



HAL
open science

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

Clémence Chupin

► **To cite this version:**

Clémence Chupin. 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. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2022. Français. NNT : 2022LAROS005 . tel-03824906

HAL Id: tel-03824906

<https://theses.hal.science/tel-03824906v1>

Submitted on 21 Oct 2022

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 UNIVERSITE

ÉCOLE DOCTORALE
EUCLIDE

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs)

THÈSE

présentée par :

Clémence CHUPIN

soutenue le 12 janvier 2022

pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle

Discipline : Terre solide et enveloppes superficielles

**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**

JURY :

Marie-Noëlle BOUIN	Chargée de recherche, CNRM/LOPS, Météo-France, Rapporteur
Stéphane CALMANT	Directeur de recherche, IRD, LEGOS, Rapporteur
Marie-Françoise LALANCETTE	Directrice Recherche et Innovation, Shom, Examinatrice
Pascal BONNEFOND	Astronome, SYRTE, Observatoire de Paris, Examineur
Florence BIROL	Physicienne, LEGOS, Toulouse, Examinatrice
Guy WOPPELMANN	Professeur des universités, La Rochelle Université, Président du jury
Valérie BALLU	Directrice de recherche CNRS, La Rochelle Université, Directrice de thèse
Laurent TESTUT	Physicien, Université de Bordeaux, Directeur de thèse
Florian IMPERADORI	IETA, DGA, Invité

La Rochelle Université
École doctorale EUCLIDE
Littoral Environnement et Sociétés - UMR 7266

THESE

Présentée par :

CHUPIN Clémence

soutenue le 12 janvier 2022

APPORT DES NOUVEAUX SYSTEMES GNSS DE CARTOGRAPHIE DU NIVEAU MARIN A L'EXPLOITATION DES DONNEES ALTIMETRIQUES EN ZONE COTIERE

*Application aux
Pertuis Charentais et au Lagon de Nouméa*



Table des matières

Table des matières.....	7
Figures et tables	11
Remerciements	17
Introduction.....	23

PARTIE I - LE NIVEAU MARIN EN ZONE COTIERE : ENJEUX & MESURES

Chapitre 1. Le niveau marin	33
1.1. La variation du niveau moyen de la mer	33
1.1.1. Des processus globaux.....	34
1.1.2. ... avec des variabilités régionales	34
1.2. Le niveau marin à la côte.....	36
1.2.1. Les marées océaniques	36
1.2.2. Les événements météorologiques.....	37
1.3. Les projections futures	38
Chapitre 2. L'observation du niveau marin	41
2.1. Surfaces marines de référence	41
2.1.1. Les surfaces de référence globales	41
2.1.2. Les surfaces de la mer	43
2.1.3. Les références à la côte	45
2.2. La marégraphie	48
2.2.1. Contexte historique.....	48
2.2.2. Techniques modernes	49
2.2.3. Contrôle des mesures	52
2.2.4. Nouvelles techniques de mesure	54
2.2.5. Atouts et limites des observations marégraphiques	57
2.3. L'altimétrie.....	58
2.3.1. Contexte historique.....	58
2.3.2. Altimétrie radar nadir	60
2.3.3. Les corrections de la mesure	64

2.3.4. L'altimétrie en zone côtière	70
2.3.5. Les évolutions de l'altimétrie	74
2.4. Les observations de demain.....	78
2.4.1. La problématique du niveau marin en zone côtière	78
2.4.2. Cartographier le niveau de la mer	79

Chapitre 3. Deux zones côtières d'intérêt : les Pertuis Charentais et le Lagon de Nouméa..... 81

3.1. Les Pertuis Charentais.....	81
3.1.1. Localisation	81
3.1.2. Réseau d'observations	82
3.1.3. Contexte hydrodynamique général.....	84
3.2. Le lagon de Nouméa	85
3.2.1. Localisation et contexte dynamique	85
3.2.2. Réseau d'observations	86

PARTIE II - INSTRUMENTATION GNSS INNOVANTE POUR

LA CARTOGRAPHIE DU NIVEAU MARIN

Chapitre 4. Techniques et enjeux du positionnement GNSS 95

4.1. Principes généraux	95
4.1.1. Concepts fondamentaux.....	95
4.1.2. Mesure de code	96
4.1.3. Mesure de phase	97
4.1.4. Les sources d'erreurs	99
4.1.5. Précision du positionnement GNSS	102
4.1.6. Les constellations GNSS	103
4.2. Le positionnement relatif	105
4.2.1. Principe.....	105
4.2.2. Méthodes de traitement	106
4.2.3. Logiciels de traitement	107
4.3. Le positionnement absolu.....	108
4.3.1. Principe.....	108
4.3.2. Logiciels de traitement	109
4.4. Positionnement GNSS pour la mesure du niveau marin.....	110

Chapitre 5. PAMELi, une plateforme autonome innovante	113
5.1. Genèse du projet.....	113
5.2. Objectifs du projet.....	114
5.2.1. Un drone marin scientifique.....	114
5.2.2. Le suivi 4D du littoral.....	116
5.2.3. Un outil de médiation scientifique.....	116
5.3. De premières études scientifiques	117
5.3.1. Analyse de la qualité des eaux littorales	117
5.3.2. Positionnement acoustique sous-marin.....	118

Chapitre 6. CalNaGéo & Cyclopée : deux systèmes innovants de cartographie du niveau marin

123	
6.1. Instrumentation	123
6.1.1. CalNaGeo.....	123
6.1.2. Le système Cyclopée	125
6.2. Qualification instrumentale.....	127
6.2.1. Comparaison au marégraphe	127
6.2.2. Calibration de l'antenne HELIX.....	133
6.2.3. Performances des altimètres	137
6.2.4. Test de vitesse.....	141
6.2.5. Inter-comparaison des instruments.....	145
6.3. Intérêt de PAMELi et CalNaGeo pour la cartographie du niveau marin.....	147

PARTIE III - COMPRENDRE ET VALIDER LES DONNEES

ALTIMETRIQUES EN ZONE COTIERE

Chapitre 7. Qualité des données altimétriques dans les Pertuis Charentais

157	
7.1. Qualité du <i>retracking</i>	157
7.1.1. Valeur seuil du paramètre MQE.....	157
7.1.2. Paramètre MQE le long des traces Jason et Sentinel-3a.....	159
7.2. Simulateur de forme d'onde.....	163

Chapitre 8. Observations <i>in situ</i> du niveau marin pour la comparaison altimétrique	167
8.1. Contexte de la mission	167
8.2. Mesures <i>in situ</i> du niveau de la mer dans le lagon.....	171
8.2.1. Marégraphe de Nouméa [1967 – 2021]	171
8.2.2. Capteurs de pression [2019-2020]	172
8.2.3. Bouée GNSS [Octobre 2019]	174
8.2.4. CalNaGeo [Octobre 2019]	176
8.3. Valider les observations altimétriques avec des mesures <i>in situ</i>	181
8.4. Evolution du niveau marin au point de comparaison altimétrique	182
8.4.1. Rattachement du capteur de pression 2019x	183
8.4.2. Extension des données du capteur de pression avec le marégraphe	184
8.4.3. Série temporelle finale	185
Chapitre 9. Analyse et validation des données altimétriques dans le Lagon de Nouméa	189
9.1. Qualité des observations altimétriques.....	189
9.1.1. Variabilité des mesures altimétriques dans le lagon.....	189
9.1.2. Evolution de la forme d’onde dans la zone de croisement	191
9.2. Validation des données altimétriques dans le lagon	194
9.2.1. Retraitement des données altimétriques.....	194
9.2.2. Comparaison avec les données <i>in situ</i>	200
9.3. Les données altimétriques dans le Lagon de Nouméa	209
Conclusion	213
Bibliographie	219
Glossaire, acronymes et abréviations.....	229
Annexes	233

Figures et tables

Chapitre 1

Figure 1. 1. Illustration des processus influençant le niveau marin.	33
Figure 1. 2. Inventaire énergétique global de la Terre et évolutions du niveau marin.....	35
Figure 1. 3. Evolution globale du niveau moyen des océans observée et projetée	39
Table 1. 1. Principales composantes harmoniques de la marée (Simon 2007)	37

Chapitre 2

Figure 2. 1. Paramètres associés aux coordonnées géographiques	42
Figure 2. 2. Géoïde mesuré par le satellite gravimétrique GOCE	43
Figure 2. 3. Relations entre les principales surfaces de référence et la surface de la mer	44
Figure 2. 4. Carte de la zone de marée des Pertuis Charentais.....	46
Figure 2. 5. Définition des niveaux de référence dans un port.....	47
Figure 2. 6. Schéma d'un marégraphe à flotteur (Simon 2007).....	48
Figure 2. 7. Exemple de déploiement d'un marégraphe à quartz (Seabird SBE26 plus).....	50
Figure 2. 8. Observatoire de marée de l'île d'Aix.	51
Figure 2. 9. Repère de référence à proximité du marégraphe de l'île d'Aix.....	52
Figure 2. 10. Exemples de diagramme de Van de Casteele.....	53
Figure 2. 11. Principe de la réflectométrie GNSS.....	56
Figure 2. 12. Historique du déploiement des satellites altimétriques.....	60
Figure 2. 13. Principe général de la mesure altimétrique et des corrections.	61
Figure 2. 14. Evolution de la forme d'onde.....	62
Figure 2. 15. Paramètres géophysiques déduits de la forme d'onde & Exemple de retracking	63
Figure 2. 16. Schéma de la propagation d'une pulsation radar à l'approche de la côte	71
Figure 2. 17. Formation de l'écho en mode SAR en plein océan	75
Figure 2. 18. Paramètres géophysiques déduits de la forme d'onde SAR.....	75
Figure 2. 19. Empreinte au sol de l'altimètre au-dessus d'une rivière	76
Figure 2. 20. Schéma de principe des observations du satellite SWOT.....	77
Figure 2. 21. Deux systèmes de cartographie du niveau marin basés sur le GNSS.	79
Table 2. 1. Paramètres des principaux modèles d'ellipsoïdes.....	42
Table 2. 2. Quelques exemples de bouées GNSS et de leur usage.	55
Table 2. 3 Ordres de grandeur des corrections altimétriques (Andersen and Scharroo 2011).....	69

Chapitre 3

Figure 3. 1. Localisation des Pertuis Charentais.	82
Figure 3. 2. Réseau d'observations dans les Pertuis Charentais.	83
Figure 3. 3. Localisation du lagon de Nouméa.	85
Figure 3. 4. Réseau d'observations dans le lagon de Nouméa.	87

Chapitre 4

Figure 4. 1. Trilatération GNSS.	95
Figure 4. 2. Principe de la mesure sur le code.	96
Figure 4. 3. Schéma du positionnement sur le code.	96
Figure 4. 4. Principe de la mesure sur la phase	97
Figure 4. 5. Suivi d'un satellite par le récepteur GNSS	98
Figure 4. 6. Schéma de l'antenne satellite	99
Figure 4. 7. Points de références de l'antenne réceptrice	100
Figure 4. 8. Synthèse des erreurs GNSS et ordre de grandeur.	102
Figure 4. 9. Les différentes constellations à couverture globale	103
Figure 4. 10. Principe du positionnement différentiel.	105
Figure 4. 11. Fonctionnement d'un réseau NRTK	107
Figure 4. 12. Principe du positionnement absolu.	108
Table 4. 1. Produits orbites/horloges diffusés par l'IGS	99

Chapitre 5

Figure 5. 1. Le drone marin PAMELi en navigation au large de La Rochelle.	114
Figure 5. 2. Exemples de capteurs pouvant être embarqués sur PAMELi.	115
Figure 5. 3. Archivage et diffusion des données PAMELi.	116
Figure 5. 4. Premier prototype du préleveur installé dans PAMELi	117
Figure 5. 5. Température de l'eau de surface mesurée par PAMELi.	118
Figure 5. 6. Schéma de l'installation du GAPS et de l'antenne GNSS sur PAMELi	119
Figure 5. 7. Résultats des tests en mode box-in	121
Table 5. 1. Principaux paramètres des traitements RTKLib	120

Chapitre 6

Figure 6. 1. La nappe CalNaGeo	124
Figure 6. 2. Installation du système Cyclopée sur PAMELi	126
Figure 6. 3. Déploiement instrumental lors des sessions de comparaison avec le marégraphe	127
Figure 6. 4. Résultats de la session statique au marégraphe de l'Île d'Aix	131

Figure 6. 5. Résultats de la session statique au marégraphe de Numbo.....	132
Figure 6. 6. Dispositif expérimental.....	133
Figure 6. 7. Différentiel planimétrique et distance entre les deux antennes durant l'expérience.....	134
Figure 6. 8. Différentiel sur la composante verticale lors de l'expérience.....	135
Figure 6. 9. Résidus moyens sur les mesures de phase en fonction de l'azimut et de l'élévation.....	136
Figure 6. 10. Schéma du déploiement des capteurs.....	137
Figure 6. 11. Evolution du niveau d'eau mesuré en fonction des conditions météorologiques.....	139
Figure 6. 12. Niveau d'eau observé par les 3 capteurs et conditions météorologiques associées.....	140
Figure 6. 13. Effet de la vitesse sur les mesures de SSH de la nappe CalNaGeo.....	143
Figure 6. 14. Effet de la vitesse sur les mesures SSH de Cyclopée installé sur le drone PAMELi.....	144
Figure 6. 15. Comparaison des données Cyclopée et CalNaGeo le long d'une trace altimétrique.....	146
Figure 6. 16. Caractéristiques de différents systèmes GNSS de cartographie du niveau de la mer.....	148
Table 6. 1. Résidus obtenus par différence au marégraphe lors des sessions statiques.....	130
Table 6. 2. Paramètres de traitement RTKLib.....	133

Chapitre 7

Figure 7. 1. Distance à la côte des points de 4 traces altimétriques.....	158
Figure 7. 2. Distribution des valeurs de MQE pour les données à plus de 30 km de la côte.....	159
Figure 7. 3. Valeur moyenne et médiane du paramètre MQE en fonction de la distance à la côte.....	159
Figure 7. 4. Signal altimétrique le long des traces Jason 3 #213 et #70 en 2019.....	161
Figure 7. 5. Signal altimétrique le long des traces Sentinel-3a #216 et #485 en 2019.....	162
Figure 7. 6. Schéma du processus d'utilisation du simulateur de forme d'onde.....	164

Chapitre 8

Figure 8. 1. Tendances de l'évolution du niveau marin vue par altimétrie [1993-2020].....	169
Figure 8. 2. Zone d'étude et instrumentation déployée lors de la campagne GEOCEAN-NC 2019.....	170
Figure 8. 3. Série temporelle reconstruite à partir du marégraphe de Chaleix et de Numbo.....	171
Figure 8. 4. Déploiement et observations des capteurs de pression de fond.....	173
Figure 8. 5. Anomalies de hauteur d'eau mesurées par la bouée GNSS.....	175
Figure 8. 6. Déploiement de la bouée GNSS dans le lagon et dans le port de Nouméa.....	175
Figure 8. 7. Comparaison de différents modèles de géoïde avec les mesures de CalNaGeo.....	179
Figure 8. 8. Comparaison de modèles de géoïdes globaux et de la MSS XTrack avec les mesures de la nappe CalNaGeo le long des traces altimétriques Jason et Sentinel-3a.....	180
Figure 8. 9. Méthodologie de traitement des données <i>in situ</i> pour créer une série temporelle longue du niveau de la mer au point de comparaison altimétrique.....	182
Figure 8. 10. Comparaison des observations de la bouée GNSS et du capteur de pression 2019x.....	184
Figure 8. 11. Différence de marée entre le marégraphe de Nouméa et le capteur de pression 2019x...	186
Table 8. 1. Gradient de géoïde entre le marégraphe et le point de croisement.....	185

Chapitre 9

Figure 9. 1. Evolution du paramètre MQE sur l'année 2019 le long de trois traces altimétriques.....	190
Figure 9. 2. Evolution de l'écho radar le long de la trace Jason 3 #162.....	192
Figure 9. 3. Evolution de l'écho radar le long des deux traces Sentinel-3a #458 et #359.....	193
Figure 9. 4. Evolution de la correction du radiomètre le long des 3 traces altimétriques.....	198
Figure 9. 5. Evolution du retard troposphérique humide le long des 3 traces altimétriques.....	199
Figure 9. 6. Biais altimétrique selon différents modèles de retard troposphérique humide.....	201
Figure 9. 7. Biais altimétrique en fonction du jeu de données <i>in situ</i> considéré.....	203
Figure 9. 8. Evolution du biais altimétrique pour les traces Jason 3 et Sentinel-3a #359.....	207
Figure 9. 9. Evolution du biais altimétrique pour les observations Jason 1/2/3.....	207
Table 9. 1. Données et source des produits altimétriques utilisées dans l'étude.....	194
Table 9. 2. Bilan des corrections utilisées pour dériver la SSH altimétrique.....	197
Table 9. 3. Biais altimétrique moyens et biais intermissions de différents sites de cal/val.....	208

Photos et illustration

Couverture – « PAMELi On The Sea »	<i>Dessin de Clément Jourdan</i>
Partie I – Marégraphe radar de l'Observatoire de l'Île d'Aix	<i>Photo de Clémence Chupin</i>
Partie II – Le drone marin PAMELi	<i>Photo de Thibault Coulombier</i>
Partie III – La nappe CalNaGeo au large de Nouméa	<i>Photo de Clémence Chupin</i>

Remerciements

Février 2022, voici venu le moment d'esquisser les derniers mots de ce manuscrit et de remercier toutes les personnes que j'ai pu rencontrer durant ces trois années, toutes les personnes qui m'ont soutenu, inspiré, encouragé, parfois même sans le savoir. L'exercice des remerciements n'est pas le plus facile et j'espère n'oublier personne dans ces quelques lignes !

Il y a un peu plus de 3 ans maintenant, après un BTS Géomètre/Topographe et un diplôme d'ingénieur Géomètre, je n'avais pas vraiment envisagé de m'engager dans l'aventure de la thèse. Mais il ne faut jamais dire jamais, et lorsque s'est présentée l'opportunité de travailler sur des capteurs innovants, alliant à la fois géodésie et altimétrie, terrain et analyse, qui plus es à la Rochelle, je n'ai pas pu refuser de tenter l'aventure ! Avant toute chose, je tiens donc à remercier Valérie et Laurent de m'avoir fait confiance pour travailler sur ce sujet. Merci pour votre accueil chaleureux et enthousiaste, et merci de m'avoir fait découvrir votre passion pour la science et l'océan ! Merci pour nos échanges scientifiques toujours rigoureux mais bienveillants, pour nos réunions « chocolaines », et pour m'avoir donné la chance d'embarquer pour plusieurs missions, dans les Pertuis, à Brest et jusqu'à Nouméa ! Même s'il y a eu des hauts et des bas durant ces trois années, votre enthousiasme m'a permis de garder le cap !

Je tiens ensuite à remercier l'ensemble des membres de mon jury d'avoir accepté de relire et discuter de mes travaux. Merci plus particulièrement à mes rapporteurs, Marie-Noëlle Bouin et Stéphane Calmant, pour leur relecture approfondie et leurs commentaires pertinents qui m'ont permis d'améliorer mon manuscrit. La soutenance orale a été l'occasion d'échanges très intéressants avec mes examinateurs, et je tiens donc à remercier Marie-Françoise Lalancette et Guy Wöppelmann, ainsi que Pascal Bonnefond et Florence Birol qui m'ont aussi suivi et aidé durant tout mon parcours.

Ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien financier de la Région Nouvelle Aquitaine et de la Direction Générale de l'Armement, qui m'ont permis de me consacrer sereinement à l'élaboration de ma thèse. En ce sens, je tiens à remercier mes tuteurs DGA, Adélaïde Missault puis Florian Imperadori, pour leur implication dans le suivi de mes travaux, de mes premiers pas en thèse jusqu'à la soutenance.

En répondant à mes questions techniques ou scientifiques, de nombreuses personnes ont contribué à la réussite de cette thèse. Je pense notamment aux équipes du LEGOS à Toulouse, qui m'ont accueilli un mois complet pour m'aider à comprendre ce qui se cache derrière les données altimétriques. Merci donc à Florence, Fernando, Fabien L. et Fabien B., Sakaros,... pour votre accueil, votre patience et vos conseils. Merci aussi à l'équipe GINS, notamment Félix et Sylvain, pour la session de formation à Toulouse et votre réactivité pour répondre à mes questions. Merci également à Pierre Sakic de m'avoir initié à GINS et d'avoir toujours répondu présent pour m'aider à paramétrer *PRAIRIE*, ou à remplir correctement un *fichier directeur* (les initiés comprendront...).

Moi qui avais jusque-là toujours gardé les pieds sur terre, j'ai eu la chance de participer à la campagne océanographique GEOCEAN-NC 2019 à bord du N/O ALIS, dans le lagon de Nouméa. Cette expérience unique aura été l'occasion de découvrir le déroulement d'une campagne en mer, d'acquérir suffisamment de données pour m'occuper durant les confinements successifs, mais aussi de rencontrer des gens passionnés ! Je tiens donc à remercier Valérie de m'avoir emmené dans ses bagages, à Jérôme Aucan pour son accueil et son aide sur place, et à toutes les équipes de l'IRD de Nouméa, Jérôme Lefevre, David Varillon, Céline, Bertrand, Mahé. Je tiens aussi à remercier tous les membres de l'équipage de l'ALIS pour leur implication dans nos travaux, leur bonne humeur, la cuisine au top et les tournois de tarot !

Ne connaissant pas grand-chose aux mesures GNSS en mer, j'ai eu la chance d'être épaulée par des spécialistes tout au long de mes travaux. Merci à toute l'équipe SONEL, Médéric, Mickaël, Victor, et plus particulièrement à Etienne pour son aide sur les calculs de rattachement, pour m'avoir emmené contrôler le marégraphe de l'île d'Aix et pour le soutien technique durant la campagne GEOCEAN-NC. Merci également à la « *Team PAMELi* », Thibault, Denis, Nicolas, pour l'organisation des campagnes dans les Pertuis Charentais ou en rade de Brest. Merci aussi aux équipes de la DT INSU de Brest pour nos échanges sur les capteurs, notamment Antoine, Michel, Lionel et Christine, ainsi qu'à Olivier Charade de la DT INSU de Meudon pour m'avoir accueilli. Merci aussi à Jean-Yves Royer, Mickaël Beauverger et la société IXBlue pour l'organisation de la campagne en rade de Brest.

Ces trois années au sein du laboratoire LIENSs m'auront permis de rencontrer de nombreuses personnes passionnées et passionnantes, parfois simplement croisées au détour d'un couloir, lors d'une pause-café, dans le jardin partagé ou pour une session badminton. Merci donc à tous les chercheur(e)s et personnels du laboratoire, et notamment Armelle, Cécilia, Christine, Elisabeth, Hélène, Laetitia, Lucia, Marie, Martine, Mélanie, Natasha, Nathalie, Nicolas, Olivier, Thierry, Xavier,... Merci également à toute la team d'anciens et de nouveaux doctorants et de jeunes chercheurs du labo : Amélie, Anaïs, Antoine, Bastien,

Camille, Cyril, Gauthier, Kévin, Laura, Léa, Magali, Mannaïg, Mélanie, Méry, Natasha, Raphaël, Vincent, Yann, Yannick, ... Un grand merci également à mes compatriotes du bureau 102, Baptiste, Briec, Marc, Jamal, Clélia pour votre bonne humeur et votre soutien, et bien évidemment un grand merci à Treden d'avoir gardé assez de patience pour m'expliquer ce qu'est la marée ou débbugger mes codes Python, pour nos échanges scientifiques et nos pauses café « motivation », pour les encouragements lors des grosses présentations, et j'en oublie ! Merci d'avoir été un super binôme de thèse !

Durant ces trois années, j'ai aussi pu découvrir la vie associative avec mes collègues doctorants de l'ADOCs. Un grand merci à Alexis, Caroline, Mathieu, Mélanie, Salah et Walid pour tous les super projets que nous avons réussi à mettre en place ! Merci aussi à l'équipe audiovisuelle du Pole Communication pour leur aide sur le tournage du film sur PAMELi. Merci à Mr Christian Goichon de m'avoir transmis son goût pour la vulgarisation et ses précieux conseils de metteur en scène, et surtout pour m'avoir accompagné et encouragé tout au long de l'aventure MT180 !

Faire une thèse n'est pas toujours un long fleuve tranquille... Je voulais remercier Anne Céline et mon super groupe de danse de Lagord pour m'avoir permis de m'évader quelques heures par semaine. Merci aussi à Senthil pour les séances de Yoga face à la mer, et également à Laure Lévêque pour m'avoir appris à prendre du recul et à respirer... Merci à ma Servane, qui me supporte, qui croit en moi et m'encourage depuis presque 10 ans et pour beaucoup d'années encore j'espère ! Merci aussi à toute la super bande des ingé', Antoine, Chach, Chloé, Coralie, Emeline, Tristan et Paul, qui n'ont pas vraiment compris pourquoi je faisais une thèse, ni sur quel sujet, mais qui m'ont encouragé à aller jusqu'au bout : « *Tout seul on va plus vite, mais ensemble on va plus loin !* ». Merci également à Philippe Lhuillier, qui est encore aujourd'hui une grande source d'inspiration, et qui m'a donné le goût de la mesure...

Un immense merci également à ma famille qui a toujours été présente durant ces trois années. Merci à la famille Jourdan de m'avoir accueillie à bras ouverts, même pendant le confinement ! Merci à Adrien d'avoir ouvert la voie et de m'avoir montré qu'il était possible de devenir docteur, à Martine, Patrick, Roseline, qui n'ont pas toujours compris ce que je faisais, mais qui sont venus m'encourager en direct. Merci Lylou et Bastien : vous êtes en or ! Et je n'aurais pas assez de mots pour remercier mes parents, qui ont toujours cru en moi, qui m'ont laissé la liberté de choisir ce que je voulais faire, qui ont fait de moi la personne curieuse que je suis aujourd'hui, qui ont relu en long en large et en travers tout ce manuscrit, et qui ont toujours été présents pour m'écouter et m'encourager...

Enfin, un immense merci à Clément qui a su m'encourager, me motiver, me soutenir, m'écouter, me comprendre, surtout dans les moments les plus compliqués ! Merci d'avoir été mon premier supporter et mon relecteur le plus assidu durant la dernière ligne droite (qui est plus longue que ce que l'on pense...). Victor Hugo disait « *Aimer quelqu'un, c'est lui donner de l'importance à ses propres yeux, c'est l'aider à croire en lui-même* ». C'est évident, sans toi, ce manuscrit ne serait pas là aujourd'hui...

Merci !

Introduction

Véritables régulateurs du climat, les océans interagissent continuellement avec l'atmosphère et la cryosphère par des échanges de chaleur et d'eau douce. Dans un contexte de changement climatique, la combinaison de la dilatation thermique des océans et de la fonte de la cryosphère entraîne une élévation globale du niveau moyen de la mer. Depuis près de 30 ans, des scientifiques du monde entier alertent sur ce phénomène et ses conséquences (IPCC 2021). Aujourd'hui, comprendre l'évolution du niveau marin en zones littorales est donc primordial pour anticiper les changements à venir, car dans ces régions se cristallisent des enjeux sociétaux, économiques et environnementaux.

Les satellites altimétriques ont révolutionné les observations du niveau marin : grâce à leur couverture globale, ils permettent d'étudier la dynamique de l'océan et de suivre l'évolution du niveau marin et ses variations. Les performances des altimètres en plein océan ne sont aujourd'hui plus à démontrer. Depuis près de 20 ans, le défi est maintenant de caractériser et d'exploiter leurs observations en zones côtières, régions parfois peu instrumentées ou difficilement accessibles, mais où le suivi de l'évolution du niveau marin est essentiel. L'altimétrie se heurte ici aux limites de l'instrumentation et aux capacités de modélisation des processus atmosphériques et géophysiques, qui se complexifient à l'approche de la côte.

L'un des moyens de qualifier la qualité des mesures altimétriques est de les confronter avec des observations *in situ*. Installés sur la côte, les marégraphes peuvent ainsi servir de base de comparaison grâce à leur suivi précis des variations relatives du niveau de la mer sur de longues périodes. Mais pour valider les observations altimétriques, ces observations localisées ne sont pas suffisantes. Grâce au développement des techniques et des traitements GNSS, de nouveaux moyens de mesures mobiles se sont ainsi développés pour étendre les capacités de mesure en cartographiant le niveau marin jusque sous les traces des satellites.

Mes travaux de thèse s'inscrivent dans cette problématique. L'objectif principal de ce manuscrit est de présenter l'instrumentation et la méthodologie de cartographie du niveau marin que nous avons développées et testées durant ces trois années. Nous nous sommes ainsi particulièrement intéressés à deux instruments innovants : d'une part une nappe flottante GNSS appelée CalNaGeo, et d'autre part le drone marin PAMELi associé à un système

GNSS/altimètre appelé Cyclopée. Grâce à des campagnes d'observation dans les Pertuis Charentais et dans le lagon de Nouméa, nous avons eu l'occasion de tester différentes méthodes d'acquisition et de traitement des données afin de qualifier ces deux systèmes. En parallèle, nous avons également cherché à comprendre ce qui pouvait affecter les observations des altimètres dans ces deux zones côtières. Dans ce contexte, la campagne GEOCEAN-NC 2019 nous a permis d'acquérir de nombreuses données *in situ* permettant de réaliser une comparaison complète avec les observations altimétriques.

Avant d'entrer dans le vif du sujet, il me semblait important d'éclaircir le lecteur sur la forme de ce manuscrit. La présentation des analyses et des résultats obtenus durant ma thèse est introduite par un état des lieux assez complet des notions apprises ou mobilisées pendant ces trois années. Une thèse, c'est avant tout une formation par la recherche : j'ai donc fait le choix de retranscrire ici les notions essentielles qui m'ont permis de construire les raisonnements développés par la suite. Cette partie introductive pourra aussi être utile à toute personne non experte, chercheur ou étudiant, souhaitant prendre en main ces différentes notions.

Dans ce manuscrit, j'ai aussi fait le choix de ne pas m'étendre sur l'ensemble des outils, des méthodes, des tests que j'ai pu effectuer durant ma thèse, notamment en ce qui concerne le traitement des données GNSS et la prise en main du logiciel GINS. Je voulais cependant préciser que la majeure partie du traitement de mes données et la réalisation des figures ont été faites avec Python. Ces trois années auront été l'occasion d'approfondir mes compétences en programmation, notamment via le développement d'une boîte à outils commune appelée PyGOAT (*Python Geodetic and Oceanographic Analysis Toolbox*). Avec ce module, développé en collaboration avec Treden, Laurent, Jamal et Valérie, nous avons voulu regrouper les fonctionnalités de lecture, d'analyse ou de calcul utiles aux études géodésiques (notamment les données GNSS) ou océanographiques (analyses de marée, résultats de modélisation, ...). Pour les lecteurs intéressés par la philosophie de ce module, plus de détails sont disponibles en Annexe 6.

Aujourd'hui, l'un des grands défis pour la communauté scientifique est de réussir à communiquer et à partager ses pratiques et ses connaissances vers la société. Ces trois années de thèse auront ainsi été l'occasion de me découvrir un véritable intérêt pour la communication scientifique. Durant mon parcours, j'ai pu participer à plusieurs expériences de vulgarisation, notamment avec le concours « Ma Thèse en 180 s » (dont certains extraits sont présentés par la suite) ou en intégrant l'association des doctorants de La Rochelle Université. Dans cette lignée, le drone marin PAMELi est un formidable outil de médiation vers le grand public et le

monde de l'éducation. Grâce à PAMELi, j'ai donc eu l'occasion de participer à des activités d'enseignement innovantes, notamment dans le cadre du projet DroneEduc qui vise à utiliser les drones comme vecteur d'apprentissage. Bien que la suite de mon manuscrit se focalise sur l'apport scientifique de ma thèse, j'ai tout de même souhaité présenter quelques-unes de ces activités de vulgarisation en Annexe 7.

In fine, ce manuscrit est composé de trois parties, chacune subdivisée en trois chapitres.

La Partie I s'intéresse au niveau marin en zone côtière. Cette partie introductive a pour objectif de présenter les enjeux associés au niveau de la mer et à ses variations (Chapitre 1), avant de présenter les méthodes d'observation du niveau des océans et plus particulièrement la marégraphie et l'altimétrie satellitaire (Chapitre 2). Ces deux chapitres permettent ainsi de poser les problématiques relatives à la mesure du niveau marin en zone côtière, qui est la question générale à la base de ma thèse. Pour clôturer ce préambule, un dernier chapitre présente les deux zones d'étude où nous avons mené nos expériences (Chapitre 3).

Après avoir démontré l'intérêt de la cartographie du niveau marin, la Partie II se focalise sur les aspects instrumentaux. Un premier chapitre rappelle les principes du positionnement GNSS pour permettre aux lecteurs moins avertis de comprendre les enjeux liés à cette technique (Chapitre 4). Durant ma thèse, le drone marin PAMELi a été le support de plusieurs expériences dans les Pertuis : le Chapitre 5 présente donc ce projet innovant porté par le laboratoire LIENSs et quelques applications scientifiques inédites qui ont d'ores et déjà pu être menées. Enfin, le Chapitre 6 présente l'ensemble des tests réalisés pour caractériser les performances de deux systèmes de cartographie du niveau marin basés sur le GNSS : la nappe tractée CalNaGeo et le système Cyclopée. Au travers ces expériences, nous avons cherché à estimer tous les postes d'incertitude pouvant impacter la mesure GNSS du niveau de la mer.

Enfin, nous allons prendre un peu de hauteur avec la Partie III pour s'intéresser aux observations altimétriques dans nos deux zones d'étude. Le Chapitre 7 se focalise sur les Pertuis Charentais pour comprendre ce qui impacte les mesures de l'altimètre dans cette zone très dynamique. Les deux chapitres suivants se concentrent sur le lagon de Nouméa. Le Chapitre 8 détaille la méthodologie utilisée pour créer une longue série d'observations *in situ*, sous le passage de trois traces satellite, grâce aux données acquises durant la campagne GEOCEAN-NC 2019. Ces observations sont reprises dans le Chapitre 9 pour comparer et valider les mesures altimétriques dans le Lagon.

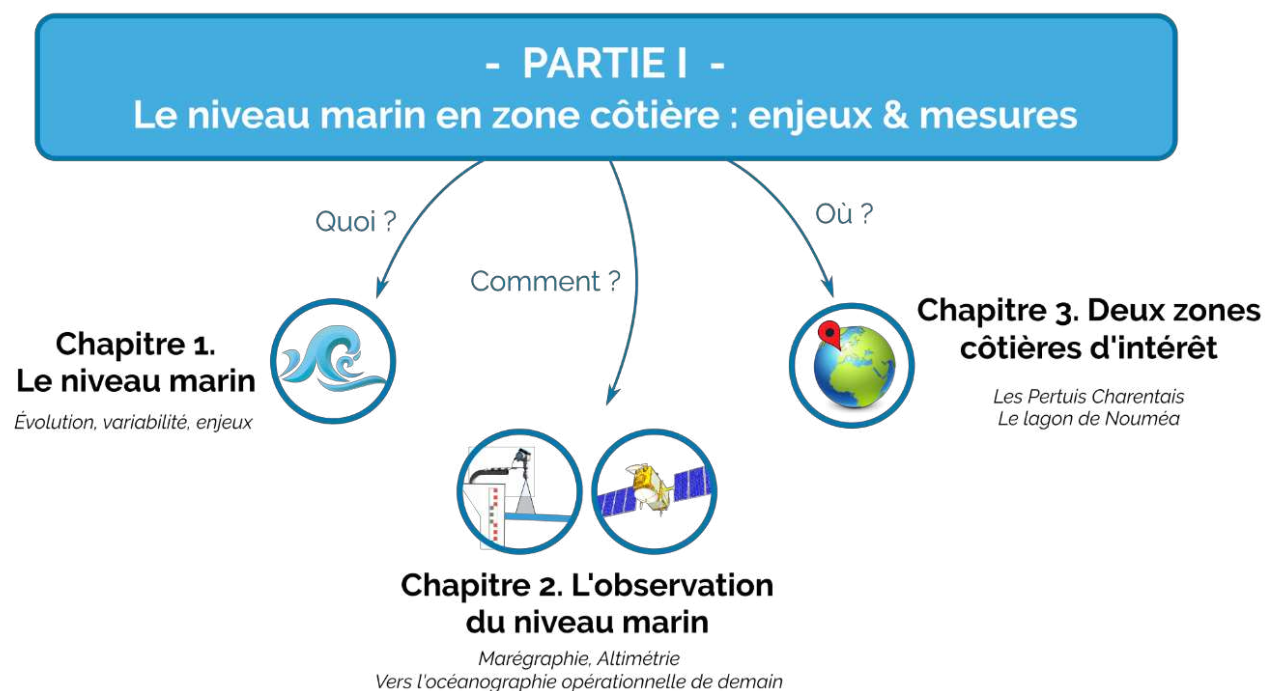
En conclusion, nous résumerons les principaux résultats de ma thèse et les perspectives que ces techniques innovantes de cartographie du niveau marin apporteront à l'altimétrie et l'océanographie de demain.



– PARTIE I –

LE NIVEAU MARIN EN
ZONE COTIERE :
ENJEUX & MESURES

Avec cette Partie I, l'objectif est de faire un état des lieux des connaissances sur le niveau marin pour comprendre les enjeux actuels et à venir, et remettre en contexte ma problématique de thèse. Après avoir rappelé l'origine des variations du niveau des océans (Chapitre 1), j'ai voulu retracer toutes les étapes et les techniques qui ont permis d'observer le niveau de la mer jusqu'à aujourd'hui, notamment la marégraphie et l'altimétrie (Chapitre 2). Le but est de mieux appréhender les questions qui animent la communauté de l'altimétrie et de l'océanographie côtière aujourd'hui. Cette introduction se clôture avec la présentation et la description de mes deux zones d'étude et de leur intérêt pour les recherches sur le niveau marin en zone côtière (Chapitre 3).



Chapitre 1. Le niveau marin

Ce chapitre introductif vise à détailler l'origine des variations globales et locales du niveau moyen des océans et présenter les perspectives d'évolution. Les conclusions présentées ici se basent largement sur le dernier rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, ou en anglais, Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) publié en août 2021 (IPCC 2021).

1.1. La variation du niveau moyen de la mer

Une multitude de processus, avec des échelles spatiales et temporelles variées, sont à considérer pour expliquer les variations du niveau marin (Figure 1. 1). Avec le changement climatique, les interactions entre l'atmosphère, l'océan et la cryosphère sont largement perturbées, aussi bien à l'échelle de la planète (section 1.1.1) qu'à des échelles régionales (section 1.1.2).

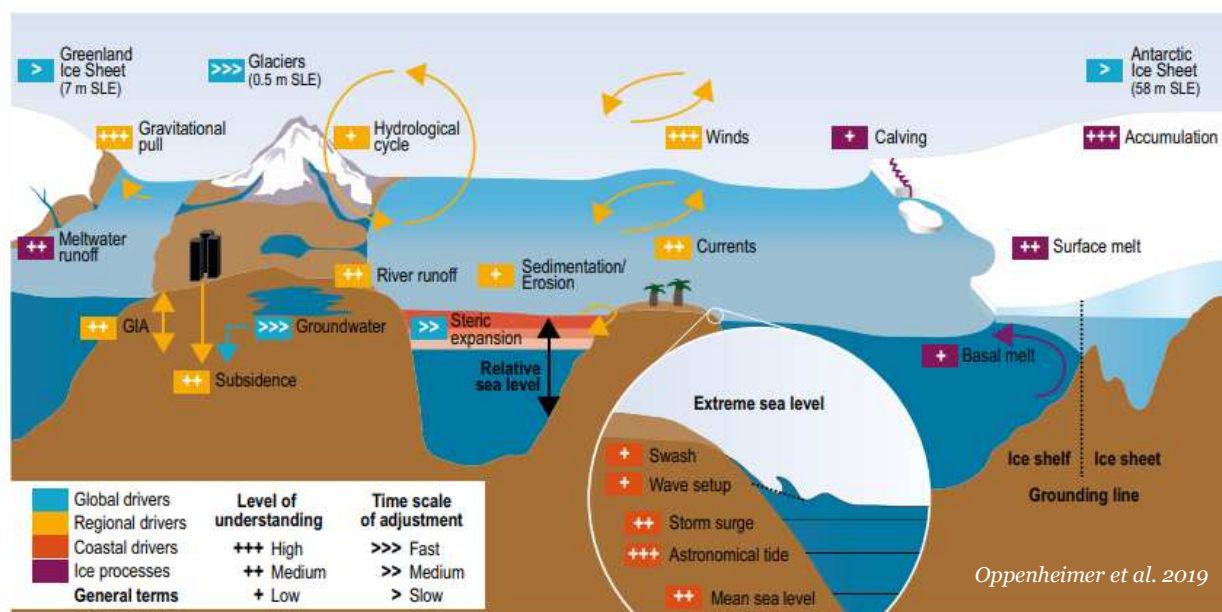


Figure 1. 1. Illustration des processus influençant le niveau marin global (bleu), régional (jaune) et les événements extrêmes (rouge). Les processus liés à la glace sont en violet. Le terme SLE (Sea Level Elevation) indique l'élévation du niveau de la mer associée à la fonte totale des calottes glaciaires. Figure extraite de l'étude de Oppenheimer et al. 2019.

1.1.1. Des processus globaux...

Avec l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, le système terrestre absorbe de plus grandes quantités d'énergie (Figure 1. 2a). Grâce aux nombreuses études menées ces dernières décennies, on sait maintenant que le bilan énergétique à l'échelle de la planète est cohérent avec la compréhension des différentes composantes de la variation globale du niveau marin (en anglais, *Global Mean Sea Level*, GMSL).

La plus grande partie de l'énergie accumulée est emmagasinée dans les océans sous forme de chaleur, les couches supérieures (entre 0 et 700m de profondeur) stockant 56% de cette énergie (IPCC 2021 et Figure 1. 2a). Ainsi, à l'échelle de la planète, l'élévation globale du niveau marin est principalement liée à la dilatation des océans sous l'effet de la température (effet thermostérique) et, dans une moindre mesure, de la salinité (effet halostérique). Sur la période [1971-2018], cela représenterait environ 50% de l'augmentation globale du niveau de la mer (Figure 1. 2b).

L'élévation du niveau marin s'explique également par les variations de la masse de l'océan, causées par la perte de glace terrestre ou par les changements dans les réservoirs d'eau douce (WCRP Global Sea Level Budget Group 2019). Ainsi, sur la période [1971-2018], il est estimé que 22% de l'augmentation du niveau moyen est liée à la fonte des glaciers continentaux (Figure 1. 2b). Il faut encore ajouter à cela les calottes glaciaires du Groënland et de l'Antarctique, qui représentent les principaux réservoirs d'eau douce de la planète, et qui sont donc potentiellement les plus grandes sources de changement du niveau marin. Bien qu'actuellement le GMSL soit davantage impacté par la fonte de la calotte groenlandaise (13% entre [1971-2018] contre 7% pour l'Antarctique), la disparition totale de la calotte antarctique représenterait une augmentation du niveau de la mer de 58 m. Enfin, sur la même période, 8% des variations du GMSL sont liées aux changements dans les réservoirs terrestres d'eau liquide (pompage, stockage d'eau douce par les barrages, ...).

1.1.2. ... avec des variabilités régionales

Les observations des marégraphes et des satellites altimétriques ont mis en évidence la grande variabilité spatiale du niveau marin, qui s'explique par la combinaison des processus globaux, régionaux et locaux sur des échelles de temps variables.

La modification de la répartition des masses d'eau sur la planète entraîne des changements de la gravité, de la rotation et des déformations élastiques et visqueuses de la Terre. Ainsi, à proximité d'une calotte glaciaire perdant de la masse, la croûte terrestre va remonter rapidement pour rétablir son équilibre isostatique. Malgré l'augmentation du niveau moyen

global dû à l'apport d'eau issue de la fonte de la glace, le niveau moyen relatif à proximité de la calotte sera négatif (Barletta et al. 2018).

En effet, lorsque l'on parle du niveau marin, il est nécessaire de faire la différence entre (Gregory et al. 2019):

- **Le niveau marin absolu** (en anglais *Geocentric Sea Level*, GSL), observé par les satellites, et qui correspond aux variations de la hauteur d'eau par rapport à un référentiel absolu et géocentrique.
- **Le niveau marin relatif** (en anglais *Relative Sea Level*, RSL), observé par les instruments fixés à la surface de la Terre, comme les marégraphes. Ces instruments mesurent les variations relatives du niveau marin par rapport au socle qui les supporte, et les mouvements verticaux du sol doivent donc être pris en compte pour interpréter leurs observations (Wöppelmann and Marcos 2016b).

Sur des échelles de temps longues, on observe également un réajustement viscoélastique de la terre en réponse à la fonte des calottes datant de la dernière ère glaciaire : c'est ce qu'on appelle, le rebond-post glaciaire (en anglais, *Glacial Isostatic Adjustment*, GIA). Comme pour la réponse élastique, cela induit des mouvements verticaux du sol qui peuvent ralentir ou accélérer localement l'élévation relative du niveau marin.

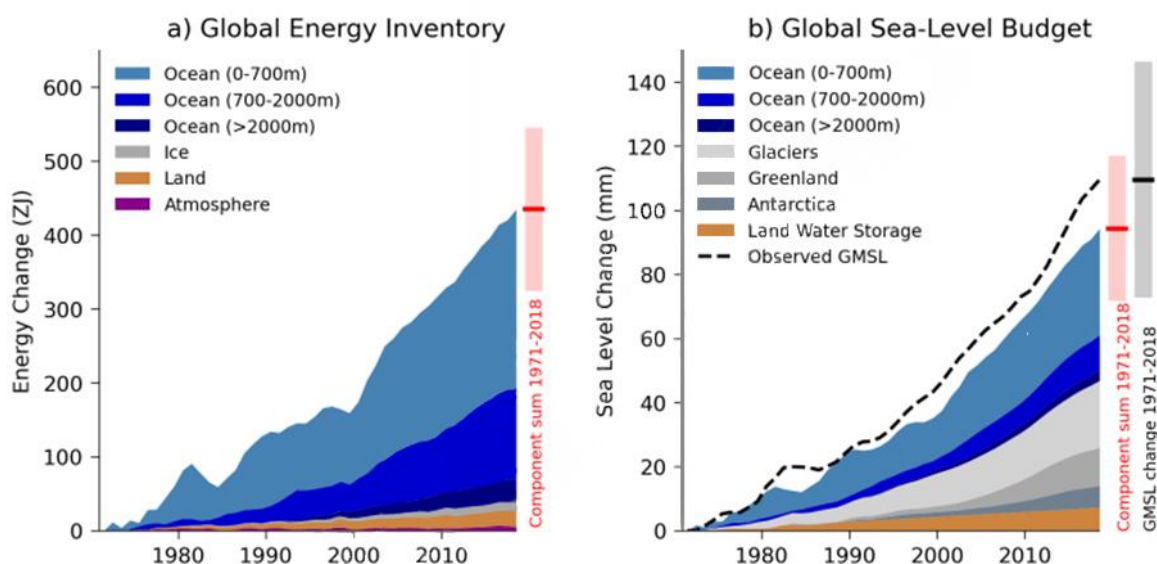


Figure 1. 2. Inventaire énergétique global de la Terre et évolutions du niveau marin (IPCC 2021 – Cross-Chapter 9.1, Figure 1)
a) Composantes de l'inventaire énergétique global de la Terre sur la période 1971-2018. L'estimation totale du réchauffement (et son incertitude) est indiquée par la ligne rouge (resp. la zone rouge).
b) Composantes de la variation du niveau marin sur la période 1971-2018. La ligne pointillée représente l'évolution du niveau global observée à partir des données marégraphiques (1971-1993) et des données altimétriques (1993-2018). La ligne grise (et la zone grise) représente l'augmentation totale du niveau moyen sur la période (resp. son incertitude).

L'évolution du niveau de la mer est également liée à des variations régionales ou locales de la topographie de l'océan, dues à des dynamiques océaniques ou atmosphériques, comme les courants, les vents, les changements de salinité ou de pression atmosphérique, ... Des variations régionales interannuelles comme le phénomène ENSO (El Niño-Southern Oscillation) ou NAO (Oscillation Nord Atlantique) sont aussi des facteurs importants de la variabilité régionale du niveau marin (Han et al. 2017).

1.2. Le niveau marin à la côte

Près de 20% de la population mondiale vit à moins de 30 km des côtes, et en France métropolitaine, plus d'une personne sur dix vit dans une commune littorale (Observatoire du littoral et Insee 2009). Lorsque l'on analyse l'impact de l'évolution du niveau moyen de la mer, on s'intéresse donc particulièrement aux variations relatives à la côte. Ce niveau marin relatif est bien évidemment impacté par les changements du niveau moyen global (section 1.1), mais d'autres processus sont également à prendre en compte, comme les marées ou les événements météorologiques.

1.2.1. Les marées océaniques

Le terme « marée » (qui vient du latin *mare* signifiant « mer ») décrit les mouvements liés à la déformation des éléments solides ou fluides de la Terre sous l'effet de la force d'attraction gravitationnelle exercée principalement par la Lune et le Soleil (Simon 2007). Ainsi, il existe une marée terrestre, mais c'est la marée océanique qui constitue le signal dominant du niveau marin à la côte.

Le va-et-vient de la marée océanique rythme depuis toujours la vie des hommes dans les régions littorales. Le besoin de prédire ces variations pour faciliter la navigation côtière a ainsi encouragé les premières études sur la marée. Dans la Grèce Antique, on associait déjà les changements d'amplitude de la marée aux mouvements des astres, notamment aux différentes phases de la Lune.

En 1687, Isaac Newton (1642-1727) publie la théorie de la gravitation et montre que les marées sont liées à l'attraction des molécules de l'océan par la Lune (par sa proximité avec la Terre) et le Soleil (par sa masse). Avec cette théorie statique, il définit la force génératrice de la marée. Près d'un siècle plus tard, Pierre-Simon de Laplace (1749-1827) développe cette explication avec sa théorie dynamique. Il explique que « *la réponse de la mer à la force génératrice de la marée prend la forme d'ondes diffuses se propageant à travers les océans avec une célérité dépendant de la profondeur* » (Simon 2007). Chaque onde de marée peut

également être réfractée, réfléchiée ou dissipée en fonction du milieu, et le signal de marée finalement observé est la superposition de toutes ces contributions.

Au début du XXe siècle, Arthur Thomas Doodson (1890-1968) développe le potentiel générateur de marée en une série d'amplitudes et de phases, opération mathématique appelée *analyse harmonique*. Grâce à cette décomposition, il est alors possible de déterminer en tout point les principales composantes harmoniques de la marée océanique (Table 1.1), et donc de discriminer les variations liées à la marée dans les observations du niveau marin à la côte.

Table 1.1. Principales composantes harmoniques de la marée (Simon 2007)

	Notation de Darwin	Origine principale de l'onde	Période
Diurnes	Q1	Lune	26 h 52 min
	O1	Lune	25 h 49 min
	P1	Soleil	24 h 04 min
	K1	Lune/Soleil	23 h 56 min
Semi-diurnes	N2	Lune	12 h 40 min
	M2	Lune	12 h 25 min
	S2	Soleil	12 h 00 min
	K2	Lune/Soleil	11 h 58 min
Ter-diurnes	M3	Lune	8 h 17 min

Le signal de marée est principalement composé d'une composante diurne (1 cycle par jour) et semi-diurne (2 cycles par jour). L'amplitude de ces deux composantes peut varier géographiquement, ce qui amène à définir 4 grands régimes de marée : la marée de type semi-diurne, diurne, semi-diurne à inégalités diurnes ou mixte.

Sur les côtes françaises, la marée suit principalement un régime semi-diurne et selon les ports, elle influe de manière très différente sur le niveau de la mer. Dans la baie du Mont Saint Michel, par exemple, la différence de hauteur d'eau entre la pleine mer et la basse mer (i.e. le marnage) peut atteindre 15 m lors des plus grandes marées. A l'inverse, sur la côte méditerranéenne, le marnage moyen est d'environ 40 cm.

1.2.2. Les événements météorologiques

En plus de la marée, le niveau marin observé à la côte est influencé par la houle, le déferlement des vagues, les changements de pression, les courants locaux ou encore les modifications du débit des rivières ou des fleuves.

Ponctuellement, des événements extrêmes affectent le niveau marin relatif. Ainsi, une chute de la pression atmosphérique et des vents forts peut provoquer une élévation anormale du niveau de la mer (i.e. des surcotes). Associées à des périodes de marée haute, ces surcotes peuvent induire des inondations importantes. A titre d'exemple, le cyclone *Amphan*, qui a

touché le golfe du Bengale dans le Nord de l'Océan Indien en mai 2020, a entraîné des surcotes allant de 2 à 5 m le long du littoral (Khan et al. 2021). Plus proche de nous, la tempête Xynthia qui a frappé la côte Atlantique française en février 2010 a généré une surcote de plus de 1.5 m à La Rochelle (Bertin et al. 2014). Comprendre et prédire la fréquence d'occurrence de ces phénomènes extrêmes est ainsi important pour le dimensionnement des ouvrages littoraux (digues, pontons, ...).

Les tsunamis impactent aussi le niveau marin à la côte avec des conséquences destructives. Ces vagues de surface, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur à l'approche de la côte, sont engendrées par le mouvement brutal d'un grand volume d'eau, généralement provoqué par un séisme, un glissement de terrain sous-marin ou une explosion volcanique dans l'océan. En plus de la surveillance de l'activité sismique, plusieurs réseaux de contrôle basés sur les observations des marégraphes ont été déployés sur la planète. En fournissant des données temps-réel du niveau d'eau, ces marégraphes permettent de suivre la propagation de l'onde de tsunami et de prévoir son arrivée sur des sites plus éloignés.

1.3. Les projections futures

D'après le dernier rapport de l'IPCC, l'élévation du niveau moyen de la mer au cours du XX^{ème} siècle est plus importante qu'au cours des trois derniers millénaires. Depuis les années 1960, cette élévation s'accélère, passant de 2.3 [1.6-3.1] mm/an sur la période [1971-2018] à 3.7 [3.2-4.2] mm/an sur la période [2006-2018] (IPCC 2021), et cela menace directement les populations côtières et insulaires.

Bien que des facteurs naturels jouent sur cette élévation globale du niveau marin, les activités humaines accentuent le processus. Les experts de l'IPCC ont ainsi estimé que même si les émissions de CO₂ étaient stoppées, le niveau moyen de la mer continuerait d'augmenter durant plusieurs siècles, atteignant + 10 à 15 cm supplémentaires d'ici à 2050.

Selon le scénario optimiste SSP1-2.6, qui prévoit des émissions de CO₂ quasi-nulles dans les années à venir et une limitation du réchauffement global en dessous des +2°C par rapport à l'aire préindustrielle, l'élévation du niveau de la mer se poursuivrait au même rythme qu'aujourd'hui (3-8 mm/an d'ici 2100 contre 3-4 mm/an en 2015). A l'inverse, selon le scénario SSP5-8.5 qui ne considère aucun changement de la politique climatique et de forts taux d'émission de CO₂, le niveau de la mer augmenterait 5 fois plus rapidement en 2100 qu'aujourd'hui (Figure 1. 3).

Dans tous les cas, les experts de l'IPCC s'accordent sur le fait que la fréquence et la gravité des événements extrêmes augmenteront dans les zones littorales. Il est très probable que les événements extrêmes centennaux se produiront 20 à 30 fois plus fréquemment en 2050, et 60 fois (ou 82 fois) plus fréquemment en 2100 selon le scénario SSP1-2.6 (resp. SSP5-8.5).

Localement, les variations du niveau marin pourront varier de +/- 20% par rapport aux estimations médianes du GMSL (IPCC 2021). A titre d'exemple, dans les régions situées dans des deltas de faibles altitudes (Nouvelle-Orléans ou delta du Gange et du Brahmapoutre), le pompage des nappes phréatiques et la construction de barrages induisent un enfoncement du sol qui amplifie l'élévation relative du niveau de la mer. Appréhender plus finement la variation du niveau marin dans ces zones côtières vulnérables est donc un véritable enjeu sociétal et un défi scientifique.

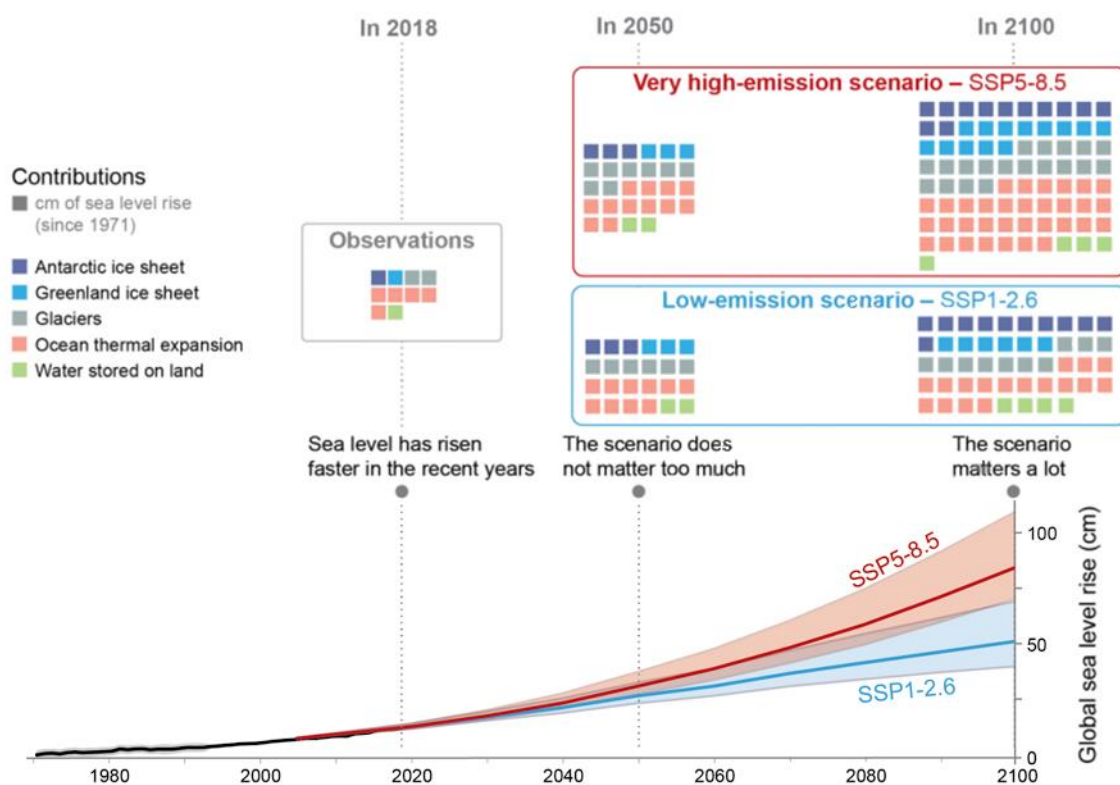


Figure 1. 3. Evolution globale du niveau moyen des océans observée et projetée, et contribution de ses principales composantes (IPCC 2021 - FAQ 9.2, Figure 1).

Chapitre 2. L'observation du niveau marin

Différentes techniques permettent d'observer les évolutions à plus ou moins long terme du niveau des océans. Dans ce chapitre, nous allons nous arrêter sur l'histoire et les principes fondamentaux de la marégraphie et de l'altimétrie spatiale pour mesurer la hauteur de la surface de la mer.

2.1. Surfaces marines de référence

Lorsque l'on parle de « hauteur de la surface de la mer », il est essentiel de s'accorder sur la définition même de cette hauteur et de la référence sur laquelle elle se base. Avant d'entrer dans le détail de la mesure, il semblait donc important de définir les différentes références verticales utilisées dans la suite de ce manuscrit.

2.1.1. Les surfaces de référence globales

Le niveau de la mer est généralement exprimé par rapport à deux surfaces de références globales qui définissent la forme de la Terre : l'ellipsoïde et le géoïde.

Ellipsoïde

L'ellipsoïde de révolution est la surface mathématique qui approxime le mieux la surface terrestre. Géométriquement, cela correspond à la surface engendrée par la rotation d'une ellipse autour de son demi-petit axe, ce qui ressemble à une sphère aplatie aux pôles.

Cette définition mathématique ne correspond pas parfaitement à la forme physique de la Terre, mais elle permet d'exprimer facilement les coordonnées géographiques d'un point et d'effectuer des calculs de positionnement et de distance dans un référentiel unique et stable.

Un ellipsoïde se définit par son origine (O), son demi-grand axe (a) et son aplatissement (f) à partir desquels on peut déduire le demi-petit axe ($b = a(1 - f)$) et l'excentricité

$$\left(e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}} \right).$$

De nombreux modèles d'ellipsoïdes coexistent, certains globaux, d'autres locaux, avec quelques différences dans la définition des paramètres. Dans ce manuscrit, trois ellipsoïdes sont utilisés : IAG GRS 80, WGS84 et TOPEX/Poseidon (Table 2. 1).

Table 2. 1. Paramètres des principaux modèles d'ellipsoïdes.

	IAG GRS 80	WGS 84	TOPEX/Poseidon
Demi-grand axe (a)	6 378 137.0 m	6 378 137.0 m	6 378 136.3 m
Aplatissement (f)	1 / 298.257 222 101	1 / 298.257 223 563	1/298.257
Usage	Référence pour les réalisations de l'ITRS et pour le système français RGF93.	Référence pour les mesures GPS.	Référence pour les mesures altimétriques TOPEX/Poseidon et Jason.
Commentaire	-	Son aplatissement diffère légèrement de l'ellipsoïde IAG GRS 80, d'où une différence de 0.1 mm sur la valeur de b.	De manière générale, il y a une différence de hauteur ellipsoïdale d'environ 70 cm avec l'ellipsoïde IAG GRS 80.

De manière conventionnelle, l'origine du repère de l'ellipsoïde correspond au centre des masses de la Terre (O). L'axe (Oz) suit l'axe de rotation de la Terre, et le plan (Oxy) est le plan de l'équateur. Le plan (Ozy) définit le plan méridien origine (Figure 2. 1).

Les coordonnées géographiques permettent de positionner un point M à la surface de l'ellipsoïde grâce à deux angles particuliers :

- La longitude (λ), qui est l'angle formé par le plan méridien de M et le méridien choisi comme origine (souvent le méridien de Greenwich).
- La latitude (ϕ), qui est l'angle formé par la normale à l'ellipsoïde au point M et le plan de l'équateur. Dans le cas de l'ellipsoïde, cette normale ne passe pas par le centre du repère O.

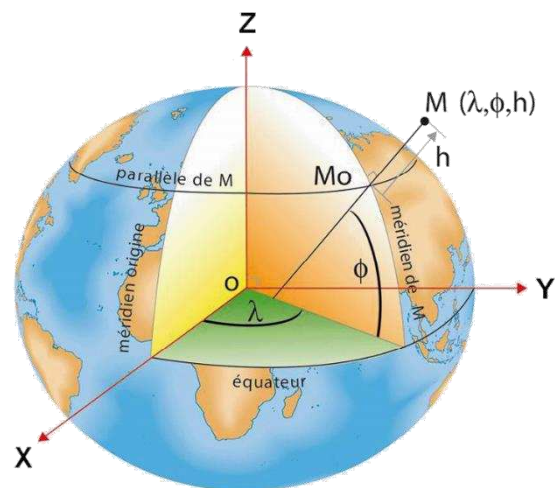


Figure 2. 1. Paramètres associés aux coordonnées géographiques (IGN 2019).

La **hauteur ellipsoïdale** (h) se définit donc comme étant la distance du point M à l'ellipsoïde, mesurée suivant la normale à l'ellipsoïde, et avec des valeurs positives au-dessus de l'ellipsoïde. C'est à cette hauteur ellipsoïdale que l'on accède avec le positionnement GPS et c'est dans ce référentiel qu'est fournie l'orbite d'un satellite (notamment les satellites altimétriques).

Géoïde

Le géoïde est défini comme étant une surface équipotentielle du champ de pesanteur qui coïncide au mieux avec le niveau moyen des océans au repos. Pour simplifier, sur cette surface physique, l'eau ne s'écoule pas.

Cette surface, très irrégulière et variable dans le temps, est liée à la répartition des masses dans l'océan, sur et à l'intérieur de la Terre (Figure 2. 2). La présence d'une chaîne de montagne va par exemple créer une déformation de la surface du géoïde. L'empreinte de la topographie des fonds marins va également se retrouver dans les variations du géoïde. De manière générale, le géoïde ne s'écarte pas de plus de 100 m de la surface de l'ellipsoïde.

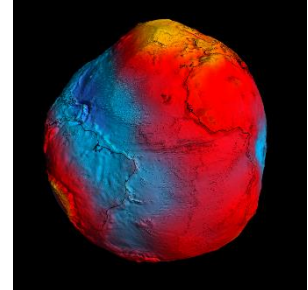


Figure 2. 2. Géoïde mesuré par le satellite gravimétrique GOCE (CNES, 2011).

L'**altitude** (plus particulièrement l'*altitude orthométrique*) définit la distance entre le géoïde et un point de la Terre suivant la verticale du lieu (soit la direction d'un fil à plomb). Toutefois la définition de l'altitude n'est pas unique et beaucoup de paramètres géophysiques entrent en jeu. Sans entrer dans les détails, il faut garder en tête que le système de référence d'altitude français (NGF-IGN69) se base sur une équipotentielle particulière (un quasi-géoïde), correspondant au niveau moyen de la mer observé au marégraphe de Marseille. Des grilles distribuées par l'Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN) permettent de convertir les hauteurs ellipsoïdales déterminées par GPS en altitudes dites normales sur l'ensemble du territoire métropolitain.

2.1.2. Les surfaces de la mer

La hauteur de la mer peut être exprimée par rapport à l'ellipsoïde ou au géoïde, mais également selon des références temporelles différentes. Ainsi, il est important de distinguer le niveau moyen de la mer sur une période donnée de son niveau instantané (Figure 2. 3).

Hauteurs moyennes

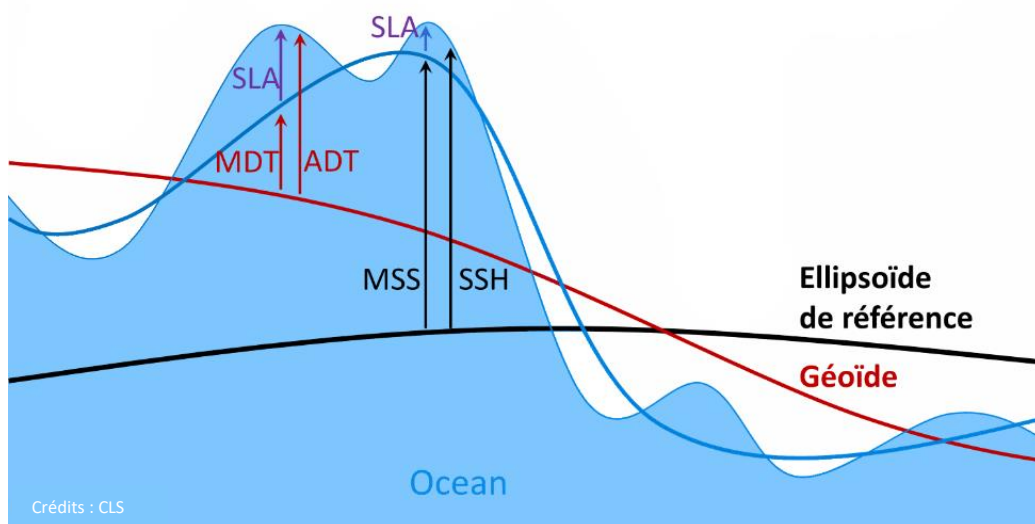
Le niveau moyen des océans (en anglais, **Mean Sea Surface, MSS**) correspond à la surface moyenne de l'océan par rapport à l'ellipsoïde de référence. Cette moyenne est calculée sur une durée suffisamment longue pour s'affranchir des effets des vagues et des variations météorologiques, mais intègre néanmoins certains termes permanents de marée et également des courants permanents ou stables. Ainsi, pour que la définition de ce niveau moyen soit pertinente, il est essentiel de lui associer la période considérée.

La topographie dynamique moyenne (en anglais *Mean Dynamic Topography*, MDT) est la hauteur moyenne de l'océan par rapport au géoïde. Elle traduit les changements du relief océanique dus à la circulation générale, comme par exemple le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord ou le courant de Kuroshio près du Japon.

Hauteurs instantanées

Lorsque l'on parle de la hauteur de la surface de la mer observée à un instant t (en anglais, *Sea Surface Height*, SSH), cela correspond à la hauteur instantanée par rapport à l'ellipsoïde. Cette surface est très variable, notamment à cause de phénomènes comme la marée, les changements de pression atmosphérique, les courants, mais également à cause de dynamiques locales comme la houle, les vagues, les conditions météo, ... Ces composantes variables dans le temps forment l'anomalie de hauteur d'eau (en anglais, *Sea Level Anomaly*, SLA), qui peut être estimée en soustrayant une MSS aux observations de SSH.

Si l'on se positionne non plus par rapport à l'ellipsoïde, mais par rapport au géoïde, la hauteur instantanée de la mer sera alors appelée la topographie dynamique absolue (en anglais, *Absolute Dynamic Topography*, ADT). Cette composante intègre donc la MDT ainsi que les anomalies du niveau de la mer (SLA).



Crédits : CLS

Hauteurs moyennes

MSS = Mean Sea Surface
MDT = Mean Dynamic Topography

Hauteurs instantanées

SSH = Sea Surface Height
ADT = Absolute Dynamic Topography
SLA = Sea Level Anomaly

Figure 2. 3. Relations entre les principales surfaces de référence et la surface de la mer.

2.1.3. Les références à la côte

Les observations du niveau de la mer ont d'abord commencé dans les ports et à proximité de la côte. Il est donc important de pouvoir faire le lien entre la surface observée en plein milieu de l'océan, et celle observée sur le littoral.

Les niveaux moyens à la côte

Il est difficile de définir un niveau moyen unique et stable, car il reste toujours relatif à la période utilisée pour calculer la moyenne (Simon 2007). Néanmoins, des consensus ont été établis pour faciliter les observations côtières.

Ainsi, si l'on soustrait à la hauteur d'eau instantanée (i.e. SSH) la contribution astronomique de la marée observée au même instant, on accède au niveau moyen instantané (NMI) (Shom 2020). La moyenne de ce résidu permet d'accéder au niveau moyen (NM), qui va varier selon la période considérée. On parle ainsi de *niveau moyen journalier* lorsque l'on considère 24h de données, de *niveau moyen mensuel* si l'on intègre un mois complet, etc.

Sur les sites disposant d'observations de longue durée (au moins plusieurs années), on peut déterminer un niveau moyen nominal (NMN), qui correspond au niveau moyen calculé sur la plus longue période de référence possible (Simon 2007). Dans ces ports de référence, le niveau moyen nominal est ensuite figé et relié aux référentiels d'altitude terrestres.

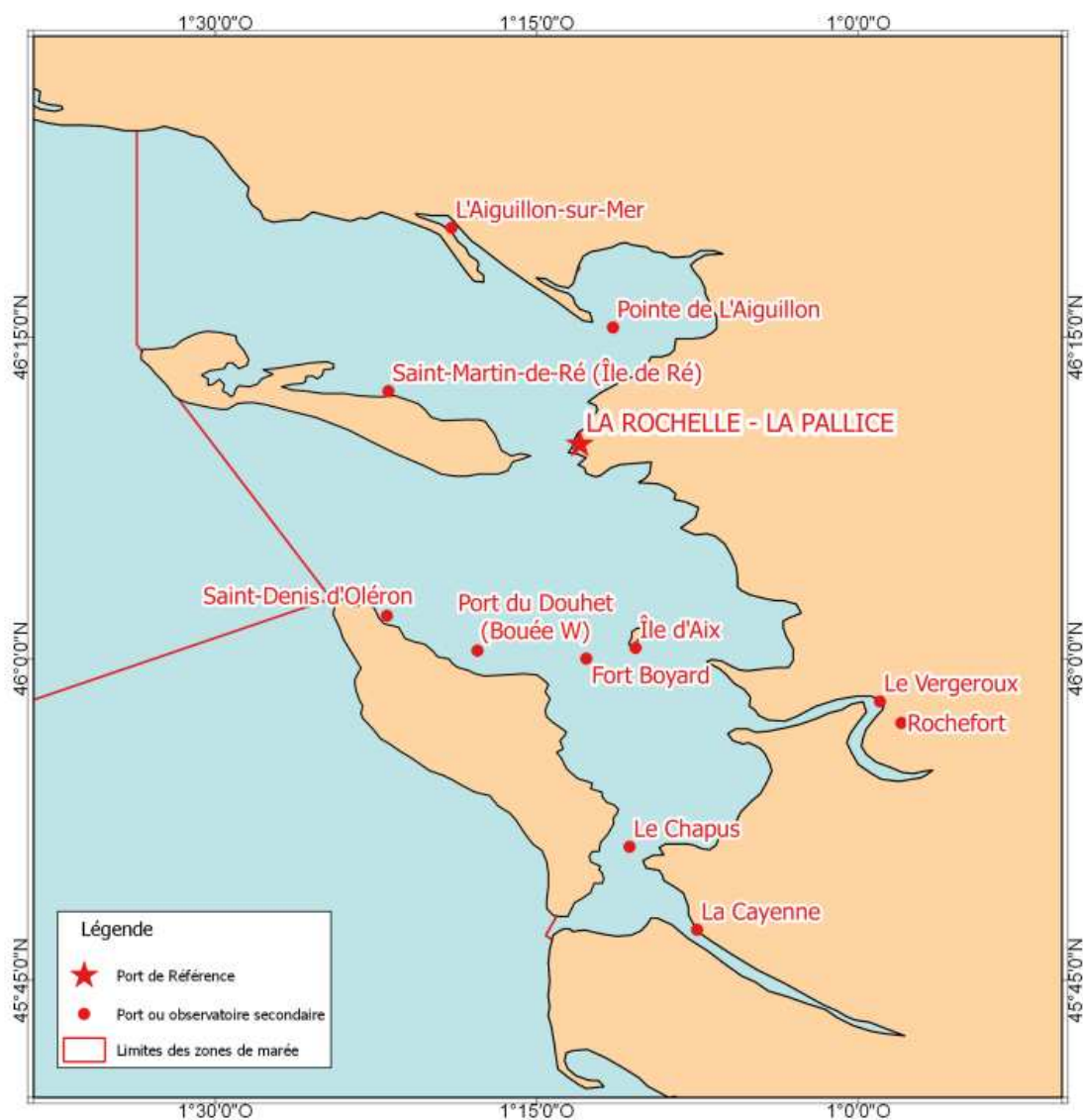
Zéro hydrographique

Le zéro hydrographique est la référence verticale pour les cartes marines et les annuaires de marées. Aussi appelé zéro des cartes, il sert de référence pour les sondes signalées sur les cartes de navigation, qui indiquent la profondeur minimale en un point donné (Simon 2007).

En France, le zéro hydrographique a été choisi pour correspondre au niveau des plus basses mers astronomiques (PBMA), au-dessous duquel le niveau de la mer ne doit théoriquement jamais descendre. En réalité, pour garantir que le zéro hydrographique soit réellement minimal et prévenir tout risque d'accident, il est même parfois fixé en dessous du niveau de ces PBMA. Ce choix arbitraire est préconisé par l'Organisation Hydrographique Internationale (OHI), et permet aux usagers des cartes marines de déterminer facilement la profondeur d'eau minimale (Shom 2020).

La détermination du zéro hydrographique est locale et se base sur les observations marégraphiques d'un port donné. A cause des différences de géographie, d'hydrodynamisme ou même de la durée des observations disponibles, des ports voisins peuvent donc avoir une définition différente du zéro hydrographique. Des zones de marée ont donc été définies pour

assurer la continuité du zéro des cartes marines sur de larges secteurs, et des tables permettent de faire le lien entre le zéro du port de référence et le zéro des ports secondaires (Figure 2. 4).



Nom	Repère fondamental	Organisme	Date	RF/ZH	RF/Ref	ZH/Ref	ZH/Elli	Ref
La Rochelle - La Pallice	O.O.K3-126	IGN	2011	9.107	5.604	-3.503	43.45	IGN69
Pertuis Charentais								
L'Aiguillon-sur-Mer	O.H.A3C3-38	IGN	2015	9.286	5.784	-3.502	43.48	IGN69
Pointe de L'Aiguillon								
Saint-Martin-de-Ré (Île de Ré)	O.HO-42	IGN	2011	8.056	4.553	-3.503		IGN69
Saint-Denis d'Oléron	O.O.P3-66	IGN	2011	7.764	4.355	-3.409	43.49	IGN69
Port du Douhet (Bouée W)								
Fort Boyard								
Île d'Aix	O.O.K3-195c	IGN	2011	7.650	4.145	-3.505	43.31	IGN69
La Charente								
Le Vergeroux								
Rochefort	O.O.K3-7F Bis	IGN	1995	7.583	4.043	-3.540		IGN69
Le Chapus	O.O.K3P3-21	IGN	2011	7.670	4.155	-3.515		IGN69
La Cayenne								

Figure 2. 4. Carte de la zone de marée des Pertuis Charentais et table récapitulative des références altimétriques maritimes des différents ports associés (Shom 2020). On peut noter que, par rapport à l'ellipsoïde de référence, le zéro hydrographique de l'Île d'Aix est environ 14 cm en dessous du zéro déterminé au port de La Rochelle – La Pallice.

Rattachement aux références terrestres

Pour assurer la stabilité de la définition du zéro hydrographique, il est nécessaire de le relier à des repères de référence terrestres, stables et pérennes (Figure 2. 5). Ainsi, il est possible d'assembler des observations faites à des époques différentes, ou de suivre les changements d'instrumentation ou de réaménagement des observatoires de marée.

La technique traditionnelle consiste à relier la cote du zéro hydrographique d'un port à un repère matériel stable, connu dans le réseau de nivellement français. Le système d'altitude de référence en France métropolitaine est le système NGF/ IGN69, dont l'origine a été établie à partir des observations marégraphiques réalisées à Marseille entre 1885 et 1897. Des opérations régulières de nivellement avec plusieurs repères du réseau permettent de s'assurer de la stabilité de l'observatoire de marée, et donc de la pérennité de la détermination du zéro hydrographique.

Avec l'apparition des techniques d'observation spatiales, il est aujourd'hui possible d'exprimer la cote du zéro hydrographique par rapport à l'ellipsoïde. La Référence Altimétrique Maritime (RAM) fournit cette information pour différents observatoires de marée (Shom 2020). Le projet BathyElli, porté par le Service hydrographique et océanographique de la Marine (Shom), permet d'étendre spatialement ces informations en fournissant une surface de référence verticale le long des côtes françaises (Pineau-Guillou and Dorst 2013).

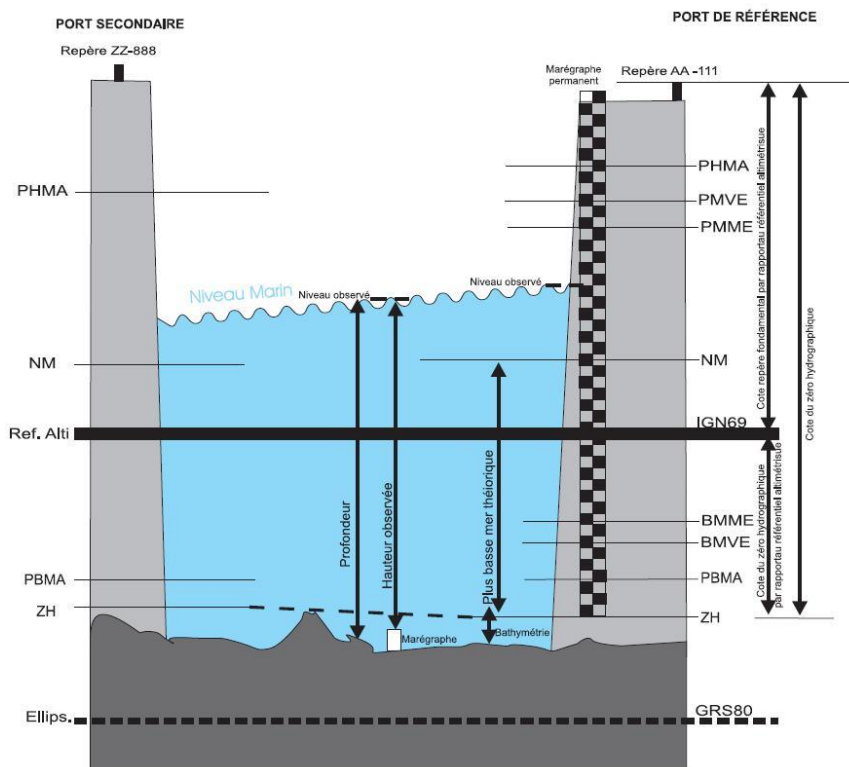


Figure 2. 5. Définition des niveaux de référence dans un port (source : Shom).

2.2. La marégraphie

« Il y a 300 ans, les premiers hydrographes brestoïis suivaient déjà les variations de la marée grâce à des échelles graduées.

Peu à peu, ces passionnés ont développé de nouveaux instruments : les marégraphes. Encore utilisés de nos jours, ces systèmes de mesure très précis sont déployés sur toute la planète, même en Antarctique ! »

Extrait de Ma Thèse en 180s.

Le mot *marégraphie* est issu du latin *mare*, qui signifie « la mer », et du grec *graphein*, qui signifie « écrire » : avec la marégraphie, on va donc chercher à « écrire la mer ». Il est cependant important de noter que « la mer », ce n'est pas seulement la marée. La marégraphie se rapporte à toutes les techniques qui permettent de mesurer les phénomènes affectant le niveau de la mer (la marée, la houle, les tsunamis, ...). Cette section a pour objectif de présenter ces différentes techniques, leur contexte historique et leurs évolutions, et se base principalement sur l'ouvrage « *La marée océanique côtière* » de Bernard Simon (2007).

2.2.1. Contexte historique

Les premières observations du niveau de la mer dans les ports ont été réalisées grâce à des échelles de marée. Les mesures faites à Brest entre 1711 et 1717 ont même été utilisées par Laplace pour établir sa théorie dynamique de la marée (section 1.2.1) (Simon 2007). Encore aujourd'hui, ces échelles graduées sont le seul moyen d'accéder au niveau de la mer par lecture visuelle directe (IOC 1985). Les observatoires de marée français sont donc équipés d'une échelle de marée qui permet de contrôler le bon fonctionnement des instruments.

En 1831 est inventé le premier instrument mécanique capable de mesurer la hauteur d'eau de manière automatique : le marégraphe à flotteur (Figure 2. 6). Bien que l'invention soit anglaise, c'est l'hydrographe français Chazallon (1802-1872) qui installa le premier dispositif pérenne dans le port de Brest vers 1842, ce qui initia la création d'un réseau d'observation marégraphique en France (Pouvreau 2008).

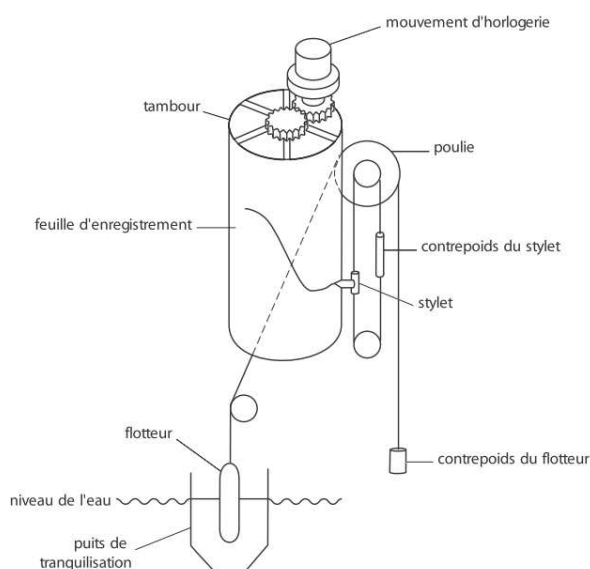


Figure 2. 6. Schéma d'un marégraphe à flotteur (Simon 2007).

Ce marégraphe est composé d'un flotteur, installé dans un puit de tranquillisation qui permet de filtrer les trop fortes oscillations de la mer et de protéger le dispositif de mesure. Un système d'enregistrement graphique, composé d'un tambour et d'un stylet relié au flotteur, retranscrit le signal océanique. De moins en moins courants aujourd'hui, ces marégraphes permettent néanmoins d'avoir accès à des observations historiques du niveau de la mer, malgré les difficultés de numérisation des marégrammes papiers et les erreurs liées au puit de tranquillisation (Simon 2007).

2.2.2. Techniques modernes

Avec les évolutions technologiques, d'autres instruments ont progressivement remplacé les marégraphes à flotteur dans les observatoires de marée.

Marégraphes à pression

Les marégraphes à capteur de pression mesurent les variations de pression de la colonne d'eau. Ces instruments doivent donc être placés en dessous du niveau des plus basses mers pour garantir leur immersion constante. Plusieurs types d'instruments existent et le choix d'un modèle plutôt qu'un autre dépend de la configuration du site de mesure (IOC 2006).

Si l'on connaît la pression atmosphérique et la masse volumique de l'eau de mer, il est alors possible de déduire la hauteur d'eau au-dessus du capteur grâce à la relation :

$$[H + h(t)] = \frac{P_m(t) - P_a(t)}{\bar{\rho}g} \quad (1)$$

Avec :

- $P_m(t)$, la pression mesurée par le capteur de pression à l'instant t ;
- $P_a(t)$, la pression atmosphérique au niveau de la mer au même instant ;
- $\bar{\rho}$, la masse volumique moyenne de l'eau de mer, qui est environ de 1 028 kg/m³ mais qui peut varier en fonction de la température, de la salinité et de la pression ;
- g , l'accélération de la pesanteur au point de mesure ;
- H , la profondeur d'immersion moyenne du capteur ;
- $h(t)$, la variation du niveau marin à l'instant t par rapport à H .

Les marégraphes pneumatiques (ou à bulles) ont parfois remplacé les marégraphes à flotteur, et on en trouve encore quelques-uns en activité aujourd'hui, notamment sur les côtes du Royaume Unis (IOC 2006). Leur fonctionnement repose sur l'envoi continu d'un filet d'air comprimé vers un cylindre immergé, ouvert dans sa partie inférieure et percé d'un petit trou sur le côté. L'air envoyé se comprime et repousse l'eau contenue dans le cylindre, jusqu'à

atteindre le niveau de l'orifice : des petites bulles s'échappent alors et remontent à la surface. On mesure alors la pression P_m , qui est égale à la pression de l'air envoyé dans le système (Pugh 1972). Ce type de marégraphe à pression est relativement simple à installer et fournit des observations précises, mais ses performances se dégradent en présence de vagues (Simon 2007).

Les évolutions technologiques ont permis le développement des marégraphes à jauge de contrainte et à quartz piézoélectrique. Ces instruments, beaucoup plus compacts et autonomes, se basent sur les variations de résistance électrique des jauges de contraintes ou sur les variations de fréquence de résonance de cristaux de quartz en fonction de la pression et la température. Largement utilisés pour les mesures océanographiques, ils peuvent être immergés à de grandes profondeurs durant plusieurs mois voire quelques années (Figure 2. 7). Cependant, ces capteurs ont tendance à dériver et un étalonnage avant et après leur déploiement est nécessaire pour corriger cette dérive. Lors d'un déploiement au large, il faut aussi prendre en compte les difficultés de rattachement des observations dans un référentiel global.

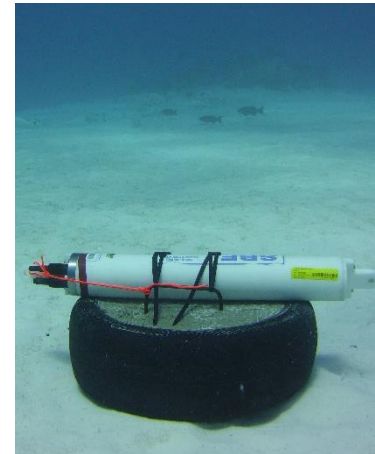


Figure 2. 7. Exemple de déploiement d'un marégraphe à quartz (Seabird SBE26 plus) dans le lagon de Nouméa. Le capteur est resté immergé 13 mois (Crédits : US-IMAGO Nouméa).

Les recherches dans ce domaine continuent, et de nouvelles perspectives apparaissent, notamment avec le développement des capteurs A-O-A (pour *Ambiant – Zéro – Ambient*). Avec cette méthode, il est possible d'estimer *in situ* (et donc d'enlever) la dérive le capteur de pression durant son immersion en mesurant la pression atmosphérique d'un compartiment étanche interne au capteur (Wilcock et al. 2021).

Marégraphes à ultrasons

Déployés à partir des années 80, notamment aux États-Unis, les marégraphes à ultrasons mesurent le temps de vol d'une impulsion acoustique entre un transducteur et la surface de la mer. Cette durée est ensuite transformée en tirant d'air en utilisant la vitesse du son dans l'air. La principale difficulté avec cette méthode est la prise en compte des gradients de température durant l'acquisition, qui influencent directement la détermination de la vitesse du son et donc la détermination du tirant d'air (IOC 2006).

Peu coûteux et relativement simples à installer, ces instruments sont positionnés à la verticale au-dessus de la mer. Des puits de tranquillisation peuvent être installés pour protéger les capteurs des intempéries. Ils calment également la surface de l'eau et permettent de limiter la perte de signal due à de mauvaises réflexions des ondes acoustiques.

Cependant, la présence de ce tube peut accentuer les gradients thermiques, et il est alors nécessaire de mesurer ces variations par l'installation de capteurs de température le long du puit. Une autre possibilité est de positionner des réflecteurs à une distance fixe et connue du transducteur, ce qui permet d'étalonner régulièrement le capteur, même durant ses phases de mesure (IOC 2006).

Marégraphes radars

A cause des incertitudes liées aux capteurs acoustiques, on leur préfère désormais les marégraphes radar (acronyme pour *Radio Detection And Ranging*). Ces instruments se basent tous sur la réflexion d'un signal radar à la surface de l'eau, mais deux technologies existent : les radars à impulsion (méthode TDR, *Time Domain Reflectometry*) et les radars à ondes continues et modulation de fréquence (méthode FMCW, *Frequency Modulated Continuous Wave*). Dans le premier cas, c'est le temps de vol aller/retour de courtes impulsions qui est mesuré, tandis que dans l'autre, on mesure une différence de fréquence (Devine 2000). En utilisant la vitesse de propagation de la lumière dans le vide, on aboutit à la détermination du tirant d'air.

Les marégraphes radars sont simples à déployer et à maintenir, et ils ne sont pas impactés par les variations thermiques et sont peu coûteux. Le transducteur doit être installé à la verticale du site d'observation, et la centrale d'acquisition peut être établie dans un local à proximité (Figure 2. 8). Dans certains cas, un tube de tranquillisation peut être installé pour protéger l'ensemble et réduire la variabilité de la surface. Dans ces puits, on peut aussi installer des marégraphes radar à ondes guidées, qui possèdent un câble vertical en acier inoxydable qui va transmettre l'impulsion radar. Cette technologie permet de limiter l'atténuation de la puissance du signal et de pousser la capacité d'observation à 15-20 m (IOC 2016).

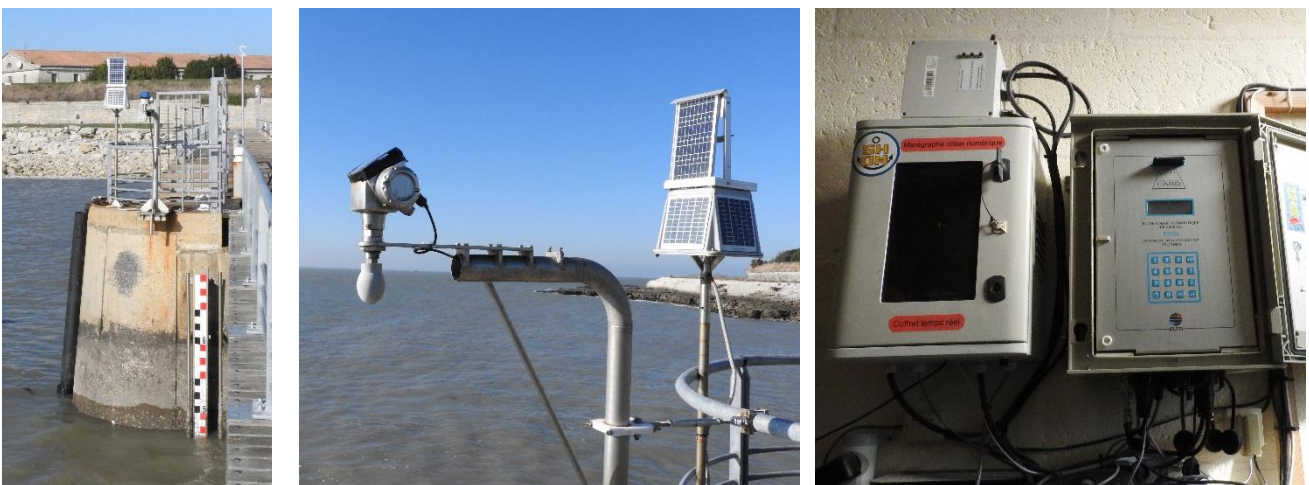


Figure 2. 8. Observatoire de marée de l'île d'Aix. Sur la jetée, le capteur radar est installé au-dessus de l'échelle de marée et est alimenté par des panneaux solaires. Le système d'enregistrement et de diffusion des données est positionné dans un local à une centaine de mètres du capteur (Crédits : C. Chupin).

Sur les côtes françaises, les marégraphes radar sont largement utilisés par le Shom pour équiper les stations du Réseau d'Observation du Niveau de la Mer (RONIM). La qualité de leurs mesures satisfait les critères de qualités exigés par le programme GLOSS (*Global Sea Level Observing System*), qui impose que l'incertitude instrumentale des observations marégraphiques soit inférieure au centimètre par tous temps (IOC 2006). Leur facilité d'installation et d'entretien, et leur faible coût sont aussi des facteurs qui ont joué pour les préférer aux autres systèmes (Poffa et al. 2012).

2.2.3. Contrôle des mesures

Dans un observatoire de marée, il est nécessaire de pouvoir relier les observations des différents instruments au zéro hydrographique local (voir section 2.1.3) et au réseau terrestre d'observation. Des repères de référence (Figure 2. 9) sont ainsi disposés à proximité du marégraphe, et des opérations de nivellement régulières permettent de contrôler le bon rattachement des instruments et la stabilité du site d'observation. Un minimum de 3 repères de référence pour chaque site de mesure est recommandé pour pallier les éventuels déplacements des marques et assurer la continuité des opérations de nivellement.



Figure 2. 9. Repère de référence à proximité du marégraphe de l'île d'Aix (Crédits : C. Chupin).

Pour relier les références locales dans un système global, il est également intéressant de disposer d'observations géodésiques à proximité du marégraphe. Ainsi, des mesures gravimétriques permettent de mettre en évidence des mouvements de la croûte terrestre. Mais ces déformations du sol peuvent aussi être suivies grâce à des stations GNSS (*Global Navigation Satellite System*, voir Chapitre 4) installées à proximité des marégraphes. Malgré les recommandations du GLOSS pour aménager des stations permanentes colocalisées avec les marégraphes, les coûts d'installation et la géographie des sites ne permettent pas toujours de répondre à cette obligation.

Un étalonnage régulier est aussi important pour pouvoir (re)caler le marégraphe dans le référentiel souhaité et contrôler les performances des capteurs. Pour ce faire, on vérifie l'exactitude des mesures des instruments par comparaison avec un étalon, qui peut être un capteur de même catégorie, ou une technologie différente comme une échelle de marée ou une sonde lumineuse (quelques exemples d'expérience : Martín Míguez et al. 2008; André et al. 2013; Park et al. 2014; Pérez et al. 2014).

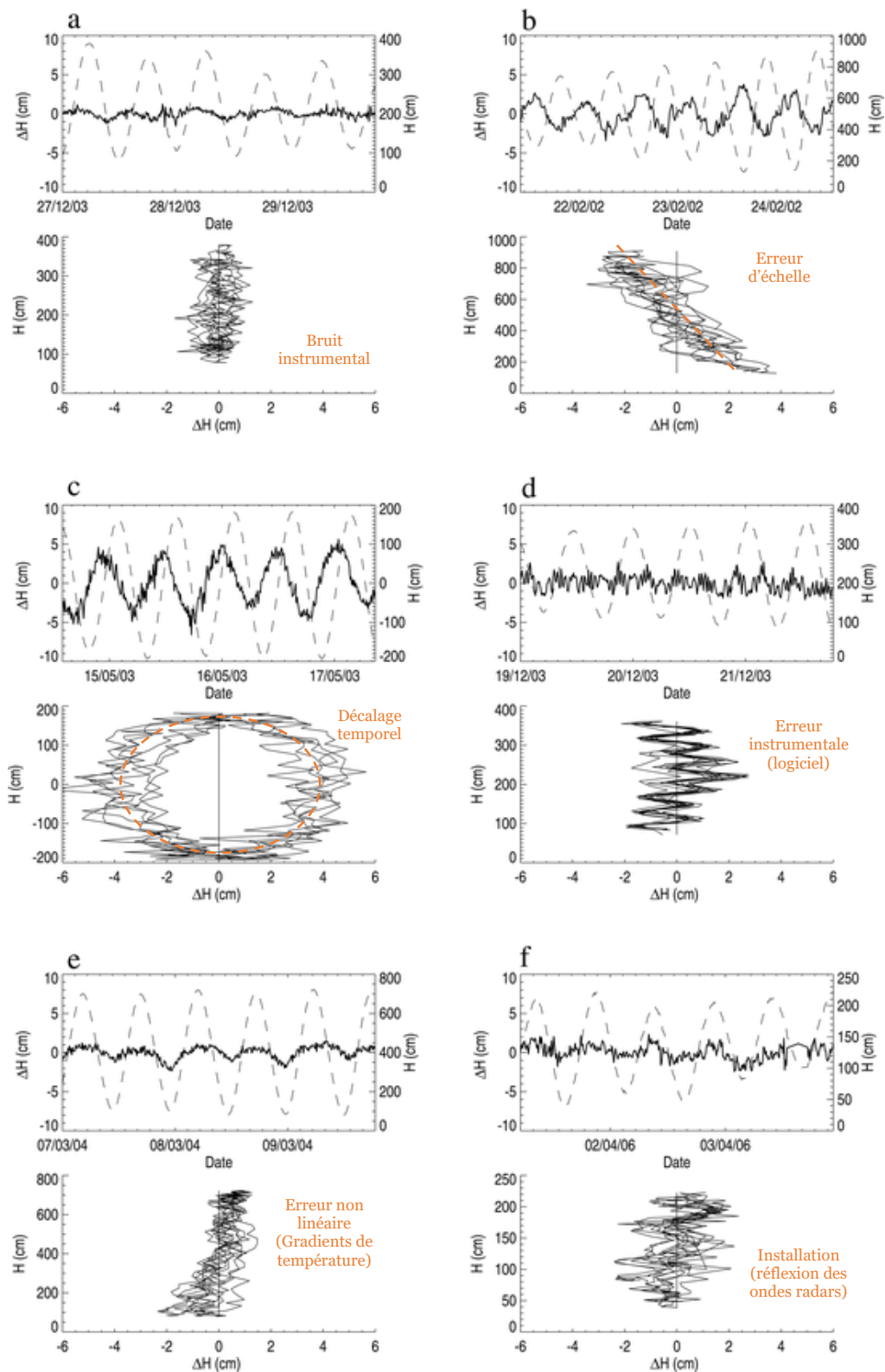


Figure 2. 10. Exemples de diagramme de Van de Castele tirés de l'étude de Martín Míguez et al. (2008)

Ces séries temporelles correspondent aux marégraphes de Vilagarcia (a, c, d), Liverpool (b), Brest (e) et Kerguelen (f). Les panneaux supérieurs représentent le résidu ΔH (courbe noire) et la hauteur d'eau (pointillés) en fonction du temps. Les panneaux inférieurs représentent les diagrammes de Van de Castele, qui donnent des indications sur le type d'erreur des capteurs (orange).

L'un des tests les plus courants pour les opérations d'étalonnage est le test de Van de Casteele (Lennon 1968), réalisé de préférence durant un cycle complet de marée. L'idée est de représenter sur un diagramme la variation de hauteur d'eau en fonction des résidus entre le capteur de référence et le capteur à étalonner ($\Delta H = H_{ref} - H_{gauge}$). La forme de la courbe qui en résulte permet de caractériser les erreurs du capteur (Figure 2. 10). Dans le cas idéal où le marégraphe n'a pas d'erreur, le graphique représente une ligne verticale centrée en zéro. Ce test simple à mettre en œuvre permet encore aujourd'hui de détecter les erreurs des marégraphe et de quantifier de façon précise l'erreur d'échelle et l'erreur de décalage temporel (Martín Míguez et al. 2008).

Cependant, le test de Van de Casteele ne permet de comparer que des paires d'instruments. Dans le cas où plusieurs capteurs sont étalonnés en même temps, Gobron et al. (2019) ont montré l'efficacité de la méthode d'estimation de la composante de variance par les moindres carrés (LS-VCE) pour déterminer la précision et les biais de chaque instrument. Le fait de combiner l'ensemble des observations disponibles fournit également une estimation plus précise du biais par rapport aux tests de Van de Casteele.

2.2.4. Nouvelles techniques de mesure






Avec le développement des technologies et des méthodes de calcul GNSS (voir Chapitre 4), de nouveaux instruments permettent aujourd'hui de déterminer avec précision la hauteur de la mer dans un référentiel global, ce qui permet de pallier certaines limitations des marégraphe côtiers numériques.

Bouées GNSS

Les bouées GNSS permettent d'accéder à la hauteur de la mer directement dans un référentiel global en s'affranchissant des contraintes liées aux mouvements verticaux du sol et de la stabilité du site d'observation. Plusieurs études ont montré que ces plateformes flottantes pouvaient mesurer le niveau de la mer avec une précision centimétrique, comparable à celle des marégraphe (André et al. 2013; Chupin et al. 2020). De nombreux designs de bouées GNSS existent avec des caractéristiques différentes adaptées aux sites de mesure (Table 2. 2).

Ces instruments, relativement simples à déployer, sont ainsi utilisés pour étalonner des marégraphe (Watson et al. 2008; Testut et al. 2010; Martín Míguez et al. 2012; Gobron et al. 2019) mais également pour caractériser/valider des données des satellites altimétriques en zone côtière (Born et al. 1994; Watson et al. 2003; Bonnefond et al. 2019; Zhou et al. 2020), détecter des tsunamis (Kato et al. 2018) ou recaler des observations de géodésie de fond de mer (Ballu et al. 2010).

Table 2. 2. Quelques exemples de bouées GNSS et de leur usage.

Développeur	Photos	Usage
University of Tasmania (Australie)	 © Watson et al. 2011	Développée pour l'étalonnage des missions altimétriques, elle a un diamètre d'environ 1.6 m et pèse environ 30 kg (Watson et al. 2003).
IPGP (France)	 © SHOM, Séverine Enet, 2012	Développée initialement pour des projets de géodésie de fond de mer (Ballu et al. 2010), ses petites dimensions (30 kg, 80 cm de diamètre) permettent un déploiement rapide.
INSU (France)	 © SHOM, Séverine Enet, 2012	Développée pour l'étalonnage des marégraphes du réseau ROSAME (Réseau d'Observation Subantarctique et Antarctique du niveau de la Mer), elle est démontable et transportable facilement (20 kg).
Shom (France)	 © SHOM, Yann Dupont, 2012	Disposée sur une structure triangulaire, elle a été développée pour étalonner des marégraphes ou valider des modèles de MSL (section 2.1.2). Sa lourde structure (65 kg) lui assure une grande stabilité mais filtre les mouvements haute-fréquence. Elle a une grande autonomie (10 jours).
Kochi Prefecture (Japon)		Développées initialement pour les réseaux de surveillance des tsunamis, ces bouées supportent de nouveaux capteurs qui permettent de surveiller les risques tectoniques, enregistrer les paramètres météorologiques...

Les données GNSS acquises par les bouées sont souvent traitées de manière différentielle par rapport à une station de base (voir Chapitre 4 pour plus de détails). Mais la précision de ces calculs dépend de la distance entre le point de mouillage et la station de référence, ce qui impose que les mesures s'effectuent proche de la côte (jusqu'à quelques dizaines de km). De nouvelles techniques permettent de s'affranchir de ces limites de distance comme la méthode PPP (*Precise Point Positioning*), qui s'est déjà révélée capable de calculer la hauteur d'une bouée à quelques cm près (Fund et al. 2013).

Aujourd'hui, grâce à l'amélioration des antennes et récepteurs GNSS, de nouvelles bouées très compactes et *low cost* sont également développées (pour quelques exemples, voir Knight et al. 2020 au Royaume-Unis et le réseau open-source Centipède¹ en France).

¹ Site internet du projet Centipède : <https://docs.centipede.fr/> (et plus particulièrement ses premières balises open source : https://docs.centipede.fr/docs/exemple/Balise_Reunion.html)

Réflexométrie GNSS

La technique de la réflexométrie GNSS (GNSS-R) est apparue dans les années 90 (Hall and Cordey 1988; Martin-Neira 1993) avec le développement des constellations satellites (voir Chapitre 4 pour plus de détails). Cette méthode tire parti des multi-trajets des signaux GNSS pour calculer des distances (Roussel 2013). En effet, les signaux électromagnétiques émis par les satellites GNSS peuvent arriver directement aux récepteurs, mais peuvent aussi être réfléchis à la surface de la Terre (Figure 2. 11). L'analyse du retard entre le signal direct et le signal réfléchi permet d'estimer la hauteur entre le récepteur et l'objet réfléchissant. Ce retard peut être déterminé en utilisant les mesures de code ou de phase, ou en utilisant la cohérence des ondes (analyse interférométrique).

La surface de l'eau agit comme un miroir pour les ondes GNSS, particulièrement pour les micro-ondes L (fréquence de 1575.42 MHz pour L1 et de 1227.60 MHz pour L2). Se basant sur cette idée, des réflexomètres ont été positionnés à proximité des marégraphes pour suivre les variations du niveau marin (Löfgren et al. 2011; Larson et al. 2013; Lestarquit et al. 2016). Cette technique a l'avantage de fournir des observations absolues du niveau de la mer, mais la précision des hauteurs obtenues est encore faible (~10 cm).

En partant du postulat que le marégraphe et le réflexomètre enregistrent les mêmes variations de la mer, cette méthode peut également permettre d'estimer les différences de hauteur entre les deux instruments (Santamaria-Gomez et al. 2015). Pour les sites où les informations de nivellement ne sont pas connues, cela pourrait permettre de rattacher les observations des marégraphes dans un référentiel absolu.

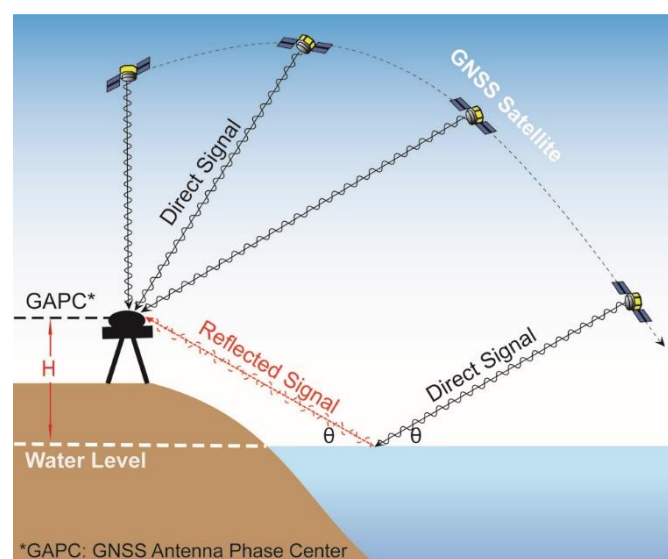


Figure 2. 11. Principe de la réflexométrie GNSS (Peng et al. 2019).

2.2.5. Atouts et limites des observations marégraphiques

Les marégraphes sont des instruments indispensables pour étudier le niveau marin. Relativement simples à déployer et à entretenir, ils fournissent des observations précises et haute-fréquence du niveau de la mer, certaines séries temporelles datant même de plusieurs centaines d'années. Pour analyser les tendances longues de la variation du niveau de la mer, ces informations historiques sont essentielles.

Cependant, les observations marégraphiques sont aussi limitées par leur couverture non homogène du globe. Principalement installés dans les ports ou les zones côtières fortement peuplées et développées, l'hémisphère Nord est mieux couvert en observations que l'hémisphère Sud (Hamlington et al. 2016). Du point de vue temporel, il existe aussi une grande disparité entre les stations, avec des séries de mesure plus ou moins longues et des interruptions d'enregistrement dues au déplacement des capteurs, à des changements ou destruction de matériel ou même à l'arrêt de la maintenance des stations.

Il faut également considérer les limitations liées au principe même des mesures marégraphiques. Le niveau de la mer qu'ils observent est un niveau relatif à la côte sur laquelle ils sont installés (section 1.1.2). Si cette côte est soumise à des mouvements verticaux, alors les tendances des marégraphes peuvent être biaisées. Pour étudier les variations globales et absolues du niveau marin, il est donc nécessaire de prendre en compte ces mouvements verticaux (Wöppelmann and Marcos 2016b).

C'est le besoin d'observations globales, absolues et inter-comparables qui a impulsé le développement des techniques altimétriques.

2.3. L'altimétrie

« Alors les hommes ont décidé de prendre de la hauteur !

Dans les années 90, ils ont lancé les premiers satellites altimétriques, chargés de mesurer le niveau des océans avec une précision centimétrique, même en orbite à plus de 1000 km d'altitude. »

Extrait de Ma Thèse en 180s

L'apparition des techniques d'altimétrie satellitaire a permis d'observer le niveau global de la mer, ses variations et son évolution. En orbite autour de la Terre, les altimètres se basent sur le temps de propagation d'une onde radar pour déterminer la distance les séparant de l'eau. Après un bref contexte historique, cette section vise à présenter les principes fondamentaux de cette technique et ses enjeux.

2.3.1. Contexte historique

Les prémices de l'observation des océans

Les premiers satellites altimétriques ont été développés dans les années 1970, notamment avec la mission Skylab (1973-1974) qui a produit la première cartographie par satellite des variations spatiales du géoïde en domaine océanique. La qualité des observations s'est améliorée avec les missions GEOS 3 (1975-1979) et Seasat (1978), ce qui a motivé le lancement de la mission GEOSAT (1985-1990) (Stammer and Cazenave 2017).

Grâce aux progrès réalisés sur la détermination des orbites, la mission TOPEX/Poseidon (1992-2006) a ensuite été capable de mesurer la topographie de l'océan durant 13 ans avec une précision centimétrique. Construit conjointement par la NASA et le CNES, ce satellite est doté de deux radars altimétriques et d'un radiomètre pour corriger les retards de propagation de l'onde radar liés à la traversée de l'atmosphère. La qualité de ses mesures permet d'observer pour la première fois des phénomènes océaniques de faible amplitude. Son orbite basse avec une période de revisite de 10 jours est permet de restituer les processus de marée en limitant le phénomène d'aliasing (Schlax and Chelton 1994).

En parallèle, les missions de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), ERS-1 (1991-2000) et ERS-2 (1995-2011), positionnées en orbite basse héliosynchrone, ont apporté des informations sur les processus méso-échelle et de haute latitude. Ces observations sont complétées par la mission GEOSAT Follow One (GFO, 1998-2008) qui suit la même orbite que GEOSAT. L'ensemble de ces constellations (Figure 2. 12) sont à l'origine des mesures océanographiques opérationnelles et des suivis climatiques sur le long terme (Stammer and Cazenave 2017).

Les missions opérationnelles

Dans la lignée de TOPEX/Poseidon, le CNES et la NASA lancent la mission Jason-1 en 2001, suivie en 2008 par Jason-2 et par Jason-3 en 2016 (Figure 2. 12). Malgré leur petite taille, ces satellites fournissent des données continues de la hauteur de la mer avec la précision centimétrique requise pour les études océanographiques. Ces mesures permettent de développer des analyses climatiques et environnementales à long-terme et de concevoir des services océanographiques opérationnels.

L'ESA poursuit elle aussi ses missions d'observation de la Terre en lançant en 2002 le satellite Envisat, qui prend la relève des missions ERS. Dans la continuité d'Envisat, la mission franco-indienne SARAL/AltiKa, lancée en 2013, intègre un nouvel altimètre basé sur la bande fréquentielle Ka (35.75 GHz) pour permettre des observations haute-résolution (voir section 2.3.5 pour plus de détails). D'autres missions sont mises en place pour compléter ce panel d'observations, notamment le satellite Cryosat (2010-), dédié aux études sur l'évolution des calottes polaires et la fonte des glaces en lien avec le changement climatique.

Dans les années 2000, la série de satellites chinois HaiYang est développée pour le suivi scientifique et opérationnel des océans, avec notamment la mission HY-2 qui étudie la dynamique océanique. En Europe, le programme Copernicus se développe avec des objectifs similaires. Ainsi, les satellites Sentinel-3a (2016-) et Sentinel-3b (2018-) fournissent régulièrement des observations de la topographie des océans, ainsi que des données opérationnelles sur l'état de mer qui sont assimilés dans les modèles de prévision et de réanalyse.

Le futur de l'altimétrie

Le principal enjeu des nouvelles missions est de fournir des données avec la meilleure résolution spatiale et temporelle possible. En 2020 a été lancé le satellite Jason-CS/Sentinel-6 qui va assurer la continuité avec les observations de Jason-3 (Figure 2. 12). Ce satellite profite de toutes les expériences précédentes pour embarquer l'instrumentation la plus avancée.

A la fin de l'année 2022 devrait être lancé le satellite SWOT (*Surface Water Ocean Topography*), une mission conjointe entre la NASA, le CNES et les agences spatiales canadiennes et anglaises. Ses observations large-fauchée doivent permettre d'améliorer les connaissances actuelles dans le domaine de l'océanographie mais également de l'hydrologie.

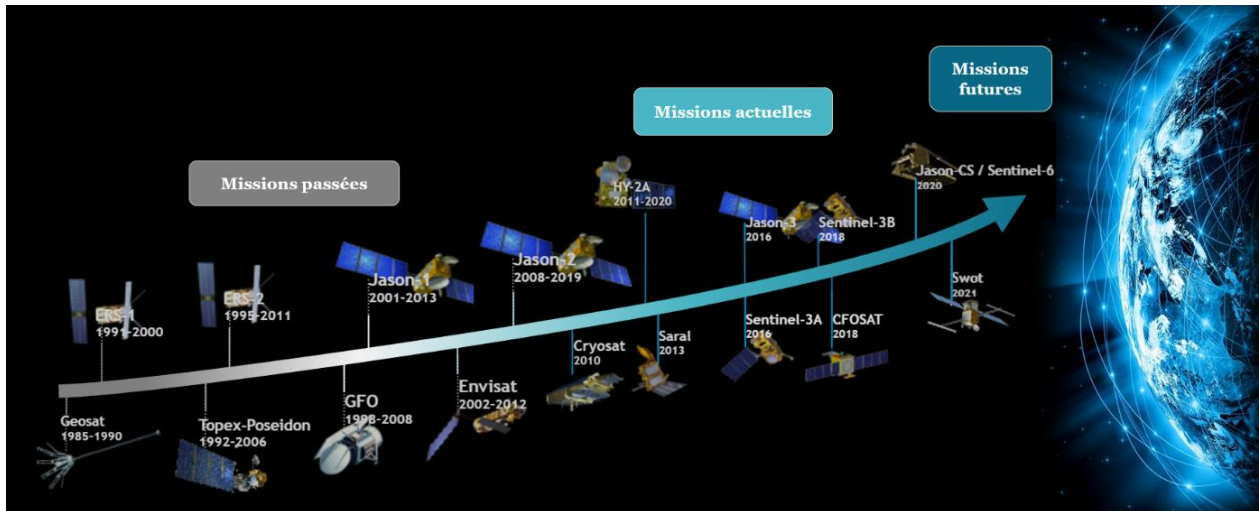


Figure 2. 12. Historique du déploiement des satellites altimétriques (adapté de www.aviso.altimetry.fr).

2.3.2. Altimétrie radar nadir

Principe de la mesure

Le principal objectif de la mesure altimétrique est de déterminer la distance entre le satellite et la surface de la Terre : cette distance est appelée *range*. Pour cela, l'altimètre émet de courtes impulsions vers le nadir (*i.e.* à la verticale du satellite) avec une haute fréquence de répétition. Après avoir atteint la surface, une partie de ce rayonnement est retournée à l'altimètre. La fréquence de répétition des impulsions est choisie pour que la réception du signal s'intercale entre deux phases d'émission.

La forme et l'amplitude du signal reçu (aussi appelé *écho radar*) permet d'estimer plusieurs paramètres géophysiques. Le *range* est déterminé en utilisant la durée du trajet aller-retour de l'onde (Figure 2. 13) :

$$R = \frac{1}{2} \times c \times t - \sum \Delta R \quad (2)$$

Avec :

- R , le *range* ;
- c , la célérité de la lumière dans le vide ;
- t , le temps de propagation aller/retour de la pulsation radar ;
- $\sum \Delta R$, la somme des corrections instrumentales, atmosphériques et géophysiques affectant le trajet de l'onde radar (Figure 2. 13).

La valeur du *range* varie selon la position du satellite sur sa trajectoire et de la topographie terrestre. Pour obtenir des hauteurs dans un référentiel géocentrique, le *range* est donc soustrait à la hauteur du satellite au-dessus de l'ellipsoïde (Figure 2. 13) :

$$SSH = H - R \quad (3)$$

Avec :

- SSH , la hauteur ellipsoïdale de la surface de la mer ;
- H , la hauteur ellipsoïdale du satellite.

Ainsi, pour garantir la précision de la SSH altimétrique, une connaissance poussée de l'orbite du satellite est nécessaire. Pour l'estimation précise des orbites (en anglais, *Precise Orbit Determination*, POD), les principales sources de données sont des mesures de distance entre un satellite et la Terre (via la télémétrie laser sur satellite – en anglais, *Satellite Laser Ranging*, SLR – et le système DORIS) ou entre deux satellites (via les constellations GNSS). Il est également nécessaire de modéliser les forces qui peuvent agir sur l'attitude du satellite (Figure 2. 13).

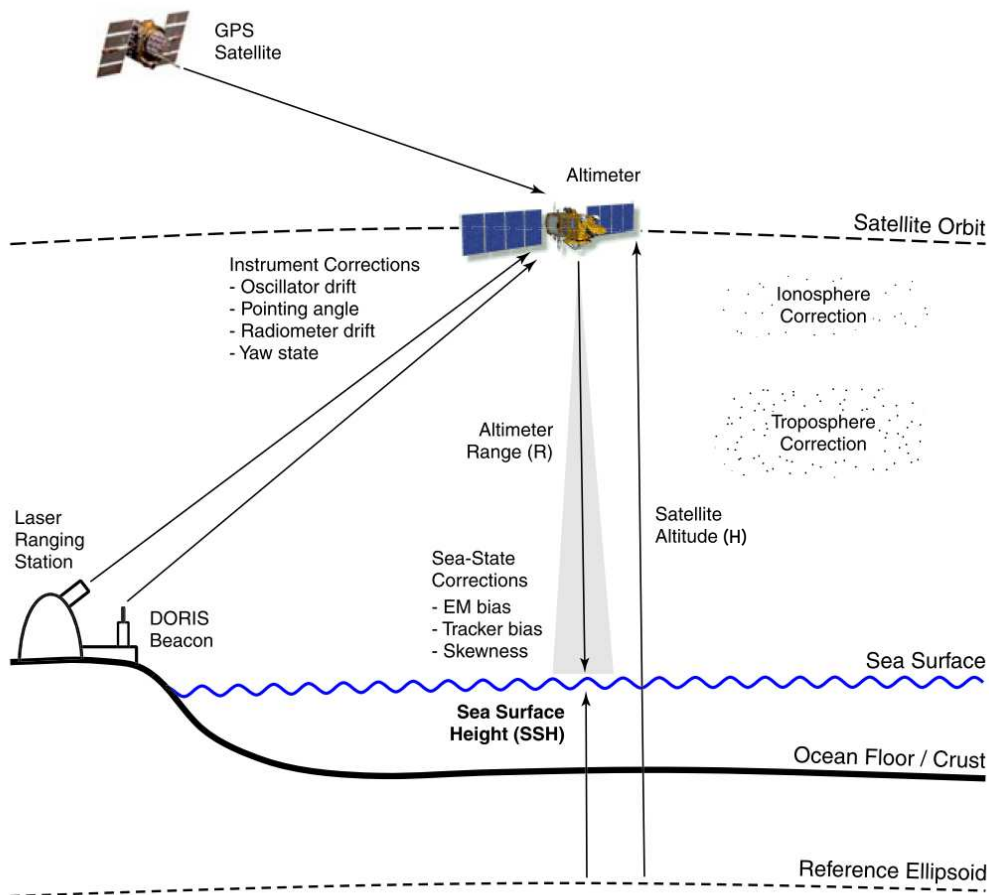


Figure 2. 13. Principe général de la mesure altimétrique et des corrections à apporter (figure extraite de Watson 2005).

Traitement et analyse de l'écho radar

Les impulsions émises par l'altimètre radar ne sont pas étroites comme dans le cas d'un laser, mais ressemblent plutôt à un cône (avec un angle d'émission) qui s'élargit au fur et à mesure de sa propagation (Figure 2. 14). Ainsi, la zone couverte au sol par l'altimètre correspond à un cercle de plusieurs kilomètres de diamètre qui va varier en fonction de l'état de mer, de la hauteur des vagues, de la topographie, etc. En mer, l'écho réfléchi vers le satellite est la somme de nombreux petits échos induits par les creux et pics des vagues contenues dans l'empreinte au sol.

La puissance de l'écho retour est enregistrée à bord du satellite dans une fenêtre de suivi, composée de 64 ou 128 portes, qui s'ajuste continuellement en fonction des mesures précédentes pour assurer la bonne réception du signal.

La forme du signal reçu par le satellite (en anglais, *waveform*) représente l'évolution temporelle de la puissance retournée (Figure 2. 14). Avant l'arrivée de l'écho radar, le signal enregistré est proche de zéro : l'altimètre capte seulement les réflexions parasites dans l'atmosphère et le bruit électronique des instruments. Le front d'onde étant sphérique, c'est la partie centrale de l'onde qui atteint la surface en premier : la puissance retournée est alors maximale et on observe un pic de la forme d'onde (*leading edge*). Cette puissance diminue ensuite avec la fin de la propagation de l'onde (*trailing edge*). La formulation théorique de cette forme d'onde océanique a été donnée par Brown (1977) et affinée par Haines (1980).

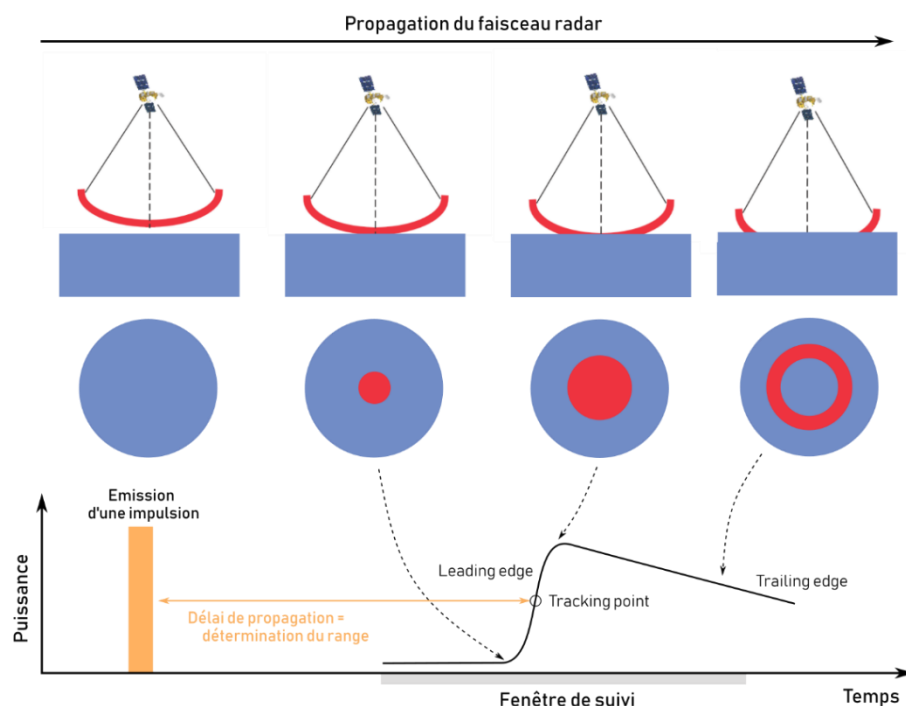


Figure 2. 14. Evolution de la forme d'onde en fonction de la réflexion du signal sur la surface (figure adaptée de Stammer and Cazenave 2017, p.19)

Après le transfert des mesures dans des centres de contrôle à terre, un processus appelé *retracking* permet d'ajuster la forme d'onde avec un modèle théorique (comme le modèle de Brown) pour estimer différents paramètres géophysiques (Figure 2. 15a) :

- L'époque (τ), à partir de laquelle on détermine le *range* ;
- La pente de la *leading edge* (σ_s), qui est directement liée à la hauteur significative des vagues (en anglais *Significant Wave Height*, SWH) ;
- L'amplitude du signal (P), qui est liée au coefficient de rétrodiffusion de la surface (σ_o) et peut permettre de déterminer la vitesse du vent ;
- Le bruit thermique (P_0), qui est généralement estimé en moyennant plusieurs formes d'onde successives ;
- La courbure de la *leading edge* est liée à l'état de mer et à l'asymétrie des vagues ;
- La pente de la *trailing edge* fournit des informations sur le mauvais pointage du satellite par rapport au nadir.

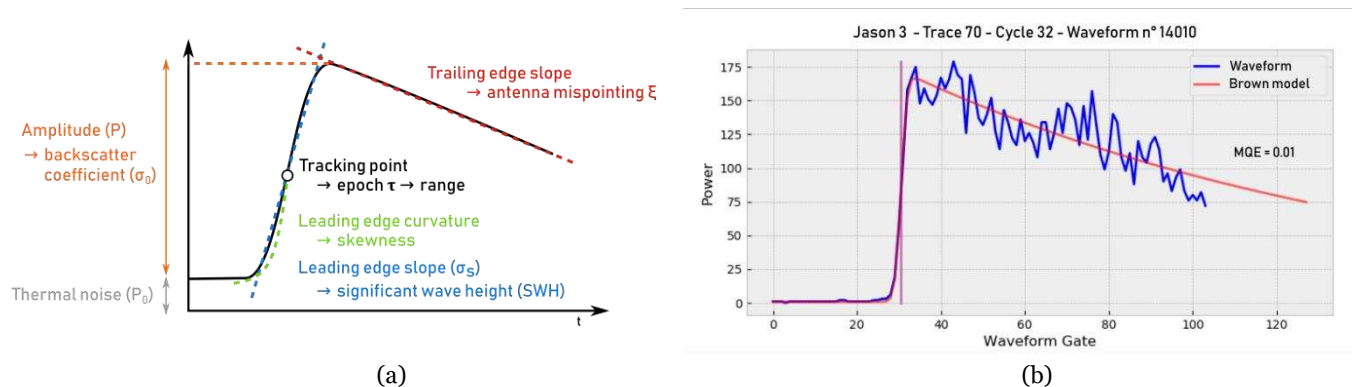


Figure 2. 15. (a) Paramètres géophysiques déduits de la forme d'onde. / (b) Exemple de retracking d'une forme d'onde.

Il existe plusieurs algorithmes de retracking en fonction des modèles de forme d'onde et des paramètres à estimer. L'algorithme principalement utilisé pour les données d'altimétrie nadir est basé sur la méthode d'estimation du maximum de vraisemblance (algorithmes MLE3/MLE4 pour *Maximum Likelihood Estimator*, Amarouche et al. 2004).

La qualité de l'ajustement peut être estimée en calculant l'erreur quadratique moyenne (en anglais, *Mean Quadratic Error*, MQE), qui estime la différence quadratique moyenne entre le modèle estimé et les données (Figure 2. 15b). Ainsi, plus ce paramètre sera proche de zéro, plus le modèle choisi pour l'ajustement correspondra aux observations réelles.

2.3.3. Les corrections de la mesure

Le faisceau radar est impacté par de multiples phénomènes durant sa propagation entre le satellite et la Terre. Pour estimer le niveau moyen de la mer avec une précision centimétrique, toutes ces perturbations du signal doivent être prises en compte. Le *range* doit être corrigé des erreurs instrumentales, notamment en considérant la dérive des oscillateurs, la position du centre des masses de l'instrument ou encore la direction de visée de l'altimètre. En plus de cela, il est nécessaire de regarder l'impact de l'état de la mer, de la traversée de l'atmosphère ou des processus géophysiques sur la mesure.

Biais d'état de mer

La correction d'état de mer (en anglais, *Sea State Bias*, SSB) prend en compte les biais induits sur le *range* par l'irrégularité de la surface balayée par le faisceau radar. En plein océan, cette correction peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres (Andersen and Scharroo 2011) et intègre souvent trois phénomènes :

- La surface océanique moyenne que l'on cherche à mesurer est différente de la surface de diffusion réelle, qui est de nature non-linéaire, non gaussienne et asymétrique. La valeur estimée par le *tracker* correspond au niveau médian de la mer, alors que l'on recherche sa valeur moyenne (Stammer and Cazenave 2017) : cela induit un biais de distorsion sur le *range* appelé *skewness bias*.
- Le rayon de courbure du creux des vagues est plus grand que celui des crêtes. Ainsi la puissance de l'écho radar est plus grande lorsqu'il est réfléchi par les creux que par les crêtes des vagues : le niveau de la mer observé est alors plus bas que le niveau moyen réel. Ce phénomène est appelé *electromagnetic bias* (ou *EM bias*).
- Le traitement instrumental de l'écho radar et les méthodes de retracking peuvent également induire des biais sur le *range* dépendant de l'état de mer, et notamment sur l'estimation de la hauteur significative des vagues. Ce biais est connu sous le terme de *tracker bias*.

La correction de SSB est empirique et doit être adaptée aux caractéristiques techniques et aux méthodes de traitement de chaque mission. Elle a d'abord été modélisée par un pourcentage de la hauteur significative des vagues. Des modèles paramétriques ont ensuite été développés pour ajouter la contribution de la vitesse du vent et du type de vague, comme le modèle BM4 (Gaspar et al. 1994). Aujourd'hui, des modèles non paramétriques (Gaspar and Florens 1998; Gaspar et al. 2002) permettent d'améliorer significativement son estimation, même si cela reste l'une des principales source d'erreurs des données altimétriques (Labroue et al. 2006).

Retards atmosphériques

L'onde radar émise par le satellite est retardée par sa traversée de l'atmosphère. Ce retard varie selon la composition de l'atmosphère au moment de la mesure, en fonction de la température, de la pression, de la densité de vapeur d'eau, de la densité d'électrons dans l'ionosphère... Une mauvaise prise en compte de ces paramètres peut amener à surestimer le *range*, et donc à estimer un niveau moyen inférieur au niveau réel.

► Ionosphère

La première couche atmosphérique traversée par l'onde radar est l'ionosphère, la couche ionisée de l'atmosphère située entre 60 et 1 000 km d'altitude. Son contenu électronique total (en anglais, *Total Electron Content*, TEC) perturbe l'onde électromagnétique, et le retard induit est fonction de la fréquence d'émission du signal. Cette valeur est centimétrique, mais lors des maxima d'exposition solaire, cela peut représenter jusqu'à 20 cm de retard pour la bande Ku (~13.6 GHz) (Schreiner et al. 1997).

Pour les altimètres double fréquence, le retard ionosphérique est estimé en utilisant la différence de *range* entre deux signaux de deux fréquences distinctes (la bande Ku et la bande C). Le résultat de cette différence est très bruité, et pour ne pas dégrader les observations altimétriques, un filtre passe-bas est appliqué le long de la trace pour lisser le paramètre de correction (Imel 1994). De nouveaux traitements, basés notamment sur des méthodes de filtrage itératif (Nencioli et al. 2021), devraient permettre d'améliorer ces corrections dans les futurs produits altimétriques.

Pour les altimètres monofréquence (comme ERS, Cryosat), des modèles de retard ionosphérique ont été développés en utilisant les observations des stations GNSS (Mannucci et al. 1998).

► Troposphère

Entre 0 et 20 km d'altitude, le signal radar rencontre la troposphère, qui est la couche où se forment la majorité des événements météorologiques. Le retard induit par le passage dans la troposphère est généralement subdivisé en deux : une partie sèche (en anglais, *dry tropospheric correction*) et une partie humide (*wet tropospheric correction*).

Environ 90% du retard troposphérique est lié à la composante sèche. Cette composante est importante mais peut être estimée de façon fiable grâce à des modèles basés sur les variations de la pression à la surface de la mer (Chelton et al. 2001). Pour déterminer cette valeur de pression, des modèles atmosphériques globaux comme ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecast*) sont utilisés. La partie sèche de la correction

troposphérique varie selon la latitude, entre 2.27 m aux pôles et 2.35 m dans les régions subtropicales (Andersen and Scharroo 2011).

La présence de vapeur d'eau et de gouttelettes dans la troposphère induit une réfraction du signal radar qu'il n'est pas simple d'estimer. La partie humide du délai troposphérique peut ainsi varier de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres selon les régions et les conditions météorologiques. Pour pallier l'imprécision des modèles atmosphériques globaux, des radiomètres micro-ondes ont été installés à bord des satellites pour mesurer la variation de vapeur d'eau le long du trajet du signal radar. Selon les missions, ces radiomètres estiment la correction troposphérique humide à partir de 2 fréquences (notamment pour les missions ERS, GFO et Envisat) ou 3 fréquences (pour TOPEX/Poseidon et Jason).

Cependant, les radiomètres sont sujets à des dérives et des erreurs de calibration qui peuvent impacter l'estimation de la correction. De plus, à la différence de l'altimètre dont l'empreinte au sol varie entre 4 et 10 km de diamètre, celle du radiomètre est plutôt de l'ordre de 20-30 km de diamètre. A l'approche de la côte, les observations du radiomètre sont donc rapidement perturbées par la présence de la terre et la plus grande variabilité des phénomènes météorologiques. Un des enjeux des missions futures est donc d'accéder à des observations hautes fréquences permettant de détecter plus finement la présence de gouttelettes et de nuages (Stammer and Cazenave 2017).

Le calcul de la SSH altimétrique

Après avoir corrigé le *range* des erreurs instrumentales, des biais liés à l'état de mer et des retards de propagation atmosphérique, on obtient la hauteur de la surface de la mer par rapport à l'ellipsoïde (soit la SSH, voir section 2.1.2 pour plus de détails) :

$$SSH_{alt} = H - R' - \Delta R_{iono} - \Delta R_{dry} - \Delta R_{wet} - \Delta R_{ssb} \quad (4)$$

Avec :

- H , la hauteur ellipsoïdale du satellite ;
- R' , le *range* corrigé des erreurs instrumentales de l'altimètre ;
- ΔR_{iono} , le délai ionosphérique ;
- ΔR_{dry} , le délai induit par la traversée de la partie sèche de la troposphère ;
- ΔR_{wet} , le délai induit par la traversée de la partie humide de la troposphère ;
- ΔR_{ssb} , la correction liée à l'état de mer.

Corrections géophysiques

Pour étudier les phénomènes dynamiques affectant la surface de la mer, il peut être nécessaire d'isoler les processus géophysiques dominant la variabilité spatiale et temporelle des océans. Cette partie vise à détailler ces différentes corrections géophysiques, qui sont à intégrer ou non selon les applications visées.

► **La correction de marée (ΔR_{tide})**

Une grande partie de la variabilité du signal océanique est liée à la marée, dont la contribution globale peut être dissociée en 4 composantes (Andersen and Scharroo 2011):

$$\Delta R_{tide} = \Delta h_{ocean\ tide} + \Delta h_{ocean\ tide\ loading} + \Delta h_{solid\ earth\ tide} + \Delta h_{pole\ tide} \quad (5)$$

Avec :

- $\Delta h_{ocean\ tide}$, le signal de marée océanique (voir section 1.2.1). En plein océan, il est possible d'évaluer la contribution de ce signal avec des modèles globaux empiriques ajustés aux observations altimétriques (modèle GOT - Ray 2013) ou avec des modèles basés sur l'assimilation de données et la modélisation hydrodynamique de la marée (modèle FES2014 - Lyard et al. 2021).
- $\Delta h_{ocean\ tide\ loading}$, la charge de la marée océanique. A la différence des marégraphes qui ne voient que la marée océanique, les mesures des satellites sont sensibles aux mouvements du plancher océanique liés au poids de la colonne d'eau. Cette composante est estimée par des modèles basés sur les modèles de marée océanique.
- $\Delta h_{solid\ earth\ tide}$, la marée terrestre, qui représente la réponse de la Terre solide aux forces d'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune. La correction de la marée terrestre est basée sur l'expression du potentiel de marée (Cartwright and Tayler 1971; Cartwright and Edden 1973).
- $\Delta h_{pole\ tide}$, la marée polaire. La variation de l'axe de rotation de la Terre entraîne des variations de la force centrifuge qui impactent la surface de la mer. Cette marée polaire est très bien modélisée (Desai et al. 2015).

► **La correction de la contribution atmosphérique (ΔR_{atm})**

Le niveau de la mer est impacté par les changements de pression atmosphérique : sous l'effet d'une surpression, la surface de la mer se creuse, et elle remonte lorsque la pression diminue. La correction de cette contribution atmosphérique (en anglais, *Dynamic Atmospheric Correction*, DAC) peut être scindée en deux : une partie liée aux processus basse-fréquence comme des dépressions et des anticyclones (> 20 jours), et une autre aux processus haute-fréquence (< 20 jours) (Andersen and Scharroo 2011) :

$$\Delta R_{atm} = \Delta h_{IB} + \Delta h_{HF} \quad (6)$$

Avec :

- Δh_{IB} , la variation du niveau de la mer liée aux processus basse-fréquence ;
- Δh_{HF} , la variation du niveau de la mer liée aux processus haute-fréquence ;

La contribution-basse fréquence peut être approchée par le baromètre inverse (en anglais, *Inverse Barometer*, IB), qui se base sur l'hypothèse que l'océan a une réponse statique aux changements de pression atmosphérique. Cette correction de baromètre inverse est d'environ 1 cm pour une variation de pression d'un millibar (ou d'un hectopascal).

$$\Delta h_{IB} = - \frac{(P_a - \bar{P}_a)}{\rho g} \quad (7)$$

Avec :

- P_a , la pression atmosphérique (bar) ;
- \bar{P}_a , la pression atmosphérique moyenne sur l'océan (bar) ;
- ρ , la masse volumique de l'océan (kg.m^{-3}) ;
- g , l'accélération de la pesanteur terrestre (m.s^{-2}).

La deuxième composante de la DAC (Δh_{HF}) est liée à la pression et aux vents. L'ajustement de cette partie plus variable est fait grâce au modèle global MOG2D (2D Gravity Wave model - Carrère and Lyard 2003).

► Les variations de la surface moyenne et le géoïde (ΔR_{MSS})

Selon les applications, il est nécessaire de soustraire à la SSH altimétrique les variations du géoïde ou d'une surface océanique moyenne (MSS). Ainsi, pour des études portant sur les circulations océaniques à large échelle, la contribution du géoïde devra être retirée. Mais pour analyser des variations plus fines (tempêtes, vagues, etc.), on enlèvera une surface océanique moyenne. Des modèles permettent d'estimer ces surfaces, mais avec une précision limitée à une dizaine de centimètres (Andersen and Knudsen 2009; Pavlis et al. 2012).

Le géoïde et la MSS ne coïncident pas parfaitement. Une composante dynamique doit être ajoutée aux ondulations du géoïde pour reconstruire la MSS : on l'appelle topographie dynamique moyenne (MDT). Cette grandeur est obtenue en moyennant sur plusieurs années une composante permanente intégrant les grands courants géostrophiques et les variations stériques de l'océan, et une composante temporellement variable, l'anomalie de dynamique topographique (ADT).

$$\Delta R_{MSS} = \Delta h_{geoid} + \Delta h_{MDT} \quad (8)$$

Le calcul de la SLA

La soustraction de ces trois corrections à la SSH altimétrique permet de déterminer l'anomalie de hauteur d'eau (SLA) :

$$SLA = SSH - \Delta R_{tide} - \Delta R_{atm} - \Delta R_{MSS} \quad (9)$$

Avec :

- ΔR_{tide} , la correction de marée ;
- ΔR_{atm} , la correction atmosphérique dynamique ;
- ΔR_{MSS} , la hauteur de la surface moyenne de l'océan ou du géoïde.

En fonction des applications et des missions analysées, il faudra donc être vigilant sur les paramètres de corrections des données altimétriques à prendre en compte.

Table 2. 3 Ordres de grandeur des paramètres de correction appliqués aux mesures altimétriques, extraits de Andersen and Scharroo 2011. Ces valeurs ont été calculées à partir de 6 années de données altimétriques Jason-1, en divisant le plein océan des régions côtières selon la ligne de profondeur de 500m.

		Valeur moyenne (cm)	Variabilité en plein océan (std - cm)	Variabilité à la côte (std -cm)
Ionosphère		-231	0-2	0-2
Troposphère	Sèche	-16	5-6	5-8
	Humide	-8	2-5	2-5
SSB		-5	1-4	2-5
Marées (solide + liquides)		~0-2	0-80	0-500
DAC		~0-2	5-15	5-15

2.3.4. L'altimétrie en zone côtière

Depuis près de 30 ans, les satellites altimétriques suivent le niveau global des océans avec une précision centimétrique. Ces observations en plein océan sont largement utilisées pour les études climatiques sur l'évolution à long-terme du niveau marin et pour analyser les processus océaniques méso-échelle.

Cependant, lorsque l'on s'approche de la côte, les données altimétriques sont moins plébiscitées. Alors que l'océan agit comme un miroir, la présence de la terre dans l'empreinte au sol perturbe la réflexion du signal radar. La plus grande variabilité de la surface de la mer dans les régions côtières limite aussi la précision des données et l'analyse des processus côtiers. Mais du fait de la grande concentration des activités humaines sur le littoral et des enjeux liés à l'élévation du niveau marin, c'est aussi la zone où le besoin d'observations est le plus important.

Portées par ce besoin d'informations à l'interface terre/mer, de même que sur les fleuves et les estuaires, de nombreuses études ont été menées ces dernières années pour améliorer l'analyse et le traitement des observations altimétriques côtières. Ces innovations concernent notamment le traitement de l'écho radar, l'amélioration des corrections géophysiques et l'optimisation de l'édition des données pour conserver plus d'informations dans les régions littorales (Cipollini et al. 2017).

Forme d'onde et retracking

Le modèle de Brown se base sur l'hypothèse que le radar illumine une surface complètement réfléchissante. L'empreinte au sol du faisceau radar ayant un rayon d'environ 10-15km, c'est la distance à la côte minimale pour laquelle l'hypothèse reste valide et où l'utilisation du modèle de Brown est fiable.

En s'approchant de la côte, des artefacts peuvent donc apparaître dans la forme d'onde. La puissance de l'écho retour va être modifiée en fonction de la quantité de terre dans l'empreinte de l'altimètre, de sa distance par rapport au nadir, du relief et de la réflectivité des objets vus par le radar (Gommenginger et al. 2011 – Figure 2. 16). Dans le cas où le signal vient du large, plus le satellite va s'approcher de la côte, plus la queue de la *waveform* va être contaminée par de mauvaises réflexions. Lorsque le satellite passera de la terre à la mer, la situation s'inversera et le front de montée de la *waveform* sera le premier à retrouver une forme océanique. Si la surface terrestre est moins réfléchissante que l'océan, alors la *waveform* sera peu impactée. Mais la présence de zones très réfléchissantes (piscine, marais salant, atolls, etc.) peut complètement modifier l'écho retour et donc la forme d'onde.

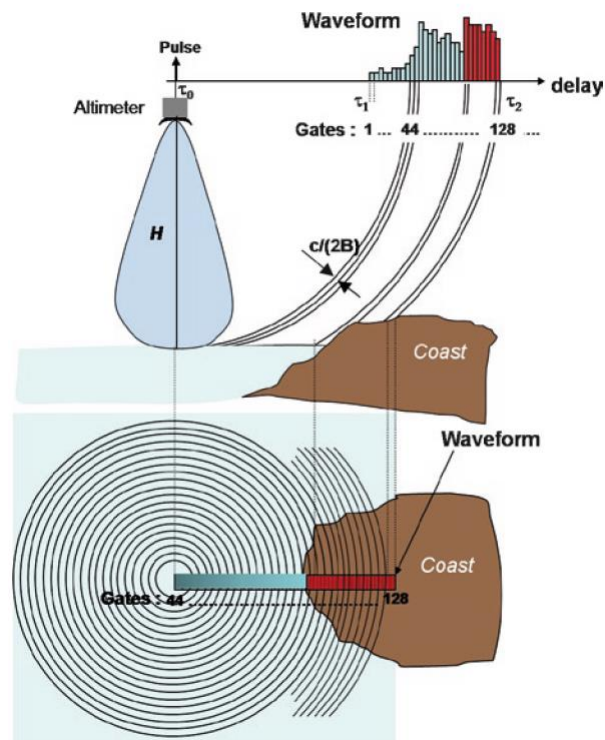


Figure 2. 16. Schéma de la propagation d'une pulsation radar à l'approche de la côte (haut : vue de profil / bas : vue du dessus) (Gommenginger et al. 2011).

Dans la bande des 0-15km de la côte, les formes d'ondes peuvent donc être très variées et complexes (Halimi et al. 2013). Pour pallier cela, plusieurs méthodes de *retracking* dédiées aux observations littorales ont été développées, en se basant sur une classification des formes d'onde, ou en analysant des lots de données consécutives (Cipollini et al. 2017). L'une de ces innovations est le *retracker* ALES (*Adaptive Leading-Edge Subwaveform*), qui cherche à ajuster un modèle uniquement sur le front de montée de l'onde pour ne pas être influencé par les perturbations sur la queue de l'écho (Passaro et al. 2014). L'apparition des altimètres SAR (voir section 2.3.5) permet également de limiter cette contamination côtière, car l'empreinte au sol est réduite dans la direction de vol du satellite (environ 10 fois moindre qu'un altimètre nadir classique).

Corrections atmosphériques et géophysiques

A proximité du littoral, les corrections atmosphériques et géophysiques utilisées pour dériver la SSH altimétrique doivent être assez précises pour reproduire des processus parfois ultra-locaux, très variables et de faible amplitude.

La présence de vent changeant et de vagues, de même que la variabilité du trait de côte et de la bathymétrie, rend l'estimation de la forme d'onde plus imprécise et complexifie la détermination de la SWH (Andersen and Scharroo 2011). La correction de SSB qui en résulte est directement impactée. Bien que des modèles existent, aucune méthode n'a pour l'instant permis de résoudre entièrement ce problème.

Du point de vue du retard troposphérique, la partie sèche de la correction est bien estimée par les modèles globaux. Comme elle est liée à la valeur de la pression à la surface de l'eau, il est nécessaire de vérifier que le modèle choisi pour corriger se base également sur cette référence. A cause des procédés de lissages appliqués dans ces modèles, la présence de forts reliefs à proximité de la côte peut amener à une surestimation de la pression, et donc à la détermination d'un niveau de la mer inférieur au niveau réel (Andersen and Scharroo 2011).

La partie humide de la correction troposphérique a, elle, une plus forte variabilité spatiale et temporelle. Bien que les modèles s'améliorent, au large, la meilleure estimation de cette correction est faite grâce aux observations du radiomètre. Cependant, son empreinte au sol pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, il est impacté par la présence de la terre encore plus tôt que l'altimètre. Les algorithmes d'extraction du retard troposphérique humide étant calibrés pour des conditions océaniques moyennes, la plus grande émissivité des surfaces terrestres dégrade l'estimation de cette correction à l'approche de la côte.

Pour pallier l'imprécision des mesures du radiomètre en zone côtière, plusieurs approches sont utilisées. L'une d'entre elles consiste à extrapoler jusqu'à la côte les valeurs de la correction du large qui ne sont pas encore « contaminées ». Il est également courant d'utiliser des stations GNSS côtières pour dériver un délai troposphérique (Obligis et al. 2011). Du point de vue instrumental, certaines missions sont équipées de radiomètres avec une fréquence plus élevée. Ils ont donc une tache au sol plus petite ce qui réduit l'impact de la côte sur le signal (voir notamment AltiKa, section 2.3.5).

Comme détaillé dans la section 2.3.3, en fonction des applications, des corrections géophysiques dont la précision est souvent plus limitée à la côte qu'en plein océan peuvent être retirées à la SSH altimétrique. Néanmoins, les modèles globaux permettant d'estimer ces corrections sont de plus en plus performants, notamment grâce à l'amélioration des algorithmes de traitement, à l'amélioration de la résolution des modèles, à l'assimilation d'observations plus longues et grâce à une meilleure connaissance du trait de côte et de la bathymétrie (Andersen and Scharroo 2011). Actuellement, ce sujet stimule de nombreuses études, notamment avec le développement de modèles hydrodynamiques locaux et de nouvelles méthodes de validation (*e.g.* Tranchant et al. 2021).

Edition des données

Ces dernières années, plusieurs projets se sont concentrés sur la mise à disposition de données altimétriques adaptées pour les études en zones côtières, en utilisant les observations haute-fréquence ou en développant des méthodes de traitement dédiées. Les projets PEACHI et PISTACH, portés par le CNES, visent ainsi à développer des produits spécifiques pour les études côtières, hydrologiques ou sur les zones de glace, notamment pour les missions SARAL/AltiKa et Jason (Cipollini et al. 2017).

Le CTOH (*Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère*) a lui cherché à développer un algorithme d'édition des données qui conserve un maximum d'informations à l'approche de la côte. Se basant sur de précédents développements (Vignudelli et al. 2005; Roblou et al. 2011), Birol et al. (2017) détaillent le fonctionnement de la chaîne de traitement X-TRACK. Ce processus d'édition des données s'appuie sur l'analyse de l'évolution des paramètres de correction le long de la trace. Ainsi, chaque type de correction (SSB, délai humide, etc.) a sa propre méthode de filtrage, et si une valeur varie trop brusquement ou dépasse le seuil imposé, elle est supprimée. Après cette phase de filtrage, les corrections jugées valides sont interpolées à la position des mesures altimétriques pour limiter la perte d'informations. Finalement, les observations sont réinterpolées sur une trace moyenne en utilisant une MSS pour corriger les gradients *along* et *across-track*.

Cette procédure permet ainsi de retraiter, avec la même logique, les données de missions altimétriques historiques ayant la même orbite (par exemple les missions TOPEX/Poseidon & Jason 1-2-3). Grâce à ces produits multi-missions, le CTOH fournit également l'estimation des constantes harmoniques (phase et amplitude) de plusieurs constituants de marée dans les zones côtières (Birol et al. 2017). Ces informations complètent les observations des marégraphes et permettent de valider les modèles de marée.

Ces données sont distribuées de manière opérationnelle par le CTOH² et des recherches sont constamment en cours pour améliorer les traitements. A ce titre, l'association de la chaîne X-TRACK et du *retracker* ALES pour les missions Jason 1/2/3 a permis d'obtenir des données de SLA jusqu'à une distance allant de 1.2 à 4 km de la côte (avec au minimum 80% de données disponibles) (Birol et al. 2021). Les données X-TRACK/ALES ont également montré une plus grande concordance avec les observations des marégraphes de 6 régions littorales.

² Accès aux produits du CTOH : <http://ctoh.legos.obs-mip.fr/data>

2.3.5. Les évolutions de l'altimétrie

Grâce aux missions altimétriques nadir, la communauté scientifique a amélioré sa compréhension de la dynamique océanique générale. En plus du développement de méthodes de traitement innovantes, l'évolution des technologies permet également d'avoir accès à des données de meilleure résolution spatiale et temporelle, et donc d'analyser des processus plus fins et plus proches de la côte.

SARAL/AltiKa – La bande Ka

Lancé en 2013, entre la fin de la mission Envisat et le début de Sentinel-3, le satellite SARAL (pour *Satellite with ARGOS and ALtika*) est le fruit d'une collaboration franco-indienne. C'est le premier satellite altimétrique à embarquer un altimètre en bande Ka (35.75 GHz), appelé AltiKa, associé à un radiomètre double fréquence et à un instrument Doris.

L'altimètre AltiKa est le premier à utiliser une haute fréquence pour observer la surface océanique. Par rapport aux altimètres en bande Ku, le faisceau radar est moins perturbé par l'ionosphère, pénètre moins dans la glace et son empreinte au sol est plus petite : cela permet donc une meilleure résolution spatiale et verticale. Le seul problème est lié à la plus grande sensibilité de la bande Ka à la présence de vapeur d'eau dans la troposphère (Raney and Phalippou 2011).

Bien qu'ayant été repositionnée sur une orbite dérivante durant l'été 2016, cette mission est un succès. Ainsi, le dernier rapport de validation (Jettou et al., 2020) indique que la SLA observée par SARAL est similaire à celle mesurée par Jason-2 ou Jason-3, avec un écart type sur les différences de SLA moyenne quotidienne inférieur à 5 mm. En comparant avec les mesures d'Envisat au large de la Corse, Bonnefond et al. (2015) ont montré que SARAL/AltiKa améliore la qualité des observations côtières, aussi bien en termes de quantité de données qu'en terme de diminution de la contamination des mesures.

Sentinel-3 – SAR mode

Le mode SAR (*Synthetic Aperture Radar*) se base sur le principe du retard Doppler (en anglais, *Delay Doppler*). Les altimètres SAR ne diffèrent pas beaucoup des altimètres nadir dans leur instrumentation : la principale différence est la fréquence d'émission des ondes radar, qui atteint environ 15 kHz en mode SAR alors qu'il est d'environ 2 kHz pour les instruments nadir (ce qui représente 15 000 - resp. 2 000 - pulsations par seconde) (Raney and Phalippou 2011). Cela permet de conserver la cohérence des ondes.

Avec la progression du satellite sur son orbite, un objet au sol est vu sous différents angles : soit en avant du satellite, en dessous ou en arrière. La fréquence des échos liés à ces différents angles de vue va donc varier. Dans les centres de contrôle, les traitements numériques des données SAR se basent ainsi sur le principe de l'effet Doppler (Raney 1998). Une transformée de Fourier est appliquée à une salve d'impulsions (un *burst*), ce qui découpe la tache au sol en bandes (en général en 64 bandes). Grâce à cette méthode, la longueur de la tache au sol dans la direction de vol du satellite (*along track*) est réduite à environ 250-300 m, soit 10 fois moins qu'avec un altimètre nadir classique (Figure 2. 17).

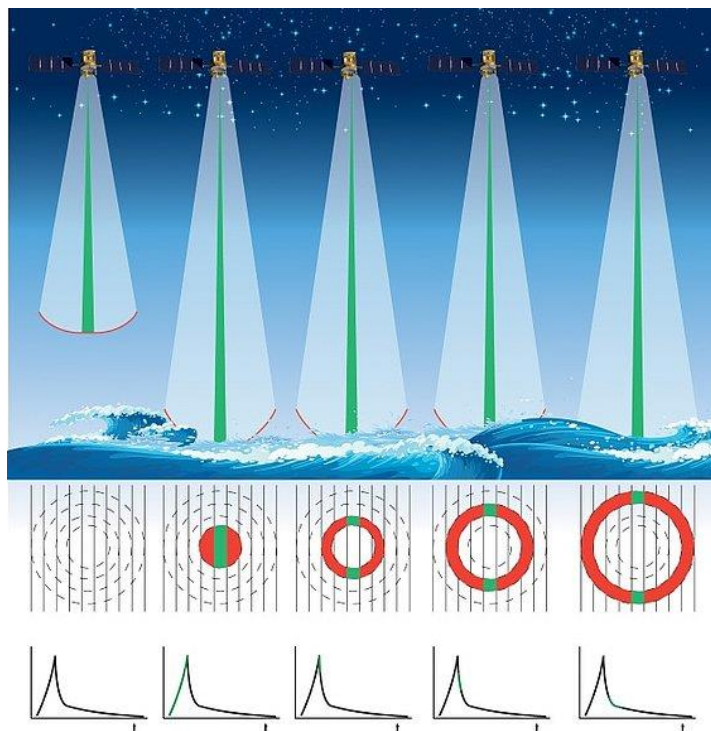


Figure 2. 17. Formation de l'écho en mode SAR en plein océan : l'empreinte au sol est plus petite que pour les altimètres nadirs, et la forme d'onde présente un pic plus marqué (Crédits : CNES/CLS/Mira Production).

Avec la progression du satellite, une même bande sera donc vue plusieurs fois sous des angles différents. La combinaison (*stacking*) de ces échantillonnages permet de réduire le bruit de mesure, et de dériver une forme d'onde pouvant être analysée comme pour les altimètres nadir. Avec des *retrackers* spécifiques, les paramètres géophysiques sont extraits de cette forme d'onde (époque, SWH, puissance, etc.) (Shu et al. 2020 - Figure 2. 18).

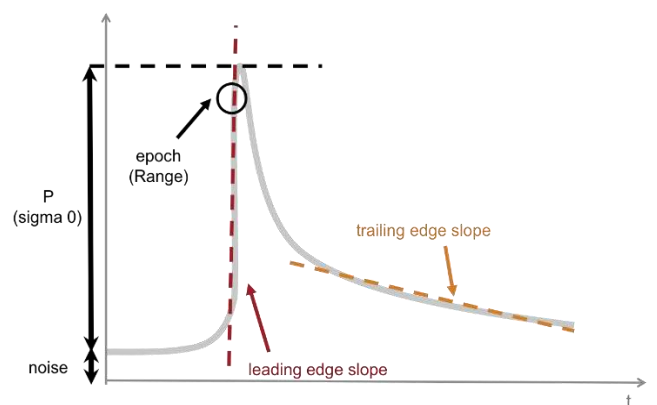


Figure 2. 18. Paramètres géophysiques déduits de la forme d'onde SAR (Crédits : isardSAT / sentinel.copernicus.eu).

Cette méthode est notamment utilisée pour les missions Cryosat et Sentinel-3, qui peuvent alterner entre le mode SAR et le mode nadir classique (appelé *Low Resolution Mode*). En fonction des zones observées, des masques permettent de déterminer le mode d'acquisition utilisé par le satellite. Grâce aux évolutions technologiques, la mission Jason-CS/Sentinel-6 pourra opérer les deux modes en même temps sur toutes les surfaces.

Le mode SAR permet donc d'accéder à des observations haute résolution dans la direction de vol du satellite. En fonction de l'angle d'approche du satellite, cette particularité peut être un véritable atout pour limiter l'impact du changement de surface sur la mesure de l'altimètre, notamment en zone côtière ou en hydrologie (Figure 2. 19). Une amélioration des traitements SAR vise à réduire encore plus la dimension de la tache au sol en augmentant le temps d'intégration des observations (méthode *Fully-Focused SAR* - Egido and Smith 2017).

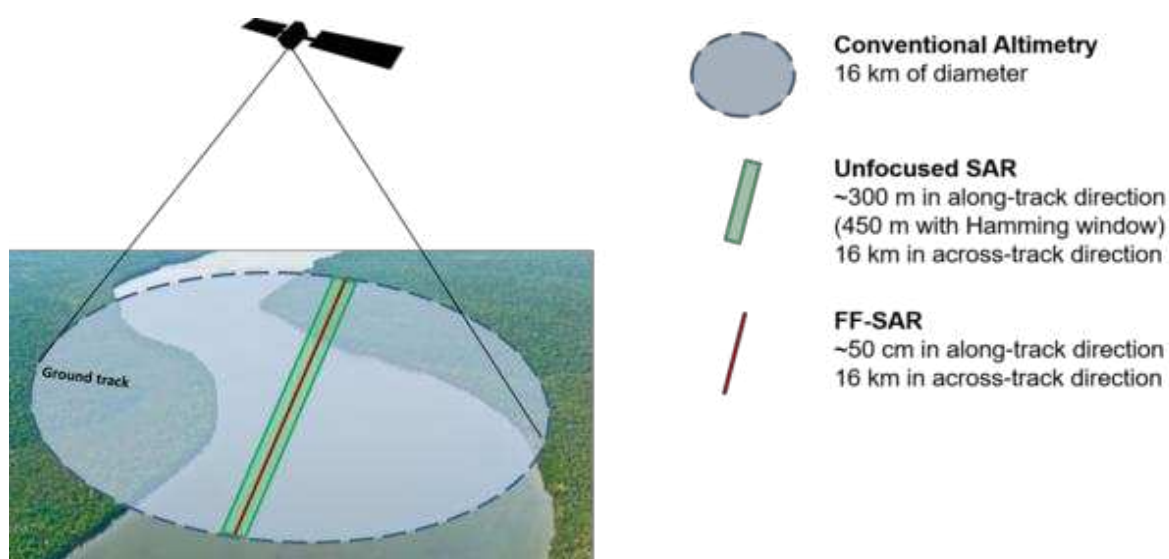


Figure 2. 19. Empreinte au sol de l'altimètre au-dessus d'une rivière en fonction de la méthode utilisée (www.avisio.altimetry.fr).

SWOT - Altimétrie à large fauchée

Les méthodes altimétriques nadir ne fournissent pas d'information ailleurs que le long de leur trajectoire, ce qui limite l'observation des phénomènes océaniques sub-méso ou méso-échelle (Desai 2018). L'évolution des modèles hydrodynamiques globaux haute résolution requiert également de nouvelles méthodes de validation avec des observations de plus grande étendue spatiale (Morrow et al. 2019).

La future mission SWOT (*Surface Water and Ocean Topography*), dont le lancement est prévu à la fin de l'année 2022, devrait permettre de résoudre ces problématiques en produisant des observations 2D à haute résolution de la surface de la mer. SWOT intégrera l'instrument KaRin, un radar interférométrique en bande Ka, composé de deux antennes SAR distantes

d'environ 10m, couplées à un altimètre nadir similaire aux missions Jasons (Figure 2. 20). Chacun des interféromètres pourra couvrir une zone d'environ 50 km de large, et il restera une zone non couverte au nadir d'environ 20 km de large. En plein océan, la résolution spatiale des observations devrait être d'environ 500 m, et pourra atteindre 50 m sur les surfaces continentales (Rodriguez et al. 2017). Positionné en orbite basse (~ 890 km), SWOT aura une période de revisite moyenne de 11 jours et couvrira des zones jusqu'à des latitudes de 77.6°.

Au-delà d'ouvrir de nouvelles perspectives d'observation pour la communauté océanographique, la mission SWOT sera également un progrès pour l'hydrologie. Grâce à cette technologie, il sera possible de mesurer l'élévation de la surface des lacs, des rivières et des plaines inondables, d'estimer le débit global de rivières de plus de 100 m de large et la capacité de stockage de lacs de plus de 250 m² (Morrow et al. 2019). Les observations haute résolution de SWOT seront également essentielles en zones côtières et dans les estuaires pour mieux analyser les processus dynamiques en jeu.

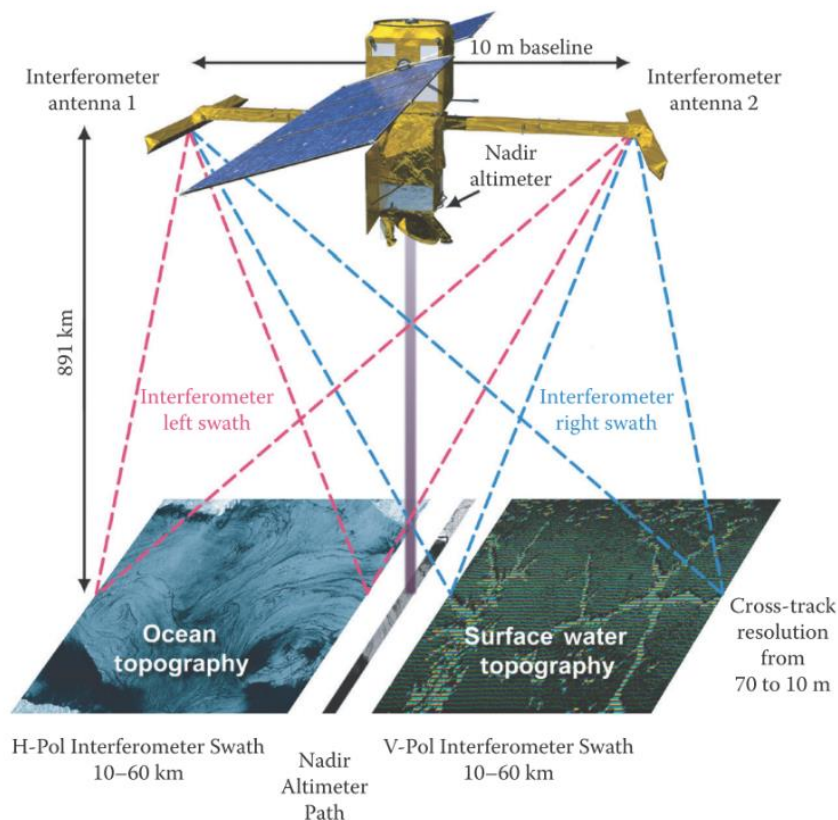


Figure 2. 20. Schéma de principe des observations du satellite SWOT (Rodriguez et al. 2017).

2.4. Les observations de demain

2.4.1. La problématique du niveau marin en zone côtière

Comme nous avons pu le voir précédemment, les zones littorales sont des systèmes naturels complexes, riches et attractifs qui concentrent une grande partie des activités humaines. Mais avec le changement climatique, il est aujourd'hui essentiel de comprendre la variabilité du niveau de la mer et d'anticiper son élévation pour mettre en place les mesures de protection et d'adaptation adéquates (Chapitre 1).

Grâce aux satellites altimétriques, il est possible de suivre ces variations du niveau marin sur toute la planète avec une précision centimétrique au large, mais la présence de la terre perturbe leurs observations (Chapitre 2.3). Pour estimer la qualité de leurs mesures à l'approche de la côte, une solution est de les comparer aux marégraphes. Mais de par leur fixation sur la côte, ceux-ci sont souvent éloignés de la trajectoire des satellites et peuvent être affectés par les mouvements verticaux de la terre (Chapitre 2.2).

La difficulté est donc de réussir à faire le lien entre les mesures du satellite et les observations marégraphiques, en tenant compte de toute la dynamique des zones littorales. Une bonne connaissance des processus atmosphériques et océaniques locaux est nécessaire pour corriger les observations *in situ*, qui ne sont généralement pas synchronisées avec les données des satellites. Cela concerne notamment la marée, qui nécessite le développement de modèles locaux performants, et le géoïde, dont les variations rapides à proximité de la côte ne sont pas bien reproduites par les modèles globaux. L'arrivée de la mission altimétrique à large fauchée SWOT rend ce besoin de modélisation encore plus essentiel pour comprendre toute la variabilité du niveau marin à fine échelle.

La question du transfert de la mesure du marégraphe au point de mesure du satellite reste également essentielle. Le développement des technologies GNSS et l'amélioration des processus de traitement (voir Chapitre 4) permet aujourd'hui de les utiliser pour mesurer le niveau de la mer dans un référentiel global et absolu, facilement comparable avec les observations des satellites. Les bouées GNSS sont d'ailleurs couramment employées pour les études de calibration/validation des missions altimétriques (section 2.2.4). Mais bien que performantes, ces bouées ne permettent pas d'accéder aux variations spatiales du niveau marin qui nous intéressent.

Tout en continuant d'utiliser les avantages du GNSS, il devient alors nécessaire d'imaginer de nouvelles techniques de mesure, permettant de cartographier finement les variations du niveau marin en zone côtière.

2.4.2. Cartographier le niveau de la mer

Ces dernières années, le besoin grandissant d'observations spatialement étendues a mené au développement d'instruments innovants de cartographie du niveau marin. Des systèmes GNSS ont ainsi été déployés sur des navires de croisière (Rocken et al. 2005), des navires de recherche (Bouin et al. 2009; Foster et al. 2009) ou de plus petits dispositifs comme un catamaran (Bonnetfond et al. 2003 - Figure 2. 21a). Leur principale limite est de constamment estimer la position de l'antenne au-dessus de la mer, qui peut varier en fonction de la charge et de la vitesse de la plateforme, ainsi que de la densité de l'eau (Bouin et al. 2009; Crétaux et al. 2013).

D'autres alternatives ont émergé avec le développement des systèmes USV (*Unmanned Surface Vehicle*) équipés d'antennes GNSS géodésiques. Penna et al. (2018) ont notamment démontré la capacité de leur « *GNSS wave-glider* » (Figure 2. 21b) à mesurer la hauteur de la mer avec une précision centimétrique pendant dix jours, dans des vents soufflant en rafales jusqu'à 20 m/s. Dans les zones côtières où le trafic maritime est intense et les courants forts, ce type de véhicule manque toutefois de maniabilité.



Figure 2. 21. Deux systèmes de cartographie du niveau marin basés sur le GNSS.
(a) Déploiement du catamaran GPS au large de la Corse (Bonnetfond et al. 2003).
(b) Déploiement du GNSS wave-glider en Mer du Nord (Sources : [M. Maqueda blog](#)).

Dans le cadre de ma thèse, j'ai travaillé sur deux autres instruments innovants de cartographie du niveau marin. Avec son design innovant, la nappe tractée CalNaGeo permet de remédier au problème de l'estimation de la hauteur d'antenne en épousant la surface de l'eau. J'ai également testé le capteur Cyclopée, qui combine une antenne GNSS et un altimètre. Installé sur la plateforme autonome PAMELi, ce deuxième système permet de combiner la mesure du niveau de la mer avec le suivi de multiples paramètres environnementaux. C'est aussi un instrument facilement manœuvrable pour des zones littorales fréquentées. Nous avons ainsi mené une batterie d'expérience pour qualifier et comparer ces deux instruments afin d'estimer leur intérêt pour cartographier le niveau de la mer jusque sous les traces des satellites (plus de détails dans le Chapitre 6).

Chapitre 3. Deux zones côtières d'intérêt : les Pertuis Charentais et le Lagon de Nouméa

Dans le cadre de ma thèse, deux zones côtières ont été étudiées : les Pertuis Charentais sur la côte Atlantique française, et le lagon de Nouméa au cœur de l'océan Pacifique. Ma participation à la campagne océanographique GEOCEAN-NC dans le lagon de Nouméa m'a conduit à focaliser une grande partie de mes travaux sur cette zone, mais j'ai également eu l'occasion de participer à plusieurs campagnes dans les Pertuis. L'objectif de ce chapitre est donc de présenter les principales caractéristiques de ces deux zones d'étude, qui seront tour à tour évoquées dans la suite du manuscrit.

3.1. Les Pertuis Charentais

3.1.1. Localisation

Située sur la côte Atlantique française, au large de La Rochelle, la zone des Pertuis Charentais est une zone littorale à la géographie riche et complexe. On définit communément les pertuis comme des zones maritimes abritées, généralement délimitées par une ou plusieurs îles et un continent. Dans le cas des Pertuis Charentais, on distingue trois pertuis : le pertuis Breton (le plus au Nord), le pertuis d'Antioche (entre l'île de Ré et l'île d'Oléron) et le pertuis de Maumusson (le plus au Sud) (Figure 3. 1).

Cette situation particulière, à l'interface entre l'Océan et la Terre, a permis le développement d'une grande variété d'habitats naturels côtiers qui constituent des écosystèmes riches et regroupent une grande biodiversité (Montaudouin and Sauriau 2000). C'est également le réceptacle de cours d'eau importants comme la Charente, la Sèvre et la Gironde.

La richesse des Pertuis en fait une zone d'attractivité économique. Le grand port maritime de La Rochelle Pallice est ainsi le 6^{ème} grand port maritime français. La pêche et les activités

conchylicoles (ostréiculture et mytiliculture) sont d'importants pourvoyeurs d'emplois dans la région. Les îles, les villes de La Rochelle et Rochefort et la variété des activités de loisir sont aussi des attraits touristiques importants.

Ces enjeux sociaux-économiques et environnementaux ont ainsi favorisé le développement d'études variées, allant des sciences de l'environnement aux sciences humaines, en passant par la chimie et les biotechnologies. A La Rochelle, le laboratoire Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs) s'attache à mieux comprendre et protéger cet écosystème littoral via des travaux interdisciplinaires.

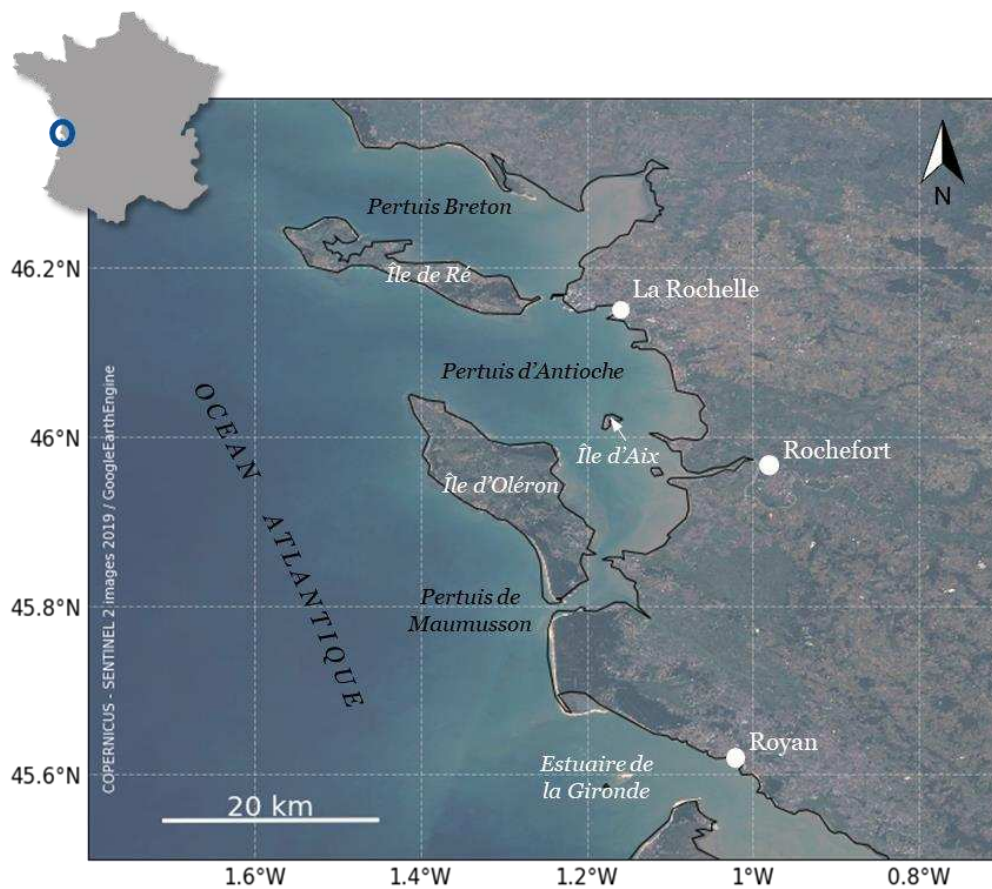


Figure 3. 1. Localisation des Pertuis Charentais.

3.1.2. Réseau d'observations

Un large réseau d'observations est déployé sur l'ensemble des Pertuis pour soutenir les études menées dans la région. Seules les données utilisées dans le cadre de cette thèse sont présentées ici, mais il convient de garder en mémoire l'existence d'une grande variété d'observatoires nationaux ou locaux, dédiés par exemple au suivi de la macrofaune benthique (BenthOBS), à l'évolution du trait de côte (DYNALIT), à l'évolution des paramètres physico-chimiques des eaux (SOMLIT), etc.

Du point de vue de l'étude du niveau marin, le laboratoire LIENSs héberge le Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales (SONEL)³. L'objectif de ce service est de rassembler et diffuser les observations des marégraphes et des stations GNSS colocalisées pour faciliter les études sur l'évolution du niveau de la mer. Plusieurs marégraphes suivent le niveau de la mer dans les Pertuis (Figure 3. 2). Ainsi, l'observatoire de l'île d'Aix fournit de longues séries d'observations sur le niveau marin et les mouvements verticaux grâce à une station GNSS permanente (Gouriou et al. 2013). Ce site a notamment permis la qualification et l'inter-comparaison de nouveaux instruments comme les bouées GNSS (André et al. 2013; Gobron et al. 2019).

Plusieurs stations du Réseau GNSS Permanent (RGP)⁴ de l'IGN sont également présentes, ainsi que des antennes du réseaux GPS collaboratif Centipède⁵. Concernant les données satellites, la zone est couverte par les missions altimétriques classiques (TOPEX/Jason, SARAL, Sentinel-3, ...) et également par la future mission SWOT. La proximité de la zone d'étude avec l'Université de La Rochelle, et plus particulièrement le laboratoire LIENSs, facilite également l'organisation de campagnes de terrain (ressources matérielles, équipes, compétences techniques et scientifiques, etc.).

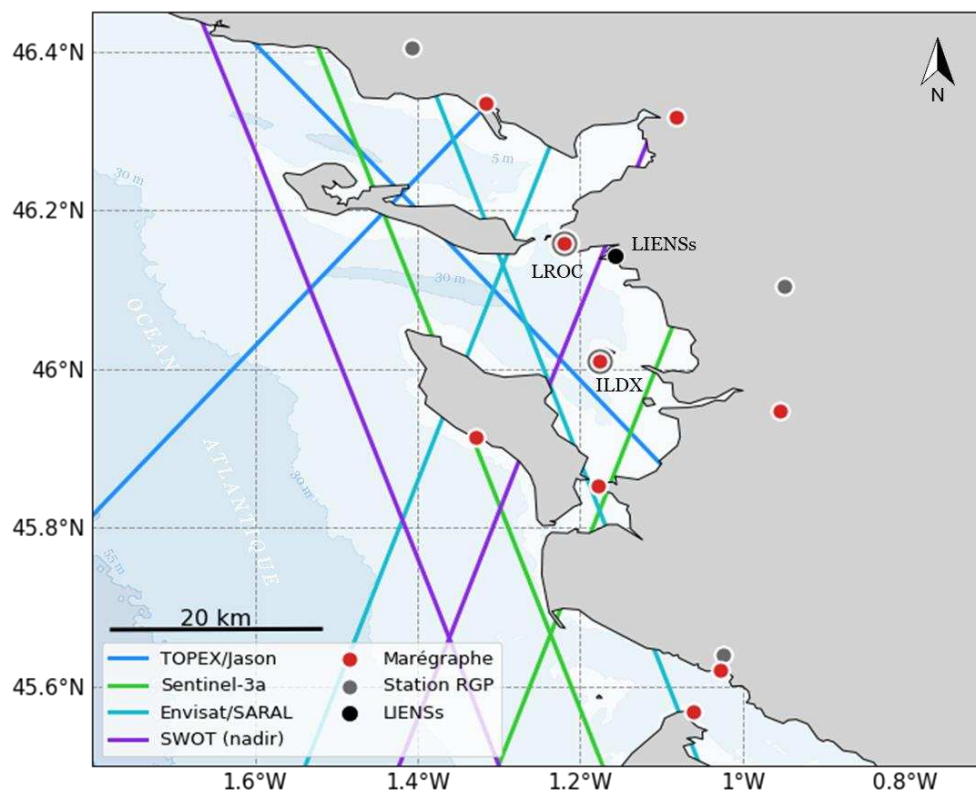


Figure 3. 2. Réseau d'observations dans les Pertuis Charentais.

³ Site internet de SONEL : <https://www.sonel.org/>

⁴ Site internet du RGP : <http://rgp.ign.fr/>

⁵ Site internet du projet Centipède : <http://docs.centipede.fr/>

3.1.3. Contexte hydrodynamique général

D'un point de vue hydrodynamique, la zone des Pertuis Charentais est soumise à un régime de marée semi-diurne à faible modulation diurne avec un marnage moyen de 3.75 m (Le Cann 1990; Dodet et al. 2019). Cette dynamique macro-tidale s'explique par la présence d'un large plateau continental qui s'étend sur plus de 150 km au large de la Rochelle. L'onde M2 (voir section 1.2.1) domine la dynamique de marée et est fortement amplifiée tout au long de sa propagation sur le plateau continental (Bertin et al. 2012), avec une amplitude atteignant 1.79 m à l'Île d'Aix (Tranchant et al. 2021). La partie centrale du plateau a une fréquence de résonance proche des ondes de marées quart-diurne (Le Cann 1990). Cela entraîne donc une amplification des ondes dites *shallow-water* (i.e. de faible profondeur), notamment des constituantes M4, MN4, MS4 (Tranchant et al. 2021).

La zone est particulièrement soumise au risque d'inondation ce qui a encouragé le développement de plusieurs études de modélisation hydrodynamique. Ces études se sont principalement concentrées sur les interactions vent/vague/marée/submersion qui restent un véritable défi pour la modélisation (Nicolle et al. 2009; Bertin et al. 2012). Réussir à reproduire correctement les variations du niveau de la mer à la côte nécessite d'avoir un forçage de marée précis à la limite de l'océan, mais aussi de bien reproduire la propagation de toutes les ondes jusqu'à la côte (notamment les ondes *shallow-water*). Cela requiert des informations précises sur la bathymétrie, la nature des fonds et le découpage de la côte, mais aussi un travail important de définition du modèle physique (grille, estimation de la trainée de fond, ...) pour reproduire le plus fidèlement possible l'hydrodynamique complexe de la zone. Réussir à atteindre une précision centimétrique sur l'estimation des composantes de marée dans cette zone reste encore un vrai défi. Cela est cependant indispensable pour pouvoir discriminer les contributions des processus côtiers dans les mesures *in situ* et les observations altimétriques, notamment pour les observations à large fauchée de la mission SWOT.

3.2. Le lagon de Nouméa

3.2.1. Localisation et contexte dynamique

Dans le Pacifique Sud-Ouest, la Nouvelle-Calédonie est une île tropicale située à environ 1 500 km à l'est de l'Australie (Figure 3. 3). Cette île est entourée du plus grand lagon du monde, d'une superficie d'environ 20 000 km², qui abrite des écosystèmes riches et variés, notamment des récifs coralliens, des herbiers marins et des îlots. Un récif barrière sépare le lagon de l'océan Pacifique, à une distance de la côte allant de 5 km dans sa partie Nord à 40 km dans sa partie Sud. Le récif est entrecoupé de passes profondes qui laissent entrer et sortir le flux océanique, et lors des marées les plus basses on voit sa crête émerger.

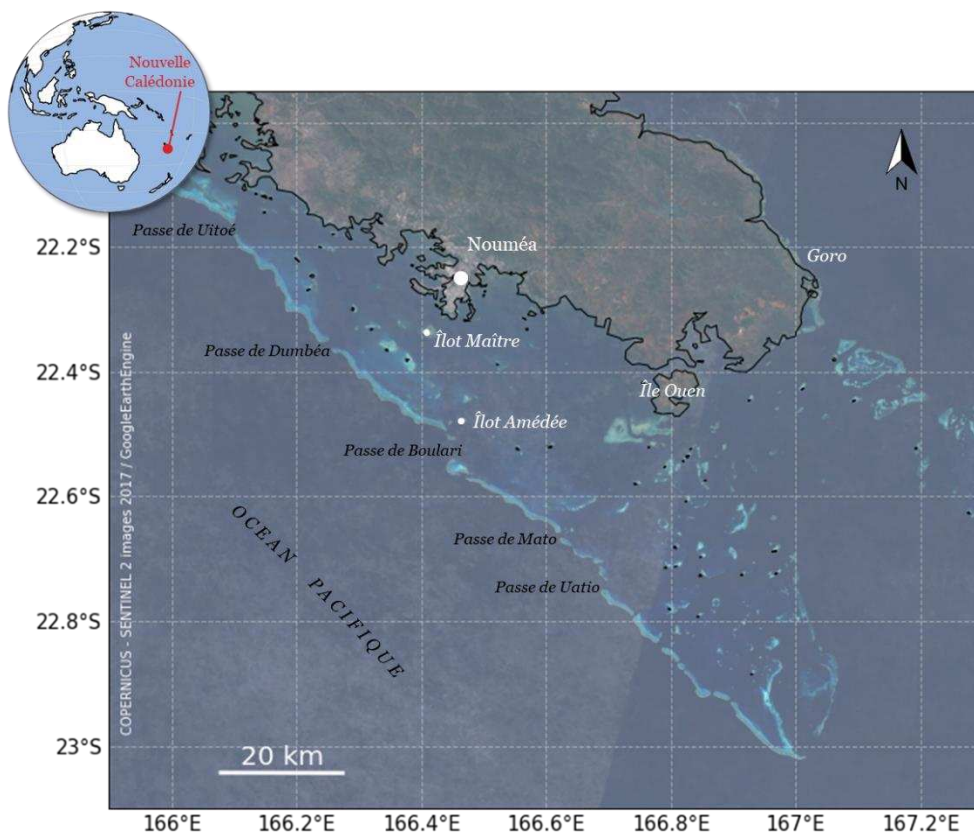


Figure 3. 3. Localisation du lagon de Nouméa.

La partie Sud du lagon, près de la ville de Nouméa (que l'on appellera "lagon de Nouméa" par la suite), a une profondeur moyenne de 15-20 m. La dynamique du lagon est dominée par des marées semi-diurnes, avec un marnage allant d'environ 1.4 m aux grandes marées à 0.6 m aux plus basses (Douillet 1998). Une partie du signal océanique du large pénètre dans le lagon par les passes, mais en dehors de ces passes il est fortement atténué par le déferlement des vagues et la friction sur le platier récifal (Bonneton et al. 2007). En première approximation, l'état de la mer dans le lagon est principalement dominé par la mer du vent (Jouon et al. 2009).

3.2.2. Réseau d'observations

En Nouvelle-Calédonie, un vaste système d'observation *in situ* a été développé (Figure 3.4). Le réseau BANIAN⁶, géré par la Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres (DITTT), permet de suivre les mouvements de la croûte terrestre grâce à 20 stations GNSS permanentes. Le Shom fournit également des observations du niveau de la mer par le biais des marégraphes de Chaleix (en service de 1967 à 2005) et de Numbo (de 2005 à aujourd'hui). Grâce au rattachement géodésique des deux marégraphes, une longue série temporelle du niveau de la mer (1957-2018) a été reconstruite par Aucan et al. (2017), en concaténant des observations historiques numérisées aux observations électroniques modernes. Des capteurs de pression sont également déployés dans le lagon par le Réseau d'observation des eaux côtières du Pacifique insulaire (REEFTEMP)⁷.

Le lagon fait également l'objet de nombreuses études géologiques, environnementales et sociétales, soutenues par la présence de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Nouméa, qui offre une expertise et des ressources pour organiser des campagnes d'observation et des analyses.

Du point de vue des données satellites, le lagon de Nouméa est couvert par de multiples missions altimétriques. Il est notamment à noter que les traces #162 de la mission TOPEX/Jason et #359 et #458 de Sentinel-3a se croisent dans une zone située à environ 13 km de la côte principale et 28 km du marégraphe de Numbo. Les futures observations à haute résolution du satellite à large fauchée SWOT sont également attendues, car elles aideront à mieux comprendre les interactions entre l'océan et le lagon, et à étudier la dynamique des vagues à méso-échelle, sub-méso-échelle et les ondes internes. Dans le cadre de la phase de calibration scientifique du satellite SWOT, des campagnes de mesures sont déjà planifiées (Gourdeau et al. 2020).

La situation unique du lagon de Nouméa dans l'hémisphère Sud, à l'interface entre le plein océan et la côte, et sa proximité avec les centres de mesure et de recherche, en font un site adapté à l'analyse des données altimétriques.

⁶ Site internet : <http://www.banian.gouv.nc/Map/SensorMap.aspx>

⁷ Site internet : <http://www.reeftemps.science/>

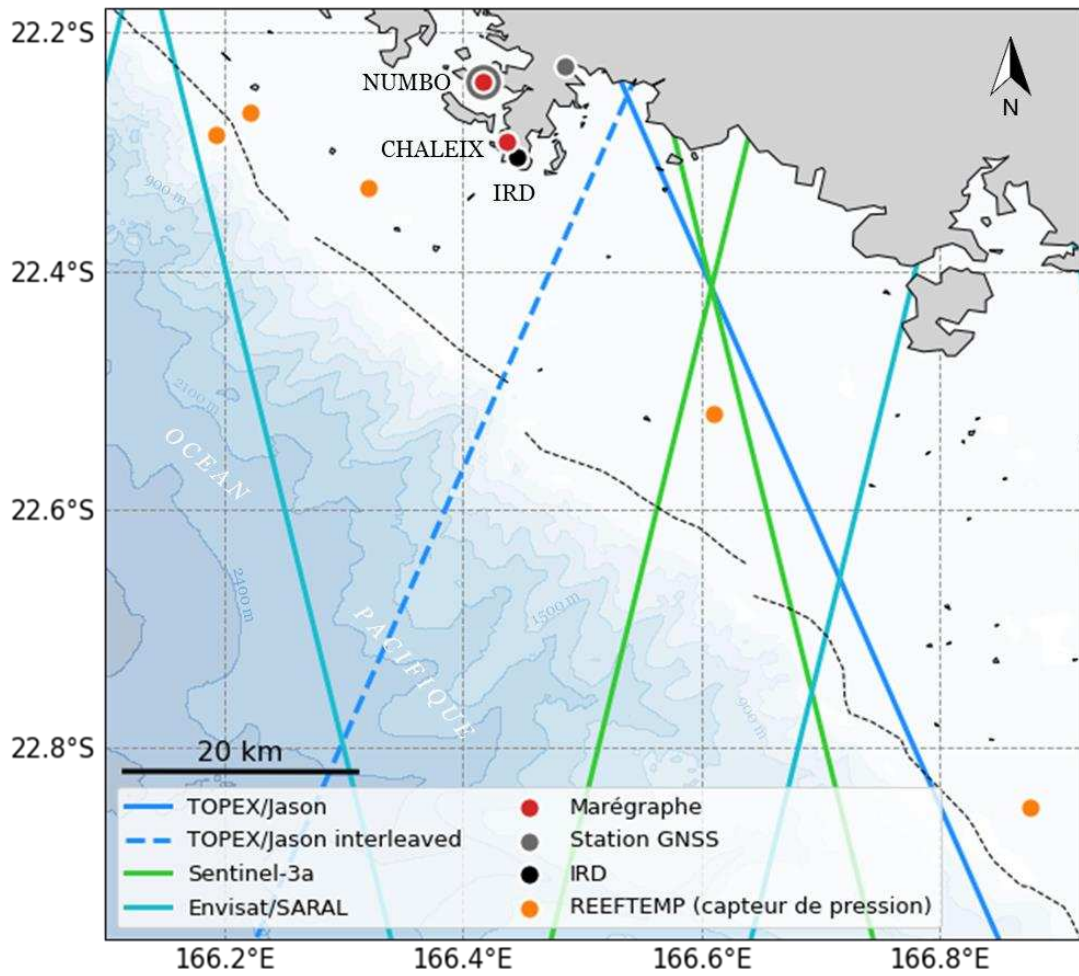


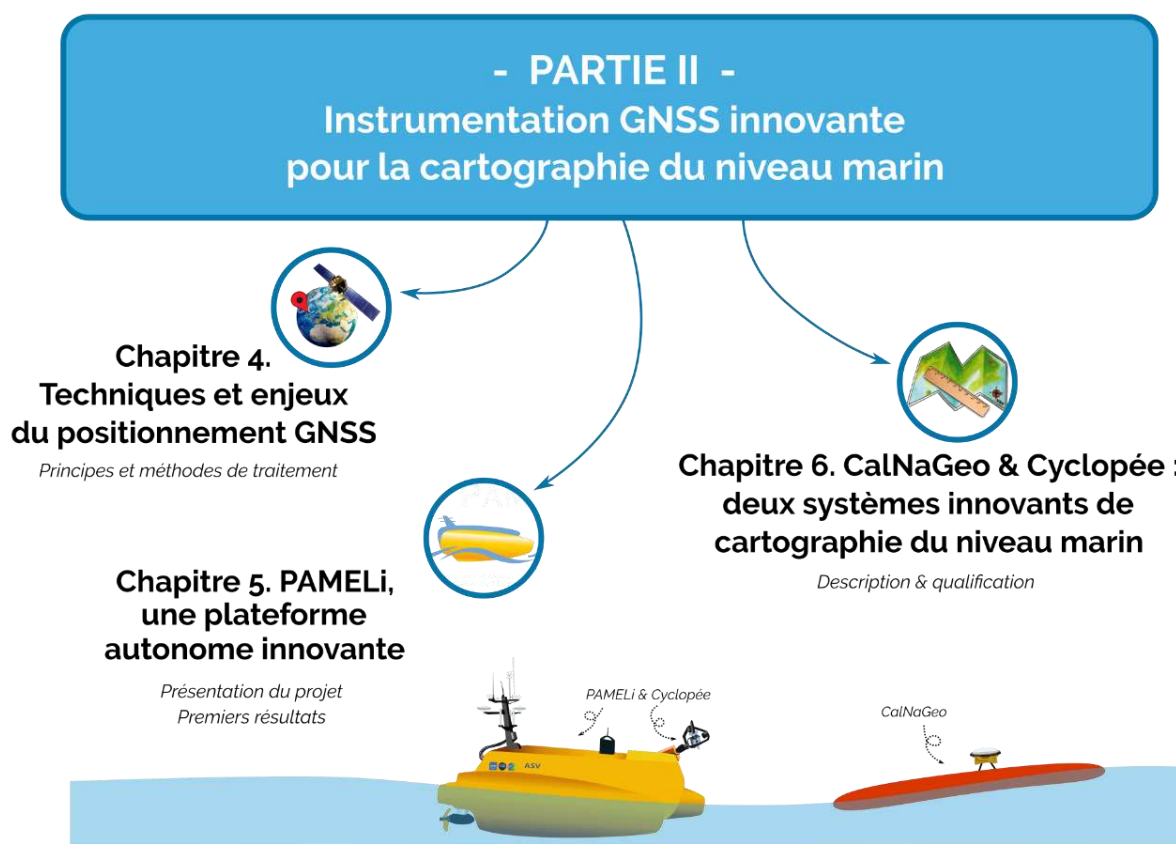
Figure 3. 4. Réseau d'observations dans le lagon de Nouméa.



– PARTIE II –

INSTRUMENTATION GNSS
INNOVANTE
POUR LA CARTOGRAPHIE
DU NIVEAU MARIN

Cette Partie II s'articule autour de la question du positionnement GNSS, qui sert de base au développement d'instruments innovants. Dans un premier temps, j'ai choisi de rappeler les principes fondamentaux et les méthodes de traitement GNSS pour illustrer les progrès déjà réalisés et les questions qu'il reste à explorer (Chapitre 4). Le chapitre suivant présente le drone marin PAMELi, cette plateforme autonome développée au laboratoire LIENSs qui a été le support de mes expériences dans les Pertuis Charentais (Chapitre 5). Les résultats détaillés dans ce chapitre ne répondent pas directement à la problématique du niveau marin, mais permettent d'appréhender les capacités d'un tel outil pour les études sur le littoral. Enfin, un dernier chapitre expose les caractéristiques techniques de Cyclopée et CalNaGeo, les deux systèmes que nous avons testés pour la cartographie du niveau marin (Chapitre 6). Ce chapitre résume l'ensemble des tests menés sur ces deux instruments pour estimer tous les postes d'incertitude pouvant impacter la mesure GNSS de la SSH. Une partie de ces résultats ont d'ores et déjà été publiés (Chupin et al. 2020).



Chapitre 4. Techniques et enjeux du positionnement GNSS

Avant de présenter les instruments utilisés dans le cadre de ma thèse, ce premier chapitre rappelle les grands principes du positionnement GNSS (Global Navigation Satellite System), les outils permettant de traiter ces données ainsi que leurs limites et les perspectives d'évolution.

4.1. Principes généraux

4.1.1. Concepts fondamentaux

Le positionnement GNSS repose sur l'estimation du temps de propagation d'un signal émis par un satellite et reçu par un récepteur (Bossier 2017a). Le principe est simple : les satellites en orbite émettent des ondes électromagnétiques, et le récepteur à Terre calcule le temps mis par les ondes pour parvenir jusqu'à lui. En utilisant la vitesse de propagation de l'onde, le récepteur en déduit la distance entre lui et le satellite. En utilisant plusieurs satellites, la position du récepteur est ensuite déterminée par trilatération (Figure 4. 1).

La détermination du temps de propagation nécessite une très bonne stabilité des horloges embarquées. Les satellites GNSS sont donc équipés d'horloges atomiques, beaucoup plus stables que les horloges des récepteurs au sol. Pour tenir compte des erreurs de synchronisation, un paramètre de correction d'horloge est ajouté aux équations de positionnement.

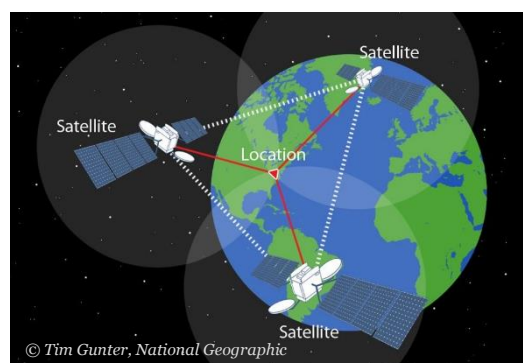


Figure 4. 1. Trilatération GNSS.

La position du récepteur est donc déterminée en résolvant 4 inconnues : 3 inconnues de position (X, Y, Z) et une inconnue de temps (δt). Il est donc possible de positionner un récepteur GNSS dès lors qu'au moins 4 satellites sont visibles en simultané.

4.1.2. Mesure de code

Le signal GNSS est une onde électromagnétique sinusoïdale de fréquence connue, qui est modulé par un code pseudo-aléatoire (i.e. une suite de nombres binaires) (Figure 4. 2a). Une deuxième modulation de ce signal est faite par le message de navigation. Celui-ci contient des informations sur la position approchée (almanach) ou précise (éphéméride) des satellites, des corrections d'horloge ou des informations sur l'état de santé du satellite.

Le récepteur va donc recevoir simultanément les signaux de plusieurs satellites situés à des distances différentes. Une séquence PRN (*Pseudo Random Noise*) identifie chaque satellite, ce qui permet au récepteur de déterminer l'origine du signal. Pour chaque satellite suivi, il va alors générer une réplique de leur code, basée sur sa propre horloge. Le récepteur mesure ensuite le décalage temporel entre le code reçu et le code qu'il a généré (Δt), en analysant la corrélation entre les deux signaux (Figure 4. 2b). Du fait de la désynchronisation des horloges, cet écart de temps Δt est entaché d'une erreur δt .

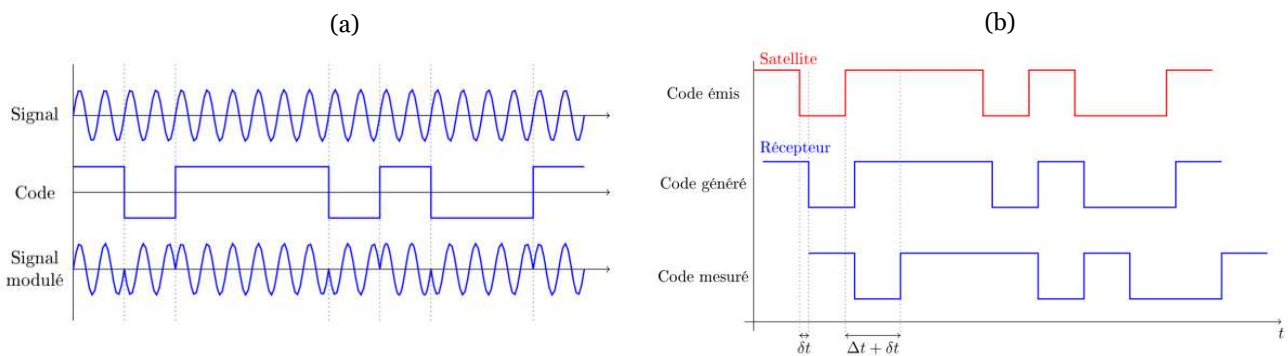


Figure 4. 2. a) Modulation du signal par la phase avec le code. / b) Principe de la mesure sur le code. (Bossert 2017a)

Dans la pratique, le récepteur (i) mesure une pseudo-distance P_i^j entre lui et le satellite (j) qui s'exprime par (Figure 4. 3) :

$$P_i^j = \rho_i^j + c \cdot (dt_i - dt^j) + \tau_i^j + \varepsilon_{P_i^j} \quad (10)$$

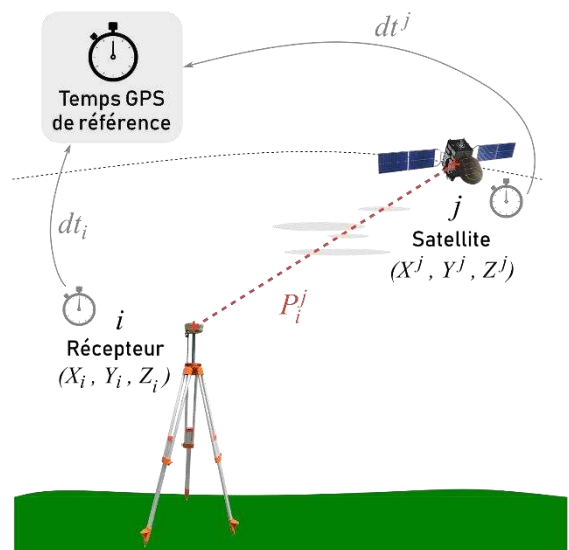


Figure 4. 3. Schéma du positionnement sur le code.

Avec :

- ρ_i^j , la distance géométrique entre la position du récepteur i (X_i, Y_i, Z_i) et du satellite j (X^j, Y^j, Z^j) exprimée par :

$$\rho_i^j = \sqrt{(X^j - X_i)^2 + (Y^j - Y_i)^2 + (Z^j - Z_i)^2}$$

- c , la célérité de la lumière dans le vide ;
- dt_i et dt^j , les écarts de synchronisation des horloges ;
- τ_i^j , les retards de propagation liés à la traversée de l'atmosphère ;
- $\varepsilon_{P_i^j}$, le bruit de la mesure de pseudo-distance.

Dans cette équation, les inconnues à estimer sont le décalage d'horloge du récepteur (dt_i) et sa position (X_i, Y_i, Z_i). Les autres composantes sont connues ou peuvent être modélisées. Cependant, la position calculée à partir des pseudo-distances ne pourra pas être meilleure que le niveau de bruit ($\varepsilon_{P_i^j} \sim 1$ m).

En fonction du type de GNSS et du code utilisé, l'exactitude sur la mesure de code sera d'environ quelques mètres (Bossert 2017a). Pour améliorer la qualité de ce positionnement, une autre méthode utilisant la phase a donc été développée.

4.1.3. Mesure de phase

Le positionnement sur la phase se base sur la mesure d'un déphasage entre l'onde reçue et le signal généré par le récepteur. Cependant, le récepteur ne peut pas mesurer le nombre entier de cycles écoulés depuis l'émission du signal : il ne fournit que la partie fractionnaire de ce déphasage (Figure 4. 4).

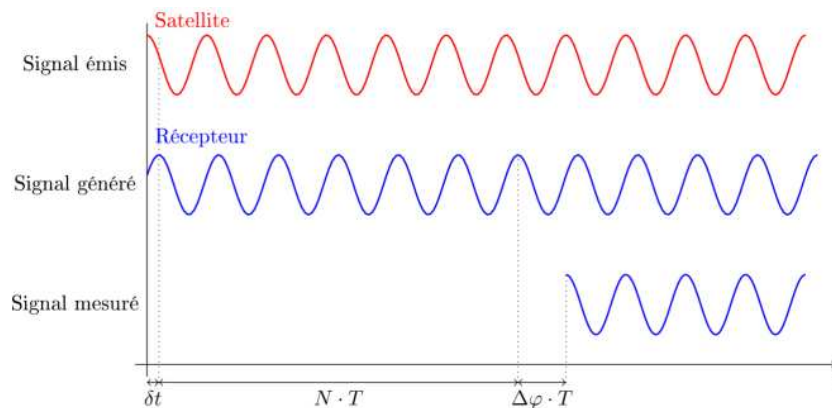


Figure 4. 4. Principe de la mesure sur la phase : pour un signal de période T , seule la partie fractionnaire $\Delta\phi$ est mesurée, et la partie entière N reste inconnue. Comme pour le code, il reste aussi une erreur de synchronisation des horloges δt (Bossert 2017a).

Le récepteur mesure donc un déphasage $\Delta\varphi_i^j$, et en utilisant la longueur d'onde du signal λ , on peut exprimer la distance L_i^j :

$$L_i^j = \lambda \cdot \Delta\varphi_i^j = \rho_i^j + c \cdot (dt_i - dt^j) - \lambda N_i^j + \tau_i^j + \varepsilon_{L_i^j} \quad (11)$$

Avec :

- N_i^j , le nombre entier de cycle dans le déphasage, appelé ambiguïté entière ;
- $\varepsilon_{L_i^j}$, le bruit de la mesure de phase.

En plus d'avoir à estimer le décalage d'horloge et la position du récepteur, la valeur de N est inconnue. Pour accéder à une position précise, il est donc nécessaire d'estimer ces ambiguïtés entières, au moins pour la première mesure. Les récepteurs sont en effet équipés de compteurs de cycles, qui décomptent le nombre entier de déphasages écoulés depuis la première observation. Tant que le satellite reste en vue et que les mesures sont continues, le décompte se poursuit et seule l'ambiguïté de la mesure initiale est à estimer (Figure 4. 5). En cas d'interruption du signal, le décompte repart de zéro et l'ambiguïté entière doit être réestimée : on parle alors de saut de cycle.

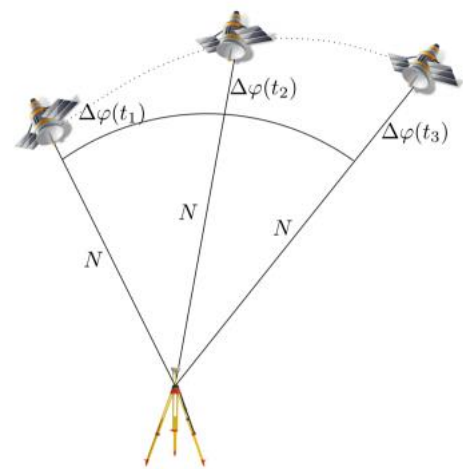


Figure 4. 5. Suivi d'un satellite par le récepteur GNSS (Bossier 2017a).

Grâce à la méthode des moindres carrés, on peut estimer N comme un nombre réel : dans ce cas, la solution est dite flottante. Des analyses complémentaires sont nécessaires pour déterminer la valeur entière de l'ambiguïté et la fixer. Du fait de leur nature entière, l'erreur commise par une mauvaise estimation des ambiguïtés vaut au moins 1 cycle (soit environ 20 cm selon l'onde porteuse considérée).

Si l'on fait abstraction du problème de la fixation des ambiguïtés entières, le positionnement sur la phase est beaucoup plus précis qu'avec le code. En effet, le déphasage peut être mesuré avec une précision de l'ordre de 3 millièmes de cycle, ce qui permet un positionnement avec une précision de l'ordre du millimètre (Bossier 2017a).

4.1.4. Les sources d'erreurs

Plusieurs sources d'erreurs affectent le positionnement GNSS, et il convient de les corriger pour améliorer la précision du positionnement. On peut distinguer 3 postes d'erreurs : celles liées aux satellites, à la propagation du signal et à sa réception.

Segment spatial

Les erreurs de détermination des orbites et des horloges des satellites peuvent impacter la qualité du positionnement. Pour chaque satellite, des paramètres d'orbite sont ainsi délivrés via le message de navigation. Ces produits radiodiffusés ont cependant une exactitude métrique, ce qui limite leur utilisation pour un positionnement précis. Pour résoudre ce problème, des centres d'analyse fournissent, en différé, des produits orbites/horloges beaucoup plus précis. Les produits finaux de l'IGS (*International GNSS Service*) délivrent ainsi des orbites avec une exactitude de l'ordre de 2.5 cm pour des applications en post-traitement (Table 4. 1).

Table 4. 1. Produits orbites/horloges diffusés par l'IGS (Bossler 2017a & igs.org).

		Produit	Exactitude	Délais	Résolution
GPS		Radiodiffusé	1 m / 5 ns	Temps réel	1 jour
	Ultra-rapide	Prédiction	5 cm / 1.5 ns	Temps réel	15 min
		Observation	3 cm / 50 ps	3 – 9 h	15 min
		Rapide	2.5 cm / 75 ps	17 – 41 h	15 min / 5 min
		Final	2.5 cm / 75 ps	12 – 18 jours	15 min / 30 s
Glonass		Radiodiffusé	2 m / 20 ns	Temps réel	1 jour
		Final	3 cm / -	12-18 jours	15 min

Il est également important de ne pas négliger l'impact des effets relativistes sur le signal et sur les horloges des satellites et des récepteurs. La combinaison de ces effets peut atteindre plusieurs dizaines de mètres, mais des modèles permettent de les corriger.

Les paramètres d'orbite donnent la position du centre des masses du satellite (CDM), et non le point d'émission réel du signal (PCV, *Phase Center Variation*). Il faut donc tenir compte du vecteur de rattachement entre ces deux positions. L'IGS fournit cette information dans un fichier ANTEX (*Antenna Exchange*), en indiquant pour chaque satellite le vecteur entre le CDM et le centre de phase moyen (PCO, pour *Phase Center Offset*) et la correction PCV qui varie selon l'angle d'émission du signal (Figure 4. 6).

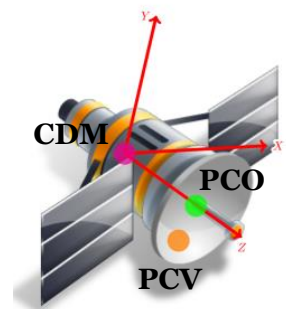


Figure 4. 6. Schéma de l'antenne satellite (Bossler, 2017).

Propagation du signal GNSS

Comme pour les ondes radar des satellites altimétriques, la propagation du signal GNSS est retardée par la traversée de l'atmosphère. Il faut donc prendre en compte l'effet de l'ionosphère et de la troposphère sur la propagation.

Le retard ionosphérique dépend de la fréquence du signal et du contenu total en électron (TEC) qui varie le long du trajet. Ce retard induit un allongement du trajet qui peut varier entre 1 et 100 m en fonction de la latitude du point, de l'activité solaire et de la période (nuit/jour). Des modèles existent pour corriger ces retards, mais il est aussi possible de l'éliminer des équations observations grâce à la combinaison linéaire de deux fréquences : la combinaison *ionosphere free* (souvent notée L_3). En multipliant les équations d'observations de deux porteuses différentes par leur fréquence au carré, on élimine l'effet de l'ionosphère :

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (12)$$

Avec f_1 (et f_2) la fréquence de l'onde L_1 (respectivement L_2).

La nouvelle observable créée avec cette combinaison est cependant beaucoup plus bruitée que les observations initiales, et selon les fréquences des signaux, le caractère entier de l'ambiguïté peut être perdu.

Le signal GNSS est également retardé par sa traversée de la troposphère, en particulier par la composante humide. L'impact de ce retard va dépendre de la longueur de la traversée de l'atmosphère, et donc de l'élévation du satellite au niveau du point de mesure. Cela représente près de 2.5 m de retard au zénith, et peut atteindre plus de 30 m pour des satellites à 5° d'élévation (Bossler 2017a). Pour corriger cet effet, il existe des modèles basés sur les paramètres météorologiques au niveau de l'antenne (température, humidité, etc.). Pour obtenir des positions très précises, les logiciels de traitement GNSS estiment généralement la correction troposphérique en ajoutant des paramètres dans les équations de positionnement.

Pour s'affranchir de toutes les incertitudes liées à la propagation du signal GNSS dans l'atmosphère, nous verrons un peu plus tard qu'il est également possible d'utiliser un positionnement différentiel.

Erreurs à la réception du signal

Au niveau du récepteur, plusieurs phénomènes peuvent impacter le signal GNSS. Tout comme pour les satellites, le point de réception du signal dans l'antenne (PCV) peut varier en fonction de l'azimut

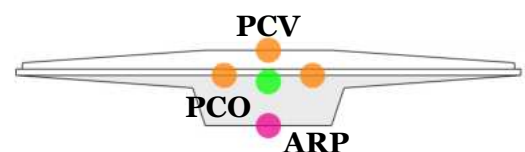


Figure 4. 7. Points de références de l'antenne réceptrice (Bossler, 2017).

du satellite (Figure 4. 7). Il est donc essentiel de connaître précisément le vecteur reliant cette position au point de référence de l'antenne, facilement identifiable par l'opérateur (aussi appelé ARP pour *Antenna Reference Point*). Pour cela, on utilise la hauteur moyenne du centre de phase (PCO).

Pour des applications de positionnement précis, il est indispensable d'intégrer au traitement l'ensemble de ces informations. L'IGS fournit ainsi des cartes de centre de phase pour de nombreux modèles d'antennes géodésiques (fichier ANTEX), mais il est aussi possible de les faire étalonner par des instituts spécialisés.

Le choix du site et l'installation de l'antenne sont des éléments importants, car plusieurs phénomènes peuvent limiter la précision des mesures GNSS au niveau du récepteur :

- Des obstacles peuvent limiter la visibilité des satellites et la bonne réception du signal. Ces masques (bâtiment, végétation, etc.) peuvent être à l'origine de sauts de cycle.
- Des réflexions parasites sur des objets proches de l'antenne peuvent également fausser le calcul de positionnement de plusieurs centimètres. Des antennes spécifiques permettent de limiter ces multi-trajets (antennes *choke-ring*). Ces observations peuvent cependant être intéressantes pour certaines applications, notamment pour l'observation du niveau de la mer par réflectométrie GNSS (voir section 2.2.4).
- Le changement d'orientation du satellite ou du récepteur peut induire un déphasage en raison de la polarisation circulaire des ondes porteuses GNSS. L'absence de prise en compte de ce phénomène de *phase wind-up* peut induire des erreurs décimétriques sur le positionnement.

Corrections géophysiques

Tout comme pour les observations altimétriques, les observations GNSS intègrent des mouvements de la croûte terrestre liés à des phénomènes géophysiques. Selon les applications, il convient donc de corriger (ou non) les mouvements liés à :

- La marée terrestre (*Solid Earth Tide*), qui est induite par la force d'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil sur la terre solide ;
- La surcharge océanique (*Ocean Loading*), qui est une déformation de la croûte terrestre liée aux marées océaniques ;
- La surcharge atmosphérique (*Atmospheric Loading*), qui est une déformation induite par les variations de pression atmosphérique au point de mesure.

Ces constituants peuvent avoir un rôle non négligeable sur la détermination de la composante verticale, surtout quand la précision centimétrique est recherchée.

4.1.5. Précision du positionnement GNSS

Aujourd'hui avec le GNSS, il est possible de localiser n'importe où un point sur la Terre avec une précision de quelques mètres. Avec la démocratisation des smartphones, chaque utilisateur peut accéder à sa position en temps réel et pour un coût limité. Pour des applications scientifiques ou professionnelles cherchant à atteindre une précision centimétrique, des instruments et des traitements plus poussés doivent être utilisés, notamment avec la correction des erreurs affectant la propagation de l'onde (Figure 4. 8). Mais avec l'émergence de nouvelles technologies comme les smartphones bi-fréquence, la limite entre ces deux types d'application se fait de plus en plus floue.

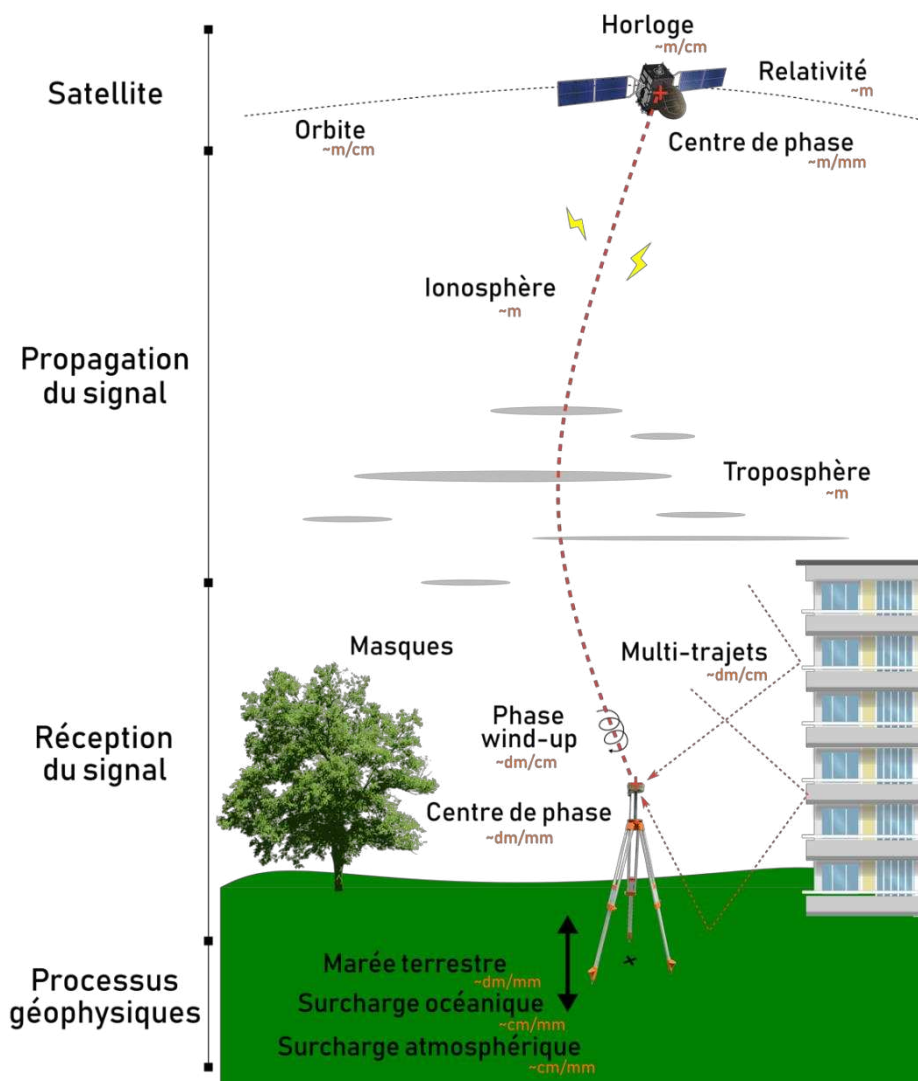


Figure 4. 8. Synthèse des erreurs GNSS et ordre de grandeur.

4.1.6. Les constellations GNSS

Le système GNSS se base sur plusieurs constellations de satellites développées et maintenues par différents pays (Figure 4. 9). La combinaison de ces constellations permet de garantir la visibilité d'au moins 5 satellites pour un positionnement précis.

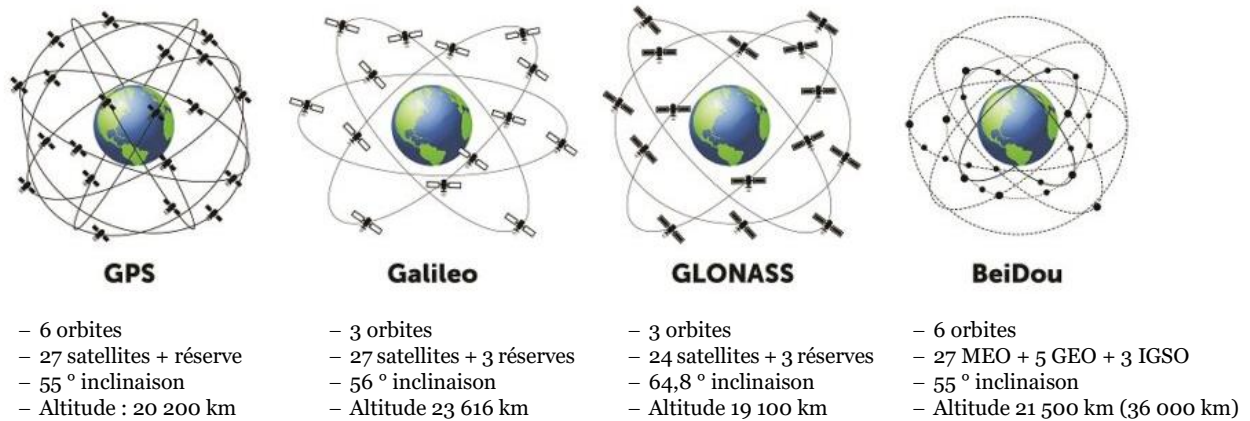


Figure 4. 9. Les différentes constellations à couverture globale composant le système GNSS (SpaceNews/Penn State).

Les États-Unis sont les premiers à développer l'idée d'un système de positionnement avec TRANSIT dans les années 60, qui se poursuit avec le déploiement du GPS (*Global Positioning System*) dans les années 80-90. À l'origine pensé pour un usage militaire, les 30 satellites de la constellation sont placés sur des orbites quasi-circulaires, inclinées à 55° par rapport au plan de l'équateur. Chacun des satellites est repéré par un code PRN (*Pseudo Random Noise*) et des stations de contrôle au sol assurent la surveillance de la constellation. La transmission des signaux GPS utilise 3 porteuses : L1 ($f_{L1} = 1\,575.42$ MHz), L2 ($f_{L2} = 1\,227.60$ MHz) et depuis quelques années L5 ($f_{L5} = 1\,176.45$ MHz). Le GPS est associé au système de référence global WGS84, lequel est compatible avec le système de référence terrestre international (ITRS) dont la réalisation est l'ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*). Il est aussi relié à l'échelle de temps GPS, qui diffère de quelques secondes du temps UTC.

La Russie a elle aussi développé son système de positionnement baptisé GLONASS (*Global Navigation Satellite System*). Les 24 satellites opérationnels de la constellation, achevée en 2011, ont une inclinaison de 64.8°. Tout comme le GPS, la constellation est associée à un système de référence (PZ-90) et à une échelle de temps. GLONASS émet actuellement sur 2 signaux (G1 : $f_{G1} = 1\,602.000$ MHz / G2 : $f_{G2} = 1\,246.000$ MHz) et une troisième porteuse est en cours de développement (G3 : $f_{G3} = 1\,207.704$ MHz). À la différence du GPS, les satellites GLONASS se distinguent par leur fréquence et non leur PRN, ce qui va évoluer avec les futures générations de satellites.

Pour garantir son indépendance vis-à-vis des Etats-Unis et de la Russie, l'Europe s'est également lancée dans le développement de son propre système de positionnement civil, Galileo. Les premiers lancements tests ont été effectués en 2005, et le déploiement de la constellation débute en 2014. Les 30 satellites de la constellation finale diffusent des signaux sur 4 porteuses : E1 et E5a qui correspondent aux porteuses L1 et L5 du GPS, ainsi que E5b ($f_{E5b} = 1\,207.14$ MHz) et E6 ($f_{E6} = 1\,278.75$ MHz). Depuis fin 2016, Galileo propose ses premiers services de positionnement et devrait être pleinement opérationnel d'ici 2022. Le système de référence associé à Galileo est le GTRF (*Galileo Terrestrial Reference Frame*) basé sur des réalisations de l'ITRF, et l'ellipsoïde de référence est l'ellipsoïde GRS80. Le temps Galileo est calé sur le TAI (*Temps Atomique International*).

Enfin, la dernière constellation du réseau GNSS est le système chinois BeiDou, dont les premiers satellites ont été lancés dans les années 2000. Initialement prévu pour couvrir uniquement le territoire chinois, BeiDou a finalement une couverture mondiale. Le système est composé de 27 satellites en orbites moyennes (MEO) associés à 5 satellites géostationnaires (GEO) et 3 satellites géosynchrones (IGSO) pour une meilleure couverture du territoire chinois. Le signal se base sur trois ondes porteuses (B1 : $f_{B1} = 1\,561.098$ MHz / B2 : $f_{B2} = 1\,207.14$ MHz / B3 : $f_{B3} = 1\,268.52$ MHz). Le temps BeiDou est basé sur le TAI, et le système de référence associé à la constellation chinoise est le CGCS2000 (*China Geodetic Coordinate System 2000*), cohérent au niveau centimétrique avec l'ITRF97.

Pour améliorer la performance, la disponibilité et la fiabilité du positionnement GNSS, un système d'augmentation de la performance par satellite, SBAS (*Satellite Based Augmentation System*), a été développé. Plusieurs systèmes cohabitent, notamment EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay Service*) en Europe, et proposent aux utilisateurs des corrections supplémentaires pour améliorer le positionnement. Des systèmes régionaux permettent également de couvrir des zones plus spécifiques, notamment au Japon (système QZSS, *Quazi-Zenith Satellite System*) ou en Inde (IRNSS, *Indian Regional Navigation Satellite System*).

Bien que le système GPS ait été largement utilisé seul auparavant, les récepteurs géodésiques actuels permettent d'exploiter l'ensemble des signaux GNSS. Les logiciels de traitement intègrent de plus en plus ces nouvelles informations, ce qui offre de nombreuses perspectives d'évolution du positionnement dans les prochaines années.

4.2. Le positionnement relatif

La détermination de la distance entre le récepteur et le satellite GNSS nécessite de corriger le signal de plusieurs paramètres, plus ou moins bien modélisés. Grâce au positionnement relatif, certains postes d'erreurs sont supprimés et la qualité du positionnement final est largement améliorée.

4.2.1. Principe

Au lieu de positionner un récepteur unique, le mode de positionnement différentiel cherche à estimer le vecteur de rattachement entre le récepteur et une (ou plusieurs) station(s) de référence. Grâce à l'estimation d'une ligne de base, il est donc possible de déterminer les coordonnées d'un récepteur relativement à la position d'un autre (Figure 4. 10).

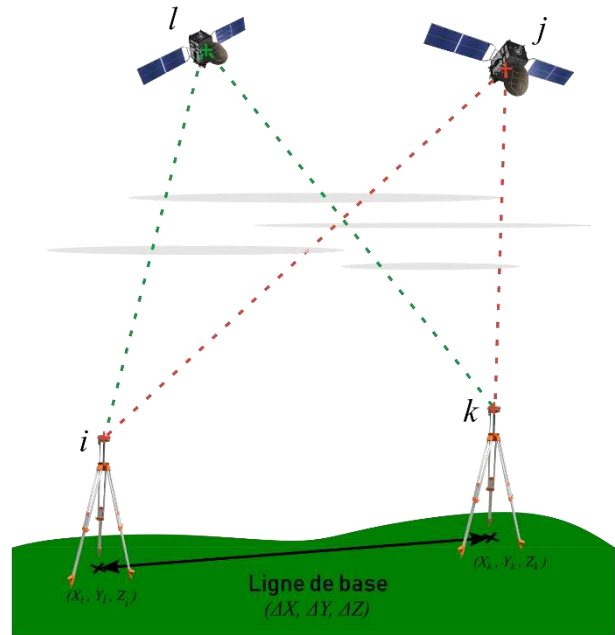


Figure 4. 10. Principe du positionnement différentiel.

Ce type de positionnement peut se baser aussi bien sur les observations de code que de phase, en temps réel ou en temps différé. La position du récepteur est déterminée dans le référentiel du point de référence, avec une exactitude allant de quelques mètres à quelques millimètres selon la méthode (Bossier 2017a). Pour les applications géodésiques centimétriques, on utilise essentiellement les observations de phase. Les développements suivants se basent donc sur ces observables.

Simple différence

Cette méthode part du postulat que pour deux points proches, le signal GNSS suit sensiblement le même trajet. Ainsi, en soustrayant les observations de phase de deux récepteurs voisins (notés i et k sur la Figure 4. 10) sur un même satellite (noté j) au même moment, on obtient :

$$\Delta L_{i,k}^j = \Delta \rho_{i,k}^j + c \cdot (dt_i - dt_k) - \lambda \Delta N_{i,k}^j + \Delta \tau_{i,k}^j \quad (13)$$

Avec la simple différence ($\Delta L_{i,k}^j$), on supprime donc les termes d'horloges et des modèles de satellite et on réduit les effets d'erreurs sur l'orbite. De plus, plus la distance entre les récepteurs est faible, plus les erreurs liées à l'atmosphère ($\Delta \tau_{i,k}^j$) diminuent.

Double différence

En ajoutant un second satellite (noté l), observé au même instant que le satellite j par les deux récepteurs i et k , on peut alors calculer la différence des deux simples différences :

$$\Delta\nabla L_{i,k}^{j,l} = \Delta\nabla\rho_{i,k}^{j,l} - \lambda\Delta\nabla N_{i,k}^{j,l} + \Delta\nabla\tau_{i,k}^{j,l} \quad (14)$$

La double différence ($\Delta\nabla L_{i,k}^{j,l}$) permet d'éliminer les erreurs d'horloge des récepteurs et de réduire encore plus les retards liés à la traversée de l'atmosphère. Avec cette formulation, les ambiguïtés gardent leur caractère entier. En fixant les coordonnées de i et en utilisant une position approchée de k , la linéarisation de cette équation permet de calculer la ligne de base entre les deux stations par la méthode des moindres carrés.

4.2.2. Méthodes de traitement

Pour traiter les observations différentielles, plusieurs modes de traitement et de logiciels existent. Selon les besoins et la précision recherchée, le positionnement peut être calculé en temps réel ou en temps différé.

Le positionnement post-traitement

Le positionnement cinématique en temps différé, aussi appelé PPK (*Post-Processed Kinematic*), est une méthode de calcul appliquée après l'acquisition des données. Avec une station de référence (la *base*) fixe, on détermine la position d'un point en mouvement (le *mobile*) en calculant les lignes de base successives. En plus de la phase, l'utilisation des mesures sur le code permet de faciliter la résolution des ambiguïtés (Bossert 2017a).

La précision du positionnement PPK dépend de la distance entre la base et le mobile : plus la distance entre les deux récepteurs sera grande, moins l'hypothèse sur la similitude des corrections atmosphériques sera vérifiée.

Pour éviter le déploiement de deux récepteurs, il est possible d'utiliser comme station de base des stations permanentes : on parle alors de NPPK (Network PPK). A l'échelle internationale, l'IGS met à disposition les données d'environ 500 stations permanentes réparties sur toute la planète (<https://igs.org/network/>), ainsi que différents produits comme les coordonnées et vitesses des stations, des modèles ionosphériques et troposphériques, etc. En France, le Réseau GNSS Permanent (RGP) fournit les observations de plus de 500 stations permanentes ainsi que leurs coordonnées dans le système légal français, le RGF93.

Le positionnement temps réel

Le positionnement cinématique temps réel, ou en anglais RTK (*Real-Time Kinematic*) est un mode de positionnement différentiel en temps réel. Dans cette configuration, une station de base communique ses observations de phase et sa position par radio avec le récepteur. Grâce à l'estimation des lignes de base, la position du mobile est instantanée. Comme pour le PPK, la précision de ce type de positionnement dépend de la distance entre les deux instruments.

Pour s'affranchir de l'installation d'une station de base, il est possible d'utiliser des réseaux de stations permanentes dont les coordonnées sont connues. Via une connexion au réseau de téléphonie, des corrections sont transmises au mobile qui va calculer sa position en temps réel : on parle alors de NRTK (*Network Real-Time Kinematic*). Permettant un positionnement centimétrique, plusieurs sociétés commerciales proposent ce service en France (notamment Teria, Orphéon ou SatInfo). Des solutions open-source se développent également, comme le réseau Centipède⁸.

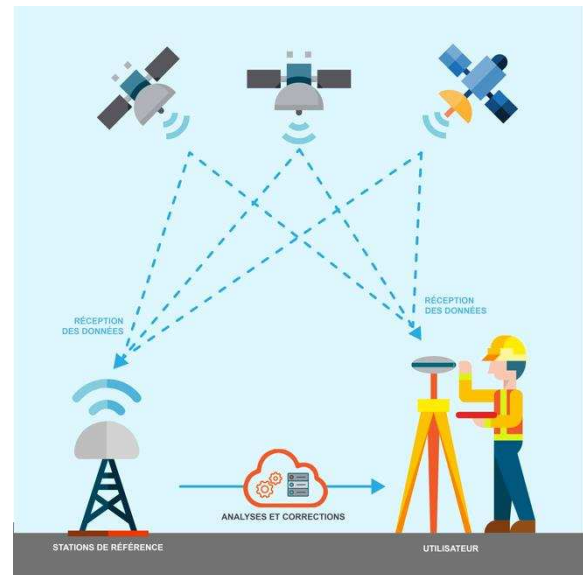


Figure 4. 11. Fonctionnement d'un réseau NRTK (www.reseau-teria.com).

4.2.3. Logiciels de traitement

Plusieurs programmes (libres ou commerciaux) permettent de traiter les observations différentielles. Dans le cadre de ma thèse, j'ai notamment utilisé des positions issues de deux logiciels de traitement scientifiques :

- TRACK, un module de GAMIT/GLOBK⁹ développé par le MIT (Herring et al. 2018) ;
- RTKLib¹⁰, un logiciel de positionnement GNSS open source, pouvant fonctionner en temps réel ou en post-traitement (Takasu 2007). Il propose également un mode de traitement absolu qui n'a pas été testé dans le cadre de cette thèse.

⁸ Site internet du projet Centipède : <https://docs.centipede.fr/>

⁹ Site internet GAMIT/GLOBK : <http://geoweb.mit.edu/gg/>

¹⁰ Site internet RTKLib : <http://www.rtklib.com/>

4.3. Le positionnement absolu

Pour s'affranchir de l'utilisation d'une station de base, des méthodes de positionnement absolu existent. Grâce à l'évolution des algorithmes de traitement, ces méthodes peuvent aujourd'hui être utilisées pour du positionnement de précision.

4.3.1. Principe

Le positionnement absolu se base sur les équations générales du code et de la phase définies précédemment (voir section 4.1). La position est calculée à partir de l'observation de plusieurs satellites au même moment par un récepteur unique (Figure 4. 12).

Un positionnement absolu basé sur les mesures de code peut atteindre une précision de 5 à 20 m en fonction de la géométrie des satellites (Bossler 2017a), ce qui n'est pas suffisant pour des applications géodésiques.

Cependant, depuis quelques années s'est développée une approche zéro-différence permettant d'accéder à un positionnement centimétrique tout en limitant le temps de calcul : la méthode PPP (*Precise Point Positioning*).

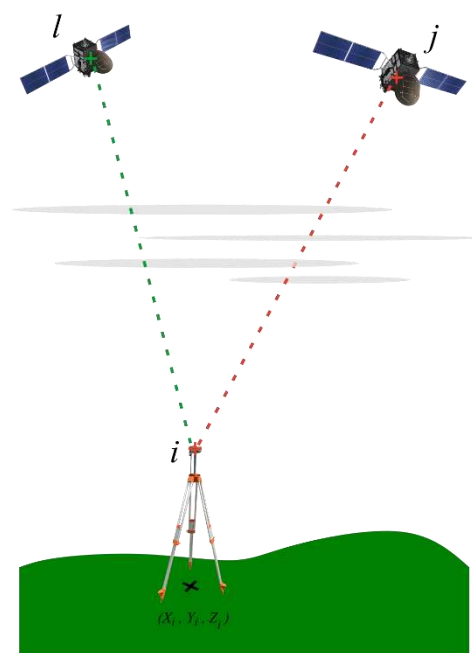


Figure 4. 12. Principe du positionnement absolu.

Positionnement Ponctuel Précis (PPP)

La méthode PPP est un mode de positionnement absolu utilisant les observations de phase et de code, dont les principes ont été développés par Zumberge et al. (1997). A l'inverse des méthodes différentielles, il est nécessaire ici de compenser les erreurs liées au satellite, au récepteur et à la traversée de l'atmosphère (voir section 4.1.4). A partir d'un réseau de stations permanentes globales, des corrections précises d'orbites et d'horloges des satellites sont calculées par des méthodes différentielles et sont utilisées comme données pour l'inversion PPP. Le délai ionosphérique peut être éliminé au premier ordre avec la combinaison *ionosphere free* (voir section 4.1.4), et la correction troposphérique est estimée par des modèles globaux (Kouba et al. 2017).

Une difficulté de la méthode est la fixation des ambiguïtés à l'issue du traitement. Pour résoudre cela, de nouvelles observables sont définies avec les combinaisons *wide lane* et *narrow lane*. Elles sont ensuite intégrées dans la combinaison *Melbourne-Wübbena* (Melbourne 1985; Wübbena 1985). Avec cette nouvelle formulation de l'équation

d'observation, l'ambiguïté retrouve sa valeur entière (on parle alors d'ambiguïté *wide lane*). Dans les années 2000, plusieurs stratégies ont été développées pour fixer ces ambiguïtés sur leur valeur entière. Elles reposent sur l'utilisation de produits supplémentaires fournis par les centres de calculs (horloges « entières », biais de phase fractionnaires, etc.) (Bossler 2017b). Lorsque les ambiguïtés sont fixées, on parle alors de solution IPPP (pour *Integer Precise Point Positioning*).

Le positionnement PPP peut atteindre une exactitude centimétrique si le temps d'occupation du site est suffisamment long pour résoudre entièrement les ambiguïtés et faire converger le calcul. Une occupation durant 24h peut parfois être nécessaire pour réduire les erreurs systématiques journalières (surcharge océanique, etc.). En cinématique ou pour des applications temps réel, la qualité du positionnement va être dépendante de la géométrie des satellites et des interruptions de mesures. La multiplication des constellations GNSS et l'utilisation de nouvelles fréquences devraient permettre d'augmenter la couverture des satellites et améliorer le positionnement (Kouba et al. 2017).

Avec le positionnement PPP, il est donc possible de s'affranchir d'une station de référence, ce qui permet de se positionner dans des zones sans infrastructures géodésiques, et notamment en pleine mer. Comme une seule station est traitée, le temps de calcul est également réduit par rapport aux techniques différentielles (Bossler 2017b).

4.3.2. Logiciels de traitement

Tout comme pour les traitements différentiels, il existe de nombreux logiciels d'analyse PPP ou IPPP pour des applications temps différé ou temps réel. Dans le cadre de ma thèse, j'ai eu l'occasion d'utiliser deux d'entre eux en post-traitement :

- L'interface de traitement en ligne NRCAN (*Natural Resources Canada*), basée sur le logiciel de Positionnement Ponctuel Précis du Système Canadien de Référence Spatiale (SCRS-PPP) (<https://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>) ;
- Le logiciel GINS, développé par le CNES et le GRGS (Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale) (Marty et al. 2011; Loyer et al. 2012).

4.4. Positionnement GNSS pour la mesure du niveau marin

Grâce aux observations GNSS, il est possible de positionner un point dans un référentiel absolu quel que soit sa localisation sur Terre. Pour des applications géodésiques nécessitant une précision centimétrique, la correction de toutes les erreurs de propagation du signal est essentielle. En fonction de la configuration du site et des contraintes techniques, plusieurs méthodes peuvent être employées. Pour des applications en temps réel ou en post traitement, la méthode différentielle offre de bons résultats lorsque la station de référence reste à une distance raisonnable du point de mesure (~ 15-20 km selon les sites).

Dans les cas où il n'existe pas de stations de référence à proximité, le positionnement absolu est une alternative. Le progrès des techniques PPP permet aujourd'hui de considérer ce mode de traitement pour des applications scientifiques. Ainsi, Fund et al. (2013) ont déjà pu montrer son intérêt pour le positionnement d'une bouée GNSS (voir Partie I – Chapitre 2). Dans cette étude, la comparaison avec des méthodes différentielles montre que les écarts planimétriques sont subcentimétriques. Cependant, sur la composante verticale, l'écart type sur la différence avec le marégraphe reste autour de 4-5 cm, ce qui peut s'expliquer par des incertitudes sur les corrections atmosphériques, d'orbites ou d'horloges, ou par la géométrie des satellites. L'intégration de nouvelles constellations GNSS au traitement pourrait donc permettre d'améliorer ce résultat.

Bien que les performances des systèmes GNSS pour l'observation du niveau marin soient de plus en plus reconnues, de nombreux paramètres peuvent impacter le positionnement au niveau centimétrique (choix des antennes et des récepteurs, conditions de mesure, modes de traitement, modèles de correction atmosphérique, etc.). Malgré le perfectionnement des technologies, des méthodes et des logiciels, garantir une précision centimétrique sur la mesure GNSS du niveau marin reste encore un défi, d'autant plus pour les mesures en mouvement.

Chapitre 5. PAMELi, une plateforme autonome innovante

*« Au laboratoire LIENSs, j'ai la chance de travailler avec PAMELi ...
Ça ne vous dit rien ?! Et pourtant, on ne peut pas le rater : 3m de long,
2m de large, une carrosserie jaune or à faire pâlir les étoiles de mer,
PAMELi c'est un drone marin ! »*

Extrait de Ma Thèse en 180s

Porté par le laboratoire LIENSs, le projet de drone marin PAMELi est né du besoin de suivre et comprendre le système complexe qu'est le littoral. Cet outil innovant a été le support de différentes expériences menées dans les Pertuis durant ma thèse. Avec ce chapitre, j'ai souhaité présenter les principaux objectifs du projet et quelques résultats, qui ne sont pas directement liés à la mesure du niveau de la mer, mais qui illustrent le potentiel de cet instrument pour les études en zone côtière.

La construction de ce chapitre repose notamment sur un article de vulgarisation écrit pour la Mission pour les Initiatives Transverses et Interdisciplinaires (MITI) du CNRS (en cours de publication) ainsi que sur une expérience en rade de Brest dont les conclusions ont été publiées par Sakic et al. (2021).

5.1. Genèse du projet

L'équilibre des sociaux-écosystèmes littoraux est aujourd'hui menacé par le changement climatique et la pression anthropique croissante. De nombreuses zones côtières sont menacées par l'élévation du niveau marin et l'augmentation de la fréquence des événements climatiques extrêmes. Au-delà des nombreux atouts qu'elles offrent pour le développement des activités humaines (habitat, pêche, tourisme, santé, etc.), ces zones côtières ont aussi un rôle plus large, par exemple sur la santé globale des écosystèmes ou en tant que puits de carbone.

Continuer à habiter près des côtes tout en préservant l'équilibre fragile des écosystèmes littoraux est un véritable défi qui nécessite une compréhension du système dans sa globalité et sa complexité. Plus particulièrement, il est nécessaire de comprendre les interactions entre les différents facteurs physiques, chimiques, biologiques et humains en jeu, aux différentes échelles spatiales et temporelles. Ce défi est par essence interdisciplinaire et nécessite des observations denses, variées, de qualité et sur le long terme.

Ces dernières années, de nouvelles méthodes d'acquisition, de traitement et d'archivage des données se sont développées. Les récents progrès dans le monde des drones et des systèmes automatisés permettent aujourd'hui d'acquérir de façon simultanée, par différents capteurs, des données datées et géolocalisées à la surface de la mer, dans l'air et sous l'eau. Grâce au déploiement de bases de données évoluées et aux nouvelles méthodes d'exploration des données (Big Data, intelligence artificielle, etc.), de nombreuses perspectives sont envisageables pour intégrer, croiser et interpréter toutes ces nouvelles observations.

Avec le projet de drone marin PAMELi (*Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral*), l'objectif est donc de favoriser une approche interdisciplinaire du littoral, en profitant du développement des nouvelles technologies pour acquérir des données multidisciplinaires, les traiter et les exploiter avec des méthodes innovantes et les diffuser largement.



Figure 5. 1. Le drone marin PAMELi en navigation au large de La Rochelle.

5.2. Objectifs du projet

5.2.1. Un drone marin scientifique

Que ce soit dans le secteur privé ou pour la recherche publique, le développement des drones marins est en plein essor et de nombreux modèles existent. Les systèmes USV ou ASV (*Unmanned* ou *Autonomous Surface Vehicle*) regroupent l'ensemble des bateaux et systèmes autonomes pouvant naviguer en surface sans équipage à bord. Ces plateformes sont de plus en plus employées pour la navigation commerciale, les opérations militaires, l'inspection d'infrastructure offshore ou encore les recherches sur l'environnement et le climat.

Pour le projet PAMELi, nous avons choisi le modèle C-CAT3 de la compagnie L3Harris ASV qui a été choisi (Figure 5. 1). Adapté aux sorties journalières en zone côtière, il dispose d'un système de retour vidéo très utile en zone de fort trafic maritime. Ce catamaran à propulsion électrique de 3 m x 1.50 m et de 300 kg est composé de deux flotteurs contenant les batteries

et les moteurs. Une nacelle centrale accueille une partie de l'instrumentation scientifique, un ordinateur dédié à la navigation et un second à la science, et une quille relevable permet l'immersion d'instruments. La communication entre le drone et sa base de pilotage (embarquée ou à terre) se fait par communication WiFi, radio UHF (Ultra Haute Fréquence) ou 4G et permet un pilotage en temps réel ou préprogrammé.

Le drone dispose de l'instrumentation minimale nécessaires à une navigation sécurisée (positionnement GPS, vidéo, sondeur, météo, etc.). Dans sa configuration de base, il est également équipé d'une sonde multi-capteurs pour des mesures physico-chimiques de routine (salinité, température, turbidité, pH, chlorophylle, oxygène dissous, etc.). En fonction des objectifs scientifiques des missions et des contraintes de place ou d'énergie, des instruments additionnels peuvent être installés (Figure 5. 2). Ces capteurs peuvent être disponibles sur le marché ou sont développés spécifiquement pour PAMELi (comme le treuil, le système de prélèvement ou encore le système de cartographie du niveau marin).

Ainsi, même si une sortie a une vocation disciplinaire, il est possible d'acquérir des données pour d'autres applications. A terme, le croisement entre les différentes missions disciplinaires devrait permettre l'alimentation d'une base de données spatio-temporelle commune permettant une vision intégrée et interdisciplinaire du système littoral.

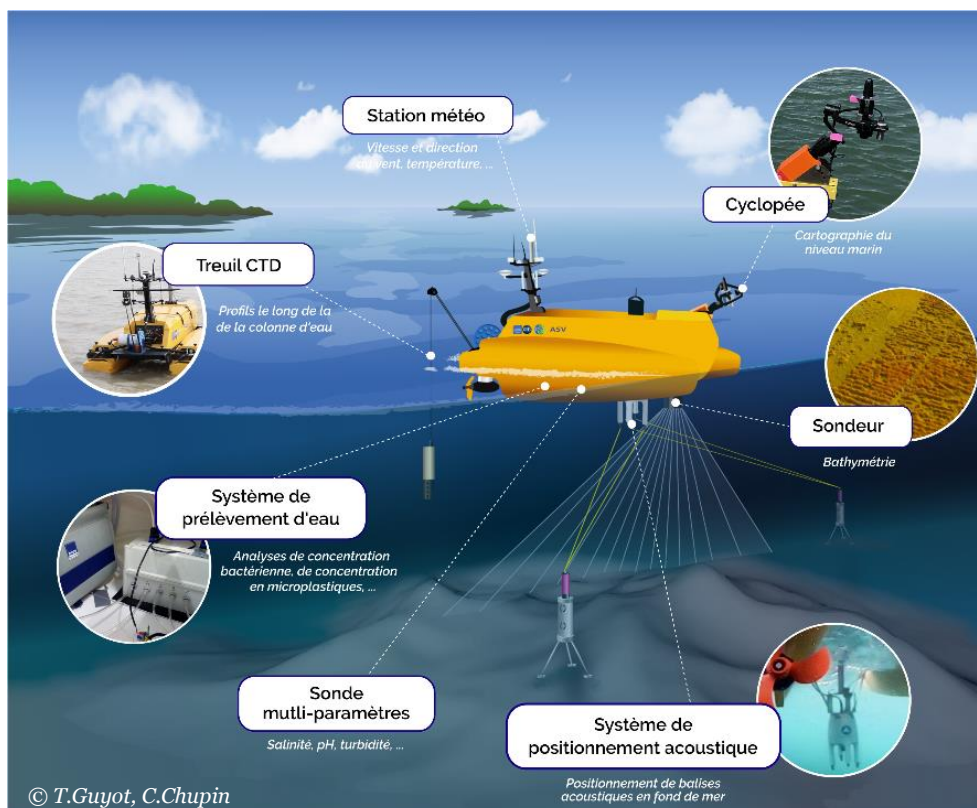


Figure 5. 2. Exemples de capteurs pouvant être embarqués sur PAMELi. Certains sont installés en routine, et d'autres sont intégrés en fonction des objectifs spécifiques de la mission.

5.2.2. Le suivi 4D du littoral

Dans la région des Pertuis Charentais, des Services d'Observation Nationaux (SNO), coordonnés par l'Infrastructure de Recherche ILICO, et des observatoires locaux mettent en place des protocoles d'acquisition de données documentées et répétables. Le projet PAMELi complète ces suivis via un archivage pérenne des données et métadonnées.

Cette gestion des données est une question centrale pour la recherche, notamment avec la mise en œuvre des principes FAIR (*Findable, Accessible, Interoperable, Reusable*) (Wilkinson et al. 2016) et la mise à disposition des données de la recherche (Science Ouverte). Cela est d'autant plus vrai pour le développement de travaux interdisciplinaires, qui nécessitent un accès des données à une communauté large avec des codes et des pratiques variés.

Autour de PAMELi, l'objectif est de construire une base de données spatio-temporelle, interopérable avec d'autres systèmes d'observation, et de la diffuser *via* des services Internet vers les scientifiques, les collectivités locales, les enseignants ou le grand public (Figure 5. 3).

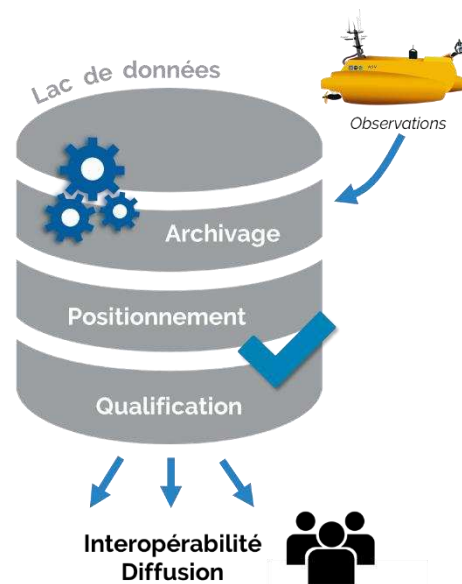


Figure 5. 3. Archivage et diffusion des données PAMELi.

5.2.3. Un outil de médiation scientifique

La curiosité suscitée par PAMELi offre l'occasion d'échanger autour de problématiques scientifiques variées, ce qui favorise, à terme, les liens entre la recherche, l'enseignement et la société. Communiquer et partager ces pratiques scientifiques, sur le terrain mais également par un accès facilité aux données, est de nature à renforcer la confiance des citoyens envers la science. PAMELi, par ses aspects de technologie avancée et sa multidisciplinarité, est un outil de médiation vers le grand public et le monde de l'éducation.

5.3. De premières études scientifiques

Des expériences innovantes ont déjà pu être menées avec PAMELi, en lien avec les spécialités développées par le laboratoire LIENSs et ses partenaires. Deux exemples sont présentés par la suite, notamment les résultats d'une expérience menée en rade de Brest à laquelle j'ai participé sur le terrain et pour le traitement des données GNSS.

5.3.1. Analyse de la qualité des eaux littorales

L'une des premières missions de PAMELi a porté sur la détermination des facteurs influençant la qualité des eaux littorales. Pour cela, le drone a été équipé d'un système de prélèvement d'eau, conçu en partenariat avec la Division Technique du CNRS (DT-INSU) et l'Ifremer. Grâce à un système de déclenchement à distance, ce dispositif peut prélever 12 échantillons de 1 litre d'eau de mer à 70 cm de profondeur (Figure 5. 4).

Avec le drone, il est possible de géo-référencer ces échantillons, et de les replacer dans leur environnement grâce à une cartographie continue des paramètres physico-chimiques de l'eau (température, salinité, pH, turbidité, chlorophylle, etc.). Par rapport à un opérateur humain, le drone limite les perturbations du milieu lors du prélèvement et permet d'avoir un protocole de mesure et d'échantillonnage reproductible et non dépendant de l'opérateur.

Cette méthode a été appliquée dans le cadre du programme ICOMABIO, pour étudier la contamination bactérienne (entérocoque, Escherichia Coli) observée dans une zone de baignade à proximité de La Rochelle (Figure 5. 5). Grâce à des prélèvements répétés réalisés dans la baie à marée haute (avec PAMELi) et à marée basse (manuellement), des analyses ont été menées pour déterminer la qualité microbiologique de l'eau et la dynamique spatiale de la contamination. Sur le long terme, ces suivis permettront d'évaluer le rôle de différents facteurs (liés à l'activité anthropique ou aux conditions environnementales) sur la contamination de la baie. Ces travaux font l'objet d'une thèse au laboratoire, et seront publiés prochainement.



Figure 5. 4. Premier prototype du préleveur installé dans PAMELi.

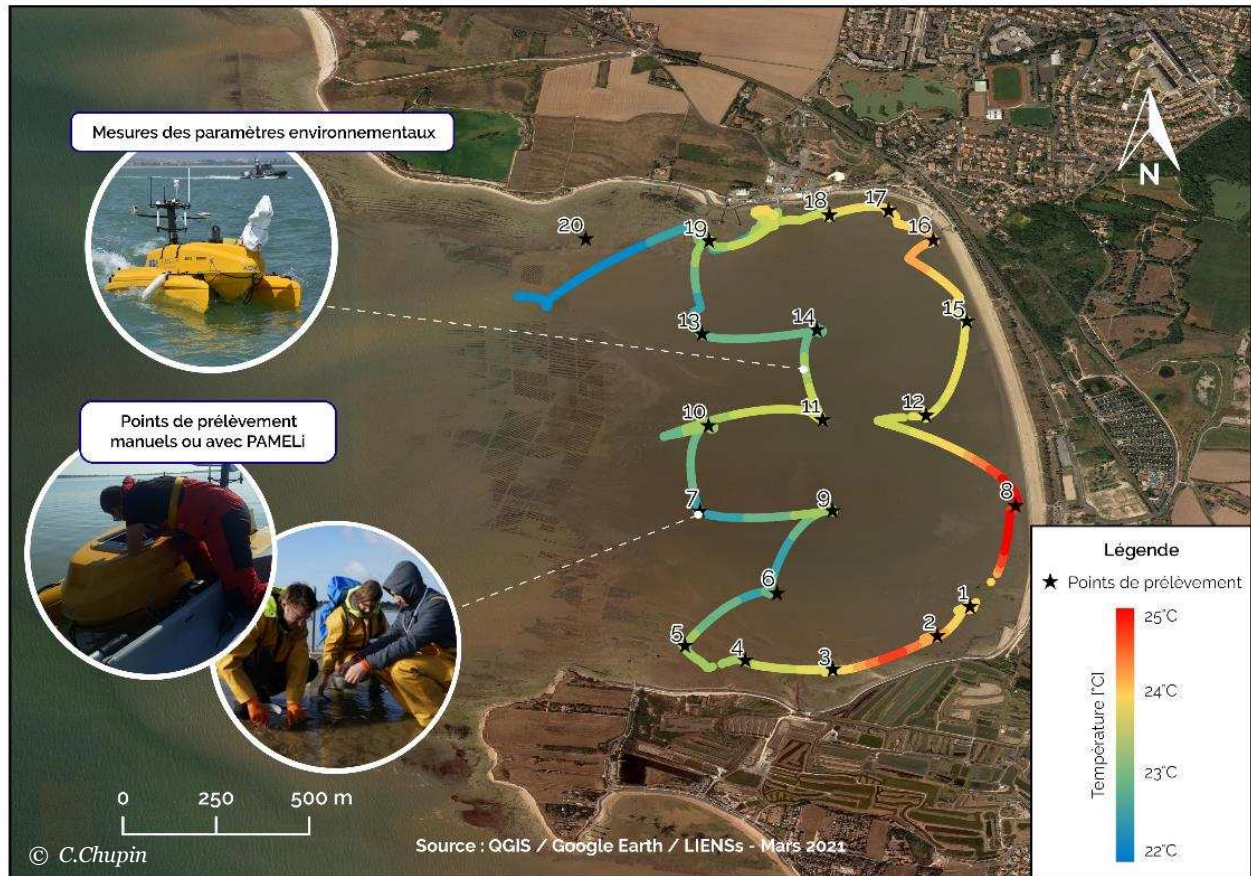


Figure 5. 5. Température de l'eau de surface mesurée par PAMELi lors d'un quadrillage de la Baie d'Ayré. Ces mesures environnementales sont complétées par des points de prélèvement manuels ou automatisés avec PAMELi pour étudier la qualité microbiologique de l'eau.

5.3.2. Positionnement acoustique sous-marin

Dans le domaine de la géodésie sous-marine, le positionnement précis de points en fond de mer et le suivi de leur déplacement sont des éléments fondamentaux pour évaluer le mouvement des plaques tectoniques ou l'accumulation des contraintes dans les zones de faille. La méthode du GNSS/A (pour GNSS/Acoustique) a été développée dans ce but, en combinant un positionnement GNSS à la surface de l'eau avec un positionnement acoustique sous-marin (Spiess et al. 1998). Dans la plupart des cas, ce sont des navires océanographiques qui servent de plateforme relais entre le GNSS et le transpondeur acoustique. Mais de par leurs dimensions, ils peuvent générer des bruits acoustiques indésirables et il est difficile de déterminer précisément l'ensemble des bras de levier entre la position de l'antenne GNSS (souvent sur un mât) et le modem acoustique (dans le navire).

Pour pallier ces inconvénients et réduire le coût du déploiement instrumental, une expérience utilisant PAMELi comme plateforme relais a été menée en Rade de Brest (Sakic et al. 2021). D'autres études ont déjà démontré l'intérêt des systèmes USV pour récupérer ou acquérir des données en fond de mer (Berger et al. 2016; Chadwell et al. 2016; Foster et al. 2020). Durant l'expérience, PAMELi a été équipée d'une antenne GNSS montée sur sa quille, directement à l'aplomb d'un système USBL (*Ultra Short Baseline System*) combiné à une centrale inertielle (*Inertial Navigation System, INS*). Ce système GAPS, développé par la société IXBlue, a été utilisé pour positionner des transpondeurs acoustiques CANOPUS installés en fond de mer (Figure 5. 6).

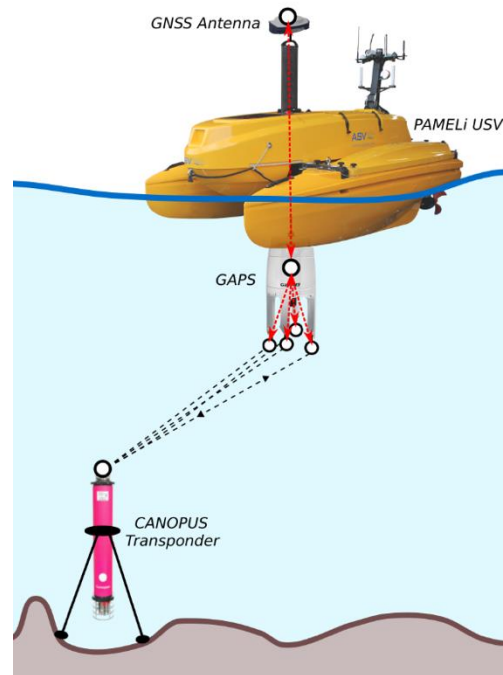


Figure 5. 6. Schéma de l'installation du GAPS et de l'antenne GNSS sur PAMELi.

Qualité du positionnement sous-marin

L'un des objectifs de cette étude était de tester le positionnement d'un transpondeur unique en eaux peu profondes (~40m) en utilisant un système USBL au lieu d'un modem acoustique classique. Avec un système USBL, la réception du signal acoustique se fait sur 4 hydrophones, ce qui permet de déterminer la direction d'arrivée du signal (DOA). Cette information supplémentaire a été ajoutée dans le processus de traitement, améliorant ainsi la répétabilité du positionnement entre plusieurs sessions de mesures. Cependant, avec une répétabilité d'environ 5 cm, les résultats de cette expérience ne sont pas suffisamment précis pour imaginer observer des mouvements de plaques de l'ordre de quelques mm/an en plein océan. Une piste d'amélioration serait d'avoir des sessions d'observations plus longues et des mesures complémentaires (profils de célérité, etc.).

Cela a néanmoins confirmé la faisabilité et l'intérêt des systèmes USV pour du positionnement GNSS/A. En plus d'une mise en œuvre plus facile et à un coût réduit, l'utilisation de PAMELi permet de limiter le bruit acoustique à des niveaux inférieurs à la normale, et la manœuvrabilité du drone est un atout pour pouvoir répéter précisément un trajet défini (par exemple des cercles centrés sur la balise acoustique). Cela ouvre de nouvelles perspectives pour de futures campagnes GNSS/A opérationnelles pour la surveillance géophysique.

Test de l'apport de la solution GNSS

Un autre objectif de cette expérience était de tester différents traitements GNSS pour calculer la position de l'antenne relais installée sur PAMELi. Durant la mission, le réseau TERIA a été utilisé pour estimer la position de l'antenne en mode NRTK (voir section 4.2.2). Cette position est transférée en temps réel au système GAPS, et permet de réaligner la centrale inertielle et de limiter sa dérive durant la session de mesure. Pour tester la qualité de ce positionnement, j'ai également retraité les données avec le logiciel RTKLib en utilisant la méthode des doubles différences. Située à environ 8 km de la zone d'étude, la station GNSS permanente de Brest (BRST) a été utilisée comme station de base. Deux solutions ont été calculées : l'une en considérant la constellation GPS seule, et l'autre en intégrant les constellations GLONASS et Galileo (Table 5. 1).

La qualité des différentes solutions GNSS a été évaluée en analysant les résidus sur les temps de trajet acoustique (en anglais *Two Way Travel Time*, TWTT) déduits du processus des moindres carrés (Figure 5. 7). Les résultats montrent qu'avec les solutions post-traitées, ces résidus sont réduits d'environ 3.5 cm et 4.5 cm pour les balises 1 et 3, et de 5 mm pour la balise 2. Par rapport à une solution temps réel, la solution GNSS post-traitée permet donc de réduire les résidus sur le temps de trajet. Cependant, l'utilisation de la solution post-traitée multi-constellation ne semble pas améliorer significativement les résultats.

La qualification d'un traitement GNSS cinématique n'est jamais évidente, car beaucoup de postes d'erreurs s'entremêlent et il n'est pas toujours simple de discriminer un effet plutôt qu'un autre. Mais la configuration inédite de cette expérience nous a permis de confirmer que pour un positionnement précis, le post-traitement des observations GNSS est important et améliore la qualité du positionnement sous-marin final.

Table 5. 1. Principaux paramètres des traitements RTKLib.

Mode	GPS	Mutli-GNSS
Constellations	GPS	GPS, GLONASS, Galileo
Frequency	L1 + L2	L1 + L2
Elevation mask	10°	10°
Ionospheric correction	Broadcast IGS	Broadcast IGS
Tropospheric correction	Saastamoinen	Saastamoinen
Tide corrections	Off	Off
GNSS phase center	ANTEX NGS14	ANTEX NGS14
Ephemeris	MGEX GFZ products	MGEX GFZ products
Ambiguity resolution	Fix and hold	Fix and hold
Dynamic mode	On	On

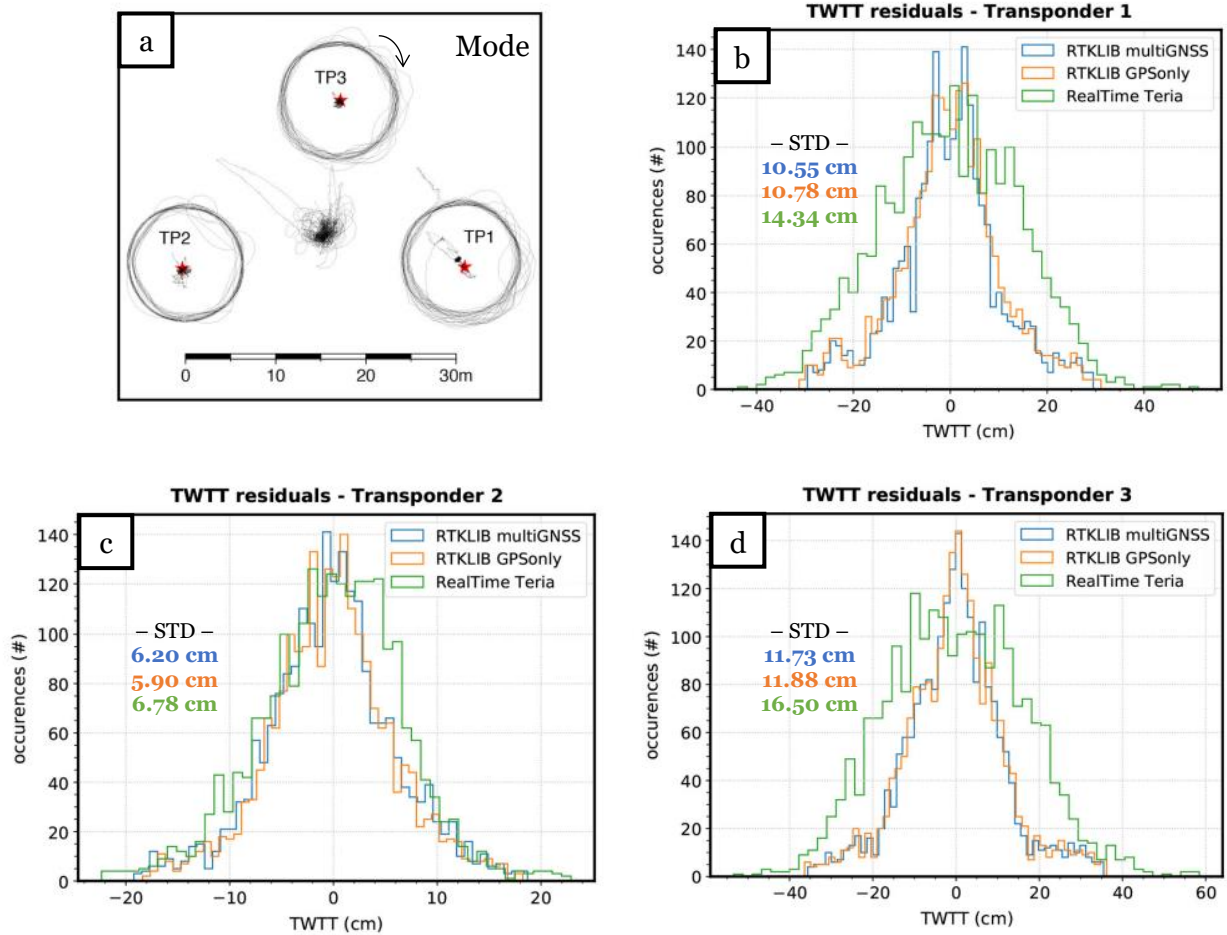


Figure 5. 7. Résultats des tests en mode box-in.

a) Positionnement des balises et trajectoire de PAMELi durant les mesures. En mode box-in, PAMELi a effectué plusieurs dizaines de cercles de 10 m de diamètre autour de la position de la balise, ce qui est difficilement réalisable avec un bateau.
 b, c, d) Résidus sur les temps de trajet acoustique en fonction de la solution GNSS considérée pour les 3 balises.

Chapitre 6. CalNaGéo & Cyclopée : deux systèmes innovants de cartographie du niveau marin

Ce chapitre présente l'ensemble des tests effectués pour qualifier les deux systèmes GNSS de cartographie du niveau marin utilisés durant ma thèse, CalNaGeo et Cyclopée. Après une brève présentation des deux instruments, nous détaillerons les conclusions des comparaisons instrumentales. Les principaux résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication, disponible en Annexe 1 (Chupin et al. 2020).

6.1. Instrumentation

6.1.1. CalNaGeo

Développée par la DT-INSU de Brest dans le cadre du projet FOAM (From Ocean to inland waters Altimetry Monitoring), CalNaGeo est une nappe flottante tractée équipée d'un récepteur et d'une antenne GNSS géodésique. Tout comme les algues peuvent épouser la surface de la mer, CalNaGeo assure un bon couplage avec la surface en suivant les mouvements de l'eau, et maintient la hauteur d'antenne constante au-dessus de l'eau. L'antenne est montée sur un cardan, fixé sur la partie flottante de la nappe, et câblé au récepteur. Les batteries sont situées dans deux bateaux gonflables à l'avant du système. Dans sa version côtière, la nappe est moins large et n'est composée que d'un seul bateau gonflable (Figure 6. 1).

Initialement conçue pour s'adapter aux conditions de mer de l'océan Austral, la nappe peut être tractée par un navire jusqu'à 10 nœuds et par mer agitée. Le système est suffisamment stable pour maintenir l'antenne GNSS quasi-horizontale afin de garantir une bonne qualité de signal et de limiter la perte de satellites. Pour limiter l'impact du sillage du bateau, CalNaGeo peut être tractée à plusieurs centaines de mètres.

CalNaGeo est utilisée pour des activités de calibration/validation altimétrique, pour la cartographie de géoïdes locaux et la surveillance des vagues. La nappe a été testée dans diverses

conditions : en plein océan (Kerguelen), en zone côtière (Bangladesh, Corse) et en rivière (Seine, Gironde). Dans le cadre de ma thèse, j'ai pu utiliser la version côtière de la nappe dans les Pertuis Charentais ainsi que dans le lagon de Nouméa (Figure 6. 1b et c). L'antenne utilisée lors de ces expériences est une Trimble Zephyr Rugged, associée à un récepteur Trimble NetR9.

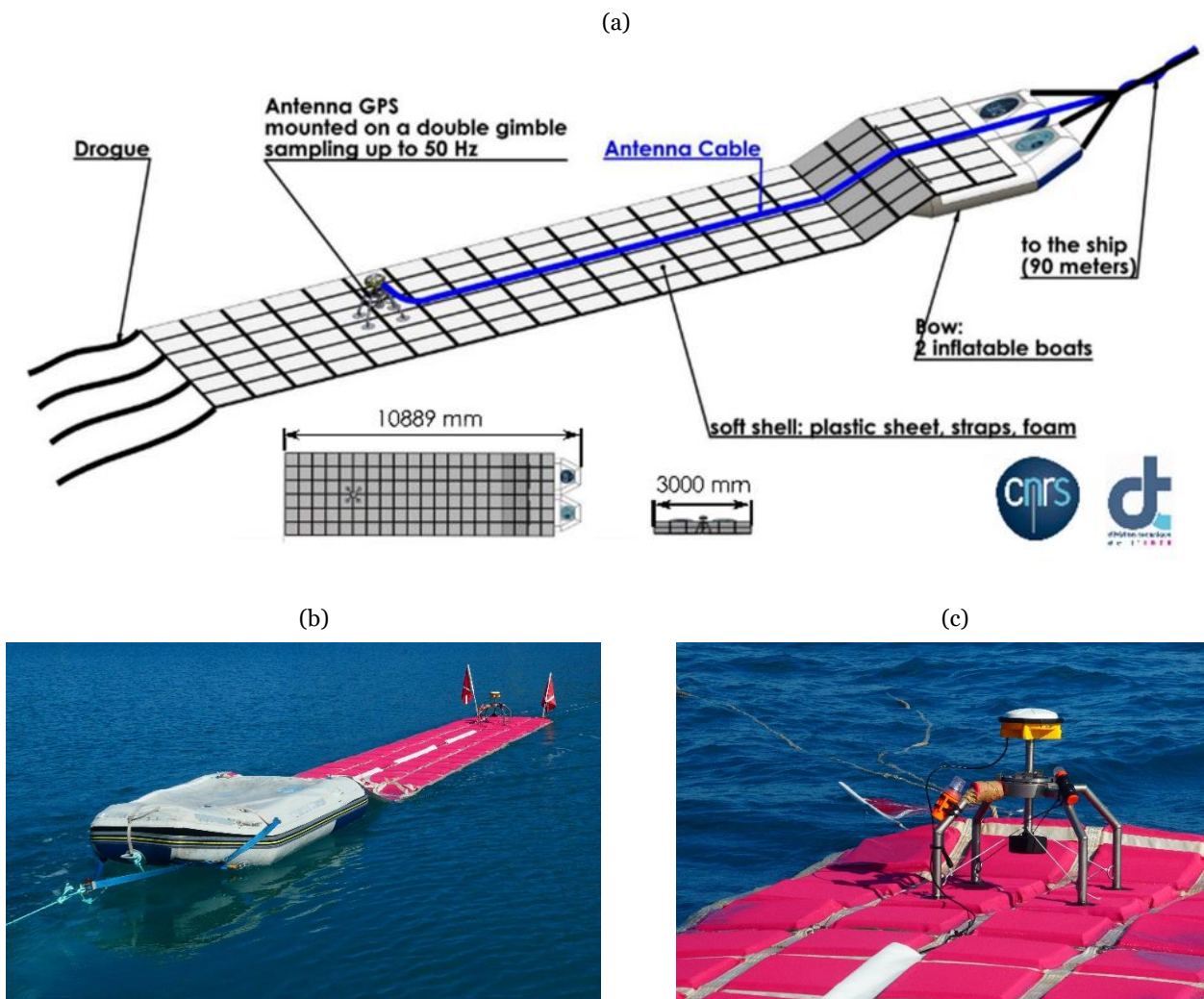


Figure 6. 1. La nappe CalNaGeo

a) Schéma conceptuel de la version hauturière de la nappe CalNaGéo avec deux bateaux gonflables (M.Calzas—DT-INSU).
b et c) Version côtière de la nappe à Nouméa (C.Chupin).

6.1.2. Le système Cyclopée

« Parmi toutes les technologies embarquées, il y a Cyclopée, mon préféré ! Grâce à lui, il est possible de cartographier le niveau de la mer le long du trajet suivi par PAMELi. »

Extrait de Ma Thèse en 180s

Plusieurs systèmes de cartographie du niveau de la mer utilisent une antenne GNSS installée sur un bateau. Plus compact que la nappe, ce type d'installation a l'avantage de pouvoir être adapté à n'importe quel navire, et donc de faciliter le déroulement d'une mission. Cependant, la principale difficulté liée à l'utilisation d'un bateau est de réussir à relier la position GNSS avec la surface de l'eau, distance pouvant varier rapidement selon les conditions de mer, le chargement du bateau ou sa vitesse (Bouin et al. 2009). Des méthodes de détermination de l'attitude du navire existent, mais il reste difficile d'atteindre la précision du centimètre sur les mesures de hauteur d'eau.

Une solution est de s'affranchir des mouvements du bateau en mesurant la position de l'antenne au-dessus de l'eau simultanément aux observations GNSS. Développé par la DT-INSU de Brest, le système Cyclopée repose sur ce principe. L'idée est de combiner un récepteur GNSS avec un altimètre, permettant d'estimer la distance entre le capteur et la surface de l'eau (i.e. le tirant d'air). Hybride et compact, il peut être installé sur différentes plateformes (catamaran, petit bateau, etc.). Il a notamment été testé sur la Gironde en France (Ayoub et al. 2019), et sur le lac Issyk-Kul au Kirghizistan (Bonfond et al. 2016).

Pour cartographier la surface de la mer dans les Pertuis Charentais, le drone marin PAMELi a lui aussi été équipé de Cyclopée. Placé à l'avant du drone, le système combine un récepteur GNSS Trimble BD940 avec une antenne Harxon D-Helix (pour le positionnement absolu), et un altimètre acoustique SENIX Toughsonic 14 (pour les mesures de tirant d'air), tous deux installés sur un bras gyrostabilisé (Figure 6. 2). Une configuration simplifiée a été testée dans le lagon de Nouméa : un récepteur GNSS Septentrio PolaRx5 avec antenne Harxon D-Helix, et un altimètre acoustique Sonic Wave Sensor RV ont été montés sur un bras fixe.

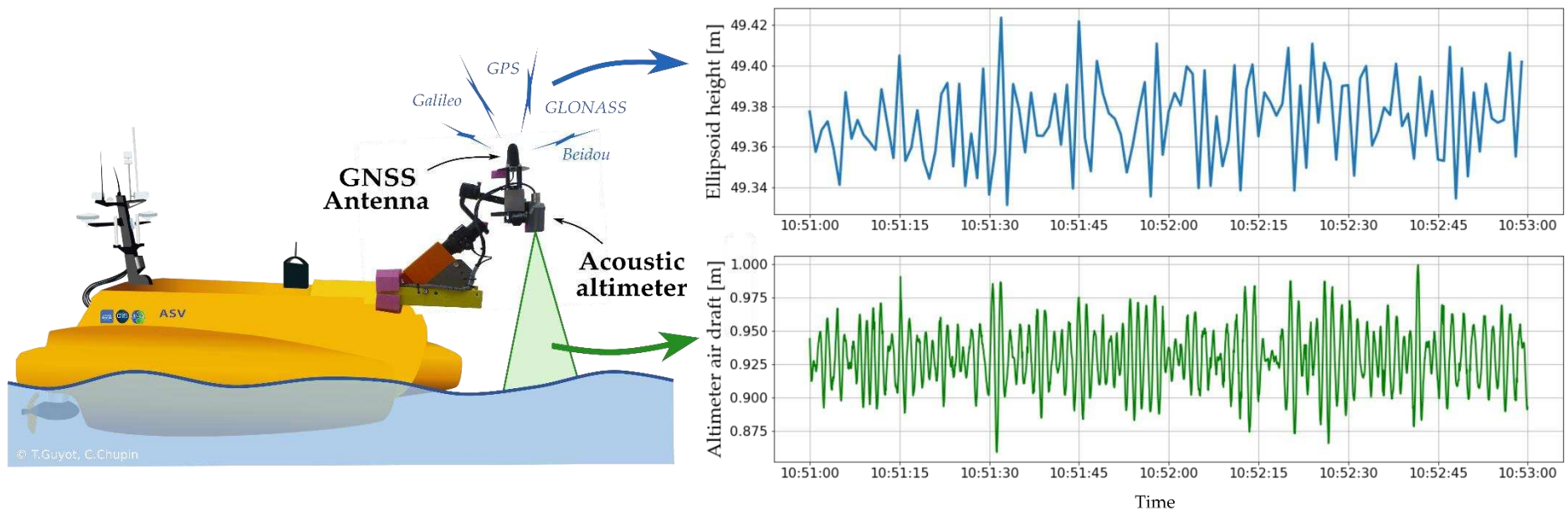


Figure 6. 2. Installation du système Cyclopée sur PAMELi.

6.2. Qualification instrumentale

Afin de tester et qualifier ces instruments, plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées. Nous avons d'abord comparé leurs mesures du niveau de la mer avec les observations de marégraphes permanents, avant de regarder plus particulièrement les performances de chacun des capteurs et l'impact de la vitesse sur les observations.

6.2.1. Comparaison au marégraphe

Cette partie présente les résultats de deux sessions de comparaison au marégraphe :

- La première a été réalisée le 27 Juin 2019 au marégraphe de l'Île d'Aix dans les Pertuis Charentais (Figure 6. 3a). Durant 27 minutes, CalNaGeo et Cyclopée (installé sur PAMELi) ont mesuré la SSH, à une distance respective de 150 m et 20 m du marégraphe. Une absence de données dans l'enregistrement du marégraphe a réduit la durée de comparaison finale à 25 minutes.
- La deuxième session s'est déroulée à proximité du marégraphe de Numbo à Nouméa, durant la campagne GEOCEAN-NC d'Octobre 2019. Cette session de 7h a permis d'étalonner la nappe CalNaGeo, une version simplifiée de Cyclopée et une bouée GNSS (Figure 6. 3b et c).

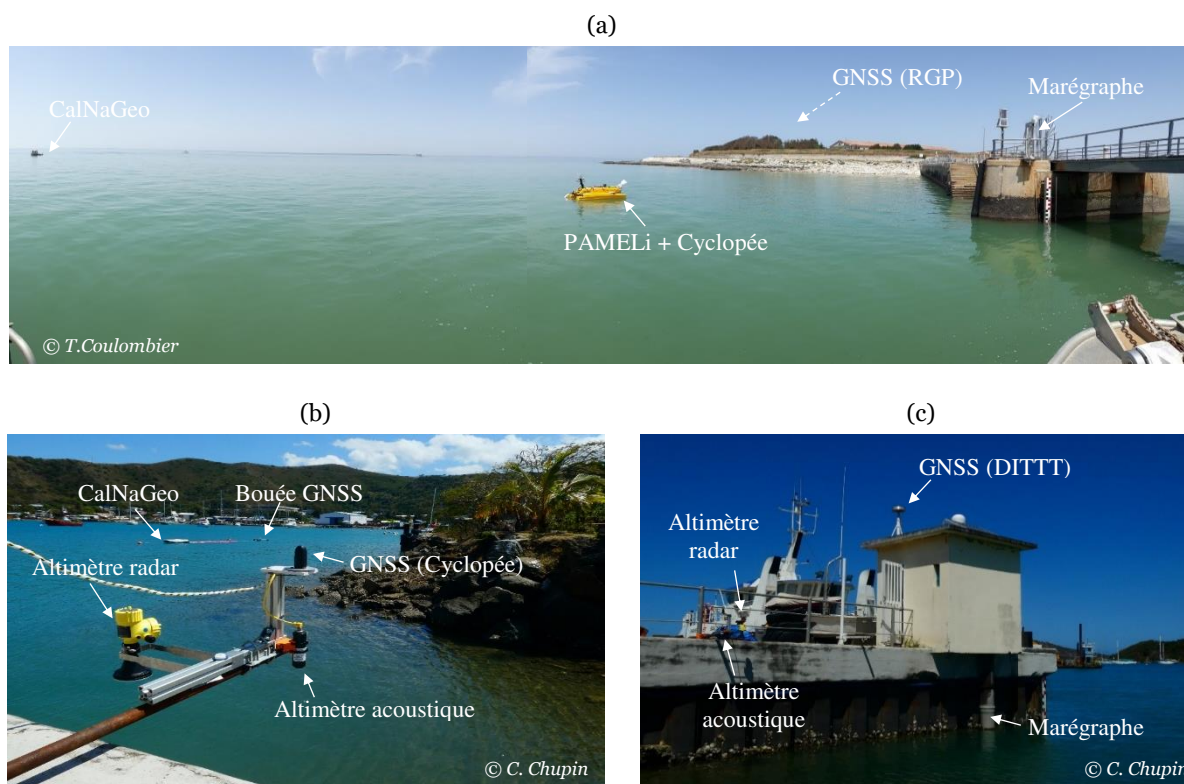


Figure 6. 3. Déploiement instrumental lors des sessions de comparaison avec le marégraphe de l'île d'Aix dans les Pertuis Charentais (a) et avec celui de Numbo à Nouméa (b et c).

Méthode

Durant les sessions de comparaison, tous les appareils ont été stationnés à proximité du marégraphe. En fonction des conditions météorologiques, de l'état de mer et de la durée de l'expérience, les instruments ont été amarrés à une jetée ou au fond de la mer, ou sont restés libres sur l'eau (Figure 6. 3). Ces sessions statiques ont été organisées durant des périodes de morte-eau et avec de bonnes conditions météorologiques pour faciliter le déploiement des capteurs, limiter la variabilité du plan d'eau et réussir à garder les systèmes stables.

Traitement des données

Les données GNSS 1Hz de la nappe et de Cyclopée ont été traitées en mode différentiel avec le logiciel RTKLib (voir section 4.2.3). Pour la session de mesure dans les Pertuis, la station de référence utilisée est ILDX, la station permanente du RGP située sur l'Île d'Aix. A Nouméa, la DITTT nous a fourni les données 1 Hz de la station permanente NBTG (voir Chapitre 3 pour la localisation des sites). Dans tous les cas, la longueur de la ligne de base entre l'instrument et la station GNSS de référence est inférieure à 500 mètres, ce qui permet de s'affranchir des corrections atmosphériques ainsi que des erreurs d'orbite et d'horloge. Les options du traitement RTKLib sont détaillées en annexe (Table A3.1).

Après une première sélection des données pour ne garder que les positions avec plus de quatre satellites et supprimer les valeurs aberrantes s'écartant de plus de 4σ de la moyenne, les hauteurs GNSS sont filtrées à l'aide de la méthode de Vondrak (Vondrak 1977). Ce filtre permet de traiter les séries de données interrompues et réduit l'amplitude des signaux artificiels de courte période (phénomène de recouvrement du spectre). Pour filtrer les oscillations de courte longueur d'onde, une période de coupure de 120 s a été choisie (Bonfond et al. 2003). Les hauteurs ellipsoïdales estimées à partir de ces traitements sont exprimées par rapport à l'ellipsoïde WGS84. Elles ont donc été ramenées au niveau du zéro hydrographique en utilisant les informations de nivellement précises fournies par le Shom ou par nos propres campagnes de mesures. Les résultats de ces rattachements sont détaillés sur des schémas disponibles en annexe (Figures A3.1 et A3.2).

Pour être cohérent avec les observations 1Hz des instruments GNSS, les données marégraphiques 1Hz ont été fournies par le Shom, aussi bien pour la session statique à Nouméa que dans les Pertuis. Comme pour les observations GNSS, les données marégraphiques ont également été filtrées avec un filtre de Vondrak avec une période de coupure de 120 s.

Résultats

Pour qualifier la performance des instruments GNSS, les données des marégraphes ont été prises comme référence pour chaque session statique. Des diagrammes de Van de Castelee ont été construits (Figure 6. 4c et Figure 6. 5c) en représentant la différence entre les observations du marégraphe et de l'instrument testé (axe des abscisses) par rapport à la hauteur d'eau (axe des ordonnées). Ce type de graphique est couramment utilisé pour contrôler les performances d'un capteur par rapport à un instrument de référence (voir section 2.2.3). Si l'instrument n'est pas biaisé et/ou retardé par rapport au marégraphe, le résultat du diagramme de Van de Castelee montre une ligne verticale centrée sur zéro.

Pour la session statique dans les Pertuis (Figure 6. 4c), les diagrammes de Van de Castelee de la nappe et de Cyclopée sont verticaux, mais présentent respectivement un biais de 2.1 ± 0.3 cm et 2.0 ± 0.3 cm. Malgré ce biais, qui pourrait résulter d'une erreur de référencement ou d'un biais dû à la méthode de traitement GNSS, les deux capteurs sont très cohérents. Pour être vraiment complet, ce test devrait être réalisé sur un cycle entier de marée.

La session statique à Nouméa s'est déroulée dans le port, ce qui explique les seiches observées dans les séries temporelles de tous les instruments (Figure 6. 5a). Ces oscillations du plan d'eau de quelques centimètres ont une période d'environ 5-6 minutes. Les diagrammes de Van de Castelee de la nappe (en rouge) et de la bouée GNSS (en bleu) montrent respectivement un biais de 0.6 ± 0.4 cm et -1.7 ± 0.5 cm (Figure 6. 5c). Des incertitudes subsistent quant à la distance entre le point de référence de l'antenne GNSS (ARP) et le niveau de la mer. Hormis ce biais vertical, les observations de CalNaGeo et de la bouée GNSS sont cohérentes avec le marégraphe radar de Numbo.

Concernant Cyclopée, le diagramme de Van de Castelee de l'altimètre acoustique (Figure 6. 5c, orange) montre une pente linéaire indiquant une erreur d'échelle, ce qui pourrait s'expliquer par les variations de la température extérieure. En effet, les mesures des capteurs acoustiques sont sensibles aux gradients de température (voir section 2.2.2), et cela peut représenter des erreurs de plusieurs centimètres si elles ne sont pas compensées par des mesures internes (IOC 2006; Roy 2006). La variation de la taille de l'empreinte du faisceau altimétrique en fonction du tirant d'air pourrait également jouer un rôle. Cependant, durant la mission GEOCEAN-NC, le tirant d'air moyen observé par le capteur acoustique est d'environ 1.25 m. A cette valeur, le biais du capteur acoustique est inférieur à 1 cm (voir Annexe, Figure A3.3), ce qui est dans la gamme des incertitudes des mesures GNSS. En combinant ce tirant d'air avec la position fournie par l'antenne GNSS (Figure 6. 5c, violet), la tendance du diagramme de Van de Castelee est moins claire. Il est cependant important de noter que les observations de GNSS à cet endroit sont plus bruitées que d'habitude, probablement à cause

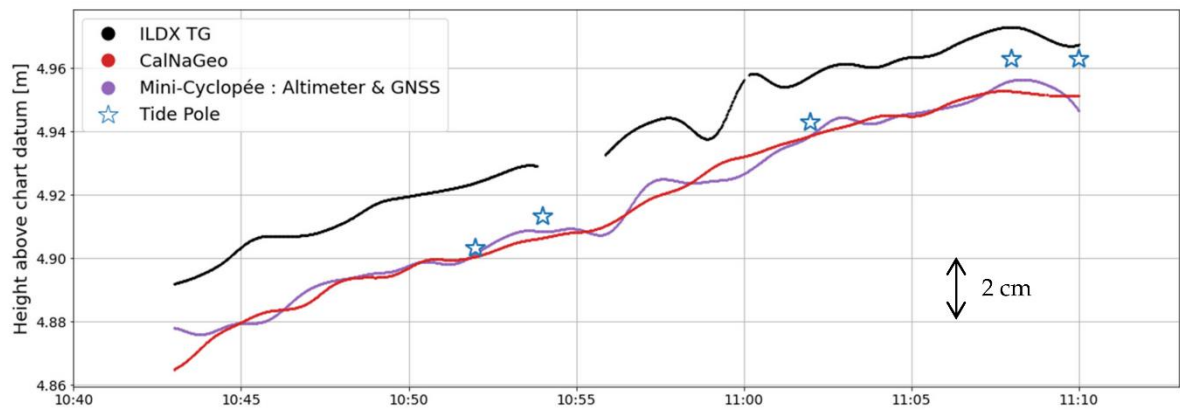
des multi-trajets et des masques liés à la configuration du site (installation sur des glissières de sécurité métalliques).

Ces deux sessions de comparaison montrent que, pour tous les instruments, les résidus moyens entre les mesures des capteurs et du marégraphe sont inférieurs à 2.1 cm (Table 6. 1). Concernant leur justesse, un biais de 1-2 cm par rapport au marégraphe a été observé sur ces courtes sessions. Des incertitudes demeurent concernant les mesures géodésiques de rattachement et les processus GNSS qui pourraient avoir un impact significatif sur la composante verticale au niveau centimétrique. Outre les biais induits par le calcul GNSS, il est également important d'utiliser des instruments dont les caractéristiques techniques sont bien connues, comme des antennes GNSS avec une calibration absolue ou au moins relative. Néanmoins, pour des séries temporelles moyennées plus longues, ce biais pourrait être réduit à un niveau millimétrique comme sur le site de calibration Corse (Bonfond et al. 2019). En effet, certaines erreurs dans le traitement GNSS (orbite, horloge, corrections ionosphériques et troposphériques) ne peuvent pas être correctement moyennées sur des sessions d'observations de quelques heures.

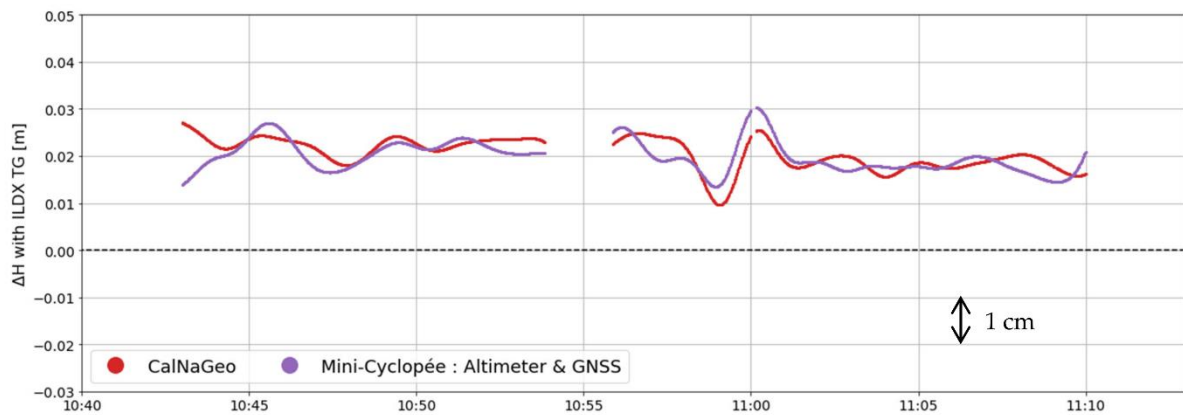
Malgré ce biais, les différents systèmes sont stables et précis même sur de courtes périodes de mesure, avec un écart type sur les résidus de la série temporelle filtrée d'environ 4 mm. Bien qu'il reste des erreurs systématiques devant être étudiées avec plus de détail, ces deux expériences montrent que des instruments GNSS peuvent être capables de mesurer le niveau de la mer avec une précision comparable aux meilleurs marégraphes.

Table 6. 1. Statistiques des résidus obtenus par différence au marégraphe lors des sessions statiques.

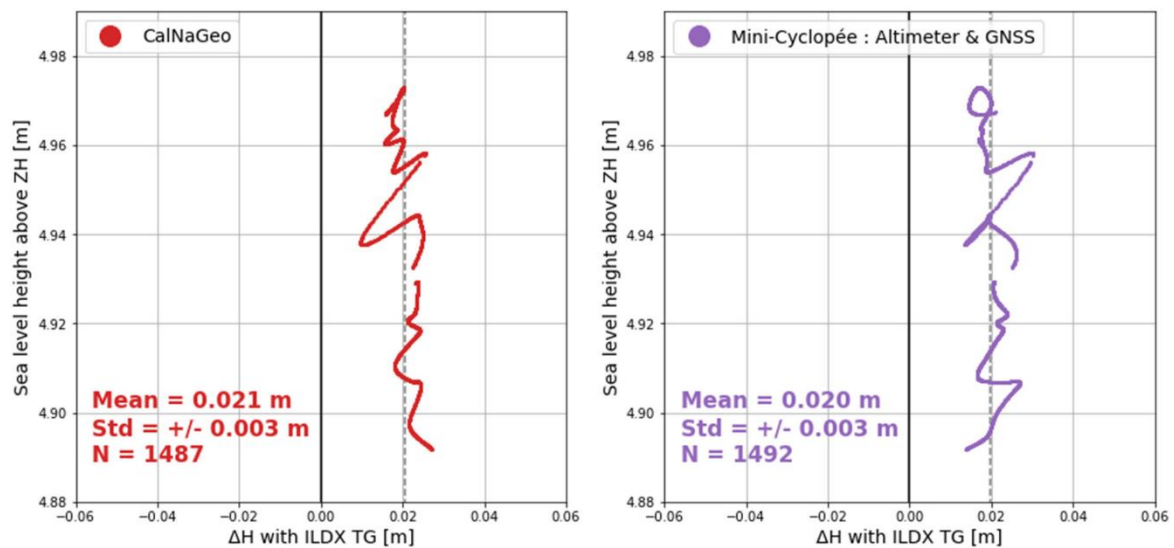
		Session Île d'Aix			Session Nouméa			
		Différence moyenne au marégraphe (m)	Ecart-type (m)	N	Différence moyenne au marégraphe (m)	Ecart-type (m)	N	
CalNaGeo		0.021	0.003	1 487	0.006	0.004	24 543	
Cyclopée	Sur PAMELi	0.020	0.003	1 492	-	-	-	
	Sur la rambarde métallique	Altimètre acoustique seul	-	-	-	0.014	0.005	25 380
		Altimètre acoustique + GNSS	-	-	-	0.002	0.009	22 814
Bouée GNSS		-	-	-	-0.017	0.005	22 705	



(a)

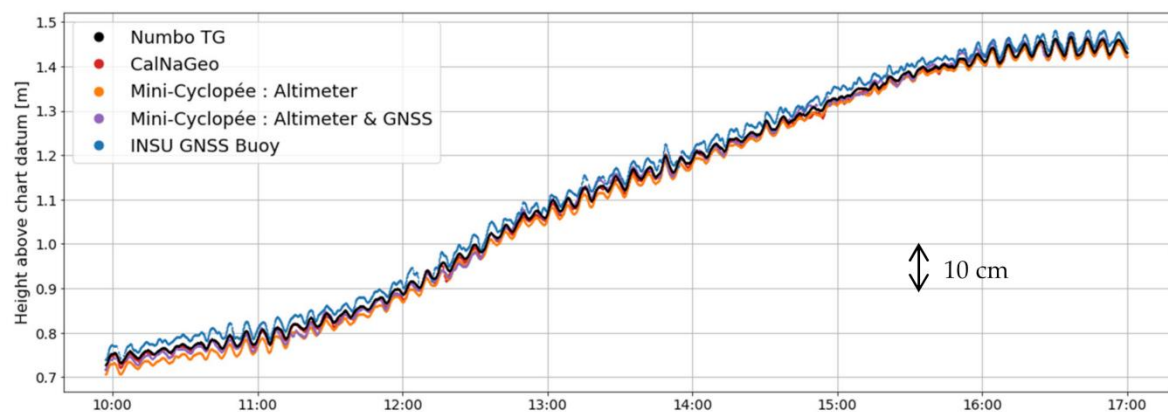


(b)

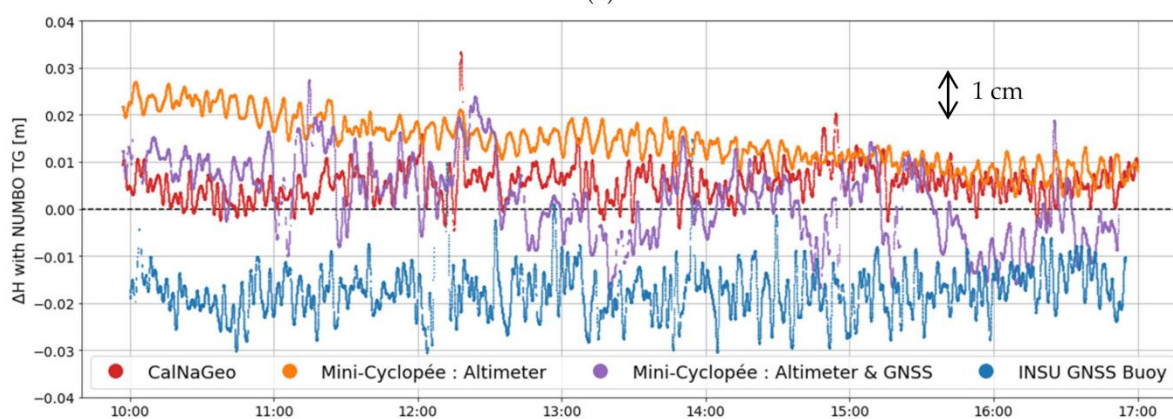


(c)

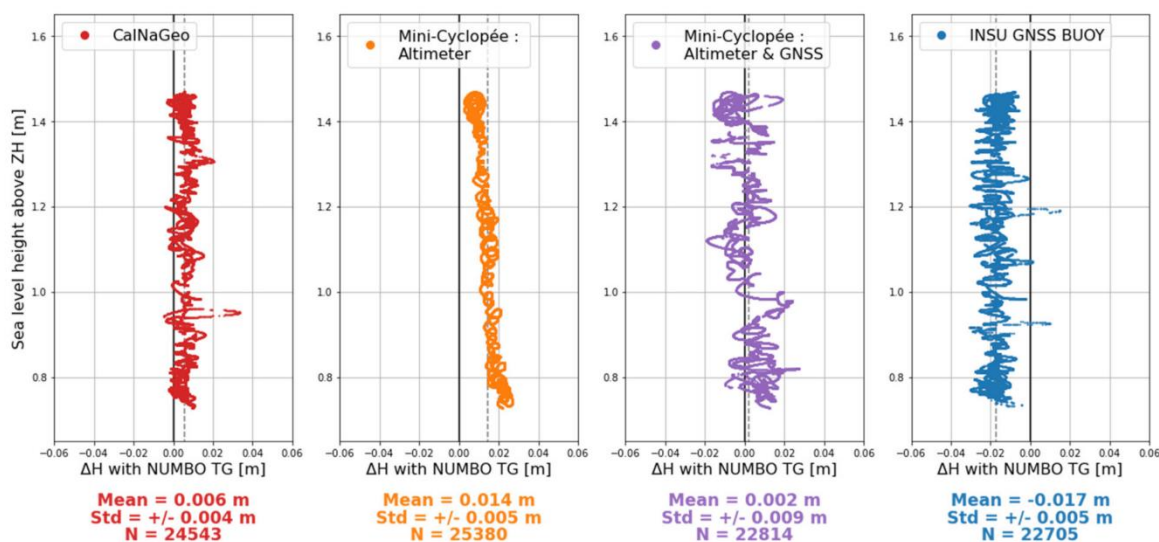
Figure 6. 4. Résultats de la session statique au marégraphe de l'Île d'Aix (27 juin 2019)
 a) Série temporelle de la hauteur d'eau observée par le marégraphe ILDX (noir), CalNaGeo (rouge), Cyclopée (violet) et quelques lectures de contrôle à l'échelle de marée faites par les opérateurs de PAMELi (étoiles bleues).
 b) Série temporelle des différences de hauteurs d'eau entre le marégraphe ILDX et CalNaGeo (rouge) ou Cyclopée (violet).
 c) Diagramme de Van de Castele montrant les différences au marégraphe par rapport à la hauteur d'eau.



(a)



(b)



(c)

Figure 6.5. Résultats de la session statique au marégraphe de Numbo (8 octobre 2019)

- a) Série temporelle de la hauteur d'eau observée par le marégraphe de Numbo (noir), CalNaGeo (rouge), la bouée GNSS INSU (bleu), l'altimètre acoustique de Cyclopée (orange) et le système Cyclopée complet (violet).
- b) Série temporelle des différences avec le marégraphe (le code couleur est identique).
- c) Diagramme de Van de Castele montrant les différences au marégraphe par rapport à la hauteur d'eau.

6.2.2. Calibration de l'antenne HELIX

L'antenne GNSS utilisée pour le système Cyclopée est une antenne hélicoïdale Harxon D-Helix HX-CHX600A¹¹. Choisie pour sa petite taille et son étanchéité, elle n'est cependant pas calibrée comme les antennes géodésiques, ce qui peut impacter la précision du positionnement, notamment sur la composante verticale. Plusieurs tests ont donc été effectués pour analyser ses performances, en partenariat avec la DT-INSU de Brest.

Déploiement instrumental

L'antenne Helix, associée à un récepteur GNSS Trimble BX940, a été installée sur une rambarde métallique (Figure 6. 6). A environ 4 m, une antenne de référence Trimble Zephyr Geodetic 2 branchée sur un récepteur GNSS Trimble NetR9 a été déployée. Pendant un peu plus d'une journée (~28h), les deux antennes ont enregistré leur position en continu.

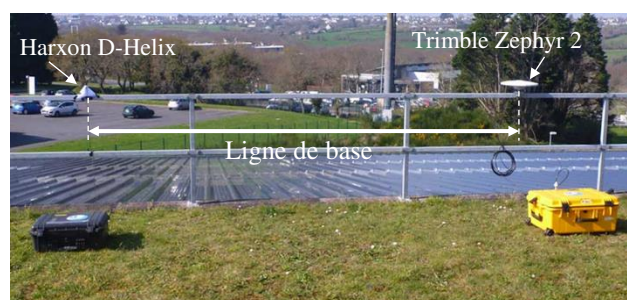


Figure 6. 6. Dispositif expérimental.

Durant l'expérience, l'antenne Helix a été recouverte avec une toile Tyvex : cette toile synthétique est utilisée pour étanchéifier le bras stabilisateur de Cyclopée installé sur PAMELi. L'antenne a également été humidifiée plusieurs fois pour analyser l'impact d'embruns sur les observations. Un nivellement précis des deux ARP a permis de déterminer que l'antenne Helix est située 41 mm en dessous de l'antenne de référence.

Le logiciel RTKLib a été utilisé en mode différentiel pour calculer la ligne de base entre les deux antennes. Seules les observations GPS ont été considérées, et deux modes ont été testés (Table 6. 2) : le mode statique (qui part de l'hypothèse que le point est fixe, et qui cherche donc à faire converger le calcul vers une valeur unique) et le mode cinématique, avec un angle de coupure de 5° pour conserver le maximum de satellites visibles. La calibration absolue de l'antenne de référence a été prise dans le fichier ANTEX de l'IGS. Une phase d'édition a permis de supprimer les points avec moins de 7 satellites et pour lesquels les ambiguïtés ne sont pas fixées (soit environ 18 % de l'ensemble des données).

Table 6. 2. Paramètres de traitement RTKLib.

Mode	Statique/cinématique
Fréquences	L1 / L1+L2
Masque coupure	5°
Constellation	GPS
Iono. Correction	Broadcast
Trop. Correction	Saastamoinen
Ephémérides	Précise (igs.sp3)
Résolution ambiguïtés	Fix and hold
ANTEX	igs14.atx

¹¹ Site internet du constructeur : <https://en.harxon.com/products-detail.php?ProId=160>

Composante planimétrique

Les résultats du positionnement montrent qu'en moyenne, les traitements statiques et cinématiques s'accordent sur une distance entre les deux antennes de 3.965 m (Figure 6. 7). Par rapport à la solution statique, la solution cinématique est plus bruitée, avec un écart type sur la distance moyenne de ± 4 mm. Vu la configuration de l'expérience, le mode statique est le plus approprié pour ce traitement, mais c'est le mode cinématique qui sera utilisé pour les sessions de mesure en mer. L'installation de la toile sur l'antenne tout comme les phases d'humidification ne semblent pas perturber les observations.

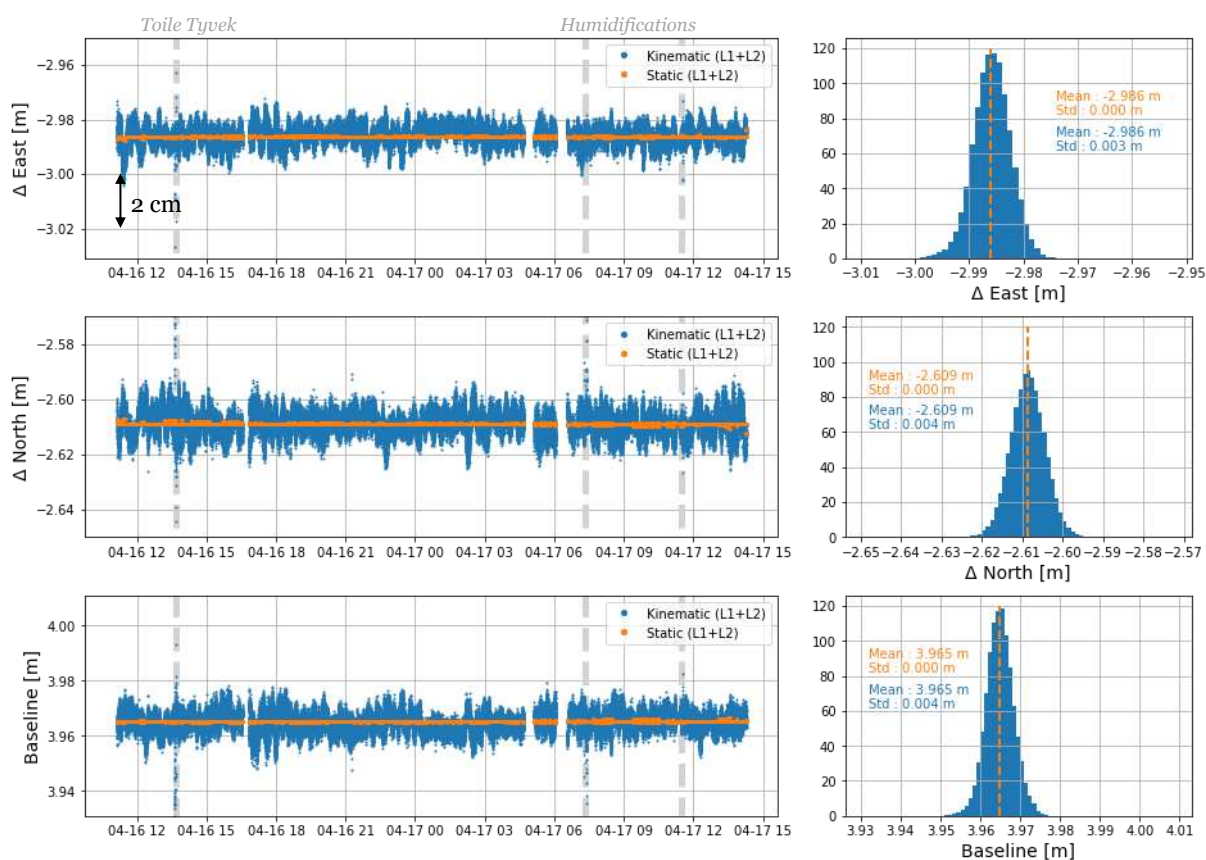


Figure 6. 7. Différentiel planimétrique ($\Delta E / \Delta N$) et distance entre les deux antennes durant l'expérience. Deux modes de traitement sont testés : le mode statique (orange) et le mode cinématique (bleu).

Composante verticale

Sur la composante verticale (Figure 6. 7), la solution statique est moins dispersée que la solution cinématique ($\sigma = \pm 7$ mm). L'installation de la toile sur l'antenne tout comme les phases d'humidification ne semblent pas perturber longtemps les observations.

Les deux solutions s'accordent sur une différence de hauteur moyenne de +6 mm. Comme la carte de centres de phases de l'antenne Trimble a été prise en compte dans ce calcul, seule la position des centres de phase de l'antenne Helix est inconnue. Les constructeurs indiquent généralement sur leurs notices techniques le décalage vertical des centres de phase pour les

fréquences L1 et L2. D'après la notice de l'antenne Helix¹², le centre de phase L1 serait situé à 32 mm de l'ARP (PCO_{L1}), et le centre de phase L2 serait à 42 mm (PCO_{L2}), soit une position moyenne du centre de phase pour L1+L2 d'environ 37 mm ($PCO_{L1/L2}$). Si on retire ces 37 mm à notre différentiel de +6 mm, on arrive à une valeur de -31 mm (Figure 6. 8, pointillé orange), ce qui correspond à un écart au nivellement de 1.0 cm. Si on retire à notre solution utilisant la fréquence L1 seule le biais PCO_{L1} (Figure 6. 8., pointillé vert), on arrive à une valeur de -23 mm ce qui correspond à un écart moyen au nivellement de 1.8 cm. Il est cependant important de noter que la solution statique sur L1 est moins stable que celle sur L1+L2, avec un écart type de ± 3 mm. De précédentes expériences menées par les équipes de la DT-INSU ont abouti à des conclusions similaires (écart centimétrique sur la composante verticale) : l'utilisation de la toile n'est donc pas la cause de ce décalage.

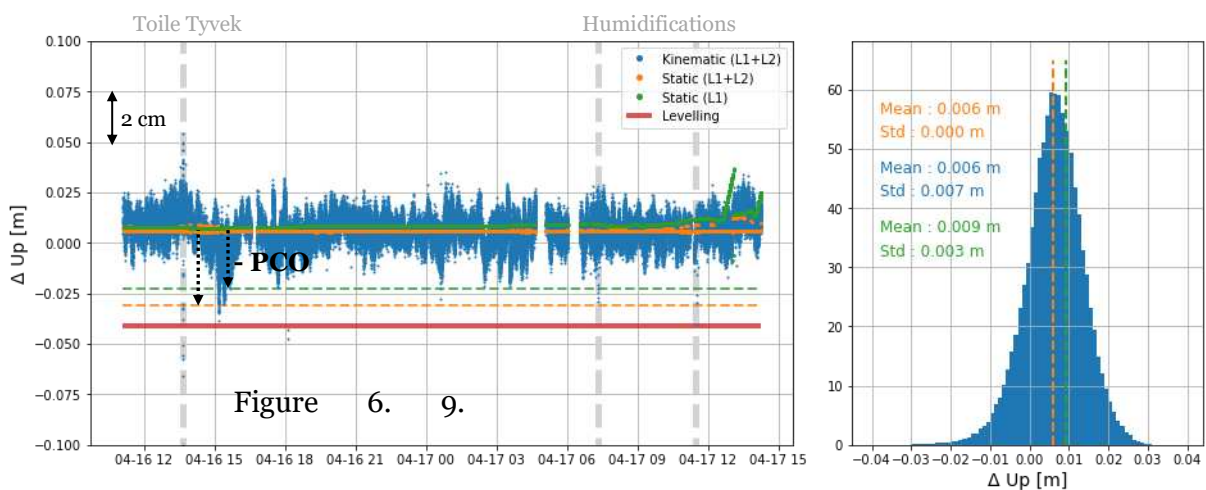


Figure 6. 8. Différentiel sur la composante verticale (ΔU) lors de l'expérience. Deux modes de traitement ont été testés (cinématique et statique) ainsi qu'un calcul utilisant uniquement la fréquence L1 (vert). Les lignes en pointillé correspondent à la composante verticale après avoir retiré la hauteur correspondant à la position moyenne des centres de phase L1/L2 fournis par le constructeur.

Une incertitude persiste donc sur la localisation du centre de phase de l'antenne Helix. Ce point de réception du signal GNSS dépend de la position du satellite (élévation et azimut) et de la fréquence du signal (Mader 1999). Lors des phases de traitement des données Cyclopée, la hauteur moyenne du centre de phase L1+L2 a été considérée pour corriger les positions de l'antenne Helix.

Cependant, pour des applications géodésiques cherchant à atteindre la précision centimétrique, une meilleure connaissance de la calibration de l'antenne est nécessaire. Des procédures de calibration absolues des antennes sont menées par l'Université de Hanovre et la société Geo++¹³, en utilisant un système de bras robotisé. Ce sont ces informations qui sont

¹² Fiche constructeur détaillée de l'antenne Helix (consultée le 20/09/2021) :

https://en.harxon.com/u_file/product/21_07_20/Harxon%20HX-CHX600A%20Brochure.pdf

¹³ Site internet GEO++ : <https://www.geopp.de/>

ensuite compilées par l'IGS pour construire son fichier ANTEX. Mais cette procédure coûteuse n'est pas envisageable dans notre cas.

Pour tenter de mieux caractériser notre antenne, des tests ont été menés avec le logiciel GINS. L'antenne Helix a ainsi été positionnée sur le toit du laboratoire durant 2 mois, afin d'observer un maximum de satellites. Après un calcul PPP statique, les statistiques sur les résidus de phase ont permis de caractériser la variabilité des observations selon différents azimuts et élévations (Figure 6. 9). Ces résultats préliminaires semblent montrer que l'antenne est plutôt symétrique. Mais ces informations n'ont pas été totalement exploitées et la transcription sous forme de carte de centres de phases n'a pas été réalisée. Pour de futures applications géodésiques, cela pourrait néanmoins être intéressant de tester si ces informations complémentaires améliorent le résultat du positionnement.

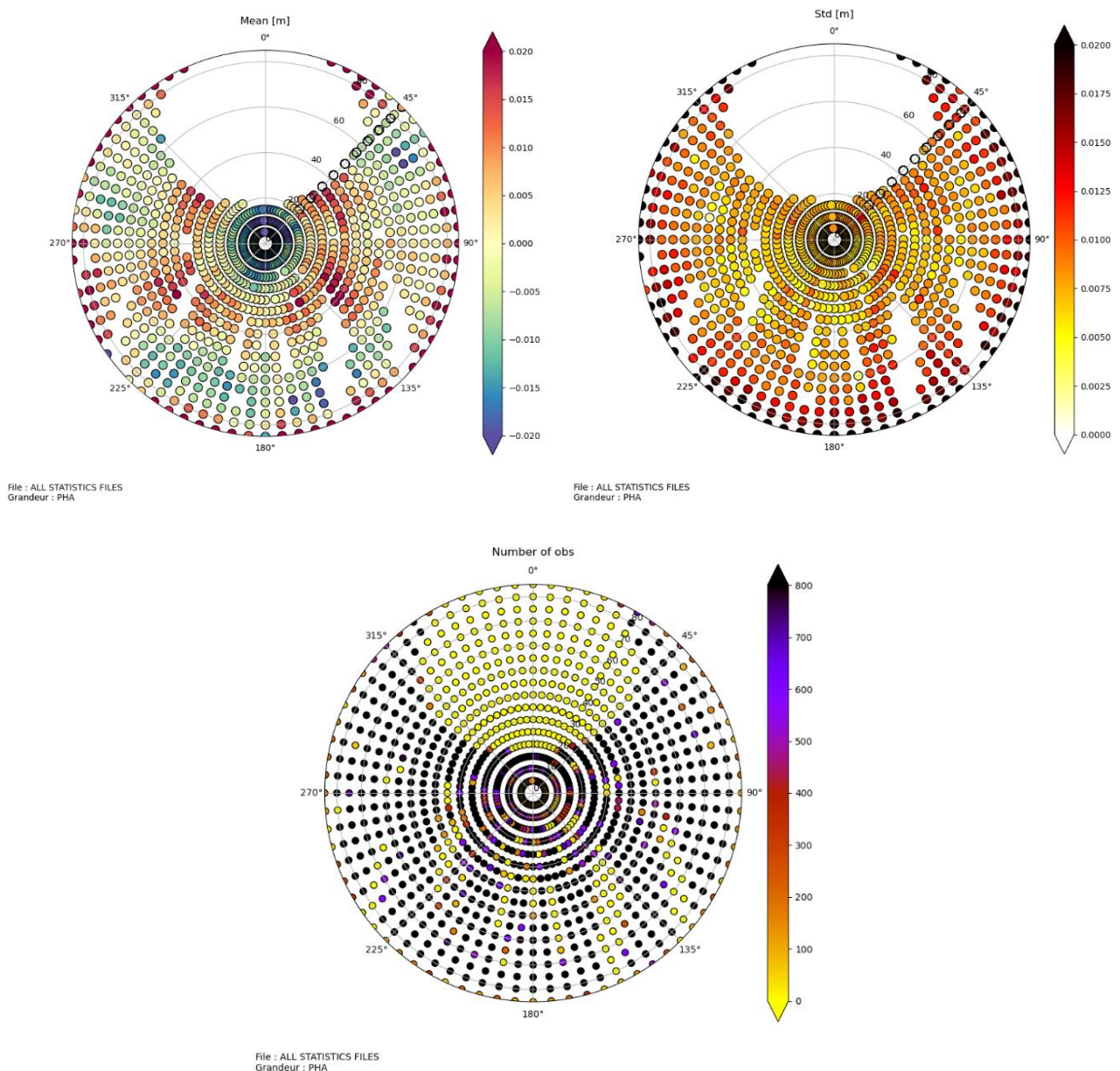


Figure 6. 9. Résidus moyens sur les mesures de phase, écart-type et nombre d'observations en fonction de l'azimut et de l'élévation des signaux GNSS pour 2 mois d'observations statiques avec l'antenne Helix (logiciel GINS, PPP).

6.2.3. Performances des altimètres

Les performances de différents altimètres (acoustiques et radars) ont été testées par Audrey Tempère, étudiante à l'université de La Rochelle, dans le cadre d'un stage de Master 1 encadré par notre équipe. Les principaux résultats de son rapport sont présentés ici pour compléter les observations détaillées précédemment.

Contexte

Les altimètres acoustiques non compensés ont une dépendance bien connue aux gradients de température (Martín Míguez et al. 2008). Le Shom a notamment mis en évidence des erreurs sur l'altimètre acoustique de Brest-Penfeld pouvant atteindre 7 cm pour les grands tirants d'air (Roy 2006). Une attention particulière doit donc être portée sur le choix du capteur acoustique selon les conditions de déploiement et la plage de mesure estimée.

Le système Cyclopée installé sur PAMELi est composé d'un altimètre acoustique SENIX ThoughSonic 14, et sa version allégée utilisée à Nouméa intègre un altimètre acoustique Sonic Wave Sensor. Ces deux capteurs sont *a priori* compensés en température et ont été préférés à un altimètre radar en raison de leur petite taille et de leur capacité à mesurer à haute fréquence (20 Hz). Avec Cyclopée, les tirants d'air mesurés s'étendent sur une gamme de valeurs limitée et peu variable (e.g. plage de mesure de l'altimètre durant la campagne GEOCEAN entre 0.9 et 1.5 m, Figure A3.3 en annexe).

L'objectif de l'expérience est donc d'évaluer l'influence des conditions météorologiques sur les mesures de ces deux capteurs, en comparaison avec les observations d'un altimètre radar (VEGAPULS 61).

Déploiement instrumental

Les trois capteurs ont été déployés de manière fixe au-dessus d'une piscine durant 3 mois (décembre 2020 – mars 2021), l'objectif étant de pouvoir mesurer une surface d'eau stable pour que les variations observées soient liées essentiellement à la météo (Figure 6. 10). Pour compléter ce dispositif, un capteur de température, un pluviomètre et une caméra ont été ajoutés.

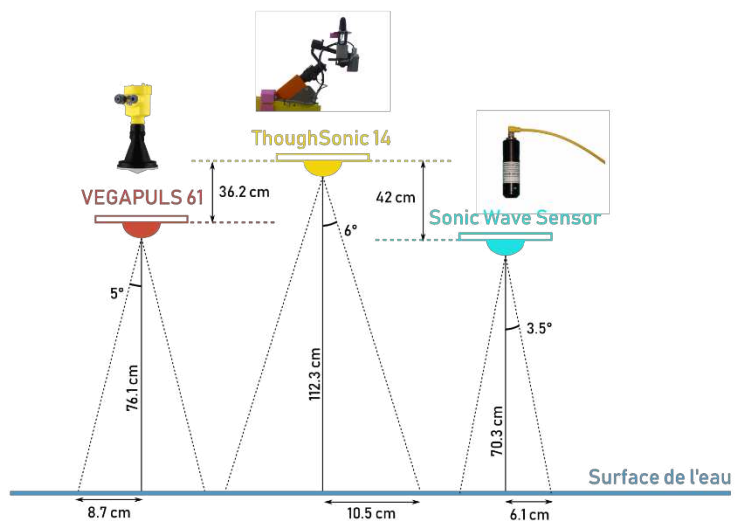


Figure 6. 10. Schéma du déploiement des capteurs.

Résultats et discussions

Au cours de l'expérience, les conditions météorologiques ont évolué : soleil, pluie, nuages, jour/nuit, chaud/froid, etc. Tous ces paramètres peuvent potentiellement impacter les observations des altimètres.

Les résultats ont montré que les observations de l'altimètre radar ont une précision de 1.2mm et ne sont pas affectées par les variations de température. Par temps calme et sec, elles suivent une loi normale. Lors des périodes de pluie, le bruit de mesure augmente légèrement ($\sigma = 0.3 \text{ mm} \rightarrow 0.4 \text{ mm}$), probablement en raison d'un changement de l'état de surface. Cette expérience s'est déroulée dans un environnement contrôlé, et ces conclusions peuvent évoluer en pleine mer avec une surface plus variable.

Les résultats sont différents pour les capteurs acoustiques, qui semblent pouvoir observer de plus fines variations de la surface que le capteur radar avec une précision de 0.8 mm. Lors des épisodes de pluie, les mesures des deux capteurs acoustiques sont plus bruitées (Figure 6. 11, variabilité lors des périodes de pluie). Les tests ont montré que le capteur Sonic Wave Sensor moyennait ses mesures sur l'ensemble de l'empreinte au sol. En cas de pluie, cette moyenne peut être faussée par le passage des gouttes devant le capteur : le tirant d'air estimé est alors plus petit, et le capteur voit le niveau de l'eau augmenter. Un phénomène identique est vu sur le capteur ThoughSonic, mais comme son empreinte au sol est deux fois plus grande que celle du capteur Sonic Wave Sensor (Figure 6. 10), l'effet sur la moyenne est atténué.

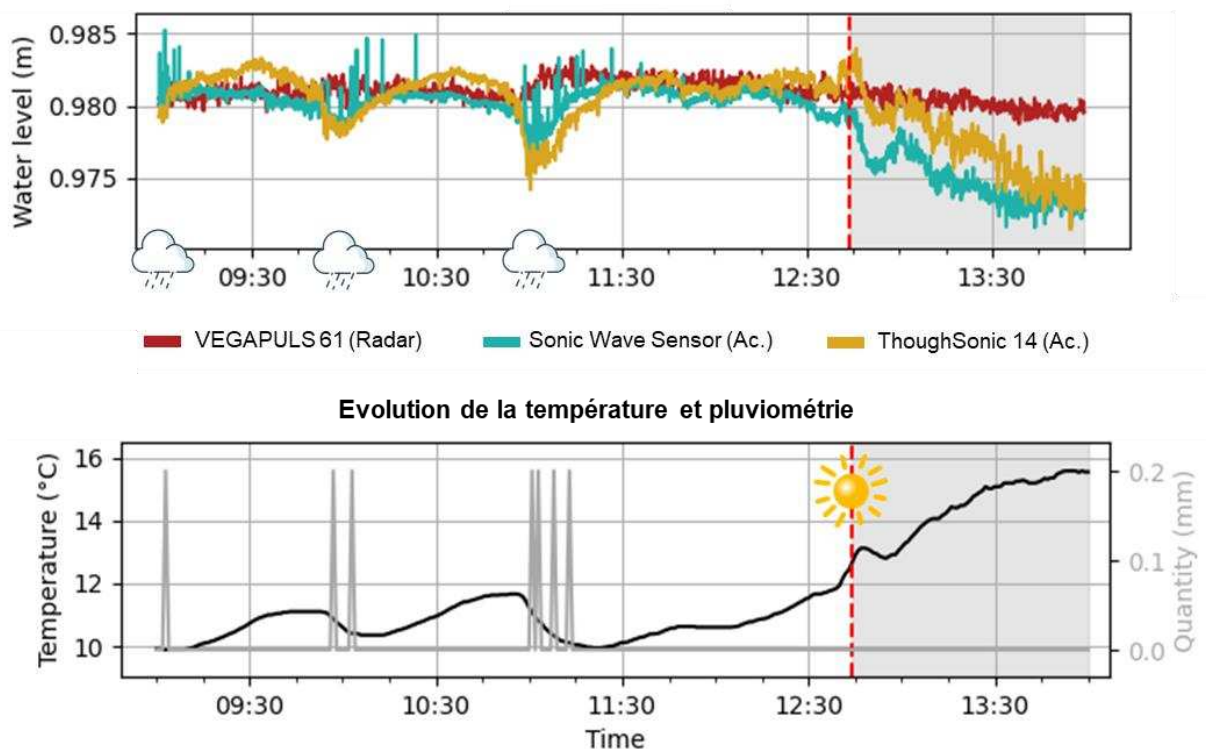
Les variations de température impactent les observations des deux capteurs acoustiques. Des capteurs de température internes devraient théoriquement permettre de compenser ces erreurs, mais leurs mesures ne sont pas forcément représentatives de la température sur la totalité du trajet de l'onde. En théorie, le réchauffement de l'air entraîne une propagation plus rapide du son, et tant que la température du capteur n'est pas représentative de la température sur le trajet de l'onde, les altimètres surestiment le niveau d'eau (e.g. capteur ThoughSonic au début de la Figure 6. 11. Evolution du niveau d'eau mesuré par les capteurs en fonction des conditions météorologiques (ensoleillement, température, pluviométrie).). Cependant, durant les périodes d'exposition au soleil, ils observent un niveau d'eau plus bas que le capteur radar (Figure 6. 12a).

Pour les deux capteurs, il n'est pas possible d'accéder aux mesures du compensateur interne : elles ont donc été estimées en inversant l'équation de la propagation acoustique avec les observations de hauteur d'eau du capteur radar. La Figure 6. 12b montre le résultat de cette inversion : au moment des sous-estimations du niveau d'eau, le compensateur doit surestimer la température réelle, ce qui explique le phénomène. Le capteur ThoughSonic semble moins

sensible aux variations de température que le Sonic Wave Sensor. Cela pourrait s'expliquer par la présence de la bâche autour du premier capteur, qui jouerait un rôle d'isolant.

L'impact de la température, ici de l'ordre du centimètre en conditions statiques et peu ventées, n'est sans doute pas le même en pleine mer et en mouvement. L'erreur sur le tirant d'air est en effet maximale lorsque la température utilisée pour corriger la vitesse de propagation est très différente de la température réelle sur le trajet de l'onde. Cela se produit notamment lorsque le capteur Sonic Wave Sensor, de couleur noir et non bâché, est directement exposé au soleil. Il est probable qu'en pleine mer et en mouvement, avec du vent et des embruns, la température estimée par le capteur soit davantage représentative de la température sur le trajet de l'onde, et que la sensibilité du capteur à la température soit moindre.

Cette sensibilité des systèmes acoustiques à la température est bien évidemment connue, et si la compensation interne est un facteur limitant, des solutions alternatives peuvent être envisagées. La modularité de PAMELi peut ainsi permettre l'installation d'un capteur de température externe, qui serait utilisé à la place du compensateur interne pour corriger les mesures. Dans tous les cas, pour l'exploitation d'une mission avec Cyclopée, il est important de tenir compte de ces limitations instrumentales dans le bilan d'erreur.



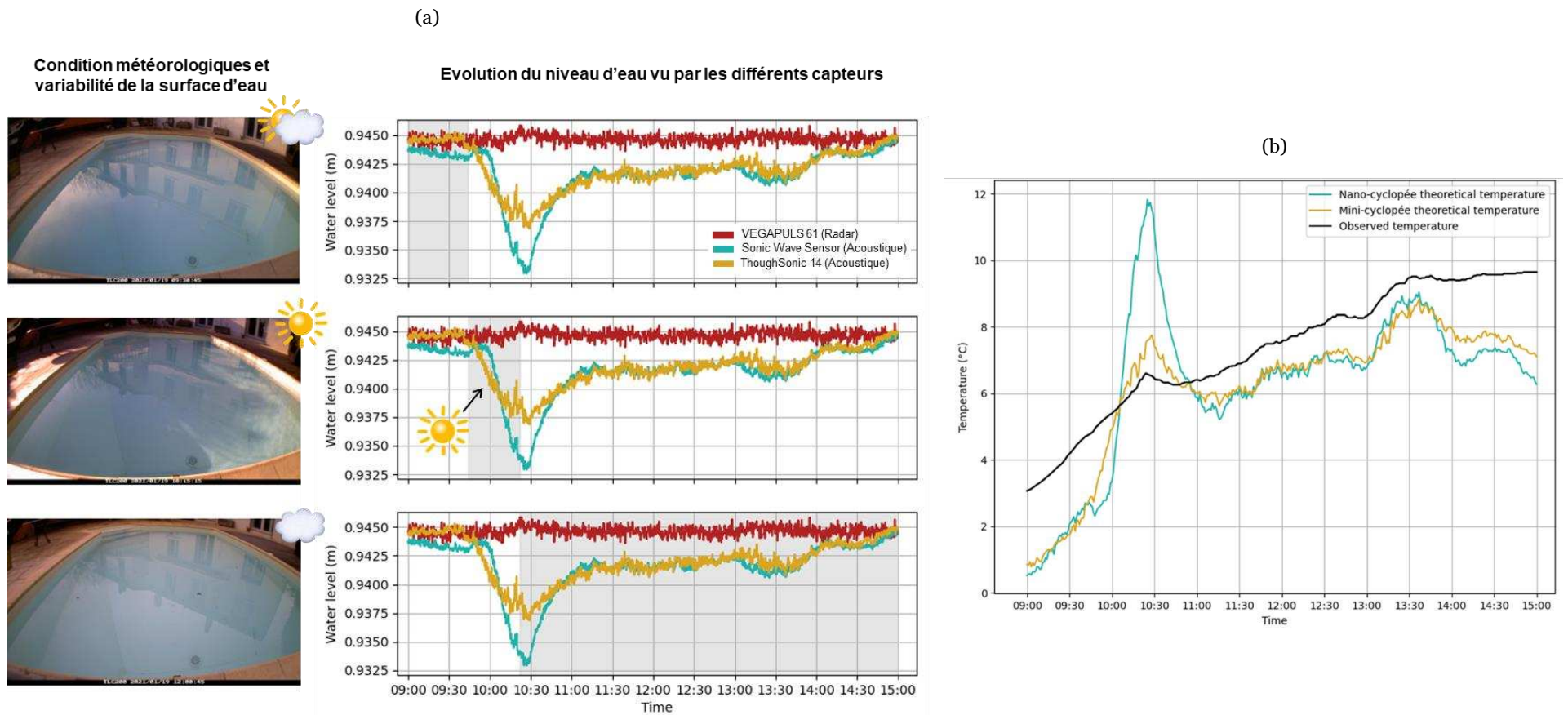


Figure 6. 12. (a) Niveau d'eau observé par les 3 capteurs et conditions météorologiques associées. / (b) Température observée et températures théoriques estimées par les capteurs acoustiques.

6.2.4. Test de vitesse

L'un des principaux défis des systèmes GNSS cinématiques est d'estimer précisément et en continu la hauteur de l'antenne GNSS au-dessus de l'eau, qui peut varier avec la charge et la vitesse de la plate-forme. En effet, lorsque la vitesse augmente, la coque d'un bateau se soulève induisant potentiellement des biais sur la composante verticale du GNSS : on appelle cela le déjàgeage.

Deux expériences ont ainsi été imaginées pour tester l'impact de la vitesse sur les observations du niveau de la mer faites par CalNaGeo et Cyclopée, installé à l'avant de PAMELi.

Expérience avec CalNaGeo à Nouméa

Pour quantifier l'effet des variations de vitesse de la nappe CalNaGeo, une expérience dédiée a été menée par temps calme dans le lagon de Nouméa le 15 octobre 2019. La version côtière de la nappe a été remorquée par le N/O Alis successivement à 3, 5 et 7 nœuds le long d'un profil SSW-NNE de 950 m. Le profil a été répété trois fois pour chaque classe de vitesse, ce qui a mené à un total de neuf profils (Figure 6. 13a). Pendant les 2 h de l'expérience, une bouée GNSS, ancrée au milieu du profil, a observé les variations du niveau de la mer. Sur l'ensemble de la session, la distance entre CalNaGeo et la bouée GNSS a varié entre 45 m et 400 m.

Comme l'expérience a eu lieu à plus de 40 km de la station GNSS permanente la plus proche, le traitement des données GNSS a été effectué avec le logiciel GINS en mode PPP (voir section 4.3). Les options de traitement utilisées pour calculer les positions de la nappe et de la bouée au cours de cette expérience sont détaillées dans la table A3.2 en annexe.

Les séries temporelles de CalNaGeo et de la bouée ont été éditées pour conserver les positions issues de plus de 4 satellites et supprimer les points s'écartant de plus de 4σ de la moyenne. Elles ont ensuite été filtrées par un filtre de Vondrak (Vondrak 1977) avec une période de coupure de 120 s comme pour les sessions statiques décrites en section 6.2.1. Les variations du géoïde ont été soustraites des observations en utilisant le modèle de géoïde global EGM08 (Pavlis et al. 2012, Figure 6. 13b). Les données grillées du géoïde EGM08 ont été utilisées (grille de $0.005^\circ \times 0.005^\circ$ extraite en ligne grâce aux services de l'International Centre for Global Earth Model¹⁴ - ICGEM), et interpolées linéairement le long de la trace CalNaGeo et à la position de la bouée avec des outils Python. Le long du profil, le gradient de géoïde est d'environ 7 cm/km. Pour éliminer les variations non liées à la vitesse des mesures de la nappe (marée, effets atmosphériques, etc.), nous leur avons soustrait les observations de la bouée au

¹⁴ Site internet de l'ICGEM : <http://icgem.gfz-potsdam.de/>

même moment. La différence entre les hauteurs de CalNaGeo et de la bouée GNSS le long du profil représente donc les variations dynamiques observées par la nappe (Figure 6. 13c, ligne noire).

Les résultats montrent que lorsque la vitesse augmente, les observations sont plus bruitées, l'écart type des SSH passant de $\sigma = 1.4$ cm à 3 nœuds à $\sigma = 2.5$ cm à 7 nœuds (Figure 6. 13d). Cependant, la différence moyenne de SSH observée par la nappe et la bouée GNSS reste subcentimétrique le long des profils rectilignes et dans les virages. Nous observons une variation de la ligne de flottaison d'environ 0.8 ± 1 mm/nœud, largement dominée par le bruit à grande vitesse. Ces observations concordent avec de précédents tests de vitesse réalisés en Corse (voir figure A3.5 en annexe). D'après ces résultats, jusqu'à 7 nœuds, la vitesse de remorquage de CalNaGeo n'affecte pas ses mesures de hauteur. Les différences observées ne sont pas caractéristiques d'un effet de déjaugage et peuvent plutôt s'expliquer par une imprécision des traitements GNSS.

Expérience avec PAMELi et Cyclopée dans les Pertuis

Plusieurs essais en mer avec PAMELi ont été menés par temps calme le 25 juin 2019 au large de la Rochelle pour tester la manœuvrabilité du drone. Lors de l'un d'eux, nous nous sommes attachés à quantifier l'effet des variations de vitesses sur les mesures de hauteur d'eau faites par Cyclopée. Pour cela, le drone a été conduit à différentes vitesses variant entre 3 et 7 nœuds le long d'un profil de 2.9 km pendant 45 minutes.

Les données de l'antenne GNSS de Cyclopée ont été traitées avec GINS en mode PPP. Les paramètres de traitement utilisés sont détaillés dans la table A3.2 en annexe. Comme pour les sessions statiques et le traitement cinématique de CalNaGeo, la solution est éditée pour ne conserver que les positions estimées à partir de plus de 4 satellites, et supprimer les points s'écartant de plus de 4σ de la moyenne (Figure 6. 14b). A cette hauteur ellipsoïdale est ensuite soustrait le tirant d'air mesuré par l'altimètre acoustique (Figure 6. 14c) et un offset de rattachement de 18.76 cm (distance entre l'antenne GNSS et la base de l'altimètre). Le résultat de ce calcul correspond à la hauteur du niveau de la mer mesurée par Cyclopée (Figure 6. 14d).

Jusqu'à une vitesse de 4 nœuds, les résultats montrent que le drone est stable et que la vitesse n'affecte pas les mesures GNSS de manière significative. Au-delà de 4 nœuds, les observations du GNSS et de l'altimètre sont plus bruitées. Les mesures du tirant d'air permettent cependant de corriger les hauteurs GNSS et d'obtenir une SSH correcte jusqu'à une vitesse de 7 nœuds ou si le drone s'arrête. Grâce à la combinaison du GNSS et de l'altimètre acoustique, il est donc possible de cartographier les variations de la surface de la mer avec la plateforme PAMELi jusqu'à une vitesse de 7 nœuds, sans constater d'effets significatifs sur la valeur moyenne de la SSH.

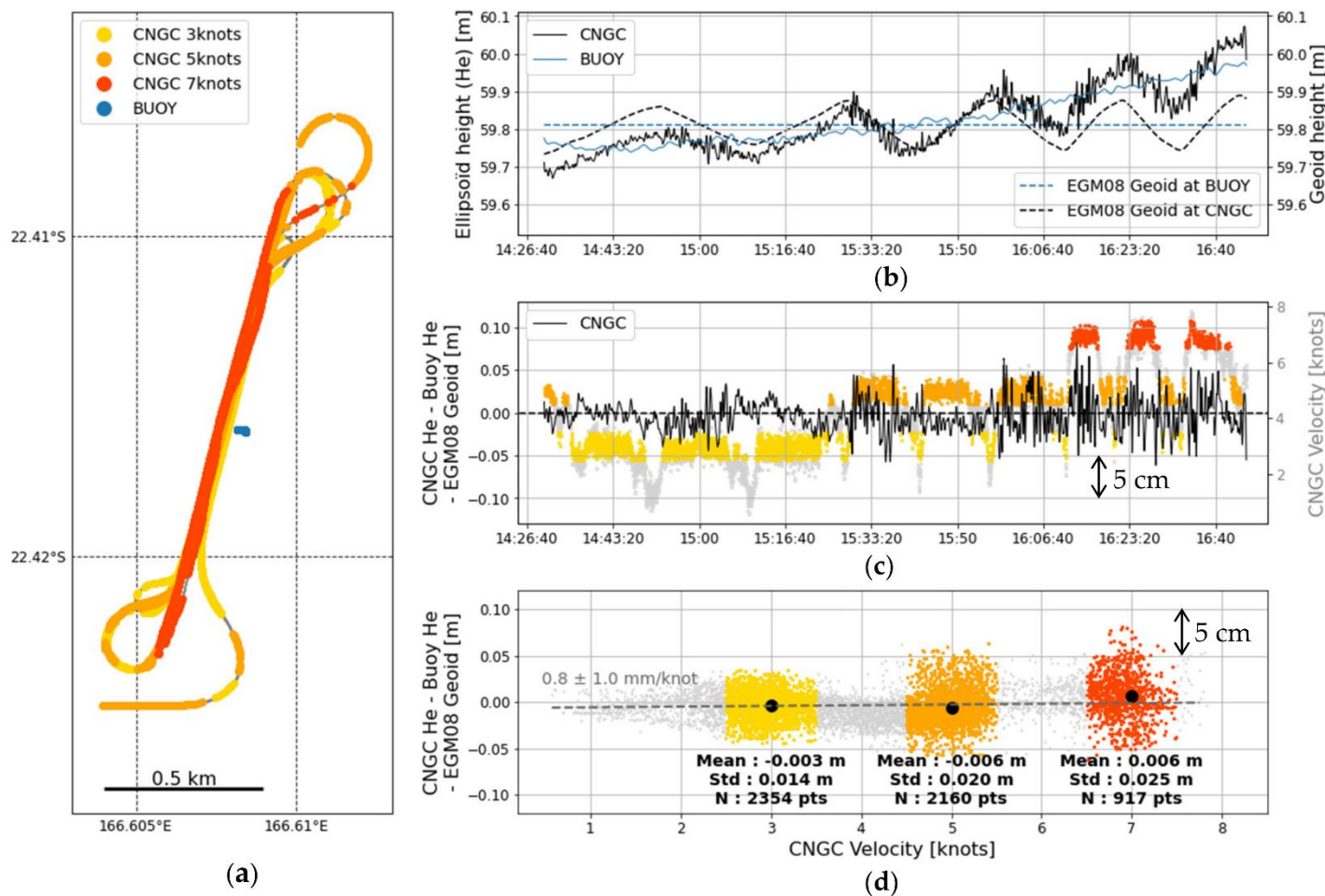


Figure 6. 13. Expérience à Nouméa - Effet de la vitesse sur les mesures de SSH de la nappe CalNaGeo.
a) Localisation de la bouée GNSS durant l'expérience (bleu) et trajets des 9 profils suivis avec la nappe. Les points jaunes, oranges et rouges correspondent respectivement aux vitesses 3, 5 et 7 \pm 0.5 nœuds, et les points gris regroupent les autres valeurs de vitesse.
b) Hauteur ellipsoïdale mesurée par la bouée GNSS (ligne bleue continue) et par CalNaGeo (ligne noire continue) pendant l'expérience. Les lignes pointillées représentent la hauteur de géoïde interpolée sur la grille EGM08 à la position de la bouée (bleu) ou le long du trajet de la nappe (noir). Les hauteurs de la nappe et de la bouée sont filtrées par un filtre de Vondrak ($T_c = 120$ s).
c) Hauteurs ellipsoïdales filtrées de la nappe, corrigées des variations du géoïde et des observations de la bouée (ligne noire continue). En arrière-plan sont représentées les vitesses de la nappe avec le code couleur jaune/orange/rouge/gris.
d) Hauteurs ellipsoïdales filtrées de la nappe, corrigées des variations du géoïde et des observations de la bouée, représentées en fonction de la vitesse de la nappe. Les couleurs correspondent aux trois classes de vitesse définies précédemment.

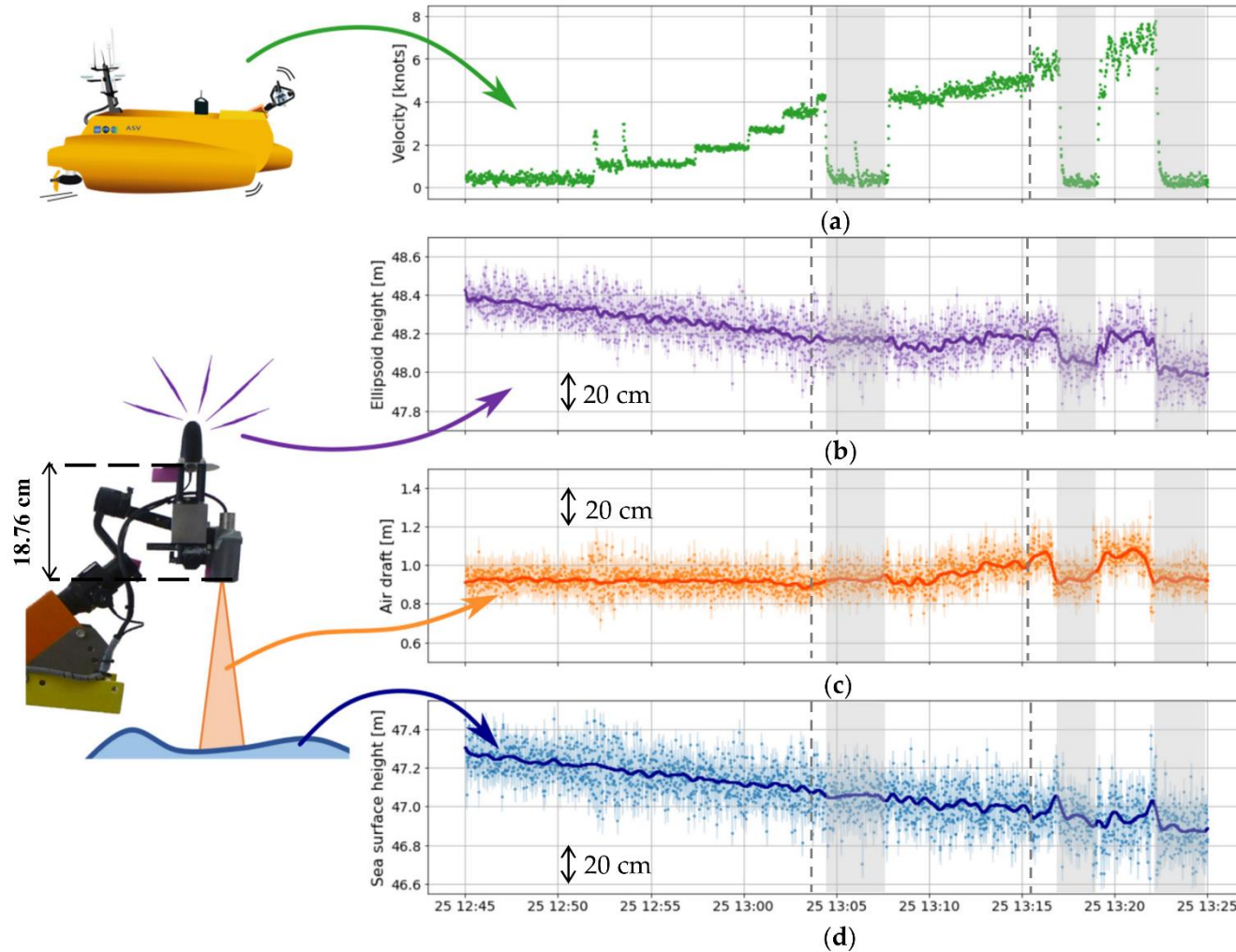


Figure 6. 14. Expérience dans les Pertuis - Effet de la vitesse sur les mesures SSH de Cyclopée installé sur le drone PAMELi.

a) Evolution de la vitesse de PAMELi.

b) Hauteur ellipsoïdale 1Hz de l'antenne GNSS HELIX HARXON calculée avec GINS PPP et série temporelle résultant du filtrage de Vondrak avec une période de coupure de 120s (violet foncé).

c) Tirant d'air 1Hz de l'altimètre acoustique et série temporelle résultant du filtrage de Vondrak avec $T_c=120s$ (orange foncé).

d) SSH après combinaison des hauteurs de l'altimètre avec les données GNSS et série temporelle filtrée résultante (Vondrak, $T_c=120s$, ligne bleu foncé). La pente observée dans la série temporelle finale est principalement liée à l'évolution de la marée. Les lignes verticales en pointillés marquent les différentes vitesses testées (<4 nœuds, 4-5 nœuds, >4 nœuds) et les zones grises marquent les périodes où PAMELI est à l'arrêt.

6.2.5. Inter-comparaison des instruments

Les précédents tests visaient à qualifier séparément les systèmes CalNaGeo et Cyclopée. L'expérience menée en juin 2019 dans les Pertuis a été conçue pour pouvoir comparer les observations faites par la nappe et par Cyclopée le long d'un même profil et dans des conditions météorologiques similaires. Durant deux journées consécutives (26 et 27 juin 2019), les deux systèmes ont ainsi mesuré le niveau de la mer le long de la trace 70 du satellite Jason 3. CalNaGeo et PAMELi ont suivi un profil de 15 km à une vitesse moyenne de 3.5 nœuds, espacés en moyenne de 190 m (Figure 6. 15a). La mission s'est déroulée durant une marée de morte-eau avec des conditions météorologiques et de mer calmes.

Comme la distance avec la station GNSS permanente de l'Île d'Aix est inférieure à 20 km, les positions GNSS ont été calculées avec RTKLib en utilisant une méthode différentielle. Les paramètres de traitement utilisés sont détaillés dans la table A3.1 en annexe. Après une édition des données pour ne garder que les positions avec plus de 4 satellites et retirer les valeurs aberrantes, les mesures de CalNaGeo ont été filtrées avec un filtre de Vondrak ($T_c = 120$ s) comme pour les sessions statiques et les tests de vitesse. La même méthode a été utilisée pour les données de Cyclopée, après avoir combiné les hauteurs ellipsoïdales de l'antenne GNSS avec le tirant d'air de l'altimètre acoustique. Avec une vitesse moyenne de 3.5 nœuds, une période de coupure de 120 s sur le filtre de Vondrak permet de conserver les signaux de plus de 200 m de longueur d'onde spatiale. Les SSH observées par les deux systèmes pour les deux jours de mesure sont représentées en Figure 6. 15b et c. La courbure observée sur ces graphiques est principalement due aux variations de la marée.

La différence moyenne entre les SSH mesurées par Cyclopée et CalNaGeo est de 1.9 ± 1.5 cm et de 2.2 ± 1.0 cm pour, respectivement, la première et la deuxième journée de mission (Figure 6. 15b et c, courbe grise). Ces différences pourraient s'expliquer par une différence de dynamiques entre les deux systèmes de mesures (distants en moyenne de 190m), ou par la qualité des observations GNSS en mouvement et du traitement cinématique. Pour vérifier la qualité de ces mesures, une piste serait de comparer les mesures de hauteur d'eau au niveau de points de revisites, mais cela nécessite d'avoir une bonne connaissance de l'hydrodynamisme local à fine échelle.

Au final, au-delà des erreurs induites par le traitement GNSS ou les observations géodésiques, les deux systèmes sont néanmoins cohérents et nous permettent de mesurer le niveau de la mer en mouvement à un niveau quasi-centimétrique.

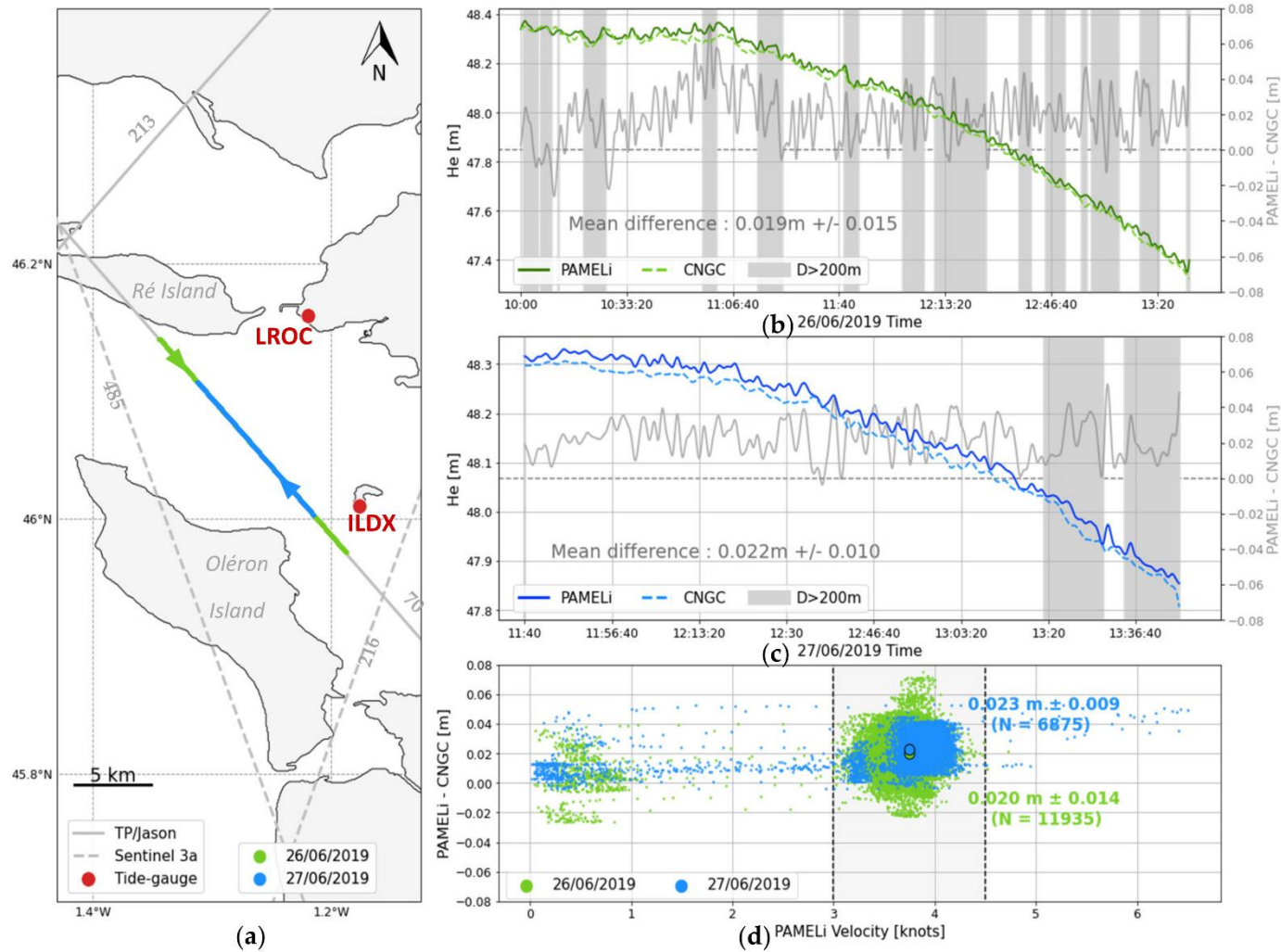


Figure 6. 15. Comparaison des données Cyclopée et CalNaGeo le long d'une trace altimétrique dans les Pertuis Charentais.

a) Trajet de PAMELi/Cyclopée et CalNaGeo le long de la trace altimétrique n°70 de Jason 3.

b) SSH filtrée de Cyclopée (vert foncé continu) et CalNaGeo (vert clair pointillé) durant la première journée de campagne (26 juin 2019). La ligne grise représente la différence entre les deux instruments. Les zones grises représentent les périodes où les deux instruments sont distants de plus de 200m.

c) SSH filtrée de Cyclopée (ligne bleu foncé continue) et de CalNaGeo (ligne bleu clair pointillée) durant la deuxième journée (27 juin 2019), et différence entre les deux (ligne grise).

d) Différence de SSH entre CalNaGeo et Cyclopée en fonction de la vitesse de PAMELi pour la première (vert) et la deuxième (bleu) journée de mesure. Les points représentent la différence moyenne pour une gamme de vitesse comprise entre 3 et 4,5 nœuds.

6.3. Intérêt de PAMELi et CalNaGeo pour la cartographie du niveau marin

Ce chapitre présente la batterie complète de tests que nous avons mené pour évaluer les performances de CalNaGeo et de Cyclopée pour la cartographie du niveau marin.

Ainsi, les observations stationnaires faites avec CalNaGeo montrent des biais de 2.1 ± 0.3 cm et 0.6 ± 0.4 cm avec les mesures respectives des marégraphes de l'Île d'Aix et de Numbo, ce qui est comparable aux performances des bouées GNSS. En mouvement, la vitesse n'impacte pas significativement la qualité du niveau marin observé. Ce système a également démontré sa robustesse lors d'un déploiement au large des Îles Kerguelen, dans l'océan Austral, avec un vent de 60 nœuds (110 km/h) et des vagues de 4m. Sa conception lui permet également de s'adapter aux zones côtières et aux rivières, même si ses dimensions limitent sa manœuvrabilité et compliquent le transport et le déploiement.

Le système Cyclopée a lui aussi démontré sa capacité à mesurer le niveau de la mer avec précision, avec des résultats très cohérents avec les observations des marégraphes de l'île d'Aix et de Numbo (avec respectivement un biais vertical de 2.0 ± 0.3 cm et 0.2 ± 0.9 cm). Grâce à la combinaison de l'antenne GNSS et de l'altimètre, Cyclopée fournit des mesures de SSH fiables jusqu'à une vitesse de 7 nœuds. Compact et facilement transportable, ce système peut être déployé aussi bien sur des petits bateaux que sur un drone marin comme PAMELi. Dans ce cas, il est alors possible de combiner les mesures du niveau de la mer avec d'autres paramètres environnementaux (température, salinité, bathymétrie, etc.).

Cependant, la sensibilité de l'altimètre acoustique aux variations de température peut impacter la qualité des observations de Cyclopée. L'erreur faite sur la mesure dépend de la capacité du compensateur interne à estimer la température le long du trajet de l'onde. Si ces erreurs sont de l'ordre du centimètre pour des observations stationnaires, le vent et les embruns peuvent atténuer ce phénomène lors de campagnes en mer. Une attention particulière doit donc être accordée au choix du capteur acoustique en fonction de la plage de mesure estimée et des contraintes de terrain.

Des incertitudes subsistent également quant à la précision du positionnement GNSS, tant sur le plan technique que sur la qualité des processus de traitement. Du point de vue instrumental, un positionnement précis nécessite de connaître toutes les caractéristiques des antennes réceptrices, notamment la position des centres de phase qui peut impacter la composante verticale de plusieurs centimètres. L'antenne Harxon D-Helix utilisée pour

Cyclopée ne possède pas de carte de centres de phases, et bien que sa composante planimétrique semble précise, des incertitudes persistent sur sa composante verticale.

Les conditions expérimentales (météo, état de la mer, couverture des satellites, etc.) peuvent également limiter la précision du positionnement. Le choix des méthodes de traitement (mode différentiel, PPP/IPPP, etc.) peut aussi avoir un impact significatif sur le positionnement vertical au niveau centimétrique. En effet, certaines erreurs GNSS (orbite, horloge, corrections ionosphériques et troposphériques) ne peuvent pas être correctement estimées sur de courtes sessions de mesure. Des progrès sont possibles en utilisant, par exemple, des GNSS multi-constellations, des produits orbite/horloge plus précis ou la résolution d'ambiguïtés entières.

Au-delà de ces considérations techniques et des améliorations encore possibles, CalNaGeo et Cyclopée sont deux instruments mobiles performants pour mesurer le niveau de la mer. La comparaison cinématique le long d'un profil montre que ces deux systèmes fournissent des observations de SSH cohérentes à un niveau quasi-centimétrique, ce qui justifie leur intérêt pour la géodésie. Chacun des deux systèmes a ses avantages et ses inconvénients qui doivent être pris en compte en fonction des objectifs scientifiques visés et des contraintes sur le terrain (Figure 6. 16).

« A l'issue de ma thèse, nous aurons donc un instrument plus performant et mobile, pour aller estimer la qualité des données altimétriques jusque sous la trace des satellites ! »

Extrait de Ma Thèse en 180s

	Système GNSS	Coût ?	Transport et déploiement ?	Manœuvrabilité ?	Robustesse à l'état de mer ?	Mesures autonomes ?	Durée de campagne ?	
Statique	Bouée	< 15 k€	+++		+	Oui	Jours	
Plateformes mobiles	Bateau	>10k€	-	-	++	Non	Semaines	
	CalNaGeo	≈ 50k€	-	-	++	Non	Semaines	
	Cyclopée	Seul	≈ 20k€	+++				
		Sur PAMELI	≈ 220k€	+	++	+	Oui <i>(mais surveillance)</i>	Jours
	GNSS Wave Glider	≈ 200k€	+	-	++	Oui	Semaines	

Figure 6. 16. Avantages et inconvénients de différents systèmes GNSS de mesure du niveau de la mer. Selon les objectifs scientifiques recherchés, les caractéristiques instrumentales à prendre en compte pourront varier.



– PARTIE III –

COMPRENDRE & VALIDER
LES DONNEES
ALTIMETRIQUES EN ZONE
COTIERE

Dans cette *Partie III*, nous allons nous intéresser aux données altimétriques dans nos deux zones d'étude. Le premier chapitre se focalise sur les Pertuis Charentais (Chapitre 7) pour essayer de déterminer la qualité des observations brutes des altimètres et de comprendre ce qui les impacte. Les deux chapitres suivants se concentrent sur le Lagon de Nouméa, et plus particulièrement sur les analyses et résultats obtenus grâce aux données de notre campagne de mesures GEOCEAN-NC 2019. Un premier chapitre est consacré aux données in situ acquises durant les 3 semaines de mission en mer (Chapitre 8), qui ont été traitées pour reconstruire une longue série du niveau de la mer comparable aux observations altimétriques. Le dernier chapitre se base sur cette série temporelle pour comparer et valider les données altimétriques au niveau du croisement stratégique de 3 traces satellite (Chapitre 9).

- PARTIE III -
Comprendre et valider les données altimétriques en zone côtière



Chapitre 7. Qualité des données altimétriques dans les Pertuis Charentais

Estimer jusqu'à quelle distance de la côte les observations des satellites sont fiables est une vraie problématique. Avant de chercher à optimiser le traitement des données, j'ai voulu visualiser les données altimétriques pour avoir une idée de leur qualité. Ce chapitre vise à présenter quelques-uns de ces résultats dans la zone des Pertuis Charentais qui m'ont permis de prendre en main certaines problématiques de l'altimétrie, notamment sur les formes d'onde et le phénomène de contamination côtière.

7.1. Qualité du *retracking*

Le processus de *retracking* permet de déterminer la valeur du *range* en cherchant à ajuster un modèle théorique sur l'écho radar enregistré par l'altimètre. La qualité de cet ajustement est déterminée en calculant l'erreur quadratique moyenne (MQE), qui est un estimateur de la différence quadratique moyenne entre la forme d'onde modélisée et celle réellement observée (voir section 2.3.2, figure 2. 15b). Plus la valeur de cet indicateur est proche de zéro, plus le modèle choisi reproduit bien la forme d'onde mesurée. Grâce à cet indicateur, nous avons donc cherché à discriminer, en amont de tout autre traitement, la performance du *retracking* et donc la pertinence de l'utilisation du modèle de Brown pour estimer le *range*.

7.1.1. Valeur seuil du paramètre MQE

A ce jour, les produits altimétriques ne donnent pas d'indications sur les valeurs valides ou non du paramètre MQE. Nous avons donc analysé quelques traces Jason et Sentinel-3a pour déterminer une valeur seuil de ce paramètre, qui permettrait de discriminer la qualité du *retracking* et donc la pertinence du modèle de Brown pour estimer le *range*. Cela nous donnera un indicateur de confiance sur la mesure de la SSH altimétrique avant correction.

Pour ce faire, nous avons extrait le paramètre MQE des données *along track* 20Hz pour deux traces Jason 3 (#162 et #70), et deux traces Sentinel-3a (#458 et #359), pour tous les cycles disponibles entre 2016 et 2019. L'objectif est d'estimer la valeur moyenne du paramètre MQE pour des *waveform* océaniques, supposées bien modélisées par le modèle de Brown, afin d'utiliser cette valeur seuil en zone côtière pour filtrer les formes d'onde invalides. Nous avons donc sélectionné tous les points altimétriques distants de plus de 30km des côtes, en estimant qu'avec ce filtre, ni les observations de l'altimètre ni celles du radiomètre ne sont affectées par la présence de terre dans l'empreinte au sol (Figure 7. 1).

A la différence de Jason, les observations de Sentinel-3a atteignent des latitudes polaires ($\pm 66^\circ$) (Figure 7. 1, zones grises), où l'altimètre se retrouve en présence de glace. Pour garder une homogénéité entre les missions, nous avons donc uniquement sélectionné les données situées entre les latitudes -66° et $+66^\circ$.

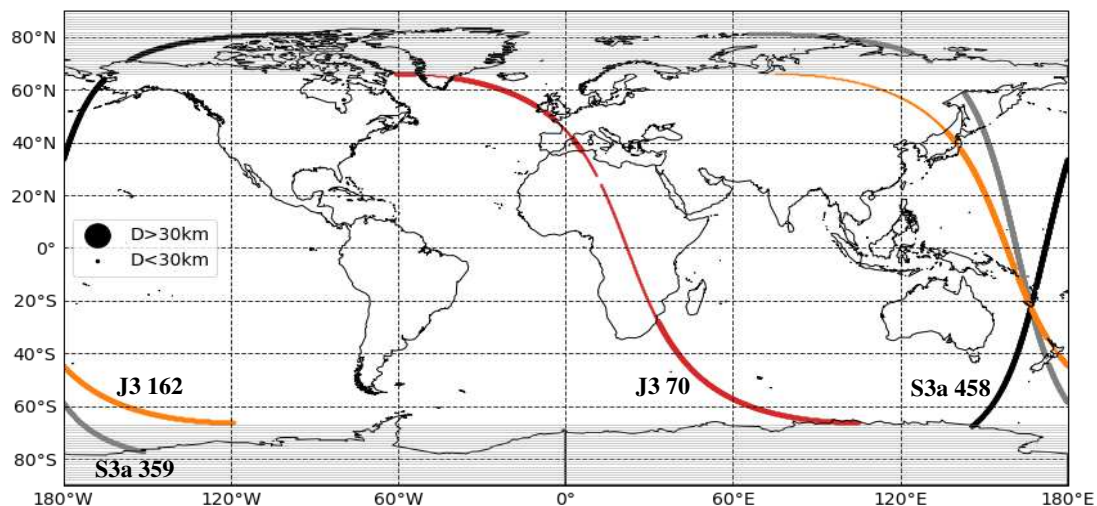


Figure 7. 1. Distance à la côte des points de 4 traces altimétriques : les gros points représentent les observations distantes de plus de 30km des côtes et qui seront utilisées pour analyser le paramètre MQE. Les zones grises correspondent aux zones polaires, dont les données ne sont pas intégrées aux calculs.

Pour Jason 3, notre analyse montre qu'en plein océan (i.e. distance à la côte > 30 km), le paramètre MQE moyen est inférieur ou égal à 0.01 (Figure 7. 2, rouge et orange). Le long des traces Sentinel-3a, cette valeur moyenne de MQE est plus variable avec un écart type de 2/2.5 (contre 0.04/0.07 pour Jason). Cependant, la médiane est largement inférieure à 0.01, ce qui laisse penser des valeurs extrêmes influencent l'estimation de la moyenne (Figure 7. 2, gris et noir).

A l'approche de la côte, le paramètre MQE augmente sensiblement. Lorsque la distance à la côte devient supérieure à 10/15 km, sa valeur moyenne tend vers 0.01 pour Jason, mais tend plutôt vers 0.1 pour Sentinel (Figure 7. 3a). La valeur médiane quant à elle passe sous la barre des 0.01 pour toutes les missions à partir d'une distance de 5 km de la côte (Figure 7. 3b).

Pour la suite de nos analyses, nous avons donc considéré que des valeurs de MQE supérieures à 0.01 pouvaient indiquer un mauvais ajustement des données et donc potentiellement des hauteurs d'eau erronées. Ces conclusions préliminaires restent à confirmer par une analyse plus globale de l'ensemble des traces altimétriques. Il n'est pas exclu que la géométrie des 4 traces sélectionnées ici impacte les statistiques calculées. Il est aussi probable que la valeur seuil de ce paramètre ne soit pas la même pour les deux missions aux caractéristiques techniques différentes.

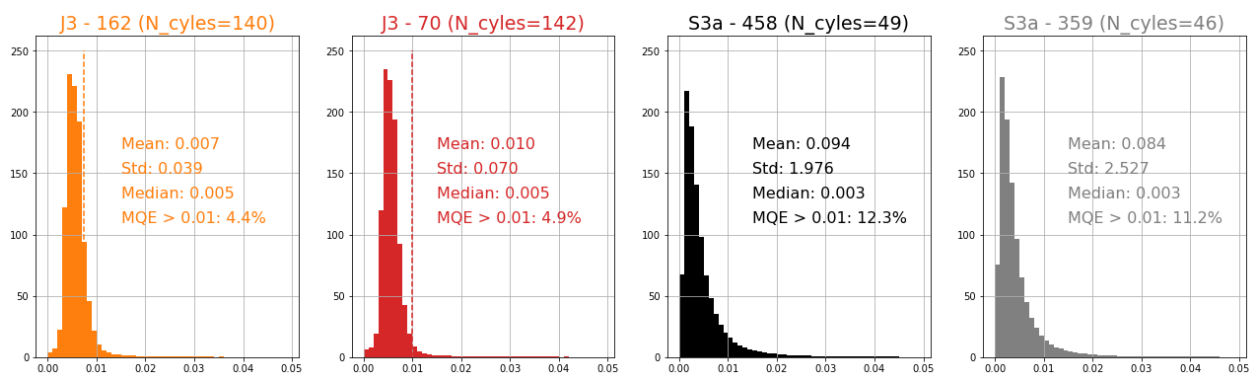


Figure 7. 2. Distribution des valeurs de MQE pour les données distantes de plus de 30 km de la côte, pour les quatre traces altimétriques considérées dans notre étude, pour tous les cycles disponibles entre 2016 et 2019.

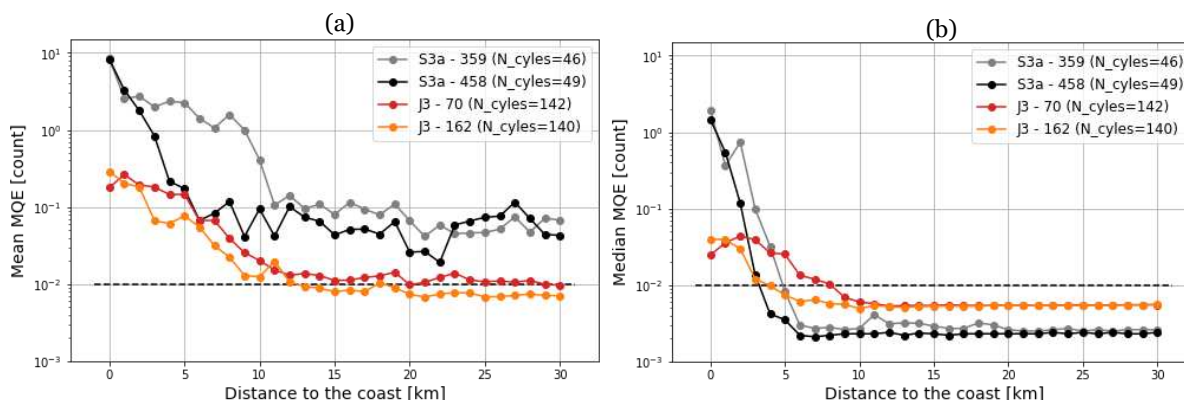


Figure 7. 3. Valeur moyenne (a) et médiane (b) du paramètre MQE en fonction de la distance à la côte GSHHS dans la bande des [0-30] km.

7.1.2. Paramètre MQE le long des traces Jason et Sentinel-3a

Pour comprendre l'impact de la côte sur les observations de l'altimètre, nous avons analysé l'évolution du paramètre MQE pour l'année 2019 le long des deux traces Jason (Figure 7. 4a) et des deux traces Sentinel-3a (Figure 7. 5a) qui couvrent la zone des Pertuis. Comme détaillé précédemment, la valeur seuil pour le MQE a été fixée à 0.01 (en rouge sur l'échelle de couleur).

En ce qui concerne les données Jason, les deux traces couvrant les Pertuis ont des géométries différentes : la trace #213 arrive du large avant de traverser le Pertuis Breton, tandis

que la trace #70 vient de la terre et survole deux Pertuis. Pour la trace #213, on peut remarquer que la valeur du paramètre MQE reste la plupart du temps inférieure à 0.01 jusqu'aux abords de l'Île de Ré (Figure 7. 4a, trace #213). Afin de se rendre compte de ce que cela signifie pour la forme d'onde, un radargramme a été représenté pour le cycle 120 (Figure 7. 4b). Ce type de graphique permet de visualiser l'écho radar le long de la trace, en représentant la forme d'onde en fonction de la latitude, l'échelle de couleur indiquant l'amplitude du signal. On constate qu'entre les latitudes 45.4° et 46.1°, le motif du radargramme est caractéristique des formes d'ondes océaniques. Cependant à l'approche de l'Île de Ré, des paraboles apparaissent. Cela indique la présence d'artéfacts réfléchissants off-nadir dans la zone illuminée par le satellite, ce qui sature les récepteurs de l'altimètre. La même conclusion peut être faite pour la trace #70 lors de son passage sur l'Île de Ré (Figure 7. 4b, trace #70, entre les latitudes 46.18° et 46.3°).

Pour ces deux traces Jason, le nombre de données 20 Hz disponibles lors du survol des Pertuis varie d'un cycle à l'autre et la valeur du paramètre MQE est le plus souvent supérieure à 0.01 (Figure 7. 4a). Cette disparité peut s'expliquer par la présence de forts marnages, entraînant la mise à nu de larges estrans : selon les cycles et les caractéristiques de la marée, l'altimètre survole donc des zones d'eau ou des vasières. Le trait de côte réellement perçu par l'altimètre serait donc beaucoup plus variable que le trait de côte théorique représenté sur les cartes. Cette hypothèse a été analysée plus en détails dans la thèse de Y.-T. Tranchant, qui a cherché à recalculer le trait de côte réel en fonction de la date de passage du satellite et de la marée. Dans tous les cas, il semble possible d'avoir accès à des données altimétriques exploitables pour la trace #70 au milieu du Pertuis d'Antioche (entre les latitudes 46.0° et 46.1°). Cela correspond à la zone la plus profonde et la plus distante des côtes du Pertuis d'Antioche (la bathymétrie de la zone est représentée en section 3.1.2, figure 3.4).

Les conclusions sont sensiblement identiques pour les données Sentinel-3a (Figure 7. 5). La valeur du paramètre MQE le long de deux traces #216 et #485 est généralement supérieure à 0.01, hormis lors des mesures en plein océan (trace #216) ou entre les îles (trace #485). Cela est aussi visible sur les deux radargrammes qui montrent une grande variabilité de la forme d'onde le long des deux traces (Figure 7. 5b). Des tests plus approfondis sur la relation entre la valeur MQE et la forme d'onde de Sentinel seraient nécessaires pour confirmer que cette valeur seuil de 0.01 n'est pas trop restrictive.

Pour Jason comme pour Sentinel, le survol des Pertuis affecte donc les observations de l'altimètre. Cependant, certains secteurs comme le Pertuis d'Antioche semblent disposer de mesures utilisables. Il faut aussi garder à l'esprit que le choix d'une valeur seuil commune de 0.01 n'est pas forcément pertinent pour deux missions aux caractéristiques techniques différentes. Une analyse plus fine des données altimétriques et la comparaison avec des mesures *in situ* pourrait nous renseigner davantage sur la qualité de ces mesures.

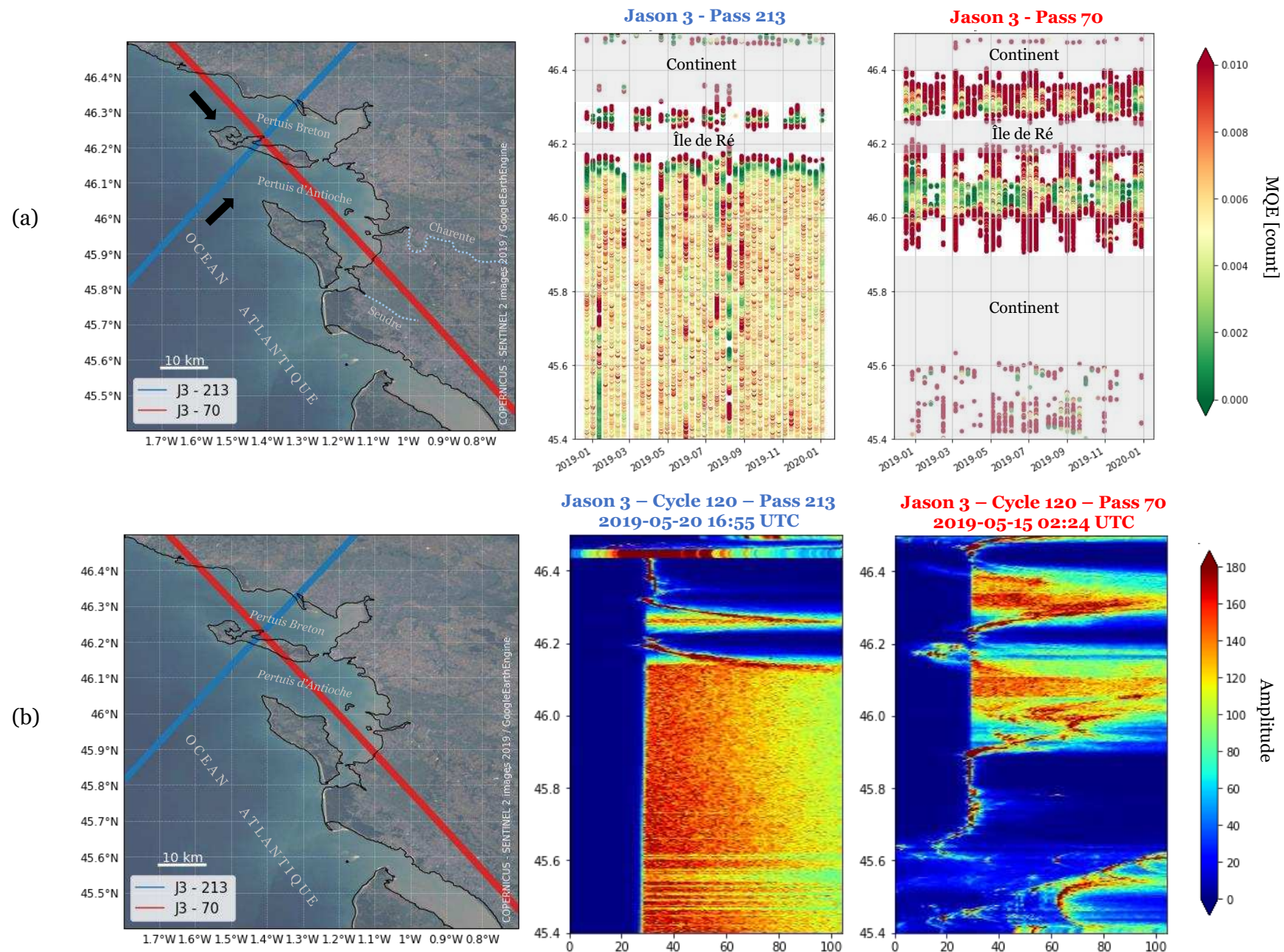


Figure 7.4. Signal altimétrique le long des traces Jason 3 #213 et #70 en 2019.
 a) Evolution du paramètre MQE le long des deux traces Jason 3 pour l'ensemble des cycles disponibles de l'année 2019. Chaque point coloré représente une donnée 20Hz. Les zones grises indiquent approximativement les moments où le satellite n'est plus au-dessus de l'eau.
 b) Evolution de la forme d'onde le long des deux traces Jason 3 durant le cycle 120. Ces radargrammes peuvent s'interpréter comme une collection de formes d'ondes représentées en fonction de la latitude. La couleur indique l'amplitude de l'écho retour enregistré.

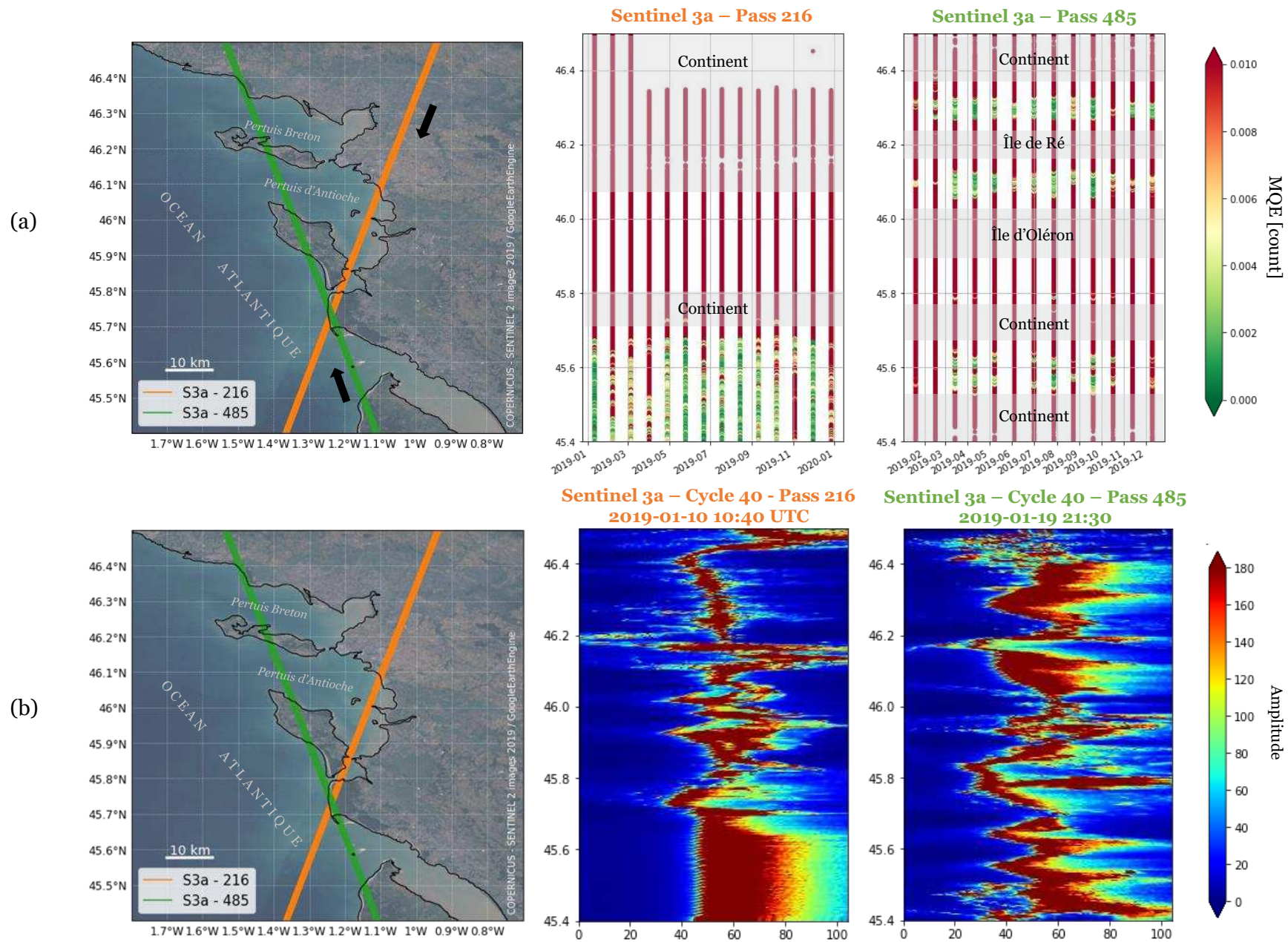


Figure 7. 5. Signal altimétrique le long des traces Sentinel-3a #216 et #485 en 2019.
 a) Evolution du paramètre MQE le long des deux traces Sentinel-3a pour l'ensemble des cycles disponibles de l'année 2019. Les zones grise indiquent approximativement les moments où le satellite n'est plus au-dessus de l'eau.
 b) Evolution de la forme d'onde le long des deux traces Sentinel-3a durant le cycle 40 (radargrammes).

7.2. Simulateur de forme d'onde

Afin de mieux comprendre l'origine des perturbations observées sur les formes d'onde des traces Jason, nous avons testé le simulateur de forme d'onde développé par Fernando Nino et l'équipe du CTOH de Toulouse.

Pour mener ce type de simulation, trois types d'informations sont nécessaires (Figure 7. 6):

- Les caractéristiques de la mission altimétrique considérée (instruments, orbite, etc.) ;
- La définition « morphologique » de la scène vue par le satellite (trait de côte, topographie, etc.) ;
- La caractérisation des différents types de surface de la zone. Pour cela, les informations de la carte d'occupation du sol GlobCover¹⁵ ont été combinées avec des coefficients de rétrodiffusion, exprimant la capacité de chaque surface à réfléchir le signal radar.

Cette dernière étape est essentielle pour le simulateur. En effet, la forme de l'écho radar va dépendre de la réflectivité de chaque petite surface contenue dans son empreinte au sol. Si une surface est très réfléchissante, elle peut donc impacter l'ensemble du signal retourné à l'altimètre. Il n'existe cependant pas de classification générale permettant d'associer de manière certaine un type de surface avec une valeur de rétrodiffusion. De plus, cette valeur peut changer en fonction des conditions météorologiques, de la saison, de la végétation, de l'angle d'illumination de la surface, etc.

Cette caractérisation des réflecteurs de la scène est, *in fine*, ce que nous cherchons à déterminer. En comparant les résultats de la simulation avec les véritables mesures faites par l'altimètre, il est possible d'ajuster petit à petit la scène initiale et les paramètres de rétrodiffusion (Figure 7. 6). Les premiers tests ont ainsi montré qu'il n'était pas nécessaire de définir finement les différents types de sol (3 classes peuvent suffire), mais plutôt de réussir à positionner les zones très réfléchissantes le long de la trace. Dans le cas de notre trace Jason, les paraboles dans les radargramme sont mieux reproduites en positionnant des zones très réfléchissantes sur l'Île de Ré, ce qui est cohérent avec la présence de marais salant sur l'île.

Des analyses plus approfondies seraient nécessaires pour définir complètement la scène et analyser l'impact sur la hauteur d'eau mesurée. L'objectif de ma thèse étant plutôt axé sur l'utilisation des données altimétriques, nous n'avons pas été plus loin dans cette étude. Il me semblait cependant intéressant d'évoquer cette analyse dans ce manuscrit, car elle m'a permis de mieux appréhender, par la suite, le contenu du signal altimétrique.

¹⁵ Lien vers les données GlobCover : http://due.esrin.esa.int/page_globcover.php

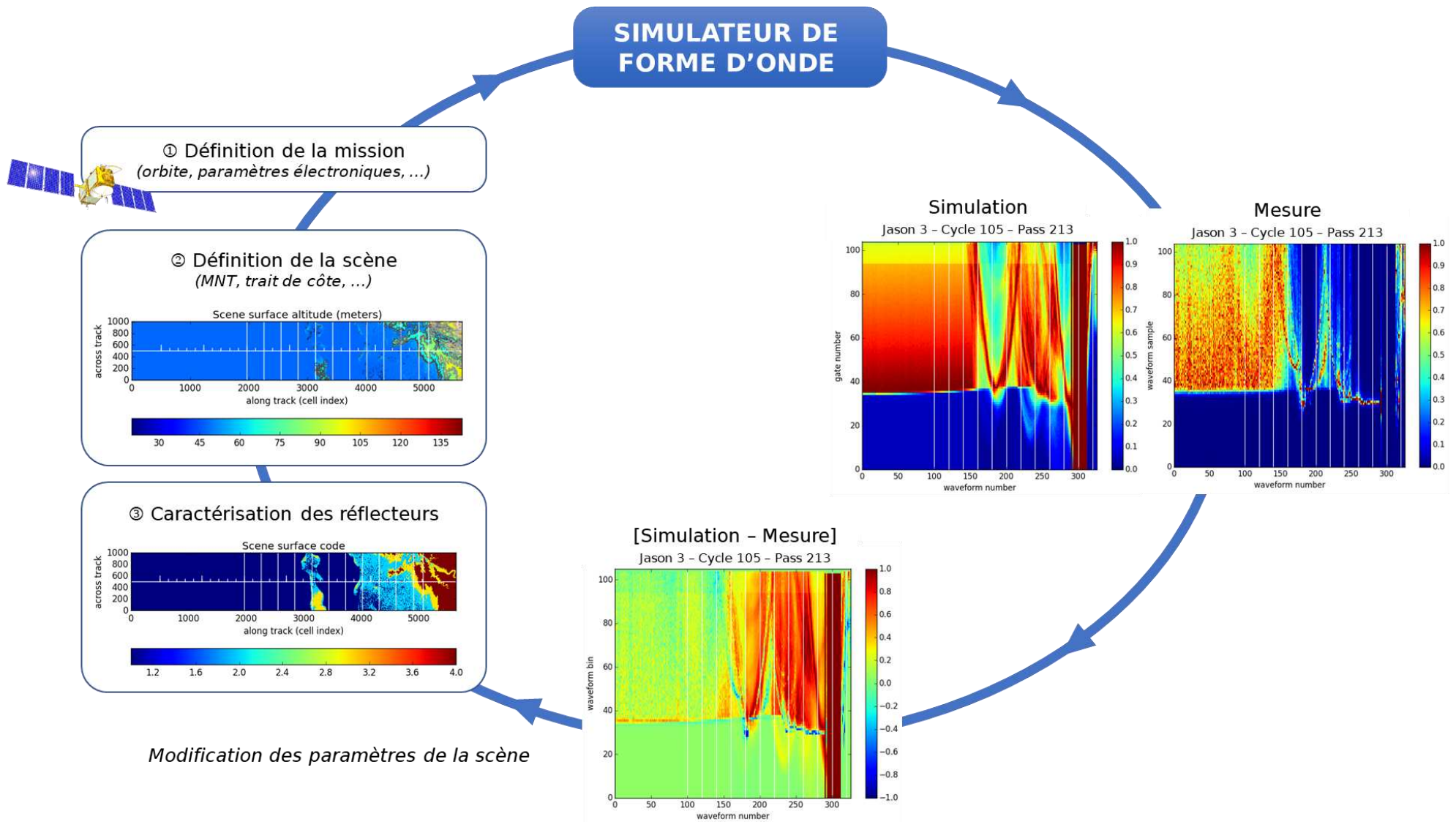


Figure 7. 6. Schéma du processus d'utilisation du simulateur de forme d'onde. L'algorithme du simulateur de forme d'onde développé par le CTOH nécessite de 1) définir les paramètres techniques de la mission altimétrique, 2) décrire la morphologie et le découpage de la côte et 3) caractériser la réflectivité des différentes zones survolées. Les résultats de la simulation sont ensuite comparés aux mesures réelles, ce qui permet d'affiner la description de la scène pour tenter de reproduire au mieux les zones affectant les observations de l'altimètre.

Chapitre 8. Observations *in situ* du niveau marin pour la comparaison altimétrique

En octobre 2019, la campagne scientifique GEOCEAN-NC (Géodésie et Océanographie en Nouvelle Calédonie) a été menée dans le lagon de Nouméa pour mieux caractériser les variations et l'évolution du niveau marin dans cette zone. Dans le cadre de cette campagne, de nombreuses mesures in situ ont été réalisées. Ce chapitre vise à les présenter et décrit les traitements réalisés afin d'obtenir une longue série d'observation du niveau marin comparable aux données altimétriques.

8.1. Contexte de la mission

A l'interface entre la Nouvelle-Calédonie et l'océan Pacifique, le lagon de Nouméa est largement instrumenté et couvert par plusieurs missions altimétriques (voir section 3.2). Cependant, dans cette région, l'évolution du niveau marin à long terme reste une problématique non résolue, car les observations altimétriques, marégraphiques et des stations GNSS à Terre ne fournissent pas des estimations cohérentes (Aucan et al. 2017; Martínez-Asensio et al. 2019).

Ainsi, sur la période altimétrique (1993-2013), l'élévation du niveau marin observé au marégraphe de Nouméa diffère de celui observé par altimétrie d'environ 1.41 ± 0.67 mm/an (Aucan et al. 2017). Comme l'avons rapidement évoqué dans le chapitre 1.1.2, il est important de distinguer le niveau marin absolu, du niveau marin relatif. Dans le premier cas, on observe les variations de la hauteur de la mer dans un référentiel absolu et géocentrique : cela correspond aux mesures des altimètres. A l'inverse, les marégraphes permettent de mesurer les variations relatives du niveau marin par rapport au socle qui les maintient (Wöppelmann and Marcos 2016a). Le moindre mouvement de ce support se répercute donc sur les observations du marégraphe : un capteur dont le support s'affaisse va donc observer une augmentation du niveau marin relatif.

Lorsque l'on regarde la différence entre les variations du niveau marin vues par l'altimétrie et celles vues par les marégraphes, les mouvements résiduels peuvent donc s'expliquer par des déplacements du sol. Dans leur étude, Aucan et al. (2017) concluent ainsi à un soulèvement de 1.3-1.4 mm/an dans la région de Nouméa. Mais les tendances des mouvements verticaux estimées par les modèle de rebond post-glaciaire ou par les stations GNSS à Terre ne permettent pas d'expliquer ce soulèvement (Aucan et al. 2017; Ballu et al. 2019).

Pour expliquer ces discordances, plusieurs hypothèses sont envisagées. Ainsi, des discontinuités mal modélisées dans les séries temporelles GNSS peuvent être à l'origine d'une mauvaise estimation des mouvements verticaux à terre (Ballu et al. 2019). En effet, dans leur étude comparative de différentes solutions GNSS, Ballu et al. (2019) constatent que l'estimation de la tendance linéaire des mouvements verticaux pour la station NRMD est très sensible à l'intégration (ou non) d'une discontinuité lors d'un changement de matériel au milieu de la série temporelle.

Du point de vue de l'hydrodynamisme du lagon, une autre hypothèse serait une différence de surélévation du plan d'eau entre le point d'échantillonnage des données altimétriques et la position du marégraphe (ce que l'on appellera par la suite, *setup*). Le déferlement des vagues sur la barrière de corail pourrait induire une surélévation localisée du plan d'eau derrière la barrière, qui serait évacué par les passes et n'atteindrait pas forcément la côte et donc le marégraphe. Ce phénomène a été observé lors du passage du cyclone tropical COOK en 2017 (Jullien et al. 2020).

Enfin, on peut aussi questionner le traitement des données altimétriques. En effet, jusqu'à présent, les données utilisées lors de la comparaison au marégraphe sont issues de produits grillés intégrant des corrections standards qui ne sont pas forcément adaptées à l'approche de la côte. Dans l'étude de Aucan et al. (2017), le point de comparaison altimétrique sélectionné pour la comparaison est situé à 95 km du marégraphe. Lorsque l'on voit la variabilité des tendances d'évolution du niveau de la mer vues par altimétrie dans cette zone du Pacifique (Figure 8. 1), on peut se demander si le choix d'un point si éloigné du marégraphe est approprié. Une analyse plus fine des données altimétriques dans le lagon et à l'approche de Nouméa pourrait donc permettre de mieux comprendre les dynamiques locales et les différences de tendances observées.

L'organisation et l'instrumentation déployée lors de la campagne GEOCEAN-NC 2019 vise ainsi à répondre à ces questions, via l'acquisition de données *in situ* sous la trace des satellites (Figure 8. 2), la quantification du *setup* et de ses variations sur un profil allant de la barrière de corail au marégraphe, et l'amélioration du traitement des données altimétriques.

La mission a été conduite à bord du N/O Alis, en collaboration avec les équipes de l'IRD de Nouméa (notamment Jérôme Aucan pour la partie océanographie physique), avec l'aide et le soutien de l'US IMAGO (en particulier Bertrand Bourgeois et David Varillon pour la préparation et le déploiement des marégraphes), du Shom, de l'Ifremer et du gouvernement de Nouvelle-Calédonie.

Bien que les objectifs de cette campagne ne s'inscrivent pas directement dans la préparation de la mission SWOT, une meilleure connaissance de la dynamique du lagon et la cartographie du géoïde à fine échelle sera toujours utile pour l'exploitation de ces nouvelles observations.

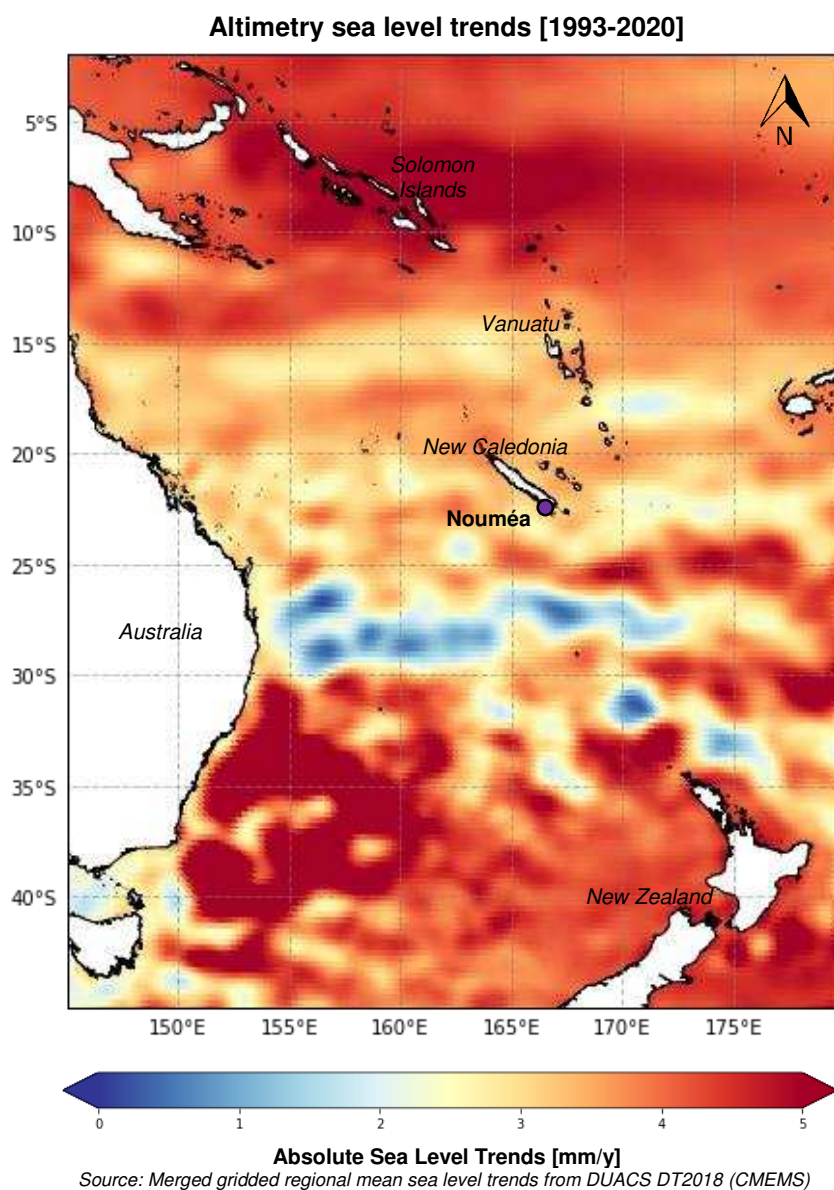


Figure 8. 1. Tendances de l'évolution du niveau marin vue par altimétrie sur la période [1993-2020] autour de la Nouvelle Calédonie (Source des données altimétriques : Merged gridded regional mean sea level trends from DUACS DT2018, E.U. Copernicus Marine Service Information).

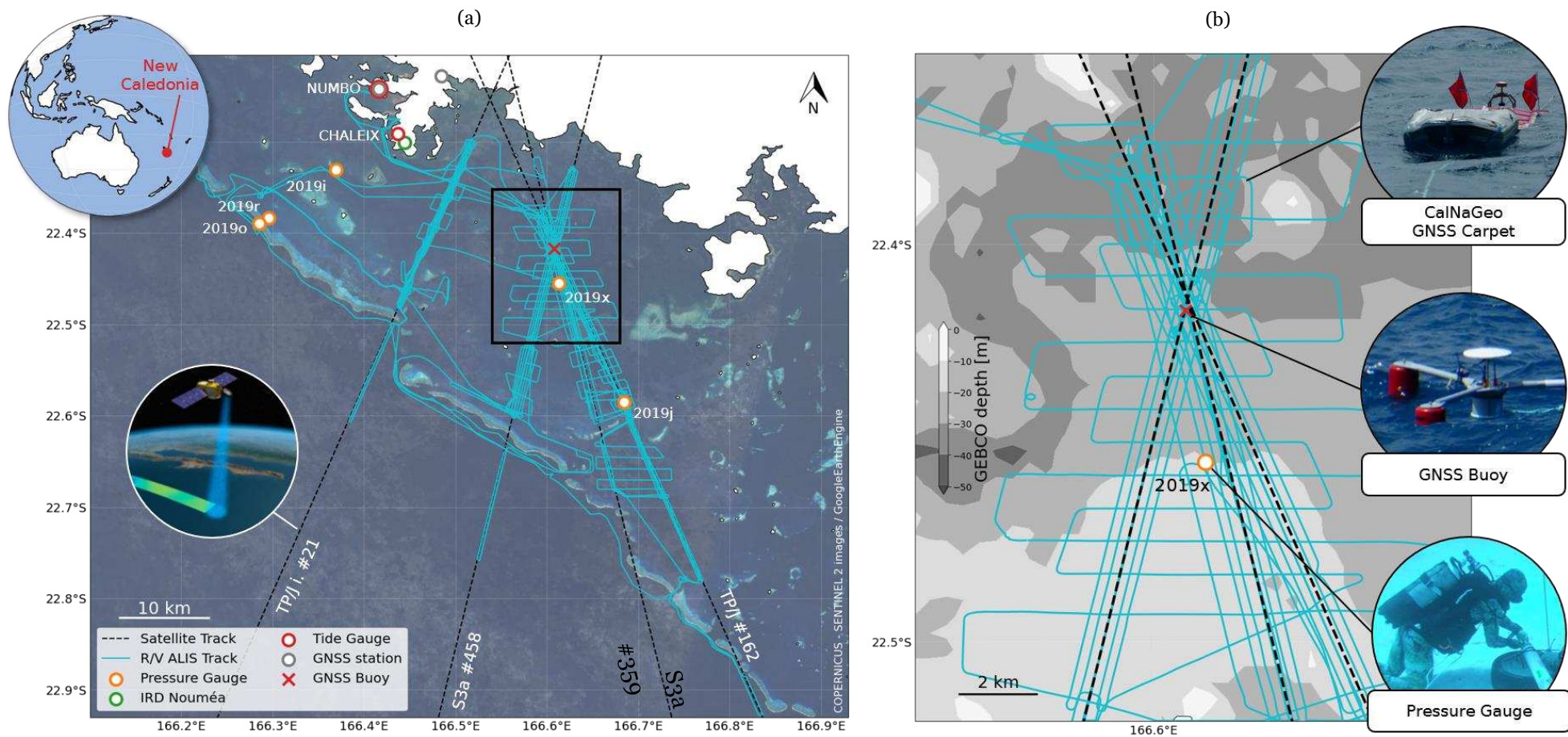


Figure 8. 2. Zone d'étude et instrumentation déployée lors de la campagne GEOCEAN-NC 2019.

a) Le lagon de Nouméa est couvert par les observations des satellites Sentinel-3a (traces #359 et #458) et TOPEX/Jason (trace#162 et #21 interleaved) (lignes noires en pointillé). Les données des marégraphes de Numbo et de Chaleix à Nouméa ont été utilisées pour les traitements (points rouges), de même que les données des stations GNSS permanentes du réseau BANIAN (point gris). Durant la campagne, 5 capteurs de pression ont été déployés (points orange), une bouée GNSS (croix rouge) et la nappe tractée CalNaGeo (lignes bleues).

b) Zoom sur la zone de croisement des traces altimétriques TOPEX/Jason et Sentinel-3a. La bathymétrie de la zone, issue du modèle global GEBCO (GEBCO Compilation Group, 2020), est représentée par un dégradé de gris.

8.2. Mesures *in situ* du niveau de la mer dans le lagon

Pour comprendre l'évolution du niveau marin dans le lagon, plusieurs types de données *in situ* ont été utilisés : ce sont soit des capteurs déjà présents (comme le marégraphe de Nouméa), soit des observations réalisées durant la campagne (capteurs de pression, bouée, nappe, etc.). L'objectif de cette section est de présenter ces différents capteurs et les traitements réalisés sur ces données.

8.2.1. Marégraphe de Nouméa [1967 – 2021]

Les premières observations marégraphiques à Nouméa ont été établies par le Shom en 1957, et le premier capteur électronique a été installé sur le site de Chaleix en 1967. En 2005, le marégraphe a été déplacé à environ 6 km, sur le site de Numbo, où il fonctionne encore aujourd'hui (Figure 8. 2a, points rouges). Grâce aux opérations de rattachement entre les différents sites marégraphiques, Aucan et al. (2017) ont pu reconstituer une série temporelle longue en concaténant les données de 1957 à 2018. Cette série temporelle du niveau de la mer, l'une des plus longue disponible dans le Pacifique Sud, est distribuée en ligne sur le dépôt UHSLC/JASL (<http://uhslc.soest.hawaii.edu/data/>, ID 019).

Pour prolonger cette série marégraphique de Nouméa jusqu'à la date de la campagne GEOCEAN-NC, nous avons utilisé les observations haute fréquence du marégraphe de Numbo, distribuées par le Shom (<https://data.shom.fr/>). Après avoir vérifié que les jeux de données étaient exprimés dans le même référentiel, nous avons sous-échantillonné les mesures en moyennant les observations sur des périodes de 10 minutes toutes les heures, puis supprimé les points s'écartant de plus de 4 sigmas de la moyenne. La série temporelle résultante (SSH_{TG} - Figure 8. 3) est échantillonnée à 1h et couvre l'ensemble de la période qui nous intéresse : de la période altimétrique jusqu'à aujourd'hui (de 1967 à 2021).

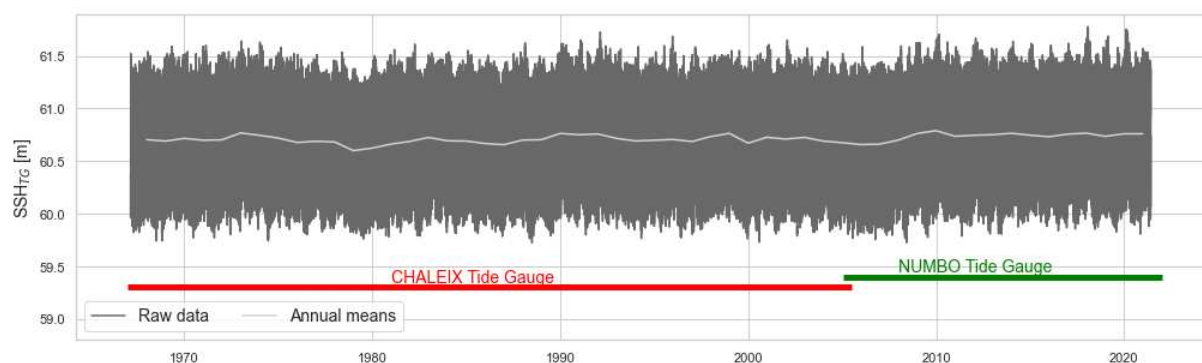


Figure 8. 3. Niveau de la mer (exprimé en hauteur au-dessus de l'ellipsoïde) aux marégraphes de Nouméa – Séries temporelles des données brutes (gris foncé) et des moyennes annuelles (gris clair), reconstruites à partir des observations des marégraphes de Chaleix (1967-2005) et de Numbo (2005-2021).

8.2.2. Capteurs de pression [2019-2020]

Au cours de la mission, cinq capteurs de pression Seabird SBE 26 plus ont été déployés à des profondeurs allant de 12 à 20 m, quatre d'entre eux dans le lagon et le dernier sur la barrière de corail (Figure 8. 4a). Trois ont été installés le long d'une ligne reliant le marégraphe de Nouméa à la bordure extérieure du récif corallien (2019o, 2019i, 2019r), dans le but de quantifier le possible setup induit par le vent et les vagues. Pour évaluer les données altimétriques, deux capteurs (2019j, 2019x) ont été déployés à proximité des traces Jason et Sentinel-3a.

Les cinq capteurs ont été ancrés au fond de la mer sur des pneus remplis de béton (Figure 8. 4b), et ils ont enregistré les variations de pression de la colonne d'eau durant 13 mois (Octobre 2019 - Novembre 2020) avec un pas d'échantillonnage de 10 minutes. Toutes les heures, des salves de 512 mesures 1Hz ont été programmées pour mesurer les vagues et avoir une idée de l'état de mer. Le choix de ce paramétrage est un compromis en raison des contraintes de durée de vie des batteries.

Les capteurs de pression sont connus pour dériver avec le temps (voir section 2.2.2). Cette dérive est généralement considérée comme linéaire et variable d'un instrument à l'autre, en fonction de l'âge et de l'histoire passée du capteur. Dans notre cas, les sessions de calibration en chambre hyperbare avant et après leur déploiement ne montre pas de dérive instrumentale claire des différents capteurs (Figure 8. 4c).

Pour vérifier la stabilité des mesures durant les 13 mois d'immersion, nous avons calculé les différences relatives avec le capteur 2019o (Figure 8. 4d). Ce capteur a été choisi comme référence car il était installé sur un support stable (barrière de corail), et nous avons considéré sa dérive instrumentale comme négligeable. Les résultats montrent que, pour les capteurs 2019i et 2019j (en vert et jaune), les différences ne présentent pas de tendance significative : on suppose donc que ces deux capteurs sont restés immobiles.

A l'inverse, la différence 2019o/2019r (en rouge) montre une tendance négative durant les 7 premiers mois, avant de se stabiliser en mai 2020. Cela laisse penser à un enfoncement du capteur dans le sable, ce qui a été confirmé par les plongeurs lors de la récupération des SBE. La nature des fonds est donc un paramètre à considérer lors du déploiement des capteurs. Si les conditions expérimentales imposent une installation sur des sols très mous, d'autres types de support peuvent aussi être envisagés (ancres à succion, etc.).

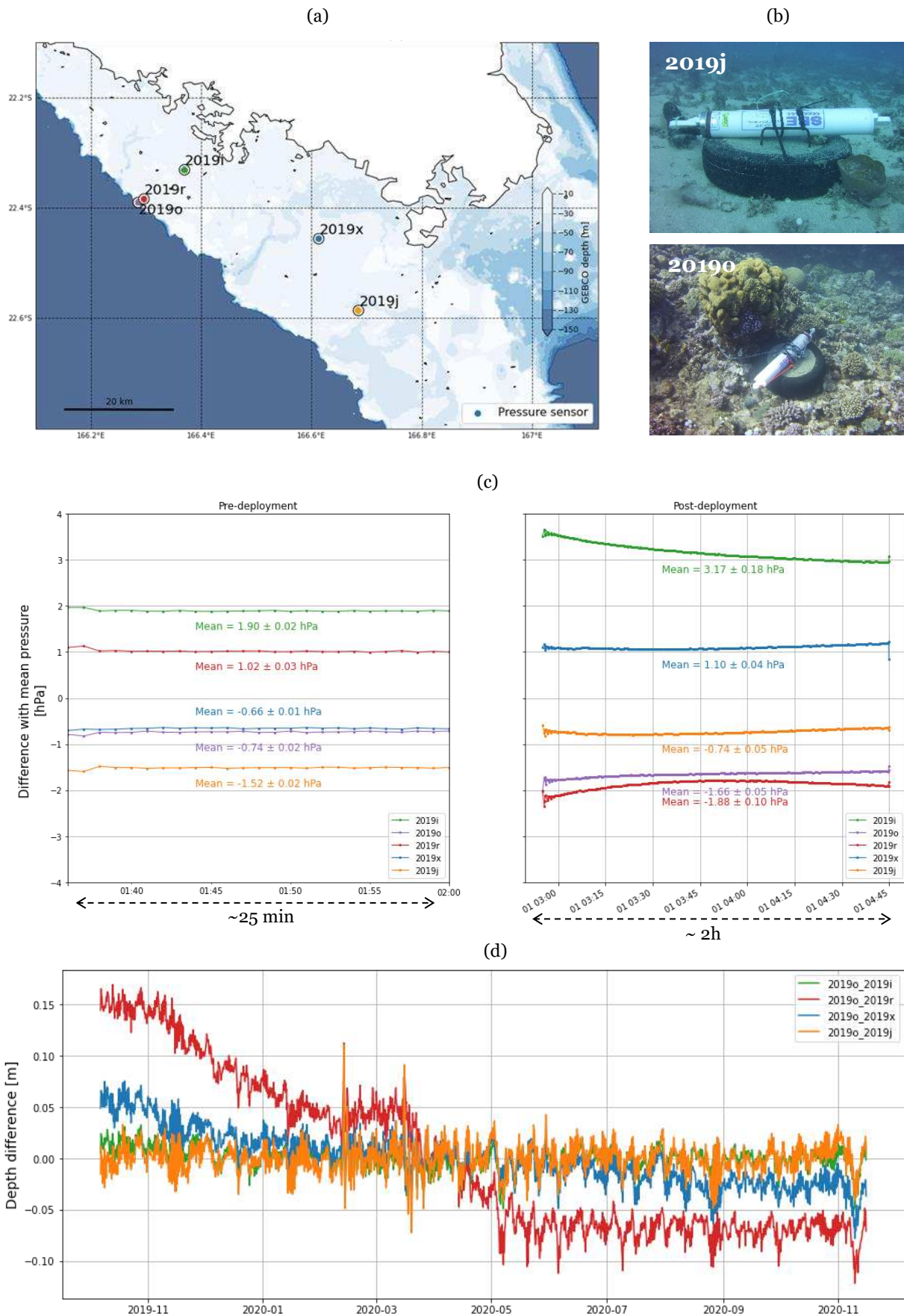


Figure 8. 4. Déploiement et observations des capteurs de pression de fond.

a, b) Localisation et mouillage des cinq capteurs de pression déployés durant la campagne.

c) Résultats des sessions de calibration en chambre hyperbare : différence entre les observations des SBE et la pression moyenne à 10m avant (gauche) et après (droite) le déploiement. Pour la conversion, 1 hPa est équivalent à environ 1 cm d'eau.

d) Différence entre la série temporelle du capteur 2019o et les 4 autres capteurs de pression. Les séries temporelles de pressions ont été transformées en hauteurs d'eau équivalentes puis corrigées de la marée grâce à une analyse harmonique. Les différences finales ont été filtrées avec une moyenne glissante (fenêtres de 6 h, pas de 6 h).

Enfin, la différence 2019o/2019x (en bleu) montre une tendance linéaire d'environ -70 mm/an, qui n'est pas visible sur les autres capteurs ni envisageable d'après les contrôles de dérive avant et après déploiement. Cela pourrait indiquer un enfoncement continu du capteur, et en l'absence d'informations complémentaires, nous avons choisi de corriger cette tendance dans la suite de l'étude.

Pour l'analyse des données altimétriques, ce sont donc les capteurs 2019j et 2019x qui nous ont principalement intéressés. Il est important de noter que, dans le cas du marégraphe 2019x, le site de déploiement a été choisi comme un compromis entre la distance au point de croisement des traces altimétriques et les limitations matérielles des SBE26 plus (profondeur d'immersion maximale de 20 m). Le capteur 2019x est ainsi 4 km au sud du croisement des traces altimétriques (Figure 8. 2b).

Les données des capteurs 2019o, 2019i et 2019r n'ont pas été utilisées dans la suite de ma thèse. Combinées aux autres observations des réseaux de l'IRD et aux données de hauteurs d'eau acquises dans et à l'extérieur du lagon durant la campagne GEOCEAN-NC (Figure 8. 2a, lignes bleu clair), elles pourront permettre d'estimer l'impact du setup dans le lagon.

8.2.3. Bouée GNSS [Octobre 2019]

Durant la campagne, une bouée GNSS a été mouillée à différents endroits du lagon. Des sessions de mesures statiques ont été effectuées à proximité des capteurs de pression afin de relier leurs observations à un système de référence global (Ballu et al. 2010). Comme nous nous sommes principalement intéressés aux données du capteur 2019x, seules les sessions de bouée correspondantes ont été traitées (Figure 8. 2b, croix rouge).

La station GNSS permanente la plus proche étant située à plus de 40 km de notre zone d'étude, la distance était trop grande pour un calcul en différentiel, et nous avons donc utilisé le mode PPP du logiciel GINS. Les données à 10 s ont été calculées en activant l'option de fixation des ambiguïtés entières (mode IPPP, le détail des paramètres de traitement est disponible en annexe, Table A4.1). Le choix de cette solution ne s'est pas fait sans difficultés, et plusieurs tests ont été menés, avec différents logiciels (RtkLib, GINS, NRCAN) et modes de calcul (différentiel ou PPP), sans trouver d'indicateur idéal permettant de discriminer objectivement l'une ou l'autre des solutions (voir annexe, Figure A4.5). Ne présentant pas de différences majeures avec les solutions PPP de GINS ou NRCAN, la solution IPPP a donc été choisie comme compromis, car c'est celle qui se rapproche le plus de la physique du signal GNSS en estimant les valeurs entières des ambiguïtés. Cependant, il est important de garder à l'esprit que sur d'aussi courtes sessions d'observations, des erreurs de traitement peuvent

affecter la composante verticale au niveau centimétrique et biaiser les rattachements qui en découlent.

La série temporelle issue du calcul IPPP est exprimée dans le système IGS3, un système de référence interne au logiciel GINS, utilisé pour calculer les produits d'orbite et d'horloges REPRO3/MG3. Ce système est lié à l'ITRF 2014 par un facteur vertical variable dans le temps, ce qui nous permet d'exprimer finalement les hauteurs par rapport à l'ellipsoïde global IAGGRS80.

La hauteur de l'antenne au-dessus de l'eau, déterminée lors de sessions calmes dans le port de Nouméa par des lectures répétées sur les réglets, a été soustraite aux observations de la bouée. Après une première édition des données pour ne garder que les positions avec plus de 10 satellites et éliminer les valeurs aberrantes, un filtre de Vondrak avec une fréquence de coupure de 30 min (Vondrak 1977) a été appliqué à la série temporelle. Avec ce filtrage, les signaux haute-fréquence sont retirés, ce qui est plus adéquat pour une comparaison avec les enregistrements du capteur de pression, déployé à environ 20 m de profondeur (Figure 8. 5).

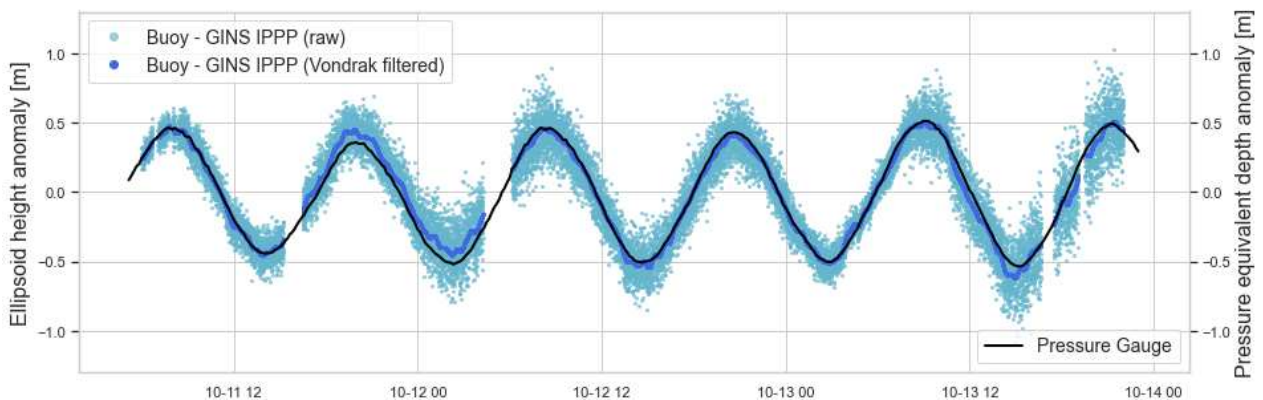


Figure 8. 5. Anomalies de hauteur d'eau mesurées par la bouée GNSS entre le 11 et le 13 octobre 2019 (bleu). A titre de comparaison, les anomalies de profondeur observées par le capteur 2019x sur la même période sont représentées en noir. Ces anomalies ont été calculées en soustrayant une hauteur moyenne aux deux capteurs.

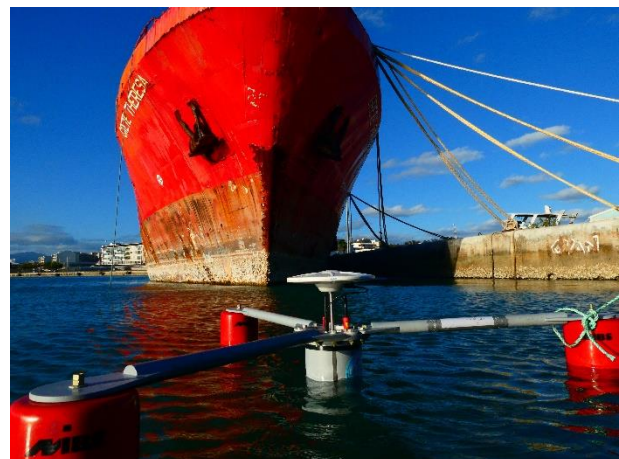


Figure 8. 6. Déploiement de la bouée GNSS dans le lagon (gauche) et dans le port de Nouméa (droite).

8.2.4. CalNaGeo [Octobre 2019]

Acquisition et traitement des données

La campagne GEOCEAN-NC a également permis de tester et d'améliorer notre méthodologie de cartographie du niveau marin. La version côtière de la nappe CalNaGeo a ainsi été tractée pendant plusieurs jours par le N/O Alis, quadrillant la zone sous les différentes traces altimétriques (Figure 8. 2, lignes bleues). Le système était composé d'une antenne GNSS géodésique Trimble Zephyr Rugged 3 montée sur cardan, et reliée à un récepteur Trimble NetR9 situé à l'avant, dans le zodiac.

Comme pour la bouée GNSS, les observations 10 s de la nappe ont été traitées avec GINS en mode PPP (détail des paramètres de traitement disponibles en annexe, Table A4.1). Afin de simplifier l'analyse et réduire le temps de calcul, seules les mesures dans la zone proche du croisement des traces Jason et Sentinel-3a ont été traitées.

Comme l'antenne GNSS Trimble Zephyr 3 Rugged utilisée sur la nappe est récente, sa carte de centre de phase n'est pas (encore) répertoriée dans les tables de l'IGS. Le traitement a donc été réalisé sans intégrer de modèle d'antenne, ce qui peut induire des biais sur le résultat de la position. Pour ramener les observations au niveau de l'ARP, nous avons soustrait la valeur moyenne des centres de phase théoriques de L1 et L2 fournis par le constructeur (soit 46.3 mm). Nous avons aussi enlevé la hauteur d'antenne au-dessus de l'eau, mesurée au ruban lors de sessions calmes dans le port de Nouméa.

Construction d'un géoïde local

Les données ont ensuite été éditées pour ne conserver que les points où la vitesse de la nappe est comprise entre 2 et 6 nœuds (soit environ 1 m/s et 3 m/s). Cela permet d'écarter les périodes de manœuvres du bateau. On obtient alors la SSH le long du trajet de CalNaGeo dans le système IGSR3 de GINS, que l'on peut relier à l'ITRF 2014. Un filtre de Vondrak avec une période de coupure de 30 min (~ 5.4 km à 6 nœuds) est ensuite appliqué. Ces paramètres ont été choisis pour suivre la même méthodologie de traitement que pour les données du capteur de pression 2019x (voir section 8.2.2), qui est utilisé pour retirer la composante temporellement variable des mesures de CalNaGeo (notamment la marée). Cette méthode a cependant ses limites car le capteur de pression ne peut pas reproduire les gradients de marée sur une zone étendue. L'utilisation d'un modèle hydrodynamique local permettrait de pallier cette limitation.

A partir des observations corrigées et filtrées de CalNaGeo, une grille a été créée en utilisant la méthode d'interpolation par spline bi-harmonique de la librairie Python Verde, avec une résolution de 0.0016° (~ 180 m) et une distance maximale entre les données et les points interpolés de 1 km. La Figure 8. 7a montre le résultat de ce calcul : une grille des anomalies de géoïde issues des mesures CalNaGeo, exprimées par rapport au point de comparaison altimétrique. Grâce à cette grille, nous avons pu ensuite analyser les performances de différents modèles de géoïdes globaux dans notre zone d'étude.

Comparaison aux modèles globaux

Pour mener notre comparaison, nous avons sélectionné trois jeux de données :

- Le modèle global de champ de gravité XGM 2019e (Zingerle et al. 2020), représenté par des harmoniques sphériques correspondant à une résolution spatiale de $2'$ (~ 4 km). Ce modèle se base sur des données satellitaire GOCC06s dans la zone des plus grandes longueurs d'onde, combinées à des mesures terrestres pour les plus petites longueurs d'onde. Sur les océans, des anomalies de gravité dérivées de l'altimétrie satellitaire sont utilisées (DTU13).
- Le modèle global du potentiel gravitationnel de la Terre EGM2008 (Pavlis et al. 2012) défini sur une grille équiangulaire de $5'$ d'arc (~ 10 km). Ce modèle se base notamment sur des données gravimétriques terrestres, altimétriques et aéroportées.
- Un modèle moyen du champ de gravité de la Terre, le produit EIGEN-GRGS.RL04.MEAN-FIELD (Lemoine et al. 2019), par la suite appelé EIGEN, calculé à partir des séries temporelles mensuelles RL04 GRACE+SLR et des données GOCE.

Le long du trajet de la nappe, la comparaison avec les gradients du modèle XGM 2019e, toujours exprimés par rapport au point de croisement, ne montre pas de différences significatives (Figure 8. 7b). La même conclusion est possible avec le modèle EGM2008 (Figure 8. 7c), dont la résolution spatiale initiale n'est cependant que de 0.1° (soit 10 fois moins que le modèle XGM 2019e). A l'inverse, la comparaison avec le modèle EIGEN montre la présence d'un gradient résiduel Sud-Est/ Nord-Ouest d'environ 1.8 cm/km (Figure 8. 7d).

Nous avons également analysé les résultats de notre cartographie le long des trois traces altimétriques de notre zone (Figure 8. 8). Pour compléter la comparaison, nous avons ajouté les données de MSS utilisées dans les nouveaux produits XTrack 20 Hz, spécialement calculés pour notre zone d'étude par l'équipe du CTOH de Toulouse (Figure 8. 8, traits noirs). Pour permettre une comparaison absolue des différents modèles, les hauteurs ont toutes été rapportées à l'ellipsoïde IAG GRS80. Malgré des biais verticaux résiduels, on constate toujours la bonne concordance des gradients estimés par les géoïdes XGM 2019e et EGM08 le long des 3 traces, à la différence du modèle EIGEN. La MSS déterminée grâce aux données

altimétriques est en accord avec les gradients de notre modèle. Par sa définition physique, la MSS intègre une partie du signal dynamique de l'océan, là où les modèles de géoïde ne reproduisent que les distributions de masse liées à la Terre Solide (voir section 2.1) : cela explique les variations observées sur les différences avec la MSS (Figure 8. 8, tirets noirs).

Les pentes déterminées grâce aux mesures de CalNaGeo sont donc cohérentes avec la plupart des modèles de géoïde testés et les observations altimétriques. D'autres étapes de validation sont nécessaires pour confirmer la qualité de ces mesures et calculer une barre d'erreur sur notre grille, par exemple en analysant statistiquement les résidus aux points de revisite. Un exemple de cette méthode est présenté dans l'étude de Tranchant et al. (2021). Nos tests ont néanmoins démontré que dans notre zone d'étude, le modèle XGM 2019e est le plus approprié et le mieux résolu pour prendre en compte les gradients de géoïde. Nous avons donc privilégié ce modèle dans la suite de notre étude.

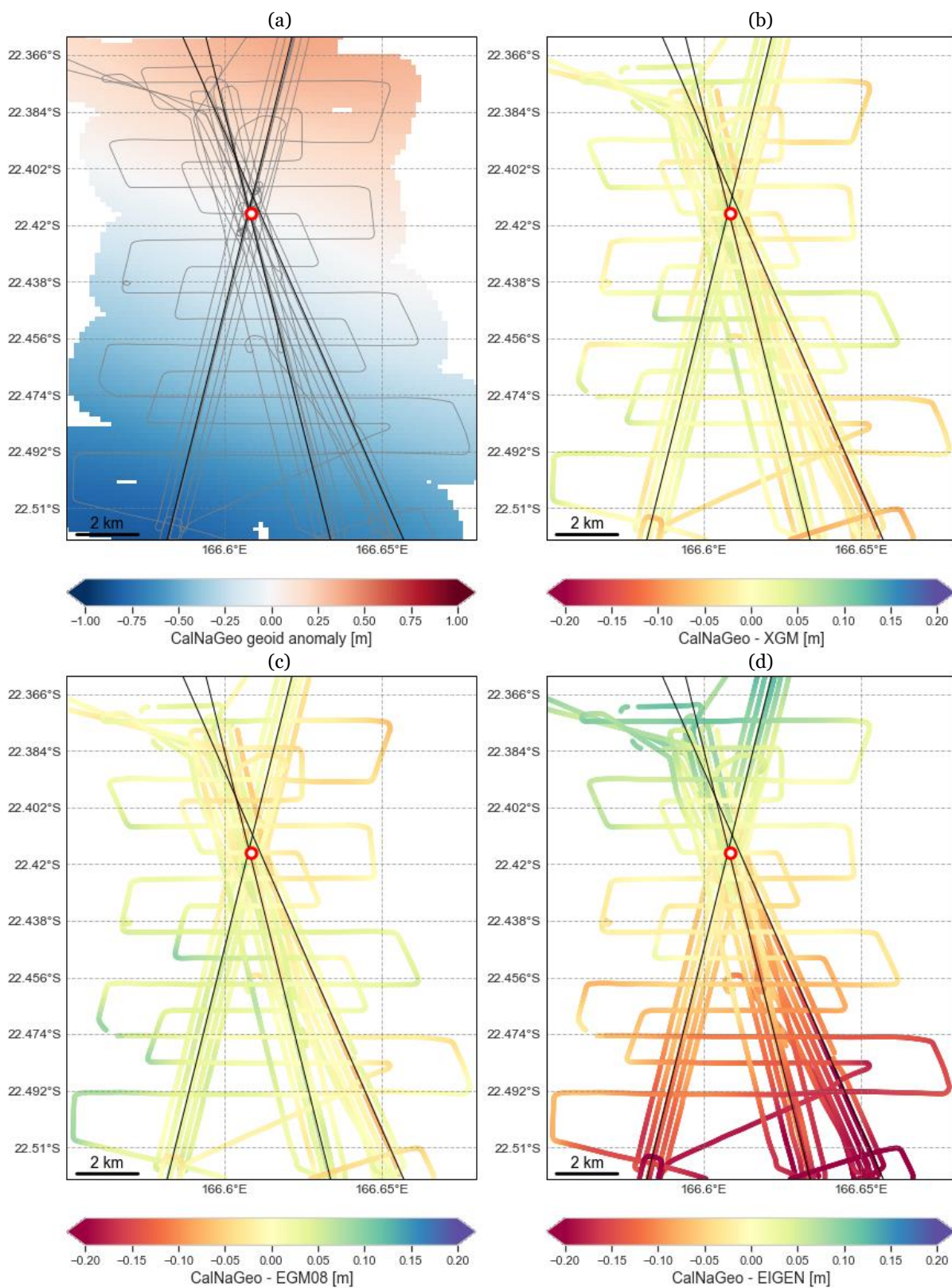


Figure 8. 7. Comparaison de différents modèles de géoïde avec les mesures de CalNaGeo.

- a) Anomalies de géoïde issues des mesures de CalNaGeo durant la campagne GEOCEAN-NC, exprimées par rapport au point de comparaison altimétrique (point rouge).
- b) Différence entre les observations de CalNaGeo et le modèle XGM, exprimée par rapport au point de comparaison.
- c) Différence entre les observations de CalNaGeo et le modèle EGM08, exprimée par rapport au point de comparaison.
- d) Différence entre les observations de CalNaGeo et le modèle EIGEN, exprimée par rapport au point de comparaison.

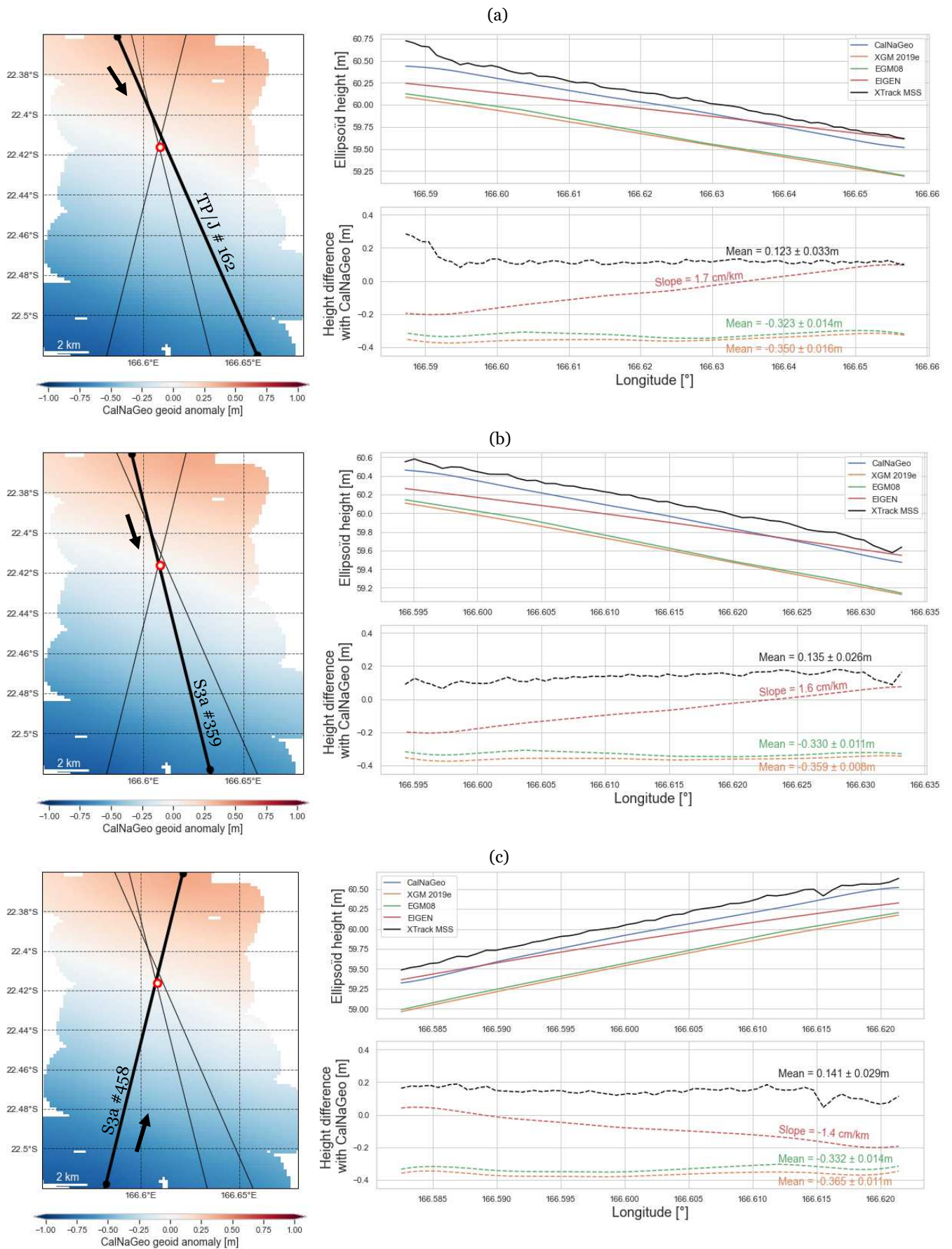


Figure 8. 8. Comparaison de modèles de géoïdes globaux (XGM, EGM08 et EIGEN) et de la MSS XTrack avec les mesures de la nappe CalNaGeo le long des traces altimétriques Jason #162 (a), Sentinel-3a #359 (b) et #458 (c).

8.3. Valider les observations altimétriques par comparaison avec des mesures *in situ*

Pour caractériser les performances des systèmes altimétriques et contrôler la stabilité des observations dans le temps, des activités de calibration/validation sont menées à différents endroits de la planète, en utilisant des observations *in situ* comme référence. Des sites dédiés sont utilisés pour suivre l'évolution des principales missions altimétriques : Harvest aux USA (B. Haines et al. 2020), Bass-Strait en Australie (Watson et al. 2011), la Corse en France (P. Bonnefond et al. 2019) et plus récemment le site de Gavdos en Grèce (Mertikas et al. 2018). Des études régionales plus spécifiques et ponctuelles sont également menées pour expérimenter d'autres zones d'études, notamment les lacs d'altitude (Crétaux et al. 2013) ou les zones tropicales (Babu et al. 2015), ou d'autres méthodologies, comme la géodésie de fond de mer (Ballu et al. 2013).

Ces expériences de calibration nécessitent le déploiement de systèmes de mesure *in situ* fiables et précis, reliés à un référentiel global comparable aux données satellites. Afin d'obtenir des estimations plus réalistes, il est également nécessaire de varier les dispositifs *in situ* - pour limiter les biais liés à la technique utilisée - et les zones d'étude - pour éviter les biais liés à une géographie particulière ou à des dynamiques locales (P. Bonnefond et al. 2011).

Grâce à la variété des observations acquises dans le cadre de la mission GEOCEAN-NC, nous avons choisi de mener une étude similaire dans le lagon, en comparant nos données *in situ* avec les observations altimétriques. En plus de travailler à l'amélioration de l'exploitation des données altimétriques côtières, cette comparaison est également l'occasion de vérifier la concordance des tendances d'élévation du niveau marin dans le lagon.

Nous avons donc fait le choix de focaliser notre attention sur la zone de croisement des traces Jason #162 et Sentinel-3a #359 et #458 (Figure 8. 2b). Pour cela, nous avons eu besoin de toutes les mesures *in situ* disponibles dans ce secteur, et de séries temporelles assez longues pour pouvoir analyser l'évolution du niveau marin. La fin de ce chapitre détaille la stratégie employée pour obtenir cette longue série du niveau marin, grâce aux données acquises durant la mission GEOCEAN-NC.

8.4. Evolution du niveau marin au point de comparaison altimétrique

Sur les sites de cal/val, deux méthodes peuvent être adoptées (Bonnefond et al. 2011) : une comparaison indirecte, dans laquelle la mesure *in situ* est éloignée du passage réel du satellite (par exemple un marégraphe), et une comparaison directe, où la SSH *in situ* est directement observée au point de comparaison altimétrique grâce à des plateformes instrumentées (comme sur le site de Harvest) ou des bouées GNSS.

En s'inspirant de la méthode employée par Watson et al. (2011) sur le site de Bass-Strait, nous avons développé une approche mixte en utilisant à la fois les mesures *in situ* de la campagne de terrain GEOCEAN-NC 2019 au point de comparaison et les enregistrements du marégraphe de Nouméa (Figure 8. 9).

Ainsi, les sessions de bouée GNSS ont été utilisées pour référencer les observations du capteur de pression 2019x dans un système global (Figure 8. 9 ①). Grâce à cette première étape, on obtient des observations directes au point de comparaison durant toute la période de déploiement du capteur de pression (soit environ 13 mois). Pour étendre la comparaison avec l'altimétrie, nous avons également utilisé les observations du marégraphe de Nouméa, virtuellement ramenées au niveau du point de comparaison grâce aux observations du capteur de pression (Figure 8. 9 ②). Les sections suivantes visent à détailler ces deux étapes, qui ont permis d'aboutir à la construction d'une série temporelle longue du niveau de la mer sous la trace des satellites.

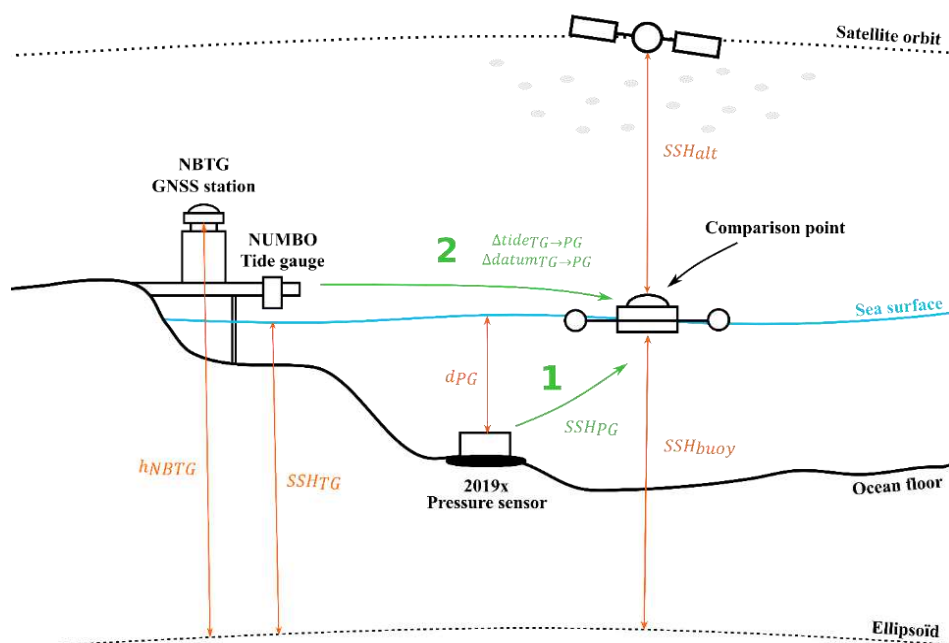


Figure 8. 9. Méthodologie de traitement des données *in situ* pour créer une série temporelle longue du niveau de la mer au point de comparaison altimétrique.

8.4.1. Rattachement du capteur de pression 2019x

Durant la campagne, le capteur de pression 2019x a été déployé au plus près du croisement des traces altimétriques. Mais à cause des limitations matérielles des SBE, 4 km séparent le point d'immersion du capteur de pression du point de comparaison, qui est également le point de mouillage de la bouée GNSS. Malgré cette distance, nous sommes partis de l'hypothèse que la bouée et le capteur de pression observent les mêmes variations de la surface de la mer. Cette hypothèse est encouragée par la forte corrélation des paramètres d'état de mer enregistré par les deux capteurs (une analyse plus détaillée est disponible dans l'annexe A4). Par conséquent, nous avons donc utilisé les observations de la bouée GNSS pour rattacher les observations du capteur de pression dans un référentiel global.

La pression mesurée par le capteur 2019x a été transformée en hauteur d'eau équivalente en utilisant les données de pression atmosphériques du modèle ERA5, la dernière réanalyse du modèle climatique ECMWF (Hersbach et al. 2018), à la position du capteur de pression. La densité de la colonne d'eau a été calculée avec les températures mesurées par le capteur de pression et une salinité moyenne de 35.5 psu. Comme détaillé dans la section 8.2.2, une tendance linéaire de 70 mm/an a été retirée des observations. Nous obtenons alors la série temporelle de profondeur du capteur de pression 2019x (d_{PG} - Figure 8. 10a, ligne grise). En parallèle, les observations de la bouée ont été traitées et filtrées selon la méthode détaillée en section 8.2.3, ce qui a abouti à une série de hauteur d'eau par rapport à l'ellipsoïde (SSH_{buoy} - Figure 8. 10b, ligne bleue).

Le biais de rattachement est ensuite calculé en différenciant les observations de la bouée GNSS avec celle du capteur de pression. Sur les 64h d'observations communes, la différence moyenne est égale à 40.125 ± 0.030 m (Figure 8. 10b). Ajouté aux profondeurs mesurées par le capteur de pression, ce biais nous permet d'obtenir une série temporelle du niveau de la mer sur 1 an, virtuellement située au croisement des traces altimétriques (SSH_{PG}).

Au final, la série temporelle de variation du niveau de la mer du capteur de pression (SSH_{PG}) peut s'exprimer par :

$$SSH_{PG} = d_{PG} + mean[SSH_{buoy} - d_{PG}] \quad (15)$$

Avec :

- d_{PG} , la profondeur mesurée par le capteur de pression,
- SSH_{buoy} , la série temporelle de variation du niveau de la mer de la bouée GNSS.

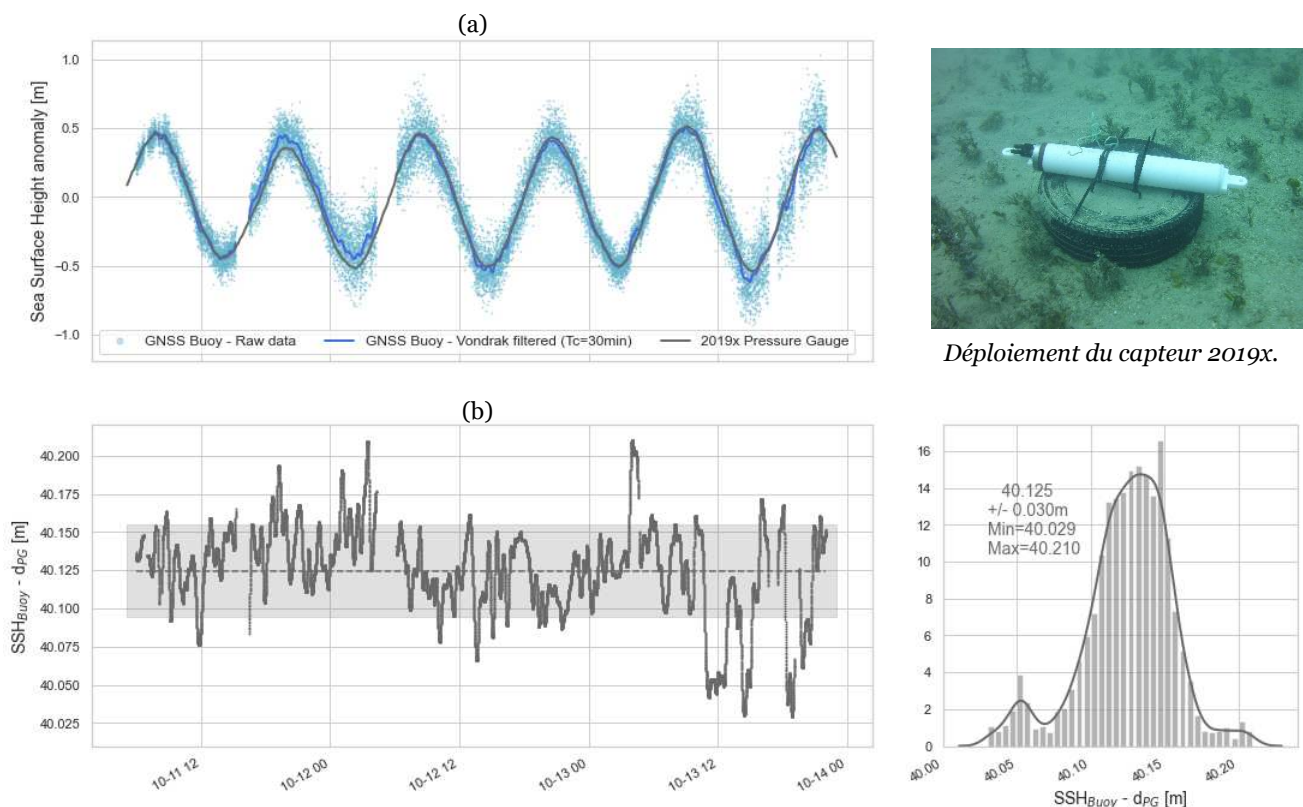


Figure 8. 10. Comparaison des observations de la bouée GNSS et du capteur de pression 2019x.

- a) Anomalies de hauteur d'eau mesurées par la bouée (bleu) et le capteur de pression (gris). Les données filtrées de la bouée sont représentées en bleu soutenu.
- b) Différence entre les hauteurs filtrées de la bouée GNSS et du capteur de pression 2019x. La ligne pointillée grise représente la différence moyenne, et la zone grise l'écart type (1σ). Ces différences sont également représentées sous forme d'histogramme en bas à droite.

8.4.2. Extension des données du capteur de pression avec les observations du marégraphe de Nouméa

Grâce à la première étape, nous avons donc 1 an de suivi de la SSH sous le trajet des satellites Jason et Sentinel-3a. Cependant, pour pouvoir réaliser de plus longues comparaisons, nous avons choisi d'utiliser les données du marégraphe de Nouméa (le détail du traitement de ces données est disponible en section 8.2.1).

Le marégraphe de Nouméa et le point de comparaison étant distants de 28 km, une première étape consiste à estimer la différence de marée entre les deux localisations. Pour cela, les données du capteur 2019x (SSH_{PG}) ont été interpolées linéairement sur la série temporelle du marégraphe (SSH_{TG}) sur toute leur période d'observation commune (Figure 8. 11a), avant de calculer les hauteurs résiduelles [$SSH_{PG} - SSH_{TG}$] (Figure 8. 11b, noir). Nous avons ensuite effectué une analyse harmonique sur ces résidus afin d'obtenir l'estimation du gradient de marée en amplitude et en phase ($\Delta tide_{TG \rightarrow PG}$) et le biais vertical ($\Delta datum_{TG \rightarrow PG}$) à appliquer sur les enregistrements du marégraphe. A titre indicatif, ces différences de marée sont

principalement dues aux composantes semi-diurnes, avec une contribution respective de M2 et S2 d'environ 3.6 cm et 1.5 cm. Le biais vertical est quant à lui estimé à -56.5 cm, ce qui est en bon accord avec les gradients extraits des principaux modèles de géoïde dans la région (Table 8. 1). Après application de ces paramètres, les résidus de $[SSH_{PG} - SSH_{TG}]$ présentent une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 1.30 cm, à mettre en parallèle avec les 3.28 cm sans l'application des gradients de marée (Figure 8. 11b, gris).

8.4.3. Série temporelle finale

Au final, on peut exprimer la série temporelle du niveau de la mer au point de comparaison altimétrique ($SSH_{in-situ}$) par :

$$SSH_{in-situ} = SSH_{TG} + \Delta tide_{TG \rightarrow PG} + \Delta datum_{TG \rightarrow PG} \quad (16)$$

Avec :

- SSH_{TG} , les variations du niveau de la mer au marégraphe sur la période [1967-2021],
- $\Delta tide_{TG \rightarrow PG}$ et $\Delta datum_{TG \rightarrow PG}$ la correction de marée et le biais à appliquer pour prendre en compte la distance entre le marégraphe et le capteur de pression.

Comme l'échantillonnage des mesures du marégraphe est de 1 h, l'interpolation linéaire au temps de passage du satellite n'est pas suffisante pour reproduire toute la variabilité océanique. Pour résoudre cela, nous avons donc décomposé la SSH_{TG} en deux :

$$SSH_{TG}(t_{sat}) = tide_{res}(t_{sat}) + tide_{rec}(t_{sat}) \quad (17)$$

Avec :

- $tide_{res}(t_{sat})$, les résidus de marée calculés à partir d'une analyse harmonique de 4 ans, linéairement interpolés au moment du passage du satellite,
- $tide_{rec}(t_{sat})$, la reconstruction de marée au moment du passage du satellite.

Cette méthode permet de mieux prendre en compte l'évolution temporelle de la marée lors de l'interpolation au temps de passage, même si des imprécisions persistent sur l'estimation de la variabilité liée à des phénomènes météorologiques locaux.

Table 8. 1. Biais vertical entre le marégraphe et le point de croisement selon différents modèles de géoïde.

	XGM 2019e (Zingerle et al. 2020)	EGM 2008 (Pavlis et al. 2012)	EIGEN (Lemoine et al. 2019)
Grid resolution	0.01° × 0.01°	0.1° × 0.1°	0.01° × 0.01°
$\Delta datum_{TG \rightarrow PG}$	-52.4 cm	- 54.9 cm	- 27.0 cm

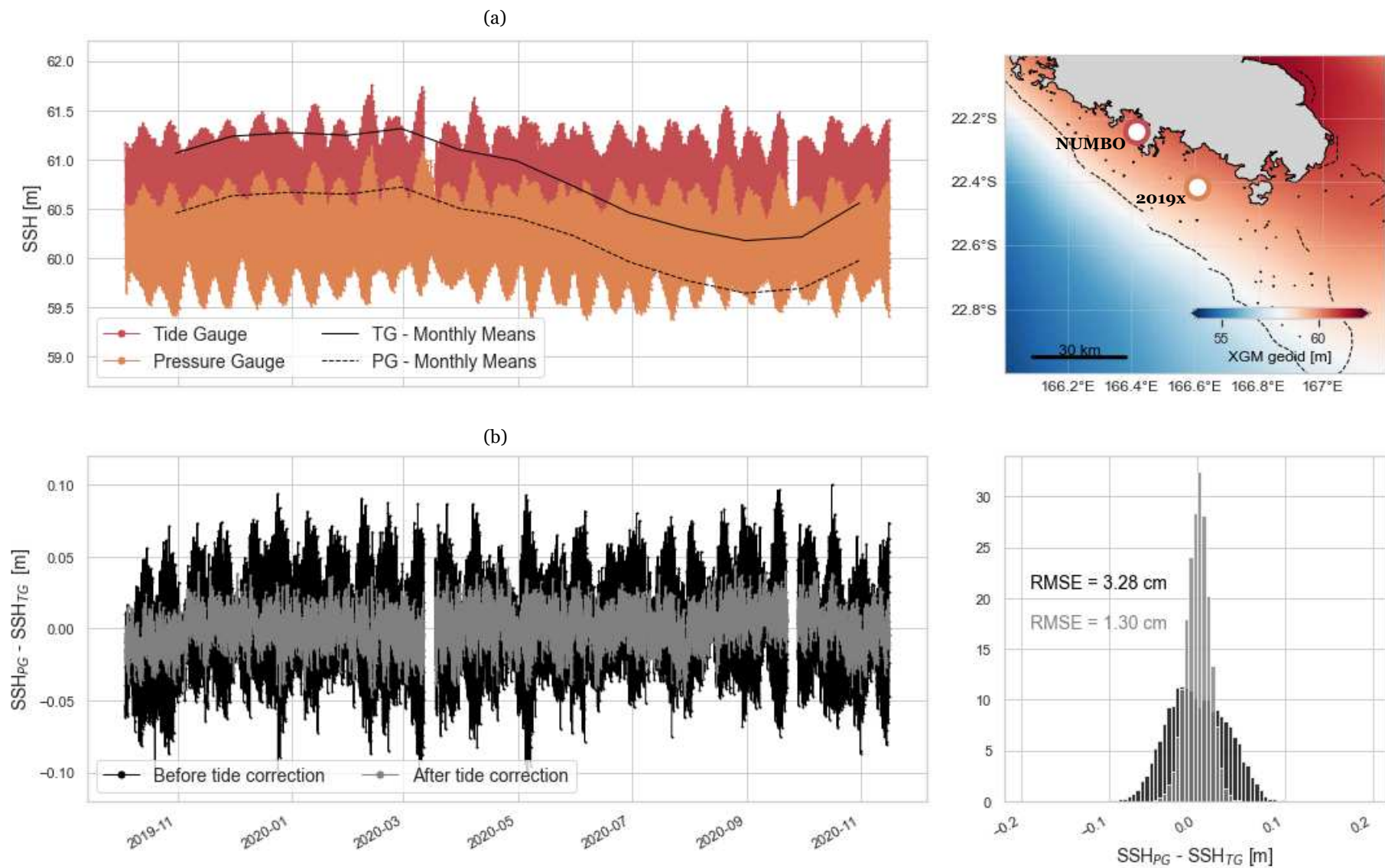


Figure 8. 11. Différence de marée entre le marégraphe de Nouméa et le capteur de pression 2019x.

a) Enregistrement du niveau d'eau au capteur 2019x (orange) et au marégraphe de Numbo (rouge) durant la période d'observation commune (13 mois). Pour faciliter la comparaison, les moyennes mensuelles sont représentées en noir (trait continu pour le marégraphe, trait tireté pour le capteur de pression). Les deux capteurs sont distants d'environ 28 km (cf. carte).
 b) Résidus $[SSH_{PG} - SSH_{TG}]$ avant l'application de la correction de marée (noir) et après (gris). Ces différences sont également représentées sous la forme d'histogramme (en bas à droite) avec les valeurs de RMSE pour les deux solutions.

Chapitre 9. Analyse et validation des données altimétriques dans le Lagon de Nouméa

Pour avoir une meilleure idée de la qualité des observations altimétriques dans le Lagon de Nouméa, nous avons analysé les données haute-fréquence des traces Jason et Sentinel-3a. Dans ce chapitre, nous allons donc détailler les résultats de ces investigations, ainsi que les validations effectuées grâce aux données in situ de la campagne GEOCEAN-NC.

9.1. Qualité des observations altimétriques

Une première étape de l'analyse a été de visualiser les données *along track* pour avoir une idée des observations disponibles dans le lagon.

9.1.1. Variabilité des mesures altimétriques dans le lagon

Comme dans les Pertuis Charentais (voir Chapitre 7), nous avons analysé l'évolution du paramètre MQE le long des 3 traces altimétriques qui nous intéressent dans le lagon sur l'année 2019 (Figure 9. 1). En raison de la différence de période de revisite des satellites (respectivement 9.9 et 27 jours pour les missions Jason et Sentinel), il y a environ 3 fois plus de données Jason que Sentinel. Comme détaillé dans la section 7.1, nous avons choisi d'utiliser la valeur seuil de 0.01 pour discriminer les observations supposées valides des autres.

Ces résultats montrent que pour toutes les traces, le paramètre MQE est plus élevé et plus variable lors du survol du récif corallien (ligne pointillée noire). Dans la zone de croisement qui nous intéresse (zone grise), la valeur du MQE est globalement inférieure à 0.01, ce qui indique que le *retracking* des formes d'onde à l'aide du modèle de Brown est approprié pour la plupart des passages. Comme ce *retracking* permet de déterminer le *range* et de calculer la SSH, ce résultat soutient l'idée que les données altimétriques dans notre zone de comparaison sont fiables.

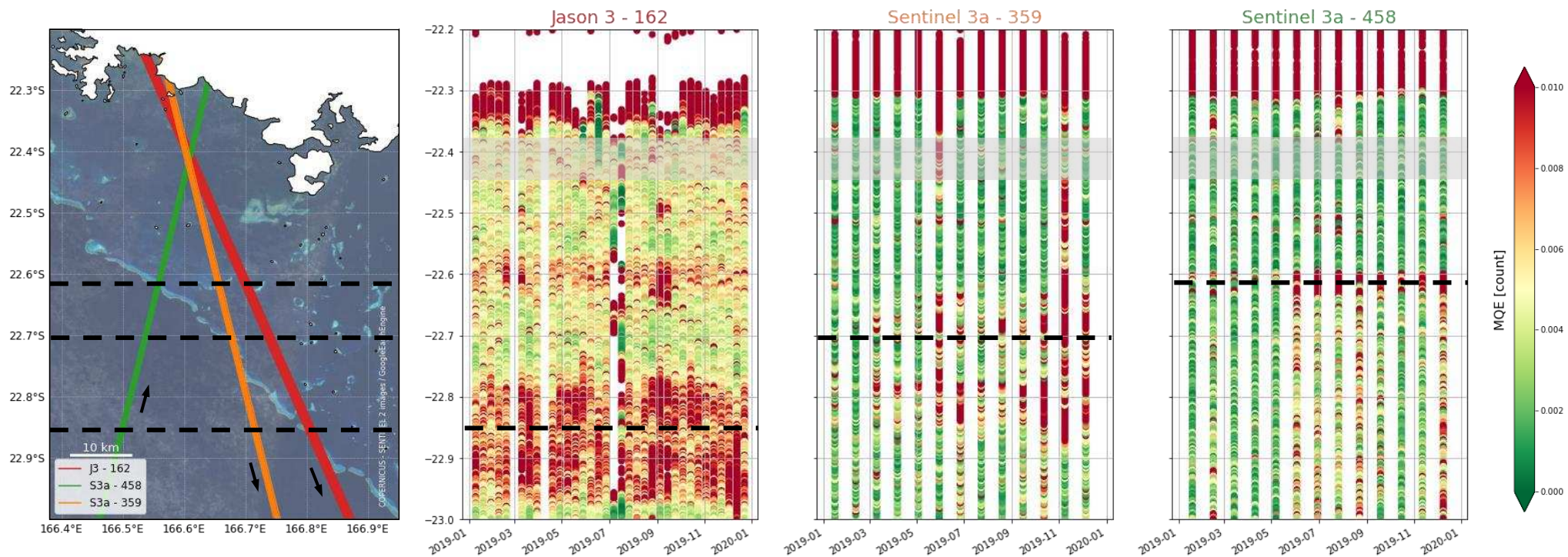


Figure 9. 1. Evolution du paramètre MQE sur l'année 2019 le long de trois traces altimétriques couvrant le lagon de Nouméa (Jason 3 #162 en rouge, Sentinel-3a #359 en orange et #458 en vert). Les zones grises représentent le croisement des trois traces, et les traits tiretés noirs localisent le passage au-dessus de la barrière de corail.

9.1.2. Evolution de la forme d'onde dans la zone de croisement

L'analyse du paramètre MQE laisse penser que l'écho des altimètres n'est pas trop affecté par la présence de la Terre dans la zone de croisement, et que le modèle Brownien permet de bien le modéliser. Pour compléter ce constat, nous avons regardé les formes d'onde des données *along track* 20 Hz de Jason et Sentinel-3a pour quelques cycles de l'année 2019.

Concernant la mission Jason, l'écho radar dans la zone peut être très variable selon les périodes, comme le montre les deux radargrammes de la Figure 9. 2. Pour le cycle 126, les paraboles dans le radargramme indiquent la présence de réflecteurs off-nadir dans la zone illuminée. La forme de parabole est liée au fait que le maximum de puissance provient d'une zone off-nadir de l'empreinte, qui se rapproche progressivement du nadir puis s'en éloigne avec le déplacement du satellite le long de sa trace. Il est cependant difficile de déterminer précisément la nature de ces réflecteurs ponctuels. On peut penser à un décalage de la trace réelle du satellite dont les observations seraient alors plus impactées par des îlots, ou encore à la présence de petites surfaces d'eau très calmes qui joueraient le rôle de miroirs, etc. Des comparaisons avec les hauteurs d'eau au moment du passage du satellite ont été faites, et aucun lien n'a pu être mis en évidence entre hauteur d'eau et radargramme.

Il est néanmoins important de noter que cette variabilité n'est pas présente dans tous les cycles (comme le cycle 135). De plus, si l'on se limite à la zone du croisement des traces altimétriques (Figure 9. 2b et figure A5. 1 disponible en annexe 5), les *waveform* semblent suivre un modèle Brownien.

Pour Sentinel-3a, les formes d'onde sont moins variables et semblent donc moins impactées par la nature de la surface observée, ce qui est caractéristique des données SAR (Figure 9. 3 et figures A5. 2 et A5. 3 en annexe). Au final, dans notre zone de comparaison, que ce soit pour les données Jason ou Sentinel, la forme de l'écho radar semble dans la plupart des cas proche de la forme de l'onde océanique, ce qui suggère que l'obtention de SSH altimétriques valides est possible.

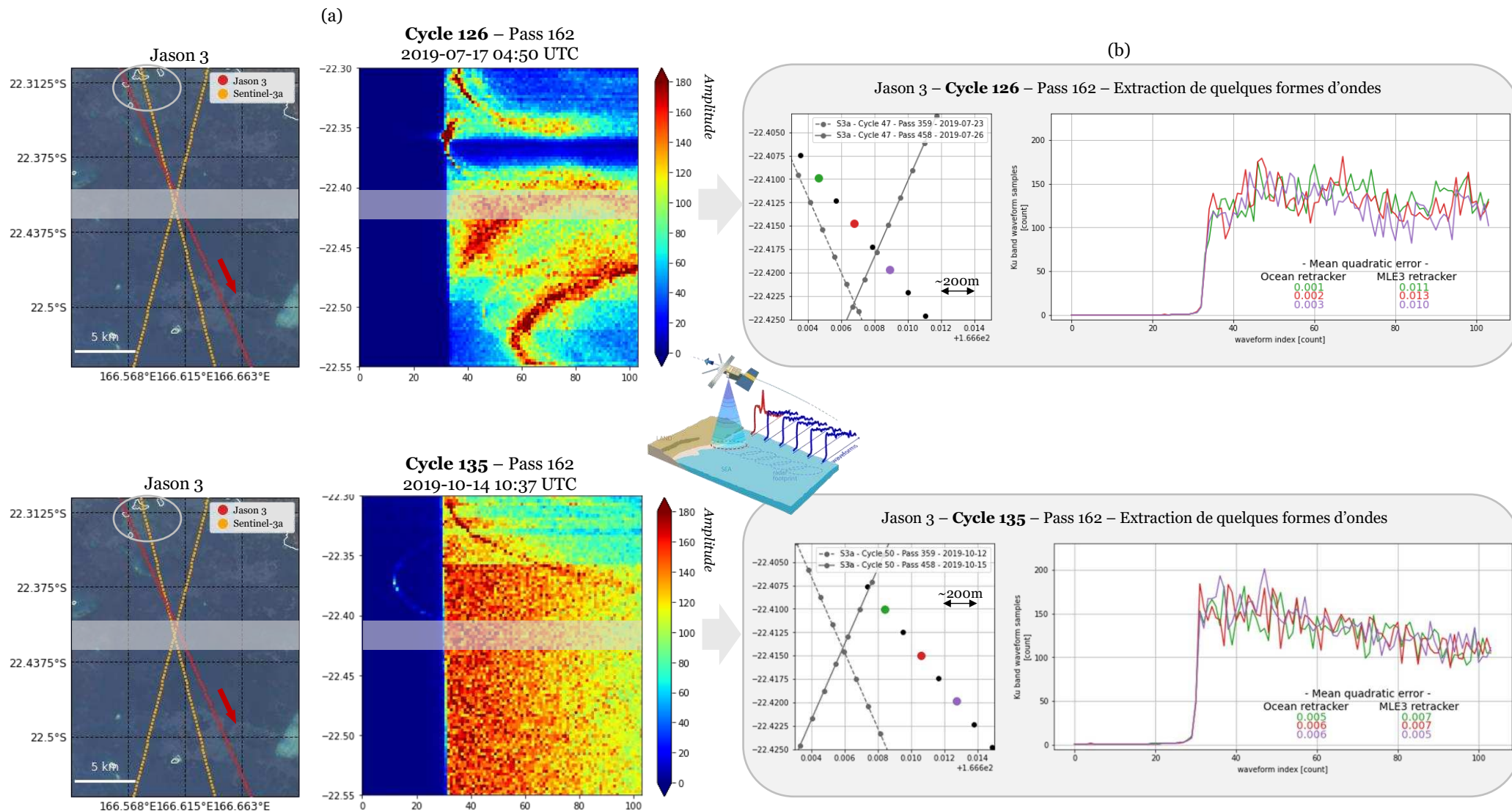


Figure 9. 2. Evolution de l'écho radar le long de la trace Jason 3 #162.
 a) Radargramme représentant la compilation des échos radar 20 Hz en fonction de la latitude pour deux cycles différents (cycle 126 et 135) de la trace Jason 3 # 162. La couleur représente l'amplitude de l'écho retour.
 b) Extraction de quelques formes d'onde dans la zone de croisement des traces altimétriques pour les deux même cycles. Ici, les couleurs permettent de localiser la forme d'onde le long de la trace.

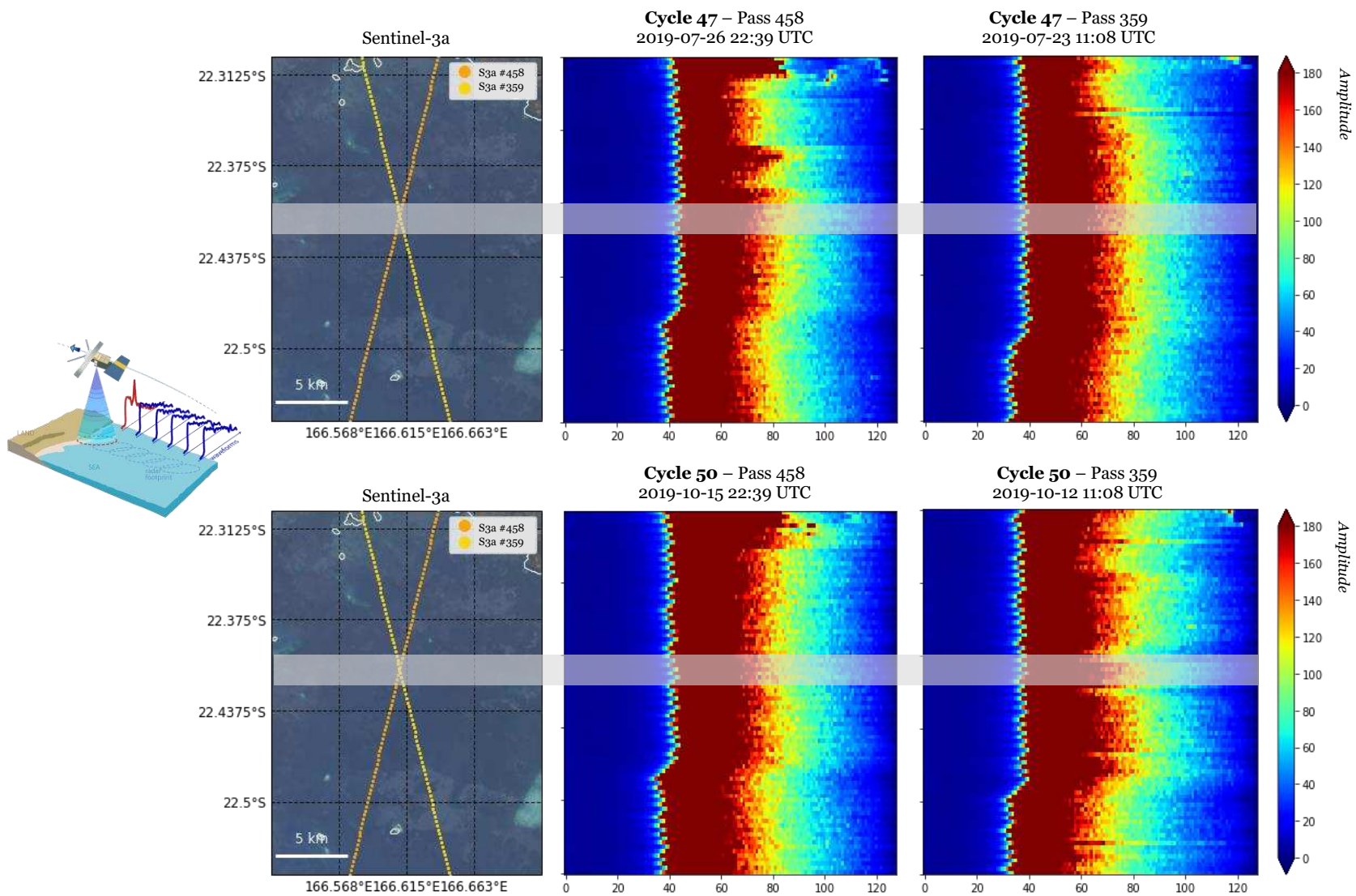


Figure 9. 3. Evolution de l'écho radar le long des deux traces Sentinel-3a #458 et #359.
Les radargrammes représentent la compilation des échos radar 20 Hz en fonction de la latitude le long des deux traces et pour deux cycles différents.

9.2. Validation des données altimétriques dans le lagon

Grace à la campagne GEOCEAN-NC, nous avons pu construire une longue série d'observations *in situ* sous le passage de nos trois traces satellites (voir Chapitre 8), qui va pouvoir être utilisée comme moyen de comparaison pour estimer la qualité des données altimétriques. Cette section vise à décrire les différentes étapes de traitement des observations altimétriques pour les rapporter au niveau du point de comparaison, avant de présenter les résultats des comparaisons avec les données *in situ*.

9.2.1. Retraitement des données altimétriques

Données altimétriques

Pour pouvoir maîtriser chacun des paramètres de correction, notre étude se base sur les données *along track* plutôt que sur des produits grillés ou issus de retraitements particuliers (comme les produits XTrack). Il existe de nombreux produits altimétriques et différentes sources, et pour garantir une certaine homogénéité des traitements, nous avons sélectionné les jeux de données les plus récents avec des formats similaires.

Pour la trace Jason #162, nous avons utilisé les données 20 Hz des GDR (*Geophysical Data Records*) délivrés par AVISO+, intégrant des orbites précises et les dernières versions des différentes corrections (Table 9. 1). Pour Sentinel-3a, nous avons utilisé les données SRAL *marine* qui couvrent l'ensemble du lagon, à la différence des produits *land* dont les mesures s'arrêtent au-delà d'une distance de 30 km de la côte. Ces données sont disponibles sur le portail EUMETSAT (Table 9. 1). Les données de la période 2016/2019 sont issues d'un retraitement utilisant les normes actualisées de la Baseline Collection 004, normes également appliquées pour les traitements après 2019.

Table 9. 1. Données altimétriques utilisées dans l'étude et sources des différents produits.

Mission	Jason			Sentinel-3a	
	Jason 1	Jason 2	Jason 3		
Cycles	0-259	0-303	0 - 177	2-52	53-70
Products	GDR-E	GDR-D	GDR-T (0-21) GDR-D (22-177)	SR_2_WAT Baseline Collection 004	
				Reprocessed BP 2.61	Non-reprocessed BP 2.61/2.68
Source	AVISO+ FTP : https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html			EUMETSAT portals CODA : https://codam.eumetsat.int/#/home CODA REP : https://codarep.eumetsat.int/#/home	

Formulation de la SSH altimétrique

Comme détaillé dans la section 2.3.3 de la Partie I, le *range* (R) doit être corrigé des erreurs instrumentales (R'), des biais liés à l'état de mer (ΔR_{ssb}) et des retards de propagation dans l'atmosphère (ΔR_{iono} et ΔR_{tropo}), afin d'obtenir la SSH altimétrique (SSH_{alt}).

In fine, l'objectif est de comparer cette SSH_{alt} aux observations du marégraphe qui, elles, intègrent la marée océanique et les variations liées aux changements de dynamique atmosphérique. Pour avoir des grandeurs comparables, il est donc nécessaire d'intégrer des corrections géophysiques aux données altimétriques (ΔR_{geo}) : cela compense les effets de la surcharge océanique, de la marée terrestre et de la marée polaire.

Les satellites altimétriques ne repassent pas exactement sur la même trace à chaque passage : il faut donc également de prendre en compte un gradient de géoïde entre le point de comparaison et le point réel de la mesure du satellite ($\Delta R_{geoïde}$).

Au final, notre SSH altimétrique peut s'exprimer par :

$$SSH_{alt} = H - R' - \Delta R_{iono} - \Delta R_{tropo} - \Delta R_{ssb} - \Delta R_{geo} + \Delta R_{geoïde} \quad (18)$$

Edition des paramètres de correction

En plus de la contamination des mesures de *range*, l'une des limites de l'altimétrie côtière est la qualité des corrections atmosphériques et géophysiques utilisées. L'avantage d'utiliser des produits *along track* est de pouvoir sélectionner les corrections à appliquer, ou remplacer celles fournies par des données externes.

Dans notre étude, nous avons sélectionné les données de *range* 20 Hz des GDR, qui intègrent diverses corrections instrumentales (R'). Nous avons aussi utilisé les corrections géophysiques (ΔR_{geo} , i.e. la correction de la surcharge océanique, de la marée terrestre et de la marée polaire) et la correction SSB (ΔR_{SSB}) 1 Hz des fichiers GDR, que nous avons interpolé linéairement sur les mesures 20 Hz.

Les autres paramètres de correction ont fait l'objet de retraitement spécifiques, détaillés dans les sections suivantes.

► Ionosphère (ΔR_{iono})

L'onde radar est ralentie par son passage dans l'atmosphère, notamment lors de la traversée de l'ionosphère dont le contenu en électron perturbe le signal électromagnétique (voir Partie I – section 2.3.3 pour plus de détails). Les corrections fournies dans les GDR se basent sur la différence de deux signaux émis par le satellite avec des fréquences distinctes. Cependant cette différence est très bruitée, et pour avoir une correction pertinente sans dégrader les observations altimétriques, un moyen est de lisser les données sur une distance de 150 km (Imel 1994).

En se basant sur ce constat, et en suivant les méthodes développées sur d'autres sites de cal/val (e.g. Watson et al. 2011), nous avons choisi d'utiliser le retard ionosphérique moyen calculé sur tous les points situés entre -23.85° et -22.5° , ce qui correspond environ à la distance recommandée de 150 km. Du point de vue spatial, cette zone couvre une partie du lagon, la barrière de corail et le plein océan.

► Troposphère (ΔR_{tropo})

La troposphère interfère également avec le signal radar, induisant un ralentissement de l'onde et donc un retard, qui est décomposé en une partie sèche et une partie humide (voir Partie I – section 2.3.3 pour plus de détails). Environ 90% du retard troposphérique est causé par la composante hydrostatique (i.e. sèche), mais elle peut être estimée grâce à des modèles basés sur la pression atmosphérique au niveau de la mer (Chelton et al. 2001). Dans notre étude, nous avons donc utilisé cette correction troposphérique hydrostatique 1 Hz fournie par les GDR, et interpolée linéairement aux points des mesures 20 Hz.

L'un des défis de l'altimétrie côtière est la correction du retard troposphérique humide. Il est lié au contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère et est très variable dans le temps et dans l'espace, notamment à l'interface terre/océan. Les radiomètres embarqués sur les satellites permettent d'estimer ces variations de vapeur d'eau au moment de la mesure. Mais du fait de leur grande empreinte au sol, ils sont souvent perturbés par la présence de la Terre bien avant les données de l'altimètre. Dans le lagon, l'effet de la contamination côtière sur les données du radiomètre est visible à l'approche de l'île principale (Figure 9. 4). Cependant, cette correction semble être exploitable dans notre zone de comparaison pour les missions Jason et Sentinel-3a (zone rouge, Figure 9. 4).

Pour tester cette hypothèse, nous avons comparé la correction fournie par le radiomètre avec deux jeux de données : (1) la correction troposphérique humide issue du modèle ECMWF et (2) la correction troposphérique humide calculée à partir des stations GNSS permanentes de Nouméa. Pour ce dernier point, nous avons utilisé le retard troposphérique total extrait des traitements GINS PPP pour les stations NRMD et NOUM (points gris sur les cartes de la Figure

9. 5). Les corrections troposphériques estimées toutes les 2 heures sont interpolées aux temps de passage du satellite. La partie sèche issue des données GDR est ensuite soustraite pour finalement obtenir la composante humide de la correction troposphérique. Comme les stations GNSS sont en altitude, une correction supplémentaire a été appliquée pour tenir compte de la différence de pression avec le point de comparaison qui est au niveau de la mer. Pour cela, nous avons utilisé les équations de Saastamoinen (1972) selon la méthode décrite par Kouba (2008).

Pour comprendre l'objectif de notre comparaison, la Figure 9. 5 montre le retard troposphérique humide calculé à partir du radiomètre, du modèle ECMWF et des enregistrements GNSS, le long de nos trois traces Jason et Sentinel et pour 3 cycles aléatoires. Si on se focalise sur notre zone d'étude (en gris sur ces figures), on peut voir que les trois solutions peuvent être très variables selon les cycles et peuvent jouer au niveau centimétrique sur l'estimation finale de la SSH altimétrique. Lors de la comparaison avec les données *in situ*, nous allons pouvoir analyser plus particulièrement l'impact de ces différentes solutions sur le résultat final.

► Géoïde

Pour déterminer de façon homogène la SSH altimétrique, il est nécessaire de tenir compte de la pente de géoïde entre le point de comparaison et la position effective de la mesure altimétrique lors du passage. Grâce aux données de la nappe CalNaGeo, nous avons démontré que le modèle de géoïde XGM 2019e semble être le plus pertinent pour estimer les gradients de géoïde dans notre zone d'étude (voir section 8.2.4 pour plus de détails). Nous avons donc déterminé et appliqué ce gradient de géoïde à chaque passage.

Bilan des paramètres de correction utilisés

Les différents paramètres de correction utilisés pour traiter nos observations altimétriques sont détaillés dans la Table 9. 2.

Table 9. 2. Corrections utilisées dans cette étude pour dériver la SSH altimétrique au point de comparaison.

Correction		Jason / Sentinel-3a
Ionosphère (ΔR_{iono})		Retard ionosphérique moyen du GDR entre $[-23.85^\circ ; -22.5^\circ]$
Troposphère (ΔR_{tripo})	Sèche	Correction du GDR interpolée linéairement aux mesures 20 Hz
	Humide	Radiomètre / ECMWF model / GNSS Corrections interpolées linéairement aux mesures 20 Hz
SSB (ΔR_{SSB})		Correction du GDR interpolée linéairement aux mesures 20 Hz
Géophysique ($\Delta R_{géo}$)	Surcharge océanique	
	Marée terrestre	
	Marée polaire	
Gradient de géoïde ($\Delta R_{géoïde}$)		Modèle de champ de gravité XGM 2019e (Zingerle et al. 2020)

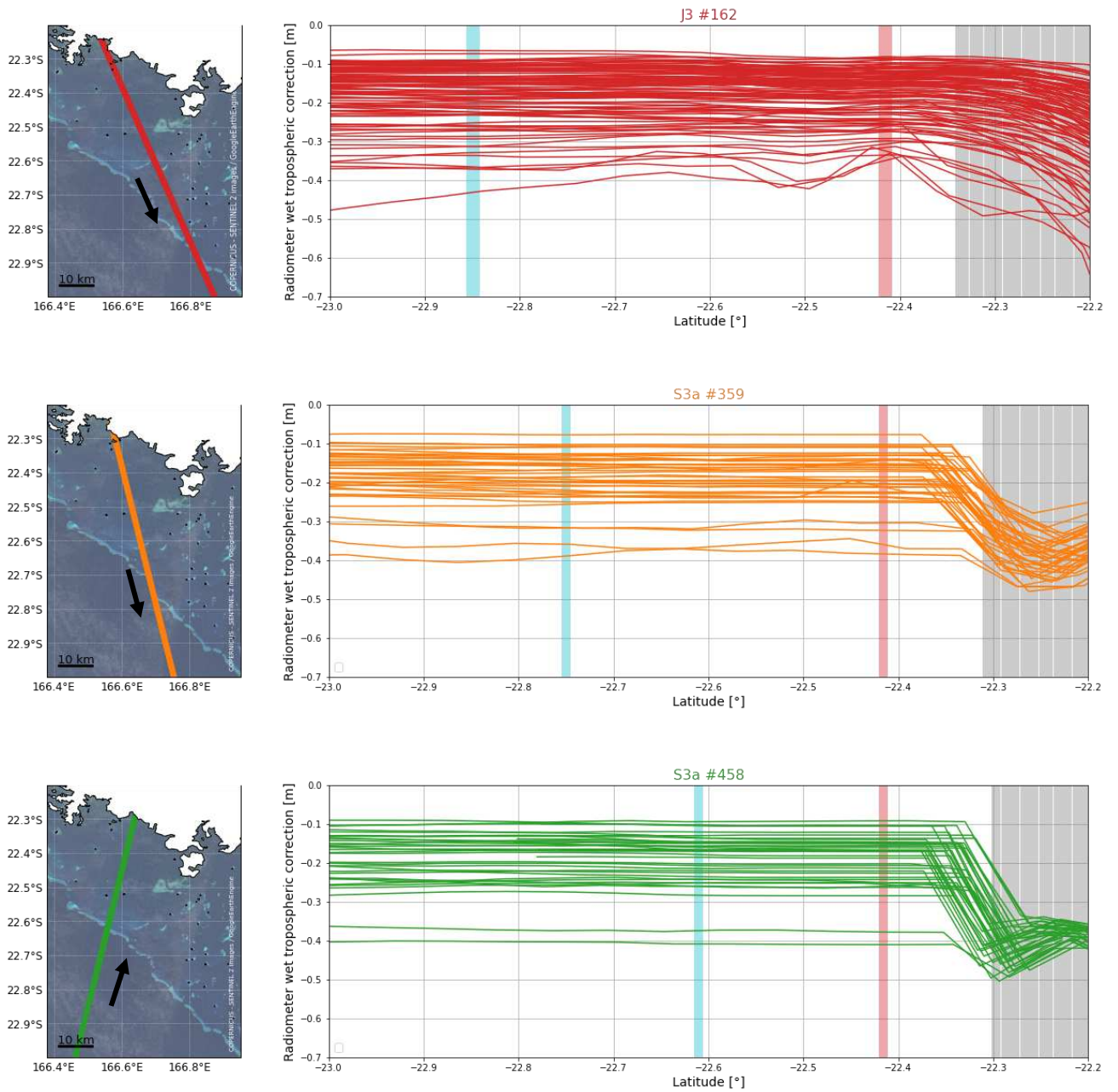


Figure 9. 4. Evolution de la correction du radiomètre le long des 3 traces altimétriques utilisées dans notre étude (Jason #162, Sentinel-3a # 359 et 458). La zone gris clair indique la position de l'île principale, le rouge représente le point de comparaison et la zone bleue correspond au survol de la barrière de corail.

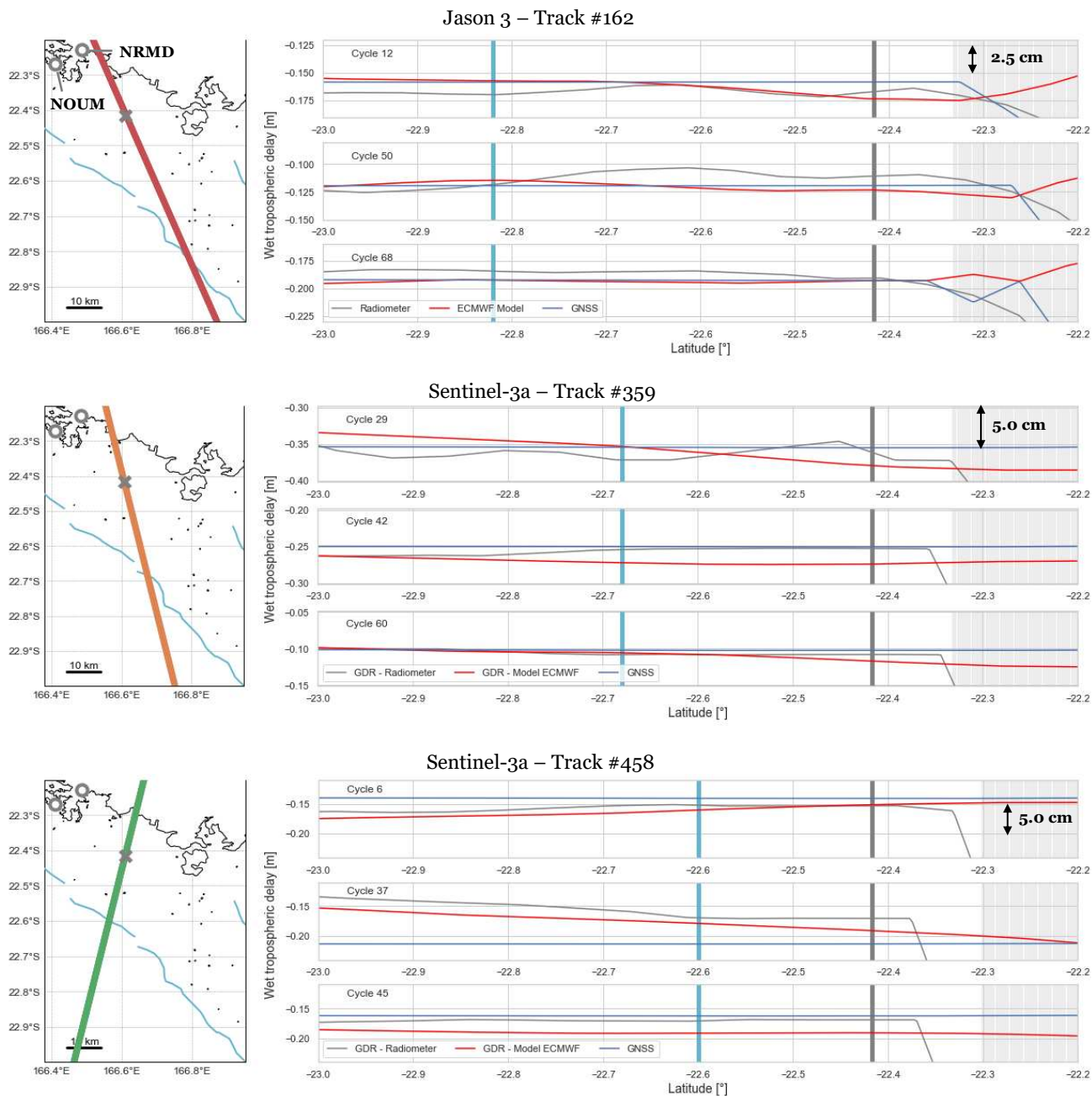


Figure 9. 5. Evolution du retard troposphérique humide le long des 3 traces altimétriques utilisées dans notre étude (Jason #162, Sentinel-3a # 359 et 458), pour 3 cycles aléatoirement sélectionnés. La correction du radiomètre est en gris, celle du modèle ECMWF en rouge et celle issue des stations GNSS est en bleu. La zone gris clair indique la position de l'île principale, le gris foncé représente le point de comparaison et la zone bleue correspond au survol de la barrière de corail. Sur les cartes, la croix grise représente le point de comparaison et les cercles gris la localisation des stations GNSS permanentes.

9.2.2. Comparaison avec les données *in situ*

Formulation du biais altimétrique

La méthodologie de détermination du biais altimétrique absolu ($Bias_{alt}$) consiste à comparer les observations du satellite (SSH_{alt}) avec les mesures *in situ* au moment du passage ($SSH_{in-situ}$) (P. Bonnefond et al. 2011):

$$Bias_{alt} = SSH_{alt} - SSH_{in-situ} \quad (19)$$

Les sections précédentes ont décrit les méthodes permettant d'aboutir à la SSH_{alt} (chapitre 9.2.1) et à la $SSH_{in-situ}$ (chapitre 8.3). Une série de biais altimétriques est ensuite calculée en soustrayant la $SSH_{in-situ}$ aux SSH_{alt} à 20 Hz. L'ensemble des points situés à ± 1 km (± 0.08 s) du point de comparaison sont moyennés, ce qui correspond à environ 7 points pour chaque passage. Grâce à cette méthode, on obtient un indicateur de dispersion du biais altimétrique : cela nous permet de rejeter les cycles où l'écart-type sur le biais moyen est supérieur à 10 cm. De même, afin d'intégrer un indicateur de la qualité des observations altimétriques, les cycles où la valeur moyenne du paramètre MQE dépasse 0.01 ne sont pas considérés.

Impact des corrections du radiomètre

Afin de déterminer la solution la plus appropriée pour corriger le retard troposphérique humide, nous avons calculé le biais altimétrique pour les données Jason 3 et Sentinel-3a sur la période [2016-2020] en fixant tous les autres paramètres et en faisant varier la correction troposphérique humide.

La Figure 9. 6 représente le biais altimétrique moyen au point de comparaison en utilisant le radiomètre (noir), le modèle ECMWF (gris) et la correction basée sur le GNSS (violet). Au final, aucune des trois corrections n'améliore significativement la dispersion des résultats. Cependant, pour les trois traces, les corrections du radiomètre sont plus en accord avec les corrections issues du GNSS qu'avec la correction basée sur le modèle (différences moyennes avec la solution issue du GNSS de respectivement -2/+3/+7 mm pour les traces #162/#359/#458).

Ces résultats confirment que les dernières améliorations des corrections du radiomètre, maintenant incluses dans les produits GDR, peuvent être utilisées pour dériver un biais altimétrique cohérent à notre point de comparaison. Un constat similaire a été fait par Bonnefond et al. (2019) sur le site de cal/val en Corse pour les missions Jason. Pour Jason et Sentinel, le modèle ECMWF semble sous-estimer le retard troposphérique humide, ce qui

entraîne la détermination d'une SSH_{alt} plus grande et donc un biais altimétrique plus grand. Comme les données GNSS ne sont pas disponibles pour l'ensemble des cycles, nous avons choisi d'utiliser la correction troposphérique humide du radiomètre pour la suite des analyses.

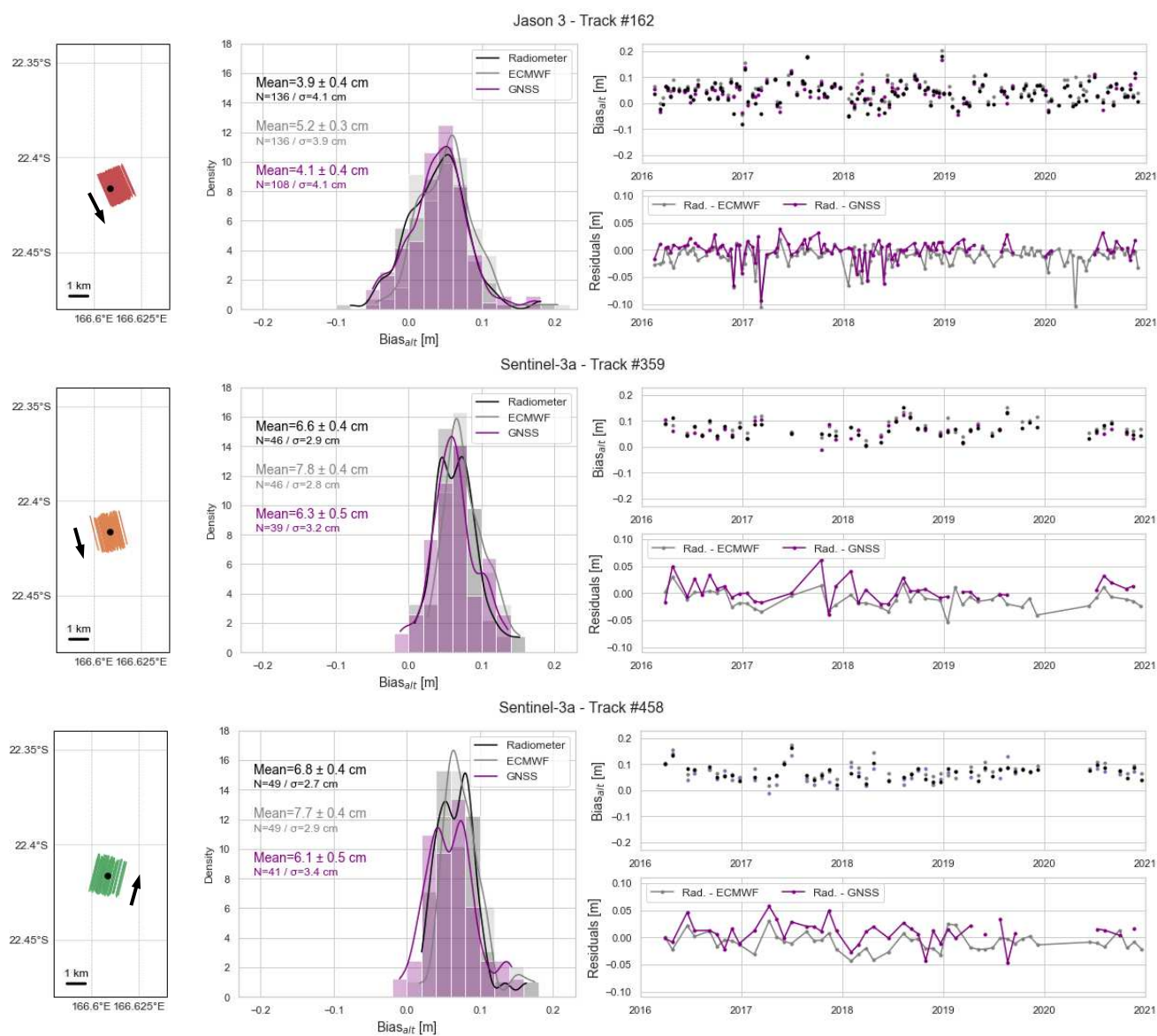


Figure 9. 6. Biais autour du point de comparaison pour les trois traces altimétriques étudiées, en fonction de différents modèles de retard troposphérique humide. Les carte à gauche permettent de visualiser l'étendue spatiale des données altimétriques considérées. Le panneau central montre la distribution des biais en fonction du retard troposphérique du radiomètre (noir), du modèle ECMWF (gris) et du GNSS (violet). La série temporelle des biais est représentée en haut à droite, et les différences par rapport à la solution utilisant le radiomètre sont exprimées dans la fenêtre en bas à droite.

Impact des données in situ

Pour tester notre méthodologie de détermination de la $SSH_{in-situ}$ au point de comparaison (section 8.3), nous avons confronté le biais moyen estimé avec les données du capteur de pression 2019x avec celui calculé grâce au marégraphe de Nouméa sur leur période commune d'observation (Octobre 2019 – Novembre 2020).

La Figure 9. 7 montre l'évolution du biais altimétrique pour les traces Jason et Sentinel selon les données *in situ* considérées. Pour les 3 traces, la différence entre les biais moyens est de l'ordre de quelques millimètres (respectivement 0/+3/-1 mm pour les traces #162/#359/#458). Malgré ces faibles écarts, on peut remarquer des variations centimétriques dans les séries temporelles des différences (panneaux en bas à droite, courbe bleue).

Cette variabilité peut en partie s'expliquer par les différences de dynamiques entre le marégraphe et le capteur de pression qui ne sont pas complètement reproduites. Bien qu'il soit important de tenir compte de cet effet pour des comparaisons long terme, on peut tout de même poser l'hypothèse que l'utilisation de la série du marégraphe n'impacte pas l'estimation du biais altimétrique moyen. Notre méthode de recalage des données semble être cohérente et pertinente pour estimer les biais altimétriques.

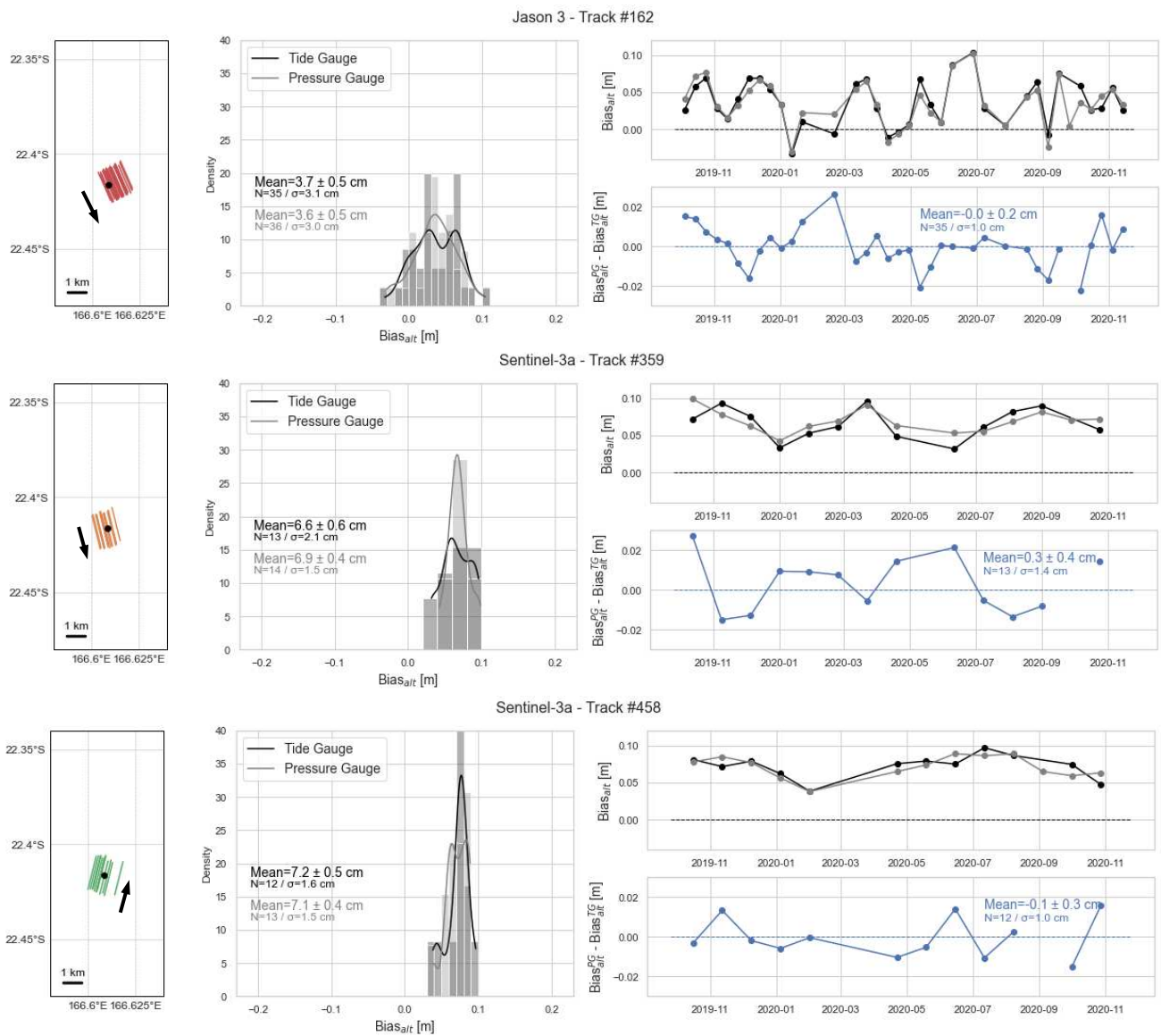


Figure 9. 7. Biais autour du point de comparaison pour les trois traces altimétriques étudiées, en fonction du jeu de données in situ considéré. Les cartes à gauche permettent de visualiser l'étendue spatiale des observations altimétriques moyennées. Le panneau central montre la distribution des biais avec l'utilisation des données du marégraphe (noir) et des données du capteur de pression (gris). La série temporelle des biais est représentée en haut à droite, et les différences par rapport à la solution du capteur de pression sont exprimées dans la fenêtre en bas à droite.

Comparaison multi-mission

Depuis Février 2016, la mission Sentinel-3a mesure le niveau de la mer conjointement à Jason 3. L'un des principaux intérêts de notre zone d'étude est le croisement de deux traces Sentinel-3a avec celle de Jason 3, ce qui nous permet de comparer directement les biais altimétriques de ces deux différentes missions.

La Figure 9. 8 montre les biais moyens absolus calculés pour Jason 3 ($+39.4 \pm 3.6$ mm) et Sentinel-3a #359 ($+66.4 \pm 3.8$ mm) et #458 ($+66.6 \pm 3.7$ mm) entre 2016 et 2020 à notre point de comparaison. Si on compare à d'autres sites de calibration, ces biais absolus sont plus grands d'environ 46-47 mm aussi bien pour Jason 3 que pour Sentinel (Table 9. 3). On peut aussi constater que les biais estimés pour les deux traces Sentinel s'accordent au niveau millimétrique. De plus, on trouve un biais $[Bias_{alt}^{S3a} - Bias_{alt}^{J3}]$ égal à 27 mm, ce qui est comparable aux biais intermissions déterminés sur le site de Corse (+ 24 mm) et à Bass-Strait (+30 mm).

Plutôt que des problèmes dans le traitement des données altimétriques, ces résultats suggèrent qu'il pourrait subsister des erreurs de rattachement absolu et donc de détermination de la $SSH_{in-situ}$. Dans notre étude, le référencement du capteur de pression se base sur les observations de la bouée GNSS et de nombreux facteurs peuvent influencer ces résultats au niveau centimétrique. On peut notamment citer le choix des paramètres de traitement GNSS, les imprécisions liées aux changements de systèmes de référence, ou encore l'effet de la tension de l'amarre sur la flottabilité de la bouée, comme cela a déjà été démontré sur le site de Bass Strait (Zhou et al. 2020). Concernant les mesures du capteur de pression, l'utilisation de pressions atmosphériques erronées ou la non correction d'une tendance peut aussi impacter la détermination de la $SSH_{in-situ}$. Enfin, bien que nous ayons montré que notre méthode de recalage des données du marégraphe semblait être cohérente, la non prise en compte de certains processus dynamiques entre le marégraphe et le point de comparaison peut amener des imprécisions. Pour consolider notre référentiel vertical, de nouvelles sessions d'observations géodésiques pourraient être menées afin de réduire les incertitudes sur la détermination de la $SSH_{in-situ}$ et mieux contraindre nos biais altimétriques moyens.

Comparaison long terme

Grâce aux données du marégraphe de Nouméa, nous avons pu étendre le calcul des biais altimétriques pour les trois missions Jason entre 2002 et 2020. La Figure 9. 9a présente la série temporelle des biais absolus, qui sont en moyenne de $+39 \pm 3.6$ mm pour Jason 1, $+68 \pm 13.0$ mm pour Jason 2 et $+93 \pm 2.6$ mm pour Jason 3. Ces biais sont supérieurs aux biais altimétriques déterminés sur d'autres sites de cal/val (Table 9. 3). En comparant avec les sites

de Corse et de Bass-Strait, qui sont très en accord, nos résultats montrent une différence moyenne d'environ +49 mm (Jason 1), +51 mm (Jason 2) et +46 mm (Jason 3).

Les satellites Jason se sont succédés sur la même orbite et des périodes de vol en tandem ont permis une calibration croisée de leurs observations. L'analyse de ces phases de tandem nous donne un biais $[Bias_{alt}^{J2} - Bias_{alt}^{J1}]$ d'environ $+7.4 \pm 10.6$ mm et de -35.3 ± 12.3 mm pour $[Bias_{alt}^{J3} - Bias_{alt}^{J2}]$. Cependant, au moment de la phase de tandem, le biais de Jason 1 est inférieur à la moyenne sur l'ensemble de la mission, ce qui pourrait conduire à une détermination erronée des biais intermissions. En considérant les biais absolus estimés sur l'ensemble de la série temporelle, les biais intermissions sont alors de -25 mm pour J2/J1 et de -29 mm pour J3/J2. Ces résultats coïncident avec les biais intermissions déterminés sur les sites de Corse (respectivement -27 et -23 mm) et de Bass-Strait (respectivement -27 et -26 mm).

Au final, que ce soit pour Jason ou pour Sentinel, les différences moyennes absolues entre les observations altimétriques et les données *in situ* sont inférieures à 10 cm. Ces résultats sont très encourageants et montrent l'intérêt de ce site pour poursuivre des activités de cal/val. Comme discuté précédemment, un rattachement plus robuste des données *in situ* pourrait conduire à la détermination de biais mieux contraints.

Tendance et mouvements verticaux

Au premier ordre, les différences entre les variations du niveau marin vues par l'altimétrie et celles vues par le marégraphe peuvent s'interpréter comme liées à des mouvements du sol (Wöppelmann and Marcos 2016a). Cette différence $[SSH_{alti} - SSH_{in-situ}]$ correspond à la définition même du biais altimétrique (voir Equation 19). Pour tenter de résoudre les incohérences mises en évidence par Aucan et al. (2017) (voir section 8.1), nous avons donc analysé les tendances linéaires estimées sur nos séries de biais altimétriques pour les comparer avec les mouvements verticaux des stations GNSS à proximité.

Si on considère la comparaison intermission sur la période [2016-2020] (Figure 9. 8), les données semblent montrer une tendance linéaire négative (entre -0.3 et -1.4 mm/an) sur la période [2016-2020] avec un écart type d'environ 2.6 mm/an. Avec des données tous les 10 jours pour Jason 3 et tous les 27 jours pour Sentinel-3a, et une période d'observation de 5 ans, il est difficile de déduire des tendances fiables des séries de biais altimétriques. A titre indicatif, la station GNSS permanente NBTG, colocalisée avec le marégraphe de Numbo, indique une tendance de -0.99 ± 1.38 mm/y sur la période [2015/05 – 2019/12] (solution NGL14 distribuée sur le site de SONEL, Blewitt et al. 2016). Ces deux tendances semblent être cohérentes, mais

elles nécessitent néanmoins d'être confirmées sur de plus longues périodes d'observation, en croisant les données de plusieurs stations GNSS et de différents traitements.

Si on se focalise à présent sur l'ensemble des observations Jason (Figure 9. 9a), on estime des tendances de -4.26 ± 1.28 mm/an pour Jason 1, -0.37 ± 1.27 mm/an pour Jason 2 et -0.30 ± 2.25 mm/an pour Jason 3. Ces tendances diffèrent de celles déterminées dans l'étude de Aucan et al. (2017), où la différence entre le marégraphe et les données altimétriques montre une tendance de $+4.14 \pm 4.1$ mm/an pour Jason 1 et $+1.89 \pm 3.52$ mm/an sur la période de Jason 2 (seulement jusqu'à 2014).

Afin de créer une série temporelle de biais la plus longue possible, nous avons appliqué nos biais intermissions (i.e. -25 mm pour J2/J1 et -29mm pour J3/J2) pour réaligner les jeux de données sur Jason 2 (Figure 9. 9d). Sur l'ensemble de la période Jason (2002-2020), on estime donc une tendance linéaire de -0.15 ± 0.34 mm/an. Il est important de noter que la détermination de cette tendance est sensible aux biais intermissions appliqués, et l'utilisation de méthodes plus avancées (par exemple, des méthodes de *bootstrapping*) pourrait permettre d'aboutir à une estimation des erreurs plus réaliste. Le prolongement de la comparaison avec les données TOPEX pourrait également permettre d'accéder à une série plus longue. Cela étant, à la différence de Aucan et al. (2017), nos résultats ne mettent pas en avant un effet de soulèvement à Nouméa.

Dans leur analyse des mouvements verticaux dans le sud-ouest et le centre du Pacifique, Ballu et al. (2019) estiment une subsidence moyenne de -1.3 ± 0.3 mm/an dans la région de Nouméa à partir de stations GNSS permanentes, ce qui diffère légèrement de nos observations. Cependant, cette étude montre aussi que l'estimation des mouvements verticaux par GNSS peut être très sensible à l'intégration (ou non) d'une discontinuité dans les observations. Dans le cas de Nouméa, cette question reste encore ouverte...

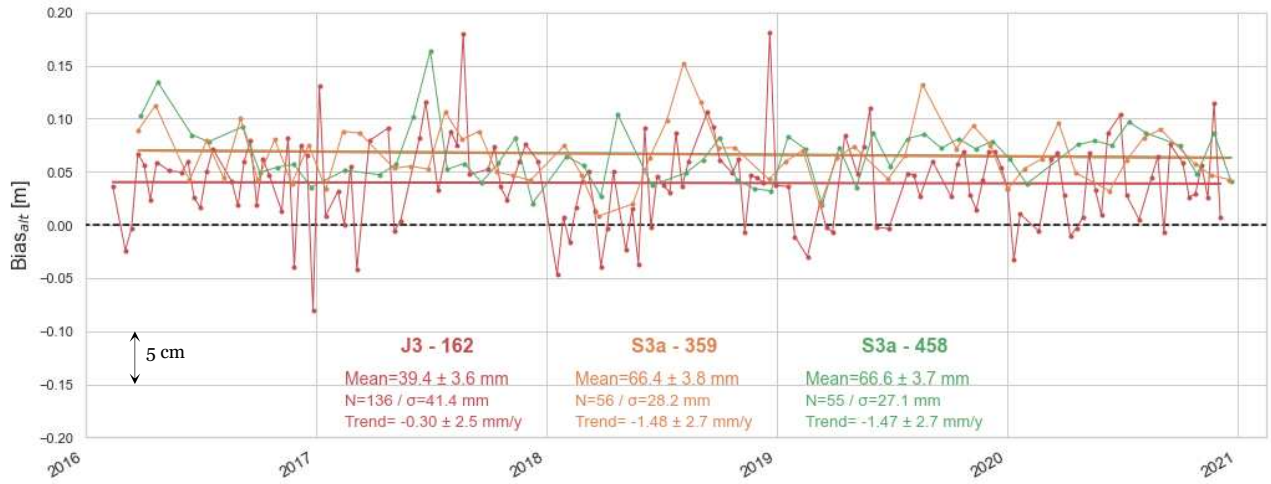


Figure 9. 8. Evolution du biais altimétrique au point de comparaison pour les traces Jason 3 #162 (rouge) et Sentinel-3a #359 (orange) et #458 (vert) durant leur période commune de vol.

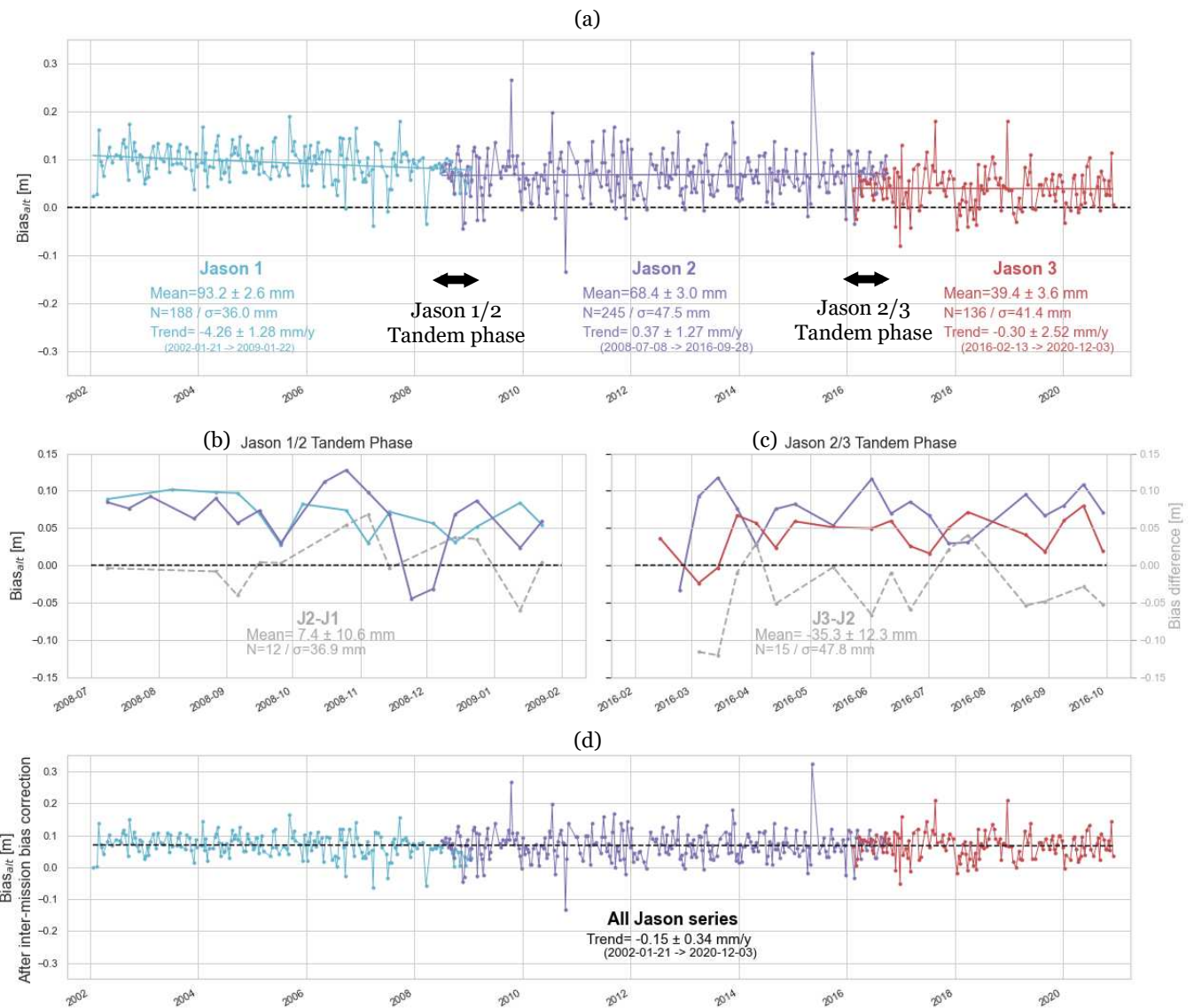


Figure 9. 9. Evolution du biais altimétrique au point de comparaison pour la trace 162 des missions Jason 1 (bleu), Jason 2 (violet) et Jason 3 #162 (rouge). Les deux panneaux centraux se concentrent sur les phases tandem de Jason 1/2 (b) et Jason 2/3 (c). La courbe grise représente la différence de biais altimétrique durant ces phases de tandem. Le panneau inférieur (d) représente la série de biais altimétrique pour les trois missions après application des biais intermissions (-25 mm pour J2/J1 et -29mm pour J3/J2). Le choix a été fait de recalculer les missions sur la référence de Jason 2.

Table 9. 3. Biais altimétrique moyens et biais intermissions déterminés dans cette étude et sur différents sites de cal/val, pour les missions Jason 1/2/3 et Sentinel-3a (résultats extraits des dernières présentations de l'OSTST, 20–22 Octobre, 2020)

		Jason 1	Jason 2	Jason 3	Sentinel-3a	
Harvest	<i>Products</i>	GDR-E	GDR-D	GDR-D	-	
	<i>Cycles</i>	-	-	-	-	
	<i>Bias</i>	+6 ± 2 mm	+5 ± 2 mm	-12 ± 3 mm	-	
Corsica	<i>Products</i>	GDR-E	GDR - D	GDR-T	NTC, BC 4	
	<i>Cycles</i>	1 - 259	1 - 305	1 - 165	3 - 60	
	<i>Bias</i>	+43 ± 3 mm	+16 ± 2 mm	-7 ± 3 mm	+17 ± 4 mm	
Bass Strait	<i>Products</i>	GDR-E	GDR-D	GDR-D	NTC, BC 4	
	<i>Cycles</i>	1 - 259	1 - 298	1 - 166	3 - 62	
	<i>Bias</i>	+45.6 ± 2.2 mm	+18.8 ± 2.1 mm	-6.7 ± 2.3 mm	+24.4 ± 2.0 mm	
Intermission bias		-	- 27 mm	- 24 mm	+ 31 mm	-
Noumea	<i>Products</i>	GDR-E	GDR-D	GDR-T / GDR-D	NTC, BC 4	
	<i>Cycles</i>	0-259	0-303	0 - 177	2-70	
	<i>Bias</i>	+93.2 ± 2.6 mm	+68.4 ± 3.0 mm	+39.4 ± 3.6 mm	+ 66.5 ± 3.7 mm	
Intermission bias		-	- 25 mm	- 29 mm	+ 27 mm	-

9.3. Les données altimétriques dans le Lagon de Nouméa

Grâce à la campagne GEOCEAN-NC, nous avons pu accéder à des données *in situ* du niveau de la mer au croisement de 3 traces satellites. Cette configuration particulière nous a permis de comparer la qualité des données altimétriques des missions Jason et Sentinel-3a à l'approche de la côte, en se basant sur la méthodologie des sites de calibration/validation. L'intérêt de cette zone d'étude a été confirmée par l'analyse des formes d'ondes le long de la trace, qui présentent une forte variabilité au passage de la barrière de corail mais qui semblent être utilisables au point de comparaison.

L'avantage d'utiliser des produits *along track* est de pouvoir adapter les corrections altimétriques et d'intégrer nos propres corrections. Dans notre cas, nous avons principalement utilisé les données fournies par les GDR, en y ajoutant les gradients de géoïde du modèle XGM2019, validés grâce aux mesures de la nappe CalNaGeo. Nous avons également testé différentes corrections du retard troposphérique humide, qui est un paramètre déterminant en zone littorale. Les résultats ont montré que, dans notre zone, les données du radiomètre sont plus en adéquation avec les informations GNSS qu'avec le modèle ECMWF, ce qui confirme qu'elles peuvent être utilisées pour dériver des SSH altimétriques fiables.

Une comparaison avec le capteur de pression durant l'année 2019-2020 a également montré que l'utilisation des données du marégraphe de Nouméa n'impactait pas significativement l'estimation du biais altimétrique moyen. Cela confirme que notre méthode de détermination de la $SSH_{in-situ}$ est pertinente.

Aussi bien pour Jason que pour Sentinel, les différences moyennes absolues entre les observations altimétriques et nos données *in situ* sont inférieures à 10 cm. Nos biais intermissions sont également très cohérents avec ceux estimés sur les sites de cal/val dédiés (Watson et al. 2011; Bonnefond et al. 2019). Des mesures géodésiques complémentaires, plus longues et directement ciblées sur cette zone d'intérêt, pourrait permettre de consolider nos référentiels verticaux et de mieux contraindre l'estimation des biais absolus.

Du point de vue des mouvements verticaux, les tendances calculées sur nos différences [*altimétrie – marégraphe*] ne permettent pas de conclure à un soulèvement comme ont pu le montrer Aucan et al. (2017). Cela se rapproche plus des mouvements verticaux estimés par les stations GNSS dans la zone, bien que l'impact de l'intégration des discontinuités reste encore un sujet à éclaircir (Ballu et al. 2019).

Ainsi, bien qu'il persiste des incohérences et des pistes d'amélioration, le lagon de Nouméa représente une réelle opportunité pour établir un bon site de cal/val absolu et de mieux comprendre les données altimétriques actuelles et futures.

Conclusion

Dans un contexte de changement climatique global, la question de l'évolution du niveau marin en zone côtière est centrale. Pouvoir continuer d'habiter près des côtes et profiter de la richesse des ressources littorales nécessite de comprendre et anticiper les changements à venir, afin de mettre en place les mesures de protection et d'adaptation nécessaires.

De la simple échelle graduée aux marégraphes électroniques, les systèmes de mesure du niveau de la mer ont connu de nombreuses évolutions. L'apparition des satellites altimétriques a bouleversé notre vision des océans, en nous permettant de l'observer de manière globale et de suivre des processus à plus large échelle. Aujourd'hui, le défi est de réussir à exploiter et croiser l'ensemble de ces informations pour mieux comprendre la dynamique des zones côtières. Relier ces différentes sources d'observations, *in situ* et satellites, impose de disposer de cartographies spatiales fines à l'approche de la côte. Ces cartographies du niveau marin côtier nous permettront aussi d'améliorer les connaissances et la modélisation des processus hydrodynamiques locaux, et de préparer l'arrivée des mesures altimétriques large fauchée. La démocratisation et l'évolution rapide des techniques de positionnement GNSS permet aujourd'hui d'imaginer des instruments fiables et bon marché capables de cartographier le niveau de la mer, comblant ainsi le manque d'informations entre la côte et le passage du satellite.

Dans le cadre de ma thèse, j'ai étudié deux de ces nouveaux instruments : la nappe tractée CalNaGeo et le système Cyclopée, embarqué sur un drone marin. L'étude approfondie de ces deux systèmes, dans différentes configurations de déploiement, m'a permis de dresser un état de l'art sur notre capacité à cartographier le niveau marin en zone littorale. J'ai ainsi pu démontrer que ces deux systèmes étaient capables de mesurer le niveau de la mer en mouvement avec une précision centimétrique. Un autre résultat important a été de démontrer que la vitesse n'impactait pas significativement les observations de la nappe, et ne biaisait pas les observations de Cyclopée installé sur PAMELi. J'ai aussi pu valider les deux choix techniques qui ont été faits pour rattacher la mesure GNSS à la ligne d'eau : le couplage direct avec CalNaGeo, et indirect pour Cyclopée en utilisant un altimètre acoustique. L'inter-

comparaison des deux systèmes lors d'une même campagne a également démontré leur cohérence au niveau centimétrique.

Au travers de ces différents tests, j'ai pu réaliser la difficulté d'atteindre une précision centimétrique sur les mesures GNSS du niveau marin. Du point de vue instrumental, le rattachement du centre de phase de l'antenne par rapport à la ligne de flottaison reste un facteur de biais qui peut être centimétrique. Cela peut être dû au choix de l'antenne et à une mauvaise connaissance de sa calibration, ce qui montre l'importance de choisir un matériel adapté aux applications géodésiques. Dans le cas de Cyclopée, cela peut aussi s'expliquer par une erreur liée à l'utilisation d'un altimètre acoustique, sensible aux gradients de température. Pour pallier ce problème, l'utilisation d'altimètres radars est en cours d'étude.

La stabilité de l'antenne GNSS sur un vecteur mobile (nappe ou drone) reste un défi instrumental à relever pour garantir la continuité de réception des signaux GNSS. Les conséquences peuvent s'accroître dans le cas de mesures en mer, où la stabilité de l'antenne réceptrice est vite impactée par les conditions expérimentales (vagues, houle, etc.). Dans ces conditions, une mauvaise connaissance de la position des centres de phase de l'antenne peut impacter le positionnement. De par son design, la nappe CalNaGeo relève ce défi de façon satisfaisante.

Une autre source d'incertitude réside dans les stratégies de traitement et d'analyse des données GNSS. L'évolution des méthodes de positionnement absolu permet aujourd'hui d'imaginer s'affranchir d'une station de référence terrestre, et donc d'étendre nos capacités d'observation au large. Malgré cela, obtenir une solution GNSS incontestable reste encore un vrai défi. Démêler les différents postes d'erreur est complexe, car cela peut varier selon les jours, les sites, les constellations choisies, la durée d'observation, etc. Il reste aujourd'hui compliqué de trouver un indicateur fiable permettant de démontrer objectivement la supériorité d'une solution sur une autre. Cela est d'autant plus délicat dans le cas de mesures mobiles, dans un environnement instable, où il est difficile de trouver des moyens de comparaison externes. Dans ce contexte, une perspective de validation originale est d'utiliser le positionnement de balises acoustiques sous-marine, comme nous avons pu le faire en Rade de Brest. Des perspectives d'amélioration des traitements sont aussi possibles, notamment avec l'intégration de nouvelles constellations GNSS, la recherche de la fixation des ambiguïtés entières ou encore la prise en compte des mouvements du mobile dans les équations de calcul.

In fine, ces systèmes GNSS de cartographie du niveau de la mer sont performants mais encore perfectibles, et représentent un atout certain pour l'océanographie côtière. Différents designs peuvent être imaginés pour s'adapter à la zone d'étude ou aux applications recherchées, en privilégiant par exemple la manœuvrabilité, la compacité, le coût, la

robustesse, etc. Le développement des drones permet aussi de combiner ces mesures du niveau marin avec des données environnementales pour avoir une vision globale du système. Il est aussi possible d'imaginer le déploiement de flottilles de drones, permettant de couvrir de plus grandes zones avec des observations inter comparables.

La finesse de la cartographie du niveau marin permise par ces instruments GNSS ouvre également de nouvelles perspectives pour la compréhension de la dynamique des zones côtières. Dans cette optique, Tranchant et al. (2021) ont ainsi démontré le potentiel de PAMELi et Cyclopée pour étendre spatialement les capacités de validation des modèles hydrodynamiques jusque sous les traces altimétriques, grâce à une méthodologie de comparaison des points de revisite.

Les instruments de cartographie du niveau marin offrent également de nouvelles perspectives pour valider les données altimétriques en zone littorale. Aujourd'hui, il est encore difficile de comprendre tous les processus qui impactent les observations côtières et les tendances qui en découlent, ce qui motive de nombreuses recherches dans ce domaine (i.e. Marti et al. 2019 sur les côtes africaines ou Gouzenes et al. 2020 en Corse). Pour améliorer cela, des produits spécifiques sont développés, aussi bien pour le *retracking* des formes d'ondes côtières (i.e. *retracker* ALES, Passaro et al. 2014) ou en travaillant sur l'édition des données et l'amélioration des paramètres de correction (i.e. produits X-TRACK, Birol et al. 2017). Le lancement de nouvelles missions avec des capteurs plus performants (comme Jason-CS/Sentinel-6) ou avec des observations larges fauchée (comme SWOT) ouvrent également de nouvelles perspectives pour améliorer ces résultats.

Dans le cadre de ma thèse, j'ai analysé les données altimétriques de deux zones côtières particulières. Dans la région des Pertuis Charentais, les analyses des formes d'onde que j'ai faites ont ainsi montré que la présence de zones très réfléchissantes comme des marais et les larges estrans découverts par la marée impactaient les observations de l'altimètre. Dans ce contexte, cartographier le niveau marin au moment d'un passage permettra de confirmer ces conclusions et définir les zones où les mesures sont fiables.

Autre hémisphère et autre configuration avec le Lagon de Nouméa... A l'interface entre le plein océan et la côte, cette zone présente l'avantage de voir se croiser trois traces altimétriques de deux missions différentes, en un point assez éloigné de la côte pour ne pas perturber les mesures altimétriques. Grâce à la campagne de mesure GEOCEAN-NC, nous avons obtenu des mesures *in situ* variées du niveau marin dans le lagon. Ces informations m'ont permis de rattacher les observations longues du marégraphe de Nouméa au point de croisement altimétrique en tenant compte de l'hydrodynamisme local. Grâce à ces mesures *in situ*, j'ai pu mener une validation complète des observations altimétriques.

Cette comparaison s'est basée sur le retraitement des mesures altimétriques en suivant les standards utilisés sur les sites de cal/val. Nous avons ainsi utilisé les données *along track* 20Hz des fichiers GDR et les paramètres de corrections associées. L'un des facteurs limitants pour la détermination de la SSH altimétrique précise est notamment la correction troposphérique, et j'ai pu démontrer que les corrections fournies par le radiomètre étaient en accord avec les données troposphériques estimées par les stations GNSS à terre. La cartographie du niveau marin réalisée avec la nappe CalNaGeo m'a aussi permis de qualifier les performances de différents modèles de géoïde globaux dans la zone d'étude, et d'utiliser le meilleur modèle pour corriger les observations altimétriques.

In fine, les biais altimétriques moyens calculés pour les données Jason et Sentinel sont inférieurs à 10 cm, et les biais intermissions sont très cohérents avec ceux d'autres sites de cal/val historiques. Cela signifie qu'avec notre campagne terrain de 3 semaines, nous avons réussi à développer une méthodologie pertinente pour analyser les données altimétriques dans le Lagon de Nouméa, et réanalyser une vingtaine d'année d'observations permettant de calculer des biais intermissions comparables aux autres sites de cal/val absolus. Avec un nouveau déploiement instrumental, ciblé sur la zone de croisement, on peut imaginer améliorer le référencement absolu des différents capteurs pour mieux contraindre l'estimation des biais altimétriques. Cela ouvre de nombreuses perspectives pour développer des activités de cal/val dans cette zone, qui est déjà au cœur de plusieurs expériences pour la phase de calibration scientifique du satellite SWOT.

A travers ce manuscrit, j'ai pu établir un état de l'art sur la cartographie du niveau marin à l'aide de système GNSS et aborder quelques-uns des questionnements qui animent communauté de l'altimétrie et de l'océanographie côtière aujourd'hui, et les défis qui nous attendent pour demain.

Bibliographie

- Amarouche, L., P. Thibault, O. Z. Zanife, J.-P. Dumont, P. Vincent, and N. Steunou. 2004. Improving the Jason-1 Ground Retracking to Better Account for Attitude Effects. *Marine Geodesy* 27. Taylor & Francis: 171–197. <https://doi.org/10.1080/01490410490465210>.
- Andersen, O. B., and R. Scharroo. 2011. Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications for Mean Sea Surface Determination. In *Coastal Altimetry*, ed. Stefano Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, 103–145. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_5.
- Andersen, Ole B., and P. Knudsen. 2009. DNSCO8 mean sea surface and mean dynamic topography models. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JC005179>.
- André, G., B. M. Miguez, V. Ballu, L. Testut, and G. Wöppelmann. 2013. Measuring sea level with gps-equipped buoys: a multi-instruments experiment at Aix Island. *International Hydrographic Review*: 26–38.
- Aucan, J., M. A. Merrifield, and N. Pouvreau. 2017. Historical Sea Level in the South Pacific from Rescued Archives, Geodetic Measurements, and Satellite Altimetry. *Pure and Applied Geophysics* 174: 3813–3823. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1648-1>.
- Ayoub, N., S. Barbot, L. Benoit, P. Bonnefond, C. Brachet, M. Calzas, C. Conessa, et al. 2019. Gironde Campaign, October 2018 presented at the SWOT-ST, Bordeaux.
- Babu, K. N., A. K. Shukla, A. B. Suchandra, S. V. V. Arun Kumar, P. Bonnefond, L. Testut, P. Mehra, and O. Laurain. 2015. Absolute Calibration of SARAL/AltiKa in Kavaratti During its Initial Calibration-Validation Phase. *Marine Geodesy* 38: 156–170. <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1045639>.
- Ballu, V., P. Bonnefond, S. Calmant, M.-N. Bouin, B. Pelletier, O. Laurain, W. C. Crawford, C. Baillard, and O. de Viron. 2013. Using altimetry and seafloor pressure data to estimate vertical deformation offshore: Vanuatu case study. *Advances in Space Research* 51: 1335–1351. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.009>.
- Ballu, Valérie, M.-N. Bouin, S. Calmant, E. Folcher, J.-M. Bore, J. Ammann, O. Pot, M. Diament, and B. Pelletier. 2010. Absolute seafloor vertical positioning using combined pressure gauge and kinematic GPS data. *Journal of Geodesy* 84: 65–77. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0345-y>.
- Ballu, Valérie, M. Gravelle, G. Wöppelmann, O. de Viron, P. Rebischung, M. Becker, and P. Sakic. 2019. Vertical land motion in the Southwest and Central Pacific from available GNSS solutions and implications for relative sea levels. *Geophysical Journal International* 218: 1537–1551. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz247>.
- Barletta, V. R., M. Bevis, B. E. Smith, T. Wilson, A. Brown, A. Bordon, M. Willis, et al. 2018. Observed rapid bedrock uplift in Amundsen Sea Embayment promotes ice-sheet stability. *Science* 360: 1335–1339. <https://doi.org/10.1126/science.aao1447>.
- Berger, J., G. Laske, J. Babcock, and J. Orcutt. 2016. An ocean bottom seismic observatory with near real-time telemetry. *Earth and Space Science* 3: 68–77. <https://doi.org/10.1002/2015EA000137>.

- Bertin, X., N. Bruneau, J.-F. Breilh, A. B. Fortunato, and M. Karpytchev. 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., K. Li, A. Roland, Y. J. Zhang, J.-F. Breilh, and E. Chaumillon. 2014. A modeling-based analysis of the flooding associated with Xynthia, central Bay of Biscay. *Coastal Engineering*: 10. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.08.013>.
- Birol, F., N. Fuller, F. Lyard, M. Cancet, F. Niño, C. Delebecque, S. Fleury, et al. 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, Florence, F. Léger, M. Passaro, A. Cazenave, F. Niño, F. M. Calafat, A. Shaw, et al. 2021. The X-TRACK/ALES multi-mission processing system: New advances in altimetry towards the coast. *Advances in Space Research* 67: 2398–2415. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.049>.
- Blewitt, G., C. Kreemer, W. C. Hammond, and J. Gazeaux. 2016. MIDAS robust trend estimator for accurate GPS station velocities without step detection. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 121: 2054–2068. <https://doi.org/10.1002/2015JB012552>.
- Bonnefond, P., P. Exertier, and O. Laurain. 2003. Leveling the Sea Surface Using a GPS-Catamaran: 17.
- Bonnefond, P., P. Exertier, O. Laurain, T. Guinle, and P. Féménias. 2019. Corsica: A 20-Yr multi-mission absolute altimeter calibration site. *Advances in Space Research: S0273117719307276*. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.049>.
- Bonnefond, P., B. J. Haines, and C. Watson. 2011. In situ Absolute Calibration and Validation: A Link from Coastal to Open-Ocean Altimetry. In *Coastal Altimetry*, ed. Stefano Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, 259–296. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_11.
- Bonnefond, Pascal, P. Exertier, O. Laurain, A. Guillot, N. Picot, M. Cancet, and F. Lyard. 2015. SARAL/AltiKa Absolute Calibration from the Multi-Mission Corsica Facilities. *Marine Geodesy* 38. Taylor & Francis: 171–192. <https://doi.org/10.1080/01490419.2015.1029656>.
- Bonnefond, Pascal, O. Laurain, P. Exertier, D. Allain, M. Bergé-Nguyen, S. Calmant, J. F. Crétaux, et al. 2016. *FOAM - From Ocean to inland waters Altimetry Monitoring*.
- Bonneton, P., J.-P. Lefebvre, P. Bretel, S. Ouillon, and P. Douillet. 2007. Tidal modulation of wave-setup and wave-induced currents on the Aboré coral reef, New Caledonia. *Journal of Coastal Research*. Coastal Education & Research Foundation, Inc.: 762–766.
- Born, G. H., M. E. Parke, P. Axelrad, K. L. Gold, J. Johnson, K. W. Key, D. G. Kubitschek, and E. J. Christensen. 1994. Calibration of the TOPEX altimeter using a GPS buoy. *Journal of Geophysical Research* 99: 24517. <https://doi.org/10.1029/94JC00920>.
- Bosser, P. 2017a. GNSS : Systèmes globaux de positionnement par satellite. Cours de l'École Nationale Supérieure des Techniques Avancées de Bretagne.
- Bosser, P. 2017b. Le Positionnement Ponctuel Précis: 54.
- Bouin, M.-N., V. Ballu, S. Calmant, J.-M. Boré, E. Folcher, and J. Ammann. 2009. A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu. *Journal of Geodesy* 83: 1203–1217. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0338-x>.
- 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>.
- Carrère, L., and F. Lyard. 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., and A. C. Edden. 1973. Corrected Tables of Tidal Harmonics. *Geophysical Journal International* 33: 253–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x>.

- Cartwright, D. E., and R. J. Tayler. 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>.
- Chadwell, C. D., S. Webb, and S. Nooner. 2016. Campaign-style GPS-Acoustic with Wave Gliders and permanent seafloor benchmarks. In . Boise Centre, Boise, USA.
- Chelton, D. B., J. C. Ries, B. J. Haines, L.-L. Fu, and P. S. Callahan. 2001. Satellite altimetry. *Satellite Altimetry and Earth Sciences* 69: 1–131.
- Chupin, C., V. Ballu, L. Testut, Y.-T. Tranchant, M. Calzas, E. Poirier, T. Coulombier, O. Laurain, P. Bonnefond, and Team FOAM Project. 2020. Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments. *Remote Sensing* 12: 2656. <https://doi.org/10.3390/rs12162656>.
- Cipollini, P., J. Benveniste, F. Birol, M. J. Fernandes, E. Obligis, M. Passaro, P. T. Strub, G. Valladeau, S. Vignudelli, and J. Wilkin. 2017. Satellite Altimetry in Coastal Regions. In *Satellite Altimetry over Oceans and Land Surfaces*, D. Stammer and A. Cazenave, ed. D. Stammer and A. Cazenave, 1st ed., 343–380. Boca Raton, FL: Taylor & Francis, 2017.: CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781315151779-11>.
- Crétaux, J.-F., M. Bergé-Nguyen, S. Calmant, V. V. Romanovski, B. Meyssignac, F. Perosanz, S. Tashbaeva, et al. 2013. Calibration of Envisat radar altimeter over Lake Issykkul. *Advances in Space Research* 51: 1523–1541. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.039>.
- Desai, S. 2018. *Surface Water and Ocean Topography mission project : Science requirements document*. Technical report Rev B. Pasadena, CA: Jet Propulsion Laboratory.
- Desai, S., J. Wahr, and B. Beckley. 2015. Revisiting the pole tide for and from satellite altimetry. *Journal of Geodesy* 89: 1233–1243. <https://doi.org/10.1007/s00190-015-0848-7>.
- Devine, P. 2000. *Radar level measurement: the user's guide*. Burgess Hill: Vega Controls.
- Dodet, G., X. Bertin, F. Bouchette, M. Gravelle, L. Testut, and G. Wöppelmann. 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. Coastal Education and Research Foundation: 10–24. <https://doi.org/10.2112/SI88-003.1>.
- Douillet, P. 1998. Tidal dynamics of the south-west lagoon of New Caledonia: observations and 2D numerical modelling. *Oceanologica Acta* 21: 69–79. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80050-9](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80050-9).
- Egido, A., and W. H. F. Smith. 2017. Fully Focused SAR Altimetry: Theory and Applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55: 392–406. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2607122>.
- Foster, J. H., G. S. Carter, and M. A. Merrifield. 2009. Ship-based measurements of sea surface topography. *Geophysical Research Letters* 36: L11605. <https://doi.org/10.1029/2009GL038324>.
- Foster, J. H., T. L. Ericksen, and B. Bingham. 2020. Wave Glider–Enhanced Vertical Seafloor Geodesy. *JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLOGY* 37: 11.
- Fund, F., F. Perosanz, L. Testut, and S. Loyer. 2013. An Integer Precise Point Positioning technique for sea surface observations using a GPS buoy. *Advances in Space Research* 51: 1311–1322. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.09.028>.
- Gaspar, P., and J.-P. Florens. 1998. Estimation of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level: Results from a new nonparametric method. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103: 15803–15814. <https://doi.org/10.1029/98JC01194>.
- Gaspar, P., S. Labroue, F. Ogor, G. Lafitte, L. Marchal, and M. Rafanel. 2002. Improving Nonparametric Estimates of the Sea State Bias in Radar Altimeter Measurements of Sea Level. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19: 1690–1707. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<1690:INEOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<1690:INEOTS>2.0.CO;2).
- Gaspar, P., F. Ogor, P.-Y. L. Traon, and O.-Z. Zanife. 1994. Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99: 24981–24994. <https://doi.org/10.1029/94JC01430>.

- Gobron, K., O. de Viron, G. Wöppelmann, É. Poirier, V. Ballu, and M. Van Camp. 2019. Assessment of Tide Gauge Biases and Precision by the Combination of Multiple Collocated Time Series. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 36: 1983–1996. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0235.1>.
- Gommenginger, C., P. Thibaut, L. Fenoglio-Marc, G. Quartly, X. Deng, J. Gómez-Enri, P. Challenor, and Y. Gao. 2011. Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts. In *Coastal Altimetry*, ed. Stefano Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, 61–101. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_4.
- Gourdeau, L., S. Cravatte, and F. Marin. 2020. Internal tides and mesoscale interactions in a tropical area: insights from model, in situ data, and SWOT.
- Gouriou, T., B. Martín Míguez, and G. Wöppelmann. 2013. Reconstruction of a two-century long sea level record for the Pertuis d'Antioche (France). *Continental Shelf Research* 61–62: 31–40. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.028>.
- Gouzenes, Y., F. Léger, A. Cazenave, F. Birol, P. Bonnefond, M. Passaro, F. Nino, et al. 2020. Coastal sea level rise at Senetosa (Corsica) during the Jason altimetry missions. *Ocean Science* 16: 1165–1182. <https://doi.org/10.5194/os-16-1165-2020>.
- Gregory, J. M., S. M. Griffies, C. W. Hughes, J. A. Lowe, J. A. Church, I. Fukimori, N. Gomez, et al. 2019. Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global. *Surveys in Geophysics* 40: 1251–1289. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09525-z>.
- Haines, B., S. D. Desai, D. Kubitschek, and R. R. Leben. 2020. A brief history of the Harvest experiment: 1989–2019. *Advances in Space Research: S0273117720305718*. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.08.013>.
- Haines, G. S. 1980. *Radar Altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering*. Applied Science Associate. NASA.
- Halimi, A., C. Mailhes, J.-Y. Tourneret, P. Thibaut, and F. Boy. 2013. Parameter Estimation for Peak Altimetric Waveforms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 51: 1568–1577. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2205697>.
- Hall, C. D., and R. A. Cordey. 1988. Multistatic Scatterometry. In , *Remote Sensing: Moving Toward the 21st Century*:561–562. Edinburgh, UK. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1988.570200>.
- Hamlington, B. D., P. Thompson, W. C. Hammond, G. Blewitt, and R. D. Ray. 2016. Assessing the impact of vertical land motion on twentieth century global mean sea level estimates. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121: 4980–4993. <https://doi.org/10.1002/2016JC011747>.
- Han, W., G. A. Meehl, D. Stammer, A. Hu, B. Hamlington, J. Kenigson, H. Palanisamy, and P. Thompson. 2017. Spatial Patterns of Sea Level Variability Associated with Natural Internal Climate Modes. *Surveys in Geophysics* 38: 217–250. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9386-y>.
- Herring, T. A., R. W. King, M. A. Floyd, and S. C. McClusky. 2018. Introduction to GAMIT/GLOBK: 54.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, G. Biavati, A. Horányi, J. Muñoz Sabater, J. Nicolas, et al. 2018. ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS).
- Imel, D. A. 1994. Evaluation of the TOPEX/POSEIDON dual-frequency ionosphere correction. *Journal of Geophysical Research* 99: 24895. <https://doi.org/10.1029/94JC01869>.
- IOC. 1985. *Manual on sea level measurement and interpretation, v. I: Basic Procedures*. UNESCO. Vol. 1. COI. Manuals et Guides.
- IOC. 2006. *Manual on sea level measurement and interpretation, v. IV: An Update to 2006*. UNESCO. Vol. 4. COI. Manuals et Guides.
- IPCC. 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. IPCC.

- Jouon, A., J. P. Lefebvre, P. Douillet, S. Ouillon, and L. Schmied. 2009. Wind wave measurements and modelling in a fetch-limited semi-enclosed lagoon. *Coastal Engineering* 56: 599–608. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.12.005>.
- Jullien, S., J. Aucan, J. Lefèvre, A. Peltier, and C. E. Menkes. 2020. Tropical Cyclone Induced Wave Setup around New Caledonia during Cyclone COOK (2017). *Journal of Coastal Research* 95: 1454. <https://doi.org/10.2112/SI95-281.1>.
- Kato, T., Y. Terada, K. Tadokoro, N. Kinugasa, A. Futamura, M. Toyoshima, S. Yamamoto, et al. 2018. Development of GNSS Buoy for a Synthetic Geohazard Monitoring System. *Journal of Disaster Research* 13: 460–471. <https://doi.org/10.20965/jdr.2018.p0460>.
- Khan, M. J. U., F. Durand, X. Bertin, L. Testut, Y. Krien, A. K. M. S. Islam, M. Pezerat, and S. Hossain. 2021. Towards an efficient storm surge and inundation forecasting system over the Bengal delta: chasing the Supercyclone Amphan. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 21. Copernicus GmbH: 2523–2541. <https://doi.org/10.5194/nhess-21-2523-2021>.
- Knight, P. J., C. O. Bird, A. Sinclair, and A. J. Plater. 2020. A low-cost GNSS buoy platform for measuring coastal sea levels. *Ocean Engineering* 203: 107198. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.107198>.
- Kouba, J. 2008. Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1). *Journal of Geodesy* 82: 193–205. <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0170-0>.
- Kouba, Jan, F. Lahaye, and P. Tétreault. 2017. Precise Point Positioning. *Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems*. Springer Handbooks: 29. https://doi.org.inee.bib.cnrs.fr/10.1007/978-3-319-42928-1_25.
- Labroue, S., P. Gaspar, D. Joël, F. Mertz, T. Ngan, O. Zanide, P. Vincent, N. Picot, and P. Femenias. 2006. Overview of the Improvements Made on the Empirical Determination of the Sea State Bias Correction: 77.
- Larson, K. M., J. S. Löfgren, and R. Haas. 2013. Coastal sea level measurements using a single geodetic GPS receiver. *Advances in Space Research* 51. Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring Using GNSS: 1301–1310. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.04.017>.
- 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).
- Lemoine, J.-M., R. Biancale, F. Reinquin, S. Bourgogne, and P. Gégout. 2019. CNES/GRGS RLO4 Earth gravity field models, from GRACE and SLR data. GFZ Data Services.
- Lennon, G. W. 1968. The evaluation of tide-gauge performance through the Van de Castele test. *Cahiers Océanographiques* 20: 867–877.
- Lestarquit, L., M. Peyrezabes, J. Darrozes, E. Motte, N. Roussel, G. Wautelet, F. Frappart, G. Ramillien, R. Biancale, and M. Zribi. 2016. Reflectometry With an Open-Source Software GNSS Receiver: Use Case With Carrier Phase Altimetry. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 9: 4843–4853. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2568742>.
- Löfgren, J. S., R. Haas, and J. M. Johansson. 2011. Monitoring coastal sea level using reflected GNSS signals. *Advances in Space Research* 47. Scientific Applications of Galileo and Other Global Navigation Satellite Systems - I: 213–220. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.08.015>.
- Loyer, S., F. Perosanz, F. Mercier, H. Capdeville, and J.-C. Marty. 2012. Zero-difference GPS ambiguity resolution at CNES–CLS IGS Analysis Center. *Journal of Geodesy* 86: 991–1003. <https://doi.org/10.1007/s00190-012-0559-2>.
- Lyard, F. H., D. J. Allain, M. Cancet, L. Carrère, and N. Picot. 2021. FES2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Science* 17: 615–649. <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>.
- Mader, G. L. 1999. GPS Antenna Calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions* 3: 50–58. <https://doi.org/10.1007/PL00012780>.

- Mannucci, A. J., B. D. Wilson, D. N. Yuan, C. H. Ho, U. J. Lindqwister, and T. F. Runge. 1998. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron content measurements. *Radio Science* 33: 565–582. <https://doi.org/10.1029/97RS02707>.
- Marti, F., A. Cazenave, F. Birol, M. Passaro, F. Léger, F. Niño, R. Almar, J. Benveniste, and J. F. Legeais. 2019. Altimetry-based sea level trends along the coasts of Western Africa. *Advances in Space Research*: S0273117719303606. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.033>.
- Martín Míguez, B., R. Le Roy, and G. Wöppelmann. 2008. The Use of Radar Tide Gauges to Measure Variations in Sea Level along the French Coast. *Journal of Coastal Research* 4: 61–68. <https://doi.org/10.2112/06-0787.1>.
- Martín Míguez, B., L. Testut, and G. Wöppelmann. 2008. The Van de Casteele Test Revisited: An Efficient Approach to Tide Gauge Error Characterization. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25. American Meteorological Society: 1238–1244. <https://doi.org/10.1175/2007JTECHO554.1>.
- Martín Míguez, B., L. Testut, and G. Wöppelmann. 2012. Performance of modern tide gauges: towards mm-level accuracy. *Scientia Marina* 76: 221–228. <https://doi.org/10.3989/scimar.03618.18A>.
- Martínez-Asensio, A., G. Wöppelmann, V. Ballu, M. Becker, L. Testut, A. K. Magnan, and V. K. E. Duvat. 2019. Relative sea-level rise and the influence of vertical land motion at Tropical Pacific Islands. *Global and Planetary Change* 176: 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.03.008>.
- Martin-Neira, M. 1993. A passive reflectometry and interferometry system (PARIS): application to ocean altimetry. *ESA journal* 17: 331–355.
- Marty, J. C., S. Loyer, F. Perosanz, F. Mercier, G. Bracher, B. Legresy, L. Portier, et al. 2011. GINS: The CNES/GRGS GNSS scientific software. In *ESA Proceedings WPP326*. Copenhagen, Denmark.
- Melbourne, W. G. 1985. The case for ranging in GPS-based geodetic systems. In *Positioning with GPS-1985: Proceedings*, 1:373–386. Rockville, Maryland.
- Mertikas, S., C. Donlon, P. Féménias, C. Mavrocordatos, D. Galanakis, A. Tripolitsiotis, X. Frantzis, I. Tziavos, G. Vergos, and T. Guinle. 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>.
- Montaudouin, X. D., and P.-G. Sauriau. 2000. Contribution to a synopsis of marine species richness in the Pertuis Charentais Sea with new insights in soft-bottom macrofauna of the Marennes-Oléron Bay. *Cahiers de Biologie Marine* 41. Station Biologique de Roscoff (SBR): 181–222. <https://doi.org/10.21411/CBM.A.2E300127>.
- Morrow, R., L.-L. Fu, F. Arduin, M. Benkiran, B. Chapron, E. Cosme, F. d’Ovidio, et al. 2019. Global Observations of Fine-Scale Ocean Surface Topography With the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission. *Frontiers in Marine Science* 6: 232. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00232>.
- Nencioli, F., H. Roinard, and M. Raynal. 2021. *Filtering ionospheric correction from altimetry dual-frequencies solution*. SALP-RP-MA-EA-23407-CLS. CLS.
- Nicolle, A., M. Karpytchev, and M. Benoit. 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>.
- Obligis, E., C. Desportes, L. Eymard, M. J. Fernandes, C. Lázaro, and A. L. Nunes. 2011. Tropospheric Corrections for Coastal Altimetry. In *Coastal Altimetry*, ed. Stefano Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, 147–176. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_6.
- Observatoire du littoral, and Insee. 2009. Démographie et économie du littoral. *L’observatoire du littoral*.
- Park, J., R. Heitsenrether, and W. Sweet. 2014. Water Level and Wave Height Estimates at NOAA Tide Stations from Acoustic and Microwave Sensors. *Journal of Atmospheric*

- and Oceanic Technology* 31. American Meteorological Society: 2294–2308. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00021.1>.
- Passaro, M., P. Cipollini, S. Vignudelli, G. D. Quartly, and H. M. Snaith. 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>.
- Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor. 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>.
- Penna, N. T., M. A. M. Maqueda, I. Martin, J. Guo, and P. R. Foden. 2018. Sea Surface Height Measurement Using a GNSS Wave Glider. *Geophysical Research Letters* 45: 5609–5616. <https://doi.org/10.1029/2018GL077950>.
- Pérez, B., A. Payo, D. López, P. L. Woodworth, and E. Alvarez Fanjul. 2014. Overlapping sea level time series measured using different technologies: an example from the REDMAR Spanish network. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14: 589–610. <https://doi.org/10.5194/nhess-14-589-2014>.
- Pineau-Guillou, L., and L. Dorst. 2013. Creation of Vertical Reference Surfaces at Sea Using Altimetry and GPS. In , 7:229–235. https://doi.org/10.1007/978-3-642-32998-2_33.
- Poffa, N., S. Enet, and J.-C. Kerinec. 2012. Évolution instrumentale des marégraphes du réseau RONIM. In *XIIèmes Journées, Cherbourg*, 611–618. Editions Paralia. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2012.066-P>.
- Pouvreau, N. 2008. Trois cents ans de mesures marégraphiques en France: outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest: 475.
- Pugh, D. T. 1972. The physics of pneumatic tide gauge. *The International Hydrographic Review* 49: 71–97.
- Raney, R. K. 1998. The delay/Doppler radar altimeter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36: 1578–1588. <https://doi.org/10.1109/36.718861>.
- Raney, R. K., and L. Phalippou. 2011. The Future of Coastal Altimetry. In *Coastal Altimetry*, ed. Stefano Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, 535–560. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_20.
- Ray, R. D. 2013. Precise comparisons of bottom-pressure and altimetric ocean tides: Bottom-Pressure and Altimetric Tides. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118: 4570–4584. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20336>.
- Roblou, L., J. Lamouroux, J. Bouffard, F. Lyard, M. Le Hénaff, A. Lombard, P. Marsaleix, P. De Mey, and F. Birol. 2011. Post-processing Altimeter Data Towards Coastal Applications and Integration into Coastal Models. In *Coastal Altimetry*, ed. Stefano Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, 217–246. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_9.
- Rocken, C., J. Johnson, T. Van Hove, and T. Iwabuchi. 2005. Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS. *Geophysical Research Letters* 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL022573>.
- Rodriguez, E., D. Fernandez, E. Peral, C. Chen, J.-W. Bleser, and B. Williams. 2017. Wide-Swath Altimetry: A Review. In , 71–112. <https://doi.org/10.1201/9781315151779-2>.
- Roussel, N. 2013. Réflectométrie GNSS : modélisation des trajets des signaux réfléchis à la surface de la mer: 8.
- Roy, R. L. 2006. *Evaluation of the quality of radar telemeters [available at <https://www.sonel.org>]*. Rapport d'étude SHOM No. 001/06.
- Saastamoinen, J. 1972. Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging Satellites. In *Geophysical Monograph Series*, ed. S. W. Henriksen, A. Mancini, and B. H. Chovitz, 247–251. Washington, D. C.: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/GM015p0247>.
- Sakic, P., C. Chupin, V. Ballu, T. Coulombier, P.-Y. Morvan, P. Urvoas, M. Beauverger, and J.-Y. Royer. 2021. Geodetic Seafloor Positioning Using an Unmanned Surface Vehicle—

- Contribution of Direction-of-Arrival Observations. *Frontiers in Earth Science* 9. Frontiers. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.636156>.
- Santamaria-Gomez, A., C. Watson, M. Gravelle, M. A. King, and G. WOPPELMANN. 2015. Levelling co-located GNSS and tide gauge stations using GNSS reflectometry. *Journal of Geodesy* 89. Springer Verlag: 241. <https://doi.org/10.1007/s00190-014-0784-y>.
- Saral, C. 2020. SARAL/Altika validation and cross calibration activities Annual report 2020: 107.
- Schlax, M. G., and D. B. Chelton. 1994. Aliased tidal errors in TOPEX/POSEIDON sea surface height data. *Journal of Geophysical Research* 99: 24761. <https://doi.org/10.1029/94JCO1925>.
- Schreiner, W. S., R. E. Markin, and G. H. Born. 1997. Correction of single frequency altimeter measurements for ionosphere delay. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35: 271–277. <https://doi.org/10.1109/36.563266>.
- Shom. 2020. Référence altimétrique maritime - Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée dans les ports de France métropolitaine et d’Outre-mer.
- Shu, S., H. Liu, R. A. Beck, F. Frappart, J. Korhonen, M. Xu, B. Yang, K. M. Hinkel, Y. Huang, and B. Yu. 2020. Analysis of Sentinel-3 SAR altimetry waveform retracking algorithms for deriving temporally consistent water levels over ice-covered lakes. *Remote Sensing of Environment* 239: 111643. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111643>.
- Simon, B. 2007. *La marée océanique côtière*. Synthèses. Monaco: Institut océanographique.
- Spiess, F. N., C. D. Chadwell, J. A. Hildebrand, L. E. Young, G. H. Purcell, and H. Dragert. 1998. Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 108: 101–112. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00089-2](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00089-2).
- Stammer, D., and A. Cazenave, ed. 2017. *Satellite altimetry over oceans and land surfaces*. Boca Raton, FL: Taylor & Francis.
- Takasu, T. 2007. *RTKLIB: An Open Source Program Package for GNSS Positioning*. C++. Tokyo, Japan.
- Testut, L., B. M. Miguez, G. Wöppelmann, P. Tiphaneau, N. Pouvreau, and M. Karpytchev. 2010. Sea level at Saint Paul Island, southern Indian Ocean, from 1874 to the present. *Journal of Geophysical Research* 115: C12028. <https://doi.org/10.1029/2010JC006404>.
- Tranchant, Y.-T., L. Testut, C. Chupin, V. Ballu, and P. Bonnefond. 2021. Near-coast tide model validation using GNSS Unmanned Surface Vehicle (USV), a case study in the Pertuis Charentais (France). *Ocean Remote Sensing*. Recent Advances in Ocean Physics, Geochemistry and Biology from Unmanned Marine Vehicles.
- UNESCO, COI, and Commission océanographique intergouvernementale, ed. 2016. *Manuel sur la mesure et l’interprétation du niveau de la mer - Marégraphe radar*. Vol. 5. Manuels et guides 14.
- Vignudelli, S., P. Cipollini, L. Roblou, F. Lyard, G. P. Gasparini, G. Manzella, and M. Astraldi. 2005. Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea): IMPROVED SATELLITE ALTIMETRY IN COASTAL SYSTEMS. *Geophysical Research Letters* 32: n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GL022602>.
- Vondrak, J. 1977. Problem of Smoothing Observational Data II. *Astronomical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences, Praha* 28: 84–89.
- Watson, C., R. Coleman, and R. Handsworth. 2008. Coastal Tide Gauge Calibration: A Case Study at Macquarie Island Using GPS Buoy Techniques. *Journal of Coastal Research* 244: 1071–1079. <https://doi.org/10.2112/07-0844.1>.
- Watson, C., R. Coleman, N. White, J. Church, and R. Govind. 2003. Absolute Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason-1 Using GPS Buoys in Bass Strait, Australia: 21.
- Watson, C., N. White, J. Church, R. Burgette, P. Tregoning, and R. Coleman. 2011. 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>.

- WCRP Global Sea Level Budget Group. 2019. Global sea-level budget 1993–present. *Earth System Science Data* 10: 1551–1590. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018>.
- Wilcock, W. S. D., D. A. Manalang, E. K. Fredrickson, M. J. Harrington, G. Cram, J. Tilley, J. Burnett, D. Martin, T. Kobayashi, and J. M. Paros. 2021. A Thirty-Month Seafloor Test of the A-o-A Method for Calibrating Pressure Gauges. *Frontiers in Earth Science* 8: 653. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.600671>.
- Wilkinson, M. D., M. Dumontier, Ij. J. Aalbersberg, G. Appleton, M. Axton, A. Baak, N. Blomberg, et al. 2016. The FAIR Guiding Principles for scientific data management and stewardship. *Scientific Data* 3: 160018. <https://doi.org/10.1038/sdata.2016.18>.
- Wöppelmann, G., and M. Marcos. 2016a. Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. *Reviews of Geophysics* 54: 64–92. <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>.
- Wöppelmann, G., and M. Marcos. 2016b. Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability: VERTICAL LAND MOTION AND SEA LEVEL CHANGE. *Reviews of Geophysics* 54: 64–92. <https://doi.org/10.1002/2015RG000502>.
- Wübbena, G. 1985. Software developments for geodetic positioning with GPS using TI 4100 code and carrier measurements. In *Positioning with GPS-1985: Proceedings*, 1:403. Rockville, Maryland.
- Zhou, B., C. Watson, B. Legresy, M. A. King, J. Beardsley, and A. Deane. 2020. GNSS/INS-Equipped Buoys for Altimetry Validation: Lessons Learnt and New Directions from the Bass Strait Validation Facility. *Remote Sensing* 12. Multidisciplinary Digital Publishing Institute: 3001. <https://doi.org/10.3390/rs12183001>.
- Zingerle, P., R. Pail, T. Gruber, and X. Oikonomidou. 2020. The combined global gravity field model XGM2019e. *Journal of Geodesy* 94: 66. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0>.
- Zumberge, J. F., M. B. Heflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb. 1997. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102: 5005–5017. <https://doi.org/10.1029/96JB03860>.

Glossaire, acronymes et abréviations

A

- ADT** - Absolute dynamic Topography.....44
- ALES** - Adaptive Leading Edge Subwaveform 71
- Ambiguïté entière**
En GNSS, inconnue principale lors de la mesure de déphasage (notée N) 98
- Analyse harmonique**37
- ANTEX**
Fichier distribué par l'IGS indiquant les paramètres de calibration des antennes GNSS géodésiques.....99
- ARP** - Antenna Reference Point 101
- ASV** - Autonomous Surface Vehicle..... 114
- Atmospheric Loading**
Déformation de la Terre induite par les variations de pression atmosphérique 101
- Attitude du satellite**
Orientation du satellite dans l'espace..... 61

B

- BANIAN**
Réseau de stations GNSS permanentes de Nouvelle Calédonie..... 86
- BathyElli**
Réalisation surfacique de la hauteur ellipsoïdale par rapport au Zéro Hydrographique47
- BeiDou**
Système de positionnement satellite chinois...104

C

- CDM** - Centre Des Masses (pour un satellite)99
- CGCS** - China Geodetic Coordinate System104
- CNES** - Centre National d'Études Spatiales58
- Code pseudo-aléatoire**
Succession de nombres binaires modulant les ondes porteuses des systèmes GNSS.....96
- CTOH** - Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère.....73

D

- DAC** - Dynamic Atmospheric Correction.....67
- DITTT** - Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres 86
- DOA** - Direction Of Arrival..... 119
- DORIS** - Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite..... 61
- DT-INSU** - Division Technique de l'INSU117

E

- Écho radar**
Signaux radar réfléchis 60
- ECMWF** - European Center for Merdium range Weather Forecast65
- EGNOS** - European Geostationary Navigation Overlay Service.....104
- ENSO** - El Niño - Southern Oscillation
Phénomène climatique et océanographique36
- ESA** - European Spatial Agency58

F

- FAIR** - Findable, Accessible, Interoperable, Reusable 116
- FMCW** - Frequency Modulated Continuous Wave..... 51
- FOAM** - From Ocean to inland waters
Altimetry Monitoring..... 123

G

- Galileo**
Système de positionnement par satellite européen, nommé en référence à l'astronome et physicien Galileo Galilei104
- GAPS**
Système USBL + INS développé par la société IxBlue pour le positionnement de balises acoustiques sous-marines..... 119
- GDR** - Geophysical Data Records 194
- GEBCO** - General Bathymetric Chart of the Oceans .. 170

GEO - Geostationary Orbit	104
GIA - Glacial Isostatic Adjustment	
<i>Soulèvement lent de la croûte terrestre lié à la dernière déglaciation</i>	35
GIEC - Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat	Voir IPCC
GLONASS - Global Navigation Satellite System	103
GLOSS - Global Sea Level Observing System	52
GMSL - Global Mean Sea Level	34
GNSS - Global Navigation Satellite System.....	52
GOCE - Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer.....	43
GPS - Global Positionning System	103
GRGS - Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale...	109
GSHHS - Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database	159
GSL - Geocentric Sea Level	35
GTRF - Galileo Terrestrial Reference Frame	104

H

Halostérique (Effet)	
<i>Dilatation des océans sous l'effet de la salinité</i> .	34
Héliosynchrone	
<i>Orbite dont le plan reste fixe vis-à-vis de la direction Terre-Soleil</i>	58
Horloge atomique	
<i>Horloge très stable, basée sur la fréquence de rayonnement électromagnétique émis par un électron pour changer de niveau d'énergie</i> .	95
Houle	
<i>Mouvement ondulatoire de la surface de la mer qui est formé par un champ de vent éloigné de la zone d'observation (vent lointain)</i>	37

I

IB - Inverse Barometer	68
ICGEM - International Centre for Global Earth Model.....	141
IGN - Institut National de l'information Géographique et forestière	43
IGS - International GNSS Service	99
IGSO - Inclined Geosynchronous Orbit.....	104
INS - Inertial Navigation System	119
INSU - Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS	55

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change....	33
IPGP - Institut de Physique du Globe de Paris	55
IPPP - Integer Precise Point Positionning.....	109
Isostatique, Équilibre isostatique	
<i>État d'équilibre des roches de la croûte terrestre</i>	34
ITRF - International Terrestrial Reference Frame	103

L

LIENSs - Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés	82
--	----

M

Marnage	
<i>Différence de hauteur d'eau entre les niveaux d'une pleine mer (marée haute) et d'une basse mer (marée basse) consécutives</i>	37
Masque	
<i>Obstacle limitant la visibilité des satellites GNSS au niveau du récepteur</i>	101
MDT - Mean Dynamic Topography	44
MEO - Medium Earth Orbit	104
Méso-échelle	
<i>Processus d'échelle intermédiaire, entre la circulation planétaire (dépressions et anticyclones sur tout un continent, courants marins, etc.) et les systèmes à très petites échelles (moins de 2 km de diamètre)</i>	58
MIT - Massachusetts Institute of Technology	107
MITI - Mission pour les Initiatives Transverses et Interdisciplinaires du CNRS.....	113
MLE3	
<i>Retracker basé sur le principe du Maximum Likelihood Estimator (3 paramètres)</i>	63
MLE4	
<i>Retracker basé sur le principe du Maximum Likelihood Estimator (4 paramètres)</i>	63
MQE - Mean Quadratic Error	63
MSS - Mean Sea Surface.....	43
Multi-trajet, multitrajet, trajet multiple	
<i>Réflexion parasite du signal GNSS qui s'ajoute au signal directement reçu par le récepteur</i>	101

N

Nadir

Point du ciel à la verticale de l'observateur, vers le bas (opposé au zénith)..... 60

NAO - North Atlantic Oscillation

Phénomène climatique et océanographique dans la partie Nord de l'Atlantique.....36

Narrow lane (Combinaison)

Combinaison de fréquences GNSS pour créer un signal de courte longueur d'onde, ce qui réduit le bruit du code dans la combinaison

Melbourne-Wübbena108

NASA - National Aeronautics and Space

Administration58, 59

NGF - Nivellement Général de la France.....43

Niveau marin absolu

Variations de la hauteur de la mer par rapport à un référentiel absolu et géocentrique (par exemple, l'ellipsoïde)35

Niveau marin relatif

Variations de la hauteur de la mer relatives au sol (observations marégraphiques)35

NM - Niveau Moyen.....45

NMI - Niveau Moyen Instantané45

NMN - Niveau Moyen Nominal45

NPPK - Network Post Processed Kinematic106

NRCAN - Natural Ressources Canada109

NRTK - Network Real Time Kinematic 107

O

Ocean Loading

Déformation de la croûte terrestre liée aux marées océaniques 101

OHI - Organisation Hydrographique Internationale45

P

PAMELi - Plateforme Autonome Multicapteurs

pour l'Exploration du Littoral..... 114

PBMA - Plus Basses Mers Astronomiques45

PCO - Phase Center Offset (pour un satellite)99

PCV - Phase Center Variation

Point d'émission/réception du signal électromagnétique dans une antenne99

Phase wind-up

En GNSS, changement de polarisation des ondes électromagnétiques 101

Phénomène d'aliasing (en altimétrie)

A cause de la période de revisite d'un satellite altimétrique, un certain nombre de mesures sont nécessaires pour échantillonner un cycle de marée, ce qui mène à des périodes d'aliasing (propres à chaque ondes) plus ou moins longues selon les missions58

POD - Precise Orbit Determination 61

PPP - Precise Point Positioning 55

PRN - Pseudo Random Noise 103

Pseudo-distance

Mesure indirecte de distance par la mesure du temps de propagation d'un signal entre un émetteur et un récepteur dont les horloges ne sont pas synchronisées96

Q

QZSS - Quazi Zenith Satellite System..... 104

R

Radar - Radio Detection And Ranging..... 51

Radargramme

Collection de formes d'onde représentées en fonction du temps ou de la latitude160

RAM - Référence Altimétrique Maritime47

Range

Distance verticale entre le satellite altimétrique et la surface de la Terre 60

Rebond-post glaciaire..... Voir GIA

REEFTEMP

Réseau d'observation des eaux côtières du Pacifique insulaire 86

Rétrodiffusion (Coefficient de)

Coefficient exprimant la capacité d'une surface à réfléchir une onde incidente en direction de l'antenne d'émission..... 163

RGP - Réseau GNSS Permanent83

RMSE - Root Mean Square Error 185

RONIM - Réseau d'Observation du Niveau de la Mer .52

ROSAME - Réseau d'Observation Subantarctique et Antarctique du niveau de la Mer 55

RSL - Relative Sea Level.....35

RTK - Real Time Kinematic 107

S

SAR - Synthetic Aperture Radar	74
SARAL - Satellite with Argos and Altika	74
Saut de cycle	
<i>Discontinuité de la mesure de la phase causée</i>	
<i>par une interruption momentanée de la</i>	
<i>réception du signal.....</i>	98
SBAS - Satellite Based Augmentation System	104
SCRS-PPP	
<i>Logiciel de Positionnement Ponctuel Précis du</i>	
<i>Système Canadien de Référence Spatiale...109</i>	
Shallow-water (ondes)	
<i>Ondes se développant en eaux peu profondes..</i>	84
Shom - Service hydrographique et	
océanographique de la Marine	47
SLA - Sea Level Anomaly.....	44
SLE - Sea Level Elevation.....	33
SLR - Satellite Laser Ranging	
<i>Système de télémétrie laser sur satellite</i>	61
SNO - Services d'Observation Nationaux	116
Solid Earth Tide	
<i>Déformation de la Terre induite par la force</i>	
<i>d'attraction gravitationnelle de la Lune et du</i>	
<i>Soleil.....</i>	101
SONEL - Système d'Observation du Niveau des	
Eaux Littorales	83
SSB - Sea Stat Bias.....	64
SSH - Sea Surface Height	44
SSP - Shared Socioeconomic Pathways	
<i>Scénarios d'évolutions socioéconomiques</i>	
<i>mondiaux.....</i>	38
Surcotes	
Elevation anormale du niveau de la mer.....	37
SWH - Significant Wave Height	63
SWOT - Surface Water and Ocean Topography....	76

T

TAI - Temps Atomique International	104
TDR - Time Domain Frequency	51
TEC - Total Electron Content	65
Teria	
<i>Service d'augmentation de la précision du</i>	
<i>positionnement GNSS en temps réel</i>	107
Thermostérique (Effet)	
<i>Dilatation des océans sous l'effet de la</i>	
<i>température.....</i>	34
TRANSIT	
<i>Premier système de positionnement par satellite</i>	
<i>au monde développé par les États-Unis</i>	103
TWTT - Two Way Travel Time.....	120

U

UHF - Ultra Haute Fréquence.....	115
USBL - Ultra Short Baseline System	119
USV - Unmanned Surface Vehicle	114
UTC - Coordinated Universal Time	103

W

Waveform	
<i>Puissance du signal reçu par l'altimètre en</i>	
<i>fonction du temps.....</i>	62
WGS84 - World Geodetic System 1984	
<i>Système géodésique mondial accessible par les</i>	
<i>mesures GPS.....</i>	103
Wide lane (Combinaison)	
<i>Combinaison de fréquences GNSS pour créer un</i>	
<i>signal avec une grande longueur d'onde, utile</i>	
<i>pour détecter les sauts de cycles et résoudre</i>	
<i>les ambiguïtés. Elle est exploitée dans la</i>	
<i>combinaison Melbourne-Wübbena.....</i>	108

X

X-TRACK	
<i>Algorithme d'édition des données altimétriques</i>	
<i>en zones côtières.....</i>	73

Annexes

Annexe 1. *Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments* (article publié en 2020 dans la revue Remote Sensing)

Annexe 2. *PAMELi, un drone marin pour observer le littoral*, article écrit pour la Mission pour les Initiatives Transverses et Interdisciplinaires (MITI) du CNRS (en cours de publication)

Annexe 3. Données complémentaires sur la qualification des mesures de Cyclopée et CalNaGeo (complément au Chapitre 6)

Annexe 4. Traitements complémentaires des données *in situ* de la mission GEOCEAN-NC (complément au Chapitre 8)

Annexe 5. Données complémentaires sur le traitement et l'analyse des données altimétriques dans le lagon de Nouméa (complément au Chapitre 9)

Annexe 6. PyGOAT, un module Python pour la manipulation et l'analyse des données géodésiques et océanographiques

Annexe 7. Activités de vulgarisation (MT180, TP Python étudiants, vidéo, poster)

– ANNEXE 1 –

**Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of
Kinematic GNSS Instruments**

Clémence Chupin, Valérie Ballu, Laurent Testut, Yann-Treden Tranchant, Michel Calzas, Etienne Poirier, Thibault Coulombier, Olivier Laurain, Pascal Bonnefond and FOAM Team project (2020), Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments. *Remote Sensing*, MDPI, 12 (16), pp.2656. <https://doi.org/10.3390/rs12162656>

Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments

Clémence Chupin, Valérie Ballu, Laurent Testut, Yann-Treden Tranchant, Michel Calzas, Etienne Poirier, Thibault Coulombier, Olivier Laurain, Pascal Bonnefond

► **To cite this version:**

Clémence Chupin, Valérie Ballu, Laurent Testut, Yann-Treden Tranchant, Michel Calzas, et al.. Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments. Remote Sensing, MDPI, 2020, 12 (16), pp.2656. 10.3390/rs12162656 . hal-02941779

HAL Id: hal-02941779

<https://hal.sorbonne-universite.fr/hal-02941779>




Submitted on 17 Sep 2020

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.

Article

Mapping Sea Surface Height Using New Concepts of Kinematic GNSS Instruments

Clémence Chupin ^{1,*}, Valérie Ballu ¹, Laurent Testut ^{1,2}, Yann-Treden Tranchant ¹, Michel Calzas ³, Etienne Poirier ¹, Thibault Coulombier ¹, Olivier Laurain ⁴, Pascal Bonnefond ⁵ and Team FOAM Project ^{5,†}

¹ Littoral ENvironnement et Sociétés (LIENSs), UMR 7266, CNRS/La Rochelle Université, 2, Rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France; valerie.ballu@univ-lr.fr (V.B.); laurent.testut@univ-lr.fr (L.T.); yanntreden.tranchant1@univ-lr.fr (Y.-T.T.); etienne.poirier@univ-lr.fr (E.P.); thibault.coulombier@univ-lr.fr (T.C.)

² LEGOS, 18 av. Ed. Belin, 31000 Toulouse, France

³ DT INSU, Bâtiment IPEV, BP 74, 29280 Plouzane, France; michel.calzas@cnrs.fr

⁴ Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, IRD, Géoazur, 250 Rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France; olivier.laurain@geoazur.unice.fr

⁵ SYRTE, Observatoire de Paris, PSL Research University, CNRS, Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, LNE, 77 Avenue Denfert-Rochereau, 75014 Paris, France; pascal.bonnefond@obspm.fr

* Correspondence: clemence.chupin1@univ-lr.fr; Tel.: +33-546507624

† See complete list at the end of the article in Appendix A.

Received: 3 July 2020; Accepted: 12 August 2020; Published: 19 August 2020



Abstract: For over 25 years, satellite altimetry observations have provided invaluable information about sea-level variations, from Global Mean Sea-Level to regional meso-scale variability. However, this information remains difficult to extract in coastal areas, where the proximity to land and complex dynamics create complications that are not sufficiently accounted for in current models. Detailed knowledge of local hydrodynamics, as well as reliable sea-surface height measurements, is required to improve and validate altimetry measurements. New kinematic systems based on Global Navigation Satellite Systems (GNSS) have been developed to map the sea surface height in motion. We demonstrate the capacity of two of these systems, designed to measure the height at a centimetric level: (1) A GNSS floating carpet towed by boat (named CalNaGeo); and (2) a combination of GNSS antenna and acoustic altimeter (named Cyclopée) mounted on an unmanned surface vehicle (USV). We show that, at a fixed point, these instruments provide comparable accuracy to the best available tide gauge systems. When moving at up to 7 knots, the instrument velocity does not affect the sea surface height accuracy, and the two instruments agree at a cm-level.

Keywords: sea-level; coastal zone; instrumentation; GNSS; altimetry

1. Introduction

Satellite altimetry observations provide invaluable information about sea-level variations at many scales, from regional meso-scale ocean variability to global sea-level rise. Coastal and near-shore observations are key to answering various questions, such as the nature and role of small-scale processes, land/sea interactions, human impact and vulnerability. Obtaining accurate altimetry information in these areas remains a true challenge, as satellite altimeter and radiometer signals can be contaminated by land [1,2]. Calibration/validation activities (hereafter called “cal/val”) are, therefore, essential to characterize the performance of altimetry missions and to ensure a 1 mm/y stability of regional sea-level measurements [3]. Tide gauges are currently the most frequently used instruments to measure relative sea-level variations at the coast and to calibrate satellite data [4]. They provide accurate and high

sampling-rate sea-level measurements at a fixed point and are inexpensive and easy to maintain, making them a simple option for cal/val experiments. However, because they are usually grounded at the coast, they are sometimes distant from satellite ground tracks, and their sea-level estimates may be affected by vertical land movements.

When in-situ measurements are not located under satellite tracks, a very good knowledge of local hydrodynamics corrections and fine-scale spatial variations of the geoid is required to link these measurements to the altimetric measurements. The often-sharp variations of the marine geoid (which is close to the local mean sea surface) induce gradients that may bias the comparison between offshore altimetric and coastal observations. Nearshore, the resolution of global geoid models (for example, EGM08 [5]) is insufficient to reliably map those short scale undulations in order to transfer offshore altimetric measurements to onshore in-situ observations. In addition, reliable geoid gradients along and across satellite tracks are needed for high-resolution processing of altimetry data. Furthermore, global ocean tide models do not handle the shallow-water complexity of tides in most coastal areas [6]. For cal/val activities where tide gauges observations may be several kilometers away from satellite tracks, local hydrodynamic models are essential to accurately estimate tidal sea-levels and correct in-situ measurements that are not precisely synchronous or co-located with altimetric data.

Recent improvements in Global Navigation Satellite Systems (GNSS) allow accurate determination of sea surface height above a chosen ellipsoid in the direct vicinity of the satellite ground track, overcoming some of the known drawbacks of tide gauges. Various experiments have demonstrated the capability of GNSS buoys for cal/val activities [7]. These floating platforms can measure sea-level height with centimeter-level accuracy, comparable to the precision of radar tide gauges [8]. They are routinely used in altimetry satellite calibration sites [9] but, like tide gauges, they only provide pointwise measurements.

Development of computation software and positioning methods [10] allow direct sea surface height (SSH) mapping based on GNSS offshore surveys using cruise ships [11], research vessels [12,13] or smaller floating devices like the GPS-Catamaran [14]. An important challenge with these systems is to continuously estimate or monitor the GNSS antenna height above the water level which varies with the load and speed of the platform, as well as the water density [12,15]. To overcome this main constraint, the French DT-INSU (Division Technique de l'Institut National des Sciences de l'Univers) has developed a floating towed carpet named CalNaGeo. Inspired by the capacity of floating seaweed to "hug" the sea surface, this system consists of a GNSS antenna mounted on a floating sheet towed by a boat, ensuring good coupling with the sea surface and constant antenna height above the water.

Other alternatives for SSH mapping are emerging with the development of unmanned surface vehicles (USV) equipped with geodetic GNSS antennas, like the "GNSS Wave-glider" [16], which has demonstrated its ability to measure SSH offshore with a centimetric precision for ten days in winds gusting up to 20 m/s. In coastal areas with heavy maritime traffic and strong currents, however, this type of vehicle lacks adequate maneuverability. La Rochelle University (France) develops the PAMELi (Plateforme Autonome Multicapteur pour l'Exploration du Littoral) project, based on a USV purchased from the L3Harris—ASV company (UK). This autonomous platform continuously monitors air-draft (the height of the antenna above the sea surface) using the Cyclopée system, a combination of a GNSS antenna and an acoustic altimeter developed by the DT-INSU. In addition to its maneuverability, the interest of the PAMELi system is its ability to be a multi-sensor platform, able to combine water height measurements with many other environmental parameters (temperature, salinity, bathymetry, etc.). In terms of cal/val, these ancillary data should help to finely quantify the physical processes involved in the coastal hydrodynamics observed by the satellites, especially for future wide-swath altimetry missions, such as SWOT (Surface Water Ocean Topography).

This paper presents the CalNaGeo towed carpet and the PAMELi USV + Cyclopée systems. In the first section, we outline the technical characteristics of the systems and describe the test sites. In the second section, we present the calibration of both instruments, analyzing their performances in motionless (hereafter called static mode) and in-motion experiments done in France and New Caledonia. We end with a comparison of measurements conducted simultaneously by both instruments.

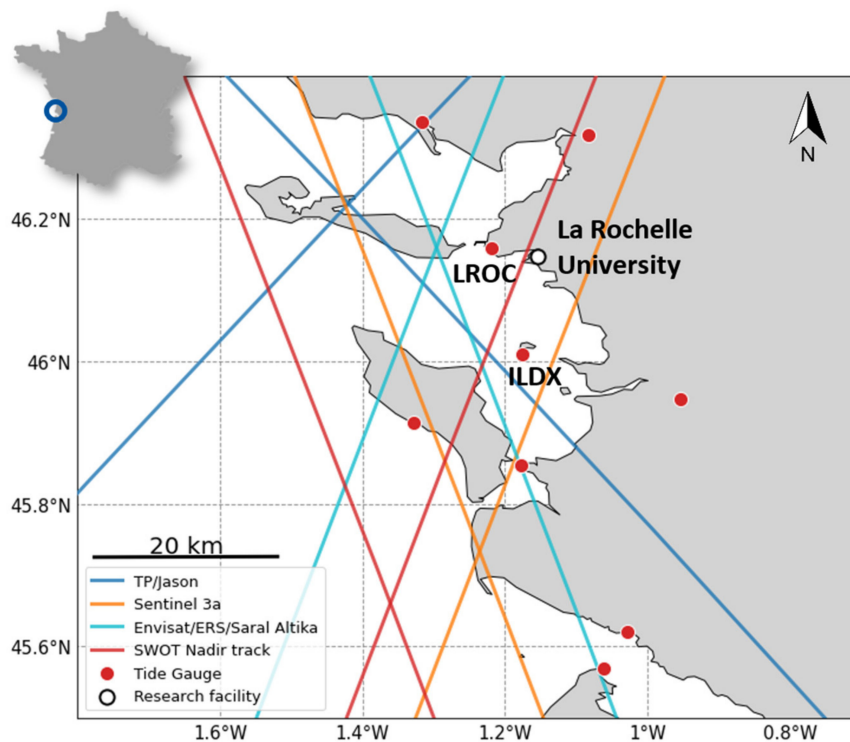
2. Materials and Methods

2.1. Coastal Areas for Calibration/Validation Activities

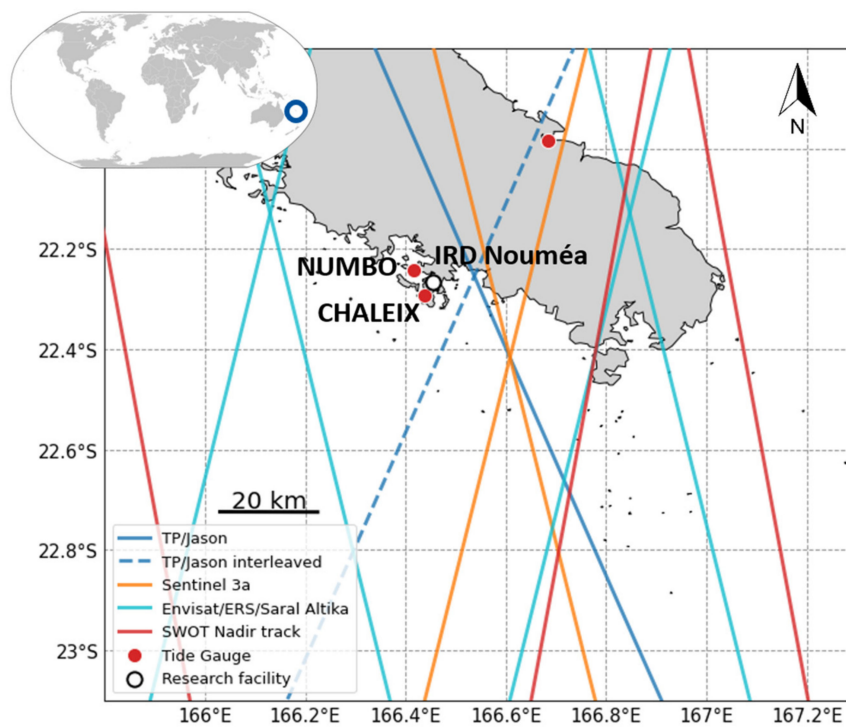
The tests presented in this paper were carried out in two specific coastal zones: The Pertuis Charentais area in France and the Noumea lagoon in New Caledonia.

On the west coast of France, the Pertuis Charentais is a rich coastal area which includes islands and estuaries (Figure 1a). The area is highly covered by nadir altimetry missions (Topex/Jason, SARAL, Sentinel-3) and the future SWOT mission. A large in-situ observation network has been developed, including a permanent observatory on Aix Island, which provides long time series of sea-level [17] using both tide gauge and vertical land motion information. At La Rochelle University, the LIENSs (Littoral Environnement et Sociétés) laboratory offers expertise and resources (boat, buoys, pressure sensors, etc.) to organize in-situ observation campaigns, including cal/val activities.

In New Caledonia, SSH mapping experiments were carried out in Noumea lagoon during a field campaign in October 2019. One of the objectives of the campaign was to improve SSH mapping methodology to model local geoid undulations under altimetric tracks. The area is covered by Topex/Jason (nominal and interleaved missions), Sentinel-3 and SWOT tracks (Figure 1b). The nearby CHALEIX and NUMBO tide gauges also provide a long sea-level record [18]. The proximity of the IRD (Institut de Recherche pour le Développement) research center in Noumea makes it possible to quickly set up field experiments and conduct studies to better understand the dynamics of the area.



(a)



(b)

Figure 1. Study areas and altimetry coverage; (a) The Pertuis Charentais area near La Rochelle, in the west coast of France; (b) Noumea lagoon in New Caledonia.

These different configurations and dynamics of the two study areas allow us to tackle different scientific questions. Their land networks and nearby research infrastructures make them relevant for cal/val activities and to test new SSH mapping methodologies. They could also become good validation sites for the future SWOT mission.

2.2. CalNaGeo GNSS Towed Carpet

The CalNaGeo GNSS floating carpet, developed by DT-INSU, can be towed for SSH mapping at high speed and in rough seas (the original design was for the Southern Ocean sea conditions). It is stable enough to keep its GNSS antenna quasi-horizontal to guarantee good signal quality and limit GNSS satellite track loss. The system consists of a geodetic GNSS antenna (Trimble Zephyr Rugged) mounted on a soft shell that follows the sea surface as seaweed follows swell and waves, ensuring a constant antenna height above sea surface. The antenna is mounted on a double gimble tied to the carpet and cabled to the receiver (Trimble NetR9), and batteries are located in one or two inflatable boats at the front of the system (the number of boats depends on the application, e.g., river/seashore versus open ocean) (Figure 2). The structure can be towed by a ship at up to 10 knots at several hundreds of meters to reduce the effect of boat's wake.

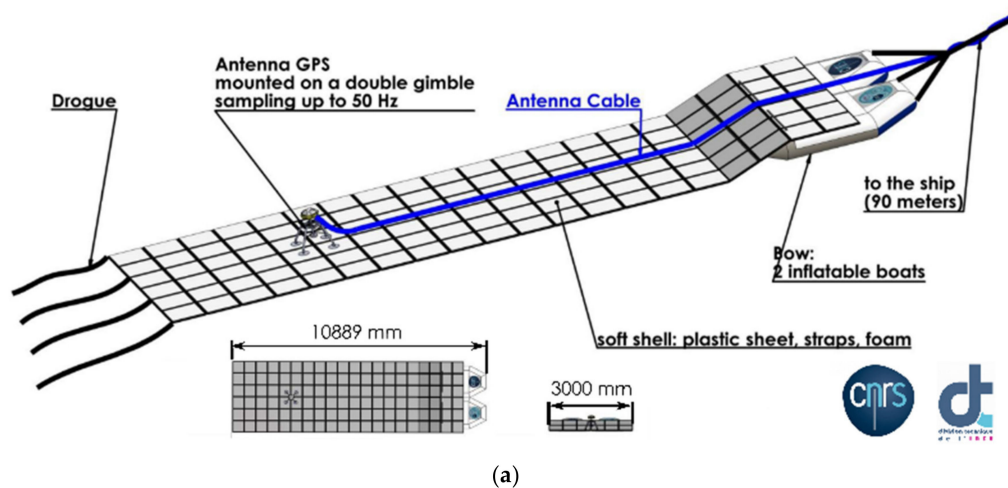


Figure 2. (a) A general drawing of the original CalNaGeo offshore towed carpet with a double inflatable boat in front (© M.Calzas—DT-INSU); (b) CalNaGeo coastal carpet in the Pertuis Charentais area.

The CalNaGeo system can be used for in-situ cal/val by SSH mapping, geoid measurement and wave monitoring, with recording rates up to 50 Hz. This design has been tested under various conditions: In the open ocean (Kerguelen, Noumea lagoon), in the coastal zone (Bangladesh, Pertuis Charentais and Corsica in France) and in rivers (Seine, Gironde in France).

2.3. Cyclopée System with Autonomous Platform

The second mapping system, developed by La Rochelle University and DT-INSU, is based on a USV named PAMELi (Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral—Project website: <https://pameli.recherche.univ-lr.fr/>). This project was born of the need for repeated, co-localized and simultaneous multidisciplinary observations to better monitor and understand the evolution of the coastal area. After each campaign, all collected data are saved to a shared database promoting interdisciplinary research development. This marine drone can support various sensors and can continuously monitor temperature, salinity, bathymetry and weather parameters during sea surface mapping [19] (Figure 3). This allows complete studies of the hydrodynamics in the coastal area, which will help cal/val of current and future altimeters.

The PAMELi USV is a C-CAT3 Catamaran built by L3Harris ASV. The design incorporates a large payload bay, and the two floats contain the batteries and small electric motors. At an average speed

of 3–4 knots, PAMELi has an endurance of roughly 10 h, depending on sea conditions and payload. Unlike the CalNaGeo carpet, this platform provides its own propulsion and steering. Its modular construction makes it easy to deploy and combine scientific instruments above or below water, thanks to a lifting keel to support underwater instruments. The shallow draft (between 0.3 and 0.8 m) and the small size of the vehicle (length: 3.02 m/width: 1.55 m) enables deployment in shallow areas. The vessel can be controlled manually or follow a pre-programmed route and integrates real-time camera viewing, useful in areas of significant maritime traffic. For safety reasons, due to heavy maritime traffic in the Pertuis Charentais, a ship follows PAMELi during one-day missions there. This support boat can tow the drone to the study area to save battery and also support the USV's piloting system.

The PAMELi marine drone needs a dedicated sensor to monitor sea surface height. This is done using a continuous GNSS and air-draft sensor named Cyclopée, installed on the front of PAMELi (Figure 4). The philosophy of the Cyclopée system is to be a hybrid and compact SSH measuring tool that can be easily installed on various platforms (USV, small boats, catamaran). For small or low vessels, the name Mini-Cyclopée regroups all the designs with a small air-draft (~1 m), such as our experiments. For the mission in Les Pertuis Charentais, our Mini-Cyclopée system combines a GNSS Trimble BD940 receiver with a Harxon D-Helix Antenna for absolute positioning, and a SENIX Toughsonic 14 acoustic altimeter for air-draft measurements, both installed on a gyro-stabilization arm. A lighter version was also tested during the field campaign in Noumea lagoon: A GNSS Septentrio PolaRx5 receiver with Harxon D-Helix Antenna, and a Sonic Wave Sensor RV acoustic altimeter, mounted on a fixed arm.

Uncompensated acoustic altimeters have a well-known dependence on air temperature gradients [20]. For example, the French Hydrographic Service (Shom) detected errors up to 7 cm using the Brest-Penfeld acoustic altimeter for large air-draft [21]. Particular attention should be given to the choice of the acoustic sensor according to the estimated measurement range. In the case of the PAMELi USV, the air-draft is relatively low and constant, and therefore, an acoustic sensor was preferred to a radar altimeter because of its high-frequency measurement capacity (up to 20 Hz) without data loss. Both of the acoustic sensors we used are temperature compensated, and experiments are being developed to fully qualify the compensation accuracy.

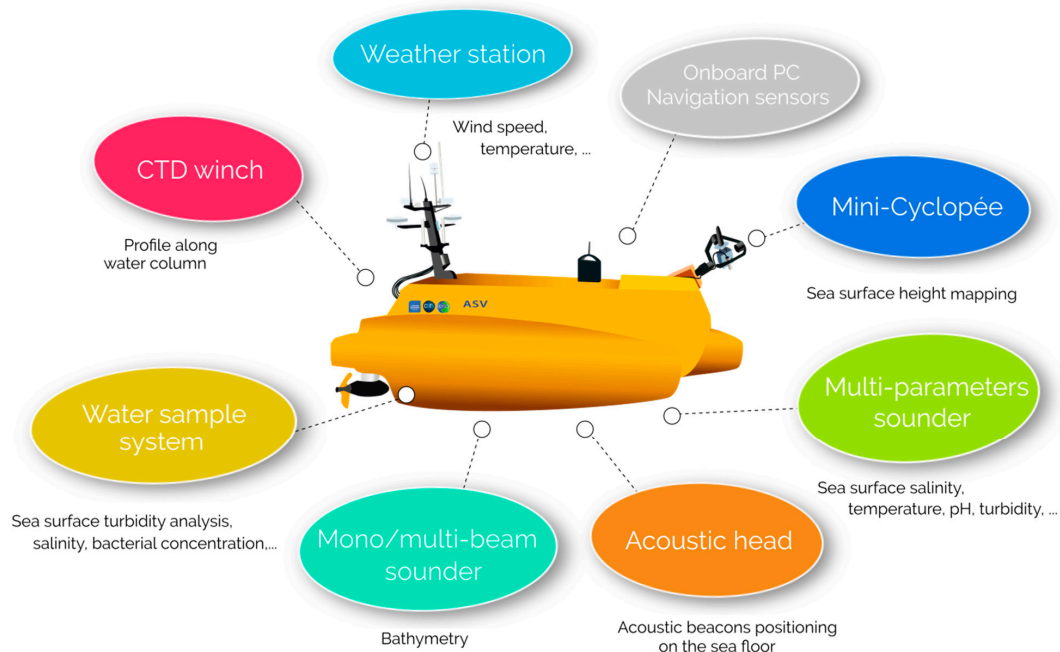


Figure 3. PAMELi (Plateforme Autonome Multicaptteur pour l'Exploration du Littoral), a multi-sensor platform for coastal observations (© T. Guyot—LIENSs).

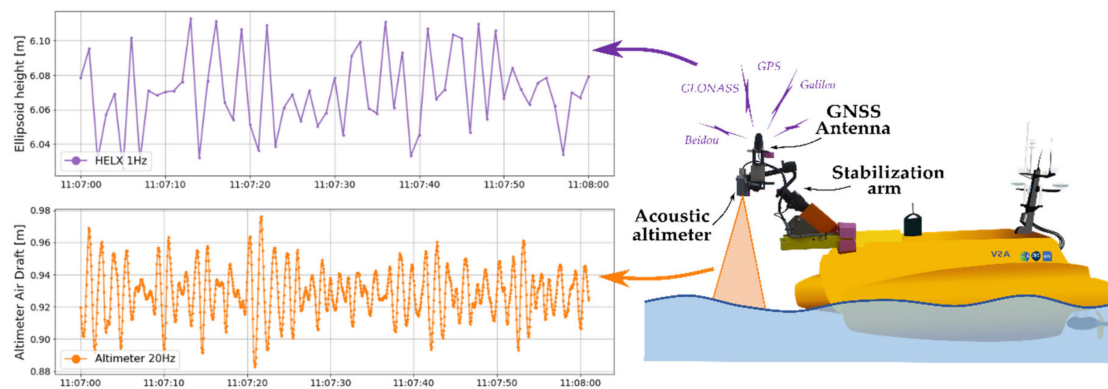


Figure 4. Mini-Cyclopée measuring system used on PAMELi unmanned surface vehicle (USV): To continuously monitor the sea surface height, this sensor combines a geodetic Global Navigation Satellite Systems (GNSS) antenna with an acoustic altimeter which allows for air-draft corrections. Note that for all our datasets, altimeter measures at 20 Hz, while GNSS is programmed to make 1 Hz measurements.

3. Results

3.1. Instruments Calibration

In order to fully qualify these instruments, several field campaigns were performed. We first quantified these new instruments against well-qualified tide gauges in a so-called static mode (i.e., not moving horizontally), then we tested them in a kinematic mode to estimate the effect of speed on the water height measurements.

3.1.1. Static Tide Gauge Sessions

Setup of the Experiments

During these experiments, all instruments are placed near a tide gauge, either moored to a pier or the seafloor, or dynamically holding station on the water. This installation depends on the system, the weather conditions and experiment duration. These static sessions are organized during neap tide period (e.g., the period of moderate tide) with calm weather conditions to be able to keep systems stationary. The observed sea-level variations and resulting heights are then compared to the reference tide gauge (Figure 5).

For the computation, differential GNSS observations are processed at 1Hz using the RTKLib software [22] and permanent GNSS stations of the French permanent GNSS network (RGP-IGN—<http://rgp.ign.fr/>) and New Caledonia Direction des Infrastructures, de la Topographie et des Transports Terrestres (DITTT—<https://dittt.gouv.nc>). In all cases, the baseline length between the instrument and the reference GNSS station is less than 150 m, allowing us to discard tropospheric and ionospheric corrections, as well as orbital and clock errors (RTKLib processing options are detailed in Supplementary Material—Table S1).

After a first data selection to keep only positions with more than four satellites and remove outliers deviating more than 4σ from the average, GNSS heights are filtered using the Vondrak filter [23], which allows us to process data series with gaps and reduces the amplitude of artificial short period signals (spectrum overlapping). A cut-off period of 120 s was chosen to filter out short-wavelength oscillations [14]. All GNSS sea-level heights initially referenced to the IAG GRS 80 ellipsoid were reduced to chart datum using precise leveling information from the French Hydrographic Service (Shom—<https://www.shom.fr/>) and our own measurements. Since our experiments are co-located with well-characterized tide gauges which are linked to the WGS84 geodetic system, we can tie all our measurements to chart datum (Figure 5). To be consistent with 1Hz GNSS observations, 1 Hz tide

gauge data provided by the Shom are used for both static sessions. As GNSS times-series, tide gauge observations are filtered with a Vondrak filter with a 120 s cutoff period. Results of two static sessions are presented here.

The first static session was conducted on 27 June 2019 during the first field experiment with PAMELi in the Pertuis Charentais area in France. For 27 min, the CalNaGeo coastal carpet and PAMELi USV Mini-Cyclopée systems measured SSH at 150 m and 20 m, respectively, from the Aix Island tide gauge (ILDX tide gauge, Figure 1a). A 2-min gap in tide gauge data reduced the comparison time span to 25 min (Figure 6a).

The second static session was conducted on 8 October 2019 in Noumea Lagoon. For seven hours, the CalNaGeo coastal carpet, a version of Mini-Cyclopée mounted on the wharf, and a GNSS Buoy (Figure 7a) measured SSH next to Numbo tide gauge (NUMBO tide gauge, Figure 1b). The GNSS buoy was already used in field campaigns and demonstrates its capability to provide sea-level records with sub-centimetric uncertainty [8,24]. We also used leveling operations to compare the Mini-Cyclopée altimeter-only SSH with GNSS + altimeter SSH.

Comparison with Tide Gauge Observations

To assess the performance of the GNSS instruments, the radar tide gauge is taken as the reference instrument for each static session. We created Van de Casteele diagrams (Figures 6c and 7c), commonly used to control tide gauge performance versus a reference probe [25], by plotting the reference tide gauge water level minus the sensor observations (x-axis) versus the tide gauge water level (y-axis). If the instrument is not biased and/or delayed compared to the tide gauge, the result of the Van de Casteele diagram shows a vertical line centered at zero.

For the Les Pertuis session (Figure 6c), Van de Casteele diagrams for the GNSS carpet (red) and PAMELi Mini-Cyclopée (violet) are vertical, but show a bias of $2.1 \text{ cm} \pm 0.3$ and $2.0 \text{ cm} \pm 0.3$ respectively. Despite this bias, which could result from a referencing error or a height inaccuracy, due to the GNSS processing method, the two sensors are very consistent. To be truly complete, this test should be performed over a full tide cycle.

For the Noumea session (Figure 7c), Van de Casteele diagrams for the GNSS carpet (red) and GNSS buoy (blue) show a bias of $0.6 \text{ cm} \pm 0.4$ and $-1.7 \text{ cm} \pm 0.5$ respectively. Uncertainties remain regarding the distance from the GNSS Antenna Reference Point (ARP) to sea-level. Aside from this vertical bias, the GNSS carpet and GNSS buoy observations are consistent with the Numbo radar tide gauge.

The Van de Casteele diagram of the acoustic altimeter only (Figure 7c, orange) shows a linear slope indicating a scale error. This error is being investigated and may be due to air temperature variations. As noted in Section 2.3, acoustic sensors could have a dependence on air temperature gradient up to several cm if not compensated by internal measurements. The variation of the altimeter beam footprint size with air-draft could also play a role, and tests are underway to estimate this effect. However, over the entire Noumea lagoon session, the mean air-draft measured by the acoustic sensor is around 1.25 m. At this draft, the sensor bias is less than 1 cm (Supplementary Material—Figure S1), which is in the range of the GNSS measurement uncertainties. When combining this air-draft with the HELIX GNSS position (Figure 7c, violet), the Van de Casteele diagram trend is less clear. At this location, GNSS measurements are noisier than usual, probably due to local multipathing and masking (metal guardrail).

These sessions indicate that, for all instruments, residuals between SSH measurements and a radar tide gauge (i.e., including the bias of the instrument) are below 2.1 cm (Table 1). As for their accuracy, an absolute bias of 1–2 cm with respect to the tide gauge was observed on these short sessions. Uncertainties remain regarding terrestrial geodesy measurements and GNSS processes which could have a significant impact on the vertical component at the cm-level. In addition to the biases induced by the GNSS calculation, it is also important to use instruments with well-known technical characteristics, such as GNSS antennas with absolute or at least relative calibration. Nevertheless, for longer averaged

time-series, this absolute bias could be reduced to a mm-level as in the Corsica calibration site [26], because some errors in the GNSS processing (orbit, clock, ionospheric and tropospheric corrections) cannot be correctly averaged over sessions of few hours of measurements.

Despite the absolute bias, the systems are stable and precise even over short measurement periods, with a standard deviation on the filtered time series residuals of around 4 mm. This indicates that these new systems are now comparable in terms of precision with the best available tide gauge systems, even if the systematic errors need to be further investigated.

Table 1. Statistics of the residuals obtained against radar tide gauge used as a reference during static sessions. For the Pertuis session (resp. Noumea), the referenced tide gauge is ILDX (Aix Island, resp. NUMBO).

System		Pertuis Session			Noumea Session		
		Mean Difference to TG [m]	Std [m]	Number of Data	Mean Difference to TG [m]	Std [m]	Number of Data
CalNaGeo		0.021	0.003	1 487	0.006	0.004	24 543
Mini-Cyclopée	On USV	0.020	0.003	1 492	-	-	-
	Altimeter only	-	-	-	0.014	0.005	25 380
	On wharf Altimeter and GNSS	-	-	-	0.002	0.009	22 814
GNSS Buoy		-	-	-	-0.017	0.005	22 705

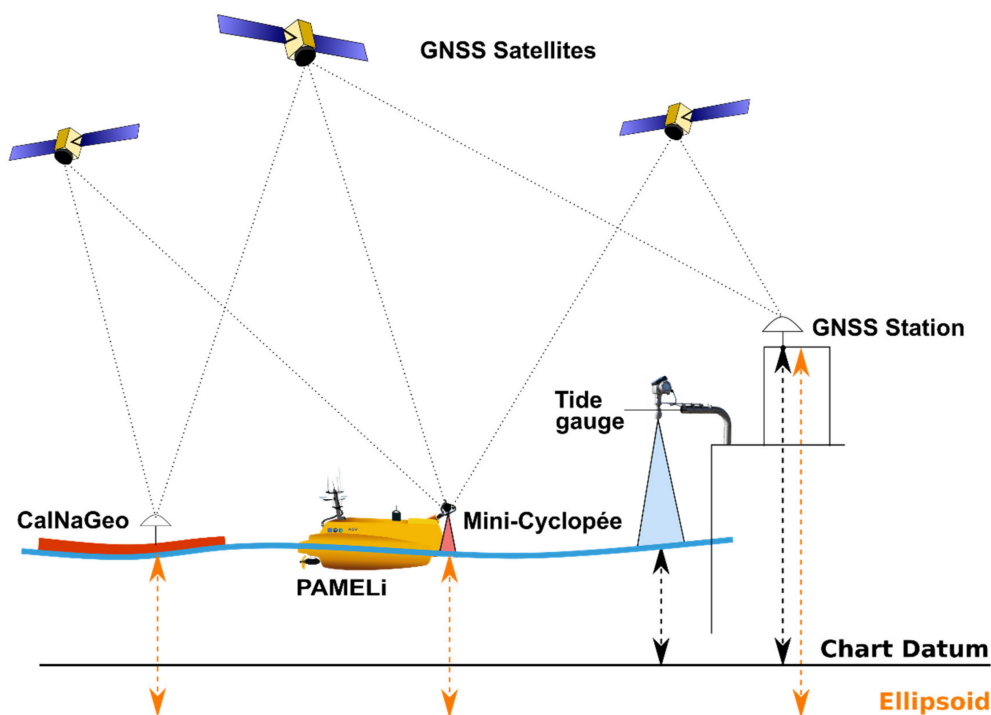
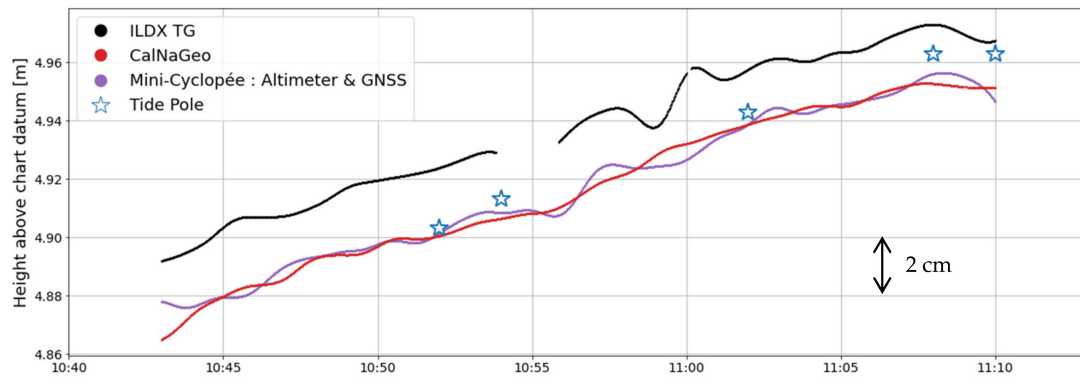
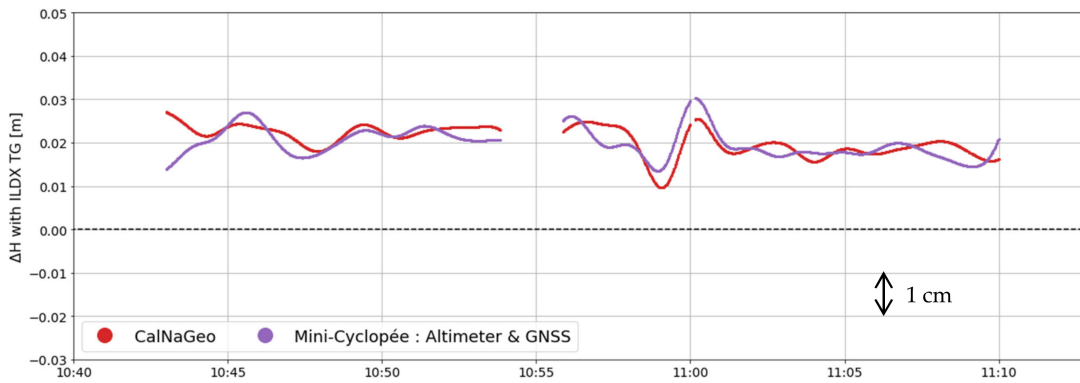


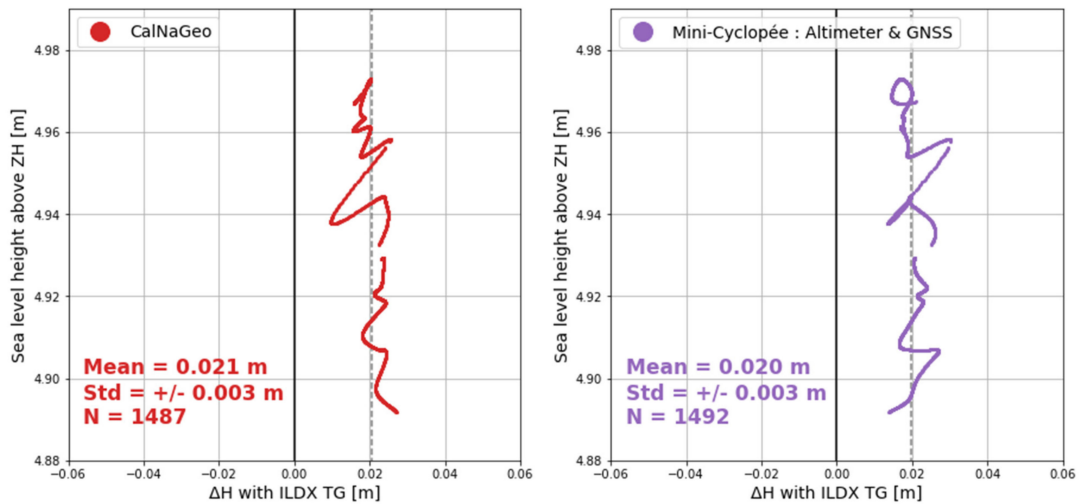
Figure 5. The methodology of a static tide gauge experiment. Instruments are installed near the reference tide gauge, overhanging the water or staying on a point directly on the water. Both CalNaGeo and PAMELi’s Mini-Cyclopée measure ellipsoid sea surface heights. Leveling operations allow us to tie tide gauge measurements to the ellipsoid, allowing a direct comparison of the resulting heights.



(a)



(b)



(c)

Figure 6. Results of the static session at ILDX tide gauge (27 June 2019) (a) Time series of sea-level height above chart datum measuring by the ILDX tide gauge (black line), CalNaGeo GNSS towed carpet (red), Mini-Cyclopée full system with acoustic altimeter and HARXON D-Helix antenna (violet) and a tide pole (blue stars); (b) sea-level height differences between ILDX tide gauge and CalNaGeo GNSS carpet (red) and Mini-Cyclopée full system (violet); (c) Van de Casteele diagram showing instrument height differences from the tide gauge versus the water height (referenced to chart datum).

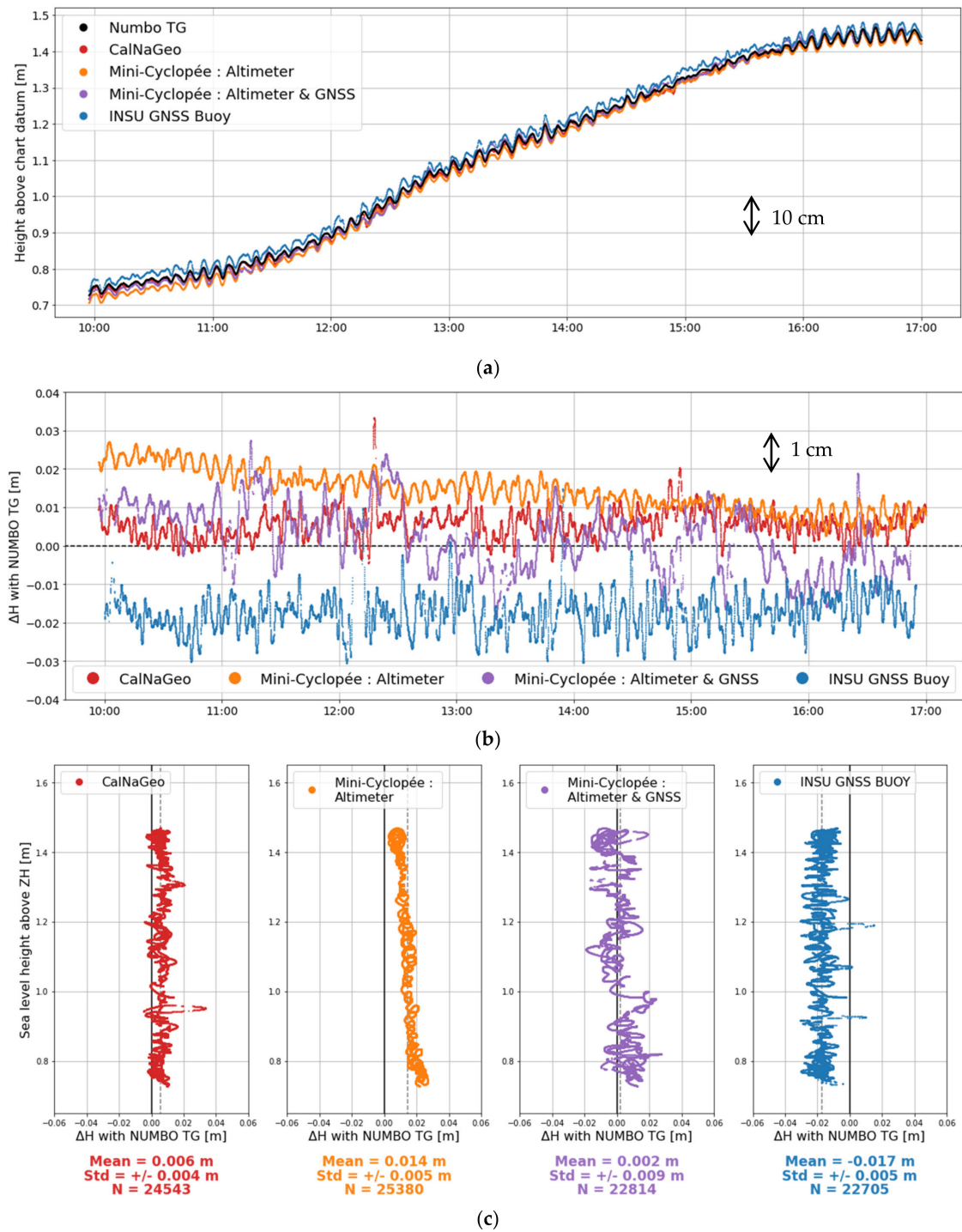


Figure 7. Results of the static session at NUMBO tide gauge (8 October 2019) (a) Time series of sea-level height above chart datum measuring by NUMBO tide gauge (black line), CalNaGeo GNSS towed carpet (red), GNSS Buoy (blue), Mini-Cyclopée Sonic Wave Sensor RV acoustic altimeter (orange) and Mini-Cyclopée full system with acoustic altimeter and HAXON D-Helix antenna (violet); (b) sea-level height differences between NUMBO tide gauge and CalNaGeo (red), GNSS Buoy (blue), Mini-Cyclopée altimeter (orange) and full system (violet); (c) Van de Casteele diagram showing instruments height differences from the tide gauge versus the water height (referenced to chart datum).

3.1.2. Effect of Speed on Water Height Measurements

CalNaGeo Experiment Setup in Noumea Lagoon

One of the main challenges with kinematic GNSS sea-level mapping systems is to continuously monitor the GNSS antenna height above the water level (air-draft), which can vary with the load and speed of the platform. As the velocity increases, a boat's hull lifts out water (hereafter named "planing effect"), potentially inducing biases in the GNSS vertical component.

To quantify the effect of CalNaGeo GNSS carpet velocity variations on planing effects, a dedicated experiment was conducted in calm weather in Noumea Lagoon on 15 October 2019. The coastal version of the GNSS carpet was towed by R/V ALIS successively at 3, 5, and 7 knots along a 950 m SSW-NNE profile. The profile was repeated three times for each velocity, for a total of nine profiles (Figure 8a). During the 2 h experiment duration, a GNSS buoy moored in the middle of the profile measured sea-level height variations. The distance between the GNSS carpet and the GNSS buoy varies between 45 m and 400 m.

As the experiment took place more than 40 km from the nearest permanent GNSS station, the GNSS processing was carried out with the GINS software in Precise Point Positioning (PPP) mode [27]. The kinematic PPP mode computes a single GNSS receiver's position without the need for a reference station. This method has already been shown capable of computing GNSS buoy height within a few centimeters [10]. GINS processing options used to compute GNSS carpet and GNSS buoy positions during this experiment are detailed in Supplementary Material—Table S2.

GNSS carpet and buoy time series are edited to keep positions with more than 4 satellites and remove points deviating more than 4σ from the average. Time series are then filtered with a Vondrak filter with a 120 s cutoff period. The EGM08 geoid model [5] is used to subtract long-wavelength signals from the carpet and buoy observations (Figure 8b). We used a $0.005^\circ \times 0.005^\circ$ local EGM08 geoid grid computed online thanks to International Centre for Global Earth Model (ICGEM) services (<http://icgem.gfz-potsdam.de/>) and linearly interpolated along CalNaGeo track and at buoy position with Python tools. Along the profile, the geoid gradient is about 7 cm/km. We use the sea surface height measurements of the GNSS buoy to remove the non-velocity related variations from the CalNaGeo carpet data (tide, atmospheric effects, etc.). The difference between GNSS carpet and buoy heights represents dynamic variations measured by the carpet along profiles (Figure 8c, black line).

Observations are noisier as the velocity increases, with SSH standard deviation increasing from $\sigma = 1.4$ cm at 3 knots to $\sigma = 2.5$ cm at 7 knots (Figure 8d). However, the average difference in SSH observed by the GNSS carpet and the GNSS buoy remains sub-centimetric along straight profiles, as well as during turns. We observe a waterline variation of about 0.8 ± 1 mm/knot, largely dominated by noise at high speed, which agrees with previous speed tests in Corsica (Supplementary Materials—Figure S3). According to these results, the towing speed of CalNaGeo does not affect its height measurements. The observed differences are not characteristic of a planing effect and may instead be a consequence of GNSS height computations.

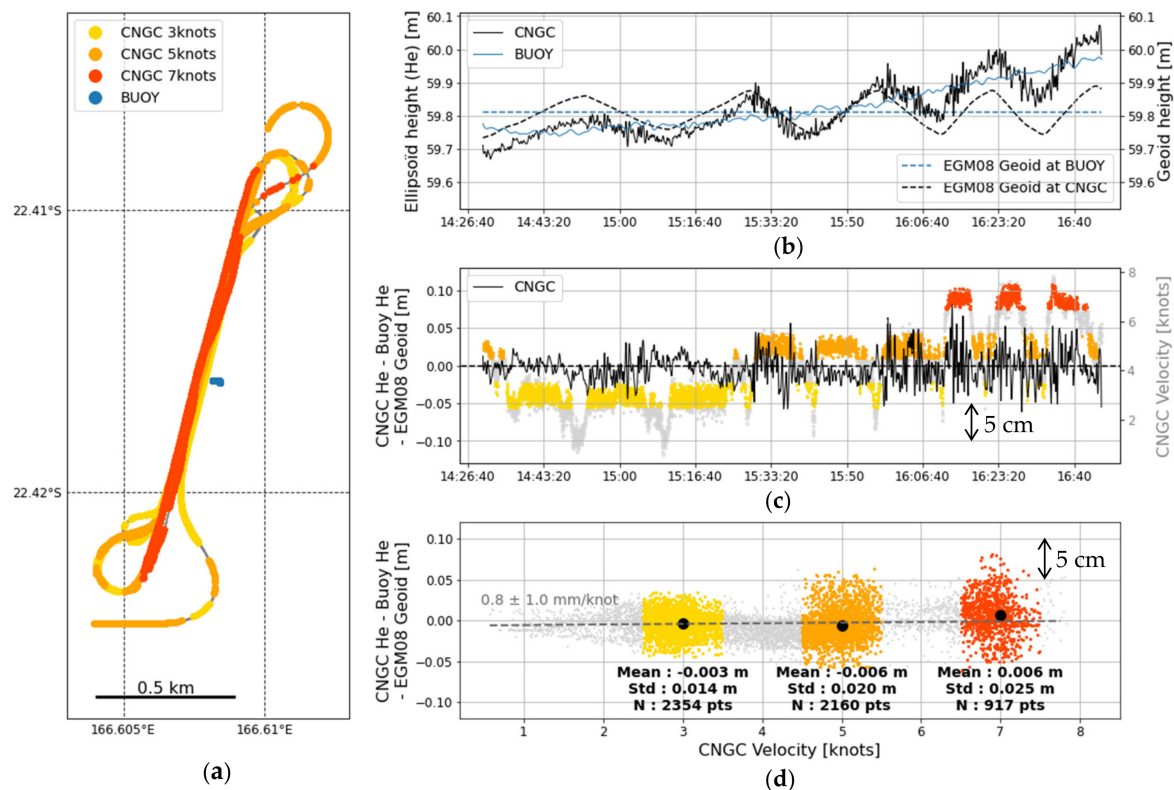


Figure 8. Effect of speed on CalNaGeo GNSS carpet height measurements (a) GNSS Buoy position (blue) during the experiment and the nine profiles of CalNaGeo GNSS carpet (yellow, orange and red for 3, 5 and 7 knots ± 0.5 knots, grey for the other velocity values); (b) GNSS Buoy (solid blue line) and GNSS carpet (solid black line) ellipsoid height during the experiment and EGM08 geoid height model at GNSS Buoy position (blue dashed line) and along GNSS carpet track (black dashed line). A Vondrak filter with $T_c = 120$ s is applied to GNSS Buoy heights and GNSS carpet weighted heights; (c) CalNaGeo GNSS carpet filtered height corrected from EGM08 geoid and GNSS Buoy heights (solid black line) and GNSS carpet velocity during the experiment. Colors correspond to the three classes of CalNaGeo carpet velocity; (d) CalNaGeo GNSS carpet filtered height corrected from EGM08 geoid and GNSS Buoy heights function of the carpet velocity. Colors correspond to the three classes of CalNaGeo carpet velocity.

PAMELi Experiment Setup Near La Rochelle

On 25 June 2019, several offshore tests were carried out near La Rochelle to characterize PAMELi USV maneuverability. We design a speed test to quantify the effect of the velocity variations on Mini-Cyclopée water height measurements. PAMELi USV was driven in calm seas at different speeds from 3 to 7 knots (Figure 9a) along a 2.9 km profile for 45 min.

We use the GINS PPP solution to compute the position of Mini-Cyclopée HELIX antenna (Figure 9b). GNSS processing is detailed in Supplementary Material—Table S2. The GNSS time series is edited to keep positions with more than four satellites and remove points deviating more than 4σ from the average. We then subtract from the GNSS heights: The GNSS time-interpolated air-draft values of the acoustic altimeter (Figure 9c) plus the 18.76 cm offset between GNSS antenna and acoustic altimeter base reference point. The result is the Mini-Cyclopée SSH time series (Figure 9d).

We observe that, up to 4 knots, the vessel is stable, and speed does not affect GNSS measurements significantly. Above 4 knots, GNSS and acoustic altimeter observations are noisier, but the acoustic air-draft measurements allow us to correct GNSS heights and obtain proper sea-level measurement up to a speed of 7 knots or if the drone stops. Thanks to the combination of GNSS and the acoustic

altimeter, it is possible to map sea surface variations in motion using the PAMELi system at up to 7 knots without significant effect on the mean SSH.

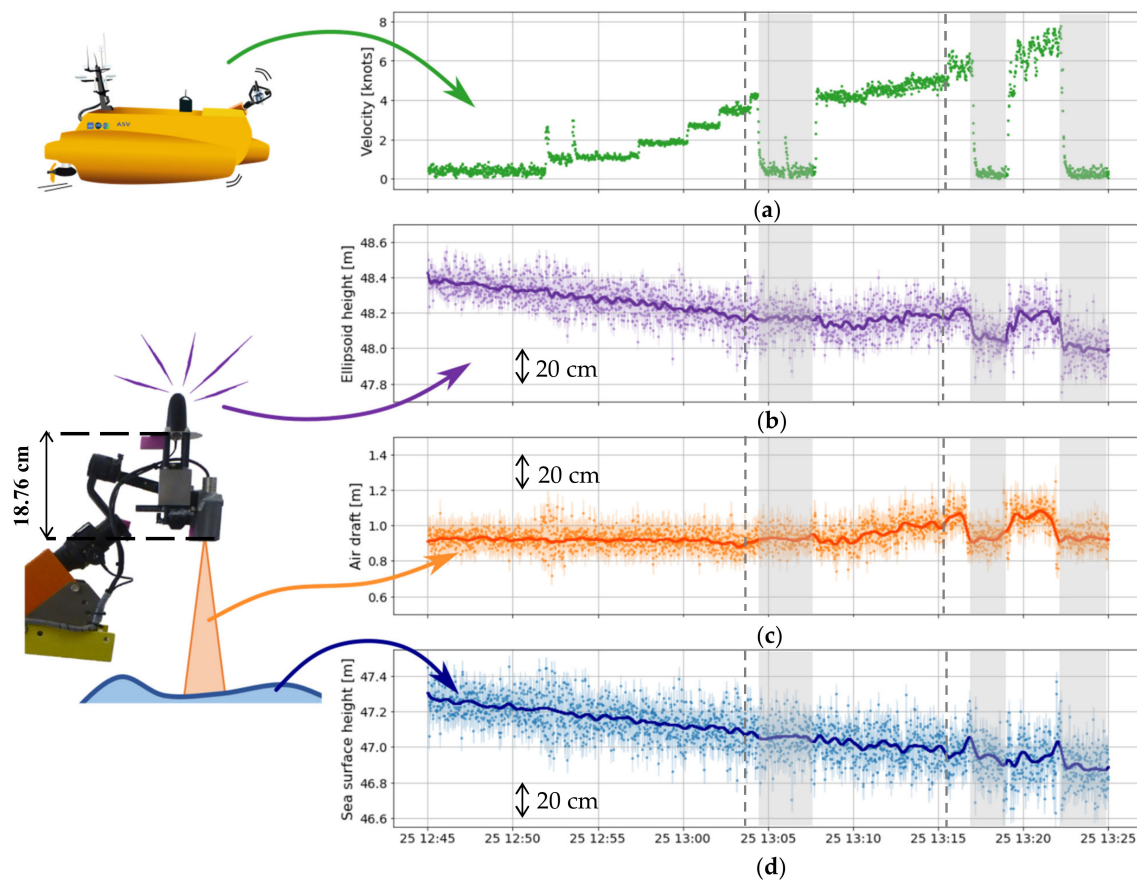


Figure 9. Effect of speed on Mini-Cyclopée height measurements. Vertical dashed lines mark experiment velocity steps (<4 knots, 4–5 knots, >4 knots) and grey zones mark periods where PAMELi stopped. (a) PAMELi USV velocity; (b) HELIX HAXON ellipsoid height computed with GINS PPP method and resulting Vondrak filtered time series with TC = 120 s (dark violet); (c) 1 Hz acoustic altimeter air-draft and resulting Vondrak filtered time series with TC = 120 s (dark orange); (d) GNSS-altimeter ellipsoid height after a combination of GNSS heights and altimeter air-draft and resulting Vondrak filtered time series with TC = 120 s (dark blue). The resulting slope observed in the time series is mainly due to the tide.

3.2. Comparison of Both Systems

The prior section aimed to separately quantify the CalNaGeo and Mini-Cyclopée systems. In this section, we compare their kinematic SSH measurements along the same profile and under the same weather conditions.

Sea Surface Measurements along Track

The June 2019 experiment in Les Pertuis Charentais area was designed to compare CalNaGeo towed carpet sea surface measurements with Mini-Cyclopée mounted on PAMELi. On two consecutive days (26 and 27 June 2019), the two systems mapped SSH under trace 70 of the Jason 3 altimetric mission. During these two days, CalNaGeo and PAMELi USV covered the 15 km track at an average speed of 3.5 knot and with a mean spacing of 190 m (Figure 10a). The mission was carried out during a neap tide period with calm weather and sea conditions.

As the distance with the Aix Island permanent GNSS stations is less than 20 km, we use the RTKLib differential method to compute the GNSS solutions (processing parameters are detailed in

Supplementary Material—Table S1). After a data selection to keep positions with more than four satellites and without outliers, CalNaGeo data are filtered with a 120 s Vondrak filter. The same method was used for the Mini-Cyclopée positions, but the 120 s Vondrak filtered is applied after a combination of the HELIX ellipsoid heights with the 1 Hz acoustic altimeter air-draft. A cutoff period of 120 s for the Vondrak filter keep signals longer than 200 m at a mean speed of 3.5 knot. The resulting ellipsoid heights for the two sessions are shown in Figure 10b,c. The slope observed in the resulting heights is mainly due to tidal variations.

The mean difference between Mini-Cyclopée and CalNaGeo SSH measurement are 1.9 ± 1.5 cm and 2.2 ± 1.0 for the first and second sessions, respectively. Neither the distance between the two instruments nor the velocity significantly impacts those differences (Figure 10). This shows that, beyond systematics errors induced by GNSS processing or geodesic measurements, the two kinematic GNSS methods are consistent to measure SSH in motion at a centimetric level.

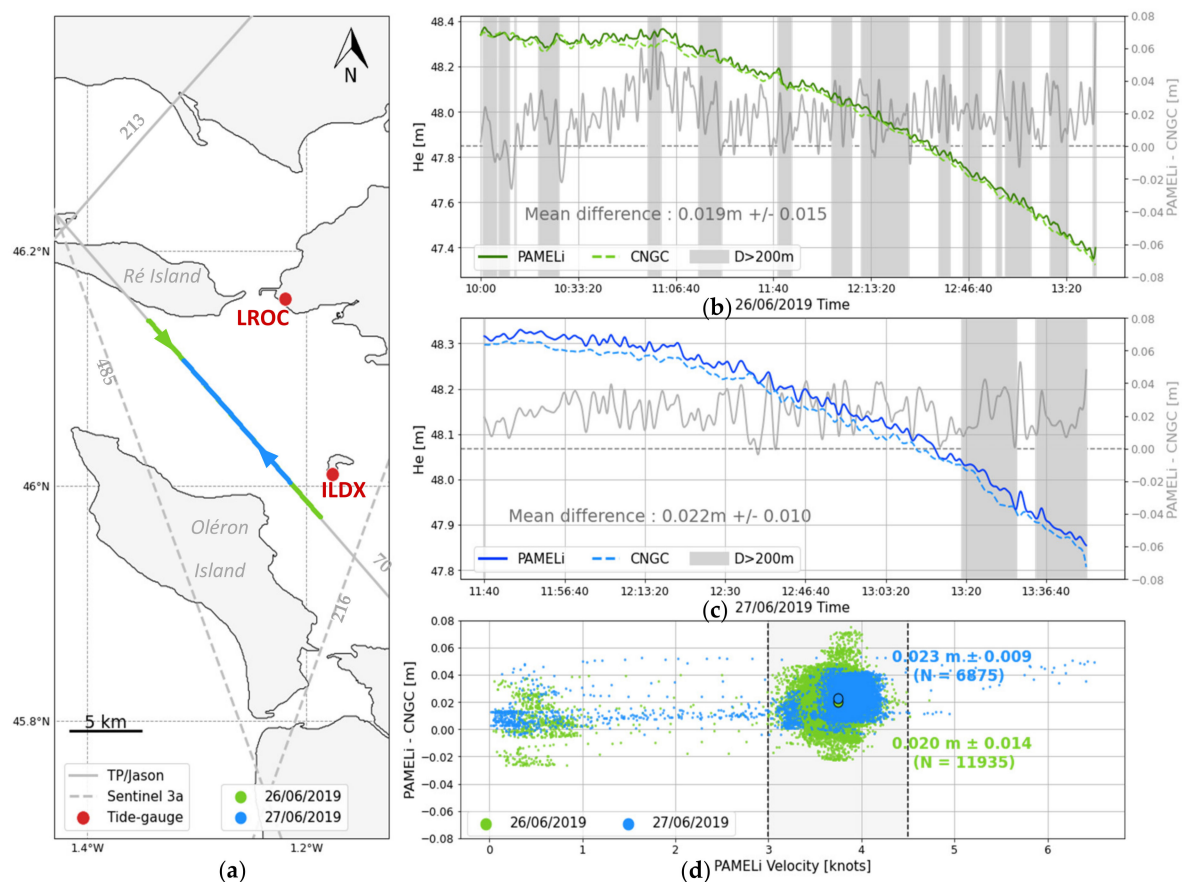


Figure 10. Along track comparison experiment in Les Pertuis Charentais area (a) PAMELi and CalNaGeo towed carpet track along trace 70 of Jason 3 altimetric mission; (b) filtered SSH of Mini-Cyclopée (solid green line) and CalNaGeo (green dotted line) during the first day of the experiment (26 June 2019). Differences between Mini-Cyclopée and CalNaGeo (CNGC) heights function of time are shown with the grey line. The grey area represents periods when the distance between the two systems exceed 200 m; (c) Filtered SSH of Mini-Cyclopée (solid blue line) and CalNaGeo (blue dotted line) during the second day of the experiment (27 June 2019) and differences between Mini-Cyclopée and CalNaGeo heights (solid grey line); (d) Differences between CalNaGeo and Mini-Cyclopée SSH function of PAMELi velocity for the first (green) and second (blue) day of the mission. The two bigger dots represent mean differences for a velocity range between 3 and 4.5 knots.

4. Discussion

In static mode, CalNaGeo shows a bias of, respectively, $2.1 \text{ cm} \pm 0.3$ and $0.6 \text{ cm} \pm 0.4$ with the ILDX and NUMBO tide gauges, demonstrating the good performance of this design to measure sea-level heights variations. It is noticeable that this system has comparable performance in static mode than the classical GNSS buoy system widely used for satellite altimetry calibration [8]. In kinematic mode, the GNSS carpet has no height bias dependency with velocity, confirming previous preliminary experiments [28]. Moreover, this system has demonstrated its robustness when towed in harsh condition in the Southern Ocean in 2016 with 60 knots wind and 4m waves. CalNaGeo towed carpet can be used in the shallow coastal area, as well as in the open ocean—but the GNSS carpet is not easily transportable because of its large dimensions, and the towing-constraint makes it difficult to maneuver in areas with heavy marine traffic.

The Mini-Cyclopée system also provides SSH consistent with tide gauges with an absolute bias of, respectively, $2.0 \text{ cm} \pm 0.3$ and $0.2 \text{ cm} \pm 0.9$ with the ILDX and NUMBO tide gauges. Thanks to the combination of a GNSS antenna and an acoustic altimeter, this system can provide reliable SSH measurements up to a speed of 7 knots. However, the use of an acoustic altimeter and its dependence on air temperature variations may impact the final accuracy. Particular attention should be given to the choice of the acoustic sensor depending on the estimated measurement range and field constraints, and a complete qualification of the sensors is necessary to ensure proper measurements.

Uncertainties remain about the accuracy of these GNSS systems, both in terms of system biases and GNSS processing. Technically, it is also important to determine all instrumental offsets and to use instruments with well-known technical characteristics, such as GNSS antenna calibrations. For example, the HARXON D-Helix antenna used in this paper lacks an antenna phase map. The choice of processing methods (differential mode, PPP (float or integer), etc.) could also have a significant impact on cm-level vertical measurements. Experimental conditions (local sea and weather conditions, GNSS satellites coverage, etc.) may also limit positioning accuracy. Improvements are possible using, for example, multi-constellation GNSS, orbit/clocks product developments, integer ambiguity resolution.

Compared to the GNSS carpet, the Mini-Cyclopée mounted on a USV or a boat is compact and maneuverable, especially in shallow coastal areas with dense marine traffic. For offshore campaigns, other systems like the “GNSS Wave-glider” [16] have proven their capacity to map SSH with a centimetric level and complete energy autonomy. Installed on a multi-sensor platform like PAMELi, Mini-Cyclopée can also combine sea surface height measurements with several environmental parameters like sea surface salinity or sea surface temperature (SST), bathymetry, atmospheric parameters, etc. This can allow integrated studies of coastal waters dynamic that could be essential for in-situ calibration of current and future satellite altimeter missions, such as the SWOT mission.

5. Conclusions

In this article, we presented a selection of tests to illustrate the ability of the CalNaGeo GNSS carpet and the Cyclopée systems to precisely measure SSH in motion. Both have advantages and disadvantages that need to be considered to match user expectations and field constraints. Static comparisons with radar tide gauges show that, despite an absolute bias, these systems are stable and precise with a standard deviation of a few millimeters on the residuals. In motion, velocity does not significantly affect SSH measurements, and a kinematic along profile comparison demonstrates that the two systems provide maps of SSH variations that are consistent on a centimetric level.

The Pertuis Charentais area and Noumea Lagoon used in this study are well-suited for future cal/val activities. Both sites are highly covered by past and current nadir altimetry missions and the future SWOT mission, and bring together large communities interested in scientific quantification of sea-level variations and their societal and environmental impacts.

Supplementary Materials: The following are available online at <http://www.mdpi.com/2072-4292/12/16/2656/s1>: Table S1. RTKLib differential GNSS processing options used in this paper, Table S2. GINS processing options used in this paper, Figure S1. Mini-Cyclopée acoustic altimeter difference with tide gauge depending on air-draft measurement, Supplementary. Offshore CalNaGeo Experiment—June 2015—Senetosa, Corsica, FRANCE, Figure S2: Configuration of Corsica calibration sites (Bonnet et al., 2013), Figure S3: CalNaGeo ellipsoid heights differences with Senetosa tide gauge sea surface heights.

Author Contributions: C.C., V.B., L.T. and Y.-T.T. designed the study, C.C., V.B., L.T., Y.-T.T., E.P. and T.C. designed and conducted the field campaign, M.C., P.B. and the FOAM Project Team conceived and tested the instruments, C.C. processed the data and wrote the original draft of the paper. Writing—review & editing, V.B., L.T., Y.-T.T., M.C., E.P., T.C., O.L. and P.B. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This study has been conducted and funded thanks to Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through the TOSCA program, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), and French Ministry of Research. Funding for C.Chupin PhD is provided by the Direction Générale de l'Armement (DGA) and the Nouvelle Aquitaine region.

Acknowledgments: The authors want to thank the support team of PAMELi (Denis Dausse, Nicolas Lachaussée, Philippe Pineau) for the June 2019 mission in Les Pertuis Charentais. For the GEOCEAN-NC mission in Noumea lagoon in October 2019, we want to thank the commandant and crew of the R/V Alis; we acknowledge the help of IRD (especially Jérôme Aucan), Shom and DITTT for logistics and on-land tide and GNSS data collection. We also thank the CNFC (Commission Nationale de la Flotte Côtière), Ifremer, IRD and the Government of New Caledonia for rapidly adjusting and obtaining permissions for the new cruise plan. We also want to thank the GINS community and especially the GET laboratory for helping with GNSS computation. Finally, we want to thank the anonymous reviewers for fruitful advice and Wayne Crawford for English proofreading, which helped to improve the quality of our manuscript.

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

Appendix A

From Ocean to Inland Waters Altimetry Monitoring (FOAM) Project Team:

(<https://sealevel.jpl.nasa.gov/science/ostscienceteam/scientistlinks/scientificinvestigations2017/bonnetfond/>)

- **P. Bonnetfond**—SYRTE, Observatoire de Paris, PSL Research University, CNRS, Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, LNE, 77 avenue Denfert-Rochereau, 75014 Paris, France
- **O. Laurain**—OCA-GEOAZUR, 250 av. A. Einstein, 06560 Valbonne, France
- **V. Ballu, X. Bertin, C. Chupin E. Poirier and Y-T. Tranchant**—LIENSs, UMR 7266, CNRS/ La Rochelle Université, Bâtiment ILE, 2, rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France
- **M.-P. Bonnet, J. Darrozes, P. Exertier, F. Frappart, F. Perosanz, G. Ramillien and A. Santamaría-Gómez**—OMP-GET/GRGS, 14 av. Ed. Belin, 31000 Toulouse, France
- **D. Allain, M. Bergé-Nguyen, S. Calmant, J.-F. Crétaux, F. Lyard and L. Testut**—LEGOS, 18 av. Ed. Belin, 31000 Toulouse, France
- **C. Brachet, M. Calzas, C. Drezen, A. Guillot and L. Fichen**—DT INSU, Bâtiment IPEV, BP 74 29280 Plouzane, France
- **M. Cancet**—NOVELTIS, 153 rue du Lac 31670 Labège, France
- **P. Schaeffer**—CLS, 8-10 rue Hermes, Parc Technologique du Canal 31526 RAMONVILLE St-Agne, France
- **Flavien Mercier**—CNES, 18, av. Ed. Belin 31401 Toulouse, France
- **F. Seyler**—UMR—ESPACE DEV, maison de la télédétection, 500 rue Jean-François Breton, 34093 Montpellier, France
- **R. Abarca Del Rio**—DGEO, University of Concepcion, Casilla: 160-C, Barrio Universitario S/N, Concepcion, Chili
- **D. Medeiros Moreira**—CPRM, Av. Pasteur, 404—Urca Rio de Janeiro, RJ, Brazil 22290-255
- **J. Santos da Silva**—CESTU/UEA, Avenida J. Batista 3578, Manaus, Brazil

References

- Bonnefond, P.; Exertier, P.; Laurain, O.; Thibaut, P.; Mercier, F. GPS-based sea level measurements to help the characterization of land contamination in coastal areas. *Adv. Space Res.* **2013**, *51*, 1383–1399. [[CrossRef](#)]
- Roblou, L.; Lamouroux, J.; Bouffard, J.; Lyard, F.; Le Hénaff, M.; Lombard, A.; Marsaleix, P.; De Mey, P.; Birol, F. Post-processing Altimeter Data Towards Coastal Applications and Integration into Coastal Models. In *Coastal Altimetry*; Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2011; pp. 217–246. ISBN 978-3-642-12796-0.
- GCOS. *Systematic Observation Requirements for Satellite-Based Products for Climate 2011 Update: Supplemental Details to the Satellite-Based Component of the “Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC (2010 Update)”*; WMO: Geneva, Switzerland, 2011.
- Mitchum, G.T. An Improved Calibration of Satellite Altimetric Heights Using Tide Gauge Sea Levels with Adjustment for Land Motion. *Mar. Geod.* **2000**, *23*, 145–166. [[CrossRef](#)]
- Pavlis, N.K.; Holmes, S.A.; Kenyon, S.C.; Factor, J.K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res.* **2012**, *117*. [[CrossRef](#)]
- Ray, R.D.; Egbert, G.D.; Erofeeva, S.Y. Tide Predictions in Shelf and Coastal Waters: Status and Prospects. In *Coastal Altimetry*; Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2011; pp. 191–216, ISBN 978-3-642-12796-0.
- Born, G.H.; Parke, M.E.; Axelrad, P.; Gold, K.L.; Johnson, J.; Key, K.W.; Kubitschek, D.G.; Christensen, E.J. Calibration of the TOPEX altimeter using a GPS buoy. *J. Geophys. Res.* **1994**, *99*, 24517. [[CrossRef](#)]
- André, G.; Miguez, B.M.; Ballu, V.; Testut, L.; Wöppelmann, G. Measuring sea level with gps-equipped buoys: A multi-instruments experiment at Aix Island. *Int. Hydrogr. Rev.* **2013**, *14*, 26–38.
- Bonnefond, P.; Haines, B.J.; Watson, C. In situ Absolute Calibration and Validation: A Link from Coastal to Open-Ocean Altimetry. In *Coastal Altimetry*; Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2011; pp. 259–296, ISBN 978-3-642-12796-0.
- Fund, F.; Perosanz, F.; Testut, L.; Loyer, S. An Integer Precise Point Positioning technique for sea surface observations using a GPS buoy. *Adv. Space Res.* **2013**, *51*, 1311–1322. [[CrossRef](#)]
- Rocken, C.; Johnson, J.; Van Hove, T.; Iwabuchi, T. Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS. *Geophys. Res. Lett.* **2005**, *32*. [[CrossRef](#)]
- Bouin, M.-N.; Ballu, V.; Calmant, S.; Boré, J.-M.; Folcher, E.; Ammann, J. A kinematic GPS methodology for sea surface mapping, Vanuatu. *J. Geod.* **2009**, *83*, 1203–1217. [[CrossRef](#)]
- Foster, J.H.; Carter, G.S.; Merrifield, M.A. Ship-based measurements of sea surface topography. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*, L11605. [[CrossRef](#)]
- Bonnefond, P.; Exertier, P.; Laurain, O.; Ménard, Y.; Orsoni, A.; Jeansou, E.; Haines, B.J.; Kubitschek, D.G.; Born, G. Leveling the Sea Surface Using a GPS-Catamaran. *Mar. Geod.* **2003**, *26*, 319–334. [[CrossRef](#)]
- Crétau, J.-F.; Bergé-Nguyen, M.; Calmant, S.; Romanovski, V.V.; Meyssignac, B.; Perosanz, F.; Tashbaeva, S.; Arsen, A.; Fund, F.; Martignago, N.; et al. Calibration of Envisat radar altimeter over Lake Issykkul. *Adv. Space Res.* **2013**, *51*, 1523–1541. [[CrossRef](#)]
- Penna, N.T.; Maqueda, M.A.M.; Martin, I.; Guo, J.; Foden, P.R. Sea Surface Height Measurement Using a GNSS Wave Glider. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*, 5609–5616. [[CrossRef](#)]
- Gouriou, T.; Martín Míguez, B.; Wöppelmann, G. Reconstruction of a two-century long sea level record for the Pertuis d’Antioche (France). *Cont. Shelf Res.* **2013**, *61–62*, 31–40. [[CrossRef](#)]
- Aucan, J.; Merrifield, M.A.; Pouvreau, N. Historical Sea Level in the South Pacific from Rescued Archives, Geodetic Measurements, and Satellite Altimetry. *Pure Appl. Geophys.* **2017**, *174*, 3813–3823. [[CrossRef](#)]
- Coulombier, T.; Ballu, V.; Pineau, P.; Lachaussee, N.; Poirier, E.; Guillot, A.; Calzas, M.; Drezen, C.; Fichen, L.; Plumejeaud, C.; et al. PAMELI, un drone marin de surface au service de l’interdisciplinarité. In Proceedings of the XVèmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil, La Rochelle, France, 29–31 May 2018; pp. 337–344.
- Martín Míguez, B.; Le Roy, R.; Wöppelmann, G. The Use of Radar Tide Gauges to Measure Variations in Sea Level along the French Coast. *J. Coast. Res.* **2008**, *4*, 61–68. [[CrossRef](#)]
- Roy, R.L. Evaluation of the Quality of Radar Telemeters. Available online: <https://www.sonel.org> (accessed on 25 June 2020).
- Takasu, T. RTKLIB: An Open Source Program Package for GNSS Positioning. Available online: <http://www.rtklib.com/> (accessed on 6 June 2020).

23. Vondrak, J. *Problem of Smoothing Observational Data II*; Astronomical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences: Praha, Czech, 1977; Volume 28, pp. 84–89.
24. Gobron, K.; de Viron, O.; Wöppelmann, G.; Poirier, É.; Ballu, V.; Van Camp, M. Assessment of Tide Gauge Biases and Precision by the Combination of Multiple Collocated Time Series. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2019**, *36*, 1983–1996. [[CrossRef](#)]
25. Miguez, B.M.; Testut, L.; Wöppelmann, G. The Van de Casteele Test Revisited: An Efficient Approach to Tide Gauge Error Characterization. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **2008**, *25*, 1238–1244. [[CrossRef](#)]
26. Bonnefond, P.; Exertier, P.; Laurain, O.; Guinle, T.; Féménias, P. Corsica: A 20-Yr multi-mission absolute altimeter calibration site. *Adv. Space Res.* **2019**. [[CrossRef](#)]
27. Marty, J.C.; Loyer, S.; Perosanz, F.; Mercier, F.; Bracher, G.; Legresy, B.; Portier, L.; Capdeville, H.; Fund, F.; Lemoine, J.M.; et al. GINS: The CNES/GRGS GNSS scientific software. In Proceedings of the ESA Proceedings WPP326, Copenhagen, Denmark, 31 August–2 September 2011.
28. Calzas, M.; Brachet, C.; Drezen, C.; Fichen, L.; Guillot, A.; Téchiné, P.; Testut, L.; Bonnefond, P.; Laurain, O.; Umr, G.; et al. Mesure du géoïde marin avec le système CalNaGEO (GNSS). 2019. Available online: http://www.legos.obs-mip.fr/observations/rosame/documents/CalNaGEO_Refmar_2019.pdf?lang=fr (accessed on 12 August 2020).



© 2020 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

– ANNEXE 2 –

PAMELi, un drone marin pour observer le littoral

Valérie Ballu, Clémence Chupin et l'équipe PAMELi, PAMELi, un drone marin pour observer le littoral.
CNRS Editions, collection XXX, à paraître

EN COURS DE PUBLICATION

PAMELi, un drone marin pour observer le littoral

Valérie Ballu¹, Clémence Chupin² et l'équipe PAMELi³

1. Valérie Ballu, Chercheure en géophysique et géodésie marine et sous-marine – CNRS – Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés, UMR 7266 CNRS/La Rochelle Université – La Rochelle – valerie.ballu@univ-lr.fr

2. Clémence Chupin, Sciences de la Terre – CNRS - Doctorante – Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés, UMR 7266 CNRS/La Rochelle Université – La Rochelle – clemence.chupin@gmail.com

3. Principaux contributeurs au projet au LIENSs : T. Coulombier, D. Dausse, C. Plumejeaud, L. Testut, H. Agogué, N. Lachaussée et P. Pineau, en collaboration avec le L3I, l'OASU et la DT-INSU et avec le soutien de la Région Nouvelle Aquitaine.

Le littoral, un système complexe sous pression croissante

Près de 20 % de la population mondiale vit à moins de 30 km des côtes, et en France métropolitaine, plus d'une personne sur 10 vit dans une commune littorale. Les zones côtières offrent des atouts nombreux pour les activités humaines (habitat, tourisme, loisirs, pêche, aquaculture, ressources naturelles, santé...) et ont un rôle plus large, par exemple sur la santé globale des écosystèmes ou en tant que puits de carbone*. Les littoraux sont des systèmes naturels complexes, dont l'équilibre à l'échelle globale est aujourd'hui menacé par le changement climatique et une pression anthropique croissante.

Continuer à habiter près des côtes tout en préservant l'équilibre fragile des écosystèmes littoraux est un véritable défi qui nécessite une compréhension du système dans sa globalité et sa complexité. En particulier, il est nécessaire de comprendre les interactions entre les différents facteurs physiques, chimiques, biologiques et humains en jeu, aux différentes échelles spatiales et temporelles. Ce défi est par essence interdisciplinaire et nécessite des observations denses, variées, de qualité et sur le long terme. Pour relever ce défi, de nouvelles opportunités s'offrent à nous en matière d'acquisition, de traitement, d'archivage et de valorisation des données. En particulier, ces dernières années, le développement des drones et des systèmes automatisés a permis d'acquérir de façon simultanée, par différents capteurs, des données datées et géolocalisées à la surface de la mer, dans l'air et sous l'eau. À l'ère du numérique, des bases de données évoluées, du Big Data* et de l'intelligence artificielle, de nouvelles méthodes d'exploration des données sont aussi apparues (visualisation, data mining, text mining, apprentissage...).

Le projet de drone marin PAMELi (*Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral*), développé au laboratoire LIENSs (*Littoral Environnement et Sociétés*), cherche à favoriser une approche interdisciplinaire du littoral, en profitant du développement des nouvelles opportunités technologiques pour acquérir des

données multidisciplinaires, les traiter, les exploiter avec des méthodes innovantes et les diffuser largement.

PAMELi – un drone marin scientifique

Le monde des drones marins, aussi appelés USV ou ASV (*Unmanned ou Autonomous Surface Vehicle*), est en plein développement et plusieurs modèles existent. Le LIENSs a acquis le modèle C-CAT3 de la compagnie L3Harris ASV (figure 1), adapté aux sorties journalières en zone côtière et avec un système de retour vidéo utile en zone de fort trafic maritime. Ce catamaran à propulsion électrique de 3 mètres par 1 mètre 50 et de 300 kg est composé de deux flotteurs contenant les batteries et les moteurs, et d'une nacelle centrale accueillant une partie de l'instrumentation scientifique, un ordinateur dédié à la navigation et un second à la science. Une quille relevable permet l'immersion d'instruments. La communication entre le drone et sa base de pilotage (embarquée ou à terre) se fait par communication WiFi, radio UHF (Ultra Haute Fréquence) ou 4G et permet un pilotage temps réel ou pré-programmé.

Dans sa configuration de base, en plus des capteurs nécessaires à une navigation sécurisée (positionnement GPS, vidéo, sondeur, météo...), le drone est équipé d'une sonde multi-capteurs pour des mesures physico-chimiques de routine (salinité, température, turbidité, pH, chlorophylle, oxygène dissous). Cet équipement peut être complété par d'autres instruments, développés spécifiquement (treuil, système de prélèvement, système de cartographie du niveau marin) ou disponibles sur le marché (figure 2). Le choix des capteurs additionnels varie avec les objectifs scientifiques des missions et les contraintes de place ou d'énergie. Chaque sortie, même si elle a une vocation disciplinaire, permet l'acquisition de données pour d'autres disciplines. Ces données multidisciplinaires sont d'abord enregistrées dans une base de données embarquée, permettant datation et géolocalisation, puis elles sont transférées dans une base de données globale à l'issue de la mission.

Vers un suivi 4D du littoral

À proximité de La Rochelle et du LIENSs, la zone des Pertuis* Charentais fait l'objet de nombreuses études, menées dans des domaines variés allant des sciences de l'environnement aux sciences humaines, en passant par la chimie et les biotechnologies. L'écosystème littoral riche et dynamique des Pertuis Charentais combine une géographie complexe, avec la présence d'îles et d'estuaires, et des problématiques socio-économiques importantes avec des enjeux liés au tourisme, aux activités portuaires, à l'ostréiculture ou à la pêche. Mieux comprendre le fonctionnement de ce socio-écosystème requiert des observations sur le long terme pour différents objectifs, qui sont réalisées dans le cadre de Services d'Observation Nationaux* (SNO) coordonnés par l'Infrastructure de Recherche ILICO ou d'observatoires locaux, traitant par exemple des pratiques de tourisme et de loisir ou de la biodiversité.

Le projet PAMELi vient en complément de ces services d'observation, avec des protocoles d'acquisition de données documentés et répétables et un archivage pérenne des données et des métadonnées. La gestion des données est une question centrale pour la recherche, et plus particulièrement pour les observatoires : la mise en œuvre des principes FAIR* (*Findable, Accessible, Interoperable, Reusable*) et la mise à disposition

des données de la recherche (Science Ouverte*) sont des leviers importants pour l'avancée future des connaissances. Cela est particulièrement pertinent pour le développement de travaux interdisciplinaires qui nécessitent non seulement d'explorer le patrimoine déjà acquis, mais également de favoriser son accès à une communauté large, ayant souvent des besoins et des pratiques variés. Autour de PAMELi, l'objectif est de construire une base de données spatio-temporelle, interopérable avec d'autres systèmes d'observation, et de la diffuser *via* des services Internet, accessibles par les scientifiques, les collectivités locales, les enseignants ou le grand public.

Des premières études scientifiques

Dans une première phase du projet, la modularité de PAMELi a permis de conduire des expériences innovantes en lien avec les spécialités développées au laboratoire LIENSs. La première application scientifique de PAMELi a porté sur la cartographie du niveau marin et la préparation à l'exploitation des données fournies par la future mission SWOT, un satellite de surveillance globale des eaux de surface qui devrait fournir des cartes instantanées de hauteur d'eau. À l'image des cartes de pression atmosphérique qui renseignent sur la force et la direction des vents, ces cartes de hauteur d'eau renseigneront sur les courants marins et la dynamique des masses d'eau. Ces informations sont essentielles, par exemple pour comprendre pourquoi une zone est particulièrement sujette aux submersions marines ou à l'érosion, ou comment sont transférés des contaminants ou nutriments entre différents sites.

Avant leur utilisation, ces données devront être validées avec des mesures *in situ* et corrigées de la marée. Actuellement, PAMELi est utilisé pour des recherches dans ces deux domaines grâce à son instrument Cyclopée, installé à la proue du drone (figure 3). Ce système est composé d'une antenne GNSS* (Géolocalisation et Navigation par Système de Satellites) pour positionner l'instrument avec une précision centimétrique, et d'un altimètre acoustique pour mesurer la distance entre cette antenne et la surface de l'eau. La combinaison de ces deux mesures permet d'avoir accès à la valeur absolue de hauteur d'eau, et donc de cartographier le niveau marin le long de profils avec une précision de l'ordre du centimètre, comparable aux observations des marégraphes* installés à la côte. Plusieurs campagnes d'acquisition dans les Pertuis Charentais ont d'ores et déjà permis la comparaison avec des données d'altimétrie satellitaire*, ainsi que l'élaboration d'une méthodologie innovante de validation de modèles de marée.

Une seconde application porte sur la détermination des facteurs influençant la qualité des eaux littorales. Pour cela, PAMELi a été équipé d'un système de prélèvement d'eau, conçu en partenariat avec la Division Technique du CNRS (DT-INSU) et l'Ifremer. Grâce à un système de déclenchement à distance, ce dispositif peut prélever 12 échantillons de 1 litre d'eau de mer à 70 cm de profondeur. L'avantage du drone est la possibilité de prélever des échantillons géo-référencés, et de les replacer dans leur environnement grâce à une cartographie continue des paramètres physico-chimiques de l'eau (température, salinité, pH, turbidité, chlorophylle...). L'utilisation du drone permet également de réduire les perturbations du milieu lors des prélèvements et d'avoir un protocole de mesure et d'échantillonnage reproductible et non dépendant de l'opérateur. Cette approche a été appliquée, dans le cadre du programme ICOMABIO, pour étudier l'origine de la contamination bactérienne (entérocoque, *Escherichia Coli*)

observée dans une zone de baignade à proximité de La Rochelle (figure 4). Des prélèvements répétés ont été effectués à différents points de la baie pour analyser la qualité microbiologique de l'eau et la dynamique spatiale de la contamination. L'échantillonnage a été réalisé à marée haute, à l'aplomb de points de prélèvement de vase réalisés à la marée basse précédente. Ce type de suivi sur le long terme contribuera à l'évaluation du rôle des différents facteurs liés à l'activité anthropique ou aux conditions environnementales (usage de la plage, campings, activité équestre, activité de la station d'épuration, faune et flore aquatique, avifaune, couverture des sols, aménagement du territoire, température air/eau, pluviométrie...).

Un outil de médiation scientifique

PAMELi est un projet pilote qui nous permet d'initier ce que pourraient être les observatoires du futur, avec des observations ponctuelles et continues, combinées à d'autres acquises par des engins autonomes mobiles en surface ou en sous-marins interopérants entre eux et permettant une diffusion rapide des données ou des produits vers les utilisateurs. PAMELi suscite la curiosité et offre l'occasion d'échanger autour de problématiques scientifiques variées qui favoriseront, à terme, les liens recherche/société et recherche/enseignement à différents niveaux. Communiquer et partager ces pratiques scientifiques, sur le terrain mais également par un accès facilité aux données, est de nature à renforcer la confiance des citoyens envers la science. Il en va peut-être de l'acceptabilité des changements requis pour une gestion durable de notre environnement. PAMELi, par ses aspects de technologie avancée et sa multidisciplinarité, est un outil de médiation vers le grand public et le monde de l'éducation. Nous avons initié des projets à l'université de La Rochelle et, à terme, nous espérons que d'autres étudiants ou élèves à distance, puissent eux aussi définir des plans d'acquisition de données dans les pertuis, récupérer les données automatiquement et travailler ensuite en classe à comprendre et suivre l'évolution du littoral.

Conclusion

Si les premiers projets conduits avec PAMELi restent disciplinaires, l'objectif est naturellement interdisciplinaire. La problématique de l'évolution du niveau marin à la côte, à court terme et à l'échelle locale, conjugue déjà plusieurs processus, allant des marées, du débit des cours d'eau, aux courants, vents, vagues et à la température de l'eau. Associés à des facteurs biologiques, tous ces paramètres peuvent également influencer la qualité des eaux littorales. À terme, le croisement de ces différents projets et l'alimentation d'une base de données spatio-temporelle sur la zone des Pertuis Charentais devraient nous aider à obtenir une vision intégrée et interdisciplinaire du système littoral, pour mieux comprendre son fonctionnement et anticiper son évolution.



Figure 1 – Le drone marin PAMELi en navigation au large de La Rochelle.
Crédit : T. Guyot

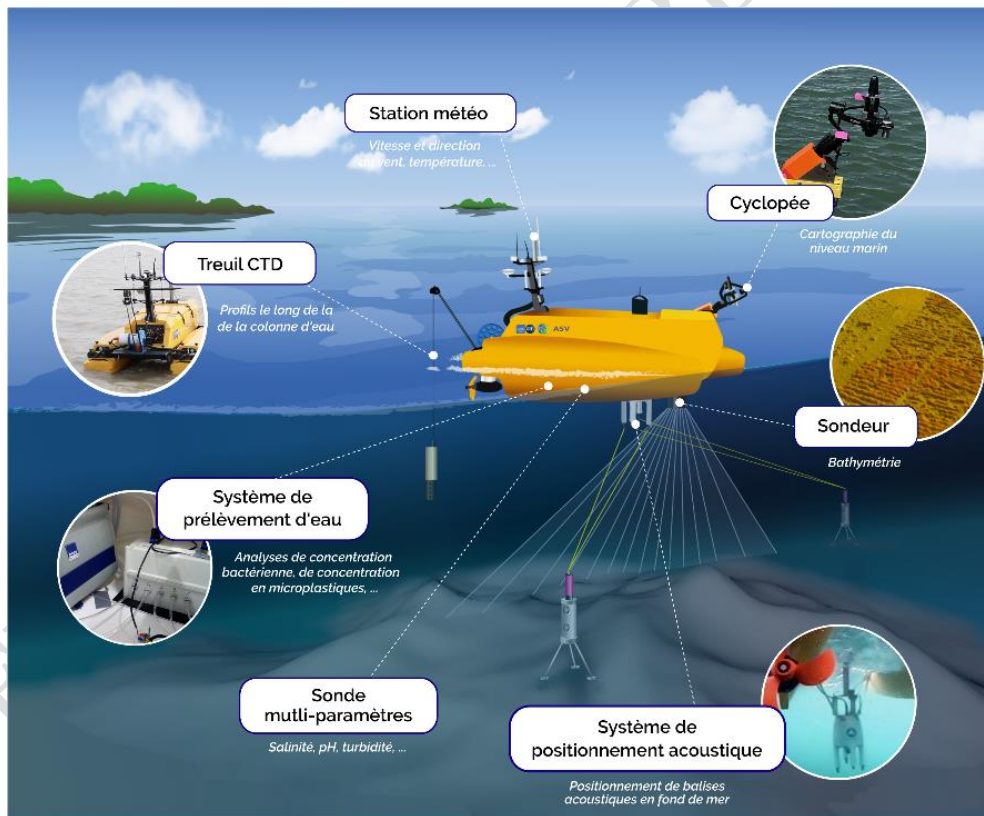


Figure 2 – Exemples de capteurs pouvant être embarqués sur PAMELi. Certains sont installés en routine, et d'autres sont intégrés en fonction des objectifs spécifiques de la mission.
Crédit : T. Guyot, C. Chupin

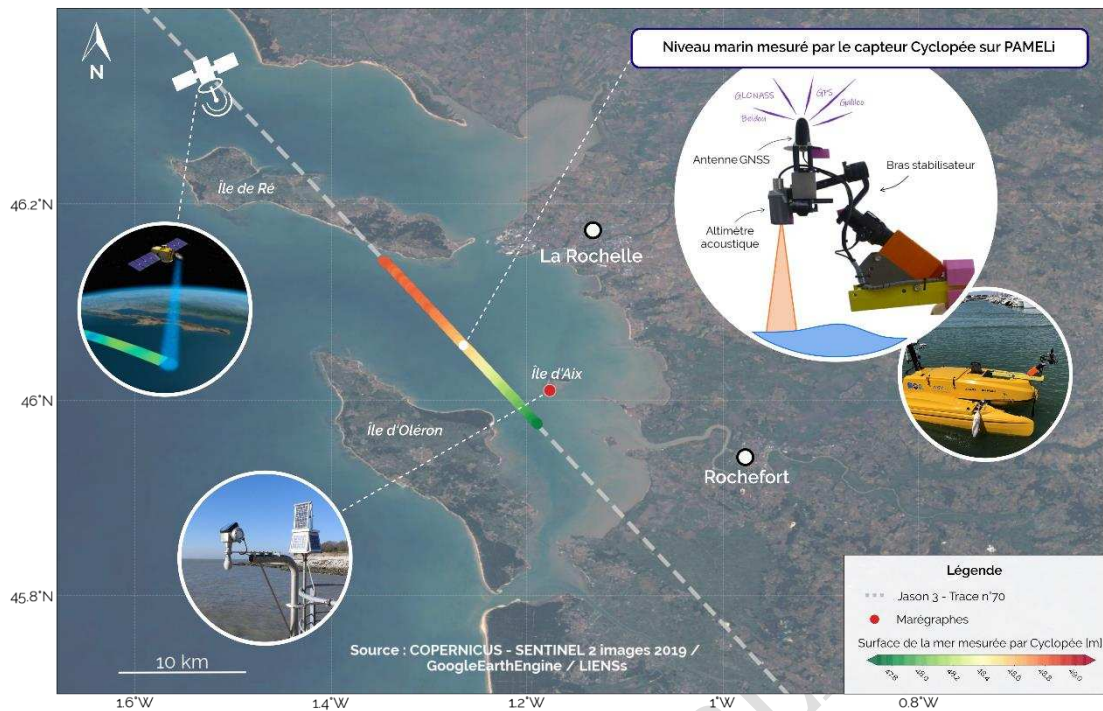


Figure 3 – Niveau marin instantané mesuré par le capteur Cyclopée installé à l'avant de PAMELi. Le trajet de PAMELi suit une trace du satellite altimétrique Jason 3, ce qui permettra à terme de qualifier les données mesurées par le satellite. Crédit : C. Chupin

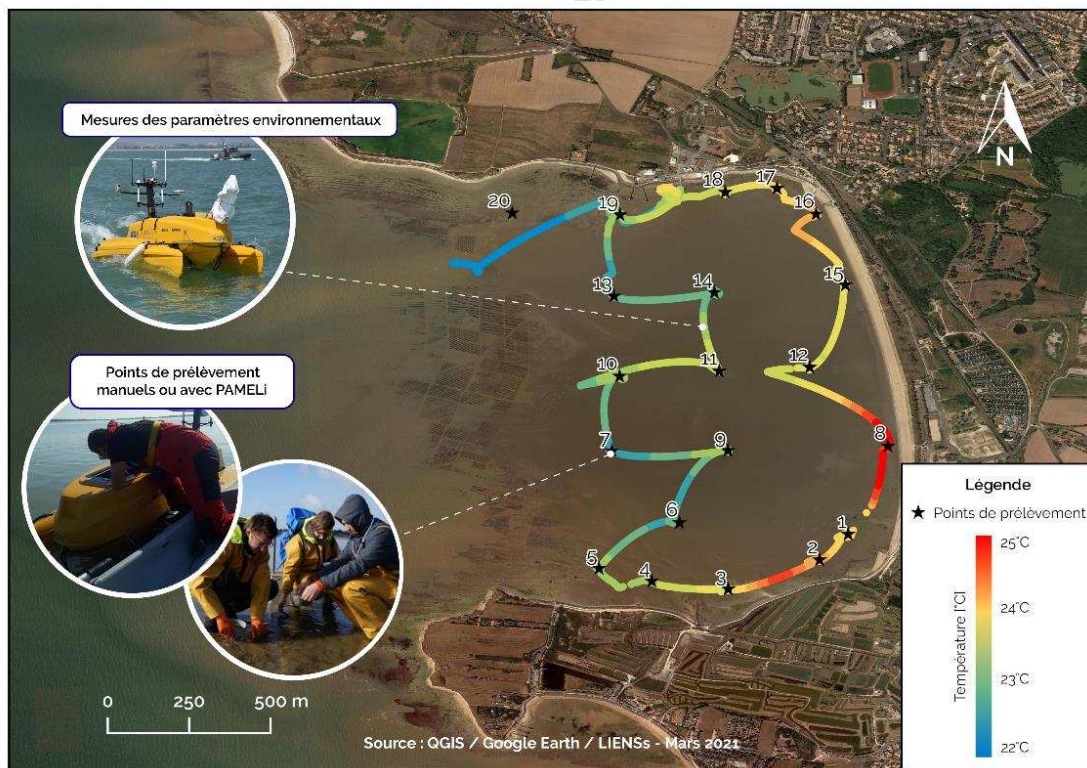


Figure 4 – Température de l'eau de surface mesurée par PAMELi lors d'un quadrillage de la Baie d'Ayré. Ces mesures environnementales sont complétées par des points de prélèvement manuels ou automatisés avec PAMELi pour étudier la qualité microbiologique de l'eau. Crédit : C. Chupin

Glossaire

GNSS (Global Navigation Satellite System ou Géolocalisation et Navigation par Système de Satellites). Ensemble de constellations de satellites pour le géo-positionnement, comprenant notamment les constellations GPS (Etats-Unis), GLONASS (Russie), Galileo (Europe) et Beidou (Chine).

Altimétrie satellitaire. Technique de mesure spatiale, permettant de mesurer le niveau des océans avec une précision centimétrique équivalente sur l'ensemble de la planète. L'évolution des technologies va permettre le lancement de la nouvelle mission SWOT (Surface Water Ocean Topography), un satellite à large fauchée qui permettra de cartographier les masses d'eau.

Marégraphe. Appareil permettant de mesurer le niveau de la mer (ou d'un fleuve) de manière localisée sur des durées plus ou moins longues. Les techniques diffèrent, et peuvent aller d'une simple échelle graduée à des marégraphe numérique radar.

SNO (Services Nationaux d'Observation). Services nationaux d'accompagnement de la recherche, via la mesure et le suivi sur le long terme des systèmes astronomiques et des milieux terrestres. L'Infrastructure de Recherche Littorale et Côtière **ILICO** regroupe les SNO en lien avec le littoral. Pour la zone des Pertuis Charentais, les SNO concernés sont SONEL, SOMLIT, DYNALIT, PHYTOBS, BENTHOS.

FAIR (Findable, Accessible, Interoperable, Reusable). Les principes FAIR fournissent des lignes directrices pour améliorer la facilité de repérage, l'accessibilité, l'interopérabilité et la réutilisation des ressources numériques.

Puits de carbone. Réservoirs naturels ou artificiels (comme les forêts, les terres agricoles, les marais) qui absorbent et stockent le carbone *via* le processus de photosynthèse, ce qui empêche sa diffusion dans l'atmosphère.

Pertuis. Zones maritimes abritées et délimitées en général par une ou plusieurs îles et un continent. La zone des Pertuis Charentais comprend un ensemble de trois pertuis : le pertuis Breton, le pertuis d'Antioche et le pertuis de Maumusson. Elle abrite une grande variété d'habitats naturels côtiers, particulièrement riches et productifs car ils constituent les réceptacles de plusieurs fleuves.

Big Data. Concept récent désignant un ensemble complexe et volumineux de données numériques ne pouvant être manipulées ou explorées par les outils classiques de gestion de données.

Science Ouverte. Mouvement cherchant à rendre la recherche scientifique et les données qu'elle produit accessible à tous et dans tous les niveaux de la société.

Références

Abadie, V., 2020. L'Océan et son jumeau numérique : Vers un meilleur outil d'aide à la décision. Mercator Océan - Ocean Forecasters. <https://www.mercator-ocean.fr/actualites/locean-jumeau-numerique-vers-meilleur-outil-daide-a-decision> (consulté le 06.02.21).

Coulombier, T. et al., 2018. PAMELi, un drone marin de surface au service de l'interdisciplinarité, XVèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, La Rochelle, pp. 337–344. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2018.038>

Delcroix, T., 2011. Observations marines, Le climat à découvert [en ligne], CNRS Éditions, Paris, <https://doi.org/10.4000/books.editions-cnrs.11374>

La Rochelle Université, 2019. Site internet du projet PAMELi - <https://pameli.recherche.univ-lr.fr/>

EN COURS DE PUBLICATION

– ANNEXE 3 –

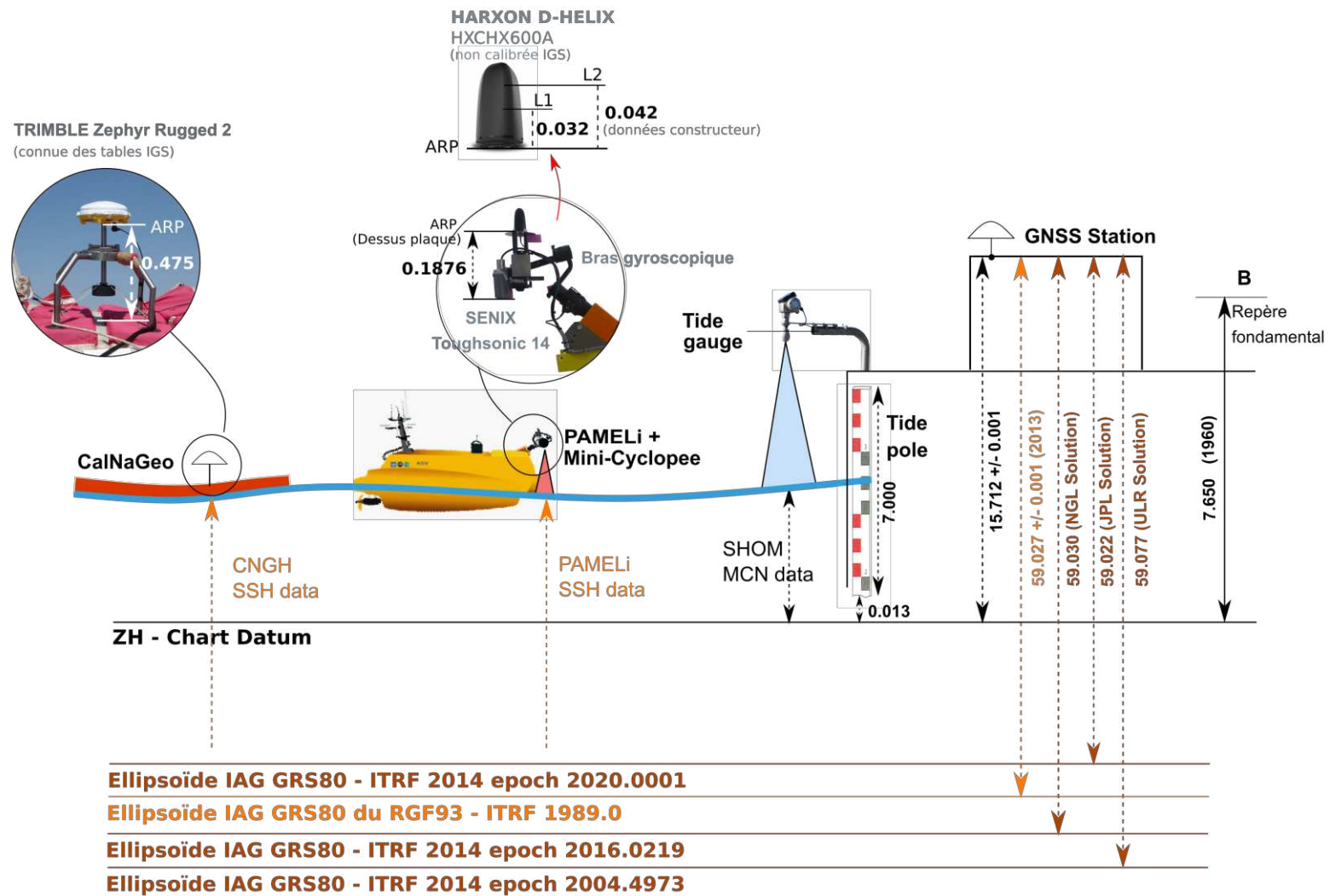
Qualification des mesures de Cyclopée et CalNaGeo

Table A3.1. Paramètres de traitement RTKLib

RTKLib Parameters	Static Sessions		Kinematic Profiles
	<i>Numbo Tide Gauge</i>	<i>Aix Island Tide Gauge</i>	<i>Les Pertuis Charentais</i>
Frequency	L1+L2	L1+L2	L1+L2
Elevation masq	0°	0°	0°
GNSS constellations	GPS	GPS	GPS
Ionospheric correction	Broadcast	Broadcast	Broadcast
Tropospheric correction	Saastamoinen model	Saastamoinen model	Saastamoinen model
Ephemeris	Precise (igs.sp3 files)	Precise (igs.sp3 files)	Precise (igs.sp3 files)
Ambiguity resolution	Fix and Hold	Fix and Hold	Fix and Hold
Dynamic mode	ON	ON	ON

Table A3.2. Paramètres de traitement GINS

GINS Parameters	Speed Test	
	<i>CNGC in Noumea Lagoon</i>	<i>PAMELi in Les Pertuis Charentais</i>
Constellations	GPS / GLONASS / Galileo	GPS / GLONASS / Galileo
Resolution mode	IPPP / PPP / IPPP	PPP / PPP / PPP
Observations sampling	1s	1s
Earth parameters	Nominal NRO	Nominal NRO
IONEX file	IGS ionosphere vertical total electron content (TEC) maps	IGS ionosphere vertical total electron content (TEC) maps
GNSS Clocks	GRG (30 s satellite clocks interpolated every second)	GRG (30 s satellite clocks interpolated every second)
Macromodel	Nominal	Nominal
Elevation mask	15°	15°
Minimum visible satellite	4	4
Minimum satellite pass duration [s]	600 s	600 s
Epochs deleted at each pass start	10	10
Kalman filter	Yes	Yes
Solid tides	IERS 2010 conventions	IERS 2010 conventions
Ocean tide loading effect	Loading coefficient computed from FES2014 model	Loading coefficient computed from FES2014 model



@ CHUPIN Clémence

Sources : FOM ILDX Juin 2016 / sonel.fr / Nivellement de la mission Pertuis juin 2019

Figure A3. 2. Schéma de nivellement des différents capteurs durant la session statique au marégraphe de l'Île d'Aix (Juin 2019)

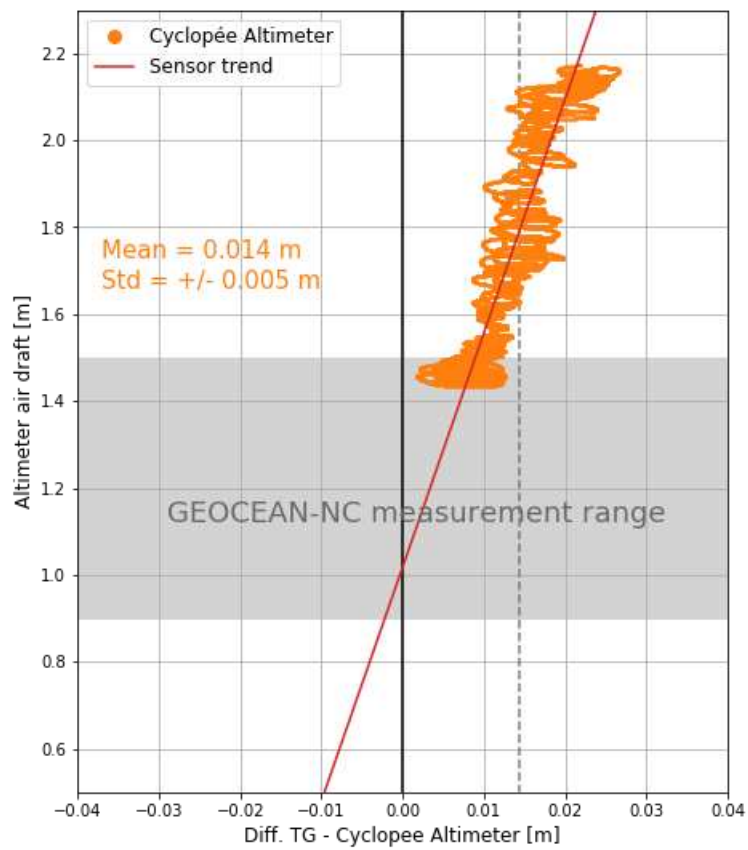


Figure A3. 3. Différence entre l’altimètre acoustique équipant Cyclopée à Nouméa et le marégraphie en fonction du tirant d’air. Il est à noter que le tirant d’air observé durant la sessions statique (de 1,4 à 2,2m) est supérieure à la plage de mesure pendant toute la campagne (zone grise). La tendance (en rouge) montre qu’autour de 1m de tirant d’air, le capteur ne montre pas de différence significative avec les observations marégraphiques.

Expérience CalNaGeo, June 2015, Senetosa, Corse, FRANCE

Lors d'une expérience de terrain au large du cap Senetosa (figure A3.4) en juin 2015, des tests de vitesse ont été réalisés avec CalNaGeo (version hauturière). CalNaGeo a été tractée à proximité du marégraphe à différentes vitesses. Les mesures GNSS ont été traitées en différentiel avec le mode "short" du logiciel GAMIT-TRACK (suppression des termes de correction ionosphériques, troposphériques, d'orbite ou d'horloges) à une distance moyenne de 1 km de la station GNSS permanente.

Une comparaison des hauteurs de mer GNSS de CalNaGeo avec le marégraphe de Senetosa montre une différence moyenne de -0.7 mm avec un écart-type de 8.3 mm (pendant ~2 h 30 min). Les résultats du test de vitesse (Figure A3.5) montrent qu'il existe une petite dépendance à la vitesse de 1,4 mm/nœuds pour toute la session (de 0 à 12 nœuds). En ne considérant que les mesures cinématiques (de 2 nœuds à 8 nœuds), cette dépendance diminue à -0.7 mm/nœuds. Ceci démontre que les mesures de hauteur CalNaGeo n'ont pas de dépendance avec la vitesse, mais que le bruit augmente de 4-5 mm en mode statique à 8 mm à une vitesse plus élevée.

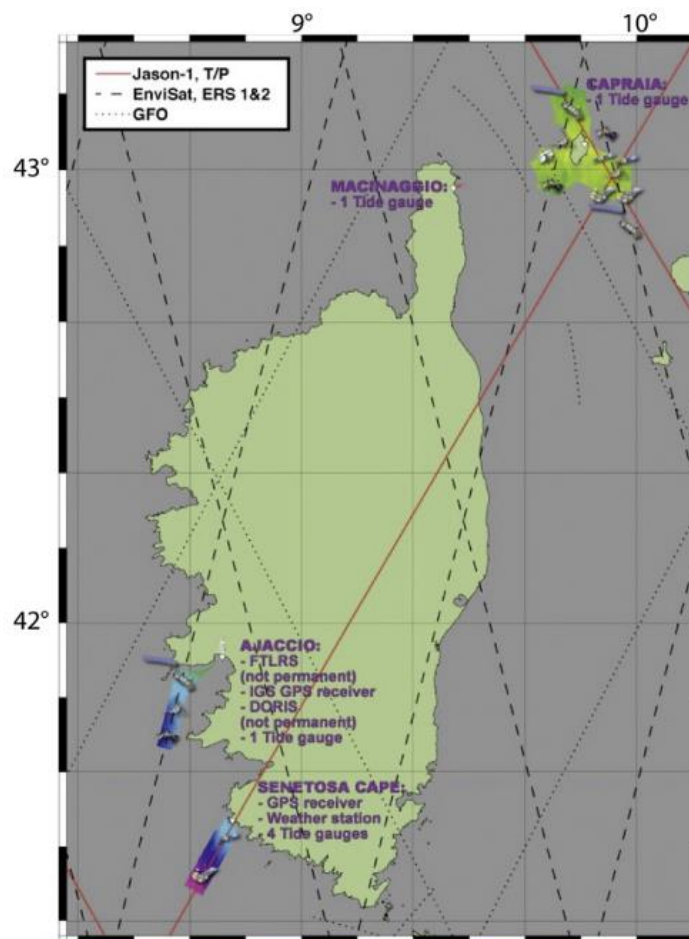


Figure A3. 4. Configuration du site de calibration de Senetosa en Corse, France (Bonfond et al., 2013).

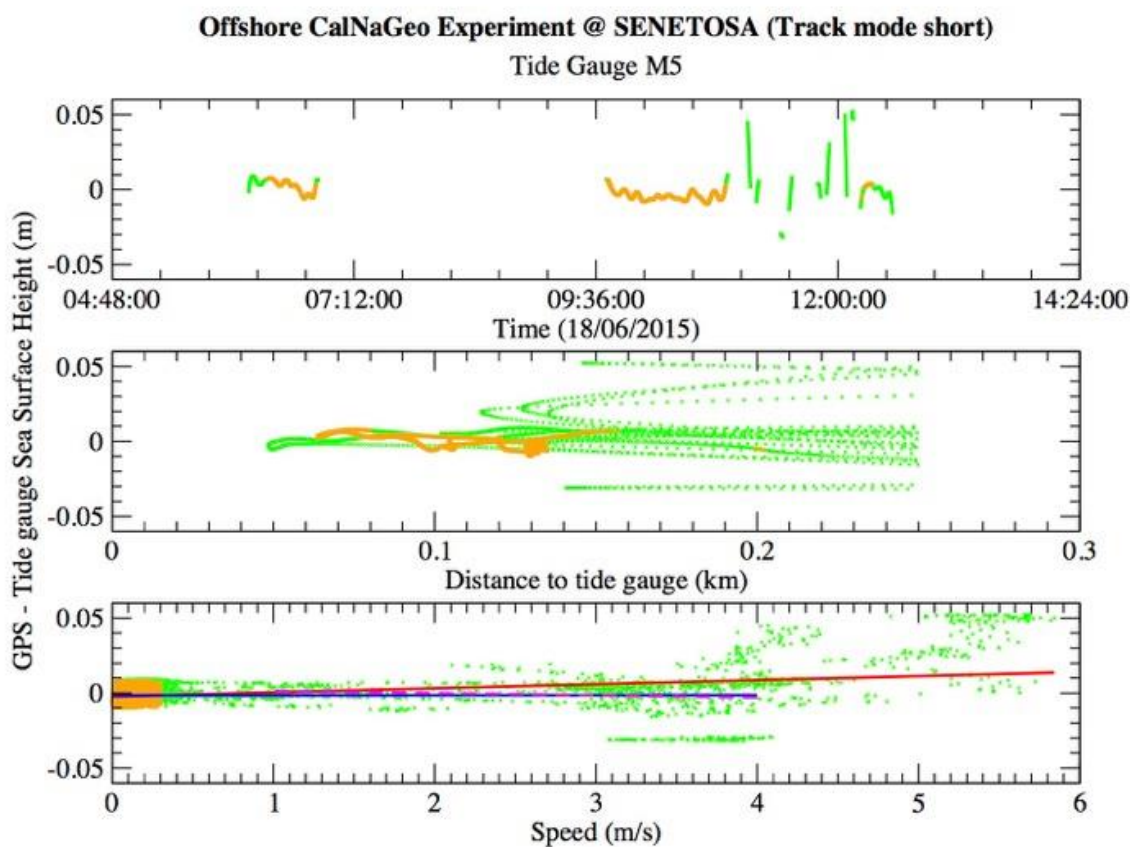


Figure A3.5. Différence entre la hauteur ellipsoïdale de CalNaGeo et les observations du marégraphe de Senetosa en fonction du temps (haut), de la distance au marégraphe (milieu) et de la vitesse de la nappe (bas). Une plage de 1 à 4 m/s correspond à une plage de 2 à 8 nœuds, et une plage de 0 à 6 m/s correspond à une plage de 0 à 12 nœuds.

– ANNEXE 4 –

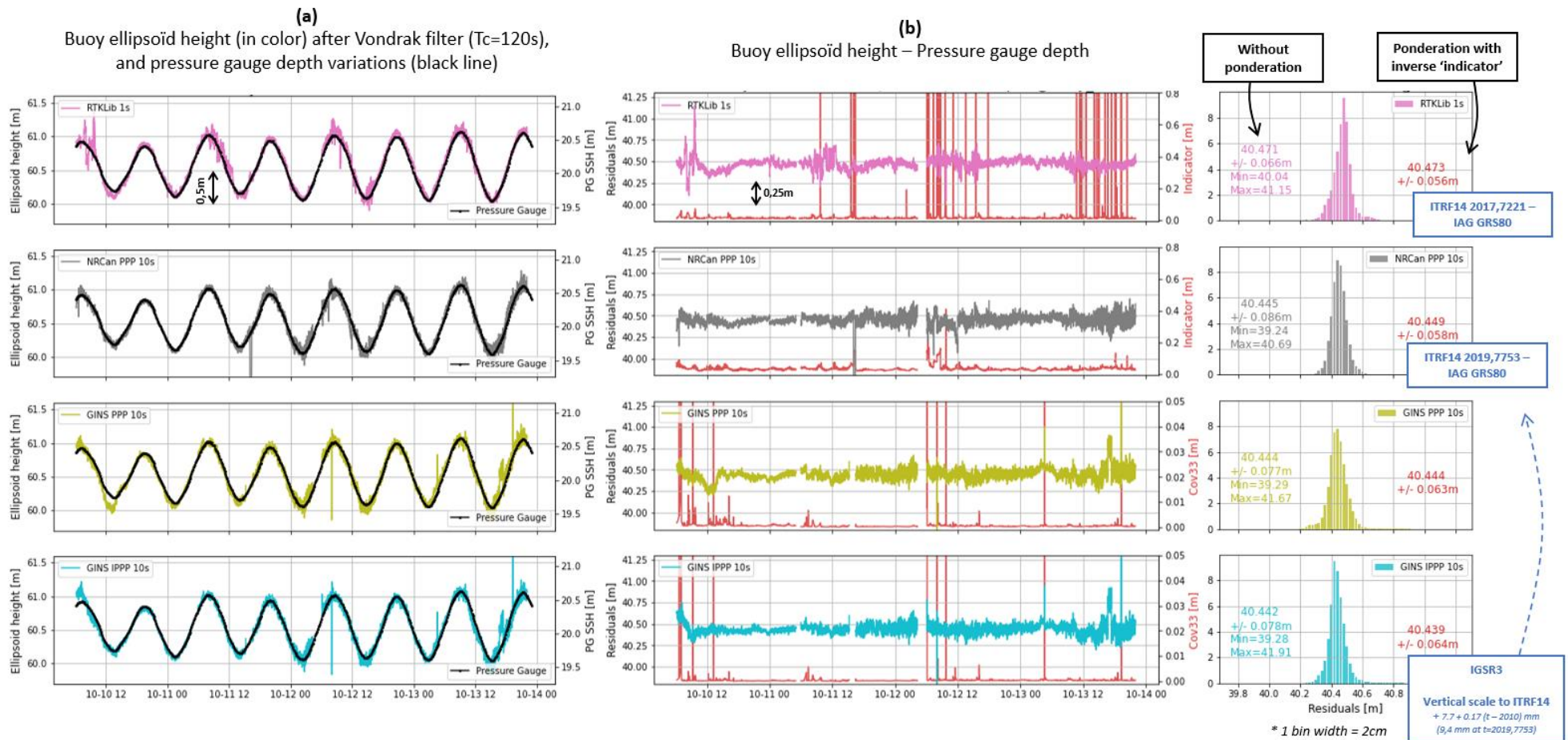
Traitements complémentaires des données in-situ de la mission GEOCEAN-NC

Table A4.1. Paramètres de traitement GINS

	Bouée GNSS	CalNaGeo
Constellations	GPS / GLONASS / GALILEO	GPS / GLONASS / GALILEO
Resolution mode	IPPP / PPP / IPPP	PPP
Observations sampling	10s	10s
Earth parameters	Nominal NRO	Nominal NRO
Ocean tide loading	FES2014	FES2014
Atmosphere loading	Uncorrected	Uncorrected
IONEX file	Default ionosphere	Default ionosphere
Orbit/clock	MG3	MG3
Macromodel	Nominal MG3	Nominal MG3
ANTEX	igsR3.atx	igsR3.atx
Elevation mask	15	15
Minimum visible satellite	4	4
Minimum satellite pass duration [s]	300 s	350 s
Epochs deleted at each pass start	2 (20 sec)	2 (20 sec)
Minimum pass length for integer ambiguity computation	600 s	-
Kalman filter	Yes	Yes

Plusieurs tests et plusieurs logiciels ont été utilisés pour traiter les observations de la bouée mouillée sous le croisement altimétrique, sans réussir à discriminer objectivement et à toutes les époques l'une ou l'autre des solutions. Ne présentant pas de sauts de cycles flagrant par rapport aux autres solutions, nous avons choisi pour la suite des traitements la solution IPPP fournie par GINS. Il est cependant important de garder à l'esprit que sur d'aussi courtes sessions d'observations, des erreurs de traitement peuvent affecter la composante verticale au niveau centimétrique et biaiser les rattachements qui en découlent.

Figure A4.5. Extrait d'un document de travail sur le traitement GNSS de la bouée et la comparaison avec les observations du capteur de pression.



Comparaison de l'état de mer enregistré par la bouée GNSS et le capteur de pression 2019x durant la campagne GEOCEAN-NC 2019

Pour vérifier que la bouée GNSS et le capteur de pression 2019x observant bien la même mer, nous avons comparé le paramètre SWH (*Significant Wave Height*) enregistrée par les deux instruments.

SWH de la bouée GNSS

Située à la surface de l'eau, les observations de la bouée GNSS sont directement impactées par l'état de la mer, mais aussi par des variations plus longues comme les ondulations de la marée ou le géoïde. Pour traiter ces données, nous avons utilisé la méthode décrite dans P Bonnefond et al. (2003). Pour ne garder que les variations de la surface à haute fréquence, nous retirons la série filtrée des observations brutes de la bouée (solution différentielle RTKLib 1Hz). Ce filtrage est effectué à l'aide d'un filtre de Vondrak (Vondrak 1977) avec une période de coupure de 120s pour lisser les oscillations de courte longueur d'onde (Figure A4.1 a). L'écart-type de ces hauteurs résiduelles (σ_{shr}) est calculé avec une moyenne glissante de période 120s (Figure A4.1

b). L'écart type de la bouée due aux vagues (σ_{wave}) est alors égal à : $\sigma_{wave} = \sqrt{\sigma_{shr}^2 + \sigma_{gps}^2}$ avec σ_{gps} l'erreur sur les mesures de la bouée (estimée dans notre cas à environ 2.5 cm). La SWH de la bouée est ensuite dérivée de : $SWH = 4 \times \sigma_{wave}$ (Figure A4.1 c).

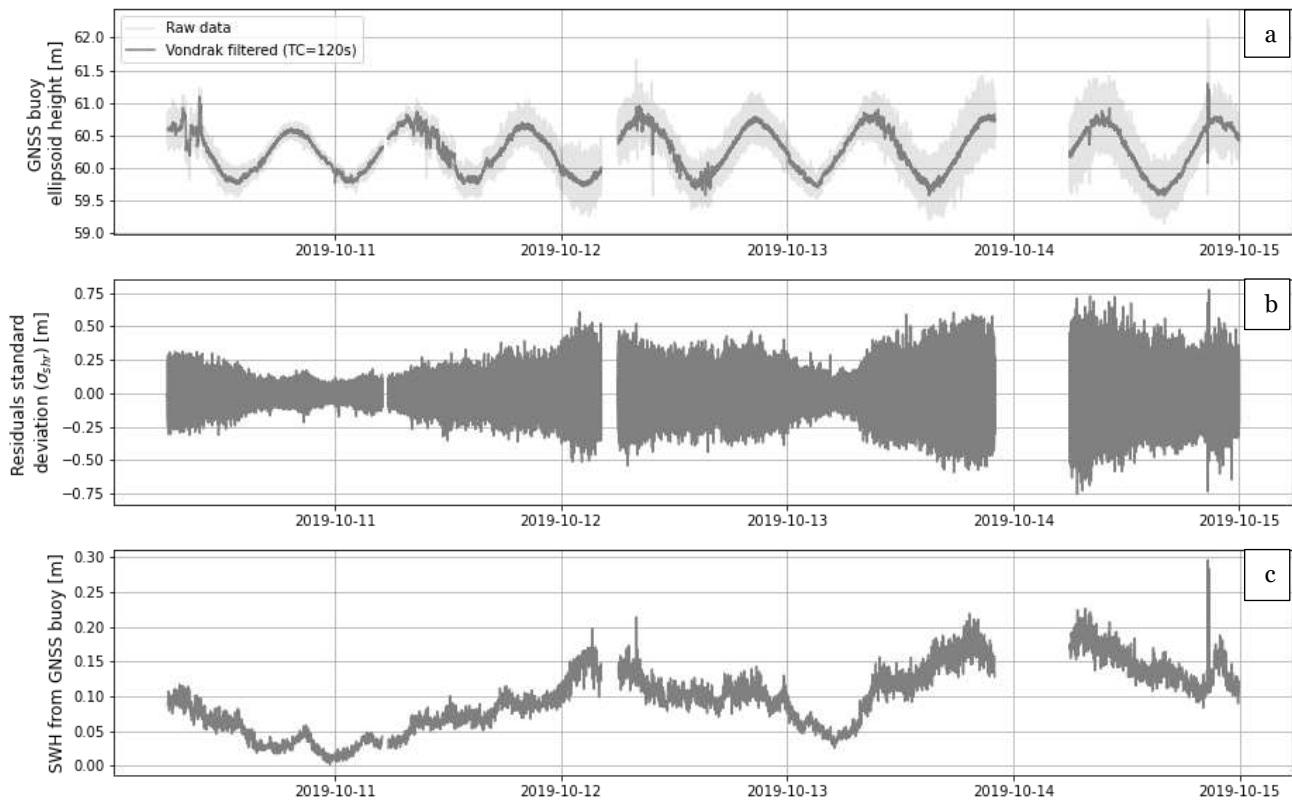


Figure A4.1. Etapes de calcul de la SWH de la bouée GNSS

a) Hauteur ellipsoïdale brute et filtrée de la bouée / b) Ecart type sur les hauteurs résiduelles (σ_{shr}) / c) SWH de la bouée GNSS

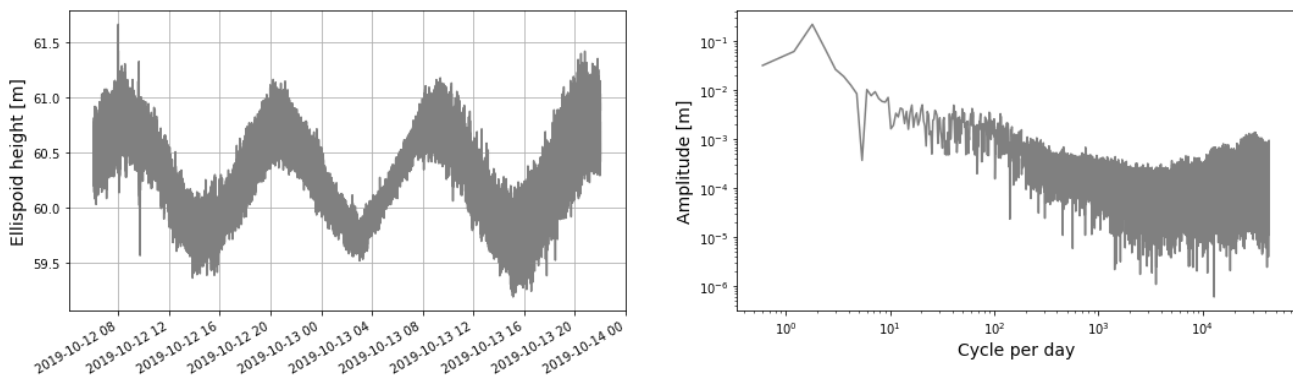


Figure A4.2. FFT sur les observations de la bouée entre le 12 et 13 octobre 2019

SWH du capteur de pression 2019x

Les capteurs SBE26plus ont été configurés pour mesurer les salves de vagues (*wave burst*) pendant 10 minutes toutes les heures (avec une durée d'échantillonnage de 1 seconde). Pour calculer le SWH résultant de ces *wave burst*, pour 2019x, nous transformons d'abord les enregistrements de pression en profondeurs hydrostatiques équivalentes en utilisant la pression atmosphérique de l'aéroport de Magenta, la température du capteur de pression et une salinité moyenne de 35.5 psu. Ensuite, nous retirons une tendance linéaire pour chaque *burst* de 512 valeurs et reconstruisons l'élévation des vagues. La densité du spectre de puissance (PSD) est alors estimée et les paramètres finaux des vagues sont extraits. Après plusieurs tests, nous choisissons une fréquence de coupure de $F_c=0.25$ Hz. Afin de faciliter la comparaison avec les SWH de la bouée, cette méthode est également appliquée aux observations de la bouée, après avoir sélectionné les mêmes fenêtres d'observation que pour le capteur de pression.

Comparaison

Les résultats de l'estimation de la SWH pour la bouée GNSS et le capteur de pression 2019x sont présentés sur la figure A4.3. Nous pouvons voir que la bouée GNSS, mesurant à la surface directe de l'eau, est très sensible aux vagues, jusqu'à des bandes de fréquence de 0,5 Hz. Si nous appliquons la même fréquence de coupure que le capteur de pression de fond ($F_c=0.25$) aux données de la bouée, nous obtenons une corrélation élevée entre les deux séries ($c=0.919$, Figure A4.4). Ainsi, à une profondeur d'environ 20 m, le capteur de pression est limité à une bande de fréquence plus étroite que la bouée. Mais si l'on limite la comparaison à la bande de fréquence commune aux deux systèmes, ils observent la même mer.

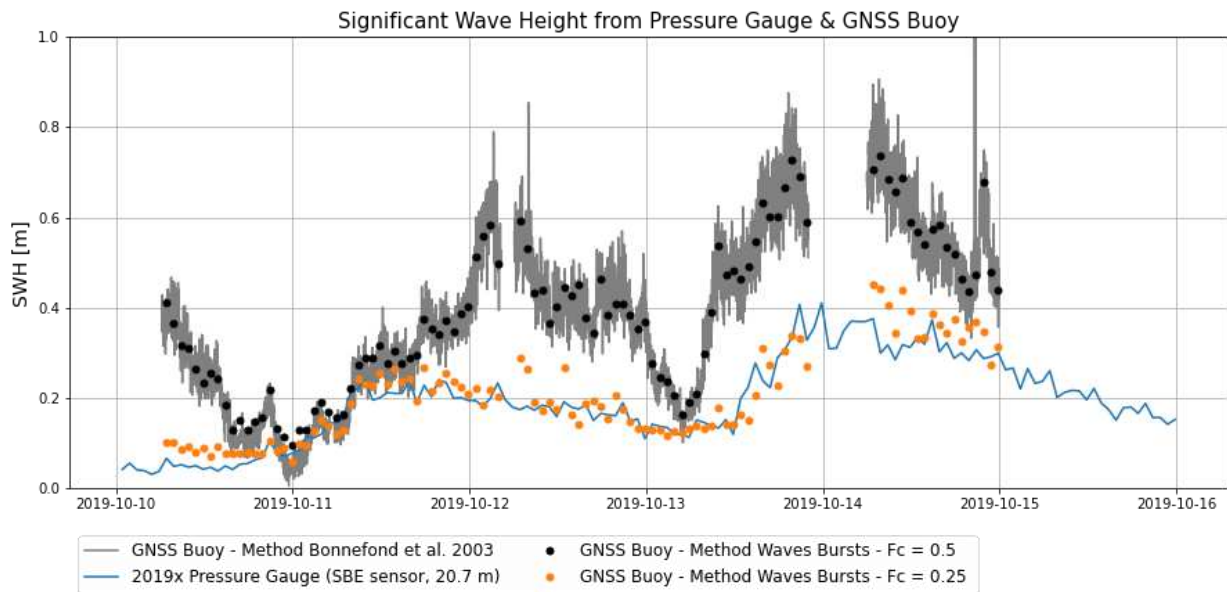


Figure A4.3. SWH de la bouée GNSS (gris) et du capteur de pression 2019x (bleu). Pour permettre une comparaison directe, la SWH de la bouée est calculée en utilisant la méthode des wave burst, en appliquant différentes périodes de coupure (points noirs et orange).

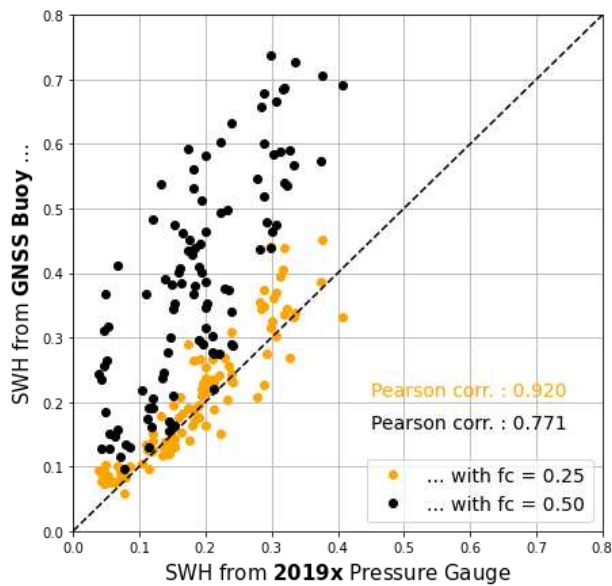


Figure A4.4. Corrélation entre la SWH de la bouée GNSS et du capteur de pression

– ANNEXE 5 –

**Données complémentaires sur le traitement et l'analyse
des données altimétriques dans le lagon de Nouméa**

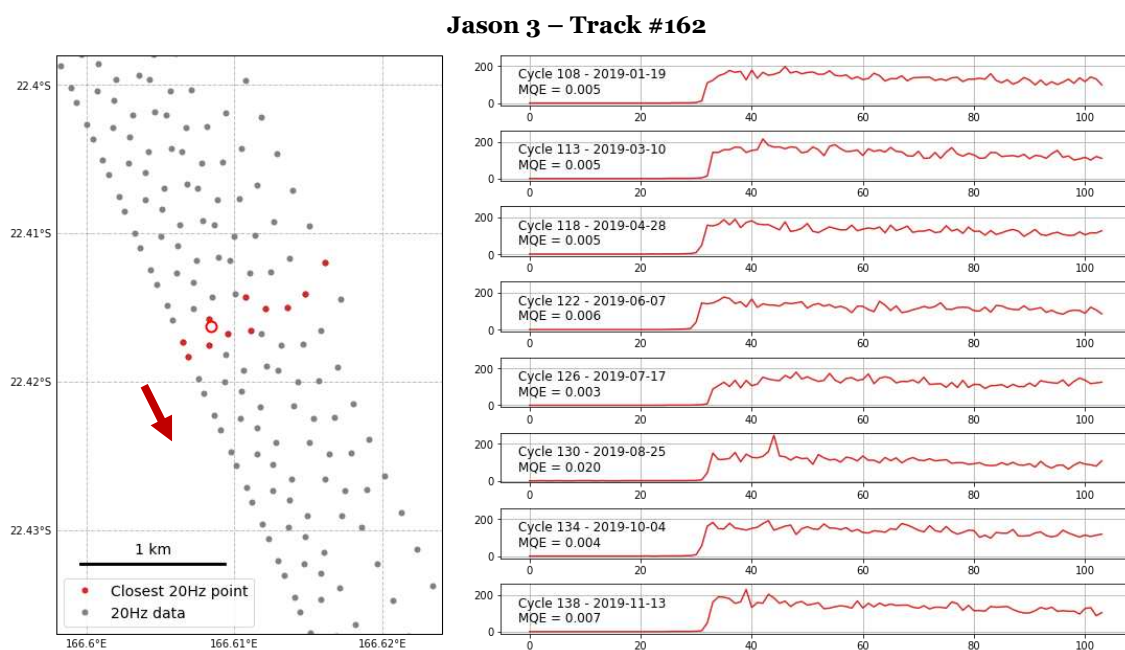


Figure A5. 1. Exemple de quelques formes d'onde le long de la trace Jason 3 #162 pour les points 20Hz les plus proches du point de comparaison (gros cercle rouge) durant l'année 2019. L'erreur quadratique moyenne (MQE) est affichée pour chaque forme d'onde. Il est important de noter que chaque trace altimétrique se décale plus ou moins en fonction des passages.

Sentinel-3a – Track #359

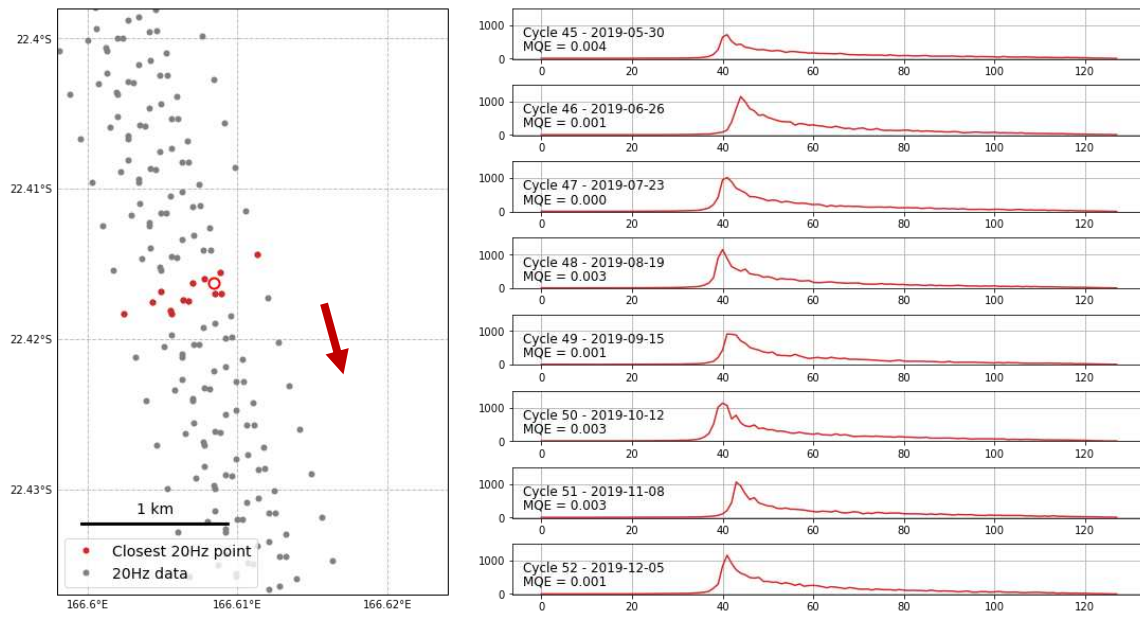


Figure A5. 2. Exemple de quelques formes d'onde le long de la trace Sentinel-3a #359 pour les points 20Hz les plus proches du point de comparaison (gros cercle rouge) au cours de l'année 2019. L'erreur quadratique moyenne (MQE) est affichée pour chaque forme d'onde. Il est important de noter que la forme d'onde Sentinel diffère de celle de Jason, avec une amplitude maximale 5 fois supérieure qui est liée à la méthode de traitement des observations Sentinel.

Sentinel-3a – Track #458

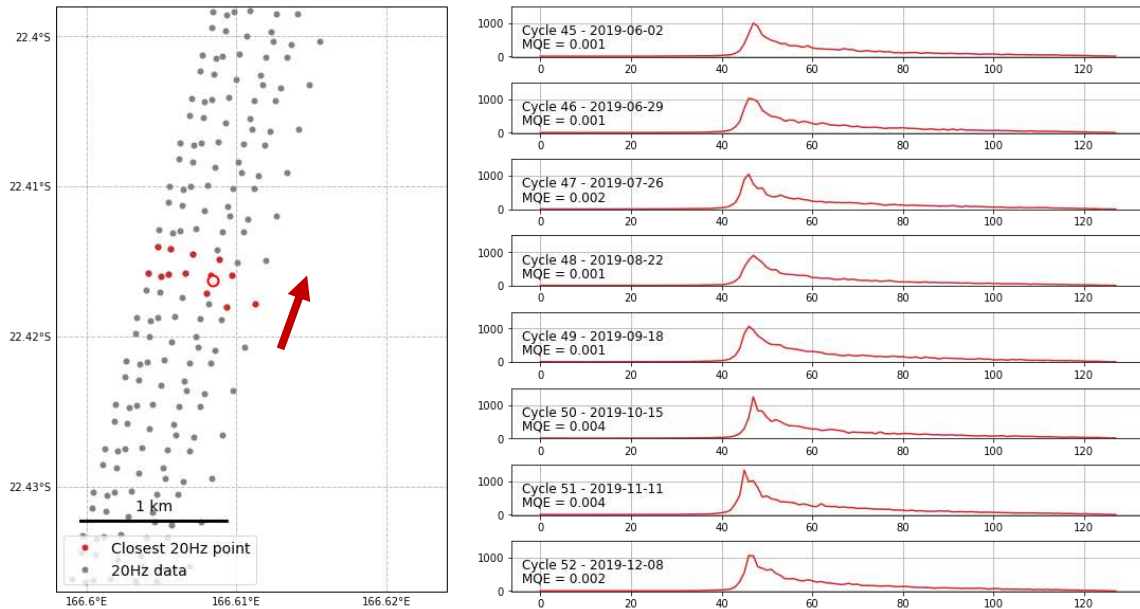


Figure A5. 3. Exemple de quelques formes d'onde le long de la trace Sentinel-3a #458 pour les points 20Hz les plus proches du point de comparaison (gros cercle rouge) au cours de l'année 2019. L'erreur quadratique moyenne (MQE) est affichée pour chaque forme d'onde. Il est important de noter que la forme d'onde Sentinel diffère de celle de Jason, avec une amplitude maximale 5 fois supérieure qui est liée à la méthode de traitement des observations Sentinel.

– ANNEXE 6 –

PyGOAT, un module Python pour la manipulation et l'analyse des données géodésiques et océanographiques

Durant ces trois années de thèse, une boîte à outils Python a été développée en partenariat avec Y.-T. Tranchant et J. Khan, L. Testut et V. Ballu. Ce module appelé « PyGOAT » (*Python Geodetic and Oceanographic Analysis Toolbox*) vise à regrouper les outils de traitement et d'analyse des données géodésiques et océanographiques.

Avec PyGOAT, nous avons voulu faciliter l'analyse et la comparaison de données issues de différentes sources (marégraphes, atlas de marée, modèles numériques, solutions GNSS, ...). Pour cela, nous avons utilisé Python et la programmation orientée objet, en définissant différents objets de base comme un point (Point), des séries temporelles (TimeSeries), des grilles (Grids) ou des traces (Trace).

Des fonctions spécifiques permettent le prétraitement et la lecture de données GNSS (module GNSS), la création de grilles de marée et l'automatisation des analyses harmoniques (module TIDE), le prétraitement et la validation des sorties du modèle hydrodynamique SCHISM (module SCHISM), ainsi que le traitement de données altimétriques et le calcul d'éphémérides (module ALTIMETRY). Les objets génériques définis précédemment permettent de communiquer simplement entre tous ces modules.

Outre ma contribution aux modules génériques, mon apport spécifique à cette toolbox concerne essentiellement la partie pré-traitement, lecture et manipulation des données GNSS et des données altimétriques. PyGOAT est un outil développé à plusieurs mains (notamment grâce au logiciel de suivi de version GIT) et reste pour le moment utilisé uniquement en interne. Par la suite, l'objectif est de pouvoir diffuser ces outils plus largement, à la communauté scientifique ou à des étudiants.

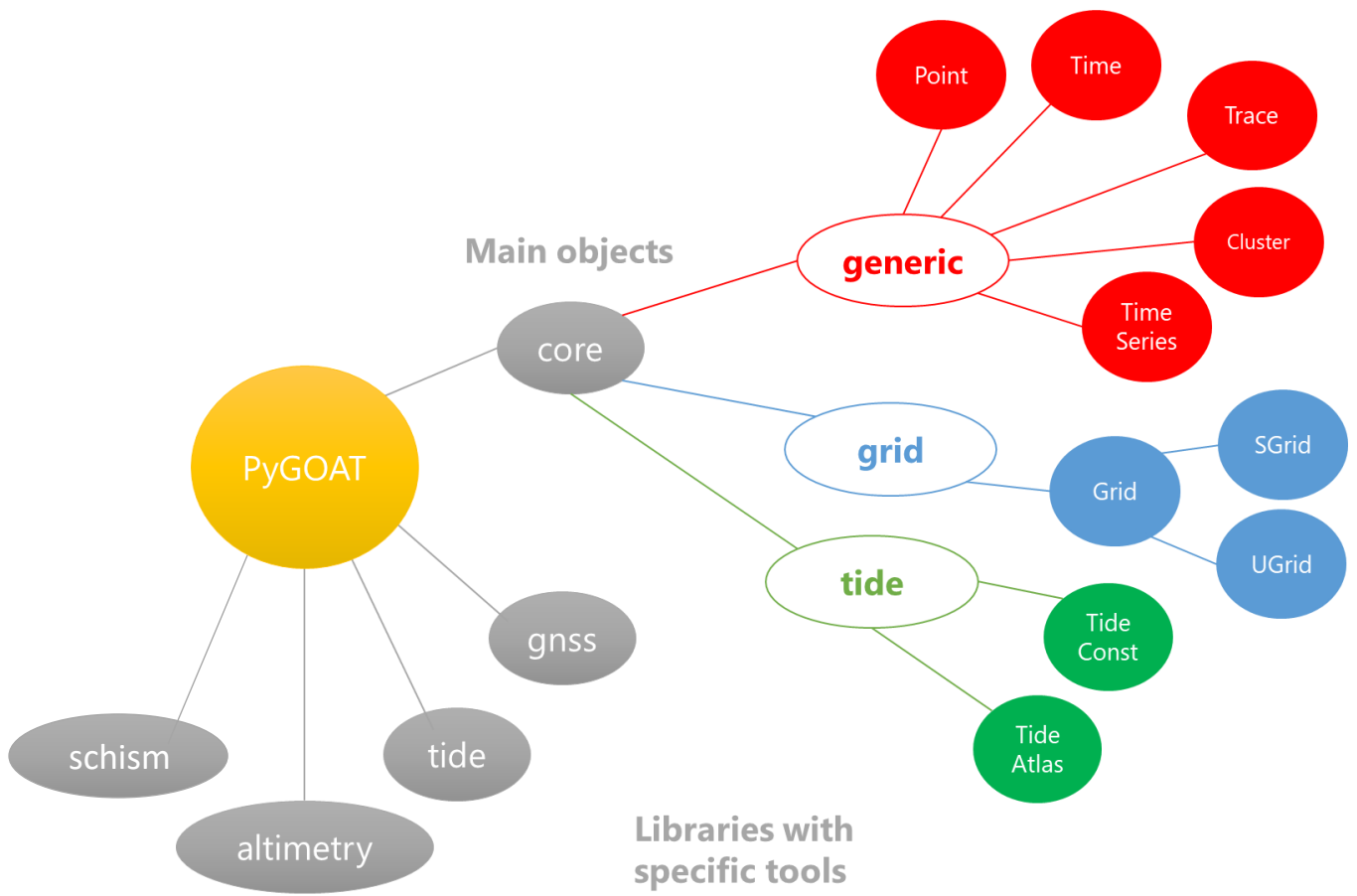


Figure A6. 1. Schéma de l'organisation générale de PyGOAT

– ANNEXE 7 –

Activités de communication et de vulgarisation

Durant ces trois années de thèse, j'ai eu l'occasion de participer à plusieurs activités de communication scientifique auprès du grand public ou dans le cadre d'enseignements. Cette annexe regroupe quelques exemples de ce que j'ai pu faire :

1. Texte de ma participation au concours « Ma Thèse en 180s » (3ème place lors de la finale locale de l'Université de la Rochelle et participation à la finale régionale avec les Universités de Pau et Bordeaux, et présentation dans la rue dans le cadre de la Fête de la Sciences 2021).
2. Vidéo de présentation du drone PAMELi, réalisé avec les membres de l'équipe PAMELi et les équipes du pôle Communication de La Rochelle Université (octobre 2020).
3. Support du TP proposé aux étudiants de Master CMI de la Rochelle Université pour l'exploitation de données acquises lors d'une session de mesures dans la Baie d'Aytré avec le drone marin PAMELi (février 2021).
4. Poster de présentation de PAMELi et CalNaGeo réalisé pour le colloque des doctorants de l'Université de la Rochelle (septembre 2021).

MA THESE EN 180s

Près de 20% de la population mondiale vit à moins de 30km des côtes, et rien qu'en France métropolitaine, plus d'1 personne sur 10 vit dans une commune littorale. Avec le réchauffement climatique, il est donc primordial de comprendre et anticiper la montée du niveau marin.

Il y a 300 ans, les premiers hydrologues brestois suivaient déjà les variations de la marée grâce à des échelles graduées. Peu à peu, ces passionnés ont développé de nouveaux instruments appelés marégraphes. Encore utilisés de nos jours, ces systèmes de mesure très précis sont déployés sur toute la planète, même en Antarctique ! Mais les mesures des marégraphes restent très locales, et ce n'est pas suffisant pour comprendre l'évolution du niveau marin sur toute la planète.

Alors, les hommes ont décidé de prendre de la hauteur. Dans les années 90, ils ont lancé les premiers satellites altimétriques, chargés de mesurer le niveau des océans avec une précision centimétrique, même en orbite à plus de 1000 km d'altitude. Cependant, ces instruments ont été conçus spécifiquement pour l'observation de l'océan du large, et la présence de la côte interfère dans leurs mesures.

Le défi de ma thèse est d'arriver à estimer jusqu'à quelle distance de la côte les mesures des satellites sont fiables. Pour cela, on compare leurs observations avec celles des marégraphes, installés sur le littoral. Le problème, c'est qu'un satellite passe rarement juste au-dessus d'un marégraphe. Mais ... si le satellite ne vient pas jusqu'au marégraphe, alors c'est le marégraphe qui viendra à lui ! Pour cela, il nous faut simplement deux choses : un marégraphe portable, et une plateforme pour le transporter.

Au laboratoire, j'ai la chance de travailler avec PAMELi. Ça ne vous dit rien ?! Et pourtant, on ne peut le rater : 3m de long, 2m de large, une carrosserie jaune or à faire pâlir les étoiles de mer, PAMELi c'est un « drone marin ». De loin, il pourrait ressembler à un gros bateau télécommandé, mais ce n'est pas un jouet ! Avec ses nombreux capteurs il permet aux scientifiques de mieux comprendre le système littoral.

Parmi toutes les technologies embarquées, il y a Cyclopée, mon préféré ! Placé à l'avant du drone, c'est un capteur composé d'une antenne GPS -- pour connaître à tout instant sa position sur la mer -- et d'un altimètre -- pour mesurer la distance entre l'antenne et la surface de l'eau --. Grâce à lui, il est donc possible de cartographier le niveau de la mer le long du trajet suivi par PAMELi.

L'une de mes missions est d'évaluer la performance du capteur Cyclopée. Nous avons réussi à montrer qu'à un point fixe, Cyclopée peut mesurer le niveau de la mer avec une précision comparable aux meilleurs marégraphes. Nous avons aussi montré que la vitesse du drone n'impactait pas les mesures de Cyclopée. A l'issue de ma thèse, nous aurons donc un instrument plus performant et mobile, pour aller estimer la qualité des mesures altimétrique jusque sous la trace du satellite !

Et bien voilà, vous connaissiez certainement Pamela 'Under Sun', et bien maintenant, vous avez la chance de connaître aussi PAMELi 'On The Sea'.

VIDEO DE PRESENTATION DU PROJET PAMELi

🔗 Lien vers la vidéo : <https://youtu.be/4qfpJGOUvVE>



TD : Lecture et manipulation des données du drone PAMELi

L'objectif de ce TD est d'utiliser Python pour lire et représenter les données acquises par PAMELi au retour d'une session de mesure sur le terrain. Les données stockées sur le drone sont extraites et mises en forme dans une base de données globale à l'arrivée au laboratoire. Elles peuvent être extraites au format .CSV pour être lues et utilisées avec Python.

Ce TD a plusieurs sous-objectifs :

1. Lire les données de la base de données
2. Extraire les données d'un paramètre
3. Représenter ces données avec une carte
4. Développer quelques analyses statistiques sur les données

1. Lecture des données

OBJECTIF 1 : Lire les données extraites de la base de données

⇒ **TODO** : Lire les données de la sortie terrain de février 2021 (dans le répertoire "data/aytre_fev2021")

```
Entrée [2]: 1 # Importation des Librairies
2 import pandas as pd
3 import numpy as np
```

```
Entrée [3]: 1 # Chemin vers Le fichier .csv avec Les données
2 filepath = "data/aytre_fev2021/aytre_25fev2021_ysiexo2_gps.csv"
```

```
Entrée [4]: 1 # On stock Le résultat de La Lecture dans une variable
2 dataframe = pd.read_csv(filepath, sep=';', decimal=',', parse_dates=['date', 'local_time'])
3
4 # On réindexe notre dataframe en utilisant La date pour faciliter La sélection des données
5 dataframe.set_index('local_time', inplace=True)
6 # On trie Les données en temps croissant
7 dataframe.sort_index(inplace=True)
8
9 # On affiche Le résultat
10 dataframe
```

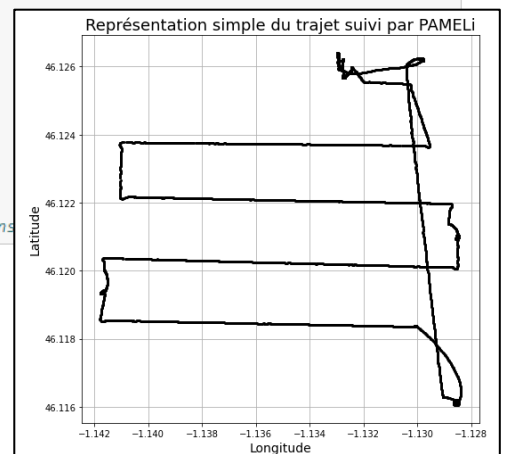
2. Représentation des données sous forme de carte

OBJECTIF 1 : Représenter simplement le trajet suivi par PAMELi

⇒ **TODO** : Tracer le trajet suivi par PAMELi durant la mission de février 2021.

```
Entrée [8]: 1 import matplotlib.pyplot as plt
```

```
Entrée [9]: 1 # Création de La figure générale et définition de La taille de La fenêtre
2 plt.figure(figsize=(8,8))
3 # Insertion d'un titre
4 plt.title("Représentation simple du trajet suivi par PAMELi", fontsize=18)
5 # Affichage des données
6 plt.plot(dataframe['pt_longitude'].values, dataframe['pt_latitude'].values,
7          color='black', linewidth=0, marker='o', markersize=1)
8 # Titre des axes avec xlabel() et ylabel()
9 plt.ylabel("Latitude", fontsize=14)
10 plt.xlabel("Longitude", fontsize=14)
11 # Affichage de La grille
12 plt.grid()
13
14 # ATTENTION : Dans ce graphique, on a représenté tous Les points présents dans
```



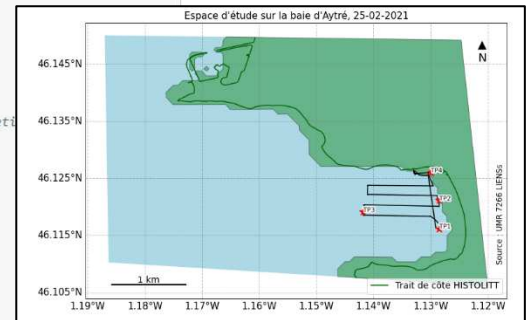
OBJECTIF 2 : Représentation avec un fond de carte .SHP

⇒ TODO : En utilisant les données SHAPEFILE, tracer le trajet de PAMELi durant la mission de février.

```
Entrée [13]: 1 import geopandas as gpd

Entrée [14]: 1 # Lecture des fichiers shapefiles
2 gshhs = gpd.read_file(fr"data/localisation/cote_GSHHS_f_L1_4326.shp")
3 histolitt = gpd.read_file(fr"data/localisation/cote_precise_line_4326.shp")
4 emprise = gpd.read_file(fr"data/aytre_sept2020/emprise_Aytre_17092020_4326.shp")
5 pamelii = gpd.read_file(fr"data/aytre_fev2021/curve_Aytre_25022021_4326.shp")

Entrée [15]: 1 plt.figure(figsize=(15,8))
2
3 ax = plt.subplot(1, 1, 1, projection=ccrs.PlateCarree())
4
5 # Mise en forme des Labels et de la grille de fond
6 gl = ax.gridlines(crs=ccrs.PlateCarree(), draw_labels=True, linewidth=1, color='grey', alpha=0.5, linestyle='--')
7 gl.top_labels = False
8 gl.right_labels = False
9 gl.xformatter = LONGITUDE_FORMATTER
10 gl.yformatter = LATITUDE_FORMATTER
11 gl.xlabel_style = {'size': 15}
12 gl.ylabel_style = {'size': 15}
13
14 # Réduction à La zone choisie
15 ax.set_extent((emprise['MINX'], emprise['MAXX'], emprise['MINY'], emprise['MAXY']), crs=ccrs.Geodetic())
16 gl.xlocator = mticker.FixedLocator(np.arange(area[0] - 1, area[1] + 1, 0.01))
17 gl.ylocator = mticker.FixedLocator(np.arange(area[2] - 1, area[3] + 1, 0.01))
18
19 # Les Shapefile sont affichés dans L'ordre de Leur énumération (comme sur un SIG)
20 emprise.plot(color='lightblue', edgecolor=None, ax=ax)
21 histolitt.plot(color='darkgreen', ax=ax, label='Trait de côte HISTOLITT')
22 gshhs.plot(color='green', edgecolor='black', ax=ax, label='Trait de côte GSHHS', alpha=0.4)
23 pamelii.plot(ax=ax, color='black')
24
25 # On ajoute Les points de prélèvement des échantillons et Leur numéro
26 import matplotlib.pyplot as plt # Pour afficher un halo autour des numéros de points
27 for point in range(len(dataframe_echantillon)):
28     plt.plot(dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.x,dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.y, '*', ms=12, color='red')
29     plt.text(dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.x,dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.y,
30             dataframe_echantillon.iloc[point].nom, path_effects=[pe.withStroke(linewidth=4, foreground="white")])
31
32 # Légende
33 ax.legend(fontsize=14, loc=4)
34
35 # Titre
36 plt.title("Espace d'étude sur la baie d'Aytré, 25-02-2021", fontsize=15)
37
38 # Echelle
39 sb.scale_bar(ax,1,location=(0.15, 0.05), color='black', fontsize=14, linewidth=2)
40
41 # Flèche nord
42 ax.text(-1.121, 46.145, u'\u25B2\u25C0', fontsize=18, horizontalalignment='center', verticalalignment='bottom', zorder=2)
43
44 # source
45 ax.text(-1.1185, 46.110, 'Source : UMR 7266 LIENSs', fontsize=12, color='black', rotation=90, ha='left', va='bottom') # On d
```



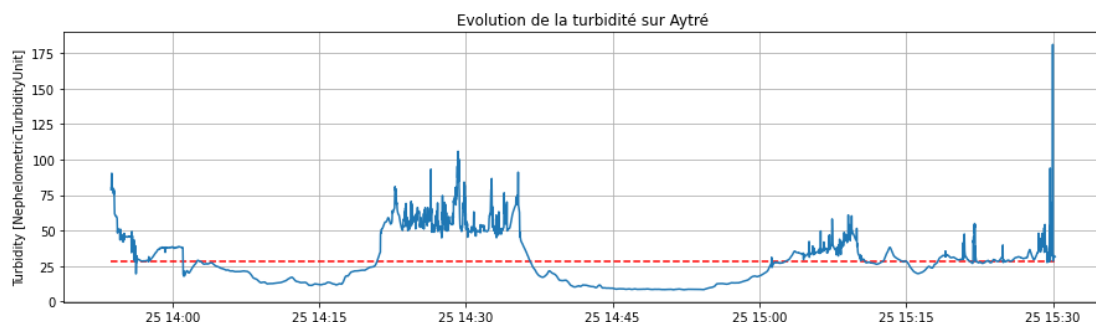
3. Analyse de l'évolution d'un paramètre mesuré

OBJECTIF 1 : Evolution de la turbidité

```
Entrée [21]: 1 # On réduit notre jeu de données en ne sélectionnant que Les points dans L'emprise d'étude
2 turbidite_reduit = dataframe[(dataframe.pt_longitude < emprise2.geometry.bounds.maxx[0]) &
3                             (dataframe.pt_longitude > emprise2.geometry.bounds.minx[0]) &
4                             (dataframe.pt_latitude < emprise2.geometry.bounds.maxy[0]) &
5                             (dataframe.pt_latitude > emprise2.geometry.bounds.miny[0]) &
6                             (dataframe.property_name == 'turbidity_NTU')]
```

```
Entrée [22]: 1 plt.figure(figsize=(15, 4))
2 plt.plot(turbidite_reduit.index,turbidite_reduit.property_value, ms=1)
3 plt.hlines(turbidite_reduit.property_value.mean(), turbidite_reduit.index[0], turbidite_reduit.index[-1], linestyle='--', color='red')
4 plt.title('Evolution de la turbidité sur Aytré', fontsize=12)
5 plt.grid()
6 plt.ylabel(f'Turbidity [{turbidite_reduit.unit_name[0]}]', fontsize=10)
```

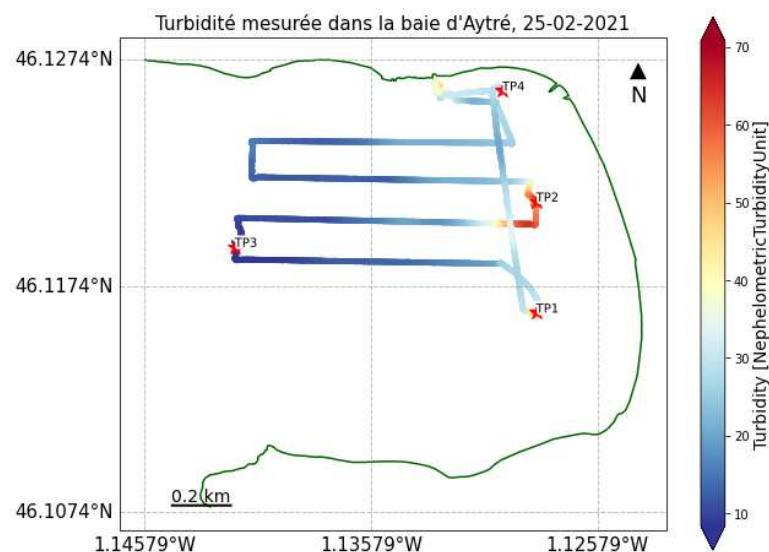
Out[22]: Text(0, 0.5, 'Turbidity [NephelometricTurbidityUnit]')



OBJECTIF 2 : Représenter l'évolution spatiale d'un paramètre

Entrée [56]:

```
1 plt.figure(figsize=(10,8))
2
3 ax = plt.subplot(1, 1, 1, projection=ccrs.PlateCarree())
4
5 # Mise en forme des Labels et de La grille de fond
6 gl = ax.gridlines(crs=ccrs.PlateCarree(), draw_labels=True, linewidth=1, color='grey', alpha=0.5, linestyle='--')
7 gl.top_labels = False
8 gl.right_labels = False
9 gl.xformatter = LONGITUDE_FORMATTER
10 gl.yformatter = LATITUDE_FORMATTER
11 gl.xlabel_style = {'size': 15}
12 gl.ylabel_style = {'size': 15}
13
14 # Réduction à La zone choisie
15 # ax.set_extent((emprise['MINX'], emprise['MAXX'], emprise['MINY'], emprise['MAXY']), crs=ccrs.Geodetic())
16 gl.xlocator = mticker.FixedLocator(np.arange(area[0] - 1, area[1] + 1, 0.01))
17 gl.ylocator = mticker.FixedLocator(np.arange(area[2] - 1, area[3] + 1, 0.01))
18
19 # Les Shapefile sont affichés dans L'ordre de Leur énumération (comme sur un SIG)
20 histolitt2.plot(color='darkgreen', ax=ax, label='Trait de côte HISTOLIIT')
21
22 # Affichage des données avec scatter
23 plt.scatter(turbidite_reduit['pt_longitude'], turbidite_reduit['pt_latitude'].values,
24 #           s=15, c=turbidite_reduit['property_value'], cmap='RdYlBu_r')
25 #           s=15, c=turbidite_reduit['property_value'].rolling(60).mean(), cmap='RdYlBu_r') #Avec le lissage
26
27 # Pour ajouter La barre de couleur
28 cbar = plt.colorbar(extend='both')
29 cbar.set_label(f'Turbidity [{turbidite_reduit.unit_name[0]}]', fontsize=14)
30
31 # On ajoute Les points de prélèvement des échantillons et Leur numéro
32 import matplotlib.patheffects as pe # Pour afficher un halo autour des numéros de points
33 for point in range(len(dataframe_echantillon)):
34     plt.plot(dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.x,dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.y, '*', ms=12, color='r')
35     plt.text(dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.x,dataframe_echantillon.iloc[point].geometry.y,
36             dataframe_echantillon.iloc[point].nom, path_effects=[pe.withStroke(linewidth=4, foreground="white")], zorder=8)
37
38 plt.title("Turbidité mesurée dans la baie d'Aytré, 25-02-2021", fontsize=15)
39 sb.scale_bar(ax,0.2,location=(0.15, 0.05), color='black', fontsize=14, linewidth=2)
40 ax.text(-1.124, 46.1253, u'\u25B2\u25C0', fontsize=18, horizontalalignment='center', verticalalignment='bottom', zorder=2)
```



OBJECTIF 3 : Comparer les différents paramètres

⇒ TODO : Représenter l'évolution temporelle de la turbidité, température, et chlorophylle et salinité dans la zone de la baie d'aytré.

Entrée [31]:

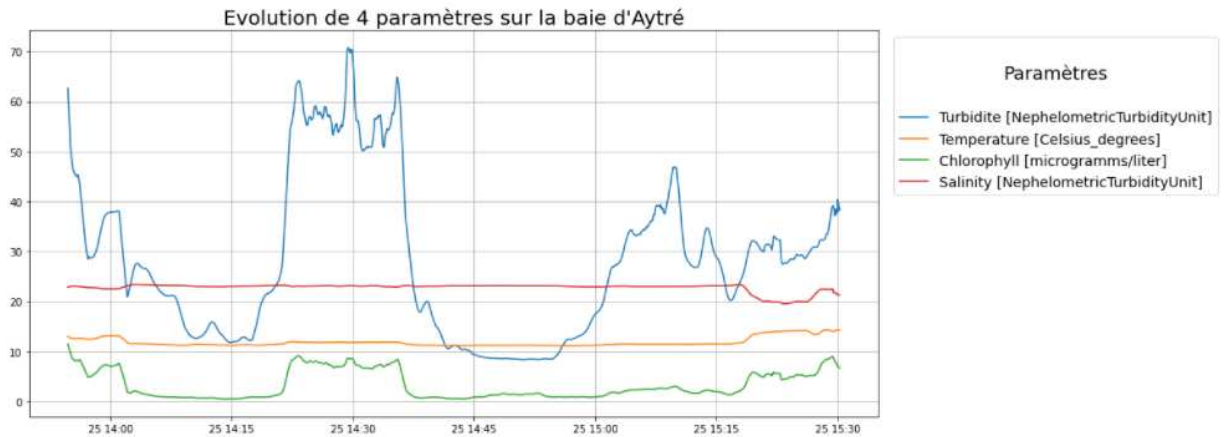
```
1 # On réduit notre jeu de données en ne sélectionnant que Les points entre Les valeurs extrêmes des points de prélèvement
2 dataframe_reduit = dataframe[(dataframe.pt_longitude < emprise2.geometry.bounds.maxx[0]) &
3                               (dataframe.pt_longitude > emprise2.geometry.bounds.minx[0]) &
4                               (dataframe.pt_latitude < emprise2.geometry.bounds.maxy[0]) &
5                               (dataframe.pt_latitude > emprise2.geometry.bounds.miny[0])]
```

Entrée [32]:

```
1 turbidite = dataframe_reduit[dataframe_reduit.property_name == 'turbidity_NTU']
2 temp = dataframe_reduit[dataframe_reduit.property_name == 'temp_C']
3 chloro = dataframe_reduit[dataframe_reduit.property_name == 'chlorophyll1_mg/L']
4 sal = dataframe_reduit[dataframe_reduit.property_name == 'salinity_ppt']
```

Entrée [33]:

```
1 plt.figure(figsize=(15,7))
2
3 plt.plot(turbidite.index, turbidite.property_value.rolling(60).mean(), label=f'Turbidite [{turbidite.unit_name[0]}]')
4 plt.plot(temp.index, temp.property_value.rolling(60).mean(), label=f'Temperature [{temp.unit_name[0]}]')
5 plt.plot(chloro.index, chloro.property_value.rolling(60).mean(), label=f'Chlorophyll [{chloro.unit_name[0]}]')
6 plt.plot(sal.index, sal.property_value.rolling(60).mean(), label=f'Salinity [{turbidite.unit_name[0]}]')
7
8 plt.grid()
9 plt.title("Evolution de 4 paramètres sur la baie d'Aytré", fontsize=20)
10 l = plt.legend(bbox_to_anchor=(1.01, 1), loc='upper left', fontsize=14, title='\nParamètres\n')
11 l.get_title().set_fontsize(18)
```



⇒ BONUS 2 : Définition d'un 2e ratio

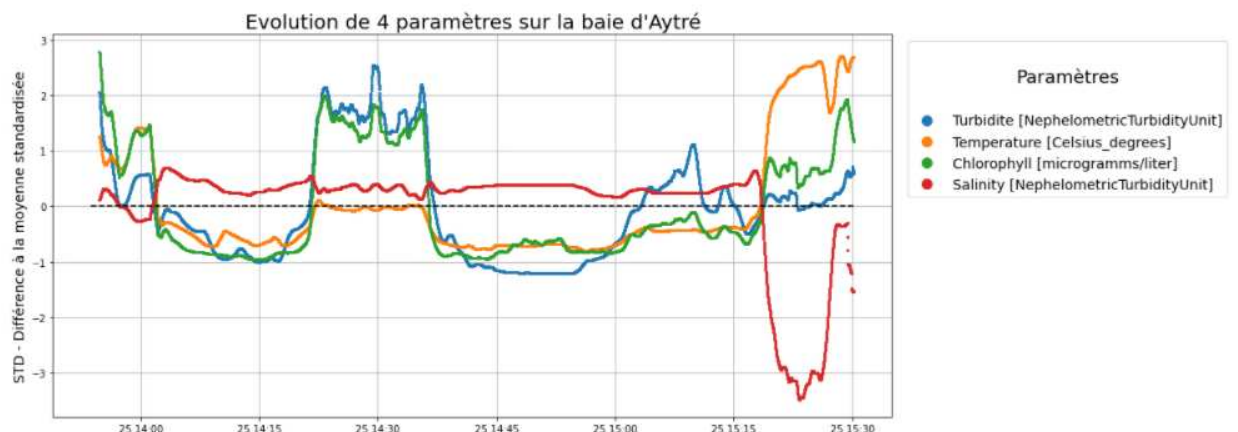
Entrée [34]:

```
1 turbidite_std = ((turbidite.property_value - turbidite.property_value.mean())/turbidite.property_value.std()).rolling(60).me
2 temp_std = ((temp.property_value - temp.property_value.mean()) / temp.property_value.std()).rolling(60).mean()
3 chloro_std = ((chloro.property_value - chloro.property_value.mean())/chloro.property_value.std()).rolling(60).mean()
4 sal_std = ((sal.property_value - sal.property_value.mean())/sal.property_value.std()).rolling(60).mean()
```

Entrée [35]:

```
1 plt.figure(figsize=(15,7))
2
3 plt.plot(turbidite_std.index, turbidite_std.values, 'o', ms=2, label=f'Turbidite [{turbidite.unit_name[0]}]')
4 plt.plot(temp_std.index, temp_std.values, 'o', ms=2, label=f'Temperature [{temp.unit_name[0]}]')
5 plt.plot(chloro_std.index, chloro_std.values, 'o', ms=2, label=f'Chlorophyll [{chloro.unit_name[0]}]')
6 plt.plot(sal_std.index, sal_std.values, 'o', ms=2, label=f'Salinity [{turbidite.unit_name[0]}]')
7
8 plt.ylabel('STD - Différence à la moyenne standardisée', fontsize=14)
9 plt.grid()
10 plt.title("Evolution de 4 paramètres sur la baie d'Aytré", fontsize=20)
11 l = plt.legend(bbox_to_anchor=(1.01, 1), loc='upper left', fontsize=14, title='\nParamètres\n', markerscale=5)
12 l.get_title().set_fontsize(18)
13
14 plt.hlines(0, sal_std.index[0], sal_std.index[-1], linestyle='--', color='black', zorder=10)
```

Out[35]: <matplotlib.collections.LineCollection at 0x7f3de2a530d0>

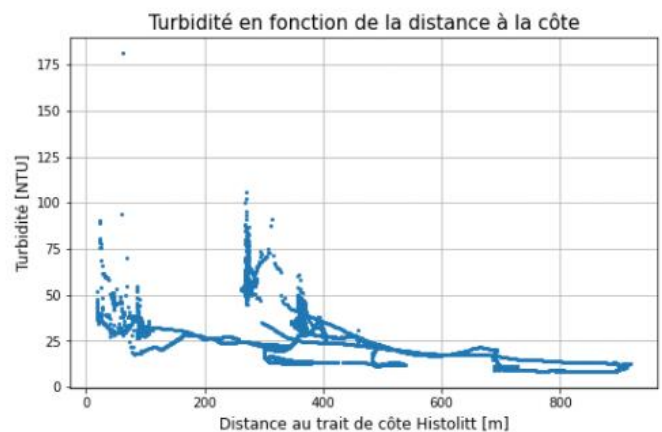
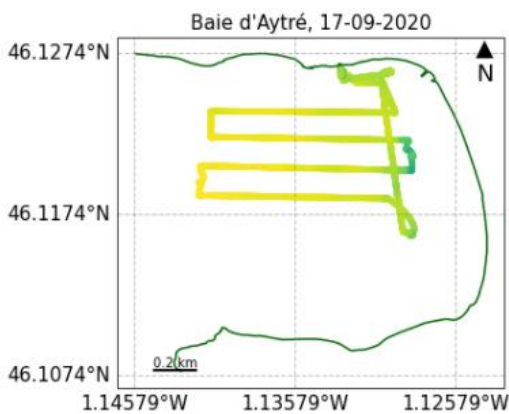


⇒ BONUS 4 : Calculer et comparer un paramètre en fonction de la distance à la côte.

⇒ TODO : Calculer la turbidité en fonction de la distance à la côte pour vos données. Commentez.

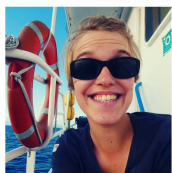
```
Entrée [46]: 1 # Dans Le dataframe gdataframe_metre, on a Les valeurs des paramètres + La distance à la côte
2 # On peut sélectionner Les données de turbidité
3 gdataframe_metre_turbidite = gdataframe_metre[gdataframe_metre['property_name']=='turbidity_NTU']
```

```
Entrée [47]: 1 plt.figure(figsize=(18, 5))
2
3 ax = plt.subplot(1, 2, 1, projection=ccrs.PlateCarree())
4
5 # Mise en forme des Labels et de La grille de fond
6 gl = ax.gridlines(crs=ccrs.PlateCarree(), draw_labels=True, linewidth=1, color='grey', alpha=0.5, linestyle='--')
7 gl.top_labels = False
8 gl.right_labels = False
9 gl.xformatter = LONGITUDE_FORMATTER
10 gl.yformatter = LATITUDE_FORMATTER
11 gl.xlabel_style = {'size': 15}
12 gl.ylabel_style = {'size': 15}
13
14 # Réduction à La zone choisie
15 # ax.set_extent((emprise['MINX'], emprise['MAXX'], emprise['MINY'], emprise['MAXY']), crs=ccrs.Geodetic())
16 gl.xlocator = mticker.FixedLocator(np.arange(area[0] - 1, area[1] + 1, 0.01))
17 gl.ylocator = mticker.FixedLocator(np.arange(area[2] - 1, area[3] + 1, 0.01))
18
19 # Les Shapefile sont affichés dans L'ordre de Leur énumération (comme sur un SIG)
20 histolitt2.plot(color='darkgreen', ax=ax, label='Trait de côte HISTOLITT')
21
22 # Affichage des données avec scatter
23 plt.scatter(gdataframe_metre_turbidite['pt_longitude'], gdataframe_metre_turbidite['pt_latitude'].values,
24            s=15, c=gdataframe_metre_turbidite['property_value'], cmap='viridis_r')
25
26 # Pour ajouter La barre de couleur
27 cbar = plt.colorbar(extend='both')
28 cbar.set_label('Turbidité [NTU]', fontsize=12)
29
30 ax.set_title("Baie d'Aytré, 17-09-2020", fontsize=15)
31 sb.scale_bar(ax,0.2,location=(0.15, 0.05), color='black', fontsize=10, linewidth=2)
32 ax.text(-1.124, 46.1253, u'\u25B2\nN', fontsize=18, horizontalalignment='center', verticalalignment='bottom', zorder=2)
33
34 ax2 = plt.subplot(1, 2, 2) # Définit La figure de droite
35
36 ax2.plot(gdataframe_metre_turbidite['dist_to_coast'], gdataframe_metre_turbidite['property_value'], marker='o', lw=0, ms=2)
37 ax2.set_xlabel('Distance au trait de côte Histolitt [m]', fontsize=12)
38 ax2.set_ylabel('Turbidité [NTU]', fontsize=12)
39 ax2.grid()
40 ax2.set_title("Turbidité en fonction de la distance à la côte", fontsize=15)
41
42 #ax2.hlines(gdataframe_metre['dist_to_coast'].mean(), gdataframe_metre.index[0], gdataframe_metre.index[-1], linestyle='--',
```



-- Quelques liens vers des supports Python --

- Comment utiliser toutes les fonctionnalités de Pandas : https://eric.univ-lyon2.fr/~ricco/tanagra/fichiers/fr_Tanagra_Data_Manipulation_Pandas.pdf
- Débuter avec Python : http://www.xavierdupre.fr/app/teachpyx/helpsphinx/c_resume/python_sheet.html
- Cheat Sheet Python 3 : <https://perso.limsi.fr/poinal/python.memento>
- MOOC pour se former : <https://www.fun-mooc.fr/courses/course-v1:UCA+107001+session02/about>



CHUPIN Clémence

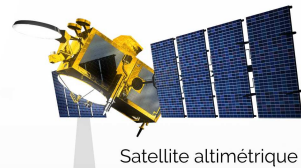
Doctorante CNRS 2018/2021
Financements Région NOA / DGA
LIENSSES - La Rochelle Université

Directeurs : BALLU Valérie, TESTUT Laurent

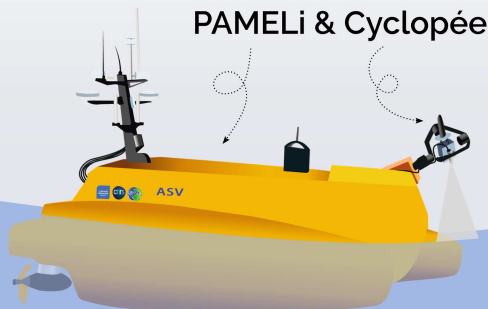
Techniques GNSS innovantes pour la cartographie du niveau marin

- Améliorer l'exploitation des données altimétriques en zone côtière -

Les zones littorales sont parmi les plus impactées par le changement climatique et la montée du niveau marin. Les satellites altimétriques fournissent depuis 30 ans des informations essentielles sur le niveau moyen global des océans, et complètent les données des marégraphes installés sur la côte. Mais pour garantir la qualité des données altimétriques, qui sont fortement perturbées à l'approche de la terre, la comparaison avec les mesures in-situ est nécessaire. Pour s'approcher au plus près de la mesure réelle du satellite et ainsi valider ses observations, j'ai testé deux nouveaux instruments qui se basent sur la technologie GNSS (Global Navigation Satellite System) : la nappe CalNaGeo & le drone marin PAMELi avec le système Cyclopée.

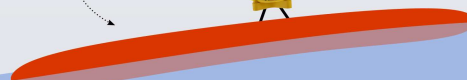


Satellite altimétrique



PAMELi & Cyclopée

CalNaGeo



Marégraphe

PAMELi & Cyclopée

- Le projet de drone marin **PAMELi** (Plateforme Autonome Multicapteurs pour l'Exploration du Littoral) cherche à favoriser l'acquisition mutualisée de données multidisciplinaires pour étudier et mieux comprendre le fonctionnement complexe du système littoral.
- Le drone est le support de **capteurs permanents** (centrale météo, sondeur, ...), mais aussi de **capteurs spécifiques** déployés en fonction des objectifs scientifiques de la mission.
- Installé à la proue de PAMELi, le **système Cyclopée** permet de mesurer la surface de la mer le long du trajet suivi par le drone.

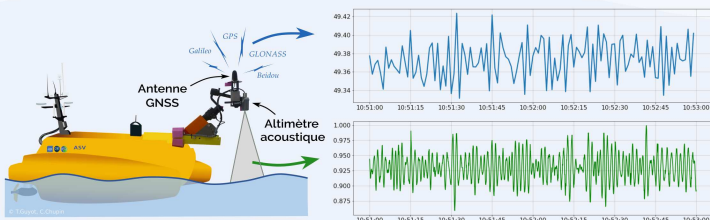


Figure 2 - Le système Cyclopée est composé d'une antenne GNSS pour connaître la position absolue et d'un altimètre acoustique pour mesurer la distance entre l'antenne et la surface de l'eau.

CalNaGeo

- Le **système CalNaGeo** est composé d'une **antenne GNSS** montée sur une **nappe flottante** qui suit les mouvements de l'eau.
- L'ensemble est tracté par un bateau jusqu'à une vitesse de 10 noeuds, et permet de cartographier le niveau de la mer aussi bien en plein océan (Kerguelen) qu'en zone côtière (Pertuis Charentais) ou en rivières (Seine, Gironde).



Figure 1 - La nappe CalNaGeo version côtière

Qualification des instruments

(Chupin et al., 2020)

Pour évaluer les performances de ces instruments, je les ai comparés avec les marégraphes de l'île d'Aix et de Nouméa.

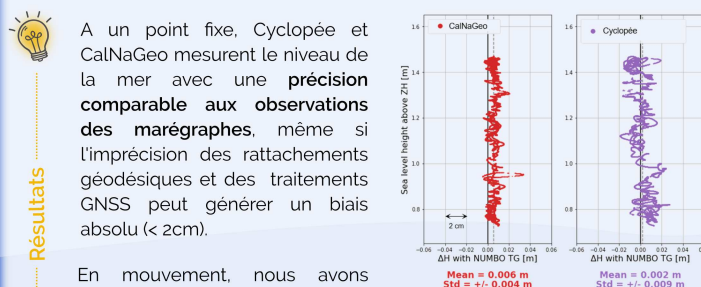


Figure 3 - Différence entre les instruments et le marégraphe de Nouméa en fonction de la hauteur d'eau (aussi appelé "diagramme de Van de Casteele")

En mouvement, nous avons montré que la **vitesse** du porteur n'impacte pas significativement la qualité du niveau marin mesuré.

Des mesures à Nouméa...

- Des **discordances** sont observées entre le niveau marin vu par satellite et celui vu par les marégraphes. (Aucan et al., 2019)
- Pour essayer de comprendre ...
 1. Comparaison à des données in-situ
 2. Retraitement des données altimétriques
- Mesures in-situ du niveau de la mer durant la campagne **GEOCEAN-NC 2019** (CalNaGeo, capteur de pression, bouée GNSS, ...)

Zone de croisement des traces satellites = zone d'intérêt pour des activités de calibration/validation des observations altimétriques actuelles et futures (SWOT)

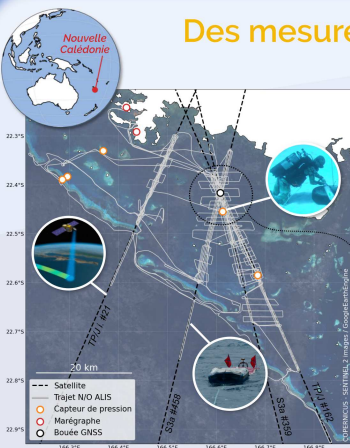


Figure 4 - Instrumentation déployée durant la mission GEOCEAN-NC 2019

... pour valider les données altimétriques

- Utilisation des données du capteur de pression et de la bouée GNSS pour **relier les mesures du marégraphe de Nouméa aux observations des satellites** dans la zone de croisement.
- Analyse des **données altimétriques hautes fréquences** en utilisant les meilleurs paramètres de correction disponibles (modèle de géoïde local, troposphère...).
- Calcul et analyse des **biais altimétriques** pour les missions Jason 1/2/3 et Sentinel-3a.

$$\text{Bias}_{\text{alt}} = \text{SSH}_{\text{alt}} - \text{SSH}_{\text{in-situ}}$$



**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**

Dans un contexte de changement climatique global, la question de l'évolution du niveau marin en zone côtière est essentielle, car dans ces régions se cristallisent des enjeux sociétaux, économiques et environnementaux forts. Pour mieux comprendre la dynamique de ces zones littorales, un des défis est de faire le lien entre les mesures in-situ (notamment celles des marégraphes) et les observations globales des satellites altimétriques. Grâce au développement des techniques GNSS, il est aujourd'hui possible de concevoir des instruments capables de cartographier le niveau de la mer, comblant ainsi le manque d'informations entre la côte et le passage du satellite. Cette thèse présente l'étude approfondie de deux de ces systèmes innovants : la nappe tractée CalNaGeo et le système Cyclopée, embarqué sur le drone marin PAMELi. Grâce à un ensemble de tests approfondis, ces deux instruments ont démontré leur capacité à mesurer le niveau de la mer avec une précision centimétrique. Ces nouvelles observations in-situ offrent de nombreuses perspectives pour comprendre et évaluer la qualité des données altimétriques à l'approche de la côte. En ce sens, nous avons analysé les observations brutes ainsi que les paramètres de correction permettant d'obtenir la hauteur d'eau altimétrique dans deux zones côtières : les Pertuis Charentais et le Lagon de Nouméa. Plus particulièrement à Nouméa, les données in-situ acquises durant la campagne GEOCEAN-NC et celles des marégraphes à terre ont permis de reconstruire une longue série temporelle du niveau de la mer sous le croisement de trois traces satellites. En confrontant les données in-situ et satellite selon les méthodes développées sur les sites de calibration/validation dédiés, nous avons pu réanalyser une vingtaine d'années d'observations altimétriques et réadresser la question du niveau marin relatif et absolu dans cette région.

Mots clés : Géodésie, altimétrie, niveau marin, GNSS

**Contribution of innovative GNSS sea level mapping system
to the exploitation of coastal altimetry data:
Application in the Pertuis Charentais area and the Noumea Lagoon**

Coastal areas concentrate strong societal, economic and environmental issues. Monitoring and understanding the evolution of sea level in these zones is a key question, specially in the context of global climate change. To better understand the complex coastal dynamics, one needs to link and compare in-situ measurements (especially tide gauge ones) with global observations from altimetry satellites. Thanks to the development of GNSS technologies, it is now possible to design instruments that can map sea level, filling the gap between coastal observations and the satellite pass. This thesis presents an exhaustive study of two of these innovative systems: the CalNaGeo GNSS towed carpet and the Cyclopée system, mounted on the PAMELi autonomous surface vehicle. Through a series of tests, these two instruments have demonstrated their ability to measure sea level with centimetre accuracy. These new in-situ observations offer many perspectives for understanding and assessing the quality of altimetry data approaching the coast. We have analysed the raw altimetry observations and the correction parameters used to derive the water level in two coastal areas: the Pertuis Charentais and the Noumea Lagoon. In Noumea, in-situ data acquired during the GEOCEAN-NC campaign and those from coastal tide gauges were used to reconstruct a long time series of sea level at the crossover point of three satellite tracks. By comparing in-situ and satellite data using methods developed at dedicated calibration/validation sites, we were able to reanalyse about twenty years of altimeter observations and re-address the question of relative and absolute sea level in this region.

Keywords : Geodesy, altimetry, sea level, GNSS



Littoral ENvironnement et Sociétés (LIENSs)

UMR 7266

2, rue Olympe de Gouges

17000 LA ROCHELLE CEDEX

