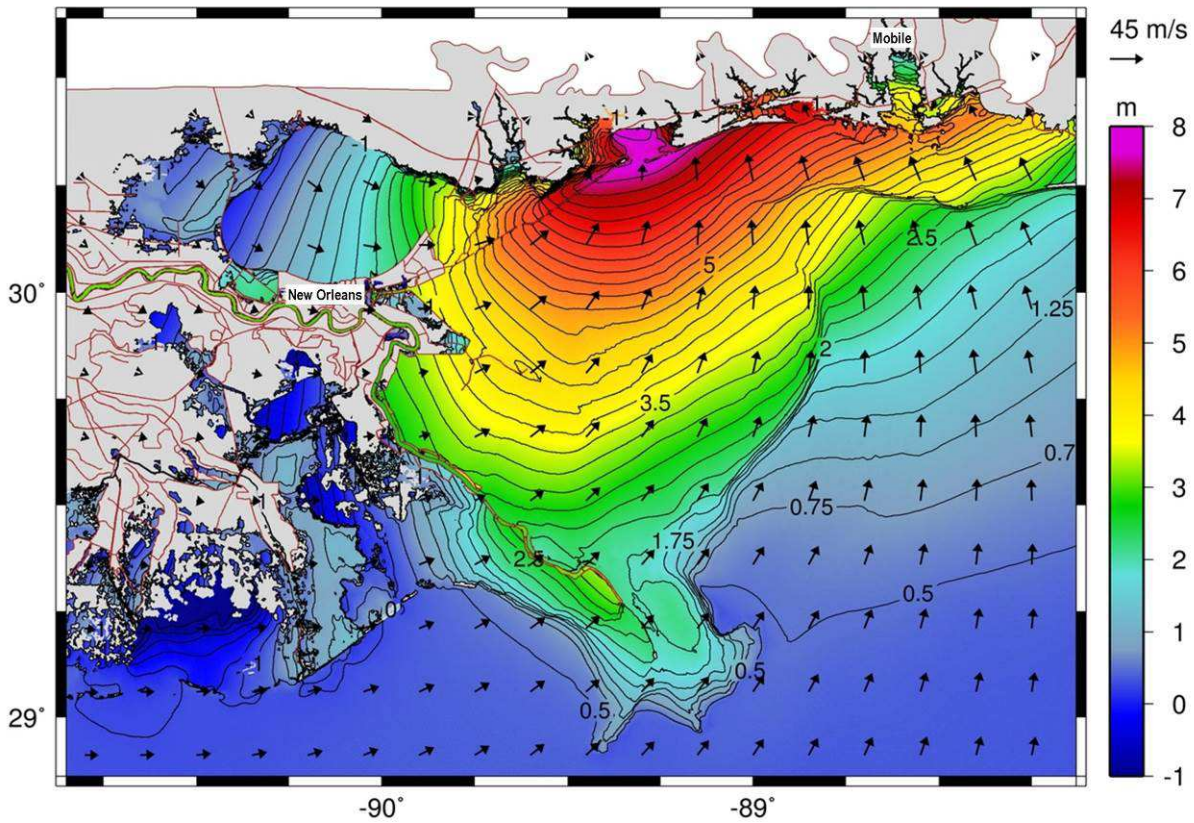


Figure 1.12: Modélisation de la distribution des hauteurs d'eau maximales et direction et intensité du vent lors de l'Ouragan Katrina, aux alentours de la Nouvelle-Orléans (Dietrich et al., 2010).

Des vents de l'ordre de 200 km/h, une pression atmosphérique de 920 hPa au moment de son passage à terre, des vagues d'une hauteur significative de plus de 15 m ont généré une surcote de l'ordre de 3 à 6 m le long des côtes de la Louisiane et de l'Alabama et de 7 à 9 m le long des côtes du Mississipi (Dietrich et al., 2010; Graumann et al., 2006; Figure 1.12). La submersion marine résultant de cette surcote a été responsable de la majeure partie des dommages. Les côtes des Etats-Unis bordant le Golfe du Mexique (Texas, Louisiane, Mississipi, Alabama et Floride, Figure 1.11) sont particulièrement vulnérables aux submersions marines. En effet :

1 Comme pour le Golfe du Bengale, ces côtes sont sur la trajectoire des cyclones tropicaux : (Blake, 2007) a déterminé que 2 cyclones majeurs frappaient cette zone tous les 3 ans.

2 Cette zone côtière est également bordée d'un large plateau continental (de l'ordre de 200 km de large (zone en bleu clair sur la Figure 1.11), de morphologie concave et présente de vastes zones estuariennes (notamment celle de l'estuaire du Mississipi), ceci contribuant à l'amplification des surcotes (Flather, 2001).

3 De vastes territoires, parfois fortement peuplés, se situent sous le niveau de la mer et sont donc uniquement protégés en temps normal par des digues. Ainsi, à la Nouvelle-Orléans, en Louisiane, l'agglomération compte environ 1 200 000 habitants et est particulièrement vulnérable aux submersions marines puisque près de la moitié de la ville moderne est construite sous le niveau de la mer. De plus, cette ville est entourée par le fleuve Mississippi au sud, le lac Pontchartrain au nord et le lac Borgne à l'est. Elle est protégée par un grand nombre de digues de protection ce qui augmente le nombre de ruptures potentielles (Griffis, 2007).

Figure 1.13: Photographie aérienne d'un quartier de la Nouvelle Orléans submergé suite à la tempête Katrina. Crédit photo : NOAA.

Avec une telle vulnérabilité aux submersions marines d'origines météorologiques, les côtes américaines du Golfe du Mexique ont été submergées par de nombreux autres cyclones. Par exemple, en 1900 l'ouragan de Galveston a provoqué une surcote responsable d'une submersion marine ayant dévasté une partie des côtes texanes du Golfe du Mexique en causant entre 6 000 et 12 000 morts. Il détient le triste record de la catastrophe naturelle la plus dévastatrice en termes de vies humaines de l'histoire des Etats-Unis (Blake, 2007).

Bien que ce soit les cyclones tropicaux qui génèrent les plus grandes surcotes, les zones de latitudes intermédiaires sont également touchées par les submersions marines liées à des surcotes engendrées par de sévères tempêtes hivernales.

1.5.2 Dans les zones de latitudes intermédiaires

1.5.2.1 Le sud de la mer du Nord

Le long des côtes de la mer du Nord les surcotes représentent le risque géophysique majeur (Gönnert et Murty, 2001).

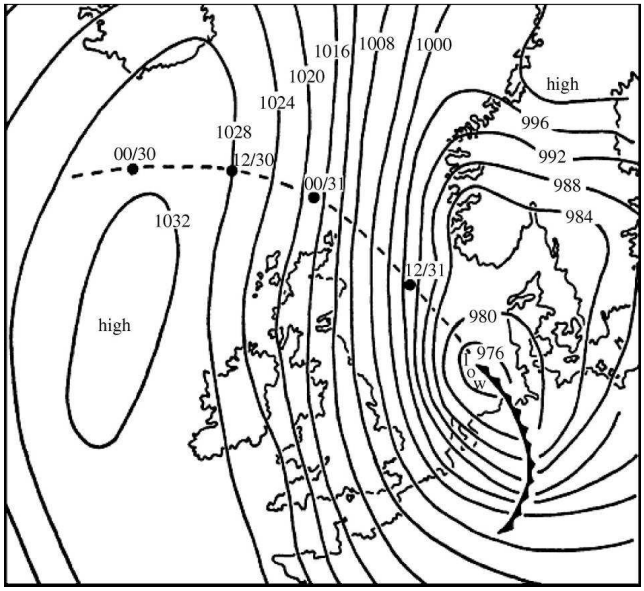


Figure 1.14: Situation atmosphérique lors de la tempête de 1953. Extrait de Wolf et Flather (2005).

- La submersion produite par la tempête de 1953

Dans la nuit du 31 janvier au 1er février 1953, une violente tempête s'est creusée en mer du Nord et s'est dirigée vers les côtes Hollandaises (Figure 1.14). Des vents de nord-ouest de l'ordre de 30 m/s (vent moyenné sur 10 minutes), ont entraîné une forte

surcote dépassant localement 3 m sur les côtes sud de la mer du Nord (Figure 1.15, Wolf et Flather, 2005).

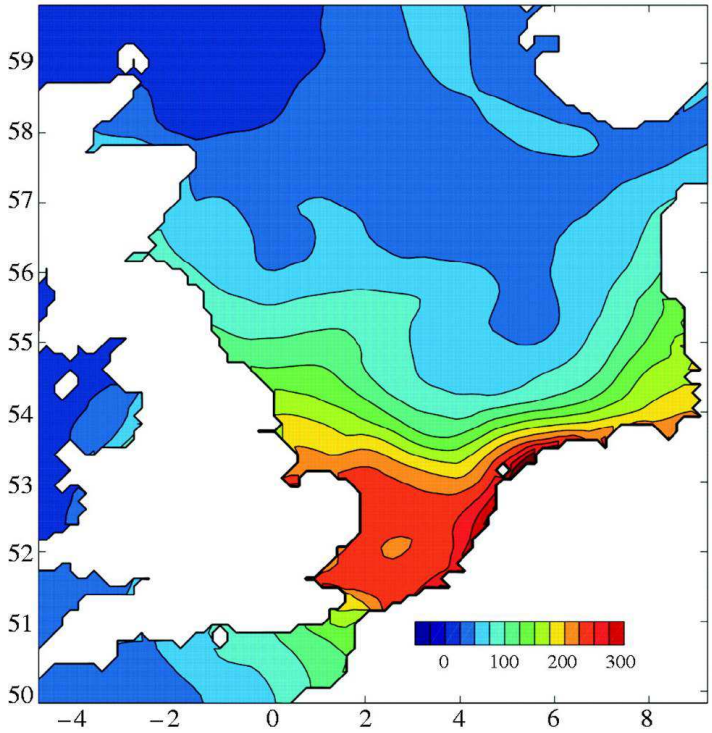


Figure 1.15: Surcote provoquée par la tempête de 1953, modélisée par Wolf et Flather (2005).

Le pic de cette surcote a coïncidé avec une marée haute de vive-eau[4]; ainsi, le niveau d'eau totale a atteint des hauteurs qui dans de nombreux endroits ont dépassé celles jamais enregistrées (Gerritsen, 2005). Toute la partie sud de la mer du Nord, c'est-à-dire les côtes du sud-est du Royaume-Uni, de Belgique, des Pays-Bas et dans une moindre mesure de l'Allemagne ont été affectées par cette surcote. Aux Pays-Bas 150 digues ont cédé, inondant 136 500 ha habités par 750 000 personnes; environ 1800 personnes ont alors trouvé la mort. En Angleterre 300 personnes ont péri (Gerritsen, 2005, Wolf et Flather 2005).

- Les submersions liées aux tempêtes de 1962 et 1976

Dans la nuit du 16 au 17 février 1962, une tempête provoqua une forte surcote sur les côtes sud de la mer du Nord et plus particulièrement dans l'estuaire de l'Elbe en

[4] Le marnage dans cette zone de la mer du Nord est macrotidal, le phasage entre le pic de la surcote et la marée haute d'une des marées de plus forte amplitude annuelle est donc très critique.

Allemagne. Cette surcote fut responsable de l'inondation des habitations d'environ 60 000 personnes. 318 habitants de la ville d'Hambourg ont trouvé la mort lors de cette catastrophe (Neverla et Lüthje, 2010).

Les 3 et 4 janvier 1976, la tempête Capella a également provoqué une forte surcote sur les côtes sud de la mer du Nord dont l'estuaire de l'Elbe, avec un niveau d'eau atteint à Hambourg supérieur à celui provoqué par la tempête de 1962 (Burzel et al., 2011; von Storch et al., 2008). Cependant, les mesures de protection prises suite à la tempête de 1962 ont permis de protéger efficacement les populations lors de la tempête de 1976. Ainsi, aucune victime ne fut à déplorer dans la ville d'Hambourg (Burzel et al., 2011).

Les côtes sud de la mer du Nord et plus particulièrement les Pays-Bas sont particulièrement vulnérables aux submersions marines d'origine météorologique :

1. Les côtes de l'Atlantique et de la mer du Nord en Europe du Nord-Ouest sont soumises à un régime de tempêtes extra tropicales intensif. Selon les travaux de (Renggli, 2011), de novembre à avril, 4.6 tempêtes par mois en moyenne impactent ces régions.
2. L'ensemble de la mer du Nord est peu profond puisqu'elle est intégralement située sur le plateau continental nord européen. De fait, les surcotes générées en cas de tempêtes peuvent s'amplifier radicalement au cours de leurs trajets vers les côtes (Flather, 2001).
3. Les Pays-Bas, comme leur nom l'indique, sont une région de très basse altitude où trois grands fleuves, le Rhin, la Meuse et l'Escaut se déversent dans la mer du Nord. Sans les digues actuelles et d'autres mesures de protection contre les inondations, environ la moitié du pays serait submergé (Gerritsen, 2005). Dans ces régions, les habitants vivent en dessous du niveau des hautes mers et parfois même en dessous du niveau moyen de la mer. Ces populations sont alors uniquement protégées par des digues.

Cette région d'Europe n'est pas la seule zone vulnérable aux submersions marines. Nous allons maintenant nous intéresser à la zone et aux tempêtes sur lesquelles sera basée la suite des travaux de cette thèse : la partie centrale du Golfe de Gascogne, qui se caractérise par des zones côtières basses et qui est également touchée par les submersions marines.

1.5.3 La partie centrale du Golfe de Gascogne

1.5.3.1 La submersion produite par la tempête Martin

Fin décembre 1999, la France a subit l'assaut consécutif de deux tempêtes d'une rare violence. La 1ère nommée Lothar a dévasté la moitié nord de la France dans la nuit du 25 au 26 décembre 1999. La seconde nommée Martin a frappé une grande moitié sud de la France le 27 décembre 1999 au soir (Figure 1.16). Déclarées « tempêtes du siècle » par les médias français elles ont toutes les deux eu des conséquences désastreuses : 92 morts et des milliards d'euros de dégâts matériels. C'est la tempête Martin qui a entraîné une importante submersion marine des côtes basses du centre du Golfe de Gascogne, de la Loire-Atlantique à la Gironde.

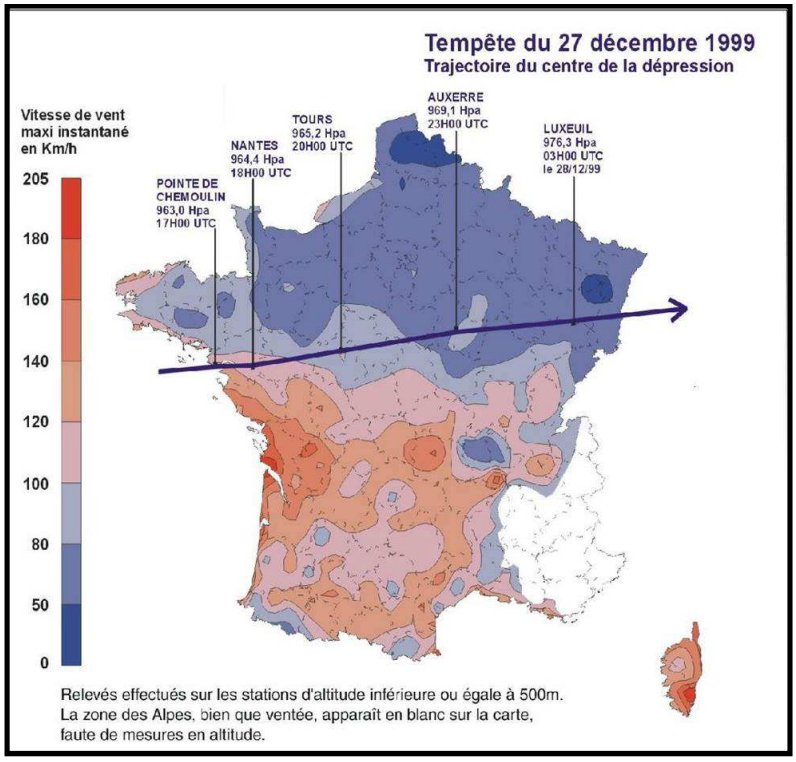


Figure 1.16: Trajectoire à travers la France de la tempête Martin et distribution des vents. Source : Météo France.

- Contexte météorologique

Martin s'est développée au large de la Bretagne pour atteindre la côte de cette région vers 16 h. A ce moment, la pression atmosphérique était d'environ 965 hPa. Les vents les plus forts ont été mesurés sur l'Ile d'Oléron en Charente-Maritime avec des rafales atteignant les 198 km/h, et de l'ordre de 150 à 160 km/h dans l'intérieur des terres. Par la suite, la tempête a continué son trajet vers l'est (Figure 1.16).

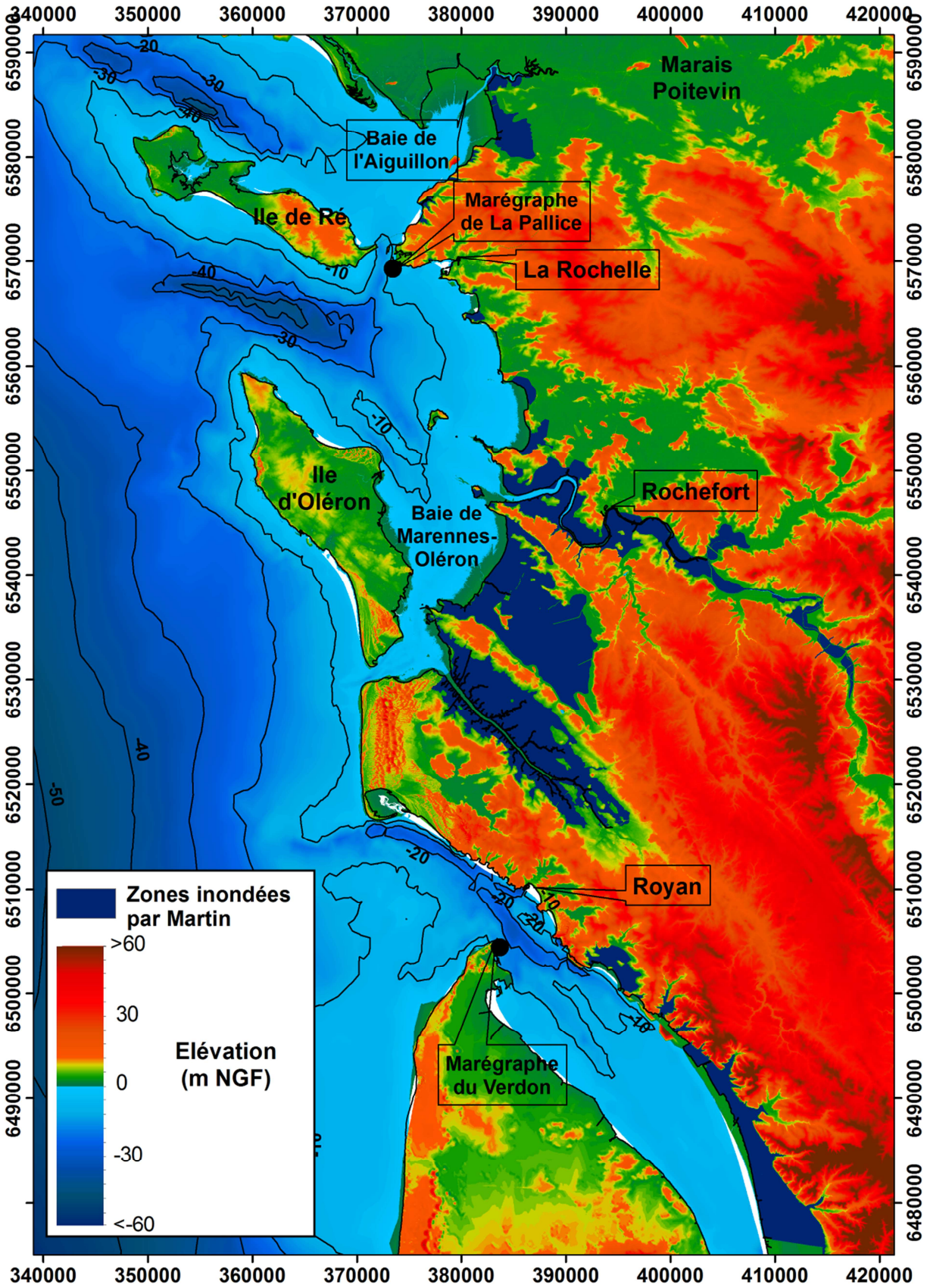


Figure 1.17: Carte bathymétrique, topographique et zones inondées par la tempête Martin en Charente-Maritime, les données de zone inondées en Vendée n'étant pas disponibles.

- La submersion marine causée par Martin

En plus des dégâts colossaux causés directement par le vent (chutes d'arbres, toitures arrachées, etc…), Martin a entrainé une importante surcote (Figure 1.18). Bien que le marnage de ce jour corresponde à une petite vive-eau[5], une submersion marine d'une grande ampleur a eu lieu principalement en Charente-Maritime, où les surfaces inondées ont atteint plus de 380 km² (Figure 1.17), mais également en Gironde. La centrale nucléaire du Blayais dans l'estuaire de la Gironde a été partiellement inondée, ce qui aurait pu générer une catastrophe nucléaire. Le marégraphe de La Rochelle-La Pallice ne fonctionnant pas lors de cette tempête à cause d'une panne de courant générale, il est donc impossible d'y déterminer la surcote. Le marégraphe du Verdon à l'embouchure de l'estuaire de la Gironde a mesuré un niveau total atteignant les 3.66m NGF, correspondant à une surcote de plus d'1.7 m (Figure 1.18) et Salomon (2002) annonce une surcote culminant à 2.45 m 60 km plus en amont dans l'estuaire. Les dégâts relatifs à cette tempête ont été estimés à plus de 4 milliards d'euros (Deroche et al., 2014).

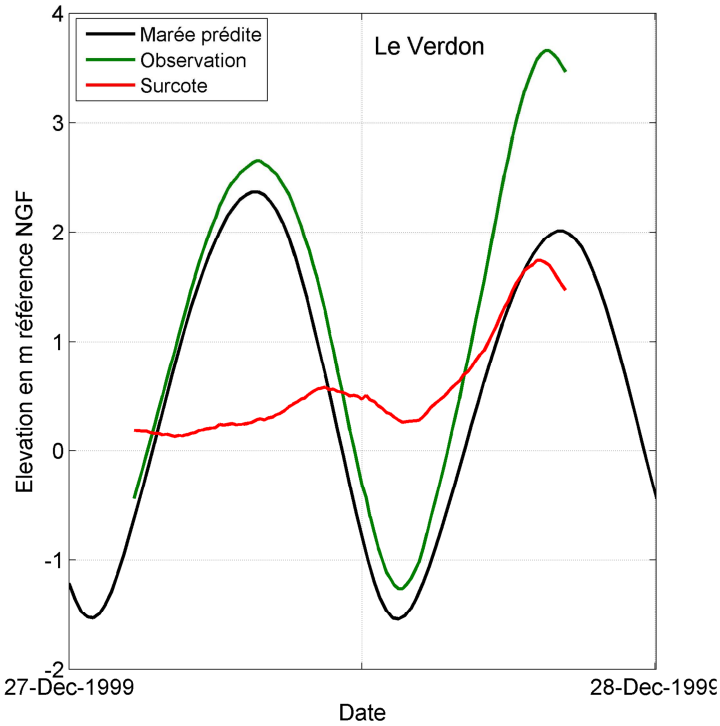


Figure 1.18: Marée astronomique prédite (noir), niveau d'eau mesuré (vert), et surcote (rouge) provoquée par la tempête Martin au marégraphe du Verdon, à l'embouchure de la Gironde. Les données d'observation proviennent du Grand Port Maritime de Bordeaux.

[5] Coefficient de marée de 77, soit un marnage d'environ 4.2 m à La Rochelle

1.5.3.2 La submersion produite par La tempête Xynthia

La nuit de 27 au 28 février 2010, Xynthia, une tempête hivernale assez classique de par les intensités de vent enregistrées, a frappé les littoraux de centre de la côte Atlantique française. Outre ces vitesses et directions des vents correctement prédites par Météo France, ce sont les niveaux d'eau hors normes induits par la tempête au milieu de cette nuit qui ont provoqué la majeure partie des dégâts. En submergeant des surfaces considérables (plus de 400 km², Figure 1.21) et parfois urbanisées, Xynthia a provoqué la mort de 47 personnes et plus de 6 milliards d'euros de dégâts matériels (Anziani, 2010; Lumbroso et Vinet, 2011 ; Deroche et al., 2014).

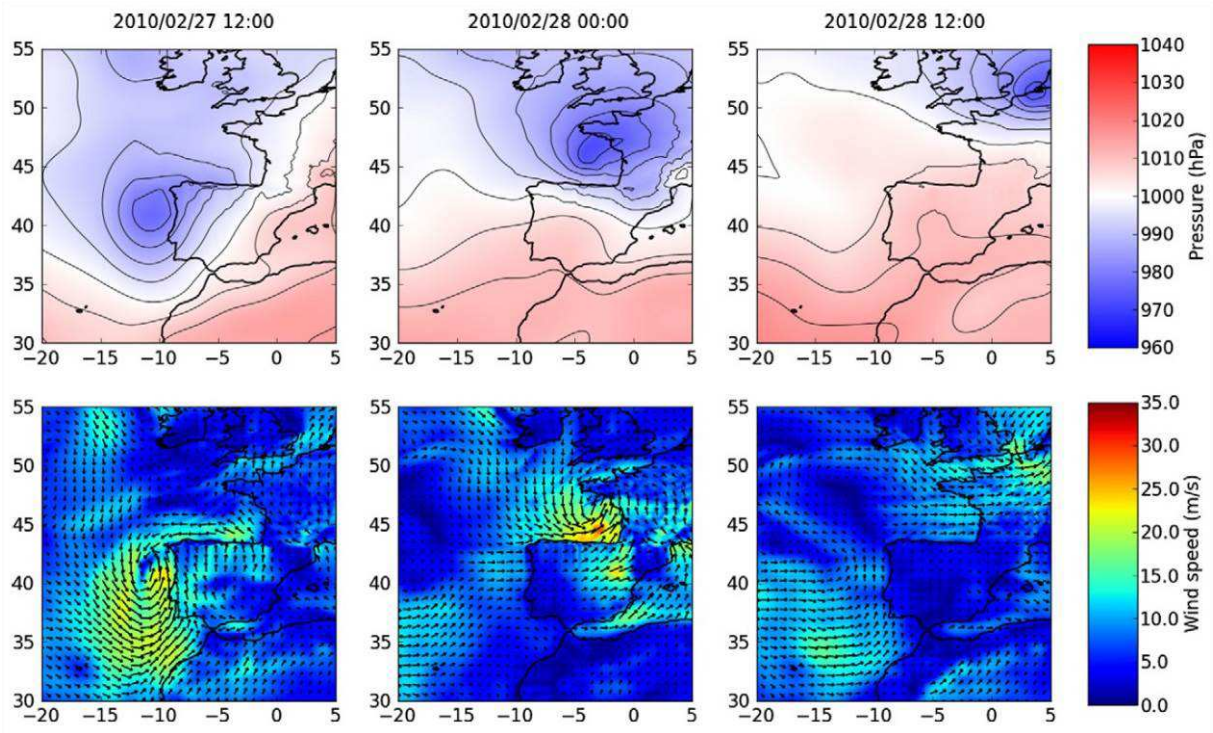


Figure 1.19: Haut : Evolution de la pression atmosphérique et de la trajectoire de la tempête Xynthia du 27 février 2010 à 12h au 28 à 12h. Bas : Evolution de la vitesse et de la direction du vent. Extrait de Bertin et al. (2012).

- Contexte météorologique

La tempête Xynthia est née d'une dépression atmosphérique située sur l'Atlantique à des latitudes très basses, aux environs de 25°N. Cette dépression s'est intensifiée le 27 février au matin en se déplaçant vers l'île de Madère puis a évolué en tempête l'après-midi près des côtes portugaises. Elle est remontée vers le Golfe de Gascogne en fin de journée du 27 février, balayant la Galice et le Pays Basque espagnol (Figure 1.19). Elle a touché les côtes Atlantiques françaises dans la nuit du 27 au 28

février, au maximum de son creusement (centre dépressionnaire à 969 hPa), avant de poursuivre sa route vers le nord de la France (Figure 1.19). Les rafales de vent les plus fortes ont touché une large bande du territoire orientée selon un axe sud-ouest/nord-est de la Charente-Maritime aux Ardennes (Figure 1.20) avec des pointes de vent mesurées à 160km/h sur le littoral et 120km/h à 130 km/h dans l'intérieur des terres. La zone de formation[6] et la trajectoire de Xynthia sont atypiques. Il est très rare que des dépressions atlantiques se développent à des latitudes aussi basses et évoluent en tempête en remontant vers l'Europe de l'Ouest. Sans être aussi exceptionnelle que les tempêtes Lothar et Martin de 1999 d'un point de vue de la chute de pression et de la force des vents, Xynthia a produit une submersion marine exceptionnelle sur les côtes de Vendée et de Charente Maritime. De ce fait, Xynthia a été la tempête la plus meurtrière en France depuis celles de décembre 1999.

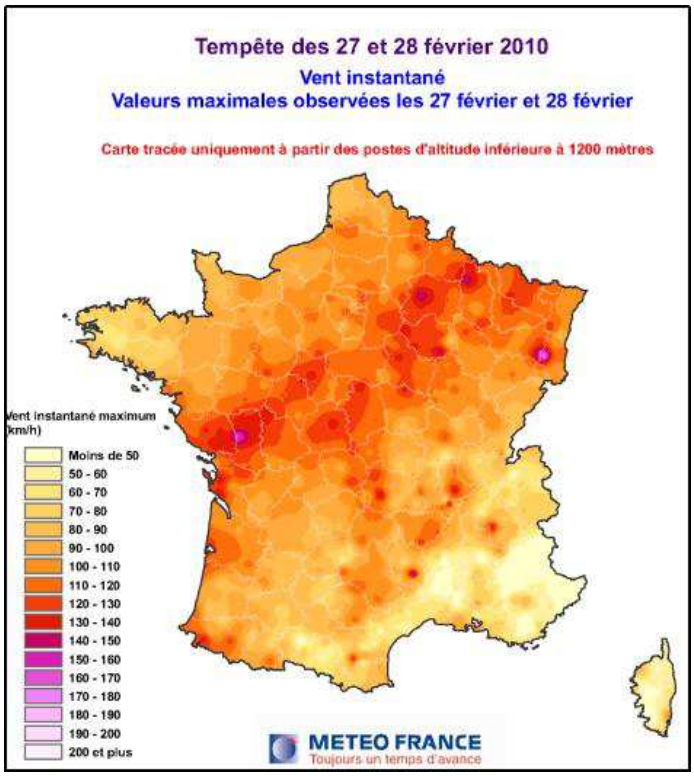


Figure 1.20: Carte de la distribution des rafales de vent maximales mesurées sur le territoire français pendant la tempête Xynthia. Source : Météo France.

[6] En plein cœur de l'Atlantique, près du tropique du cancer -

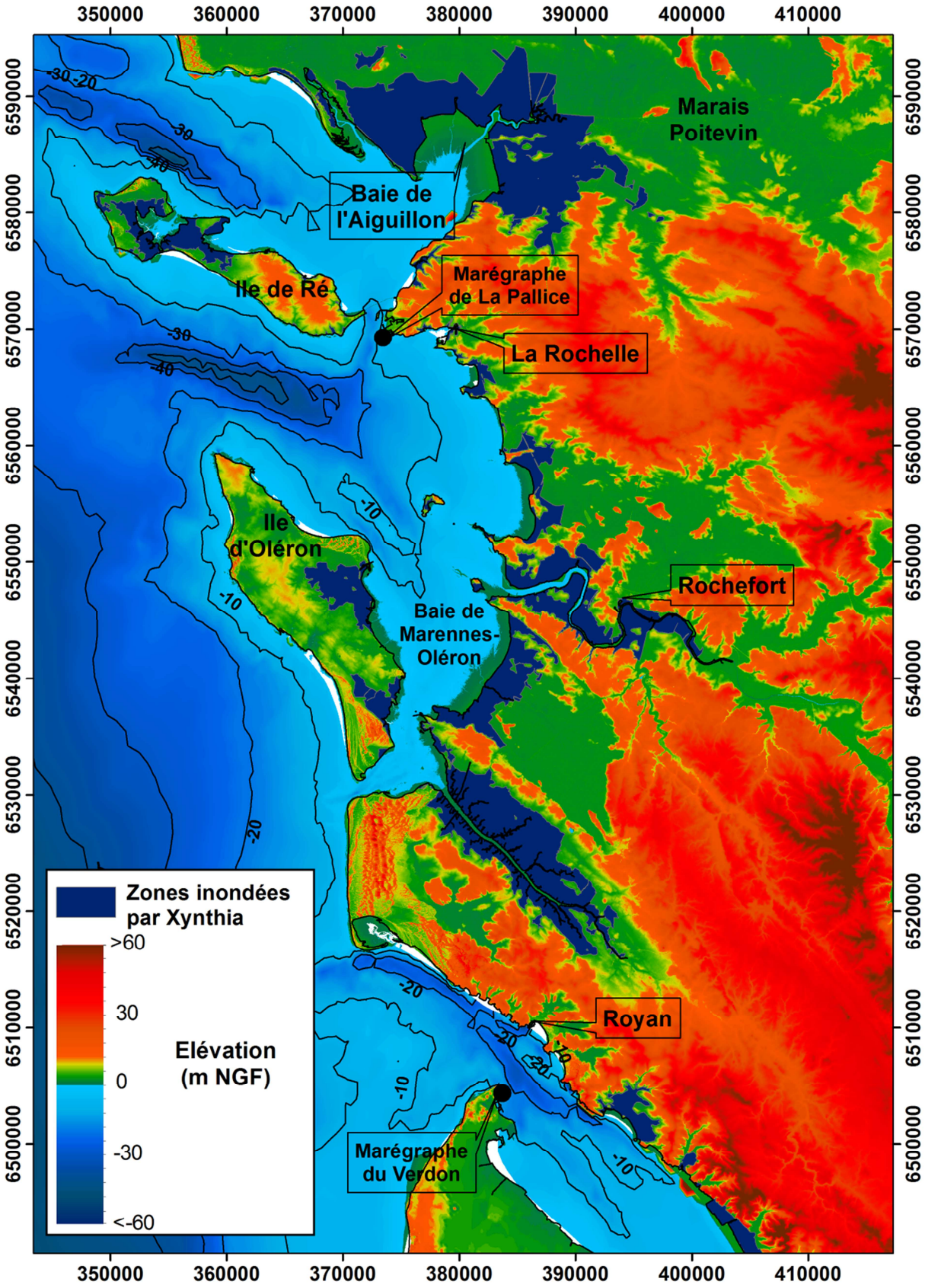


Figure 1.21: Carte bathymétrique et topographique et zones inondées par la tempête Xynthia en Charente-Maritime et en Vendée.

- La submersion marine causée par Xynthia

La tempête Xynthia a provoqué une submersion marine majeure (plus de 400 km² de territoires inondés) dans les Pertuis Charentais ainsi que dans la zone de l'estuaire de la Gironde (Figure 1.21). Cette submersion résulte de la coïncidence entre le pic de surcote généré par Xynthia avec des valeurs maximales supérieures à 1.5 m atteintes dans les Pertuis Charentais (Figure 1.22) et la marée haute de grande vive eau[7] (Figure 1.23). Ainsi le niveau d'eau total a été supérieur à 4.5 m NGF au marégraphe de La Pallice, ce qui correspond au plus haut niveau d'eau mesuré par ce marégraphe depuis son installation en 1997 (Pineau-Guillou et al., 2010).

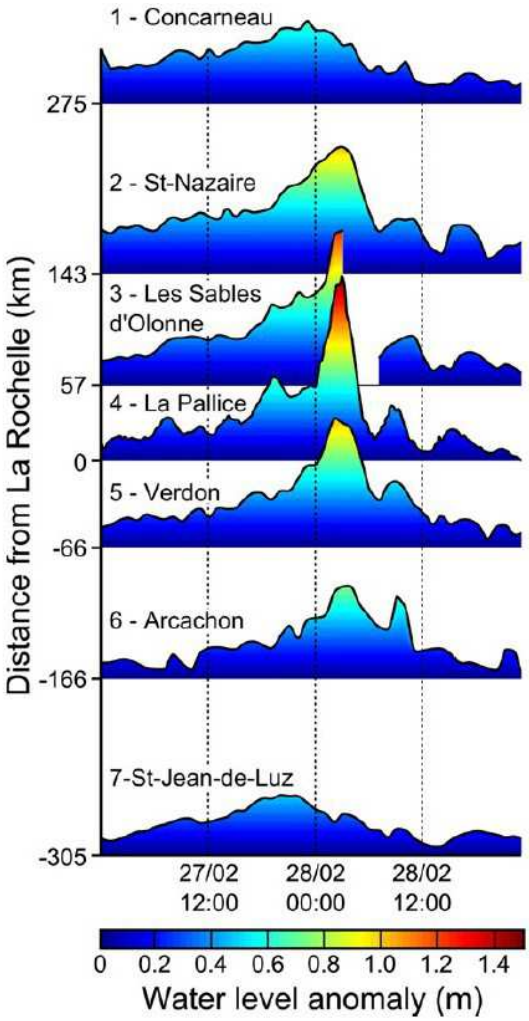


Figure 1.22: Distribution des surcotes maximales au niveau des marégraphes de la côte Atlantique française. Extrait de Bertin et al. (2012).

[7] Le coefficient de marée était cette nuit-là de 102, soit un marnage d'environ 5.5m à La Pallice.

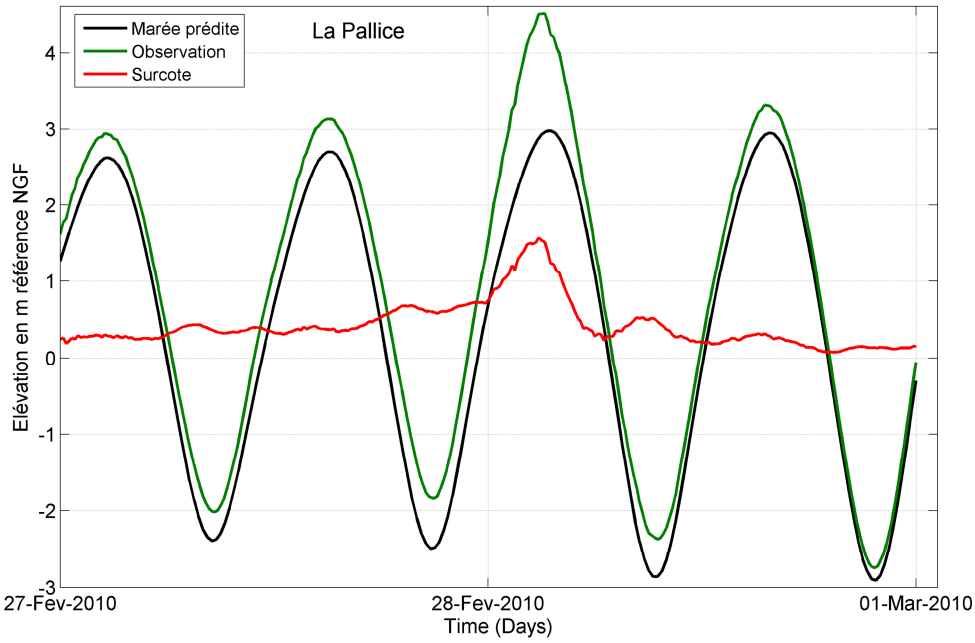


Figure 1.23: Marée astronomique prédite (noir), niveau d'eau mesuré (vert) et surcote (rouge) provoquée par la tempête Xynthia au marégraphe de La Pallice à La Rochelle. Les données d'observation proviennent du SHOM (www.refmar.shom.fr).

1.5.3.3 La vulnérabilité des Pertuis Charentais aux submersions marines

1. Comme pour le sud de la mer du Nord, le centre du Golfe de Gascogne est soumis à un régime de tempêtes extra tropicales intensif (Renggli, 2011).
2. Comme pour les autres zones mondiales présentées précédemment, la zone des Pertuis Charentais est bordée par un large (de l'ordre de 180 km) et peu profond plateau continental. En conséquence, les surcotes générées en cas de tempêtes s'amplifient radicalement au cours de leurs trajets vers les côtes.
3. La topographie des Pertuis Charentais est caractérisée par de vastes territoires de basses altitudes. Des détails sur la géomorphologie des littoraux Charentais et Vendéens seront donnés en Chapitre 5.

Figure 1.24: Photographie du quartier de La Faute-sur-mer en Vendée, surnommé la cuvette de la mort suite à Xynthia. Crédit photo : MAXPPP.

Résumé du Chapitre 1

Les submersions marines d'origine météorologique font partie des catastrophes naturelles les plus dévastatrices au monde en termes de perte de vies humaines puisqu'elles sont responsables de centaines de milliers de morts à l'échelle du 20ème siècle. Ce sont les surcotes, générées par les cyclones tropicaux ou les tempêtes de latitudes intermédiaires, qui sont à l'origine de ces submersions.

Dans ce chapitre, des zones du monde particulièrement vulnérables aux submersions marines ont été présentées, comme les golfes du Bengale et du Mexique qui ont connu les submersions majeures les plus coûteuses en vies humaines. L'ouest de l'Europe n'est pas non plus épargné par les submersions avec des évènements comme la tempête de 1953, provoquant l'inondation de surfaces considérables aux Pays-Bas et dans l'est de l'Angleterre; ou comme Martin et Xynthia, deux tempêtes ayant frappé l'ouest de la France, provoquant également d'importantes submersions marines. Une brève analyse de ces quelques exemples montre qu'il existe des points communs à toutes les régions particulièrement touchées par les submersions marines : (1) de vastes surfaces côtières de très basse altitude comme les environnements estuariens ou deltaïques et/ou issues de poldérisation intensive; (2) une localisation sur la trajectoire de cyclones tropicaux ou de tempêtes de latitudes intermédiaires; (3) de larges zones (> 100 km) peu profondes comme les larges plateaux continentaux par exemple.

Chapitre 2

Méthodes et données

2.1 Introduction

Cette thèse a pour objectif principal d'étudier les surcotes et les potentielles submersions marines induites par celles-ci. L'un des outils permettant l'étude de tels phénomènes est la modélisation numérique. Cette thèse expose ses principaux résultats sous forme d'articles dans lesquels les méthodes sont décrites; en complément, ce chapitre permet de décrire avec plus de détails les méthodes et données utilisées. Le système de modélisation, SELFE, (Zhang et Baptista, 2008a) couplé à WWM-II (Roland et al., 2009) est en constante évolution depuis ces six dernières années grâce à des collaborations internationales auxquelles participent des chercheurs de l'*Oregon Health & Science University*, du *Virginia Institute of Marine Science*, du *Portuguese National Civil Engineering Laboratory*, de la *Technical University of Darmstadt* et de l'UMR7266 - LIENSs de La Rochelle. Au cours des trois dernières années, des efforts ont été réalisés dans le couplage entre les modèles de vague et de circulation hydrodynamique, et particulièrement dans la prise en compte de l'état de mer à travers la contrainte de surface. Ces investigations ont été réalisées par l'équipe de développement du système de modélisation précédemment cité. Je n'ai pas participé au développement de celui-ci mais j'en ai été un utilisateur. Ce chapitre présente le système de modélisation numérique, ainsi que les données nécessaires à son fonctionnement.

2.2 Le système de modélisation des surcotes et des submersions marines

2.2.1 Présentation générale

Le système de modélisation utilisé dans cette thèse vise à simuler l'hydrodynamique de la zone d'étude sous l'effet conjugué des marées, des vagues et des forçages atmosphériques, afin de calculer les surcotes et l'extension de zones inondées induites. Il réalise le couplage entre deux modules : l'un pour simuler la circulation hydrodynamique et l'autre pour simuler la génération et la propagation des vagues. Le fonctionnement général du système de modélisation est schématisé dans la Figure 2.1. Le modèle de base du système est un modèle de circulation hydrodynamique résolvant les équations des écoulements en eau peu profonde (*shallow water equations*), en utilisant la méthode des éléments finis (SELFE, Zhang et Baptista, 2008a). Ce modèle

utilise des grilles de calcul non structurées et est très efficace en terme de stabilité numérique et de temps de calcul, grâce à la parallélisation MPI (*Message Passing Interface*) et à l'utilisation de méthodes numériques innovantes. Ainsi, l'utilisation d'un algorithme semi-implicite et le traitement Lagrangien des termes advectifs permettent une stabilité numérique accrue. Il est alors possible d'utiliser des pas de temps hydrodynamiques plus grands que dans des modèles utilisant des méthodes numériques moins innovantes. SELFE est donc parfaitement adapté à la modélisation des processus côtiers le long de côtes complexes et estuariennes où la grille de calcul doit être très raffinée, telle que celle des Pertuis Charentais.

Le module de vague joue un rôle clé dans le système de modélisation. L'impact des vagues sur la surcote est en effet important, de par les tensions de radiation qu'elles induisent, ainsi que par leur contribution à travers les contraintes de surface. La stratégie de modélisation des vagues et le modèle de vagues utilisé, WWM-II (Roland et al., 2009), sont décrits dans la section 2.2.3.

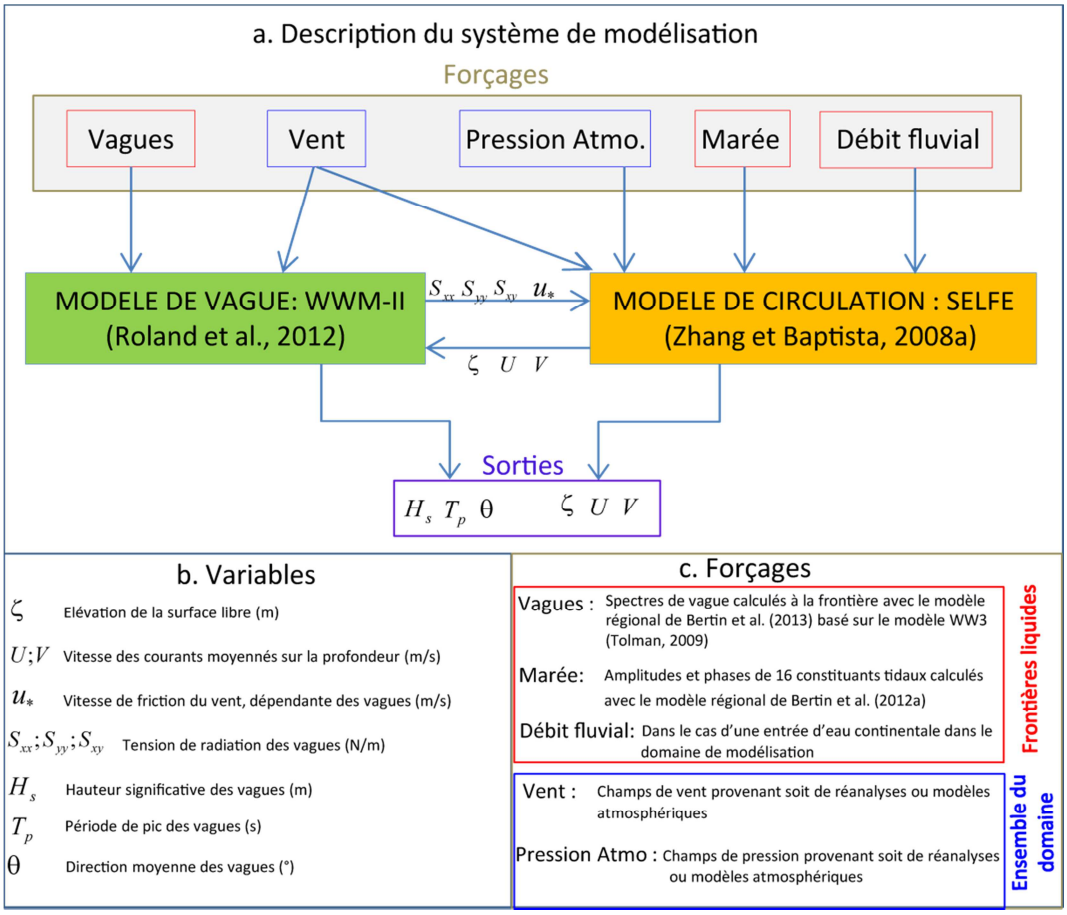


Figure 2.1: Description générale du système de modélisation (a), à travers les variables échangées (b) et les différents forçages utilisés (c).

2.2.2 Le modèle hydrodynamique SELFE

Depuis l'article original de Zhang et Baptista (2008a), SELFE a évolué vers un système de modélisation complet qui peut être configuré de différentes façons. L'écoulement peut être considéré hydrostatique ou non hydrostatique, en 2D ou 3D, en coordonnées cartésiennes ou géographiques, avec plusieurs modules de transport et de traceurs (sédiments, pétrole, larves, etc.). Dans sa configuration par défaut, SELFE résout l'élévation de surface libre et les vitesses 3D à travers les équations des écoulements en eau peu profonde. Ce modèle fonctionne avec des maillages non structurés à éléments triangulaires ou quadrangulaires. Dans cette thèse, le modèle a été exclusivement utilisé dans en mode 2DH barotrope. Le mode 2DH est un cas particulier du 3D, à savoir qu'une seule couche verticale est considérée. Ainsi, les équations résolues sont les équations de Saint-Venant, qui correspondent aux équations des écoulements en eau peu profonde intégrées sur la verticale avec un certain nombre d'hypothèses simplificatrices. Les équations résolues en coordonnées cartésiennes sont :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla(h+\xi)\vec{u}dz = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{DU}{Dt} = -fV + \alpha g\frac{\partial \varphi}{\partial x} - \frac{1}{\rho_w}\frac{\partial P_{atm}}{\partial x} - g\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w(h+\xi)} - \frac{1}{\rho_w(h+\xi)}\left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yx}}{\partial y}\right) \quad (2.2)$$

$$\frac{DV}{Dt} = fU + \alpha g\frac{\partial \varphi}{\partial y} - \frac{1}{\rho_w}\frac{\partial P_{atm}}{\partial y} - g\frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w(h+\xi)} - \frac{1}{\rho_w(h+\xi)}\left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial x}\right) \quad (2.3)$$

avec :

$\vec{u}$ (U,V) le vecteur vitesse du courant en m.s^{-1} ;

U et V représentent les composantes horizontales de la vitesse de l'écoulement, moyennées sur la profondeur totale, en m.s^{-1} ;

f est le paramètre de Coriolis en s^{-1} ;

P_{atm} est la pression atmosphérique au niveau de la mer, en Pa ;

τ_{sx} et τ_{sy} sont les contraintes de surface selon x et y, en Pa ;

τ_{bx} et τ_{by} sont les contraintes au fond selon x et y, en Pa ;

ξ représente l'élévation de la surface libre en m ;

ρ_w est la masse volumique de l'eau de mer, en kg.m^{-3} ;

h est la bathymétrie en m ;

g est l'accélération de la pesanteur en m.s $^{-2}$;

S_{xx}, S_{yx}, S_{yy} et S_{xy} sont les tensions de radiation des vagues en N. s^{-1}.

L'équation de continuité est résolue par une méthode d'éléments finis Galerkin continue. Le traitement Lagrangien des termes advectifs garantit une excellente stabilité numérique, même avec de grands pas de temps hydrodynamiques.

2.2.2.1 La contrainte au fond

τ_b est la contrainte au fond. Elle est calculée dans SELFE en utilisant une loi de frottement de Manning, selon :

$$\tau_b = \rho_w . C_d . \vec{U}^2 \quad (2.4)$$

où C_d est le coefficient de traînée défini selon la loi de Manning par :

$$C_d = \frac{g.n^2}{\sqrt[3]{H}} \qquad (2.5)$$

où H est la profondeur d'eau totale ($h + \xi$) en m, et n est le coefficient de Manning en m$^{-1/3}$.s.

2.2.2.2 La contrainte de surface

SELFE offre la possibilité de calculer la contrainte de surface τ_s de deux façons. Dans la première méthode, la contrainte de surface dépendante uniquement de la vitesse du vent est calculée selon :

$$\tau_s = \rho_a . C_d . \vec{U}_{10}{}^2 \qquad (2.6)$$

où C_d est un coefficient de trainée calculé selon la méthode de Pond et Pickard (1998).

La seconde méthode pour calculer cette contrainte de surface utilise une formulation dépendante des vagues à travers la vitesse de friction du vent u_* calculée par le modèle de vague WWM-II (section 2.2.3). Dans ce cas :

$$\tau_s = \rho_a . \vec{u}_*{}^2 \qquad (2.7)$$

Quelques détails sur la vitesse de friction u_* seront donnés dans la section 2.2.3.1.

2.2.2.3 L'algorithme d'inondation

L'un des objectifs de cette thèse étant d'analyser l'impact des protections côtières sur la propagation de la surcote et de l'inondation (cf. chapitre 6), un modèle performant en terme de modélisation de l'inondation est primordial. Les algorithmes de « *wetting and drying* » dans les modèles permettent de déterminer si un élément est en eau (mouillé) ou non, en zone de faible profondeur. Dans SELFE, un nœud du maillage sera considéré comme mouillé (ou sec) lorsque la hauteur d'eau totale H, est supérieure (ou inférieure) à une valeur minimum h_0, fixée par l'utilisateur.

SELFE dispose également d'un algorithme d'inondation plus complexe ayant déjà prouvé son efficacité, en permettant de modéliser les inondations provoquées par des tsunamis (Priest et al., 2010; Witter et al., 2012; Zhang et Baptista, 2008b), ou par des surcotes (Bertin et al., 2014b). La procédure suivie par cet algorithme peut être résumée en 4 étapes successives (Zhang et Baptista, 2008b) :

1. Au pas de temps n, cet algorithme détermine l'emplacement de chaque nœud du maillage à l'interface mouillé/sec (notée Γ^n, la ligne d'interface) (Figure 2.2a).
2. A la fin du pas de temps $n+1$, l'algorithme réexamine chacun des nœuds de la ligne d'interface Γ^n et détermine si elle doit être avancée ou reculée : si un nœud, appelé A, est encadré d'éléments mouillés (en fonction des élévations nouvellement calculées), la ligne d'interface est avancée jusqu'à une région sèche et la vitesse au centre du côté sec est calculée comme étant la moyenne de celle des côtés adjacents (Figure 2.2b). Si un ou plusieurs éléments entourant un nœud (appelé B) sont secs (en fonction des élévations nouvellement calculées), la ligne d'interface se déplacera vers la région mouillée.
3. La troisième étape (Figure 2.2c) consiste en une mise à jour par itérations de la ligne d'interface selon les résultats de l'étape 2, jusqu'à obtenir la ligne d'interface finale Γ^{t+1} au pas de temps t+1.
4. Si le courant le long de la nouvelle ligne d'interface est dirigé vers la région sèche, l'élévation du nœud A est extrapolée sur le nœud A' de la région sèche (Figure 2.2d).

L'étape 4 de ce processus a pour effet de lisser les forts gradients pouvant être observés à proximité de ces interfaces et susceptibles de mener à des courants non réalistes (Zhang et Baptista, 2008b).

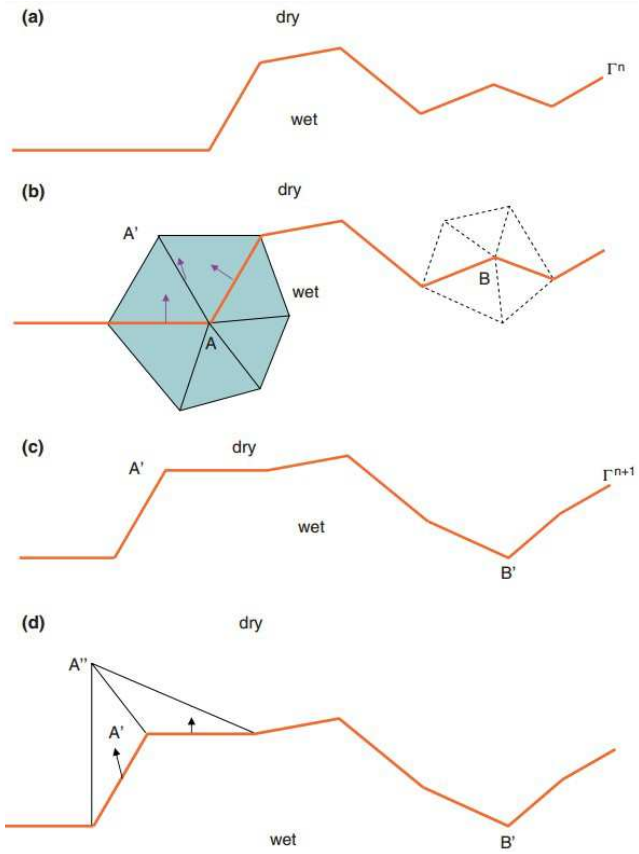


Figure 2.2 : Description des 4 étapes réalisées par l'algorithme d'inondation de SELFE : (a) Interface mouillé/sec initiale au pas de temps n ; (b) évaluation du nouveau statut mouillé/sec des nœuds de l'interface en fonction des nouvelles élévations du pas de temps $n+1$; (c) mise à jour de l'interface mouillé/sec et itération entre (b) et (c) ; (d) extrapolation finale des élévations aux nœuds adjacents côté sec. Extrait de Zhang et Baptista (2008b).

2.2.3 Le modèle spectral de vague WWM-II

Roland et al. (2012) ont intégré le modèle spectral d'états de mer *Wind Wave Model II* (WWM-II) au modèle de circulation SELFE. Ainsi, SELFE-WWM-II est devenu un système de modélisation vague-courant totalement couplé, utilisant la même grille de calcul non structurée et la même décomposition de domaine. WWM-II résout l'équation de l'action des vagues, qui peut s'écrire (Komen et al., 1996):

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial (C_{gx}+U).N}{\partial x}+\frac{\partial (C_{gy}+U).N}{\partial y}+\frac{\partial (C_{\sigma}.N)}{\partial \sigma}+\frac{\partial (C_{\theta}.N)}{\partial \theta}=\frac{S_{tot}}{\sigma} \qquad (2.8)$$

Dans cette équation, N est la densité d'action des vagues, C_{gx} et C_{gy} sont les composantes x et y de la vitesse de groupe des vagues, U et V sont les deux

composantes horizontales de la vitesse du courant, σ et θ sont respectivement la fréquence relative et la direction des vagues et S_{tot} correspond à la somme des termes sources. Les termes sources comprennent les termes de génération des vagues par le vent, de la dissipation de l'énergie des vagues par moutonnement, par friction au fond et par déferlement bathymétrique. Le terme de dissipation par moutonnement est calculé selon l'approche WAM4 comme dans le modèle WaveWatch3 (WW3, Tolman, 2009), celui de dissipation par friction au fond selon les approches JONSWAP (Hasselmann et al., 1973) et celui de dissipation par déferlement bathymétrique selon l'approche de Battjes et Janssen (1978). La prise en compte du terme de génération des vagues par le vent est détaillée en partie 2.3.1.

Pour résoudre l'équation de la densité spectrale des vagues, une méthode fractionnée en trois étapes est utilisée. Tout d'abord, l'advection dans l'espace géographique est résolue en utilisant une méthode « N-Scheme » qui appartient à la famille des méthodes de type « *residual distribution scheme* » développées par Abgrall (2006). L'advection dans l'espace spectral est ensuite résolue en utilisant une méthode de différences finies comme dans le modèle WW3. Les termes sources S sont également intégrés d'une manière similaire à celle de WW3.

2.2.3.1 La contribution du vent dans le modèle de vague

Parmi ces termes sources, la prise en compte du vent $S_{in}(\sigma,\theta)$ est d'une importance capitale pour une bonne modélisation des surcotes dans les Pertuis Charentais. Deux études récentes (Bertin et al., 2012a, 2014a) ont montré que pour reproduire correctement la tempête Xynthia, la contrainte de surface dans le modèle de circulation doit être dépendante de l'état de mer. Le couplage avec le modèle de circulation se fait par la vitesse de frottement du vent calculée à partir du modèle de vague. Ce terme source est calculé dans WWM-II selon les approches pionnières de Phillips (1960) et Miles (1957), améliorées par la suite par Janssen (1991, 1982). Le couplage entre le modèle de circulation et le modèle de vague est réalisé à travers la vitesse de frottement u_*. Bertin et al. (2014a) ont cependant émis une limitation quant à cette approche : le modèle de circulation est forcé avec la contrainte totale « côté air » alors qu'en réalité, une partie de la quantité de mouvement est absorbée puis relâchée par les champs de vagues (Janssen et al., 2013, 2004).

2.2.3.2 Le déferlement des vagues

La dissipation d'énergie par déferlement des vagues est prise en compte dans WWM-II selon l'approche de Battjes et Janssen (1978). Ainsi, le déferlement bathymétrique est implémenté selon un critère de type McCowan :

$$H_{\max} = \gamma.H \quad (2.9)$$

Où γ est le coefficient de déferlement bathymétrique et $H_{\max}$ est la hauteur maximale d'une vague. γ a été fixé à 0.7 dans toutes les simulations présentées dans cette thèse. Ainsi, selon cette relation, une vague d'une hauteur maximale de 1 m déferlera à partir d'une profondeur maximale d'environ 1.4 m. Dans la littérature, γ peut varier de 0.4 à 0.8 mais comme nous ne disposons pas de mesure en zone de surf la valeur par défaut de 0.7 a été utilisée.

2.2.3.3 Le calcul des tensions de radiation

Les tensions de radiation S_{xx}, S_{xy} et S_{yy} sont calculées dans WWM-II selon l'approche de Battjes (1975):

$$S_{xy} = \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty} N_{(\sigma,\theta)}\sigma \frac{C_{g(\sigma)}}{C_{p(\sigma)}} \sin(\theta)\cos(\theta) d\theta d\sigma \quad (2.10)$$

$$S_{xx} = \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty} N_{(\sigma,\theta)}\sigma \left[\frac{C_{g(\sigma)}}{C_{p(\sigma)}}(\cos^2(\theta)+1) - \frac{1}{2}\right] d\theta d\sigma \quad (2.11)$$

$$S_{yy} = \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty} N_{(\sigma,\theta)}\sigma \left[\frac{C_{g(\sigma)}}{C_{p(\sigma)}}(\sin^2(\theta)+1) - \frac{1}{2}\right] d\theta d\sigma \quad (2.12)$$

Avec C_g et C_p les vitesses de groupe et de phase des vagues, respectivement.

Dans les travaux présentés dans les prochains chapitres, le système de modélisation a été utilisé sous différentes configurations qui sont présentées au moment de leur utilisation. Cependant, afin de donner une vision d'ensemble des différents domaines modélisables grâce à ce système, il importe de présenter brièvement dès maintenant les grilles de calcul et les données nécessaires au bon fonctionnement du système.

2.2.4 Discrétisations spatiales

Pour répondre aux problématiques posées, plusieurs stratégies de modélisation utilisant le système décrit précédemment ont été mises en œuvre à diverses échelles géographiques : régionale, intermédiaire, et locale.

Tableau 2.1: Description des trois maillages utilisés dans ce mémoire.

Nom du Maillage	ATNE	Pertuis	Charente
Type de coordonnées	Géographiques (WGS84)	Cartésiennes (Lambert 93)	Cartésiennes (Lambert 93)
Nombre de nœuds	50 663	135 597	563 888
Nombre d'éléments	97 076	257 957	1 122 658
Résolution min (m)	50 000	7 000	200
Résolution max (m)	250	20	3

2.2.4.1 Le maillage régional de l'Atlantique Nord-Est

Le maillage régional de l'Atlantique Nord-Est (Tableau 2.1 ; Figure 2.3), nommé ci-après « maillage ATNE » est un maillage en coordonnées géographiques (WGS84) réalisé par Bertin et al. (2012a). Il couvre l'océan Atlantique, la Manche, la mer du Nord et une petite zone de la Mer Méditerranée, de 60°N à 25°S et de -20°E à 5°E. Composé d'environ 50 000 nœuds et 97 000 éléments, sa résolution minimale est de 30 km au large à 250 m dans les Pertuis-Charentais. Ses frontières terrestres correspondent au trait de côte et sa résolution maximum ne permet pas de représenter les zones de déferlement avec une précision suffisante pour modéliser les gradients de tension de radiation des vagues. Bertin et al. (2012a) ont utilisé ce maillage dans l'optique de modéliser l'hydrodynamique associée à la tempête Xynthia afin de pouvoir analyser les processus physiques ayant mené à une telle surcote dans les Pertuis-Charentais. Le maillage ATNE sera utilisé dans les chapitres 3 et 5 de ce manuscrit, au sein desquels les détails concernant ses applications seront donnés.

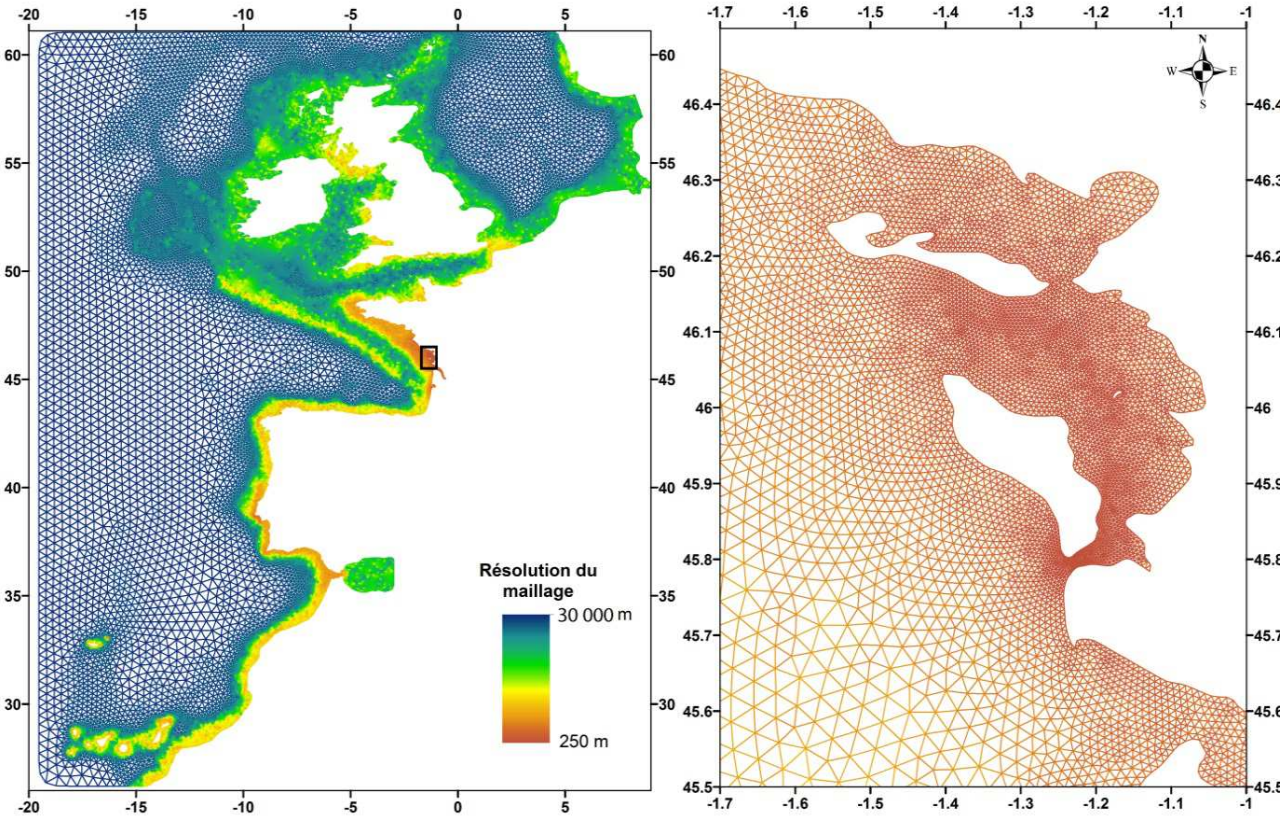


Figure 2.3: Maillage ATNE comprenant l'Atlantique Nord-Est, avec une résolution variant de 30 km au large à 250 m dans les Pertuis Charentais.

2.2.4.2 Le maillage intermédiaire des Pertuis Charentais

Le maillage intermédiaire des Pertuis Charentais (Tableau 2.1 ; Figure 2.4), nommé ci-après « maillage Pertuis » a été réalisé dans le cadre de ces travaux de thèse. C'est un maillage en système de coordonnées projetées locales, le Lambert 93. Composé d'environ 136 000 nœuds et 258 000 éléments, sa frontière ouverte forme un arc limité au nord aux environs de Saint-Gilles Croix de Vie (y=6650000 m soit 46.7°N) et au sud jusqu'au Cap-Ferret (y=6400000 m soit 44.7°N). A l'ouest, la limite du domaine s'arrête à x=210000 soit 3.7°W. Dans les Pertuis-Charentais sa résolution est maximale en atteignant 20 m au niveau des zones de déferlement des vagues pour y représenter les forces induites par les vagues. Sa résolution minimale au niveau de sa frontière ouest est de 7 km. Ses frontières terrestres correspondent également au trait de côte. Le maillage Pertuis sera utilisé dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

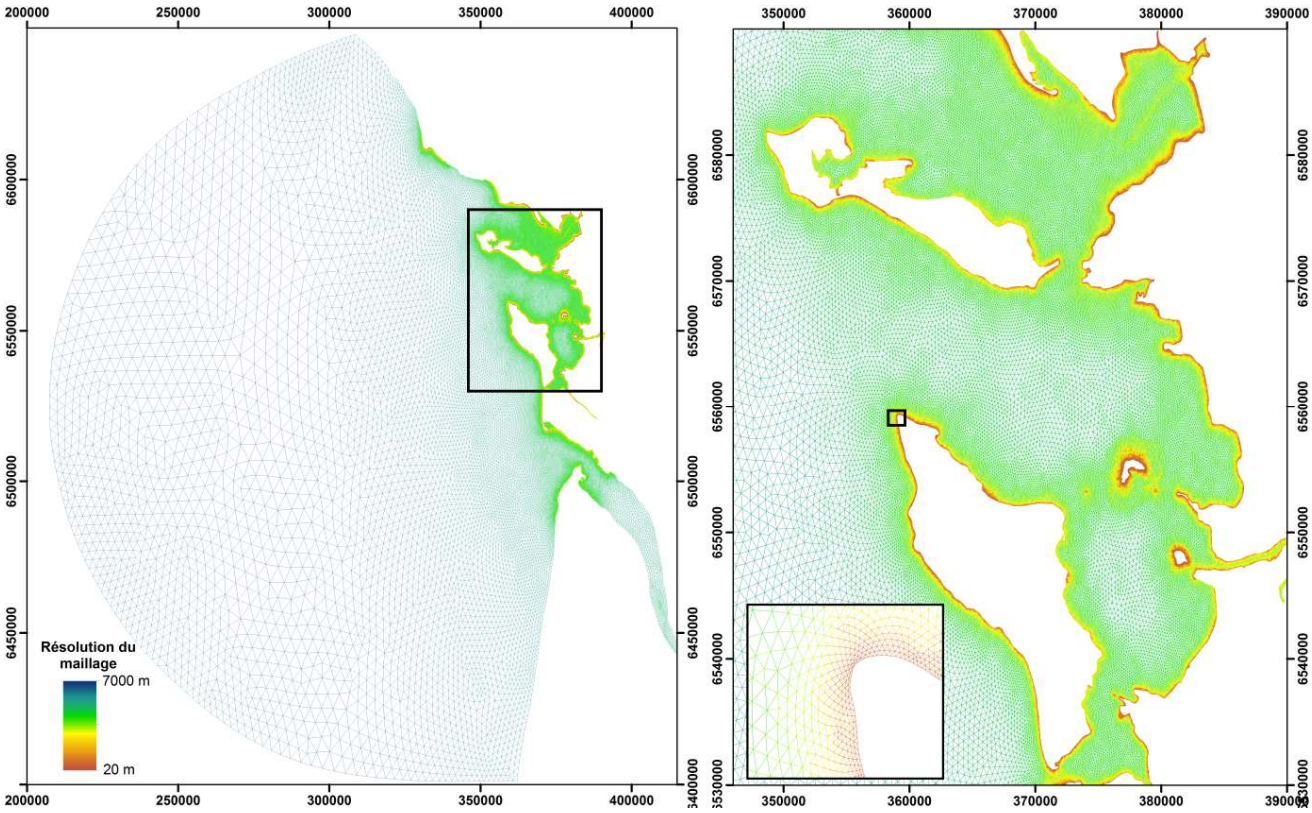


Figure 2.4: Maillage Pertuis comprenant le plateau continental bordant les Pertuis Charentais, avec une résolution variant de 7 km au large à 20 m dans les Pertuis Charentais.

2.2.4.3 Le maillage local de l'estuaire de la Charente

Le maillage local de l'estuaire de la Charente (Tableau 2.1 ; Figure 2.5), nommé ci-après « maillage Charente » a également été réalisé dans le cadre de ces travaux de thèse. C'est un maillage en système de coordonnées projetées locales, le Lambert 93. Composé d'environ 560 000 nœuds et 1 120 000 éléments, ses frontières solides ne sont pas limitées au trait de côte ou aux berges de l'estuaire mais s'étendent également sur terre afin de simuler des submersions. Sa frontière océanique se limite à l'ouest à environ x= 380000 m soit -1.18°E. Sa frontière fluviale se situe à x=415000 m soit 1.67°W. L'ensemble du domaine est situé à une latitude avoisinant les 45.9°N (y=6 545 000 m). Sa résolution maximale atteint 3 m au niveau des défenses de côtes ou de tout autre obstacle à l'écoulement de faible largeur. Sa résolution maximale est de 200 m au niveau de sa frontière océanique ainsi que dans certaines zones terrestres caractérisées par de faibles pentes. La forme particulière de son domaine est liée à la méthode de délimitation terrestre utilisée suivant une isoligne topographique d'altitude 7.5 m NGF. Les conditions de création de maillage Charente utilisées en chapitre 4 seront détaillées dans celui-ci.

2.2.5 Discrétisation spectrale du modèle de vague

L'espace spectral est discrétisé de 2 façons selon le maillage utilisé en fonction de leur utilisation. La large extension géographique du maillage ATNE permet de modéliser la génération des vagues dans ce domaine. Ainsi, l'espace directionnel est discrétisé en 24 directions distribuées régulièrement entre 0 et 360°. La discrétisation fréquentielle est réalisée selon 36 fréquences distribuées de façon exponentielle entre 0.04 Hz et 1 Hz. Le maillage Pertuis a une extension géographique trop limitée pour que les vagues caractéristiques d'une tempête puissent se générer correctement dans son domaine. Ce domaine est alors forcé en sa frontière océanique par des séries temporelles de spectres de vagues provenant d'une modélisation régionale de l'Atlantique Nord-Est réalisée par Bertin et al. (2013). L'espace spectral y est alors discrétisé selon 24 directions distribuées régulièrement entre 0 et 360° et selon 24 fréquences distribuées de façon exponentielle entre 0.04 Hz et 0.4Hz. Le maillage Charente ne sera pas utilisé pour modéliser les vagues, leur impact étant mineur au sein d'un estuaire.

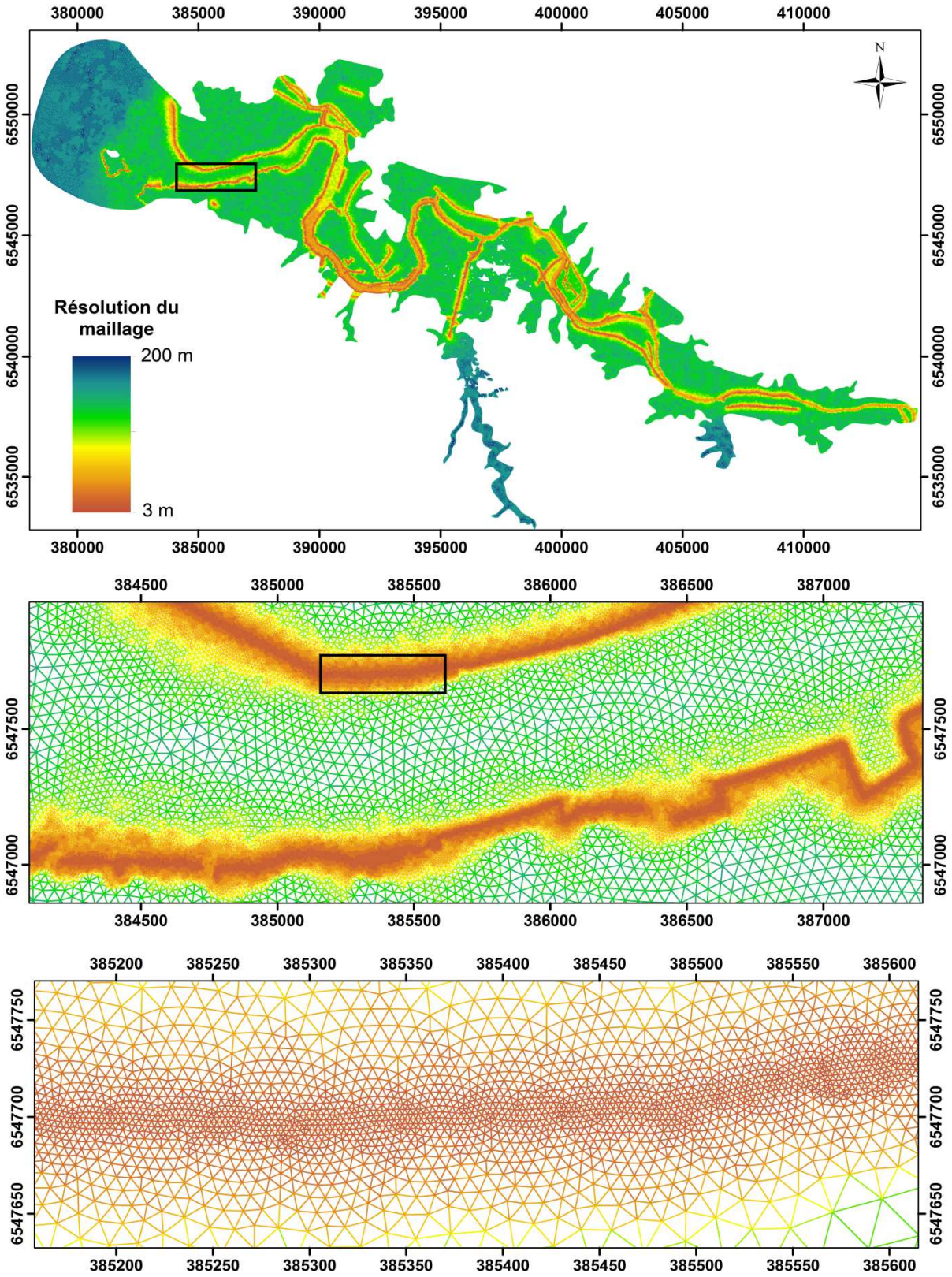


Figure 2.5: Maillage Charente, de l'estuaire de la Charente et des zones potentiellement inondables le bordant. La résolution de ce maillage varie de 200 m à 3 m sur les protections côtières.

2.2.6 Les forçages

Les forçages appliqués au système de modélisation varient en fonction du maillage utilisé et de l'objectif de la modélisation. Devant la diversité des forçages utilisés (marées, hauteurs d'eau, courants, vagues, vents, pressions atmosphériques) ceux-ci seront présentés successivement dans les prochains chapitres, au moment de leur utilisation.

2.3 Les données utilisées

2.3.1 Mesures de hauteur d'eau et prédiction de marée

La validation du modèle, en termes de hauteurs d'eau, est effectuée par comparaison avec des mesures de hauteur d'eau réalisées dans plusieurs ports des Pertuis Charentais. Le portail Refmar[8] permet l'accès aux mesures marégraphiques de l'ensemble des côtes françaises. Dans les chapitres suivants de ce manuscrit, les données utilisées ont été celles des marégraphes de La Rochelle-La Pallice, de l'Ile d'Aix, de Rochefort et du Verdon à l'embouchure de la Gironde.

Afin de pouvoir estimer les surcotes observées et modélisées, la marée astronomique doit être connue au niveau des stations de mesures marégraphiques. Une méthode très largement utilisée pour réaliser des prédictions de marée est l'analyse harmonique. Elle permet à partir de mesures de niveau de la mer (mesures marégraphiques horaires par exemple) de décomposer le signal de marée en composantes élémentaires. Les amplitudes et phases de ces composantes harmoniques ne dépendent que du lieu d'observation. Le code MATLAB T_tide (Pawlowicz et al., 2002) basé sur le programme original de Foreman (1977) a été utilisé afin de réaliser les prédictions de marée utilisées dans ces travaux. Ce code permet de réaliser des analyses harmoniques puis de calculer des prédictions de marée en fonction des résultats de cette analyse.

2.3.2 Le MNT Terre mer

Bathymétrie et topographie sont des données critiques aussi bien pour des études utilisant la modélisation hydrodynamique (Chapitre 3, 4 et 6) que pour la modélisation statique (Chapitre 5). Dans le cas de la modélisation numérique des

[8]www.refmar.shom.fr

surcotes, la bathymétrie des zones peu profondes est d'une importance décisive dans la bonne reproduction de ce phénomène comme nous le verrons dans le prochain chapitre. Dans le cas de la modélisation de la submersion marine une donnée topographique de très haute résolution spatiale est également nécessaire. En effet, si une digue de quelques mètres de largeur empêche l'inondation d'une vaste zone en arrière, il faut que la grille de calcul utilisée dans le modèle représente correctement cet ouvrage afin qu'il bloque également l'eau dans les simulations. Par conséquent, une partie de ces travaux de thèse a été dédiée à la réalisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) Terre-Mer, c'est-à-dire contenant la bathymétrie côté mer et la topographie côté terre, toutes deux intégrées dans un même référentiel.

2.3.2.1 Les données topographiques LiDAR

Le LiDAR (*Light Detection and Ranging*) aéroporté est une méthode permettant d'acquérir des données topographiques de très haute résolution. Le principe repose sur l'utilisation d'un rayon laser émis depuis l'avion et se réfléchissant sur les terres (Figure 2.6). Le temps d'aller-retour de ce rayon permet de calculer la distance entre l'avion et le sol. Une centrale d'attitude installée dans l'avion et des DGPS au sol permettent ensuite de déterminer avec précision la position des points de mesure au sol donnant alors lieu à un semi de points extrêmement dense (plusieurs dizaines de points par m^2) et parfaitement géoréférencé.

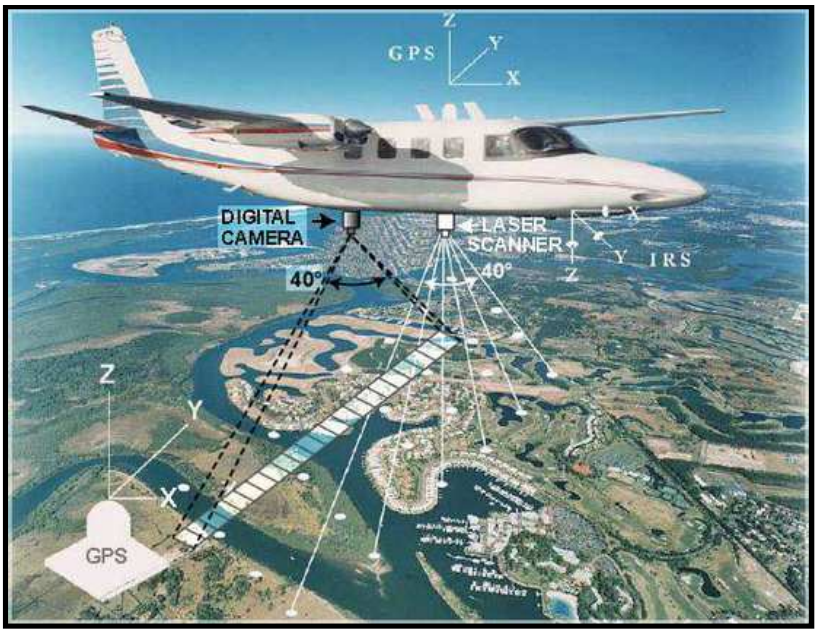


Figure 2.6: Représentation schématique du dispositif d'acquisition LiDAR. Source : Terra Imaging.

Le programme national Litto3D de l'Institut Géographique National (IGN) et du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) vise à la production d'un MNT terre-mer continu sur la frange littorale métropolitaine. Les données topographiques LiDAR utilisées dans ces travaux sont issues de la partie terrestre[9] de ce programme, assurée par l'IGN pour les départements de la Charente-Maritime et de la Vendée. La couverture minimale va côté terre de l'altitude 10 m NGF au minimum à 2 km à l'intérieur des terres et côté mer jusqu'à la zone intertidale (aux environ de l'isobathe 0 m NGF). L'IGN assure le post-traitement des semis de points géoréférencés consistant à éliminer les points aberrants et à isoler les points représentant le « sol » des points représentant les diverses structures et objets présents sur le sol (arbres, bâtiments, etc…). Une fois ces traitements réalisés, l'IGN fourni des dalles carrées d'un km² composées d'une valeur d'altitude par m², c'est-à-dire comprenant un million de valeurs d'altitude du sol par dalle.

Figure 2.7: Représentation de la couverture des 5000 dalles LiDAR fournies par l'IGN pour la zone Sud-Vendée et Charente-Maritime.

Ce sont environ 5000 dalles de ce type (Figure 2.7) qui ont été utilisées afin de réaliser la partie terrestre du MNT terre-mer de la partie centrale du Golfe de Gascogne. Elles ont été assemblées les unes aux autres grâce au processus de

[9] Le volet maritime du Litto3D n'ayant pas encore été réalisé.

« mosaïque » (Figure 2.8) du logiciel de Système d'Information Géographique ArcGIS, automatisé dans un programme codé en langage Python. Le produit final est le MNT LiDAR : un fichier unique raster représentant la topographie de l'ensemble de la zone couverte par les dalles, avec des résolutions horizontales d'un mètre et une précision verticale de l'ordre de 0.15 m respectivement. Cette résolution est suffisante pour représenter les digues et autres obstacles à l'écoulement en cas de submersion marine.

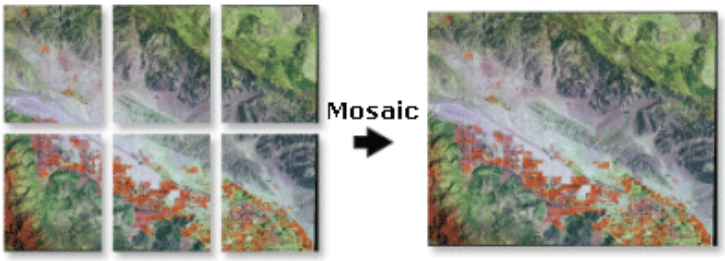


Figure 2.8: Schématisation du processus de « mosaïque » du logiciel ArcGIS. Source : ArcGIS online.

2.3.2.2 Les données bathymétriques

Les données bathymétriques utilisées dans ces travaux sont des combinaisons de données provenant de différentes sources[10]. Ces bathymétries couvrent l'ensemble de l'océan Atlantique Nord-Est avec une résolution horizontale de l'ordre de 10 km, puis la zone des Pertuis Charentais avec une résolution horizontale moyenne de l'ordre de 100 m, limitée vers la terre aux environ de l'isobathe -5 m NGF. La topographie LiDAR est limitée côté mer vers le milieu de la zone intertidale, c'est-à-dire approximativement vers 0 m NGF.

[10] GEBCO, SHOM, Port de La Rochelle, DDTM, CG17 et IFREMER.

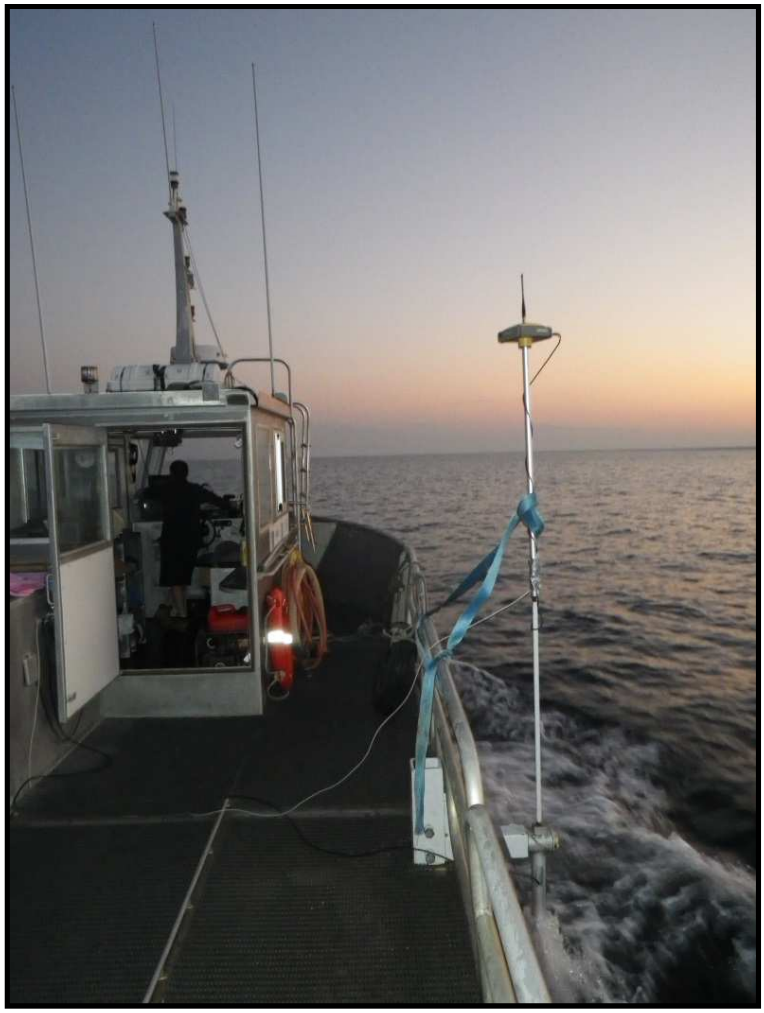


Figure 2.9: Dispositif d'acquisition bathymétrique avec le sondeur dans l'eau en bas de la perche et le GPS en haut de la perche.

Il existe donc une zone de faibles profondeurs non couverte entre la bathymétrie des Pertuis et la topographie du LiDAR. Afin d'obtenir un MNT terre-mer continu, des levés bathymétriques complémentaires ont donc été réalisées dans le cadre de cette thèse. Au-delà de l'objectif de réaliser la jonction entre la bathymétrie des Pertuis et la topographie LiDAR, il s'agissait aussi d'obtenir une bathymétrie à une date proche de la tempête Xynthia, d'une zone très mobile ayant un fort impact sur l'hydrodynamisme dans la baie de Marennes-Oléron : le Pertuis de Maumusson (Figures 2.9, 2.10 et 2.11). Les acquisitions ont été réalisées avec un sondeur mono faisceau (Tritech PA500/6S) associé à un GPS RTK (Topcon FS200) permettant le positionnement précis (Figure 2.9). Une fois les données acquises par le sondeur post-traitées, des semis de points référencés spatialement et verticalement sont obtenus (Figure 2.10) et permettent par interpolation, la création de MNT bathymétrique (Figure 2.11).

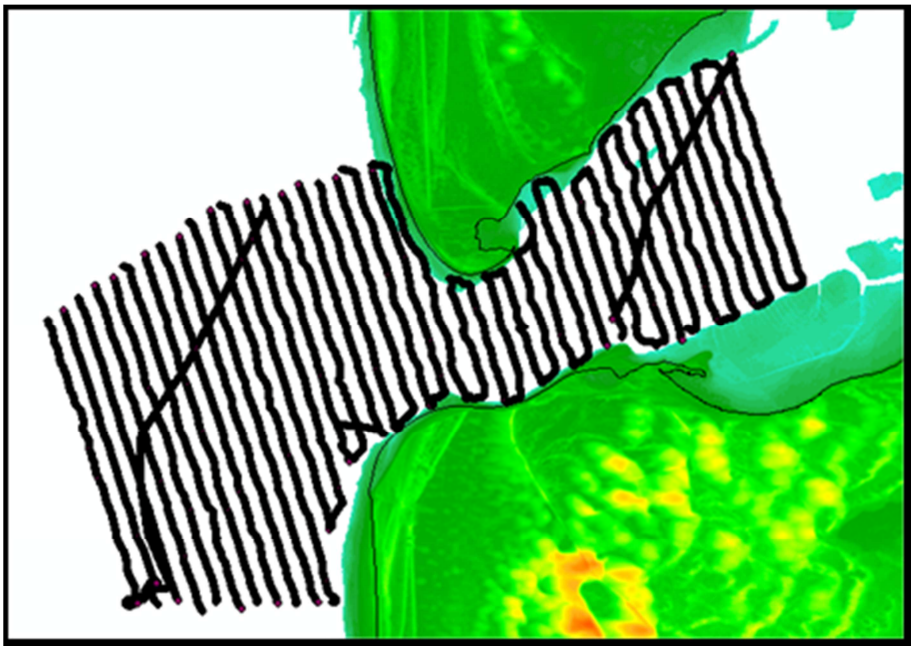


Figure 2.10: Semi de points suite à une campagne d'acquisition bathymétrique dans le Pertuis de Maumusson entre l'Ile d'Oléron et la côte sauvage.

En combinant l'ensemble des données incluant les bathymétries existantes et acquises, la topographie LiDAR, un MNT Terre-Mer de la partie centrale du Golfe de Gascogne a été obtenu. Ce MNT a servi de base dans les divers travaux présentés dans les prochains chapitres. Les fonds de cartes topographiques et bathymétriques présentés en Figures 1.17 et 1.21 du Chapitre 1, mais aussi dans diverses cartes présentées dans les prochains chapitres sont issus de ce MNT Terre-Mer.

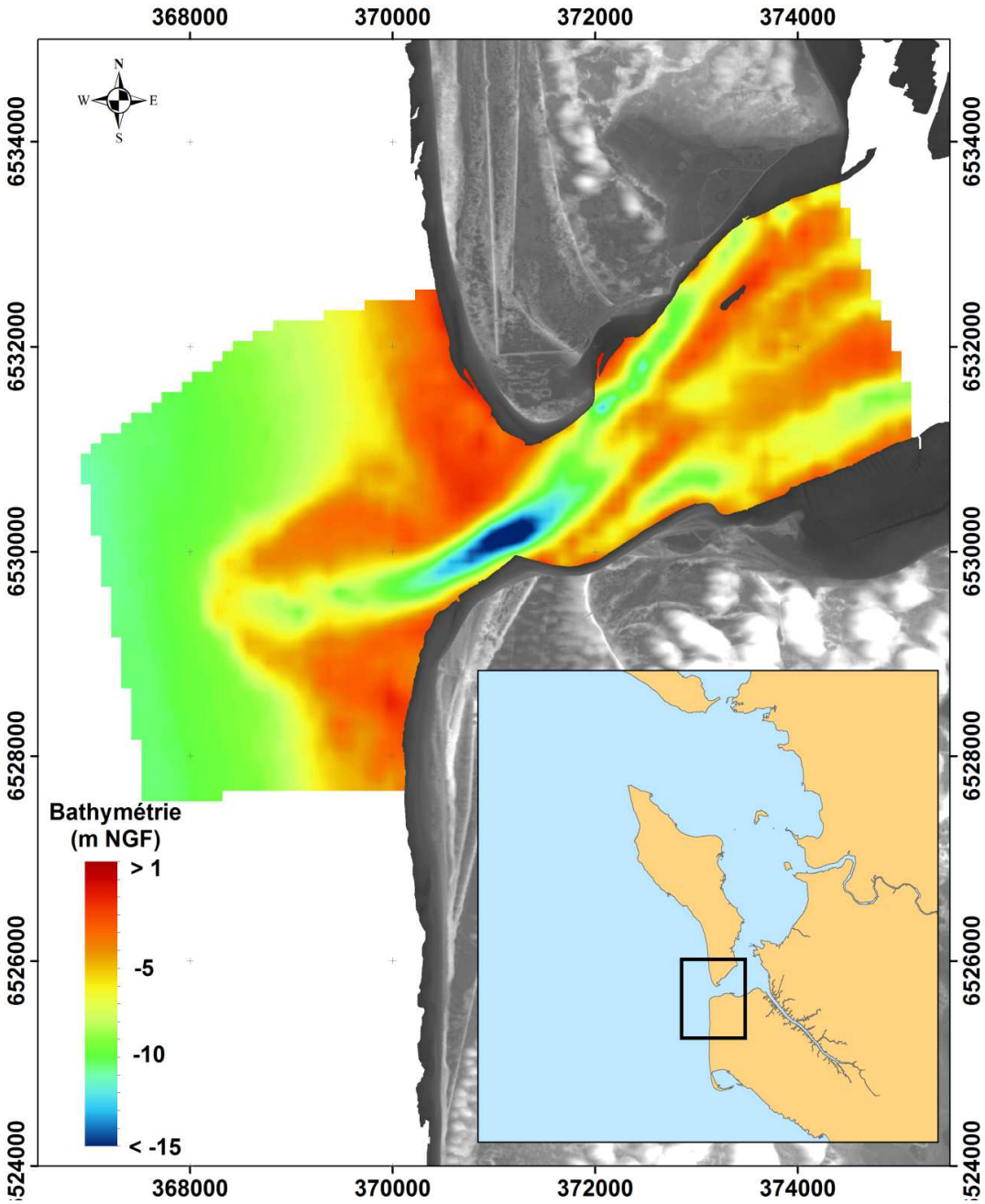


Figure 2.11: MNT bathymétrique du Pertuis de Maumusson résultant de l'interpolation du semi point présenté en Figure 2.10.

Résumé du Chapitre 2

Ce chapitre donne un bref aperçu du système de modélisation SELFE-WWM-II utilisé dans ces travaux de thèse dans le but d'analyser les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne. L'algorithme d'inondation utilisé dans le modèle de circulation est parfaitement adapté et a déjà montré son efficacité à l'égard de ces problématiques de modélisation de la submersion marine. De plus, SELFE-WWM-II permet l'utilisation d'une paramétrisation de la contrainte de surface dépendante des vagues qui peut s'avérer dans certain cas importante pour une bonne reproduction des surcotes dans cette région.

Les trois maillages utilisés sont présentés dans ce chapitre et montrent la diversité des échelles géographiques (régionale, intermédiaire et locale), des résolutions (de plusieurs dizaines de kilomètres à quelques mètres) et des milieux (océanique, côtiers, estuarien, et même terrestre dans une optique de modélisation de l'inondation) des domaines modélisés par ce système. Les données (hauteurs d'eau mesurées, prédictions de marée, données bathymétriques et topographiques) utilisées pour mener à bien ces modélisations sont également présentées dans ce Chapitre. Ainsi, la création du MNT Terre-Mer combinant des données topographiques LiDAR à haute résolution avec des données bathymétriques existantes, et complémentaires, acquises dans le cadre de cette thèse, est détaillée.

Chapitre 3

Analyse des mécanismes principaux contrôlant les surcotes

3.1 Introduction

Dans ce chapitre sont analysés les paramètres physiques contrôlant les surcotes. Trois causes principales en sont responsables: le vent par sa contrainte exercée sur la surface de l'océan, la pression atmosphérique par l'effet de baromètre inverse, et les vagues par le setup le long du rivage provoqué par les gradients de tension de radiation induits par la dissipation. En physique, l'approximation de Saint-Venant permet de réduire à deux dimensions horizontales l'étude de l'écoulement d'un fluide en réalité tridimensionnel. Cette approximation résulte d'une simplification en deux dimensions des équations de Navier-Stokes reposant sur trois hypothèses :

1) le fluide est considéré comme incompressible ;

2) le fluide est à l'équilibre hydrostatique ;

3) le fluide a une densité homogène, il n'y a donc pas de stratification.

Les hypothèses liées aux équations de Saint-Venant sont par exemple valides pour des écoulements en faible profondeur et peu stratifiés. Les phénomènes étudiés doivent alors avoir une longueur caractéristique verticale nettement inférieure à leur longueur caractéristique horizontale. Ainsi, la longueur d'onde de l'onde que l'on souhaite modéliser doit être nettement supérieure à la profondeur du domaine. Par conséquent, les vagues ne peuvent généralement pas être représentées dans le modèle de Saint-Venant puisqu'il s'agit d'ondes courtes pour lesquelles l'hypothèse hydrostatique n'est pas valable. Les applications des équations de Saint Venant sont diverses. Elles peuvent par exemple être utilisées dans le domaine de l'océanographie pour le calcul de la propagation des marées dans les océans ou encore des ondes de tempête.

Trois équations composent ce système : l'équation de conservation de la masse et les deux équations de la conservation de la quantité de mouvement. Une fois que les termes sources permettant de calculer les surcotes ont été intégrés dans ces équations, on retrouve les mêmes termes que ceux présents dans les équations qui sont résolues dans les modèles numériques de circulation hydrodynamique, comme le modèle SELFE qui a été présenté en Chapitre 2.

3.2 Les équations de Saint-Venant

L'équation de conservation de la masse (3.1) et les équations de la conservation de la quantité de mouvement (3.2 et 3.3) en deux dimensions horizontales dans un repère cartésien sont:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t}+\frac{\partial UH}{\partial x}+\frac{\partial VH}{\partial y}=0 \qquad (3.1)$$

$$\underbrace{\frac{\partial U}{\partial t}}_{Acc.}+\underbrace{U\frac{\partial U}{\partial x}+V\frac{\partial U}{\partial y}}_{Advection}-\underbrace{fV}_{Coriolis}=\underbrace{-g\frac{\partial \xi}{\partial x}}_{GPB}-\underbrace{\frac{1}{\rho_w}\frac{\partial P_{atm}}{\partial x}}_{GPA}+\underbrace{\frac{\tau_{sx}}{\rho_w(h+\xi)}}_{CS}-\underbrace{\frac{\tau_{bx}}{\rho_w(h+\xi)}}_{CF}-\underbrace{\frac{1}{\rho_w(h+\xi)}\left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial S_{yx}}{\partial y}\right)}_{GTRV} \qquad (3.2)$$

$$\underbrace{\frac{\partial V}{\partial t}}_{Acc.}+\underbrace{V\frac{\partial V}{\partial y}+U\frac{\partial V}{\partial x}}_{Advection}+\underbrace{fU}_{Coriolis}=\underbrace{-g\frac{\partial \xi}{\partial y}}_{GPB}-\underbrace{\frac{1}{\rho_w}\frac{\partial P_{atm}}{\partial y}}_{GPA}+\underbrace{\frac{\tau_{sy}}{\rho_w(h+\xi)}}_{CS}-\underbrace{\frac{\tau_{by}}{\rho_w(h+\xi)}}_{CF}-\underbrace{\frac{1}{\rho_w(h+\xi)}\left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial y}+\frac{\partial S_{xy}}{\partial x}\right)}_{GTRV} \qquad (3.3)$$

Les différentes variables présentes dans ce système sont détaillées dans le Chapitre 2. Les termes d'accélération, d'advection, de Coriolis, du gradient de pression barotrope (GBP), du gradient de pression atmosphérique (GPA), de la contrainte de surface (CS), de la contrainte au fond (CF), et du gradient de tension de radiation des vagues (GTRV), vont maintenant être présentés.

3.2.1 L'accélération et l'advection

L'accélération correspond aux variations locales de la vitesse en fonction du temps. L'advection horizontale représente le transport de la quantité de mouvement par un champ de vitesses non uniforme. Les gradients de vitesses sont généralement élevés dans les zones caractérisées par de fortes variations bathymétriques et/ou un trait de côte complexe; c'est dans ces mêmes zones que la contribution de ce terme sera élevée.

3.2.2 Le gradient de pression barotrope

La pente du plan d'eau génère des forces dirigées de l'élévation de la surface libre la plus élevée vers la plus faible. Lorsqu'une surcote s'amplifie à l'approche des côtes, la surface libre est plus élevée à la côte qu'au large : la force du gradient de

pression barotrope est alors dirigée vers le large jusqu'à ce qu'un équilibre s'établisse avec les forçages atmosphériques dirigés vers la côte.

3.2.3 Le gradient de pression atmosphérique

Lors du passage d'une tempête sur l'océan, la baisse de la pression atmosphérique entraîne une réduction du poids de la colonne d'air sur l'eau et donc une élévation du plan d'eau. Ainsi, la surface de la mer prend la forme d'un « dôme » sous la tempête. L'effet de la pression atmosphérique peut être approximé par la règle du baromètre inverse. La pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer est de 1013 hPa. Au-dessus de cette valeur, la pression provoque une diminution locale de la hauteur de la surface de la mer. A l'inverse, en dessous de 1013 hPa, la pression provoque une augmentation locale de la hauteur de la surface de la mer. On estime à environ 1 cm l'élévation de l'eau pour chaque hectopascal de chute de pression en eaux profondes (Doodson, 1924). A titre d'exemple, la pression atmosphérique lors du typhon Haiyan, présenté en Chapitre 1, a chuté à la valeur exceptionnelle de 858 hPa, induisant alors une surcote barométrique d'1.55 m. Lors de la tempête Xynthia, la pression atmosphérique enregistrée était de 970 hPa, ce qui correspond une surcote barométrique de 0,43 m.

3.2.4 Les contraintes de surface

Les vents qui accompagnent une tempête ou un cyclone agissent par friction sur la surface de la mer et génèrent un écoulement et une accumulation d'eau au niveau des littoraux exposés à ces vents. Dans le Chapitre 1 de ce manuscrit, nous avons vu que les zones littorales sujettes à de très fortes surcotes étaient toujours bordées par de larges zones peu profondes. L'effet du vent est inversement proportionnel à la hauteur d'eau totale $(h+\xi)$. La contrainte de surface τ_s peut être définie comme le produit de la masse volumique de l'air ρ_a, par un coefficient de traînée C_d (coefficient adimensionnel de traînée) et la vitesse du vent à 10 mètres au-dessus du niveau de la mer (u_{10}) élevée au carré :

$$\tau_s = \rho_a \cdot Cd \cdot u_{10}{}^2 \qquad (3.4)$$

ou encore :

$$\tau_s = \rho_a \cdot u_*{}^2 \qquad (3.5)$$

Où u_* est la vitesse de frottement de l'air. Dans les différentes approches rencontrées dans la littérature, C_d et u_* peuvent être soit dépendants uniquement du vent (Garratt, 1977; Pond et Pickard, 1998; Smith et Banke, 1975), soit dépendants du vent et de l'état de mer (Bidlot et al., 2007; Takagaki et al., 2012), c'est-à-dire des propriétés des vagues (hauteur, période, etc...).

La vitesse du vent au-dessus d'une surface rugueuse, ici l'eau de mer, augmente avec l'altitude suivant un profil logarithmique. Plus ce profil aura une forme écrasée, c'est-à-dire plus la diminution de la vitesse du vent sera brutale à l'approche de la surface de l'eau (témoignant alors d'un plan d'eau très « rugueux »), plus la vitesse de friction sera importante. Ce profil logarithmique est décrit par l'équation:

$$\frac{U(z)}{u_*} = \left(\ln \frac{z}{z_0}\right) / \kappa \qquad (3.6)$$

Avec :

$U(z)$: la vitesse du vent à une altitude z, en m.s^{-1}

z_0 : la longueur de rugosité en m

z : l'altitude au-dessus de la surface de l'eau en m

κ : la constante de Von Karman (=0.4)

La longueur de rugosité z_0 est équivalente à l'épaisseur de la couche turbulente à l'intérieur de laquelle la vitesse moyenne du vent est nulle. On la nomme ainsi en raison de son lien à la hauteur des éléments de rugosité du terrain, bien qu'en réalité ce ne soit pas une longueur physique mais plutôt une échelle de longueur représentant la rugosité de la surface.

3.2.4.1 Estimation de la contrainte de surface uniquement dépendante du vent

De nombreux auteurs ont publié différentes formulations de coefficient de traînée C_d uniquement dépendant de la vitesse du vent (C_d augmentant avec la vitesse du vent), obtenues par ajustement par moindres carrés de mesures de terrain ou de laboratoire. Il s'agit d'un concept empirique qui traduit l'augmentation de la rugosité de la surface de la mer avec l'augmentation de la vitesse du vent. Voici quelques exemples de formulations que l'on peut trouver dans la littérature :

La formulation de Smith et Banke (1975) :

$$C_d = \left(0.63 + 0{,}066 \cdot \left|U_{10}\right|\right) \cdot 10^{-3} \qquad (3.7)$$

Celle de Garratt (1977)

$$C_d = \left(0.75 + 0{,}067 \cdot \left|U_{10}\right|\right) \cdot 10^{-3} \qquad (3.8)$$

Pond et Pickard (1998)

$$C_d = \left(0.61 + 0{,}063 \cdot \left|U_{10}\right|\right) \cdot 10^{-3} \qquad (3.9)$$

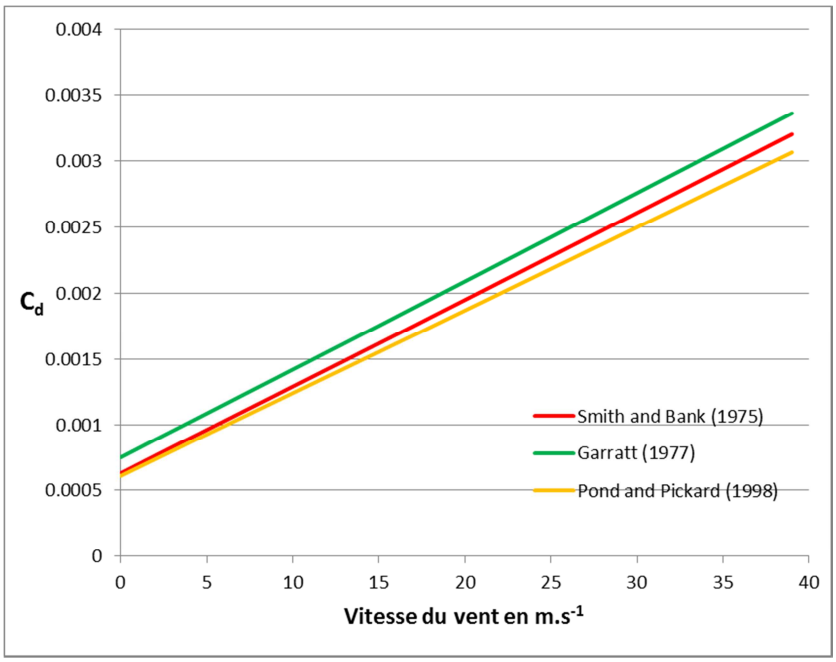


Figure 3.1: Coefficients de traînée (C_d) pour différentes formulations prenant en compte uniquement la vitesse du vent.

Quelle que soit la formulation de coefficient de traînée choisie, les valeurs restent relativement proches pour une même vitesse du vent (Figure 3.1). Une des limites de ces formulations est qu'elles ont été déterminées suite à des expériences terrain ou laboratoire avec des vitesses de vent ne dépassant pas les 25 à 30 m.s^{-1}, et n'ont donc pas pu être validées pour des vents très forts (supérieurs à 35 m.s^{-1}) que l'on peut observer lors de fortes tempêtes. Lorsque la vitesse du vent dépasse 35 m.s^{-1}, le coefficient de traînée n'augmenterait plus de façon linéaire. Dans ces conditions, le vent est tellement fort qu'il aurait pour effet de lisser la surface de l'eau par aplatissement de la crête des vagues, entraînant alors un plafonnement, voire une diminution du coefficient de traînée. Ce phénomène a été montré par Holthuijsen et al. (2012), Jarosz

et al. (2007), Powell et al. (2003) et souligne l'importance de prendre en compte l'état de mer dans le calcul de la contrainte de surface.

3.2.4.2 Estimation de la contrainte de surface dépendante du vent et de l'état de mer

L'état de mer peut avoir un impact sur la rugosité en surface. En effet pour une même hauteur des vagues, le plan d'eau sera d'autant plus rugueux que la longueur d'onde sera courte. Dans ce cas, les crêtes sont plus proches les unes des autres et la pente des vagues est plus prononcée[11]. De telles vagues de faible longueur d'onde témoignent de la proximité de leur zone de génération. Ainsi, on peut qualifier ces vagues comme étant des vagues « jeunes ». Cet effet et son impact sur les surcotes ont été démontrés par de nombreux auteurs (Bertin et al., 2012a; Brown et al., 2011; Mastenbroek et al., 1993; Moon, 2005).

La prise en compte l'état de mer dans la contrainte de surface peut être réalisée en utilisant un coefficient de trainée C_d dépendant des vagues. Un tel C_d peut être calculé par exemple grâce à l'estimation d'une longueur de rugosité z_0 dépendante des vagues (Olabarrieta et al., 2012), ou avec des relations comme celle de Charnock (1955). Ces formulations ne seront pas détaillées dans ce mémoire.

Il n'existe que très peu de formules empiriques de coefficient de traînée tenant compte de l'état de mer. Suite à des expériences en laboratoire et à de l'analyse de données de terrain, Takagaki et al. (2012) ont récemment publié une formule empirique d'un coefficient de traînée dépendant de la hauteur significative et de la période de pic des vagues :

$$C_d = \frac{0{,}16}{\left[\ln\left(2560 \cdot \gamma^2 \cdot g^3 \cdot Hs^{-4} \cdot Tp^6\right)\right]^2} \quad (3.10)$$

Avec :

$\gamma = 1{,}2 \cdot 10^{-3}$

Hs : la hauteur significative des vagues, en m;

Tp : la période de pic des vagues, en s;

[11] Pour une hauteur significative de vague donnée, la pente de cette vague est inversement proportionnelle au carré de sa période.

Lors de la tempête Xynthia, l'état de mer était caractérisé par des vagues très jeunes, induisant une forte contrainte de surface. Cet état de mer particulier a eu un impact important sur l'amplitude de la surcote (Bertin et al., 2012a). Tirant parti d'un calcul de contrainte de surface sophistiqué dans le modèle WWM-II, la vitesse de friction u_* a été utilisée par Bertin et al. (2012a), pour calculer une contrainte de surface dépendante de l'état de mer. Cette paramétrisation (Bidlot et al., 2007, ECMWF) particulièrement sensible à l'âge des vagues a permis de reproduire correctement la surcote générée par la tempête Xynthia dans les Pertuis Charentais, alors qu'une approche utilisant une contrainte uniquement dépendante du vent la sous-estime de l'ordre de 30 %.

3.2.5 La contrainte au fond

La rugosité du fond sur lequel s'exerce l'écoulement impose une contrainte. L'effet de cette contrainte est inversement proportionnel à la hauteur d'eau totale. La contrainte au fond τ_b est calculée comme étant le produit de la masse volumique de l'eau de mer ρ_w par le coefficient de traînée au fond C_d et la vitesse du courant moyennée sur la profondeur d'eau, élevée au carré u^2. Les différentes formulations du coefficient de traînée au fond dépendent généralement de la caractéristique du fond sur lequel se fait l'écoulement, comme la loi de Manning utilisée dans le modèle SELFE. D'autres lois plus sophistiquées existent, prenant en compte l'effet des vagues sur le frottement au fond à travers leurs vitesses orbitales. Cependant, il n'y pas de consensus sur l'avantage de l'utilisation de telles lois dans l'optique d'une modélisation de la surcote (Jones et Davies, 1998). Par conséquent, elles ne seront pas abordées dans cette thèse.

3.2.6 Le terme lié à l'effet de Coriolis

Les vents de surface entraînent un déplacement de la couche océanique de surface. Par effet de Coriolis, cette couche va être déviée vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Cette force est maximale aux pôles, nulle à l'équateur et proportionnelle à la vitesse de déplacement du fluide. Ekman (1905) a montré que l'écoulement décrivait une spirale sur la verticale jusqu'à une profondeur qui définit la « couche d'Ekman ». En intégrant cette spirale sur la couche d'Ekman, un transport à 90° vers la droite (ou vers la gauche selon l'hémisphère) est théoriquement obtenu : c'est le transport d'Ekman.

À la surface, l'écoulement est en théorie dirigé à 45° par rapport à la direction du vent, dans le sens des aiguilles d'une montre, dans l'hémisphère Nord. En réalité, il a été montré que cet angle est bien plus faible, de l'ordre de 20° (Holmedal et Myrhaug, 2013). Un tel écoulement de surface force une circulation dans la couche d'eau située juste en-dessous, avec un angle qui dépend du coefficient de viscosité verticale turbulente. Le même processus est répété pour chaque couche de la colonne d'eau avec une décroissance exponentielle des courants associés avec la profondeur. En considérant qu'un vent souffle uniformément, on obtient alors en eau profonde :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U\frac{\partial U}{\partial x} + V\frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g\frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w(h+\xi)} \qquad (3.11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V\frac{\partial V}{\partial y} + U\frac{\partial V}{\partial x} + fU = -g\frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w(h+\xi)} \qquad (3.12)$$

Puis, dans le cas d'un écoulement stationnaire, uniforme en espace, on arrive à un équilibre entre les termes de Coriolis et la contrainte de surface exercée par le vent :

$$-fV = \frac{\tau_{sy}}{\rho_w(h+\xi)} \quad \Leftrightarrow \quad V = -\frac{\tau_{sx}}{f \cdot \rho_w(h+\xi)} \qquad (3.13)$$

$$fU = \frac{\tau_{sy}}{\rho_w(h+\xi)} \quad \Leftrightarrow \quad U = \frac{\tau_{sy}}{f \cdot \rho_w(h+\xi)} \qquad (3.14)$$

$$avec \quad f = 2 \cdot \omega \cdot \sin(\varphi) \quad où \quad \omega = \frac{2 \cdot \pi}{86164} rad.s^{-1}$$

Où τ_{sx} et τ_{sy} représentent les composantes x et y de la contrainte du vent en surface, ρ_w représente la masse volumique de l'eau de mer, f le paramètre de Coriolis, ω représente la vitesse de rotation de la terre et φ la latitude.

Le transport d'eau net, appelé transport d'Ekman, est donc perpendiculaire à la direction du vent. À cause de la décroissance exponentielle des courants en s'éloignant de la surface, le transport d'Ekman est principalement restreint dans une couche superficielle appelée couche d'Ekman.

Le terme de Coriolis peut avoir une grande importance dans la modélisation des surcotes (Figure 3.2). Lors de l'Ouragan Ike en 2008 dans le Golfe du Mexique, les vents les plus violents avaient une direction sud-est à est (Figure 3.2a). Ainsi, par le mécanisme du transport d'Ekman, les masses d'eau sont déplacées à 90° vers la droite par rapport à la direction du vent, c'est-à-dire vers le nord. Pour les côtes se situant au nord du cyclone, on observe une différence importante de la surcote à la côte entre une

modélisation avec l'effet de Coriolis (Figure 3.2b) et une modélisation sans prendre en compte le terme lié à l'effet de Coriolis (Figure 3.2c).

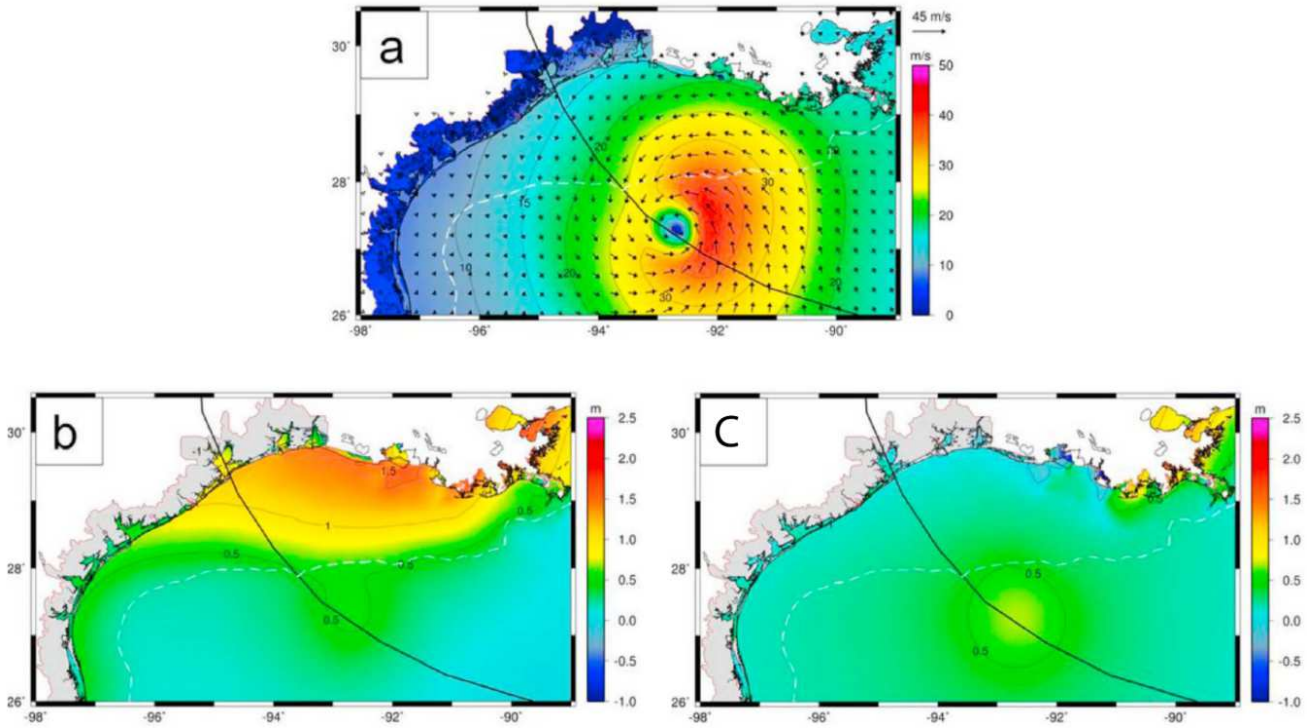


Figure 3.2: a) Vitesses et directions du vent pendant l'ouragan Ike (2008), dans le Golfe du Mexique ; b) surcote modélisée en prenant en compte le terme lié à la force de Coriolis, c) surcote modélisée, sans prise en compte du terme lié à la force de Coriolis (Kennedy et al., 2011).

3.2.7 Le gradient de tension de radiation des vagues

Les termes de gradient de tension de radiation des vagues sont également inversement proportionnels à la hauteur d'eau totale. Ce gradient est responsable du setup des vagues, lui-même responsable d'une part non négligeable de la surcote dans les zones de déferlement exposées lors d'une tempête (Dietrich et al., 2010). Développée par Longuet-Higgins et Stewart (1964), l'expression des tensions de radiation en deux dimensions horizontales pour une houle monochromatique est :

$$S_{xx} = E\left(\frac{C_g}{C_p}(\cos^2\theta + 1) - \frac{1}{2}\right) \qquad (3.15)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = E\frac{C_g}{C_p}\sin\theta\cos\theta \qquad (3.16)$$

$$S_{yy} = E\left(\frac{C_g}{C_p}(\sin^2\theta + 1) - \frac{1}{2}\right) \qquad (3.17)$$

Avec E étant l'énergie des vagues calculée selon $E = \frac{1}{8}\rho\frac{H_s^2}{2}$, C_p et C_g étant respectivement les vitesses de phase et de groupe et θ la direction de propagation des vagues. La diminution brutale de la hauteur des vagues lors de son déferlement bathymétrique provoque un gradient de ces tensions de radiation. L'approche en 2 dimensions horizontales aboutit cependant à une sous-estimation du setup car la turbulence générée par les vagues et la contrainte liée aux courants de retour générés par le déferlement ne sont pas représentées.

3.2.8 Les autres paramètres influant sur les surcotes

3.2.8.1 La taille, la vitesse de propagation et la trajectoire de la tempête

Selon Rego et Li (2009), à vitesse de vent égale, plus un ouragan est grand[12] plus la surcote générée par celui-ci est grande. Ces mêmes auteurs ont également démontré que plus un ouragan se déplace à une vitesse importante, plus la surcote à la côte est élevée. La trajectoire suivie par la tempête et la direction des vents générés ont aussi une influence sur les surcotes. En effet, la trajectoire de la tempête peut influencer la largeur du fetch (et donc l'état de mer) et ainsi modifier la contrainte de surface ; mais elle conditionne surtout la direction du vent et donc la direction du transport d'Ekman.

3.2.8.2 La bathymétrie

Il existe de multiples interactions entre la bathymétrie et la hauteur des surcotes. Comme nous venons de le voir, la surcote anémométrique, par exemple, est très fortement contrôlée par la hauteur d'eau de la zone sur laquelle souffle le vent. Ainsi, selon Flather (2001), Rego et Li (2009), Resio et Westerink (2008), les côtes bordées par de larges plateaux continentaux ou de vastes étendues de faibles profondeurs sont plus sujettes à des surcotes de grandes amplitudes que des côtes bordées par des grandes profondeurs. La surcote liée aux vagues (le setup) est elle aussi influencée par la bathymétrie, mais de façon inverse. Pour une même hauteur de vague au large, plus la pente du fond est importante, plus le setup généré par le déferlement sera important.

[12] La taille d'un ouragan est mesurée selon le rayon des vents maxima.

3.2.8.3 La géomorphologie de la côte

Selon Flather (2001), les côtes caractérisées par une géomorphologie plutôt concave concentrent la surcote provenant du large sur une zone plus petite, ce qui entraine alors des niveaux d'eau plus élevés. A l'inverse, une géomorphologie côtière plutôt convexe a tendance à ne pas amplifier la surcote provenant du large, voire à la diminuer, par écoulement latéral de la masse d'eau incidente.

3.2.8.4 Les phénomènes non-linéaires

- Les interactions marée-surcote

Il existe également des interactions entre la marée astronomique et les surcotes. Ces phénomènes ont été étudiés par de nombreux auteurs et sont souvent basés soit sur des approches statistiques de la distribution des surcotes, soit sur de la modélisation numérique des surcotes (Antony et Unnikrishnan, 2013; Horsburgh et Wilson, 2007; Idier et al., 2012; Prandle et Wolf, 1978; Tang et al., 1996, entre autres). Ces études ont montré que, dans des environnements peu profonds caractérisés par des régimes de marée macro tidaux, les interactions marée/surcote étaient :

- liées aux variations de hauteur d'eau induites par la marée astronomique (les pics de surcotes se produisant préférentiellement dans les 1ère heures du flot) ;
- d'autant plus fortes dans des zones à fort marnage et lors d'évènements météorologiques générant des surcotes de grande amplitudes ;
- dépendantes également des courants tidaux (les pics de surcotes se produisant préférentiellement au moment où les courants du flot sont maximums).

Ces interactions s'expliquent par la présence des deux paramètres, hauteur d'eau et vitesse des courants, dans certains termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement.

- Les phénomènes liés à la résonnance des ondes

Il existe également des phénomènes non linéaires liés à la résonnance des ondes. La résonnance de Proudman (1953), la résonance de bassin, responsable du phénomène de « seiche », ou encore la résonnance de plateau continental, peuvent générer des oscillations du niveau marin, dépendantes de la vitesse de la propagation de la surcote, de la dépression l'ayant induite et de la hauteur d'eau sur laquelle l'onde se déplace. Ces phénomènes complexes ne seront pas détaillés dans ce manuscrit.

3.3 Contribution relative des termes des équations de quantité de mouvement dans la surcote

Les différents termes et variables des équations de la conservation de la quantité de mouvement ayant été présentés, leur implication dans les surcotes va être analysée dans la suite de ce chapitre. Cette analyse repose sur les calculs de ces termes pendant deux tempêtes ayant frappé le littoral Atlantique français : Martin (27 décembre 1999) et Xynthia (28 février 2010). Afin de réaliser ces calculs, ces deux tempêtes ont été modélisées avec le modèle de circulation hydrodynamique SELFE, en 2DH (Chapitre 2). Le forçage atmosphérique employé utilise les données de la réanalyse atmosphérique NCEP CFSR V2 (Saha et al., 2010). Les grilles de calcul ATNE et Pertuis présentées en Chapitre 2 ont été utilisées. La grille Pertuis possède une résolution spatiale à la côte permettant de représenter les zones de déferlement des vagues et les gradients de tension de radiation. Ces simulations ont été réalisées sans marée, l'objectif n'étant pas de reproduire parfaitement les hauteurs d'eau totales mais d'analyser l'importance relative des différents paramètres physiques des équations de la conservation de quantité de mouvement dans les surcotes provoquées par ces deux tempêtes. Ce choix implique que les interactions marée-surcote ne sont pas étudiées dans ce chapitre. Ce travail a pour objectif d'analyser les ordres de grandeurs des différents termes et de déterminer l'importance relative de ceux-ci en fonction des caractéristiques météorologiques de chacune des deux tempêtes et des trois domaines bathymétriques principaux : la plaine abyssale, le plateau continental et l'avant-côte (ou domaine estuarien) des Pertuis Charentais.

Les vitesses et directions du vent et la pression atmosphérique, issues de la réanalyse atmosphérique NCEP CFSR ainsi que les vitesses et directions du courant et l'élévation de la surface libre résultant des modélisations ont été utilisées pour calculer les différents termes. Afin de calculer des gradients sur le maillage non structuré, une routine utilisant une méthode d'élément finis à fonctions de formes linéaires a été utilisée (Bertin, com. pers.). Les termes d'advection, d'accélération, de Coriolis, du gradient de pression barotrope et du gradient de pression atmosphérique ont été calculés directement tels qu'ils viennent d'être présentés. Le terme représentant la contrainte de surface a été calculé suivant la loi quadratique uniquement dépendante du vent, avec un coefficient de traînée (C_d) issu de la formulation de Pond et Pickard (1998). Le terme représentant la contrainte au fond a été calculé suivant une loi quadratique uniquement dépendante du courant, avec un coefficient de traînée au fond

(C_d) fixé à 0.0025, valeur couramment utilisée (Foreman et al., 2004; Le Provost et Fornerino, 1985). Dodet (2013) a implémenté dans le modèle SELFE une sortie correspondant au terme représentant l'effet du gradient de tension de radiation des vagues. Celui-ci n'a donc pas été calculé mais directement utilisé. Les caractéristiques météorologiques des deux tempêtes (Martin et Xynthia) servant de base à cette étude sont décrites dans le Chapitre 1 de ce mémoire. Un seul pas de temps est représenté pour chaque tempête, sur deux emprises géographiques différentes. La première emprise représente l'ensemble du Golfe de Gascogne (Figures 3.4 et 3.5). La grille de calcul utilisée est alors la grille ATNE et permet l'analyse de la contribution relative des différents termes dans la surcote, excepté le terme lié aux vagues : en effet, la résolution de cette grille ne permet pas de représenter correctement les gradients de tension de radiation. La seconde emprise géographique correspond aux Pertuis Charentais (Figures 3.6, 3.7 et 3.9) et est associée à la grille de calcul « Pertuis ». Les cartes ainsi produites permettent d'analyser la contribution relative de chaque terme au niveau des Pertuis Charentais, y compris le terme lié aux vagues (Fig. 9). En complément, les différents termes des équations de Saint-Venant sont calculés le long d'un profil ouest-est en latitude 46.1° N, partant de la plaine abyssale (longitude -10°E et environ 4700 mètre d'eau) jusqu'à l'entrée des Pertuis Charentais (longitude -1.5°E et environ 20 mètres d'eau) (Figures 3.3 et 3.8).

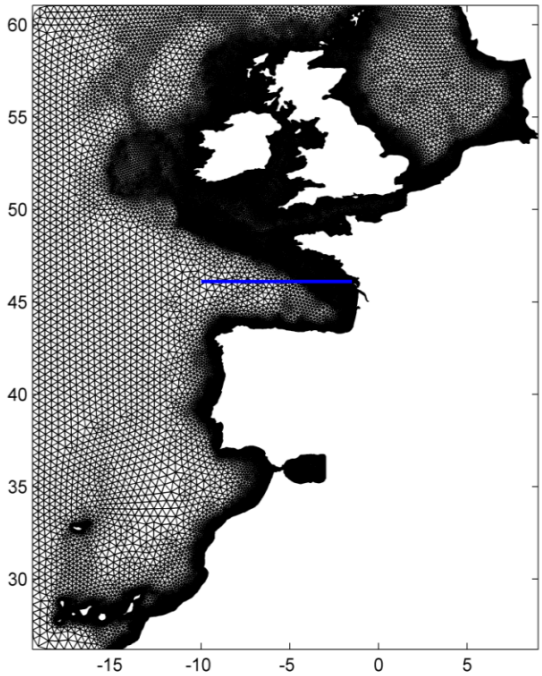


Figure 3.3: Profil ouest-est (en bleu) le long duquel ont été calculés les différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement sur le maillage ATNE.

3.3.1 Contribution relative des termes au niveau de la plaine abyssale

Au niveau de la plaine abyssale (Figures 3.4, 3.5 et 3.8), caractérisée par des profondeurs avoisinant les 5000 mètres, deux termes sont prédominants pour les deux tempêtes étudiées: le terme de gradient de pression barotrope et le terme de gradient de pression atmosphérique. De l'ordre de 10^{-5} m/s^2, leurs valeurs restent assez constantes et très proches l'une de l'autre mais leur directions sont opposées (Figures 3.4, 3.5 et 3.8). La prédominance de ces deux termes au niveau de la plaine abyssale est expliquée par le fait qu'ils ne sont pas dépendants de la profondeur. Les termes de Coriolis, de contrainte de surface et d'accélération sont moins prédominants puisque leurs valeurs sont d'un ordre de grandeur plus faible (de l'ordre de 10^{-6} m/s^2). Ceci s'explique par le fait que les termes de Coriolis et d'accélération sont dépendants de la vitesse des courants. Or, ces courants étant calculés dans un modèle 2DH, la couche de surface qui se déplace rapidement a peu d'impact sur la vitesse moyennée sur la verticale dans de grandes profondeurs. A l'inverse, on peut s'attendre à une augmentation de ces termes pour des profondeurs plus modérées.

De même, le terme de contrainte de surface est inversement proportionnel à la profondeur et une augmentation de sa contribution est aussi attendue pour des profondeurs plus modérées. Enfin, les termes d'advection et de contrainte au fond ont une contribution beaucoup moins importante, inférieure à 10^{-9} m/s^2, et sont donc négligeables dans le domaine de la plaine abyssale.

En conclusion, au niveau de la plaine abyssale, le forçage dominant de la surcote est le gradient de pression atmosphérique et celui-ci est équilibré par le gradient de pression barotrope.

3.3.2 Contribution relative des termes au niveau du plateau continental

Au niveau du plateau continental (Figures 3.4, 3.5 et 3.8), caractérisé par des profondeurs de l'ordre de 200 m, l'équilibre entre les forces exprimées par les différents termes évolue. Le terme de gradient de pression atmosphérique, indépendant de la profondeur, n'évolue pas ou peu entre la plaine abyssale et le plateau continental. Il reste de l'ordre de 10^{-5} m/s^2 pour les deux tempêtes étudiées. Par contre, les termes de Coriolis, de la contrainte de surface et de l'accélération augmentent pour atteindre des valeurs de l'ordre de 10^{-5} m/s^2, ce qui augmente à 5 le nombre de termes prédominants

au niveau de la plateforme continentale. Le terme du gradient de pression barotrope reste prépondérant, s'intensifiant légèrement en s'approchant de la côte en raison de la surcote qui s'amplifie à l'approche de celle-ci.

Dans le cas de la tempête Martin (Figures 3.4 et 3.8A), les termes de gradient de pression barotrope et de la contrainte de surface dominent. Ceci traduit l'effet prédominant du vent dans la surcote puisque la contrainte de surface est dirigée vers la cote mais contrebalancée par le gradient de pression barotrope, force du même ordre de grandeur mais dirigée vers le large. Dans le cas de la tempête Xynthia (Figures 3.5 et 3.8B), la contribution du terme de gradient de pression barotrope est aussi dominante. Cependant, à la différence de la tempête Martin, les termes de Coriolis et de contrainte de surface sont de valeurs proches et leurs forces sont dirigées vers la côte. Le vent, par le biais de la contrainte de surface, et l'effet de Coriolis sont alors majoritairement responsables de la surcote sur le plateau continental. Les termes sources sont donc équilibrés par le terme de gradient de pression barotrope. Les termes de contrainte au fond et d'advection augmentent depuis la plaine abyssale vers le plateau continental (de l'ordre de 10^{-7} m/s^2) mais restent plus faibles de deux ordres de grandeur que les autres termes.

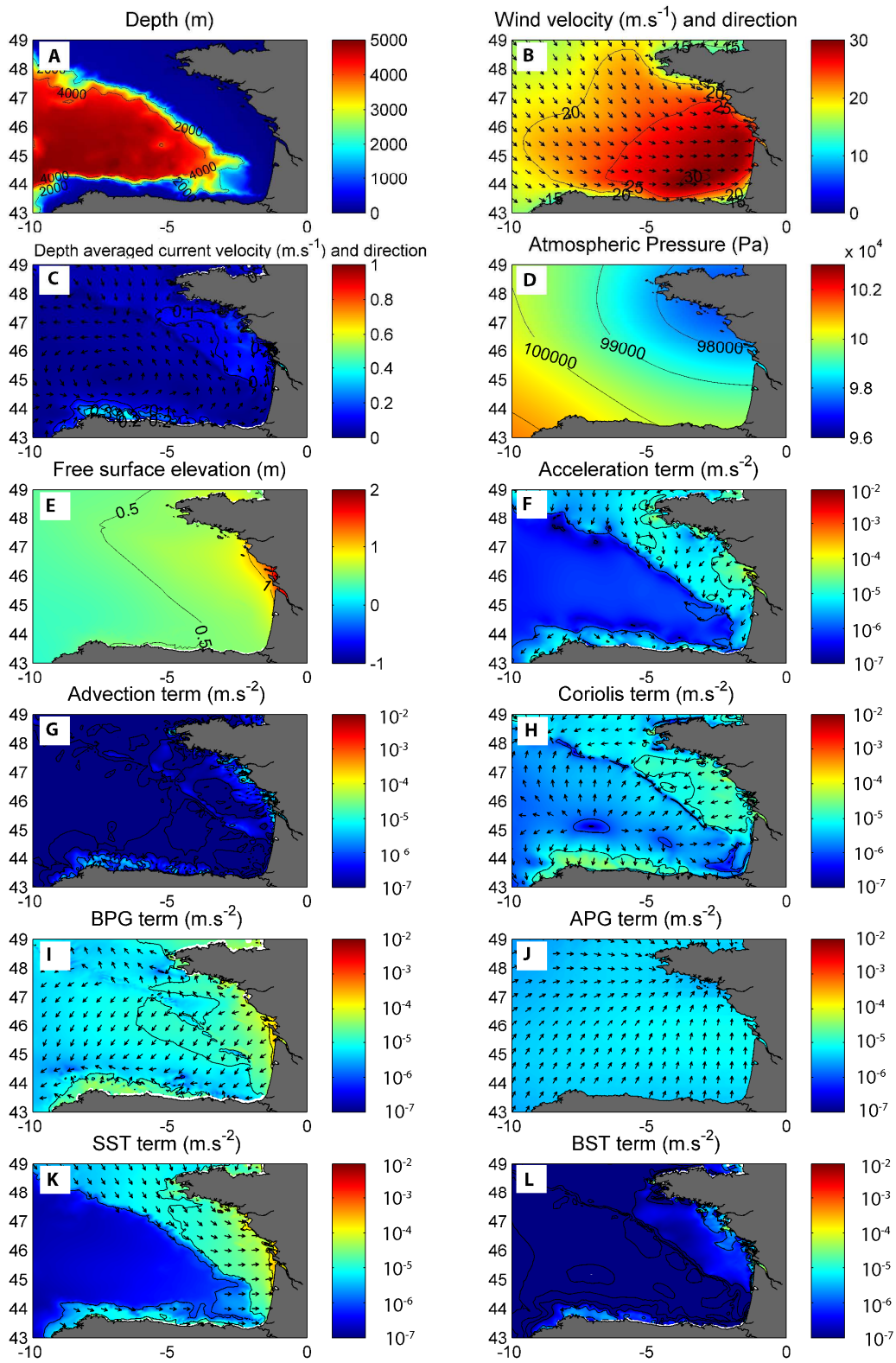


Figure 3.4: Bathymétrie du Golfe de Gascogne (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête ***Martin****. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i), et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).*

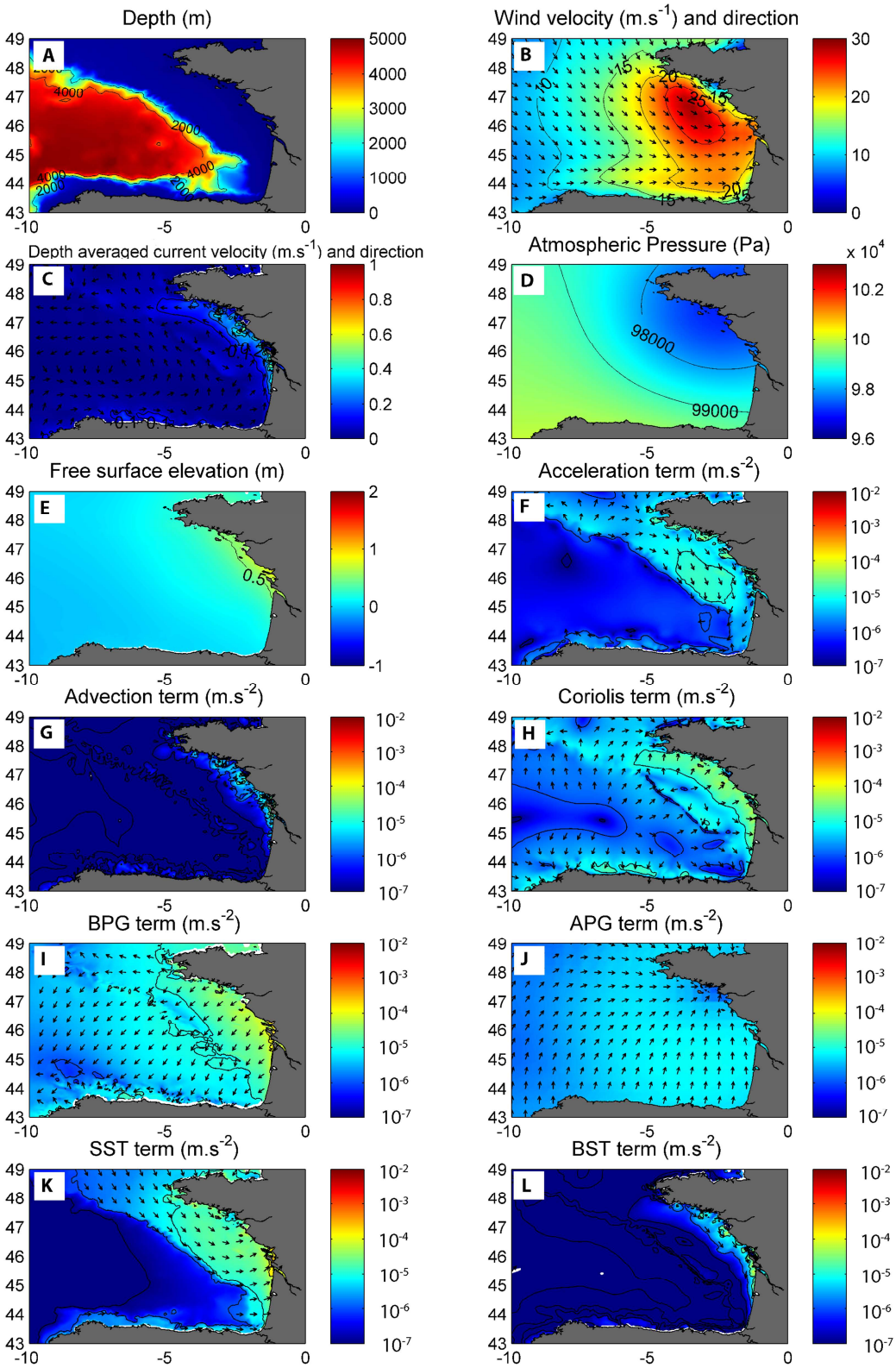


Figure 3.5: Bathymétrie du Golfe de Gascogne (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête ***Xynthia****. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i) et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).*

3.3.3 Contribution relative des termes au niveau des Pertuis Charentais.

Dans les Pertuis Charentais (Figures 3.6 et 3.7), il est plus compliqué de hiérarchiser les contributions relatives des termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement. En effet, en raison des forts courants induits par la géomorphologie complexe de cet environnement (présence de fosses, d'iles, de goulets), certains termes peuvent devenir prédominants de façon très locale. Néanmoins, à l'échelle de l'ensemble des Pertuis Charentais et pour les deux tempêtes étudiées, le terme de la contrainte de surface, toujours dirigé vers la côte, prédomine (10^{-5} m/s^2 au large des iles) et augmente à l'approche des côtes par faible profondeur avec des valeurs culminant à 10^{-3} m/s^2. De plus, le terme de gradient de pression barotrope est toujours dirigé vers le large avec des valeurs plus faibles mais proches de celles des contraintes de surface. Viens ensuite le terme de Coriolis qui, pour les deux tempêtes et en considérant l'ensemble des Pertuis, se place en troisième position en termes de contribution relative. C'est donc l'effet du vent, par le biais de la contrainte de surface et l'effet de Coriolis qui sont majoritairement responsables de la surcote dans les Pertuis Charentais pour les deux tempêtes étudiées. Pendant la tempête Xynthia, l'effet de Coriolis est important et dirigé vers les côtes à la différence de la tempête Martin pour laquelle il est dirigé vers le large. A une échelle plus locale, les termes d'accélération, d'advection et de contrainte au fond peuvent avoir de très fortes contributions dans les zones de fort courant et de faible profondeur, mais leurs effets ne peuvent être considérés comme dominants à l'échelle des Pertuis Charentais. Sachant que la marée n'est pas prise en compte dans les modélisations de cette étude, la hiérarchie de la contribution des termes pourrait changer avec des courants tidaux parfois supérieurs à 1.5 m/s dans les Pertuis Charentais.

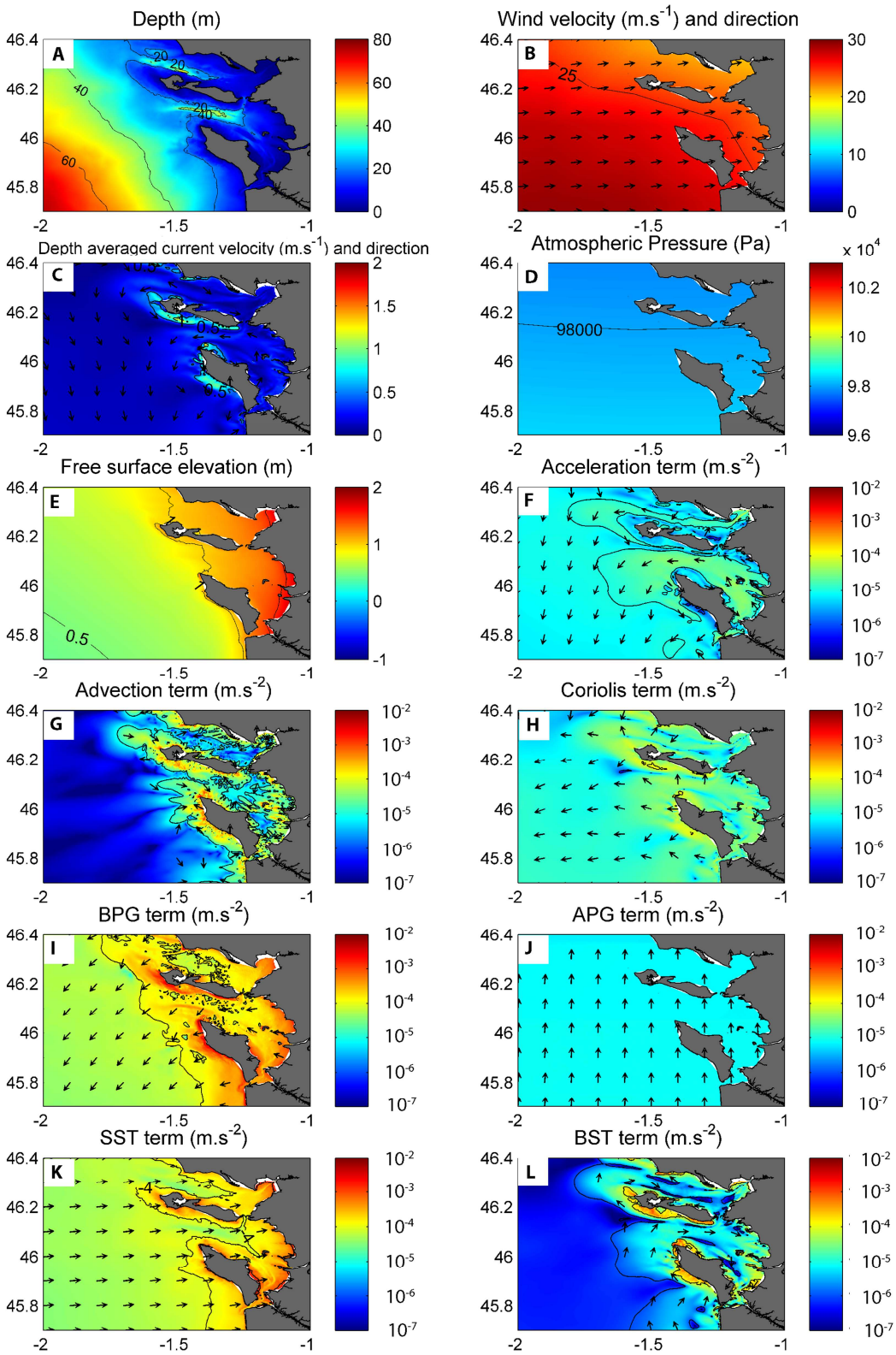


Figure 3.6: Bathymétrie des Pertuis Charentais (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête ***Martin****. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i), et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).*

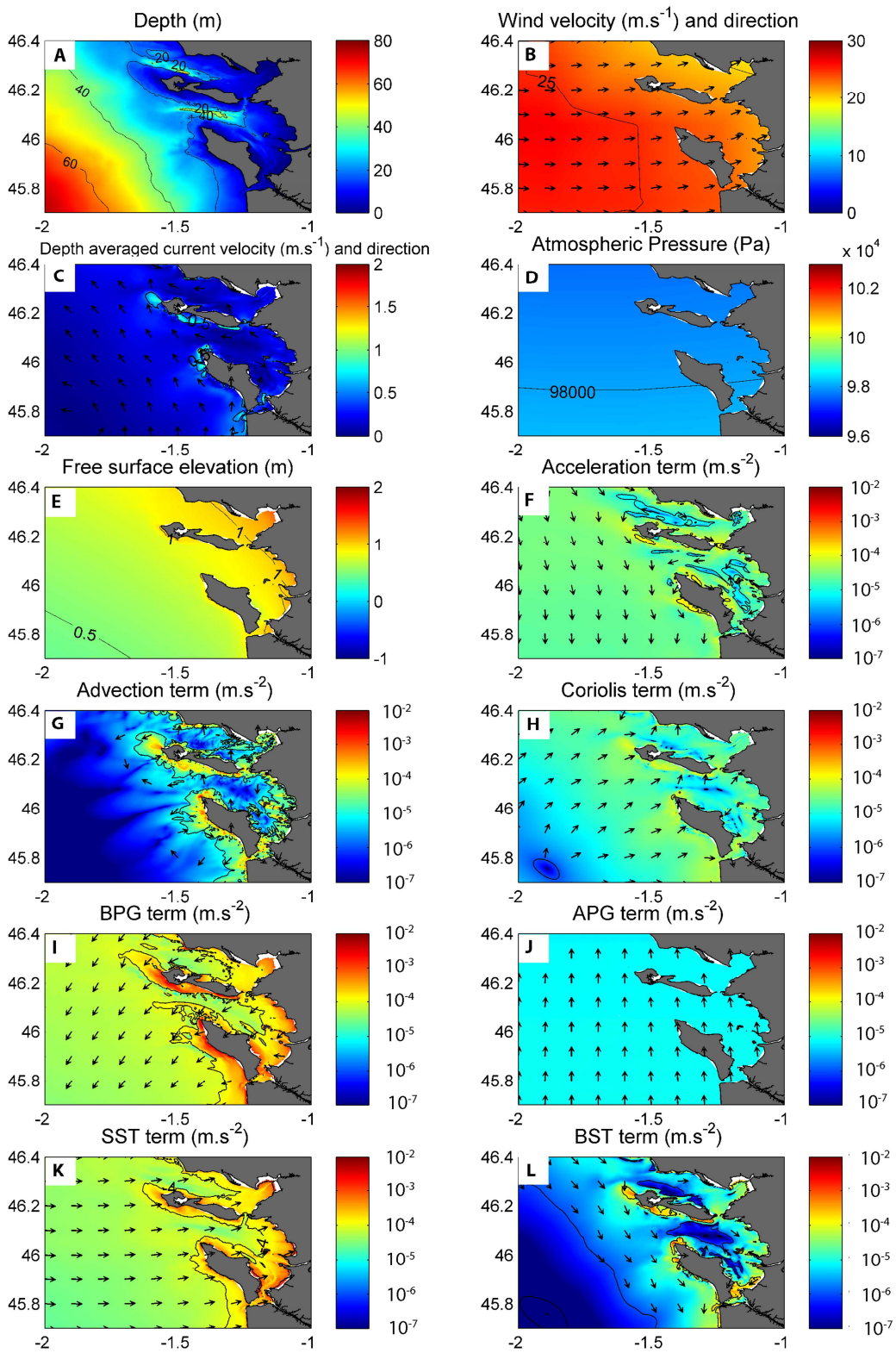


Figure 3.7: Bathymétrie des Pertuis Charentais (a), vitesse et direction du vent (b), des courants intégrés sur la verticale (c) pression atmosphérique (d) et élévation de la surface libre (e) pendant la tempête ***Xynthia****. Intensité et direction des accélérations des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement : accélération (f), advection (g), Coriolis (h), gradients de pression barotrope (i), et atmosphérique (j), contraintes de surface (k), et au fond (l).*

3.3.4 L'effet des vagues à proximité du rivage

Les contributions maximales du terme lié à la force des vagues dans les Pertuis Charentais pendant les tempêtes Martin et Xynthia sont observées le long des rivages exposés à la houle (Figure 3.9). Avant le déferlement des vagues en zone caractérisée par des profondeurs supérieures à 20 m, les forces des vagues sont relativement faibles (contribution du terme de l'ordre de 10^{-5} m/s^2) et dirigées vers le large. Dans la zone de déferlement, les forces sont dirigées vers la côte et croissent en s'approchant de celle-ci. On retrouve alors une contribution du terme lié à la force des vagues allant jusqu'à 10^{-2} m/s^2 le long des littoraux les plus fortement exposés. En condition de tempêtes, les fortes vagues (Hs=10 m au large pendant Martin et 7 m pendant Xynthia) se propagent également à l'intérieur des Pertuis. On retrouve alors une contribution certes non dominante mais tout de même significative de la force des vagues le long de rivages qui, en temps normal, ne sont pas exposés aux houles du large. La zone d'étude est caractérisée par des pentes faibles, aussi bien sur les côtes exposées que sur celles abritées, induisant ainsi des zones de déferlement extrêmement étendues. L'effet des vagues durant ces tempêtes devient alors très important dans la génération de la surcote le long des rivages exposés.

En conclusion de cette analyse portant sur le calcul des contributions relatives des termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement sur la génération des surcotes, il est possible d'affirmer qu'au niveau de la plaine abyssale la surcote est majoritairement contrôlée par l'effet de la pression atmosphérique. Au niveau du plateau continental et des Pertuis Charentais, pour des profondeurs comprises entre 200 m et 10-20 m, la surcote est contrôlée majoritairement par l'effet du vent et de la force de Coriolis. Pour les profondeurs inférieures à 10-20 m, l'advection et le frottement au fond deviennent significatifs. Enfin, les gradients de tension de radiation des vagues contribuent à la surcote de façon importante à proximité des rivages fortement exposés à la houle.

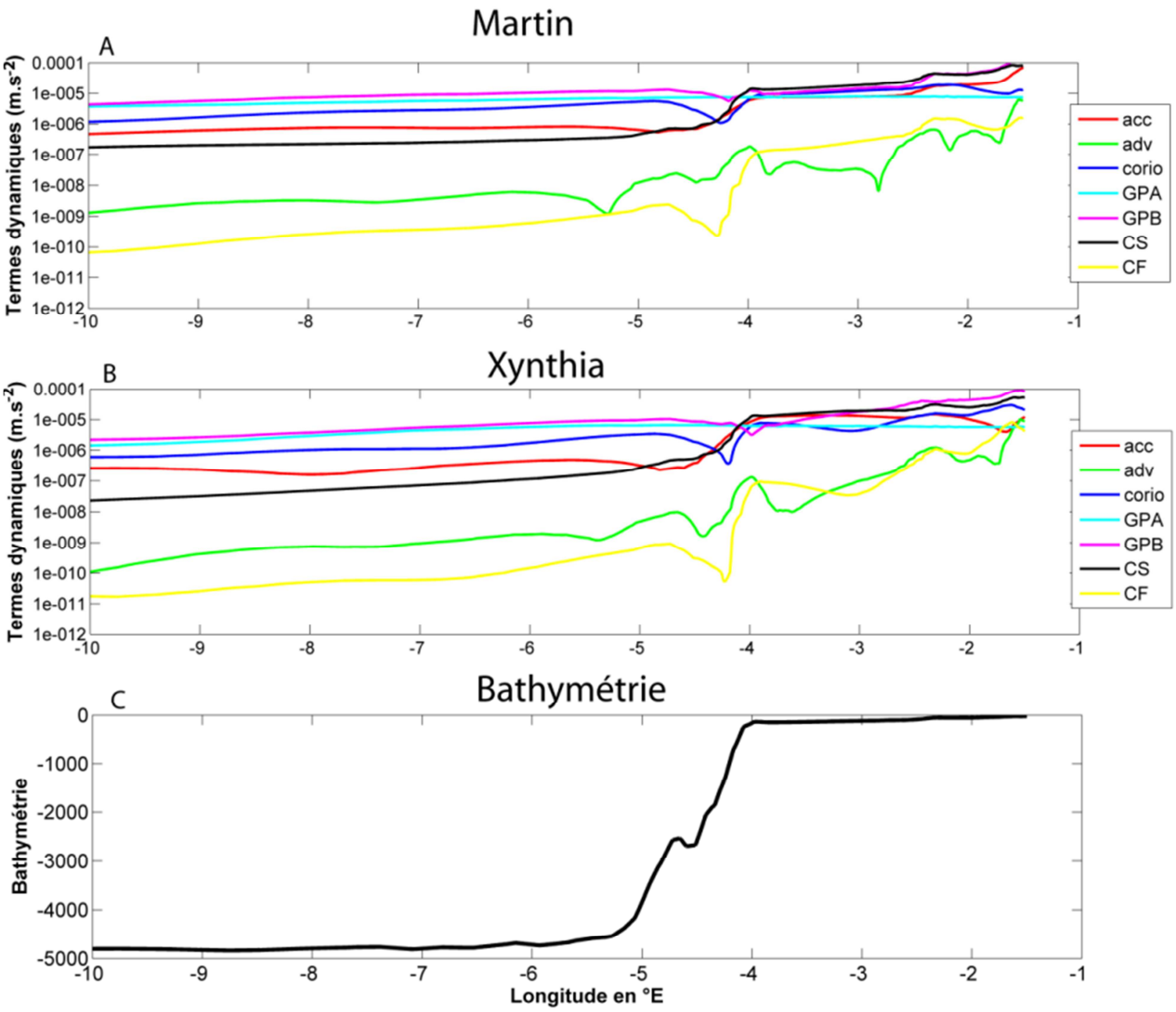


Figure 3.8: Contribution relative des différents termes des équations de la conservation de la quantité de mouvement le long du profil ouest-est (de la gauche vers la droite) : accélération (rouge), advection (vert), Coriolis (bleu), gradient de pression barotrope (violet), gradient de pression atmosphérique (turquoise), contrainte de surface (noir), et contrainte au fond (jaune) pendant les tempêtes Martin (A) et Xynthia (B). Bathymétrie le long du profil (C).

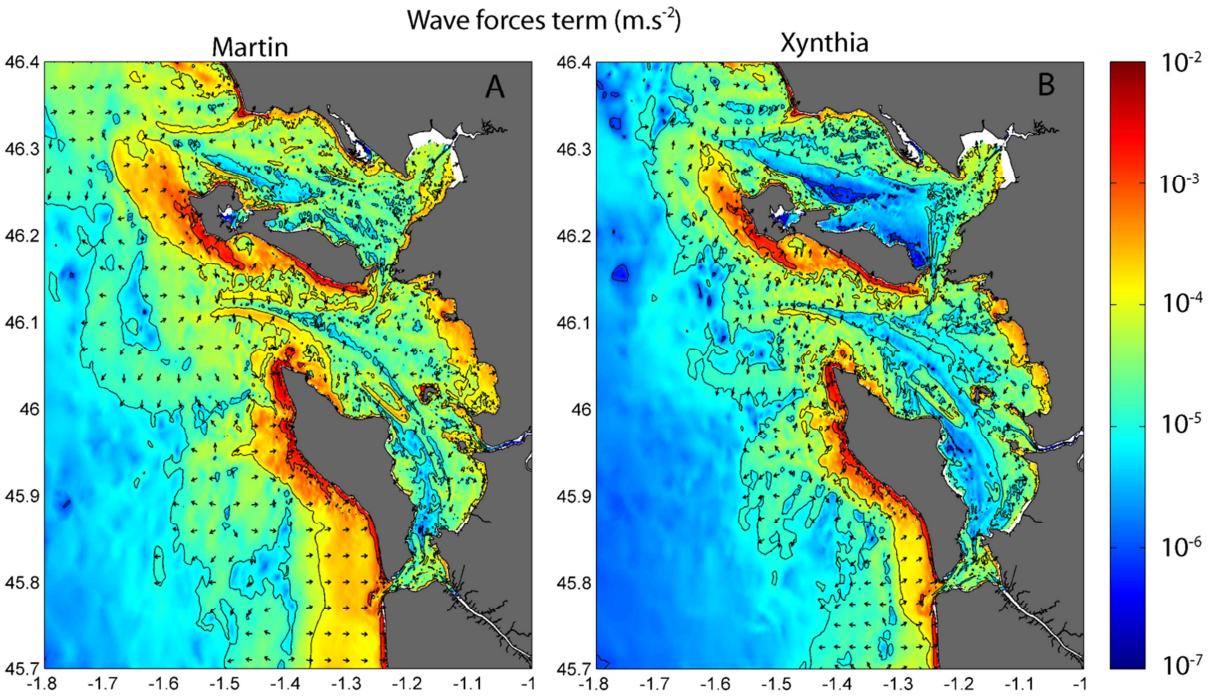


Figure 3.9: Intensité et direction du terme lié à la force des vagues dans les Pertuis Charentais pendant Martin (A) et Xynthia (B).

3.4 L'importance de la formulation de la contrainte de surface

Il a été montré dans la partie 3.2.4 de ce chapitre qu'il existe diverses possibilités de prendre en compte les contraintes de surface exercées lors d'un écoulement. Deux formulations différentes et leurs impacts sur la modélisation des surcotes sont comparés ici : une contrainte de surface uniquement dépendante de la vitesse du vent, utilisant la formulation de coefficient de traînée de Pond et Pickard (1998), et une contrainte de surface dépendante du vent et de l'état de mer, utilisant les vitesses de friction u_* calculées par le modèle de vague WWM-II. Plus de détails sur le calcul de cette contrainte peuvent être trouvés dans Bertin et al. (2014), ainsi que dans le Chapitre 2 de ce manuscrit.

Pour réaliser cette analyse, deux simulations de la surcote associée à la tempête Xynthia ont été réalisées avec le modèle SELFE seul pour la contrainte uniquement dépendante du vent (cas a), et avec SELFE couplé au modèle d'état de mer WWM-II pour la contrainte dépendante du vent et de l'état de mer (cas b). Ces simulations ont été réalisées sans marée, de façon à bien observer les différences uniquement liées au changement de la contrainte de surface. En effet, l'objectif de cette analyse n'est pas de

reproduire exactement la surcote causée par la tempête Xynthia, mais de comprendre l'impact de l'utilisation de l'une ou l'autre formulation de la contrainte de surface sur les résultats des modélisations de la surcote. Le forçage atmosphérique (vent à 10 mètres et pression atmosphérique au niveau de la mer) est celui fourni par le modèle ARPEGE de Météo France de résolutions spatiale 0.1° et temporelle 1h. Pour le cas a), seules les données de vent provenant de ce modèle sont utilisées pour calculer les contraintes de surface. Pour le cas b), la contrainte de surface est calculée en utilisant les vitesses de friction u_* directement estimées par le modèle de vague WWM-II.

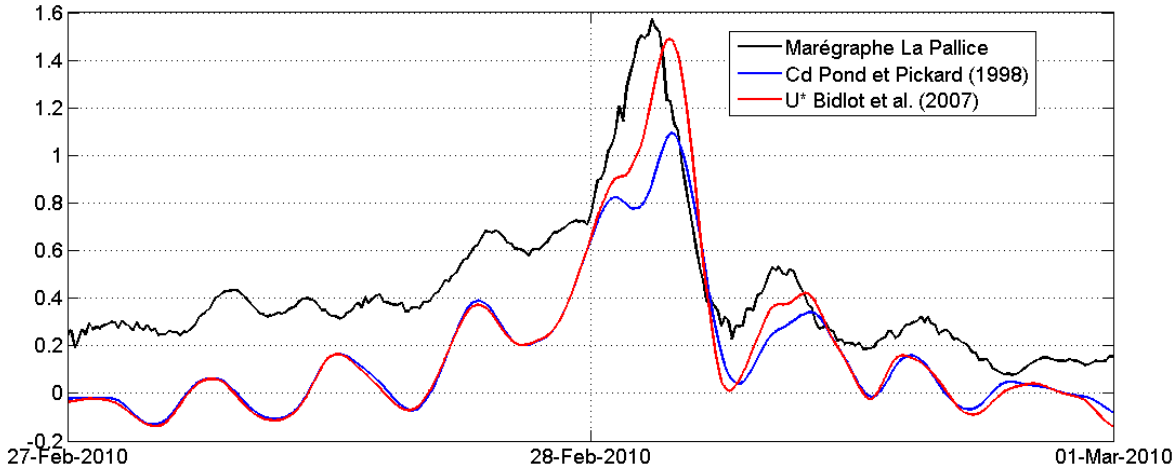


Figure 3.10: Variation de la surcote modélisée pendant la tempête Xynthia en fonction de la formulation de la contrainte de surface choisie.

La modélisation de la surcote engendrée par la même tempête (Xynthia) est fortement dépendante de la formulation de la contrainte de surface utilisée (Figure 3.10). Lorsque la formulation utilisée prend en compte l'état de mer lors de la tempête Xynthia, la surcote modélisée est plus importante d'environ 40 cm (soit une augmentation d'environ 25 %) que lorsque la formulation utilisée tient compte uniquement de la vitesse du vent. De nombreux auteurs (Bertin et al., 2012a; Mastenbroek et al., 1993; Nicolle et al., 2009; Sheng et al., 2010) ont souligné l'importance de la prise en compte de l'état de mer dans le calcul de la contrainte de surface. Ainsi, Bertin et al. (2012a) ont montré que pour simuler correctement la surcote associée à Xynthia, l'utilisation d'une contrainte de surface dépendante de l'état de mer était absolument nécessaire. La présence de vagues jeunes, résultant de la trajectoire atypique de Xynthia, a pour effet d'augmenter de façon radicale la friction du vent sur la surface de l'océan et par conséquent la surcote à la côte (Bertin et al., 2012a). Cependant, dans la littérature, la différence de surcote résultante de l'utilisation de ces deux types de formulations est en général de l'ordre de 10-20 %

(Brown et Wolf, 2009; Zhang et Li, 1996). L'augmentation de 25% observée ici souligne l'état de mer très particulier pendant cette tempête.

Il existe également d'autres formules, non traitées dans ce manuscrit, uniquement dépendantes du vent mais non linéaires (Makin, 2007 ; Moon et al., 2007 ; Zijlema, 2012), dont il conviendrait également d'explorer la sensibilité.

En conclusion, Xynthia est un exemple qui montre l'importance que peut avoir l'utilisation d'une contrainte de surface dépendante du vent et de l'état de mer pour la modélisation hydrodynamique des surcotes.

3.5 Démonstration de l'importance du terme lié à la force de Coriolis

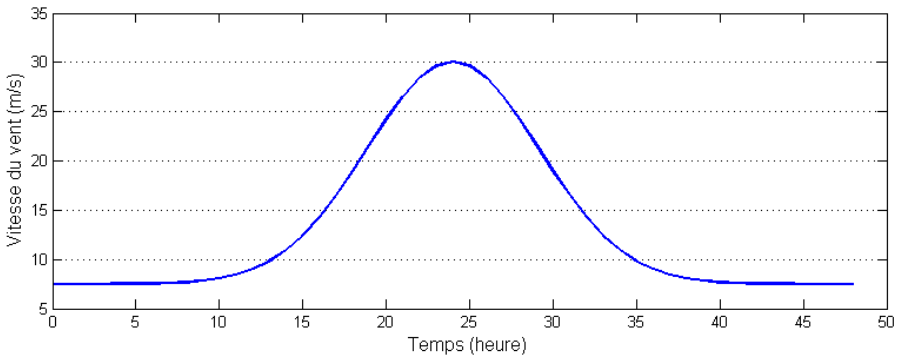


Figure 3.11: Vitesse du vent en fonction du temps lors de l'arrivée d'une tempête à la côte dans les Pertuis Charentais. La vitesse maximale a été limitée à 30 m/s.

Afin d'analyser plus précisément la contribution du terme lié à la force de Coriolis sur les surcotes, six simulations ont été réalisées avec le modèle SELFE sans prise en compte de la marée. Le forçage atmosphérique a été créé de telle sorte que la vitesse du vent soit la même entre les différentes simulations à comparer mais que sa direction évolue. De plus, le modèle SELFE permet de désactiver ou d'activer numériquement la force de Coriolis, autorisant ainsi l'analyse de la contribution de ce terme dans les surcotes selon différentes directions de vent.

3.5.1 Méthode de création du forçage atmosphérique

Pour recréer une tempête fictive mais représentative des conditions de vent observées pendant des tempêtes générant des surcotes dans les Pertuis Charentais, nous nous sommes basés sur des mesures de vent à la côte pendant ces tempêtes. Toutes les mesures disponibles pour des tempêtes du 20ème siècle, dans des stations de mesure se

situant entre l'Ile d'Yeu au nord et le bassin d'Arcachon au sud, ont donc été extraites pendant une durée s'étalant depuis 24 heures avant la mesure de vent maximum jusqu'à 24 heures après. Une fonction a alors été ajustée par moindres carrés pour décrire une évolution « type » du vent en condition de tempête. La vitesse maximale du vent souhaitée a été obtenue en augmentant les poids à priori sur la période du pic de vent maximum. Une vitesse du vent maximal de 30 $m.s^{-1}$ a été retenue pour ces simulations (Figure 3.11).

La pression atmosphérique dans le modèle pour ces simulations est fixée uniformément sur le domaine à 1013 hPa, correspondant à une pression atmosphérique moyenne n'induisant ni surcote ni décote. Cependant, de la même façon que pour le vent, des mesures de pression atmosphérique ont été extraites puis analysées afin d'en déduire une évolution type. Il est possible d'affirmer qu'en condition de tempêtes dans les Pertuis Charentais, la pression atmosphérique caractéristique est de l'ordre de 970-980 hPa. En appliquant la règle du baromètre inverse, il faut donc rajouter environ 0.3-0.4 m aux surcotes modélisés pour avoir une estimation de la surcote prenant en compte une pression atmosphérique typique de tempête.

Six configurations atmosphériques ont été créées à partir de la série temporelle de la vitesse du vent et des trois directions pouvant être rencontrées lors de tempêtes : du vent de nord-ouest (315°), d'ouest (270°) et de sud-ouest (225°).

Voici la configuration pour ces six simulations :

1. Vitesse max. du vent : 30 $m.s^{-1}$, direction du vent : nord-ouest (315°), pression atmosphérique: 1013 hPa, Coriolis : activé. (Figure 3.12A)
2. Vitesse max. du vent : 30 $m.s^{-1}$, direction du vent : nord-ouest (315°), pression atmosphérique: 1013 hPa, Coriolis : désactivé. (Figure 3.12B)
3. Vitesse max. du vent : 30 $m.s^{-1}$, direction du vent : ouest, pression atmosphérique : 1013 hPa, Coriolis : activé. (Figure 3.12C)
4. Vitesse du vent max : 30 m.s-1, direction du vent : ouest (270°), Pression atmosphérique : 1013 hPa, Coriolis : désactivé. (Figure 3.12D)
5. Vitesse du vent max : 30 m.s-1, direction du vent : sud-ouest (225°), Pression atmosphérique : 1013 hPa, Coriolis : activé. Figure 3.12E)
6. Vitesse du vent max : 30 m.s-1, direction du vent : sud-ouest (225°), Pression atmosphérique : 1013 hPa, Coriolis : désactivé. (Figure 3.12F)

3.5.2 L'impact de l'effet de Coriolis dans les surcotes

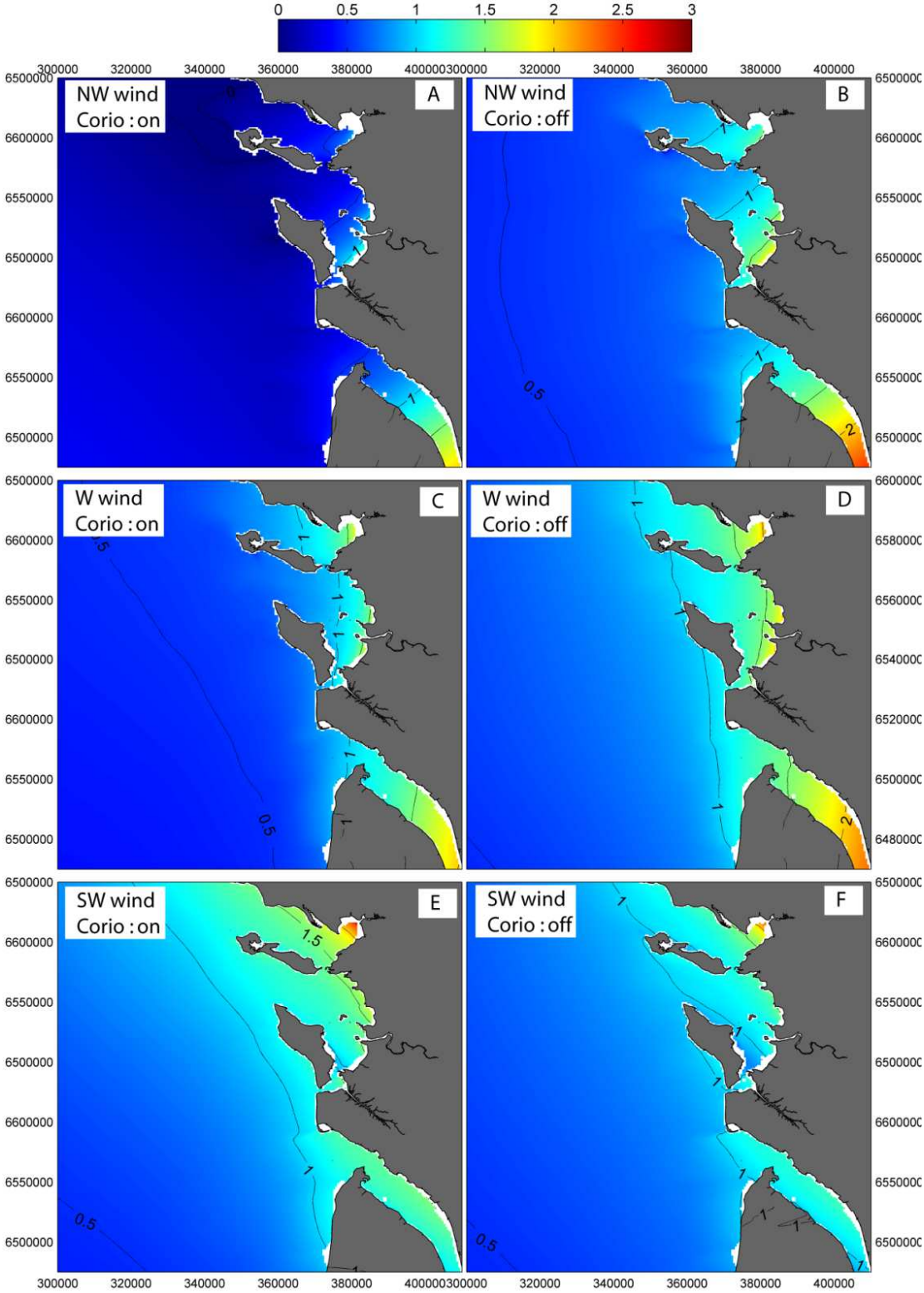


Figure 3.12: Surcote induite dans les Pertuis Charentais par un vent culminant à une vitesse de 30 m/s de direction nord-ouest (315°), Coriolis activé dans le modèle (A), ou désactivé dans le modèle (B). Vent de direction ouest (270°) avec Coriolis (C) et sans Coriolis (D). Vent de direction sud-ouest (225°) avec Coriolis (E) et sans Coriolis (F).

Pour un vent maximum de vitesse égale (30 m/s), on observe de fortes différences de surcote dans les Pertuis Charentais selon la direction des vents. Un vent provenant du nord-ouest (Figure 3.12A) n'induit qu'une surcote relativement faible par rapport aux autres directions de vent testées, avec des surcote maximales de l'ordre d'1 m dans le sud des Pertuis et d'1.5 m dans l'estuaire de la Gironde. En comparaison, un vent de direction ouest (Figure 3.12C) induit une surcote d'environ 1.5 m assez uniforme le long des côtes des Pertuis, s'amplifiant également dans l'estuaire de la Gironde pour y atteindre 2 m. Un vent de sud-ouest (Figure 3.12E) génère une surcote généralement supérieure, mais tout de même particulièrement plus forte dans le nord des Pertuis avec une valeur maximale culminant à plus de 2 m dans la baie de l'Aiguillon.

Lorsque l'effet de Coriolis est désactivé dans le modèle, un vent de nord-ouest génère une plus forte surcote dans la zone d'étude (Figure 3.12B) de l'ordre de 0.6 m à 0.7 m (Figure 3.13A). Un vent d'ouest génère également une plus forte surcote en désactivant la force de Coriolis (Figure 3.12D), avec des valeurs supérieures de l'ordre de 0.3 m à 0.4 m (Figure 3.13B). Pour ces deux directions de vent, l'effet de Coriolis est donc positif en terme de limitation de surcote, puisqu'elle n'a pas pour effet de dévier la masse d'eau vers la côte. Par contre, un vent de sud-ouest génère une surcote plus faible lorsque la force de Coriolis est désactivée dans le modèle (Figure 3.12F) avec des différences de l'ordre de 0.2 m à 0.3 m (Figure 3.13C).

Ainsi, à vitesse de vent égale, une tempête présentant des vents de sud-ouest induira une plus forte surcote dans les Pertuis Charentais, particulièrement en baie de l'Aiguillon, que des tempêtes caractérisées par des vents de nord-ouest ou ouest. Il est important de rappeler que ces simulations ont été menées avec une pression atmosphérique uniforme et constante de 1013 hPa, alors qu'en condition de tempête la pression atmosphérique peut descendre à 970 hPa, ce qui aurait pour effet de rajouter une quarantaine de centimètres aux surcotes modélisées dans cette étude. De plus, la marée a elle aussi été négligée alors que selon sa phase elle peut faire varier les amplitudes des surcotes par les interactions marée/surcote.

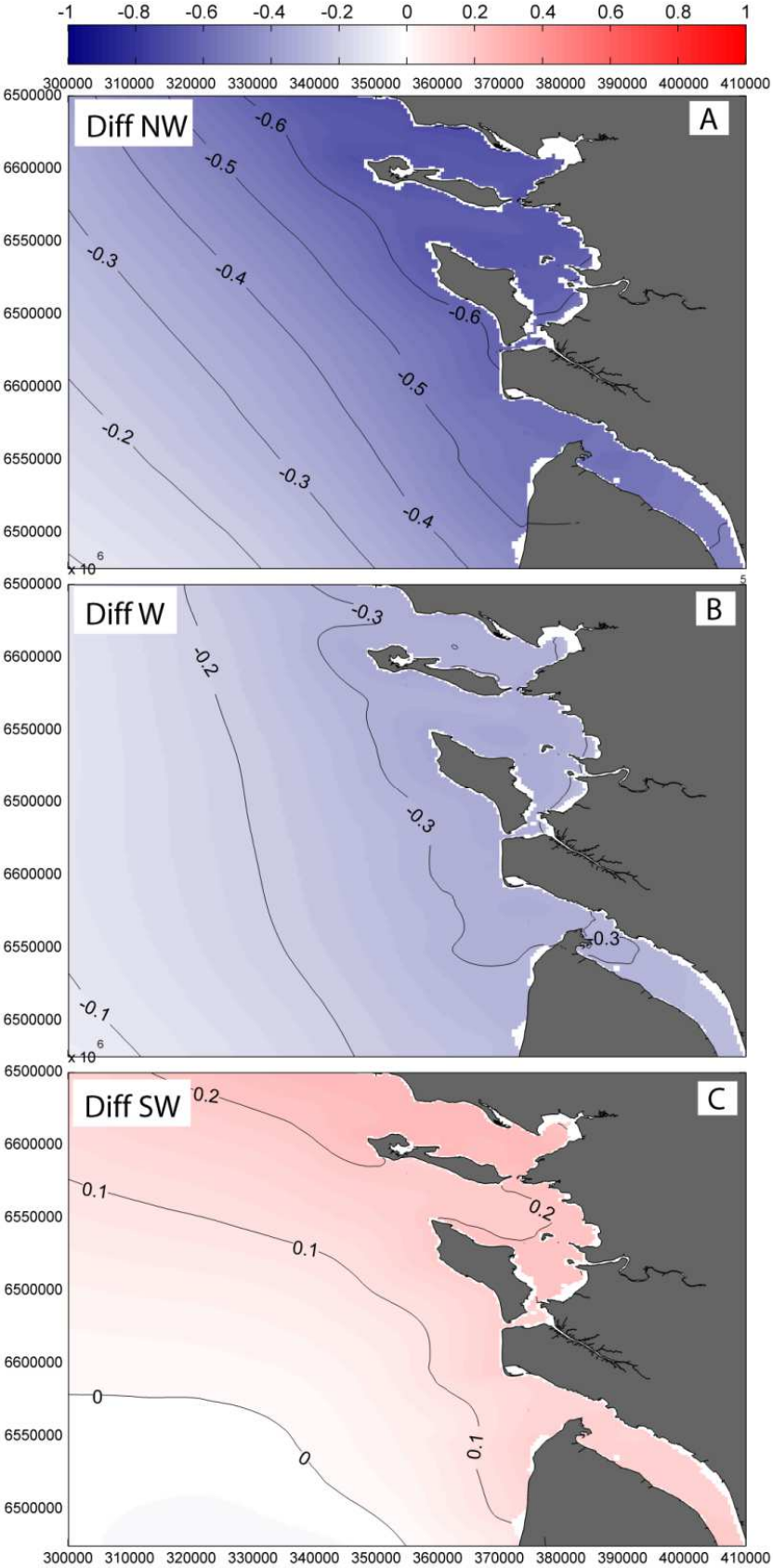


Figure 3.13: Différences entre les surcotes modélisées avec et sans prise en compte de la force de Coriolis, pour trois directions de vent : nord-ouest (A), ouest (B), et sud-ouest (C).

L'effet de la rotation de la Terre sur l'écoulement joue donc un rôle très important dans l'amplitude des surcotes dans le Pertuis Charentais. Les tempêtes avec des vents de sud-ouest, comme la tempête Xynthia, sont donc particulièrement critiques en terme de risque de submersion puisqu'à vitesse de vent égale, elles génèrent une surcote plus importante que les tempêtes caractérisées par des vents d'ouest ou de nord-ouest.

Résumé du Chapitre 3

Dans ce chapitre, les mécanismes principaux contrôlant les surcotes, c'est à dire le vent, la pression atmosphérique et les vagues, ont été analysés à travers les termes composant les équations de la conservation de la quantité de mouvement faisant partie du système d'équations de Saint-Venant. Les paramètres non linéaires ont également été présentés.

L'analyse des contributions relatives de ces termes en condition de tempête a permis d'affirmer qu'au niveau de la plaine abyssale, la surcote est principalement contrôlée par l'effet de la pression atmosphérique. Au niveau du plateau continental et des parties plus profondes que 10-20 m des Pertuis Charentais, l'effet du vent et de Coriolis deviennent prépondérants. Pour des profondeurs inférieures à 10-20 m, l'advection et le frottement au fond deviennent significatifs dans les zones caractérisées par de forts courants. Enfin, les vagues, à travers le setup qu'elles induisent, contribuent à la surcote de façon très importante à proximité des rivages fortement exposés à la houle.

Les formulations de contrainte de surface, soit uniquement dépendante du vent, soit dépendante du vent et de l'état de mer, ont ensuite été comparées dans l'optique de comprendre la contribution de l'état de mer dans les surcotes. Avec une amélioration de la reproduction du pic de surcote pendant Xynthia de l'ordre de 30 %, il est primordial de prendre en compte l'état de mer dans l'estimation de la contrainte de surface en condition de tempête. Cette contribution pendant Xynthia dépasse les ordres de grandeur de 10-20% généralement observés, soulignant ainsi l'état de mer très particulier pendant cette tempête. Il existe cependant d'autres formules, non traitées dans ce manuscrit, uniquement dépendantes du vent mais non linéaires, dont il conviendrait également d'explorer la sensibilité.

La dernière démonstration a eu pour but d'analyser la contribution de la force de Coriolis dans l'amplitude des surcotes dans le Pertuis Charentais, en comparant les surcotes générées par des vents de diverses orientations. En raison de l'effet de Coriolis et du transport d'Ekman induit, à vitesse de vent égale, les tempêtes avec des vents de sud-ouest comme la tempête Xynthia génèrent une surcote plus importante que les tempêtes caractérisées par des vents d'ouest ou de nord-ouest.

Chapitre 4

How frequent is storm-induced flooding in the central part of the Bay of Biscay?

Jean-François Breilh[1*], Xavier Bertin[1], Éric Chaumillon[1], Nathalie Giloy[1] and Thierry Sauzeau[2]

[1] UMR 7266 LIENSs CNRS-Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de gouges, 17000 La Rochelle, France

[2] Université de Poitiers, département Histoire, 8 rue René Descartes, 86022 Poitiers cedex, France

Keywords:

Historical archives; storm surge; coastal flooding; Xynthia; extreme water levels; numerical modeling; return period.

Ce chapitre est une publication soumise à la revue Global and Planetary Change, actuellement en correction.

4.1 Introduction

Coastal floods associated with extreme storm surges are among the costliest and deadliest hazards in heavily populated coastal areas (Cook and Merwade, 2009). Moreover, the population exposed to coastal flooding will increase over the 21st century (Nicholls, 2004): globally, it is estimated that more than 200 million people are already vulnerable to coastal flooding in coastal cities and other coastal settlements (Nicholls, 2011). Over the two last centuries, extreme storm surges above 13 m were estimated during hurricane Mahina in Australia in 1899 (Whittingham, 1958, Nott et al., 2013) and during the Great Backerganj Cyclone of 1876 in Bangladesh (Shrestha, 1998). Over the last decades, the highest reported storm surge occurred during the Great Cyclone Bhola of 1970, when a storm surge of more than 10 meters roared inland during one of the highest high tides of the year (Karim and Mimura, 2008). The associated death toll was estimated as 300,000 to 550,000, which corresponds to one of the major ever-reported natural catastrophes in human history. In the USA, hurricane Katrina stroke the central part of Gulf of Mexico in 2005 and was the sixth-strongest Atlantic hurricane ever reported, while the associated flood cost 1,500 lives and 84 billion dollars of damages (Blake, 2007). More recently, the coastal flooding associated with typhoon Haiyan devastated portions of the Philippines in early November 2013, and caused more than 6000 deaths.

However, coastal floods are not restricted to areas located on the track of tropical cyclones. Although less frequent and important, coastal floods can also be related to cold-core extra-tropical cyclones. In France, the last major marine flood occurred during the storm Xynthia in February 2010 (Bertin et al., 2012a; Breilh et al., 2013; Kolen et al., 2013). This flooding was responsible for 47 deaths and at least 2.5 billion euros of damages in France (Lumbroso and Vinet, 2011). The day after Xynthia, a newspaper claimed « *We have never seen that in living memory…* » (Le Monde newspaper, 01/03/2010). The available estimations of the return period of extreme sea-levels based on tide gauge measurements suggest that the return period associated with the water level reached during Xynthia is amply greater than 100 years (Simon, 2008; Tomasin and Pirazzoli, 2008; SHOM and CETMEF, 2012). Such long return periods would confirm the probabilistic uniqueness of Xynthia at the time scale of the last century. But was Xynthia coastal flooding really unique?

Given the morphological and social consequences of coastal floods, the determination of the return periods of such natural disasters is of key importance. Return periods of extreme water levels and storm surges are based mainly on tide gauge measurements (Bardet et al., 2011; Bernardara et al., 2011; Pirazzoli and Tomasin, 2007) or long term hydrodynamic modeling (Zhang and Sheng, 2013). Nevertheless, tide gauge measurements are limited to the last 150 years for the longest time-series (Wöppelmann et al., 2006) and to decades in most of the cases. Moreover, they are likely to miss extreme water levels due to instrument failure, like power failure for example. In addition, the information given by tide gauges are limited to sea level and do not provide insights on the meteorological settings and/or the governing processes leading to extreme water levels.

To address those limitations, it is necessary to investigate further back in the past and to carefully analyze the causes for coastal floods. This study aims at giving new insights on both the frequency and the processes leading to extreme coastal flooding at a vulnerable low-lying coast: the Atlantic coast of France, in the central part of the Bay of Biscay. For this purpose, we investigate historical archives to elaborate an exhaustive database of coastal floods for the last centuries in the study area. In addition, a simplified numerical modeling approach is developed and validated to recover the physical processes responsible for the last well-documented coastal floods.

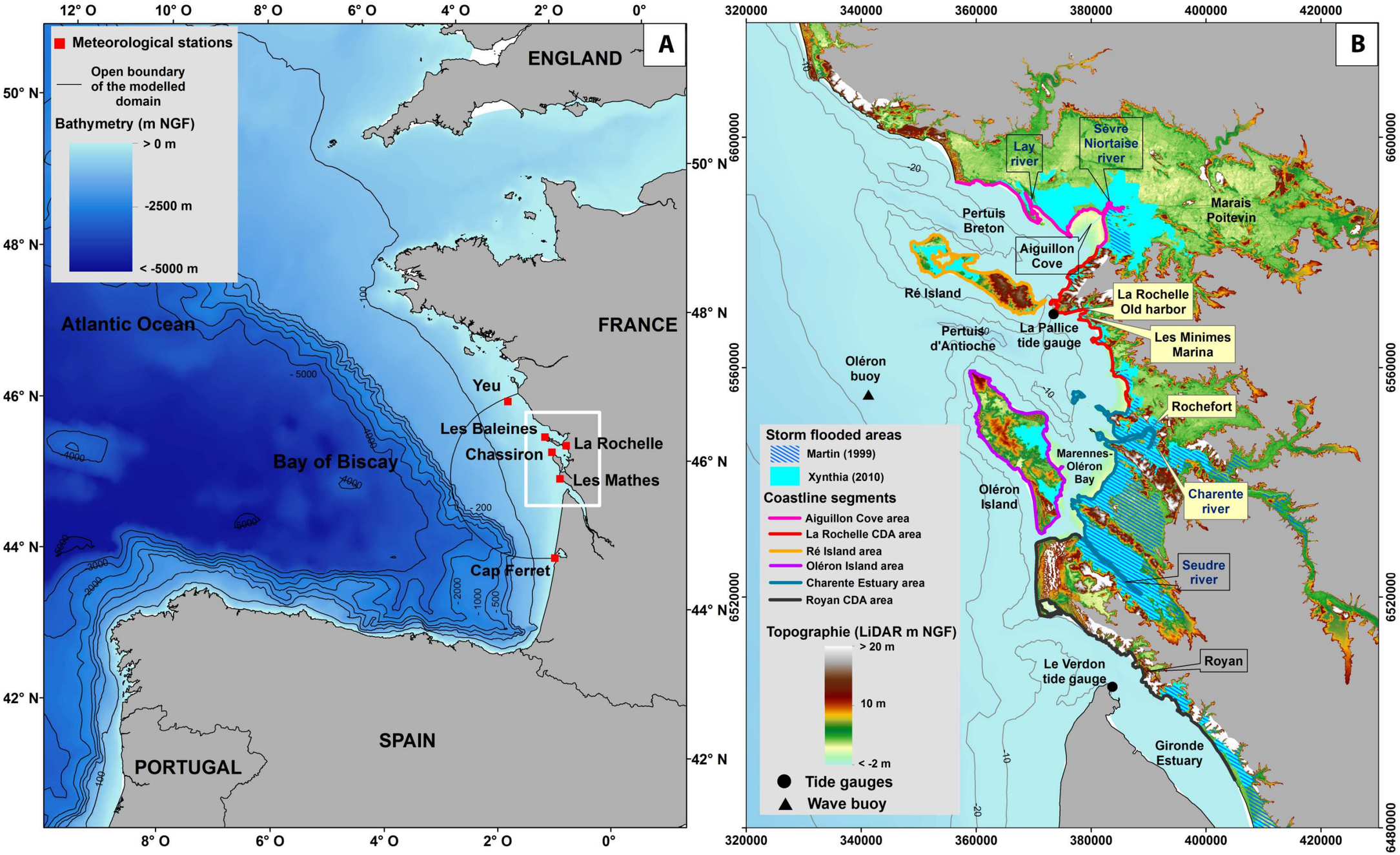


Figure 4.1: A-Bathymetric map of the Bay of Biscay showing the boundary of the modeled domain (black line) and the meteorological stations (red squares). B-Bathymetric and topographic map of the Pertuis Charentais area showing the flooded areas during Xynthia and Martin storms (turquoise blue areas and dark blue hatches), the coastline segments (various color lines), the tide gauge stations (black points) and the Oléron wave buoy (black triangle).

4.2 Study Area

4.2.1 Geomorphologic setting

The study area is located in the middle part of the Bay of Biscay, northward of the Gironde Estuary (Figure 4.1). It is characterized by large coastal low-lands that include the largest coastal marsh of France. The elevation of a large part of these marshes is below the highest sea levels reached during spring tides. Considering a coastal area spanning from 10 km inland to the coastline, Breilh et al. (2013) showed that between 45 % and 50 % was below the highest astronomical tides. The development of those coastal marshes was enhanced by anthropogenic activities, mainly deforestation (Poirier et al., 2011) and land reclamation (Allard et al., 2008; Bertin et al., 2005; Chaumillon et al., 2004), in order to produce salt or cereals. To prevent marine flooding, extensive dikes, levees (approximately 240 km) and locks were built over the last centuries. Since all these land settlements were done, wetlands are disconnected from the sea. During high tides, locks are closed, preventing saltwater intrusion, and during low tides, locks are opened, allowing the drainage of the marshes. This area is the most vulnerable area to coastal flooding at the scale of the French Atlantic coasts and appears as an ideal site to study marine flood hazards.

The morphology of the coastline is dominated by large embayments (approximately 30 km long and 15 to 20 km wide) corresponding to incised-valley segments (Chaumillon et al., 2008b) and locally named “Pertuis”. The maximum water depth is 61 m below the 0 NGF (NGF datum is the French vertical datum, corresponding to the mean sea level observed at the Marseille tide gauge between the 2 February 1885 and the 31 December 1896), but 65 % of the sea floor is less than 10 m deep (Breilh et al., 2013). Therefore, the study area can be considered as very shallow. Extensive intertidal mudflats developed in the eastern part of the Pertuis Charentais and their width can reach 5 km. Offshore, the continental shelf is 160 to 200 km wide, considering the -200 m isobaths as boundary.

4.2.2 Hydrodynamic setting

The study area is a mixed tide- and wave-dominated system. Tides are semi-diurnal and range from less than 2 m (neap tides) to more than 6 m (spring tides). Mean annual offshore (about 120 km offshore Oléron Island, Figure 4.1) wave

conditions are characterized by significant wave heights of 2 m, although winter storms can episodically produce waves higher than 9 m (Bertin et al., 2008). The most frequent peak periods range from 8 to 12 s while the dominant mean wave direction is from the W to NW.

Four small coastal rivers contribute to moderate freshwater input (Figure 4.1). The Lay and Sèvre Niortaise Rivers that flow into the northern embayment (Pertuis Breton and Aiguillon Cove) are characterized by mean discharges of 12 m^3/s and 11.6 m^3/s respectively. The Charente and Seudre Rivers that flow into the southern embayment (Pertuis d'Antioche and Marennes-Oléron Bay) have mean discharges of 69 m^3/s and 1.5 m^3/s, respectively (Banque Hydro, 2013).

4.3 Data and methods

4.3.1 Ancient storms and marine flooding database

Previous works by Audé (2006), and Garnier and Surville (2010a) already elaborated databases of historical storms and coastal floods within the Pertuis Charentais region. While Péret and Sauzeau (2014) have mainly focused their researches on human activities and land settlements, Garnier and Surville (2010b) have tried to provide preliminary quantitative data about sea level pressure, wind speed and tides, to describe and compare several events.

This study focuses on marine storm-induced coastal floods that occurred from 1500 AD to present within the study area (Figure 4.1). Quantitative meteorological data such as atmospheric pressure and wind speeds, usually used to characterize storms, become increasingly scarce when considering periods before the 20th century. To overcome this limitation, qualitative historical data were used to better understand the setting associated with these events. Such a strategy was already successfully applied by Dobrovolný and Brázdil (2003), Pfister et al. (2010), Hauer and Pfeifer (2011), Jiménez et al. (2012), Ciavola and Jiménez (2013), Freitas and Dias (2013) and O'Brien et al. (2013), among others. The historical archives included diaries, memoires, reports from civil engineer, or local press. The intensity of each flooding was qualified by considering the extension of coastal zones where marine floods were reported. For this purpose, we arbitrarily subdivided the coast of the study area in 6 domains, disconnected from each other and with similar coastline lengths (85 to 125 km, Fig. 4.1). From North to South, we distinguished: "Aiguillon Cove", "La Rochelle Urban

Community" (hereafter La Rochelle CDA), "Ré Island", "Oléron Island", "Charente Estuary", "Royan Urban Community" (hereafter Royan CDA). A coastal flood was arbitrarily considered as "major" if at least four over these six domains were flooded.

4.3.2 Meteorological data

Meteorological data were recovered from the French meteorological center (Météo France) database, "Météo France public observation database" accessible at http://publitheque.meteo.fr and from Météo France archives. Atmospheric pressure and 10 minute mean wind velocity were recovered from this database for 6 stations located along the study area (Figure 4.1), from North to South: Ile d'Yeu, Les Baleines, Chassiron, La Rochelle, Les Mathes, Cap Ferret. These data were also used to force a numerical modeling system described below.

In order to reconstruct the track of the selected storms, the 20th century atmospheric reanalysis V2 (hereafter 20CR, Compo et al., 2011) was used. The data considered in this study correspond to the ensemble-mean data provided over a 1.875° by 1.875° grid, with a 3 hour time step. Storm tracks were then determined by tracking the centers of the lowest sea-level pressures for the dates corresponding to the selected storms.

4.3.3 Field data

Areas flooded by Xynthia were accurately mapped (for more details on this mapping process please refer to Breilh et al., 2013). Accurate mapping of flooded areas after storm Martin (in 1999) was restricted from the southern part of the Aiguillon Cove to the Gironde Estuary (Fig. 1). Unfortunately the extension of the flooding North of the Aiguillon Cove is not documented.

Water levels were measured at 2 tide gauges within the studied area (Figure 4.1) and are available from the REFMAR (www.refmar.shom.fr) database: La Rochelle and Le Verdon tide gauges. Tidal predictions were performed through harmonic analysis using T_Tide (Pawlowicz et al., 2002) followed by a harmonic synthesis using the 67 main tidal constituents. The constituent S_A was excluded from the prediction because its origin results mainly from atmospheric and thermo-steric effects. Wave measurements were carried out by the SHOM (French Navy Hydrographic and Oceanographic Service) from January to March 2010 so the wave conditions during Xynthia were properly characterized.

In 2010, the French National Geographic Institute (IGN) carried out a LIDAR survey over the Pertuis Charentais coastal area four months after the Xynthia Storm. A high resolution topographic Digital Terrain Model (Figure 4.1) with a horizontal resolution of 1 m and a vertical accuracy of 0.15 m in low vegetated and gently sloping areas was built. Conservative estimates of maximum water levels reached during storm-induced floods were inferred by combining this high accuracy DTM together with archive citations mentioning the extension of the flooding at locations that are not likely to have changed over time (e.g. dock of historical harbors). For example, if a place mentioned as flooded is characterized by an elevation of 4 m NGF on the LiDAR DTM, the water level is considered to have reached at least 4 m NGF.

4.3.4 The historical storm surge numerical modeling system

4.3.4.1 General description

In this study, we employed a numerical modeling system based on the coupling between the circulation model SELFE (Zhang and Baptista, 2008a) and the spectral wave model WWM-II (Roland et al., 2012). The coupling between waves and currents is complete in 2DH and 3D. Both models share the same unstructured grid and domain decomposition, which makes this modeling system very efficient in terms of computational time.

The spectral wave model WWM-II solves the wave action equation using innovative numerical methods (Roland et al., 2012). The coupling with the circulation model SELFE is made through the friction velocity u_* used to compute surface stress and radiation stresses (Bertin et al., 2014b). WWM-II is fed with fields of water levels and depth-averaged velocities computed by the circulation model SELFE described hereafter. SELFE (Zhang and Baptista, 2008a) solves the shallow-water equations using a combination of finite volume/finite element methods and a Lagrangian method for the advective terms. In the present application, SELFE is used in 2-dimensional horizontal (2DH) barotropic mode. For local scale applications, Cartesian coordinates are used.

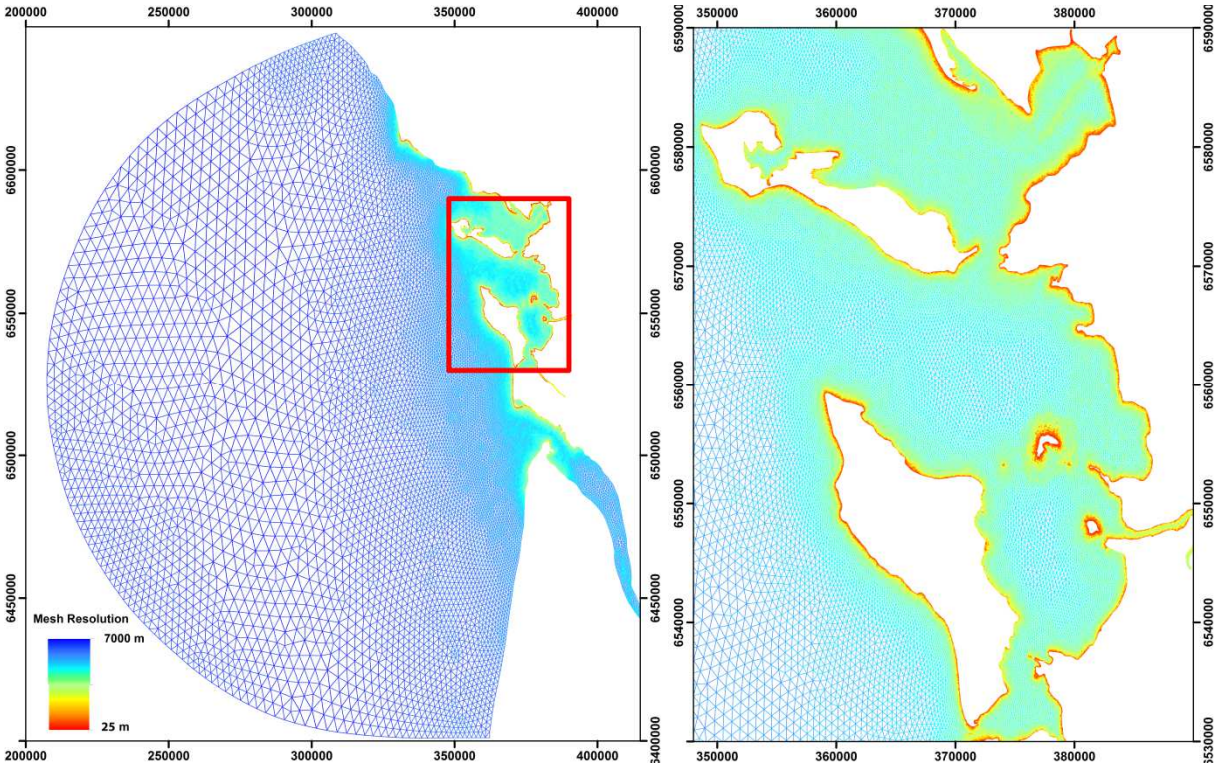


Figure 4.2: The unstructured computational grid used to discretize the Pertuis Charentais area.

4.3.4.2 Modeling system implementation

The geographical space is discretized by means of a 136,000 node unstructured grid (258,000 triangular elements) and extending from 44.7°N (y=6,400,000 m in local coordinates) to 46.7°N (y=6,650,000 m) in the South/North direction and to -3.7° (x=210,000 m) to the West (Figure 4.2) for the open boundary. The western limit of the grid was chosen in order to include the whole continental shelf. The resolution of this grid ranges from 10 km in deep water and over the western part of the continental shelf to 25 m in coastal areas. This fine resolution along the coast was dictated by the need to adequately represent surf zones during storms. The post-processing routine developed by Fortunato et al. (2011) was applied to the grid in order to improve its orthogonality. The time step of both models was set to 60 s after performing sensitivity tests and simulations were started 5 days before each storm. The bathymetric dataset used in the modeling system to model storms after 1990 and shown in Figure 4.1 is a combination from different sources. The bathymetry of intertidal areas was determined using LiDAR data, sampled between low- and mid-tide (surveys from 2010 carried out by the French national geographic center, IGN). For subtidal areas, the bathymetry originates from the SHOM and was measured with echo-sounders. In areas where there

was a lack of data between the intertidal LiDAR data and the subtidal bathymetry, complementary bathymetric measurements were carried out by our team using a single beam echo sounder mounted with a RTK-GPS. For storms happening between 1940 and 1957, the bathymetric data used in the modeling systems originates from 1960 levees carried out by the SHOM.

The model is forced along its open boundary by the 16 main tidal constituents (O1, K1, P1, Q1, M2, S2, N2, K2, 2N2, MU2, NU2, M3, M4, MS4, MN4 and M6) linearly interpolated from the regional tidal model of Bertin et al. (2012a). For the simulations of the oldest storm surges, we considered yearly mean sea level reconstructed by Gouriou et al. (2013) for the Pertuis Charentais.

The model is also forced along its open boundary by directional wave spectra originating from a wave numerical hindcast performed by Bertin et al. (2013), based on the spectral wave model Wavewatch III (Tolman, 2009), forced with wind fields originating from the 20CR.

For storm surge applications, the model was forced over the whole domain by atmospheric pressure and wind fields created from the available measurements at the six meteorological coastal stations presented in section 4.3.2. Because the adequate reproduction of the atmospheric pressure gradient effect would require a much more extended computational domain, an inverse barometer effect was applied along the open boundary, raising or lowering the water level by 0.01m per hPa around a mean atmospheric pressure of 1013 hPa. Wind velocity and direction and atmospheric pressure were interpolated between stations where they were available. In the case in which data from only one station was available during a given period, uniform wind velocity, direction, and atmospheric pressure were applied to the whole modeled domain.

4.4 Results

4.4.1 Storm database, selection and hindcast modeling

From 1500 AD to present, a total of 46 coastal floods were reported in the studied area (Table 4.1). The highest frequency of coastal floods occurred during the 20th century (16 coastal floods, Table 4.2). For the last 500 years, the number of coastal floods increased in the Aiguillon Cove, La Rochelle CDA, Oléron Island, Charente Estuary and Royan CDA (Table 4.3). Coastal floods show a seasonality as most of the coastal floods occurred from October to March (89 %).

Table 4.1: Listing of storms-related coastal floods in the study area from 1500 to present.

N	Date of the storm	Number of affected areas	Source
1	**10/08/1518**	**3**	Barbot (1886)
2	**01/01/1525**	**1**	Charente-Maritime department archives, reference 2J 11
3	**22/08/1537**	**2**	Charente-Maritime department archives, reference 2J 11
4	**01/04/1579**	**1**	Péret and Sauzeau (2014)
5	**24/02/1591**	**1**	Charente-Maritime department archives, reference 2J 11
6	**04/10/1591**	**2**	Charente-Maritime department archives, reference 2J 11
7	**31/12/1598**	**1**	Charente-Maritime department archives, reference 2J 11
8	**13/01/1645**	**2**	Tardy (2000)
9	**29/01/1645**	**5**	Samuel (1883)
10	**07/12/1682**	**1**	Tardy (2000)
11	**15/01/1699**	**1**	Dupont (1830)
12	**10/12/1711**	**1**	Tardy (1987)
13	**01/07/1738**	**1**	Péret and Sauzeau (2014)
14	**22/02/1788**	**3**	Charente-Maritime department archives, reference 4J 3857
15	**24/01/1791**	**2**	Garnier and Surville (2010a)
16	**09/11/1798**	**2**	Charente-Maritime department archives, references L 437 ; Garnier and Surville (2010a)
17	**18/11/1808**	**3**	Brunet (1994)
18	**26/02/1811**	**1**	De Pelet (1839)
19	**22/10/1820**	**2**	Brunet (1994)
20	**22/10/1822**	**1**	Saint Martin de Ré Musée Cognacq archives, reference Fonds Bourru dossier 19
21	**25/02/1838**	**3**	Journal de la Charente Inférieure newspaper, 01/03/1838 and 04/04/1838
22	**01/01/1860**	**1**	Péret and Sauzeau (2014)
23	**29/01/1869**	**1**	Rochefort Defense Historical Service archives, reference 11 P2 26

24	**20/02/1879**	**2**	Journal La Seudre newspaper, 23/02/1879
25	**27/10/1882**	**3**	Péret and Sauzeau (2014)
26	**06/03/1885**	**1**	Courrier de Rochefort newspaper, 15/03/1885
27	**23/01/1890**	**2**	Courrier de La Rochelle, 23 and 26/01/1890
28	**11/02/1895**	**4**	Journal de la Charente Inférieure newspaper, 13/02/1895 ; Courrier de La Rochelle newspaper, 14/02/1895
29	**06/12/1896**	**1**	Journal de la Charente Inférieure newspaper, 09/12/1896
30	**09/01/1924**	**6**	Journal de la Charente Inférieure newspaper, 11/01/1924 ; Courrier de La Rochelle newspaper, 12/01/1924 Charente-Maritime department archives, reference 4S 7678 and 4S 7679
31	**16/03/1930**	**2**	Tardy (2000)
32	**30/10/1932**	**1**	Commune de Breuil-Magné (2013)
33	**23/02/1935**	**3**	Journal de la Charente Inférieure newspaper, 26/02/1935
34	**02/03/1935**	**1**	Tardy (2000)
35	**14/03/1937**	**3**	Péret and Sauzeau (2014)
36	**16/11/1940**	**4**	La Gazette d'Aunis newspaper, 22/11/1940 ; Courrier de La Rochelle newspaper, 22/11/1940
37	**16/02/1941**	**4**	La Gazette d'Aunis newspaper, 21/02/1941
38	**15/02/1957**	**5**	Journal du Sud-Ouest newspaper, 16/02/1957 and 18/02/1957
39	**12/11/1957**	**2**	Charente-Maritime department archives, reference 1141W 27
40	**04/04/1962**	**1**	Préfécture de la Charente Maritime (2007)
41	**06/02/1974**	**1**	Péret and Sauzeau (2014)
42	**24/10/1980**	**1**	Brunet (1994)
43	**23/12/1995**	**2**	Préfécture de la Charente Maritime (2007)
44	**08/02/1996**	**1**	Préfécture de la Charente Maritime (2007)
45	**27/12/1999**	**6**	Journal du Sud-Ouest newspaper, 29/12/1999
46	**28/02/2010**	**6**	Bertin et al. (2012a) ; Breilh et al.(2013); Kolen et al. (2013)

Table 4.2: Number of storms inducing coastal flooding per century.

Century	16th	17th	18th	19th	20th	21th	**Total**
Storm inducing coastal flooding	7	4	5	13	16	1	**46**

The spatial distribution of coastal floods shows that the most frequently flooded area is the Ré Island, which was hit 29 times during the last 500 years.

Table 4.3: Number of storms-induced coastal flooding per area for each studied century.

Zone	16th	17th	18th	19th	20th	21th	**Total**
Aiguillon Cove	0	0	2	1	6	1	**10**
La Rochelle CDA	1	2	3	4	9	1	**20**
Ré Island	6	4	4	7	7	1	**29**
Oléron Island	2	1	0	5	6	1	**13**
Charente Estuary	0	1	0	7	13	1	**22**
Royan CDA	2	1	0	1	2	1	**7**

The major coastal floods as defined in section 4.3.1 are the following: 29 January 1645, 17 January 1784, 11 February 1895, 9 January 1924, 16 November 1940, 16 February 1941, 15 February 1957, 27 December 1999 (Martin) and 28 February 2010 (Xynthia) (Table 4.4).

Table 4.4: Listing of storms which have flooded at least 4 of the 6 areas.

	Area						
Date	Aiguillon Cove	La Rochelle CDA	Ré Island	Oléron Island	Charente Estuary	Royan CDA	**Total**
29/01/1645	0	1	1	1	1	1	**5**
17/01/1784	0	1	1	1	1	0	**4**
11/02/1895	0	1	0	1	1	1	**4**
09/01/1924	1	1	1	1	1	1	**6**
16/11/1940	1	1	1	0	1	0	**4**
16/02/1941	1	1	0	1	1	0	**4**
15/02/1957	1	1	1	1	1	0	**5**
27/12/1999	1	1	1	1	1	1	**6**
28/02/2010	1	1	1	1	1	1	**6**

Considering that historical archives become less detailed and scarce before 1900, we decided to restrict our analysis to coastal flooding that occurred since the last 100 years: 1924, 1940, 1941, 1957, 1999 and 2010. The lack of meteorological data for the beginning of this period prevents modeling water levels and storm surges for the events of 1924 and 1940. Nonetheless, water levels reached during these two storms were inferred from historical archives combined with LIDAR data.

Table 4.5: Data availability for the 6 selected storms-related coastal floods. For meteorological data, W. signifies that wind measurements are available, P. signifies that pressure measurements are available and ∅ signifies that no meteorological data are available during storms, or that they are unusable for our modeling approach. For tide gauges and wave data, ∅ signifies that no data exists, and 1 signifies that water level measurements are available during storms.

	Météo France meteorological stations						**Tide Gauges**		**Wave buoy**
Date	Ile d'Yeu	Les Baleines	La Rochelle	Chassiron	Les Mathes	Cap Ferret	La Pallice	Le Verdon	Oléron Buoy
09/01/1924	P.	P.	∅	P.	P.	P.	∅	∅	∅
16/11/1940	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅	∅
16/02/1941	∅	∅	∅	∅	W. P.	∅	∅	∅	∅
15/02/1957	∅	∅	W. P.	W. P.	W. P.	W. P.	∅	∅	∅
27/12/1999	W. P.	W.	W. P.	W.P.	∅	W. P.	∅	1	∅
28/02/2010	W. P.	W. P.	W. P.	W. P.	∅	W.	1	1	1

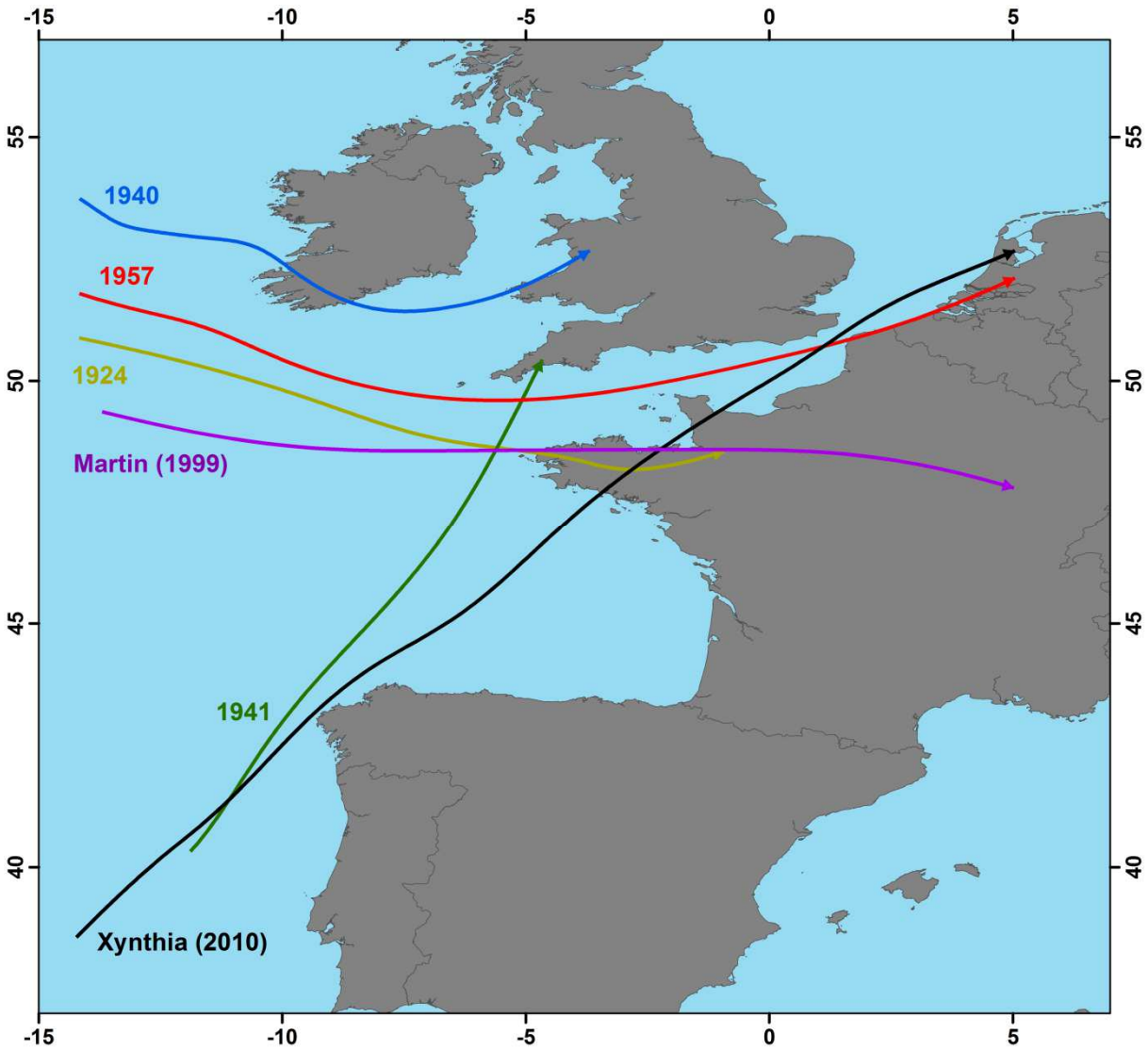


Figure 4.3: Tracks of the selected storms, determined from mean sea level atmospheric pressure analysis of the 20CR reanalysis.

4.4.2 Description of the selected storms and related coastal floods

4.4.2.1 28 February 2010: Xynthia

Xynthia was a windstorm that hit the coasts of France during the night of the 27th to the 28th of February 2010. The maximum associated storm surge developed in the central part of the Bay of Biscay (Bertin et al., 2012a). Southern to south-western winds blew over the southern part of the Bay of Biscay (Figure 4.1) and maximum gusts reaching 45 m/s were recorded on Ré Island (Figure 4.1) (Bertin et al., 2012a). For the meteorological stations of the study area, maximum 10 minutes mean wind speeds were recorded at Les Baleines station with 32 m/s from the South-West (205°).

The lowest atmospheric pressure over the study area was recorded at Yeu station with 970 hPa.

Bertin et al. (2012a, 2014a) demonstrated that the exceptional surge associated with Xynthia Storm was due to an Ekman transport, strongly enhanced by the presence of young waves (significant wave height (H_s) > 7 m and peak period (T_p) 7-11 s). This particular sea-state was explained by the unusual track of this storm (Figure 4.3) from SW to NE, which restricted the fetch to a few hundred kilometers in the south-eastern part of the Bay of Biscay. The storm surge in La Pallice harbor exceeded 1.58 m, and 1.10 m at Le Verdon tide gauge. This storm surge is the highest surge determined at La Pallice since the installation of a permanent tide gauge in 1997 (Pineau-Guillou et al., 2010), although this tide gauge was not operating during storm Martin (see next section). Many natural barriers and sea-walls were submerged and/or breached, causing the flooding of approximately 400 km^2 in the study area (Breilh et al., 2013). Xynthia was one of the deadliest and costliest marine floods in France since the beginning of the last century, causing 47 deaths and at least 2.5 billion Euros damages in France (Anziani, 2010).

The H_s measured offshore Oléron Island during Xynthia, was 7.4 m, with an associated T_p of 10.5 s and a peak direction (Dir_p) of 237°. Wave conditions at the storm peak are well reproduced by the model, with RMSD (Root Mean Square Discrepancy, computed over a 48 h window centered on Xynthia) of 0.5 m, 2.3 s and 38° for H_s, T_p and Dir_p, respectively. Once normalized by the measurements, NRMSD (Normalized Root Mean Square Discrepancy) for H_s and T_p are 16% and 23 % respectively, which reveal that wave conditions are reasonably reproduced by the model during Xynthia.

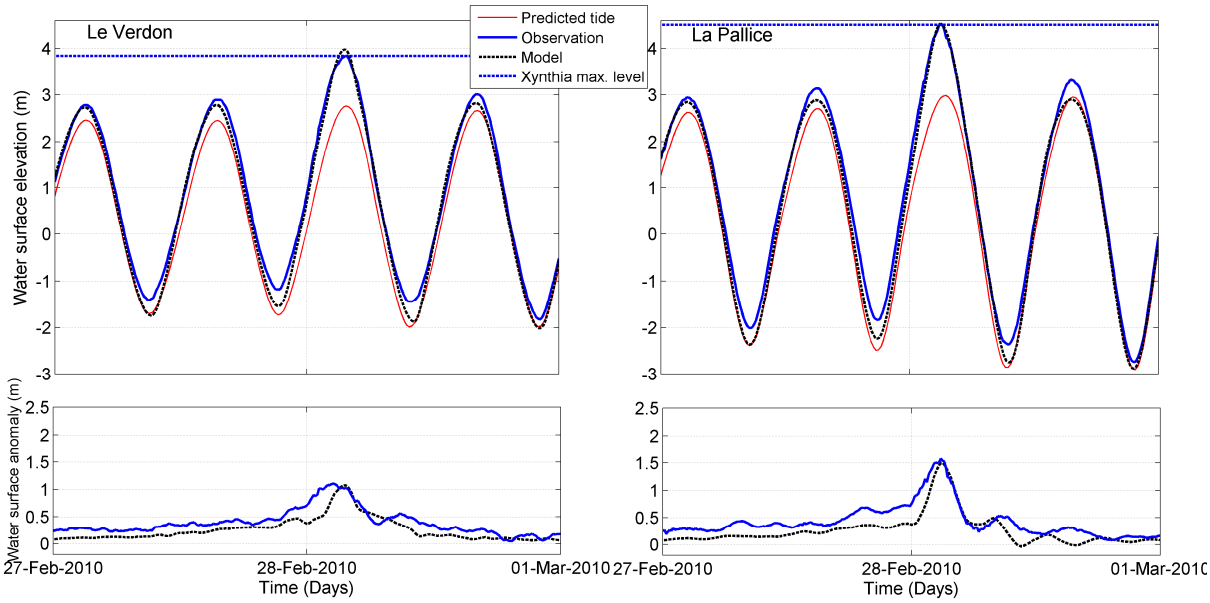


Figure 4.4: Observed (blue lines) and modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels) and predicted tide (red lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right) for Xynthia.

Tides are adequately reproduced by the model with RMSD of 0.09 m at La Pallice and 0.11 m and at Le Verdon, compared to the tidal predictions obtained as described in section 4.3.3. In terms of storm surge, 1.10 m peak surge at Le Verdon and 1.58 m at La Pallice were observed. The model captures the surge peaks but underestimates the surge by 0.1 to 0.4 m before the storm (Figure 4.4; Table 4.6). The resulting RMSD considering a 24 h window centered on the surge peak are 0.20 m and 0.24 m, respectively. The maximum measured total water levels reached 3.84 and 4.51 m NGF at Le Verdon and La Pallice, which values are reproduced by the model with errors less than 0.15 m (Figure 4.4; Table 4.6). RMSD between modeled and measured total water level considering a 24 h window centered on the surge peak is 0.22 m and 0.28 m, for La Pallice and Le Verdon, respectively. These comparisons show that our simplified modeling strategy yields reasonable predictions of wave conditions and water levels for Xynthia.

4.4.2.2 27 December 1999: Martin

Storm Martin occurred on the 27 December of 1999 and was qualified as “The storm of the century” by French newspapers (Sud-Ouest newspaper, 29/12/1999). This storm crossed Europe following a W-E track (Figure 4.3) and hit the northern part of Spain and southwestern part of France. The minimum sea-level pressure of the

depression reached 965 hPa at landfall of December 27 (Ulbrich et al., 2001). In the study area, maximum 10 minutes-mean wind speeds were recorded at Les Baleines station with a 42 m/s value from the West (275°). Yeu station recorded the lowest atmospheric pressure at 968 hPa (Table 4.6).

Although the storm peaked during the high tide of a moderate tidal range (astronomical high water level of about 2 m NGF at La Pallice and 1.90 m NGF at Le Verdon; Table 4.6), many low-lying areas in the study area were flooded (Figure 4.1), suggesting that a large storm surge developed. Water level measurements at le Verdon yielded a storm surge of 1.74 m (Figure 4.5; Table 4.6). Unfortunately, the La Pallice tide gauge was not operating during this storm because of a general power failure. Serious damages occurred in harbors. In the Royan Harbor the docks were flooded, indicating a water level of at least 3.5 m NGF based on the LiDAR DTM. At La Pallice a crane fell on the docks, two 30-m-breaches occurred on one dike. In "Les Minimes" Marina at La Rochelle, the catways left their pylons and hundreds of yachts were damaged. Inland, hundreds of km^2 of marshes were flooded and cultures were lost. North of the Gironde Estuary, the nuclear power plant of Blaye was partially flooded and had to be turned off for several hours (Sud-Ouest newspaper, 29/12/1999).

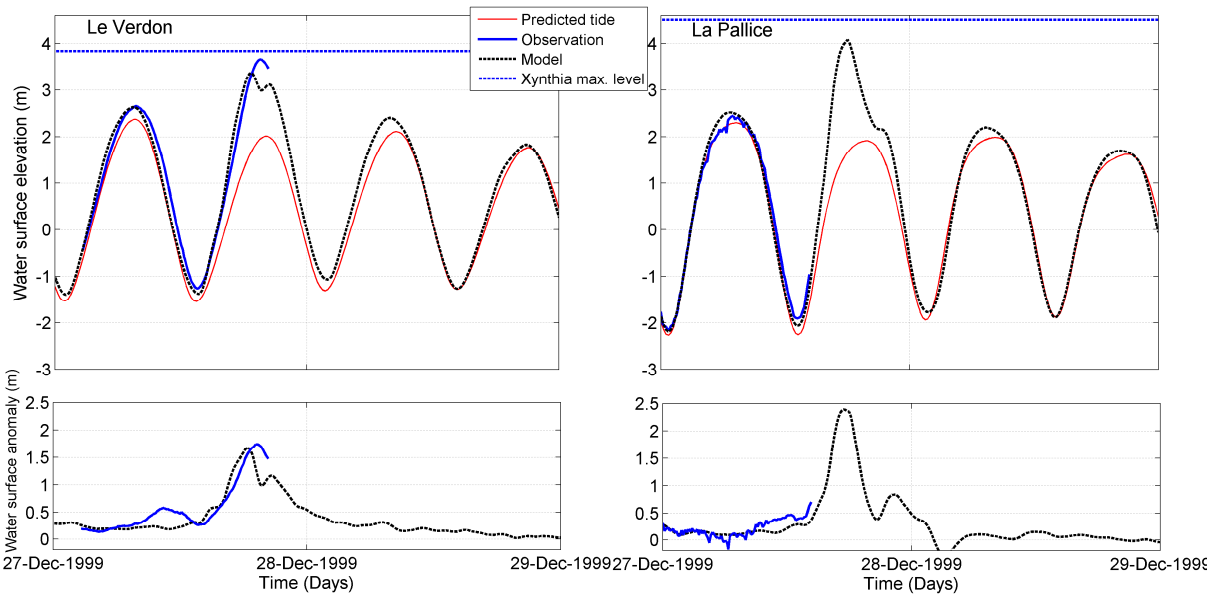


Figure 4.5: Observed (blue lines) and modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels) and predicted tide (red lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right) for Martin.

Tidal predictions during Martin show that the tidal range was 3.55 m at Le Verdon and 4.17 m at La Pallice (intermediate tidal range), with associated maximum water levels of 2.01 m NGF and 1.91 m NGF, respectively. Maximum H_s modeled for Martin at the wave buoy point offshore Oléron Island (Figure 4.1) was about 11 m, with a peak period of 15 s, and a mean direction (*Dm*) of 265° (Table 4.6). The maximum measured total water level reached 3.66 m NGF at Le Verdon, a value which was well reproduced by the model (RMSD = 0.33 m). The maximum storm surge deduced from observed water levels was 1.74 m and was correctly reproduced by the model (1.67 m with a 0.26 m RMSD). Modelling results suggest that the storm surge reached about 2.40 m at La Pallice, nearly in phase with the high tide. The corresponding water level was about 4.10 m NGF, a value only 0.40 m below the one reached during Xynthia (Figure 4.5). The associated coastal flooding was extensive (at least 380 km^2) over the study area (Figure 4.1) suggesting that the maximum water level was comparable to the one reached during the Xynthia Storm.

4.4.2.3 14-15 February 1957

During the night from the 14 to 15 February 1957, a severe storm coming from the North-West (Figure 4.3) occurred in the central part of the Bay of Biscay, with wind gusts reaching 40 m/s. The lowest pressure and strongest winds were recorded in the Chassiron station (Figure 4.1; Table 4.6) with 988 hPa and 28 m/s from the West, respectively. *«From La Rochelle to Biarritz, […] the wind blew furiously […] and the damages are estimated at dozens and dozens of millions* (French Francs) *»* (Sud-Ouest newspaper, 15/02/1957). Beside wind-induced damages, dikes breaches occurred almost everywhere in the study area, leading to the flooding of large areas. The storm reached the Atlantic coast during the high tide of one of the highest astronomical tide (5.18 m and 6.00 m tidal range and 2.98 m and 3.02 m NGF predicted maximum water level at Le Verdon and La Pallice tide gauges, Table 4.6) and peaked almost in phase with high tide (Figure 4.6). Marshes of the Marais Poitevin bordering the Aiguillon Cove were particularly affected by flooding (Figure 4.1). It was reported that *"The sea gained in 15 minutes the area it lost in seven centuries"* (Sud-Ouest newspaper 18/02/1957). At least 10 boats were found 700 m inland the Marais Poitevin, rolled up by the flood. At La Rochelle, the water flooded the dock of the old harbor and the adjacent streets (Garnier, 2010), which suggests that water levels reached more than 4.10 m NGF. Such a value suggests that a storm surge of at least 1 m developed if in phase with the high tide or larger if not exactly in phase with high tide (Figure 4.6). Unfortunately there was no tide gauge operating in the study area during this storm (Table 4.5). According

to the model, the maximum water level reached at Le Verdon tide gauge was about 3.50 m NGF with a maximum storm surge of 0.63 m happening few minutes before the high tide. The maximum water level reached at La Pallice tide gauge was 4.13 m NGF with a maximum surge of 1.13 m (Figure 4.6; Table 4.6).

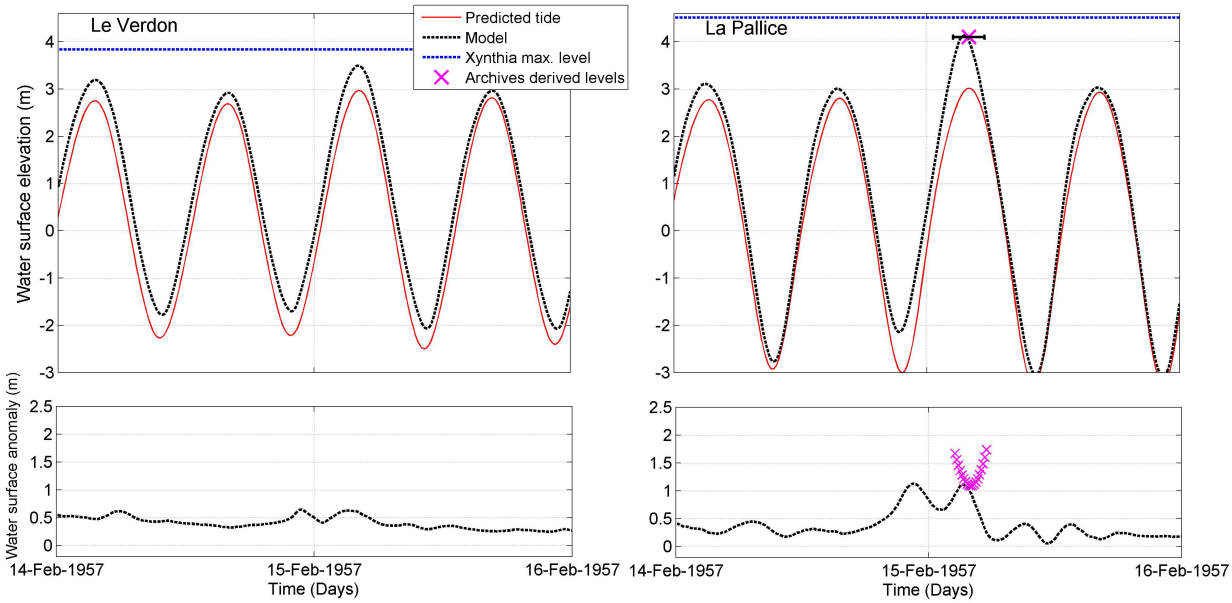


Figure 4.6: Modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels), predicted tide (red lines) and Xynthia maximum water level reference (up, blue lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right). Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of February 1957.

Maximum significant wave height modeled during the 1957 storm at the offshore Oléron Island wave buoy point is 8 m, with a peak period (T_p) of 13 s and a mean direction (Dm) of 270° (Table 4.6).

4.4.2.4 16 February 1941

This storm followed a SW-NE track and severely damaged the coasts of Portugal and North-West Spain with wind gusts reaching 50 to 55 m/s (Freitas and Dias, 2013; Muir-Wood, 2011), before striking the study area during the night of 15 to 16 February 1941. Les Mathes station recorded a minimum atmospheric pressure of 971 hPa and maximum wind velocities of 29 m/s from the South-West (Table 4.6). High tide water level was predicted to 2.49 m NGF at Le Verdon and 2.43 m NGF at La Pallice, which correspond to a spring tidal range (Figure 4.7; Table 4.6). Storm surge modeling results based on three daily measurements of wind and atmospheric pressures indicate that the maximum water level reached 3.80 m NGF at both tide gauge

stations, with maximum storm surges of about 1.60 m at Le Verdon and 1.70 m at La Pallice. These maximum modeled surges happened about one hour after the high tide (Figure 4.7).

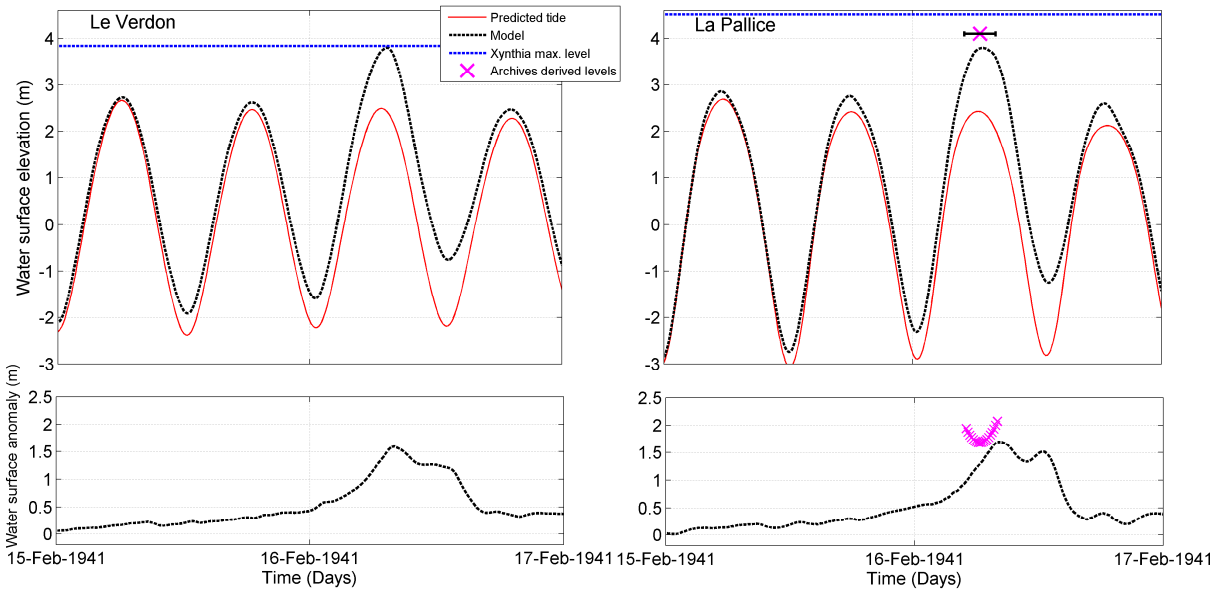


Figure 4.7 : Modeled (black lines) total water level (upper panels) and surge (lower panels), predicted tide (red lines) and Xynthia maximum water level reference (up, blue lines) at Le Verdon (left) and La Pallice tide gauge (right). Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of February 1941.

Large parts of the dikes at the Aiguillon Cove were damaged and the old harbor of La Rochelle and adjacent streets were inundated (Tardy, 2000) indicating a water level higher than 4.10 m NGF. The corresponding storm surge was larger than 1.70 m if in phase with the high tide or even more if not exactly in phase (Figure 4.7). It is worth noting that this storm followed a track resembling to that of Xynthia (Figure 4.3).

According to the model, maximum H_s reached 8 m offshore Oléron Island, with an 11 s peak period (T_p), and a mean direction (D_m) of 210° (Table 4.6). It is noteworthy that these values remind a sea-state close to the one that developed during Xynthia. As for the storm of 1957, no tide gauges were operating during this storm.

4.4.2.5 16 November 1940

A huge flooding related to a severe storm occurred the 16 November of 1940. "*A storm happened, as we never saw it in the Aiguillon Cove*" (Courrier de la Rochelle newspaper, 22/11/1940). The high tide was at about 5 pm with a water level predicted

to reach 2.14 m NGF at Le Verdon tide gauge and 2.20 m NGF at La Rochelle – La Pallice (Table 4.6). The wind blowing from the west was extremely violent (Courrier de la Rochelle newspaper, 22/11/1940).

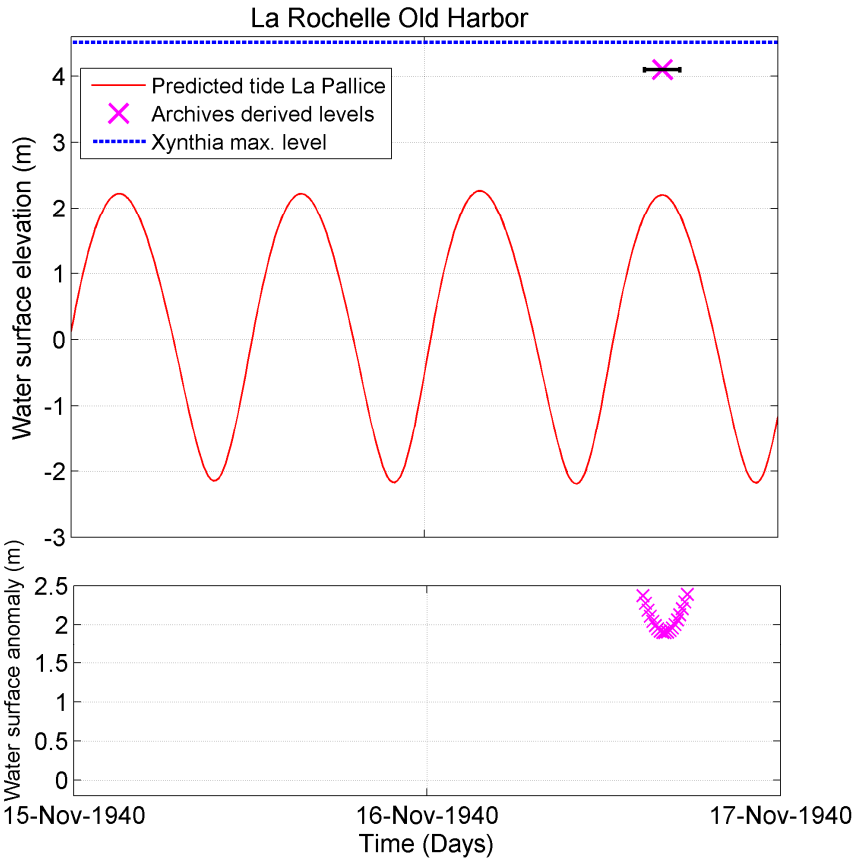


Figure 4.8: Predicted tide (up, red lines) for La Pallice tide gauge, Xynthia maximum water level reference (up, blue line) at La Pallice tide gauge. Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of November 1940.

Damages within the studied area were important: the old harbor area of La Rochelle was largely inundated, indicating a water level higher than 4.10 m NGF and a storm surge larger than 1.90 m if in phase with the high tide or even larger if not exactly in phase (Figure 4.8). The whole study area was affected by extensive flooding (La Gazette d'Aunis newspaper, 22/11/1940; Péret and Sauzeau, 2014). The 20CR shows that this storm followed a NW-SE track (Figure 4.3), with a path further North than the other studied storms.

4.4.2.6 8-9 January 1924

The 1924 Storm was described as a "furious storm" by the local journals: "In the middle of a furious storm, at about 4 am (local time), a surge occurred on the Atlantic coast. Huge waves reaching the size of houses took away walls, destroyed moles, broke

dikes and damaged numerous boats. The disaster occurred from Brest to Biarritz." (Journal de la Charente Inférieure newspaper, 11/01/1924). "In Royan, the surge lasted from 2 to 6 am, but it was around 4 am when it was the strongest. At this moment, the sea rose suddenly more than 5 m. [...] At 6 am the breaking waves covered entirely the aerial tramway" (Journal de Royan newspaper, 13/01/1924). Péret and Sauzeau (2014) found references to this event for nearly all the coastal municipalities of the study area.

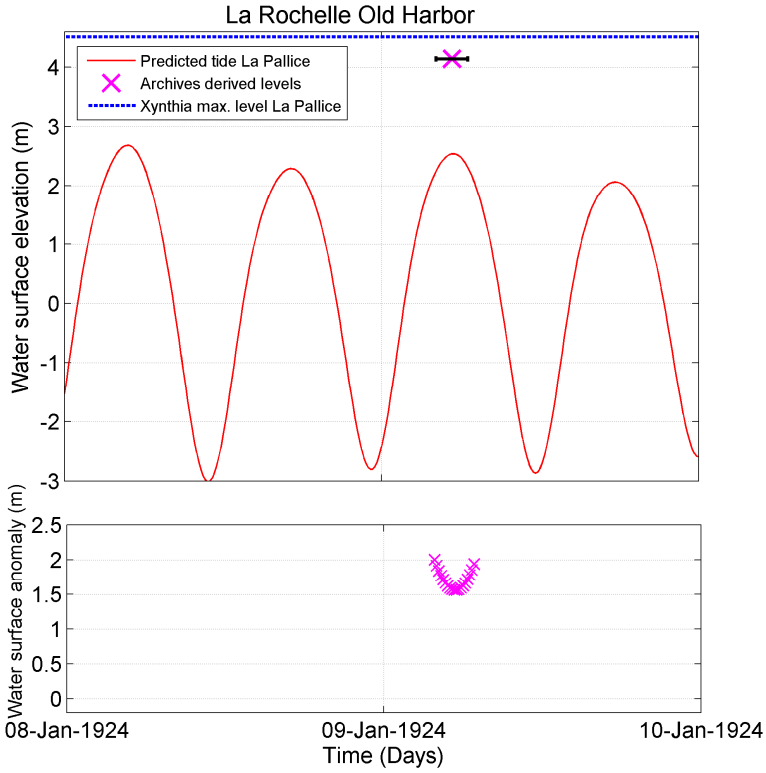


Figure 4.9: Predicted tide (up, red lines) for La Pallice tide gauge, Xynthia maximum water level reference (up, blue line) at La Pallice tide gauge. Inferred maximum water level and storm surge defined as the difference between maximum water level and predicted tide at La Rochelle Old harbor (purple crosses) for the storm of January 1924.

According to an engineer report (Charente-Maritime department archives, references ADCM 4S 7678 and 4S ADCM 7679), the water level reached 7.20 m (old datum), corresponding to 4.14 m NGF in the old harbor of La Rochelle, although the astronomical high tide was predicted to 2.54 m NGF (spring tidal range, Figure 4.9; Table 4.6). This observation would indicate that the surge reached about 1.60 m in La Rochelle (Charente-Maritime department archives, references ADCM 4S 7678 and 4S ADCM 7679), if this maximum water level was reached during the high tide, or higher than 1.60 m if not exactly in phase with high tide. Neither La Rochelle nor Le Verdon harbors had a working tide gauge station during this storm. The same engineer report mentioned strong winds from the South the 8th at 10 pm and very strong from the SW

on the 9th at 6 pm. The atmospheric pressure was measured in La Rochelle to 732 mmHg, i.e. 977 hPa (Charente-Maritime department archives, references ADCM 4S 7678 and ADCM 4S 7679). Meteorological stations over the study area only have daily records of atmospheric pressure and the minimum recorded value was 980 hPa at Yeu station (Table 4.5Table 4.6). 20CR shows that this storm was coming from the West-North-West, with a track close to the 1940 storm track (Figure 4.3).

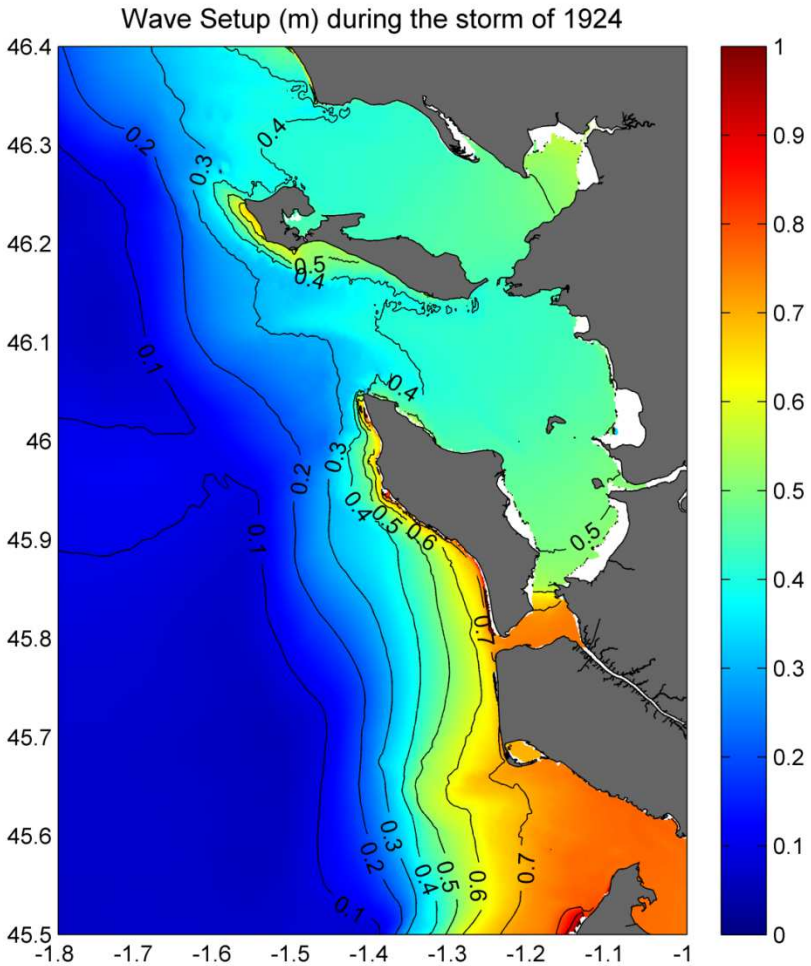


Figure 4.10: Setup induced by the waves in the Pertuis Charentais during the storm of 1924.

The analysis of time series of H_s originating from the wave hindcast of Bertin et al. (2013) revealed that this storm is possibly the one that produced the largest waves in the NE Atlantic Ocean over the 20th century, with maximum H_s reaching 25 m and peak periods above 22 s at the entrance of the Bay of Biscay. This exceptional sea-state is likely to have produced large wave setup and exceptional infragravity waves (Stockdon et al., 2006) that could explain the massive destruction of sea fronts

mentioned in most historical archives. Figure 4.10 displays the setup induced by this exceptional sea-state, as computed by our modelling system forced by waves only. This figure shows that wave-induced setup can reach locally 1 m in areas exposed to the open ocean. More surprisingly, setup reaching 0.40 to 0.60 m propagate in sheltered areas and can therefore contribute significantly to the storm surge.

Table 4.6: Summary of oceanographic and meteorological conditions during the 6 selected storms. Bold values correspond to measured values, normal values correspond to modeled values and italics and underlined values correspond to estimation from archives narrations. When no informations are available the cell is black.

		Xynthia	**Martin**	**1957**	**1941**	**1940**	**1924**
Tidal range (m)	Le Verdon	4.44	3.55	5.18	4.71	3.80	4.57
	La Pallice	5.44	4.17	6.00	5.32	4.38	5.34
Predicted max tidal level (m NGF)	Le Verdon	2.82	2.01	2.98	2.49	2.14	2.65
	La Pallice	3.00	1.91	3.02	2.43	2.20	2.54
Maximum water level (m NGF)	Le Verdon	**3.84**/3.98	**3.66**/3.37	3.49	3.80		
	La Pallice	**4.51**/4.53	4.08	4.13	3.80 *>4.10 (old harbor)*	*>4.10 (old harbor)*	*~4.14 (old harbor)*
Surge max (m)	Le Verdon	**1.10**/1.07	**1.74**/1.67	0.63	1.59		
	La Pallice	**1.58**/1.49	2.39	1.13	1.69 *>1.70 old harbor)*	*>1.90 (old harbor)*	*>1.60 (old harbor)*
Storm track		from South-West	From West	From West-North-West	From South-West	From West North-West	From West North-West
Wind speed max (m/s)		**32** at Baleines	**41** at Baleines	**28** at Chassiron	**29** at Les Mathes	*« Extremely violent » at La Rochelle*	*"Very strong" at La Rochelle*
Wind direction (°)		**205**	**275**	**270**	**210**	*Around 270*	*Around 230°*
Lowest pressure (hPa)		**970** at Yeu	**968** at Yeu	**988** at Chassiron	**971** at Les Mathes		**980** at Yeu/*977 at La Rochelle*
Hs max (m)		8	11	8	8		
Tp (sec)		10	15	13	11		
Dm (°)		205	265	270	210		

4.5 Discussion

4.5.1 Limitations of the historical archives

Historical archives were analyzed in order to produce a complete database of storm-induced coastal floods in the study area, from 1500 AD to present. A total of 46 coastal floods were identified for the last 513 years. Most of them (89 %) occurred between October and March, corresponding to the maritime winter of northern hemisphere mid-latitudes. This result points out the seasonal variability of storms and related coastal floods. From 1500 to 2000, our database would suggest an increasing frequency of storm-induced coastal floods (Table 4.2). However, this behavior may be an artifact related to less complete historical archives for earlier periods in the past. Indeed, the older the period, the less exhaustive seem to be historical archives. The decrease of archive availability over the time can be explained by accidental destructions or poor conservation (wars, fires, insects, humidity, etc…). In addition, until a recent period, old newspapers and archives were considered as low value documentation and therefore were not maintained carefully. Finally, some flooding has simply not been reported because most events occurred in winter, and therefore did not impact any salt stocks nor agricultural fields. In addition, ancient littoral societies did not build any house in the lower lands, and were less vulnerable to coastal flooding than the present societies.

Everywhere in the world, the population growth together with the urbanization of the coastline through time led to an increasing sensitivity and vulnerability to coastal hazards including coastal floods (IPCC, 2007). The gaps in historical archives in the earlier period of this study together with the increasing sensitivity and vulnerability to coastal hazards during the last century prevent concluding on an upward trend in storminess and related coastal flooding over the last 500 years. Those limitations could also explain the discrepancy between our database showing a minimum number of coastal flooding during the 17th and 18th centuries (Table 4.2) and several studies, based on written sources (Aagaard et al., 2007; Clemmensen et al., 2001) or sedimentological investigations (Clarke et al., 2002; Jelgersma et al., 1995) that suggested a higher storm activity and subsequent storm surge frequency during the Little Ice Age (1400-1800) along the European coasts. However, these studies rather yield insights on the average storminess for a given period while major flooding are produced by individual extreme storms that are not necessarily related to the average storminess.

4.5.2 Limitations of the modeling approach

The numerical modeling of storm surges usually requires employing high resolution atmospheric forcing (e.g. 0.1°/1h), which are only available for the most recent storm (Xynthia, 2010) that we analyzed in this study. Alternatively, we developed a methodology where we force the modeling systems directly with the measured wind speed and atmospheric pressure. This simplification would theoretically deteriorate the accuracy of storm surge predictions. In addition, the scarcity of the observations and the heterogeneity of the height at which the wind is measured from one station to another would only provide a rough representation of the atmospheric settings for each storm. Second, the local approach without any nesting in a larger scale model implies that the only storm surge that we impose along the open boundary is the inverse barometer effect. For instance, Blain et al. (1994) showed that, in the Gulf of Mexico, the domain size has a strong impact on the accuracy of storm surge predictions. Despite all those limitations, the comparison between modeling results and water level data available for Martin and Xynthia reveals that maximum water levels are reproduced quite reasonably, with errors of the order of 0.10 to 0.20 m. For information, a state-of-the-art numerical hindcast of the storm surge associated with Xynthia carried out in our team yields errors on water levels and storm surge "only" two times lower (Bertin et al., 2014b). For the storms of 1941 and 1957, the comparison with maximum water levels inferred from historical archives suggests model results are within the same range of accuracy. Hence, the accuracy of the model is assumed to be sufficient to bring together independent evidences that several events induced water levels comparable with those reached during Xynthia.

4.5.3 Meteo-oceanic settings leading to extensive coastal flooding in Western France

This study reveals that six major storm-induced coastal floods occurred since 1900, which highlights the vulnerability of the study area to marine inundations. Based on LiDAR topographic data, we can argue that a total water level exceeding 4 m NGF leads to extensive inundated areas, because many dikes protecting extensive low lands of the study area are below this elevation (Breilh et al., 2013). According to our modeling results, the highest storm surge occurred during storm Martin in 1999 and reached about 2.40 m at La Pallice and up to 3 m in the Aiguillon Cove. These values could appear weak in comparison with other regions of the world, such as the Bay of Bengal or the Gulf of Mexico where storm surges larger than 8 meters were reported.

However, unlike these micro to meso-tidal regions, the study area is macro-tidal, which causes the phase between tides and storm surges to be determinant to reach extreme water levels. For instance, the highest astronomical high water level in La Rochelle is higher than 3.20 m NGF, so that a storm surge of less than 0.80 m in phase with such a high tide can result in a water level high enough to induce a major flooding. From the meteo-oceanic conditions that occurred during the six storms investigated in this study, we propose to identify generic settings that can lead to major flooding:

- Moderate storm surge and extreme tidal range. This setting is illustrated by the storm of 1957, characterized by a moderate storm surge (about 1.10 m at La Pallice tide gauge according to our modeling results). Consequently, the coastal flooding of 1957 would not have happened without the very large astronomical high tide (6.04 m tidal range at La Pallice) that occurred during this storm.

- Moderate tidal range and large storm surge. This combination was more frequent in the study area and concerned the storms that occurred in 1940, 1941, 1999 and 2010. From these 4 storms, we identified two meteo-oceanic configurations that can lead to very large storm surges. First, extreme winds such as those recorded during the storm Martin in 1999 (42 m/s 10 minutes-mean winds). Second, SW-NE unusual storm tracks such as those of Xynthia in 2010 and the storm of 1941. Under such conditions, winds blowing from S to SW induce an Ekman transport towards the coast. In addition, such storm tracks restrict the fetch to a few hundred kilometers in the Bay of Biscay, which results in particular sea-states characterized by young waves enhancing surface stress. This setting results in abnormally large storm surges compared to the wind speed, as it was the case for Xynthia (Bertin et al., 2012a; 2014a). Considering the elements at our disposal, it is likely that the storm of 1941 shared common characteristics with Xynthia.

- Extreme waves. Extreme waves induce very large setup that can propagate in sheltered zones, such as the inner part of estuaries. This was the case of the 1924 storm, which is likely to have generated some of the largest waves at the scale of the NE Atlantic Ocean for the 20th century (25 m H_s and 22 s T_p waves at the entrance of the Bay of Biscay; Bertin et al., 2013). According to our modeling results, a setup of up to 1.0 m developed along the coastlines exposed to the open ocean and propagated into sheltered areas where it reached 0.4 to 0.6 m (Figure 4.10). However, our modelling system was forced by time series of wave spectra, obtained from a regional wave hindcast based on wind fields corresponding to the ensemble-mean of 20CR. Due to the spread within the different members of this ensemble atmospheric reanalysis, it is

expected that the associated winds are negatively biased. As a consequence, the large waves and subsequent setup that we computed for the 1924 storm may be significantly underestimated. Furthermore, those extremely large and long period waves are expected to have induced large infragravity waves, which may explain the massive destruction of sea fronts mentioned in most historical archives.

Although the diversity of meteo-oceanic settings leading to coastal floods is defined from a few well-documented storms that hit a small part of the world coastline, this result has important implications in terms coastal hazard assessment at both local and more global scale. Our results show that coastal flood hazard cannot be estimated only from 1 or 2 recent well-documented examples. Gathering a large amount of events as far as possible in the past is shown to be a valuable approach, even if informations and/or measurements are partial or incomplete.

4.5.4 Implications for the determination of extreme sea-level return periods

The database elaborated in this study revealed that 46 storm-induced coastal floods occurred since 1500 in the study area. From 1900 to present, the combination of available measurements, modeling results and historic narratives combined with LiDAR data showed that water levels exceeded 6 times 4 m NGF at La Pallice and 4 times 3.50 m NGF at Le Verdon (Table 4.6) and led to extensive coastal floods. Previous statistical analyses of extreme water levels relying on tide gauge measurements suggested that the water levels associated with a return period of 100 years range from 3.81 to 3.96 m NGF at La Pallice and 3.60 to 3.83 m at Le Verdon (SHOM and CETMEF, 2012; Simon, 2008; Tomasin and Pirazzoli, 2008, Table 4.7). These values are seriously challenged by our study, which demonstrates that higher levels were significantly exceeded 6 times at La Pallice and reached or exceeded at least twice at Le Verdon during the past hundred years.

Table 4.7: Extreme water level corresponding to 100 years returns period and dataset length used to compute it, from previous studies, for both tide gauges considered in the study area.

	Tomasin & Pirazzoli (2008)	**Simon (2008)**	**SHOM and CETMEF (2012)**
La Pallice	3.81 m NGF (18.6 years)	3.96 m NGF (21.7 years)	3.89 m NGF (25.9 years)
Le Verdon	3.60 m NGF (14.9 years)	3.83 m NGF (12.4 years)	3.67 m NGF (21.9 years)

Several hypotheses can be proposed to explain the difference between previous statistical studies and the present study based on a historical approach. First, the above-listed statistical studies rely on limited tide gauge measurements, which, in the best case, only included Xynthia as extreme event. Although it is often argued that the tail of the distributions used in statistical approaches are robust and wouldn't be drastically changed by the integration of one additional extreme value, integrating the 6 storms identified in our study would probably strike the whole distribution.

Second, several studies showed that the dataset over which statistical distributions are adjusted to determine return periods should be homogenous (e.g. Mazas and Hamm, 2011a, 2011b). In this study, we show that several contrasting meteo-oceanic settings can lead to extreme water levels, so that a statistical predictor can hardly infer one from the other. Hence, any statistical predictor should be based on a time series long-enough to include events of the different types, which was not the case in the above-referred studies. Our findings suggest that the return period for extreme water levels in the study area are overestimated significantly, which poses a serious problem in terms of coastal management. For instance, the height of the dikes protecting low lying coastal zones should be reconsidered after the return period of extreme water-levels is verified. Although this study relies on a local case study, the problems that we identified in statistical approaches may be generic and should be reconsidered at other sites, where historical archives are available.

4.6 Conclusion

This study aimed firstly at understanding if the major coastal flooding induced by Xynthia in 2010 in the central part of the Bay of Biscay was really unique. For this purpose, an historical database of storm-induced coastal floods that affected this region over the last five centuries was constructed. The analysis of this database revealed that 46 floods occurred for the last 5 centuries (average rate of 1 coastal flood every 11 years), including 8 events defined as major, 6 of which occurred during the last one hundred years. The analysis of the associated meteo-oceanic conditions combining the available field data and numerical results revealed that contrasting configurations can lead to a major flooding in this vulnerable low-lying area. Based on the 6 investigated storms, three main settings were identified:

1- Extreme water level related to the highest astronomical high tide in phase with a moderate storm surge (about 1 m).

2- Moderate high tide level in phase with large storm surges resulting either from extreme winds or from moderate storm winds associated with a particular sea-state and storm track.

3- Same as 2- where the storm surge is enhanced with extremely high waves.

This new historical database also provides valuable observations on extreme sea levels and shows that during the last 100 years, extreme waters levels at La Rochelle exceeded 6 times the water level associated with a 100 years return period calculated from the available tide gauge record. This finding suggests that return periods for extreme water levels in the study area are significantly overestimated. This problem should be investigated at other coastal zones where coastal floods hazards are estimated from relatively short time-series of water levels recorded by tide gauges. Our finding shows that historical archives can provide very valuable data that should be considered to estimate return periods of extreme sea levels and coastal flood hazards.

4.7 Acknowledgement

This work was supported by FEDER 34146-2010 and Conseil Général de Charente-Maritime and is also a contribution of the EU-funded FP7 RISCKIT project (ENV.2013.6.4-3). We would like to thank UPLC (*Université Populaire du Littoral Charentais)* for funding Nathalie Giloy Masters internship. Thanks to Sylvie Jourdain from Météo France for the recovering of meteorological archives coming from the "*Archives nationales*" of France. Thanks to Didier Grimal from Météo France too for his advices and for providing us historical wind and pressure measurements. We would like to thank SELFE and WWM models developing teams. IGN is thanked for 2010 LiDAR data and REFMAR is thanked for sea level tide gauge measurements. Thanks to the SHOM for the wave data during Xynthia. Thanks to Guy Wöppelmann and Médéric Gravelle from the SONEL team (www.sonel.org) for details on historical mean sea levels. We also would like to thank Amélie Pelter from Les Baleines Semaphore for the informations on data availability. André Fortunato is warmly acknowledged for carrying out a reading of the paper and providing important suggestions.

Abstract of Chapter 4

This study analyses historical archives to produce a database of storm-induced coastal flooding in the French central part of the Bay of Biscay since 1500 AD. From this new database, 46 coastal floods have been reported for the last 500 years (1 event every 11 yr on average), which demonstrates the high vulnerability of this region to coastal flooding. The limitations of historical archives prevent concluding to a change in storminess over the period. The six largest coastal floods that occurred since 1900 are further investigated because numerous informations are available in terms of meteorological conditions as well as maximum water levels reached. Associated storm surges are also modeled using a simplified methodology, relying on a fully coupled wave and circulation modeling system directly forced by the available meteorological data. The analysis of modeling results and historical archives reveals firstly that several meteo-oceanic settings can lead to extensive coastal flooding in the studied area. The analyzed events allow distinguishing three main settings: (1) a small storm surge associated with the highest astronomical tidal levels, (2) a large storm surge, induced either by extreme winds or a particular sea-state and associated with high astronomical tidal levels and, (3) a large storm surge enhanced by extreme wave conditions. Second, maximum water levels reached during these 6 coastal floods were shown to be higher than the 100 years return period water level estimated in several recently published studies. This inconstancy can be explained mainly by the lack of extreme water levels records in tide gauge datasets used in these previous studies. To a slightest degree, this study questions the validity of classical statistical approaches when analyzing extreme water levels data resulting from contrasting meteo-oceanic settings. It is concluded that historical archives combined with storm surge modeling could be a valuable approach to better estimate the return period of extreme sea levels and improve the understanding on the vulnerability of mixed-energy coastal environments such as the study area.

Chapitre 5

Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia (Western France)

J. F. Breilh[1], E. Chaumillon[1], X. Bertin[1] and M. Gravelle[1]

[1]{UMR 7266 LIENSs CNRS-Université de La Rochelle, La Rochelle, France}

Ce chapitre est un article publié en 2013 dans la revue Natural Hazards and Earth System Sciences.

5.1 Introduction

Flooding is one of the major natural disasters and affects many regions of the world. Besides causing considerable material damage, this natural hazard leads to the loss of hundreds (sometimes thousands) human lives every year (Cook and Merwade, 2009). Because of the current sea-level rise and the potential increase in storminess (Schmith et al., 1998) resulting from climate change, extreme coastal flooding events are likely to be more frequent in the future (Brown et al., 2010) while the population in coastal zones is expected to grow (IPCC, 2007). Moreover, anthropogenic effects, such as land reclamation and coastal defense, impact the natural behavior of the coastal zones and the risk of flooding and storm damage (Bates et al., 2005). In this context, it appears fundamental to accurately forecast storm surges and associated coastal floods.

Flooding of coastal lowlands by ocean waters is mainly due to tsunamis (Wächter et al., 2012) and storm-related processes (Benavente et al., 2006) that generate a sea level above the ordinary tide level. Among these processes, the wind effect is often responsible for a large part of the storm surge, particularly in coastal zones bordered by extensive continental shelves and shallow shoreface (Kennedy et al., 2012; Rego and Li, 2009). Thus, low-lying coasts (delta in river-dominated coastal areas, estuaries in tide-dominated coastal areas and lagoons in mixed energy and wave-dominated coastal areas), bordered by large shelves and located on the track of hurricanes and extra-tropical storms are particularly vulnerable. The Bay of Bengal, which includes extensive deltaic environments, is the region in the world where the deadliest coastal floods resulting from hurricanes were reported. Thus, in 1970, the tropical cyclone Bhola killed more than 300,000 people (Das, 1972) and in 2008, the tropical cyclone Nargis killed over 130,000 people (Wolf, 2008). Another very vulnerable low-lying coast is the Gulf of Mexico, which includes deltas and lagoons. This vulnerability was illustrated by hurricane Katrina in 2005, which was the sixth-strongest Atlantic hurricane ever reported while the associated flood cost 1500 lives and 84 billion dollars of damages (Blake, 2007). The coastal morphology of North-Western Europe is dominated by estuarine environments (Perillo, 1995) while this region is located on the track of extra-tropical storms regularly inducing storm surges above one meter (Bertin et al., 2012a; Brown et al., 2010; Nicolle et al., 2009; Wolf, 2008). Low-lying zones of North-Western Europe are thus also vulnerable to coastal flooding. Over the past century, the most serious case took place in the Southern North Sea in

February 1953. A severe storm induced a three meters-high surge (Wolf and Flather, 2005) combined with a high spring tide, which caused the flooding of a large part of Netherland (Gerritsen, 2005), and to a slightest degree UK and Germany. This catastrophe was responsible for 1836 deaths (Gerritsen, 2005; Wolf and Flather, 2005). In France, the storms Martin and Xynthia (Bertin et al., 2012a) hit the western coast over the last fifteen years and caused the flooding of large coastal areas. Xynthia (February 2010) was responsible for 47 deaths and at least 1.2 billion euros of damages in France (Lumbroso & Vinet, 2011). Over these 47 deaths, 41 occurred in the study area.

Beside human losses and material damages, the changes of environmental conditions in coastal habitats associated with marine floods cause a cascade of direct and indirect ecological responses that range from immediate to long-term. For example, inundation of fresh marshes by storm-driven seawater tends to damage or kill all the vegetation, sometimes for several years (Morton & Barras, 2011).

This study is focused on Xynthia and the associated surge because the flooded areas were accurately mapped for the first time in this region of France. Following this storm, a regional storm surge modeling system was developed (Bertin et al., 2012a) and accurate LiDAR (Light Detection and Ranging) data were obtained in order to identify vulnerable coastal areas. Previous topographic data could not be used for such application, because they were not accurate enough to represent coastal defenses and sedimentary barriers. Indeed, LiDAR is able to measure ground elevation with a horizontal resolution (~1 m) and a vertical accuracy (~10–15 cm) that are adequate for many flood mapping applications (Gallien et al., 2011). The airborne LiDAR-derived Digital Elevation Models (DEMs) are commonly used to evaluate vulnerability to sea-level rise (Chust et al., 2010, 2009; Webster, 2010; Webster et al., 2006), coastal flood risks (Bernatchez et al., 2011; Webster et al., 2006) and also fluvial flood risks (Cook and Merwade, 2009; Haile and Rientjes, 2005).

This study aims to evaluate the benefits and limitations of a raster-based static method and a semi-dynamic flood modeling method based on high accuracy LiDAR-derived DEMs. Such methods are commonly used to delineate areas vulnerable to flooding, like the Coastal Flood Risk Prevention Plans (PPR-SM, http://www.risques.gouv.fr/risques-naturels/inondation) in France, the Flood Insurance Rate Map (FIRM) from the Federal Emergency Management Agency

(FEMA, http://www.fema.gov/) in the USA or flood maps from the UK environment agency (http://www.environment-agency.gov.uk/).

The originality of this study stems from the analysis of a wide diversity of flooded areas, for which the extension of the flooding was accurately delineated. More than 40 separated areas were flooded and mapped, allowing linking the skill of static modeling methods with geomorphological characteristics of flooded areas. The performance of static modeling methods is evaluated against generic morphological parameters and this study concludes on the applicability of such methods for other vulnerable coastal environments.

5.2 Study area

5.2.1 Geomorphologic setting

The study area is located along the Atlantic Coast of France, northward of the Gironde Estuary (Figure 5.1). The coastline is irregular and characterized by large embayments (locally named "Pertuis Charentais") corresponding to three drown incised-valley (IV) segments (from North to South: the Lay-Sèvre IV, the Charente IV and the Seudre IV (Chaumillon et al., 2008a), bounded by the Arvert Peninsula, Ré and Oléron Islands and the South Vendée coastline (Figure 5.1). The maximum water depth is 43 m below the 0 NGF (French vertical datum, i.e. mean sea level observed at the Marseille tide gauge between the 2 February 1885 and the 31 December 1896) within the Charente IV and 61 m within the Lay-Sèvre IV. Nevertheless, 65 % of the Pertuis Charentais sea floor area is less than 10 m deep, thereby the marine part of the study area can be considered as shallow.

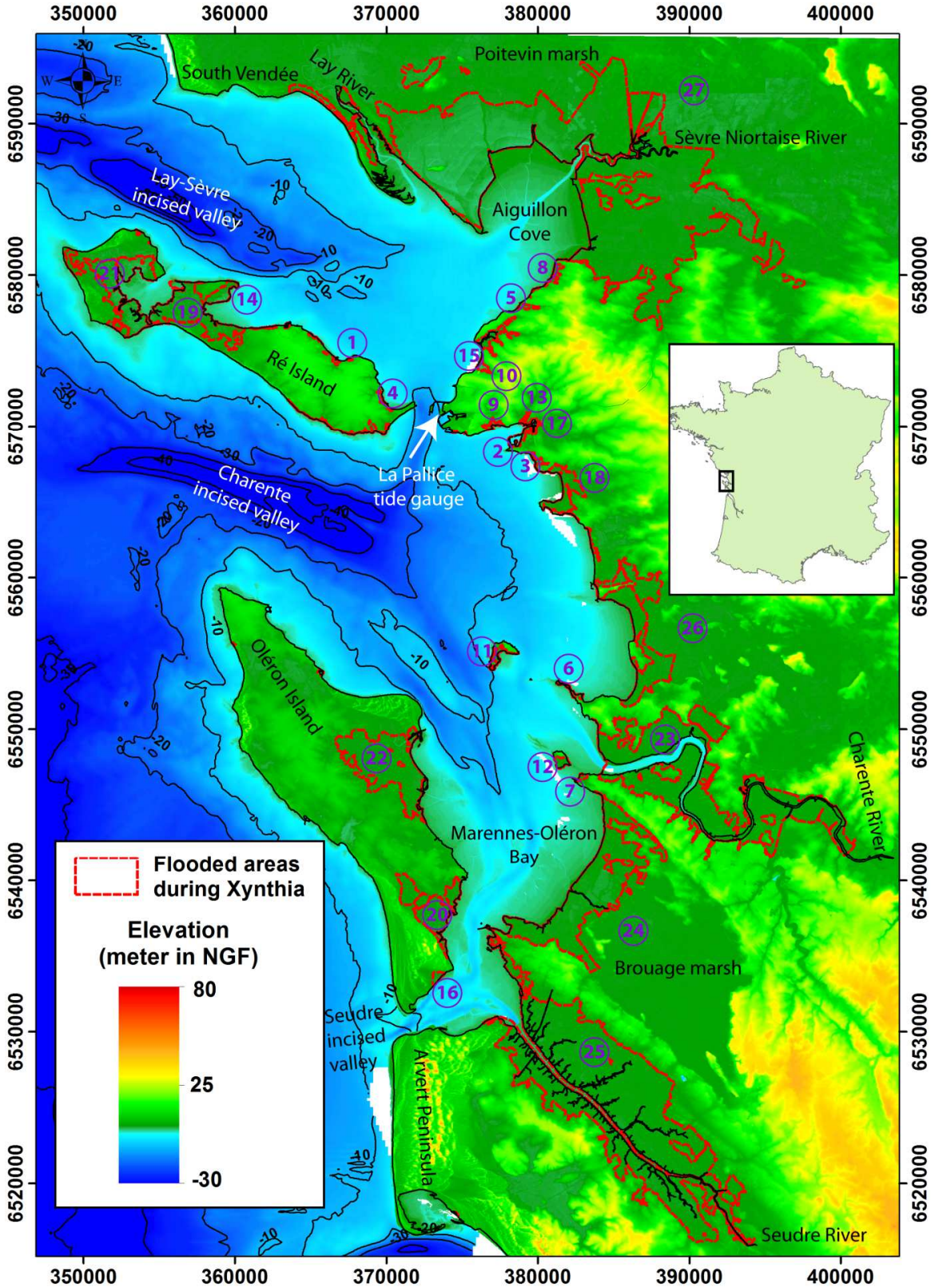


Figure 5.1: LiDAR derived Digital Terrain Model (DTM) of the study area. Elevation is shown in meter NGF and the horizontal projection is in meters of Lambert 93 projected coordinate system. Purple surrounded numbers 1 to 27 are the studied marshes. The red dot line shows the extension of the observed flooded areas caused by the Xynthia storm.

The landward part of those embayments displays extensive intertidal mudflats that can reach 5 km width. In the past (from millenaries to centuries) the seaward parts of those onshore incised-valley segments were flooded by the sea (Allard et al., 2008; Billeaud et al., 2004; Chaumillon et al., 2008a; Pawlowski, 1998). The rapid siltation and sediment-fill of those IV segments lead to the development of extensive coastal marshes, one of them corresponding to the largest coastal marsh of France (the Poitevin Marsh, n° 27, Figure 5.1). The natural infilling of those marshes was enhanced by anthropogenic activities, mainly deforestation (Poirier et al., 2011) and land reclamation (Allard et al., 2008; Bertin et al., 2005; Chaumillon et al., 2004).

Table 5.1: Percentages of the 10 kilometer band land area (from the present-day coastline to 10 km inshore) below: (1) the sea level of the mean high water neaps (MHWN); (2) the sea level of the mean high water springs (MHWS) and (3) the sea level of highest astronomical tide (HAT).

Corresponding tide	**MHWN**		**MHWS**		**HAT**		**HAT + Storm surge**	
Water elevation (m NGF)	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5
% of below sea level surface area of the 10 kilometer wide coastal band	1%	3%	11%	32%	45%	50%	54%	56%

Those marshes are bounded by rocky outcrops corresponding to the interfluves of the IVs. The elevation of a large part of these marshes is commonly below the highest sea levels reached during spring tides. Considering a coastal area spanning from 10 km inland to the coastline, between 45 % and 50 % is below the highest astronomical tides (Table 5.1). To prevent marine flooding, extensive dikes, levees (approximately 240 km) and locks have been built over the last centuries (Figure 5.1). Since all these land settlements were done, wetlands are disconnected to the sea. During high tides, locks are closed, preventing saltwater incursion, and during low tides, locks are opened, allowing the drainage of marshes.

5.2.2 Hydrodynamic setting

The study area is a mixed tide- and wave-dominated system. Tides are semi-diurnal, with amplitude ranging from less than 2 m (neap tides) to more than 6 m (spring tides). Mean annual offshore (about 120 km offshore Oléron Island, Figure 5.1) wave conditions are characterized by significant wave heights of 2 m and peak periods ranging from 8 to 12 s coming predominantly from the W to NW, although winter storms can episodically produce waves higher than 9 m (Bertin et al., 2008).

Four small coastal rivers contribute to moderate freshwater input: the Lay and Sèvre Niortaise Rivers that flow into the Pertuis Breton and Aiguillon Cove, and the Charente and Seudre Rivers that flow into the Marennes-Oléron Bay (Figure 5.1). The analysis of available fluvial discharge data (Banque Hydro, 2012) reveals that fluvial discharges during Xynthia were close to yearly-mean conditions (Table 5.2), which are too weak to induce any freshwater flood.

Table 5.2: Mean, maximum and daily for the day of Xynthia discharges of the four main rivers of the study area.

River	**Lay**	**Sèvre Niortaise**	**Charente**	**Seudre**
Period of measure	2003 - 2012	1969 - 2012	1998 - 2012	1998 - 2012
Mean discharge for all period ($m^3.s^{-1}$)	12	11.6	69	1.5
Maximum daily discharge ($m^3.s^{-1}$)	214	255	1037	19
Daily discharge 28/02/2010 ($m^3.s^{-1}$)	31	6.2	120	1.5

5.2.3 The Xynthia storm and the associated damages

Xynthia was a windstorm that hit the coasts of France during the night of the 27th to the 28th of February 2010. The sea-level pressure reached its minimum at 969 mbar. Southern to South-western winds ranging from 25 to 35 m/s (hourly mean at 10 m elevation) blew over the Southern part of the Bay of Biscay (Figure 5.1) and maximum gusts reaching 45 m/s were recorded on Ré Island (Figure 5.1) (Bertin et al., 2012a). Xynthia generated a storm surge that reached its maximum in the central part

of the Bay of Biscay (Bertin et al., 2012a). Storm surges during Xynthia were estimated by comparing the predicted astronomical tide to the measured sea-level and this comparison showed that the storm surge in La Pallice harbor exceeded 1.50 m (Figure 5.2). This storm surge was in phase with a high spring tide causing an extreme water level of 4.5 m NGF. Considering the work of (Simon, 2008) on extreme water levels, this value would be associated with a return period larger than 100 years. Many natural barriers and sea-walls were submerged and/or breached, causing the flooding of very large areas (approximately 400 km² in the study area).

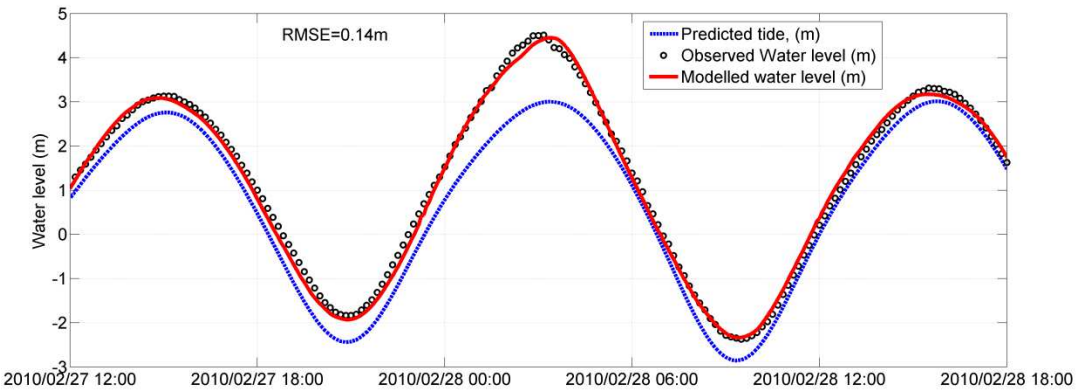


Figure 5.2: Predicted tide (blue line), observed water level at the La Pallice tide gauge (black circles) and modeled water level from Bertin et al. (2012a) storm surge modeling system (red line), during the Xynthia storm.

Xynthia was one of the costliest and deadliest storms to ever strike France in the modern history. Tourism, farming and aquaculture are three major economic activities of this part of France. Saltwater flooding of farmlands was a real drama for the farming industry. The first reason is that inundated lands can stay contaminated by salt for several years, leading to the impossibility to crop. The second reason is that hundreds of cattle were drown. Lots of aquaculture infrastructures, located in marshes, were destroyed as well as tourism infrastructure. In term of loss of life, some urbanized inhabited areas were flooded. Thus, the total number of fatalities directly related to Xynthia exceeded 40 in the Western coast of France and the material damages were estimated to be more than 1.2 billion Euros.

Table 5.3: 27 marshes of the study area classified following their size. Surface area of the flooded area during Xynthia and maximum sea level during this storm computed by the Bertin et al. (2012a) storm surge modeling system.

Marsh n°	Marsh name	Marsh area (km^2)	Observed flooded area (km^2)	Modeled maximum sea level at the seaward boundary of the marsh during Xynthia (m)
1	La Flotte	0.06	0.04	4.56
2	Port des Minimes	0.13	0.10	4.44
3	CG17 butte de tir	0.23	0.30	4.44
4	Rivedoux-Goguette	0.27	0.08	4.30
5	Golf de la Prée	0.31	0.29	4.70
6	Fouras	0.42	0.29	4.45
7	Port des Barques Ouest	0.42	0.17	4.46
8	Coup de vague	0.48	0.44	4.75
9	Port Neuf	0.50	0.34	4.43
10	Pampin	0.51	0.37	4.60
11	Aix	0.52	0.46	4.43
12	Ile Madame	0.54	0.47	4.45
13	Parc La Rochelle	1.30	0.12	4.46
14	Loix Est	1.75	1.52	4.43
15	Port du Plomb	1.90	1.40	4.61
16	Saint-Trojan	2.69	0.38	4.10
17	La Rochelle Centre	5.86	0.56	4.46
18	Aytré-Angoulins	8.15	3.38	4.44
19	Loix Ouest Couarde	13.80	9.13	4.41
20	Château d'Oléron	14.03	7.88	4.40
21	Ré Nord	21.15	10.70	4.53
22	Boyardville	64.50	16.80	4.44
23	Charente	83.00	48.25	4.46
24	Brouage	120.00	28.75	4.43
25	Seudre	125.00	88.31	4.17
26	Chatelaillon-Yves	160.00	14.00	4.45
27	Poitevin Marsh	997.00	158.21	4.75

5.2.4 Classification based on geomorphology and extension of flooded areas

For this study, only the inundated marshes with surface areas larger than 0.05 km^2 are considered. The 27 corresponding marshes (Figure 5.1) display a huge variety in terms of shapes and surface areas. In order to quantify the surface area of those marshes, the 5 m NGF isoline is considered arbitrarily as the landward boundary of the marshes and the coastline, defined as the maximum landward inundation during

highest astronomical tides, as the seaward boundary of the marshes. The marshes are arbitrarily classified following their size (Figure 5.1 and Table 5.3). Those parameters allow classifying 3 classes of marshes: small marshes (< 30 km^2), large marshes (> 30 km^2 and < 500 km^2) and very large marshes (> 500 km^2).

5.3 Data and methods

5.3.1 Sea level during Xynthia

Sea level measurements during the Xynthia storm at La Pallice tide gauge (Figure 5.1) were collected from the SONEL (www.sonel.org) database. The maximum sea level reached at this tide gauge during the storm was about 4.5 meter NGF (Figure 5.2). In order to investigate the spatial variations of the maximum sea level during the Xynthia storm, a new modeling system was developed and implemented over the North-East Atlantic Ocean. This modeling system realizes the coupling in two horizontal dimensions between the circulation model SELFE (Zhang and Baptista, 2008a) and the spectral wave model WaveWatchIII (Tolman, 2009). SELFE uses a combination of finite volume and finite element methods to solve the shallow water equations and employs a Lagrangian method to treat the advective terms, which guaranties a good stability even when using large time steps. WW3 uses finite differences on regular grids to solve the spectral wave action equation. A detailed description of this modeling system and its application can be found in Bertin et al. (2012a). These authors showed that the storm surge associated with Xynthia could only be predicted accurately if the wind stress was computed using a wave-dependent parameterization. This behavior was explained by a particular sea state during Xynthia, characterized by young and steep wind waves, which enhanced the ocean roughness and thereby the wind stress.

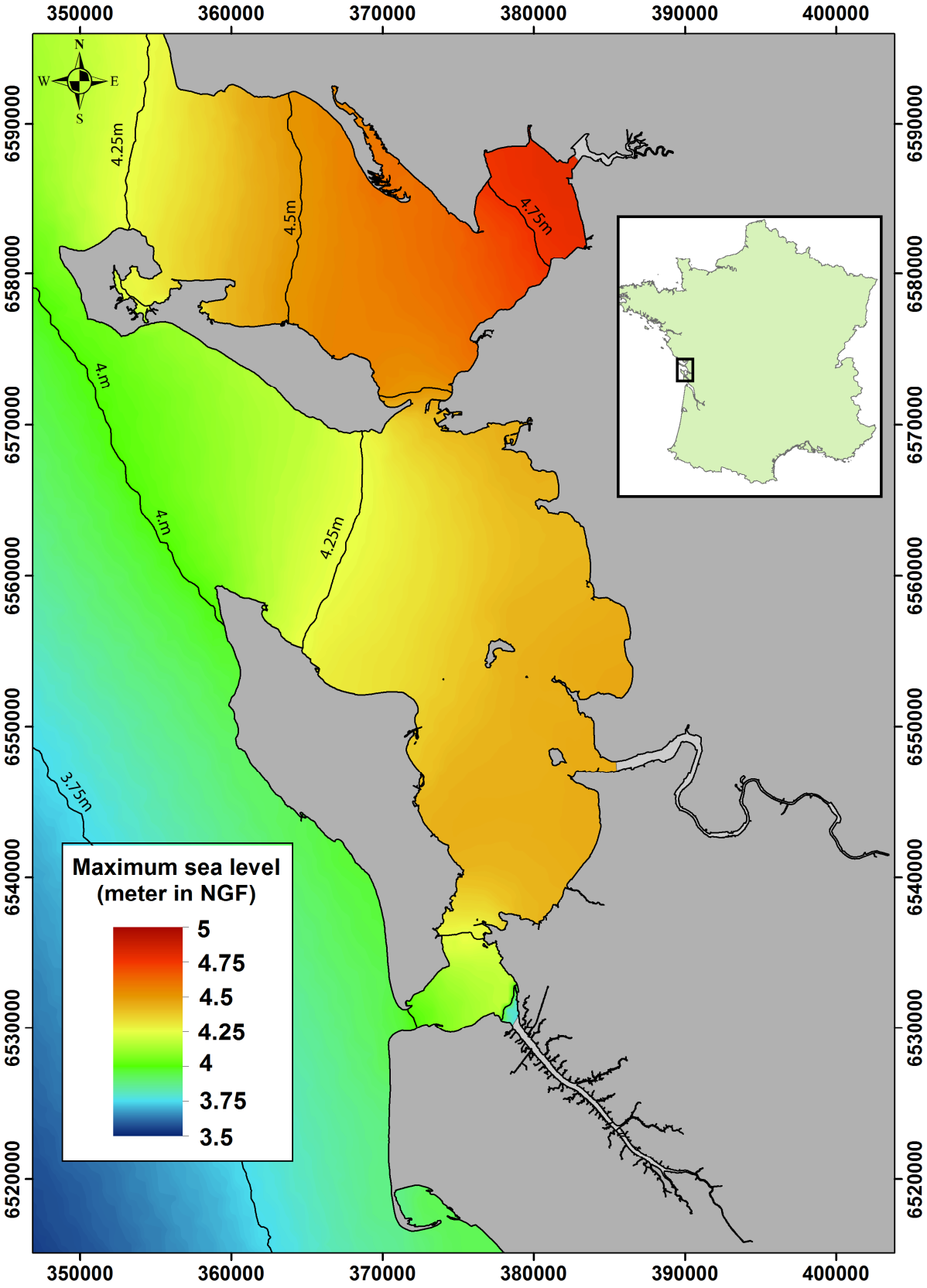


Figure 5.3: Maximum sea level during the Xynthia storm in meter NGF calculated from the storm surge numerical model of Bertin et al. (2012a).

From the model results, it appeared that the maximum sea level reached during Xynthia showed significant spatial variations. Maximum sea level varied from 4 m NGF at the entrances of the Pertuis de Maumusson and Pertuis d'Antioche to almost 5 m NGF within the Aiguillon Cove (Figure 5.3).

5.3.2 Topographic and bathymetric datasets

The high resolution topographic datasets originate from both LiDAR and RTK-GPS (Real-Time Kinematic – Global Positioning System) measurements. LiDAR is a mapping technology that is increasingly used for coastal geomorphologic studies. This technology is appropriate for such analyses since it provides spatially dense and accurate topographic data (Chust et al., 2008; Goff et al., 2009; Haile and Rientjes, 2005; Mazzanti et al., 2009; Poulter and Halpin, 2008; Webster, 2010; Young et al., 2011). The LiDAR is a laser altimeter that measures the range from a platform with a position and altitude determined from GPS and an inertial measurement unit (IMU). Basically, it uses a scanning device that determines the distance from the sensor to a set of ground points roughly perpendicular to the direction of flight (Chust et al., 2008). In 2010, the French National Geographic Institute (IGN) carried out the topographic mapping of the entire coastal area of the Pertuis Charentais four months after Xynthia, using the LiDAR technology. The aerial flights were carried out between low- and mid-tide. A terrestrial DEM was generated from the LiDAR data with a resolution of 1 m and a vertical accuracy of 0.15 m (Root Mean Square Error, hereafter RMSE) in low vegetated and gently sloping areas. The accuracy was assessed by IGN in test zones, using GPS receivers with RTK system. In this study, a ground (bare-earth, i.e. excluding objects such as buildings, trees, and shrubs) DTM obtained from the DEM was used. In order to better represent some key topographic features such as dikes, levees and seawalls, additional measurements based on RTK-GPS were included. The theoretical vertical accuracy of our devices (Topcon hyperpro) is 0.02 m, but the operational accuracy, which includes uncertainties related to the measurement, would rather be of the order of 0.05 m. This data could locally improve the reliability of the LiDAR DTM as shown by Gallien et al. (2011).

The bathymetric datasets shown in Figure 5.1 is a combination from different sources. The bathymetry of intertidal areas was determined using the LiDAR technology, between low- and mid-tide. For subtidal areas, the bathymetry originates from the SHOM (French Navy Hydrographic and Oceanographic Service) and was

measured with echo-sounders. In areas where there was a lack of data between the intertidal LiDAR data and the subtidal bathymetry, complementary bathymetric measurements were carried out by our team using a single beam echo sounder mounted with the same RTK-GPS as for topographic surveys.

5.3.3 Observed flooded areas related to the Xynthia storm

The area flooded by Xynthia in the northern part of the study area, i.e. marsh n° 27, northward of the Sèvre Niortaise Estuary, was determined using flood inundation maps from the SERTIT (regional service of image processing and remote sensing), combining images from SPOT 4 (10 meters resolution, taken two days after the storm), ENVISAT ASAR (12.5 meters resolution, taken two days after the storm), and RADARSAT 2 (6 meters resolution, taken 4 days after the storm) satellites. For all other flooded areas, field observations were carried out by SOGREAH, a French consulting agency (DDTM-17, 2011). In situ limits of storm deposits, physical marks or markers, damages on vegetation were observed to determine horizontal and vertical water limits. By compiling all these data in a GIS, the polygons of the inundated areas (Figure 5.1) were then obtained. Considering the delay between the storm and the satellite images, it is not possible to assess the polygon extension accuracy for the northern part of the marsh n° 27. Nevertheless, SERTIT inundation maps were compared with SOGREAH field observations, in areas where both datasets were available. These comparisons showed a good agreement between the two datasets. Considering this difficulty to assess accurately the horizontal accuracy of maximum water limits, we arbitrarily set it to 10 meters for urbanized flooded areas and 100 meters for marshes without any structures. These polygons were considered as the observed flooded areas by Xynthia and were used to evaluate the simulated flooded areas.

5.3.4 Flooding methods

The following methods are presented according to three levels of increasing complexity: (1) method SM1, is a static flood modeling method that uses the maximum sea level recorded during the storm at La Pallice tide gauge (Figure 5.2); (2) method SM2, is a static flood modeling method considering the space-varying maximum sea

levels extracted from the modeling system of Bertin et al. (2012a) (Figure 5.3); (3) method SO, is a surge overflowing method, where the water volume discharge over the dikes is computed based on time-series of modeled water levels, thereby consisting of a semi-dynamic method. For the two first methods (SM1 and SM2), the cells of the DTM are considered as flooded if their elevation is below the maximum sea level and only if they are connected to an adjacent cell that is flooded or connected to open water.

5.3.4.1 Static flood modeling (methods SM1 and SM2)

The first step of the static flood modeling was to isolate the 27 marshes by extracting DTM cells below a 5 meter NGF limit. For each of the 27 obtained DTM, two "water surface rasters" were created: (1) a first based on the maximum water level value measured at La Pallice tide gauge (SM1) and (2) a second based on space-varying maximum water levels retrieved from the storm surge modeling system (SM2). To compute differences between marsh DTMs and their associated water surface rasters, the Environmental Systems Research Institute's (ESRI's) ArcGIS 10 software along with the Spatial Analyst extension was used. The raster calculator function was used to compute cell by cell the differences between marshes DTMs and water surface rasters. From these resulting rasters, polygons surrounding the negative value regions were then created and only those directly connected to the open sea were kept, representing the flooded areas from static flood modeling. Two rules of pixels connectivity in rasters exist: the 'four-side rule', where the grid cell is connected if any of its cardinal directions is adjacent to a flooded cell, and the 'eight-side rule', where the grid cell is connected if its cardinal and diagonal directions are connected to a flooded grid cell (Poulter and Halpin, 2008). In this study, the connectivity was preserved using an eight-side rule.

5.3.4.2 The surge overflowing discharge and volume on dikes (method SO)

A semi-dynamic approach, based on the computation of surge overflowing discharges and volumes over the dikes (method SO), was applied to two marshes where the two SM methods strongly overestimate flooding predictions. This method was based on an approach validated by the CETMEF (French marine and fluvial technical study center) using a hydrodynamic numerical modeling system in a marsh flooded

during Xynthia (CETMEF, 2010). The computation of discharges over the dikes uses the rectangular weir discharge formula of Kindsvater and Carter (1957):

$$Q = \mu.L.(2.g)^{1/2}.h^{3/2} \qquad (5.1)$$

where Q is the water discharge in $m^3.s^{-1}$, μ is the adimensional discharge coefficient (equal to 0.4), L is the length of overflowed dyke in m, g is the acceleration of gravity in $m.s^{-2}$, and h is the water depth over the dyke in m, calculated by subtracting the dyke crest height to time-series of modeled sea level at the closest computational node. This method is very sensitive to the length of overflowed dyke and is limited to marshes bounded by straight dikes. Discharges were computed every ten minutes, in order to take into account the temporal variations of h. The resulting discharges were then used to compute the total overflowing water volume. Since the objective was to delineate the flooded areas, those overflowing water volumes had to be spread within the marshes. With this aim, iterative static flood modeling was performed increasing step by step the water level until the corresponding water volume matched the volume estimated from the observed flooded areas.

5.3.5 Accuracy assessment of flood models

There are many ways to evaluate the performance of flood inundation models in terms of flood extent (Schumann et al., 2009). Among these, the following are widely used : the first one compares modeled and observed flood surface areas (Aronica et al., 2002; Horritt, 2006; Gallien et al., 2012), the second one compares water levels at the observed and modeled flood outlines (Mason et al., 2009). The comparison of water levels at the observed and modeled flood outlines is not suitable because the topography of the studied marshes is almost flat. Thereby, changes in flood outlines are not necessarily associated with changes in topography and the use of water levels at modelled and observed flood outlines is not relevant. The comparison between modelled an observed surface areas was preferred. In this study, the fit measurement (F) described by Aronica et al. (2002) and Horritt (2006) was used:

$$F = A/(A + B + C) \qquad (5.2)$$

In this formula, A is the area correctly predicted as flooded by the model, B is the area predicted as flooded while being dry in the observation (over-prediction) and C is the flooded area not predicted by the model (under-prediction). F is equal to 1 when observed and predicted areas coincide exactly, and equal to 0 when no overlap between predicted and observed areas exists. Gallien et al. (2011 & 2012) described several fit measures based on surface areas. We selected formula (5.2) which is generally recommended for both deterministic and uncertain calibration because it considers underprediction and overprediction equally undesirable (Schumann et al., 2009). We arbitrarily defined good fit measurements for F-values ≥ 0.7; intermediate fit measurements for $0.5 \leq$ F-values < 0.7 and bad fit measurements for F-values < 0.5.

A multiple linear regression analysis (MLRA) was carried out in order to investigate the relationship between morphological parameters and land uses and the F-values. Five parameters that seemed to be a priori the most relevant were chosen: (1) the maximum distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), (2) the surface area of the marsh, (3) the mean topography of the marsh, (4) the urbanization rate, computed for each marsh using the Corine land cover database (www.eea.europa.eu), and (5) a land reclamation rate since 1824, calculated using a coastline dating from 1824.

5.4 Results

5.4.1 Fit measurements for static flood modeling (SM1 and SM2)

Fit measurements for the modeled flooded areas using methods SM1 and SM2 show a wide variability (Table 5.4). For the 21 small marshes, 7 have good, 6 intermediate and 8 bad F-values when using method SM1, with corresponding F-values ranging from 0 to 0.88. Method SM2 slightly improves the prediction, with 8 good, 6 intermediate and 7 bad F-values (ranging from 0.10 to 0.88). For the 5 large marshes, F-values range from 0.09 to 0.75 using method SM1 and from 0.09 to 0.78 using method SM2. Good F-values are obtained for 2 marshes and bad F-values are obtained

for 3 marshes using method SM1 and SM2. For the only very large marsh, F is equal to 0.16 (bad value) using both SM1 and SM2 methods.

Table 5.4: Results of fit measurements computation for the 27 marshes, classified in three classes: small marshes (S), large marshes (L) and very large marshes (XL), using methods SM1 and SM2.

		Fit measurement from method SM1				Fit measurement from method SM2			
Marsh n°	Marsh classes	A (km²)	B (km²)	C (km²)	F	A (km²)	B (km²)	C (km²)	F
1	S	0.04	0.01	0.00	0.72	0.04	0.01	0.00	0.72
2	S	0.08	0.02	0.02	0.65	0.07	0.02	0.03	0.62
3	S	0.14	0.02	0.15	0.46	0.14	0.01	0.16	0.44
4	S	0.07	0.14	0.01	0.32	0.06	0.11	0.02	0.34
5	S	0.25	0.01	0.04	0.84	0.26	0.02	0.03	0.85
6	S	0.25	0.02	0.04	0.79	0.24	0.02	0.05	0.77
7	S	0.16	0.21	0.01	0.42	0.16	0.21	0.01	0.43
8	S	0.00	0.00	0.44	0.00	0.39	0.04	0.05	0.82
9	S	0.25	0.12	0.09	0.55	0.23	0.10	0.10	0.54
10	S	0.35	0.12	0.01	0.74	0.36	0.12	0.01	0.73
11	S	0.39	0.10	0.07	0.69	0.39	0.09	0.08	0.69
12	S	0.46	0.05	0.01	0.88	0.46	0.05	0.01	0.88
13	S	0.11	0.98	0.01	0.10	0.11	0.96	0.01	0.10
14	S	1.44	0.13	0.08	0.87	1.42	0.12	0.09	0.87
15	S	1.37	0.32	0.02	0.80	1.37	0.35	0.02	0.79
16	S	0.38	2.02	0.00	0.16	0.38	1.56	0.00	0.19
17	S	0.22	0.31	0.33	0.26	0.21	0.30	0.34	0.25
18	S	3.26	4.18	0.12	0.43	3.25	4.07	0.13	0.44
19	S	9.09	4.22	0.03	0.68	9.08	4.13	0.04	0.69
20	S	7.80	5.21	0.08	0.60	7.79	4.95	0.10	0.61
21	S	10.61	9.92	0.09	0.51	10.61	9.93	0.08	0.51
22	L	16.72	38.90	0.09	0.30	16.70	37.92	0.10	0.31
23	L	46.91	19.15	1.33	0.70	46.84	18.84	1.40	0.70
24	L	28.61	90.63	0.13	0.24	28.59	89.75	0.16	0.24
25	L	88.04	29.47	0.27	0.75	87.55	23.76	0.76	0.78
26	L	13.56	139.10	0.32	0.09	13.54	138.53	0.34	0.09
27	XL	156.22	789.63	1.99	0.17	156.80	804.56	1.41	0.16

The performances of both methods (SM1 and SM2) with respect to the size of the marshes are summarized in Table 5.5, where mean F-values are calculated for small, large and very large marshes and finally for all marshes. Best F-values are observed for small marshes using method SM2, while SM1 and SM2 give bad F-value for the very large marsh.

Table 5.5: Mean F-values for all marshes and for the three surface area classes.

Marsh classes	Mean F-value using method SM1	Mean F-value using method SM2
all marshes	0.51	0.54
small marshes	0.55	0.58
large marshes	0.41	0.42
very large marsh	0.17	0.16

5.4.2 Multiple linear regression analyses

In order to investigate the relationship between morphological parameters and land uses and the F-values distribution, a multiple linear regression analysis was realized for the F-values computed using method SM2. The result of the MLRA shows that the 5 parameters considered (distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), surface area, mean topography, urbanization rate, and land reclamation rate) explain 57 % of the variance of the F-values. After analyzing the impact of the parameters separately, it appears that only two of them have a significant influence on F variance: the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), which is the more significant parameter, and the surface area of the marsh. These two parameters explain 44 % of the variance of F-values. This analysis reveals that best F-values occur for marshes with a small (D) and/or a small surface area. Other parameters (mean topography, coastline migration rate, and urbanization) are not significantly correlated with F-values (Figure 5.4B-D-E).

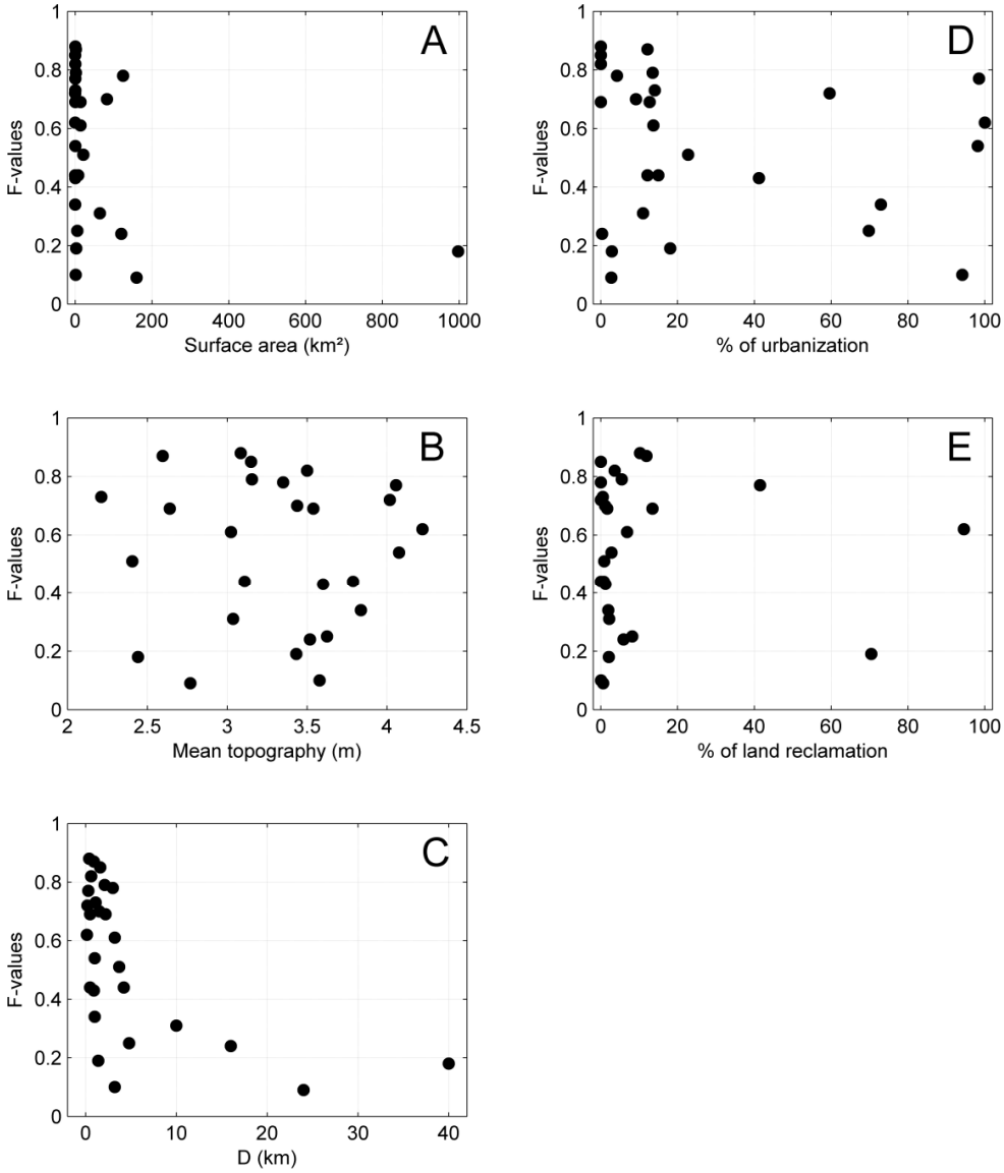


Figure 5.4: F-values computed using method SM2 for the 27 marshes regarding: A) surface area, B) mean topography, C) distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), D), urbanization rate, E) land reclamation rate.

5.4.3 Focus on examples

As the 27 studied marshes include small, large and very large marshes, we focus on representative examples of each category. For small and large marshes, two examples are selected, respectively showing good (Ile Madame n°12, Seudre n°25) and bad F-values (Coup de vague n°08, Brouage n°24), for SM methods. The SO method is only applied to marsh examples where the SM1 and SM2 methods resulted in poor flooding predictions (Brouage n°24 and Poitevin Marsh n°27).

5.4.3.1 Two examples of well-predicted flood extent, using static flood modeling

The Ile Madame Marsh (n°12; Figure 5.5) is a small marsh (0.54 km^2) emplaced on a small island located immediately to the South of the Charente River mouth. The observed flooded area during Xynthia at Ile Madame Marsh was 0.47 km^2. Modeled flooded surface areas are 0.52 km^2 by using SM1 (4.50 m NGF maximum water level) and SM2 (4.45 m NGF maximum water level). For the fit measurement calculation, the surface area correctly predicted as flooded by the model (A) is 0.46 km^2, the over-prediction (B) is 0.05 km^2 and the under-prediction (C) is 0.01 km^2 using both methods SM1 and SM2. The resulting F-values are 0.88 for SM1 and SM2.

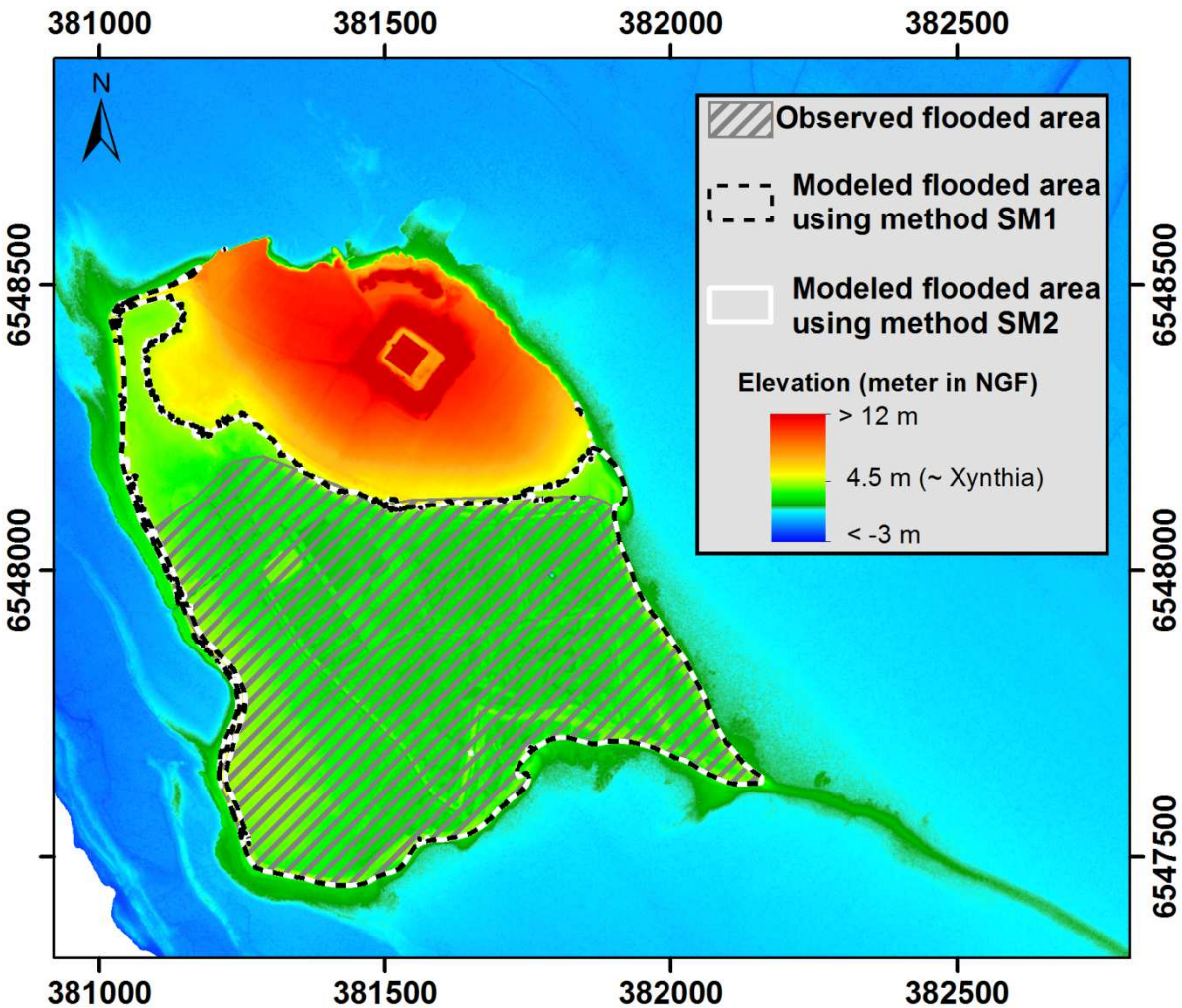


Figure 5.5: Digital Terrain Model (DTM) of the Ile Madame Marsh (n°12) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line) and the modeled flooded area using method SM2 (white line).

The Seudre Estuary Marsh (n°25; Figure 5.6) is a large marsh (125 km²) bordering the Seudre-River Estuary. According to the observations, 88.3 km² of the surface area of this marsh was flooded during Xynthia. The flooded surface areas estimated by the static flood modeling are 118 km² and 111 km² using SM1 (4.50 m NGF maximum water level) and SM2 (4.14 m NGF maximum water level), respectively. Using SM1, the fit measurement shows a 88.04 km² surface area correctly predicted (A), a 29.47 km² surface area over-predicted (B) and a 0.27 km² surface area under-predicted (C). Using SM2, A, B and C are equal to 87.55 km², 23.76 km² and 0.76 km². The F-values are 0.75 and 0.78 using SM1 and SM2, respectively.

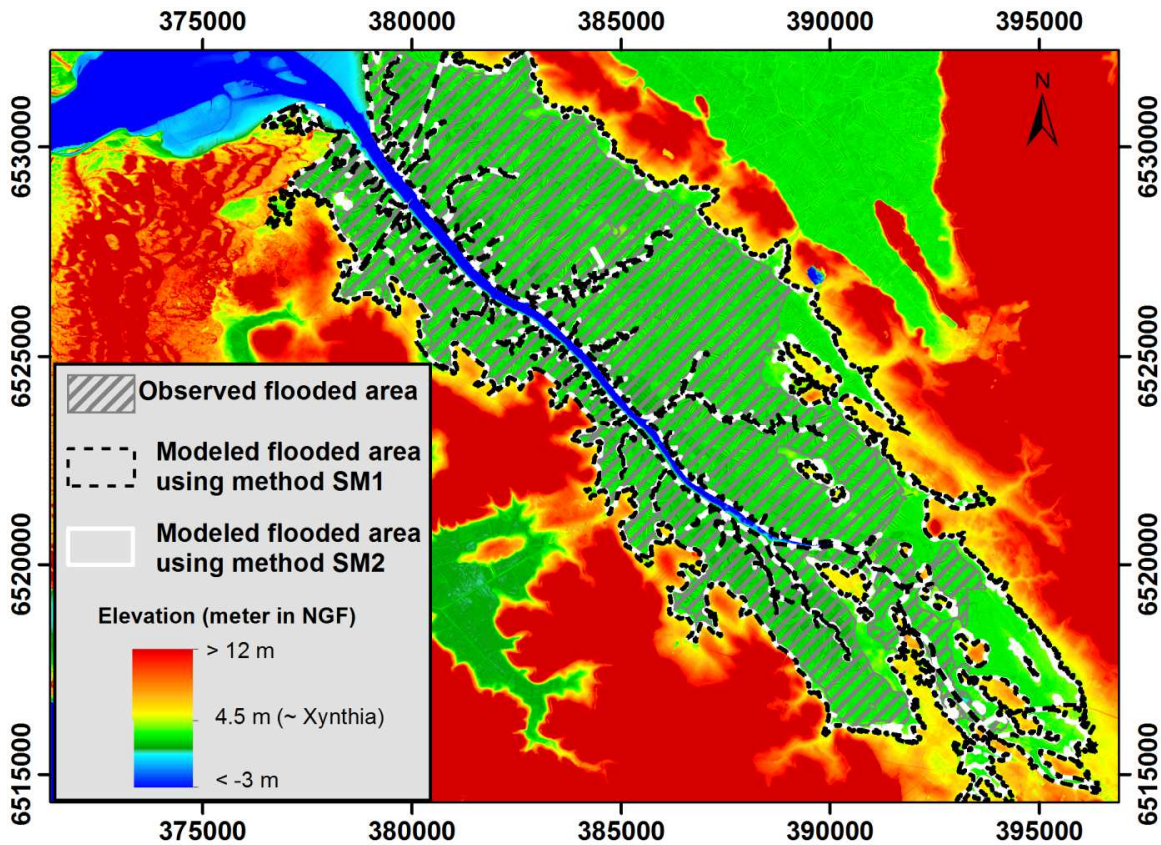


Figure 5.6: Digital Terrain Model (DTM) of the Seudre Estuary Marsh (n°25) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line) and the modeled flooded area using method SM2 (white line).

5.4.3.2 Improvement of flooding prediction using spatial variations of sea level from a storm surge modeling system (SM2)

The Coup de vague Marsh (n°8; Figure 5.7), located in the northern part of the study area, is a small marsh (0.48 km²) where the observed flooded surface area during Xynthia was 0.44 km². While method SM1 (4.50 m NGF maximum water level) does

not flood this marsh at all (no black dotted line on Figure 5.7), 0.43 km² are supposed to be flooded following the result of method SM2. Therefore, the resulting fit measurement for method SM1 is 0. (A=B=0 km², C=0.44 km²). Method SM2 (4.75 m NGF maximum water level) gives correctly-predicted, over-predicted and under-predicted flooded surface areas of 0.39 km², 0.04 km² and 0.05 km², respectively. Thus, method SM2 considerably increases the F-value in this marsh (from 0 to 0.82).

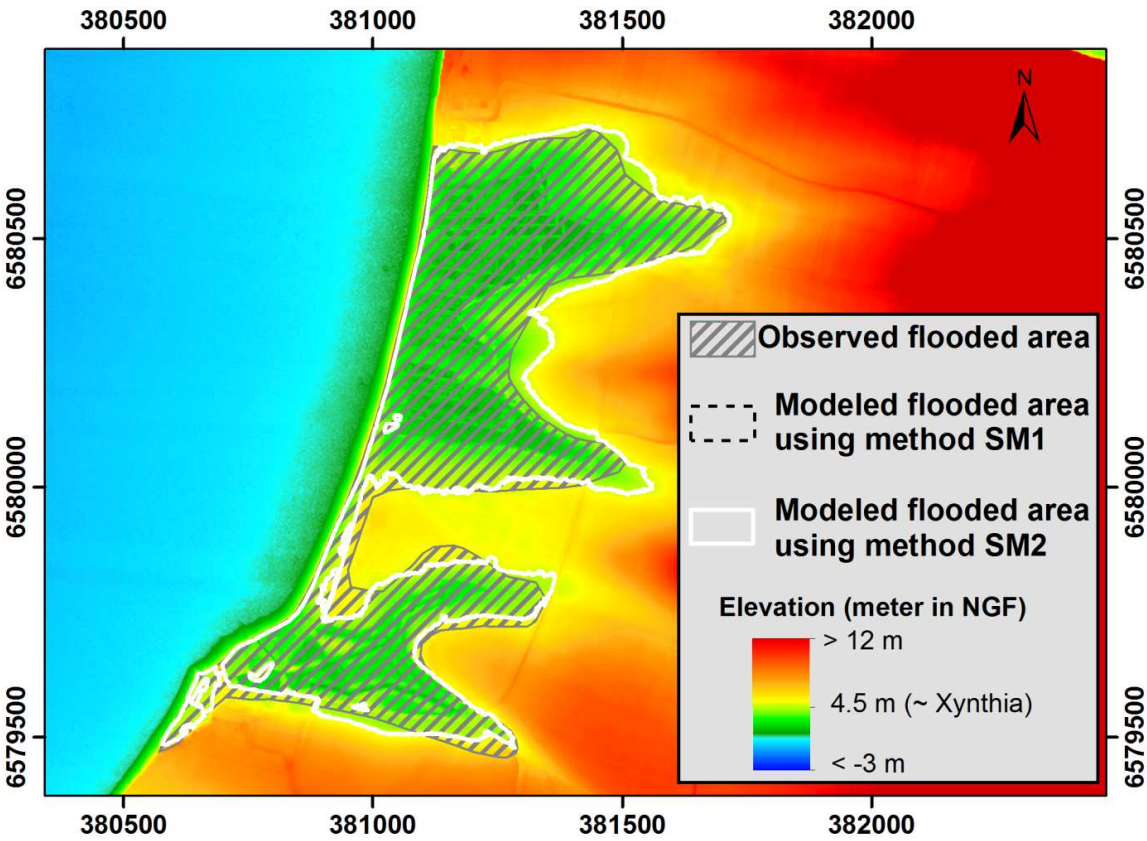


Figure 5.7: Digital Terrain Model (DTM) of the Coup de vague Marsh (n°8) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line) and the modeled flooded area using method SM2 (white line).

5.4.3.3 Improvement of flooding predictions using surge overflowing method (SO)

The results of the MLRA revealed that static flood modeling gives bad fit measurement values for marshes characterized by a large distance between the coastline and the landward boundary of the marsh, and a large surface area. An improvement of flooding predictions is tentatively applied to two marshes bounded by straight dikes (Brouage n°24 and Poitevin Marsh n°27). The comparison between fit

measurements from SM1, SM2 and SO methods shows that the SO method significantly improves flooding predictions (Table 5.6).

Table 5.6: Results of fit measurements computation for Brouage and Poitevin marshes, using method SO and best F-values using methods SM1and SM2.

Marsh n°	Surge overflowing water volume (10^6 m^3)	Flooded area using surge overflowing over dikes (km^2)	A (km^2)	B (km^2)	C (km^2)	F using method SO	F using method SM1 or SM2
24	21,56	41.16	19.88	21.28	8.87	0.41	0.24
27	62.89	96.04	71.38	24.66	86.83	0.39	0.17

The Brouage Marsh (n°24; Figure 5.8) is a large marsh (120 km^2) located on the eastern side of a tidal bay, the Marennes-Oléron Bay. Here, the observed flooded surface area during Xynthia was 28.75 km^2. Static flood modeling results show a 119.24 km^2 flooded surface area using SM1 (4.50 m NGF maximum water level) and a 118.35 km^2 flooded surface area using SM2 (4.43 m NGF maximum water level). Fit measurements reveal that both methods clearly over-predict the flood (Figure 5.8). The area correctly predicted as flooded by the model (A) is 28.61 km^2, the over-prediction (B) is 90.63 km^2 and the under-prediction (C) is 0.13 km^2 using method SM1, and A, B and C are equal to 28.59 km^2, 89.75 km^2 and 0.16 km^2 using method SM2. The bad F–values (0.24 for SM1 and SM2) are thus explained by this large over-prediction. Formula (5.1) allows computing a 24.56*10^6 m^3 overflowing water volume (Table 5.6). After the spread of this water volume in the marsh, method SO allows increasing the F-value to 0.40, with an A value of 19.88km^2, a B value of 21.28 km^2 and a C value of 8.87 km^2.

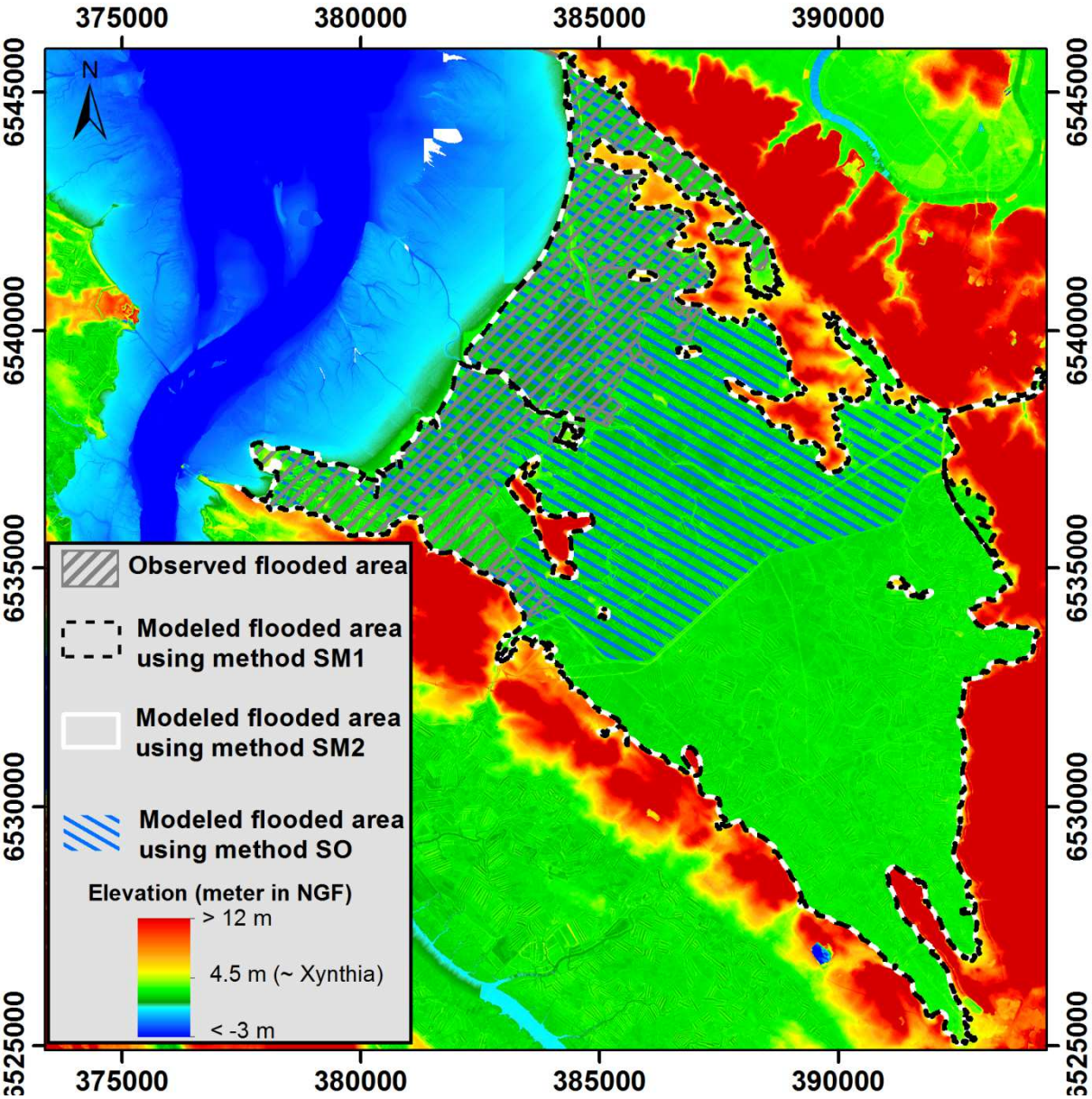


Figure 5.8: Digital Terrain Model (DTM) of the Brouage Marsh (n°24) showing the observed flooded area (hatched grey line), the modeled flooded area using method SM1 (black dotted line), the modeled flooded area using method SM2 (white line) and the modeled flooded area using method SO (blue hatched line).

The Poitevin Marsh (n°27; Figure 5.9) is the largest marsh (997 km^2) of the study area, where flow the Lay and the Sèvre Niortaise Rivers. During Xynthia, 158.21 km^2 of this marsh were flooded. According to the static flood modeling, 945.85 km^2 and 961.36 km^2 are predicted as flooded using methods SM1 (4.50 m NGF maximum water level) and SM2 (4.75 m NGF maximum water level), respectively. The result of the fit measurement between surface areas using method SM1 gives a 156.22 km^2 correctly predicted surface area (A), a 789.63 km^2 over-predicted surface area (B) and a 1.99 km^2

under-predicted surface area (C), while the method SM2 gives A, B and C respectively equal to 148.19 km², 804.56 km² and 1.40 km². Once again, the bad F–values (0.17 for SM1 and 0.16 for SM2) are explained by these large over-predictions. As for the Brouage Marsh case, after the spread of a 62.89*10⁶ m³ water volume computed from the formula (5.1) (Table 5.6), method SO gives a higher F-value of 0.39. The surface area correctly predicted is 71.38 (A), while the over-predicted surface area is 24.66 km² and the under-predicted surface area is 86.83 km².

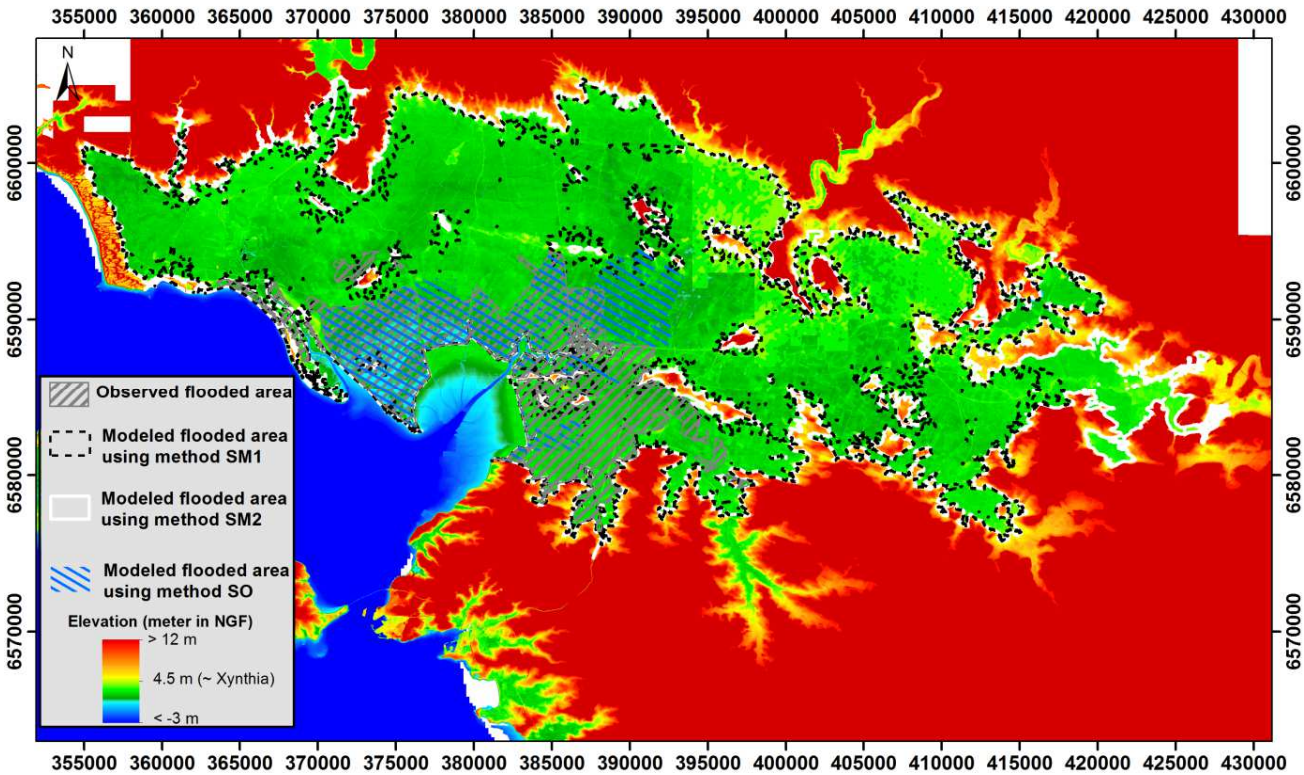


Figure 5.9: Digital Terrain Model (DTM) of the Poitevin Marsh (n°27) showing the observed flooded area (hatched grey line) and the modeled flooded area from methods SM1 (dashed black line), SM2 (solid white line) and SO (hatched blue line).

5.5 Discussion

The availability of high-resolution LiDAR elevation data together with accurate observations of post Xynthia storm flooded areas provided the opportunity to evaluate raster based flood modeling methods, on a wide variety of coastal low lands areas that were flooded during this storm.

5.5.1 Added value of space-varying maximum sea levels extracted from the modeling system

Considering the spatial variability of maximum water levels reached during the Xynthia storm (about 1 m, Figure 5.3), one could expect that using sea level measured at La Pallice tide gauge (SM1) would appear as a strong weakness compared to using space-varying modeled sea levels (SM2). On the contrary, F-values only increased drastically at one marsh and no significant changes can be observed for the others marshes when using modeled space-variable sea levels. The only example where flood predictions are considerably improved with SM2 method is the Coup de Vague Marsh (n°8, Table 5.4 & Figure 5.7). This better prediction with SM2 method is related to the water level value used for the prediction, which is slightly below the dyke minimum height (4.60 m NGF) in SM1 (4.5 m NGF) and slightly above in SM2 (4.75 m NGF, Table 5.3). This study would suggest that spatial variations of maximum sea level elevation have a limited impact on the prediction of the flooding. Nevertheless, this conclusion may be valid only for the present case study where maximum water level, in front of the flooded marshes, varies from less than 0.5 m. Other studies reported much larger spatial variability of sea levels, for example along the coastlines of Florida, Alabama, Mississippi and Louisiana (Fritz et al., 2007; Peng et al., 2006; Rego and Li, 2010). Under such conditions, using spatial variable sea level may improve flooding prediction significantly.

5.5.2 Applicability of the static flood modeling methods according to the morphology of the marshes

The MRLA analysis showed that the high variability of F-values obtained using static flood modeling methods was related to morphological parameters of the considered marshes. Among the morphological and land uses parameters, only two of them explain 44 % of the F-values variance: the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), and the surface area of the marsh (Figure 5.4A and C). The correlation between F-values and D is explained because static flood modeling methods do not take into account the kinematics of the flow and are based on the assumption that the flooding is instantaneous. In the case of small marshes, the flooding volume is small and the marsh is filled after a short period of time. Moreover, in the study area, marshes are usually bounded by steep paleo-coastlines corresponding to ancient sea cliffs. Such morphology for the inner boundary of marshes implies that

once completely flooded, increase in water level will lead to very small variations in flooded surface areas. In the case of large marshes with estuaries, the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D) is reduced and the length of overflowing (L from formula (5.1)) is important, leading to a large surge overflowing volume. In those cases, the flooding is fast and can be considered as nearly instantaneous. Consequently, static flood modeling methods perform well for this kind of large marshes

In the case of large marshes without estuaries or with an estuary but characterized by a long distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D), the potential flooded volume is large in comparison to the observed surge overflowing volume, because the length of overflowing (L) is small with respect to the marsh surface area. In addition, the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (D) is long. Thus, the duration needed to flood the entire marsh area located below the sea level is considerably longer than the overflowing duration during the Xynthia storm. For instance, the flooding of the dikes lasted less than a few hours because of the tide-induced sea level variations. Consequently, static flood modeling, which consider the flooding as instantaneous, considerably over predict the extension of flooded areas, as already shown by Apel et al. (2009), Bates and De Roo (2000) or Gallien et al. (2011).

From this study, it appears that static methods seem to be suitable for small marshes (Figure 5.4A) and for large marshes drained by an estuary with a small distance between the coastline and the landward boundary of the marsh (Figure 5.4C). The common morphological parameter for those marshes is the small distance between the coastline and the landward boundary of the marsh. This result can be generalized to coastal low lands at a global scale. In the case of narrow low lands commonly found along active margins and uplifted coastlines and in the case of estuaries or back barrier lagoons bounded by narrow marshes, static flood modeling methods may be suitable. In contrast, this method will fail in predicting flood extension in cases of wide low lands such as those found in deltas and large land reclamation areas.

5.5.3 Advantages and limitations of surge overflowing calculation

Neglecting the kinematics aspect of the flooding is the main weakness of static inundation techniques. To overcome this limitation, a surge overflowing method (SO)

was proposed. This method was applied to Brouage (n°24) and Poitevin Marshes (n°27), which are respectively examples of large and very large marshes with an estuary where static methods are not suitable. In both cases, this semi-dynamic method improves the prediction of the flooded areas (Table 5.6; Figures 5.6, 5.8 et 5.9). However, modeled flooded surface areas remain underestimated compared to observations for the Poitevin Marsh. Nevertheless, the storm surge modeling system employed in this study was developed to investigate storm surges at the scale of continental shelves in the NE Atlantic Ocean (~1000 m maximum resolution along the shoreline). Results recently obtained with a much higher spatial resolution (~25 m along the shoreline) and a fully coupled approach suggest that nearshore wave-induced processes can locally rise water level by 0.2 to 0.4 m (Bertin et al., 2012b). Such differences may explain why SO method under-predicts the flooding in marshes exposed to large wind waves as in the case of the Poitevin Marsh, facing a relatively large fetch in the South-West direction (Figure 5.1). The Brouage Marsh shows contrasted results, since the modeled flooded surface area from SO method is overestimated compared to the observed flooded area. This could be explained by the very complex multiple dyke system in this marsh (Figure 5.8). In addition, the simple formula (5.1), used to compute overflowing discharge (Kindsvater and Carter, 1957), was designed for an idealized rectangular weir and cannot take into account the complexity of the dyke system in the Brouage Marsh.

The results obtained with the surge overflowing method suggest that this method can improve the flooding prediction significantly in the case of straight dikes if water levels are accurately predicted along the shoreline.

5.6 Conclusions

The aim of this study was to assess a raster-based static flood modeling method and a semi-dynamic method using surge overflowing volumes on a wide diversity of marshes that were flooded during Xynthia in the Pertuis Charentais. The comparison between predictions and observations (delineation of post-storm flooded areas) demonstrates that static methods can accurately map flooding under certain conditions. Thus, well predicted flooded areas by static flood modeling methods correspond to small marshes and large marshes drained by an estuary with a small distance between the coastline and the landward boundary of the marsh. Indeed, the underlying

hypothesis of the static method, according to which the flooding is instantaneous, holds in those cases because the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh is small (less than 3 km). On the contrary, static flood modeling methods failed to reproduce flooded areas in the case of large marshes without estuaries or large marshes with a long distance between the coastline and the landward boundary of the marsh. Indeed, in those kinds of marshes, the instantaneous flooding hypothesis of the static method is unacceptable, as the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh is large (more than 10 km). Under these conditions, the computing of surge overflowing volumes can improve the flooding prediction significantly.

The raster-based methods assessed in this study are fast deploying methods, much lighter in terms of computation resources compared to high resolution hydrodynamic storm surge and flood modeling system that require massive parallel techniques (e.g. Bunya et al., 2010; Dietrich et al., 2011). In the case of narrow low lands and estuaries or backbarrier lagoons bounded by narrow marshes, the methods assessed in this study may be attractive alternatives to design marine flooding early warning systems.

5.7 Aknowledgments

This work was supported by FEDER 34146-2010 and Conseil Général de Charente-Maritime. We would like to thank Frédéric Pouget, Fredéric Rousseau, Cécilia Pignon-Musseau, Dorothée James and Jérôme Faucillon for their help on GIS. Thanks to Nicolas Bruneau for his help on the extraction of sea level elevations from the storm surge numerical model. We also would like to thank Clément Poirier for his support on statistical analysis. IGN is thanked for 2010 LiDAR data and SONEL is thanked for sea level tide gauge measurements. Finally, the authors appreciated the comments of Dr. Guillem Chust as well as those of the anonymous reviewer which greatly improved this manuscript.

Abstract of chapter 5

This study aims to assess the performances of raster-based flood modeling methods on a wide diversity of coastal marshes. These methods are applied to the flooding associated with the storm Xynthia, which severely hit the Western coast of France in February 2010. Static and semi-dynamic methods are assessed using a combination of LiDAR data, post-storm delineation of flooded areas and sea levels originating from both tide gauge measurements and storm surge modeling. Static methods are applied to 27 marshes showing a wide geomorphological diversity. It appears that these methods are suitable for marshes with a small distance between the coastline and the landward boundary of the marsh, which causes these marshes to be flooded rapidly. On the contrary, these methods overpredict flooded areas for large marshes where the distance between the coastline and the landward boundary of the marsh is large, because the flooding cannot be considered as instantaneous. In this case, semi-dynamic methods based on surge overflowing volume calculations can improve the flooding prediction significantly. This study suggests that static and semi-dynamic flood modeling methods can be attractive and fast deploying to rapidly produce predictive flood maps of vulnerable areas under certain conditions: small distances between the coastline and the landward boundary of the low-lying coastal area.

Chapitre 6

The impact of dikes configuration on coastal flooding: a case study in the Charente-River Estuary.

Jean-François Breilh[1*], Xavier Bertin[1], Éric Chaumillon[1],

[1] UMR 7266 LIENSs CNRS-Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de gouges, 17000 La Rochelle, France

Ce chapitre est un projet d'article qui, une fois amélioré dans les prochaines semaines, sera soumis à la revue Journal of Flood Risk Management.

6.1 Introduction

Storm-induced coastal floods are among the costliest and the deadliest natural hazards in the world (Murty and Flather, 1994; Shah, 1983), while the frequency and intensity of tropical cyclones or extra tropical storm is expected to increase in several region of the world (Carretero et al., 1998; IPCC, 2014; Mousavi et al., 2011). In addition, sea-level rise has increased over the last decades (IPCC, 2014; Meyssignac and Cazenave, 2012; Nicholls and Cazenave, 2010) and it is expected that sea level will further increase (IPCC, 2013), so that storm-induced coastal flooding may become more frequent in the next decades. These problems call for a better understanding and management of those hazards.

Estuaries are very vulnerable to marine floods because they are often bounded by extensive low-lying areas. Moreover, the natural funneling shape of some estuaries can amplify storm surges during their propagation (Flather, 2001), increasing the coastal flooding hazards. These phenomena have been reported in several estuaries located along northern Europe coasts (Ge et al., 2013; Monbaliu et al., 2014; Townend and Pethick, 2002; von Storch et al., 2008). In addition, estuaries are often heavily populated coastal areas; for instance 22 cities among the 32 largest in the world are located along estuaries (Ross, 1995). As a consequence, a lot of estuarine environments are strongly influenced by human activities. Human adjustments such as embankments, dredging, etc… can affect the natural behavior of these environments and potentially modify their hydrodynamics. These adjustments can be responsible for large tidal amplification toward upstream in the estuary (Winterwerp, 2013) and also amplify storm surge and related flooding hazards. In addition, many estuaries are bordered by extensive land reclamation areas. In a context of accelerating sea level rise (IPCC, 2013), it is necessary to anticipate the protection of harbors, cities, and inhabitants living along estuaries. To reach this objective, the choice of coastal defenses strategies is critical. For instance, several authors investigated the impact of dikes configuration and coastal defense strategies on water levels and flooding along estuaries (Hall et al., 2006; Hallegatte et al., 2011; Monbaliu et al., 2014; Townend and Pethick, 2002; von Storch et al., 2008). However, investigating the impact of dikes configuration on water levels and flooding at the scale of one well-documented storm is less often addressed in the literature.

This study takes advantage of a recent coastal flooding that took place in the central part of the Bay of Biscay, caused by the storm Xynthia (28 February 2010), and which was accurately mapped. In addition, the storm surge and total water levels induced by Xynthia were well reproduced with a fully coupled hydrodynamic modeling system and physical processes controlling the storm surge were investigated (Bertin et al., 2012a). Experiments of the present study are carried out on the Charente-river Estuary area because: (1) this area is a highly vulnerable to sea level rise and storm surges; (2) LiDAR topographic data, water level measurements during the storm and accurate mapping of flooded areas are available; (3) this estuary is an area with important issues, including cities, a commercial harbor and extensive agricultural lands. Then, the objective of this article is to evaluate the consequences of coastal flooding and dike configuration on maximum water levels within an estuary.

6.2 Study Area

6.2.1 Geomorphologic setting

The study area (Figure 6.1) is located along the French Atlantic coast in the Central part of the Bay of Biscay. This area, locally named "Pertuis Charentais", is characterized by a low-lying topography. Breilh et al. (2013) estimated that about 50 % of a 10 km terrestrial coastal band of this area is below the astronomical highest tides. This low elevation area includes extensive coastal marshes, which result from the rapid natural siltation and sediment-fill of three incised valleys (From North to South the Lay-Sèvre, Charente and Seudre incised-valleys, Chaumillon et al., 2008) enhanced by anthropogenic activities, mainly deforestation (Poirier et al., 2011) and land reclamation (Allard et al., 2008; Bertin et al., 2005; Chaumillon et al., 2004).

The Charente-River Estuary (Figure 6.1) is 50 km long (from the estuary mouth to the inland boundary of tidal influence) and displays a typical tide-dominated morphology (Boyd et al., 1992). Seaward, the estuary mouth exhibits a funnel shape along a few km. Shoreward, the inner estuary displays meanders, over a distance of more than 30 kilometers. This estuary is characterized by shallow depths (10 m of maximum depth below mean sea level) and very fine cohesive sediments (Strady et al., 2011). This estuary meanders along an extensive low-lying coastal marsh (about 130 km^2 from the mouth to Saint-Savinien).

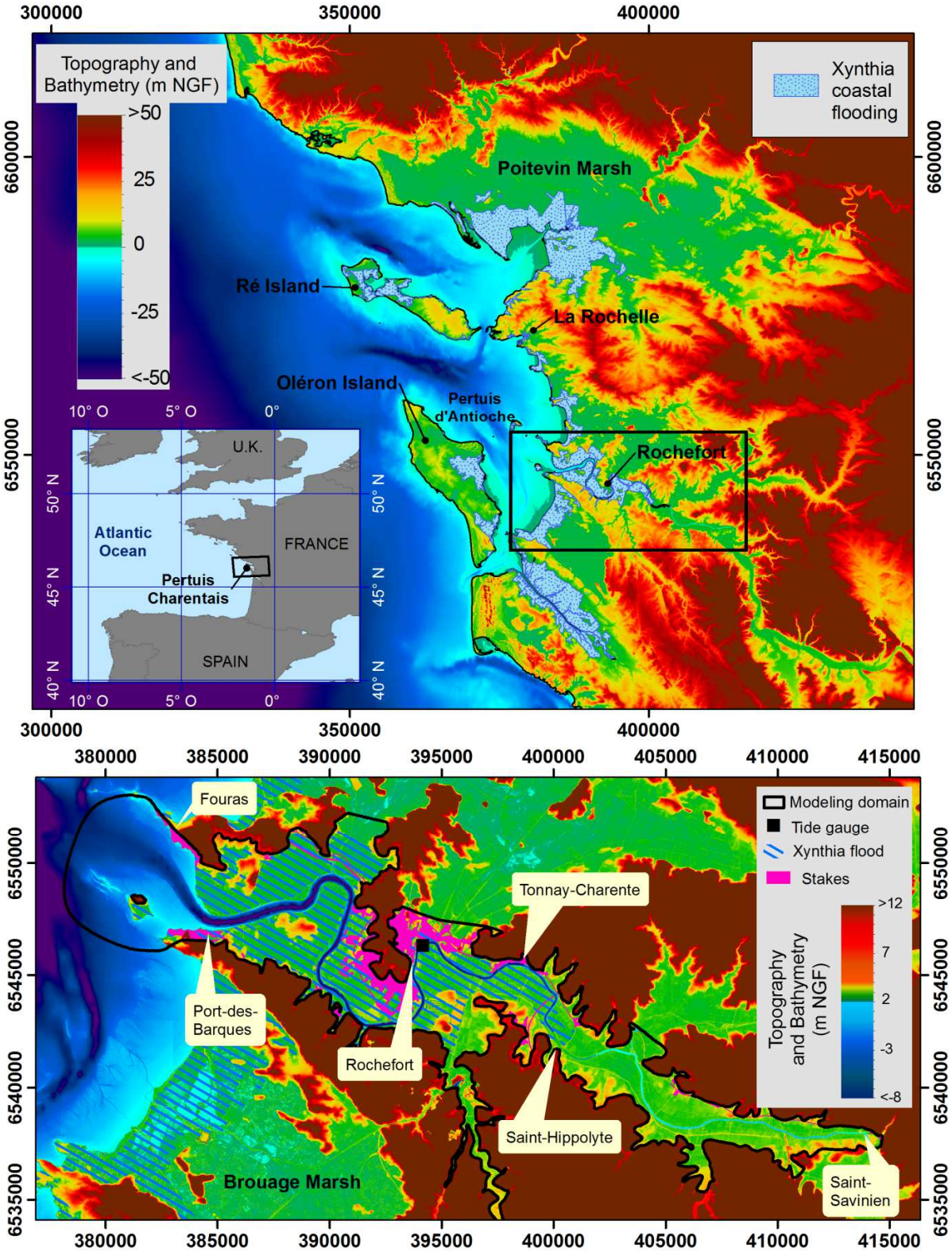


Figure 6.1: LiDAR derived Digital Terrain Model and bathymetric map of A- the Pertuis Charentais Area, with the extension of the coastal flooding induced by the storm Xynthia (blue dotted area), B- of the Charente Estuary Area, with the modeling domain boundaries (black line), the flooded area by Xynthia (bleu hatches), the major stakes areas inside the modeling domain (pink) and the location of the Rochefort tide gauge station (black square).

6.2.2 Land using setting

The estuary mouth is bordered by two small cities: Fouras to the North and Port des Barques to the South (Figure 6.1). From the estuary mouth to the second meander, the inner estuary is bordered by marshland areas used for agriculture. These low-lying marshes are protected from salt-water flooding by extensive dikes and levees built over the last centuries (Figure 6.1). From the landward part of the second meander to the landward part of third meander lies Rochefort, a 25 000 inhabitant city. From Rochefort city to Saint-Savinien, the inner estuary of the Charente River flows mostly along marshlands and small cities (Tonnay-Charente, Figure 6.1) and villages. Overall, more than 60 000 people live in the study area. The low-lying part of the studied area, located at an elevation lower than the elevation of the highest astronomical high tide, displays 15 km^2 of important issues, with approximately 6 000 buildings (houses, administrative buildings, etc…), 40 km of main roads used by 50 000 vehicle per day, and a commercial harbor with a total tonnage of 800 000 t per year.

6.2.3 Hydrodynamic setting

The Charente River flows into the Pertuis d'Antioche (Figure 6.1). A dam is located at Saint-Savinien, 50 km from the Estuary mouth, stopping the tidal influence. The river catchment is about 10 000 km^2 and total river length is 365 km (Modéran et al., 2010). The Charente tidal regime is macrotidal, with maximum tidal ranges slightly exceeding 6.0 meters at the estuary mouth. This estuary is hyper synchronous (Le Floch, 1961; Salomon and Allen 1983; Nichols and Biggs, 1985) from the mouth to the city of Rochefort, i.e. the tidal amplitude increases toward upstream, and hypo synchronous from Rochefort to Saint-Savinien signifying that that the tidal amplitude decreases (Toublanc, 2013). The river discharge is 70 m^3/s on average but can be lower than 10 m^3/s at the end of summer and reach 600-700 m^3/s during floods (Banque Hydro, 2014). The estuary is stratified during strong river flow periods and well mixed for averaged river flow conditions. Maximum current velocities can reach 3 m/s (Toublanc, 2013).

6.2.4 The storm Xynthia in the Charente Estuary

Xynthia hit the central part of the Bay of Biscay in the night from the 27th to the 28th of February 2010. This low pressure system induced a storm surge larger than 1.5 m at La Rochelle tide Gauge (Figure 6.1) in phase with a high spring tide, which

caused extensive coastal flooding (about 400 km²) in all the low-lying areas of the Pertuis Charentais (Figure 6.1). The physical processes leading to such a storm surge during Xynthia are detailed in Bertin et al. (2012a, 2014b). The Charente-river Estuary area (Figure 6.1) was severely flooded during Xynthia (about 50 km²). The major parts of the flooded areas are agricultural lands. More than 300 houses belonging to the cities of Rochefort, Fouras, Port des Barques and Tonnay-Charente, among others, were inundated.

6.3 Data and methods

6.3.1 Xynthia recorded water level and flooding extension

Water levels in the Charente estuary were measured at Rochefort tide gauges (Figure 6.1) and are available from the REFMAR (www.refmar.shom.fr) database. Areas flooded by Xynthia in the Charente Estuary area were accurately mapped by Sogreah, a French consulting company, from the river mouth to St Hipollyte, a small village located approximately to the middle between the mouth and Saint-Savinien (Figure 6.1). For more details on this mapping process please refer to Breilh et al. (2013).

6.3.2 The storm surge and coastal flooding numerical model

6.3.2.1 General description

In this study, we employed a numerical modeling system based on the circulation model SELFE (Zhang and Baptista, 2008a). SELFE solves the shallow-water equations on unstructured grids using a combination of finite volume/finite element methods and a Lagrangian method for the advective terms. Bottom stress is computed through a Manning parameterization, where the Manning coefficient depends on the bottom nature. The surface stress is computed with the bulk formulation of Pond and Pickard (1998). In the present application, SELFE is used in 2-dimensional horizontal (2DH) barotropic mode. For local scale applications, Cartesian coordinates are used. In the present study, the impact of short waves was not considered because the Charente Estuary is sheltered from ocean waves while its width and meanders restrict the fetch regardless of the wind direction.

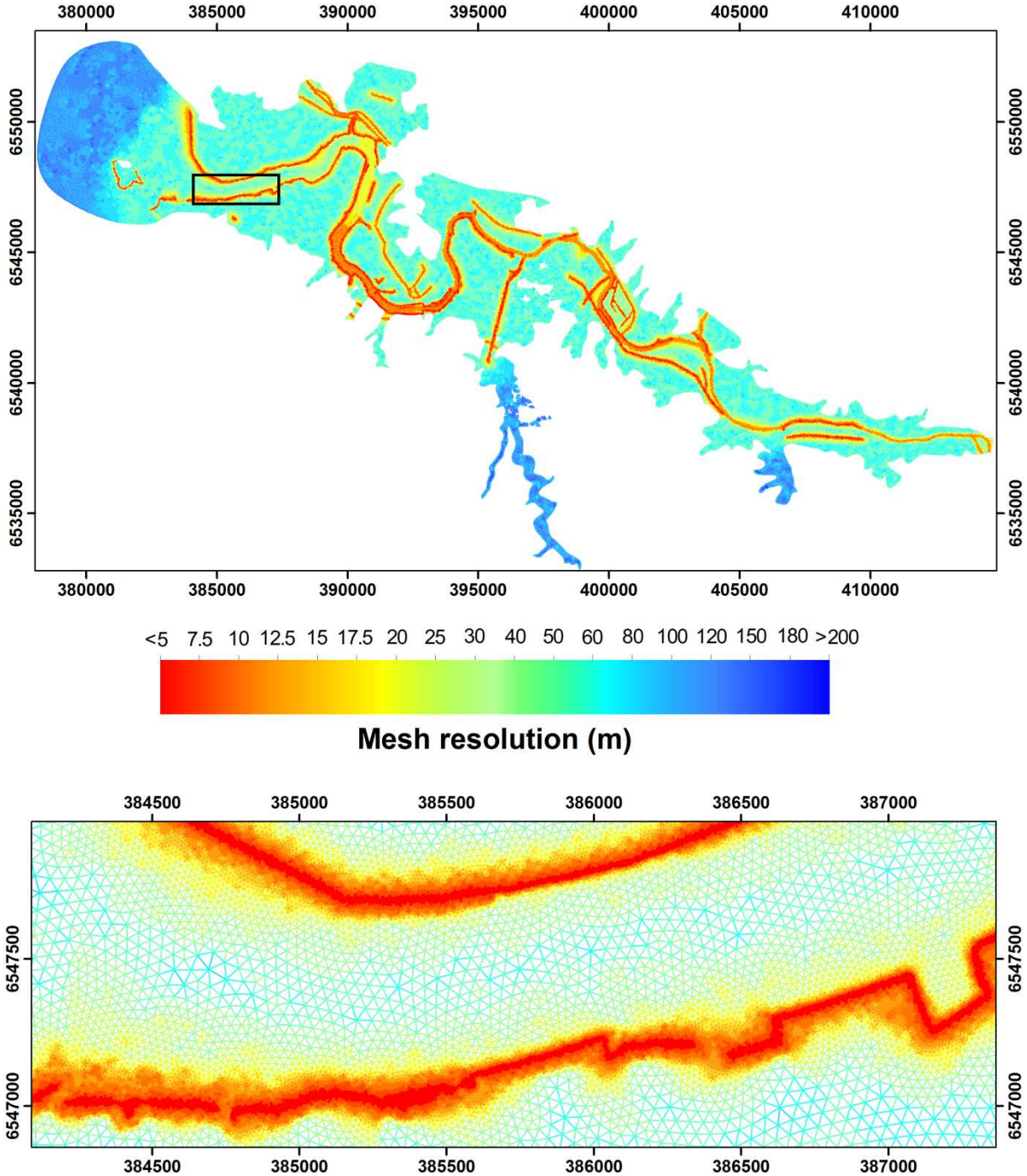


Figure 6.2: The unstructured computational grid used to discretize the Charente estuary area. The color shows the mesh resolution. Highest resolutions are located on dikes and other coastal defenses.

6.3.2.2 Model implementation

The geographical space is discretized by means of a 564 000 node unstructured grid (1 123 000 triangular elements) and cover both the estuary and the Charente low-lying area (Figure 6.2). The terrestrial limits of the mesh follows a +7.5 m NGF isoline,

which correspond to an elevation 3 m higher than the highest water level measurements during Xynthia. The western limit of the grid is located in the Marennes-Oléron Bay (Figure 6.1), about 5 km seaward of the estuary mouth. The resolution of this grid ranges from 200 m at the oceanic open boundary to 3 m on the dikes and other narrow features that could stop the flow inland, such as sur-elevated roads (Figure 6.2). This fine resolution along the dikes and other coastal defenses was dictated by the need to adequately represent their topography in the computational grid. The orthogonality of the grid was improved with the post-processing routine of Fortunato et al. (2011). The time step of the model was set to 90 s after performing sensitivity tests and simulations were started 3 days before Xynthia hit the French coast.

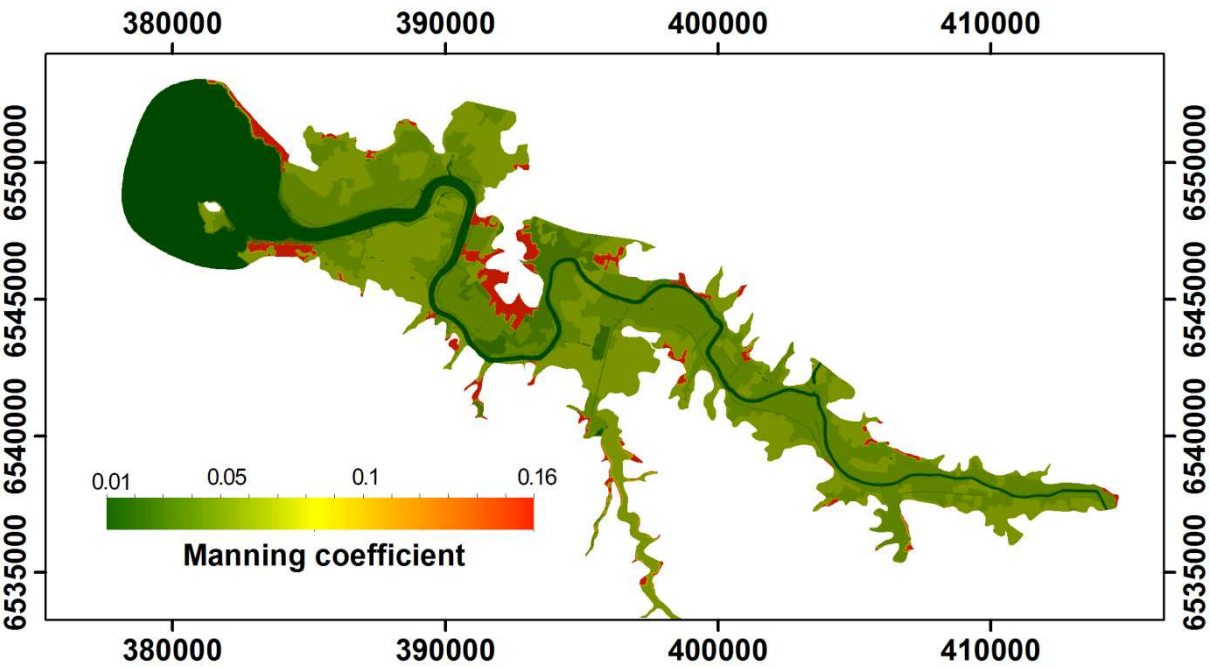


Figure 6.3: Spatial distribution of Manning coefficients as a function of the ground nature in terrestrial areas.

The bottom friction of terrestrial areas uses space-varying Manning coefficients (Figure 6.3) which depend on the land cover (fields, marshland, cities, etc…), according to the values proposed by Bunya et al. (2010). The land cover was determined for each grid node through the Corine land Cover database (European Environment Agency, 2005). For dikes and coastal defenses we set manning coefficient to 0.04. For the river bed and the seaward part of the domain we set the Manning coefficient to 0.01. This

low value is justified by the fluid mud nature of the bottom for these areas as shown in the study of Toublanc (2013).

The bathymetric dataset used in the model (Figure 6.1) was provided by several organizations (Hydrographic service of the French navy, French research institute for exploitation of the sea, Charente River administration). The topography of intertidal areas and land areas was determined using LiDAR data originating from the Litto3D campaign carried out by the surveys French national geographic center (IGN) in 2010. The horizontal resolution of these data is 1 m and the vertical accuracy is 0.15 m. This high resolution allows representing narrow dikes and all the coastal defenses.

The model is forced along its ocean open boundary by water elevations and depth-averaged current velocities time series extracted from a regional storm surge model developed by Bertin et al. (2014b). These authors succeeded to reproduce accurately the surge and associated coastal flooding induced by Xynthia at the scale of the whole Pertuis Charentais area with normalized errors on total water levels of the order of 5 %. The model is also forced along its fluvial open boundary by the mean Charente River discharge recovered from the Banque Hydro database (Banque Hydro, 2014). During the modeled period, the mean-daily discharge was 130 m^3/s, a value close to the mean discharge of the Charente River.

The model was also forced over the whole domain by hourly fields of sea-level atmospheric pressure and 10 m wind speed (0.10°/1 h) originating from the global forecast model ARPEGE of Météo France (Courtier et al., 1991).

6.4 Model validation

6.4.1 Water level validation

Water levels recorded by the Rochefort tide gauge during Xynthia are compared with the modeled water levels (Figure 6.4). The model reproduces these water levels with RMSD (Root Mean Square Discrepancy) of 0.30 m computed from the 27/02/2010 00:00 to the 28/02/2010 12:00. Once normalized by the mean tidal range, this error is of the order of 7 %, which is slightly more than the values obtained by Bertin et al. (2014b) at several stations located outside the estuary. During the peak of

the storm, water levels are underestimated by 0.20 to 0.35 m while a phase lag of 5 to 25 min is observed.

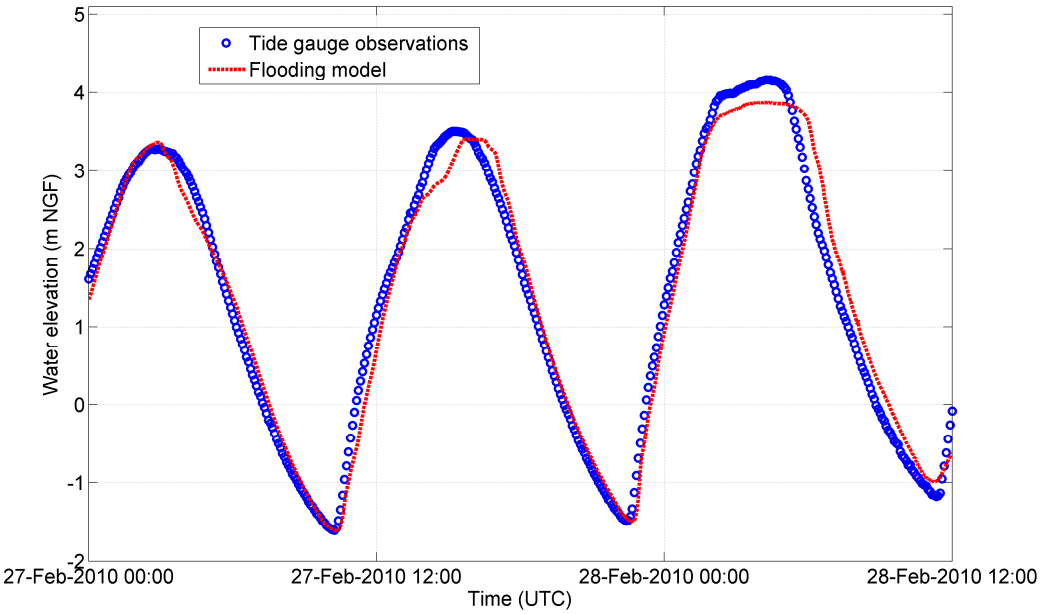


Figure 6.4: Comparison of modeled water levels (red line dotted) with measured water level at the Rochefort tide gauge station (blue circles).

6.4.2 Flooding predictions during Xynthia

Model predictions in terms of flooding were compared against observations of flood extent after Xynthia (Figure 6.5). We took into account the terrestrial area located from the estuary mouth to Saint-Hippolyte, after which the extension of the flooding was not reported. In order to quantify the agreement between the model and the observations, we employed the fit-measurements (eq. 1) introduced by Aronica et al. (2002) and already used in two other studies analyzing the coastal flooding induced by Xynthia (Breilh et al., 2013; Bertin et al., 2014b).

$$F = \frac{A}{(A+B+C)}$$

In this equation, A is the area correctly predicted as flooded by the model, B is the area predicted as flooded while being dry in the observation (overprediction) and C is the flooded area not predicted by the model (underprediction). F is equal to 1 when observed and predicted areas coincide exactly, and equal to 0 when no overlap between predicted and observed areas exists.

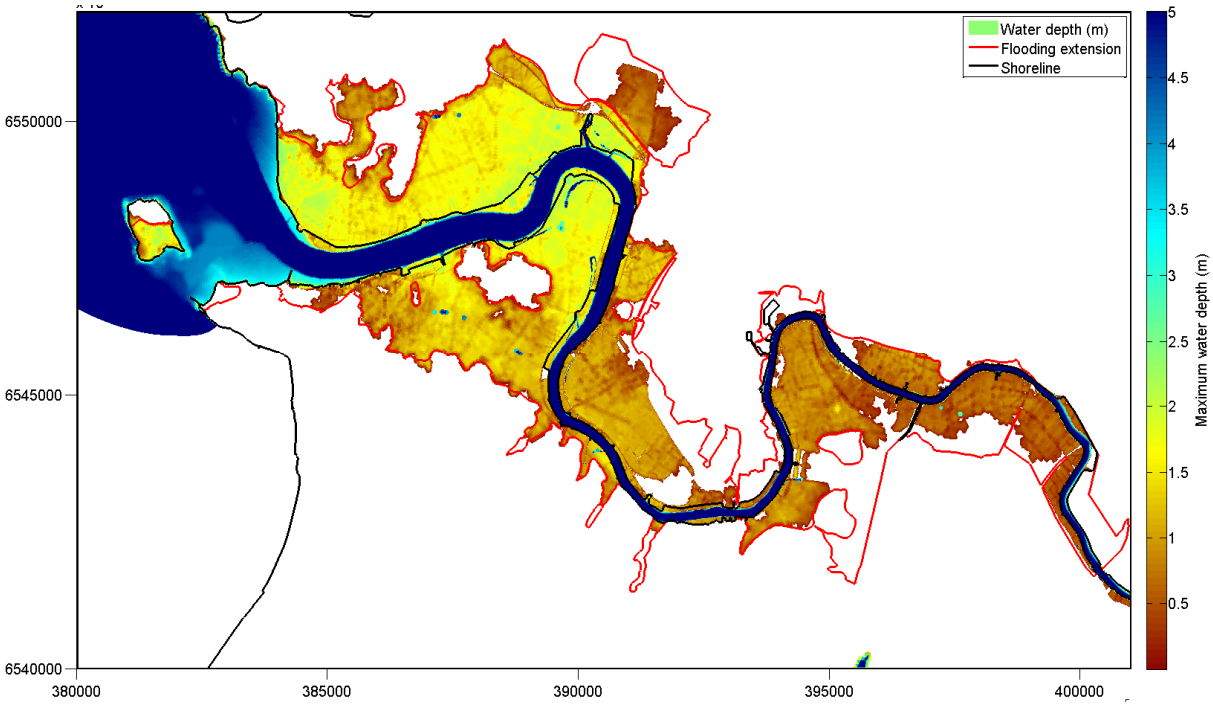


Figure 6.5: Comparison of observed (blue areas) and modeled (hatching grey) coastal flood extents. Note that the area is restricted to St Hipollyte, because upstream, no observations of flooded areas exist.

The results reveal that the model is able to realistically reproduce the extension of the flooding. According to the model, maximum water depth in flooded areas exceeded 2 m at several locations between the estuary mouth and the first meander.

The corresponding fit measurement is 0.76. Toward the inner part of the estuary, the agreement between modeled and observed flooded areas decreases. The model underestimates the flooding, particularly after the second meander. In contrast, there is a very good agreement between modeling results and observations close to the mouth.

6.5 Discussion

6.5.1 Limitations of the modeling approach

The model reproduced water levels in the estuary with RMSD of 0.3 m, corresponding to a 7% error. This error is slightly larger compared to values obtained outside the estuary with the storm surge model of Bertin et al. (2014b) used to force the present model. The extension of the coastal flooding is realistically reproduced, with a fit-measurement of 0.76. In more details, the model underestimates the

extension of the flooding after the second meander, which can be explained by the underestimation of the water level peak at Rochefort (Figure 6.4). The error in water level can originate either from the reproduction of tidal propagation or storm surge or a combination of both. However, it is not possible to further explore the causes for model data discrepancies because the tidal signal is hardly separable from the storm surge in the Charente-river Estuary. Indeed, classical harmonic analysis approaches are not suitable for such data because the underlying hypothesis according to which the amplitude and phases of the tidal constituents are stationary is not satisfied. Alternative approaches such as wavelets (Jay and Flinchem, 1997) or non-stationary harmonic analysis (Matte et al., 2013) are being experimented in our team to address this challenging signal processing problem. Nonetheless, several limitations in our modeling approach could explain why water level predictions deteriorate inside the estuary. Firstly, the bathymetric dataset used in this study originates from several surveys which were carried out from 2005 to 2010, while the bathymetry is known to evolve quickly (Toublanc, 2013). Second, previous studies in the Charente Estuary revealed the presence of a moving turbidity maximum, inducing temporal and spatial changes in both bottom friction and bathymetry, which affect the hydrodynamic significantly. Finally, although the estuary was shown to be well-mixed for average freshwater discharges (Toublanc, 2013), it cannot be discarded that neglecting the baroclinic circulation in our 2DH approach may be an additional source of error. Another limitation could stem from the breaches that occurred on dikes during Xynthia, which are not taken into account in the model because of the lack of information about when and where they occurred.

Despite all these limitations, the reasonable reproduction of water levels and flooding extension suggests that our model is accurate enough to investigate the impact of dike configuration on water levels and flooding, which will be the subject of the following sections.

6.5.2 Limitation of water level due to inland flooding.

The analysis of model results reveals that the flooding water volume induced by Xynthia corresponds to a non-negligible percentage of the tidal prism of the Charente-river Estuary. Moreover, the measured peak water level at Rochefort tide gauge during Xynthia (Figure 6.4) did not exceed 4 m NGF. This elevation corresponds approximately to the mean elevation of the dike crests bordering the estuary. From

these observations, one can wonder if the truncation of the peak in water levels observed at Rochefort couldn't be related to the massive flooding that occurred between the estuary Mouth and Rochefort tide gauge station. To verify this hypothesis, the model was run with the same configuration as previously with the exception that the height of the dikes and other barriers were increased artificially along the whole estuary in order to avoid the inundation of the terrestrial area. The difference in maximum water levels in the estuary between both simulations is mapped along the whole estuary (Figure 6.6A) and plotted along a profile following the estuary bed (Figure 6.6B). From the ocean boundary to the Saint-Savinien dam, 55 km upstream, the difference on water levels increases from 0 m to 2.5 m when flooding is prevented. At the Rochefort tide gauge station, the maximum water level rise about 1.2 m higher than the water level reached using the model allowing the flooding (Figure 6.7).

This result shows a major influence of terrestrial flooding on surge height in the estuary and raises numerous questions regarding dike configurations. Several studies have already reported a comparable phenomenon. In two estuaries of the northern part of France, the Authie-River Estuary and the Dives-River Estuary, avoiding the flood in cases of storm surge events leads to maximum water levels about 1m to 2 m in the inner parts of these estuaries (Waeles et al., 2014). In the Humber Estuary (U.K.), the impact of removing coastal defenses was shown to reduce the water levels in the order of 1 to 1.4 m depending on the location in the estuary (Townend and Pethick, 2002). In the Elbe Estuary (Germany), the raising of dikes induced a mean high water level increase of 0.5 to 0.65 m (Von Storch et al., 2008). All these estuaries are tide dominated and display funnel shapes morphologies. Then, it is likely that this amplification of maximum water level in case of storm surges exists in other estuaries displaying the same hydrodynamic and geomorphologic characteristics.

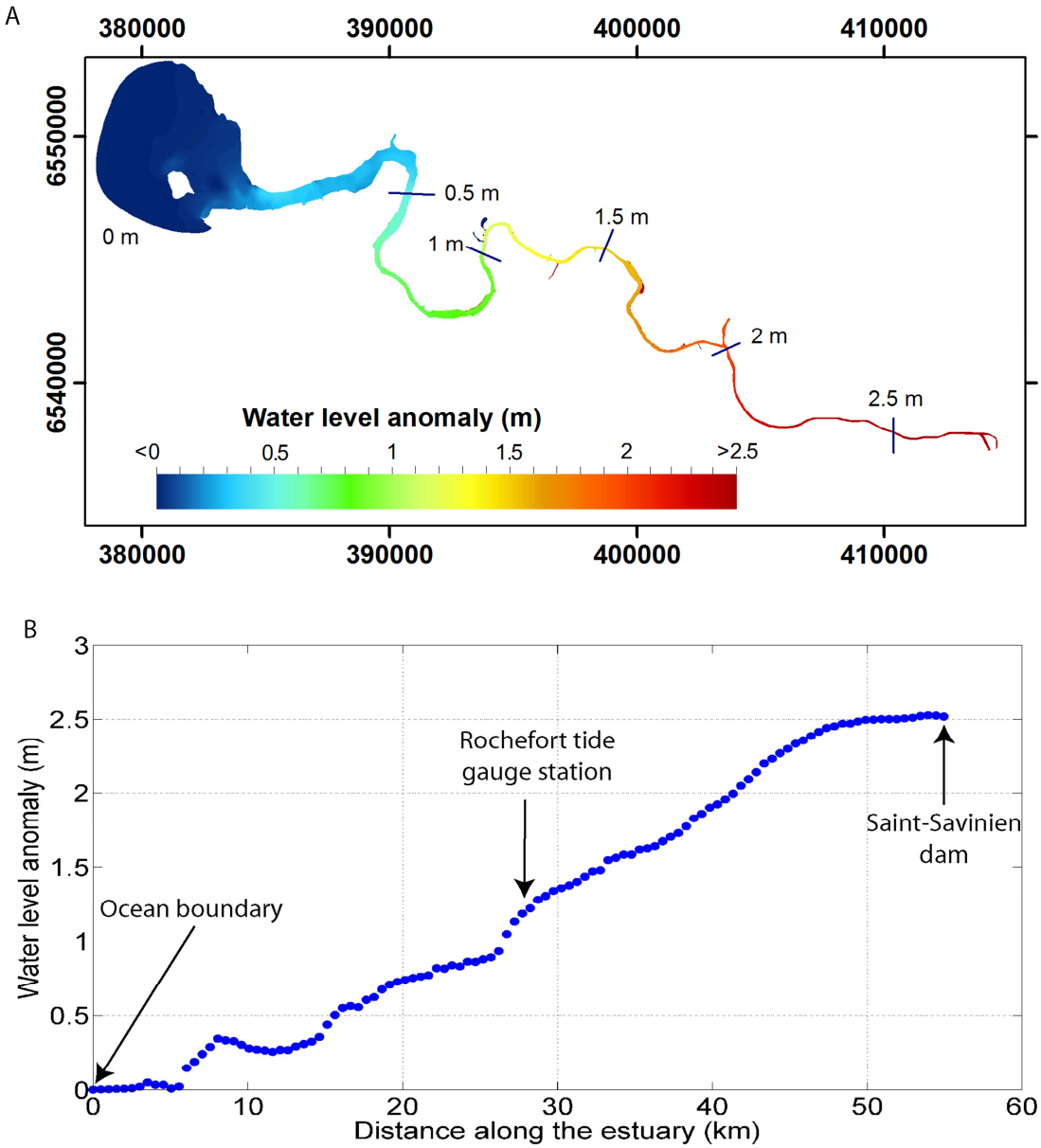


Figure 6.6: Spatial comparison of water level difference between the baseline model and the upgraded dike model, represented in A- over the whole estuary and B- along a profile located in the middle of the Charente River, starting at the ocean boundary (0 km) to the Saint-Savinien dam (55 km).

6.5.3 A solution to mitigate flood risks

The water level increasing obtained by avoiding the inundation illustrates the importance of terrestrial flooded areas to limit the elevation of the water level inside the estuary. In order to evaluate how the human stakes can be protected during an event like Xynthia, we tried a third flooding scenario. This scenario consists of: (1) lowering the existing dikes to the highest astronomical high tides level and (2) creating

a second rank of dikes surrounding high human stakes, i.e. cities, villages, and main roads, in order to totally avoid the flooding of these areas. From this simulation, it can be seen that water levels at Rochefort tide gauge are almost unchanged compared to the simulation without any coastal defenses modifications (Figure 6.7) while stakes are protected. This suggests that the raising of dikes needed to prevent flooding of agricultural lands would induce higher maximum water levels upstream in the estuary, which could potentially lead to larger flooding upstream, for instance in Rochefort City. This result corroborates the conclusions of several studies carried out in several European Estuaries (Townend and Pethick, 2002; Shih and Nicholls, 2007), where it has been shown that flooding marshland in case of extreme water level conditions by lowering the dikes could be a relevant solution to improve the protection of inhabited areas against the marine flooding.

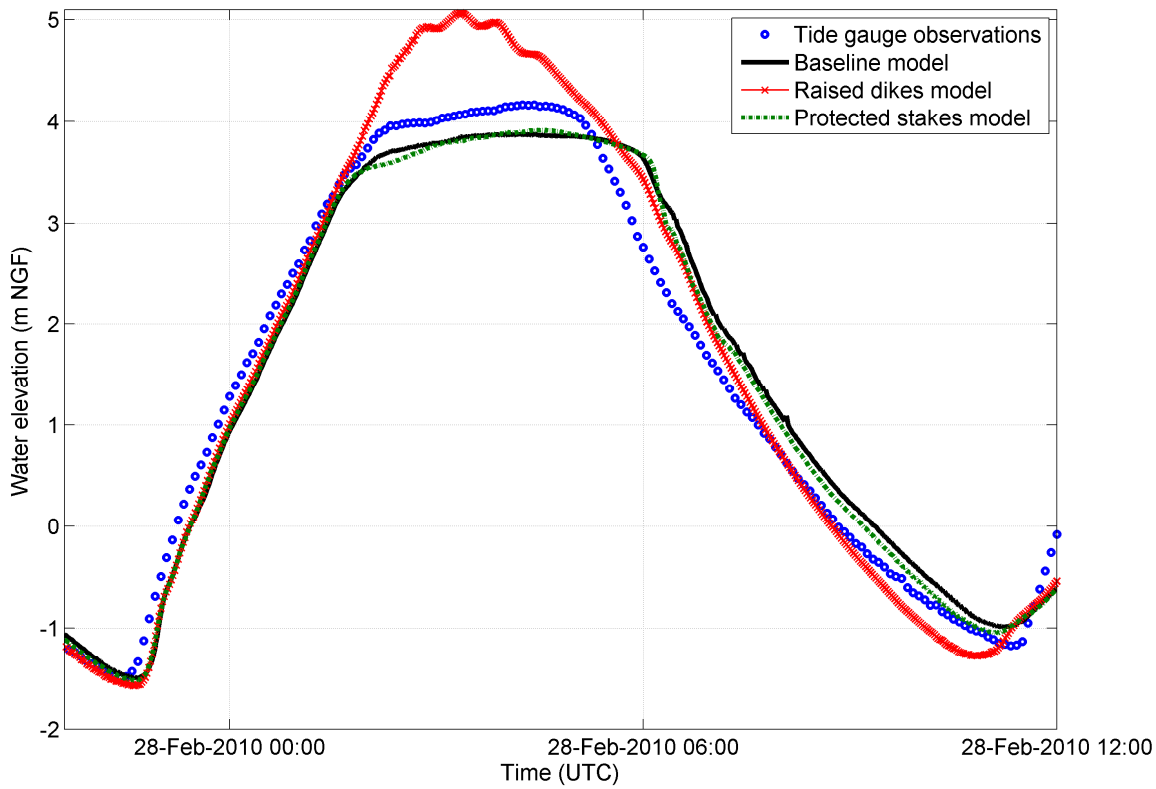


Figure 6.7: Modeled water levels from the baseline model (black line), the upgraded dikes model disabling the terrestrial flooding (red line), the protected stakes model enabling the terrestrial flooding but protecting important issues areas (green dotted line) and measured water level at the Rochefort tide gauge station (blue circles).

6.6 Conclusion

This study presented a high resolution modeling of the flooding associated with the storm Xynthia in the Charente-River Estuary, using a 2DH hydrodynamic circulation model. The comparison with observed data revealed that the model was able to reproduce water levels in the estuary during Xynthia with a correct accuracy and the flooded areas induced by this storm with a good accuracy. Water level limitation induced by flooding of terrestrial areas shown by our numerical experiments has important implications in terms of management and land-use conflicts. We implemented another scenario keeping the actual coastal defenses which allows the flooding of agricultural areas in case of extreme storm-induce sea level, and protecting high stakes areas (cities, villages, main roads) with new dikes. This scenario leads to almost the same water levels as in the baseline model. From these statements, letting some marshlands and farm land to be flooded in case of extreme storm surge to limit the flooding appears as an attractive solution to protect inner parts of the estuary. Beyond this local case study, similar land uses and land-use conflicts are common along many estuaries displaying the same morphologic and hydrodynamic features. In a global context of sea level rise, it is likely that coastal defenses problematic against this type of land use conflict are going to increase along many estuaries in the world.

6.7 Acknowledgement

This work was supported by FEDER 34146-2010 and Conseil Général de Charente-Maritime and is also a contribution of the EU-funded FP7 RISCKIT project (ENV.2013.6.4-3). We would like to thank SELFE model developing teams. IGN is thanked for 2010 LiDAR data, Ifremer and EPTB Charente for bathymetric data and REFMAR/SONEL is thanked for sea level tide gauge measurements.

Abstract of Chapter 6

The storm Xynthia (February 2010) hit the French central part of the Bay of Biscay and induced an extensive coastal flooding. This study presents firstly a high-resolution hindcast of water levels and flooding along the Charente-river Estuary. Although the peak water level is slightly underestimated, the extent of flooded areas is correctly reproduced. In order to understand the impacts of coastal defenses on water levels and flooding in the estuary, two scenarios are tested: (1) Raising existing dikes to prevent flooding of adjacent low-lying areas; (2) lowering existing dikes and creating a second rank of dikes protecting human stakes. It is shown firstly that raising dikes can lead to water levels up to 2.5 m higher upstream in the estuary. Alternatively, lowering the dikes while protecting human stakes does not affect water levels in the estuary. It is concluded that dike configuration can be optimized to mitigate flooding risks in estuaries.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion

L'objectif principal de ces travaux de thèse était d'améliorer la compréhension des phénomènes de surcotes et de submersions marines pouvant intervenir lors de tempêtes. Afin de répondre à cet objectif, le secteur des Pertuis-Charentais, frappé en 1999 et en 2010 par les tempêtes Martin et Xynthia, constituait une zone d'investigation particulièrement pertinente. Disposer des mesures de hauteurs d'eau ainsi que de la cartographie précise des inondations engendrées par ces deux évènements météorologiques exceptionnels permettait en effet, par le biais d'une analyse multidisciplinaire combinant les approches de géomorphologie, géomatique, histoire et océanographie, de répondre aux questions clefs qui ont motivé cette étude:

- Quels sont les mécanismes physiques responsables des surcotes ?
- Quelle est la fréquence de catastrophes telles que Xynthia ou Martin ?
- Existe-t-il une méthode simple et rapide permettant de prévoir l'extension des zones inondées en cas de tempête induisant un niveau marin extrême ?
- Dans un contexte d'élévation du niveau marin et de grande vulnérabilité des littoraux concernés, relever les hauteurs de digues est-elle la bonne solution pour se protéger contre les submersions marines?

Comme nous avons pu le voir précédemment, à l'échelle mondiale, les zones frappées par les submersions marines les plus catastrophiques sont toutes caractérisées par une topographie de faible altitude, étant même parfois situées sous le niveau des plus hautes mers. Elles sont également localisées sur la trajectoire de cyclones ou de tempêtes et bordées par de vastes zones maritimes de faible profondeur. En se basant sur l'exemple des Pertuis Charentais, les contributions relatives du vent, de la pression atmosphérique, des vagues, et de l'effet de Coriolis dans la génération des surcotes ont été analysées pour différentes profondeurs d'eau. Cette analyse a permis d'affirmer que par des profondeurs d'eau de plusieurs milliers de mètres à quelques centaines de mètres, la surcote est majoritairement contrôlée par l'effet de la pression atmosphérique. Pour des profondeurs comprises entre 200 m et 10-20 m, les effets du vent et de Coriolis ont une contribution qui devient plus importante et qui dépasse généralement celle de la pression atmosphérique. Les gradients de tension de radiation des vagues contribuent à la surcote de façon importante à proximité des rivages exposés à la houle. Il a également été démontré qu'au niveau des Pertuis Charentais, en

raison de l'effet de Coriolis, des vents ayant des vitesses égales génèrent de plus fortes surcotes lorsqu'ils proviennent du sud-ouest que lorsqu'ils arrivent de l'ouest ou du nord-ouest. Enfin, la présence de vagues jeunes, augmentant la contrainte du vent à la surface de l'océan, amplifie la surcote.

Afin de juger du caractère exceptionnel des submersions marines induites par les tempêtes Xynthia et Martin dans les Pertuis Charentais, des recherches archivistiques ont permis de réaliser une base de données de toutes les submersions marines d'origine météorologique ayant impacté cette côte de France depuis le début du 16ème siècle. Le couplage entre cette approche historique révélant des évènements « oubliés » et l'océanographie physique permettant de modéliser les surcotes induites par ces tempêtes a permis de montrer que depuis le début du 20ème siècle, au moins 6 tempêtes ont généré des niveaux d'eau extrêmes, induisant des submersions marines majeures dans les Pertuis Charentais. L'analyse de ces évènements a permis de déterminer des configurations météo-marines « à risque » dans cette zone. Au-delà de ce résultat appliqué aux Pertuis Charentais, il est apparu de façon plus générale que le couplage entre histoire et océanographie pouvait apporter une forte plus-value dans l'estimation de périodes de retour des niveaux marins extrêmes, exportable dans n'importe quelle zone mondiale vulnérable aux submersions marines.

Au vu de ces données historiques, la vulnérabilité des Pertuis Charentais aux submersions marines d'origine météorologique semble indéniable. Pouvoir prévoir l'extension des zones inondées en cas de tempête induisant un niveau marin extrême, mais également être capable de comprendre les impacts que peuvent avoir les stratégies de défenses de côtes mises en place devient alors primordial pour optimiser la protection des hommes et des infrastructures littorales.

La mise à disposition de données topographique LiDAR très haute résolution sur les zones vulnérables des Pertuis Charentais a alors motivé l'investigation d'une méthode de détermination de zones submersibles en cas de niveau marin extrême : la modélisation statique de la submersion marine, rapide et peu coûteuse en termes de puissance de calcul, par comparaison avec les approches de modélisation numérique de la submersion marine (Bertin et al., 2014). Cette étude résulte également d'un couplage entre deux disciplines : l'océanographie d'une part, qui permet de déterminer avec

précision les niveaux d'eau maximums atteints le long du trait de côte, et la géomatique d'autre part, qui permet de comparer ces niveaux d'eau à la topographie en arrière du trait de côte. L'analyse de la reproduction des zones submergées lors de Xynthia par modélisation statique « améliorée », c'est-à-dire prenant en compte les connections avec l'océan, a montré qu'en utilisant les bons niveaux d'eau à la côte (travaux de Bertin et al., 2012) et une topographie de très haute résolution, cette méthode fournit :

(1) des estimations très correctes de l'extension des secteurs inondés dans les zones vulnérables caractérisées par une distance entre le trait de côte et le fond de la zone basse relativement faible;

(2) une forte surestimation de l'extension des zones submergées dans le cas de grandes étendues de basses altitudes, où la distance entre le trait de côte et la limite continentale de la zone basse est grande.

La distribution de ces résultats est expliquée par la dynamique de l'écoulement, non prise en compte dans cette méthode statique. Cette dynamique peut être négligée dans le cas 1 puisque la zone basse en arrière du trait de côte est très rapidement inondée, mais doit être prise en compte dans le cas 2 en raison des grandes distances d'inondation potentielle. Afin de s'affranchir de cette limitation, une méthode qualifiée de semi-dynamique, basée sur le calcul des volumes d'eau de surverse, a alors été appliquée puis évaluée. Cette seconde méthode simple a permis d'améliorer les premiers résultats dans les zones où la modélisation statique ne donnait pas une reproduction satisfaisante des observations.

Les expériences numériques menées sur l'estuaire de la Charente ont permis d'améliorer la compréhension de l'impact que peut avoir la hausse des digues destinées à empêcher l'inondation des zones côtières. Il a ainsi été montré qu'en empêchant totalement l'inondation des zones basses de l'estuaire lors d'un évènement de type Xynthia, une augmentation de la hauteur d'eau maximum de l'ordre de 2 m pouvait être observée. Ainsi, pour éviter la propagation de la surcote dans les terres vers des territoires à forts enjeux comme les villes et les ports, il apparait que la submersion de zones côtières à faibles enjeux est une solution plus adaptée que la rehausse des digues. Dans la zone de l'estuaire de la Charente, un endiguement massif visant à protéger les terres cultivables à proximité de l'embouchure pourrait avoir de fortes conséquences en termes d'inondation plus en amont dans l'estuaire, comme par exemple au niveau de la

ville de Rochefort, 3ème plus grande ville de Charente Maritime. Globalement, les estuaires sont très fréquemment caractérisés par des zones de basses altitudes comportant des enjeux humains et économiques majeurs. Ce phénomène d'amplification de la hauteur d'eau lié à l'endiguement a été observé par ailleurs à échelle mondiale dans divers estuaires et doit alors être considéré dans la mise en place de stratégies de protection côtière.

Perspectives

Ces travaux de thèse – de l'investigation de submersions marines anciennes à l'impact des moyens actuellement mis en place pour s'en protéger, en passant par l'analyse de méthodes simples de détermination de zone submersibles – ouvrent plusieurs perspectives.

La modélisation numérique des surcotes induites par des tempêtes historiques, présentée dans le Chapitre 4, est, pour le moment, limitée par la disponibilité de données météorologiques suffisamment précises et nécessaires à leur reproduction. Cependant, à une époque où la qualité et l'emprise temporelle des réanalyses atmosphériques ne cesse de croître, tout porte à croire qu'il sera bientôt possible de reproduire avec précision les surcotes et les submersions marines associées, provoquées par ces tempêtes « passées ». Dans le monde entier, un grand nombre de décisions concernant la gestion des risques côtiers se basent sur les périodes de retour des évènements extrêmes. Dans le cas des niveaux marins extrêmes, les estimations statistiques de périodes de retour fiables nécessitent que le jeu de données sur lequel la loi statistique est ajustée contienne le plus grand nombre de niveaux marins extrêmes. Ainsi, en intégrant des niveaux extrêmes non mesurés mais issus de la modélisation de tempêtes historiques, l'estimation des périodes de retour pourrai gagner en fiabilité.

Devant la démocratisation actuelle de la puissance de calcul nécessaire à la modélisation numérique des submersions marines, les méthodes de modélisation statique et semi-dynamique présentées en Chapitre 5 peuvent sembler dépassées. Cependant, utilisées avec la connaissance de leurs limitations, ces méthodes s'avèrent très informatives et surtout utilisables par une communauté bien plus vaste que celle capable d'appréhender les méthodes plus sophistiquées de modélisation numérique. La

méthode semi-dynamique développée dans ces travaux de thèse emploie une formule de calcul de volumes de surverse simple, prenant en compte un nombre limité de paramètres (largeur de la zone de surverse et hauteur d'eau au-dessus de l'ouvrage). Il existe une multitude de formulations possibles pour calculer les volumes d'eau passant en arrière des protections côtières en cas d'évènements extrêmes. Il serait intéressant de tester des formulations plus complexes, comme celles prenant en compte les caractéristiques des vagues se brisant contre la protection côtière par exemple.

Le système de modélisation numérique de la submersion marine mis en œuvre sur l'estuaire de la Charente dans le Chapitre 6 a permis de reproduire, avec un degré de précision correcte, l'étendue des zones inondées lors de Xynthia et de simuler l'impact d'une modification d'ouvrage côtier sur le niveau d'eau maximal atteint au sein de l'estuaire. A l'heure actuelle, plus de quatre ans après Xynthia, de nombreuses questions restent en suspens quant à la mise en place de dispositifs de protection contre les submersions marines dans les Pertuis Charentais. Deux stratégies s'opposent : les stratégies de défenses qualifiées de « dures », comme l'endiguement massif et le rehaussement des ouvrages existants ayant pour but d'empêcher l'eau de rentrer sur terre, et les stratégies qualifiées de « douces » consistant à accepter l'inondation de certaines zones lors d'évènements exceptionnels, dans le but de limiter l'inondation d'autres territoires à forts enjeux. Le modèle utilisé dans les travaux de ce Chapitre 6 semble parfaitement adapté pour répondre à des problématiques de gestion de la vulnérabilité d'un territoire aux submersions et pourrait alors servir d'outil opérationnel d'aide à la décision dans de cadre de telles problématiques.

Bibliographie

Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. Geomorphology 83, 29–47. doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.007

Abgrall, R., 2006. Residual distribution schemes: Current status and future trends. Comput. Fluids 35, 641–669. doi:10.1016/j.compfluid.2005.01.007

Ali, A., 1999. Climate change impacts and adaptation assessment in Bangladesh. Clim. Res. 12, 109–116. doi:10.3354/cr012109

Allard, J., Chaumillon, É., Poirier, C., Sauriau, P.-G., Weber, O., 2008. Evidence of former Holocene sea level in the Marennes-Oléron Bay (French Atlantic coast). Comptes Rendus Geosci. 340, 306–314. doi:10.1016/j.crte.2008.01.007

Antony, C., Unnikrishnan, A.S., 2013. Observed characteristics of tide-surge interaction along the east coast of India and the head of Bay of Bengal. Estuar. Coast. Shelf Sci. 131, 6–11. doi:10.1016/j.ecss.2013.08.004

Anziani, A., 2010. Rapport d'information fait au nom de la mission commune d'information sur les conséquences de la tempête Xynthia - Tome I: rapport (rapport public).

Apel, H., Aronica, G.T., Kreibich, H., Thieken, A.H., 2009. Flood risk analyses—how detailed do we need to be? Nat. Hazards 49, 79–98. doi:10.1007/s11069-008-9277-8

Aronica, G., Bates, P.D., Horritt, M.S., 2002. Assessing the uncertainty in distributed model predictions using observed binary pattern information within GLUE. Hydrol. Process. 16, 2001–2016.

Audé, J.-L., 2006. Chronique du climat en Poitou-Charentes Vendée: chronologie des phénomènes météorologiques et naturels du Moyen Age au XXème siècle. Lonali Editions.

Banque Hydro, 2012. Online French hydrological database 2012 [WWW Document]. URL (accessed 02.20.12).

Banque Hydro, 2013. Online French hydrological database 2013 [WWW Document]. URL (accessed 11.15.13).

Barbot, A., 1886. Histoire de La Rochelle, in Archives 1 Historiques de l'Aunis et de Saintonge. Société Arch. Hist. Saintonge Aunis 14.

Bardet, L., Duluc, C., Rebour, V., L'Her, J., 2011. Regional frequency analysis of extreme storm surges along the French coast. Nat Hazards Earth Syst Sci 11, 1627–1639.

Bates, P.., De Roo, A.P.., 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. J. Hydrol. 236, 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., Hassan, M.A.A.M., 2005. Simplified two-dimensional numerical modelling of coastal flooding and example applications. Coast. Eng. 52, 793–810.

Battjes, J.A., 1975. Modelling of turbulence in the surf zone. ASCE San Franc. 1050–1062.

Battjes, J.A., Janssen, J., 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Coast. Eng. Proc. 1.

Benavente, J., Del Río, L., Gracia, F., Martínez-del-Pozo, J., 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). Cont. Shelf Res. 26, 1061–1076.

Bernardara, P., Andreewsky, M., Benoit, M., 2011. Application of regional frequency analysis to the estimation of extreme storm surges. J Geophys Res 116, C02008. doi:10.1029/2010JC006229

Bernatchez, P., Fraser, C., Lefaivre, D., Dugas, S., 2011. Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. Ocean Coast. Manag. 54, 621–632. doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.06.001

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., 2012a. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. Ocean Model. 42, 16–30. doi:10.1016/j.ocemod.2011.11.001

Bertin, X., Castelle, B., Chaumillon, E., Butel, R., Quique, R., 2008. Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach: St. Trojan beach, SW Oléron Island, France. Cont. Shelf Res. 28, 1316–1332. doi:10.1016/j.csr.2008.03.005

Bertin, X., Chaumillon, E., Sottolichio, A., Pedreros, R., 2005. Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. Cont. Shelf Res. 25, 1115–1131. doi:10.1016/j.csr.2004.12.004

Bertin, X., Li, K., Roland, A., Bidlot, J.-R., 2014a. The contribution of short-waves in storm surges: two case studies in the Bay of Biscay. Cont. Shelf Res.

Bertin, X., Li, K., Roland, A., Zhang, Y., Breilh, J.-F., Chaumillon, E., 2014b. A modeling-based analysis of the flooding associated with Xynthia, central Bay of Biscay. Coast. Eng.

Bertin, X., Prouteau, E., Letetrel, C., 2013. A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. Glob. Planet. Change 106, 77–83. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.03.009

Bertin, X., Li, K., Roland, A., Breilh, J.-F., Chaumillon, E., 2012b. Contributions des vagues dans la surcote associée à la tempête Xynthia, février 2010. Presented at the JNGCGC 2012, Editions Paralia, pp. 909–916. doi:10.5150/jngcgc.2012.099-B

Bidlot, J., Janssen, P., Abdalla, S., 2007. A Revised Formulation of Ocean Wave Dissipation and Its Model Impact. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

Billeaud, I., Chaumillon, E., Weber, O., 2004. Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. Geo-Mar. Lett. 25, 1–10. doi:10.1007/s00367-004-0183-0

Blain, C.A., Westerink, J.J., Luettich, R.A., 1994. The influence of domain size on the response characteristics of a hurricane storm surge model. J. Geophys. Res. Oceans 99, 18467–18479. doi:10.1029/94JC01348

Blake, E.S., 2007. The deadliest, costliest and most intense United States tropical cyclones from 1851 to 2006 (and other frequently requested hurricane facts). NOAA Tech. Memo. NWS TPC 5 43.

Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. Res. Conf. Quat. Coast. Evol. 80, 139–150. doi:10.1016/0037-0738(92)90037-R

Breilh, J.F., Chaumillon, E., Bertin, X., Gravelle, M., 2013. Assessment of static flood modeling techniques: application to contrasting marshes flooded during Xynthia (western France). Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13, 1595–1612. doi:10.5194/nhess-13-1595-2013

Brown, J.M., Bolaños, R., Wolf, J., 2011. Impact assessment of advanced coupling features in a tide-surge-wave model, POLCOMS-WAM, in a shallow water application. J. Mar. Syst.

Brown, J.M., Souza, A.J., Wolf, J., 2010. An 11-year validation of wave-surge modelling in the Irish Sea, using a nested POLCOMS-WAM modelling system. Ocean Model. 33, 118–128.

Brown, J.M., Wolf, J., 2009. Coupled wave and surge modelling for the eastern Irish Sea and implications for model wind-stress. Cont. Shelf Res. 29, 1329–1342.

Brunet, R., 1994. Ars, notre beau village: chronique d'une commune de l'île de Ré au cours de deux siècles d'histoire. R. Brunet.

Bunya, S., Dietrich, J.C., Westerink, J.J., Ebersole, B.A., Smith, J.M., Atkinson, J.H., Jensen, R., Resio, D.T., Luettich, R.A., Dawson, C., Cardone, V.J., Cox, A.T., Powell, M.D., Westerink, H.J., Roberts, H.J., 2010. A High-Resolution Coupled Riverine Flow, Tide, Wind, Wind Wave, and Storm Surge Model for Southern Louisiana and Mississippi. Part I: Model Development and Validation. Mon. Weather Rev. 138, 345–377. doi:10.1175/2009MWR2906.1

Burzel, A., Dassanayake, D.R., Naulin, M., Kortenhaus, A., Oumeraci, H., Wahl, T., Mudersbach, C., Jensen, J., Gönnert, G., Sossidi, K., 2011. Integrated flood risk analysis for extreme storm surges (XtremRisK). Coast. Eng. Proc. 1, management–9.

Cariolet, J.-M., 2011. Inondation des côtes basses et risque associés en Bretagne: vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires.

Carretero, J.C., Gomez, M., Lozano, I., De Elvira, A.R., Serrano, O., Iden, K., Reistad, M., Reichardt, H., Kharin, V., Stolley, M., Von Storch, H., Günther, H., Pfizenmayer, A., Rosenthal, W., Stawarz, M., Schmith, T., Kaas, E., Li, T., Alexandersson, H., Beersma, J., Bouws, E., Komen, G., Rider, K., Flather, R., Smith, J., Bijl, W., De Ronde, J., Mietus, M., Bauer, E., Schmidt, H., Langenberg, H., 1998. Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic. Bull. Am. Meteorol. Soc. 79, 741–760.

CETMEF, 2010. Analyse de l'évènement Xynthia. Evaluation des volumes entrants par modélisation, http://http://www.cetmef. developpement-durable.gouv.fr/.

Charnock, H., 1955. Wind stress on a water surface. Q. J. R. Meteorol. Soc. 81, 639–640. doi:10.1002/qj.49708135027

Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N., Woppelmann, G., 2008a. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. Mar. Geol. 251, 209–223. doi:10.1016/j.margeo.2008.02.014

Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N., 2008b. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. Oceanogr. Bay Biscay 72, 383–396. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.05.014

Chaumillon, E., Tessier, B., Weber, N., Tesson, M., Bertin, X., 2004. Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic coast of France) revealed by very high resolution seismic surveys. Mar. Geol. 211, 189–214. doi:10.1016/j.margeo.2004.07.004

Chust, G., Ángel Borja, Liria, P., Galparsoro, I., Marcos, M., Caballero, A., Castro, R., 2009. Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004. Estuar. Coast. Shelf Sci. 84, 453–462. doi:10.1016/j.ecss.2009.07.010

Chust, G., Caballero, A., Marcos, M., Liria, P., Hernández, C., Borja, Á., 2010. Regional scenarios of sea level rise and impacts on Basque (Bay of Biscay) coastal habitats, throughout the 21st century. Estuar. Coast. Shelf Sci. 87, 113–124. doi:10.1016/j.ecss.2009.12.021

Chust, G., Galparsoro, I., Borja, Á., Franco, J., Uriarte, A., 2008. Coastal and estuarine habitat mapping, using LIDAR height and intensity and multi-spectral imagery. Estuar. Coast. Shelf Sci. 78, 633–643. doi:10.1016/j.ecss.2008.02.003

Ciavola, P., Jiménez, J.A., 2013. Preface "The record of marine storminess along European coastlines". Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13, 1999–2002. doi:10.5194/nhess-13-1999-2013

Clarke, M., Rendell, H., Tastet, J.-P., Clavé, B., Massé, L., 2002. Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France. The Holocene 12, 231–238. doi:10.1191/0959683602hl539rr

Clemmensen, L.B., Murray, A.S., Bech, J.-H., Clausen, A., 2001. Large-scale aeolian sand movement on the west coast of Jutland, Denmark in late Subboreal to early Subatlantic time—a record of climate change or cultural impact. GFF 123, 193–203. doi:10.1080/11035890101234193

Commune de Breuil-Magné, 2013. Plan de Prévention des risques naturels accesible at http://www.charente-maritime.gouv.fr/content/download/.

Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., 2011. The twentieth century reanalysis project. Q. J. R. Meteorol. Soc. 137, 1–28.

Cook, A., Merwade, V., 2009. Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. J. Hydrol. 377, 131–142.

Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J.F., Rabier, F., Rochas, M., 1991. The ARPEGE project at Météo France. ECMWF Seminar Proceedings 9-13 September 1991, Volume II, 193-231.

Das, P.K., 1972. Prediction Model for Storm Surges in the Bay of Bengal. Nature 239, 211–213. doi:10.1038/239211a0

DDTM-17, 2011. Éléments de mémoire sur la tempête Xynthia du 27 et 28 Février 2010 en Charente-Maritime.

De Freitas, J.G., Dias, J.A., 2013. 1941 windstorm effects on the Portuguese Coast. What lessons for the future?

De Pelet, E., 1839. Statistique du département de la Charente Inférieure. Mareschal.

Deroche, M.-S., Choux, M., Codron, F., Yiou, P., 2014. Three variables are better than one: detection of european winter windstorms causing important damages. Natural Hazards and Earth System Science 14, 981–993. doi:10.5194/nhess-14-981-2014

De Rouck, J., Geeraerts, J., Troch, P., Kortenhaus, A., Pullen, T., Franco, L., 2005. New results on scale effects for wave overtopping at coastal structures. Proc. ICE05 Coastlines Struct. Break. 2005 29–43.

Deltares, 2014. Haiyan storm surge modeling, in Assessment of Early Warning Efforts in Leyte for Typhoon Haiyan/Yolanda, from Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit.

Dietrich, J., Zijlema, M., Westerink, J., Holthuijsen, L., Dawson, C., Luettich Jr, R., Jensen, R., Smith, J., Stelling, G., Stone, G., 2011. Modeling hurricane waves and storm surge using integrally-coupled, scalable computations. Coast. Eng. 58, 45–65.

Dietrich, J.C., Bunya, S., Westerink, J.J., Ebersole, B.A., Smith, J.M., Atkinson, J.H., Jensen, R., Resio, D.T., Luettich, R.A., Dawson, C., Cardone, V.J., Cox, A.T., Powell, M.D., Westerink, H.J., Roberts, H.J., 2010. A High-Resolution Coupled Riverine Flow, Tide, Wind, Wind Wave, and Storm Surge Model for Southern Louisiana and Mississippi. Part II: Synoptic Description and Analysis of Hurricanes Katrina and Rita. Mon. Weather Rev. 138, 378–404. doi:10.1175/2009MWR2907.1

Dobrovolný, P., Brázdil, R., 2003. Documentary evidence on strong winds related to convective storms in the Czech Republic since AD 1500. Atmospheric Res. 67-68, 95–116. doi:10.1016/S0169-8095(03)00046-2

Dodet, G., 2013. Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet: the Albufeira Lagoon. La Rochelle.

Doodson, A.T., 1924. Meteorological Perturbations of Sea-Level and Tides. Geophys. J. Int. 1, 124–147. doi:10.1111/j.1365-246X.1924.tb05363.x

Dupont, E., 1830. Histoire de la Rochelle. Mareschal.

Ekman, V.., 1905. On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. Arch Math Astron Phys 2, 1–52.

Elsner, J., Liu, K., 2003. Examining the ENSO-typhoon hypothesis. Clim. Res. 25, 43–54. doi:10.3354/cr025043

European Environment Agency, 2005. CORINE Land Cover Project. Commission of the European Communities. Available at http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2000-clc2000-100-m-version-12-2009.

Flather, R.A., 2001. Storm Surges, in: Steele, J.H. (Ed.), Encyclopedia of Ocean Sciences. Academic Press, Oxford, pp. 2882–2892.

Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay.

Foreman, M.G.G., Sutherland, G., Cummins, P.F., 2004. M2 tidal dissipation around Vancouver Island: an inverse approach. Cont. Shelf Res. 24, 2167–2185. doi:10.1016/j.csr.2004.07.008

Fortunato, A.B., Bruneau, N., Azevedo, A., Araújo, M., Oliveira, A., 2011. Automatic improvement of unstructured grids for coastal simulations. J. Coast. Res. 1028–1032.

Fritz, H.M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B.G., Moore, A., Grass, C., Tate, B., 2007. Hurricane Katrina storm surge distribution and field observations on the Mississippi Barrier Islands. Estuar. Coast. Shelf Sci. 74, 12–20. doi:10.1016/j.ecss.2007.03.015

Fritz, H.M., Blount, C.D., Thwin, S., Thu, M.K., Chan, N., 2009. Cyclone Nargis storm surge in Myanmar. Nat. Geosci. 2, 448–449. doi:10.1038/ngeo558

Gallien, T.W., Barnard, P.L., van Ormondt, M., Foxgrover, A.C., Sanders, B.F., 2012. A Parcel-Scale Coastal Flood Forecasting Prototype for a Southern California Urbanized Embayment. J. Coast. Res. 121106074351009. doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00114.1

Gallien, T.W., Schubert, J.E., Sanders, B.F., 2011. Predicting tidal flooding of urbanized embayments: A modeling framework and data requirements. Coast. Eng. 58, 567–577. doi:10.1016/j.coastaleng.2011.01.011

Garnier, E., 2010. La crise Xynthia à l'aune de l'histoire. Enseign. Enjeux Contemp. D'une Hist. Submersions Rapp. Pour Parlem. Français.

Garnier, E., Surville, F., 2010b. La tempête Xynthia face à l'histoire: submersions et tsunamis sur les littoraux français du Moyen âge à nos jours: l'exemple du littoral aunisien et de ses prolongements d'entre Loire et Gironde. Le Croît vif, Saintes.

Garnier, E., Surville, F., 2010a. Climat et révolutions autour du Journal du négociant rochelais Jacob Lambertz 1733-1813, Le Croît vif. ed. Le Croît vif.

Garratt, J.R., 1977. Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents. Mon. Weather Rev. 105, 915–929. doi:10.1175/1520-0493(1977)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2

Garrison, T.S., 2009. Oceanography: An Invitation to Marine Science, 7 edition. ed. Cengage Learning, Belmont, CA.

Ge, J., Much, D., Kappenberg, J., Nino, O., Ding, P., Chen, Z., 2013. Simulating storm flooding maps over HafenCity under present and sea level rise scenarios. J. Flood Risk Manag. n/a–n/a. doi:10.1111/jfr3.12054

Gerritsen, H., 2005. What happened in 1953? The Big Flood in the Netherlands in retrospect. Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci. 363, 1271–1291. doi:10.1098/rsta.2005.1568

Goff, J.R., Lane, E., Arnold, J., 2009. The tsunami geomorphology of coastal dunes. Nat Hazards Earth Syst Sci 9, 847–854.

Go¨nnert, G., Murty, T.S., 2001. Global storm surges: theory, observations and applications. Boyens, Heide i. Holstein.

Gonzalez-Escriva, J., Garrido, J., Medina, J., Geeraerts, J., 2005. Laboratory real storm reproduction using wind. Proc 29th Int Conf. Coast. Eng. ICCE 677–689.

Gouriou, T., Martín Míguez, B., Wöppelmann, G., 2013. Reconstruction of a two-century long sea level record for the Pertuis d'Antioche (France). Cont. Shelf Res. 61–62, 31–40. doi:10.1016/j.csr.2013.04.028

Graumann, A., Houston, T., Lawrimore, J., Levinson, D., Lott, N., McCown, S., Stephens, S., Wuerts, D., 2006. Hurricane Katrina: a climatological perspective: preliminary report. US Department of Commerece, National Ocanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite Data and Information Service, National Climatic Data Center.

Griffis, F.H., 2007. Engineering failures exposed by Hurricane Katrina. Technol. Soc. 29, 189–195. doi:10.1016/j.techsoc.2007.01.015

Haile, A.T., Rientjes, T., 2005. Effects of LiDAR DEM resolution in flood modelling: a model sensitivity study for the city of Tegucigalpa, Honduras. Presented at the ISPRS WG III/3, III/4, V/3 Workshop "Laser scanning 2005," Enschede, the Netherlands, pp. 168–173.

Hall, J.W., Sayers, P.B., Walkden, M.J.A., Panzeri, M., 2006. Impacts of climate change on coastal flood risk in England and Wales: 2030–2100. Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci. 364, 1027–1049. doi:10.1098/rsta.2006.1752

Hallegatte, S., Ranger, N., Mestre, O., Dumas, P., Corfee-Morlot, J., Herweijer, C., Wood, R.M., 2011. Assessing climate change impacts, sea level rise and storm surge risk in port cities: a case study on Copenhagen. Clim. Change 104, 113–137. doi:10.1007/s10584-010-9978-3

Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP).

Hauer, K., Pfeifer, N., 2011. Reporting on historical severe storms: Two examples of Utrecht (1674) and Abtenau (1796). Atmospheric Res. 100, 580–585. doi:10.1016/j.atmosres.2010.08.007

Holmedal, L.E., Myrhaug, D., 2013. Combined tidal and wind driven flows and bedload transport over a flat bottom. Ocean Model. 68, 37–56. doi:10.1016/j.ocemod.2013.04.005

Holthuijsen, L.H., Powell, M.D., Pietrzak, J.D., 2012. Wind and waves in extreme hurricanes. J. Geophys. Res. Oceans 117, C09003. doi:10.1029/2012JC007983

Horritt, M.S., 2006. A methodology for the validation of uncertain flood inundation models. J. Hydrol. 326, 153–165. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.10.027

Horsburgh, K.J., Wilson, C., 2007. Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea. J Geophys Res 112, C08003. doi:10.1029/2006JC004033

Idier, D., Dumas, F., Muller, H., 2012. Tide-surge interaction in the English Channel. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 3709–3718. doi:10.5194/nhess-12-3709-2012

IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC.

IPCC, 2013. Working Group I Assessment Report 5; Chapter 13: Sea Level Change, in: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, p. 85.

IPCC, 2014. Working Group II Assessment Report 5; Chapter 5: Coastal Systems and Low-Lying Areas, in: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, p. 85.

Janssen, P.A.E.M., 1982. Quasilinear approximation for the spectrum of wind-generated water waves. J. Fluid Mech. 117, 493. doi:10.1017/S0022112082001736

Janssen, P.A.E.M., 1991. Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. J. Phys. Oceanogr. 21, 1631–1642. doi:10.1175/1520-0485(1991)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2

Janssen, P.A.E.M., Breivik, O., Mogensen, K., Vitart, F., Balmaseda, M., Bidlot, J.-R., Keeley, S., Leutbecher, M., Magnusson, L., Molteni, F., 2013. Air-sea interaction and surface waves. ECMWF Tech. Memo. 712, 34pp.

Janssen, P.A.E.M., Saetra, O., Wettre, C., Hersbach, H., Bidlot, J., 2004. Impact of the sea state on the atmosphere and ocean. Ann. Hydrogr. 3, 3.1–3.23.

Jarosz, E., Mitchell, D.A., Wang, D.W., Teague, W.J., 2007. Bottom-Up Determination of Air-Sea Momentum Exchange Under a Major Tropical Cyclone. Science 315, 1707–1709. doi:10.1126/science.1136466

Jay, D.A., Flinchem, E.P., 1997. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: A demonstration of wavelet tidal analysis methods. J. Geophys. Res. Oceans 102, 5705–5720. doi:10.1029/96JC00496

Jelgersma, S., Stive, M.J.F., van der Valk, L., 1995. Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. Mar. Geol. 125, 95–110. doi:10.1016/0025-3227(95)00061-3

Jones, J.E., Davies, A.M., 1998. Storm surge computations for the Irish Sea using a three-dimensional numerical model including wave–current interaction. Cont. Shelf Res. 18, 201–251. doi:10.1016/S0278-4343(97)00062-9

JTWC, 2013. Haiyan's typhoon.

Kabir, M.M., Saha, B.C., Hye, J.M.A., 2006. Cyclonic storm surge modelling for design of coastal polder. Inst. Water Model. 10.

Karim, M., Mimura, N., 2008. Impacts of climate change and sea-level rise on cyclonic storm surge floods in Bangladesh. Glob. Environ. Change 18, 490–500. doi:10.1016/j.gloenvcha.2008.05.002

Kennedy, A.B., Gravois, U., Zachry, B.C., Westerink, J.J., Hope, M.E., Dietrich, J.C., Powell, M.D., Cox, A.T., Luettich, R.A., Dean, R.G., 2011. Origin of the Hurricane Ike forerunner surge. Geophys. Res. Lett. 38, n/a–n/a. doi:10.1029/2011GL047090

Kennedy, A.B., Westerink, J.J., Smith, J.M., Hope, M.E., Hartman, M., Taflanidis, A.A., Tanaka, S., Westerink, H., Cheung, K.F., Smith, T., Hamann, M., Minamide, M., Ota, A., Dawson, C., 2012. Tropical cyclone inundation potential on the Hawaiian Islands of Oahu and Kauai. Ocean Model. 52–53, 54–68. doi:10.1016/j.ocemod.2012.04.009

Kindsvater, C., Carter, R., 1957. Discharge characteristics of rectangular thin-plate weirs. J Hydraulics Div ASCE 83(6):1–36.

Kolen, B., Slomp, R., Jonkman, S.N., 2013. The impacts of storm Xynthia February 27-28, 2010 in France: lessons for flood risk management. J. Flood Risk Manag. doi:10.1111/jfr3.12011

Komen, G.J., 1996. Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, Cambridge [England].

Kron, W., 2008. Coasts–The riskiest places on Earth, in: Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering (ICCE). pp. 3–21.

Le Floch, J.-F., 1961. Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime.

Le Provost, C., Fornerino, M., 1985. Tidal Spectroscopy of the English Channel with a Numerical Model. J. Phys. Oceanogr. 15, 1009–1031. doi:10.1175/1520-0485(1985)015<1008:TSOTEC>2.0.CO;2

Longuet-Higgins, M.S., Stewart, R.W., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr. 11, 529–562.

Lumbroso, D.M., Vinet, F., 2011. A comparison of the causes, effects and aftermaths of the coastal flooding of England in 1953 and France in 2010. Nat Hazards Earth Syst Sci 11, 2321–2333.

Makin, V. K., 2005. A note on the drag of the sea surface at hurricane winds. Boundary-Layer Meteorol., 115, 169-176.

Mason, D.C., Bates, P.D., Dall' Amico, J.T., 2009. Calibration of uncertain flood inundation models using remotely sensed water levels. J. Hydrol. 368, 224–236. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.034

Mastenbroek, C., Burgers, G., Janssen, P.A.E.M., 1993. The Dynamical Coupling of a Wave Model and a Storm Surge Model through the Atmospheric Boundary Layer. J. Phys. Oceanogr. 23, 1856–1866. doi:10.1175/1520-0485(1993)023<1856:TDCOAW>2.0.CO;2

Masters, J., 2013. Haiyan's Storm Surge: A Detailed Look, in http://www.wunderground.com.

Matte, P., Jay, D.A., Zaron, E.D., 2012. Adaptation of Classical Tidal Harmonic Analysis to Nonstationary Tides, with Application to River Tides. J. Atmospheric Ocean. Technol. 30, 569–589. doi:10.1175/JTECH-D-12-00016.1

Mazas, F., Hamm, L., 2011a. Niveaux marins extrêmes en France: état des lieux. Houille Blanche 5–11. doi:10.1051/lhb/2011046

Mazas, F., Hamm, L., 2011b. A multi-distribution approach to POT methods for determining extreme wave heights. Coast. Eng. 58, 385–394. doi:10.1016/j.coastaleng.2010.12.003

Mazzanti, P., Bozzano, F., others, 2009. An equivalent fluid/equivalent medium approach for the numerical simulation of coastal landslides propagation: theory and case studies. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 9, 1941–1952.

McGranahan, G., Balk, D., Anderson, B., 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. Environ. Urban. 19, 17–37. doi:10.1177/0956247807076960

Meyssignac, B., Cazenave, A., 2012. Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. J. Geodyn. 58, 96–109. doi:10.1016/j.jog.2012.03.005

Miles, J.W., 1957. On the generation of surface waves by shear flows. J. Fluid Mech. 3, 185. doi:10.1017/S0022112057000567

Modéran, J., Bouvais, P., David, V., Le Noc, S., Simon-Bouhet, B., Niquil, N., Miramand, P., Fichet, D., 2010. Zooplankton community structure in a highly turbid environment (Charente estuary, France): Spatio-temporal patterns and environmental control. Estuar. Coast. Shelf Sci. 88, 219–232. doi:10.1016/j.ecss.2010.04.002

Monbaliu, J., Chen, Z., Felts, D., Ge, J., Hissel, F., Kappenberg, J., Narayan, S., Nicholls, R.J., Ohle, N., Schuster, D., Sothmann, J., Willems, P., 2014. Risk assessment of estuaries under climate change: Lessons from Western Europe. Coast. Eng. 87, 32–49. doi:10.1016/j.coastaleng.2014.01.001

Moon, I.-J., 2005. Impact of a coupled ocean wave–tide–circulation system on coastal modeling. Ocean Model. 8, 203–236. doi:10.1016/j.ocemod.2004.02.001

Moon, l.-J., Ginis, I., Hara, T., Thomas, B., 2007. A Physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions. Mon. Wea. Rev. 135, 2869-2878.

Morton, R.A., Barras, J.A., 2011. Hurricane Impacts on Coastal Wetlands: A Half-Century Record of Storm-Generated Features from Southern Louisiana. J. Coast. Res. 275, 27–43. doi:10.2112/JCOASTRES-D-10-00185.1

Mousavi, M.E., Irish, J.L., Frey, A.E., Olivera, F., Edge, B.L., 2011. Global warming and hurricanes: the potential impact of hurricane intensification and sea level rise on coastal flooding. Clim. Change 104, 575–597. doi:10.1007/s10584-009-9790-0

Muir-Wood, R., 2011. The 1941 February 15th Windstorm in the Iberian Peninsula. Trébol 56, 4–13.

Murty, T.S., Flather, R.A., 1994. Impact of Storm Surges in the Bay of Bengal. J. Coast. Res. 149–161.

NDRRMC, 2014. NDRRMC UPDATE. SitRep N° 92. Effects of Typhoon “YOLANDA” (HAIYAN).

Neverla, I., Lüthje, C., 2010. The transforming perception of a regional geohazard between coastal defence and mediated discourse on global warming: Storm surges in Hamburg, Germany. Presented at the 6th Alexander von Humboldt International Conference on Climate Change, Natural Hazards, and Societies, held March 15-19 in Merida, Mexico. http://meetings.copernicus.org/avh6, id.AvH6-58, p. 58.

Nicholls, R., 2011. Planning for the Impacts of Sea Level Rise. Oceanography 24, 144–157. doi:10.5670/oceanog.2011.34

Nicholls, R.J., 2004. Coastal flooding and wetland loss in the 21st century: changes under the SRES climate and socio-economic scenarios. Glob. Environ. Change 14, 69–86. doi:10.1016/j.gloenvcha.2003.10.007

Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. Science 328, 1517–1520. doi:10.1126/science.1185782

Nicolle, A., 2006. Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais. Université de La Rochelle.

Nicolle, A., Karpytchev, M., Benoit, M., 2009. Amplification of the storm surges in shallow waters of the Pertuis Charentais (Bay of Biscay, France). Ocean Dyn. 59, 921–935. doi:10.1007/s10236-009-0219-0

Nott, J., Green, C., Townsend, I., Callaghan, J., 2013. The world record storm surge and the most intense southern hemisphere tropical cyclone – new evidence and modeling. Bull. Am. Meteorol. Soc. 130815095427008. doi:10.1175/BAMS-D-12-00233.1

O'Brien, L., Dudley, J.M., Dias, F., 2013. Extreme wave events in Ireland. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13, 625–648. doi:10.5194/nhess-13-625-2013

Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. Comput. Geosci. 28, 929–937. doi:10.1016/S0098-3004(02)00013-4

Pawlowski, A., 1998. Géographie historique des côtes Charentaises. Le Croix vif (Ed), Paris, 235 pp.

Peng, M., Xie, L., Pietrafesa, L.J., 2006. A numerical study on hurricane-induced storm surge and inundation in Charleston Harbor, South Carolina. J Geophys Res 111, C08017. doi:10.1029/2004JC002755

Péret, J., Sauzeau, T., 2014. Xynthia ou la mémoire réveillée. Geste.

Perillo, G.M.E., 1995. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries, in: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier, pp. 17–47.

Pfister, C., Garnier, E., Alcoforado, M.-J., Wheeler, D., Luterbacher, J., Nunes, M.F., Taborda, J.P., 2010. The meteorological framework and the cultural memory of three severe winter-storms in early eighteenth-century Europe. Clim. Change 101, 281–310. doi:10.1007/s10584-009-9784-y

Phillips, O.M., 1960. On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude Part 1. The elementary interactions. J. Fluid Mech. 9, 193 – 217. doi:10.1017/S0022112060001043

Pineau-Guillou, L., Lathuiliere, C., Magne, R., Louazel, S., Corman, D., Perherin, C., 2010. Caractérisation des niveaux marins et modélisation des surcotes pendant la tempête Xynthia. Editions Paralia, pp. 625–634. doi:10.5150/jngcgc.2010.073-P

Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 2007. Estimation of return periods for extreme sea levels: a simplified empirical correction of the joint probabilities method with examples from the French Atlantic coast and three ports in the southwest of the UK. Ocean Dyn. 57, 91–107. doi:10.1007/s10236-006-0096-8

Poirier, C., Chaumillon, E., Arnaud, F., 2011. Siltation of river-influenced coastal environments: Respective impact of late Holocene land use and high-frequency climate changes. Mar. Geol. 290, 51–62. doi:10.1016/j.margeo.2011.10.008

Pond, S., Pickard, G.L., 1998. Introductory Dynamical Oceanography. Gulf Professional Publishing.

Poulter, B., Halpin, P.N., 2008. Raster modelling of coastal flooding from sea-level rise. Int. J. Geogr. Inf. Sci. 22, 167–182. doi:10.1080/13658810701371858

Powell, M.D., Vickery, P.J., Reinhold, T.A., 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. Nature 422, 279–283. doi:10.1038/nature01481

Prandle, D., Wolf, J., 1978. The interaction of surge and tide in the North Sea and River Thames. Geophys. J. Int. 55, 203–216. doi:10.1111/j.1365-246X.1978.tb04758.x

Priest, G.R., Goldfinger, C., Wang, K., Witter, R.C., Zhang, Y., Baptista, A.M., 2010. Confidence levels for tsunami-inundation limits in northern Oregon inferred from a 10,000-year history of great earthquakes at the Cascadia subduction zone. Nat. Hazards 54, 27–73. doi:10.1007/s11069-009-9453-5

Proudman, J., 1953. Dynamical Oceanography. Methuen.

Pugh, D., 2004. Changing Sea Levels: Effects of Tides, Weather and Climate. Cambridge University Press.

Rego, J.L., Li, C., 2009. On the importance of the forward speed of hurricanes in storm surge forecasting: A numerical study. Geophys Res Lett 36, L07609. doi:10.1029/2008GL036953

Renggli, D., 2011. Seasonal Predictability of Wintertime Windstorm Climate Over the North Atlantic and Europe.

Resio, D.T., Westerink, J.J., 2008. Modeling the physics of storm surges. Phys. Today 61, 33–38. doi:10.1063/1.2982120

Roland, A., Cucco, A., Ferrarin, C., Hsu, T.-W., Liau, J.-M., Ou, S.-H., Umgiesser, G., Zanke, U., 2009. On the development and verification of a 2-D coupled wave-current model on unstructured meshes. J. Mar. Syst. 78, S244–S254. doi:10.1016/j.jmarsys.2009.01.026

Ross, D.A., 1995. Introduction to oceanography. HarperCollinsCollegePublishers, New York, NY.

Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Juang, H.-M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., Van Den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bull. Am. Meteorol. Soc. 91, 1015–1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1

Salomon, J.-N., 2002. L'inondation dans la basse vallée de la Garonne et l'estuaire de la Gironde lors de la“ tempête du siècle”(27-28 décembre 1999)/Flooding in the Garonne valley and the Gironde estuary caused by the“ storm of the century”(27-28 December 1999). Géomorphologie Relief Process. Environ. 8, 127–134.

Samuel, R., 1883. Un livre de raison, Société des Archives historiques de la Saintonge et de l'Aunis. Société Arch. Hist. Saintonge Aunis 11.

Schmith, T., Kaas, E., Li, T.-S., 1998. Northeast Atlantic winter storminess 1875–1995 re-analysed. Clim. Dyn. 14, 529–536. doi:10.1007/s003820050239

Schumann, G., Bates, P.D., Horritt, M.S., Matgen, P., Pappenberger, F., 2009. Progress in integration of remote sensing–derived flood extent and stage data and hydraulic models. Rev. Geophys. 47. doi:10.1029/2008RG000274

Shah, B.V., 1983. Is the environment becoming more hazardous?-A global survey 1947 to 1980. Disasters 7, 202–209. doi:10.1111/j.1467-7717.1983.tb00822.x

Shih, S.C.W., Nicholls, R.J., 2007. Urban Managed Realignment: Application to the Thames Estuary, London. Journal of Coastal Research 236, 1525–1534. doi:10.2112/05-0586.1

SHOM et CETMEF, 2012. Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique).

Shrestha, M.Y., 1998. The impact of tropical cyclones on the coastal regions of SAARC 6 countries and their influence in the region. SMRC N SAARC Meteorol. 7 Res. Cent. DHA Bangladesh October 1998, 329 pp.

Simon, B., 2008. Statistiques des niveaux marins extrêmes de pleine mer en Manche et Atlantique. CD-Rom, edited by SHOM and CETMEF (in French).

Small, C., Nicholls, R.J., 2003. A global analysis of human settlement in coastal zones. J. Coast. Res. 19, 584–599.

Smith, K., 2013. Environmental Hazards: Assessing Risk and Reducing Disaster. Routledge.

Smith, S.D., Banke, E.G., 1975. Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Q. J. R. Meteorol. Soc. 101, 665–673.

Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger Jr., A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. Coast. Eng. 53, 573–588. doi:10.1016/j.coastaleng.2005.12.005

Strady, E., Kervella, S., Blanc, G., Robert, S., Yves Stanisière, J., Coynel, A., Schäfer, J., 2011. Spatial and temporal variations in trace metal concentrations in surface sediments of the Marennes Oléron Bay. Relation to hydrodynamic forcing. Cont. Shelf Res. 31, 997–1007. doi:10.1016/j.csr.2011.03.006

Takagaki, N., Komori, S., Suzuki, N., Iwano, K., Kuramoto, T., Shimada, S., Kurose, R., Takahashi, K., 2012. Strong correlation between the drag coefficient and the shape of the wind sea spectrum over a broad range of wind speeds. Geophys. Res. Lett. 39, n/a–n/a. doi:10.1029/2012GL053988

Tang, Y.M., Sanderson, B., Holland, G., Grimshaw, R., 1996. A Numerical Study of Storm Surges and Tides, with Application to the North Queensland Coast. J. Phys. Oceanogr. 26, 2700–2711. doi:10.1175/1520-0485(1996)026<2700:ANSOSS>2.0.CO;2

Tardy, P., 1987. Sel et auniers d'hier et d'aujourd'hui. Group. D'Etude Retaise 75.

Tardy, P., 2000. Cahier de la mémoire, Raz de marée sur Ré. Les rétais et les vimers. Group. D'Etude Retaise 75.

Tolman, H.L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH-IIITM version 3.14. Tech. Note MMAB Contrib.

Tomasin, A., Pirazzoli, P.A., 2008. Extreme Sea Levels in the English Channel: Calibration of the Joint Probability Method. J. Coast. Res. 4, 1–13. doi:10.2112/07-0826.1

Toublanc, F., 2013. Hydrodynamique et dynamique des sédiments fins dans l'estuaire de la Charente. Thèse de Doctorat, université de La Rochelle.

Townend, I., Pethick, J., 2002. Estuarine flooding and managed retreat. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Eng. Sci. 360, 1477–1495. doi:10.1098/rsta.2002.1011

Ulbrich, U., Fink, A.H., Klawa, M., Pinto, J.G., 2001. Three extreme storms over Europe in December 1999. Weather 56, 70–80.

United Nations, 2013a. UN atlas of the oceans.

United Nations, 2013b. World population prospects: The 2012 revision, key findings and advance tables, Tech. rep., United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, New-York.

Von Storch, H., Gönnert, G., Meine, M., 2008. Storm surges—An option for Hamburg, Germany, to mitigate expected future aggravation of risk. Environ. Sci. Policy 11, 735–742. doi:10.1016/j.envsci.2008.08.003

Wächter, J., Babeyko, A., Fleischer, J., Häner, R., Hammitzsch, M., Kloth, A., Lendholt, M., 2012. Development of tsunami early warning systems and future challenges. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 1923–1935. doi:10.5194/nhess-12-1923-2012

Waeles, B., Chassé, P., Bertin, X., Chevaillier, D., Breilh, J.F., Li, K., Le Maufe, B., 2014. Limitation of high water levels in bays and estuaries during storm flood events, SimHydro 2014 conference proceedings.

Weber, N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais: apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. La Rochelle.

Webster, T.L., 2010. Flood Risk Mapping Using LiDAR for Annapolis Royal, Nova Scotia, Canada. Remote Sens. 2, 2060–2082. doi:10.3390/rs2092060

Webster, T.L., Forbes, D.L., MacKinnon, E., Roberts, D., 2006. Flood-risk mapping for storm-surge events and sea-level rise using lidar for southeast New Brunswick. Can. J. Remote Sens. 32, 194–211.

Whittingham, 1958. The Bathurst Bay hurricane and associated storm surge. Aust. Meteorol. Mag. 40–41.

Winterwerp, J.C., 2013. On the response of tidal rivers to deepening and narrowing. Deltares March.

Witter, R.C., Jaffe, B., Zhang, Y., Priest, G., 2012. Reconstructing hydrodynamic flow parameters of the 1700 tsunami at Cannon Beach, Oregon, USA. Nat. Hazards 63, 223–240. doi:10.1007/s11069-011-9912-7

Wolf, J., 2008. Coastal flooding: impacts of coupled wave–surge–tide models. Nat. Hazards 49, 241–260. doi:10.1007/s11069-008-9316-5

Wolf, J., Flather, R.A., 2005. Modelling waves and surges during the 1953 storm. Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci. 363, 1359–1375. doi:10.1098/rsta.2005.1572

Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006. Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century. Ocean Dyn. 56, 487–497. doi:10.1007/s10236-005-0044-z

Young, A.P., Guza, R.T., O'Reilly, W.C., Flick, R.E., Gutierrez, R., 2011. Short-term retreat statistics of a slowly eroding coastal cliff. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 11, 205–217. doi:10.5194/nhess-11-205-2011

Zhang, H., Sheng, J., 2013. Estimation of extreme sea levels over the eastern continental shelf of North America: Estimation of extreme sea levels. J. Geophys. Res. Oceans 118, 6253–6273. doi:10.1002/2013JC009160

Zhang, M.Y., Li, Y.S., 1996. The synchronous coupling of a third-generation wave model and a two-dimensional storm surge model. Ocean Eng. 23, 533–543. doi:10.1016/0029-8018(95)00067-4

Zhang, Y., Baptista, A.M., 2008a. SELFE: A semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. Ocean Model. 21, 71–96. doi:10.1016/j.ocemod.2007.11.005

Zhang, Y., Baptista, A.M., 2008b. An Efficient and Robust Tsunami Model on Unstructured Grids. Part I: Inundation Benchmarks. Pure Appl. Geophys. 165, 2229–2248. doi:10.1007/s00024-008-0424-7

Zijlema, M., G . Ph . van Vledder., L . H . Holthuijsen. 2012. Bottom friction and wind drag for spectral wave models , Coastal Engineering , 65 , 19 - 26 .

Annexe A

Acte de colloque du XIIIème Congrès Français de Sédimentologie, Dijon (2011)

13ème Congrès Français de Sédimentologie, Dijon – Livre des résumés, 2011, Publ. ASF, Paris, n° 68, 342 p.

LA SURCOTE ET L'INONDATION PROVOQUÉES PAR LA TEMPÊTE XYNTHIA: APPORTS DE LA MODÉLISATION HYDRODYNAMIQUE ET DES MESURES LIDAR.

Jean-François BREILH[1,a], Eric CHAUMILLON[1], Xavier BERTIN[1]
Nicolas BRUNEAU [2], Frédéric POUGET[1]

(1) UMR 6250 LIENSs CNRS-Université de La Rochelle, Institut du Littoral et de l'Environnement, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, FRANCE
(2) Nucleo de estuarios e zonas costeiras , Laboratorio Nacional de Engenharia Civil (LNEC), , Av. do Brasil, 101, , 1700-066 Lisbon, PORTUGAL
(a) jbreil01@univ-lr.fr

Les plus grandes pertes humaines et matérielles associées aux tempêtes sont provoquées par les surcotes et les inondations marines. En France, la tempête Xynthia (28/02/2010) a entraîné une inondation majeure des plaines côtières de Charente-Maritime et Vendée causant plus de 40 morts et des dégâts matériels colossaux.

La prédiction et la compréhension de tels phénomènes se heurtent à quatre verrous scientifiques et techniques principaux : (1) une absence de données topographiques à haute résolution au niveau des défenses de côtes, des cordons dunaires et des plaines côtières, (2) une absence de mesures hydrodynamiques pendant les évènements extrêmes, (3) des problèmes de temps de calcul pour simuler la circulation hydrodynamique à haute résolution sur de vastes emprises géographiques et (4) une connaissance limitée de certains processus physiques comme la résonance des ondes de tempête sur le plateau continental ou le transfert de quantité de mouvement entre l'océan et l'atmosphère.

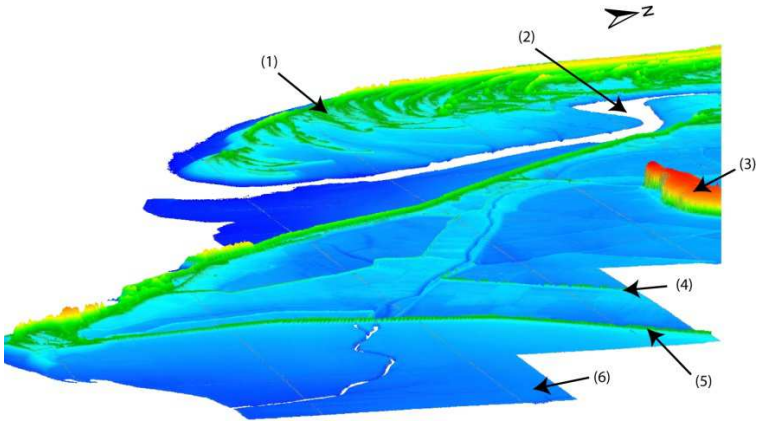


Fig. 1 – MNT 3D (exagération verticale x10) obtenu à partir de mesures LiDAR (IGN), utilisé pour la modélisation de la submersion, et représentant: (1) Pointe d'Arçay : submergée à sa base pendant Xynthia ; (2) Estuaire du Lay : lieu de propagation de la surcote qui a submergé la Faute sur mer ; (3) Rocher de la Dive : ancienne île du 17ème siècle, ceinturée par les eaux lors de Xynthia ; Digues de 1912 (4) et 1965 (5) submergées pendant Xynthia ; (6) Baie de l'Aiguillon.

Des données de laser aéroporté (LiDAR) obtenues en 2010 par l'IGN selon les spécifications Litto3D (jusqu'à l'altitude +10 m NGF et à au moins 2 km à l'intérieur des terres, résolution spatiale 1 m et précision verticale 15 cm) permettent de réaliser des MNT. La surcote pendant Xynthia est simulée grâce à un système de modélisation couplant le modèle de circulation SELFE avec le modèle spectral de vagues WaveWatch 3, forcé par le modèle atmosphérique ALADIN (Météo France) et validé avec des mesures hydrodynamiques obtenues pendant Xynthia. Les résultats montrent une forte amplification de la surcote dans les pertuis charentais, avec un maximum dans la baie de l'Aiguillon dépassant 2 m, soit 50 cm de plus par rapport à la surcote mesurée à La Rochelle. Les hauteurs d'eau modélisées à la côte sont utilisées pour inonder le MNT. La méthode utilisée prend en compte les barrières topographiques et les connections avec l'océan. Les résultats obtenus, en termes de surfaces inondées, sont confrontés avec des observations (photos aériennes, SPOT) réalisées les jours suivants Xynthia. Ces simulations serviront à déterminer des sites d'aléas et risques majeurs et apporteront des informations utiles aux interrogations concernant le dimensionnement futur des ouvrages de protection. Elles seront ensuite améliorées par l'utilisation de modélisation hydrodynamique de submersion à terre.

Annexe B

Acte de colloque des XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, Cherbourg (2012)

XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil
Cherbourg, 12-14 juin 2012
DOI:10.5150/jngcgc.2012.100-B *© Editions Paralia CFL*
disponible en ligne – http://www.paralia.fr – available online

Amélioration d'une méthode d'inondation statique et application au cas de la tempête Xynthia

Jean-François BREILH [1], Eric CHAUMILLON [1], Xavier BERTIN [1]

1. UMR 7266 LIENSs, CNRS/Université de La Rochelle,
Institut du Littoral et de l'Environnement,
2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.
jbreil01@univ-lr.fr

Résumé :

Les immenses surfaces inondées lors de la tempête Xynthia et le drame humain associé ont rappelé l'extrême sensibilité des marais et plaines côtières de Charente-Maritime et Vendée à la submersion marine. Des mesures acquises pendant et après cette tempête permettent de réaliser des simulations qui visent à mieux comprendre et mieux prédire les phénomènes de submersion marine. Une modélisation océanographique complète de la surcote et des inondations à terre nécessite des calculateurs très puissants et de longues heures de calcul. Nous avons testé une méthode alternative qui consiste à utiliser un levé topographique à haute résolution (laser aéroporté, Litto3D IGN) couplé à un modèle océanographique de surcote, dont l'espace de calcul est limité au domaine océanique, afin de réaliser des submersions statiques et des calculs de surverse. Les résultats obtenus sont réalistes sur des marais de petites dimensions. En revanche, cette méthode, ne donne pas des résultats satisfaisants sur des marais de grande taille, en particulier si ceux-ci ne sont pas drainés par un estuaire ou un chenal de marée en connexion avec l'espace marin. En effet le paramètre clé est la distance entre le trait de côte et l'inondation maximale. Dans le cas où cette distance est grande, la dynamique de propagation de l'onde d'inondation devient prédominante et une modélisation de l'écoulement est incontournable pour des simulations réalistes.

Mots-clés : Submersions marines – LiDAR – Surcote – Xynthia

1. Introduction

Les plus grandes pertes humaines et matérielles associées aux tempêtes sont provoquées par les surcotes et les submersions marines. En France, la tempête Xynthia (28/02/2010) a entrainé une inondation majeure des plaines côtières de Charente-Maritime et Vendée, causant plus de 40 morts et des dégâts matériels colossaux. Dans le contexte du changement climatique en cours et de la prédiction d'une augmentation des instabilités climatiques, la prévision de l'extension des zones inondables, par rapport à un aléa climatique donné est un enjeu scientifique à fortes retombées sociétales. Les plaines côtières et marais s'étendant de la Gironde à la Vendée représentent, en termes de superficies inondables, un des domaines côtiers les plus vulnérables de France. En effet ces vastes territoires sont situés sous le niveau de la mer en conditions de marée haute de vives-eaux. Si les digues ou les dunes qui protègent ces territoires sont submergés lorsqu'une surcote coïncide avec une marée haute de vives-eaux, l'inondation marine peut envahir des surfaces considérables.

L'objectif principal de cette étude est de modéliser les submersions de façon statique et par surverse, à partir d'un levé topographique à haute résolution couplé à un modèle océanographique de surcote, afin d'évaluer la pertinence et les limitations d'une telle méthode. Cette méthode pourrait être une alternative aux méthodes de modélisation océanographique complètes de la surcote et des inondations à terre, plus longues et nécessitant des calculateurs très puissants ainsi que de longues heures de calcul, puisque devant inclure un très grand nombre de nœuds de calculs pour représenter assez finement la topographie des barrières et défenses de côte.

2. Zone d'étude

Sur les 450 kilomètres de côte de littoral du département de la Charente-Maritime (Fig. 1A), environ 225 kilomètres sont protégés par des digues et autres ouvrages de protection côtière. Ce sont principalement les zones de marais qui sont protégées. Ces zones côtières sont en grande partie localisées sous le niveau des plus hautes mers, et correspondent à un comblement récent (fin de l'holocène) et en conséquence, vulnérables à la submersion. Ces marais peuvent être arbitrairement séparés en deux grandes catégories :

-Les petits marais, qui s'étendent dans les terres sur moins de 3 kilomètres par rapport au trait de côte, (exemple du marais de Coup de vague, Fig. 1A).

-Les grands marais, qui s'étendent dans les terres sur plus de 3 kilomètres par rapport au trait de côte. (Exemple du marais de Brouage, Fig. 1A)

3. Données et méthodes

3.1 Les données en mer

Les niveaux d'eau enregistrés par le marégraphe de la Pallice à La Rochelle pendant la tempête Xynthia ont été collectés grâce au Système d'Observation du Niveau des Eaux Littoral (*www.sonel.org*).

Les niveaux d'eau pendant la tempête et en tout point du littoral des Pertuis Charentais sont issus d'un système de modélisation développé et calibré dans les Pertuis Charentais par BERTIN *et al.* (2012). Ce système de modélisation résulte du couplage entre le modèle de circulation hydrodynamique SELFE (ZHANG & BAPTISTA, 2008) et le modèle spectral de vague WW3 (TOLMAN, 2009). Les hauteurs d'eau maximales modélisées présentent une forte variabilité spatiale à l'échelle de la zone d'étude (Fig. 1B), de moins de 4m à près de 5 m.

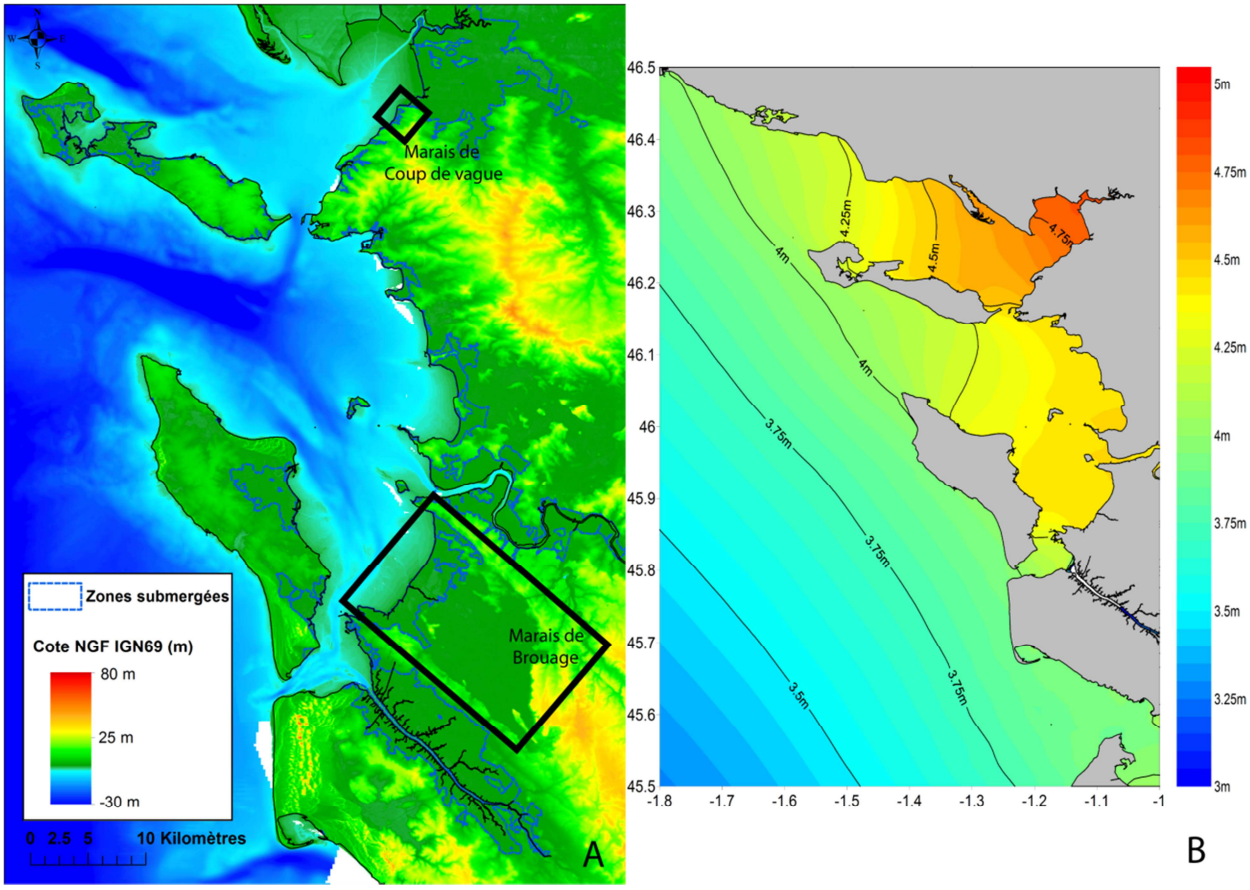


Figure 1. Modèle Numérique de Terrain terre-mer des Pertuis Charentais et représentation des zones submergées par la tempête Xynthia (A) et hauteurs d'eau maximales (cote NGF) pendant la tempête Xynthia (BERTIN et al., 2012) (B)

3.2 Les données à terre

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution, créé à partir de levés LiDAR réalisés dans le cadre de la campagne Litto3D (IGN), permet de représenter la topographie sur l'ensemble du littoral des Pertuis Charentais, avec une résolution horizontale de 1 mètre et une précision verticale de l'ordre de 15 cm. C'est la topographie représentée dans ce MNT qui sera analysée lors des simulations d'inondation statique.

Pour une meilleure précision de la topographie des digues et ouvrages empêchant l'entrée de l'eau dans les terres en condition normales, des levés topographiques au GPS différentiel (précision verticale centimétrique) y ont été réalisés par la communauté d'agglomération et par l'université de La Rochelle.

Enfin, des polygones représentant l'étendue des zones submergées lors de la tempête, fournis par la DDTM 17, mais réalisés par la SOGREAH, sont considérés comme les limites d'inondation réelles et donc utilisés pour comparer les résultats des simulations à la réalité.

3.3 Les méthodes

Les méthodes sont présentées selon 3 niveaux de complexité croissante : (1) une modélisation statique qui prend en compte le niveau d'eau maximum observé au marégraphe de la Pallice à La Rochelle ; (2) une modélisation statique qui utilise les niveaux d'eau extraits du système de modélisation de BERTIN *et al.* (2012) ; (3) un calcul des volumes d'eau passant par surverse et prenant en compte la dimension temporelle de l'inondation.

3.3.1 La submersion statique

Les simulations de submersion statiques sont réalisées à partir d'une analyse de la topographie du MNT. Un niveau d'eau, mesuré ou extrait du modèle, est comparé à cette topographie. Les zones déterminées comme inondées correspondent aux zones sous ce niveau d'eau et connectées à l'espace océanique. La modélisation statique la plus simple consiste à utiliser la hauteur du plan d'eau fixée avec la hauteur d'eau maximale enregistrée par le marégraphe de la Pallice, seul instrument ayant mesuré la hauteur d'eau dans les Pertuis Charentais durant la tempête Xynthia. Le niveau d'eau maximal enregistré est de 4.5 m NGF. L'ensemble du domaine côtier du MNT est comparé à ce niveau d'eau et toutes les zones sous ce niveau et connectées à l'océan sont déterminées comme inondées. Un polygone de l'extension de l'inondation est alors créé dans chacune des zones déterminées comme inondées et comparé aux mesures post tempête.

La modélisation statique améliorée consiste à utiliser les hauteurs maximales d'eau atteintes à la côte et calculées par le système de modélisation océanographique pour tenir compte de leur variabilité spatiale (Fig. 1B). Ces hauteurs d'eau maximales modélisées sont interpolées sur le trait de côte, afin d'obtenir les niveaux d'eau maximum en tous points du trait de côte.

3.3.2 Calcul des volumes de surverse par-dessus les digues

Le calcul des débits de surverse est basé sur une approche validée par le CETMEF (CETMEF, 2010), utilisant une formule de seuil rectangulaire classique en régime dénoyé (KINDSVATER & CARTER, 1957), à savoir :

$Q = \ .L.(2.g)^{1/2}.h^{3/2}$ (1)

Où:

Q= débit déversé en $m^3.s^{-1}$

= coefficient de débit (de l'ordre de 0.4)

L= largeur de la zone de surverse en m

g= accélération de la pesanteur $m.s^{-2}$

h= hauteur d'eau en amont du seuil en m

Les hauteurs d'eau "h", en amont du seuil sont déterminées par soustraction de la topographie de la crête de digue, aux hauteurs d'eau issues de la modélisation au point du trait de côte le plus proche. Les débits sont calculés pour chaque pas de temps de 10 minutes, afin de tenir compte des variations temporelles de hauteur d'eau au-dessus de la digue. Le volume total de surverse est ensuite comparé au volume d'eau réel, calculé à partir des polygones d'inondation observés et de la topographie du MNT LiDAR.

4. Résultats

Les résultats présentés dans cette note sont limités à deux marais choisis comme représentatifs de la diversité des résultats obtenus : le marais de Coup de vague (Fig. 2) illustre le cas des petits marais et le marais de Brouage illustre le cas des grands marais (Fig. 3).

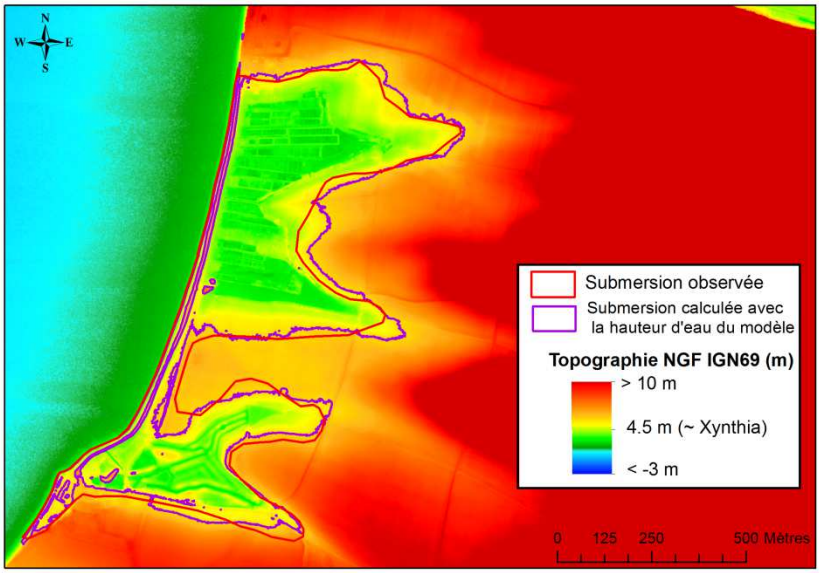


Figure 2. MNT du marais de Coup de vague. Le trait rouge représente la limite de la zone inondée observée. Le trait violet représente la limite de la zone inondée calculée avec les hauteurs d'eau à la côte extraites du modèle de BERTIN et al. (2012)

4.1 Le petit marais de Coup de vague : simulations de submersion statique

Les résultats des simulations de submersion statique sur le petit marais de Coup de vague sont comparés à la zone d'inondation mesurée (Fig. 2). Le polygone de submersion statique déterminé à partir de la hauteur d'eau du marégraphe de la Pallice, soit 4.5 m n'est pas représenté sur la figure 2 puisque, en prenant cette hauteur d'eau, la digue de protection côtière n'est pas submergée et l'eau ne rentre pas dans le marais. La limite d'inondation calculée par submersion statique, utilisant la hauteur d'eau de 4.67 m donnée pour cette zone par le modèle de BERTIN *et al.* (2012), est proche de la limite d'inondation observée. Par contre, le volume de surverse (Fig. 4) calculé à partir de la formule (1) (95000 m^3), est largement sous-estimé par rapport aux volumes calculés à partir des polygones d'inondation réel et de submersion statique utilisant la hauteur d'eau maximale du modèle, qui sont respectivement de 490000 et 580000 m^3.

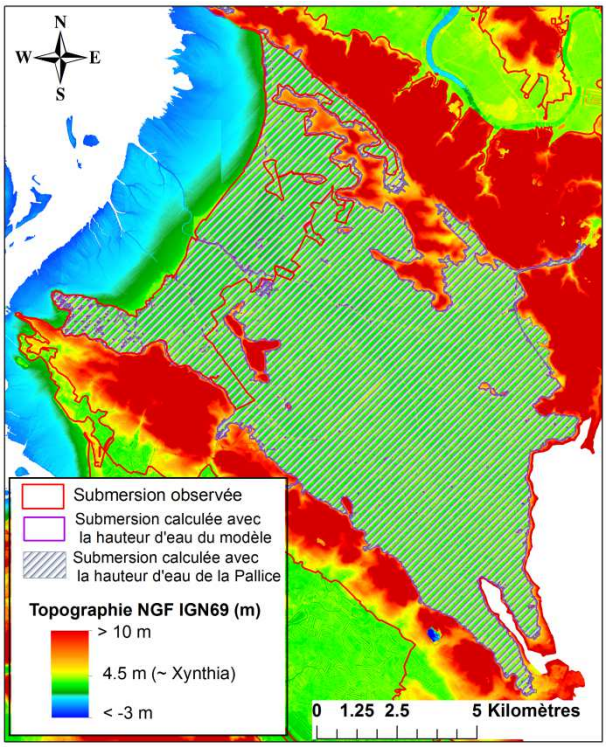


Figure 3. MNT du marais de Brouage. Le trait rouge représente la limite de la zone inondée observée. Le trait violet représente la limite de la zone inondée par submersion statique en utilisant les hauteurs d'eau à la côte extraites du modèle de BERTIN et al. (2012) et la zone hachurée représente la zone inondée par submersion statique en utilisant la hauteur d'eau maximale enregistrée au marégraphe de la Pallice.

4.2 Le grand marais de Brouage

Les résultats des simulations de submersion statique sur le grand marais de Brouage sont comparés à la zone d'inondation réelle et sont présentés en figure 3. Une bonne similitude peut être observée entre la limite d'inondation calculée par submersion statique utilisant la hauteur d'eau du marégraphe de la Pallice, soit 4.5 m et la limite d'inondation calculée par submersion statique utilisant la hauteur d'eau de 4.43 m donnée pour cette zone par le modèle de BERTIN *et al.* (2012). Par contre, ces deux approches surestiment fortement l'extension de la zone inondée par rapport aux observations. En terme de volume d'eau (Fig. 4), le volume de surverse calculé à partir de la formule (1), de 46 000 000 m^3, est du même ordre de grandeur que le volume déterminé à partir du polygone d'inondation réel qui est de 32 000 000 m^3. Les volumes calculés à partir des polygones de submersion statique utilisant la hauteur d'eau maximale du modèle et la hauteur d'eau au marégraphe de la Pallice, sont respectivement de 219 000 000 et 228 000 000 m^3. La forte différence entre l'étendue de la zone d'inondation réelle et les zones d'inondation statiques est donc confirmée par le calcul des volumes de surverse.

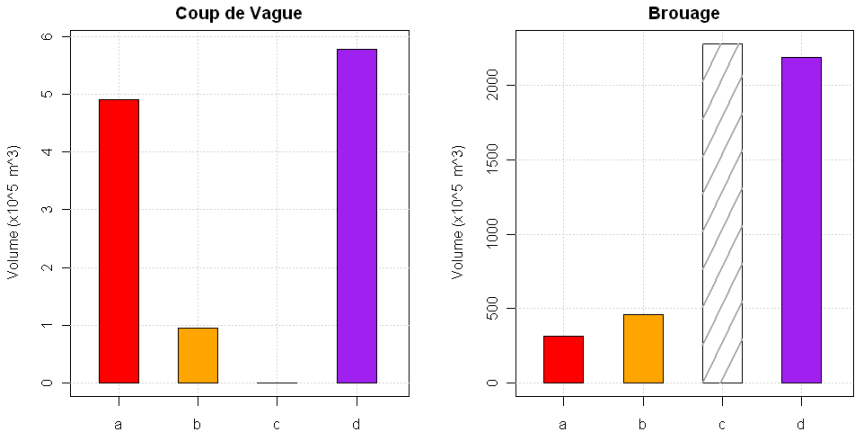


Figure 4. Histogrammes pour le marais de Coup de vague (gauche), et pour le marais de Brouage (droite), représentant les volumes d'eau de la submersion : a- réelle ; b-calculés avec la formule de surverse ; c-statique avec la hauteur d'eau mesurée par le marégraphe de la Pallice ; d- statique avec la hauteur d'eau donnée par le modèle de BERTIN et al. (2012).

5. Discussion et Conclusions

Les résultats obtenus dans le marais de Brouage (exemple type de grand marais) et dans le marais de Coup de vague (exemple type de petit marais), montrent de grandes différences.

En effet, dans le petit marais, la submersion statique représente bien les zones inondées observées à conditions de prendre la hauteur maximale issue du système de modélisation. Ceci démontre que les mesures des marégraphes sont insuffisantes même dans une démarche simple de modélisation statique. Les résultats d'un modèle océanographique sont incontournables dans les environnements estuariens caractérisés par une forte variabilité spatiale de l'amplitude de la marée. En effet, à l'échelle des Pertuis Charentais, le niveau d'eau maximum atteint pendant Xynthia peut varier de plusieurs dizaines de centimètres en quelques kilomètres (Fig. 1B). Dans le cas du marais de Coup de vague, les 17 cm séparant la hauteur d'eau issue du modèle de la hauteur d'eau mesurée par le marégraphe, suffisent à submerger la protection côtière et à inonder le marais.

Le volume de surverse bien inférieur au volume observé, s'explique par une sous-estimation des hauteurs d'eau données par le modèle de BERTIN *et al.* (2012) en raison d'une trop faible résolution spatiale à la côte et d'une non prise en compte de l'élévation du plan d'eau liée aux gradients de tensions de radiations dans la zone de déferlement.

Dans le marais de Brouage, les simulations de submersion statiques, qu'elles soient basées sur des hauteurs d'eau mesurées ou modélisées, surestiment très fortement l'inondation par rapport aux observations. Ceci s'explique par la non prise en compte de la dimension cinétique de l'inondation qui devient un phénomène dominant dans le cas d'un grand marais où les distances à franchir sont pluri kilométriques. En effet, l'inondation statique consiste à remplir tout l'espace d'un marais sous le niveau d'eau maximum atteint pendant la tempête de façon instantanée. Cette approximation qui était acceptable dans le cas des petits marais est rédhibitoire dans le cas des grands marais, ou le temps de propagation de la masse d'eau devient grand par rapport au temps de franchissement de la défense de côte. En revanche, le volume d'eau calculé par surverse est proche du volume d'eau réellement passé lors de la tempête ce qui montre la nécessite de prendre en compte le temps de franchissement de la défense côtière.

En conclusion la submersion statique est une méthode simple et efficace dans des petits marais ou le temps de propagation de l'inondation est réduit par rapport au temps de surverse et ce à condition de disposer d'un modèle océanographique représentant bien les variabilités spatiale de la surcote. En revanche, dans les grands marais, la méthode de submersion statique n'est pas applicable, puisque la dimension temporelle et la dynamique de l'écoulement doivent y être prises en compte. Pour de bonnes prévisions de submersion dans de tels environnements, la modélisation hydrodynamique est donc indispensable.

6. Références bibliographiques

BERTIN X., BRUNEAU N., BREILH J.F., FORTUNATO A.B., KARPYTCHEV M., (2012). *Importance of wave age and resonance in storm surges: the case Xynthia, Bay of Biscay.* Ocean Modelling 42 (4), pp 16-30. doi:10.1016/j.ocemod.2011.11.001

CETMEF (2010). *Analyse de l'évènement Xynthia. Evaluation des volumes entrants par modélisation.* Département Environnement Littoral et Cours d'Eau. Juillet 2010.

KINDSVATER C.E., CARTER RW. (1957). *Discharge characteristics of rectangular thin-plate weirs*, Proc. A.S.C.E., 83, (HY6), Paper 1453, December.

TOLMAN H.L. (2009). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14.* NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note 276, 194 p.

ZHANG Y.L., BAPTISTA A.M. (2008). *SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation.* Ocean Modelling 21(3-4), pp 71-96. doi:10.1016/j.ocemod.2007.11.005

Annexe C

Poster présenté à l'European Geosciences Union (EGU) General Assembly, Vienne, Autriche (2012)

Simulating coastal flooding during Xynthia : an improved static inundation method

Jean-François Breilh, Eric Chaumillon and Xavier Bertin

UMR 7266 LIENSs CNRS-Université de La Rochelle, Institut du Littoral et de l'Environnement, 2 rue olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.
E-mail: jbreil01@univ-lr.fr

Aims of this study

Studying the advantages and limitations of a simple raster-based flood modeling and overflowing discharge calculations because they are fast methods that can be used following storm alerts.
Accurate observed flood inundation maps and high resolution topographic LiDAR data offer the opportunity to evaluate those fast modeling methods.

Methods

A — Static flood modeling

Maximum water level retrieved from the storm surge numerical model

Intersection between this level and the LiDAR DEM

B — Surge overflowing on dikes

Surge overflowing volume over dikes computed from time series of water levels from the model

$$Q = \mu . L . (2.g)^{1/2} . h^{3/2}$$

Q is the water discharge in $m^3.s^{-1}$
μ is the discharge coefficient
L is the width of the discharge area in m
g is the acceleration of gravity in $m.s^{-2}$
h is the water height over the dike in m

Spreading of this water volume within marshes

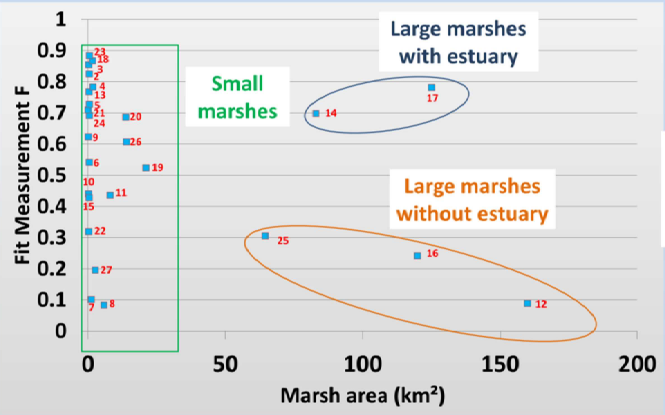
Fit measurements (F) between observed and modeled flooded areas

A is the area correctly predicted as flooded by the model
B is the area predicted as flooded that is actually dry (over-prediction)
C is the flooded area not predicted by the model (under-prediction)

$$F = \frac{A}{A + B + C}$$

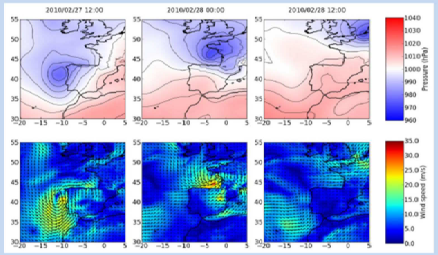
Aronica, G., Bates, P. D., and Horritt, M. S. (2002) : Assessing the uncertainty in distributed model predictions using observed binary information within GLUE, Hydrol. Processes, 16, 2001–2016.

Marsh sizes vs Fit measurements (method A)



27 studied marshes

The Xynthia storm and associated flooding

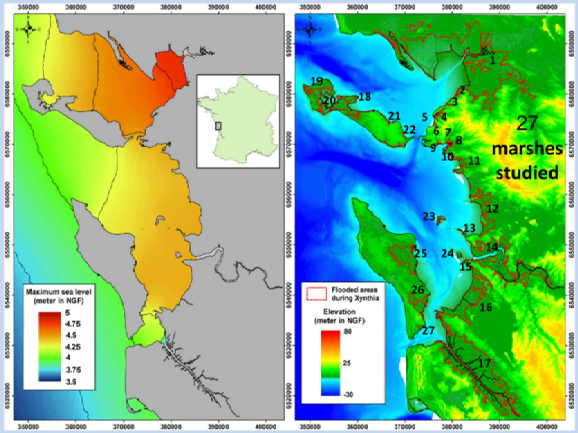


Atypical SW – NE storm trajectory

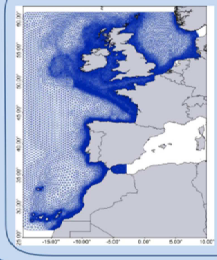
Minimum atmospheric pressure : 969 hPa

Maximum hourly mean wind :130 km/h

Huge flooded areas (up to 10 km inland)



Storm surge numerical modeling

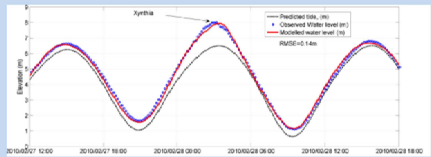


2DH Circulation model SELFE (Zhang and Baptista, 2008).

Wave model WWIII (Tolman, 2009).

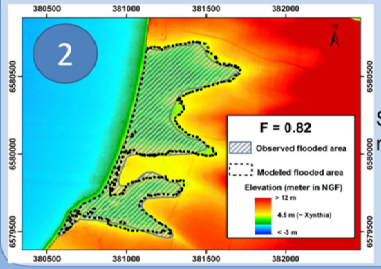
Coupling through the friction velocity, wave-dependent surface stress.

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., (2012) : Importance of wave age and resonance in storm surges: the case Xynthia, Bay of Biscay. Ocean Modelling 42 (4), 16-30. 11
Tolman H.L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note 276, 194 p.
Zhang Y.L., Baptista A.M. (2008). SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. Ocean Modelling 21(3-4), pp 71-96.

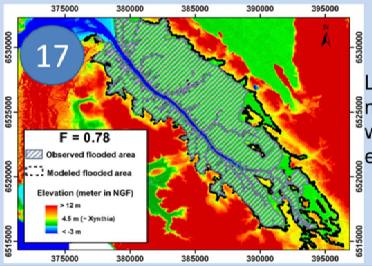


1.5 m storm surge at La Rochelle tide gauge

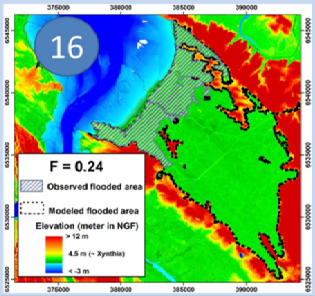
3 examples of static flood modeling results



Small marsh

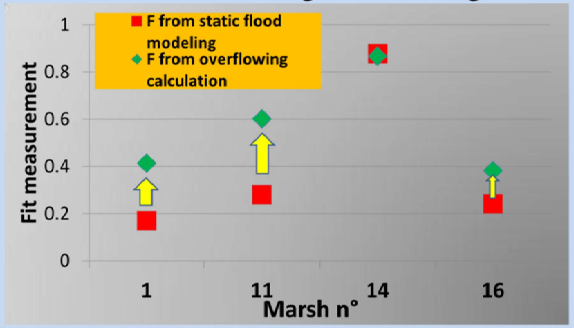


Large marsh with estuary



Large marsh without estuary

New F values from surge overflowing calculation (method B)



Surge overflowing water volume calculation significantly increases fit measurement

Conclusions

Static flood modeling gives good results for small marshes and large marshes with estuary

Surge overflowing calculation over dikes improves bad results of static flood modeling

Acknowledgements

Financial support

This study was supported by :
- FEDER
- Conseil Général de la Charente maritime

Data support

Thanks to
- IGN for LiDAR data
- Météo France for meteorological data
- SHOM for bathymetric data
- ...

Les surcotes et les submersions marines dans la partie centrale du Golfe de Gascogne : Les enseignements de la tempête Xynthia

Résumé

Les submersions marines d'origine météorologique sont des catastrophes naturelles majeures, responsables chaque année de milliers de morts et de milliards d'euros de dégâts. La partie centrale du Golfe de Gascogne est un territoire particulièrement vulnérable à cet aléa, comme nous l'a rappelé la forte submersion engendrée par la tempête Xynthia en 2010. L'objectif de ce travail est d'améliorer la compréhension des surcotes et des submersions marines dans cette zone de France dans une approche pluridisciplinaire mêlant la géomorphologie, l'océanographie et l'analyse d'archives historiques.

Afin de juger du caractère exceptionnel de Xynthia, une recherche de l'ensemble des submersions marines qui ont affecté la région d'étude depuis 500 ans a été menée. La modélisation numérique des surcotes des 5 tempêtes engendrant des submersions au 20ème siècle, révélés par ces recherches, montre que des conditions météo-marines variées ont induit des niveaux d'eau et des submersions comparables à ceux provoqués par Xynthia. Ce constat est en désaccord avec les estimations de périodes de retour de niveau marin extrêmes basées sur l'analyse statistique de mesures marégraphiques et met en avant l'apport de l'approche historique dans de telles problématiques.

Devant la forte vulnérabilité des Pertuis Charentais aux submersions marines, la modélisation statique de la submersion marine, méthode simple mais néanmoins fréquemment utilisée pour estimer l'extension des zones inondées, a été évaluée. Cette méthode fournit de bonnes estimations de l'extension de l'inondation dans les zones de faibles altitudes caractérisées par une faible distance entre le trait de côte et la limite continentale de la zone inondable, mais mauvaises lorsque cette distance est grande. En effet, lorsque l'inondation se propage loin du trait de côte, la dynamique de l'écoulement ne peut plus être négligée sur ces grandes distances.

Afin d'anticiper de futures submersions, deux configurations des digues ont été testées par modélisation numérique au travers de l'exemple de l'estuaire de la Charente. Les hauteurs d'eau et l'inondation de Xynthia sont simulées en augmentant la hauteur des digues de l'estuaire, empêchant toute inondation des zones basses adjacentes ; puis en abaissant les digues bordant l'estuaire au niveau des plus hautes marées astronomiques et en créant une seconde rangée de digues protégeant les zones habitées. Cette seconde configuration permet l'inondation des zones non habitées mais empêche l'inondation des zones à enjeux importants, comme la ville de Rochefort. Il est montré que la rehausse de l'ensemble des digues entraîne des niveaux d'eau supérieurs de 1.2 m à Rochefort par rapport à la simulation sans modification de digues, alors que l'abaissement de celles-ci et la protection des zones à forts enjeux ne modifient pas la hauteur d'eau dans l'estuaire. Ainsi, la rehausse des digues côtières n'est pas une solution systématique car la protection contre l'inondation de toutes les zones côtières peut augmentation de la vulnérabilité des zones à forts enjeux.

Mots clés : Pertuis Charentais, Xynthia, submersion marine, surcote, niveaux marin extrêmes, défenses de côtes, modélisation numérique et statique.

Abstract

Storm-induced coastal flooding are major natural disasters, responsible for thousands of deaths and billions of euros of damages each year. The central part of the Bay of Biscay is vulnerable to this hazard, as recently shown by the strong flooding induced by Xynthia in 2010. This study aims to improve the understanding of storm surges and coastal floods in this area of France, using several methods such as numerical or static modeling.

To assess the uniqueness of Xynthia, historical researches of coastal floods affecting the study area for 500 years was conducted. Numerical modeling of the storm surges related to 5 storms of the 20th century revealed by these researches shows that various meteo-oceanic settings induced water levels and coastal floods comparable to those caused by Xynthia. This finding challenges return periods estimations of extreme sea levels based on statistical analysis of tide gauges measurements and highlights the contribution of the historical approach to such issues.

Given the high vulnerability on coastal floods of Pertuis Charentais, static modeling, a simple but frequently used method to estimate the extension of flooded areas is evaluated. This analysis shows that this method provides good estimations of flood extents in low-lying areas characterized by a small distance between the shoreline and the continental limits of the lower area, but bad estimations when this distance is large. These poor performances when floods spread away from the coastline are explained by the dynamics of the flow, which can no longer be ignored.

Two coastal defenses strategies are investigated in the Charente-river Estuary by numerical modeling. Water levels and coastal floods induced by Xynthia are simulated with increased dikes height, preventing flooding of adjacent low-lying areas, and then with dikes lowered to highest high spring tide height and with a second rank of dikes preventing flooding of important issues areas, such as the town of Rochefort. It is shown that raising dikes leads to higher levels of 1.2 m in Rochefort compared to the simulation without changing dikes, while protecting issues do not affect the water level in the estuary. Thus, it is demonstrated that the systematic raising of dikes is not a solution because it can increase the vulnerability of important issues areas.

Keywords: Pertuis Charentais, Xynthia, coastal flooding, storm surge, extreme water levels, coastal defenses, numerical and static modeling.