



HAL
open science

Vers une meilleure exploitation de l'altimétrie côtière : apports combinés de la modélisation hydrodynamique à haute-résolution et des nouvelles techniques de cartographie du niveau marin par GNSS

Yann-Treden Tranchant

► To cite this version:

Yann-Treden Tranchant. Vers une meilleure exploitation de l'altimétrie côtière : apports combinés de la modélisation hydrodynamique à haute-résolution et des nouvelles techniques de cartographie du niveau marin par GNSS. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2022. Français. NNT : 2022LAROS014 . tel-03942913

HAL Id: tel-03942913

<https://theses.hal.science/tel-03942913v1>

Submitted on 17 Jan 2023

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.



La Rochelle Université

ÉCOLE DOCTORALE EUCLIDE

THÈSE

présentée par :

Yann-Treden TRANCHANT

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR

Spécialité : Terre, enveloppe fluide

**Vers une meilleure exploitation de l'altimétrie côtière :
apports combinés de la modélisation hydrodynamique à
haute-résolution et des nouvelles techniques de
cartographie du niveau marin par GNSS**

Soutenue le **28 février 2022**, devant un jury composé de :

Benoît LAIGNEL	Professeur, Université de Rouen	Rapporteur
Benoît LEGRESY	Chercheur, CSIRO, Université de Tasmanie	Rapporteur
Mélanie BECKER	Directrice de recherche CNRS, LIENSs	Examinatrice
Pascal BONNEFOND	Astronome, SYRTE, Observatoire de Paris	Examinateur
Denis BOURRAS	Chargé de recherche, MIO	Examinateur
Fabien DURAND	Chargé de recherche IRD, LEGOS	Examinateur
Valérie BALLU	Directrice de recherche CNRS	Directrice
Laurent TESTUT	Physicien, OASU, LIENSs	Directeur

Remerciements

Merci l'Océan Atlantique et les Pertuis Charentais d'avoir été à la fois mon gagne-pain mais aussi ma plus grande source de bien-être durant ces années de thèse.

Il est plus que temps de tourner cette belle page qu'a été la thèse, en s'adonnant à l'exercice incontournable des remerciements. J'ai d'abord imaginé écrire simplement « l'audace, c'est ça », mais cette mauvaise blague serait plus adaptée à une copie de philo de mauvais goût qu'à un début de manuscrit de thèse. Cet exercice est d'autant plus difficile quand on sait que ce sera vraisemblablement la page de la plus lue de ce manuscrit, véritable défouloir après ces intenses derniers mois de rédaction.

Je commence le bal des remerciements avec une attention très spéciale pour Valérie Ballu et Laurent Testut, ma directrice et mon directeur de thèse. Vous êtes débordants de curiosité scientifique, d'optimisme et de bienveillance. Merci pour la confiance que vous m'avez accordée, en m'offrant ce sujet de thèse mais aussi au long de ces trois années. Merci d'avoir toujours accueilli mes idées (parfois) dispersées, et même encouragé et poussé à aller au bout de celles-ci. Je crois maintenant pouvoir dire que vous m'avez transmis ce petit « truc » du chercheur. J'espère, et j'en suis sûr, que nos chemins ne s'éloigneront jamais trop, et qu'on aura encore l'occasion d'ouvrir des nouveaux tiroirs ensemble. Valérie, je retiens quand même l'utilisation d'arguments fallacieux pour m'arracher à la région Bretonne : « tu verras, il ne pleut jamais à La Rochelle ! ». C'est complètement faux, mais je ne regrette pas une seule seconde de m'être fait avoir.

Je tiens ensuite à remercier Benoît Legresy et Benoît Laignel, pour avoir rapporté mon travail de thèse, ainsi que Mélanie Becker, Pascal Bonnefond, Fabien Durand et Denis Bourras pour avoir accepté de compléter mon jury de thèse. Vos retours, commentaires et questions ont été pour moi très enrichissants, me permettant de prendre du recul sur ces travaux de thèse et de semer de nombreuses idées pour la suite. Grâce à vous, je garde un excellent souvenir de cette soutenance, et je suis sûr que l'aventure SWOT nous offrira encore des moments d'échanges riches et passionnants.

Ce travail de thèse est le fruit de nombreuses interactions au sein du laboratoire, à commencer par les personnes m'ayant accompagné et supporté au quotidien, dans le bureau 102. Clémence, merci pour ta bonne humeur et ta bienveillance, deux qualités inoxydables chez toi. Je garderai un souvenir indélébile de nos discussions et nos échanges d'états d'âme autour de quelques viennoiseries. On s'en est arraché des cheveux sur les références verticales, mais je crois qu'on a toujours fini par comparer des pommes avec des pommes ! J'ai eu beaucoup de chance de travailler avec toi, et j'espère en avoir encore l'occasion. Marc, malgré des parcours géographiques similaires, il aura fallu se retrouver en thèse ensemble pour finalement se rencontrer véritablement ! Merci pour tout, je garde en tête de nombreux souvenirs de nos escapades (nocturnes mais on fait aussi très bien en après-midi), ma thèse n'aurait pas été la même sans toi ! Je suis sûr qu'on partagera encore plein de chouettes moments ensembles, à Brest ou ailleurs ! Baptiste (ou devrais-je t'appeler Baptisto ?), bien que notre cohabitation au sein du même bureau ait été plus brève, cela n'a été que l'amorce d'une belle aventure. Nos discussions scientifiques (voire pseudo-débilo-scientifique) ont ensuite laissé place à des riffs effrénés de Diablo Rojo joués ensemble, pour mon plus grand bonheur ! C'est et ce sera toujours un grand plaisir de te retrouver autour d'un verre, d'une guitare ou d'une priorité grillée au peak. Dernier compère du bureau 102, Jamal, notre Jah, à la culture scientifique hors norme et la curiosité insatiable. Merci pour tous ces moments d'échanges sur des sujets allant de l'altimétrie à la politique en passant par le ukulélé ou encore Rick et Morty. Ma plus grande fierté restera de t'avoir fait découvrir ce monument du cinéma français, « les sous-doués passent le bac », dans une chambre d'hôtel en marge d'une conférence SWOT à Bordeaux. Un grand merci à toi aussi, Mélanie (ou Docteur Mondo), co-bureau intérimaire durant nos dernières semaines d'écriture, pour ces repas dominicaux dignes de nos souvenirs d'enfance, et pour le soutien à grand coups de cookies faits maison !

Cette thèse est aussi le fruit de campagnes de terrain, à terre ou en mer, qui n'auraient pas été possibles sans l'aide de quelques personnes pleines de compétence et de volonté. Merci Etienne, pour ta chouette manie à m'embarquer pour la maintenance de stations GNSS et marégraphes (« je vais te sortir un peu de ton bureau ! »). Merci Thibault et Denis pour votre disponibilité et votre enthousiasme lors des sorties PAMELi. Cette thèse ne serait assurément pas la

même sans votre aide et sans la confiance accordée à mes idées de campagne un peu farfelues ! Puisque campagne de terrain a souvent rimé avec OM de dernière minute, j'en profite pour remercier très chaleureusement Laetitia, mais aussi Lucia, Marie, Eva. Merci pour votre bonne humeur et votre aide très précieuse dans toutes les démarches administratives, ce qui m'a permis de me concentrer quasi-exclusivement sur mes recherches durant ces trois années. En plus de trois ans, j'en ai croisé des chouettes gens au LIENSs ! Doctorants, précaires de passage, stagiaires, chercheur.e.s permanents, OVNI, ... Ce serait trop long de tous vous citer, et puis j'aurais bien trop peur d'oublier ne serait-ce que l'un.e d'entre vous. Merci pour les discussions, les pauses café, les arrêts inopinés dans vos bureaux ou le mien, et surtout de m'avoir nourri le cas échéant. Mille mercis !

Avant tout, ces années de thèse ont été l'occasion de débiter un chouette bout de vie à La Rochelle, où j'ai eu la chance d'atterrir dans la coloc de mi-figue Mireuil, et sa ribambelle de chouettes colocs qui s'y sont succédés : Ariane, Alba, Théo, Caro, Marta, Pierrot, Loriane, Aude, Maud, Pierre, Mirea, Vivien ... et moi-même dans le rôle de la moule accrochée à son rocher ! Les séances de jardinage et de bricolage, les apéros improvisés, les repas tous ensemble, les blues du dimanche soir soignés à coup de crêpes, quelques bains de minuit dans la piscine du Novotel, sans oublier les « on n'a jamais été aussi contents » de Marta ! Je vous dois beaucoup de mes petits bonheurs durant ces belles années rochelaises, votre présence et vos rires m'ont assurément permis de garder le cap lors des confinements successifs. Aude, Loriane et Maud, une belle pensée pour la coupe de champagne partagée à six heures du matin, juste après avoir envoyé ce manuscrit de thèse. Merci.

Un énorme merci à tous les copaines de La Rochelle. Pour n'oublier personne, je vais filouter et simplement dire que ces années Rochelaises ont été marquées de rencontres amicales, profondes, éphémères ou durables, intenses, inattendues, parfois musicales, aquatiques, voire poétiques ; et de moments partagés avec des êtres humains souvent très chouettes. Vous vous reconnaitrez, et si vous vous sentez concerné, c'est que vous l'êtes.

Evidemment, je m'abstiendrais aussi de lister et remercier les lieux de débauche m'ayant accompagné lors de ces années de thèse, mais je dois tout de même une mention spéciale au bar de la Malette et son gérant à casquette Alex. Merci cher confrère pour la soirée de soutenance : « on n'est peut-être pas payé très cher, mais au moins on rigole ! ».

Un gros merci aussi aux à ceux qui vivent un peu plus loin et qui pourtant sont présents quotidiennement dans mes pensées. Je pense notamment aux copains Brestois, rencontrés dès les premières semaines de Master ou au gré d'aventures rocambolesques. Il y a parmi vous les personnes les plus débiles que je connaisse, mais je ne peux plus me passer de vous aujourd'hui. Merci ! Et comptez sur moi pour continuer à jouer le rôle de paquet cadeau à chaque anniversaire brestois ! Amis parisiens, Campésiens, ou encore exilé à Berlin, on ne s'est pas vus très souvent ces dernières années mais je ne vous oublie pas. Je suis heureux de chacune de nos retrouvailles, et de très bons moments nous attendent encore !

Enfin, mes derniers remerciements sont adressés à ma famille, à commencer par mes parents. Je vous dois aussi cette thèse, car elle est sûrement l'aboutissement de la liberté totale que vous m'avez laissé dans mes choix universitaires (certainement liée au « syndrome du petit dernier » ?). Merci à mes trois frères d'avoir ouvert la voie (ça y est, je ne suis plus étudiant !), mes belles-sœurs, et tous vos petits êtres humains arrivés au compte-goutte, qui me sont maintenant indispensables : Lélia, Lily-Rose, Téo, Matis, Gianni, Méline et la dernière petite souriarde, Thalia¹.

¹ Et c'est là l'avantage d'écrire ces remerciements six mois plus tard, car tu n'étais pas née le jour de ma soutenance, et je ne te connais même pas encore au moment d'écrire ces lignes !

Table des matières

Introduction générale	13
-----------------------	----

Partie 1 - Contexte, outils et méthodologie

1 Contexte et problématique.....	21
1.1 L'altimétrie au nadir	24
1.1.1 Principe de la mesure (LRM)	24
1.1.2 L'apport de la technique SAR/Doppler	29
1.1.3 Corrections sur la mesure de pseudo-distance	32
1.2 De la mesure altimétrique aux anomalies de hauteurs d'eau.....	34
1.2.1 Niveaux de référence	34
1.2.2 Le Géoïde et la MSS	36
1.2.3 Les signaux hautes fréquences	38
1.3 La future mission SWOT.....	40
1.4 Calibration et validation des missions altimétriques	44
1.5 Cartographie du niveau marin par GNSS	48
1.5.1 La mesure du niveau marin par GNSS	48
1.5.2 Systèmes GNSS mobiles	49
2 Zone d'étude, outils numériques et méthodologiques	54
2.1 Les Pertuis Charentais comme zone d'étude	54
2.1.1 Description géographique et morphologique	55
2.1.2 Infrastructures et missions altimétriques dans la région	57
2.1.3 Régime hydrodynamique	61
2.2 Mise en place d'un modèle à échelle régionale	64
2.2.1 Le modèle SCHISM	64
2.2.2 Discrétisation et paramétrisation	68
2.2.3 Forçage de marée	71
2.2.4 Validation	77
2.3 Campagne PAMELi du 29 et 30 Juillet 2020	84

**Partie 2 - Modélisation hydrodynamique appliquée
à la cartographie du niveau marin par GNSS**

3	Validation spatiale du modèle hydrodynamique	93
3.1	Méthodologie des points de croisements	95
3.2	Des données GNSS aux hauteurs résiduelles	99
3.2.1	Traitement des données	99
3.2.2	Différences aux points de croisements	100
3.2.3	Hauteurs résiduelles après correction par le modèle	102
3.3	Discussion.....	106
3.3.1	Importance de la définition spatio-temporelle de l'itinéraire	106
3.3.2	Impact de l'erreur associée à l'onde M4	109
3.4	Conclusion du chapitre	112
4	Cartographie à fine échelle des pentes du géoïde	116
4.1	De la mesure GNSS aux hauteurs résiduelles	119
4.1.1	Traitement des données	119
4.1.2	Estimation de la topographie dynamique	126
4.1.3	Hauteurs résiduelles	132
4.2	Estimation des anomalies du géoïde	138
4.2.1	Regroupement des points de croisements	138
4.2.2	Cohérence des clusters	143
4.2.3	Calcul des hauteurs moyennes et relatives	148
4.3	Comparaison aux modèles de géoïde et de MSS	157
4.4	Discussion et perspectives.....	162
4.5	Conclusion du chapitre	167

Partie 3 - Vers une meilleure exploitation de l'altimétrie côtière

5	Qualité de la mesure altimétrique en zone intertidale	173
5.1	Prédiction du trait de côte	177
5.1.1	Méthodologie	177
5.1.2	Comparaison à l'imagerie Sentinel-2	183
5.2	Application à la trace Sentinel-3A	188

5.2.1 Evolution des distances à la côte	188
5.2.2 Sensibilité aux découplements	194
5.2.3 Impact de l'orbite héliosynchrone	201
5.3 Conclusion du chapitre	204
Conclusions et perspectives de la thèse	209
Bibliographie	215

Annexes

A1. Compléments à la cartographie du géoïde (chapitre 4)	236
A2. Marée et altimétrie : problématique de l'aliasing	241
A3. Modélisation à Kerguelen pour la Cal/Val des missions altimétriques	247
A4. Contamination des mesures S3A : impact de l'orbite héliosynchrone	259
A5. Valorisation scientifique et grand public	262

Introduction générale

La mesure précise de l'évolution du niveau marin à la côte est un enjeu fondamental pour les sociétés pour pouvoir appréhender les conséquences du changement climatique et comprendre son impact sur les écosystèmes côtiers et les infrastructures de protection et d'aménagement du littoral. En effet, le niveau de la mer est un indicateur essentiel du réchauffement climatique, car il reflète la réponse intégrée du système climatique aux forçages naturels et anthropiques. D'après le dernier rapport du GIEC (IPCC, *International Panel for Climate Change*) (Oppenheimer et al., 2019), le niveau moyen des océans s'est élevé de 3.1 à 4.1 mm.an⁻¹ entre 2006 et 2015, ce qui est beaucoup plus important que le taux d'élévation de 0.8 à 2.0 mm.an⁻¹ observé entre 1901 et 1990. D'ici la fin du siècle, l'élévation du niveau de la mer devrait encore s'accélérer, y compris si les objectifs à long terme fixés dans l'accord de Paris sont respectés (Garbe et al., 2020).

La connaissance des taux d'élévation du niveau de la mer est donc indispensable pour valider les projections des modèles climatiques, discriminer la part imputable au forçages anthropiques et déterminer quelles seront les régions côtières les plus impactées par ces changements (Hamlington et al., 2020). Au cours des deux derniers siècles, les observations du niveau de la mer se sont principalement appuyées sur les mesures des marégraphes. Ces enregistrements, dont certains datent du début du 18^{ème} siècle (Holgate et al., 2012) donnent un aperçu historique des variations à long terme du niveau de la mer. Depuis plus de 30 ans, l'altimétrie satellitaire permet de mesurer avec une grande précision les variations du niveau de la mer sur la quasi-totalité des océans (Stammer and Cazenave, 2017).

L'altimétrie spatiale a permis de montrer notamment la forte variabilité régionale des tendances du niveau de la mer, avec des taux jusqu'à 3 fois supérieurs à la moyenne mondiale dans certaines régions (Cazenave et al., 2018). Si nous disposons aujourd'hui de données précises sur le niveau de la mer à l'échelle globale et régionale grâce aux différentes missions altimétriques, ce n'est pas encore le cas pour les zones côtières. En effet, cette technique reste encore difficile à exploiter à l'approche des côtes (< 10km), malgré de nombreuses améliorations dans les chaînes de traitement et l'implication forte de la communauté sur cette question (Vignudelli et al., 2011). La contamination liée à la présence de terres

dans l’empreinte du satellite n’est pas le seul problème à résoudre, et l’un des enjeux importants de l’altimétrie côtière reste le manque de précision de certaines corrections géophysiques, qui sont essentielles pour calculer des anomalies de hauteur de mer précises près de la côte. En particulier, les incertitudes liées à la modélisation précise de la marée océanique et au manque de connaissance des fines échelles spatiales du géoïde restent un problème majeur pour l’exploitation de l’altimétrie en zone côtière.

D’un autre côté, l’augmentation actuelle du niveau de la mer (environ 3 mm/an) peut représenter moins de 3 milliardièmes de l’ordre de grandeur de l’altitude à laquelle vole les satellites (e.g. 1 336 km dans le cas de la mission Jason-3) (Fu and Haines, 2013). Comment être sûr que des erreurs instrumentales ou dans les corrections apportées ne contribuent pas au changement observé ? Afin de garantir la continuité, l’homogénéité et la fiabilité des mesures de hauteurs d’eau réalisées par les missions altimétriques successives, il est essentiel de contrôler leurs mesures à l’aide d’observations indépendantes. Les activités de Calibration² et Validation (appelées Cal/Val ensuite) sont alors garantes du bon rattachement des missions entre elle contribuant ainsi au suivi à long-terme du niveau marin à des précisions de l’ordre du mm.an⁻¹. En comparant les mesures altimétriques avec des observations *in-situ* collectées sur des sites dédiés, le but de la Cal/Val est d’évaluer individuellement les différents paramètres contribuant à l’erreur finale. Il est important de disposer de sites présentant des caractéristiques différentes pour évaluer, par exemple l’impact des erreurs liés à la morphologie de la côte ou au type de satellite.

Depuis quelques décennies une autre révolution est en marche, c’est celle du positionnement précis par satellite (GNSS) qui, non seulement a permis une amélioration de la précision des orbites des satellites altimétriques (Stammer and Cazenave, 2017) mais offre aussi de nouvelles opportunités de cartographie du niveau marin, en particulier avec l’émergence des nouveaux systèmes autonomes,

² Le terme « étalonnage » serait plus approprié en français. Le terme « calibration » est utilisé ici par analogie à l’expression anglaise « calibration/validation (Cal/Val) » couramment utilisée par la communauté.

comme le drone PAMELi développé à l'université de La Rochelle (Coulombier et al., 2018).

Au niveau national, le CNES soutient depuis de nombreuses années le projet FOAM (PI Pascal Bonnefond) (Bonnefond et al., 2016) dont l'objectif est d'évaluer la qualité des mesures altimétriques et des corrections géophysiques dans des conditions spécifiques aux régions côtières, aux estuaires et aux eaux continentales. La région des Pertuis Charentais, à l'aplomb de laquelle passent plusieurs satellites altimétriques, est un des sites identifiés dans le cadre de ce projet, afin d'y conduire des activités de Cal/Val et améliorer les méthodologies associées. Dans les Pertuis, la problématique principale est de transférer les mesures prises à la côte (par exemple par le marégraphe de l'île d'Aix, référencé par GNSS) vers la trace d'un satellite altimétrique au moment de son passage. Situés dans la partie centrale du Golfe de Gascogne, les Pertuis Charentais sont caractérisés par la présence de larges estrans découvrants associés à des marnages dépassant les 6 m pendant les périodes de vive-eau. L'évolution du trait de côte au fil des cycles de marée est alors une source d'erreur pour la mesure altimétrique car l'écho radar ainsi que les corrections basées sur le radiomètre sont susceptibles d'être affectés par la présence de ces bancs découvrants (Vignudelli et al., 2011). L'intérêt particulier de ce site est d'être déjà instrumenté avec des stations météorologiques, GNSS et marégraphiques permanentes. Transférer les mesures faites à la côte vers la position du satellite au moment de son passage nécessite (1) la connaissance des variations temporelles de la hauteur d'eau dues à la contribution hydrodynamique locale et (2) des pentes du géoïde.

L'objectif général de cette thèse est de proposer un socle méthodologique qui permettra de mieux comprendre les mesures altimétriques dans la région, d'en améliorer l'exploitation et d'y mener, à terme, des activités de Cal/Val de façon opérationnelle. Afin d'y parvenir, notre approche combine l'utilisation des nouvelles techniques de cartographie du niveau marin par GNSS et le développement d'un modèle régional à haute résolution. Pour répondre à cette problématique générale, ce manuscrit de thèse s'organise autour de 5 chapitres.

* *

*

Les deux premiers chapitres sont dédiés à la contextualisation de l'étude et à la présentation des outils numériques et instrumentaux à la base des méthodologies développées.

Dans le premier chapitre, on apportera des éléments de contexte sur l'altimétrie spatiale, ses limites en milieu côtier et l'importance de la Cal/Val pour assurer la continuité entre les missions. Ensuite, les nouvelles technologies de cartographie du niveau marin par GNSS seront présentées, et notamment les possibilités apportées par le drone marin PAMELi, développé à l'université de La Rochelle.

Le Chapitre 2 nous permet de décrire la région des Pertuis Charentais, et les outils utilisés dans cette thèse. Nous présenterons notamment les observations spatiales et *in-situ* disponibles dans la région, les spécificités morphologiques et géographiques de la zone ainsi que son régime hydrodynamique. Ensuite, nous présenterons la configuration du modèle SCHISM (Zhang et al., 2016) développé dans la région, ainsi qu'une correction empirique sur les forçages à la frontière basée sur la comparaison des modèles globaux aux observations altimétriques régionales. Enfin, nous présenterons la campagne PAMELi réalisée en juillet 2020, lors de laquelle une cartographie du niveau marin a été réalisée sous une trace Sentinel-3A.

* *

*

Les deux chapitres suivants présentent des études combinant la cartographie du niveau marin réalisée lors de la campagne de Juillet 2020, au modèle hydrodynamique présenté dans la partie précédente.

Dans le Chapitre 3, on présentera une méthodologie basée sur les différences aux points de croisements de la campagne PAMELi, qui permet d'évaluer la précision de notre modèle hydrodynamique sous une trace altimétrique.

L'objectif du Chapitre 4 est de développer une méthodologie de cartographie du géoïde local à l'aide du drone marin PAMELi. Notre approche combine l'utilisation de mesures *in-situ* et du modèle hydrodynamique développé dans le cadre de la thèse. A l'aide de l'analyse des différences aux points de croisements, une solution de géoïde est alors obtenue, comparée aux modèles existants, et de futures perspectives méthodologiques et instrumentales sont proposées.

* *

*

La dernière partie présente une ouverture vers une meilleure exploitation de l'altimétrie dans la région des Pertuis Charentais, avec le développement d'une méthodologie de prédiction du trait de côte, basée sur l'utilisation combinée d'une bathymétrie fine et d'un modèle hydrodynamique.

La présence de larges étendues intertidales, combinée à la dynamique macro-tidale de la région, rend l'exploitation des mesures altimétriques particulièrement délicate dans les Pertuis Charentais. Afin d'étudier l'impact de la morphologie de la région sur la qualité des mesures altimétriques, on présente dans le Chapitre 1 une méthode simple pour prédire le trait de côte lors du passage d'un satellite, afin de calculer des distances à la côte plus réalistes que celles proposées dans les Geophysical Data Record (GDR). La méthode est validée à l'aide de l'imagerie Sentinel-2 (Khan et al., 2019, p. 2), puis appliquée à l'évaluation de la qualité des mesures Sentinel-3A dans la région.

Les principaux résultats et les perspectives sont rappelés en conclusion de ce manuscrit. Enfin, une projection sur les futures activités de Cal/Val dans la région des Pertuis Charentais est proposée.

Partie I

Contexte, outils et méthodologie

Chapitre 1

Contexte et problématique

La prouesse que représente la mesure du niveau marin par satellite remonte au début des années 1970, avec l'installation d'un altimètre radar à bord de la station internationale Skylab (Fubara and Mourad, 1974). En marge de quelques observations des ondulations du géoïde associées aux grandes fosses océaniques, cette mission pilote a surtout permis de mettre en évidence le potentiel de cette technique dans l'observation du niveau marin. La précision de l'altimétrie par satellite s'est ensuite améliorée au fur et à mesure des missions successives, passant d'une précision³ de l'ordre du mètre en 1975 avec GEOS-3 (Stanley, 1979) à une précision meilleure que 5 cm dans le cas du satellite GEOSAT (Cheney et al., 1987) lancé 1985. L'ère de l'altimétrie moderne a été amorcée par le lancement du satellite Topex-Poseidon en 1992, développé conjointement par la NASA et le CNES, qui fait aujourd'hui figure de référence (Fu et al., 1994). Sa précision sans précédent a permis par exemple de mesurer de manière globale le niveau de la mer et ses variations (Cazenave et al., 1998), de mieux comprendre la marée et les courants océaniques (Andersen, 1999a; Ray, 1999; Scott, 1999; Vivier and Provost, 1999) ou encore de suivre des phénomènes climatologiques à de grandes ampleurs comme El Niño/La Niña (Ngo-Duc et al., 2005). Par la suite, la continuité des mesures de Topex-Jason a été assurée grâce aux lancements successifs des satellites Jason-1 en 2001, Jason-2 en 2008, Jason-3 en 2016 et Sentinel-6 en novembre 2020 (aussi nommée Jason-CS pour **C**ontinuité de **S**ervice) sur la même orbite (Scharroo et al., 2016). Au moment d'écrire ces lignes, cela fait donc presque 30 ans que les satellites de la série Topex-Jason fournissent des mesures du niveau des océans sans aucune discontinuité. En parallèle, les agences spatiales européennes, indiennes et chinoises ont aussi lancé de nombreux satellites altimétriques au cours des 30 dernières années (e.g. ERS-1&2, ENVISAT, SARAL/AltiKa, HY-2A&B) (Le Traon and Ogor, 1998; Louet and Bruzzi, 1999;

³ Ici, le terme « précision » se rapporte au bruit instrumental et ne prend pas en compte les erreurs orbitales très importantes dans le cas de ces missions historiques (au minimum décimétriques).

Verron et al., 2015; Xu et al., 2013), permettant de compléter la couverture spatio-temporelle offerte par la mission de référence Topex-Jason. L'ensemble de ces missions embarquent des altimètres dits « conventionnels » qui opèrent en mode LRM (pour *Low Resolution Mode*), émettant des impulsions radars de manière continue, séparées par des intervalles assez longs pour éviter que les échos radars successifs n'interfèrent entre eux. Avec cette technique, l'empreinte au sol du faisceau radar s'étend souvent sur plusieurs kilomètres.

Bien que l'altimétrie radar par satellite ait été initialement développée pour mesurer le niveau de la mer en plein océan, cette technique suscite aujourd'hui un intérêt grandissant pour le suivi du niveau des eaux côtières, continentales ou encore pour l'observation de la cryosphère⁴. Cependant, de nombreux verrous technologiques et méthodologiques limitent encore l'exploitation de l'altimétrie à l'approche des côtes. La principale difficulté résulte de la présence de surfaces non-océaniques dans l'empreinte au sol de l'altimètre, empêchant une estimation précise de la pseudo-distance (distance entre le satellite et la surface de la mer) à l'approche de la côte. Aujourd'hui, l'altimétrie côtière est une discipline à part entière qui mobilise un grand nombre de scientifiques autour du développement de nouveaux algorithmes de traitement, des corrections améliorées ainsi que des stratégies de filtrage des données dans le but d'améliorer sans cesse la fiabilité des mesures altimétriques à la côte (ESA-ESRIN et al., 2020; Vignudelli et al., 2019a, 2011). La nouvelle génération d'altimètres, basée sur des radars à ouverture synthétiques (SAR), permet de pallier certaines de ces difficultés. L'émission d'impulsions se fait alors par paquets d'ondes successifs, et l'exploitation de l'effet doppler permet d'accumuler plus de vues par point de mesure et d'améliorer la résolution le long de la trajectoire. Alors que cette nouvelle technique a d'abord été adaptée de façon expérimentale sur la mission CryoSat-2 lancée en 2010 (essentiellement dans les régions polaires), les satellites de la missions Sentinel-3 (2016 et 2018) ont été les premiers à opérer en SAR de façon globale. Sentinel-6 « Michael Freilich », le dernier satellite de la série Topex-Jason lancé en novembre 2020, est équipé d'un altimètre capable d'opérer simultanément en mode SAR et

⁴ La cryosphère comprend toutes les surfaces (océans et continents) où l'eau est présente sous forme de glace.

LRM. Ce double mode d'acquisition permettra d'assurer la continuité avec les autres satellites de la série Topex-Jason, et d'améliorer sensiblement les observations côtières en comparaison de ses prédécesseurs.

Avec un lancement prévu en 2022, la future mission SWOT marquera une avancée importante pour l'altimétrie côtière, grâce à ses observations 2D le long de deux larges fauchés (de 50 km chacune) acquises par interférométrie SAR. La petite taille des pixels résolus (de l'ordre de 50 m) permettra de réduire fortement l'impact de la contamination due à la présence de la côte.

Au fil des missions, l'ensemble de ces avancées technologiques et conceptuelles ont permis (et permettront) de rapprocher la mesure altimétrique de la côte. Toutefois, l'autre verrou limitant l'exploitation de ces observations en zone côtière est le manque de précision dans les corrections que l'on doit appliquer à la mesure altimétrique brute (corrections de la pseudo-distance et certains signaux géophysiques devant être retirés des observations), afin d'estimer précisément les anomalies de hauteurs d'eau. Alors que ces corrections sont très fiables en plein océan, la situation se dégrade sensiblement à la côte, où la contamination terrestre des instruments auxiliaires et le manque de précision des modèles utilisés ne permettent pas toujours d'obtenir un niveau de précision satisfaisant. De plus, l'arrivée des futures observations 2D de SWOT nécessite de repenser le paradigme unidimensionnel (le long de traces nominales) avec lequel sont déterminées et validées ces corrections.

Dans la suite de cette section, on présente tout d'abord et brièvement le principe de la mesure altimétrique, l'apport de la technologie SAR et les corrections à y apporter (1.1.1), avec les problématiques côtières distillées en trame de fond. Ensuite, les corrections géophysiques à apporter à la mesure altimétrique seront présentées dans la 1.2. Ici, une attention particulière sera portée sur la problématique du géoïde et de la correction de marée à l'approche de la côte. Enfin, les caractéristiques et enjeux autour de la future mission SWOT sont exposés dans la section 1.3. Les lecteurs intéressés par un exposé complet sur l'altimétrie spatiale et ses limitations côtières sont encouragés à se tourner vers les ouvrages « Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces » (Stammer and Cazenave, 2017) et « Coastal Altimetry » (Vignudelli et al., 2011).

1.1 L'altimétrie au nadir

1.1.1 Principe de la mesure (LRM)

L'altimétrie spatiale est basée sur l'utilisation d'un radar qui émet des brèves impulsions électromagnétiques (EM) au nadir (i.e. à la verticale) à très haute fréquence. Une partie de ce signal émis est réfléchi par la surface visée et revient vers l'altimètre, le temps de propagation de ce signal permet d'estimer approximativement la distance entre l'altimètre et la surface de la mer, appelée pseudo-distance R . Comme illustré sur la Figure 1.1, la hauteur de la surface de la mer SSH résulte alors de la soustraction de la pseudo-distance R à la hauteur du satellite h . Un certain nombre de corrections doivent toutefois être appliquées à la pseudo-distance R afin d'estimer précisément la SSH. Ces corrections prennent en compte les erreurs instrumentales, le ralentissement de l'onde EM dans les couches atmosphériques ainsi que biais lié à l'état de mer SSB (cf. 1.1.3). La mesure de SSH peut donc s'exprimer en fonction de l'altitude du satellite h , de la pseudo-distance R et des corrections ΔR_i :

$$SSH_{ALT} = h - \left(R - \sum_i \Delta R_i \right) \quad 1.1$$

Par conséquent, la précision de la hauteur de la surface de la mer dépend directement de la précision avec laquelle la hauteur du satellite h est déterminée. C'est ici qu'interviennent les systèmes DORIS (Costes and Vincent, 2000) (un réseau opéré par le CNES et constitué de plus de 50 stations au sol permettant de suivre finement la position des satellites), GNSS⁵ et SLR (télémètres lasers utilisés essentiellement pour la calibration) qui équipent la grande majorité des satellites (Stammer and Cazenave, 2017). L'utilisation combinée de ces systèmes permet aujourd'hui d'obtenir une précision d'orbite de l'ordre du centimètre pour la majorité des altimètres récents (Luthcke et al., 2003).

⁵ Global Navigation Satellite System (GNSS), voir section 1.5.1

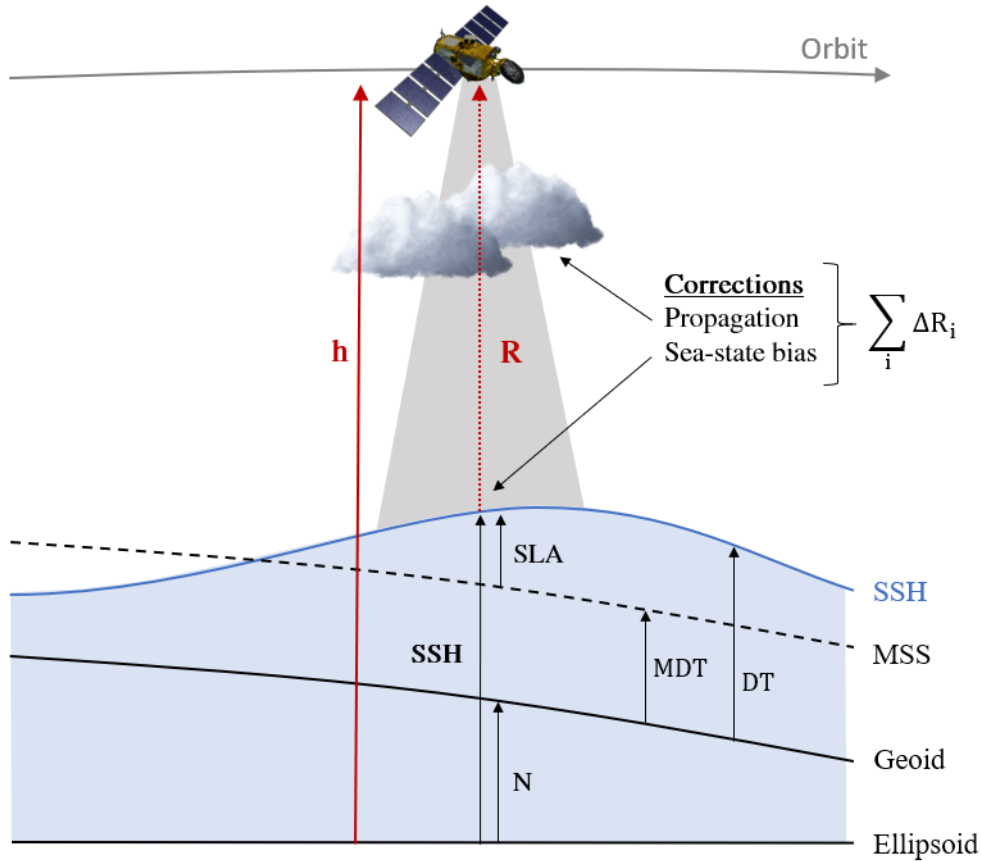


Figure 1.1. Principe de la mesure de la hauteur d'eau (SSH) à partir de la hauteur du satellite (h) et de la pseudo-distance (R). Le faisceau gris reflète l'empreinte au sol de l'altimètre dans le cas des missions altimétriques conventionnelles (LRM).

Il convient de définir précisément la référence utilisée lorsque l'on parle de hauteur du satellite. Les mesures issues de techniques spatiales sont généralement définies par rapport à un ellipsoïde de référence. Il s'agit d'une référence - non unique - simple, cohérente et uniforme pour la majorité des applications géodésiques et géophysiques.

La pseudo-distance R est estimée à partir de l'écho radar réfléchi à la surface de la mer et reçu par l'antenne de l'altimètre. L'évolution temporelle de la puissance réfléchie décrit une « forme d'onde » qui dépend directement des caractéristiques de la surface visée. La formation de la forme d'onde est illustrée dans la Figure 1.2a, dans le cas idéal d'une surface océanique plane. La majorité des formes d'onde obtenues au-dessus des océans peut être décrite mathématiquement par le modèle de Brown-Hayne (Brown, 1977; Hayne, 1980), illustré sur la Figure 1.2b dans le cas d'un altimètre LRM (par opposition à la mesure SAR/Doppler qui génère une forme d'onde différente qui sera présentée après).

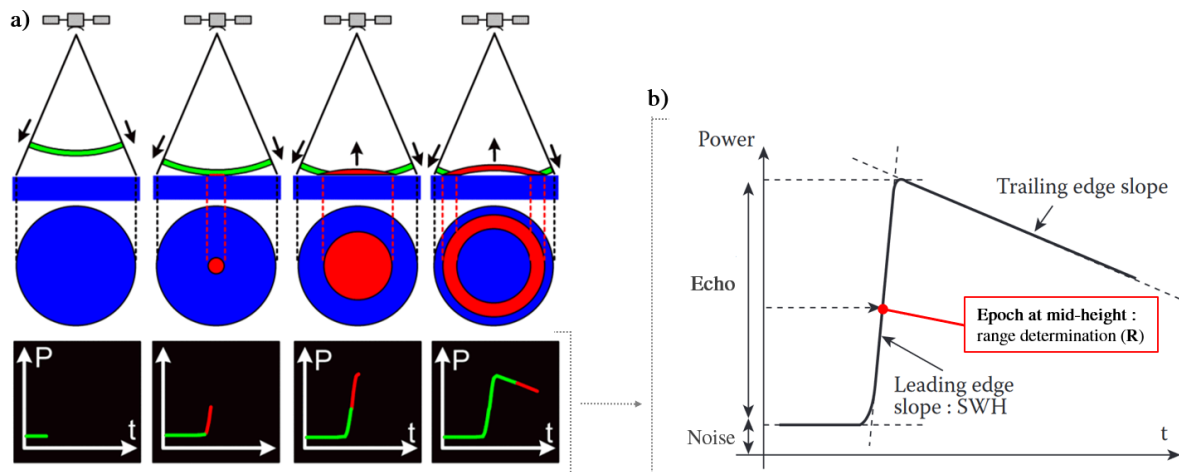


Figure 1.2. a) Evolution de la surface de réflexion après l'émission d'une impulsion EM sur une surface plane, et construction de la forme d'onde associée (CNES) b) Paramètres géophysiques estimés à partir de la forme d'onde de l'écho radar. Adapté de (Stammer and Cazenave, 2017)

Lorsque l'impulsion EM n'a pas encore été réfléchi jusqu'à l'antenne, l'antenne reçoit seulement le bruit thermique (instrumental et environnemental). Le premier changement dans la forme d'onde intervient lorsque les premiers échos radars réfléchis par la surface (au nadir) parviennent jusqu'à l'altimètre, formant alors le front de montée (*leading edge slope* sur la Figure 1.2b). C'est le milieu du front de montée (estimé par l'algorithme de retraitement) qui permet alors de déterminer le temps de trajet aller-retour de l'impulsion EM, et donc la pseudo-distance R . Une fois la partie centrale de l'impulsion EM complètement réfléchi, la surface de réflexion se propage ensuite vers les bords extérieurs sous forme d'anneaux où les échos radars sont associés à des surfaces plus éloignées du nadir. La diminution dans la puissance parvenant jusqu'à l'altimètre (*trailing edge slope* sur la Figure 1.2b) est due à l'atténuation du signal reçu en provenance de surfaces plus éloignées du nadir (Severini et al., 2010).

Un écho radar individuel est généralement très bruité et les formes d'ondes sont calculées par « paquets » afin de moyenniser les signaux réfléchis et obtenir une mesure plus précise de la pseudo-distance R (Stammer et Cazenave 2017). Par exemple, les formes d'ondes sont moyennées et fournies à 20 Hz dans le cas de la mission Topex- Jason (correspondant à une mesure tous les 300 mètres environ). C'est ensuite le retraitement de la forme d'onde (*retracking* en anglais) qui permet d'estimer la pseudo-distance R , ainsi que d'autres paramètres géophysiques tels que la hauteur significative des vagues (SWH) ou le coefficient de rétrodiffusion (lié à la vitesse du vent à la surface de l'océan). L'erreur quadratique moyenne

(MQE) entre la forme d'onde mesurée et le modèle théorique est alors un indicateur de la qualité du *retracking* de la forme d'onde. Ce paramètre reflète la différence entre la forme d'onde observée et le modèle utilisé dans le retraitement de celle-ci. Associé à une valeur seuil, il est par exemple utilisé pour filtrer des données invalides (i.e. qui ne reflètent pas un écho océanique) (Birkett and Beckley, 2010; Moreau et al., 2018; Thibaut et al., 2007). Dans le Chapitre 1, on utilise ce paramètre afin d'évaluer l'impact de la morphologie de notre zone d'étude sur la qualité des mesures altimétriques.

Il est important de noter que tous les paramètres géophysiques estimés à partir de la forme d'onde (dont la pseudo-distance R) sont intégrés sur l'ensemble de la surface couverte par le faisceau de l'altimètre, dont le diamètre peut atteindre une dizaine de kilomètre dans le cas des missions altimétriques LRM, en fonction de l'état de mer. La taille de l'empreinte au sol est déterminée par la durée de l'impulsion, mais dépend aussi de la hauteur des vagues (SWH) au moment du passage du satellite, la bande fréquentielle utilisée par l'altimètre ainsi que de la hauteur du satellite. A titre d'exemple, le diamètre théorique de l'empreinte au sol de l'altimètre en bande Ku de Jason (1336 km de hauteur) est d'environ 10 km (Vu, 2019).

En raison de la taille importante de l'empreinte au sol, la forme d'onde des altimètres conventionnels devient difficilement interprétable lorsque des discontinuités topographiques sont présentes dans la surface de réflexion, menant alors à des estimations de pseudo-distance aberrantes. Prenons l'exemple d'un satellite s'approchant de la côte : l'empreinte au sol qui s'étend sur plusieurs kilomètres couvrant à la fois la mer et le continent, l'impulsion EM émise par l'altimètre va se réfléchir sur la mer ainsi que sur une multitude de surfaces non-océaniques (continent, îles, infrastructures, ...) qui sont autant de sources d'incohérences pour la forme d'onde, qui va alors différer de la forme habituelle illustrée dans la Figure 1.3a. Dans ce cas, la forme d'onde peut par exemple présenter des pics qui dépendent de la distance entre le point situé au nadir et la côte et de la réflectivité des obstacles présents dans la scène altimétrique (Figure 1.3b).

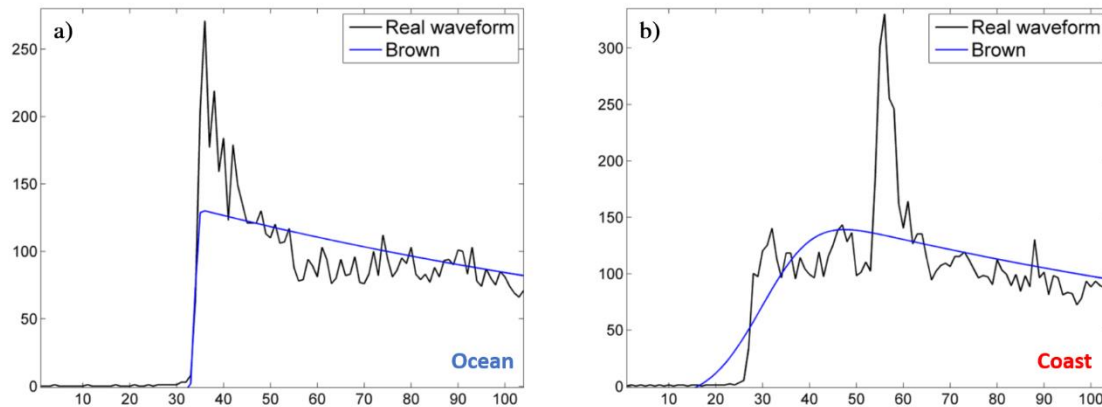


Figure 1.3. Deux exemples de formes d'onde Jason-2 et des estimations du modèle de Brown correspondantes à un cas particulier en plein océan s'approchant du modèle de Brown (a) et à l'approche de la côte (b). Adapté de (Halimi, 2013a)

La morphologie de la côte, les reliefs et la réflectivité du terrain sont autant de facteurs pouvant influencer la forme d'onde. Ainsi, cette dernière peut présenter des caractéristiques différentes lors de différents passages au même endroit, en fonction de l'état de mer, de la position de la trace du satellite (qui peut dévier de ± 1 km de sa trace nominale) ou encore du cycle de marée (Tournadre, 2007), comme on le verra dans le Chapitre 1. En plus de la contamination terrestre, les surfaces d'eau parfaitement planes (en l'absence de vent par exemple) dans certaines baies ou estuaires réfléchissent le signal EM de l'altimètre de façon quasi-spéculaire, contaminant également la forme d'onde (Passaro, 2015).

L'altimétrie spatiale ayant été originellement pensée et conçue pour la mesure en plein océan, les formes d'ondes corrompues à l'approche de la côte ont longtemps été écartées car le modèle de Brown dédié aux formes d'ondes océaniques ne permettait pas d'en estimer les paramètres géophysiques. Ainsi, l'altimétrie est restée pendant très longtemps « aveugle » à moins de 10–15 km de la côte (Deng et al., 2002; Vignudelli et al., 2011), alors qu'elle a permis de révolutionner la compréhension globale des processus multi-échelles dans les océans. Aujourd'hui, un effort important est consacré à l'étude des formes d'ondes côtières et au développement de nouvelles méthodes de traitements pour les missions altimétriques conventionnelles, dérivées du modèle de Brown (Halimi et al., 2012; Passaro et al., 2014; Xi-Yu et al., 2018) ou purement empiriques (Villadsen et al., 2016). On peut par exemple citer le développement de la chaîne de retraitement ALES (*Adaptive Leading Edge Subwaveform*) (Passaro et al., 2014), potentiellement applicable à l'ensemble des missions altimétriques conventionnelles. En se

focalisant et en retraitant seulement les parties de la forme d'onde qui dévient du modèle de Brown, l'algorithme permet de diminuer sensiblement l'impact de la contamination terrestre ainsi que de certains éléments très réfléchissants (e.g. estrans vaseux ou étendues d'eau planes liées) sur la qualité des mesures.

En plus du problème de la contamination côtière des mesures à l'approche de la côte, la taille de l'empreinte au sol des altimètres LRM n'offre pas une résolution spatiale suffisante pour discriminer les petites échelles caractéristiques de la dynamique côtière (e.g. marée, surcote, setup lié aux vagues) (Morrow et al., 2019; Stammer and Cazenave, 2017). De plus, le bilan d'erreur de la SSH des mesures altimétriques dans les régions côtières est augmenté par d'autres difficultés liées à la propagation de l'onde EM (1.1.3) ou géophysiques (1.2). Le lancement de la mission Saral en 2013 a marqué une étape importante vers l'altimétrie de plus haute résolution. Le satellite embarque un altimètre (AltiKa) opérant en bande Ka (35.75 GHz) qui offre une réduction significative de la taille de l'empreinte au sol (6 km contre 10 km pour Jason-3), une résolution spatiale plus élevée le long de la trace du satellite (40 Hz contre 20 Hz pour Jason-3) et un niveau de bruit plus faible (Birol and Niño, 2015). De nombreuses études ont ainsi permis d'illustrer l'apport de la bande Ka sur la qualité des mesures à l'approche de la côte (Bonfond et al., 2018; Valladeau et al., 2015; Verron et al., 2018). Ces bénéfices ont motivé l'utilisation de la bande Ka pour l'altimètre interféromètre SAR qui sera embarqué à bord de la future mission SWOT (Morrow et al., 2019) (1.3).

Le développement récent de l'altimétrie SAR/Doppler, présentée dans la section suivante, a marqué une nouvelle évolution pour l'altimétrie côtière et à fine échelle, notamment grâce à une meilleure résolution le long de la trajectoire du satellite et une réduction du bruit de la mesure (Halimi, 2013a).

1.1.2 L'apport de la technique SAR/Doppler

L'altimétrie SAR (*Synthetic Aperture Radar*, aussi appelée altimétrie à retard Doppler) est une technique plus récente de traitement des données altimétriques. La technique utilise l'effet Doppler causé par le mouvement du satellite le long de sa trajectoire. La résolution spatiale est ainsi fortement améliorée dans cette direction, tandis que la résolution transversale reste la même que pour l'altimétrie conventionnelle (Stammer and Cazenave, 2017). La principale différence entre les mesures LRM et SAR réside dans la manière avec laquelle les impulsions sont

émises par l'altimètre. Dans le cas de l'altimétrie LRM, l'altimètre émet des impulsions radar de manière continue, entrecoupées d'intervalles suffisamment longs pour éviter que les échos radars successifs n'interfèrent entre eux (Stammer and Cazenave, 2017). A contrario, les altimètres SAR émettent à une fréquence beaucoup plus élevée des impulsions par « paquets », de telle sorte que les échos radars successifs puissent être traités de façon cohérente en utilisant le principe du retard Doppler (modulation de la fréquence du signal reçu à cause du mouvement entre le satellite et le point de visée).

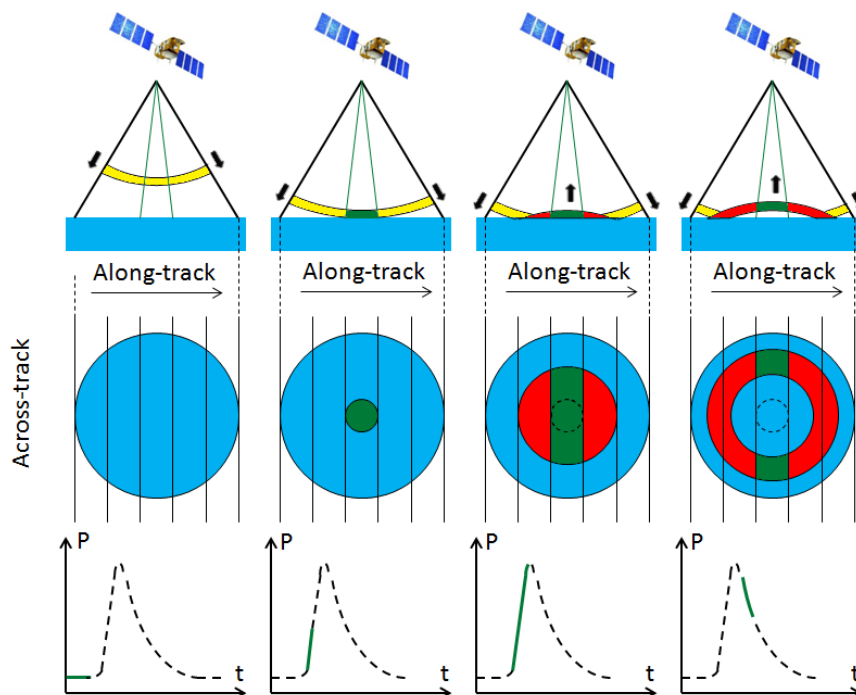


Figure 1.4. L’empreinte au sol représentée en vue de coupe (haut) et aérienne (milieu) pour la mesure SAR (vert) et LRM (rouge). La formation de la forme d’onde SAR associée est illustrée sur le panneau inférieur.

En exploitant l’effet Doppler, une nouvelle dimension est introduite le long de l’empreinte au sol (iso-Doppler) permettant de séparer les observations sur des bandes azimutales mieux résolues. L’empreinte au sol de la mesure SAR (pour la bande centrale) et la formation de la forme d’onde associée sont représentées sur la Figure 1.4. Dans la pratique, le traitement Doppler est généralement appliqué sur des salves de 64 impulsions divisant ainsi l’empreinte au sol en 64 bandes Doppler d’environ 300 mètres (Fernández et al., 2017). En revanche, la résolution transversale reste inchangée, car elle est déterminée par la largeur de la bande radar (et non par le traitement). De plus, l’accumulation d’échos radars en

provenant de l'avant, du nadir et de l'arrière du satellite sur une même bande Doppler permet de réduire significativement le bruit de la mesure. Par exemple, le niveau de bruit des mesures Sentinel-3A (SAR) est environ 25% inférieur à celui de Jason-3 (LRM) (<https://www.aviso.altimetry.fr/>).

La mesure SAR est donc particulièrement avantageuse dans les régions côtières, où les échos côtiers peuvent être valides jusqu'à une distance de 300 mètres de la côte lorsque la trajectoire du satellite en est perpendiculaire. Les algorithmes classiques de traitement de la forme d'onde (e.g. modèle de Brown) ne pouvant pas être appliqués à ce nouveau type de forme d'onde, des méthodes de traitement spécifiques doivent être développées (Dinardo et al., 2021, 2015; Passaro et al., 2014).

Le premier altimètre SAR/Doppler a été placé en orbite en 2010 (Cryosat-2), suivi par les missions Sentinel-3A (2016), Sentinel-3B (2018) et Sentinel-6A (2020). Dans le Chapitre 1, on évaluera l'impact de la morphologie de notre zone d'étude sur la qualité des mesures Sentinel-3A, le long d'une trace quasiment parallèle à la côte.

Cependant, de telles évolutions technologiques peuvent produire des discontinuités avec les générations précédentes d'instruments, pouvant s'avérer problématiques pour certaines applications comme le suivi du niveau de la mer sur le long-terme (Abdalla et al., 2021). Compte tenu de la conception de l'altimètre équipant Sentinel-3, les mesures simultanées en SAR et LRM ne sont pas possibles. Cependant, il est possible de traiter les données SAR de façon conventionnelle afin d'obtenir une mesure se rapprochant de la mesure LRM, appelée Pseudo-LRM (PLRM) (Fenoglio-Marc et al., 2015). La précision des mesures PLRM est dégradée par rapport à celles que l'on pourrait véritablement obtenir avec un altimètre LRM (e.g. Jason-3) (Dinardo, 2020). Afin d'assurer une véritable continuité avec les mesures de la série Topex-Jason, l'altimètre embarqué à bord des missions Sentinel-6 peut opérer simultanément en mode SAR et LRM, permettant d'assurer la compatibilité des mesures avec celles de Jason-3 (indispensable pour l'inter-calibration des deux missions). Le premier satellite de la mission, Sentinel-6A (renommé « Michael Freilich »), a été lancé avec succès le 21 novembre 2020 sur la même orbite que Jason-3.

1.1.3 Corrections sur la mesure de pseudo-distance

Que ce soit dans le cas d'un altimètre LRM ou SAR/Doppler, des corrections doivent être apportées à la pseudo-distance estimée à partir de la forme d'onde. Celles-ci permettent de prendre en compte des erreurs liées à la propagation de l'onde dans les différentes couches atmosphériques, ainsi qu'un biais lié à l'état de mer. Ces corrections sont maîtrisées en plein océan, où l'utilisation de modèles et/ou d'instruments embarqués à bord du satellite permet d'aboutir à un bilan d'erreur très faible. La situation se dégrade sensiblement à la côte, où la contamination terrestre des instruments auxiliaires (radiomètre et altimètre bi-fréquence) et le manque de précision des modèles utilisés ne permettent pas toujours d'obtenir un niveau de précision satisfaisant. De plus, les phénomènes atmosphériques à l'origine de certaines de ces erreurs peuvent aussi se complexifier à la côte, où ils sont associés à une plus grande variabilité spatio-temporelle. Ces corrections, dont les ordres de grandeurs peuvent aller de la dizaine de centimètres jusqu'au mètre, sont ensuite soustraites à la pseudo-distance R estimée à partir de la forme d'onde :

$$R_{corr} = R - \Delta R_{ION} - \Delta R_{DRY} - \Delta R_{WET} - \Delta R_{SSB} \quad 1.2$$

où ΔR_{ION} , ΔR_{DRY} et ΔR_{WET} sont les corrections sur les temps de propagation et ΔR_{SSB} la correction du biais lié à l'état de mer. Pour chacune de ces corrections, on en présente ensuite brièvement l'origine, la façon dont elle est estimée et les éventuels problèmes qu'elle pose à la côte.

Troposphère sèche (ΔR_{DRY}) : Dans les 15 premiers kilomètres de l'atmosphère, la propagation de l'onde radar est retardée par la présence de gaz (oxygène et azote) dans la troposphère. L'ordre de grandeur de cette correction est important (2.3 m en moyenne), mais peu variable et précisément estimée à l'aide des modèles météorologiques actuels (e.g. ECMWF).

Troposphère humide (ΔR_{WET}) : La correction de la troposphère humide est l'une des principales sources d'erreur pour la mesure altimétrique, et plus particulièrement dans les régions côtières. Sur les océans, cette correction est obtenue avec une bonne précision à partir d'observations du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère au moment et à l'endroit des mesures altimétriques. Pour ce faire, la plupart des missions altimétriques embarquent un radiomètre à micro-

ondes qui permet d'estimer le contenu en vapeur d'eau. Toutefois, la mesure du radiomètre devient rapidement inexploitable dans les régions côtières en raison de la grande empreinte au sol du radiomètre, de l'ordre de 20-30 km (Vignudelli et al., 2011). Parmi les différentes stratégies développées pour dépasser cette limitation, c'est l'utilisation combinée des mesures valides du radiomètre avec les observations GNSS qui donne les résultats les plus précis à la côte, permettant de réduire l'incertitude sur cette correction sous le centimètre dans la bande côtière (Passaro, 2015). Cette méthode est particulièrement prometteuse en présence d'un réseau dense de stations GNSS, comme c'est par exemple le cas pour notre zone d'étude (présentée dans la section 2.1).

Ionosphère (ΔR_{ION}) : La propagation de l'onde radar est retardée par la présence d'ions et d'électrons dans l'ionosphère, située entre 50 et 2000 km d'altitude. Le biais sur l'estimation de la pseudo-distance peut atteindre 30 cm, en fonction de la hauteur de l'orbite du satellite. L'ionosphère étant dispersive, la plupart des missions altimétriques actuelles utilisent des altimètres bi-fréquence afin d'estimer le retard de propagation du signal qu'elle induit. Les caractéristiques de l'ionosphère ne sont pas impactées par la présence de côte (à l'inverse de la troposphère), mais les mesures altimétriques utilisées cette correction souffrent de la contamination terrestre. Dans ce dernier cas, des stratégies basées sur le filtrage, l'interpolation et/ou l'extrapolation des données valides doivent être mises en place (Andersen and Scharroo, 2011).

En plus de ces erreurs de propagation, il existe un **biais lié à l'état de mer** (ΔR_{SSB}) dans les mesures altimétriques dû à la présence de vagues dans la surface de réflexion. De l'ordre de quelques % de la hauteur de ces vagues (moyenne de 5 cm (Passaro et al., 2018a)), ce biais représente aujourd'hui l'une des plus grandes sources d'erreurs dans l'estimation du niveau moyen des océans par l'altimétrie (Gommenginger and Srokosz, 2006). En effet, cette erreur étant intrinsèquement liée aux climats de vent et de vagues, cela introduit des erreurs régionales systématiques dans l'estimation du niveau moyen des océans. De façon simplifiée, le biais d'état de mer est dû à la réflexion non-homogène de l'impulsion radar à la surface de la mer. En effet, les creux des vagues réfléchissant mieux le signal que les crêtes, cela induit un biais sur l'estimation de la pseudo-distance. Les effets à l'origine de ce biais sont toutefois multiples et encore mal connus, et font

aujourd'hui l'objet de nombreuses études. De fortes incertitudes sur cette correction persistent en région côtière, en raison de changements dans les propriétés des vagues (invalidant les modèles utilisés) et de leur mauvaise estimation à cause de la contamination côtière de l'altimètre (Gouzenes et al., 2020). Afin d'étudier les erreurs systématiques régionales associées à ce paramètre, il est important de multiplier les sites d'études dans des régions aux climatologies différentes.

Après correction de ces différents termes, ainsi que des erreurs instrumentales non développées ici, la mesure du niveau de la mer par l'altimètre s'exprime comme :

$$SSH_{ALT} = h - R_{corr} \quad 1.3$$

Ou encore :

$$SSH_{ALT} = h - R - \Delta R_{ION} - \Delta R_{DRY} - \Delta R_{WET} - \Delta R_{SSB} \quad 1.4$$

Avec h la hauteur de l'orbite du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence et R la pseudo-distance estimée à partir de la forme d'onde de l'écho radar. Le calcul ci-dessus donne alors la hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde, qui sert de référence pour les mesures altimétriques. Cette quantité reflète alors la contribution de différents signaux géophysiques, dont une partie (ou la totalité) peut être retirée selon les processus que l'on cherche à observer. Ces signaux géophysiques comprennent les effets de la marée (océanique, terrestre, effets de charges et la marée polaire), les fluctuations rapides induites par les vents et la pression atmosphérique ainsi que la contribution du géoïde ou de la MSS (Surface Moyenne Océanique), et sont présentées dans la section suivante.

1.2 De la mesure altimétrique aux anomalies de hauteurs d'eau

1.2.1 Niveaux de référence

Par rapport à l'ellipsoïde de référence, la SSH_{ALT} mesurée se décompose en deux signaux indépendants, tels qu'illustrés sur la Figure 1.1 :

- **La hauteur du géoïde (N)** par rapport à l'ellipsoïde de référence. C'est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre. En d'autres mots, c'est une surface qui est perpendiculaire à la direction de la force de gravité locale en tout point, reflétant ainsi les variations de gravité terrestre. C'est

donc la forme que suivrait la surface des océans en l'absence de perturbations géophysiques (e.g. marée, vents ou courants océaniques).

- **La Topographie Dynamique (DT pour *Dynamic Topography*)**. La topographie dynamique comprend une partie considérée constante (appelée MDT pour Mean Dynamic Topography) due à la circulation permanente et une partie fortement variable liée par exemple à la marée, les forçages atmosphériques ou des processus méso et sous-méso-échelle.

L'enjeu pour l'utilisateur est alors d'extraire l'information dont il a besoin. Alors qu'un océanographe s'intéressera de prime abord à la topographie dynamique (i.e. la partie dynamique du signal océanique), le Graal du géodésien se trouvera dans la détermination précise de la hauteur du géoïde. On comprend avec cette interdépendance qu'une forte relation lie les deux disciplines dans le domaine de l'altimétrie spatiale.

Pour accéder à la topographie dynamique, il est alors nécessaire de retirer la contribution du géoïde, où bien la MSS (qui inclut les signaux océaniques moyennés sur une échelle de temps donnée). La variabilité de la topographie dynamique est soumise à une multitude de processus océanographiques pouvant évoluer sur différentes échelles spatiales et temporelles. Les missions altimétriques ayant des périodes de revisite allant de quelques jours à plusieurs dizaines de jours, les processus de plus hautes fréquences ne sont pas correctement échantillonnés par ces observations et sont repliés sur de plus longues périodes. Parmi les signaux concernés par un tel *aliasing*, on retrouve notamment les ondes de marée et la réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique. L'origine de *l'aliasing de la marée* dans les mesures altimétriques est expliquée dans l'annexe A2, où les principales périodes d'aliasing sont calculées pour les missions Topex-Jason, Sentinel-3 et SWOT. Afin que les signaux aliasés n'interfèrent pas avec des signaux de plus longues périodes que l'on souhaite étudier, on doit alors les corriger avec une précision centimétrique à l'aide de modèles indépendants.

Pour les principales applications de l'altimétrie (e.g. variations du niveau moyen, processus océaniques à méso-échelle), on a besoin de retirer la contribution de certains signaux géophysiques hautes-fréquences comme la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques (DAC pour *Dynamic Atmospheric Correction*) des

marées dans les mesures altimétriques (marées terrestre, polaire, océanique ainsi que la charge qu'elle induit sur la croûte terrestre).

$$SLA_{ALT} = h - R_{corr} - MSS - [H_{DAC} - H_{TIDES}] \quad 1.5$$

Où H_{DAC} est la correction de la DAC et H_{TIDES} représente la contribution des marées dans les mesures altimétriques. Cependant, d'autres applications nécessitent de conserver certains de ces termes, qui font alors partie du contenu physique que l'on cherche à observer. Par exemple, la correction de la réponse barotrope au forçage atmosphérique (H_{DAC}) n'est pas appliquée pour l'observation des surcotes de tempêtes (Li et al., 2018; Pineau-Guillou et al., 2020). De façon analogue, il est évident que la contribution de la marée océanique doit être conservée pour l'assimilation de données altimétriques dans les modèles de marée.

1.2.2 Le Géoïde et la MSS

Pour accéder au seul effet de la topographie dynamique, on doit être capable de corriger la SSH altimétrique de la contribution du géoïde. Pour cela, on doit connaître les gradients à fine échelle du géoïde le long des traces altimétriques mais aussi sur un profil perpendiculaire de quelques centaines de mètres à cause de la dérive orbitale de chaque satellite. De nos jours, les missions gravimétriques spatiales constituent la source majeure de données pour l'élaboration de modèles de géoïde globaux, offrant une couverture mondiale mais avec une faible résolution spatiale (> 100 km) (Pavlis et al., 2012).

Les mesures altimétriques ont elles-mêmes largement contribué à améliorer notre connaissance des plus fines échelles de géoïde, non résolues par la gravimétrie satellitaire (Smith, 2010). Les radars altimétriques mesurant les hauteurs d'eau par rapport à un ellipsoïde de référence, c'est la MSS qui est alors calculée et retranchée à la SSH altimétrique pour accéder à la partie variable du signal (Andersen and Knudsen, 2009; Andersen and Scharroo, 2011; Ophaug et al., 2021; Sun et al., 2021; Yuan et al., 2020). La MSS est déterminée en moyennant les hauteurs d'eau mesurées par satellite sur une période de temps donnée (Andersen and Scharroo, 2011), et inclut la contribution du géoïde (N) et de la topographie dynamique moyenne (MDT) (Wunsch and Gaposchkin, 1980) :

$$MSS = N + MDT \quad 1.6$$

Alors que le champ de gravité terrestre induit des variations de la hauteur du géoïde N d'environ ± 100 m, l'ordre de grandeur de la MDT est de ± 2 m (Maximenko et al., 2009; Raj and Johannessen, 2016). En l'absence de circulation océanique permanente, on peut considérer que la MSS coïncide avec le géoïde (Woodworth et al., 2015). Dans la suite de ce manuscrit, et notamment dans l'application présentée dans le Chapitre 4, on considèrera⁶ sans distinction les pentes de géoïde et les pentes de MSS.

Pour les missions dont les trajectoires se répètent à l'identique⁷ lors de chaque cycle (e.g. Jason-3), la MSS peut être calculée après un grand nombre de passage aux mêmes positions géographiques. Pour les missions non-répétitives ou récemment lancées sur une nouvelle orbite (e.g. Sentinel-3A/B), des modèles de MSS sont alors utilisés, profitant ainsi des mesures issues des missions répétitives historiques. CLS15 (Pujol et al., 2018) et DTU18 (Andersen and Knudsen, 2009) sont les derniers modèles de MSS globaux publiés à ce jour, et représentent chacun la surface moyenne océanique calculée entre 1993 et 2012. Ces deux modèles sont donc alimentés, entres autres, par plus de 20 ans de données issues des missions de la série Topex-Jason. Alors que le modèle CLS15 combine les données altimétriques à un modèle de géoïde, DTU18 repose lui uniquement sur des observations altimétriques (à l'exception des régions polaires) (Andersen et al., 2018; Pujol et al., 2018). Aujourd'hui, la précision des modèles de MSS en plein océan est de l'ordre de quelques centimètres, mais se dégrade sensiblement dans les régions côtières ou situées dans les hautes latitudes (Pujol et al., 2018).

La détermination des fines échelles du géoïde (et par extension de la MSS) est aujourd'hui encore un enjeu majeur de l'altimétrie, bien que ce soit paradoxalement l'altimétrie elle-même qui ait permis d'en améliorer notre connaissance globale. Toutefois, les altimètres sont assujettis aux limitations côtières évoquées plus tôt et d'autres types d'observations sont nécessaires pour évaluer, valider et compléter ces modèles à la côte. Le Chapitre 4 traite de cette problématique, en proposant une méthode expérimentale permettant de capturer

⁶ Avec l'hypothèse sous-jacente que les gradients horizontaux de MDT sont insignifiants à l'échelle de notre zone d'étude

⁷ Si on ne considère pas la dérive orbitale (< 1 km)

les pentes de géoïde à l'aide de mesures géodésiques réalisées par un drone marin, combinées au déploiement d'un capteur de pression et à l'utilisation d'un modèle hydrodynamique de haute résolution.

1.2.3 Les signaux hautes fréquences

Les signaux de marée océanique représentent jusqu'à 80% de la variabilité totale de la SSH dans la plupart des régions (Gharineiat, 2017). Selon les applications, il est donc indispensable d'estimer et d'éliminer leur contribution des mesures altimétriques. En effet, la marée induit des variations de hauteurs d'eau à haute fréquence (< 1 jour) qui ne sont pas correctement échantillonnées par les observations altimétriques et sont repliées sur de plus longues périodes. Le problème du mauvais échantillonnage de la marée par les observations altimétriques est présenté de façon plus détaillée dans l'annexe A2. La correction de la marée pour les mesures altimétriques intègre plusieurs contributions : la marée océanique géocentrique, la marée terrestre et la marée polaire.

La marée polaire (i.e. signal périodique de basse fréquence induit par des variations de l'axe de rotation de la terre) et la marée terrestre (i.e. déformation élastique de l'écorce terrestre due à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil) sont corrigés de manière très précise grâce à l'utilisation de modèles mathématiques (Cartwright and Tayler, 1971; Wahr, 1985).

A la différence des marégraphes, les altimètres observent la somme de la marée océanique et de ses effets de charges⁸, que l'on appelle ici marée océanique géocentrique. Le plus souvent, les modèles utilisés pour corriger les mesures altimétriques de la marée océanique sont (au moins en partie) issus des données altimétriques elles-mêmes. On peut distinguer la famille des modèles assimilés (e.g. FES2014 de la famille des *Finite Element Solution* (Lyard et al., 2021)) et des modèles empiriques (e.g. GOT 4.10 (Ray, 1999)). Alors que la précision de ces

⁸ Les effets de charges correspondent à la déformation du plancher océanique à cause des variations de pression induites par le déplacement de masses d'eaux par la marée océanique

modèles est centimétrique en plein océan, elle se dégrade significativement à l'approche de la côte (et dans les hautes latitudes), malgré des progrès considérables réalisés au cours de la dernière décennie (**Figure 1.5**) (Stammer et al., 2014).

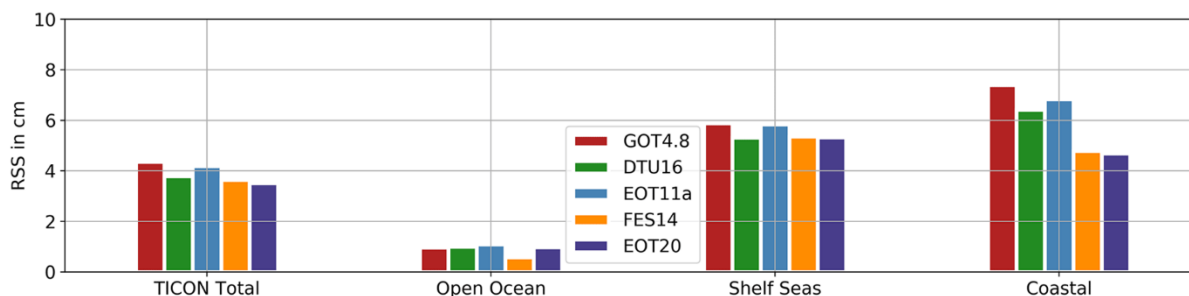


Figure 1.5. Erreurs des principaux modèles de marée globaux, par rapport à des observations en plein océans, sur les plateaux continentaux et les zones côtière. L'erreur est cumulée pour les 8 ondes de marée principales. Source : (Hart-Davis et al., 2021)

Alors que les marées océaniques sont principalement diurnes et semi-diurnes en plein océan (des cycles existent aussi sur de plus longues périodes), les harmoniques de plus hautes fréquences (e.g. quart-diurnes, sixtes-diurnes, ...) peuvent contribuer de façon significative à la variabilité du niveau marin en zone côtière (Le Provost, 1991). Par petits fonds, ces harmoniques sont générées par les interactions non-linéaires entre les ondes de marées et les pentes topographiques, la côte ou encore des changements dans la nature frictionnelle des fonds marins (Le Provost, 1991). Ces interactions sont mal reproduites dans les modèles globaux actuels, dont le maillage et la bathymétrie sont trop peu résolus et la friction de fond mal paramétrisée. Par conséquent, le développement de modèles régionaux mieux résolus dans les régions côtières est encouragé pour améliorer l'exploitation des missions altimétriques actuelles et préparer l'arrivée de la future mission SWOT (N. Ayoub, F. Birol, S.T. Brown, Y. Chao, B. Cornuelle, P. De Mey, C. Estournel, S. Giddings, S. Gille, A. Kurapov, F. Lyard, M. Mazloff, T. Strub, I. Turki, 2017). Dans la section 2.2, les performances de deux modèles globaux sont évaluées dans notre région d'étude puis on présente la mise en place d'un modèle barotrope de haute résolution, qui montre une précision bien supérieure aux modèles globaux utilisés pour corriger les mesures altimétriques.

A l'instar des variations de hauteurs d'eau induites par la marée océanique, la réponse haute-fréquence de l'océan aux forçages atmosphériques n'est pas correctement échantillonnée par les observations altimétriques, et est repliée sur

les plus basses fréquences (Roge, 2018). Pour étudier les autres signaux, il est nécessaire de corriger également la réponse haute fréquence de l'océan aux forçages atmosphériques des mesures altimétriques (DAC). Pour cela, une DAC est fournie avec les mesures altimétriques, qui combine les effets du baromètre inverse (i.e. variations de pressions atmosphériques haute fréquence qui s'exercent sur la surface océanique) et des mouvements barotropes rapides de période inférieure à 20 jours⁹ (Carrère and Lyard, 2003). La réponse barotrope haute fréquence de l'océan aux forçages atmosphériques est calculée de façon opérationnelle à l'aide du modèle en éléments finis T-UGOM (ex-MOG2D), dont la résolution varie de 15 km à la côte jusqu'à 150 km en plein océan (Stammer and Cazenave, 2017), forcé par les champs de vents et de pression atmosphériques issus des réanalyses ECMWF (Hersbach et al., 2020).

1.3 La future mission SWOT

Développée conjointement par la NASA, le CNES, la CSA (Canadian Space Agency, l'agence spatiale canadienne) et l'UKSA (United Kingdom Space Agency, l'agence spatiale anglaise), la future mission SWOT (*Surface Water and Ocean Topography*) devrait révolutionner l'étude de l'océan côtier (Fu et al., 2012; Laignel et al., 2015). En effet, l'utilisation de l'interférométrie SAR permettra de cartographier en 2D les hauteurs d'eau et d'imager la dynamique océanique à des échelles spatiales de quelques kilomètres dans l'océan hauturier et de quelques dizaines de mètres sur les continents et le littoral. Sur l'océan, SWOT permettra d'échantillonner les processus océaniques sur des échelles spatiales de 15-30 km (en termes de longueurs d'ondes) (Morrow et al., 2019) tandis que la petite taille des pixels résolus (de l'ordre de 50 m) permettra de réduire fortement l'impact de la contamination côtière dans les régions littorales.

⁹ La période de 20 jours correspond à la fréquence de Nyquist des observations Topex-Jason (deux fois la période de revisite), car cette correction est conçu à l'origine pour cette mission de référence (Carrère and Lyard, 2003)

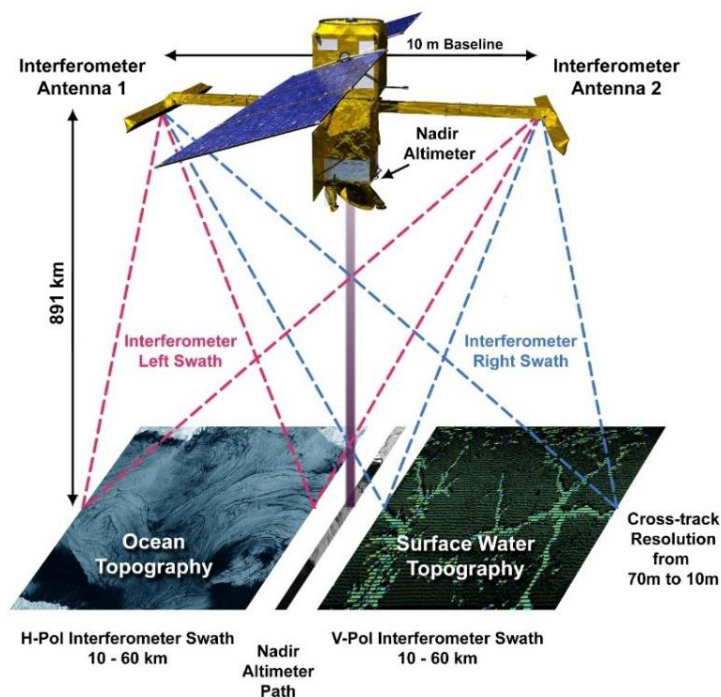


Figure 1.6. Principe de la mesure interférométrique SWOT basée sur l'instrument KaRIn pour les observations 2D de SSH le long des deux fauchées de 50 km, et d'un altimètre conventionnel au nadir. Source : NASA-JPL

La principale charge utile de SWOT sera un interféromètre radar opérant en bande Ka (KaRIn pour *Ka-band Radar INterferometer*) composé de deux antennes SAR séparées par un mât de 10 m et permettant de fournir des observations 2D de hauteurs d'eau le long de deux fauchées de 50 km, séparées de 20 km. En plus de ce système, SWOT embarquera également un altimètre conventionnel en bande Ku qui sera utilisé pour la validation et la calibration des mesures interférométriques et qui permettra aussi de combler l'écart entre les fauchées (Srinivasan et al., 2015).

La résolution intrinsèque des pixels mesurés sera de 5 m x 10-70 m (Morrow et al., 2019). Cependant ces données seront trop bruitées et seront moyennées avant d'être distribuées aux utilisateurs. Le produit standard, distribué pour des observations en plein océan (LR pour *Low Resolution*), aura une résolution de 2 x 2 km, avec une erreur sur la SSH inférieure à 2 cm. Dans la zone côtière, ces observations seront aussi disponibles pour une résolution de 250 m x 250 m. Faisant l'interface entre le plein océan, les estuaires et les continents, les régions côtières bénéficieront en outre des données de plus hautes résolutions distribuées dans le produit HR dédié à l'hydrologie sur une grille beaucoup plus fine (100 m et

250 m), avec toutefois des erreurs plus importantes (45 cm d'erreur de SSH à 100 m²) (Morrow et al., 2019). Ce bilan d'erreur pourra alors être réduit en moyennant les données de plusieurs pixels, permettant à ces observations de rendre compte de la dynamique côtière à un niveau de résolution sans précédent. Dans les régions côtières, SWOT fournira des observations permettant d'étudier de façon inédite les effets combinés des marées, des vagues, des surcotes et de l'élévation du niveau de la mer (Srinivasan et al., 2015). Cela permettra d'améliorer la modélisation de ces phénomènes et de mieux comprendre leurs impacts sur les inondations et l'évolution morphologique des côtes (e.g. érosion, recul du trait de côte, ...).

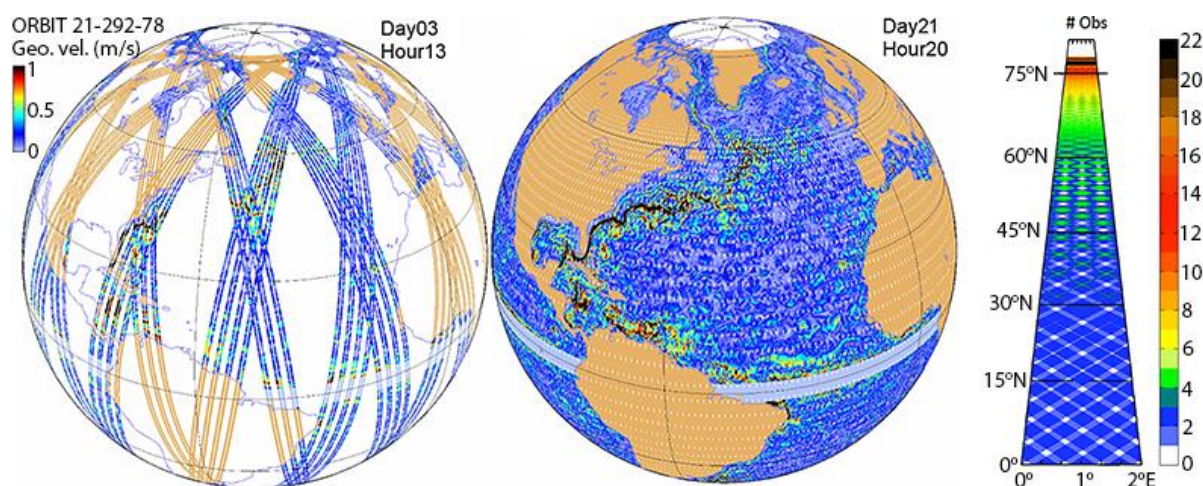


Figure 1.7. Couverture spatiale de SWOT après 5 jours de mesures (gauche) et un cycle complet (centre). Le panneau de droite illustre le nombre de passage au cours d'un cycle en fonction de la latitude. Source : AVISO

Après son lancement prévu fin 2022, SWOT suivra une orbite à 1 jour lors d'une phase initiale de 6 mois qui permettra de calibrer les mesures et les différents instruments. Ensuite, le satellite entamera sa phase nominale (ou scientifique) où il suivra une orbite non héliosynchrone à 890.5 km d'altitude, avec une période de répétition de 20.86 jours et une inclinaison de 77.6°. La phase nominale est prévue pour durer trois années au minimum. En raison du recouvrement des fauchées adjacentes, la couverture spatiale effective sera variable en fonction des latitudes, allant de 2 passages par cycle à l'équateur à 10 passages dans les hautes latitudes.

Les processus hydrodynamiques côtiers sont associés à des échelles spatiales et temporelles plus petites qu'en plein océan et non résolues par les observations

altimétriques actuelles. Dans les régions côtières, SWOT fournira des observations 2D de haute résolution (de 250 m à 2 km), qui permettront alors d'observer la structure spatiale de ces processus, comme par exemple les courants côtiers ou les surcotes de tempêtes. Ces données fourniront des observations sans précédent de la variabilité de la SSH aux échelles de longueurs d'ondes comprises entre 15 et 100 km (Fu and Ferrari, 2008). Bien que la période de revisite du satellite (10 jours en moyenne) ne permette pas de suivre l'évolution rapide de ces processus, la couverture de la fauchée (120 km) permettra d'en caractériser de façon inédite la structure spatiale. En plus de représenter une manne d'information pour la validation des modèles côtiers, les données SWOT devraient aussi grandement contribuer à l'amélioration de ces modèles. En particulier, l'orbite, l'inclinaison et la période de revisite de SWOT ont été spécifiquement choisies pour échantillonner correctement les principaux constituants de la marée, ce qui devrait profiter considérablement à la prochaine génération de modèles de marée dans les régions côtières et les hautes latitudes (Morrow et al., 2019).

D'un autre côté, on devra aussi être capable de valider les observations SWOT par rapport à des données *in-situ* de haute résolution spatiale, et de discriminer les composantes liées aux différents processus physiques (e.g. géoïde, marée, surcote ...) à l'aide de modèles au moins aussi résolus que le sont les observations SWOT. Dans le cas des modèles de marée, ils sont généralement validés par rapport à des marégraphes confinés à la côte, et des observations d'un genre nouveau seront nécessaires afin d'évaluer cette correction sur les grandes étendues couvertes par les fauchées de SWOT. Dans le Chapitre 3, on présente une étude expérimentale visant à exploiter la mobilité offerte par le drone marin PAMELi pour étendre spatialement nos capacités de validation grâce à une cartographie du niveau marin par GNSS. Ces nouvelles techniques de cartographie *in-situ* seront essentielles afin de valider les observations de la future mission SWOT et d'évaluer les principales corrections (e.g. marée et pentes de géoïdes) sur les grandes étendues couvertes par les fauchées.

Enfin, la couverture temporelle de SWOT représente un obstacle majeur pour exploiter pleinement la haute résolution du satellite dans les régions côtières, mais aussi de manière globale. Pour de nombreux aspects scientifiques, il est nécessaire de pouvoir disposer de données de résolution spatiale suffisante de

façon continue afin de combler l'absence d'observations SWOT durant le temps séparant chaque passage. Un défi majeur de la mission sera donc de réussir à combiner les données SWOT avec d'autres observations telles que les altimètres au nadir actuels (Rogé, 2018), afin de mieux comprendre l'évolution de la dynamique océanique entre chaque passage. Ainsi, la calibration et la validation des mesures SWOT sera alors essentielle pour en assurer la continuité avec les missions passées et la constellation d'altimètres actuels.

1.4 Calibration et validation des missions altimétriques

Les missions altimétriques actuelles sont essentielles pour le suivi des variations du niveau des mers et des eaux intérieures (fleuves et lacs), sur des échelles régionales à globales, avec des précisions de l'ordre du mm.an^{-1} (Stammer and Cazenave, 2017). Alors que des observations de longue durée (sur plusieurs décennies) sont nécessaires pour suivre les fines variations du niveau marin, la durée d'observation et de vie typique d'un altimètre de satellite est d'environ 5 à 7 ans. Afin d'assurer la continuité entre les missions passées, contemporaines et futures, la calibration et la validation (Cal/Val) des altimètres les uns par rapport aux autres est fondamentale, et permet ainsi d'estimer les variations du niveau de la mer sur le long terme de façon fiable et objective (Mertikas et al., 2018). Les activités de Cal/Val sont principalement assurées grâce à des stations multi-instrumentées situées exactement sous la trace au sol du satellite (approche *directe*) ou sur une côte à proximité de celle-ci (approche *indirecte*) (Vignudelli et al., 2011). Aujourd'hui, il existe quatre sites permanents dédiés aux activités de Cal/Val : en Corse (France) (Bonfond et al., 2003), dans l'océan pacifique proche de la Californie (États-Unis) (Haines et al., 2021), un autre à Bass Strait (Tasmanie, Australie) (Watson et al., 2011a) et le dernier se situe à Gavdos (Grèce) (Mertikas et al., 2018).

La Cal/Val consiste à déterminer et quantifier des biais éventuels de la mesure altimétrique en la comparant avec des observations *in-situ*. En plus de caractériser les performances de chaque altimètre, ce processus est essentiel car il permet d'identifier les principales sources d'erreurs se répercutant dans les anomalies de hauteurs d'eau calculées. Ces sources d'erreurs sont multiples et peuvent se manifester uniformément (e.g. biais de l'altimètre) ou dépendre de facteurs régionaux (e.g. erreurs d'orbite, biais lié à l'état de mer, corrections

atmosphériques) et locaux (e.g. erreurs de référencement géodésique, contamination du signal de l'altimètre et du radiomètre par la présence de la côte).

La calibration *in-situ* de la mesure altimétrique est idéalement effectuée à la verticale d'un site dédié à la Cal/Val, en comparant directement les données altimétriques avec des mesures *in-situ* précisément référencées. Dans ce cas, le biais de la mesure de hauteur d'eau *SSHB* est défini comme suit :

$$SSHB = SSH_{alt} - SSH_{in-situ} \quad 1.7$$

avec SSH_{alt} la hauteur d'eau mesurée par l'altimètre et $SSH_{in-situ}$ la hauteur mesurée par le capteur *in-situ* (e.g. un marégraphe). Une valeur négative de *SSHB* signifie que l'altimètre sous-estime la hauteur de la surface de mer, et vice versa. En introduisant les différents termes qui composent SSH_{alt} introduits dans l'équation 1.7, la relation précédente devient alors :

$$SSHB = h_{orbit} - (R + \Delta_{corr}) - SSH_{in-situ} \quad 1.8$$

où h est la hauteur orbitale du satellite, R la pseudo-distance et Δ_{corr} l'ensemble des corrections apportées à la mesure altimétrique.

La détermination précise des hauteurs d'eau *in-situ* $H_{in-situ}$ lors des passages altimétriques se fait grâce à des mesures relatives issues de capteurs (e.g. marégraphes côtiers où déployés par plus grands fond) référencées dans un repère géocentrique commun (e.g. ellipsoïde de référence) à l'aide de systèmes GNSS.

L'approche *directe*, la plus intuitive, consiste à déterminer le biais *SSHB* lorsque le satellite passe à l'aplomb d'une mesure *in-situ* colocalisée et suffisamment éloignée de la côte pour garantir la bonne qualité des mesures altimétriques (Bonfond et Al., 2019). La multiplication des passages permet alors d'établir statistiquement un biais qui caractérise l'évolution des erreurs de la mission, au point de comparaison. Cette approche est par exemple utilisée depuis la mission Topex/Poséidon sur le site de calibration historique de la NASA, situé sur la plateforme pétrolière Harvest près de Pt. Conception en Californie (USA) (Haines et al., 2021).

Toutefois, il n'est pas toujours possible ou pertinent de comparer les hauteurs altimétriques avec des mesures *in-situ* réalisées à l'aplomb du satellite, en raison

de la contamination côtière des mesures de l'altimètre (principalement). Pourtant, les différents réseaux de marégraphes offrent une large couverture de mesures suffisamment précises pour la calibration des missions altimétriques (e.g. marégraphes RONIM du Shom). De plus, ces stations bénéficient déjà (le plus souvent) de nivellement GNSS répétés afin de corriger les hauteurs d'eau mesurées de la contribution des mouvements verticaux du sol. Dans ce cas, il faut « transférer » les mesures réalisées à la côte vers un point virtuel à l'aplomb du passage du satellite. Afin d'extrapoler les mesures du marégraphe, on a besoin de connaître à la fois la pente de géoïde et les variations spatiales de *SLA* (due aux effets hydrodynamiques locaux, incluant la contribution de la DAC et de la marée océanique géocentrique) entre les deux points.

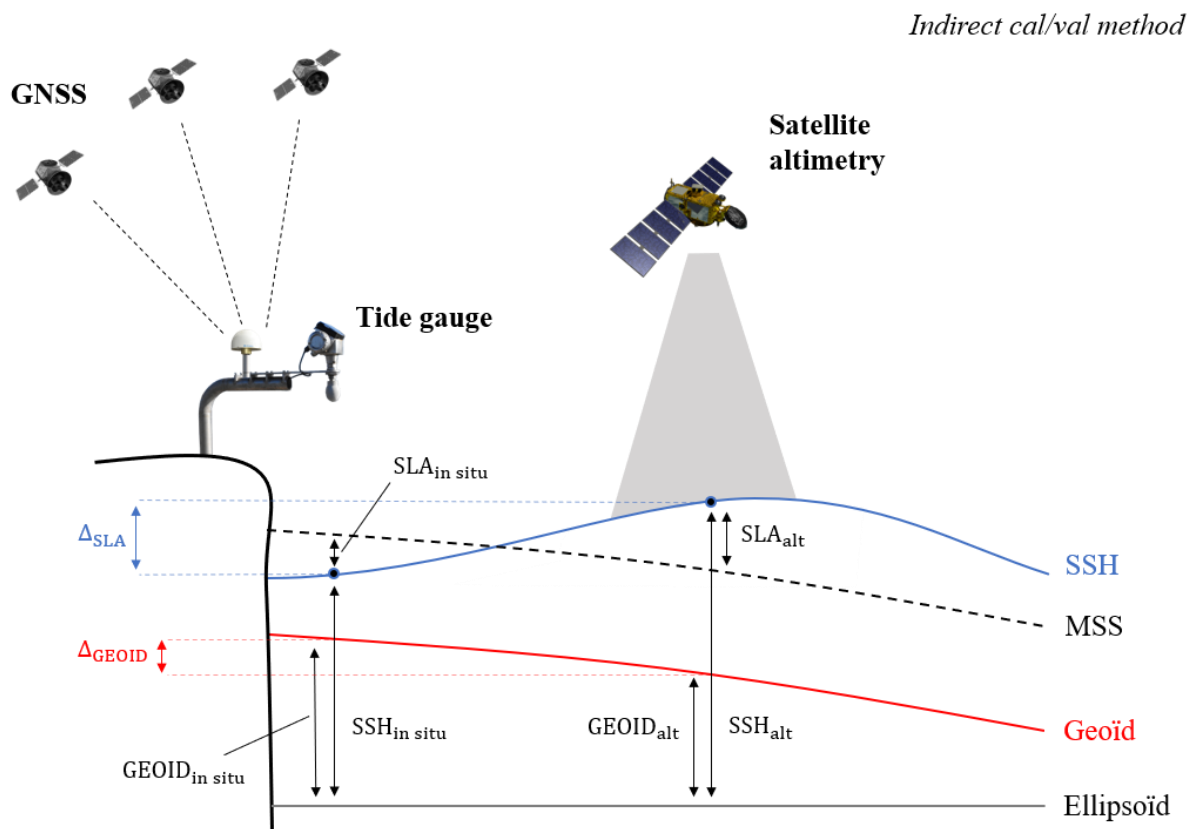


Figure 1.8. Vue schématique des différentes composantes du niveau marin dans le cas de la méthode de Cal/Val indirecte. Afin de déterminer le biais absolu entre les mesures de l'altimètre et du marégraphe, on doit d'abord en retirer les différences de géoïde Δ_{GEOID} et d'anomalie de hauteur d'eau Δ_{SLA} .

Avec cette approche *indirecte*, on peut exprimer le biais absolu SSHB comme :

$$SSHB_{\text{indirect}} = SSH_{\text{alt}} - SSH_{\text{in situ}} - \Delta_{\text{GEOID}} - \Delta_{\text{SLA}} \quad 1.9$$

où $\Delta_{geoïd}$ et Δ_{SLA} sont respectivement les différences de hauteur de géoïde et de SLA entre les points de mesures altimétrique et *in-situ* (un marégraphe côtier dans l'exemple de la Figure 1.8).

La Figure 1.8 illustre la contribution de chaque composante du niveau marin, dont le géoïde et l'anomalie de hauteur d'eau SLA à la hauteur d'eau ellipsoïdale SSH . Afin de déterminer le biais absolu entre les mesures de l'altimètre et du marégraphe, on doit donc connaître précisément la différence de hauteur de géoïde Δ_{GEOID} et d'anomalie de hauteur d'eau Δ_{SLA} . En utilisant la méthodologie *indirecte*, la précision que l'on peut attendre des opérations de Cal/Val est donc fortement conditionnée par la connaissance des échelles fines du géoïde côtier et des gradients horizontaux des signaux océaniques.

La méthodologie de Cal/Val indirecte est donc – en théorie – applicable partout et à n'importe quelle mission altimétrique, à condition que l'on connaisse précisément les pentes de géoïde et les gradients de topographie dynamique entre le marégraphe de comparaison et le point de mesure du satellite. C'est cette approche indirecte qui est utilisée sur les sites de Cal/Val permanents de Cape Senetosa (Corse) (Bonfond et al., 2018, 2003), de Gavdos (Grèce) (Mertikas et al., 2018) ou encore à Bass Strait (Tasmanie) (Watson et al., 2011b), avec toutefois des différences importantes sur la méthodologie appliquée.

Les méthodes de Cal/Val conventionnelles devront être significativement modifiées dans la perspective des futures observations de la mission SWOT, où les mesures *in-situ* devront couvrir la large surface des fauchées, s'étendant jusqu'à 120 km. Par exemple, la Cal/Val des mesures SWOT nécessitera d'augmenter significativement la résolution des pentes de géoïdes locales mais aussi l'étendue de la zone couverte afin de résoudre les signaux sur des longueurs d'onde de 15 à 100 km.

Dans certaines régions, les pentes de géoïde peuvent être négligeable mais dans d'autres cas, elles peuvent atteindre plusieurs centimètres par kilomètre (Bonfond et al., 2003). Alors que la résolution des modèles globaux de géoïde reste insuffisante pour accéder aux fines échelles spatiales du géoïde (Pavlis et al., 2012), de nouvelles possibilités ont émergé avec le développement de nouveaux systèmes GNSS capables de mesurer avec une grande précision la hauteur de la surface de la mer (Chupin et al., 2020). Ces dernières années, de nombreuses

campagnes ont ainsi permis de cartographier le géoïde avec des systèmes GNSS embarqués sur des ferrys (Jürgenson et al., 2008; Lycourghiotis, 2021) ou de navires de recherche (M. Bouin et al., 2009; M.-N. Bouin et al., 2009; Foster et al., 2009). La difficulté majeure est alors de déterminer la hauteur entre l'antenne GNSS et la surface de la mer, qui varie en fonction de la vitesse, du chargement ou des attitudes du navire (M. Bouin et al., 2009). Ce problème a été résolu avec le développement de nouvelles plateformes dédiées à la mesure cinématique du niveau marin et qui ont ainsi permis d'atteindre une précision centimétrique (Bonnetfond et al., 2003; Chupin et al., 2020), indispensable pour les activités de Cal/Val. Ces nouveaux systèmes de mesures du niveau marin par GNSS ont fait l'objet de la thèse de C. Chupin (Chupin, 2022), on en présente deux dans la section suivante : la nappe géodésique CalNaGeo et le drone marin PAMELi.

1.5 Cartographie du niveau marin par GNSS

1.5.1 La mesure du niveau marin par GNSS

Depuis les années 1990, des bouées GNSS sont développées pour la Cal/Val altimétrique en complément de l'utilisation de marégraphes classiques. Le principal avantage de ces bouées est qu'elles sont facilement déployables à l'aplomb du passage d'un satellite (ou encore mieux, à l'endroit où deux traces se croisent) le temps d'une campagne de Cal/Val. Plusieurs campagnes d'étalonnage inter-capteurs (e.g. autour de l'île d'Aix (Pertuis Charentais, France) en 2016 (André et al., 2015) et Cape Senetosa (Corse, France) (Bonnetfond et al., 2013)) ont montré que ces systèmes pouvaient être aussi précis que des marégraphes classiques, en faisant des solutions de choix pour les activités de Cal/Val. Plus de détails sur les techniques de mesure du niveau marin par GNSS sont dispensés dans la thèse de C. Chupin (Chupin, 2022),

Les deux méthodes de traitement des données GNSS le plus couramment utilisées dans des applications géophysiques et océanographiques sont le GNSS différentiel et le positionnement ponctuel précis (PPP) (Vu, 2019). La principale différence entre ces méthodes est que la première nécessite une station de référence GNSS fixe à une courte distance de l'antenne, afin d'éliminer les perturbations atmosphériques du signal. Plus la distance par rapport à la terre est grande, plus la précision risque de diminuer. C'est cette méthode qui peut fournir des données avec la plus grande précision (i.e. sub-centimétrique), mais son utilisation doit être

limitée dans une zone proche d'une station fixe à terre (i.e. à moins de 10 km de la côte).

Au contraire, la méthode PPP repose sur l'exploitation d'un réseau mondial de stations et est devenu le traitement de référence lorsqu'aucune station fixe n'est située à proximité des mesures (i.e. en pleine mer). Cependant, les mesures issues du traitement PPP doivent alors être corrigées d'un grand nombre de phénomènes (corrections troposphériques et ionosphériques, incertitudes liées aux orbites et aux horloges, ...), là où ces corrections ne sont pas nécessaires dans le traitement différentiel puisque l'antenne et la station « voient » le même environnement géophysique.

Dans ce manuscrit, et en raison de la proximité immédiate avec la station GNSS de l'île d'Aix, les données GNSS acquises lors de la campagne PAMELi menée en Juillet 2020 (voir section 2.3) sont converties en hauteurs d'eau ellipsoïdales par une méthode différentielle, à l'aide du logiciel RTKLib (Takasu and Yasuda, 2009). Les traitements GNSS présentés dans ce manuscrit ont été réalisés dans le cadre du travail de thèse de C. Chupin (Chupin, 2022).

1.5.2 Systèmes GNSS mobiles

1.5.2.1 La nappe CalNaGeo

Un défi important pour les systèmes GNSS flottants est d'estimer ou de connaître en permanence la hauteur de l'antenne GNSS au-dessus du niveau de l'eau, laquelle varie en fonction de la charge et de la vitesse de la plateforme, ainsi que de la densité de l'eau. Afin de résoudre ce problème, la DT-INSU/CNRS (Division Technique de l'Institut National des Sciences de l'Univers/CNRS) a développé une nappe flottante appelée CalNaGeo (Bonnefond et al., 2021; Brachet et al., 2019). Inspiré par la capacité des algues flottantes à épouser la surface de la mer, ce système est équipé d'une antenne GNSS montée sur une nappe flottante assurant ainsi une hauteur constante entre l'antenne et la surface de la mer. La nappe géodésique CalNaGeo peut ainsi cartographier la SSH à grande vitesse et par mer agitée (le concept ayant été développé à l'origine pour les conditions de mer de l'océan Austral). La nappe est suffisamment large et stable pour maintenir son antenne GNSS montée sur cardan dans un plan quasi-horizontale, afin de garantir la bonne qualité du signal GNSS et limiter les « décrochages » de satellites GNSS. La structure peut être remorquée jusqu'à une vitesse de 10 nœuds, par un bateau

distant de plusieurs centaines de mètres afin de réduire l'impact du sillage sur les mesures de hauteurs d'eau. Le système CalNaGeo permet de mesurer le niveau marin et les vagues avec une fréquence de 50 Hz. La nappe a été éprouvée en plein océan (aux îles Kerguelen, au large de la Californie et dans la région de Nouméa), dans des eaux côtières (au Bangladesh, dans les Pertuis Charentais et en Corse) ainsi que dans des rivières.

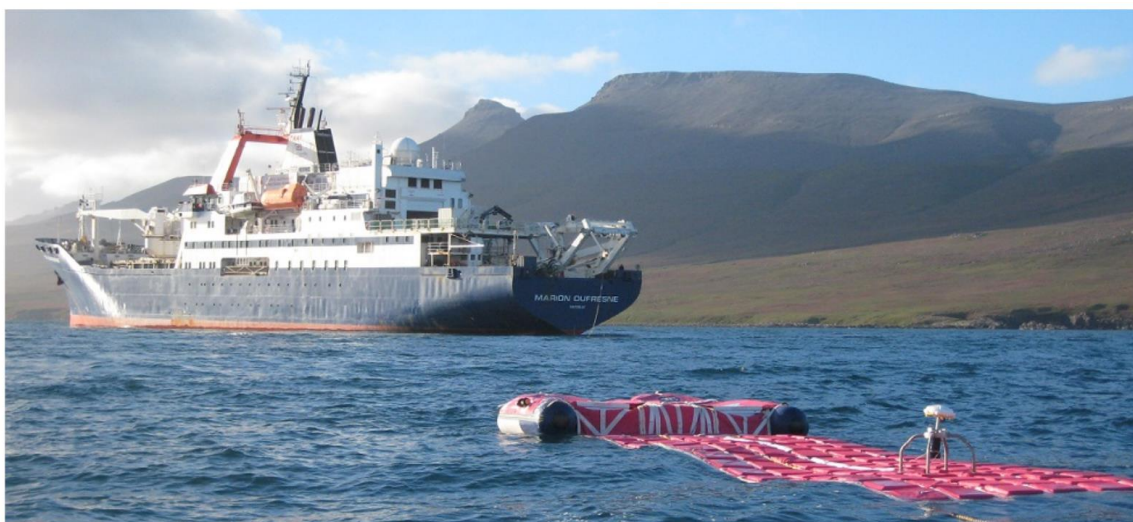


Figure 1.9. Mise en œuvre de la nappe géodésique CalNaGeo à Kerguelen en Janvier 2018, dans le cadre du projet FOAM/TOSCA.

Dans le cadre du projet FOAM/TOSCA, une partie de la première année de thèse a été consacrée à la mise en place d'un modèle hydrodynamique à Kerguelen afin de corriger les mesures CalNaGeo réalisée lors de deux campagnes menées en 2016 et 2018 (Bonfond et al., 2016; Tranchant et al., 2020). Ce travail et les limites rencontrées seront présentés en annexe de ce manuscrit (annexe A3, non présente dans cette version soumise aux rapporteurs). La prise en main des outils et le travail méthodologique entamé a ensuite été appliqué au drone PAMELi, et est à la base du travail présenté dans ce manuscrit.

1.5.2.2 Le drone marin PAMELi et le système Cyclopée

Un aspect innovant de cette thèse est l'utilisation d'un drone marin autonome (USV) nommé PAMELi (Plateforme Autonome Multi-capteurs pour l'Exploration du Littoral, <https://pameli.recherche.univ-lr.fr/>). Le projet PAMELi est développé par l'Université de La Rochelle dans le but de réaliser des mesures multidisciplinaires répétées dans les zones côtières de faible profondeur. Le drone, construit par l'entreprise ASV, est un petit catamaran dont les coques

abritent des moteurs électriques alimentés par deux batteries. Son faible tirant d'eau (entre 0,3 et 0,8 cm) et ses dimensions réduites (3 m de long, 1.6 m de large, pesant 300 kg) permettent au drone d'évoluer aisément dans des eaux peu profondes. Il peut être contrôlé à distance grâce à des communications Wi-Fi, GSM ou VHF, ou suivre un itinéraire préprogrammé. Dans ce dernier cas, le drone peut ajuster automatiquement la puissance de ses deux moteurs de façon indépendante afin de conserver une vitesse GPS stable ou de maintenir une position stationnaire. À une vitesse moyenne de 3-4 nœuds, PAMELi a une endurance d'environ 10 h, selon les conditions de mer et le poids des capteurs embarqués. Lors de chaque campagne, toutes les données collectées sont transmises en temps réels à l'opérateur et sont ensuite enregistrées dans une base de données. La plateforme PAMELi peut accueillir une multitude de capteurs (au-dessus et au-dessous de l'eau grâce à sa quille relevable) permettant de mesurer de façon continue la température, la salinité, la bathymétrie et les paramètres météorologiques (...) tout en réalisant une cartographie du niveau marin à l'aide du système Cyclopée.

Le drone marin PAMELi a donc été équipé d'un système dédié pour cartographier la hauteur de la surface de la mer, le système Cyclopée ; il s'agit d'un instrument combinant une antenne GNSS (pour le positionnement précis) et un altimètre acoustique (pour mesurer le tirant d'air), installé à l'avant de PAMELi. La philosophie du système Cyclopée est d'être hybride et compact afin d'être facilement adaptable sur différents supports (USV, petits bateaux, catamaran). Lorsque le système est installé à l'avant de la plateforme PAMELi, le tirant d'air est alors inférieur à 1 m. Lors de la campagne de juillet 2020 (présentée dans la section 2.3), le système Cyclopée était composé d'un récepteur GNSS Trimble BD940 apparié à une antenne Harxon D-Helix, et d'un altimètre acoustique SENIX Toughsonic 14 pour mesurer le tirant d'air, tous deux installés sur un bras gyroscopique (Figure 1.10).

Pour relier la hauteur de l'antenne GNSS à la surface de l'eau, il suffit alors de soustraire le tirant d'air déterminé par l'altimètre à la hauteur ellipsoïdale mesurée par l'antenne GNSS :

$$SSH = H_{GNSS} - H_{altimètre} \quad 1.10$$

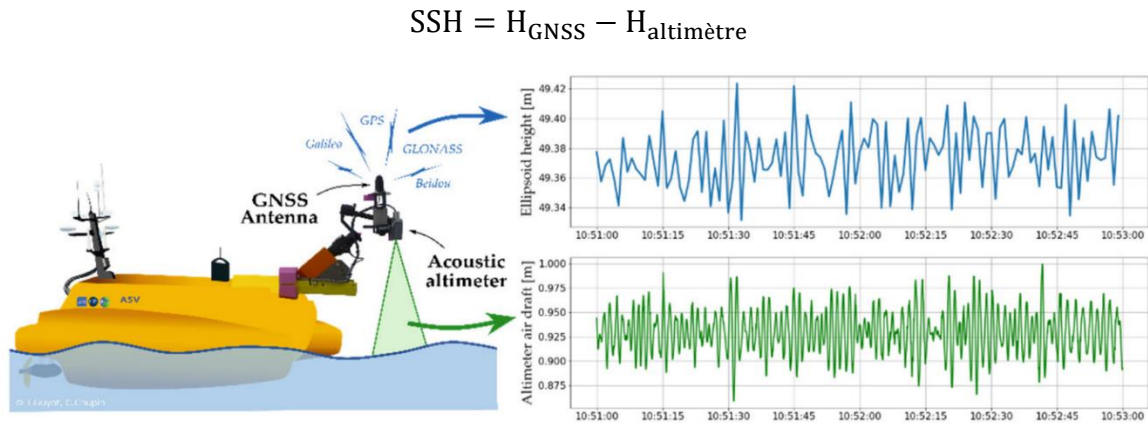


Figure 1.10. Vue schématique du système Cyclopée monté à l'avant du drone marin PAMELi (panneau de gauche). Afin de mesurer en continu la hauteur de la surface de la mer, le système combine une antenne GNSS et un altimètre acoustique pour corriger connaître et corriger le tirant d'air. Les mesures GNSS à 1 Hz sont représentées par la courbe bleue dans le panneau supérieur droit tandis que le panneau inférieur droit montre les observations du tirant d'air à 20 Hz.

Une étude de C. Chupin (Chupin et al., 2020) a montré que le système Cyclopée est capable de mesurer des hauteurs d'eau avec une précision centimétrique. A un point fixe, ses performances sont comparables aux bouées GNSS largement utilisées pour la calibration des missions altimétriques. En mouvement, les mesures acoustiques permettent de corriger correctement les variations du tirant d'air (i.e. les changements de la distance entre la surface de la mer et l'antenne GNSS), permettant au système Cyclopée de fournir une mesure précise du niveau de la mer. Ainsi, la combinaison du système Cyclopée et de la plateforme autonome PAMELi permet de cartographier avec précision le niveau marin.

Chapitre 2

Zone d'étude, outils numériques et méthodologiques

Que ce soit pour mener à bien des activités de Cal/Val dans le cadre du projet FOAM ou, plus directement, corriger les mesures altimétriques des signaux océaniques qui sont peu ou mal échantillonnés (e.g. ondes de marée ou réponse de l'océan aux forçages atmosphériques), on doit être capable de modéliser les hauteurs d'eau le plus précisément possible. Dans le cas de la Cal/Val des missions altimétriques, la modélisation nous permettra d'affiner la cartographie des pentes de géoïde (application présentée dans le Chapitre 4) et de connaître les gradients de marées entre le point de mesure altimétrique et le marégraphe le plus proche. La présence d'erreurs dans les hauteurs d'eau modélisées impactera donc nécessairement les activités de Cal/Val que l'on souhaite mener à terme dans la région macro-tidale des Pertuis Charentais. Alors que les solutions globales actuelles comme FES2014 (Lyard et al., 2021) n'offrent pas une précision satisfaisante pour de telles applications côtières, une partie de ce travail de thèse a été consacrée à la mise en place d'un modèle hydrodynamique à très haute résolution dans les Pertuis Charentais afin d'y prédire les hauteurs d'eau avec plus de réalisme. Cette descente en échelle spatiale (appelée *downscaling* en anglais) permet d'assurer la continuité entre les modèles assimilés au large et la zone côtière en bénéficiant d'une paramétrisation plus optimisée (e.g. bathymétrie et maillage plus résolus). Après avoir présenté les principales caractéristiques de la région dans une première partie, on s'attachera à décrire les différentes étapes qui ont été nécessaires à la mise en place d'un modèle hydrodynamique de haute résolution à l'échelle des Pertuis Charentais, basé sur le système de modélisation SCHISM.

2.1 Les Pertuis Charentais comme zone d'étude

Situé au milieu de la côte atlantique française, en bordure Est du Golfe de Gascogne, le Pertuis Charentais est une zone côtière abritée, dont une grande partie du littoral est exposée à l'action de la marée et des vagues en provenance de l'océan atlantique. Le régime de marée y est principalement semi-diurne et le marnage varie entre 1.1 m en mortes-eaux et 5.5 m en vives-eaux (Dodet et al.,

2019). Le climat de vague est caractérisé par une hauteur significative de 1.6 m en moyenne au niveau de l'isobathe 30 m (Dodet et al., 2019). Avec un linéaire côtier¹⁰ de 440 kilomètres, la Charente-Maritime représente près de 6 % de la façade maritime française (Rostagno et al., 1999; Toulhoat, 2008). La région est couverte par quatre marégraphes permanents et bénéficie du passage de nombreuses missions altimétriques telles que les missions conventionnelles Jason (bande Ku) et Saral (Bande Ka), les altimètres SAR Cryosat-2 et Sentinel-3A/B ou encore la future mission SWOT. En raison de la présence d'estuaires, de mers semi-fermées et d'îles (Ré et Oléron étant les plus grandes), des processus hydrodynamiques locaux peuvent induire des gradients de hauteurs d'eau importants sur de petites échelles spatiales (e.g. gradients de marées, surcotes).

2.1.1 Description géographique et morphologique

La bathymétrie et les principales zones qui composent la région sont représentées sur la Figure 2.1. Les deux îles principales (Ré et Oléron) sont séparées du continent par des bras de mer localement appelés « pertuis ». Le Pertuis Breton, séparant l'île de Ré du littoral vendéen, présente des profondeurs qui atteignent 50 m dans sa partie externe et inférieures à 10 m lorsqu'il rejoint la baie de l'Aiguillon. Le Pertuis d'Antioche, qui sépare les deux îles, présente une fosse dont la profondeur atteint 45 m, qui diminue jusqu'à 25 m dans sa partie ouest. Ce pertuis, de nature essentiellement rocheuse (Guerin, 2016), est relié à la baie de Marennes-Oléron située plus au sud. La baie de Marennes-Oléron est donc limitée au nord par le Pertuis d'Antioche et au sud par le pertuis de Maumusson, et est caractérisée par des plus petites profondeurs au sud. La baie est principalement constituée de vases et de sables vaseux au niveau des estrans, et décrit des chenaux sableux dans sa moitié sud. En conséquence des faibles pentes topographiques de part et d'autre la baie de Marennes-Oléron, la superficie du bassin est d'environ 150 km² lors des pleines mers de vive-eau et de seulement 50 km² lors des plus basses mers. Ces estrans représentent donc plus de 60% de la superficie de la baie (Bertin, 2005). Afin de mettre en évidence ces larges estrans, la bathymétrie de la région est représentée avec une palette de couleurs saturée pour les profondeurs comprises entre 0 et 5 m (surface rouge, Figure 2.1). Plus au sud, le pertuis de Maumusson

¹⁰ Avec les façades maritimes des îles (Oléron, Ré, Aix et Madame).

est le chenal principal d'une embouchure tidale située entre l'estuaire de la Charente et l'embouchure de Maumusson, où il connecte l'océan Atlantique (Bertin, 2005). Alors que sa profondeur est d'environ 15 m et le fond essentiellement sableux au niveau de l'embouchure, le nord-ouest du Pertuis de Maumusson se présente sous la forme d'un estran vaseux avant de rejoindre la baie de Marennes-Oléron.

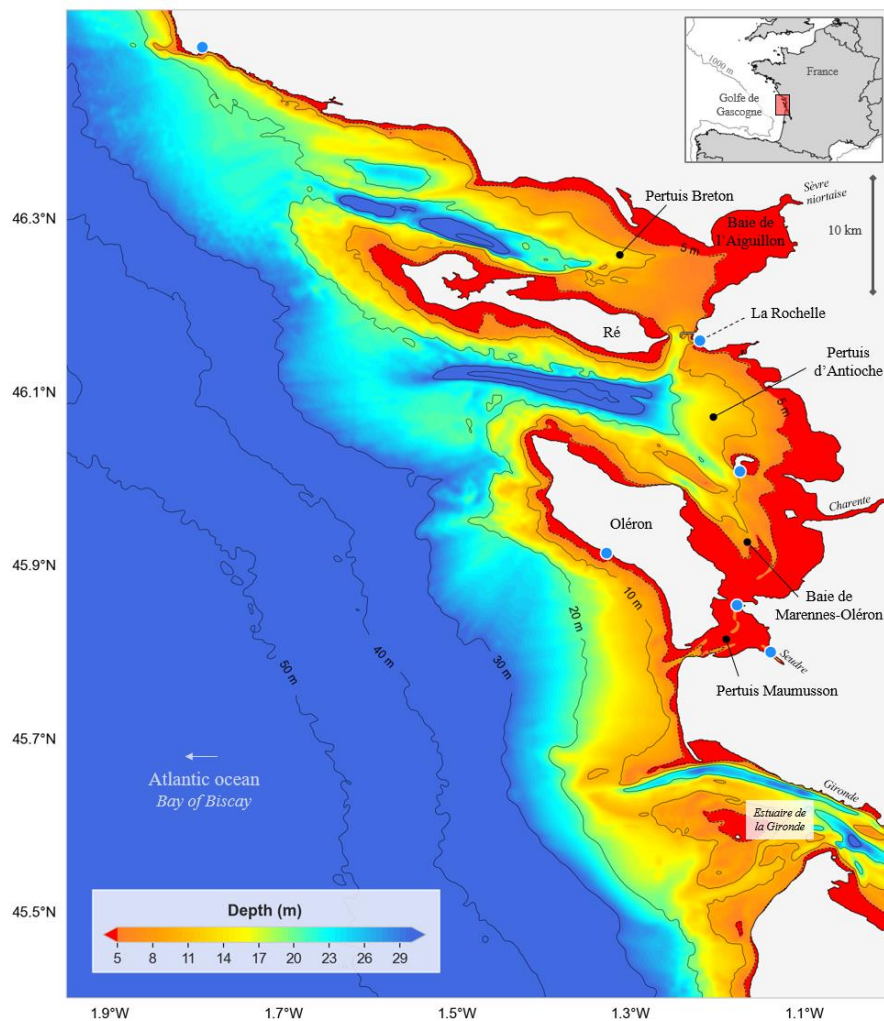


Figure 2.1. Bathymétrie de la zone d'étude, dont l'échelle de couleurs est saturée entre 0 et 5 m de profondeur, afin de mettre en avant les estrans découvrants de la région. Les cinq points bleus représentent les marégraphes déployés de façon permanente dans la région.

Les Pertuis Charentais sont approvisionnés en eaux douces par trois fleuves côtiers : la Sèvre-Niortaise qui se déverse dans la baie de l'Aiguillon au nord, la Charente dont l'estuaire se situe au nord de la baie de Marennes-Oléron et la Seudre dans le pertuis de Maumusson au sud. De plus, l'estuaire de la Gironde situé

juste au sud des Pertuis Charentais constitue un apport majeur en eaux douces et sédiments lorsque son panache vient se mélanger aux eaux charentaises.

La géométrie complexe de ses côtes, les faibles profondeurs d'eau, la présence de fonds marins aux natures sédimentaires diversifiées, l'interaction entre les masses d'eaux et le découverture périodique de larges surfaces au gré des cycles de marée sont donc autant d'éléments faisant de cette région un défi aussi bien pour l'exploitation des mesures altimétriques que pour la modélisation hydrodynamique. De plus, les bancs de sable de la région sont soumis à de constantes évolutions morphologiques, rendant les relevés bathymétriques rapidement obsolètes par endroits (Bertin, 2005; Bertin et al., 2020, 2009; Guerin, 2016).

2.1.2 Infrastructures et missions altimétriques dans la région

La morphologie complexe des Pertuis Charentais représente donc un défi pour l'exploitation des mesures altimétriques. La région est largement couverte par les observations des missions altimétriques au nadir (e.g. Jason-3), SAR (e.g. Sentinel-3A et depuis récemment Sentinel-6 Michael Friedrich) ou encore par les futures observations larges fauchées de SWOT (Figure 2.2).

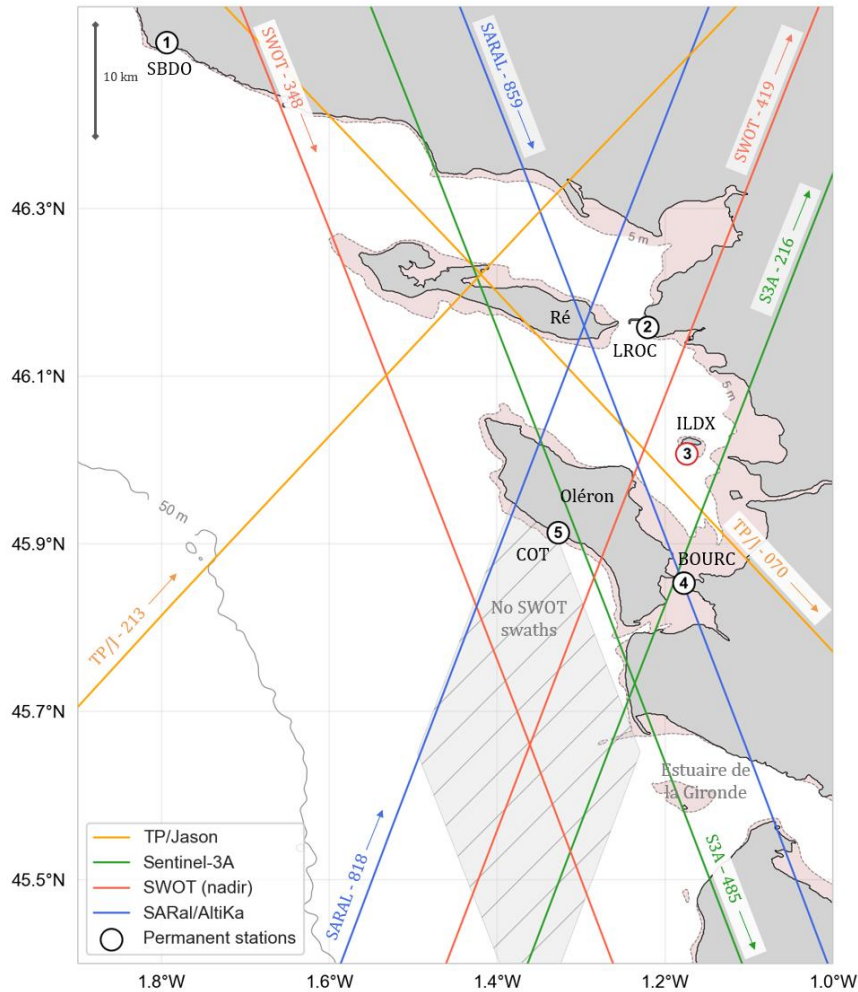


Figure 2.2. Aperçu des principales traces altimétriques et marégraphes permanents présents dans la région des Pertuis Charentais. Les stations sont représentées par les cercles numérotés : (1) Les Sables d'Olonne - LSDO, (2) La Rochelle La Pallice - LROC, (3) Ile d'Aix - ILDX, (4) Bourcefranc-le-Chapus - BOURC et (5) La Côtinière - COT. Les traces au sol des missions altimétriques (actuelles et futures) sont représentées par les lignes orange (TP/Jason), bleues (SARAL/AltiKa), vertes (Sentinel-3A) et rouges (SWOT, nadir). Seuls les passages survolant la région des Pertuis Charentais sont représentés ici, mais d'autres traces altimétriques couvrent la partie extérieure des Pertuis Charentais. Les zones dont la bathymétrie est inférieure à 5 m sont colorées en rose pâle, afin de mettre en avant les estrans pouvant affecter les mesures altimétriques dans la région. La seule portion de la région qui n'est pas couverte par les fauchées du futur satellite SWOT est représentée en gris hachuré.

Parmi ces nombreux passages altimétriques dans la région, on note par exemple la trajectoire nominale de la mission TP/Jason, dont la trace 70 passe au-dessus du bassin semi-fermé composé du Pertuis d'Antioche et de la baie de Marennes-Oléron, et confiné entre l'île de Ré, l'île d'Oléron et la côte Charentaise. Alors que la distance entre les deux îles est inférieure à 10 km, cette configuration est particulièrement intéressante pour étudier l'impact des transitions entre le

continent, les îles et la mer dans les mesures de l'altimètre. Plus particulièrement, le lancement du satellite Sentinel-6 sur la même orbite nous permettra par exemple de quantifier l'apport de la mesure SAR pour une telle scène altimétrique. Avant le lancement de Sentinel-6, les deux satellites de la mission Sentinel-3 ont été les premiers à opérer en SAR de manière continue. Dans la région, la trace montante 216 de la mission Sentinel-3A passe à moins de 10 km au sud de l'Île d'Aix et traverse la baie de Marennes-Oléron en longeant la côte charentaise (droite verte sur la Figure 2.2). Entre la pointe de la Fumée et le début du pertuis de Maumusson, le satellite survole une large zone d'estrans où les bancs de sable se découvrent périodiquement sur plusieurs kilomètres par basse mer. La contamination des mesures SAR de Sentinel-3A étant principalement contrainte par la présence de la côte dans l'axe perpendiculaire à sa trajectoire, la qualité de sa mesure est alors fortement conditionnée par l'état de la marée lors de chaque passage. Dans le Chapitre 6 de ce manuscrit, on étudie plus en détail la manière dont les découverts successifs des estrans impactent la mesure Sentinel-3A, en combinant l'utilisation d'un modèle hydrodynamique et du MNT haute résolution disponible dans la région.

La future mission SWOT (Neeck et al., 2012) permettra de couvrir la quasi-totalité de la région grâce aux observations de ses deux larges fauchées couvrant 120 km de large, à l'exception d'une zone « aveugle » d'une vingtaine de kilomètres localisée au sud-ouest des pertuis (région hachurée sur la Figure 2.2). Cette lacune est le plus souvent compensée (spatialement) par des observations issues de fauchées SWOT adjacentes, sauf à quelques points de croisements comme celui présent au sud-ouest des pertuis. La petite taille des pixels résolus (de l'ordre de 50 m) par les observations SWOT permettra de réduire fortement l'impact de la contamination due à la présence de la côte ou des estrans dans la région. De plus, les données du produit « hydrologique » de plus grandes résolutions seront disponibles dans l'intégralité de la région (www.aviso.altimetry.fr/en/missions/future-missions/swot/orbit.html) et permettra des observations résolues et continues entre la partie externe, le littoral et les estuaires. Les observations SWOT nous apporteront sans aucun doute un point de vue inédit sur la dynamique fine échelle des Pertuis Charentais, en permettant de cartographier précisément et en deux dimensions des processus

côtiers tels que la marée ou les surcotes à l'origine des risques de submersion inhérents à la région (e.g. la tempête Xynthia de 2011).

En plus de la grande couverture offerte par l'altimétrie spatiale, la région des Pertuis Charentais bénéficie d'un large réseau de sites d'observation *in-situ* composé de plusieurs marégraphes et stations GNSS permanentes. Parmi les marégraphes permanents présents dans les pertuis, deux font partie du réseau de marégraphe du Shom RONIM (La Rochelle et l'île d'Aix, voir la Figure 2.3), en partenariat avec le LIENSs (Poffa et al., 2012). Les marégraphes du réseau RONIM sont équipés de technologie de mesure radar et visent à produire des séries de mesures continues et précises. Les données acquises par ces marégraphes (ainsi que les autres marégraphes partenaires de la région) sont ensuite distribuées librement (<https://data.shom.fr>), vérifiées et corrigées dans le cas du produit « validé ». De plus, le laboratoire LIENSs (Université de La Rochelle) héberge le système d'observation SONEL (Wöppelmann, 2004) qui collecte les données des stations GNSS colocalisées aux marégraphes SONEL dans le cadre du programme mondial GLOSS.



Figure 2.3. Observatoire de l'île d'Aix. Vue d'ensemble sur la jetée Barbotin (gauche), marégraphe et échelle de marée (milieu) et vue rapprochée du système RONIM (droite).

En 2011, le Shom et l'Université de La Rochelle ont mis en place un observatoire du niveau marin sur la jetée Barbotin de l'île d'Aix, située dans la partie nord de la baie de Marennes-Oléron (Figure 2.2). Derrière le terme d'observatoire, il s'agit d'un ensemble de systèmes de mesures articulés autour d'un marégraphe radar permanent. En particulier, une station GNSS installée à moins de 300 m de ce dernier – dans un ancien fort – permet de mesurer précisément les mouvements verticaux de l'île et vient compléter les mesures du marégraphe.

Cette région est aussi la zone d'expérimentation du drone marin PAMELi (voir section 1.5.2.2) qui permet entre autres de cartographier la hauteur de la surface de la mer par GNSS, et dont deux applications en synergie avec la modélisation hydrodynamique sont présentées dans le Chapitre 3 et le Chapitre 4.

2.1.3 Régime hydrodynamique

L'onde de Kelvin qui se propage le long de la côte ouest française (vers le nord) induit un régime de marée semi-diurne dans la région des Pertuis Charentais, associé à une très faible modulation diurne et à un marnage moyen de 3.75 m (Bertin et al., 2012; Dodet et al., 2019). Ces grandes amplitudes de marée sont principalement dues à la présence d'un large plateau continental dans le Golfe de Gascogne, qui s'étend sur plus de 150 km au large de La Rochelle. L'onde principale lunaire M₂ domine et est fortement amplifiée tout au long de sa propagation sur ce plateau continental, avec une amplitude qui atteint 1.79 m à l'île d'Aix (Tableau 2.1). En revanche, les amplitudes des ondes diurnes O₁ et K₁ (≈ 0.07 m) sont presque constantes le long de la côte. Concernant la bande fréquentielle quart-diurne, les trois ondes principales M₄, MN₄ et MS₄ sont aussi fortement amplifiées tout au long de leur propagation sur le plateau, atteignant respectivement 25, 11 et 10 cm à La Pallice (Tableau 2.1).

Tableau 2.1. Amplitudes (A) et phases (g) des principaux constituants de marée, calculés pour 5 stations de la région des Pertuis Charentais.

	SBDO		LROC		ILDIX		BOURC		COT	
	<i>Sables d'Olonne</i>		<i>La Rochelle</i>		<i>Île d'Aix</i>		<i>Bourcefranc</i>		<i>La Cotinière</i>	
	A (m)	g (°)	A (m)	g (°)	A (m)	g (°)	A (m)	g (°)	A (m)	g (°)
K ₁	0.062	74.52	0.064	74.29	0.062	75.93	0.060	84.39	0.063	71.94
O ₁	0.071	324.81	0.074	324.23	0.075	323.88	0.073	326.13	0.072	321.58
N ₂	0.324	77.63	0.363	78.87	0.371	78.56	0.340	87.61	0.327	73.21
S ₂	0.560	129.84	0.630	131.77	0.642	131.51	0.585	139.94	0.559	124.95
M ₂	1.558	97.27	1.750	98.24	1.787	97.92	1.692	104.97	1.571	93.07
M ₃	0.025	335.34	0.032	338.51	0.033	338.84	0.029	350.38	0.024	325.23
M ₄	0.153	4.04	0.247	8.77	0.255	6.71	0.222	33.02	0.136	342.35
MS ₄	0.058	85.02	0.098	94.56	0.095	96.64	0.114	122.53	0.051	60.82
MN ₄	0.069	316.02	0.108	321.17	0.114	318.15	0.076	346.42	0.061	294.45
M ₆	0.014	314.28	0.042	309.79	0.039	301.36	0.033	351.87	0.011	224.59

La présence de larges estrans et de fonds de natures très frictionnelles sont très favorable à la génération d'harmoniques hautes fréquences, telles que M_4 ou M_6 à partir de M_2 (Le Provost, 1991). Plusieurs études ont aussi montré que la largeur de la partie centrale du plateau continental du Golfe de Gascogne est associée à une fréquence de résonance proche de la bande fréquentielle quart-diurne (Bertin et al., 2012; Clarke and Battisti, 1981; Le Cann, 1990). En conséquence, ces ondes côtières sont fortement amplifiées depuis le rebord du plateau jusqu'à la région des Pertuis Charentais (Bertin et al., 2012; Dodet et al., 2019; Le Cann, 1990; Pairaud et al., 2008). L'ordre de grandeur des constituants quart et sixte-diurnes étant significatifs au regard des faibles profondeurs des Pertuis (Tableau 2.1), une asymétrie du signal de marée peut être observée localement. Bien que celle-ci ne se manifeste pas sous la forme extrême d'une double pleine mer ou d'une double basse mer (phénomène observable par exemple à Southampton en Angleterre), cette asymétrie est bien visible la Figure 2.4, surtout en période de morte-eau ou de déchet.

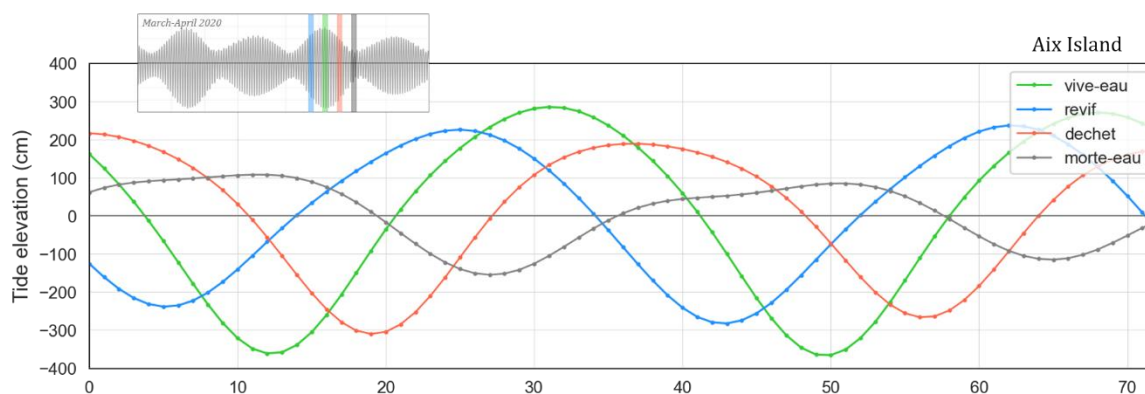


Figure 2.4. Signal de marée à l'île d'Aix, pour une période de vive-eau (vert), de revif (bleu), de déchet (rouge) et de morte-eau (gris foncé). L'asymétrie de la marée est particulièrement visible lors du déchet et de la morte-eau, avec aplatissement du signal autour de la pleine-mer, et la présence de deux maxima locaux pendant la pleine mer de morte-eau.

Concernant la circulation hydrodynamique dans les pertuis, l'onde de Kelvin précédemment présentée se divise en deux ondes en arrivant dans les pertuis, de part et d'autre de l'île d'Oléron. Alors qu'une onde pénètre par le sud via le pertuis de Maumusson, l'autre partie fait le tour de l'île et se propage dans la région par le pertuis d'Antioche, au nord (Bertin, 2005). La vitesse de propagation de l'onde de marée étant proportionnelle aux profondeurs dans lesquelles elle se propage ($c = \sqrt{gh}$ pour les ondes de gravité longues), les profondeurs d'eaux décroissantes entre le nord et le sud de la baie de Marennes-Oléron entraînent alors un décalage

temporel entre les deux ondes incidentes. En conséquence, la pleine mer a lieu approximativement 40 min plus tôt dans le pertuis de Maumusson qu'à l'île d'Aix, en marée de vives eaux (Bertin, 2005).

En ce qui concerne les ondes ter-diurnes, il est intéressant de noter que l'onde astronomique M_3 est relativement importante dans la région, avec une amplitude atteignant 3.3 cm à l'île d'Aix (Tableau 2.1). Générée par le terme de troisième degré du potentiel générateur de la marée, M_3 est inférieur au centimètre dans la plupart des régions du monde (Ray, 2020). Cependant, des phénomènes de résonance peuvent aussi intervenir comme cela a déjà été observé sur les côtes brésiliennes ou australiennes, où l'amplitude de M_3 peut alors atteindre des dizaines de centimètres (Huthnance, 1980; Ray, 2020). La Figure 2.5 montre les amplitudes des principaux constituants de marée calculés pour le marégraphe de l'île d'Aix. Seules les bandes fréquentielles semi-diurnes et quart-diurnes sont représentées par les ondes dont l'amplitude est supérieure à 10 cm. La bande diurne arrive ensuite en troisième position avec le constituant K_1 dont l'amplitude est de 6.2 cm, induisant ainsi la légère modulation diurne observée dans la région.

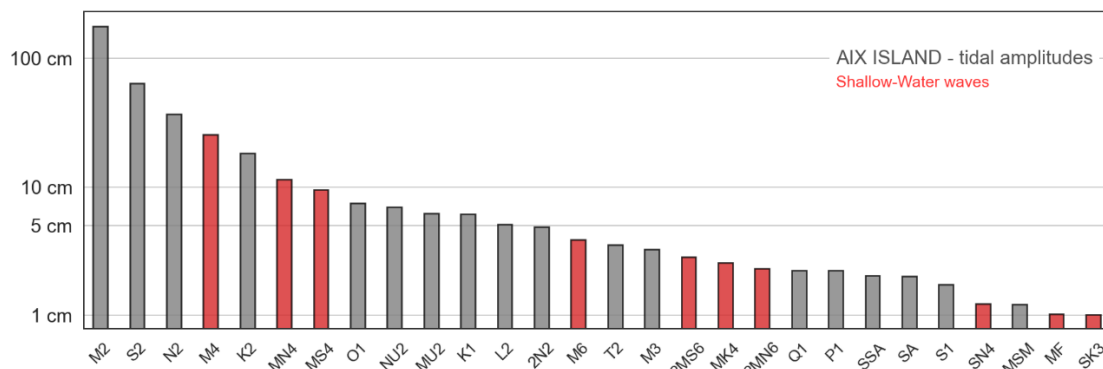


Figure 2.5. Amplitudes des principaux constituants de marée à l'île d'Aix. Les barres rouges correspondent aux ondes côtières, issues des interactions non-linéaires de la marée par petits fonds.

Etant une zone à fort risque d'inondations, la région des Pertuis Charentais a fait l'objet de nombreuses études visant à en améliorer la connaissance hydrodynamique et morphodynamique par la modélisation. Les études actuelles se concentrent principalement sur les interactions vent-vague-marée-surcote (Bertin et al., 2012; Nicolle et al., 2009) qui jouent un rôle majeur dans les submersions, applications pour lesquelles la modélisation de la marée reste un défi majeur. En raison de l'important facteur d'amplification associé à la

propagation d'ondes de marée côtières, sur le plateau continental, un forçage de marée précis à la frontière, ainsi qu'une paramétrisation correcte de la friction de fond (Nicolle and Karpytchev, 2007) sont essentiels aux modèles pour reproduire correctement les variations du niveau marin dans la région.

Toutes ces particularités font des Pertuis Charentais un site idéal pour étudier et améliorer l'exploitation des données altimétriques en zone côtière, où la correction de marée est une limitation majeure.

Dans la section suivante, on présente les différentes étapes qui ont été nécessaires à la mise en place d'un modèle hydrodynamique SCHISM dans les Pertuis Charentais, qui appuiera les trois applications présentées dans ce manuscrit de thèse, ainsi que de futures activités de Cal/Val dans la région.

2.2 Mise en place d'un modèle à échelle régionale

2.2.1 Le modèle SCHISM

Le modèle numérique utilisé dans cette thèse, SCHISM (Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model) (Zhang et al., 2016), est un code dérivé du modèle SELFE (Semi-implicit Eulerian-Lagrangian Finite Element), initialement développé par Zhang et Baptista (Zhang and Baptista, 2008). Les équations de Navier-Stokes sont résolues dans leur forme 3D à l'aide de schémas numériques basés sur des éléments ou volumes finis. Ce modèle a été conçu pour modéliser la circulation barotrope ainsi que la circulation barocline sur une large gamme d'échelles spatiales, allant du plein océan aux environnements côtiers et estuariens (Zhang et al., 2016).

La méthode Eulérienne-Lagrangienne (ELM) utilisée dans SCHISM permet – entre autres – un relâchement de la condition de stabilité CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) (Courant et al., 1967), donnée par :

$$CFL = \frac{(|\mathbf{u}| + \sqrt{gh})\Delta t}{\Delta x} \quad 2.1$$

où h est la profondeur de la colonne d'eau, \mathbf{u} la vitesse du courant intégrée verticalement, Δt le pas de temps et Δx la taille de la maille. Lorsqu'un modèle utilise un schéma de calcul explicite, le critère CFL doit être inférieur à 1 pour en assurer la stabilité numérique (c'est-à-dire que la solution converge à chaque itération). En conséquence, augmenter la résolution spatiale de la grille de calcul

oblige à diminuer le pas de temps, pouvant rendre la modélisation à fine échelle très coûteuse en temps de calcul. Dans le cas de SCHISM, l'utilisation de la méthode ELM permet de conserver la stabilité numérique même en utilisant des grands pas de temps. Le modèle SCHISM est ici utilisé dans une configuration 2DH (c'est à dire que l'on résout les quantités moyennées sur la profondeur) permettant de résoudre les équations de Saint-Venant :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \int_{-h}^{\eta} \vec{u} dz = 0 \quad 2.2$$

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = -f\vec{k} \times \vec{u} + \alpha g \vec{\nabla} \psi - g \vec{\nabla} \eta - \vec{\nabla} \frac{P_a}{\rho} + \frac{1}{\rho(\eta + h)} (\vec{\tau}_w - \vec{\tau}_b) \quad 2.3$$

avec η l'élévation de la surface libre, \vec{u} le vecteur de vitesse horizontal, h la bathymétrie, ρ la masse volumique, f le paramètre de Coriolis, \vec{k} le vecteur unitaire de l'axe vertical, α le facteur d'élasticité de la terre, $\vec{\tau}_b$ la friction de fond, $\vec{\tau}_w$ la friction due au vent, P_a la pression atmosphérique et ψ le potentiel générateur de marée.

Le potentiel de marée ψ s'écrit :

$$\psi(\phi, \lambda, t) = \sum_{n,j} C_{jn} f_{jn}(t_0) L_j(\phi) \cdot \cos \left[\frac{2\pi(t - t_0)}{T_{jn}} + j\lambda + v_{jn}(t_0) \right] \quad 2.4$$

où C_{jn} est la constante d'amplitude associée au constituant de marée n d'espèce¹¹ j ($j = 0$, longue-période ; $j = 1$, diurne ; $j = 2$, semi-diurne). Les corrections nodales d'amplitude f_{jn} et de phase v_{jn} sont calculées par rapport au temps de référence t_0 . $L_j(\phi)$ est le coefficient spécifique à chaque espèce j ($L_0 = \sin^2 \phi$, $L_1 = \sin(2\phi)$ et $L_2 = \cos^2 \phi$) par rapport à la latitude ϕ et T_{jn} est la période du constituant n .

Comme discuté précédemment, le phénomène des marées traduit la réponse hydrodynamique des océans aux forçages astronomiques sur de grandes échelles spatiales. Les forces de marées ($\alpha g \vec{\nabla} \psi$) générées localement ne suffisent pas à générer suffisamment de déplacement de masses d'eaux sur un domaine d'étude

¹¹ Pour la marée engendrée par chacun des astres (Lune ou Soleil), les « espèces » sont les trois groupes de période d'oscillation : espèce de « longues périodes » (> 7 jours); « diurnes » (~ 1 cy/j) et « semi-diurne » (~ 2 cy/j) (Simon, 2007)

restreint (cette contribution statique devenant même négligeable sur des échelles régionales ou locales) et les élévations de marée sont alors prescrites en chaque nœud de la (ou les) frontière(s) ouverte(s) de la grille (de coordonnées x_{ob}) afin d'y propager l'onde de marée extérieure au domaine. Cette contribution est calculée à l'aide de la formule de prédiction de marée (Simon, 2007) appliquée en tout point x_{ob} et à chaque pas de temps :

$$\psi'(x_{ob}, t) = \sum_n f_n A_{ob,n} \cos[\omega_n t - \phi_{ob,n} + \nu_n] \quad 2.5$$

où ω_n , $\phi_{ob,n}$ et $A_{ob,n}$ sont la vitesse angulaire (en rad.s^{-1}), la phase et l'amplitude (en m) d'un constituant de marée n au point x_{ob} . Les élévations de marée prescrites à la frontière sont alors propagées dans le domaine selon l'équation 2.5, contribuant ainsi à l'élévation de la surface libre η . Les élévations de marée appliquées aux frontières sont généralement issues de modèles globaux, ou de modèles régionaux de plus grandes emprises. Le choix du forçage à la frontière est donc un facteur important pour la précision d'un modèle hydrodynamique régional, qui assure alors le rôle de continuum entre les processus hydrodynamiques hauturiers et côtiers (même un modèle régional idéal présente des performances médiocres si ses forçages à la frontière ne sont pas bons). Le choix de la solution utilisée pour forcer le modèle à la frontière est présenté dans la section suivante.

Le potentiel générateur de marée des 8 constituants astronomiques majeurs (M_2 , S_2 , K_2 , N_2 , K_1 , P_1 , O_1 , Q_1) est appliqué sur tout le domaine et le modèle est forcé à la frontière par 38 ondes issues de l'atlas régional `reg_NEAB_2019`, une solution récemment développée pour préparer l'arrivée de SWOT dans la région Atlantique Nord-Est (Shom/Legos/Noveltis/Cnes) (Cancet et al., 2018). On propose également une seconde configuration de notre modèle où deux ondes de l'atlas ont été corrigées empiriquement à l'aide d'observations altimétriques et *in-situ* locales. Une discussion plus détaillée sur le choix de forçage de marée à la frontière et la correction empirique proposée fait l'objet de la section suivante.

La propagation de la marée est intrinsèquement liée à la bathymétrie et à la friction de fond (h et $\vec{\tau}_b$ dans l'équation 1), qui en sont les principales sources d'erreurs (Le Provost, 1991). Ici, la friction de fond $\vec{\tau}_b$ est calculée à partir de la loi quadratique :

$$\vec{\tau}_b = C_D |\vec{u}| \vec{u} \quad 2.6$$

où C_D est le coefficient de traînée de fond, déterminé ici en utilisant la paramétrisation de Manning:

$$C_D = \frac{\rho g m^2}{(\eta + h)^{\frac{1}{3}}} \quad 2.7$$

avec m le coefficient de Manning. Cette approche permet de déterminer un coefficient de traînée de fond C_D dépendant de la profondeur, qui augmente en faible profondeur. Le modèle mis en place et utilisé pour les applications présentées dans ce manuscrit de thèse (chapitres Chapitre 3, Chapitre 4 et Chapitre 4) est basé sur un coefficient de Manning constant ($m = 0.025$).

Le modèle permet de simuler la réponse de l'océan aux forçages d'origine atmosphérique via la contribution des termes de tension de vent $\vec{\tau}_w$ et de pression atmosphérique P_a de l'équation 1. Au premier ordre, la contribution isostatique de la pression atmosphérique agit comme un baromètre inverse, avec une élévation d'environ 1 cm pour 1 hPa perdu (Garrett et al., 1985). Il est intéressant de noter que la friction de surface liée au vent $\vec{\tau}_w$ étant divisée par la profondeur h dans l'équation 2.3, la contribution de cette composante aux surcotes atmosphériques est plus importante par petits fond. Cela explique par exemple les interactions non-linéaires importantes entre la propagation de la marée (induisant des variations de hauteurs d'eau importantes et donc de profondeur) et les surcotes/décotes liées aux forçages atmosphériques. Il est donc important de modéliser la marée et les surcotes atmosphériques en même temps, surtout lorsque les conditions atmosphériques sont susceptibles d'induire une surcote importante faisant de ces interactions non-linéaires une source d'erreurs non négligeables. Afin d'inclure la contribution des forçages atmosphériques, le modèle est forcé sur l'ensemble de son domaine par les champs de pression atmosphérique (ramenés au niveau de la mer) et de vents (à 10 m au-dessus de la surface) issus des réanalyses NCEP (Climate Forecast System Reanalysis, CFSRv2) (Saha et al., 2011).

En forçant le modèle avec des élévations de marée à la frontière et les deux composantes atmosphériques sur tout le domaine, notre configuration permet donc de combiner les effets barotropes de la marée, des vents et de la pression

atmosphérique. Toutefois, le domaine de modélisation doit être assez large pour reproduire les surcotes liées au déplacement de masses d'eau par le vent (même en l'absence de conditions extrêmes, ces perturbations de la surface libre peuvent s'accumuler sur un large plateau continental) et minimiser les erreurs liées aux modèles globaux utilisés pour forcer le modèle (dont la précision se dégrade à l'approche des côtes). La section suivante présente la grille sur laquelle les équations présentées seront discrétisées et résolues par le modèle.

2.2.2 Discrétisation et paramétrisation

Afin de mettre en place une configuration SCHISM de haute résolution dans la région, une grille non-structurée a été construite à partir de bathymétries de la région et du logiciel de maillage SMS (Surface water Modeling System, <http://www.aquaveo.com/products>). Ici, nous avons utilisé la bathymétrie HOMONIM (SHOM-Service Hydrographique Et Océanographique De La Marine, 2015), fournie par le Service hydrographique national français (Shom). Ce jeu de données est composé de sondages bathymétriques et complété par des relevés lidar réalisés dans le cadre du projet Litto3D (Louvart and Gâteau, 2005). Alors que l'ensemble de la façade atlantique y est couvert avec une résolution de 100 m, des produits régionaux résolus à 20 m existent pour les Pertuis Charentais et l'estuaire de la Gironde. Afin de bénéficier de la haute-résolution offerte par ces jeux de données, un assemblage des trois produits bathymétriques a été réalisé et est ensuite utilisé pour la construction de la grille. Afin de déterminer la taille des éléments, on a tout d'abord appliqué une fonction de dimensionnement en fonction des profondeurs bathymétriques issues de l'assemblage des données bathymétriques :

$$S = \frac{H - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} (S_{max} - S_{min}) + S_{min} \quad 2.8$$

avec S la taille d'un élément et H la bathymétrie. La taille de maille minimale (S_{min}) et maximale (S_{max}) est de 3000 m et 50 m, respectivement. Cette résolution a ensuite été raffinée manuellement dans le passage menant du pertuis de Maumusson à la baie de Marennes-Oléron, où une résolution de 50 m y est appliquée (Figure 2.6, panneau de droite). Avec cette discrétisation, toutes les ondes de marée sont largement échantillonnées (notamment les ondes côtières associées à des plus petites longueurs d'ondes). La fonction de dimensionnement

S est ensuite lissée afin de s'assurer que le gradient entre les tailles de deux éléments adjacents soit toujours inférieur à 2. Composée de 57 828 nœuds et 110 079 éléments, notre grille de calcul s'étend alors du sud de l'estuaire de la Gironde (environ 30 km au sud) jusqu'au nord des Sables d'Olonne (voir Figure 2.6), et sa résolution varie donc de 3 km au niveau de la frontière océanique jusqu'à 50 m près des côtes. Un pas de temps de 240 s a été choisi après avoir fait des tests de sensibilité, afin de à notre configuration de respecter la condition CFL implicite en tous points, et à chaque itération ($CFL > 0.6$).

Afin de propager les hauteurs de marée issues du large dans notre domaine via la frontière ouverte de la grille (Figure 2.6, segment rouge sur le panneau de droite), on présente ensuite une comparaison succincte des performances de trois modèles à larges échelles dans la région. On propose également une seconde configuration SCHISM pour laquelle des biais sont corrigés empiriquement à la frontière

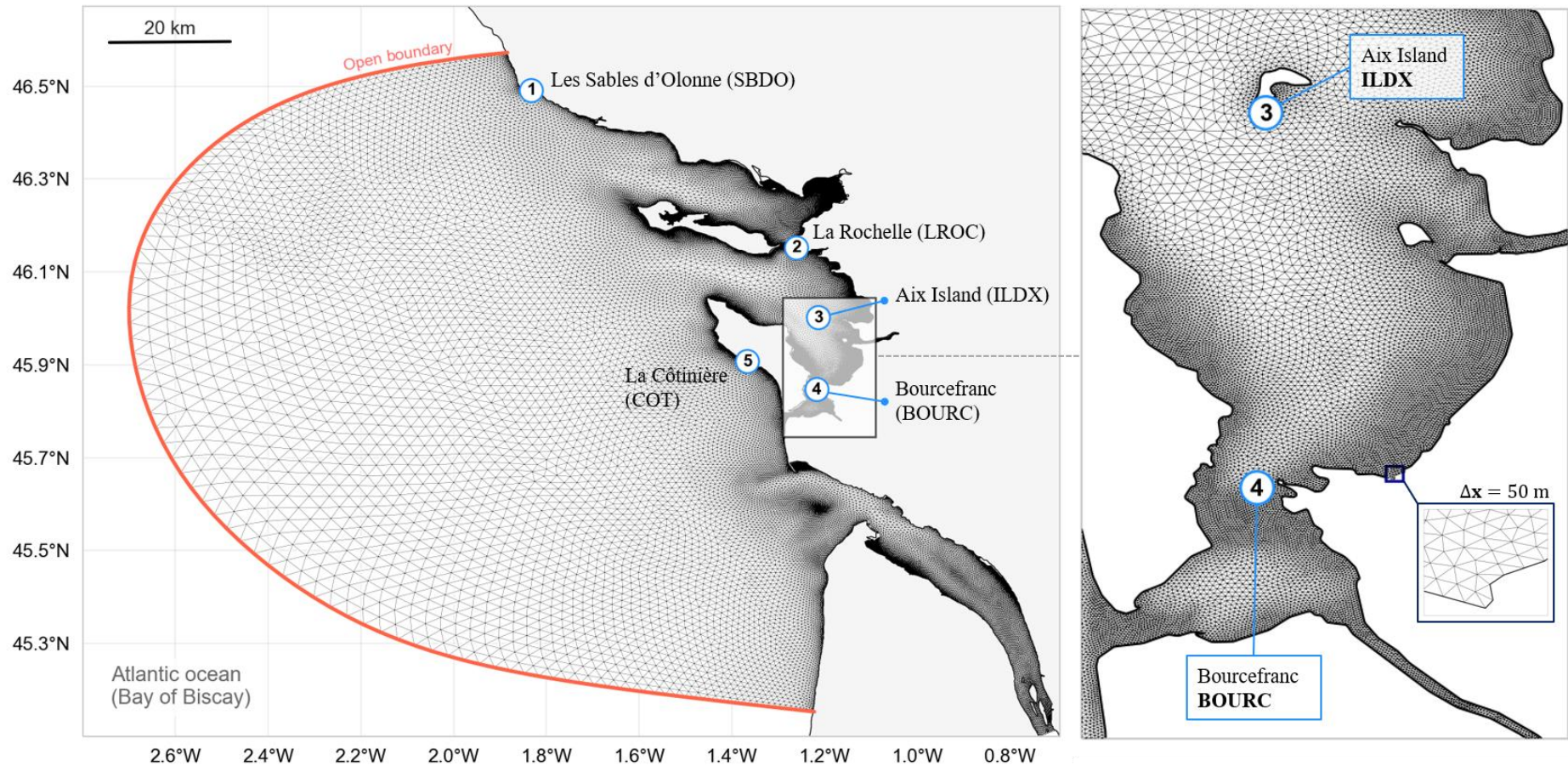


Figure 2.6. Grille non-structurée (57 828 nœuds) utilisée dans notre configuration SCHISM. Le panneau de gauche donne un aperçu de l'étendue de la grille sur le plateau continental, à l'intérieur du Golfe de Gascogne, où la frontière ouverte est indiquée par la ligne rouge. Les 5 marégraphes permanents utilisés pour valider le modèle sont représentés par les cercles numérotés : 1 - Les Sables d'Olonne (SBDO), 2 - La Rochelle (LROC), 3 - Ile d'Aix (AIX), 4 - Bourcefranc-le-Chapus (BOURC) et 5 - La Côtinière (COT). Le panneau de droite est une vue rapprochée de la zone de Marennes-Oléron et du Pertuis de Maumusson, incluant les stations de l'île d'Aix (3) et de Bourcefranc-le-Chapus (4).

2.2.3 Forçage de marée

L'essor de l'altimétrie moderne au début des années 1990 a contribué au développement rapide de nombreux modèles de marée globaux, utilisés en retour pour corriger les mesures altimétriques. Aujourd'hui, et bien qu'ils permettent de mieux comprendre la physique des processus océaniques, les modèles globaux purement hydrodynamiques restent beaucoup moins précis que les modèles contraints par plus de 20 ans de données altimétriques. Par exemple, le meilleur des modèles hydrodynamiques testé dans (Stammer et al., 2014) présente une erreur cumulée d'environ 5 cm en plein océan contre à peine 1 cm pour les modèles assimilés. Alors que le travail d'inter-comparaison de modèles cité ci-dessus est l'étude du genre la plus complète¹² dans la littérature, deux publications présentant les performances des modèles FES2014 (Lyard et al., 2021) et EOT20 (Hart-Davis et al., 2021) ont permis de compléter le panel avec les derniers modèles disponibles à ce jour. Alors que la précision de ces modèles est meilleure que le centimètre en plein océan, les prédictions des modèles divergent significativement par rapport aux observations (et entre eux) dans les régions côtières. Dans le cas de FES2014, qui est actuellement la référence pour la correction des mesures altimétriques (et intégré dans la plupart des produits altimétriques distribués), l'erreur sur M_2 est millimétrique en plein océan et atteint 4.5 cm dans la bande côtière (Lyard et al., 2021). La dégradation des performances à l'approche de la côte s'explique par l'utilisation de données bathymétriques mal résolues, de maillages trop grossiers ou encore par la mauvaise paramétrisation de la friction de fond qui ne permettent pas aux modèles de reproduire correctement les non-linéarités de la marée par petits fonds. De plus, la contamination côtière des mesures altimétriques limite l'efficacité des techniques d'assimilation qui ne permettent pas de combler ces lacunes dans les régions côtières (Fok, 2012). Alors que le manque de précision des modèles de marée est une source importante d'erreurs pour l'altimétrie côtière, les efforts dans la mise

¹² Dans cette étude, les auteurs évaluent 15 modèles de marées (7 modèles contraints par des données altimétriques et/ou *in-situ*, 6 modèles purement hydrodynamiques et 2 modèles historiques) à l'aide de données globalement réparties issues de capteurs de pression de fond, de marégraphes, de missions altimétriques, ...

en place de modèles régionaux sont largement encouragés, particulièrement pour la future mission SWOT (Laignel et al., 2015; Vignudelli et al., 2019a, 2011).

Toutefois, chaque région présente des caractéristiques géophysiques qui lui sont propres, tels que les pentes topographiques, la friction de fond ou encore la géométrie de la côte, qui sont autant de facteurs influençant la propagation de la marée. Alors que les trois publications citées ci-dessus montrent une nette amélioration des performances côtières des principaux modèles de marée (notamment pour FES2014 et EOT20) à l'échelle globale, qu'en est-il plus spécifiquement dans la région des Pertuis Charentais ? En effet, la région est caractérisée par la présence de larges estrans vaseux et de fonds aux natures frictionnelles très hétérogènes favorables à la génération et à l'amplification des ondes côtières dans la région (e.g. M_4 , MS_4 , MN_4). De plus, les ondes quart-diurnes sont fortement amplifiées en amont par un phénomène de résonance lors de leurs propagations depuis le rebord du plateau jusqu'à la région des Pertuis Charentais (Bertin et al., 2012; Dodet et al., 2019).

2.2.3.1 Comparaison des solutions existantes aux marégraphes

Afin de motiver notre choix de forçage à la frontière, on propose dans cette section d'évaluer les performances trois modèles aux marégraphes de la région. Les modèles comparés sont la solution FES2014 (Lyard et al., 2021), qui est aujourd'hui la référence pour la correction des mesures altimétriques et le forçage de modèles régionaux ; EOT20 (Hart-Davis et al., 2021, p. 20) qui est le dernier modèle d'emprise globale développé et distribué au moment de l'écriture de ce manuscrit ; et reg_NEAB_2019 (Shom/Legos/Noveltis/CNES, plus simplement nommé reg_NEAB après), un atlas régional développé dans le cadre du projet BATHYCNES (Cancet et al., 2018) pour la région Nord-Est Atlantique et qui s'inscrit dans les travaux en cours sur FES2022. Le but de cette comparaison est de discriminer la meilleure solution à appliquer à la frontière de notre modèle, mais aussi d'illustrer localement la problématique liée à la correction de marée dans la région des Pertuis Charentais (et donc le besoin de modèles locaux mieux résolus). Enfin on propose ensuite une seconde configuration du modèle SCHISM pour laquelle des biais sur le forçage de marée sont corrigés de façon empirique à l'aide d'observations altimétriques.

Afin d'évaluer la précision de chaque modèle dans la région, on les confronte aux observations de trois marégraphes en calculant les erreurs complexes (Testut et al., 2012). La Figure 2.7 illustre ces erreurs des trois modèles présentés (EOT20, FES2014 et reg_NEAB) pour six des principales ondes présentes dans la région (quatre seulement dans le cas de la solution EOT20 qui n'inclut pas MS4 et MN4). Les amplitudes et phases des trois modèles sont confrontées aux marégraphes de l'île d'Aix (AIX) et de La Rochelle (LROC) situés tout deux dans la partie intérieure des Pertuis Charentais, ainsi qu'au marégraphe des Sables d'Olonne (SBDO) localisé à l'extrémité nord-ouest de la région. L'erreur RSS des erreurs complexes cumulées aux trois stations est calculée pour chaque onde et est représentée à la droite de chaque panneau de la Figure 2.7.

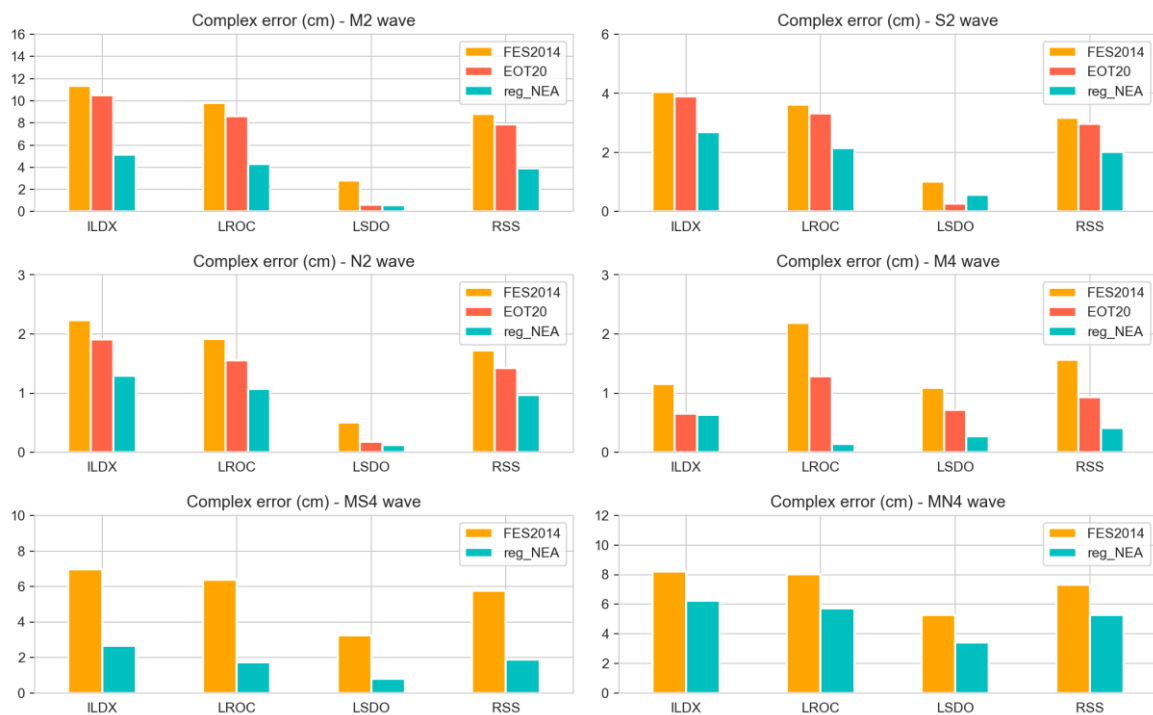


Figure 2.7. Erreurs complexes (cm) des trois modèles de marée à large échelle (FES2014, EOT20 et reg_NEAB) aux marégraphes de l'île d'Aix (ILDIX), La Rochelle (LROC) et Les Sables d'Olonne (SBDO). Chaque panneau correspond à une onde parmi les 6 plus importantes dans les Pertuis Charentais (M_2 , S_2 , N_2 , M_4 , MS_4 et MN_4). Les deux ondes quart-diurnes MS_4 et MN_4 n'étant pas incluses dans la solution EOT20, seules les erreurs des modèles FES2014 et reg_NEAB sont représentées (panneaux du bas).

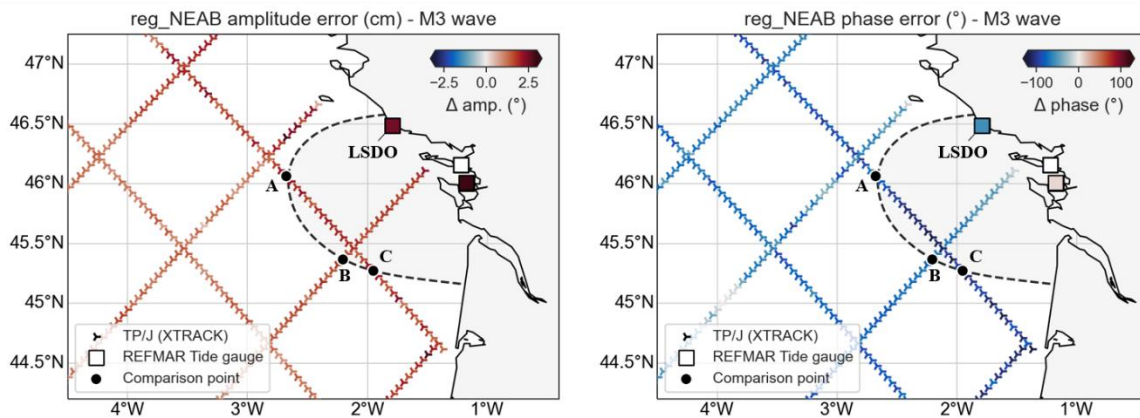
Par rapport au modèle FES2014 sur lequel il est basé, EOT20 présente des erreurs significativement réduites pour toutes les ondes, en particulier pour M_4 avec une erreur moyenne de 0.9 cm RSS contre 1.5 cm pour FES2014. L'amélioration sur M_4 est particulièrement visible au marégraphe de La Rochelle (LROC), pour lequel

l'erreur est presque divisée par deux. Sur les ondes M_2 , S_2 et N_2 , l'erreur est réduite de 10 à 20 % avec EOT20, selon les stations. Ces résultats suggèrent que les améliorations apportées à la méthode empirique utilisée dans EOT20 ainsi que l'utilisation de la chaîne de traitement ALES dédiée aux formes d'ondes côtières (pour estimer les résidus altimétriques) permettent d'améliorer significativement les performances du modèle dans les régions côtières. En l'absence d'autres solutions dans la région, ces résultats suggèrent que la solution EOT20 serait à privilégier à la place de FES2014 pour corriger les mesures altimétriques ou prescrire des élévations de marée à la frontière d'un modèle régional.

Concernant l'atlas régional reg_NEAB (barres bleues sur la Figure 2.7), les erreurs sont significativement réduites par rapport à FES2014 et EOT20, avec notamment une nette amélioration sur les ondes côtières qui ont tiré profit du maillage raffiné et de l'utilisation d'une meilleure bathymétrie (Cancet et al., 2018). On note par exemple l'amélioration notable sur M_4 , dont l'erreur RSS passe de 1.5 cm pour FES2014 à moins de 5 mm pour l'atlas régional. Dans le cas de M_2 , l'erreur est réduite de plus de moitié avec cette solution, passant sous la barre des 4 cm dans la région. La même amélioration est observée sur toutes les ondes considérées ici, à l'exception toutefois de l'onde MN_4 qui reste entachée d'une moyenne de 5 cm avec la solution reg_NEAB. L'atlas régional reg_NEAB est sans ambiguïté le meilleur choix dont nous disposons pour le forçage de marée à la frontière de notre configuration SCHISM à très haute résolution. Afin de pousser encore le niveau de réalisme avec lequel on sera capable de modéliser les hauteurs d'eau dans la région, on propose ensuite de tirer profit de la faible étendue spatiale de notre grille en corrigeant deux biais uniforme sur M_3 et MN_4 le long de la frontière ouverte.

2.2.3.2 Amélioration empirique de la solution (altimétrie)

a) Differences between reg_NEAB and observations (M3 wave)



b) Differences between reg_NEAB and observations (MN4 wave)

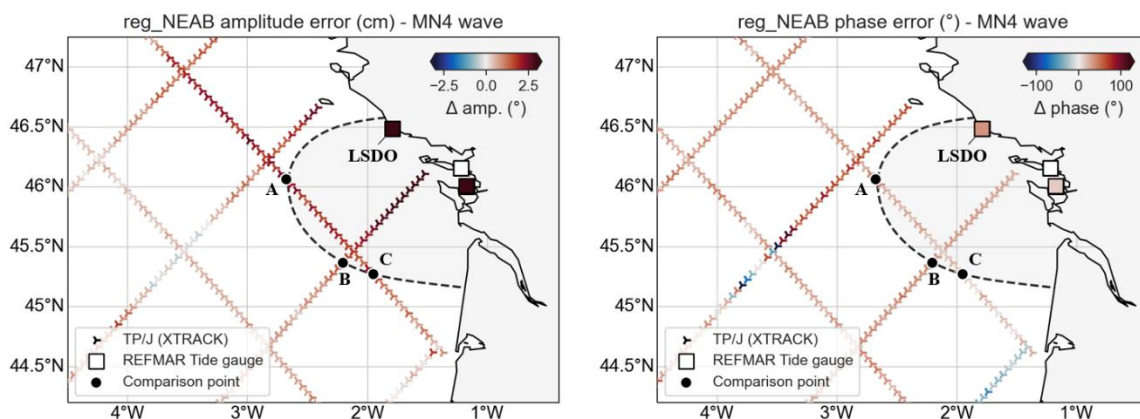


Figure 2.8. Différences d'amplitudes (gauche) et de phases (droite) entre l'atlas régional reg_NEAB et les observations dans le golfe de Gascogne, pour les ondes M3 (a) et MN4 (b). Les observations comprennent les constantes harmoniques XTRACK des traces TP/Jason (nominales et décalées lors de leurs fins de missions) et 3 marégraphes RONIM dans les Pertuis Charentais. Les points de comparaison A, B et C correspondent au croisement d'une trace altimétrique et d'un point de la frontière ouverte du modèle.

Pour identifier ces biais et la correction à appliquer, on compare les constituants harmoniques de l'atlas régional aux observations altimétriques dans la région. La Figure 2.8 montre ainsi les différences d'amplitude (à gauche) et phase (à droite) pour les ondes M3 (Figure 2.8a) et MN4 (Figure 2.8b). Les amplitudes et phases des observations altimétriques sont issues du produit altimétrique XTRACK (Birol et al., 2017), le long de trois traces nominales et deux traces décalées des missions Topex-Jason couvrant le golfe de Gascogne.

Les ondes M_3 et MN_4 n'étant pas assimilées dans l'atlas reg_NEAB utilisé (ni dans FES2014), les biais observés résultent principalement d'erreurs présentes dans

l'atlas global FES2014 qui sont ensuite propagées dans le modèle régional, malgré des améliorations significatives en termes de résolution et de bathymétrie utilisées. Cela montre l'importance des conditions aux frontières, surtout pour une onde quart-diurne comme MN_4 susceptible d'être fortement amplifiée lors de sa propagation sur le plateau continental (amplifiant potentiellement l'erreur originale).

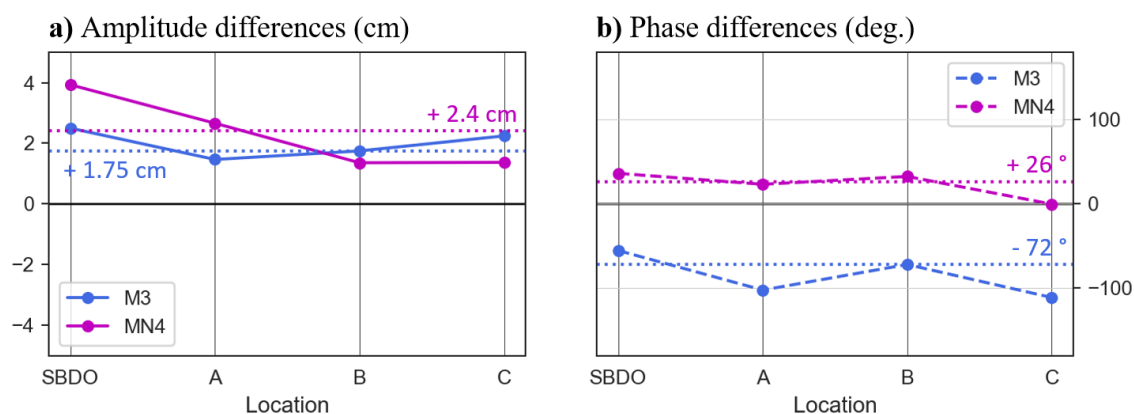


Figure 2.9. Différences d'amplitudes (a, traits pleins) et de phases (b, traits en pointillés) entre l'atlas reg_NEAB et les observations aux points A, B, C et au marégraphe des Sables d'Olonne (SBDO), pour les ondes M_3 (bleue) et MN_4 (violette). Les lignes pointillées horizontales représentent les corrections appliquées dans la configuration S+ (+1.75 cm/-72° pour M_3 et +2.4 cm/+26° pour MN_4).

Sur la base des différences observées aux quatre points où la frontière ouverte de notre grille croise les observations de références (marégraphes SBDO et mesures altimétriques pour les trois autres points), on propose de corriger l'amplitude et la phase de MN_4 de + 2.4 cm + 26° la seconde configuration de notre modèle nommée S+. Concernant M_3 , les biais en amplitude et phase présentent un caractère uniforme non seulement au voisinage de la frontière ouverte de notre configuration hydrodynamique locale, mais aussi sur tout le Golfe de Gascogne. Bien que l'ordre de grandeur de cette onde soit modéré dans les pertuis (atteignant 3.3 cm à l'Ile d'Aix, voir Tableau 2.1), de telles erreurs sur l'amplitude (+ 1.75 cm soit plus de 50% de l'amplitude de l'onde) et la phase (- 72°) de M_3 peuvent dégrader sensiblement la précision des hauteurs modélisées dans la région.

Afin de quantifier l'impact de tels biais sur les performances de notre modèle, on a préparé deux configurations dont les résultats seront comparés dans la suite de ce chapitre :

- La première configuration (**S**) est forcée par les constituants issus de l'atlas reg_NEAB non modifié.
- Dans la seconde configuration (**S+**), les biais en amplitudes et phases sur M_3 (+1.75 cm/-72°) et MN_4 (+2.4 cm/+26°) sont corrigés.

Les 38 constituants utilisés pour forcer le modèle sont détaillés dans le tableau suivant.

Tableau 2.2. Constituants de marée utilisés pour forcer le modèle le long de la frontière ouverte, issus de la solution reg_NEAB et triés par bande fréquentielle. Les 4 constituants accolés d'un point ($2N_2$, NU_2 , NU_2 et M_4) ont bénéficié de la solution assimilée de Noveltis. Les deux constituants pour lesquels une correction est appliquée dans la configuration S+ sont représentés en rouge (M_3 et MN_4)

Long-period	Diurnal	Semi-diurnal	Shallow-water
SSA	2Q1	EPS2	M3
MM	SIG1	2N2•	N4
MSF	Q1	MU2•	MN4
MF	RHO1	N2	M4•
	O1	NU2•	MS4
	CHI1	M2	S4
	P1	MKS2	M6
	K1	LDA2	M8
	PSI1	L2	
	PHI1	T2	
	THE1	S2	
	J1	R2	
	OO1	K2	

2.2.4 Validation

2.2.4.1 RMSE

Afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les variations de hauteurs d'eau, l'approche la plus classique – et la plus intuitive – est de comparer les hauteurs d'eau modélisées aux mesures des marégraphes. Afin de quantifier les

performances du modèle, on calcule alors l'Erreur Quadratique Moyenne¹³ (RMSE) pour les cinq stations de la région (Les Sables d'Olonne – LSDO, La Rochelle – LROC, Aix Island – AIX, Bourcefranc-Le-Chapus – BOURC, La Côtinière – COT, voir Figure 2.2). La RMSE, calculée ici durant une période de vive-eau (14 jours entre le 17/07/2020 et le 31/07/2020), est définie telle que :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (h_{obs} - h_{mod})^2} \quad 2.9$$

avec h_{obs} et h_{mod} les hauteurs d'eau modélisées et mesurées, dont un niveau moyen sur ces 14 jours a été retiré en amont afin de minimiser l'impact de la variabilité moyenne et basse fréquence (e.g. ondes de marée de longues périodes ou effets saisonniers) sur la RMSE. La Figure 2.10 montre les RMSE associées aux 5 stations, pour les configurations **S** et **S+** décrites dans la section précédente.

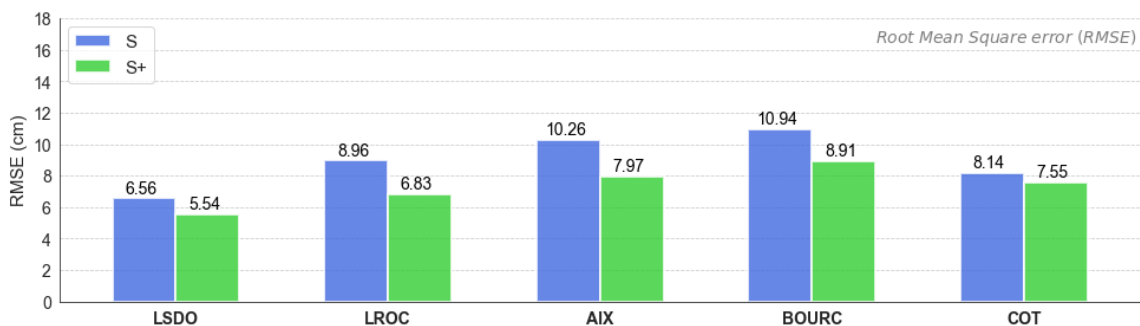


Figure 2.10. RMSE calculée pour les deux configurations S (bleue) et S+ (vert), aux 5 stations : Les Sables d'Olonne (LSDO), La Rochelle (LROC), Ile d'Aix (AIX), Bourcefranc-Le-Chapus (BOURC) et La Côtinière (COT).

Avec la configuration S+, l'erreur est significativement réduite pour les 5 stations, passant systématiquement sous la barre des 9 cm. Avec les biais que l'on a appliqués sur MN_4 et M_3 , les erreurs sont réduites de 10.26 cm à 7.97 cm à AIX (-2.29 cm) et de 10.94 cm à 8.91 cm à BOURC (-2.03 cm) par rapport au forçage original. Le gain de précision est similaire pour les autres stations (de l'ordre de 20 à 30%), à l'exception de La Côtinière (COT) où l'amélioration est beaucoup plus modérée (7.55 cm d'erreurs au lieu de 8.14 cm avec le forçage original).

¹³ Root Mean Square Error (RMSE)

Ces RMSE reflètent la capacité du modèle à reproduire l'évolution du signal océanique à chaque pas de temps. Ces erreurs peuvent être liées à des mauvais forçages (de marée et atmosphériques), aux processus hydrodynamiques qui ne sont pas inclus (e.g. processus baroclines) ou mal reproduits (e.g. génération d'harmoniques par la friction de fond) dans le modèle, ou encore à des erreurs d'ordre numérique. Afin de découpler les incertitudes sur la marée du reste de ce bilan d'erreur, on peut alors calculer les amplitudes et phases des constituants de marée aux 5 stations à partir des hauteurs d'eau issues d'une simulation de longue durée (1 an ici) et des observations, et les comparer entre eux au moyen des erreurs complexes.

2.2.4.2 Erreurs complexes

Afin d'évaluer de manière indépendante les erreurs sur la marée, les amplitudes et phases sont calculées à partir des hauteurs d'eau modélisées et observées aux 5 stations marégraphiques (LSDO, LROC, AIX, BOURC et COT). L'analyse est réalisée sur 13 ondes, comprenant 9 ondes astronomiques (K_1 , O_1 , M_2 , N_2 , S_2 , K_2 , MU_2 , NU_2 , M_3) et 4 ondes côtières (M_4 , M_6 , MN_4 , MS_4) dont les amplitudes sont particulièrement importantes dans la région. Les erreurs complexes sont ensuite calculées pour chaque onde, puis cumulées pour chaque station et chaque onde (Testut et al., 2012).

Les erreurs complexes combinées à chaque station pour les deux configurations sont présentées sur la Figure 2.11. La première configuration (**S**) montre une bonne précision (barres bleues, Figure 2.11), avec des erreurs complexes combinées allant de 4.32 cm (LSDO) à 8.23 cm (AIX) et une RSS de 6.24 cm pour les cinq stations. Avec la correction des deux biais sur M_3 et MN_4 dans les forçages de marée, la configuration **S+** voit son erreur réduite à toutes les stations (barres vertes, Figure 2.11). Les erreurs sont alors de 5.52 cm et 4.65 cm à AIX et BOURC, tandis qu'elles sont comprises entre 2 cm et 3 cm aux marégraphes de LSDO, LROC et COT. L'erreur totale (RSS) est de 3.83 cm pour **S+**, soit une amélioration de 2.41 cm par rapport à la configuration originale **S**, sur les 13 ondes combinées.

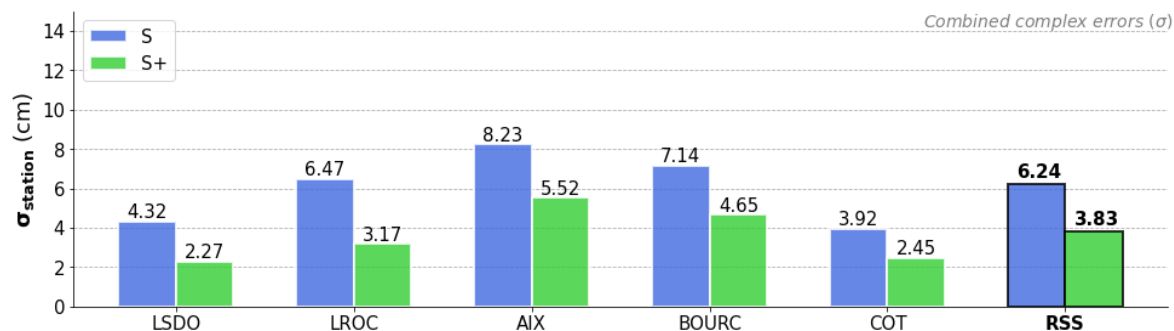


Figure 2.11. Erreurs complexes combinées sur 13 ondes, pour les configurations S (barres bleues) et S+ (barres vertes) aux 5 stations. La dernière barre, encadrée, montre l'erreur totale (RSS) des deux configurations.

La Figure 2.12 détaille les erreurs complexes de chacune des 13 ondes pour les marégraphes d'AIX et BOURC. Ces deux stations étant situées au nord et au sud la baie de Marennes-Oléron, cela nous permet d'avoir une première indication sur les performances du modèle dans cette zone. Les erreurs complexes associées aux deux configurations S et S+ pour les 5 stations sont détaillées dans le Tableau 2.3, à la fin de cette section.

A l'île d'Aix (AIX), l'onde lunaire principale M_2 et ses harmoniques M_4 et M_6 présentent chacune des erreurs de l'ordre de 2-2.5 cm quelle que soit la configuration. Cela correspond à environ 1%, 8% et 50% d'erreur, en proportion de leurs amplitudes. Les ondes qui participent le plus à l'erreur sont les ondes côtières (issues d'interactions non-linéaires par petit fonds) bien que l'erreur soit sensiblement réduite dans le cas de MN_4 pour la configuration S+ (barres vertes sur la Figure 2.12, panneau du haut). L'application des biais sur les forçages à la frontière pour la configuration S+ améliore donc considérablement les performances du modèle (l'erreur complexe devient marginale pour M_3 et est divisée par 3 pour MN_4) mais une erreur de 1.5 cm à 2 cm subsiste sur MN_4 à AIX et BOURC.

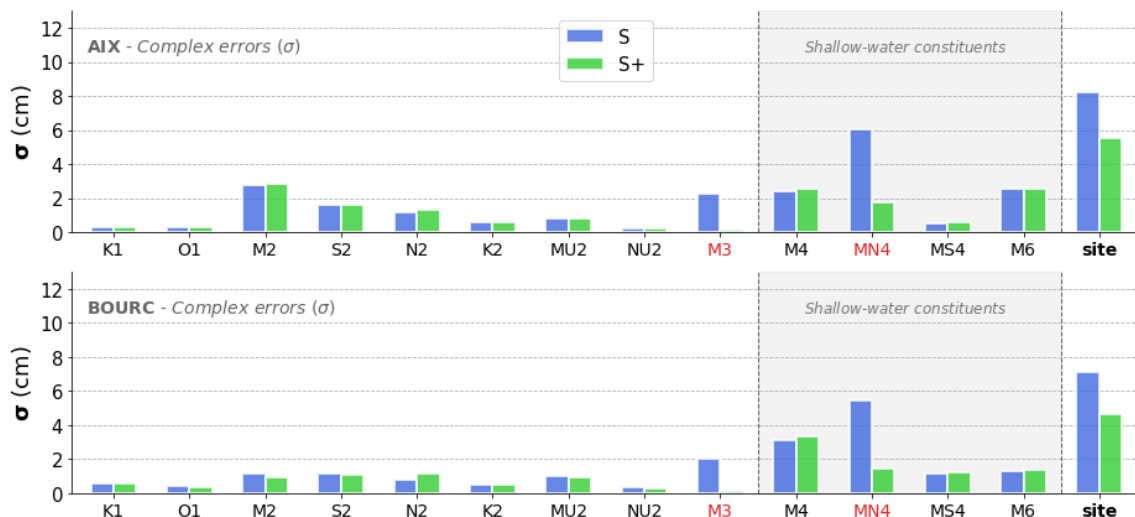


Figure 2.12. Erreurs complexes pour les 13 ondes analysées, à AIX (en haut) et BOURC (en bas). Pour chaque constituant, les erreurs associées à chaque configuration sont représentées par les barres bleues (configuration S) et vertes (configuration S+). La dernière barre, à droite, représente l'erreur combinée sur les 13 ondes. Les labels écrits en rouge correspondent aux constituants dont un biais est appliqué à la frontière pour S+.

De manière subsidiaire, on note que l'erreur associée à M_2 ou N_2 diffère très légèrement lorsque des corrections sont apportées sur M_3 et MN_4 dans la configuration S+. Ces différences sont millimétriques et sont causées par une réduction des amplitudes associées à M_2 et N_2 lorsque le biais (positif) est appliqué sur MN_4 . Cela reflète la complexité des interactions non-linéaires entre les principales ondes astronomiques et les ondes de plus hautes fréquences dont elles sont à l'origine.

La Figure 2.13 montre les différences d'amplitudes et de phases entre les observations et le modèle pour trois constituants (M_3 , MN_4 et M_4). Pour M_3 , le biais appliqué à la frontière permet de réduire presque totalement l'erreur faite par le modèle aux 5 stations. Alors que cette onde est fortement déphasée dans la configuration S (e.g. -75° à COT et $+20^\circ$ à BOURC), le biais appliqué à la frontière dans S+ permet de mieux reproduire la propagation de l'onde dans les pertuis ($< 5^\circ$ d'erreur sur la phase pour les 5 stations). Le biais appliqué corrige donc un forçage lacunaire sans être simplement un réglage empirique permettant de mieux coller aux observations.

En ce qui concerne MN_4 , sa phase et son amplitude se conforment aussi beaucoup mieux aux observations avec la configuration S+, bien qu'un déphasage subsiste pour les 5 stations, atteignant $+18^\circ$ à BOURC. De manière analogue à ce qu'on a pu

observer pour M₃, le déphasage est cependant beaucoup plus homogène entre les différentes stations avec la configuration S+. Alors que l'erreur sur la phase de MN₄ variait de +35° (LSDO) à +80° (BOURC) dans la configuration S, elle est comprise entre 8° à 18° avec la solution améliorée S+. Concernant l'amplitude de MN₄, le biais de 2.4 cm appliqué à la frontière se répercute à AIX et BOURC par des différences pouvant atteindre 6 cm entre les configurations S et S+ (Figure 2.13). Cela montre bien l'importance d'avoir de bons forçages à la frontière, et c'est d'autant plus vrai pour les ondes qui sont sujettes à une amplification importante lors de leur propagation dans les eaux peu profondes des pertuis.

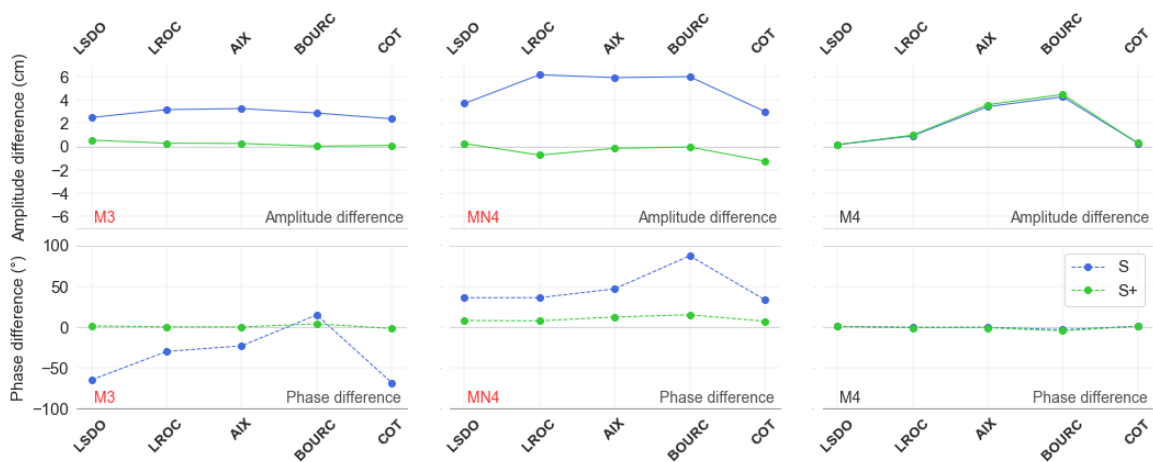


Figure 2.13. Différences en amplitudes (en haut) et phases (en bas) entre les observations et les modèles aux 5 stations, pour les ondes M₃, MN₄ et M₄. Les différences sont calculées pour la configuration S (courbes bleues) et S+ (courbes vertes). Les labels rouges correspondent aux ondes pour lesquelles un biais est appliqué à la frontière dans la seconde configuration.

Concernant M₄, qui est l'onde côtière la plus importante, les erreurs complexes calculées à AIX (2,2 cm) et BOURC (3 cm) sont principalement dues à un biais important en amplitude. Alors que la phase de M₄ présente moins de 5° de différence avec les observations des 5 stations, son amplitude est sous-estimée de 4 cm à BOURC et de 3,2 cm à AIX, quelle que soit la configuration.

En revanche, les deux configurations du modèle sont plutôt fidèles aux observations des marégraphes de LSDO et COT, avec des erreurs complexes inférieures à 3 mm. Ces deux stations sont situées dans la partie extérieure des pertuis, donc plus amont de la frontière ouverte. L'erreur sur l'amplitude de M₄ est de plus en plus importante au fur et à mesure de la propagation de l'onde vers les eaux moins profondes des pertuis intérieurs, indiquant une mauvaise

reproduction des processus physiques à l'origine de la génération et de la propagation de cette onde.

Afin de mettre ces résultats en perspective avec les performances des modèles globaux présentés dans la partie précédente, les erreurs complexes combinées ont été calculées aux mêmes stations avec la solution FES2014 [7] (Figure 2.14). Les erreurs complexes combinées sont significativement plus élevées pour FES2014 par rapport à S et S+. Il est intéressant de noter que, en proportion de leurs amplitudes, les ondes de marée côtières sont celles qui sont le plus améliorées avec notre modèle régional. Généralement, ce sont des modèles globaux tels que FES2014 qui sont utilisés pour calculer les anomalies de hauteurs d'eau à partir des données altimétriques, ces résultats montrent donc l'importance de la modélisation hydrodynamique à l'échelle régionale pour mieux exploiter les données issues de l'altimétrie côtière.

Tableau 2.3. Erreurs complexes associées à chacun des 13 constituants de marée, pour les 5 stations de la région et les deux configurations de modèle (S en haut et S+ en bas).

S	K1	K2	M2	M3	M4	M6	MN4	MS4	MU2	N2	NU2	O1	S2	All waves
LSDO	0.39	0.13	1.46	1.77	0.19	0.16	3.32	0.96	0.31	0.35	0.15	0.03	1.02	4.32
LROC	0.37	0.16	1.36	2.23	0.64	1.64	5.34	1.33	0.03	0.4	0.15	0.13	1.15	6.47
ILDIX	0.27	0.57	2.75	2.3	2.41	2.59	6.08	0.54	0.83	1.15	0.25	0.34	1.61	8.23
BOURC	0.56	0.49	1.15	2.03	3.11	1.26	5.42	1.17	0.97	0.75	0.33	0.43	1.14	7.14
COT	0.44	0.33	1.71	1.69	0.28	0.36	2.76	0.74	0.01	0.39	0.18	0.06	0.84	3.92
All sites	0.42	0.38	1.78	2.02	1.79	1.49	4.76	0.99	0.59	0.68	0.22	0.25	1.18	RSS = 6.24
S+	K1	K2	M2	M3	M4	M6	MN4	MS4	MU2	N2	NU2	O1	S2	All waves
LSDO	0.39	0.13	1.46	0.38	0.19	0.16	0.69	0.95	0.31	0.35	0.15	0.03	1.02	2.27
LROC	0.39	0.16	1.41	0.2	0.71	1.62	1.18	1.29	0.03	0.56	0.14	0.13	1.15	3.17
ILDIX	0.3	0.56	2.86	0.18	2.53	2.59	1.74	0.6	0.81	1.34	0.23	0.33	1.63	5.52
BOURC	0.6	0.53	0.95	0.14	3.34	1.37	1.41	1.22	0.93	1.16	0.24	0.38	1.06	4.65
COT	0.44	0.33	1.71	0.08	0.27	0.35	1.07	0.74	0.01	0.39	0.18	0.06	0.84	2.45
All sites	0.44	0.38	1.8	0.22	1.91	1.51	1.27	1	0.57	0.87	0.19	0.23	1.17	RSS = 3.83

En corrigeant un biais sur les amplitudes et phases des ondes MN_4 et M_3 à la frontière de notre configuration, on a montré que l'on pouvait améliorer significativement la précision des hauteurs d'eau modélisées dans la région. La validation aux marégraphes des configurations S et S+ permet de montrer que la correction apportée sur les forçages à la frontière améliore significativement la

précision du modèle. Loin d'être une simple optimisation empirique visant à améliorer arbitrairement les résultats dans la région (*tuning* du modèle), cette correction se justifie ici par le caractère uniforme des biais observé au voisinage de la frontière ouverte de notre grille.

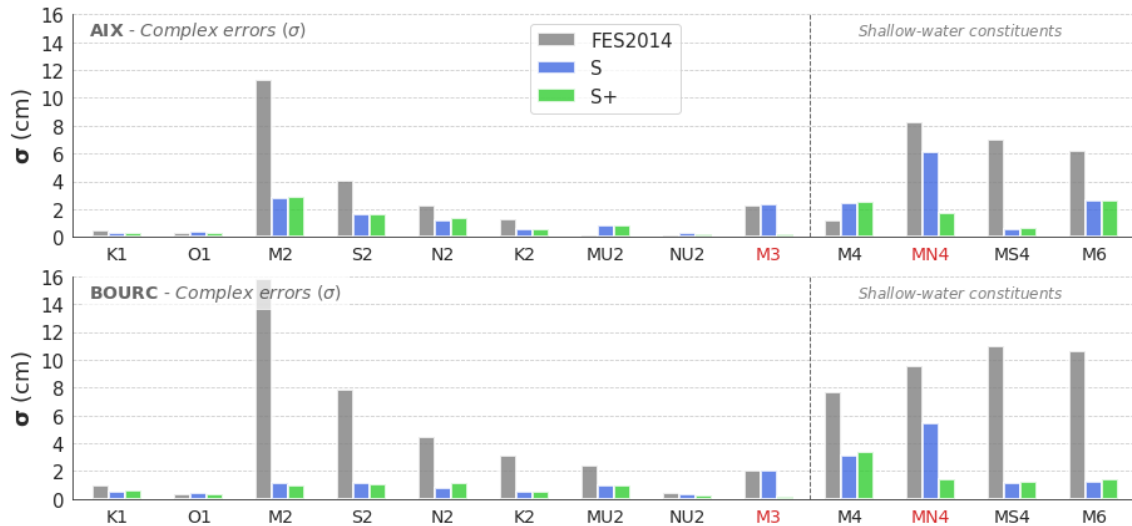


Figure 2.14. Erreurs complexes pour les 13 ondes analysées, à AIX (en haut) et BOURC (en bas). Pour chaque constituant, les erreurs associées à chaque configuration sont représentées par les barres bleues (configuration S) et vertes (configuration S+). Les barres grises correspondent aux erreurs du modèle FES2014. Les labels écrits en rouge correspondent aux constituants dont un biais est appliqué à la frontière pour S+.

La question que l'on peut se poser maintenant est : « comment valider le modèle directement sous une trace altimétrique, et quel sera alors l'impact de la correction empirique appliquée ? ».

On présente dans le Chapitre 3 une étude expérimentale combinant l'utilisation du drone marin PAMELi et une méthodologie basée sur l'étude des différences aux points de croisement afin de valider le modèle sous une trace altimétrique dans la région. Pour ce faire, une cartographie des hauteurs d'eau a été réalisée lors de deux journées de campagne, détaillée dans la section suivante.

2.3 Campagne PAMELi du 29 et 30 Juillet 2020

Les 29 et 30 juillet 2020, une cartographie du niveau marin a été réalisée sur une petite zone des Pertuis Charentais, à l'aide de la plateforme mobile autonome PAMELi. Durant ces deux jours, le drone marin a suivi une route préprogrammée le long d'une trace Sentinel-3A, décrivant un parallélogramme de 3.5 x 1.5 km. L'itinéraire est formé de 3 segments parallèles de part et d'autre de la trace 216

Sentinel-3A, entrecoupés de six segments perpendiculaires séparés par 750 m (Figure 2.15). Alors que l'axe central de l'itinéraire est superposé à la trace nominale du satellite (sur 3.5 km de long), la largeur de la zone couverte (1.5 km) permet de couvrir l'ensemble des passages de Sentinel-3A, pouvant se décaler de part et d'autre (jusqu'à 750 m) de la trajectoire nominale. De plus, un passage du satellite Sentinel-3A sur la région lors du deuxième jour de campagne, à 10h40 (indiqué par le repère vert sur la Figure 2.16), permettra de comparer directement les hauteurs d'eau mesurées par le système Cyclopée et le satellite (mais non exploité dans ce manuscrit).

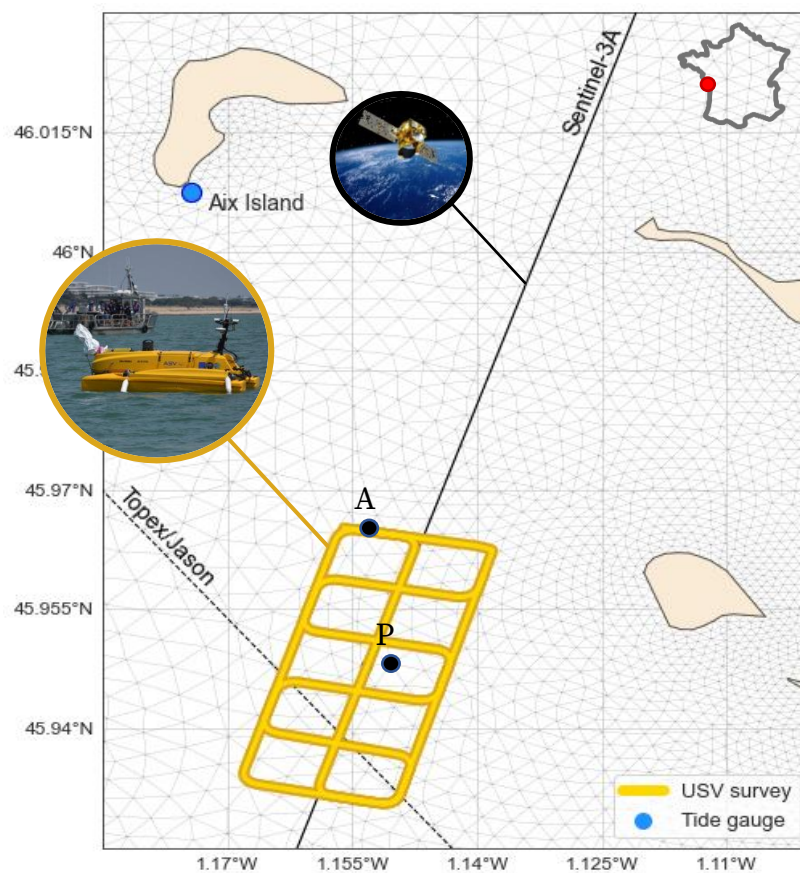


Figure 2.15. Itinéraire principal du drone marin PAMELi (ligne jaune), répété à l'identique lors des deux journées de campagne. Les trajectoires nominales de TP/Jason (pointillés) et Sentinel-3A (trait plein) sont indiquées par les droites grises. Le marégraphe de l'île d'Aix (AIX) est représenté par un cercle bleu.

La configuration géométrique de l'itinéraire du drone permet de définir un grand nombre de points de croisements, afin d'appliquer la méthodologie développée dans le Chapitre 3. Ces points de croisements sont associés à une grande variété d'intervalles de temps au cours de chaque journée (appelés points de croisements

intra-journaliers), en plus de points de croisements issus du recouvrement des mesures d'une journée sur l'autre (*inter-journaliers*). Alors que la distribution des hauteurs résiduelles aux points de croisements est utilisée comme un indicateur de la précision du modèle de marée dans la première application présentée (Chapitre 3), celle-ci nous permet ensuite de quantifier les incertitudes associées au géoïde déterminé dans une seconde étude (Chapitre 4).

Grâce à la possibilité de suivre un parcours préprogrammé en toute autonomie, le drone a pu suivre exactement le même itinéraire lors des deux journées, à une vitesse relativement constante de 3 nœuds. En effet, l'impact des états de mer, du vent ou des courants de marée est alors compensé par le drone en ajustant la puissance de ses moteurs électriques. Malgré un impact sur la consommation d'énergie, la vitesse du drone s'est avérée être très peu affectée par l'état de la mer et le vent.

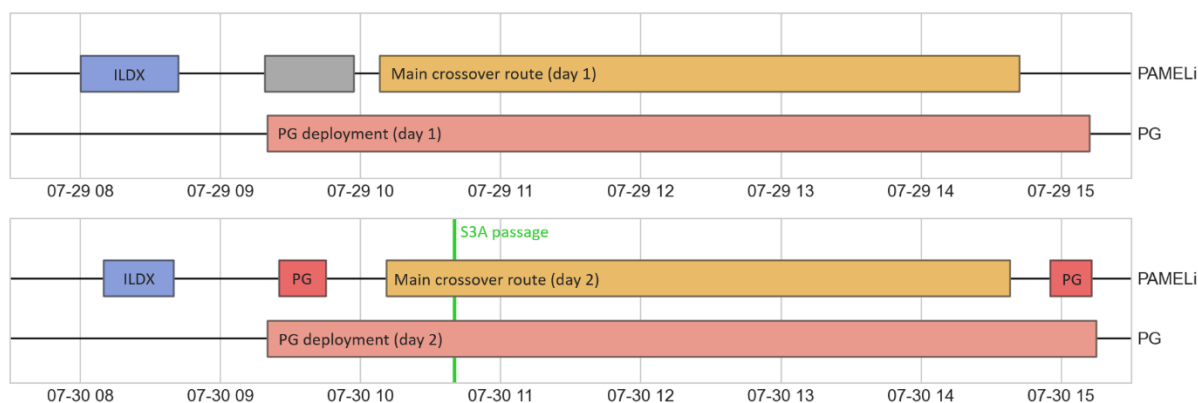


Figure 2.16. Description chronologique des différentes étapes de la campagne. Pour chaque journée, les sessions statiques à côté du marégraphe de l'île d'Aix (AIX, bleue) et au-dessus du capteur de pression (PG, rouge vif) sont représentées en fonction du temps, ainsi que l'itinéraire principal parcouru par le drone (jaune). Les périodes de déploiement du capteur de pression sont représentées sur la même frise, pour chaque journée (PG, rose). Le passage de Sentinel-3A au-dessus du drone est indiqué par le trait vertical vert. La pastille grise correspond à une période de tests, visant à quantifier l'impact de différentes vitesses de propulsion sur l'autonomie du drone.

Chaque journée de campagne a débuté avec une session statique¹⁴ réalisée à l'observatoire du niveau marin de l'île d'Aix (pastilles bleues dans chronologie

¹⁴. Ici, les termes « statique » et « cinématique » sont utilisés afin d'indiquer si le système GNSS est en mouvement ou non. Tous les traitements GNSS sont en revanche basés sur une méthode de positionnement cinématique.

présentée sur la Figure 2.16). Ces deux sessions (42 min et 30 min, respectivement) ont pour buts de contrôler la stabilité de la solution GNSS avant de commencer les mesures cinématiques, et de référencer la mesure GNSS par rapport au marégraphe de l’île d’Aix. Ensuite, le drone PAMELi a été remorqué par le bateau accompagnateur jusqu’au point de départ de l’itinéraire principal (point A, Figure 2.16) avec une vitesse constante de 6 nœuds. Le drone a ensuite complété son itinéraire prédéfini entre 10h10 et 14h40 (UTC) lors des deux journées (représentés en jaune sur la Figure 2.15). Ces amplitudes horaires, ainsi que l’intervalle de 24h séparant les deux cartographies, ont été fortement contraints par des raisons d’ordres logistiques inhérentes à la mise en place d’une telle campagne dans une zone où la navigation maritime est dense. Les grandes étapes composant cet itinéraire sont représentées chronologiquement dans la Figure 2.17.

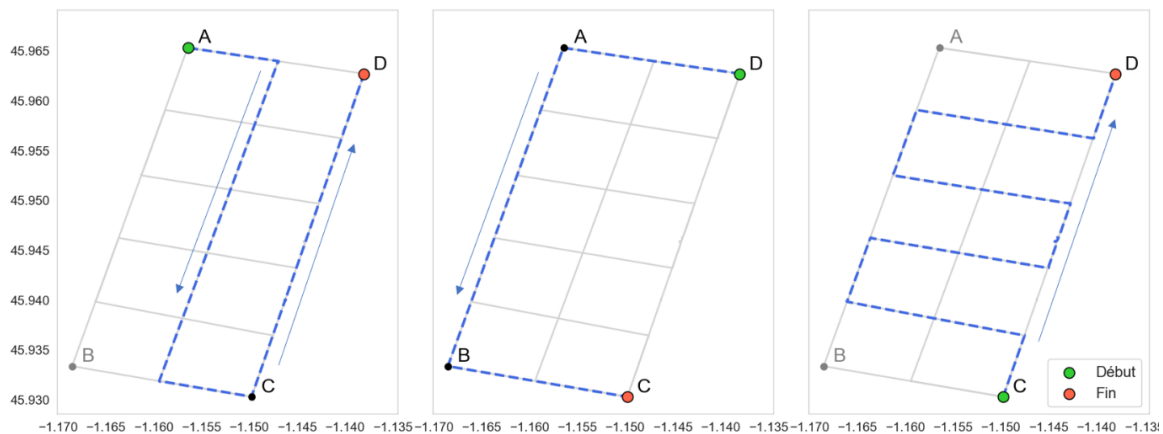


Figure 2.17. Décomposition chronologique de l’itinéraire principal, répété lors des deux journées. La configuration géométrique du parcours permet aux mesures de se croiser avec des intervalles de temps variés.

Un capteur de pression de la marque NKE (modèle SP2T) a également été déployé lors des deux journées au centre de la zone de campagne (point PG, Figure 2.17). Ce capteur de pression piézorésistif offre une précision de 0,2% et une résolution inférieure à 0,03%. Les mesures de hauteurs d’eau issues de ce capteur sont utilisées uniquement dans la deuxième application (Chapitre 3). En effet, pour discriminer la contribution stationnaire correspondant au géoïde dans les SSH mesurées par Cyclopée, il est nécessaire d’en soustraire la part liée à la topographie dynamique. Cette correction est ensuite complétée par les gradients de marées issus du modèle hydrodynamique, validé au préalable dans la première étude présentée (Chapitre 4). Chaque journée, le capteur de pression a été déployé

environ 50 minutes avant que le drone n'entame le parcours principal (en rose sur la frise chronologique, Figure 2.16) puis sorti de l'eau en fin de journée. Alors qu'il aurait été préférable de ne déployer le capteur qu'une seule fois sur une période couvrant l'ensemble de la campagne, ce (non-)choix est motivé par des questions administratives relatives à la sécurité de la navigation maritime. Afin de repérer une éventuelle dérive du capteur de pression (instrumentale ou un enfoncement dans le socle vaseux) et de référencer sa mesure, deux sessions statiques d'environ 20 minutes sont réalisées au début et à la fin du parcours principal (rouges vifs sur la frise chronologique, Figure 2.16), le second jour. Une session statique était également prévue en fin de première journée mais le drone PAMELi est tombé à court d'autonomie au moment de commencer. Cette « panne » est essentiellement due aux tests de propulsions – très énergivores – effectués en début de journée (période grisée sur la Figure 2.16).

Ces deux journées de campagne ont été réalisées lors d'un cycle de morte-eau, où l'amplitude de la marée était d'approximativement 4 m. Lors des deux journées, les conditions météorologiques ont été très favorables à la tenue de la campagne. Entre le 29 au matin et le 30 au soir, la pression atmosphérique a diminué (quasi-linéairement) de 8 hPa (Figure 2.18).

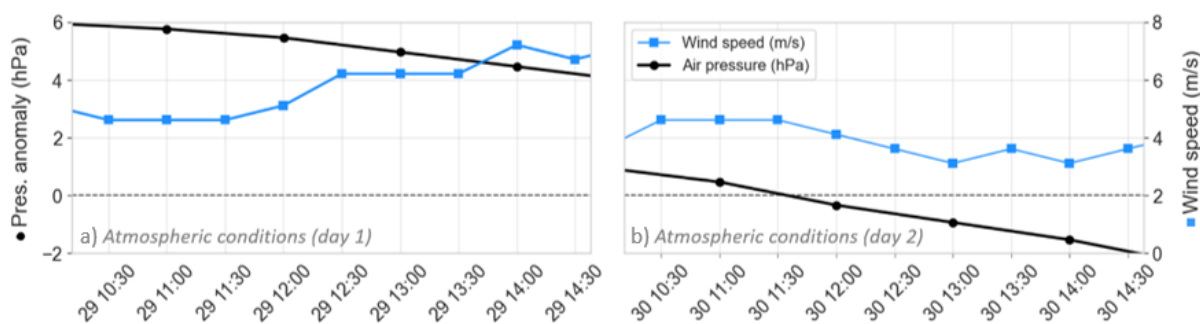


Figure 2.18. Anomalies de pression atmosphérique (courbe noire, calculée par rapport à une pression de référence de 1013.25 hPa) et vitesse du vent (bleue) représentée pour la première (a) et la seconde (b) journée de campagne. Les données sont issues de la station Météo-France située à Chassiron, sur l'île d'Oléron.

En considérant la contribution isostatique du baromètre inverse, cela correspond à une élévation de la surface de la mer d'environ 8 cm entre les deux journées. Concernant le vent, les deux journées de mesures reflètent des conditions sensiblement différentes. Lors de la première journée, la vitesse du vent est passée de $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, induisant alors une mer de vent importante et un bruit

important dans les mesures de l'altimètre et de l'antenne GNSS de Cyclopée. En revanche, le vent était plus faible au cours de la deuxième journée, où sa vitesse est passée de 5 m.s-1 à 3 m.s-1, laissant la place à des conditions de mer optimales pour la cartographie du niveau marin par le système Cyclopée.

Afin de passer de données de positionnement géocentrique GNSS à des valeurs de hauteurs d'eau, un ensemble de traitements (GNSS, nettoyage, filtrage, ...) est nécessaire. La cartographie du niveau marin déterminée à partir des mesures de cette campagne est ensuite exploitée dans deux études, présentées dans les chapitres suivants. La validation d'un modèle hydrodynamique sous la trace Sentinel-3A fait l'objet du Chapitre 3. Une seconde application, visant à déterminer les pentes de géoïde dans la zone en exploitant le capteur de pression et un modèle hydrodynamique, est présentée dans le Chapitre 4. Ces deux études reflètent aussi l'ordre chronologique avec lequel ces travaux ont été menés et des différences significatives existent dans la méthodologie utilisée pour le traitement des données. Par conséquent, cet aspect sera présenté avec chaque application de manière à ce que leur lecture puisse se faire de manière indépendante.

Partie II

**Modélisation hydrodynamique
appliquée à la cartographie du
niveau marin par GNSS**

Chapitre 3

Validation spatiale du modèle hydrodynamique

Les résultats présentés dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Remote Sensing*, le 27 juillet 2021 :

Tranchant Y-T, Testut L, Chupin C, Ballu V, Bonnefond P. Near-Coast Tide Model Validation Using GNSS Unmanned Surface Vehicle (USV), a Case Study in the Pertuis Charentais (France). *Remote Sensing*. 2021; 13(15):2886.

Avec actuellement 10 satellites en orbites, l'altimétrie spatiale a atteint un niveau inédit de couverture spatiale (et de précision). Les altimètres ont été initialement conçus pour mesurer le niveau marin en plein océan, améliorant notre compréhension de la dynamique océanique à grande échelle (Wunsch and Gaposchkin, 1980). En revanche, l'exploitation des données altimétriques en zones côtières reste un défi qui mobilise un effort important de la communauté scientifique (Andersen and Scharroo, 2011; Vignudelli et al., 2019b, 2011). La future mission SWOT (Surface Water Ocean Topography) participera à améliorer notre vision des eaux côtières en cartographiant la hauteur de la surface de la mer (*Sea Surface Height*, SSH) avec une résolution spatiale sans précédent (Fu et al., 2012; Morrow et al., 2019). La problématique de la correction de marée est rappelée ci-dessous afin de contextualiser l'étude.

Les corrections géophysiques sont essentielles pour calculer des anomalies de hauteur de mer (SSHA¹⁵) précises près de la côte. En particulier, de grandes incertitudes existent sur la correction de la marée océanique à l'approche de la côte, rendant critique l'exploitation de l'altimétrie dans les régions littorales. Généralement, la correction utilisée est issue de modèles globaux dont la précision se dégrade à l'approche des côtes, malgré les progrès considérables des dix dernières années (Lyard et al., 2021). Par exemple, on a vu dans la section 2.2.3.1 que l'erreur du modèle EOT20 est d'environ 8 cm pour M_2 et 1 cm pour M_4 dans les

¹⁵ Sea Surface Height Anomaly (SSHA)

Pertuis Charentais. La marée est plus difficile à modéliser dans les zones côtières en raison d'interactions non-linéaires avec les petites profondeurs, la côte ou les différentes natures de fonds. Ces interactions se reflètent alors par l'apparition d'ondes supplémentaires appelée « overtide » (e.g. M_4 due à l'interaction de M_2 sur lui-même) ou « compound tides » (e.g. MN_4 qui résulte de l'interaction entre M_2 et N_2) (Le Provost, 1991). Ces interactions étant nombreuses en zone littorale, un grand nombre d'harmoniques de hautes fréquences composent alors le spectre de marée côtier. Ces dernières sont souvent mal déterminées par les modèles globaux à cause de la résolution trop grossière des maillages utilisés et d'une mauvaise paramétrisation de la friction de fond. Par conséquent, le développement de modèles régionaux à haute résolution est indispensable dans les zones côtières afin d'améliorer l'exploitation des missions actuelles et de préparer l'arrivée de la future mission SWOT (Ayoub et al., 2015).

D'un autre côté, les performances de ces modèles côtiers sont évaluées en comparant les hauteurs d'eau simulées aux observations issues de marégraphes disséminés le long des côtes. Les faibles longueurs d'ondes associées aux ondes de marée côtières peuvent alors induire des gradients de hauteurs d'eau importants sur de petites échelles spatiales. En conséquence, une différence importante peut exister entre les observations du marégraphe et un point plus au large, même éloigné de seulement quelques kilomètres. Afin d'étendre spatialement les possibilités de validation, de nouvelles opportunités ont émergées avec le développement des systèmes GNSS mobiles. A l'origine, ces systèmes ont été conçus afin de déterminer précisément les pentes de géoïde afin de relier les mesures altimétriques aux marégraphe côtier (Bonfond et al., 2021, 2003; Brachet et al., 2019). Récemment, l'étude de Chupin et al. (Chupin et al., 2020) a démontré que le système Cyclopée (qui combine une antenne GNSS et un altimètre acoustique) embarqué sur le drone marin PAMELi permet de cartographier la SSH avec une précision similaire à celle des meilleurs marégraphes. Dans cette étude, nous proposons donc d'utiliser ce système de cartographie du niveau marin afin d'évaluer un modèle de marée sous une trace altimétrique, et ainsi démontrer le potentiel de la plateforme pour de futures applications de validation. Alors qu'un aperçu général de la plateforme autonome PAMELi et du système Cyclopée est proposé dans la section 1.5.2.2 de ce manuscrit, une description plus détaillée en est faite dans la thèse de C. Chupin (Chupin, 2022).

L'objectif général de cette étude « pilote » est donc de démontrer que ces nouvelles plateformes mobiles ont un potentiel certain pour étendre spatialement nos capacités de validation. On appliquera dans ce chapitre une méthodologie basée sur l'étude des résidus aux points de croisements (méthode détaillée dans la section suivante) à la cartographie réalisée lors de la campagne PAMELi des 29 et 30 Juillet 2020, afin d'évaluer la précision de notre modèle hydrodynamique sous la trace 216 du satellite Sentinel-3A. Les deux configurations, dont le forçage aux frontières diffère, sont comparées au cours de cette étude. La validation aux marégraphes de ces deux configurations a précédemment permis de montrer que la correction apportée sur les forçages à la frontière améliorerait significativement la précision du modèle. La question que l'on se pose maintenant est : « Quel est l'impact de cette correction sur les résidus aux points de croisement, directement sous la trace altimétrique Sentinel-3A ? ». Les différences aux points de croisements sont donc corrigées grâce aux deux configurations SCHISM afin de quantifier l'impact des biais appliqués sur MN_4 et M_3 à la frontière.

3.1 Méthodologie des points de croisements

Dans le domaine de l'altimétrie spatiale, les différences aux points de croisements sont largement utilisées comme un outil de validation visant à estimer la précision relative des mesures altimétriques. En effet, après un certain temps, les traces au sol d'un satellite finissent par se croiser et la hauteur de la surface de la mer est ainsi mesurée deux fois au même endroit, lors d'un même cycle. Si les océans étaient au repos – et donc leur surface invariante – les hauteurs de la surface de la mer mesurées lors de deux passages séparés dans le temps seraient toujours identiques. En réalité, ces différences de hauteurs d'eau (appelées ensuite différences aux points croisement) ne sont jamais nulles en raison de signaux géophysiques, d'erreurs associées aux corrections instrumentales ou dans la détermination de la hauteur orbitale du satellite.

Avant le lancement de la mission Topex-Poseidon (1990), la contribution majeure à ces différences aux points de croisements était alors les erreurs de hauteurs orbitales, alors bien supérieures que l'ordre de grandeur même de la variabilité océanique moyenne. Dans le cas des missions Geosat et ERS, les différences aux points de croisements étaient alors exploitées afin de contraindre et ajuster les solutions de hauteur orbitales. Par la suite, le développement de nouveaux

systèmes de détermination d'orbites beaucoup plus précis¹⁶ a permis de réduire ces erreurs, permettant une exploitation beaucoup plus fine des mesures altimétriques. Ces différences aux points de croisements fournissent alors une information sur la variation de la position de la surface de la mer dans le temps. Cette variation peut être liée à un signal géophysique ; comme par exemple la présence de marée (océanique ou terrestre) et/ou de courants océaniques ; ou à des erreurs dans les corrections instrumentales. Nous proposons dans la suite de ce manuscrit d'appliquer une méthodologie similaire (calcul des différences aux points de croisements) aux mesures issues du drone marin PAMELi. A la différence de la méthode utilisée en altimétrie, notre approche se base alors sur la recherche de paires de mesures colocalisées et non de points de croisements au sens strictement géométrique.

Dans le cadre de cette thèse, on a appliqué cette méthode aux mesures du drone marin PAMELi lors d'une campagne de deux jours menée dans les Pertuis Charentais. Nous proposons ici de détailler cette méthodologie qui sera ensuite appliquée pour (1) valider spatialement un modèle hydrodynamique et (2) cartographier le géoïde marin, le long d'une trace Sentinel-3A passant à proximité de la station de l'Ile d'Aix.

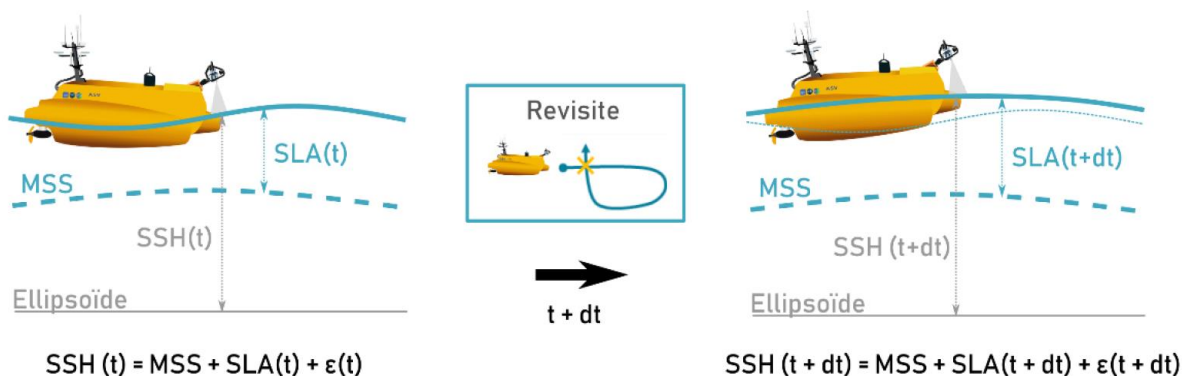


Figure 3.1. Vue schématique des différentes composantes du niveau de la mer qui sont incluses dans la mesure Cyclopée aux points de croisements (illustration extraite du manuscrit de thèse de Clémence Chupin).

¹⁶ Voir paragraphe sur le réseau de stations DORIS dans la section 1.1.1

Le niveau de la mer mesuré par Cyclopée inclut une composante moyenne (MSS) ainsi que la contribution variable du signal océanique (SLA) :

$$H(t) = MSS + SLA(t) + \epsilon(t) \quad 3.1$$

où MSS est la hauteur ellipsoïdal du niveau moyen de la mer, $SLA(t)$ est l'anomalie de hauteur d'eau, et $\epsilon(t)$ représente les erreurs de mesure, principalement dues aux erreurs de instrumentales ou de traitement de la donnée GNSS. La différence de hauteur d'eau entre deux mesures Cyclopée colocalisées reflète alors la variation de SLA durant l'intervalle de temps les séparant. Pour deux mesures colocalisées à des temps différents, la différence de hauteur d'eau $DH(t, dt)$ est définie telle que :

$$DH(t, dt) = H(t + dt) - H(t) \quad 3.2$$

La composante moyenne (MSS) s'annulant dans la différence, et la différence de hauteur d'eau $DH(t, dt)$ peut aussi s'exprimer comme :

$$DH(t, dt) = \Delta SLA(t, dt) - \Delta \epsilon(t, dt) \quad 3.3$$

où $\Delta SLA(t, dt)$ représente la variation du signal océanique entre les temps t et $t + dt$ (par exemple à cause de la présence de marée, de courants ou l'effet de la variation de la pression atmosphérique). En corrigeant ces différences de hauteurs d'eau issues d'un modèle (1) ou de mesures *in-situ* (2), on obtient alors une distribution de hauteurs d'eau résiduelles, qui reflète alors directement la précision avec laquelle cette correction reproduit les variations de niveaux de la mer entre les deux temps de mesure de chaque point de croisement. Les résidus aux points de croisements sont définis tels que :

$$DH_{RES}(t, dt) = \Delta SLA(t, dt) - \Delta SLA_{CORR}(t, dt) - \Delta \epsilon(t, dt) \quad 3.4$$

où $\Delta SLA_{CORR}(t, dt)$ représente la correction que l'on cherche à évaluer entre les temps t et $t + dt$. Avec une correction parfaite les hauteurs résiduelles ne contiennent alors que les erreurs de mesure. Par exemple, en corrigeant ces différences aux points de croisements grâce aux hauteurs d'eau issues d'un modèle, on peut alors estimer la précision de ce dernier (application présentée

dans la suite de ce chapitre) tandis qu'une correction issue de mesures *in-situ* proches nous permettra de discriminer les erreurs de mesures associées au système GNSS embarqué sur le drone marin, et de quantifier les incertitudes dans la détermination du géoïde marin (Chapitre 4). L'objectif est donc de collecter un nombre important de hauteurs résiduelles DH_{RES} afin de se servir de leur distribution comme un indicateur statistique reflétant la précision d'une correction.

Chaque point de croisement est donc défini comme une paire de mesures colocalisées et séparées par un intervalle de temps (dt). Tandis que le critère de distance permet de minimiser l'influence des gradients horizontaux de signal océanique (marée, pentes de courants, ...), le critère temporel est important pour conserver la significativité des résidus en termes d'évolution du signal océanique, et ainsi éviter une trop grande accumulation de mesures successives qui auraient un fort impact sur les statistiques de la distribution. Dans la suite de ce chapitre, le terme « résidu au point de croisement » fait référence à une hauteur résiduelle corrigée DH_{RES} , tandis que « différence au point de croisement » indique la différence de niveau d'eau brute telles que mesurées DH .

Le signal de marée étant formé d'une somme d'ondes sinusoïdales (donc périodiques), l'intervalle de temps associé à chaque point de croisement peut mener à des phénomènes d'aliasing qui impactent directement les différences aux points de croisements obtenues. Par exemple, c'est le cas lorsque l'intervalle de temps dt entre les deux mesures est similaire à la période de l'onde, qui conduit à une contribution nulle de cette onde dans la différence au point de croisement. Pour l'onde de marée astronomique M_2 , deux mesures séparées par $dt = 12,42$ h (ou tout multiple) ne refléteront alors pas sa contribution. Un autre cas de figure est celui de deux mesures séparées par la moitié de la période d'une onde de marée : la contribution de cette dernière est alors susceptible d'être maximale. Cependant, cette contribution dépend non seulement de l'intervalle de temps mais aussi de l'état d'évolution du cycle de l'onde lors des deux mesures. En d'autres termes, la contribution d'une onde de marée est nulle lorsque l'intervalle de temps correspond à un déphasage de 2π rad (ou tout multiple), alors qu'elle peut être maximisée lorsque le déphasage est de π rad (condition nécessaire mais non suffisante).

Ainsi, lorsque les variations de signal océanique sont dominées par la marée, la pertinence de cette méthodologie dépend alors fortement de la prise en compte de ces phénomènes d'aliasing. Pour pouvoir les éviter – ou les contrôler – au mieux, un outil de planification a été développé dans le cadre de cette thèse pour aider à la préparation de futures campagnes PAMELi.

3.2 Des données GNSS aux hauteurs résiduelles

3.2.1 Traitement des données

Le traitement des données GNSS 1Hz de Cyclopée et leur conversion en mesures de hauteurs d'eau ellipsoïdales s'est fait à l'aide du logiciel RTKLib, en utilisant la méthode des doubles différences (Takasu and Yasuda, 2009). Les différents paramètres RTKLib utilisés dans cette étude sont listés dans le Tableau 3.1. La station GNSS de l'observatoire de l'Ile d'Aix (ILDX sur la Figure 2.2) est utilisée comme base de référence lors de cette campagne. Avec une distance inférieure à 10 km en tous points du parcours, cela permet de s'affranchir de la plupart des incertitudes liées aux corrections troposphériques et ionosphériques (ainsi que les incertitudes liées aux orbites et aux horloges). Les hauteurs ellipsoïdales mesurées par l'antenne GNSS sont ensuite reliées à la surface de la mer en soustrayant le tirant d'air déterminé par l'altimètre acoustique (voir section 1.5.2.2). Un biais constant correspondant à l'écart entre les instruments (GNSS et altimètre acoustique) est ensuite retiré des hauteurs calculées.

Tableau 3.1. Paramètres utilisés dans cette étude, pour le traitement RTKLib des données GNSS en double différences.

RTKLib Parameters	<i>Les Pertuis Charentais</i>
Frequency	L1+L2
Elevation mask	10°
GNSS constellations	GPS
Ionospheric correction	Broadcast
Tropospheric correction	Saastamoinen model
Ephemeris	Precise (igs.sp3 files)
Ambiguity resolution	Fix and Hold
Dynamic mode	ON

Afin de limiter l'impact du bruit de la mesure (e.g. l'état de mer ou le bruit GNSS), la SSH est filtrée à l'aide d'une moyenne glissante, sur une fenêtre de 1 minute. Alors que le drone a parcouru l'ensemble du parcours avec une vitesse moyenne

de 3 nœuds, cela revient à moyenner la surface de la mer sur des longueurs d'ondes allant jusqu'à 100 m. Les hauteurs d'eau brutes et filtrées sont représentées sur la Figure 3.2.

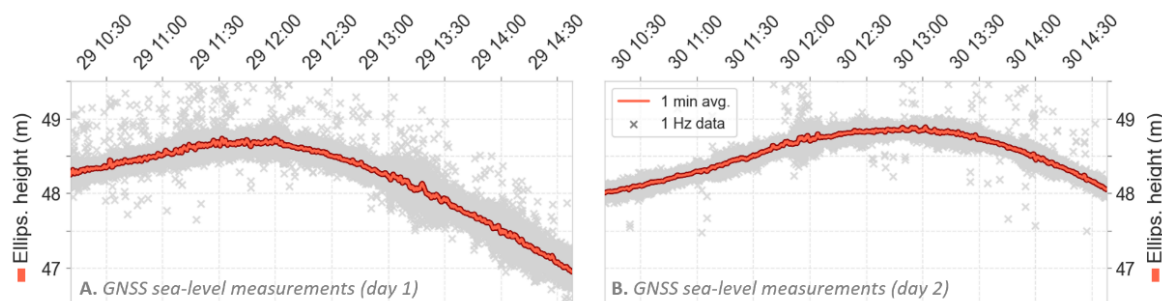


Figure 3.2. Mesures de hauteur d'eau issues du système Cyclopée durant la première (A) et la seconde (B) journée de campagne. Les mesures brutes (croix grises) et filtrées à 1 min. (courbe rouge) reflètent la même location géographique à 24 h d'intervalle.

3.2.2 Différences aux points de croisements

Dans cette étude, deux mesures de hauteur d'eau (filtrées en amont à 1 minute) définissent un point de croisement lorsqu'elles sont séparées par moins de 100 m. Davantage conceptuel que géophysique, ce critère permet néanmoins d'éviter que les gradients horizontaux de signal océanique (e.g. marée) et de géoïde se répercutent dans les différences calculées aux points de croisements. De plus, et afin d'éviter une trop grande accumulation de points de croisements issus de mesures trop rapprochées dans le temps, un critère de sélection temporelle a été défini. Ainsi, deux mesures ne peuvent pas constituer un point de croisements si moins d'une heure les séparent. De plus, et pour des raisons de temps de calcul, seulement une mesure sur cinq (donc toutes les 5 secondes) est utilisée pour le calcul des points de croisements. Avec ces critères, 20956 paires de mesures définissant un point de croisement ont été collectées, sur les deux jours de campagne. Parmi ces points de croisements, on peut distinguer les paires de mesures réalisées au sein d'une même journée (points de croisements *intra-journaliers*) et les paires de mesures issues de différentes journées (points de croisements *inter-journaliers*). La conception géométrique de la campagne a abouti à 2688 et 2410 points de croisement *intra-journaliers*, respectivement la première et la seconde journée. Ces points de croisements sont associés à des intervalles de temps compris entre 1 h et 4 h. Les différences aux points croisements (DH) associées à ces points de croisements sont comprise entre -0,8 m à 1,8 m et essentiellement due à la marée (Figure 3.3a). De plus, les intervalles de 2 h, 2.5 h

et 3 h sont les plus représentés dans la distribution des points de croisements de chaque journée, ce qui est théoriquement favorable à la mise en évidence de la contribution des ondes de marée quart et sixte-diurnes.

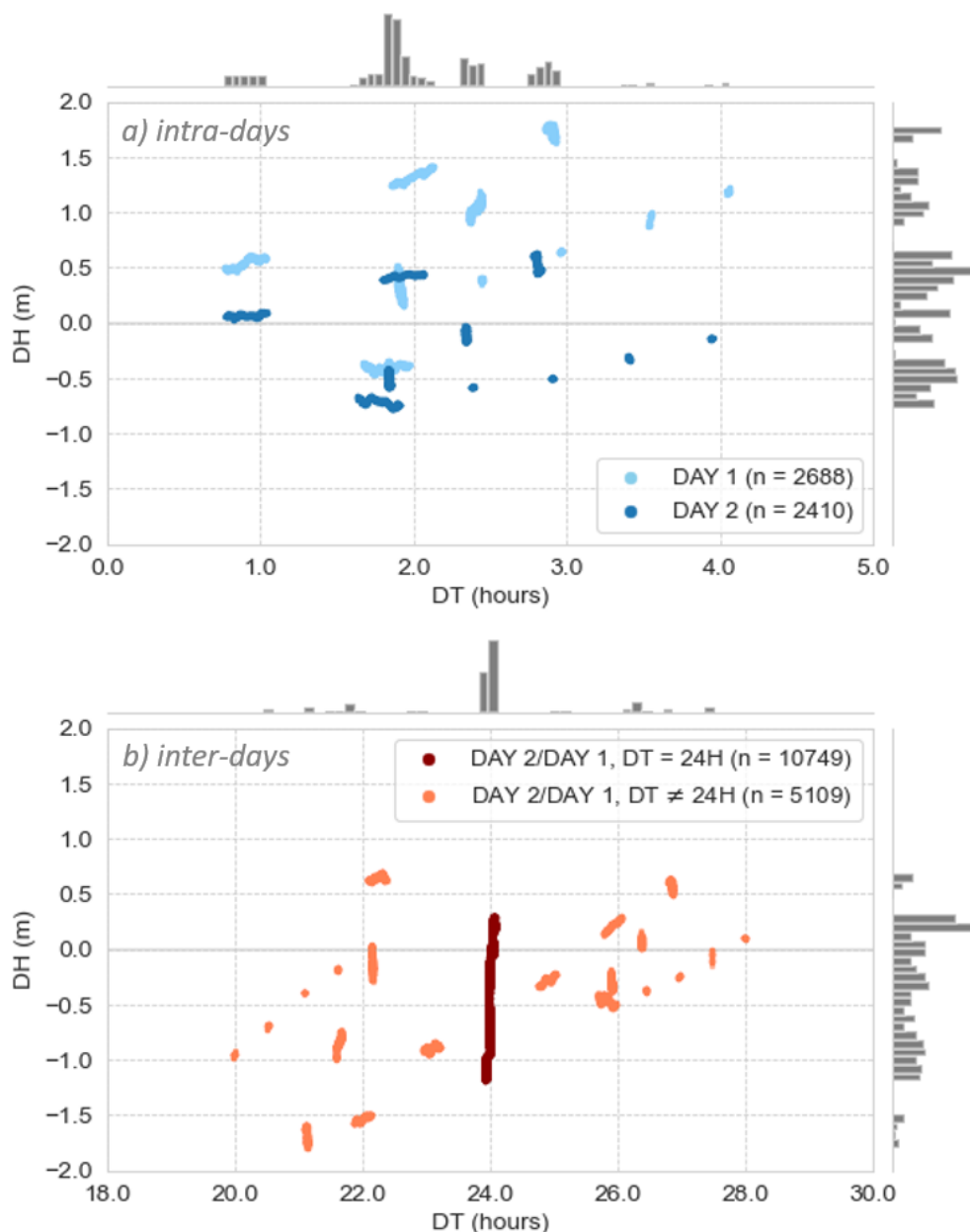


Figure 3.3. Différences aux points de croisements (DH) intra-journalières (a) et inter-journalières (b) représentées par rapport à l'intervalle de temps dt . Les histogrammes en haut et à droite de chaque figure représentent respectivement les distributions de DT et DH

En ce qui concerne les points de croisements *inter-journaliers* (c'est-à-dire les points de croisement issus du recouvrement des mesures de la première par la deuxième journée), 15858 paires ont été collectées avec les critères énoncés plus haut. Ces points de croisements sont essentiellement associés à un intervalle de

temps de 24 h (correspond à la période de revisite entre les deux journées) mais aussi à des intervalles de 20 h et 28 h (lorsque les mesures du drone recouvrent d'autres segments du parcours) (Figure 3.3b). Le calcul des différences (DH) associées à ces points de croisements *inter-journaliers* donne des valeurs comprises entre -1.8 m et 0.8 m, fortement concentrée autour de 0.25 m. Les deux passages étant programmés avec exactement 24 h de différence, c'est l'intervalle de temps qui est le plus représenté avec 68% du nombre total de points de croisements *inter-journaliers*. De plus, cet intervalle de 24 h correspond à la période d'aliasing des ondes astronomiques d'origines solaires, telles que S_2 et son harmonique S_4 , qui ne contribuent donc pas aux différences calculées à partir de ces points de croisements. 24 h étant également très proche de la période des principaux constituants semi-diurnes (comme l'onde M_2 , la plus importante de la région), leurs contributions sont aussi fortement réduites dans les différences aux points de croisements.

3.2.3 Hauteurs résiduelles après correction par le modèle

Les deux configurations du modèle de marée qui sont comparées dans cette étude sont présentées dans la section 2.2. La seule différence entre celles-ci est la correction empirique d'un biais uniforme sur les forçages de marée appliqué à la frontière ouverte. Pour les deux modèles, les élévations de marée à la frontière sont issues de l'atlas régional REGAT_NEAB_2019 (Cancet et al., 2018). Dans une seconde configuration, on a corrigé deux biais en amplitude et phase sur M_3 (+ 1.75 cm / - 72°) et MN_4 (+2.4 cm / + 26°). On rappelle que S désigne la configuration non corrigée et S+ la configuration corrigée à la frontière. On a montré dans le chapitre précédent que les erreurs aux marégraphes étaient significativement plus petites avec la configuration corrigée (S+) qu'avec la configuration non-corrigée (S). Afin d'évaluer les performances de nos deux configurations aux points de croisements, on corrige les différences précédemment calculées grâce aux hauteurs d'eau modélisées, selon l'équation 3.4. Ces hauteurs d'eau modélisées sont interpolées linéairement aux temps et aux positions exacts des mesures faites par le drone. Le modèle étant forcé par des champs de pressions atmosphérique et de vents (CFSTRv2) en plus des élévations de marées prescrites à la frontière, cette contribution dynamique est alors prise en compte dans la correction apportées. En particulier, la réponse isostatique du baromètre inverse est incluse dans les

hauteurs modélisées et n'a pas à être corrigée des mesures acquises par le système Cyclopée.

En plus des erreurs du modèle, les hauteurs résiduelles aux points de croisements reflèteront alors tous les processus qui ne sont tout simplement pas pris en compte dans notre configuration. Ces contributions sont d'origines variées (e.g. effet thermostatique, surcote liée au vagues, processus baroclines ...) et peuvent avoir une contribution significative dans le bilan d'erreur. Les différences de hauteurs résiduelles (DH_{RES}) reflètent alors la capacité de notre modèle barotrope à corriger les variations du niveau de la mer durant la campagne. Par la suite, les « différences de hauteurs résiduelles » seront appelées « hauteurs résiduelles » par soucis de simplicité. Les distributions de hauteurs résiduelles associées aux points de croisements intra-journaliers (Figure 3.4) et inter-journaliers (Figure 3.5) sont représentées pour les deux configurations (S en bleu et S+ en vert).

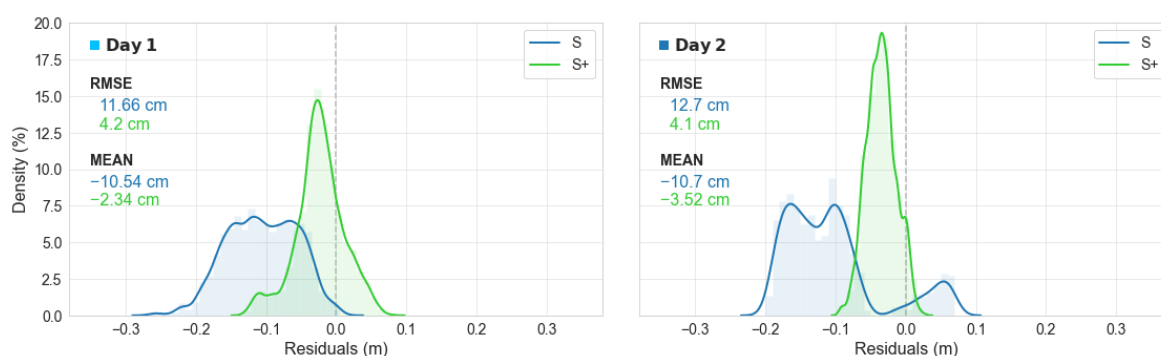


Figure 3.4. Distribution des résidus aux points de croisements intra-journaliers (DH_{RES}) pour les 2 configurations de modèles : S (bleu) et S+ (vert). Les résidus du jour 1 et du jour 2 sont représentés sur les panneaux de gauche et de droite, respectivement.

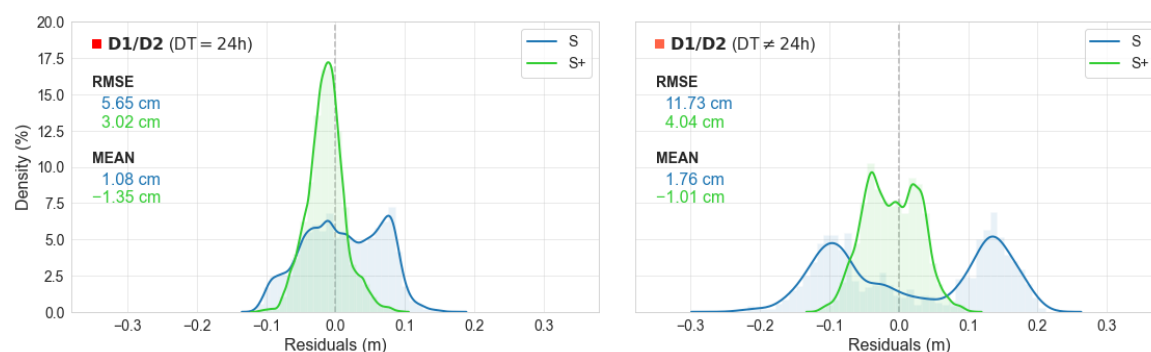


Figure 3.5. Distribution des résidus aux points de croisements inter-journaliers (DH_{RES}) pour les 2 configurations de modèles : S (bleu) et S+ (vert). La distribution représentée sur le volet de gauche correspond aux résidus de croisement associés à l'intervalle de 24h, tandis que les autres intervalles sont représentés sur le panneau de droite.

De manière analogue à ce qui est observé aux marégraphes, la deuxième configuration (S+) minimise sensiblement les résidus aux points de croisements. Pour les hauteurs résiduelles associées aux points de croisements *intra-journaliers* (Figure 3.4), la RMSE passe ainsi de 11,66 cm (S) à 4,2 cm (S+) le premier jour et de 12,7 cm (S) à 4,1 cm (S+) le deuxième jour. Ainsi, l'application de la correction empirique sur M_3 et MN_4 à la frontière réduit d'environ 60 % l'erreur aux points de croisements *intra-journaliers*. Cela se reflète aussi sur la forme de la distribution, qui devient unimodale et symétrique avec la correction S+, tandis que sa forme est plus aplatie et polarisée avec la solution non-corrigée. Alors qu'un biais négatif d'environ 10 cm est tout le temps présent avec la correction issue du modèle S, il est réduit à -2,34 cm le premier jour et -3,52 cm le second jour avec la solution S+.

Concernant les résidus *inter-journaliers*, les points de croisements associés à un intervalle de temps de 24 h exactement sont analysés séparément (Figure 3.5, panneau de gauche) des autres points de croisement (associés à des intervalles de temps allant de 20 h à 28 h) (Figure 3.5, panneau de droite). On procède ainsi afin d'écarter un biais statistique dû à la sur-représentation des points de croisements associés à un intervalle de 24 h (68% des points de croisements *inter-journaliers*) par rapport aux autres points de croisements *inter-journaliers* (32%). De plus, on a vu précédemment que l'intervalle de 24 h est proche de la période d'aliasing des principales ondes de marée de la région (semi-diurnes et quart-diurnes), et donc moins propice pour mettre en évidence les variations de niveau de la mer liées à la marée. La RMSE sur ces points de croisements passe de 5,65 cm avec la solution originale (S) à 3,02 cm pour la configuration corrigée (S+) (Figure 3.5, panneau de gauche). Aussi, le gain en faveur de S+ est ici plus modéré que pour les distributions *intra-journalières* et *inter-journalières* (dont $DT \neq 24$ h). La distribution des hauteurs résiduelles *inter-journalières* restantes ($DT \neq 24$ h) est présentée sur le panneau de droite de la Figure 3.5. Comme pour les points de croisements *intra-journaliers*, la dispersion des résidus est réduite de 60% lorsqu'ils sont corrigés avec S+, par rapport à la solution S (RMSE = 4,04 cm contre 11,73 cm). Toutefois, même avec notre meilleure correction S+, la distribution des résidus reste bimodale, alors qu'elle devient unimodale (mais toujours biaisée) pour les croisements *intra-journaliers*. Une explication se trouve dans le fait que ces points de croisements (DT entre 20 h et 28 h) parcourent au moins un cycle périodique complet pour les ondes tiers et quart-diurnes. L'écart des intervalles

étant plus réduit (entre 1 h et 4 h) dans le cas des points de croisements *intra-journaliers*, seul une partie du cycle de ces ondes est parcouru, induisant une polarisation des résidus et donc un biais dans la distribution. Cet aspect est discuté de façon détaillée dans la section 3.3.1.

Les percentiles sont un autre indicateur intéressant afin de quantifier les améliorations apportées par l'application de biais sur M_3 et MN_4 à la frontière (S+). L'ensemble des percentiles est calculé pour les résidus issus des deux modèles et sont représenté sur la Figure 3.6. Ils indiquent le pourcentage de hauteurs résiduelles inférieure à une valeur donnée. Ces percentiles sont calculés à partir des valeurs absolues des résidus.

Par exemple, le 50^{ème} percentile (appelé médiane) représente la valeur sous laquelle 50 % des résidus aux point de croisements sont situés. En plus de la médiane, nous choisissons aussi de calculer le 90^{ème} percentile qui permet d'exclure les 10% d'erreurs les plus importantes, mettant ainsi de côté une partie des valeurs aberrantes (dû par exemple à des erreurs de mesure). Toutes les hauteurs résiduelles corrigée par la configuration S+ sont inférieurs à 10 cm. Le 90^{ème} percentile associé à S+ est de 5.81 cm, tandis que la moitié des résidus y sont inférieurs à 2.5 cm. Lorsque la correction est issue de la configuration originale (S), ces percentiles sont environ trois fois plus grands, avec un 90^{ème} percentile égal à 15.22 cm et une médiane de 7.33 cm.

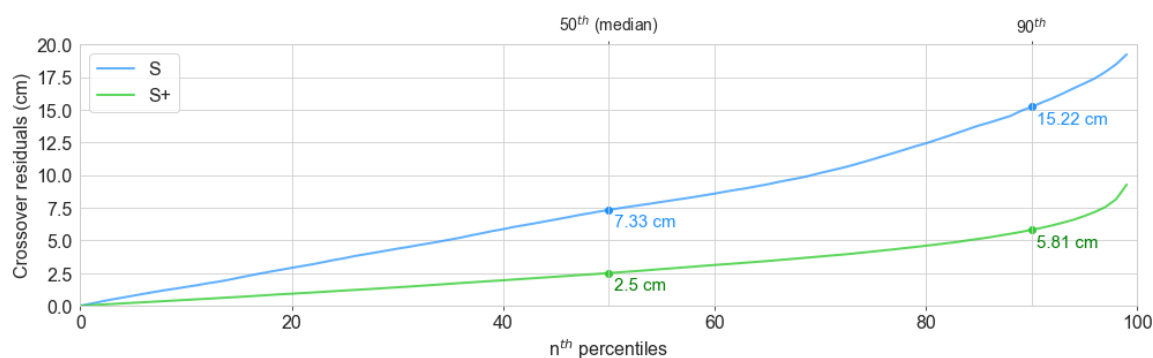


Figure 3.6. Distribution des percentiles [1-99] calculés pour les hauteurs résiduelles issues des corrections du modèle S (bleue) et S+ (vert). Les valeurs des 50^{ème} et 90^{ème} percentiles sont représentés par des points et explicitées. Ces percentiles sont calculés à partir des valeurs absolues des résidus.

3.3 Discussion

3.3.1 Importance de la définition spatio-temporelle de l'itinéraire

Dans les sections précédentes, nous avons souligné à plusieurs reprises l'importance de l'intervalle de temps associé à un point de croisement sur la contribution d'une onde de marée dans la différence de hauteur d'eau associées. On rappelle que si cet intervalle de temps est un multiple entier de la période d'une onde de marée (correspondant alors à un déphasage de 2π rad), alors la contribution de cette onde sera nulle dans la différence de hauteur d'eau au point de croisement. En revanche, la contribution de l'onde peut être maximisée lorsque ce déphasage est de π rad. Cette dernière condition n'est toutefois pas suffisante, car la contribution dépendra aussi du moment auquel les deux mesures sont réalisées.

Ainsi, lorsque la variabilité océanique est dominée par la marée, la pertinence de cette méthodologie dépend alors fortement de la prise en compte de ces phénomènes d'aliasing. Dans cette partie, on discutera de l'optimisation de l'itinéraire et des points de croisements en se basant sur l'exemple de l'onde MN_4 .

Pour étudier la contribution de cette onde dans nos points de croisements, on se base sur la formule de prédiction de la marée, définie telle que :

$$h(t) = \sum_{k=1}^n f_k A_k \cos[\omega_k t - g_k + U_k(t) + V_k(t)] \quad 3.5$$

où A_k , g_k et ω_k sont l'amplitude, la phase et la vitesse angulaire de l'onde k tandis que t est le temps auquel on fait la prédiction. f_k , U_k sont les corrections nodales de l'amplitude et de la phase, et V_k est l'argument astronomique (Foreman, 1977). Ainsi, on peut utiliser cette relation pour déterminer la contribution indépendante d'une onde k au signal de marée :

$$h_k(t) = f_k A_k \cos[\omega_k t - g_k + U_k(t) + V_k(t)] \quad 3.6$$

En appliquant l'équation des différences aux points de croisements et en calculant la hauteur prédite à partir de l'onde k aux temps t et $t + dt$, on détermine alors la contribution de cette onde dans les différences aux points de croisements :

$$DH_k(t, dt) = h_{k(t+dt)} - h_k(t) \quad 3.7$$

Afin de pouvoir interpréter ces contributions, et leurs intervalles de temps associés, en termes de progression temporelle dans le cycle périodique de l'onde, on calcule le déphasage Ω :

$$\Omega_k = 2\pi \frac{dt}{T_k} \quad 3.8$$

où dt est l'intervalle de temps séparant les deux mesures qui constituent le point de croisement et T_k est la période de l'onde de marée k . Le déphasage Ω_k nous permet alors de représenter la période de revisite dt dans un intervalle périodique de $[0, 2\pi]$.

Sur la base de l'amplitude et de la phase calculés à AIX, la contribution de MN_4 est calculée selon l'équation 3.6. On représente cette contribution sur la Figure 3.7, après l'avoir normalisée par l'amplitude de l'onde. Les ellipses concentriques reflètent alors la contribution de l'onde dans les différences aux points de croisements, qui atteint alors un maximum de deux fois l'amplitude de MN_4 aux centres de ces ellipses. Alors que ces contributions peuvent être négatives (zones bleues) ou positives (zones rouges), les espaces blancs représentent alors les associations des déphasages (c.à.d. les associations *temps de la mesure* et *intervalles de temps*) pour lesquelles les contributions de MN_4 sont similaires dans les deux mesures, et s'annulent donc dans le résidu au point de croisement par différence.

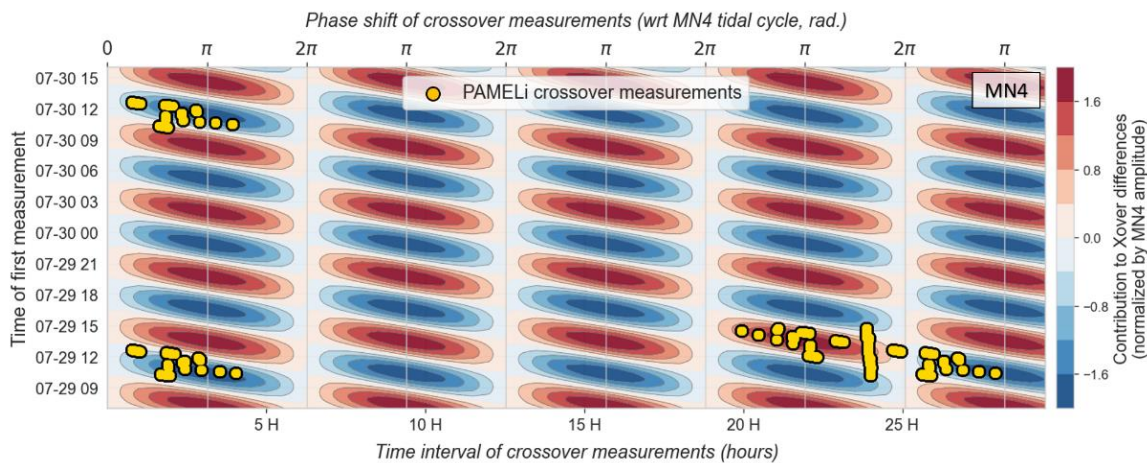


Figure 3.7. Contribution de l'onde MN_4 aux différences aux points de croisements (DH_k), normalisée par son amplitude à AIX. Les points de croisements issus de la campagne PAMELi (points jaunes) sont représentés en fonction de leurs intervalles de temps (axe des x du bas) ainsi

que leurs déphasages correspondants (axe des x du haut). L'axe des y représente le temps de la première mesure pour chaque point de croisement.

Durant la campagne, des milliers de points de croisements (*intra* et *inter*-journaliers) sont collectés, représentés sur cette même figure (Figure 3.7, points jaunes). Grâce à ce diagramme, on visualise alors facilement la répartition des points de croisements du point de vue du cycle de l'onde MN₄ (à AIX). Les croisements inter-journaliers parcourent un cycle complet de l'onde quart-diurne, avec des contributions négatives puis positives dans les différences aux points de croisements (Figure 3.7, DT compris entre 18 h et 28 h). C'est ce qui explique la forme bimodale de la distribution des hauteurs résiduelles inter-journalières corrigée avec la configuration S, forme bimodale très atténuée avec la correction S+ (Figure 3.5, panneau de droite). Au contraire, les intervalles de temps associés aux points de croisements intra-journaliers ne sont pas suffisamment étalés pour parcourir un cycle quart-diurne complet (Figure 3.7, DT inférieurs à 5 h), et les distributions des hauteurs résiduelles corrigée de S sont donc biaisées de manière unimodale (Figure 3.4). Le biais négatif présent dans les distributions intra-journalières est presque résolu avec la correction S+, qui reproduit plus fidèlement MN₄, comme montré précédemment.

L'optimisation spatio-temporelle de l'itinéraire parcouru par le drone lors de la campagne est donc un paramètre crucial qui va ensuite déterminer directement la contribution d'une onde de marée dans les différences de hauteurs d'eau calculées aux points de croisements. A cet effet, un outil de planification a été développé dans le cadre de cette thèse. Dans notre cas de figure, nous avons donc utilisé une prédiction de marée calculée à partir des observations de la station AIX afin d'avoir une connaissance *à priori* des cycles de marée associés à chaque onde, dont MN₄ qui est fortement amplifiée au cours de sa propagation sur le plateau continental et dans les petits fonds des pertuis charentais. En appliquant un biais de +2,4 cm sur MN₄ à la frontière ouverte pour S+, la différence en amplitude atteint +8 cm entre les S et S+ sur cette même onde, au milieu de la zone couverte par la campagne PAMELi. Ce biais de +8 cm se reflète dans les différences de hauteurs d'eau aux points de croisements par des écarts atteignant ±16 cm (soit deux fois la différence d'amplitude). Ces écarts maximaux sont atteints lorsque les mesures sont séparées par un déphasage de π rad.

Alors que les hauteurs résiduelles aux points de croisements sont significativement réduites grâce à la correction apportée sur M_3 et MN_4 , la validation aux marégraphes montre qu'une part importante du bilan d'erreur est imputable à l'onde M_4 (voir Figure 2.14 du chapitre précédent). Afin de quantifier et discuter l'impact de l'erreur associée à M_4 sur les hauteurs résiduelles corrigée de S^+ , nous proposons dans la section suivante d'appliquer une correction empirique, basée sur les amplitudes et phases de M_4 observées aux marégraphes AIX et BOURC.

3.3.2 Impact de l'erreur associée à l'onde M_4

La validation du modèle aux marégraphes a montré que l'amplitude de M_4 était sensiblement sous-estimée (jusqu'à quelques centimètres) pour les 3 stations situées dans la partie intérieure de la mer des pertuis charentais (AIX, BOURC et LROC). A la différence de MN_4 et M_3 , les erreurs associées à M_4 ne viennent pas du forçage de marée (les erreurs de l'atlas REGAT_NEAB, utilisé pour forcer notre modèle, sont faibles sur M_4 dans la région) mais apparaissent au fil de la propagation de l'onde dans les eaux moins profondes des pertuis. L'erreur complexe est de 0.2 cm et 0.3 cm aux stations LSDO et COT, situées dans la partie extérieure de la baie, tandis que des erreurs de 2.5 cm et 3.3 cm sont calculées à AIX et BOURC (Figure 2.16). Ces deux stations sont très proches (moins de 10 km) de la zone de campagne, et il ne fait aucun doute que les erreurs faites par le modèle sur M_4 impactent les hauteurs résiduelles calculées aux points de croisements.

Afin de quantifier l'impact de cette erreur sur les résidus aux points de croisements, nous appliquons une correction empirique basée sur les observations des deux marégraphes AIX et BOURC. En d'autres termes, l'objectif ici est d'illustrer ce à quoi pourraient ressembler les distributions précédemment présentées si l'erreur du modèle sur M_4 était plus faible. Toutefois, le but n'est pas de construire une solution empirique par minimisation de ces hauteurs résiduelles, qui ne reflètent que deux journées de variations de hauteurs d'eau.

Le terme de correction que l'on applique est calculé grâce à une prédiction de marée basée sur l'erreur d'amplitude de l'onde M_4 :

$$h_{\Delta M_4}(t) = f_4 \Delta A_{M_4} \cos[\omega_{M_4} t - g_{M_4} + U_{M_4}(t) + V_{M_4}(t)] \quad 3.9$$

où ΔA_{M_4} est l'erreur d'amplitude sur M4 que l'on cherche à corriger, et g_{M_4} la phase de M4, au point PG situé au milieu de l'étendue de la campagne (Figure 2.15). La correction peut être calculée pour chaque temps t telle que :

$$H_{corr}(t) = H_{model}(t) + h_{\Delta M_4}(t) \quad 3.10$$

Puis les hauteurs résiduelles aux points de croisements sont déterminées à partir de la nouvelle solution :

$$DH_{corr}(t, t + dt) = H_{corr}(t) - H_{corr}(t + dt) \quad 3.11$$

En testant empiriquement des biais d'amplitude, proches de ceux observés aux marégraphes AIX et BOURC (2.5 cm et 3.3 cm), une valeur de 2.3 cm est ensuite choisie pour corriger les hauteurs résiduelles. Cette nouvelle solution est comparée aux hauteurs résiduelles corrigées de la configuration S+. Ces distributions sont représentées sur la Figure 3.8, pour les points de croisement *intra* et *inter-journaliers* (DT \neq 24 h). Comme soulevé précédemment, l'intervalle de temps de 24 h est proche d'une période d'aliasing pour M4 et les résidus sont alors beaucoup impactés par cette correction. Aussi, la sur-représentation de cet intervalle de temps (68% des points de croisements *inter-journaliers*) peut induire un biais sur les indicateurs statistiques calculés. C'est pourquoi nous avons choisi d'exclure ces points de croisements dans les distributions présentées ensuite.

Pour les points de croisements *intra-journaliers*, ce terme de correction réduit sensiblement les erreurs résiduelles (Figure 3.8a-b). La moyenne des résidus passe alors de -2.34 cm à 0.22 cm le premier jour et de -3.52 cm à -1.4 cm le second. La RMSE est réduite de 0.62 cm le premier jour et 1.12 cm le second. Concernant les points de croisement *inter-journaliers* (DT \neq 24 h, Figure 3.8c), la RMSE est réduite de 0.79 cm, passant de 4.04 cm à 3.25 cm. Alors que la distribution était toujours bimodale après correction par la configuration S+, elle est maintenant plus gaussienne et centrée. Ces améliorations reflètent une meilleure reproduction des variations de marée le long du cycle de marée.

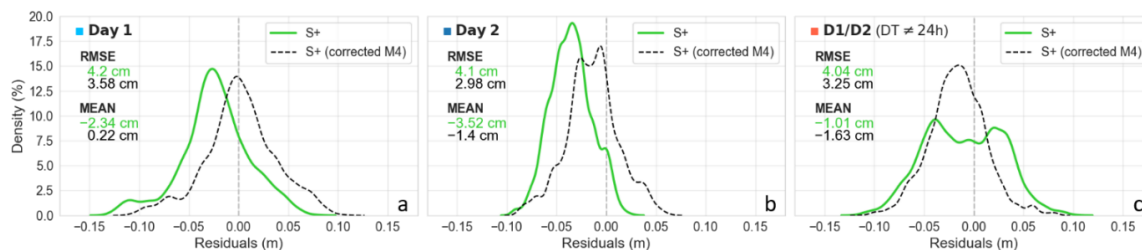


Figure 3.8. Distribution des résidus aux points de croisements pour la solution S+ (vert) et la solution S+ empiriquement corrigée de l'erreur sur M4 (noir). Les distributions sont représentées pour les points de croisements intra-journaliers (a - Jour 1, b - Jour 2) et inter-journaliers (c - uniquement les intervalles de temps différents de 24 h).

Nous calculons ensuite les percentiles de cette solution corrigée, afin de les comparer aux percentiles de la solution S+. A la différence de ce qui a été présenté pour la solution S+, les points de croisement associés à un intervalle de temps de 24 h sont exclus, pour les raisons évoquées ci-dessus. La correction empirique sur l'amplitude de M4 améliore alors sensiblement la cohérence de la solution, avec une erreur diminuée d'environ 1 cm pour tous les percentiles supérieurs au 20ème (Figure 3.9). Ainsi, la médiane et le 90^{ème} percentile passent de 3.19 cm à 2.1 cm et de 6.37 cm à 5.56 cm, respectivement. En d'autres termes, 50 % des différences aux points de croisements corrigée par la dernière solution présentent des résidus inférieurs à 2.1 cm.

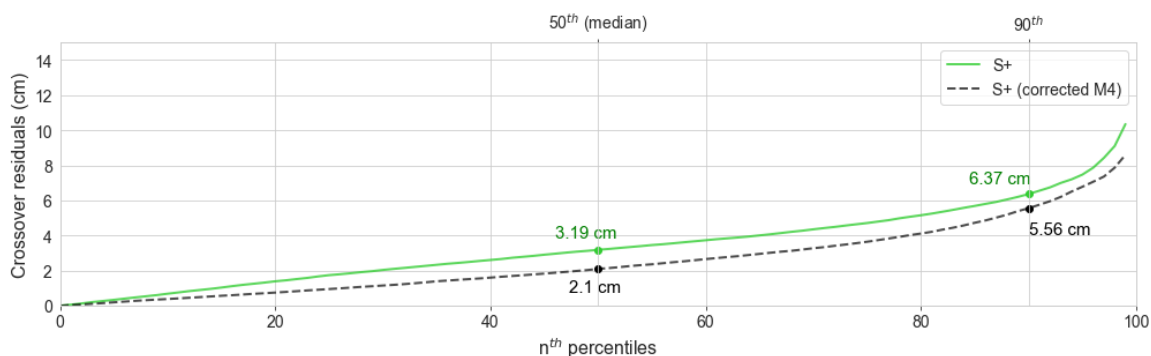


Figure 3.9. Distribution des percentiles [1-99] calculés pour les hauteurs résiduelles issues des corrections du modèle S+ (vert) et la configuration S+ corrigée empiriquement (noir). Les 50ème et 90ème percentiles sont représentés par les barres verticales, et leur valeur est explicitée. Les percentiles sont calculés pour tous les résidus aux points de croisement, excepté ceux dont la période de revisite est de 24 h.

En permettant d'étendre spatialement nos capacités d'observations, l'utilisation de plateformes mobiles telles que le drone PAMELi ouvre alors de nouvelles possibilités pour la validation des modèles hydrodynamiques, et leur paramétrisation. En particulier, la nature des fonds très variable des Pertuis

Charentais n'est pas prise en compte dans notre modèle et l'importance de ce paramètre dans la génération des harmoniques quart et sixte-diurne est bien connue aujourd'hui (Le Provost, 1991; Nicolle and Karpytchev, 2007; Song et al., 2016). Par exemple, une étude menée dans la baie de Baya (Chine) a montré que l'onde M4 y était générée à 36% par moment frictionnel (Song et al., 2016). La paramétrisation de la friction de fond constante ($n = 0,025$) appliquée sur l'ensemble de notre domaine est alors susceptible d'impacter les hauteurs d'eau simulées (Pairaud et al., 2008; Song et al., 2016). En particulier, la présence de larges estrans vaseux de part et d'autre de la baie de Marennes-Oléron, où est menée cette campagne, tend à réduire localement la friction, et à favoriser la propagation de la marée. Une meilleure paramétrisation de la friction de fond se reflètera alors par une plus grande cohérence aux points de croisements.

3.4 Conclusion du chapitre

En complément d'une validation dite « classique » réalisée à l'aide de cinq marégraphes côtiers et montrée dans le Chapitre 2, on évalue ici la précision de nos deux configurations de modèle (S et S+ corrigée d'un biais à la frontière) sous une trace Sentinel-3A grâce à une campagne PAMELi menée en Juillet 2020. Pour ce faire, les mesures du niveau marin collectées grâce au système Cyclopée (combinaison d'une antenne GNSS et d'un altimètre acoustique) sont exploitées comme jeu de validation grâce à une méthodologie se basant sur l'analyse des résidus aux points de croisements. Les deux configurations SCHISM diffèrent par une correction empirique apportée sur les forçages aux frontières, et la première question de l'étude était donc : « Quel est l'impact de cette correction sur les résidus aux points de croisements, directement sous la trace altimétrique Sentinel-3A ? ». On peut maintenant répondre que la correction apportée réduit la RMSE des résidus aux points de croisements de plus de 60%, contre 20-30% aux marégraphes situés dans la partie intérieure du Pertuis Charentais. D'un point de vue qualitatif, cette nette amélioration soulève surtout l'importance de la conception spatio-temporelle d'une telle campagne.

En effet, on montre dans cette étude que le design de la campagne de Juillet 2020 est particulièrement favorable à mettre en évidence des contributions des ondes tiers et quart-diurnes dans les hauteurs résiduelles aux points de croisements. Par exemple, le biais appliqué sur l'amplitude de MN_4 à la frontière est de + 2.4 cm et

passé + 8 cm dans la zone de la campagne, à cause de l'amplification de l'onde sur le plateau côtier. Cette différence de + 8 cm entre les deux configurations se traduit alors par des différences allant jusqu'à ± 16 cm dans les résidus de croisement, selon le déphasage de l'onde lors des mesures. Afin d'aider dans la planification de prochaines campagnes, les routines développées dans le cadre de cette thèse permettront d'estimer ces contributions et d'anticiper les phénomènes d'aliasing, à partir d'un itinéraire prévisionnel et d'une prédiction de marée locale (basée sur des observations ou un modèle).

La validation classique du modèle aux marégraphes a permis de mettre en évidence une erreur sur M_4 , liés à certains mécanismes mal reproduits par le modèle (e.g. la friction de fond). En se basant sur les observations des stations AIX et BOURC, nous avons appliqué un terme de correction aux résidus aux points de croisements, réduisant ainsi encore la RMSE des résidus aux points de croisements de 15 à 25 %. Le but de cette correction n'est pas de construire une solution empirique, mais simplement de visualiser l'impact de l'erreur associée à M_4 sur les résidus. Dans ce cas, l'amélioration de la reproduction des variations de niveau d'eau le long d'un cycle de marée se reflète par une distribution des hauteurs résiduelles plus gaussienne et la disparition d'un biais systématique.

Comme rappelé en introduction, cette étude « pilote » est avant tout une preuve de concept, visant à exploiter une cartographie du niveau marin effectuée à l'aide du système Cyclopée monté sur le drone marin PAMELi pour étendre spatialement nos capacités de validation. Ces observations d'un genre nouveau seront alors un atout essentiel afin de valider les observations de la future mission SWOT et d'évaluer les principales corrections (e.g. marée et pentes de géoïdes) sur les grandes étendues couvertes par sa fauchée. La méthodologie des points de croisements permet alors de comparer des hauteurs d'eau colocalisées, et leurs différences ne reflètent aucune variation horizontale de hauteurs d'eau. Toutefois, la zone couverte par la campagne PAMELi (1.5 km x 3.5 km) est relativement restreinte, et ces variations spatiales restent limitées au regard de l'amplitude des erreurs liées à la mesure ou au modèle. L'intérêt de telles campagnes sera décuplé pour de plus grandes étendues, avec des variations de géoïde et gradients de marées plus significatifs.

Au moment de l'écriture de manuscrit, et sauf recherches erronées, aucune étude combinant l'utilisation d'un drone de surface à la modélisation hydrodynamique pour améliorer notre connaissance du littoral n'a été rapportée dans la littérature. On peut donc espérer que celle-ci contribuera à stimuler d'autres applications dans ce domaine.

Chapitre 4

Cartographie à fine échelle des pentes du géoïde

La connaissance précise du géoïde est cruciale pour de nombreuses applications géodésiques et océanographiques. De nos jours, les missions gravimétriques spatiales comme GRACE ou GOCE constituent la source majeure de données pour l'élaboration de modèles de géoïde globaux, offrant une couverture mondiale (Pail et al., 2010). Toutefois, et en dépit de progrès considérables, ces mesures ont une faible résolution spatiale, allant de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres (Pavlis et al., 2012). Or, des anomalies de géoïde sont également présentes sur de plus petites échelles, principalement liées à la topographie du fond marin (Hipkin, 2000). Ainsi, les modèles les plus récents ne permettent pas de déterminer les ondulations de géoïde marin à une échelle spatiale suffisamment fine pour les applications côtières (Bergé-Nguyen et al., 2020).

Pourtant, la connaissance fine du géoïde côtier est un enjeu majeur pour l'exploitation des mesures issues de l'altimétrie :

- Pour la Cal/Val des missions altimétriques, lorsque la mesure *in-situ* est issue d'un marégraphe côtier et n'est pas colocalisée avec la mesure altimétrique au large, il est nécessaire de connaître précisément la pente de géoïde pour relier ces deux mesures (Bonfond et al., 2003; Mertikas et al., 2013) (voir section 1.2.2).
- Pour calculer des anomalies de hauteur d'eau précises à partir des mesures altimétriques, on doit pouvoir les corriger des gradients à fine échelle du géoïde le long des traces altimétriques (ainsi que sur un profil perpendiculaire à la trace nominale de quelques centaines de mètres à cause de la dérive orbitale du satellite).

Dans le chapitre précédent, une cartographie des hauteurs d'eau réalisée à l'aide du drone marin PAMELi équipé du système Cyclopée nous a permis de valider un modèle hydrodynamique sous une trace altimétrique de la région (Tranchant et al., 2021). L'objectif est maintenant de déterminer les pentes de géoïde dans la zone à partir de la même cartographie du niveau marin, puis de les comparer aux

modèles existants dans la région. Une description complète de la campagne PAMELi conduite les 29 et 30 Juillet sous une trace Sentinel-3A est faite dans la section 2.3. On rappelle dans la Figure 4.1 la décomposition chronologique de l'itinéraire répété chaque journée.

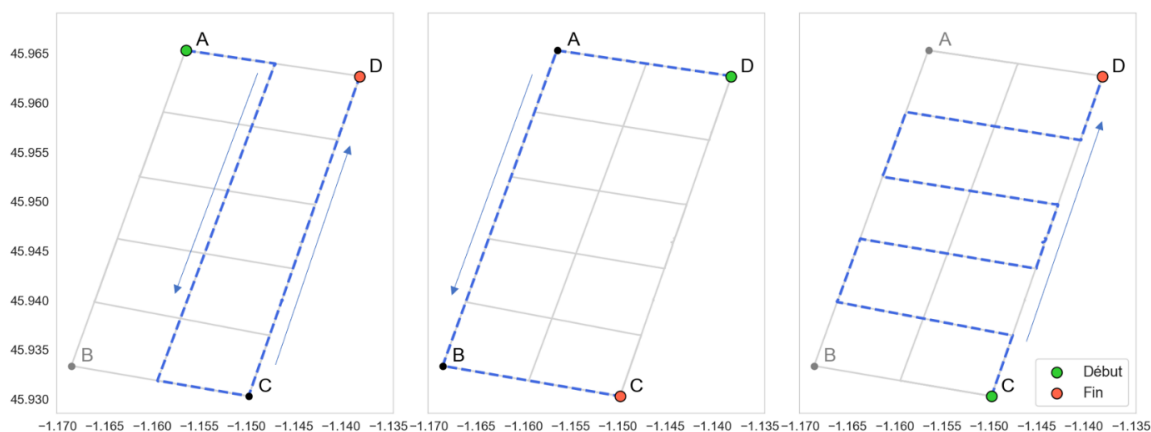


Figure 4.1. Décomposition chronologique de l'itinéraire principal, répété lors des deux journées. La configuration géométrique du parcours permet aux mesures de se croiser avec des intervalles de temps variés.

Pour estimer les pentes de géoïde à partir de la SSH mesurée, on doit alors en corriger les effets de la topographie dynamique. Dans de nombreuses études visant à déterminer les pentes de géoïdes à partir de systèmes GNSS embarqués, des mesures *in-situ* issues d'un ou plusieurs marégraphe(s) déployé(s) à proximité (Bonfond et al., 2021, 2003; Lavrov et al., 2017) et/ou des modèles globaux ou régionaux (M. Bouin et al., 2009; Guo et al., 2016; Varbla et al., 2020) sont utilisés afin de corriger les mesures GNSS de la topographie dynamique.

Par exemple, pour cartographier le géoïde et permettre de relier la mesure altimétrique du large jusqu'au site de calibration de Cape Senetosa (Corse), les mesures réalisées à l'aide d'un catamaran tracté en 1999 (Bonfond et al., 2003) et de la nappe CalNaGeo en 2015 (Bonfond et al., 2021) ont été corrigées des effets de la marée à l'aide de deux marégraphes côtiers. D'autres études ont montré qu'il est possible de combiner des données *in-situ* à de la modélisation afin de corriger les hauteurs d'eau mesurée de la variabilité océanique haute fréquence. Par exemple, lors de 3 campagnes menée au Vanuatu entre 2004 et 2007 (M. Bouin et al., 2009; M.-N. Bouin et al., 2009), les hauteurs mesurées par GNSS ont été corrigées grâce à une prédiction réalisée à partir d'un capteur de pression déployé sur un haut fond, combinée ensuite aux gradients tidaux calculés entre les

positions du marégraphe et du navire à partir du modèle global FES2004. Plus récemment, plusieurs applications combinant des observations issues de marégraphes côtiers et l'utilisation de modèles hydrodynamiques pour estimer la DT au large durant des campagnes embarquant des systèmes GNSS ont permis de valider des modèles existants de géoïde en mer Baltique (Nordman et al., 2018; Saari et al., 2021; Varbla et al., 2020). Dans ces études, les modèles sont alors utilisés pour corriger les gradients de marée présents sur des échelles spatiales relativement grandes (> 100 km), afin de relier la mesure GNSS aux observations côtières.

Dans les Pertuis Charentais, la présence de processus côtiers évoluant sur de faibles échelles spatiales (marée non-linéaire, courants) peut introduire des erreurs importantes sur la mesure des pentes du géoïde. Pour estimer le plus précisément la contribution de la DT, notre approche combine des mesures *in-situ* issues d'un capteur de pression déployé au milieu de la zone, ainsi que l'utilisation du modèle hydrodynamique validé dans le Chapitre 3. Alors que le capteur de pression permet d'estimer la variabilité océanique en un point fixe, le modèle hydrodynamique permet ensuite d'estimer les gradients de DT entre la position du capteur de pression et les positions successives du drone.

L'objectif principal de cette étude est de démontrer le potentiel du drone marin PAMELi (équipé du système Cyclopée) pour cartographier précisément les fines pentes de géoïde dans la région, et l'apport de la correction appliquée pour la cohérence de la solution.

Afin de passer des hauteurs d'eau mesurées par l'antenne GNSS lors de cette campagne à la hauteur de la surface de la mer, un soin particulier est apporté au nettoyage et traitement des données du drone (GNSS et altimètre) et fait l'objet de la section 4.1.1. Ensuite, la méthodologie utilisée pour corriger la SSH de la DT est présentée dans la 4.1.2, où une première synthèse de la cohérence des hauteurs résiduelles obtenues est proposée. Dans la deuxième partie de ce chapitre, on développe une méthodologie permettant de tirer profit de la configuration géométrique du parcours, en formant des « clusters » de points de croisements autour de chaque point d'intersection. Après avoir regroupé ensemble les points de croisements présents à moins de 200 m de l'un des 18 points d'intersections (4.2.1), l'analyse des différences aux points de croisements présentée dans le

Chapitre 3 peut alors s'appliquer localement et donner un aperçu de la répartition spatiale de l'incertitude de la solution (4.2.2). Ensuite, des hauteurs résiduelles moyennes sont estimées et associées à chaque cluster (4.2.3), puis la cohérence de nos observations est comparée avec les grandes longueurs d'ondes résolues par les modèles DTU18 (MSS) et EGM2008 (géoïde) en calculant des hauteurs relatives par rapport à un point du parcours (4.3).

Tout au long du chapitre, les résultats seront comparés entre la solution corrigée et non-corrigée par le modèle. Ainsi, l'impact des gradients de topographie dynamique pourra être quantifié et la nécessité de la correction discutée en trame de fond. Une discussion sur les incertitudes de la solution, les perspectives méthodologiques et les futurs déploiements est proposée dans la section 4.4.

4.1 De la mesure GNSS aux hauteurs résiduelles

4.1.1 Traitement des données

4.1.1.1 Traitement des données GNSS

De manière similaire à l'étude présentée dans le chapitre précédent, le traitement des données GNSS 1Hz issues du système Cyclopée et leur conversion en mesures de hauteurs d'eau ellipsoïdales a été réalisé dans le cadre de la thèse de C. Chupin (Chupin, 2022) à l'aide de la chaîne de traitement RTKlib (Takasu and Yasuda, 2009), en utilisant la méthode des doubles différences. La station GNSS permanente de l'île d'Aix est utilisée comme station de référence lors de cette campagne. Ayant une distance inférieure à 10 km en tous points du parcours, cela permet de s'affranchir de la plupart des incertitudes liées aux corrections troposphériques et ionosphériques (ainsi que les incertitudes liées aux orbites et aux horloges).

Afin de procéder à un premier nettoyage de la solution, on considère deux indicateurs reflétant la qualité du traitement GNSS : N le nombre de satellites valides utilisés pour estimer la solution et l'indicateur Q (=1 quand l'ambiguïté de la solution est fixée). L'évolution de ces indicateurs aux cours des deux journées de la campagne est représentée sur la Figure 4.2. Dans la suite de cette étude, une donnée est considérée invalide lorsque le nombre de satellites valides est inférieur à 8 et que l'ambiguïté de la solution n'est pas fixée ($Q \neq 1$). Pour garantir une plus grande cohérence dans les hauteurs d'eau issues du traitement RTKlib, ce dernier

critère a été élargi afin de retirer également les données sur une période de 10 secondes autour du moment où l'indicateur $Q \neq 1$.

Les deux sessions de mesures ayant été menées à exactement un jour d'intervalle, l'évolution de la constellation GNSS est similaire lors des deux journées. Alors que 9 ou 10 satellites peuvent être utilisés pour le calcul de la solution dans la première partie de la journée, ce nombre baisse à 8 de façon durable à la fin de chaque journée (à partir de 13h30). Le premier jour, le nombre de satellites est réduit plusieurs fois à 7, seuil à partir duquel les données sont considérées invalides et écartées. Des pertes de signal ponctuelles sont vraisemblablement causées par les changements d'assiette du drone beaucoup plus prononcés le premier jour en raison d'une mer de vent très marquée. L'indicateur de qualité Q reflète aussi ces conditions de navigation plus difficiles le premier jour, avec un nombre d'ambiguïtés non fixées quatre fois plus important le premier jour (897, soit 5.5 % des mesures) comparé au second (239, soit 1.5 %).

Afin d'écartier le maximum de données potentiellement invalides, un second tri est fait en se basant sur les paramètres de navigation enregistrés par le drone tels que sa vitesse, sa direction ou son assiette. Une étude approfondie de l'impact de ces paramètres et des indicateurs de qualités qui y sont associés a été menée en collaboration avec Arthur Coquereau (IUEM/UBO) et sera présentée en annexe (non présenté dans le manuscrit soumis aux rapporteurs). Basée sur une évaluation de la cohérence de la solution aux points de croisement, ce travail a permis de mettre en avant et de quantifier l'impact de 2 paramètres : les changements de direction et les irrégularités dans la vitesse du drone.

Comme montré par la Figure 4.3, la vitesse du drone est stabilisée autour de 3 nœuds ($\sim 1.6 \text{ m.s}^{-1}$) lors de la première moitié de chaque journée, et commence à varier à partir de 12h45 (13h30) la première (deuxième) journée après l'étale de pleine mer, lors du cycle descendant de la marée. La vitesse du drone varie alors entre 1.4 m/s et 2 m/s selon la direction du profil parcouru, reflétant l'impact des courants de jusant sur la propulsion du drone. Toutefois, il est important de souligner ici que ce n'est pas la vitesse du drone qui impacte la qualité des données, mais plutôt ses variations qui engendrent des changements d'assiette qui peuvent alors être mal compensés par le bras robotique du système Cyclopée. Cette absence de corrélation entre la vitesse du drone et les erreurs de mesures

corrobore les résultats issus de l'étude de Chupin et al. (Chupin et al., 2020), qui a montré qu'il est possible de cartographier la surface de la mer avec une précision centimétrique avec ce système, pour des vitesses allant jusqu'à 7 nœuds ($\sim 3.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

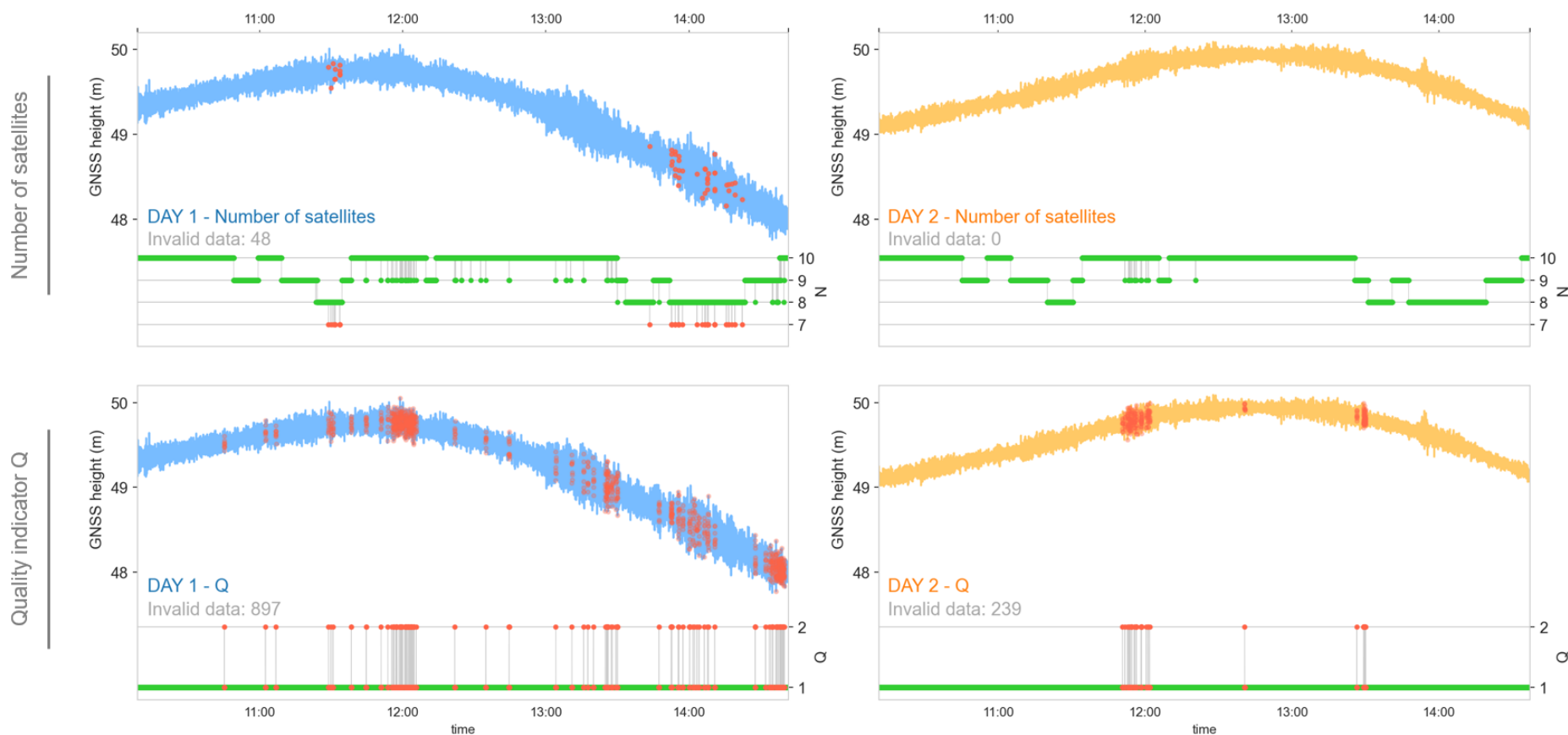


Figure 4.2. Indicateurs de qualités associés à la solution RTKlib. Le nombre de satellite utilisés dans l'estimation de la solution est représenté en haut et l'indicateur de qualité Q en bas, pour le jour 1 (à gauche - bleu) et le jour 2 (à droite - orange). L'indicateur Q, issu du traitement RTKlib, est égal à 1 lorsque l'ambiguïté de la solution est fixée. Les données GNSS invalides associées sont indiquées en rouge sur les courbes de hauteur ellipsoïdale.

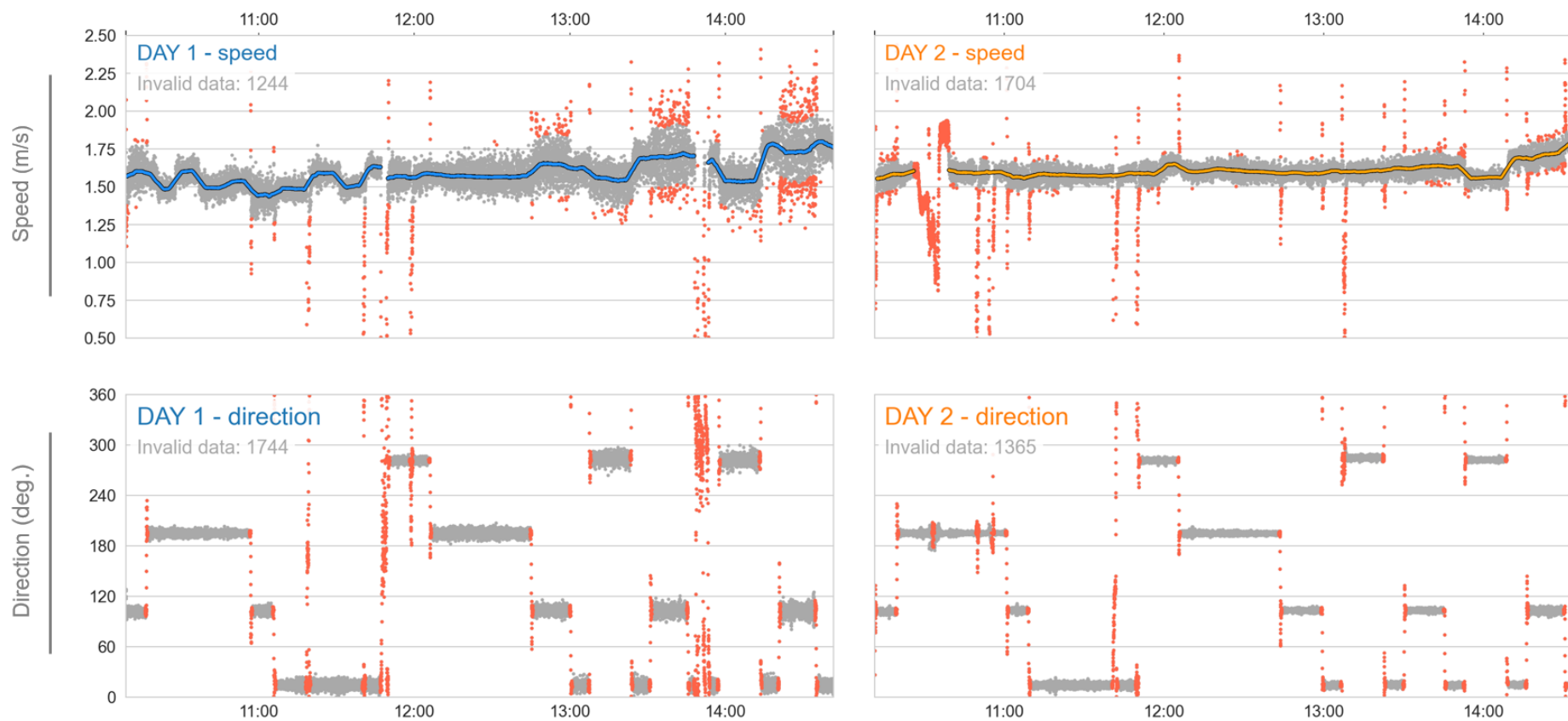


Figure 4.3. Vitesse et direction du drone lors de la campagne. Le panneau de gauche (de droite) représente la vitesse et la direction du drone lors de la première (deuxième) journée de mesures. Pour chacun de ces deux paramètres, les données brutes à 1 Hz sont représentées par les points gris, tandis que les données à exclure sont indiquées par les points rouges.

4.1.1.2 Altimètre acoustique

Pour obtenir la hauteur de la surface de l'eau à partir de celle de l'antenne GNSS, il faut soustraire le tirant d'air déterminé par l'altimètre à la hauteur ellipsoïdale mesurée par l'antenne GNSS ($H_{altimeter}$), ainsi que la distance constante entre l'antenne GNSS et la référence du capteur acoustique (H_{offset}):

$$SSH = H_{GNSS} - H_{altimeter} - H_{offset} \quad 4.1$$

Le récepteur GNSS n'est pas synchronisé sur la même horloge - ni piloté par le même ordinateur - que l'altimètre. Bien qu'un décalage de 1 min 51 entre les deux horloges ait été précisément déterminé grâce à une réinitialisation simultanée des deux systèmes, des doutes subsistent sur la parfaite synchronisation des données issues de ces deux instruments. Par exemple, la réponse de l'altimètre aux changements brusques d'assiette du drone n'est pas toujours simultanée avec le gradient induit sur la mesure de la hauteur de l'antenne GNSS. Parfois de l'ordre de quelques secondes, ce décalage - non systématique - pourrait être dû au traitement fait par l'ordinateur central lors de la centralisation de toutes les données instrumentales dans la base de données PAMELi.

Par conséquent, notre stratégie est de filtrer les mesures de tirants d'air issues de l'altimètre avant de les ajouter aux hauteurs ellipsoïdales mesurées par l'antenne GNSS. On retire donc de ce signal la variabilité haute fréquence correspondant aux variations d'assiettes liées à la houle ou aux accélérations. Le filtrage des hauteurs ellipsoïdales de l'antenne GNSS permet d'en retirer aussi cette contribution haute-fréquence avant de la combiner aux mesures de l'altimètre filtrées. La Figure 4.4 montre les mesures de tirants d'air filtrées, pour différentes tailles de fenêtres temporelles (10 sec, 60 sec, 120 sec et 300 sec). Dans la suite, une fenêtre de 120 s est choisie pour filtrer les mesures de l'altimètre.

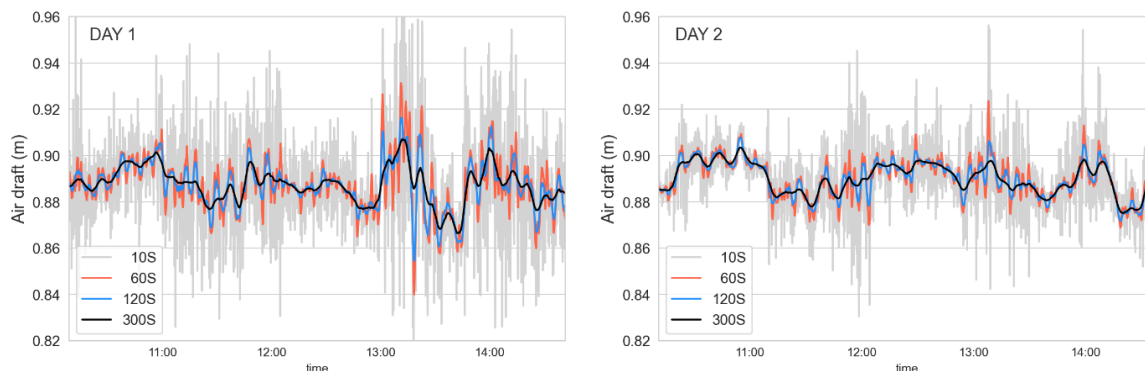


Figure 4.4. Tirants d'air mesurés par l'altimètre acoustique lors de la première (à gauche) et la seconde (à droite) journée de mesures. Alors que les données moyennées sur 10 secondes sont représentées en gris, les données moyennées sur 60s, 120s et 300s sont représentées en rouge, bleu et noir, respectivement.

Alors que la période de la fenêtre choisie pour filtrer la SSH le long du parcours (à 3 nœuds, $60\text{ s} \approx 100\text{ m}$) est intrinsèquement liée aux échelles spatiales du géoïde à déterminer, le tirant d'air mesuré par l'altimètre est lui – théoriquement – indépendant de ce signal géophysique. La contrainte sur la période de la fenêtre utilisée pour filtrer les hautes-fréquences mesurée par l'altimètre est alors beaucoup plus lâche que pour filtrer la SSH. Toutefois, il est important de garder à l'esprit que les variations hautes fréquences liées aux vagues ne suivent pas forcément une distribution gaussienne, et donc des erreurs résiduelles peuvent subsister après avoir appliqué le filtre passe-bas.

La Figure 4.5 montre les SSH mesurées par le système Cyclopée après avoir combiné les hauteurs de l'antenne GNSS et les tirants d'air mesurés par l'altimètre. Le nettoyage des données est fait selon les critères établis le long de cette section (indicateurs de qualité de la donnée GNSS, vitesse et direction du drone). L'amplitude des SSH mesurée est d'environ 2 m le premier jour et 1 m le second, reflétant essentiellement l'évolution du cycle de marée. A ce stade, il n'est donc pas possible d'identifier un signal cohérent pouvant correspondre aux variations spatiales du géoïde, et les différences de SSH lors des revisites aux points A, B, C et D nous donnent alors une idée de l'amplitude du signal à corriger (Figure 4.5).

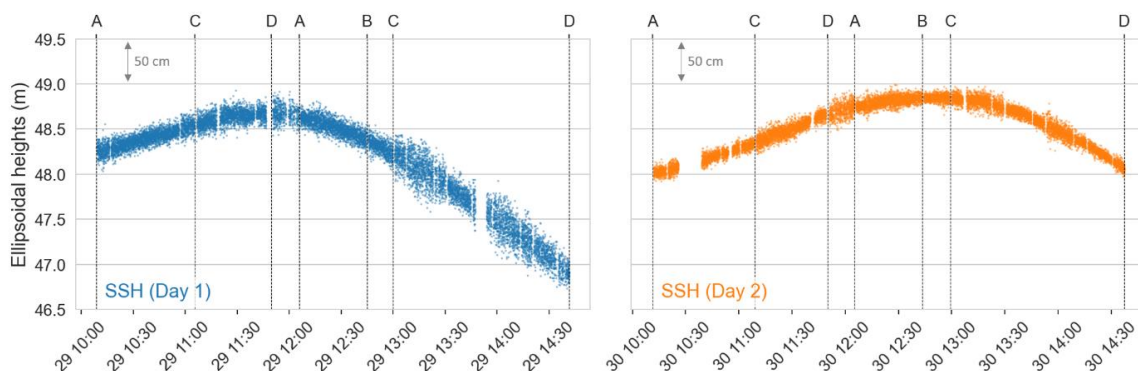


Figure 4.5. SSH à 1 Hz mesurée par le système Cyclopée la première journée (à gauche, bleu) et la seconde (à droite, orange) jour de la campagne. Les lignes verticales et les lettres associées correspondent aux 4 points (A, B, C, D) situés aux extrémités du parcours (voir Figure 4.1).

Ensuite, la SSH obtenue est filtrée à l'aide d'une moyenne glissante sur une fenêtre de 30 secondes. Le drone ayant parcouru l'ensemble de l'itinéraire avec une vitesse moyenne de 3 nœuds, cela revient à moyenniser la surface de la mer sur des longueurs d'ondes de 50 m. En complément, un filtre basé sur la différence avec l'écart-type ($1.5 \times \sigma$) est appliqué afin de retirer certaines valeurs aberrantes.

Pour accéder aux variations de géoïde, l'étape suivante est de soustraire la contribution de la topographie dynamique aux SSH mesurées par Cyclopée. Au vu des ordres de grandeurs en jeu, où une dynamique macro-tidale se superpose à des pentes de géoïdes de quelques centimètres seulement, la précision de cette correction sera donc un facteur déterminant pour la suite de l'étude. Dans la partie suivante, nous proposons d'estimer la topographie dynamique en combinant des mesures issues d'un capteur de pression avec des gradients horizontaux de hauteurs d'eau modélisés.

4.1.2 Estimation de la topographie dynamique

4.1.2.1 Méthodologie

La première étape est de soustraire des mesures de SSH la topographie dynamique mesurée par un capteur de pression déployé au centre de la zone. Malgré la taille restreinte de la zone dans laquelle est menée la campagne (1.5 km x 3.5 km), des gradients de hauteur d'eau peuvent exister entre le point de déploiement du capteur de pression et la position du drone. Au premier ordre, ces gradients reflètent alors la dynamique de la marée, dont l'amplitude des ondes non-linéaires de plus hautes fréquences – et donc de plus faibles longueurs d'ondes – peuvent

atteindre 50 cm dans la région. Ces gradients sont alors estimés grâce au modèle hydrodynamique présenté dans la section précédente.

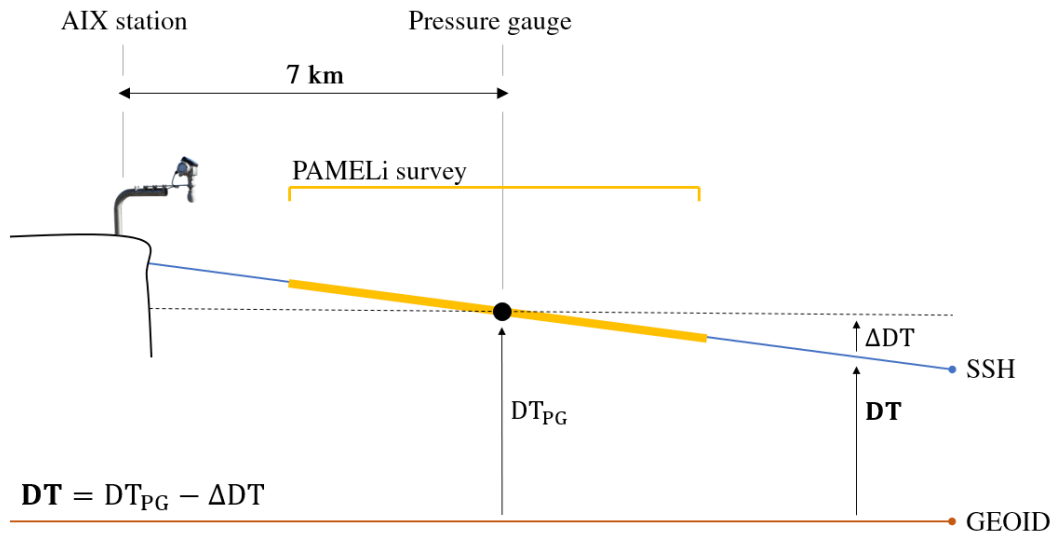


Figure 4.6. Schéma synthétisant la méthodologie de détermination de la topographie dynamique associée aux mesures de hauteur PAMELi, les échelles spatiales ne sont pas fidèles à la réalité. La surface de la mer à un instant donnée (courbe bleue) et la topographie dynamique correspondant à la position du capteur de pression (pointillés noirs) y sont représentées par rapport au géoïde (droite marron). Ce dernier est représenté comme un champ spatialement constant afin de simplifier la représentation des autres contributions.

En tout point de mesure PAMELi, la DT peut alors se décomposer en deux termes, représentant la part du signal mesurée en un point fixe par le capteur de pression, $DT_{PG}(t)$, et la contribution des gradients horizontaux de hauteur d'eau entre la position du capteur de pression et celle du drone marin, $\Delta DT(x, y, t)$:

$$DT_{PAMELi}(x, y, t) = DT_{PG}(t) + \Delta DT(x, y, t) \quad 4.2$$

Ici, le gradient de topographie dynamique $\Delta DT(t)$ est estimé à l'aide du modèle hydrodynamique.

4.1.2.2 Capteur de pression

Un capteur de pression a été déployé au milieu de la zone avant de débiter le parcours principal chaque journée (voir la frise chronologique présentée sur la Figure 4.2 dans le chapitre précédent) afin d'étudier la contribution de DT_{PG} . Afin d'assurer une continuité dans les mesures, il aurait été toutefois préférable de déployer le capteur une seule fois pour toute la durée de la campagne, ce qui n'a pas été possible cette fois-ci pour des questions de réglementation liées à la

sécurité de la navigation maritime. Ce dernier point ne représente toutefois pas un obstacle majeur pour la détermination du géoïde à partir des mesures GNSS du système Cyclopée. En effet, le biais dans les hauteurs d'eau mesurées lors des deux journées peut être déterminé précisément par la suite grâce aux résidus aux points de croisements.

La pression mesurée au fond de la colonne d'eau par le capteur est reliée à la hauteur d'eau par la relation :

$$H_{PG} = \frac{P_b - P_a}{\rho g} = \frac{P_b - \bar{P}_a}{\rho g} - \left[\frac{\delta P_a}{\rho g} \right] \quad 4.3$$

avec P_b la pression mesurée au fond de l'eau par le capteur en Pa, P_a la pression atmosphérique, ρ la masse volumique de l'eau de mer en kg.m^{-3} et g l'accélération liée à la gravité en m.s^{-2} . $\bar{P}_a = 1013.25$ hPa est la pression atmosphérique moyenne et le terme entre crochets représente l'effet du baromètre inverse (i.e. la contribution isostatique de la pression atmosphérique à la hauteur d'eau). La connaissance de la pression atmosphérique et de la masse volumique de l'eau est alors indispensable pour déterminer précisément la hauteur d'eau.

La masse volumique dépend essentiellement de la température et de la salinité (Millero and Poisson, 1981) et peut être fortement influencée par l'apport d'eau douce par les rivières. En particulier, cette campagne de mesures PAMELi se déroule à proximité immédiate de l'estuaire de la Charente, situé à seulement quelques kilomètres au nord-est (Figure 3.3). Parmi les nombreux capteurs que le drone PAMELi peut embarquer lors d'une campagne, une sonde multi-paramètres installée sur la quille centrale a permis de mesurer – entre autres – la température et la salinité à environ 50 cm de profondeur de manière continue durant les deux jours de la campagne (les mesures de température, salinité et turbidité réalisées au cours de ces deux journées sont représentées sur la Figure A.18 présentée en annexe). La masse volumique moyenne, calculée à partir des températures et salinités de surface, est de 1022.9 kg.m^{-3} la première journée et de 1022.8 kg.m^{-3} la seconde journée.

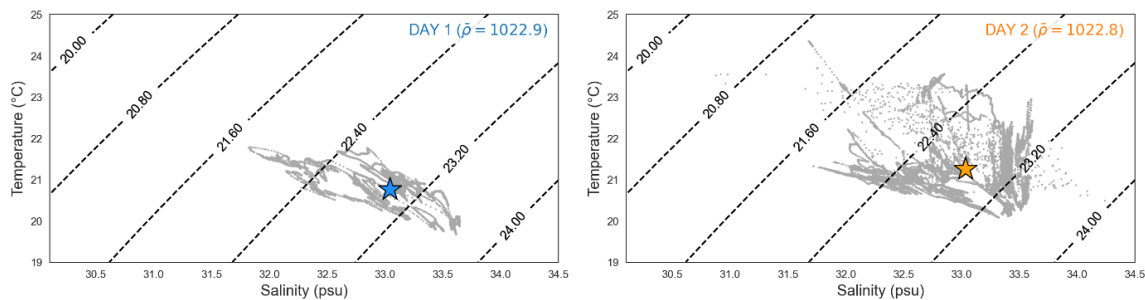


Figure 4.7. Diagramme Température-Salinité des masses volumiques calculées à partir des mesures du capteur multi-paramètre embarqué sur le drone PAMELi, lors des deux journées de la campagne (première journée à gauche, seconde journée à droite). La masse volumique moyenne est représentée par une étoile et sa valeur est indiquée dans le coin supérieur droit de chaque panneau.

Issues de mesures proches de la surface, on suppose néanmoins que ces densités sont représentatives de l'ensemble de la colonne d'eau. Alors qu'une masse volumique moyenne de 1027 kg.m^{-3} peut être une approximation satisfaisante pour un grand nombre d'applications, les différences peuvent être centimétriques ici et s'approchent de l'ordre de grandeur des ondulations de géoïde à déterminer.

Les hauteurs d'eau ellipsoïdales sont corrigées de l'effet du baromètre inverse grâce aux mesures de pression atmosphérique issues station AIX (Figure 2.18), située à 7 km du capteur de pression. On peut alors supposer que la position du capteur de pression est suffisamment proche de la station de référence pour que les différences de pression atmosphérique soient minimales voire négligeables. La pression atmosphérique baisse continuellement durant les deux jours de campagne, présentant une anomalie de -8 hPa entre le début de la première journée et la fin de la seconde journée. En considérant la relation linéaire du baromètre inverse ($1 \text{ hPa} \approx 1 \text{ cm}$), cette anomalie correspond alors approximativement à une différence de 8 cm du niveau de la mer.

4.1.2.3 Modélisation des gradients de topographie dynamique

Afin de déterminer des ondulations de géoïde centimétriques dans les hauteurs d'eau mesurée par le système Cyclopée, on doit alors être capable de retirer la topographie dynamique avec la plus grande précision possible. Le déploiement d'un capteur de pression au milieu de la zone permet de mesurer l'essentiel de ce signal, là où l'utilisation seule d'un modèle serait impossible au vu des incertitudes qui y sont liées. Toutefois, alors que dans la précédente application les hauteurs d'eau modélisées étaient interpolées linéairement aux temps et positions exactes

des mesures faites par le drone, ici la mesure en un point fixe ne reflète alors pas les gradients de hauteur d'eau pouvant exister entre les positions successives du drone et le capteur. Afin de relier les mesures du capteur de pression aux positions successives du drone marin, on propose d'estimer les gradients de hauteurs d'eau à l'aide de la configuration du modèle S+ validée au préalable aux marégraphes (voir section 2.2.4) et aux points de croisements dans la zone couverte par la campagne (Chapitre 3).

La Figure 4.8 montre la cartographie spatiale de l'amplitude (panneau de gauche) et de la phase (panneau de droite) associée à l'onde M_2 dans la région. Son amplitude et sa phase varient respectivement de 1.75 cm et 1° entre le nord et le sud de la zone de campagne.

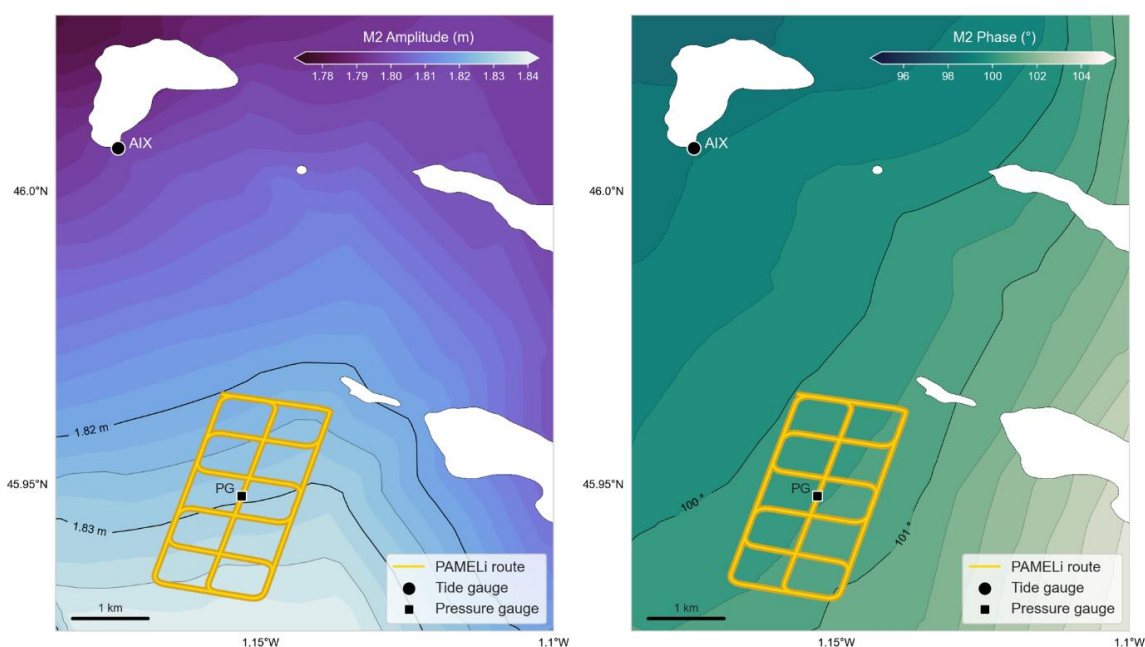


Figure 4.8. Amplitude (à gauche) et Phase (à droite) de l'onde M_2 dans la zone de la campagne. Le parcours du drone répété les deux journées y est représenté par un trait continu jaune, ainsi que le marégraphe de l'île d'Aix (cercle noir) et le capteur de pression (carré noir).

Les différences de hauteur d'eau entre la position du capteur de pression et les positions successives du drone PAMELi $\Delta DT(x, y, t)$ sont déterminées à partir du modèle pour les deux journées de campagne et représentées sur la Figure 4.9. A un instant t , le champ de hauteurs d'eau modélisé est interpolé bi-linéairement à la position du capteur de pression et à celle de la mesure PAMELi, puis le gradient de topographie dynamique est calculé par simple soustraction (où l'exposant M est associé au modèle) :

$$\Delta DT(x, y, t) = DT_{PAMELi}^M(x, y, t) - DT_{PG}^M(t) + \epsilon^M \quad 4.4$$

avec le terme ϵ^M qui représente alors l'erreur du modèle.

La Figure 4.9 présente l'évolution de cette correction au cours de chaque journée de mesure (Figure 4.9a) ainsi qu'en fonction de la distance séparant le drone de la position du capteur de pression (Figure 4.9b). Des similitudes sont présentes lors des deux journées, en raison d'un itinéraire identique répété à 24h d'intervalle. En effet, la distance entre le capteur de pression et le drone conditionne largement l'amplitude de ces gradients de hauteurs d'eau (voir Figure 4.9b), et la répétitivité exacte du parcours induit la symétrie observée entre les deux journées. Les gradients de topographie impactent la solution sur les mesures du drone acquises entre 350 m et 2000 m, avec une accentuation de l'amplitude de la correction vers les plus grandes distances. Les gradients peuvent être significatifs même pour des courtes distances, la correction pouvant atteindre ponctuellement plusieurs millimètres lorsque la distance est de 350 m seulement.

La présence de gradients de topographie dynamiques importants sur de petites échelles spatiales est caractéristique de la propagation de la marée en milieu côtier, à cause des interactions non-linéaires de celle-ci avec le fond ou la morphologie des côtes (Le Provost, 1991). Sans correspondre à une période d'aliasing des ondes semi-diurnes et quart-diurnes majoritaires dans la région, la période de répétitivité des mesures de 24h en est toutefois très proche ($T_{M2} = 12.42h$ soit $1.93 \times 24h$) pour que le cycle de marée présente de fortes similitudes lors des deux journées.

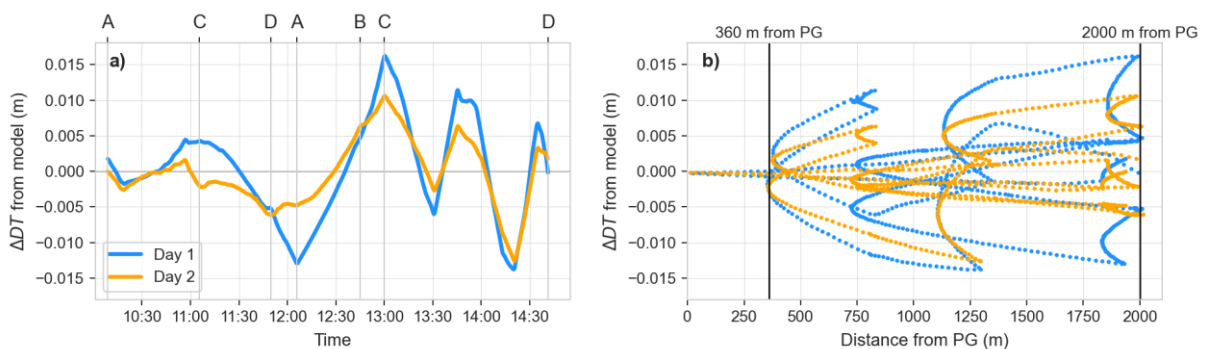


Figure 4.9. Correction des gradients de topographie dynamique entre la position du capteur de pression et le drone PAMELi, calculée à partir du modèle hydrodynamique pour la première (bleu) et la seconde (jaune) journée. L'évolution de la correction est représentée suivant les temps de

mesures de chaque journée (a) ainsi qu'en fonction de la distance séparant le drone de la position du capteur de pression.

Le modèle étant forcé sur tout son domaine par des champs de vents et de pression atmosphérique, l'estimation des gradients par le modèle inclut également les fluctuations hautes fréquences induites par les forçages atmosphériques (i.e. la composante non-linéaire du baromètre inverse ou les déplacement barotropes induits par le vent). Toutefois, ces deux jours de campagne ayant été réalisée dans des conditions météorologiques optimales, l'origine de ces différences est alors presque exclusivement d'origine tidale.

4.1.3 Hauteurs résiduelles

En combinant les différents termes introduits jusqu'ici, la hauteur d'eau résiduelle corrigée des gradients de topographie dynamique issus du modèle peut maintenant s'exprimer comme :

$$H = H_{GNSS} - H_{altimeter} - DT_{PG} - \delta DT \quad 4.5$$

Ces hauteurs contiennent alors le signal du géoïde, mais aussi toutes les erreurs associées aux différents termes (instrumentales, GNSS, modèle, ...). De plus, on note que le terme DT_{PG} induit un biais constant car il inclut la hauteur de la colonne d'eau (et non pas juste la partie variable du signal). En raison du redéploiement du capteur de pression lors de chaque journée, ce biais est différent lors deux journées et cette différence a été corrigée à l'aide du résidu moyen aux points de croisements inter-journaliers (-0.246 m appliqué aux mesures de la première journée). Ainsi, un référencement géodésique précis serait nécessaire afin d'estimer les hauteurs de géoïde. Bien que chaque journée de campagne ait commencée par une session statique à l'Ile d'Aix, cet aspect n'est toutefois pas étudié ici. En revanche, les hauteurs ellipsoïdales obtenues ici nous permettent d'estimer les pentes de géoïde sur l'étendue de la campagne, qui pourront par la suite être reliée au référencement absolu de l'Ile d'Aix. Dans la suite de ce chapitre, on appellera « hauteur résiduelle » la SSH après correction de la topographie dynamique. Pour désigner les hauteurs d'eau résiduelles corrigées en plus des gradients de hauteurs d'eau modélisés, on parlera alors de « hauteurs résiduelles corrigées ».

La Figure 4.10 représente les hauteurs résiduelles (panneau du haut encadré en rouge) et les hauteurs résiduelles corrigées (panneau du bas, encadré en vert). Un signal cohérent est alors visible, pouvant indiquer des pentes de géoïde de l'ordre de quelques centimètres dans sur l'étendue couverte par le drone. Les mesures réalisées entre 11h12 et 12h04 de chaque journée présentent des oscillations franches de grandes amplitudes et ne semblant pas reliées à un quelconque signal géophysique, elles ont été retirées de notre jeu de données GNSS (portions grises sur la Figure 4.10). Ces portions de données correspondent au moment où le drone parcourt le profil CD et DA de l'itinéraire préprogrammé (Figure 4.1), segment le plus éloigné de la station au sol.

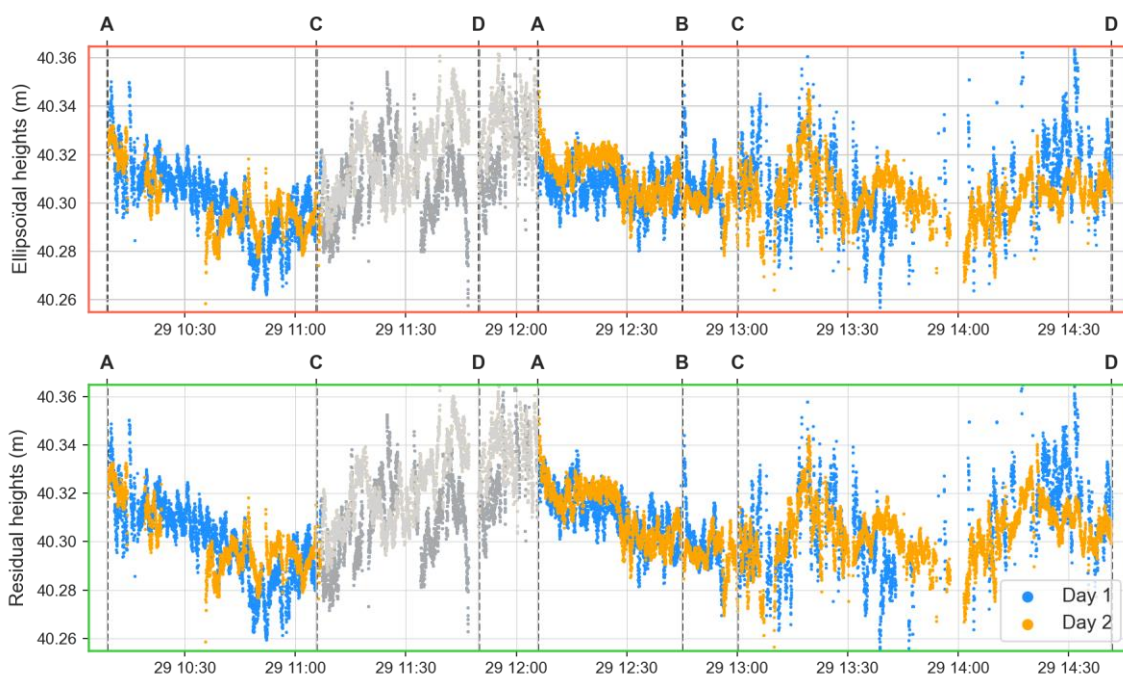


Figure 4.10. SSH après correction de la topographie dynamique, avec (panneau du haut) ou sans (panneau du bas) la correction des gradients horizontaux de hauteurs d'eau. Sur chaque panneau, les mesures de la première journée sont représentées en bleu et la seconde en orange. De plus, une portion a été retirée entre 11h07 et 12h06 chaque journée en raison de la mauvaise qualité des données.

A première vue, les gradients de marée semblent améliorer la cohérence globale des résidus, entre chaque et au sein de chaque journée. Par exemple, les mesures réalisées aux alentours du point C (environ 11h06 et 13h00 lors de chaque journée) sont plus cohérentes après correction des gradients de marée.

La régression linéaire sur les hauteurs résiduelles illustrée sur Figure 4.11 donne alors un premier aperçu de la tendance générale qui se dégage de ces hauteurs

résiduelles, pouvant refléter les gradients de géoïde recherchés. La droite de régression est calculée selon la latitude, car c'est selon cet axe que la plus grande distance est parcourue par le drone (~ 4 km entre le point A au nord-ouest et C au sud-est). Alors que la pente des hauteurs d'eau non-corrigées montre un écart de 1.52 cm (~ 0.4 cm/km) entre le sud et le nord de l'étendue de la campagne, celui-ci passe à 2.85 cm (~ 0.7 cm/km) lorsque la correction est appliquée. Toutefois, ces valeurs sont à nuancer car les gradients zonaux de géoïde ne sont pas intégrés dans la tendance calculée, et peuvent se montrer significatifs au vu de la largeur de l'emprise de la campagne (~ 2 km). L'ordre de grandeur des différences entre les deux solutions soulève donc la problématique associée à la détermination du géoïde en zone littorale macro-tidale. En effet, les gradients horizontaux sur cette étendue restreinte (3.5 km x 1.5 km) sont d'un ordre de grandeur s'approchant de celui des pentes de géoïde. Ceci peut devenir un obstacle à sa détermination si la correction appliquée n'est pas suffisamment précise. Le fait que le gradient des hauteurs résiduelles soit plus marqué après avoir appliqué la correction du modèle ne permet pas de tirer des conclusions sur la justesse de la correction apportée. Pour cela, on pourra en revanche s'appuyer sur l'analyse des résidus aux points de croisements présentée plus bas.

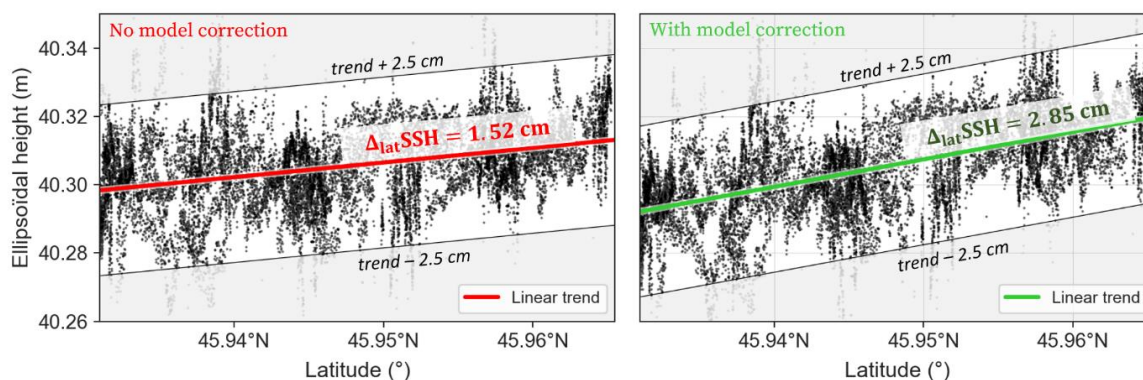


Figure 4.11. Régression linéaire de l'évolution des hauteurs résiduelles selon la latitude, pour la solution non-corrigée (panneau de gauche) et corrigée (à droite). Pour chaque panneau, la droite représente la pente des hauteurs résiduelles, et la fenêtre de ± 2.5 cm est matérialisé par les bandes grises.

De plus, un dernier nettoyage de la solution est réalisé en utilisant les tendances linéaires calculées pour chaque solution. Un seuil de ± 2.5 cm entre la mesure et la tendance est mis en place, au-delà duquel la donnée est écartée du jeu de données. Ce seuil est matérialisé sur la Figure 4.11 par les fenêtres grisées. En supposant que la tendance calculée reflète des pentes de géoïde dans les mesures,

l'application de ce filtre permet alors de retirer une partie des erreurs de la mesure en supposant des pentes inférieures à 5 cm dans l'axe transversal (1.5 km). Environ 2 % des mesures ont été retirées pour chaque journée. Afin de visualiser spatialement les hauteurs résiduelles, la Figure 4.12 présente la cartographie des hauteurs résiduelles durant le premier (Figure 4.12a) et le deuxième jour (Figure 4.12b). Les hauteurs résiduelles corrigées des gradients horizontaux de hauteurs d'eau par le modèle sont encadrées en vert. Afin de faciliter la lecture de la figure, le signal haute fréquence a été retiré à l'aide d'un filtre passe-bas (300 s).

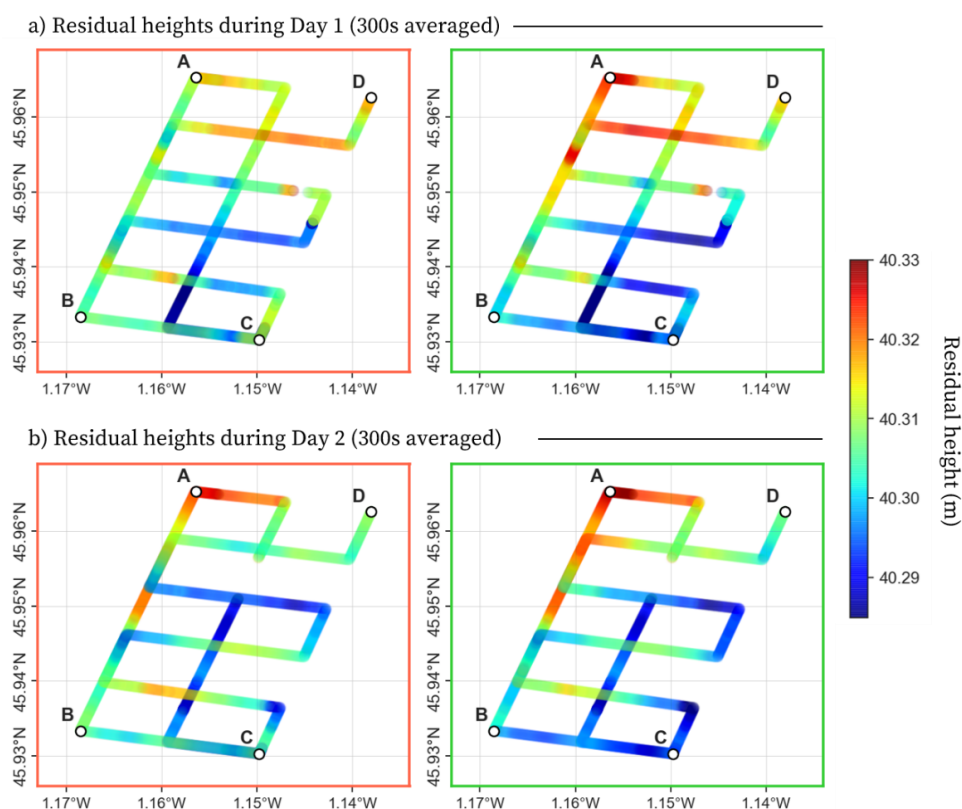


Figure 4.12. Hauteurs résiduelles après correction de la topographie dynamique, avec la correction des gradients de marée issue du modèle (panneaux verts) ou sans (panneaux rouges), pour le premier jour (a) et le deuxième jour (b) de campagne. Pour arriver à cette représentation, les hauteurs d'eau ont été moyennées à 300 s et une transparence est appliquée sur les points.

On peut discerner un signal spatial qui gagne en cohérence entre la première et la seconde journée lorsque la correction issue du modèle est appliquée (panneaux encadrés en vert sur la Figure 4.12). Dans ce cas-ci, les hauteurs résiduelles aux points A, B, et C sont par exemple très similaires d'une journée à l'autre. En revanche, lorsque la SSH est uniquement corrigée de la topographie dynamique à l'aide des mesures du capteur de pression (panneaux encadrés en rouge sur la Figure 4.12), les hauteurs résiduelles semblent alors moins cohérentes entre la

première et la seconde journée. Par exemple, les hauteurs résiduelles aux points A et C présentent dans ce cas des différences centimétriques entre les deux jours. Avec cette représentation, on peut facilement se rendre compte des incohérences spatiales de la solution au sein de chaque journée, où des écarts significatifs sont présents à certains points d'intersections. Par exemple, une incohérence est observée de façon similaire durant les deux journées, sur le deuxième segment transversal (le deuxième en partant du bas), où un rebond dans les hauteurs mesurées ne correspond pas aux mesures situées sur l'axe longitudinal central. L'itinéraire ayant été programmé à des temps identiques lors des deux journées, ces erreurs peuvent alors refléter une configuration peu favorable de la constellation GNSS à ces moments-là. Pour la suite de cette étude, on a cependant conservé ces portions afin d'illustrer leurs impacts sur la méthodologie que l'on développe par la suite.

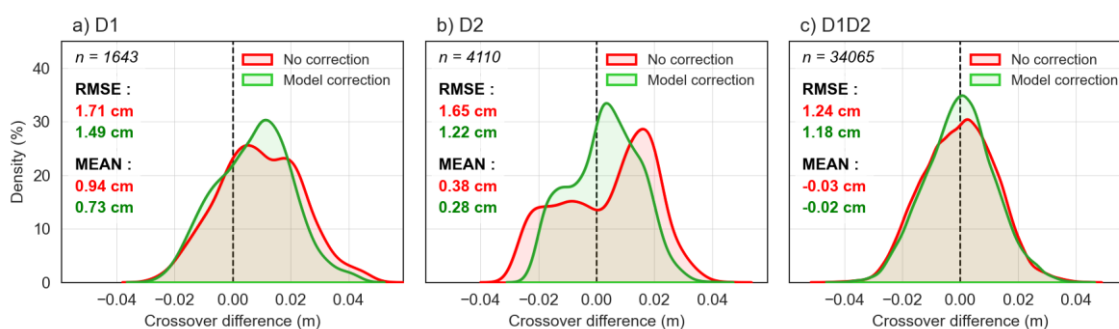


Figure 4.13. Distribution des différences aux points de croisements intra-journaliers (a et b) et inter-journaliers (panneau c), pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert) des gradients de hauteurs d'eau issus du modèle. La RMSE et la moyenne des différences sont calculées et représentées sur chaque panneau.

Dans le chapitre précédent, on a utilisé la méthodologie des points de croisements (présentée dans la section 3.1) afin d'évaluer la capacité d'un modèle hydrodynamique à reproduire les variations de hauteurs d'eau mesurées par le système Cyclopée. On utilise maintenant la même méthodologie afin d'évaluer la cohérence de notre solution, et l'apport de la correction des gradients de hauteurs d'eau. Ici, un point de croisement est défini lorsque deux mesures sont séparées par moins de 100 m et de plus de 1h. Avec ces deux critères, un total de 39818 paires de mesures sont collectées pour l'analyse. Parmi ces points de croisements, on distingue les paires de mesures réalisées au sein d'une même journée (1643 et 4110

lors de la première et la seconde journée, respectivement) et les paires de mesures issues de la revisite (34065 en tout, comprenant les points de croisements associés à la revisite à 24 h d'intervalle et ceux issus du recouvrement d'autres segments du parcours). Les distributions des différences aux points de croisements sont illustrées sur la Figure 4.13, pour la solution non-corrigée (courbes rouges) et la solution corrigée à l'aide du modèle (courbes vertes).

Avec l'application de la correction des gradients de hauteurs d'eau, la cohérence de la solution est alors sensiblement améliorée, que ce soit pour les points de croisements intra-journaliers ou inter-journaliers. Le gain le plus important est observé sur les différences aux points de croisements issues du deuxième jour (Figure 4.13b), avec une RMSE passant de 1.65 cm à 1.22 cm (-0.43 cm). Cela se reflète sur la forme de la distribution qui devient plus unimodale et symétrique, et sur la moyenne des différences qui passe de 0.38 cm à 0.28 cm. Le gain est moins important aux points de croisements issus de la première journée (Figure 4.13a), où la RMSE passe de 1.71 cm à 1.49 cm avec l'application de la correction, soit un gain de 0.22 cm. Un biais important est présent dans les différences aux points de croisements collectés lors de la première journée, dont la moyenne passe toutefois de 0.94 cm à 0.73 lorsque la correction est appliquée. Comme soulevé dans le chapitre précédent, l'intervalle de 24 h est proche de la période d'aliasing des principales ondes de marée de la région (semi-diurnes et quart-diurnes), et donc moins propice pour mettre en évidence les apports de la correction des gradients de marée. Environ 70 % des points de croisements inter-journaliers (Figure 4.13c) sont associés à un intervalle de 24h. La RMSE sur ces points de croisements passe de 1.24 cm à 1.18 cm une fois la correction sur les gradients de hauteurs d'eau appliquée. De plus, la distribution des différences inter-journalières est très peu biaisée (moins de -0.03 cm), reflétant la bonne cohérence entre les mesures du premier jour et du second jour mais aussi l'impact limité des gradients de marée.

L'analyse des différences résiduelles aux points de croisements indique donc que la correction appliquée sur les hauteurs résiduelles améliore la cohérence générale de la solution et semble donc justifiée. Mais les indicateurs calculés (moyenne et RMSE) sont issus de l'ensemble de la solution sans discrimination temporelle ou spatiale. La problématique de l'échantillonnage temporel des points de croisements (et de ce que cela implique en termes de contribution de la marée)

a été discutée dans le chapitre précédent, et cet aspect ne sera pas abordé dans la suite de cette étude.

4.2 Estimation des anomalies du géoïde

Au vu de l'étendue réduite de la zone de campagne (3.5 km x 1.5 km), les différences de MSS attendues sont de l'ordre de quelques centimètres seulement. Cependant, si on considère l'ensemble des erreurs pouvant se cumuler au cours des différentes étapes nécessaires à la détermination de la MSS, on se rend alors vite compte que le bilan MSS/erreurs pourrait rapidement devenir un frein au succès de l'étude. La complexité du problème réside donc dans la multiplicité des sources d'erreurs, parfois corrélées, aux caractéristiques temporelles très différentes (erreurs GNSS, enfoncement du capteur, dérive instrumentale, gradients de marée dépendant du temps de la mesure et de la distance au capteur, erreur du modèle ...). Au vu de la configuration de l'étude, il est difficile de faire la part des choses entre toutes ces erreurs, qui peuvent alors induire des biais de l'ordre de grandeur des pentes de géoïde que l'on cherche à estimer. Afin de tirer profit de la configuration géométrique de l'itinéraire parcouru par le drone, notre approche est de construire un réseau de stations virtuelles situées à chaque point de croisement géométrique, où les points de croisements générés par passages successifs du drone à proximité (jusqu'à 6 passages durant la campagne) sont collectés et regroupés. Ces regroupements seront ensuite appelés « clusters ». En procédant ainsi, cela permet de confiner les erreurs au sein de chaque cluster, dont la cohérence pourra être évaluée de façon indépendante grâce à l'analyse des résidus aux points de croisements, appliquée cette fois-ci localement. Ici, cette méthodologie sera appliquée aux deux solutions (avec et sans correction du modèle), afin d'évaluer l'apport de la modélisation sur la qualité de la cartographie du géoïde que l'on peut réaliser dans la région.

4.2.1 Regroupement des points de croisements

La configuration géométrique de l'itinéraire parcouru par le drone est représentée sur la Figure 4.14, où les 18 points d'intersections sont matérialisés par des points blancs. Ces derniers sont numérotés selon les trois profils longitudinaux en bleus sur la Figure 4.14, du nord au sud. Par la suite, on référera plus simplement un « point d'intersection x » par le « point x », et le groupement des points de croisements autour d'un point d'intersection est nommé plus simplement

« cluster ». En accord avec ce qui a été défini précédemment, les quatre points qui bornent l'étendue de la campagne sont appelés A, B, C et D à la place de 0, 5, 12 et 17. De plus, et afin de faciliter la représentation des résultats, les trois profils longitudinaux (surlignés en bleu sur la Figure 4.14) seront nommés « AB », « central » et « DC » dans la suite de cette étude.

Les points de croisements bruts présents dans un rayon de 200 m d'un point d'intersection sont collectés et regroupés au sein d'un cluster. Pour être ajouté à ce groupe, il faut que les deux mesures associées au point de croisement remplissent la condition de distance de 200 m afin de garantir que toutes les mesures collectées soient incluses dans la même emprise (et éviter les « débordements » spatiaux). On note toutefois que le filtrage de 30 s appliqué en amont sur les mesures Cyclopée équivaut à une échelle spatiale d'environ 50 m en regard de la vitesse du drone (3 nœuds), ce qui relâche nécessairement la contrainte de distance de 200 m. Parmi les 39818 points de croisements bruts présentés dans la section précédente, 18419 sont situées dans un rayon inférieur à 200 m d'un point d'intersection et collectés au sein des 18 clusters.

La Figure 4.15 représente le nombre de points de croisements bruts collectés dans les différents clusters, dépendant directement du nombre de passages du drone mais aussi du nettoyage et du filtrage des mesures Cyclopée. En moyenne, 1023 points de croisements sont collectés au sein de chaque cluster, avec un maximum de 3181 dans le cluster associé au point d'intersection 11. Cependant, la distribution très hétérogène du nombre de paires de mesures dans certains clusters peut constituer une limite pour la significativité statistique des analyses que l'on développera par la suite. Par exemple, le nombre de points de croisements collectés est particulièrement faible pour les points d'intersections situés le long du segment DC (D, 13, 14, 15, 16, C), avec une valeur maximale de 718 échantillons pour le cluster défini par le point C. Par ailleurs, les points d'intersections 14, 15 et 16 sont associés à moins de 100 points de croisements, indiquant potentiellement un manque de robustesse statistique. Les données acquises entre 11h07 et 12h06 de chaque journée, écartées en raison de leur caractère suspicieux (Figure 4.10), correspondent à des passages du drone sur ces portions de l'itinéraire (segments CD et BA en passant par le point 6, voir Figure 4.1). Dans le cas du point

d'intersection 6, aucun point de croisement n'est présent dans un rayon de 200 m et sera donc absent de la suite de nos analyses.

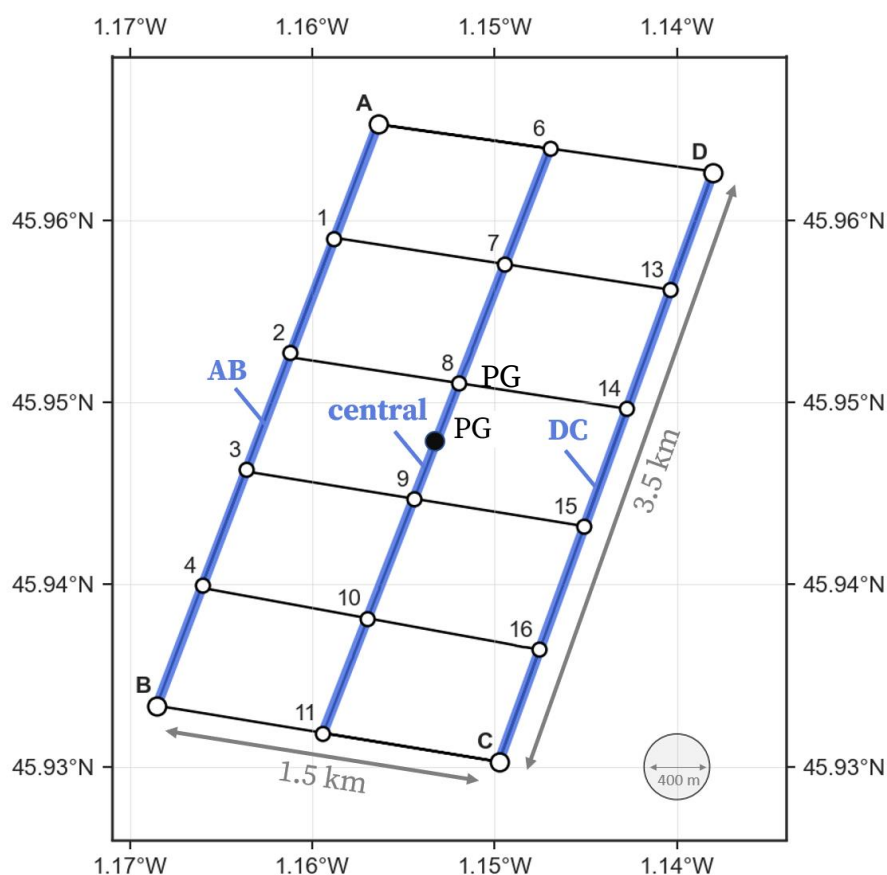


Figure 4.14. Configuration géométrique décrite par le parcours du drone. Pour chaque intersection géométrique (points blancs), les points de croisements distants de moins de 200 m sont collectés et forment un cluster. Au cours des passages successifs du drone, les intersections peuvent être parcouru jusqu'à 6 fois. Trois segments principaux sont identifiés et surlignés en bleus : AB, central et DC. Afin de visualiser le rayon d'emprise des clusters, un cercle de 200 m de rayon (soit 400 m de diamètre) est représenté en bas à gauche du panneau.

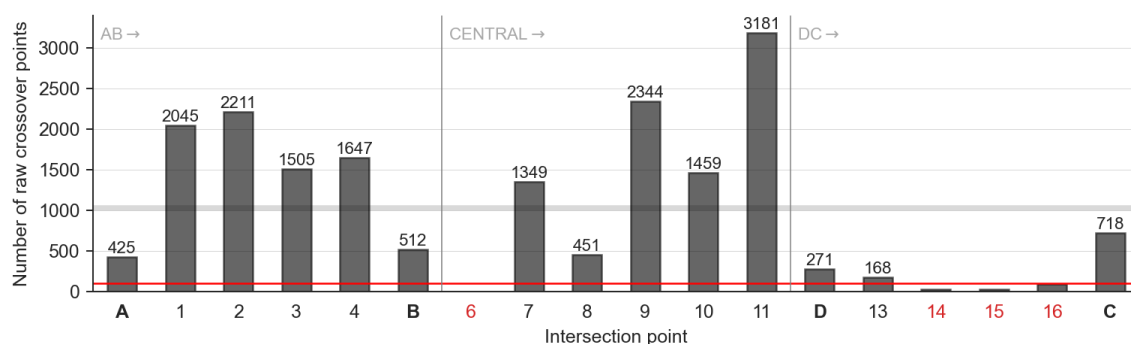


Figure 4.15. Nombre de points de croisement bruts collectés au sein de chaque cluster (< 200 m du point d'intersection). La ligne horizontale rouge indique le seuil des 100 points de croisements, et la ligne grise indique la population moyenne par cluster.

Les points de croisement bruts utilisés jusqu'ici sont définis comme des paires de mesures qui ne sont pas toujours indépendantes entre elles, dans le sens où une mesure peut se retrouver associée à plusieurs points de croisements dans le cas de multiples passages à proximité du même point. Afin de minimiser l'impact sur les statistiques et faciliter leur visualisation, des points de croisements moyens sont ensuite calculés à partir des points de croisements bruts collectés au sein de chaque cluster, selon une philosophie similaire à (Saari et al., 2021). Ici, un point de croisement moyen est créé en groupant les points de croisements bruts dont la première et la seconde mesure ont été acquise dans le même intervalle de temps de 60 s. En procédant ainsi, l'écart maximal de période de revisite dt entre les points de croisements bruts moyennés n'est jamais supérieur à 120 s, ce qui limite l'influence des évolutions tidales. Avec ces critères, les 18419 paires de mesures collectées autour des 18 points d'intersections sont réduits à 188 points de croisements moyens, avec une répartition similaire à celle des points de croisements bruts. Pour chaque point de croisement moyen formé, la différence est recalculée à partir de la paire de mesures moyennées. On rappelle que les points de croisements bruts sont tous issus d'un même cluster, et donc situés dans le même rayon de 200 m.

La Figure 4.16 présente la distribution des hauteurs associées aux points de croisements moyens présents au sein des clusters des points A, B, C et D. Chaque point de croisement est positionné sur le diagramme en fonction de la paire de mesure qui y est associée (première valeur en x et seconde valeur en y). Ainsi, la cohérence de la solution est reflétée par l'écart des points de croisement à la diagonale centrale et à la dispersion des valeurs. En effet, la diagonale centrale matérialise une différence au point de croisement nulle, tandis que les points qui s'en écartent reflètent une incohérence entre la première et la seconde mesure. Les différences aux points de croisements de ± 1 cm sont indiquées sur la figure par des droites grises. Les quatre panneaux de la Figure 4.16 ont été organisé pour suivre la disposition géographique des points d'intersections A (NW), B (SW), C (SE) et D (NE), telle que présentée sur la Figure 4.14.

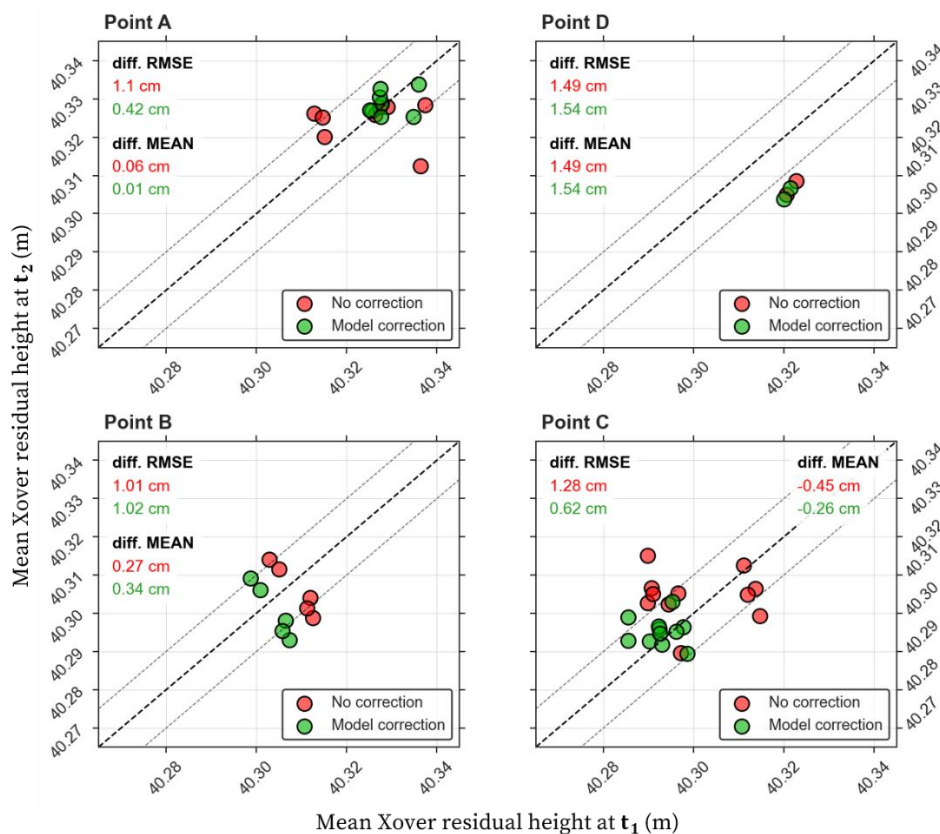


Figure 4.16. Diagramme des points de croisements moyens au sein des clusters A, B, C et D, pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert). Pour chaque point de croisement moyen, les deux hauteurs résiduelles moyennes sont représentées selon l'axe des x (premier passage) et l'axe des y (second passage). La diagonale noire matérialise une paire de hauteurs identiques, donc lorsque la différence au point de croisement est nulle. Les droites grises représentent les cas où la différence est de ± 1 cm.

Qualitativement, la distribution des points de croisements illustrée sur la Figure 4.16 montre une nette amélioration de la cohérence de la solution dans les clusters associés aux points A et C lorsque la correction est appliquée (points verts). En revanche, la correction n'apporte pas d'amélioration franche sur la cohérence des points de croisements au sein des clusters B et D. Toutefois, cela n'indique pas une absence d'amélioration mais simplement des différences aux points de croisements autant dispersées après avoir appliqué la correction que dans la solution non-corrigée. En effet, l'impact de la correction se retrouve non seulement dans la cohérence de la solution, mais aussi dans le biais éventuel sur les hauteurs résiduelles. Pour le point B, un biais significatif (environ - 5 mm) se retrouve par exemple dans les hauteurs résiduelles après application de la correction, malgré le fait que la répartition spatiale des points de croisements reste

inchangée. La correction impacte donc directement la hauteur résiduelle moyenne qui servira à estimer la contribution du géoïde au sein de chaque cluster.

4.2.2 Cohérence des clusters

Afin de quantifier l'apport de la correction sur la cohérence de la solution, et de façon analogue à ce qui a été présenté dans le chapitre précédent, on calcule deux indicateurs¹⁷ que sont la moyenne et la RMSE des différences aux points de croisements moyens. Ces indicateurs sont calculés localement, au sein de chaque cluster. Ils permettent d'établir une statistique sur la fiabilité des hauteurs résiduelles au sein de chaque cluster, qui combinés, permettront ensuite d'estimer les pentes de géoïde sur l'étendue couverte par la campagne. Ces indicateurs confirment l'amélioration qualitative de la solution aux points A et B, où la RMSE des différences passe respectivement de 1.1 cm à 0.42 cm (A) et de 1.28 cm à 0.62 cm (C). La moyenne des différences déjà très petites pour la solution non-corrigée dans ces deux clusters est aussi légèrement améliorée après application de la correction, passant de 0.06 cm à 0.01 cm (A) et de - 0.45 cm à - 0.26 cm (C). Pour les points B et D, aucune différence significative n'est observée pour ces deux indicateurs entre les solutions non-corrigée et corrigée. Les RMSE aux clusters A et B sont de 1.02 cm et 1.54 cm et les moyennes de 0.34 cm et 1.54 cm, reflétant des erreurs dans les hauteurs résiduelles associées (e.g. de la mesure Cyclopée, des données du capteur de pression ou encore de gradients de marée mal corrigés). A partir de ces quatre diagrammes, on peut d'ores et déjà distinguer des gradients de hauteurs résiduelles qui semblent cohérents, avec une pente de l'ordre de 3 cm entre A et B, et entre 1.5 cm et 3 cm sur le segment CD. En effet, des incertitudes existent sur les hauteurs résiduelles associées au cluster D et donc sur l'estimation de la contribution du géoïde en ce point. Afin d'avoir une vision d'ensemble sur la cohérence spatiale de la solution et des tendances de pentes de géoïde qui s'en dégagent, la Figure 4.17 présente les diagrammes similaires pour tous les clusters, disposés selon la configuration géographique établie dans la Figure 4.14. Ces diagrammes ne seront pas commentés individuellement, mais les deux

¹⁷ Afin d'éviter toute confusion dans les figures, la moyenne et la RMSE seront associées au préfixe « diff. » lorsqu'elles sont calculées sur les différences aux points de croisements (et non pour les hauteurs résiduelles).

indicateurs statistiques (RMSE et moyenne des différences) associés à chaque cluster sont discutés ensuite.

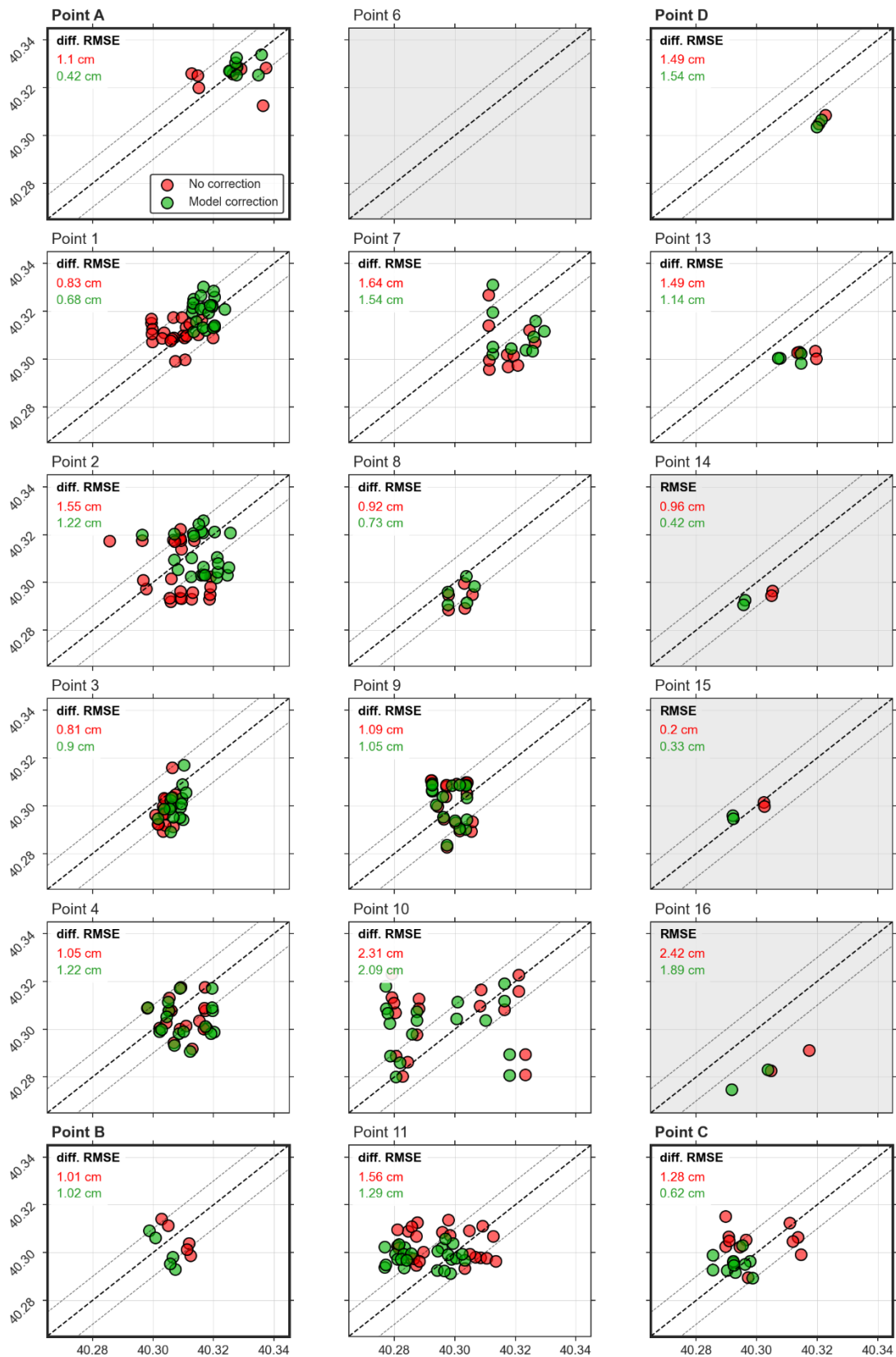


Figure 4.17. Diagramme des points de croisements moyens au sein de chaque cluster, pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert). Pour chaque point de croisement moyen, les deux hauteurs résiduelles moyennes sont représentées selon l'axe des x (premier passage) et l'axe des y (second passage). La diagonale noire matérialise une paire de hauteurs identiques et les droites grises représentent les cas où la différence est de ± 1 cm. La case est grisée dans le cas où le nombre de points de croisements bruts est inférieur à 100

Les valeurs de ces indicateurs sont représentées pour chaque cluster sur la Figure 4.18 et la Figure 4.19, respectivement. Alors que la moyenne reflète la présence de biais positifs ou négatifs dans la distribution des différences aux points de croisements. Pour comprendre l'origine de ces biais et identifier les mesures qui en sont à l'origine, il serait alors nécessaire de prendre en compte la temporalité des passages du drone. Cet aspect ne sera toutefois pas abordé dans cette étude, et c'est donc plus simplement la valeur absolue de la moyenne des différences qui est calculée ensuite. De plus, la RMSE et la moyenne sont aussi calculées de façon globale à partir de l'ensemble des points de croisements moyens et sans distinction du cluster auquel ils appartiennent. Ces indicateurs globaux sont représentés sur la dernière barre à droite sur la Figure 4.18 et Figure 4.19.

Le gain peut sembler modéré si les points de croisements moyens sont considérés comme un ensemble unique, la RMSE globale passant de 1.38 cm à 1.2 cm (soit une amélioration de ~ 13 %). Une telle approche globale a été adoptée dans le chapitre précédent, et dans la section 4.1.3 de cette étude, et permet de fournir un indicateur fort de la cohérence de la solution mais sans aucune considération de la répartition spatiale des différences aux points de croisements. En effet, ce bilan cache en réalité une certaine hétérogénéité dans les erreurs associées à chaque cluster ainsi que dans le gain apporté par notre correction. Par exemple, la RMSE sur les points de croisements moyens est diminuée de ~ 0.65 cm pour les points A et C qui sont situés à 2000 m du capteur de pression, alors que ce gain est beaucoup plus modéré au point 9 ($- 0.04$ cm) qui en est éloigné d'à peine 350 m. Ce résultat semble logique dans la mesure où l'amplitude des gradients de topographie dynamique – et donc l'apport potentiel de la correction – dépend de la distance qui sépare le capteur du drone. En revanche, il peut sembler contre-intuitif que l'application de la correction induise un gain de 0.18 cm sur la RMSE et de 0.21 cm sur la moyenne pour le cluster 8, également situé à seulement 350 m du capteur de pression. Comme discuté dans la section 4.1.2.3 et la Figure 4.9b, la présence de gradients sur de petite échelles spatiales est une particularité de la propagation de

la marée en milieu côtier, et les gradients de topographie dynamiques modélisés peuvent atteindre ponctuellement plusieurs millimètres sur des distances de seulement 350 m.

Réciproquement, les points les plus éloignés ne sont pas nécessairement les plus impactés par l'application de cette correction. Ceci est particulièrement visible pour le cluster D, où la correction n'apporte aucun gain, voire dégrade de façon non significative la solution (+ 0.05 cm sur la RMSE). Au premier abord, le même constat pourrait être posé pour le cluster B, où la RMSE reste la même après avoir corrigé les effets différentiels de la topographie dynamique. Mais en regardant le diagramme des hauteurs résiduelles associées sur la Figure 4.17 (vignette dans le coin inférieur gauche), la situation est différente que celle du cluster D. En effet, la correction induit ici un biais d'environ 5 mm sur toutes les paires de hauteurs résiduelles, de façon uniforme. En d'autres mots, les gradients de topographie dynamique modélisés sont identiques lors de tous les passages collectés dans le cluster B. L'évolution de la correction au cours des deux journées est représentée sur la Figure 4.9 et permet d'illustrer cette situation : lors de chaque journée, le drone passe une unique fois sur le point B, et le temps de ces passages correspond à une contribution identique des gradients de topographie dynamique.

Ces effets d'aliasing de la marée dans les différences aux points de croisement, et l'impact de la définition spatio-temporelle de l'itinéraire du drone, sont discutés dans le chapitre précédent (voir 3.3.1) et ne seront pas approfondis dans cette étude. En revanche, cela met en lumière la limite de ces indicateurs statistiques, qui montrent la cohérence des mesures du point de vue des différences aux points de croisement, mais ne reflètent en aucun cas l'impact de la correction sur la distribution de hauteurs résiduelles. En particulier, ce type d'artefact est particulièrement favorisé par le faible nombre de points de croisements collectés au sein de ce cluster (512 points de croisements bruts et seulement 5 une fois moyennés), et un plus grand nombre de passages avec des temporalités diversifiées réduirait fortement la probabilité d'apparition de tels problèmes d'aliasing, en plus de d'apporter plus de significativité à la statistique.

Selon la RMSE des différences aux points de croisements moyens, la cohérence est améliorée pour la majorité des clusters (l'impact est bénéfique dans 13 cas sur 17), avec une amélioration supérieure à 0.5 cm pour quatre d'entre eux (A et C discutés

au-dessus, complétés par les points 14 et 16). Dans le cas de ces derniers points, il faut toutefois souligner la faiblesse statistique de l'indicateur causée par un très petit nombre de points de croisements collectés (< 100 m). Ceci est par exemple visible sur les diagrammes associés sur la Figure 4.17, où très peu de points de croisements sont calculés et représentés. Les moyennes des différences aux points de croisements représentées sur la Figure 4.19 illustrent de manière similaire le gain en cohérence apporté par la correction, un gain global d'environ 14 % et une grande hétérogénéité selon les clusters. On note toutefois la présence parfois d'une dissymétrie entre les deux indicateurs, où la réduction de la dispersion des valeurs reflétée par la RMSE n'est pas toujours associée au centrage de leur distribution (e.g. points 10 et 11).

Les deux indicateurs sont calculés sur les différences aux points de croisements et montrent sans ambiguïté que l'application de la correction apporte un gain significatif sur la cohérence de la solution, ce qui conduit à la diminution des incertitudes – et des erreurs – associées à la cartographie des hauteurs résiduelles réalisée lors des deux journées de la campagne PAMELi. Dans la section suivante, nous allons maintenant voire directement l'impact de la correction sur les hauteurs calculées à chaque cluster, et sur la cohérence spatiale des pentes qui en sont dérivées.



Figure 4.18. a) RMSE des différences aux points de croisements moyens issus de la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert), pour chaque cluster. b) Différence entre la RMSE de la solution non-corrigées et corrigée. Une valeur négative indique que l'application de la correction minimise la RMSE.

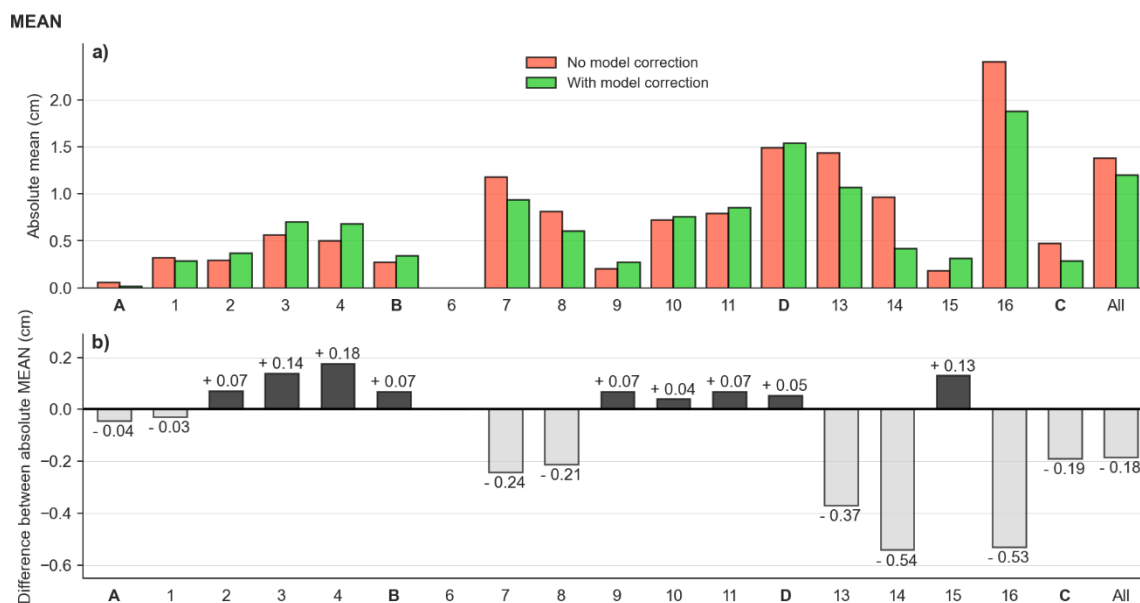


Figure 4.19. a) Valeur absolue de la moyenne des différences aux points de croisements moyens issus de la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert), pour chaque cluster. b) Différence entre les valeurs absolues des moyennes issues des deux solutions, pour chaque cluster. Une valeur négative indique que l'application de la correction minimise la moyenne des différences aux points de croisements.

4.2.3 Calcul des hauteurs moyennes et relatives

Jusqu'à maintenant, des clusters ont été définis afin d'agglomérer les points de croisements situés dans un rayon de 200 m autour de chaque point d'intersection, puis des points de croisements moyens ont été calculés dans le but de réduire l'impact des erreurs corrélées sur les statistiques, et pour en simplifier la visualisation. L'analyse des différences aux points de croisements moyens a démontré que la correction des gradients de topographie dynamique estimés à partir du modèle permettait de réduire significativement des erreurs dans la solution, et ce même pour une zone de taille réduite (1.5 km x 3.5 km).

La mesure Cyclopée représente une hauteur d'eau référencée dans un repère ellipsoïdal. En raison du redéploiement du capteur de pression, le référencement relatif des mesures est différent durant les deux journées, mais un biais de -0.246 m appliqué aux mesures de la première journée a permis d'adopter une référence commune. En conservant ce référencement, on définit ici les pentes de géoïde comme l'écart de la hauteur résiduelles associée à un cluster et une hauteur de référence choisie sur notre parcours. En procédant ainsi, on s'affranchit de la question du rattachement de la mesure dans un repère absolu, indispensable pour

parler de « hauteurs de géoïde » et qui ne sera pas abordée dans cette étude. Cela soulève néanmoins deux questions, que l'on développera dans cette section :

- (1) L'analyse des différences aux points de croisements permet de qualifier la cohérence de la distribution des hauteurs résiduelles et l'apport de la correction, mais par quelle méthode calculer la hauteur résiduelle à associer à chaque cluster ?
- (2) Comment comparer de façon homogène ces hauteurs avec les données des modèles de géoïde ou de MSS existants ?

4.2.3.1 Hauteurs moyennes

Concernant le premier point, plusieurs méthodes sont envisageables pour estimer la hauteur résiduelle à associer à chaque cluster. Pour définir la valeur à attribuer à un cluster, on a choisi ici d'utiliser simplement une moyenne des hauteurs résiduelles associées aux points de croisements moyens collectés au sein de chaque cluster¹⁸. En procédant ainsi, l'analyse des différences aux points de croisements présentées plus tôt permet de quantifier les incertitudes de la solution et l'apport de la correction au sein de chaque cluster, mais cette méthodologie n'est pas utilisée ensuite pour améliorer la solution. On note cependant ici que l'utilisation de méthodes d'optimisations exploitant ces différences aux points de croisements pourrait certainement améliorer la cohérence de la solution et révéler le plein potentiel de cette méthodologie. En raison du manque de robustesse statistique de notre jeu de données et du rapport signal/bruit très défavorable, le travail mené dans ce sens n'a pas apporté de gain significatif et est de plus difficilement qualifiable en l'absence de moyens de comparaisons annexes (e.g. mesures GNSS fixes ou mobiles). Ce point est discuté plus en détail dans les perspectives de ce chapitre (4.4). Les hauteurs moyennes calculées pour chaque cluster sont représentées sur la Figure 4.20a pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert), tandis que la différence entre les deux solutions est illustrée sur la Figure 4.20b.

¹⁸ Afin d'éviter la redondance du terme « résiduelle » dans la suite, la moyenne des hauteurs résiduelles calculées pour chaque cluster sera plus simplement désignée « hauteur moyenne ».

L'association entre une mesure – ou n'importe quelle quantité calculée – et une incertitude associée est indispensable pour interpréter des résultats et en tirer des conclusions. C'est d'autant plus vrai avec les ordres de grandeurs en jeu ici, où l'estimation de faibles pentes de géoïde peut être très rapidement compromis par le cumul d'erreurs aux origines multiples. Pour cela, les statistiques calculées à partir des différences aux points de croisements (RMSE et moyenne, présentées plus tôt) constituent deux indicateurs sur l'incertitude à associer à chaque hauteur moyenne calculée. D'un autre côté, les hauteurs associées à chaque cluster sont ici calculées à partir d'une simple moyenne, et l'écart-type des hauteurs résiduelles utilisées dans cette moyenne représenterait l'indicateur le plus naturel à utiliser. Toutefois, à cause d'un nombre de points de croisements très disparate suivant les clusters (voir Figure 4.15), il n'est pas possible de calculer des incertitudes réalistes (et surtout homogènes) ici et nous avons préféré laisser leur représentation en annexe. En particulier, la Figure A.21 associe les hauteurs moyennes à leur écart-type et la Figure A.22 représente ces valeurs en association avec les deux indicateurs calculés sur les différences aux points de croisements (ellipses dont le grand axe représente la RMSE et le petit axe la moyenne des différences aux points de croisements). Dans la suite de cette section, nous proposons tout de même une synthèse succincte des résultats obtenus, sans considérer leurs incertitudes, tout en gardant à l'esprit que les données issues de futures campagnes permettront de renforcer cet aspect-là.

La correction des gradients de topographie dynamique estimés à partir du modèle impacte de façon significative les hauteurs moyennes calculées pour chaque cluster (Figure 4.20a). La différence entre les deux solutions peut atteindre ± 1 cm (aux clusters 1 et 16) et présente un ordre de grandeur supérieur à ± 0.5 cm pour 8 clusters des 17 clusters (Figure 4.20b). De façon attendue, l'écart entre les deux solutions est très faible aux points 8 (+0.14 cm) et 9 (-0.08 cm), tous deux situés à une distance de seulement 150 m de la position du capteur de pression. Toutefois, chaque cluster intègre des points de croisements aux temporalités variées, et la différence entre les deux solutions n'est pas uniquement fonction de la distance à la position du capteur de pression. Par exemple, l'écart observé au cluster 4 (-0.04 cm), qui est situé à 1330 m du capteur de pression, est inférieur à celui observé au cluster 8 (+0.14 cm).

L'ordre de grandeur parfois centimétrique de l'impact de la correction sur l'estimation des hauteurs moyennes soulève alors le problème que ces gradients de topographie dynamique peuvent poser pour cartographier précisément les pentes de géoïde sur l'étendue – même restreinte – de l'itinéraire parcouru par le drone. L'analyse des différences aux points de croisements réalisée dans la section précédente a montré la plus grande cohérence de la solution une fois la correction appliquée. La représentation des hauteurs moyennes selon les trois profils longitudinaux du parcours (Figure 4.20a) permet de se rendre compte que les hauteurs gagnent en cohérence une fois la correction appliquée. En effet, un schéma de pente semble alors se répéter, avec une différence de hauteur de l'ordre de 3 cm entre le premier et le dernier point de chaque profil (courbe verte sur la Figure 4.20a). En tenant compte de la longueur de 3.5 km de chaque segment, cet écart peut correspondre à des pentes de géoïde de l'ordre de 0.85 cm.km^{-1} dans l'axe longitudinal de l'itinéraire parcouru par le drone. Ces gradients longitudinaux sont moins marqués dans le cas de la solution non-corrigée (courbes rouges sur la Figure 4.20a), avec des pentes diminuées de moitié présentant parfois un changement de tendance au cours d'un même profil. Qualitativement, cette accentuation a été observée de façon préliminaire dans la section et la Figure 4.11 de la section 4.1.3, où une simple régression linéaire a montré que la pente des hauteurs résiduelles calculée selon la latitude passait de 0.4 cm.km^{-1} à 0.7 cm.km^{-1} une fois la correction appliquée (soit des écarts de 1.52 cm et de 2.85 cm dans l'axe Nord/Sud, respectivement). Toutefois, cette régression linéaire ne reflétait alors pas les gradients de hauteurs présent dans l'axe transversal de l'étendue couverte par la campagne.

L'écart maximal de hauteur résiduelle entre deux clusters est de 4 cm (entre A et 16) avec la solution corrigée, soit un gradient d'environ 1.25 cm.km^{-1} en considérant la distance de 3200 m les séparant. De plus, ces deux points sont alignés dans un axe NNW/SSE (soit un décalage d'environ -45° par rapport aux profils longitudinaux, voir Figure 4.14) ce qui semble donc indiquer la présence de pentes importantes dans l'axe transversal du parcours. Ceci est visible avec l'abaissement successif des hauteurs corrigées (points verts) entre les trois profils longitudinaux AB, CENTRAL et DC (chacun séparés de 750 m et représentés sur les trois panneaux successifs de la Figure 4.20a), qui semble montrer la présence d'une pente cohérente dans l'axe transversal à l'étendue de la campagne. Cette

tendance n'est pas observable dans le cas de la solution non-corrigée. La superposition de ces trois profils longitudinaux montrée par la Figure A.19 (en annexe) confirme cette observation, et illustre alors l'impact très significatif de la correction de marée sur les gradients transversaux. Ainsi, l'écart moyen entre les deux profils AB et DC est de l'ordre de 2 cm pour la solution corrigée, contre moins d'1 cm pour la solution non corrigée (mais beaucoup plus variable d'un segment transversal à un autre). En regard de la largeur de l'étendue de la campagne (1.5 km), cela peut illustrer la présence de pentes de géoïde de l'ordre de 1.3 cm.km^{-1} selon l'axe transversal, une fois la solution corrigée.

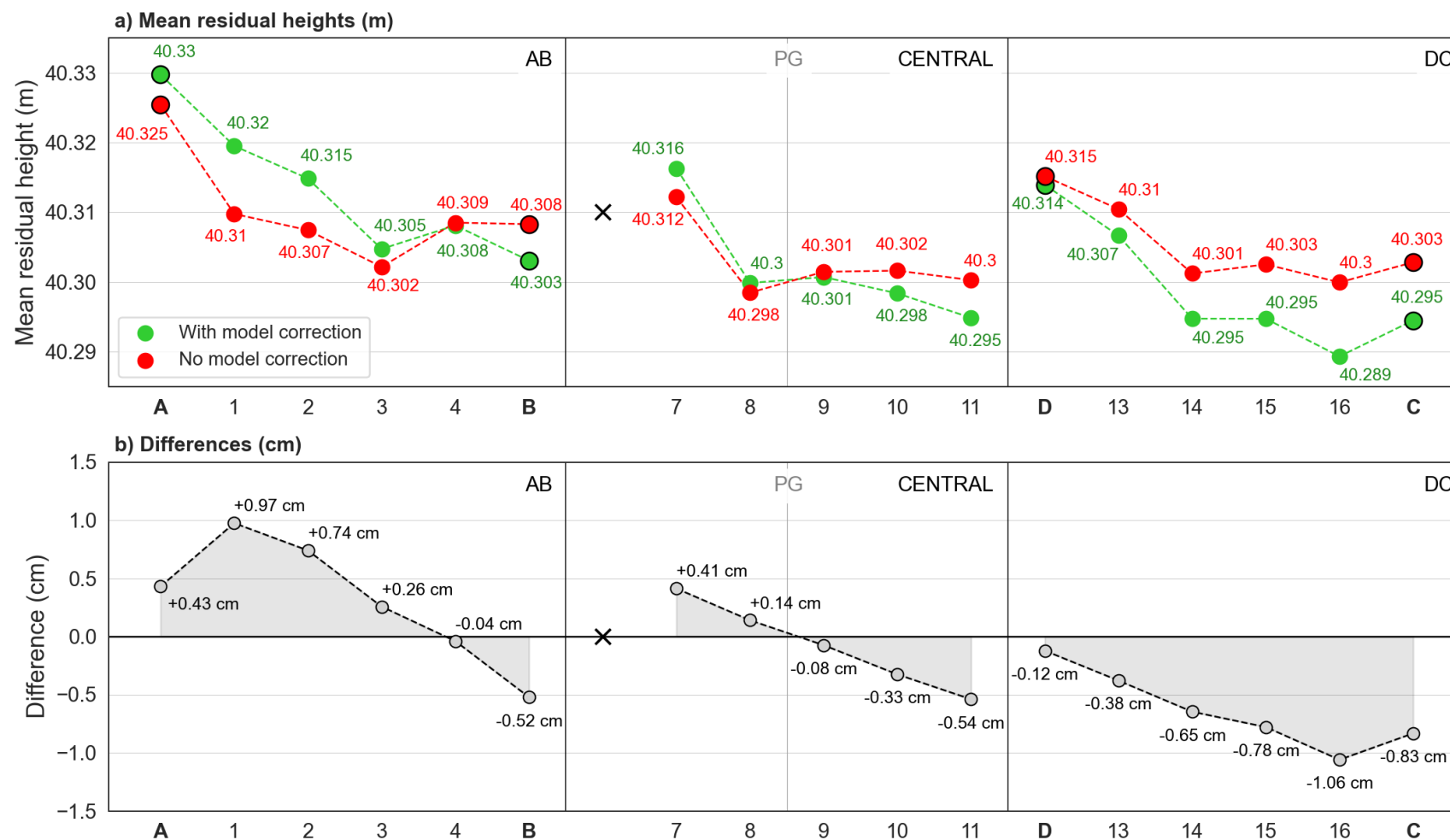


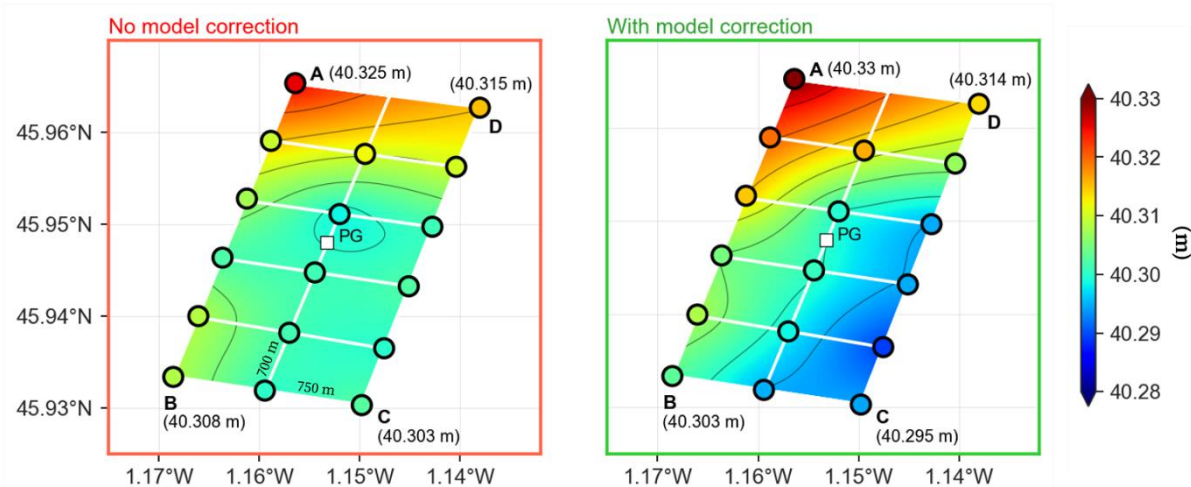
Figure 4.20. a) Moyenne des hauteurs résiduelles au sein de chaque cluster pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert) par le modèle. b) Différences entre les hauteurs résiduelles moyennes non-corrigées et corrigées, pour chaque cluster. Chaque sous-panneau AB, CENTRAL et DC illustre un des trois profils longitudinaux suivant un axe NNE/SSW. La position du capteur de pression PG, entre le cluster 8 et 9, est représentée sur le profil longitudinal central par le repère vertical gris.

Afin de clore cette section en illustrant spatialement ces résultats ; ainsi que les erreurs associées ; les hauteurs moyennes et la RMSE des différences aux points de croisements sont interpolées spatialement en utilisant la méthode d'interpolation par spline cubique implémentée dans la bibliothèque python Verde (<https://github.com/fatiando/verde>). Cette méthode est couramment utilisée pour trouver la courbe – ou la surface dans ce cas – qui passe par un ensemble de points de données (Sandwell, 1987). Le résultat de cette interpolation est présenté sur la Figure 4.21 pour les hauteurs (a) et les RMSE (b) associées à chaque cluster. Dans les deux cas, la solution non corrigée est encadrée en rouge tandis que la solution corrigée des gradients de topographie dynamique est encadrée en vert. En raison de la méthode utilisée, les valeurs d'origines peuvent différer localement du champ interpolé.

Les champs de hauteurs obtenus à partir de l'interpolation des valeurs associées aux 17 clusters (Figure 4.21a) montrent l'impact de la correction appliquée sur l'amplitude des pentes obtenues, ainsi que sur leur cohérence spatiale. Une tendance claire semble se dégager du champ de hauteurs corrigées, avec un gradient marqué du SSE au NNW ($\sim 1.25 \text{ cm.km}^{-1}$, illustré plus tôt par la Figure 4.20a). De plus, la tendance est associée à une certaine uniformité spatiale, avec toutefois des pentes plus marquées dans le quart NW ($\sim 1.55 \text{ cm.km}^{-1}$ entre A et PG) qu'au SE ($\sim 0.6 \text{ cm.km}^{-1}$ entre C et PG). Dans le cas de la solution non-corrigée, des gradients significatifs sont présents dans la partie NW ($\sim 1.3 \text{ cm.km}^{-1}$) tandis qu'un aplanissement de la surface est observé sur toute la moitié sud, formant ainsi la cuvette observée plus tôt (courbes rouges sur la Figure 4.20a). En particulier, les gradients transversaux sont très peu significatifs dans le cas de la solution non-corrigée. Ici, l'interpolation spatiale des hauteurs associées à chaque cluster permet alors d'illustrer le constat dressé dans la section précédente : la correction des gradients de topographie dynamique modifie significativement la cartographie obtenue *in fine*, et donc l'estimation des pentes de géoïde. A ce stade de l'étude, l'analyse des différences aux points de croisements a montré un gain significatif sur la cohérence de la solution, après avoir appliqué la correction. En interpolant spatialement les RMSE obtenues à chaque cluster, on peut associer le champ de hauteurs moyennes (Figure 4.21a) à une cartographie des erreurs associées (Figure 4.21b). Le champ spatial ainsi obtenu illustre alors spatialement le gain significatif sur la cohérence de la solution, discuté dans la section

précédente. L'association de champs d'erreurs fiables (e.g. RMSE et moyenne des différences aux points de croisement ou écart-type des hauteurs au sein de chaque cluster) à la cartographie de la surface moyenne sera indispensable pour interpréter les fines échelles du géoïde que l'on souhaite estimer (résolues jusqu'aux 700 m séparant chaque cluster ici). Cependant, ces indicateurs manquent de significativité statistique pour les raisons évoquées plus tôt, et la carte des erreurs présentée ici a pour unique but d'illustrer cette perspective.

a) Mean residual heights (m)



b) Crossover RMSE (cm)

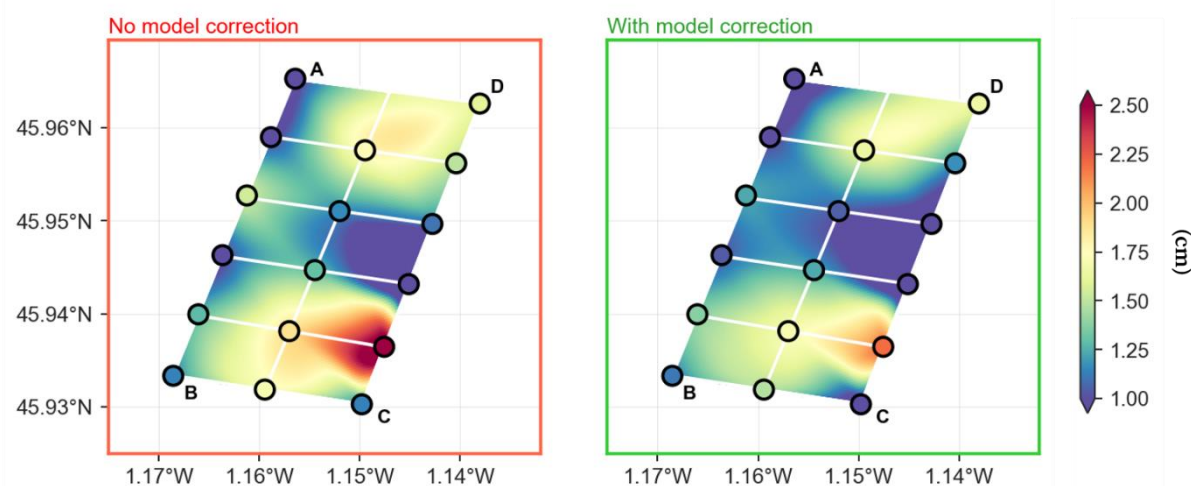


Figure 4.21. Interpolation en spline cubique des hauteurs moyennes (a) et des RMSE (b) associées aux 17 clusters. Les valeurs associées à chaque cluster sont représentées par la couleur des points et peuvent différer du champ interpolé en raison de la méthode utilisée. Chaque variation de 5 mm dans les champs de hauteurs (a) est matérialisée par un contour noir. La position du capteur de pression est indiquée par le carré central et les lignes blanches représentent l'itinéraire parcouru par le drone.

La comparaison avec des modèles existants permet alors d'apporter autre un point de vue sur ces résultats, et sur le gain en cohérence apporté par la correction. Afin de s'affranchir des incertitudes liées à l'interpolation spatiale des données (s'additionnant alors à un bilan d'erreur déjà important), on choisit de comparer directement les hauteurs calculées à chaque cluster, plutôt que les champs spatiaux présentés dans cette section. Pour cela, il est nécessaire d'adopter une référence homogène entre les deux solutions et les modèles, afin de comparer des quantités équivalentes. Le référencement de ces hauteurs par rapport à un repère absolu n'étant pas abordé dans le cadre de cette étude, on a choisi de calculer des hauteurs relatives au sein de l'étendue couverte par la campagne. La problématique que cela soulève et la référence adoptée sont brièvement discutées dans la section suivante.

4.2.3.2 Hauteurs relatives

Afin de passer des hauteurs résiduelles moyennes aux hauteurs relatives, on a besoin d'une hauteur de référence à partir de laquelle les exprimer. Le choix de cette hauteur de référence peut s'avérer problématique dans le cas de notre étude. Lors de la conception de la campagne, nous avons programmé plusieurs sessions statiques avec PAMELi à l'aplomb du capteur de pression où les gradients de topographie dynamique sont nuls (par définition). Ces sessions statiques sont fondamentales car elles permettent (1) d'obtenir une hauteur de référence fiable à partir de laquelle peuvent être estimées des hauteurs relatives ; (2) puis de relier cette cartographie au marégraphe de l'Ile d'Aix dans la perspective de futures activités de Cal/Val. Sur le papier, le choix de la position du capteur de pression comme niveau de référence est naturel car les hauteurs relatives sont ainsi exprimées par rapport à un point qui n'est pas affecté par la correction appliquée (donc la référence est commune aux deux solutions). Pour comparer les hauteurs relatives ainsi calculées aux hauteurs de géoïde ou de MSS d'un modèle, il suffit alors de lui retrancher sa valeur interpolée à la position du capteur de pression. En pratique, les mesures réalisées lors des sessions statiques au capteur de pression se sont révélées difficilement exploitables. Alors que le biais entre les mesures des deux journées est facile à déterminer en raison d'un échantillonnage spatial et temporel similaire, la détermination d'un niveau de référence permettant de comparer ces mesures à des hauteurs de géoïde ou de MSS issue des modèles est moins triviale. Afin de pallier cette lacune, on a choisi de référencer

les gradients de hauteurs résiduelles par rapport à la moyenne calculée au Cluster 9, l'un des deux points proches (environ 150 m) du capteur de pression. Alors que le cluster 8 est situé à la même distance, on justifie notre choix pour deux raisons : (1) les mesures associées au cluster 9 sont moins affectées par la correction appliquée (- 0.8 mm contre + 1.4 mm pour le cluster 8, Figure 4.20), permettant de garantir un référencement plus homogène entre les deux solutions ; (2) il s'agit d'un des clusters les plus échantillonnés, avec un total 2344 points de croisements (contre 451 pour le cluster 8), renforçant la confiance que l'on peut accorder à la statistique calculée. Afin de passer des hauteurs moyennes aux hauteurs relatives, pour chaque solution, on retranche la hauteur moyenne du cluster 9, soit 40.3007 m dans le cas de la solution non-corrigées et 40.3016 m pour les hauteurs résiduelles corrigées. Les hauteurs relatives ainsi calculées ainsi que la différence entre les deux solutions sont représentées sur la Figure 4.23 (en annexe de ce manuscrit), de façon analogue à la Figure 4.20. La principale conséquence de l'application de ces biais est un décalage relatif de 0.08 cm entre les deux solutions, avec des hauteurs relatives comprises entre + 2.90 cm et - 1.14 cm (solution corrigée) et entre + 2.40 cm et - 0.30 cm (non-corrigée). Cet écart étant calculé par rapport au cluster n°9, la valeur est nulle en ce point pour les deux solutions.

4.3 Comparaison aux modèles de géoïde et de MSS

Afin de tester la cohérence de nos solutions avec les grandes longueurs d'ondes résolues par les modèles de MSS utilisés pour corriger les mesures altimétriques, on propose ensuite une comparaison par le biais des hauteurs relatives définies dans la section précédente. Les modèles de MSS CLS15 [70] et DTU18 [62] sont les derniers modèles de MSS globaux publiés à ce jour, incluant tous les deux plus de 20 ans de données issues des missions de la série Topex-Jason (entres autres). Toutefois, le modèle CLS15 souffre d'importantes erreurs d'interpolations dans la région, et on choisit ici de le substituer par le modèle de géoïde EGM2008 dans nos comparaisons. Une discussion sur les erreurs associées aux deux modèles de MSS dans la région, et sur la raison de notre choix est proposée en annexe de ce manuscrit (5.3A1.2). Afin de calculer les hauteurs relatives à partir des deux modèles que l'on souhaite comparer à nos solutions, les hauteurs relatives sont calculées en leur soustrayant la hauteur interpolée au point d'intersection n°9. Cela revient à retrancher 47.740 m à la MSS du modèle DTU18 et 47.942 m aux hauteurs de géoïde données par EGM2008. En toute rigueur, c'est donc l'écart

relatif avec la valeur associée au cluster n°9 qui est comparée ensuite, entre nos solutions et chaque modèle.

La Figure 4.22 représente les champs spatiaux de hauteurs relatives calculées pour les modèles DTU18 (a) et EGM2008 (b), ainsi que pour nos deux solutions, corrigée (c, cadre vert) ou non-corrigée (d, cadre rouge). Sur chaque panneau de la figure, le niveau de référence calculé au point n°9 est matérialisé par un contour blanc, matérialisant le niveau 0 des hauteurs relatives calculées et comparées. On note cependant une légère déviation spatiale de ce niveau avec la position de référence dans le cas de nos solutions, à cause de la méthode d'interpolation utilisée (Figure 4.22c-d). Les variations de ± 5 mm sont représentées par les contours noirs, qui indiquent la présence de pentes de l'ordre de 1.5 cm.km^{-1} dans le cas des deux modèles. Seule l'orientation des pentes diffère selon le modèle considéré, évoluant selon un axe SE/NW dans le cas de EGM2008 et SSE/NNW pour DTU18 (Figure 4.22a-b). Concernant notre solution corrigée, on retrouve le contraste précédemment commenté avec des gradients plus forts au nord de la zone ($> 1.5 \text{ cm.km}^{-1}$) et un aplatissement de la surface dans la partie sud. D'un point de vue qualitatif, les gradients observés dans le quart NW semblent alors très cohérents avec EGM2008, alors que l'orientation des iso-hauteurs dans la partie sud semble s'aligner avec DTU18.

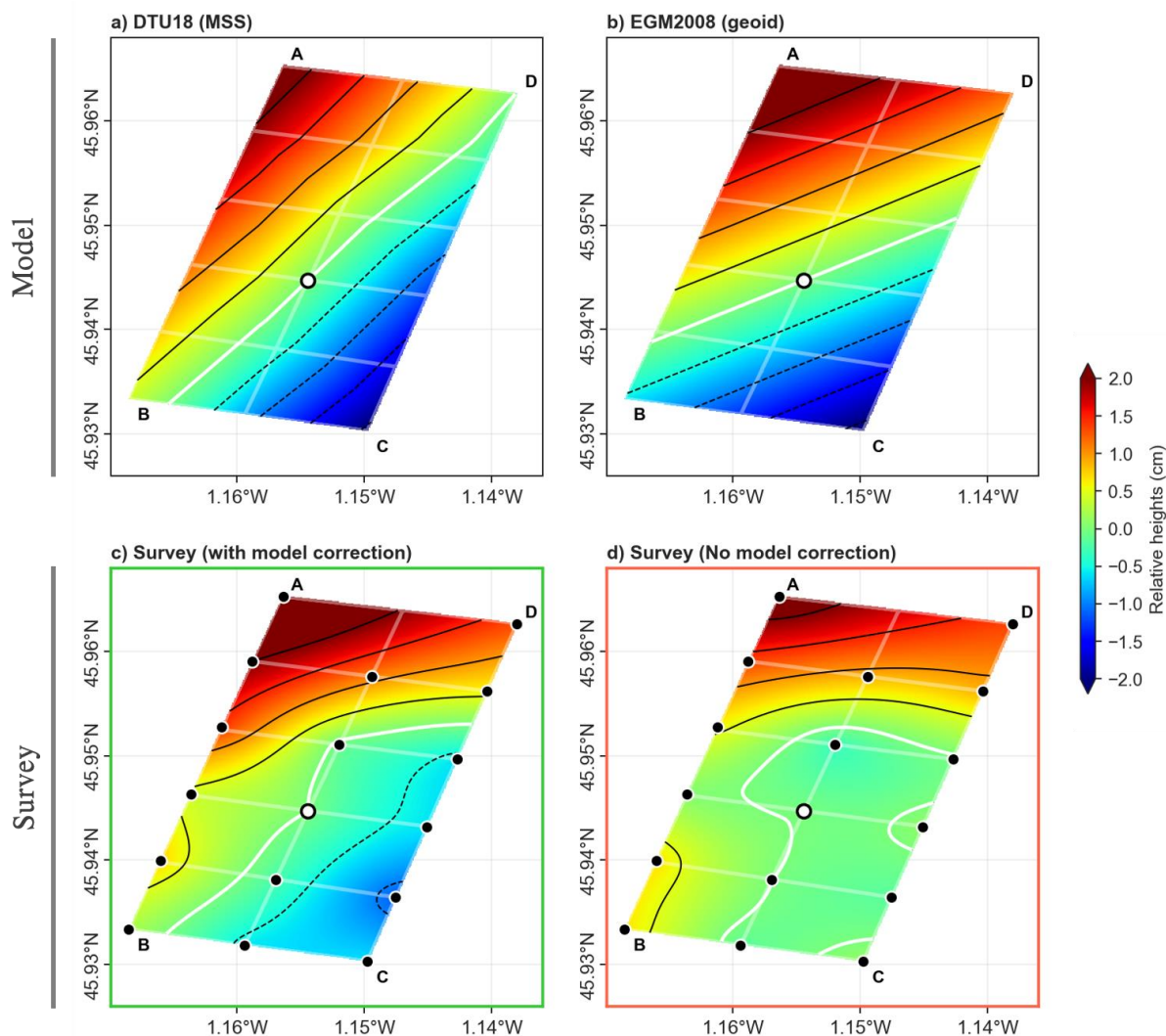


Figure 4.22. Hauteurs relatives calculées pour a) DTU18 (MSS) b) EGM2008 (géoïde) et à partir des hauteurs moyennes calculées pour la solution corrigée (c) et non-corrigée (d) des gradients de topographie dynamique. La hauteur relative représente l'écart à la valeur associée au point n°9 (point blanc). La ligne blanche symbolise la hauteur de référence dans laquelle sont exprimées les hauteurs relatives (niveau zéro), tandis que les contours noirs matérialisent des variations de ± 5 mm. Les points sont les clusters utilisés pour l'interpolation en splines cubiques.

Ce constat étant purement qualitatif, on préfère apporter un point de vue plus quantitatif en comparant directement les hauteurs relatives calculées au sein de chaque cluster à celles des modèles interpolés à ces 17 points. En procédant ainsi, on s'affranchit des erreurs liées à l'interpolation spatiale de nos solutions. Les résultats de cette comparaison sont visibles sur les Figure 4.23 (EGM2008) et Figure 4.24 (DTU18). Dans chaque cas, les hauteurs relatives sont représentées sur le panneau du haut (a) pour le modèle ainsi que pour la solution corrigée (vert) et non-corrigée (rouge). Les différences entre chaque solution et le modèle sont représentées sur le panneau inférieur (b), où la RMSE calculée à partir de ces

différences est annotée dans le coin inférieur droit. On note que le cluster n°9 a été exclu de cette statistique, sa valeur étant toujours nulle par définition (référence des hauteurs relatives calculées).

L'application de la correction permet d'améliorer la cohérence entre notre solution et les deux modèles, avec une RMSE qui passe de 0.94 cm à 0.77 cm dans le cas de EGM2008 et de 1.04 cm à 0.88 cm pour DTU18 une fois la correction appliquée. Quel que soit le modèle comparé, la différence de hauteur relative est inférieure à 5 mm pour plus de la moitié des 16 points de comparaisons étudiés dans le cas de la solution corrigée. Ce ratio passe à moins d'un tiers pour la solution non-corrigée. Au premier ordre, cela reflète la pertinence de la correction appliquée, qui permet une plus grande fidélité de la cartographie avec les pentes de large échelles résolues par les modèles. Globalement, les différences sont plus faibles dans le cas de EGM2008, toutes inférieures à 1 cm sauf au point C où la différence atteint 1.5 cm. Cet écart se retrouve aussi dans le cas de la comparaison à DTU18, pouvant indiquer une erreur dans notre solution.

Alors que les hauteurs relatives sont assez fidèlement distribuées entre nos solutions et EGM2008, un biais important est observé dans le cas de DTU18 sur le troisième profil longitudinal, DC. Cela reflète une pente plus marquée dans l'axe transversal dans le cas de DTU18 qu'avec nos solutions (et EGM2008). En effet, la pente longitudinale au sein de ce profil est du même ordre de grandeur entre notre solution corrigée et DTU18 (- 2 cm entre A et B séparés de 3.5 km, soit $\sim 0.6 \text{ cm.km}^{-1}$), mais les écarts avec la valeur au point n°9 situé au centre de la zone induisent un biais dans les hauteurs relatives calculées. Ces « erreurs » montrent en réalité la limite de la méthodologie de comparaison utilisée ici. Afin de s'affranchir de l'impact des gradients transversaux, il aurait par exemple été possible de calculer et comparer la pente propre à chaque profil longitudinal. Cependant, notre méthodologie permettant un référencement homogène (avec un biais submillimétrique) entre nos deux solutions et les modèles, elle permet d'évaluer qualitativement l'apport de la correction appliquée. Ici, le biais plus faible dans le cas de la solution corrigée indique alors des pentes transversales plus fidèles au modèle.

EGM2008

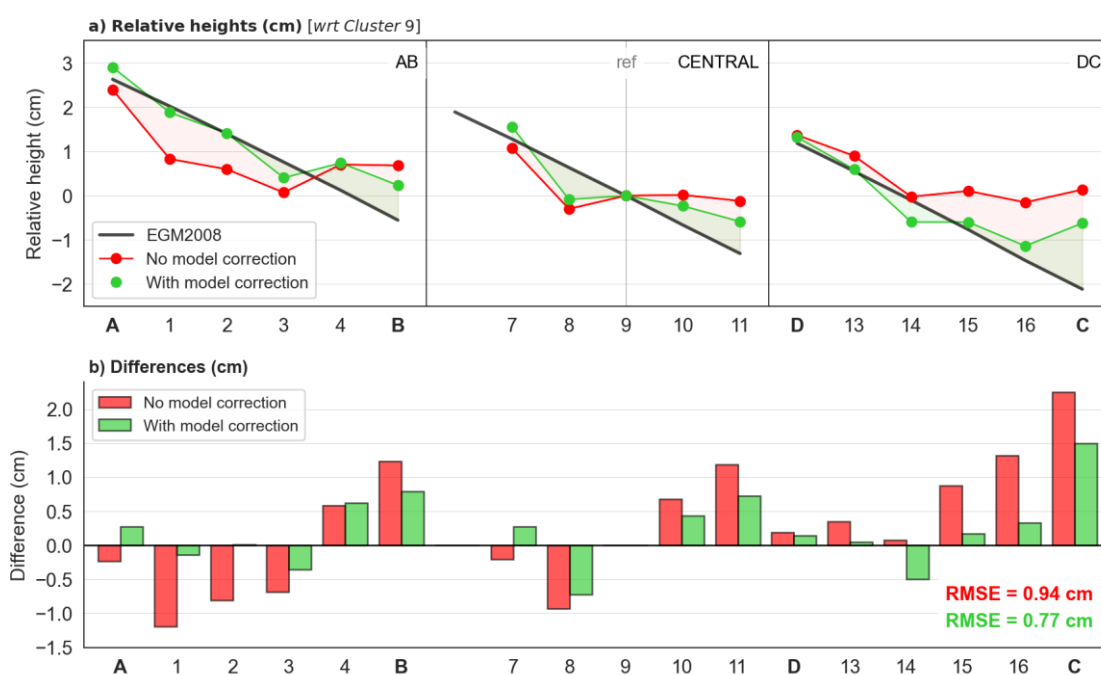


Figure 4.23. a) Hauteurs relatives pour la solution corrigée (vert) et non-corrigée (rouge) et des hauteurs de géoïde issues du modèle EGM2008, par rapport à leur valeur au point 9. b) Différences entre chaque solution et EGM2008, pour lesquelles la RMSE est calculée et annotée en bas à droite.

DTU18

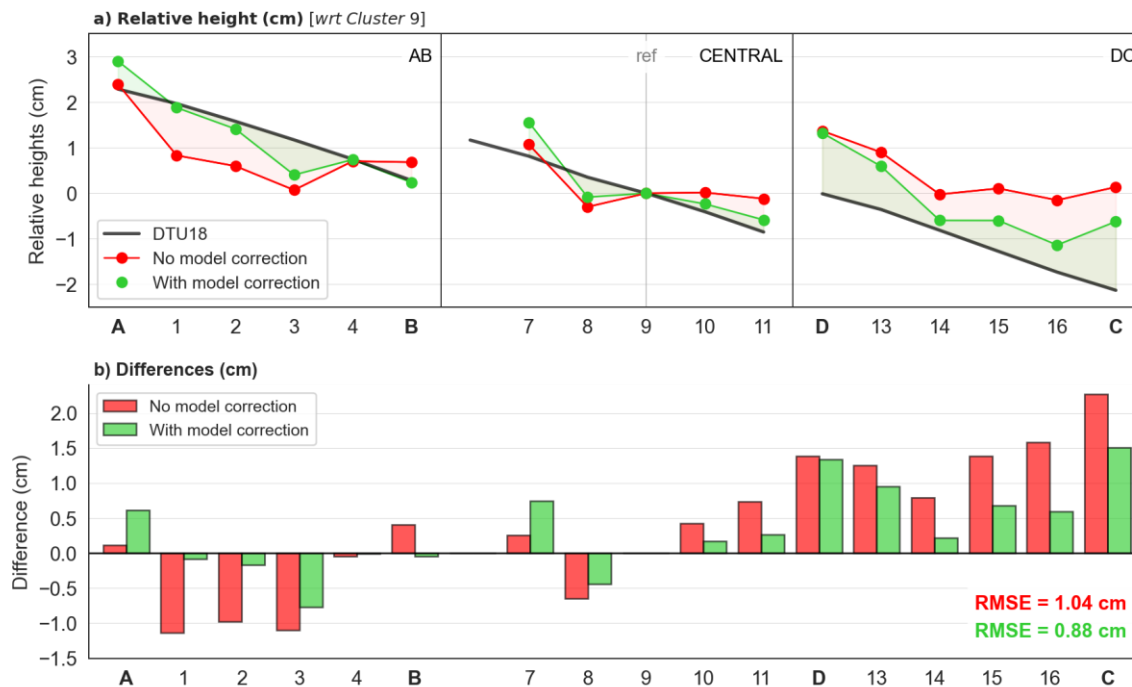


Figure 4.24. a) Hauteurs relatives issues de la solution corrigée (vert) et non-corrigée (rouge) et des hauteurs de MSS issues du modèle DTU18, par rapport à leur valeur au point 9. b) Différences entre chaque solution et DTU18, pour lesquelles la RMSE est calculée et annotée en bas à droite.

A ce stade, la seule conclusion que nous permet de faire cette comparaison est la plus grande cohérence de la solution avec les grandes longueurs d'ondes résolues par ces modèles globaux, une fois corrigée des gradients de topographie dynamique. Si cela reflète la pertinence de la correction appliquée, le manque de significativité statistique de notre jeu de données ne nous permet pas – au moment d'écrire ces lignes – de discriminer et commenter la contribution éventuelle de fines ondulations du géoïde dans les hauteurs calculées. Pour ces raisons, et même si notre solution semble plus fidèle à EGM2008 qu'à DTU18 d'un point de vue qualitatif (particulièrement visible sur le dernier profil), la validation en retour de ces modèles globaux sur les fines échelles spatiales cartographiées et la détermination de la « meilleure » solution n'est pas discutée ici.

4.4 Discussion et perspectives

4.4.1.1 Incertitudes de la solution

Au vu de l'étendue réduite de la zone de campagne (3.5 km x 1.5 km) et des pentes de MSS de l'ordre de seulement quelques centimètres par kilomètre dans la région, il est évident que le rapport signal/bruit est très important dans le cas de cette étude. On propose ici un récapitulatif de l'ensemble des incertitudes (sur les mesures et les corrections) pouvant impacter la solution finale.

En première ligne, les erreurs de traitement GNSS – systématiques ou non – représentent une source d'incertitudes non-négligeable pour la détermination des pentes de géoïde. Par exemple, la présence d'une mer de vent lors de la première journée a provoqué un nombre conséquent de pertes de satellites et d'ambiguïté non fixées. De plus, comme soulevé dans la partie 4.1.3, un certain nombre d'erreurs GNSS semblent corrélées à la constellation de satellites (aux mêmes moments de la journée) et l'exploration d'autres paramètres comme le GDOP¹⁹ pourrait aider à mieux comprendre ces erreurs et améliorer nos traitements. Au vu de la proximité avec la station GNSS de l'Ile d'Aix (<10 km), on peut supposer que la méthode des doubles différences utilisée assure ici une meilleure précision

¹⁹ Geometric Dilution Of Precision (GDOP) : indicateur du positionnement des satellites, permettant de vérifier si ces derniers sont suffisamment éloignés entre eux, et dont dépend la précision de la mesure GNSS.

que l'utilisation du PPP. Une solution PPP NRCAN « brute » a par exemple montré une cohérence aux points de croisements sensiblement dégradée par rapport à la solution double différence RTKlib utilisée.

Afin de relier la surface de la mer à la hauteur ellipsoïdale mesurée par l'antenne GNSS, le système Cyclopée est monté sur un bras robotique compensant les attitudes du drone en temps réel, à l'aide d'une centrale inertielle. Ce système a été éprouvé dans d'autres études (Bonfond et al., 2021; Chupin et al., 2020), qui ont montré qu'il permettait d'assurer la mesure du niveau marin avec une précision centimétrique. Toutefois, des erreurs ponctuelles peuvent apparaître lors de brusques changements d'assiette, raison pour laquelle on a choisi de filtrer indépendamment les hautes fréquences (e.g. les vagues) dans le signal GNSS et la mesure de l'altimètre. De plus, des doutes subsistent sur l'impact de divers paramètres (e.g. la température ou la présence d'aérosols marins) sur la mesure de l'altimètre, difficiles à quantifier au vu de la configuration des mesures. Une fois la hauteur de la surface de la mer déterminée par rapport à l'ellipsoïde de référence, seulement une partie du chemin menant à la détermination de la MSS a été parcourue.

La topographie dynamique, dont la correction est indispensable pour accéder aux hauteurs de géoïde, voit ici ses variations dominées par la dynamique macro-tidale associée à des gradients de fines échelles spatiales. Or, des incertitudes sur la mesure du capteur de pression existent et sont donc susceptibles d'entacher notre solution d'erreurs non négligeables. Pour des raisons liées à la sécurité de la navigation, dense dans la région, le capteur de pression a dû être redéployé lors de chaque journée. Alors qu'un biais absolu entre les deux jours de campagne a pu être identifié grâce à l'analyse des points de croisements, un doute subsiste sur la fiabilité des mesures acquises au début de chaque journée où une dérive instrumentale due à la stabilisation thermique est probable. De plus, il n'est pas non plus exclu que le capteur présente une dérive liée à son enfoncement dans le socle vaseux sur lequel il repose.

Afin d'affiner la correction, les gradients de marée entre le capteur de pression et les positions du drone sont estimés grâce au modèle de marée validé dans le Chapitre 3. Qualitativement, l'ordre de grandeur centimétrique des gradients modélisés soulève alors la nécessité d'une telle correction pour cartographier les

pentés de géoïde dans la région. Cependant, on a vu dans les sections précédentes que le modèle utilisé pouvait souffrir d'une paramétrisation trop simpliste de la friction de fond rendant mal compte des estrans situés de part et d'autre de zone. Les erreurs du modèle représentent donc une source certaine dans les erreurs associées à la détermination des pentés du géoïde à partir des mesures du système Cyclopée monté sur le drone PAMELi.

Ici, la complexité du problème réside donc dans la multiplicité des sources d'erreurs, parfois corrélées, aux caractéristiques temporelles très différentes (erreurs GNSS, enfoncement du capteur, dérive instrumentale, gradients de marée dépendant du temps de la mesure et de la distance au capteur, erreur du modèle ...). Au vu de la configuration de l'étude, il est difficile de faire la part des choses entre toutes ces erreurs, qui peuvent alors induire des biais persistants de l'ordre de grandeur des pentés de géoïde que l'on cherche à estimer. Ainsi, toute future amélioration dans le traitement des données ou la modélisation permettra alors d'améliorer la cohérence aux points de croisements, qui, en retour seront alors un bon indicateur de l'amélioration des traitements appliqués.

Toutefois, les résultats présentés dans cette étude sont à mettre en perspective avec la faible durée des déploiements effectués. En effet, lors de chacune des deux journées de la campagne, seulement 4h30 ont été consacrées au parcours sur lequel se base l'entièreté des résultats présentés ici. Au premier abord, c'est donc la répétition de ces mesures lors de futures campagnes qui permettra d'apporter la significativité statistique nécessaire à l'élaboration d'une cartographie fine des pentés du géoïde, et des incertitudes associées.

4.4.1.2 Futurs déploiements

Si on se projette sur les futurs déploiements instrumentaux dans la région, cette étude apporte des perspectives intéressantes. Dans un premier temps, des mesures répétées sur un itinéraire viendraient compléter le jeu de données acquis, et permettraient d'améliorer la robustesse statistique de notre méthodologie. En effet, au premier ordre, c'est l'accumulation de mesures colocalisées réalisées lors de futures campagnes qui permettra de réduire les incertitudes sur l'estimation des pentés du géoïde. Par exemple, le déploiement de capteurs à chaque extrémité de l'étendue couverte par la campagne permettrait de construire une solution large-échelle avec une plus grande confiance, pouvant être utilisée pour contrôler

voire contraindre la cartographie des fines ondulations du géoïde réalisée à l'aide du drone PAMELi. La multiplication des points de mesures *in-situ* sera aussi une nécessité si l'on souhaite augmenter l'emprise spatiale lors des futures campagnes PAMELi, afin de limiter l'éloignement entre le drone marin et le capteur le plus proche. En effet, nos résultats montrent que la contribution des gradients de marée est très significative (± 1 cm) dans la région, même sur des petites distances (< 2 km) et peuvent devenir un frein à l'estimation des pentes du géoïde. Pour cartographier le géoïde avec précision sur de plus grandes distances, il sera donc indispensable d'avoir un modèle très précis mais aussi de limiter la distance avec un point de mesure *in-situ* de référence, ceci afin de limiter l'ordre de grandeur des gradients de marée à estimer et donc la part des incertitudes du modèle dans le bilan d'erreur total.

Par ailleurs, l'étendue de la campagne couvre une petite portion de la trace Sentinel-3A, jusqu'au point de croisement avec la mission Topex/Jason au sud. Historiquement, la technologie des satellites de la série Topex-Jason ne permettait pas d'obtenir des mesures valides à cet endroit-là, en raison de la proximité immédiate de la côte. Toutefois, la donne a changé depuis le lancement de Sentinel-6 en 2020, qui permet de s'approcher beaucoup plus proche de la côte grâce à son altimètre SAR (le plus performant des missions altimétriques). Dans ce contexte, un prolongement de cette cartographie dans l'axe de la trajectoire Sentinel-6 permettrait d'appuyer de futurs travaux de Cal/Val sur la mesure SAR, la comparer aux acquisitions LRM que le satellite permet aussi, et d'intercomparer les mesures Sentinel-3A et Sentinel-6 au point de croisement des deux traces (voir Figure 2.3).

4.4.1.3 Amélioration de la méthodologie des points de croisements

Dans cette étude, les différences aux points de croisements permettent de montrer le gain global apporté par la correction appliquée, et de façon locale lorsque l'analyse est confinée à chacun des clusters définis. Deux aspects n'ont cependant pas été abordé ici : l'analyse de la composante temporelle des différences aux points de croisements et l'optimisation de la solution à partir des erreurs observées aux points de croisements.

En effet, on a montré dans le chapitre précédent que la définition spatio-temporelle de l'itinéraire parcouru par le drone mettait en évidence la

contribution des ondes quart-diurnes dans les différences aux points de croisements. Alors que la correction empirique appliquée à la frontière du modèle utilisé dans cette étude (S+) permet de réduire significativement les erreurs associées à MN_4 , la propagation de l'onde quart-diurne M_4 reste mal reproduite par le modèle utilisé (avec une erreur de ~ 2 cm sur l'amplitude au marégraphe de l'Île d'Aix), notamment à cause de la paramétrisation trop simpliste de la friction de fond. Les erreurs du modèle représentent donc une source certaine dans le bilan d'erreurs associé à la cartographie des pentes du géoïde présentée dans cette étude. En appliquant la méthodologie présentée dans le chapitre précédent au sein de chaque cluster, on peut alors imaginer une approche simple permettant de discriminer les erreurs liées à la marée et donc, par extension, isoler la plus grande part des erreurs du modèle du bilan d'erreur total. En effet, la contribution d'une onde de marée à la différence au point de croisement est nulle lorsque la période de revisite est de 2π rad (phénomène d'aliasing), alors qu'elle peut être maximisée lorsque le déphasage est de π rad (condition nécessaire mais non suffisante). Une approche simple serait alors de séparer les points de croisements dont la période de revisite est proche de la période d'aliasing des principales ondes de marée, des autres susceptibles de maximiser leur contribution. En supposant que les autres sources d'erreurs soient distribuées de façon plus aléatoire, ou non-corrélées avec les périodes d'aliasing de la marée, la séparation temporelle des points de croisements permettra d'établir des corrélations entre la contribution de la marée et les erreurs de la solution. Ainsi, on sera capable de discriminer les erreurs liées à la modélisation dans le bilan d'erreur total, si tant est que le nombre – et la diversité temporelle – des points de croisements soient suffisants (ce qui n'est pas le cas avec seulement deux jours de mesures).

Par ailleurs, la différence de hauteurs d'eau aux points de croisement est une information précieuse sur la cohérence de deux mesures entre-elles, qui peut aussi être utilisée pour optimiser la solution finale. En particulier, des méthodes basées sur la pondération des hauteurs résiduelles en fonction des différences aux points de croisements pourraient se montrer très pertinentes et réduire les incertitudes sur les pentes de géoïde estimées. Une autre approche est celle de l'ajustement de la solution à l'aide des différences observées aux points de croisement, qui a été largement appliquée aux campagnes de gravimétrie embarquée (Denker and Roland, 2005; Lequentrec-Lalancette et al., 2018) puis aux

mesures GNSS cinématiques (Guo et al., 2016). Plus récemment, l'utilisation d'une stratégie basée sur l'interpolation des différences aux points de croisements a permis de réduire significativement l'impact des erreurs GNSS dans une cartographie des fines échelles du géoïde réalisée au large du site de Cal/Val de Cape Senetosa (Corse) (Bonfond et al., 2021), à l'aide de la nappe géodésique CalNaGeo (voir section 1.5.2.1).

Toutefois, et en dépit d'un travail mené dans ce sens, les gains se sont montrés très peu significatifs et/ou difficilement qualifiables. En effet, et en l'absence d'un moyen de comparaison supplémentaire (e.g. mesure GNSS fixe ou autre mobile), il est ici difficile de lever les doutes sur le gain apporté à cause du nombre limité de revisites aux points d'intersections et du ratio signal/bruit très défavorable. Au premier ordre, c'est donc l'accumulation de mesures colocalisées réalisées lors de futures campagnes qui permettra de réduire les incertitudes sur l'estimation des pentes du géoïde, et permettra d'exploiter de plein potentiel de la méthodologie des différences aux points de croisements.

4.5 Conclusion du chapitre

Lors d'une campagne de deux jours menée avec le drone marin PAMELi en Juillet 2020 dans les Pertuis Charentais, une cartographie des hauteurs d'eau a été réalisée à l'aide du système Cyclopée (combinaison d'une antenne GNSS et d'un altimètre acoustique) le long d'un itinéraire préprogrammé (3.5 km x 1.5 km). Afin d'accéder à la contribution du géoïde à partir des mesures ellipsoïdales données par le système GNSS Cyclopée, la plus grande part de la topographie dynamique est corrigée à l'aide de mesures *in-situ* issues d'un capteur de pression déployé au centre de la zone. Toutefois, le régime macro-tidal des Pertuis Charentais est associé à la présence d'ondes de marée côtières pouvant induire des gradients de hauteurs d'eau importants sur de petites échelles spatiales. Dans cette étude, on propose de corriger les gradients de topographie dynamique entre la position du capteur de pression et les positions successives du drone à l'aide du modèle validé dans le Chapitre 3.

Nos résultats montrent qu'avec un tel déploiement instrumental, la correction des gradients de topographie dynamique est indispensable pour réaliser une cartographie précise des variations de hauteur de géoïde dans la région. En particulier, on a montré que ces gradients étaient significatifs (± 1 cm) sur les

petites échelles spatiales couvertes par la campagne (< 2 km entre le drone et le capteur de pression), et que leur correction permettait d'améliorer la précision des hauteurs calculées. En se basant par exemple sur la RMSE des différences aux points de croisements, la précision globale sur les hauteurs estimées passe de 1.38 cm pour la solution non-corrigée à 1.2 cm une fois la correction appliquée (soit un gain de ~ 13 %). Le groupement spatial des points de croisements autour de clusters définis pour chaque point d'intersection permet de montrer que, derrière ce gain global pouvant paraître modéré, se cachent en réalité de grandes disparités dans l'amélioration apportée par la correction du modèle. Par exemple, quatre des dix-sept clusters étudiés voient leur RMSE réduites d'au moins 5 mm une fois la correction appliquée, ce qui correspond à un gain de plus de 50 % pour trois d'entre eux. En revanche, aucun cluster ne voit sa RMSE dégradée significativement après l'application de la correction (+ 0.12 cm au maximum), ce qui reflète la pertinence du modèle utilisé pour corriger des variations de hauteurs d'eau pouvant être très petites sur l'étendue de la campagne. Les gradients de topographie dynamique étant dominés par les contributions périodiques de la marée, les différences observées aux points de croisements dépendent non seulement de la distance les séparant du capteur de pression, mais aussi de la temporalité des mesures.

D'un autre côté, nous avons comparé nos deux solutions aux modèles DTU18 (MSS) et EGM2008 (géoïde), en calculant des hauteurs relatives entre les dix-sept points de comparaisons et un point situé à proximité du capteur de pression. Cette approche permet alors d'adopter un point de référence commun entre les mesures et les modèles comparés, afin de pallier l'absence de référencement de la cartographie dans un repère absolu. Les résultats ont montré une très grande cohérence entre la solution corrigée des gradients de topographie dynamique et les deux modèles, avec une différence inférieure à 5 mm pour plus de la moitié des 16 points de comparaisons étudiés. Cette comparaison met aussi en évidence l'apport de la correction appliquée, visible sur la RMSE qui passe alors de 0.94 cm à 0.77 cm dans le cas de EGM2008 et de 1.04 cm à 0.88 cm pour DTU18. Ce gain montre la viabilité de la correction appliquée, qui permet de rendre la solution plus cohérente avec les grandes longueurs d'ondes résolues par ces modèles globaux. En raison du manque de significativité statistique soulevé plus tôt, la validation de ces modèles sur les fines échelles cartographiées n'est cependant pas

discutée dans cette étude. Au regard de la grande cohérence de la solution obtenue avec seulement deux déploiements journaliers, la répétition de ces campagnes permettra sans aucun doute de cartographier les pentes de géoïde avec la précision nécessaire à la validation des modèles de MSS utilisés dans l'altimétrie. En particulier, de telles cartographies permettront de valider de façon indépendante les futurs modèles de MSS haute-résolution, basés sur l'utilisation de données SAR des missions Sentinel-3 et Sentinel-6, ainsi que sur les futures mesures interférométriques de SWOT.

Ces résultats sont particulièrement intéressants dans la perspective de la future mission SWOT, pour laquelle la correction de géoïde devra être spatialement cohérente avec les observations acquises sur les deux larges fauchées avec une résolution de l'ordre du kilomètre (résolution décuplée par rapport à l'altimétrie conventionnelle). D'un autre côté, la mission SWOT permettra d'améliorer notre connaissance des fines échelles du géoïde, et ces nouveaux moyens d'observations seront indispensables afin de comparer de façon indépendante et exploiter cette nouvelle manne d'informations.

Partie III

Vers une meilleure exploitation de
l'altimétrie côtière

Chapitre 5

Qualité de la mesure altimétrique en zone intertidale

L'exploitation de l'altimétrie en zone côtière est fortement conditionnée par la qualité (1) de la mesure de pseudo-distance entre le satellite et la surface de la mer et (2) des corrections à appliquer à cette mesure (Andersen and Scharroo, 2011). Alors que les chapitres précédents portaient sur la validation et/ou l'amélioration de deux corrections géophysiques (la marée océanique barotrope dans le Chapitre 3 et les pentes de géoïdes dans le Chapitre 4), la première cause de dégradation des mesures altimétriques à l'approche de la côte reste la présence de terres (ou de bancs de sables découvrants) dans l'empreinte au sol de l'altimètre. Dans ce cas, le modèle de type « Brown » classiquement utilisé en plein océan pour déterminer la pseudo-distance à partir de la forme d'onde réfléchie n'est plus valable. Les erreurs de mesures dépendent alors des caractéristiques propres à chaque altimètre et du modèle utilisé pour interpréter la forme d'onde, et sont fortement conditionnées par la morphologie de la côte au moment du survol du satellite. L'objectif de ce chapitre est d'apporter des éléments nouveaux pour répondre à l'une des problématiques ayant motivé ce travail de thèse :

« Comment la morphologie du terrain influe-t-elle sur la distance de la côte à laquelle les données altimétriques sont valables ? ».

Avant de chercher à optimiser le traitement des données, il est donc primordial d'estimer jusqu'à quelle distance de la côte les observations des satellites sont fiables. Pour ce faire, on peut par exemple exprimer les erreurs de mesures (aussi qualifiées de bruit de la mesure) en fonction de la distance à la côte (Sánchez-Román et al., 2020). Parmi les différentes façons d'estimer ces erreurs de mesures, deux approches sont généralement utilisées : la première consiste à calculer les différences absolues entre les mesures 20 Hz consécutives puis de les moyennner en fonction de la distance à la côte (Cipollini et al., 2017) tandis que la seconde consiste à calculer l'écart-type des données échantillonnées à 20 Hz consécutives pour chaque bloc de 1 Hz (Passaro et al., 2018b; Peng and Deng, 2020). Plus récemment, les travaux de thèse de Clémence Chupin ont montré que l'on pouvait

utiliser le paramètre MQE²⁰ comme indicateur de la qualité de la mesure pour estimer la distance à laquelle les observations des satellites se dégradent. Afin d'illustrer l'évolution du paramètre MQE à l'approche des côtes, la Figure 5.1 montre les valeurs médianes de ce paramètre en fonction de la distance à la côte pour deux traces Jason-3 (162 et 70) et deux traces Sentinel-3A (458 et 359), calculées pour 3 ans de passages altimétriques à l'aplomb des régions côtières situées entre les latitudes -66° et +66°.

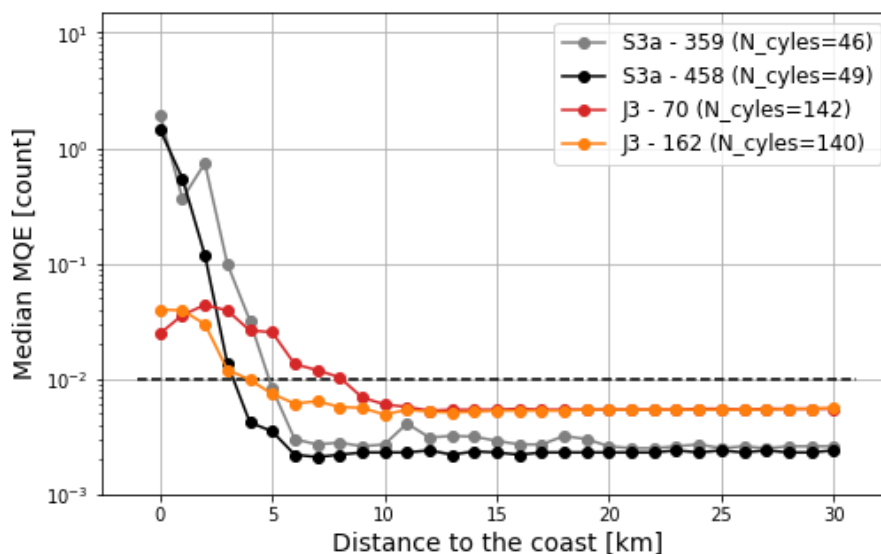


Figure 5.1. Valeur médiane du paramètre MQE en fonction de la distance à la côte, pour quatre passages altimétriques : Sentinel-3A 359 (gris) et 458 (noir), Jason-3 70 (rouge) et 162 (orange). Le paramètre MQE est calculé pour l'ensemble des cycles disponibles entre 2016 et 2019 sur toutes les régions comprises entre les latitudes -66° et +66°. Figure extraite de la thèse de Clémence Chupin.

On observe alors la nette augmentation de la valeur de cet indicateur à l'approche des côtes, reflétant la contamination de l'écho radar à cause de la présence de terres dans l'empreinte au sol du satellite. Toutefois, on peut distinguer deux comportements sensiblement différents suivant l'altimètre étudié : pour Jason-3, la valeur du paramètre MQE commence à se dégrader à partir d'environ 10 km de la côte, tandis que la contamination des mesures est observable pour des distances inférieures à 5 km dans le cas de Sentinel-3A. Cette différence s'explique par la taille de l'empreinte au sol sensiblement réduite dans le cas de la mesure SAR de

²⁰ MQE (*Mean Quadratic Error*) : erreur quadratique moyenne entre la forme d'onde modélisée et mesurée. Une valeur qui s'écarte de zéro indique que la SSH altimétrique est potentiellement fautive.

Sentinel-3A, dont les observations sont résolues à 300 m dans l'axe de sa trajectoire. La cohérence de ces résultats avec des études utilisant d'autres indicateurs statistiques (e.g. calcul des écart-types ou des différences) (Cipollini et al., 2017; Peng and Deng, 2020; Vignudelli et al., 2019b) montre ainsi la pertinence du paramètre MQE comme indicateur de la qualité de la mesure altimétrique à l'approche de la côte. Dans la continuité du travail initié par C. Chupin, on a donc entrepris d'évaluer la qualité des mesures Sentinel-3A de façon plus fine cette fois-ci, en se limitant à la région des Pertuis Charentais. Face à l'incohérence des premiers résultats, une autre problématique s'est alors présentée : pour évaluer la qualité des mesures altimétriques en fonction de la distance à la côte, encore faut-il avoir connaissance de cette distance. Parfaitement triviale au premier abord, cette problématique prend tout son sens dans une région comme les Pertuis Charentais, où les découverts et recouvrements successifs de larges étendues intertidales induisent des variations significatives du trait de côte (tel que « vu » par le satellite) au gré des marées.

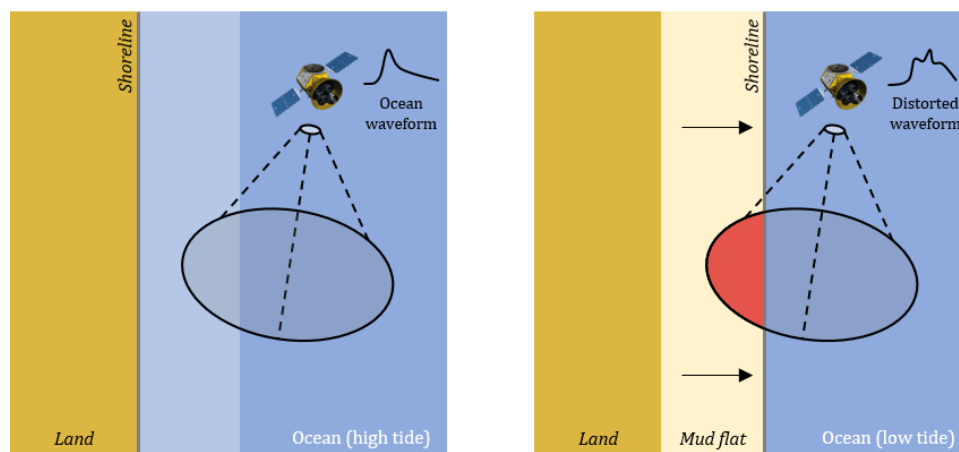


Figure 5.2. Vue schématique de l'impact des estrans dans la mesure altimétrique. Lors de la pleine mer (à gauche), la bande intertidale est immergée et le signal émis par l'altimètre est réfléchi par la surface de l'eau. Pendant la basse-mer (à droite), les estrans se découvrent partiellement et la mesure est alors contaminée par la présence de terres immergées, rendant la mesure invalide. Pour ces deux mesures, la distance avec la terre calculée à partir d'un trait de côte statique sera identique.

Dans la région, les estrans peuvent en effet se découvrir sur plusieurs kilomètres lors des basses mers. De telles zones intertidales constituent par exemple plus de 60% de la superficie de la baie de Marennes-Oléron (Bertin, 2005), survolée par la trace descendante 216 de la mission Sentinel-3A (Figure 2.2). Comme représenté de façon schématique sur la Figure 5.2, la distance entre le « pixel » de terre

émergé le plus proche et le point de mesure à l'aplomb de l'altimètre dépend alors du découvrément de ces estrans lors du passage du satellite, et donc des hauteurs d'eau. L'utilisation de traits de côte statiques (globaux ou régionaux) ne permettant pas de rendre compte de ces variations morphologiques, on a besoin de connaître la position réelle du trait de côte²¹ lors du passage d'un satellite par un autre moyen afin d'évaluer l'impact de la contamination côtière de façon plus réaliste. En exploitant les images fournies par les satellites d'imagerie optique (e.g. Landsat, Sentinel-1 ou Sentinel-2), de nombreuses études ont contribué à l'élaboration de méthodes pour détecter le trait de côte (et ses évolutions) dans les zones intertidales (Jia et al., 2021; Khan et al., 2019; Yang et al., 2021). On peut par exemple citer les travaux de Jamal Khan (Khan et al., 2019) visant à extraire les traits de côtes d'images Sentinel-2 dans le but de reconstruire un MNT haute résolution dans le Golfe du Bengale, une région présentant de fortes similitudes avec les Pertuis Charentais de par son régime macro-tidal et la présence de larges estrans vaseux. La librairie python `pyIntertidalDEM` développée et distribuée par Jamal Khan (<https://github.com/jamal919/pyIntertidalDEM>), permet d'extraire de façon simple et automatique un trait de côte à partir d'images satellite (e.g. Sentinel-2 avec une résolution de 10 m). Les satellites dédiés à l'imagerie et à l'altimétrie ne survolant pas simultanément les mêmes régions, il n'est donc par exemple pas possible d'utiliser les observations Sentinel-2 pour connaître la morphologie de la côte lors d'un passage du satellite Sentinel-3. Afin d'apporter une alternative permettant de prendre en compte les évolutions morphologiques dans le calcul des distances à la côte au moment du passage des satellites altimétriques, on présente dans ce chapitre une méthode combinant l'utilisation d'un MNT haute résolution et du modèle hydrodynamique précédemment présenté. Les routines ainsi développées sont rassemblées dans la librairie python `pyShorePredic`, distribuée en marge de ce manuscrit, afin que cette méthode soit facilement applicable à d'autres régions présentant une problématique similaire.

Au-delà de la simple description d'un outil visant à affiner l'évaluation des performances côtière des altimètres, ce chapitre propose avant tout une réflexion

²¹ Par commodité, le terme « trait de côte » se référera par la suite à l'interface entre terres émergées et immergées (c.à.d. la ligne d'eau ou *waterline* en anglais).

sur la mesure altimétrique en zone intertidale et les implications pour la distance à la côte à laquelle les données sont valables. Après avoir présenté notre méthode de prédiction du trait de côte dans la section 5.1, on présente notre méthodologie, puis on compare ensuite les traits de côtes extraits d'images Sentinel-2 grâce la librairie python `pyIntertidalDEM`. Une fois validée, la méthode est ensuite appliquée aux passages Sentinel-3A dans la région, nous permettant de quantifier et discuter l'impact du découverturement des estrans lors des passages du satellite (5.2). La qualité des mesures du satellite Sentinel-3A le long de sa trace descendante 216 sont évaluées dans la section 5.2.2. Enfin, une discussion sur l'orbite héliosynchrone du satellite Sentinel-3A est ensuite proposée dans la section 5.2.3, et plus particulièrement sur ce que l'aliasing de l'onde S2 implique sur la contamination côtière des mesures altimétriques dans la région. Afin de montrer l'apport de la méthode de prédiction du trait de côte, ces résultats sont reproduits en calculant les distances à la côte de manière classique, à partir du trait de côte statique GSHHS.

5.1 Prédiction du trait de côte

5.1.1 Méthodologie

Dans le cas de Sentinel-3A, l'information sur la distance à la côte fournie dans le GDR est dérivée à partir d'une version simplifiée du trait de côte global GSHHS, simplifié et converti en une grille de $1/8^\circ$ degré de résolution (Figure 5.3). Si l'on souhaite calculer des distances plus fidèles à la morphologie des côtes, on peut les recalculer à partir d'une version plus résolue de ce même trait de côte (résolution GSHHS « *full* ») (Wessel and Smith, 1996). Dans la majorité des études, les distances à la côte utilisées pour évaluer les performances des différents altimètres à l'approche de la côte sont le plus souvent issues de ce trait de côte global (inclues dans le GDR ou recalculées). A l'échelle régionale, on peut cependant pousser le niveau de réalisme en calculant cette distance à partir de données mieux résolues, tel que le trait de côte HISTOLITT (Shom/IGN) qui couvre les 3 façades maritimes françaises. Quelle que soit la résolution associée, le point commun entre ces trois approches reste l'utilisation d'un trait de côte statique pour calculer la distance entre le point de mesure et le continent (ou l'île) le (la) plus proche.

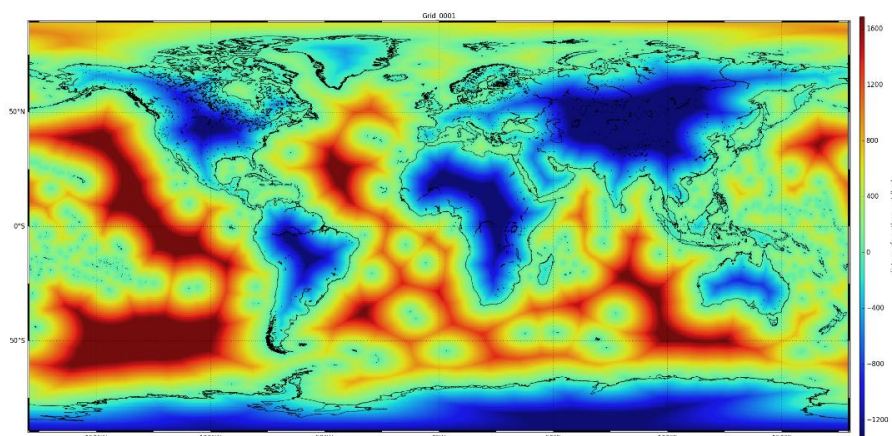


Figure 5.3. Distances à la côte la plus proche (en km) calculées à partir du trait de côte global GSHHS sur une grille de $1/8^\circ$. C'est le jeu de donnée dont sont extraits les distances à la côte la plus proche fournies dans le GDR Sentinel-3A. Source : <https://sentinels.copernicus.eu>

Aussi, la définition même du trait de côte peut varier selon l'usage. Dans sa définition maritime, le trait de côte est par exemple défini comme la laisse des plus hautes mers astronomiques dans des conditions météorologiques normales (pas de vent du large, pas de dépression atmosphérique susceptible d'élever le niveau de la mer). Pour étudier la contamination des mesures altimétriques causée par la présence de terres dans l'empreinte au sol du radar, il est ici plus approprié de définir le trait de côte comme le linéaire séparant les terres immergées et émergées. Avec cette définition, la position du trait de côte est donc liée aux variations hautes-fréquences du niveau marin (e.g. marée, surcotes, ...) et correspond à la morphologie de la côte telle qu'observée par le satellite lors de son passage. La Figure 5.4 schématise ces variations de traits de côte en fonction de la profondeur de bathymétrie (H_{bathy}) et des anomalies de hauteur d'eau (SLA), tous deux référencés par rapport au niveau moyen de la mer (MSS).

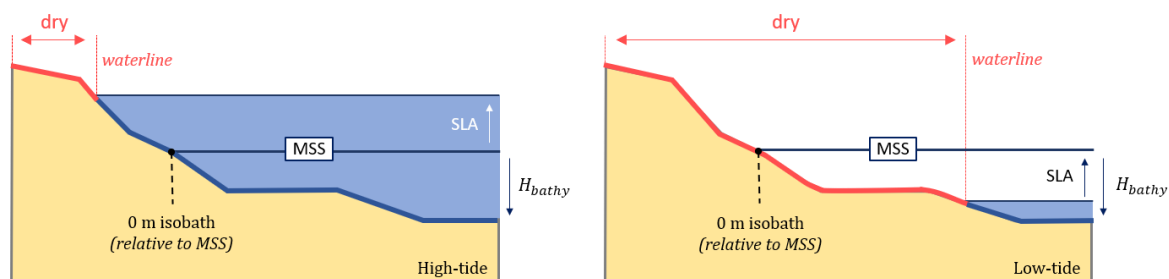


Figure 5.4. Vue schématique du découverture des estrans lors d'une pleine mer (à gauche) et d'une basse mer (à droite), sur laquelle la surface moyenne de la mer (MSS), les anomalies de hauteurs d'eau (SLA) et la profondeur de la bathymétrie par rapport au niveau moyen (H_{bathy}) sont représentés. Le sens des flèches reflète les conventions sur les signes de H_{bathy} et SLA. L'estran est découvert lorsque $H_{bathy} + SLA < 0$.

Dans la suite de cette étude, le trait de côte que l'on cherche à prédire sera donc défini comme le linéaire faisant l'interface entre les terres émergées et immergées (*waterline* sur la Figure 5.4). Pour chaque point, la profondeur $P(t)$ de la colonne d'eau à un temps donné est définie comme la somme de l'anomalie de hauteur d'eau et de la profondeur de bathymétrie :

$$P(t) = H_{bathy} + SLA(t) \quad 5.1$$

Le caractère émergé ou immergé d'un point i (correspondant par exemple un point de grille du MNT) peut être décrit tel que :

$$m_i(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } P(t) < 0 \\ 0 & \text{si } P(t) > 0 \end{cases} \quad 5.2$$

où $m_i(t)$ discrimine de façon binaire si un point i correspond à une terre émergée (= 1) ou immergée (= 0). En calculant ce coefficient pour chaque point de la grille considérée, on construit un masque décrivant spatialement la morphologie de la scène à un temps donné (e.g. lors du passage d'un satellite) :

$$M(t) = [m_1(t) \quad \dots \quad m_n(t)] \quad 5.3$$

où $M(t)$ est le masque séparant les terres émergées ($M = 1$) et immergées ($M = 0$) au moment du passage d'un satellite dans la région, défini pour chaque point du MNT utilisé. La Figure 5.5 résume les étapes nécessaires à l'élaboration de ce masque terre/mer (Figure 5.5c), à partir d'un MNT haute-résolution (Figure 5.5a) et d'un champ d'anomalies de hauteurs d'eau (Figure 5.5b). La fidélité avec laquelle le masque reflètera la morphologie de la côte observée par le satellite dépend alors (1) de la qualité de la bathymétrie (e.g. MNT régional) et (2) de la précision des anomalies de hauteurs d'eau (e.g. modélisées ou extrapolées à partir des mesures d'un marégraphes).

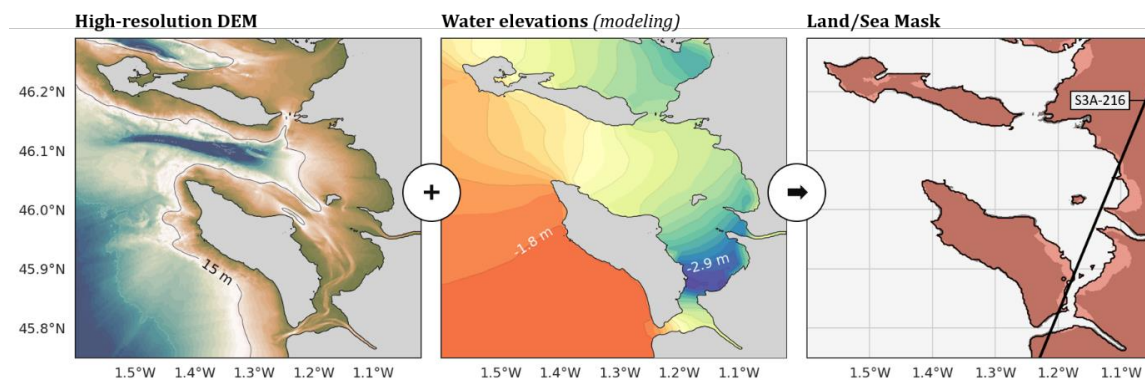


Figure 5.5. Fonctionnement de l'outil de prédiction du trait de côte : un masque délimitant l'interface terre/mer est généré lors du passage du satellite (c) en combinant une bathymétrie haute résolution (a) et une prédiction de marée (b). Les parties du masque colorées en rose clair (c) représentent la différence avec l'isobathe 0 m du MNT, correspondant alors aux zones intertidales émergées.

Identifiée comme un territoire à risque important d'inondation, la région des Pertuis Charentais bénéficie d'un modèle numérique de terrain (MNT) résolu à 20 m dans le cadre du projet HOMONIM (SHOM-Service Hydrographique Et Océanographique De La Marine, 2015). Ce jeu de donnée est composé de sondages bathymétriques et complété par des relevés lidar réalisés dans le cadre du projet Litto3D (Louvart and Gateau, 2005), et les pentes topographique des zones intertidales y sont donc cartographiées avec une grande précision. Comme pour le modèle hydrodynamique présenté plus tôt dans ce manuscrit, c'est donc la bathymétrie HOMONIM résolue à 20 m qui sera utilisé dans la suite de cette étude. Afin de déterminer le masque terre/mer, il nous faut ensuite connaître le champ des anomalies de hauteurs d'eau lors du passage d'un satellite. Différentes possibilités s'offrent alors à nous, parmi lesquelles on peut citer :

- L'extrapolation des observations issues **d'un ou plusieurs marégraphes**, qui constitue l'approche la plus directe et la plus « vraie » localement. Ces hauteurs d'eau reflètent alors une dynamique complète (e.g. surcotes, effet du baromètre inverse, interactions non-linéaires, ...) mais strictement locale.
- **La modélisation hydrodynamique** permet de pallier le manque de couverture spatiale des marégraphes. Les erreurs sont alors liées à la diversité des processus physiques pris en compte (e.g. marée, surcotes, processus baroclines, ...) et à leur paramétrisation (e.g. friction de fond, forçages, ...). Cette approche peut cependant être couteuse en temps de

calcul (et en temps tout court, manquant dans notre cas), car elle nécessite de modéliser les hauteurs d'eau à chaque fois qu'un satellite survole la région (tous les 27 jours depuis 2016 pour Sentinel-3A et tous les 10 jours depuis 2001 pour Jason).

- L'utilisation d'un **atlas de marée (issu du modèle hydrodynamique)** permet de s'affranchir de cette dernière contrainte. Une fois les constituants calculés en chaque point de grille par analyse harmonique, il est alors très facile et peu coûteux de prédire les hauteurs d'eau lors du passage d'une mission altimétrique (passée, présente ou future). Cette prédiction ne prend alors en compte que la dynamique de la marée barotrope, qui reste cependant la plus grande contribution à la variabilité du niveau de la mer dans la région.

Le choix dans la façon d'estimer les anomalies de hauteurs d'eau dépend alors de l'étendue du masque à déterminer (surtout si les gradients de marée sont importants dans la région étudiée), de la résolution nécessaire pour distances à la côte (plutôt de l'ordre de la dizaine de mètre ou du kilomètre ?) et de la facilité d'utilisation attendue. Par exemple, l'extrapolation des mesures issues d'un marégraphe côtier est le moyen le plus simple d'estimer les distances à la côte avec cette méthode mais celles-ci deviendront de plus en plus fausses à mesure que l'on s'éloigne du marégraphe. Comme le montre la Figure 5.5b, c'est particulièrement vrai dans les Pertuis Charentais où des différences de hauteurs d'eau de l'ordre du mètre peuvent être observés entre deux points distincts de la région à certains moments de la propagation de l'onde de marée. Bien qu'une précision centimétrique ne soit pas forcément requise pour prédire la position du trait de côte avec une bonne précision (contrairement à d'autres applications comme la Cal/Val altimétrique), il faut cependant garder à l'esprit que des erreurs décimétriques sont susceptibles de faire varier significativement la position du trait de côte, en raison des faibles pentes bathymétriques dans la région.

On utilise ici un atlas de marée régional afin d'estimer les champs de hauteurs d'eau nécessaires à la construction du masque terre/mer lors de différents passages de satellites altimétriques dans la région. En effet, cette solution semble être un bon compromis entre efficacité numérique (applicable à un grand nombre de passages altimétrique de façon rapide et automatique) et précision dans la

reconstitution de la scène (prenant en compte les gradients de marée qui sont importants dans la région). Plus précisément, on utilise ici un atlas de marée régional élaboré à partir du modèle hydrodynamique présenté dans la section 2.2.

Pour prédire les élévations de marée à un temps donné sur tout le domaine en optimisant le temps de calcul nécessaire, on utilise alors la formule de prédiction de marée (Foreman, 1977) définie sous une forme vectorisée :

$$\begin{bmatrix} h^1(t) \\ \vdots \\ h^n(t) \end{bmatrix} = \sum_{k=1}^n f_k \begin{bmatrix} A_k^1 \\ \vdots \\ A_k^n \end{bmatrix} \cos \left[\omega_k t - \begin{bmatrix} g_k^1 \\ \vdots \\ g_k^n \end{bmatrix} + U_k(t) + V_k(t) \right] \quad 5.4$$

où $\begin{bmatrix} A_k^1 \\ \vdots \\ A_k^n \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} g_k^1 \\ \vdots \\ g_k^n \end{bmatrix}$ sont les vecteurs contenant les amplitudes A_k et les phases g_k aux

n points de l'atlas régional et ω_k est la vitesse angulaire, pour un constituant de marée k . Une prédiction de hauteur d'eau $h^i(t)$ est réalisée pour chaque point i de l'atlas à un temps t , qui correspond au moment du passage du satellite. Les corrections nodales sur l'amplitude et la phase f_k et U_k , ainsi que l'argument astronomique V_k , sont calculés à l'aide de la librairie UTide (Codiga, 2011). La vectorisation (spatiale) de la prédiction permet alors de réduire drastiquement le temps nécessaire à la détermination des traits de côtes, notamment lorsqu'on les calcule pour plusieurs années de passages altimétriques. Au vu de la vitesse à laquelle le satellite survole la région, on considère qu'une seule prédiction est nécessaire par passage (e.g. le satellite Sentinel-3A traverse le pertuis d'Antioche et la baie de Marennes-Oléron en quelques secondes seulement). Une fois les hauteurs de marée $h^i(t)$ calculées pour chaque point i de l'atlas, ce champ d'élévation est interpolé à chaque point de grille du MNT (résolue à 20 m dans le cas de la bathymétrie HOMONIM) et le masque terre/mer est généré selon l'équation 5.4.

Avant d'appliquer notre méthode aux passages Sentinel-3A dans la région, une dernière vérification est toutefois nécessaire : les masques ainsi générés sont-ils fidèles à la scène réellement observée par le satellite ? Afin de valider notre méthode, on compare donc nos prédictions à deux traits de côte extraits d'images Sentinel-2 dans la partie suivante.

5.1.2 Comparaison à l'imagerie Sentinel-2

Le projet Sentinel-2 a été initié par l'ESA dans le but de fournir des images multi-spectrales de haute résolution (Bertini et al., 2012, p. 2). Le programme comprend deux satellites, Sentinel-2A et Sentinel-2B, lancés avec succès en 2015 et 2017 sur la même orbite. Les observations de Sentinel-2 sont particulièrement adaptées à l'étude des eaux côtières et intérieures en raison de leur très haute résolution (10 m) et de la courte période de revisite du satellite (environ 10 jours) (Jia et al., 2021, p. 2; Khan et al., 2019, p. 2; Yang et al., 2021, p. 2). Les images sont acquises sur 13 bandes spectrales, dont quatre bandes (bleu, vert, rouge, infrarouge) sont résolues à 10 m et six autres bandes à 20 m. En raison de la taille importante des données, les produits Sentinel-2 sont distribués sous forme de tuiles de 1×1 degré. Nous avons utilisé ici le produit Copernicus Sentinel-2 de niveau 2A distribué par le CNES via le pôle de données Theia (<https://theia.cnes.fr>). Pour valider notre méthode, deux passages Sentinel-2 (sans couverture nuageuse) ont été choisis, correspondant à des évolutions différentes du cycle de marée (et donc un découverture des estrans différent). Toutefois, et de manière analogue à la mission altimétrique Sentinel-3, le satellite Sentinel-2 suit une orbite héliosynchrone qui ne permet pas de couvrir tous les états du cycle de marée à cause (entre autres) de l'aliasing de l'onde S2. Les deux tuiles permettant de couvrir la région (T30TXS et T30TXR) ont été récupérées et assemblées pour les passages de Sentinel-2 du 02/06/2020 à 11h08 et du 06/08/2020 à 11h08 (Figure 5.7). Ces deux scènes correspondent à des anomalies de hauteur d'eau de + 1.08 m et de - 2.56 m mesurées au marégraphe de l'île d'Aix.

Afin d'extraire les traits de côte à partir de ces deux images Sentinel-2, on utilise alors la librairie `pyIntertidalDEM` développée dans le cadre des travaux de Jamal et al. (2019) visant à reconstruire un MNT haute-résolution à partir des observations Sentinel-2 et d'un modèle hydrodynamique dans la baie du Bengale (Khan et al., 2019). La librairie `pyIntertidalDEM` est utilisée ici afin de comparer les traits de côte extraits des deux scènes Sentinel-2 avec les traits de côtes prédits grâce à notre méthode. L'approche proposée par Jamal Khan s'inscrit dans la continuité de nombreuses méthodes développées pour l'extraction de traits de côte à partir des missions d'imagerie optique successives (e.g. Landsat, Sentinel-1 ou Sentinel-2) (Jia et al., 2021; Khan et al., 2019; Yang et al., 2021). Parmi les principales améliorations apportées, la compatibilité avec la haute résolution de Sentinel-2 (10 m) et l'automatisation complète du processus en font une solution de premier choix pour valider nos prédictions de traits de côtes. Pour en savoir plus, la méthodologie utilisée dans `pyIntertidalDEM` pour la détection du trait de côte à partir des images Sentinel-2 est détaillée dans la publication de Khan et al. (2019) (Khan et al., 2019).

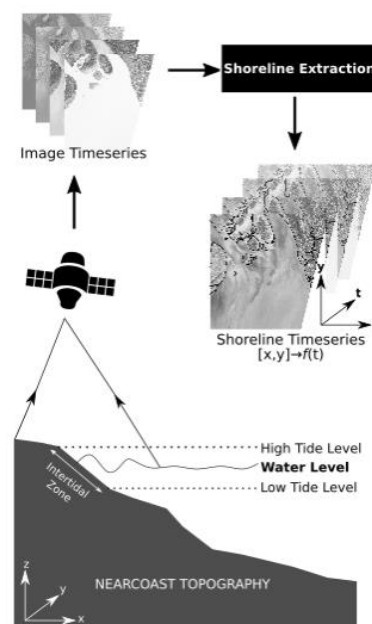


Figure 5.6. Résumé graphique de la méthode `pyIntertidalDEM`. Adapté de Khan et al. (2019).

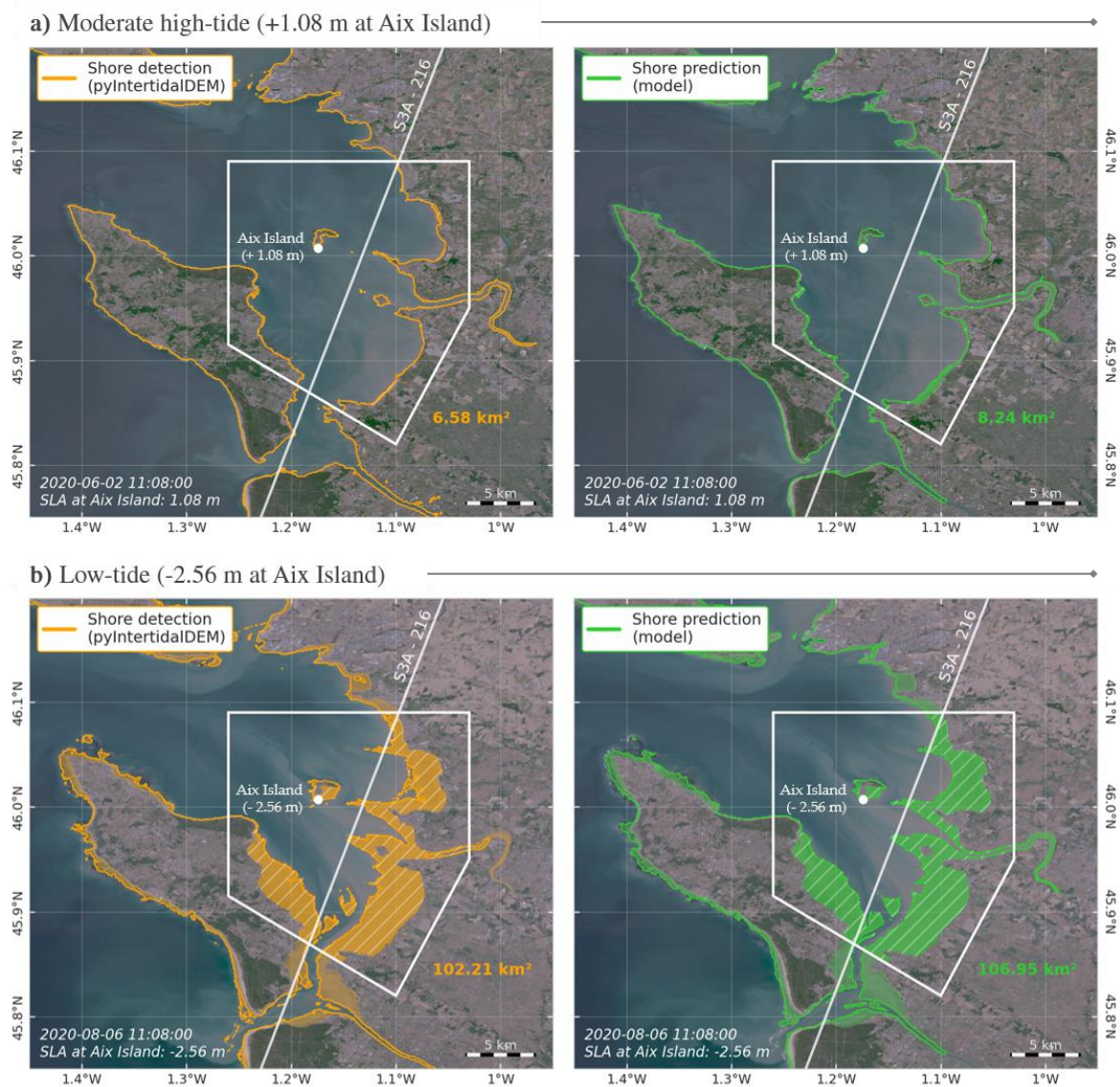


Figure 5.7. Comparaison des traits de côtes extraits des images Sentinel-2 à l'aide de la librairie pyIntertidalDEM (orange) et prédits grâce à notre méthode basée (vert) pour deux passages Sentinel-2 correspondant à deux états de marée (et donc de découverte des estrans) différents : a) lors d'un cycle remontant ou la marée est associée à une anomalie de hauteur d'eau (SLA) de 1.08 m à l'île d'Aix et b) pendant une basse-mer où une SLA de -2.56 m est mesurée à l'île d'Aix. La zone délimitée par la bordure blanche englobe l'axe pertuis d'Antioche/baie de Marennes-Oléron survolé par le satellite Sentinel-3A lors de son passage dans les Pertuis Charentais (droite blanche). La superficie des estrans découverts dans cette région (zones hachurées) est calculée afin de pouvoir comparer quantitativement la scène détectée par imagerie satellite (orange) et prédite (vert).

Les images Sentinel-2 lors des passages du 02/06/2020 (Figure 5.7a) et du 06/08/2020 (Figure 5.7b) sont représentées sur la figure ci-dessus. Les traits de côtes détectés à l'aide de pyIntertidalDEM (à gauche, contour orange) et prédits avec notre méthode (à droite, contour vert) décrivent alors de manière très similaire la

morphologie des deux scènes. La surface comprise entre ces traits de côtes et l'isobathe de -3.5 m est colorée afin de souligner l'étendue des estrans découverts dans la morphologie décrite par ces deux méthodes. Ce choix d'isobathe de référence correspondant approximativement aux amplitudes de marée les plus hautes dans la région, le contour qu'il décrit est très similaire au trait de côte HISTOLITT (défini comme la laisse des mers par coefficient de 120). Aussi, on restreint notre étude à la trace descendante 216 Sentinel-3A dans une zone où des observations valides sont plausibles, matérialisée par les bordures blanches sur la Figure 5.7. Cette zone n'inclut par exemple pas le pertuis de Maumusson, en raison de la proximité immédiate de l'île d'Oléron invalidant la quasi-totalité des mesures Sentinel-3A. La superficie des estrans découverts est alors calculée, entre le trait de côte déterminé (détecté ou prédit) et l'isobathe de référence dont la valeur est indiquée sur la Figure 5.7.

Les deux prises de vues Sentinel-2 reflètent donc les évolutions morphologiques importantes auxquelles la région des pertuis est soumise. La première image est issue d'un passage Sentinel-2 le 02/06/2020 (Figure 5.7a) lors de la seconde moitié du flot de marée (anomalie de hauteur d'eau de + 1.08 m à l'île d'Aix). Dans cette configuration, les estrans sont très peu découverts et le trait de côte détecté (pyIntertidalDEM) et prédits (modèle) décrivent alors tous deux la même laisse de mer séparant le continent de la partie maritime, proche de l'isobathe de - 3.5 m choisi comme référence. La superficie des zones intertidales découvertes est de 6.58 km² selon pyIntertidalDEM (orange) et de 8.24 km² pour la prédiction basée sur le modèle (vert). Au-delà de la cohérence des deux superficies calculées, cette faible étendue de terres émergées indique qu'une grande partie des estrans de la région sont situés sous le niveau moyen de la mer, ou dépassent ce niveau de très peu (voir bathymétrie sur la Figure 2.1, dans la section de présentation de la zone d'étude). A contrario, le passage Sentinel-2 du 06/08/2020 (Figure 5.7b) durant la fin du jusant de marée nous permet d'avoir une vision de la morphologie de la région lorsque les anomalies de hauteurs d'eau sont négatives (- 2.56 m au marégraphe de l'île d'Aix). Dans ce cas, les estrans présents dans le pertuis d'Antioche et situés de part et d'autre de la baie de Marennes-Oléron se découvrent largement, représentant 102.21 km² de la scène selon le trait de côte détecté sur l'image Sentinel-2 à l'aide de pyIntertidalDEM (vert). La morphologie du trait de côte est alors très bien reproduite grâce à notre méthode, que ce soit

qualitativement (l'allure générale des laines de mer prédites et détectées étant très similaires) ou quantitativement (la superficie des estrans découverts est de 106.95 km² avec notre méthode).

Sur la base de deux passages Sentinel-2 correspondants à des états de marée différents (une marée basse et une fin de marée montante), on a donc un aperçu de la bonne fidélité avec laquelle notre méthode est capable de reproduire la morphologie de la côte. Au premier abord, ce résultat souligne la très bonne qualité du MNT HOMONIM qui est capable de restituer la topographie de la région avec une grande précision. Le modèle hydrodynamique est ici utilisé sous la forme d'un atlas harmonique permettant de rendre compte de la contribution de la marée uniquement. Il faut donc garder à l'esprit que d'autres contributions, comme les forçages atmosphériques (vent, pression atmosphérique), sont aussi susceptibles d'influencer le niveau marin (et donc la morphologie de la côte) au moment du passage d'un satellite et que leur prise en compte améliorerait certainement la précision de notre méthode. Ici, l'utilisation seule d'un atlas de marée semble toutefois être un bon compromis entre la simplicité d'utilisation de l'outil (permettant notamment une application à un grand nombre de passages altimétrique de façon rapide et automatique) et la précision attendue de la scène reconstituée (bien plus réaliste qu'un simple trait de côte statique). De plus, l'utilisation de l'imagerie Sentinel-2 pour valider notre méthode implique de ne sélectionner que des passages sans couverture nuageuse, et ces conditions météorologiques favorables sont le plus souvent associées à une faible contribution non-tidale aux hauteurs d'eau. En conséquence, il ne serait pas forcément possible d'utiliser l'imagerie Sentinel-2 comme moyen de validation lorsque les contributions non-tidales sont plus importantes, dans des conditions plus extrêmes (e.g. surcote de tempête, interactions marée-surcote, ...).

Maintenant qu'une validation de notre méthode a été présentée, la partie suivante présente son application aux passages du satellite Sentinel-3A dans les Pertuis Charentais afin de calculer des distances réalistes entre les points de mesures au sol et la côte la plus proche.

5.2 Application à la trace Sentinel-3A

5.2.1 Evolution des distances à la côte

Afin de mieux comprendre le rôle que jouent les variations morphologiques de la région dans la contamination côtière des mesures altimétriques, on applique ensuite notre méthode aux moments des passages Sentinel-3A le long de sa trace descendante 216. On commence par définir un masque terre/mer définissant la morphologie de la région lors de chaque passage dans la zone précédemment définie, allant du sud de la baie de Marennes-Oléron jusqu'au pertuis d'Antioche (délimitée par les bordures blanches sur la Figure 5.7a).

La Figure 5.8 montre les masques morphologiques produits pour cinq passages Sentinel-3A successifs, dont le passage à l'aplomb du drone PAMELi lors de la sortie du 30/07/2020 (vignette encadrée en jaune sur la Figure 5.8). Lors de cette campagne, on rappelle qu'une mesure de hauteur d'eau a été réalisée simultanément par le système Cyclopée embarqué sur le drone marin (voir section 1.5.2.2 pour plus de détails). La morphologie de la région présentait ce jour-là une configuration favorable à l'obtention de mesures altimétriques valides, avec un découvrement (des estrans) estimé à 11 km² seulement. En comparaison, lors du passage du 19/10/2020 (dernière vignette sur la Figure 5.8), les 113 km² d'estrans émergés dans la région sont susceptibles de distordre fortement les échos radars du satellite lors du survol de la région.

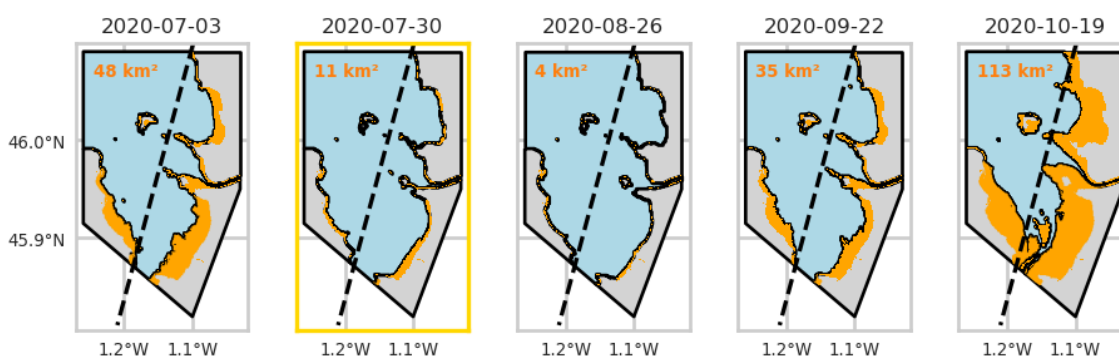


Figure 5.8. Masques décrivant la morphologie terre/mer de la zone d'étude (baie de Marennes-Oléron et sud du Pertuis d'Antioche) lors de 5 passages successifs Sentinel-3A. Lors du survol du 30/07/2020 (vignette encadrée en jaune), une mesure de hauteur d'eau a été réalisée à l'aplomb du satellite à l'aide du système Cyclopée équipant le drone marin PAMELi. La trajectoire Sentinel-3A est représentée par la droite en pointillés, et l'interface entre les terres émergées et immergées par le contour noir. Les estrans découverts sont matérialisés par les zones orange et leurs superficies sont calculées et explicitées dans le coin supérieur gauche.

Par la suite, les distances à la côte sont calculées de deux façons différentes : la distance qui sépare un point de mesure de la côte la plus proche (1) de façon absolue (« distance absolue ») et (2) selon l'axe perpendiculaire à la trajectoire du satellite (« distance across-track »). Les algorithmes associés sont également implémentés dans la librairie `pyShorePredic` introduite en début de chapitre. Connaître les distances across-track présente un grand intérêt pour étudier les observations SAR de Sentinel-3A, qui sont bien plus résolues le long de la trajectoire du satellite (~ 300 m) que dans son axe perpendiculaire (similaire à l'altimétrie classique). Lorsque le satellite Sentinel-3A survole la région le long de sa trace descendante 216, sa trajectoire est presque parallèle aux côtes charentaises, du Pertuis d'Antioche jusqu'au sud de la baie de Marennes-Oléron (Figure 5.9). Bien que les sources de contamination côtière soient multiples dans la zone survolée (e.g. îles, bras de terres, petits détroits, ...), le découvrément des estrans jouxtant la côte charentaise représente donc potentiellement la source majeure de contamination côtière des mesures Sentinel-3A le long de la trace 216.

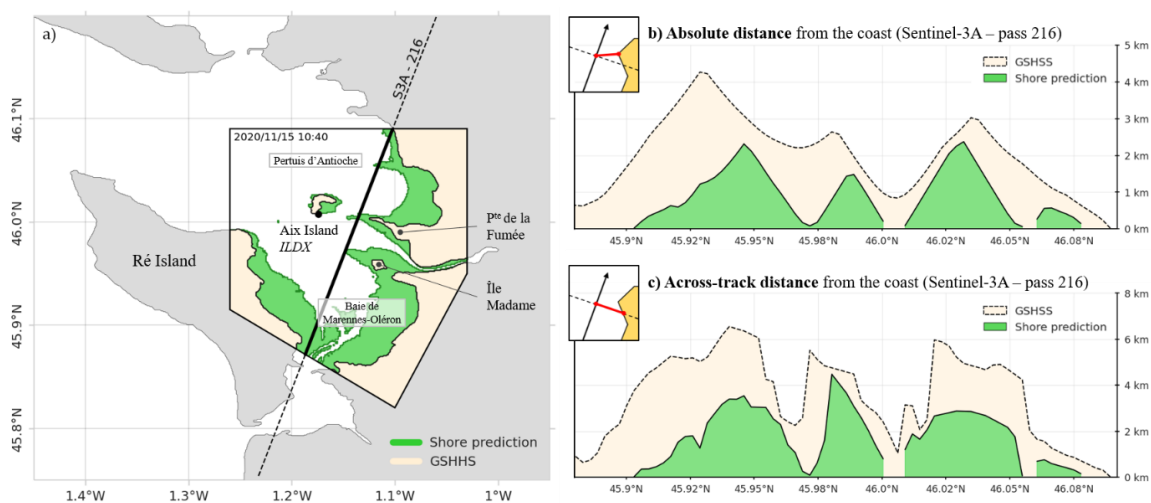


Figure 5.9. Distances à la côte lors du passage Sentinel-3A du 15/11/2015 à 10h40. Le panneau de gauche (a) représente la scène vue par le satellite, où le trait de côte statique GSHSS (beige) et la prédiction (vert) sont représentés pour la zone étudiée (bordures noires). Les distances entre la côte la plus proche et les mesure 20 Hz sont ensuite calculées à partir des traits de côtes prédits (courbe pleine) et GSHSS (courbe en pointillée) et représentée sur les deux panneaux de droite (b, c). Les distances avec la côte la plus proche sont calculées de manière absolue (a) et selon l'axe across-track du satellite (c).

La Figure 5.9 montre les distances absolues et across-track calculées pour un passage Sentinel-3A durant une basse-mer dans la région des pertuis, le 15/11/2015 à 10h40 (-2 m d'anomalie de hauteur d'eau à l'île d'Aix). Le long de la trace

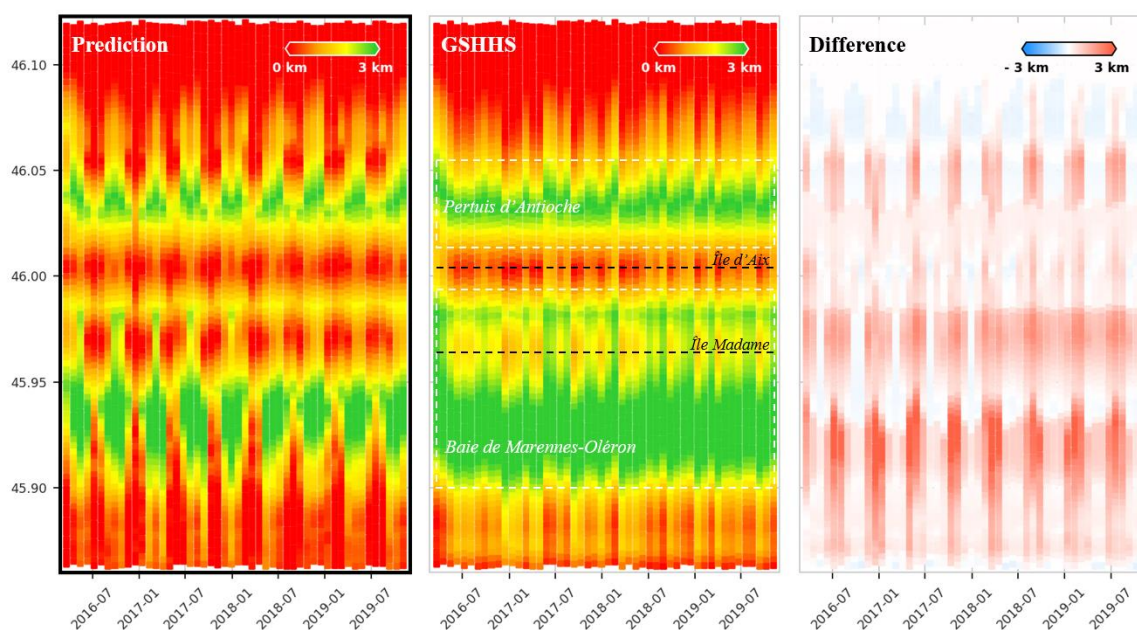
descendante 216, le satellite survole alors des côtes charentaises dont les estrans sont largement découverts, ce qui induit une présence accrue de « pixels de terres » dans la scène altimétrique (Figure 5.9a). Les distances absolues et across-track recalculées à partir du trait de côte prédit (Figure 5.9a-b, vert) sont très inférieures à celles déterminées à partir du trait de côte statique GSHSS (Figure 5.9a-b, gris), avec des différences atteignant 2 km pour les distances absolues et 4 km pour les distances across-track. En particulier, les estrans qui jouxtent la pointe de la Fumée et l'île Madame sont découverts lors de ce passage, et induisent des distance across-track nulle avec notre prédiction contre respectivement 1 et 2 km selon le trait de côte GSHSS. Si on met ces différences en perspective avec notre objectif initial, qui est d'évaluer la qualité de la mesure en fonction de la distance à la côte, il est alors évident que l'utilisation d'un trait de côte statique induit un biais dans les distances attribuées à chaque mesure altimétrique (ces distances ne correspondent alors pas à la réalité morphologique de la scène).

Les distances à la côte sont ensuite calculées (pour 3 ans de passages Sentinel-3A sur la Figure 5.10) afin d'étudier l'impact des variations morphologique de la région sur la proximité des mesures avec la côte (et donc sur la contamination côtière associée). La Figure 5.10 montre les distances absolues (Figure 5.10a) et across-track (Figure 5.10b) obtenues, que ce soit grâce à notre méthode (Figure 5.10, panneaux de gauche) ou à partir du trait de côte statique GSHSS (Figure 5.10, panneaux centraux). Par la suite, les distances calculées à partir du trait de côte statique GSHSS seront simplement appelées « distances GSHSS » par opposition aux « distances prédites ». L'échelle de couleur y est saturée à 3 km (en vert), distance à laquelle plusieurs études ont montré que les mesures SAR Sentinel-3A pouvaient présenter un taux de validité supérieur à 80% (Peng and Deng, 2020; Vignudelli et al., 2019b) (ces études étant menées sur des échelles plus globales, cette valeur n'est pas forcément représentative des mesures dans une région spécifique). Enfin, et afin de bien représenter les ordres de grandeurs en jeu, les différences entre les deux distances calculées (GSHSS - prédiction) sont représentées sur les panneaux de droite de la Figure 5.10 (une surestimation de la distance par GSHSS est alors indiquée par la couleur rouge).

On constate tout d'abord que l'utilisation du trait de côte statique GSHSS abouti à une surestimation presque systématique des distances à la côte (absolues et

across-track) dans la région. Ce constat s'explique par le fait que les traits de côtes maritimes (comme GSHHS ou HISTOLITT) sont définis par la laisse de mer lors des marées les plus hautes (Wessel and Smith, 1996), qui représentent donc la limite que la position du trait de côte prédit ne peut pas dépasser (sauf dans le cas d'une submersion de tempête par exemple, mais cela sort alors du cadre de cette étude). L'écart entre les distances absolues prédites et calculées à partir du trait de côte GSHHS sont de l'ordre du kilomètre dans la région, et dépassant localement 3 km dans la baie de Marennes-Oléron (Figure 5.10a, panneau de droite). En revanche, les différences associées aux distances across-track dépassent largement ce seuil des 3 km dans la baie de Marennes-Oléron et dans la partie connectée au Pertuis d'Antioche (Figure 5.10b, panneau de droite). Les écarts sont plus importants dans le cas des distances across-track à cause de la disposition géographique des estrans, disposés le long d'une côte parallèle à la trajectoire du satellite. En conséquence, les estrans se découvrent principalement dans la direction perpendiculaire à la trajectoire du satellite.

a) Absolute distances to closest land during S3A (trace 216) passages



b) Across-Track distances to closest land during S3A (trace 216) passages

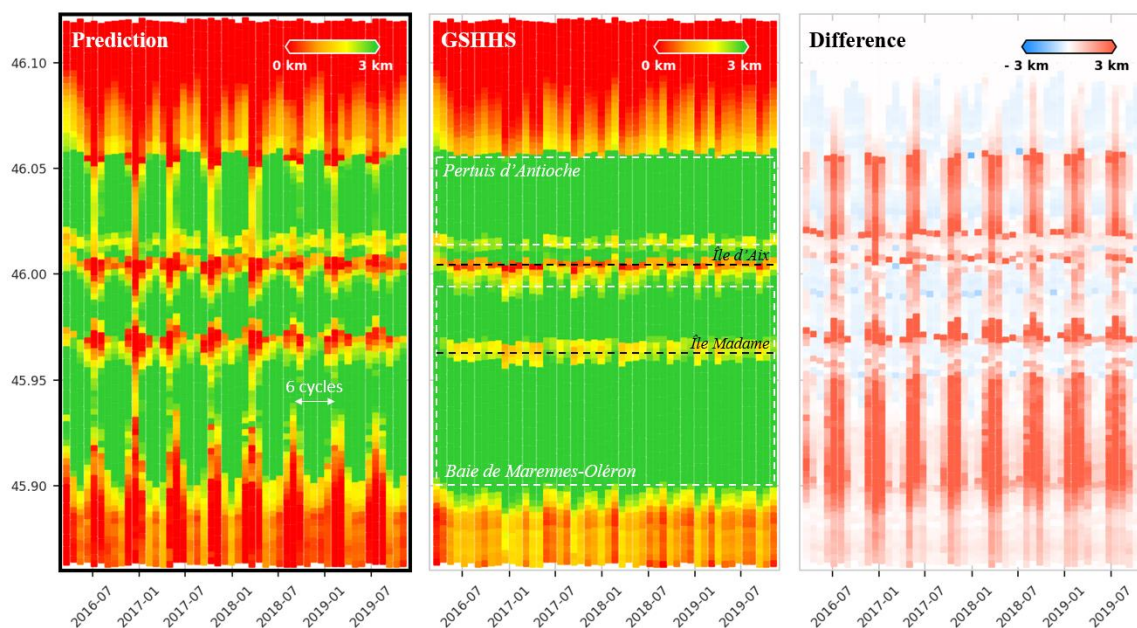


Figure 5.10. Evolution des distances à la côte pour les passages Sentinel-3A entre 2016 et 2019 (tous les 27 jours), le long de sa trace descendante 216 dans les Pertuis Charentais. a) Distances absolues entre les points de mesures altimétriques et la côte la plus proche et b) distances avec la côte la plus proche selon l'axe perpendiculaire à la trajectoire du satellite. Pour a) et b), les distances calculées à l'aide du trait de côte prédit par notre méthode (panneau de gauche) et le trait de côte statique GSHHS (panneau central) ainsi que leur différence (panneau de droite) sont représentées. Pour les différences, la couleur rouge correspond à une surestimation de la distance par GSHSS (et vice-versa).

Les distances à la côte calculées à partir du trait de côte GSHHS (Figure 5.10, panneaux centraux) reflètent donc le versant « favorable » de la scène altimétrique, que la région peut présenter dans le cas où aucun estran n'est découvert. Dans ce cas, l'ensemble de la zone étudiée semble alors favorable aux mesures SAR (i.e. distances supérieures à 3 km), à l'exception du passage de l'île d'Aix. De plus, on note que les distances à la côte calculées à partir du trait de côte statique GSHHS varient légèrement à cause de la dérive orbitale du satellite (± 1 km par rapport à l'orbite nominale). Les distances prédites par notre méthode sont donc bien plus pessimistes (et réalistes) que celles calculées à partir du trait de côte statique. Les distances calculées sont fortement influencées par le découvrément des estrans dans l'ensemble de la baie de Marennes-Oléron, autour de l'île Madame et la partie sud du Pertuis d'Antioche (rouge marqué sur les panneaux de droite de la Figure 5.10). De façon logique, il s'agit des zones de faibles pentes topographiques qui permettent le découvrément de larges surfaces par marées basses (voir bathymétrie de la région sur la Figure 2.1). L'ordre de grandeur de ces différences est alors similaire (1) aux distances à la côte associées au passage Sentinel-3A dans la région et (2) la distance à partir de laquelle l'onde radar commence à être perturbée par la présence de terres. Par exemple, cela signifie qu'un point de mesure référencé à 6 km de la côte selon le trait statique GSHHS peut en réalité inclure un grand nombre de pixels de terres dans la mesure moyennée de l'altimètre. En conséquence, la mauvaise qualité de la mesure qui en résulte est associée à une distance qui devrait théoriquement permettre des mesures valides, menant à une incohérence dans l'évaluation des données. Cela montre donc la nécessité de recalculer précisément les traits de côte pour évaluer la qualité des mesures Sentinel-3A dans la région.

Les distances à la côte prédites (absolues et across-track) étant conditionnées par le découvrément et le recouvrement des estrans au fil des marées, elles évoluent selon un cycle périodique se répétant approximativement tous les 6 passages du satellite ici (panneaux de gauche sur la Figure 5.10). Au premier ordre, ce cycle est l'effet de l'aliasing de l'onde semi-diurne M_2 (la plus importante dans la région) causé par la période de revisite de Sentinel-3 (27 jours). En effet, il faut alors 6 passages du satellite pour échantillonner complètement cette onde (la période d'aliasing de M_2 étant de 157 jours pour la mission Sentinel-3, voir Annexe A2). Les zones favorables à la présence de mesures valides sont donc fortement

conditionnées par l'état de la marée au moment du passage du satellite. On peut tout de même en identifier trois : la baie située au sud du Pertuis d'Antioche (46.01°N à 45.05°N), entre les Iles d'Aix et Madame (45.985°N à 45.995°N) et dans la partie supérieure de la baie de Marennes-Oléron (45.93°N à 45.97°N).

Maintenant que des distances à la côte plus réalistes ont été recalculées pour les passages Sentinel-3A dans la région (séparés entre eux de 27 jours), il ne nous reste plus qu'à les utiliser pour évaluer la qualité des mesures SAR du satellite dans les pertuis.

5.2.2 Sensibilité aux découplements

La qualité des mesures Sentinel-3A le long de sa trace descendante 216 est ensuite évaluée dans une zone délimitée des Pertuis Charentais, entre le pertuis Maumusson et le nord de la baie de Marennes-Oléron (bordures noires sur la Figure 5.9). Dans la continuité du travail initié par C. Chupin (Chupin, 2022), c'est le paramètre MQE qui est utilisé comme indicateur de la qualité de la mesure. En parallèle, toutes les diagnostics réalisés dans cette étude sont reproduits en calculant des distances à partir d'un trait de côte statique, afin de montrer l'apport (et la nécessité) de tels outils dans des régions macro-tidales composées d'estrans, comme les Pertuis Charentais.

5.2.2.1 Le paramètre MQE

Le paramètre MQE reflète la cohérence entre les formes d'ondes modélisées et mesurées, sa valeur s'écartant de 0 en présence de terres ou de surfaces réfléchissantes dans le faisceau du radar (Birkett and Beckley, 2010). Ce paramètre présente alors l'avantage d'être un indicateur « objectif » et « absolu » de la qualité de la mesure altimétrique car il est défini pour chaque mesure à 20 Hz, à la différence d'autres indicateurs statistiques qui quantifient une erreur relative entre plusieurs mesures successives.

La Figure 5.11 montre l'évolution des valeurs du paramètre MQE lors des survols Sentinel-3A du nord de la baie de Marennes-Oléron au pertuis Maumusson. Pour chaque cycle représenté sur l'axe vertical, les carrés bleus indiquent les mesures pour lesquelles la valeur du paramètre MQE tend vers 0 (< 0.3). On observe alors que la validité des données est soumise à une forte variabilité, tant géographique que d'un cycle à l'autre. Au premier abord, on constate que certaines zones sont

plus favorables que d'autres à l'obtention de mesures valides au cours des passages du satellite. On retrouve notamment la baie située au sud du Pertuis d'Antioche, la portion située entre l'Iles d'Aix et l'Ile Madame ainsi que la baie de Marennes-Oléron, comme le laissaient présager les distances à la côte associées (voir Figure 5.10 pour les distances à la côte et Figure 5.9 pour la disposition géographique). En revanche, la qualité des mesures que l'on peut espérer obtenir dans ces régions est fortement variable d'un passage à un autre. Alors que certains cycles sont associés à un grand nombre de mesures valides (e.g. le passage du 01-2018 où la majorité des carrés sont bleus), d'autres peuvent ne présenter aucune mesures valides (e.g. passage du 07-2016 où toutes les valeurs du paramètre MQE sont supérieures à 1).

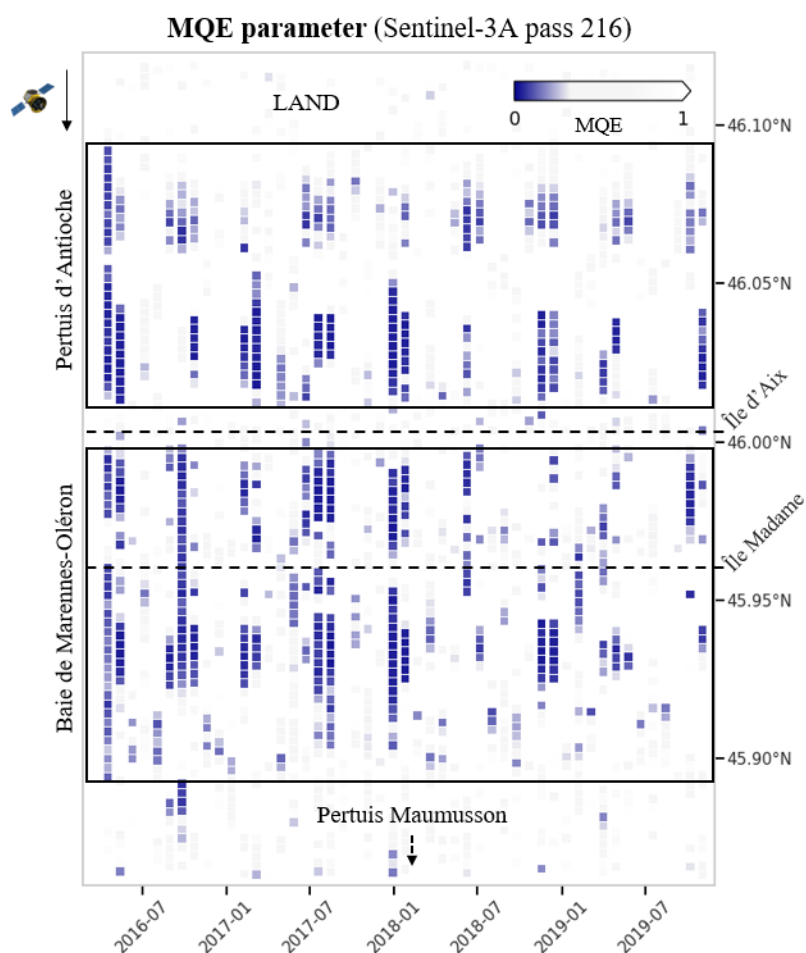


Figure 5.11. Evolution du paramètre MQE le long de la trace 216 Sentinel-3A dans les Pertuis Charentais, pour les cycles entre 2016 et 2019. Les deux zones encadrées correspondent approximativement au survol de la baie de Marennes-Oléron et du Pertuis d'Antioche par le satellite.

Cette variabilité de la qualité des mesures semble répondre au même cycle périodique que celui suivi par les distances à la côte (Figure 5.10), suggérant ainsi la forte corrélation entre la qualité des observations et l'état de la marée lors du passage du satellite. Afin d'étudier de manière plus approfondie la relation entre la qualité des mesures Sentinel-3A dans les pertuis et les variations morphologique de la région, la sensibilité du paramètre MQE aux variations des distances à la côte puis aux découverts des estrans de la région est testée ensuite.

5.2.2.2 Sensibilité à la proximité de la côte

La Figure 5.12 représente la valeur médiane du paramètre MQE en fonction de la distance à la côte la plus proche (distances absolues sur le panneau de gauche, distances across-track sur celui de droite). Cette statistique est calculée pour les passages Sentinel-3A entre 2016 et 2021. Dans le cas où les distances sont calculées à partir du trait de côte statique GSHHS (Figure 5.12, courbes grises), la valeur médiane du paramètre MQE n'évolue presque pas sur la bande côtière des 0-6 km. Une interprétation naïve de ce résultat laisserait à penser que les mesures SAR de Sentinel-3A ne sont finalement pas meilleures à 4 km qu'à 1 km de la côte (aussi bien pour les distances absolues qu'across-track), et que la configuration de la zone survolée ne permet pas d'obtenir de mesures altimétriques valides. En réalité, c'est l'utilisation de distances à la côte irréalistes qui mène à ce résultat incohérent. C'est précisément ce constat qui a été le point de départ de l'étude présentée ici (cet aspect servant toutefois de prétexte à un travail plus approfondi sur l'impact des découverts intertidaux sur la qualité des mesures altimétriques).

En revanche, l'évolution de la valeur médiane du paramètre MQE semble plus cohérente (i.e. des données de meilleure qualité lorsqu'on s'éloigne de la côte) lorsqu'on utilise des distances recalculées grâce à notre méthode (courbes oranges sur la Figure 5.12a-b). Alors que la valeur médiane du paramètre MQE est d'environ 1.5 à la côte, cette valeur augmente ensuite de façon contre-intuitive et atteint son maximum pour une distance absolue (across-track) de 2.5 km (4 km). Enfin, la qualité des mesures augmente considérablement à partir de 3.5 km (5 km), distance à partir de laquelle la médiane passe sous la barre des 0.5. On note toutefois une légère augmentation du paramètre MQE au-delà des 4 km dans le cas où on l'associe aux distances absolues (Figure 5.12a).

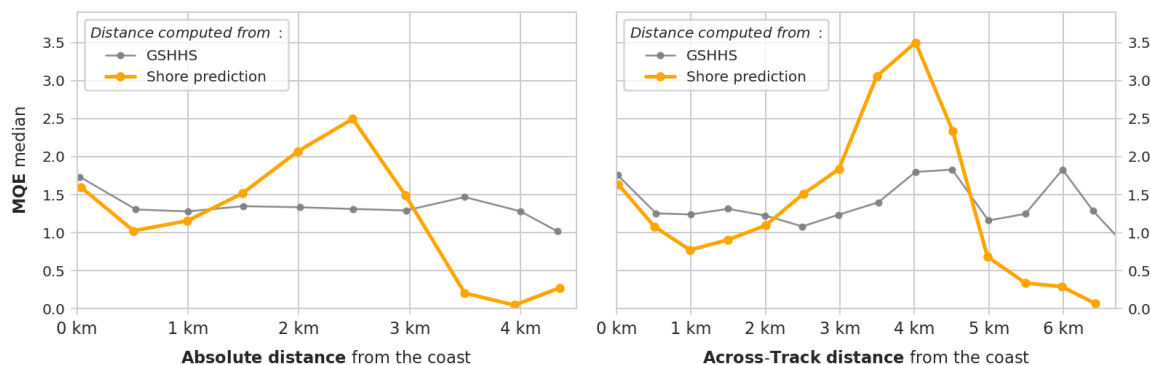


Figure 5.12. Valeur médiane du paramètre MQE des mesures Sentinel-3A (trace 216) en fonction de la distance à la côte prédite (courbe orange) ou calculée à partir du trait de côte GSHHS (courbe grise).

Les différences observées entre les Figure 5.12a (distances absolues) et Figure 5.12b (distances across-track) reflètent la dissymétrie entre les résolutions « along-track » (~ 300 m) et « across-track » (similaire aux altimètre classiques) de la mesure SAR opérée par Sentinel-3A. Les valeurs du paramètre MQE évoluent de façon plus abrupte dans le cas des distances across-track (Figure 5.12b), car c'est cette composante qui conditionne alors le plus fortement la qualité des mesures. L'évolution de ce paramètre en fonction des distances absolues (Figure 5.12a) dépend donc aussi de l'angle de la trajectoire du satellite avec la côte, ce qui peut aboutir à des incohérences (e.g. la qualité de la mesure qui semble se dégrader légèrement au-delà de 4 km).

Le rebond des valeurs observé aux distances intermédiaires est particulièrement marquée dans le cas des distances across-track (Figure 5.12b), la valeur médiane atteignant alors 3.5 autour de 4 km de la côte. Alors que ce comportement est également observé en utilisant un indicateur classique basé sur l'écart à la médiane, on avance deux hypothèses pour l'expliquer. La première hypothèse avancée concerne les incertitudes liées à notre méthode de prédiction du trait de côte. Des erreurs dans les traits de côtes prédits peuvent ainsi provenir (1) d'erreurs sur le niveau d'eau reconstruit ou modélisé et (2) des lacunes du MNT utilisé. Concernant le premier point, le fait ne pas prendre en compte la contribution des processus non-tidaux peut dégrader la qualité de nos prédictions. Cependant la significativité statistique du rebond observé laisse à penser que cela ne résulte pas d'erreurs ponctuelles, mais plutôt d'un biais systématique. Un tel biais pourrait en revanche être expliqué par des lacunes locales du MNT utilisé (mauvais relevés, erreurs d'interpolation ou évolution morphologique). Une

seconde explication plus « altimétrique » est cependant proposée, partant du postulat que les distances calculées sont correctes. Le pic observé dans les valeurs de MQE autour de 4 km (across-track) pourrait refléter les formes d'ondes faisant la transition entre « océan/océan côtier » et « océan côtier/continent », pour lesquelles la valeur du paramètre MQE serait supérieure à celle d'une forme d'onde purement continentale. L'hypothèse de la récurrence d'une forme d'onde « de transition » induisant des valeurs de MQE élevées est en accord avec les classifications de formes d'ondes et les distribution en fonction de la distance associées existantes (avec notamment la prévalence d'une telle forme d'onde dans la bande 2-4 km) (Halimi, 2013b). Une étude plus approfondie des formes d'ondes associées à ces erreurs serait nécessaire afin d'infirmier ou confirmer ces hypothèses, sortant néanmoins du cadre de ce travail de thèse.

La valeur absolue du paramètre MQE n'étant pas forcément proportionnelle à l'erreur associée à la hauteur d'eau déduite *in fine* de la forme d'onde, on préfère ensuite calculer des pourcentages de données valides définis à partir d'une valeur seuil du paramètre MQE. Toutefois, il n'existe pas de consensus autour d'un tel seuil pour le paramètre MQE qui garantisse le bon retracking de la forme d'onde mesurée, qui soit en plus valable pour toutes les missions. Par exemple, C. Chupin a montré que le paramètre MQE était plus variable dans le cas des mesures SAR de Sentinel-3A que des mesures LRM de Jason-3 (Chupin, 2022). Alors qu'une valeur seuil de 0.01 est proposée et semble adaptée à Jason-3, l'auteur suggère aussi que cette valeur pourrait se montrer trop restrictive dans le cas des mesures Sentinel-3A. Dans la suite, on choisit de définir une donnée « valide » lorsque le paramètre MQE est inférieur à 0.1. Le paramètre MQE fourni dans le GDR Sentinel-3 étant calculé pour la forme d'onde déterminée par le *retracker* intégré SAMOSA2 (peu adapté aux mesures côtières), le choix d'un seuil assez haut de 0.1 nous semble alors être un compromis permettant d'exclure les formes d'ondes présentant des caractéristiques aberrantes tout en conservant celles qui sont affectées de façon plus modérée par la présence de la côte. Ces dernières seront alors de bonnes candidates pour évaluer l'impact des méthodes de *retracking* dédiées à l'altimétrie côtière (e.g. ALES+ (Passaro et al., 2018b), SAMOSA++ (Dinardo et al., 2021)), ce qui pourra faire l'objet d'une future étude dans la région. En se basant sur le critère de validité ainsi défini ($MQE < 0.1$), on calcule ensuite le pourcentage de mesures

valides en fonction de la distance à la côte la plus proche (Figure 5.13a pour les distances absolues et Figure 5.13b pour les distances across-track).

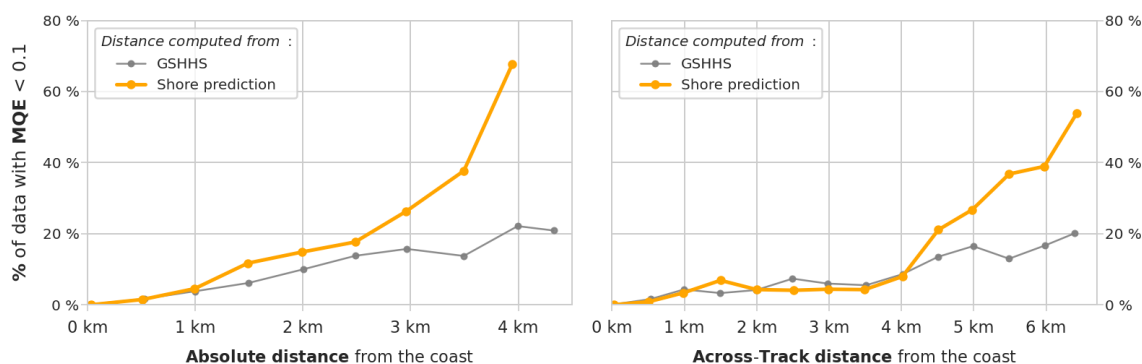


Figure 5.13. Pourcentage des mesures Sentinel-3A (trace 216) dont le paramètre MQE est inférieur à 0.1 en fonction de la distance à la côte prédite (courbe orange) ou calculée à partir du trait de côte GSHHS (courbe grise).

La mauvaise estimation des distances induite par l'utilisation du trait de côte statique GSHHS (courbes grises sur la Figure 5.13) aboutit à une importante sous-estimation du pourcentage de données valides qui ne dépassent jamais le seuil de 20 %, même pour des distances across-track qui devraient logiquement permettre un grand nombre d'observations SAR valides (e.g. > 6 km, Figure 5.13b). En revanche, les résultats semblent plus cohérents en utilisant les distances recalculées (courbes oranges sur la Figure 5.13). Par exemple, le pourcentage de données valides augmente graduellement avec les distances absolues (Figure 5.13a), passant de 0 % à la côte à plus de 60 % à 4 km. Encore une fois, et à cause de la géométrie de l'empreinte au sol de Sentinel-3A, c'est la distance across-track du satellite qui conditionne le plus le nombre d'observations valides, augmentant nettement à partir de 4 km de la côte (Figure 5.13b). Ce taux passe alors de 10 % à 20 % sur les 500 mètres puis augmente encore pour atteindre 55 % à 6.5 km. Une distance across-track de 4.5 km semble être ici le seuil garantissant la présence d'un nombre significatif d'observations valides dans la région (20 %).

Bien que la distance à la côte conditionne directement la qualité des mesures, l'intérêt de cet indicateur semble toutefois limité à l'échelle d'une petite région comme les Pertuis Charentais où tous les points de mesures altimétriques sont confinés dans la bande côtière des 0-7 km. De plus, et au vu de la morphologie de la région, la sous-représentation des plus grandes distances observées peut être une source de biais importante dans les statistiques calculées. Afin de fournir un

autre point de vue sur la qualité des mesures Sentinel-3A à l'échelle de la région, on propose ensuite un indicateur reflétant la scène altimétrique lors de chaque passage altimétrique : la superficie des estrans découverts.

5.2.2.3 Corrélation avec la superficie des terres émergées

Dans la section 2.2, on a calculé la superficie des terres émergées (entre un trait de côte donné et l'isobathe de -3.5 m, voir Figure 5.7) afin de comparer quantitativement nos prédictions aux observations Sentinel-2. On propose ici de s'en servir comme indicateur de la scène altimétrique lors de chaque passage Sentinel-3A dans la région, et étudier sa corrélation avec la qualité des mesures altimétriques. A la différence des distances à la côte, une seule superficie est alors calculée pour chaque passage (et non pour chaque mesure 20 Hz). En ce sens, on considère qu'il s'agit d'un indicateur qui reflète la scène altimétrique « moyenne²² » lors du passage d'un satellite. Pour chaque passage Sentinel-3A dans la région (de la côte vendéenne jusqu'au sud de la baie de Marennes-Oléron), on calcule le pourcentage de mesure valides ($MQE < 0.1$) et la superficie des terres émergées (points gris sur la Figure 5.14). On calcule ensuite la distribution moyenne du pourcentage de donnée valide lors d'un passage en fonction de la superficie des terres émergées pour des superficies allant de 0 à 120 km² (par palier de 5 km², courbe bleue sur la Figure 5.14). A l'inverse des distances à la côte, une valeur unique est associée à l'ensemble des mesures lors d'un passage. Une grande partie des découverts possibles dans la région (de 20 km² à 120 km²) sont associées à des taux de mesures valides inférieurs à 10 %. En revanche, lorsque le découvert des estrans est inférieur à 20 km² dans la région, le taux de validité peut atteindre 50 % lors d'un passage. En moyenne, 30 % des données sont valides lorsque le découvert est inférieur à 10 km².

²² D'autres indicateurs auraient aussi pu être utilisés pour refléter l'état de la scène altimétrique au moment du passage du satellite (e.g. niveau d'eau au marégraphe de l'Ile d'Aix, moyenne des distances à la côte, ...).

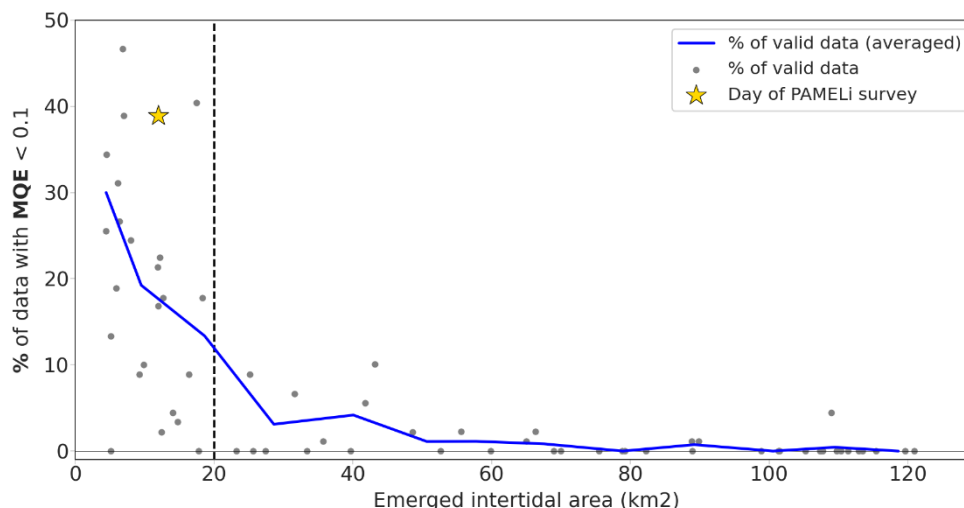


Figure 5.14. Pourcentage des mesures Sentinel-3A (trace 216) dont le paramètre MQE est inférieur à 0.1 en fonction de la superficie des estrans découverts lors du passage. Le passage correspondant au jour de la campagne PAMELi est matérialisé par une étoile jaune. Le trait vertical en pointillés noirs indique la superficie de 20 km² au-delà de laquelle moins de 10 % des mesures sont valides lors d'un passage.

La distance entre le centre du faisceau radar émis par l'altimètre et la côte la plus proche dépend donc non seulement de la position géographique mais aussi de la position du trait de côte lors du passage du satellite. La marée barotrope étant à l'origine de la plus grande partie de la variabilité du niveau de la mer dans la région, il est alors intéressant de s'interroger sur les implications de l'orbite héliosynchrone du satellite Sentinel-3A en termes de contamination côtière dans la région.

5.2.3 Impact de l'orbite héliosynchrone

L'orbite héliosynchrone était peu adaptée à l'observation de la marée, en raison des longues périodes d'aliasing sur les principales ondes de marées et de l'aliasing infini des ondes solaires (e.g. S_1 , S_2 ou S_4 , voir annexe A2 sur l'aliasing de la marée). Le premier point est encore plus problématique à la côte en raison de la présence d'un grand nombre de données invalides, ce qui rallonge encore plus la durée des observations nécessaire afin de séparer correctement ces ondes. L'utilisation de modèles de marée indépendants constitue alors la principale alternative pour corriger les observations altimétriques de la contribution de la marée. C'est cependant le deuxième point qui va nous intéresser maintenant, et plus précisément sur ce que cela implique sur le niveau moyen observé par le satellite. A cause de l'aliasing total sur les constituants solaires, la contribution de S_2 est

constante dans les hauteurs d'eau mesurées par Sentinel-3A (à la manière de la contribution du géoïde par exemple). Dans le cas des Pertuis Charentais, cette contribution est négative car les survols du satellite ont lieu au moment où l'onde S_2 est sur la fin de son cycle descendant. En d'autres mots, la combinaison (défavorable) entre la phase de S_2 dans la région et le moment de la journée auquel le satellite survole la région tous les 27 jours induit un biais négatif dans le niveau de la mer observé par Sentinel-3A dans la région. En comparaison, l'onde M_2 (courbe bleue sur la Figure 5.15b) n'induit pas un tel biais dans les observations, car l'onde est échantillonnée entièrement après ~ 6 passages. La Figure 5.15a illustre la couverture temporelle partielle du signal de marée par Sentinel-3A, dont les différents passages sont matérialisés par des carrés jaunes. Du point de vue du satellite, le niveau moyen de la mer est ainsi biaisé de -0.6 m à cause de l'aliasing de S_2 (et dans une moindre mesure des autres constituants solaires).

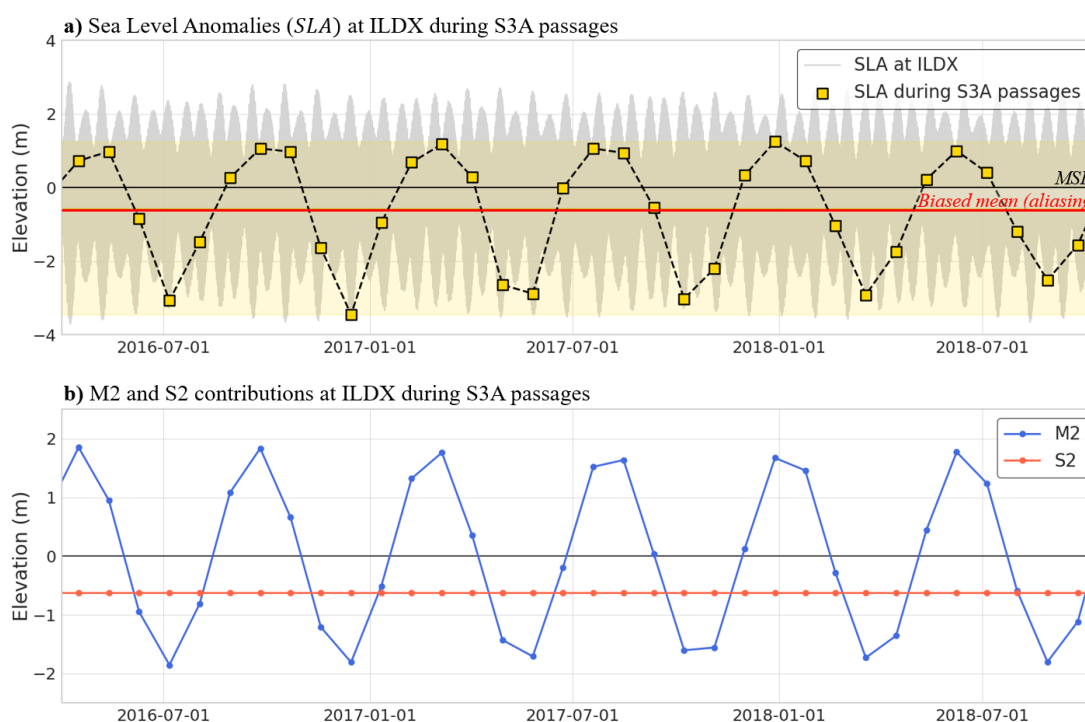


Figure 5.15. Le panneau du haut montre les anomalies de hauteurs d'eau (SLA) à l'île d'Aix durant 2 ans de passages Sentinel-3A. Les carrés jaunes correspondent aux SLA lors des passages du satellite (tous les 27 jours). La ligne horizontale jaune correspond à l'abaissement du niveau de la mer moyen dans les observations Sentinel-3A (calculé sur 5 ans). Sur le panneau inférieur, les contributions de M_2 et S_2 aux SLA mesurées à l'île d'Aix lors des passages Sentinel-3A sont représentées en bleu et rouge, respectivement.

La contamination côtière des mesures altimétriques dans la région étant en parti conditionnée par le découvrément des estrans (donc aux hauteurs d'eau) lors du

passage du satellite, le biais induit par l'aliasing sur S_2 a alors une implication directe dans la qualité des mesures que l'on peut espérer obtenir dans la région. C'est particulièrement le cas pour ce passage Sentinel-3A très proches des côtes charentaises, où un découvrément – même modéré – des estrans peut impacter grandement la qualité de la mesure.

La Figure 5.16 illustre la distribution du découvrément des estrans à chaque passage du satellite dans la région (barres grises). Si celle-ci semble plutôt favorable au premier abord, avec une bonne représentation des découvréments compris entre 5 et 15 km², on peut aussi remarquer que le découvrément moyen lors des passages Sentinel-3A est de 56 km² (barre verticale orange sur la Figure 5.16). En comparaison, le découvrément n'est que de 31 km² lorsque le niveau de la mer est celui de la MSS (isobathe 0 du MNT utilisé) (barre verticale noire sur la Figure 5.16). Cette différence entre le découvrément moyen lors des passages Sentinel-3A dans la région et le découvrément correspondant à la MSS illustre alors l'impact de l'aliasing de S_2 sur le découvrément des estrans et donc sur la contamination côtière des mesures.

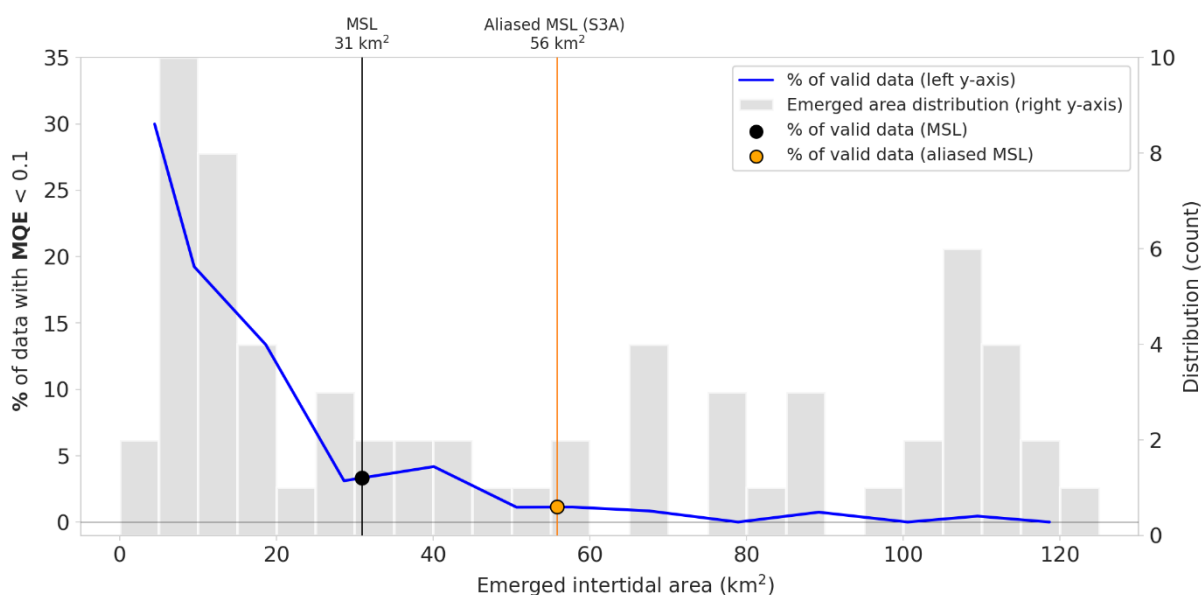


Figure 5.16. Taux moyen de mesures Sentinel-3A valides en fonction de la superficie des estrans découverts lors d'un passage dans la région des Pertuis Charentais (courbe bleue). La distribution des superficies de terres émergées est représentée par les barres grises. Le trait vertical orange représente la superficie moyenne lors des passages du satellite (52 km²), tandis que le trait vertical noir représente la superficie lorsque le niveau de la mer coïncide avec la MSS (31 km²).

5.3 Conclusion du chapitre

Dans cette étude, on propose une méthode de prédiction du trait de côte à partir d'un MNT et d'un modèle hydrodynamique, dans le but de mieux comprendre comment la morphologie de la région peut influencer sur la distance à la côte à laquelle les données altimétriques sont valables. Afin de valider l'utilisation de notre méthode, les trait de côte prédits sont confrontés aux traits de côtes déterminés à l'aide de l'imagerie Sentinel-2, à l'aide de la librairie pyIntertidalDEM développée par J. Khan. La comparaison de la superficies des surfaces émergées lors de deux passages Sentinel-2 dans la région nous a permis de valider quantitativement notre méthodologie (102.21 km² selon l'imagerie contre 106.95 km² avec notre méthode lors d'une basse mer). Une fois validée, la méthode a été appliquée à trois années de passages Sentinel-3A le long de sa trace descendante 216 (parallèle aux côtes charentaises), pour laquelle le découvrément des estrans représente une grande source de contamination côtière. Le résultat principal est que l'utilisation du trait de côte statique GSHHS abouti à une surestimation presque systématique des distances à la côte (absolues et across-track) dans la région. On l'explique par le fait que les traits de côtes maritimes sont définis par la laisse de mer lors des marées les plus hautes. Par exemple, on a observé des écarts compris entre 1 et 3 km entre les distances prédites et calculées à partir du trait de côte GSHHS. Pour les distances across-track, l'ordre de grandeur de ces écart est plus important encore, en raison de la disposition géographique des estrans dans la région, disposés le long d'une côte parallèle à la trajectoire du satellite.

En utilisant un critère de validité de la mesure basé sur le paramètre MQE en fonction de la distance à la côte, on a montré que l'utilisation du trait de côte statique aboutit à une importante sous-estimation du pourcentage de données valides qui ne dépassent jamais 20 % lors des passages successifs. En recalculant les distances à la côte à l'aide de notre méthode, ce taux passe de 0 % à la côte à plus de 60 % lorsque la mesure en est éloignée d'au moins 4 km. Ces résultats sont alors beaucoup plus cohérents avec la géométrie de l'empreinte au sol de Sentinel-3A, qui permet des mesures résolues dans l'axe de sa trajectoire (300 m) mais dont la qualité est conditionnée par la distance across-track de façon similaire aux altimètres conventionnels. En particulier, on montre dans cette étude que 20 % des données Sentinel-3A sont valides pour des distances across-track recalculées, ce taux atteignant 55 % lorsque cette distance atteint 4.5 km. Enfin, on a montré

que l'orbite héliosynchrone de Sentinel-3A avait un impact direct sur la contamination côtière des mesures dans les Pertuis Charentais. En effet, et à cause de l'aliasing de l'onde S_2 , la superficie moyenne des estrans découverts est de 56 km² lors des passages, contre 31 km² en considérant l'isobathe 0 du MNT utilisé.

En plus de permettre une interprétation des mesures altimétriques dans la région cette étude apporte de nouvelles perspectives pour améliorer l'exploitation de l'altimétrie côtière ainsi que pour de activités de Cal/Val.

Par exemple, le simulateur de forme d'onde développé par Fernando Nino et l'équipe du CTOH de Toulouse (Fstras, 2015), permet de mieux comprendre l'origine des perturbations observées sur les formes d'ondes mesurées par les altimètres. Afin de mener ce type de simulation, il faut connaître : (1) les caractéristiques de la mission étudiée (instrumentation, orbite, ...), (2) les coefficients de rétrodiffusion associé aux types de surfaces présents dans la zone et (3) la morphologie de la scène vue par le satellite (trait de côte, topographie, ...). Sur ce dernier point, l'utilisation de notre méthode permettant d'estimer la morphologie de la scène altimétrique pour un grand nombre de passages de satellite pourrait aboutir à plus de réalisme dans les formes d'ondes simulées en zones intertidales. De plus, les estrans vaseux étant particulièrement réflecteurs, l'utilisation d'une telle méthode pour identifier spatialement ces zones permettrait de mieux caractériser les coefficients de rétrodiffusion des pixels composant la scène altimétrique (point 2).

Concernant la Cal/Val, les possibilités de déployer une instrumentation *in-situ* de façon permanente sont limitée par la navigation maritime très dense dans les Pertuis Charentais (autant pour des raisons de sécurité qu'administratives). Avec le drone marin PAMELi, on a une alternative mobile pour faire des mesures de hauteurs d'eau à l'aplomb du satellite au moment de son passage. Dans l'optique de futures activités de Cal/Val (mise en place de routines de mesures systématiques avec PAMELi ou déploiements temporaires de bouées/capteur de pression), connaître la scène altimétrique à l'avance permettra alors de cibler les jours de sortie (afin d'être sûr que les mesures valides soient possibles).

Enfin, il est intéressant de soulever que l'aliasing de S_2 n'est pas nécessairement « défavorable » à la mesure Sentinel-3, mais c'est en revanche la combinaison avec la temporalité des passages dans la région qui l'est. On peut par exemple imaginer

que si les passages étaient décalés de 6 heures, le biais dans les observations serait alors positif et des mesures valides seraient possibles à presque chaque passage. Bien sûr, il est peu raisonnable d'envisager une quelconque modification de l'orbite du satellite pour avancer ou retarder les passages au-dessus des Pertuis Charentais. En revanche, il est possible de pousser un peu plus loin la réflexion en se demandant si la temporalité des passages Sentinel-3A est autant défavorable dans d'autres régions aux caractéristiques similaires (où la contamination côtière dépend de l'évolution de la marée). Afin de pousser un peu plus loin la réflexion sur la temporalité des passages Sentinel-3A, l'impact potentiel de l'aliasing de S_2 sur le découvements des estrans dans quatre régions est présenté dans l'annexe A5.

Conclusions et perspectives de la thèse

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du prochain lancement de la mission SWOT (fin 2022), qui va révolutionner l'étude de l'océan littoral. En effet, grâce à l'utilisation de l'interférométrie radar, la mission permettra de cartographier les hauteurs d'eau et imager la dynamique océanique à des échelles spatiales de quelques dizaines de kilomètres dans l'océan hauturier et de quelques dizaines de mètres sur les continents et le littoral. Ces observations apporteront des informations nouvelles à haute résolution sur la dynamique littorale, si tant est que nous soyons en mesure d'analyser et d'interpréter ces données d'un nouveau genre.

Les incertitudes liées à la modélisation précise de la marée océanique et au manque de connaissance des fines échelles spatiales du géoïde restent un problème majeur pour l'exploitation de l'altimétrie en zone côtière. Au cours des cinq chapitres de ce manuscrit de thèse, un socle méthodologique combinant l'utilisation de modèles hydrodynamiques et des nouvelles techniques de cartographie GNSS est développé, qui permettra *in fine* de mieux comprendre les mesures altimétriques dans la région, d'en améliorer l'exploitation et d'y mener, à terme, des activités de Cal/Val de façon opérationnelle dans la région des Pertuis Charentais.

La problématique de la correction de marée a tout d'abord été illustrée en comparant deux modèles globaux existants (FES2014 et EOT20) aux marégraphes de la région. Cette comparaison a par exemple montré que, selon le marégraphe considéré, l'erreur complexe sur l'onde M_2 pouvaient atteindre 8 cm, et soulève le besoin critique de modèle hydrodynamique locaux de haute-résolution. Une configuration SCHISM a donc été développée, bénéficiant des meilleurs forçages disponibles dans la région. Dans ma quête de précision, j'ai appliqué une correction empirique aux forçages à la frontière, calculée à partir d'observations altimétriques régionales. La comparaison aux marégraphes a montré un gain significatif, avec un gain de l'ordre de 20-30 % sur la RMSE de notre modèle. En comparaison du modèle FES2014 couramment utilisé pour corriger les mesures altimétriques, la précision de notre modèle est bien meilleure, ce qui ouvre des perspectives intéressantes quant à de futures applications altimétriques dans la région.

Toutefois, les modèles hydrodynamiques sont généralement évalués en les confrontant aux marégraphes disséminés le long des côtes, et de nouvelles méthodologies seront nécessaires afin de valider cette correction directement sur la surface couverte par les fauchées SWOT. Pour étendre spatialement ces capacités de validation, j'ai organisé deux journées de campagnes avec le drone marin PAMELi en Juillet 2020, où une cartographie des hauteurs d'eau (1.5 km x 3.5 km) a été réalisée sous une trace altimétrique. La haute mobilité du drone et la possibilité de préprogrammer son itinéraire (en temps et en positions) a permis de collecter un grand nombre de points de croisements dont la temporalité est favorable à mettre en évidence la contribution des principales ondes de marée dans la région. Dans l'étude expérimentale présentée dans le Chapitre 3, une méthodologie basée sur l'analyse des différences de hauteurs d'eau aux points de croisement est utilisée afin de valider spatialement le modèle hydrodynamique développé dans le cadre de cette thèse. Lors de cette étude, j'ai montré que la correction empirique appliquée sur le modèle réduisait la RMSE des différences aux points de croisements de plus de 60% sur l'étendue du parcours. Au-delà d'un simple résultat quantitatif, cette étude met en lumière des effets d'aliasing de la marée qu'il sera important d'anticiper lors de futurs déploiements, notamment pour cartographier les pentes du géoïde.

La connaissance des fines échelles du géoïde est en effet indispensable pour les activités de Cal/Val, où la mesure altimétrique doit être reliée aux marégraphes côtiers, mais aussi pour calculer des anomalies de hauteurs d'eau précises à partir des hauteurs mesurées par l'altimètre. Dans le Chapitre 4, j'ai utilisé la cartographie des hauteurs d'eau réalisée lors de la campagne PAMELi de Juillet 2022 afin d'estimer les pentes de géoïde sur l'étendue du parcours (3.5 km x 1.5 km). Pour cela, la topographie dynamique a été corrigée des mesures de hauteurs d'eau en combinant les mesures *in-situ* d'un capteur de pression déployé au centre de la zone et l'utilisation du modèle hydrodynamique pour corriger des gradients d'anomalies de hauteurs d'eau présents sur l'étendue de la zone. Alors que des pentes de géoïde cohérentes de l'ordre de 1 cm.km^{-1} sont observées, cette étude a permis de montrer l'apport de la modélisation sur la cohérence de la solution, permettant de corriger des gradients de marée significatifs ($\pm 1 \text{ cm}$) même sur des petites distances ($< 2 \text{ km}$). Pour quantifier les incertitudes et l'apport du modèle sur la cartographie du géoïde obtenue, la méthodologie des différences aux points

de croisements présentée dans le Chapitre 3 a été appliquée de façon locale cette fois-ci, dans le but de construire un réseau de « stations virtuelles », construites à partir des données collectées lors des différents passages du drone dans un rayon de 200m de la station ($< 200\text{m}$). En procédant ainsi, cela permet de confiner les erreurs d'origine diverses (e.g. instrumentales, GNSS, modèle) au sein de chaque cluster, et ainsi contrôler la qualité de la solution en tout point. Toutefois, le manque de robustesse statistique de notre jeu de données constitue une limite majeure à l'interprétation de nos résultats, limite qui pourra être levée grâce à de futures itérations de telles campagnes. En effet, un plus grand nombre de mesures permettra de créer des groupes de points de croisements aux temporalités plus variées, et permettra alors d'exploiter le plein potentiel de cette méthodologie. Par exemple, une perspective sera d'étudier la corrélation temporelle des différences aux points de croisements, afin d'identifier et séparer les erreurs associées aux périodes de la marée – et donc au modèle – du bilan d'erreur au sein de chaque cluster. Ces résultats sont particulièrement prometteurs dans la perspective de l'exploitation des futures données SWOT, pour lesquelles on aura besoin de géoïde locaux de haute résolution et couvrant les larges fauchées (120 km au total), non résolues par les modèles de MSS actuels. En particulier, de telles cartographies permettront de valider de façon indépendante les futurs modèles de MSS haute-résolution, basés sur l'utilisation de données SAR des missions Sentinel-3 et Sentinel-6, ainsi que sur les futures mesures interférométriques de SWOT.

Avant de chercher à optimiser le traitement des données, il sera primordial d'estimer jusqu'à quelle distance de la côte les observations des satellites sont fiables. Dans le Chapitre 1, une méthodologie a été proposée afin d'estimer des distances à la côte réalistes à partir d'un MNT et d'un modèle hydrodynamique, et qui permettra d'évaluer de manière fine l'impact des bancs découvrants présents dans la région sur les mesures altimétriques passant à proximité de l'Ile d'Aix (voir Figure 5.17).

Au regard des résultats obtenus et des perspectives soulevées dans ma thèse, il peut être intéressant de clore ce manuscrit par une projection sur de futures activités de Cal/Val dans la région des Pertuis Charentais, une zone de forts enjeux sociétaux, environnementaux et économiques. On propose ici une configuration

de Cal/Val afin d'étendre les capacités de Cal/Val aux passages de missions altimétriques situés à proximité du marégraphe de l'Ile d'Aix (Figure 5.17).

Une cartographie du géoïde pourra ainsi être réalisée autour de chaque points de croisements altimétriques (X1 et X2 sur la Figure 5.17) à l'aide du drone marin PAMELi et du système Cyclopée, en utilisant la méthode présentée dans le Chapitre 4 lors de campagnes répétées. L'emprise de chaque cartographie (3.5 km x 1.5 km) proposée, calquée sur la campagne présentée dans ce manuscrit, permettra ainsi de relier chaque mesure altimétrique, dont la position peut varier de ± 1 km autour d'une trace nominale, à un niveau de référence propre à chaque point de croisement altimétrique. Ce dernier pourra par exemple être déterminé à l'aide d'une session statique ou en déployant une bouée GNSS dédiée lors de chaque campagne. Ensuite, il suffira de transférer chaque cartographie de gradients de géoïde jusqu'au marégraphe de l'Ile d'Aix afin d'être capable de comparer de façon homogènes les mesures *in-situ* et altimétriques. Dans la région, le régime de marée macro-tidal induit des gradients de topographie dynamique pouvant être importants, représentant à la fois l'enjeu principal et la particularité du site. Dans ce sens, le modèle présenté et amélioré dans la Chapitre 2 sera un atout certain, et les futurs développements pourront s'appuyer sur des déploiements instrumentaux ponctuels ainsi que sur la méthodologie de validation spatiale présentée dans le Chapitre 3.

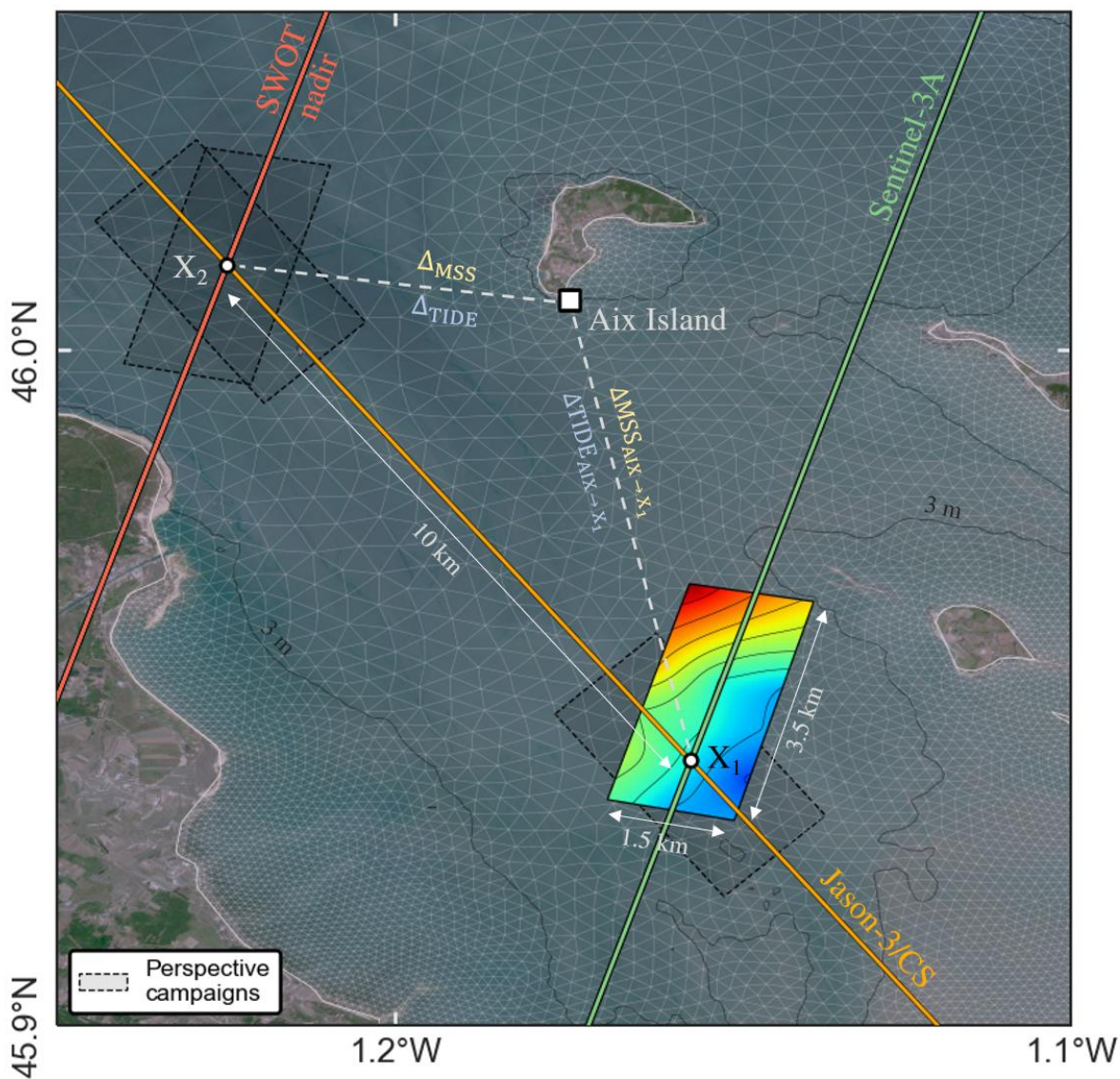


Figure 5.17. Perspectives sur les futures activités de Cal/Val dans la région des Pertuis Charentais, autour du marégraphe de l'Île d'Aix. Les passages Sentinel-3A (vert), Topex-Jason (orange) et SWOT (nadir, rouge) y sont représentés, et deux points de croisements altimétriques situés à proximité du marégraphe sont identifiés : Topex-Jason/Sentinel-3A (X1) et SWOT/Topex-Jason (X2). Le maillage du modèle SCHISM développé dans le cadre de cette thèse est représenté en superposition d'une image Sentinel-2A.

Bibliographie

Abdalla, S., Abdeh Kolahchi, A., Ablain, M., Adusumilli, S., Aich Bhowmick, S., Alou-Font, E., Amarouche, L., Andersen, O.B., Antich, H., Aouf, L., Arbic, B., Armitage, T., Arnault, S., Artana, C., Aulicino, G., Ayoub, N., Badulin, S., Baker, S., Banks, C., Bao, L., Barbetta, S., Barceló-Llull, B., Barlier, F., Basu, S., Bauer-Gottwein, P., Becker, M., Beckley, B., Bellefond, N., Belonenko, T., Benkiran, M., Benkouider, T., Bennartz, R., Benveniste, J., Bercher, N., Berge-Nguyen, M., Bettencourt, J., Blarel, F., Blazquez, A., Blumstein, D., Bonnefond, P., Borde, F., Bouffard, J., Boy, F., Boy, J.-P., Brachet, C., Brasseur, P., Braun, A., Brocca, L., Brockley, D., Brodeau, L., Brown, S., Bruinsma, S., Bulczak, A., Buzzard, S., Cahill, M., Calmant, S., Calzas, M., Camici, S., Cancet, M., Capdeville, H., Carabajal, C.C., Carrere, L., Cazenave, A., Chassignet, E.P., Chauhan, P., Cherchali, S., Chereskin, T., Cheymol, C., Ciani, D., Cipollini, P., Cirillo, F., Cosme, E., Coss, S., Cotroneo, Y., Cotton, D., Couhert, A., Coutin-Faye, S., Crétaux, J.-F., Cyr, F., d'Ovidio, F., Darrozes, J., David, C., Dayoub, N., De Staerke, D., Deng, X., Desai, S., Desjonqueres, J.-D., Dettmering, D., Di Bella, A., Díaz-Barroso, L., Dibarboure, G., Dieng, H.B., Dinardo, S., Dobslaw, H., Dodet, G., Doglioli, A., Domeneghetti, A., Donahue, D., Dong, S., Donlon, C., Dorandeu, J., Drezen, C., Drinkwater, M., Du Penhoat, Y., Dushaw, B., Egido, A., Erofeeva, S., Escudier, P., Esselborn, S., Exertier, P., Fablet, R., Falco, C., Farrell, S.L., Faugere, Y., Femenias, P., Fenoglio, L., Fernandes, J., Fernández, J.G., Ferrage, P., Ferrari, R., Fichen, L., Filippucci, P., Flampouris, S., Fleury, S., Fornari, M., Forsberg, R., Frappart, F., Frery, M., Garcia, P., Garcia-Mondejar, A., Gaudelli, J., Gaultier, L., Getirana, A., Gibert, F., Gil, A., Gilbert, L., Gille, S., Giulicchi, L., Gómez-Enri, J., Gómez-Navarro, L., Gommenginger, C., Gourdeau, L., Griffin, D., Groh, A., Guerin, A., Guerrero, R., Guinle, T., Gupta, P., Gutknecht, B.D., Hamon, M., Han, G., Hauser, D., Helm, V., Hendricks, S., Hernandez, F., Hogg, A., Horwath, M., Idžanović, M., Janssen, P., Jeansou, E., Jia, Yongjun, Jia, Yuanyuan, Jiang, L., Johannessen, J.A., Kamachi, M., Karimova, S., Kelly, K., Kim, S.Y., King, R., Kittel, C.M.M., Klein, P., Klos, A., Knudsen, P., Koenig, R., Kostianoy, A., Kouraev, A., Kumar, R., Labroue, S., Lago, L.S., Lambin, J., Lasson, L., Laurain, O., Laxenaire, R., Lázaro, C., Le Gac, S., Le Sommer, J., Le Traon, P.-Y., Lebedev, S., Léger, F., Legresy, B., Lemoine, F., Lenain, L., Leuliette, E., Levy, M., Lillibridge, J., Liu, J., Llovel, W., Lyard, F., Macintosh, C., Makhoul Varona, E., Manfredi, C., Marin, F., Mason, E., Massari, C., Mavrocordatos, C., Maximenko, N., McMillan, M., Medina, T., Melet, A., Meloni, M., Mertikas, S., Metref, S., Meyssignac, B., Minster, J.-F., Moreau, T.,

- Moreira, D., Morel, Y., Morrow, R., Moyard, J., Mulet, S., Naeije, M., Nerem, R.S., Ngodock, H., Nielsen, K., Nilsen, J.E.Ø., Niño, F., Nogueira Loddo, C., Noûs, C., Obligis, E., Ootosaka, I., Otten, M., Oztunali Ozbahceci, B., P. Raj, R., Paiva, R., Paniagua, G., Paolo, F., Paris, A., Pascual, A., Passaro, M., Paul, S., Pavelsky, T., Pearson, C., Penduff, T., Peng, F., Perosanz, F., Picot, N., Piras, F., Poggiali, V., Poirier, É., Ponce de León, S., Prants, S., Prigent, C., Provost, C., Pujol, M.-I., Qiu, B., Quilfen, Y., Rami, A., Raney, R.K., Raynal, M., Remy, E., Rémy, F., Restano, M., Richardson, A., Richardson, D., Ricker, R., Ricko, M., Rinne, E., Rose, S.K., Rosmorduc, V., Rudenko, S., Ruiz, S., Ryan, B.J., Salaün, C., Sanchez-Roman, A., Sandberg Sørensen, L., Sandwell, D., Saraceno, M., Scagliola, M., Schaeffer, P., Scharffenberg, M.G., Scharroo, R., Schiller, A., Schneider, R., Schwatke, C., Scozzari, A., Ser-giacomi, E., Seyler, F., Shah, R., Sharma, R., Shaw, A., Shepherd, A., Shriver, J., Shum, C.K., Simons, W., Simonsen, S.B., Slater, T., Smith, W., Soares, S., Sokolovskiy, M., Soudarin, L., Spatar, C., Speich, S., Srinivasan, M., Srokosz, M., Stanev, E., Staneva, J., Steunou, N., Stroeve, J., Su, B., Sulistioadi, Y.B., Swain, D., Sylvestre-baron, A., Taburet, N., Tailleux, R., Takayama, K., Tapley, B., Tarpanelli, A., Tavernier, G., Testut, L., Thakur, P.K., Thibaut, P., Thompson, L., Tintoré, J., Tison, C., Tourain, C., Tournadre, J., Townsend, B., Tran, N., Trilles, S., Tsamados, M., Tseng, K.-H., Ubelmann, C., Uebbing, B., Vergara, O., Verron, J., Vieira, T., Vignudelli, S., Vinogradova Shiffer, N., Visser, P., Vivier, F., Volkov, D., von Schuckmann, K., Vuglinskii, V., Vuilleumier, P., Walter, B., Wang, J., Wang, C., Watson, C., Wilkin, J., Willis, J., Wilson, H., Woodworth, P., Yang, K., Yao, F., Zaharia, R., Zakharova, E., Zaron, E.D., Zhang, Y., Zhao, Z., Zinchenko, V., Zlotnicki, V., 2021. Altimetry for the future: Building on 25 years of progress. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 319–363. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>
- Andersen, O., Knudsen, P., Stenseng, L., 2018. A New DTU18 MSS Mean Sea Surface – Improvement from SAR Altimetry. *undefined*.
- Andersen, O.B., 1999a. Shallow water tides in the northwest European shelf region from TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.* 104, 7729–7741. <https://doi.org/10.1029/1998JC900112>
- Andersen, O.B., 1999b. Shallow water tides in the northwest European shelf region from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 7729–7741. <https://doi.org/10.1029/1998JC900112>
- Andersen, O.B., Knudsen, P., 2009. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JC005179>

- Andersen, O.B., Scharroo, R., 2011. Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications for Mean Sea Surface Determination, in: Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.), Coastal Altimetry. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 103–145. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_5
- André, G., Martín Míguez, B., Ballu, V., Testut, L., Wöppelmann, G., 2015. Measuring Sea Level with GPS-Equipped Buoys: A Multi-Instruments Experiment at Aix Island. IHR.
- Ayoub, N., Birol, F., Brown, S., Chao, Y., Cornuelle, B., De Mey, P., Estournel, C., Giddings, S., Gille, S., Kurapov, A., others, 2015. Coastal and estuaries white paper. Part 2: Coastal seas and shelf processes.
- Bergé-Nguyen, M., Cretaux, J., Calmant, S., Fleury, S., Satylkanov, R., Chontoev, D., Bonnefond, P., 2020. Mapping Mean Lake Surface from satellite altimetry and GPS kinematic surveys. *Advances in Space Research* 67. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.11.001>
- Bertin, X., 2005. Morphodynamique séculaire, modélisation et architecture interne d'un système baie-embouchure tidale : le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron (These de doctorat). La Rochelle.
- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 42, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001>
- Bertin, X., Mengual, B., de Bakker, A., Guérin, T., Martins, K., Pezert, M., Lavaud, L., 2020. Recent Advances in Tidal Inlet Morphodynamic Modelling. *Journal of Coastal Research* 95, 1016–1020. <https://doi.org/10.2112/SI95-198.1>
- Bertin, X., Oliveira, A., Fortunato, A.B., 2009. Simulating morphodynamics with unstructured grids: Description and validation of a modeling system for coastal applications. *Ocean Modelling, The Sixth International Workshop on Unstructured Mesh Numerical Modelling of Coastal, Shelf and Ocean Flows* 28, 75–87. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.001>
- Bertini, F., Brand, O., Carlier, S., Del Bello, U., Drusch, M., Duca, R., Fernandez, V., Ferrario, C., Ferreira, M.H., Isola, C., Kirschner, V., Laberinti, P., Lambert, M., Mandorlo, G., Marcos, P., Martimort, P., Moon, S., Oldeman, P., Palomba, M., Pineiro, J., 2012. Sentinel-2 ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. ESA bulletin. Bulletin ASE. European Space Agency SP-1322.
- Birkett, C.M., Beckley, B., 2010. Investigating the Performance of the Jason-2/OSTM Radar Altimeter over Lakes and Reservoirs. *Marine Geodesy* 33, 204–238. <https://doi.org/10.1080/01490419.2010.488983>

- Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Niño, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toublanc, F., Melet, A., Saraceno, M., Léger, F., 2017. Coastal applications from nadir altimetry: Example of the X-TRACK regional products. *Advances in Space Research* 59, 936–953. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005>
- Birol, F., Niño, F., 2015. Ku- and Ka-band Altimeter Data in the Northwestern Mediterranean Sea: Impact on the Observation of the Coastal Ocean Variability. *Marine Geodesy* 38, 313–327. <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1034814>
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Allain, D.J., Bergé-Nguyen, M., Calmant, S., Cretaux, J.-F., Lyard, F.H., Testut, L., 2016. From Ocean to Inland Waters Monitoring (FOAM). Ocean Surface Topography Science Team (OSTST), Scientific Investigations 2017–2020.
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Ménard, Y., Orsoni, A., Jeansou, E., Haines, B.J., Kubitschek, D.G., Born, G., 2003. Leveling the Sea Surface Using a GPS-Catamaran Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. *Marine Geodesy* 26, 319–334. <https://doi.org/10.1080/714044524>
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Thibaut, P., Mercier, F., 2013. GPS-based sea level measurements to help the characterization of land contamination in coastal areas. *Advances in Space Research, Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS* 51, 1383–1399. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.07.007>
- Bonnefond, P., Laurain, Olivier., Exertier, P., Calzas, M., Guinle, T., Picot, N., 2021. Validating a New GNSS-Based Sea Level Instrument (CalNaGeo) at Senetosa Cape. *Marine Geodesy* 0, 1–30. <https://doi.org/10.1080/01490419.2021.2013355>
- Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K.N., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B.J., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P., Watson, C., 2018. The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data. *Remote Sensing* 10, 83. <https://doi.org/10.3390/rs10010083>
- Bouin, M., Ballu, V., Calmant, S., Bore, J., Folcher, E., Ammann, J., 2009. A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu. A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu 83, 1203–1217. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0338-x>
- Bouin, M.-N., Ballu, V., Calmant, S., Pelletier, B., 2009. Improving resolution and accuracy of mean sea surface from kinematic GPS, Vanuatu subduction zone. *J Geod* 83, 1017–1030. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0320-7>

- Brachet, C., Calzas, M., Drezen, C., Fichen, L., Guillot, A., Téchiné, P., Testut, L., Bonnefond, P., Laurain, O., Umr, G., Picot, N., 2019. Mesure du géoïde marin avec le système CalNaGEO (GNSS) 30.
- Brown, G., 1977. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 25, 67–74. <https://doi.org/10.1109/TAP.1977.1141536>
- Cancel, M., Toublanc, F., Lyard, F., Dibarboure, G., Picot, N., Guinle, T., 2018. Bathymetry Improvement and Tidal Modelling at Regional Scales 18.
- Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophysical Research Letters* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016473>
- Cartwright, D.E., Tayler, R.J., 1971. New Computations of the Tide-generating Potential. *Geophysical Journal International* 23, 45–73. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x>
- Cazenave, A., Dominh, K., Gennero, M.C., Ferret, B., 1998. Global mean sea level changes observed by Topex-Poseidon and ERS-1. *Physics and Chemistry of the Earth* 23, 1069–1075. [https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(98\)00146-3](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(98)00146-3)
- Cazenave, A., Palanisamy, H., Ablain, M., 2018. Contemporary sea level changes from satellite altimetry: What have we learned? What are the new challenges? *Advances in Space Research* 62, 1639–1653. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.07.017>
- Cheney, R.E., Douglas, B.C. (Bruce C.), Agree, R.W., Miller, L., Porter, D.L., Doyle, N.S., 1987. *Geosat Altimeter Geophysical Data Record User Handbook*. NOAA technical memorandum NOS NGS ; 46.
- Chupin, C., 2022. Apport des nouveaux systèmes GNSS de cartographie du niveau marin à l'exploitation des données altimétriques en zone côtière : application aux Pertuis Charentais et au Lagon de Nouméa (Theses). Université de La Rochelle.
- Chupin, C., Ballu, V., Testut, L., Tranchant, Y.-T., Calzas, M., Poirier, E., Coulombier, T., Laurain, O., Bonnefond, P., FOAM Project, T., 2020. Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments. *Remote Sensing* 12, 2656. <https://doi.org/10.3390/rs12162656>
- Cipollini, P., Calafat, F.M., Jevrejeva, S., Melet, A., Prandi, P., 2017. Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges. *Surv Geophys* 38, 33–57. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9392-0>
- Clarke, A.J., Battisti, D.S., 1981. The effect of continental shelves on tides. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 28, 665–682. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90128-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90128-X)
- Codiga, D., 2011. Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3761.2008>

- Costes, M., Vincent, P., 2000. DORIS: Contribution of an Orbit Determination System to Accurate and Long Term Altimetry from Space, in: Rummel, R., Drewes, H., Bosch, W., Hornik, H. (Eds.), *Towards an Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS)*, International Association of Geodesy Symposia. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 150–153. https://doi.org/10.1007/978-3-642-59745-9_27
- Coulombier, T., Ballu, V., Pineau, P., Lachaussee, N., Poirier, E., Guillot, A., Calzas, M., Drezen, C., Fichen, L., Plumejeaud, C., Lefouest, V., Brenon, I., Bertin, X., Wöppelmann, G., Testut, L., 2018. PAMELi, un drone marin de surface au service de l'interdisciplinarité, in: *XVèmes Journées, La Rochelle*. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 337–344. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2018.038>
- Courant, R., Friedrichs, K., Lewy, H., 1967. On the Partial Difference Equations of Mathematical Physics. *IBM Journal of Research and Development* 11, 215–234. <https://doi.org/10.1147/rd.112.0215>
- Deng, X., Featherstone, W.E., Hwang, C., Berry, P.A.M., 2002. Estimation of Contamination of ERS-2 and POSEIDON Satellite Radar Altimetry Close to the Coasts of Australia. *Marine Geodesy* 25, 249–271. <https://doi.org/10.1080/01490410214990>
- Denker, H., Roland, M., 2005. Compilation and Evaluation of a Consistent Marine Gravity Data Set Surrounding Europe, in: Sansò, F. (Ed.), *A Window on the Future of Geodesy*, International Association of Geodesy Symposia. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 248–253. https://doi.org/10.1007/3-540-27432-4_42
- Dinardo, S., 2020. *Techniques and Applications for Satellite SAR Altimetry over water, land and ice* (Ph.D. Thesis). Technische Universität, Darmstadt.
- Dinardo, S., Fenoglio-Marc, L., Becker, M., Scharroo, R., Fernandes, M.J., Staneva, J., Grayek, S., Benveniste, J., 2021. A RIP-based SAR retracker and its application in North East Atlantic with Sentinel-3. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 892–929. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.06.004>
- Dinardo, S., Lucas, B., Benveniste, J., 2015. Sentinel-3 STM SAR ocean retracking algorithm and SAMOSA model, in: *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. Presented at the 2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), pp. 5320–5323. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7327036>
- Dodet, G., Bertin, X., Bouchette, F., Gravelle, M., Testut, L., Wöppelmann, G., 2019. Characterization of Sea-level Variations Along the Metropolitan Coasts of France: Waves, Tides, Storm Surges and Long-term Changes. *Journal of Coastal Research* 88, 10. <https://doi.org/10.2112/SI88-003.1>

- ESA-ESRIN, Restano, M., Passaro, M., TUM, Vignudelli, S., CNR, Benveniste, J., ESA-ESRIN, 2020. 12th COASTAL ALTIMETRY WORKSHOP FINAL REPORT, in: 12th COASTAL ALTIMETRY WORKSHOP FINAL REPORT. Presented at the 12th COASTAL ALTIMETRY WORKSHOP, ESA EO, pp. 1–70. https://doi.org/10.5270/esa.caw12_2020.final_report
- Fatras, C., 2015. Etude de la rétrodiffusion altimétrique pour la caractérisation des surfaces et de l'humidité des sols en Afrique de l'Ouest (Theses). Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Fenoglio-Marc, L., Dinardo, S., Scharroo, R., Roland, A., Dutour Sikiric, M., Lucas, B., Becker, M., Benveniste, J., Weiss, R., 2015. The German Bight: A validation of CryoSat-2 altimeter data in SAR mode. *Advances in Space Research* 55, 2641–2656. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.02.014>
- Fernández, J., Fernández, C., Calero, E.J., Gallardo, L.J., Peter, H., Pierre, Féménias, 2017. THE COPERNICUS SENTINEL-3 MISSION.
- Fok, H., 2012. Ocean Tides Modeling using Satellite Altimetry. undefined.
- Foreman, M., 1977. Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. *Pac. Mar. Sci. Rep.* 77–10.
- Foster, J.H., Carter, G.S., Merrifield, M.A., 2009. Ship-based measurements of sea surface topography. *Geophysical Research Letters* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL038324>
- Fu, L.-L., Alsdorf, D., Morrow, R., Rodriguez, E., Mognard, N., 2012. SWOT : the Surface Water and Ocean Topography Mission : wide- swath altimetric elevation on Earth (Technical Report). Pasadena, CA : Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration, 2012.
- Fu, L.-L., Christensen, E.J., Yamarone Jr., C.A., Lefebvre, M., Ménard, Y., Dorrer, M., Escudier, P., 1994. TOPEX/POSEIDON mission overview. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99, 24369–24381. <https://doi.org/10.1029/94JC01761>
- Fu, L.-L., Ferrari, R., 2008. Observing Oceanic Submesoscale Processes From Space. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 89, 488–488. <https://doi.org/10.1029/2008EO480003>
- Fu, L.-L., Haines, B.J., 2013. The challenges in long-term altimetry calibration for addressing the problem of global sea level change. *Advances in Space Research, Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS* 51, 1284–1300. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.005>
- Fubara, D.M.J., Mourad, A.G., 1974. Results of geodetic processing and analysis of Skylab altimetry data 301–314.
- Garbe, J., Albrecht, T., Levermann, A., Donges, J.F., Winkelmann, R., 2020. The hysteresis of the Antarctic Ice Sheet. *Nature* 585, 538–544. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2727-5>

- Garrett, C., Majaess, F., Toulany, B., 1985. Sea-level response at Nain, Labrador, to atmospheric pressure and wind. *Atmosphere-Ocean* 23, 95–117. <https://doi.org/10.1080/07055900.1985.9649217>
- Gharineiat, Z., 2017. Coastal altimetry for sea level changes in Northern Australian coastal oceans. University of Newcastle.
- Gommenginger, C., Srokosz, M., 2006. Sea state bias - 20 years on.
- Gouzenes, Y., Léger, F., Cazenave, A., Birol, F., Bonnefond, P., Passaro, M., Nino, F., Almar, R., Laurain, O., Schwatke, C., Legeais, J.-F., Benveniste, J., 2020. Coastal sea level rise at Senetosa (Corsica) during the Jason altimetry missions. *Ocean Sci.* 16, 1165–1182. <https://doi.org/10.5194/os-16-1165-2020>
- Guerin, T., 2016. Modélisation morphodynamique pluri-décennale des côtes dominées par la marée et les vagues (phdthesis). Université de La Rochelle.
- Guo, J., Dong, Z., Tan, Z., Liu, X., Chen, C., Hwang, C., 2016. A crossover adjustment for improving sea surface height mapping from in-situ high rate ship-borne GNSS data using PPP technique. *Continental Shelf Research* 125, 54–60. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.07.002>
- Haines, B., Desai, S.D., Kubitschek, D., Leben, R.R., 2021. A brief history of the Harvest experiment: 1989–2019. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 1161–1170. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.08.013>
- Halimi, A., 2013a. From conventional to delay/Doppler altimetry (phd).
- Halimi, A., 2013b. From conventional to delay/Doppler altimetry.
- Halimi, A., Mailhes, C., Tourneret, J.-Y., Thibaut, P., Boy, F., 2012. Parameter estimation for peaky altimetric waveforms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51, 1568–1577.
- Hamlington, B., Frederikse, T., Nerem, R., Fasullo, J., Adhikari, S., 2020. Investigating the Acceleration of Regional Sea Level Rise During the Satellite Altimeter Era. *Geophysical Research Letters* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL086528>
- Hart-Davis, M.G., Piccioni, G., Dettmering, D., Schwatke, C., Passaro, M., Seitz, F., 2021. EOT20: a global ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. *Earth System Science Data* 13, 3869–3884. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3869-2021>
- Hayne, G., 1980. Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 28, 687–692. <https://doi.org/10.1109/TAP.1980.1142398>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani,

- R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 146, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hipkin, R., 2000. Modelling the geoid and sea-surface topography in coastal areas. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 25, 9–16. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(00\)00003-X](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(00)00003-X)
- Holgate, S.J., Matthews, A., Woodworth, P.L., Rickards, L.J., Tamisiea, M.E., Bradshaw, E., Foden, P.R., Gordon, K.M., Jevrejeva, S., Pugh, J., 2012. New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level. *Journal of Coastal Research* 29, 493–504. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1>
- Huthnance, J.M., 1980. On shelf-sea ‘resonance’ with application to Brazilian M3 tides. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 27, 347–366. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(80\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(80)90031-X)
- Jia, M., Wang, Z., Mao, D., Ren, C., Wang, C., Wang, Y., 2021. Rapid, robust, and automated mapping of tidal flats in China using time series Sentinel-2 images and Google Earth Engine. *Remote Sensing of Environment* 255, 112285. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112285>
- Jürgenson, H., Liibus, A., Ellmann, A., 2008. Geoid profiles in the Baltic Sea determined using GPS and sea level surface. *Geodesy and Cartography* 34, 109–115. <https://doi.org/10.3846/1392-1541.2008.34.109-115>
- Khan, M.J.U., Ansary, M.N., Durand, F., Testut, L., Ishaque, M., Calmant, S., Krien, Y., Islam, A.K.M.S., Papa, F., 2019. High-Resolution Intertidal Topography from Sentinel-2 Multi-Spectral Imagery: Synergy between Remote Sensing and Numerical Modeling. *Remote Sensing* 11, 2888. <https://doi.org/10.3390/rs11242888>
- Laignel, B., Ayoub, N., Birol, F., Brown, S., Chao, Y., Cornuelle, B., Costa, S., De Mey, P., Estournel, C., Feddersen, F., others, 2015. Issues and SWOT contribution in the coastal zones and estuaries White Paper.
- Lavrov, D., Even-Tzur, G., Reinking, J., 2017. Expansion and Improvement of the Israeli Geoid Model by Shipborne GNSS Measurements. *J. Surv. Eng.* 143, 04016022. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000204](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000204)
- Le Cann, B., 1990. Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf: observations, numerical modelling and physical interpretation. *Continental Shelf Research* 10, 723–758. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90008-A](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90008-A)
- Le Provost, C., 1991. Generation of overtides and compound tides (review), in: Parker, B.B. (Ed.), *Tidal Hydrodynamics*. John Wiley & Sons, pp. 269–289.

- Le Traon, P.-Y., Ogor, F., 1998. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, 8045–8057. <https://doi.org/10.1029/97JC01917>
- Lequentrec-Lalancette, M.F., Salaún, C., Bonvalot, S., Rouxel, D., Bruinsma, S., 2018. Exploitation of Marine Gravity Measurements of the Mediterranean in the Validation of Global Gravity Field Models, in: Freymueller, J.T., Sánchez, L. (Eds.), *International Symposium on Earth and Environmental Sciences for Future Generations*, International Association of Geodesy Symposia. Springer International Publishing, Cham, pp. 63–67. https://doi.org/10.1007/1345_2016_258
- Li, X., Han, G., Yang, J., Chen, D., Zheng, G., Chen, N., 2018. Using Satellite Altimetry to Calibrate the Simulation of Typhoon Seth Storm Surge off Southeast China. *Remote Sensing* 10, 657. <https://doi.org/10.3390/rs10040657>
- Louet, J., Bruzzi, S., 1999. ENVISAT mission and system, in: *IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99* (Cat. No.99CH36293). Presented at the IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99 (Cat. No.99CH36293), pp. 1680–1682 vol.3. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1999.772059>
- Louvar, L., Grateau, C., 2005. The Litto3D project, in: *Europe Oceans 2005*. Presented at the Europe Oceans 2005, pp. 1244–1251 Vol. 2. <https://doi.org/10.1109/OCEANSE.2005.1513237>
- Luthcke, S.B., Zelensky, N.P., Rowlands, D.D., Lemoine, F.G., Williams, T.A., 2003. The 1-Centimeter Orbit: Jason-1 Precision Orbit Determination Using GPS, SLR, DORIS, and Altimeter Data Special Issue: Jason-1 Calibration/Validation. *Marine Geodesy* 26, 399–421. <https://doi.org/10.1080/714044529>
- Lyard, F.H., Allain, D.J., Cancet, M., Carrère, L., Picot, N., 2021. FES2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Science* 17, 615–649. <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>
- Lycourghiotis, S., 2021. Sea Topography of the Ionian and Adriatic Seas Using Repeated GNSS Measurements. *Water* 13, 812. <https://doi.org/10.3390/w13060812>
- Maraldi, C., Lyard, F., Testut, L., Coleman, R., 2011. Energetics of internal tides around the Kerguelen Plateau from modeling and altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116.
- Marks, R.J., 1991. *Introduction to Shannon Sampling and Interpolation Theory*, Springer Texts in Electrical Engineering. Springer New York, New York, NY. <https://doi.org/10.1007/978-1-4613-9708-3>
- Maximenko, N., Niiler, P., Centurioni, L., Rio, M.-H., Melnichenko, O., Chambers, D., Zlotnicki, V., Galperin, B., 2009. Mean Dynamic

- Topography of the Ocean Derived from Satellite and Drifting Buoy Data Using Three Different Techniques*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26, 1910–1919. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHO672.1>
- Mertikas, S.P., Daskalakis, A., Tziavos, I.N., Andersen, O.B., Vergos, G.S., Tripolitsiotis, A., Zervakis, V., Frantzis, X., Partsinevelos, P., 2013. Altimetry, bathymetry and geoid variations at the Gavdos permanent Cal/Val facility. *Advances in Space Research* 51, 1418–1437. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.10.021>
- Mertikas, S.P., Donlon, C., Féménias, P., Mavrocordatos, C., Galanakis, D., Tripolitsiotis, A., Frantzis, X., Tziavos, I.N., Vergos, G., Guinle, T., 2018. Fifteen Years of Cal/Val Service to Reference Altimetry Missions: Calibration of Satellite Altimetry at the Permanent Facilities in Gavdos and Crete, Greece. *Remote Sensing* 10, 1557. <https://doi.org/10.3390/rs10101557>
- Millero, F.J., Poisson, A., 1981. International one-atmosphere equation of state of seawater. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 28, 625–629. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90122-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90122-9)
- Moreau, T., Tran, N., Aublanc, J., Tison, C., Le Gac, S., Boy, F., 2018. Impact of long ocean waves on wave height retrieval from SAR altimetry data. *Advances in Space Research, The CryoSat Satellite Altimetry Mission: Eight Years of Scientific Exploitation* 62, 1434–1444. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.06.004>
- Morrow, R., Fu, L.-L., Arduin, F., Benkiran, M., Chapron, B., Cosme, E., d'Ovidio, F., Farrar, J.T., Gille, S.T., Lapeyre, G., Le Traon, P.-Y., Pascual, A., Ponte, A., Qiu, B., Rascle, N., Ubelmann, C., Wang, J., Zaron, E.D., 2019. Global Observations of Fine-Scale Ocean Surface Topography With the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission. *Front. Mar. Sci.* 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00232>
- N. Ayoub, F. Birol, S.T. Brown, Y. Chao, B. Cornuelle, P. De Mey, C. Estournel, S. Giddings, S. Gille, A. Kurapov, F. Lyard, M. Mazloff, T. Strub, I. Turki, 2017. Coastal and Estuaries White Paper. Part 2: Coastal seas and shelf processes. SWOT White Papers.
- Neeck, S.P., Lindstrom, E.J., Vaze, P.V., Fu, L.-L., 2012. Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission, in: *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites XVI*. Presented at the Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites XVI, International Society for Optics and Photonics, p. 85330G. <https://doi.org/10.1117/12.981151>
- Ngo-Duc, T., Laval, K., Polcher, J., Cazenave, A., 2005. Contribution of continental water to sea level variations during the 1997–1998 El Niño–Southern Oscillation event: Comparison between Atmospheric Model Intercomparison Project simulations and TOPEX/Poseidon satellite data.

- Journal of Geophysical Research: Atmospheres 110.
<https://doi.org/10.1029/2004JD004940>
- Nicolle, A., Karpytchev, M., 2007. Evidence for spatially variable friction from tidal amplification and asymmetry in the Pertuis Breton (France). *Continental Shelf Research* 27, 2346–2356.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.06.005>
- Nicolle, A., Karpytchev, M., Benoit, M., 2009. Amplification of the storm surges in shallow waters of the Pertuis Charentais (Bay of Biscay, France). *Ocean Dynamics* 59, 921–935. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0219-0>
- Nordman, M., Kuokkanen, J., Bilker-Koivula, M., Koivula, H., Häkli, P., Lahtinen, S., 2018. Geoid Validation on the Baltic Sea Using Ship-borne GNSS Data. *Marine Geodesy* 41, 457–476.
<https://doi.org/10.1080/01490419.2018.1481160>
- Ophaug, V., Breili, K., Andersen, O.B., 2021. A coastal mean sea surface with associated errors in Norway based on new-generation altimetry. *Advances in Space Research, 25 Years of Progress in Radar Altimetry* 68, 1103–1115.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.08.010>
- Oppenheimer, M., Glavovic, B., Hinkel, J., van de Wal, R., Magnan, A.K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., Cifuentes-Jara, M., Deconto, R.M., Ghosh, T., others, 2019. Sea level rise and implications for low lying islands, coasts and communities.
- Pail, R., Goiginger, H., Schuh, W.-D., Höck, E., Brockmann, J.M., Fecher, T., Gruber, T., Mayer-Gürr, T., Kusche, J., Jäggi, A., Rieser, D., 2010. Combined satellite gravity field model GOCO01S derived from GOCE and GRACE. *Geophysical Research Letters* 37.
<https://doi.org/10.1029/2010GL044906>
- Pairaud, I.L., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., Marsaleix, P., 2008. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides. *Continental Shelf Research* 28, 1294–1315.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.004>
- Parke, M.E., Stewart, R.H., Farless, D.L., Cartwright, D.E., 1987. On the choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 92, 11693–11707.
<https://doi.org/10.1029/JC092iC11p11693>
- Passaro, M., 2015. Design, Validation and Application of a New Coastal Altimetry Strategy. University of Southampton.
- Passaro, M., Cipollini, P., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Snaith, H.M., 2014. ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry. *Remote Sensing of Environment* 145, 173–189.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.008>

- Passaro, M., Nadzir, Z.A., Quartly, G.D., 2018a. Improving the precision of sea level data from satellite altimetry with high-frequency and regional sea state bias corrections. *Remote Sensing of Environment* 218, 245–254. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.09.007>
- Passaro, M., Rose, S.K., Andersen, O.B., Boergens, E., Calafat, F.M., Dettmering, D., Benveniste, J., 2018b. ALES+: Adapting a homogenous ocean retracker for satellite altimetry to sea ice leads, coastal and inland waters. *Remote Sensing of Environment* 211, 456–471. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.074>
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117. <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Peng, F., Deng, X., 2020. Validation of Sentinel-3A SAR mode sea level anomalies around the Australian coastal region. *Remote Sensing of Environment* 237, 111548. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111548>
- Pineau-Guillou, L., Bouin, M.-N., Ardhuin, F., Lyard, F., Bidlot, J.-R., Chapron, B., 2020. Impact of wave-dependent stress on storm surge simulations in the North Sea: Ocean model evaluation against in situ and satellite observations. *Ocean Modelling* 154, 101694. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101694>
- Poffa, N., Enet, S., Kerinec, J.-C., 2012. Évolution instrumentale des marégraphes du réseau RONIM, in: XIIèmes Journées, Cherbourg. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 611–618. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2012.066-P>
- Pujol, M.-I., Schaeffer, P., Faugère, Y., Raynal, M., Dibarboue, G., Picot, N., 2018. Gauging the Improvement of Recent Mean Sea Surface Models: A New Approach for Identifying and Quantifying Their Errors. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123, 5889–5911. <https://doi.org/10.1029/2017JC013503>
- Raj, R., Johannessen, J., 2016. GOCE STUDIES OF MEAN DYNAMIC TOPOGRAPHY AND OCEAN CIRCULATION IN THE HIGH LATITUDE AND ARCTIC OCEAN. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2526.8888/1>
- Ray, R.D., 2020. First global observations of third-degree ocean tides. *Sci. Adv.* 6, eabd4744. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abd4744>
- Ray, R.D., 1999. A Global Ocean Tide Model From TOPEX/POSEIDON Altimetry: GOT99.2. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center.
- Roge, M., 2018. Etudes de cartographie altimétrique pour l'observation de la dynamique méso-échelle dans le contexte SWOT : application à la mer Méditerranée occidentale (Theses). Université Paul Sabatier - Toulouse III.

- Rogé, M., 2018. Etudes de cartographie altimétrique pour l'observation de la dynamique méso-échelle dans le contexte SWOT : application à la mer Méditerranée occidentale (PhD Thesis).
- Rostagno, B., Violleau, A., Brun, C., Dietrich, P., Fillon, A., Gouletquer, P., Guichet, R., Kantin, R., Legay, D., Loubersac, L., Masson, D., Rocher, G., Ryckaert, M., Thomas, G., Fichet, D., Guyot, T., Miramand, P., Pigeot, J., Seguignes, M., 1999. Qualité des eaux littorales des Pertuis Charentais : Bilan et diagnostic.
- Saari, T., Bilker-Koivula, M., Koivula, H., Nordman, M., Häkli, P., Lahtinen, S., 2021. Validating Geoid Models with Marine GNSS Measurements, Sea Surface Models, and Additional Gravity Observations in the Gulf of Finland. *Marine Geodesy* 44, 1–11.
<https://doi.org/10.1080/01490419.2021.1889727>
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker, E., 2011. NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) Selected Hourly Time-Series Products. <https://doi.org/10.5065/D6N877VB>
- Sánchez-Román, A., Pascual, A., Pujol, M.-I., Taburet, G., Marcos, M., Faugère, Y., 2020. Assessment of DUACS Sentinel-3A Altimetry Data in the Coastal Band of the European Seas: Comparison with Tide Gauge Measurements. *Remote Sensing* 12, 3970. <https://doi.org/10.3390/rs12233970>
- Sandwell, D.T., 1987. Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data. *Geophys. Res. Lett.* 14, 139–142.
<https://doi.org/10.1029/GL014i002p00139>
- Scharroo, R., Bonekamp, H., Ponsard, C., Parisot, F., von Engeln, A., Tahtadjev, M., de Vriendt, K., Montagner, F., 2016. Jason continuity of services: continuing the Jason altimeter data records as Copernicus Sentinel-6. *Ocean Science* 12, 471–479. <https://doi.org/10.5194/os-12-471-2016>
- Scott, R.B., 1999. Mechanical energy flux to the surface geostrophic flow using TOPEX/Poseidon data. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 24, 399–402. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00048-4](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00048-4)
- Severini, J., Mailhes, C., Tournéret, J.-Y., 2010. Estimation et Classification des Signaux Altimétriques (phdthesis). Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT.
- SHOM-Service Hydrographique Et Océanographique De La Marine, 2015. MNT Topo-Bathymétrique Côtier des Pertuis Charentais (Projet Homonim). https://doi.org/10.17183/MNT_COTIER_PERTUIS_HOMONIM_20M_WGS84

- Simon, B., 2007. La marée océanique côtière, Synthèses. Institut océanographique, Monaco.
- Smith, A.J.E., 1999. Application of satellite altimetry for global ocean tide modeling. Delft Univ. Press, Delft.
- Smith, W.H.F., 2010. The Marine Geoid and Satellite Altimetry, in: Barale, V., Gower, J.F.R., Alberotanza, L. (Eds.), *Oceanography from Space*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 181–193. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8681-5_11
- Song, D., Yan, Y., Wu, W., Diao, X., Ding, Y., Bao, X., 2016. Tidal distortion caused by the resonance of sexta-diurnal tides in a micromesotidal embayment. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, 7599–7618. <https://doi.org/10.1002/2016JC012039>
- Srinivasan, M., Andral, A., Dejus, M., Hossain, F., Peterson, C., Beighley, E., Pavelsky, T., Chao, Y., Doorn, B., Bronner, E., Houpert, L., 2015. Engaging the Applications Community of the future Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* XL-7/W3, 1497–1504. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-7-W3-1497-2015>
- Stammer, D., Cazenave, A., 2017. *Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces*. CRC Press.
- Stammer, D., Ray, R.D., Andersen, O.B., Arbic, B.K., Bosch, W., Carrère, L., Cheng, Y., Chinn, D.S., Dushaw, B.D., Egbert, G.D., Erofeeva, S.Y., Fok, H.S., Green, J. a. M., Griffiths, S., King, M.A., Lapin, V., Lemoine, F.G., Luthcke, S.B., Lyard, F., Morison, J., Müller, M., Padman, L., Richman, J.G., Shriver, J.F., Shum, C.K., Taguchi, E., Yi, Y., 2014. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models. *Reviews of Geophysics* 52, 243–282. <https://doi.org/10.1002/2014RG000450>
- Stanley, H.R., 1979. The Geos 3 Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84, 3779–3783. <https://doi.org/10.1029/JB084iB08p03779>
- Sun, W., Zhou, X., Yang, L., Zhou, D., Li, F., 2021. Construction of the Mean Sea Surface Model Combined HY-2A With DTU18 MSS in the Antarctic Ocean. *Frontiers in Environmental Science* 9, 278. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.697111>
- Takasu, T., Yasuda, A., 2009. Development of the low-cost RTK-GPS receiver with an open source program package RTKLIB, in: *International Symposium on GPS/GNSS*. International Convention Center Jeju Korea.
- Testut, L., Birol, F., Delebecque, C., 2012. Regional tidal modeling and evaluation of Jason-2 tidal geophysical correction. *Marine Geodesy* 35, 299–313.
- Thibaut, P., Ferreira, F., Féménias, P., 2007. SIGMA 0 BLOOMS IN THE ENVISAT RADAR ALTIMETER DATA.

- Toulhoat, L., 2008. Eléments de compréhension des stratégies de captage naturel de l'huître creuse (*Crassostrea gigas*) des ostréiculteurs de Charente-Maritime.
- Tournadre, J., 2007. Signature of Lighthouses, Ships, and Small Islands in Altimeter Waveforms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 24, 1143–1149. <https://doi.org/10.1175/JTECH2030.1>
- Tranchant, Y.-T., Cancet, M., Sahuc, E., Millet, S., Lyard, F., Testut, L., Ballu, V., Chupin, C., Dibarboure, G., Picot, N., Laurain, O., Bonnefond, P., 2020. High-resolution coastal modeling in Kerguelen Island for CAL/VAL activities.
- Tranchant, Y.-T., Testut, L., Chupin, C., Ballu, V., Bonnefond, P., 2021. Near-Coast Tide Model Validation Using GNSS Unmanned Surface Vehicle (USV), a Case Study in the Pertuis Charentais (France). *Remote Sensing* 13, 2886. <https://doi.org/10.3390/rs13152886>
- Valladeau, G., Thibaut, P., Picard, B., Poisson, J.C., Tran, N., Picot, N., Guillot, A., 2015. Using SARAL/AltiKa to Improve Ka-band Altimeter Measurements for Coastal Zones, Hydrology and Ice: The PEACHI Prototype. *Marine Geodesy* 38, 124–142. <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1020176>
- Varbla, S., Ellmann, A., Delpeche-Ellmann, N., 2020. Validation of Marine Geoid Models by Utilizing Hydrodynamic Model and Shipborne GNSS Profiles. *Marine Geodesy* 43, 134–162. <https://doi.org/10.1080/01490419.2019.1701153>
- Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S.A., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J.-F., Dibarboure, G., Dubey, A.K., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P.K., Hamon, M., Jebri, F., Kumar, R., Morrow, R., Pascual, A., Pujol, M.-I., Rémy, E., Rémy, F., Smith, W.H.F., Tournadre, J., Vergara, O., 2018. The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Scientific Applications. *Remote Sensing* 10, 163. <https://doi.org/10.3390/rs10020163>
- Verron, J., Sengenès, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R.M., Murthy, D.V.A.R., Richman, J.G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F., Gupta, P.K., 2015. The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission. *Marine Geodesy* 38, 2–21. <https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1000471>
- Vignudelli, S., Birol, F., Benveniste, J., Fu, L.-L., Picot, N., Raynal, M., Roinard, H., 2019a. Satellite Altimetry Measurements of Sea Level in the Coastal Zone. *Surv Geophys* 40, 1319–1349. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09569-1>
- Vignudelli, S., Birol, F., Benveniste, J., Fu, L.-L., Picot, N., Raynal, M., Roinard, H., 2019b. Satellite Altimetry Measurements of Sea Level in the Coastal

- Zone. *Surv Geophys* 40, 1319–1349. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09569-1>
- Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J., 2011. *Coastal Altimetry*. Springer Science & Business Media.
- Villadsen, H., Deng, X., Andersen, O.B., Stenseng, L., Nielsen, K., Knudsen, P., 2016. Improved inland water levels from SAR altimetry using novel empirical and physical retrackers. *Journal of Hydrology* 537, 234–247. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.051>
- Vivier, F., Provost, C., 1999. Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/POSEIDON? *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 21105–21122. <https://doi.org/10.1029/1999JC900056>
- Volkov, D.L., Larnicol, G., Dorandeu, J., 2007. Improving the quality of satellite altimetry data over continental shelves. *J. Geophys. Res.* 112, C06020. <https://doi.org/10.1029/2006JC003765>
- Vu, P.L., 2019. *Spatial altimetry, GNSS reflectometry and marine surcotes (Theses)*. Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Wahr, J.M., 1985. Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 90, 9363–9368. <https://doi.org/10.1029/JB090iB11p09363>
- Watson, C., White, N., Church, J., Burgette, R., Tregoning, P., Coleman, R., 2011a. Absolute Calibration in Bass Strait, Australia: TOPEX, Jason-1 and OSTM/Jason-2. *Marine Geodesy* 34, 242–260. <https://doi.org/10.1080/01490419.2011.584834>
- Watson, C., White, N., Church, J., Burgette, R., Tregoning, P., Coleman, R., 2011b. Absolute calibration in Bass Strait, Australia: TOPEX, Jason-1 and OSTM/Jason-2. *Marine Geodesy - MAR GEODESY* 34, 242–260. <https://doi.org/10.1080/01490419.2011.584834>
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1996. A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 8741–8743. <https://doi.org/10.1029/96JB00104>
- Woodworth, P.L., Gravelle, M., Marcos, M., Wöppelmann, G., Hughes, C.W., 2015. The status of measurement of the Mediterranean mean dynamic topography by geodetic techniques. *J Geod* 89, 811–827. <https://doi.org/10.1007/s00190-015-0817-1>
- Wöppelmann, G., 2004. SONEL–Système d’Observation du Niveau des Eaux Littorales. *Actes de l’atelier Expérimentation et Instrumentation IFREMER, INSU, Météo-France, Paris* 23–24.
- Wunsch, C., Gaposchkin, E.M., 1980. On using satellite altimetry to determine the general circulation of the oceans with application to geoid improvement. *Revs. Geophys and Space Phys.* 725–745.

-
- Xi-Yu, X., Ke, X., Birol, F., Shuang-Bao, Y., 2018. HY-2A satellite altimetry advanced waveform processing offshore Hong Kong, in: IGARSS 2018-2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IEEE, pp. 7668–7671.
- Xu, K., Jiang, J., Liu, H., 2013. HY-2A radar altimeter design and in flight preliminary results, in: 2013 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium - IGARSS. Presented at the 2013 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium - IGARSS, pp. 1680–1683. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2013.6723117>
- Yang, W., Sha, J., Bao, Z., Dong, J., Li, X., Shifaw, E., Tan, J., Sodango, T.H., 2021. Monitoring tidal flats boundaries through combining Sentinel-1 and Sentinel-2 imagery. *Environmental Technology & Innovation* 22, 101401. <https://doi.org/10.1016/j.eti.2021.101401>
- Yuan, J., Guo, J., Niu, Y., Zhu, C., Li, Z., 2020. Mean Sea Surface Model over the Sea of Japan Determined from Multi-Satellite Altimeter Data and Tide Gauge Records. *Remote Sensing* 12, 4168. <https://doi.org/10.3390/rs12244168>
- Zhang, Y., Baptista, A.M., 2008. SELFE: A semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling* 21, 71–96. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.11.005>
- Zhang, Y.J., Ye, F., Stanev, E.V., Grashorn, S., 2016. Seamless cross-scale modeling with SCHISM. *Ocean Modelling* 102, 64–81. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.05.002>

Annexes

A1. Compléments à la cartographie du géoïde (chapitre 4)

A1.1. Figures complémentaires

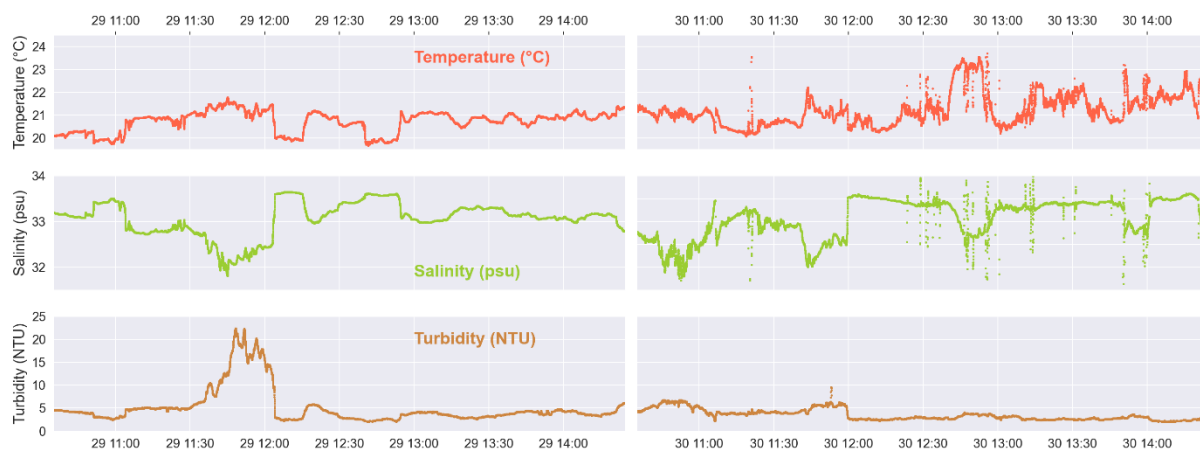


Figure A.18. Température (en haut, rouge), salinité (au centre, vert) et turbidité (en bas, marron) mesuré à la surface par la sonde multi-paramètres installé sur la quille du drone PAMELi. Les panneaux de gauche et de droite correspondent à la première et la seconde journée de mesures, respectivement.

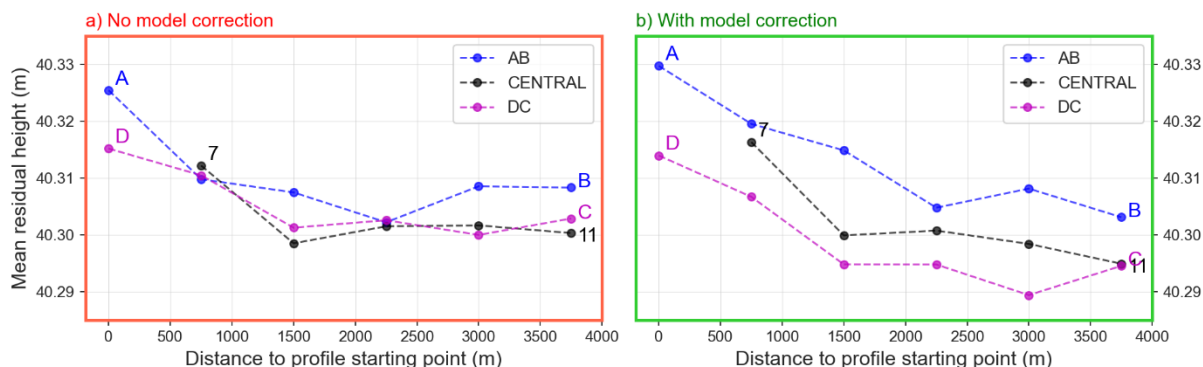


Figure A.19. Hauteur moyenne calculée pour chaque cluster, représentées pour les trois profils longitudinaux (AB, CENTRAL et DC) et exprimés en fonction de la distance les séparant du point le plus au nord du profil. Les hauteurs calculées sont représentées pour la solution non-corrigée (a) et corrigée (b)

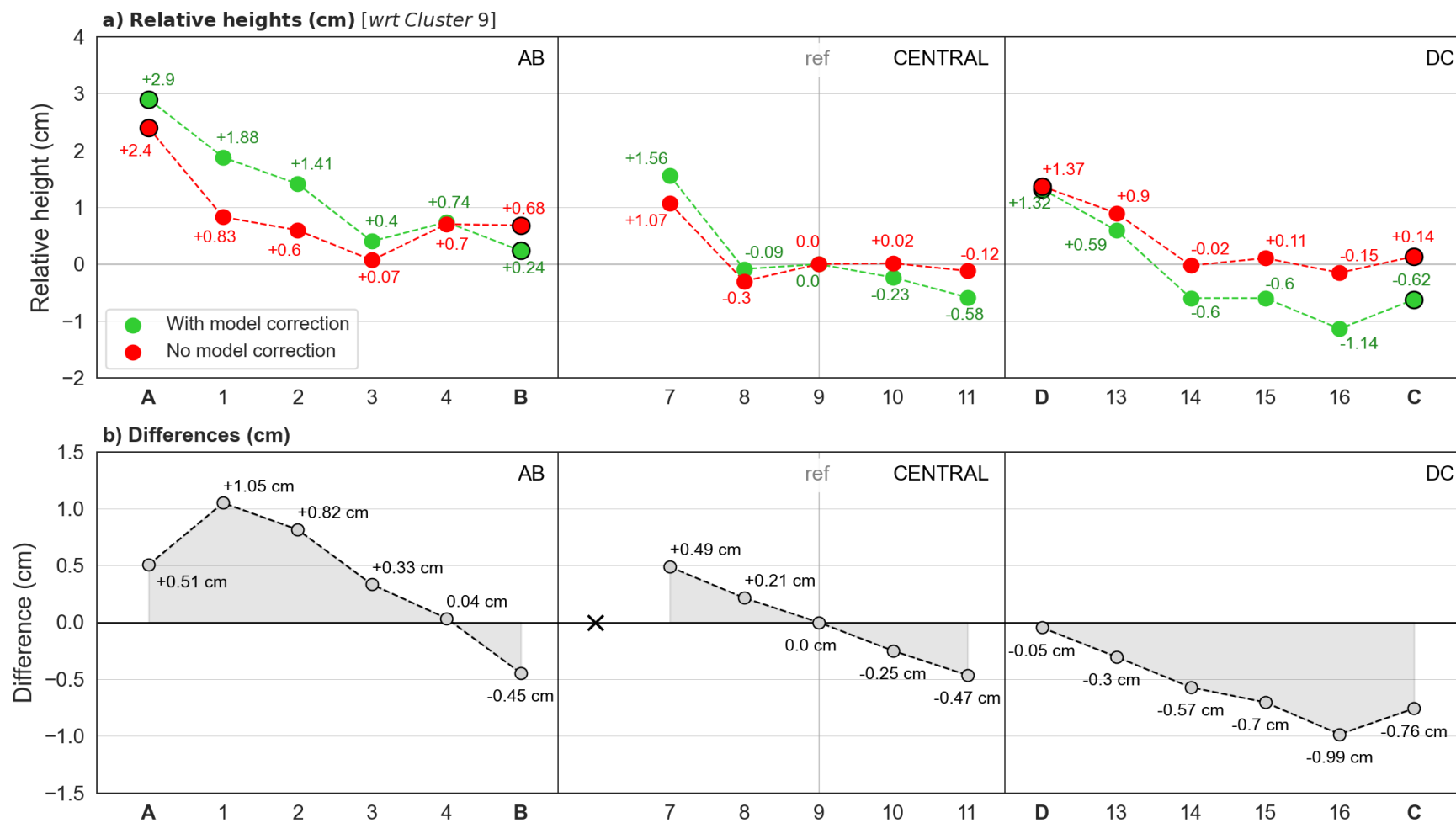


Figure A.20. a) Hauteurs relatives, définies pour chaque cluster comme la différence entre la hauteur moyenne qui lui est associée et la hauteur moyenne au cluster 9, pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert). b) Différences entre les hauteurs relatives calculées pour les deux solutions. Chaque sous-panneau AB, CENTRAL et DC illustre un des trois profils longitudinaux suivant un axe NNE/SSW. Le repère vertical gris indique le point 9, utilisé ici comme référence pour calculer les hauteurs relatives

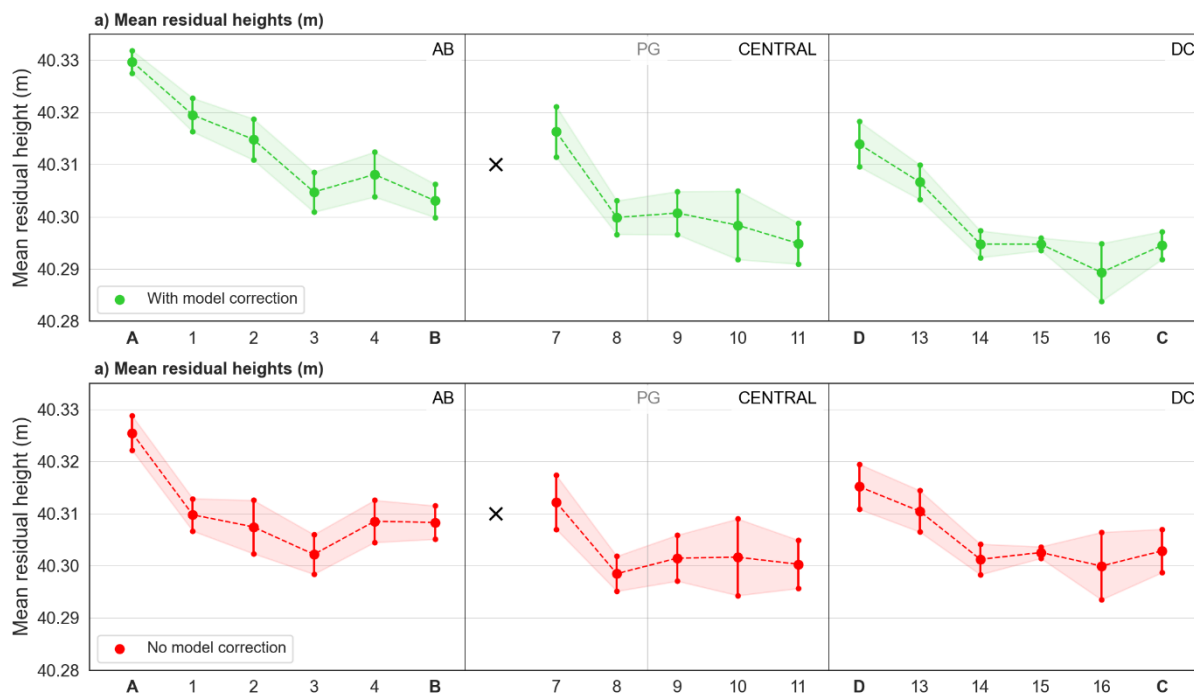


Figure A.21. Moyenne des hauteurs résiduelles au sein de chaque cluster pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert) par le modèle. Les barres d'erreurs associées correspondent à l'écart-type des hauteurs utilisées dans la moyenne.

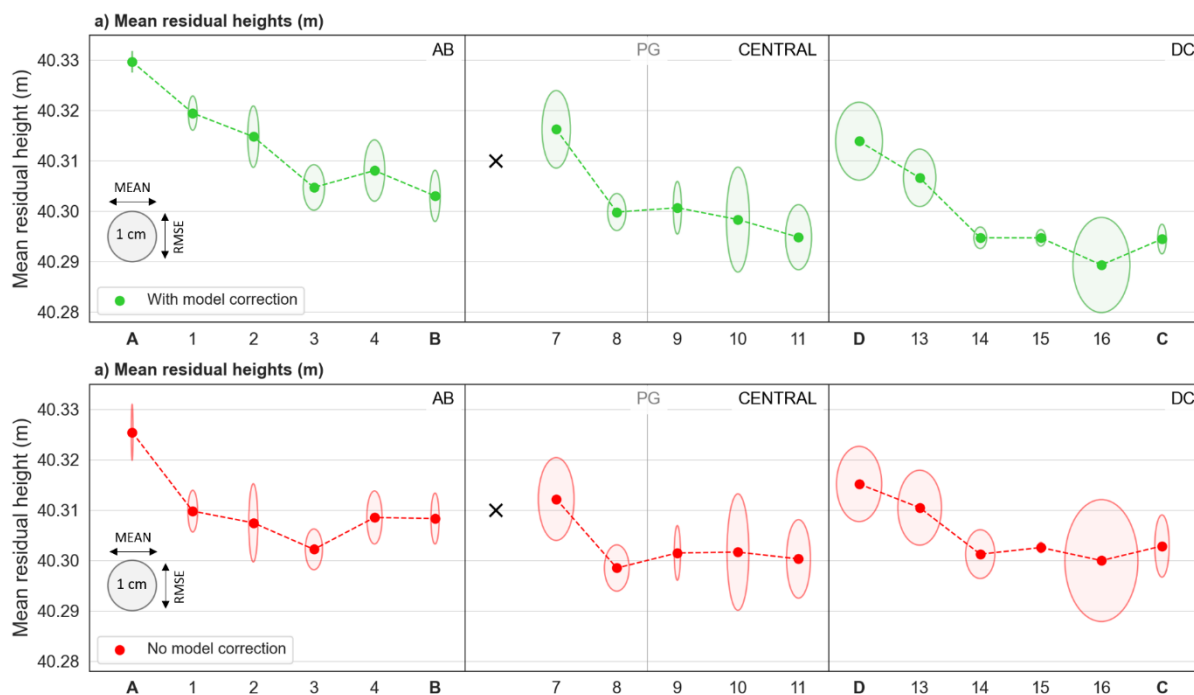


Figure A.22. Moyenne des hauteurs résiduelles au sein de chaque cluster pour la solution non-corrigée (rouge) et corrigée (vert) par le modèle. Pour chaque ellipse associée à une hauteur représente la RMSE (axe vertical) et la moyenne (axe horizontal) des différences aux points de croisements.

A1.2. Modèle de MSS et de géoïde dans la région

De manière générale, les modèles de MSS sont construits en suivant les étapes suivantes: sélection et prétraitement des données, puis la variabilité océanique temporelle est corrigée avant ajustement aux points de croisement et maillage de la solution (Sun et al., 2021). CLS15 et DTU18 sont les derniers modèles de MSS globaux publiés à ce jour, et représentent chacun la surface moyenne océanique calculée entre 1993 et 2012. Ces deux modèles sont donc alimentés, entre autres, par plus de 20 ans de données issues des missions de la série T/P. Alors que le modèle CLS15 combine des données altimétriques à un modèle de géoïde, DTU18 repose uniquement sur des observations altimétriques (à l'exception des régions polaires) (Andersen et al., 2018; Pujol et al., 2018). Plus de détail sur les méthodologies utilisées pour élaborer ces deux modèles sont disponible dans les publications de Pujol et al. (2018) (Pujol et al., 2018) et Andersen et al. (2009) (Andersen and Knudsen, 2009).

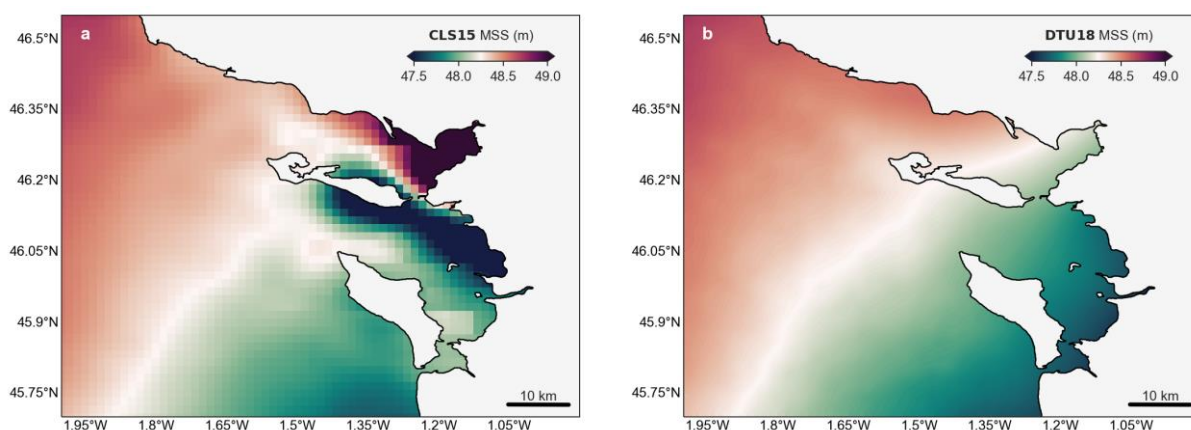


Figure A.23. MSS issues de CLS15 (a) et DTU18 (b) dans la région des Pertuis Charentais.

Dans les deux cas, l'utilisation de méthodes d'interpolation optimales permet de dériver des erreurs associées à la MSS, qui sont distribuées avec le modèle. D'un point de vue statistique, ces erreurs ne reflètent pas la précision de la MSS en tant que telle mais les erreurs liées à l'interpolation des données (Mertikas et al., 2013; Pujol et al., 2018). Il est donc important de souligner que ces erreurs ne sont pas inter-comparables, en raison de la méthodologie utilisée qui est propre à chaque modèle. Ces erreurs d'interpolation sont représentées pour la région des Pertuis Charentais sur la Figure A.24.

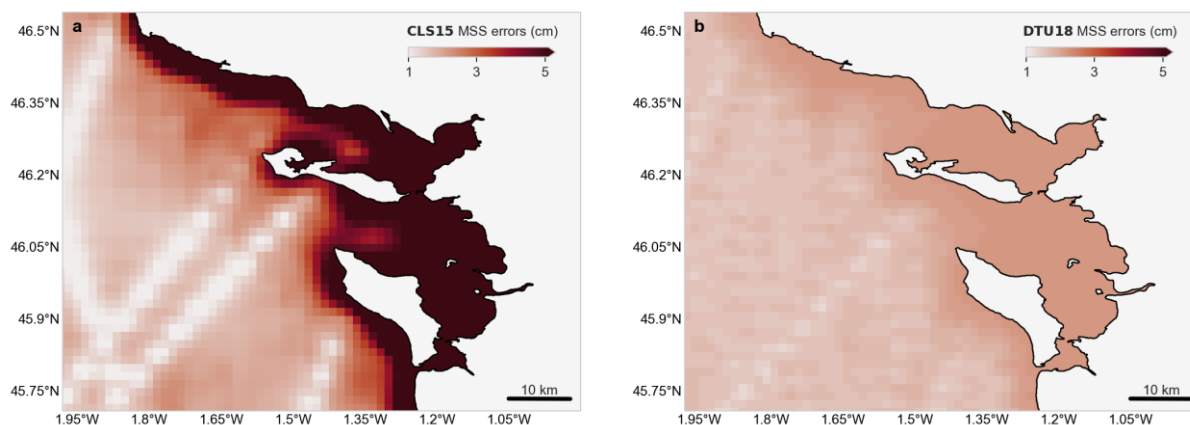


Figure A.24. Erreurs d'interpolation associées au modèles CLS15 (a) et DTU18 (b). Les erreurs sont calculées selon une méthodologie propre à chaque modèle et ne sont donc pas inter-comparable.

Les erreurs associées à CLS15 dans la région (Figure A.24a) reflètent la problématique de la détermination de la MSS à partir des données altimétriques en zone côtière. Ces erreurs sont en moyenne de ± 1.5 cm au large et augmentent drastiquement à l'approche des îles de Ré et Oléron, dépassant ± 10 cm le long des côtes charentaises. Ces erreurs sont essentiellement dues à la contamination des mesures altimétriques par la présence de terres obligeant alors à extrapoler les données du large pour déterminer la MSS près des côtes. On peut donc s'attendre à ce que la précision de la MSS soit fortement dégradée dans la région. Enfin, il est intéressant – et toutefois logique – d'observer des erreurs d'interpolation minimales le long des traces altimétriques dont les observations ont été utilisées pour contraindre la solution. Pour DTU18, les erreurs d'interpolation sont plus homogènes dans la région, passant approximativement de ± 1.5 cm au large à ± 3 cm près des côtes charentaises (Figure A.24b). Une des raisons pouvant expliquer les erreurs plus modérées associées à DTU18 en zone côtière est l'inclusion de 3 années de mesures Sentinel-3A ainsi que l'application d'une correction sur les grandes longueurs d'ondes (Andersen et al., 2018). Les erreurs d'interpolations sont à l'origine de hauteurs et de gradients de MSS aberrants dans la région dans le cas de la solution CLS15 et leur comparaison avec les pentes du géoïde estimées à partir de cartographie PAMELi a peu de sens. Pour cette raison, on le subtilise par le modèle de géoïde EGM2008 dans la section 4.3, au côté du modèle DTU18.

A3. Marée et altimétrie : problématique de l'aliasing

L'observation des marées océaniques à l'aide de l'altimétrie satellite est limitée par l'échantillonnage temporel associé à l'orbite de chaque satellite. Les missions altimétriques ayant des périodes de revisite allant de quelques à plusieurs dizaines de jours (i.e. ~ 10 jours pour la série Jason, 27 jours pour Sentinel-3 et ~ 21 jours dans le cas des mesures au nadir de la future mission SWOT), les ondes diurnes et semi-diurnes de la marée apparaissent alors comme des signaux de plus longues périodes dans les observations altimétriques. C'est l'effet du repliement du spectre (*aliasing* en anglais), qui apparaît lorsque la fréquence d'échantillonnage est deux fois inférieure à la fréquence observée et appelé *aliasing de la marée* par la suite. L'aliasing de marée des mesures altimétriques est présenté de manière détaillée dans (entre autres) la thèse de A. Smith (Smith, 1999), on en présente ici les principales mécaniques puis une application aux orbites de Topex-Jason, Sentinel-3 et SWOT (nadir) pour les principales ondes de marées diurnes, semi-diurnes et quart-diurnes.

Selon le théorème de Nyquist-Shannon (Marks, 1991), un signal périodique peut être entièrement reconstruit si la période d'échantillonnage est inférieure à la moitié de la période de ce signal. Dans le cas contraire le signal sera aliasé sur une période plus longue, appelée période d'aliasing (i.e. qui sera alors la durée nécessaire afin d'échantillonner entièrement le signal périodique). Ici le signal périodique est l'onde de marée considérée, dont la période peut aller de quelques heures (e.g. M_6) à l'année (e.g. S_a). Quant à l'échantillonnage du signal, il est défini par la période de revisite du satellite. Pour une onde de marée k (de période T_k) et un satellite altimétrique passant tous les P jours, la différence de phase $\Delta\varphi_k$ (i.e. entre deux mesures successives du satellite) peut s'exprimer dans l'intervalle $[-\pi, \pi]$ telle que :

$$\Delta\varphi_k = 2\pi \frac{P}{T_k} \quad 5.5$$

Comme le signal aliasé parcourt $\Delta\varphi_a$ en P jours, la période d'aliasing T_a nécessaire pour parcourir un cycle complet est définie comme :

$$T_a = \left\lfloor \frac{2\pi}{\Delta\varphi_k} \right\rfloor P \quad 5.6$$

Le phénomène d'aliasing est représenté dans la Figure A.25, où deux cas de figures plus ou moins favorables sont représentés. En particulier, le panneau inférieur illustre l'impact d'une orbite héliosynchrone sur l'échantillonnage de l'onde S_2 , qui apparaît alors comme un signal stationnaire.

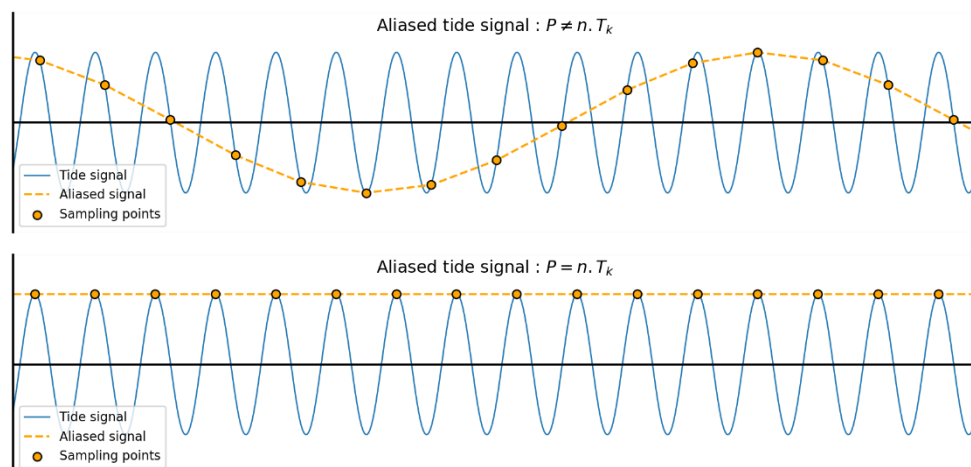


Figure A.25. Deux configurations temporelles de l'aliasing d'une onde de marée sont montrées. Lorsque la période de revisite du satellite n'est pas un multiple de la période de l'onde (panneau du haut), l'onde de marée est échantillonnée sur une plus grande période. Dans le cas où la période de revisite est également celle de l'onde (ou un multiple, panneau du bas), alors la phase est identique lors de chaque mesure, et l'onde apparaît comme un signal stationnaire.

Le signal de marée présent dans les mesures du satellite étant la somme d'une multitude d'ondes de marée périodiques, la période d'aliasing n'est pas la seule contrainte sur la période d'observations satellite nécessaire afin de les discriminer individuellement. Pour faire une analyse harmonique sur les hauteurs d'eau mesurées par l'altimétrie, le critère de Rayleigh doit être appliqué aux périodes aliasées (et non aux périodes originelles des ondes de marée). Afin de séparer correctement deux ondes (a_1 et a_2) dont les périodes aliasées (T_{a_1} et T_{a_2}) sont proches, on définit la période de séparation de Rayleigh comme suit :

$$\frac{1}{T_r} = \left| \frac{1}{T_{a_1}} - \frac{1}{T_{a_2}} \right| \quad 5.7$$

La période de Rayleigh (T_r) reflète donc ici la période minimale pour laquelle le satellite aura survolé suffisamment de fois un point fixe pour séparer correctement deux ondes de périodes d'aliasing proches. Les périodes de Rayleigh peuvent être très longues, voire infinies dans le cas où la période de revisite du satellite ne permet pas de séparer une onde. Les périodes d'alias et de Rayleigh des

principales ondes de marée semi-diurnes, diurnes et quart-diurnes sont calculées selon (5.6) et (5.7) pour les missions satellites Topex/Jason (Tableau A.1), Sentinel-3 (Tableau A.2) et SWOT (nadir, Tableau A.3). Dans chacun des tableaux, les périodes d'aliasing sont disposées sur la diagonale tandis que les périodes de séparation de Rayleigh sont représentées dans le triangle supérieur.

Tableau A.1. Périodes d'aliasing (sur la diagonale) et de Rayleigh (dans la partie supérieure) en jours, associées aux observations Topex/Jason (9.9156 jours de revisite) pour les principales ondes de marées (diurnes, semi-diurnes et quart-diurnes).

TP/Jason ~ 9.9 days	M ₂	S ₂	N ₂	K ₂	K ₁	O ₁	P ₁	Q ₁	M ₄	MN ₄	MS ₄
M ₂	62	1083	244	219	96	173	206	593	62	83	65
S ₂	-	58	315	182	88	206	173	383	65	77	62
N ₂	-	-	49	115	69	593	111	173	83	62	51
K ₂	-	-	-	86	173	96	3354	348	48	134	94
K ₁	-	-	-	-	173	62	182	115	37	593	206
O ₁	-	-	-	-	-	45	94	134	96	56	47
P ₁	-	-	-	-	-	-	88	315	47	139	96
Q ₁	-	-	-	-	-	-	-	69	56	96	74
M ₄	-	-	-	-	-	-	-	-	31	35	31
MN ₄	-	-	-	-	-	-	-	-	-	244	315
MS ₄	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1083

Le Tableau A.1 montre que pour la série Topex/Jason, les ondes de marées majeures sont résolues et séparables après la durée de vie de chaque mission (et largement en considérant la continuité des mesures entre les différents satellites de la mission) grâce à la conception favorable de son orbite (Parke et al., 1987). Les deux plus grands constituants semi-diurnes (M₂ et S₂) y sont aliasés sur des périodes de 62 jours et 59 jours, respectivement (Tableau A.1). En revanche, au moins 3 ans de données sont nécessaires pour les séparer. Parmi les ondes hautes fréquences présentées, on note toutefois une exception pour les ondes K₂ et P₁ dont la séparation nécessite plus de 9 ans (idem pour K₁ et l'onde S_{SA} non montrée ici). La contribution de ces ondes étant moins importantes, leur corrélation est toutefois moins problématique. Les courtes périodes d'aliasing et de Rayleigh associées à la mission Topex/Jason ont permis d'améliorer les modèles globaux de marée, que ce soit par l'assimilation de ces données aux modèles hydrodynamiques (e.g. FES2014 (Lyard et al., 2021, p. 20)) ou en déterminant une solution purement empirique (e.g. EOT20 (Hart-Davis et al., 2021, p. 20)). Ces

périodes d'aliasing représentent alors la durée minimale des observations nécessaires pour échantillonner les différents signaux de marée sous l'hypothèse – forte – qu'il n'y ait pas de variabilité océanique à des fréquences égales ou proches (Volkov et al., 2007). A cause de la présence de bruit ou de signaux océaniques autres dans les données altimétriques, ou encore de données invalides (particulièrement en zone côtière), il est souvent nécessaire de collecter des données sur une période plus longue que la période d'aliasing (ou de Rayleigh) afin de discriminer chaque onde de marée. De plus, la période d'aliasing de 3 ans associée à MS_4 est problématique (même avec un nombre suffisant d'observations) car la signature de l'onde se confond alors avec la variabilité interannuelle du niveau de la mer (Andersen, 1999b).

Tableau A.2. Périodes d'aliasing (sur la diagonale) et de Rayleigh (dans la partie supérieure) en jours, associées aux observations SRAL de Sentinel-3 (27 jours de revisite) pour les principales ondes de marées (diurnes, semi-diurnes et quart-diurnes).

Sentinel-3 27 days	M_2	S_2	N_2	K_2	K_1	O_1	P_1	Q_1	M_4	MN_4	MS_4
M_2	157	157	1341	1146	277	365	277	501	157	140	∞
S_2	-	∞	140	182	365	277	365	229	78	74	157
N_2	-	-	140	618	229	287	229	365	178	157	1341
K_2	-	-	-	182	365	535	365	892	138	125	1146
K_1	-	-	-	-	365	1146	∞	618	100	93	277
O_1	-	-	-	-	-	277	1146	1341	110	101	365
P_1	-	-	-	-	-	-	365	618	100	93	277
Q_1	-	-	-	-	-	-	-	229	119	110	501
M_4	-	-	-	-	-	-	-	-	78	1341	157
MN_4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	74	140
MS_4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	157

Les périodes d'aliasing et de Rayleigh sont moins favorables dans le cas de l'orbite héliosynchrone de Sentinel-3 : non seulement les ondes de marée S_2 et S_1 (non montrée ici) sont aliasées sur une période infinie, mais une grande partie des autres ondes présentent aussi des périodes d'aliasing importantes (Tableau A.2). Par exemple, les paires de constituants semi-diurnes M_2/N_2 et M_2/K_2 nécessitent plus de 3 ans de données afin d'être séparées (idem pour les paires de constituants diurnes O_1/P_1 et O_1/Q_1). De plus, les constituants diurnes K_1 et P_1 ont une période d'aliasing d'exactly 365 jours, les rendant impossible à séparer l'un de l'autre (ainsi que du signal annuel S_a non montré ici). Afin de dé-aliaser la marée et ainsi

isoler les autres signaux océaniques (e.g. surcotes, courants, ...) dans les observations SAR de Sentinel-3, une correction basée sur la modélisation (hydrodynamique et/ou assimilant les observations d'autres missions) doit être appliquée pour pallier les lacunes de son orbite (en termes d'aliasing). Aussi, l'hélio-synchronicité du satellite rend impossible l'échantillonnage de S_2 qui présente une phase identique lors de chaque revisite. En un point fixe, la contribution de S_2 est par conséquent constante au cours du temps dans les observations Sentinel-3 (cas illustré par le panneau inférieur de la Figure A.25). Dans le Chapitre 1, on montre que cet aliasing sur S_2 peut aussi avoir des conséquences sur la contamination côtière des mesures dans une région à la forte présence d'estrans comme les Pertuis Charentais.

Tableau A.3. Périodes d'aliasing (sur la diagonale) et de Rayleigh (dans la partie supérieure) en jours, associées aux futures observations nadir de SWOT (20.8646 jours de revisite) pour les principales ondes de marées (diurnes, semi-diurnes et quart-diurnes).

SWOT ~21 days	M_2	S_2	N_2	K_2	K_1	O_1	P_1	Q_1	M_4	MN_4	MS_4
M_2	66	462	166	130	87	266	169	445	401	109	77
S_2	-	77	122	182	108	169	266	226	214	143	92
N_2	-	-	47	73	57	445	83	266	284	66	52
K_2	-	-	-	133	266	87	580	101	98	662	187
K_1	-	-	-	-	266	66	182	73	72	445	628
O_1	-	-	-	-	-	52	103	662	790	77	59
P_1	-	-	-	-	-	-	108	122	118	309	141
Q_1	-	-	-	-	-	-	-	57	4093	87	65
M_4	-	-	-	-	-	-	-	-	56	85	64
MN_4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	166	260
MS_4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	462

De manière analogue à la mission Topex/Jason, l'orbite de la future mission SWOT a été optimisée – entre autres – pour permettre d'échantillonner et séparer convenablement les principaux constituants de la marée. Les périodes d'aliasing et de Rayleigh représentées dans le Tableau A.3 sont calculées pour les mesures SWOT au nadir, échantillonnées à 21 jours. Toutefois, le recouvrement de ces mesures par les fauchées adjacentes permettra deux à quatre revisites par cycles aux latitudes moyennes, réduisant potentiellement ces périodes d'aliasing. Les valeurs du Tableau A.3 reflètent donc la situation la plus pessimiste concernant les périodes d'aliasing de SWOT, calculées pour les mesures au nadir. Les périodes

d'aliasing présentées dans le Tableau A.3 montrent qu'il sera possible de séparer les principales ondes de marée dans les observations de SWOT d'ici la fin de la mission. On note tout de même que la période d'aliasing de 462 jours pour MS_4 pourra compliquer sa séparation du signal océanique plus basse-fréquence, même si la situation est bien plus favorable pour SWOT que pour Topex/Jason (1084 jours). De plus, alors que la séparation de K_1 et S_{SA} nécessite plus de 9 ans de données Topex/Jason, la période de séparation est réduite à 1.6 années dans le cas de SWOT (non montré ici). Ainsi, la combinaison entre des périodes d'aliasing très favorables et la haute résolution des observations SWOT permettra d'améliorer grandement notre connaissance de la marée côtière, là où les observations Topex/Jason se dégradent considérablement. Dans les prochaines années, les observations haute résolution de SWOT devraient ainsi venir « nourrir » de futur modèles assimilés et en améliorer grandement la précision. En parallèle, et sans attendre la fin de la mission, on aura besoin de corriger les observations SWOT de la marée barotrope à l'aide de modèles régionaux afin d'en isoler et étudier les autres signaux (e.g. les tourbillons de méso-échelle et de sous méso-échelle) qui constituent l'objectif océanographique principal de la mission.

A4. Modélisation à Kerguelen pour la Cal/Val des missions altimétriques

Une partie de ce travail de thèse a été consacrée au développement d'un nouveau modèle pour la région de Kerguelen. Ces travaux de modélisation ont été synthétisés dans un poster présenté lors de l'édition 2020 de la conférence COASTALT. Par la suite, un travail collaboratif s'est engagé avec l'équipe de NOVELTIS qui a mis en place une configuration TUGO-m sur la même grille de calcul dans la région, et dont les résultats préliminaires ont fait l'objet d'une présentation à l'OSTST 2020 (Tranchant et al., 2020). J'ai décidé ici de synthétiser de façon brève ces travaux et les principales limites rencontrées, afin que le corps du manuscrit soit uniquement axé sur la zone des Pertuis Charentais.

A4.1. Contexte

Dans le cadre du projet FOAM (Bonfond et al., 2016), un nouveau site de Cal/Val est proposé sur l'île de Kerguelen, afin de compléter le panel de sites existants (Gavdos, Corse, Harvest, Bass Strait) avec une région aux conditions de mers difficiles. Située dans le sud de l'océan Indien, l'île est exposée à des vents forts d'ouest et de nord-ouest et à des vagues dont la hauteur moyenne est de 2 mètres. Les conditions océaniques sont proches de celles rencontrées en pleine mer, associées à un régime de marée semi-diurne d'amplitude micro-tidale (e.g. l'amplitude de M_2 est de 50 cm). La Cal/Val des missions altimétriques est réalisée en comparant les hauteurs d'eau mesurées par l'altimètre avec les mesures d'un marégraphe ou d'une bouée GNSS déployée à proximité. En raison de la non-localisation entre la mesure altimétriques et les déploiements instrumentaux, il est nécessaire de connaître la pente du géoïde entre les deux points afin de relier les mesures (voir section 1.2 de ce manuscrit). Dans ce but, deux campagnes ont été conduites avec la nappe géodésique CalNaGeo (voir section 1.3.2.1) en 2016 et 2018 et ont permis de cartographier la topographie de surface entre le marégraphe de Port-aux-Français et les traces altimétriques plus au large (passages des missions SARAL/AltiKa et Topex/Jason).

Afin d'isoler la contribution permanente (i.e. le géoïde) du signal de hauteur d'eau mesuré à partir du traitement précis des données GNSS de CalNaGeo, la variabilité haute fréquence du signal océanique doit être retirée des mesures. En raison de la

non-colocalisation des observations *in-situ* avec les positions successives de la nappe CalNaGeo, un modèle à haute résolution est nécessaire pour corriger les mesures de hauteurs d'eau et ainsi y isoler précisément la contribution du géoïde (principalement de la contribution de la marée océanique et des effets atmosphériques). La résolution native du modèle FES2014 n'étant pas suffisante pour estimer précisément les fines variations de hauteurs d'eau autour de l'île (l'ordre de grandeur des mailles étant de 15 km dans la région), il est alors nécessaire de mettre en place un modèle hydrodynamique à l'échelle de la région pour déterminer les pentes de géoïde à partir des mesures de la nappe CalNaGeo. Une partie de la première année de ce travail de thèse a été consacrée au développement d'une configuration SCHISM pour la région de Kerguelen. Bien que les résultats du modèle soient meilleurs en comparaison de la solution globale FES2014, la précision de la correction s'avère encore insuffisante pour isoler le géoïde dans les mesures CalNaGeo. Afin d'explorer et identifier les paramètres qui jouent un rôle majeur dans la modélisation de la marée autour des îles Kerguelen et de produire la meilleure correction possible pour la nappe, un travail collaboratif s'est engagé avec l'équipe de NOVELTIS qui a mis en place une configuration TUGO-m sur la même grille de calcul dans la région. La comparaison des deux modèles a permis d'éclairer et de comprendre en partie les résultats contrastés de notre configuration, sensiblement amélioré par la paramétrisation du « *wave drag* » (dissipation par transfert de l'énergie barotrope en énergie barocline) et les effets de charges océanique inclus dans la configuration TUGO-m. Ces paramètres améliorant significativement les résultats dans cette région, c'est la configuration TUGO-m qui sera utilisée par la suite pour corriger les données de la nappe dans le cadre du projet FOAM/TOSCA. De plus, ces travaux de modélisation contribuent au développement du modèle global FES2022.

A4.2. Infrastructures et altimétrie dans la région

L'île est d'ores et déjà équipée d'instruments précis pouvant appuyer de futures activités de Cal/Val, tels que la station météo de Port-aux-Français, plusieurs marégraphes, des stations utilisées pour le référencement vertical (GNSS) et la détermination précise des orbites des satellites (DORIS). Le marégraphe

historique de Port-Aux-Français, qui fait partie réseau d'observation GLOSS²³, fournit des mesures de la hauteur de mer de façon ininterrompue depuis 1993. Le site de Kerguelen bénéficie de plus de 25 ans de mesures marégraphiques continues et est survolé par plusieurs traces de satellites altimétriques (Figure A.26). En plus des deux campagnes CalNaGeo menées en 2016 et 2018, des capteurs pression de fond ont été déployés durant ces deux campagnes, fournissant plus de 4 ans de données sous les traces altimétriques.

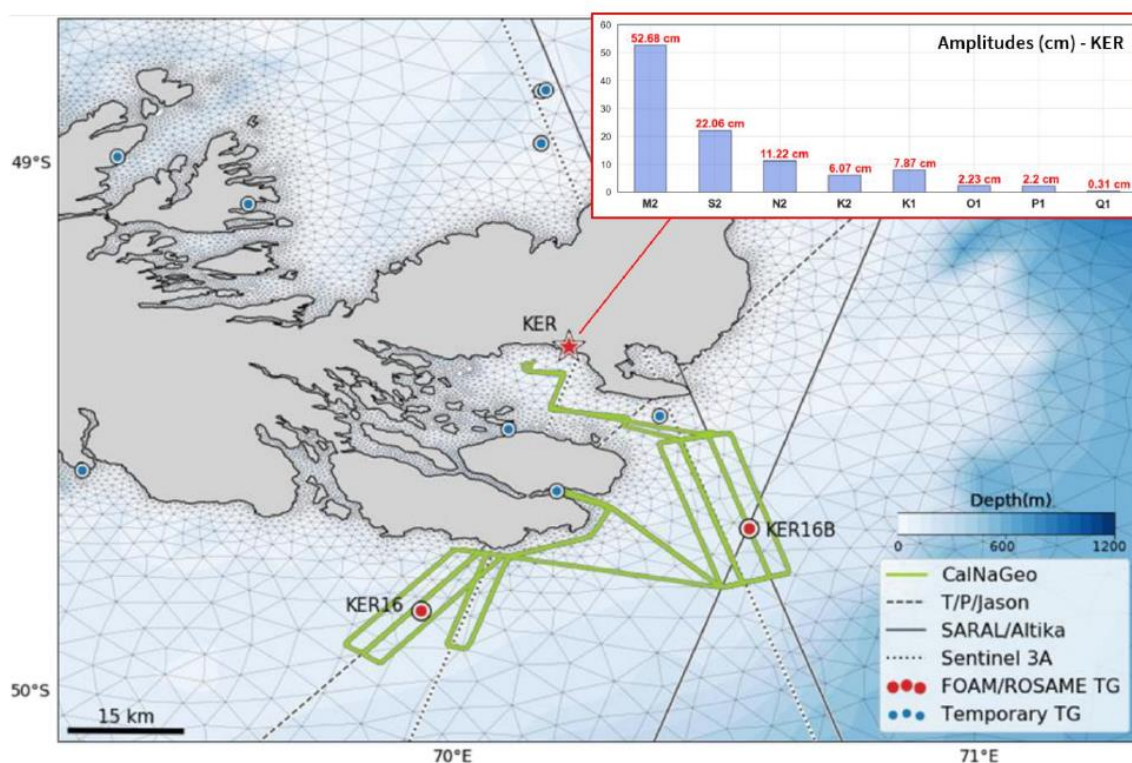


Figure A.26. Zone d'étude, instrumentation et passages altimétriques dans la région de Kerguelen. Le panneau situé dans le coin supérieur droit représente les amplitudes des huit principaux constituants de marée calculés à la station KER (Port-aux-Français)

L'approche indirecte de Cal/Val envisagée pour le site de Kerguelen s'appuie principalement sur les mesures du marégraphe de Port-Aux-Français (KER sur la Figure A.26) qui fait partie des réseaux ROSAME et GLOSS. La station est située à 25 km de la trace 179 de la mission 203 Topex/Jason. Deux capteurs de pression de fond ont été déployés lors de la campagne FOAM de 2016 à l'aplomb des passages TP/Jason et SARAL dans la région (KER16 et KER16B sur la Figure A.26). Ces

²³ Global Sea Level Observing System (GLOSS)

capteurs ont été récupérés et remplacés par de nouveaux lors de la campagne de 2018 (eux même récupérés avec succès en 2020). De plus, ces deux capteurs sont situés sous une trajectoire Sentinel-3B et à proximité de celle de Sentinel-3A (~ 5 km,

Figure A.26).

Afin de déterminer le gradient de géoïde entre les points de comparaison matérialisés par la position des capteurs KER16 et KER16B (i.e. sous les missions Jason et SARAL) et le marégraphe côtier, deux campagnes CalNaGeo ont été réalisées en 2016 et 2018. Dans cette étude, uniquement les mesures issues des deux trajets de la campagne de 2018 ont été utilisées, qui ont bénéficié de conditions météorologiques optimales (contrairement à 2016). Les deux passages ont été réalisés sur un parcours similaires à deux jours d'intervalles, et sont nommés P1 et P2 dans la suite. Afin de corriger les mesures de hauteur de CalNaGeo des contributions de la marée et de l'atmosphère, nous avons développé un modèle hydrodynamique haute résolution dans la région de Kerguelen, qui fait l'objet de la section suivante.

A4.3. Modèle hydrodynamique

Configuration

Le modèle régional développé dans le cadre de ces travaux est basé sur le système de modélisation SCHISM, également utilisée pour la modélisation dans les Pertuis Charentais et présenté dans la section 2.2.1. Les équations de Navier-Stokes sont résolues dans leur forme 2D, discrétisées et résolues sur une grille en éléments finis composée de 20701 nœuds et 36684 éléments, dont la résolution varie entre 10 km au large et 100 m à l'approche de la côte (maillage représenté sur la Figure A.26, à l'approche de l'île). Un pas de temps de 240 s a été choisi après avoir fait des tests de sensibilité, permettant à notre configuration de respecter la condition CFL implicite en tous points, et la friction de fond a été paramétrée à l'aide d'un coefficient de longueur de rugosité constant sur tout le domaine ($z_0 = 0.25$ mm). La bathymétrie du modèle est basée sur le jeu de données GEBCO2014, un MNT global résolu à 30 secondes d'arc (www.gebco.net). En complément, la bathymétrie a bénéficié de corrections ponctuelles dans la baie du Morbihan (la baie intérieure menant à Port-aux-Français).

Les élévations de marée à la frontière ouverte sont prescrites à partir de 12 constituants astronomiques et non-linéaires provenant de l'atlas FES2014 (Lyard et al., 2021). Afin d'inclure la contribution des forçages atmosphériques, le modèle est également forcé sur l'ensemble de son domaine par les champs de pression atmosphérique (ramenés au niveau de la mer) et de vents (à 10 m au-dessus de la surface) issus des réanalyses NCEP (Climate Forecast System Reanalysis, CFSRv2) (Saha et al., 2011).

Validation aux marégraphes

Afin d'évaluer de manière indépendante les erreurs sur la marée, les amplitudes et phases sont calculées à partir des hauteurs d'eau modélisées et observées aux 3 stations FOAM (KER16, KER16B et le marégraphe KER, voir Figure A.26). L'analyse est réalisée sur les huit ondes astronomiques principales (K1, O1, P1, Q1, M2, N2, S2, K2). Les erreurs complexes cumulées aux trois stations calculées pour chaque onde (Testut et al., 2012) sont représentées sur la Figure A.27, dont la dernière barre représente la RSS.

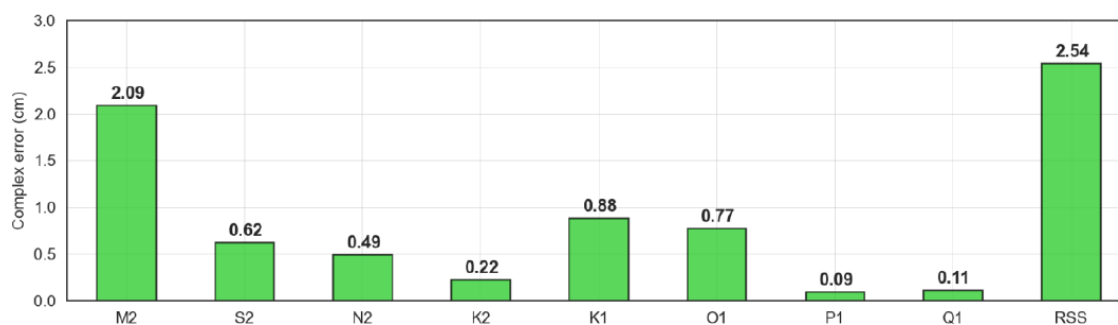


Figure A.27. Erreurs complexes (cm) combinées aux trois stations et calculées pour les huit principaux constituants de marée. La dernière barre représente l'erreur cumulée totale (RSS)

En premier constat, notre configuration semble faire preuve d'une bonne précision (barres vertes, Figure A.27), avec une erreur RSS de 2.54 cm pour les huit constituants. L'erreur complexe maximale est observée pour l'onde M_2 (2.09 cm) suivie par l'onde K_1 (0.88 cm). Si l'on met ces erreurs en perspective avec l'amplitude de ces ondes au marégraphe de KER (53 cm pour M_2 et 7.87 cm pour K_1 , voir panneau dans le coin supérieur droit de la Figure A.26), cela représente des divergences entre le modèle et les observations de l'ordre de 4 % et 10 %, respectivement. En comparaison, le modèle SCHISM que nous avons mis en place dans la région macro-tidale des Pertuis Charentais, dont la morphologie est

beaucoup plus complexe, présente des pourcentages d'erreurs de l'ordre de seulement 1 à 2 % sur les principales ondes astronomiques (voir section 2.2.4.2).

A4.4. Application à la campagne CalNaGeo

Hauteurs GNSS

La conversion des mesures GNSS en hauteurs ellipsoïdales a été réalisée par P. Bonnefond selon une approche différentielle, à l'aide du logiciel TRACK (GAMIT). Ensuite, la SSH obtenue est filtrée à l'aide d'une moyenne glissante sur une fenêtre de 120 secondes. La Figure A.28 représente les hauteurs ellipsoïdales filtrées non-corrigées (courbes grises) et corrigées par le modèle hydrodynamique, pour les deux passages (P1 – courbe orange et P2 – courbe rouge). Qualitativement, les deux séries temporelles (courbes orange et rouge sur la Figure A.28) gagnent en cohérence après application de la correction, et un signal stationnaire cohérent correspondant à la contribution du géoïde semble se dégager de ces premiers résultats.

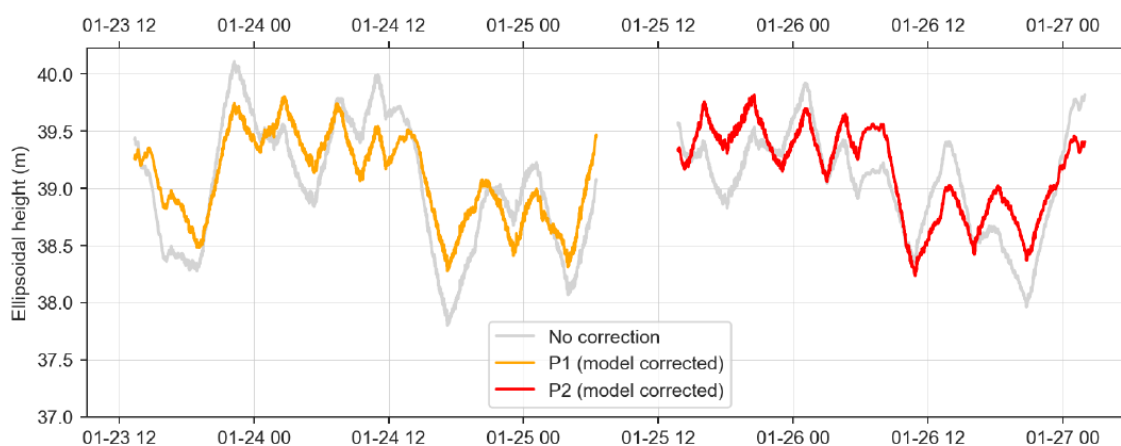


Figure A.28. Hauteurs ellipsoïdales collectées par le système CalNaGeo et corrigées par le modèle, durant les deux parcours réitérés les 23-25 janvier (P1, orange) et 25-27 janvier 2018 (P2, rouge). Les courbes grises correspondent aux hauteurs non-corrigées du modèle. Les mesures de hauteurs d'eau sont moyennées à 120s.

Afin d'évaluer plus finement la précision de la correction apportée, un moyen consiste à comparer les hauteurs résiduelles aux points de croisement après correction des hauteurs d'eau par le modèle. La distribution obtenue reflète alors directement la précision avec laquelle le modèle reproduit les variations de niveaux de la mer entre les deux temps de mesure de chaque point de croisement. Cette méthodologie, largement exploitée dans ces travaux de thèse, est détaillée

dans la section 3.2 et l'analyse des résidus aux points de croisement est discutée dans la partie suivante.

Résidus aux points de croisement

La Figure A.29a montre les hauteurs résiduelles aux points de croisement en fonction des intervalles de temps associés. La bonne couverture temporelle des intervalles de temps DT associés aux points de croisements permet de minimiser les phénomènes d'aliasing (particulièrement sur la marée océanique), qui peuvent se produire lorsque les différences sont associées au même déphasage. Cet aspect a notamment été étudié plus en profondeur dans le chapitre 3 de ce manuscrit. Sur la Figure A.29, les points de croisements ont été séparés selon qu'ils soient issus du même passage (1^{er} passage – orange, 2^{ème} passage – rouge) ou du recouvrement des mesures réalisées lors du premier passage par le second (gris).

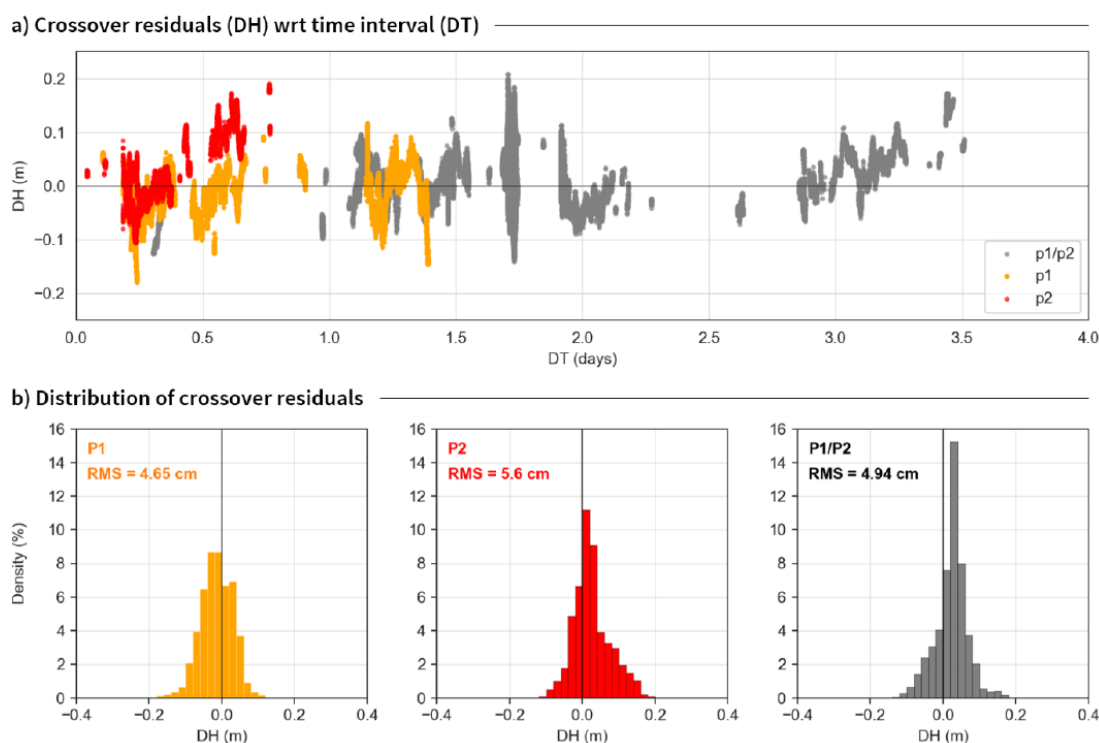


Figure A.29. a) Distribution des résidus aux points de croisement après correction par le modèle, exprimés en fonction de l'intervalle de temps DT associé. b) Histogrammes des résidus aux points de croisement après correction par le modèle. Les points de croisement sont calculés pour le premier passage (23-25 Janvier, en noir), le second (25-27 Janvier, rouge) ainsi que pour la revisite entre les deux (vert).

Avec notre correction, les hauteurs résiduelles aux points de croisement atteignent ponctuellement $\sim \pm 20$ cm, bien que la majorité de ce signal résiduel soit

inférieur à ± 10 cm. En particulier, un biais lié à la marée est facilement observable dans les tendances décrites par les résidus aux points de croisement, linéaires dans certains cas (e.g. entre 0.2 et 0.7 jours pour le premier et second passage représentés par les points orange et rouge). Sans correction, ces différences sont de l'ordre ± 1 m (non montré ici), montrant la nécessité d'avoir un bon modèle hydrodynamique dans la région pour avancer dans les analyses. La Figure A.29b représente les distributions des résidus pour chaque groupe de points de croisements (selon le même code couleur que précédemment), dont la RMSE est calculée et représentée sur chaque panneau. Avec notre correction, la RMSE des hauteurs résiduelles est de 4.65 cm et de 5.6 cm pour les points de croisement collectés lors du premier et du second passage, respectivement. Pour la revisite entre les deux parcours, la RMSE est de 4.94 cm.

Ces erreurs sont du même ordre de grandeur – voire supérieures – aux résultats présentés dans le Chapitre 3, où les différences aux points de croisements collectés dans les Pertuis Charentais sont également corrigées à partir d'un modèle hydrodynamique régional. Pourtant, le régime de marée est micro-tidal et la morphologie beaucoup moins complexe dans le cas de Kerguelen, et ces résultats contrastés posent des questions sur la paramétrisation du modèle. On rappelle par exemple qu'au premier ordre, les erreurs d'un modèle de marée barotrope sont conditionnées par la précision de la bathymétrie utilisée. De plus, une étude a montré dans le passé que la paramétrisation du transfert d'énergie barotrope en barocline (« wave-drag ») permettait d'améliorer les résultats des simulations barotropes dans cette région (Maraldi et al., 2011). Par ailleurs, alors que la large étendue du domaine de simulation induit un impact non-négligeable des effets locaux du potentiel de marée dans nos résultats, cela pose aussi la question des effets d'auto-attraction liés à la charge océanique par la marée (LSA – Loading Self-Attraction). Sur la base de ce constat, un travail collaboratif s'est engagé avec NOVELTIS, également impliqué dans le projet FOAM dans lequel s'inscrivent ces travaux, afin de comparer notre modèle avec une configuration TUGO-m mise en place sur la même grille. L'objectif de cette comparaison est de mettre en lumière les paramètres clés permettant d'améliorer la modélisation dans la région et ainsi apporter la meilleure correction possible aux données de la nappe CalNaGeo. Les principaux résultats sont synthétisés dans la partie suivante.

Comparaison avec le modèle TUGO-m

NOVELTIS a fait tourner le modèle hydrodynamique TUGO-m en utilisant la même bathymétrie, le même maillage et les mêmes conditions aux limites que la configuration SCHISM développée pour cette étude, avec comme principal objectif de comparer l'impact du potentiel astronomique et d'étudier l'apport des termes de *wave-drag* (WD) et de LSA. Par ailleurs, NOVELTIS a notamment testé l'impact sur de la bathymétrie utilisée.

Tout d'abord, les simulations TUGO-m ont permis de mettre en évidence l'apport du terme de wave-drag sur les erreurs du modèle dans la région, avec une nette influence sur l'onde de marée M2 (améliorée de 15 à 20 % avec un terme de WD = 20). Qualitativement, ces résultats sont consistants avec l'étude de Maraldi et al. (2011) qui a montré qu'un tel terme empirique permettait d'améliorer les résultats des simulations barotropes dans cette région.

Lorsque le LSA est activé seul (sans potentiel de marée), la précision sur les ondes semi-diurnes est significativement améliorée en fonction de la configuration TUGO-m sans aucun des deux paramètres (« LSA only » dans le Tableau A4.4). Par exemple, l'erreur complexe sur M2 passe de 39.1 mm à 22.7 mm pour le jeu de donnée FOAM. En comparaison, l'erreur sur M2 est de 23 mm pour la configuration SCHISM. Les deux ondes diurnes K_1 et O_1 semblent quant à elles peu impactées par l'activation du LSA dans la configuration TUGO-m. Ici, le LSA améliore significativement la précision du modèle.

De façon analogue, l'impact du potentiel astronomique a pu être étudié par l'équipe Noveltis en activant seulement ce paramètre à une seconde simulation TUGO-m (donc sans LSA, « Astro pot. only » dans le Tableau A4.4). Activé de façon individuelle, le potentiel astronomique améliore sensiblement les résultats sur l'onde M2 par rapport à la solution TUGO-m de référence, avec une réduction de l'erreur complexe de l'ordre de 50 % (17.5 mm contre 39.1 mm) aux marégraphes FOAM. Contrairement au LSA, l'activation du potentiel de marée impacte également de façon significative les erreurs sur les ondes diurnes. En effet, l'erreur complexe de K_1 est aussi réduite de plus de moitié (5.2 mm contre 12 mm) aux marégraphes FOAM. Le modèle présente en revanche des résultats très légèrement dégradés sur S2 en activant uniquement le potentiel de marée (passant de 6.1 mm à 7.6 mm). Avec l'activation du potentiel astronomique, l'amélioration

de la solution du modèle TUGO-m est plutôt homogène pour les deux jeux de données, sauf pour l'onde S2 qui est sensiblement dégradée pour les marégraphes temporaires (14.9 mm contre 8.9 mm sans le potentiel).

Tableau A4.4. Erreurs complexes des modèles TUGO-m et SCHISM cumulées sur les marégraphes FOAM (KER, KER16 et KER16B) et sur le jeu de données constitué de déploiements temporaires. Quatre paramétrisations TUGO-m sont présentées, afin d'illustrer l'impact du potentiel astronomique de marée et des effets de charges (non-inclus au moment de l'étude dans SCHISM). Un coefficient de wave-drag (WD = 20) est appliqué pour la simulation TUGO-m (paramétrisation non implémentée dans SCHISM). Les erreurs complexes présentées ici ont été calculées par l'équipe NOVELTIS, les valeurs peuvent donc différer légèrement avec les résultats exposés dans la partie précédente.

RMS* (mm)	FOAM tide gauges				Temporary tide gauges				T U G O - m
	M2	S2	K1	O1	M2	S2	K1	O1	
No LSA & no Astro pot.	39.1	6.1	12.0	8.3	30.3	11.2	16.5	10.7	
LSA only	22.7	4.6	11.6	9.1	24.6	8.9	16.4	11.5	
Astro pot. only	17.5	7.6	5.2	5.2	23.4	14.9	14.8	9.0	
LSA & Astro pot.	7.0	4.2	5.5	5.4	17.1	11.8	15.2	9.3	
SCHISM (diurnal pot.)	23.2	13.0	8.9	7.7	34.9	20.5	15.7	10.7	

L'activation simultanée du LSA et du potentiel astronomique donne les meilleurs résultats pour le modèle TUGO-m, particulièrement visibles sur les ondes semi-diurnes. On peut toutefois noter que les résultats sont très légèrement dégradés pour les ondes diurnes (de quelques mm) par rapport à la simulation où seulement le potentiel de marée est activé. Ces résultats confirment que le LSA et le potentiel de marée sont des paramètres clés pour la modélisation de la marée dans cette région. Par ailleurs, cette étude a aussi permis de montrer que la bathymétrie avait un impact important sur les erreurs observées. Par exemple, l'utilisation du jeu de données GEBCO dans sa dernière mouture (GEBCO2020 au moment de l'étude comparative) permet de réduire significativement les erreurs complexes, par rapport à GEBCO2014 utilisé jusqu'alors (non montré ici).

A4.5. Conclusions de l'étude

Tout d'abord, cette étude montre la nécessité de disposer de modèles de marée à haute résolution dans la région, afin de corriger avec précision les mesures de SSH acquises par la nappe CalNaGeo et ainsi accéder au géoïde nécessaire à la mise en place d'activités de Cal/Val à Kerguelen. Le travail d'inter-comparaison mené avec NOVELTIS a permis de mettre en évidence des différences entre les modèles hydrodynamiques SCHISM et TUGO-m, qui ont un impact direct sur la précision de la modélisation :

- Le terme de « *wave drag* », qui représente le transfert d'énergie du mode barotrope au mode barocline dans un modèle 2D, et n'est pas implémenté dans le modèle SCHISM. Les tests de sensibilités effectués par NOVELTIS ont montré que ce paramètre permettait d'améliorer sensiblement la simulation barotrope dans la région.
- De même, la paramétrisation du terme d'auto-attraction n'est pas implémenté dans la configuration SCHISM utilisée ici (mais en cours d'implémentation par les développeurs du modèle). Les tests de simulation effectués avec TUGO-m ont montré que ce paramètre, combiné avec le potentiel astronomique, joue un rôle clé dans la précision de la modélisation dans cette région.

La configuration régionale du modèle TUGO-m mise en place par NOVELTIS dans le cadre de cette étude, intégrant un terme empirique prenant en compte le *wave drag* (conversion d'énergie barotrope en barocline) et les effets de charges océaniques, permet alors d'obtenir des meilleurs résultats pour corriger les mesures de la nappe CalNaGeo. De plus, ces résultats sont également d'une grande importance dans la perspective du développement du modèle global de marée FES2022, qui bénéficiera de ces travaux dans la région.

De mon côté, ces travaux m'ont permis de prendre en main les outils de modélisation et des données (marégraphes, mouillages, cartographie CalNaGeo) similaires à celles exploitées dans les travaux présentés dans le corps de ce manuscrit. Concernant les paramétrisations explorées au cours de cette étude, une analyse de l'impact du potentiel de marée et du LSA a permis de montrer leur impact négligeable sur la grille développée par la suite dans la région des Pertuis Charentais. Enfin, c'est lors de ces travaux et des discussions avec P. Bonnefond que je me suis approprié la méthodologie des points de croisements, largement

exploitée dans la suite de mes travaux de thèse appliqués à la région des Pertuis Charentais où je l'ai combiné à l'utilisation du drone marin PAMELi (validation spatiale d'un modèle hydrodynamique dans le chapitre 3 et estimation des pentes de géoïde dans le chapitre 4).

A5. Contamination côtière des mesures S3A : impact de l'orbite de l'orbite héliosynchrone

Afin de pousser un peu plus loin la réflexion sur la temporalité des passages Sentinel-3A et l'impact potentiel de l'aliasing de S_2 sur le découvements des estrans dans quatre régions présentant des caractéristiques similaires aux Pertuis Charentais (où la contamination côtière dépend de l'évolution de la marée), quatre passages Sentinel-3A ont été identifiés : la trace 749 dans le Golfe du Bengale, la trace 503 dans l'estuaire de la Gironde, la trace 134 dans le Golfe du Mékong et la trace 484 traversant l'estuaire de la Gironde. Ces quatre régions et les passages Sentinel-3A sont représentés sur la Figure A.30. La phase de S_2 y est également représentée en fond de carte, dérivée de l'atlas FES2014 sauf dans le cas de l'estuaire de la Gironde qui est couvert par l'emprise de la configuration SCHISM développée dans le cadre de cette thèse.

Ensuite, la contribution normalisée de S_2 est calculée lors des passages de Sentinel-3A, en fonction de la phase de l'onde dans les quatre régions. Ces quatre situation sont représentées sur la Figure A.31. Avec cette figure, on visualise alors facilement l'impact (positif ou négatif) que l'aliasing de S_2 peut avoir sur le niveau moyen observé par le satellite. Et donc sur la superficie des terres émergées lors de son passage. Par exemple, on peut observer que la temporalité du passage dans les Pertuis forme la pire combinaison possible entre le temps de passage et la phase de l'onde S_2 , et que le niveau d'eau sera toujours biaisé de -1 x l'amplitude de S_2 , soit le biais de -0.63 m soulevé dans le Chapitre 5. Par contraste, le passage de la trace 503 dans l'estuaire de l'Amazonie profite lui d'un biais positif du niveau d'eau à chaque passage (et donc potentiellement moins de découvement).

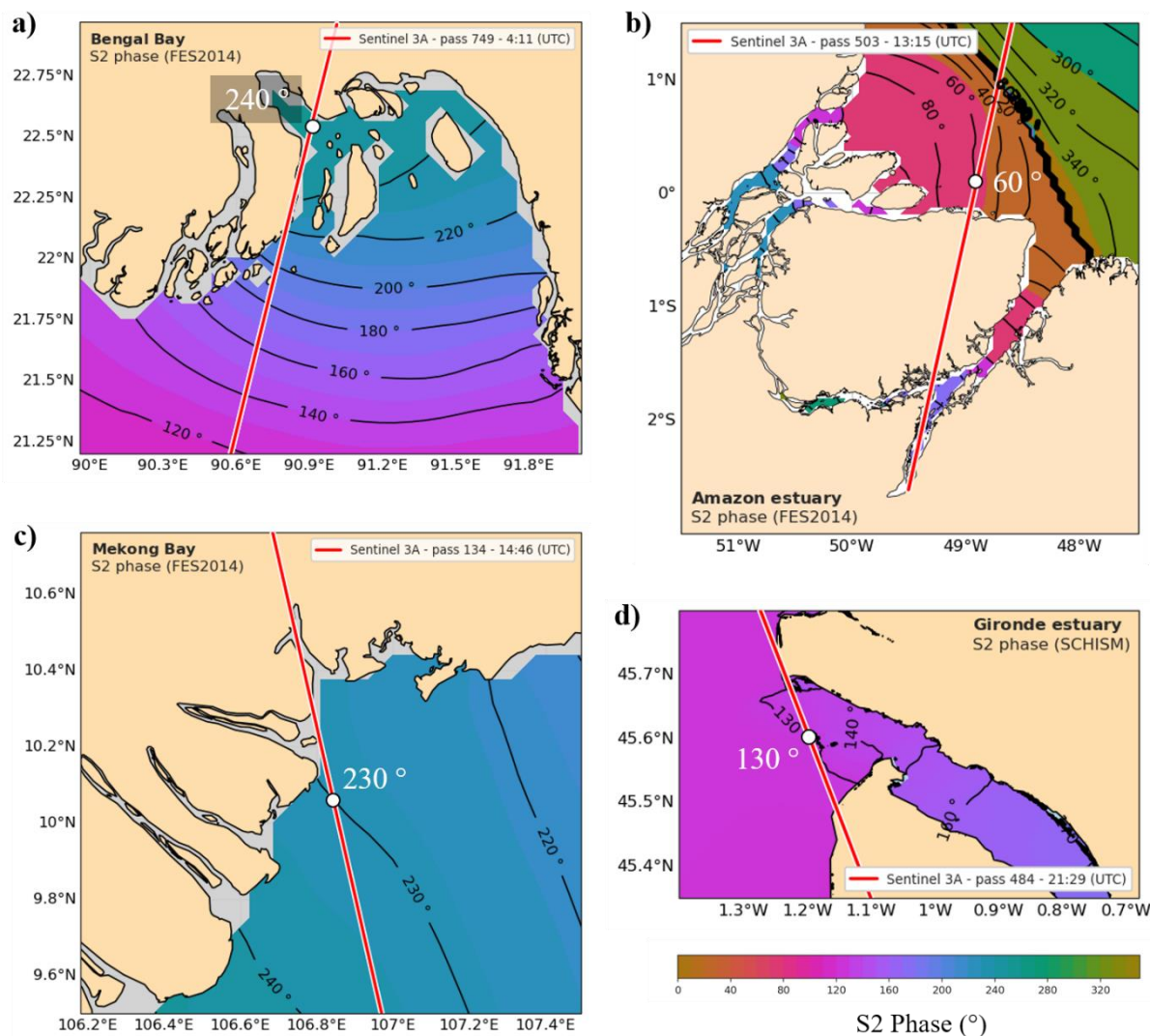


Figure A.30. Phase de S₂ dans quatre régions présentant des caractéristiques morphologiques similaires aux Pertuis Charentais. a) La baie du Bengale, b) l'estuaire de l'Amazonie, c) le golfe du Mekong et c) l'estuaire de la Gironde. La phase de S₂ provient de l'atlas FES2014 dans les cas a), b) et c) et du modèle hydrodynamique SCHISM pour l'estuaire de la Gironde (d). Les traces Sentinel-3A étudiées (749, 503, 134 et 484) sont représentées par les droites rouges. Le point blanc est la localisation à laquelle la phase de S₂ est interpolée du modèle. Le temps moyen du passage du satellite est explicité dans la légende en bas à gauche de chaque panneau.

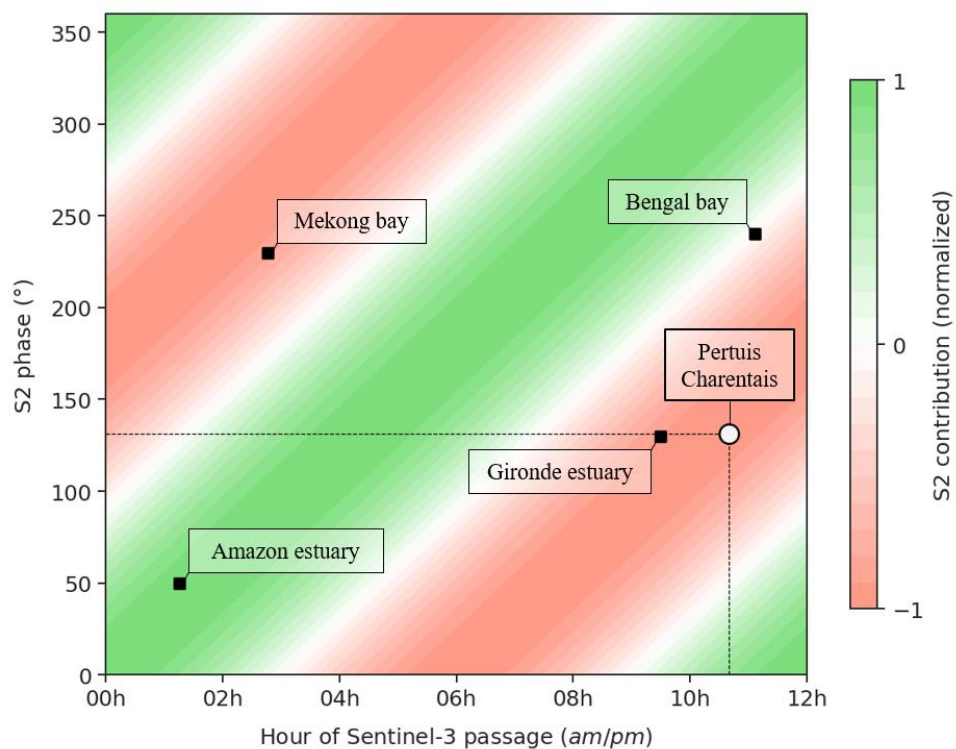


Figure A.31. Diagramme représentant quatre région en fonction de la phase de l'onde S_2 et de l'heure du passage de la mission Sentinel-3A. La contribution normalisée de S_2 est calculée est représentée en fond ce figure. La couleur rouge indique une contribution négative, donc un biais négatif sur le niveau moyen observé lors des passages du satellite (et un découvrement des estrans accentué), tandis que les zones vertes représentent les configuration plus favorables.

A6. Valorisation scientifique et grand public

Publications dans des revues scientifiques

- Chupin C, Ballu V, Testut L, **Tranchant Y-T**, Calzas M, Poirier E, Coulombier T, Laurain O, Bonnefond P, FOAM Project T. Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments. *Remote Sensing*. 2020; 12(16):2656. <https://doi.org/10.3390/rs12162656>
- **Tranchant Y-T**, Testut L, Chupin C, Ballu V, Bonnefond P. Near-Coast Tide Model Validation Using GNSS Unmanned Surface Vehicle (USV), a Case Study in the Pertuis Charentais (France). *Remote Sensing*. 2021; 13(15):2886. <https://doi.org/10.3390/rs13152886>
- Poster de présentation vulgarisée de mon sujet de thèse, réalisé pour le colloque des doctorants de l'Université de la Rochelle en Septembre 2021. *Insert de ce poster dans la suite de ces annexes.*

Communications scientifiques

- **Tranchant Y-T**, Chupin C, Testut L and Ballu V. Assessing tide correction under altimetry tracks: an innovative validation methodology using USV (Unmanned Surface Vehicle) *in-situ* measurements. *EGU21-1633*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1639>
- **Y-T. Tranchant**, M. Cancet et al. High-resolution coastal modeling in Kerguelen Island for CAL/VAL activities (2020). OSTST https://meetings.aviso.altimetry.fr/fileadmin/user_upload/tx_ausycsseminar/files/kerguelen_TRANCHANT.pdf
- **Tranchant Y-T**, Testut L, Chupin C, Ballu V, Laurain O, Bonnefond P. A new high-resolution coastal model in Kerguelen Island for CAL/VAL operations. Coastal Altimetry Workshop 4-7 February 2020. *Insert de ce poster dans la suite de ces annexes.*

Application mobile « Le Plomb » : prix Coup de Coeur du Ministère de la Mer

Sur la base des travaux de modélisation menés dans le cadre de cette thèse, une application mobile dédiée à la navigation maritime a été développée en collaboration avec Arthur Coquereau (IUEM/UBO). Lors de l'édition 2020 du « Ocean Hackaton » organisée par le Campus Mondial de la Mer (Brest) (<https://www.campusmer.fr>), ce projet a reçu le prix « coup de cœur » du Ministère de la Mer.

Connaître la profondeur à tout moment sous son bateau est une information précieuse pour la navigation de plaisance, que ce soit pour du loisir (pêche, ...) comme pour comparer la profondeur à son tirant d'eau. Toutefois, pour des raisons économiques, nombreux sont les bateaux ne disposant pas de sondeur (plaisance à la journée ou voile légère par exemple). L'objectif de cette application mobile est d'offrir une alternative à l'utilisation du sondeur, gratuite et facile d'utilisation. Le but étant de fournir aux navigateurs des informations sur la profondeur et le courant de marée à l'endroit où ils se trouvent dans les Pertuis. Une prédiction de hauteur d'eau est réalisée grâce à la position GPS du smartphone, en temps réel. Cette prédiction se base sur l'exploitation d'un atlas de marée régional, lui-même élaboré grâce à un modèle hydrodynamique développé dans le cadre d'une thèse réalisée au Laboratoire LIENSs (Université de La Rochelle).

A la suite de ce prix, des financements ont été attribués et une association du même nom a été créée afin de pérenniser le développement de l'application, et développer des liens entre des activités de recherches en océanographie et le grand public.

<https://www.youtube.com/watch?v=cRWt4Inckg4&t=153s>

<https://www.sudouest.fr/charente-maritime/la-rochelle/la-rochelle-une-application-pour-connaître-la-hauteur-d'eau-sous-son-bateau-1576967.php>

A NEW REGIONAL MODEL IN KERGUELEN ISLAND FOR CAL/VAL ACTIVITIES

TRANCHANT Y.T.¹, CHUPIN C.¹, TESTUT L.¹, BALLU V.¹, LAURAIN O.², BONNEFOND P.³

¹LIENSs/Université de La Rochelle, 17000 La Rochelle, France

²OCA-GEOAZUR, 06560 Valbonne, France

³Observatoire de Paris - SYRTE, 75014 Paris, France

Motivation

In the context of FOAM project (CNES), a new CAL/VAL site is proposed on the Island of Kerguelen, to complement other sites by providing CAL/VAL of altimeter height measurements in different sea-state conditions.

CalNaGeo, a GNSS towed sheet has been designed to map the Sea Surface Height (SSH). Two CalNaGeo campaigns were carried in 2016 and 2018.



Figure 1: CalNaGeo campaign, jan. 2018

To determine the precise local marine geoid, a high resolution hydrodynamic model is developed to evaluate the contribution of tide and atmospheric forcing in CalNaGeo height measurement:

$$\underset{\text{CalNaGeo}}{SSH} = \underbrace{H_{Tide} + H_{Atm}}_{\text{Model}} + H_{Geoid} + \delta H$$

Infrastructure

The site of Kerguelen is overflowed by many altimetry missions including TP/J, SARAL/AltiKa and Sentinel-3A (see next figure). In addition to CalNaGeo campaigns of 2016 and 2018, the area benefits from substantial instrumentation, including:

- * Permanent tide gauge at Port-au-Français (KER) since 1993, part of the ROSAME tide gauges network.
- KER16 and KER16B deployed during FOAM campaign of 2016, providing 4 years of measurements under Jason and SARAL tracks.
- Tidal Constituents computed from 10 temporary tide gauges.

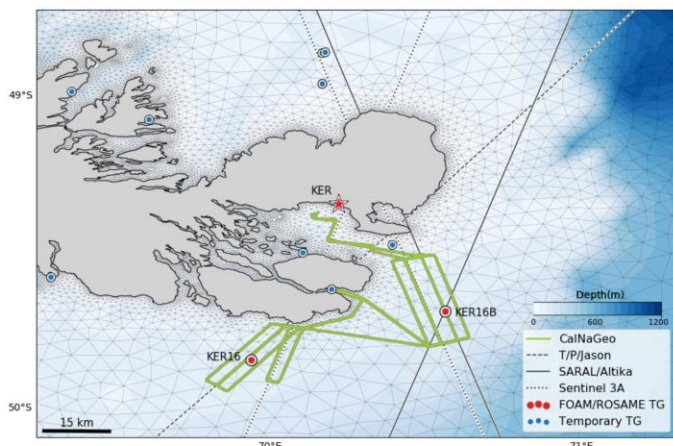


Figure 2: In-situ deployment and altimetry tracks over Kerguelen.

References

- [1] L. Testut, F. Birol, and C. Delebecque. Regional tidal modeling and evaluation of Jason-2 tidal geophysical correction. *Marine Geodesy*, 35(sup1):299–313, 2012.
- [2] Y. J. Zhang, F. Ye, E. V. Stanev, and S. Grashorn. Seamless cross-scale modeling with schism. *Ocean Modelling*, 102:64–81, 2016.

Model

The model used in this study is SCHISM in the 2D barotropic mode (Zhang et Al., 2016 [2]), with an unstructured grid of 36684 elements. The resolution of meshes depends on the bathymetry and slopes, varying from 10 km in the deeper ocean to 200 m near the coastline.

Tide elevations and potential are derived from the FES2014 atlas in its assimilated version (Noveltis, Legos and CLS). Pressure and wind fields are recovered from the ERA5 reanalysis data set of ECMWF.

Tide Validation

The tide model is validated by computing complex errors [1] at 13 stations (temporary data set and FOAM/KER tide gauges). After performing harmonic analysis on observed and modeled water levels, complex errors rely on complex difference between both tidal constituents (with A and ϕ the amplitude and phase obtained by harmonic analyse):

$$|\Delta z| = |A_{obs}e^{i\phi_{obs}} - A_{mod}e^{i\phi_{mod}}|$$

The Root Sum Square (RSS) gives the combine error of the model, $RSS = 2.30$ cm.

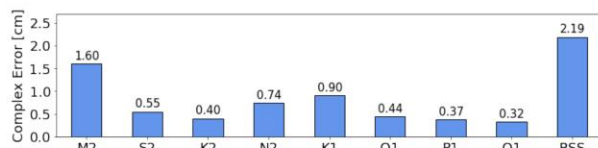
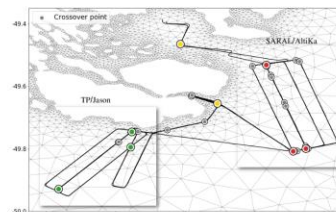


Figure 3: Complex error [cm] for the 8 major constituents

Crossover points

The second part of the 2018 CalNaGeo campaign (jan. 25-27) is an overlapping of the outward journey (jan. 23-25).

An indicator of the model ability to remove the non-stationary part of sea-level in CalNaGeo measurement is to investigate the differences at crossover points before and after corrections. At each crossover point, the standard deviation of measurements corrected by FES2014 and SCHISM is computed. Standard deviations for a subset of 8 crossover points are represented on the bar chart below.



These selected crossover point are representative of errors computed in the 3 areas (TP/Jason and SARAL/AltiKa calibration sites in addition to bays).

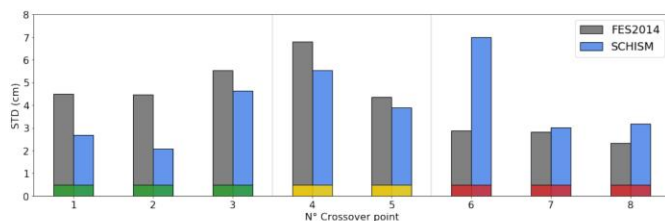


Figure 4: Standard deviation at selected crossover points, computed for CalNaGeo measurements corrected from FES2014 and SCHISM.

For each calibration area, the RMSE is computed by averaging standard deviations of all included crossover points. On the TP/Jason area, $RMSE = 3.3$ cm for SCHISM against 4.8 cm for FES2014. It represents a gain in accuracy of almost 1.5 cm. However, our results are worse than expected in the SARAL/AltiKa area with a RMSE of 4 cm for SCHISM model against 2.7 cm for FES2014.

While first results are promising for CAL/VAL operations on TP/Jason, the tide model has to be improved by investigating the spatial disparities in errors which affect especially the SARAL/AltiKa calibration area.

The work is conducted in the framework of the CNES project FOAM (From Ocean to inland waters Altimetry Monitoring).

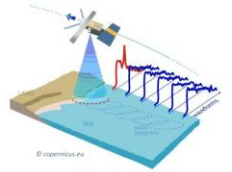


Synergie entre modélisation hydrodynamique et nouvelles techniques de cartographie du niveau de la mer, pour une meilleure exploitation de l'altimétrie côtière

Yann-Treden Tranchant
La Rochelle Université – LIENSs – CNRS



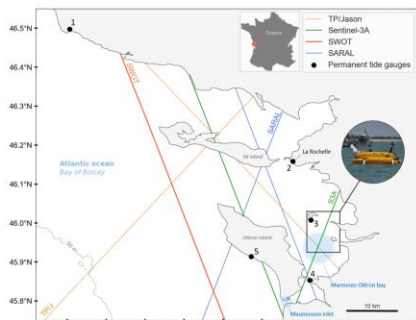
La mesure du niveau de la mer par altimétrie satellitaire a récemment atteint un niveau sans précédent en termes de précision et de couverture spatio-temporelle. Si les altimètres ont été conçus à l'origine pour l'observation des océans et ont permis d'améliorer notre compréhension de leur dynamique à grande échelle, l'exploitation des données altimétriques côtières reste un défi qui mobilise la communauté scientifique. Malgré des avancées technologiques importantes, l'un des enjeux de l'altimétrie côtière reste le manque de précision des corrections géophysiques, qui sont essentielles pour calculer des anomalies de hauteur de mer (SSHA) précises près de la côte. En particulier, les incertitudes liées à la marée océanique et aux fines échelles du géoïde restent un problème majeur pour l'exploitation de l'altimétrie.



L'objectif est de développer de nouvelles méthodologies s'appuyant sur les mesures mobiles du niveau de la mer et la modélisation hydrodynamique afin de mieux exploiter les mesures altimétriques actuelles et de préparer l'arrivée des futures missions (e.g. SWOT en 2022).

Les Pertuis Charentais

Le littoral charentais est une zone complexe, avec ses îles, ses estuaires et ses mers semi-fermées, qui en font un défi aussi bien pour l'exploitation des mesures altimétriques que pour la modélisation hydrodynamique.

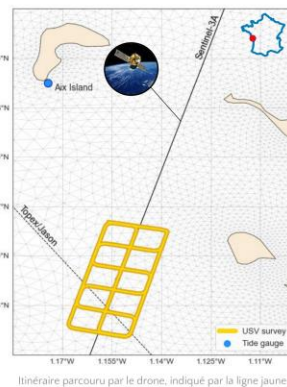


En plus de la grande couverture offerte par l'altimétrie spatiale, la région bénéficie d'un large réseau d'observations in-situ, avec notamment plusieurs marégraphes et stations GNSS permanentes.

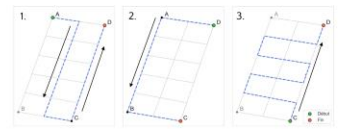
La région sera aussi couverte par le futur satellite SWOT (2022, CNES/NASA), dont les observations larges fauchées (120 km) permettront de cartographier le niveau de la mer, avec une résolution inédite.

PAMELi et la campagne de Juillet 2020

Le drone marin PAMELi (Plateforme Autonome Multi-capteurs pour l'Exploration du Littoral) permet de cartographier la hauteur de la surface de la mer sur de larges étendues, grâce avec un système de positionnement GNSS précis. [2].

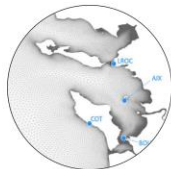


Les 29 et 30 juillet 2020, une cartographie du niveau marin a été réalisée dans une zone restreinte (3.5 x 1.5 km) autour d'une trace au sol de la mission altimétrique Sentinel-3A.



La configuration géométrique de l'itinéraire et sa répétition à l'identique le deuxième jour permet de revisiter les mêmes points à différents moments.

Dans le cadre de cette thèse, les travaux de modélisation s'appuient sur le modèle SCHISM [3]. Les équations de Saint-Venant (2D) sont résolues sur une grille en éléments finis de 57.828 nœuds, avec une résolution allant de 3 km jusqu'à 50 m à la côte.

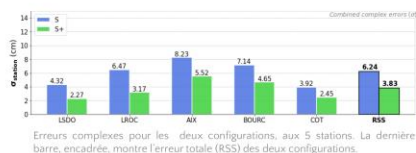


Le modèle est forcé par des champs atmosphériques (NCEP) et des élévations de marée (Shom/CNRS).

1. Validation spatiale d'un modèle hydrodynamique

Cette étude vise à démontrer le potentiel qu'offre une plateforme mobile comme PAMELi pour étendre nos capacités de validation. C'est un aspect qui sera crucial dans le cadre de la future mission SWOT, pour laquelle la précision des corrections devra être évaluée sur les grandes étendues couvertes par les observations.

Dans cette étude, deux configurations du modèle sont comparées. Pour la seconde configuration, une correction empirique est appliquée aux forçages à la frontière.

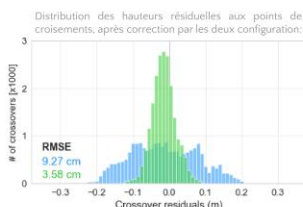


Les modèles hydrodynamiques sont habituellement validés en les confrontant aux observations des marégraphes (confinés à la côte).

Après correction des différences de hauteur d'eau aux points de croisements, la distribution des hauteurs résiduelles reflète alors directement la capacité du modèle à reproduire la variabilité du niveau marin, sous la trace altimétrique.

L'analyse statistique de ces résidus aux points de croisements permet alors de d'évaluer la précision du modèle [1].

Par exemple, l'erreur moyenne passe de 9.27 cm à 3.58 cm grâce à l'application de la correction sur les forçages aux frontières.

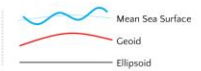


Les deux principaux objectifs de cette campagne sont la validation d'un modèle hydrodynamique (1) et la détermination du géoïde marin (2) sous la trace altimétrique.

Pour atteindre ces objectifs, on utilise une méthodologie basée sur l'analyse des différences de hauteurs d'eaux aux points de croisements.

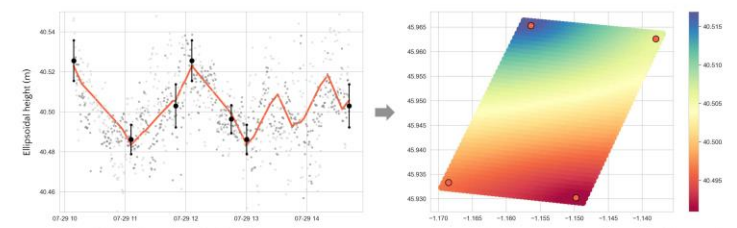
2. Détermination du géoïde marin

Le géoïde est la contribution du champ de gravité terrestre au niveau marin. C'est un champ stationnaire, dont les variations sont de l'ordre de plusieurs cm par km.



Afin d'isoler la contribution du géoïde dans les mesures du drone PAMELi, l'essentiel de la variabilité océanique (marée, surcotes, ...) est retirée grâce aux mesures de hauteur d'eau issues d'un capteur de pression (CP) déployé au centre de la zone.

La modélisation hydrodynamique est utilisée afin d'estimer les différences de hauteur d'eau entre le capteur de pression et la position du drone. Ces gradients sont de l'ordre de plusieurs cm par km. L'analyse des résidus aux points de croisement permet de quantifier et de réduire les incertitudes de la mesure, avant de déterminer les ondulations du géoïde par Krigeage.



Estimation des ondulations du géoïde (>1 km) dans les mesures PAMELi, après ajustement aux points de croisements et interpolation spatiale (Krigeage). Le signal est représenté sous forme temporelle (à gauche) et spatiale (à droite).

En particulier, cette étude a permis de valider régionalement l'un des modèles globaux utilisés dans les produits altimétriques, DTU18 [4], dont l'erreur sur ces échelles (> 1 km) est sub-centimétrique, comparé à notre solution.

Bibliographie
1. Tranchant et al. "Near-Coast Tide Model Validation Using GNSS Unmanned Surface Vehicle (USV), a Case Study in the Pertuis Charentais (France)." Remote Sensing (2020).
2. Chopin et al. "Mapping sea surface height using new concepts of kinematic GNSS instruments." Remote Sensing (2020).
3. Zhang et al. "Seamless cross-scale modeling with SCHISM." Ocean Modelling 102 (2016): 64-81.
4. Andersen et al. "A new DTU18 MSS mean sea surface—Improvement from SAR altimetry." 25 years of progress in radar altimetry symposium. 2018.

Remerciements Ces études ont été menées dans le cadre du projet TOSCA FOAM, financé par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). Le drone marin PAMELi a été financé par la région Nouvelle-Aquitaine dans le cadre du CPER RISCO et le système Cyclopede a été développé par la DT-INSU (CNRS). Cette thèse est financée par le ministère de la Recherche et de l'Enseignement Supérieur.

Cette encadrée par Laurent Testut et Valérie Ballu au LIENSs, La Rochelle Université

Vers une meilleure exploitation de l'altimétrie côtière : apports combinés de la modélisation hydrodynamique à haute-résolution et des nouvelles techniques de cartographie du niveau marin par GNSS

La mesure du niveau de la mer par satellite a atteint un niveau sans précédent en termes de précision et de couverture spatio-temporelle. Ces observations nous ont permis d'améliorer notre compréhension de la dynamique à grande échelle des océans, mais leur exploitation reste un défi à l'approche de la côte, où les incertitudes liées à la marée océanique et aux fines échelles du géoïde sont plus importantes. L'objectif de cette thèse est de développer de nouvelles méthodologies s'appuyant sur les mesures mobiles du niveau de la mer par GNSS et la modélisation hydrodynamique afin de mieux exploiter les mesures altimétriques côtière et de préparer l'arrivée des futures missions. Lors d'une campagne menée avec le drone marin PAMELi en Juillet 2020 dans les Pertuis Charentais, une cartographie du niveau marin est réalisée le long d'un itinéraire préprogrammé. Cette cartographie est exploitée afin d'évaluer un modèle de marée sous une trace altimétrique, et démontrer le potentiel d'un drone pour étendre spatialement nos capacités de validation. Par la suite, on estime les pentes de géoïde dans la zone à partir du même jeu de données, en combinant mesures *in-situ* et modèle hydrodynamique. On montre que la modélisation des gradients de topographie dynamique permet d'améliorer la précision de la cartographie des pentes de géoïde. Ces deux études exploitent une méthodologie basée sur les différences aux points de croisement, et offrent des perspectives sur l'utilisation des drones marins dans le contexte de la future mission SWOT. Enfin, on présente une méthode de prédiction du trait de côte basée sur l'utilisation d'un MNT et du modèle hydrodynamique, appliquée aux passages Sentinel-3A afin d'évaluer l'impact des bancs découvrant sur la mesure altimétrique. Dans leur ensemble, ces travaux constituent un socle méthodologique qui permettra de mieux comprendre et utiliser les mesures altimétriques dans les environnements côtiers, et préparer l'arrivée de la future mission SWOT.

Mots-clés : altimétrie côtière, modélisation hydrodynamique, GNSS, drone marin

Towards a better use of coastal altimetry: contributions of hydrodynamic modelling and new GNSS techniques

Satellite altimetry has recently reached an unprecedented level of accuracy and coverage. Although altimeters were originally designed to observe the oceans and have improved our understanding of their large-scale dynamics, the exploitation in coastal areas remains a challenge. One of the challenges of coastal altimetry remains the lack of precision in geophysical corrections, which are essential to compute accurate sea level anomalies near the coast. The main objective of this thesis is to develop new methodologies based on mobile sea level GNSS measurements and hydrodynamic modelling in order to better exploit altimetry measurements in coastal environments and to prepare the arrival of future missions. During a campaign carried out with the PAMELi marine drone in July 2020 in the Pertuis Charentais, a sea-level cartography was carried out along a pre-programmed route. In a first study, this cartography is used to assess a tidal model under an altimetric pass, and thus demonstrate the potential of a drone to extend spatially our validation capabilities. Then, the same dataset is used to estimate the geoid slopes in the region, by combining *in-situ* measurements and the hydrodynamic model. We show that the use of our model to correct the dynamic topography gradients improves drastically the coherence and the accuracy of geoid slopes. These two studies exploit a methodology based on crossover height differences, and offer perspectives on the use of autonomous platforms in the context of the future SWOT mission. In a last chapter, a coastline prediction method based on the use of a DEM and the hydrodynamic model is presented, and applied to Sentinel-3A passages in order to evaluate the impact of intertidal areas on altimeter measurements. This overall thesis work provides methodological insights for a better understanding and exploitation of altimetry measurements in coastal environments, and will help to prepare the scientific exploitation of the future SWOT mission.

Keywords: coastal altimetry, hydrodynamic modelling, GNSS, marine drone



Littoral ENvironnement et Sociétés (LIENSs)
UMR 7266
2, rue Olympe de Gouges
17000 LA ROCHELLE CEDEX

