HAL
archives-ouvertes.fr

Contribution of high resolution spatial remote sensing for the study of surface water cycles and suspended particulate matter along the watershed-coastal ocean continuum

Cassandra Normandin

▶ **To cite this version:**

Cassandra Normandin. Contribution of high resolution spatial remote sensing for the study of surface water cycles and suspended particulate matter along the watershed-coastal ocean continuum. Environmental Engineering. Université de Bordeaux, 2019. English. NNT : 2019BORD0139 . tel-02352245

HAL Id: tel-02352245
https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02352245

Submitted on 6 Nov 2019

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

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

université de BORDEAUX

THÈSE PRÉSENTÉE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE : Sciences et Environnements (EDSE 304)

SPÉCIALITÉ : Physique de l'environnement

Par Cassandra NORMANDIN

Apport de la télédétection spatiale à haute résolution pour l'étude des cycles des eaux de surface et des matières particulaires en suspension le long du continuum bassin versant – océan côtier

Sous la direction de : Bertrand LUBAC et Frédéric FRAPPART

Soutenue le 17 septembre 2019

Membres du jury :

M.	PAILLOU Philippe	Professeur, LAB	Président
Mme.	SEYLER Frédérique	Directrice de recherche, IRD	Rapporteur
M.	OUILLON Sylvain	Directeur de recherche, IRD	Rapporteur
M.	DOXARAN David	Chargé de Recherche CNRS, LOV	Examinateur
Mme.	COYNEL Alexandra	Maître de Conférences, EPOC	Invitée

Résumé : L'anticipation et l'adaptation de nos sociétés aux bouleversements résultants du changement climatique sont aujourd'hui des questions majeures guidant les activités humaines et l'action publique. Néanmoins, la prévision reste un défi essentiel en raison des fortes incertitudes existantes et il est primordial de continuer à progresser dans la compréhension des mécanismes à l'origine de ces bouleversements. Au sein du cycle hydrologique, le réservoir de surface (incluant les lacs, les rivières et les plaines d'inondation) occupe une place importante car il est l'une des principales ressources en eau des écosystèmes et des populations. Or, la dynamique des stocks d'eau de surface est toujours mal connue aux échelles régionale et globale, du fait de l'absence de mesures pluriannuelles d'extension et de hauteur d'eau des zones inondées, et de la prise en compte limitée de ces variables dans les modèles hydrologiques et hydrodynamiques. La télédétection spatiale offre désormais la possibilité d'effectuer un suivi des stocks d'eau de surface en utilisant la complémentarité entre l'imagerie multi-spectrale, permettant de cartographier les étendues inondées, et l'altimétrie radar fournissant des séries temporelles de hauteur d'eau des hydrosystèmes continentaux. L'objectif de ma thèse est de tirer le meilleur parti de la complémentarité entre les différents types d'observations spatiales pour évaluer les ressources en eau du réservoir de surface et mesurer la dynamique des transferts d'eau des continents aux océans, et son impact sur la zone côtière en utilisant les concentrations de matières en suspension comme traceur des masses d'eau. Depuis le milieu des années 1990, la multiplication des missions multi-spectrales à moyenne résolution (< 1 km de résolution spatiale) et des altimètres radars à haute précision (comprise entre 10 et 30 cm) permet de réaliser un suivi hebdomadaire à mensuel des volumes d'eau de surface dans les grands bassins fluviaux.

Mots clés : télédétection spatiale, altimétrie radar, couleur de l'eau, volumes d'eau en surface, cycle hydrologique, matières particulaires en suspension, environnements estuariens et deltaïques

---

Abstract : The anticipation and adaptation of our societies to the upheavals resulting from climate change are today major issues guiding human activities and public action. Nevertheless, the forecast remains a key challenge because of the strong uncertainties that exist and it is essential to continue to progress in understanding the mechanisms behind these upheavals. Within the hydrological cycle, the surface reservoir (including lakes, rivers and floodplains) occupies an important place as it is one of the main water resources of ecosystems and populations. However, dynamics of surface water stocks are still poorly known at regional and global scales, due to the absence of multi-year measures of extension and water depth of the flooded areas, and the limited consideration of these variables in hydrological and hydrodynamic models. Satellite remote sensing now offers the possibility of monitoring surface water stocks by using the complementarity between multispectral imagery, allowing to map flooded areas, and the radar altimetry providing time series of water depths of continental hydro systems. The aim of my thesis is to make the most of the complementarity between the different types of spatial observations to evaluate the water resources of the surface reservoir and to measure the dynamics of water transfers between land and ocean, and its impact on the coastal zone using suspended particulate matter as tracer of water bodies. Since the mid-1990s, the multiplication of multispectral missions with medium resolution (<1 km of spatial resolution) and high-precision radar altimeters (between 10 and 30 cm) makes it possible to carry out weekly-to-monthly monitoring of volumes surface water in large river basins.

Key words: remote sensing, radar altimetry, ocean color, surface water volumes, hydrological cycle, suspended particulate matter, estuarine and deltaic environments

Unité de recherche

UMR CNRS 5805 EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux)

OASU – Université de Bordeaux

Allée Geoffroy Saint-Hilaire – CS 50025

33615 Pessac CEDEX – France

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier chaleureusement Bertrand Lubac et Frédéric Frappart, sans qui je ne serai pas en train de rédiger ces dernières lignes aujourd'hui. L'aventure en télédétection spatiale a maintenant débuté à vos côtés il y a plus de trois ans et demi avec la réalisation d'un stage de M2, qui a par la suite débouché sur cette thèse. Merci de m'avoir donné cette opportunité, de m'avoir encadré et conseillé durant toutes ces années. Je vous remercie également de m'avoir donné la chance de participer à des conférences internationales aux Etats-Unis et en Corée du Sud, c'était de chouettes aventures ! Je vous remercie également de m'avoir laissé enseigner durant deux années, ce fut très enrichissant. Merci Bertrand de m'avoir emmené sur le terrain pour me sortir un peu de mon bureau. Merci pour tout, de m'avoir tant apporté scientifiquement qu'humainement !

J'adresse également mes remerciements à Sylvain Ouillon et Frédérique Seyler, qui ont accepté d'évaluer mon travail de thèse, et à Philippe Paillou, David Doxaran et Alexandra Coynel de faire partis de mon jury de thèse. Je remercie tout particulièrement David Doxaran, Alexandra Coynel et Sylvain Biancamaria de m'avoir suivie durant ces trois années en faisant partis de comité de suivi de thèse. Merci de vos conseils et de votre temps.

Je remercie le laboratoire EPOC de m'avoir si bien accueilli. Pour leur accueil chaleureux ainsi que les apéros et pique-nique, je souhaite dire merci à l'équipe METHYS : Aldo, Nadia, Bruno, Philippe, Natalie, Vincent, Guillaume. Merci Vincent de m'avoir aidé sur Matlab. Merci Bertrand, Nadia et Aldo de m'avoir « cédé » des enseignements pendant mes périodes de monitorat.

Je souhaite également remercier les stagiaires qui m'ont accompagné tout au long de cette thèse : Bertrand Ygorra, Pauline Lanet, Yann Gratacap, Darshika Manral et Afifah Hanum Amahoru. Ce fut un réel plaisir de partager mes connaissances.

Je remercie tous les doctorants et post-doc rencontrés durant ces dernières années pour tous les moments passés ensembles lors des soirées, des afterworks, des barbecues et bien d'autres encore : Mélanie, Barbara, Arthur M, Arthur R, Quentin, Andréa, Yann, Isaac, José, Paulo, Kelly, Calypso, Eléanor, Brieuc, Marjo, Léa, Audrey… Je tiens particulièrement à remercier Mélanie Biausque (ou Bios), avec qui j'ai partagé mon bureau pendant plus d'un an. Merci d'être là, de me soutenir jusqu'au bout et même à plus 2000 km, de l'autre côté de la Manche, perdue dans ta campagne irlandaise… Merci pour ces parties de bad, ces fous rires et tous ces moments partagés ensemble lors de notre voyage à Milan et notre road trip en Irlande du Nord !

Outre le laboratoire, heureusement qu'il y a le sport et notamment la course à pied. Merci à mon club d'athlétisme, et particulièrement aux entraineurs Yannick et Ali pour ces entrainements très conviviaux qu'il vente, pleuve ou fasse chaud ! Ce fut un réel plaisir, et de rencontrer Camille et Magalie, sans qui les courses à pied en plein soleil le dimanche matin n'auraient pas été pareilles.

Un grand merci à mes meilleures amies Faustine, Laura, Gaëlle d'être là quotidiennement, et depuis plus de 20 ans maintenant. Ma thèse sans nos rendez-vous mensuels n'aurait pas été la même. Merci Faustine pour cette relecture ! Merci également à tous mes autres amis Pauline, Elodie, Maud, Emeric, Julien, Cyril, Mélanie, Nog… Sans oublier Thomas, Pierre et Jonathan, rencontrés pendant le master et la super bande de potes de licence à La Rochelle : Maud, Emeric, Julien, Sarah, Mathieu, Bertrand, Antoine.

Un énorme merci à ma famille rochelaise, en particulier à ma maman, ma tata Ramilore et ma petite sœur Pomme ! Si j'en suis arrivée jusque-là aujourd'hui c'est grâce à vous et votre soutien quotidien infaillible. Sans oublier mon Ben, Patou, Steph, Fanfan, Christine, Lolo, Orlane, Papy Baby et Mamie Pierrette. Vous êtres aussi fous les uns que les autres mais notre WE à Amsterdam reste inoubliable !

Je remercie également ma famille libournaise et en particulier papa, Nathalie, tatie Véro, Marine, Anthony, Mamie Sylviane et Papy. Merci pour ces bons partages ! Je remercie également ma belle-famille et en particulier Jean-Jacques, Marie-Pierre, Léa et Julien pour ces moments agréables partagés ensemble et notamment ces parties de pétanque.

Et enfin mon dernier remerciement est pour Guillaume, mon petit Chauchau. Merci d'être là et de me soutenir quotidiennement depuis quelques années maintenant. Ce n'était pas facile tous les jours je le reconnais. Merci de t'être occupé de ce pot de thèse, enfin de la tireuse à bières… Qui reste le plus important de la soirée bien évidemment !

Un grand merci à tout le monde !

A Fluton

Table des matières

Chapitre I - Introduction 23

1.1. Contexte 25

1.1.1. Le cycle hydrologique et ses réservoirs 25

1.1.2. Variabilité climatique et impact sur les ressources en eau 27

1.1.3. Contraintes d'observation des bassins versants 31

1.2. Apport de la télédétection spatiale pour le suivi des eaux de surface 33

1.2.1. Avantages et inconvénients de l'utilisation des données satellitaires 34

1.2.2. Généralités 34

1.2.3. Hauteurs d'eau 35

1.2.4. Surfaces en eau 36

1.2.5. Matières en suspension (MES) 40

1.3. Problématique, objectifs et plan de la thèse 41

1.3.1. Problématique de la thèse 41

1.3.2. Objectifs et organisation de la thèse 43

Chapitre II - Matériels et méthodes 45

2.1. Altimétrie satellitaire 47

2.1.1. Principe de la mesure 47

2.1.2. Corrections 49

2.1.3. Forme d'onde 50

2.1.4. Fréquence des bandes : Ku, C, S, Ka 52

2.1.5. Nouveaux altimètres 52

2.1.5.1. Avantages de l'utilisation de la bande Ka 53

2.1.5.2. Altimétrie SAR 54

2.1.6. Missions altimétriques 56

2.1.6.1. Missions altimétriques à 35 jours : ERS-2, ENVISAT, SARAL 57

2.1.6.2. Missions altimétriques à 10 jours : Jason-1 Jason-2, Jason-3 59

2.1.6.3. Mission altimétrique à 27 jours : Sentinel-3 61
2.1.7. Méthodes : traitement des données altimétriques 65
2.1.7.1. Séries temporelles de hauteurs d'eau 66
2.1.7.2. Estimation des volumes d'eau en surface 70
2.2. Imagerie multi-spectrale 71
2.2.1. Généralités 71
2.2.2. Couleur de l'eau 73
2.2.2.1. Les corrections atmosphériques 74
2.2.2.2. Les algorithmes bio-optiques 77
2.2.2.3. Missions spatiales 79
2.2.3. Détermination des surfaces en eau 81

Chapitre III - Validation des hauteurs d'eau altimétriques 87
3.1. Résumé 89
3.2. Article : « Evolution of the performances of radar altimetry missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta » 91
3.2.1. Introduction 93
3.2.2. Method 95
3.2.2.1. Principle of Radar Altimetry and Data Processing 95
3.2.2.2. Validation of the Altimetry-Based Water Levels 100
3.2.3. Study Area and Datasets 101
3.2.3.1. Study Area 101
3.2.3.2. Radar Altimetry Data 102
3.2.3.3. *In Situ* Water Levels 107
3.2.4. Results 108
3.2.4.1. Direct Validation of the Altimetry-Based Water Stages 108
3.2.4.2. Intermission Water Stage Comparison 115
3.2.4.3. Multi-Missions Time Series on Floodplains 120
3.2.4.4. Consistency of the Altimetry-Based Water Levels in the Inner Niger Delta (IND) 123
3.2.5. Discussion 126
3.2.6. Conclusions 129

Chapitre IV - Quantification des stocks d'eau dans de grands bassins fluviaux 131

4.1. Résumé 133

4.2. Article: « Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data » 135

4.2.1. Introduction 136

4.2.2. Study region 138

4.2.3. Data sets 139

4.2.3.1. Multispectral imagery 139

4.2.3.2. Radar altimetry data 140

4.2.3.3. *In situ* water levels and discharges 142

4.2.4. Methods 142

4.2.4.1. Quantification of surface water extent 142

4.2.4.2. Validation of MODIS retrievals using OLI 146

4.2.4.3. Satellite-derived water level time-series in the Mackenzie Delta 146

4.2.4.4. Surface water volume storage 147

4.2.5. Results 148

4.2.5.1. MODIS-based land water extent and their validation 148

4.2.5.2. Alimetry-based water levels and their validation 153

4.2.5.3. Time series of surface water storage anomalies in the Mackenzie Delta 161

4.2.6. Discussion 164

4.2.6.1. Spatio-temporal dynamics of surface water extent 164

4.2.6.2. Spatio-temporal dynamics of surface water levels in the Mackenzie delta 164

4.2.6.3. Spatio-temporal dynamics of surface water storage 166

4.2.7. Conclusion 167

4.2.8. Acknowledgments 168

Chapitre V - Etude de la variabilité des matières en suspension comme traceur de la dynamique hydro-sédimentaire 169

5.1. Introduction 171

5.2. Site d'étude 173

5.3. Matériels et méthodes 175

5.3.1. Couleur de l'eau 175

5.3.2. Données environnementales 180

5.3.3. Traitement statistique des données..... 180

5.4. Résultats et discussion 181

5.4.1. Description des forçages environnementaux..... 181

5.4.2. Exercice d'inter-comparaison entre les trois algorithmes de MES 184

5.4.3. Distribution spatiale moyenne des MES 188

5.4.4. Principales structures spatiales des MES en mode T 190

5.4.5. Sections longitudinales et transversales dans l'estuaire..... 196

5.5. Conclusion 202

Chapitre VI - Conclusion et perspectives.....203

6.1. Conclusion 205

6.2. Perspectives.....208

6.2.1. Potentiel des nouvelles missions en imagerie multi-spectrale 208

6.2.2. Apport de la future mission altimétrique SWOT..... 209

6.2.3. Application des outils à d'autres sites d'étude 211

6.2.4. Synergie entre la couleur de l'eau et l'altimétrie..... 213

Production scientifique.....217

Bibliographie.....219

Annexe: Quantification des volumes d'eau de surface par une approche mono-station.....239

Liste des figures

- Chapitre I -

Figure 1.1. Le cycle de l'eau sur Terre (source : USGS) 25

Figure 1.2. Prédiction de la récurrence des inondations entre 2071 et 2100 à partir d'un modèle climatique (source : Hirabayashi et al., 2013) 28

Figure 1.3. Objectifs de développement durable à atteindre d'ici 2030 29

Figure 1.4. Disponibilité de l'eau douce mondiale par personne et par an (source : Organisation de l'Agriculture et de la Nourriture (Food and Agriculture Organization - FAO), Nations Unies, Institut des ressources mondiales (World Resources Institute (WRI)) 30

Figure 1.5. Nombre de personnes (en millions) sur Terre se trouvant dans une situation d'insécurité alimentaire (source : Rapport 2018 de l'UNICEF, FIDA, ONUAA, PAM et OMS) 31

Figure 1.6. Différents bassins versants présents dans le monde) 32

Figure 1.7. Localisation des différentes stations de mesures mensuelles de débits dans le monde et leur date de mise à jour associée (source : Global Runoff Data Centre) 33

Figure 1.8. Les différents capteurs utilisés en télédétection spatiale : capteurs passifs (a) et capteurs actifs (b) (d'après gisresources.com) 35

Figure 1.9. Signatures spectrales des différents éléments naturels dans le domaine du visible (VIS), du proche infrarouge (PIR) et de l'infrarouge court (IRC) (d'après Huete, 2004) 38

Figure 1.10. Nombre d'articles publiés sur la période 2000-2017 sur la détection des surfaces en eau à partir de télédétection spatiale (d'après Huang et al., 2018) 38

Figure 1.11. Transferts d'eau et de matière le long du continuum bassin versant – océan côtier 43

- Chapitre II -

Figure 2.1. Principe de l'altimétrie radar, schématisé ici au niveau d'une rivière. 48

Figure 2.2. Classification des différentes formes d'ondes obtenues hors domaine océanique (d'après Poisson et al., 2018) 51

Figure 2.3. Comparaison des empreintes au sol obtenues des différents satellites (inspiré de Fatras et al., 2018) 53

Figure 2.4. Comparaison de l'altimétrie radar classique et de l'altimétrie SAR (d'après Kucwaj, 2016) 55

Figure 2.5. Erreur des orbites pour différentes missions altimétriques (source : altimetry.info) 56

Figure 2.6. Sentinel-3 et ses instruments (source : ESA) 62

Figure 2.7. Différentes étapes de traitement des données altimétriques avec le logiciel MAPS. Premièrement, une sélection grossière des données altimétriques a été réalisée : toutes les données altimétriques localisées à quelques km du centre de la rivière sont sélectionnées (panneau gauche), les structures topographiques sont visibles comme les bancs de la rivière et les affluents (panneau gauche) et les variations temporelles de hauteurs d'eau sont affichées (panneau droite)(a), le nombre de points diminue et les données aberrantes sont supprimées manuellement (b) et le processus est répété jusqu'à obtenir une série temporelle correcte (c) 67

Figure 2.8. Exemple du problème d'accrochage rencontré lors du traitement des données altimétriques. Lors de la sélection grossière des points, des profils hyperboliques sur différents cycles sont visibles (a), en zoomant sur ces profils, ils sont à l'origine d'une déviation de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres (b) et une fois la correction appliquée, cette hyperbole n'est plus visible (c). 68

Figure 2.9. Schéma de l'effet « off nadir » à l'origine du décrochage de l'altimètre (d'après Santos Da Silva et al., 2010) 69

Figure 2.10. Spectre électromagnétique avec les longueurs d'ondes et les domaines associés (source : http://www.cea.fr) 71

Figure 2.11. Schéma d'un radiomètre mesurant une luminance (d'après Martin, 2014). 72

Figure 2.12. Principe général de la radiométrie de la couleur de l'eau. 73

Figure 2.13. Différents contributeurs mesurés dans la réflectance du « TOA » 74

Figure 2.14. Méthode utilisée pour détecter les surfaces en eau sur les images MODIS (Sakamoto et al., 2007 ; Normandin et al., 2018a) 84

- Chapitre III -

Figure 3.1. The different steps of the altimetry data using Multi-missions Altimetry Processing Software (MAPS). First, a rough selection of the altimetry data (represented with crosses of color) is performed: all altimetry data located a few kilometers away from the center of the river are selected (left panel), the major topographic features, such hills, river banks, tributaries, etc. can be identified (central panel), temporal variations of the altimetry signal cannot be related to any hydrological signal (right panel) (a). Then, a more accurate selection is made; the number of data is decreasing and outliers are removed (left panel), the shape of the river and its temporal variations in width (central panel) and height (left panel) becomes clearer (b). This process is repeated until final selection is achieved; all subfigures are derived from the MAPS Graphical User Interface (GUI) (c). 97

Figure 3.2. Example of the hooking correction. On a rough selection, parabolic profiles in different cycles were identified (a). Zooming on them, it appears that they are responsible for deviation of several tenths of centimeters of the river levels (b). Once the correction of the hooking effect is applied, the deviation is reduced to a maximum of a couple of tenths cm (c). 99

Figure 3.3. Location of the IND in Africa (a); Altimetry tracks over the IND from European Remote-Sensing Satellite-2 (ERS-2), ENVIronment SATellite (ENVISAT), Satellite with Argos and ALtika (SARAL) (blue dots), Jasons-1/Jason-2/Jason-3 (yellow dots) and Sentinel-3A (red dots) (b); and Location of virtual stations to calculate water levels (colored circles) using altimetry data and *in situ* gauge stations (black diamonds) in IND (c). 102

Figure 3.4. Comparisons between *in situ* and altimetry water levels for several missions ERS-2 and Jason-1 data (a) and ENVISAT and Jason-2 (b). For each comparison, the number of samples (N), correlation (R), and RMSE is presented. Diamonds points correspond to Jason data and circles with black contours to ERS-2/ENVISAT. 110

Figure 3.5. Comparisons between *in situ* and altimetry water levels for several missions SARAL and Jason-3 data (a) and Sentinel-3A (b). For each comparison, the number of samples (N), correlation (R), and RMSE is presented. Diamonds points correspond to Jason data and circles with black contours to SARAL/Sentinel-3A. 111

Figure 3.6. Histograms of correlations (a) and RMSE between altimetry-based and *in situ* water stages for all missions (b). 112

Figure 3.7. Altimetry-based water levels from 1995 to 2017 from ERS-2/ENVISAT/SARAL/Sentinel-3A (red/black/blue/green respectively) and *in situ* (grey) data (left). Scatter plots of water levels anomalies from radar altimetry and *in situ* gauge stations at Diré (upstream IND) (a), Mopti (center IND) (b) and Macina (downstream IND) (c). 114

Figure 3.8. Altimetry-based water levels from 2002 to 2017 from Jason-1/Jason-2/Jason-3 (red/black/blue respectively) and *in situ* water levels (light green) data (left). Scatter plots of water levels anomalies from radar altimetry and *in situ* gauge stations at Macina (right figure, downstream IND)..... 115

Figure 3.9. Comparisons between ERS-2 and ENVISAT water levels in terms of number of samples (N) (a), correlation (R) (b), RMSE (c), and bias (d). 116

Figure 3.10. Histograms of correlation coefficients(a) and RMSE for ERS-2/ENVISAT intermission water stages comparisons (b). 117

Figure 3.11. Comparisons between Jason-1 and Jason-2 water levels in terms of number of samples (N) (a); correlation (R) (b);RMSE (c); and bias (d). 118

Figure 3.12. Comparisons between Jason-2 and Jason-3 water levels in terms of number of samples (N) (a); correlation (R) (b); RMSE (c) and bias (d). 119

Figure 3.13. Intermission quality time series: for the VS 0545-a located in the upstream part in the IND between ERS-2/ENVISAT (a); for the VS 046-d (upstream part) between Jason-1/Jason-2 (b); and for the VS 046-d between Jason-2/Jason-3 (c). The two VS are separated by 45 km. 120

Figure 3.14. Histograms of R (a) and RMSE (b) for ERS-2/ENVISAT intermission water stages comparisons on floodplains virtual stations. 121

Figure 3.15. Water levels time series on floodplains derived from radar altimetry multi-missions (ERS-2/ENVISAT and SARAL) from 1995 to 2016 at 3 different locations in the Inner Niger Delta: the center of the delta (a); the north eastern (b) and the southern (c) parts. 122

Figure 3.16. Maxima of cross-correlation between time series of water levels derived from ERS-2 (left) and ENVISAT (right) data in the IND for three different VS near Douna (a,d); Mopti (b,e) and Diré (c,f). Red crosses symbolize the VS chosen as reference (auto-correlation of 1). 124

Figure 3.17. Maxima of cross-correlation between time series of water levels derived from SARAL (left) and Sentinel-3A (right) data in the IND for three different VS near Douna (a,d); Mopti (b,e) and Diré (c,f). Red crosses symbolize the VS chosen as reference (auto-correlation of 1). 125

Figure 3.18. Percentage of acquisition in the different Ku chirp bandwidth operation mode for each VS in the IND for ENVISAT at 320 MHz (a); at 80 MHz; (b) and at 20 MHz; (c) ERS-2 at 330 MHz (d) and at 82.5 MHz (e). 128

- Chapitre IV -

Figure 4.1. Location of the Mackenzie Delta at the mouth of the Mackenzie River in the Northwest Territories of Canada (a), river discharges of the Mackenzie River at 10LC014 station from 2000 to 2015 (133°W, 67°N), 30 km upstream the Mackenzie Delta (b). 139

Figure 4.2. Flow-chart of the method (adapted from Sakamoto et al., 2007) used to classify each pixel of the multispectral images acquired over the Mackenzie Delta in 4 categories (non-flooded, mixed, flooded and permanent water bodies) for each year from 2000 to 2015 using MODIS 8-day composite data from the day of the year (DOY) 169 to 257..... 145

Figure 4.3. Maps of surface water extent duration for annual average from 2000 to 2015 (a), annual standard deviation from 2000 to 2015 (b), error average from 2000 to 2015 (c), standard deviation of

error from 2000 to 2015, difference between annual average land water surface duration from 2000 to 2015 (d) and land water surface duration during 2006 associated with the highest flood event (e), and 2010 associated with the lowest flood event recorded over the period (f). 149

Figure 4.4. Time series of surface water extent from 2000 to 2015, between June and September, derived from the MODIS images. 153

Figure 4.5. Locations of virtual stations (VS) in the Mackenzie Delta for ERS-2 (yellow dots). ENVISAT (green dots) and SARAL (purple dos) altimetry missions. Altimetry tracks appear in grey. *In situ* stations are represented using red triangles 154

Figure 4.6. Altimetry-based water levels from 1995 to 2015 compared with *in situ* water levels for the station 0744-a located in the downstream part in the Mackenzie Delta using ERS-2 mission (a) and water level anomaly with statistic parameters (b), using ENVISAT mission (c) and water level anomaly with statistic parameters (d) and using SARAL mission (e). 158

Figure 4.7. Altimetry-based water levels from 1995 to 2015 compared with *in situ* water levels for the station 0439-a located in the centre in the Mackenzie Delta using ERS-2 mission (a) and water level anomaly with statistic parameters (b), using ENVISAT mission (c) and water level anomaly with statistic parameters (d), using SARAL mission (e) and water level anomaly with statistic parameters (f). 160

Figure 4.8. Altimetry-based water levels from 1995 to 2015 compared with *in situ* water levels for the station 0028-a located in the centre in the Mackenzie Delta using ERS-2 mission (a) and water level anomaly with statistic parameters (b), using ENVISAT mission (c) and water level anomaly with statistic parameters (d), using SARAL mission (e) and water level anomaly with statistic parameters (f). 161

Figure 4.9. Water level maps in the Mackenzie Delta in 2006 (historic flood) obtained combining inundated surfaces determined using MODIS images with altimetry-derived water levels in June (a), in July (b), in August (c) and in September (d). 162

Figure 4.10. Surface water volume from 2000 to 2015, determined by combining inundated surfaces from MODIS with altimetry data. 167 red points correspond to surface water volume obtained with a virtual station located in the upstream part of the Delta, green points to surface water volume without a virtual station located in the upstream part of the Delta. The Mackenzie River Delta discharges at 10LC014 gauge station appear in blue. 163

Figure 4.11. Temporal and spatial variations of surface water levels (in meters) in the Mackenzie Delta: location of virtual stations used to analyse spatial variations, green dots are corresponding to latitudinal variations along the Mackenzie River (from number 1 to 8) and red triangles are corresponding to longitudinal variations at 3 different latitudes (letters from A to I) (a), surface water levels time-series along the Mackenzie River at different latitudes (b), and surface water levels time series at 3 different latitudes with 3 virtual stations at each latitude to analyse longitudinal spatial variations (c) (d) (e). 166

- Chapitre V -

Figure 5.1. Localisation du système fluvio-estuarien de la Gironde (boîte rouge) (a), et de la bathymétrie de la partie avale (de l'embouchure à Pauillac) (b), de la partie centrale (de Pauillac à la confluence entre la Garonne et la Dordogne, localisée au Bec d'Ambès) (c), et la partie amont (portions tidales de la Garonne et de la Dordogne) (d). Les lignes en trait plein et en pointillés représentent les deux longitudinales associées au chenal principal et aux bancs sableux centraux, respectivement. Les boîtes grises (de 1 à 7) représentent les différentes sous-régions utilisées pour générer les transects transversaux. 174

Figure 5.2. Distribution par mois des images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI (a), par classes de débits ($m^3.s^{-1}$) (b), marnage (m) (c), et moment de marée (E : ebb (jusant), F : flood (flot), HT : high tide (marée haute) et LT : low tide (marée basse)) (d) 182

Figure 5.3. Distribution de la vitesse des vents ($m.s^{-1}$) et de la direction à Pauillac (a) et à Bordeaux-Mérginac (b) 183

Figure 5.4. Boxplots des concentrations des matières en suspension (MES) dans les quatre sous-régions (partie avale (downstream), partie centrale (upstream), Garonne et la Dordogne) du SFEG. Les MES sont calculées à partir des algorithmes de Nechad et al., (2010) (Nechad10), Han et al., (2016) (Han16) et de Novoa et al., 2017 (Novoa17), appliqués aux 20 images Landsat-8/OLI et aux 21 images Sentinel-2/MSI, acquises entre Février 2013 et Aout 2018. Pour chaque boîte, la ligne noire représente la médiane, et les charnières inférieures et supérieures représentent le premier et le troisième quartile. Au maximum, les barres correspondent à 1,5 fois la distance interquartile et les cercles noires représentent les données en dehors de ces barres. 185

Figure 5.5. Cartes des différences relatives (en %) des concentrations moyennes de MES (en $g.m^{-3}$), basées sur les trois algorithmes. Les comparaisons sont successivement réalisées sur les paires Nechad10 et Han16 (a-d), Nechad10 etNovoa17 (b-e) et Novoa17 et Han16 (c-f). Les lignes en pointillés rouge représentent la ligne 1:1. 187

Figure 5.6. Distribution spatiale des concentrations de MES moyennées ($g.m^{-3}$) estimées à partir des 41 images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI disponibles sur la période Février 2013-Aout 2018 (a), le coefficient de variation associé (%) (b), et les concentrations de MES moyennées associées aux forts débits / forts marnages (N = 13) (c), aux forts débits / faibles marnages (N = 8) (d), aux faibles débits / forts marnages (N = 8) (e) et aux faibles débits / faibles marnages (f) dans le SFEG..... 190

Figure 5.7. Première (a), seconde (b) et troisième (c) composante principale expliquant 43,5%, 15% et 7,2% de la variance totale, respectivement. Les résultats sont normalisés et varient entre -1 et +1.192

Figure 5.8. Coefficients de charge de la première (a), seconde (b) et troisième (c) composante principale et variance totale expliquée pour chaque image (d). Les cercles rouges correspondent aux deux séries de 3 et 4 images successives acquises respectivement en Octobre 2016 et Avril 2017.. 193

Figure 5.9. Cartes de la distribution spatiale des concentrations de MES ($g.m^{-3}$) associées aux courants de surface statistiquement sous-représentés dans le jeu de données Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI (N=41), et correspondent aux images acquises le 10/07/2013 (a) et le 10/03/2017 (b) 195

Figure 5.10. Distribution longitudinale de MES moyennées ($g.m^{-3}$) réalisées à partir de l'ensemble du jeu de données (N=41 images) sur la période de Février 2013 à Aout 2018 dans le SFEG, de l'embouchure (km 0) à Bordeaux (km 95) sur le chenal principal (a) et sur les bancs centraux (c). La ligne rouge représente le signal de MES lissé. Les distributions longitudinales en fonction des saisons sont représentées dans le chenal principal (b) et sur les bancs centraux (d). La ligne grise en pointillé est la profondeur (exprimée en m) et les 7 boîtes sont les zones associés aux transects transversaux (voir Figure 1b et 1 d pour leurs localisations). Les principales villes le long sont indiqués par des flèches noires (voir Figure 1b, 1c et 1d pour leurs localisations). 198

Figure 5.11. Variabilité des MES moyennées ($g.m^{-3}$) le long de transects transversaux sur la période Février 2013-Aout 2018, classées en faibles débits (a, c, e et g) et forts débits (b, d, f et h). Les quatre boîtes grises affichées sur la Figure 1 sont représentées ici, (a) (b) pour la boîte 1, (c) (d) pour la boîte 2, (e) (f) pour la boîte 3 et (g) (h) pour la boîte 4. La ligne rouge correspond à la concentration de MES moyennées en période de vives eaux (VE) et la ligne noire en période de mortes eaux (ME). La bathymétrie est représentée par une ligne grise. 201

- Chapitre VI -

Figure 6.1. Schéma du satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography) disposant d'un système de radar interférométrique KaRIN à double fauchée, fonctionnant en bande Ka (d'après Fu et al., 2009) 211

Figure 6.2. Cartes du nombre de jours en eau pour chaque pixel pour la période de 2000-2009 (a), pour la période 2010-2018 (b) et la différence entre la période la plus récente moins la plus ancienne (c) 212

Figure 6.3. Variations mensuelles des volumes d'eau en surface (courbe bleue) et de la chlorophylle (en vert) dans le lac du Tonle Sap, calculés entre 2000 et 2012 (source : stage de Jules Greusard).. 214

Figure 6.4. Variations mensuelles des volumes d'eau en surface dans le bassin du Mékong, calculés entre 2000 et 2018. 215

Figure 6.5. Climatologie des MES au niveau de la zone côtière du delta du Mékong, calculée sur la période 2000-2012 à partir des données OC-CCI à une résolution spatiale de 4 km 216

Liste des tableaux

- Chapitre II -

Tableau 2.1. Corrections nécessaires à appliquer pour la détermination de la hauteur d'eau altimétrique. 49

Tableau 2.2. Caractéristiques principales des différentes missions altimétriques utilisées. 63

Tableau 2.3. Principales caractéristiques des altimètres radars utilisés. 65

Tableau 2.4. Caractéristiques principales des missions Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI 81

Tableau 2.5. Bandes spectrales du capteur MODIS à bord du satellite Terra et couleurs associées (PIR = Proche Infrarouge, IR = Infrarouge et IRC = Infrarouge Court). 82

- Chapitre III -

Tableau 3.1. Major characteristics of the high-precision radar altimetry missions 105

Tableau 3.2. Major characteristics of the high-precision radar altimetry missions. 106

Tableau 3.3. List of *in situ* gauge stations in the IND used this study. 107

Tableau 3.4. Number of virtual stations defined in the IND for each mission. 108

- Chapitre IV -

Tableau 4.1. Validation of surface water extents (km²) determined using OLI 30 m, OLI 500 m, and MODIS 500 m images with Emmerton et al. (2007). 151

Tableau 4.2. Satellite validation of surface water extent using OLI 30, OLI 500 and MODIS 500 m. . 152

Tableau 4.3. Statistic parameters obtained between altimetry-based water levels from altimetry multi-missions and *in situ* water levels. 1526

- Chapitre V -

Tableau 5.1. Caractéristiques principales des capteurs Operational Land Imager (Landsat-8/OLI) et MultiSpectral Instrument (Sentinel-2/MSI). 176

Tableau 5.2. Valeurs des coefficients $A\rho, B\rho, C\rho$, des valeurs centrales des bandes spectrales ($\lambda rouge$), des seuils de changement utilisés pour les algorithmes de Nechad et al., 2010 (Nechad10) et Han et al., 2016 (Han16). 178

Tableau 5.3. Valeurs des seuils de changement utilisés dans l'étude de Novoa et al., (2017) (Novoa17) pour l'estuaire de la Gironde. Novoa17-FA et Novoa17-M sont les modèles linéaires utilisant les valeurs de ρ_w dans le vert et le rouge, respectivement. Novoa17-FO est un modèle polynomial basé sur les valeurs de ρ_w dans la bande du PIR. 179

Tableau 5.4. Statistiques descriptives (moyenne, médiane, std : écart-type ; N : nombre d'observations) des débits journaliers ($m^3.s^{-1}$) et du marnage (m) pour l'ensemble du jeu de données et par saisons (Pr : printemps, Au : automne, Hi : hiver). 184

Tableau 5.5. Coefficient de corrélation (R) entre les coefficients de charge de la première, seconde et troisième composante principale et les paramètres environnementaux. Les corrélations significatives, à un niveau de signification de 5% sont indiquées avec le symbole *. 194

Liste des abréviations

ACP : Analyse en Composantes Principales

AMI : Active Microwave Instrument

AMR : Advanced Microwave Radiometer

AOP : Propriétés Optiques Apparentes

ASAR : Advanced Synthetic Aperture Radar

ATSR : Along-Track Scanning Radiometer

CNES : Centre National d'Etudes Spatiales

CP : Composante Principale

CSA : Canadian Space Agency

CTOH : Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère

CZCS : Coastal Zone Color Scanner

DEM : Digital Elevation Model

DIODE : Détermination Immédiate d'Orbite par Doris Embarqué

DNH : Direction Nationale de l'Hydraulique

DORIS : Doppler Orbitography and Radio-positionning Integrated by Satellite

DVEL : Difference Value between EVI and LSWI

ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EM : électromagnétique

ENSO : El Nino Southern Oscillation

ENVISAT : ENVironment SATellite

ERS : European Remote Satellite

ESA : European Space Agency

EUMETSAT : European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

EVI : Enhanced Vegetation Index

FAO - Food and Agriculture Organization

FIDA : Fonds International de Développement Agricole

GDR : Geophysical Data Record

GIM : Global Ionospheric Maps

GNSS : Global Navigation Satellite System

GIEMS : Global Inundation Extent from Multi-Satellites

GOME : Global Ozone Monitoring Experiment

GOMOS : Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars

GPS : Global Positionning System

HRS : Haute Résolution Spatiale

IND : Inner Niger Delta

InSAR : Interférometrie SAR

IOCCG : International Ocean Colour Coordinating Group

IOP : Propriété Optiques Inhérentes

IRC : Infrarouge Court

IRL : Infrarouge Lointain

ISRO : Indian Space Research Organisation

JMR : Jason-1 Microwave Radiometer

JPL : Jet Propulsion Laboratory

KaRIN : Ka-band Radar INterferometer

LEGOS : Laboratoire d'Etudes en Géophysiques et Océanographie Spatiales

LPT : Light Particles Telescope

LRA : Laser Reflector Array

LRM : Low Resolution Mode

LRR : RétroRéflecteur Laser

LSWI : Land Surface Water Index

MAPS : Multi-missions Altimetry Processing Software

MIPAS : Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding

mNDWI : modified NDWI

ME : Morte-Eau

MERIS : MEdium Resolution Imaging Spectrometer

MES : Matières En Suspension

MIR : Moyenne infra rouge

MNT : Modèle Numérique de Terrain

MODIS : MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

MSI : Multi Spectral Instrument

MWS : Microwave Sounde

NAO : North Atlantic Oscillation

NASA : National Aeronautics and Space Administration

NDVI : Normalized Difference Vegetation Index

NDWI : Normalized Difference Water Index

NIR : Near Infrared

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

OCOG : Offset Centre of Gravity

OLCI : Ocean and Land Colour Instrument

OLI : Operational Land Imager

OMS : Organisation Mondiale de la Santé

ONUAA : Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture

PAM : Programme Alimentaire Mondial

PDO : Pacific Decadal Oscillation

PIR : Proche infrarouge

PLRM : Pseudo LRM

PRARE : Precise Range and Rate Equivalent

RA : Radar altimeter

RCE : Radiométrie de la Couleur de l'Eau

REM : Rayonnement électromagnétique

RMS : Root Mean Square

RMSE : Root Mean Square Error

RSO : Radar à synthèse d'ouverture

SAR : Synthetic Aperture Radar

SARAL : Satellite with ARgos and ALtika

SeaWIFS : Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor

SFE : Système Fluvio-Estuarien

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

SPM : Suspended Particulate Matter

SPOT : Satellite pour l'observation de la Terre

SRTM : Shuttle Radar Topohraphy Mission

STD : Standard Deviation

SV : Stations virtuelles

SWIR : Short Ware Infra Red

SWOT : Surface Water and Ocean Topography

TIRS : Thermal Infrared Sensor

TOA : Top Of Atmosphere

TRSR : Turbo Rogue Space Receiver

T2L2 : Temps de Transfert par Lien Laser

UKSA : UK Space Agency

UNICEF : Fonds des Nations Unies pour l'Enfance

USGS : United Sates Geological Survey

VE : Vive-Eau

VGT : Vegetation

VIIRS : Visible Infrared Imaging Radiometer Suite

VIS : visible

VS : Virtual Station

WRI : World Resources Institute

WSOA : Wide Swath Ocean Altimeter

ZTM : Zone de Turbidité Maximale

- Chapitre I -

Introduction

Table des matières

Chapitre I

1.1. Contexte 25

1.1.1. Le cycle hydrologique et ses réservoirs 25

1.1.2. Variabilité climatique et impact sur les ressources en eau 27

1.1.3. Contraintes d'observation des bassins versants 31

1.2. Apport de la télédétection spatiale pour le suivi des eaux de surface 33

1.2.1. Avantages et inconvénients de l'utilisation des données satellitaires 34

1.2.2. Généralités 34

1.2.3. Hauteurs d'eau 35

1.2.4. Surfaces en eau 36

1.2.5. Matières en suspension (MES) 40

1.3. Problématique, objectifs et plan de la thèse 41

1.3.1. Problématique de la thèse 41

1.3.2. Objectifs et organisation de la thèse 43

1.1. Contexte

1.1.1. Le cycle hydrologique et ses réservoirs

Elément clé de régulation et structuration de la vie terrestre, l'eau recouvre plus de 70 % de la surface du globe, avec un volume qui reste globalement constant au cours des temps géologiques (Rodell et al., 2018 ; Bengtsson, 2013). Le cycle global de l'eau est influencé par le rayonnement radiatif solaire, qui permet un échange constant entre les différentes enveloppes du système Terre à travers les changements d'état de l'eau (Fernandez-Prieto et al., 2012). L'évaporation et l'évapotranspiration sont à l'origine du passage de l'eau de l'état liquide à vapeur et favorisent les flux entre l'océan ou les surfaces continentales, et l'atmosphère. Dans l'atmosphère, les molécules poursuivent leur ascension et se condensent sous forme liquide ou solide (neige, grêle et glace) dans les nuages. Elles retombent ensuite sous forme de précipitations vers le sol et sont transportées par ruissellement vers les mers et océans. Ces différentes étapes forment le cycle hydrologique global (Perrier et Tuzet., 2005 ; Rast et al., 2014 ; Figure 1.1). L'eau est donc présente sur Terre sous trois formes : liquide, gazeuse et solide. Le changement d'un état à un autre est rendu possible par un changement de température et/ou de pression.

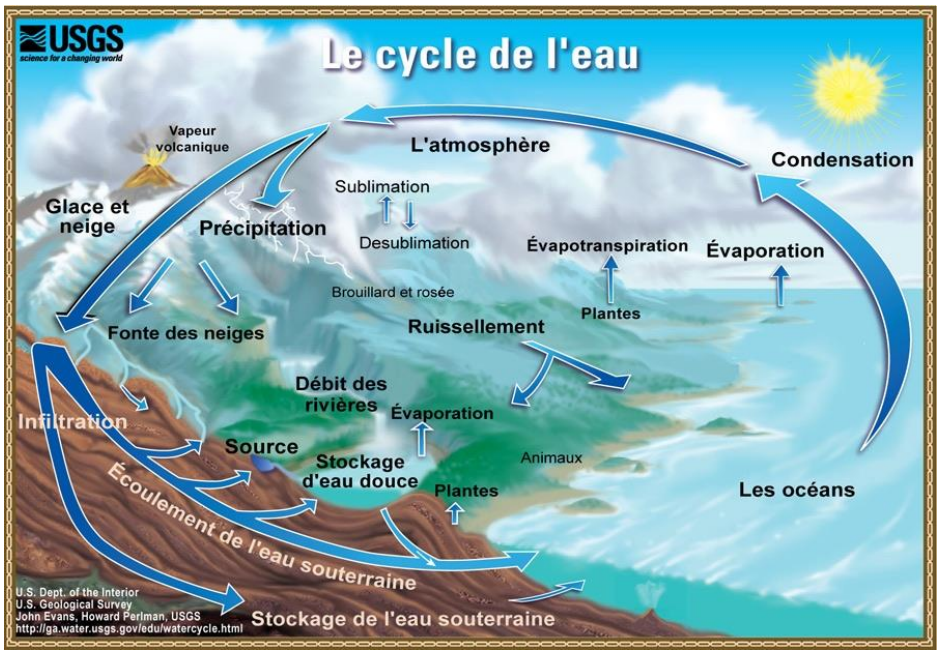


Figure 1.1. Le cycle de l'eau sur Terre (source : USGS)

Sur Terre, l'eau se retrouve dans quatre grands réservoirs : les océans, les eaux continentales, l'atmosphère et la biosphère. Les eaux continentales ne représentent que 3 % du volume total de l'eau sous forme liquide (Chahine, 1992 ; Shiklomanov et Rodda, 2003). Malgré cette faible contribution, elles ont néanmoins un impact déterminant sur la biosphère, la distribution spatiale des populations humaines et leurs activités économiques et sociales, mais aussi sur les phénomènes météorologiques comme les pluies intenses, les inondations, ou encore les sécheresses (Kundzewicz et al., 2007 ; Younger, 2012). Les réservoirs d'eaux douces sont principalement composés des glaciers (67%), des eaux souterraines (23%) et des eaux de surface stagnantes (lacs, mers, réservoirs, zones d'inondation marais) ou en écoulement (rivière, fleuves). Le réservoir « eaux de surface » ne représente au final qu'un faible pourcentage des réserves en eau douce (moins de 10%, d'après Younger, 2012).

Bien que faible contributeur au volume total d'eau sur Terre, le réservoir des eaux de surface a un rôle central dans les cycles hydrologiques et énergétiques globaux (Kundzewicz et al., 2007). Les différentes composantes de ce réservoir sont en échange continu avec l'atmosphère et l'océan, à partir de transferts incessants de masses d'eau, et font ainsi partie intégrantes du système climatique (Kundzewicz et al., 2007 ; Papa et al., 2013). Les zones humides et les zones inondées sont essentielles à prendre en compte pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques (Decharme et al., 2008) puisqu'elles permettent de réguler le débit des fleuves en stockant d'importantes quantités d'eau dans les bassins fluviaux (Frappart et al., 2005 ; Alsdorf et al., 2007 ; Bourrel et al., 2009 ; Papa et al., 2010 ; Papa et al., 2013). Elles accroissent également l'évapotranspiration (Krinner, 2003) et modulent les températures atmosphériques. Enfin, les eaux de surface ont une place importante dans la gestion des ressources en eau et pour la conservation de la biodiversité (Gleick, 2003).

Le réservoir de surface contrôle également une partie du cycle biogéochimique. Les zones humides et les plaines d'inondation, ont par exemple, un fort impact sur l'émission de méthane et sur le stockage et la libération du dioxyde de carbone (Bousquet et al., 2006 ; Abril et al., 2014). Il est estimé qu'environ 20 à 40% de l'émission totale de méthane dans le monde provient de ces zones humides, d'où l'importance d'étudier leurs variations spatio-temporelles (Gedney et al., 2004 ; Papa et al., 2010).

Outre leur conséquence sur le méthane, les stocks d'eau à l'échelle du bassin versant, vont transporter des nutriments vers l'océan par le biais des fleuves et rivières. Ces apports en nutriments vont alors influencer la productivité marine et toute la chaîne alimentaire associée (IOCCG rapport n°7, 2008 ; Platt et Sathyendranath, 2008 ; Ouillon, 2018).

A l'heure actuelle, le besoin d'améliorer nos connaissances sur les variations spatio-temporelles des surfaces en eau, ainsi que leur variabilité aux échelles régionales et globales, est mondialement reconnu (Papa et al., 2010). Cependant, les zones d'inondation ne sont détectables que durant une

courte période de l'année, ce qui rend très difficile leur étude à ces échelles spatiales (Alsdorf et al., 2007 ; Papa et al., 2010 ; Papa et al., 2013).

1.1.2. Variabilité climatique et impact sur les ressources en eau

Le climat sur Terre a une variabilité naturelle provoquée par les fluctuations des courants océaniques, des paramètres astronomiques et du rayonnement solaire. La nature, l'amplitude et la prévisibilité de cette variabilité dépendent fortement des échelles temporelles et spatiales considérées. Par exemple, à l'échelle globale, elle est fortement liée aux variations solaires et aux oscillations liées aux phénomènes de grande échelle (comme l'Oscillation Nord-Atlantique – la NAO ou l'oscillation El Nino Southern Oscillation – ENSO (Trenberth et al., 2019)). A l'échelle régionale (échelle du bassin versant), elle est contrôlée par les variations de la circulation atmosphérique et les interactions locales entre les continents et l'atmosphère (Ludwing et al., 2009).

La variabilité climatique naturelle influence le cycle de l'eau en contrôlant la teneur en vapeur dans l'atmosphère, entrainant alors des modifications des précipitations. Ces dernières provoquent par la suite d'importantes variations dans l'humidité du sol et le ruissellement (Kundzewiez et al., 2007). Cette variabilité naturelle est à l'origine d'évènements extrêmes sur Terre comme les sécheresses et les inondations.

En plus de la variabilité climatique naturelle s'ajoute celle occasionnée par le changement climatique, lié aux activités humaines. Ce dérèglement a de forts impacts sur les milieux physiques et biologiques, très variables d'une région à une autre. Cette variabilité influence fortement le cycle hydrologique et les ressources en eau (Chahine, 1992 ; Vorosmarty et al., 2000), en engendrant une augmentation et une amplification des phénomènes extrêmes (Seneviratne et al., 2012 ; Hirabayashi et al., 2013 ; Lugato et al., 2013 ; Alfieri et al., 2015 ; Madakumbura et al., 2019 ; Dai, 2011a ; Dai, 2013a ; Field et al. 2012; Collins et al. 2013 ; Figure 1.2). Ces évènements touchent chaque année des millions de personnes sur l'ensemble du globe (Lazo et al. 2011; Peterson et al. 2012 ; Peterson et al., 2013). L'importance de la variabilité liée au changement climatique et son impact sur l'hydrologie continentale sont aujourd'hui très largement démontrés (Huntington, 2005 ; Durack et al., 2012).

Les principales conséquences reconnues sur le cycle de l'eau sont listées ci-dessous:

- Modification de la distribution spatiale et des valeurs extrêmes des précipitations (Pfahl et al., 2017) ;
- Augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère (Trenberth et al., 2015) ;

- Diminution de la couverture nuageuse et augmentation de la fonte des glaciers (Chen et al., 2015 ; Zemp et al., 2015) ;
- Variation de l'humidité au sol et du ruissellement (Kundzewicz et al., 2007) ;
- Augmentation de l'évaporation (Jung et al., 2010).

Le changement climatique impacte ainsi fortement le cycle hydrologique et ses différents processus, avec des répercussions sur les différents réservoirs hydrologiques. Le transport de la vapeur d'eau fortement menacé, va modifier l'amplitude et la distribution spatiale des flux d'eau douce entre l'atmosphère, les continents et les océans (Held et Soden, 2006). A leur tour, ces changements toucheront la distribution de la salinité et à la surface des océans et peut potentiellement altérer la densité et donc la circulation océanique (Durack et al., 2012).

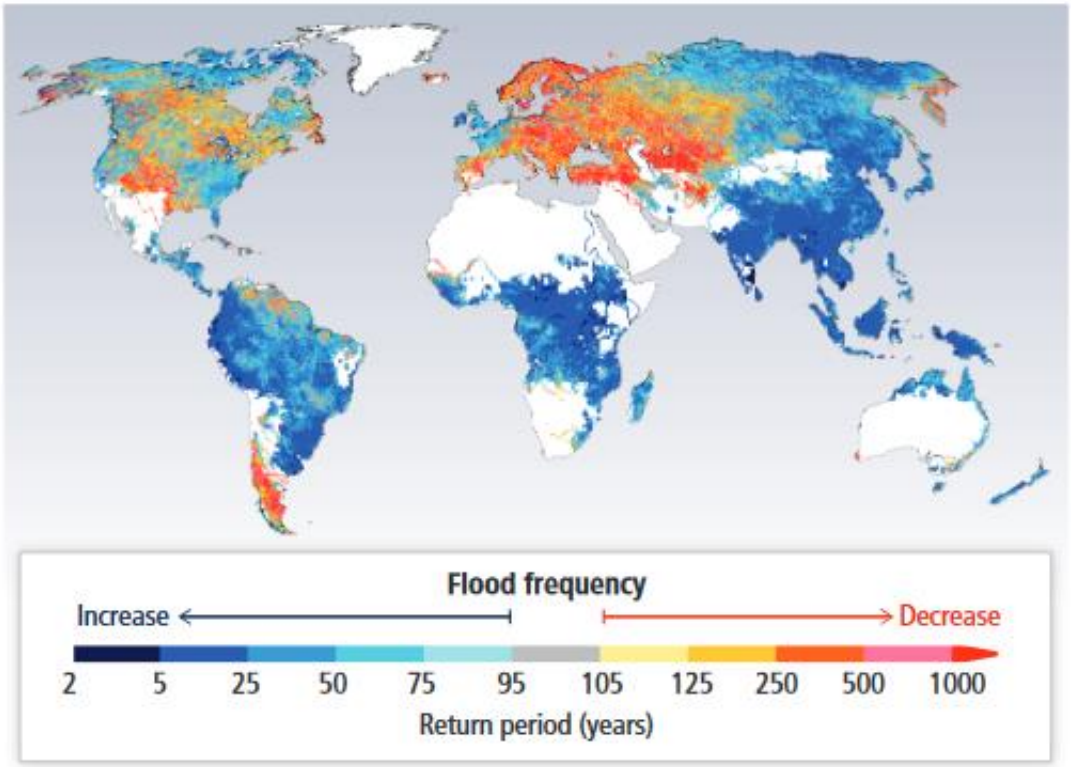


Figure 1.2. Prédiction de la récurrence des inondations entre 2071 et 2100 à partir d'un modèle climatique (source : Hirabayashi et al., 2013)

Pour l'Homme, les conséquences du changement climatique sur le réservoir des eaux de surface se traduisent par une insécurité alimentaire croissante. La sécurité alimentaire est assurée quand « *toutes les personnes, en tout temps, ont économiquement, socialement et physiquement accès à une alimentation suffisante, sûre et nutritive, qui satisfait leurs besoins nutritionnels et leurs préférences alimentaires pour leur permettre de mener une vie active et saine* » (Sommet mondial de l'alimentation, 1996). Actuellement, elle représente un enjeu majeur pour les politiques publiques. Sur les 17 objectifs prévus pour un développement durable (Figure 1.3), deux concernent la réduction de la pauvreté et de la faim. Or, ces objectifs sont fortement liés aux ressources en eau. L'état des ressources naturelles, et en particulier l'eau, représente alors un facteur limitant pour faire face à ce défi mondial.

Figure 1.3. Objectifs de développement durable à atteindre d'ici 2030 (source : https://www.un.org/sustainabledevelopment/fr/)

L'eau représente une ressource fondamentale pour l'agriculture et l'élevage. Il s'agit alors d'en assurer l'accès et la disponibilité par une bonne gestion. L'attractivité économique et la disponibilité physique d'une nourriture adéquate et nutritive n'est possible que dans ces conditions. L'eau donne la possibilité aux familles pauvres de produire davantage pour mieux se nourrir mais aussi améliorer leurs revenus. Elle est une ressource mal répartie sur Terre et de nombreuses populations sont victimes de

problèmes de pénuries d'eau, de sécheresses et d'inondations (Figure 1.4). L'accès à l'eau potable est un enjeu mondial pour subvenir aux besoins nutritionnels et de santé.

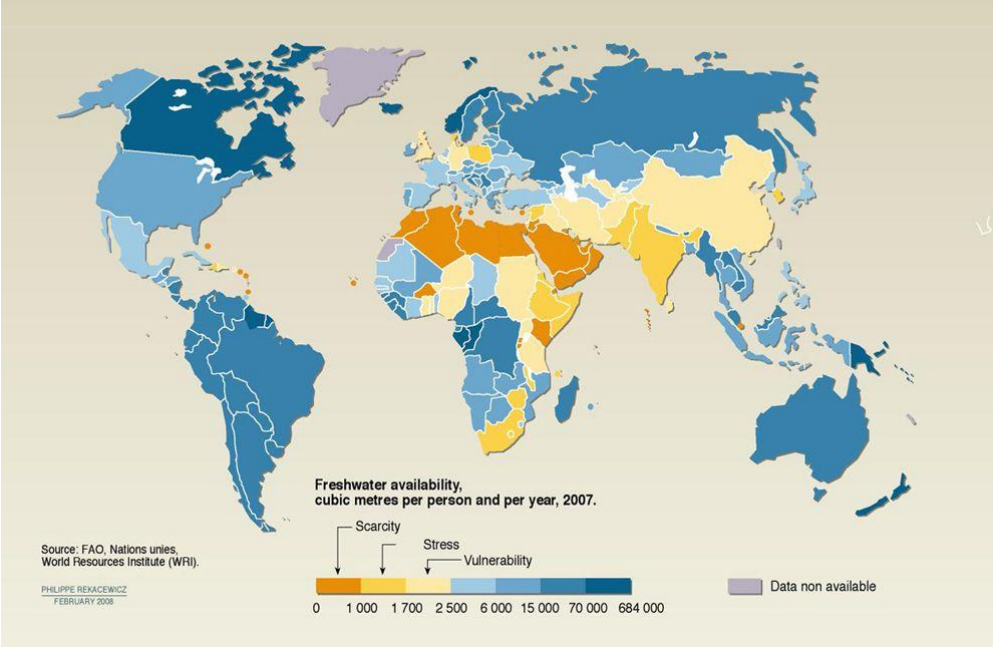


Figure 1.4. Disponibilité de l'eau douce mondiale par personne et par an (source : Organisation de l'Agriculture et de la Nourriture (Food and Agriculture Organization - FAO), Nations Unies, Institut des ressources mondiales (World Resources Institute (WRI)).

D'après une étude récente réalisée par une collaboration entre l'Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture (ONUAA), l'UNICEF, le Programme Alimentaire Mondial (PAM), l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) et des Fonds International de Développement Agricole (FIDA, Rapport 2018), le réchauffement climatique aggrave les phénomènes climatiques tels que les sécheresses et les inondations, qui sont à l'origine d'une augmentation de l'insécurité alimentaire. La Figure 1.5 présente le nombre d'habitants sur Terre (en millions) souffrant d'insécurité alimentaire, depuis 2014 jusqu'à 2017. Pour la troisième année consécutive, le nombre de personnes souffrant de la faim est en progression, passant de 784 millions en 2014 à 821 millions en 2017. Le nombre de personnes souffrant d'insécurité alimentaire grave, c'est-à-dire ne disposant pas d'aliments pendant un ou plusieurs jours, est passé de 647 à 769 millions en 2017.

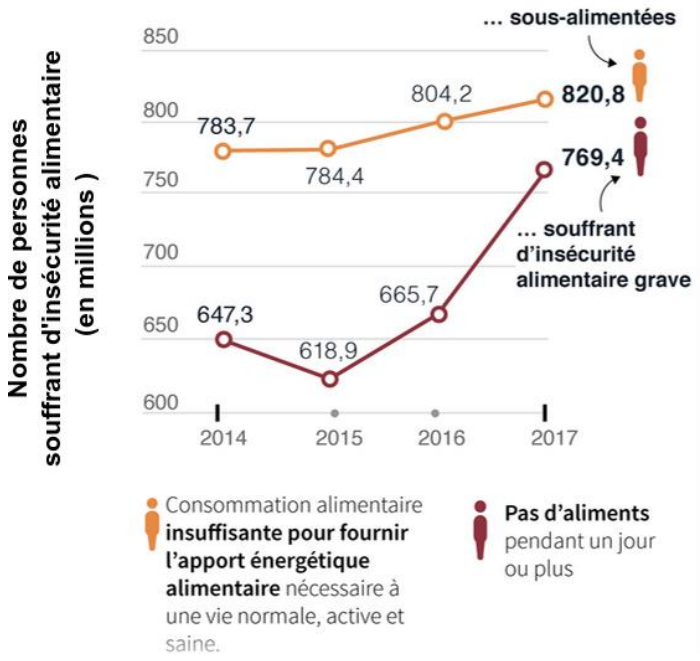


Figure 1.5. Nombre de personnes (en millions) sur Terre se trouvant dans une situation d'insécurité alimentaire (source : Rapport 2018 de l'UNICEF, FIDA, ONUAA, PAM et OMS)

1.1.3. Contraintes d'observation des bassins versants

Il est actuellement estimé que notre planète comporte environ 400 bassins versants, disposant chacun de leurs propres caractéristiques en termes de géométrie (surface, forme, relief), de végétation, de structure du réseau hydrographique, de climat associé, etc… (Global Runoff Data Centre, Figure 1.6). Toutes ces caractéristiques rendent la compréhension des processus hydrologiques très complexe, notamment lorsque l'on veut s'intéresser à la quantification et à la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau en surface. Cette estimation nécessite la collecte de nombreuses données *in situ* comme des données de pluviométrie, des niveaux d'eau, des débits et des mesures de superficies inondées pendant les crues.

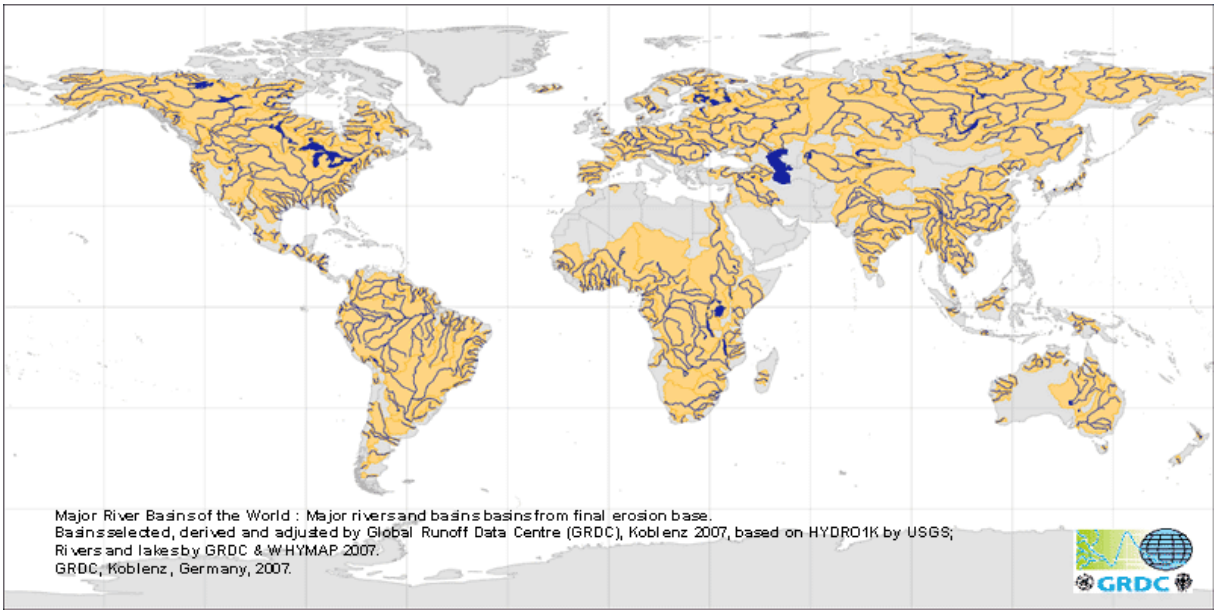


Figure 1.6. Différents bassins versants présents dans le monde (source : Global Runoff Data Centre)

Dans le monde, on compte actuellement 9 712 stations *in situ* disposant de données mensuelles de débit, non homogènement réparties à la surface de la Terre et ne permettant pas de couvrir l'ensemble des bassins versants (Figure 1.7). Ces mesures, effectuées au sein de réseaux d'observations sont plus ou moins pérennes, et essentiellement situées dans les pays développés (Alsdorf et al., 2007). De plus, l'installation et l'entretien de ces stations engendrent des coûts financiers élevés rendant la maintenance de ces stations de plus en plus difficile. Plusieurs études ont mis en évidence la diminution du nombre de ces réseaux dans le monde, aussi bien dans les pays sous-développés que développés (Rodda et al., 1993 ; Lanfear & Hirsch, 1999 ; Shiklomanov et al., 2002).

Des difficultés apparaissent quant à la mise à disposition de ces données, dont le délai peut atteindre plusieurs années (Fekete et al., 1999), rendant impossible l'étude des bassins en temps réel. Cette accessibilité peut être limitée par la géopolitique des pays. Par ailleurs, les données utilisables sont peu disponibles sur de longues périodes de temps, de l'ordre de la décennie, ce qui ne permet pas d'étudier l'impact du changement climatique ou de l'anthropisation sur ces systèmes.

Outre les problèmes de maintenance et de mise à disposition, les stations *in situ* existantes, souvent localisées sur le fleuve principal, ne permettent pas d'obtenir des informations sur les zones humides comme les plaines d'inondation.

Ainsi, les problèmes évoqués, comme la répartition des stations *in situ*, leur installation et maintenance, ou encore leur accessibilité, limitent leur utilisation pour les études réalisées à l'échelle

d'un bassin hydrologique (Vorosmarty et al., 1996, The Ad Hoc Work Group on Global Water Datatsets).

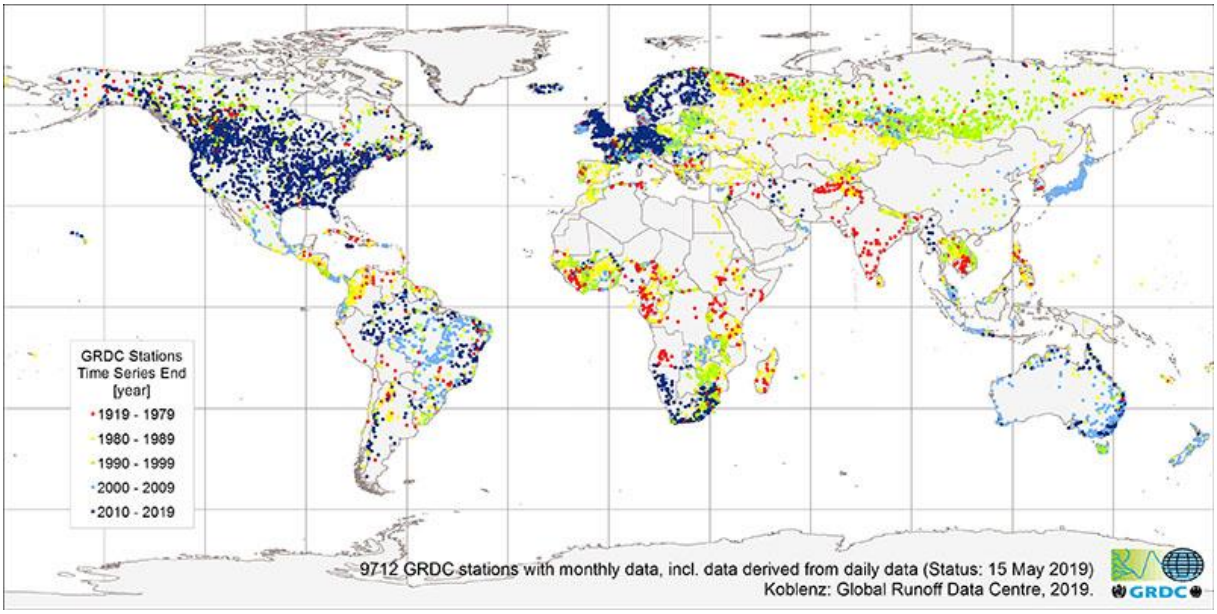


Figure 1.7. Localisation des différentes stations de mesures mensuelles de débits dans le monde et leur date de mise à jour associée (source : Global Runoff Data Centre)

1.2. Apport de la télédétection spatiale pour le suivi des eaux de surface

Les différentes composantes qui forment le réservoir d'eau de surface constituent la source principale d'eau douce et courante sur Terre. Leur étude est donc primordiale. Cependant, nous avons vu les nombreuses contraintes d'observation associées à l'utilisation de stations *in situ*. Il apparait alors nécessaire de mettre en place des méthodes complémentaires pour constituer une banque mondiale de données homogènes et pérennes, afin d'obtenir différents paramètres hydrologiques (hauteurs d'eau, débit, surface en eau...) dans les grands bassins fluviaux, et avec des données mises à jour régulièrement. Or, depuis quelques années, de nombreuses études ont montré le potentiel de la télédétection satellitaire pour répondre à cette problématique (Alsdorf et al., 2003).

1.2.1. Avantages et inconvénients de l'utilisation des données satellitaires

Les données satellitaires fournissent une information complémentaire, et parfois alternative, aux données *in situ* pour étudier la dynamique et les processus hydrologiques au niveau des bassins versants. Parmi les avantages associés aux systèmes d'observations depuis l'espace, on peut citer les suivants :

- elles apportent une information synoptique appropriée pour l'étude des systèmes caractérisés par de grandes échelles spatiales;
- elles fournissent un renseignement global dont les produits sont soumis à des standards en termes de traitements, de qualification des incertitudes, ou encore, d'accessibilité;
- la télédétection spatiale permet d'accéder à des endroits inaccessibles.

Cependant, leur utilisation présente également des limitations. Cet outil ne permet pas de réaliser des suivis hautes fréquences ou encore, d'obtenir une information suivant la verticale, notamment pour l'étude des milieux aquatiques. D'autre part, l'imagerie multi-spectrale est dépendante des conditions météorologiques et particulièrement de la présence de nuages qui va réduire le nombre de données exploitables.

1.2.2. Généralités

La télédétection spatiale est définie comme « *un ensemble de connaissances et de techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans avoir de contact matériel avec ces derniers* » (Journal Officiel, 11 décembre 1980). La saisie des données s'effectue à partir de capteurs embarqués sur des plates-formes satellitaires, aéroportées, ballon ou au sol. On s'intéressera ici uniquement aux plateformes satellitaires.

Les capteurs embarqués se divisent en deux grandes catégories : les capteurs actifs et les capteurs passifs. Les capteurs passifs mesurent les niveaux d'énergie qui sont naturellement émis, réfléchis ou transmis par la cible (Figure 1.8a). La cible est généralement la source du rayonnement et les capteurs enregistrent ensuite les radiations réfléchies et/ou émises. Ils ne peuvent donc ni observer la nuit, à l'exception d'enregistrer dans le proche infrarouge, ni à travers les nuages. Les capteurs actifs fournissent, quant à eux, leur propre source d'énergie pour illuminer l'objet à étudier (Figure 1.8b).

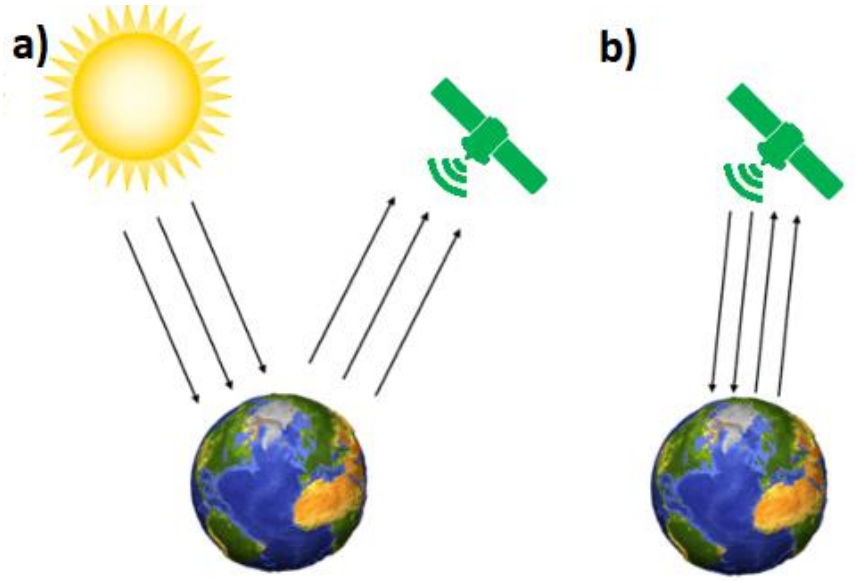


Figure 1.8. Les différents capteurs utilisés en télédétection spatiale : capteurs passifs (a) et capteurs actifs (b) (d'après gisresources.com)

Les spécificités orbitales de chaque mission et les caractéristiques instrumentales de chaque capteur permettent de définir les résolutions spatiales, temporelles, spectrales et radiométriques. La résolution spatiale correspond à la surface élémentaire d'échantillonnage observée par le capteur, couramment appelé pixel (signifiant « picture element »). La résolution temporelle, également appelée répétitivité, se réfère à la période de temps entre deux acquisitions de la même scène. La résolution spectrale correspond à la largeur des bandes spectrales utilisée pour enregistrer le signal électromagnétique. Enfin, la résolution radiométrique est la capacité d'un système à distinguer deux niveaux d'énergies voisins.

En télédétection spatiale, que ce soit pour l'imagerie optique ou pour l'altimétrie radar, le signal physique sur lequel repose toute mesure est le rayonnement électromagnétique (REM). L'exploitation et l'analyse du REM seront détaillées dans le chapitre 2. Les sections suivantes présentent les observables issues des données satellitaires permettant l'étude de l'hydrologie en zone côtière.

1.2.3. Hauteurs d'eau

L'altimétrie radar a été développée dans les années 70, avec le lancement du satellite Skylab 3 disposant à son bord du premier altimètre radar lancé en 1973, avec une précision de 0,6 m. L'objectif initial de cette méthode était d'étudier la topographie des océans, mais elle a été rapidement utilisée

pour d'autres applications comme l'étude des calottes glaciaires et des eaux continentales (Birkett, 1995 ; Cazenave et al., 1997 ; Crétaux et al., 2011 ; Frappart et al., 2006a ; Santos Da Silva et al., 2012).

Le satellite Topex/Poséidon, lancé en 1992, a été le précurseur de ces nouvelles applications avec notamment l'étude des grands lacs américains (Birkett, 1995 ; Birkett, 1998 ; Mercier et al., 2002 ; Coe et Birkett, 2005 ; Medina et al., 2008 ; Crétaux et al., 2011). Par la suite, cette méthode s'est développée sur les mers intérieures (Cazenave et al., 1997 ; Birkett et al., 1995), sur les rivières (Leon et al., 2006 ; Santos Da Silva et al., 2010 ; Papa et al., 2010) et sur les plaines d'inondation (Frappart et al., 2008 ; Frappart et al., 2011 ; Papa et al., 2015 ; Santos Da Silva et al., 2010 ; Santos Da Silva et al., 2012). Plus récemment, elle a été utilisée dans l'étude des grands bassins fluviaux, notamment par Birkett, pionnière en 1995 sur le bassin amazonien puis par de nombreuses équipes qui ont amélioré la qualité des estimations des niveaux d'eau (Calmant et al., 2013 ; Frappart et al., 2006a ; Frappart et al., 2015 ; Schwatke et al., 2015 ; Seyler et al., 2013 ; Tourian et al., 2016). Toutes ces études ont permis de montrer la capacité de l'altimétrie satellitaire à calculer des hauteurs d'eau de différents corps continentaux, comme les lacs, rivières ou plaines d'inondation. Toutes les applications possibles de l'altimétrie radar sont résumées dans Crétaux (2017). Des études plus récentes ont permis d'estimer les débits des rivières (Bjerklie et al., 2003 ; Tarpanelli et al., 2017 ; Bogning et al., 2018).

L'altimétrie radar permet d'obtenir de longues séries temporelles de hauteurs d'eau depuis le début des années 1990, et d'établir ainsi un lien avec des phénomènes climatiques (Birkett et al., 1999 ; Mercier et al., 2002 ; Maheu et al., 2003 ; Medina et al., 2008 ; Frappart et al., 2018).

1.2.4. Surfaces en eau

Les surfaces en eau peuvent être détectées à partir de capteurs optiques, par exploitation des bandes spectrales situées dans le visible (VIS) et le proche infrarouge (PIR), ou par des capteurs radars à Synthèse d'Ouverture (RSO ou SAR, pour « Synthetic Aperture Radar »). Dans le cadre de mon travail, j'ai exploité uniquement les données issues des missions optiques. Je vais donc présenter ici la première méthode, qui est la plus communément utilisée dans la communauté scientifique.

L'imagerie optique multi-spectrale permet d'identifier différents types de surfaces continentales comme les couverts végétaux, les sols nus, ou encore les surfaces en eau. La distinction est possible en exploitant les caractéristiques spectrales de chaque élément, appelée signature spectrale (Colwell, 1974 ; Jacquemoud et al., 1992 ; Knipling, 1970 ; Lyzenga, 1978 ; Price, 1990). Elle correspond à la forme du spectre du signal radiatif mesuré par un capteur, proportionnelle à l'intensité radiative émise

ou réfléchie dans chaque bande spectrale par la surface cible (Figure 1.9). En général, le spectre est associé à une mesure de réflectance qui est définie comme le rapport entre le flux radiatif réfléchi et le flux radiatif incident. Ainsi, chaque élément dispose de sa propre signature spectrale, qui est liée à la nature et aux caractéristiques intrinsèques de ce dernier.

Prenons l'exemple de la végétation et de l'eau (Figure 1.9). Dans le cas de la végétation, la présence de chlorophylle va absorber dans le bleu et le vert, et donc impacter sa signature spectrale dans le VIS (400-700 nm). Dans le PIR (700-1 300 nm) et l'infrarouge court (IRC, 1 300-2 500 nm), la structure du feuillage de la végétation et la présence d'eau vont modifier la signature, respectivement.

La signature spectrale peut varier en fonction de la structure des cellules et de la présence d'eau (Jones et Vaughan, 2010). Une même espèce peut présenter des spectres différents dus à l'âge de la plante, son niveau de croissance, et la présence ou non de maladies (Monteith et Unsworth, 2013). L'eau a une signature spectrale très différente de la végétation, notamment dans le PIR en raison de la très forte absorbance au-delà du rouge (Jones et Vaughan, 2010). En outre, la signature spectrale de l'eau sera modulée par différents facteurs comme la turbidité, la profondeur d'eau et la chlorophylle (Lyzenga, 1978 ; Ma et al., 2019).

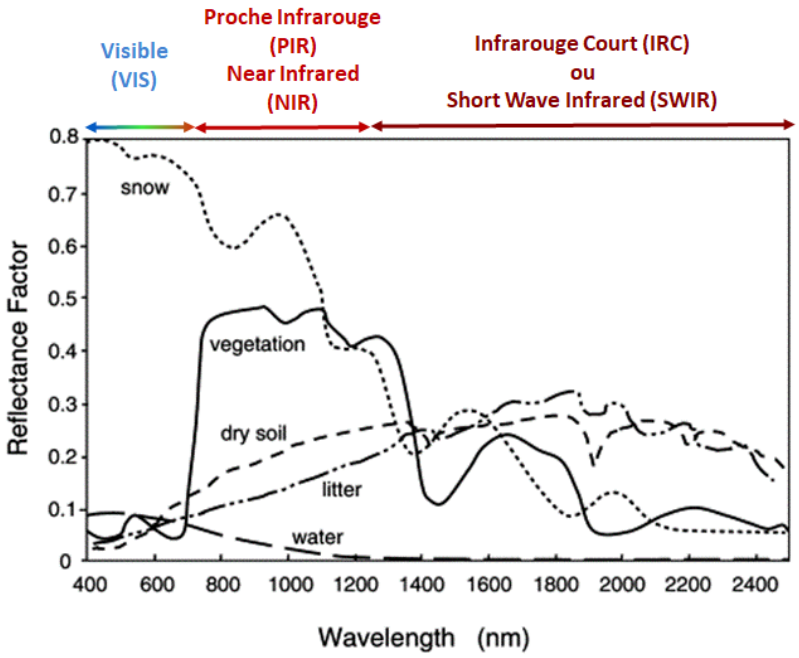


Figure 1.9. Signatures spectrales des différents éléments naturels dans le domaine du visible (VIS), du proche infrarouge (PIR) et de l'infrarouge court (IRC) (source : Huete, 2004)

Depuis le lancement du satellite Landsat-1 en 1972, l'utilisation de l'imagerie optique pour détecter les surfaces en eau n'a cessé de croître jusqu'à aujourd'hui. En effet, selon l'étude de Huang et al. (2018), le nombre d'études concernant cette thématique a très fortement augmenté depuis 2000 (Figure 1.10). Ceci témoigne de l'importance d'étudier cette thématique et de l'intérêt porté de plus en plus important par les scientifiques au regard de celle-ci.

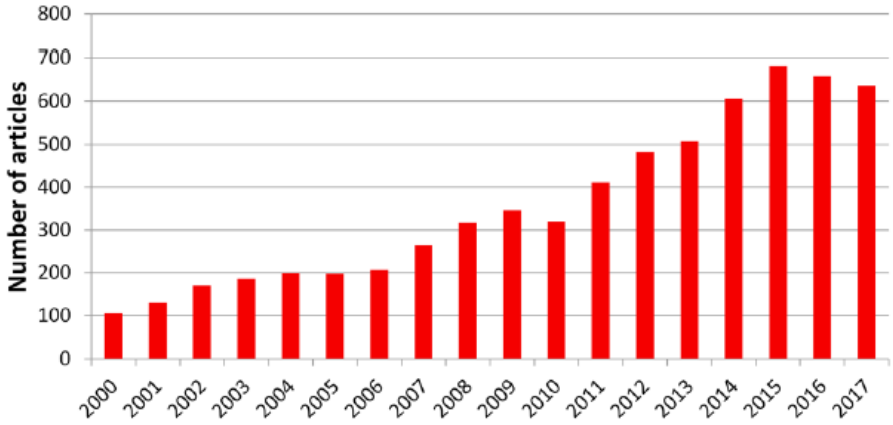


Figure 1.10. Nombre d'articles publiés sur la période 2000-2017 sur la détection des surfaces en eau à partir de télédétection spatiale (source : Huang et al., 2018)

Une valeur de réflectance quasi nulle dans le PIR pour les surfaces en eau a permis de développer différents types de méthodes pour détecter ce type de surface. Il existe plusieurs manières d'extraire les surfaces en eau à partir d'imagerie multi-spectrale.

La première méthode consiste à détecter les surfaces en eau en prenant uniquement une bande spectrale (Frazier et Page, 2000). Des classifications supervisées et non supervisées peuvent être appliquées sur les images. Plusieurs classes sont obtenues et il suffit d'identifier celles correspondant aux surfaces en eau. Certains auteurs ont également créé des arbres de décision (Acharya et al., 2016 ; Olthof, 2017). Cependant ces approches, développées sur certaines zones, ne sont pas assez robustes pour être généralisées à d'autres sites (Huang et al., 2018).

La méthode la plus employée dans cette thématique est l'utilisation d'indices spectraux, correspondant à un rapport entre plusieurs bandes (simple rapport, rapport entre deux bandes, rapport entre trois bandes et plus) (Huang et al., 2012 ; Chen et al., 2013 ; Acharya et al., 2016). De nombreux indices ont été développés pour étudier les surfaces en eau, et l'étude de Ma et al. (2019) en fait un résumé. L'indice le plus connu, et créé en premier, est le Normalized Difference Water Index (NDWI) qui utilise les bandes dans le vert et rouge (Gao,1996 ; McFeeters, 1996). Il a été utilisé pendant de nombreuses années mais depuis une décennie, une nouvelle génération d'indices est apparue, utilisant cette fois-ci la bande dans l'IRC (ou SWIR pour « Short Wave Infrared »). L'indice NDWI a ainsi été amélioré, en prenant la bande dans l'IRC à la place du PIR, donnant naissance à l'indice mNDWI (Xu, 2006). Par la suite, les indices se sont succédés (Xiao et al., 2005 ; Jiang et al., 2014 ; Feyisa et al., 2014 ; Fisher et al., 2016 ; Zou et al., 2017 ; Ma et al., 2019).

Cette méthode combine plusieurs bandes spectrales, ce qui permet de normaliser les données et diminuer les effets environnementaux et d'illumination (Chen et al., 2013). Elle est donc plus robuste. Cependant, l'étape critique dans l'utilisation d'indices spectraux est la définition du seuil (Huang et al., 2018). Généralement, la valeur 0 pour le NDWI et mNDWI est sélectionnée pour détecter les surfaces en eau, mais elle peut être ajustée selon les zones dans le but d'obtenir de meilleurs résultats (Ji et al., 2009).

Enfin, une autre approche consiste à combiner plusieurs indices (indices de végétation et d'eau, par exemple) pour délimiter les surfaces en eau (Sakamoto et al., 2007 ; Lu et al., 2011 ; Guerschman et al., 2011 ; Crétaux et al., 2011).

La résolution spatiale et temporelle de l'imagerie permet d'étudier les variations spatio-temporelles des surfaces en eau sur de longues archives. Pour pouvoir étudier les variations des volumes d'eau de surface, il est nécessaire de combiner les surfaces en eau avec les hauteurs d'eau altimétriques obtenues par altimétrie radar.

1.2.5. Matières en suspension (MES)

La Directive-Cadre sur l'Eau est une directive du parlement européen adoptée en 2000. Elle vise à prévenir et réduire la pollution de l'eau, promouvoir son utilisation durable, protéger l'environnement, améliorer l'état des écosystèmes aquatiques (zones humides) et atténuer les effets des inondations et des sécheresses. L'objectif général de cette directive est d'atteindre, d'ici quelques années, le bon état écologique et chimique des masses d'eau souterraines et de surface, incluant les eaux côtières et de transition. Un suivi régulier de ces eaux a été mis en place. C'est pour cela que différents paramètres sont à étudier, notamment les matières en suspension (MES).

Le domaine scientifique qui permet l'étude de ce paramètre en télédétection spatiale est appelé la radiométrie de la couleur de l'eau (RCE). Les méthodes associées sont des outils puissants pour le management des ressources et des activités (IOCCG rapport n°17, 2018). La RCE a débuté à la fin des années 70 avec le lancement du satellite Nimbus-7 dédié à la couleur de l'eau, et disposant à son bord le capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner). Depuis, une succession de satellites a été lancée, et les capteurs SeaWIFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor), MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) et MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) sont les plus utilisés dans la communauté RCE.

La RCE permet de mesurer les propriétés de la couche superficielle des systèmes aquatiques marins ou continentaux. Il s'agit par exemple des paramètres optiques et biogéochimiques (concentration en chlorophylle, MES, carbone organique particulaire, matière dissoute colorée). Ceci est possible par l'analyse du signal radiométrique émis par la surface de l'eau, qui dépend des différents composants particulaires et dissous présents dans la colonne d'eau et des propriétés physiques.

Le principe de la RCE se divise en deux grandes étapes (IOCCG rapport n°3, 2000). La première consiste à appliquer des corrections atmosphériques pour extraire la réflectance de surface du signal mesuré par le capteur. Cette dernière ne représente environ que 10 à 20 % du signal total mesuré par le capteur (Kay et al., 2009). La deuxième étape consiste à appliquer des algorithmes bio-optiques pour retrouver le paramètre souhaité. Ces derniers sont classés en trois catégories. Les algorithmes empiriques sont basés sur des relations statistiques entre le paramètre recherché (ici MES) et les

propriétés optiques apparentes (AOPs). Ce type d'algorithme est facile à mettre en œuvre mais reste souvent très peu généralisable à d'autres sites d'étude (Dorji et Fearns, 2016). Les algorithmes analytiques sont transposables à d'autres sites d'études mais il est nécessaire de connaitre les propriétés physiques de la colonne d'eau en question, ce qui n'est pas toujours facile à acquérir. Les algorithmes semi-analytiques ont donc les avantages et les limitations des deux autres types d'algorithmes, cités précédemment ; c'est pourquoi il est préférable de les utiliser (Dorji et Fearns, 2016).

Depuis une décennie, les algorithmes destinés à déterminer les concentrations en MES n'ont cessé de se développer. Ils sont généralement développés dans des régions particulières et leur transférabilité sur d'autres sites d'étude est souvent limitée dû à des eaux optiquement différentes. Leur utilisation dans des régions similaires nécessite généralement une re-calibration avec des données *in situ*. Cependant, certaines études ont développé des algorithmes généralisés, applicables à différentes zones d'étude avec des gammes de concentrations en MES très variables (Han et al., 2016 ; Novoa et al., 2017).

1.3. Problématique, objectifs et plan de la thèse

1.3.1. Problématique de la thèse

L'anticipation et l'adaptation de nos sociétés aux bouleversements résultants du changement climatique sont aujourd'hui des questions majeures guidant l'action publique et l'activité économique. Le changement climatique impacte l'ensemble du système Terre, et nécessite l'appréhension du fonctionnement et des dynamiques spatio-temporelles des surfaces et interfaces continentales, bases physiques de nos sociétés. Il est donc nécessaire de comprendre leur fonctionnement pour les appréhender au mieux puisque la prévision reste de nos jours un défi essentiel. Cependant, en raison des fortes incertitudes existantes, il est essentiel de continuer à progresser dans la compréhension des mécanismes à l'origine de ces forts bouleversements pour anticiper et gérer au mieux leurs évolutions à moyen et long terme.

Au XXI^{ème} siècle, la gestion des ressources hydriques représente un problème majeur de notre société de par sa disponibilité et répartition sur Terre. La description de leurs évolutions en lien avec le changement climatique et la pression anthropique est primordiale. Au sein du cycle hydrologique, le réservoir de surfaces, composé de lacs, rivières et plaines d'inondation, occupe une place importante

puisqu'il est l'une des principales ressources en eau des écosystèmes et des populations. Cependant, la dynamique des stocks d'eau de surface est toujours mal connue aux échelles régionales et globales. Au sein du bassin versant, les variations temporelles de ce réservoir sont principalement liées aux précipitations, à l'évaporation des sols, à la transpiration des végétaux et à l'écoulement de l'eau vers la mer. Pour décrire et comprendre ces variations, résultant à la fois de l'activité humaine, du changement climatique et de la variabilité naturelle, des observations globales et continues sont nécessaires. Cependant, les méthodes traditionnelles d'observation *in situ* (de débits et hauteurs d'eau) sont en nombre limité, situées à des localisations précises et sont donc peu représentatives des environnements à l'échelle du bassin versant. Des modèles hydrologiques régionaux et globaux ont été développés mais nécessitent des données fréquentes et renouvelées pour leur bon fonctionnement et leur validation.

Depuis deux décennies environ, les différentes techniques spatiales de télédétection comme l'imagerie multi-spectrale, l'altimétrie radar, et la gravimétrie apportent des informations nécessaires sur de nombreux paramètres hydrologiques : précipitations, niveaux d'eau des lacs, des fleuves, des plaines, humidité des sols, variations des stocks d'eau en surface… Concernant la thématique des variations d'eau de surface, la télédétection satellitaire offre désormais la possibilité d'effectuer un suivi des stocks d'eau de surface en utilisant la complémentarité entre l'imagerie multi-spectrale, permettant de cartographier les étendues inondées, et l'altimétrie fournissant des séries temporelles de hauteur d'eau des hydro systèmes continentaux. Ce récent type de données doit permettre, à plus long terme, de réaliser des avancées significatives en hydrologie (Prospectives SIC, CNRS, 2013).

En parallèle de l'altimétrie satellitaire, la télédétection de la couleur de l'eau tient une place primordiale et permet de suivre les paramètres biogéochimiques présents à la surface de l'océan et de définir l'état écologique d'un environnement. Cette problématique fait partie des objectifs menés dans le cadre de la Directive de l'Eau, au niveau européen. Plusieurs paramètres clés sont à définir pour pouvoir décrire l'état d'un environnement notamment par l'étude des matières en suspension (MES) et la chlorophylle.

Depuis le milieu des années 1990, la multiplication des missions multi-spectrales à moyenne résolution (< 1 km de résolution spatiale) et des altimètres radars à haute précision (comprise entre 10 et 30 cm) permet de réaliser un suivi hebdomadaire à mensuel des volumes d'eau de surface dans les grands bassins fluviaux. D'autre part, la pérennité des observations est aujourd'hui assurée par les missions prévues dans le cadre du « decadal survey » de la NASA et du programme Copernicus de l'ESA.

1.3.2. Objectifs et organisation de la thèse

Ma thèse s'inscrit dans ce contexte. **L'objectif général est de tirer le meilleur parti de la complémentarité entre ces différents types d'observations spatiales pour évaluer les ressources en eau du réservoir de surface et mesurer leur dynamique.** Le but final est d'étudier les transferts d'eau entre le continent et l'océan en utilisant les concentrations de MES comme traceurs des masses d'eau (Figure 1.11). Pour cela, les bilans d'eau de surface ont été étudiés à travers le bassin versant, ainsi que les transferts de matière le long de l'estuaire. Ces trois étapes sont schématisées dans la Figure 1.11.

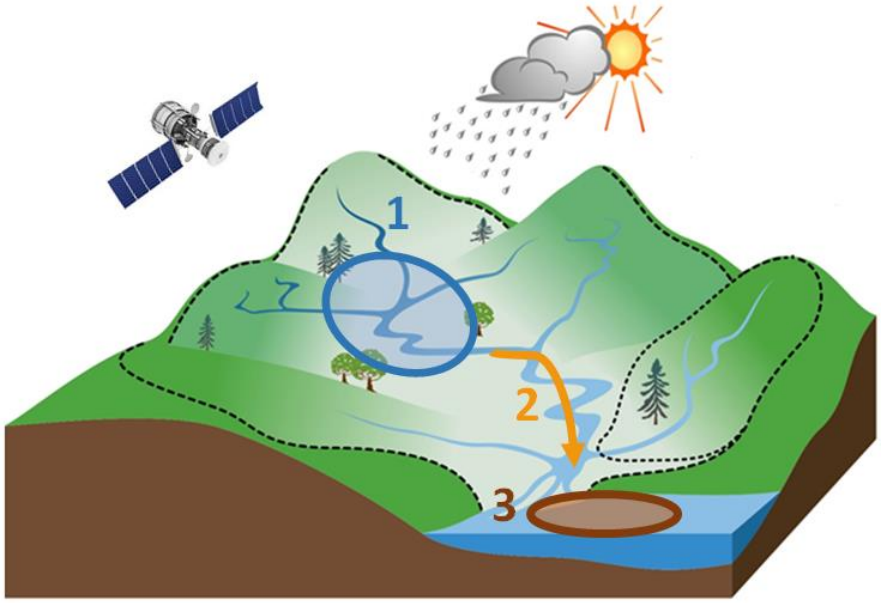


Figure 1.11. Transferts d'eau et de matière le long du continuum bassin versant – océan côtier

Mon manuscrit se divise en 6 chapitres. Le chapitre 1 est dédié à l'introduction.

Le chapitre 2 expose les différents types de données satellitaires utilisées dans ma thèse et le principe physique associé à chaque type de mission. Dans un premier temps, l'altimétrie spatiale et les missions altimétriques ont été définies, ainsi que les méthodes de traitement. Ensuite, le principe de l'imagerie multi-spectrale a été expliqué ainsi que son utilisation dans les applications en couleur de l'eau et pour la détection des surfaces en eau.

Le chapitre 3 développe la validation des hauteurs d'eau altimétriques à partir de données *in situ*. Cette étape, bien que nécessaire, n'est pas toujours possible dans les différents bassins. Une succession de

missions altimétriques (ERS-2, ENVISAT, SARAL, Jason-1, Jason-2, Jason-3 et Sentinel-3) a été utilisée pour évaluer leurs performances.

Le chapitre 4 décrit les variations spatio-temporelles des volumes d'eau de surface dérivées de la combinaison de l'altimétrie spatiale et de l'imagerie. Cette étude, basée sur 15 ans d'archives, combine l'utilisation de l'imagerie MODIS avec les données altimétriques (ERS-2, ENVISAT, SARAL).

Le chapitre 5 propose une méthode pour étudier la variabilité spatio-temporelle de MES à partir d'imagerie multi-spectrale à haute résolution spatiale le long de l'estuaire de la Gironde. Dans cette étude, il n'a pas été question de développer de nouveaux algorithmes de MES mais d'appliquer les algorithmes existants dans la littérature, et validés dans cette zone d'étude.

Le chapitre 6 permet de faire un bilan de l'ensemble des travaux réalisés durant ma thèse et de dresser les perspectives possibles qui feront suite à ce travail.

- Chapitre II -

Matériels et Méthodes

Table des matières

Chapitre II

2.1. Altimétrie satellitaire 47

2.1.1. Principe de la mesure 47

2.1.2. Corrections 49

2.1.3. Forme d'onde 50

2.1.4. Fréquence des bandes : Ku, C, S, Ka 52

2.1.5. Nouveaux altimètres 52

2.1.5.1. Avantages de l'utilisation de la bande Ka 53

2.1.5.2. Altimétrie SAR 54

2.1.6. Missions altimétriques 56

2.1.6.1. Missions altimétriques à 35 jours : ERS-2, ENVISAT, SARAL 57

2.1.6.2. Missions altimétriques à 10 jours : Jason-1 Jason-2, Jason-3 59

2.1.6.3. Mission altimétrique à 27 jours : Sentinel-3 61

2.1.7. Méthodes : traitement des données altimétriques 65

2.1.7.1. Séries temporelles de hauteurs d'eau 66

2.1.7.2. Estimation des volumes d'eau en surface 70

2.2. Imagerie multi-spectrale 71

2.2.1. Généralités 71

2.2.2. Couleur de l'eau 73

2.2.2.1. Les corrections atmosphériques 74

2.2.2.2. Les algorithmes bio-optiques 77

2.2.2.3. Missions spatiales 79

2.2.3. Détermination des surfaces en eau 81

Dans ce chapitre, je vais présenter les différents outils permettant l'acquisition des données satellitaires et les traitements nécessaires pour l'étude des variations des volumes d'eau en surface et du transfert sédimentaire. Dans un premier temps, je vais développer les principes et méthodes liés à l'altimétrie satellitaire pour mesurer les hauteurs d'eau et les volumes d'eau de surface. Puis, dans un second temps, je vais décrire le principe de l'imagerie multi-spectrale et les traitements utilisés pour identifier les surfaces en eau et caractériser la dynamique des matières particulaires en suspension.

2.1. Altimétrie satellitaire

2.1.1. Principe de la mesure

A bord des plateformes satellitaires, les altimètres radars vont mesurer la distance les séparant de l'objet à étudier. L'altimétrie radar est basée sur l'émission d'ondes électromagnétiques (EM) dans le domaine des micro-ondes ($1mm \leq \lambda \leq 1m$). Ces dernières sont émises dans la direction du nadir[1] vers la surface à étudier (par exemple l'océan, la rivière, le lac, la plaine d'inondation…) et sont ensuite réfléchies vers le satellite. C'est donc le temps aller-retour mis par ces ondes qui va permettre de déterminer la distance entre le satellite et l'objet à étudier. Ce temps est mesuré directement par l'altimètre (Figure 2.1, Chelton et al., 2001 ; Escudier et al., 2017).

[1] Nadir : point de la sphère céleste opposé au zénith, qui se trouve à la verticale du satellite

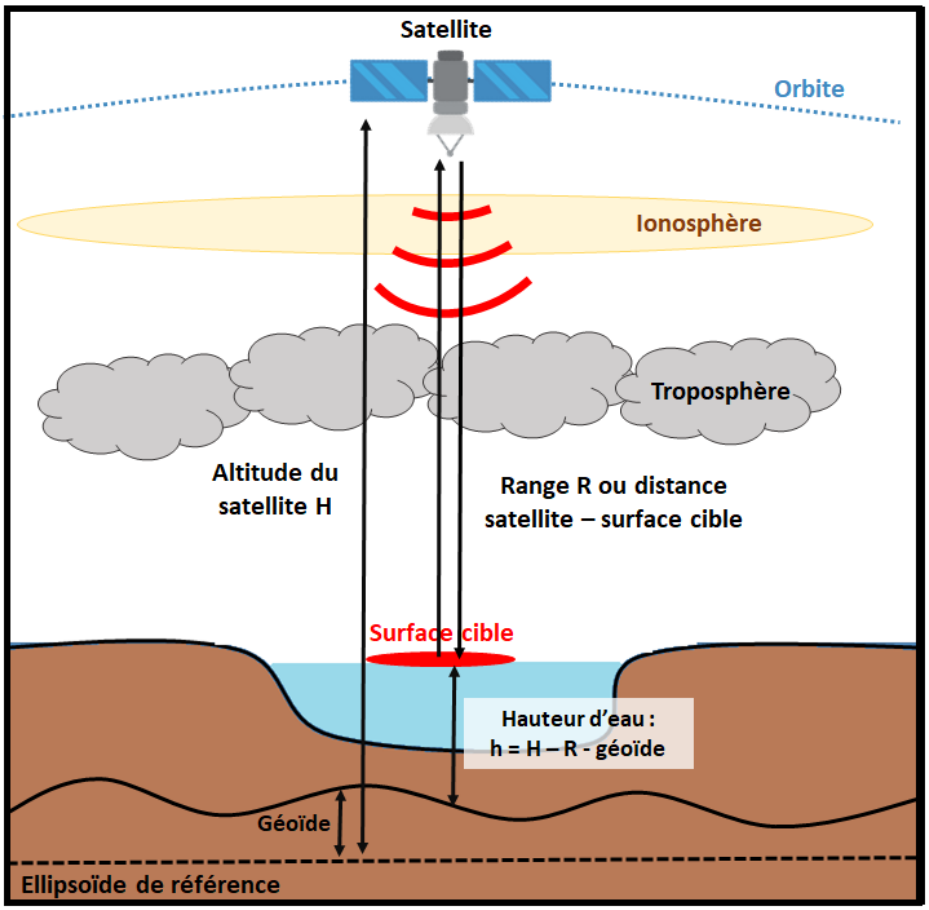


Figure 2.1. Principe de l'altimétrie radar, schématisé ici au niveau d'une rivière.

La distance entre le satellite et l'objet d'étude est appelée la distance altimétrique ou range (R) et est calculée selon la formule suivante (Eq.2.1):

$$R = \frac{\Delta t * c}{2} \qquad \text{(Eq.2.1)}$$

Avec :

- t le temps aller-retour de l'onde
- c la vitesse de la lumière dans le vide (c = 2,98*10^8 m.s^{-1})

Connaissant la position précise du satellite grâce à des systèmes de positionnement (GPS, Doris et laser), il est possible de calculer l'altitude du satellite, notée H, par rapport à un ellipsoïde de référence (Escudier et al., 2017).

Ainsi, la hauteur instantanée par rapport au géoïde (notée h) peut être calculée en connaissant ces deux grandeurs physiques qui sont la distance altimétrique (R), calculée entre le centre de masse du satellite et la surface, l'altitude du satellite par rapport à un ellipsoïde de référence (H), mais également la correction du modèle de géoïde (N). On obtient donc l'équation suivante (Eq.2.2) :

$$h = H - R - N \quad \text{(Eq.2.2)}$$

Cependant, pendant leur traversée du satellite à l'objet à étudier, les ondes électromagnétiques sont ralenties dans l'atmosphère par la présence, notamment, de vapeur d'eau. Il est donc nécessaire d'appliquer des corrections de propagation (ionosphère, troposphérique sèche et humide) pour prendre en compte ces modifications. Une fois que les paramètres H et R sont estimés et que les corrections sont appliquées, il est donc possible de déterminer la hauteur altimétrique h par rapport à un ellipsoïde de référence selon la formule suivante (Eq.2.3) :

$$h = H - R - \Sigma_{corrections} - N \quad \text{(Eq.2.3)}$$

2.1.2. Corrections

Les signaux émis arrivant ensuite à bord du satellite nécessitent plusieurs types de corrections pour obtenir des données précises, de l'ordre du centimètre. Les différents types de corrections ne sont pas détaillés ici, puisque de nombreux travaux précédents ont décrit l'ensemble de ces corrections et sont résumés dans le Tableau 2.1 (Escudier et al., 2017).

Tableau 2.1. Corrections nécessaires à appliquer pour la détermination de la hauteur d'eau altimétrique.

Catégorie	Nature de la Correction	Cause	Type de correction	Ordre de grandeur
Atmosphérique	Ionosphérique	Présence d'électrons	Bi-fréquence (océan), modèle ionosphérique (continents)	Quelques cm
	Troposphère sèche	Concentration en gaz inerte (O_2, N_2, …)	Modèles atmosphériques	1,80 à 2,30 m

	Troposphère humide	Eau présente dans l'atmosphère	Mesures radiométriques (océan), modèles atmosphériques (continents)	0 à 0,4 m
Géophysique	Marée solide	Déformation de la Terre par attraction de la Lune et du Soleil	Modélisation	0 à 0,2 m
	Marée polaire	Forces centrifuges variant avec l'axe de rotation de la Terre	Modélisation	0,02 m

Il existe donc 3 grands types de corrections à appliquer liées :

- à l'atmosphère : $\sum \Delta R_{\text{propagation}} = \Delta R_{\text{ion}} + \Delta R_{\text{troposphere sèche}} + \Delta R_{\text{tropospèhre humide}}$
- à la géophysique : $\sum \Delta R_{\text{géophysique}} = \Delta R_{\text{marée } Solide} + \Delta R_{\text{marée } polaire}$
- aux instruments

L'équation Eq.2.3 devient donc la suivante (Eq.2.4, Crétaux et al., 2017) :

$$h = H - R - (\sum \Delta R_{\text{propagation}} + \sum \Delta R_{\text{géophysique}}) - N \quad \text{(Eq.2.4)}$$

Et l'équation finale est définie par:

$$h = H - R - (\Delta R_{\text{ion}} + \Delta R_{\text{troposphère sèche}} + \Delta R_{\text{tropospèhre humide}} + \Delta R_{\text{marée } Solide} + \Delta R_{\text{marée } polaire}) - N \quad \text{(Eq.2.5)}$$

2.1.3. Forme d'onde

Les altimètres radars conventionnels, fonctionnant en mode Low Resolution Mode (LRM), envoient de courtes impulsions électromagnétiques (ou « radar pulse ») à une fréquence élevée (plus de 1 700 fois par seconde) vers la surface terrestre. Elles sont ensuite en partie réfléchies vers le satellite. La puissance reçue par l'altimètre varie au cours du temps et est appelée écho radar ou forme d'onde. La forme de l'écho radar dépend de la nature de la surface réfléchissante et est fonction de ses propriétés

diélectriques, de la rugosité de la surface et de son hétérogénéité (cf. Brown (1977) pour l'océan hauturier, Gommenginger et al., 2011 pour l'océan côtier et Legrésy et Rémy (1997) pour les calottes polaires). Pour les surfaces continentales, il n'existe pas de réponse type en raison de leur très forte hétérogénéité.

Quelques études ont montré l'hétérogénéité obtenue pour les différentes surfaces observées et des classifications ont été réalisées (Tourneret et al., 2010 ; Poisson et al., 2018). Par exemple, en Arctique, Poisson et al., (2018) a réalisé une classification avec 16 formes différentes (Figure 2.2). Au niveau des continents, l'étude de Fatras et al., (2018) montre différents types d'écho radar simulés au niveau des continents.

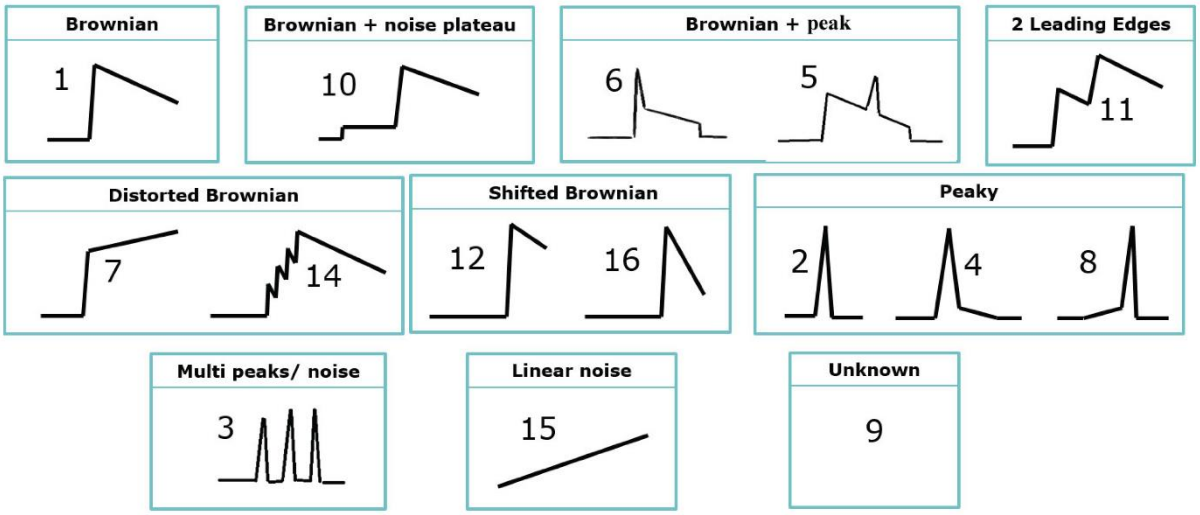


Figure 2.2. Classification des différentes formes d'ondes obtenues hors domaine océanique (d'après Poisson et al., 2018)

Le traitement de ces formes d'ondes permet d'estimer les paramètres physiques dont la hauteur altimétrique. Cette opération est réalisée soit à bord du satellite, appelée « tracking » ou suivi de bord, soit au sol et est appelée « retracking ».

- **Tracking ou** suivi **de bord** : ce traitement consiste à assurer le maintien de l'écho dans la fenêtre de réception. Auparavant, la méthode utilisée consistait à analyser les échos radars antérieurs, mais pour limiter les pertes de données, les altimètres récents fonctionnent en mode MNT ou en boucle fermée (Biancamaria et al., 2017 ; Biancamaria et al., 2018).
- **Retracking** : ce traitement consiste à utiliser des algorithmes dédiés à l'estimation précise de la distance satellite - surface en fonction de la nature de la surface (Bao et al., 2009 ; Wingham et al., 1986). A l'heure actuelle, aucun algorithme dédié à l'étude des surfaces continentales

n'a été développé. Cependant, différentes études (Frappart et al., 2006a ; Biancamaria et al., 2018, Santos Da Silva et al., 2010 ; Sulistioadi et al., 2015) ont montré que l'algorithme OCOG (Offset Centre of Gravity, Wingham et al., 1986) est le plus robuste pour l'étude de ces surfaces sauf dans le cas des plans d'eau de faibles dimensions pour lesquels OCOG et Ice-1 ont des performances similaires.

2.1.4. Fréquence des bandes : Ku, C, S, Ka

Embarqués à bord des plateformes satellitaires, les altimètres radars fonctionnent dans une faible partie du spectre électromagnétique, correspondant au domaine des micro-ondes (fréquences comprises entre 10^9 et 10^{12} Hz). Le choix de la fréquence va dépendre des objectifs de la mission et des possibilités/impossibilités techniques. Chaque fréquence a ses avantages et inconvénients.

- **Bande C** (~5,3 GHz) : elle est comprise entre 4 et 8 GHz, et connue pour être plus sensible aux perturbations ionosphériques que la bande Ku. Elle est cependant moins sensible aux effets provoqués par la présence d'eau liquide dans l'atmosphère. Elle est utilisée pour corriger le retard de l'onde, provoqué par la traversée de l'écho radar dans l'atmosphère.
- **Bande S** (~3,2 GHz) : elle s'étend de 2 à 4 GHz et est similaire à la bande C. Elle est présente uniquement dans la mission ENVISAT.
- **Bande Ku** (~13,6 GHz) : elle se situe entre 12,5 et 18 GHz, et est la bande la plus communément utilisée en altimétrie radar. Elle était, jusqu'à présent, le meilleur compromis entre les capacités technologiques, la largeur de la bande, sensibilité aux perturbations atmosphériques et ionosphériques.
- **Bande Ka** (~35 GHz) : ses fréquences sont comprises entre 26,2 et 40 GHz. Elle est beaucoup moins sensible aux effets ionosphériques que la bande Ku mais présente une forte sensibilité à l'eau (liquide et vapeur) localisée dans la troposphère. Elle dispose de meilleures performances en termes de résolution verticale, de résolution spatiale et de bruit de fond.

2.1.5. Nouveaux altimètres

Depuis quelques années, de nouvelles technologies ont été développées pour améliorer les capacités de l'altimétrie conventionnelle en augmentant leur précision et en réduisant l'empreinte au sol. Elles fonctionnent en bande Ka ou utilisent les techniques SAR et interférométrie SAR (InSAR).

2.1.5.1. Avantages de l'utilisation de la bande Ka

Le premier altimètre à utiliser cette bande est l'altimètre AltiKa à bord du satellite SARAL, lancé en 2013 (détaillé dans la section 2.1.6.1). Son utilisation, à la place de la bande Ku apporte de nombreux avantages, dont les principaux sont les suivants (Verron et al., 2015 ; Verron et al.,2018 ; Bonnefond et al., 2018) :

- L'utilisation de la haute fréquence (35,75 GHz) au lieu de 13,5 GHz (comme sur le satellite Jason-2) réduit l'empreinte au sol, avec un diamètre de 8 km comparé à 80 km ou 18 km pour les bandes S et Ku, respectivement (Figure 2.3). Il y a ainsi une amélioration de la résolution horizontale.

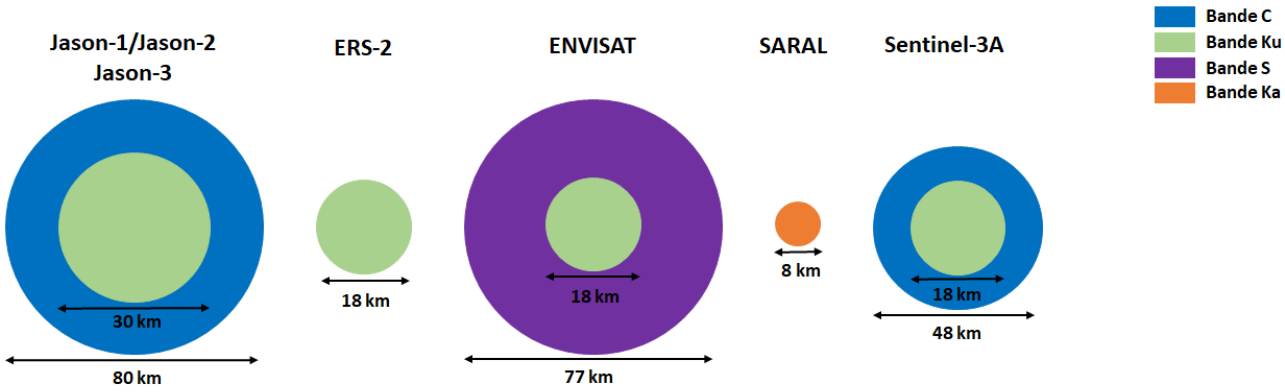


Figure 2.3. Comparaison des empreintes au sol des différents satellites (inspiré de Fatras et al., 2018)

- L'augmentation de la largeur de la bande (480 MHz comparé à 320 GHz pour Jason-2) accroît la résolution verticale. Elle passe de 46 à 31 cm.
- L'augmentation de fréquence des impulsions, qui passe de 2 à 4 kHz, améliore l'échantillonnage le long de la trace.
- La bande Ka est moins affectée par les effets ionosphériques que la bande Ku et ne nécessite pas l'utilisation d'une autre bande pour corriger ces effets au-dessus des océans. Il est cependant nécessaire d'appliquer une correction millimétrique issue de modèle simulant le contenu en électron de l'atmosphère.
- Une meilleure estimation de la rugosité de la surface de l'océan.

Concernant les eaux continentales, l'utilisation de la bande Ka a considérablement amélioré la qualité des mesures (Verron et al., 2018). La réduction de la trace au sol combinée à une fréquence d'impulsion plus élevée a largement amélioré la qualité des séries temporelles de hauteurs d'eau au niveau des lacs (e.g. dans les lacs tibétains (Verron et al., 2018)), des rivières (e.g. dans les rivières du Brahmaputra (Verron et al., 2018), de l'Ogooué (Bogning et al., 2018) et du Niger (Normandin et al., 2018b)) et des plaines d'inondations (Delta Intérieur du Niger (Normandin et al., 2018b)). Cette bande permet la détermination précise des niveaux d'eau de lacs et de rivières qui ne l'étaient pas auparavant avec les altimètres fonctionnant en bande Ku.

Le principal inconvénient de l'utilisation de la bande Ka au lieu de la bande Ku est la sensibilité à l'humidité présente dans l'atmosphère. Cependant, il n'a pas été observé de problème particulier dans le fonctionnement de cet altimètre dans la bande intertropicale.

2.1.5.2. Altimétrie SAR

La plupart des altimètres mis en orbite jusqu'à aujourd'hui fonctionnent en mode Low Resolution Mode (LRM), tel que décrit dans la partie 2.1.1. Cependant, depuis quelques années, une technique a été développée par une nouvelle génération d'altimètres : il s'agit du fonctionnement en mode SAR (Synthetic Aperture Radar) ou l'altimétrie à retard Doppler. Cette nouvelle technique est utilisée par les capteurs SIRAL à bord de Cryosat-2 et de SRAL à bord du satellite Sentinel-3. Les deux principaux objectifs de l'utilisation de l'altimétrie SAR sont les suivants (Raney et al., 1998):

- Réduction du bruit et amélioration de l'estimation des paramètres géophysiques. Ceci est possible par une augmentation d'impulsions des ondes EM, passant de 2 000 à 18 000 impulsions par seconde.
- Augmentation de la résolution spatiale le long de la trace au sol. La résolution passe de 10 km à 300 m. Cette amélioration est provoquée par l'utilisation de l'effet Doppler.

L'altimétrie SAR est une technique récente basée sur le même concept que les radars à synthèse d'ouverte RSO imageurs en utilisant l'effet Doppler (Raney, 1998). Les imageurs SAR exploitent le déplacement du satellite afin de combiner, entre plusieurs prises de vues acquises successivement une image de la zone observée (Figure 2.4). L'altimétrie SAR utilise le même principe en combinant plusieurs échos radars successifs pour augmenter la résolution le long de la trace en diminuant la taille des empreintes au sol. Les altimètres SAR émettent des impulsions par paquet successifs dans le but de réaliser une corrélation entre les échos radars successifs observés. Dans l'altimétrie radar classique, un intervalle de 500 microsecondes est observé entre les échos successifs, et est réduit à 50

microsecondes avec les radars SAR. Les échos sont donc traités par groupes et permettent d'obtenir une résolution au sol de l'ordre de quelques centaines de mètres seulement.

La figure 2.4 présente la comparaison entre l'altimétrie classique et l'altimétrie SAR/Doppler dans le cas idéal, où l'impulsion radar est émise au nadir vers une surface plane. En altimétrie classique, l'intégration est réalisée sur un cercle entier, et on parle d'iso-distance (Figure 2.4b). En altimétrie SAR cette intégration est réalisée sur une dimension supplémentaire, on parle de lignes d'iso-Doppler (Figure 2.4e). Elles correspondent aux points de réflexion pour lesquels la fréquence Doppler est similaire (Halimi et al., 2014). La forme d'onde obtenue (Figure 2.4f) est différente de celle obtenue avec l'altimétrie classique (Figure 2.4c).

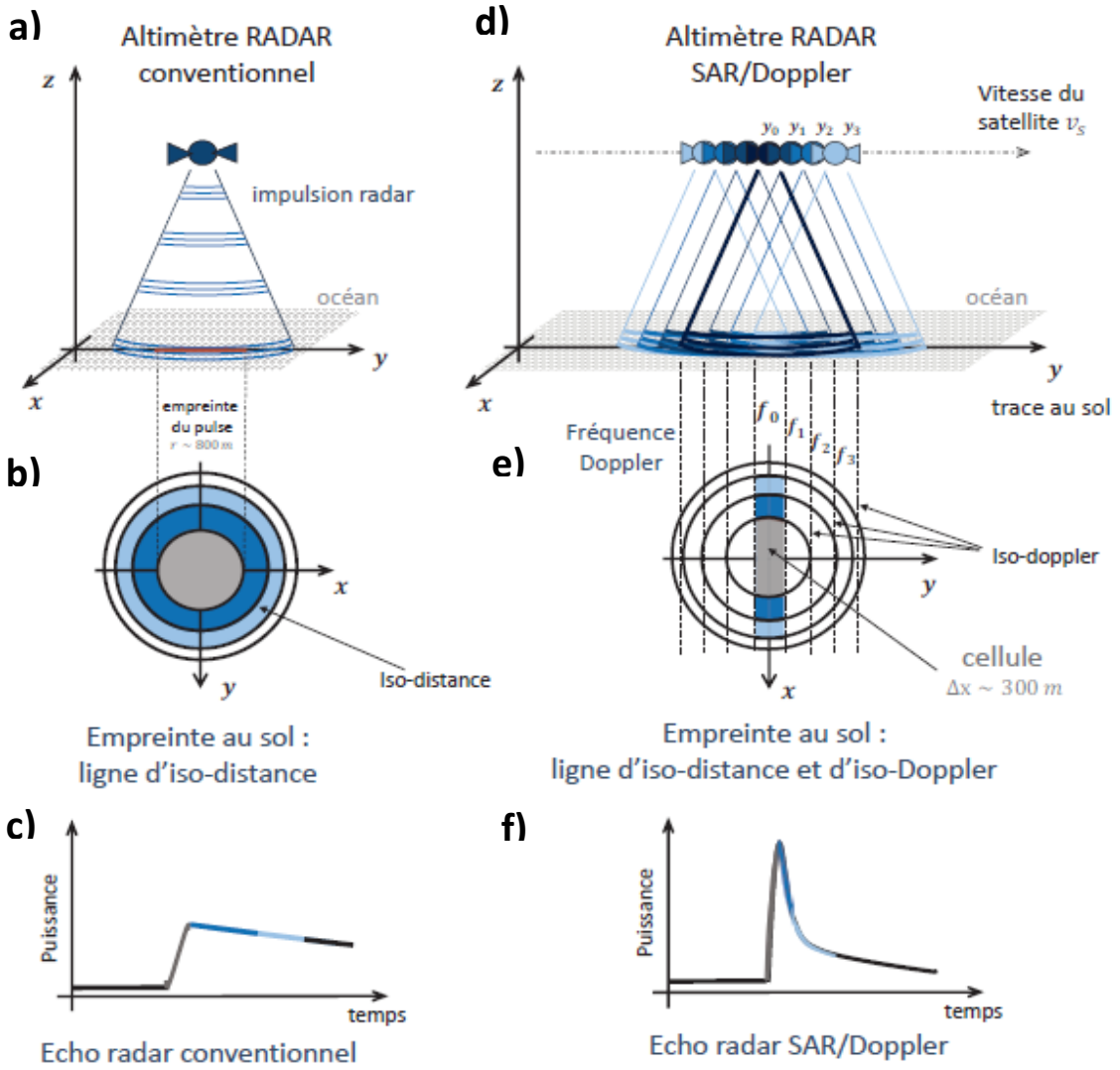


Figure 2.4. Comparaison de l'altimétrie radar classique et de l'altimétrie SAR (d'après Kucwaj, 2016)

2.1.6. Missions altimétriques

L'histoire de l'altimétrie satellitaire a débuté à la fin des années 60 avec notamment le lancement du premier altimètre à bord du satellite Skylab (1973). Le but principal de cette mission était de mesurer la forme du géoïde de la Terre avec une précision de 60 cm (Fu et al., 1988). Ensuite, le satellite GEOS-3 (1972-1978) a été équipé d'un altimètre, d'une précision de 22 cm, pouvant mesurer les principaux courants océaniques et tourbillons dans l'océan (Stanley, 1979). Le lancement de Seasat en 1978 a montré le fort potentiel de l'altimétrie satellitaire pour mesurer la dynamique topographique des surfaces océaniques avec une précision de 2 cm.

Depuis les années 90, une succession de missions a été lancée au niveau européen et mondial avec notamment les missions ERS-1 (1991-2000, European Remote Satellite) et Topex/Poséidon (1992-2002) qui marquent le début d'une nouvelle ère altimétrique avec une précision élevée, de l'ordre du centimètre. L'amélioration de la précision est principalement liée à une amélioration de la détermination de l'orbite (Figure 2.5).

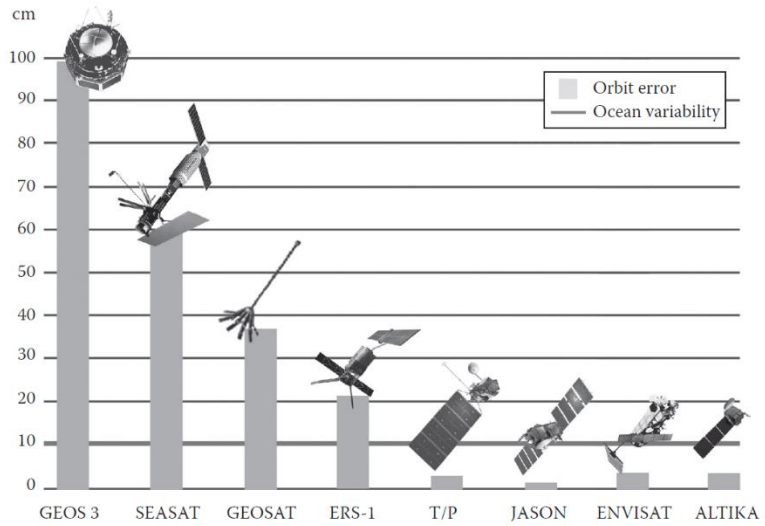


Figure 2.5. Erreur des orbites pour différentes missions altimétriques (source : altimetry.info)

Actuellement, on retrouve principalement trois grands types de missions : les missions avec une répétitivité de 10 jours (Jason-1, Jason-2 et Jason-3), les missions à 35 jours (ERS-2, ENVISAT et SARAL) et les missions à 27 jours (Sentinel-3). Les données provenant de ces différentes missions ont été utilisées et sont détaillées dans les parties suivantes. Les caractéristiques des différentes missions sont résumées dans le Tableau 2.2.

2.1.6.1. Missions altimétriques à 35 jours : ERS-2, ENVISAT, SARAL

Les missions ERS-2, ENVISAT et SARAL succèdent à la précédente mission ERS-1, lancée en 1991 et terminée en 2000. La mission ERS-1 a été conçue et développée par l'Agence Spatiale Européenne (ESA – European Space Agency) et avait pour objectif principal d'observer la Terre en utilisant des techniques radar (Le Traon et Ogor, 1998 ; Wehr et Attema, 2001 ; Verron et al., 2015). Les missions ERS-2, ENVISAT et SARAL avaient pour objectif commun de continuer l'acquisition de données sur la surface de la Terre (océan, continent et calotte glaciaire) pour permettre de mieux comprendre notre planète et en particulier les phénomènes climatiques.

Ces satellites sont situés sur une orbite héliosynchrone à 790 km d'altitude, avec une inclinaison de 98,24°, et un cycle orbital de 35 jours. Ils permettent de fournir des observations de la surface de la Terre entre les latitudes 82,4° Nord et 82,4° Sud. Au niveau de l'équateur, les traces altimétriques sont espacées de 82 km.

i. ERS-2

La mission ERS-2 a été lancée en 1995 par l'ESA et s'est terminée en 2002. Elle est le direct successeur du satellite ERS-1. A son bord, plusieurs instruments ont été embarqués (Le Traon et Ogor, 1998) :

- RA : Radar altimètre mono-fréquence fonctionnant en bande Ku qui a pour objectif de mesurer le temps aller-retour de l'onde EM
- AMI : Active Microwave Instrument, est composé d'un radar à synthèse d'ouverture (RSO) et d'un diffusiomètre à vent. Le RSO permet d'acquérir des images radar à haute résolution et le diffusiomètre de mesurer la vitesse et la direction des vents à la surface des océans
- ATSR : Along-Track Scanning Radiometer, est un radiomètre à balayage le long de la trace
- GOME : Global Ozone Monitoring Experiment permet la surveillance de l'ozone à l'échelle du globe
- MWS : Microwave Sounder qui est un sondeur micro-ondes
- PRARE : Precise Range and Rate Equivalent, est un instrument qui permet de mesurer précisément la vitesse et la distance
- LRR : Laser Rétro Réflecteur est un système de localisation

ii. ENVISAT

La mission ENVISAT est le direct successeur d'ERS-2 et a été lancé en 2002 puis s'est terminée en 2012 après la perte de contrôle avec le satellite. Elle était la mission satellite la plus ambitieuse pour l'observation de la Terre du fait de sa taille (26 m * 10 m * 2 m, 8 tonnes) et du nombre de capteurs à

son bord (Louet, 2001). Les principaux objectifs de cette mission étaient de poursuivre l'acquisition de données pour l'observation de la Terre, d'améliorer les données acquises au niveau des océans et des glaces, d'augmenter le nombre de paramètres observés et de contribuer davantage aux études environnementales.

Pour répondre à ces différents objectifs, différents instruments ont été installés (Wehr et Attema, 2001) :

- RA-2 : Radar altimètre fonctionnant dans les bandes Ku et S et qui mesure le temps des échos à une très grande précision (moins d'une nanoseconde),
- MERIS : Medium Resolution Imaging Spectrometer est un spectromètre imageur composé de 12 bandes spectrales allant du VIS au PIR avec une résolution spatiale de 300 à 1200 m
- ASAR : Advanced Synthetic Aperture Radar est un SAR à haute résolution fonctionnant dans la bande C
- MWR : Microwave Radiometer est un radiomètre utilisé pour estimer le contenu en vapeur d'eau et eau liquide dans l'atmosphère
- GOMOS : Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars est un spectromètre de moyenne résolution, qui mesure les constituants de l'atmosphère
- MIPAS : Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding est un spectromètre mesurant les différents gaz
- SCIAMACHY : est un spectromètre imageur dont l'objectif principal est de mesurer les traces de gaz dans la troposphère et la stratosphère
- DORIS : Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite permet de déterminer de manière précise la location du satellite
- LRR : Laser Retro-Reflector est utilisé pour déterminer précisément l'orbite

iii. SARAL

Lancé en février 2013, le satellite SARAL/Altika est issu d'une collaboration entre la France (CNES – Centre National d'Etudes Spatiales) et l'Inde (ISRO – Indian Space REsearch Organisation). Il était installé sur l'orbite historique des précédents satellites ERS-2/ENVISAT et permettait de poursuivre l'acquisition de longues séries temporelles nécessaires pour étudier le changement climatique (Verron et al., 2015).

A son bord, trois instruments indépendants ont été installés :

- ARGOS-3 est le 3ème de la génération ARGOS permettant de localiser et de collecter des données environnementales sur tout objet équipé d'un émetteur Argos

- AltiKa est un instrument comprenant un altimètre, un radiomètre et un instrument de location DORIS. Développé par Thales Alenia Space pour le CNES, cet altimètre offre une meilleure résolution que les capteurs développés précédemment, et permet de s'approcher de plus près du littoral et d'avoir accès à des lacs et des fleuves. Ce dernier est novateur puisqu'il fonctionne dans une fréquence très élevée qui est la bande Ka (35,75 GHz, Steunou et al., 2012) pour mesurer la topographie et la circulation méso-échelle des océans. Cet instrument est largement utilisé par la communauté des hydrologues et des glaciologues.
- Triple système pour une localisation précise comprenant DIODE (Détermination Immédiate d'Orbite par Doris Embarqué, Jayles et al., 2015), DORIS (Doppler Orbitography and Radio-postionning Integrated by Satellite) et LRA (Laser Reflector Array)

2.1.6.2. Missions altimétriques à 10 jours : Jason-1, Jason-2, Jason-3

Jason est une famille comprenant trois satellites (Jason-1, Jason-2 et Jason-3) qui ont été lancés en 2001, 2008 et 2016 respectivement. Cette famille de satellites fait suite aux missions TOPEX/POSEIDON et permet d'en assurer la continuité. Le but principal de ces satellites est de mesurer le niveau des océans, la hauteur des vagues et la vitesse du vent (source : https://jason.cnes.fr/fr). L'objectif final est d'améliorer la compréhension des phénomènes océaniques et leurs impacts sur le climat (Bannoura et al., 2005 ; Desjonquères et al., 2010 ; Lambin et al., 2010).

Les missions Jason-1 et Jason-2 ont été initiées par le CNES et la NASA. La mission Jason-3 compte deux partenaires supplémentaires : la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et l'EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites).

Ces satellites ont été positionnés sur une orbite non héliosynchrone avec une inclinaison de 66°, à 1 336 km d'altitude, pour une couverture spatiale allant de la latitude 66° Nord à 66° Sud. La répétitivité de cette mission est de 10 jours.

i. Jason-1

Le satellite Jason-1 est le premier à avoir été lancé en 2001 et s'est arrêté en juin 2013 suite à la panne du dernier radio-émetteur. Ce satellite était composé principalement de cinq instruments (AVISO) :

- Altimètre Poséidon-2 : principal instrument de la mission, issu de l'altimètre expérimental Poséidon-1 de Topex/Poséidon. Il s'agit d'un radar bi-fréquence fonctionnant dans les bandes Ku et C.

- JMR : Jason-1 Microwave Radiometer, est radiomètre qui collecte le rayonnement émis par la surface de la Terre dans trois fréquences différentes. Il permet de déterminer le contenu en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère, et de connaître la correction à appliquer à la mesure altimétrique.
- Trois systèmes de localisation : DORIS (par effet Doppler), LRA (par laser) et TRSR (Turbo Rogue Space Receiver est un type de GPS). Ces différents systèmes permettent d'obtenir une précision de 2 cm de la position du satellite sur son orbite.

ii. Jason-2

Le satellite Jason-2 est le successeur de Jason-1 et a été lancé en juin 2008 et est resté sur son orbite nominale jusqu'en juillet 2016. Les instruments à bord de Jason-2 sont similaires à ceux sur Jason-1, avec principalement (AVISO, Bannoura et al., 2005 ; Desjonquères et al., 2010 ; Lambin et al., 2010) :

- Altimètre Poséidon-3A dispose des mêmes caractéristiques que l'altimètre Poséidon-2 mais avec un bruit instrumental plus faible.
- Radiomètre AMR permet de mesurer les perturbations dues à l'eau au niveau de l'atmosphère
- Triple système de localisation : DORIS, LRA et GPSP
- Instruments expérimentaux :
    - Dosimètre Carmen-2 pour améliorer les connaissances des radiations
    - Autre dosimètre (LPT – Light Particles Telescope)
    - T2L2 (Temps de Transfert par Lien Laser) a pour objectif de comparer des horloges distances (celle du satellite et celle située sur un sol, par exemple) par le biais de signaux optiques

iii. Jason-3

Jason-3 est l'héritier des deux précédents satellites Jason-1 et Jason-2 dont le lancement a été réalisé en janvier 2016. Son but est d'assurer la continuité des mesures altimétriques sur les océans. Comparé à ces deux satellites, Jason-3 a bénéficié de plusieurs améliorations au niveau des équipements et dans les données produites. A bord de Jason-3, les instruments suivants sont présents :

- Altimètre Poséidon-3B
- Radiomètre AMR (Advanced Microwave Radiometer) permettant de déterminer le contenu en vapeur d'eau et eau liquide de l'atmosphère, pour en déduire les corrections à appliquer sur le signal altimétrique
- Système de localisation : GPSP (par GPS), DORIS (effet Doppler), LRA (par laser)
- Instruments expérimentaux : dosimètre Carmen-3 et LPT

2.1.6.3. Mission altimétrique à 27 jours : Sentinel-3

Sentinel-3 est une mission composée de deux satellites (Sentinel-3A, Sentinel-3B, qui seront remplacés par Sentinel-3C et Sentinel-3D à partir de 2023) dont le premier a été lancé en février 2016 et le second en avril 2018. Cette mission est la continuité des anciennes missions ERS et ENVISAT et fait partie du programme Copernicus lancé par l'ESA, dont l'objectif est l'observation et la surveillance de la Terre (Malenovsky et al., 2012 ; Berger et al., 2012). Ces deux satellites sont situés sur la même orbite, à 814 km d'altitude, avec une inclinaison de 98,62°, et permettent de couvrir les zones situées dans les hautes latitudes. Ils sont décalés de 140°.

Les satellites Sentinel-3A et 3B ont à leur bord les instruments suivants (Figure 2.6, Le Roy et al., 2007 ; Donlon et al., 2012):

- OLCI (Ocean and Land Colour Instrument) est un imageur disposant des mêmes caractéristiques que le capteur MERIS sur le satellite ENVISAT. Il dispose de 21 bandes spectrales.
- SRAL (SAR altimeter) est un altimètre fonctionnant dans les bandes Ku et C, dans deux modes différents (LRM et SAR). Il a la particularité de pouvoir réaliser le « retracking » à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT).
- Système de positionnement : DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite), récepteur GNSS (Global Navigation Satellite System) et LRR (Laser Retro Reflector)
- MWR (Microwave Radiometer)
- SLSTR (Sea and Land Surface Temperature Radiometer) est un radiomètre permettant de mesurer la température de surface

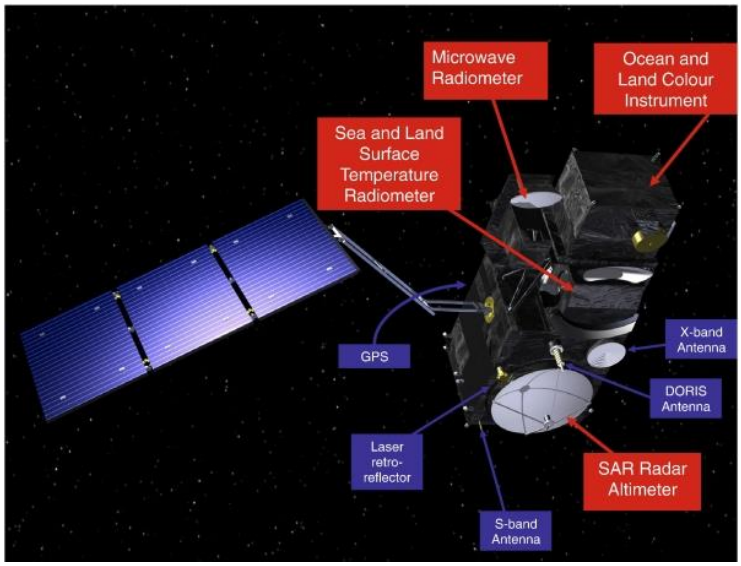


Figure 2.6. Sentinel-3 et ses instruments (source : ESA)

Tableau 2.2. Caractéristiques principales des différentes missions altimétriques utilisées.

Mission spatiale	Jason-1	Jason-2	Jason-3	ERS-2	ENVISAT	SARAL	Sentinel-3A
Instrument	Poseidon-2	Poseidon-3	Poseidon-3B	RA	RA-2	AltiKa	SRAL
Agence spatiale	CNES NASA	CNES NASA	CNES NASA	ESA	ESA	CNES ISRO	ESA
Opération	2001–2013	Depuis 2008	Depuis 2016	1992–2003	2002–2012	2013-2016	Depuis 2016
Mode d'acquisition	LRM	LRM	LRM	LRM	LRM	LRM	PLRM SAR
Acquisition	Along-track	Along-track	Along-track	Along-track	Along-track	Along-track	Along-track
Fréquence (GHz)	13.575 (Ku) 5.3 (C)	13.575 (Ku) 5.3 (C)	13.575 (Ku) 5.3 (C)	13.8 (Ku) 13.575 (Ku)	13.8 (Ku) 13.575 (Ku) 3.2 (S)	35.75 (Ka)	13.575 (Ku) 5.41 (C)
Altitude (km)	1315	1315	1315	800	800	800	814.5
Inclinaison de l'orbite (°)	66	66	66	98,55	98,55	98,55	98,65
Répétitivité (jours)	10	10	10	35	35	35	27

Séparation entre traces à l'équateur (km)	315	315	315	75	75	75	104
Empreinte au sol (km)	30 80	30 80	30 80	18	18 77	8	18 48

2.1.7. Méthodes : traitement des données altimétriques

Les données altimétriques utilisés pour ma thèse ont été retraitées par l'algorithme OCOG/Ice-1/Ice (Wingham, 1986). Des études précédentes ont montré que cet algorithme était le plus adapté pour les études hydrologiques, en termes de précision de la mesure des hauteurs d'eau et de la disponibilité des données (Frappart et al., 2006a ; Santos Da Silva et al., 2010 ; Sulistioadi et al., 2015 ; Biancamaria et al., 2018). Ces données ont été mises à disposition par le CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère, http://ctoh.legos.obs-mip.fr/). Les principales caractéristiques des altimètres radars utilisés dans ma thèse sont décrites dans le Tableau 2.3.

Tableau 2.3. Principales caractéristiques des altimètres radars utilisés.

Mission altimétrique	**Jason-1**	**Jason-2**	**Jason-3**	**ERS-2**	**ENVISAT**	**SARAL**	**Sentinel-3A**
GDR	E	D	D	CTOH	V2.1	T	ESA IPF 06.07 land
Fréquence d'échantillonnage	20 Hz	20 Hz	20 Hz	20 Hz	18 Hz	40 Hz	20 Hz
Algorithme de retraitement	ICE	ICE	ICE	ICE-1	ICE-1	ICE-1	OCOG
$\mathbf{\Delta R_{ion}}$	GIM						
$\mathbf{\Delta R_{troposphère\ sèche}}$	ECMWF – utilisation du MNT			ECMWF Utilisation de h de l'altimètre	ECMWF – utilisation du MNT		
$\mathbf{\Delta R_{troposphère\ humid}}$	ECMWF – utilisation du MNT						
$\mathbf{\Delta R_{marée}}$ ***Solide***	Catwright et al., 1973						
$\mathbf{\Delta R_{marée}}$ ***polaire***	Wahr et al., 1982						

2.1.7.1. Séries temporelles de hauteurs d'eau

i. Logiciel MAPS

Le logiciel MAPS (Multi-missions Altimetry Processing Software), développé dans le cadre d'une collaboration entre CTOH-LEGOS et EPOC (Frappart et al., 2015), a été utilisé pour générer les séries temporelles de niveau d'eau dans les différentes zones d'étude sur lesquelles j'ai travaillé.

Le principe de fonctionnement de ce logiciel est le suivant : dans un premier temps, à l'aide de Google Earth, les zones d'intersections entre les traces altimétriques et les rivières/lacs/plaines d'inondation sont créées sous forme de polygone, que l'on nommera par la suite stations virtuelles (noté SV). Pour chaque trace altimétrique, les étapes suivantes ont été réalisées :

- Importation de la SV dans MAPS pour réaliser une sélection grossière des données altimétriques (Figure 2.7a) ;
- Sélection plus fine en supprimant les données aberrantes, c'est-à-dire celles qui ne sont pas localisées sur l'objet d'étude (rivière, fleuve, lac, plaine d'inondation) et/ou provoquées par les insrumens, à partir d'une inspection visuelle (Figure 2.7b) ;
- L'étape précédente est répétée plusieurs fois dans le but d'obtenir une série temporelle claire (Figure 2.7c).

Au final, pour chaque station virtuelle, une série temporelle de hauteurs d'eau est obtenue.

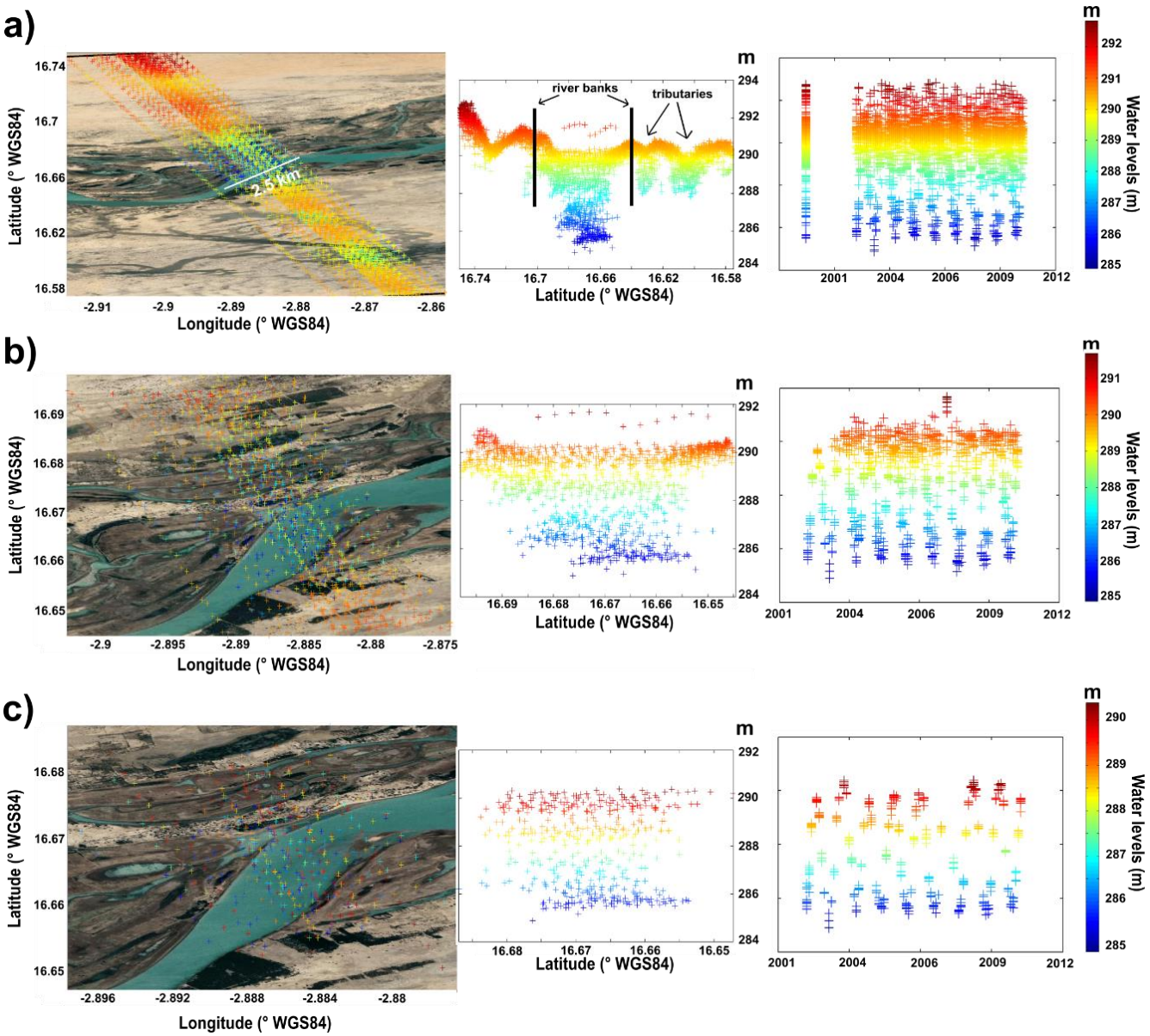


Figure 2.7. Différentes étapes de traitement des données altimétriques avec le logiciel MAPS. Premièrement, une sélection grossière des données altimétriques a été réalisée : toutes les données altimétriques localisées à quelques km du centre de la rivière sont sélectionnées (panneau gauche) (a), les structures topographiques sont visibles comme les bancs de la rivière et les affluents (panneau gauche) et les variations temporelles de hauteurs d'eau sont affichées (panneau droite), le nombre de points diminue et les données aberrantes sont supprimées manuellement (b) et le processus est répété jusqu'à obtenir une série temporelle correcte (c).

ii. Problème d'accrochage

Lors du traitement des données altimétriques, certains profils peuvent avoir la forme d'une parabole (Figure 2.8). Cette dernière est provoquée par le phénomène d'accrochage, ou également appelé « hooking effect » (Figure 2.8).

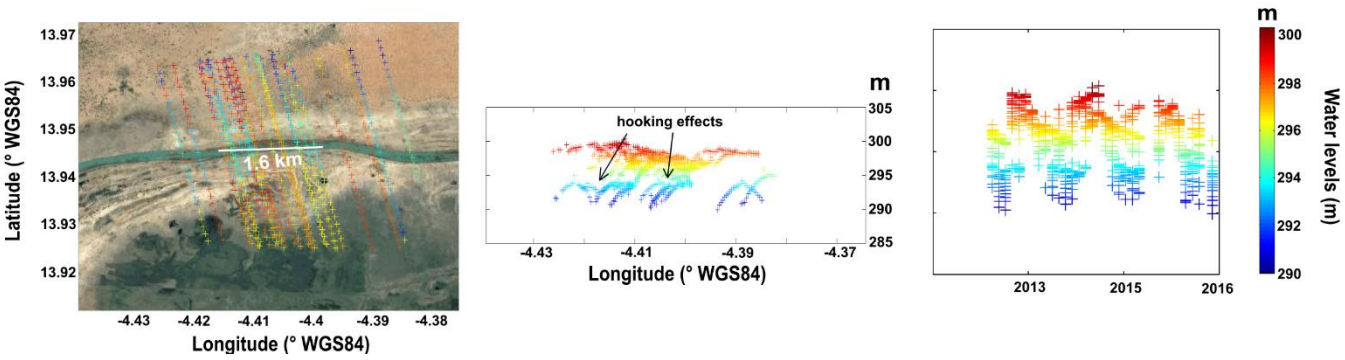


Figure 2.8. Exemple du problème d'accrochage rencontré lors du traitement des données altimétriques. Lors de la sélection grossière des points, des profils hyperboliques sur différents cycles sont visibles, et en zoomant sur ces profils, ils sont à l'origine d'une déviation de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres.

Ce problème se produit lorsque l'altimètre reste accroché sur une surface réfléchissante mais que celle-ci ne se situe plus à son nadir (Figure. 2.9 ; Santos Da Silva et al., 2010). Il continue de mesurer les hauteurs d'eau réfléchissantes qu'il vient de survoler, mais qui ne sont plus situées à son nadir. Le phénomène à l'origine de cet effet est appelé « off-Nadir effect » (Parsons and Walsh, 1989), et une forme parabolique est obtenue (Figure 2.9).

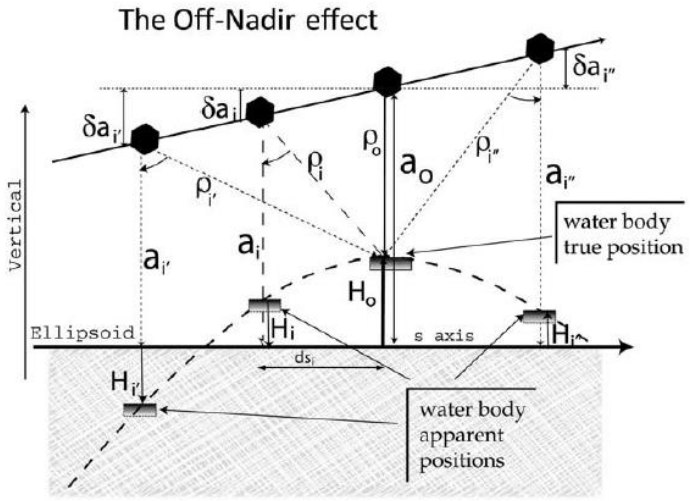


Figure 2.9. Schéma de l'effet « off nadir » à l'origine du décrochage de l'altimètre (source : Santos Da Silva et al., 2010)

Ainsi, le temps de trajet aller-retour de l'onde est surestimé (et donc la hauteur altimétrique sous-estimée). Pour corriger cette sous-estimation, il est possible d'appliquer la correction suivante donné par l'équation (Eq. 2.6, Santos Da Silva et al., 2010) :

$$h(s_0) = h(s_i) + \frac{1}{2R_{corr}(s_0)}\left(1 + \left(\frac{\partial H}{\partial s}(s_i)\right)^2\right) ds^2 \qquad \text{(Eq. 2.6)}$$

Avec :

- s est la coordonnée le long de la trace
- $h(s_0)$ est la hauteur altimétrique au nadir
- $R_{corr}(s_0)$ est le range au nadir corrigé des effets géophysiques et environnementaux
- s_0 est la localisation du nadir le long de la trace
- s_i sont les coordonnées des mesures de la pente
- $\frac{\partial H}{\partial s}$ est le taux de variation d'altitude du satellite le long de l'orbite et ds est la différence entre s_0 et s_i.

Ensuite, la hauteur altimétrique $h(s_0)$ est obtenue en ajustant une parabole aux données affectées par le phénomène d'accrochage (Eq. 2.7) :

$$h(s_0) = as_0^2 + bs_0 + c \quad \text{(Eq.2.7)}$$

Avec:

- a, b et c sont les coefficients de la parabole estimés au moyen de la méthode des moindres carrés

Au final, s_0 and $h(s_0)$ sont obtenus via les deux relations suivantes (Eq.2.8 et Eq.2.9):

$$s_0 = -\frac{b}{2a} \text{ et } h(s_0) = c - \frac{b^2}{4a} \quad \text{(Eq.2.8)}$$

$$h(s_0) = as_0^2 + bs_0 + c \quad \text{(Eq.2.9)}$$

2.1.7.2. Estimation des volumes d'eau en surface

L'estimation des variations des volumes d'eau de surface est réalisée en combinant les hauteurs altimétriques des stations virtuelles avec les surfaces inondées déduites de l'imagerie multi-spectrale (développée dans la section 2.1.2.2).

A l'aide des séries temporelles des hauteurs d'eau obtenues, les cartes de hauteur d'eau sont calculées en utilisant l'interpolation inverse à la distance aux stations virtuelles les plus proches (Frappart et al., 2012). A l'échelle du bassin versant, les variations temporelles des volumes d'eau en surfaces sont calculées en utilisant la formule suivante (Eq.2.10, Frappart et al., 2012) :

$$V = \Sigma \left[h\left(\lambda_j, \varphi_j\right) - h_{\min}\left(\lambda_j, \varphi_j\right)\right] . \Delta S \quad \text{(Eq.2.10)}$$

Avec :

- V : volume d'eau de surface (km^3)
- $h\left(\lambda_j, \varphi_j\right)$: hauteur d'eau à un moment t
- $h_{\min}\left(\lambda_j, \varphi_j\right)$: hauteur d'eau minimale pour le pixel de coordonnées $(\lambda j, \varphi j)$
- ΔS : superficie d'un pixel

2.2. Imagerie multi-spectrale

Au cours de ma thèse, l'imagerie multi-spectrale a été utilisée pour deux applications, associées respectivement à l'étude de l'étendue des surfaces en eau et à la détermination des concentrations de matières particulaire en suspension (MES). Dans un premier temps, je vais expliquer le principe général de la mesure par imagerie multi-spectrale, puis je présenterais les méthodes permettant l'estimation des MES et des surfaces en eau.

2.2.1. Généralités

Contrairement à l'altimétrie radar, les images multi-spectrales sont issues de capteurs passifs et nécessitent l'énergie provenant d'une source extérieure, le soleil. Les capteurs vont mesurer le rayonnement électromagnétique (REM) émis ou directement réfléchi par le corps à étudier. Les données sont enregistrées sous forme d'images qui peuvent être associées à des matrices ou des grilles composées de cellules élémentaires appelées pixels. Le terme multi-spectral désigne la capacité d'un capteur à acquérir de l'information dans différentes bandes spectrales et donc à finalement produire autant d'images que de bandes spectrales.

En fonction de la longueur l'onde utilisée, les domaines d'application seront différents (Figure 2.10). En RCE et pour la cartographie d'occupation des sols, le domaine spectral utile est situé dans le visible (400 – 700 nm, VIS) et le proche infrarouge (0,7 – 3,2 µm, PIR) (voir section 2.2.2).

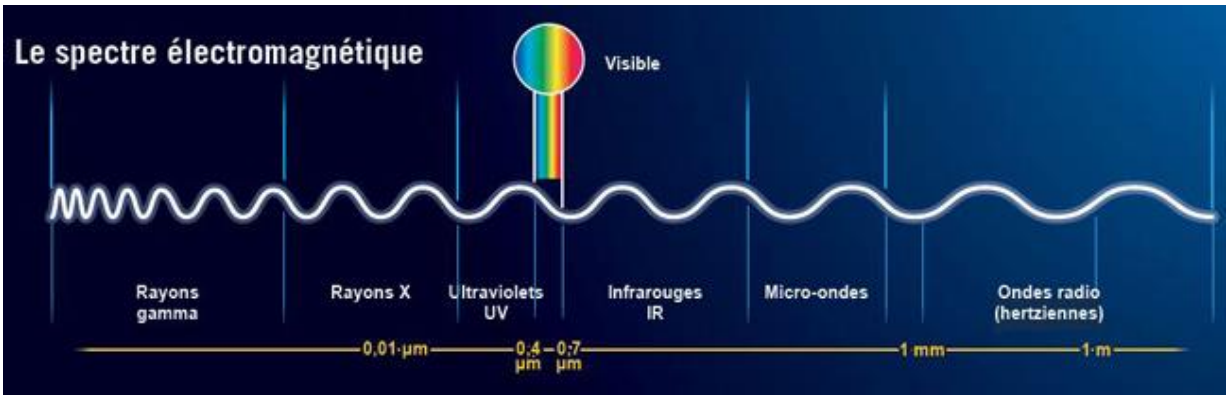


Figure 2.10. Spectre électromagnétique avec les longueurs d'ondes et les domaines associés (source : http://www.cea.fr)

Le signal radiatif mesuré par un spectro-radiomètre imageur peut être quantifié par différents paramètres radiométriques. Les deux principaux paramètres sont la luminance et l'éclairement. Ces notions sont décrites ci-dessous de façon synthétique. Le lecteur pourra se référer aux ouvrages de Kirk (1994), Mobley (1994), Doxaran (2002), Lubac (2007), Petus (2009) et Bru (2015) pour de plus amples détails.

La luminance (notée L), ou radiance en anglais, correspond au flux radiatif émis ou reçu par unité de surface et par unité d'angle solide (Figure 2.11). Elle dépend de l'étendue de la surface qui émet ou réfléchit le rayonnement et de l'ouverture du champ de vision du capteur (ouverture exprimée en stéradians, noté sr). La luminance s'exprime en $W.m^{-2}.sr^{-1}$ et est définie selon la formule suivante (Eq.2.11) :

$$L = \frac{d^2\Phi}{d\Omega dA.cos\theta} \qquad \text{(Eq.2.11)}$$

Avec:

- Φ : angle azimutal relatif
- $d\Omega$: angle solide défini par $d\Omega = dA/r^2$, exprimé en stéradian (noté sr)
- dA : surface terrestre
- θ : angle zénithal

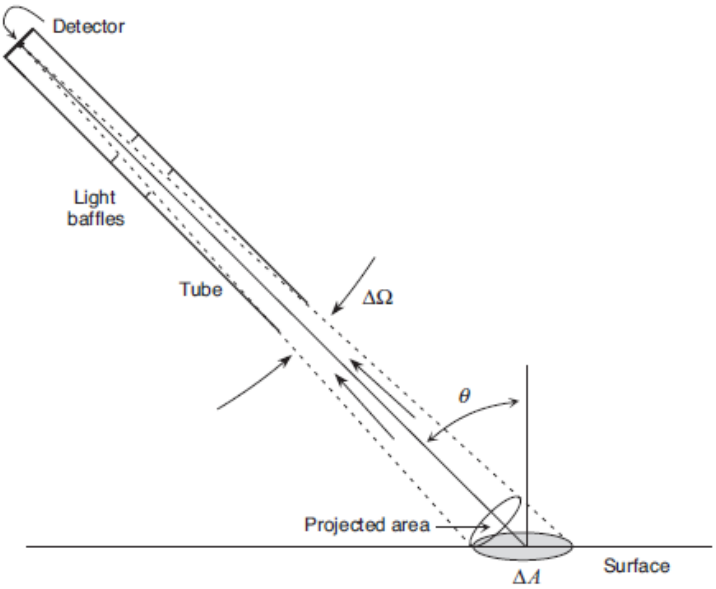


Figure 2.11. Schéma d'un radiomètre mesurant une luminance (source : Martin, 2014).

L'éclairement (noté E) est le flux radiatif reçu par unité de surface et s'exprime en $W.m^{-2}$. Il est défini selon la formule suivante (Eq.2.12, Petus, 2009):

$$E(\lambda) = \frac{d\Phi}{dA} \qquad \text{(Eq.2.12)}$$

2.2.2. Couleur de l'eau

La radiométrie de la couleur de l'eau (RCE) permet de mesurer les propriétés de la couche superficielle des surfaces en eau, qu'elles soient marines ou continentales, comme les paramètres biogéochimiques et les propriétés optiques. Dans le cas des eaux optiquement peu profondes, il est également possible de mesurer la hauteur d'eau et l'albédo du fond, qui est associé à la nature du substrat. Le principe de la mesure repose sur un traitement séquentiel de la donnée, qui comprend une étape de corrections atmosphériques et une étape d'inversion à partir de modèles bio-optiques (Figure 2.12). Les corrections atmosphériques ont pour objectifs d'extraire la luminance marine du signal radiométrique reçue par le capteur à bord du satellite. Les modèles bio-otiques ont pour objectif d'extraire les paramètres biogéochimiques en appliquant des méthodes d'inversion.

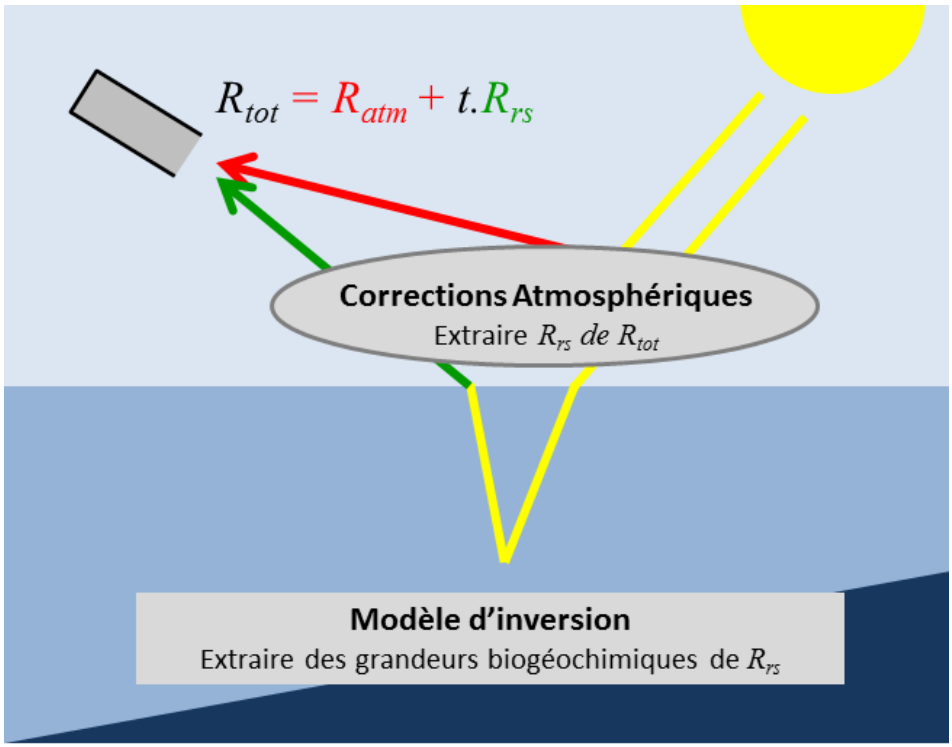


Figure 2.12. Principe général de la radiométrie de la couleur de l'eau.

2.2.2.1. Les corrections atmosphériques

Le signal mesuré par un spectro-radiomètre est appelé luminance TOA, (« Top-of-Atmosphere » ou mesure au-dessus de l'atmosphère), notée L_{TOA}. Afin d'avoir un paramètre indépendant des conditions d'illuminations, on préférera utiliser un paramètre normalisé par l'éclairement solaire, à savoir la réflectance TOA définit comme suit (Eq.2.13) :

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \frac{\pi L_{TOA}(\lambda)}{F_0(\lambda) cos\theta_s} \quad \text{(Eq.2.13)}$$

Avec :

- F_0 l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère
- θ_s l'angle zénithal solaire

ρ_{TOA} est composé du signal provenant de l'atmosphère (environ 80-90% du signal total) et de la cible considérée (10-20% du signal total) (Morel, 1980, Figure 2.13).

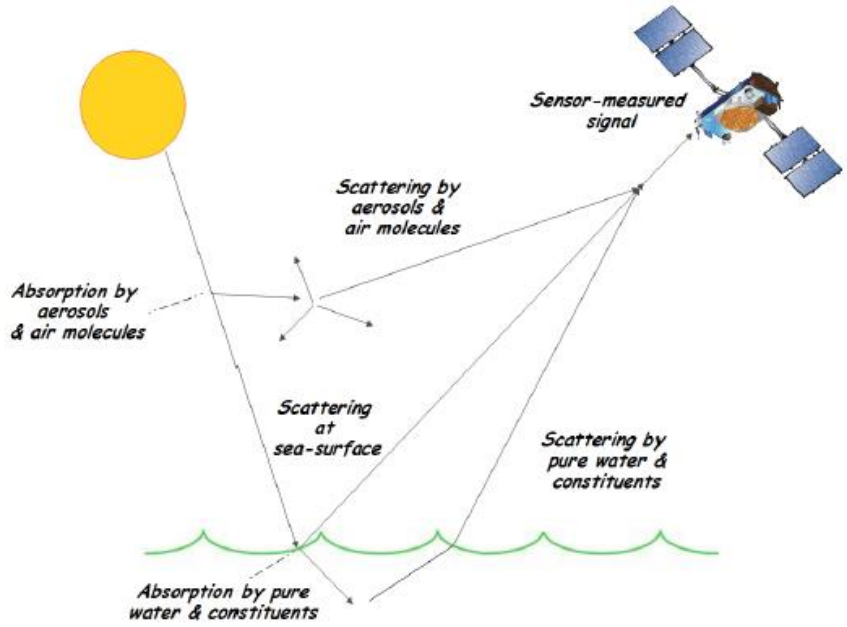


Figure 2.13. Différents contributeurs mesurés dans la réflectance du « TOA » (source : Goyens, 2016)

ρ_{TOA} est ainsi la somme de différents contributeurs issus de l'atmosphère (réflectances de Rayleigh et des aérosols) et de l'océan, est se décompose de la façon suivante (Eq. 2.14, Figure 2.13, Gordon et Wang, 1994 ; Gordon, 1997):

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_A(\lambda) + T(\lambda)\rho_g(\lambda) + t(\lambda)\rho_{wc} + t(\lambda)\rho_w \qquad \text{(Eq.2.14)}$$

Atmosphère — Océan

Avec :

- $\rho_r(\lambda)$: réflectance de Rayleigh, correspondant à la diffusion du rayonnement solaire par les molécules en l'absence d'aérosols dans l'atmosphère.
- $\rho_a(\lambda)$: réflectance des aérosols, correspondant à la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols comprenant également la réflectance due à l'interaction entre aérosols et molécules.
- $\rho_g(\lambda)$: réflectance due à la réflexion spéculaire de la lumière sur la surface de la mer appelée également glitter ou sunglint
- $\rho_{wc}(\lambda)$: réflectance due à l'écume au sommet des vagues (whitecaps)
- $T(\lambda)$: transmission directe
- $t(\lambda)$: transmission diffuse
- $\rho_w(\lambda)$: réflectance marine

En RCE, le paramètre qui va nous intéresser est la réflectance marine (notée ρ_w (λ)) définie selon la formule suivante (Eq. 2.15) :

$$\rho_w(\lambda) = \pi . R_{rs}(\lambda) \qquad \text{(Eq.2.15)}$$

Et R_{rs}, la réflectance directionnelle, exprimée en sr^{-1}, correspondant à (Mobley, 1999, Eq.2.16):

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(\lambda)} \qquad \text{(Eq.2.16)}$$

Avec :

- L_w la luminance émergeante (ou water-leaving radiance) mesurée au-dessus de l'eau

- E_d l'éclairement descendant (ou downwelling irradiance) est l'éclairement émis dans toutes les directions du demi-plan

Les paramètres ρ_w et R_{rs} sont des propriétés optiques apparentes (notés AOPs) et dépendent des conditions d'illumination et des propriétés optiques inhérentes (notés IOPs). Les IOPs permettent de définir le comportement optique d'une eau naturelle, en particulier les propriétés d'interaction avec le rayonnement incident provenant de la source lumineuse. En effet, en pénétrant l'eau, les photons provenant de la source lumineuse vont réagir selon deux phénomènes physiques distincts : l'absorption (noté a, en m^{-1}) et la diffusion (noté b, en m^{-1}). Mon travail de thèse n'a pas abordé la problématique de l'optique marine. En conséquence, les IOPs ne sont pas détaillés dans mon manuscrit. Si nécessaire, le lecteur pourra se référer à différents ouvrages décrivant précisément ces paramètres (Mobley, 1994 ; IOCCG rapport n° 3, 2000).

Sur les six paramètres présents dans l'équation Eq.2.14, les deux inconnues sont la réflectance des aérosols ρ_A et la réflectance marine ρ_w. L'objectif final étant d'obtenir la réflectance marine, il est donc nécessaire de corriger la luminance totale ρ_{TOA} en appliquant des corrections atmosphériques.

Les méthodes de corrections atmosphériques sont nombreuses et vont dépendre du type d'eau. Plusieurs études ont permis de définir un système de classification des eaux marines (Jerlov, 1951 ; Jerlov, 1976 ; Pelevin et Rutkovskaya, 1977 ; Morel et Prieur, 1977 ; Smith et Baker, 1978). Deux types d'eau sont proposés et correspondent aux « eaux du cas 1 » et aux « eaux du cas 2 ». Leurs définitions ont évolué au cours du temps pour en arriver à celles utilisées aujourd'hui dans la communauté RCE (Gordon et Morel, 1983 ; Morel, 1988).

- **Eaux du cas 1** : les propriétés optiques sont définies ici principalement par le phytoplancton, le CDOM et leurs détritus associés. Les eaux du cas 1 sont souvent assimilées à des eaux eutrophiques ou oligotrophes.
- **Eaux du cas 2** : ce type d'eau est plus complexe et regroupe tous les autres types d'eau dont les eaux fluviales et lacustres. Elles sont fortement influencées par la présence de particules inorganiques et de matières organiques dissoutes d'origine terrigène.

Premièrement, des études ont été effectuées sur les eaux du large, correspondant aux eaux du cas 1, pour restituer les paramètres biogéochimiques (Morel, 1980 ; O'Reilly et al., 1998 ; Morel et al., 2007). Depuis plus de dix ans maintenant, les études sur les eaux côtières associées aux eaux du cas 2, se sont largement développées (Gohin et al., 2002 ; Gohin et al., 2005 ; Morel et Bélanger, 2006 ; Doxaran et

al., 2006 ; Doxaran et al., 2009 ; Nechad et al., 2010 ; Gohin, 2011 ; Doxaran et al., 2012 ; Goyens et al., 2013 ; Gernez et al., 2015 ; Gensac et al., 2016).

Les corrections atmosphériques diffèrent selon le type d'eau choisi. Pour les eaux du cas 1, elles sont basées sur le principe du pixel noir ou « black pixel » mesuré dans les bandes du PIR. Dans le PIR, la luminance émergeante est proche de zéro et il est possible de déduire les autres paramètres atmosphériques présents dans l'équation 2.14. Les résultats obtenus sont ensuite extrapolés au domaine du visible en utilisant des modèles optiques de l'atmosphère (IOCCG rapport n°10, 2010).

Cependant, ce principe ne peut pas être appliqué pour les eaux du cas 2. En effet, dans les eaux turbides, la présence de matières en suspension va rétrodiffuser le signal et engendrer une luminance émergeante non nulle dans le PIR (Ruddick et al., 2006 ; Wang et Shi, 2005). D'autres méthodes ont alors été développées et sont basées sur l'utilisation des bandes dans l'IRC. Dans ces longueurs d'ondes, la luminance émise est proche de zéro (Shi et Wang, 2009). Enfin, Wang et Shi (2007) a développé une technique basée sur l'utilisation combinée des bandes dans le PIR et l'IRC, pour prendre en compte les variations de turbidité.

Une comparaison des différents types de corrections atmosphériques (utilisation du PIR, IRC, ou la combinaison du PIR/IRC) a été réalisée dans l'étude de Wang et al. (2009). Les résultats montrent que pour les eaux du cas 2, la méthode utilisant l'IRC est la plus adaptée. Au contraire, pour les eaux du cas 1, les corrections atmosphériques basées sur l'utilisation de la bande PIR sont plus efficaces. Pour les eaux mélangées, la combinaison du PIR/IRC semble être la plus appropriée.

Les corrections atmosphériques des images satellites sont traitées à partir du logiciel ACOLITE (version 20170718.0, Vanhellemont et Ruddick, 2014, 2015). Il est téléchargeable gratuitement sur http://odnature.naturalsciences.be/remsem/acolite-forum/. Il fournit un large choix d'options concernant les corrections des aérosols.

2.2.2.2. Les algorithmes bio-optiques

La deuxième étape en RCE consiste à extraire les paramètres biogéochimiques à partir de modèles d'inversion. Ils peuvent être classés suivant trois grandes catégories : les algorithmes empiriques, les algorithmes analytiques et les algorithmes semi-analytiques. Chaque type possède ses avantages et limitations.

Les algorithmes empiriques sont basés sur des relations statistiques établies entre la réflectance de l'eau et les paramètres que l'on souhaite retrouver. Ils sont relativement simples à mettre en œuvre mais leur pouvoir de généralisation sur d'autres zones est faible. Les approches pour l'inversion des

MES reposent sur l'utilisation d'équations linéaire (Sipelgas et al., 2006 ; Kuster et al., 2007 ; Kaba et al., 2014), exponentielle (Doxaran et al., 2006 ; Choi et al., 2014 ; Shi et al., 2015) ou polynomiale (Chen et al., 2009 ; Petus et al., 2010 ; Chen et al., 2014 ; Petus et al., 2014) à partir de l'exploitation d'une ou plusieurs bandes spectrales. Plus récemment, des méthodes multi-conditionnelles sont apparues pour prendre en compte la sensibilité de chaque bande au niveau de turbidité (Shen et al., 2010 ; Feng et al., 2014 ; Novoa et al., 2017).

Les algorithmes analytiques reposent sur des relations déterministes entre les AOPs et les IOPs. Ils sont potentiellement applicables à d'autres sites d'étude mais ils nécessitent la connaissance des propriétés de la colonne d'eau, qui n'est pas toujours facile à acquérir (Dorji et Fearns, 2016). Pour cette raison, cette approche est très peu utilisée pour déterminer les concentrations de MES.

Enfin, les algorithmes semi-analytiques sont une classe intermédiaire combinant les approches empirique et analytique. Ils disposent ainsi des avantages et limitations des deux autres types. Dans la communauté scientifique en RCE, ils sont plus utilisés puisqu'ils sont plus appropriés que les algorithmes analytiques (Dorji et Fearns, 2016). Cette approche a été initiée avec l'étude de Nechad et al. (2009) et développée à travers les travaux de Nechad et al. (2010), Chen et al. (2013), Shen et al. (2014) et Vanhellement et Ruddick (2014).

Depuis le lancement de Landsat-1 en 1972, et notamment les dix dernières années, les algorithmes se sont largement développés pour les différents types de capteurs. Par exemple, pour les images à moyenne résolution spatiale, les études de Doxaran et al. (2009a), Nechad et al. (2010), Petus et al., 2010 ont utilisé les images MODIS, et les approches de Nechad et al. (2010), Loisel et al. (2014), Chen et al. (2015) les images MERIS. En parallèle, d'autres travaux ont permis d'étudier les MES sur les images à HRS, comme Wang et al. (2009), Vanhellemont et Ruddick (2014), Zhang et al., 2014 pour Landsat-8 et Forget et Ouillon (1998), Froidefond et al. (2002), Doxaran et al. (2002a) pour SPOT. Plus récemment, de nouveaux algorithmes adaptés au capteur MSI/Sentinel-2 ont été développés (Han et al., 2016). Forji et Fearns (2016) ont recherché tous les algorithmes disponibles pour les missions MODIS et Landsat entre 2000 et 2016 afin d'évaluer leurs performances. Ils ont identifié 42 empiriques et 7 semi-analytiques pour MODIS ; et 22 empiriques et 5 semi-analytiques pour Landsat. Cette étude met en évidence le grand nombre d'algorithmes développés et disponibles dans la littérature, mais généralement peu applicables à d'autres sites d'étude. En effet, chaque site d'étude dispose de ses propres propriétés optiques et physiques, définissant un type d'eau particulier. Il existe une très grande diversité du type d'eau allant des eaux lacustres, aux rivières jusqu'aux eaux côtières et océaniques. Récemment, Han et al. (2016) ont développé un algorithme semi-analytique couvrant les

eaux claires à très turbides à partir de différents capteurs (SeaWIFS, MODIS, MERIS, VIIRS, OLCI, Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI).

Au cours de ma thèse, trois algorithmes adaptés aux environnement turbides ont été utilisés : Nechad et al., 2010 ; Han et al., 2016 et Novoa et al., 2017. Leur description exhaustive est donnée dans le Chapitre 5. L'algorithme de Nechad et al., (2010) est couramment utilisé dans la communauté scientifique et peut être considéré comme l'algorithme « de référence » (Pahvelan et al., 2017 ; Caballero et al., 2018). Il a été développé sur des gammes de MES variant de 1,2 $g.m^{-3}$ à 110,3 $g.m^{-3}$. Cette valeur maximale étant relativement moyenne, elle en limite son utilisation dans les eaux très turbides (Han et al., 2016).

Han et al. (2016) et Novoa et al. (2017) ont créé des algorithmes multi-bandes basés sur un critère de sélection pour éviter la saturation dans le rouge lors de fortes concentrations en MES. L'algorithme de Han et al. (2016) est une amélioration de Nechad et al. (2010), car il permet de caractériser les concentrations en MES sur une plus grande gamme. En effet, sa calibration a été faite sur des données *in situ* variant de 0,15 à 2 626 $g.\ m^{-3}$. Cet algorithme est basé sur une fonction pondérée.

Novoa et al. (2017) ont développé un algorithme empirique multi-bandes utilisant la bande rouge comme critère de sélection pour déterminer dans quelle gamme de concentrations en MES on se situe. Selon la gamme de MES, un des trois algorithmes est utilisé : bande verte pour les fiables concentrations, le rouge pour les concentrations moyennes et le PIR pour les fortes concentrations. Il s'agit d'un algorithme adaptatif.

2.2.2.3. Missions spatiales

Les données provenant des missions spatiales Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI ont été utilisées dans ma thèse et sont décrites dans les parties suivantes.

i. Landsat-8/OLI

Le satellite Landsat-8 a été lancé le 11 février 2013 par la NASA (National Aeronautics and Space Adiministration) et est le résultat d'une collaboration entre la NASA et l'USGS. Il permet la continuité de l'acquisition des données de la mission Landsat, dont le premier satellite a été lancé en 1972. A l'heure actuelle, cette famille de satellites a permis d'acquérir plusieurs millions d'images et constituent ainsi des ressources uniques pour l'étude des changements climatiques, la cartographie, l'agriculture, la géologique, l'hydrologie… L'objectif principal de cette mission est de réaliser un suivi continu des surfaces de la Terre.

Situé sur une orbite héliosynchrone à une altitude de 705 km, il couvre la Terre tous les 16 jours avec des images d'une emprise de 170 * 185 km. Deux capteurs sont à son bord :

- l'imageur OLI (Operational Land Imager) est l'instrument principal. Ce radiomètre multi-spectral acquiert des images dans 9 bandes spectrales (Tableau 2.3) allant du VIS à l'IRC. Contrairement aux anciens instruments à bord des satellites Landsat, OLI est composé d'une barrette fixe de détecteurs qui capte les données sur toute la largeur du champ optique. Cette méthode est appelée le capteur en peigne ou le « pushbroom ». La résolution spatiale des bandes spectrales est de 30 mètres, excepté pour la bande panchromatique qui est de 15 mètres (Barsi et al., 2014).
- le capteur thermique infrarouge (TIRS – Thermal Infrared Sensor) est un radiomètre multispectral infrarouge à 2 canaux (Tableau 2.4) qui fournit des données dans les longueurs d'onde observées par les anciens satellites Landsat dans le but d'assurer la continuité des mesures effectuées dans le passé.

Les images Landsat-8/OLI de niveau L1C ont été téléchargées gratuitement sur le site https://earthexplorer.usgs.gov/. Sur les images de ce niveau, les corrections radiométriques et géométriques ont déjà été appliquées. Les corrections atmosphériques ont ensuite été réalisées.

ii. Sentinel-2/MSI

La mission Sentinel-2 est composée de deux satellites identiques, appelés Sentinel-2A et -2B, et ont été lancés en Juin 2015 et Mars 2017 respectivement, par l'Agence Spatiale Européenne (ESA – European Space Agency) dans le cadre du programme européen Copernicus. Ils ont pour objectif de poursuivre les observations réalisées par la mission SPOT (Satellite pour l'Observation de la Terre) (Drusch et al., 2012). Ces missions vont permettre de réaliser un suivi à haute résolution spatiale de la végétation, de l'occupation des sols et d'évaluer l'impact du réchauffement climatique.

Ces deux satellites sont situés sur la même orbite héliosynchrone à 786 km d'altitude, mais déphasés de 180°, ce qui permet d'avoir des images tous les 5 jours. Chaque scène obtenue fait 100 km * 100 km. Le radiomètre MSI (Multi Spectral Instrument) se trouve à leurs bords et permet d'acquérir des données dans 13 bandes spectrales du VIS à l'IRC avec des résolutions spatiales allant de 10 à 60 m (Tableau 2.4).

Les images Sentinel-2 de niveau 1C ont été téléchargées gratuitement sur le site https://scihub.copernicus.eu/.

Tableau 2.4. Caractéristiques principales des missions Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI

Mission/Capteur		Landsat-8/OLI	Sentinel-2/MSI
Lancement		Février 2013	Juin 2015 (2A) Mars 2017 (2B)
Répétitivité		16 jours	5 jours avec 2 satellites 10 jours avec 1 satellite
Orbite		Héliosynchrone Altitude 705 km	Héliosynchrone Altitude 786 km
Bandes spectrales	**Aérosols**	Bande 1: 435– 451 nm – *30 m*	Bande 1: 442 (21) nm – *60 m*
	Bleu	Bande 2: 452-512 nm – *30 m*	Bande 2: 492 (66) nm – *10 m*
	Vert	Bande 3: 533-590 nm – *30 m*	Bande 3: 559 (36) nm – *10 m*
	Rouge	Bande 4: 636-673 nm – *30 m*	Bande 4: 665 (31) nm – *10 m*
	PIR	_	Bande 5: 704 (15) nm – *20 m*
		_	Bande 6: 740 (15) nm – *20 m*
		_	Bande 7: 780 (20) nm – *20 m*
		_	Bande 8: 833 (106) nm – *10 m*
		Bande 5: 851-879 nm – *30 m*	Bande 8a: 865 (21) nm – *20 m*
		_	Bande 9: 945 (20) nm – *60 m*
	Cirrus	Bande 9: 1363-1384 nm – *30 m*	Bande 10: 1373 31) nm – *60 m*
	IRC1	Bande 6: 1566–1651 nm – *30 m*	Bande 11: 1614 (91) nm – *20 m*
	IRC2	Bande 7: 2107-2294 nm – *30 m*	Bande 12: 2200 (175) nm – *20 m*
Taille de la scène		170 km * 185 km	**100.1. * 100 km**

2.2.3. Détermination des surfaces en eau

Le capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un spectromètre à large champ embarqué sur la mission d'observation Terra, lancée le 18 décembre 1999 par la NASA, à une altitude de 705 km. Il observe la totalité de la surface terrestre tous les un à deux jours, avec une fauchée de plus de 2 200 km et un champ de vue de 110°. Le capteur mesure le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par une surface dans 36 bandes spectrales avec des résolutions spatiales allant de 250 m à 1 km.

Les images MODIS ont été téléchargées sur le site de l'USGS (United States Geological Survey, https://search.earthdata.nasa.gov/) à une résolution spatiale de 200 m. Le produit MOD09A1 de

version 6 et de niveau 3 est obtenu à partir de différentes images acquises sur une fenêtre temporelle de 8 jours. Pour un même pixel, seules les meilleures données (absence de nuage, d'aérosols absorbants…) sont gardées. Au final, quatre images sont disponibles par mois. Ces produits ont été corrigés des effets radiométriques et atmosphériques. Chaque image recouvre une zone de 1200 km * 1200 km et dispose de 36 bandes dont 7 qui seront utilisées ici (Tableau 2.5). Les bandes 1 et 2 ont été ré-échantillonnées à 500 m.

Tableau 2.5. Bandes spectrales du capteur MODIS à bord du satellite Terra et couleurs associées (PIR = Proche Infrarouge, IR = Infrarouge et IRC = Infrarouge Court).

Numéro de bandes	Longueur d'onde (nm)	Couleur	Résolution spatiale (m)
1	620-670	Rouge	250
2	841-876	PIR	250
3	459-479	Bleu	500
4	545-565	Vert	500
5	1230-1250	IR	500
6	1628-1652	IRC1	500
7	2105-2155	IRC2	500

De nombreuses méthodes ont été développées pour détecter les surfaces en eau en télédétection spatiale mais l'imagerie multi-spectrale est utilisée ici, puisqu'elle est couramment utilisée dans la communauté scientifique (Sakamoto et al., 2007 ; Crétaux et al., 2011b ; Verpoorter et al., 2014 ; Ogilvie et al., 2015 ; Pekel et al., 2016). La méthode employée ici est basée sur celle développée par Sakamoto et al., (2007), portée sur l'utilisation de différents indices spectraux. En effet, ne disposant d'aucunes données de terrain pour réaliser une classification supervisée, cette méthode a été privilégiée.

Sakamoto et al. (2007) a développé cette méthode sur le delta du Mékong à partir des produits MODIS MOD09A1, qui est basée sur l'utilisation de différents indices spectraux pour déterminer le statut de chaque pixel : pixel non inondé, eau permanente, mixte, inondé. Les détails de la méthode utilisée sont présentés dans la Figure 2.14.

Puisque la réponse spectrale dans le proche infrarouge (PIR) et l'infrarouge court (IRC) est dépendante de la surface de la nature, et plus particulièrement du compartiment eau / sol-végétation, leur complémentarité est utilisée pour définir l'indice « d'eau », le LSWI (Land Surface Water Index, Xiao et al., 2002). Dans la bande du PIR, la réflectance de surface présente de faibles valeurs pour les pixels composés d'eau et de fortes valeurs lorsqu'il s'agit de végétation. Au contraire, dans la bande de l'IRC, les valeurs de réflectance de surface sont nulles lorsqu'il s'agit de pixels composés d'eau, même dans les eaux turbides (Wang et Shi, 2007).

Les deux indices utilisés dans cette méthode sont définis selon les deux équations suivantes (Eq.2.17 et Eq.2.18, Huete et al., 1997 ; Xiao et al., 2002) :

$$EVI = a \times \frac{\rho_{PIR} - \rho_{rouge}}{\rho_{PIR} + b \times \rho_{rouge} - c \times \rho_{bleu} + d} \quad \text{(Eq.2.17)}$$

$$LSWI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{IRC1}}{\rho_{PIR} + \rho_{IRC1}} \quad \text{(Eq.2.18)}$$

Avec :

- ρ_{bleu} est la réflectance de surface dans le bleu (429-479 nm, bande 3)
- ρ_{rouge} est la réflectance de surface dans le rouge (621-670 nm, bande 1)
- ρ_{PIR} est la réflectance de surface dans le PIR (841-872 nm, bande 2)
- ρ_{IRC1} est la réflectance de surface dans l'IRC1 (1628-1622 nm, bande 6)
- *a, b, c* et *d* sont des constants, égales à 2.2, 6, 7.2 et 1 respectivement

La méthode utilisée est la suivante (Figure 2.14).

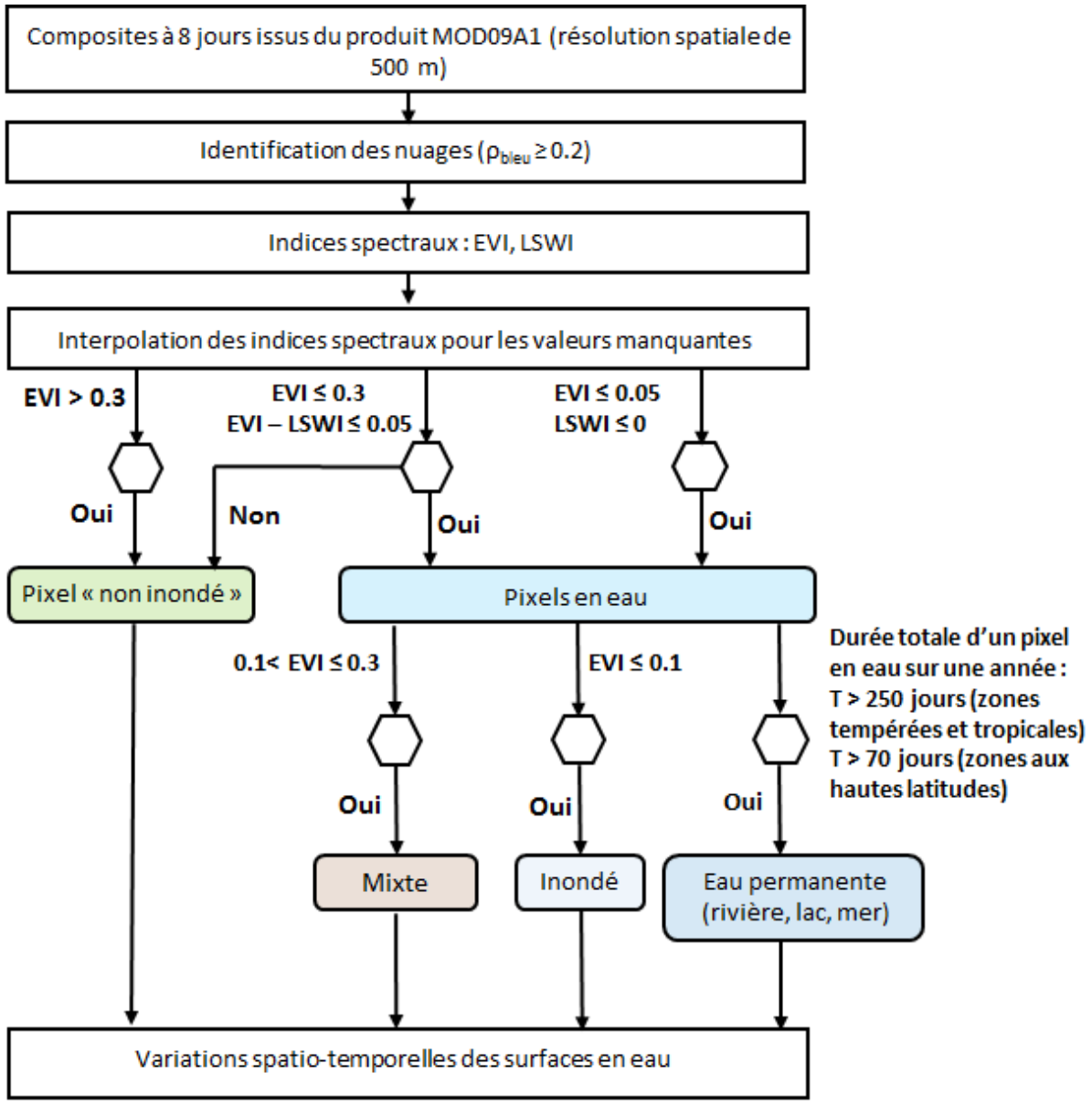


Figure 2.14. Méthode utilisée pour détecter les surfaces en eau sur les images MODIS (Sakamoto et al., 2007 ; Normandin et al., 2018a)

La première étape consiste à supprimer les pixels contaminés par la présence de nuages, en utilisant un seuil sur la bande bleue. La deuxième étape a pour objectif de calculer les indices spectraux EVI et LSWI et à les interpoler linéairement sur de courtes périodes de temps (information manquante pour un pixel sur deux dates consécutives). La troisième a permis d'attribuer une classe à chaque pixel de la

zone, pour une date donnée, de la valeur des indices spectraux et de leur différence. Par exemple, un pixel est considéré comme « non inondé » lorsque la valeur de l'EVI est supérieure à 0,3 ou que l'indice EVI est supérieur ou égal à 0,3, mais que la différence entre les deux indices est inférieure à 0,02 (Figure 2.14). Cette étape a été répétée pour les images de l'ensemble de la période considérée. Une dernière étape a consisté à déterminer les pixels d'eau libre correspondant aux fleuves, lacs et réservoirs, à partir de leur durée d'inondation. Pour les zones d'étude situées aux latitudes tempérées et tropicales, les pixels déterminés comme eau libre doivent être inondés plus de 250 jours par an. Aux hautes latitudes, en raison de la présence de neige et de glace durant l'hiver, une durée plus courte a été utilisée.

- Chapitre III -

Validation des hauteurs d'eau altimétriques

Table des matières

Chapitre III

3.1. Résumé 89

3.2. Article : « Evolution of the performances of radar altimetry missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta » 91

3.2.1. Introduction 93

3.2.2. Method 95

3.2.2.1. Principle of Radar Altimetry and Data Processing 95

3.2.2.2. Validation of the Altimetry-Based Water Levels 100

3.2.3. Study Area and Datasets 101

3.2.3.1. Study Area 101

3.2.3.2. Radar Altimetry Data 102

3.2.3.3. *In Situ* Water Levels 107

3.2.4. Results 108

3.2.4.1. Direct Validation of the Altimetry-Based Water Stages 108

3.2.4.2. Intermission Water Stage Comparison 115

3.2.4.3. Multi-Missions Time Series on Floodplains 120

3.2.4.4. Consistency of the Altimetry-Based Water Levels in the Inner Niger Delta (IND) 123

3.2.5. Discussion 126

3.2.6. Conclusions 129

Les variations spatio-temporelles des volumes d'eau en surface sont obtenues en combinant l'extension des zones humides, déterminées au moyen de l'imagerie multi-spectrale, avec les hauteurs d'eau de ces zones dérivées de l'altimétrie satellitaires. De nombreuses missions altimétriques s'étant succédé depuis le milieu des années 1990, il était nécessaire d'évaluer les performances de ces différentes missions avant de pouvoir combiner leurs données. Dans ce but, une étude a été menée dans le delta intérieur du Niger, vaste zone inondée, dans laquelle, des mesures *in situ* de hauteur d'eau, situées à proximité des intersections avec les traces altimétriques, sont disponibles. Les résultats obtenus ont fait l'objet d'une publication dans Remote Sensing (publié en mai 2018) intitulée « **Evolution of the performances of radar altimetry missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta**) ».

3.1. Résumé

Depuis deux décennies, l'altimétrie radar a démontré son fort potentiel pour l'estimation des hauteurs d'eau des lacs, des rivières et des plaines d'inondation. La validation des hauteurs d'eau altimétriques avec des données *in situ* est une étape essentielle mais difficile à réaliser en raison de l'indisponibilité des relevés des stations *in situ* à proximité des traces altimétriques, dans les grands bassins fluviaux, à l'exception, entre autres, de l'Amazone, de la Plata ou du Danube. Le Delta Intérieur du Niger dispose d'une base de données *in situ* unique qui m'a permis de réaliser une validation des hauteurs d'eau altimétriques et d'évaluer les performances des différents capteurs.

Le Delta Intérieur du Niger est situé en Afrique de l'Ouest au Mali, entre les longitudes 3-5°O et les latitudes 13-17°N, dans la zone semi-aride sahélienne du Mali. Le delta est composé de zones

marécageuses, de rivières, de lacs et de grandes zones inondables (qui représentent une superficie de 40 000 km², De Noray, 2003 ; Zwarts, 2005). Le fleuve du Niger, long de 4 200 km, draine un bassin de plus de 73 000 km² (Mahé et al., 2009). Cette zone est sous l'influence des moussons africaines (de juin à septembre) provenant de l'ouest, qui engendrent chaque année des inondations d'août à novembre pouvant atteindre une superficie de 35 000 km² (De Noray, 2003 ; Zwarts, 2005 ; Jones et al., 2009 ; Bergé-Nguyen et Crétaux, 2015 ; Ogilvie et al., 2015). La superficie de la plaine d'inondation peut varier d'un facteur 5 entre les années humides et les années sèches (Bergé-Nguyen et Crétaux, 2015) et est localisée dans un milieu aride. Elle représente donc une source cruciale pour l'activité économique de la région, où des millions d'habitants sont dépendants des ressources aquatiques. Cette région est donc fortement vulnérable aux variations interannuelles qui peuvent être très importantes d'une année à une autre.

Dans cette étude, les sept missions altimétriques les plus employées dans la communauté scientifique ont été utilisées : les missions à 35 jours (ERS-2, ENVISAT et SARAL), à 10 jours (Jason-1, Jason-2, Jason-3) et à 27 jours (Sentinel-3A). Pour chacune d'entre elle, les intersections entre leurs traces altimétriques et le fleuve/plaine d'inondation ont été sélectionnées, appelées par la suite station virtuelle (noté SV). Chaque SV correspond à une série temporelle de hauteurs d'eau à une localisation précise. Au final, un réseau dense de SV a été développé: 52 pour ERS-2, 63 pour ENVISAT, 62 pour SARAL, 31 pour Sentinel-3A, 8 pour Jason-1 et Jason-2, et 9 pour Jason-3.

Pour évaluer les performances des différents capteurs, des données *in situ* de hauteurs d'eau de 19 stations limnométriques ont été utilisées. Au total, 89 comparaisons ont été réalisées et les résultats montrent une bonne corrélation entre les données altimétriques et *in situ*. Sur les 89 comparaisons réalisées, le coefficient de corrélation (noté R) était supérieur à 0,95 dans 41 cas (45%), R compris en 0,95 et 0,9 a été obtenu 18 fois (20%), et les valeurs de R comprises entre 0,8 et 0,8 ont été calculées 18 fois (20%). Le coefficient de corrélation R inférieur à 0,7 a été retrouvé pour 4 cas uniquement (soit 4% des comparaisons totales effectuées). Les résultats présentant un coefficient de corrélation R élevé correspondent aux missions les plus récentes comme SARAL, Jason-3 et Sentinel-3A.

Concernant les missions à 35 jours, des résultats similaires entre les données altimétriques et les données *in situ* ont été retrouvés, notamment pour les missions ERS-2 et ENVISAT (fonctionnant en bande Ku). La mission SARAL, qui fonctionne en bande Ka donne de meilleurs résultats. Ces observations peuvent être expliquée par une empreinte au sol plus petite et d'une fréquence d'acquisition plus élevée (500 MHz à la place de 330 et 320 MHz pour ERS-2 et ENVISAT, respectivement) de la bande Ka.

Les missions Jason-1, Jason-2 et Jason-3 présentent de bons résultats également. La dernière version des données Jason-1 (GDR E) contient des données valides sur l'ensemble du domaine continental, et non uniquement sur les lacs. Pour cette raison, cette nouvelle version permet d'assurer une continuité de la série temporelle des hauteurs d'eau au niveau des rivières obtenue par les deux missions suivantes Jason-2 et Jason-3. Ces deux missions confirment leur capacité à détecter et suivre les hauteurs d'eau sur les petites rivières.

Enfin, de très bons résultats ont été obtenus par la mission Sentinel-3A. Dans cette étude, uniquement 1 an et demi de données ont été utilisées mais les résultats obtenus confirment le potentiel de cette nouvelle mission pour suivre les hauteurs d'eau continentales. L'utilisation du mode SAR est à l'origine de ces bons résultats. Ces résultats sont prometteurs pour la mission Sentinel-3B lancée récemment, en avril 2018.

Outre les stations virtuelles générées sur le fleuve principal et ses affluents, cette étude a permis d'étudier les hauteurs d'eau sur les plaines d'inondations et les zones humides. Ces environnements ne sont pas suivis par des stations *in situ*, l'altimétrie radar représente donc le seul outil pour réaliser un suivi à long terme des hauteurs d'eau.

Le réseau de stations virtuelles créé sur l'ensemble du delta intérieur du Niger, sur le fleuve et les plaines d'inondations, présente un fort intérêt pour : (i) évaluer les impacts du changement climatique et de l'anthropisation, et (ii) valider les mesures pour la future mission altimétrique SWOT (Surface Water and Ocean Topography) prévue en 2021.

3.2. Article : « Evolution of the performances of radar altimetry missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta »

Cassandra Normandin [1,*], Frédéric Frappart [2,3], Adama Telly Diepkilé [4], Vincent Marieu [1], Eric Mougin [2], Fabien Blarel [3], Bertrand Lubac [1], Nadine Braquet [5] and Abdramane Ba [6]

[1] Environnement et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), Unité Mixte de Recherche (UMR) 5805, University of Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France; bertrand.lubac@u-bordeaux.fr (B.L), vincent.marieu@u-bordeaux.fr (V.M)

[2] Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UPS. Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), 14 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, France; frederic.frappart@legos.obs-mip.fr (F.F.); eric.mougin@get.omp.eu (E.M.)

[3] Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), University of Toulouse, Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), CNRS, IRD, UPS. OMP, 14 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, France; fabien.blarel@legos.obs-mip.fr (F.B.)

[4] Département d'Enseignement et de Recherche (DER) Math-Informatique, Faculté des Sciences et Techniques (FST)/Université des Sciences, des Techniques et des Technologies de Bamako (USTTB), Bamako 3206, Mali; Adama.Diepkile@USherbrooke.ca

[5] Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture (IRSTEA), IRD, 361 rue Jean-François Breton, 34196 Montpellier, France; nadine.braquet@ird.fr

[6] Laboratoire d'optique, de Spectroscopie et des Sciences Atmosphériques (LOSSA), Département d'Enseignement et de Recherche DER Physique, FST USTTB, BPE, Bamako 3206, Mali; abdramaneba55@yahoo.fr

***** Correspondence: cassandra.normandin@u-bordeaux.fr

Received: 14 March 2018; Accepted: 23 May 2018; Published: 25 May 2018

Abstract:

Radar altimetry provides unique information on water stages of inland hydro-systems. In this study, the performance of seven altimetry missions, among the most commonly used in land hydrology (i.e., European Remote-Sensing Satellite-2 (ERS-2), ENVIronment SATellite (ENVISAT), Satellite with Argos and ALtika (SARAL), Jason-1, Jason-2, Jason-3 and Sentinel-3A), are assessed using records from a dense *in situ* network composed of 19 gauge stations in the Inner Niger Delta (IND) from 1995 to 2017. Results show an overall very good agreement between altimetry-based and *in situ* water levels with correlation coefficient (R) greater than 0.8 in 80% of the cases and Root Mean Square Error (RMSE) lower than 0.4 m in 48% of cases. Better agreement is found for the recently launched missions such as SARAL, Jason-3 and Sentinel-3A than for former missions, indicating the advance of the use of the Ka-band for SARAL and of the Synthetic-aperture Radar (SAR) mode for Sentinel-3A. Cross-correlation analysis performed between water levels from the same altimetry mission leads to time-lags between the upstream and

the downstream part of the Inner Niger Delta of around two months that can be related to the time residence of water in the drainage area.

Keywords: altimetry; water levels; validation; Inner Niger Delta

3.2.1. Introduction

Surface waters, which are part of the continental branch of the terrestrial water cycle, play an essential role in supplying fresh water for basic human and economic needs. They are strongly impacted by climate changes and anthropogenic pressures caused by population growth and changes in agricultural practices (Vörösmarty et al., 2000; Oki et al., 2006; Haddeland et al., 2014). Despite the importance of their monitoring for addressing integrated water resource management, use in operational flood forecasting or disaster mitigation, reliable *in situ* measurements of water stage and discharge has become increasingly scarce information due to either the disappearance of the gauge networks or the difficulty to get access to data (Gleick et al., 2003; Alsdorf et al., 2007).

Satellite radar altimetry, initially developed for the measurement of the ocean surface topography through the measurement of the distance between the Earth's surface and the spaceborne radar altimeter (Stammer and Cazenave, 2017), has demonstrated its efficiency for deriving water levels of inland water bodies (see Crétaux et al. 2017 for a recent review). Radar altimetry, was initially used over land to retrieve water levels over homogeneous surfaces such as large lakes and enclosed seas (Morris et al., 1994; Birkett et al., 1995), but also at cross-sections between rivers and altimetry ground-tracks of several kilometers of width in large river basin (Koblinsky et al., 1993; Birkett et al., 1998). These early results were obtained using Geosat and Topex/Poseidon (T/P) ranges (i.e., the distance between the satellite and the surface) derived from the Ocean retracking algorithm. Root Mean Square Errors (RMSE) lower than 0.05 m and 1.1 m through comparisons with *in situ* water stages were obtained over lakes and rivers respectively. The comparisons are performed at the so-called Virtual Stations. Virtual stations (VS) are defined as the cross-sections of an altimetry ground-track and a water body (i.e., lake, reservoir river channel, floodplain, or wetland) where the temporal variations of the height from one cycle to the next can be associated with changes in water level (Crétaux et al., 2017). With the launch of ENVISAT in 2002, ranges processed using other retracking algorithms were included in the Geophysical Data Records (GDR) made available by space agencies. Among them, the Offset Center Of Gravity (OCOG, also known as Ice-1) was found to provide, most of the time, the most

accurate estimate of river water levels (with RMSE generally lower than 0.3 m and correlation coefficient R greater than 0.9) (Frappart et al., 2006). Combined with the availability of land-dedicated corrections of the ionosphere, wet troposphere delays and improvements in the data processing, this allowed the generalization of the use of radar altimetry for the monitoring of inland waters (Crétaux et al., 2017; Frappart et al., 2016).

Thanks to these different improvements and the use of high-frequency data (10, 18, 20 or 40 Hz depending on the altimetry mission) instead of 1 Hz data (~7 km of sampling along the track) as over the open ocean water bodies of a few or below one hundred meters of width can now be monitored with very good accuracy (e.g., Baup et al., 2014; Sulistioadi et al., 2015; Frappart et al., 2015). As radar altimetry data have global coverage and are freely available, they are now commonly used in a wide range of hydrological applications (see Crétaux et al. 2017 for a recent review), and, even in support for the management of *in situ* networks (da Silva et al., 2017). Until now, no study provided a systematic assessment of the performance over rivers of different altimetry missions that were operating since the beginning of the high-precision altimetry era, which started with the launch of Topex/Poseidon (T/P) in 1992, contrary to that done over lakes (Birkett et al., 2011; Ricko et al., 2012).

The goal of this study is to evaluate the quality of altimetry-based water levels for all missions in repetitive orbits whose data contained in the GDR were processed using the OCOG retracking algorithm. For this purpose, comparisons between altimetry-based water stages and *in situ* measurements from a dense gauges network were performed in the Inner Niger Delta (IND).

Several studies already used altimetry-based water levels to better understand spatio-temporal dynamics of the flood in this region (Crétaux et al., 2011; Goita and Diepkile, 2012; Frappart et al., 2015) and to estimate river discharges (Tarpanelli et al., 2017; Tourian et al., 2017). The IND was chosen as study area as it is densely covered with (i) *in situ* gauge stations whose records are available over the whole high-precision altimetry era and (ii) cross-sections between altimetry ground-tracks from different missions and rivers of various widths.

A dense network of VS was built in the IND, composed of 52, 63, 623 VS for European Remote-Sensing Satellite-2 (ERS-2), ENVIronment SATellite (ENVISAT), Satellite with Argos and ALtika (SARAL) respectively, 31 for Sentinel-3A and 8, 8, 9 for Jason-1, Jason-2 and Jason-3 respectively. At each virtual station, time variations of river levels from radar altimetry are constructed.

In this study, comparisons between altimetry-based water stages derived from acquisitions of Jason-1, Jason-2 and Jason-3, ERS-2, ENVISAT, SARAL and Sentinel-3A and *in situ* water levels from 19 gauge stations located in the IND are presented in terms of RMSE and R. Intra-mission results consistency were also assessed through cross-correlations between virtual stations along the river.

3.2.2. Method

3.2.2.1. Principle of Radar Altimetry and Data Processing

i. Principle of Altimetry Measurement

The principle of radar altimetry is the following: a radar altimeter emits an electromagnetic wave in the nadir direction and measures its round-trip time. The distance between the satellite and the Earth surface—the altimeter range (R_0)—is derived with a precision of a few centimeters. The satellite altitude (H) referred to an ellipsoid is determined from precise orbitography technique with accuracy better than 2 cm. Taking into account propagation corrections caused by delays resulting from interactions of electromagnetic wave with the atmosphere, and geophysical corrections, the height of the reflecting surface (h) with reference to an ellipsoid can be estimated as (Chelton et al., 2001; Frappart et al., 2017):

$$h = H - \left(R_0 + \sum \left(\Delta R_{propagation} + \Delta R_{geophysical}\right)\right) \quad \text{(Eq.3.1)}$$

where H is the height of the center of mass of the satellite above the ellipsoid estimated using precise orbit determination (POD) technique, R_0 is the nadir altimeter range from the center of mass of the satellite to the sea surface taking into account instrumental corrections.

$$\sum \Delta R_{propagation} = \Delta R_{ion} + \Delta R_{dry} + \Delta R_{wet} \quad \text{(Eq. 3.2)}$$

where ΔR_{ion} is the atmospheric refraction range correction due to the free electron content associated with the dielectric properties of the ionosphere, ΔR_{dry} is the atmospheric refraction range correction due to the dry gas component of the troposphere, ΔR_{wet} is the atmospheric refraction range correction due to the water vapor and the cloud liquid water content of the troposphere.

$$\sum \Delta R_{geophysical} = \Delta R_{solid\ Earth} + \Delta R_{pole} \quad \text{(Eq.3.3)}$$

where $\Delta R_{solid\ Earth}$ and ΔR_{pole} are the corrections respectively accounting for crustal vertical motions due to the solid Earth and pole tides.

ii. Time Variations of River Levels from Radar Altimetry Measurements

In this study, the Multi-missions Altimetry Processing Software (MAPS), developed by Frappart et al. 2015b was used to visualize and process the altimetry data over land (Frappart et al., 2015a; Biancamaria et al., 2017; Bogning et al., 2018; Biancamaria et al., 2018) and ocean (Frappart et al., 2015a; Vu et al., 2018) to build the VS in the IND. Data processing is composed of three main steps: (i) a coarse delineation of the VS using Google Earth; (ii) a refined selection of the valid altimetry data based on visual inspection; and (iii) the computation of the time series of water level. The altimetry-based water level is computed for each cycle using the median of the selected altimetry heights, along with their respective deviation (i.e., mean absolute deviation). This process is repeated each cycle to construct the water level time series at the virtual stations and illustrated in Figure 3.1.

Altimetry datasets are referenced either to WGS84 ellipsoid or to Topex/Poseidon ellipsoid. A datum conversion from T/P ellipsoid to WGS84 is automatically performed using Equation (4) adapted from Jekeli et al. (2006) and implemented in the version of MAPS used in Salameh et al. (2018):

$$\Delta h = \frac{a'(1-e'^2)}{\sqrt{1-e'^2\sin^2\varphi}} - \frac{a(1-e^2)}{\sqrt{1-e^2\sin^2\varphi}} \qquad \text{(Eq.3.4)}$$

where Δh is the variation of height at latitude φ due to the change of ellipsoid from T/P to WGS84 datum, a = 6, 378, 137 m and e = 0.081819190842621 are the semi-major axis and the eccentricity of the WGS84 datum, a' = 6,378,136.3 m and e' = 0.081819221456 are the semi-major axis and the eccentricity of the T/P datum.

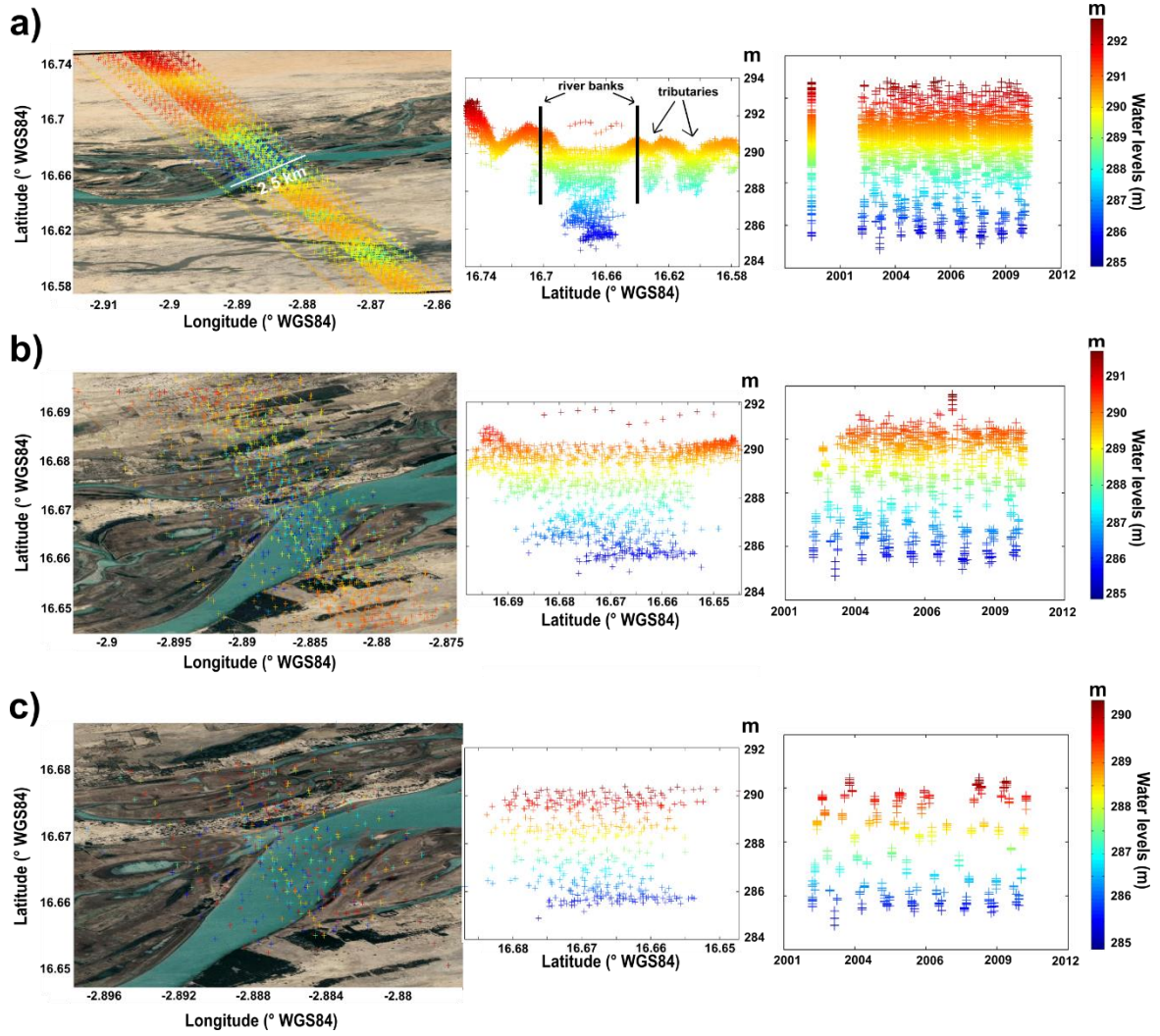


Figure 3.1. The different steps of the altimetry data using Multi-missions Altimetry Processing Software (MAPS). First, a rough selection of the altimetry data (represented with crosses of color) is performed: all altimetry data located a few kilometers away from the center of the river are selected (left panel), the major topographic features, such hills, river banks, tributaries, etc. can be identified (central panel), temporal variations of the altimetry signal cannot be related to any hydrological signal (right panel) (a). Then, a more accurate selection is made; the number of data is decreasing and outliers are removed (left panel), the shape of the river and its temporal variations in width (central panel) and height (left panel) becomes clearer (b). This process is repeated until final selection is achieved; all subfigures are derived from the MAPS Graphical User Interface (GUI) (c).

Some along-track altimetry profiles exhibit a parabolic shape caused by non-nadir reflections known as hooking effect (see Figure 3.2). Hooking effect is corrected as follows:

$$h(s_0) = h(s_i) + \frac{1}{2R_{corr}(s_0)}\left(1 + \left(\frac{\partial H}{\partial s}(s_i)\right)^2\right)ds^2 \qquad \text{(Eq. 3.5)}$$

where *s* is the along-track coordinate, $h(s_0)$ is the altimeter height at nadir, $R_{corr}(s_0)$ the altimeter range at nadir corrected from the geophysical and environmental effects, s_0 the location of the nadir along the altimeter track, s_i the coordinates of the slant measurements, $\partial H/\partial s$ the rate of altitude variation of the satellite along the orbital segment, and ds the along track difference between s_0 and s_i. Then, the altimeter height at nadir is computed using the summit of the parabola representing the actual water level:

$$h(s_0) = as_0^2 + bs_0 + c \qquad \text{(Eq.3.6)}$$

where *a*, *b* and *c* are parabola coefficients calculating using a least-square fitting of the altimeter data affected by hooking.

Finally, s_0 and $h(s_0)$ are defined as follow:

$$s_0 = -\frac{b}{2a} \text{ and } h(s_0) = c - \frac{b^2}{4a} \qquad \text{(Eq.3.7)}$$

$$h(s_0) = as_0^2 + bs_0 + c \qquad \text{(Eq.3.8)}$$

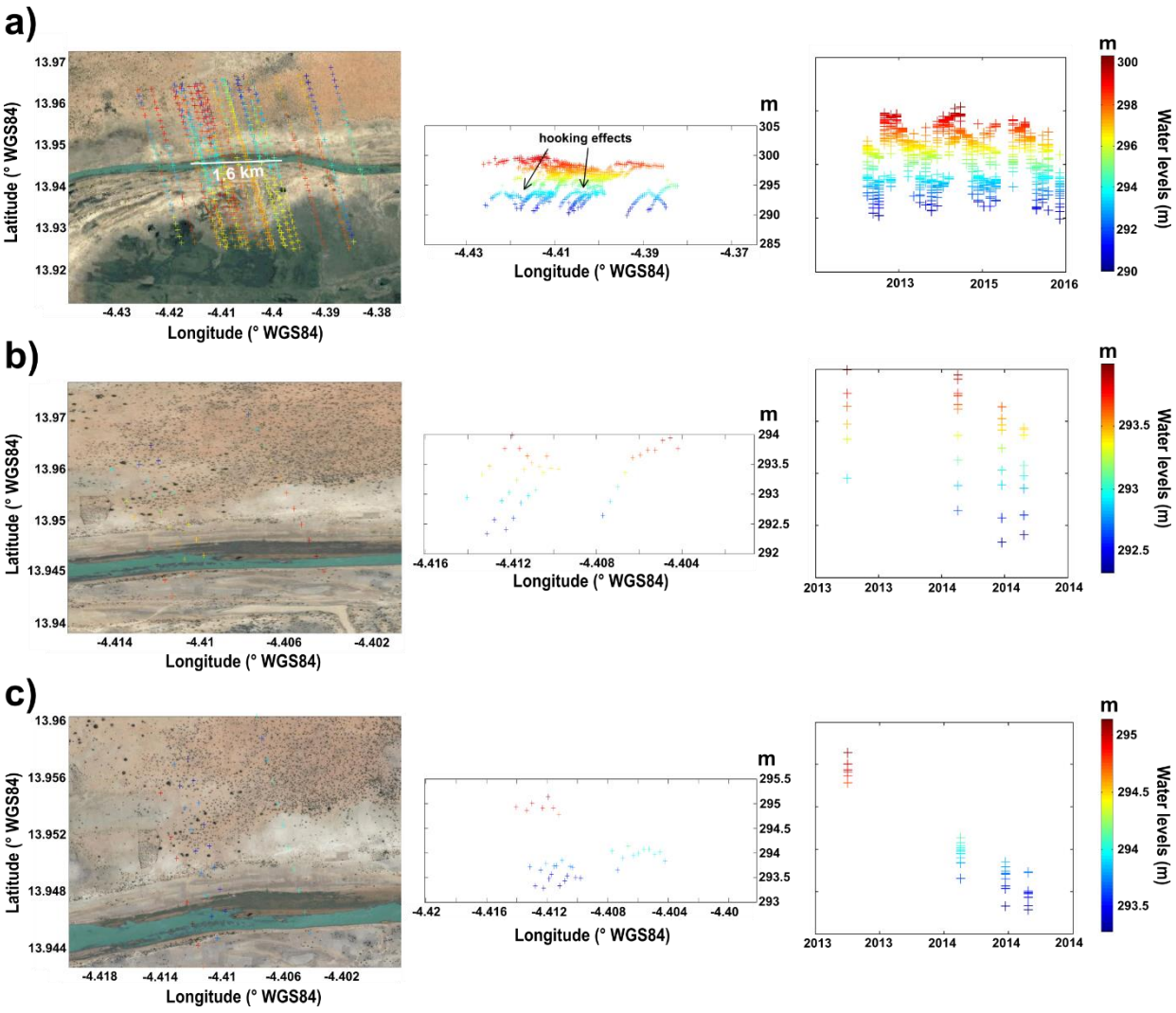


Figure 3.2. Example of the hooking correction. On a rough selection, parabolic profiles in different cycles were identified (a). Zooming on them, it appears that they are responsible for deviation of several tenths of centimeters of the river levels (b). Once the correction of the hooking effect is applied, the deviation is reduced to a maximum of a couple of tenths cm (c).

3.2.2.2. Validation of the Altimetry-Based Water Levels

Validation of the altimetry-based water levels is performed against records from the closest *in situ* gauge stations. The along-stream distance between a VS and the closest *in situ* gauge stations is generally lower than 100 km (see Tables S1 to S5). Root Mean Square Error (RMSE), R and R^2 values were estimated between altimetry-based water levels and *in situ* ones measured the same day using the classical formulas:

$$\mathrm{RMSE} = \left(\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(h_{alti}(t_i) - h_{in\ situ}(t_i)\right)^2\right)^{1/2} \quad \text{(Eq.3.9)}$$

$$\mathrm{R} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(h_{alti}(t_i) - < h_{alti}(t_i) >)(h_{in\ situ}(t_i) - < h_{in\ situ}(t_i) >)}{\left(\sum_{i=1}^{n}(h_{alti}(t_i) - < h_{alti}(t_i) >)^2\right)^{1/2}\left(\sum_{i=1}^{n}(h_{in\ situ}(t_i) - < h_{in\ situ}(t_i) >)^2\right)^{1/2}} \quad \text{(Eq.3.10)}$$

$$\mathrm{R}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}(h_{alti}(t_i) - < h_{in\ situ}(t_i) >)^2}{\sum_{i=1}^{n}(h_{in\ situ}(t_i) - < h_{in\ situ}(t_i) >)^2} \quad \text{(Eq.3.81)}$$

where h_{alti} and $h_{in\ situ}$ are the altimetry-based and the *in situ* water stages respectively, t_i is the measurement time and n the number of common observations. The average of a variable x is written $<x>$.

As the *in situ* gauge stations are leveled against a reference unavailable to us, no bias estimates were computed between the *in situ* and the altimetry-based water levels, but they were between the different missions in the same orbit as follows:

$$\mathrm{Bias} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(h_{alti1}(t_i) - h_{alti2}(t_i)\right) \quad \text{(Eq.3.12)}$$

while h_{alti1} is the more recent mission in the orbit and h_{alti2} is the older one.

The consistency of the intra-mission altimetry-based water levels as well as likely time-lag between water stages in the IND were estimated using the maximum of the cross-correlation function R_{hh} and the argument of the maximum:

$$\mathrm{R_{hh}}(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n}(h_{alti}(t_i) - < h_{alti}(t_i) >)(h_{in\ situ}(t_i - \tau) - < h_{in\ situ}(t_i) >)}{\left(\sum_{i=1}^{n}(h_{alti}(t_i) - < h_{alti}(t_i) >)^2\right)^{1/2}\left(\sum_{i=1}^{n}(h_{in\ situ}(t_i - \tau) - < h_{in\ situ}(t_i) >)^2\right)^{1/2}} \quad \text{(Eq.3.13)}$$

where τ is the time displacement.

3.2.3. Study Area and Datasets

3.2.3.1. Study Area

The IND is an extensive Sahelian floodplain located between longitudes 3–5° W and latitudes 13–17° N in Central Mali (Figure 3.3a). It is encompassed between the *in situ* gauge stations of Macina (−5.37° W, 13.95° N), on the Niger River, and Douna (−5.9° W, 13.22 °N), on the Bani River, upstream, and Diré (−3.38° W, 16.27° N), downstream. Its drainage area represents a surface of 73,000 km^2 (Mahé et al., 2009). The flooded area extent depends on the intensity of the West African Monsoon and can reach 35,000 km^2 during the wettest rainy season (De Noray et al., 2003; Jones et al., 2009; Bergé-Nguyen et al., 2015; Ogilvie et al., 2015). The flooding period ranges from August to December and during the dry season, from March to May, the area dries out with the exception of the rivers mainstem and the permanent lakes.

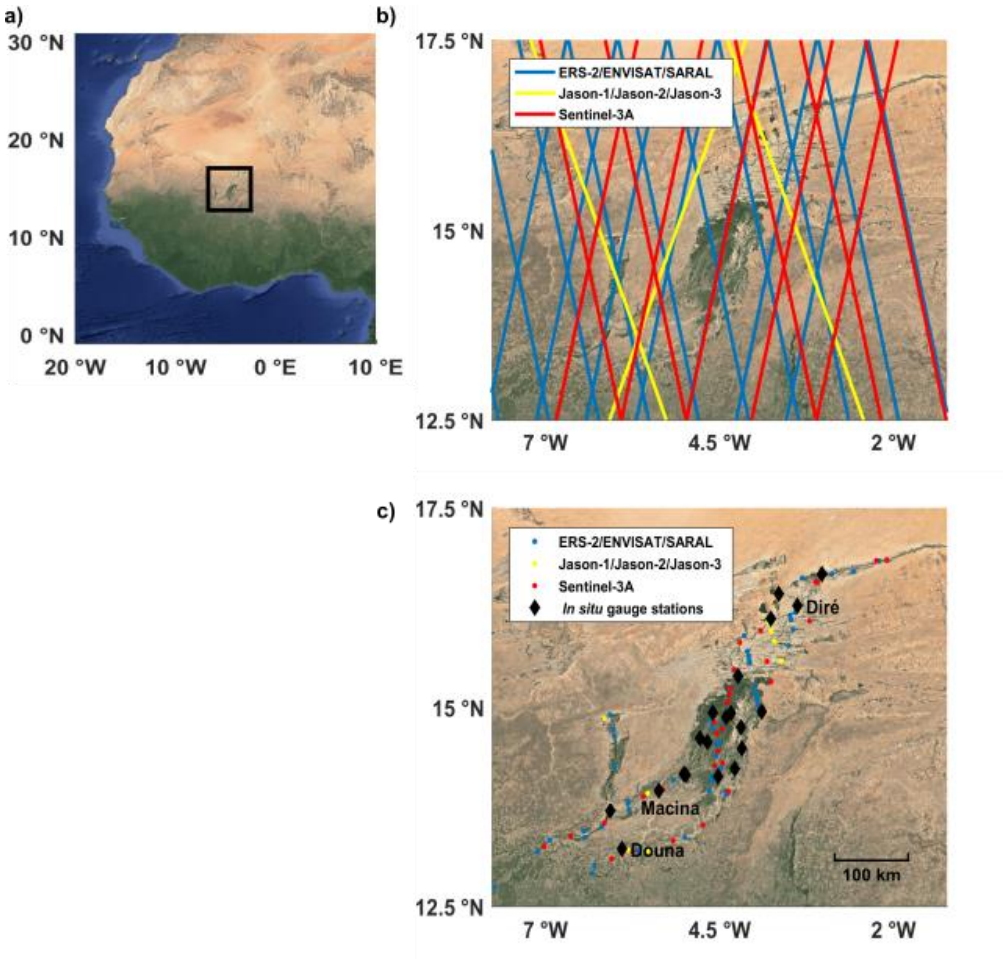


Figure 3.3. Location of the IND in Africa (a); Altimetry tracks over the IND from European Remote-Sensing Satellite-2 (ERS-2), ENVIronment SATellite (ENVISAT), Satellite with Argos and ALtika (SARAL) (blue dots), Jasons-1/Jason-2/Jason-3 (yellow dots) and Sentinel-3A (red dots) (b); and Location of virtual stations to calculate water levels (colored circles) using altimetry data and *in situ* gauge stations (black diamonds) in IND (c).

3.2.3.2. Radar Altimetry Data

The data used in this study come from the acquisitions of the following radar altimetry missions in their nominal orbit: Jason-1 (2002–2008), Jason-2 (2008–2016), Jason-3 (since 01/2016), ERS-2 (05/1995–06/2003), ENVISAT (03/2002–10/2010), SARAL (02/2013–2016), Sentinel-3A (since 02/2016). The main characteristics of these missions are presented below.

i. Missions with a 35-Day Repeat Period (European Remote-Sensing Satellite-2 (ERS-2), ENVIronment SATellite (ENVISAT), Satellite with Argos and ALtika (SARAL))

ERS-2, ENVISAT and SARAL orbited at an average altitude of 790 km, with an inclination of 98.54°, in a sun-synchronous orbit with a 35-day repeat cycle. They provided observations of the Earth surface (ocean, land, and ice caps) from 82.4° latitude north to 82.4° latitude south. This orbit was formerly used by ERS-1 mission, with an equatorial ground-track spacing of about 85 km.

ERS-2 was launched in 1995 by the European Space Agency (ESA) as ERS-1 follow-on mission. The satellite carries, among other instruments, a radar altimeter (RA) operating at Ku-band (13.8 GHz) developed for measuring height over ocean, land and ice caps. ERS-2 data are available from 17 May 1995 to 9 August 2010. After 22 June 2003, the dataset coverage is limited to ground station visibility.

ENVISAT mission was launched on 1 March 2002 by ESA. It carried 10 instruments including the advanced radar altimeter (RA-2). It was based on the heritage of the sensor on-board the ERS-1 and 2 satellites. RA-2 was a nadir-looking pulse-limited radar altimeter operating at two frequencies at Ku-(13.575 GHz), as ERS-1 and 2, and S-(3.2 GHz) bands (Bauveniste et al., 2001). ENVISAT remained in its nominal orbit until October 2010 and its mission ended on 8 April 2012. RA-2 stopped operating correctly at S-band in January 2008.

SARAL mission was launched on 25 February 2013. SARAL is a new collaboration between Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and Indian Space Research Organization (ISRO). Its payload comprises the AltiKa radar altimeter and bi-frequency radiometer, and a triple system for precise orbit determination: the real-time tracking system Détermination Immédiate d'Orbite par Doris Embarqué (DIODE) of the Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite (DORIS) instrument, a Laser Retroflector Array (LRA), and the Advance Research and Global Observation Satellite (ARGOS-3). AltiKa radar altimeter is a solid-state mono-frequency altimeter that provides accurate range measurements. It is the first altimeter to operate in the Ka-band (35.75 GHz) (Steunou et al., 2015). It has been put in a drifting orbit since July 2016.

ii. Missions with a 10-Day Repeat Period (Jason-1, Jason-2 and Jason-3)

Jason-1, Jason-2 and Jason-3 orbit at an altitude of 1336 km, with an inclination of 66°, on a 10-day repeat cycle, providing observations of the Earth surface (ocean and land) from 66° latitude North to

66° latitude South, with an equatorial ground-track spacing of about 315 km. This orbit was formerly used by Topex/Poseidon mission.

Jason-1 mission was launched on 7 December 2001 by a cooperation between CNES and National Aeronautics and Space Administration (NASA). Jason-1 sensors are based on the former Topex/Poseidon missions, composed of the Poseidon-2 altimeter which is a two-frequency altimeter with C (5.3 GHz) and Ku (13.575 GHz) -bands. Its payload is also composed of the Jason Microwave Radiometer from NASA and a triple system for precise orbit determination: DORIS instrument from the CNES, Black Jack Global Positioning System receiver from NASA and a LRA from NASA/Jet Propulsion Laboratory (JPL) (Taylor et al., 2003). Jason-1 remained in its nominal orbit until 26 January 2009 and was decommissioned on 21 June 2013.

Jason-2 mission was launched on 20 June 2008 as a cooperation between CNES, the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), NASA and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Its payload is mostly composed of the Poseidon-3 radar altimeter from CNES, the Advanced Microwave Radiometer (AMR) from JPL/NASA, and a triple system for precise orbit determination: the real-time tracking system DIODE of DORIS instrument from CNES, a Global Navigation Satellite System (GNSS) receiver and a LRA from NASA/JPL. Poseidon-3 radar altimeter is a two-frequency solid-state altimeter that measures accurately the distance between the satellite and the surface (range) and provides ionospheric corrections over the ocean (Desjonquères et al., 2010). It operates at Ku and C bands. Raw data are processed by SSALTO (Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie). Jason-2 remained in its nominal orbit until 3 July 2016.

Jason-3 mission was launched on 17 January 2016 as cooperation between CNES, EUMETSAT, NASA and NOAA. This satellite is composed of Poseidon-3B radar altimeter with a Precise Orbit Determination (POD) package with a Global Positioning System (GPS) receiver, DORIS and a LRA from NASA/JPL.

iii. Mission with a 27-Day Repeat Period (Sentinel-3A)

Sentinel-3A mission was launched on 16 February 2016 by ESA to an orbit of altitude 814 km. The satellite caries one altimeter radar called SRAL (SAR Radar ALtimeter), a dual-frequency SAR altimeter (Ku-band at 13.575 GHz and C-band at 5.41 GHz). Its payload comprises also a Microwave Radiometer (MWR) instrument for wet path delay measurements and a triple system for precise orbit determination: a POD including a GPS receiver, a LRA and a DORIS instrument (Donlon et al., 2012).
All this information is summarized in Table 3.1.

Table 3.1. Major characteristics of the high-precision radar altimetry missions used in this study.

Mission	**Jason-1/2/3**	**ERS-2** **ENVISAT**	**SARAL**	**Sentinel-3A**
Instrument	Poseidon-2 Poseidon-3 Poseidon-3B	Radar Altimeter (RA) Radar Altimeter (RA-2)	AltiKa	Sar Radar Altimeter (SRAL)
Space agency	CNES, NASA	ESA	CNES, ISRO	ESA
Operation	2001–2013 Since 2008 Since 2016	1995–2003 2002–2012	Since 2013	Since 2016
Acquisition mode	LRM	LRM	LRM	PLRM, SAR
Acquisition	Along-track	Along-track	Along-track	Along-track
Frequency (GHz)	13.575 (Ku) 5.3 (C)	13.8 (Ku) 13.575 (Ku) 3.2 (S)	35.75 (Ka)	13.575 (Ku) 5.41 (C)
Altitude (km)	1315	800	800	814.5
Orbit inclination (°)	66	98.55	98.55	98.65
Repetitively (days)	9.9156	35	35	27
Equatorial cross-track separation (km)	315	75	75	104

The data used in this study are summarized in Table 3.2. Ranges used to derive altimeter heights and backscattering coefficients are those processed with OCOG/Ice-1/Ice retracking algorithm (Wingham et al., 1986). Previous studies showed that Ice-1-derived altimetry heights are the more suitable for hydrological studies in terms of accuracy of water levels and availability of the data (e.g., Frappart et al., 2006; Santos da Silva et al., 2010) among the commonly available retracked data present in the GDRs.

Table 3.2. Major characteristics of the high-precision radar altimetry missions used in this study.

Altimetry Mission	**Jason-1**	**Jason-2**	**Jason-3**	**ERS-2**	**ENVISAT**	**SARAL**	**Sentinel-3A**
GDR	E	D	D	Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) [13]	V2.1	T	ESA IPF 06.07 land
Along-track sampling	20 Hz	20 Hz	20 Hz	20 Hz	18 Hz	40 Hz	20 Hz
Retracker	ICE	ICE	ICE	ICE-1	ICE-1	ICE-1	Offset Centre of gravity (OCOG)
ΔR_{iono}	GIM-based						
ΔR_{dry}	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)-based using Digital Elevation Model (DEM)			ECMWF-based using h from altimeter	ECMWF-based using DEM		
ΔR_{wet}	ECMWF-based using DEM						
$\Delta R_{solid\ Earth}$	Based on Catwright et al. [49]						
ΔR_{pole}	Based on Wahr et al. [50]						

3.2.3.3. *In Situ* Water Levels

Daily stage records from 19 *in situ* gauge stations located in the IND were used in this study to validate altimetry-based water levels (see Table 3.3 for their names, locations and periods of data availability and Figure 3.3c for their locations). Measurements were acquired at 12:00 a.m. local time. They are made available by the Malian water agency (Direction Nationale de l'Hydraulique—DNH).

Table 3.3. List of *in situ* gauge stations in the IND used this study.

***In Situ* Gauge Station**	**Longitude (°)**	**Latitude (°)**	**Validation Period**
Akka	−4.23	15.39	1992–2017
Diondiori	−4.78	14.61	2008–2010
Diré	−3.38	16.27	1991–2017
Douna	−5.90	13.22	1991–2004
Goundam	−3.65	16.42	2009–2017
Kakagnan	−4.33	14.93	2008–2010
Kara	−5.01	14.16	1992–2011
Kirango	−6.07	13.7	2015–2017
Konna	−3.9	14.95	1992–1999
Koryoumé	−3.03	16.67	1992–2017
Macina	−5.29	14.14	1991–2017
Mopti	−4.18	14.48	1991–2017
Sévéri	−4.19	14.75	2008–2010
Sormé	−4.4	14.87	2008–2010
Sossobé	−4.67	14.56	2008–2010
Tilembeya	−4.98	14.15	1991–2006
Toguéré Kou	−4.59	14.93	2008–2010
Tonka	−3.76	16.11	1991–2017
Tou	−4.52	14.13	2008–2010

3.2.4. Results

3.2.4.1. Direct Validation of the Altimetry-Based Water Stages

The nominal altimetry ground-tracks from ERS-2, ENVISAT, SARAL (35-day repeat orbit), Sentinel-3A (27-day repeat orbit), Jason-1, Jason-2 and Jason-3 (10-day repeat orbit) missions present a large number of cross-sections with river streams and floodplains in the IND (see Figure 3.3b). A dense network of virtual stations from different missions was defined in the IND (see Table 3.4). Virtual station (VS) locations in the IND are presented in Figure 3.3c.

Table 3.4. Number of virtual stations defined in the IND for each mission.

Mission	ERS-2	ENVISAT	SARAL	Sentinel-3A	Jason-1	Jason-2	Jason-3
Number of virtual stations (VS)	52	63	62	31	8	8	9

Altimetry-based water levels were compared to water stage records from close *in situ* gauge. These comparisons were performed for VS located on the rivers and not on the floodplains for distances between the *in situ* gauge and the VS lower than 100 km. *In situ* gauge records from 19 stations were used to perform the 89 following comparisons:

- 19 against ERS-2-based water stages;
- 32 against ENVISAT-based water stages;
- 14 against SARAL-based water stages;
- 3 against Jason-1 and Jason-2-based water stages;
- 2 against Jason-3-based water stages;
- 16 against Sentinel-3A-based water stages.

The complete results of these comparisons (distance between the *in situ* gauge and the VS, number of data used for comparisons (N), RMSE, R and R^2) are presented in Tables S1 to S5 for ERS-2, ENVISAT, SARAL, Jason-1/2/3 and Sentinel-3A missions (in supplementary information). The results of these comparisons are also presented as maps in Figure 3.4 for the altimetry missions that were launched before 2010 (ERS-2, ENVISAT, Jason-1 and 2) and in Figure 3.5 for the most recent missions. The

number of data used for the comparison is, most of the time, statistically significant, except for 15 comparisons against ENVISAT (less than 20 common observations), 4 against SARAL (less than 15 common observations) as well as the whole comparisons against Sentinel-3A as only 16 cycles were used:

- between 28 and 70 for the 19 ERS-2-based time series of water level (out of 85 available cycles);
- between 7 and 81 for 32 ENVISAT-based time series of water level (out of 89 available cycles);
- between 6 and 28 for the 14 SARAL-based time series of water level (out of 35 available cycles);
- between 46 and 147 for the 3 Jason-1-based time series of water level (out of 262 available cycles);
- between 37 and 72 for the 3 Jason-2-based time series of water level (out of 303 available cycles);
- between 45 and 50 for the 2 Jason-3-based time series of water level (out of 55 available cycles);
- between 3 and 15 for the 16 Sentinel-3A-based time series of water level (out of 16 available cycles).

Very good agreements were generally found between altimetry-based and *in situ* water stages for all the missions over a total of 89 comparisons performed. Values of R greater than 0.95 were obtained 41 times (45%), between 0.95 and 0.9, 18 times (20%), and between 0.8 and 0.9, 18 times (20%). Correlation coefficients R lower than 0.7 were obtained only 4 times (4%) (Figure 3.6a). The minimum R value is 0.57. RMSE lower than 0.3 m were obtained 12 times (13%), between 0.3 and 0.5 m, 17 times (19%), between 0.5 and 0.75 m, 29 times (32%) and above 1 m, 19 times (21%) (Figure 3.6b). Better agreement was found for the recent missions such as SARAL, Jason-3 and Sentinel-3A than for the older ones (ERS-2, ENVISAT, Jason-1 and Jason-2). Focusing on the correlations, for instance R was greater than 0.9 in 10 out of 19 comparisons for ERS-2 (52%), in 19 out of 32 (59%) for ENVISAT, in 10 out of 14 (71%) for SARAL, in 14 out of 16 (88%) for Sentinel-3A, 1 (R = 0.89) out of 3 (33%) for Jason-1, 3 out of 3 for Jason-2 (100%) and 3 out of 3 (100%) for Jason-3 (Tables S1 to S5). The first results of the use of Sentinel-3A are very encouraging as only very few cycles were available, keeping in mind that among the three correlation coefficients lower than 0.9, three were already higher than 0.85.

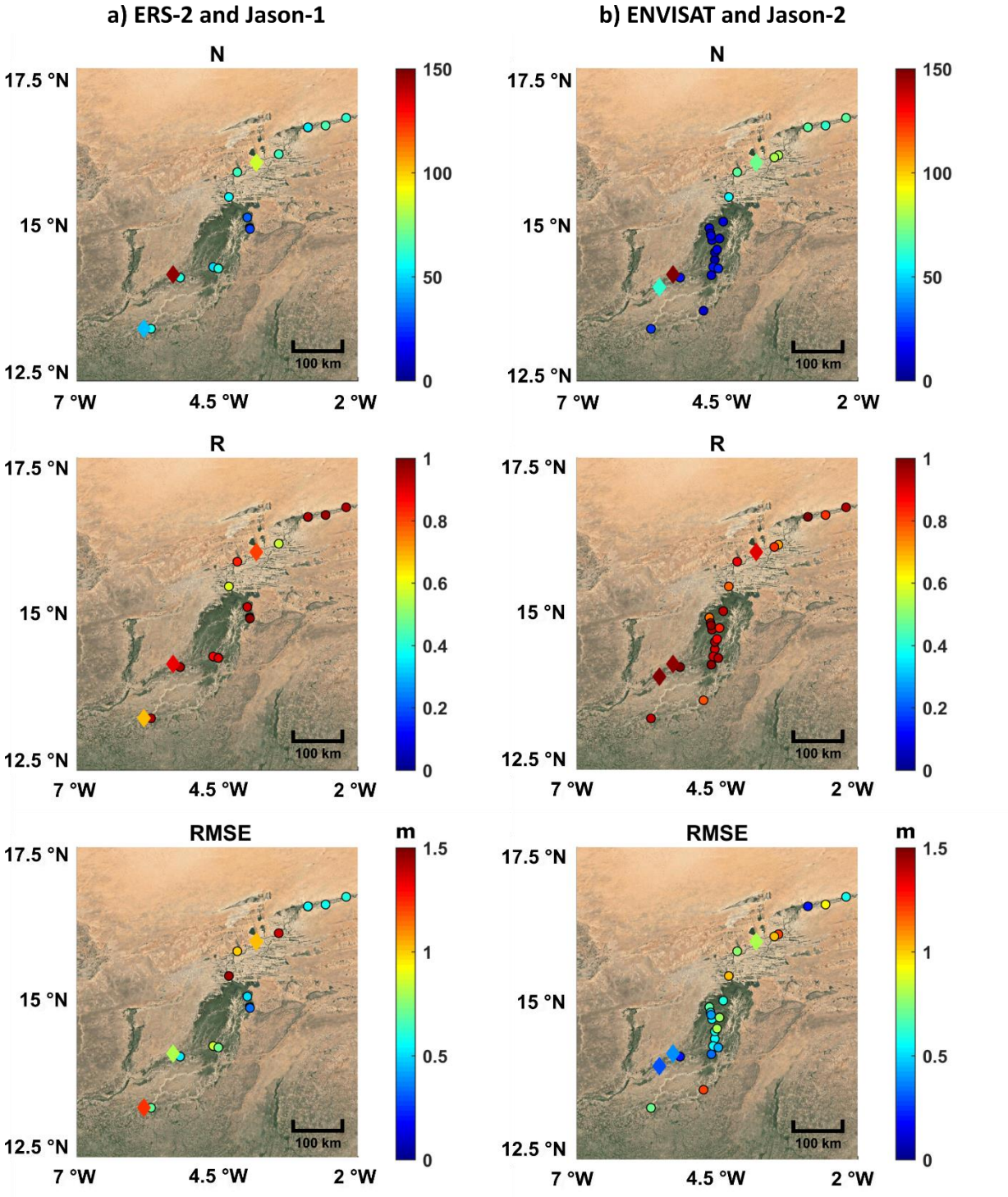


Figure 3.4. Comparisons between *in situ* and altimetry water levels for several missions ERS-2 and Jason-1 data (a) and ENVISAT and Jason-2 (b). For each comparison, the number of samples (N), correlation (R), and RMSE is presented. Diamonds points correspond to Jason data and circles with black contours to ERS-2/ENVISAT.

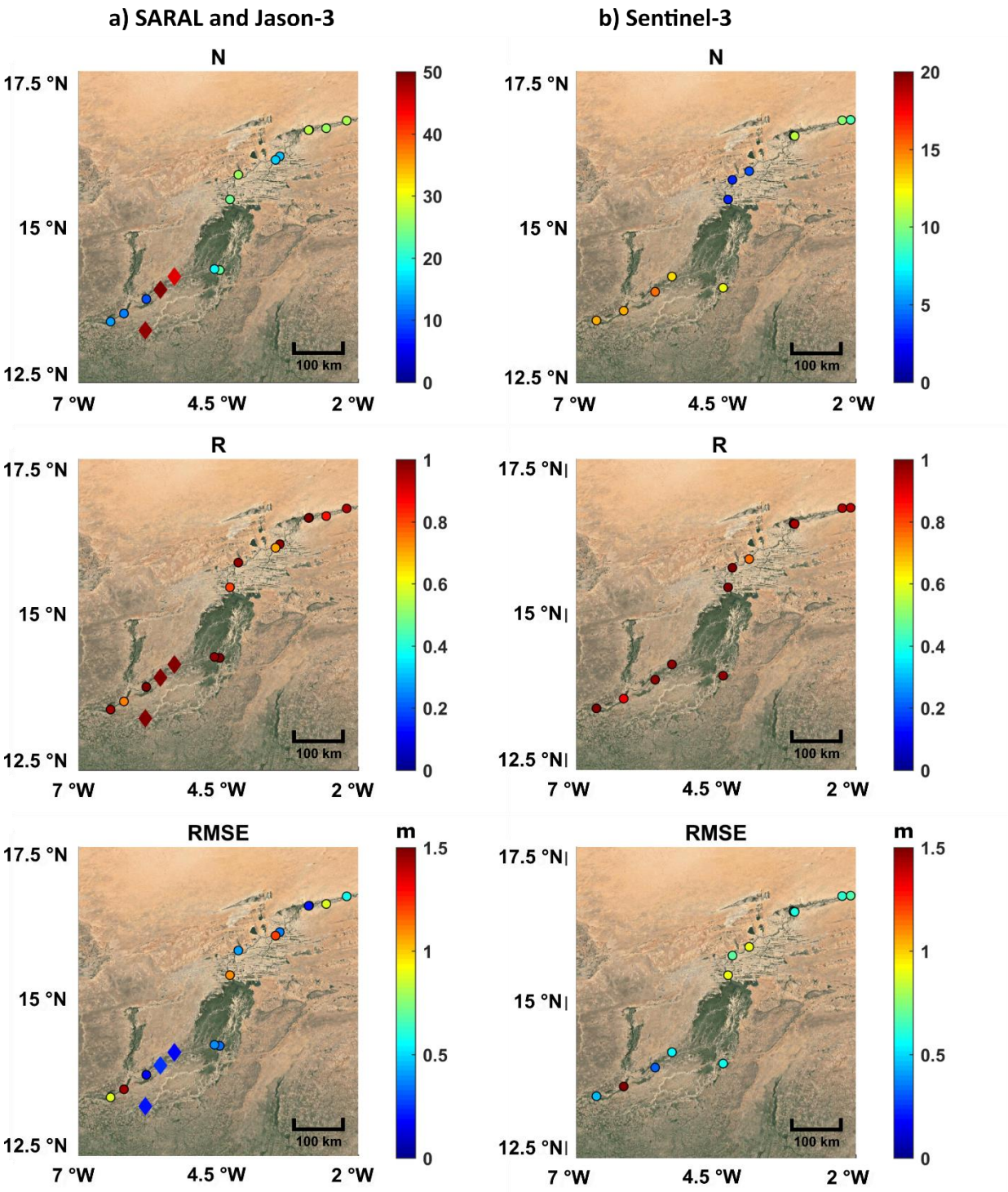


Figure 3.5. Comparisons between *in situ* and altimetry water levels for several missions SARAL and Jason-3 data (a) and Sentinel-3A (b). For each comparison, the number of samples (N), correlation (R), and RMSE is presented. Diamonds points correspond to Jason data and circles with black contours to SARAL/Sentinel-3A.

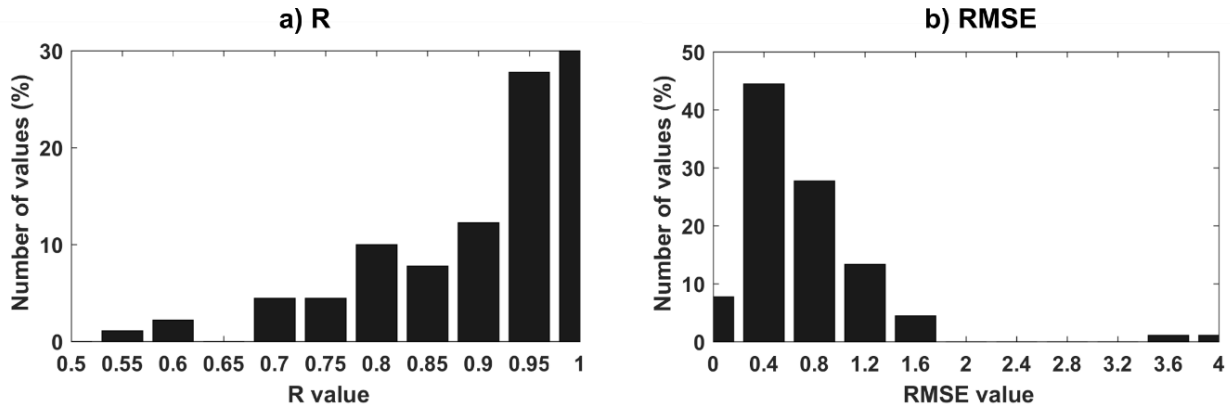


Figure 3.6. Histograms of correlations (a) and RMSE between altimetry-based and *in situ* water stages for all missions (b).

Combining altimetry-based time series of water levels from missions in the same nominal orbits (i.e., ERS-2, ENVISAT and SARAL, and Jason-1, Jason-2 and Jason-3) or at inter-mission cross-overs (ERS-2/ENVISAT/SARAL with Sentinel-3A ground-tracks), multi-missions time series of water levels were obtained. In this latter case, the maximum difference in time between SARAL and Sentinel-3A acquisitions is half the length of the shortest repeat period of the two satellites (i.e., 13 days considering the 27 days of Sentinel-3A repeat period). Inter-mission biases were removed:

- using the acquisitions made during tandem phases when two missions were in the same orbit a few seconds or minutes apart from each other (e.g., Jason-1 and Jason-2, Jason-2 and Jason-3, ERS-2 and ENVISAT);
- averaging the acquisitions made during the common period of observations at low water stages (April–May–June) for Sentinel-3A and SARAL;
- averaging the acquisitions made during low water periods (April–May–June) on different years for ENVISAT (2003–2010) and SARAL (2013–2016).

Low water periods were chosen, rather than high water periods or the complete hydrological cycle, to minimize the effect of the difference in temporal sampling, assuming that water levels are more stable during low water stages.

Examples of multi-missions time series of water levels are presented in Figures 3.7 and 3.8 for ERS-2/ENVISAT/SARAL and Sentinel-3A (when there is a cross-over) and for Jason-1, Jason-2 and Jason-3

respectively along with *in situ* gauge station gauge records of Diré upstream part of the IND, Mopti, central part and Macina, downstream part, over 1995–2017 (Figure 7a–c respectively), and of Macina, over 2002–2017 (Figure 3.8).

In examples presented in Figure 3.7, a very good agreement is found between altimetry-based and *in situ* water stages. There is a gap in the time series between November 2010 and January 2013 as no altimetry mission was in the 35-day repeat orbit during this period. In spite of the distance between the VS and the two first *in situ* gauge stations (77 and 40 km, with Diré and Mopti stations respectively, but only 1 km from the Macina station under the ERS-2/ENVISAT and SARAL ground-tracks, and 8 km from Macina station under Sentinel-3A ground-tracks), better results were found in the first examples than in the latter one, with higher R^2 and lower RMSE for ERS-2 and ENVISAT and similar ones for SARAL and Sentinel-3A. An underestimation of the annual amplitude of the water levels is observed during the ERS-2 observation period. In the example presented in Figure 3.8, the VS and the Macina *in situ* gauge station are separated by only 1 km. The quality of the water stage retrieval is increasingly better from Jason-1 to Jason-3. It is important to mention that Jason-1 data contained in the GDR E, released in May 2016, allow the accurate and continuous estimation of water stages over the IND contrary to the previous GDR versions that contained few useful data over land (except over large lakes, see Birkett et al., 2011; Crétaux et al., 2011 and Frappart et al., 2018 for instance).

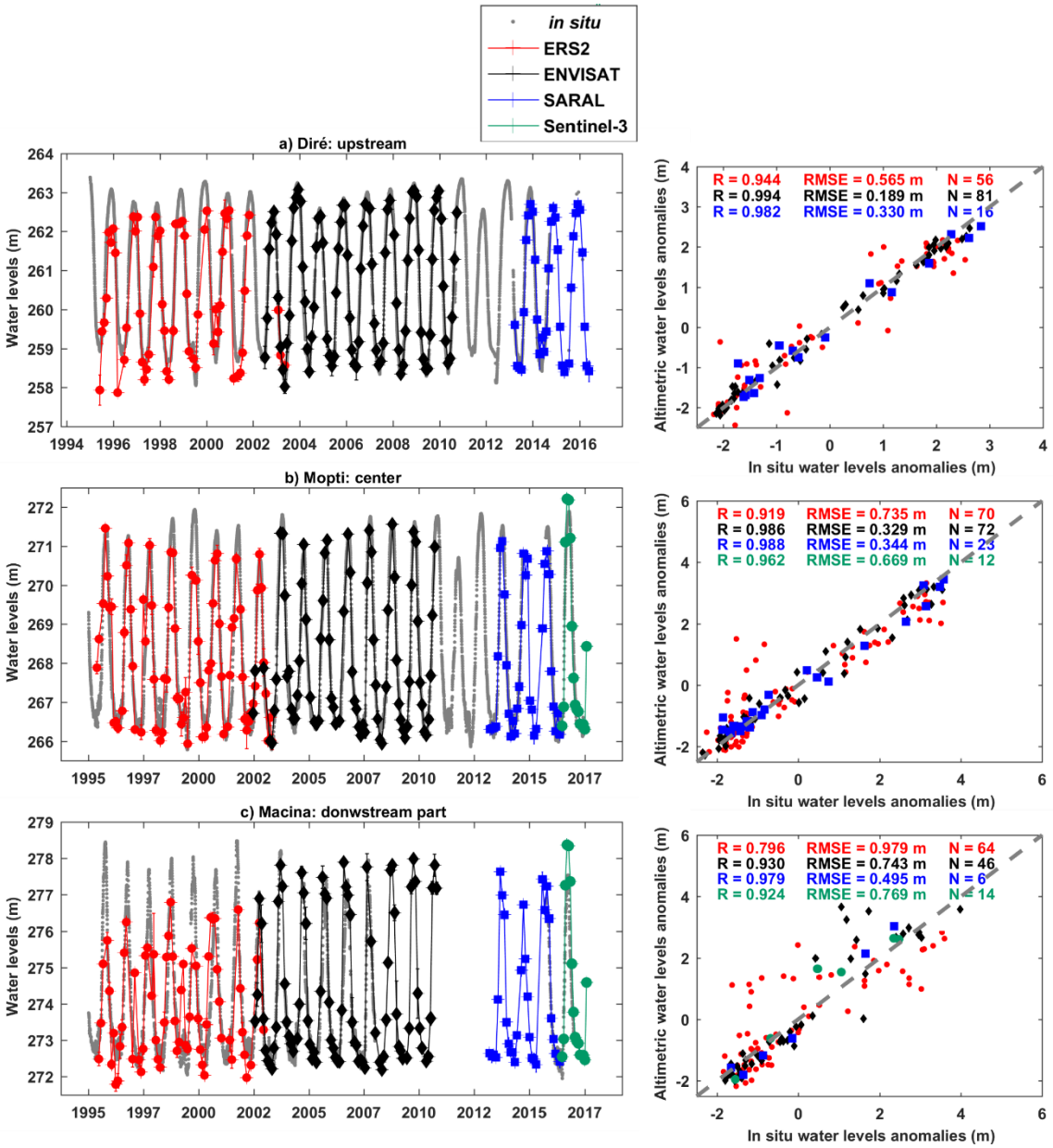


Figure 3.7. Altimetry-based water levels from 1995 to 2017 from ERS-2/ENVISAT/SARAL/Sentinel-3A (red/black/blue/green respectively) and *in situ* (grey) data (left). Scatter plots of water levels anomalies from radar altimetry and *in situ* gauge stations at Diré (upstream IND) (a), Mopti (center IND) (b) and Macina (downstream IND) (c).

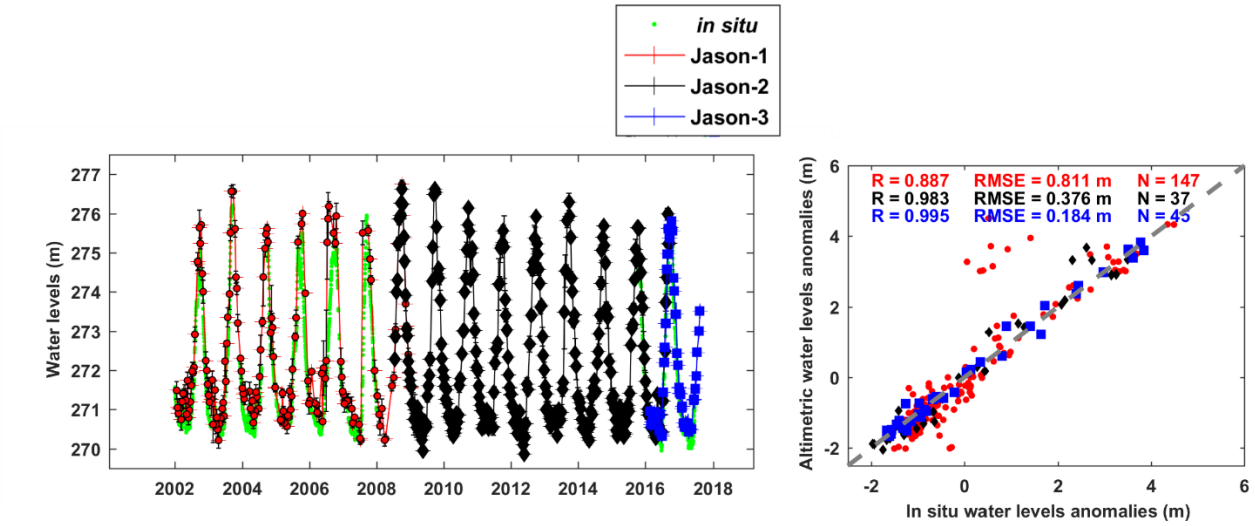


Figure 3.8. Altimetry-based water levels from 2002 to 2017 from Jason-1/Jason-2/Jason-3 (red/black/blue respectively) and *in situ* water levels (light green) data (left). Scatter plots of water levels anomalies from radar altimetry and *in situ* gauge stations at Macina (right figure, downstream IND).

3.2.4.2. Intermission Water Stage Comparison

Comparisons between water levels estimated by altimetry missions during their tandem phase (i.e., few cycles during which two missions were orbiting a few minutes apart from one another) were performed between ERS-2 and ENVISAT from June 2002 to July 2003 (11 cycles in common), Jason-1 and Jason-2 from July 2008 to January 2009 (21 cycles in common), Jason-2 and Jason-3 from January to September 2016 (23 cycles in common). They allow the increase of the number of comparisons in the IND, not only on the rivers but also on the wetlands that are monitored using *in situ* gauges.

A total of 48 comparisons between ERS-2 and ENVISAT-based water levels were performed in the IND with several samples (N) varying from 3 to 11 (Figure 3.9). On the total number of comparisons between ERS-2 and ENVISAT missions, 22 were performed on more than 8 samples (45%) (Figure 3.9a). Very good agreement was generally obtained between altimetry-based water stages from the two missions (Figure 3.9a,b). The value R greater than 0.95 was obtained 24 times (50%), between 0.95 and 0.9, 7 times (15%), and between 0.8 and 0.9, 7 times (15%) (Figure 10a). Correlation coefficients (R) lower than 0.5 were obtained 5 times (10%) (Figure 9b). Values of RMSE lower than 0.3 m were obtained 13 times (27%), between 0.3 and 0.5 m, 10 times (21%), between 0.5 and 0.75 m, 13 times

(27%) and above 1 m, 8 times (17%) (Figure 3.10b). Large biases are observed between ERS-2 and ENVISAT (−1.16 ± 0.38 m on average) (Figure 3.9d).

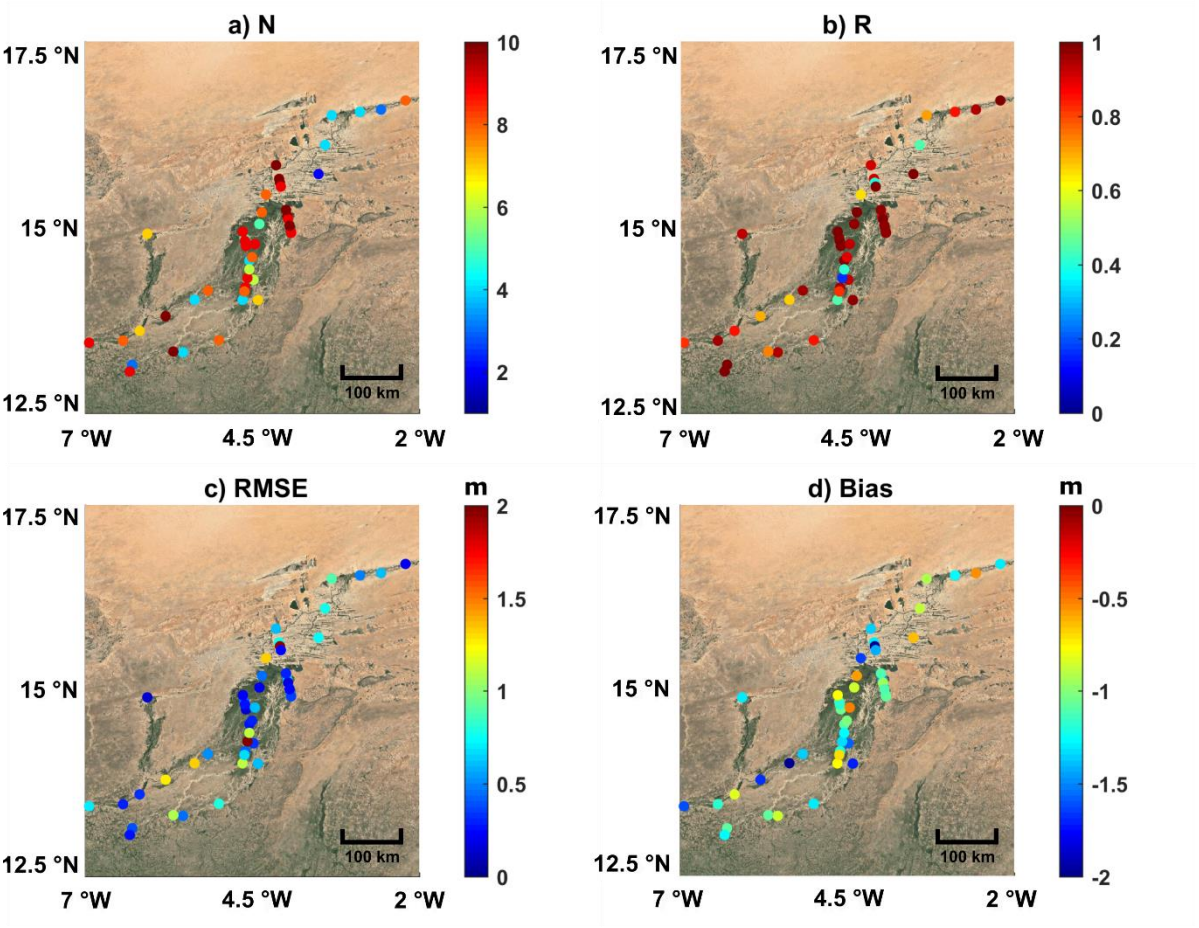


Figure 3.9. Comparisons between ERS-2 and ENVISAT water levels in terms of number of samples (N) (a), correlation (R) (b), RMSE (c), and bias (d).

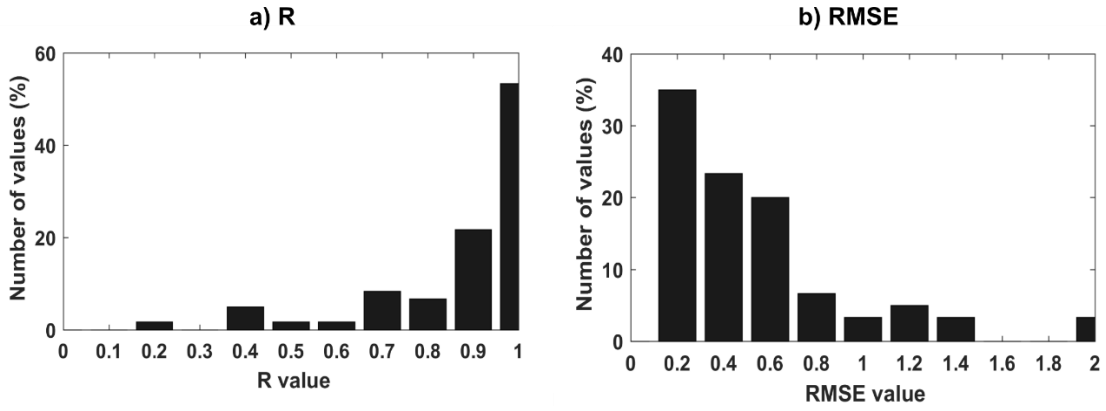


Figure 3.10. Histograms of (a) correlation coefficients and (b) RMSE for ERS-2/ENVISAT intermission water stages comparisons.

A total of 5 and 7 comparisons between Jason-1 and Jason-2, and Jason-2 and Jason-3-based water levels were performed in the IND with several samples (N) varying from 5 to 15 for Jason-1/Jason-2, and from 13 to 22 for Jason-2/Jason-3. Three of these comparisons were performed on more than 10 samples (60%) for Jason-1 (Figure 11a). Very good agreement was generally found between altimetry-based water stages from Jason-1 and 2. Values of R greater than 0.95 were obtained 3 times (60%). In the two other cases, R equal to 0.80 and 0.69 were found (Figure 3.11b). Values of RMSE lower than 0.3 m were obtained 3 times (60%). In the two other cases, RMSE lower than 0.35 m were found (Figure 3.11c). Biases between Jason-1 and 2 ranged between 0.34 and 1.06 m (0.75 ± 0.28 m) (Figure 3.11d).

Better agreement is found between altimetry-based water stages from Jason-2 and 3. Correlation coefficients R greater than 0.95 were obtained in all the cases except one (86%) for which R equals to 0.84 (Figure 3.12b). Values of RMSE lower than 0.30 m were obtained in all the cases except one (86%) for which RMSE equals to 0.40 m (Figure 3.12c). Biases between Jason-1 and 2 are very similar, ranging from −0.36 to −0.14 m (−0.27 ± 0.08 m) (Figure 3.12d).

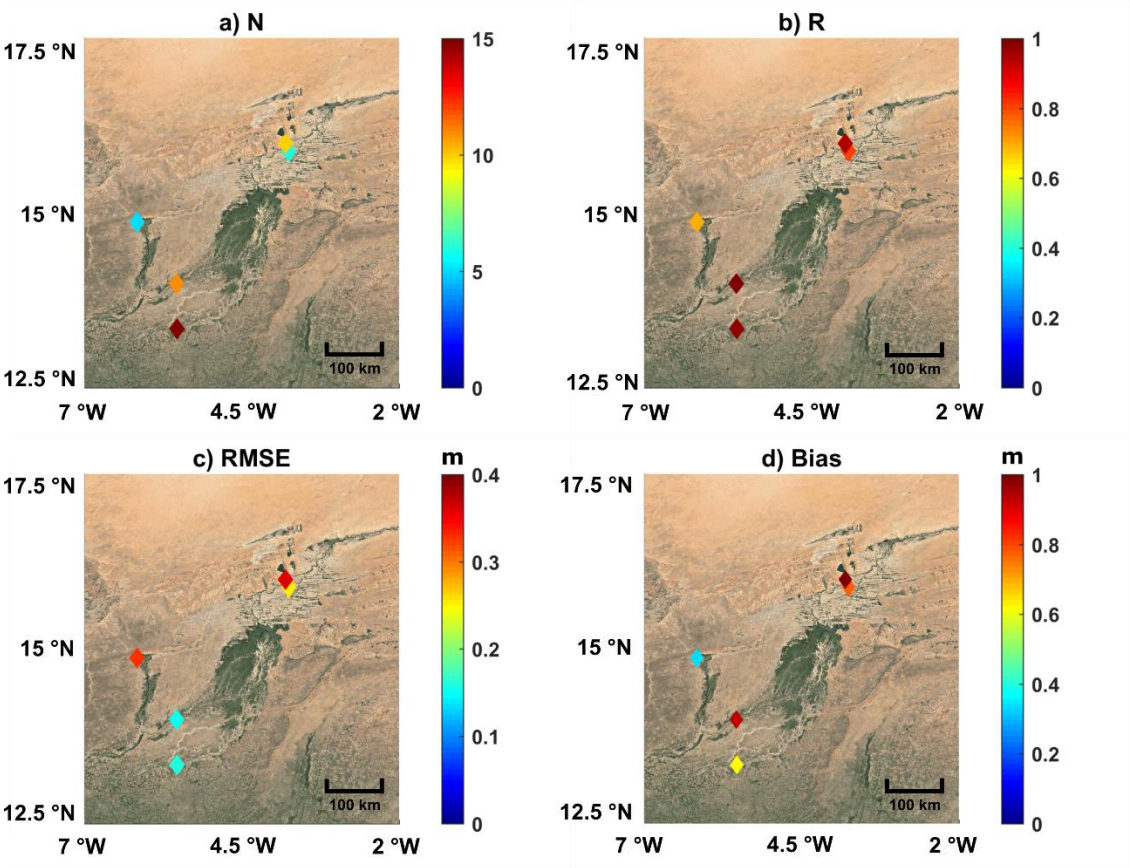


Figure 3.11. Comparisons between Jason-1 and Jason-2 water levels in terms of (a) number of samples (N); (b) correlation (R); (c) RMSE; and (d) bias.

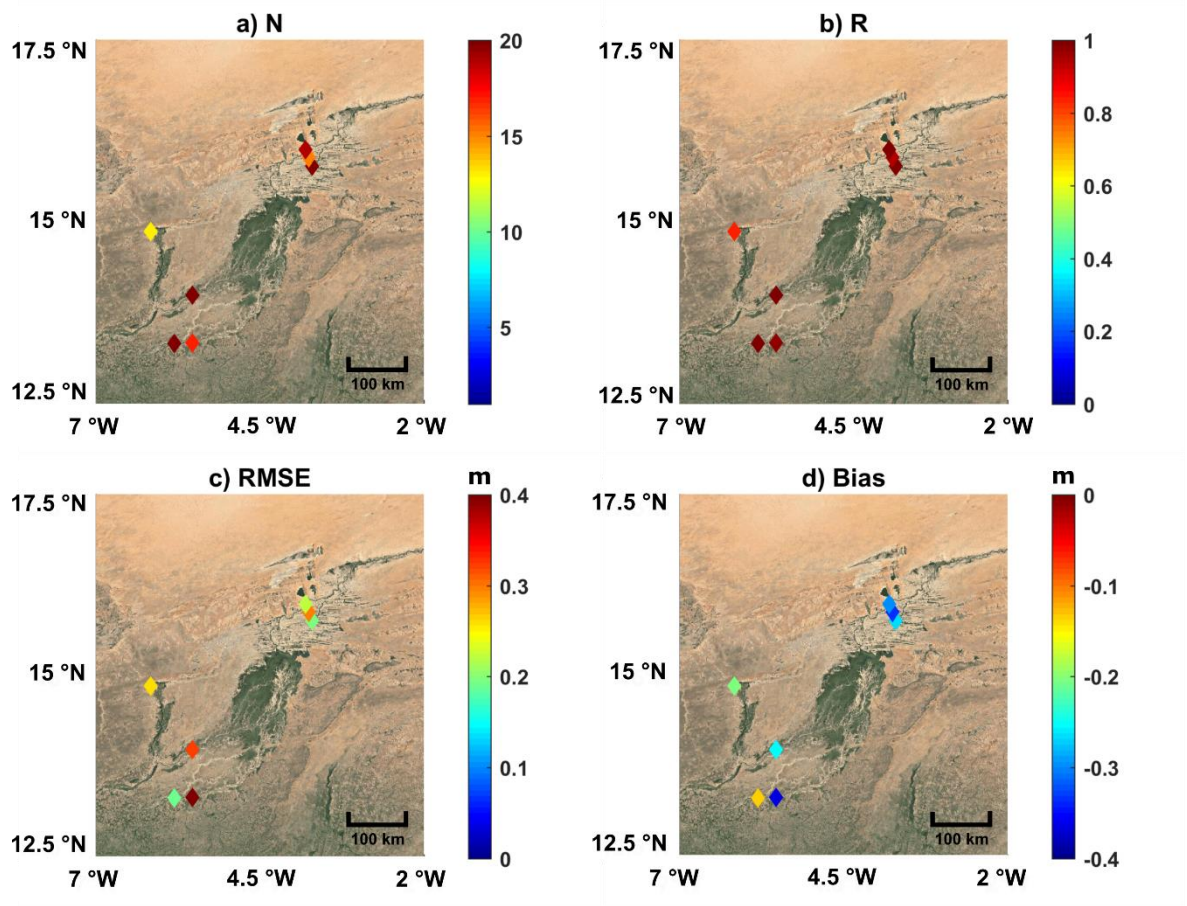


Figure 3.12. Comparisons between Jason-2 and Jason-3 water levels in terms of number of samples (N) (a); correlation (R) (b); RMSE (c) and bias (d).

Examples of time series combining ERS-2 and ENVISAT, Jason-1 and 2, and Jason-2 and 3 are presented on Figure 13a–c. Virtual stations from close locations were chosen: ERS-2/ENVISAT VS 0545-a and Jason-1/Jason-2/Jason-3 VS 046-d. They are located in the upstream part of the IND at an approximate along-stream distance of 45 km. Seasonal amplitudes of between 4 and 5 m are observed during the common period of availability of the different altimetry-based water levels. The agreement is better for the recent missions than for the older ones: R increases from 0.92 to 0.99 whereas RMSE decreases from 0.62 to 0.22 m as well as the bias from −1.35 to 0.36 m. Lower deviations are generally observed on the time series from the more recent missions than other the older ones: 0.13 ± 0.11, 0.13 ± 0.15, 0.19 ± 0.22, 0.21 ± 0.16, 0.15 ± 0.11 m were obtained averaging the mean absolute deviation from individual cycles for ERS-2, ENVISAT, Jason-1, 2 and 3 respectively. Please note that, for readability purpose, biases between the time series were removed in Figure 3.13.

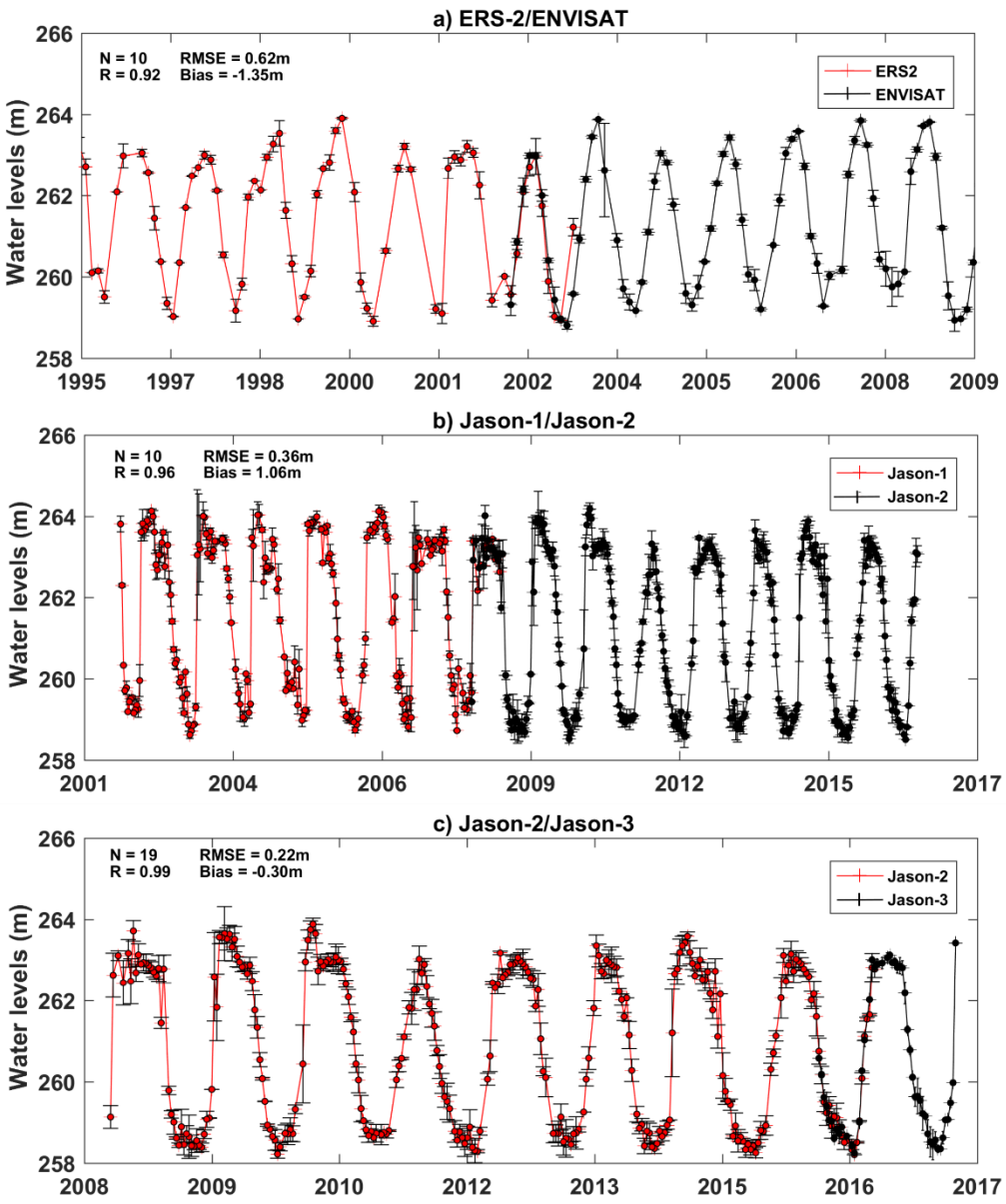


Figure 3.13. Intermission quality time series: for the VS 0545-a located in the upstream part in the IND between ERS-2/ENVISAT (a); for the VS 046-d (upstream part) between Jason-1/Jason-2 (b); and for the VS 046-d between Jason-2/Jason-3 (c). The two VS are separated by 45 km.

3.2.4.3. Multi-Missions Time Series on Floodplains

Floodplains and wetlands are generally not monitored using *in situ* gauges. Radar altimetry is a unique tool for the long-term observations of the changes in water levels over inundated areas (Lee et al., 2009; Frappart et al., 2011; Da Silva et al., 2012; Zakharova et al., 2014; Frappart et al., 2018) . Among the VS defined in the IND, 16 were built in floodplains under ERS-2/ENVISAT/SARAL ground-tracks and

9 under Sentinel-3A ground-tracks, but none under Jason-1, Jason-2 and Jason-3 ground-tracks. Their consistency was checked during the tandem phase between ERS-2 and ENVISAT (Figure 3.14). Values of R greater than 0.95 were obtained 10 times (63%), between 0.95 and 0.9, twice (12%), and between 0.8 and 0.9, 3 times (19%). However, R lower than 0.5 was obtained once (6%) (Figure 3.14a). Values of RMSE lower than 0.3 m were obtained 7 times (44%), between 0.3 and 0.5 m, 5 times (31%), between 0.5 and 0.75 m, 3 times (19%) and above 1 m, once (6%) (Figure 3.14b).

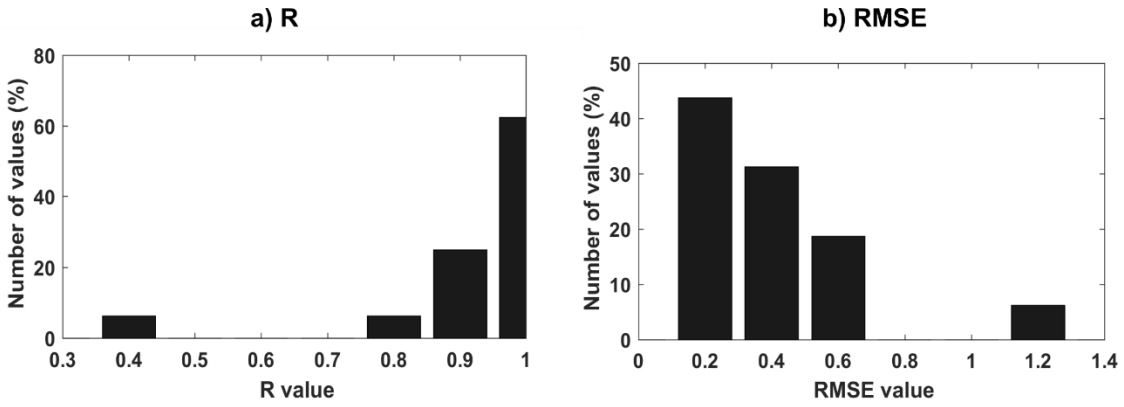


Figure 3.14. Histograms of (a) R and (b) RMSE for ERS-2/ENVISAT intermission water stages comparisons on floodplains virtual stations.

Three examples of multi-missions time series of water levels (corrected for inter-mission bias) over the IND floodplains are presented for VS located in the center, in the north east and in the south (Figure 3.15a–c respectively). They provide time-variations of water stages between 1995–2016 with the exception of a gap between November 2010 and January 2013.

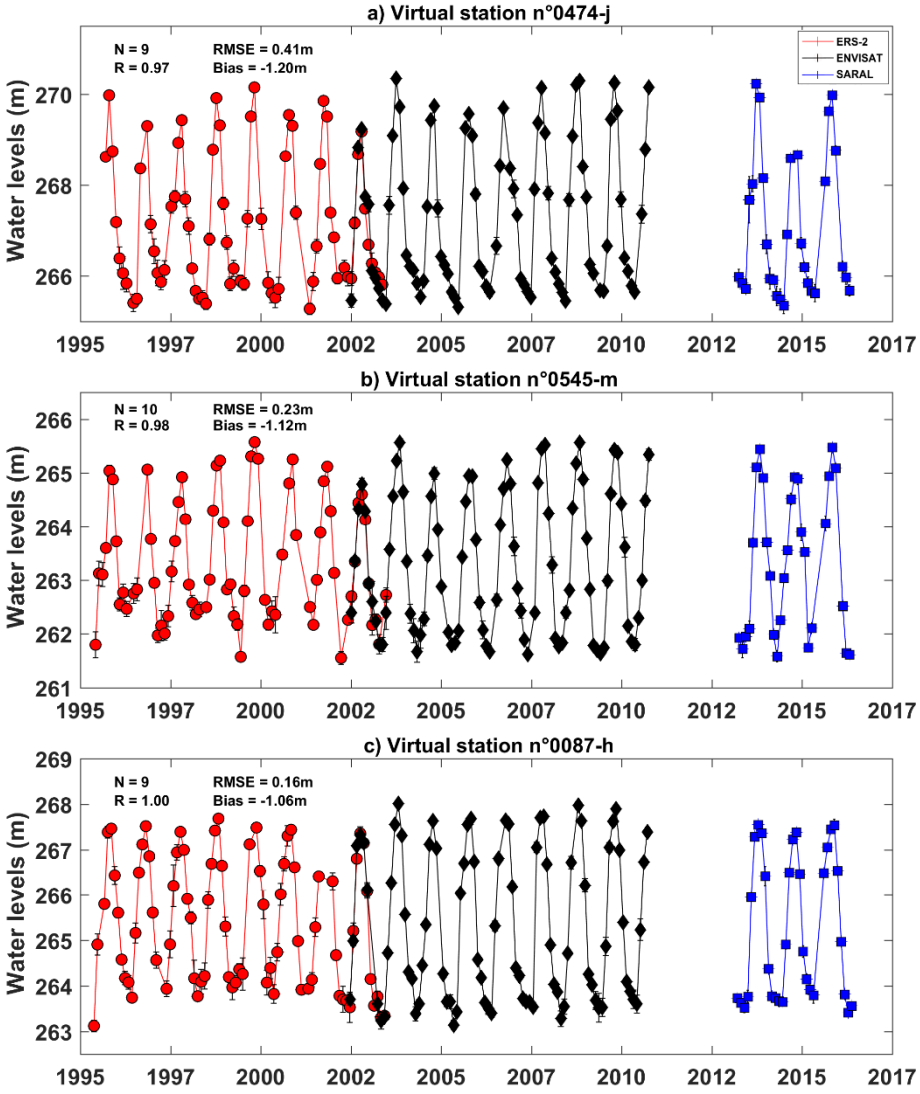


Figure 3.15. Water levels time series on floodplains derived from radar altimetry multi-missions (ERS-2/ENVISAT and SARAL) from 1995 to 2016 at 3 different locations in the Inner Niger Delta: the center of the delta (a); the north eastern (b) and the southern (c) parts.

3.2.4.4. Consistency of the Altimetry-Based Water Levels in the Inner Niger Delta (IND)

A consistency check was performed between a reference VS located either in Niger River mainstem or in the Bani major tributary and the other VS from the same altimetry mission located upstream and downstream on the same river course estimating the maximum of correlation using the cross-correlation function and the associated time-lag, similarly as in Bogning et al. (2018). Cross-correlation function maxima and associated time-lags are presented for ERS-2 and ENVISAT in Figures 3.16 and S1 respectively and for SARAL and Sentinel-3A in Figures 3.17 and S2 respectively for three different VS locations in the IND: near Douna, over the Bani tributary, near Mopti, in the downstream part of the IND, and near Diré in the upstream part of the IND. As the repeat period of these missions is either 35 or 27 days in their nominal orbit, only time-lags of plus or minus one repeat period and a half (i.e., 53 and 41 days) were considered due to the relatively small scale of the IND. Due to the changes of the river features (slope, depth, width, etc.), biases and RMSEs were not computed between the time series of altimetry-based water levels.

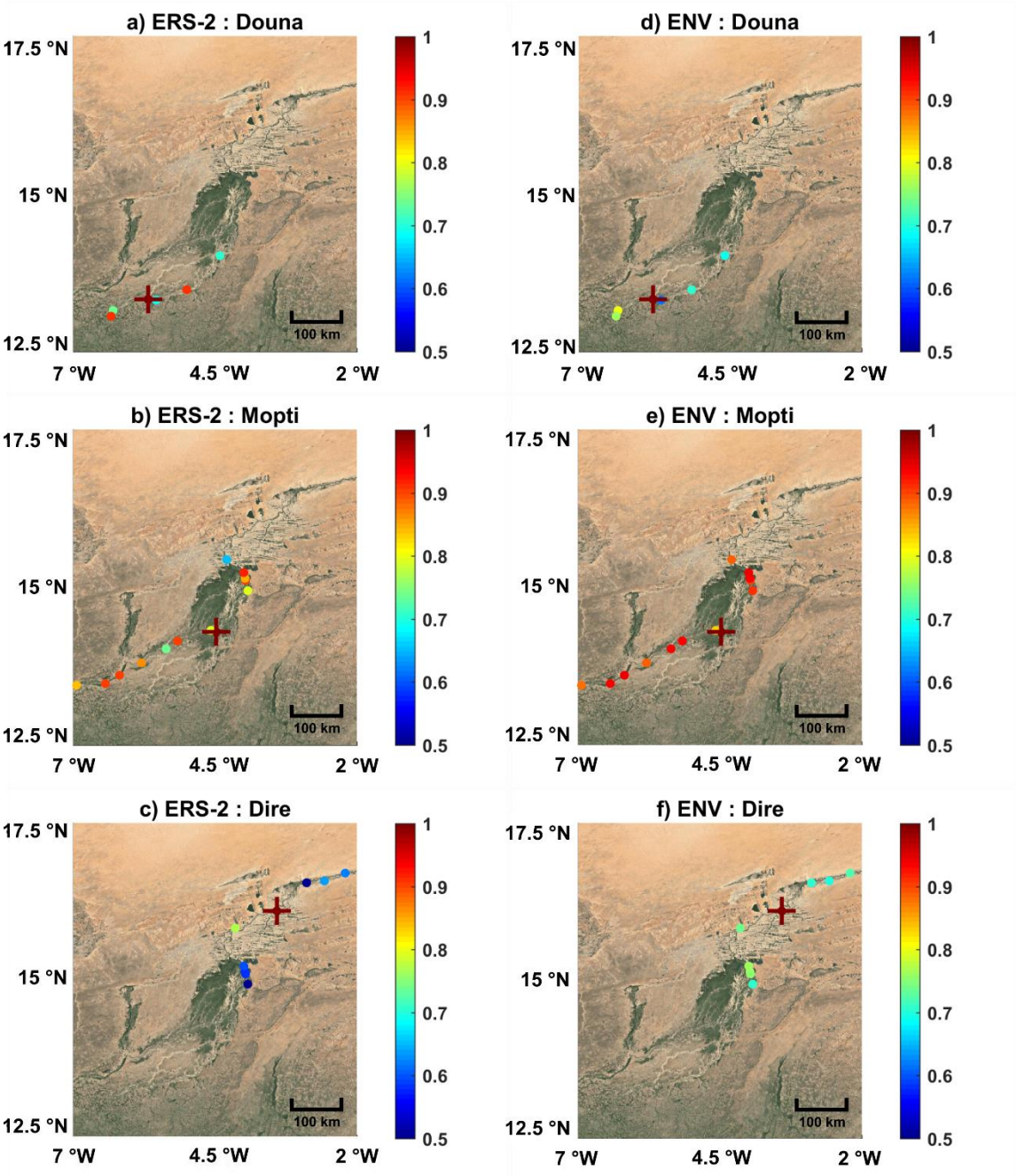


Figure 3.16. Maxima of cross-correlation between time series of water levels derived from ERS-2 (left) and ENVISAT (right) data in the IND for three different VS near Douna (a,d); Mopti (b,e) and Diré (c,f). Red crosses symbolize the VS chosen as reference (auto-correlation of 1).

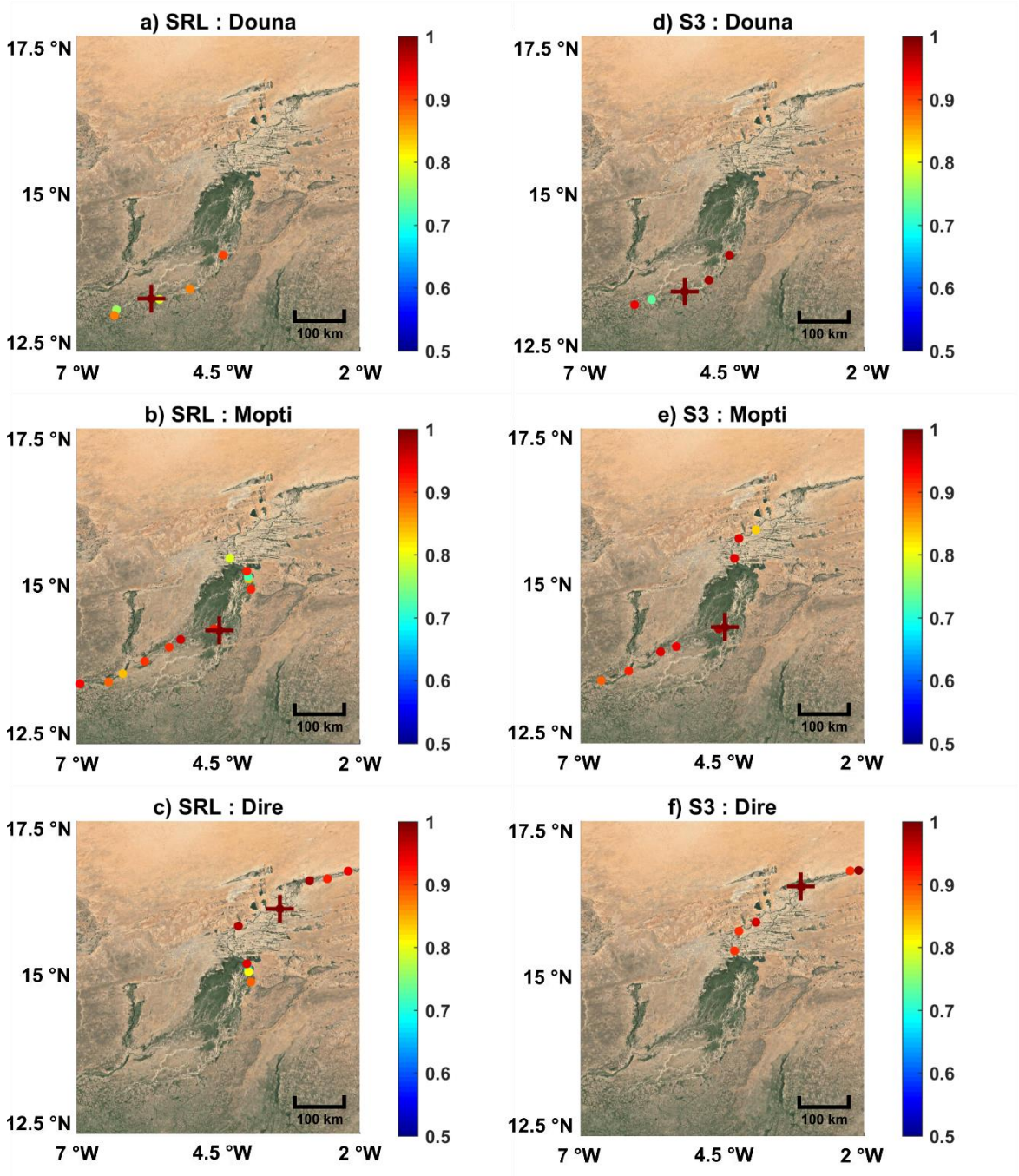


Figure 3.17. Maxima of cross-correlation between time series of water levels derived from SARAL (left) and Sentinel-3A (right) data in the IND for three different VS near Douna (a,d); Mopti (b,e) and Diré (c,f). Red crosses symbolize the VS chosen as reference (auto-correlation of 1).

Correlation coefficients (R) higher than 0.7 are generally observed for ERS-2 and ENVISAT, except in the upstream part of the delta for ERS-2, with correlation ranging from 0.5 to 0.7 (Figure 3.16c). Correlations higher than 0.8 are observed in the IND downstream and central parts for ENVISAT

(Figure 3.16). Very high correlations, generally higher than 0.85, especially in the downstream part, except on a few locations, were observed for SARAL and, especially, for Sentinel-3A (Figure 3.17). No time-lag was observed over the Bani River for none of the altimetry missions (Figures S1a, d and S2a,d). Time lags of plus or minus one cycle were respectively found for the upper and lower stations along the Niger mainstem (Figures S1 and S2).

3.2.5. Discussion

The coverage of altimetry tracks from missions of the 35-day (ERS-2/ENVISAT/SARAL) and the 27-day (Sentinel-3A) repeat orbits allows the construction of a dense network of VS on both rivers and floodplains in the IND, completed by a few VS from missions in the 10-day repeat orbit (Figure 3.3c). Yet, a larger number (more than 15%) of ENVISAT (6) and SARAL-based (62) VS than ERS-2-based (52) ones were built on the ground-tracks of the 35-day repeat orbit. These VS with no valid ERS-2-based water levels are located on the upstream part of the IND for 5 of them, central part for 3 others and downstream part for the last 3 ones.

Due to the relative flatness of the IND, the no-construction of VS cannot be attributed to data losses caused by tracking issues, but to incorrect range estimates. They were likely to be caused by the narrow width of the river streams, especially in the upstream part, where they are generally lower than 300 m. They can also be accounted for the possible complexity of the waveforms (e.g., multi-peaked over areas with several bright targets encompassed in the altimeter footprint such as several river streams that can reach 1 km of width as in the downstream part of the IND, or several floodplain lakes as in the central part).

Comparisons with a high number of *in situ* gauge records show an overall very good agreement between *in situ* and altimetry-based water levels, increasingly better for the most recent missions than the older ones. Contrary to what was found in other study areas with variations of topography (e.g.,Frappart et al., 2015b; Biancamaria et al., 2017), the data used to build the VS were mostly acquired at 330 and 320 MHz Ku chirp bandwidth operation mode by both ERS-2 and ENVISAT (i.e., with the better range resolution in more than 95% of the cases for any VS—Figure 3.18). This is the reason quite similar results when comparing ERS-2 and ENVISAT-based water stages with *in situ* water levels were found in terms of R, with generally higher RMSE for ERS-2 (see Figure 3.4, Tables S1 and S2), and also a good agreement when comparing ERS-2 and ENVISAT-based water levels during their

tandem phase, except in terms of bias (Figure 3.10). In the same orbit, better results were found using SARAL data (Figure 5 and Table S3), as already observed in other river basins, resulting from the use of the Ka-band with its smaller footprint and higher chirp frequency of 500 MHz (Bogning et al., 2018; Bonnefond et al., 2018).

Very similar numbers of VS were built using Jason-1, Jason-2 and Jason-3 data. The release of the Jason-1 GDR E, which contained valid data over land and not mostly only over large lakes as in the previous versions, allowed the extension of the duration of the time series of water levels over rivers for the missions in the 10-day repeat orbit down to 2001, at the expense of lower accuracy than using Jason-2 and Jason-3 data (Figures 3.4 and 3.5 and Table S4). This lower accuracy can be accounted for the small river widths, most of the time lower than 500 m, except in some locations in the downstream part of the IND.

On the contrary, Jason-2 and Jason-3 confirm their great capability for detecting and accurately estimating water levels over narrow rivers, especially over flat areas (Biancamaria et al., 2017; Biancamaria et al., 2018). Comparisons performed during the tandem phase logically confirm the lower agreement between Jason-1 and Jason-2 than between Jason-2 and Jason-3 (Figures 3.11 and 3.12). In terms of bias, if high and variable biases were found between Jason-1 and Jason-2-based time series of water levels, much lower ones with low variability were found between Jason-2 and Jason-3 ones during their tandem period. Poseidon-3, on-board Jason-3, is nominally operating in open loop or DIODE/DEM tracking mode over land surfaces, meaning that the reception window is controlled by an a-priori elevation from an along-track DEM loaded in the altimeter (Biancamaria et al., 2018).

Very good results were also found using one year and a half of measurements from Sentinel-3A, the first altimeter to operate in SAR over all types of surfaces. During this short time period, the results obtained are almost as good as the ones obtained using SARAL, confirming the strong potential of this technique for monitoring inland water stages. This is likely due to the sharper waveform obtained in SAR mode compared with Low Resolution Mode (LRM) (Raney et al., 1998) as OCOG is particularly well adapted for very specular echoes from a single reflector (e.g., a river stream). On the contrary, less accurate estimates can be expected from multi-peak waveforms.

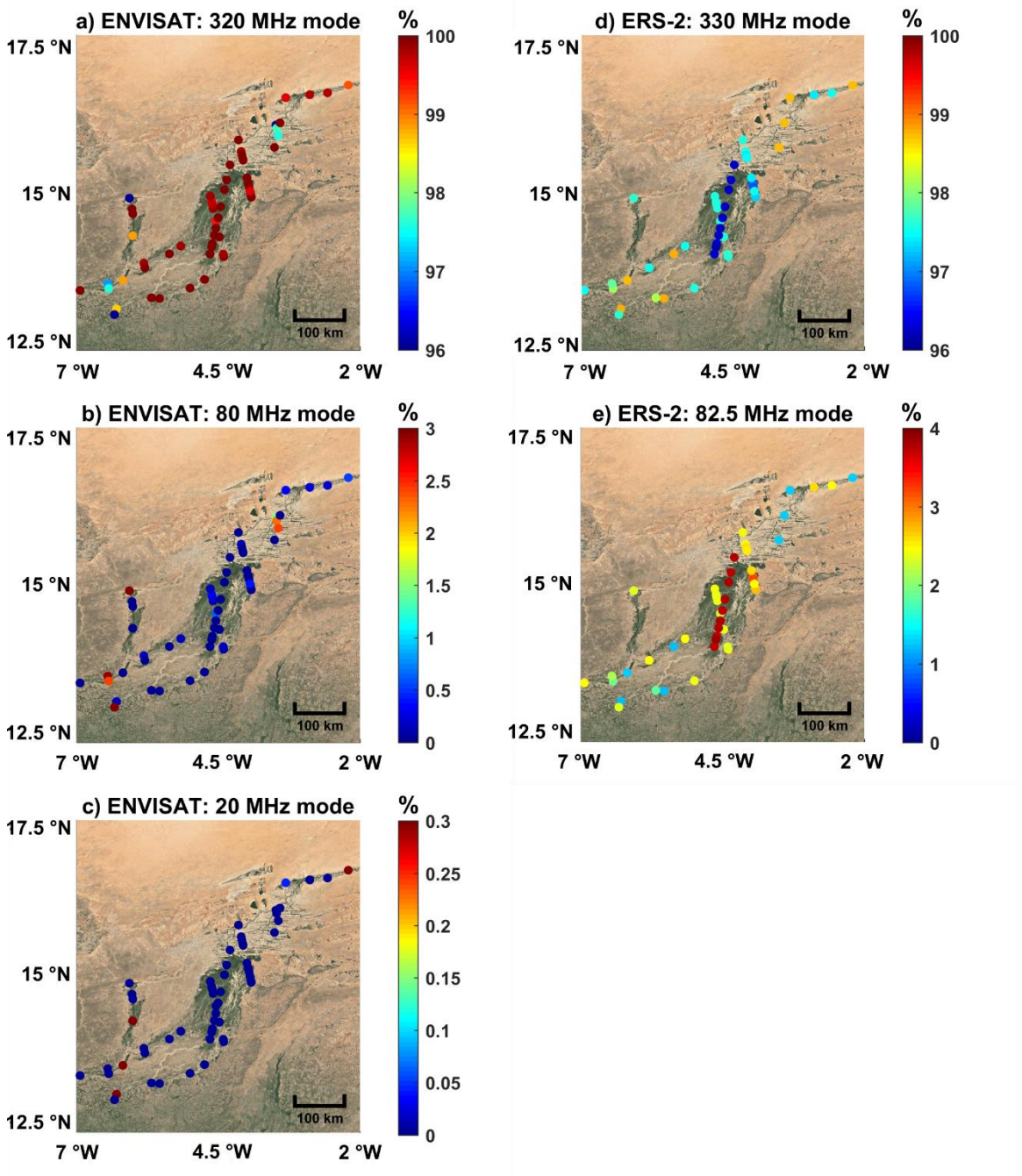


Figure 3.18. Percentage of acquisition in the different Ku chirp bandwidth operation mode for each VS in the IND for ENVISAT at 320 MHz (a); at 80 MHz; (b) and at 20 MHz (c); ERS-2 at 330 MHz (d) and at 82.5 MHz (e).

The consistency of intra-mission water levels derived from radar altimetry measurements was analyzed using cross-correlations for ERS-2, ENVISAT, SARAL and Sentinel-3A. In this case, too, higher correlations were found for the most recent missions operating in (LRM) at Ka band (SARAL) and in

SAR at Ku band (Sentinel-3A). Time-lags corresponding to the maximum of cross-correlation (Figures S1 and S2) also showed that there is a time-lag of around two months between the upstream and the downstream part of the IND, in accordance with the water residence time estimated using satellite images (Bergé-Nguyen et al., 2015).

3.2.6. Conclusions

An extensive assessment of the performance of almost all the missions put in orbit from ERS-2 to Sentinel-3A was performed over the IND. Around 90 comparisons between *in situ* and altimetry-based were performed as well as more than 75 intermission comparisons between ERS-2 and ENVISAT, Jason-1 and Jason-2, and Jason-2 and Jason-3. Results of these comparisons show (i) a better agreement between altimetry-derived and *in situ* water stages over rivers of width varying from a few hundreds of meters to ~1.5 km and floodplains, (ii) an increase in accuracy in water level estimates for the most recent missions such as SARAL, Jason-3 and Sentinel-3A benefiting from the use of the Ka-band for SARAL and of the SAR acquisition mode for Sentinel-3A.

Due to the small number of VS defined on Jason-3 ground-tracks, the DIODE/DEM was not evaluated. Intra-mission consistency check performed on ERS-2, ENVISAT, SARAL and Sentinel-3A missions exhibits a time-lag for the maximum of around 2 months that can be related to the residence time of the water in the IND.

Very good performance of the recently launched altimeter SARAL onboard Sentinel-3A ensures the continuity of the monitoring of the IND whose data density should increase with the launch, in 2018, of Sentinel-3B, in the same orbit as Sentinel-3A but Sentinel-3B flies at +/−140° out of phase with Sentinel-3A.

This network of VS will present a strong interest for (i) assessing the impacts of climate variability and human effects (e.g., dam operation and rice production), and (ii) validating the measurement of the future Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission, the first mission to operate in close nadir interferometry SAR for providing elevations in two swaths, to be launched in 2021, on both rivers and floodplains.

Supplementary Materials: The following are available online at www.mdpi.com/link, Figure S1: Time-lag corresponding to maxima of cross-correlation between time series of water levels derived from SARAL (left) and SENTINEL-3A (right) data in the IND for three different VS near Douna (a and d), Mopti (b and e) and Diré (c and f). Light blue crosses symbolize the VS chosen as reference (auto-correlation of 1 and time-lag null), Figure S2: Time-lag corresponding to maxima of cross-correlation between time series of water levels derived from SARAL (left) and SENTINEL-3A (right) data in the IND for three different VS near Douna (a and d), Mopti (b and e) and Diré (c and f). Light blue crosses symbolize the VS chosen as reference (auto-correlation of 1 and time-lag null), Table S1: Results of the comparisons between *in situ* and altimetry water levels derived from ERS-2 mission: number of sample (N), correlation coefficient (R), determination coefficient (R^2) and Root Mean Square Error (RMSE), Table S2: Results of the comparisons between *in situ* and altimetry water levels derived from ENVISAT mission: number of sample (N), correlation coefficient (R), determination coefficient (R^2) and Root Mean Square Error (RMSE), Table S3: Results of the comparisons between *in situ* and altimetry water levels derived from SARAL mission: number of sample (N), correlation coefficient (R), determination coefficient (R^2) and Root Mean Square Error (RMSE), Table S4: Results of the comparisons between *in situ* and altimetry water levels derived from Jason-1, Jason-2 and Jason-3 missions: number of sample (N), correlation coefficient (R), determination coefficient (R^2) and Root Mean Square Error (RMSE), Table S5: Results of the comparisons between *in situ* and altimetry water levels derived from Sentinel-3A mission: number of sample (N correlation coefficient (R), determination coefficient (R^2) and Root Mean Square Error (RMSE).

Author Contributions: C.N., F.F., A.T.D. and E.M. designed the study. C.N. processed the altimetry data to produce the time series of water levels. A.T.D. and N.B. provided the *in situ* data and gave important information on their quality. All of the authors of the present work contributed to the discussion of the results, as well as the writing of the manuscript.

Funding: This study was supported by Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through "Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère—CTOH" grant. Cassandra Normandin is supported by Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche through a PhD grant.

Acknowledgments: We thank four anonymous reviewers who helped us improving our manuscript.

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

- Chapitre IV -

Quantification des stocks d’eau de surface dans de grands bassins fluviaux

Table des matières

Chapitre IV

4.1. Résumé 133

4.2. Article: « Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data » 135

4.2.1. Introduction 136

4.2.2. Study region 138

4.2.3. Data sets 139

4.2.3.1. Multispectral imagery 139

4.2.3.2. Radar altimetry data 140

4.2.3.3. *In situ* water levels and discharges 142

4.2.4. Methods 142

4.2.4.1. Quantification of surface water extent 142

4.2.4.2. Validation of MODIS retrievals using OLI 146

4.2.4.3. Satellite-derived water level time-series in the Mackenzie Delta 146

4.2.4.4. Surface water volume storage 147

4.2.5. Results 148

4.2.5.1. MODIS-based land water extent and their validation 148

4.2.5.2. Alimetry-based water levels and their validation 153

4.2.5.3. Time series of surface water storage anomalies in the Mackenzie Delta 161

4.2.6. Discussion 164

4.2.6.1. Spatio-temporal dynamics of surface water extent 164

4.2.6.2. Spatio-temporal dynamics of surface water levels in the Mackenzie delta 164

4.2.6.3. Spatio-temporal dynamics of surface water storage 166

4.2.7. Conclusion 167

4.2.8. Acknowledgments 168

La quantification des volumes d'eau en surface nécessite de combiner les hauteurs d'eau avec les surfaces en eau. Le chapitre 3 a montré le potentiel de l'altimétrie satellitaire pour mesurer les hauteurs d'eau. La deuxième étape consiste à identifier les surfaces en eau à partir de l'imagerie multi-spectrale, pour combiner par la suite ces deux types de données. La quantification des volumes d'eau en surface a été réalisée dans deux environnements distincts : le lac Tonle Sap, entouré d'une vaste plaine d'inondation alimentée par le Mékong lors de la mousson, et le delta du Mackenzie suite à la fonte des neiges dans le bassin. Ces deux études ont fait l'objet de publications, l'une dans Hydrology and Earth System Sciences en Février 2018, intitulée « **Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data** » et l'autre dans Science of the Total Environment, publiée en Mai 2018, nommée « **Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap Lake** ». Ce chapitre présente l'étude sur le delta du Mackenzie, et celle sur le Tonle Sap est décrite en Annexe.

Hydrol. Earth Syst. Sci., 22, 1543–1561, 2018
https://doi.org/10.5194/hess-22-1543-2018
© Author(s) 2018. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 3.0 License.

Hydrology and Earth System Sciences
Open Access
EGU

Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-mission data

Cassandra Normandin[1], Frédéric Frappart[2,3], Bertrand Lubac[1], Simon Bélanger[4], Vincent Marieu[1], Fabien Blarel[3], Arthur Robinet[1], and Léa Guiastrennec-Faugas[1]

[1]EPOC, UMR 5805, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France
[2]GET-GRGS, UMR 5563, CNRS/IRD/UPS, Observatoire Midi-Pyrénées, 31400 Toulouse, France
[3]LEGOS-GRGS, UMR 5566, CNRS/IRD/UPS, Observatoire Midi-Pyrénées, 31400 Toulouse, France
[4]Dép. Biologie, Chimie et Géographie, groupe BOREAS and Québec-Océan, Université du Québec à Rimouski, 300 allée des ursulines, Rimouski, Qc, G5L 3A1, Canada

4.1. Résumé

L'étude des stocks d'eau et leur analyse spatio-temporelle dans les plaines d'inondation est primordiale pour une meilleure compréhension des cycles hydrologiques et biogéochimiques. Cette étude présente une quantification de l'extension des surfaces en eau et des stocks d'eau à partir de données spatiales multi-missions entre 2000 et 2015.

Le delta du Mackenzie, localisé dans le Nord-Ouest du Canada, est le second plus grand delta qui se jette dans l'Océan Arctique. Sa plaine d'inondation couvre une superficie totale de 13 135 km²

(Emmerton et al., 2008). Il est principalement drainé par la rivière Mackenzie (90% des apports dans le delta) et la rivière Peel (8% des apports en eau). Sa localisation dans les hautes latitudes est à l'origine d'une période de gel allant d'octobre à mai. La fonte des glaces, qui a lieu courant avril/mai, engendre une forte augmentation des débits. Ce phénomène est à l'origine d'inondations de grande ampleur récurrentes chaque année. Elles ont des répercussions dramatiques sur l'environnement.

Dans cette étude, la dynamique spatio-temporelle des surfaces et des volumes d'eau a été calculée entre 2000 et 2015 en combinant l'imagerie multi-spectrale avec l'altimétrie radar. Dans un premier temps, les surfaces en eau ont été détectées à partir de la méthode développée par Sakamoto et al., (2007) à partir des images MODIS (résolution spatiale de 500 m). Au final, des cartes de surfaces en eau sont obtenues tous les 8 jours entre 2000 et 2015. Pour chaque carte, les pixels sont classés en 4 catégories : permanent, inondé, non inondé et mixte. L'étendue des surfaces en eau (comprenant les eaux permanentes et inondées) est maximale en juin, avec une valeur moyenne de 9 600 km² (+/- 200 km²), ce qui représente environ 70 % de la superficie totale du delta. Entre 2000 et 2015, la surface maximale des surfaces en eau est égale à 14 000 km² et a eu lieu en 2006 lors de la crue exceptionnelle (Beltaos et al., 2009).

En parallèle, les hauteurs d'eau ont été mesurées à partir de différentes missions altimétriques à 35 jours : ERS-2 (1995-2003), ENVISAT (2002-2010) et SARAL (2013-2015). Les intersections entre les traces altimétriques et les rivières et/ou plaines d'inondation ont été sélectionnées, et correspondent à des SV. Un réseau de 22, 27 et 24 SV a été créé, à partir d'ERS-2, ENVISAT et SARAL respectivement. Grâce à la mise à disposition gratuite de données de hauteurs d'eau par le gouvernement canadien, les hauteurs d'eau pour 10 stations *in situ* (localisées à moins de 20 km des SV) ont été téléchargées. Une étape de validation a pu être réalisée et en moyenne le coefficient de corrélation obtenu est de 0,84 sur les trois missions altimétriques. Au sein du delta du Mackenzie, les hauteurs d'eau montrent des variations de l'amont à l'aval, avec une amplitude de l'ordre de 10 m en amont et de 4 m en aval.

Ensuite, les hauteurs d'eau ont été interpolées sur les surfaces en eau pour obtenir des cartes de hauteurs d'eau, ce qui signifie que pour chaque pixel de l'image considéré en eau, la hauteur d'eau la plus proche est interpolée. Il est donc possible de calculer les volumes d'eau en surface sur une période de 15 ans. En moyenne, la variation du volume d'eau en surface est de 8,5 km^3 avec une valeur maximale atteignant 14,4 km^3 en 2006. Cette dernière est cohérente avec la littérature où l'année 2006 est identifiée comme crue exceptionnelle. Les volumes d'eau en surface ont été corrélés aux débits *in situ* et une corrélation de 0,66 a été trouvée. Cette corrélation montre le fort potentiel de la télédétection spatiale pour étudier la dynamique des stocks d'eau en surface.

4.2. Article: « Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data »

Cassandra Normandin[1], Frédéric Frappart[2, 3], Bertrand Lubac[1], Simon Bélanger[4], Vincent Marieu[1], Fabien Blarel[3], Arthur Robinet[1] and Léa Guiastrennec-Faugas[1]

[1] EPOC, UMR 5805, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France

[2] GET-GRGS, UMR 5563, CNRS/IRD/UPS, Observatoire Midi-Pyrénées, 31400 Toulouse, France

[3] LEGOS-GRGS, UMR 5566, CNRS/IRD/UPS, Observatoire Midi-Pyrénées, 31400 Toulouse, France

[4] Dép. Biologie, Chimie et Géographie, groupe BOREAS and Québec-Océan, Université du Québec à Rimouski, 300 allée des ursulines, Rimouski, Qc, G5L 3A1, Canada

Correspondence to: Cassandra Normandin (cassandra.normandin@u-bordeaux.fr)

Abstract. Quantification of surface water storage in extensive floodplains and their dynamics are crucial for a better understanding of global hydrological and biogeochemical cycles. In this study, we present estimates of both surface water extent and storage combining multi-missions remotely-sensed observations and their temporal evolution over more than 15 years in the Mackenzie Delta. The Mackenzie Delta is located in the North West of Canada and is the second largest delta in the Arctic Ocean. The delta is frozen from October to May and the recurrent ice break up provokes an increase of the river's flows. Thus, this phenomenon causes intensive floods along the delta every year with dramatic environmental impacts. In this study, the dynamics of surface water extent and volume are analyzed from 2000 to 2015 by combining multi-satellite information from MODIS multispectral images at 500 m spatial resolution and river stages derived from ERS-2 (1995-2003), ENVISAT (2002-2010) and SARAL (since 2013) altimetry data. The surface water extent (permanent water and flooded area) peaked in June with an area of 9,600 km² (+/- 200 km²) on average, representing approximately 70% of the delta's total surface. Altimetry-based water levels exhibit annual amplitudes ranging from 4 m in the downstream part to more than 10 m in the upstream part of the Mackenzie Delta. A high overall correlation between the satellite-derived and *in situ* water heights (R>0.84) is found for the three altimetry missions. Finally, using altimetry-based water levels and MODIS-derived surface water

extents, maps of interpolated water heights over the surface water extents are produced. Results indicate a high variability of the water height magnitude that can reach 10 meters compared to the lowest water height in the upstream part of the delta during the flood peak in June. Furthermore, the total surface water volume is estimated and shows an annual variation of approximately 8.5 km^3 during the whole study period, with a maximum of 14.4 km^3 observed in 2006. The good agreement between the total surface water volume retrievals and *in situ* river discharges (R=0.66) allows validating this innovative multi-missions approach and highlights the high potential to study the surface water extent dynamics.

Key words: Mackenzie Delta, surface water extent, multispectral imagery, satellite altimetry, surface water volume

4.2.1. Introduction

Deltas are vulnerable to both anthropogenic and natural forcing such as socio-economic infrastructure development and global warming. In Arctic, the latter is particularly severe due to the polar amplification processes and complex positive feedback loops (Holmes et al., 2012). This system is undergoing important changes as the increase of precipitation at high latitudes, increase river discharge and melting of stock ices on land and sea (Stocker and Raible, 2005). These changes may induce an acceleration of the hydrologic cycle (Stocker and Raible, 2005). River discharge may increase from 18 to 70% from now to the end of the century (Peterson et al., 2002). Improving our knowledge on the dynamics of the surface water reservoir in circumpolar areas is crucial for a better understanding of their role in flood hazard, carbon production, greenhouse gases emission, sediment transport, exchange of nutrients and land-atmosphere interactions.

Mapping surface water extent at the Mackenzie Delta scale is an important issue. However, it is nearly impossible to provide a long-term monitoring with traditional methods using in-situ measurements in such a large and heterogeneous environment. Satellite remote sensing methods offers a unique opportunity for the continuous observation of wetlands and floodplains. Remote sensing has proven a strong potential to detect and monitor floods during the last two decades (Alsdorf et al., 2007; Smith, 1997). Typically, two kinds of sensor are used to map flooded area at high and moderate resolutions: passive multispectral imagery and active Synthetic Aperture Radar (SAR). The spectral signature of the surface reflectance is used to discriminate between water and land (Rees, 2013). The SAR images

provide valuable information on the nature of the observed surface through the backscattering coefficient (Ulaby et al., 1981).

If space missions of radar altimetry were mainly dedicated to estimate ocean surface topography (Fu and Cazenave, 2001), it is now commonly used for monitoring inland waters levels (Birkett, 1995 ; Cazenave et al., 1997; Frappart et al., 2006a; Santos da Silva et al., 2010; Crétaux et al., n.d.; Frappart et al., 2015b; Crétaux et al., 2017). Several studies have shown the possibility to measure water levels variations in lakes, rivers and flooding plains (Frappart et al., 2006b, 2015a; Santos da Silva et al., 2010). In the present study, satellite multispectral imagery and altimetry are used in synergy to quantify surface water extents and the surface water volumes of the Mackenzie Delta and analyze their temporal variations. In the past, this approach has been applied in tropical (e.g., the Amazon (Frappart et al., 2012), Mekong (Frappart et al., 2006b)) and peri-Arctic (e.g. the Lower Ob' basin, (Frappart et al., 2010) major river basins allowing to provide direct observations of the spatio-temporal dynamics of surface water storage. Several limitations prevent them to be used over estuaries and deltas. The first is the too coarse spatial resolution of the datasets used for retrieving the flood extent that ranges from 1 km with SPOT-VGT images used in the Lower Mekong Basin to ~ 0.25° with the Global Inundation Extent from Multi-Satellite (GIEMS, Papa et al., 2010) for the Lower Ob' and the Amazon basins. The second is inherent to the datasets used in these studies. For the Mekong Basin, due to the limited number of spectral bands present in the VGT sensor, a threshold on NDVI was applied. For the Amazon and the Lower Ob', as GIEMS dataset is using surface temperatures from SSM/I, no valid data are available at less than 50 km from the coast. The originality and novelty of the study is the use of multi-space mission data at better spatial, temporal and spectral resolutions than the previous studies to monitor surface water storage changes in a deltaic environment over a fifteen-year time period.

Earlier studies pointed out i) the lack of continuous information in the Mackenzie delta to study the spatial distribution of water levels during the flood events and to analyze the relationship between flood severity and the timing and duration of break-up in the delta (Goulding et al, 2009b; Beltaos et al., 2012), ii) the importance of the tributaries to the Mackenzie River (i.e., Peel and Arctic Red rivers) on break-up and ice-jam flooding in the delta (Goulding et al., 2009a). As the goal of this study is to characterize the spatio-temporal dynamics of surface water, both in surface and storage, in the Mackenzie delta, north west territories of Canada, in response to spring ice break-up and snow melt, over the period 2000-2015, it will provide important new information for a better understanding of the hydro-climatology of the region.

4.2.2. Study region

The Mackenzie Delta, a floodplain system, is located in the northern part of Canada (Figure 4.1a) and covers an area of 13,135 km² (Emmerton et al., 2008), making it the second biggest delta of Arctic with a length of 200 km and a width of 80 km (Emmerton et al., 2008). It is mainly drained by the Mackenzie River (90% of the delta's water supply) and Peel River (8% of the delta's water supply, Emmerton et al., 2007). The Mackenzie Delta channels have very mild slopes (-0.02 m/km, (Hill et al., 2001) and is ice covered during 7-8 months per year (Emmerton et al., 2007).

The Mackenzie River begins in the Great Slave Lake and then, flows through the North West territories before reaching the Beaufort Sea. It has a strong seasonality in term of discharge due to spring ice break-up and snowmelt, from about 5,000 $m^3.s^{-1}$ in winter up to 40,000 $m^3.s^{-1}$ in June during the ice breakup for wet years (Figure 4.1b, Macdonald and Yu, 2006 ; Goulding et al., 2009a ; Goulding et al., 2009b ; Beltaos et al., 2012). The Stamukhi (ground accumulation of sea ice) is responsible for recurrent floods in the Mackenzie Delta. At the flood peak, 95% of the delta surface is likely to be covered with water (Macdonald and Yu, 2006). Water level peaks are mainly controlled by ice breakup effects and secondary by the amount of water contained in snowpack (Lesack and Marsh, 2010). This is one of the most important annual hydrologic events in cold regions (Muhammad et al., 2016).

The delta is a complex of multiple channels and numerous shallow and small lakes (over 49,000 lakes), covering nearly ~50% of the delta area (Emmerton et al., 2007), and are ecologically sensitive environments largely controlled by river water (Squires et al., 2009). This environment is also one of the most productive ecosystems in northern Canada with large populations of birds, fishes and mammals, which are critical resources for local population (Squires et al., 2009).

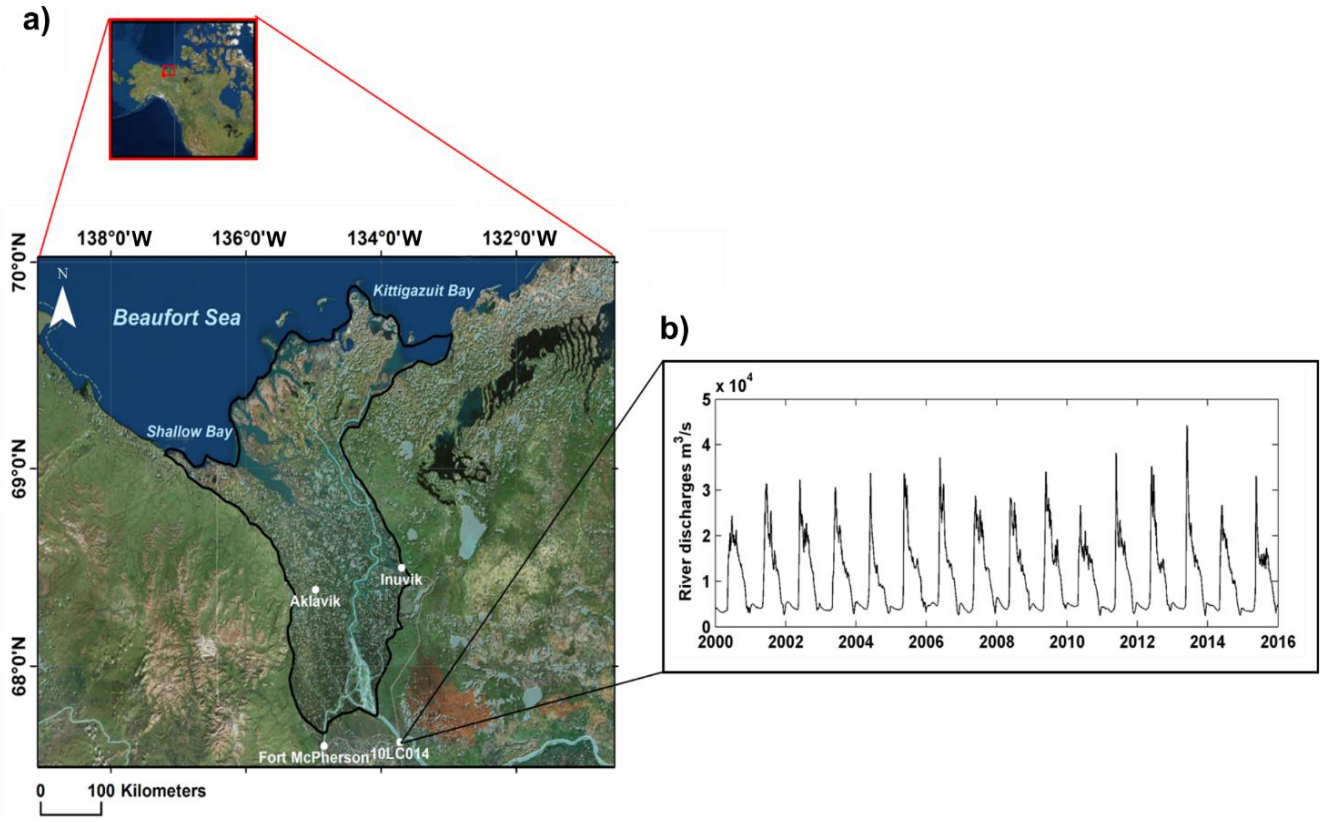


Figure 4.1. Location of the Mackenzie Delta at the mouth of the Mackenzie River in the Northwest Territories of Canada (a) and river discharges of the Mackenzie River at 10LC014 station from 2000 to 2015 (133°W, 67°N), 30 km upstream the Mackenzie Delta (b).

4.2.3. Data sets

4.2.3.1. Multispectral imagery

i. MODIS

The MODerate resolution Imaging Sensor (MODIS) is a spectroradiometer, part of the payload of the Aqua (since 2002) and Terra (since 1999) satellites. The MODIS sensor measures radiances in 36 spectral bands. In this study, the MOD09A1 product (8-day binned level 3, version 6) derived from Terra satellite surface reflectance measurements were downloaded from the United States Geological Survey (USGS) Earthexplorer website (http://earthexplorer.usgs.gov). It consists in gridded, atmospherically corrected surface reflectance acquired in 7 bands from visible to short wave infrared (2155 nm) at a 500 m spatial resolution. This product is obtained combining for each wavelength the

best surface reflectance data of every pixel acquired during an 8-day period. Each MODIS tile covers an area of 1200 km by 1200 km. Two tiles (h12v02 and h13v02) are used to cover the whole study area. In this study, 223 composites, acquired during the ice-free period from June to September over the 2000-2015 time-span, are used.

ii. OLI

The Landsat-8 satellite is composed of two Earth-observing sensors, the Operational Land Imager (OLI) and Thermal InfraRed Sensor (TIRS). This satellite was launched in February 2013 and orbits at an altitude of 705 km. The swath is 185 km and the whole Earth surface is covered every 16 days.

The OLI/TIRS sensors measure in 11 spectral bands in the visible (450-680 nm), near infrared (845-885 nm) and short wave infrared portions (1,560-2,300 nm) of the electromagnetic spectrum. In this study, the Landsat 8/OLI surface reflectance products were downloaded from the Landsat-8 USGS portal (http://earthexplorer.usgs.gov/). The multispectral spatial resolution is 30 m and 15 m for panchromatic band. Two images are necessary to cover the Mackenzie Delta.

Landsat-8 mission is characterized by a lower revisit time than Terra and Aqua mission. Thus, associated with a high occurrence of clouds over the study area, Landsat-8 yields to a small amount of high-quality data. OLI images cannot be consequently used in this study to monitor land water surface temporal changes. In this context, MODIS represent a relevant alternative to OLI despite a lower spatial resolution. However, available high-quality OLI data have been used to compare and validate MODIS land water surfaces.

4.2.3.2. Radar altimetry data

i. ERS-2

The ERS-2 satellite (European Remote Sensing) was launched in 1995 by the European Space Agency (ESA). Its payload is composed of several sensors, including a radar altimeter (RA), operating at Ku-band (13.8 GHz). It was orbiting sun-synchronously at an altitude of 790 km with an inclination of 98.54° with a 35-day repeat cycle. This orbit was ERS-1's orbit with a ground-track spacing about 85 km at the equator. ERS-2 provides observations of the topography of the Earth from 82.4° latitude north to 82.4° latitude south. ERS-2 data are disposable from 17 May 1995 to 9 August 2010 but after 22 June 2003, the coverage is limited.

ii. ENVISAT

Envisat mission was launched on March 1st 2002 by ESA. This satellite carried 10 different instruments including the advanced radar altimeter (RA-2). It was based on the heritage of ERS-1 and 2 satellites. RA-2 was a nadir-looking pulse-limited radar altimeter operating at two frequencies at Ku- (13.575 GHz) and S-(3.2 GHz) bands. Its goal was to collect radar altimetry over ocean, land and ice caps (Zelli, 1999). Envisat remained on its nominal orbit until October 2010 but RA-2 stopped operating correctly at S-band in January 2008. Its initial orbital characteristics are the same as for ERS-2.

iii. SARAL

SARAL mission was launched on 25 February 2013 by a partnership between CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) and ISRO (Indian Space Research Organization). Its payload comprised the AltiKa radar altimeter and bi-frequency radiometer, and a triple system for precise orbit determination: the real-time tracking system DIODE of DORIS instrument, a Laser Retroflector Array (LRA), and the Advance Research and Global Observation Satellite (ARGOS-3). AltiKa is the first radar altimeter to operate Ka-band (35.75 GHz). It is a solid-state mono-frequency altimeter that provides precise range estimates (Verron et al., 2015). SARAL orbit was earlier utilized by ERS-1 & 2 and ENVSAT missions with a track spacing of 85 km at the equator (Verron et al., 2015). It has been put on a drifting orbit since 4 July 2016.

Altimetry data used here are contained in the Geophysical Data Records (GDRs) and are the followings:

- cycle 001 (17/05/1995) to cycle 085 (07/08/2003) for ERS-2 from the reprocessing of the ERS-2 mission raw waveform performed at Centre de Topographie de l'Océan et de l'Hydrosphère (CTOH) (Frappart et al., 2016)
- GDR v2.1 for ENVISAT from cycle 006 (14/05/2002) to cycle 094 (21/10/2010)
- GDR E for SARAL from cycle 001 (15/03/2015) to cycle 027 (14/10/2015)

These data were made available by CTOH (http://ctoh.legos.obs-mip.fr/). Data were acquired along the altimeter track at 18, 20 and 40 Hz for ENVISAT, ERS -2 and SARAL respectively (high-frequency mode commonly used over land and coastal areas where the surface properties are changing more rapidly than over the open ocean). They consist of the satellite locations and acquisition times and all the parameters necessary to compute the altimeter heights (see Section 4.3).

4.2.3.3. *In situ* water levels and discharges

The altimetry-based water level time-series derived from radar altimetry were compared to gauge record from *in situ* stations for validation purpose. Data from 10 gauge stations were found in a close vicinity of altimetry virtual stations (at a distance lower than 20 km along the streams). Virtual stations are built at intersections between an orbit groundrack and a water body (lake, river and floodplain) (Crétaux et al., 2017). Besides, surface water storage variations were compared to the rivers flow entering the delta summing the records from 3 gauge stations located in upstream part of the delta. Daily data of water level and discharge were downloaded for free from the Canadian government website (http://wateroffice.ec.gc.ca).

4.2.4. Methods

4.2.4.1. Quantification of surface water extent

Multispectral imagery is commonly used for delineating flood extent using spectral indices (e.g., Frappart et al., 2006b; Sakamoto et al., 2007; Crétaux et al., 2011; Verpoorter et al., 2014; Ogilvie et al., 2015; Pekel et al., 2016). As we do not have any external information to perform a supervised classification as the current state of the art machine learning techniques (Pekel et al., 2016; Tulbure et al., 2016; Klein et al., 2017), we used the approach proposed by (Sakamoto et al., 2007) to monitor the land water surface extent in the Mackenzie Delta (Figure 4.2). This approach is based on the application of thresholds on the Enhanced Vegetation Index (EVI), the Land Surface Water Index (LSWI) and the Difference Value between EVI and LSWI (DVEL=EVI-LSWI) to determine the status (non-flooded, mixed, flooded and permanent water body) of any pixel in an 8-day MODIS composite image of surface reflectance. As the spectral response of the Near Infra-Red (NIR) and short-wave infrared (SWIR) bands are highly dependent on the Earth surface nature, in particular water versus soil/vegetation surfaces, their complementary was used to define LSWI. For instance, the surface reflectance presents low values (a few percentages) over non-turbid water bodies and high values (a few tens of percentage) over vegetation feature in the NIR spectral bands. The spectral response in the SWIR is mainly dominated by strong water absorption bands, which is directly sensitive to moisture content in the soil and the vegetation. For water surface, the signal in the SWIR is assumed to be zero even in turbid waters (Wang and Shi, 2005). Thus, LSWI is expected to get values close to 1 for water surfaces and lower values for non-water surfaces.

The two indices, used in this approach, are defined as follows (Huete et al., 1997; Xiao et al., 2005):

$$EVI = a \times \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{\rho_{NIR} + b \times \rho_{red} - c \times \rho_{blue} + d} \quad \text{(Eq.4.1)}$$

$$LSWI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{SWIR}}{\rho_{NIR} + \rho_{SWIR}} \quad \text{(Eq.4.2)}$$

where for MODIS, ρ_{blue} is the surface reflectance value in the blue (459-479 nm, band 3), ρ_{red} is the surface reflectance value in the red (621-670 nm, band 1), ρ_{NIR} is the surface reflectance value in the NIR (841-875 nm, band 2), and ρ_{SWIR} is the surface reflectance in the SWIR (1628-1652 nm, band 6). For OLI, ρ_{blue}, ρ_{red}, ρ_{NIR} and ρ_{SWIR} are associated to channel 2 (452-512 nm), channel 4 (636-673 nm), channel 5 (851-879 nm), and channel 6 (1570-1650 nm). *a, b, c* and *d* constants equal to 2.5, 6, 7.5 and 1, respectively, for both MODIS and OLI (USGS, product guide).

To process multispectral images, the first step consists in removing the cloud-contaminated pixels applying a cloud masking based on a threshold of the surface reflectance in the blue band ($\rho_{blue} \geq 0.2$). Then, spectral indices are computed. Note that, contrary to (Sakamoto et al., 2007), no smoothing was applied on spectral indices time-series. In a second step, the identification of the status of each pixel is performed applying thresholds on EVI, LSWI and their differences (Figure 4.2), which reduce the noise component. Thresholds determined by Sakamoto et al. (2007) were validated for our study site using OLI images acquired on 01/07/2013 and 02/08/2013 and compared to MODIS (Figure S1). Histograms show a similar bi-modal distribution for both EVI, LSWI and EVI-LSWI between MODIS and OLI 500 m (Figure S1 andS2). For EVI, pixels with a value lower than 0.1 are clearly associated with water land surfaces, while pixels with a value higher than 0.3 are associated with soil and vegetation features. Other pixels, with an EVI value comprised between 0.1 and 0.3, are identified as mixed surface types. For LSWI, pixels with a value higher than 0.5 are clearly associated with water land surfaces, while pixels with a value lower than 0.3 are associated with vegetation features or soil land surfaces when LSWI values are negative. Other pixels, with an LSWI value comprised between 0.3 and 0.5, are identified as mixed surface types. Contrary to what was found by Sakamoto et al. (2007) in the Mekong Basin, no negative value of LSWI were observed over our study area. This threshold was not applied in this study. For EVI-LSWI, pixels with a value lower than -0.05 are represented water land surface and values comprised between -0.05 and 0.1 are associated to mixed pixels. Other pixels, with values higher than 0.1 are represented vegetation features or soil land surfaces (Figure S2). Each pixel was then classified in two main categories: non-flooded (EVI > 0.3 or EVI ≤ 0.3 but EVI – LSWI > 0.05) and water-influenced (EVI ≤ 0.3 and EVI – LSWI ≤ 0.05 or EVI ≤ 0.05) (Figure 4.2). The second category

was divided into three sub-classes: mixed pixels (0.1< EVI ≤ 0.3), flooded pixels (EVI ≤ 0.1) and permanent water bodies (e.g. lake, river and sea), when the total duration of a pixel classified as flooded is longer than 70 days out of 105 day for the study period. This annual duration for our study corresponds roughly to 2/3 of the study period, as proposed by Sakamoto et al. (2007). The spatio-temporal variations of floods have been characterized for the months included between June and September over the 2000-2015 period.

Thereafter, we define in this paper land water surface as permanent water bodies with flooded areas although inundated surfaces including only inundated areas.

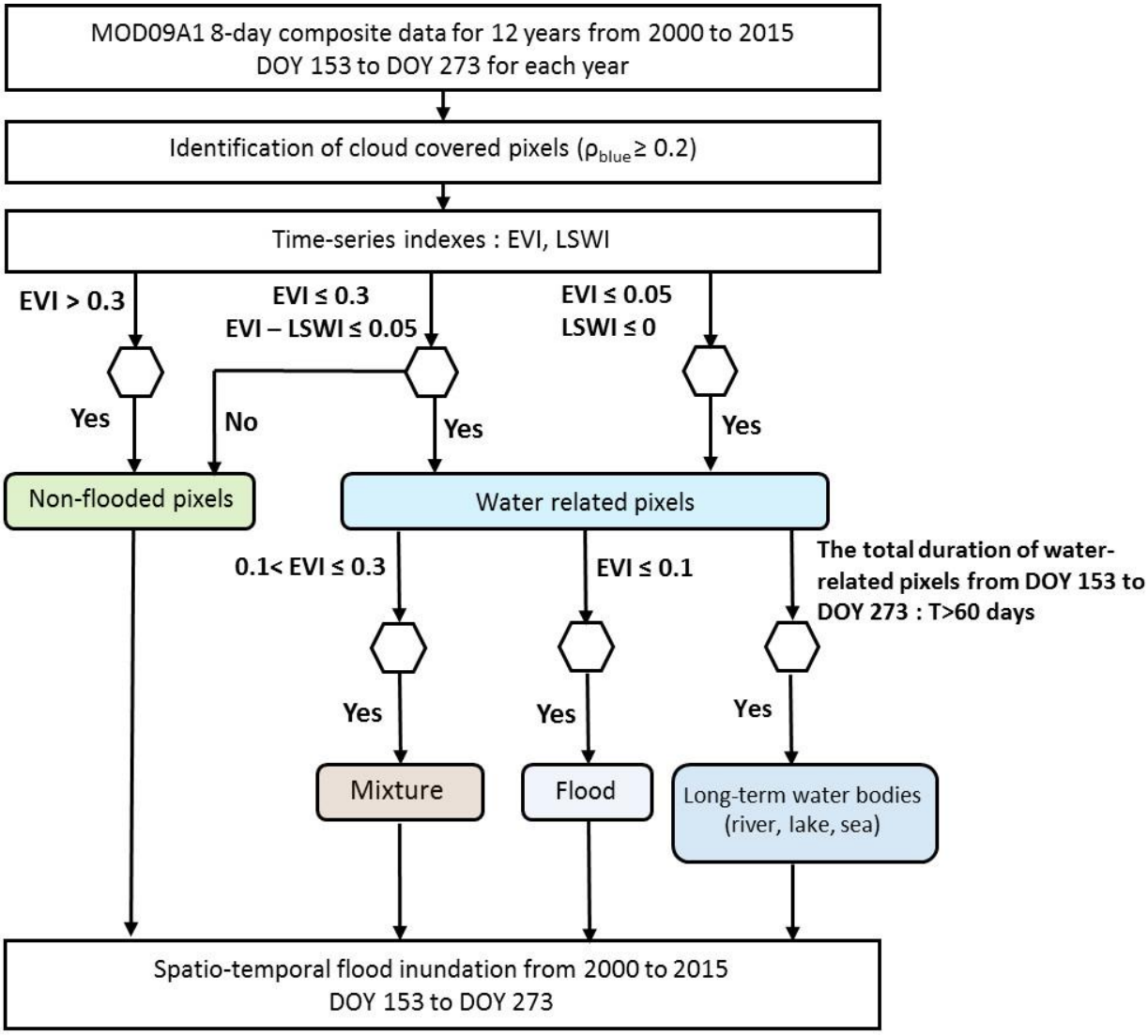


Figure 4.2. Flow-chart of the method (adapted from Sakamoto et al., 2007) used to classify each pixel of the multispectral images acquired over the Mackenzie Delta in 4 categories (non-flooded, mixed, flooded and permanent water bodies) for each year from 2000 to 2015 using MODIS 8-day composite data from the day of the year (DOY) 169 to 257.

4.2.4.2. Validation of MODIS retrievals using OLI

Evaluation of the performance of the land water surface detection from MODIS is based on the comparison between land surface water estimated from MODIS at a 500 m-resolution, OLI at a 30 m-resolution, and OLI re-sampled at 500 m-resolution. For the validation purpose, MODIS and OLI images are selected when (1) the time-difference between the acquisitions of two satellite images is lower than 3 days and (2) the presence of cloud over the area is lower than 5%. Following these criteria, only two cloud-free OLI composites were selected between 1st July 2013 and 2nd August 2013.

4.2.4.3. Satellite-derived water level time-series in the Mackenzie Delta

The concept of radar altimetry is explained below. The radar emits an electromagnetic (EM) wave towards the surface and measures the round-trip time (Δt) of the EM wave. Taking into account propagation corrections caused by delays due to the interactions of electromagnetic wave in the atmosphere, and geophysical corrections, the height of the reflecting surface (h) with reference to an ellipsoid can be estimated as (Crétaux et al., 2017):

$$h = H - (R + \sum \Delta R_{propagation} + \Delta R_{geophysical}) \quad \text{(Eq.4.3)}$$

where H is the satellite center of mass height above the ellipsoid, R is the nadir altimeter range from the satellite center of mass to the the surface taking into account instrument corrections ($R = c\Delta t/2$ where c is the light velocity in the vacuum), $\sum \Delta R_{propagation}$ is the sum of the geophysical and environmental corrections applied to the range, respectively.

$$\sum \Delta R_{propagation} = \Delta R_{ion} + \Delta R_{dry} + \Delta R_{wet} \quad \text{(Eq.4.4)}$$

where ΔR_{ion} is the atmospheric refraction range delay due to the free electron content associated with the dielectric properties of the ionosphere, ΔR_{dry} is the atmospheric refraction range delay due to the dry gas component of the troposphere, ΔR_{wet} is the atmospheric refraction range delay due to the water vapor and the cloud liquid water content of the troposphere.

$$\sum \Delta R_{geophysical} = \Delta R_{solid\ Earth} + \Delta R_{pole} \quad \text{(Eq.4.5)}$$

where $\Delta R_{solid\ Earth}$ and ΔRpole are the corrections respectively accounting for crustal vertical motions due to the solid Earth and pole tides. The propagation corrections applied to the range are derived

from model outputs: the Global Ionospheric Maps (GIM) and Era Interim from the European Centre Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for the ionosphere and the dry and wet troposphere range delays respectively. The changes of the altimeter height h over the hydrological cycles are related to variations in water level. Here, the Multi-missions altimetry Processing Software (MAPS) was used to precisely select valid altimetry data at every virtual station locations (see part 3.3) series in the Mackenzie Delta. Data processing consists in four steps (Frappart et al., 2015b):

- The rough delineation of the river/lake cross-sections with overlaying altimeter tracks using Google Earth. Distances of plus or minus 5 km from the river banks are generally considered.
- The loading of the altimetry over the study area and the computation of the altimeter heights from the raw data contained in the GDRs,
- Valid altimetry data were selected through a refined process that consists in eliminating outliers and measurements over non-water surfaces based on visual inspection. The shape of the altimeter along-track profiles permit to identify the river that is generally materialized as a shape of "V" or "U" with the lower elevations corresponding to the water surface (see Santos da Silva et al., 2010 and Baup et al., 2014 for more details).
- The computation of the time-series of water level.

4.2.4.4. Surface water volume storage

The approach used to estimate the anomalies of surface water volume is based on the combination of the surface water extent derived from MODIS images with altimetry-based water levels estimated at virtual stations distributed all over the delta (Figure 4.5). Surface water level maps were computed from the interpolation of water levels over the land water surfaces using an inverse-distance weighting spatial interpolation technique following (Frappart et al., 2012). Hence, water level maps were produced every 8 days from 2000 to 2015. For each water pixel, the minimal height of water during 2000-2015 is estimated. As ERS-2, ENVISAT and SARAL had a repeat cycle of 35 days, water levels are linearly interpolated every 8 days to be combined with the MODIS composite images.

Surface water volume time series are estimated over the Mackenzie Delta following (Frappart et al., 2012):

$$V=\sum_{j \epsilon S} [h(\lambda_j, \varphi_j) - h_{min}(\lambda_j, \varphi_j)]. \delta_j . \Delta S \quad \text{(Eq.4.6)}$$

where V is the anomaly of surface water volume (km3), S is the surface of the Mackenzie Delta (km²), h (λj, ϕj) the water level, h_{min} (λ_j, φ_j) the minimal water level for the pixel of coordinates (λ_j, φ_j) inside

the Mackenzie Delta, δ_j equals 1 if the j^{th} pixel is associated to permanent water body/inundated and 0 if not and ΔS the pixel surface (0.25 km²).

4.2.5. Results

4.2.5.1. MODIS-based land water extent and their validation

Following Sakamoto et al. (2007) method, all pixels of 8-day image have been classified into 4 classes: class 0 corresponding to vegetation, class 1 to permanent water, class 2 to inundation and class 3 to mixture of land and water. Map of annual average of land water surface, composed of inundated and permanent water bodies (classes 1 and 2), was obtained at spatial and temporal resolutions of 500 m and 8 days respectively from June to September over the 2000-2015 period (Figure 4.3a). Map of annual average of land water surface duration along with associated standard deviation over 2000-2015 during ice-free period of three months and half (105 days) is presented in Figure 4.3b. Permanent water bodies (i.e., identified as land water surface more than 70 days annually) are located along the Mackenzie River main channel, its tributaries (Reindeer, Peel, Middle and East Channels) and major lakes of the Delta. The longer water areas (i.e., identified as flooded between 30 and 70 days annually) are surrounding permanent water bodies. Other areas of the delta are annually inundated up to 30 days (Figure 4.3a). The map of standard deviation of the annual flood duration shows ranges from a few days over the areas affected by floods during a short time span to 15 days close to permanent water bodies (Figure 4.3b).

Maps of errors made on land water surface duration with associated standard deviation are shown in Figure 4.3c and 4.3d over 2000-2015. Mixed pixels have been used to calculate the error for each pixel on land water surface duration, corresponding to the class 3 "mixed" of Sakamoto et al., 2007 classification. Standard deviation of error is presented in Figure 4.3d. Maximal error and error standard deviation is obtained for pixels of potential flooding area in the delta. If short differences – lower than 20 ± 12 days – can be observed in the downstream part of the delta (over 69°N), longer differences (30 to 50 ± 15 to 20 days) are present in the upstream part. They can be attributed to the presence of small permanent lakes in this area. Important interannual differences can be observed between wetter (Figure 4.3e) and dryer (Figure 4.3f) years.

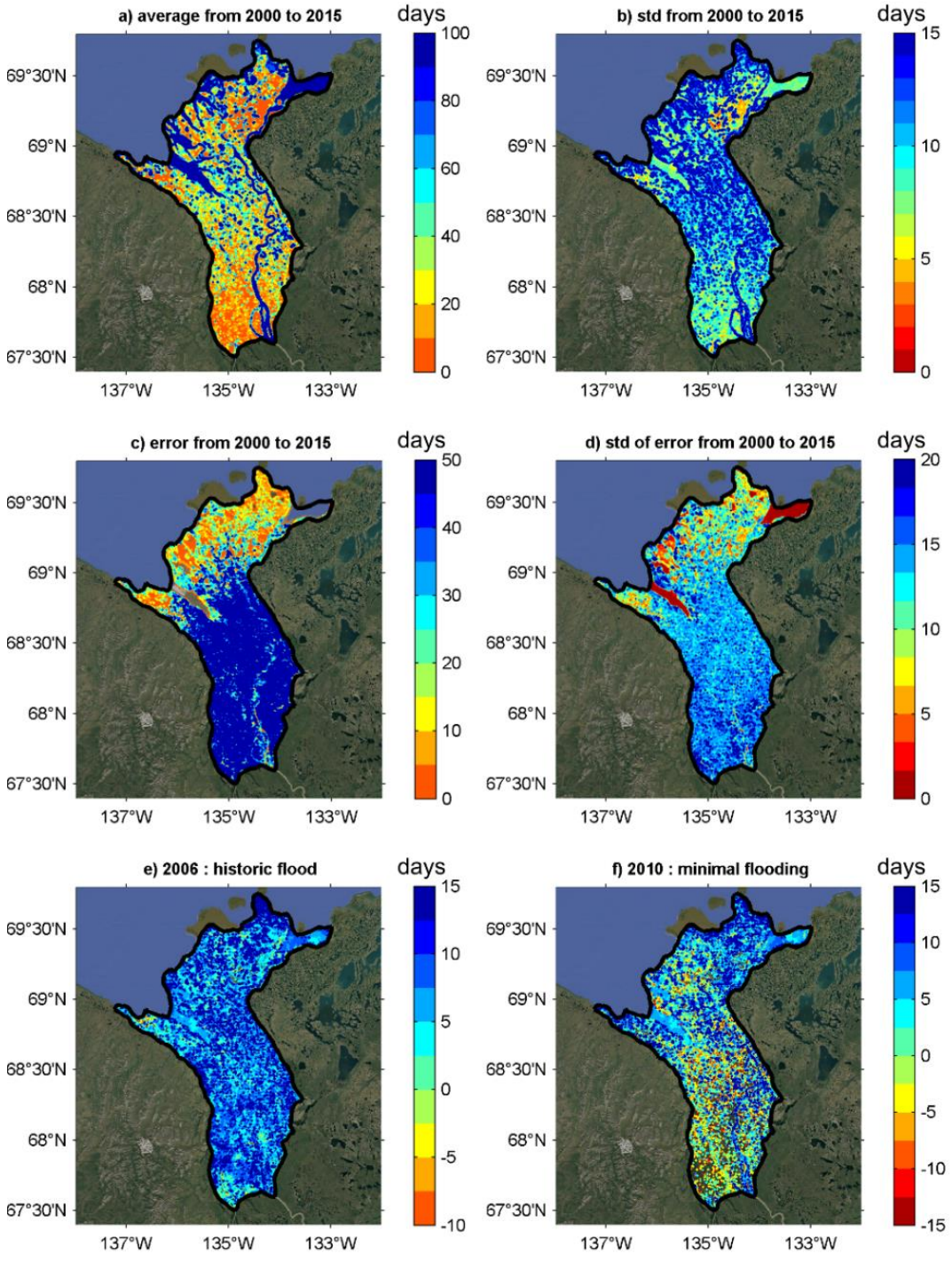


Figure 4.3. Maps of surface water extent duration for (a) annual average from 2000 to 2015, (b) annual standard deviation from 2000 to 2015, (c) error average from 2000 to 2015, (d) standard deviation of error from 2000 to 2015, difference between annual average land water surface duration from 2000 to 2015 and land water surface duration during (e) 2006 associated with the highest flood event, and (f) 2010 associated with the lowest flood event recorded over the period.

Surface water extent (the sum of permanent bodies and inundated areas) were also estimated applying the approach described in sub-section 3.1 for OLI images at 30 m of spatial resolution, and resampled at 500 m of spatial resolution. They were compared to MODIS-based surface water extent for the closest date (Table 4.1). Figure S3a, S3b and S3c present the maps of the surface water extent determined using MODIS, OLI 500 m and OLI 30 m respectively, acquired in July 2013. Medium and large scale (with a minimal size of 300 m) land water features are well detected as displayed on the zoomed part of images. Figure S3c present a zoom of surface water extent using OLI 30 m with permanent and inundated bodies. Surface water extent from OLI 500 m and MODIS are similar for both dates with differences lower than 20% (Table 4.1). For example in July 2013, land water surface is about 4,499 km² for OLI 500 and 3,798 km² for MODIS (Table 4.1). Percentages of common detection of surface water were estimated for the pixels detected as land water surface in the pair of satellite images. These percentages are 73 and 74 % for July 2013 and August 2013, respectively. Areas detected as water by both sensors corresponds to the main channels and connected floodplains. Differences appear on the boundaries of the commonly detected as inundated areas and at small-scales and can be attributed to the difference of acquisition dates between MODIS and OLI (Figure S4). These results highlight the robustness of the method of Sakamoto et al. (2007) for accurate land water surface retrievals. These surface water extent have been compared with surface water extent (channels and wetlands) determined by Emmerton et al. (2007) in Table 4.1. For MODIS, differences are lower than 15% and for OLI 500, differences are about 25% (Table 4.1).

However, the comparison between surface water extent estimated from OLI 30 m and MODIS 500 m shows important differences. In July 2013, surface water extent is about 3,798 km² from MODIS and 7,685 km² from OLI 30. The surface extents are higher for OLI 30 by a factor of 2 (Table 4.1). According to Emmerton et al., 2007, the Mackenzie Delta is composed of 49,000 lakes with a mean area of 0.0068 km² and 40% of the total number of lakes have an area inferior to 0.25 km². The pixel sizes of OLI 30 m and MODIS 500 m are approximately 0.0009 km² and 0.25 km², respectively. Thus, the high difference between the land water surfaces detected using OLI 30 m and MODIS is probably associated to a spatial sample bias. Small-scale water features detected from OLI cannot be detected from MODIS due to a lower spatial resolution.

Surface water extent determined using OLI 30 have been compared to Emmerton et al. (2007) surface water extent (including channels, wetlands and lakes). Emmerton et al., (2007) classified the Mackenzie Delta habitat in lakes, channels, wetlands and dry floodplains using information from a topographic maps derived from aerial photographies taken during the 1950's for low water periods. Differences between surface water extent of OLI 30 and Emmerton et al., (2007) are lower than 15 % (Table 4.1).

Table 4.1. Validation of surface water extents (km²) determined using OLI 30 m, OLI 500 m, and MODIS 500 m images with Emmerton et al. (2007).

	MODIS : 04/07/2013 OLI : 01/07/2013	**MODIS : 05/08/2013 OLI : 02/08/2013**
MODIS 500 m	3,798	3,298
OLI 500 m	4,499	3,859
Emmerton et al., 2007 (channels+wetlands, km²)	3,358	3,358
Difference between MODIS 500 and Emmerton et al., 2007	440 km² (13 %)	60 km² (2 %)
Difference between OLI 500 and Emmerton et al., 2007	1,141 (34 %)	500 (15 %)
OLI 30 m	7,685	7,156
Emmerton et al., 2007 (channels+lakes+wetlands, km²)	6,689	6,689
Difference between OLI 30 and Emmerton et al., 2007	996 km² (13 %)	467 km² (7 %)

In order to investigate the assumption of spatial sample bias associated with MODIS 500 m, a satellite validation of surface water extent is performed (Table 4.2). Permanent water and inundated surfaces have been calculated for MODIS, OLI 500 and OLI 30. For OLI 30 and OLI 500, pixels identified as surface water for the two dates are considered as permanent waters (Table 4.2). In July 2013, inundated surfaces are nearly equal, about 577 km² for MODIS, 690 km² for OLI 500 and 627 km² for OLI 30 (Table 4.2). In August, inundated surfaces are equal to 250 km² and are 2.5 more important than OLI 30 (98 km²), if we consider OLI 30 as truth.

Table 4.2. Satellite validation of surface water extent using OLI 30, OLI 500 and MODIS 500 m.

Date	Permanent water MODIS (km²)	Permanent water OLI 500 (km²)	Permanent water OLI 30 (km²)	Inundated surfaces MODIS (km²)	Inundated surfaces OLI 500 (km²)	Inundated surfaces OLI 30 (km²)
MODIS : 04/07/2013 OLI : 01/07/2013	3,167	3,809	7,058	577	690	627
MODIS : 05/08/2013 OLI : 02/08/2013	2,885	3,809	7,058	250	50	98

Time series of surface water extent in the Mackenzie Delta were derived from the 8-day maps of surface water extent (Figure 4.4). Surface extent water varies from 1,500 to 14,284 km² between 2000 and 2015 along the hydrological cycle. Each year, water surface extent is maximum in June in response to the spring ice break-up and snow melt that occurred in May (between day of year, DOY, 110 and 130 on average) in the Delta and decreases to reach a minimum in September, as previously observed by Goulding et al., 2009a, Goulding et al., 2009b. On average, during the study period, maximum surface water extent is ~9,600 km². The largest water surface extent was reached in June 2006 with an inundated area of 14,284 km², which represents ~85% of the delta total surface (Figure 4.4). Large surface water extents (~12,500 km²) were also detected in 2011 and 2013 in accordance with high discharge peaks reported these years (http://wateroffice.ec.gc.ca/) and the historic inundation that occurred in Aklavik in 2006 (Beltaos and Carter, 2009).

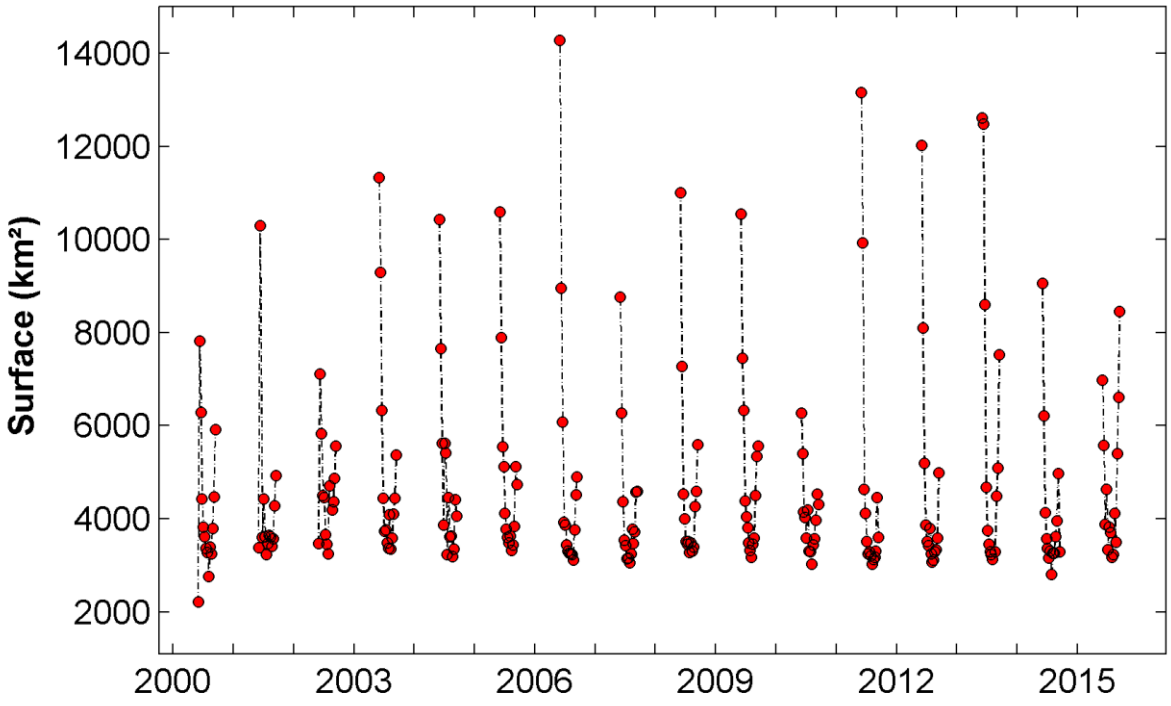


Figure 4.4. Time series of surface water extent from 2000 to 2015, between June and September, derived from the MODIS images.

4.2.5.2. Alimetry-based water levels and their validation

The Mackenzie Delta is densely covered with altimetry tracks from the ERS-2, ENVISAT and SARAL missions that all were on the same nominal orbit. Twenty-two, twenty-seven and twenty-four altimetry virtual stations were built at the cross-section of an altimetry track with a water body for these three missions respectively (see Figure 4.5 for their locations). A water level temporal series is obtained for each virtual station.

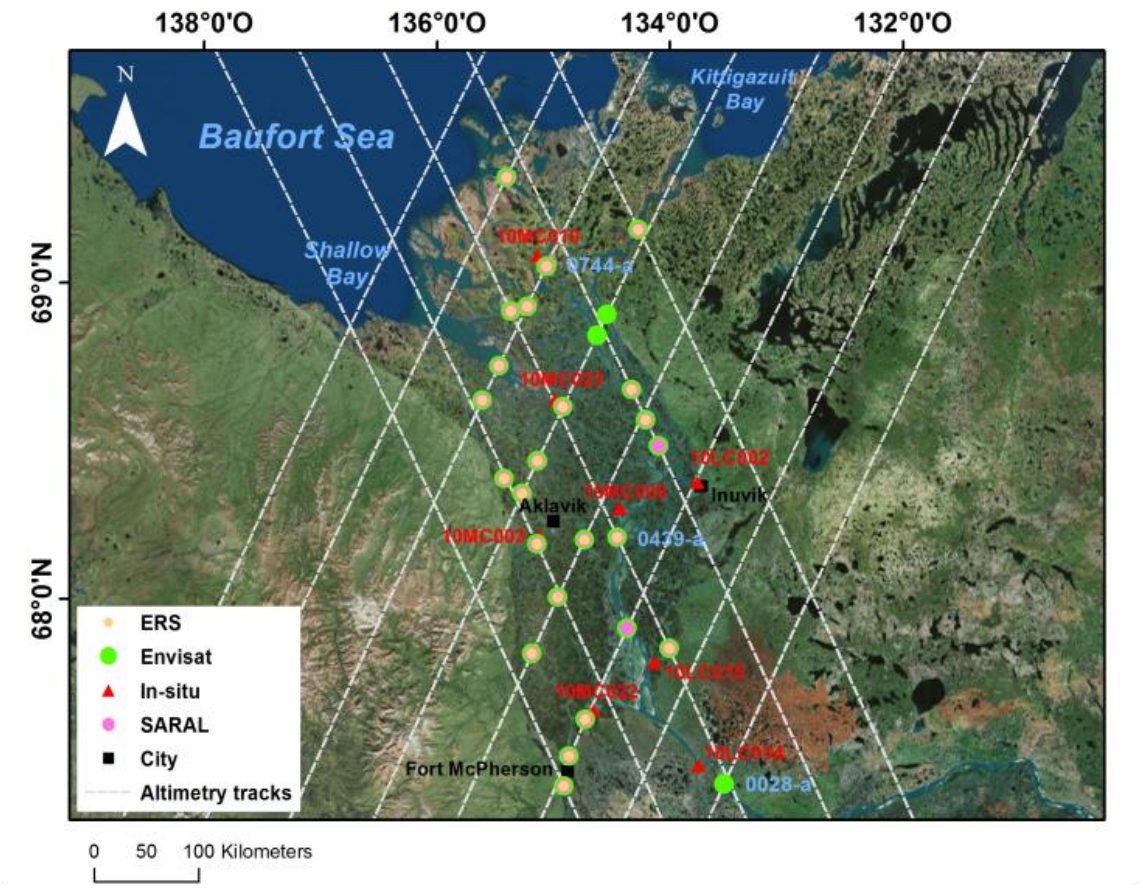


Figure 4.5. Locations of virtual stations (VS) in the Mackenzie Delta for ERS-2 (yellow dots). ENVISAT (green dots) and SARAL (purple dos) altimetry missions. Altimetry tracks appear in grey. *In situ* stations are represented using red triangles

The quality of altimetry-based water levels was evaluated using *in situ* gauge records. Only six virtual stations are located near *in situ* stations (with a distance lower than 20 km) for ERS-2 data, ten for ENVISAT and eight for SARAL data. Characteristics of these virtual stations are given in Table 4.3.

Altimetry-based water levels were validated using these virtual stations close enough (< 20 km) to *in situ* stations (6 comparisons for ERS-2, 10 for ENVISAT and 8 for SARAL). For ERS-2 and SARAL comparisons, the correlation r is low at the station 0114-c, i.e. -0.38 and 0.15 respectively (Table 4.3).

For ERS-2, quite high correlation coefficients are obtained for 4 virtual stations out of 6, with $r \geq 0.69$ and RMS ≤ 1 m (Table 4.3). For the two other stations, no correlation is observed (-0.38 and 0.08 for ERS-2-0114c and ERS-2-0200-d respectively with a RMS ≥ 1 m) (Table 4.3).

For ENVISAT, 8 out of 10 stations have a correlation coefficient ranging between 0.66 and 0.93 (Table 4.3). Except for ENV-0572-a, which is located 22 km away from the nearest *in situ* station, higher correlations were found when the river is larger at the VS (Table 4.3). For example, ENV-0114-b exhibits a negative correlation (r = -0.27) where the cross-section was only 150 m width (Table 4.3). This station is also located near the city of Inuvik. The presence of the town in the altimeter footprint could exert a strong impact on the radar echo and explain this low correlation.

For SARAL, 5 out of 6 virtual stations have a good correlation r coefficient higher than 0.76 with a low RMS (Table 4.3) due to its narrower footprint with an increase of the along-track sampling.

Tableau 4.3: Statistic parameters obtained between altimetry-based water levels from altimetry multi-missions and *in situ* water levels

Virtual station (SV)	*In situ* station	Altimetry mission	Distance (km)	River width at VS (m)	N	r	RMS (m)	R^2	Bias (m)	Bias ICESat (m)
0439-a	10MC008	ERS-2	11.44	1950	5	0.76	0.5	0.58	0.55	1.36
		ENVISAT			24	0.89	0.5	0.81	0.15	0.65
		SARAL			8	0.96	0.35	0.93	-0.95	-0.15
0983-c	10MC003	ERS-2	3.1	360	20	0.69	0.7	0.47	-	-
		ENVISAT			26	0.66	0.89	0.44	-	-
		SARAL			6	0.9	0.4	0.8	-	-
0114-c	10MC022	ERS-2	1.9	430	14	-0.38	2.82	0.14	-	-
		ENVISAT			23	0.8	1.17	0.64	-	-
		SARAL			7	0.14	0.73	0.02	-	-
0200-d	10MC023	ERS-2	4.11	630	17	0.08	4.3	0	-	-
		ENVISAT			22	0.87	0.33	0.75	-	-
		SARAL			6	0.76	0.3	0.57	-	-
0744-a	10MC010	ERS-2	5.16	850	5	0.88	0.1	0.77	-	-1.28
		ENVISAT			24	0.93	0.15	0.87	-	-1.17
		SARAL			2	0.99	0.15	0.99	-	-2.19
0439-d	10LC015	ERS-2	7.2	380	20	0.92	0.83	0.86	-	-
		ENVISAT			28	0.65	1.75	0.43	-	-
		SARAL			5	0.95	1.3	0.9	-	-
0525-a	10MC002	ENV	16.31	500	29	0.77	1.45	0.6	-	-
0028-a	10LC014	ENV	16.05	1360	17	0.83	1.84	0.7	-	2.35

Comparisons between water levels derived from altimetry and *in-situ* are shown for two stations for ERS-2 (called ERS-2-0744-a and ERS-2-0439-a; Figure 4.6a and 4.7a), three for ENVISAT (ENV-0744-a, ENV-0439-a and ENV-0028-a; in Figure 4.6b, 4.7b and 4.8) and two for SARAL (SARAL-0744-a and SARAL-0439-a; Figure 4.6c and 4.7c). Virtual station 0744-a is located in the downstream part of the delta, 0439-a in the center and 0028-a in the upstream part (Figure 4.5). For each station, water levels obtained by altimetry and water levels of *in situ* gauge are superposed (Figures 6, 7 and 8). Then, water level anomalies, which are computed as the average water level minus the water level, have been calculated for altimetry and *in situ* data.

The virtual station 0744-a is located in the North of the Mackenzie Delta (Figure 4.5). Water level time-series have been processed between 1995 and 2015 and compared to *in situ* data of the station 10MC010 for each mission ERS-2, ENVISAT and SARAL (Figure 4.6). *In situ* data are not continuous since river is frozen from October to April. With regard to altimetry, data have been acquired all the year but during frozen periods, water levels are unrealistic due to the presence of river ice. Thus, the processing is done only from the beginning of June to the end of September as for multispectral imagery treatment. The correlation r between altimetry water levels and *in situ* levels is 0.88 for ERS-2, 0.93 for ENVISAT and 0.99 for SARAL (Table 4.3). For the three missions, RMS is weak, lower than 0.15 m (Table 4.3). At this station, the variation of water level is about 2 m on average with an important water level in June that decreases to September (Figure 4.7a, 4.7c and 4.7e).

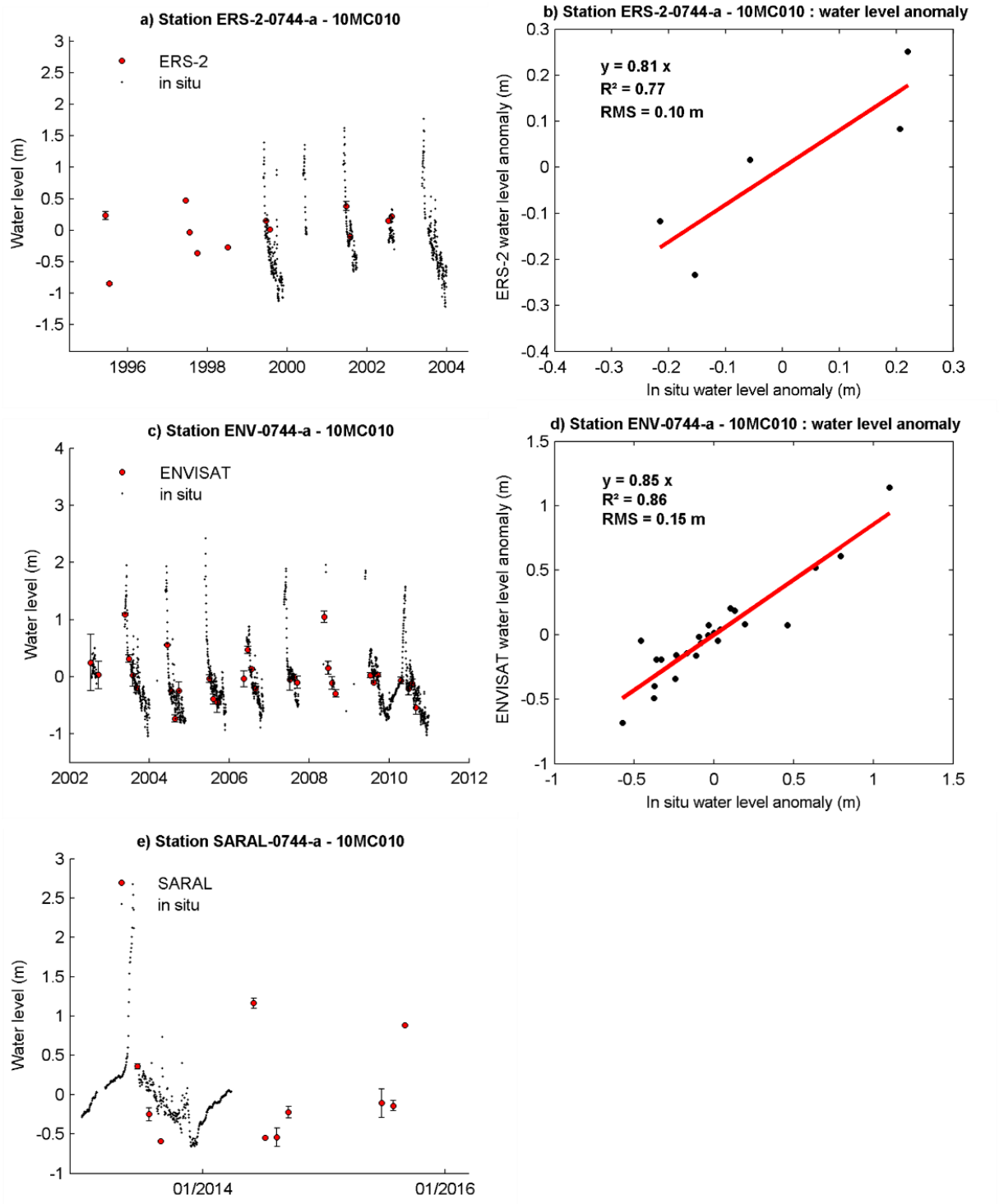


Figure 4.6. Altimetry-based water levels from 1995 to 2015 compared with *in situ* water levels for the station 0744-a located in the downstream part in the Mackenzie Delta (a) using ERS-2 mission and (b) water level anomaly with statistic parameters, (c) using ENVISAT mission and (d) water level anomaly with statistic parameters and (e) using SARAL mission.

The virtual station ERS-2-0439-a is in the center of the Mackenzie Delta and water levels time-series have been done between 1995 and 2015 and compared to *in situ* data of the station 10MC008 for the three missions ERS-2, ENVISAT and SARAL (Figure 4.7). The correlation between altimetry water levels and water levels from *in situ* gauge is about 0.76 for ERS-2, 0.89 for ENVISAT and 0.96 for SARAL (Table 3). RMS is included between 0.35 and 0.5 m for the three missions. On average at this station, water levels variations are about 4 meters with a maximal water level in June that decreases to reach a minimal value in September (Figure 4.7a, 4.7c and 4.7e).

Water levels time-series between 2002 and 2010 at the virtual station ENV-0028-a located upstream of the Mackenzie Delta have been compared to *in situ* data of the station 10LC014 (Figure 4.8). A good correlation was found for this station too, with a coefficient correlation r of 0.83 and a RMS of 1.84 m (Table 3). For this station, variations of water levels are much higher with 9 m on average but reaching 12 m during the 2006 extreme event (Figure 4.8a). Water levels time-series were constructed only for ENVISAT mission since for the two others (ERS-2 and SARAL), altimetry water levels were not consistent exhibiting values around 70 meters. Therefore, water levels determined by altimetry and water level from *in situ* gauge have a difference, probably explained by the distance between virtual station and *in situ* gauge (16.31 km) since the slope is about -0.02m/km in the Delta (Hill et al., 2001). Moreover, the seasonal cyclic thawing and freezing of the active layer causes cyclic settlement and heave at decimeters levels, estimated to 20 cm (Szostak-Chrzanowski, 2013).

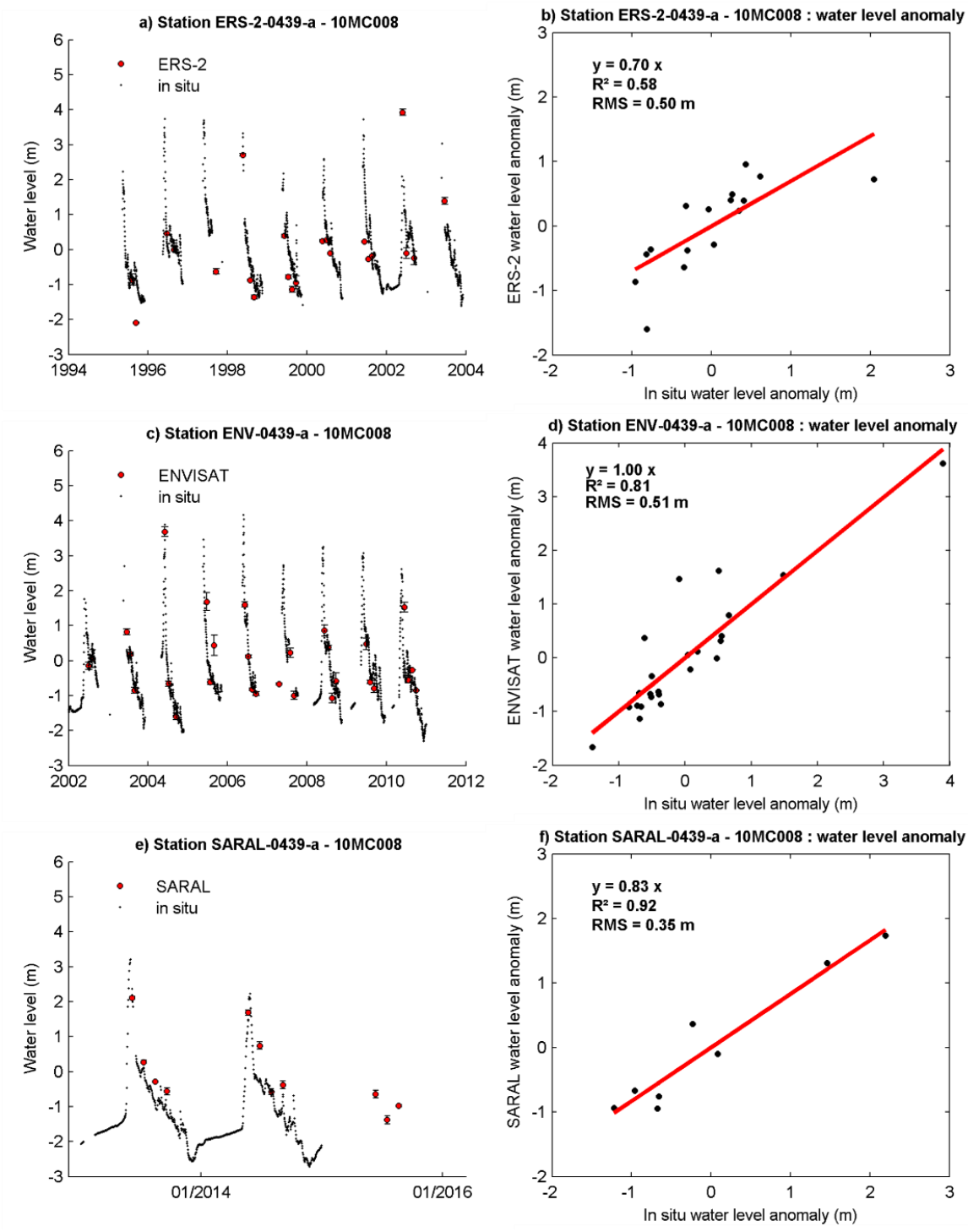


Figure 4.7. Altimetry-based water levels from 1995 to 2015 compared with *in situ* water levels for the station 0439-a located in the centre in the Mackenzie Delta (a) using ERS-2 mission and (b) water level anomaly with statistic parameters, (c) using ENVISAT mission and (d) water level anomaly with statistic parameters, (e) using SARAL mission and (f) water level anomaly with statistic parameters.

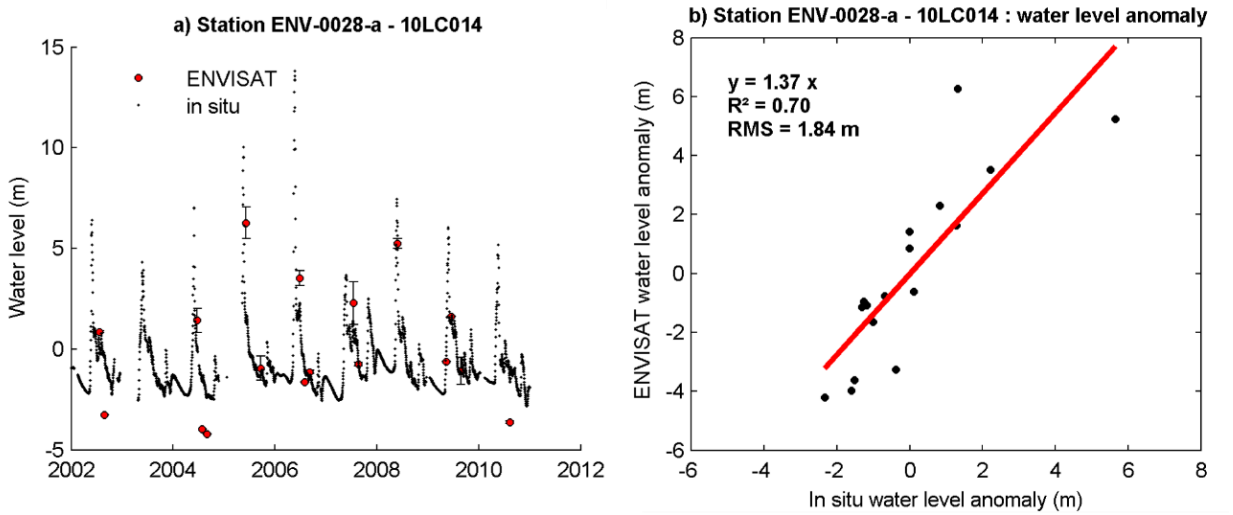


Figure 4.8. Altimetry-based water levels from 1995 to 2015 compared with *in situ* water levels for the station 0028-a located in the centre in the Mackenzie Delta (a) using ERS-2 mission and (b) water level anomaly with statistic parameters, (c) using ENVISAT mission and (d) water level anomaly with statistic parameters, (e) using SARAL mission and (f) water level anomaly with statistic parameters.

4.2.5.3. Time series of surface water storage anomalies in the Mackenzie Delta

The minimum water level of each inundated pixel was determined over the observation period. 8-day surface water levels maps were created after subtracting the minimum water level to water level at time t, using MODIS-based flood extent and altimetry-derived water levels in the entire delta from June to September. Example of water level maps are presented for 2006 at 4 different dates (in June, July, August and September), characterized as an historic flood (Figure 4.9).

Over the study period, water level maps show a realistic spatial pattern with a gradient of water level from south to north consistent with flow direction in the delta. On Figure 4.9a, in June 2006 for example, water levels are higher (about 5 m) upstream than downstream (about 0.5 m). The surface water storage reaches its maximal extent in June (Figure 4.9a) and then decreases during the following months, reaching 1 m in September in the entire delta (Figure 4.9b, 4.9c and 4.9d).

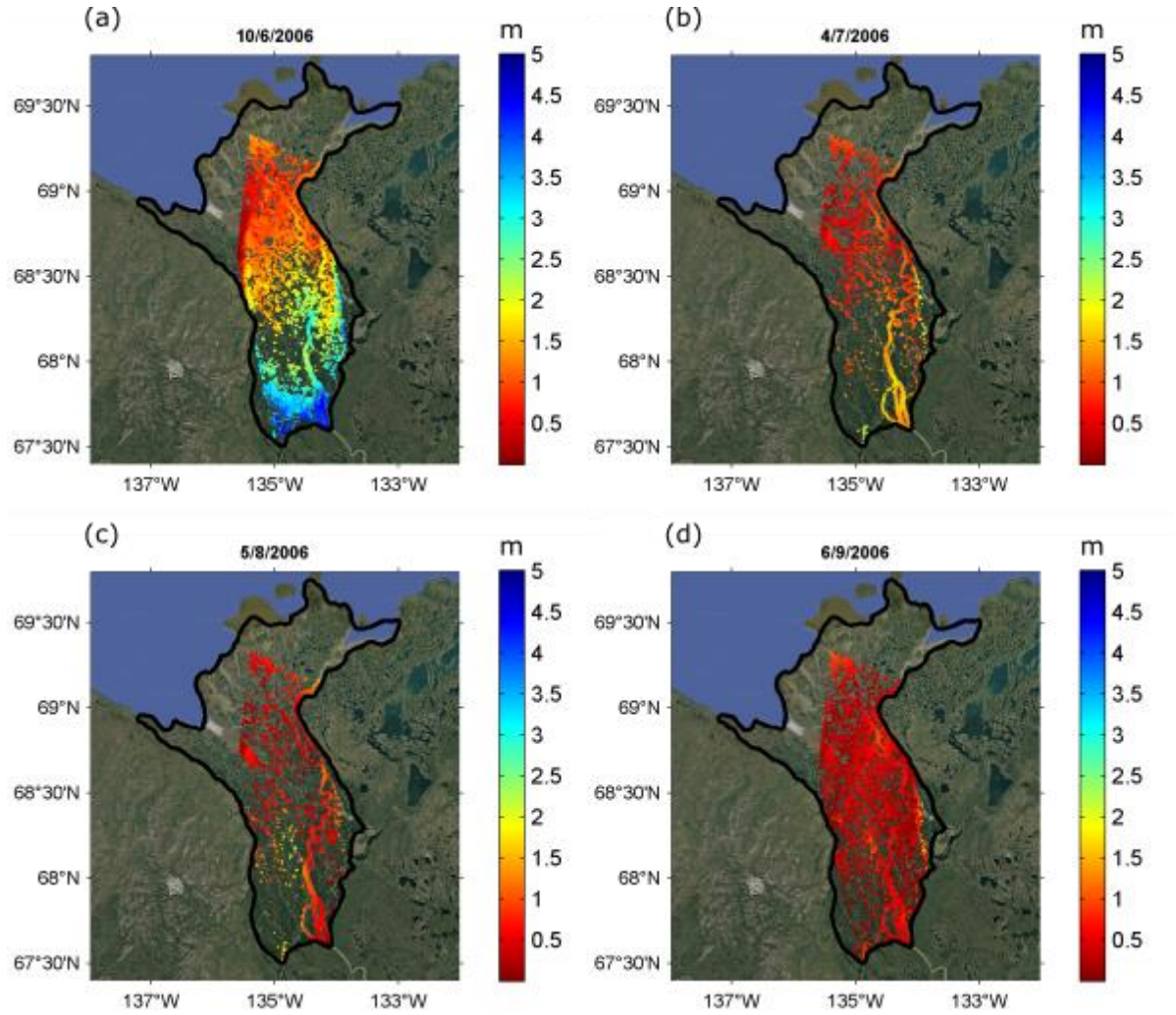


Figure 4.9. Water level maps in the Mackenzie Delta in 2006 (historic flood) obtained combining inundated surfaces determined using MODIS images with altimetry-derived water levels (a) in June, (b) in July, (c) in August and (d) in September.

The time series of surface water volume variations was estimated from 2000 to 2010 and then from 2013 to 2015, between June and September, following a similar approach as in Frappart et al., 2012 (Figure 4.10). Surface water storage was estimated from 2000 to 2003 using ERS-2 data, from 2003 to 2010 using ENVISAT data and from 2013 to 2015 using SARAL. Between 2010 and 2013, surface water storage could not be estimated due to lack of RA data over the delta. The impact of the presence of a virtual station located in the upstream part of the delta and the inclusion of ERS-2 data on our satellite-based surface water volume estimation were assessed. For ERS-2 and SARAL data, no virtual station was created in the upstream part due to unreliable water levels in the upstream part of the delta. During the SARAL observation period, *in situ* water levels from 10LC014 station were used. One curve corresponds to surface water volume with virtual station in the upstream part of the delta (2002-2015;

red) and another one without virtual station in the upstream part of the delta (2000-2015; green). Correlations between river discharges and surface water volumes with and without (2002-2015) upstream virtual station are the same (0.66). Of the presence of a virtual station in the upstream part of the Mackenzie decreases the water volume by ~0.3 km^3 on average (Figure 4.10). The correlation is lower (0.63) when ERS-2 data are included in the analysis (2000-2015). The integration of ERS-2 data have a lower accuracy slight decrease the correlation between water storage and flux.

In term of temporal variability, a clear seasonal cycle is visible with a yearly maximum of water surface volume occurring in June (about 9.7 km^3 on average), followed by a decrease until September (Figure 4.10). The peak generally corresponds to the presence of the extensive flood covering the delta in June, and during summer, the volume decreases to reach its minimal in September (~0.2 km^3). The largest surface water volume happened in 2006 with a volume of 14.4 km^3 (Figure 4.10), known as an historic flood (Beltaos and Carter, 2009). These results showed that the satellite-based surface water volumes estimation are consistent with the Mackenzie River discharge, which is the main driver of the delta flooding.

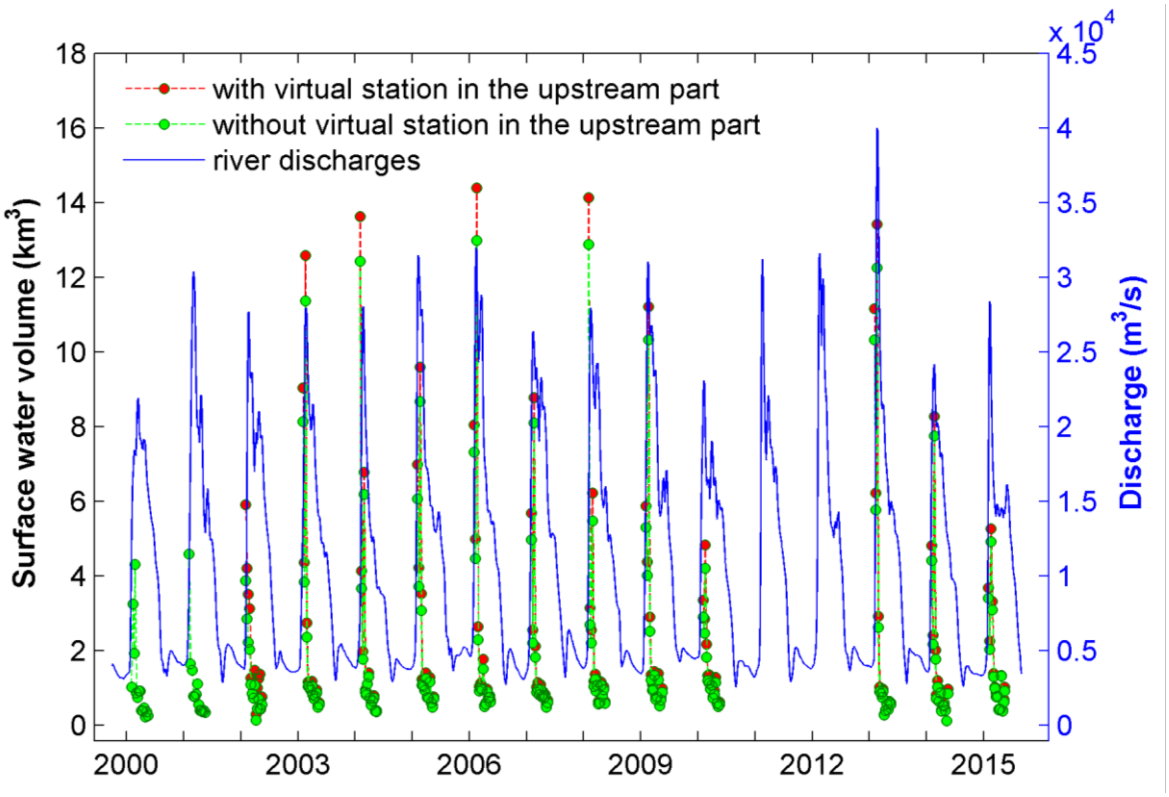


Figure 4.10. Surface water volume from 2000 to 2015, determined by combining inundated surfaces from MODIS with altimetry data. 167 red points correspond to surface water volume obtained with a virtual station located in the upstream part of the Delta, green points to surface

water volume without a virtual station located in the upstream part of the Delta. The Mackenzie River Delta discharges at 10LC014 gauge station appear in blue.

4.2.6. Discussion

4.2.6.1. Spatio-temporal dynamics of surface water extent

Maps of surface water extent duration for annual average from 2000 to 2015 exhibit important spatio-temporal variations along the Mackenzie Delta (Figure 4.3a). Areas with open water present during the whole study period are located along the Mackenzie River and its tributaries. On the contrary, areas covered with open water for a duration lower than 30 days on the study period of 120 days are mostly located in the western upstream and eastern downstream parts of the delta but also in some locations in the western downstream part and along the Mackenzie mainstream (Figure 4.3a). They correspond to regions only inundated in June during the floods caused by spring ice break-up and snow melt occurring in May (see Figure 4.9 for the temporality of the flood extent). The central part of the Mackenzie is inundated between 40 and 70 days per year (Figure 4.3a). As it can be seen in Figure 4.9, this area is not continuously inundated but during two flood events in June in response to snowmelt and in August and September in response to an increase of river discharges of the Mackenzie River. This secondary peak ranges from 3,000 to 5,000 km² in comparison with the sooner one that ranges from 4,000 to 10,000 km² (Figure 4.4). Maps of difference between the duration of extreme surface water surface and the average duration water surface duration from 2000 to 2015 were estimated for the large historic flood that occurred in 2006 (Figure 4.3e) and for the minimal flood that occurred in 2010 (Figure 4.3f). The whole Mackenzie Delta was practically covered of water in 2006, whereas large areas, especially in the downstream part of the delta, were not inundated in 2010 (Figure 4.3f).

4.2.6.2. Spatio-temporal dynamics of surface water levels in the Mackenzie delta

For all stations and RA missions, a strong seasonal cycle can be seen, with a maximum water level reach in June after the spring ice break-up and snow melt that decreases to reach a minimal value in September, in good accordance with the hydrological cycle of the Mackenzie Delta. The Delta is frozen from October to May and during spring-early summer, the freshwater meets an ice dam that was formed in winter, what provokes river discharges variations from 5,000 m^3 to 25,000 m^3 on average (http://wateroffice.ec.gc.ca/, Figure 4.1b). Then, these important variations provoke water levels increase and important floods each year in the delta. However, water levels variations as revealed

from RA are not equal over the delta. In the upstream part, variations are 9 m on average, 4 m in the center and 3 m in the downstream part of the Mackenzie Delta.

Water level time-series from data acquired by the ENVISAT mission between June and September averaged over 2002-2010 are presented in Figure 4.11. Each time-series has been shifted manually and errors are not shown here for clarity purpose. Virtual stations used to discuss the spatio-temporal variations were chosen along the Mackenzie River from upstream to downstream and at similar latitudes on the Mackenzie River and its tributaries. They are represented using green dots for variations along the Mackenzie River and red triangles for latitudinal variations (Figure 4.11a). Time-series from Figure 4.11b are located along the Mackenzie River, number 1 is corresponding to the upstream part and number 8 to the downstream part. Logically, a stronger seasonal cycle is observed upstream than downstream. If the primary peak of flood that occurs in June clearly appears for all the stations, the secondary peak of August-September is not well marked for all the stations. This could be due to either local differences in the hydrodynamics of the river or due to the low temporal frequency of acquisition of the altimeters that is not sufficient to fully capture the whole specificities of the hydrological cycle (see Biancamaria et al., 2017 for instance). Latitudinal differences can also be noticed (Figure 4.11c). Larger annual amplitudes of water levels can be observed in the Mackenzie River than over its tributaries. The second flood event occurs earlier in the central part (August) than in the western and eastern parts (September).

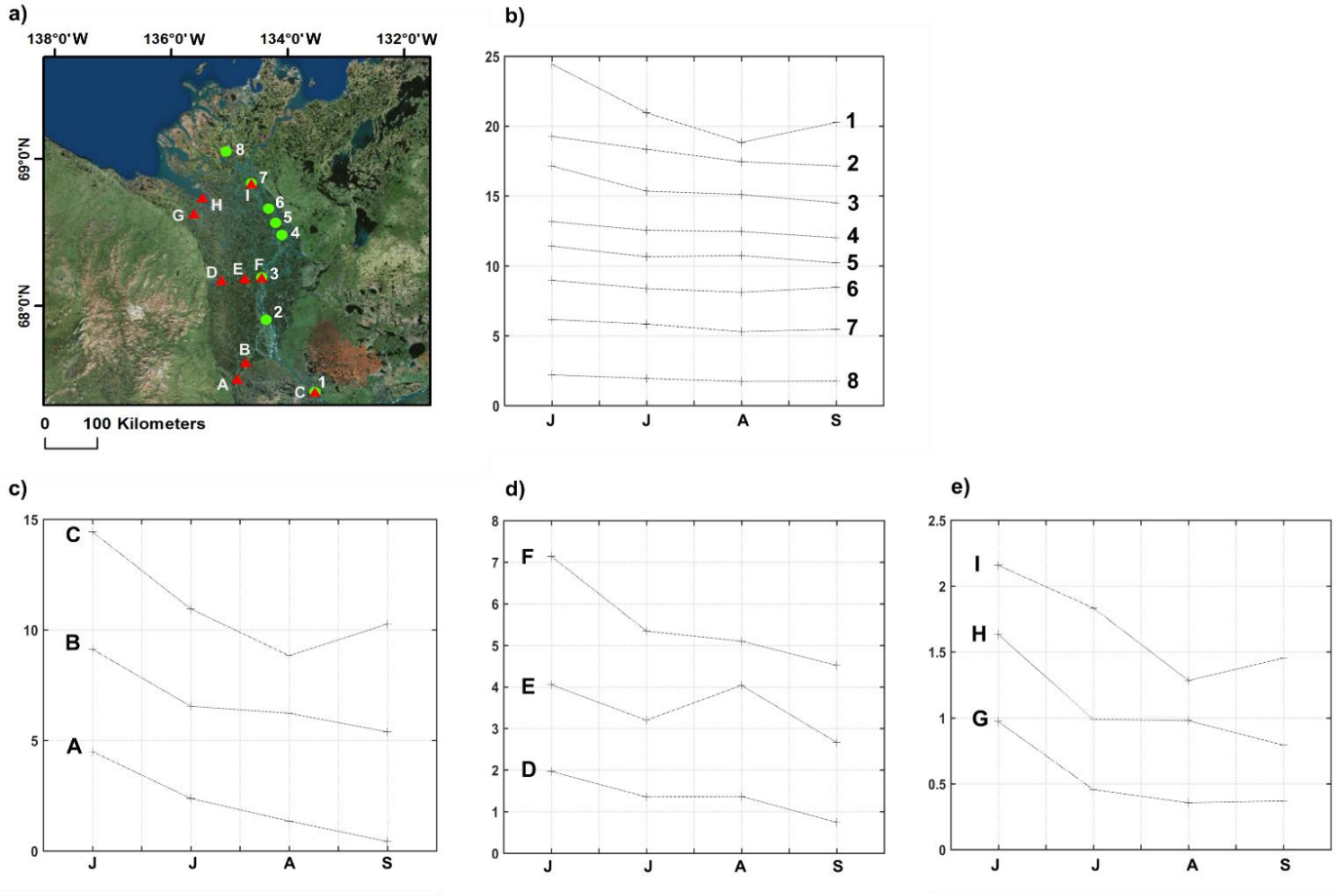


Figure 4.11. Temporal and spatial variations of surface water levels (in meters) in the Mackenzie Delta a) Location of virtual stations used to analyse spatial variations, green dots are corresponding to latitudinal variations along the Mackenzie River (from number 1 to 8) and red triangles are corresponding to longitudinal variations at 3 different latitudes (letters from A to I), b) surface water levels time-series along the Mackenzie River at different latitudes, c), d) and e) show surface water levels time series at 3 different latitudes with 3 virtual stations at each latitude to analyse longitudinal spatial variations.

4.2.6.3. Spatio-temporal dynamics of surface water storage

The spatio-temporal dynamics of surface water storage is presented in Figure 4.9 for 2006. A strong upstream-downstream gradient of water levels can be observed in June with water levels ranging 0 to 5 m from north to south (Figure 4.9a). It strongly decreases in July (0 to 1.5 m in Figure 4.9b) and does not appear in August (Figure 4.9c) and September (Figure 4.9d). For these two later months differences in water levels are more homogeneous of the whole delta (except in a region located around 135°W and between 68°N and 68°30'N in August). Our results were compared to the ones estimated by

Emmerton et al. (2007) under the assumption of a storage change as a rectangular water layer added to the average low-water volume for a stage variation from 1.231 m above sea level during low water period and 5.636 m above sea level at peak flood. Using this approach, Emmerton et al. (2007) found an increase in water volume of 14.14 km^3 over the floodplains and 7.68 km^3 over the channels. With our method, maximal water volume is around 9.6 km^3 in average and can reach 14 km^3. As it can be seen in Figure11, water levels present a strong decreasing gradient of amplitude over the delta towards the mouth and are, in average, lower than 5.636 m from Emmerton et al. (2007). The difference of approaches is likely to account for such discrepancy. The comparison between storage and flux (discharge) exhibits a quite good correlation (R=0.66 with no time-lag) between these two quantities. Several studies demonstrated that there is no linear relationship between surface water extent, surface water volume and river discharge due to the presence of floodplains non-connected to the river (e.g., Frappart et al., 2005; Heimhuber et al., 2017). Due to the small area of the non-connected lakes present in the Mackenzie delta, they are detected in our approach based on the use of MODIS images at 500 m of spatial resolution, as mixture areas (except during the June flood event where almost all the delta is inundated and all the flooded areas are connected to the river). Only the floodplains connected to river are considered in this study.

4.2.7. Conclusion

This study provides surface water estimates (permanent water of rivers, lakes and inundated surfaces connected to the rivers) dynamics both in extent and storage in the Mackenzie Delta from 2000 to 2015 using MODIS images at 500 m of spatial resolution and altimetry-based water levels. Surface water exhibits a maximal extent in the beginning of June and decreases to reach a minimal value in September. In June, the extent of land water surface is on average about 9,600 km^2. The highest value was observed in 2006 (~14,284 km^2), during the historic flood described by (Beltaos and Carter, 2009). Despite the lower resolution of MODIS images in comparison with Landsat-8 ones, surface water extent estimates are quite similar using both sensors over the river channels and the floodplains with an underestimation of 20% is found for MODIS. But, the numerous small lakes present in the Mackenzie Delta are not detected using MODIS. Nevertheless, the MODIS-based inundation product provides important information on flooding patterns along the hydrological cycle (flood events of June and August-September).

Virtual stations, or river/lake cross-section have been created across the Mackenzie Delta for the three radar altimetry missions (ERS-2, 1993-2003; ENVISAT, 2002-2010; SARAL, since 2013). Due to the lack

of valid data acquired in interferometry SAR mode by Cryosat-2, no information on surface water levels is available in 2011 and 2012. The water levels determined by altimetry at those stations have been validated with *in situ* river levels with good correlation coefficient (> 0.8) for the three missions. The dense network of altimetry virtual stations composed of 22 stations for ERS-2, 27 for ENVISAT and 24 for SARAL allowed the analysis of the spatio-temporal variations of water levels across the delta.

The combination between land water extent determined by MODIS imagery and the water levels derived from altimetry permitted to estimate surface water storage variations in the Mackenzie Delta at 8-day temporal resolution. Maps of surface water levels showed a clear upstream-downstream gradient in June that decreases with time. Temporal variations in surface water volume calculated from 2000 to 2010 and from 2012 to 2015 showed a maximal volume in June (on average 9.6 km^3) and a minimal volume in September (about 0.1 km^3). A relatively strong correlation was found between surface water volume and the Mackenzie River discharges (R=0.66).

These products provide a unique long-term dataset that allows a continuous monitoring of the changes affecting the surface water reservoir before the launch of the NASA-CNES Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mission in 2021. This approach can be applied to any other deltaic and estuarine environments as MODIS and altimetry data are available globally. The major limitations are i) the presence of clouds and dense vegetation cover that prevent the use of MODIS images, ii) the relatively coarse spatial resolution of MODIS images, iii) the coarse coverage of altimetry tracks. They can be overcome i) using SAR images for flood extent monitoring as Frappart et al. (2005), ii) using images with a higher spatial resolution, iii) combing information the different altimetry missions orbiting simultaneously. The recent launches of Sentinel-1, Sentinel-2 and 3 offer new opportunities for flood extent monitoring at higher spatial (from 10 m to 300 m) and temporal (a few days) resolutions. Associated with Aquatic color radiometry (Mouw et al., 2015), the approach developed here should provide useful information for the study of fluvial particle transport along the river-to-coastal ocean continuum and its potential impacts on ecosystems.

4.2.8. Acknowledgments

This study was supported by an internship grant from LabEX Côte (Université de Bordeaux) and a PhD grant from Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche and also by the CNES TOSCA CTOH grant. The authors also thank David Doxaran for fruitful discussion.

- Chapitre V -

Etude de la variabilité des matières en suspension comme traceur de la dynamique hydro-sédimentaire

Table des matières

Chapitre V

5.1. Introduction 171

5.2. Site d'étude 173

5.3. Matériels et méthodes 175

5.3.1. Couleur de l'eau 175

5.3.2. Données environnementales 180

5.3.3. Traitement statistique des données 180

5.4. Résultats et discussion 181

5.4.1. Description des forçages environnementaux 181

5.4.2. Exercice d'inter-comparaison entre les trois algorithmes de MES 184

5.4.3. Distribution spatiale moyenne des MES 188

5.4.4. Principales structures spatiales des MES en mode T 190

5.4.5. Sections longitudinales et transversales dans l'estuaire 196

5.5. Conclusion 202

Les chapitres 3 et 4 ont permis de quantifier les variations spatio-temporelles du volume d'eau de surface à l'échelle du delta. Le volume d'eau de surface en zones côtières présente une dynamique très marquée qui impacte le transport sédimentaire le long du continuum bassin versant-fleuve-panache côtier. Dans ce chapitre nous allons étudier la variabilité des MES dans un estuaire turbide et identifier les facteurs environnementaux qui contrôlent sa dynamique, avec pour enjeu à moyen terme de mieux caractériser la dynamique hydro-sédimentaire. Le jeu de données utilisé dans cette étude provient des missions multi-spectrales à haute résolution spatiale (HRS), Sentinel-2/MSI et Landsat-8/OLI. La zone d'étude est l'estuaire de la Gironde, qui présente une dynamique des MES très complexe. Les résultats présentés ci-dessous ont été soumis le 26 juin 2019 pour publication dans Journal of Geophysical Research. L'article a pour titre: « **Analysis of suspended sediment variability in a large highly-turbid estuary using a 5-year-long remotely-sensed data archive at high resolution** ».

5.1. Introduction

La morpho-dynamique, les flux biogéochimiques et l'écologie des communautés des estuaires et des littoraux adjacents sont contrôlés en partie par le transport sédimentaire (Turner and Millward, 2002 ; Etcheber et al., 2007 ; Talke et al., 2009). La caractérisation de la dynamique spatio-temporelle des MES, dont la distribution dépend des processus d'advection, de sédimentation et d'érosion (Dyer, 1988), permet d'améliorer nos connaissances sur les processus physiques qui modulent le transport sédimentaire (Jay et al., 2015 ; Hudson et al., 2016). Cependant, les modes de variabilité des MES sont très complexes, en particulier dans les systèmes macrotidaux dominés par des zones de turbidité maximale (ZTM). Ces variations se produisent à différentes échelles spatiales et temporelles, allant du centimètre au kilomètre et de la seconde à l'année, et qui sont déterminées par la morphologie 3D de l'estuaire (Grasso et Le Hir, 2019) et les forçages environnementaux comme la marée, les débits, le vent ou encore la turbulence (Uncles et al., 2016 ; Jalòn-Rojas et al., 2017). Ces différentes échelles de variabilité rendent très difficiles, tant d'un point de vue technique que méthodologique, l'observation et l'analyse des différentes composantes de la dynamique de MES (Jay et al., 2015).

La littérature scientifique indique qu'au moins deux systèmes d'observations sont nécessaires, de par leur complémentarité, pour enregistrer les variations spatio-temporelles de MES. Les programmes basés sur des réseaux de surveillance continue à long terme fournissent des séries temporelles à haute fréquence à différentes positions dans un estuaire (Garel et al., 2009 ; Sottolichio et al., 2011 ; Michell et al., 2012 ; Jalòn-Rojas et al., 2017). Ces données permettent d'étudier la variabilité des MES à différentes échelles de temps en utilisant des techniques de décomposition spectrale (Schoellhamer, 2002 ; French et al., 2008; Jalòn-Rojas et al., 2017). Cependant, l'extrapolation des résultats sur

l'ensemble du système doit être remise en question puisqu'il peut y avoir des effets locaux liés à la bathymétrie (Ralston et al., 2012) qui viennent s'additionner à la difficulté à discriminer les processus de mélanges verticaux et d'advection horizontale (Hudson et al., 2016). Les missions spatiales de couleur de l'eau fournissent de longues séries temporelles à faible fréquence temporelle (de quelques jours à quelques semaines) mais avec une couverture et une résolution adaptée aux échelles spatiales des environnements estuariens (Gernez et al., 2015).

Au cours de ces dernières années, les données issues des missions satellites à moyenne résolution spatiale, comme MERIS ou MODIS, ont largement été utilisées pour analyser la variabilité des MES en surface dans les estuaires (Doxaran et al., 2009 ; Shi et al., 2011 ; Feng et al., 2014 ; Loisel et al., 2014 ; Dogliotti et al., 2016 ; Hudson et al., 2016). Les analyses statistiques des MES sont réalisées principalement selon deux approches. Les analyses climatologiques, basées sur une segmentation du jeu de données selon la saison ou les forçages environnementaux, ont permis de caractériser les distributions spatiales moyennes de MES (Shi et al., 2011 ; Dogliotti et al., 2016 ; Hudson et al., 2016). La décomposition spectrale en mode S permet d'identifier les structures spatiales temporelles récurrentes dans le temps (Loisel et al., 2014) et de quantifier leurs contributions statistiques à la variance totale. Ces approches donnent accès à la variabilité temporelle de MES mais ne permettent pas d'examiner d'un point de vue statistique la récurrence des structures spatiales. De plus, la résolution spatiale moyenne limite fortement la capacité à étudier les variations spatio-temporelles au voisinage des zones de transition bathymétriques, qui jouent un rôle essentiel sur la distribution du transport sédimentaire et du piégeage des sédiments (Ralston et al., 2012). Le lancement récent de deux capteurs à HRS à bord du satellite Landsat-8 pour le capteur Operational Land Imager (OLI) et à bord de Sentinel-2 pour MultiSpectral Instrument (MSI) fournissent des données de couleur de l'eau de très bonne qualité (Pahlevan et al., 2017a ; 2017b ; Zhu et al., 2019), et pertinentes pour l'analyse de la variabilité des MES sur des petites et grandes échelles spatiales (Zhang et al., 2014 ; Qiu et al., 2016 ; Novoa et al., 2017 ; Caballero et al., 2018).

L'objectif principal de cette étude est de démontrer le potentiel de la télédétection HRS pour quantifier statistiquement la variabilité spatiale en surface des MES dans un estuaire avec une dynamique hydro-sédimentaire complexe. Premièrement, une analyse en composantes principales en mode T est réalisée en utilisant des séries temporelles discontinues, composées de 41 images provenant des capteurs MSI et OLI collectées entre Février 2013 et Août 2018, pour identifier les principaux patterns spatiaux et quantifier la contribution de chaque forçage environnemental. Ensuite, une analyse descriptive de la variabilité des MES le long de sections longitudinales et transverses à l'estuaire est effectuée pour caractériser finement les principales structures spatiales de turbidité à petite échelle.

5.2. Site d'étude

Le site d'étude est le système fluvio-estuarien de la Gironde (SFEG), composé de l'estuaire de la Gironde et des portions tidales des fleuves de la Garonne et de la Dordogne. Dans le cadre de cette étude, des limites arbitraires ont été choisies, Bordeaux pour la Garonne et Libourne pour la Dordogne. Le SFEG est localisé sur la côte atlantique (44°40'N to 45°40'N; 1°10'O to 0°0'E) et constitue le plus grand estuaire de l'Europe de l'Ouest avec une longueur de 75 km et une surface de 635 km² (Figure 5.1a). La composante estuarienne du SFEG est typique d'un système en forme d'entonnoir, où la largeur augmente exponentiellement dans la direction de l'océan, variant de 3,2 km à la confluence entre la Garonne et la Dordogne, à 11 km au niveau de l'embouchure (Ross and Sottolichio, 2016).

Entre 2000 et 2018, les débits journaliers d'eau douce de la Garonne sont compris entre 50 et 2 500 $m^3.s^{-1}$, et de 20 à 1 600 $m^3.s^{-1}$ pour la Dordogne (http://hydro.eaufrance.fr/). En moyenne, 66 % des apports en eau douce dans le SFEG proviennent de la Garonne et 34 % de la Dordogne.

L'estuaire de la Gironde comprend un chenal principal (ouest) et secondaire (est) séparés par des barres de sable allongées ainsi que des bancs dans la partie avale (Figure 5.1b), et des petites îles dans le milieu de l'estuaire (Figure 5.1c). Le chenal ouest est utilisé pour la navigation et a une profondeur moyenne de 9 m, maintenue artificiellement par dragage, alors que pour le chenal secondaire elle est de 7 m et évolue naturellement. Toutefois, la profondeur peut atteindre 20 m près de l'embouchure (Sottolichio et Castaing, 1999). La morphologie de l'estuaire est simplifiée dans la partie fluviale, laissant place à un large chenal et des bancs étroits (Figure 5.1d).

Dans le SFEG, la marée est semi-diurne avec un marnage allant de 2,5 à 5 m à l'embouchure (Allen, 1974), classant cet estuaire comme macrotidal. La marée se propage jusqu'à la Garonne et la Dordogne, à une distance de 100 km en amont de la confluence, avant d'être complètement amortie par les phénomènes de frictions dans les deux fleuves. Durant sa propagation le long de l'estuaire, la marée devient asymétrique, et est caractérisée par un long jusant et un court flot. Par exemple, à Bordeaux, le temps du flot est de 4h environ et de 8h25 pour le jusant (Ross et Sottolichio, 2016). De plus, le marnage augmente vers l'amont. Pendant les marées de vives eaux (noté VE), il atteint 5 m à l'embouchure et 6 m à Bordeaux, et son maximum est mesuré à 130 km de l'embouchure (Bonneton et al., 2015).

Le SFEG est caractérisé par une zone de turbidité maximale (ZTM) très concentrée, composée d'argiles et de vase (Castaing et al., 1984), à l'origine de nombreuses motivations des scientifiques pour étudier ce site. Dans la ZTM, les concentrations en MES sont souvent supérieures à 1 000 $g.m^{-3}$ dans les eaux de surface et peuvent atteindre 10 000 $g.m^{-3}$ près du fond (Saari et al., 2010 ; Sottolichio et al., 2011).

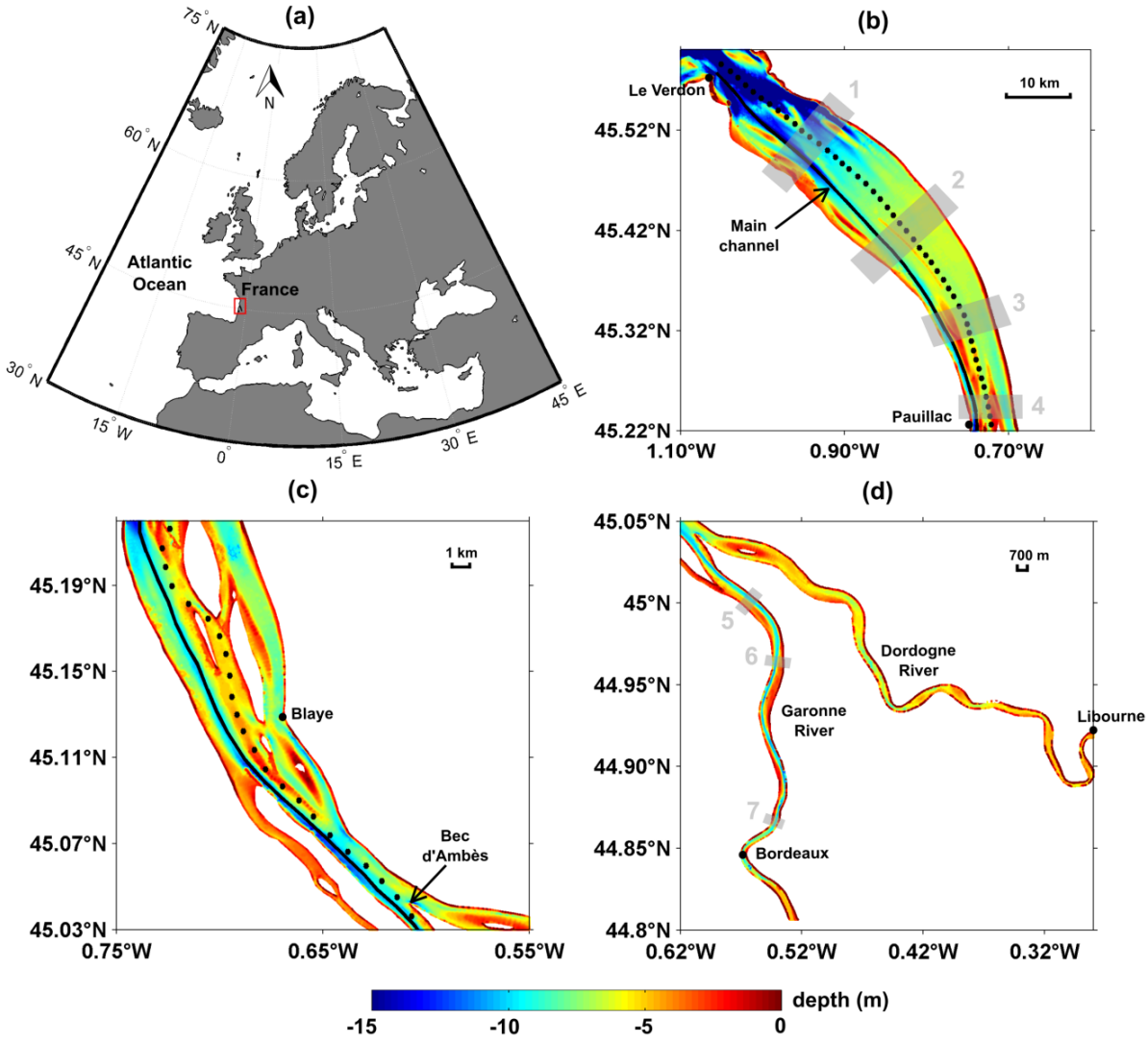


Figure 5.1. Localisation du système fluvio-estuarien de la Gironde (boîte rouge) (a), et de la bathymétrie de la partie avale (de l'embouchure à Pauillac) (b), de la partie centrale (de Pauillac à la confluence entre la Garonne et la Dordogne, localisée au Bec d'Ambès) (c), et la partie amont (portions tidales de la Garonne et de la Dordogne) (d). Les lignes en trait plein et en pointillés représentent les deux longitudinales associées respectivement au chenal principal et aux bancs sableux centraux. Les boîtes grises (de 1 à 7) représentent les différentes sous-régions utilisées pour générer les transects transversaux.

5.3. Matériels et méthodes

5.3.1. Couleur de l'eau

Les produits provenant des capteurs Operational Land Imager (OLI) et MultiSpectral Instrument (MSI) sont consistants entre eux et permettent le suivi des systèmes aquatiques (Pahlevan et al., 2019). Ces données ont donc été utilisées dans cette étude pour décrire et quantifier la variabilité spatiale des MES, à haute résolution spatiale, en relation avec les forçages environnementaux.

Le satellite Landsat-8 a été lancé le 11 février 2013 par la NASA (National Aeronautics and Space Adinistration). Il rejoint les anciens satellites Landsat pour fournir un enregistrement continu des surfaces de la Terre depuis 1972 avec le premier satellite Landsat-1. A bord de Landsat-8 se trouvent les capteurs Operational Land Imager (OLI) et Thermal Infrared Sensors (TIRS) (Barsi et al., 2014). Le capteur OLI fonctionne dans le VIS, le PIR et l'IRC dans 9 bandes spectrales avec une résolution spatiale de 30 m pour les images multi spectrales et 15 m pour la bande panchromatique. L'orbite de Landsat-8 permet d'observer la Terre entièrement tous les 16 jours. Les principales caractéristiques de Landsat-8 sont données dans le Tableau 5.1. Les images de niveau 1T, où les corrections radiométriques et géométriques ont été appliquées, ont été téléchargées gratuitement sur https://earthexplorer.usgs.gov. Deux tuiles sont nécessaires pour couvrir l'ensemble du SFEG. Au total, 20 images ont été téléchargées avec moins de 10 % de couverture nuageuse entre Février 2013 et Aout 2018.

La mission Sentinel-2 est composée de deux satellites 2A et 2B qui ont été lancés en juin 2015 et en mars 2017, respectivement, par l'Agence Spatiale Européenne (European Space Agency – ESA). Ces deux satellites assurent la continuité de l'ancienne mission SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) pour les observations de la Terre (Drusch et al., 2012). Ils sont placés sur la même orbite avec un déphasage de 180°, pour obtenir des images d'une même zone tous les 5 jours. Le capteur MultiSpectral Instrument (MSI) est à bord et fonctionne sur le concept du balai brosse, ou appelé « push-broom ». Il acquiert des données dans 13 bandes spectrales allant du VIS à l'IRC avec une résolution spatiale de 10 à 60 m. Les caractéristiques détaillées de ce satellite sont données dans le Tableau 5.1. Les produits de niveau 1C ont été téléchargés gratuitement sur le site https://scihub.copernicus.eu/. Trois tuiles étaient nécessaires pour recouvrir l'ensemble de la zone d'étude. Au total, 21 images ont été téléchargées avec moins de 10 % de couverture nuageuse entre Juin 2015 et Aout 2018.

Les images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI de niveau 1C ont été traitées par le biais du logiciel ACOLITE (version 20170718.0, Vanhellemont et Ruddick, 2015), téléchargeable gratuitement sur http://odnature.naturalsciences.be/remsem/acolite-forum/, pour obtenir les réflectances de surface (water leaving reflectance, ρ_w). Ce logiciel fournit un large choix de corrections atmosphériques et d'options pour les aérosols. Dans cette étude, l'algorithme « SWIR AC » a été choisi ainsi que l'option « epsilon calculé sur toute l'image » pour les aérosols. Ces options fournissent les meilleurs résultats dans les eaux côtières où les valeurs de concentrations de MES peuvent être élevées, notamment dans le SFEG (Vanhellemont et Ruddick, 2015, Bru et al., 2017 ; Novoa et al., 2017). Enfin, pour effectuer une analyse statistique sur l'ensemble du jeu de données (41 images), les images OLI et MSI ont été projetées sur la même grille 30x30 m.

Tableau 5.1. Caractéristiques principales des capteurs Operational Land Imager (Landsat-8/OLI) et MultiSpectral Instrument (Sentinel-2/MSI).

Mission/Capteur	**Landsat-8/OLI**	**Sentinel-2/MSI**
Lancement	Février 2013	Juin 2015 (2A) Mars 2017 (2B)
Heure d'acquisition sur la zone d'étude	10:45 (UT)	11:00 (UT)
Répétitivité	16 jours	5 jours avec 2 satellites 10 jours avec 1 satellite
Orbite	Hélio-synchrone Altitude 705 km	Hélio-synchrone Altitude 786 km
Bandes spectrales – **Aérosols**	Bande 1: 435– 451 nm – *30 m*	Bande 1: 442 (21) nm – *60 m*
Bleu	Bande 2: 452-512 nm – *30 m*	Bande 2: 492 (66) nm – *10 m*
Vert	Bande 3: 533-590 nm – *30 m*	Bande 3: 559 (36) nm – *10 m*
Rouge	Bande 4: 636-673 nm – *30 m*	Bande 4: 665 (31) nm – *10 m*
	_	Bande 5: 704 (15) nm – *20 m*
	_	Bande 6: 740 (15) nm – *20 m*
	_	Bande 7: 780 (20) nm – *20 m*
	_	Bande 8: 833 (106) nm – *10 m*
	Bande 5: 851-879 nm – *30 m*	Bande 8a: 865 (21) nm – *20 m*
	_	Bande 9: 945 (20) nm – *60 m*

Cirrus	Bande 9: 1363-1384 nm – *30 m*	Band 10: 1373 (31) nm – *60 m*
IRC1	Bande 6: 1566–1651 nm – *30 m*	Bande 11: 1614 (91) nm – *20 m*
IRC2	Bande 7: 2107-2294 nm – *30 m*	Bande 12: 2200 (175) nm – *20 m*
Taille de la scène	170 km * 185 km	100 km * 100 km

Les eaux de l'estuaire de la Gironde ont un niveau de turbidité qui varie de moyen (~ 10 $g.m^{-3}$) à très élevés (~ 1000 $g.m^{-3}$). La sélection d'un algorithme d'inversion pouvant reproduire les différentes gammes de MES est un point critique pour éviter d'introduire un biais méthodologique dans l'étude de la variabilité des MES. Pour des questions de clarté, la notion de MES équivaut aux MES de surface dans la suite de cette étude. Un large choix d'algorithmes a été développé pour quantifier les MES à partir des réflectances de surface (voir chapitre 2). Dans cette étude, un exercice d'inter-comparaison a été réalisé pour sélectionner l'algorithme le plus approprié. Les trois algorithmes suivants ont été sélectionnés : Nechad et al. (2010), noté Nechad10, Han et al. (2016), noté Han16 et Novoa et al. (2017), noté Novoa17.

L'algorithme Nechad10 est couramment utilisé dans la communauté scientifique (Han et al., 2016 ; Novoa et al., 2017 ; Caballero et al., 2018., Pahlevan et al., 2019) et peut être considéré ici comme l'algorithme de référence. Les algorithmes Han16 et Novoa17 sont deux algorithmes multi-conditionnels dont le critère de sélection dépend du niveau de turbidité. Ils améliorent les performances des algorithmes standards pour retrouver les concentrations de MES sur des gammes de concentration s'étalant sur plusieurs ordres de grandeurs (Han et al., 2016 ; Novoa et al., 2017).

Nechad10 est un algorithme semi-analytique basé sur la relation entre la réflectance de surfaces R_{rs} et les IOPs dans la bande rouge (Nechad et al., 2010). Il a été calibré avec des concentrations de MES comprises entre 1,2 $g.m^{-3}$ et 110,3 $g.m^{-3}$. Comme décrit dans l'étude de Han et al. (2016), la valeur moyenne de la gamme des MES peut être considérée comme une limitation inhérente de l'algorithme dans les eaux turbides. Nechad10 est basée sur l'équation suivante (Eq. 5.1) :

$$\mathrm{MES} = \mathrm{A}^{\rho}.\rho_{\mathrm{w}}(\lambda_0)/(1-\rho_{\mathrm{w}}(670)/\mathrm{C}^{\rho}) + \mathrm{B}^{\rho} \qquad \text{(Eq. 5.1)}$$

Avec :

- λ_0 est la bande spectrale dans le rouge
- A^{ρ} ($g.m^{-3}$) et C^{ρ} (sans unité) sont des constantes relatives aux IOPs
- B^{ρ} ($g.m^{-3}$) corresponds à la valeur liée aux incertitudes de mesures

- Les valeurs des constantes A^{ρ}, B^{ρ} et C^{ρ} sont données dans le Tableau 5.2

Han16 est un algorithme multi-conditionnel qui repose sur l'algorithme de Nechad10. L'approche multi-conditionnelle permet de sélectionner pour les constantes de Nechad10, des valeurs adaptées au niveau de turbidité. Il a été calibré et validé à partir de données *in situ* de MES, avec des gammes de concentrations allant de 0,15 à 2 626 g.m^{-3}. Son approche est basée sur l'utilisation de deux algorithmes adaptés pour les moyennes à fortes concentrations de turbidité (Nechad10-FA pour les faibles concentrations, et Nechad10-FO pour les fortes concentrations). Un seuil sur la réflectance de surface R_{rs} de la bande rouge est utilisé comme critère de changement. Une procédure de lissage est appliquée pour éviter des structures spatiales artificielles de distribution de MES. D'après Han et al. (2016), la méthode consiste à définir des fonctions pondérées pour les faibles-moyennes (W_{FA}) et fortes (W_{FO}) concentrations de MES. Finalement, l'algorithme est défini selon l'équation suivante (Eq.5.2.) :

$$\mathrm{MES} = \frac{\mathrm{W_{FA}} * \mathrm{MES_{FA}} + \mathrm{W_{FO}} * \mathrm{MES_{FO}}}{\mathrm{W_{FA}} + \mathrm{W_{FO}}} \qquad \text{(Eq. 5.2)}$$

Avec :

- MES_{FA} et MES_{FO} sont calculés à partir de Nechad10-FA et Nechad10-FO
- Les valeurs des constantes A^{ρ}, B^{ρ} et C^{ρ} et des critères de changement sont données dans le tableau 5.2. Notons que pour Nechad10-FO, R_{rs} dans la bande rouge est utilisée, comme recommandée par Han et al., (2016).

Tableau 5.2. Valeurs des coefficients A^{ρ}, B^{ρ}, C^{ρ}, des valeurs centrales des bandes spectrales (λ_{rouge}), des seuils de changement utilisés pour les algorithmes de Nechad et al., 2010 (Nechad10) et Han et al., 2016 (Han16).

Modèles de MES	Capteur	λ_{rouge} (nm)	$R_{rs}(\lambda_{rouge})$	A^{ρ}	B^{ρ}	C^{ρ}
Nechad10	OLI	655	-	289,29	2,1	0,1686
	MSI	664	-	355,85	1,74	0,1728
Nechad10-FA	OLI	655	≤ 0,03	346,353	0	0,5
	MSI	664	≤ 0,03	396,005	0	0,5
Nechad10-FO	OLI	655	≥ 0,045	1 221,390	0	0,3329
	MSI	644	≥ 0,04	1 208,481	0	0,3375

Novoa17 est un algorithme multi-conditionnel empirique basé sur l'utilisation d'un critère de sélection, comme Han16, mais dédié spécifiquement aux concentrations de MES dans l'estuaire de la Gironde (Novoa et al., 2017). Il a été calibré et validé à partir de données de MES *in situ,* récoltées dans l'estuaire de la Gironde, sur des gammes allant de 2,6 à 1 579 $g.m^{-3}$. Cette approche s'appuie sur l'utilisation de trois algorithmes développés pour les faibles, moyennes et fortes concentrations de MES (Novoa17-FA, Novoa17-M, Novoa17-FO, respectivement). Novoa17-FA et Novoa17-M sont des modèles linéaires utilisant respectivement les réflectances dans les bandes vertes et rouges. Novoa17-FO est un modèle polynomial utilisant les réflectances dans la bande du proche infrarouge. Un critère de sélection sur la réflectance de surface dans le rouge permet de choisir le modèle à appliquer. Une procédure de lissage est également appliquée pour Novoa17. Les équations des modèles sont détaillées dans Novoa et al. (2017). Le Tableau 5.3 présente les seuils associés aux différents modèles et gammes de MES. Novoa17 a été initialement développé pour Landsat-8/OLI. Cependant, puisqu'il n'y a pas de différences significatives entre les longueurs d'ondes d'OLI et MSI, les mêmes coefficients ont été appliqués pour MSI.

Tableau 5.3. Valeurs des seuils de changement utilisés dans l'étude de Novoa et al., (2017) (Novoa17) pour l'estuaire de la Gironde. Novoa17-FA et Novoa17-M sont les modèles linéaires utilisant les valeurs de ρ_w dans le vert et le rouge, respectivement. Novoa17-FO est un modèle polynomial basé sur les valeurs de ρ_w dans la bande du PIR.

Modèles de MES	ρ_w (λ_{rouge})	Gamme de MES ($g.m^{-3}$)
Novoa17-FA	< 0,007	< 8,5
Procédure de lissage	[0,007 , 0,016]	[8,5 , 9,2]
Novoa17-M	[0,016 , 0,08]	[9,2 , 42,5]
Procédure de lissage	[0,08 , 0,12]	[42,5 , 180]
Novoa17-FO	≥ 0,12	≥ 180

5.3.2. Données environnementales

Pour caractériser le lien entre les forçages environnementaux et la variabilité spatiale de MES dans le SFEG, des données de hauteurs d'eau, de débits journaliers et de vents (direction et vitesse) ont été utilisées pour la période février 2013 à aout 2018.

Les hauteurs d'eau proviennent du Port Autonome de Bordeaux, et sont acquises toutes les minutes sur les 9 marégraphes localisés entre Le Verdon et Bordeaux (voir Ross et Sottolichio, 2016 pour leurs localisations). Les hauteurs d'eau de chaque marégraphe ont ensuite été interpolées linéairement sur l'ensemble de l'estuaire, sur la même grille que les données MSI et OLI. Deux variables supplémentaires ont été extraites des séries temporelles de hauteurs d'eau : i) le marnage, défini comme la différence entre la hauteur d'eau minimale et maximale, et ii) les moments de marée (flot, jusant, marée haute et marée basse) associés aux temps d'acquisition des images. Ils nous renseignent sur l'intensité des courants tidaux et le mélange. Le marnage, est quant à lui, un indicateur des cycles de VE/ME à l'échelle bimensuelle et du moment de marée à l'échelle du cycle journalier.

Les débits journaliers sont mesurés à la station de Tonneins pour la Garonne et à Pessac-sur-Dordogne pour la Dordogne. Ils sont mis à disposition gratuitement par la Banque Hydro (http://www.hydro.eaufrance.fr/), qui est une banque de données françaises provenant du ministère de l'écologie, du développement durable et des énergies.

La direction et la vitesse du vent proviennent de deux stations *in situ* localisées à Pauillac et à Bordeaux-Mérignac et sont mesurées toutes les heures. Ces stations sont gérées par Météo-France.

Enfin, ce jeu de données a été complété par les données bathymétriques de l'estuaire de la Gironde. Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) met à disposition gratuitement la bathymétrie avec une résolution de 0,0002° (~20m). Les données sont disponibles sur leur site web (références SHOMa pour la partie avale et SHOMb pour la partie amont).

5.3.3. Traitement statistique des données

Une Analyse en Composantes Principale (ACP) en mode T est réalisée. Dans ce cas, les variables statistiques sont échantillonnées dans le temps et les observations statistiques dans l'espace. L'ACP en mode T a donc pour objectif d'analyser les relations entre les variables, qui sont associées aux différentes images acquises, sur la base des observations, qui sont quant à elles associés aux différents pixels formant l'image, afin d'identifier les structures spatiales récurrentes dans le temps (Machado-Machado et al., 2011 ; Neeti et al., 2014). Ainsi, les composantes principales, correspondant aux

projections des observations sur les vecteurs propres classés de façon hiérarchique par valeur décroissante de leur contribution à la variance totale, représentent les structures spatiales. Les coefficients de charge, qui correspondent aux corrélations entre les composantes principales et les variables, représentent les structures temporelles. Les données sont sous forme de matrice de taille *m lignes par n colonnes*, avec m=550 000 correspondant au nombre total de pixels de 30x30m pour recouvrir l'Estuaire de la Gironde, et n=41 le nombre d'images. Avant d'appliquer l'ACP, les données sont centrées et normalisées pour réduire la sensibilité de la matrice de variance-covariance à la variabilité saisonnière du niveau de turbidité. Finalement, le contrôle des variables environnementales sur la variabilité spatiale de MES est évaluée grâce à une corrélation entre les variables environnementales et les coefficients de charge.

5.4. Résultats et discussion

5.4.1. Description des forçages environnementaux

Les distributions des images acquises par Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI ne sont pas identiques dans le temps et au cours des saisons (Figure 5.2a). Le nombre d'images disponibles pour une année dépend principalement du nombre de missions spatiales opérationnelles pour cette année (voir le Tableau 5.1 pour les dates de lancement), et des conditions atmosphériques optiques pour les saisons. L'été (Juillet à Septembre) et l'automne (Octobre à Décembre) sont surreprésentés avec 28 images, alors que 13 images ont été acquises pendant l'hiver (Janvier à Mars) et le printemps (Avril à Juin). Cette hétérogénéité saisonnière était attendue puisque statistiquement il y a plus d'images sans nuages pendant l'été, et la contribution des aérosols absorbants est minimale en automne (Bru et al., 2017).

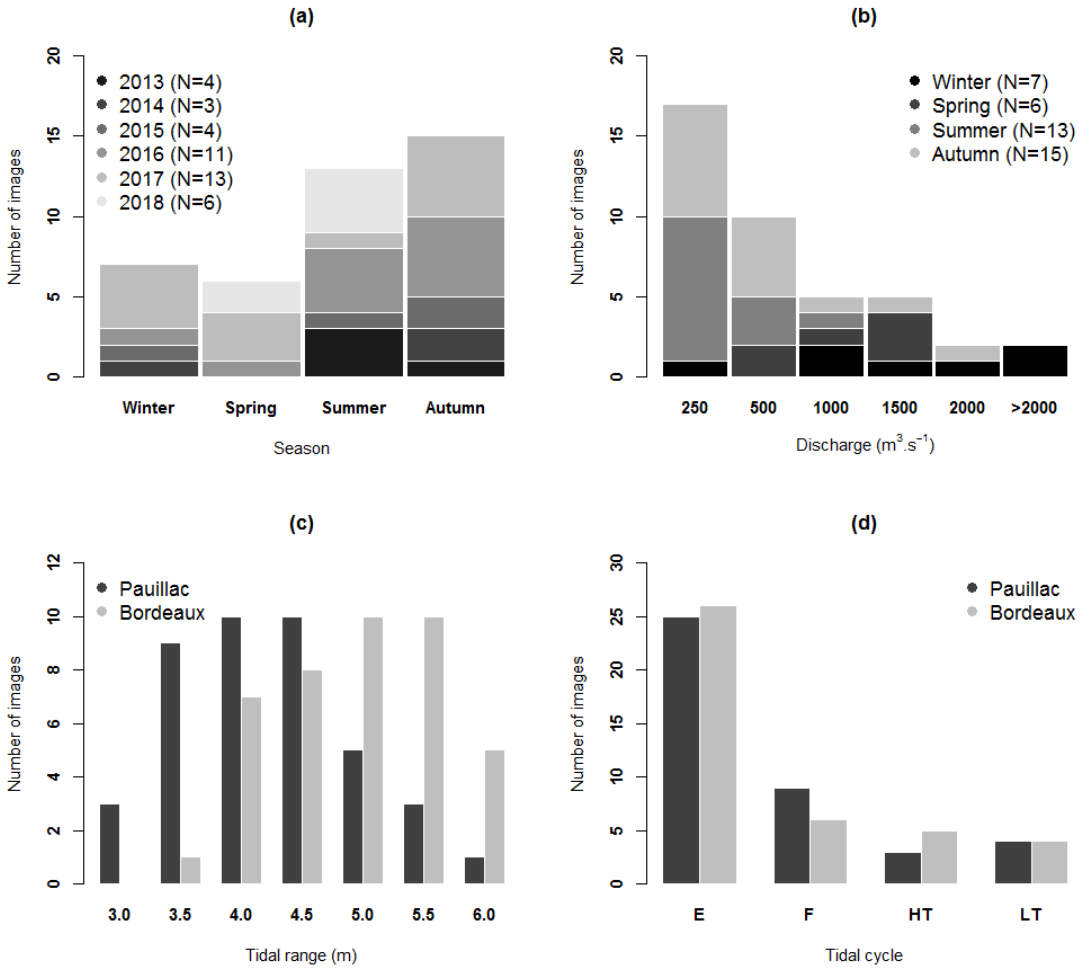


Figure 5.2. Distribution par mois des images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI (a), par classes de débits ($m^3.s^{-1}$) (b), marnage (m) (c), et moment de marée (E : ebb (jusant), F : flood (flot), HT : high tide (marée haute) et LT : low tide (marée basse)) (d)

Les statistiques descriptives des conditions environnementales correspondant aux dates d'acquisitions des images sont présentées dans le Tableau 5.2. Les débits journaliers sont fonctions des saisons. Le débit journalier moyen du jeu de données est 579 ± 556 $m^3.s^{-1}$, alors que la valeur moyenne sur la période entière (Février 2013-Aout 2018) est 773 ± 676 $m^3.s^{-1}$. La Figure 5.2b présente la répartition des images selon les débits journaliers, et montre une grande proportion de faibles débits, principalement enregistrés pendant l'été et l'automne, avec une valeur médiane de 334 $m^3.s^{-1}$. La plus faible valeur (267 ± 110 $m^3.s^{-1}$) est enregistrée en été et la plus forte (1260 ± 777 $m^3.s^{-1}$) en hiver (Tableau 5.2). Le marnage est moins impacté par l'hétérogénéité de la distribution saisonnière puisqu'il s'agit d'un cycle bimensuel. Les marnages mesurés à Bordeaux et à Pauillac ont une distribution

normale (Figure 5.2c) et les valeurs moyennes (4.1 ± 0.8 m et 4.7 ± 0.7 m, respectivement) sont similaires à celle retrouvées sur la période Janvier 2005 à Juillet 2014 par Jalòn-Rojas et al. (2015).

Cependant, les marnages ont des valeurs minimales pendant l'été et l'automne, comme les débits journaliers. Une corrélation de 0,34 est trouvée entre les deux variables, à un niveau significatif de 5%. Enfin, la distribution du nombre d'images selon les moments de marée montre une surreprésentation des périodes de jusant et de flot comparées aux marées haute et basse. Elle est statistiquement en accord avec la durée des 4 différents stades de la marée. Par exemple, la durée moyenne du jusant, flot, marée haute et marée basse à Pauillac est de 7h, 4h40, 30 min et 15 min, respectivement.

La distribution de la direction et de la vitesse du vent à Pauillac et Bordeaux-Mérignac sont présentés dans la Figure 5.3. La valeur moyenne de la vitesse des vents est de 4 $m.s^{-1}$ et 3 $m.s^{-1}$, respectivement, alors que la direction du vent est principalement orientée vers le Sud-Est à Pauillac et l'Est à Bordeaux-Mérignac.

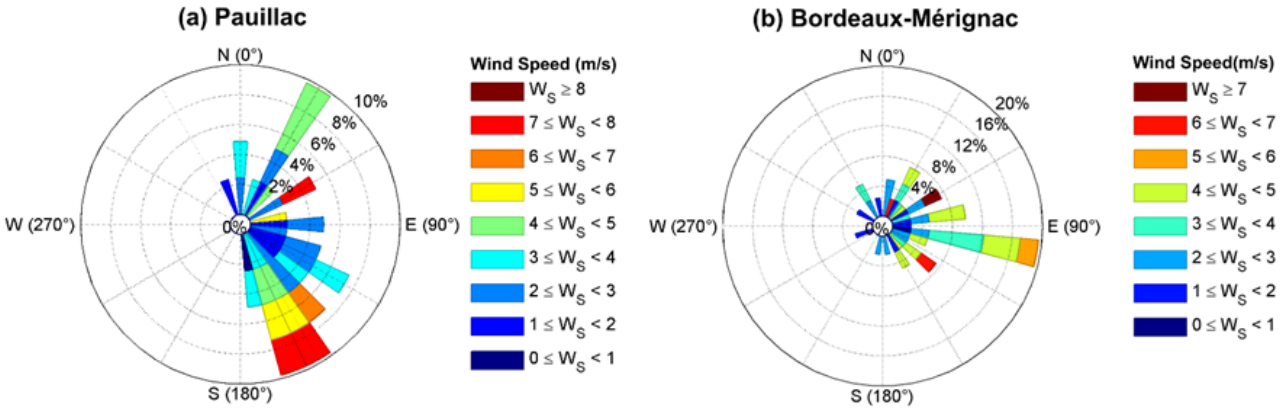


Figure 5.3. Distribution de la vitesse des vents ($m.s^{-1}$) et de la direction à Pauillac (a) et à Bordeaux-Mérginac (b)

Tableau 5.4. Statistiques descriptives (moyenne, médiane, std : écart-type ; N : nombre d'observations) des débits journaliers ($m^3.s^{-1}$) et du marnage (m) pour l'ensemble du jeu de données et par saisons (Pr : printemps, Au : automne, Hi : hiver).

	Débits ($m^3.s^{-1}$)			Marnage (m) – Pauillac			Débits (m) – Bordeaux			
	moyenne	médiane	std	moyenne	médiane	std	moyenne	médiane	std	N
Total	579	334	556	4,1	4,1	0,8	4,7	4,7	0,7	41
Pr	778	654	358	4,7	5,2	1,2	5,2	5,4	0,9	6
Eté	267	218	110	4,0	4,3	0,7	4,7	4,8	0,6	13
Au	399	253	336	3,6	3,6	0,5	4,6	4,5	0,5	15
Hi	1 260	1 149	777	4,6	4,6	0,8	4,8	5,1	0,9	7

5.4.2. Exercice d'inter-comparaison entre les trois algorithmes de MES

Une évaluation qualitative des performances des différents algorithmes de MES est nécessaire pour sélectionner le plus approprié pour le SFEG. Des statistiques descriptives (médiane, premier et troisième quartiles) ont été réalisées pour caractériser la distribution des MES pour les 4 sous parties de la zone d'étude (Figure 5.4). Pour chaque sous-région, elles ont été calculées pour les différents algorithmes de Nechad10, Han16 et Novoa17.

Pour les trois algorithmes, le comportement statistique général observé est relativement similaire, avec une augmentation de MES dans la partie amont (Figure 5.4). A l'exception de la partie aval de l'estuaire, l'algorithme Nechad10 montre une proportion de valeurs faibles plus importante que Han16 et Novoa17. Par exemple, la médiane passe de 81 (partie aval) à 259 $g.m^{-3}$ (Garonne) pour Nechad10, de 118 à 318 $g.m^{-3}$ pour Han16 et de 76 à 412 $g.m^{-3}$ pour Novoa17. De plus, pour les quatre sous-régions, Nechad10 présente un grand nombre de valeurs fortes extrêmes, supérieures à 1,5 fois la distance interquartile. Environ 0,3% des données du jeu global ont une valeur supérieure à 10 000 $g.m^{-3}$ pour Nechad10. Ces résultats soulignent la limitation de Nechad10, initiée par la calibration des données (Han et al., 2016). D'après la Figure 5.4, Novoa17 fournit des valeurs de MES sur une plus grande gamme que Han16. Par exemple, les distances interquartiles pour Novoa17 sont 226, 461, 537

et 607 g.m^{-3}, dans les parties aval, amont, Garonne et Dordogne, respectivement. Pour Han16, les valeurs sont égales à 205, 152, 142 et 174 g.m^{-3}. Les statistiques descriptives associées à Novoa17 montrent des distributions plus cohérentes avec les résultats des précédentes études (Doxaran et al., 2009), que Nechad10 et Han16.

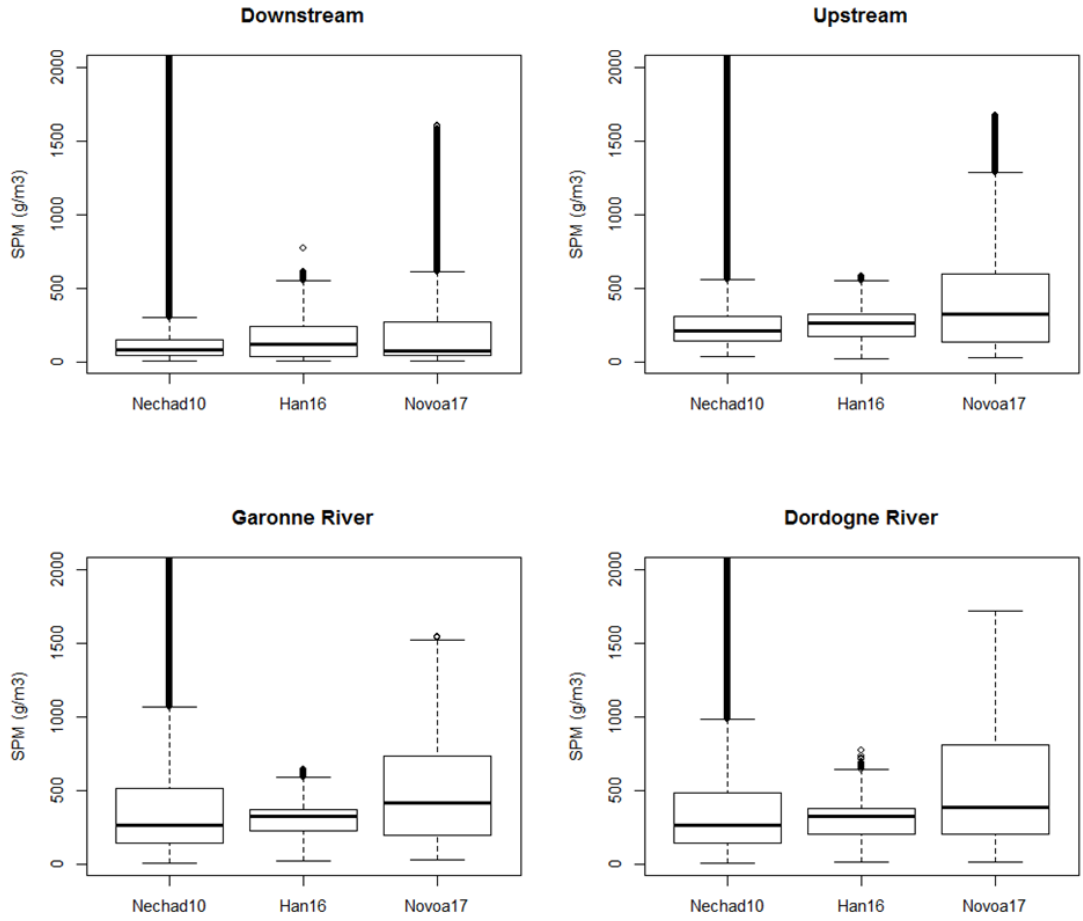


Figure 5.4. Boxplots des concentrations des matières en suspension (MES) dans les quatre sous-régions (partie aval (downstream), partie centrale (upstream), Garonne et la Dordogne) du SFEG. Les MES sont calculées à partir des algorithmes de Nechad et al., (2010) (Nechad10), Han et al., (2016) (Han16) et de Novoa et al., 2017 (Novoa17), appliqués aux 20 images Landsat-8/OLI et aux 21 images Sentinel-2/MSI, acquises entre Février 2013 et Aout 2018. Pour chaque boîte, la ligne noire représente la médiane, et les charnières inférieures et supérieures représentent le premier et le troisième quartile. Au maximum, les barres correspondent à 1,5 fois la distance interquartile et les cercles noires représentent les données en dehors de ces barres.

Les valeurs moyennes de MES estimées par les trois algorithmes sont inter-comparées par le biais de corrélations et d'analyses de leurs différences relatives. Les cartes correspondantes sont présentées dans la Figure 5.5. Les nuages de points entre Nechad10-Han16 (Figure 5.5a) et Nechad10-Novoa17 (Figure 5.5b) ont un coefficient de corrélation significativement plus faible que celui entre Novoa17-Han16 (Figure 5.5c). La valeur du coefficient de détermination (R^2) est de 0,59, 0,45 et 0,81, respectivement. Une partie du bruit des valeurs de MES dans les nuages de points avec Nechad10 peuvent être directement attribuée à la surestimation de MES dans les gammes de fortes concentrations (>100 $g.m^{-3}$). Les Figures 5.5a et 5.5c montrent que pour Nechad10, un grand nombre de valeurs moyennes de MES est supérieur à 1 000 $g.m^{-3}$, comparé à Novoa17 et Han16. Novoa17 présente des valeurs de MES plus fortes que Han16, avec une pente de régression égale à 1,89.

Les cartes des différences relatives moyennes entre Nechad10 et Han16, Nechad10 et Novoa17, et Novoa17 et Han16 sont présentées dans les Figures 5.5d, 5.5e et 5.5f. Les plus grandes différences pour Nechad10-Han16 et Nechad-Novoa17 sont localisées dans la partie centrale, près de Pauillac, et dans les parties fluviatiles du SFEG (Figure 5.5d et 5.5e). Ces régions correspondent à la localisation de la ZTM pendant les périodes de fort et de faible débit, respectivement (Doxaran et al., 2009). Les différences entre Novoa17 et Han16 montrent un gradient longitudinal avec des faibles et fortes différences dans les parties aval et amont, respectivement (Figure 5f). Ces résultats sont cohérents avec les précédents, et soulignent la limitation probable de Han16 avec l'utilisation de R_{rs} dans la bande rouge, comme input dans le modèle SAA pour les fortes turbidités (SAA-FT) dans le SFEG. Comme reporté dans Novoa et al. (2017), R_{rs} dans la bande rouge est moins sensible aux variations de MES que dans la bande du PIR lorsque les concentrations sont supérieures à 50 $g.m^{-3}$.

Cet exercice d'inter comparaison indique clairement que l'algorithme Novoa17 (Novoa et al., 2017) est le plus approprié pour reproduire les trois ordres de magnitude pour les gammes de MES dans le SFEG. Dans les sections suivantes, les MES sont calculées à partir de Novoa17. Pour des questions de clarté, le raccourci Novoa17 est supprimé dans la suite du texte.

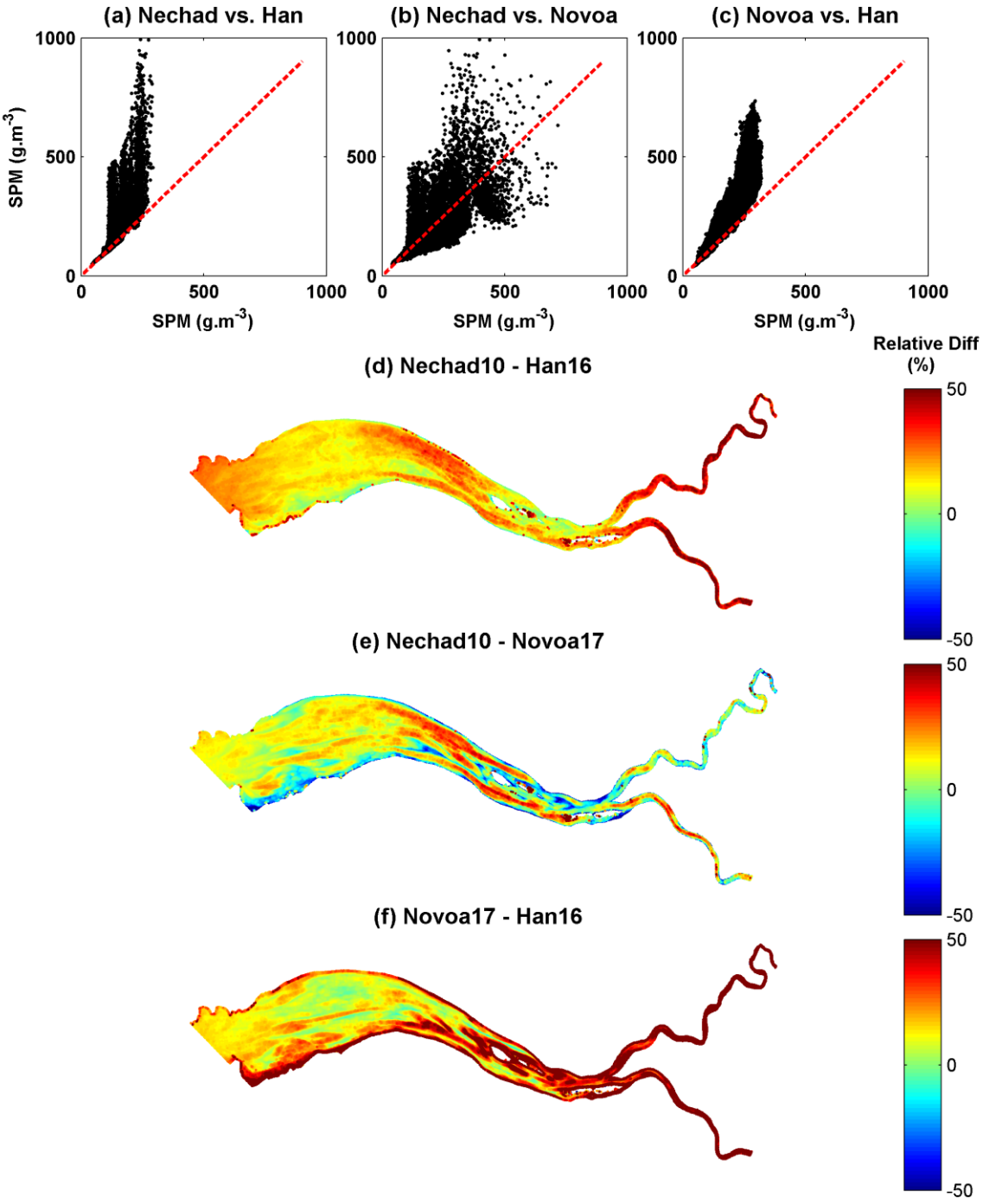


Figure 5.5. Cartes des différences relatives (en %) des concentrations moyennes de MES (en g.m^{-3}), basées sur les trois algorithmes. Les comparaisons sont successivement réalisées sur les paires Nechad10 et Han16 (a-d), Nechad10 etNovoa17 (b-e) et Novoa17 et Han16 (c-f). Les lignes en pointillés rouge représentent la ligne 1:1.

5.4.3. Distribution spatiale moyenne des MES

La distribution spatiale des MES moyennée pour chaque pixel a été réalisée à partir de l'ensemble des images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI (N=41 images) et classées selon les conditions environnementales (fort/faible marnages à Pauillac et forts/faibles débits). La valeur médiane (Tableau 5.2) est utilisée comme critère pour différencier les faibles et fortes valeurs. La distribution spatiale de MES moyennée présente un gradient longitudinal typique le long de l'estuaire. Les valeurs de MES augmentent vers l'amont, avec des valeurs allant de 100 $g.m^{-3}$ au Verdon, 350 $g.m^{-3}$ à Pauillac, 450 $g.m^{-3}$ à Bordeaux et 500 $g.m^{-3}$ à Libourne. Ce comportement général dépend de la représentativité des conditions environnementales et donc du jeu de données. Cependant, il reste caractéristique de la distribution annuelle moyenne de MES dans ce système.

Deux autres observations sont également remarquables. Premièrement, deux zones avec des fortes valeurs de MES sont localisées au milieu de l'estuaire, près de Pauillac et Blaye. Elles présentent un faible coefficient de variation (Figure 5.6b), ce qui indique la présence d'une ZTM statique (Doxaran et al., 2009 ; Maanen et Sottolichio, 2018). Sur la Figure 5.1b, elles sont assimilées à des particularités bathymétriques singulières, comme de forts gradients latéraux, une faible bathymétrie et la présence d'îles. Deuxièmement, les plus fortes valeurs du coefficient de variation (Figure 5.6b) sont situées sur une large zone dans la partie aval. Plus spécifiquement, les zones locales associées avec des eaux peu profondes montrent des valeurs supérieures à 150%. Elles correspondent à la seconde ZTM, appelée ZTM dynamique (Doxaran et al., 2009).

A l'échelle saisonnière, les cycles de VE et les variations des débits journaliers sont les principaux facteurs contrôlant la distribution spatiale de MES (Jalòn-Rojas et al., 2017). Les forts débits engendrent la migration de la ZTM vers l'aval, et donc une augmentation de MES dans les parties centrale et aval. Au contraire, dans les parties fluviales, les concentrations diminuent (Figure 5.6c et 5.6d). Pendant les périodes de faibles débits, la situation est inversée (Figures 5.6e et 5.6f). Les cycles de ME/VE ont un impact significatif sur la magnitude du signal de MES. Les vitesses des courants sont plus élevées pendant les périodes de VE que celles en ME, et engendrent des concentrations en MES plus élevées (Figure 5.6c et 5.6e). La seconde ZTM est présente lors des phases de VE mais n'est pas dépendante des conditions de débits.

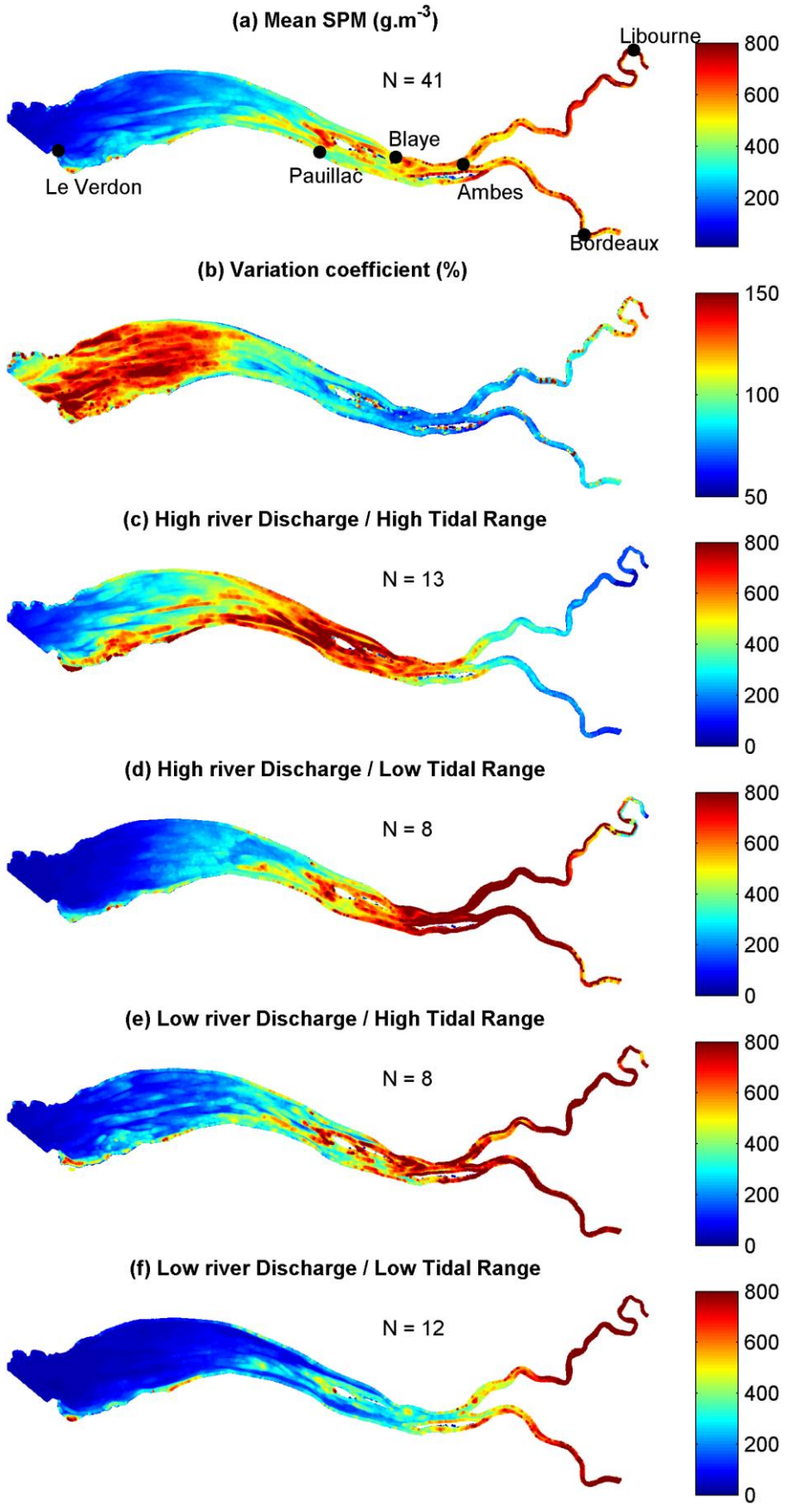

(a) Mean SPM (g.m-3)
Libourne
N = 41
Blaye
Pauillac
Le Verdon
Ambes
Bordeaux
800
600
400
200
(b) Variation coefficient (%)
150
100
50
(c) High river Discharge / High Tidal Range
N = 13
800
600
400
200
0
(d) High river Discharge / Low Tidal Range
N = 8
800
600
400
200
0
(e) Low river Discharge / High Tidal Range
N = 8
800
600
400
200
0
(f) Low river Discharge / Low Tidal Range
N = 12
800
600
400
200
0

Figure 5.6. Distribution spatiale des concentrations de MES moyennées (g.m^{-3}) estimées à partir des 41 images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI disponibles sur la période Février 2013-Aout 2018 (a), le coefficient de variation associé (%) (b), et les concentrations de MES moyennées associées aux forts débits / forts marnages (N = 13) (c), aux forts débits / faibles marnages (N = 8) (d), aux faibles débits / forts marnages (N = 8) (e) et aux faibles débits / faibles marnages (f) dans le SFEG.

5.4.4. Principales structures spatiales des MES en mode T

L'ACP en mode T montre trois structures spatiales dominantes de MES. Les trois premières composantes principales expliquent 65,7% de la variance totale du jeu de données. Individuellement, chaque composante représente 43,5%, 15% et 7,2% de la variance totale. Les structures spatiales (composantes) et temporelles (coefficients de charge) sont présentées dans la Figure 5.7.

La première composante principale (CP1) montre la même distribution de MES que le signal moyen (Figure 5.7a). De fortes valeurs de coefficients de charge peuvent être observées pour chaque image satellite (Figure 5.8a) avec une valeur moyenne de 0,64 ± 0,17. Les images n°5 (07/03/2014) et n°25 (10/03/2017) ont un faible coefficient de corrélation (r<0,3). Elles ont été acquises pendant des périodes hivernales intenses avec des débits journaliers de 2 632 m^3.s^{-1} et 2 075 m^3.s^{-1}, respectivement. De plus, le coefficient de charge de la CP1 est corrélé négativement au marnage (-0,62) et au débit journalier (-0,73) (Tableau 5.5). Ce résultat montre que la CP1 est principalement représentative de la distribution spatiale de MES associée à un faible marnage et faible débit journalier.

La seconde composante principale (CP2) présente un pattern relativement différent de celui de la CP1, caractérisé par des valeurs faibles dans les parties amont et aval, et nulles dans la partie centrale (Figure 5.7b). Les coefficients de charge accentuent les différences entre les conditions de forts marnages-forts débits journaliers (corrélation positive) et de faibles marnages-faibles débits journaliers (corrélation négative) (Figure 5.8b). Les corrélations entre les coefficients de charge de la CP2 et les forçages environnementaux sont statistiquement significatives pour le marnage (r=0,68), les débits journaliers (r=0,65) et la hauteur d'eau (r=-0,33) (Tableau 5.5).

La troisième composante principale (CP3) montre une corrélation négative entre les anomalies de MES dans les eaux peu profondes, c'est-à-dire sur les bancs de sables et les vasières, et les eaux profondes dans le chenal de navigation. Les coefficients de charge de la CP3 présentent des faibles et moyennes valeurs à l'exception des images n°17 (22/08/2016), n°18 (21/09/2016), n°19 (6/10/2016), n°32 (26/10/2016) et n°33 (31/10/2017), pour lesquelles la profondeur d'eau et la vitesse du vent montrent des valeurs significativement supérieures et plus faibles que la moyenne, respectivement. Les

corrélations des coefficients de charge avec la hauteur d'eau (r=0,58) et la vitesse du vent (r = -0,32) sont cohérentes avec ce résultat.

Les structures associées aux coefficients de charge des trois premières CP, et plus spécifiquement pour les CP1 et CP2, montrent un cycle saisonnier entre Juillet 2013 et Juillet 2016 (Figure 5.8a et 5.8b). A partir de juillet 2016, les séries temporelles révèlent de courtes oscillations. Ces structures temporelles surlignent le biais statistique généré par le nombre limité d'images. La capacité à enregistrer des variations à haute fréquence est dépendante du nombre d'observations. Ces variations sont provoquées par les forçages environnementaux comme les cycles de marée bimensuels et journaliers.

L'archive d'images à haute résolution spatiale contient quatre périodes, pour lesquelles trois images (ou plus) sont acquises successivement dans un intervalle inférieur à 1 mois. Par exemple, quatre images ont été enregistrées en octobre 2016 (images n°6, 10, 22 et 31, voir Figure 5.8). Durant cette période, les valeurs des débits journaliers (157 – 241 $m^3.s^{-1}$) sont significativement inférieures à la valeur moyenne sur toute la période (Tableau 5.4), alors que le marnage (3,6 – 4,3 m à Pauillac) présente des conditions plus contrastées. Associées aux conditions environnementales, la CP1 montre une variabilité modérée avec des valeurs comprises entre 0,53 et 0,67, ce qui indique une variance expliquée comprise entre 28% et 45%. Au contraire, les coefficients de charge de la CP2 sont caractérisés par une variabilité significative. La corrélation est statistiquement significative uniquement pour l'image du 11/10/2016 avec une valeur de 0,61 et une variance expliquée de 37%. A cette date, l'analyse des forçages environnementaux montre que le marnage est le plus faible comparé aux trois autres dates. De plus, la valeur d'hauteur d'eau (4,4 m) à Pauillac, associée avec des conditions de marée haute, est la plus forte valeur de l'ensemble du jeu de données.

En avril 2017, trois images acquises à la suite sont disponibles (9, 19 et 29 avril 2017, Figure 5.8). Pendant cette période, la valeur moyenne des débits journaliers (523 $m^3.s^{-1}$) est proche de la valeur moyenne du jeu entier de données. Cependant, les marnages (5,3, 2,5 et 4,9 m à Pauillac) montrent de nettes variations dues au cycle de VE. Les coefficients de charge des CP1 et CP2 montrent une variabilité significative avec des valeurs comprises entre 0,54-0,88 et -0,15-0,57, c'est-à-dire 29-77% et 2-32% de la variance expliquée, respectivement. En octobre 2016 et avril 2017, la distribution spatiale de MES est statistiquement bien décrite par les deux premières composantes principales, et montre une forte variabilité intra-mensuelle principalement contrôlée par les cycles de marées bimensuels et diurnes (les résultats ne sont pas présentés ici).

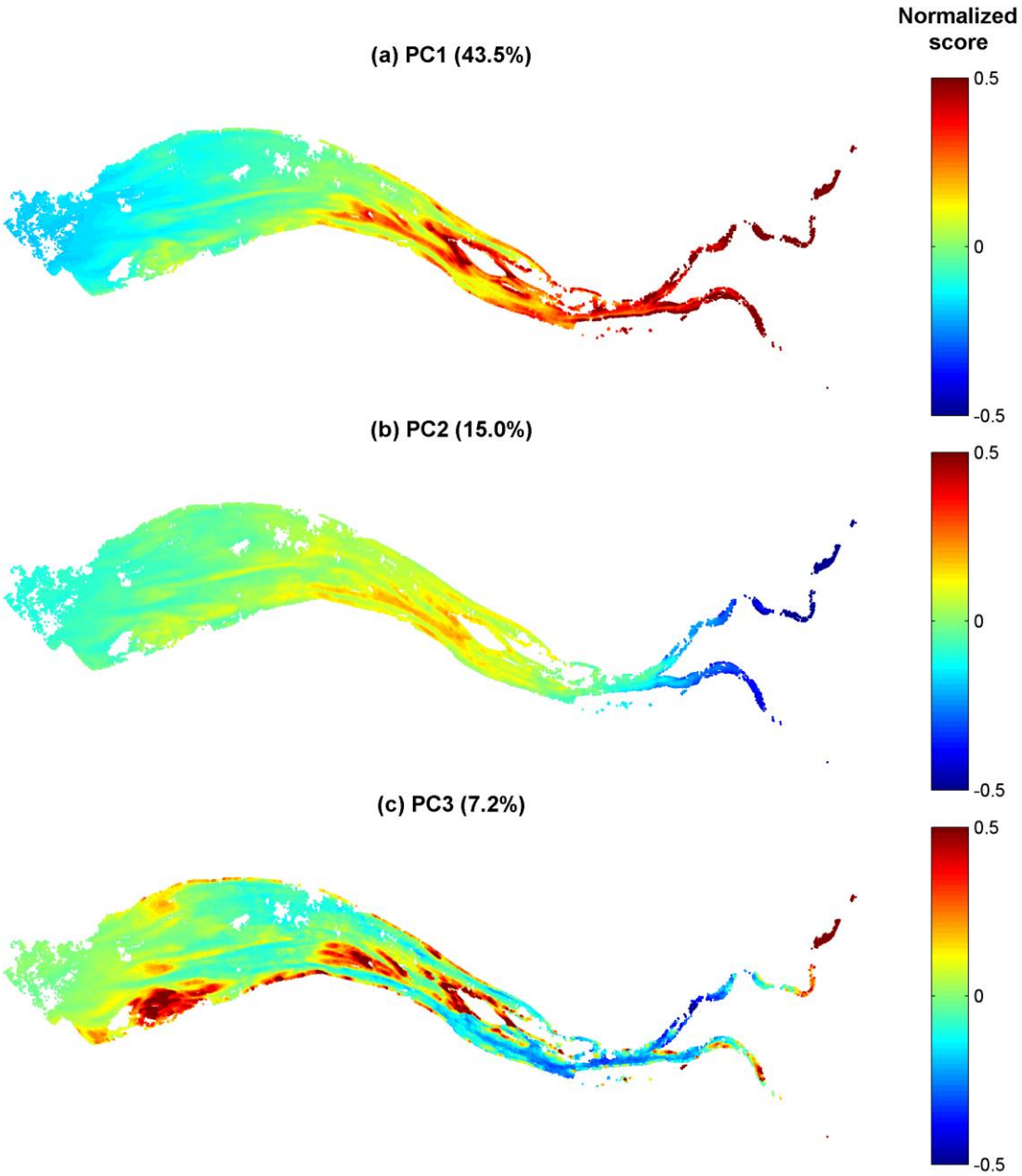


Figure 5.7. Première (a), seconde (b) et troisième (c) composante principale expliquant 43,5%, 15% et 7,2% de la variance totale, respectivement. Les résultats sont normalisés et varient entre -1 et +1.

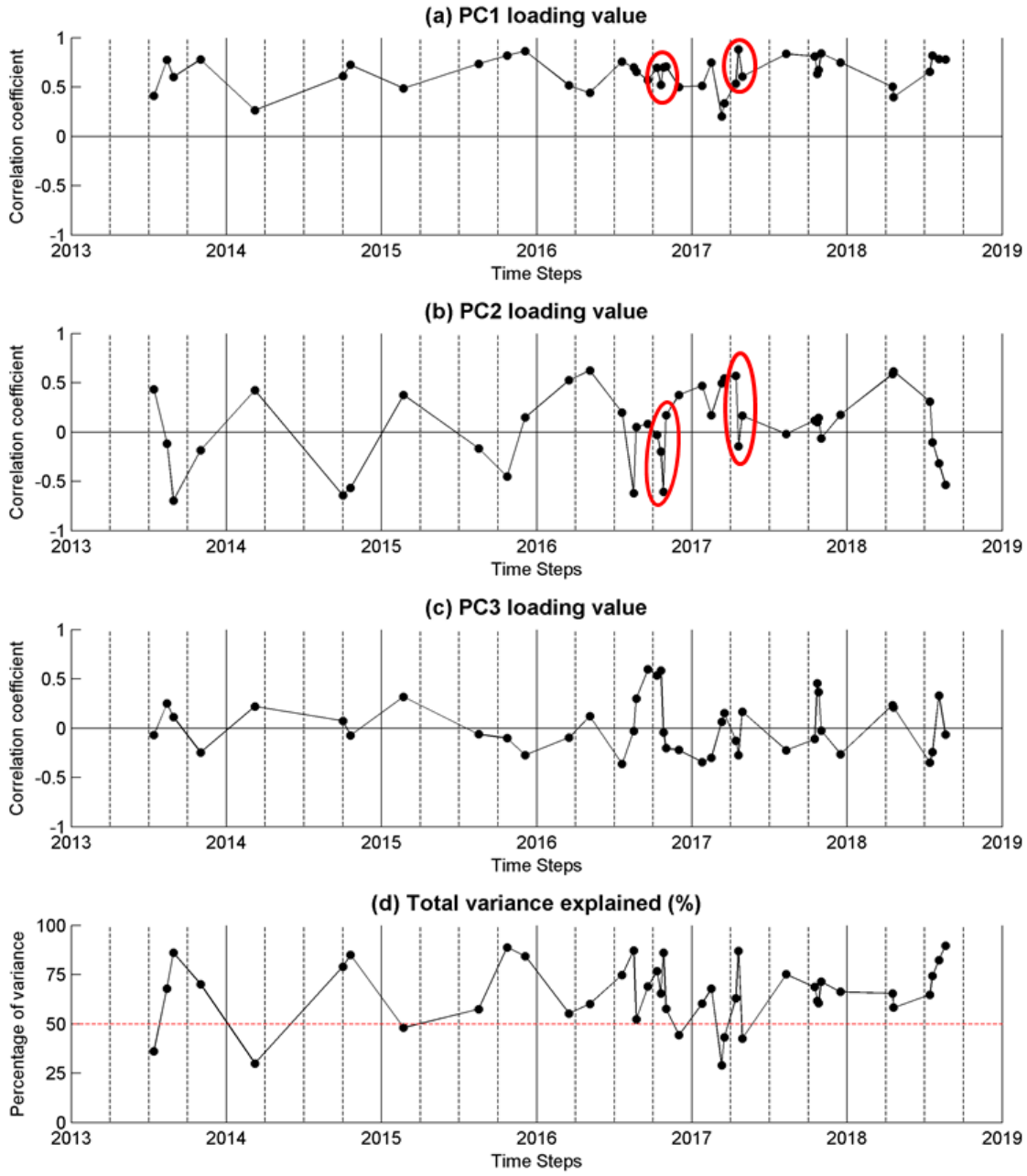


Figure 5.8. Coefficients de charge de la première (a), seconde (b) et troisième (c) composante principale et variance totale expliquée pour chaque image (d). Les cercles rouges correspondent aux deux séries de 3 et 4 images successives acquises respectivement en Octobre 2016 et Avril 2017.

Tableau 5.5. Coefficient de corrélation (R) entre les coefficients de charge de la première, seconde et troisième composante principale et les paramètres environnementaux. Les corrélations significatives, à un niveau de signification de 5% sont indiquées avec le symbole *.

	Marnage	Débits journaliers	Hauteur d'eau	Vitesse du vent
CP1	**-0,62***	**-0,73***	**-0,01**	**-0,09**
CP2	**0,68***	**0,65***	**-0,33***	**-0,17**
CP3	**0,29**	**0,04**	**0,58***	**-0,32***

La variance totale expliquée par les trois premières composantes principales pour chaque image est présentée dans la Figure 5.8d. Seulement huit images présentent une variance expliquée totale inférieure à 50%, témoignant d'une faible représentativité des trois premières CP pour décrire la distribution spatiale de MES. Elle est particulièrement faible pour les trois images acquises le 10/07/2013, 07/03/2014 et 15/03/2017.

Pour le 10/07/2013, les valeurs du marnage (4,5 m à Pauillac) et du débit journalier (515 $m^3.s^{-1}$) sont proches des variables hydrodynamiques moyennes. Cependant, l'image a été acquise lors de conditions de vent modérées (5 $m.s^{-1}$), pendant la marée basse au Verdon, associées à une des plus faibles valeurs de hauteur d'eau enregistrées (1,5 m). Ces conditions environnementales génèrent une distribution de MES inhabituelle caractérisée par des structures spatiales rectilignes uniformes (Figure 5.9a). Les images satellites du 07/03/2014 et 15/03/2017 ont été acquises pendant des périodes de forts débits, avec des valeurs égales à 2 632 et 2 075 $m^3.s^{-1}$, respectivement. Elles présentent des structures tourbillonnaires localisées entre les parties aval et centrale, le long de la rive gauche dans le chenal principal. Ces structures sont beaucoup plus prononcées pour l'image du 15/03/2017 (Figure 5.9b).

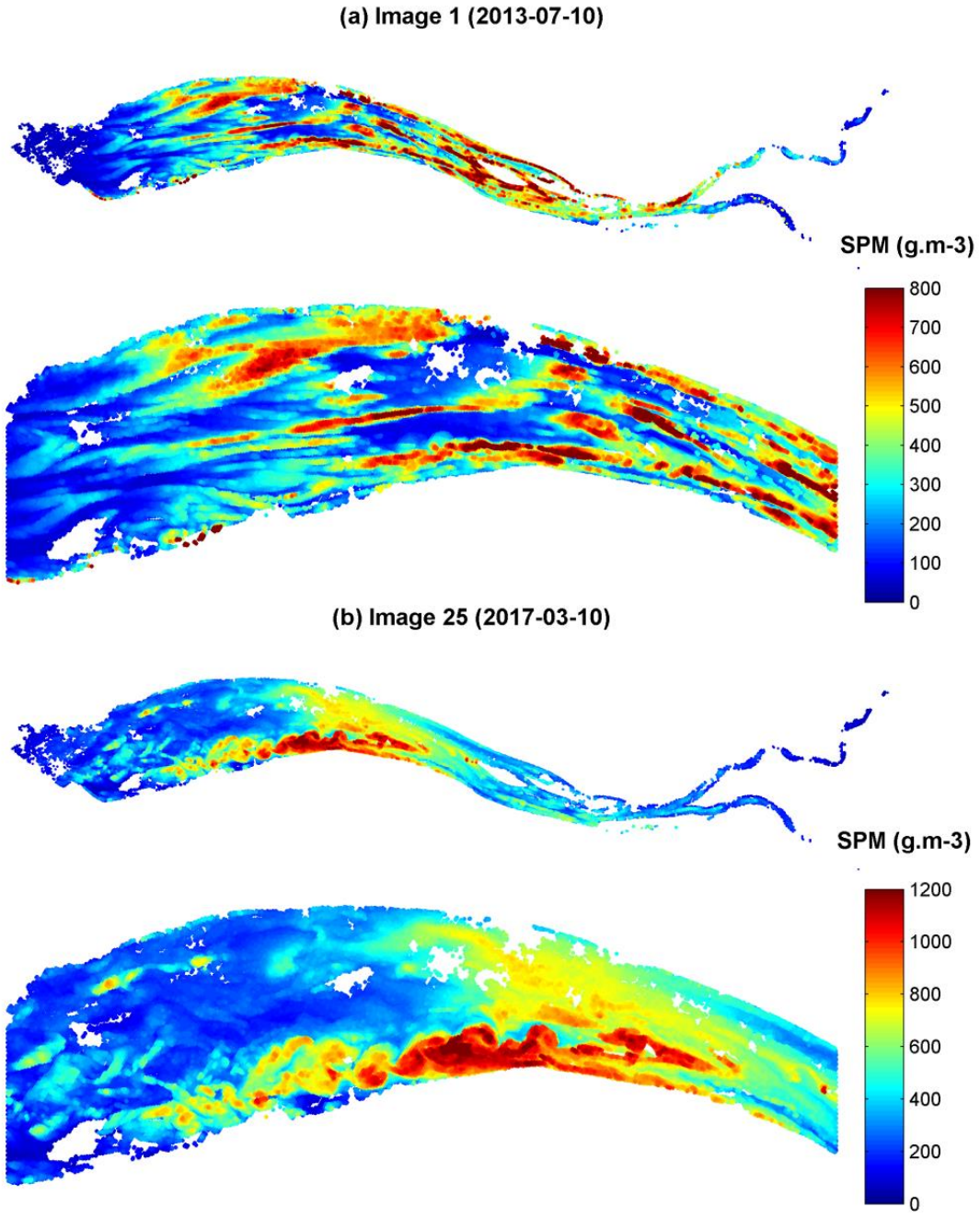


Figure 5.9. Cartes de la distribution spatiale des concentrations de MES (g.m^{-3}) associées aux courants de surface statistiquement sous-représentés dans le jeu de données Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI (N=41), et correspondent aux images acquises le 10/07/2013 (a) et le 10/03/2017 (b)

5.4.5. Sections longitudinales et transversales dans l'estuaire

Deux transects longitudinaux ont été sélectionnés le long du système SFEG pour décrire la variabilité des MES moyennes du jeu de données (Figure 5.10). Ils sont localisés dans le chenal principal, utilisé pour la navigation, sur les bancs centraux dans l'estuaire (Figures 5.1b et 5.1c) et au milieu du chenal de droite pour la Garonne (Figure 5.1d). Les résultats pour la Dordogne ne sont pas présentés ici puisqu'ils sont similaires à ceux obtenus pour la Garonne.

De manière générale, le signal de MES lissé montre un comportement similaire pour les deux transects longitudinaux, caractérisé par une augmentation des concentrations de l'embouchure (km 0) à Bordeaux (km 95) (Figure 5.8a et 5.8c). En moyenne, les MES augmentent approximativement de 20 à 550 $g.m^{-3}$. Ces valeurs correspondent au gradient typique le long de l'estuaire, décrit dans la section précédente (Figure 5.6), qui est caractéristique de la distribution annuelle moyenne des MES dans le SFEG.

Cependant, des différences significatives en termes de concentrations sont visibles à l'échelle du sous-domaine. Dans le chenal principal, l'augmentation de la concentration est uniforme du Verdon au Bec d'Ambès, avec de très faibles fluctuations (Figure 5.10a). Cette augmentation devient plus forte entre les km 20 et 45 jusqu'à devenir abrupte dans la Garonne (entre les km 80 et 90). Une comparaison avec les profils bathymétriques suggèrent que les augmentations de MES ont lieu dans les zones où la profondeur diminue. Les concentrations le long des bancs centraux confirment ces observations, mais présentent localement de plus fortes variabilités (Figure 5.10c). En effet, entre les km 30 et 40, une succession de pics est observée entre les km 45 et 100. Au niveau de Pauillac, les fortes concentrations de MES ne sont pas associées à un banc mais à un puits entouré de bancs et de vasière.

La distribution moyenne des MES est réalisée en fonction des saisons dans le chenal principal (Figure 5.10b). Pendant l'hiver et le printemps, le maximum de concentration de MES est observé dans la partie centrale de l'estuaire. Au printemps, les valeurs les plus fortes (450 $g.m^{-3}$) se situent entre les km 37 et 50, alors qu'en hiver, elles se localisent à la confluence avec des concentrations moyennes de 750 $g.m^{-3}$ (km 68). Cette distribution saisonnière est fortement corrélée aux débits journaliers (Tableau 5.2), et est en accord avec la littérature.

Cependant, les profils de MES en fonction des saisons sont relativement similaires entre l'embouchure et le km 50. Ce remarquable comportement n'a pas encore été documenté. Pendant le printemps et l'été, les diminutions des MES sont semblables le long de l'axe longitudinal. La concentration maximale est localisée dans la partie fluviale, avec des valeurs de MES atteignant approximativement 800 $g.m^{-3}$. Dans la partie aval, les concentrations de MES diminuent progressivement jusqu'à 20 $g.m^{-3}$. Sur la Figure 5.10d, la distribution des MES le long des bancs centraux montre des tendances similaires à celles observées dans le chenal principal avec une variabilité plus importante, comme décrit précédemment.

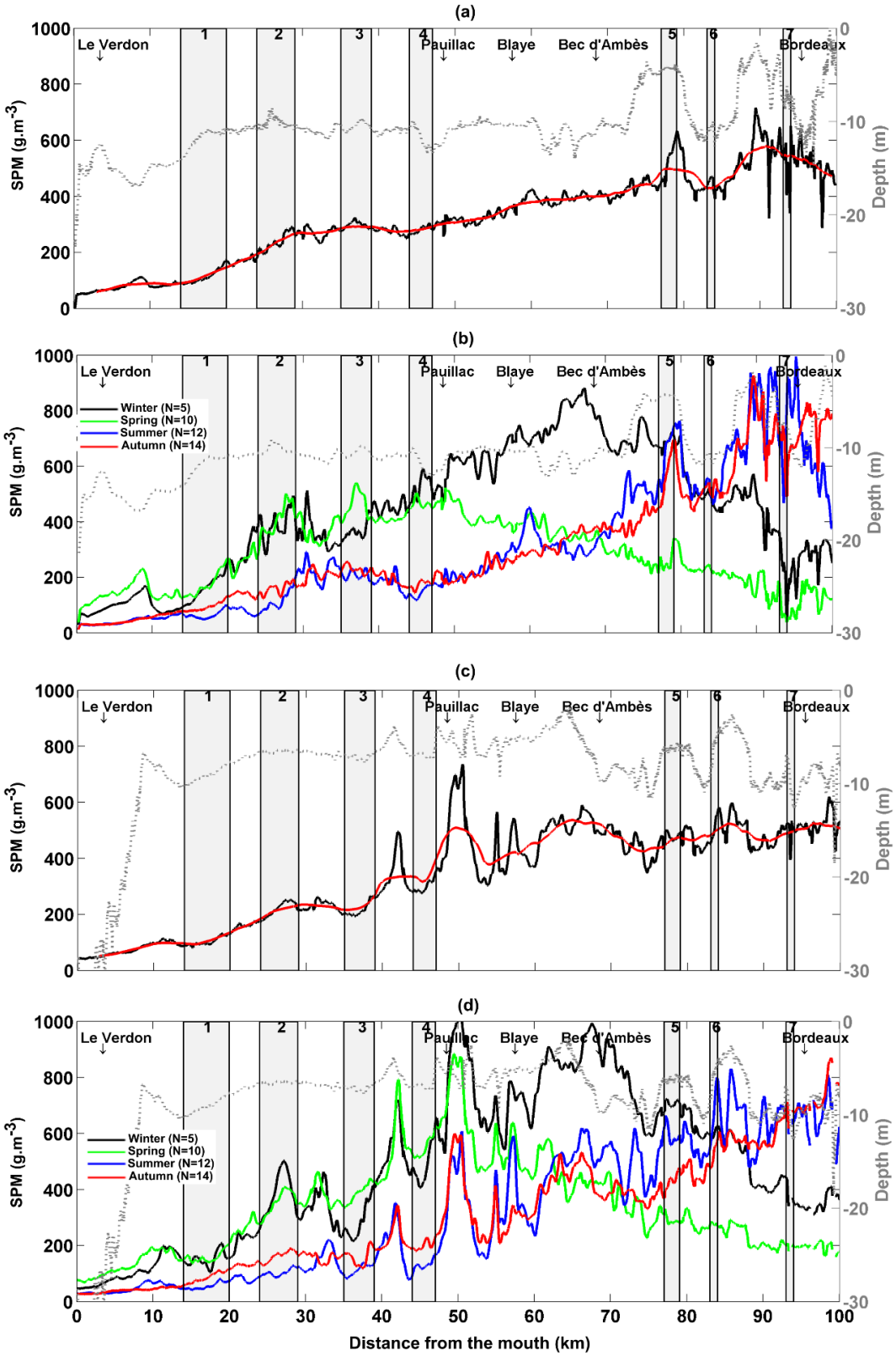


Figure 5.10. Distribution longitudinale de MES moyennées (g.m^{-3}) réalisées à partir de l'ensemble du jeu de données (N=41 images) sur la période de Février 2013 à Aout 2018 dans le SFEG, de l'embouchure (km 0) à Bordeaux (km 95) sur le chenal principal (a) et sur les bancs centraux (c). La

ligne rouge représente le signal de MES lissé. Les distributions longitudinales en fonction des saisons sont représentées dans le chenal principal (b) et sur les bancs centraux (d). La ligne grise en pointillé est la profondeur (exprimée en m) et les 7 boîtes sont les zones associés aux transects transversaux (voir Figure 1b et 1 d pour leurs localisations). Les principales villes le long sont indiqués par des flèches noires (voir Figure 1b, 1c et 1d pour leurs localisations).

La caractéristique, mentionnée ci-dessus, suggère un fort contrôle bathymétrique sur les gradients de MES. Ceci est confirmé par l'analyse de profils transversaux à l'estuaire. Parmi les 7 profils représentés par des boîtes grises dans les Figures 5.1b, 5.1d et 5.10, quatre zones localisées dans la partie aval ont été sélectionnées pour comparer les concentrations moyennes de MES et la bathymétrie (Figure 5.11). Pour chaque boîte, le signal moyen de MES est montré à différentes conditions en termes de marée et de débit. La valeur médiane des débits journaliers est de 321 $m^3.s^{-1}$ et les valeurs supérieures et inférieures à cette médiane correspondent aux forts et faibles débits, respectivement. Les moyennes de MES pendant les faibles débits sont présentées dans les Figures 5.11a, 5.11c, 5.11e et 5.11g (colonne de gauche), et pendant les forts débits sur les Figures 5.11b, 5.11d, 5.11f et 5.11h. Dans chacun des cas, la moyenne de MES est divisée en période de VE et ME.

Pendant les périodes de faibles débits, le déplacement de la ZTM en amont est à l'origine d'une diminution des concentrations de MES en aval dans les zones 1 et 2 (Figures 5.11a, 5.11c, 11e et 11g). De légères différences sont visibles en fonction des cycles de VE/ME. Dans les zones 1 et 2, le signal de MES est plus variable pendant les VE que les périodes de mortes eaux, puisque les conditions sont plus turbulentes. Dans les zones 3 et 4, la variabilité spatiale le long des transects est probablement liée aux gradients bathymétriques, représentés par une ligne grise en pointillés (Figure 5.11e et 5.11g). Généralement, comme identifié sur la Figure 5.10, les concentrations de MES sont plus élevées sur les bancs et dans les chenaux, que ce soit en périodes de VE ou ME.

Pendant les conditions de forts débits, la turbidité maximale se localise dans les parties aval et centrale de l'estuaire, et les concentrations de MES moyennées sont alors plus élevées (Figure 5.11b, 11d, 11f et 11h). Par ailleurs, les différences entre les périodes de ME/VE sont plus importantes. Ainsi, les patterns observés lors de périodes de faibles débits dans les paragraphes précédents sont accentués ici. Dans les zones 1 et 2 (Figure 5.11b et 5.11d), les concentrations de MES sont plus élevées en VE et montrent des variabilités spatiales plus fortes. Dans les zones 3 et 4 (Figure 5.11f et 5.11h), l'alternance des chenaux et des bancs contrôlent clairement les gradients de MES latéraux.

Les particularités décrites ici à travers les concentrations de MES en surface à haute résolution spatiale offrent des nouvelles visions de la distribution des MES dans le SFEG. En particulier, le fort contrôle de la bathymétrie locale conduit à des patterns de MES persistants remarquables. Ceci est cohérent avec les précédentes conclusions faites dans la rivière Hudson (Ralston et al., 2012). Cependant, les processus physiques à l'origine de ces différentes observations doivent être détaillés dans le futur. L'hypothèse d'un meilleur mélange combiné à plus de dilution dans la colonne d'eau au-dessus des eaux profondes peut être à l'origine des faibles concentrations dans les zones profondes. Et au contraire, des fortes concentrations au niveau des hauts fonds sont observées.

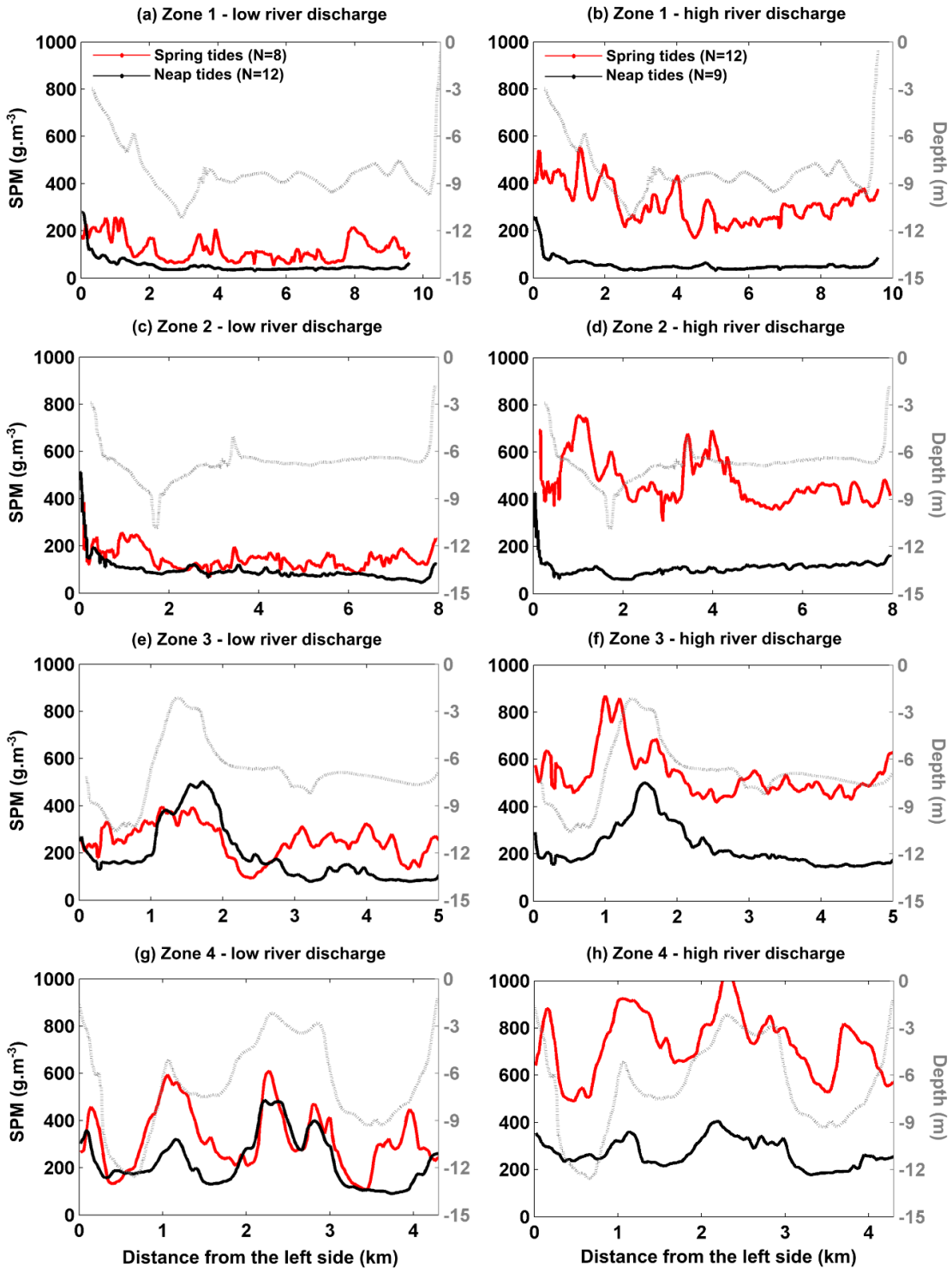


Figure 5.11. Variabilité des MES moyennées (g.m^{-3}) le long de transects transversaux sur la période Février 2013-Aout 2018, classées en faibles débits (a, c, e et g) et forts débits (b, d, f et h). Les quatre boîtes grises affichées sur la Figure 1 sont représentées ici, (a) (b) pour la boîte 1, (c) (d) pour la boîte 2, (e) (f) pour la boîte 3 et (g) (h) pour la boîte 4. La ligne rouge correspond à la

concentration de MES moyennées en période de vives eaux (VE) et la ligne noire en période de mortes eaux (ME). La bathymétrie est représentée par une ligne grise.

5.5. Conclusion

Dans cette étude, la variabilité spatiale des concentrations de MES en surface a été analysée dans le SFEG, à partir d'un jeu de 41 images HRS provenant des satellites Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI.

La décomposition spectrale en mode T a permis de quantifier la contribution des principales structures spatiales de MES au regard de la variance totale et d'évaluer la contribution de chaque forçage environnemental. Comme attendu, le marnage et les débits journaliers sont les forçages principaux qui contrôlent les gradients longitudinaux de la distribution de MES. Cependant, l'impact de la hauteur d'eau, qui dépend des cycles de marée a été démontré, ainsi que la vitesse du vent sur la distribution latérale de MES. En particulier dans la partie centrale, les forts gradients latéraux localisés entre les bancs et les zones profondes sont corrélées positivement avec la hauteur d'eau et négativement avec la vitesse du vent. La forte hétérogénéité latérale de MES peut être directement associée au transport sédimentaire latéral pendant les marées hautes et les faibles conditions de vent. D'autre part, une analyse descriptive de la variabilité des MES le long de sections longitudinales et transverses à l'estuaire a été menée. Les résultats démontrent le contrôle de la bathymétrie sur la distribution des MES. En particulier, nous montrons que la turbidité maximale de surface n'est pas localisée dans le chenal principal mais sur les bancs, ce qui représente un résultat singulier et original.

Par la faible résolution temporelle des images, les missions multi-spectrales à HRS fournissent des séries temporelles discontinues. Par conséquent, le nombre total d'images est considérablement réduit comparé aux missions de moyenne résolution spatiale et peut créer des biais analytiques. Par exemple, dans notre jeu de données composé de 41 images, le marnage est significativement corrélé aux débits. Ceci peut générer une surreprésentation d'un certain type de conditions environnementales et de distributions spatiales de MES associées. Cependant, cette étude démontre le fort potentiel de la décomposition spectrale en mode T pour analyser les séries temporelles discontinues. D'autre part, ces structures spatiales pourraient être judicieusement utilisées dans le futur pour reconstruire à haute résolution spatiale les séries d'images à haute résolution temporelle à partir de méthodes de fusion multi-capteurs (Wu et al., 2013 ; Belgiu et Stein., 2019).

- Chapitre VI -

Conclusion
et perspectives

Table des matières

Chapitre VI

6.1. Conclusion 205

6.2. Perspectives 208

6.2.1. Potentiel des nouvelles missions en imagerie multi-spectrale 208

6.2.2. Apport de la future mission altimétrique SWOT 209

6.2.3. Application des outils à d'autres sites d'étude 211

6.2.4. Synergie entre la couleur de l'eau et l'altimétrie 213

6.1. Conclusion

Le suivi des variations des stocks d'eau de surface est essentiel pour une amélioration de la compréhension du cycle de l'eau aux échelles régionales et globales, et une meilleure gestion des ressources en eau (Alsdorf et al., 2007). Le progrès de nos connaissances sur les processus hydrologiques est primordial pour faire face au problème d'insécurité alimentaire qui règne dans le monde. Jusqu'à récemment, très peu d'informations sur l'étendue des surfaces en eau étaient disponibles, et lorsqu'elles l'étaient, leur accès était souvent limité. Depuis quelques années, la télédétection spatiale est un moyen de surmonter cette problématique.

L'objectif général de mon travail de thèse était d'étudier la dynamique spatio-temporelle du réservoir des eaux de surfaces à partir de la synergie de différentes missions spatiales (altimétrie, imagerie multi-spectrale et couleur de l'eau), à l'échelle du bassin versant, pour évaluer l'impact des transferts d'eau sur la dynamique à l'embouchure. Pour y parvenir, j'ai travaillé plus spécifiquement sur deux axes de recherche qui ont porté sur :

1) la quantification des variations spatio-temporelles des stocks d'eau en surface à partir d'une méthode combinant l'altimétrie radar et l'imagerie multi-spectrale,
2) l'étude de la variabilité des MES de surface dans un estuaire turbide comme traceur de l'hydro-dynamique sédimentaire.

La première partie de ma thèse a donc consisté à déterminer les variations des surfaces inondées et des hauteurs d'eau pour calculer les volumes d'eau en surface. Dans un premier temps, les hauteurs d'eau ont été mesurées au moyen de l'altimétrie radar. Des réseaux denses de stations virtuelles ont été créés sur les différentes zones d'étude. Depuis le début de l'ère altimétrique, dans les années 1990, de nombreuses missions se sont succédées. Les principales missions utilisées au cours de ma thèse sont les suivantes: celles à 35 jours (ERS-2, ENVISAT, SARAL), à 10 jours (Jason-1, Jason-2, Jason-3) et à 27 jours (Sentinel-3A et B). Une première tâche a consisté à évaluer leurs performances. Disposant d'un réseau de 19 stations *in situ*, le Delta Intérieur du Niger a permis de réaliser cette évaluation, présentée dans le Chapitre 3. Jusqu'à maintenant, très peu d'études ont effectué une telle estimation des performances de l'ensemble des missions altimétriques sur les fleuves. Au total, 89 comparaisons ont été réalisées entre les hauteurs d'eau altimétriques et *in situ*, et montrent un coefficient de corrélation supérieur à 0,8 dans 90 % des cas, et un écart quadratique moyen inférieur à 0,4 m dans 48% des cas. Les meilleurs résultats ont été obtenus pour les missions altimétriques les plus récentes, c'est-à-dire SARAL, Jason-3 et Sentinel-3A. Ces observations sont expliquées, d'une part, par l'utilisation de la bande Ka de l'altimètre AltiKa à bord de SARAL, contrairement aux missions ERS-2 et

ENVISAT fonctionnant en bande Ku. Ceci va considérablement réduire la tache au sol et améliorer la résolution horizontale. D'autre part, l'altimètre SRAL à bord de Sentinel-3A est basé sur le mode SAR, ce qui augmente la résolution spatiale le long de la trace au sol, par effet Doppler. L'utilisation de ces différentes missions altimétriques permet à l'heure actuelle, de disposer des jeux de données sur plus de 20 ans.

Une seconde tâche a consisté à détecter les surfaces recouvertes d'eau. Ces deux dernières décennies, de nombreuses méthodes dédiées à cet objectif ont été développées (par exemple Sakamoto et al., 2007 ; Crétaux et al., 2011 ; Verpoorter et al., 2014 ; Pekel et al., 2016 pour l'imagerie multi-spectrale). Dans le cadre de ma thèse, une version simplifiée de l'approche de Sakamoto et al. (2007) a été développée. Cette dernière a permis d'obtenir des cartes de surfaces en eau depuis 2000 jusqu'à maintenant, à partir des produits MODIS, disposant d'une résolution spatiale de 250 ou 500 m et d'une résolution temporelle de 8 jours. Pour chaque carte, 4 classes différentes ont été définies : les eaux permanentes, les eaux inondées, les pixels mixtes et les pixels correspondant à la végétation. Les cartes d'inondation créées sont un bon compromis entre la résolution spatiale et temporelle, pour réaliser un suivi régulier à l'échelle du bassin versant. Ainsi, les variations spatio-temporelles des surfaces en eau ont pu être étudiées. Initialement, la méthode de Sakamoto et al. (2007) a été développée dans le delta du Mékong, qui est une zone tropicale. Durant ma thèse, elle a été appliquée dans une région boréale, le delta du Mackenzie, une région tropicale - le bassin du Mékong - et une zone semi-aride - le delta intérieur du Niger. Dans le cas du Delta du Mackenzie, la glace est présente presque les deux tiers de l'année (d'octobre à mai), l'étude a donc été réalisée sur les 4 autres mois restants. Ces résultats ont été validés à l'aide d'une carte de couverture globale et des images Landsat-8, et sont très satisfaisants.

La troisième tâche a consisté à combiner les deux types de données développées précédemment pour quantifier les volumes d'eau de surface. Les hauteurs d'eau, issues des stations virtuelles, ont été interpolées linéairement sur les cartes en eau. Ainsi, pour chaque date, une carte de hauteurs d'eau et les stocks d'eau de surface sont calculés. Ils ont été calculés tous les 8 jours à partir de 2000 jusqu'à maintenant. Dans le delta du Mackenzie, la comparaison des volumes d'eau en surface avec les débits du fleuve présente une corrélation de 0,66. Par le contexte européen et mondial actuel, cette méthode fournit des séries temporelles longues de 20 ans, et seront prolongées dans les années à venir avec notamment le lancement de futures missions satellitaires. *In fine*, elles permettront d'évaluer l'impact du changement climatique sur les stocks d'eau en surface.

La deuxième partie de ma thèse a porté sur l'étude de la variabilité spatio-temporelle des MES. Dans le Cadre de la Directive de l'Eau (DCE) menée au niveau européen, le suivi de ce paramètre est

fondamental pour étudier la qualité des eaux estuariennes. Pour cela, une étude a été conduite dans l'Estuaire de la Gironde. Auparavant, des études ont été réalisées dans cet estuaire pour estimer les concentrations en MES à partir d'imagerie satellitaire MODIS et SPOT (Doxaran et al., 2002a ; Doxaran et al., 2006 ; Doxaran et al., 2009). Parmi les nombreux algorithmes développés dans la littérature scientifique, 3 ont été testés ici : Nechad et al. (2010), Han et al. (2016) et Novoa et al. (2017). Nechad et al. (2010) est une approche semi-analytique qui repose sur l'utilisation d'une bande spectrale pour déterminer les concentrations en MES. Les deux autres algorithmes utilisent différentes bandes pour prendre en compte leur sensibilité à la turbidité, offrant la possibilité d'accéder à de plus grandes gammes de concentrations en MES. Un exercice d'inter-comparaison a été mené pour évaluer l'algorithme le plus robuste pour notre étude, qui est celui de Novoa et al. (2017). Le principal objectif de cette étude était d'utiliser une archive de 41 images à HRS (Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI) pour déterminer les principales structures spatiales récurrentes des MES et établir un lien avec les forçages environnementaux. Les principaux points à retenir sont : 1) la quantification possible des principales structures spatiales récurrents des MES, 2) l'évaluation de la contribution de chaque forçage environnemental sur la variabilité des MES dans un estuaire turbide et 3) le fort contrôle des effets bathymétriques locaux sur la distribution spatiale des MES. En effet, la décomposition spectrale en mode T a permis d'identifier les principaux forçages environnementaux contributeurs. Comme attendu, les débits et les marnages contrôlent la variabilité longitudinale de MES. L'impact de la hauteur d'eau, dépendante du cycle de marée, ainsi que la vitesse du vent sur la distribution latérale de MES. Pour la première fois, cette étude a mis en évidence le fort contrôle bathymétrique sur la distribution spatiale de MES en surface, montrant un maximum de turbidité localisé sur les hauts fonds et non dans le chenal de navigation. Cependant, les 41 images obtenues entre Février 2013 et Aout 2018 sont discontinues dans le temps. Comparé aux études utilisant des données à moyenne résolution spatiale, le nombre d'images total est réduit et peut apporter des biais. Par exemple, dans cette étude, les débits journaliers étaient corrélés aux marnages avec un coefficient de corrélation égal à 0,36. Dans le futur, l'acquisition de nouvelles images Landsat-8/OLI et Sentinel-2/MSI permettra d'obtenir un jeu de données complet et mieux réparti, c'est-à-dire recouvrant tous types de conditions environnementales.

L'étude sur l'estuaire de la Gironde m'a permis de développer les outils nécessaires pour étudier la variabilité spatio-temporelles de MES. Rappelons que dans le contexte de ma thèse, la création d'un lien entre les variations des stocks d'eau en surface à l'échelle du bassin versant et la dynamique des MES devait être réalisé. Pour cela, une synergie entre les missions altimétriques et de couleur de l'eau est nécessaire. Malheureusement, par manque de temps, je n'ai pas pu aboutir pleinement à cette association entre les missions altimétriques et couleur de l'eau. Mais je souhaite poursuivre et orienter

mes futurs travaux de recherche dans cette thématique. La disponibilité de 20 ans de données, qui va augmenter dans les années à venir, offre la possibilité, à long terme, de répondre à cette question majeure : quels sont les impacts du changement climatique sur la dynamique des systèmes hydrologiques littoraux? Cette synergie permettrait d'analyser la dynamique des transferts d'eau entre le continent et l'océan, et de mieux comprendre le cycle de l'eau en relation avec ces changements, pour aider à la prévision hydrologique et la gestion des stocks d'eau. Cela nécessiterait la collaboration avec des modélisateurs, hydrologues ou encore gestionnaires. L'objectif commun est de diminuer la vulnérabilité des populations face à cet élément essentiel, qui est l'eau.

6.2. Perspectives

Ce travail de thèse a permis de montrer le fort potentiel de la synergie des différentes missions spatiales altimétriques et d'imagerie pour étudier les stocks d'eau en surface dans de grands bassins. Cependant, il n'est pas achevé et a soulevé de nombreuses perspectives. Elles sont évoquées dans cette dernière partie et concerneront principalement :

(1) le potentiel des nouvelles missions en imagerie multi-spectrale pour détecter les surfaces en eau ;
(2) les apports de la future mission altimétrique SWOT pour mesurer les hauteurs d'eau ;
(3) l'application des outils développés durant ma thèse sur différentes zones avec pour objectif de généraliser au niveau mondial ;
(4) la synergie entre les cycles hydrologiques et biogéochimiques de l'océan côtier par le biais de l'utilisation conjointe de la RCE et de l'altimétrie.

6.2.1. Potentiel des nouvelles missions en imagerie multi-spectrale

Le capteur MODIS, à bord des satellites Terra et Aqua est en fonctionnement depuis 20 ans maintenant, et se poursuivra jusqu'en 2025 d'après de récentes estimations (Parkinson et Thome, 2015). Pour pouvoir continuer l'acquisition de séries temporelles à long terme pour la détection des surfaces en eau, de nouvelles missions en imagerie multi-spectrale pourront être utilisées dans le futur, notamment PROBA-V, Sentinel-3, Sentinel-2 et Landsat-8.

La mission PROBA-V (Project for On-Board Autonomy et V pour Vegetation) a été lancée en 2013 par l'Agence Spatiale Européenne sur une orbite hélio-synchrone à 820 km d'altitude. Sa mission principale est de poursuivre l'acquisition des données réalisées par l'instrument VEGETATION à bord des satellites SPOT 4 et 5, et de compléter le manque de données avant le lancement de la mission Sentinel-3 (Donlon et al. 2012 ; François et al., 2014). Elle a pour objectifs d'étudier les surfaces en végétation et leurs changements, les évènements extrêmes et les surfaces en eau. Le microsatellite PROBA-V offre une couverture globale adaptée à l'étude des surfaces continentales avec une résolution spatiale allant de 333 m à 1 km et une revisite temporelle journalière pour les latitudes allant de 75°N à 56°S (François et al., 2014). Il acquiert les données dans 4 bandes spectrales, qui sont le rouge, le bleu, le PIR et l'IRC, et offre la possibilité d'étudier les surfaces en eau à partir d'une méthode similaire à celle de Sakamoto et al. (2007).

La mission Sentinel-3 est composée des satellites 3A et 3B lancés respectivement en février 2016 et en avril 2018 et seront remplacés par Sentinel-3C et 3D à partir de 2023, et font partis du programme Copernicus lancé par l'ESA. Ils disposent à leurs bords de plusieurs instruments dont l'altimètre SRAL (fonctionnant en mode SAR et décrit dans le chapitre 2) et le spectromètre Ocean and Land Colour Instrument (OLCI). Ce dernier est basé sur les mêmes caractéristiques que MERIS à bord d'ENVISAT, dont la mission s'est terminée en 2012. L'objectif de Sentinel-3 est de réaliser un suivi dans la continuité des données acquises par MERIS pour l'observation et la surveillance de la Terre (Donlon et al., 2012 ; Berger et al., 2012). L'instrument OLCI est un imageur acquérant des données dans 21 bandes spectrales allant de 400 à 1 020 nm, avec une résolution spatiale de 300 m et une répétitivité de 2 jours.

Enfin, la combinaison des missions Landsat-8 et Sentinel-2 permettrait d'obtenir des images à haute résolution spatiale pour identifier plus finement les surfaces en eau et sur de plus petites zones d'étude. Des études ont été réalisées à partir des images Landsat-8 (Du et al., 2014), de l'archive des images Landsat de 1984 à 2015 (Pekel et al., 2016 ; Ogilvie et al., 2018) et de Sentinel-2 (Du et al., 2016 ; Yang et al., 2017) et ont montré la possibilité de ces différentes missions pour la détection des surfaces en eau.

6.2.2. Apport de la future mission altimétrique SWOT

Les missions altimétriques ont montré leur potentiel pour étudier l'hydrologie continentale et une nette progression a été observée avec les missions altimétriques les plus récentes telles que Jason-3, SARAL et Sentinel-3A. Un nouvel essor est attendu avec le lancement de nouvelles plateformes satellites dédiées cette fois-ci à l'étude des eaux continentales de surface. La mission Surface Water

and Ocean Topography (SWOT) prévue fin 2021 représente une véritable évolution dans ce domaine et sera profondément différentes des précédentes missions. Elle résulte d'une coopération entre la NASA, le CNES, le CSA (Canadian Space Agency) et l'UKSA (UK Space Agency). L'instrument principal est le radar interférométrique KaRIN (Ka-band Radar INterferometer) fonctionnant en bande Ka. La mission SWOT est basée sur les techniques d'anciennes missions altimétriques (Fu et al., 2009) :

- (1) les altimètres radars d'observation de l'océan,
- (2) la mission de topographie SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) composée de deux radars fonctionnant en mode interférométrique espacés de 60 m, permettant de mesurer la topographie avec une précision de l'ordre de 16 cm (Farr et al., 2007)
- (3) et l'instrument Wide Swath Ocean Altimeter (WSOA), développé initialement pour la mission Jason-2, mais pour des raisons budgétaires, l'idée a été par la suite abandonnée en 2004. Il disposait de deux radars interférométriques.

L'instrument KaRIN est composé de deux antennes RSO situées aux extrémités d'un mât long de 10 m, à l'origine d'une fauchée de 120 km, caractérisée comme large fauchée (Figure 6.1). Il disposera d'une couverture exceptionnelle et fonctionnera en bande Ka (Fu et al., 2009 ; Fjortoft et al., 2014 ; Biancamaria et al., 2016). La technique radar interférométrique repose sur la mesure du retard relatif entre les observations d'un même point et sur un fonctionnement bistatique, c'est-à-dire qu'une seule des deux antennes est capable d'émettre une onde radar mais les deux reçoivent. Par exemple, l'antenne gauche va émettre une onde EM vers la cible dans une certaine polarisation et va être captée par celle de droite. Les deux antennes observent alors la même zone mais avec deux angles différents. Il est alors possible d'estimer la hauteur d'eau et la position de la cible étudiée.

Ce satellite aura une revisite de 22 jours et permettra d'obtenir des hauteurs d'eau avec une précision inférieure à 10 cm. Il offrira la possibilité d'étudier les fleuves avec une largeur minimale de 100 m et des zones en eau d'une surface de 250 m² au minimum. Pour la première fois, des données de hauteurs et des étendues d'eau, avec une très bonne résolution spatiale, seront fournies. Ainsi, il sera possible d'étudier la dynamique spatio-temporelle des stocks d'eau de surface avec une résolution spatiale et temporelle jamais obtenues auparavant.

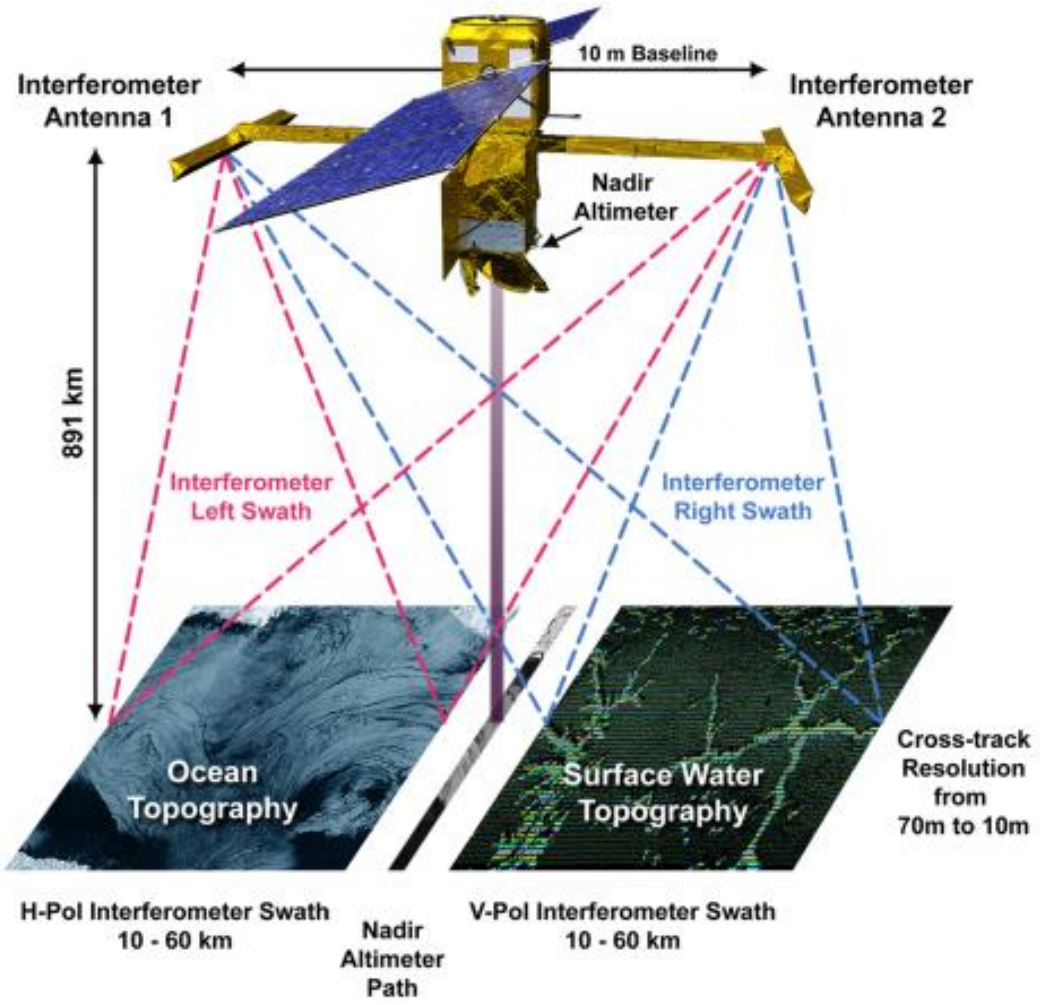


Figure 6.1. Schéma du satellite SWOT (Surface Water and Ocean Topography) disposant d'un système de radar interférométrique KaRIN à double fauchée, fonctionnant en bande Ka (source : Fu et al., 2009)

6.2.3. Application des outils à d'autres sites d'étude

La méthode de quantification des stocks d'eau en surface a été appliquée dans un premier temps dans le Delta du Mackenzie (Nord-Ouest du Canada) puis sur le lac du Tonle Sap (Asie du Sud-Est). Une nouvelle étude a débuté dans le bassin du Mékong, situé en Asie du Sud-Est. Abritant plus de 70 millions de personnes, cette zone est sous l'influence de fortes moussons récurrentes chaque année. Le fleuve du Mékong est une ressource essentielle pour la pêcherie et la production de riz. Avec la croissance rapide de la population dans le bassin, la construction de barrages a débuté en amont (Grumbine et al., 2012 ; Johnston and Kummu, 2012 ; Rasanen et al., 2012). A l'heure actuelle, plus d'une centaine de barrages sont présents sur l'ensemble du bassin et menacent probablement son équilibre naturel (Fan et al., 2015 ; Dang et al., 2016 ; Rasanen et al., 2017 ; Pokhrel et al., 2018 ; Arias

et al., 2019 ; Hoang et al., 2019). En particulier, deux nouveaux gros barrages entre 2010 et 2014 ont été mis en fonctionnement dans la partie amont du bassin (Hecht et al., 2019).

Les cartes de surfaces en eau ont été calculées entre 2000 et 2018, et ont été séparées selon deux grandes périodes : 2000-2009 (Figure 6.4a) et 2010-2018 (Figure 6.4b). De grandes différences sont observées (Figure 6.4c). Par exemple, dans la partie aval du bassin, les pixels ont été beaucoup moins en eau durant 2010-2018, avec une différence de moins de 50 jours (Latitudes : 10-11°N et longitudes 105-105,5°E). Au contraire, près du Tonle Sap (Latitudes 12°N-31°N et longitudes 104°E-104,5°E), les pixels sont beaucoup plus inondés au cours d'une année, avec une différence de plus de 50 jours. La différence (Figure 6.2c) met en évidence l'assèchement de la zone située dans la partie aval, caractérisée par des terres agricoles irriguées.

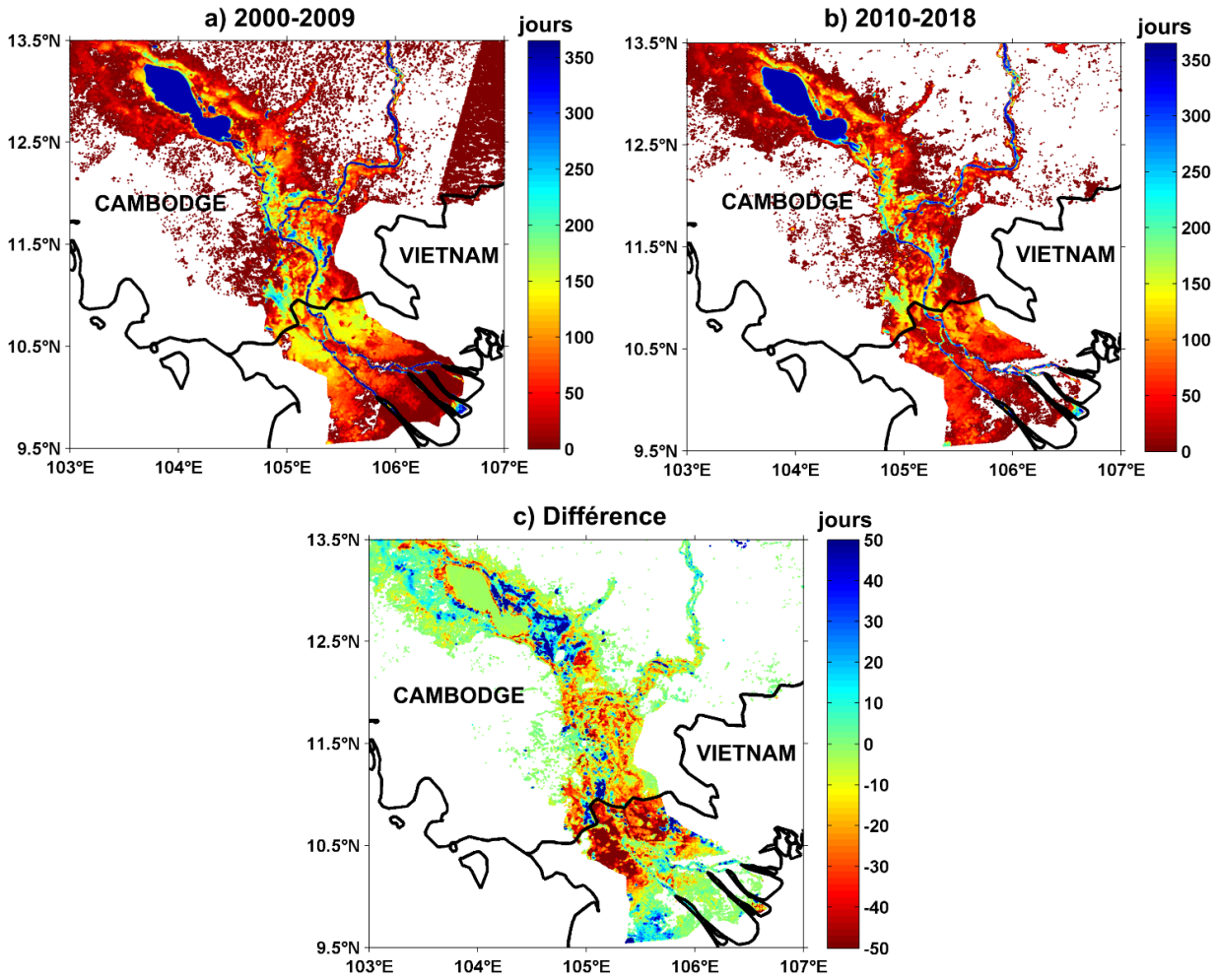


Figure 6.2. Cartes du nombre de jours en eau pour chaque pixel pour la période de 2000-2009 (a), pour la période 2010-2018 (b) et la différence entre la période la plus récente moins la plus ancienne (c)

Les premiers résultats obtenus sont très encourageants et seront poursuivis par la suite, pour permettre de :

i) déterminer le lien entre des événements climatiques extrêmes (ENSO – *El Nino Southern Oscillation* et PDO – *Pacific Decadal Oscillation*) et la succession de crues et sécheresses exceptionnelles survenues dans le bassin du Mékong depuis le début des années 2000;

ii) mettre en évidence une altération de la crue du Mékong se traduisant par une réduction des stocks de surface dans le bassin, une augmentation des stocks en période d'étiage et une diminution de ceux-ci en période de crue corrélée à la mise en service de barrages au Vietnam;

iii) étudier l'impact de l'anthropisation de ce bassin par la présence de nombreux barrages.

6.2.4. Synergie entre la couleur de l'eau et l'altimétrie

Comme évoqué dans la conclusion, la complémentarité entre l'altimétrie radar et la couleur de l'eau n'a pas été pleinement développée au cours de ma thèse. Néanmoins, elle fait l'objet d'un travail de prospective dont l'objectif est de faire un lien entre les cycles hydrologiques dans le bassin versant et les cycles biogéochimiques dans la zone côtière.

Actuellement, une étude préliminaire est en cours de réalisation dans le cadre du stage de fin d'étude de Jules Greusard, que je co-encadre. Son but est de réaliser un suivi du bilan hydro-sédimentaire du lac du Tonle Sap par télédétection spatiale multi-capteurs. A l'aide des cartes de surfaces en eau MODIS à 500 m et les hauteurs d'eau mesurées par altimétrie radar, les variations de volumes d'eau de surface ont été calculées. Deux paramètres biogéochimiques, les MES et la chlorophylle, ont été étudiés, à partir des données mensuelles provenant du site Ocean Colour Climate Change initiative (OC-CCI, https://www.oceancolour.org/). Il s'agit d'un produit composé d'images issues des capteurs MERIS, MODIS, VIIRS et SeaWIFS, à une résolution spatiale de 4 km.

La Figure 6.3 représente les variations mensuelles des volumes d'eau de surface (courbe bleue) et de chlorophylle (courbe verte) calculées sur la période 2000-2012. Les deux courbes sont en opposition de phase. En effet, les volumes d'eau sont faibles en avril/mai/juin et augmentent progressivement jusqu'à atteindre leur valeur maximale en octobre, pendant les périodes de mousson. Au contraire, la chlorophylle présente des variations différentes avec un maximum en mars et un minimum en octobre. Ces résultats sont très intéressants et doivent être analysés en détails par la suite pour comprendre les processus à l'origine de ces observations.

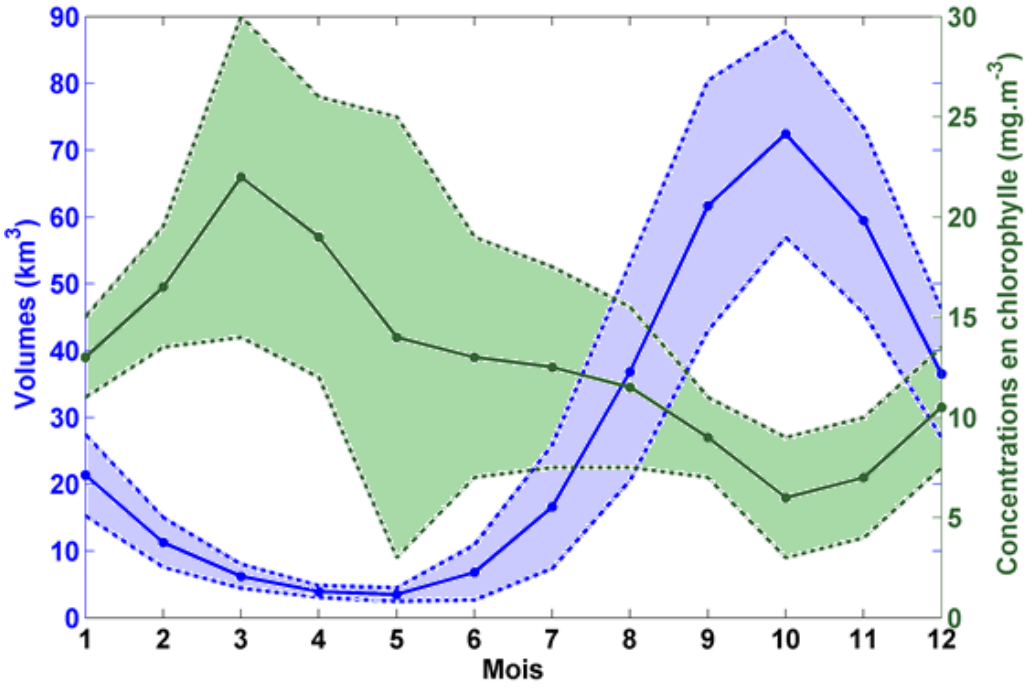


Figure 6.3. Variations mensuelles des volumes d'eau en surface (courbe bleue) et de la chlorophylle (en vert) dans le lac du Tonle Sap, calculés entre 2000 et 2012 (source : stage de Jules Greusard).

L'étude sur le bassin du Mékong, en excluant le lac du Tonle Sap, a débuté et les premiers résultats sont présentés dans les Figures 6.4 et 6.5. Les variations mensuelles des volumes d'eau de surface sur la période 2000-2018 ont été calculées (Figure 6.4), et sont similaires à celles obtenues dans le lac du Tonle Sap, avec des valeurs minimales (2 km^3 en moyenne) en mars/avril et maximales en septembre/octobre (25 km^3 en moyenne) suite aux moussons.

En parallèle, les paramètres biogéochimiques, en particulier les MES, ont été étudiés à l'embouchure du delta du Mékong. La climatologie des MES a été réalisée à partir des données OC-CCI entre 2000 et 2012, et est présentée dans la Figure 6.5. Les concentrations en MES varient au cours de l'année, avec des valeurs élevées (autour de 50 $g.m^{-3}$) en aout-septembre-octobre, localisées au niveau des zones où les différents bras du fleuve du Mékong se jettent dans l'océan.

Les fortes concentrations de MES localisées à l'embouchure du delta ont lieu pendant la même période que l'augmentation des volumes d'eau en surface (Figure 6.4). Cette étude doit être poursuivie mais il

semblerait que les variations de concentrations en MES à l'embouchure du delta soient directement liées à celles des volumes d'eau en surface dans le bassin du Mékong.

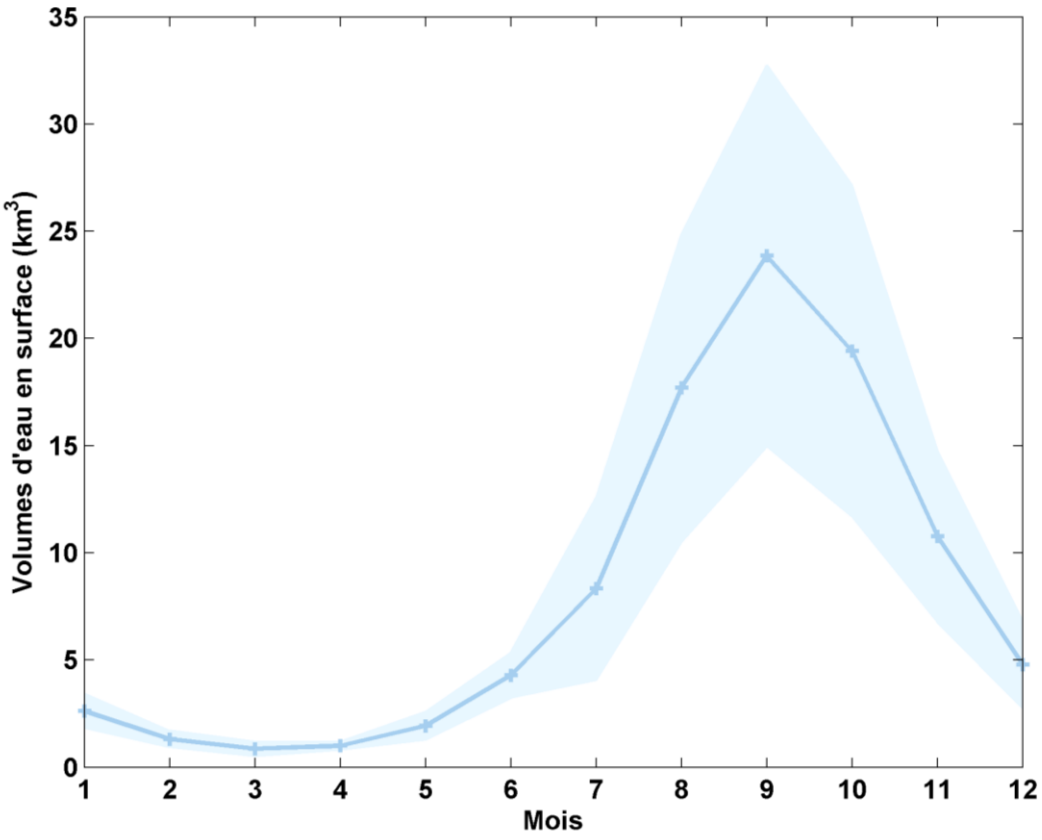


Figure 6.4. Variations mensuelles des volumes d'eau en surface dans le bassin du Mékong, calculés entre 2000 et 2018.

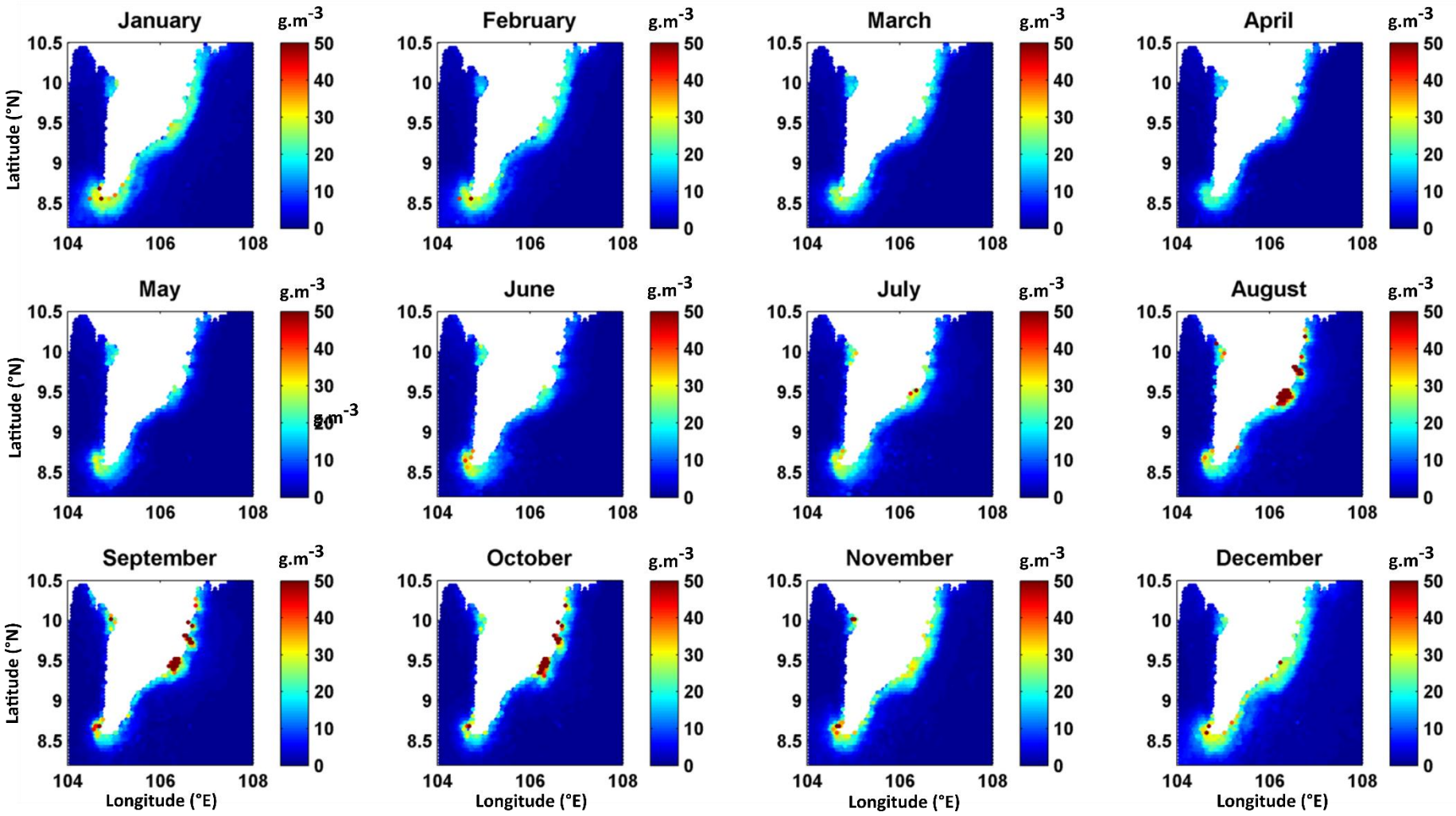


Figure 6.5. Climatologie des MES au niveau de la zone côtière du delta du Mékong, calculée sur la période 2000-2012 à partir des données OC-CCI à une résolution spatiale de 4 km

Production scientifique

Publications

Première auteure

- **Normandin C**., Lubac B., Frappart F., Sottolichio A., Ygorra B., Marieu V. Analysis of spatial and temporal variability of suspended particulate matter concentration (SPM) in a highly-turbid macrotidal estuary using a 6-year-long remotely sensed data archive at high resolution. *Soumis dans Journal of Geophysical Research, le 26 juin 2019.*

- **Normandin C.**, Frappart F., Diepkilé A.T., Marieu V., Mougin E., Blarel F., Lubac B., Braquet N., Ba A. Evolution of the performances of radar altimetry missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner Niger Delta. Remote Sens. **2018**, 10, 833; doi:10.3390/rs10060833

- **Normandin C**., Frappart F., Lubac B., Bélanger S., Marieu V., Blarel F., Robinet A., Guiastrennec-Faugas L. Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data, HESS, 22, 1453-1561, **2018**; https://doi.org/10.5194/hess-22-1543-2018

Co-auteure

- Frappart F., Biancamaria S., **Normandin C**., Blarel F., Bourrel L., Aumont M., Azemar P., Vu P.L., Le Toan T., Lubac B., Darrozes J., Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap lake. Science of The Total Environment, 636, 1520-1533, **2018**; https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.326

- Bru D., Lubac B., **Normandin C**., Robinet A., Leconte M., Hagolle O., Martiny N., Jamet C. Atmospheric correction of muti-spectral littoral images using a PHOTONS/AERONET-based regional aerosol model, Remote Sensing, 9, 814, **2017**; doi:10.3390/rs9080814

Présentations orales

- **Normandin C**., Lubac B., Frappart F., Sottolichio. Sentinel-2/Landsat-8 missions to study suspended particulate matter in a turbid estuary: example of the Gironde Estuary. *Ocean Science Meeting*, Portland, USA, **Février 2018**

- **Normandin C**., Frappart F., Lubac B., Bélanger S., Marieu V., Blarel F., Robinet A., Guiastrennec-Faugas L. Surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite images and radar altimetry. OSTST, La Rochelle, France, **Novembre 2016**

Posters

- **Normandin C**., Lubac B., Frappart F., Sottolichio A., Ygorra B., Marieu V. Benefits of Lansat-8/OLI and Sentinel-2/MSI observations to characterize hydro and sedimentary dynamics and suspended particulate matter (SPM) in a highly-turbid macrotidal estuary. *International Ocean Colour Science Meeting***, Busan, Corée du Sud, Avril 2019**

- **Normandin C**., Frappart F., Lubac B., Bélanger S., Marieu V., Blarel F., Robinet A., Guiastrennec-Faugas L. Surface water volume changes in delta areas using multi-missions remote sensing: example of the Mackenzie. *COAST*, Bordeaux, France, **Novembre 2017**

Bibliographie

Abril, G., Martinez, J. M., Artigas, L. F., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M. F., Vidal, L., ... & Deborde, J. (2014). Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. Nature, 505(7483), 395.

Acharya, T.D., Lee, D.H., Yang, I.T., Lee, J.K., (2016). Identification of Water Bodies in a Landsat 8 OLI Image Using a J48 Decision Tree 1–16. https://doi.org/10.3390/s16071075.

Ad Hoc Group, et al. (2001). Global water data: A newly endangered species, Eos Trans. AGU, 82(5), 54–58, doi:10.1029/01EO00031.

Allen, G.P., R. Bonnefille, G. Courtois, and C. Migniot (1974). Processus de sédimentation des vases dans l'estuaire de la Gironde, La Houille Blanche, 1-2, 129-136, doi :10.1051/lhb/1974013.

Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzieri, G., (2015). Global warming increases the frequency of river floods in Europe. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 2247–2260. https://doi.org/10.5194/hess-19-2247-2015.

Alsdorf, D. E., & Lettenmaier, D. P. (2003). Tracking fresh water from space. Science, 301(5639), 1491-1494.Alsdorf, D.E., Rodriguez, E., Lettenmaier, D.P., 2007. Measuring surface water from space. Rev. Geophys. 45, 1–24. https://doi.org/10.1029/2006RG000197.1.INTRODUCTION.

Alsdorf, D. E., Rodríguez, E. and Lettenmaier, D. P. (2007). Measuring surface water from space, Rev. Geophys., 45(2), RG2002, doi:10.1029/2006RG000197.

Arias, M. E., Holtgrieve, G. W., Ngor, P. B., Dang, T. D., & Piman, T. (2019). Maintaining perspective of ongoing environmental change in the Mekong floodplains. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, *37*, 1-7.

Bannoura, W. J., Wade, A., & Srinivas, D. N. (2005, September). NOAA ocean surface topography mission Jason-2 project overview. In Proceedings of OCEANS 2005 MTS/IEEE (pp. 2155-2159). IEEE.

Bao, L., Lu, Y., & Wang, Y. (2009). Improved retracking algorithm for oceanic altimeter waveforms. Progress in Natural Science, 19(2), 195-203.

Barsi, J.A., K. Lee, G. Kvaran, B. L. Markham, and J. A. Pedelty (2014). The spectral response of the Landsat-8 operational land imager, Remote Sens., 6, 10232–10251, doi:10.3390/rs61010232.

Baup, F., Frappart, F. and Maubant, J. (2014). Combining high-resolution satellite images and altimetry to estimate the volume of small lakes. Hydrol. Earth Syst. Sci., 18, 2007-2020, doi:10.5194/hess-18-2007-2014.

Belgiu, M., and A. Stein (2019). Spatiotemporal image fusion in remote sensing, Remote Sens., 11, 818, doi:10.3390/rs11070818.

Beltaos, S. and Carter, T. (2009). Field studies of ice breakup and jamming in the Mackenzie Delta, St John's, Newfoundland and Labrador.

Beltaos, S., Carter, T. and Rowsell, R. (2012). Measurements and analysis of ice breakup and jamming characteristics in the Mackenzie Delta, Canada, Cold Reg. Sci. Technol., 82, 110–123, doi:10.1016/j.coldregions.2012.05.013.

Bengtsson, L. (2013). Foreword: International Space Science Institute (ISSI) workshop on the earth's hydrological cycle. In The Earth's Hydrological Cycle (pp. 485-488). Springer, Dordrecht.

Benveniste, J., Roca, M., Levrini, G., Vincent, P., Baker, S., Zanife, O., Zelli, C., Bombaci, O (2001). The radar altimetry mission: RA-2, MWR, DORIS and LRR. ESA Bull., 106, 25101–25108.

Berger, M., Moreno, J., Johannessen, J.A., Levelt, P.F., Hanssen, R.F. (2012). ESA's sentinel missions in

support of Earth system science. Remote Sens. Environ. 120, 84–90. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.023.

Bergé-Nguyen, M., Crétaux, J.-F (2015). Inundations in the Inner Niger Delta: Monitoring and Analysis Using MODIS and Global Precipitation Datasets. Remote Sens., 7, 2127–2151, doi:10.3390/rs70202127.

Biancamaria, S., Frappart, F., Leleu, A.-S., Marieu, V., Blumstein, D., Desjonquères, J-D., Boy, F., Sottolichio, A. and Valle-Levinson A. (2017). Satellite radar altimetry elevations performance over a 200 m wide river: Evaluation over the Garonne River, Advances in Space Research, 59, 128-146.

Biancamaria, S., Schaedele, T., Blumstein, D., Frappart, F., Boy, F., Desjonquères, J. D., Pottier, C., Blarel, F., Niño, F (2018). Validation of Jason-3 tracking modes over French rivers. Remote Sens. Environ., 209, 77–89, doi:10.1016/j.rse.2018.02.037.

Birkett C.M. (1995). The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. Journal of Geophysical Research, 100, 179-204.

Birkett, C. M. (1998). Contribution of the TOPEX NASA Radar Altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. Water Resour. Res, 34, 1223, doi:10.1029/98WR00124.

Birkett, C., Murtugudde, R., & Allan, T. (1999). Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh. Geophysical Research Letters, 26(8), 1031-1034.

Birkett, C., Reynolds, C., Beckley, B., Doorn, B. From Research to Operations (2011): The USDA Global Reservoir and Lake Monitor. In Coastal Altimetry, Springer Berlin Heidelberg: Berlin, Heidelberg, pp. 19–50.

Bjerklie, D.M., Dingman, S.L., Vorosmarty, C.J., Bolster, C.H., Congalton, R.G., (2003). Evaluating the potential for measuring river discharge from space 278, 17–38. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00129-X

Bogning, S., Frappart, F., Blarel, F., Niño, F., Mahé, G., Bricquet, J. P., Seyler, F., Onguéné, R., Etamé, J., Paiz, M. C., Braun, J. J (2018). Monitoring water levels and discharges using radar altimetry in an ungauged river basin: The case of the Ogooué. Remote Sens., 10, 350, doi:10.3390/rs10020350.

Bonnefond, P., Verron, J., Aublanc, J., Babu, K., Bergé-Nguyen, M., Cancet, M., Chaudhary, A., Crétaux, J.-F., Frappart, F., Haines, B., Laurain, O., Ollivier, A., Poisson, J.-C., Prandi, P., Sharma, R., Thibaut, P., Watson, C (2018). The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL/AltiKa Altimetric Mission: Quality Assessment and Unique Characteristics of AltiKa Data. Remote Sens., 10, 83, doi:10.3390/rs10010083.

Bonneton, P., N. Bonneton, J.-P. Parisot, and B. Castelle (2015). Tidal bore dynamics in funnel-shaped estuaries, J. Geophys. Res., doi:10.1002/2014JC010267.

Bourrel L., Phillips L., Moreau S. (2009). The dynamics of floods in the Bolivian Amazon Basin. Hydrological Processes, 23, 3161–3167.

Bousquet, P., Ciais, P., Miller, J.B., Dlugokencky, E.J., Hauglustaine, D.A., Prigent, C., Van der Werf, G.R., Peylin, P., Brunke, E.G., Carouge, C., Langenfelds, R.L., Lathiere, J., Papa, F., Ramonet, M., Schmidt, M., Steele, L.P., Tyler, S.C., White, J., (2006). Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability. Nature 443, 439–443, http://dx.doi.org/10.1038/nature05132

Brown G.S. (1977). The average impulse response of a rough surface and is applications, IEEE Trans. Antennas Propagat., Vol. 25 (1), 67-74.

Bru, D. (2015). Corrections atmosphériques pour capteurs à très haute résolution spatiale en zone littorale. 203 pages.

Bru, D., B. Lubac, C. Normandin, A. Robinet, M. Leconte, O. Hagolle, N. Martiny, and C. Jamet (2017). Atmospheric correction of multi-spectral littoral images using a PHOTONS/AERONET-based regional aerosol model, Remote Sens., 9(8), 814, doi:10.3390/rs9080814.

Caballero, I., F. Steinmetz, and G. Navarro (2018). Evaluation of the first year of operational Sentinel-2A data for retrieval of suspended solids in medium- to high-turbidity waters, Remote Sens., 10, doi:10.3390/rs10070982.

Calmant, S., Da Silva, J.S., Moreira, D.M., Seyler, F., Shum, C.K., Crétaux, J.F., Gabalda, G. (2013). Detection of Envisat RA2/ICE-1 retracked radar altimetry bias over the Amazon basin rivers using GPS. Adv. Sp. Res. 51, 1551–1564. https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.07.033.

Cartwright, D. E., Edden, A. C (1973). Corrected Tables of Tidal Harmonics. Geophys. J. R. Astron. Soc, 33, 253–264, doi:10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x.

Castaing, P., J. M. Jouanneau, D. Prieur, C. Rangel-Davalos, and L. A. Romana (1984). Variations spatio-temporelles de la granulométrie des suspensions de l'estuaire de la Gironde, J. Rech. Océanogr, 9, 115-119.

Cazenave, A., Bonnefond, P., Dominh, K. and Schaeffer, P. (1997). Caspian Sea level from Topex-Poseidon altimetry: Level now falling, Geophys. Res. Lett., 24(8), 881–884, doi:10.1029/97GL00809.

Chahine M.T. (1992). The hydrological cycle and its influence on climate, Nature,359, 373-380

Chelton, D. B., Ries, J. C., Haines, B. J., Fu, L.-L., Callahan, P. S. Chapter 1 Satellite Altimetry (2001). In Satellite Altimetry and Earth Sciences A Handbook of Techniques and Applications, Elsevier, Vol. 69, pp. 1–131 ISBN 0074-6142.

Chen, S., Huang, W., Wang, H., & Li, D. (2009). Remote sensing assessment of sediment re-suspension during Hurricane Frances in Apalachicola Bay, USA. Remote Sensing of Environment, 113(12), 2670-2681.

Chen, Y., Huang, C., Ticehurst, C., Merrin, L., Thew, P., 2013. An evaluation of MODIS daily and 8-day composite products for floodplain and wetland inundation mapping. Wetlands 33, 823–835. https://doi.org/10.1007/s13157-013-0439-4

Chen, S., Han, L., Chen, X., Li, D., Sun, L., Li, Y., 2015. Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 99, 58–69. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.10.006

Chen, S., Han, L., Chen, X., Li, D., Sun, L., Li, Y., 2015. Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 99, 58–69. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.10.006

Choi, J.-K., Park, Y.J., Lee, B.R., Eom, J., Moon, J.-E., Ryu, J.-H (2014). Application of the geostationary ocean color imager (GOCI) to mapping the temporal dynamics of coastal water turbidity. Remote Sens. Environ, 146, 24–35.

Coe, M. T., and C. M. Birkett (2004). Calculation of river discharge and prediction of lake height from satellite radar altimetry: Example for the Lake Chad basin, Water Resour. Res.,40, W10205, doi:10.1029/ 2003WR002543.

Collins, M., and Coauthors, (2013). Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibil-it y. Climate Change 2013: The Physical Science Basis,T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 1029–1136.

Colwell, J.E., 1974. Vegetation Canopy Reflectance 183, 175–183.

Crétaux, J.-F., Jelinski, W., Calmant, S., Kouraev, A., Vuglinski, V., Bergé-Nguyen, M., Gennero, M.-C., Nino, F., Abarca Del Rio, R., Cazenave, A. and Maisongrande, P. (2011a). SOLS: A lake database to

monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data, Adv. Space Res., 47(9), 1497–1507, doi:10.1016/j.asr.2011.01.004, 2011.

Crétaux, J.-F., Bergé-Nguyen, M., Leblanc, M. and Abarca Del Rio, R. (2011b). FLOOD MAPPING INFERRED FROM REMOTE SENSING DATA.

Crétaux J.F., Nielsen K., Frappart F., Papa F., Calmant S., Benveniste J. (2017). Hydrological applications of satellite altimetry: rivers, lakes, man-made reservoirs, inundated areas. Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces, Detlef Stammer, Anny Cazenave (Eds).

Dai, A. (2011). Drought under global warming: A review. Wiley Interdiscip. Rev.: Climate Change, 2, 45–65, doi:10.1002/wcc.81.

Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. Nat. Climate Change,3, 52–58, doi:10.1038/nclimate163.

Dang, T. D., Cochrane, T. A., Arias, M. E., Van, P. D. T., & de Vries, T. T. (2016). Hydrological alterations from water infrastructure development in the Mekong floodplains. *Hydrological processes*, *30*(21), 3824-3838.

Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires (2008). A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line validation over South America, J.Geophys. Res., 113, D11110, doi:10.1029/2007JD009376.

De Noray, M.-L (2003). Delta intérieur du fleuve Niger au Mali–quand la crue fait la loi: l'organisation humaine et le partage des ressources dans une zone inondable à fort contraste. VertigO - la Rev. électronique en Sci. l' Environ., 4, 1–9, doi:10.4000/vertigo.3796.

Desjonquères, J. D., Carayon, G., Steunou, N., Lambin, J. Poseidon-3 Radar Altimeter (2010). New Modes and In-Flight Performances. Mar. Geod., 33, 53–79, doi:10.1080/01490419.2010.488970.

Dogliotti, A.I., K. Ruddick, and R. Guerrero (2016). Seasonal and inter-annual turbidity variability in the Rio de la Plata from 15 years of MODIS (2016): El Nino dilution effect, Estuar. Coast. Shelf Sci., 182, 27-39, doi:10.1016/j.ecss.2016.09.013.

Donlon, C., Berruti, B., Buongiorno, A., Ferreira, M. H., Féménias, P., Frerick, J., Goryl, P., Klein, U., Laur, H., Mavrocordatos, C., Nieke, J., Rebhan, H., Seitz, B., Stroede, J., Sciarra, R (2012). The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission. Remote Sens. Environ., 120, 37–57, doi:10.1016/j.rse.2011.07.024.

Dorji, P., Fearns, P., 2016. A quantitative comparison of total suspended sediment algorithms: A case study of the last decade for MODIS and landsat-based sensors. Remote Sens. 8. https://doi.org/10.3390/rs8100810

Doxaran, D., Froidefond, J.M., Lavender, S., Castaing, P. (2002). Spectral signature of highly turbid waters: Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. Remote Sens. Environ. 81, 149–161. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00341-8

Doxaran, D., Castaing, P., Lavender, S.J. (2006). Monitoring the maximum turbidity zone and detecting fine-scale turbidity features in the Gironde estuary using high spatial resolution satellite sensor (SPOT HRV, Landsat ETM+) data. Int. J. Remote Sens. 27, 2303–2321. https://doi.org/10.1080/01431160500396865

Doxaran, D., J. M. Froidefond, P. Castaing, and M. Babin (2009). Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): Observations from field and MODIS satellite data, Estuar. Coast. Shelf Sci., 81, 321–332, doi:10.1016/j.ecss.2008.11.013.

Doxaran, D., Ehn, J., Bélanger, S., Matsuoka, A., Hooker, S., & Babin, M. (2012). Optical characterisation of suspended particles in the Mackenzie River plume (Canadian Arctic Ocean) and implications for ocean colour remote sensing.

Druine, F., R. Verney, J. Deloffre, J.-P. Lemoine, M. Chapalain., V. Landemaine, and R. Lafite (2018). *In situ* high frequency long term measurements of suspended sediment concentration in turbid estuarine system (Seine Estuary, France) : Optical turbidity sensors response to suspended sediment characteristics, Marine Geol, 400, 24-37, doi:10.1016/j.margeo.2018.03.003.

Drusch, M., U. Del Bello, S. Carlier, O. Colin, V. Fernandez, et al. (2012). Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services, Remote Sens. Environ., 120, 25–36, doi:10.1016/j.rse.2011.11.026.

Du, Z., Li, W., Zhou, D., Tian, L., Ling, F., Wang, H., ... & Sun, B. (2014). Analysis of Landsat-8 OLI imagery for land surface water mapping. *Remote sensing letters*, *5*(7), 672-681.

Du, Y., Zhang, Y., Ling, F., Wang, Q., Li, W., & Li, X. (2016). Water bodies' mapping from Sentinel-2 imagery with modified normalized difference water index at 10-m spatial resolution produced by sharpening the SWIR band. *Remote Sensing*, *8*(4), 354.

Durack PJ, Wijffels SE, Matear RJ (2012). Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000. Science 336:455–458. doi:10.1126/science.1212222.

Dyer, K. R. (1988). Fine sediment particle transport in estuaries, in: Dronkers, J., van Leussen, W. (Eds.), Physical Process in Estuaries, Springer, Berlin Heidelberg, pp. 427-445, doi:10.1007/978-3-642-73691-9_16.

Emmerton, C. A., Lesack, L. F. W. and Marsh, P. (2007). Lake Abundance, potential water storage, and habitat distribution in the Mackenzie River Delta, western Canadian Arctic: MACKENZIE DELTA WATER STORAGE, Water Resour. Res., 43(5), n/a-n/a, doi:10.1029/2006WR005139.

Emmerton, C. A., Lesack, L. F. W. and Vincent, W. F. (2008). Nutrient and organic matter patterns across the Mackenzie River, estuary and shelf during the seasonal recession of sea-ice, J. Mar. Syst., 74(3–4), 741–755, doi:10.1016/j.jmarsys.2007.10.001.

Escudier, P., Couhert, A., Mercier, F., Mallet, A., Thibaut, P., Tran, N., ... & Ablain, M. (2017). Satellite Radar Altimetry: Principle, Accuracy, and Precision. In Satellite altimetry over oceans and land surfaces (pp. 1-70). CRC Press.

Etcheber, H., A. Taillez, G. Abril, J. Garnier, P. Servais, F. Moatar, and M. V. Commarieu (2007). Particulate organic carbon in the estuarine turbidity maxima of the Gironde, Loire and Seine estuaries: origin and lability, Hydrobiologia, 588, 245–259, doi:10.1007/s10750-007-0667-9.

Fan, H., He, D., & Wang, H. (2015). Environmental consequences of damming the mainstream Lancang-Mekong River: A review. *Earth-Science Reviews*, *146*, 77-91.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... & Seal, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, *45*(2).

Fatras, C., Borderies, P., Frappart, F., Mougin, E., Blumstein, D., & Niño, F. (2018). Impact of surface soil moisture variations on radar altimetry echoes at Ku and Ka bands in semi-arid areas. Remote Sensing, 10(4), 582.

Fekete et al., (1999). Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balance. Koblenz, Germany : WMO, GRDC.

Feng, L., C. Hu, X. Chen, and Q. Song (2014). Influence of the Three Gorges Dam on total suspended matters in the Yangtze Estuary and its adjacent coastal waters: Observations from MODIS, Remote Sens. Environ., 140, 779-788, doi:10.1016/j.rse.2013.10.002.

Fernández-Prieto, D., van Oevelen, P., Su, Z., & Wagner, W. (2012). Advances in Earth observation for water cycle science. Hydrol. Earth Syst. Sci, 16, 543-549.

Feyisa, G.L., Meilby, H., Fensholt, R., Proud, S.R. (2014). Automated Water Extraction Index: A new

technique for surface water mapping using Landsat imagery. Remote Sens. Environ. 140, 23–35. https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.029.

Field, C. B., and Coauthors, Eds., (2012). Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Cambridge University Press, 582 pp.

Fisher, A., Flood, N., Danaher, T. (2016). Comparing Landsat water index methods for automated water classification in eastern Australia. Remote Sens. Environ. 175, 167–182. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.055.

Fjørtoft, R., Gaudin, J. M., Pourthie, N., Lalaurie, J. C., Mallet, A., Nouvel, J. F., ... & Daniel, S. (2013). KaRIn on SWOT: Characteristics of near-nadir Ka-band interferometric SAR imagery. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 52(4), 2172-2185.

Forget, P. et S. Ouillon. (1998). Surface suspended matter off the Rhone river mouth from visible satellite imagery. Oceanologia Acta 21 (6), 739–749.

Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.M., Léon, J.G., Cazenave, A (2005). Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels, Remote Sens. Environ., 99, 387-399, doi:10.1016/j.rse.2005.08.016.

Frappart, F., Calmant, S., Cauhope, M., Seyler, F. and Cazenave, A. (2006a). Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin, Remote Sens. Environ., 100(2), 252–264, doi:10.1016/j.rse.2005.10.027.

Frappart, F., Minh, K. D., L'Hermitte, J., Cazenave, A., Ramillien, G., Le Toan, T. and Mognard-Campbell, N. (2006b). Water volume change in the lower Mekong from satellite altimetry and imagery data, Geophys. J. Int., 167(2), 570–584, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03184.x.

Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J. S., Prigent, C., Rossow, W. B., Seyler, F (2008). Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. J. Geophys. Res. Atmos., 113, doi:10.1029/2007JD009438.

Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Werth, S., Ramillien, G., Prigent, C., Rossow, W. B. and Bonnet, M.-P. (2010). Interannual variations of the terrestrial water storage in the Lower Ob' Basin from a multisatellite approach, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14(12), 2443–2453, doi:10.5194/hess-14-2443-2010.

Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Werth, S., Santos da Silva, J., Tomasella, J., Seyler, F., Prigent, C., Rossow, W. B., Calmant, S., Bonnet, M.-P (2011). Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. Remote Sens. Environ., 115, doi:10.1016/j.rse.2011.02.003.

Frappart, F., Papa, F., Santos da Silva, J., Ramillien, G., Prigent, C., Seyler, F. and Calmant, S. (2012). Surface freshwater storage and dynamics in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought, Environ. Res. Lett., 7(4), 044010, doi:10.1088/1748-9326/7/4/044010.

Frappart, F., Papa, F., Malbeteau, Y., León, J., Ramillien, G., Prigent, C., Seoane, L., Seyler, F. and Calmant, S. (2015a). Surface Freshwater Storage Variations in the Orinoco Floodplains Using Multi-Satellite Observations, Remote Sens., 7(1), 89–110, doi:10.3390/rs70100089.

Frappart, F., Papa, F., Marieu, V., Malbeteau, Y., Jordy, F., Calmant, S., Durand, F. and Bala, S. (2015b). Preliminary Assessment of SARAL/AltiKa Observations over the Ganges-Brahmaputra and Irrawaddy Rivers, Mar. Geod., 38(sup1), 568–580, doi:10.1080/01490419.2014.990591.

Frappart, F., Fatras, C., Mougin, E., Marieu, V., Diepkilé, A. T., Blarel, F., Borderies, P (2015c). Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. Phys. Chem. Earth, 83–84, 96–110, doi:10.1016/j.pce.2015.05.001.

Frappart, F., Legrésy, B., Niño, F., Blarel, F., Fuller, N., Fleury, S., Birol, F. and Calmant, S. (2016). An ERS-

2 altimetry reprocessing compatible with ENVISAT for long-term land and ice sheets studies, Remote Sens. Environ., 184, 558–581, doi:10.1016/j.rse.2016.07.037.

Frappart, F., Blumstein, D., Cazenave, A., Ramillien, G., Birol, F., Morrow, R., Rémy, F (2017). Satellite Altimetry: Principles and Applications in Earth Sciences. In Wiley Encyclopedia of Electrical and Electronics Engineering, John Wiley & Sons, Inc.: Hoboken, NJ, USA, pp. 1–25 ISBN 047134608X.

Frappart, F., Biancamaria, S., Normandin, C., Blarel, F., Bourrel, L., Aumont, M., Azemar, P., Vu, P.-L., Le Toan, T., Lubac, B., Darrozes, J (2018). Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap Lake. Sci. Total Environ., 636, 1520–1533, doi:10.1016/J.SCITOTENV.2018.04.326.

French, J.R., H. Burningham, and T. Benson (2008). Tidal and Meteorological Forcing of Suspended Sediment Flux in a Muddy Mesotidal Estuary 843–859, doi:10.1007/s12237-008-9072-5.

Frazier, P.S., Frazier, P.S., Page, K.J., Page, K.J. (2000). Water Body Detection and Delineation with Landsat TM Data. Photogramm. Eng. Remote Sens. 66, 1461–1467. https://doi.org/0099-1112I0OI6612-1461$3.00/0.

Froidefond J. M., L. Gardel, D. Guiral, M. Parra, et J. F. Ternon. (2002). Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. Remote Sensing of Environment 80, 225-232.

FU, L., Chelton, D. B., & Zlotnicki, V. (1988). Satellite altimetry- Observing ocean variability from space. Oceanography, 1(2), 4-11.

Fu, L.-L. and Cazenave, A. (2001). Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications, Academic Press, San Diego.

Fu, L. L., Alsdorf, D., Rodriguez, E., Morrow, R., Mognard, N., Lambin, J., ... & Lafon, T. (2009). The SWOT (Surface Water and Ocean Topography) mission: spaceborne radar interferometry for oceanographic and hydrological applications. In OCEANOBS'09 Conference.

Francois, M., Santandrea, S., Mellab, K., Vrancken, D., & Versluys, J. (2014). The PROBA-V mission: The space segment. *International Journal of Remote Sensing*, *35*(7), 2548-2564.

Gao, B.C. (1996). NDWI - A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. Remote Sens. Environ. 58, 257–266. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00067-3.

Garel, E., S. Nunes, and J. M. Neto (2009). The autonomous Simpatico system for real-time continuous water-quality and current velocity monitoring: examples of application in three Portuguese estuaries, Geo-Marine Letters, 29(5), 331–341, doi:10.1007/s00367-009-0147-5.

Gedney, N., P. M. Cox and C. Huntingford (2004). Climate feedback from wetland methane emission, Geophys. Res. Lett., 31, L20503, doi:10.1029/2004GL020919.

Gensac, E., Martinez, J.M., Vantrepotte, V., Anthony, E.J. (2016). Seasonal and inter-annual dynamics of suspended sediment at the mouth of the Amazon river: The role of continental and oceanic forcing, and implications for coastal geomorphology and mud bank formation. Cont. Shelf Res. 118, 49–62. https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.009.

Gernez, P., V. Lafon, A. Lerouxel, C. Curti, B. Lubac, S. Cerisier, and L. Barillé (2015). Toward sentinel-2 high resolution remote sensing of suspended particulate matter in very turbid waters: SPOT4 (take5) experiment in the Loire and Gironde estuaries, Remote Sens. 7, 9507–9528, doi:10.3390/rs70809507.

Gleick, P. H. (2003). Global freshwater resources: Soft-path solutions for the 21st century,Science, 302, 1524–1528.

Goita, K., Diepkile, A. T (2012). Radar altimetry of water level variability in the Inner Delta of Niger River. In 2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE, pp. 5262–5265.

Gohin, F., Druon, J. N., & Lampert, L. (2002). A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters. International journal of remote sensing, 23(8), 1639-1661.

Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J. M., Delmas, D., Martin, H., Herbland, A. (2005). Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters: Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. Remote Sensing of Environment, 95(1), 29-46.

Gohin, F. (2011). Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. Ocean Science, 7(5).

Gommenginger C., Thibaut P., Fenoglio-Marc L., Quartly G., Deng X., Gomez-Enri J., Challenor P., and Gao Y (2011). Retracking altimeter waveforms near the coasts. Chapter 4 of Coastal Altimetry. Doi:10.1007/978-3-642-12796-0_4.

Gordon H.R. et Morel A. (1983) Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery », In : Lecture notes on coastal and estuarine studies, Barber R.T., Mooers C.N.K., Bowman M.J. & Zeitzschel B. (eds), no 4, 114 p.

Gordon, H. R. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth observing system era », J. Geophys. Res., no 102, p. 17081-17106.

Goulding, H. L., Prowse, T. D. and Bonsal, B. (2009a). Hydroclimatic controls on the occurrence of break-up and ice-jam flooding in the Mackenzie Delta, NWT, Canada, J. Hydrol., 379(3–4), 251–267, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.10.006.

Goulding, H. L., Prowse, T. D. and Beltaos, S. (2009b) Spatial and temporal patterns of break-up and ice-jam flooding in the Mackenzie Delta, NWT, Hydrol. Process., 23(18), 2654–2670, doi:10.1002/hyp.7251.

Goyens, C., Jamet, C., Schroeder, T. (2013). Evaluation of four atmospheric correction algorithms for MODIS-Aqua images over contrasted coastal waters. Remote Sens. Environ. 131, 63–75. https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.006.

Goyens, C., 2016. Validation et amélioration des méthodes de correction atmosphérique pour les images de la couleur de l'océan dans les eaux côtières optiquement complexes.

Gleick, P. H (2003). Global freshwater resources: soft-path solutions for the 21st century. Science, 302, 1524–8, doi:10.1126/science.1089967.

Grasso, F., and P. Le Hir (2019). Influence of morphological changes on suspended sediment dynamics in a macrotidal estuary: diachronic analysis in the Seine Estuary (France) from 1960 to 2010, Ocean Dynamics , 69 (1), 83-100, doi:10.1007/s10236-018-1233-x.

Grumbine, R. E., Dore, J., & Xu, J. (2012). Mekong hydropower: drivers of change and governance challenges. *Frontiers in Ecology and the Environment*, *10*(2), 91-98.

Guerschman, J.P., Warren, G., Byrne, G., Lymburner, L., Mueller, N., Dijk, A. Van (2011). MODIS-based standing water detection for flood and large reservoir mapping: algorithm development and applications for the Australian continent. Www.Csiro.Au 88.

Haddeland, I., Heinke, J., Biemans, H., Eisner, S., Flörke, M., Hanasaki, N., Konzmann, M., Ludwig, F., Masaki, Y., Schewe, J., Stacke, T., Tessler, Z. D., Wada, Y., Wisser, D (2014). Global water resources affected by human interventions and climate change. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A, 111, 3251–6, doi:10.1073/pnas.1222475110.

Halimi, A., Mailhes, C., Tourneret, J-Y., Thibaut, P., and Boy, F. (2014) . A semi-analytical model for

delay/Doppler altimetry and its estimation algorithm. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 52(7) :4248–4258.

Han, B., H. Loisel, V. Vantrepotte, X. Mériaux, P. Bryère, S. Ouillon, D. Dessailly, Q. Xing, and J. Zhu (2016). Development of a semi-analytical algorithm for the retrieval of suspended particulate matter from remote sensing over clear to very turbid waters, Remote Sens., 8(3), 211, doi:10.3390/rs8030211.

Hecht, J. S., Lacombe, G., Arias, M. E., Dang, T. D., & Piman, T. (2018). Hydropower dams of the Mekong River basin: A review of their hydrological impacts. *Journal of hydrology*.

Heimhuber, V., Tulbure, M.G. and Broich, M. (2017). Modeling multidecadal surface water inundation dynamics and key drivers on large river basin scale using multiple time series of Earth-observation and river flow data, Water Resources Research, 53, 1251-1269, doi:10.1002/2016WR019858.

Held IM, Soden BJ (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. J Clim 19:5686–5699. doi:10.1175/JCLI3990.1

Hill, P. R., Lewis, C. P., Desmarais, S., Kauppaymuthoo, V. and Rais, H. (2001): The Mackenzie Delta: sedimentary processes and facies of a high-latitude, fine-grained delta, Sedimentology, 48(5), 1047–1078, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00408.x.

Hirabayashi, Y., R. Mahendran, S. Koirala, L. Konoshima, D. Yamazaki, S. Watanabe, H. Kim and S. Kanae (2013). Global flood risk under climate change. Nature Climate Change, 3(9), 816-821, doi:10.1038/nclimate1911.

Hoang, L. P., van Vliet, M. T., Kummu, M., Lauri, H., Koponen, J., Supit, I., ... & Ludwig, F. (2019). The Mekong's future flows under multiple drivers: How climate change, hydropower developments and irrigation expansions drive hydrological changes. *Science of the total environment*, *649*, 601-609.

Holmes, R. M., McClelland, J. W., Peterson, B. J., Tank, S. E., Bulygina, E., Eglinton, T. I., Gordeev, V. V., Gurtovaya, T. Y., Raymond, P. A., Repeta, D. J., Staples, R., Striegl, R. G., Zhulidov, A. V. and Zimov, S. A. (2012): Seasonal and Annual Fluxes of Nutrients and Organic Matter from Large Rivers to the Arctic Ocean and Surrounding Seas, Estuaries Coasts, 35(2), 369–382, doi:10.1007/s12237-011-9386-6.

Huang, S., Li, J., Xu, M. (2012). Water surface variations monitoring and flood hazard analysis in Dongting Lake area using long-term Terra/MODIS data time series. Nat. Hazards 62, 93–100. https://doi.org/10.1007/s11069-011-9921-6.

Huang, C., Chen, Y., Scientific, T.C., Zhang, S. (2018). Detecting , Extracting , and Monitoring Surface Water From Space Using Optical Sensors : A Review Reviews of Geophysics Detecting , Extracting , and Monitoring Surface Water From Space Using Optical Sensors : A Review. https://doi.org/10.1029/2018RG000598.

Hudson, A. S., S. A. Talke, and D.A. Jay (2016). Using satellite observations to characterize the response of estuarine turbidity maxima to external forcing, Estuaries and Coasts, 40(2), 1-16, doi:10.1007/s12237-016-0164-3.

Huete A.R., Liu H.Q., Batchily K. and van Leeuwen W. (1997). A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. Remote Sens. Environ. 59, 440-451.

Huntington T.G. (2005). Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. Journal of Hydrology, 319, 83-95.

IOCCG, rapport n°3, 2000. Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters. Edited by Shubha Sathyendranath, pp. 140.

IOCCG, rapport n°7, 2008. *Why Ocean Colour? The Societal Benefits of Ocean- Colour Technology*. Edited

by Trevor Platt, Nicolas Hoepffner, Venetia Stuart and Christopher Brown, pp. 141.

OCCG, rapport n°10, 2010. *Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products.* Edited by Menghua Wang, pp. 78.

IOCCG, rapport n°17, 2018. *Earth Observations in Support of Global Water Quality Monitoring.* Edited by Steven Greb, Arnold Dekker and Caren Binding, pp. 125

Jacquemoud, S., Baret, E., Hanocq, J.F. (1992). Modeling Spectral and Bidirectional Soil Reflectance 132, 123–132.

Jalón-Rojas, I., S. Schmidt, and A. Sottolichio (2015). Turbidity in the fluvial Gironde estuary (southwest France) based on 10-year continuous monitoring: sensitivity to hydrological conditions, Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 2805-2819, doi:10.5194/hess-19-2805-2015.

Jalón-Rojas, I., S. Schmidt, and A. Sottolichio (2016). Evaluation of spectral methods for high-frequency multiannual time series in coastal transitional waters: Advantages of combined analyses, Limnol. Oceanogr. Methods, 14, 381–396, doi:10.1002/lom3.10097.

Jalón-Rojas, I., S. Schmidt, and A. Sottolichio (2017). Comparison of environmental forcings affecting suspended sediments variability in two macrotidal, highly-turbid estuaries, Estuar. Coast. Shelf Sci., 198, 529–541, doi:10.1016/j.ecss.2017.02.017.

Jay, D. A., S. A. Talke, A. S. Hudson, and M. Twardowski (2015). Estuarine turbidity maxima revisited: instrumental approaches, remote sensing, modeling studies, and new directions, in: Developments in sedimentology: fluvial-tidal sedimentology, eds. Philip J. Ashworth, James L. Best, and Daniel R. Parsons, 49-109, Elsevier, doi:10.1016/B978-0-444-63529-7.00004-3.

Jayles, C., Chauveau, J. P., & Auriol, A. (2015). DORIS/DIODE: Real-time orbit determination performance on board SARAL/Altika. Marine Geodesy, 38(sup1), 233-248.

Jekeli, C (2006). Geometric reference system in geodesy, Division of Geodesy and Geospatial Science School of Earth Sciences: Ohio State University.

Jerlov, N. G. (1951). Optical studies of ocean water. Rep. Swedish Deep Sea Expedition 3, 1-59.

Jerlov, N. G. (1976). Marine Optics, Amsterdam, Elsevier.

Ji, L., Zhang, L., Wylie, B. (2009). Analysis of Dynamic Thresholds for the Normalized Difference Water Index. Photogramm. Eng. Remote Sens. 75, 1307–1317. https://doi.org/10.14358/PERS.75.11.1307.

Jiang, H., Feng, M., Zhu, Y., Lu, N., Huang, J., Xiao, T. (2014). An automated method for extracting rivers and lakes from Landsat imagery. Remote Sens. 6, 5067–5089. https://doi.org/10.3390/rs6065067.

Jones, K., Lanthier, Y., van der Voet, P., van Valkengoed, E., Taylor, D., Fernández-Prieto, D (2009). Monitoring and assessment of wetlands using Earth Observation: The GlobWetland project. J. Environ. Manage, 90, 2154–2169, doi:10.1016/J.JENVMAN.2007.07.037.

Johnston, R., & Kummu, M. (2012). Water resource models in the Mekong Basin: a review. *Water Resources Management*, *26*(2), 429-455.

Jones, H.G., Vaughan, R.A. (2010). Remote Sensing of Vegetation: Principles, Techniques, and Applications. Oxford University Press.

Jung and 30 Authors (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply, Nature, 467, pp 951–954, doi:10.1038/nature09396.

Kaba, E., Philpot, W., & Steenhuis, T. (2014). Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: Lake Tana, Ethiopia. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 26, 286-297.

Kay S., JD. Hedley and S. Lavender (2009). Sun Glint Correction of High and Low Spatial Resolution Images of Aquatic Scenes: a Review of Methods for Visible and Near-Infrared Wavelengths, Remote Sens., 1(4), 697–730.

Keith Raney, R (1998). The delay/doppler radar altimeter. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 36, 1578–1588, doi:10.1109/36.718861.

Kirk, J. T. (1994). Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge university press.

Klein, I., Gessner, U., Dietz, A.J., Kuenzer, C. (2017). Global WaterPack - A 250 m resolution dataset revealing the daily dynamics of global inland water bodies. Remote Sens. Environ., 198, 345-362, doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.045.

Knipling, E.B. (1970). Physical and Physiological Basis for the Reflectance of Visible and Near-Infrared Radiation from Vegetation 1, 155–159.

Koblinsky, C. J., Clarke, R. T., Brenner, A. C., Frey, H (1993). Measurement of river level variations with satellite altimetry. Water Resour. Res, 29, 1839–1848, doi:10.1029/93WR00542.

Kundzewicz, Z. W., Mata, L. J., Arnell, N. W., Doll, P., Kabat, P., Jimenez, B., Miller, K., Oki, T., Zekai, S. and Shiklomanov, I. (2007). *Freshwater resources and their management.* In: Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., van der Linden, P. J. and Hanson, C. E. (eds.) Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, pp. 173-210. ISBN 9780521880091.

Kutser, T., Metsamaa, L., Vahtmae, E., Aps, R (2007). Operative monitoring of the extent of dredging plumes in coastal ecosystems using MODIS satellite imagery. J. Coast. Res, 50, 180–184.

Krinner, G. (2003). Impact of lakes and wetlands on boreal climate, J. Geophys.Res., 108(D16), 4520, doi:10.1029/2002JD002597.

Lanfear K.J., Hirsch R.M. (1999). USGS study reveals a decline in long-record stream gauges. EOS Transactions of the American Geophysical Union, 80, 605–607.

Lambin, J., Morrow, R., Fu, L. L., Willis, J. K., Bonekamp, H., Lillibridge, J., ... & Parisot, F. (2010). The OSTM/Jason-2 mission. Marine Geodesy, 33(S1), 4-25.

Lazo, J. K., M. Lawson, P. H. Larsen, and D. M. Wald-man, 2011: U.S. economic sensitivity to weather variability. Bull. Amer. Meteor. Soc., 92, 709–720, doi:10.1175/2011BAMS2928.1

Le Traon, P. Y., & Ogor, F. (1998). ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge. Journal of Geophysical Research: Oceans, 103(C4), 8045-8057.

Lee, H., Shum, C. K., Yi, Y., Ibaraki, M., Kim, J. W., Braun, A., Kuo, C. Y., Lu, Z (2009). Louisiana wetland water level monitoring using retracked TOPEX/POSEIDON altimetry. Mar. Geod., 32, 284–302, doi:10.1080/01490410903094767.

Legrésy B., Rémy F. (1997). Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations, J. of Glacio., 43 (144), 197-206

León J.G., Calmant S., Seyler F., Bonnet M-P., Cauhopé M., Frappart F., Filizola N., Fraizy P (2006). Estimation of stage-discharge rating curves and mean water depths from radar altimetry data and hydrological modelling in the upper Negro River basin, Journal of Hydrology, 328 (3-4), 481-496, doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.12.006.

Le Roy, Y., Deschaux-Beaume, M., Mavrocordatos, C., Aguirre, M., & Heliere, F. (2007). SRAL SAR radar altimeter for sentinel-3 mission. In 2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (pp. 219-222).

Lesack, L. F. W. and Marsh, P. (2010). River-to-lake connectivities, water renewal, and aquatic habitat

diversity in the Mackenzie River Delta: RIVER-TO-LAKE WATER CONNECTIVITIES, Water Resour. Res., 46(12), n/a-n/a, doi:10.1029/2010WR009607.

Loisel, H., A. Mangin, V. Vantrepotte, D. Dessailly, D. Ngoc Dinh, P. Garnesson, S. Ouillon, J.P. Lefebvre, X. Mériaux, X., and T. Minh Phan (2014). Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade, Remote Sens. Environ., 150, 218–230, doi:10.1016/j.rse.2014.05.006.

Louet, J., 2001. The Envisat Mission and System 10–25.

Lu, S., Wu, B., Yan, N., Wang, H. (2011). Author ' s personal copy International Journal of Applied Earth Observation and Water body mapping method with HJ-1A / B satellite imagery Author ' s personal copy 13, 428–434. https://doi.org/10.1016/j.jag.2010.09.006.

Lubac B. (2007). Etude de la variabilité de la "couleur de l'eau" en milieux côtiers et océaniques à partir de mesures in-situ multispectrales et hyperspectrales: Applications. Thèse de l'Université ddu Littoral Cöte d'Opale. 133 pages

Ludwig, F., Milroy, S. P., & Asseng, S. (2009). Impacts of recent climate change on wheat production systems in Western Australia. Climatic Change, 92(3-4), 495-517.

Lugato, E., Alberti, G., Gioli, B., Kaplan, J. O., Peressotti, A., & Miglietta, F. (2013). Long-term panevaporation observations as a resource to understand the water cycle trend: Case studies from Australia. International Association of Scientific Hydrology Bulletin,58, 1287–1296.

Lyzenga, D.R. (1978). Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features 17, 379–383.

Ma, S., Zhou, Y., Gowda, P.H., Dong, J., Zhang, G., Kakani, V.G., Wagle, P., Chen, L., Flynn, K.C., Jiang, W., 2019. Application of the water-related spectral reflectance indices : A review. Ecol. Indic. 98, 68–79. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.10.049.

Maanen B., and A. Sottolichio (2018). Hydro- and sediment dynamics in the Gironde estuary (France): sensitivity to seasonal variations in river inflow and sea level rise, Continental Shelf Res., 165, 37-50, doi:10.1016/j.csr.2018.06.001.

Macdonald, R. W. and Yu, Y. (2006). The Mackenzie Estuary of the Arctic Ocean, in Estuaries, vol. 5H, edited by P. J. Wangersky, pp. 91–120, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg. Available from: http://link.springer.com/10.1007/698_5_027 (Accessed 14 December 2016).

Machado-Machado, E. A., N. Neeti, J. R. Eastman, and H. Chen (2011). Implications of space-time orientation for principal components analysis of Earth observation image time series, Earth Science Informatics, 4, 117-124, doi:10.1007/s12145-011-0082-7.

McFeeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. International journal of remote sensing, 17(7), 1425-1432.

Madakumbura, G.D., Kim, H., Utsumi, N., Shiogama, H., Fischer, E.M., Seland, Ø., Scinocca, J.F., Mitchell, D.M., 2019. Event-to-event intensification of the hydrologic cycle from 1 . 5 ° C to a 2 ° C warmer world 1–7. https://doi.org/10.1038/s41598-019-39936-2

Mahé, G., Bamba, F., Soumaguel, A., Orange, D., Olivry, J. C (2009). Water losses in the inner delta of the River Niger: water balance and flooded area. Hydrol. Process., 23, 3157–3160, doi:10.1002/hyp.7389.

Maheu C., Cazenave A., Mechoso C. R. (2003). Water level fluctuations in the Plata basin (South America) from Topex/Poseidon satellite altimetry, Geophys. Res. Let., 30 (3), 1143-1146.

Malenovský, Z., Rott, H., Cihlar, J., Schaepman, M. E., García-Santos, G., Fernandes, R., & Berger, M. (2012). Sentinels for science: Potential of Sentinel-1,-2, and-3 missions for scientific observations

of ocean, cryosphere, and land. Remote Sensing of Environment, 120, 91-101.

Martin S (2014). An introduction to ocean remote sensing. Cambridge, second edition. 542 pages.

Medina C.E., Gomez-Enri J., Alonso J.J., Villares, P. (2008). Water level fluctuations derived from ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and in-situ measurements in a subtropical waterbody: Lake Izabal (Guatemala). Remote Sensing of Environment, 112(9), 3604-3617.

Mercier F., Cazenave A., Maheu C. (2002). Interannual lake level fluctuations in Africa from Topex-Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian ocean, Global and Planetary Change, 32, 141-163.

Mitchell, S. B., R. J. Uncles, and L. Akesson (2012). Observations of turbidity in the Thames estuary, Waters Environ. J., 26, 511-520, doi:10.1111/j.1747-6593.2012.00311.x.

Mobley, C. D. (1994). Light and Water Radiative Transfer in Natural Waters. 592 p. Academic Press. San Diego, California.

Mobley, C. D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectances from above-water measurements. Applied Optics 38, 7442-7455.

Monteith, J., & Unsworth, M. (2013). Principles of environmental physics: plants, animals, and the atmosphere. Academic Press.

Morel A., Prieur L. (1977), « Analysis of variations in ocean color », Limnol. Oceanogr., no 22, p. 709-722.

Morel, A. (1980). In-water and remote measurements of ocean color. Boundary-layer meteorology, 18(2), 177-201.

Morel A. (1988) « Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters) », J. Geophys. Res., no 93, p. 10749-10768.

Morel, A., Bélanger, S. (2006). Improved detection of turbid waters from ocean color sensors information. Remote Sens. Environ. 102, 237–249. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.022.

Morel, A., Gentili, B., Claustre, H., Babin, M., Bricaud, A., Ras, J., & Tieche, F. (2007). Optical properties of the “clearest” natural waters. Limnology and oceanography, 52(1), 217-229.

Mouw, C. B., Greb, S., Aurin, D., DiGiacomo, P. M., Lee, Z., Twardowski, M., Binding, C., Hu, C., Ma, R., Moore, T., Moses, W. and Craig, S. E. (2015). Aquatic color radiometry remote sensing of coastal and inland waters: Challenges and recommendations for future satellite missions, Remote Sens. Environ., 160, 15–30, doi:10.1016/j.rse.2015.02.001.

Morris, C. S., Gill, S. K (1995). Variation of Great Lakes water levels derived from Geosat altimetry. Water Resour. Res, 30, 1009–1017, doi:10.1029/94WR00064.

Muhammad, P., Duguay, C. and Kang, K.-K. (2016). Monitoring ice break-up on the Mackenzie River using MODIS data, The Cryosphere, 10(2), 569–584, doi:10.5194/tc-10-569-2016.

Nechad, B., Ruddick, K.G., Neukermans, G. (2009). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of turbidity in coastal waters 7473, 74730H. https://doi.org/10.1117/12.830700.

Nechad, B., K. Ruddick, Y. Park (2010). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters, Remote Sens. Environ., 114, 854–866, doi:10.1016/j.rse.2009.11.022.

Neeti, N., and J. R. Eastman (2014). Novel approaches in extended principal component analysis to compare spatio-temporal patterns among multiple image time series, Remote Sens. Environ., 148, 84-96, doi:10.1016/j.rse.2014.03.015.

Normandin, C., Frappart, F., Lubac, B., Bélanger, S., Marieu, V., Blarel, F., Robinet, A., Guiastrennec-

Faugas, L. (2018a). Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data. Hydrol. Earth Syst. Sci. 22, 1543–1561. https://doi.org/10.5194/hess-22-1543-2018.

Normandin, C., Telly, A., Marieu, V. (2018b). Evolution of the Performances of Radar Altimetry Missions from ERS-2 to Sentinel-3A over the Inner 1–27. https://doi.org/10.3390/rs10060833

Novoa, S., D. Doxaran, A. Ody, Q. Vanhellemont, V. Lafon, B. Lubac, and P. Gernez (2017). Atmospheric corrections and multi-conditional algorithm for multi-sensor remote sensing of suspended particulate matter in low-to-high turbidity levels coastal waters, Remote Sens., 9, doi:10.3390/rs9010061.

Ogilvie, A., Belaud, G., Delenne, C., Bailly, J.-S., Bader, J.-C., Oleksiak, A., Ferry, L. and Martin, D. (2015). Decadal monitoring of the Niger Inner Delta flood dynamics using MODIS optical data, J. Hydrol., 523, 368–383, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.01.036.

Ogilvie, A., Belaud, G., Massuel, S., Mulligan, M., Le Goulven, P., & Calvez, R. (2018). Surface water monitoring in small water bodies: potential and limits of multi-sensor Landsat time series. *Hydrology and Earth System Sciences*, *22*(8), 4349.

Oki, T., Kanae, S (2006). Global hydrological cycles and world water resources. Science,, 313, 1068–72, doi:10.1126/science.1128845.

Olthof, I. (2017). Mapping Seasonal Inundation Frequency (1985 – 2016) along the St-John River , New Brunswick , Canada using the Landsat Archive. https://doi.org/10.3390/rs9020143.

Ouillon, S. (2018). Why and how do we study sediment transport? Focus on coastal zones and ongoing methods. Water (Switzerland) 10, 1–34. https://doi.org/10.3390/w10040390.

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, et C. McClain. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. Journal of Geophysical Research, 103(24), 937–953. doi:10.1029/98JC02160.

Pahlevan, N., S. Sarkar, B. A. Franz, S. V. Balasubramanian, and J. He (2017a). Sentinel-2 multispectral instrument (MSI) data processing for aquatic science applications: demonstrations and validations, Remote Sens. Environ., 201, 47–56, doi: 10.1016/j.rse.2017.08.033.

Pahlevan, N., J. R. Schott, B. A. Franz, G. Zibordi, B. Markham, S. Bailey, C. B. Schaaf, M. Ondrusek, S. Greb, and C. M. Strait (2017b). Landsat 8 remote sensing reflectance (Rrs) products: evaluations, intercomparisons, and enhancements, Remote Sens. Environ., 190, 289–301, doi:10.1016/j.rse.2016.12.030.

Pahlevan, N., S. K. Chittimalli, S. V. Balasubramaniam, and V. Velluci (2019). Sentinel-2/Landsat-8 product consistency and implications for monitoring aquatic systems, Remote Sens. Environ., 220, 19-29, doi:10.1016/j.rse.2018.10.027.

Papa, F., Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Rossow, W.B. and Matthews E. (2010). Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993-2004., Journal of geophysical research, 115, D12111, doi: 10.1029/2009JD012674.

Papa, F., Frappart, F., Güntner, A., Prigent, C., Aires, F., Getirana, A.C. V, Maurer, R. (2013). Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations , 1993 – 2007 118, 1993–2007. https://doi.org/10.1002/2013JD020500.

Papa, F., Frappart, F., Malbeteau, Y., Aires, F., Kumar, R., Bala, S. (2015). Journal of Hydrology : Regional Studies Satellite-derived surface and sub-surface water storage in the Ganges – Brahmaputra River Basin. J. Hydrol. Reg. Stud. 4, 15–35. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.03.004.

Parsons, C. L., & Walsh, E. J. (1989). Off-nadir radar altimetry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, 27(2), 215-224.

Parkinson, C. L., & Thome, K. (2015). The 2015 Aqua and Terra Senior Review Activities. Presented at the MODIS/VIIRS Science Team Meeting, Maryland.

Pekel, J., Cottam, A., Gorelick, N., and Belward, A.S. (2016). High resolution mapping of global surface water and its long-term changes, Nature, 540, 418–422, doi: 10.1038/nature20584.

Pelevin, V. N., & Rutkovskaya, V. A. (1977). On the classification of ocean waters from spectral attenuation of solar light. Okeanologiya, 50-54.

Perrier A. and Tuzet A. (2005). Le cycle de l'eau et les activités au sein de l'espace rural. Enjeux globaux, solutions locales et régionales. Comptes-Rendus - Géoscience, 337, 39-56.

Peterson, B. J., Holmes, R. M., McClelland, J. W., Vörösmarty, C. J., Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., Shiklomanov, I. A. and Rahmstorf, S. (2002). Increasing River Discharge to the Arctic Ocean, Science, 298(5601), 2171–2173, doi:10.1126/science.1077445.

Peterson, TC., P. A. Stott, and S. Herring, 2012: Explaining extreme events of 2011 from a climate perspective. Bull. Amer. Meteor. Soc.,93, 1041–1067, doi:10.1175/BAMS-D-12-00021.

Peterson, T.C. M. P. Hoerling, P. A. Stott, and S. Herring, Eds., 2013: Explaining extreme events of 2012 from a climate perspective. Bull. Amer. Meteor. Soc.,94, S1–S74 , doi:10.1175/BAMS-D-13-00085.1.

Petus, C. (2009). Qualité des eaux côtiere du sud du golfe de Gascogne par télédétection spatiale. Méthodologie de détermination et de quantification de substances particulaires et dissoutes. 409.

Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.M., Sagarminaga, Y. (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. Cont. Shelf Res. 30, 379–392. https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007.

Petus, C., Marieu, V., Novoa, S., Chust, G., Bruneau, N., Froidefond, J.M. (2014). Monitoring spatio-temporal variability of the Adour River turbid plume (Bay of Biscay, France) with MODIS 250-m imagery. Cont. Shelf Res. 74, 35–49. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.011.

Pfahl, S., P. A. O'Gorman and E. M. Fischer (2017), Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. Nature Climate Change, doi:10.1038/nclimate3287.

Platt, T., & Sathyendranath, S. (2008). Ecological indicators for the pelagic zone of the ocean from remote sensing. Remote Sensing of Environment, 112(8), 3426-3436.

Poisson, J., Quartly, G.D., Kurekin, A.A., Thibaut, P., Hoang, D., Nencioli, F. (2018). Development of an ENVISAT Altimetry Processor Providing Sea Level Continuity Between Open Ocean and Arctic Leads. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 56, 5299–5319. https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2813061

Pokhrel, Y., Burbano, M., Roush, J., Kang, H., Sridhar, V., & Hyndman, D. (2018). A review of the integrated effects of changing climate, land use, and dams on Mekong river hydrology. *Water*, *10*(3), 266.

Price, J.C. (1990). On the Information Content of Soil Reflectance Spectra 121, 113–121.

Prospectives Surfaces et Interfaces Continentales (SIC) 2013-2017, CNRS. 84 pages.

Qiu, Z., C. Xiao, W. Perrie, D. Sun, S. Wang, H. Shen, D. Yang, and Y. He (2016). Using Landsat 8 data to estimate suspended particulate matter in the Yellow River estuary, J. Geophys. Res. Oceans, 122, doi:10.002/2016JC012412.

Ralston, D. K., W. R. Geyer, and J. C. Warner (2012). Bathymetric controls on sediment transport in the Hudson River estuary: lateral asymmetry and frontal trapping, J. Geophys. Res., 117, C10013, doi:10.1029/2012JC008124.

Raney (1998). The delay/Doppler radar altimeter. Geoscience and Remote Sensing,IEEE Transactions on,

36(5):1578–1588, 1998.

Räsänen, T. A., Koponen, J., Lauri, H., & Kummu, M. (2012). Downstream hydrological impacts of hydropower development in the Upper Mekong Basin. *Water Resources Management*, *26*(12), 3495-3513.

Räsänen, T. A., Someth, P., Lauri, H., Koponen, J., Sarkkula, J., & Kummu, M. (2017). Observed river discharge changes due to hydropower operations in the Upper Mekong Basin. *Journal of hydrology*, *545*, 28-41.

Rast, M., Johannessen, J., & Mauser, W. (2014). Review of understanding of Earth's hydrological cycle: Observations, theory and modelling. Surveys in Geophysics, 35(3), 491-513.

Rees W.G. (2013). Physical principles of remote sensing, Cambridge University press, 460 p.

Ričko, M., Birkett, C. M., Carton, J. A., Crétaux, J.-F (2012). Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. J. Appl. Remote Sens., 6, 61710, doi:10.1117/1.JRS.6.061710.

Rodda, G.C., S.A. Pieyns, N.S. Sehmi and G. Matthews (1993). Towards a world hydrological cycle observing system. Hydrological Sciences Journal, 38, 373–378.

Rodell, M., Famiglietti, J.S., Wiese, D.N., Reager, J.T., Beaudoing, H.K. (2018). Emerging trends in global freshwater availability. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0123-1.

Ross, L., and A. Sottolichio (2016). Subtidal variability of sea level in a macrotidal and convergent estuary, Cont. Shelf Res., 131, 28–41, doi:10.1016/j.csr.2016.11.005.

Ruddick, K. G., De Cauwer, V., Park, Y. -J., & Mooe, G. (2006). Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance: The similarity spectrum for turbid waters. Limnology and Oceanography, 51, 1167−1179.

Saari, H. K., S. Schmidt, P. Castaing, G. Blanc, B. Sautour, O. Masson, and J. K. Cochran (2010). The particulate 7Be/210Pbxs and 234Th/210Pbxs activity ratios as tracers for tidal-to-seasonal particle dynamics in the Gironde estuary (France): Implications for the budget of particle-associated contaminants, Sci. Total Environ., 408, 4784–4794, doi:10.1016/j.scitotenv.2010.07.017.

Sakamoto, T., Van Nguyen, N., Kotera, A., Ohno, H., Ishitsuka, N. and Yokozawa, M. (2007). Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery, Remote Sens. Environ., 109(3), 295–313, doi:10.1016/j.rse.2007.01.011.

Salameh, E., Frappart, F., Marieu, V., Spodar, A., Parisot, J. P., Hanquiez, V., Turki, I., Laignel, B (2018). Monitoring sea level and topography of coastal lagoons using satellite radar altimetry: The example of the Arcachon Bay in the Bay of Biscay. Remote Sens., 10, 297, doi:10.3390/rs10020297.

Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O. C., Cochonneau, G. and Mansur, W. J. (2010). Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions, Remote Sens. Environ., 114(10), 2160–2181, doi:10.1016/j.rse.2010.04.020.

Santos da Silva, J. S., Seyler, F., Calmant, S., Filho, O. C. R., Roux, E., Araújo, A. A. M., Guyot, J. L (2012). Water level dynamics of Amazon wetlands at the watershed scale by satellite altimetry. Int. J. Remote Sens., 33, 3323–3353, doi:10.1080/01431161.2010.531914.

Santos da Silva, J. S., Calmant, S., Seyler, F., Moreira, D. M., Oliveira, D., Monteiro, A (2014). Radar Altimetry Aids Managing Gauge Networks. Water Resour. Manag., 28, 587–603, doi:10.1007/s11269-013-0484-z.

Schoellhamer, D. H. (2002). Variability of suspended sediment concentration at tidal to annual time scales in San Francisco Bay, USA, Cont. Shelf Res., 22, 1857-1866, doi:10.1016/S0278-4343(02)00042-0.

Schwatke, C., Dettmering, D., Bosch, W., Seitz, F. (2015). DAHITI - An innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-missions satellite altimetry. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 4345–4364. https://doi.org/10.5194/hess-19-4345-2015

Seneviratne, S.I., N. Nicholls, D. Easterling, C.M. Goodess, S. Kanae, J. Kossin, Y. Luo, J.Marengo, K. McInnes, M. Rahimi, M. Reichstein, A. Sorteberg, C. Vera, and X. Zhang (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment.In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate ChangeAdaptation [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D.Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. ASpecial Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA,pp. 109-230.

Seyler, F., Calmant, S., Da Silva, J. S., Moreira, D. M., Mercier, F., & Shum, C. K. (2013). From TOPEX/Poseidon to Jason-2/OSTM in the Amazon basin. Advances in Space Research, 51(8), 1542-1550.

Shen, L., Li, C. (2010). Water body extraction from Landsat ETM+ imagery using adaboost algorithm. 2010 18th Int. Conf. Geoinformatics, Geoinformatics 2010 3–6. https://doi.org/10.1109/GEOINFORMATICS.2010.5567762.

Shen, F., Zhou, Y., Peng, X., & Chen, Y. (2014). Satellite multi-sensor mapping of suspended particulate matter in turbid estuarine and coastal ocean, China. International journal of remote sensing, 35(11-12), 4173-4192.

Shi, W., & Wang, M. (2009). An assessment of the black ocean pixel assumption for MODIS SWIR bands. Remote Sensing of Environment, 113(8), 1587-1597.

SHOM (2016a). MNT topo-bathymetrique cotier à 20m de l'estuaire de la Gironde – Aval, Projet TANDEM, http://dx.doi.org/10.17183/MNT_COTIER_GIRONDE_AVAL_TANDEM_20m_WGS84.

SHOM (2016b). MNT topo-bathymetrique cotier à 20m de l'estuaire de la Gironde – Amont, Projet TANDEM, http://dx.doi.org/10.17183/MNT_COTIER_GIRONDE_AMONT_TANDEM_20m_WGS84.

Shi, W., M. Wand, and L. Jiang (2011). Spring-neap tidal effects on satellite ocean color observations in the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea, J. Geophys. Res. Oceans, 116, C12032, doi:10.1029/2011JC007234.

Shiklomanov, A.I., R.B Lammers and C.J. Vörösmarty (2002). Widespread decline of hydrological monitoring threatens Pan-arctic research, EOS Transactions of the American Geophysical Union, 83(2), 13-16.

Shiklomanov, I.A. and Rodda, J.C. (2003).World Water Resources at the Beginning of theTwenty-First Century. Cambridge University Press, Cambridge.

Sipelgas, L., Raudsepp, U., & Kõuts, T. (2006). Operational monitoring of suspended matter distribution using MODIS images and numerical modelling. Advances in Space Research, 38(10), 2182-2188.

Smith, R. C. et K. S. Baker. (1978). Optical classification of natural waters. Limnology and Oceanography 23, 260-267.

Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: a review, Hydrol. Process., 11(10), 1427–1439, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199708)11:10<1427::AID-HYP473>3.0.CO,2-S.

Sottolichio, A., and P. Castaing (1999). A synthesis on seasonal dynamics of highly-concentrated

structures in the Cironde estuary, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – series IIA – Earth and Planetary Science, 329, 11, 795-800, doi:10.1016/S1251-8050(00)88634-6.

Sottolichio, A., P. Castaing, H. Etcheber, E. Maneux, M. Schmeltz, and S. Schmidt (2011). Observations of suspended sediment dynamics in a highly turbid macrotidal estuary derived from continuous monitoring, J. Coast. Res., SI 64(2), 1579–1583.

Squires, M. M., Lesack, L. F. W., Hecky, R. E., Guildford, S. J., Ramlal, P. and Higgins, S. N. (2009). Primary Production and Carbon Dioxide Metabolic Balance of a Lake-Rich Arctic River Floodplain: Partitioning of Phytoplankton, Epipelon, Macrophyte, and Epiphyton Production Among Lakes on the Mackenzie Delta, Ecosystems, 12(5), 853–872, doi:10.1007/s10021-009-9263-3.

Stammer, D., Cazenave, A (2017). Satellite altimetry over oceans and land surfaces, Taylor & Francis: Boca Raton, FL, ISBN 978-1-4987-4345-7.

Stanley, H.R. The GEOS 3 project. J. Geophys. Res. 84, 3779–3783, 1979

Steunou, N., Desjonquères, J. D., Picot, N., Sengenes, P., Noubel, J., Poisson, J. C (2015). AltiKa Altimeter: Instrument Description and In Flight Performance. Mar. Geod., 38, 22–42, doi:10.1080/01490419.2014.988835.

Stocker, T. F. and Raible, C. C. (2005). Water cycles shifts gear, Nature, 434.

Sulistioadi, Y. B., Tseng, K.-H., Shum, C. K., Hidayat, H., Sumaryono, M., Suhardiman, A., Setiawan, F., Sunarso, S (2015). Satellite radar altimetry for monitoring small rivers and lakes in Indonesia. Hydrol. Earth Syst. Sci, 19, 341–359, doi:10.5194/hess-19-341-2015.

Szostak-Chrzanowski, A. (2013). Study of Natural and Man-induced Ground Deformation in MacKenzie Delta Region, Acta Geodyn. Geomater., 1–7, doi:10.13168/AGG.2013.0060.

Talke, S.A., H. E. de Swart, and H. M. Schuttelaars (2009). Feedback between residual circulations and sediment distribution in highly turbid estuaries: an analytical model, Cont. Shelf Res., 29, 119-135, doi:10.1016/j.csr.2007.09.002.

Tarpanelli, A., Amarnath, G., Brocca, L., Massari, C., Moramarco, T (2017). Discharge estimation and forecasting by MODIS and altimetry data in Niger-Benue River. Remote Sens. Environ.,195, 96–106, doi:10.1016/j.rse.2017.04.015.

Taylor, P., Perbos, J., Escudier, P., Parisot, F., Zaouche, G., Vincent, P., Menard, Y., Manon, F., Kunstmann, G., Royer, D., Fu, L. Jason-1 (2003). Assessment of the System Performances Special Issue : Jason-1 Calibration / Validation. Mar. Geod., 26, 37–41, doi:10.1080/01490410390250165.

Thibaut, P., Poisson, J. C., Bronner, E., & Picot, N. (2010). Relative performance of the MLE3 and MLE4 retracking algorithms on Jason-2 altimeter waveforms. Marine Geodesy, 33(S1), 317-335.

Tourian, M. J., Tarpanelli, A., Elmi, O., Qin, T., Brocca, L., Moramarco, T., & Sneeuw, N. (2016). Spatiotemporal densification of river water level time series by multimission satellite altimetry. Water Resources Research, 52(2), 1140-1159.

Tourian, M. J., Schwatke, C., Sneeuw, N (2017). River discharge estimation at daily resolution from satellite altimetry over an entire river basin. J. Hydrol., 546, 230–247, doi:10.1016/j.jhydrol.2017.01.009.

Trenberth, K. E., Y. Zhang, J. T. Fasullo, and S. Taguchi (2015). Climate variability and relationships between top-of-atmosphere radiation and temperatures on Earth. J. Geophys. Res. Atmos., 120, 3642–3659. doi: 10.1002/2014JD022887.

Trenberth Kevin E. (2019). El Niño Southern Oscillation (ENSO). Encyclopedia of Ocean Sciences (Third Edition), Volume 6, pp 420-432.

Tulbure, M.G., Broich, M., Stehman, S.V., Kommareddy A. (2016). Surface water extent dynamics from

the three decades of seasonally continuous Landsat time series at subcontinental scale in a semi-arid region. Remote Sens. Environ., 178, 142-157, doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.034.

Turner, A., and G. E. Millward (2002). Suspended particles: their role in estuarine bio-geochemical cycles, Estuar. Coast .Shelf Sci., 55, 857–883, doi:10.1006/ecss.2002.1033.

Ulaby, F. T., Moore, R. K. and Fung, A. K. (1981). Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 1 - Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Available from: https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19820039342.

Uncles, R.J., J. A. Stephens, and C. Harris (2006). Runoff and tidal influences on the estuarine turbidity maximum of a highly turbid system: the upper Humber and Ouse Estuary, UK, Mar. Geol., 235, 213–228, doi:10.1016/j.margeo.2006.10.015.

U.S. Geological Survey. Product guide, Landsat surface reflectance-derived spectral indices. Version 3.3. December 2016.

Vanhellemont, Q., Ruddick, K. (2014). Turbid wakes associated with offshore wind turbines observed with Landsat 8. Remote Sens. Environ. 145, 105–115. https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.01.009.

Vanhellemont, Q., and K. Ruddick (2015). Advantages of high quality SWIR bands for ocean colour processing: Examples from Landsat-8, Remote Sens. Environ., 161, 89–106, doi:10.1016/j.rse.2015.02.007.

Verpoorter, C., Kutser, T., Seekell, D. A. and Tranvik, L. J. (2014). A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery, Geophys. Res. Lett., 41(18), 6396–6402, doi:10.1002/2014GL060641.

Verron, J., Sengenes, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R. M., Murthy, D. V. A. R., Richman, J. G., Griffin, D., Pascual, A., Rémy, F. and Gupta, P. K. (2015). The SARAL/AltiKa Altimetry Satellite Mission, Mar. Geod., 38(sup1), 2–21, doi:10.1080/01490419.2014.1000471.

Verron, J., Bonnefond, P., Aouf, L., Birol, F., Bhowmick, S.A., Calmant, S., Conchy, T., Crétaux, J., Dibarboure, G., Dubey, A.K., Faugère, Y., Guerreiro, K., Gupta, P.K., Hamon, M., Id, F.J., Kumar, R., Id, R.M., Pascual, A., Pujol, M., Rémy, E. (2018). The Benefits of the Ka-Band as Evidenced from the SARAL / AltiKa Altimetric Mission : Scientific Applications. https://doi.org/10.3390/rs10020163

Vörösmarty C.J., Willmott C.J., Choudhury, B.J. (1996). Analyzing the discharge regime of a large tropical river through remote sesning, ground-based climatic data, and modeling. Water Resources Research, 32, 3137-3150.

Vörösmarty, C. J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R. B (2000). Global water resources: vulnerability from climate change and population growth. Science, 289, 284–8, doi:10.1126/SCIENCE.289.5477.284.

Vu, P., Frappart, F., Darrozes, J., Marieu, V., Blarel, F., Ramillien, G., Bonnefond, P., Birol, F. Multi-Satellite Altimeter Validation along the French Atlantic Coast in the Southern Bay of Biscay from ERS-2 to SARAL. Remote Sens. 2018, 10, 93, doi:10.3390/rs10010093.

Wahr, J. M (1985). Deformation induced by polar motion. J. Geophys. Res., 90, 9363, doi:10.1029/JB090iB11p09363.

Wehr T., Attema E. (2001). Geophysical validation of ENVISAT data products, Adv. Space Res., 28 (1), 83-91.

Wang, M., & Gordon, H. R. (1994). A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. Remote sensing of environment, 50(3), 231-239.

Wang, M. and Shi, W (2005). Estimation of ocean contribution at the MODIS near-infrared wavelengths

along the east coast of the U.S.: Two case studies. Geophys. Res. Lett., 32, L13606.

Wang, M., et Shi, W. (2007). The NIR–SWIR combined atmospheric correction approach for MODIS ocean color data processing". Optics Express, 15, 15722−15733.

Wang, M., Son, S., & Shi, W. (2009). Evaluation of MODIS SWIR and NIR-SWIR atmospheric correction algorithms using SeaBASS data. Remote Sensing of Environment, 113(3), 635-644.

Wingham, D. J., Rapley, C. G., Griffiths, H (1986). New Techniques in Satellite Altimeter Tracking Systems. Proc. IGARSS Symp. Zurich, 1339–1344.

Wu, P., H. Shen, T. Ai, and Y. Liu (2013). Land-surface temperature retrieval at high spatial and temporal resolutions based on multi-sensor fusion, Int. J. Digital Earth, 6, 113-133, doi:10.1080/17538947.2013.783131.

Xiao, X., Boles, S., Liu, J., Zhuang, D., Frolking, S., Li, C., Salas, W., Moore, B (2005). Mapping paddy rice agriculture in southern China using multi-temporal MODIS images. Remote Sens. Environ. 95, 480–492. doi:10.1016/j.rse.2004.12.009.

Xu, H., 2006. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. Int. J. Remote Sens. 27, 3025–3033. https://doi.org/10.1080/01431160600589179

Yang, X., Zhao, S., Qin, X., Zhao, N., & Liang, L. (2017). Mapping of urban surface water bodies from Sentinel-2 MSI imagery at 10 m resolution via NDWI-based image sharpening. *Remote Sensing*, *9*(6), 596.

Younger P.L. (2012). Water. All that matters. Hodder Education, London, UK, 160 p.

Zakharova, E. A., Kouraev, A. V., Rémy, F., Zemtsov, V. A., Kirpotin, S. N (2014). Seasonal variability of the Western Siberia wetlands from satellite radar altimetry. J. Hydrol., 512, 366–378, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.03.002.

Zelli C. (1999). ENVISAT RA-2 Advances Radar Altimeter: instrument design and pre-launch performance assessment review. Acta Astronautica. 44, 323-33.

Zemp M., H. Frey, I. Gärtner-Roer and Samuel U. Nussbaumer (2015), Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century, Journal of Glaciology, Volume 61, Issue 228 , pp. 745-762 doi.org/10.3189/2015JoG15J017.

Zhang, M., Q. Dong, T. Cui, C. Xue, and S. Zhang (2014), Suspended sediment monitoring and assessment for Yellow River estuary from Landsat TM and ETM + imagery, Remote Sens. Environ., 146, 136-147, doi:10.1016/j.rse.2013.09.033.

Zhu Z., M. A. Wulder, D. P. Roy, C. E. Woodcock, M. C. Hansen et al. (2019), Benefits of free and open Landsat data policy, 224, 382-385, doi:10.1016/j.rse.2019.02.016.

Zhou, Y., Dong, J., Xiao, X., Xiao, T., Yang, Z., Zhao, G., ... & Qin, Y. (2017). Open surface water mapping algorithms: A comparison of water-related spectral indices and sensors. Water, 9(4), 256.

- Annexe -

Quantification des volumes d’eau de surface par une approche mono-station

La méthode de quantification des volumes d'eau de surface employée dans le Delta du Mackenzie a également été appliquée dans le lac du Tonle Sap (localisé dans le bassin du Mékong, en Asie du Sud-Est). Contrairement à l'étude sur le Mackenzie, l'approche utilisée ici est mono-station.

Cette annexe présente cette étude, qui a fait l'objet d'une publication dans le journal Science of the Total Environment en 2018, intitulée « **Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap Lake** ».

Science of the Total Environment 636 (2018) 1520–1533

Contents lists available at ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv

Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap Lake

F. Frappart [a,b,*], S. Biancamaria [b], C. Normandin [c], F. Blarel [b], L. Bourrel [a], M. Aumont [b], P. Azemar [b], P.-L. Vu [a], T. Le Toan [d], B. Lubac [c], J. Darrozes [a]

[a] Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563, CNRS/IRD/Université de Toulouse, OMP-GRGS, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France
[b] LEGOS, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS - 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France
[c] Environnement et Paléo-Environnement Océaniques et Continentaux (EPOC), UMR 5805, CNRS/Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France
[d] Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), UMR 5126,CNRS/CNES/IRD/Université de Toulouse, 13 Avenue du Colonel Roche, 31400 Toulouse, France

« Influence of recent climatic events on the surface water storage of the Tonle Sap Lake »

F. Frappart [a,b,☐], S. Biancamaria [b], C. Normandin [c], F. Blarel [b], L. Bourrel [a], M. Aumont [b], P. Azemar [b], P.-L. Vu [a], T. Le Toan [d], B. Lubac [c], J. Darrozes [a]

[a] *Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563, CNRS/IRD/Université de Toulouse, OMP-GRGS, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*

[b] *LEGOS, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS - 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*

[c] *Environnement et Paléo-Environnement Océaniques et Continentaux (EPOC), UMR 5805, CNRS/Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33615 Pessac, France*

[d] *Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), UMR 5126,CNRS/CNES/IRD/Université de Toulouse, 13 Avenue du Colonel Roche, 31400 Toulouse, France*

Received: 25 October 2017; Accepted: 24 April 2018; Published: 15 September 2018

Abstract:

Lakes and reservoirs have been identified as sentinels of climate change. Tonle Sap is the largest lake in both the Mekong Basin and Southeast Asia and because of the importance of its ecosystem, it is has been described as the “heart of the lower Mekong”. Its seasonal cycle depends on the annual flood pulse governed by the flow of the Mekong River. This study provides an impact analysis of recent climatic events from El Niño 1997/1998 to El Niño 2015/2016 on surface storage variations in the Tonle Sap watershed determined by combining remotely sensed observations, multispectral images and radar altimetry from 1993 to 2017. The Lake's surface water volume variations are highly correlated with rainy season rainfall in the whole Mekong River Basin (R = 0.84) at interannual time-scale. Extreme droughts and floods can be observed when precipitation deficit and excess is recorded in both the Tonle Sap watershed and the Mekong River Basin during moderate to very strong El Niño/La Niña events (R = −0.70) enhanced by the Pacific Decadal Oscillation (R = −0.68). Indian and Western North Pacific Monsoons were identified as having almost equal influence. Below normal vegetation activity was observed during the first semester of 2016 due to the extreme drought in 2015.

Keywords: Surface water storage Rainfall, ENSO, PDO, MONSOON, EVI, Mekong Basin, Multi-satellite

1. Introduction

Climate variability and human population growth have led to inland waters being identified as some of the most severely endangered ecosystems (Rosenzweig et al., 2007). Lakes and reservoirs are widely dis- tributed around the world and act as integrators of changes occurring in their watershed, the surrounding landscape and the atmosphere (Schindler, 2009; Williamson et al., 2009a). As their physical, chemical, and biological properties respond rapidly to climate-induced changes, they offer a valuable source of information for assessing and monitoring the effects of climate change (e.g., Magnuson, 2000; Lemoalle et al., 2012). Lakes and reservoirs are commonly seen as sentinels of climate change as their physical, chemical, and biological responses to climate variations integrate the changes occurring in their catchment (Adrian et al., 2009; Schindler, 2009; Williamson et al., 2009a,b).

Tonle Sap Lake in Cambodia is the largest lake and wetland ecosystem in the Mekong River Basin (MRC, 2005). It is considered as the "heart of the Lower Mekong" due to the exceptional biodiversity of its ecosystem (Campbell et al., 2006) and is also one of the most productive ecosystems in the world (Lamberts, 2006) with its high productivity being linked to the flood pulse of the Mekong River (Kummu et al., 2006). The hydrological cycle in the Mekong River Basin is governed by the monsoon regime, itself being strongly influenced by El Niño Southern Oscillation (ENSO). El Niño events are responsible for a decrease in the rainfall, discharge and annual flood period (Räsänen and Kummu, 2013). Conversely, La Niña increases the rainfall, discharge and annual flood period. The combination of climate-related and anthropogenic (hydropower, irrigation) changes in the Mekong River Basin are expected to cause large modifications to the flood pulse of the Tonle Sap (Kummu and Sarkkula, 2008; Västilä et al., 2010). The frequency and intensity of drought and flood events in the region have increased over the past few decades, impacting irrigated fields (Cruz et al., 2007; Kamoshita and Ouk, 2015). Dam construction and operations in the Chinese Upper Mekong Basin are also altering the hydrological regime in the Lower Mekong Basin (Stone, 2010; Lu et al., 2014). Development of new hydropower dams in the Chinese Upper Mekong Basin combined with possible development of thirty-eight new dams in the Vietnamese Lower Mekong Basin will have a major impact on the hydrological regime of this region (see Lu et al., 2014 for the impacts on the Chinese Upper Mekong Basin; Arias et al., 2014 for the impacts on the Vietnamese Lower Mekong Basin).

Remotely sensed observations offer a unique opportunity to continuously monitor floods in large watersheds. Previous studies have determined spatio-temporal flooding extent by applying a threshold approach to land surface reflectances, or spectral indexes from the MODerate resolution Imaging

Sensor (MODIS) radiometer (Sakamoto et al., 2007; Arias et al., 2012; Siev et al., 2016; Fayne et al., 2017) in the Tonle Sap watershed. Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) products have recently been used along with MODIS images to estimate total water storage and identify flood events in the Tonle Sap watershed (Tangdamrongsub et al., 2016). Estimates of surface water volume changes in the Tonle Sap watershed are sparse and have only been for short time-periods (e.g., 1997–2005 in Kummu and Sarkkula, 2008; and 2003–2005 in Siev et al., 2016).

The purpose of this study is to estimate Tonle Sap lake storage vari- ations over the two last decades and analyze the link between its annual variations with atmospheric forcing, especially climatic oscillations. Surface water storage variations of the lake are computed over the 1993–2017 time span, through a synergistic use of flood extent derived from MODIS land surface reflectances (see Sections 3.1 and 4.1) and altimetry-based water levels (see Sections 3.2 and 4.2). During these two decades, three extreme droughts (1998, 2015, and 2016) and three exceptional floods (2000, 2002, and 2011) occurred in the Tonle Sap watershed. In the following, relationships with climate variability are discussed through comparisons with climate indices (Sections 3.3 and 5.2). A first impact assessment of the extreme drought of 2015 on the Tonle Sap ecosystem is also presented.

2. Study Area

Ninety-five percent of the Tonle Sap Lake drainage area is located in Cambodia, with the remaining 5% in Thailand. It is the largest lake and wetland in the Mekong River Basin and the largest lake in Southeast Asia (MRC, 2005; Campbell et al., 2009). Its whole drainage basin occupies an area of 85,800 km^2 (i.e., 11% of the whole surface of the Mekong basin, MRC, 2003) (Fig. 1). The lake-floodplain system extends from 2400 km^2 during the low water period to 16,000 km^2 at peak flood during wet years (Lim et al., 1999; Kummu and Sarkkula, 2008).

The catchment incorporates five different land cover classes, as described by Arias et al. (2012):

- Open water (under water from 9 to 12 months a year and covering an area of 3027 km^2),
- Open water (under water from 9 to 12 months a year and covering an area of 3027 km^2),
- Gallery forest (annually flooded for 9 months and covering an area of 197 km^2),
- Seasonally flooded habitats, composed of shrublands and grasslands (annually flooded from 5 to 8 months on average and covering an area of 5409 km^2),

- Transitional habitats dominated by abandoned agricultural fields, receding rice/floating rice, and lowland grasslands (annually flooded from 1 to 5 months on average and covering an area of 3658 km^2)
- Rainfed habitats mostly composed of wet season rice fields and village crops (flooded b1 month per year and covering an area of 8641 km^2).

Tonle Sap Lake is an important ecosystem of Southeast Asia due to its exceptional biodiversity (Campbell et al., 2006). It has been internationally recognized through three Biosphere Reserve core areas under the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) Programme on Man and the Biosphere (UNESCO, 2006), as well as one Ramsar site under the Ramsar Convention on wetlands (see www.ramsar.org). The Tonle Sap lake ecosystem also supports important fisheries and aquaculture activities. These industries sustain over one million people (Rainboth, 1996; Sverdrup-Jensen, 2002; Hortle, 2007).

The annual monomodal flood pulse in Tonle Sap Lake is governed by the flow in the Mekong River (Junk et al., 2006; Lamberts, 2006). The Tonle Sap River connects the lake to the Mekong River. In the May to September wet season its flow direction is inversed due to water level increase in the Mekong River (Kummu and Sarkkula, 2008). Annual average inflow and outflow are 79.0 and 78.6 km^3, respectively. 57% of the inflow comes from the Mekong mainstem, either through Tonle Sap River discharge (52%) or by overland flooding (5%) (WUP-FIN, 2003).

The contributions of Tonle Sap Lake tributaries and direct rainfall into the lake are estimated at around 30% and 13%, respectively (Kummu et al., 2014). Water receding from the lake mostly flows into the Mekong River (88%) or evaporates (12%) (Kummu et al., 2014).

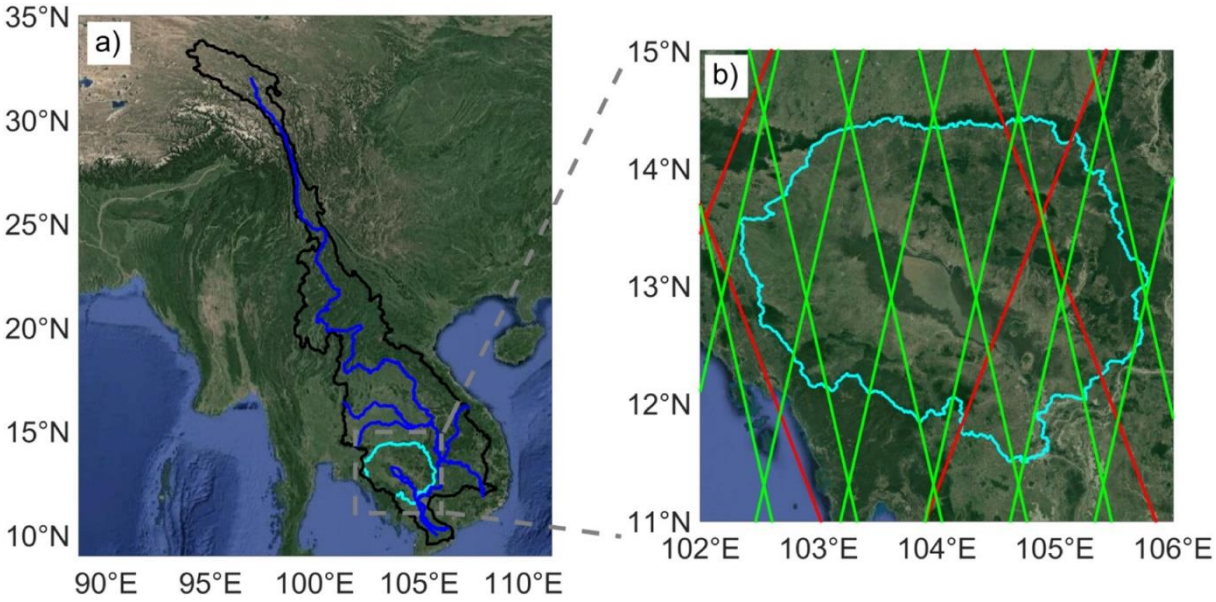


Fig. 1. a) The Tonle Sap watershed (cyan) is located in the Mekong River Basin (black), the Mekong River and its major tributaries appear in blue; b) 10-day (Jason-1, 2 and 3 in red) and 35- day (ERS-2, ENVISAT and SARAL in green) repeat period tracks over the Tonle Sap Lake watershed. Mekong River Basin boundary and drainage networkcome from the Major River Basins of the World from the Global Runoff Data Centre - Federal Institute of Hydrology (BfG) available at http://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/22_gslrs/221_MRB/riverbasins_node.html. Tonle Sap boundaries were provided by Open Development Cambodia (http://www.opendevelopmentcambodia.net/maps/downloads/). Altimetry tracks were provided by AVISO+ (https:// www.aviso.altimetry.fr/en/data/tools/pass-locator.html). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) Background images come from Google Earth.

3. Datasets

3.1. Surface reflectances from MODIS

The MODIS spectroradiometer is part of the payload of the Aqua and Terra satellites (launched in 2002 and 1999, respectively). The MODIS sensor acquires radiances in 36 spectral bands. In this study, the MOD09A1 product (8-day binned level 3, version 6) derived from Terra raw radiance measurements were downloaded from the United States Geological Survey (USGS) Earthexplorer website (http:// earthexplorer.usgs.gov). It consists in gridded surface reflectances acquired in 7 bands from 620 nm (Red) to 2155 nm (SWIR2) at a resolu- tion of 500 m and corrected for atmospheric effect. This product is obtained by combining the best surface reflectance data of

every pixel acquired during an 8-day period for each wavelength. Each MODIS tile covers an area of 1200 km by 1200 km. In this study, 815 composite im- ages from February 2000 to December 2017 were used.

3.2. Radar altimetry data

Our radar altimetry data comes from the acquisitions on their nom- inal orbit of the following missions: Topex-Poseidon (1992–2002), Jason-1 (2002–2008), Jason-2 (2008–2016), Jason-3 (since 2016), ERS-2 (1995–2003), ENVISAT (2003−2010), and SARAL (2013–2016).

Topex/Poseidon and Jason-1 to -3 missions are on the same 10-day repeat period orbit, whereas ERS-2, ENVISAT and SARAL succeed each other on the same 35-day repeat-period orbit. Altimetry data comes from Geophysical Data Records (GDR) E for Jason-1; GDR D for Jason- 2, Jason-3 and SARAL; and GDR v2.1 for ENVISAT delivered by CNES/ ESA/NASA processing centers. The data was homogenized and made available by Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH – http://ctoh.legos.obs-mip.fr). ERS-2 data was reprocessed by CTOH to ensure continuity with ENVISAT for land studies (Frappart et al., 2016). Topex/Poseidon time series come from Frappart et al. (2006b).

3.3. Ancillary datasets

3.3.1. Water level, flood extent and volume

Our estimates were compared with the independent dataset made available by ("Impact of the Mekong River Flow Alteration on the Tonle Sap Flood Pulse," 2008) over 1997–2005 consisting of annual minima and maxima water stages, inundation extent and volume. Water stages are from the Kampong Luong station located on the lakeshore. Kummu and Sarkkula (2008) used a Digital Bathymetric Model (DBM) to established polynomial relationships between stage and ex- tent and stage and volume. The DBM was derived from the following three spatial sources: a hydrographic survey (MRC, 1999) to determine the contours of the lake and Tonle Sap River during the dry season; a survey map (Certeza Surveying, 1964) for delineating the Tonle Sap floodplain; and the Shuttle Radar Topography Mission data ("The Shut- tle Radar Topography Mission," 2007) for the surrounding areas to complete the DBM (see ("Water balance analysis for the Tonle Sap Lake-floodplain system," 2014)for more details).

3.3.2. SRTM Digital Elevation Model (DEM)

The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) DEM was derived from the C and X Synthetic Aperture Radar (SAR) images acquired for interferometry purposes on board the space shuttle Endeavour from 11 to 22 February 2000 (Farr et al., 2007). In this study, the SRTM 1 Arc-Second (30 m) Global elevation data was used in the Tonle Sap watershed. This dataset is available from USGS at: https://eros.usgs.gov/ elevation-products.

3.3.3. TRMM/TMPA rainfall

The rainfall product used in this study is the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multi-Satellite Precipitation Analysis (TRMM/ TMPA) 3B43 v7 product. It is a combination of monthly rainfall satellite data and other data sources at a spatial resolution of 0.25°. This dataset was derived by combining satellite information from the TRMM Micro- wave Imager (TMI); the Precipitation Radar (PR) and Visible and Infrared Scanner (VIRS) from the TRMM mission (operating from December 1997 to April 2015); the Special Sensor Microwave Imager (SSMI) and Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMI/S) on board some satellites of the US Air Force Defense Meteorological Satellite Program (DMSP); the Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Ob- serving System (AMSR-E, operating from June 2002 to October 2011) on board Aqua satellite; Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) and Microwave Humidity Sounder (MHS) on board various meteoro- logical satellites (from 1998 to now); and rain gauge observations. The TRMM 3B43v7 product merges TRMM 3B42-adjusted infrared precipitation with monthly accumulated precipitation from the Global Precip-itation Climatology Center ("The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA)," Huffman et al., 2010) and is available on the Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) website at: https://mirador.gsfc.nasa.gov/.

3.3.4. MODIS-based Global Land Cover Climatology

This climatology is based on the Collection 5.1 MODIS Land Cover Type (MCD12Q1) product at 500 m spatial resolution and obtained from analysis of MODIS images acquired between 2001 and 2010. A re-analysis attributing a confidence score for each land cover type at each pixel was performed, as substantial interannual variability in land cover types was found to affect 40% of the pixels. The final land cover classification was obtained by choosing the type with the highest confidence score between 2001 and 2010 for each pixel (Broxton et al., 2014). This dataset is available from USGS at: https://landcover.usgs.gov/global_climatology.php.

3.3.5. Climate indices

iv. El Niño

El Niño 3.4 *Sea Surface Temperature index.* El Niño Southern Oscil- lation (ENSO) oceanic indices are defined using Sea Surface Temperature (SST) anomalies in different regions of the Pacific Ocean. El Niño 3.4 SST index is computed over a region located in the eastern Pacific, between longitude 120°W and 170°W and latitude 5°N and 5°S ("Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air tem- perature since the late nineteenth century," Rayner, 2003). It is available on a monthly time step starting from January 1870 at: https://www.esrl. noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/.

v. Pacific Decadal Oscillation index.

The Pacific Decadal Oscillation (PDO) index is defined as the principal component of monthly SST var- iability in the North Pacific, poleward of 20°N ("A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production," Mantua et al., 1997). It is available on a monthly time step starting from January 1900 at: https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/PDO/.

vi. Monsoon indices.

The Indian Monsoon Index (IMI) and the West- ern North Pacific Monsoon Index (WNPMI) are defined as the difference of 850 hPa zonal wind over the areas (5°N–15°N, 40°E–80°E) and (20°N–30°N, 70°E–90°E), (5°N–15°N, 100°E–130°E) and (20°N–30°N, 110°E–140°E), respectively, between June and September (Wang and Fan, 1999); ("Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon," Wang et al., 2001). It is available on a yearly time step from 1948 to 2015 at: http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/seasonal- monidx.html.

4. Methods

The lake and floodplain surface extent (Section 4.1) and elevation (Section 4.2) are first estimated using MODIS and radar altimetry measurements, respectively. They are then combined to compute the lake storage change (Section 4.3). Finally, a rainfall standardized anomaly index is computed (Section 4.4) to investigate the link between this storage change and rainfall.

4.1. Surface water extent

The approach developed by (Sakamoto et al., 2007) and simplified by Normandin et al. (2018) to monitor flood extent in the Mekong Basin was applied to the Tonle Sap drainage area (processing steps are presented in Fig. S1 in the Supplementary material section). It is based on the thresholding of the Enhanced Vegetation Index (EVI), the Land Surface Water Index (LSWI), and the Difference Value between EVI and LSWI (DVEL) to determine the status (non-flooded, mixture, flooded, permanent water body) of any pixel in an 8-day composite MODIS image of surface reflectance. These two spectral indexes were selected as the Short-wave infrared (SWIR) band is very sensitive to soil and vegetation moisture content and because the Near infrared (NIR) band presents low surface reflectance values over water bodies and high values over densely vegetated areas, whereas surface reflec- tance values in the red band are higher for vegetation than over water bodies. Thus, these two indexes are well suited to discriminate between water and vegetation.

The two indexes used in this approach are defined as follows (Huete, 1997):

$$\mathrm{EVI} = 2.5 \times \frac{\rho_{\mathrm{NIR}} - \rho_{\mathrm{R}}}{\rho_{\mathrm{NIR}} + 6 \times \rho_{\mathrm{R}} - 7.5 \times \rho_{\mathrm{B}} + 1} \quad (1)$$

$$\mathrm{LSWI} = \frac{\rho_{\mathrm{NIR}} - \rho_{\mathrm{SWIR}}}{\rho_{\mathrm{NIR}} + \rho_{\mathrm{SWIR}}} \quad (2)$$

where ρ_{NIR} is the surface reflectance value in the near infrared (841–875 nm, band 2), ρ_R is the surface reflectance value in the red (621–670 nm, band 1), ρ_B the surface reflectance value in the blue (459–479 nm, band 3), and ρ_{SWIR} the surface reflectance in the short-wave infrared (1628–1652 nm, band 6).

Following (Sakamoto et al., 2007), the approach summarized in Fig. S1 for Normandin et al. (2018) was applied to the series of MODIS images. First, the pixels identified as cloud-covered were filtered out ($\rho_B \geq 0.2$). Then, a linear interpolation was performed to limit informa- tion loss over the study area. The pixels are classified into two major classes: non-flooded (EVI N 0.3 or EVI ≤ 0.3 but EVI – LSWI N 0.05) and water-related pixels (EVI ≤ 0.3 and EVI – LSWI ≤ 0.05 or EVI ≤ 0.05 and LSWI ≤ 0). This latter class is divided into 3 sub-classes: mixture pixels when 0.1 b EVI ≤ 0.3, flooded pixels EVI ≤ 0.1, and long-term water bod- ies (e.g., rivers and lakes) when a pixel is determined flooded N250 days per year. Spatio-temporal variations of the flood were determined in the Tonle Sap drainage basin from February 2000 to December 2017.

4.2. Altimetry-based water levels

4.2.1. Post-processing of altimeter data

Radar altimetry was initially developed to provide accurate measurements of the sea surface topography and is now commonly used for the monitoring of inland water levels (see (Crétaux et al., 2017) 2017 for a recent review). Variations of altimeter height from one cycle to another can be associated with water level changes.

In this study, we used the Multi-missions Altimetry Processing Software (MAPS) for processing altimetry data over land and ocean (e.g., Frappart et al., 2015a,c; Biancamaria et al., 2017; Vu et al., 2018), that allows to build time-series of water levels at a virtual station (intersection between satellite track and water body), after a refined selection of the valid altimeter data. Data processing is composed of four main steps:

i) a rough delineation of the cross-section between the altimeter tracks and Tonle Sap using Google Earth (Fig. 1b);
ii) loading of the altimetry over the study area and computation of altimeter heights from raw data contained in the GDR;
iii) a refined selection of the valid altimetry data through visual inspection;
iv) computation of the water level time-series as the median of the selected water levels for each cycle.

A detailed description of altimetry data processing using MAPS can be found in (Frappart et al., 2015b). MAPS is available via CTOH. Previous studies have shown that Ice-1-derived altimetry heights are the most suitable for hydrological studies in terms of water level accuracy and data availability (e.g., (Frappart et al., 2006a,b; (Santos da Silva et al., 2010). They are among the commonly available retracked data in the GDR.

Measurement bias between missions and difference in satellite track locations were computed and removed from each time series to obtain a consistent time series over the lake between all missions. The final water elevation time series (in meters wrt EGM08 geoid) is computed with reference to ENVISAT track 107 (the most eastward ENVISAT track on the lake, see Fig. 1b).

4.2.2. Specific processing of Topex-Poseidon and Jason time series

As shown in Fig. 1b, Topex-Poseidon and Jason track over Tonle Sap Lake is very close to its outlet. Consequently, and as visually observed on Landsat images, during low flow period the observed area is representative of the Tonle Sap River, which connects the lake to the Mekong River, whereas during high flow period it fully includes the lake extent. Correlation between Jason-2 time series and ENVISAT over the period in com- mon (N2 years) still remains high (0.9936), with an RMSE of 0.23 m, after removing the common bias between the two time series. For low water elevations (below 5.5 m), Jason-2 water elevations rise before those of ENVISAT and decrease later. This could be due to hydraulic ef- fects: water elevations vary differently in the lake and outlet river because of bathymetry changes. To account for this observation in a simple way, we arbitrarily considered that difference between the two time series can be corrected applying a time lag to Jason-2 time series, depending on the water elevations, to get a better match with ENVISAT time series. After different tests on time lags and water elevation thresholds, the best correlation (0.9986) and lowest RMSE between ENVISAT and Jason-2 (0.11 m) are obtained when Jason-2 water eleva- tions below 5.5 m are delayed by 9 days, whereas water elevations above this threshold are delayed by 2 days. More information on this issue is shown in Figs. S2 to S4 in the Supplementary information section. The Topex-Poseidon, Jason-1 and Jason-3 time series used in this study are from the same track and therefore the same processing has been applied (after removing the bias between these time series and Jason-2 time series).

4.2.3. Surface water volume variations

MODIS-based flood extents were combined with altimetry-derived water levels to estimate lake volume variations. Due to the extent of flooding in the watershed, our analysis was limited to the pixels which are i) under water filling SRTM DEM with the water stage of the lake (see the supplementary information, Section 2, for method) and ii) connected to the lake using a four-connected neighborhood. As flood extent is derived from a shorter time period than water stage (1993–2017 instead of 2000–2017), a polynomial relationship between water stage (*h*) and lake surface (*S*) was fitted to estimate surface water extent during the whole altimetry period using Eq. 3 :

$$S(h) = \sum_{i=1}^{n} a_i h^i \quad (3)$$

where a_i is the coefficient of degree i of the polynomial and n the maximum degree of the polynomial. A confidence interval of 95%, a RSME of 74 km^2 and R^2 of 0.99 were found using a second degree poly- nomial with the following values: a_0 = 6013.0 km^2, a_1 = −1518.0 km and a_2 = −176.9. As in Baup et al. (2014) or Crétaux et al. (2015, 2016), the volume variations of the lake (ΔV), between two consecutive time steps ($t-1$ and t) were estimated using the assumption of a regular morphology of the lake and a pyramidal shape:

$$\Delta V = \frac{(h(t)-h(t-1)\left(S(t)+S(t-1)+\sqrt{S(t)S(t-1)}\right)}{3} \quad (4)$$

4.2.4. Standardized Precipitation Anomaly Index

The Standardized Precipitation Anomaly Index (SPAI) was defined by (Lamb, 1982) to study interannual rainfall variations:

$$I_R(t) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{R(i,t)-R(i,t)}{\sigma(R(i,t))_{t\in T}} \quad (5)$$

where $R(i,t)$ is the annual rainfall at TRMM 3B43v7 gridpoint i for hydro- logical year t, $\langle R(i,\tau)\rangle_{\tau\in T}$ and $\sigma(R(i,\tau))_{t\in T}$ are the annual average and standard deviation over the reference period T at gridpoint i, respectively, and n is the total number of gridpoints in the study area. The hydrological year is defined between November of year $t-1$ and October of year t.

5. Results and discussion

5.1. Validation of surface water extent and storage

Variations of lake surface extent were estimated between February 2000 and December 2017 by applying the threshold approach to MODIS images. The average number of days per year with missing data due to cloud presence was computed for each pixel, as well as the associated standard deviation over the whole study period (see Fig. S5 in Supplementary information). The annual lack of data due to cloud presence over Tonle Sap Lake and its floodplains is generally b8 days (1 image) and can reach up to 24 days (3 images), with standard deviations b16 days (2 images). This lack of data (not occurring on consecutive dates) does not prevent the use of MODIS images for monitoring Tonle Sap seasonal

flooding. Maps of annual average duration of inundation extent and associated standard deviation are presented in Fig. 2a and b, respectively, along with maximum and minimum inundation extents during the flood peak in 2011 (Fig. 2c) and 2015 (Fig. 2d), respectively, considering only pixels classified as inundated. Fig. 3 is similar to Fig. 2, but uses both pixels classified as inundated and the ones classified as mixed pixel. Extensive inundation is generally in the western part of the lake during time spans shorter than 3 months, but can also occur in the eastern part of the lake and along its north to south flowing tributary in the eastern part of the basin. Longer inundation, lasting between 4 and 5 months but of smaller extent, can be observed in the lake's outlet and also in the northeastern part (Fig. 2a). These inundations are characterized by a large interannual variability with standard deviations between 40 and 50 days (Fig. 2b). In 2011, important inundations (N100 days) were observed in all eastern and northwestern parts of the lake (Fig. 2c), whereas almost no flooding was detected in 2015 (Fig. 2d). In addition, considering the mixed pixels (i.e., the pixels partly inundated), the patterns are similar to those presented in Fig. 2, but with a larger extent and longer presence (Fig. 3). Floods lasting up to 6 months were detected in the western parts of the lake (Fig. 3a and c), and are in good agreement with results from previous studies (Kummu and Sarkkula, 2008; Arias et al., 2012; Kummu et al., 2014). Large differences were obtained between the flood extent using only the flooded pixels and using both the flooded and mixed pixels in terms of maximum extent and flood duration inside the maximum inundation extent defined filling SRTM DEM with altimetry-based water stage (Fig. S6). Even if SRTM DEM exhibits a high frequency noise (variations of 1 or 2 m from one pixel to another, see Fig. S7), large-scale elevation variations are well retrieved considering the minimum elevation in the MODIS pixels (Fig. S8) and do not prevent its use for determining temporal variations of maximum flood extent. In the following, surface water extents were obtained by considering both the flooded and mixed pixels which are i) under water filling SRTM DEM with the water stage of the lake and ii) connected to the lake using a four-connected neighborhood.

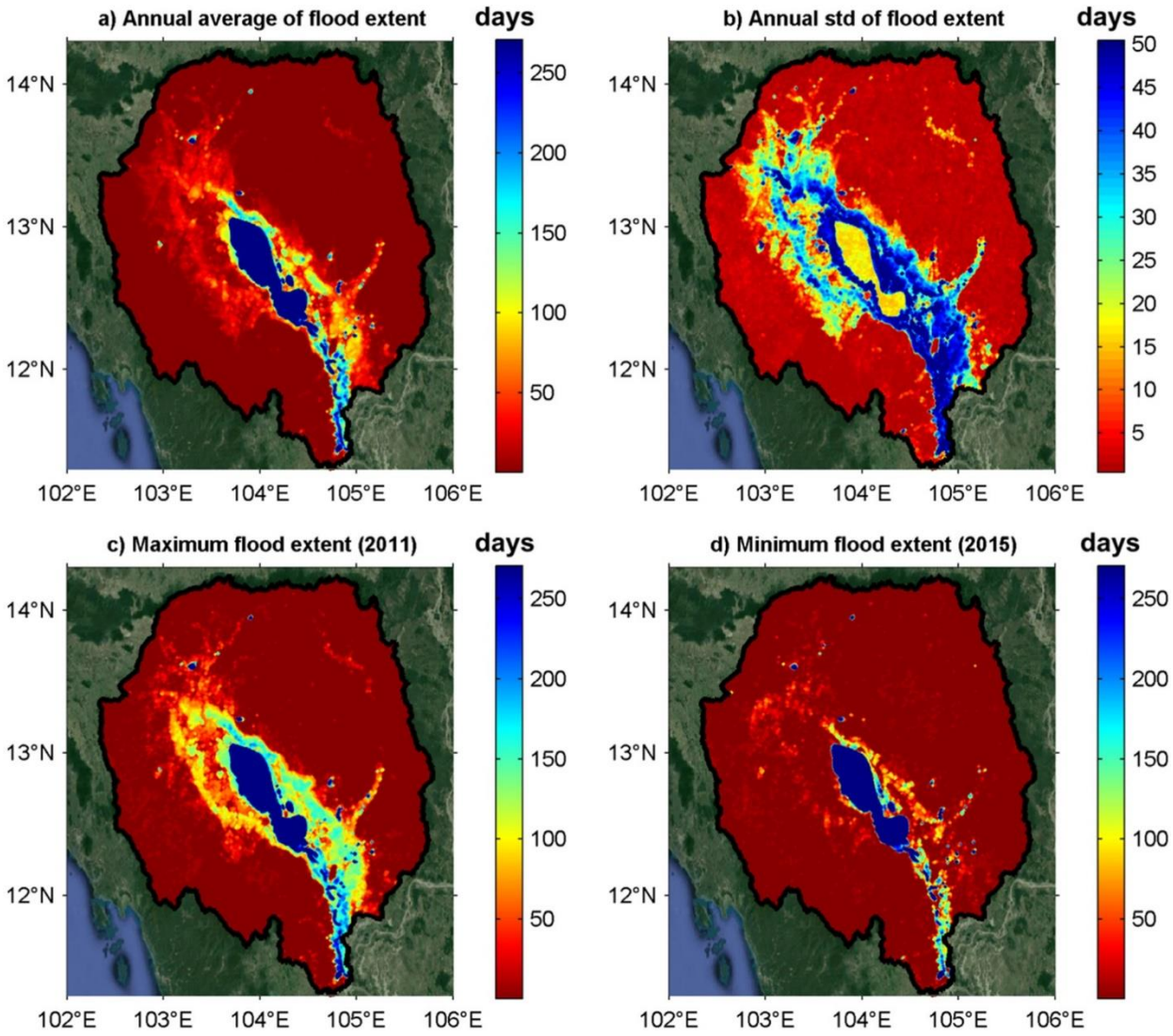


Fig. 2. a) Maps of annual flood duration averaged over 2000/2017 time period and b) associated standard deviations expressed in days, using only pixels classified as "inundated". c) Maps of flood duration in 2011 (year with the maximum flood extent over the whole time period) and d) in 2015 (year with the minimum flood extent), considering only pixels classified as inundated. Background images come from Google Earth.

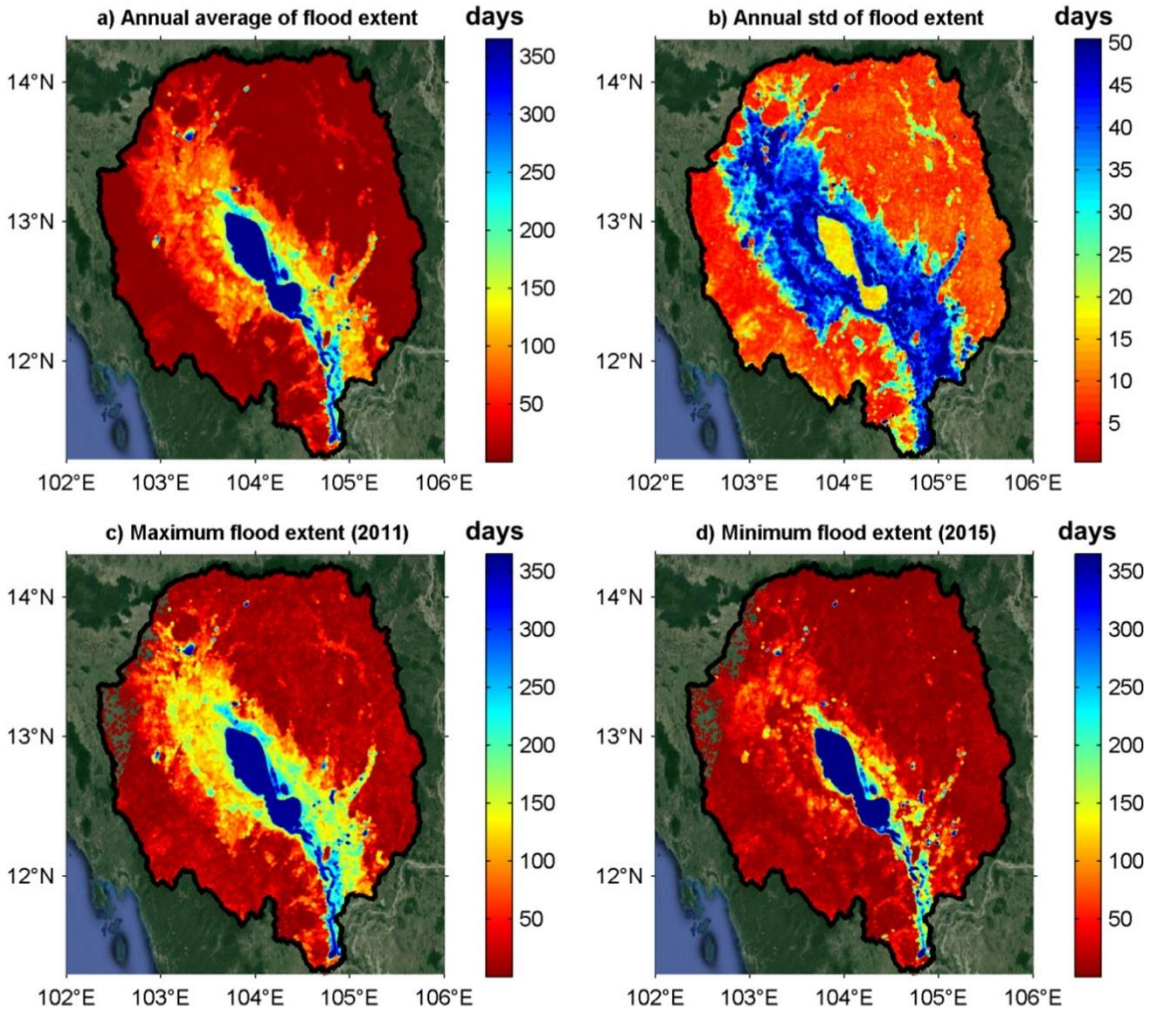


Fig. 3. a) Maps of annual flood duration averaged over 2000/2017 time period and b) associated standard deviations expressed in days, using pixels classified as "inundated" and pixels classified as "mixed pixels". c) Maps of flood duration in 2011 (year with the maximum flood extent) and d) in 2015 (year with the minimum flood extent), considering inundated and mixed pixels. Background images come from Google Earth.

Fig. 4a presents temporal variations of surface water extent in the Tonle Sap drainage basin between February 2000 and December 2017 using MODIS images. They exhibit a well-marked seasonal cycle, with minima occurring in April and May and maxima between September and November. There is a strong interannual variability of the maximum flood extent ranging from 5114 km^2 in October 2015 up to 13,736 km^2 in October 2011. The minimum lake surface varies between 2,320 km^2 in 2016 and 2,800 km^2 in 2000 during low stage. Water stage changes accordingly, with an annual amplitude (i.e. difference between the maximum and the minimum over the year) varying from 5.5 m in 2015 to 9 m in 2011 (Fig. 4b), resulting in volume variations of Tonle Sap lake that range from 31 km^3 in 2015 to 101 km^3 in October 2000 and 2011 (Fig. 4c). Comparisons were

made using annual amplitude of the lake water stage, inundated surface in the Tonle Sap basin, and water volume estimated by Kummu and Sarkkula (2008) using a Digital Bathymetric Model (DBM) and *in situ* water levels, over the common period of availability of the different datasets (i.e., 1997–2005 for water stages and volumes, and 2000–2005 for inundated surfaces). A very good agreement was found (in terms of annual amplitude) be- tween altimetry-based and *in situ* water levels (R = 0.97, RMSE =0.27 m and RRMSE = 3.5%), and multi-satellite-derived and Kummu and Sarkkula (2008) water volume variations (R = 0.96, RMSE = 12 km^3 and RRMSE = 19%). A good agreement was also found between MODIS-based and Kummu and Sarkkula (2008) surface water extent (R= 0.89, RMSE = 982 km^2 and RRMSE = 9.9%). If the very good agreement between *in situ* and altimetry-based water levels can confirm observations from Topex/Poseidon in a previous study with a RMSE of 0.23 cm (Frappart et al., 2006b), the small discrepancies observed in surface water extent and volume can be attributed to differences of approach in Kummu and Sarkkula (2008) and our own study. The composite DBM including old measurements of the floodplain's topography is liable to introduce some errors to Kummu and Sarkkula's (2008) approach, whereas the delineation of inundation extent using images at the moderate resolution of 500 m and the SRTM DEM is responsible for overestimation of the flooded area due to the presence of mixed pixels. Nevertheless, both approaches present very consistent results and can be used to estimate water balance in the drainage area.

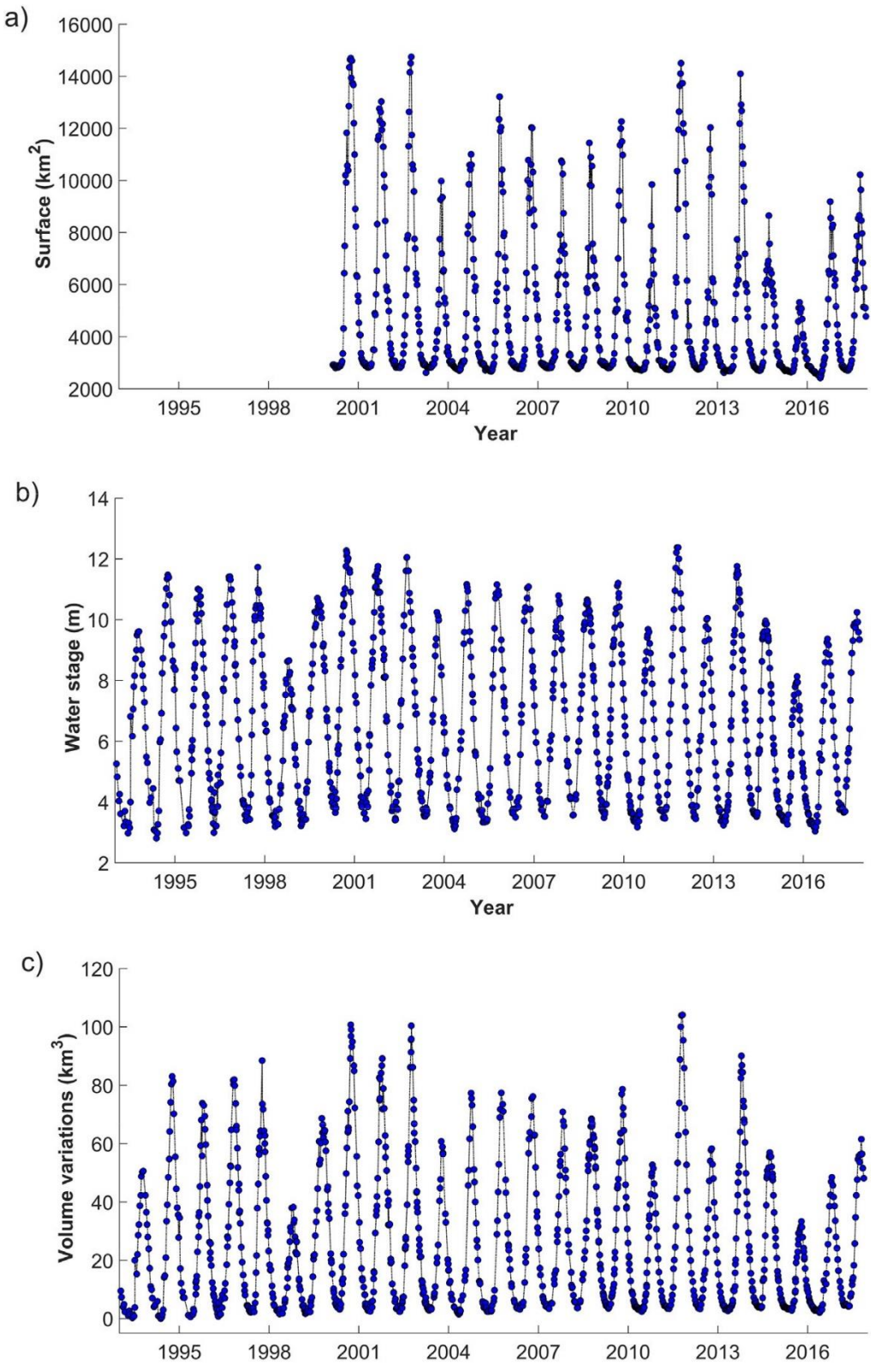


Fig. 4. Time series of a) surface water extent (in km^2) in the Tonle Sap basin based on the processing of MODIS images, over 2000–2017, b) altimetry-based water level of the Tonle Sap Lake (in m wrt EGM08 geoid), combining information from Topex/Poseidon (1993–2002), ERS-2 (1995–2003), Jason-1 (2002–2008), ENVISAT (2003–2010), Jason-2

(2008–2016), SARAL (2013–2016) and Jason-3 (since 2016), c) water volume variations of the Tonle Sap lake obtained applying the surface-height relationship over 1993–2017.

Over the study period, interannual variations of surface water volume were computed from monthly lake water volume with the removal of monthly climatological averages. The range is between −35.99 km^3 in 2015 to 35.53 km^3 in 2000 (Fig. 5a). The variations were compared with SPAI (see Section 4.4) from TRMM/TMPA 3B43 averaged over the Tonle Sap watershed and over the entire Mekong Basin from 1998 to 2017 (Fig. 5b). Correlation coefficients between the interannual variations of surface water volume and SPAI (defined during the hydrological year between November of year $n-1$ and October of year n) are equal to 0.61 (p-value = $5.1.10^{-3}$) and 0.77 (p-value = 10^{-4}) for the Tonle Sap watershed and the Mekong Basin, respectively. These results are re- lated to the hydrological regime of the Tonle Sap watershed, whose flood pulse is driven by the flow of the Mekong River. Annual precipitation anomalies can account for the large droughts of 1998, 2010 and 2015 and large floods of 2000, 2001 and 2011 with SPAI lower than −1 and higher than 1, respectively, for both the Tonle Sap watershed and the Mekong Basin, but cannot explain the large flood of 2002 and large drought of 2016 according to TRMM/TMPA 3B43 dataset. Similar comparisons were performed during the dry and rainy seasons. Correlation coefficients were found equal to 0.31 (p-value = 0.19) and 0.84 (p- value close to 0) during the dry and rainy seasons, respectively, for the Mekong Basin and to 0.45 (p-value = $4.5.10^{-2}$) and 0.58 (p-value = $7.5.10^{-3}$) during the dry and rainy seasons, respectively, for the Tonle Sap watershed. These results confirm that surface water volume of the Tonle Sap watershed is strongly influenced by rainfall during the rainy seasons in the Mekong Basin. During the large flood events of 2000, 2001 and 2011, SPAI during the rainy season of between 1 and 1.5 were obtained in the whole Mekong Basin (Fig. 5c). Larger floods were recorded in 2000 and 2011 as they were enhanced by SPAI between 1 and 1.5 in the Tonle Sap watershed. A very low positive SPAI was observed in the Tonle Sap watershed during the wet season of 2001. However, high positive anomalies (~2) were observed in the dry season and contributed to the excess in surface water storage for the same year (see Fig. 5d). This was also observed in the year 2000, which was the largest flood between 1995 and 2016. Inverse conclusions can be made for the large droughts of 1998, 2010 and 2015 with SPAI between −1.5 and −2 (Fig. 5c) during the wet season. Lower rainfall during the dry season seems to have a low impact as small anomalies were observed during the lowest drought in 2015 (Fig. 5d). The 2002 flood was higher than that of 2001 in spite of a much lower posi- tive SPAI. This was due to a higher than usual lake level at the beginning of the 2002 hydrological year. Conversely, low rainfall deficit was responsible for low water surface storage in 2016 due to the very low lake level at the end of the

2015 hydrological year. For a comparison, the anomaly of lake water volume was 6.8 km^3 in December 2001 and −21.9 km^3 in December 2015. In addition, daily in-situ data of water levels recorded at the Prek Kdam station in the Tonle Sap River (which joins the Mekong River to Tonle Sap Lake) are displayed on the Mekong River Commission website during both dry and flood sea- sons since 2013 (ffw.mrcmekong.org/historical_rec.htm). A visual inspection showed very similar water stage amplitude between *in situ* and altimetry time series. Extreme events were defined by considering deviations larger (lower) than two thirds of the maximum (minimum) estimated over the observation period (i.e., around ±24 km^3). Four pos- itive and three negative extrema can be observed. For positive extrema: between July and November 2000, peaking at 36.36 km^3 in September 2000; 24.22 km^3 in September 2001; in September and October 2002, peaking at 35.37 km^3 in September 2002; and in September and October 2011, peaking at 30.77 km^3 in October 2011. For negative extrema: between September and November 1998, peaking at −31.42 km^3 in October 1998; between September and November 2015, peaking at −36.07 km^3 in October 2015; and −24.22 km^3 in September 2011 (Fig. 6a). In the following, we compare these exceptional droughts and floods to climatic indexes to see if they are related to climate variability.

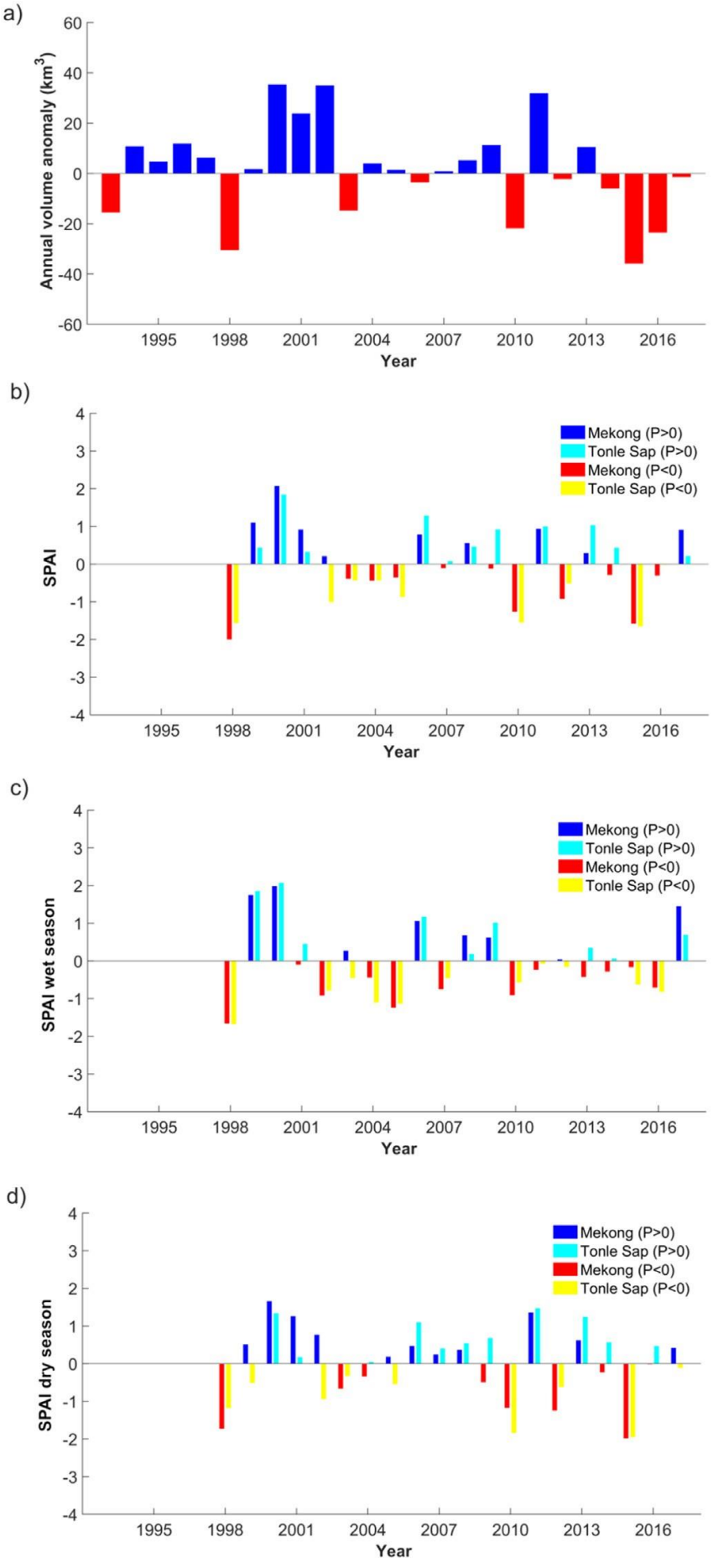

a)
Annual volume anomaly (km3)
60
40
20
0
-20
-40
-60
1995
1998
2001
2004
2007
2010
2013
2016
Year
b)
SPAI
Mekong (P>0)
Tonle Sap (P>0)
Mekong (P<0)
Tonle Sap (P<0)
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
1995
1998
2001
2004
2007
2010
2013
2016
Year
c)
SPAI wet season
Mekong (P>0)
Tonle Sap (P>0)
Mekong (P<0)
Tonle Sap (P<0)
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
1995
1998
2001
2004
2007
2010
2013
2016
Year
d)
SPAI dry season
Mekong (P>0)
Tonle Sap (P>0)
Mekong (P<0)
Tonle Sap (P<0)
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
1995
1998
2001
2004
2007
2010
2013
2016
Year

Fig. 5. a) Interannual variations of annual surface water storage. b) Annual, c) dry and d) wet seasons SPAI in the Mekong Basin and in the Tonle Sap watershed.

5.2. Surface water storage and climate variability

Positive anomalies of surface water volume in the Tonle Sap water- shed in September–October correspond to negative values of ENSO3.4 index defined by Rayner (2003) (Fig. 6b). On the contrary, negative anomalies of surface water volume in the watershed correspond to pos- itive values of ENSO 3.4. Larger anomalies occur when ENSO index and the Pacific Decadal Oscillation (PDO) index (as defined by Mantua et al. (1997)) exhibit large deviations and are in phase. Large positive (respectively negative) anomalies of the lake volume are obtained for moderate (between 1 and 1.5 °C) to very strong (above 2 °C) negative (respectively positive) values of both ENSO (El Niño, respectively La Niña, Fig. 6b) and PDO (Fig. 6c) during the previous winter. This phe- nomenon is caused by a significant intensification of the negative relationship between ENSO and the monsoon when ENSO and PDO are in phase. It was previously described regarding the East Asian monsoon (Kim et al., 2014). Positive values of ENSO and PDO are associated with anomalous warm temperature patterns over East Asia that cause rainfall deficit the following summer. Negative values of ENSO and PDO are linked with anomalous cold temperature patterns, leading to excess rainfall the following summer. On the contrary, when ENSO and PDO are out of phase, interannual variations are lower. The super strong ENSO event in 2015/2016 was an exception, as it did not result in huge rainfall in either the Tonle Sap watershed or the Mekong Basin. This was most likely due to its rapid decay in boreal spring 2016 causing a weakening of the western Pacific subtropical anticyclone (Liu et al., 2017). Correlation between annual amplitude of volume varia- tions and climatic indices were also estimated, and several time-periods were tested. Stronger correlations were found when the ENSO index was averaged over December to February (DJF) as in Räsänen and Kummu (2013) and when the PDO index was averaged over November to March (NDJFM) as in Newman et al. (2003). For $ENSO_{DJF}$, $R = -0.70$ with a p-value equal to 10^{-4}, whereas for PDO_{NDJFM}, $R = -0.68$ with a p-value equal to 2.10^{-4}. This confirms earlier findings about relationships in the Mekong Basin between rainfall, discharge, ENSO (Räsänen and Kummu, 2013) and PDO (Delgado et al., 2012). An even higher correlation was found between annual anomalies of surface water storage and ENSO 3.4 index than between annual flow and ENSO 3.4 (Räsänen and Kummu, 2013) and this study provides a quantification of the relationship between flood pulse and PDO in the Mekong Basin. The optimal least-squares linear

combination of both indices provides a correlation of −0.75. The coefficients of this linear combination are equal to 1.0 and 0.84 for ENSO 3.4 and PDO, respectively.

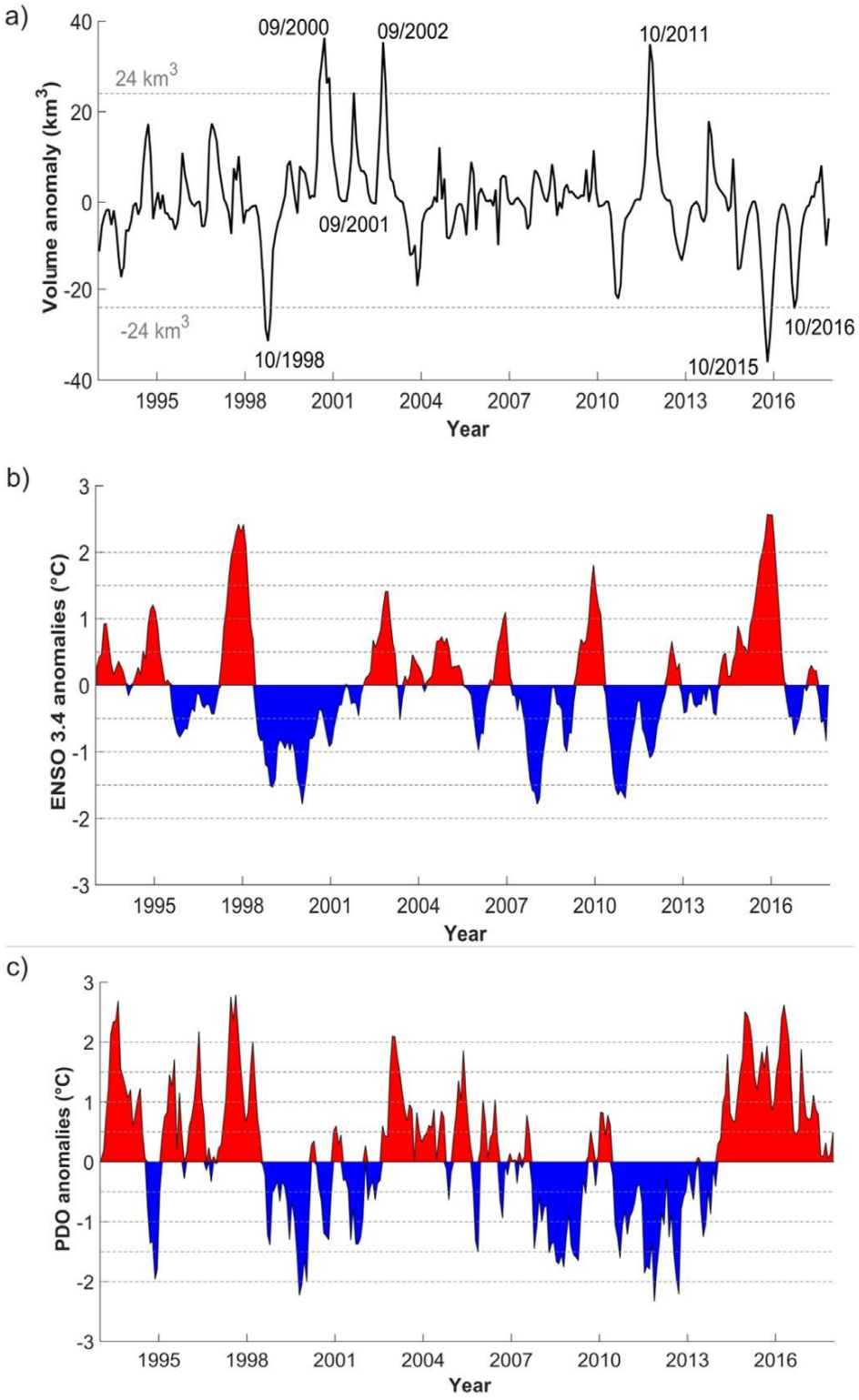


Fig. 6. Interannual variations of monthly a) surface water volume of the Tonle Sap watershed, b) anomalies of ENSO 3.4 and c) PDO indices over 1993–2017.

Time series of annual amplitude of lake volume (Fig. 7a), of the ENSO 3.4 index averaged over DJF (Fig. 7b) and of the PDO index averaged over NDJFM (Fig. 7c) illustrate differences in the impact of extreme events on lake volume. The drought of 1998 and the floods of 2000 and 2011 are directly related to large positive and negative anomalies of both ENSO 3.4 and PDO. The 2002 flood and 2015/2016 droughts can be attributed to both a large value in module of either ENSO 3.4 or PDO (and a lower value of the other index), and the existence of an ex- cess (since 2000) or a deficit (since 2014) of water in the lake. This shows that the possibility of occurrence of a hydrological extreme is not only conditioned by climate factors but also by base water storage from previous years.

We propose to quantify the monsoonal impact on lake storage, as the flood pulse in the Mekong Basin is driven by the monsoon. The Me- kong Basin is under the influence of both the Indian and the Western North Pacific Monsoons (Delgado et al., 2012). Correlation between anomalies of annual surface water storage and Western North Pacific Monsoons (WNPMI, Wang et al., 2001) and Indian Monsoon (IMI, Wang and Fan, 1999) provides better results ($R = 0.55$, p-value = 0.006, and $R = 0.49$, p-value = 0.018) for July and August, respectively. This is similar to the relationship between water discharge and WNPMI in the downstream Mekong Basin discovered by Delgado et al. (2012).

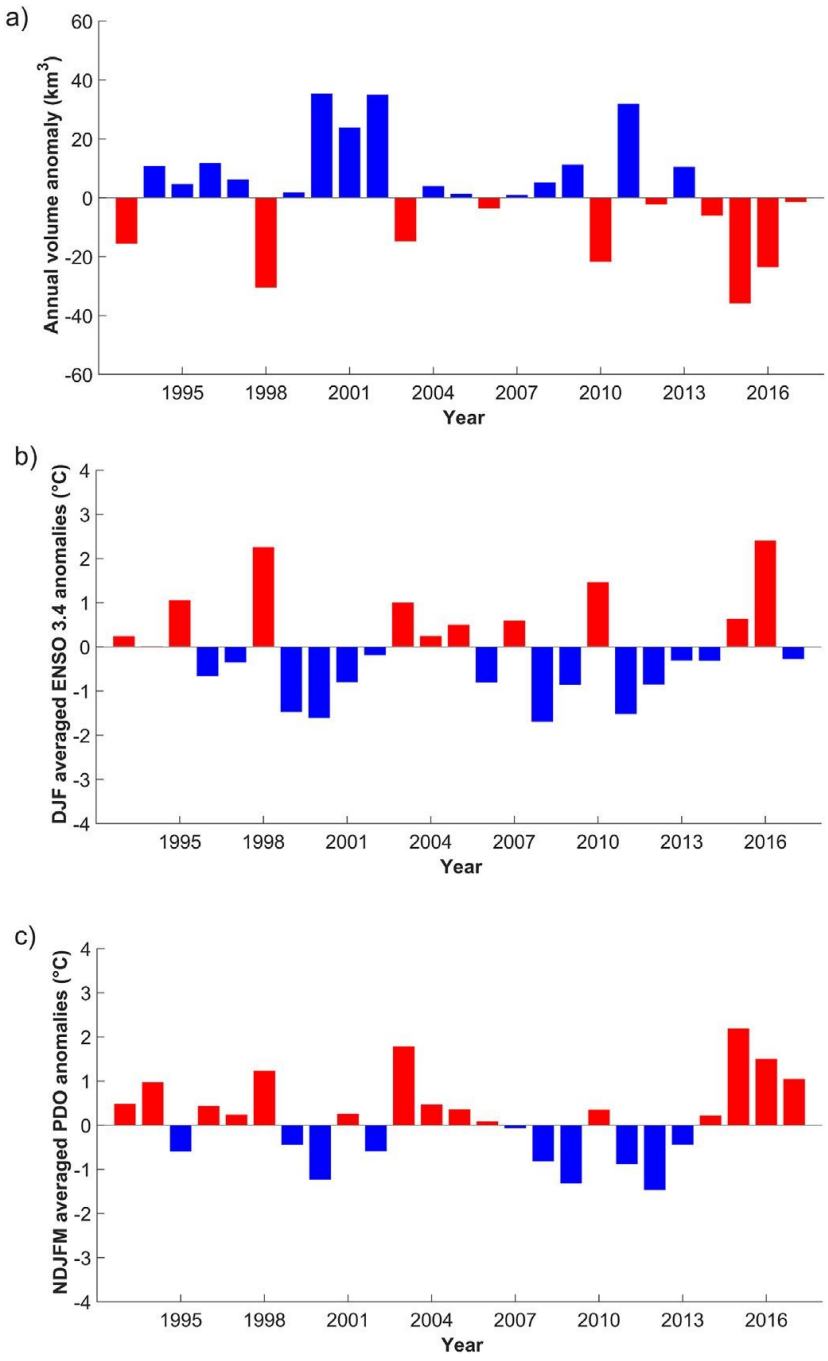
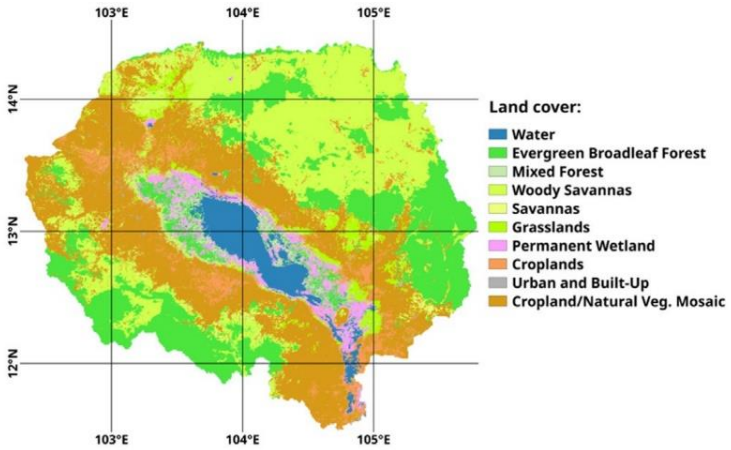


Fig. 7. Interannual variations of annual a) surface water storage between 1993 and 2017, b) anomalies of ENSO 3.4 averaged over December to February (DJF) and c) PDO averaged over November to March (NDJF).

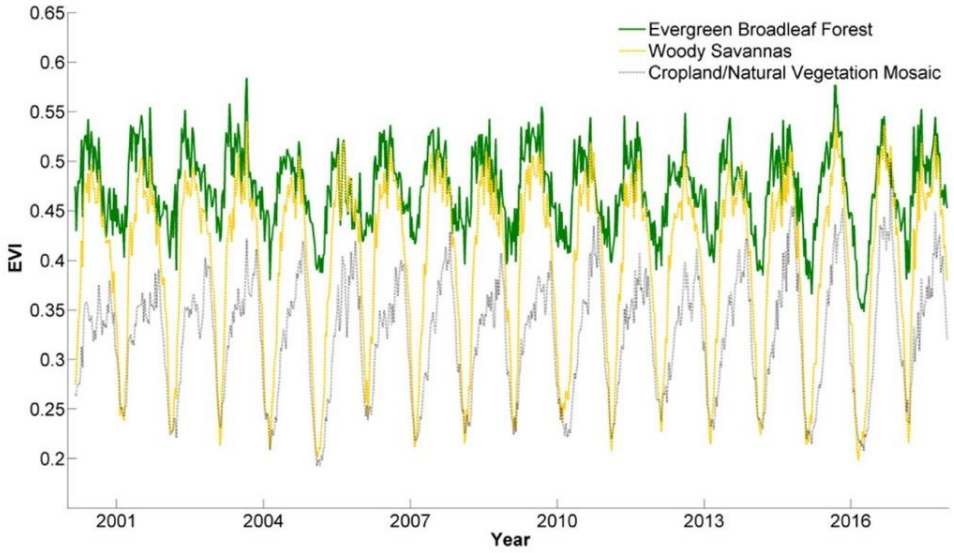
5.3. Impact of the 2015 extreme drought on vegetation activity

Vegetation activity is highly related to flood duration (Arias et al., 2013). In the following, impact of the 2015 drought on the Tonle Sap ecosystem is analyzed using MODIS-derived EVI time series and a land cover map. The 1998 and 2015 extreme droughts were the worst observed during the study period, but MODIS images are only available since February 2000. Due to this, our analysis is limited to the 2015 drought. Fig. 8a shows land cover types from the 500 m MODIS-based Global Land Cover Climatology (Broxton et al., 2014) for the Tonle Sap Basin. Time series of Enhanced Vegetation Index (EVI) and their interannual variations (estimated by removing the climatological monthly mean to the monthly values) were computed for each land cover type. In the following, only land cover types corresponding to vegetation are considered. They are presented for the three main land cover types which cover 80.3% of the Tonle Sap basin surface (Evergreen Broadleaf Forest, Woody Savannas and Cropland/Natural Vegetation Mosaic) as seen in Fig. 8b and c for the time series and associated anomalies, respectively, and in Fig. S9a and b for the five other classes of veg- etation which cover 14.6% of the surface of the Tonle Sap Basin surface (Mixed Forests, Savannas, Grasslands, Permanent Wetlands and Croplands). Lower than usual minimum values of EVI are observed in spring 2016 for all land cover types as shown in Figs. 8b and S9a. The anomalies reached their lowest values in April 2016 for Evergreen Broadleaf Forest, Woody Savannas and Cropland/Natural Vegetation Mosaic with EVI anomalies of −0.11, −0.13 and −0.06 (Fig. 8c), corresponding to an annual variation of amplitude around 0.10, 0.25 and 0.15, respectively. The same timing is observed for Savannas, Grasslands and Permanent Wetland with EVI anomalies of −0.10, −0.05 and −0.12 (Fig. S9b), corresponding to an annual variation of amplitude around 0.25, 0.10 and 0.30, respectively. They reached their lowest values in May 2016 for Mixed Forests and Croplands with EVI anomalies of −0.15 and −0.04 (Fig. S9b), corresponding to annual variation of amplitude around 0.10 and 0.15, respectively.

a)


103°E
104°E
105°E
14°N
13°N
12°N
Land cover:
Water
Evergreen Broadleaf Forest
Mixed Forest
Woody Savannas
Savannas
Grasslands
Permanent Wetland
Croplands
Urban and Built-Up
Cropland/Natural Veg. Mosaic

b)


Evergreen Broadleaf Forest
Woody Savannas
Cropland/Natural Vegetation Mosaic
EVI
0.65
0.6
0.55
0.5
0.45
0.4
0.35
0.3
0.25
0.2
2001
2004
2007
2010
2013
2016
Year

c)

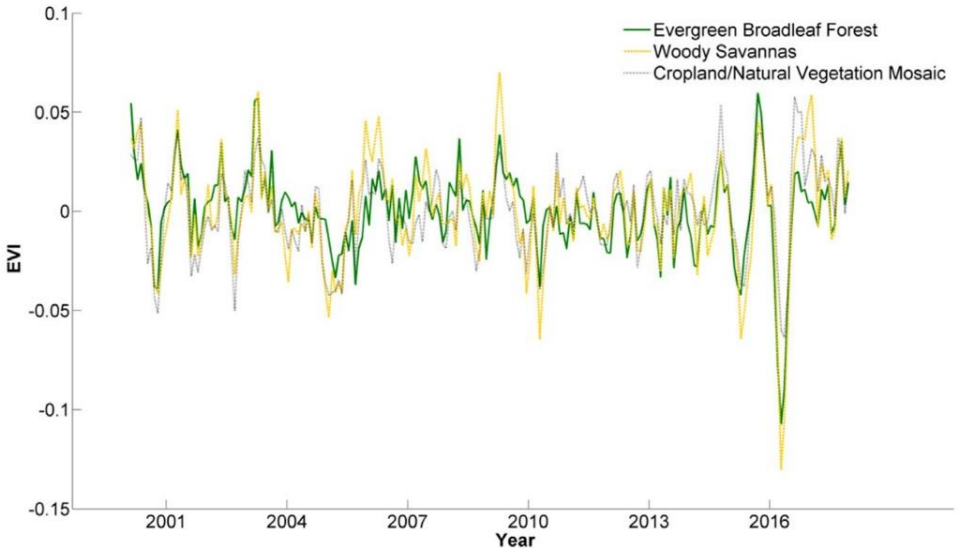

Evergreen Broadleaf Forest
Woody Savannas
Cropland/Natural Vegetation Mosaic
EVI
0.1
0.05
0
-0.05
-0.1
-0.15
2001
2004
2007
2010
2013
2016
Year

Fig. 8. a) Land cover map of the Tonle Sap watershed from the 500 m MODIS-based Global Land Cover Climatology, b) time series of EVI and c) EVI interannual anomaly averaged over Evergreen Broadleaf Forest (green), Woody Savannas (orange) and Cropland/Natural Vegetation Mosaic (black). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article)

The spatial distribution of anomalies of EVI for April and May are presented in Fig. 9a and b, respectively. They are quite similar to lowest anomaly values in April 2016. The largest nega- tive anomalies are located on the Woody Savannas in the northeast and southwest of the watershed, as well as on the Evergreen Broadleaf Forest located in the east and southwest, and the grasslands of the downstream part. Croplands were generally less affected thanks to irrigation. Some rare positive anomalies were also found around the lake. For instance, the extreme drought of 2015 modified vegetation activity during the first semester of 2016. The temporal evolution of EVI of the Evergreen Broadleaf Forest, Woody Savannas and Cropland/Natural Vegetation Mosaic (Fig. 10) as well as Savannas, Grasslands and Croplands (Fig. S10) exhibit a longer and lower than usual period of low ac- tivity (until June instead of April) where it presents minimum activity between January and June instead of a maximum for Mixed Forests and Wetlands (Fig. S10). Normal and even slightly above normal EVI values are found for the rest of 2016 and also for 2017 (Figs. 8b, c, S9a and S9b).

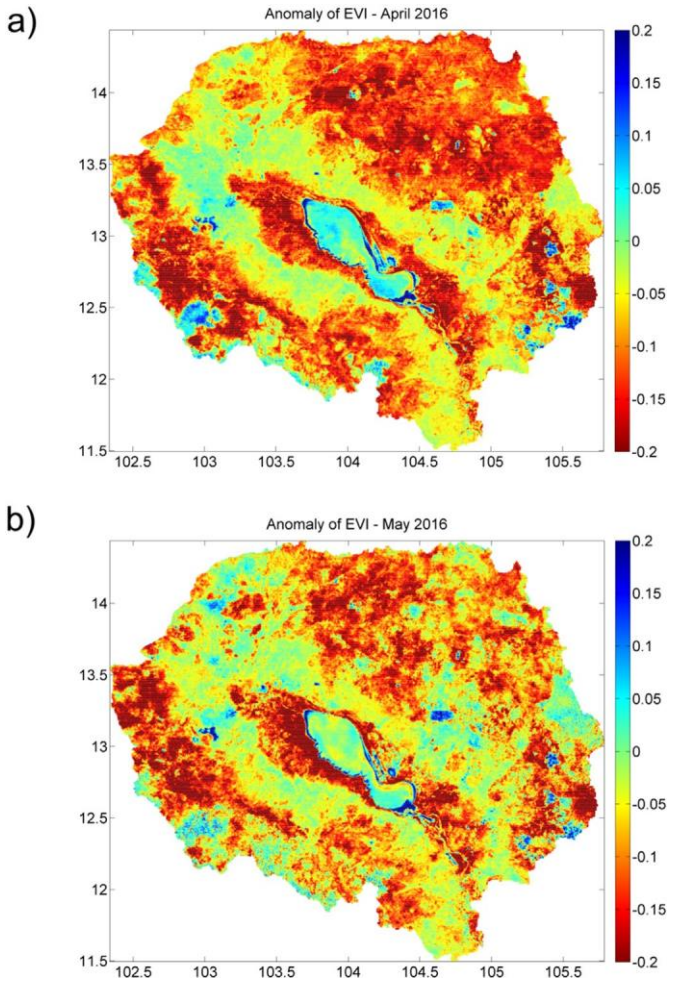


Fig. 9. Anomaly maps of EVI over the Tonle Sap watershed for a) April and b) May (b) 2016.

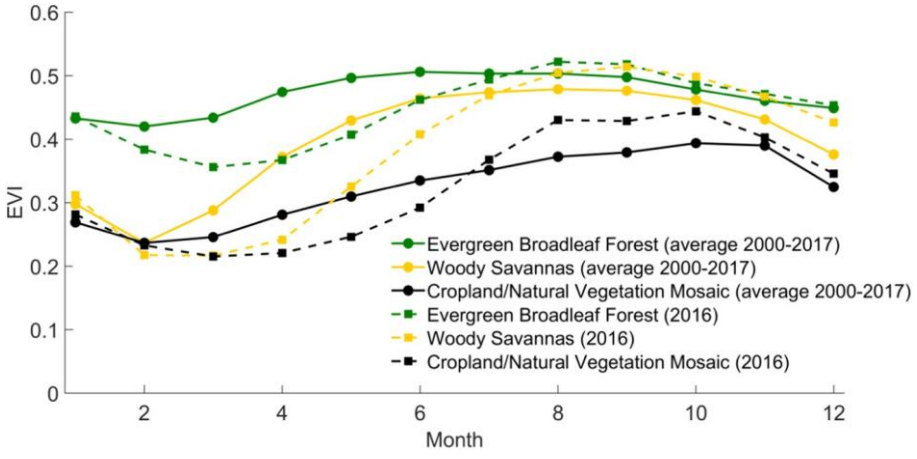


Fig. 10. Monthly variations of EVI averaged over 2000–2017 (continuous line) and EVI for 2016 (dotted line) for the Evergreen Broadleaf Forest (green), Woody Savannas (orange) and Cropland/Natural Vegetation Mosaic (black). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article)

6. Conclusion

Surface water storage variations of Tonle Sap were determined combining remotely sensed inundation extent data derived from MODIS reflectance images and altimetry-based water levels from 1993 to 2017. Their interannual anomalies were found to be more related to the rainfall occurring in the Mekong Basin (R = 0.77 for the interannual variations during the whole hydrological year) than in the Tonle Sap watershed (R = 0.61) as flooding in the Tonle Sap watershed is mostly driven by the flow of Mekong River. Nevertheless, extreme events (exceptional floods and droughts) occurred when large excess/deficit rainfall occurred during the rainy season in both the Mekong Basin (R = 0.84) and Tonle Sap watershed (R = 0.58). Excess rainfall occurring in both dry and rainy seasons in the Mekong Basin combined with a rainfall deficit in the Tonle Sap watershed during the rainy season was only seen to cause large flooding in 2001. Important memory effects were also detected as in the extreme flood of 2002. This was mostly due to excess in surface water storage of the exceptional flood of 2000 and the large flood in 2001, whereas the extreme drought of 2016 was caused by the deficit in surface water by the drought of 2014 and the extreme drought of 2015. A quasi-equal influence of the West North Pacific and Indian Monsoons was also found with correlations between the interannual variations of surface water storage and the WNPMI in July of 0.55 and the IMI in August of 0.49.

Interannual variations of surface water storage in the Tonle Sap wa- tershed are strongly influenced by climate variability. They exhibit large positive and negative anomalies corresponding to extreme drought (1998, 2015, and 2016) and flood (2000, 2001, 2002, and 2011) events. They were related to the very strong El Niño events of 1997–1998 and 2015–2016 and the moderate La Niña events of 1999–2000 and 2010–2011 enhanced by the PDO. Correlation coefficients between the interannual variations of surface water storage of the Tonle Sap watershed and the average ENSO 3.4 index over DJF and PDO over NDJFM were found equal to −0.70 and −0.68, respectively. R of −0.75 was found using a linear combination of the two former indices. Below normal EVI values for the types of vegetation were observed in the first se- mester of 2016 as a consequence of the 2015 drought.

The NASA/CNES Surface Water and Ocean Topography (SWOT) mis- sion is to be launched in 2021 and will improve flood monitoring in Tonle Sap by providing water level maps through SAR interferometry techniques at better spatial and temporal resolutions with low impact of cloud presence and vegetation. The data will provide a better understanding of the strong relationship between climatic indices and Tonle Sap lake volume extreme changes, suggested by Räsänen and Kummu(2013) for the whole Mekong basin and therefore help in forecasting the risk of extreme droughts or floods.

7. Acknowledgements

This work was supported by the CNES, through TOSCA grants attributed to the “Variabilité hydro-sédimentaire du bassin hydrologique du MEKONG par télédétection (VolTransMesKong)” project and to the “Centre de Topographie de l'Océan et de l'Hydrosphère (CTOH)”. It is based on observations with nadir radar altimeters on board Topex/ Poseidon, Jason-1, Jason-2, Jason-3, ERS-2, ENVISAT, and SARAL satel- lites and with MODIS instruments on board Terra and Aqua satellites.

C. Normandin is supported by a PhD grant from Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche. The Mekong River Commission (MRC) is also warmly thanked for providing on its website (www.mrcmekong.org) many resources concerning the Mekong basin. We thank Dr. S. Calmant, Dr. J.-F. Crétaux and two anonymous reviewers for their very useful comments that helped improve this manuscript.

8. Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at :
https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.326.

9. References

Adrian, R., O'Reilly, C.M., Zagarese, H., Baines, S.B., Hessen, D.O., Keller, W., Livingstone, D.M., Sommaruga, R., Straile, D., Van Donk, E., Weyhenmeyer, G.A., Winder, M., 2009. Lakes as sentinels of climate change. Limnol. Oceanogr. 54:2283–2297. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283.

Arias, M.E., Cochrane, T.A., Piman, T., Kummu, M., Caruso, B.S., Killeen, T.J., 2012. Quantify- ing changes in flooding and habitats in the Tonle Sap Lake (Cambodia) caused by water infrastructure development and climate change in the Mekong Basin. J. Environ. Manag. 112:53–66. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2012.07.003.

Arias, M.E., Cochrane, T.A., Norton, D., Killeen, T.J., Khon, P., 2013. The flood pulse as the underlying driver of vegetation in the largest wetland and fishery of the Mekong Basin. Ambio 42 (7):864–876. https://doi.org/10.1007/s13280-013-0424-4.

Arias, M.E., Cochrane, T.A., Kummu, M., Lauri, H., Holtgrieve, G.W., Koponen, J., Piman, T., 2014. Impacts of hydropower and climate change on drivers of ecological productiv- ity of Southeast Asia's most important wetland. Ecol. Model. 272:252–263. https:// doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.10.015.

Baup, F., Frappart, F., Maubant, J., 2014. Combining high-resolution satellite images and al- timetry to estimate the volume of small lakes. Hydrol. Earth Syst. Sci. 18:2007–2020. https://doi.org/10.5194/hess-18-2007-2014.

Biancamaria, S., Frappart, F., Leleu, A.-S., Marieu, V., Blumstein, D., Desjonquères, J.-D., Boy, F., Sottolichio, A., Valle-Levinson, A., 2017. Satellite radar altimetry water elevations performance over a 200 m wide

river: evaluation over the Garonne River. Adv. Space Res. 59:128–146. https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.10.008

Broxton, P.D., Zeng, X., Sulla-Menashe, D., Troch, P.A., 2014. A global land cover climatol- ogy using MODIS data. J. Appl. Meteorol. Climatol. 53:1593–1605. https://doi.org/ 10.1175/JAMC-D-13-0270.1.

Campbell, I.C., Poole, C., Giesen, W., Valbo-Jorgensen, J., 2006. Species diversity and ecol- ogy of Tonle Sap Great Lake, Cambodia. Aquat. Sci. 68:355–373. https://doi.org/ 10.1007/s00027-006-0855-0.

Campbell, I.C., Say, S., Beardall, J., 2009. Chapter 10 - Tonle Sap Lake, the heart of the Lower Mekong. The Mekong. Academic Press, San Diego, pp. 251–272.

Certeza Surveying, 1964. Final Report to the Committee for Coordination of Investigations of the Lower Mekong Basin. Certeza, Quezon City, The Philippines.

Crétaux, J.-F., Biancamaria, S., Arsen, A., Bergé-Nguyen, M., Becker, M., 2015. Global surveys of reservoirs and lakes from satellites and regional application to the Syrdarya river basin. Environ. Res. Lett. 10:015002. https://doi.org/10.1088/ 1748-9326/10/1/015002.

Crétaux, J.-F., Abarca-del-Río, R., Bergé-Nguyen, M., Arsen, A., Drolon, V., Clos, G., Maisongrande, P., 2016. Lake volume monitoring from space. Surv. Geophys. 37: 269–305. https://doi.org/10.1007/s10712-016-9362-6.

Crétaux, J.-F., Nielsen, K., Frappart, F., Papa, F., Calmant, S., Benveniste, J., 2017. Hydrolog- ical applications of satellite altimetry: rivers, lakes, man-made reservoirs, inundated areas. In: Stammer, D., Cazenave, A. (Eds.), Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces, Earth Observation of Global Changes. CRC Press.

Cruz, R.V., Harasawa, H., Lal, M., Wu, S., Anokhin, Y., Punsalmaa, B., Honda, Y., Jafari, M., Li, C., Huu Ninh, N., 2007. Asia. Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnera- bility. In: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.), Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the In- tergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 469–506.

Delgado, J.M., Merz, B., Apel, H., 2012. A climate-flood link for the lower Mekong River. Hydrol. Earth Syst. Sci. 16:1533–1541. https://doi.org/10.5194/hess-16-1533-2012.

Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The shuttle radar topography mission. Rev. Geophys. 45. https://doi.org/10.1029/2005RG000183.

Fayne, J.V., Bolten, J.D., Doyle, C.S., Fuhrmann, S., Rice, M.T., Houser, P.R., Lakshmi, V., 2017. Flood mapping in the lower Mekong River Basin using daily MODIS observations. Int. J. Remote Sens. 38:1737–1757. https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1285503.

Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F., Cazenave, A., 2006a. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. Remote Sens. Environ. 100:252–264. https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.027.

Frappart, F., Minh, K.D., L'Hermitte, J., Cazenave, A., Ramillien, G., Le Toan, T., Mognard- Campbell, N., 2006b. Water volume change in the lower Mekong from satellite altim- etry and imagery data. Geophys. J. Int. 167:570–584. https://doi.org/10.1111/j.1365- 246X.2006.03184.x.

Frappart, F., Fatras, C., Mougin, E., Marieu, V., Diepkilé, A.T., Blarel, F., Borderies, P., 2015a. Radar altimetry backscattering signatures at Ka, Ku, C, and S bands over West Africa. Phys. Chem. Earth Parts ABC 83–84:96–110. https://doi.org/ 10.1016/j.pce.2015.05.001.

Frappart, F., Papa, F., Marieu, V., Malbeteau, Y., Jordy, F., Calmant, S., Durand, F., Bala, S., 2015b. Preliminary assessment of SARAL/AltiKa observations over the Ganges- Brahmaputra and Irrawaddy rivers. Mar. Geod. 38:568–580. https://doi.org/ 10.1080/01490419.2014.990591.

Frappart, F., Roussel, N., Biancale, R., Martinez Benjamin, J.J., Mercier, F., Perosanz, F., Garate Pasquin, J., Martin Davila, J., Perez Gomez, B., Gracia Gomez, C., Lopez Bravo, R., Tapia Gomez, A., Gili Ripoll, J., Hernandez Pajares, M., Salazar Lino, M., Bonnefond, P., Valles Casanova, I., 2015c. The 2013 Ibiza calibration campaign of Jason-2 and SARAL altimeters. Mar. Geod. 38:219–232. https://doi.org/10.1080/ 01490419.2015.1008711.

Frappart, F., Legrésy, B., Niño, F., Blarel, F., Fuller, N., Fleury, S., Birol, F., Calmant, S., 2016. An ERS-2 altimetry reprocessing compatible with ENVISAT for long-term land and ice sheets studies. Remote Sens. Environ. 184:558–581. https://doi.org/10.1016/j. rse.2016.07.037.

Hortle, K.G., 2007. Consumption and the yield of fish and other aquatic animals from the Lower Mekong Basin. MRC Technical Paper No16. Mekong River Commission, Vien- tiane (87 pp. ISSN: 1383-1489).

Huete, A., 1997. A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. Remote Sens. Environ. 59:440–451. https://doi.org/10.1016/S0034- 4257(96)00112-5.

Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., 2010. The TRMM Multi-Satellite Precip- itation Analysis (TMPA). In: Gebremichael, M., Hossain, F. (Eds.), Satellite Rainfall Ap- plications for Surface Hydrology. Springer Netherlands, Dordrecht:pp. 3–22 https:// doi.org/10.1007/978-90-481-2915-7_1.

Junk, W.J., Brown, M., Campbell, I.C., Finlayson, M., Gopal, B., Ramberg, L., Warner, B.G., 2006. The comparative biodiversity of seven globally important wetlands: a synthe- sis. Aquat. Sci. 68:400–414. https://doi.org/10.1007/s00027-006-0856-z.

Kamoshita, A., Ouk, M., 2015. Field level damage of deepwater rice by the 2011 Southeast Asian Flood in a flood plain of Tonle Sap Lake, Northwest Cambodia. Paddy Water Environ. 13:455–463. https://doi.org/10.1007/s10333-014-0463-x.

Kim, J.-W., Yeh, S.-W., Chang, E.-C., 2014. Combined effect of El Niño-Southern Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on the East Asian winter monsoon. Clim. Dyn. 42: 957–971. https://doi.org/10.1007/s00382-013-1730-z.

Kummu, M., Sarkkula, J., 2008. Impact of the Mekong River flow alteration on the Tonle Sap flood pulse. AMBIO J. Hum. Environ. 37:185–192. https://doi.org/10.1579/0044- 7447(2008)37[185:IOTMRF]2.0.CO;2.

Kummu, M., Sarkkula, J., Koponen, J., Nikula, J., 2006. Ecosystem management of the Tonle Sap Lake: an integrated modelling approach. Int. J. Water Resour. Dev. 22:497–519. https://doi.org/10.1080/07900620500482915.

Kummu, M., Tes, S., Yin, S., Adamson, P., Józsa, J., Koponen, J., Richey, J., Sarkkula, J., 2014. Water balance analysis for the Tonle Sap lake – floodplain system. Hydrol. Process. 28 (4):1722–1733. https://doi.org/10.1002/hyp.9718.

Lamb, P.J., 1982. Persistence of Subsaharan drought. Nature 299:46–48. https://doi.org/ 10.1038/299046a0.

Lamberts, D., 2006. The Tonle Sap Lake as a productive ecosystem. Int. J. Water Resour. Dev. 22:481–495. https://doi.org/10.1080/07900620500482592.

Lemoalle, J., Bader, J.-C., Leblanc, M., Sedick, A., 2012. Recent changes in Lake Chad: obser- vations, simulations and management options (1973–2011). Glob. Planet. Chang. 80–81:247–254. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.07.004.

Lim, P., Lek, S., Touch, S.T., Mao, S.-O., Chhouk, B., 1999. Diversity and spatial distri- bution of freshwater fish in Great Lake and Tonle Sap river (Cambodia, Southeast Asia). Aquat. Living Resour. 12:379–386. https://doi.org/10.1016/S0990-7440 (99)00107-2.

Liu, B., Zhu, C., Su, J., Hua, L., Duan, Y., 2017. Why was the western Pacific subtropical an- ticyclone weaker in late summer after the 2015/2016 super El Niño?: weakened WPSA following the 2015/2016 super EL Niño. Int. J. Climatol. https://doi.org/ 10.1002/joc.5160.

Lu, X.X., Li, S., Kummu, M., Padawangi, R., Wang, J.J., 2014. Observed changes in the water flow at Chiang Saen in the lower Mekong: impacts of Chinese dams? Quat. Int. 336: 145–157. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.02.006.

Magnuson, J.J., 2000. Historical trends in lake and river ice cover in the northern hemi- sphere. Science 289:1743–1746. https://doi.org/10.1126/science.289.5485.1743.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bull. Am. Meteorol. Soc. 78:1069–1079. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997) 078b1069:APICOWN2.0.CO;2.

MRC, 1999. Hydrographic Atlas of 1999 for the Tonle Sap River and the Tonle Sap Lake. Mekong River Commission (MRC), Phnom Penh, Cambodia.

MRC, 2003. State of the Basin Report: 2003. Mekong River Commission, Phnom Penh, Cambodia (316 pp. ISSN: 1728–3248).

MRC, 2005. Overview of the Hydrology of the Mekong Basin. 2005. Mekong River Commission, Vientiane, p. 82 (November).

Newman, M., Compo, G.P., Alexander, M.A., 2003. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. J. Clim. 16:3853–3857. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016b3853:EVOTPDN2.0.CO;2.

Normandin, C., Frappart, F., Lubac, B., Bélanger, S., Marieu, V., Blarel, F., Robinet, A., Guiastrennec-Faugas, L., 2018. Quantification of surface water volume changes in the Mackenzie Delta using satellite multi-missions data. Hydrol. Earth Syst. Sci. 22: 1543–1561. https://doi.org/10.5194/hess-22-1543-2018.

Rainboth, W.J., 1996. Fishes of the Cambodian Mekong. FAO Species Identification Field Guide for Fishery Purposes. FAO, Rome 92-5-103743-4.

Räsänen, T.A., Kummu, M., 2013. Spatiotemporal influences of ENSO on precipitation and flood pulse in the Mekong River Basin. J. Hydrol. 476:154–168. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.028.

Rayner, N.A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J. Geophys. Res. 108. https://doi.org/10.1029/2002JD002670.

Rosenzweig, C., Casassa, G., Karoly, D.J., Imeson, A., Liu, C.,Menzel, A., Rawlins, S., Root, T.L.,

Seguin, B., Tryjanowski, P., 2007. Assessment of observed changes and responses in natural and managed systems. In: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.), Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 79–131.

Sakamoto, T., Van Nguyen, N., Kotera, A., Ohno, H., Ishitsuka, N., Yokozawa, M., 2007. Detecting temporal changes in the extent of annual flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS time-series imagery. Remote Sens. Environ. 109:295–313. https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.01.011.

Santos da Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O.C., Cochonneau, G.,Mansur,W.J., 2010. Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. Remote Sens. Environ. 114:2160–2181. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.04.020.

Schindler, D.W., 2009. Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. Limnol. Oceanogr. 54:2349–2358. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2349.

Siev, S., Paringit, E., Yoshimura, C., Hul, S., 2016. Seasonal changes in the inundation area and water volume of the Tonle Sap River and its floodplain. Hydrology 3:33. https://doi.org/10.3390/hydrology3040033.

Stone, R., 2010. Severe drought puts spotlight on Chinese dams. Science 327:1311. https://doi.org/10.1126/science.327.5971.1311.

Sverdrup-Jensen, S., 2002. Fisheries in the Lower Mekong Basin: status and perspectives. MRC Technical Paper No6. Phnom Penh, Mekong River Commission (130 pp. ISSN:1683-1489).

Tangdamrongsub, N., Ditmar, P.G., Steele-Dunne, S.C., Gunter, B.C., Sutanudjaja, E.H., 2016. Assessing total water storage and identifying flood events over Tonlé Sap basin in Cambodia using GRACE and MODIS satellite observations combined with hydrological models. Remote Sens. Environ. 181:162–173. https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.03.030.

UNESCO, 2006. Biosphere Reserves - World Network. UNESCO - MAB Secretariat, Paris, France Available at:. http://www.unesco.org/mab/.

Västilä, K., Kummu,M., Sangmanee, C., Chinvanno, S., 2010.Modelling climate change impacts on the flood pulse in the Lower Mekong floodplains. J. Water Clim. Change 01:67. https://doi.org/10.2166/wcc.2010.008.

Vu, P.-L., Frappart, F., Darrozes, J.,Marieu, V., Blarel, F., Ramillien, G., Bonnefond, P., Birol, F., 2018. Multi-satellite altimeter validation along the French Atlantic Coast in the southern Bay of Biscay from ERS-2 to SARAL. Remote Sens. 10 (1):93. https://doi.org/10.3390/rs10010093.

Wang, B., Fan, Z., 1999. Choice of south Asian summer monsoon indices. Bull. Am. Meteorol. Soc. 80:629–638. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080b0629:COSASMN2.0.CO;2.

Wang, B., Wu, R., Lau, K.-M., 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons. J. Clim. 14:4073–4090. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014b4073:IVOTASN2.0.CO;2.

Williamson, C.E., Saros, J.E., Schindler, D.W., 2009a. Climate change: sentinels of change. Science 323:887–888. https://doi.org/10.1126/science.1169443.

Williamson, C.E., Saros, J.E., Vincent, W.F., Smol, J.P., 2009b. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. Limnol. Oceanogr. 54:2273–2282. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2273.

WUP-FIN, 2003. Modelling Tonle Sap for Environmental Impact Assessment and Management Support, MRCS/WUP-FIN Project. Final Report. Mekong River Commission, Phnom Penh.