



**HAL**  
open science

# Modélisation de la marée interne et analyse de son impact sur la structure thermique de l’océan au large de l’Amazonie

Fernand Bernie Assene Mvongo

► **To cite this version:**

Fernand Bernie Assene Mvongo. Modélisation de la marée interne et analyse de son impact sur la structure thermique de l’océan au large de l’Amazonie. Océan, Atmosphère. Université de Toulouse, 2024. Français. NNT : 2024TLSES067 . tel-04693260

**HAL Id: tel-04693260**

**<https://theses.hal.science/tel-04693260v1>**

Submitted on 10 Sep 2024

**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.



# Doctorat de l'Université de Toulouse

préparé à l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

---

Modélisation de la marée interne et analyse de son impact sur  
la structure thermique de l'océan au large de l'Amazonie

---

Thèse présentée et soutenue, le 21 mai 2024 par

**Fernand Bernie ASSENE MVONGO**

**École doctorale**

SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

**Spécialité**

Océan, Atmosphère, Climat

**Unités de recherche**

LEGOS - Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (UMR5566)

MOi - Mercator Océan International

**Thèse dirigée par**

Ariane Koch-Larrouy et Isabelle Dadou

**Composition du jury**

M. Yves Morel, Examineur, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Président du Jury

M. Xavier Carton, Examineur, Université de Bretagne Occidentale

M. Raphaël Onguéné, Rapporteur, Université de Douala

M. Nicolas Grisouard, Rapporteur, Université de Toronto

Mme Ariane Koch-Larrouy, Directrice de thèse, Université Toulouse III - Paul Sabatier

Mme Isabelle Dadou, Co-directrice de thèse, Université Toulouse III - Paul Sabatier

**Membres invités**

M. Jérôme Chanut, Mercator Océan International

M. Alex Costa da Silva, Universidade Federal de Pernambuco

M. Gilles Garric, Mercator Océan International



## **DÉDICACE**

**A MA FAMILLE  
A MES PARENTS**

**MERCI POUR VOTRE SOUTIEN INCONDITIONNEL !**

## REMERCIEMENTS

Cette thèse est l'aboutissement de mon rêve de devenir Océanographe depuis la classe de première série D dans le petit Lycée de ma ville. Mais, elle est par ailleurs le début d'une nouvelle aventure scientifique. Avant de me lancer dans cette aventure, je dois prendre quelques lignes, même s'il faudrait plutôt écrire tout un livre, pour remercier tous ceux qui m'ont aidé et soutenu durant ce long parcours commencé il y a plus d'une décennie. A tous ceux que je pourrais oublier, veuillez accepter mes excuses les plus sincères.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à mes deux Directrices de thèse, Ariane Koch-Larrouy et Isabelle Dadou, pour leurs précieux conseils, leur soutien indéfectible et leur disponibilité tout au long de ces années de recherche. Leurs encouragements, la confiance en mon travail et votre esprit maternel auront été une source d'inspiration constante dans les bons comme dans les mauvais. Guillaume Morvan et Jérôme Chanut, je ne pourrais compter le nombre de fois que j'ai dû vous importuner avec mes questions et mes mails même dans la nuit et pendant vos vacances durant ces années. Votre précieuse aide et vos conseils m'ont permis progresser et parvenir à maîtriser la modélisation avec le modèle NEMO. Michel Tchilibou merci pour ta disponibilité à répondre à mes nombreuses questions et le soutien de toi et de ta famille durant mon installation et mon séjour à Toulouse. Merci à Yves Morel pour son soutien, ses conseils et son encadrement depuis le Master OPA à Cotonou au Benin, et en tant que membre de mon comité de thèse avec Marion Ghelen que je remercie également pour ses conseils et sa disponibilité.

Je remercie également les membres de mon jury de thèse, (Raphäel Onguéné, Nicolas Grisouard, Xavier Carton, Yves Morel, Jérôme Chanut, Alex Costa da Silva et Gilles Garric), pour l'honneur qu'ils me font en acceptant de juger mon travail et pour leurs remarques constructives qui m'ont permis de l'améliorer.

Je suis reconnaissant envers l'ensemble des membres du LEGOS, spécialement au Directeur ancien et actuel (Alex Ganachaud et Frédéric Marin) à Brigitte Cournou et ses collègues pour leur accueil chaleureux et leur esprit de collaboration, et à mes collègues Simon Barbot, Damien Allain, Lucrèce Djeumeni, Karim Thiam, Benjamin Kitambo, Arame, Micaël Aguedjou, Grégoire Thoumyre, Paul Gbettkom et tous les membres de la team « venez me chercher à midi ». Je remercie également les Membres de Mercator Océan International pour l'accueil, la convivialité et la disponibilité, spécialement à mes collègues de bureau Alisée

Chaigneau, Babette Tchoung, Aliette Chenal et Audrey Minière. Je tiens également à remercier le corps enseignant du Master OPA de la CIPMA, spécial remerciement au Pr Baloitcha, Pr Hounkonnou et à Alexis Chaigneau, et à mes camarades de promotion. Je ne pourrais pas oublier le corps enseignant et les collaborateurs de l'Institut des Sciences Halieutiques de l'Université de Douala et à la JEAI-RELIFOME avec qui j'ai commencé mon aventure en Océanographie. Spécial remerciement à Raphaël, Crépin Mama, Sakaroz Bogning, Abessolo Grégoire, Dérol Sakpak, Sakabieni, Soneh, Langoul, Nanga Fany.

Je n'aurais pu mener à bien ce travail sans le soutien de ma famille de ma bien aimée et de mes amis. Je remercie tout particulièrement mes parents (Mvongo Jean Marie<sup>+</sup> et Tetsam Marie), mes frères et sœurs (Rodrigue, Fany, Winnie, Babette, Warren, Yanne, Kiki, Edmonde, Laurentine, Murielle, Orly, Mvindi, Bijou, Rania, Mistral, Ango, ...), les familles Mballa (Boris, Jalane, Nolan, ...), Abondo (Simon, Marie, ...) et Tchilibou (Michel, Marolle, Warren, Ange et Rosemary) pour leurs encouragements, leur patience et leur compréhension. Mes bien-aimées Yolande Kouemo et Roxanne Makamta pour leur amour et leur compréhension. Mes amis du groupe Kemet avec qui j'ai passé mes meilleurs moments à Toulouse, spécialement à mes deux « partenaires du crime » Lucrèce et Suzanne. Je ne pourrais malheureusement pas citer tout le monde, mais sachez que je ne peux oublier votre impact dans ma vie durant ce parcours.

Je tiens à remercier l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) à travers la bourse ARTS et Mercator Océan International pour le financement de mes travaux de recherches.

Pour finir, je remercie grandement mon pays le Cameroun, qui m'a vu naître, pour l'opportunité qu'il m'a offerte de découvrir et de commencer la réalisation mon rêve de devenir Océanographe, j'espère lui rendre la pareille en participant au développement de l'Océanographie au Cameroun.

## RÉSUMÉ

La marée interne est un phénomène complexe généré par l'interaction entre les marées de surface avec la topographie marine (monts sous-marins, pentes continentales, dorsales) dans un contexte d'océan stratifié. La dissipation de l'énergie associée à la marée interne engendre un intense mélange vertical qui influence la température de l'océan sur toute la colonne d'eau jusqu'en surface, ce qui a un impact significatif pour circulation thermohaline, pour le mélange profond, et pour la convection nuageuse, concernant le mélange plus en surface. L'ensemble des deux (marée interne et de surface) a donc un impact important sur le climat.

Ce mélange influence également les concentrations en nutriments, et par ricochet la production primaire et la distribution des organismes marins. Ces divers impacts sont assez documentés dans certaines régions océaniques grâce aux données in situ et à la modélisation numérique. Mais la question de l'impact de la marée interne sur la structure de la température et des nutriments reste encore ouverte concernant la région au large de l'embouchure de l'Amazone, qui est ma zone d'étude.

L'objectif premier de ma thèse, qui est technique, est de fournir une base de données de simulations numériques permettant d'étudier la dynamique de la marée interne et de son impact sur le milieu physique et la biogéochimie marine au large de l'embouchure de l'Amazone. Le second objectif, qui est scientifique, est d'utiliser ces simulations pour analyser l'impact de la marée interne sur la structure de la température et sa variabilité dans le temps.

Durant ma thèse, j'ai participé à la mise en place de deux configurations du modèle NEMO dédiées à l'étude des ondes internes de marée. L'une est physique et baptisée « *AMAZON36* », et l'autre est couplée physique-biogéochimie avec le modèle PISCES et baptisée « *AMAZON36-BIO* ». Ensuite, j'ai réalisé, pour chacune des deux configurations, des simulations jumelles (avec et sans forçage de marée) sur plusieurs années, 2007–2016 et 2013–2016 pour *AMAZON36* et *AMAZON36 -BIO*, respectivement.

Dans la suite de la thèse, nous avons utilisé les simulations de la configuration *AMAZON36* pour montrer comment au large de l'embouchure de l'Amazone, les ondes internes de marée entraînent un refroidissement significatif de la SST qui induit une augmentation des flux net de chaleur entre l'océan et l'atmosphère sus-jacente. Les ondes internes de marée induisent également un refroidissement de la température sur la verticale à l'intérieur de l'océan, dans la couche de mélange et au-dessus de la thermocline, et un refroidissement en dessous jusqu'à

plusieurs centaines de mètres. Nous avons aussi montré que c'est par le mélange vertical que les ondes internes de marée impactent la température sur toute la verticale. Dans la suite, nous avons utilisé ces simulations et des observations satellites de la température de surface de la mer (SST) pour analyser variabilité temporelle de cet impact sur la température aux fréquences semi-diurnes et bimensuelle depuis la surface jusqu'à l'intérieur de la colonne d'eau. Il apparaît clairement que les ondes internes dans leurs zones de dissipation sur le talus et au large, entraînent de fortes fluctuations de température à haute fréquence pouvant atteindre plusieurs degrés Celsius, et un peu moins à l'échelle bimensuelle.

Les travaux de ma thèse permettent ainsi (i) de mieux appréhender les mécanismes et les échelles temporelles d'action de la marée interne sur la température au large de l'embouchure de l'Amazone, et (ii) posent une base solide, en termes de réalisation de simulations numériques, pour l'analyse de l'impact de la marée interne sur la biogéochimie dans cette région.

**Mots clés :** marée, marée interne, mélange vertical, talus Amazonien, SST, température, flux net de chaleur, variabilité temporelle, modélisation numérique, Observations satellites.



## ABSTRACT

Internal tides (IT) are a complex phenomenon generated by the interaction between surface tides and marine topography (seamounts, continental slopes, ridges) in a stratified ocean. The dissipation of IT's energy generates an intense vertical mixing that influences the temperature of the ocean over the entire water column down to the surface, which has a significant impact on the thermohaline circulation, for the deep mixing, and for the cloud convection, concerning the mixing close to the surface. Together, they both (internal and surface tides) have a significant impact on the climate.

This mixing also influences nutrient concentrations, and in turn the primary production and distribution of marine organisms. These various impacts are well documented in some ocean regions thanks to *in situ* data and numerical modelling. But the question of the impact of ITs on the structure of temperature and nutrients is still open regarding the region off the mouth of the Amazon, which is my study area.

The primary objective of my thesis, which is technical, is to provide a database of numerical simulations to study the dynamics of ITs and their impact on the physical environment and marine biogeochemistry off the mouth of the Amazon. The second objective, which is scientific, is to use these simulations to analyze the impact of ITs on the temperature structure and its variability over time.

During my thesis, I participated in the implementation of two configurations of the NEMO model dedicated to the study of ITs. One is physical and called “*AMAZON36*” and the other is coupled with the PISCES model and is called “*AMAZON36 -BIO*”. Then, for each of the two configurations, I performed twin simulations (with and without tidal forcing) over several years, 2007–2016 and 2013–2016 for *AMAZON36* and *AMAZON36 -BIO*, respectively.

In the rest of the thesis, we used simulations of the *AMAZON36* configuration to show how off the mouth of the Amazon, the mixing induced by the dissipation of ITs impacts the SST, the net heat flux between the ocean and the overlying atmosphere, and the vertical temperature profile. And finally, what are the processes by which the internal tides act. Subsequently, we used these simulations and satellite observations of sea surface temperature (SST) to analyze the temporal variability of this impact on temperature at semi-diurnal and fortnightly frequencies from the surface to the interior of the water column.

My thesis has allowed (i) to better understand the mechanisms and the temporal scales of IT's actions on the temperature off the mouth of the Amazon, and (ii) to lay a solid basis for the analysis of the impact of the internal tides on biogeochemistry in this region.

**Keywords:** internal tides, numerical modelling, vertical mixing, Amazon, SST, temperature, net heat flux, temporal variability.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>Dédicace</b> .....	i
<b>Remerciements</b> .....	ii
<b>Résumé</b> .....	iv
<b>Abstract</b> .....	vi
<b>Introduction Générale</b> .....	1
<b>General Introduction</b> .....	4
<b>Chapitre 1 : les ondes internes de marée et la région Amazonienne</b> .....	8
1.1. Ondes internes de marée : Généralités .....	9
1.1.1. Génération de la marée interne .....	12
1.1.2. Propagation de la marée interne .....	14
1.1.3. Dissipation de la marée interne .....	15
1.2. Observations et modélisation de la marée interne .....	16
1.2.1. Observations .....	16
1.2.2. Modélisation .....	24
1.2.3. Dissipation de la marée interne dans les OGCMs forcés explicitement par la marée .....	27
1.3. Impact des marées sur les traceurs océaniques .....	29
1.3.1. Impact de la marée interne sur la Température .....	29
1.3.2. Impact de la marée interne sur les autres traceurs océaniques .....	32
1.4. Description de la zone d'étude .....	34
1.4.1. Caractéristiques de la bathymétrie .....	34
1.4.2. Circulation atmosphérique, précipitation et apports fluviaux .....	36
1.4.3. Circulation générale .....	39
1.4.4. Caractéristiques de la marée interne au large de l'Amazonie .....	41
1.4.5. Solitons d'ondes internes au nord du Brésil .....	43
1.4.6. Marée interne non cohérente au large de l'Amazonie .....	44
1.5. Cadre et objectifs de la thèse .....	45
1.5.1. Cadre des travaux de thèse .....	45
1.5.2. Objectifs de la thèse .....	46
<b>Chapitre 2. Données, Modèle et Méthodes</b> .....	49
2.1. Données d'observation .....	51
2.1.1. Température de surface de l'Océan .....	51
2.1.2. Salinité de surface de la mer .....	52

2.1.3. Climatologie WOA2018 .....	53
2.2. Réanalyses GLORYS.....	54
2.3. Modèle de circulation générale NEMO .....	55
2.3.1. Présentation du modèle NEMO .....	55
2.3.2. Hypothèses et équations du modèle NEMO .....	56
2.3.3. Discrétisation spatiale des équations du modèle NEMO.....	58
2.3.4. La configuration physique AMAZON36.....	59
2.4. Validation des simulations <i>AMAZON36</i> .....	68
2.4.1. Température .....	68
2.4.2. Salinité de surface de l'océan (SSS) .....	74
2.4.3. Diagramme T-S (Température-Salinité) des masses d'eaux .....	77
2.4.4. Circulation Moyenne .....	78
2.4.5. Conclusion sur les performances du modèle .....	82
2.5. Méthodes utilisées.....	83
2.5.1. Séparation marée barotrope/barocline et bilan d'énergie de la marée .....	83
2.5.2. Bilan de chaleur dans l'océan .....	85
2.5.3. Flux de chaleur à l'interface entre l'atmosphère et l'océan.....	86
2.5.4. Méthodes d'analyse des données de température .....	87
<b>Chapitre 3 : impact de la marée interne sur la température au large de l'Amazone.....</b>	<b>92</b>
3.1. Contexte .....	92
3.2. Résumé (traduction).....	93
3.3. Article 1: Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons.....	94
<b>Chapitre 4 : variabilité de la température aux périodes tidales .....</b>	<b>121</b>
4.1. Contexte .....	121
4.2. Résumé (traduction).....	122
4.3. Article 2: Internal tides off the Amazon shelf – Part II: Temperature variability at tidal frequencies .....	123
<b>Chapitre 5 : Conclusions et Perspectives .....</b>	<b>178</b>
5.1. Conclusions.....	179
5.1.1. Mise en place des configurations du modèle NEMO .....	179
5.1.2. Impact des ondes internes sur la température en surface et sur la verticale .....	180
5.1.3. Impact des ondes internes sur le flux net de chaleur Océan-Atmosphère .....	182
5.1.4. Variabilité de la température aux fréquences semi diurnes $M_2$ et $S_2$ .....	183
5.1.5. Variabilité de la température à la fréquence $MSf$ .....	184

5.2. Limites des travaux de thèse .....	185
5.3. Perspectives.....	186
5.3.1. Les simulations <i>AMAZON<sub>36</sub></i> et <i>AMAZON<sub>36</sub>-BIO</i> .....	186
5.3.2. Dissipation de l'énergie cinétique et conséquences pour la marée interne.....	187
5.3.3. Valorisation des simulations <i>AMAZON<sub>36</sub>-BIO</i> .....	190
5.3.4. Interaction marée interne et méso-échelle .....	193
5.3.5. Les images satellites: Sunlint, SAR, SWOT.....	194
<b>Annexes</b> .....	196
Annexe 1.....	197
Annexe 2.....	200
Annexe 3.....	202
Annexe 4.....	203
<b>Bibliographie</b> .....	213



# INTRODUCTION GÉNÉRALE

- **Enjeux**

La marée interne est un phénomène complexe qui joue un rôle crucial dans la dynamique des océans. Ce sont des ondes engendrées par l'interaction des marées de surface avec la topographie marine (monts sous-marins, pentes continentales, dorsales) en milieu stratifié (*Baines, 1982 ; Munk et Wunsch, 1998 ; Egbert et Ray, 2000*). La dissipation de l'énergie associée à ces ondes influence profondément le mélange vertical des masses d'eaux océaniques (*Simmons et al., 2004 ; Koch-Larrouy et al., 2007, 2010 ; Zilberman et al., 2009 ; Sprintall et al., 2014*). Ce mélange vertical contribue à la remontée des eaux profondes plus froides et riches en nutriments vers la surface, soutenant ainsi la production primaire qui est à la base de la chaîne alimentaire marine (*Sharpley et al., 2007, 2009 ; Mucho et al., 2013 ; Tuerena et al., 2019*). Sans le mélange vertical, certaines régions océaniques verraient réduit leur apport en nutriments, limitant la croissance du phytoplancton, à la base du développement de la vie marine (*Perruche, 2009*), et par ricochet de l'activité de pêche qui fournit des produits essentiels pour l'alimentation humaine (*Béné et al., 2016 ; Quaas et al., 2016 ; Jayasekara et al., 2020*).

En remontant en surface des eaux plus froides, les marées internes modifient les conditions thermiques à la surface de l'océan et affectent la redistribution des organismes marins (*Heathershaw et al., 1987 ; Silva et al., 2002 ; Sharpley et al., 2007, 2009*) ainsi que la capacité de l'océan à stocker et à redistribuer la chaleur et le CO<sub>2</sub>, influençant ainsi le climat de la planète (*Koch-Larrouy et al., 2010 ; Sprintall et al., 2014, 2019*). Ce rôle est particulièrement crucial dans le contexte du changement climatique, où la modification des conditions océaniques affectera l'activité des marées internes, et en conséquence leur impact sur les variations climatiques futures (*Yadidya et Rao, 2022*).

Les marées internes constituent donc un élément essentiel de la machinerie océanique, orchestrant un mélange vertical qui influence la biogéochimie marine, la productivité écologique, et le système climatique terrestre. Leur étude approfondie offre des perspectives précieuses sur le fonctionnement interne des océans et leur interaction complexe avec l'atmosphère. Cela souligne l'importance de cette dynamique, invisible mais puissante, dans la régulation de l'environnement terrestre.

La côte nord du Brésil, qui est ma zone d'étude, est une région tropicale abritant un écosystème marin d'une grande diversité, où se déploient des phénomènes océaniques et atmosphériques

influençant de manière significative le climat à l'échelle régionale, la biodiversité marine et les écosystèmes côtiers. Ces phénomènes sont entre autres : (i) la convergence des alizées qui donne naissance à de très fortes précipitations qui nourrissent le fleuve Amazon et lui donne l'un des débits fluviaux les plus importants au monde (*Muller-Karger et al., 1988 ; Johns et al., 1998 ; Xie et Carton, 2004*) ; (ii) une intense activité méso-échelle caractérisée par un système de courant de bord ouest dominé par le courant nord brésilien (NBC – *North Brazilian Current*) et une intense activité tourbillonnaire (*Didden et Schott, 1993 ; Richardson et al., 1994 ; Johns et al., 1998 ; Bourles et al., 1999 ; Schott et al., 2003 ; Garzoli et al., 2003 ; Aguedjou et al., 2019*). On y rencontre aussi (iii) une marée océanique à régime dominant semi-diurne (*Beardsley et al., 1995 ; Gabioux et al., 2005 ; Prestes et al., 2018 ; Fassoni-Andrade et al., 2023*) qui interagit avec la pente critique du talus continental générant des ondes internes de marée sur une demi-douzaine de sites mis en évidence par plusieurs études antérieures (*Barbot et al., 2021 ; Tchilibou et al., 2022 ; Solano et al., 2023*).

Les études sur la dynamique des ondes internes de marée dans ma zone d'étude ont connu un fort intérêt de la communauté scientifique ces dernières années (*Magalhaes et al., 2016 ; Barbot et al., 2021 ; Tchilibou et al., 2022 ; Solano et al., 2023*). En revanche, leurs divers impacts sur l'écosystème marin ou le climat restent encore très peu explorés. Ainsi, de nombreuses questions restent en suspens. On ne sait pas encore comment le mélange induit par la dissipation de ces ondes influence la production primaire au large de l'embouchure du fleuve Amazone. Par ailleurs, ma zone d'étude est une région tropicale avec une forte convection nuageuse et d'intenses précipitations. *Koch-Larrouy et al. (2010)* et *Sprintall et al. (2014, 2019)* ont montré dans la région des mers indonésiennes, qui partage cette propriété convective, que le refroidissement de la température de surface de l'océan (SST – *Sea Surface Temperature*) induit par le mélange causé par les ondes internes de marée pouvait réduire de presque 20% la convection nuageuse. Il est donc légitime de se poser la même question dans la région de convection de l'ITCZ au nord du Brésil, à savoir : comment l'activité des marées internes impacte la SST, qui pourraient avoir un impact sur les précipitations et le climat dans cette région tropicale.



- **Méthodologie et plan**

Cette thèse a pour but principal d'enrichir notre compréhension de l'influence de la marée interne sur la distribution de la température océanique au nord du Brésil. Nous utilisons à cet effet une approche multi outils combinant des observations satellites de température de SST et des simulations numériques d'une nouvelle configuration régionale à haute résolution (1/36°) du modèle de circulation NEMO que j'ai contribué à développer et baptisé "AMAZON36". Cette configuration est capable de résoudre la génération et la propagation de la marée interne, et de quantifier la dissipation de leur énergie ainsi que leur impact sur les masses d'eau. Dans le même élan de l'avancement des connaissances en océanographie, cette thèse cherche, de plus, à fournir à la communauté scientifique une précieuse base de données de simulations numériques fiables pouvant servir de support pour approfondir les connaissances sur la dynamique océanique, les processus biogéochimiques et la structuration de l'écosystème marin dans cette région.

Ce manuscrit commence par une présentation de l'état de l'art des connaissances sur la marée interne et la description générale de ma zone d'étude. Ensuite je présente les différents jeux de données utilisées (satellites, *in situ*), la configuration *AMAZON36* et une évaluation de ses performances, et les diverses méthodologies employées pour atteindre l'objectif général de cette thèse. Par la suite, je présente les résultats obtenus durant cette thèse, les conclusions tirées de ce travail et finalement j'énonce les perspectives découlant de cette thèse.

## GENERAL INTRODUCTION

- **Motivations**

Internal tides (IT) are a complex phenomenon that plays a crucial role in the dynamics of the oceans. These are waves generated by the interaction of surface tides with marine topography (seamounts, continental slopes, ridges) in a stratified fluid (*Baines, 1982; Munk et Wunsch, 1998; Egbert et Ray, 2000*). The dissipation of IT energy deeply influences the vertical mixing of ocean water masses (*Simmons et al., 2004; Koch-Larrouy et al., 2007, 2010; Zilberman et al., 2009; Sprintall et al., 2014*). This vertical mixing contributes to the upwelling of colder, nutrient-rich deep waters to the surface, thereby supporting primary production that is at the base of the marine food chain (*Sharples et al., 2007, 2009; Muacho et al., 2013; Tuerena et al., 2019*). Without vertical mixing, some ocean regions would see their nutrient supply reduced, limiting the growth of phytoplankton, which is the basis for the development of marine life (*Perruche, 2009*), and in turn for fishing activity that provides essential products for human consumption (*Béné et al., 2016; Quaas et al., 2016; Jayasekara et al., 2020*).

In addition, by upwelling to the surface of colder waters, internal tides alter the thermal conditions at the ocean surface and affect the redistribution of marine organisms (*Heathershaw et al., 1987; Silva et al., 2002; Sharples et al., 2007, 2009*) as well as the ocean's ability to store and redistribute heat and CO<sub>2</sub>, thus influencing the planet's climate (*Koch-Larrouy et al., 2010; Sprintall et al., 2014, 2019*). This role is particularly crucial in the context of climate change, where changing ocean conditions will affect internal tidal activity, and consequently their impact on future climate changes (*Yadidya et Rao, 2022*).

ITs are therefore an essential element of the oceanic machinery, orchestrating a vertical mixing that influences marine biogeochemistry, ecological productivity, and the Earth's climate system. Their in-depth study offers valuable insights into the internal workings of the oceans and their complex interaction with the atmosphere. This underlines the importance of this dynamic, invisible but powerful, in regulating the Earth's environment.

The northern coast of Brazil, which is my study area, is a tropical region with a very diverse marine ecosystem, where oceanic and atmospheric phenomena are unfolding that significantly influence regional climate, marine biodiversity, and coastal ecosystems. These phenomena include: (i) the convergence of trade winds, which gives rise to very heavy precipitation that feeds the Amazon River and gives it one of the largest river flows in the world (*Muller-Karger*

*et al., 1988; Johns et al., 1998; Xie et Carton, 2004*); (ii) intense mesoscale activity characterized by a westerly edge current system dominated by the North Brazilian Current (NBC) and intense eddy activity (*Didden et Schott, 1993; Richardson et al., 1994; Johns et al., 1998; Bourles et al., 1999; Schott et al., 2003; Garzoli et al., 2003; Aguedjou et al., 2019*). There is also (iii) a semi-diurnal dominant ocean tides (*Beardsley et al., 1995; Gabioux et al., 2005; Prestes et al., 2018; Fassoni-Andrade et al., 2023*) that interacts with the critical slope of the bathymetry generating internal tidal waves at half a dozen sites highlighted by several previous studies (*Barbot et al., 2021; Tchilibou et al., 2022; Solano et al., 2023*).

Studies on the dynamics of ITs in my study area have seen strong interest from the scientific community in recent years (*Magalhaes et al., 2016; Barbot et al., 2021; Tchilibou et al., 2022; Solano et al., 2023*). On the other hand, their various impacts on the marine ecosystem or on the climate are still poorly explored. Thus, many questions remain unanswered. It is not yet known how the mixing induced by the dissipation of these waves influences primary production off the mouth of the Amazon River. In addition, my study area is a tropical region with strong cloud convection and intense precipitation. *Koch-Larrouy et al. (2010)* and *Sprintall et al. (2014, 2019)* showed in the Indonesian sea region, which shares this convective property, that the cooling of the sea surface temperature (SST) induced by the mixing caused by ITs could reduce cloud convection by 20%. It is therefore legitimate to ask the same question in the convective region of the ITCZ in northern Brazil, namely: how IT's activity impact on the SST, which could have an impact on rainfall and climate in this tropical region.

- **Methodology and plan**

The main aim of this thesis is to enrich our understanding of the influence of ITs on the distribution of ocean temperature in northern Brazil. For that purpose, we use a multi-tools approach combining satellite observations of SST and numerical simulations of a new high-resolution regional configuration (1/36th) of the NEMO circulation model that I helped develop and called "AMAZON36". This configuration can resolve the generation and propagation of ITs and quantify the dissipation of their energy as well as their impact on water masses. In the same vein of advancing knowledge in oceanography, this thesis also seeks to provide the scientific community with a valuable database of reliable numerical simulations that can serve as a support to deepen knowledge on ocean dynamics, biogeochemical processes, and the structuring of the marine ecosystem in this region.

This manuscript begins with a presentation of the state of the art of knowledge on ITs and the general description of my study area. Then I present the different datasets used (satellites, *in situ*), the *AMAZON36* configuration and an evaluation of its performance, and the various methodologies used to achieve the general objective of this thesis. Subsequently, I present the results obtained during this thesis, the conclusions drawn from this work and finally I state the perspectives arising from this thesis.



# Chapitre 1 : les ondes internes de marée et la région Amazonienne

## *Sommaire*

---

1.1. Ondes internes de marée : Généralités .....	9
1.1.1. Génération de la marée interne.....	12
1.1.2. Propagation de la marée interne .....	14
1.1.3. Dissipation de la marée interne .....	15
1.2. Observations et modélisation de la marée interne .....	16
1.2.1. Observations.....	16
1.2.2. Modélisation.....	24
1.2.3. Dissipation de la marée interne dans les OGCMs forcés explicitement par la marée .....	27
1.3. Impact des marées sur les traceurs océaniques.....	29
1.3.1. Impact de la marée interne sur la Température .....	29
1.3.2. Impact de la marée interne sur les autres traceurs océaniques .....	32
1.4. Description de la zone d'étude .....	34
1.4.1. Caractéristiques de la bathymétrie .....	34
1.4.2. Circulation atmosphérique, précipitation et apports fluviaux .....	36
1.4.3. Circulation générale .....	39
1.4.4. Caractéristiques de la marée interne au large de l'Amazonie .....	41
1.4.5. Solitons d'ondes internes au nord du Brésil.....	43
1.4.6. Marée interne non cohérente au large de l'Amazonie.....	44
1.5. Cadre et objectifs de la thèse .....	45
1.5.1. Cadre des travaux de thèse .....	45
1.5.2. Objectifs de la thèse .....	46

---

Dans ce Chapitre, il s'agit de passer en revue les connaissances générales sur les ondes internes de marée : leurs propriétés, les divers moyens développés pour les observer et les étudier, et leur impact sur la température et les autres traceurs océaniques. Ensuite je décris ma zone d'étude et fait un état des connaissances sur les ondes internes. Je termine en donnant le contexte encadrant ma thèse, ce qu'elle compte apporter comme nouveautés, la question de recherche à laquelle ma thèse va répondre, tout en déclinant les objectifs spécifiques de mes travaux.

## 1.1. Ondes internes de marée : Généralités

La marée barotrope est la source d'énergie des ondes internes de marée, encore appelées marée interne. Avant d'aller plus en détails sur ce qu'est la marée interne, je propose un bref rappel pour définir ce qu'est la marée barotrope.

- **Rappels sur la marée barotrope**

La marée barotrope est générée par la différence de gravité entre différents astres, dont les trois principaux sont le Soleil, la Lune et la Terre (Fig.1.1). Cette différence de gravité crée une force d'attraction qui attire les masses d'eau océanique vers la Lune et le Soleil. Cette attraction crée des zones de haute pression et de basse pression dans l'océan. Les zones de haute pression correspondent aux marées hautes, et les zones de basse pression correspondent aux marées basses (Fig.1.1). La marée barotrope se propage dans l'océan sous forme d'ondes horizontales [c'est-à-dire que le courant associé est (quasi) homogènes sur la verticale] de longueur d'onde dépassant le millier de kilomètre, et de périodes variables. En termes plus simples, la marée barotrope est le mouvement périodique de montée et descente du niveau de la mer que l'on observe lorsqu'on est au bord de la plage. C'est pour cette raison que la marée barotrope est aussi qualifiée de marée de surface ou encore de marée externe.

La marée barotrope en tout point du globe est une superposition d'ondes de différentes fréquences harmoniques qui peuvent être décrites en fonction de leur amplitude et retard de phase (retard du maximum de marée par rapport au passage de la Lune au zénith) suivant la formule :

$$z(t) = \sum_{j=1}^n A_j e^{i(\omega_j t - \Phi_j)} \quad (1.1)$$

avec  $z$  le signal total de marée à l'instant  $t$ ,  $A$  l'amplitude et  $\Phi$  le retard de phase associée à chaque harmonique  $j$ . Pour estimer  $A$  et  $\Phi$  d'une harmonique de marée, on utilise une analyse « en harmonique », voir détails à la section 2.4.4.2.

Sur la base des travaux de [Doodson \(1921\)](#), on dénombre plus de 400 harmoniques de marée différents. Mais, dans l'océan, les plus observés – donc dominants – ont une période semi-diurnes (~12 h, ex :  $M_2$ ,  $S_2$ ) et diurnes (~24 h, ex :  $K_1$ ,  $O_1$ ). Les amplitudes associées à ces harmoniques principaux peuvent atteindre plusieurs mètres, et sont très variables en fonction des régions ([Hendershott, 1973](#); [Schwiderski, 1980](#) ; [Marchuk et Kagan, 1989](#)).

Ces harmoniques de marée dominants, peuvent se superposer linéairement et donner lieu à de nouvelles fréquences de marée. Un exemple bien connu résulte de la variation de la somme des

forces d'attraction exercées par la Lune et le soleil sur les océans au cours du cycle de révolution lunaire. Deux fois par mois, l'amplitude et les courants de marée atteignent un maximum, lorsque les astres Soleil-Terre-Lune sont alignés (ou en syzygie, à la pleine et à la nouvelle lune) et que leur force d'attraction s'additionnent (Fig.1.1). Ils se réduisent à leur minimum lorsque les astres sont en quadrature (au premier et dernier quartier lunaire) et que leur force d'attraction s'opposent (Fig.1.1) (voir *Souza et Pineda, 2001* ; *Susanto et al., 2019*).

En fonction des harmoniques semi-diurnes ou diurnes qui se superposent, une fréquence de marée plus faible apparaît. Dans les régions où ce sont  $M_2$  et  $S_2$  qui dominent, la basse fréquence de marée qui apparaît est la  $MSf$  (*Lunisolar Synodic Fortnightly*) de période sensiblement égale à 14.7 jours. La  $MSf$  est encore connue comme l'alternance mortes-eaux-vives-eaux de la marée. C'est un phénomène d'une grande importance dans la dynamique tidale et se révèle comme un facteur physique majeur influençant les environnements littoraux et marins (Fig.1.1, plus de détails au Chapitre 4).

La propagation de la marée barotrope est influencée par la configuration bathymétrique des bassins océaniques qu'elle traverse. Si la profondeur moyenne de l'océan ( $H$ ) est supérieure à l'amplitude ( $A$ ) de l'onde de marée, cette dernière va se propager (quasi) librement sans subir de modifications. Tandis que dans le cas où  $A > H$ , (ex : en zone côtière, au-dessus d'un mont sous-marin), l'onde de marée sera ralentie, dissipée ou perdre en énergie (vers les ondes internes de marée par exemple). Il faut aussi noter que dans les zones côtières, l'opposition aux flux de rivières et la configuration des estuaires (longueur, largeur, profondeur moyenne) participe également à ralentir et dissiper la propagation de la marée barotrope, ou parfois tout au contraire à augmenter l'amplitude de la marée. En définitive, il en résulte une grande hétérogénéité des caractéristiques de la marée barotrope (amplitude, vitesse de propagation des ondes, vitesse des courants de marée, etc.) d'une région de l'océan à l'autre. Les livres de *White (2017)* et *Gerkema (2019)* donnent beaucoup de détails pour la compréhension de l'origine, les différentes caractéristiques, et l'évolution de la marée barotrope. Ce qui m'intéresse dans ma thèse est son évolution vers la marée interne.



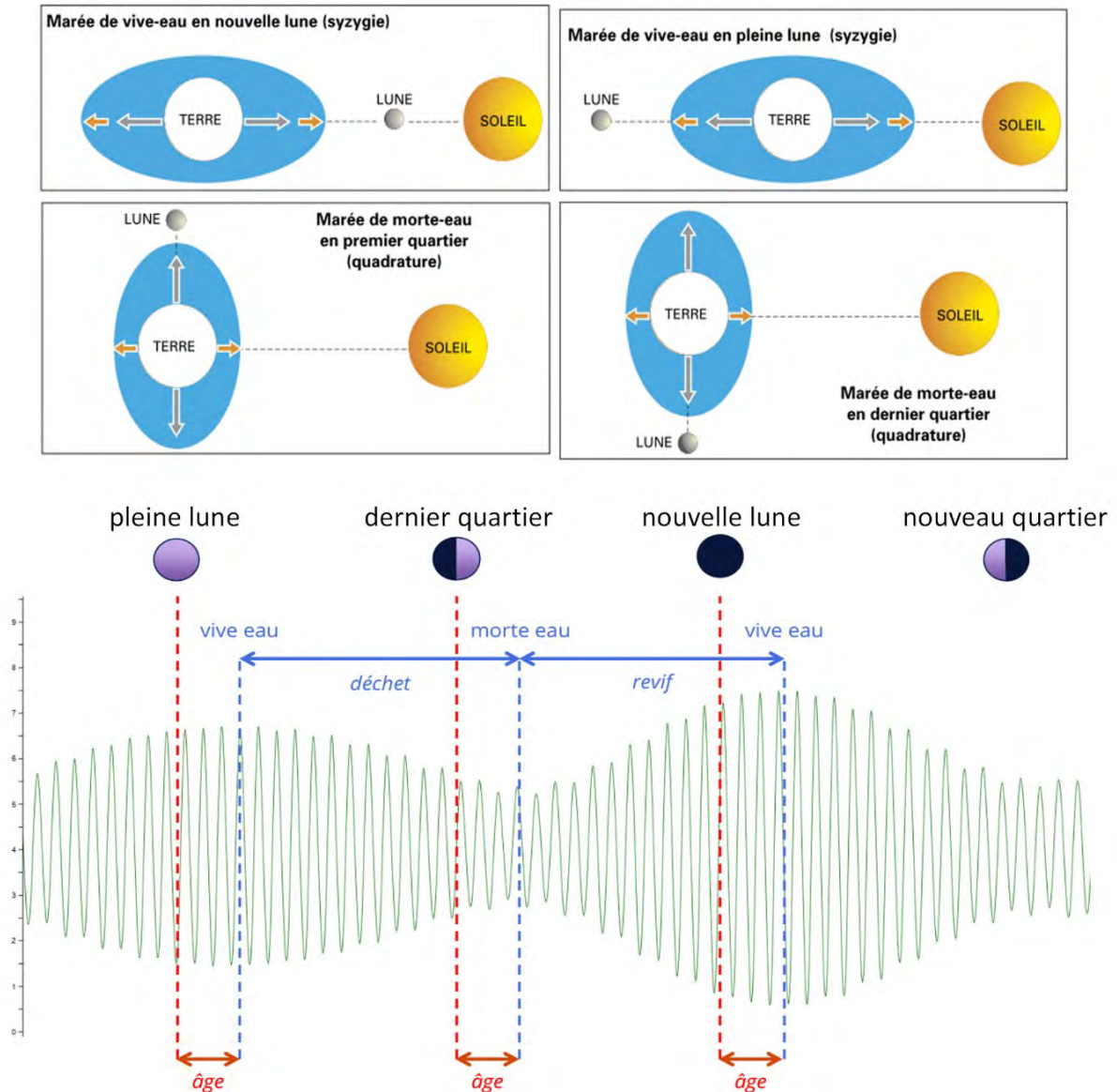


Figure 1.1. (en haut) Variation de la position de la Lune et du Soleil par rapport à la Terre au cours du cycle de révolution lunaire (28 jours). (en bas) Variation de la marée associée à ce cycle encore appelée cycle mortes-eaux-vives-eaux caractérisé par deux périodes de fort marnage et deux périodes de faible marnage qui s'alternent. L'âge de la marée traduit le décalage entre le jour de l'alignement des astres et le jour de la survenue de l'effet maximal de la somme des forces astronomiques sur le niveau de la mer. (Image adaptée du SHOM – Service Hydrologique et Océanographique de la Marine, <http://refmar.shom.fr/documents/10227/728329/Formation-Niveau-Mer-Vincent-Donato.pdf>).

### 1.1.1. Génération de la marée interne

La marée interne est générée par l'interaction complexe entre la marée barotrope, une topographie abrupte dans un océan stratifié (*Baines, 1982 ; Munk and Wunsch, 1998 ; Egbert and Ray, 2000*). Autrement dit, pour générer des ondes de marée internes, trois ingrédients sont nécessaires (Fig.1.2):

- une force motrice = flux de la marée barotrope ;
- Une pente topographique raide, qui va transformer les mouvements horizontaux de la marée barotrope en mouvement verticaux, et l'ensemble peut être vu comme un batteur excitant des mouvements verticaux, et ;
- une stratification de l'océan proche de la pente de la topographie, qui agit comme une force de rappel qui permet le maintien des oscillations ainsi générées.

L'intensité du flux des ondes internes de marée générées sera d' autant plus forte que chacun de ces trois facteurs est fort. Il faut y ajouter un quatrième facteur qui est l'angle entre le flux de la marée barotrope et la pente topographique, plus l'angle entre les deux tend à être perpendiculaire, plus l'intensité du flux des ondes internes sera plus fort. Par ailleurs, en raison de la dépendance des ondes internes de marée au flux d'énergie de la marée barotrope, il en résulte que l'énergie de ces ondes connaît la même variation morte-eau-vive-eau que sa force motrice au cours du cycle de révolution de la Lune autour de la Terre (e.g., *Holloway and Merrifield, 2003, Tchilibou et al., 2022*).

En raison de ces caractéristiques, ces ondes internes sont ainsi qualifiées d'ondes internes linéaires. Contrairement aux ondes internes non linéaires (NLIW – *NonLinear Internal Waves*) qui sont plutôt générées par des mécanismes non-linéaires de transfert d'énergie. Ces mécanismes concernent par exemple l'interaction entre le vent et les couches superficielles de l'océan (*Masunaga et al., 2016 ; MacKinnon et al., 2017*), ou entre un courant et la marée barotrope (*Lentini et al., 2016 ; Masunaga et al., 2019*). Les NLIW se propagent généralement dans la thermocline et peuvent soit déferler en créant du mélange vertical (*Cacchione et al., 2002 ; Carter et al., 2005 ; Masunaga et al., 2016, 2019*) ou se désintégrer en soliton d'ondes internes visibles en surface par télédétection (*Jackson et al., 2012 ; Alford et al., 2012*). Les NLIW peuvent aussi être générées dans les mêmes conditions que les ondes internes linéaires, à l'exception que le talus est plus proche de la surface de l'océan. Dans ce cas, les ondes internes deviennent très vite non-linéaires par l'interaction avec la thermocline (*Pingree et al., 1984 ; Mazé, 1987 ; New et Pingree, 1990*). Pour mon cas, ma thèse s'intéresse aux ondes internes

linéaires, ainsi, dans la suite de ce manuscrit, lorsqu'il sera le cas, le terme « onde interne » ne fera références qu'aux ondes internes linéaires ou ondes internes de marée.

Une fois générées, les marées internes vont poursuivre leur vie dans l'océan, soit en dissipant localement leur énergie proche des sites de génération, soit en se propageant, transportant ainsi cette énergie plus loin et la dissipent le long de leur chemin de propagation (Fig.1.2). Les raisons et contexte précis de dissipation restent encore de grandes inconnues et dépendent de nombreux facteurs que je détaillerai ci-dessous.

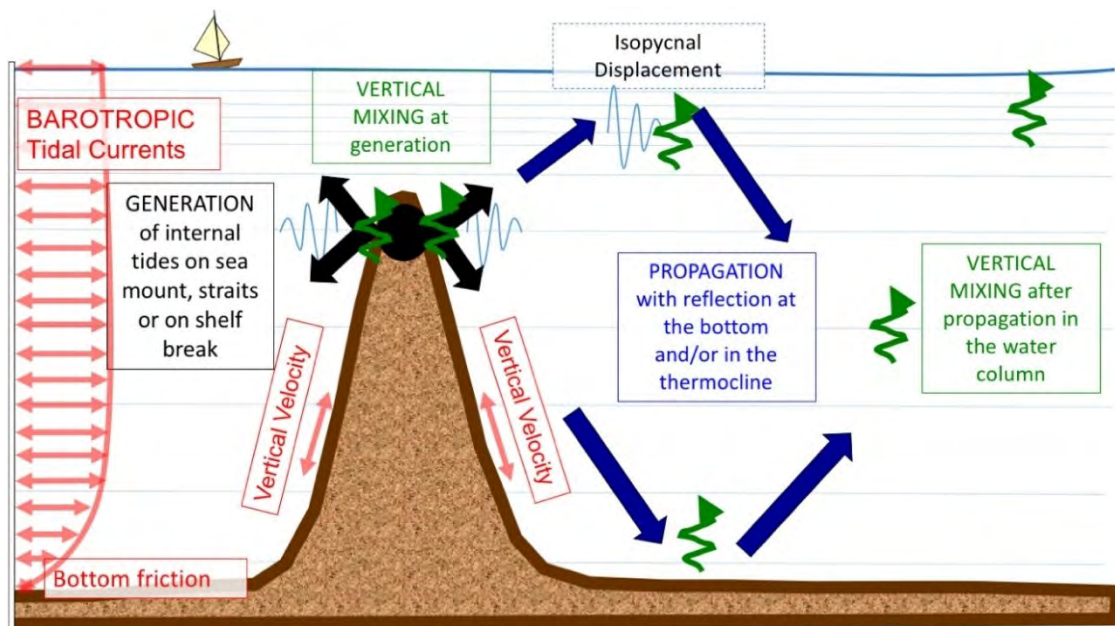


Figure 1.2. Vue schématique des mécanismes de génération des ondes internes de marée sur un profil topographique abrupte (ex : mont sous-marin). La marée barotrope entraîne des courants horizontaux dans l'océan, quasi-homogène sur la verticale sauf près du fond à cause de la friction (flèche rouge). Lorsque ces courants rencontrent une forte pente topographique, telle qu'un talus continental, un mont sous-marin ou une île (marron), ils sont réfléchis et décomposés en oscillations verticales (flèches noires). Ces oscillations verticales constituent la marée interne. La marée interne se propage le long des surfaces isopycnales (égale densité, lignes bleues). Suivant son chemin de propagation, elle perd de l'énergie en raison de la friction avec le fond marin et de la diffusion interne. Cette perte d'énergie se manifeste par un mélange vertical important des masses d'eau (flèche verte) (tiré de *Nugroho et al., 2018*).

### 1.1.2. Propagation de la marée interne

Les ondes internes de marée ont la même période que la marée barotrope dont elles découlent. Ce sont des oscillations qui se propagent verticalement à l'intérieur de l'océan en se réfléchissant entre la surface et le fond en traversant des interfaces de densité variable, qui modifie l'angle du rayon de propagation de l'onde. Il en résulte une propagation en forme d'ogive, pour une stratification forte (illustration à la Figure 1.3), ou en triangle, pour une stratification faible (*Bordoï, 2015 ; Barbot, 2021*).

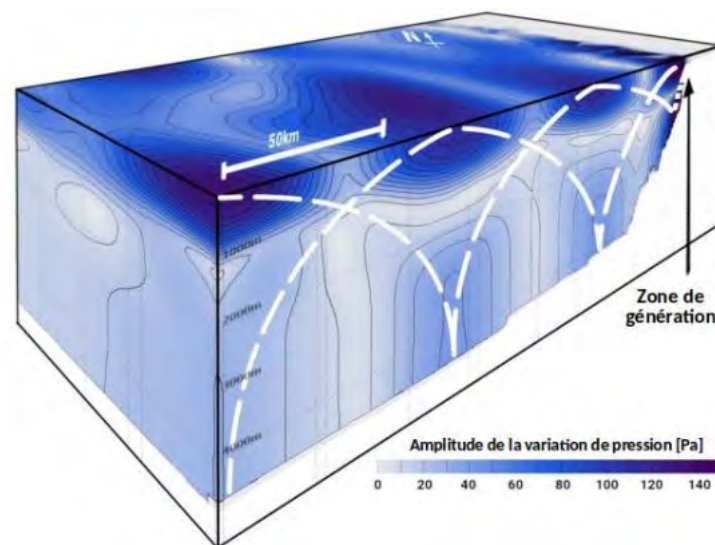


Figure 1.3. Simulation de l'amplitude de la variation de pression due au passage de la marée interne dans le Golfe de Gascogne. Les tracés en traits pointillés blancs représentent la trajectoire en ogive des ondes internes de marée émanant du talus continental à droite (tiré de *Barbot, 2021*).

Suivant leur chemin de propagation, ces ondes vont induire en surface de l'océan un maximum d'amplitude de plusieurs centimètres. La trajectoire des ondes internes de marée peut être prédite connaissant leur lieu de génération, la direction de propagation et en faisant l'hypothèse que sont (quasi) nulles :

- la dissipation d'énergie ;
- les interactions non-linéaires, avec la circulation générale (courants, tourbillons) ou d'autres types d'ondes (inertielle, côtière, instabilités).

Cette marée interne qui peut être prédite est ainsi qualifiée de cohérente ou stationnaire. Au contraire, s'il y a des interactions avec d'autres ondes ou avec la circulation générale, les flux de marée internes peuvent être déviés, diffractés et cela constitue la marée interne incohérente, qui peut être variable dans le temps et que je vais préciser dans la section suivante.

- **Effet de la circulation sur la propagation de la marée interne**

Lorsque les ondes internes traversent un intense courant ou quand elles rencontrent des tourbillons, elles peuvent être réfractées ou déviées de leur chemin « normal » de propagation, ou encore, transférer une partie de leur énergie vers ces structures de méso-échelle ou vers des modes baroclines d'ondes internes plus élevés (e.g., *Buijsman et al., 2017* ; *Fan et al., 2024*). À la suite de ces interactions, la direction de propagation de ces ondes internes devient difficilement prévisible par ce qu'elles présentent désormais un schéma chaotique et irrégulier, contribuant à la complexité globale du flux de l'océan. Ces ondes internes sont ainsi qualifiées d'incohérentes ou non-stationnaires.

Dans l'océan global, les ondes internes incohérentes peuvent représenter environ la moitié de toutes les ondes internes (e.g., *Zaron, 2017*; *Tchilibou et al., 2022*). Des proportions variables sont obtenues lorsqu'on se focalise sur certaines régions océaniques, par exemple, elles dépassent 80% dans le Pacifique équatorial, en raison d'une intense circulation de méso-échelle (*Zaron, 2017*), et plus de 40% au large de l'Amazonie en raison d'un important système de courant de bord-ouest et d'un grand nombre de tourbillons (*Tchilibou et al., 2022*).

### 1.1.3. Dissipation de la marée interne

Les ondes internes de marée peuvent dissiper leur énergie via divers mécanismes. Sur la base de nombreuses observations *in situ* et satellitaires, et à l'aide de modèles numériques, on sait qu'une partie de la dissipation peut se produire :

- au niveau des sites de génération, ce qui concerne les ondes internes de mode élevés (longueur d'onde de quelques km à quelques dizaines de km), tandis que les ondes internes de faible mode (longueur d'onde de plusieurs dizaines de kilomètres) peuvent se propager sur de longues distances et ainsi peuvent se dissiper plus loin de leurs sites de génération (*Zhao et al., 2016*);
- lors de leur réflexion au fond ou proche de la surface (interaction non linéaire avec le fond ou la surface ou même avec la pycnocline) (*Laurent et Garrett, 2002* ; *Jackson et al., 2012* ; *Alford et al., 2012* ; *Koch-Larrouy et al., 2015* ; *Magalhaes et al., 2016* ;

*Nugroho et al., 2018*). Ce qui peut donner naissance à des solitons d'onde internes (ISW, *Internal Solitary Waves*) se propageant en déformant la thermocline. Ces solitons sont par ailleurs caractérisés par une vitesse de propagation élevée, jusqu'à 3 m/s, et une signature en surface sur la hauteur de la mer visible par mesures satellites (*Magalhaes et al., 2016 ; Zhang et Li, 2022 ; de Macedo et al., 2023*).

- lors d'interactions onde-onde (marée interne d'autres sources, ondes inertielles, ondes d'instabilité tropicale) (*Laurent et Garrett, 2002*) ou encore lors d'interaction avec des structures méso-échelle ou à fine échelle (*Vlasenko et Stashchuk, 2006 ; Dunphy et Lamb, 2014*).

Il est important de noter qu'une grande partie (*St. Laurent et Nash (2004)* l'estiment à 30%, mais cela est encore sujet à discussion) de l'énergie des marées internes est dissipée lors de sa génération proche du fond (talus continental et dorsales), ce qui rend disponible jusqu'à 1.1 TW ( $10^{12}$  W) d'énergie pour un mélange diapycnal (vertical) proche du fond, qui contribue à alimenter la circulation thermohaline (*Munk et Wunsch, 1998 ; Egbert et Ray, 2000 ; Niwa et Hibiya, 2011 ; de Lavergne et al., 2020*). Cette dernière est une circulation lente et de très long-terme, plusieurs centaines à milliers d'années, impliquant l'ensemble des océans, et qui participe à la régulation du climat à l'échelle planétaire. En ce sens la dissipation des marées internes joue un rôle majeur dans la circulation globale et est une des justifications importantes de pourquoi il est nécessaire d'étudier leur fonctionnement.

## 1.2. Observations et modélisation de la marée interne

### 1.2.1. Observations

L'observation des ondes internes de marée est un défi, car leur signature en surface est généralement de faible amplitude (quelques centimètres en surface) pour de grandes longueurs d'onde de l'ordre de la méso-échelle (Fig.1.4). Cependant, au fil des décennies, l'évolution de la science et de la technologie a permis de mettre en place divers instruments auxquels a recourt la communauté des chercheurs. Ces instruments mesurent les caractéristiques des ondes internes à des échelles spatiales variables - allant de plusieurs centaines de kilomètres à des mesures ponctuelles -, et temporelles, - allant de plusieurs jours à des fractions de secondes. Ces instruments permettent de produire deux grandes catégories de données : les mesures à distance et les observations *in situ* (directement dans l'océan) ; chacune d'entre elle ayant ses avantages mais aussi certaines limites.

- **Mesures *in situ***

Une technique courante consiste à utiliser des sondes CTD (*Conductivity Temperature Depth*) qui peuvent être embarquées sur des bouées océanographiques fixées sur le fond marin ou à bord de navires océanographiques. On a aussi recours aux Gliders, qui sont des robots sous-marins autonomes ou commandés à distance, et équipés de divers capteurs. Ces types d'instruments mesurent les variations de température, salinité et de pression afin de déterminer les variations de la stratification et les mouvements verticaux des couches de l'océan induites par le passage des ondes internes de marée (*Pingree et al., 1984 ; Pichon et Mazé, 1990 ; Johnston et Rudnick, 2015 ; Xu et al., 2020*), et permettent de mettre en évidence la forme caractéristique en ogive des faisceaux d'ondes internes (*New et Pingree, 1990 ; Sérazin et al., 2017*). Les ondes internes induisent également de forts cisaillements verticaux des courants (*Xu et al., 2020*) qui peuvent être mesurés grâce à des ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*). Une autre technique consiste à utiliser des sondes acoustiques ou la tomographie sonar pour mesurer les variations de la vitesse du son dans l'océan résultant du passage des ondes internes (*Moum et al., 2003*). Ces techniques permettent notamment de déterminer les variations de la célérité des ondes internes lorsqu'elles traversent des couches de densité différentes en se réfléchissant entre la surface et le fond, et de visualiser la structure des ondes internes (*Tiemann et al., 2001 ; Chiu et al., 2004 ; Park et al., 2008 ; Chen et al., 2021*). D'autres mesures se font en déployant des VMP (*Vertical Microstructure Profiler*) verticalement dans la colonne d'eau. Ces instruments capturent les variations à très haute fréquence (jusqu'à 512 Hz) de la température, de la conductivité (pour la salinité), de la pression (pour la profondeur), ainsi qu'une mesure directe de la dissipation via une mesure à des résolution de l'ordre du millimètre (de microstructure) du profil de cisaillement vertical des vitesses horizontales. Ainsi, ces mesures donnent accès directement au taux de dissipation. Il existe aussi des mesures indirectes qui reposent sur l'interprétation des instabilités pouvant conduire au mélange de moyenne échelle :

- L'analyse des inversions des profils de densité, qui sont le signe de déferlement, et dont l'analyse de longueur caractéristiques peut être reliée à une énergie potentielle elle-même reliée à une énergie de mélange : méthodes de Thorpe (*Thorpe, 1977 ; Tanaka et al., 2014 ; Terker et al., 2014 ; Xu et al., 2020 ; Girishkumar et al., 2024*).
- L'analyse des cisaillements verticaux de courants horizontaux ( $dU/dz$ ) qui sont le signe aussi d'instabilité de type Kelvin-Helmholtz (amplitude de ~5–20 m sur la verticale) et

dont des paramétrisations de fines échelles existent pour les relier à un mélange vertical (*MacKinnon et Gregg, 2003 ; Xie et al., 2013*)

- Les progrès récents dans les technologies d'observation *in situ* des ondes internes ont permis d'améliorer notre compréhension de ce phénomène complexe en fournissant des données de très fine échelle spatiale (de l'échelle du mètre à la microstructure) et temporelle (de l'échelle horaire à la microseconde). Mais, ces mesures sont limitées par leur faible couverture spatiale, qui est le plus souvent limitée à des transects ou des profils verticaux ; et une faible répétitivité dans le temps limitée de quelques heures à quelques jours de mesures continues. Par ailleurs, l'acquisition de ces équipements, leur déploiement sur le terrain lors de campagnes de mesures et leur maintenance ont un coût financier très important. Cela pousse depuis quelques décennies déjà la communauté scientifique à réfléchir à la mise en place d'autres moyens qui s'affranchissent de ces limitations pour continuer les études sur les ondes internes. Il s'agit notamment de l'imagerie satellite, dont nous donnons quelques détails dans la suite de cette section, et de la modélisation que nous aborderons à la prochaine section.

- **Observation satellites altimétriques**

Les mesures se font avec des altimètres au nadir (instrument perpendiculaire à la surface de l'océan) ou des interféromètres (instrument incliné de  $1^{\circ}$ – $4^{\circ}$  par rapport à la surface de l'océan) embarqués sur les satellites (Fig.1.4). L'altimètre émet un signal radar vers la surface de l'océan et mesure le temps de vol du signal retour. La distance entre le satellite et la surface de l'océan est ensuite calculée à partir du temps de vol du signal (plus de détails sont disponibles sur : <https://www.aviso.altimetry.fr/fr/techniques/altimetrie/evolutions-futures/interferometres-1.html>). Il faut noter que la précision des mesures peut être influencée par plusieurs facteurs, notamment :

- la fréquence du signal radar. Les fréquences plus élevées offrent une meilleure résolution spatiale, mais une précision moindre ;
- la géométrie de la mesure. Les mesures effectuées au nadir sont plus précises que les mesures effectuées hors du nadir (interférométrie) ;
- les conditions météorologiques défavorables, telles que les fortes couvertures nuageuses, les pluies et la neige, peuvent réduire la précision des mesures.



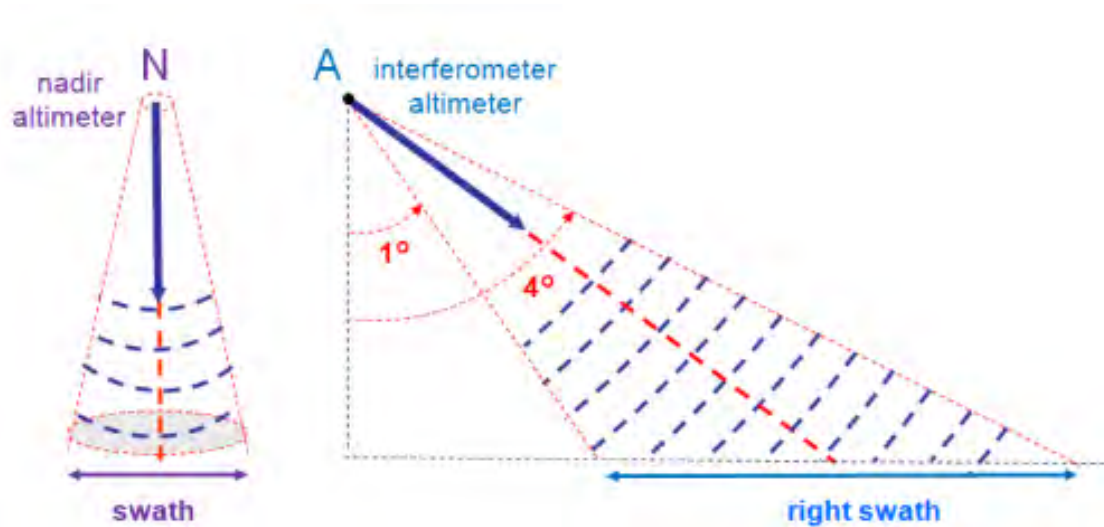


Figure 1.4. Principes des altimètres au nadir (à gauche) et interférométriques (à droite). La fauchée (*swath*) indique la zone au sol couverte par la mesure du satellite. La fauchée est plus large pour les interféromètres par rapport aux instruments au nadir, mais ces derniers ont l'avantage de fournir des mesures avec de plus grande précision spatiale. Image de JC Souyris, CNES. (Tiré de : <https://www.aviso.altimetry.fr/fr/techniques/altimetrie/evolutions-futures/interferometres-1.html>).

Les premières mesures par satellite du niveau de la mer commencent vers la fin des années 70 avec les missions satellites SEASAT et GEOSAT. Le nombre de mission augmente avec le temps pour dépasser la dizaine dans les années 2000 ; on compte plusieurs dizaines à ce jour (Fig.1.5a). Tandis que dans le même temps, la précision verticale des mesures est passée de plusieurs dizaines de cm pour les missions SEASAT et GEOSAT, à quelques centimètres pour les missions les plus récentes (TOPEX/POSEIDON, SARAL-Altika, Envisat, etc.) permettant de mieux représenter les processus océaniques (courants géostrophiques, tourbillons, etc.) et le niveau de la mer (Fig.1.5b). Pour plus de détails sur l'historique des observations altimétriques, les différentes missions et les spécificités des instruments à bord des satellites, le lecteur peut se référer au premier chapitre des thèses de *Bercher (2008)* et de *Barbot (2021)*.

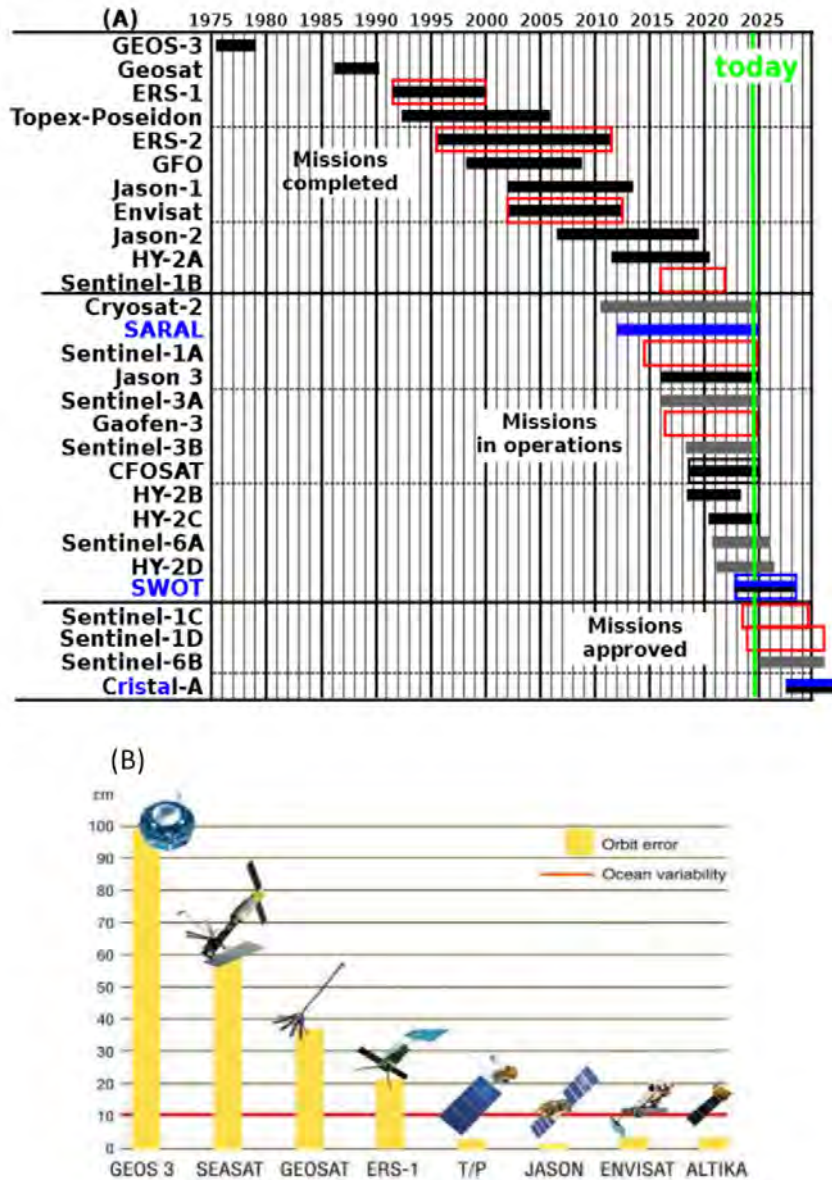


Figure 1.5. (a) Période couverte par les missions satellites de surveillance de l'état de la mer depuis 1985 jusqu'en 2030. Ces missions comprennent les altimètres au nadir et interféromètre (barres pleines), les missions de surveillance du spectre des vagues océaniques (boîtes vides) utilisant des altimètres SAR (Synthetic Aperture Radar) en bande C (rouge) et des radars à ouverture réelle en bande Ku (noir) ou Ka (bleu). Source : base de données CEOS (Committee on Earth Observation Satellites, <http://database.eohandbook.com/>). (Tiré de *Ardhuin, 2023*). (b) Evolution de la précision des orbites des principales missions satellitaires d'altimétrie radar nadir. Source : CNES/AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/fr/missions/missions-passees/index.html>). (Tiré de *Bercher, 2008*).

Les diverses missions altimétriques combinées fournissent de longues séries d'observations du niveau de la mer couvrant tous les océans de la terre. Grâce à ces observations, des études issues de l'amélioration des modèles de prédiction de la marée barotrope ont pu estimer le taux de conversion d'énergie de la marée barotrope vers la marée barocline comme un puits d'énergie nécessaire pour mieux reproduire la marée barotrope (*Le Provost et al., 1998 ; Egbert et Ray, 2001, 2003 ; Lyard et al., 2006*). Ils ont ainsi mis en évidence une multitude de sites de générations d'ondes internes à partir desquels celles-ci se propagent dans l'Océan, via des paramétrisations simples fonction de la stratification, du flux de marée barotrope et de la pente de la bathymétrie (*Lyard et al., 2006*). Ces études ont fourni pour la première fois des estimés précis du taux de génération des marées internes. *Egbert et Ray (2001)* et *Garrett et Kunze (2007)* démontrent qu'environ 1/3 de l'énergie de la marée barotrope (25–35% et 30% respectivement) est perdue au profit de la génération d'ondes internes de marée dans les grandes profondeurs au-dessus des profils topographiques abruptes (ex : monts sous-marins, dorsales), le reste de l'énergie étant dissipée par frottement sur le fond en milieu côtier peu profonds.

Concernant la propagation des marées internes, ce sont les techniques d'analyse harmoniques sur les données de mesures altimétriques qui permettent de dresser les premières cartes globales de l'amplitude et la phase de la déformation de la surface de la mer induite par la marée interne cohérente (e.g., *Balcerak, 2012 ; Ray et Zaron, 2016 ; Zhao et al., 2016 ; Zaron, 2019*) (Fig.1.6). Par la suite, les chercheurs se sont intéressés aussi à estimer la fraction non cohérente de cette déformation de la surface de la mer (*Zaron, 2015, 2017*).

Les observations spatiales sont également utilisées pour décrire les caractéristiques des solitons d'onde, qui nous le rappelons sont issus de la désintégration de la marée interne. Grâce aux données des altimètres radar (SAR) et satellites radio et optiques (ex : MODIS–*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), de nombreuses études (e.g., *Brandt, 2004 ; da Silva et al., 2002 ; Jackson et al., 2012 ; Guo et al., 2012 ; Muacho et al., 2013 ; Lentini et al., 2016 ; Magalhaes et al., 2016 ; de Macedo et al., 2023*) ont permis de grandes avancées dans la connaissance de ce phénomène tout aussi complexe (ex : Fig.1.7).

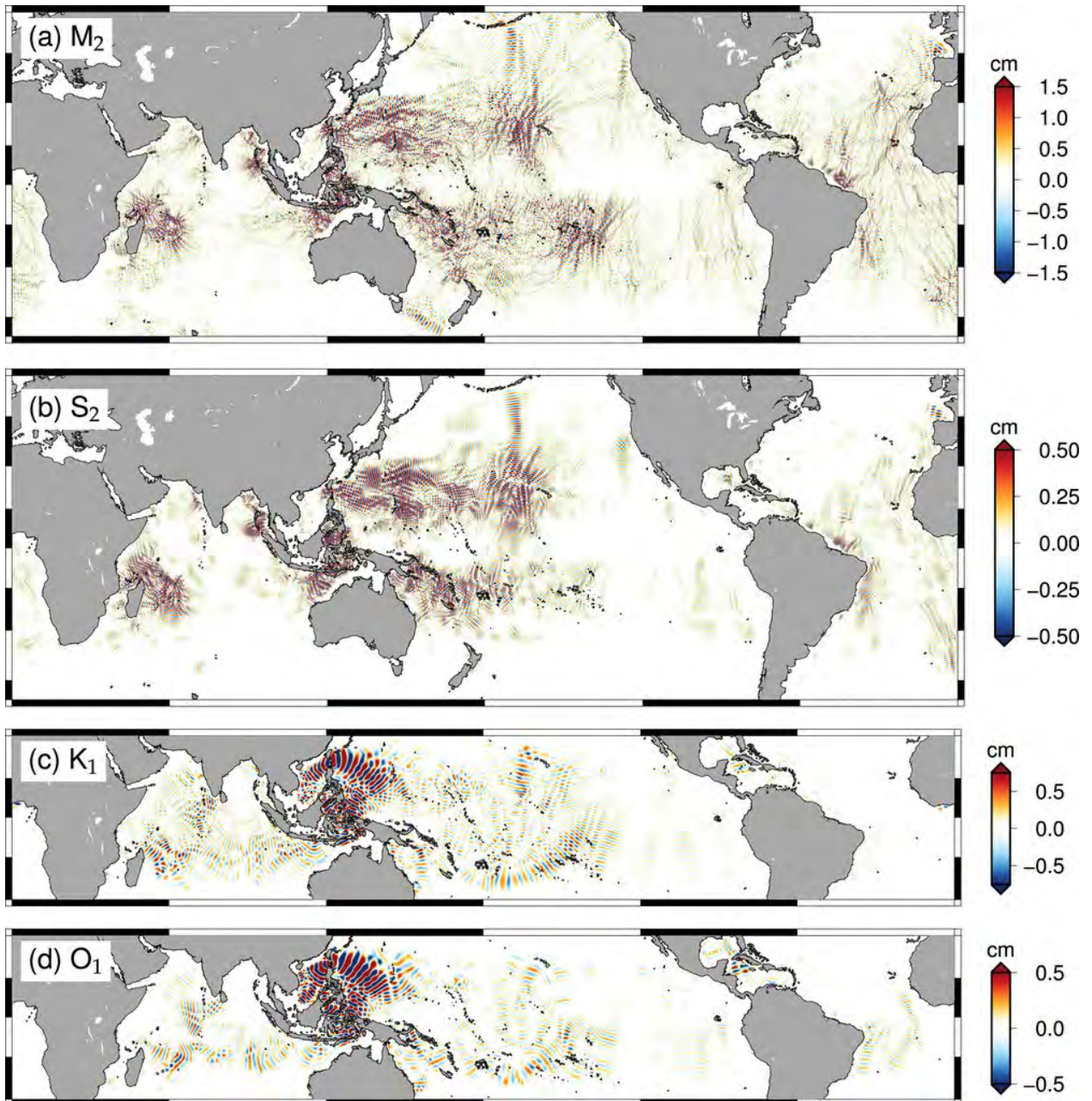


Figure 1.6. Estimations de l'amplitude en surface des quatre principales composantes de la marée barocline (cohérente) : (a)  $M_2$ , (b)  $S_2$ , (c)  $K_1$  et (d)  $O_1$ . Les plages de latitude vont de  $25^\circ\text{S}$  à  $55^\circ\text{N}$  pour (a), (b), et de  $23^\circ\text{S}$  à  $30^\circ\text{N}$  pour (c) et (d). (Tiré de [Zaron, 2019](#)).

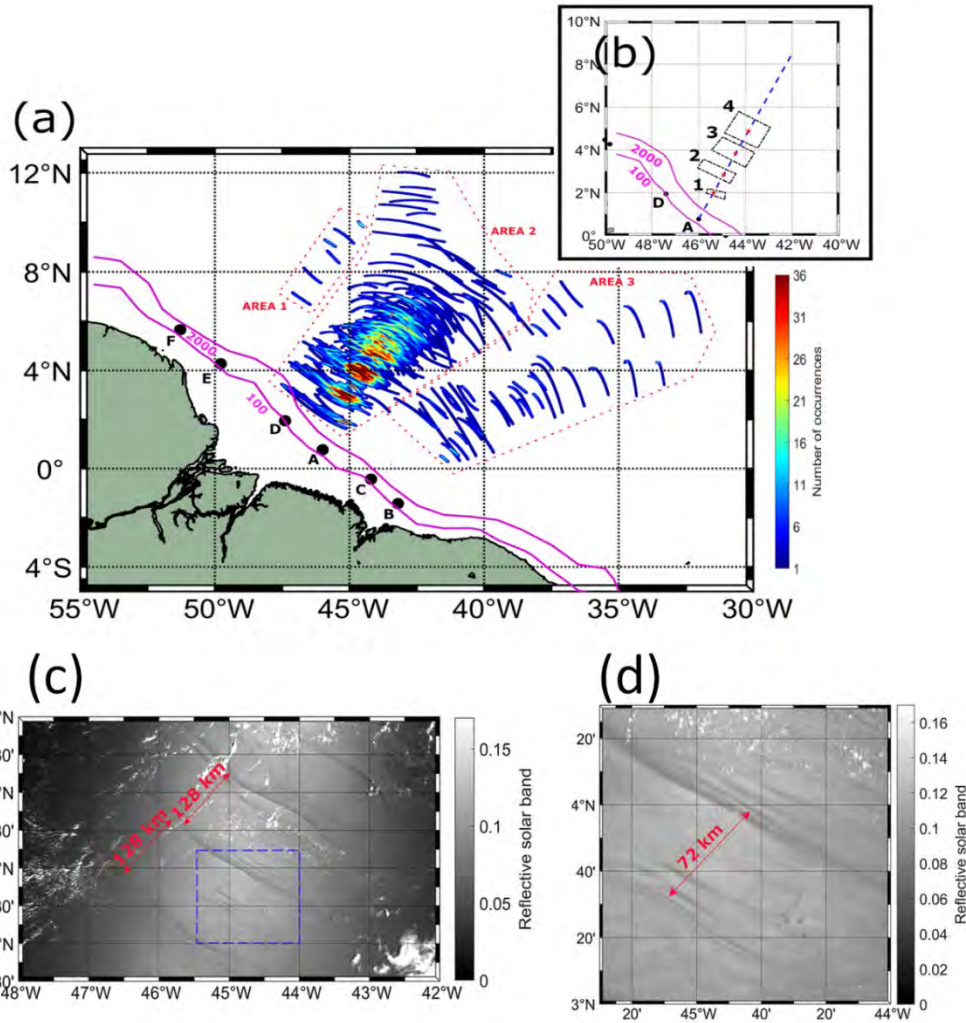


Figure 1.7. (a) Densité spatiale des occurrences des solitons d’ondes internes dans les images MODIS-Terra au large du plateau nord brésilien. Les points A à F sont les sites de génération des ondes internes, qui sont classés alphabétiquement selon l’intensité des flux d’énergie d’après *Tchilibou et al., (2022)*. (b) Emplacement des occurrences les plus élevée des solitons situées le long de la trajectoire des ondes internes émanant du site A. (c) image MODIS-Terra de niveau 1B, bande 6, acquise le 10 octobre 2014, montrant la signature des trains de solitons associées à des longueurs d’onde typiques des ondes internes de mode 1. Le rectangle bleu délimite la zone où (d) les signatures associées aux ondes internes de mode 2 sont observées. (Figure adaptée de *de Macedo et al., 2023*).

Un point important à noter est que la plupart des missions altimétriques achevées ou encore en fonctionnement à date ont une précision horizontale qui ne permet que résoudre des processus dont la longueur d'onde est au moins égale à 150–200 km (*Fu et Ubelmann, 2014* ; *Ballarotta et al., 2019*), c'est-à-dire de la méso-échelle à l'échelle synoptique. L'analyse des échelles spatiales inférieures est nécessaire afin de mieux comprendre la dynamique océanique. C'est ce qui a justifié la mise sur pied de la mission satellite SWOT (*Surface Water Ocean Topography*), lancé en décembre 2022 et qui fournit depuis plusieurs mois des images inédites de la terre avec une résolution d'environ 10 km (voir plus de détails : <https://www.ifaeci.cnrs.fr/premieres-observations-de-le-satellite-swot-avec-une-precision-sans-precedent/>). Les images SWOT permettent de mieux observer les processus de petites échelles tels que les tourbillons de sous-méso-échelle, d'avoir une meilleure distinction entre les processus de méso-échelle de longueurs d'ondes (ou rayons) proches telles que les tourbillons et la marée interne, et d'avoir une meilleure compréhension des processus de transfert d'énergie entre les échelles océaniques (voir *Barbot, 2021* et *Tchonang, 2021*). Les améliorations apportées par le satellite SWOT pour l'observation de la mer sont détaillées dans la thèse de *Tchonang (2021)*.

De nombreux progrès dans la compréhension de l'océan ont été réalisées grâce aux avancées de l'altimétrie spatiale. Mais, ce type d'observation, bien que fournissant des informations à l'échelle globale, souffre du problème de la faible répétitivité des mesures en un point. Le délai pour qu'un satellite revienne mesurer au même point varie en 10 à 35 jours en fonction des missions. La conséquence pour la marée interne est qu'il faut des séries temporelles de plusieurs années pour pouvoir bien séparer les harmoniques de marée dans une région donnée, et de bien quantifier les contributions des marées internes cohérente (e.g., *Cherniawsky et al., 2001* ; *Barbot, 2021*) et non cohérente (e.g., *Zaron, 2017*). Pour se soustraire de cette limitation, la communauté scientifique à recours depuis plusieurs décennies à la modélisation.

### **1.2.2. Modélisation**

La modélisation a entre autres avantages de pouvoir isoler et étudier une caractéristique donnée de la marée interne, ou encore de mieux saisir toutes les dimensions spatiotemporelles de cette dernière. La communauté scientifique a recours à trois types de modèle pour étudier la complexité des ondes internes : (i) modèle analytique, (ii) modèle numérique académique et les (iii) modèles de circulation, dits réalistes.

- **Modèles analytiques**

L'utilisation de la modélisation pour étudier la marée interne commence dans les années 60 avec les modèles analytiques, qui se généralisent dans les décennies suivantes. Avec ce type de modèle, la marée interne est décrite de façon simplifiée uniquement à l'aide d'équations mathématiques. Les modèles analytiques ont permis par exemple de déterminer l'influence des caractéristiques géométriques de la topographie (longueur, hauteur, forme et pente) sur la génération de la marée interne (*Baines, 1974, 1982 ; Gerkema et Zimmerman, 2008*). Ils ont également permis de décrire la dépendance de la marée interne à la stratification ainsi que la forme des faisceaux d'onde de la marée interne (*Mooers, 1973*), de décrire sa propagation (*Dossmann, 2012*), et de mettre en place des paramétrisations de la dissipation de la marée interne utilisées plus tard dans les modèles réalistes (e.g., *Cox, 1962*).

- **Modèles numériques académiques**

Avec le développement rapide de la puissance de calcul des ordinateurs dans les années 70 à 80, on intègre dans les modèles les conditions physiques du milieu (stratification, topographie, flux de marée barotrope) mais de façon idéalisée pour ne pas dépasser la limite de calcul des ordinateurs disponibles à cette époque. Néanmoins, les modèles académiques donnent des résultats un peu plus approchés de la réalité par rapport à la précédente génération de modèle (i.e., analytiques). Les modèles académiques permettent par exemple d'étudier l'influence de la stratification sur les conditions de génération et de propagation de la marée interne, de valider certaines observations de la marée ou encore d'améliorer les modèles réalistes (e.g., *Chuang et Wang, 1981 ; Craig, 1987 ; New, 1988 ; Pingree et al., 1984 and Gerkema et al., 2004*). Ceci justifie pourquoi cette catégorie de modèle est encore très utilisée actuellement (e.g., *Bordoï 2015 ; Nugroho, 2017 ; Barbot, 2021*) malgré l'émergence des modèles de circulation générale plus réalistes.

- **Modèle de circulation générale**

Ce dernier type de modèle est mis en place pour simuler, de la manière la plus réaliste possible, la dynamique océanique, et depuis quelques années où les résolutions augmentent est utilisé pour décrire et étudier les ondes internes de marée. Ce qui en fait le type de modèle qui m'intéresse dans le cadre de ma thèse. Les modèles de circulation générale (OGCM – *Ocean General Circulation Model*) sont forcés par les conditions réalistes de l'océan (bathymétrie, flux de marée barotrope, température, salinité, stratification) de l'atmosphère et les apports fluviaux latéraux. Les OGCMs utilisent des configurations géographiques globales (e.g., *Munk et Wunsch, 1998 ; Laurent et Garrett, 2002 ; Simmons et al., 2004 ; Buijsman et al., 2017*) ou

régionales (e.g., *Molinas et al., 2020* ; *Jithin et Francis, 2020* ; *Barbot, 2021*, *Tchilibou et al., 2020, 2022*) en fonction des objectifs des études, mais aussi en fonction de la capacité de calcul et de stockage des simulations réalisées.

Malgré les progrès réalisés ces dernières décennies en termes de puissance de calcul des ordinateurs, les OGCMs ont des résolutions typiques de l'ordre de la centaine (modèle climatique) jusqu'à la dizaine ou à quelques unités de kilomètres pour des hautes résolution (modèles régionaux).

Lorsque les résolutions ne sont pas suffisantes (modèle plus basse résolution ~100-25km, modèles climatiques, etc.), les scientifiques peuvent avoir recours à des paramétrisations pour prendre en compte le mélange induit par la marée interne. Dans ce cas, on utilise une formulation mathématique ou un coefficient de dissipation généralement basée sur des observations empiriques pour déterminer la quantité d'énergie dissipée par les marées internes dans le modèle. La paramétrisation la plus utilisée à cet effet est celle de *Laurent et Garrett (2002)*, qui considère que 1/3 de l'énergie de la marée interne est dissipée localement sur les sites de génération et principalement au fond. Cette paramétrisation a été reprise et adaptée par plusieurs travaux de *Koch-Larrouy et al. (2007)* pour les mers Indonésiennes, où ils considèrent que 100% de l'énergie générée est convertie en mélange ou est dissipée, avec une fonction de forme dépendant du maximum de la thermocline.

D'autres paramétrisation sont proposées, cette fois, tenant des 2/3 restant non pris en compte dans *Laurent et Garrett (2002)*, pour l'ensemble des océans (*Olbers et Eden, 2013* ; *de Lavergne et al., 2020*). Cependant, de nombreuses hypothèses sont formulées pour avoir une prescription à l'échelle globale, ce qui à l'échelle régionale est parfois loin de la réalité.

Avec la résolution croissante des OGCMs, la communauté a commencé à inclure de façon explicite le forçage de la marée dans les modèles (e.g., *Buijsman et al., 2017* ; *Tchilibou et al., 2018, 2020* ; *Jithin et Francis, 2020* ; *Peng et al., 2021*). Avec une résolution de 10km, il devient possible de reproduire une partie de la conversion d'énergie de la marée barotrope vers la marée barocline, c'est-à-dire la génération des ondes internes. Mais, il faut tout de même noter que la précision de cette conversion en termes d'énergie est fonction de la discrétisation (résolution) des modèles. Afin d'évaluer l'impact de cette dernière sur la proportion d'énergie transférée aux ondes internes, *Niwa et Hibiya (2011, 2014)* utilisent un modèle global pour réaliser plusieurs simulations avec des résolutions horizontales allant du 1/5° au 1/20° avec un nombre de couches verticales variant de 20 à 80. Ils notent une augmentation de l'énergie des ondes internes générées en fonction de l'augmentation de la résolution horizontale du modèle



(Fig.1.8). A partir de cette étude, on estime par exemple qu'avec une résolution de  $1/36^\circ$ , 90% de la génération de la marée interne est résolue. Ce qui est un point très important pour cette thèse, car c'est cette résolution de grille que nous utiliserons pour notre modèle.

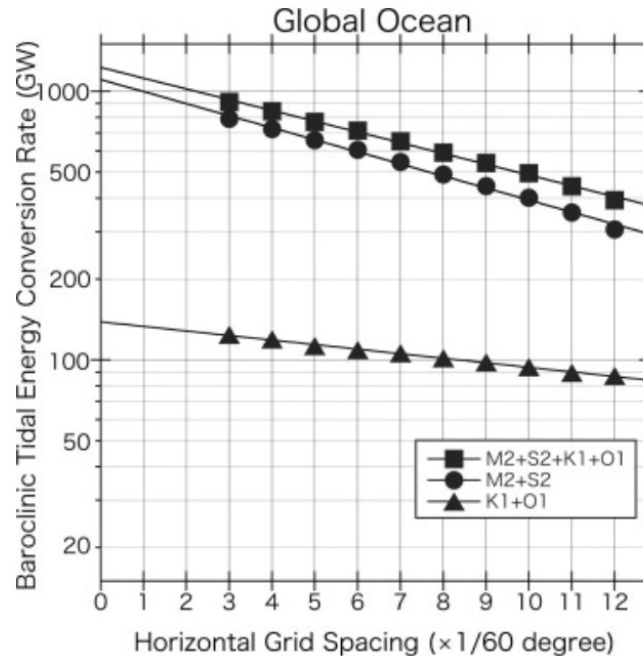


Figure 1.8. Taux de conversion barotrope/barocline intégré globalement pour les composantes de la marée semi diurne (rond), diurne (triangles) et la somme des deux (carrés). Ce bilan est obtenu pour des résolutions de grille allant de  $1/5^\circ$  au  $1/20^\circ$ , et les lignes superposées représentant la droite de régression par la méthode des moindres carrés. (Tiré de [Niwa et Hibiya, 2014](#)).

### 1.2.3. Dissipation de la marée interne dans les OGCMs forcés explicitement par la marée

La dissipation de l'énergie de la marée interne s'effectue par une cascade énergétique liée à des processus d'instabilités de l'ordre du mètre et des processus de diffusion de l'ordre du millimètre. L'ensemble de cette cascade énergétique n'est donc pas résolu par les modèles. Les OGCMs ont généralement des équations de fermetures turbulentes (TKE, GLS, REF) pour résoudre ce genre de cascades énergétiques. Mais elles n'ont pas été développées pour répondre au forçage haute fréquence de la marée interne. Par ailleurs, ces modèles ont aussi souvent des schémas numériques diffusifs. Avec l'inclusion du forçage de la marée ce dernier terme va travailler à haute fréquence et diffuser une partie non négligeable de l'énergie additionnelle de

la marée (Nugroho *et al.*, 2018). On l'appelle le mélange numérique par opposition au mélange effectué par la fermeture turbulente qui serait d'origine physique. Dans la thèse de Nugroho (2017), il a montré qu'il est possible que la diffusion numérique du schéma d'advection soit importante et de l'ordre de 30%, difficile à quantifier proprement. Il relève toutefois ce problème avec une version antérieure (3.6) du modèle NEMO. Néanmoins ce modèle a connu de nombreux développements successifs pour fixer des erreurs de calculs et réduire la diffusion numérique du schéma advectif UBS. J'envisage que cette diffusion numérique soit moins forte pour la version 4.0.2 que j'utilise dans le cadre de ma thèse. Néanmoins, nous discuterons quelques détails de cette question dans les résultats présentés au Chapitre 3.

Par ailleurs, dans la thèse de Nugroho, même si ce mélange numérique est important, il a été montré, qu'il coïncidait avec les valeurs et régions réelles où se produisent le mélange (Koch-Larrouy *et al.*, 2015 ; Nugroho *et al.*, 2018) en comparant le modèle avec mesures *in situ* des profileurs VMP de la campagne INDOMIX. Il serait intéressant de faire cette même comparaison avec la nouvelle campagne AMAZOMIX (Arnaud *et al.*, 2021 ; Rousselot *et al.*, 2021) et le modèle que j'ai participé à développer pour ma thèse, ce qui fait partie des perspectives de cette thèse.

En conclusion, on peut retenir, que la dissipation numérique des marée internes dans les OGCMs est encore à améliorer, et la communauté scientifique a encore beaucoup de travail pour créer des paramétrisations physiques pour mieux prendre en compte la dissipation de ces ondes dans ce genre de modèles.

- **Quantification de l'énergie dissipée par le modèle**

Qu'elle soit d'origine physique ou numérique, l'énergie de la marée interne dissipée dans le modèle, intégrée sur la profondeur, est calculée comme le résidu entre la divergence du flux et l'énergie de génération de marée interne comme suit (Niwa *et Hibiya*, 2004) :

$$T_{bc} = -\nabla h \cdot F_{bc} + C + ADV_{bc} + D_{bc} \quad (1.2)$$

avec  $T_{bc}$ ,  $-\nabla h \cdot F_{bc}$ ,  $C$ ,  $ADV_{bc}$  et  $D_{bc}$  sont respectivement la tendance, divergence du flux, l'advection et la dissipation de l'énergie de la marée interne, et la conversion barotrope/barocline.

Cette méthode permet de quantifier l'énergie de dissipation de la marée interne sur la base d'une analyse harmonique (voir Section 2.4.1 et Chapitre 3) et ne permet donc que de déterminer l'énergie dissipée par la marée interne cohérente.

### 1.3. Impact des marées sur les traceurs océaniques

Il est important à ce point de décrire en premier lieu l'impact de la dissipation de la marée barotrope, qui est un processus important pour le milieu marin, avant de décrire l'impact de la marée interne, qui m'intéresse plus dans le cadre de ma thèse.

- **Impact de la marée barotrope**

La marée barotrope dissipe essentiellement son énergie dans les eaux côtières peu profondes par frottement sur le fond lorsque la profondeur moyenne de l'océan devient inférieure à l'amplitude de la marée (*Lambeck et Runcorn, 1977* ; *Le Provost et Lyard, 1997*). La friction des courants de marée barotrope sur les plateaux continentaux est également associée à un transport résiduel variable selon les régions (*Bessières, 2007*). De tout cela, il en résulte une modification significative de la température en zone côtière induite par la marée barotrope pouvant dépasser 1°C (*Li et al., 2020*), ce qui est d'une importance capitale pour les écosystèmes côtiers et la répartition des organismes marins.

De plus, *Gonzalez-Haro et al. (2019)* ont montré que les courants de marée barotrope et barocline peuvent induire des fluctuations de température par advection horizontale de masses d'eau de surface sur des centaines de kilomètres, et contribuent ainsi à modifier la température de surface de la mer (SST).

- **Impact de la marée interne**

Les résultats des modèles dans les mers indonésiennes (*Koch-Larrouy et al., 2007* et *Nugroho et al., 2018*) et des observations dans la mer Celtique (*Sharples et al., 2007*) et la mer Jaune (*Xu et al., 2020*), par exemple, soulignent que les marées internes peuvent dissiper une quantité importante de leur énergie proche du maximum de stratification de la colonne d'eau. Grâce à l'intense mélange vertical que leur dissipation génère, les ondes internes de marée impactent diverses propriétés de l'océan, telles que la température, salinité et la distribution des nutriments et du plancton.

#### 1.3.1. Impact de la marée interne sur la Température

L'impact des ondes internes sur la température a un intérêt important dans la communauté scientifique principalement en raison de sa résultante sur le climat. De nombreuses observations et simulations numériques dans plusieurs régions océaniques décrivent diverses variations de température impliquant l'ensemble de la colonne d'eau depuis la surface jusque dans les eaux profondes. (*Smith et al., 2016*) rapportent que les ondes internes de marée peuvent induire un

refroidissement de la SST variant entre 1–5°C selon la région océanique comme dans la baie d’Hanouma à Hawaii (Fig.1.9).

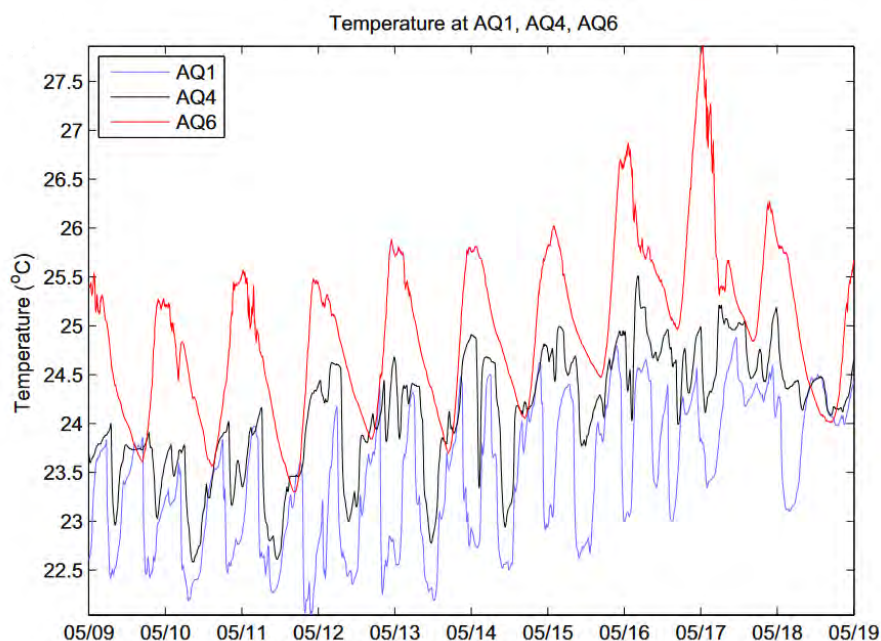


Figure 1.9. Fluctuations de température au passage des ondes internes de marée dans la baie d’Hanouma, Hawaii, à partir de robots sous-marins télécommandés. Les séries temporelles montrent des fluctuations successives de périodes semi-diurne (~ 12h, AQ1), diurne (~ 24h, AQ6) et mix diurne-semi-diurne (alternance 12h—24h, AQ4), avec une tendance au réchauffement entre le 9—17 mai, suivie d’une tendance au refroidissement pour les jours d’après (18—19 mai). (Tiré de *Smith et al., 2016*).

*Koch-Larrouy et al. (2007, 2008)* et *Nagai et Hibiya (2015)* ont montré, pour la région indonésienne, que les ondes internes induisent un refroidissement de la SST de 0,5°C en moyenne. Ce qui a pour effet de diminuer la convection nuageuse dans l’atmosphère à l’échelle locale et réduit à son tour les précipitations de 20% (*Koch-Larrouy et al., 2010 ; Sprintall et al., 2014, 2019*). Il apparaît donc que les ondes jouent un rôle important sur le climat à l’échelle régionale. De plus, *Jithin et Francis (2020)* ont montré que les ondes internes peuvent également affecter la température des eaux profondes (>1500 m), entraînant un réchauffement de l’ordre de 1–2°C (Fig.1.10a).

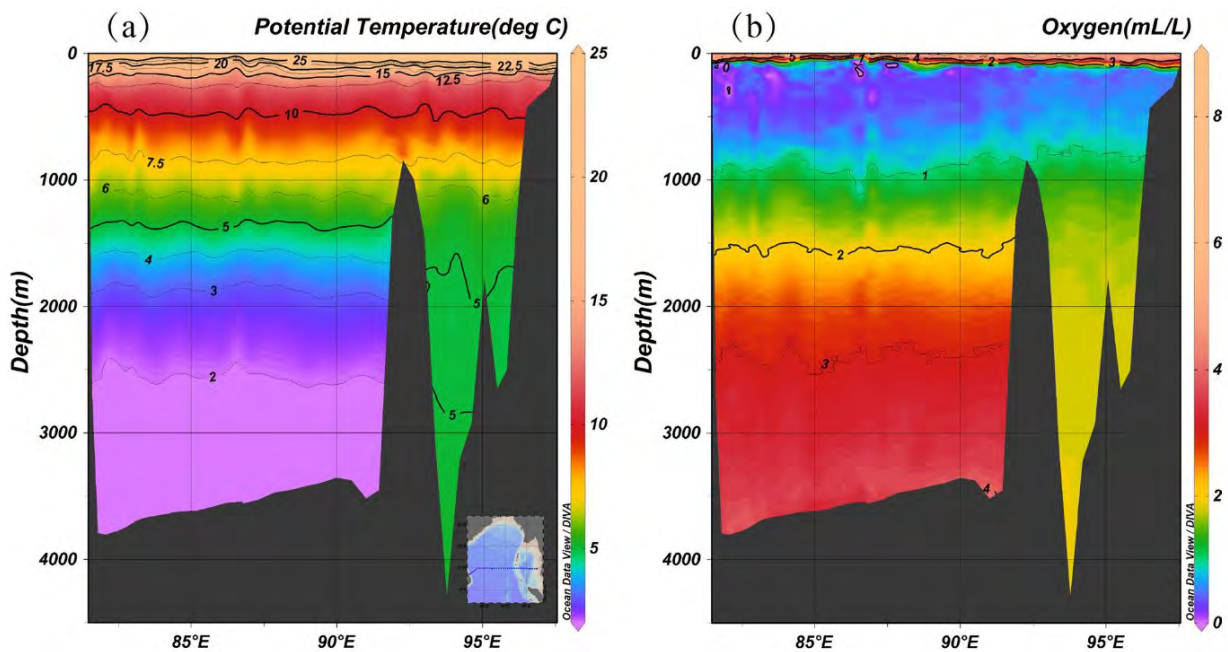


Figure 1.10. (a) Température simulée dans le nord-est de l’océan Indien montrant les eaux plus chaudes ( $\sim 5^{\circ}\text{C}$ ) au fond ( $> 1500\text{ m}$ ) de la mer d’Andaman où se produit un mélange vertical causé la dissipation des ondes internes de marée, tandis que des eaux plus froides ( $\sim 2^{\circ}\text{C}$ ) subsistent à la même profondeur dans la baie du Bengale où il y a très peu d’ondes internes de marée. (b) distribution de la concentration en oxygène dans les mêmes régions montrant une plus faible teneur ( $\sim 2\text{ ml/l}$ ) au fond de la mer d’Andaman et des eaux plus oxygénées ( $> 3\text{ ml/l}$ ) dans la baie du Bengale. Dans les eaux profondes de la mer d’Andaman, les ondes internes ont pour effet de réchauffer les masses et de diminuer leur concentration en oxygène. (Tiré de [Peng et al., 2021](#)).

### 1.3.2. Impact de la marée interne sur les autres traceurs océaniques

L'impact des marées internes sur les propriétés biogéochimiques de l'océan et sur l'environnement marin en général suscite un intérêt encore plus important de la part de la communauté scientifique (*Heathershaw et al., 1987; Silva et al., 2002; Sharples et al., 2007, 2009; Muacho et al., 2013; Tuerena et al., 2019; Barbot et al., 2022*).

Pour résumer, le mécanisme général commence par (i) le mélange vertical qui redistribue l'oxygène (Fig.10b) et les nutriments dans la colonne d'eau soit par homogénéisation ou alors par remise en suspension des nutriments à partir des sédiments. (ii) Ce qui a pour effet de favoriser la production primaire, lorsque le taux d'insolation le permet (Fig.1.11). (iii) On assiste ainsi à des blooms phytoplanctoniques dans les régions où les ondes internes se dissipent, (iv) suivis par une augmentation du zooplancton, qui consomme le phytoplancton (Fig.1.11). En bout de file, (v) il y a une augmentation de la biomasse pisciaire et des autres groupes d'animaux (crustacés, mollusques et mammifères et oiseaux marin), en raison de la consommation de ces deux types de plancton. *In fine*, (iv) tout ceci aboutit à une augmentation des captures de pêche. Ce qui bénéficie à l'alimentation humaine et à l'économie de pêche dans de nombreuses régions du monde.

Toutefois, il est crucial de noter que le mélange peut avoir des effets antagonistes sur les concentrations en chlorophylle en surface. Dans les zones eutrophes (riches en nutriments, comme sur le plateau continental), le mélange peut augmenter la turbidité de l'eau en remettant en suspension les sédiments riches en nutriments, ce qui réduit la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau de surface, et a pour conséquence de freiner la productivité primaire. Les effets de la marée interne sur l'écosystème se révèlent donc complexes et nécessitent plus d'étude afin d'en saisir tous les contours.

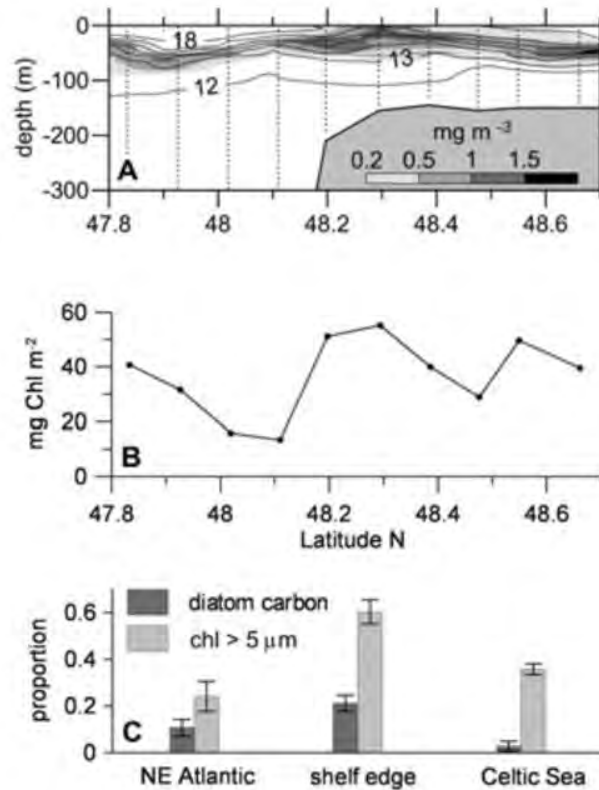


Figure 1.11. Distributions de chlorophylle le long d'un transect entre l'Atlantique nord-est et la mer Celtique. Le transect traverse un talus continental sur lequel des ondes internes de marée sont générées. (a) Température (contours) et concentration en chlorophylle (couleur) sur le bord du plateau continental ; (b) concentration en Chlorophylle intégrée sur les 100 premiers mètres ; (c) Proportions de la chlorophylle des 100 premiers mètres dans la fraction de taille >5  $\mu\text{m}$ , et proportion de carbone dans les diatomées. Ici on observe une nette augmentation de la chlorophylle (bloom phytoplanctonique) au-dessus du talus en réponse au mélange vertical induit par la dissipation des ondes internes. (Tiré de *Sharples et al., 2007*).

## 1.4. Description de la zone d'étude

### 1.4.1. Caractéristiques de la bathymétrie

Notre zone d'étude se situe au large de l'Amazone entre les latitudes 5°S –10°N et les longitudes 54°W–35°W (Fig.1.12a). Cette région est caractérisée par un très large plateau continental sur lequel s'ouvre le fleuve Amazone. Ce plateau se termine par une chute abrupte de la bathymétrie de 200–2000 m sur quelques kilomètres seulement, constituant le talus continental.

Le talus se présente un peu comme un mur s'opposant à l'écoulement horizontal de la marée barotrope, dont le flux est assez orthogonal à la pente de la bathymétrie et va ainsi le convertir en une marée interne intense. Six sites de génération de marée interne ont été identifiés le long de ce talus dans les travaux antérieurs (Fig.12a), les deux plus importants étant A et B (*Magalhaes et al., 2016 ; Barbot et al., 2021 ; Tchilibou et al., 2022 ; Solano et al., 2023*).

On a posé une hypothèse afin de comprendre pourquoi ces deux points étaient plus énergétiques. Rappelons, d'abord que l'intensité du flux des ondes internes de marée dépend primordialement du flux de la marée barotrope et la pente du talus, et de l'angle entre ces deux derniers, et en second lieu de la stratification, qui va maintenir les ondes une fois générées. Ces deux sites (A et B) ont la particularité de présenter une bathymétrie concave. Il faut noter qu'à l'approche d'une côte concave (convexe), le flux de marée barotrope diverge et diminue donc d'intensité (Cours de Master OPA, 2019). Mais, il semble que le flux de marée, à l'approche de la côte concave, arrive orthogonalement sur les ces deux sites, et avec un angle obtus sur les deux autres sites avec une bathymétrie convexe (C et D) ou plate (E et F). Il en résulte plus de génération sur les sites A et B.

De plus, il faut noter que la génération de la marée interne dépend de la criticité ( $s = \gamma/c$ ) définit comme le rapport entre le gradient de la bathymétrie ( $\gamma = \nabla H$ ) et la pente critique de marée ( $c$ ) définit selon l'équation suivante (e.g., *Holloway et Merrifield, 1999 ; Jithin et al., 2017*):

$$c = \sqrt{\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2}} \quad (1.3)$$

Avec  $\omega$  est la fréquence de l'onde,  $f$  est le paramètre de Coriolis et  $N$  est la fréquence de Brünt-Vaisälä calcul à partir du gradient de densité  $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \partial_z \rho$  près du fond, avec  $g$  l'accélération de la gravité,  $\rho_0$  la densité moyenne de l'océan et  $\rho$  la densité.



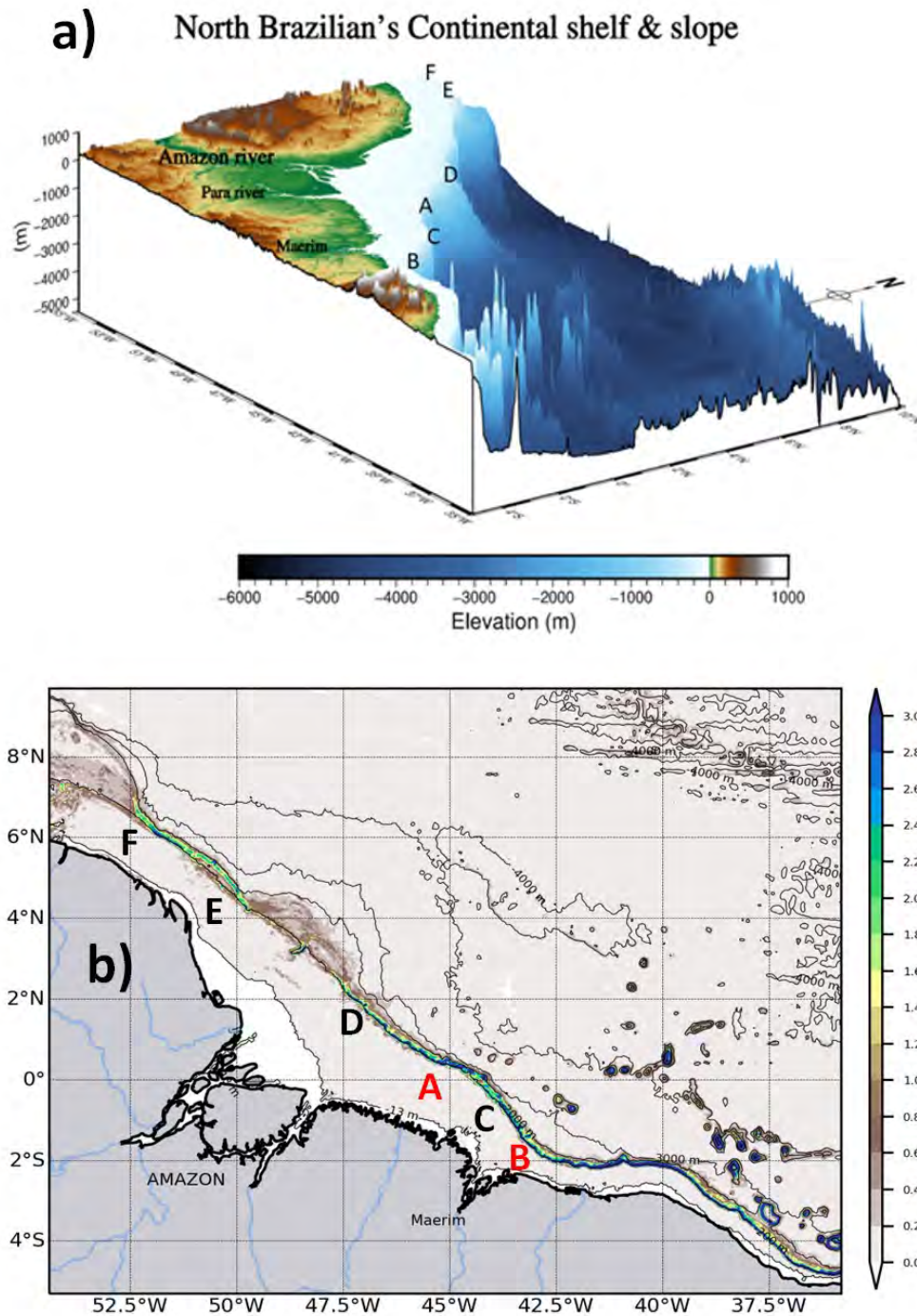


Figure 1.12. (a) Topographie du nord du Brésil montrant le large plateau continental (bleu clair, profondeur < 200 m) et la chute abrupte de la bathymétrie correspondant au talus, au-dessus duquel sont générés les ondes internes de marée sur six sites (A–F). Cette topographie est tirée des données topographiques du *Generic Mapping Toolbox* (GMT v6, [Wessel et al., 2019](#)). (b) Criticité ( $s = \gamma/c$ ) pour l’harmonique M2. La stratification près du fond utilisée pour ce calcul est la moyenne pour l’année 2015 à partir des simulations avec forçage de marée de la

configuration AMAZON36 du modèle NEMO. Les deux sites principaux (A et B) sont représentés en rouge.

---

Le long du talus,  $\gamma/c > 1$  pour l'harmonique  $M_2$  (Fig.1.12b), principale harmonique dans cette région (voir Section 1.4.4.), la topographie est donc supercritique et favorable à la génération et la propagation d'ondes internes de marée. C'est sur site A qu'on observe les plus fortes valeurs ( $\gamma/c > 2.8$ ) entre ~100–2000 m de profondeur, tandis que sur les sites (B, C et D) ces valeurs sont comprises entre ~100–500m de profondeur. Et pour les sites (E et F),  $1.2 < \gamma/c < 2$ . Ce qui explique entre autres pourquoi ce site est le plus énergétique. Par ailleurs, la nature supercritique de la pente explique pourquoi, dans cette région, les ondes internes de marée se propagent en sens inverse de la marée barotrope (ex : *Baines, 1982*).

On conclut sur cette hypothèse en établissant que les sites A et B sont les plus énergétiques à cause de la nature concave de leur bathymétrie qui favorise l'incidence d'un flux barotrope orthogonal par rapport à la pente de la bathymétrie. De plus, pour le site A, l'extension verticale plus importante (~100–2000 m) des valeurs maximales de la criticité semble expliquer pourquoi ce site particulièrement est la plus énergétique.

#### **1.4.2. Circulation atmosphérique, précipitation et apports fluviaux**

Notre zone d'étude est soumise à une variabilité saisonnière prononcée, caractérisée par la convergence des alizés de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud, en abrégé ITCZ (*Inter Tropical Convergence Zone*). L'ITCZ est associée à une ceinture de pluies et d'orages abondants qui migrent saisonnièrement entre l'équateur et les régions subtropicales (Fig.1.13). L'ITCZ traverse notre région d'étude en hiver et ensuite s'éloigne plus au nord en été, induisant la variation saisonnière des précipitations au-dessus du bassin versant de l'Amazonie (Fig.1.14a) et au large (*Nnamchi et al., 2021*), et la variation saisonnière des conditions océaniques et des de la circulation générale (*Fonseca et al., 2004*).

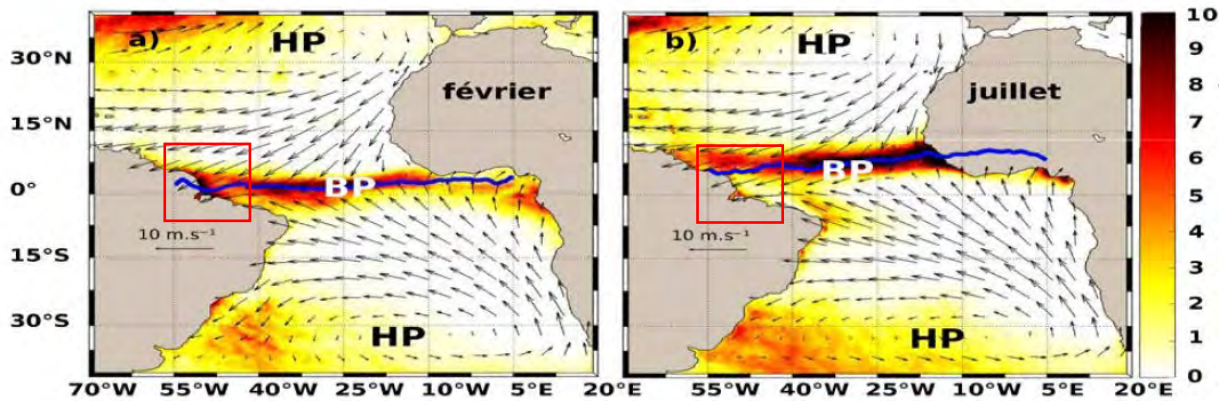


Figure 1.13. Variation saisonnière sur la période 2010-2016 de la position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ, ligne bleue) et des précipitations (en  $\text{cm.mois}^{-1}$ , en couleur) en hiver - février (a) et en été - juillet (b) boréal. Les zones de basse pression (BP) et de haute pression (HP) sont caractérisées par une forte pluviométrie ( $>8 \text{ cm.mois}^{-1}$ ) et une basse pluviométrie ( $<3 \text{ cm.mois}^{-1}$ ), respectivement. La longueur des flèches noires indique l'intensité des vents. La boîte rouge représente notre zone d'étude. (Tiré de [Aguedjou, 2022](#)).

Le maximum des précipitations se produit entre février et mars, et son minimum a lieu entre juillet et septembre (Fig.1.14b). Le maximum du débit du fleuve Amazone survient avec un décalage temporel d'environ deux à trois mois, soit entre mai et juin, tandis que la décrue est maximale plus tard dans l'année vers novembre (Fig.1.14c) ([Liang et al., 2020](#)).

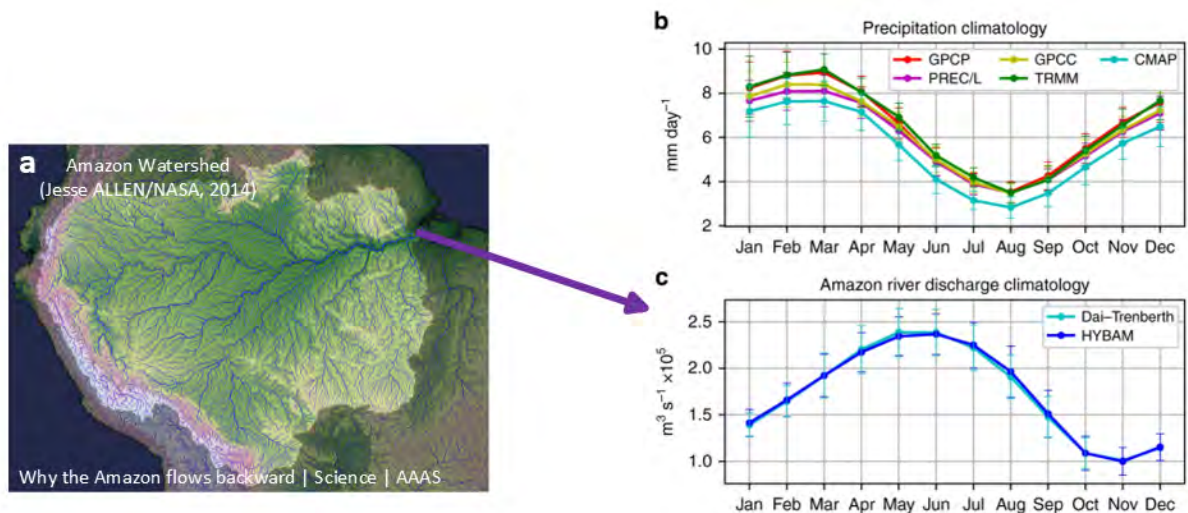


Figure 1.14. Région couverte par le bassin versant du fleuve Amazone (a) (d'après Jesse ALLEN (NASA), <https://www.science.org/content/article/why-amazon-flows-backward>). (b) Climatologie des précipitations au-dessus du bassin versant de l'Amazone sur la période 1998-2018 pour les observations satellites TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), et 1979-2018 pour d'autres produits satellites. (c) Climatologie du débit moyen du fleuve Amazone à son exutoire à Obidos, sur la période 1979-2018 pour le modèle hydrologique HYBAM et sur la période 1979-2014 pour le produit de débit Dai and Trenberth (Panels b–c d'après *Liang et al., 2020*).

Le fleuve Amazone est le plus grand système fluvial du monde contribuant à un apport d'eau douce vers la mer en période de crue de plus de  $2.5 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Fig.1.14c), représentant environ 20% du flux global d'eau douce vers la mer (*Goulding et al., 2003* ; *Barthem et al., 2004*). Ceci donne lieu à un très large panache qui s'étend au large sur des centaines de kilomètres jusqu'au-delà de  $8^\circ\text{N}$  étant poussé par le courant nord brésilien (NBC). Cette distribution d'eaux peu salées influence considérablement la température et la salinité de toute la région sus-jacente (*Muller-Karger et al., 1988* ; *Johns et al., 1998* ; *Xie et Carton, 2004* ; *Varona et al., 2019*) en relèvent la profondeur de la stratification, qui se situe en ce moment-là proche du talus. En revanche, pendant la saison sèche (août-décembre), lorsque l'ITCZ migre vers le nord, le fleuve Amazone décharge moins d'eau douce ( $\sim 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , Fig.1.14c), ce qui entraîne un panache fluvial plus petit et moins volumineux qui ne s'étend plus qu'à 200–300 km de l'embouchure de l'Amazone (*Johns et al., 1998* ; *Garzoli et al., 2004*). La stratification s'approfondit pendant

cette période et l'activité des marées internes est réduite pendant cette saison sèche (*Barbot et al., 2021 ; Tchilibou et al., 2022*).

### 1.4.3. Circulation générale

Notre région est caractérisée par la présence d'un fort courant, le NBC, qui longe le talus continental et nourrit une intense activité à méso-échelle. Toute cette circulation générale présente également une variation entre les deux saisons susmentionnées en réponses aux variations de la position de l'ITCZ.

Durant la saison humide en hiver (novembre à mars), lorsque les vents sont faibles, le NBC et l'activité tourbillonnaire caractérisée par l'énergie cinétique tourbillonnaire (EKE) sont faibles dans la région (*Aguedjou et al., 2019*). Proche de l'équateur, le NBC développe une réflexion vers la latitude 1°N qui alimente le sous-courant équatorial (EUC) transportant les masses d'eau vers l'est jusqu'au golfe de Guinée, avec un cœur situé en subsurface vers environ 100 m de profondeur (Fig.1.15) (*Diden et Schott, 1993 ; Assene et al., 2020 ; Dimoune et al., 2023*). La réflexion au nord-est du NBC et le contre-courant nord équatorial (NECC – *North Equatorial Counter-Current*), qui sont nourrit par le NBC, sont très faibles (*Fonseca et al., 2004*).

A *contrario*, durant la saison sèche en été et automne (juin à octobre), les vents se renforcent et le NBC devient à son tour plus fort, plus éloigné de la côte et plus profond. Sa réflexion au nord-est entre 5° et 8° N alimente (i) le NECC et (ii) le sous courant équatorial nord (NEUC – *North Equatorial Under-Current*) (Fig.1.15), les deux transportant les masses d'eau vers l'est de l'Atlantique tropical (*Diden et Schott, 1993 ; Bourles et al., 1999 ; Johns et al., 1998 ; Garzoli et al., 2004*). Dans la même zone au nord-ouest, cette réflexion nourrit également (iii) de très grands tourbillons anticycloniques (NBC Rings) dépassant 450 km de diamètre (Fig.1.15) (*Diden et Schott, 1993 ; Richardson et al., 1994 ; Garzoli et al., 2004*), qui à leur tour transportent les masses d'eau vers l'hémisphère Nord (*Bourles et al., 1999 ; Johns et al., 1998 ; Schott et al., 2003*). De plus, il y a davantage de tourbillons cycloniques/anticycloniques provenant du golfe de Guinée qui arrivent dans notre zone pendant cette saison (*Aguedjou et al., 2019*). Tout cela contribue au renforcement de l'EKE, qui atteint son maximum en cette saison (*Aguedjou et al., 2019, Tchilibou et al., 2022*). Durant cette saison seconde saison, l'interaction entre les ondes internes et la circulation générale est renforcée en raison de l'intensification de cette dernière, ce qui donne lieu à plus d'incohérence dans les signaux des ondes internes (ex : amplitude et énergie, voir plus de détails sur *Tchilibou et al., 2022*).

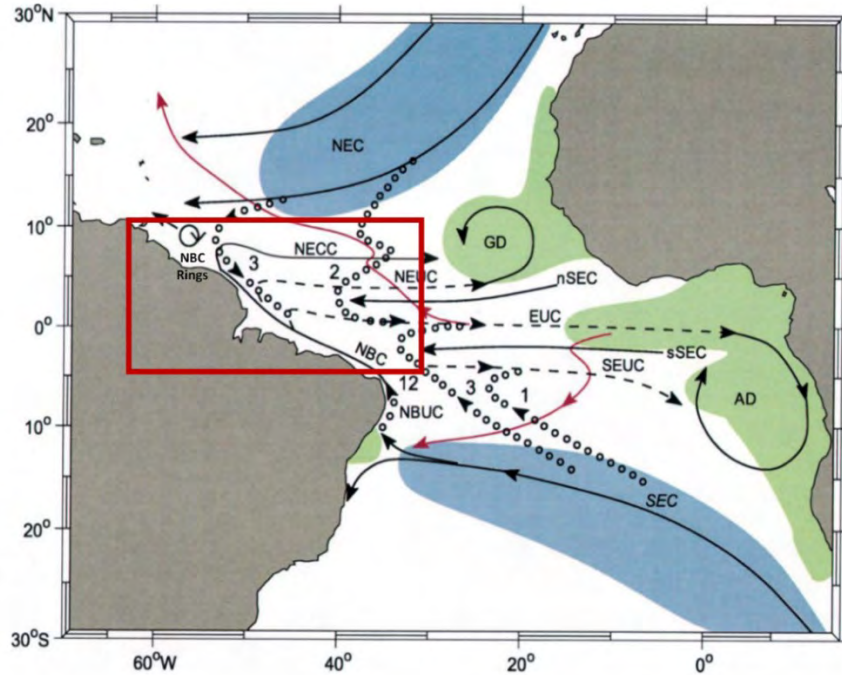


Figure 1.15. Représentation schématique de la circulation générale dans l'Atlantique subtropicale avec les zones de subduction des masses d'eaux (bleu) et d'upwelling (vert). Les branches de courant participant à la circulation dans l'Atlantique subtropicale sont le NEC (North Equatorial Current), le SEC (South Equatorial Current), le NECC et l'EUC ; le NEUC, le SEUC (South Equatorial Under-Current) ; le NBC, le NBUC (North Brazilian Under-Current) et les NBC Rings ; GD, AD = dômes de Guinée et d'Angola. Les flèches noires en trait plein indiquent les courants de surface, tandis que celles en trait pointillés indiquent les courants de subsurface dirigés vers le Golfe de Guinée. Les trajectoires de la thermocline vers l'équateur sont indiquées par les petits cercles noirs. Les flèches rouges représentent (celle du haut) les estimations du transport de surface vers les pôles pour le bassin central, et (celle du bas) les estimations du transport dans la thermocline dans la partie intérieure et le bord ouest (d'après les trajectoires de Drifters, d'après [Grotsky et Carton \(2002\)](#)). Le cadre rouge délimite ma zone d'étude au nord du Brésil. (Tiré de [Schott et al., 2004](#)).

Il faut tout de même noter que, récemment, [Dimoune et al. \(2023\)](#) ont proposé une révision de cette saisonnalité en proposant à la place quatre saisons distinctes en lieu et place des deux grandes saisons qui étaient jusque-là la référence dans l'état de l'art, mais sans cependant

remettre en question le fort contraste entre ces deux dernières. De ce fait, dans le but de faciliter certaines analyses dans le cadre de ma thèse, j'ai choisi de considérer la variation à deux saisons.

#### 1.4.4. Caractéristiques de la marée interne au large de l'Amazone

Au large de l'Amazone, la marée barotrope est dominée par les deux harmoniques semi-diurnes  $M_2$  et  $S_2$ . L'harmonique  $M_2$  représente à elle seule environ 70% de l'énergie totale de la marée (*Beardsley et al., 1995 ; Gabioux et al., 2005*) dans cette région. D'après l'atlas des marées FES2014 (*Lyard et al., 2021*), son amplitude moyenne est d'environ 0,9 m.  $S_2$  est la deuxième composante la plus importante, contribuant à environ 17 % de l'énergie de la marée avec une amplitude moyenne de 0,28 m. Les autres composantes, notamment  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$  et autres, ont des amplitudes significativement plus faibles, i.e., inférieure à 0,1 m (*Lyard et al., 2021*).

Je rappelle ici que la période et l'énergie de la marée interne dépend de celles de la marée barotrope à son origine. Il en résulte que, au large de l'Amazone, la marée interne  $M_2$  est la plus énergétique, suivie logiquement de  $S_2$ , les autres harmoniques ayant une énergie faible ou négligeable (*Barbot et al., 2021 ; Tchilibou et al., 2022*).

La première mise en évidence de la marée interne dans cette région avait été faite par les travaux de *Baines (1982)*. Par la suite, de multiples travaux sur fond d'observations satellites et de modèles numériques ont mis en lumière une intense activité de la marée interne émanant du talus et se propageant vers le large (*Zhao, 2016 ; Buijsman et al., 2016 ; Magalhaes et al., 2016 ; Zaron, 2017, 2019*). Grâce au modèle physique HYCOM (*Hybrid Coordinates Ocean Model*), *Magalhaes et al. (2016)* ont montré qu'il y avait entre 0.1 et 0.15  $W.m^{-2}$  d'énergie tidale qui passait du barotrope vers le barocline sur les deux principaux sites de génération A et B sur le talus (Fig.1.16a). Cette conversion est beaucoup plus importante pour le site A, avec un flux d'énergie de marée interne,  $> 5000 W.m^{-1}$ , comparativement au site B,  $< 2000 W.m^{-1}$  (Fig.1.16b). Ces caractéristiques sont reprises par *Barbot et al. (2021)* et *Tchilibou et al. (2022)*, avec deux modèles physiques différents, SYMPHONIE et NEMO, respectivement. Ils identifient en plus quatre autres sites de génération de la marée interne sur le talus, bien que de moindre importance.

De plus, ces deux dernières études ont mis en lumière la relation complexe entre les marées internes et la dynamique océanique globale au large du plateau amazonien. L'interaction entre le panache fluvial de l'Amazone et l'océan sous-jacent influence la profondeur de la stratification (voir détails à la Section 1.4.2), ce qui joue un rôle crucial dans la génération des marées internes (*Barbot et al., 2021*). De plus, concernant la dissipation de l'énergie de la marée

interne (Fig.1.16c–d), *Tchilibou et al. (2022)* mettent en évidence la même saisonnalité, notamment pour la dissipation locale, c'est-à-dire celle qui se produit sur les 50 premiers km à partir du site de génération.

Il faut noter que les marées internes de modes de propagation élevés dissipent plus facilement leur énergie à l'échelle locale en raison d'un cisaillement vertical des courants plus important (*Zhao, 2016*). En effet, la stratification peu profonde de la saison humide favorise la production de marée interne de modes élevés (*Tchilibou et al., 2022*), en conséquence il y a une dissipation locale de 23% de l'énergie de la marée interne, comparativement à la seconde saison qui ne présente 17%. Par ailleurs, *Tchilibou et al. (2022)* montre que les patches de dissipation sont espacés en moyennes d'environ  $\sim 120$  km, ce qui caractérise la dominance du premier mode barocline.

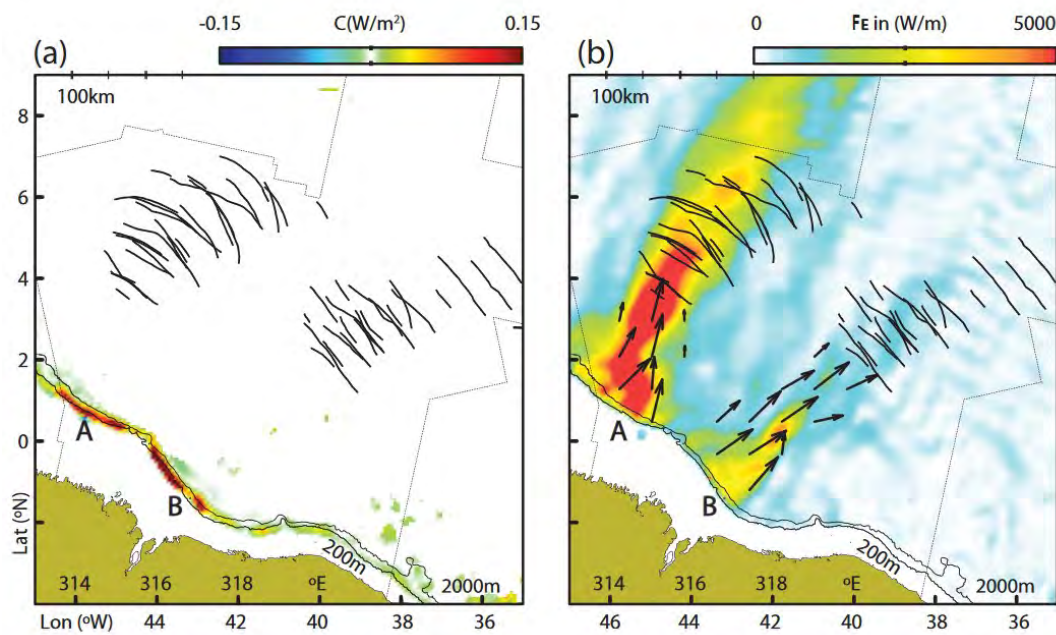


Figure 1.16. Continue à la page 43.



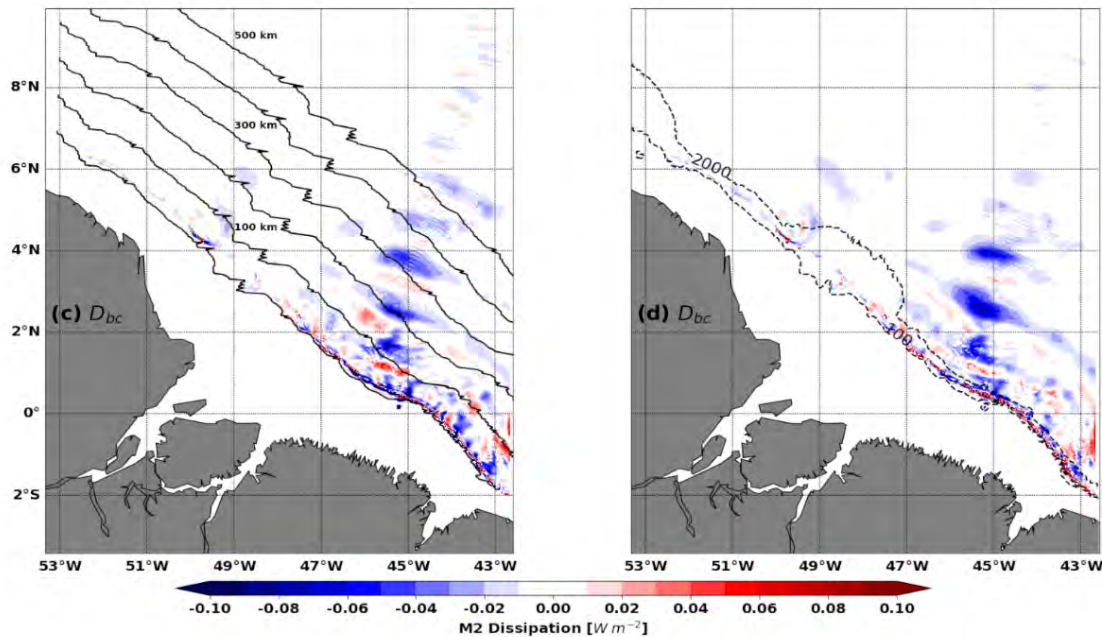


Figure 1.16. Caractéristiques de la marée cohérente au large de l'Amazonie : (a) conversion barotrope/barocline, (b) flux d'énergie de la marée interne, dissipation de l'énergie de la marée interne moyennée sur la période de (c) mars à juillet et (d) août à décembre. Les panels du haut sont tirés de [Magalhaes et al. \(2016\)](#), et ceux du bas sont tirés de [Tchilibou et al. \(2022\)](#). Les courbes noires sur les panels (a) et (b) représentent des solitons d'ondes internes repérés par altimétrie SAR.

#### 1.4.5. Solitons d'ondes internes au nord du Brésil

Cette région possède une autre caractéristique intéressante qui est la coexistence de marées internes et de solitons d'onde internes (ISW). Au large du plateau continental, [Magalhaes et al. \(2016\)](#), à partir d'un modèle, montrent que les ISW sont plutôt un produit des instabilités et de la désintégration des ondes internes émanant du talus principalement aux sites A et B. Ce mécanisme de formation est dû à la variation verticale de la stratification suivant leur trajectoire. ([Jackson, 2007](#)) à partir d'observations altimétriques et [Magalhaes et al. \(2016\)](#) à partir de modèle ont montré que ces solitons ont des distances inter-paquet plus importantes, ~ 50-150 km, et se propagent suivant la trajectoire des ondes internes de marée (Fig.1.16b), suggérant alors que ces dernières sont leur source de génération. Ces deux études notent aussi, que la propagation de ces solitons est modulée par la variation saisonnière du NECC.

Récemment, *de Macedo et al. (2023)* ont fourni une description plus détaillée des caractéristiques de ces solitons au large, à l'échelle saisonnière. Ils déterminent par exemple que ces solitons dérivent essentiellement des ondes internes de mode-1 et 2, avec augmentation de la longueur d'ondes des solitons des deux modes et une diminution de la célérité des solitons de mode-1 entre la saison mars à juillet (MAMJJ) et août à décembre (ASOND). Cette étude confirme aussi le caractère incohérent des ISW en MAMJJ.

Il faut également noter que sur le plateau on rencontre d'autres solitons d'ondes internes, moins nombreux et avec des distances inter-paquet plus faibles (~10 km). Ces solitons ne sont pas issus de la désintégration des ondes internes de marée, vu que ces dernières ne se propagent que vers le large, mais, plutôt d'une interaction non hydrostatique entre les courants de marée barotrope et le NBC au-dessus du plateau (*Lentini et al., 2016*).

#### **1.4.6. Marée interne non cohérente au large de l'Amazone**

Les études de *Tchilibou et al. (2022)* et *de Macedo et al. (2023)* ont démontrées que les marées internes au large de l'Amazone interagissent avec le NBC et les tourbillons de méso-échelle et deviennent très incohérentes. Ils notent pour le mode-1 barocline une proportion de la SSH incohérente variant de 40–60% entre les saisons MAMJJ et ASOND. Et une parité entre les parties cohérentes et incohérentes pour le mode-2 barocline entre les deux saisons. Au large de l'Amazone, la partie incohérente de la SSH de la marée interne représente au moins 50%, sinon plus, de la SSH totale de la marée interne.

Dans l'étude de *Tchilibou et al. (2022)*, basée sur la modélisation, seule la dissipation de l'énergie de la marée interne cohérente est diagnostiquée, cela sous-entend qu'on ne considère qu'à peu près la moitié de l'énergie (totale) réelle dissipée par toutes les ondes internes. Des travaux complémentaires sont nécessaires afin poursuivre ces études pour mieux comprendre toutes les dimensions de ce phénomène complexe, et les différentes implications sur la température de l'océan, et l'écosystème en général.

## 1.5. Cadre et objectifs de la thèse

### 1.5.1. Cadre des travaux de thèse

Comme nous l'avons montré plus haut, la zone océanique du nord du Brésil est encore très peu étudiée s'agissant des différentes interactions entre les ondes internes de marée et le milieu marin. En revanche, dans d'autres régions océaniques, le rôle crucial du mélange causé par ces ondes sur la redistribution de la chaleur, des nutriments et du sel, et de l'impact sur l'écosystème et le climat est déjà parfois plus documenté (voir Section 1.3). Il est donc intéressant de mener des travaux similaires dans cette région afin de combler ce déficit d'informations, et dans un cadre plus large, d'améliorer le niveau de connaissance actuel sur les processus physiques et biogéochimiques dans les océans tropicaux.

C'est la principale motivation derrière la mise en place du projet *AMAZOMIX* (*Amazon Mixing*), Ariane Koch-Larrouy, financé par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et le Centre National des Etudes Spatiales (CNES). *AMAZOMIX* est un projet de recherche océanographique multidisciplinaire destiné à l'étude des processus de fine échelle, dont le mélange, et de leurs différents impacts sur le milieu physique marin et l'écosystème sur et au large des côtes brésiliennes. Il se décline en trois grands objectifs :

- **Caractériser les processus physiques sur le plateau et le talus Amazonien tels que les ondes internes, leur propagation, leur dissipation, l'upwelling et la méso-échelle :**

Cet objectif est réalisé d'une part grâce à (i) une importante campagne de mesure dans la région, dédiée du même nom. Cette campagne de mesure s'est tenue entre le 27 août et le 08 octobre 2021, et a été l'occasion du déploiement de nombreux équipements de mesures (VMP, LADCP et Gliders), des prélèvements biologiques du plancton, poissons et autres organismes marins et le déploiement de deux mouillages (pour 1 an de mesures continues) équipés de CTD et ADCP (voir *Arnaud et al., 2021* et *Rousselot et al., 2021*). Plus de détails sur la campagne *AMAZOMIX* sont disponibles sur : <https://www.ird.fr/campagne-amazomix-etude-des-processus-physiques-et-leurs-impacts-sur-lecosysteme-marin-lembouchure>. Le deuxième outil utilisé pour réaliser cet objectif sont des simulations numériques réalistes grâce (ii) à la mise en place d'une configuration physique du modèle NEMO (v4.0.2) baptisée *AMAZON36* et destinée à

l'études des propriétés physiques (susmentionnées) des ondes internes au large du talus nord brésilien, plus de détails au Chapitre 2.

- **Influence des ondes internes, de l'upwelling et de la méso-échelle sur les propriétés biogéochimiques et distribution de ces propriétés de la côte vers le large avec apports de l'Amazone :**

Cet objectif est réalisé grâce aux différentes données physiques et biogéochimiques collectées pendant la campagne *AMAZOMIX*. Ces données permettent également de valider les simulations de la configuration couplée physique-biogéochimie entre les modèles NEMO/PISCES et baptisée *AMAZON36-BIO* que j'ai mise en place pour permettre l'étude de l'impact des ondes internes sur la production primaire et le zooplancton. Les données *AMAZOMIX* permettent par ailleurs de valider de nouveaux algorithmes récemment développés, dans le contexte de projet, pour estimer en zone côtière les matières en suspension, la chlorophylle, le carbone dissout, ..., à partir des produits satellites de couleur de l'eau.

- **Acoustique écosystémique Biodiversité et structure trophique :**

Ce dernier objectif du projet *AMAZOMIX* est réalisé grâce aux sondeurs acoustiques multifréquences (38, 70, 120, et 200 kHz) déployés, pour la première fois dans la région, pendant la campagne *AMAZOMIX*. Les données collectées par ces sondeurs permettent de réaliser une première caractérisation 3-D des écosystèmes simultanée des fonds marins à la surface. Les résultats permettent de quantifier les proportions des différents types de phyto- et zooplanctons et autres organismes marins (Poissons, Cnidaires, Cténares, Céphalopodes, etc.).

### 1.5.2. Objectifs de la thèse

Ma thèse est un apport aux deux premiers objectifs du projet *AMAZOMIX*. Le premier grand objectif de ma thèse, qu'on peut qualifier d'objectif technique, est de contribuer à la mise en place des deux configurations physique (*AMAZON36*) et couplée physique-biogéochimie (*AMAZON36-BIO*), et à la réalisation de simulations à partir de ces deux configurations. Ces dernières et les simulations *AMAZON36*, que je présente plus en détails au Chapitre 2 suivant, me permettent de répondre à la question de recherche de ma thèse, constituant le second grand objectif : quelle est l'influence de la marée interne sur la distribution spatiale de la température

et sa variation temporelle au nord du Brésil. Par ailleurs, j'utilise dans ma thèse des données satellites de SST de diverses missions (voir Chapitre 2).

L'objectif scientifique de ma thèse sera atteint en répondant à quatre questions spécifiques :

- i. Par quels processus agit la marée interne ? S'agit-il du mélange ou d'une advection verticale ou horizontale ? Quel est le processus dominant parmi ces trois ?
- ii. Comment se structurent les effets de ces divers processus sur la verticale : dans la couche de mélange, proche de la thermocline et dans l'océan profond ?
- iii. Quelles sont les échelles de temps mises en jeu ? Comment ses différents effets se déploient à l'échelle saisonnière et à haute fréquence (à la même échelle temporelle que la marée) ?
- iv. Et finalement, quelles peuvent être les contributions des autres processus océaniques, notamment la marée barotrope et la circulation générale ? Et comment ceux-ci interagissent avec les ondes internes pour modifier la température de l'océan au nord du Brésil.



# Chapitre 2 : Données, Modèle et Méthodes

## Sommaire

---

2.1. Données d'observation .....	51
2.1.1. Température de surface de l'Océan.....	51
2.1.2. Salinité de surface de la mer .....	52
2.1.3. Climatologie WOA2018 .....	53
2.2. Réanalyses GLORYS.....	54
2.3. Modèle de circulation générale NEMO .....	55
2.3.1. Présentation du modèle NEMO.....	55
2.3.2. Hypothèses et équations du modèle NEMO .....	56
2.3.3. Discrétisation spatiale des équations du modèle NEMO .....	58
2.3.4. La configuration physique AMAZON36 .....	59
2.4. Validation des simulations <i>AMAZON36</i> .....	68
2.4.1. Température .....	68
2.4.2. Salinité de surface de l'océan (SSS) .....	74
2.4.3. Diagramme T-S (Température-Salinité) des masses d'eaux .....	77
2.4.4. Circulation Moyenne.....	78
2.4.5. Conclusion sur les performances du modèle.....	82
2.5. Méthodes utilisées .....	83
2.5.1. Séparation marée barotrope/barocline et bilan d'énergie de la marée .....	83
2.5.2. Bilan de chaleur dans l'océan.....	85
2.5.3. Flux de chaleur à l'interface entre l'atmosphère et l'océan .....	86
2.5.4. Méthodes d'analyse des données de température.....	87

---

Dans ce chapitre, je présente les caractéristiques des données d'observation et de réanalyses utilisées pendant ma thèse. Ensuite, je détaille les spécificités de la configuration physique du modèle NEMO développée et les différents tests effectués pour améliorer la qualité des simulations dans ma zone d'étude au large du fleuve Amazone. Ces différents jeux de données sont principalement utilisés conjointement dans le but de comprendre comment les ondes internes de marée influencent la température au large du plateau nord brésilien et de l'embouchure du fleuve Amazone. Les données in situ et satellite sont aussi utilisées pour

évaluer les simulations physiques NEMO et leur amélioration avec les différents tests effectués pour la configuration physique du modèle NEMO sur la zone d'étude de ma thèse.

Enfin, je présente les méthodes utilisées pour analyser ces différentes données (observations et modèle). Ces méthodes visent à i) analyser la structure spatiale et les échelles temporelles de l'impact de la marée interne sur la température, ii) à effectuer le bilan d'énergie des marées, et (iii) le bilan thermique afin de déterminer les processus et les mécanismes, en jeu de l'impact des ondes de marée sur la température, et sur les flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère.



## 2.1. Données d'observation

J'utilise pour ma thèse plusieurs produits d'observations de température et de salinité. Dans cette section, je présente les caractéristiques, les avantages de leur utilisation, et les limites de ces différentes données.

### 2.1.1. Température de surface de l'Océan

Historiquement, les premières mesures satellites de température de surface de la mer (SST—*Sea Surface Temperature*) datent du début des années 80. La SST est donc un type de données sur laquelle la communauté scientifique a beaucoup de recul et dont la qualité s'est graduellement améliorée au fil du temps. J'ai choisi d'utiliser deux types de produits d'observations de la SST pour ma thèse :

- **TMI SST** : ce produit provient de la mission de mesure des précipitations tropicales TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*). Ces données sont obtenues par inter-calibration entre les données du TRMM *Microwave Imager* (TMI) et d'autres radiomètres micro-ondes (Wentz, 2015). Les satellites micro-ondes peuvent effectuer des mesures à travers les nuages (sauf les nuages épais comme les cumulus numbus) et sont donc très utiles dans les régions tropicales à forte couverture nuageuse tout au long de l'année, comme dans la région du nord du Brésil. Nous avons utilisé la dernière version de ce produit (v7.1) contenant des données quotidiennes de SST avec une résolution spatiale de  $\frac{1}{4}^\circ$  (~25 km à l'équateur). Proche des côtes, un masque de 50-75 km est appliqué en raison d'une possible contamination des données par la partie continentale (Chelton et Wentz, 2005). La précision des données SST microondes est de l'ordre de 0.1°C. Des détails additionnels sur TMI SST sont disponibles en ligne via : [Remote Sensing Systems \(remss.com\)](http://RemoteSensingSystems.remss.com) ;
- **MUR SST** (*Multiscale Ultrahigh Resolution SST*) : est un produit combiné de quatre types de données : (i) satellitaires Infrarouge à haute résolution Infrarouge AVHRR—*Advanced Very High Resolution Radiometer*, (ii) satellitaires Micro-ondes et (iii) de fraction de glace, provenant de 14 missions satellitaires, ainsi que (iv) de données *in situ* (Chin et al., 2017). Ces différentes sources de données possèdent des résolutions temporelles variant entre 1–10 jours et spatiales variant entre 1–25 km. Notons que les capteurs infrarouges ont une très bonne résolution spatiale (~ 1–2 km) mais ne peuvent pas effectuer de mesures à travers la couverture nuageuse, ce qui justifie leur combinaison avec d'autres sources de données (micro-ondes, *in situ*). Toutes ses sources

de données sont combinées grâce à une méthode d'interpolation multi-échelles dite « *mesh-less* » qui effectue une optimisation par la méthode des moindres carrés pondérés. Ceci permet de réduire le nombre de données manquantes, un autre avantage est de réduire les erreurs en combinant les données IR (moins précises - erreur de 0.5°C) avec des données microondes plus précises et les données in situ ([Ray et Susanto, 2016](#) ; [Yang et al., 2021](#) ; [Zaron et al., 2023](#)). Nous utilisons la version 4.1 de MUR SST qui est un produit global journalier et de résolution spatiale 1/100°, soit environ 1 km de résolution près de l'équateur. Les champs de SST sont des moyennes journalières produites sur la période débutant au 31 mai 2002, et sont mises à jour régulièrement. MUR SST est accessible en ligne via la plate-forme de la NASA-PODAAC : [GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis \(v4.1\) | PO.DAAC / JPL / NASA](#).

Les deux produits de SST que nous utilisons couvrent la période de 10 ans allant de 2007 à 2016. Par ailleurs, ils ont une résolution spatiale suffisante pour mettre en évidence des structures de méso-échelle  $O(20-1000 \text{ km})$  dans les champs de température, telles que celles pouvant résulter de l'impact des marées. De nombreuses études se sont d'ailleurs appuyées sur les données MUR SST pour analyser l'impact de la marée interne et de la marée barotrope sur la température dans les mers indonésiennes et la mer jaune ([Ray et Susanto, 2016, 2019](#) ; [Susanto et al., 2019](#) ; [Susanto et Ray, 2022](#)). Il faut noter qu'utiliser TMI SST a pour but d'évaluer la capacité de ce produit de faible de résolution spatiale ( $\sim 25 \text{ km}$ ) à détecter les structures d'échelle  $O(<150 \text{ km})$  liées aux ondes internes de marée sur la SST.

Par ailleurs, il est important de rappeler que ces capteurs IR et microondes ne mesurent la SST que dans les premiers microns (IR) à millimètres (microondes) de la couche de surface, et donc peuvent être perturbées par les flux radiatifs à la surface de l'océan, encore appelée effet de peau. Cette source d'erreur peut être non négligeable en zone tropicale, comme notre région d'étude. Néanmoins, les algorithmes actuels de traitement des mesures satellitaires utilisent les données de nuit afin de réduire cet effet de peau. De plus, les données de MUR SST intègrent des mesures *in situ*, permettant de réduire cette erreur.

### 2.1.2. Salinité de surface de la mer

La salinité de surface de la mer (*Sea Surface Salinity* -SSS) est une autre propriété essentielle de l'océan qui influence la masse volumique de l'eau, la formation des masses d'eaux et la

circulation océanique. Pour analyser la SSS, nous utilisons la dernière le produit SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) dérivé d'observations satellites. Ces dernières sont acquises grâce aux interféromètres embarqués à bord de la mission SMOS lancée en 2009 par l'Agence Spatiale Européenne (ESA–*European Space Agency*). Ces interféromètres microondes mesurent la SSS avec une résolution spatiale d'environ 40 km et une répétitivité d'environ trois jours (voir plus de détails sur <https://marine.copernicus.eu/news/new-sea-surface-salinity-sss-products-soil-moisture-and-ocean-salinity-smos-satellite>).

La version de SMOS que j'utilise dans le cadre de thèse se nomme *MULTIOBS\_GLO\_PHY\_SSS\_L4\_MY\_015\_015* et fournit des analyses globales de niveau 4 de la SSS. Ce produit est développé par le Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS, UMR6523 UBO/CNRS/Ifremer/IRD). Ce produit est un reformatage et une version simplifiée du produit CATDS L4 appelé SMOS-OI, et est fourni avec une résolution spatiale de  $1/4^\circ$  (~25 km à l'équateur) et un format temporel journalier. Il est obtenu à l'aide d'un algorithme d'interpolation optimale (OI), qui combine les analyses *in situ* issues du Copernicus Marine Services et les mesures satellites dans le but de réduire divers biais temporels et de grande échelle (*Kolodziejczyk et al., 2021*). La SSS SMOS est disponible à partir du site [https://data.marine.copernicus.eu/viewer/expert?view=dataset&dataset=MULTIOBS\\_GLO\\_PHY\\_SSS\\_L4\\_MY\\_015\\_015](https://data.marine.copernicus.eu/viewer/expert?view=dataset&dataset=MULTIOBS_GLO_PHY_SSS_L4_MY_015_015) sous un format journalier, et au format condensé en une archive sur <https://www.seanoe.org/data/00619/73142/> (*Kolodziejczyk et al., 2021*). Ce produit SMOS est disponible sur la période allant de décembre 2010 à ce jour. J'ai ainsi sélectionné les données sur la période 2011–2016 pour valider les simulations du modèle.

Il faut rappeler que *Kolodziejczyk et al. (2021)* ont montré dans leur étude que le produit SMOS de niveau L3 présentent une erreur de plus de 3 PSU au niveau de l'embouchure et de la panache du fleuve Amazone. Cette erreur existe également dans la version L4 que j'utilise, et doit donc être prise en compte lorsqu'on compare cette SSS issue d'observations satellites aux simulations numériques.

### 2.1.3. Climatologie WOA2018

Les données satellites ne fournissent des informations que sur la couche de surface de l'océan. Pour valider les simulations de notre configuration du modèle NEMO suivant la verticale, nous avons eu recours à deux jeux de données climatologiques de *World Ocean Atlas version 2018 (WOA2018)*. C'est une base de données *in situ* globales fournissant des informations sur les propriétés physiques et chimiques de l'océan, telles que la température, la salinité et la densité,

qui nous intéressent, mais aussi le pourcentage de saturation en oxygène et les concentrations en divers nutriments. Le produit WOA rassemble des données *in situ* collectées depuis 1955 jusqu'à nos jours provenant des flottes de navires océanographiques, des flotteurs dérivants, des bouées de mesure. Ces données sont interpolées sur des grilles régulières ( $5^\circ$ ,  $1^\circ$  et  $\frac{1}{4}^\circ$ ) et moyennées dans le temps pour produire entre autres la climatologie sur diverses périodes (voir plus de détails sur : <https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2018/bin/woa18.pl>). Nous avons utilisé la climatologie mensuelle sur la période 2007–2016, qui est la plus proche de la période des simulations, avec la résolution  $\frac{1}{4}^\circ$ .

Toutefois, il faut souligner que les observations qui composent le produit WOA2018 sont spatialement éparpillées et irrégulières dans le temps, de ce fait l'interpolation sur une grille régulière aboutit à un produit très lissé dans le temps et l'espace. Ce type de produit peut donc présenter, dans certaines régions dynamiques et de forte variabilité, comme les régions tropicales, une certaine incertitude par rapport aux données *in situ*, satellite ou des sorties de modèle numérique. Cependant ces données *in situ* sont très utiles comme vérité terrain, les données satellite et sorties modèle étant des estimations indirectes, pouvant être biaisées.

## 2.2. Réanalyses GLORYS

Le produit GLORYS est une réanalyse physique globale de l'océan et de la glace de mer basée sur le modèle de circulation océanique NEMO, élaborée dans le cadre du Service de surveillance de l'environnement marin Copernicus (CMEMS – *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*), et produite par Mercator Ocean International. Ces réanalyses s'appuient en grande partie sur le système actuel de prévision globale en temps réel CMEMS. Le modèle numérique est le modèle NEMO (v3.6) forcé en surface pour les flux de chaleurs, eau et quantité de mouvement par les réanalyses ECMWF ERA-Interim puis ERA5 pour les dernières années, et ne prend pas en compte pas le forçage de marée. Les observations *in situ* et satellite sont assimilées au moyen d'un filtre de Kalman d'ordre réduit ([Lellouche et al., 2018](#)). Les données altimétriques (anomalie du niveau de la mer), la SST et la SSS satellites, la couverture de la glace de mer estimée par satellite et les profils verticaux de température et de salinité *in situ* sont assimilés conjointement dans le modèle. De plus, un schéma 3D-VAR permet de corriger les biais liés à l'évolution lente de la température et de salinité à grande échelle. Les détails sur la production des réanalyses GLORYS sont disponibles sur : [https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_001\\_030/description](https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/description).

Nous utilisons la dernière version dénommée GLORYS12V1 (*Lelouche et al., 2018*) qui a une résolution spatiale de  $1/12^\circ$  (~9 km à l'équateur) et 50 niveaux verticaux. Les réanalyses GLORYS12V1 sont disponibles à partir du site : [https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_001\\_030/services](https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/services). La période couverte par GLORYS12V1 s'étend de 1993 à 2023, et est constituée de fichiers journaliers (de vitesse de courant, température, salinité, etc.) sous la dénomination *cmems\_mod\_glo\_phy\_my\_0.083deg\_PID-m*.

Les réanalyses GLORYS sont très largement utilisées pour étudier la dynamique océanique (courants et tourbillons), la SST et SSS, les propriétés de la glace de mer, suivi lagrangien des particules, etc. Elles sont aussi utilisées pour faire de la surveillance environnementale, la recherche sur le climat et la modélisation océanique (e.g., *Jourdain et al., 2014* ; *Storto et al., 2019* ; *Etourneau et al., 2019* ; *Dossa et al., 2021* ; *Finocchio et al., 2022* ; *Fritz et al., 2023* ; *Long et al., 2023* ; *Amaya et al., 2023*).

Dans le cadre de ma thèse, j'utilise les données GLORYS12V1 sur la période 2005–2016 comme forçages aux frontières ouvertes pour la configuration du modèle NEMO sur ma zone d'étude (voir Section 2.3.4) et les données de vitesse de courant sur la période 2007–2016 pour la validation des simulations issues de cette configuration NEMO sur ma zone d'étude (voir Chapitre 3).

## 2.3. Modèle de circulation générale NEMO

### 2.3.1. Présentation du modèle NEMO

Le modèle océanique NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) est un modèle de circulation générale océanique (OGCM—*Ocean General Circulation Model*) développé par un consortium européen constitué de cinq entités réparties entre trois pays (voir plus de détails sur : [NEMO Community ocean model for multifarious space and time scales \(nemo-ocean.eu\)](https://nemo-ocean.eu)). Le modèle NEMO est très utilisé pour la recherche académique, les prévisions opérationnelles d'état de l'océan, les prévisions saisonnières, les projections climatiques et l'assimilation des observations.

Le modèle NEMO comprend trois composantes principales :

- **NEMO-OCE** (*Ocean Engine*) pour la dynamique océanique ;
- **NEMO-TOP/PISCES** constitué du module **TOP** (*Tracer in Ocean Paradigm*) pour les traceurs passifs et du modèle **PISCES** (*Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies*) pour les processus biogéochimiques et ;
- **NEMO-ICE** pour la glace de mer.

NEMO intègre également un système d'assimilation de données **NEMO-TAM** (*Tangent Adjoint Model*) ([Vidard et al., 2015](#)).

Ces composantes peuvent fonctionner seules ou être couplées entre elles et/ou avec divers autres modèles (atmosphériques, océaniques, transport sédimentaires, etc) grâce à l'outil de couplage **OASIS** (*Ocean Atmosphere Sea Ice Soil*). Par ailleurs, NEMO utilise l'outil **AGRIF** (*Adaptive Grid Refinement In Fortran*, [Home — AGRIF documentation](#)) pour le raffinement de grille et la bibliothèque **XIOS** (*eXtensible Input Output Server*, [XIOS \(jussieu.fr\)](#)) pour la gestion des données entrantes et l'écriture des sorties.

Pour ma thèse, j'utilise les composantes OCE et TOP/PISCES basées sur la version NEMO 4.0.2 ([Madec et al., 2019](#)) pour la configuration du modèle sur ma zone d'étude et la production des simulations.

### 2.3.2. Hypothèses et équations du modèle NEMO

- **Hypothèses**

Dans le modèle NEMO, la description de la dynamique de l'océan et de son état est basée sur six variables principales : les composantes horizontales du vecteur de vitesse  $\vec{U}$ , la pression  $P$ , la densité  $\rho$ , la température potentielle  $T$  et la salinité  $S$ . L'évolution de ces variables est décrite grâce aux équations de Navier-Stokes, encore appelées équations primitives, et l'équation d'état de l'eau de mer dans le cadre de certaines approximations liées aux propriétés de l'océan :

- 1- **Approximation de la couche mince** : la profondeur de l'océan est considérée comme négligeable par rapport au rayon de la Terre ;
- 2- **Approximation de Boussinesq** : les variations de densité sont négligeables ( $\rho_0 = 1020 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ), sauf pour le calcul des termes de flottabilité et de compressibilité de l'équation d'état ;
- 3- **Equilibre hydrostatique** : il y a un équilibre entre la force de gravité et la force de pression selon la verticale ;

- 4- **Hypothèse d'incompressibilité** : l'eau de mer est considérée incompressible, en conséquence la divergence des vitesses est nulle ;
- 5- **Hypothèse de fermeture du mélange turbulent** : les mouvements de petite échelle sont exprimés en fonction des mouvements de grande échelle ;
- 6- **Approximation sphérique** : la terre est considérée comme une sphère, les surfaces géopotentiellees sont donc sphériques.

- **Equations du modèle NEMO**

Ces approximations permettent de simplifier les équations de Navier-Stokes et l'équation d'état, permettant de modéliser plus facilement les processus océaniques. Ces équations s'expriment dans un système vectoriel  $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ , avec  $\vec{k}$  le vecteur vertical orienté vers la surface de l'océan et  $(\vec{i}, \vec{j})$  la surface tangente aux surfaces géopotentiellees :

- 1- **Equation de conservation de la quantité de mouvement** :

$$\partial_t \vec{U}_h = -(\vec{U} \cdot \vec{\nabla}) \vec{U} \Big|_h - (f \vec{k} * \vec{U}_h) - \frac{\vec{\nabla} P}{\rho_0} \Big|_h + \vec{D}_u + \vec{F}_u \quad (2.1)$$

- 2- **Equilibre hydrostatique** :

$$\partial_z P = -\rho g \quad (2.2)$$

- 3- **Equation de continuité** :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{U} = 0 \quad (2.3)$$

- 4- **Equations de conservation de la chaleur et du sel** :

$$\partial_t T = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{U} T) + D_T + F_T \quad (2.4)$$

$$\partial_t S = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{U} S) + D_S + F_S \quad (2.5)$$

- 5- **Equation d'état** :

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (2.6)$$

avec le vecteur vitesse  $\vec{U} = \underbrace{u\vec{i} + v\vec{j}}_{\vec{U}_h} + w\vec{k}$  ( $u, v$  et  $w$ , les composantes zonale, méridienne et

verticale de la vitesse),  $t$  est le temps,  $\vec{\nabla}$  est l'opérateur vectoriel,  $h$  est le vecteur horizontal local,  $f = 2\vec{\Omega} \sin \varphi$  l'accélération de Coriolis avec  $\vec{\Omega}$  le vecteur de rotation de la Terre et  $\varphi$  la latitude,  $g$  est l'accélération de la pesanteur,  $\rho$  est la densité,  $P$  est la pression,  $\vec{D}_u, D_T$  et  $D_S$  sont les termes de diffusion de la vitesse, de la température potentielle et de la salinité,  $\vec{F}_u, F_T$  et  $F_S$  les termes de forçage en surface appliqués à la vitesse, à la température et la salinité.

### 2.3.3. Discrétisation spatiale des équations du modèle NEMO

Les équations décrites ci-avant sont résolues dans le modèle numérique grâce à une discrétisation dans l'espace et au pas de temps du modèle. La grille horizontale utilisée dans NEMO est appelée ORCA. C'est une grille curvilinéaire et tripolaire, avec un pôle dans l'hémisphère Sud et deux pôles dans l'hémisphère Nord (Fig. 2.1a). Ceci permet d'éviter les problèmes de singularité qui se posent avec les grilles géographiques régulières (*Madec et al., 2019*). La discrétisation spatiale est effectuée en utilisant une méthode de différences finies centrée dans l'espace. La grille verticale que nous utilisons possède un système de coordonnées  $z$  avec 75 niveaux fixes dans le temps. Cette grille a un raffinement qui augmente vers la surface de l'océan (Fig.2.1b, plus de détails dans la Section 2.3.4.1).

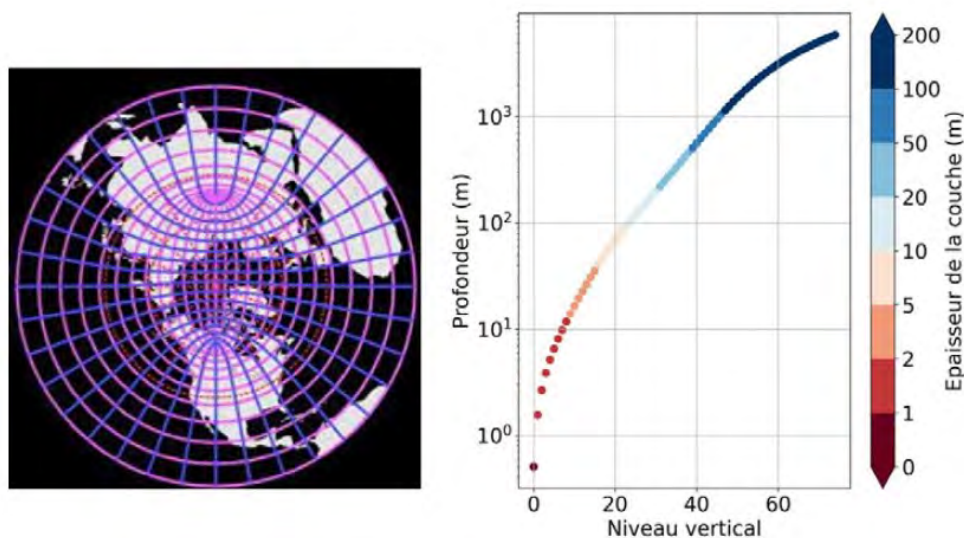


Figure 2.1. Illustration de la grille horizontale ORCA non-régulière (à gauche) et discrétisation de la grille verticale à 75 niveaux (à droite) (Tiré de *Chaigneau, 2022*).

Dans les modèles de circulation générale comme NEMO, la résolution verticale en coordonnées  $z$  est limitée par le nombre de grilles disponibles. Il en résulte une inadéquation avec la topographie réelle de l'océan plus complexe (Fig.2.2a), notamment en zone côtière ou près des fonds marins pentus. Cette inadéquation est résolue par la technique du « partial steps », qui permet de gérer la transition entre les niveaux verticaux discrets du modèle océanique et la topographie réelle du fond marin (Fig.2.2b). Il s'agit d'une approche qui tient compte du fait que la profondeur de l'océan ne varie pas de manière uniforme entre les niveaux de grille



verticaux (*Bernard et al., 2006*). Dans NEMO, le partial steps est réalisé en décalant légèrement et en fractionnant les niveaux de la grille verticale au fond par rapport à la topographie réelle en gardant au minimum 20% de la taille de grille originelle (Fig.2.2b). Cela permet de mieux reproduire les variations de profondeur près des côtes, des plateaux continentaux et des zones de pente abrupte comme les talus ou les monts sous-marins (voir plus de détails dans *Madec et al., 2019*). En utilisant le partial steps, NEMO améliore la représentation des processus côtiers, tels que les interactions entre les vagues, les marées et les courants et la friction de fond. Cette dernière étant très importante pour la conversion barotrope/barocline, et par conséquent pour la génération des ondes internes de marée, sujet de ma thèse. Le partial steps a également un impact sur la dynamique de l’océan près des côtes et sur les projections du niveau de la mer (e.g., *Chaigneau, 2022*).

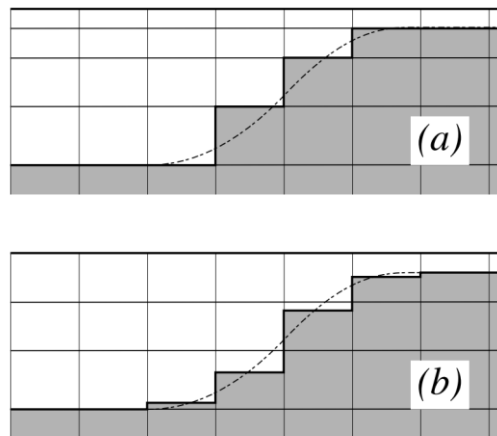


Figure 2.2. La topographie de l’océan (gris) telle que vue par le modèle NEMO. Discrétisation verticale en coordonnées  $z$  (a) sans et (b) avec partial step. Dans le second cas (b), la modification des cellules de grille au fond aboutit à une meilleure représentation de la bathymétrie prescrite. (Tiré de *Madec et al., 2019*).

#### 2.3.4. La configuration physique AMAZON36

Il faut tout d’abord noter que dans ma zone d’étude au large du fleuve Amazone, plusieurs configurations du modèle NEMO existaient déjà avant le début de ma thèse. Cependant, elles présentaient certains inconvénients qui ont nécessité le développement d’une nouvelle configuration au début de ma thèse. En effet, les inconvénients de ces configurations sont les suivants:

- une grille trop grossière ( $1/4^\circ$ , *Hernandez et al., 2016*) qui ne permet pas de bien résoudre la génération de la marée interne, comme montré par *Niwa et Hibiya (2011)* ;
- ou, lorsque la grille est fine ( $1/36^\circ$ , dite ORCA-36, *Ruault et al. 2020*), le domaine n'est pas assez large pour prendre en compte tous les sites de génération des marées internes sur le talus nord brésilien et leur chemin de propagation. Cela est notamment vrai pour le site B qui est le deuxième en importance et non pris en compte dans l'étude de *Tchilibou et al., (2022)*.

S'affranchir de ces deux limitations a justifié la mise en place d'une nouvelle configuration baptisée « *AMAZON36* ». Ce travail a été initié par Guillaume Morvan (Ingénieur d'études au LEGOS) et j'y ai largement contribué entre la première et la deuxième année de ma thèse.

#### 2.3.4.1. Caractéristiques

*AMAZON36* a une grille ORCA-36 ( $\sim 3$  km de résolution proche de l'équateur) avec un domaine qui s'étend entre  $54,7^\circ\text{O}$ – $35,3^\circ\text{O}$  en longitude et  $5,5^\circ\text{S}$ – $10^\circ\text{N}$  en latitude (Fig.2.3). De cette manière, nous prenons en compte les marées internes se propageant depuis tous les sites de génération au large du fleuve Amazone. La grille verticale est composée de 75 niveaux de coordonnées  $z$  avec une surface libre, c'est-à-dire que le premier niveau à l'interface océan-atmosphère est variable dans le temps pour mieux représenter l'océan réel. Cela est nécessaire pour mes travaux de thèse afin d'avoir une variation de la surface due à la marée barotrope et à la marée interne. Le raffinement de grille verticale est plus étroit près de la surface, comprenant 23 niveaux dans les premiers 100 m, tandis que l'épaisseur des couches atteint 160 m près du fond (Fig.2.1). Les raffinements horizontal et vertical de la grille sont adaptés à l'étude la marée interne. *Tchilibou et al. (2022)* ont récemment utilisé une configuration basée sur une grille similaire avec une configuration mise en place par *Ruault et al. (2020)* pour étudier les mécanismes de génération, propagation et dissipation de la marée interne dans cette région.

S'agissant de ses paramètres, *AMAZON36* utilise un schéma UBS (*Upstream biased Scheme*) de troisième ordre (UP3) avec une diffusion intégrée pour l'advection des quantités de mouvement. L'advection des traceurs repose sur un schéma de transport par flux corrigés de second ordre (FCT) (*Zalesak, 1979*). La diffusion des traceurs est laplacienne isopycnale avec un coefficient constant de  $20 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ . L'intégration temporelle est réalisée grâce au schéma *leapfrog* combiné à un filtre d'Asselin pour amortir les modes numériques, avec un pas de temps barocline de 150 s. Le schéma de fermeture turbulente  $k-\varepsilon$  est utilisé pour la diffusion verticale. La friction au fond est quadratique avec un coefficient de frottement de  $2.5 \times 10^{-3}$ , tandis que

des conditions de glissement libre sont prescrites pour les parois latérales. Nous utilisons une technique de fractionnement temporel pour résoudre la surface libre, avec la partie barotrope des équations dynamiques intégrée explicitement (voir *Madec, 2019*).

Nous avons utilisé la version 2020 de la *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO, [https://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/gebco\\_2020/](https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2020/)) pour la bathymétrie de la configuration *AMAZON36*. GEBCO un atlas bathymétrique de très haute résolution,  $1/204^\circ$ , soit sensiblement 462 m de résolution dans ma zone d'étude. Cette bathymétrie est ensuite interpolée sur la grille horizontale ORCA-36 de notre modèle (Fig.2.3). Après plusieurs tests de simulation, nous avons choisi d'établir la profondeur minimale de la bathymétrie du modèle à  $z = -12,8$  m (voir détails à la Section 2.3.4.2).

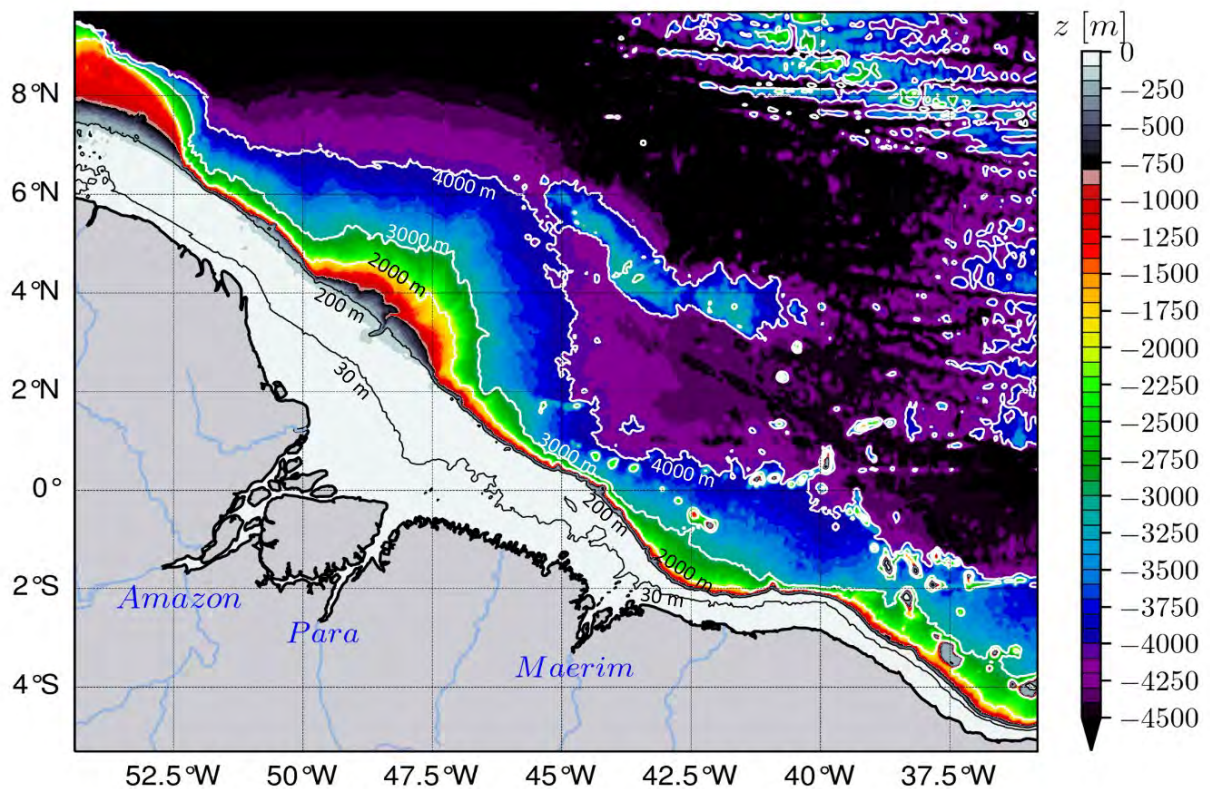


Figure 2.3. Bathymétrie utilisée pour la configuration *AMAZON36*. Le plateau continental ( $z \geq 200$  m) avec une faible variation de la profondeur est représenté en niveau de gris clair, suivi par la rupture abrupte de la bathymétrie ( $-2000 > z > -200$  m), du gris foncé au jaune, marquant le talus.

Le modèle est forcé en surface par les réanalyses atmosphériques ERA-5 (*Hersbach et al., 2020*). Les forçages horaires ERA5 (vitesse de vent zonal et méridienne, précipitation, flux radiatifs, température à 2m, pression atmosphérique, température et humidité de l'air) sont moyennés sur trois heures avant d'être intégrées dans le modèle. Les apports fluviaux sont basés sur des moyennes mensuelles issues de la simulation hydrologique du modèle Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère (ISBA, <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article146&lang=en>) et sont prescrits sous forme de débit massique en surface avec une salinité nulle. Après divers tests de sensibilités (voir Tableau 2.1) que j'ai effectués en appliquant un coefficient sur le débit ISBA, j'ai choisi un coefficient de 0.9 pour la suite des simulations, qui permet de mieux reproduire la marée. Par ailleurs, j'ai vérifié que la fraction de 90% que j'ai choisi reste bien dans la gamme de débit des autres produits. La Figure 2.4 montre la comparaison entre les débits du modèle ISBA avec les séries chronologiques de débits mesurés HYBAM (<http://www.ore-hybam.org>) et de *Dai (2017, https://rda.ucar.edu/datasets/ds551.0/)* entre 2005 et 2016. On remarque que la fraction de 90% des débits d'ISBA est bien comprise entre les valeurs de HYBAM et de *Dai (2017)*.

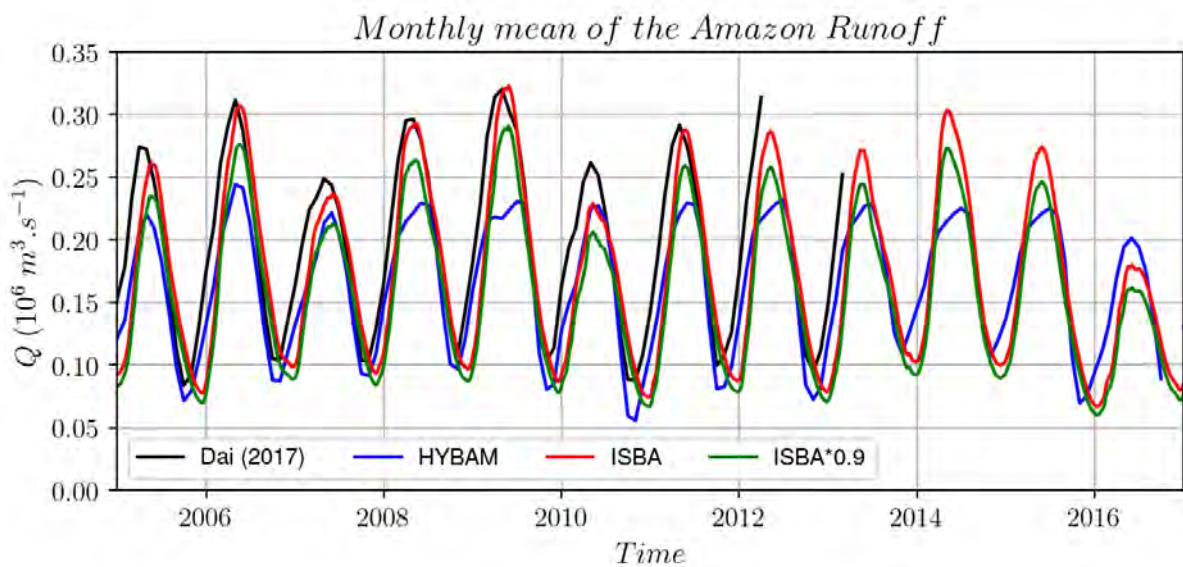


Figure 2.4. Comparaison des moyennes mensuelles du débit du fleuve Amazone sur la période 2005–2016 entre les observations de *Dai (2017)* (en noir), HYBAM (en bleu), et le modèle ISBA d'origine (en rouge) et la fraction de 90% (en vert) utilisée pour les simulations AMAZON<sub>36</sub>.

Aux frontières ouvertes de la configuration *AMAZON36*, nous avons prescrit un potentiel de marée constitué des quinze principales harmoniques de marée ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $2N_2$ ,  $MU_2$ ,  $NU_2$ ,  $L_2$ ,  $T_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $Q_1$ ,  $P_1$ ,  $S_1$  et  $M_4$ ) et des courants barotropes dérivés de l'atlas de marée FES2014 (*Lyard et al., 2021*). De plus, le modèle est forcé aux frontières ouvertes par la température, la salinité, le niveau de la mer, la vitesse du courant et les vitesses baroclines, tous dérivés des simulations des réanalyses GLORYS12V1 (*Lellouche et al., 2018*).

Plus de détails sur la configuration *AMAZON36* sont disponibles en ligne sur :

[https://forge.ird.fr/legos/atnum/configs\\_wiki/-/wikis/Configurations/AMAZON36](https://forge.ird.fr/legos/atnum/configs_wiki/-/wikis/Configurations/AMAZON36)

#### **2.3.4.2. Mise en place de la configuration : tests de sensibilités**

Les simulations sont initialisées le 1er janvier 2005. Pour une configuration physique comme la nôtre, où les équilibres des masses d'eau dans les premiers 1000 m sont assez rapides, les deux premières années de simulations sont considérées comme période de « *spin-up* »—période nécessaire au modèle pour atteindre l'équilibre notamment en termes d'énergie cinétique. Néanmoins, l'état moyen de l'océan est déjà assez stable pour 2006. Nous nous sommes donc servis de cette année pour effectuer divers tests de sensibilité dans le but d'améliorer la qualité de nos simulations. Etant donné que les ondes internes sont notre principal intérêt scientifique dans mon travail de thèse, nous nous sommes le plus appesantis à affiner la solution de la marée barotrope pour l'approcher le plus du modèle de référence FES2014, tout en s'assurant que l'état moyen (température et salinité) soit acceptable. En raison du lien de causalité entre les marées barotrope et interne, il est crucial d'avoir une meilleure solution de la marée barotrope possible afin d'aboutir à la meilleure génération de la marée interne.

Le Tableau 2.1 ci-après récapitule les divers paramètres changés lors des tests de sensibilité effectués. Nous avons effectué une douzaine de tests de sensibilité avant d'obtenir une simulation de référence avec la configuration *AMAZON36* proche des observations ou atlas pour les marées barotrope et barocline ainsi que pour l'état moyen en température, salinité, courants ainsi que le cycle saisonnier. Les tests de sensibilité ont été effectués sur des paramètres clés pour l'amélioration de la simulation sur le plateau et le talus proche de l'embouchure du fleuve Amazone. Ces paramètres sont: la profondeur minimale de bathymétrie ; le coefficient d'ajustement pour le débit du fleuve afin d'avoir les débits issus du modèle ISBA proche des observations in situ HYBAM et la climatologie de *Dai (2017)* ; l'épaisseur de la bande de relaxation (nombre de points de grille) aux frontières ouvertes de la configuration *AMAZON36* ; l'épaisseur du mélange vertical du flux de la rivière plus précisément sur quelle épaisseur le

flux d'eau douce du fleuve Amazone est redistribué afin d'éviter une trop forte stratification liée à cet apport d'eau douce en surface ; épaisseur de la couche de répartition du flux de rivière ; le coefficient de frottement de fond et la rugosité ayant un impact sur la dissipation par frottement de l'énergie de la marée barotrope et l'énergie cinétique résiduelle intervenant dans le mélange vertical de fond et la génération d'ondes internes. Nous avons également joué sur différents autres paramètres intervenant dans la diffusion dans le modèle NEMO (vitesse de diffusion latérale, viscosité turbulente verticale et diffusivité turbulente verticale).

Dans ce chapitre de ma thèse, j'ai choisi de ne présenter que les huit tests pour lesquels au moins deux paramètres ont été changés (Tableau 2.1). Les autres tests effectués pendant ma thèse, un seul paramètre était modifié et ont permis d'affiner la simulation de référence de la configuration *AMAZON36*.

Par ailleurs, il faut noter que ces différents tests ont surtout concerné l'amélioration de la solution de marée barotrope sur le plateau près des côtes dans l'embouchure du fleuve Amazone. Cette zone présente une bathymétrie complexe, un travail conséquent a été nécessaire afin d'avoir une simulation de référence pour la configuration *AMAZON36* représentant correctement la propagation de la marée barotrope.

Tableau 2.1. Récapitulatif des paramètres clés du modèle modifiés pour les 8 tests de sensibilité pour la configuration AMAZON36.

<i>Paramètres du modèle</i>	<i>Test de sensibilité</i>							
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>
<i>Profondeur minimale de la bathymétrie (m)</i>	7	8	8	8	10	10	12.8	<b>12.8</b>
<i>Coefficient sur le débit fluvial</i>	1	1	1	1	1	0.9	0.9	<b>0.9</b>
<i>Épaisseur de relaxation (nombre de points de grille aux frontières ouvertes)</i>	6	6	6	10	10	10	10	<b>10</b>
<i>Épaisseur du mélange vertical du flux de rivière (m)</i>	10	10	15	15	15	15	15	<b>15</b>
<i>Épaisseur de la couche de répartition du flux de rivière (m)</i>	15	15	15	100	100	100	15	<b>15</b>
<i>Coefficient de frottement de fond</i>	1 e <sup>-3</sup>	1 e <sup>-3</sup>	1 e <sup>-3</sup>	2.5 e <sup>-3</sup>	2.5 e <sup>-3</sup>	2.5 e <sup>-3</sup>	2.5 e <sup>-3</sup>	<b>2.5 e<sup>-3</sup></b>
<i>Énergie cinétique résiduelle (m<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup>)</i>	2.5 e <sup>-3</sup>	2.5 e <sup>-3</sup>	2.5 e <sup>-3</sup>	0	0	0	0	<b>0</b>
<i>Rugosité (m)</i>	3 e <sup>-3</sup>	9 e <sup>-3</sup>	3 e <sup>-3</sup>	3 e <sup>-3</sup>	3 e <sup>-3</sup>	1 e <sup>-5</sup>	1 e <sup>-5</sup>	<b>1 e<sup>-6</sup></b>
<i>Vitesse de la diffusion latérale (m.s<sup>-1</sup>)</i>	1.2 e <sup>-2</sup>	1.2 e <sup>-2</sup>	4 e <sup>-2</sup>	4 e <sup>-2</sup>	4 e <sup>-2</sup>	4 e <sup>-2</sup>	4 e <sup>-2</sup>	<b>4 e<sup>-2</sup></b>
<i>Viscosité turbulente verticale (m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>)</i>	1 e <sup>-4</sup>	1 e <sup>-4</sup>	2 e <sup>-5</sup>	2 e <sup>-5</sup>	1 e <sup>-5</sup>	1 e <sup>-5</sup>	1 e <sup>-5</sup>	<b>1 e<sup>-5</sup></b>
<i>Diffusivité turbulente verticale (m<sup>2</sup>/s)</i>	1 e <sup>-5</sup>	1 e <sup>-5</sup>	1 e <sup>-10</sup>	1 e <sup>-10</sup>	1 e <sup>-6</sup>	1 e <sup>-6</sup>	1 e <sup>-5</sup>	<b>1 e<sup>-6</sup></b>

- **Evolution de la solution de marée barotrope**

La Figure 2.5 montre l'évolution de la solution de marée barotrope du modèle, notamment la SSH (*Sea Surface Height*) barotrope, en fonction des divers tests de sensibilité et comparativement à FES2014.

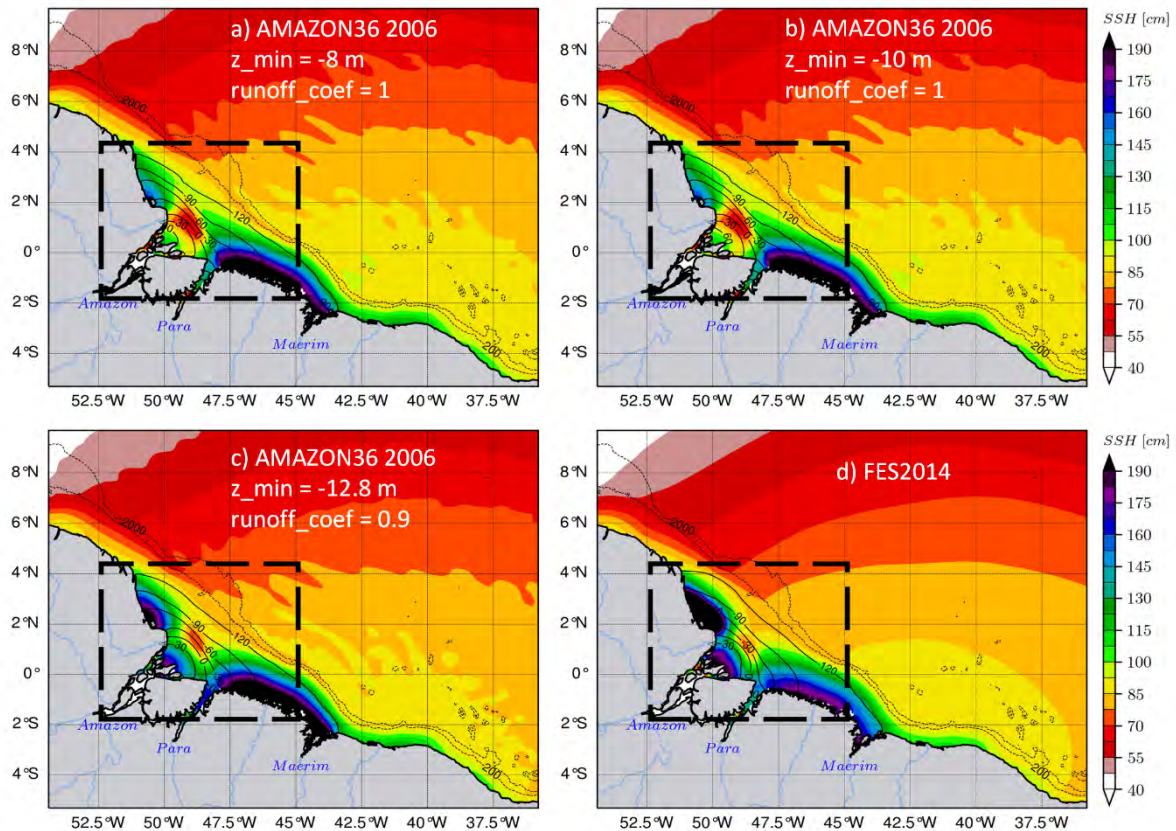


Figure 2.5. SSH (cm) barotrope à partir de quelques-uns des tests effectués pour approcher la solution de marée de la simulation de référence du modèle à FES2014. En premier lieu, le paramètre clé changé est la profondeur minimale de la bathymétrie ( $z_{\min}$ ) de -8 m (a) à -10m (b) et en gardant le débit originel issu du modèle ISBA ( $\text{runoff\_coef} = 1$ ), et ensuite en changeant  $z_{\min}$  à -12.8 m et en prenant 90% du débit ( $\text{runoff\_coef} = 0.9$ ) (c). Cette dernière solution permet d'avoir la plus faible erreur entre la SSH du modèle et celle de FES2014 autour de l'embouchure de l'Amazone (cadre en trait pointillé). La couleur représente l'amplitude de la SSH, et les contours en traits pleins la phase associée. Les contours en traits tiretés représentent les isobathes 200m et 2000 m à partir de la bathymétrie du modèle.



Pour les deux premiers cas (Fig. 2.5a et b), correspondant respectivement aux tests de sensibilité 3 et 5, le modèle sous-estime la SSH de plus 100 cm dans la partie centrale et nord de l'embouchure et surestime la SSH d'à peu près 40–50 cm au sud de l'embouchure. En changeant la profondeur minimale ( $z_{min}$ ) à -12.8 m (Fig. 2.5c) avec le test de sensibilité 7 et en utilisant le coefficient pour les débits à 0.9, et en changeant la diffusivité turbulente verticale (cf. Tableau 2.1), le biais sur la SSH avec FES2014 (Fig. 2.5d) est réduit pour la solution finale de la marée barotrope avec un biais variant entre ~30–50 cm autour de l'estuaire. Ensuite nous avons diminué la rugosité du fond et la diffusivité turbulente verticale de  $10^{-5}$  à  $10^{-6}$ , test de sensibilité 8, ce qui a eu pour effet de réduire d'avantage le biais à ~20–40 cm autour de l'estuaire. Ce biais étant similaire à celui obtenu dans l'étude de [Ruault et al. \(2020\)](#) avec le modèle NEMO nous avons décidé de nous satisfaire de la qualité de la solution de marée.

Parallèlement, j'ai effectué un travail similaire de pré-validation pour les variables température, salinité et vitesse de courant pour l'année 2006. À cet effet, j'ai comparé les sorties du modèle pour la simulation avec les paramètres modifiés du test 8 à MUR SST pour la température, et à GLORYS12V1 et WOA2018 pour la salinité et les vitesses de courant avec des biais réduits - comparables aux études précédentes dans la zone d'étude, confortant ainsi notre choix de ces paramètres (test 8) afin d'étendre la simulation de référence jusqu'en 2016.

Pour la validation et l'analyse de la simulation de référence je me focalise sur la période de onze années allant de 2007 à 2016, les deux premières années de simulations (2005 et 2006) n'étant pas considérées car étant la période de « spin-up » du modèle.

Par ailleurs, comme il est de coutume dans les études sur les interactions entre la marée et le milieu physique océanique, j'ai réalisé des simulations « jumelles » sur la même période, mais en désactivant uniquement le forçage de marée dans le modèle. Pour une variable donnée (température, salinité, courant, etc.), en faisant la différence entre la simulation de référence avec marée et la même simulation sans marée, cela permet de déduire l'effet des marées (barotrope + barocline) sur ladite variable. Ensuite d'autres méthodes sont employées pour discriminer entre les deux marées (barotrope et barocline) (voir ci-dessous). Comme je l'ai présenté aux sections 1.1. et 1.2., pour les modèles globaux ou régionaux comme NEMO, il convient de rappeler ici que la puissance actuelle des calculateurs ne permet pas encore de résoudre explicitement les processus tels que les effets de non-linéarité associés aux ondes internes (interaction onde-onde ou onde-circulation, déferlement), les ondes internes solitaires,

car pour ce faire, il faudrait une résolution spatiale plus fine et l'utilisation des équations non-hydrostatiques dans le modèle.

Ces processus non-linéaires sont donc qualifiés de sous maille, et soit ne sont pas pris en compte (pour le cas des solitons par exemple), ou alors sont quantifiés grâce aux schémas numériques tels que UP3 pour ce qui est de la dissipation des ondes internes, dans le cas de NEMO. Cela peut être à l'origine de différences parfois non négligeables entre la dissipation dans les modèles et la réalité (e.g., [Nugroho, 2017](#)), et *in fine* cela pourrait influencer l'impact des ondes internes sur la température dans le modèle, sujet de ma thèse. Cette difficulté est à garder en tête lorsqu'on analyse les résultats des modèles de circulation générale avec marée et est brièvement discutée dans la section 5.1 de mon 1er article de thèse ; voir chapitre 3 sur les résultats de ma thèse.

## 2.4. Validation des simulations *AMAZON36*

Dans cette section, je présente essentiellement la validation de la simulations avec marée qui est ma simulation de référence. Néanmoins, dans quelques cas, je compare cette simulation à la simulation sans marée afin d'avoir une compréhension de l'effet global des marées dans ma zone d'étude.

### 2.4.1. Température

- **Etat moyen de la SST**

La Figure 2.6 présente la moyenne de la SST sur la période 2007–2016 pour les deux produits d'observations MUR (Fig.2.6a) et TMI (Fig.2.6b). Les deux produits montrent globalement une langue d'eaux de plus de 28 °C qui s'étale le long du plateau et suivant le panache du fleuve Amazone au nord-ouest, tandis que des eaux plus froides se répartissent plus loin au large. La SST de la simulation avec forçage de marée reproduit bien cette distribution spatiale avec un biais globalement négatif ( $\sim 0.4$  °C) comparée à la SST MUR (Fig.2.6c) et SST TMI (Fig.2.6d) sur le panache de l'Amazone et dans la zone de la rétroflexion du courant Nord-Brésil (NBC) au nord-ouest. Ce biais est du même ordre de grandeur que dans les travaux antérieurs basés sur des OGCM dans cette région et se situe généralement autour de 1 °C ([Richter et Xie, 2008](#) ; [Xu et al., 2014](#) ; [Hernandez et al., 2016](#) ; [Hernandez et al., 2017](#) ; [Gévaudan et al., 2021](#)). Ce qui témoigne de la bonne qualité de la simulation avec forçage de marée (ou simulation de référence).

La différence entre les simulations avec et sans forçage de marée (Fig.2.7) sur la même période à long terme montre d'une part un refroidissement ( $\sim 0.4$  °C) plus étendu au nord-ouest suivant

le panache de l'Amazone, et d'autre part un réchauffement ( $\sim 0.2\text{--}0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) plus étendu à l'embouchure et la partie centrale du plateau continental au large de l'embouchure, comparativement aux biais entre la simulation avec forçage de marée et les observations. Ainsi donc, la simulation incluant la marée est la plus à même de reproduire l'état moyen de la SST sur la période d'étude (2007-2016)

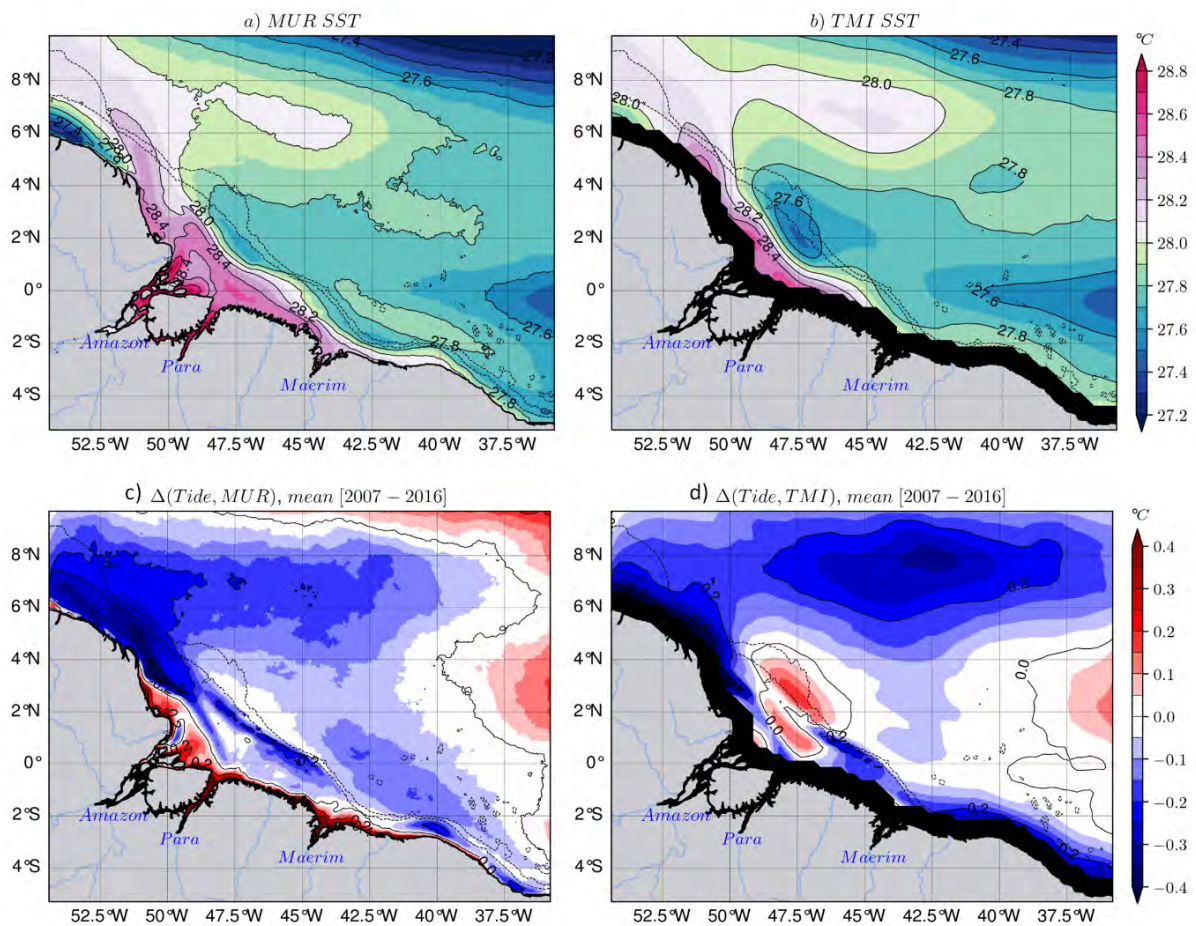


Figure 2.6. Moyenne sur la période [2007–2016] de la SST des observations (a) MUR et (b) TMI, et biais (modèle - observations) entre la SST de la simulation avec forçage de marée et (c) MUR et (d) TMI. Les contours en traits pleins représentent la température, tandis que les contours en traits tiretés représentent les isobathes 200 m et 2000 m à partir de la bathymétrie du modèle.

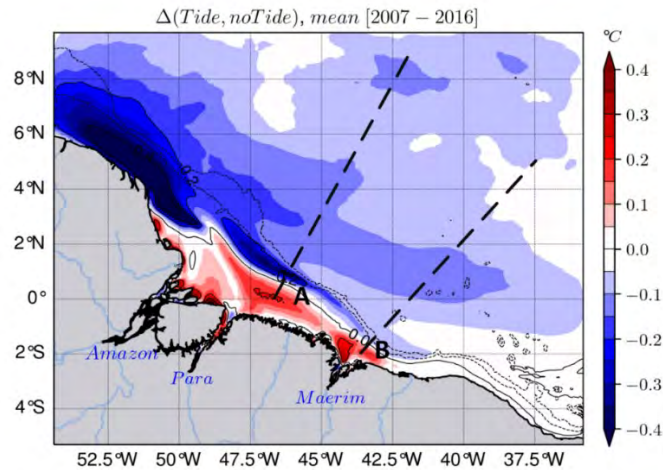


Figure 2.7. Différence entre la SST moyennée sur la période [2007–2016] des simulations avec et sans forçage de marée du modèle. Les deux lignes en trait tireté représentent la trajectoire moyenne des ondes internes de marée émanant des deux sites de génération principaux A et B.

- **Etat moyen de la température sur la verticale**

Afin de vérifier le réalisme de la configuration AMAZON36 selon la profondeur ou verticale, j'ai utilisé la moyenne à long terme des observations WOA2018 [2005–2017] pour évaluer le réalisme de la simulation avec forçage de marée sur la période 2007–2016. J'ai réalisé un transect le long de la latitude 2°N qui traverse le plateau et le chemin de propagation des ondes internes de marée au large. Pour WOA2018, la thermocline, représentée par l'isotherme 20 °C (Yu, 2003 et Fiedler, 2010), se situe entre environ 100 m et 140 m entre le large et la côte (Fig.2.8a). Cette pente de la thermocline est bien reproduite par les simulations avec marée (Fig.2.8b).

Le biais entre les observations (WOA2018) et la simulation avec marée (Fig.2.8c) indique une différence de température allant jusqu'à  $\pm 1$  °C avec des valeurs moyennes de  $\pm 0.4$  °C. Les simulations avec forçage de marée sont plus froides au-dessus du plateau continental ( $\sim 0.4$  °C) et au large dans la couche de mélange ( $z > -80$  m) en cohérence avec les biais (modèle - observations satellite) pour la SST ci-dessus, plus chaudes dans la thermocline ( $\sim 0.4$ – $1$  °C) entre environ 100–180 m, et des différences d'amplitudes similaires ( $\pm 0.4$  °C) plus en profondeur.

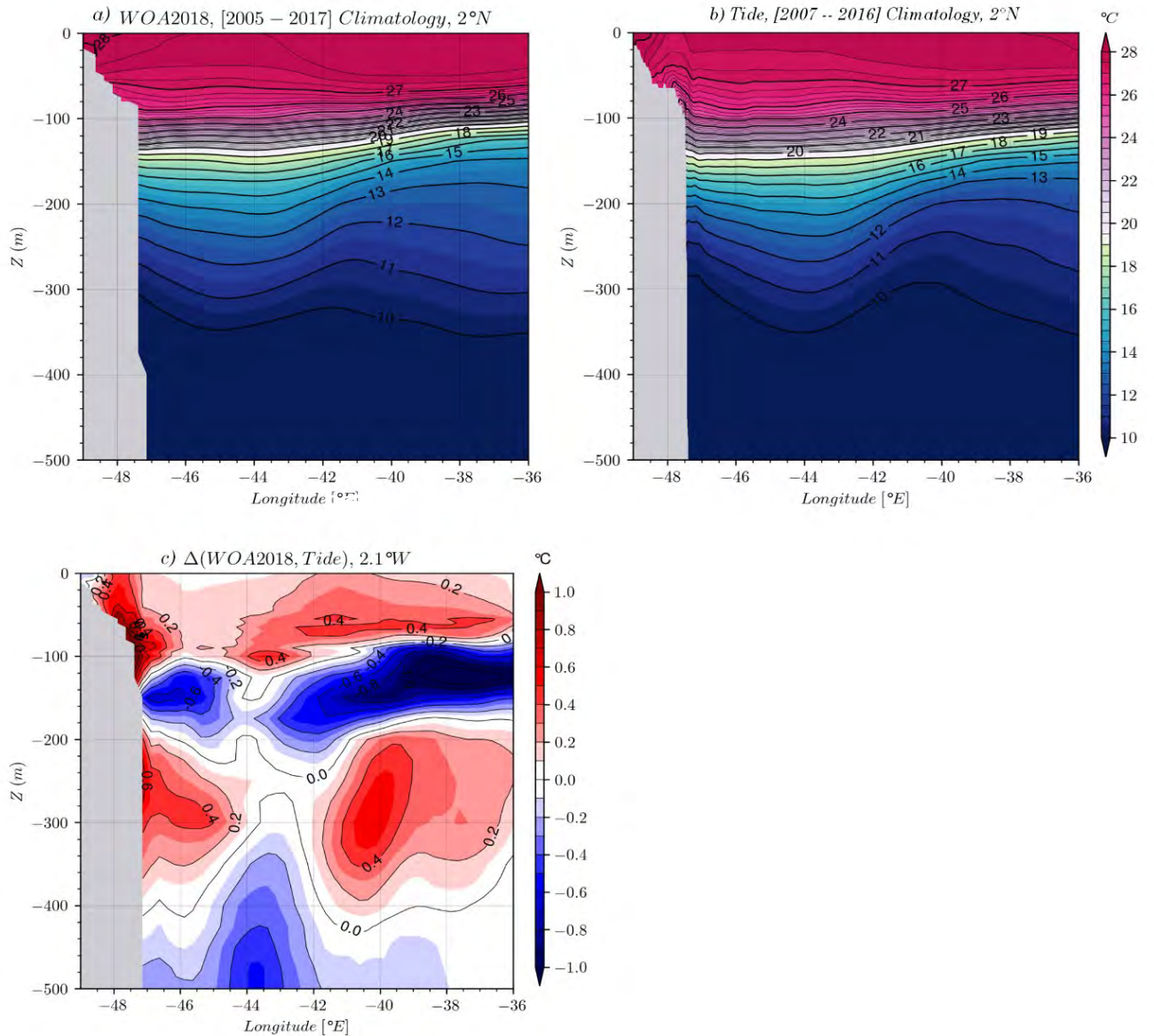


Figure 2.8. Transect de la moyenne de la température suivant la latitude 2°N et entre la surface et 500 m de profondeur pour (a) la climatologie WOA2018 [2005–2017] et (b) la simulation avec forçage de marée [2007–2016], et (c) le biais entre les deux (observations - modèle).

Il faut rappeler que la climatologie WOA2018 est issue de diverses observations éparées dans l'espace et le temps interpolées sur une grille régulière (voir Section 2.1.3.). De plus, WOA2018 couvre une plus longue période (13 ans) par rapport aux simulations *AMAZON36* (10 ans), pour des années dont la variabilité interannuelle est différente de la période de la simulation (2007–2016). Tout cela peut expliquer les différences avec la température issue des OGCM, comme

dans ce cas avec la simulation *AMAZON36* avec marée. Néanmoins, de ce biais assez faible ( $< 1^{\circ}\text{C}$ ), nous pouvons en déduire que la simulation *AMAZON36* avec marée donne une bonne estimation de la température suivant la profondeur ou verticale.

La Figure 2.8 présente le transect suivant  $2^{\circ}\text{N}$  de la différence de température entre les deux simulations avec et sans forçage de marée sur la période [2007–2016]. Les différences les plus importantes ( $> \pm 0.6^{\circ}\text{C}$ ) se situent près du plateau entre  $43\text{--}49^{\circ}\text{W}$ , et entre la surface et environ 300 m de profondeur. La simulation avec forçage de marée est plus froide dans la couche de mélange et au-dessus de la thermocline ( $z > -140\text{ m}$ ) et plus chaude sous la thermocline. Ces différences s'expliquent par une dynamique plus importante (mélange vertical induit par le frottement de la marée barotrope et la dissipation des ondes internes, circulation résiduelle) dans la simulation avec marée influençant la température.

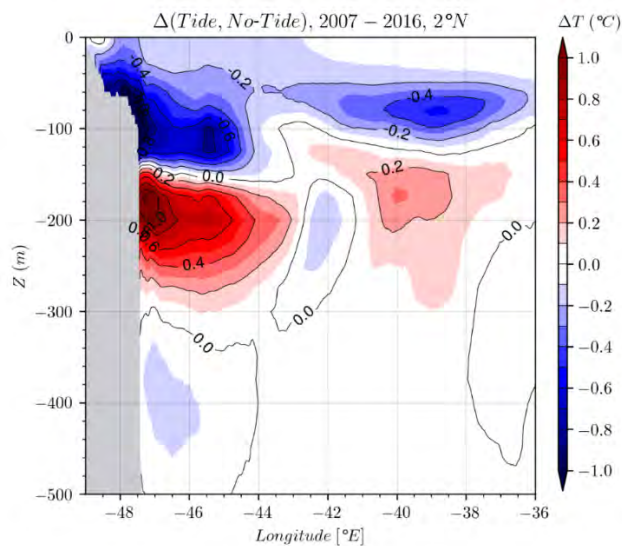


Figure 2.8. Différence de la température sur la période [2007–2016] entre les simulations avec et sans forçage de marée suivant la latitude  $2^{\circ}\text{N}$  et entre la surface et 500 m de profondeur.

- **Cycle saisonnier de la SST**

J'ai ensuite utilisé les données journalières de SST des observations satellites (MUR et TMI) et de la simulation avec forçage de marée sur la période de simulation [2007–2016] pour calculer la climatologie moyennée sur l'ensemble du domaine. Les simulations avec marée reproduisent bien le cycle saisonnier des observations avec des amplitudes similaires (Fig.2.9).

L'erreur entre chacune des observations et la série temporelle de température simulée est :

$$Error_i = Observation_i - model \quad (2.7)$$

Et l'erreur quadratique moyenne (RMSE – *Root Mean Square Error*) entre chaque observation et la série temporelle de température simulée est donnée par :

$$RMSE_i = \sqrt{Error_i^2} \quad (2.8)$$

Ensuite, l'erreur moyenne entre les deux observations et la simulation avec marée est donnée par la racine carré de la somme des erreurs (Eq. 2.7) appelée *Root-Sum-Square* (RSS, e.g., [Tranchant et al., 2021](#)) et exprimée comme suit :

$$RSS = \sqrt{\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^2 (Error_i)^2} \quad (2.9)$$

où  $N = 2$  représente les deux erreurs entre chaque observation (MUR et TMI) et la simulation avec marée.

La RMSE entre la SST TMI et entre la SST MUR et la SST de la simulation avec marée est de 0.1 °C et 0.09 °C, respectivement (Fig.2.9). Tandis que la RSS entre les deux observations et la simulation avec forçage de marée est de 0.126 °C (Fig.2.9). Ces faibles erreurs démontrent la capacité de la simulation AMAZON36 avec marée à mieux reproduire la température de l'océan dans cette région.

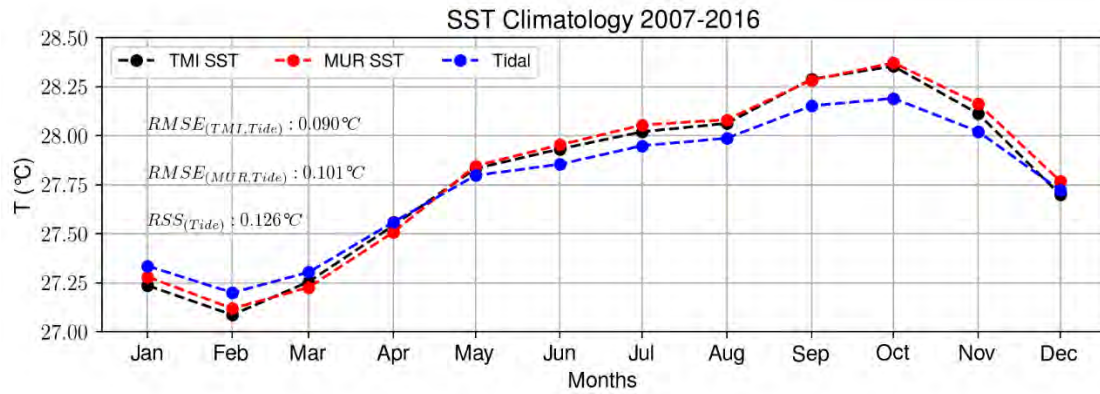


Figure 2.9. Climatologie mensuelle de la SST sur la période [2007–2016] moyennée sur l’ensemble du domaine pour les deux produits satellites TMI (courbe noire) et MUR (courbe rouge) et la simulation avec forçage de marée (courbe bleue).

#### 2.4.2. Salinité de surface de l’océan (SSS)

- **Etat moyen de la SSS**

La Figure 2.10 présente la moyenne de la SSS pour SMOS (Fig.2.10a) et la simulation avec forçage de marée (Fig.2.10b) sur la même période 2011–2016. Les simulations reproduisent bien la distribution spatiale moyenne de la SSS sur cette période pour les eaux plus salées que 35 psu (*practical salinity unit*) à l’est de 46°W, comme l’indique le biais presque nul entre SMOS SSS et la simulation avec forçage de marée (Fig.2.10c).

En revanche, à l’embouchure, sur la plume de l’Amazone et dans la zone de rétroflexion du NBC à l’ouest de 46°W, cette distribution est un peu moins bien reproduite avec un biais essentiellement négatif (dessalure) de 3 psu en moyenne dans l’embouchure et entre 0.4–0.6 psu dans le panache de l’Amazone et la zone de rétroflexion du NBC. Un biais similaire est obtenu dans cette région dans d’autres études basées sur des OGCM (*Richter et al., 2014 ; Tian et Dong 2020 ; Richter et Tokinaga 2020 ; Gévaudan et al. 2021*), montrant ainsi la difficulté pour les OGCM à bien reproduire l’intense dynamique du panache du fleuve Amazone.

Néanmoins, la bonne qualité de la simulations *AMAZON36* avec marée pour la SSS est démontrée par le biais quasi nul au large et à l’est de 46°W, recouvrant les zones de génération et de propagation des ondes internes, qui m’intéressent le plus dans le cadre de mes travaux de thèse.



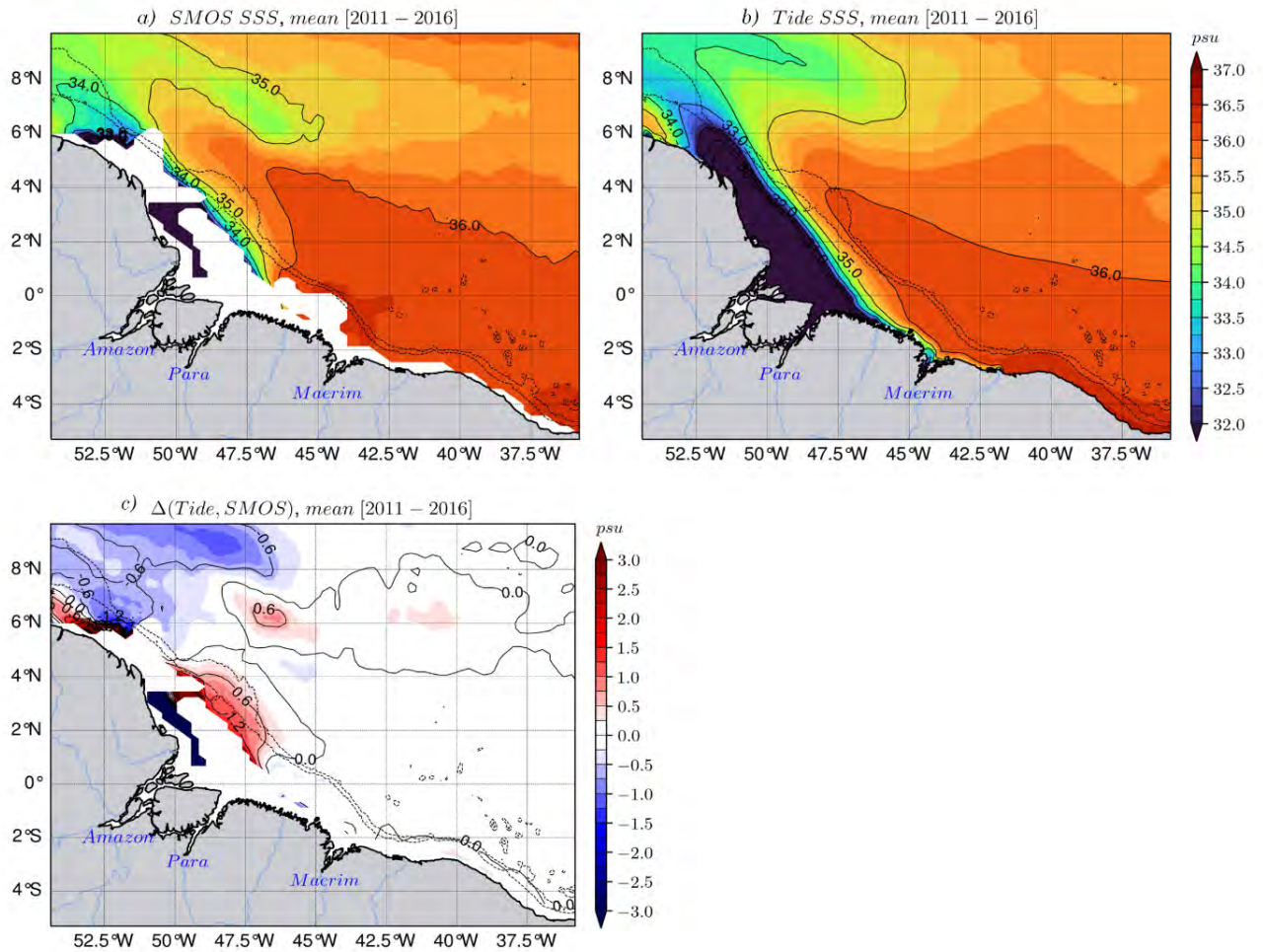


Figure 2.10. Moyenne de la SSS sur la période 2011–2016 pour (a) SMOS et (b) la simulation avec forçage de marée, et (c) le biais (modèle - observation) entre les deux.

Par ailleurs, entre les deux simulations avec et sans marée sur la même période 2011–2016, il existe une différence négative de 3 psu en moyenne pour la SSS, localisée sur le plateau à l’embouchure de l’Amazone entre 2°S et 5°N et à l’ouest de 45°W, et des valeurs presque nulles sur le reste du domaine (Fig.2.11). Dans cette zone avec une forte différence, l’étude de [Ruault et al. \(2020\)](#) a montré que la dissipation de la marée barotrope intensifie le mélange vertical et diminue ainsi le cisaillement vertical des courants, ce qui influence l’export des eaux peu salées du panache de l’Amazone vers le nord-ouest. En conséquence, cet afflux d’eaux douces plus important dans la simulation avec forçage de marée explique pourquoi à l’embouchure de

l'Amazonie la simulation avec marée présente des eaux de plusieurs unités moins salées pour la SSS par rapport à la simulation sans forçage de marée.

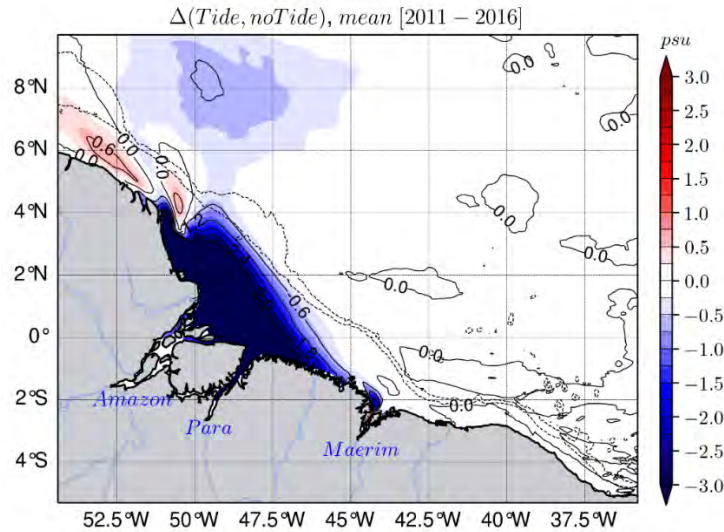


Figure 2.11. Différence de la moyenne de SSS sur la période 2011–2016 entre les simulations avec et sans forçage de marée.

- **Cycle saisonnier de la SSS**

Pour évaluer les performances de la simulation avec marée à représenter la variation mensuelle de la SSS sur la même période 2011–2016, j'ai moyenné la SSS dans le temps pour chaque mois et dans l'espace sur l'ensemble du domaine. La Figure 2.12 présente le cycle saisonnier de la SSS de SMOS et de la simulation avec forçage de marée. On peut noter que la simulation reproduit le cycle saisonnier des observations SMOS, avec une faible RMSE de 0.875 psu pour l'ensemble du domaine, dénotant une fois de plus de la bonne qualité des simulations de *AMAZON36*.

Néanmoins, des écarts de salinité variant entre 0.5–1.3 psu sont obtenus sur l'ensemble du cycle saisonnier entre SMOS et la simulation avec forçage de marée (Fig.2.12). Ces écarts entre les observations et le modèle proviennent très probablement de la différence dans la SSS au niveau du panache de l'Amazonie, et la zone de rétroflexion du NBC comme expliqué plus haut (voir plus de détails dans les Figures A4.5–7 des annexes). En effet ces écarts sont plus importants (~1 psu en moyenne) durant la période allant de mars à juillet, c'est-à-dire au moment où la décharge du fleuve Amazonie est la plus forte au cours de l'année, avec un maximum de

différence de SSS entre les observations et le modèle au mois de mai ( $> 1.3$  psu), i.e., quand le débit de l'Amazone est maximal.

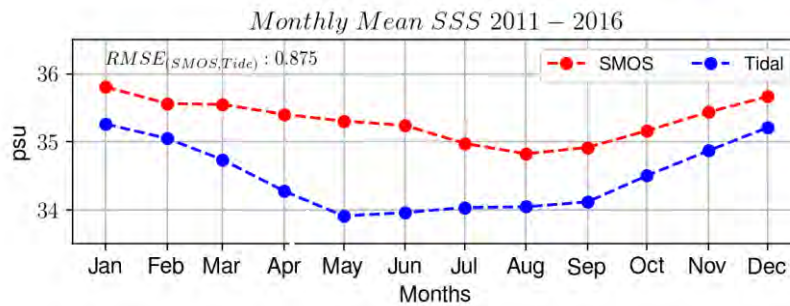


Figure 2.12. Climatologie mensuelle de la SSS sur la période 2011–2016 et spatialement sur l'ensemble du domaine de la configuration AMAZON36 pour les observations SMOS et la simulation avec de marée.

### 2.4.3. Diagramme T-S (Température-Salinité) des masses d'eaux

Je me suis ensuite intéressé à la colonne d'eau  $\leq 3000$  m de profondeur pour analyser comment les deux simulations avec et sans marée reproduisent les propriétés des masses d'eau en les comparant aux données climatologiques WOA2018 (2005-2017). La figure 2.13 montre le diagramme Température-Salinité (T-S) de l'ensemble du domaine pour la climatologie WOA2018 (ligne noire), la simulation avec forçage de marée (ligne bleue) et la simulation sans marée (ligne rouge), avec des contours d'anomalie de densité ou sigma ( $\sigma_\theta = \rho - 1000$ ,  $\rho$  la densité) en traits gris pointillés. Pour les eaux de  $T \geq 17^\circ\text{C}$  et  $\sigma_\theta \leq 25.8 \text{ kg.m}^{-3}$ , la simulation avec marée est plus proche de la climatologie WOA2018, tandis la simulation sans marée présente une légère différence, car un peu plus salées (Fig.2.13). Cela montre bien que les marées jouent un rôle important pour une meilleure représentation des propriétés des masses d'eau, comme suggéré l'étude de [Ruault et al. \(2020\)](#).

En revanche pour les eaux de  $T < 17^\circ\text{C}$  et  $\sigma_\theta > 25.8 \text{ kg.m}^{-3}$ , il n'y a pas de différence notable entre les observations et les deux simulations avec et sans forçage de marée. On en déduit que les simulations AMAZON36 reproduisent bien les propriétés des masses d'eaux dans cette région.

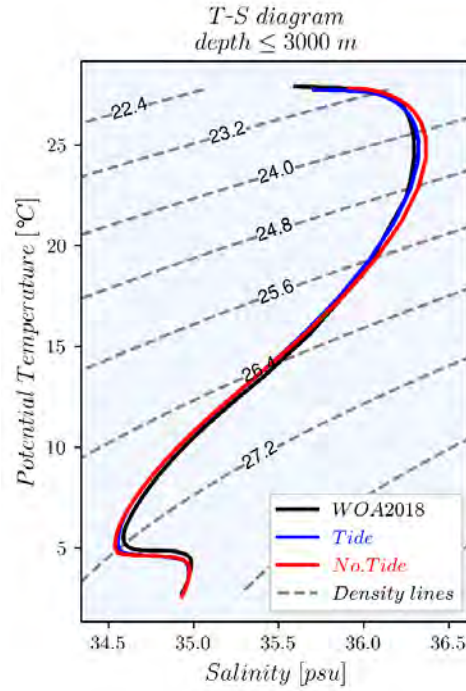


Figure 2.13. Diagramme T-S pour l'ensemble du domaine et entre la surface et 3000 m de profondeur pour la climatologie WOA2018 (2005–2017) (ligne noire), les simulations à long terme du modèle (2007–2016) avec (ligne bleue) et sans (ligne rouge) forçage de marée. Les traits tiretés en gris représentent les isocontours d'anomalies de densité ou sigma ( $\sigma_\theta = \rho - 1000$ ,  $\rho$  la densité).

#### 2.4.4. Circulation Moyenne

La dynamique de la circulation océanique peut être caractérisée par l'énergie cinétique totale (KE –*Kinetic Energy*) exprimée en unités de  $\text{J}\cdot\text{m}^{-3}$ . La KE se décompose en trois termes selon l'équation ci-après (e.g., *Scharffenberg et Stammer, 2010* ; *Rieck et al., 2015*) :

$$\underbrace{\frac{1}{2}\rho_0 (u^2 + v^2)}_{KE} = \underbrace{\frac{1}{2}\rho_0 (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)}_{MKE} + \underbrace{\frac{1}{2}\rho_0 [(u - \bar{u})^2 + (v - \bar{v})^2]}_{EKE} + \underbrace{\rho_0 [\bar{u}(u - \bar{u}) + \bar{v}(v - \bar{v})]}_{residual} \quad (2.10)$$

( $\bar{\cdot}$ ) représente la moyenne sur le temps des vitesses zonales ( $u$ ) et méridiennes ( $v$ ) du courant, et  $\rho_0$  représente la densité moyenne de l'océan, i.e.,  $1020 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  dans l'océan de surface. Dans cette équation, *MKE* (*Mean Kinetic Energy*) la moyenne dans le temps de l'énergie cinétique,

*EKE* (*Eddy Kinetic Energy*) représente la partie variable dans le temps en raison de la dynamique tourbillonnaire, et *residual* est le terme résiduel de l'anomalie entre le *KE* et *MKE+EKE*, qui joue un rôle essentiel dans les interactions entre les tourbillons et la circulation moyenne (e.g., [Chen et al., 2016](#)).

- **Etat moyen de la MKE**

Je me suis intéressé à la *MKE* pour décrire l'état moyen de la circulation sur la période 2007–2016. J'ai comparé les réanalyses GLORYS12V1 (prescrites en entrée dans le modèle), qui sont sans forçage de marée, à la simulation *AMAZON36* également sans forçage de marée (Fig.2.14). Ces dernières reproduisent aussi bien la structure spatiale et l'intensité de la MKE de GLORYS12V1 (couleur) que l'intensité et la direction du courant (flèches noires) en surface (Fig.2.14a et b) que proche de la thermocline à 109 m de profondeur (Fig.2.14c et d).

Néanmoins quelques différences sont observées sur le plateau au niveau du panache de l'Amazone, le long du talus continental en surface (Fig.2.14c), et suivant la trajectoire du NBC à 109 m de profondeur (Fig.2.14f). Ces différences peuvent provenir de la différence de résolution des grilles horizontale et verticale (et donc de la bathymétrie) entre le modèle (1/36° et 75 niveaux verticaux) et GLORYS (1/4° et 50 niveaux verticaux). De ce fait, l'énergie cinétique associée à la dynamique de petite échelle est mieux représentée dans *AMAZON36*. Il faut également noter que les réanalyses GLORYS utilisent un rappel à la SST, ce qui n'est pas le cas pour *AMAZON36*. Ce rappel de la SST aux données observées influence la stratification dans les réanalyses et *in fine* la circulation. Ce paramètre introduit une autre source de différence entre la MKE de GLORYS et celle de la simulation *AMAZON36* sans marée.

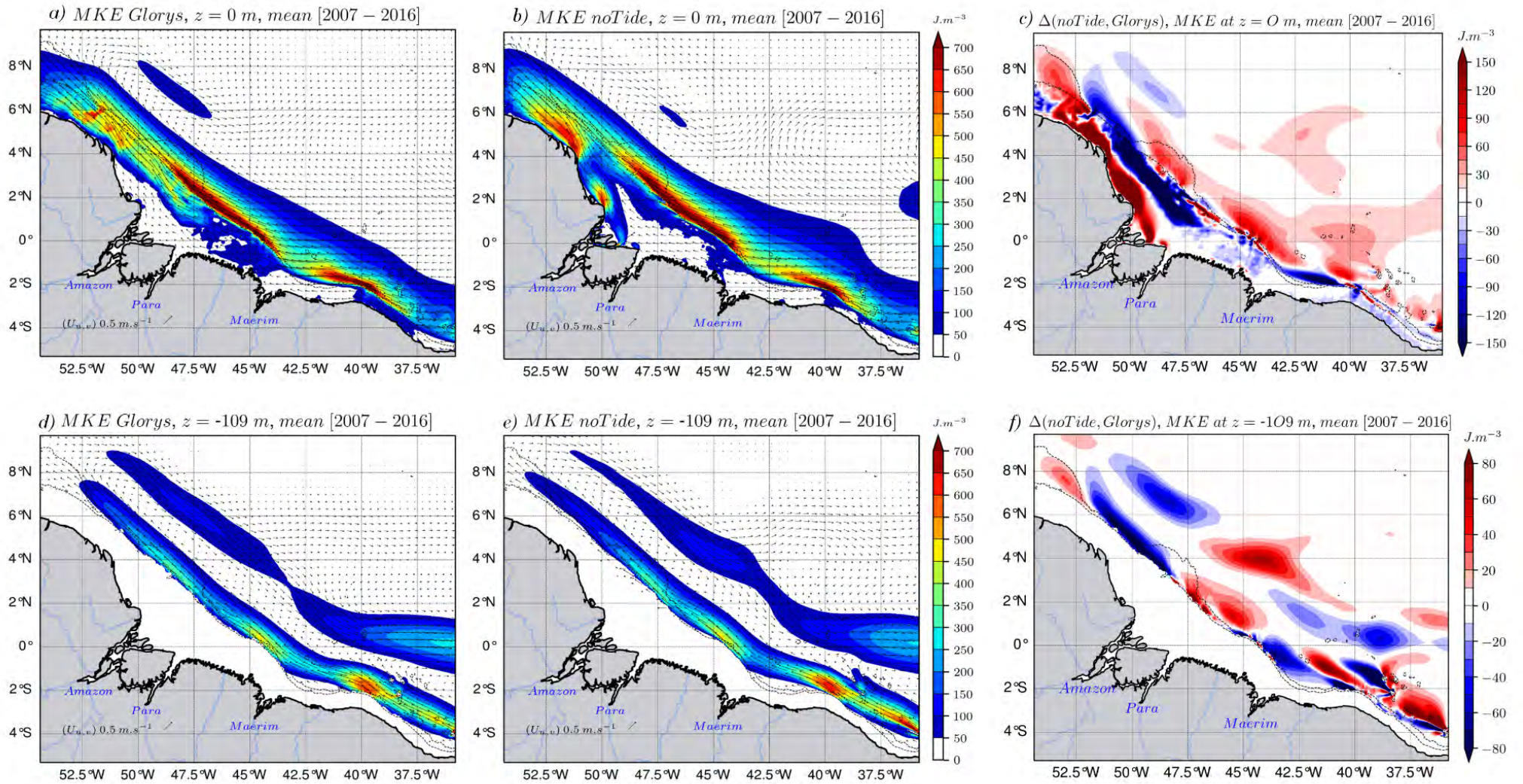


Figure 2.14. Moyenne sur la période [2007–2016] de l'énergie cinétique moyenne (MKE) en surface (panels du haut) et à 109 m de profondeur (panels du bas) proche de la thermocline. Les panels de gauche représentent les réanalyses GLORYS12V1, tandis que les panels du milieu représentent la simulation AMAZON36 sans forçage de marée, et les panels de droite quant à eux représentent le biais entre les deux (AMAZON36 sans marée - GLORYS12V1). Les flèches noires sur les panels (a, b, d et e) indiquent la direction et l'intensité (par la longueur) du courant moyen.

- **Cycle saisonnier de la MKE**

Pour analyser les performances des simulations AMAZON36 pour le cycle saisonnier de la MKE, je me suis intéressé à la couche dynamique entre la surface et 109 m de profondeur (proche de la thermocline et comprenant la couche mélangée). J'ai intégré la MKE dans cette couche et moyenné spatialement sur l'ensemble du domaine (Fig.2.15).

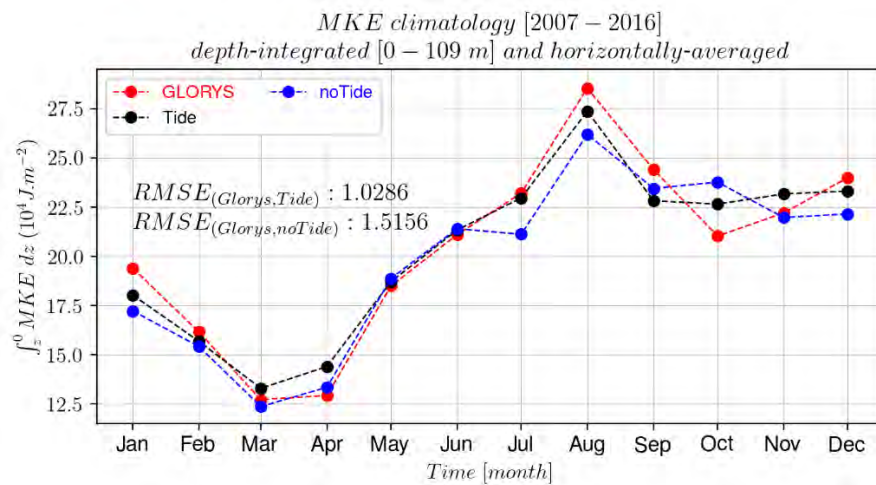


Figure 2.15. Climatologie mensuelle sur la période [2011–2016] de la MKE intégrée sur la verticale entre la surface et 109 m de profondeur et moyennée horizontalement sur l'ensemble du domaine pour les réanalyses GLORYS12V1 (courbe rouge), les simulations avec (courbe noire) et sans (courbe bleue) forçage de marée.

On observe globalement que les simulations *AMAZON36* sans marée et aussi avec marée reproduisent bien le cycle saisonnier de la MKE de GLORYS12V1 et ont une faible RMSE en moyenne d'un ordre de grandeur inférieur aux valeurs de MKE de GLORYS12V1 sur l'ensemble du cycle saisonnier.

Il est important de noter que la comparaison entre les simulations *AMAZON36* et GLORYS12V1 ne peut pas, à proprement parler, être considérée comme une validation, étant donné que GLORYS12V1 est utilisé pour le forçage aux frontières ouvertes des simulations *AMAZON36*. Toutefois, GLORYS12V1 étant un produit validé (*Lellouche et al., 2018*) et très utilisé dans la communauté scientifique, cette comparaison permet, à titre indicatif, de montrer que les simulations de notre modèle sont de bonne qualité. Une validation avec des données in situ, comme celles collectées durant la campagne *AMAZOMIX* sera faite après ma thèse et permettra de valider le modèle pour les mois d'août à octobre 2021 lorsque les simulations *AMAZON36* avec et sans marée seront disponibles pour cette année-là.

#### 2.4.5. Conclusion sur les performances du modèle

En conclusion, les simulations *AMAZON36* incluant le forçage de marée sont plus proches des observations à la fois pour :

- la SST avec de faibles biais ( $<0.4^{\circ}\text{C}$ ) essentiellement localisés suivant le panache de l'Amazone et la zone de rétroflexion du NBC et un biais plus faible ( $<0.2^{\circ}\text{C}$ ) au large ;
- la température selon la profondeur ou verticale avec un biais moyen autour de  $\pm 0.6^{\circ}\text{C}$  pour les valeurs extrêmes ;
- la SSS avec un biais supérieur à 3 psu au large de l'embouchure de l'Amazone et proche de zéro sur le reste du domaine à l'est de  $46^{\circ}\text{W}$  ;
- les cycles saisonniers de la SST et de la SSS ;
- les propriétés des masses d'eau pour les couches de surface ( $T \geq 17^{\circ}\text{C}$  et  $\leq 25.8 \text{ kg.m}^{-3}$ ).

Pour l'énergie cinétique moyenne (MKE), les deux simulations *AMAZON36* (avec et sans forçage de marée) se comparent très bien avec les réanalyses GLORYS12V1 pour l'état moyen et cycle saisonnier.



De plus la simulation avec marée reproduit bien les caractéristiques des marées barotropes et baroclines. Cette validation est présentée dans les articles dans les chapitres 3 et 4 sur les résultats de mes travaux de thèse et n'est pas présentée dans cette Section 2.4. Ce travail fait partie des résultats résumés dans les articles présentés aux chapitres 3 (Section 3) de mon manuscrit de thèse.

Les simulations que j'ai réalisées sont donc conformes aux observations et travaux précédents de modélisation dans cette région pour être utilisées pour réaliser les analyses nécessaires pour comprendre l'impact des ondes internes de la marée sur la structure de la température, qui constitue la question scientifique principale de mes travaux de thèse. Pour cela, j'ai utilisé différentes méthodes présentées à la section suivante.

## 2.5. Méthodes utilisées

J'ai utilisé plusieurs méthodes pour analyser les différentes données (in situ, satellite, sorties de modèle) susmentionnées afin d'atteindre les objectifs spécifiques de ma thèse, et ainsi répondre à la question de recherche principale de ma thèse, à savoir, comment est-ce que l'activité des ondes internes influence la température de l'océan au large du plateau brésilien. Ces méthodes présentées dans cette section permettent de (i) quantifier l'énergie de la marée interne, d'identifier et de quantifier les divers processus mis en jeu (ii) dans l'océan et (iii) au niveau de l'interface océan-atmosphère, et enfin de (iv) déterminer les échelles spatiales et temporelles de l'impact des ondes de marée.

### 2.5.1. Séparation marée barotrope/barocline et bilan d'énergie de la marée

- **Séparation barotrope/barocline**

Les marées barotrope et barocline sont deux phénomènes distincts mais de même période, si l'on considère chaque harmonique. A cet effet, pour mieux comprendre l'impact de chaque type de marée (barotrope ou barocline) dans l'océan, il est nécessaire de quantifier l'énergie de chaque type de marée. La distinction entre les deux types de marée est faite par une méthode appelée séparation barotrope/barocline.

De façon classique, le mode barotrope associé à une variable  $a(z)$ —ex : courant, densité, pression— est défini comme étant l'intégrale de cette variable sur la profondeur  $z$ ,  $a_{bt} = \int a(z) dz$ . La partie barocline ( $a_{bc}$ ) quant à elle se résume à la différence entre la partie totale  $a(z)$  et  $a_{bt}$ .

Cette approximation simpliste, bien que largement utilisée dans les études antérieures sur la marée interne (*Niwa et Hibiya, 2001, 2011* ; *Nagai and Hibiya, 2015*) présente toutefois l'inconvénient de ne pas prendre en compte les variations de pression liée à la surface libre, par exemple comme prescrite dans la configuration *AMAZON36*. En conséquence, la séparation barotrope/barocline n'est pas bien faite ; il subsiste une énergie barotrope qui "parasite" la partie barocline (*Kurapov et al., 2003*). Pour résoudre ce problème, *Kelly et al. (2010)* ont mis en place une autre méthode dans laquelle la pression barotrope ( $P_{bt}$ ) est toujours définie comme la moyenne sur la verticale (méthode simpliste) mais en y ajoutant un profil vertical lié aux fluctuations de la surface libre.

Par ailleurs, il faut rappeler que bien que cette méthode basée sur une intégration verticale donne de très bons résultats, *Nugroho (2017)* discute longuement de la séparation barotrope/barocline et relève qu'un résultat un peu plus précis est obtenu avec une approche basée sur les modes verticaux, qui sont des solutions d'un problème de Sturm-Liouville. Pour cette deuxième approche le mode 0 ou mode « rapide » est considéré comme le solution barotrope, tandis que le reste des modes dits « lents » sont les modes baroclines (1, 2, 3, ..., n). Ce qui contraste avec l'approche de *Kelly et al. (2010)* où la solution barocline est un mélange de tous les modes baroclines, pouvant être résolus dépendamment de la discrétisation de la grille du modèle.

Je me suis basé sur les travaux de *Barbot (2022)* et les travaux de *Tchilibou et al. (2022)* pour le détail des caractéristiques des modes verticaux, notamment les modes 1 et 2, associés aux ondes internes de marée au nord du Brésil et ai utilisé la méthode de séparation barotrope/barocline de *Kelly et al. (2010)* afin de me focaliser sur l'analyse de l'impact de la marée interne sur la température, faisant l'objet de ma thèse. Par ailleurs, il faut noter que pour une meilleure précision, ces calculs de bilan d'énergie ont été intégrés dans la routine Fortran *diaharm.F90* du modèle NEMO en collaboration avec Jérôme Chanut de Mercator Océan International. Ces calculs sont donc directement faits lors de l'intégration du modèle encore appelé calcul « online ».

- **Bilan d'énergie de la marée**

A partir de l'équation (1.2) (sect. 1.2.3.) développée par *Niwa and Hibiya (2004)*, *Wang et al. (2016)* considèrent que sur une période ou cycle de marée, le terme de tendance de l'énergie et l'advection induite par les ondes internes de marée sont négligeables. De cette façon, le bilan d'énergie se réduit à l'équilibre entre la dissipation de l'énergie des ondes internes d'une part, et la somme de la divergence du flux d'énergie des ondes internes (un proxy de leur

propagation) et de la conversion barotrope/barocline (l'énergie avec laquelle elles sont générées) d'autre part. Cette redéfinition s'applique également pour la marée barotrope et permet de déterminer les énergies rayonnées et dissipées.

Le bilan d'énergie pour les marées barotrope et barocline se résume donc, respectivement, aux deux équations ci-après (e.g., *Buijsman et al., 2017* ; *Tchilibou et al., 2018, 2020, 2022* ; *Jithin et Francis, 2020* et *Peng et al., 2021*) :

$$\langle D_{bt} \rangle \approx \langle \nabla h \cdot F_{bt} \rangle + \langle C \rangle \quad (2.11)$$

$$\langle D_{bc} \rangle \approx \langle \nabla h \cdot F_{bc} \rangle - \langle C \rangle \quad (2.12)$$

où  $\langle \cdot \rangle$  dénote la moyenne sur un cycle de marée,  $bt$  et  $bc$  indiquent respectivement les termes barotrope et barocline,  $D$  est la dissipation d'énergie intégrée sur la profondeur, qui peut être comprise comme un proxy de la dissipation réelle car  $D$  peut contenir la perte d'énergie des termes non linéaires et/ou la dissipation numérique (*Nugroho et al., 2018*),  $\nabla h \cdot F$  représente la divergence horizontale du flux d'énergie intégrée sur la profondeur, tandis que  $C$  est la conversion d'énergie barotrope vers l'énergie barocline intégrée sur la profondeur, avec :

$$C = \nabla H \cdot U_{bt} P_{bc}^* \quad (2.13)$$

$$F_{bt} = U_{bt} P_{bt} \quad (2.14)$$

$$F_{bc} = \int_H^\eta U_{bc} P_{bc} dz \quad (2.15)$$

où  $\nabla H$  est la pente de la bathymétrie,  $U$  est la vitesse du courant,  $P_{bc}^*$  est la perturbation de la pression barocline au fond,  $P_{bc}^*$ ,  $H$  est la profondeur du fond,  $\eta$  est l'élévation de la surface libre,  $P$  est la pression, enfin  $F$  est le flux d'énergie et indique le chemin de propagation de la marée.

### 2.5.2. Bilan de chaleur dans l'océan

Le bilan de température tridimensionnel a été calculé en ligne lors de l'intégration du modèle avec les différents termes du bilan. Il représente l'équilibre entre la tendance de température totale et la somme de l'advection de température, de la diffusion et des flux radiatifs solaires et non solaires et un terme de dissipation numérique (*Jouanno et al., 2011* ; *Hernandez et al., 2017*). Cette méthode permet de déterminer par quels processus (advectifs, diffusifs) la marée modifie la température.

L'équation du budget thermique tridimensionnel s'exprime comme suit :

$$\partial_t T = \underbrace{-u\partial_x T - v\partial_y T - w\partial_z T}_{ADV} + LDF - \underbrace{\partial_z(K_z\partial_z T)}_{ZDF} + Forcing + Asselin \quad (2.16)$$

T est la température potentielle du modèle, (u, v, w) sont les composantes de la vitesse dans les directions (x, y, z) [respectivement vers l'est, vers le nord et vers le haut], *ADV* est le terme de tendance 3D de la routine d'advection du code NEMO (de gauche à droite : termes zonal, méridional et vertical). NEMO inclut aussi une certaine diffusivité de la température due à la dissipation numérique du schéma d'advection FCT (*Zalesak, 1979*) par opposition à certains schémas d'advection non diffusifs comme dans *Leclair et Madec (2009)*. Dans des études antérieures, pour une résolution inférieure ( $1/4^\circ$ ), ce mélange a été quantifié égal à 30 % de la dissipation dans le cadre de l'effet de haute fréquence de la diffusion (*Koch-Larrouy et al., 2008*). Nous nous attendons avec une résolution au  $1/36^\circ$  à ce que cet effet soit négligeable. Il faut noter que la séparation explicite de cette dissipation numérique dépasse le cadre de notre étude. De plus, les marées sont principalement linéaires dans la colonne d'eau. Cependant, les effets non linéaires s'intensifient en raison de la friction de fond pour la marée barotrope ou en raison du déferlement pour les ondes internes. *ZDF* et *LDF* sont respectivement les termes de diffusion verticale et latérale de la température, *Forcing* est la somme de la tendance de la température due au flux solaire et sa pénétration dans la colonne d'eau, et au flux de chaleur non solaire (somme des flux de chaleur latente, de chaleur sensible et de chaleur infrarouge montant et descendant), *Asselin* correspond à la diffusion numérique de la température par le modèle, qui est négligeable dans NEMO.

### 2.5.3. Flux de chaleur à l'interface entre l'atmosphère et l'océan

Le flux de chaleur net à l'interface océan-atmosphère ( $Q_t$ ) traduit l'équilibre entre les flux de chaleur entrants et sortants entre l'océan et l'atmosphère (e.g., *Moisan et Niiler, 1998* ; *Jayakrishnan et Babu, 2013*). Ces flux de chaleur sont constitués de flux radiatifs et non-radiatifs.  $Q_t$  est défini selon l'équation suivante :

$$Q_t = Q_{SW} \pm Q_{LW} \pm Q_{SH} \pm Q_{LH} \quad \text{W.m}^{-2}, \quad (2.17)$$

avec, de gauche à droite : le flux de rayonnement solaire incident ( $Q_{SW}$ ), le flux net de rayonnement infrarouge ( $Q_{LW}$ ), le flux sensible ( $Q_{SH}$ ) qui dépend de la différence de température entre l'atmosphère et la surface de l'océan, et le flux de chaleur latente ( $Q_{LH}$ ) qui dépend de la différence d'humidité spécifique entre l'atmosphère et la surface de l'océan. Ces

quatre composantes de  $Q_t$  influencent essentiellement la variation de la SST. Les deux dernières composantes (QSH et QLH) ainsi que le flux infrarouge ascendant ont en plus une relation de dépendance directe avec la SST. Étant donné que les marées internes peuvent modifier la SST, nous sommes donc intéressés à savoir comment elles affectent le flux net de chaleur à l'interface océan-atmosphère. Sachant qu'il pourrait exister des implications sur la convection nuageuse et par ricochet influence le climat à l'échelle régionale et même à plus grande échelle

#### **2.5.4. Méthodes d'analyse des données de température**

Pour analyser la spatialisation de l'impact de la marée interne sur la température et les échelles de temps associés, j'ai eu recours à trois types d'analyses sur des séries temporelles extraites de différentes zones d'intérêt et pour les champs de température issus des observations et des simulations du modèle.

##### **2.5.4.1. Analyse spectrale**

L'analyse spectrale est une méthode utilisée pour analyser les différentes fréquences de variation qui composent un signal, et l'intensité associée. Cette méthode est par exemple très utilisée pour mettre en évidence des variations à la fréquence de la marée dans des séries temporelles de température (e.g., [Pineda et López, 2002](#) ; [van Haren et Gostiaux, 2009](#) ; [Susanto et Ray, 2022](#)). Nous avons utilisé des séries temporelles non filtrées provenant de zones situées sur le plateau continental, sur les sites de génération d'ondes internes, le long de leurs trajectoires de propagation et une zone au large supposé hors influence des ondes internes (voir plus de détails au Chapitre 4).

Cette méthode a l'avantage d'être facile à implémenter et ne prend en compte que des séries temporelles. Je l'utilise donc en amont pour identifier une variabilité aux fréquences de marée dans les observations et sorties du modèle, avant de réaliser l'analyse harmonique sur l'ensemble de données multidimensionnelles, qui est une méthode beaucoup plus coûteuse en termes de puissance de calcul.

### 2.5.4.2. Analyse harmonique

De façon classique, un signal peut être compris comme la superposition de variations à plusieurs fréquences, de plus basse à plus élevée ( $f_1, f_2, \dots, f_n$ ). Il est donc possible de trouver la variation à une fréquence donnée ( $f_n$ ) à partir de l'ensemble du signal – les données de température ( $T$ ) dans ce cas – à partir de :

$$[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}][x_n] = [T_t] \quad (2.18)$$

$$\underbrace{[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}]}_A * \underbrace{[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}]}_X [x_n] = \underbrace{[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}]}_b * [T_t] \quad (2.19)$$

où  $t$  représente le temps,  $v_n$  un nombre complexe donnant l'amplitude et le retard de phase de la correction nodale,  $w_n$  est la pulsation de l'onde,  $\phi_n$  représente l'angle astronomique de l'onde,  $[x_n]$  est le coefficient de chaque harmonique.  $X$  est obtenu par inversion de l'équation (2.19), c'est-à-dire,  $X = A^{-1}b$ . Le module et l'argument de  $x_n$  sont respectivement l'amplitude et le retard de phase pour l'onde analysée ( $n$ ).

Nous utilisons le *Sirocco Tidal Toolbox (SCT)* pour effectuer une analyse harmonique dans les jeux de données d'observations et de modèle. *SCT* est un outil d'analyse harmonique des COMODO Tools développé au LEGOS (plus de détails sur <https://sirocco.obs-mip.fr/other-tools/prepost-processing/comodo-tools/>). Cet outil permet d'obtenir les cartes d'amplitude et de retard de phase associées à une fréquence donnée dans un jeu de données telles que la hauteur de mer ou la température. Dans le cadre de ma thèse, je l'utilise pour analyser, dans les champs de température, la variabilité associée à l'influence des courants de marée des deux fréquences semi-diurnes dominantes  $M_2$  et  $S_2$ . J'analyse aussi la variabilité de la température associée à la fréquence MSf (plus de détails au Chapitre 4).

Cependant, cette méthode ne permet pas d'obtenir le signe de l'amplitude de la température. En conséquence, on ne peut pas déterminer s'il y a refroidissement ou réchauffement du fait du mélange induit par la dissipation de la marée. Le signe des termes diffusifs et advectifs du bilan thermique (sect.2.4.2.) donne une indication à cet effet. Pour la fréquence MSf spécifiquement, une autre méthode permet d'obtenir le signe de cet impact sur la température.

### 2.5.4.3. Composites mortes-eaux-vives-eaux

Une autre méthode pour analyser l'effet de la modulation bimensuelle morte-eau-vive-eau des courants de marée sur la température consiste à effectuer des composites de température dits « Spring-Neap ». Spring pour vives-eaux, et Neap pour mortes-eaux. Ils sont calculés comme suit :

$$T_{Si}, T_{Ni} = \sum T_{Si}, \sum T_{Ni} \quad (2.20)$$

$$\Delta T_i = \overline{T_{Si}} - \overline{T_{Ni}} \quad (2.21)$$

où  $i = \{-3, 3\}$ ,  $i \in \mathbb{Z}$  est le décalage en jours par rapport au jour de vives-eaux (S) et de mortes-eaux (N) (voir illustration à la Figure 2.16), T est la température journalière, la barre supérieure indique la température moyenne dans la série chronologique (2007–2016) pour chaque cas de  $i$  par rapport à la période S et N. Le composite Spring-Neap  $\Delta T_i$  pour le décalage  $i$  est la différence de température entre les périodes Spring et les périodes Neap. Le signe de cette différence traduira un refroidissement lorsqu'il est négatif, et un réchauffement dans le cas contraire.

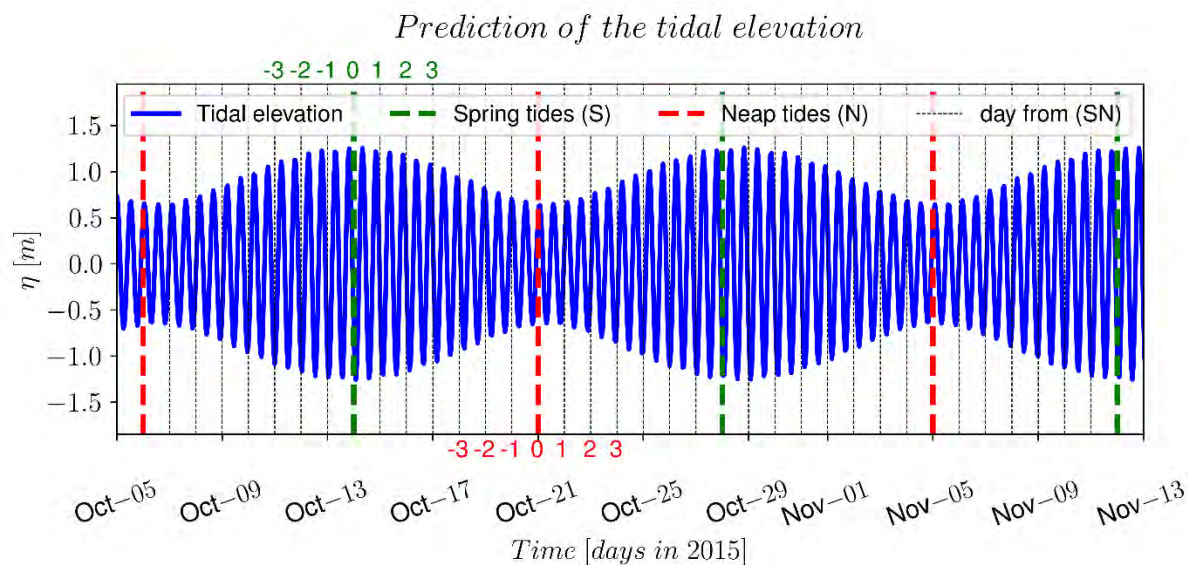


Figure 2.16. Prévision de l'élevation de la marée sur la plateau continental nord brésilien [45,5 W, 1 N] montrant la modulation mortes-eaux-vives-eaux (~14–15 jours) de l'amplitude de l' levation. Cette prévision est obtenue grâce au COMODO Tools. Les lignes pointillées vertes et rouges indiquent les périodes de vives-eaux (S) et de mortes-eaux (N), respectivement. Les lignes pointillées noires correspondent aux jours entre les périodes successives de vives-eaux et de mortes-eaux. Lors du calcul du composite Spring-Neap, toutes les températures sont extraites pour le décalage  $i$  par rapport au jour de vives-eaux et de mortes-eaux sur toute la série temporelle. Et toutes les occurrences moyennées de vives-eaux sont soustraites aux occurrences moyennées de mortes-eaux.





# Chapitre 3 : impact de la marée interne sur la température au large de l'Amazonie

## *Sommaire*

---

3.1. Contexte .....	92
3.2. Résumé (traduction) .....	93
3.3. Article 1: Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons .....	94

---

### **3.1. Contexte**

Au précédent Chapitre, j'ai validé la simulation de référence (avec la prise en compte de la marée) de la configuration AMAZON36, entre autres pour la température, qui est la propriété de l'océan qui m'intéresse le plus dans le cadre de ma thèse. AMAZON36 reproduit bien les valeurs moyennes de la température, le cycle saisonnier de la SST et la structure verticale de la température, comparés aux observations. Par ailleurs, AMAZON36 représente également correctement les caractéristiques des ondes internes de marée comparées aux observations. Cette partie de la validation sera aussi présentée dans la section 3 de mes travaux de thèse présentés dans ce premier chapitre de résultat de ma thèse sous forme d'un article publié en janvier 2024.

Pour répondre aux questions scientifiques i, ii, et iv de ma thèse (voir ci-dessous), nous avons ainsi utilisé les simulations de la configuration AMAZON36 avec (simulation de référence) et sans forçage de marée sur une période de trois ans (2013–2015). Le but est d'étudier l'impact des ondes internes de marée sur la SST et l'upwelling côtier, sur la modification de la structure verticale de la température associée à la marée ainsi que les processus impliqués. De plus, nous avons évalué le rôle que joue la marée barotrope dans la structuration de la température dans cette région. Ce qui nous permet de donner une partie des réponses aux questions posées par les objectifs spécifiques, à savoir : (i) les mécanismes d'action de la marée interne, (ii) comment se structure son influence sur la verticale, (iii) les échelles de temps impliquées, et, (iv) l'effet des autres processus océaniques.

Ces travaux sont présentés dans un article publié en anglais dans le journal *Ocean Science en Janvier 2024* (Assene, F., Koch-Larrouy, A., Dadou, I., Tchilibou, M., Morvan, G., Chanut, J., Costa da Silva, A., Vantrepotte, V., Allain, D., and Tran, T.-K.: **Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons**, *Ocean Sci.*, 20, 43–67, <https://doi.org/10.5194/os-20-43-2024> , 2024.). Ces travaux sont résumés en français ci-dessous.

### 3.2. Résumé (traduction)

L'impact des marées internes et barotropes sur les structures verticale et horizontale de la température au large du fleuve Amazone est étudié au cours de deux saisons très contrastées (AMJ : avril-mai-juin ; ASO : août-septembre-octobre) sur une période de 3 ans de 2013 à 2015. Des simulations régionales jumelles, avec et sans marées, ont été utilisées pour mettre en évidence l'effet des marées dans la zone d'étude. Les résultats révèlent que les marées ont un effet de refroidissement sur l'océan depuis la surface ( $\sim 0,3$  °C) jusqu'au-dessus de la thermocline ( $\sim 1,2$  °C), tout en le réchauffant en dessous de la thermocline ( $\sim 1,2$  °C). L'analyse du bilan thermique indique que le mélange vertical représente le processus dominant à l'origine des variations de température au sein de la couche mélangée, tandis qu'il est associé à l'advection horizontale et verticale pour expliquer les variations de température en dessous de la couche de mélange. L'augmentation du mélange dans les simulations incluant la marée est attribuée au déferlement des marées internes (IT) sur leurs sites de génération au-dessus du talus et au large suivant leurs chemins de propagation. Sur le plateau, le mélange est causé par la dissipation de la marée barotrope. De plus, la distribution spatiale de termes verticaux de l'équation du bilan thermique présente des structures avec des longueurs d'onde typiques du premier mode barocline. L'étude met en évidence le rôle clé des marées sur la distribution en température et en particulier le rôle du mélange vertical induit par les ondes internes au large de l'Amazonie. De plus, nous avons constaté que les marées ont un impact sur les interactions à l'interface entre les couches supérieures de l'océan et l'atmosphère sus-jacente. Ainsi, elles contribuent de manière significative à l'augmentation du flux net de chaleur entre l'atmosphère et l'océan, avec une variation saisonnière notable de 33,2 % et 7,4 % pour les saisons AMJ et ASO. Ce qui met en lumière le rôle essentiel de la dynamique des marées dans la compréhension du climat à l'échelle régionale.

### **3.3. Article 1: Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons**

Assene, F., Koch-Larrouy, A., Dadou, I., Tchilibou, M., Morvan, G., Chanut, J., Costa da Silva, A., Vantrepotte, V., Allain, D., and Tran, T.-K.: **Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons**, *Ocean Sci.*, 20, 43–67, <https://doi.org/10.5194/os-20-43-2024>, 2024.

Received: 07 Mar 2023 – Discussion started: 23 Mar 2023 – Revised: 20 Nov 2023 – Accepted: 21 Nov 2023 – Published: 17 Jan 2024.



# Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons

Fernand Assene<sup>1,2</sup>, Ariane Koch-Larrouy<sup>1</sup>, Isabelle Dadou<sup>1</sup>, Michel Tchilibou<sup>3</sup>, Guillaume Morvan<sup>1</sup>, Jérôme Chanut<sup>2</sup>, Alex Costa da Silva<sup>4</sup>, Vincent Vantrepotte<sup>5</sup>, Damien Allain<sup>1</sup>, and Trung-Kien Tran<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Université de Toulouse, LEGOS (CNES/CNRS/IRD/UT3), 31400 Toulouse, France

<sup>2</sup>Mercator Ocean International, 31400, Toulouse, France

<sup>3</sup>Collecte Localisation Satellites (CLS), 31500, Ramonville Saint-Agne, France

<sup>4</sup>Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, DOCEAN/UFPE, Recife, Brazil

<sup>5</sup>Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG), 62930, Wiméreux, France

**Correspondence:** Fernand Assene (fassene@mercator-ocean.fr)

Received: 7 March 2023 – Discussion started: 23 March 2023

Revised: 20 November 2023 – Accepted: 21 November 2023 – Published: 17 January 2024

**Abstract.** The impact of internal and barotropic tides on the vertical and horizontal temperature structure off the Amazon River was investigated during two highly contrasted seasons (AMJ: April–May–June; ASO: August–September–October) over a 3-year period from 2013 to 2015. Twin regional simulations, with and without tides, were used to highlight the general effect of tides. The findings reveal that tides have a cooling effect on the ocean from the surface ( $\sim 0.3$  °C) to above the thermocline ( $\sim 1.2$  °C), while warming it up below the thermocline ( $\sim 1.2$  °C). The heat budget analysis indicates that the vertical mixing is the dominant process driving temperature variations within the mixed layer, while it is associated with both horizontal and vertical advection to explain temperature variations below. The increased mixing in the simulations including tides is attributed to breaking of internal tides (ITs) on their generation sites over the shelf break and offshore along their propagation pathways. Over the shelf, mixing is driven by the dissipation of the barotropic tides. In addition, the vertical terms of the heat budget equation exhibit wavelength patterns typical of mode-1 IT. The study highlights the key role of tides and particularly how IT-related vertical mixing shapes the ocean temperature off the Amazon. Furthermore, we found that tides impact the interactions between the upper ocean interface and the overlying atmosphere. They contribute significantly to increasing the net heat flux between the atmosphere and the ocean, with a notable seasonal variation from 33.2 % in AMJ to 7.4 % in

ASO seasons. This emphasizes the critical role of tidal dynamics in understanding regional-scale climate.

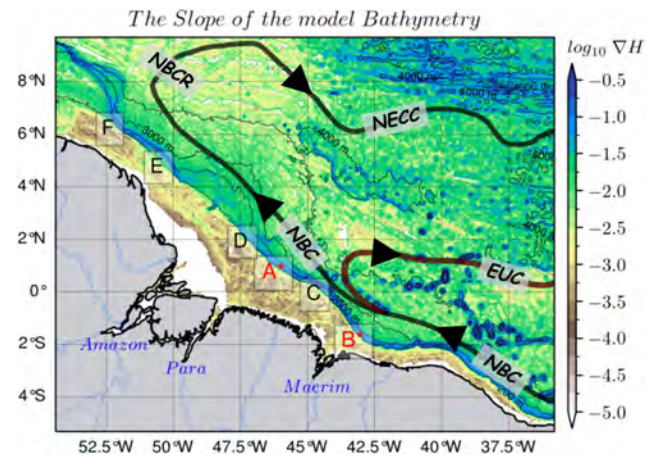
## 1 Introduction

In the ocean, many processes depend on temperature. These processes include water mass formation (Swift and Aagaard, 1981; Lascaratos, 1993; Speer et al., 1995); the transport and mixing of tracers; exchanges with other biosphere compartments (Archer et al., 2004; Rosenthal et al., 1997); and, most importantly, surface heat exchange at the interface with the atmosphere (Clayson and Bogdanoff, 2013; Mei et al., 2015), which significantly influence the climate (Li et al., 2006; Collins et al., 2010). The oceanic thermal structure can be modified at various spatial and temporal scales through external processes such as solar radiation; heat exchanges with the atmosphere; winds; precipitation; freshwater inputs from rivers; and internal processes including mass transport by currents and eddies (e.g., Aguedjou et al., 2021), mixing by turbulent diffusion (Kunze et al., 2012), and the dissipation of internal waves (Barton et al., 2001; Smith et al., 2004; Salamena et al., 2021). Additionally, bottom friction of barotropic tidal currents can lead to intensified mixing, particularly in shallow-water conditions over a shelf (see Lambek and Runcorn, 1977; Le Provost and Lyard, 1997), and significantly modify ocean temperature in surface layers (Li et al., 2020).

The barotropic tides, also called external tides, serve as the primary source for generating internal waves. When barotropic tides interact with sharp topography such as ridges, sea mounts, and shelf breaks in a stratified ocean, they generate internal tides (IT) that propagate and dissipate in the ocean interior causing diapycnal mixing (Baines, 1982; Munk and Wunsch, 1998; Egbert and Ray, 2000). Several observational and modeling studies have demonstrated that this dissipation occurs at the generation sites, through reflection at the ocean bottom, or near the surface when the energy rays interact with the pycnocline (among others: Laurent and Garrett, 2002; Sharples et al., 2007, 2009; Koch-Larrouy et al., 2015; Nugroho et al., 2018; Whalen et al., 2012). ITs also dissipate or lose energy through wave–wave interactions or when they interact with mesoscale or fine-scale structures (Vlasenko and Stashchuk, 2006; Dunphy and Lamb, 2014).

The role of ITs in shaping the ocean's thermal structure has garnered increasing interest and has been the focus of numerous studies in recent years. In the shallow shelf surface waters of Hawaii, Smith et al. (2016) reported that IT can induce surface cooling ranging from 1–5 °C. Similarly, in the Indonesian region, studies by Koch-Larrouy et al. (2007, 2008), Nagai and Hibiya (2015), and Nugroho et al. (2018) found that ITs lead to an average surface cooling of 0.5 °C, which subsequently reduces local atmospheric convection and results in a 20 % decrease in precipitation. Therefore, ITs play a significant role in the regional climate dynamics (Koch-Larrouy et al., 2010; Sprintall et al., 2014, 2019). Furthermore, Jithin and Francis (2020) demonstrated that ITs can influence the temperature of deep waters (> 1600 m) in the Andaman Sea, resulting in a warming effect of about 1–2 °C. However, the impact of IT on temperature off the Amazon plateau is still not well understood.

Our study focuses on the oceanic region of northern Brazil off the Amazon River. This region experiences variations in wind patterns and hence the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) throughout the year. These variations directly impact the discharge of the Amazon River, oceanic circulation, eddy kinetic energy (EKE), and stratification (Muller-Karger et al., 1988; Johns et al., 1990; Xie and Carton, 2004). Consequently, two contrasted seasons emerge: April–May–June (AMJ) and August–September–October (ASO). The AMJ (vs. ASO) season features an increasing (vs. decreasing) river discharge, there is a stronger (vs. weaker) and shallower (vs. deeper) pycnocline, while the North Brazilian Current (NBC) and EKE are weaker (vs. stronger) (Aguedjou et al., 2019; Tchilibou et al., 2022). During AMJ season, NBC forms a weak equatorial retroflexion that contributes to the Equatorial Under Current. In the ASO season, when NBC strengthens, it forms a stronger retroflexion in the northwest, which feeds the North Equatorial Counter Current and transports water masses eastwards into the tropical Atlantic. This intensified retroflexion gives rise to large anticyclonic eddies called NBC Rings, which can exceed 450 km in diameter (Didden and Schott, 1993;



**Figure 1.** The horizontal gradient of the model's bathymetry ( $\nabla H$ ) with internal tide generation sites ( $A^*$ ,  $B^*$ , C, D, E, and F) along the high slope of the shelf break (blue shading), with the two main sites being  $A^*$  and  $B^*$  (in red), as reported in Magalhaes et al. (2016) and Tchilibou et al. (2022). Solid bold lines represent a schematic view of the circulation (as described by Didden and Schott, 1993; Richardson et al., 1994; Johns et al., 1998; Bourles et al., 1999; Schott et al., 2003; Garzoli et al., 2003) with the NBC, NBC Rings, and North Equatorial Counter Current tracks in black and the Equatorial Under Current track in brown red. Thin black contours are 200, 2000, 3000, and 4000 m isobaths from the model bathymetry.

Richardson et al., 1994; Garzoli et al., 2003). These eddies play a role in transporting water masses towards the Northern Hemisphere (Bourles et al., 1999; Johns et al., 1998; Schott et al., 2003).

In this region, IT are generated at the sharp shelf break, where the depth decreases from 200–2000 m over a few tens of kilometers (Fig. 1). Six main sites (A to F) have been identified, with the most intense sites, A and B, located in the southern part of the region (Fig. 1; Magalhaes et al., 2016; Tchilibou et al., 2022). Previous studies have indicated that the propagation of IT in this region is modulated by seasonal variation in currents (Magalhaes et al., 2016; Lentini et al., 2016; Tchilibou et al., 2022). Moreover, changes in stratification throughout different seasons affect the activity of internal tides. In AMJ (vs. ASO) season, there is a stronger (vs. smaller) energy conversion and a stronger (vs. smaller) local dissipation of IT energy (Barbot et al., 2021; Tchilibou et al., 2022). The interaction between the weaker (vs. stronger) background circulation and IT results in fewer (vs. more) incoherent or non-stationary internal tides (Tchilibou et al., 2022).

During the ASO season, cold water with temperature below 27.6 °C, associated with the western extension of the Atlantic Cold Tongue (ACT), flows into the region from the south and runs along the edge of the continental shelf up to 3° N, forming a cold cell known as seasonal upwelling (Lentz and Limeburner, 1995; Neto and da Silva, 2014). Based on in situ observations, the latter suggests that this cooling is

backed by the vertical advection triggered by the NBC. Alternatively, Ruault et al. (2020) conducted a modeling study, comparing simulations with and without tides, and demonstrated that the inclusion of tides resulted in a more realistic cooling effect on this upwelling. However, it remains unclear whether the cooling is a result of mixing on the shelf caused by barotropic tides or mixing caused by baroclinic tides at their generation sites and propagation pathways.

To answer the previous questions, we use a high-resolution model ( $1/36^\circ$ ) with and without explicit tidal forcing and a satellite sea surface temperature (SST) product. Our aim is to examine the impact of tides on the temperature structure and quantify the associated processes for the two contrasted seasons (AMJ and ASO) described above. Section 2 provides a description of the SST product, our model, and the methods used. The validation of tidal characteristics and the temperature are presented in Sect. 3. Section 4 focuses on the analysis of the impacts of tides on the temperature structure and the associated processes, as well as the influence of tides on heat exchange at the atmosphere–ocean interface. The discussion and summary of the obtained results are presented in Sects. 5 and 6, respectively.

## 2 Data and methods

### 2.1 Satellite data: TMI SST

This dataset is derived from Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM), which performs measurements using an onboard TRMM Microwave Imager (TMI). The microwaves can penetrate clouds and are therefore crucially important for data acquisition in low latitude regions, cloudy covered during long periods of raining seasons. We use TMI data product v7.1, which is the most recent version of TMI SST. It contains a daily mean of SST with a  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  grid resolution ( $\sim 25$  km). This SST is obtained through inter-calibration of TMI data with other microwave radiometers. The full description of TMI SST and its inter-calibration algorithm are detailed in Wentz (2015).

### 2.2 The NEMO model: AMAZON36 configuration

The numerical model used in this study is the Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO v4.0.2, Madec et al., 2019). The specific configuration designed for this study is called AMAZON36 and covers the western tropical Atlantic region from the Amazon River mouth to the open ocean. Other configurations in this region either have a coarse grid ( $1/4^\circ$ , Hernandez et al., 2016) or, when the grid is fine ( $1/36^\circ$ ), do not extend far enough eastwards and exclude most of site B (Ruault et al., 2020). The current AMAZON36 configuration overcomes these limitations. The grid resolution is  $1/36^\circ$  and the domain spans between  $54.7$ – $35.3^\circ$  W and  $5.5^\circ$  S– $10^\circ$  N (Fig. 1). In this way, we capture the internal tides radiating from all the generating sites on the Brazilian

shelf break. The vertical grid consists of 75 vertically fixed  $z$ -coordinate levels, with a narrower grid refinement near the surface, comprising 23 levels in the first 100 m, whereas cell thickness reaches 160 m near the bottom. The horizontal and vertical resolutions of the grid are therefore fine enough to resolve low-mode IT. This grid resolution has been previously used for a similar purpose in this region (e.g., Tchilibou et al., 2022).

A third-order upstream biased scheme (UP3) with built-in diffusion is used for momentum advection, while tracer advection relies on a second-order flux-corrected transport (FCT) scheme (Zalesak, 1979). A Laplacian isopycnal diffusion with a constant coefficient of  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  is used for tracers. The temporal integration is achieved thanks to a leapfrog scheme combined with an Asselin filter to damp numerical modes, with a baroclinic time step of 150 s. The  $k$ - $\varepsilon$  turbulent closure scheme is used for vertical diffusion. Bottom friction is quadratic with a bottom drag coefficient of  $2.5 \times 10^{-3}$ , while lateral wall free-slip boundary conditions are prescribed. A time-splitting technique is used to resolve the free surface, with the barotropic part of the dynamical equations integrated explicitly.

We use the 2020 release of the General Bathymetric Chart of the Oceans, which has been interpolated onto the model's horizontal grid, with the minimal depth set to 12.8 m. The model is forced at the surface by the ERA-5 atmospheric reanalysis (Hersbach et al., 2020). River runoff is based on monthly means from hydrology simulation of the Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère model (ISBA, <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article146&lang=en>, last access: 15 November 2020) and are prescribed as surface mass sources with null salinity. We use 90 % of ISBA runoff based on a comparison with the HYBAM runoff time series (<http://www.ore-hybam.org>, last access: 15 November 2020). The model is forced at its open boundaries by the 15 major tidal constituents ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_2$ ,  $2N_2$ ,  $MU_2$ ,  $NU_2$ ,  $L_2$ ,  $T_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $Q_1$ ,  $P_1$ ,  $S_1$ , and  $M_4$ ) and barotropic currents derived from the FES2014 atlas (Lyard et al., 2021). In addition, we prescribe to the open boundaries the temperature, salinity, sea level, current velocity, and derived baroclinic velocity from the recent MERCATOR-GLORYS12 v1 assimilation data (Lellouche et al., 2018).

The simulations were initialized on 1 January 2005 and ran for 11 years until December 2015. It was found that the model achieved a seasonal cycle equilibrium after 2 years. However, for this study, our focus lies on a 3-year period from January 2013 to December 2015. To highlight the influence of tides on the temperature structure, we use a twin model configuration without tidal forcing.

## 2.3 Methods

### 2.3.1 Tide energy budget

We follow Kelly et al. (2010) to separate barotropic and baroclinic tide constituents. There is no separation following vertical modes, then we analyze the total energy for all the resolved propagation modes for a given tidal frequency. Note that the barotropic–baroclinic tide separation is performed directly by the model for better accuracy. We have only analyzed the  $M_2$  harmonic, which is the major tidal constituent in this region (Prestes et al., 2018; Fassoni-Andrade et al., 2023), representing  $\sim 70\%$  of the tidal energy (Beardsley et al., 1995; Gabioux et al., 2005).

The energy budget equations of barotropic and baroclinic tides are obtained assuming that the energy tendency, the nonlinear advection, and the forcing terms are small (Wang et al., 2016). The remaining equations are reduced to the balance between the energy dissipation, the divergence of the energy flux, and the energy conversion from barotropic to baroclinic (e.g., Buijsman et al., 2017; Tchilibou et al., 2018, 2020; Jithin and Francis, 2020; Peng et al., 2021):

$$D_{bt} + \nabla_h \cdot F_{bt} + C \approx 0, \quad (1)$$

$$D_{bc} + \nabla_h \cdot F_{bc} - C \approx 0, \quad (2)$$

where bt and bc indicate the barotropic and baroclinic terms, respectively;  $D$  is the depth-integrated energy dissipation, which can be understood as a proxy of the real dissipation since  $D$  may encompass the energy loss of nonlinear terms and/or numerical dissipation (see Nugroho et al., 2018);  $\nabla_h \cdot F$  represents the divergence of the depth-integrated energy flux; and  $C$  is the depth-integrated barotropic-to-baroclinic energy conversion, i.e., the amount of incoming barotropic energy converted into internal tides energy over the steep topography:

$$C = \langle \nabla H \cdot U_{bt} P_{bc}^* \rangle, \quad (3)$$

$$F_{bt} = \langle U_{bt} P_{bt} \rangle, \quad (4)$$

$$F_{bc} = \int_H^\eta \langle U_{bc} P_{bc} \rangle dz, \quad (5)$$

where the angle bracket  $\langle \cdot \rangle$  denotes the average over a tidal period,  $\nabla H$  is the slope of the bathymetry,  $U$  is the current velocity,  $P_{bc}^*$  is the baroclinic pressure perturbation at the bottom,  $H$  is the bottom depth,  $\eta$  is the surface elevation,  $P$  is the pressure, and  $F$  is the energy flux that indicates the path of tides.

### 2.3.2 The 3-D heat budget equation for temperature

The three-dimensional temperature budget was computed online and further analyzed. It is the balance between the total temperature trend and the sum of the temperature advection, diffusion and solar radiative and non-solar radiative

fluxes (e.g., Jouanno et al., 2011; Hernandez et al., 2017). The three-dimensional heat budget equation for temperature is expressed as follows:

$$\begin{aligned} \partial_t T = & \underbrace{-u\partial_x T - v\partial_y T - w\partial_z T}_{\text{ADV}} + \text{LDF} \\ & - \underbrace{\partial_z (K_z \partial_z T)}_{\text{ZDF}} + \text{Forcing} + \text{Asselin} \end{aligned} \quad (6)$$

here  $T$  is the model potential temperature,  $(u, v, w)$  are the velocity components in the  $(x, y, z)$  (eastward, northward, and upward, respectively) directions, and ADV is the 3-D tendency term from the advection routine of the NEMO code (left to right: zonal, meridional, and vertical terms). Note that in our model ADV includes some diffusivity of the temperature due to numerical dissipation of the FCT advection scheme (Zalesak, 1979) in contrast to some non-diffusive advection schemes like in Leclair and Madec (2009). In previous studies, at lower resolutions ( $1/4^\circ$ ) this mixing has been quantified to be responsible for 30 % of the dissipation as part of the high-frequency effect of the diffusion (Koch-Larrouy et al., 2008). We expect here at  $1/36^\circ$  resolution that this effect will be smaller but still non-negligible. Note that explicit separation of this effect is beyond the scope of our study. Furthermore, tides are primarily linear in surface water; however, nonlinear effects intensify due to bottom friction for barotropic tides or as a result of IT breaking. Consequently, we anticipate a corresponding increase in ADV. ZDF denotes the vertical diffusion; LDF is the lateral diffusion; forcing is the sum of tendency of temperature due to penetrative solar radiation, which includes a vertical decaying structure and the non-solar heat flux (sum of the latent, sensible, and net infrared fluxes) at the surface layer; and Asselin corresponds to the numerical diffusion for the temperature.

## 3 Model validation

In this section, we assess the quality of our simulations by verifying whether they are in good agreement with the observations and other reference data. Firstly, for the barotropic and baroclinic characteristics of the  $M_2$  tides for the year 2015 and secondly for the temperature from 2013 to 2015.

### 3.1 $M_2$ tides in the model

We initially examined the barotropic sea surface height (SSH), and there is a good agreement in both amplitude and phase between FES2014 and the model (Fig. 2a and b, respectively). However, near the coast, few differences in amplitude are observed. The model's SSH amplitude is lower ( $\sim 50$  cm) north of the mouth of the Amazon, while it overestimates the amplitude by  $\sim 20$  and  $\sim 40$  cm, respectively, shoreward and on the southern part of the mouth. These biases are of a similar magnitude as those reported in Ruault et



al. (2020). The flux of the barotropic tidal energy flowing inshore is depicted in Fig. 2c and d for FES2014 and the model, respectively. A portion of this energy is converted into baroclinic tidal energy over the steep slope of the bathymetry. We compared the depth-integrated barotropic-to-baroclinic energy conversion rate ( $C$ ) between FES2014 and the model, Fig. 2c and d, respectively. The model successfully reproduces the same conversion patterns of FES2014 over the slope but less so offshore between  $42\text{--}35^\circ\text{W}$  and  $7\text{--}10^\circ\text{N}$ . As a result, our model underestimates  $C$  overall by approximately 30%. Niwa and Hibiya (2011) demonstrated that  $C$  increases with higher bathymetry resolution. This indicates that there is more conversion with the FES2014 grid ( $\sim 1.5\text{ km}$ ) compared to our grid ( $\sim 3\text{ km}$ ).

Another portion of the barotropic energy is dissipated on the shelf through bottom friction, leading to mixing from the bottom (Beardsley et al., 1995; Gabioux et al., 2005; Bessières, 2007; Fontes et al., 2008). Most of the dissipation of barotropic energy ( $D_{bt}$ ) occurs in the middle and inner shelf between  $3^\circ\text{S}\text{--}4^\circ\text{N}$  with a mean value of about  $0.25\text{ W m}^{-2}$  (Fig. 2e). The location of this dissipation aligns well with previous studies of Beardsley et al. (1995) and Bessières (2007). The remaining barotropic energy propagates over hundreds of kilometers into the estuarine systems of this region (Kosuth et al., 2009; Fassoni-Andrade et al., 2023).

The energy flux of ITs ( $F_{bc}$ ) indicates that they propagate from the slope towards the open ocean (Fig. 2f).  $F_{bc}$  indicates the existence of six main sites of IT generation on the slope, with sites A and B being particularly significant in terms of their higher and greatly extended energy flux, in good agreement with previous studies (Magalhaes et al., 2016; Barbot et al., 2021 and Tchilibou et al., 2022). From these two main sites, ITs spread over nearly 1000 km and dissipate their energy. The model's depth-integrated internal tides energy dissipation ( $D_{bc}$ ) is at least 2 times weaker than barotropic energy dissipation, with a mean value of  $0.1\text{ W m}^{-2}$  (Fig. 2f). Approximately 30% of IT energy is dissipated locally over generation sites (not shown), consistent with the findings of Tchilibou et al. (2022). The remaining portion is dissipated offshore along the propagation path. This offshore dissipation is more extended along path A,  $\sim 300\text{ km}$  from the slope, with two beams spaced by an average distance of 120–150 km corresponding to mode-1 wavelength. On the other hand, there is less offshore dissipation along path B, occurring around 100–200 km from the slope (Fig. 2f).

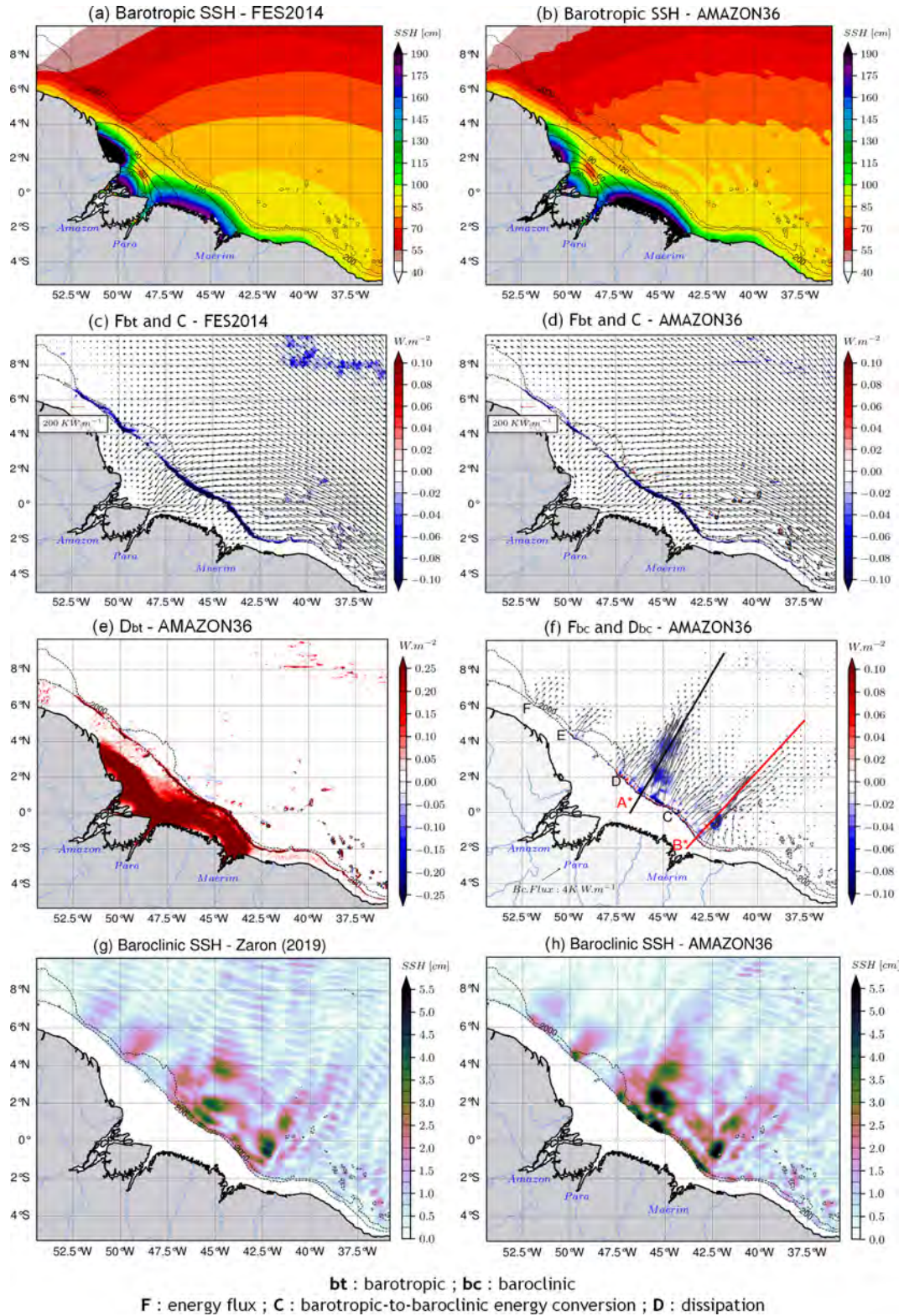
Another important characteristic of IT is their SSH imprints along the propagation pathway. The estimate of this signature deduced from the altimeter tracks (Fig. 2g) produced by Zaron (2019) is compared with our model (Fig. 2h), with the shelf masked over 150 m depth. Our model shows good agreement with this product, albeit with a slight overestimation of about  $\sim 1.5\text{ cm}$  on the SSH amplitude maxima. It is worth noting that the model's baroclinic SSH amplitude is an average over the year 2015, while the satellite estimate

is an average over a longer period of about 20 years. The longer period of the satellite estimate may introduce greater variability in the altimeter tracks, potentially reducing the amplitude of the estimates and explaining the slight differences with the model in the positioning and amplitude of the maxima.

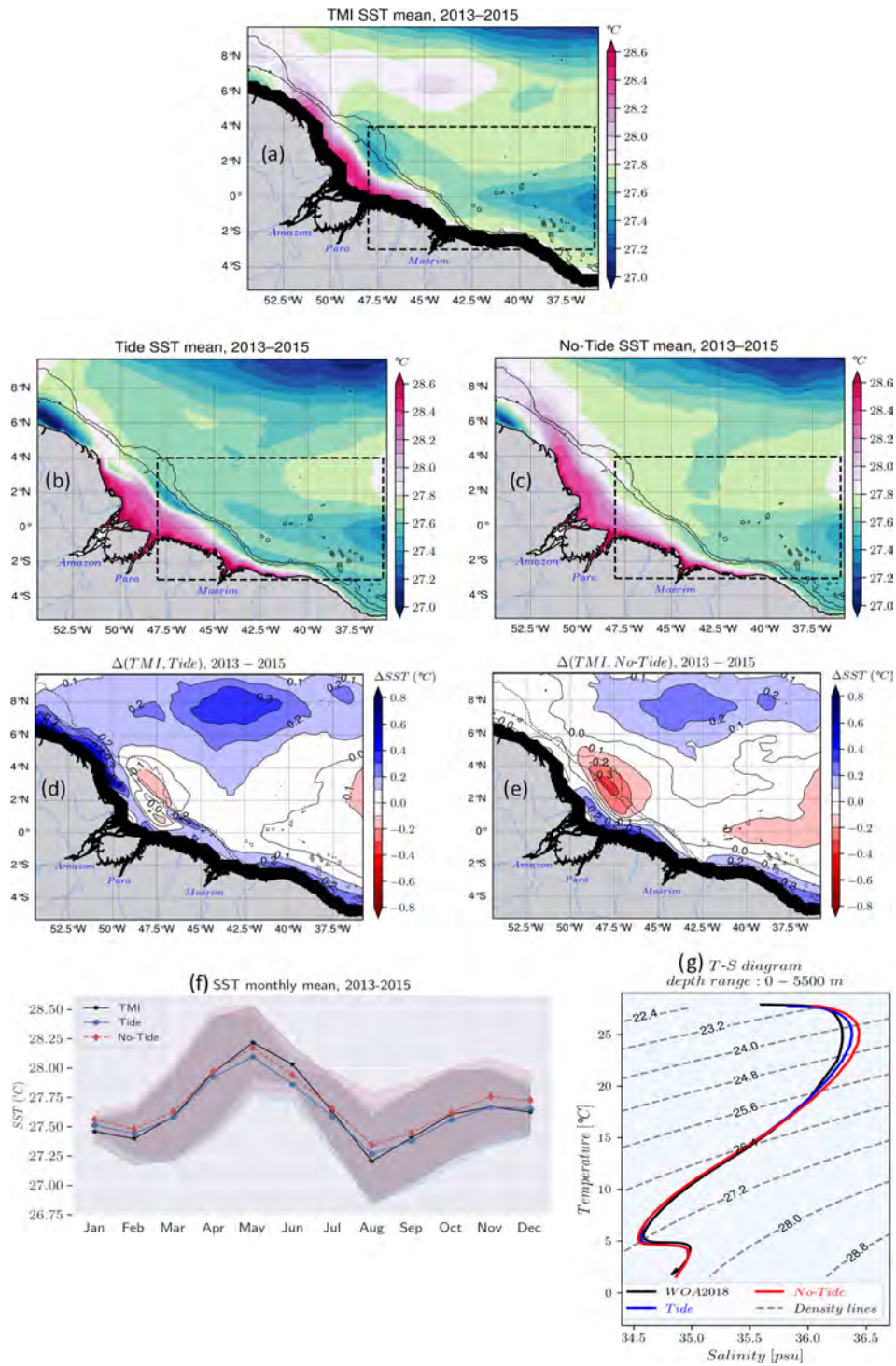
### 3.2 Temperature validation

Figure 3 shows the mean SST over the entire 2013–2015 period for TMI (Fig. 3a), the tidal simulations (Fig. 3b), and the non-tidal simulations (Fig. 3c). We obtain the bias between TMI SST and the two simulations by linear interpolation of the simulations data on the observation grid. The simulations with tides accurately reproduce the spatial distribution of the observations, as indicated by the weak bias ( $< \pm 0.1^\circ\text{C}$ ) with TMI SST. This is particularly evident for the cooling on the shelf around  $47.5^\circ\text{W}$  and to the southeast between  $40\text{--}35^\circ\text{W}$  and  $2^\circ\text{S}\text{--}2^\circ\text{N}$  (Fig. 3d). In contrast, the non-tidal simulations exhibit a warm bias of about  $0.3^\circ\text{C}$  in this cooling region (Fig. 3e). To the northeast, between  $50\text{--}54^\circ\text{W}$  and  $3\text{--}8^\circ\text{N}$  in the Amazon plume, the SST of the non-tidal simulations is in better agreement with the observations, while the SST of the tidal simulations is about  $0.6^\circ\text{C}$  cooler than TMI SST (Fig. 3d). This bias is consistent with other models that include tides in this northern zone (e.g., Hernandez et al., 2016, 2017; Gévaudan et al., 2022). Far offshore, between  $50\text{--}40^\circ\text{W}$  and  $6\text{--}10^\circ\text{N}$ , both simulations exhibit a negative bias of about  $0.2\text{--}0.3^\circ\text{C}$  (Fig. 3d–e). We averaged the observations and interpolated simulation data within the dashed box (Fig. 3a–c), with a depth of less than 200 m masked. This location of the boxes comprises IT generation sites and part of their pathways. We then computed the seasonal cycle of the three products (Fig. 3f). The tidal and non-tidal simulations accurately reproduce both the seasonal cycle and the standard deviation of the observations, with low root-mean-square errors of approximately  $2 \times 10^{-2}$  and  $4 \times 10^{-2}^\circ\text{C}$ , respectively, when compared to the TMI SST. This indicates the robustness of the model's simulations. Over the seasonal cycle, the tidal simulations are closer to the observations from January to March, July to September, and November to December. During the rest of the year, either both simulations are equally close to the observations or the non-tidal simulations are closer.

To gain insight into our model performance along the depth, we used the mean WOA2018 climatology (2005–2017) and simulation data (salinity and temperature) for the 3 years 2013–2015, averaged in the same region as in Fig. 3f. Figure 3g shows the temperature–salinity ( $T\text{--}S$ ) diagram for WOA2018 and the two simulations. The data are averaged in the box as before, and we use  $\sigma_\theta$  [ $\rho - 1000$ ] to represent the density contours, with  $\rho$  the water density. Both simulations exhibit similar patterns as WOA2018 for deeper waters, i.e.,  $T < 17^\circ\text{C}$  and  $\sigma_\theta > 25.6\text{ kg m}^{-3}$ . However, there are minor discrepancies for the surface layer waters, i.e.,  $T > 17^\circ\text{C}$  and



**Figure 2.** Characteristics of  $M_2$  coherent tides. Barotropic SSH amplitude (color shading) and its phase (solid contours) for (a) FES2014 and (b) the model, barotropic energy flux (black arrows) with the energy conversion rate (color shading) for (c) FES2014 and (d) the model, (e) the model depth-integrated barotropic energy dissipation, (f) the model depth-integrated baroclinic energy flux (black arrows) and the depth-integrated baroclinic energy dissipation (color shading) with transect lines along IT trajectories A\* (black) and B\* (red), and the baroclinic SSH amplitude from (g) Zaron (2019) and (h) the model. Data from the model are the mean value over the year 2015. For all panels, dashed black contours represent the 200 and 2000 m isobaths of the model bathymetry.



**Figure 3.** Validation of the model temperature for the whole period 2013–2015. Mean SST for (a) TMI with its black coastal mask, (b) the tidal simulation, (c) the non-tidal simulation, the difference (bias) in SST between TMI and (d) the tidal simulations and (e) the non-tidal simulation, and (f) the seasonal cycle of the SST of the three products averaged within the dashed box in upper panels covering IT pathways with values masked below the 200 m isobath; bands indicate variability according to standard deviation. Solid black lines in (a)–(c) and dashed black lines in (d)–(e) represent the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry, while solid black lines in (d)–(e) represent bias contours. (g) Temperature–salinity (*T-S*) diagram of the mean properties in the same area as (f) from observed WOA2018 climatology (black line) and the tidal simulations (blue line) and non-tidal simulations (red line) for the water column from surface to 5500 m depth; dashed gray lines represent density ( $\sigma_\theta$ ) contours.

$22.4 > \sigma_\theta < 25.6 \text{ kg m}^{-3}$ . At that level, the tidal simulations better reproduce the  $T$ - $S$  profile of the observations. These slight differences between WOA2018 observations and the two simulations, especially with the tidal simulations, further demonstrate the ability of our model to reproduce the observed water mass properties.

## 4 Results

In this section, we present the influence of tides on temperature, the associated processes, and the impact on the atmosphere–ocean net heat exchange. The analyses were performed on a seasonal scale between April–May–June (AMJ) and August–September–October (ASO) for the 3 years 2013–2015.

### 4.1 Tide-enhanced surface cooling

During the first season, warm waters, which are defined as  $> 27.6^\circ\text{C}$ , dominate near the coast, especially in the middle shelf and in the southeast, and cold waters are present offshore north of  $6^\circ\text{N}$  (Fig. 4a–c). Off the mouth of the Amazon River, water colder than  $28.2^\circ\text{C}$  spreads between  $43$ – $51^\circ\text{W}$  for TMI SST (Fig. 4a) and tidal simulations (Fig. 4b), while warmer waters are present in the same area for the simulations without tides (Fig. 4c). Figure 4d–f show the SST, averaged over the ASO season. TMI SST (Fig. 4d) shows an upwelling cell represented by the extension of the  $27.2^\circ\text{C}$  isotherm (white dashed contour) along the slope to about  $49^\circ\text{W}$ – $3^\circ\text{N}$  towards the northeast of the region, which forms the extension of the ACT. This extension also exists in the tidal simulations (Fig. 4e), whereas  $\leq 27.2^\circ\text{C}$  waters are not crossing  $45.5^\circ\text{W}$  and remain in the Southern Hemisphere in the simulations without tides (Fig. 4f). This means that waters colder than  $27.2^\circ\text{C}$  can only extend further into the northeast because of tides. In addition, we can note that the mean SST shows a very contrasting distribution between the two seasons. There are warm waters along the shelf and cold waters offshore during the AMJ season (Fig. 4a–c). This is followed by warming along the Amazon plume and offshore, and an upwelling cell in the southeast (Fig. 4d–f).

The general impact of the tides, illustrated by the SST anomaly between the tidal and the non-tidal simulations, is a cooling over a large part of the study area with maxima up to  $0.3^\circ\text{C}$  (Fig. 5a–b). For ASO, tides induce a warming ( $> 0.3^\circ\text{C}$ ) on the shelf at the mouth of the Amazon River (Fig. 5b), while for AMJ it is a cooling of the same intensity (Fig. 5a). That difference will be further discussed. Out of the shelf, the structure of temperature anomaly varies depending on the season, probably because of seasonal mesoscale variability.

### 4.2 Impact of the tides on the atmosphere–ocean net heat flux

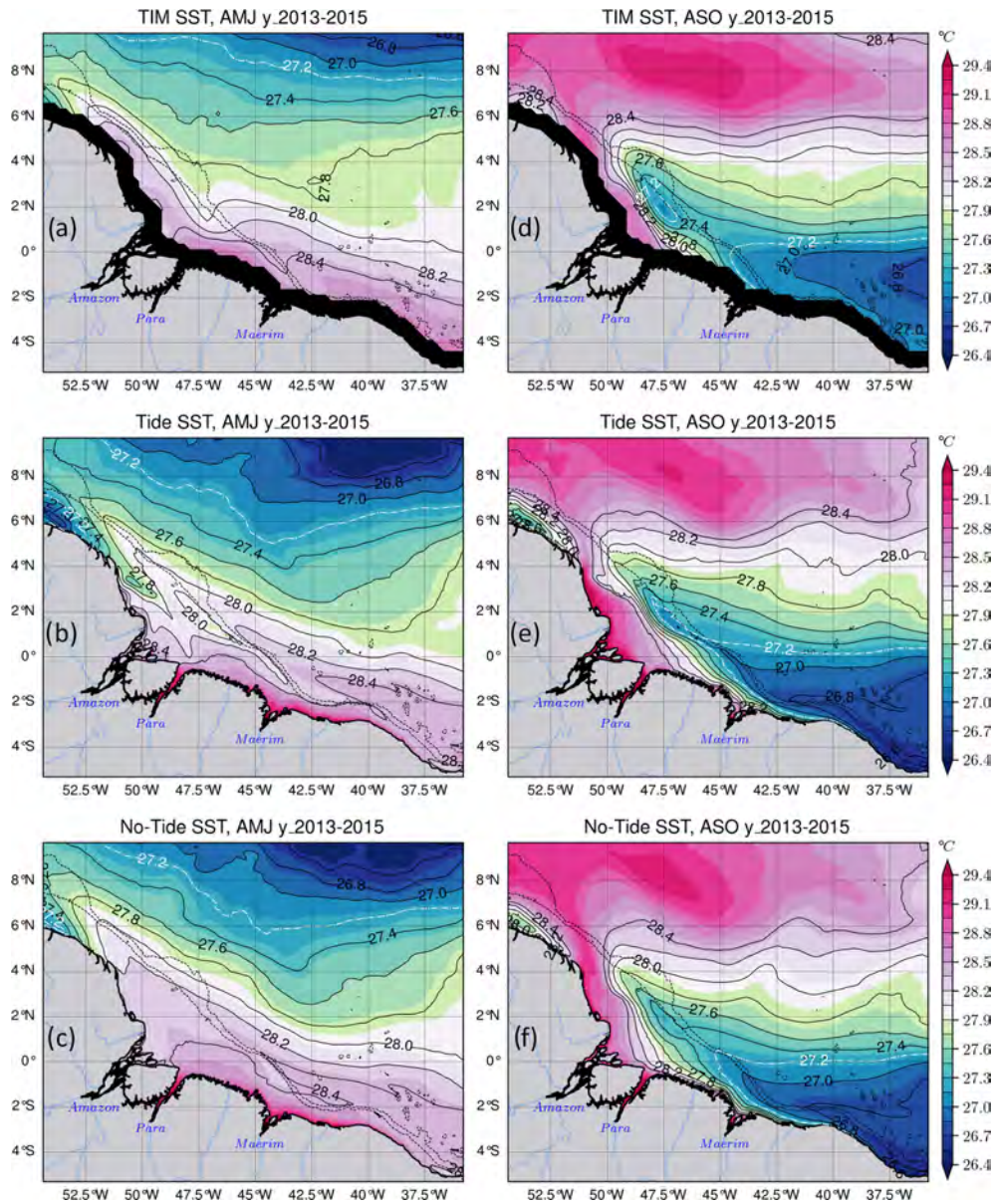
The atmosphere–ocean net heat flux ( $Q_t$ ) reflects the balance of incoming and outgoing heat fluxes across the atmosphere–ocean interface (see Moisan and Niiler, 1998; Jayakrishnan and Babu, 2013). During AMJ, tides mainly induce positive  $Q_t$  anomalies over the whole domain. The average values are around  $25 \text{ W m}^{-2}$  in the plume and the Amazon retroflection to the northeast and along A and B (Fig. 5c). Negative SST anomalies ( $\sim 0.3^\circ\text{C}$ ) occur throughout the domain in the same location. During the ASO season, at the mouth of the Amazon, there are negative  $Q_t$  anomalies but of the same magnitude as during the previous season (Fig. 5d). At this location, positive temperature anomalies ( $\sim 0.3^\circ\text{C}$ ) are observed (Fig. 5b). Elsewhere, there are positive  $Q_t$  anomalies and negative SST anomalies. It therefore appears that negative SST anomalies induce positive  $Q_t$  anomalies and vice versa. Hence, the spatial structures of  $Q_t$  anomalies and SST anomalies fit together for the two seasons. There is a strong negative correlation of 0.97 with a significance of  $R^2 = 0.95$  for the AMJ season and almost the same in ASO season, with 0.98 and 0.96, respectively, for the correlation and its significance (Fig. 5e). This is consistent with the fact that the atmosphere and the underlying ocean are balanced. Following this, the SST cooling induced by upwelled cold water will try to upset this balance. As a result of this, an equivalent variation in the net heat flux from the atmosphere to the ocean will attempt to restore it.

In Fig. 5f the integral over the entire domain of the net heat flux for each season and for each simulation is shown. During the AMJ season,  $Q_t$  increases from 23.85 TW ( $1 \text{ TW} = 10^{12} \text{ W}$ ) for the non-tidal simulations to 35.7 TW for the tidal simulations, i.e., an increase of 33.2%. That is, the tides are responsible for a third of  $Q_t$  variation. This is very large compared to what is observed elsewhere in other IT hotspots (e.g., 15% in the Solomon Sea, Tchilibou et al., 2020). During the second season, there is a smaller increase in  $Q_t$  of about 7.4% between the two simulations, i.e., from 73.03 to 78.83 TW for the non-tidal and tidal simulations, respectively (Fig. 5f).

It is also worth noting the significant difference in integrated  $Q_t$  between the two seasons. The values are less than 36 TW during the AMJ season, whereas they are around twice as high,  $> 73 \text{ TW}$ , during the ASO season. Given that colder SSTs induce a stronger  $Q_t$ , these higher values are likely related to the arrival of cold waters from ACT, which forms upwelling cells (Fig. 4d–f) with a secondary tidal effect.

### 4.3 Vertical structure of temperature along internal tide pathways

To further analyze the temperature changes between the two simulations, we made vertical sections following the path of

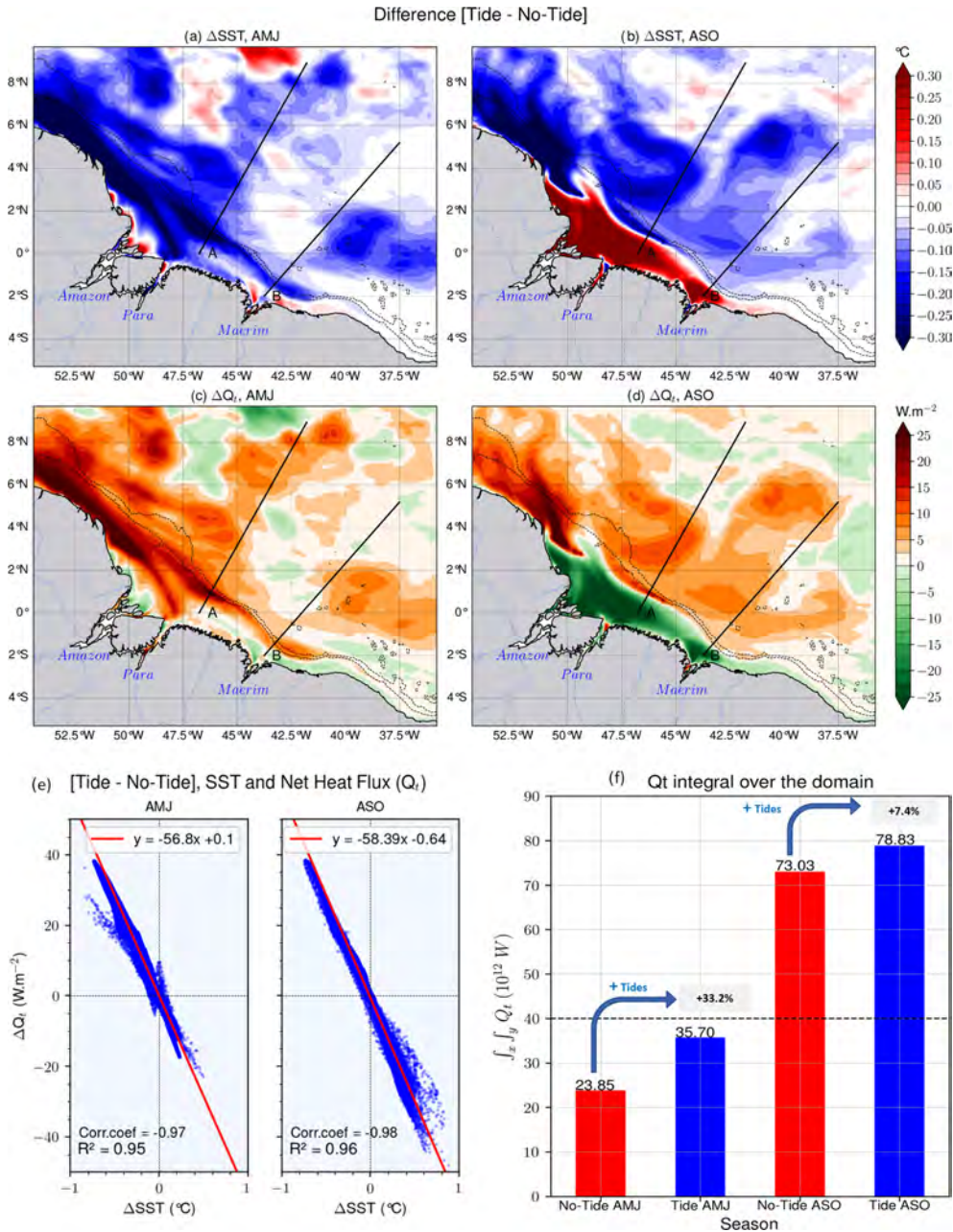


**Figure 4.** The 2013–2015 seasonal SST mean. Panels (a)–(c) stand for the AMJ season for TMI with its black coastal mask, the tidal simulations, and the non-tidal simulations, respectively; the same information is shown in (d)–(f) but for ASO season. The dashed white and solid black lines represent the temperature contours. Dashed black lines in all panels stand for the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry.

IT radiating from sites A and B (respectively black and red line in Fig. 2f). Here, only the transects following the pathway A are presented, since the vertical structure is similar following pathway B especially for AMJ season and because some processes tend to be null along pathway B during the ASO season. The mixed layer refers to a quasi-homogenous surface layer of temperature-dependent density that interacts with the atmosphere (Kara et al., 2003). Its maximum depth, also known as mixed-layer depth (MLD), is defined as the depth where the density increases from the surface value, due

to temperature change of  $|\Delta T| = 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  with constant salinity (e.g., Dong et al., 2008; Varona et al., 2019).

Figure 6 shows the vertical sections of temperature for the two seasons following A. In AMJ season, over the slope and near the coast, cold waters ( $< 27.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) remain below the surface at  $\sim 20\text{ m}$  for the tidal simulations (Fig. 6a) and deeper at  $\sim 60\text{ m}$  for the non-tidal simulations (not shown). The cold waters rise to the surface more than 400 km offshore for both simulations. In surface layers ( $< 40\text{ m}$ ), the temperature anomaly is more than  $-0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$  at the shelf beak and less



**Figure 5.** Relationship between the SST and the atmosphere–ocean net heat flux ( $Q_t$ ): SST anomaly (tide–no tide) in AMJ (a) and ASO (b) seasons,  $Q_t$  anomaly in AMJ (c) and ASO (d) seasons, (e) correlation between  $Q_t$  anomaly and SST anomaly for each season, and (f) domain-integrated  $Q_t$  for both seasons of each simulation. Dashed black lines in (a)–(d) stand for the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry.

than  $-0.2^\circ\text{C}$  elsewhere (Fig. 6b). Further down ( $< 60$  m) the water column, this anomaly becomes much larger along the transect. Above that thermocline ( $< 120$  m), the simulations with tides are colder by  $1.2^\circ\text{C}$  from the slope, where IT are generated and following their propagation pathway. Conversely, below the thermocline, the tidal simulations are warmer by the same intensity along the propagation path and down to  $\sim 300$  m depth (Fig. 6b). In the AMJ season, the

thermocline depth is about  $100 \pm 15$  m and MLD is about  $40 \pm 20$  m (Fig. 6a). They both have a very weak slope between the coast and the open ocean. Over the whole domain, the thermocline is deeper by about 15 m on average in the non-tidal simulations, following the propagation paths of internal tides, on the Amazon shelf and plume (Fig. 6c). Similarly, the MLD in the non-tidal simulations is deeper by ap-

proximately 10 m over the shelf,  $\sim 4$  m along IT propagation paths, and close to zero in the Amazon plume (Fig. 6d).

In the ASO season, cold waters previously confined below the surface during the previous season (AMJ) rise to the surface. These cold waters extend over the slope and up to about 150 km offshore in the non-tidal simulations (not shown) and up to 250 km offshore in the tidal simulations (Fig. 7a). The  $27.2^\circ\text{C}$  isotherm only reaches the surface above the slope in the tidal simulations and remains below the surface ( $\sim 30$  m) in the non-tidal simulations (not shown). This aligns with the absence of that isotherm at this location in the corresponding SST map (Fig. 4f). For the tidal simulations, the temperature anomaly in the ASO season is smaller ( $\sim -0.4^\circ\text{C}$ , Fig. 7b) in the surface layers ( $< 40$  m) near the coast compared to the AMJ season (Fig. 6b). In contrast, during the ASO season, this cooling can drive more SST anomalies along A ( $-0.3^\circ\text{C}$ , Fig. 5b). A stronger cooling of about  $1.2^\circ\text{C}$  occurs deeper between 60 and 140 m depth, and a warming of about  $1.2^\circ\text{C}$  below, which extends less offshore than during the AMJ season, 650 km vs.  $\sim 1000$  km. In the ASO season, the coastward slope of the thermocline and MLD becomes steeper compared to the AMJ season. In both simulations, there is a dip of  $\sim 80$  m, i.e.,  $\sim 60$  m offshore and  $\sim 140$  m inshore, for the thermocline (Fig. 7a), and a dip of  $\sim 40$  m, i.e.,  $\sim 30$  m offshore and  $\sim 70$  m inshore, for MLD (Fig. 7a). Over the entire domain, tides reduce the thermocline depth by  $\sim 6$  m on the shelf and  $\sim 12$  m at the plume and far offshore along the propagation path of A (Fig. 7c) and the MLD by about 10 m along the shelf and  $\sim 4$  m along the propagation path of A (Fig. 7d).

Between the two seasons, there is also a change in the vertical density gradient between the coast and the open sea. In tidal simulations, during the AMJ season the isopycnals layers are thin near the coast and thicken towards the open sea (Fig. 6a). This means that a strong stratification is present near the coast and decreases towards the open sea. In contrast, during the ASO season the isopycnal layers are thicker near the coast and tight offshore (Fig. 7a). As the result of this, the stratification is weaker inshore than offshore. This clearly highlights a seasonality in the vertical density gradient profile in agreement with Tchilibou et al. (2022). Note that this behavior also appears in the simulations without tides (not shown). The transects of the temperature anomaly show that tides influence the temperature in the ocean from the surface to the deep layers, with a greater effect on the first 300 m. One avenue we explore in this paper is creating a better understanding of what processes are at work that explain these temperature changes.

#### 4.4 What are the processes involved?

To explain the observed surface and water column temperature changes, we computed and analyzed the terms of the heat balance equation (see Sect. 2.3.2, Eq. 6) for both seasons (AMJ and ASO).

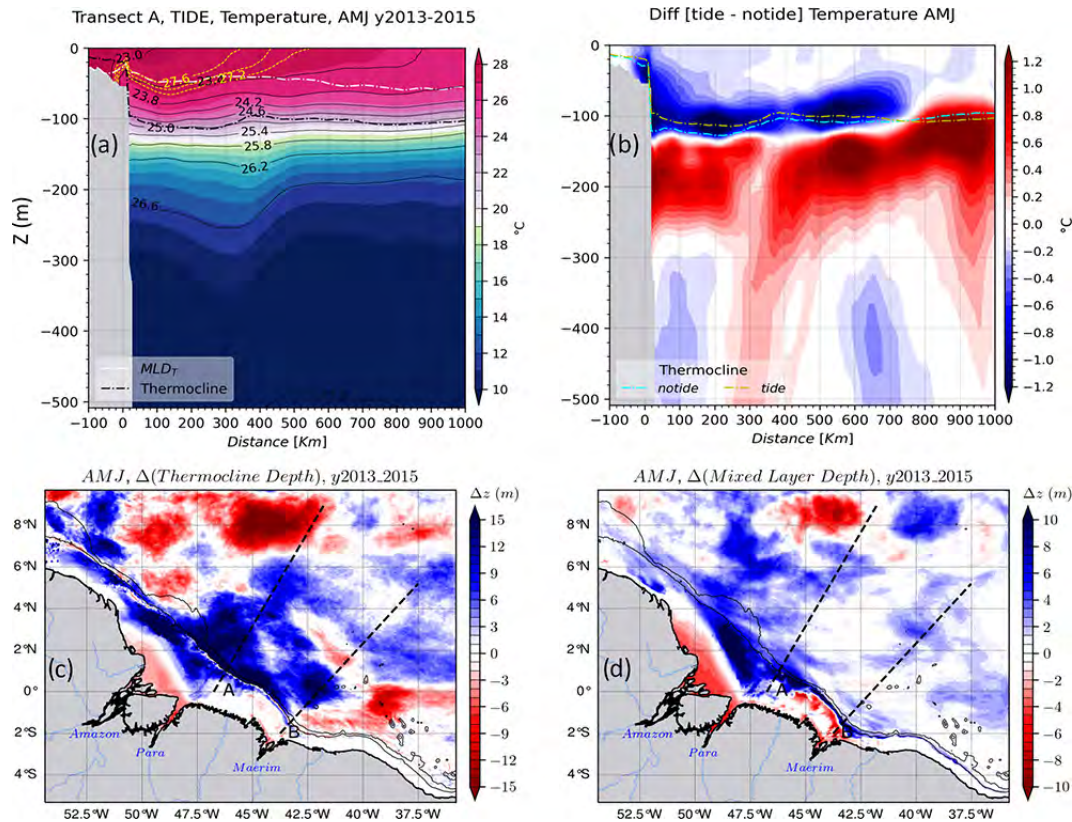
##### 4.4.1 Vertical diffusion of temperature

Figure 8 shows the vertical temperature diffusion tendency (ZDF). ZDF is averaged between 2–20 m, i.e., within the mixed layer. For the AMJ season, ZDF in the tidal simulations (Fig. 8a) shows a negative trend (i.e., cooling) in the whole domain. The maximum values ( $> |0.4|^\circ\text{C d}^{-1}$ ) are located along the slope where IT are generated and on their propagation path. There is a larger horizontal extent along A of  $\sim 700$  km from the coasts compared to B, where it is  $\sim 300$  km from the coasts. Elsewhere, ZDF is weak ( $> -0.1^\circ\text{C d}^{-1}$ ). For the non-tidal simulations (Fig. 8b), ZDF is weak over the entire domain ( $> -0.1^\circ\text{C d}^{-1}$ ). In ASO season, the tidal simulations (Fig. 8c) show a decrease in the ZDF near the coast ( $< 100$  km) and a strengthening offshore along A compared to the previous season but with the same cooling trend ( $< -0.4^\circ\text{C d}^{-1}$ ). Along B, it tends to be null both at the coast and offshore (Fig. 8c). In addition, the mesoscale circulation and eddy activity intensify during this season. To the northeast, between  $4\text{--}8^\circ\text{N}$  and  $47\text{--}53^\circ\text{W}$ , there is a cooling on the shelf of  $\sim 0.3^\circ\text{C d}^{-1}$  with eddy-like patterns in the tidal simulations (Fig. 8c). The processes by which these features might arise are discussed in more detail in Sect. 5. Unsurprisingly, ZDF is weak everywhere for the non-tidal simulations (Fig. 8d). ITs are the dominant driver of vertical diffusion of temperature along the shelf break and offshore, while the mixing induced by barotropic tides prevail on the shelf.

On the vertical following A, there are opposite-sign ZDF values with a mean magnitude of  $\sim |0.4|^\circ\text{C d}^{-1}$ . These values are centered around the thermocline for the simulations with tides in the two seasons AMJ and ASO (Fig. 8e and f, respectively). There is a cooling trend above the thermocline and a warming trend below. The average vertical extent is up to  $\sim 350$  m depth for the maximum values but exceeds 500 m depth for the low values ( $< 0.1^\circ\text{C d}^{-1}$ ). As for the horizontal averages (Fig. 8a and c), from one season to another there is a weakening of ZDF above the slope and a strengthening offshore (Fig. 8e and f, for AMJ and ASO, respectively). Furthermore, offshore ZDF maxima are discontinuous and spaced about 140–160 km apart during the AMJ season (Fig. 8e) but are more continuous for the ASO season (Fig. 8f). For the non-tidal simulations, the mean ZDF tends to be null in the ocean interior but remains quite large ( $> -0.2^\circ\text{C d}^{-1}$ ) in the thin surface layer during the two seasons (Fig. 8g–h).

Furthermore, it is worth noting that the maxima of the ZDF follow the maxima of the baroclinic tidal energy dissipation along IT propagation's pathway (Fig. 2f). This proves that the dissipation of IT causes vertical mixing that enhances SST cooling. In addition, this temperature diffusion contributes to greater subsurface cooling within the mixed layer and warming in the deeper layers beneath the thermocline.

The seasonality of the stratification highlighted above could explain why the ZDF is stronger along the slope and



**Figure 6.** Water mass properties for the AMJ season: (a) vertical section of the temperature of the tidal simulations following transect A, the dashed yellow and the solid black lines are the temperature and density ( $\sigma_\theta$ ) contours, respectively. The dashed black and white tick lines are the thermocline and MLD, respectively. (b) The temperature anomaly for the same vertical section, dashed yellow and cyan lines are the thermocline depth for the tidal and non-tidal simulations, respectively. (c) Thermocline depth anomaly and (d) MLD anomaly for the whole domain. The blue (vs. red) color shading in the MLD or the thermocline depth anomaly means that tides raise (vs. deepen) them. Solid black lines in lower panels stand for the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry.

the near-coastal pathway B during the AMJ season (Fig. 8a and e), and why in the ASO season ZDF is weaker along the slope, close to zero following B, and reinforced offshore of A (Fig. 8c and f). Previous studies have shown that stratification influences the generation of internal tides and controls their modal distribution. Here we show that stratification also plays a role in the fate of these internal tides, in this case on their dissipation. The stratification could determine where ITs dissipate their energy in the water column, as mentioned by de Lavergne et al. (2020).

#### 4.4.2 Advection of temperature

The vertical ( $z$ -ADV) and the horizontal ( $h$ -ADV) terms of the temperature advection tendency are averaged in the same depth range as above for the two seasons.

##### Vertical advection of temperature

Tides fail to generate vertical temperature advection within surface layers. As expected,  $z$ -ADV is almost null through-

out the region in that depth-range (Fig. 9a–d). Nevertheless, for both seasons, there are extreme values located in the northwest on the plateau between 54–50° W and 3–6° N with the same intensity in the two simulations ( $< 0.3 \text{ °C d}^{-1}$ ). But deeper, vertical sections (Fig. 9a–h) show an intensification of  $z$ -ADV of about  $\pm 0.8 \text{ °C d}^{-1}$  located below the MLD and seems to be centered along the thermocline, with a vertical extension from 20–200 m depth. In addition,  $z$ -ADV is stronger in tidal simulations during both seasons (Fig. 9e–f) and presents sparse extrema offshore ( $> 300 \text{ km}$ ) for the non-tidal simulations (Fig. 9g–h). For the simulations with tides,  $z$ -ADV appears to be dominated by a cooling trend, with a marked hotspot on the slope followed by other hotspots offshore. These extreme values are spaced about 120–150 km apart, i.e., a mode-1 wavelength as for the baroclinic tidal energy dissipation (Fig. 2f). Note that for both simulations (Fig. 9e–h), the extreme values are located within the narrow density ( $\sigma_\theta$ ) contours (23.8–26.2  $\text{kg m}^{-3}$ ), i.e., within the pycnocline. The location of the extreme values of  $z$ -ADV at the shelf break and along IT propagation pathways and its



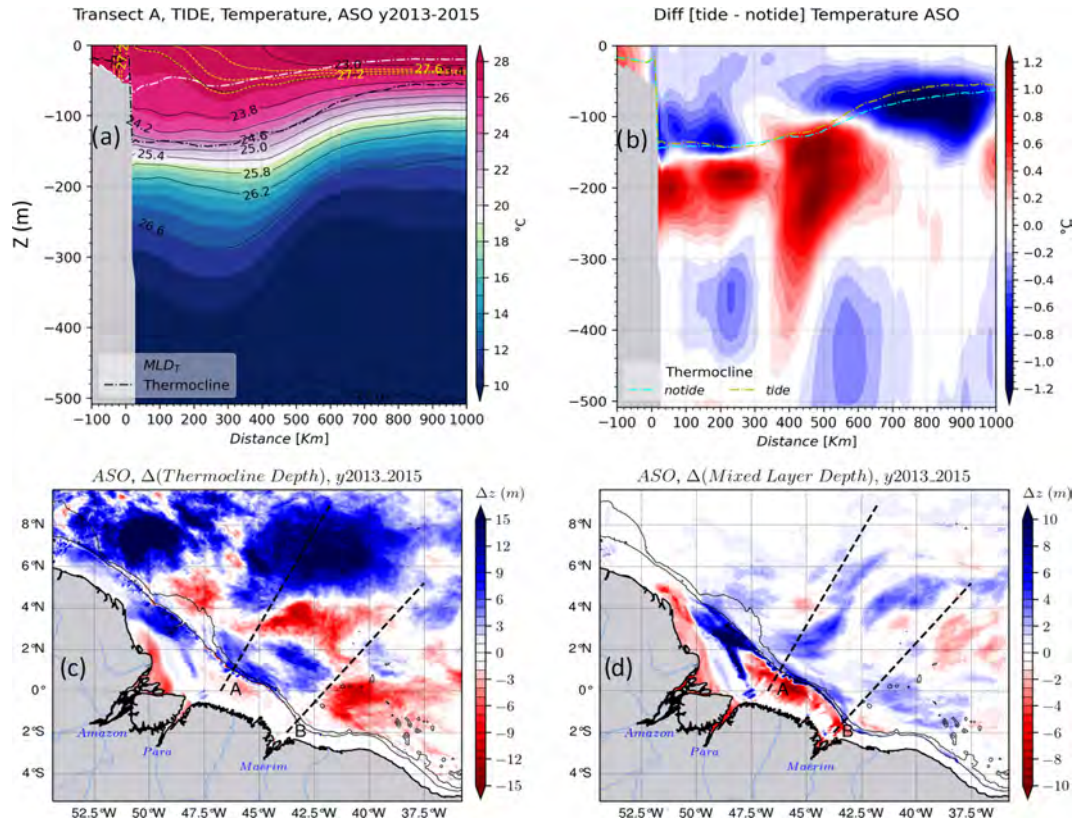


Figure 7. The same as Fig. 6 but for the ASO season.

negative sign suggest that the diffusive part of the advection scheme may account significantly in  $z$ -ADV.

### Horizontal advection of temperature

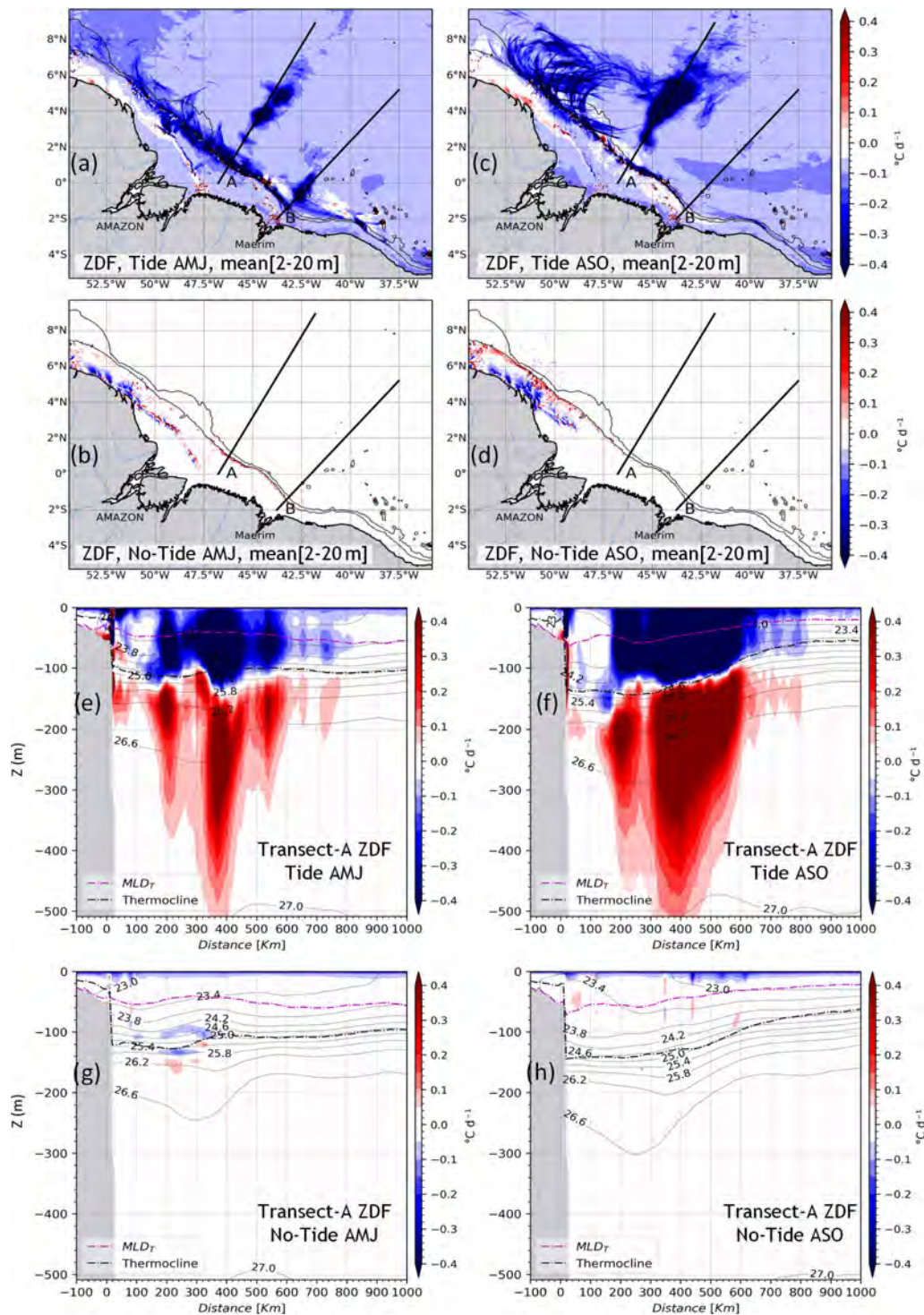
Horizontal advection of temperature ( $h$ -ADV) is defined as the sum of the zonal ( $x$ -ADV) and meridional ( $y$ -ADV) terms of temperature advection tendency. As for  $z$ -ADV, the mean of  $h$ -ADV tends to be null over the entire domain in the surface layers for both seasons in both simulations (Fig. 10a–d). Nevertheless, weak extrema exist in the northwest of the plateau between 3–7° N and 54–50° W. These intensify during the ASO season in both simulations,  $\sim \pm 0.2$  °C d<sup>-1</sup>; see Fig. 10c and d for the tidal and non-tidal simulations, respectively. In AMJ season,  $h$ -ADV is slightly stronger,  $\sim 0.1$  °C d<sup>-1</sup>, around sites A and B in the tidal simulations (Fig. 10a), which appears to be related to IT generated along the slope. However, there is a slight distinction between the two simulations in the surface layers, suggesting that tides have a minimal effect on  $h$ -ADV, as expected. Consequently,  $h$ -ADV has a negligible influence on the cold-water tongue observed in the surface SST during the ASO season (Fig. 4d–f).

Along the vertical following A,  $h$ -ADV maxima are confined below the mixed-layer depth. The tidal simulations (Fig. 10e–f) exhibit significantly more intense values com-

pared to the non-tidal simulations (Fig. 10g–h). The  $h$ -ADV contributes to both warming and cooling of the temperature, with a magnitude of about  $\pm 0.4$  °C d<sup>-1</sup>, extending from the slope to over 500 km offshore. In both seasons, the average vertical extension lies between the surface and 400 m depth for the tidal simulations, and between 20–300 m depth for the non-tidal simulations. Similarly to  $z$ -ADV,  $h$ -ADV is stronger within the pycnocline. In the tidal simulations, a warming effect is observed above the slope (0.4 °C d<sup>-1</sup>), reaching the surface in both seasons. This vertical excursion is also observed for ZDF and  $z$ -ADV, and it is a marker of local dissipation of IT at their generation sites. It is noteworthy that the location of  $h$ -ADV maxima does not coincide with the dissipation hotspots of IT, in contrast of ZDF and  $z$ -ADV.

### 4.4.3 Heat budget balance

From the sections above, it is evident that IT-induced mixing within the mixed layer emerges as the primary driver among the ocean’s internal processes in explaining changes in SST. However, below MLD, advective processes play a more significant role in structuring temperature. Figure 10 presents the average of the terms of the Eq. (6) below MLD within the depth range of 60–400 m. The analysis focuses on a specific region with latitude and longitude ranging between



**Figure 8.** The vertical diffusion tendency of temperature (ZDF) for both seasons. The vertical mean between 2–20 m for the AMJ season in tidal (a) and non-tidal (b) simulations and for the ASO season in tidal (c) and non-tidal (d) simulations. Vertical sections of ZDF following transect A in the tidal simulations for (e) AMJ and (f) ASO seasons and for the non-tidal simulations for the (g) AMJ and (h) ASO seasons. Solid black lines in (a)–(d) stand for the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry, while they represent the density ( $\sigma_{\theta}$ ) contours in (e)–(h). The magenta and dashed black lines in (e)–(h) represent MLD and the thermocline depth, respectively.

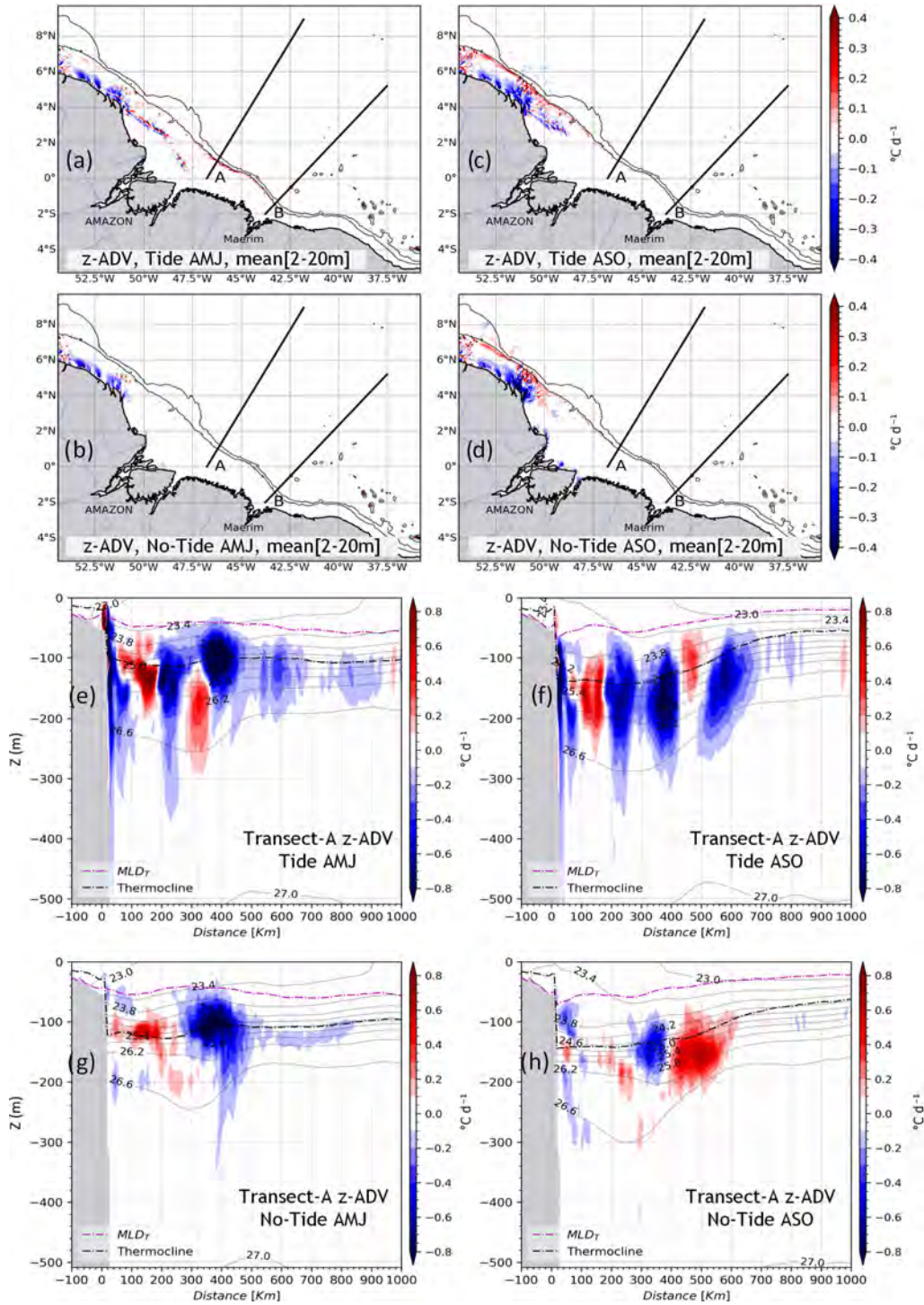
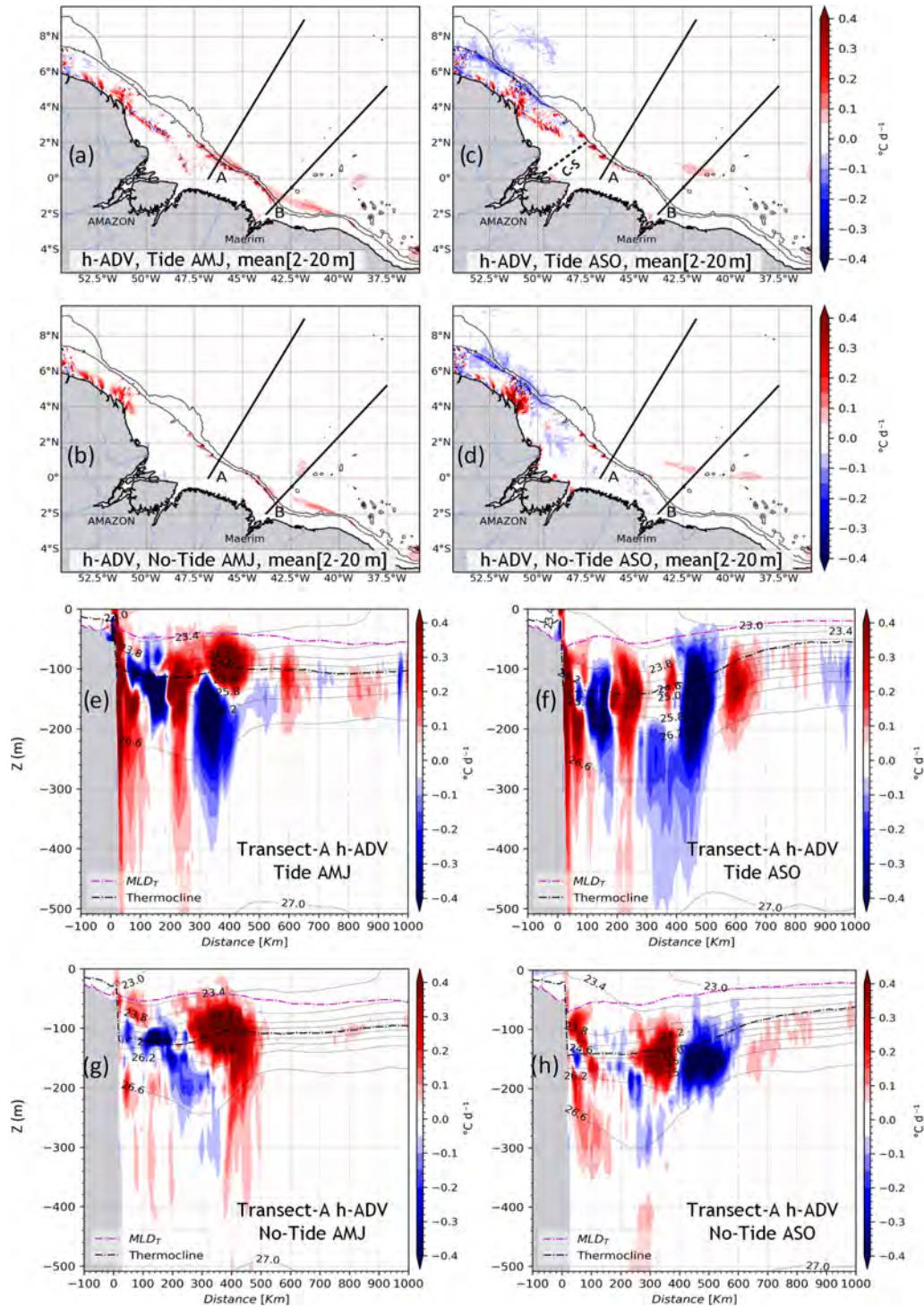


Figure 9. The same as Fig. 8 but for the vertical advection of temperature ( $z$ -ADV).



**Figure 10.** The same as Fig. 8 but for the horizontal advection of temperature ( $h$ -ADV =  $x$ -ADV +  $y$ -ADV). The dashed line from the Amazon River mouth toward the outer shelf in (b) indicates the cross-shore transect (C-S) used further on.

0–6° N and 40–48° W, respectively. This region includes the two main IT paths, as well as a portion of the along-coast upwelling region. During the AMJ season, ADV is the dominant process over diffusion terms in both tidal (Fig. 11a) and non-tidal (Fig. 11b) simulations. However, in the ASO season, ADV only dominates in tidal simulations (Fig. 11c), while ZDF dominates in non-tidal simulations (Fig. 11d).

It therefore appears that ADV only has a considerable influence on temperature below MLD, contrasting with the study of Neto and da Silva (2014), which identifies ADV as the primary driver causing along-coast SST cooling. However, we can assume that advection and mixing are interconnected. In other words, the water masses that are advected below MLD may undergo mixing within the surface layers due to the overall mixing occurring throughout the water column. Additionally, it is worth mentioning that in our simulations Asselin has a negligible impact on temperature. Conversely, the forcing term does impact the temperature within the surface layers. However, we have not discussed this aspect in our analysis as our primary focus was on understanding the internal processes of the ocean.

## 5 Discussion

### 5.1 The mode-1 wavelength in the vertical terms of the heat budget equation

Along the vertical and towards the open ocean, both ZDF and  $z$ -ADV exhibit a wave-like structure, with patches that are spaced apart by about 120–160 km typical of mode-1 wavelength. However, during the ASO season, this pattern is not observed for ZDF. Instead, ZDF values appear more continuous along the transect, likely due to additional mixing caused by the breaking of incoherent ITs that intensify during that season. Furthermore, de Macedo et al. (2023) recently provided a detailed description of internal solitary waves (ISWs) in the same region based on remote sensing data. These ISWs originate from instabilities and energy loss or dissipation of ITs radiating from the slope, primarily along pathways A and B (Magalhaes et al., 2016). The first study demonstrated that the inter-packet distance of ISWs corresponds to the mode-1 wavelength. Interestingly, the positions of IT dissipation hotspots, as well as  $z$ -ADV patches in both seasons and ZDF patches, especially during the AMJ season, in our model align with the observed occurrences of ISWs (refer to Fig. 2 in their study). This provides evidence that our model accurately reproduces the location of IT dissipation.

### 5.2 Temperature changes over the shelf: two main competitive processes

In the simulation without tides, there is a strong along-coast current northwesterly exiting the mouth of the Amazon River (e.g., Ruault et al., 2020) with an average intensity lower

than  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  in the first 50 m for both seasons (Fig. 12a–b). When including tides in the model, the latter study showed that there is an increase in the vertical mixing in the water column due to stratified-shear flow instability, which weakens and deflects the along-coast current northeastwards at the mouth of the Amazon River (Fig. 12c–d) and favors cross-shore export of water. We can therefore establish that there are at least two processes at work, (i) vertical mixing and (ii) horizontal transport, backed by ZDF and  $h$ -ADV, respectively. We then looked at the latter two processes along the vertical following the cross-shore transect ( $C$ - $S$ ) defined in Fig. 10c. Hereafter, “inner mouth” refers to the part of the transect within 200 km from the shore, whereas “outer shelf” refers to the part beyond.

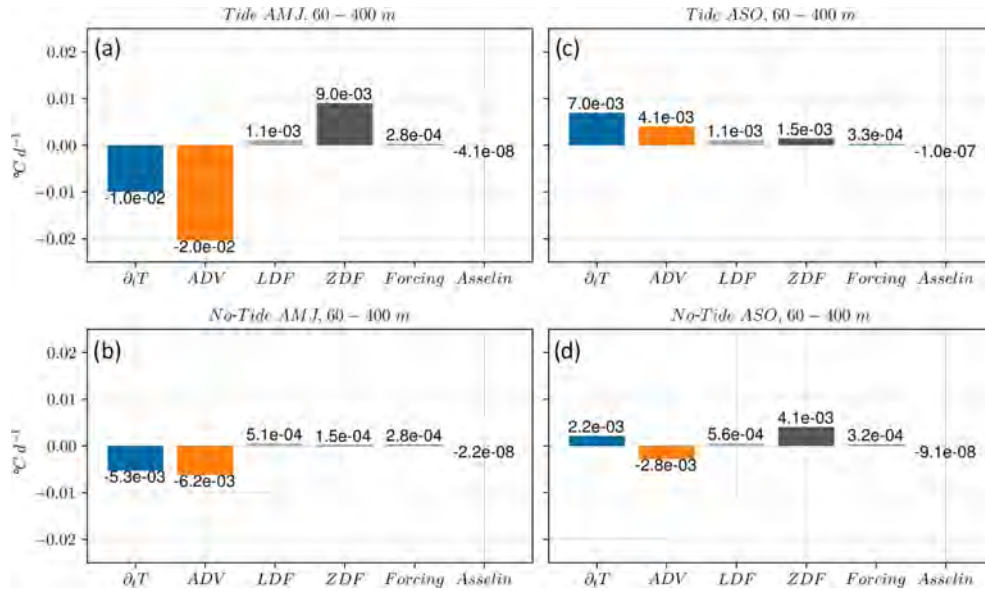
During the AMJ season, the flow of the river becomes dominant in the inner mouth of the region. The tide-induced vertical mixing in the narrow water column results in the warming and deepening of the thermocline (Fig. 13a–b). Conversely, on the outer shelf, this mixing occurs in a thicker water column, leading to cooling above the thermocline and warming below (Fig. 13a). This pattern extends across the shelf and along the pathways of internal tides, as shown in Sect. 4.4.1 (refer to Fig. 8a and e). In this season, the weaker circulation may result in low values of  $h$ -ADV (Fig. 13b). Therefore, during the first season, the dominant process that explains the average negative SST anomaly over the shelf appears to be vertical mixing.

During the second season, there is a significant increase in solar radiation on the shelf, with an average value of  $60 \text{ W m}^{-2}$ , compared to the previous season (Fig. 13c). Additionally, the average depth of the thermocline deepened further offshore (Fig. 13d and e). In this season, mixing processes lead to warming in the thin surface layer, specifically at depths of less than 2 m (Fig. 13d). NBC is stronger, resulting in an increase in the transport over the shelf (Prestes et al., 2018). It is also important to consider the small mean tidal residual transport (Bessières et al., 2008), which reinforces the stronger current transport. These factors contribute to a more dynamic region and an increase in  $h$ -ADV (Fig. 13e). Consequently,  $h$ -ADV plays a significant role in determining SST on the shelf. For this season, the combination of these two processes explains the observed positive SST anomaly.

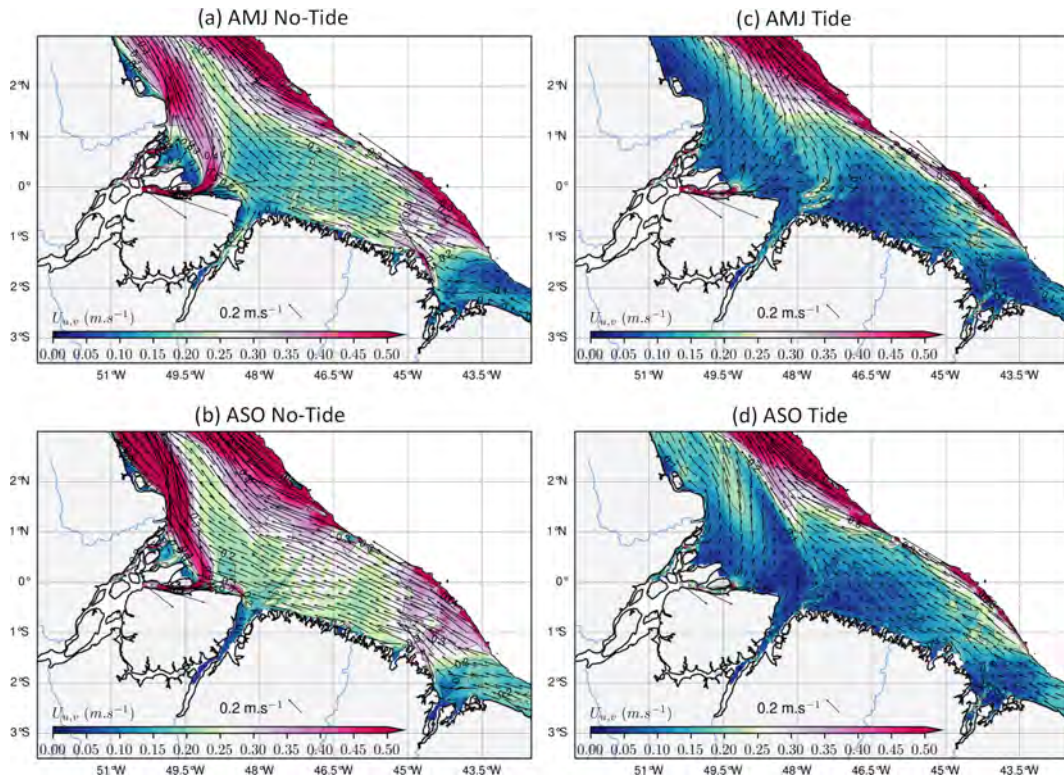
Additionally, from the AMJ to ASO seasons, there is a notable deepening of the thermocline depth on the outer shelf. This observation has previously been highlighted by Silva et al. (2005) from REVIZEE (Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva) campaign data, further validating our simulations.

### 5.3 Mixing in the NBC retroreflection area

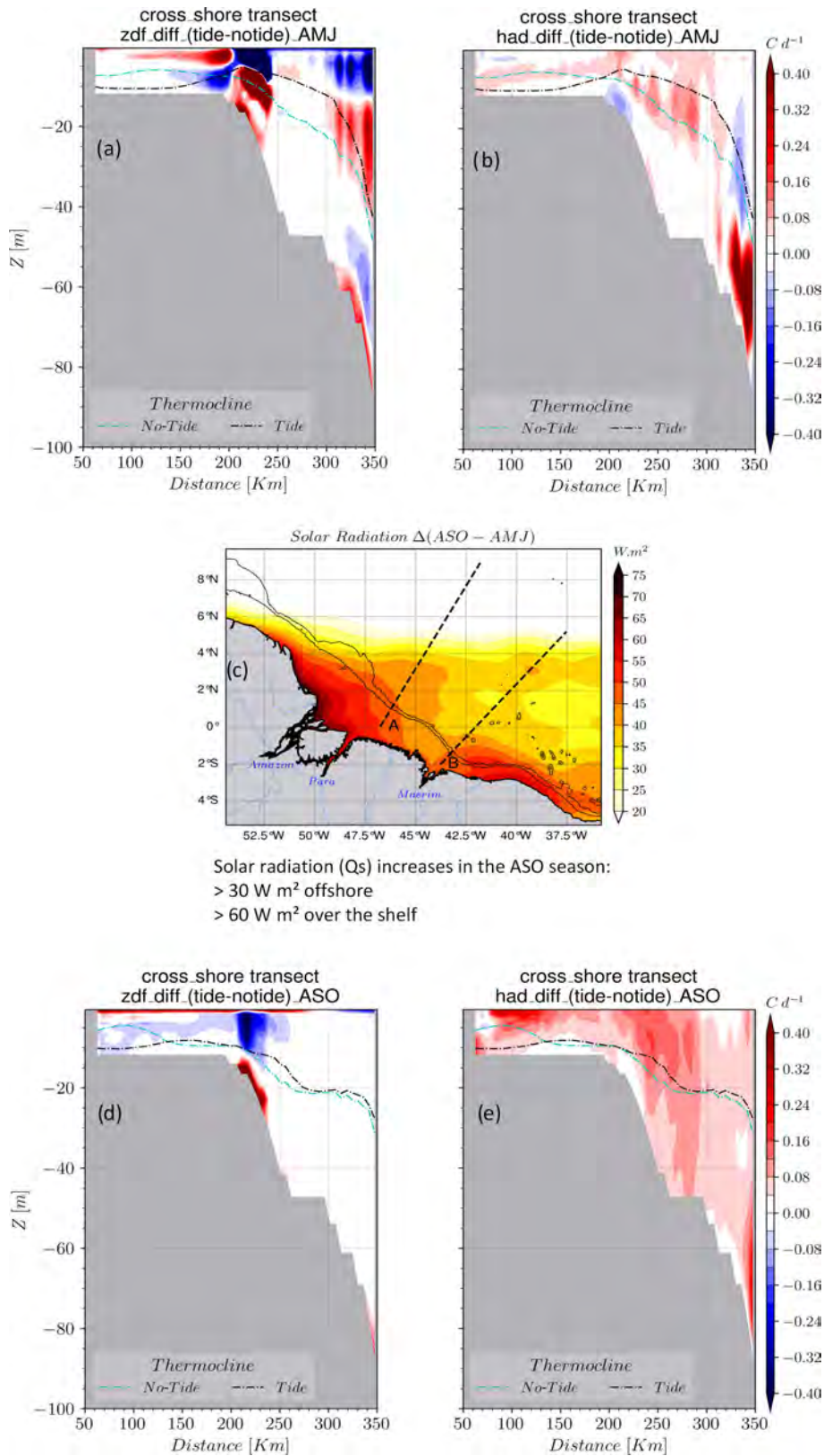
To the northwest of the domain (3–9° N, 53–45° W), in the surface layers (2–20 m), eddy-like or circular patterns exist in ZDF during the ASO season for the simulation including tides (Fig. 8c). NBC intensifies and retroreflects, and strong



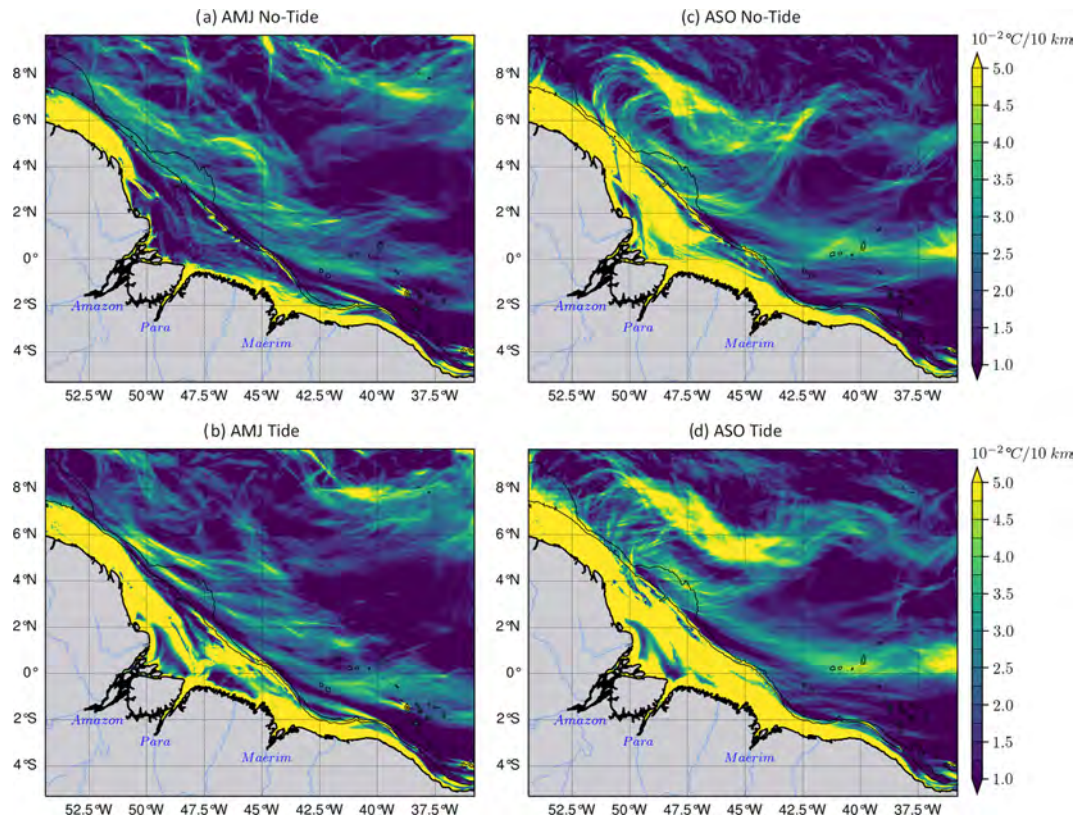
**Figure 11.** Three-dimensional heat budget equation terms averaged in region around IT trajectories between 0–6° N and 48–40° W and below the MLD between 60–400 m depth. Panels (a) and (c) are for the tidal simulations, (b) and (d) are for the non-tidal simulations, and (a)–(b) and (c)–(d) are for the AMJ and ASO seasons, respectively.



**Figure 12.** Seasonal mean of the mean current ( $U_{u,v}$ ) at the shelf averaged between the surface and 50 m: the non-tidal simulations in are shown in (a) and (b), and the tidal simulations are shown in (c) and (d). Panels (a) and (c) stand for the AMJ season, while (b) and (d) stand for the ASO season. The color shading is the modulus of the current, and the black arrows represent its direction. Values beyond the 200 m isobath are masked.



**Figure 13.** The cross-shore transect of the ZDF anomaly for the (a) AMJ and (b) ASO seasons and (c) the difference in solar radiation between ASO and AMJ seasons. Solar radiation increases during the ASO season, with greater intensity on the shelf. The cross-shore transect of the  $h$ -ADV anomaly for (d) AMJ and (e) ASO seasons.



**Figure 14.** The horizontal gradient of the temperature ( $\nabla T$ ) averaged between 2–20 m, with the AMJ season in (a)–(b), the ASO season in (c)–(d), the simulations without tides in the upper panels, and the tides in the lower panels. During the ASO season, the stronger NBC retroreflects in the northwest and eddy activity intensifies. Therefore,  $\nabla T$  emphasizes eddy-like fronts at the same location as eddy-like patterns in ZDF (Fig. 8c).

eddy activity takes place there during ASO. We can assume that this intense mesoscale activity influences the mixing and subsequent temperature diffusion. However, it is not yet clear how these mesoscale features produce mixing. Fronts exist in such regions and are associated with high horizontal temperature gradients ( $\nabla T$ ) and significant vertical mixing (see Chapman et al., 2020). We therefore examined the mean  $\nabla T$  in the same depth range as ZDF (2–20 m). During the AMJ season,  $\nabla T$  is on average equal to  $4 \times 10^{-2} \text{ °C}$  for every 10 km. As expected, it does not reveal any circular fronts for the two simulations since mesoscale activity is low (Fig. 14a–b).  $\nabla T$  increases in ASO season ( $> 5 \times 10^{-2} \text{ °C}$  for every 10 km) in the northwest and exhibits circular and filamentary fronts in both simulations (Fig. 14c–d). Therefore, one would expect to see the same circular patterns in ZDF for both simulations; this is not actually the case (see Fig. 8c–d). Another hypothesis is that these circular patterns could originate from the interaction between IT and near-inertial oscillations, which can enhance mixing and vertical transport processes in the ocean. But quantifying this interaction requires further analysis and is beyond the scope of this study.

## 6 Summary

This paper investigates the influence of internal tides (ITs) on temperature and associated processes through twin simulations including or excluding tidal forcing, using the NEMO model configuration called AMAZON36. Our tidal simulations accurately reproduce the generation and dissipation of IT. When comparing the simulations including tides to observations, there is a better agreement in sea surface temperature (SST) and water mass properties along the vertical. We then focus our analysis on a 3-year period (2013–2015) and two seasons, AMJ and ASO, which have contrasting stratification, circulation, and IT activity.

Results demonstrate that tides cause a cooling effect in SST of  $0.3 \text{ °C}$  in the Amazon offshore plume and along the paths of IT in both seasons. In the ASO season in particular, tides enhance seasonal upwelling, leading to cooler SST. Over the Amazon shelf, tides induce cooling in AMJ and warming in ASO. These cooling and warming patterns over the region affect the net heat flux between the atmosphere and the ocean ( $Q_t$ ). As a result, there is an overall increase in  $Q_t$  from 33.2 % in AMJ to 7.4 % in ASO. Changes in  $Q_t$  in such large atmospheric convection regions can reduce cloud



convection into the atmosphere (Koch-Larrouy et al., 2010). Therefore, understanding changes in tidal activity become crucial to better assessing climate change (Yadidya and Rao, 2022).

In the subsurface in both seasons, the findings reveal that tides induce stronger cooling above the thermocline (< 120 m) and warming below (> 120–300 m), with a mean magnitude of about 1.2 °C.

The analysis of the heat budget equation reveals that within the mixed layer the temperature changes are primarily influenced by the vertical diffusion of temperature (ZDF). This diffusion is driven by diapycnal mixing, which results from barotropic tide bottom friction over the shallow shelf and the breaking of ITs at their generation sites and along their propagation pathways. It is noteworthy that the ZDF values are highest in these latter two areas. In deeper layers below the mixed layer, ZDF combines with vertical and horizontal advection terms ( $z$ -ADV and  $h$ -ADV) to explain temperature changes. Notably, ZDF and  $z$ -ADV patches coincide with dissipation hotspots of IT energy.

This study highlights the importance of the intensified mixing of IT for temperature structure. We focused herein on describing the impacts of tides in temperature on a seasonal scale. However, a companion paper will then analyze the variability of temperature at tidal and subtidal scales using our simulations and remote sensing data.

Furthermore, other analysis from our simulations revealed a significant impact on salinity. In addition, IT was reported to be a source of nutrient uptake and impact the spatial distribution of phytoplankton and zooplankton and therefore on the entire food chain (Sharples et al., 2007, 2009; Xu et al., 2020). Ongoing investigations is conducted to assess the impacts of tides on marine ecosystems using a combined approach including

1. the newly designed coupled physical–biogeochemical simulations from NEMO/PISCES called AMAZON36-BIO and
2. in situ data, consisting of long-term PIRATA mooring data (Bourles et al., 2019) and the recent Amazon mixing campaign (AMAZOMIX, Bertrand et al., 2021).

**Data availability.** The GEBCO 2020 bathymetry grid (GEBCO Compilation Group, 2020) is publicly available through: <https://doi.org/10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9>. The TMI SST v7.1 (Wentz et al., 2015) data can be downloaded directly on the REMSS platform: <https://www.remss.com/missions/tmi/>. WOA2018 climatology is publicly available online at <https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2018/> (NCEI, 2022). The model simulations are available upon request by contacting the corresponding author.

**Author contributions.** AKL: funding acquisition. FA, AKL, and ID: conceptualization and methodology. GM and FA, with assis-

tance from JC and AKL: numerical simulations. Formal analysis: FA with interactions from all co-authors. Preparation of the manuscript: FA with contributions from all co-authors.

**Competing interests.** The contact author has declared that none of the authors has any competing interests.

**Disclaimer.** Publisher’s note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims made in the text, published maps, institutional affiliations, or any other geographical representation in this paper. While Copernicus Publications makes every effort to include appropriate place names, the final responsibility lies with the authors.

**Acknowledgements.** The authors would like to thank the Remote Sensing System (REMSS) for providing TMI SST datasets, and NASA’s National Center for Environmental Information (NCEI) for providing the World Ocean Atlas 2018 (WOA2018) data. The authors would like to thank the editorial team for their availability and are grateful to the two reviewers Clément Vic and Nicolas Grisouard for their valuable comments, which helped to improve the quality of the present work.

**Financial support.** This work is part of the PhD Thesis of Fernand Assene, co-funded by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and Mercator Ocean International (MOi), under the co-advisement of Ariane Koch-Larrouy and Isabelle Dadou. The numerical simulations were founded by CNES/CNRS/IRD via the projects A0080111357 and A0130111357 and were performed thank to “Jean-Zay”, the CNRS/GENCI/IDRIS platform for modeling and computing.

**Review statement.** This paper was edited by Rob Hall and reviewed by Nicolas Grisouard and Clément Vic.

## References

- Aguedjou, H. M. A., Dadou, I., Chaigneau, A., Morel, Y., and Alory, G.: Eddies in the Tropical Atlantic Ocean and Their Seasonal Variability, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 12156–12164, <https://doi.org/10.1029/2019GL083925>, 2019.
- Aguedjou, H. M. A., Chaigneau, A., Dadou, I., Morel, Y., Pegliasco, C., Da-Allada, C. Y., and Baloitcha, E.: What Can We Learn From Observed Temperature and Salinity Isopycnal Anomalies at Eddy Generation Sites? Application in the Tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 126, JC017630, <https://doi.org/10.1029/2021JC017630>, 2021.
- Archer, D., Martin, P., Buffett, B., Brovkin, V., Rahmstorf, S., and Ganopolski, A.: The importance of ocean temperature to global biogeochemistry, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 222, 333–348, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.011>, 2004.

- Baines, P. G.: On internal tide generation models, *Deep-Sea Res. Pt. A*, 29, 307–338, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90098-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90098-X), 1982.
- Barbot, S., Lyard, F., Tchilibou, M., and Carrere, L.: Background stratification impacts on internal tide generation and abyssal propagation in the western equatorial Atlantic and the Bay of Biscay, *Ocean Sci.*, 17, 1563–1583, <https://doi.org/10.5194/os-17-1563-2021>, 2021.
- Barton, E. D., Inall, M. E., Sherwin, T. J., and Torres, R.: Vertical structure, turbulent mixing and fluxes during Lagrangian observations of an upwelling filament system off Northwest Iberia, *Prog. Oceanogr.*, 51, 249–267, [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(01\)00069-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(01)00069-6), 2001.
- Beardsley, R. C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W. R., Lentz, S. J., Castro, B. M., Cacchione, D., and Carneiro, N.: The M<sub>2</sub> tide on the Amazon Shelf, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 100, 2283–2319, <https://doi.org/10.1029/94JC01688>, 1995.
- Bertrand, A., De Saint Leger, E., and Koch-Larrouy, A.: AMAZOMIX 2021, French Oceanographic Cruises [data set], <https://doi.org/10.17600/18001364>, 2021.
- Bessières, L.: Impact des marées sur la circulation générale océanique dans une perspective climatique, PhD Thesis, Océan Atmosphère, Université Paul Sabatier – Toulouse III, France, 179 pp., <https://theses.hal.science/tel-00172154> (last access: 15 January 2024), 2007.
- Bessières, L., Madec, G., and Lyard, F.: Global tidal residual mean circulation: Does it affect a climate OGCM?, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03609, <https://doi.org/10.1029/2007GL032644>, 2008.
- Bourles, B., Molinari, R. L., Johns, E., Wilson, W. D., and Leaman, K. D.: Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989–1991), *J. Geophys. Res.-Oceans*, 104, 1361–1375, <https://doi.org/10.1029/1998JC900025>, 1999.
- Bourles, B., Araujo, M., McPhaden, M. J., Brandt, P., Foltz, G. R., Lumpkin, R., Giordani, H., Hernandez, F., Lefèvre, N., Nobre, P., Campos, E., Saravanan, R., Trotte-Duhà, J., Dengler, M., Hahn, J., Hummels, R., Lübbecke, J. F., Rouault, M., Cotrim, L., Sutton, A., Jochum, M., and Perez, R. C.: PI-RATA: A Sustained Observing System for Tropical Atlantic Climate Research and Forecasting, *Earth Space Sci.*, 6, 577–616, <https://doi.org/10.1029/2018EA000428>, 2019.
- Buijsman, M. C., Arbic, B. K., Richman, J. G., Shriver, J. F., Wallcraft, A. J., and Zamudio, L.: Semidiurnal internal tide incoherence in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 122, 5286–5305, <https://doi.org/10.1002/2016JC012590>, 2017.
- Chapman, C. C., Lea, M.-A., Meyer, A., Sallée, J.-B., and Hindell, M.: Defining Southern Ocean fronts and their influence on biological and physical processes in a changing climate, *Nat. Clim. Change*, 10, 209–219, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0705-4>, 2020.
- Clayson, C. A. and Bogdanoff, A. S.: The Effect of Diurnal Sea Surface Temperature Warming on Climatological Air–Sea Fluxes, *Am. Meteorol. Soc.*, 26, 2546–2556, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00062.1>, 2013.
- Collins, M., An, S.-I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F.-F., Jochum, M., Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A., Vecchi, G., and Wittenberg, A.: The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño, *Nat. Geosci.*, 3, 391–397, <https://doi.org/10.1038/ngeo868>, 2010.
- de Lavergne, C., Vic, C., Madec, G., Roquet, F., Waterhouse, A. F., Whalen, C. B., Cuyper, Y., Bouruet-Aubertot, P., Ferron, B., and Hibiya, T.: A Parameterization of Local and Remote Tidal Mixing, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, MS002065, <https://doi.org/10.1029/2020MS002065>, 2020.
- de Macedo, C. R., Koch-Larrouy, A., da Silva, J. C. B., Magalhães, J. M., Lentini, C. A. D., Tran, T. K., Rosa, M. C. B., and Vantropotte, V.: Spatial and temporal variability in mode-1 and mode-2 internal solitary waves from MODIS-Terra sun glint off the Amazon shelf, *Ocean Sci.*, 19, 1357–1374, <https://doi.org/10.5194/os-19-1357-2023>, 2023.
- Didden, N. and Schott, F.: Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 98, 20121–20131, <https://doi.org/10.1029/93JC01184>, 1993.
- Dong, S., Sprintall, J., Gille, S. T., and Talley, L.: Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 113, C06013, <https://doi.org/10.1029/2006JC004051>, 2008.
- Dunphy, M. and Lamb, K. G.: Focusing and vertical mode scattering of the first mode internal tide by mesoscale eddy interaction, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 119, 523–536, <https://doi.org/10.1002/2013JC009293>, 2014.
- Egbert, G. D. and Ray, R. D.: Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data, *Nature*, 405, 775–778, <https://doi.org/10.1038/35015531>, 2000.
- Fassoni-Andrade, A. C., Durand, F., Azevedo, A., Bertin, X., Santos, L. G., Khan, J. U., Testut, L., and Moreira, D. M.: Seasonal to interannual variability of the tide in the Amazon estuary, *Cont. Shelf Res.*, 255, 104945, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.104945>, 2023.
- Fontes, R. F. C., Castro, B. M., and Beardsley, R. C.: Numerical study of circulation on the inner Amazon Shelf, *Ocean Dynam.*, 58, 187–198, <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0139-4>, 2008.
- Gabioux, M., Vinzon, S. B., and Paiva, A. M.: Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf, *Cont. Shelf Res.*, 25, 113–125, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.001>, 2005.
- Garzoli, S. L., Field, A., and Yao, Q.: North Brazil Current rings and the variability in the latitude of retroflection, *Elsevier Oceanography Series*, 68, 357–373, [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(03\)80154-X](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80154-X), 2003.
- GEBCO Compilation Group: GEBCO\_2020 Grid, British Oceanographic Data Centre, National Oceanography Centre, NERC, UK [data set], <https://doi.org/10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9>, 2020.
- Gévaudan, M., Durand, F., and Jouanno, J.: Influence of the Amazon-Orinoco Discharge Interannual Variability on the Western Tropical Atlantic Salinity and Temperature, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 127, JC018495, <https://doi.org/10.1029/2022JC018495>, 2022.
- Hernandez, O., Jouanno, J., and Durand, F.: Do the Amazon and Orinoco freshwater plumes really matter for hurricane-induced ocean surface cooling?, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 121, 2119–2141, <https://doi.org/10.1002/2015JC011021>, 2016.
- Hernandez, O., Jouanno, J., Echevin, V., and Aumont, O.: Modification of sea surface temperature by chlorophyll concentration in the Atlantic upwelling systems, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 122, 5367–5389, <https://doi.org/10.1002/2016JC012330>, 2017.

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.-N.: The ERA5 global reanalysis, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>, 2020.
- Jayakrishnan, P. R. and Babu, C. A.: Study of the Oceanic Heat Budget Components over the Arabian Sea during the Formation and Evolution of Super Cyclone Gonu, *Atmospheric and Climate Sciences*, 3, 282–290, <https://doi.org/10.4236/acs.2013.33030>, 2013.
- Jithin, A. K. and Francis, P. A.: Role of internal tide mixing in keeping the deep Andaman Sea warmer than the Bay of Bengal, *Sci. Rep.*, 10, 11982, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68708-6>, 2020.
- Johns, W. E., Lee, T. N., Schott, F. A., Zantopp, R. J., and Evans, R. H.: The North Brazil Current retroflection: Seasonal structure and eddy variability, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 95, 22103–22120, <https://doi.org/10.1029/JC095iC12p22103>, 1990.
- Johns, W. E., Lee, T. N., Beardsley, R. C., Candela, J., Limeburner, R., and Castro, B.: Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 103–128, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2), 1998.
- Jouanno, J., Marin, F., du Penhoat, Y., Sheinbaum, J., and Molines, J.-M.: Seasonal heat balance in the upper 100 m of the equatorial Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 116, C09003, <https://doi.org/10.1029/2010JC006912>, 2011.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E.: Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 108, 3079, <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>, 2003.
- Kelly, S. M., Nash, J. D., and Kunze, E.: Internal-tide energy over topography, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 115, C06014, <https://doi.org/10.1029/2009JC005618>, 2010.
- Koch-Larrouy, A., Madec, G., Bouruet-Aubertot, P., Gerkema, T., Bessières, L., and Molcard, R.: On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water by internal tidal mixing, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04604, <https://doi.org/10.1029/2006GL028405>, 2007.
- Koch-Larrouy, A., Madec, G., Iudicone, D., Atmadipoera, A., and Molcard, R.: Physical processes contributing to the water mass transformation of the Indonesian Throughflow, *Ocean Dynam.*, 58, 275–288, <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0154-5>, 2008.
- Koch-Larrouy, A., Lengaigne, M., Terray, P., Madec, G., and Masson, S.: Tidal mixing in the Indonesian Seas and its effect on the tropical climate system, *Clim. Dynam.*, 34, 891–904, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0642-4>, 2010.
- Koch-Larrouy, A., Atmadipoera, A., van Beek, P., Madec, G., Aucan, J., Lyard, F., Grelet, J., and Souhaut, M.: Estimates of tidal mixing in the Indonesian archipelago from multidisciplinary INDOMIX in-situ data, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 106, 136–153, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.007>, 2015.
- Kosuth, P., Callède, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J. L., Seyler, P., Fritsch, J. M., and Guimarães, V.: Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River, *Hydrol. Process.*, 23, 3141–3150, <https://doi.org/10.1002/hyp.7387>, 2009.
- Kunze, E., MacKay, C., McPhee-Shaw, E. E., Morrice, K., Girton, J. B., and Terker, S. R.: Turbulent Mixing and Exchange with Interior Waters on Sloping Boundaries, *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 910–927, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-075.1>, 2012.
- Lambeck, K. and Runcorn, S. K.: Tidal dissipation in the oceans: astronomical, geophysical and oceanographic consequences, *Philos. T. R. Soc. Lond.*, 287, 545–594, <https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0159>, 1977.
- Lascaratos, A.: Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 40, 1327–1332, [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90072-U](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90072-U), 1993.
- Laurent, L. S. and Garrett, C.: The Role of Internal Tides in Mixing the Deep Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2882–2899, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<2882:TROITI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<2882:TROITI>2.0.CO;2), 2002.
- Leclair, M. and Madec, G.: A conservative leapfrog time stepping method, *Ocean Model.*, 30, 88–94, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.06.006>, 2009.
- Lellouche, J.-M., Greiner, E., Le Galloudec, O., Garric, G., Regnier, C., Dreviron, M., Benkiran, M., Testut, C.-E., Bourdalle-Badie, R., Gasparin, F., Hernandez, O., Levier, B., Drillet, Y., Remy, E., and Le Traon, P.-Y.: Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high-resolution system, *Ocean Sci.*, 14, 1093–1126, <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>, 2018.
- Lentini, C. A. D., Magalhães, J. M., da Silva, J. C. B., and Lorenzetti, J. A.: Transcritical Flow and Generation of Internal Solitary Waves off the Amazon River: Synthetic Aperture Radar Observations and Interpretation, *Oceanography*, 29, 187–195, <http://www.jstor.org/stable/24862294> (last access: 22 November 2022), 2016.
- Lentz, S. J. and Limeburner, R.: The Amazon River Plume during AMASSEDs: Spatial characteristics and salinity variability, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 100, 2355–2375, <https://doi.org/10.1029/94JC01411>, 1995.
- Le Provost, C. and Lyard, F.: Energetics of the M<sub>2</sub> barotropic ocean tides: an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamic model, *Science Direct Prog. Oceanogr.*, 40, 37–52, [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00022-0), 1997.
- Li, C., Zhou, W., Jia, X., and Wang, X.: Decadal/interdecadal variations of the ocean temperature and its impacts on climate, *Adv. Atmos. Sci.*, 23, 964–981, <https://doi.org/10.1007/s00376-006-0964-7>, 2006.
- Li, Y., Curchitser, E. N., Wang, J., and Peng, S.: Tidal Effects on the Surface Water Cooling Northeast of Hainan Island, South China Sea, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 125, JC016016, <https://doi.org/10.1029/2019JC016016>, 2020.
- Lyard, F. H., Allain, D. J., Cancet, M., Carrère, L., and Picot, N.: FES2014 global ocean tide atlas: design and performance, *Ocean Sci.*, 17, 615–649, <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>, 2021.
- Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Ethé, C., Iovino, D., Lea, D., Lévy, C., Lovato, T., Martin, N., Masson, S., Mocavero, S., Rousset, C., Storkey, D., Vancoppenolle, M., Müller, S., Nurser, G.,

- Bell, M., and Samson, G.: NEMO ocean engine, Zenodo, <https://doi.org/10.5281/zenodo.3878122>, 2019.
- Magalhaes, J. M., da Silva, J. C. B., Buijsman, M. C., and Garcia, C. A. E.: Effect of the North Equatorial Counter Current on the generation and propagation of internal solitary waves off the Amazon shelf (SAR observations), *Ocean Sci.*, 12, 243–255, <https://doi.org/10.5194/os-12-243-2016>, 2016.
- Mei, W., Xie, S.-P., Primeau, F., McWilliams, J. C., and Pasquero, C.: Northwestern Pacific typhoon intensity controlled by changes in ocean temperatures, *Sci. Adv.*, 1, e1500014, <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500014>, 2015.
- Moisan, J. R. and Niiler, P. P.: The Seasonal Heat Budget of the North Pacific: Net Heat Flux and Heat Storage Rates (1950–1990), *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 401–421, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2), 1998.
- Muller-Karger, F. E., McClain, C. R., and Richardson, P. L.: The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56–59, <https://doi.org/10.1038/333056a0>, 1988.
- Munk, W. and Wunsch, C.: Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 45, 1977–2010, [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00070-3), 1998.
- Nagai, T. and Hibiya, T.: Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 120, 3373–3390, <https://doi.org/10.1002/2014JC010592>, 2015.
- NCEI: WOA18 Data Access, NCEI [data set], <https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2018/>, last access: 27 June 2022.
- Neto, A. V. N. and da Silva, A. C.: Seawater temperature changes associated with the North Brazil current dynamics, *Ocean Dynam.*, 64, 13–27, <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0667-4>, 2014.
- Niwa, Y. and Hibiya, T.: Estimation of baroclinic tide energy available for deep ocean mixing based on three-dimensional global numerical simulations, *J. Oceanogr.*, 67, 493–502, <https://doi.org/10.1007/s10872-011-0052-1>, 2011.
- Nugroho, D., Koch-Larrouy, A., Gaspar, P., Lyard, F., Refray, G., and Tranchant, B.: Modelling explicit tides in the Indonesian seas: An important process for surface sea water properties, *Mar. Pollut. Bull.*, 131, 7–18, <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.06.033>, 2018.
- Peng, S., Liao, J., Wang, X., Liu, Z., Liu, Y., Zhu, Y., Li, B., Khakiattiwong, S., and Yu, W.: Energetics Based Estimation of the Diapycnal Mixing Induced by Internal Tides in the Andaman Sea, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 126, e2020JC016521, <https://doi.org/10.1029/2020JC016521>, 2021.
- Prestes, Y. O., da Silva, A. C., and Jeandel, C.: Amazon water lenses and the influence of the North Brazil Current on the continental shelf, *Cont. Shelf Res.*, 160, 36–48, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.04.002>, 2018.
- Richardson, P. L., Hufford, G. E., Limeburner, R., and Brown, W. S.: North Brazil Current retroflection eddies, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 99, 5081–5093, <https://doi.org/10.1029/93JC03486>, 1994.
- Rosenthal, Y., Boyle, E. A., and Slowey, N.: Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography, *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 61, 3633–3643, [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00181-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00181-6), 1997.
- Ruault, V., Jouanno, J., Durand, F., Chanut, J., and Benshila, R.: Role of the Tide on the Structure of the Amazon Plume: A Numerical Modeling Approach, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 125, e2019JC015495, <https://doi.org/10.1029/2019JC015495>, 2020.
- Salamena, G. G., Whinney, J. C., Heron, S. F., and Ridd, P. V.: Internal tidal waves and deep-water renewal in a tropical fjord: Lessons from Ambon Bay, eastern Indonesia, *Estuar. Coast. Shelf S.*, 253, 107291, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107291>, 2021.
- Schott, F. A., Dengler, M., Brandt, P., Affler, K., Fischer, J., Bourlès, B., Gouriou, Y., Molinari, R. L., and Rhein, M.: The zonal currents and transports at 35° W in the tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1349, <https://doi.org/10.1029/2002GL016849>, 2003.
- Sharples, J., Tweddle, J. F., Green, J. A. M., Palmer, M. R., Kim, Y.-N., Hickman, A. E., Holligan, P. M., Moore, C. M., Rippeth, T. P., Simpson, J. H., and Krivtsov, V.: Spring-neap modulation of internal tide mixing and vertical nitrate fluxes at a shelf edge in summer, *Limnol. Oceanogr.*, 52, 1735–1747, <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.1735>, 2007.
- Sharples, J., Moore, C. M., Hickman, A. E., Holligan, P. M., Tweddle, J. F., Palmer, M. R., and Simpson, J. H.: Internal tidal mixing as a control on continental margin ecosystems, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L23603, <https://doi.org/10.1029/2009GL040683>, 2009.
- Silva, A., Araujo, M., Medeiros, C., Silva, M., and Bourles, B.: Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western Equatorial Atlantic, *Braz. J. Oceanogr.*, 53, 83–98, <https://doi.org/10.1590/S1679-87592005000200001>, 2005.
- Smith, J. E., Smith, C. M., Vroom, P. S., Beach, K. L., and Miller, S.: Nutrient and growth dynamics of Halimeda tuna on Conch Reef, Florida Keys: Possible influence of internal tides on nutrient status and physiology, *Limnol. Oceanogr.*, 49, 1923–1936, <https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.6.1923>, 2004.
- Smith, K. A., Rocheleau, G., Merrifield, M. A., Jaramillo, S., and Pawlak, G.: Temperature variability caused by internal tides in the coral reef ecosystem of Hanauma bay, Hawai'i, *Cont. Shelf Res.*, 116, 1–12, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.004>, 2016.
- Speer, K. G., Isemer, H.-J., and Biastoch, A.: Water mass formation from revised COADS data, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2444–2457, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2444:WMFFRC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2444:WMFFRC>2.0.CO;2), 1995.
- Sprintall, J., Gordon, A. L., Koch-Larrouy, A., Lee, T., Potemra, J. T., Pujana, K., and Wijffels, S. E.: The Indonesian seas and their role in the coupled ocean–climate system, *Nat. Geosci.*, 7, 487–492, <https://doi.org/10.1038/ngeo2188>, 2014.
- Sprintall, J., Gordon, A. L., Wijffels, S. E., Feng, M., Hu, S., Koch-Larrouy, A., Phillips, H., Nugroho, D., Napitu, A., Pujana, K., Susanto, R. D., Sloyan, B., Peña-Molino, B., Yuan, D., Riama, N. F., Siswanto, S., Kuswardani, A., Arifin, Z., Wahyudi, A. J., Zhou, H., Nagai, T., Ansong, J. K., Bourdalle-Badié, R., Chanut, J., Lyard, F., Arbic, B. K., Ramdhani, A., and Setiawan, A.: Detecting Change in the Indonesian Seas, *Front. Mar. Sci.*, 6, 257, <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00257>, 2019.
- Swift, J. H. and Aagaard, K.: Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas, *Deep-Sea Res. Pt. A*, 28, 1107–1129, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90050-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90050-9), 1981.

- Tchilibou, M., Gourdeau, L., Morrow, R., Serazin, G., Djath, B., and Lyard, F.: Spectral signatures of the tropical Pacific dynamics from model and altimetry: a focus on the meso-/submesoscale range, *Ocean Sci.*, 14, 1283–1301, <https://doi.org/10.5194/os-14-1283-2018>, 2018.
- Tchilibou, M., Gourdeau, L., Lyard, F., Morrow, R., Koch-Larrouy, A., Allain, D., and Djath, B.: Internal tides in the Solomon Sea in contrasted ENSO conditions, *Ocean Sci.*, 16, 615–635, <https://doi.org/10.5194/os-16-615-2020>, 2020.
- Tchilibou, M., Koch-Larrouy, A., Barbot, S., Lyard, F., Morel, Y., Jouanno, J., and Morrow, R.: Internal tides off the Amazon shelf during two contrasted seasons: interactions with background circulation and SSH imprints, *Ocean Sci.*, 18, 1591–1618, <https://doi.org/10.5194/os-18-1591-2022>, 2022.
- Varona, H. L., Veleza, D., Silva, M., Cintra, M., and Araujo, M.: Amazon River plume influence on Western Tropical Atlantic dynamic variability, *Dynam. Atmos. Oceans*, 85, 1–15, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2018.10.002>, 2019.
- Vlasenko, V. and Stashchuk, N.: Amplification and Suppression of Internal Waves by Tides over Variable Bottom Topography, *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 1959–1973, <https://doi.org/10.1175/JPO2958.1>, 2006.
- Wang, X., Peng, S., Liu, Z., Huang, R. X., Qian, Y.-K., and Li, Y.: Tidal Mixing in the South China Sea: An Estimate Based on the Internal Tide Energetics, *J. Phys. Oceanogr.*, 46, 107–124, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0082.1>, 2016.
- Wentz, F. J.: A 17-Yr Climate Record of Environmental Parameters Derived from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager, *J. Climate*, 28, 6882–6902, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0155.1>, 2015.
- Wentz, F. J., Gentemann, C., and Hilburn, K. A.: Remote Sensing Systems TRMM TMI, Environmental Suite on 0.25 deg grid, Version 7.1, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA [data set], <https://www.remss.com/missions/tmi> (last access: 27 June 2022), 2015.
- Whalen, C. B., Talley, L. D., and MacKinnon, J. A.: Spatial and temporal variability of global ocean mixing inferred from Argo profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L18612, <https://doi.org/10.1029/2012GL053196>, 2012.
- Xie, S.-P. and Carton, J. A.: Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts, Wash. DC, Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. Ser., 147, 121–142, <https://doi.org/10.1029/147GM07>, 2004.
- Xu, P., Yang, W., Zhu, B., Wei, H., Zhao, L., and Nie, H.: Turbulent mixing and vertical nitrate flux induced by the semidiurnal internal tides in the southern Yellow Sea, *Cont. Shelf Res.*, 208, 104240, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104240>, 2020.
- Yadidya, B. and Rao, A. D.: Projected climate variability of internal waves in the Andaman Sea, *Commun. Earth Environ.*, 3, 1–12, <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00574-8>, 2022.
- Zalesak, S. T.: Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids, *J. Comput. Phys.*, 31, 335–362, [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(79\)90051-2](https://doi.org/10.1016/0021-9991(79)90051-2), 1979.
- Zaron, E. D.: Baroclinic Tidal Sea Level from Exact-Repeat Mission Altimetry, *J. Phys. Oceanogr.*, 49, 193–210, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0127.1>, 2019.



# Chapitre 4 : variabilité de la température aux périodes tidales

## Sommaire

---

4.1. Contexte .....	121
4.2. Résumé (traduction) .....	121
4.3. Article 2: Internal tides off the Amazon shelf – Part II: Temperature variability at tidal frequencies .....	123

---

### 4.1. Contexte

Dans le Chapitre 3 précédent nous avons analysé l'impact et les mécanismes avec lesquels les ondes internes de marée influençaient la température en surface et dans la colonne d'eau à l'échelle saisonnière. De plus nous avons identifié leur mécanisme principal mis en jeu. Dans ce Chapitre 4, nous allons quantifier l'impact de la marée sur la température à l'échelle tidale. Cette échelle temporelle concerne les périodes associées aux harmoniques de marée. Dans notre région, les fréquences de marée dominantes sont semi-diurnes  $M_2$  ( $T \approx 12.42$  h) et  $S_2$  ( $T = 12$  h) ([Beardsley et al., 1995](#) ; [Gabioux et al., 2005](#) ; [Tchilibou et al., 2022](#) et [Fassoni-andrade et al., 2023](#)), qui par ailleurs se superposent pour donner la fréquence  $MSf$  ( $T \approx 14.7$  jours).

Dans d'autres régions océaniques, les courants de marée barotrope et barocline associées à ces différentes fréquences sont connues pour créer un important mélange vertical par cisaillement vertical ou par frottement sur le fond marin ([Le Provost and Lyard, 1997](#) et [Zhao et al., 2016](#)). Comme nous l'avons présenté à la Section 1.3., ce mélange a pour conséquence de provoquer dans certaines région une modification de la température pouvant dépasser plusieurs degrés Celsius et influencer également d'autres propriétés de l'océan telles que les concentrations en nutriment et en chlorophylle ([Sharpley et al., 2007](#) ; [Ray and Susanto, 2016](#) ; [Jithin and Francis, 2020](#) et [Zaron et al., 2023](#)).

Dans le présent Chapitre, nous analysons comment varie la température à ces trois périodes sur le plateau et au large. Ces analyses permettront d'apporter des réponses supplémentaires aux

questions (iii) et (iv) des objectifs scientifiques de ma thèse, à savoir, les échelles de temps mises en jeu et l'influence des autres processus océaniques, respectivement.

Dans cette optique, nous avons :

- appliqué les méthodes d'analyses harmoniques et spectrales (voir Sections 2.5.4.1. et 2.5.4.2. du chapitre 2) aux simulations hautes fréquences (1h) d'AMAZON36 de l'année 2015 pour analyser les deux périodes semi-diurnes  $M_2$  et  $S_2$  et ;
- les deux précédentes méthodes et la méthode des composites Spring-Neap (voir section 2.5.4.3. du chapitre 2) sont ensuite appliquées sur les sorties journalières des simulations sur une période de 10 ans (2007–2016) et les observations satellites (MUR SST & TMI SST) sur la même période.

Ces travaux sont présentés sous forme d'un article rédigé en anglais, version préliminaire à soumettre au journal *Ocean Science*. Comme pour le chapitre précédent, les principaux résultats sont résumés en français ci-dessous.

## 4.2. Résumé (traduction)

Cette étude explore la variabilité de la température aux fréquences semi-diurnes ( $S_2$  et  $M_2$ ) et bimensuelle ( $MSf$ ) au large du plateau amazonien. Les données utilisées sont constituées d'observations satellite de température de surface de la mer (SST) et des simulations numériques 3D avec et sans forçage de marée, utilisant la configuration AMAZON36.

Aux fréquences semi-diurnes, l'amplitude de la variabilité de la SST est plutôt faible en moyenne au large. Cependant sur le plateau, on observe des maximums d'amplitude pour  $S_2$  ( $0,12^\circ\text{C}$ ) et pour  $M_2$  ( $\sim 2,5 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$ ). Ces maximums sont principalement causés par le mélange induit par le frottement des courants de marée barotrope sur le plateau. En revanche, sous la surface (en dessous de 100 m), la variabilité semi-diurne de la température est causée par le mélange induit par les ondes internes (ITs) suivant leur chemin de propagation. Les amplitudes sont maximales à 120 m, proche de la thermocline, avec des amplitudes atteignant  $0,6^\circ\text{C}$  pour  $S_2$  et  $2,2^\circ\text{C}$  pour  $M_2$ .

La variabilité  $MSf$  des courants de marée induit une variabilité conséquente de la température, avec un décalage d'environ 2 jours par rapport au maximum du potentiel de marée. Nous avons trouvé des structures similaires dans la SST à partir des observations satellite et des simulations incluant la marée. Les valeurs maximales ( $\sim 0,15^\circ\text{C}$ ) sont localisées dans la partie nord-ouest du



plateau. En subsurface, l'amplitude de la température MSf est maximale le long des trajectoires des ITs dans les simulations avec marée, avec des valeurs similaires à celles observées sur le plateau en surface. Les simulations sans marée montrent que la circulation générale peut également induire une variabilité MSf de la température, puisque des valeurs maximales (0,15°C) sont observées le long de la trajectoire du courant nord brésilien. En utilisant une analyse composite vives-eaux mortes-eaux, nous avons établi que la variabilité MSf entraîne un refroidissement de la température en surface au nord-est du plateau et en subsurface le long des chemins de propagation des ondes internes. Par ailleurs, on remarque que l'extension verticale de la variabilité de la température diffère selon les fréquences, avec environ 2500 mètres pour  $M_2$ , environ 800-1000 mètres pour  $S_2$  et entre 600-800 mètres pour MSf. Cette extension verticale pourrait marquer l'épaisseur de la colonne d'eau influencée dans le mélange associé à la marée.

Cette étude souligne le rôle important des marées, en particulier des ondes internes, dans la structuration de la température océanique à l'échelle de temps de la marée dans la région Nord Brésil au large du fleuve Amazone.

### **4.3. Article 2: Internal tides off the Amazon shelf – Part II: Temperature variability at tidal frequencies**

# Internal tides off the Amazon shelf Part II: Temperature variability at tidal frequencies

Fernand Assene<sup>1</sup>, Ariane Koch-Larrouy<sup>2</sup>, Carina Regina de Macedo<sup>3</sup>, Isabelle Dadou<sup>4</sup>, Michel Tchilibou<sup>5</sup>, Guillaume Morvan<sup>6</sup>, Damien Allain<sup>7</sup>, Simon Barbot<sup>8</sup>, Alex Costa da Silva<sup>9</sup>, Jérôme Chanut<sup>10</sup>, Vincent Vantrepotte<sup>11</sup>, Florent Lyard<sup>12</sup>, Edward Zaron<sup>13</sup>, Trunk-Kien Tran<sup>14</sup>

<sup>1, 2, 3, 4, 6, 7, 12</sup> *Université de Toulouse, LEGOS (CNES/CNRS/IRD/UT3), Toulouse, France*

<sup>3, 11, 14</sup> *Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Université du Littoral-Côte-d'Opale, Université Lille, CNRS, IRD, UMR 8187, LOG, 32 avenue Foch, Wimereux, France*

<sup>5</sup> *Collecte Localisation Satellites (CLS), 31500 Ramonville Saint-Agne, France*

<sup>8</sup> *Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, UMR 6523 (IFREMER, CNRS, IRD, UBO), IUEM, FR-29200 Brest, France*

<sup>9</sup> *Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, DOCEAN/UFPE, Recife, Brazil*

<sup>1, 10</sup> *Mercator Ocean International, 31400 Toulouse, France*

<sup>13</sup> *Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University, Portland, OR 97207-0751, USA*

Corresponding author: Fernand Assene [fernandassene@hotmail.com](mailto:fernandassene@hotmail.com)

## Abstract

This study explores temperature variability at semi-diurnal ( $S_2$  and  $M_2$ ) and fortnightly ( $MSf$ ) frequencies off the Amazon Shelf. The data used consist of sea surface temperature (SST) observations and 3D simulations with and without tidal forcing.

At semidiurnal frequencies, the amplitude of the SST is rather weak offshore. Some maximums are observed on the shelf for  $S_2$  ( $0.12\text{ }^\circ\text{C}$ ) and for  $M_2$  ( $\sim 2.5 \times 10^{-2}\text{ }^\circ\text{C}$ ). These maximums are caused by the mixing induced by the bottom friction of barotropic tidal current on the shelf. On the other hand, in subsurface under 100 m, the semidiurnal variability of the temperature is caused by hotspots of mixing of propagative internal tides (IT) along their propagation pathways and is maximum at 120m within the thermocline depth range (amplitude for  $S_2$ :  $0.6\text{ }^\circ\text{C}$ , and for  $M_2$ :  $2.2\text{ }^\circ\text{C}$ ).

$MSf$  variability of the tidal currents induces a consequent variability on temperature, with a lag of about 2 days from the maximum of the tidal potential. We found similar patterns in remote sensing SST and tidal simulations SST, with maximum values ( $\sim 0.15\text{ }^\circ\text{C}$ ) in the north-western part of the shelf. In subsurface, temperature  $MSf$  amplitude is maximum along IT pathways in the simulation with tides, with the same amplitude as surface over the shelf. The simulations without tides demonstrate that the background circulation can also induce

temperature MSf variability, as maximum values ( $0.15^{\circ}\text{C}$ ) are observed along the north Brazilian current path. Using Spring-Neap composites analysis, we found that the MSf variability results in a cooling on temperature. In addition, we note that the vertical extent involved in temperature variability differs between frequencies, with approximately 2500 meters for  $M_2$ , around 800–1000 meters for  $S_2$ , and between 600–800 meters for MSf. This vertical extent emphasizes the thickness of the water column involved in mixing.

This study highlights the significant role of tides, particularly internal tides, in shaping ocean temperature at tidal timescale in the north Brazilian region offshore of the Amazon River.

## Introduction

The north Brazilian region (NBR) is located west of the tropical Atlantic. The NBR is characterized by the convergence of the trade winds that gives rise to the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ), whose position varies seasonally and plays a relevant role for the climate at regional scale. This is the source of heavy rainfall and very high fluvial inputs, particularly from the Amazon River, which can reach  $\sim 3 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  during flood periods (Muller-Karger et al., 1988; Johns et al., 1998). The continental shelf is bordered by the intense North Brazil Current (NBC). To the north-west of the region, this current develops a large retroflexion which feeds the North Equatorial Countercurrent (NECC) with an intense eddy activity. In addition, close to the equator, the NBC develops another retroflexion giving rise to the Atlantic Equatorial Undercurrent (EUC) (Xie and Carton, 2004; Aguedjou et al., 2019 and Dimoune et al., 2023). At shelf break strong internal tides (ITs; also called baroclinic tides) are generated and may dissipate part of their energy locally causing vertical mixing (Tchilibou et al. 2022).

ITs are generated when the barotropic tidal currents flow through a steep topographic feature in a stratified ocean (e.g.: Baines, 1982; Munk and Wunsch, 1998; Niwa and Hibiya, 2011). The estimated energy released by the ITs on a global scale is about  $\sim 1.1 \text{ TW}$  ( $\text{TW} = 10^{12} \text{ W}$ ) which contribute sustaining the Meridional overturning Circulation (MOC) (Munk and Wunsch, 1998; Egbert and Ray, 2000 and Niwa and Hibiya, 2011). Where ITs dissipate is still an open question. It depends on the interaction with the environment (currents, stratification, wave field, etc.). While propagating, ITs may interact with the background circulation and become incoherent, i.e., their phase is no longer locked with astronomical forcing (Zaron, 2017; Buijsman et al., 2017). In such conditions, their trajectories become

unpredictable, but as coherent ITs, they undergo dissipation and induce mixing (Ponte and Klein, 2015; Duda et al., 2018; Tchilibou et al., 2022).

The NBR is a known place of intense internal tides activity along its shelf break modulated by seasonal variation of the ocean stratification and background current (Barbot et al., 2021; Tchilibou et al., 2022). In the previous study (Assene et al., 2023, part 1), we use twin simulations with and without tidal forcing to explore the mean and seasonal impact of the tides on the 3D temperature field. We detailed and validated the coherent characteristics of the  $M_2$  barotropic tides and ITs of our simulations. Some of them are recalled in Figure 2, where we clearly see 6 IT generation sites labelled from A to F, with 17-23% of the IT energy dissipated locally (Tchilibou et al. 2022; their figure 8c). A and B are the most energetics IT propagative paths with high baroclinic energy flux and dissipation (Fig.2b), with a phase propagation orientated north-northeast along A and northeast along B. Along these paths, baroclinic sea surface amplitude (Fig.2c) is maximum at the same locations where ITs dissipate, with patches spaced by mode 1 length scale (~130 km). We then expect maximum impact on temperature in these locations.

The mixing induced by the tides contribute to a change in water mass properties. ITs can induce cooling of the surface layers and a warming of subsurface layers of the ocean (e.g.: Sharples et al., 2007; Smith et al., 2016; Nugroho et al., 2018; Xu et al., 2020 and Jithin and Francis, 2020) and influence water mass formation (Koch-Larrouy et al., 2007 and Katavouta et al., 2022). Furthermore, by modifying the SST, IT influences the heat exchanges between the atmosphere and the ocean and the cloud convection, and in turn the climate (Koch-Larrouy et al., 2007 and Nagai and Hibiya, 2015). Ocean temperature can also be influenced by mixing caused by barotropic tides dissipation over continental shelves (Li et al. 2020). However, the tidal impact on the sea temperature, and the related impact on the climate is still poorly understood in NBR.

Ruault et al. (2020) analyzed the influence of tides on salinity in the NBR using twin simulations (with and without tides) of a realistic model and found that tides increase the export of fresher water from the Amazon via its plume along the shelf. Similarly, we analyzed the effects of tides on temperature using twin simulations in the previous study (Assene et al., 2024, part 1). We found that barotropic and baroclinic tides have a significant seasonal influence on ocean temperature by cooling the SST by about 0.3 °C. This cooling was followed by a larger cooling below the surface and above the thermocline (~1.2 °C), and finally by a warming of the same intensity below the thermocline. In addition, we analyzed

the associated processes and concluded that vertical mixing caused by the dissipation of IT and barotropic tides was the key process explaining these temperature variations. In the present study, we attempt to deepen our understanding of the role of tides in temperature variability at tidal frequencies ( $M_2$ ,  $S_2$  and  $MSf$ ).

Temperature variability driven by mixing induced by the high frequency barotropic and baroclinic tidal currents is well documented for studies using moorings data (eg., Pineda and López, 2002; Stabeno et al., 2005; van Haren and Gostiaux, 2009; van Haren et al., 2016; Purwandana et al., 2021) and to transect measurements along autonomous underwater vehicles (AUV) pathways (Cazenave et al., 2011; Smith et al., 2016). Regional maps of high-frequency temperature variability are rare due to the lack of observations for that spatial scale. Therefore, realistic ocean circulation simulations are a valuable solution to overcome this limitation.

In contrast, numerous studies investigate temperature variability at the regional scale for lower frequency, such as the Spring-Neap modulation, also called fortnightly cycle ( $MSf$ ). In the recent years, the most studied region has been the Indonesian Seas thanks to high-resolution remote sensing of temperature such as MUR SST (Ray and Susanto, 2016; Susanto and Ray, 2022) and simulations (Nugroho et al., 2018). In that region, the amplitude of  $MSf$  variability in SST is about  $1-3 \cdot 10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$ . Comparable results are found in other regions, such as Hong Kong coastal waters in south China Sea (Susanto et al., 2019). Even though small variability exists at  $MSf$  ( $\sim 0.15-0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ), it significantly impacts the trade wind, cloud convection and monsoon in tropical region (Martínez-Díaz-de-León et al., 2013; Iwasaki et al., 2015; Susanto et al., 2019 and Ray and Susanto, 2019).

In the NBR,  $M_2$  is the major tidal constituent representing  $\sim 70\%$  of tidal energy (Beardsley et al., 1995; Gabioux et al., 2005) with a mean amplitude of  $\sim 0.9 \text{ m}$  for the tidal elevation.  $S_2$  is the second tidal constituent with a mean amplitude of  $\sim 0.28 \text{ m}$ , whereas the mean amplitude is  $\sim 0.19 \text{ m}$  for  $N_2$ ,  $\sim 0.1 \text{ m}$  for  $O_1$  and  $K_1$ , and  $\ll 0.1 \text{ m}$  for other constituents, as we verified from FES2014 tidal atlas (Lyard et al., 2021). The lower frequency ( $MSf$ ) induced by the interaction between these two major semi-diurnal waves (as described in section II.2.1) has a significant amplitude (see Fassoni-Andrade et al., 2023).

The aim of this study is to describe the spatial variabilities of the temperature at high frequencies ( $M_2$  and  $S_2$ ) and in addition to give the description of temperature variability at  $MSf$  frequency in NBR from the surface to deeper layers. This paper is organized as follows:

Section II describes the remote sensing SST data, the model characteristics and the methods used; the results are shown in section III and discussed in Section IV; a summary is given in the last section V.

## II. Data and Methods

### II.1. Data

We use long-term daily temperature datasets combining two observational Sea Surface Temperature (SST) products and the simulated temperature. They cover a 10-year period from January 2007 to December 2016. In addition, we used the simulated hourly temperature over the year 2015. The simulated data come from the tidal and non-tidal simulations.

#### II.1.1. Remote sensing of SST

Two types of SST observations are used: Microwave measurements with low spatial grid resolution and a Group for High-Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST) with finer resolution, including infrared measurements.

- **TMI SST**

Microwave satellites can do measurements through the clouds and are therefore very useful in areas with high cloud cover throughout the year, such as the NBR. TMI SST comes from the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM), which provides SST using the TRMM Microwave Imager. We used the latest version of this product (v7.1) which contains daily SST data at  $\frac{1}{4}^\circ$  horizontal resolution ( $\sim 25$  km). This low resolution requires a mask of 50–75 km around land, owing to the microwave sensor footprint and the possible contamination when land is captured (Chelton et Wentz 2005). TMI SST is obtained by inter-calibration between TRMM Microwave Imager data and other microwave radiometers. For a full description of this product, see Wentz (2015).

- **MUR SST**

The latest version of Multi-scale Ultra-high-Resolution SST (MUR SST v4.1) product is used here. It is a daily set of SST estimates on a global  $0.01^\circ \times 0.01^\circ$  grid resolution ( $\sim 1$  km). SST fields are made up of the merging of four satellite data types (High-resolution Infra-red, AVHRR Infra-red, Microwave and Ice fraction) from 14 satellite missions, and *in situ* data. Infrared measurements do not occur through clouds, which are highly present in our region during the year. Then these measurements are merged with some MicroWaves measurements

to avoid this limitation. A meshless multiscale interpolation method is used to perform a weighted least-squares optimization. The SST outputs are produced from different temporal (1–10 days) and spatial (pointwise, 1–10 km) resolution temperature inputs. The interpolation of various measurements on a daily restructured grid reduces gaps in data compared with using a single type of satellite measurement (see Ray and Susanto, 2016), and ultimately to reduce or even avoid errors in the analyzed results (e.g., Yang et al., 2021; Zaron et al., 2023). The full description of MUR SST data is given by Chin et al. (2017). The MUR SST dataset has the best grid resolution, compared to most other available merged GHRSSST products.

Moreover, both remote sensing products have sufficient spatial grid resolution to highlight mesoscale  $O(20\text{--}1000\text{ km})$  structures, such as those that may arise from tidal impacts. Even so, the infrared product is the most suitable and makes it possible to study finer-scale structures. The aim being to determine whether the two types of products give similar results for regional scale.

### **II.1.2. NEMO Model: “AMAZON36” configuration**

We used the same AMAZON36 configuration of the NEMO ocean circulation model as in Assene et al. (2023). AMAZON36 covers the western tropical Atlantic region with a  $1/36^\circ$  horizontal grid, from the Amazon River mouth to the open ocean. The domain lies between  $54.7^\circ\text{W}\text{--}35.3^\circ\text{W}$  and  $5.5^\circ\text{S}\text{--}10^\circ\text{N}$ . The vertical grid comprises 75 vertically fixed z-coordinates levels, with finer grid refinement close to the surface with 23 levels in the first 155 m. Refer to the previous study for the full description of the NEMO model and configuration keys parameters. Furthermore, the simulations are extended to 2016 to fit the long-term timescale (2007–2016) of the remote sensing datasets.

## **II.2. Methods**

### **II.2.1. Spectral estimates of temperature time series**

The spectral analysis is a classical method for evidencing frequency variations within timeseries data (e.g., Pineda and López, 2002; van Haren and Gostiaux, 2009; Susanto and Ray, 2022). We used non-filtered time series taken from points located on the shelf, at IT generation sites, following their trajectories and a point far offshore (see coordinates in Table 1) to assess whether there is variability at concern tidal frequencies before performing the harmonic analysis on multidimensional datasets. The spectral analyses were carried out with a

Hamming window for the surface using all the data and at 120 m depth close to pycnocline depth, where the impact of IT is greater, using the simulated temperature data.

**Table 1.** Coordinates of the points used for spectral analysis and boxes used for vertical profiles of the amplitude

		<i>A-shelf</i>	<i>A-ocean</i>	<i>B1</i>	<i>B2</i>	<i>On-shelf</i>	<i>Off-shore</i>
		(Blue)	(Green)	(Red)	(Cyan)	(Magenta)	(Yellow)
<i>Point location</i>							
<i>Lon [°E] / Lat [°N]</i>		-46 / 0.75	-45.5 / 2	-42.15 / -0.5	-41.45 / 1.35	-49.75 / 3.25	-47.25 / 8.25
<i>Box</i>	<i>Lon [°E]</i>	-46.25 / -45.75	-45.75 / -45.25	-42.4 / -41.9	-41.7 / -41.2	-50 / -49.5	-47.5 / -47
<i>location</i>	<i>Lat [°N]</i>	0.5 / 1	1.75 / 2.25	-0.6 / -0.1	1.1 / 1.6	3 / 3.5	8 / 8.5

Each box is of size  $\sim 0.5^\circ \times 0.5^\circ$  ( $\sim 3080 \text{ km}^2$ ) and includes corresponding point on its center.

In Table 2, we define a significance criterion based on the power spectrum to distinguish between noisy signals with amplitude  $\leq 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/cpd}$  and significant signals ( $> 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/cpd}$ ) in temperature variability.

**Table 2.** The significance criterion of the amplitude of the power spectrum

<i>Power Spectrum (PS in <math>^\circ\text{C/cpd}</math>)</i>	<i>Significance of the signal (color shading in Figure 13)</i>
$PS \leq 10^{-2}$	noisy (gray)
$10^{-2} > PS \leq 10^{-1}$	weak (white)
$10^{-1} > PS \leq 1$	strong (white)
$PS > 1$	very strong (light blue)

*cpd* : cycle per day

In Ray and Susanto (2016) the interaction between two tidal constituents ( $m, n$ ) with combined currents is defined as follows:

$$A_m \cos(w_m) t + A_n \cos(w_n) t \quad (1)$$

Squaring equation (1) leads to nonlinear terms with high frequencies oscillations of  $2w_m, 2w_n, (w_m + w_n)$  and lower frequency of  $|w_m - w_n|$  (Susanto et al., 2019; Susanto and Ray, 2022; Zaron et al., 2023), which are expressed as:



$$0.5(A_m^2 + A_n^2) + 0.5(A_m^2 \cos(2w_m t) + A_n^2 \cos(2w_n t)) + A_m A_n \cos(w_m + w_n)t + A_m A_n \cos(w_m - w_n)t \quad (2)$$

where  $A$  and  $w$  are the amplitude and angular frequency of the wave, respectively. Twice each month, tidal amplitude and currents reach maximum during the spring period when the major lunar ( $M_2$ ,  $K_1$ ) and solar ( $S_2$ ,  $O_1$ ) tidal constituents interfere constructively, and minimal during the neap period when they interfere destructively (See Figure 3; Souza and Pineda, 2001; Susanto et al., 2019). Depending on the interacting semi-diurnal ( $S_2$ ,  $M_2$  or  $N_2$ ) or diurnal ( $K_1$ ,  $O_1$ ) tidal constituents, a given lower frequency  $|w_m - w_n|$  arise in the SST signal.

**Table 3.** Expected periods in SST from tidal mixing (Ray and Susanto, 2016)

Interacting Tides	Equivalent Linear Tide	Argument <sup>a</sup> $\Theta(t)$	Frequency $d\Theta/dt$ ( $^\circ/h$ )	Period (days)
$K_1 - O_1$	$Mf$	$2s$	$1.09803$	$13.661$
$S_2 - M_2$	$MSf$	$2s - 2h$	$1.01590$	$14.765$
$M_2 - N_2$	$Mm$	$s - p$	$0.54438$	$27.554$

<sup>a</sup> the tidal argument are as follows (Doodson and Warburg, 1941; Pugh and Woodworth, 2014):  $s$ , mean longitude of the moon;  $h$ , mean longitude of the sun, and  $p$ , the mean longitude of the lunar perigee.

Ray and Susanto (2016) summarized the different tidal interactions and give the description of resulted lower frequencies (see details Table 3). Since  $S_2$  and  $M_2$  are dominant in the NBR, the amplitude at the lower frequency  $MSf$  and its induced effect in temperature are expected to be more important. Nevertheless, when tides propagate into the Amazon River, tidal constituents (phase speed, phase lag, amplitude of crests and troughs) are modified due to opposition against the high river runoff and changes to the geometry. Then, the amplitude of other lower frequencies is somewhere higher than  $MSf$  amplitude (see Fassoni-Andrade et al., 2023), but the impact in temperature of this inshore behavior of the tides will not be addressed in this study.

Moreover, in other regions where diurnal tides are more consistent, the variability of the temperature at the near fortnightly cycle  $Mf$  ( $13.661 \text{ days}^{-1}$ ) can be the same or more intense (Susanto et al., 2019). The long-term daily datasets are using to find the power spectrum associated to lower frequency [annual ( $Sa$ ), semiannual ( $Ssa$ ), monthly ( $Msm$ ,

$Mm$ ), and fortnightly ( $MSf$ ,  $Mf$ )], whereas hourly datasets were used for high frequencies [semidiurnal, third ( $S_3$ ,  $M_3$ ) and fourth ( $S_4$ ,  $M_4$ ) diurnal].

Figure 4 shows the power spectrum from the long-term SST products. Annual and semiannual cycles peak for remote sensing and simulated data, and for all locations and with a strong signals lying between 0.2–1 °C/cpd. For monthly frequencies, there is no peak at  $Msm$  frequency, whereas  $Mm$  peaks for the tidal simulation at “A-shelf”, and at “On-shelf” for observations and tidal simulation with weak signal of about 0.04 to 0.1 °C/cpd. There is a stronger peak at the  $MSf$  frequency ( $> 0.1$  °C/cpd) at “On-Shelf” for observations and the tidal simulation and weaker peak at “A-shelf”, 0.08 °C/cpd for tidal simulation and 0.01–0.02 °C/cpd for observations.  $Mf$  has a weaker signal (0.01–0.03 °C/cpd) than  $MSf$  for all locations and the peak is mainly observed for MUR SST. Deeper down at 120 m (Fig.5), the annual cycle exhibits a very strong signal, which is an order of magnitude larger than on the surface (1–2 °C/cpd) for both simulations and for all locations. While  $Msm$  and  $Mm$  only peak at “B1” in the tidal simulation with strong signal of  $\sim 0.1$ –0.2 °C/cpd (Fig.5a) and  $Mf$  shows similar amplitude ( $\sim 0.1$  °C/cpd) for both simulations in most of the locations (Fig.5), contrasting with the surface, where we do not observe a peak at the fortnightly frequencies for the non-tidal simulation. Note that the amplitude of the power spectrum at  $MSf$  frequency at the surface and deeper at 120 m are quite similar, especially for tidal simulations.

The power spectrum of high frequencies variability from simulated temperature is shown in Figure 6. At the surface (Fig.6a-b), both simulations show peak of  $\sim 0.2$  °C/cpd for diurnal frequency  $K_1$  for all locations, and noisy signal for  $O_1$  except at “On-shelf” point for the tidal simulation (Fig.6a).  $M_2$  peaks for “A-shelf” and “On-Shelf” with weak signal and noisy peak for other locations for the tidal simulation (Fig.6a) and as expected no peak for the non-tidal simulation except at “On-shelf” where a surprisingly but noisy peak occurs ( $< 10^{-2}$  °C/cpd, Fig.6b), this will be discussed further.  $S_2$  significantly peaks at all locations in both simulations ( $\sim 0.05$ –0.07 °C/cpd), and there are weak to noisy signal for third and fourth diurnal frequencies (Fig.6a-b). At 120 m depth, the tidal simulation exhibits very strong amplitude ( $\sim 2$  °C/cpd) for  $M_2$  frequency and less ( $\sim 0.5$  °C/cpd) for  $S_2$  at A-ocean, B1 and B2, weak signal for diurnal and fourth diurnal frequencies and noisy signal for third diurnal at all locations except at “Off-shore” (Fig.6c), whereas there is almost noisy signal ( $<< 10^{-2}$  °C/cpd) for non-tidal simulation (Fig.6d).

The spectral analysis reveals that among the high frequencies, the mean maximum amplitude, for both vertical levels, occurs for the two semi-diurnal frequencies for the tidal simulation, while the non-tidal simulation only has a significant signal at surface for  $S_2$  frequency. At surface, both simulations exhibit strong and similar amplitude for  $S_2$  frequency, while deeper only the tidal simulation has a significant amplitude. Moreover, this amplitude increases with depth, as observed the for  $M_2$  frequency, this means that temperature variability for semidiurnal frequencies has baroclinic profile, evidencing the impact of ITs in temperature. For the  $MSf$  frequency, there is a peak in both observations and the tidal simulation at surface and a peak for both simulations deeper down. From this, it is therefore meaningful to perform a harmonic analysis of the multidimensional temperature fields to obtain the spatial variation of the amplitude and its associated phase lag for these three frequencies.

### II.2.2. Harmonic analysis of multidimensional datasets

As classically defined, a signal can be understood as the superposition of variations at several frequencies from lower to higher ( $f_1, f_2, \dots, f_n$ ). It is therefore possible to find the variation at given frequency ( $f_n$ ) from the whole signal – the temperature dataset ( $T$ ) in this case – from:

$$[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}][x_n] = [T_t] \quad (3)$$

$$\underbrace{[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}]}_A * \underbrace{[x_n]}_X = \underbrace{[v_n e^{j(w_n t + \phi_n)}]}_b * [T_t] \quad (4)$$

where  $t$  is the time since the reference,  $v_n$  a complex number giving the amplitude and phase lag of the nodal correction,  $w_n$  is the angular frequency of the wave,  $\phi_n$  represents the astronomical angle of the wave,  $[x_n]$  is the harmonic coefficients.  $X$  is obtained with an inversion of equation (4), i.e.,  $X = A^{-1}b$ . Then, the modulus and argument of  $x_n$  are the amplitude and the phase lag respectively for the analyzed wave ( $n$ ).

We use the *Sirocco Comodo Toolbox (SCT)* to perform harmonic analysis in datasets and get the maps of amplitude and phase lag associated to each of the three frequencies. Note that we do not apply any spatial or temporal filtering.

Note that to clearly separate two waves of frequency  $f_n$  from a total signal, a separation period  $t_{1,2}$  defined as  $|f_1 - f_2|^{-1}$  must be less than the analysis period  $t$ . As we verified, the separation period between  $M_2$  or  $S_2$  and  $MSf$  is  $< 1$  day, whilst it is 14.765 days between  $M_2$  and  $S_2$ , i.e., equal to  $MSf$  period. To properly separate closed  $MSf$  and  $Mf$  periods and retrieve only the  $MSf$  signal, Ray and Susanto (2016) indicate that an analysis period of about half of a year is needed. This has been verified with the same result in  $SCT$  ( $\sim 183$  days). Consequently, the length of the data sets is compatible with all the above conditions for analyzing variability at the tidal frequencies concerned.

### II.2.3. Composites analysis of daily datasets

Another way to analyze the effect of the fortnightly modulation of the tidal currents on temperature is by performing temperature spring-neap composites, which are calculated as follows:

$$T_{Si}, T_{Ni} = \sum T_{Si}, \sum T_{Ni} \quad (5)$$

$$\Delta T_i = \overline{T_{Si}} - \overline{T_{Ni}} \quad (6)$$

where  $i = \{-3, 3\}$ ,  $i \in \mathbb{Z}$  is the offset in days from the spring ( $S$ ) and neap ( $N$ ) time (see illustration in Figure 3),  $T$  is the daily temperature, the upper bar indicates the average temperature in the time series for each case of  $i$  with respect to the spring and neap time. We calculated the composites ( $\Delta T$ ) for each case of  $i$  from the long-term temperature. Compared to harmonic analysis, this method has the advantage of providing the sign of the Spring-Neap variability of the temperature.

## III. Temperature characteristics

We used high frequency (1h) simulated temperature to analyze semi diurnal variabilities, whereas daily mean long term temperature from remote sensing and model are used for Spring-Neap variability.

### III.1. Variability at $S_2$ and $M_2$ frequencies

#### III.1.1. Amplitude and phase lag

The maps of temperature fluctuations at frequencies  $S_2$  and  $M_2$  at the sea surface and at 120 m depth, for the tidal simulation, are presented in Figure 7. For the  $S_2$  frequency, at the

surface (Fig.7a), the maximum amplitude ( $\sim 0.12$  °C) is in the northwest over the shelf around the On-shelf point between  $2.5$ – $5^\circ\text{N}$ , and lower values elsewhere ( $< 6 \times 10^{-2}$  °C). The associated phase (Fig.7b) indicates a mean lag of approximately 6 hours, i.e., the maximum occurs during high/low tide. At depth, stronger amplitudes ( $\sim 0.6$  °C, Fig.7c) are observed horizontally collocated with the patches of IT dissipation and the maxima of baroclinic SSH at the  $S_2$  frequency (see Appendix A-1). The phase (Fig.7d) indicates a lag of  $\pm 6$  hours for these amplitude maxima, and moreover it is like the phase of the baroclinic SSH for the same frequency (see details in Appendix A-1) and therefore indicates IT propagation.

For the  $M_2$  frequency, at the surface, we observe lower but significant maxima ( $\sim 2.5 \times 10^{-2}$  °C, Fig.7e) over the entire shallow shelf where barotropic tides dissipate and create mixing. Offshore, some lower amplitudes ( $\sim 10^{-2}$  °C) are observed along IT trajectory A. The associated phase shows a positive lag of  $\sim 3$  hours (Fig.7f), indicating that these maxima occur during the half-tides preceding high/low tide, i.e., when the tidal potential is at its maximum. Like for  $S_2$ , the amplitude at the  $M_2$  frequency is higher at depth than at the surface, with values three orders of magnitude stronger ( $\sim 2.2$  °C, Fig.6g), in good agreement with spectral analysis (Fig.6c). Furthermore, these  $M_2$  variability maxima are collocated with dissipation patches of IT and the maxima of baroclinic SSH for  $M_2$  tides. A similar phase lag is observed for the  $S_2$  variability at the same depth (Fig.7d).

Note that the simulations without tides exhibit similar amplitude for surface  $S_2$  frequency as tidal simulations, with maximum values ( $\sim 0.12$  °C) located from the mouth of the Amazon to the northeast of the plateau. This means that these amplitudes are primarily due to the diurnal cycle of the solar heat flux, while the effect of the diurnal tides is weaker. Lower values ( $< 0.06$  °C) are observed elsewhere in the region (see details in Appendix A-2). For the  $M_2$  frequency, the surface amplitudes are almost noisy ( $< 10^{-2}$  °C). At depth, amplitude is non-significative for both semi-diurnal frequencies.

The correlation between the amplitude of baroclinic SSH, IT surface imprint, and the amplitude of temperature variability in the full domain and along the depth (Fig.8) highlights the close link between IT and this variability, for the two frequencies  $M_2$  (Fig.8a) and  $S_2$  (Fig.8b). Between the subsurface ( $> 60$  m) and up to  $\sim 800$  m depth for  $M_2$  and up to  $\sim 600$  m for  $S_2$ , there is a very strong positive and significant correlation, reaching its maximum in the thermocline layer (100–180 m) with a correlation coefficient of 0.91 and significance level of 0.86 for  $M_2$ , 0.83 and 0.75 for  $S_2$ . This implies that the horizontal structure of temperature variability in subsurface layers closely resembles that of the baroclinic SSH at the surface.

This is a further proof that internal tides have the dominant impact compared to the barotropic tides.

### III.1.2. Wavelengths in high-frequency variability

We analyze the horizontal wavelength involved in IT surface elevation and compare to what exists in temperature variability for the two semi-diurnal frequencies. We use a 2D fast Fourier transform in complex fields of temperature variability and baroclinic SSH to extract the wavelengths and the direction of propagation. Figure 9a shows for  $M_2$  baroclinic elevation a major and minor wavelength ranging between 110–120 km and 60–80 km, respectively, with northeastward direction of propagation. Barbot et al. (2021) used elevation estimates product (HRET) derived from observations and numerical simulations, but in a smaller area between 43.5–52 °W and 2°S–9°N, they have found similar wavelength characteristics for  $M_2$  baroclinic tides. For  $S_2$  baroclinic elevation, the propagation is wider for the major wavelength (100–120 km) and same as  $M_2$  for the minor wavelength. Same northeastward direction of propagation is obtained for both wavelengths (Fig.9b).

The propagation in temperature variability is stronger deeper in thermocline layer where the amplitude of variability is stronger (Fig.9c and 9d). At 120m depth, for temperature variability, the major wavelength is roughly the same as in SSH elevation and slightly wider for the minor for each frequency. They are, respectively, 110–120 km and 50–80 km for  $M_2$  (Fig.9c), and 100–120 km and 50–80 km for  $S_2$  (Fig.9d). We obtained a wider range for the direction of propagation between north-northeastward to northeastward for both frequencies (Fig.9c–d). These few differences might exist because higher baroclinic mode are more expressed deeper and impact temperature. Moreover, spreading effect in water parcels induced by the mixing from dissipation hotspots and background circulation is to be considered. But in general, temperature variability and IT surface elevation exhibit the same characteristics, this is additional evidence of the impact of tides especially internal tides in temperature high-frequency variability.

### III.2. Variability at MSf frequency

Primarily, long term (2007–2016) daily temperature data are used to analyze MSf variability through harmonic analysis. The MSf variability of SST is roughly the same between the two observations products MUR (Fig.10a) and TMI (Fig.10b) with average amplitude of about 0.15 °C on the northwest shelf around the “On-shelf” point between

48°W–52°W and 0°N–6°N, and generally noisy amplitudes offshore. These maximums are slightly enhanced in tidal simulations in the northwest and around the "A-shore" point (Fig.11c), as observed with spectral analysis (Fig.3a). These amplitudes remain comparable to what is obtained in the shallow Indonesian seas and coastal waters of the South China Sea (0.1–0.3 °C, see Ray and Susanto, 2016; Nugroho et al., 2018; Susanto et al., 2019, and Susanto and Ray, 2022). For non-tidal simulations, the amplitude of MSf variability is insignificant with an average value less than  $10^{-2}$  °C (Fig.10d). This means that, in NBR, the MSf variability of SST is only driven by tides.

For the two observation products, MUR SST (Fig.10e) and TMI SST (Fig.10f), and the tidal simulations (Fig.10g), the maximum amplitude of MSf variability lag MSf tidal currents by about -12 hours to -6 hours. However, this phase lag is not significant for non-tidal simulations (Fig.10h) since the associated amplitude is also non-significant. It is also worth noting that there is another lag between the maximum of tidal potential and the maximum of tidal currents during Spring and Neap tides, i.e., when they produce the maximum mixing. This lag is called "age of the tides" (see Holloway and Merrifield, 2003; Ray and Susanto, 2016) and is defined as follows:

$$T_a = \frac{G_{S_2} - G_{M_2}}{1.0159}, \text{ hours} \quad (7)$$

where  $G$  is the phase in degrees of barotropic tidal elevation for each harmonic,  $T_a$  is calculated from tidal simulations. Where the maximum values of the MSf amplitude are located on the shelf, the age of the tide lies between ~22 hours to the north and ~30 hours near the mouth of the Amazon, and ~22 hours  $\pm 2$  along IT trajectories A and B (see details in Appendix A2). As a result, the total lag between the tidal potential and the maximum of temperature variability (phase lag –  $T_a$ ) ranges between ~1–1.75 days, or approximately 2 days at most. This timescale is comparable to what is observed in certain regions of the Indonesian seas (Ray and Susanto, 2016).

In the subsurface (120 m), the two simulations have the same amplitude, with average value of 0.15 °C (Fig.11). However, for the simulations with tides, the maximums values are arranged in patches along IT trajectories A and B (Fig.11a), while for the simulations without tides, maximum values follow the NBC path and its retroflexion (Fig.11b). This means that in the subsurface, the mean circulation induces temperature variations at the MSf frequency,

probably through advection as observed in the previous study (Assene et al., 2023). Moreover, this effect seems to compete with that of tidal currents, which explains why the maximums observed along the NBC trajectory and its retroflexion in the simulations without tides are inhibited when tides are added to the model.

### III.3. Mean along-depth profile

In this section we describe the mean along-depth profile of temperature amplitude for the three frequencies. We choose six locations of approximately  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  on the shelf, at IT generation site A along their propagation pathways and one point offshore, which is supposed out of IT impact (see coordinates in Table 1). We then averaged along the depth the amplitude of temperature amplitude for the three frequencies and for the two simulations. We performed the same operation for the squared Brunt-Väisälä frequency ( $N^2$ ), also known as stratification— $N^2 = (-\frac{g}{\rho} \partial_z \rho)$  where  $g$  is the acceleration due to gravity and  $\rho$  is the density—from the simulations including tides.

Along the vertical,  $N^2$  peaks in the subsurface within the thermocline (100–200 m) with an average value ranging between  $\sim 2-3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  for all boxes except for "On-shelf" and "Off-shore", where peaks occur near the surface with mean values of  $\sim 7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  and  $> 10^{-2} \text{ s}^{-1}$  (Fig.12a). A similar vertical structure is observed for  $N^2$  in the simulations without tides (not shown). This vertical profile is reproduced by temperature amplitude in both simulations and for the three frequencies,  $M_2$  (Fig.12b),  $S_2$  (Fig.12c), and  $MSf$  (Fig.12d). For the simulations without tides, the amplitude is non-significant ( $\leq 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$ ) for all boxes for the two semidiurnal frequencies, while it reaches  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  for  $S_2$  and  $2 \text{ }^\circ\text{C}$  for  $M_2$  in the simulations with tides. For  $MSf$  frequency, the two simulations have similar amplitudes within thermocline depth range, with values ranging between  $\sim 3-8 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$ . Nevertheless, in the simulations with tides there is a slight difference for "B" and "A-shelf" boxes, with amplitude close to  $2 \times 10^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$ . Furthermore, there is a difference in the vertical extent of significant values, amplitude  $> 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$ . The vertical extent involved in temperature variability is about 2500 meters for  $M_2$ , approximately the half for  $S_2$  (800–1000 m) and less for  $MSf$  (600–800 m). This depicts the average vertical length scale affected by tidal mixing caused by the energy loss of respective tide.

### III.4. Spring-Neap composites



The Figure 13 presents the Spring-Neap composites for MUR SST and tidal simulations for different cases of the offset  $i$ . Overall, the position of the maximums and their average intensity ( $\pm 0.15$  °C) in the composites is the same as the maximum values of MSf amplitude. In contrast, in non-tidal simulations, the intensity is very low throughout the domain ( $\pm 0.03$  °C), in good agreement with the harmonic analysis (see details in Appendix C2). Additionally, there is a variation in intensity on the composites depending on the offset from the Spring-Neap days. On the third day before the Spring-Neap, there is a dipole ( $\pm 0.15$  °C) northwest of the plateau, more visible in tidal simulations (Fig.14) and TMI SST (see details in Appendix C1) compared to MUR SST (Fig.13), which gives way to cooling of about 0.15 °C. This cooling extends as we approach the day of the Spring-Neap and reaches its maximum in the following days. The most significant Spring-Neap variability in composites is observed between the second and third day after the Spring-Neap. It is more evident that the maximum is reached on the third day after the Spring-Neap, given the higher intensity on the plateau and northwest in the Amazon plume.

In the subsurface, for the simulations with tides, the intensity of the Spring-Neap composites follows the same variation as at the surface based on the offset  $i$  (see details in Appendix C3). There are extreme values along IT pathways A and B. However, the values are on average twice as large ( $\sim 0.3$  °C) compared to the surface and compared to MSf amplitude (Fig.10 and 11). These differences could result from the additional effect of background circulation, which is not captured by the harmonical analysis. As we noted in the previous section, the background circulation effect is more significant at this depth, as illustrated by the composites of non-tidal simulations (see details in Appendix C4).

The one-day difference in lag between Spring-Neap composites and the harmonic analysis is noteworthy. This slight difference is due to the uniqueness of each methodology. Indeed, harmonic analysis seeks variation at a given frequency in the time series and accurately determines the associated phase lag on an hourly basis. On the other hand, composites use daily temperature averages and cannot achieve the same temporal precision. Therefore, we can assume that this difference is more likely to be a few hours rather than a whole day, but it remains difficult to evaluate. Nevertheless, this slight difference indicates a good agreement between the two methodologies.

Thanks to composites analysis, Ruault et al. (2020) highlighted a significant variability of mean currents on the northwest plateau with a difference of approximately -0.5 m/s between Spring and Neap periods (see their Figure 9). This reflects the Spring-Neap

variability of the barotropic tidal currents, which in turn influences the cooling of SST above the northwest plateau. On the other hand, the Spring-Neap variability of baroclinic tides is illustrated by the baroclinic energy flux—which depends on the baroclinic currents (see Eq. 5 in Assene et al., 2023)—, with values on average twice as strong during Spring tide compared to Neap tide, i.e.,  $16 \text{ KW.m}^{-1}$  and  $6\text{--}8 \text{ KW.m}^{-1}$ , respectively, (Fig.15). The same Spring-Neap variability of baroclinic energy flux was previously observed by Tchilibou et al. (2022) in this region. This is not particular to the NBR, Holloway and Merrifield (2003) reported similar Spring-Neap variability of baroclinic tides in the Hawaiian Ridge.

Furthermore, we have shown in the first part of this study that the dissipation of these IT causes intense vertical mixing along their propagation path, resulting in a significant modification of temperature (Assene et al., 2023). We deduce that in the subsurface, the Spring-Neap variability of temperature is backed by the Spring-Neap variability of IT activity along their propagation path. ITs are highlighted in the subsurface composites by applying a 1D horizontal band-pass filtering along IT pathways. We performed the filtering to highlight the 90–110 km wavelengths, characteristic of mode-1 IT (Fig.16). In tidal simulations (Fig.16a), a strong oscillation with a significant amplitude ( $> 0.2^\circ\text{C}$ ) is observed in the first 300–400 km, followed by attenuation further offshore. This is consistent with the study of Tchilibou et al. (2022), which shows that in this region, approximately 50% of IT energy is dissipated in the first 300 km from the slope following the path A. As expected, for the simulations without tides (Fig.16b), the oscillation is almost flat, with weak amplitude less than  $0.03^\circ\text{C}$ , likely due to mesoscale activity. It should be noted that similar results are obtained for the other cases of the offset  $i$  (not shown).

In conclusion, the maximum cooling/warming of temperature caused by the Spring-Neap variability of tidal currents does not occur in Spring-Neap days, but on average 2–3 days later. This is consistent with the findings of Shi et al. (2011), who showed from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data that in the Yellow Sea, the maximum turbidity and suspended matter coincided with this same time lag from Spring-Neap days. It becomes obvious that analyzing the Spring-Neap variability of ocean tracers by focusing on the Spring-Neap days, or by conducting composites with an average over one or two days around the Spring-Neap (e.g., Sharples et al., 2007 and Ruault et al., 2020), does not provide a good approximation of the amplitude of this variability. To have a more accurate understanding of this variability, investigations should not only consider the age of the tides

but also an additional lag of one to two days related to the response time of ocean tracers to the vertical mixing caused by the dissipation of tidal energy.

## Summary

In this study, we used remote sensing sea surface temperature (SST) data and 3D modelled temperature, with and without tidal forcing, and applied harmonic analysis to provide the first description of the spatial variability of temperature at tidal frequencies ( $S_2$ ,  $M_2$  and  $MSf$ ) in the northern Brazilian region (NBR). The findings show that barotropic tidal current impact temperature over the shallow shelf, while internal tides (IT) affect temperature offshore along their propagation pathway, with stronger effects at the thermocline depth range.

For semidiurnal frequencies ( $S_2$  and  $M_2$ ), results reveal a relatively weak temperature variability at the surface with maxima found over the shelf, with mean amplitude of  $0.12^\circ\text{C}$  for  $S_2$  and  $2.5 \times 10^{-2}^\circ\text{C}$  for  $M_2$ , primarily caused by mixing induced by bottom friction from barotropic tidal currents. In contrast, stronger temperature variability is observed in the subsurface and offshore, along IT pathways at the thermocline depth range ( $\sim 100\text{--}200\text{ m}$ ), with mean amplitude of up to  $0.6^\circ\text{C}$  for  $S_2$  and up to  $2.2^\circ\text{C}$  for  $M_2$ . For these two frequencies, the maximum values of temperature amplitude are colocalized with IT dissipation hotspots and baroclinic SSH maximum. There is a high correlation between spatial distribution of baroclinic SSH amplitude and temperature amplitude at thermocline depth ( $\sim 120\text{ m}$ ) for the two semi diurnal frequencies. We also found roughly the same wavelength in mode-1 (90–120 km) and mode-2 (50–80 km) in subsurface temperature amplitude maximum and surface baroclinic SSH. This demonstrates the prominent role of IT in shaping ocean temperature in NBR.

The interaction between  $M_2$  and  $S_2$  tidal current results in fortnightly variability ( $MSf$ , 14.765 days) of tidal currents, which also impacts ocean temperature. Similar  $MSf$  variability is observed in remote sensing data in both MUR and TMI products and in the simulation including the tides, with maximum values observed in the north-western part of the shelf ( $\sim 0.15^\circ\text{C}$ ). As for semi diurnal variability, the  $MSf$  temperature amplitude is increased at thermocline depth range and reaches maximum of about  $0.15^\circ\text{C}$  with horizontal structure similar to that of the barocline SSH and the semi-diurnal variability amplitude, located along IT pathways.

Note that, in subsurface, MSf variability is also observed in non-tidal simulations of temperature, mainly along the NBC and in the retroflection, with maximum values ( $\sim 0.15$  °C). This suggests that the intra-seasonal variability of the NBC current is highly dynamical, and it contains some of the 14.764 days period. But most interestingly, in the tidal simulation this intra-seasonal variability is removed by the tidal currents showing the potential impact of the tides to interact with the mean state circulation. Another result shows that the vertical extent involved in temperature variability is approximately 2500 meters for  $M_2$ , around 800–1000 meters for  $S_2$ , and between 600–800 meters for MSf. This highlights the vertical extent of tidal mixing.

To determine the sign of the Spring-Neap temperature variability, composites analysis was performed using long-term temperature data. The result reveals that MSf variability of barotropic tidal currents results in a cooling of the northwestern part of the shelf, while Spring-Neap variability of IT currents induces along their propagation pathways. The Spring-Neap composites suggest a lag of approximately 2–3 days between the Spring-Neap time and the maximum cooling, in good agreement with other studies. A similar lag of about 2 days was found for MSf amplitude using harmonic analysis. This was previously observed in Indonesian seas by Ray and Susanto (2016). This is due to lag between the day of the maximum of the tidal current and the day of their maximum effect on temperature. We then proposed a methodology considering this lag to properly analyze the Spring-Neap variability of ocean tracers.

Furthermore, another analysis indicates a similar tidal frequency signature on the net heat flux ( $Q_t$ ) than for temperature (see details in Appendix D). This suggests that tidal mixing can pulse tidal (semidiurnal and fortnightly) variability in ocean-atmosphere flux that would contribute to the variability of the tropical Atlantic Climate. Further investigations would be necessary to clearly establish how tides contribute to the Tropical Atlantic climate variability.

In Assene et al. (2023), part 1, we demonstrated that the impact of tides on temperature at mean seasonal scale was important and led to changes in net heat flux between the atmosphere and the ocean ( $Q_t$ ) in same location. The NBR is located just below the ITCZ, where strong atmospheric convection occurs. Such a modulation of the ocean heat flux, has been shown to reduce precipitation by 20% in the Indonesia Seas and modulate the whole Indo-Pacific Climate variability (Koch-Larrouy et al., 2010 and Sprintall et al., 2014, 2019). In the present study we demonstrate that the internal tides significantly impact temperature at different tidal frequencies.

## Appendices

### Appendix A. Additional characteristics of the tides in NBR

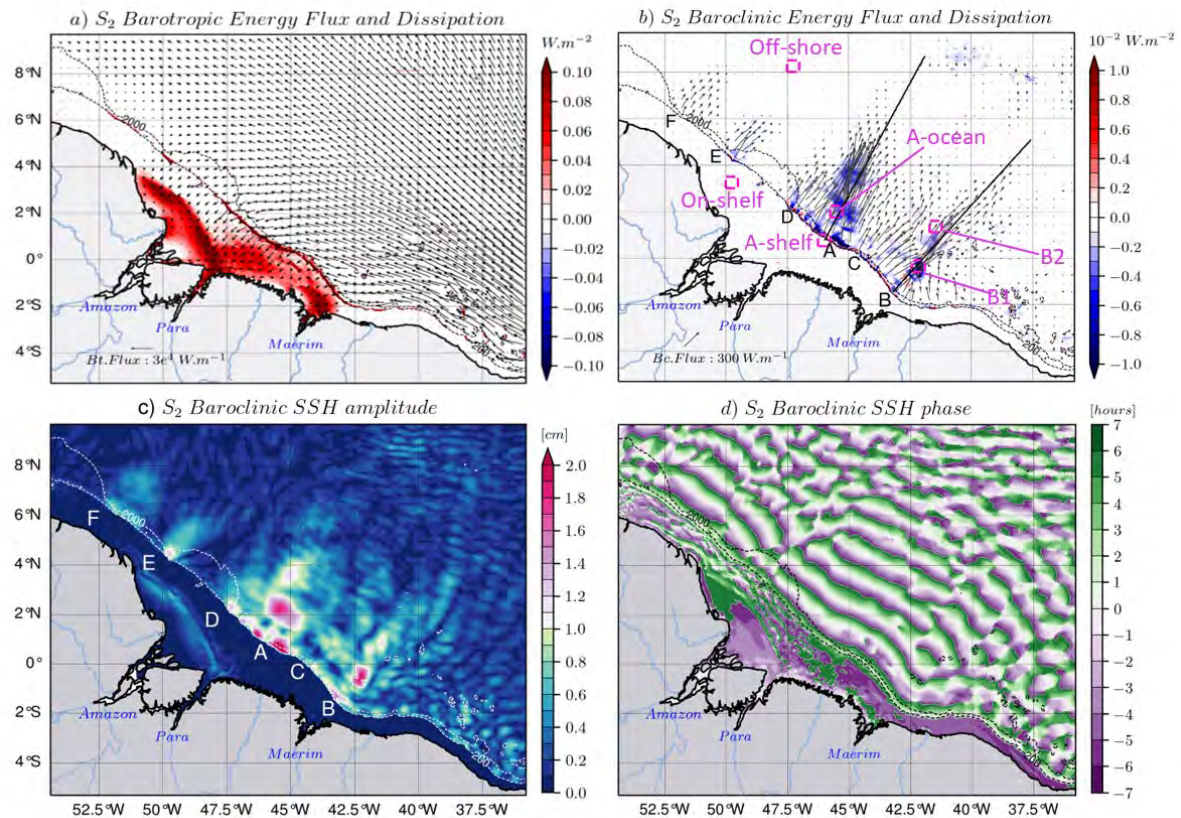


Figure A1. Characteristics of  $S_2$  coherent tides of the tidal simulations for the year 2015: (a) barotropic energy flux (black arrows) and barotropic energy dissipation (color shading), (b) depth-integrated baroclinic energy flux (black arrows) and depth-integrated baroclinic energy dissipation (color shading), (c) baroclinic sea surface height and (d) its phase. A to F labels in panels (b) and (c) indicate the internal tides generation sites on the shelf break, as in Figure 1. Black and white dotted lines in respective panels represent the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry. In panel (b) and for Figures above, the two black straight lines indicate the mean trajectory of IT radiating from generation sites A and B; magenta boxes indicate area used for vertical mean of temperature amplitude from harmonic analysis. The center of each box corresponds to the location of the point for which we performed spectral analysis.

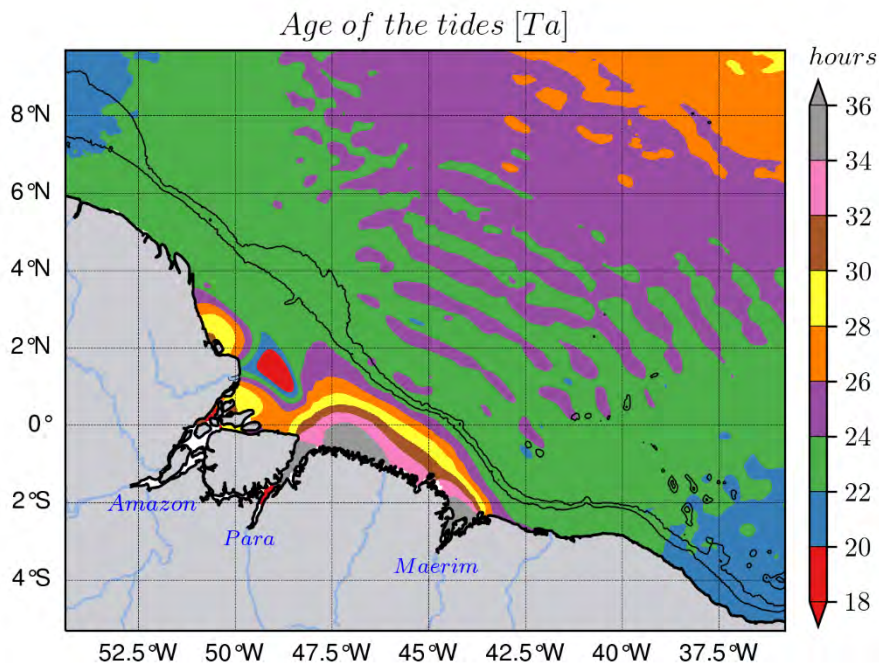
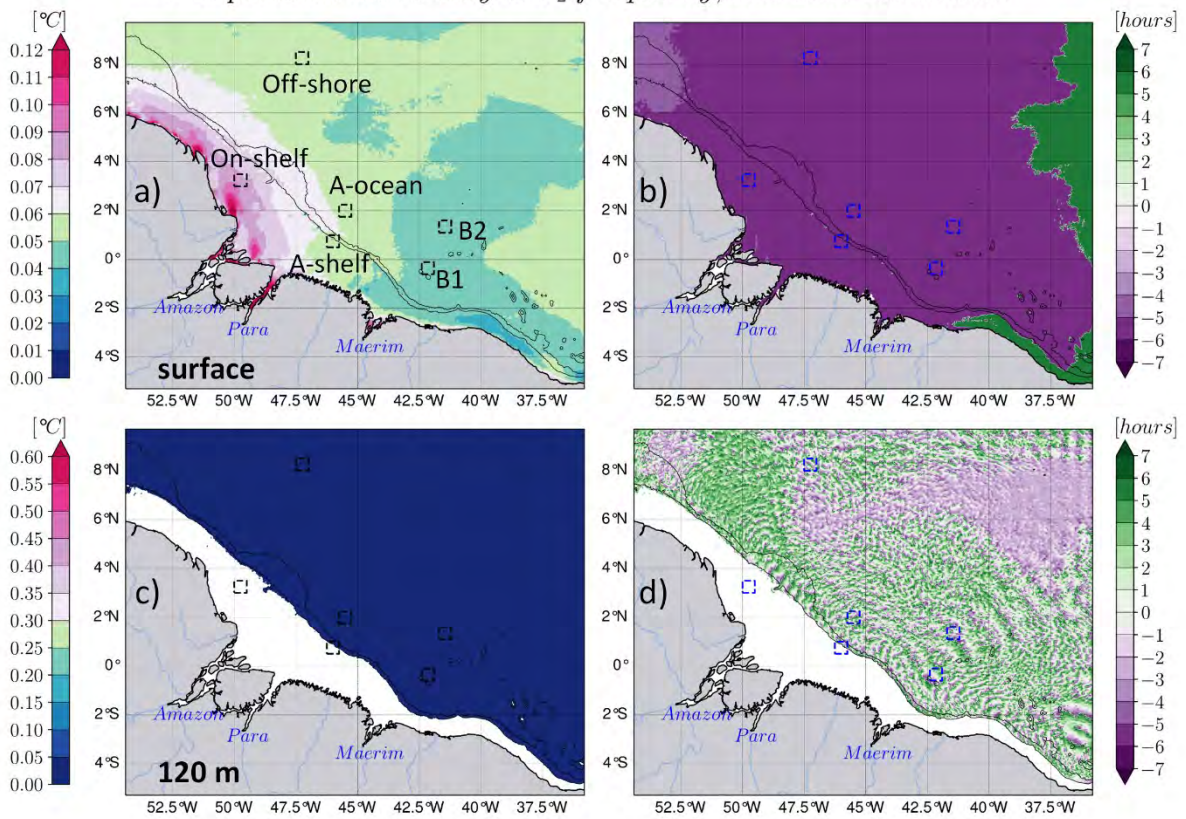


Figure A2. The age of the tides ( $T_a$ ) computed based on the  $M_2$  and  $S_2$  barotropic elevation phase from tidal simulations.  $T_a$  is about  $24h \pm 2h$  ( $\sim 1$  day) in the internal tide generation sites, along their pathways and from 22h–30h over the north-western domain. Which means that in NBR, the maximum of  $MS_f$  tidal currents lags astronomical potential by about 1–1.25 days. Tin black lines are the 200 m and 2000 m isobaths from model bathymetry.

## Appendix B. High frequency variability in non-tidal simulations temperature

*Temperature variability at  $S_2$  frequency, non-tidal simulation*



*Temperature variability at  $M_2$  frequency, non-tidal simulation*

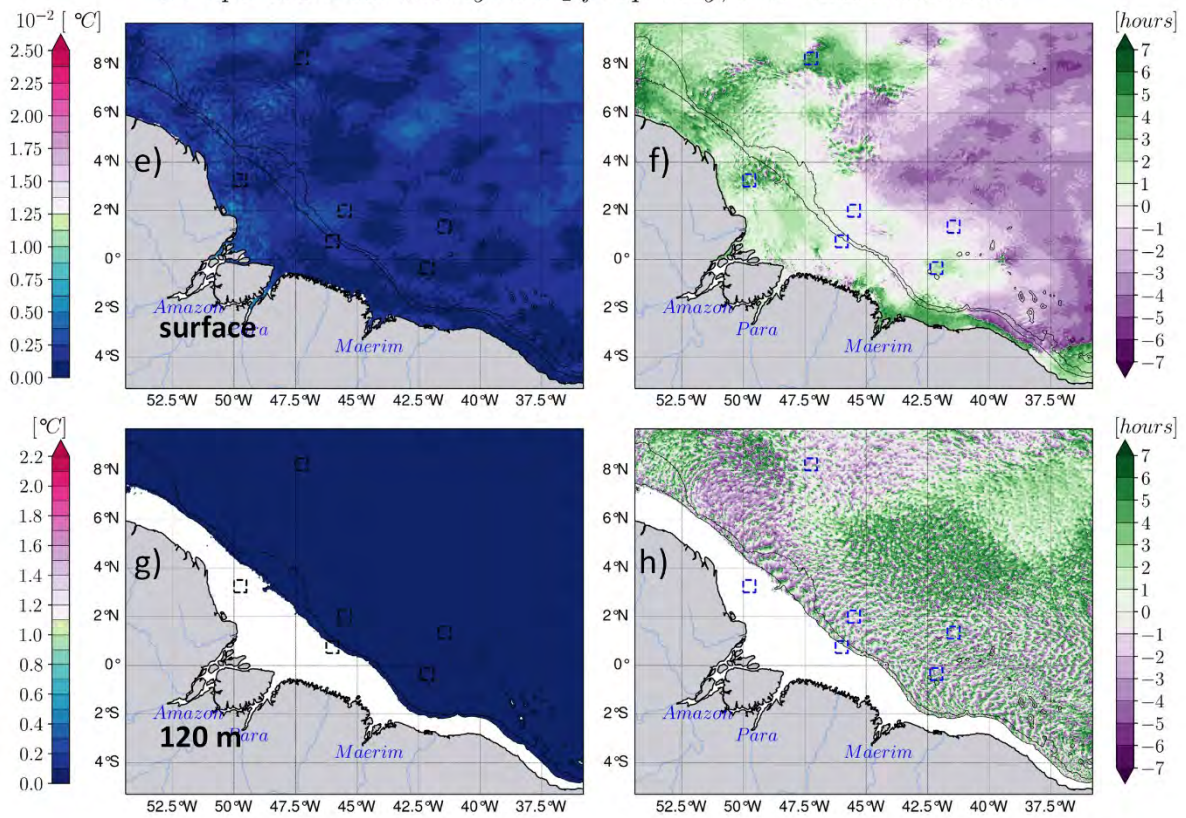


Figure B1. Same as Figure 7 but for non-tidal simulations temperature.

Appendix C. Spring-Neap composites maps

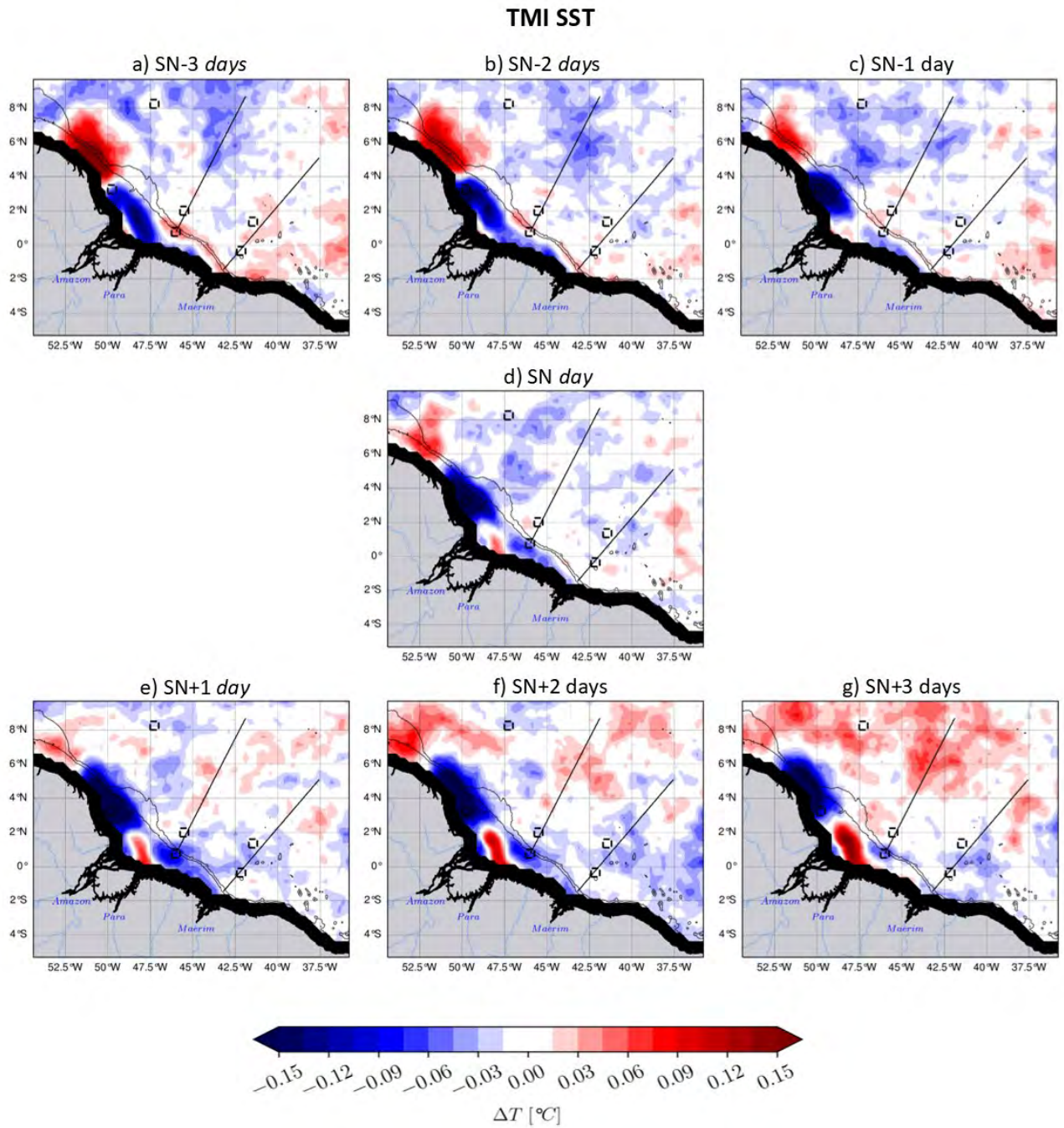


Figure C1. Spring-Neap composites of TMI SST. Panels correspond to each case of the offset  $i$ , as illustrated in Figure 3.



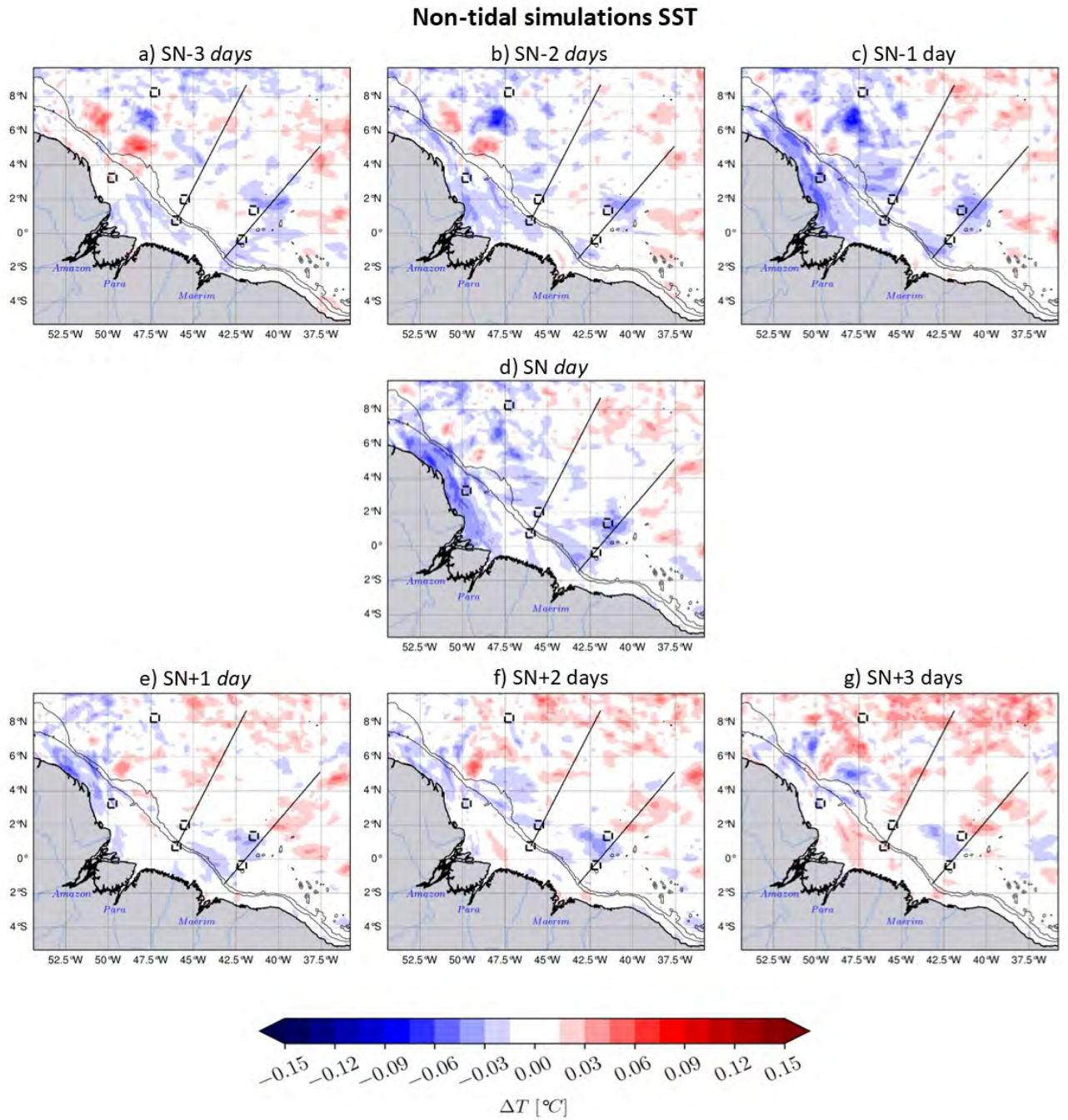


Figure C2. Same as Figure C1 but for non-tidal simulations SST.

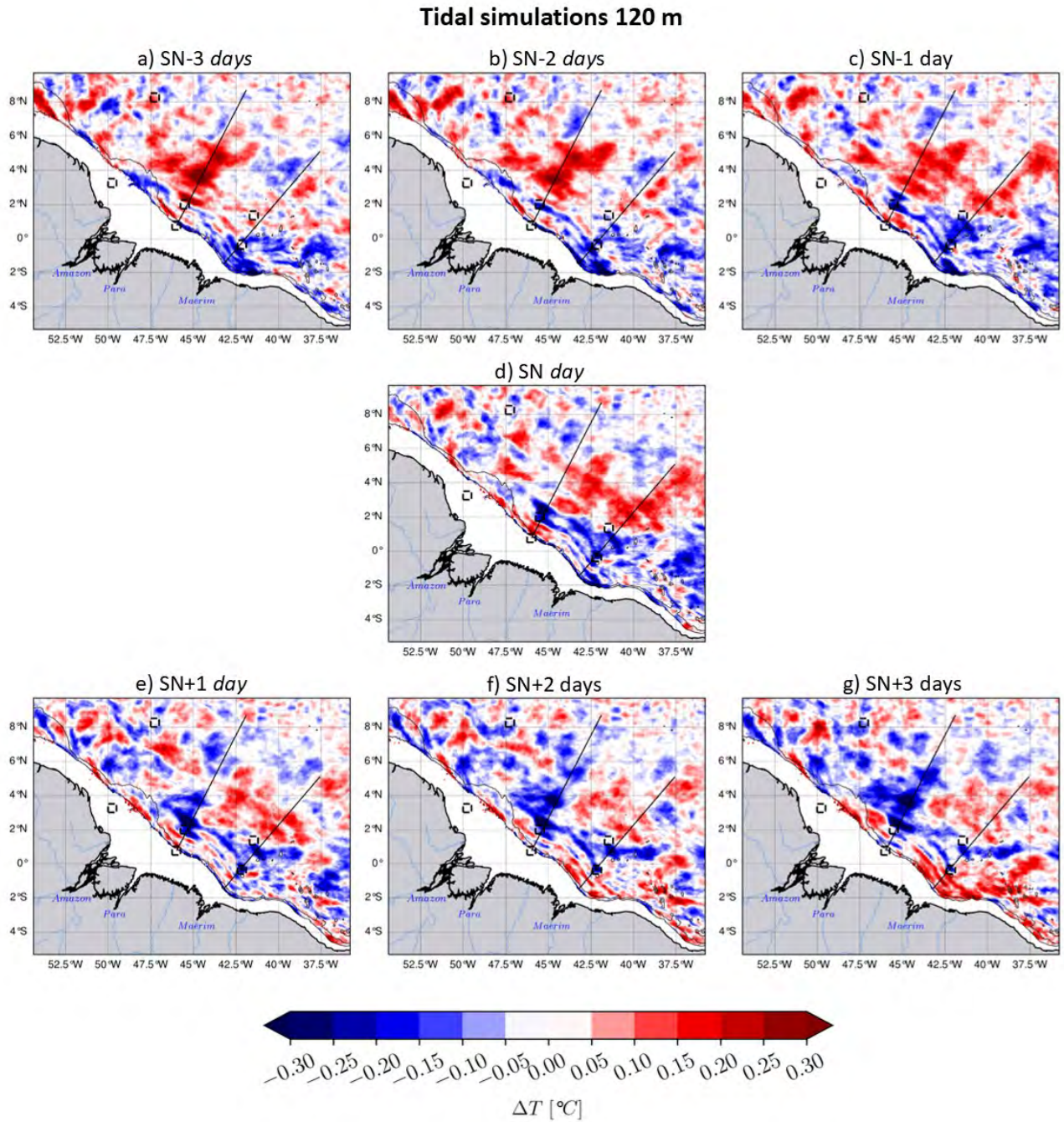


Figure C3. Same as Figure C1 but for tidal simulations temperature at 120 m depth.

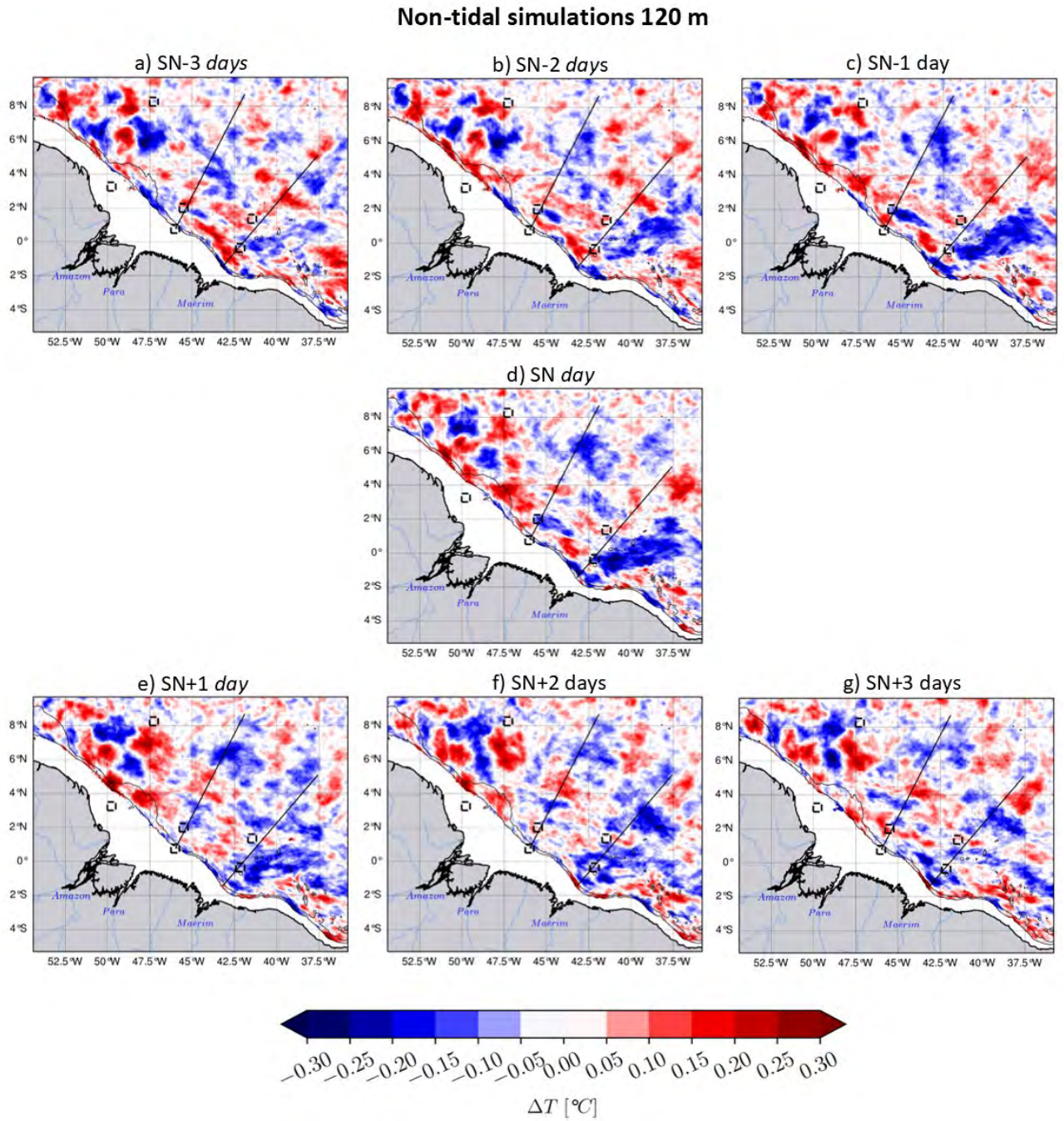
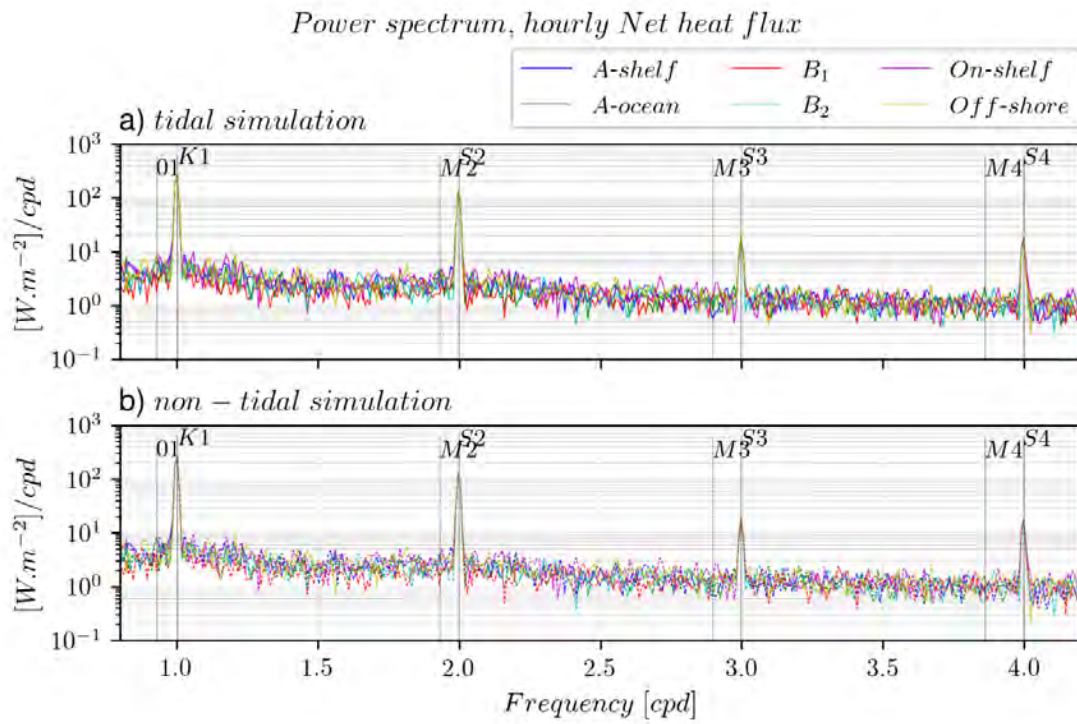


Figure C4. Same as Figure C1 but for non-tidal simulations temperature at 120 m depth.

**Appendix D. Tidal variability of the atmosphere-ocean net heat flux ( $Q_t$ )**



*Figure D1. The spectral analysis of hourly  $Q_t$  from the two simulations.*

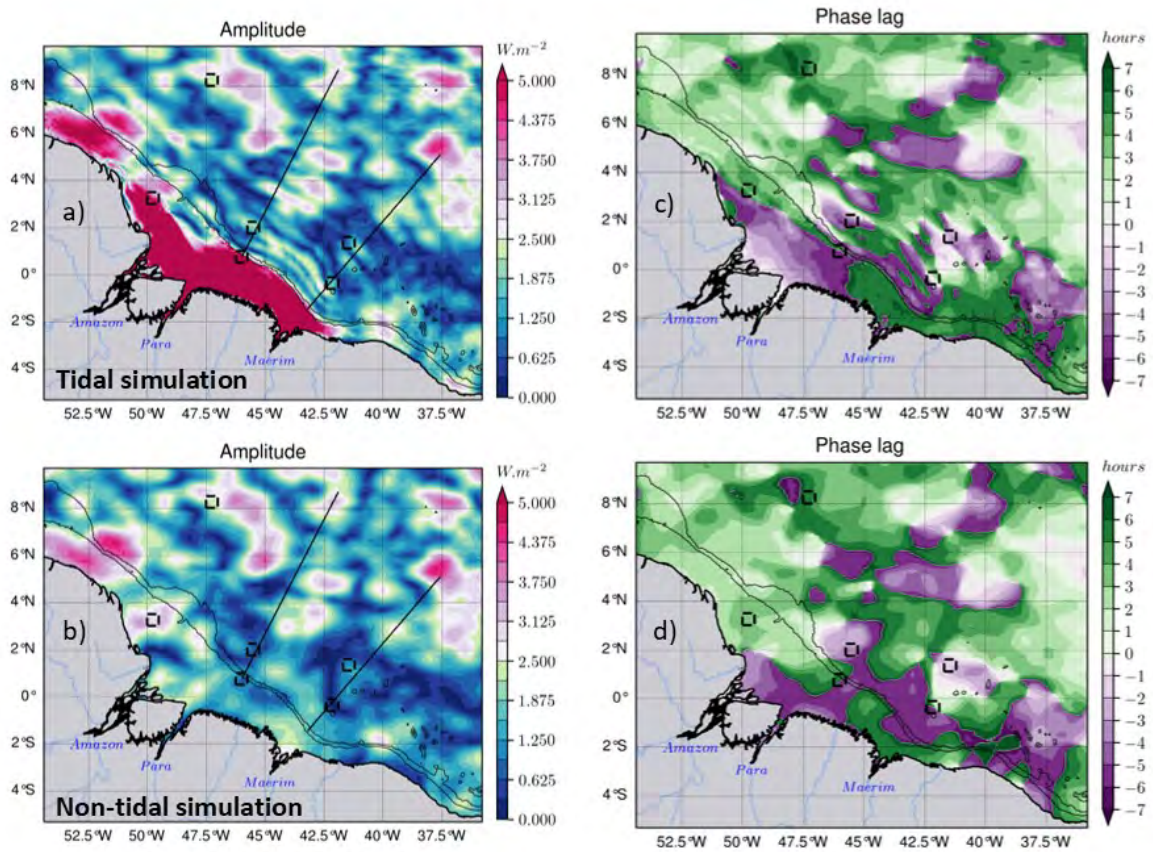


Figure D2. The harmonic analysis of hourly  $Q_t$  at the  $M_2$  frequency for both simulations. The upper panels represent tidal simulations, while the lower panels represent non-tidal simulations. The left panels show the amplitude, and the right panels show the phase lag.

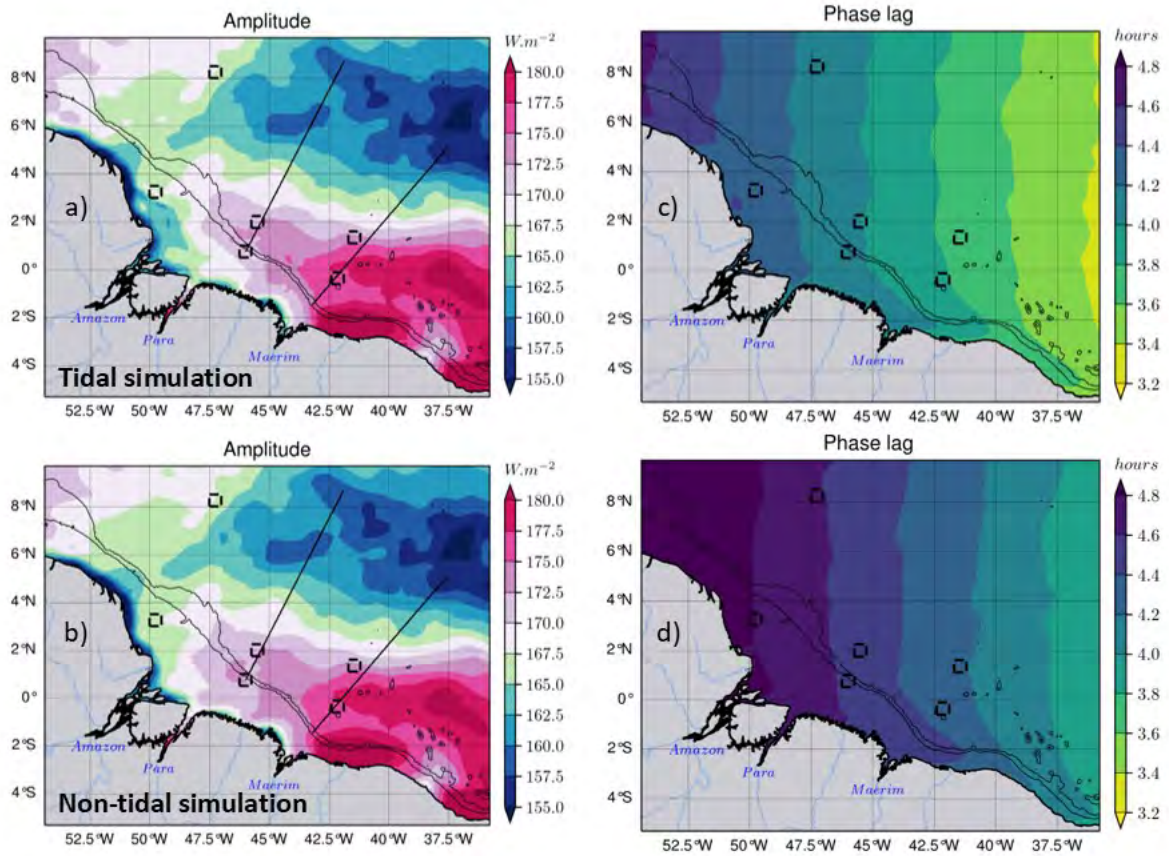


Figure D3. Same as Figure D2 but for  $S_2$  frequency.

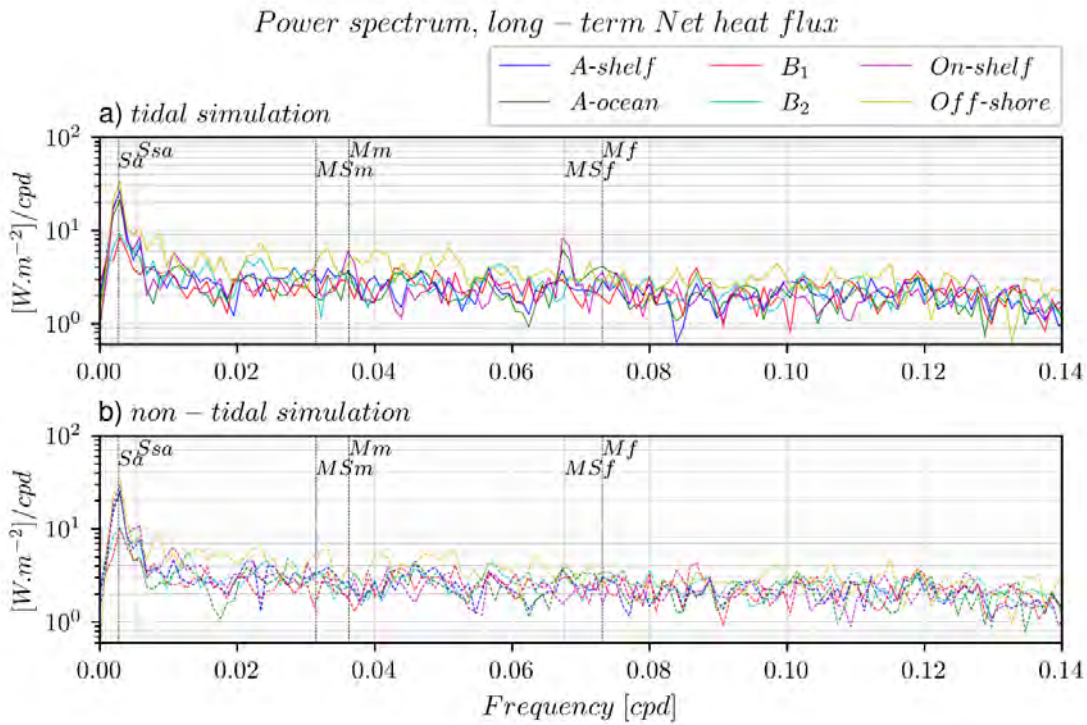


Figure D4. Spectral analysis of long-term Qt from the two simulations.

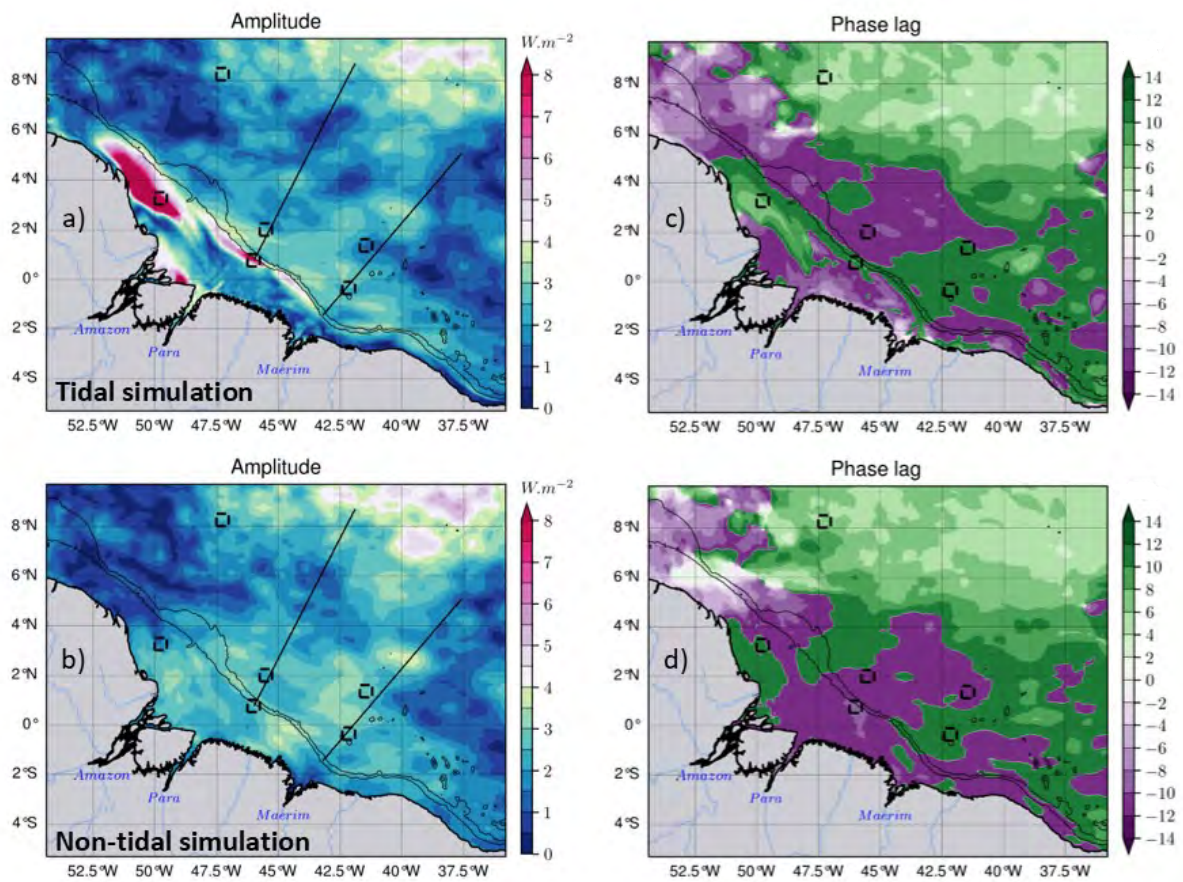


Figure D5. The harmonic analysis of long-term daily  $Q_t$  at the  $MS_f$  frequency for both simulations. The upper panels represent tidal simulations, while the lower panels represent non-tidal simulations. The left panels show the amplitude in  $W.m^{-2}$ , and the right panels show the phase lag in hours.

**Data availability statements.** All the SST products are publicly available online. TMI SST v7.1 data are available from <https://www.remss.com/missions/tmi/>, was accessed on 27 June 2022. MUR SST data can be downloaded through the NASA-PODAAC platform <https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1>, was accessed 3 December 2020. The model simulations are available upon request by contacting corresponding authors.

**Code availability.** Sirocco Comodo Tools (SCT) is available online from <https://sirocco.obs-mip.fr/other-tools/prepost-processing/comodo-tools/>, last access in January 2021.

**Authors contributions.** AKL: Funding acquisition; FA, AKL, ID and MT: Conceptualization and methodology; GM and FA, with assistance from JC and AKL: Numerical simulations; Formal analysis: FA with contributions from MT, SB and CRM and interactions from all co-authors; Preparation of the manuscript: FA with contributions from all co-authors.

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

**Acknowledgments.** The Authors would like to thank the Remote Sensing System (REMSS) for providing TMI SST datasets, and NASA's Jet Propulsion Laboratory (JPL) for providing MUR SST data.

**Fundings.** This work is part of the PhD Thesis of FA, cofounded by Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and Mercator Ocean International (MOi), under the co-advising of AKL and ID. The numerical simulations were founded by CNES/CNRS/IRD via the projects 669A0080111357 and A0130111357 and were performed thank to “Jean-Zay”, the 670CNRS/GENCI/IDRIS platform for modelling and computing.

## References

- Aguedjou, H.M.A., Dadou, I., Chaigneau, A., Morel, Y., Alory, G.: Eddies in the Tropical Atlantic Ocean and Their Seasonal Variability, *Geophysical Research Letters*, 46, 12156–12164, <https://doi.org/10.1029/2019GL083925>, 2019.
- Assene, F., Koch-Larrouy, A., Dadou, I., Tchilibou, M., Morvan, G., Chanut, J., Costa da Silva, A., Vantrepotte, V., Allain, D., and Tran, T.-K.: Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons, *Ocean Sci.*, 20, 43–67, <https://doi.org/10.5194/os-20-43-2024>, 2024.
- Baines, P.G.: On internal tide generation models. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, 29, 307–338, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90098-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90098-X), 1982.
- Barbot, S., Lyard, F., Tchilibou, M., Carrere, L.: Background stratification impacts on internal tide generation and abyssal propagation in the western equatorial Atlantic and the Bay of Biscay, *Ocean Science*, 17, 1563–1583, <https://doi.org/10.5194/os-17-1563-2021>, 2021.
- Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W.R., Lentz, S.J., Castro, B.M., Cacchione, D., Carneiro, N.: The M2 tide on the Amazon Shelf, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100, 2283–2319, <https://doi.org/10.1029/94JC01688>, 1995.



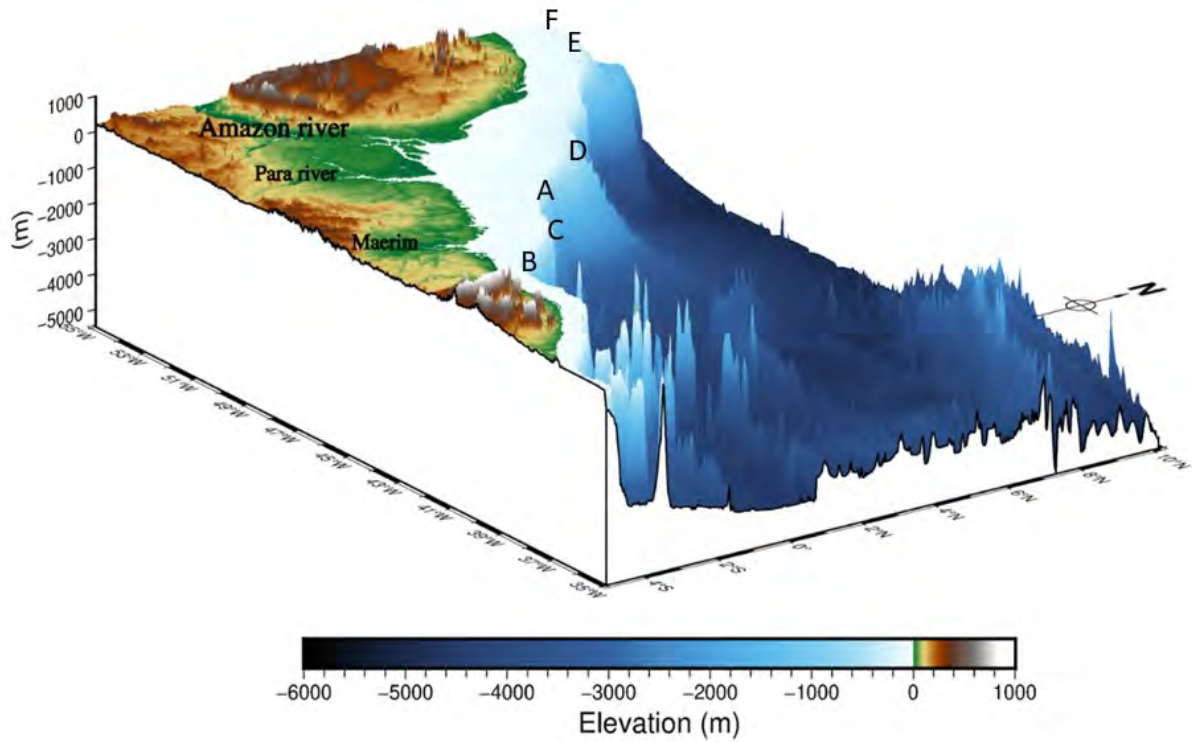
- Bessières, L.: Impact des marées sur la circulation générale océanique dans une perspective climatique, Ph.D Thesis, Océan Atmosphère, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France, 179pp., 2007.
- Buijsman, M.C., Arbic, B.K., Richman, J.G., Shriver, J.F., Wallcraft, A.J., Zamudio, L.: Semidiurnal internal tide incoherence in the equatorial Pacific, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 5286–5305, <https://doi.org/10.1002/2016JC012590>, 2017.
- Cazenave, F., Zhang, Y., McPhee-Shaw, E., Bellingham, J.G., Stanton, T.P.: High-resolution surveys of internal tidal waves in Monterey Bay, California, using an autonomous underwater vehicle, *Limnology and Oceanography: Methods*, 9, 571–581, <https://doi.org/10.4319/lom.2011.9.571>, 2011.
- Chelton, D.B., Wentz, F.J.: Global Microwave Satellite Observations of Sea Surface Temperature for Numerical Weather Prediction and Climate Research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 1097–1116, <https://doi.org/10.1175/BAMS-86-8-1097>, 2005.
- Chin, T.M., Vazquez-Cuervo, J., Armstrong, E.M.: A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature, *Remote Sensing of Environment*, 200, 154–169, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>, 2017.
- Dimoune, D.M., Birol, F., Hernandez, F., Léger, F., Araujo, M.: Revisiting the tropical Atlantic western boundary circulation from a 25-year time series of satellite altimetry data, *Ocean Science*, 19, 251–268, <https://doi.org/10.5194/os-19-251-2023>, 2023.
- Doodson, A.T., Warburg, H.O.: Admiralty Manual of Tides, H. M. Stationery Office, London, 270, 1941.
- Duda, T.F., Lin, Y.-T., Buijsman, M., Newhall, A.E.: Internal Tidal Modal Ray Refraction and Energy Ducting in Baroclinic Gulf Stream Currents, *Journal of Physical Oceanography*, 48, 1969–1993, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0031.1>, 2018.
- Egbert, G.D., Ray, R.D.: Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data, *Nature*, 405, 775–778, <https://doi.org/10.1038/35015531>, 2000.
- Fassoni-Andrade, A.C., Durand, F., Azevedo, A., Bertin, X., Santos, L.G., Khan, J.U., Testut, L., Moreira, D.M.: Seasonal to interannual variability of the tide in the Amazon estuary, *Continental Shelf Research*, 255, 104945, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.104945>, 2023.
- Fontes, R.F.C., Castro, B.M., Beardsley, R.C.: Numerical study of circulation on the inner Amazon Shelf, *Ocean Dynamics*, 58, 187–198, <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0139-4>, 2008.
- Gabioux, M., Vinzon, S.B., Paiva, A.M.: Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf, *Continental Shelf Research*, 25, 113–125, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.001>, 2005.
- Holloway, P.E., Merrifield, M.A.: On the spring-neap variability and age of the internal tide at the Hawaiian Ridge, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108, <https://doi.org/10.1029/2002JC001486>, 2003.
- Iwasaki, S., Isobe, A., Miyao, Y.: Fortnightly atmospheric tides forced by spring and neap tides in coastal waters, *Sci Rep*, 5, 10167, <https://doi.org/10.1038/srep10167>, 2015.
- Jithin, A.K., Francis, P.A.: Role of internal tide mixing in keeping the deep Andaman Sea warmer than the Bay of Bengal, *Sci Rep*, 10, 11982, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68708-6>, 2020.
- Johns, W.E., Lee, T.N., Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Castro, B.: Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 103–128, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2), 1998.

- Katavouta, A., Polton, J.A., Harle, J.D., Holt, J.T.: Effect of Tides on the Indonesian Seas Circulation and Their Role on the Volume, Heat and Salt Transports of the Indonesian Throughflow, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127, e2022JC018524, <https://doi.org/10.1029/2022JC018524>, 2022.
- Koch-Larrouy, A., Lengaigne, M., Terray, P., Madec, G., Masson, S.: Tidal mixing in the Indonesian Seas and its effect on the tropical climate system, *Clim Dyn*, 34, 891–904, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0642-4>, 2010.
- Koch-Larrouy, A., Madec, G., Bouruet-Aubertot, P., Gerkema, T., Bessières, L., Molcard, R.: On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water by internal tidal mixing, *Geophysical Research Letters*, 34, <https://doi.org/10.1029/2006GL028405>, 2007.
- Li, Y., Curchitser, E.N., Wang, J., Peng, S.: Tidal Effects on the Surface Water Cooling Northeast of Hainan Island, South China Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC016016, <https://doi.org/10.1029/2019JC016016>, 2020.
- Lyard, F.H., Allain, D.J., Cancet, M., Carrère, L., Picot, N.: FES2014 global ocean tide atlas: design and performance, *Ocean Science*, 17, 615–649, <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>, 2021.
- Martínez-Díaz-de-León, A., Castro, R., Santamaría-del-Ángel, E., Pacheco-Ruiz, I., Blanco-Betancourt, R.: Sea Surface Heat Fluxes and Fortnightly Modulation of the Surface Temperature within the Ballenas Channel, Gulf of California, *coas*, 29, 1400–1412, <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00189.1>, 2013.
- Molinas, E., Carneiro, J.C., Vinzon, S.: Internal tides as a major process in Amazon continental shelf fine sediment transport, *Marine Geology*, 430, 106360, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106360>, 2020.
- Muller-Karger, F.E., McClain, C.R., Richardson, P.L.: The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56–59, <https://doi.org/10.1038/333056a0>, 1988.
- Munk, W., Wunsch, C.: Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45, 1977–2010, [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00070-3), 1998.
- Nagai, T., Hibiya, T.: Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 3373–3390, <https://doi.org/10.1002/2014JC010592>, 2015.
- Niwa, Y., Hibiya, T.: Estimation of baroclinic tide energy available for deep ocean mixing based on three-dimensional global numerical simulations, *J Oceanogr*, 67, 493–502, <https://doi.org/10.1007/s10872-011-0052-1>, 2011.
- Nugroho, D., Koch-Larrouy, A., Gaspar, P., Lyard, F., Reffray, G., Tranchant, B.: Modelling explicit tides in the Indonesian seas: An important process for surface sea water properties, *Marine Pollution Bulletin, Special Issue: Indonesia seas management* 131, 7–18. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.06.033>, 2018.
- Peng, S., Liao, J., Wang, X., Liu, Z., Liu, Y., Zhu, Y., Li, B., Khokiattiwong, S., Yu, W.: Energetics Based Estimation of the Diapycnal Mixing Induced by Internal Tides in the Andaman Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126, <https://doi.org/10.1029/2020JC016521>, 2021.
- Pineda, J., López, M.: Temperature, stratification and barnacle larval settlement in two Californian sites, *Continental Shelf Research*, 22, 1183–1198, [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00098-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00098-X), 2002.
- Ponte, A.L., Klein, P.: Incoherent signature of internal tides on sea level in idealized numerical simulations, *Geophysical Research Letters*, 42, 1520–1526, <https://doi.org/10.1002/2014GL062583>, 2015.

- Pugh, D., Woodworth, P.L.: *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*, Cambridge University Press, 2014.
- Purwandana, A., Cuypers, Y., Bouruet-Aubertot, P.: Observation of internal tides, nonlinear internal waves and mixing in the Lombok Strait, Indonesia, *Continental Shelf Research*, 216, 104358, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104358>, 2021.
- Ray, R.D., Susanto, R.D.: Tidal mixing signatures in the Indonesian seas from high-resolution sea surface temperature data, *Geophysical Research Letters*, vol. 43(15), 8115–8123, <https://doi.org/10.1002/2016GL069485>, 2016.
- Ray, R.D., Susanto, R.D.: A fortnightly atmospheric ‘tide’ at Bali caused by oceanic tidal mixing in Lombok Strait, *Geoscience Letters*, 6, 6, <https://doi.org/10.1186/s40562-019-0135-1>, 2019
- Ruault, V., Jouanno, J., Durand, F., Chanut, J., Benshila, R. Role of the Tide on the Structure of the Amazon Plume: A Numerical Modeling Approach, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015495, <https://doi.org/10.1029/2019JC015495>, 2020.
- Sharples, J., Tweddle, J.F., Green, J.A.M., Palmer, M.R., Kim, Y.-N., Hickman, A.E., Holligan, P.M., Moore, C.M., Rippeth, T.P., Simpson, J.H., Krivtsov, V.: Spring-neap modulation of internal tide mixing and vertical nitrate fluxes at a shelf edge in summer, *Limnology and Oceanography*, 52, 1735–1747, <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.1735>, 2007.
- Shi, W., Wang, M., Jiang, L.: Spring-neap tidal effects on satellite ocean color observations in the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, <https://doi.org/10.1029/2011JC007234>, 2011.
- Smith, K.A., Rocheleau, G., Merrifield, M.A., Jaramillo, S., Pawlak, G.: Temperature variability caused by internal tides in the coral reef ecosystem of Hanauma bay, Hawai‘i, *Continental Shelf Research*, 116, 1–12, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.004>, 2016.
- Souza, A.J., Pineda, J.: Tidal mixing modulation of sea-surface temperature and diatom abundance in Southern California, *Continental Shelf Research*, 21, 651–666, [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00105-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00105-9), 2001.
- Sprintall, J., Gordon, A.L., Koch-Larrouy, A., Lee, T., Potemra, J.T., Pujiana, K., Wijffels, S.E.: The Indonesian seas and their role in the coupled ocean–climate system, *Nature Geosci*, 7, 487–492, <https://doi.org/10.1038/ngeo2188>, 2014.
- Sprintall, J., Gordon, A.L., Wijffels, S.E., Feng, M., Hu, S., Koch-Larrouy, A., Phillips, H., Nugroho, D., Napitu, A., Pujiana, K., Susanto, R.D., Sloyan, B., Peña-Molino, B., Yuan, D., Riama, N.F., Siswanto, S., Kuswardani, A., Arifin, Z., Wahyudi, A.J., Zhou, H., Nagai, T., Ansong, J.K., Bourdalle-Badié, R., Chanut, J., Lyard, F., Arbic, B.K., Ramdhani, A., Setiawan, A.: Detecting Change in the Indonesian Seas, *Frontiers in Marine Science*, 6, 257, <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00257>, 2019.
- Stabeno, P.J., Kachel, D.G., Kachel, N.B., Sullivan, M.E.: Observations from moorings in the Aleutian Passes: temperature, salinity and transport, *Fisheries Oceanography*, 14, 39–54, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2419.2005.00362.x>, 2005.
- Susanto, R.D., Pan, J., Devlin, A.T.: Tidal Mixing Signatures in the Hong Kong Coastal Waters from Satellite-Derived Sea Surface Temperature, *Remote Sensing*, 11, 5, <https://doi.org/10.3390/rs11010005>, 2019.
- Susanto, R.D., Ray, R.D.: Seasonal and Interannual Variability of Tidal Mixing Signatures in Indonesian Seas from High-Resolution Sea Surface Temperature, *Remote Sensing*, 14, 1934, <https://doi.org/10.3390/rs14081934>, 2022.
- Tchilibou, M., Koch-Larrouy, A., Barbot, S., Lyard, F., Morel, Y., Jouanno, J., Morrow, R.: Internal tides off the Amazon shelf during two contrasted seasons: interactions with

- background circulation and SSH imprints, *Ocean Science*, 18, 1591–1618, <https://doi.org/10.5194/os-18-1591-2022>, 2022.
- van Haren, H., Cimadoribus, A.A., Cyr, F., Gostiaux, L.: Insights from 3-D temperature sensors mooring on stratified ocean turbulence, *Geophysical Research Letters*, 43, 4483–4489, <https://doi.org/10.1002/2016GL068032>, 2016.
- van Haren, H., Gostiaux, L.: High-resolution open-ocean temperature spectra: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114, <https://doi.org/10.1029/2008JC004967>, 2009.
- Wentz, F.J.: A 17-Yr Climate Record of Environmental Parameters Derived from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager, *Journal of Climate*, 28, 6882–6902, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0155.1>, 2015.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H., & Tian, D.: The generic mapping tools version 6, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 5556–5564, <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>, 2019.
- Xie, S.-P., Carton, J.A.: Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts, Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 147, 121–142, <https://doi.org/10.1029/147GM07>, 2004.
- Xu, P., Yang, W., Zhu, B., Wei, H., Zhao, L., Nie, H.: Turbulent mixing and vertical nitrate flux induced by the semidiurnal internal tides in the southern Yellow Sea, *Continental Shelf Research*, 208, 104240, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104240>, 2020.
- Yang, M., Khan, F.A., Tian, H., Liu, Q.: Analysis of the Monthly and Spring-Neap Tidal Variability of Satellite Chlorophyll-a and Total Suspended Matter in a Turbid Coastal Ocean Using the DINEOF Method, *Remote Sensing*, 13, 632, <https://doi.org/10.3390/rs13040632>, 2021.
- Zaron, E.D.: Mapping the nonstationary internal tide with satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 539–554, <https://doi.org/10.1002/2016JC012487>, 2017.
- Zaron, E.D., Capuano, T.A., Koch-Larrouy, A.: Fortnightly variability of Chl *a* in the Indonesian seas, *Ocean Science*, 19, 43–55, <https://doi.org/10.5194/os-19-43-2023>, 2023.

**Figures**



*Figure 1. North Brazilian topography showing the large continental shelf (light-blue, depth < 200 m) and the adjacent steep drop in bathymetry corresponding to the shelf break from where internal tides are generated on the six sites labelled A–F and radiating towards open ocean. The topography is adapted from Generic Mapping Toolbox v6 global bathymetry dataset (Wessel et al. 2019).*

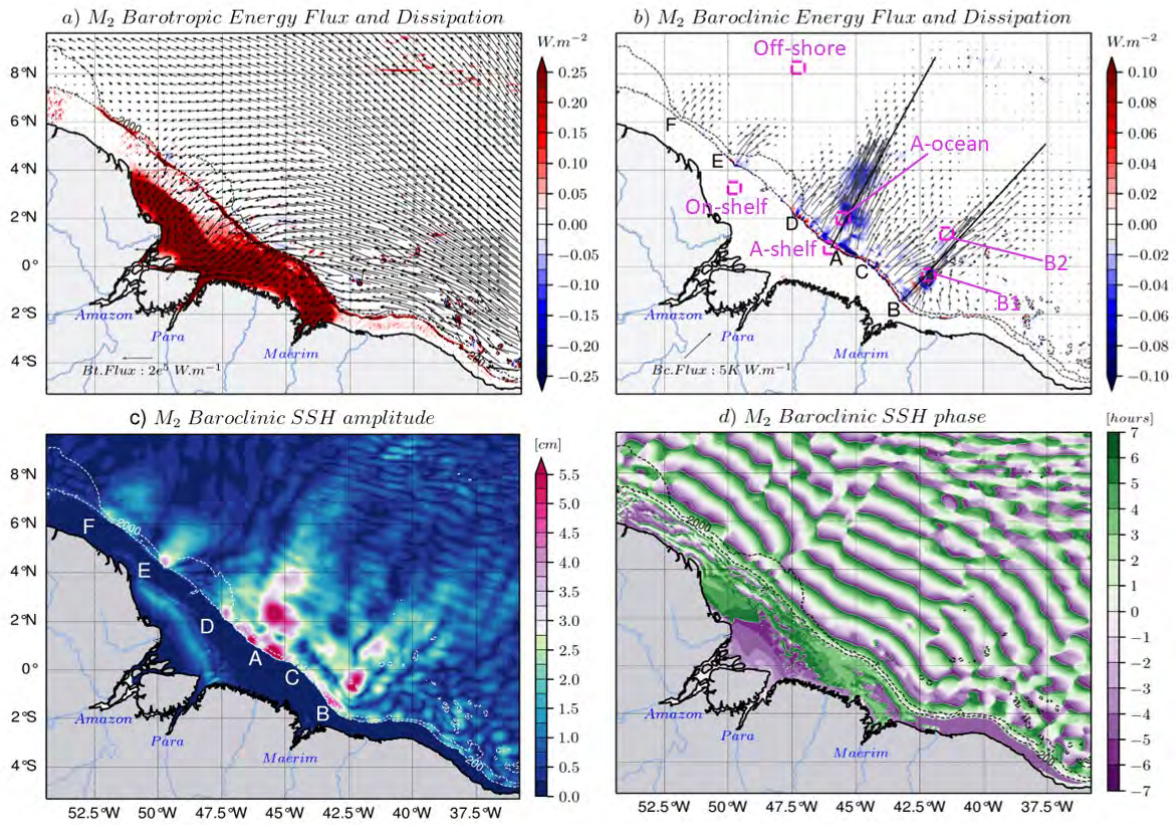
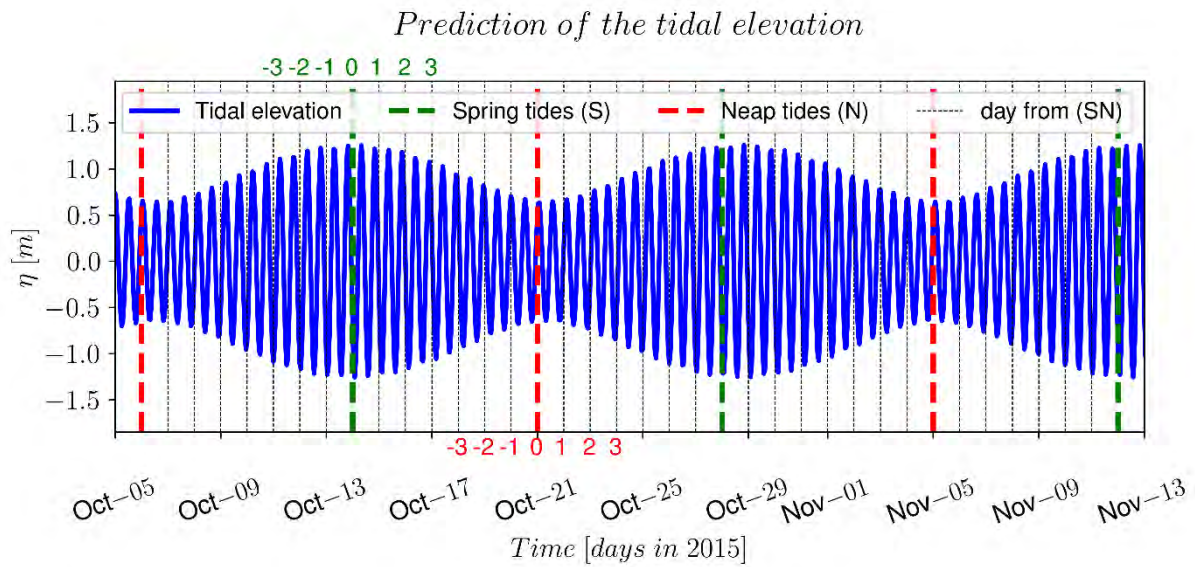


Figure 2. Characteristics of  $M_2$  coherent tides of the tidal simulations for the year 2015: (a) barotropic energy flux (black arrows) and barotropic energy dissipation (color shading), (b) depth-integrated baroclinic energy flux (black arrows) and depth-integrated baroclinic energy dissipation (color shading), (c) baroclinic sea surface height and (d) its phase. A to F labels in panels (b) and (c) indicate the internal tides generation sites on the shelf break, as in Figure 1. Black and white dotted lines in respective panels represent the 200 and 2000 m isobaths from the model bathymetry. In panel (b) and for Figures above, the two black straight lines indicate the mean trajectory of IT radiating from generation sites A and B; magenta boxes indicate area used for vertical mean of temperature amplitude from harmonic analysis (see Section III.3). The center of each box corresponds to the location of the point for which we performed spectral analysis (see Section II.2.1).



*Figure 3. Prediction of the tidal elevation at the NBR shelf [45.5°W, 1°N] using the SCT tool (described above) showing the Spring-Neap modulation (~14–15 days) of the elevation amplitude. The green and red solid lines indicate spring and neap tides time, respectively. The black dotted lines correspond to the days between consecutive spring and neap tides. The numbers in green and red indicate the corresponding date for the spring and neap tides time, respectively. When calculating the composite, the temperature is extracted the days of spring and neap tides for the whole time series. And all spring tides events are subtracted to the neap tides events (as in equations 5 and 6). If an additional lag ( $i$ ) is added to this calculation, the result is a shift for  $i$  days both from spring and neap date.*

Power spectrum, long – term SST

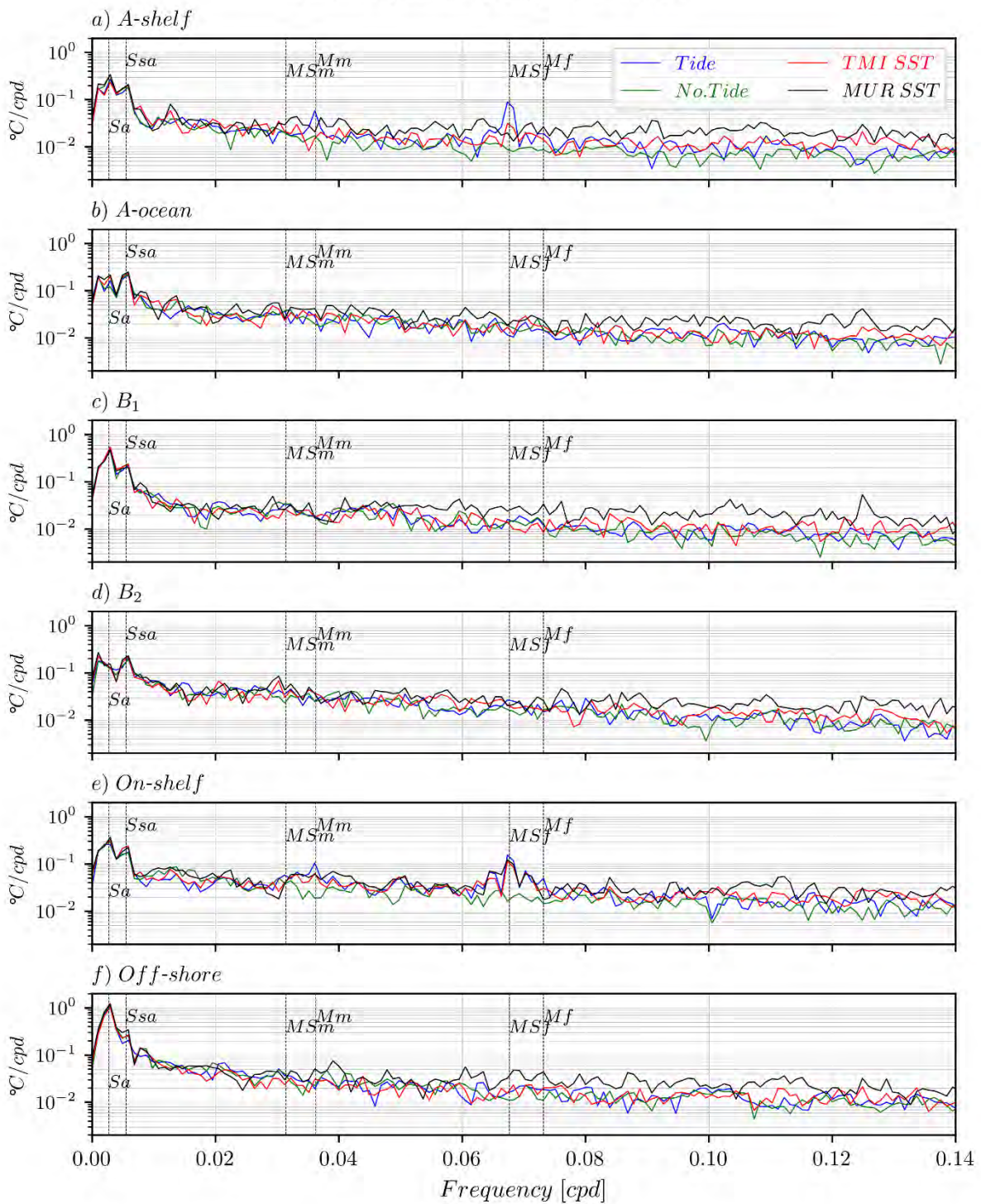
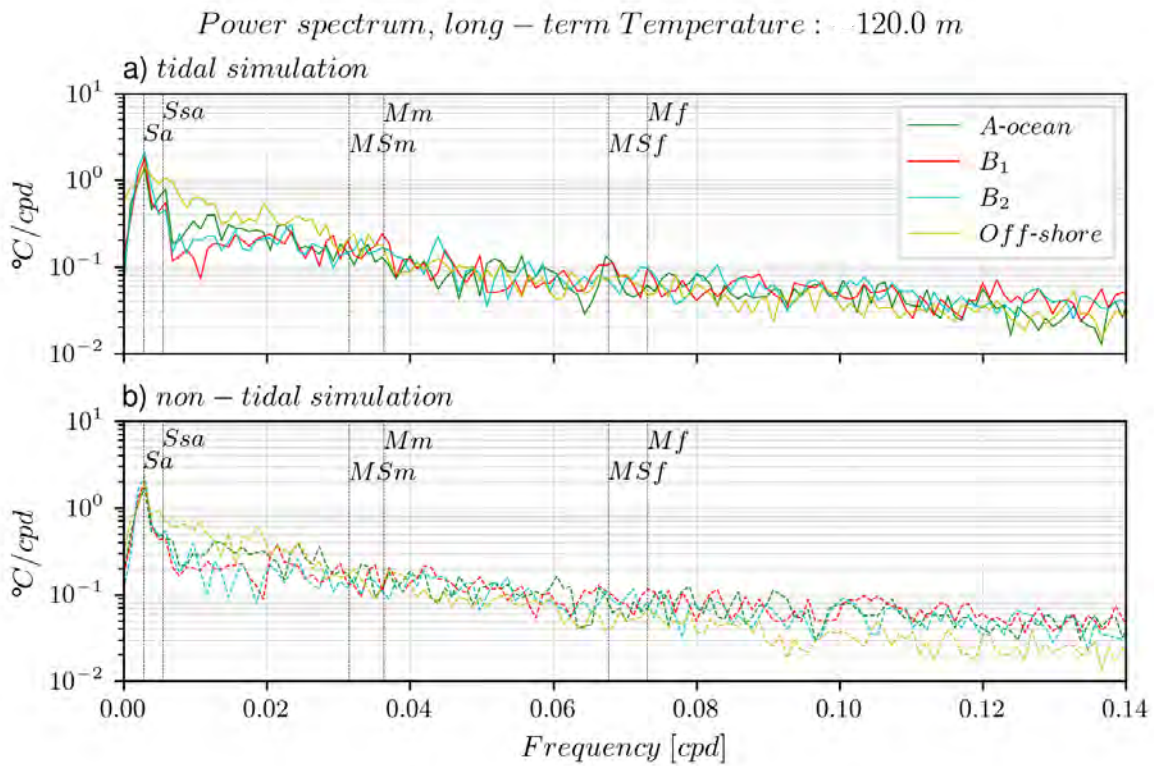


Figure 4. Power spectrum in  $^{\circ}\text{C}/\text{cpd}$  based on long-term SST from MUR SST (black plain line), TMI SST (red plain line), tidal simulation (blue plain line) and non-tidal simulation (blue dotted line). Each panel correspond to box defined in Table 1 and illustrated in Figure 5c. The power spectrum shows weak peaks for diurnal, semi-diurnal and super-tidal frequencies and as expected, we do not have a peak for  $MS_f$  or  $M_f$  frequencies.





*Figure 5. Power spectrum in °C/cpd based on long-term temperature at the 120 m depth for (a) tidal simulation and (b) non-tidal simulation, with data taken in boxes defined in Table 1 and illustrated in Figure 5a. Note that locations over the shallow shelf (< 100 m, A-shelf and On-shelf) are not shown.*

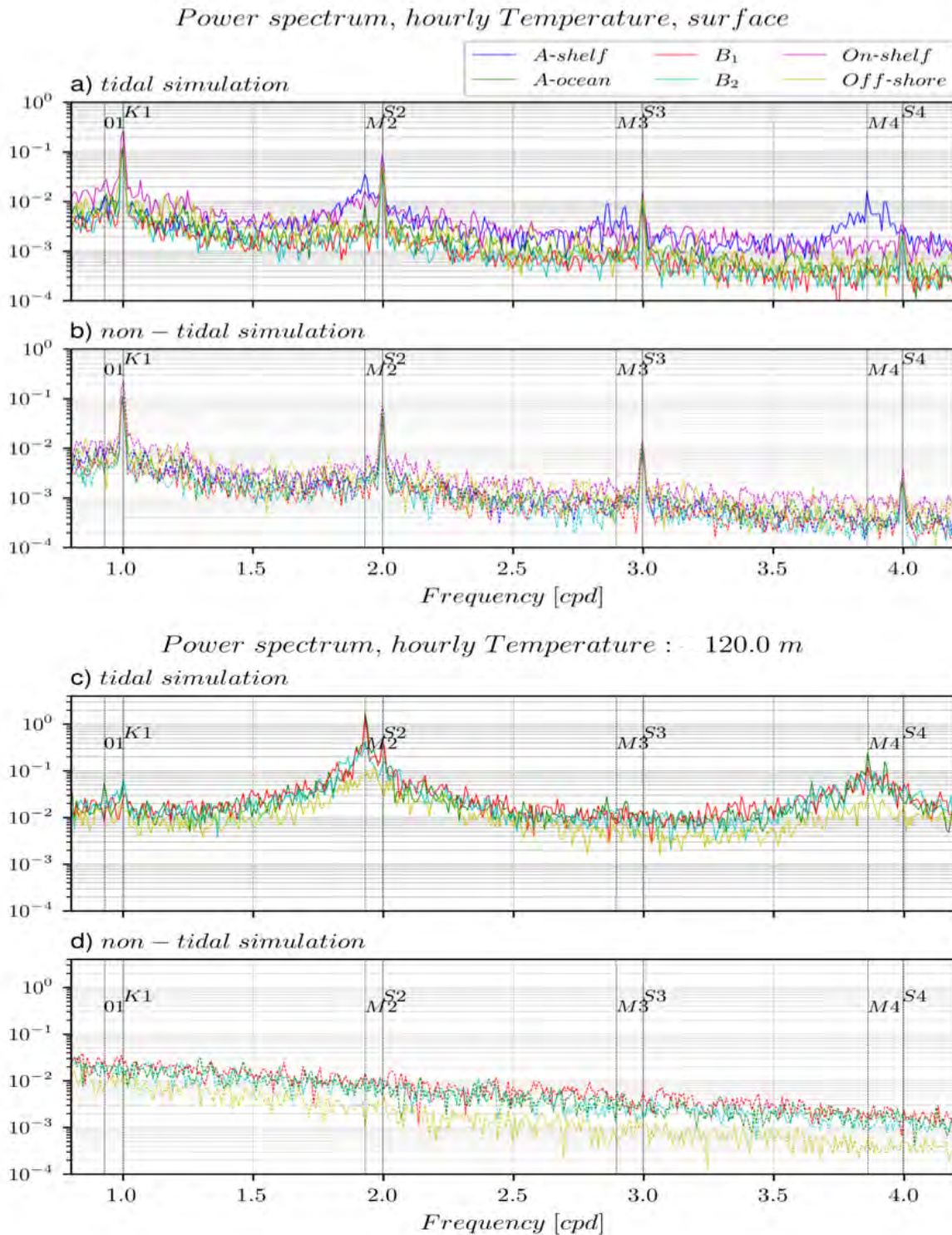
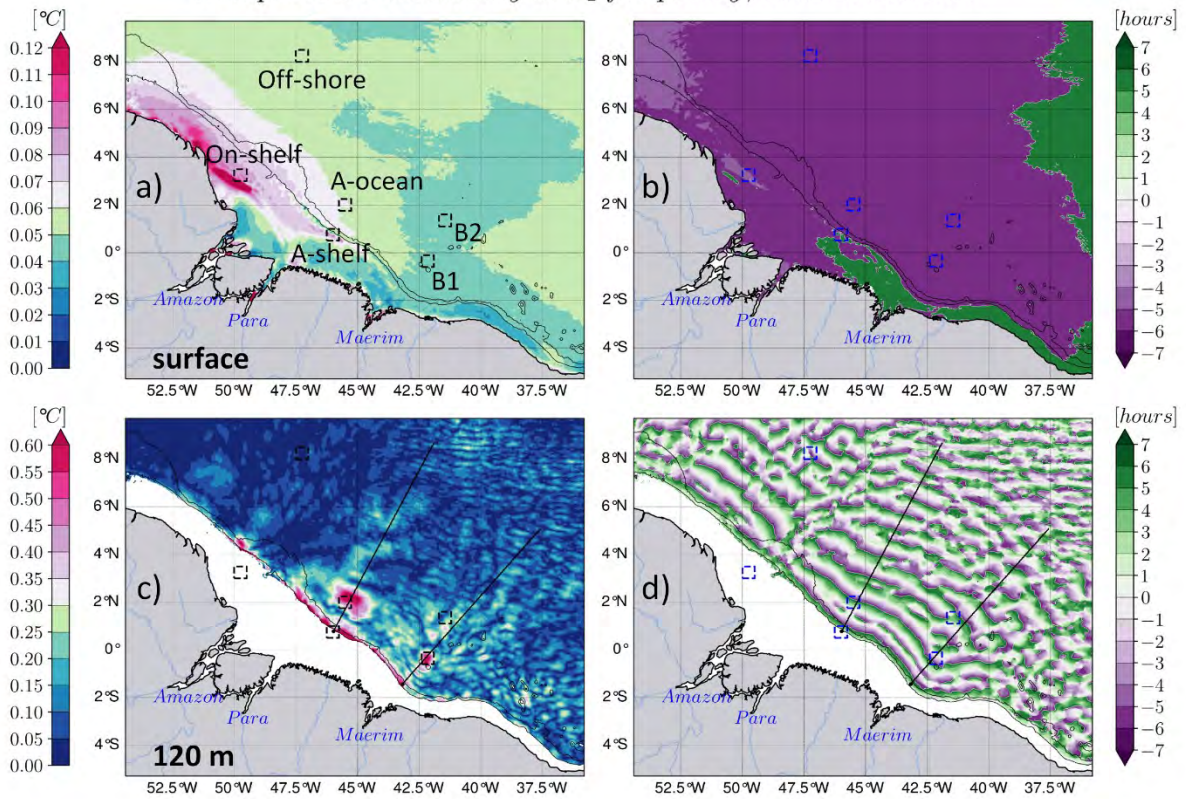


Figure 6. Power spectrum in  $^{\circ}\text{C}/\text{cpd}$  based on hourly temperature at the surface for (a) tidal simulation and (b) non-tidal simulation, and deeper close to the thermocline at 120 m for (c) tidal simulation and (d) non-tidal simulation, with data taken in boxes defined in Table 2 and illustrated in Figure 2a. Peaks are clearly seeing for tide and surprisingly no-tide simulations at surface for diurnal ( $O_1/K_1$ ), semi-diurnal ( $M_2/S_2$ ) and others super-tidal ( $f > 1/11 \text{ h}^{-1}$ ) frequencies. But, deeper, the peaks only remain for tide simulation while the power spectrum

*decrease for diurnal ( $O_1/K_1$ ) frequencies and increase for super-tidal ( $f > 1/11 \text{ h}^{-1}$ ) frequencies and much more increase for semi-diurnal ( $M_2/S_2$ ) frequencies up to  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ .*

*Temperature variability at  $S_2$  frequency, tidal simulation*



*Temperature variability at  $M_2$  frequency, tidal simulation*

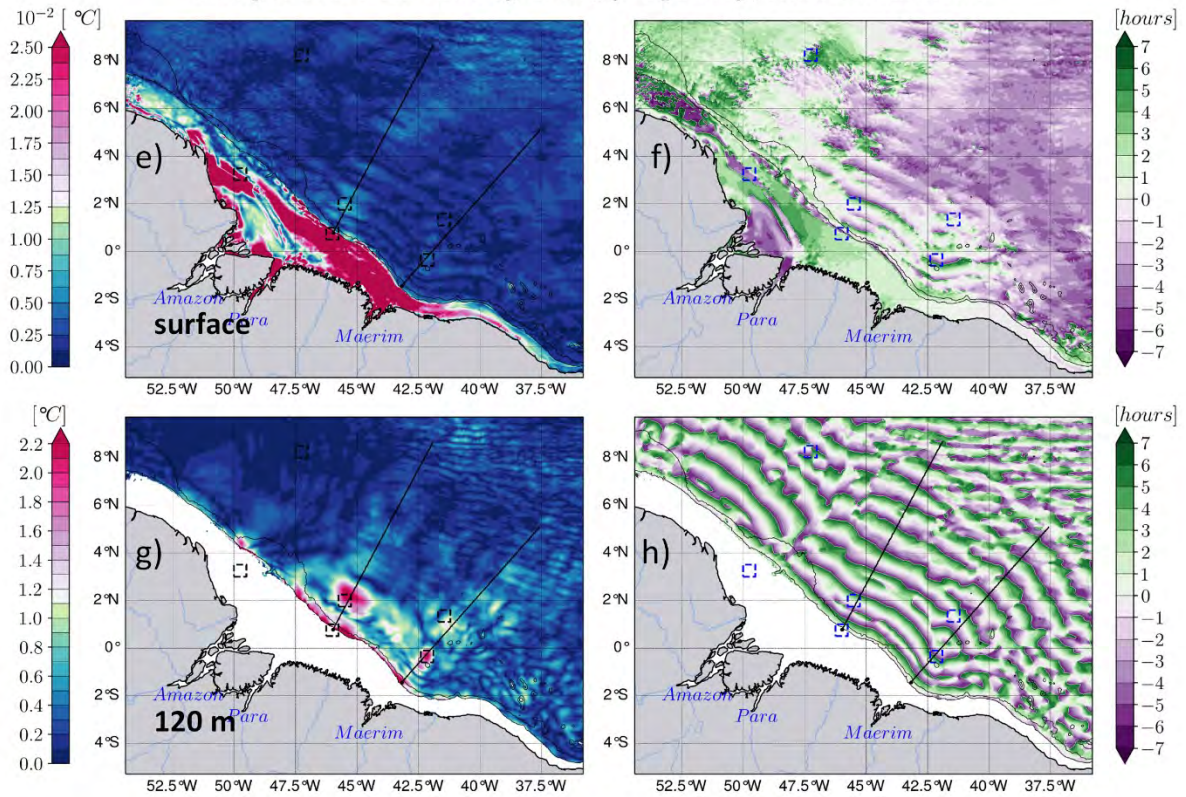


Figure 7. The harmonic analysis of temperature at  $S_2$  frequency based on 2015 tidal simulation hourly datasets: amplitude (a) and phase lag (b) at surface, amplitude (c) and

phase (d) at 120 m depth, same for  $M_2$  frequency in lower panels (e, f, g, and h, respectively). The black and blue boxes delimit the  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  area, as defined in Tabel 2, within the amplitude of the temperature is averaged along the depth. Black tin contours represent the 200 m and 2000 m isobaths.

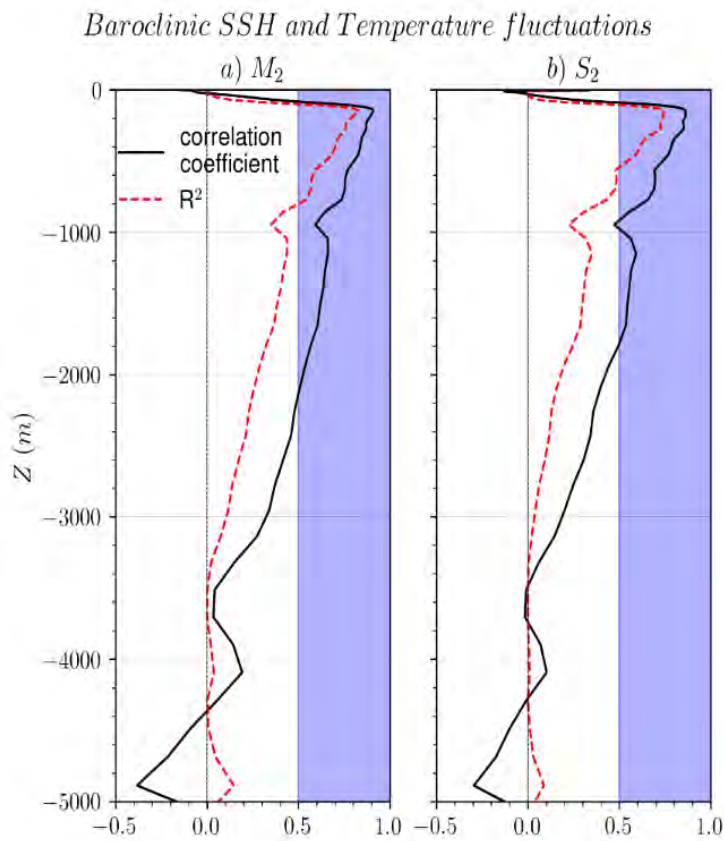


Figure 8. Correlation between the amplitude of the baroclinic SSH at the surface and the amplitude of the temperature variability throughout the depth for semi-diurnal frequencies  $M_2$  (a) and  $S_2$  (b). The black solid line represents the correlation and red dashed line represents its significance; the blue color shading indicates significant values ( $\geq 0.5$ ) for both.

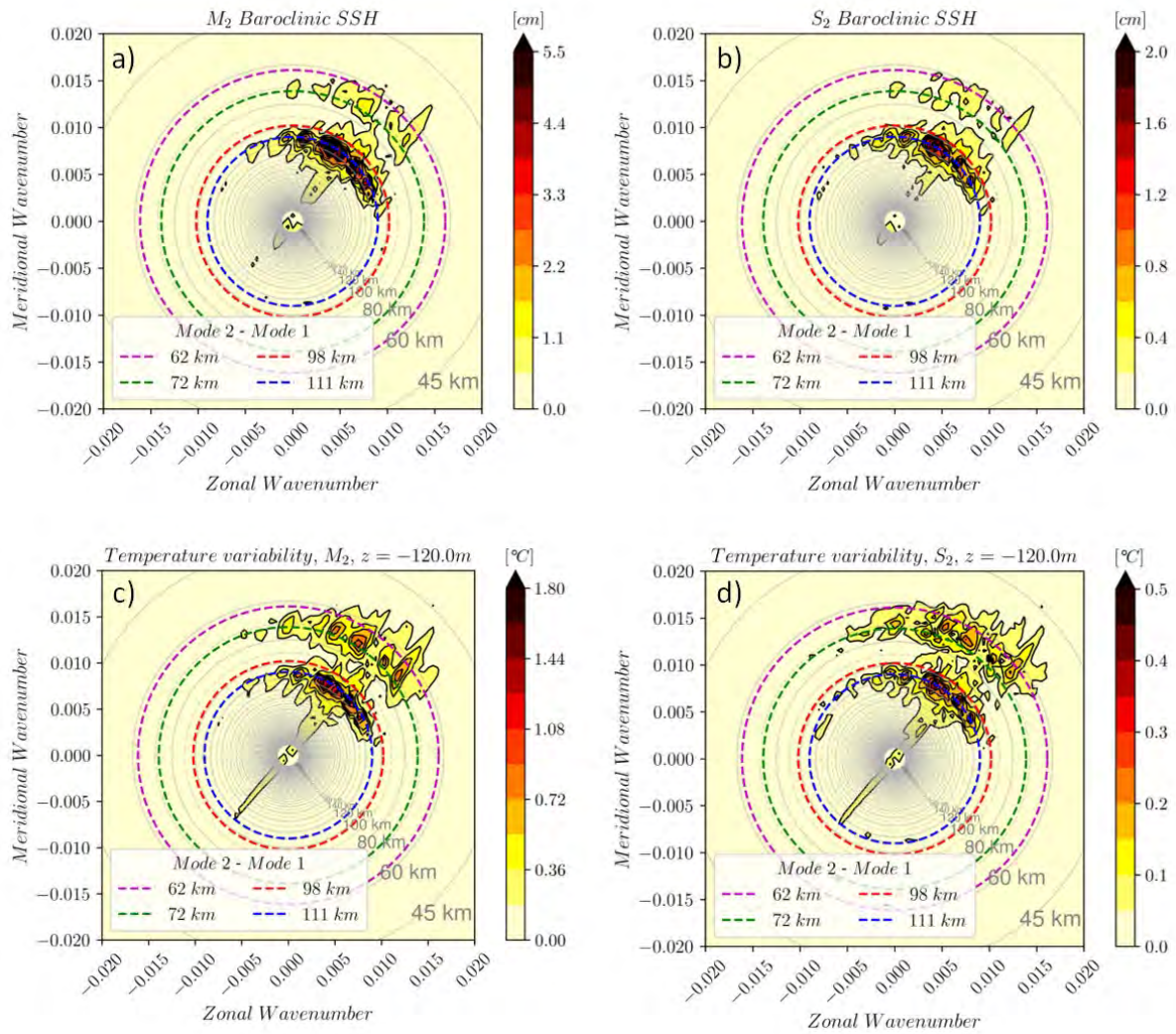


Figure 9. Two-dimensional fast Fourier Transform of the baroclinic SSH (upper panels) and temperature variability (lower panels) for  $M_2$  (left panels) and  $S_2$  (right panels) semi-diurnal frequencies. The gray rings represent the horizontal wavelength grid scale, and the colored rings represent the horizontal wavelengths of modes 1 and 2. The color shading stands for the amplitude.

*Temperature variability at MSf frequency, surface*

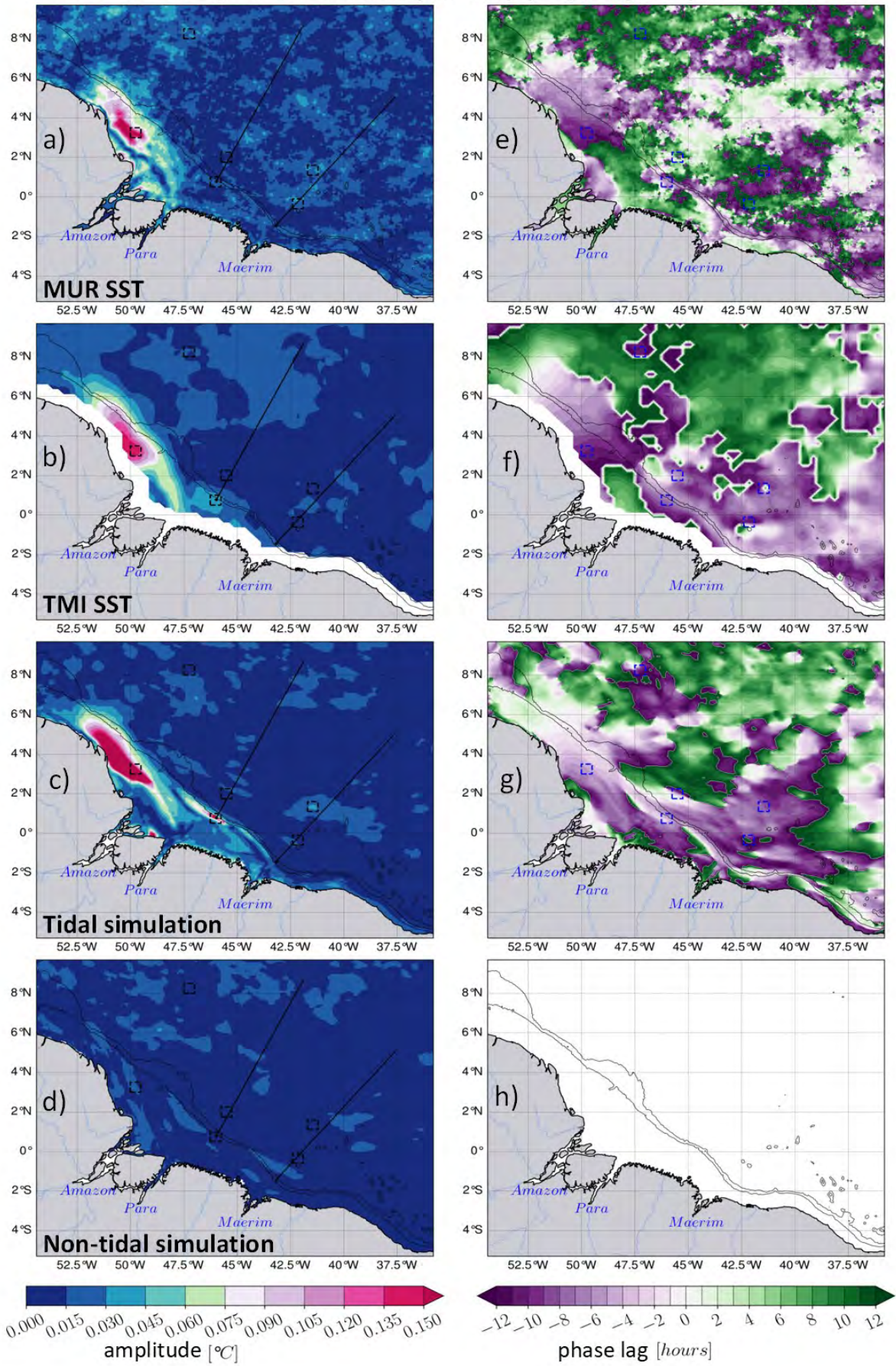


Figure 10. The harmonic analysis of temperature at fortnightly frequency (MSf 14.77 days:  $S_2-M_2$ ) based on long-term (2007–2016) daily temperature. MUR SST amplitude (a) and phase lag (b), TMI SST amplitude (c) and phase lag (d), tide simulation amplitude (e) and phase lag (e) at the surface and tide simulation amplitude (g) and phase lag (h) deeper at 120 m depth. The black dotted boxes (A and B) delimit the region within the amplitude of the temperature is spatially averaged at each level. Black tin lines are the 200 m and 2000 m isobaths.

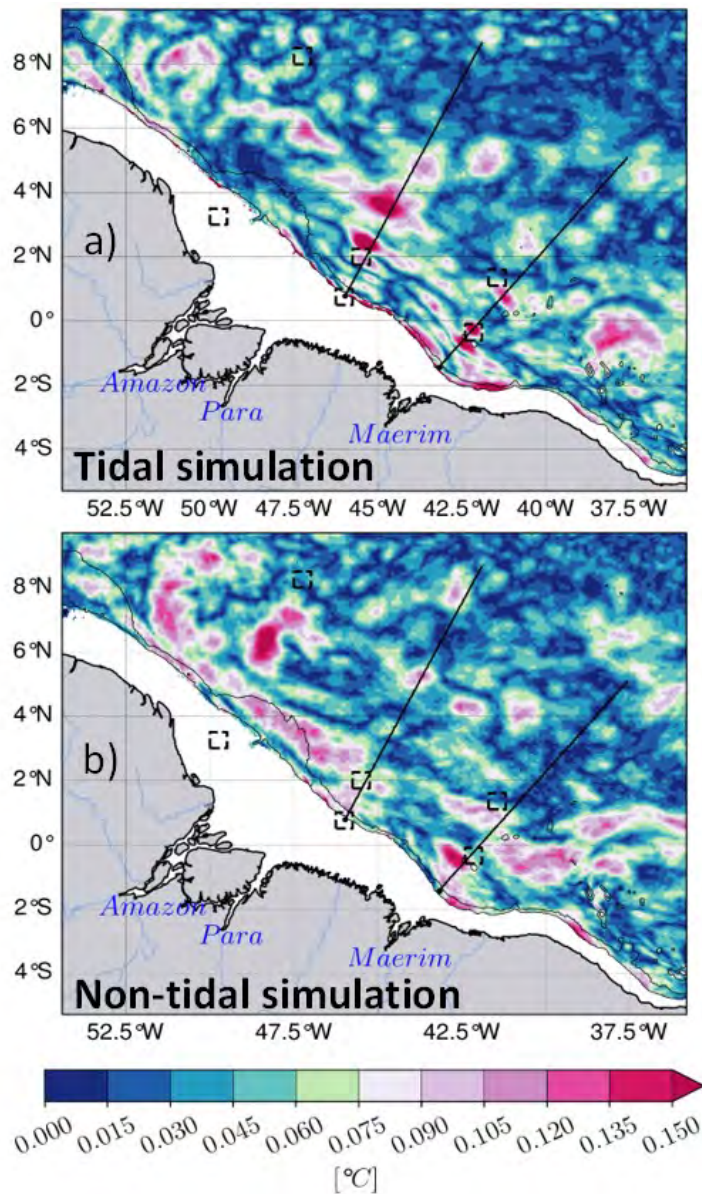
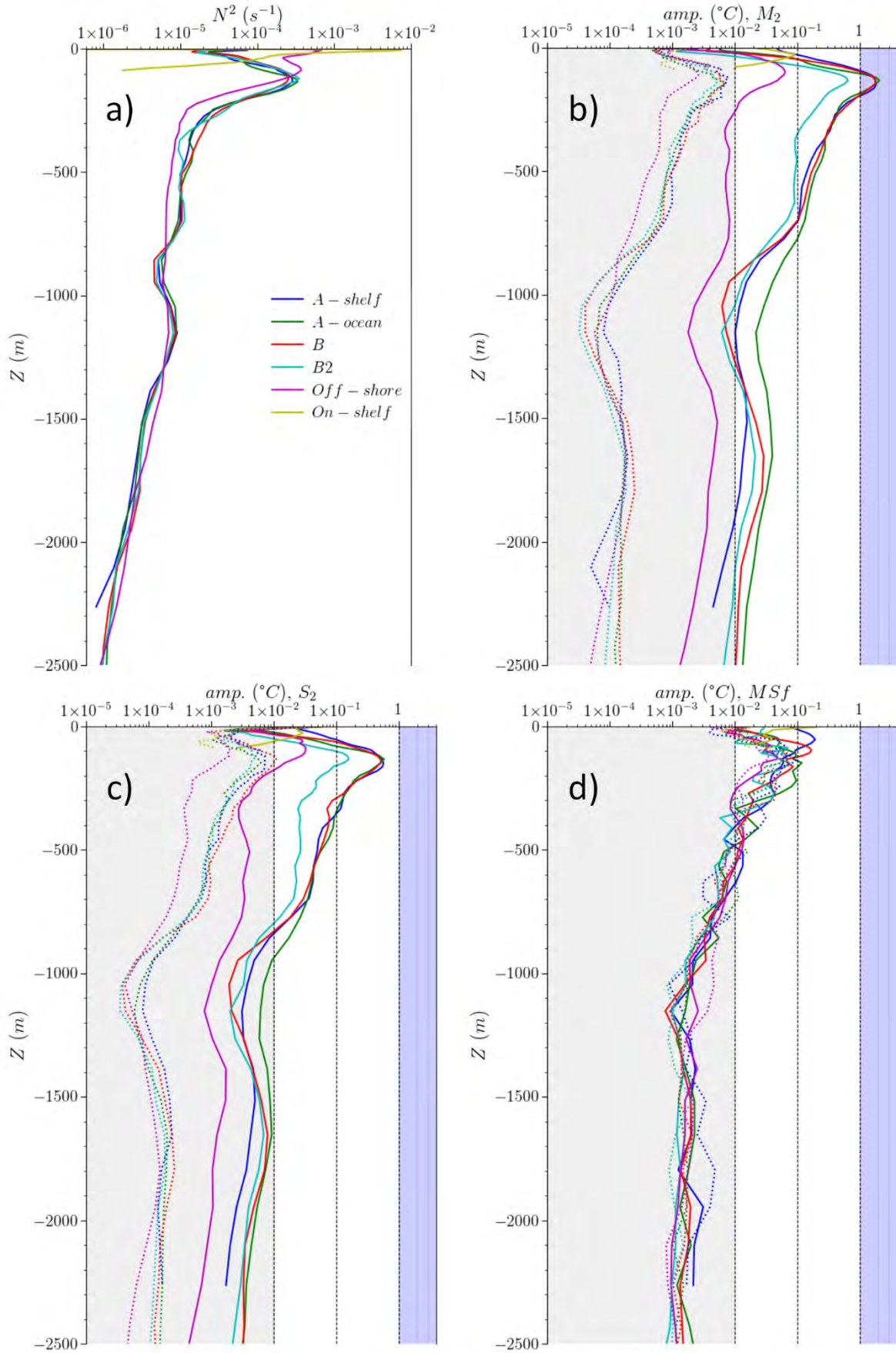


Figure 11. The amplitude of MSf variability at 120 m depth for tidal (a) and (b) non-tidal simulations.





*Figure 12. The vertical profiles (a) the squared Brunt-Väisälä frequency and the amplitude of temperature variability at (b)  $M_2$ , (c)  $S_2$  and (d)  $MSf$  frequencies averaged inside the boxes defined in Table 1 and illustrated in Fig.7a. The tidal and non-tidal simulations are represented by solid and dotted lines, respectively. In panels (a), (b) and (c), gray color shading stands for non-significative values ( $amp. \leq 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}$ ), white color shading is for weak ( $10^{-2} \text{ }^\circ\text{C} > amp. \leq 0.1^\circ\text{C}$ ) and strong values ( $0.1 \text{ }^\circ\text{C} > amp. \leq 1^\circ\text{C}$ ), and light blue stands for very strong values ( $amp. > 1^\circ\text{C}$ ) as in Table 2.*

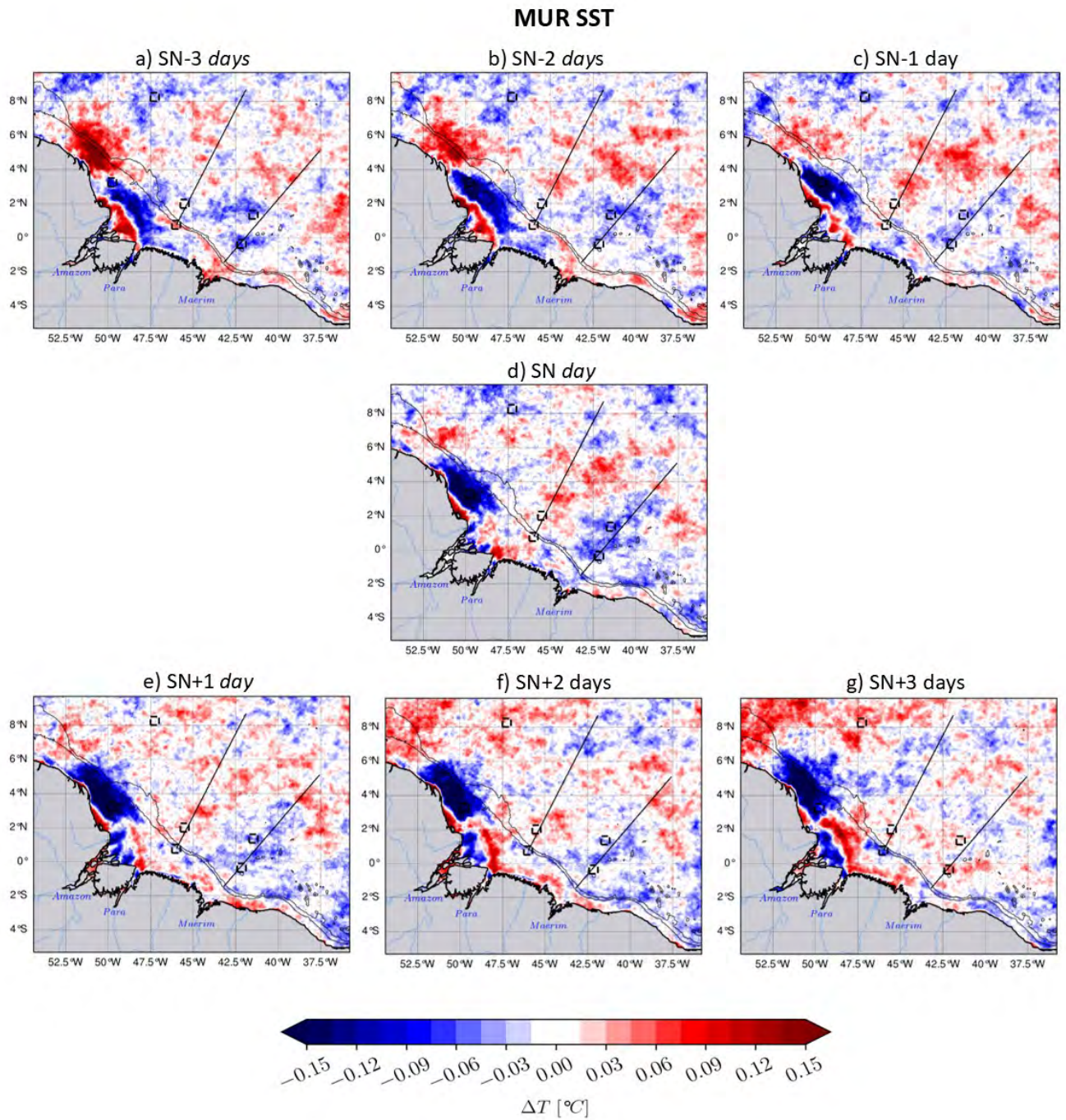


Figure 13. Spring-Neap composites of MUR SST. Panels correspond to each case of  $i$  (as illustrated in Figure 3) the offset from spring and neap tides time (SN).

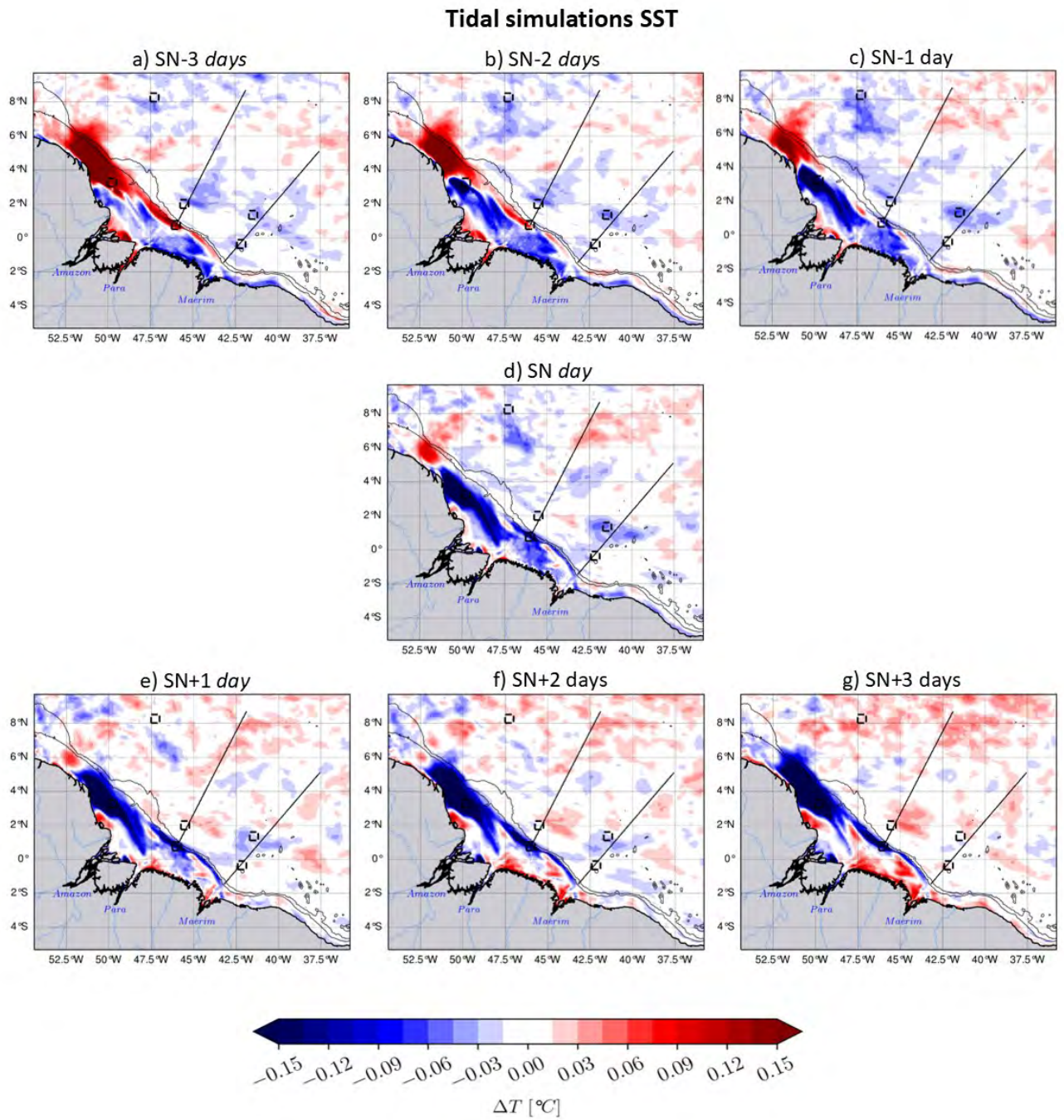


Figure 14. Continued for tidal simulations SST.

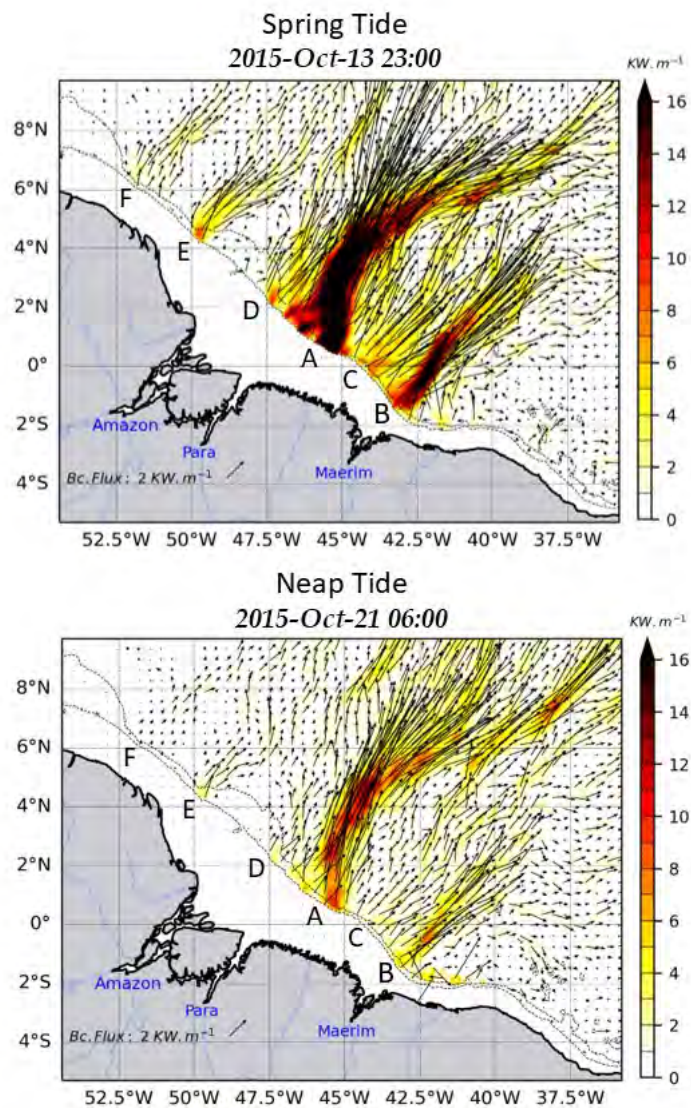


Figure 15. 25h-mean of the depth-integrated baroclinic energy flux from the model in Spring and Neap tides conditions, in upper and lower panel, respectively. The baroclinic energy flux decreases by about 50% from Spring to Neap tides, depicting a strong Spring-Neap variability of baroclinic current, as formerly described by Tchilibou et al. (2022).

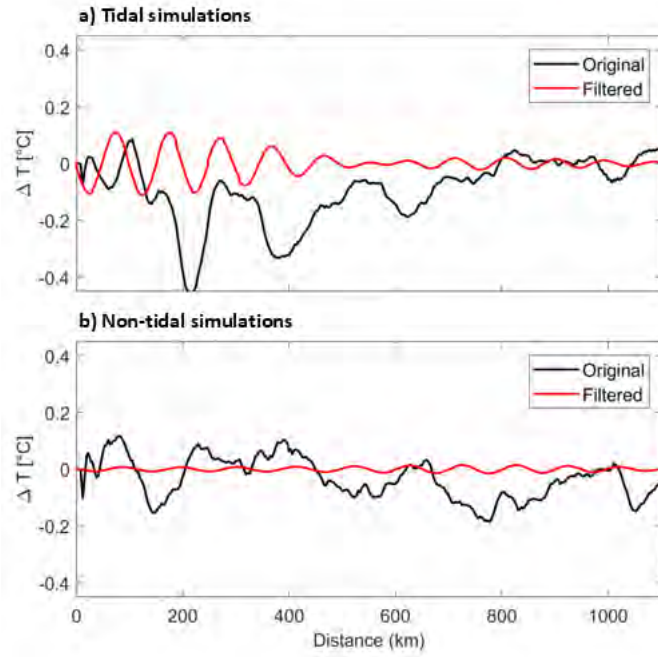


Figure 16. 1D horizontal band-pass filtering of Spring-Neap composites ( $i=+3$ ) at 120 m depth and along IT trajectory A for 90-110 km wavelengths. Tidal and non-tidal simulation in upper and lower panels, respectively. Equivalent results are obtained with other offsets from Spring-Neap time.



# Chapitre 5 : Conclusions et Perspectives

## *Sommaire*

---

5.1. Conclusions .....	179
5.1.1. Mise en place des configurations du modèle NEMO.....	179
5.1.2. Impact des ondes internes sur la température en surface et sur la verticale.....	180
5.1.3. Impact des ondes internes sur le flux net de chaleur Océan-Atmosphère.....	182
5.1.4. Variabilité de la température aux fréquences semi diurnes $M_2$ et $S_2$ .....	183
5.1.5. Variabilité de la température à la fréquence $MSf$ .....	184
5.2. Limites des travaux de thèse .....	185
5.3. Perspectives .....	186
5.3.1. Les simulations AMAZON <sub>36</sub> et AMAZON <sub>36</sub> -BIO .....	186
5.3.2. Dissipation de l'énergie cinétique et conséquences pour la marée interne .....	187
5.3.3. Valorisation des simulations AMAZON <sub>36</sub> -BIO .....	190
5.3.4. Interaction marée interne et méso-échelle.....	193
5.3.5. Les images satellites: Sunlint, SAR, SWOT .....	194

---

Ce dernier Chapitre est le terme de ce manuscrit. Je présente ici toutes les conclusions tirées des résultats des travaux effectués au durant ma thèse. J'expose également les perspectives qui s'en dégagent pour les futures recherches à la fois sur les ondes internes de marée et sur leurs multiples impacts sur les propriétés physiques et biogéochimiques, voire biologiques, du milieu marin au large du plateau brésilien.



## 5.1. Conclusions

La région océanique au nord du Brésil est une zone très dynamique sous l'influence des interactions entre les conditions atmosphériques, océaniques et d'importants apports fluviaux. Le niveau de connaissance sur ces conditions océaniques (courants, tourbillons, marée barotrope, etc.) a beaucoup progressé durant les dernières. Du point de vue de la dynamique, les études sur les ondes internes de marée ont elles aussi connu la même progression. En revanche, les interactions entre les ondes internes d'une part et le milieu biogéochimique, biologique et physique, notamment la température, sont encore très peu connues.

C'est l'un des principaux challenges du projet de recherche interdisciplinaire *AMAZOMIX* (*Amazon Mixing*) à travers une collecte massive de données in situ dans la zone d'intérêt, la mise en place de deux configurations du modèle NEMO (physique et biogéochimiques) dédiées à cet effet, et l'utilisation de diverses données d'observation satellites (voir sect. 1.5.).

C'est dans le cadre de ce projet que s'inscrit ma thèse, constituée de deux grands objectifs. Un objectif technique qui est de contribuer à la mise en place de deux configurations (physique et biogéochimique) du modèle NEMO dédiées à l'études des ondes internes et de leur impact sur l'océan, et la réalisation des simulations. Un objectif scientifique qui consiste à étudier l'impact des ondes internes de marée sur la température grâce aux simulations réalisées et aux données d'observation satellite. Pour atteindre ce deuxième objectif, j'ai fait le choix de plusieurs méthodes d'analyse permettant de (i) quantifier l'énergie de la marée interne, d'identifier et de quantifier les divers processus mis en exergue (ii) dans l'océan et (iii) au niveau de l'interface océan-atmosphère, et enfin de (iv) déterminer les échelles spatiales et temporelles de l'impact de ces divers processus

### 5.1.1. Mise en place des configurations du modèle NEMO

Ma thèse a avec succès contribué à mettre en place la configuration physique baptisée *AMAZON36*. Mon travail a participé à la préparation des forçages, le choix des paramètres du modèle, les tests de sensibilité, la pré-validation des simulations sur la période de « spin-up » 2005–2006. Ensuite, j'ai étendu et validé les simulations sur une période de 11 ans allant de 2007 à 2016. *AMAZON36* est capable de bien reproduire la génération et la propagation de la marée interne, et les zones de dissipation de son énergie, en bon accord avec les études antérieures. Cette configuration reproduit également avec succès l'état moyen à long terme et la variation saisonnière de la température et de la salinité.

Par ailleurs, les simulations incluant le forçage de marée présentent les plus faibles écarts par rapport aux observations et autres données de référence, et sont donc les mieux à même de reproduire la température et la salinité de l'océan dans cette région à la dynamique complexe. Ce qui souligne le rôle important des marées et notamment la marée interne sur la structuration thermique de l'océan.

Dans le même temps de ma thèse, j'ai aussi participé à la mise en place de la configuration couplée physique biogéochimique baptisée *AMAZON36-BIO*, dédiée à l'étude de l'impact des ondes internes sur la distribution des nutriments, la production primaire et le zooplancton. J'ai participé aux mêmes étapes que pour la mise en place de la configuration physique, cette fois sur une période de « spin-up » de trois ans 2010–2012. Ensuite, j'ai étendu les simulations sur quatre ans jusqu'en 2016.

La réalisation de l'objectif technique de ma thèse est une grande contribution pour la communauté scientifique (dont plusieurs thèses en cours, F. Kouogang, A. M'Hamdi) à travers la mise à disposition d'une grande base de données de simulations réalistes pouvant entre autres servir à des études sur la dynamique océanique et la biogéochimie dans cette région de l'Atlantique tropical est. Les variables générées avec les configurations *AMAZON36* et *AMAZON36-BIO* sont détaillées dans les annexes.

Les conclusions qui vont suivre répondent aux questions posées par les objectifs spécifiques de ma question de recherche de ma thèse. Pour rappel, j'ai répondu à cette question de recherche grâce à l'analyse des données issues des simulations de la configuration physique *AMAZON36* et des deux produits satellite de SST couvrant la période 2007–2016.

### **5.1.2. Impact des ondes internes sur la température en surface et sur la verticale**

Pour étudier cet impact j'ai basé mes analyses sur deux saisons contrastées moyennées entre 2013 à 2015. La première saison va d'avril à juin (AMJ) et est caractérisée par une augmentation des précipitations, des courants océaniques et une activité tourbillonnaires faibles, une plus forte génération d'ondes internes et une dissipation d'énergie sur le talus et donc une dissipation moins importante au large. La seconde saison quant à elle s'étend d'août à octobre (ASO) et est caractérisée par des propriétés inverses.

L'analyse des simulations avec et sans forçage de marée a permis de mieux caractériser l'impact de la marée sur la température et les processus qui y sont associés comme suit :

- **Impact sur la SST**

La marée interne induit en surface un refroidissement de l'ordre de  $0.3^{\circ}\text{C}$  au niveau des zones de génération (i.e., au-dessus du talus) et le long de leur chemin de propagation. Ce refroidissement est plus important durant la saison ASO et renforce l'upwelling saisonnier observé sur la SST au sud-est de la région, qui est induit par l'arrivée de la langue d'eau froide de l'Atlantique.

- **Impact sur la température sur la verticale**

Sur la verticale, mon travail de thèse a montré qu'au-dessus du talus et le long de leur chemin de propagation, les marées internes induisent un refroidissement d'environ  $1.2^{\circ}\text{C}$  dans la couche de mélange et au-dessus de la thermocline ( $< 120$  m). Sous la thermocline (entre 120 et 300), on observe un réchauffement de même amplitude qui correspond à la chaleur redistribuée plus en profondeur par la dynamique du mélange produit par la dissipation de ces ondes.

- **Processus d'action**

L'analyse des termes de tendance de l'équation du bilan de chaleur montre que dans les couches de surface et subsurface ( $< \sim 100$  m) le terme de diffusion verticale (ZDF) domine sur les autres termes (advection et diffusion latérale) avec une valeur moyenne de  $-0.4^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ . La structure spatiale de la ZDF montre des maximums situés aux mêmes endroits où les marées internes dissipent leur énergie, c'est-à-dire le long du talus et suivant leurs chemins de propagation. Ce résultat montre que c'est le mélange vertical induit par la dissipation de ces ondes qui est à l'origine de cette diffusion négative (refroidissement) de la température. Par ailleurs, les maximums de ZDF, suivant le chemin de propagation des ondes internes, présentent des hotspots espacés de 120–160 km caractéristiques de la prépondérance des marées internes de mode 1.

Sous la thermocline ( $> \sim 100$  m), le mélange vertical induit par la marée interne se combine avec les advections horizontales et verticales induits par la circulation générale pour expliquer le réchauffement observé à cette profondeur. Mais l'advection (horizontale et verticale) est le processus dominant à cette profondeur.

- **Impact de la marée barotrope**

Les simulations AMAZON36 ont montré que la marée barotrope dissipe son énergie par frottement de fond au-dessus des hauts fonds du plateau continental, ce qui est à l'origine d'un

mélange vertical important. Ce dernier contribue au refroidissement ( $\sim 0.3^{\circ}\text{C}$ ) observé au-dessus du plateau pendant la saison AMJ, tandis qu'elle occasionne un refroidissement de même amplitude dans le panache et exporté au large pour les deux saisons, en diminuant le cisaillement vertical des courants. La marée barotrope est également à l'origine d'une faible advection horizontale ( $\sim -0.2^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ ) sur le plateau influençant de façon non négligeable la température.

- **Impact de la circulation**

L'analyse des simulations a montré une augmentation de l'advection horizontale produite par la circulation en présence du forçage de marée, avec un impact sur la tendance totale de la température en profondeur proche de la thermocline. Ces interactions n'ont pas été étudiées plus en détails durant ma thèse, car constituent un sujet de recherche à part entière qui est analysé actuellement dans le cadre de la thèse de F. Kouogang.

### **5.1.3. Impact des ondes internes sur le flux net de chaleur Océan-Atmosphère**

En surface, le bilan des flux de chaleur à l'interface entre l'océan et l'atmosphère montre que le refroidissement (réchauffement) induit par l'effet de la marée (interne et externe) est à l'origine, aux mêmes endroits, d'une augmentation (diminution) des flux de chaleur de l'atmosphère vers l'océan. Cela est mis en évidence par la très forte corrélation négative ( $> 97\%$ ) entre la température et le flux net ( $Q_t$ ). Par ailleurs, il a été démontré que sur l'ensemble du domaine le  $Q_t$  augmente d'environ 33.2% durant la saison AMJ et beaucoup moins (7.4%) durant la saison ASO sous l'effets des marées. Il pourrait en résulter un impact considérable sur la convection nageuse et les précipitations. Mais, ce travail reste encore à entreprendre afin de quantifier proprement cet impact dans un modèle couplé océan-atmosphère.

Ce qui précède a permis d'apporter des réponses aux questions posées par les objectifs spécifiques de ma question de recherche. On peut donc à ce point conclure qu'à l'échelle saisonnière :

- i. La dissipation de la marée interne cause un intense mélange vertical à l'origine d'une diminution de la température de surface et dans la couche de mélange.
- ii. Quant à la marée barotrope, son frottement sur le fond est à l'origine d'un refroidissement sur le plateau continental et suivant le panache du fleuve Amazone.

Ce travail est résumé dans l'article publié récemment et intitulé "*Internal tides off the Amazon shelf – Part 1: The importance of the structuring of ocean temperature during two contrasted seasons*" (voir Chapitre 3).

La suite de notre travail a consisté à déterminer quelles sont échelles temporelles impliquées dans l'impact de la marée interne sur la température, constituant l'objectif spécifique restant de la question de recherche.

#### **5.1.4. Variabilité de la température aux fréquences semi diurnes $M_2$ et $S_2$**

Nous avons utilisé des sorties horaires sur lesquelles nous avons appliqué une analyse harmonique. Il faut noter que ces sorties horaires ont été produites uniquement pour l'année 2015, en raison de l'espace disque très considérable nécessaire pour leur stockage.

L'analyse harmonique révèle des amplitudes hétérogènes spatialement pour les composantes semi diurne ( $\sim 12$ h)  $M_2$  et  $S_2$ , qui sont les deux harmoniques principales des marées barotrope et donc barocline dans cette région. Cette analyse permet de connaître l'amplitude de la variation de la température aux fréquences de variabilité de la marée.

- Sur le plateau : les amplitudes significatives sont de l'ordre de  $0.12^\circ\text{C}$  pour la fréquence  $S_2$ , et très faible pour la fréquence  $M_2$  ( $2.5 \times 10^{-2}^\circ\text{C}$ ). Tandis qu'au large les amplitudes sont non significatives ( $\ll 10^{-2}^\circ\text{C}$ ) pour les deux fréquences. Ces amplitudes sont spatialement colocalisées avec la zone sur le plateau où la dissipation de la marée barotrope se produit.
- Au large du talus et à l'intérieur de la colonne d'eau, on observe des amplitudes beaucoup plus importantes, qui augmentent graduellement en profondeur pour atteindre  $0.6^\circ\text{C}$  pour  $S_2$  et plus de  $2^\circ\text{C}$  pour  $M_2$  proche de la thermocline ( $\sim 120$  m), et décroissent en-dessous. Horizontalement, ces fortes amplitudes sont colocalisées avec les zones de dissipation des ondes internes de marée. Par ailleurs, nous avons montré qu'il existe des longueurs d'ondes similaires pour le mode-1 et mode-2 dans l'amplitude de l'élévation de la marée barocline et dans les fluctuations de température aux deux fréquences semi diurnes  $M_2$  et  $S_2$ . Cela montre bien que ce sont les ondes internes qui sont à l'origine de ces fortes fluctuations de température en subsurface.

### 5.1.5. Variabilité de la température à la fréquence MSf

Ensuite, les données journalières de température issues des observations et des simulations du modèle, sur la période long terme 2007–2016, ont été utilisées pour réaliser une analyse harmonique afin de déterminer la variabilité de la température à la fréquence bimensuelle MSf. Pour la marée, nous rappelons que cette harmonique est issue de l'interaction non linéaire entre les harmoniques dominantes  $M_2$  et  $S_2$ . La variation des courants de marée à la fréquence MSf, et du mélange qu'ils produisent, est connue pour avoir un impact considérable sur la température (*Ray et Susanto, 2016 ; Nugroho et al., 2018*) et l'écosystème marin (*Zaron et al., 2023*).

En surface, les fluctuations de température à la fréquence MSf ont une amplitude maximale de l'ordre  $0.15^\circ\text{C}$ . Ces maximums sont situés sur le plateau au nord-ouest dans la région où se produit une forte variabilité des courants de marée barotrope à la fréquence MSf. Cela suggère que la marée barotrope MSf est à l'origine de ces fluctuations sur le plateau.

En subsurface, il existe des maxima d'amplitude de l'ordre de  $0.15^\circ\text{C}$  colocalisés avec les maxima d'amplitude la température aux fréquences  $M_2$  et  $S_2$ . Cela suggère que les marées internes induisent une plus grande dissipation en vives eaux qu'en mortes eaux, ce qui se traduit par une amplitude marquée de l'analyse harmonique de la température à la fréquence MSf. Par ailleurs, l'analyse harmonique sur les simulations sans forçage de marée a mis en évidence des amplitudes relativement fortes suivant la trajectoire du NBC. C'est une évidence que ce courant varie dans une gamme intra-saisonnière capturée par l'analyse harmonique. Par ailleurs, il est important de noter que l'absence d'une telle signature dans les simulations avec forçage de marée démontre que les marées barotrope et barocline peuvent modifier cette variabilité inhérente à la circulation. Cet reste encore à investiguer plus en détail après cette thèse.

Les deux sections ci-dessus permettent de comprendre que la marée barotrope est à l'origine de faibles fluctuations de température sur le plateau aux échelles de temps de la marée. Les ondes internes de marée, quant à elles, induisent des fluctuations de température beaucoup plus importantes localisées en subsurface proche de la thermocline le long de leur chemin de propagation. On a aussi montré que l'interaction complexe entre les marées et la circulation influencent la structure de la température dans la colonne d'eau. Ce travail est résumé dans un article déjà rédigé (*Internal tides off the Amazon shelf – Part II: Temperature variability at tidal frequencies*) et qui sera bientôt soumis (voir Chapitre 4).

## 5.2. Limites des travaux de thèse

Les principales limites de ce travail viennent des limites du modèle par rapport à la résolution de sa grille et des processus qu'il peut donc résoudre.

Comme nous l'avons rappelé à la section 1.2, la résolution horizontale d'environ 3 km et l'approximation hydrostatique choisies pour la configuration *AMAZON36* ne permettent pas de prendre proprement en compte les interactions non-linéaires entre les ondes internes et les courants. C'est une limite dans la compréhension de l'impact de ces interactions sur le milieu marin. Il n'est pas également possible de résoudre les processus fine échelle tels que la dissipation de leur énergie.

Plusieurs conséquences limitantes découlent de ce constat :

- 1) La première, est que la cascade énergétique qui permettrait de résoudre l'instabilisation des marées internes jusqu'à leur mélange sous forme de diffusion moléculaire n'est pas prise en compte. A ce jour il n'existe pas de paramétrisation qui permettrait de le faire. En effet, les fermetures turbulentes actuelles ne sont pas conçues (TKE, GLS, et autres) pour dissiper les marées internes dans leur intégralité. Elles font la plus grande partie de cette dissipation mais une partie non négligeable de la dissipation des marées internes est faite par la diffusion du schéma numérique (30% *Nugroho et al. (2018)* au  $1/12^\circ$  de résolution, et très probablement beaucoup moins dans ma thèse avec *AMAZON36* au  $1/36^\circ$ , mais cela reste encore à quantifier dans les travaux futurs). Ces schémas sont généralement adaptés pour diffuser dans des contextes de méso-échelle à basse fréquence. Les hautes fréquences de la marée les font travailler probablement trop. Et des solutions numériques sont en cours de réflexion dans la communauté scientifique pour limiter cette diffusion numérique. Néanmoins, et de façon surprenante, dans les mers Indonésiennes, la dissipation du modèle était en assez bon accord avec les observation *in-situ* de mesures de VMP. Dans notre région, il serait très intéressant de comparer les données de dissipation d'AMAZOMIX avec notre modèle.
- 2) Pour estimer la dissipation effectuée par le modèle nous avons recours à une méthode de quantification par analyse harmonique, qui est un proxy de la dissipation effectuée (différence entre flux barocline et conversion (voir *Niwa and Hibiya (2004)*, *Wang et al. (2016)*). Cette analyse est un proxy et peut contenir des transferts vers les modes non linéaires qui ne seraient pas directement de la dissipation. Par ailleurs, elle ne permet

pas de prendre en compte la partie des marées internes non cohérentes et en cela sous-estime la dissipation que le modèle réellement effectue. Dans cette région, *Tchilibou et al. (2022)* a montré que les ondes internes cohérentes et non cohérentes sont à peu près en proportion égales. À cet effet, il est fort probable que le mélange causé par les ondes internes dans les modèles de circulation comme NEMO soit sous-estimé par cette méthode.

Par ailleurs dans mes travaux, en analysant le bilan thermique tridimensionnel de l'océan, je n'ai pas pris en compte que les termes advectifs et diffusifs qui sont intrinsèques à l'océan, et donc susceptibles d'être influencés par les ondes internes. Il est important de rappeler que les termes de flux radiatifs tels que le rayonnement solaire incident et les flux non solaires (chaleur latente, sensible et flux infra-rouge) peuvent modifier la température surtout dans les couches de surface de l'océan (e.g., *Jouanno et al. 2011* ; *Gévaudan et al., 2023*). Pour faire un bilan complet de la température, ces termes ne sont pas à négliger. Néanmoins, ces effets ne devraient pas être dominants.

Il faut aussi noter que la faible résolution temporelle des observations satellites de SST, qui se limite au journalier. Dans un monde idéal il serait bien d'avoir des données de SST à une fréquence horaire pour bien voir l'impact du passage d'une onde avant que ce signal ne soit éliminé par les flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère. De cette façon, on aura une plus grande confiance dans les résultats obtenus à partir de la température à haute fréquence du modèle.

### **5.3. Perspectives**

Mes travaux de thèse ont apporté une grande contribution pour répondre à un certain nombre de questions sur les ondes internes au nord du Brésil. Mais, dans le même temps, ils ont ouvert la voie à de nouvelles perspectives de recherche qui méritent elles aussi un intérêt scientifique.

#### **5.3.1. Les simulations *AMAZON36* et *AMAZON36-BIO***

Les simulations effectuées avec les deux configurations *AMAZON36* et *AMAZON36-BIO* s'arrêtent en 2016. Il faut noter que les simulations *AMAZON36-BIO* vont de 2010 à 2016 avec une période de « spin-up » de trois ans allant de 2010–2012.



Un travail qui pourra être fait dans un futur proche est d'étendre les simulations de ces deux configurations jusqu'à une date plus récente. Ainsi il sera possible de comparer le modèle avec les estimations de dissipation de l'énergie cinétique, les données de concentration en nutriments et plancton, de variabilité haute fréquences de la température et salinité collectées durant la récentes campagne *AMAZOMIX* d'août à octobre 2021. Comme il est usuel avec les données *in situ*, les données *AMAZOMIX* sont constituées de mesures ponctuelles et de transects qui ne permettent pas de couvrir l'ensemble de la zone d'étude. Ce travail de comparaison observation-modèle permettra d'évaluer le réalisme de ces simulations pour ces différents paramètres et de valider leur utilisation pour les études futures.

Il serait aussi intéressant de réaliser des simulations en passant de la grille actuelle de 3 km à une grille horizontale beaucoup plus fine, comme 500 m. Ce qui peut être possible en se focalisant sur une zone plus petite autour des deux sites de génération d'ondes internes (A et B) avec une extension de quelques centaines de kilomètres au large. Il sera ainsi possible de mieux quantifier par exemple la génération des ondes internes. Par ailleurs le recours à une configuration non-hydrostatique pourra permettre de résoudre les processus non-linéaires mentionnées plus haut (voir Section 5.2.)

### 5.3.2. Dissipation de l'énergie cinétique et conséquences pour la marée interne

Un point important que discute la thèse de [Nugroho \(2017\)](#) est le mécanisme de la dissipation de l'énergie cinétique (KE) par les deux processus diffusifs (horizontal et vertical). La dissipation totale de KE dans le modèle NEMO s'exprime selon l'équation suivante (e.g., [Jouanno et al. 2016](#) ; [Nugroho et al., 2018](#)) :

$$\underbrace{\frac{1}{2}\rho_0\partial_t u_h^2}_{KE} = - \underbrace{\rho_0 u_h (\vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_h) u_h - \rho_0 (\vec{u}_h \cdot \vec{w}) \partial_z u_h}_{ADV} - \underbrace{\frac{\vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_h P}{PRESS}} + \underbrace{\frac{\rho_0 u_h \cdot D_h}{\epsilon_h}} + \underbrace{\frac{\rho_0 u_h \cdot \nabla_z (k_z \nabla_h u_h)}{\epsilon_v}} + D_{time} \quad (6.1)$$

où  $u$  est la vitesse du courant,  $P$  la pression,  $\rho_0=1020 \text{ kg.m}^{-3}$  est la densité moyenne de l'océan, l'indice  $h$  représente le vecteur du plan horizontal,  $k_z$  est la diffusivité verticale,  $D_h$  est la contribution des processus de diffusion latérale et  $D_{time}$  la dissipation de l'énergie cinétique par le « time stepping » (pas de temps de résolution des équations du modèle, soit 150s, voir Section 2.3.4.1.).  $ADV$ ,  $PRESS$ ,  $\epsilon_h$  et  $\epsilon_v$  représentent respectivement la dissipation de KE par les processus advectifs, barométriques, la diffusion horizontale et la diffusion verticale.

En analysant la dissipation du KE dans le modèle par les deux termes diffusifs  $\epsilon_h$  et  $\epsilon_v$ , *Nugroho (2017)* conclut que dans les mers indonésiennes, contrairement aux attentes, la dissipation des ondes internes se fait plus par cisaillement (mélange) horizontal plutôt que cisaillement vertical, i.e.,  $\epsilon_h > \epsilon_v$ . Dans les simulations *AMAZON36*, le terme de diffusion latérale de la température (LDF,  $\ll 10^{-2}$  °C/jour) est négligeable par rapport au terme de diffusion verticale (ZDF,  $\sim -0.4$ °C/jour) à l'origine du refroidissement observé dans les couches de surface. En première approximation, on est amené à conclure que dans cette région également  $\epsilon_v > \epsilon_h$ . Mais les analyses préliminaires que j'ai effectué pour la dissipation du KE dans *AMAZON36* tendent à démontrer le contraire, i.e.,  $\epsilon_h > \epsilon_v$  (Fig.6.1). Il sera intéressant de comprendre comment cette dissipation horizontale de l'énergie cinétique est convertie en diffusion (mélange) verticale de la température. Pour cela la comparaison des données *in-situ* *AMAZOMIX* avec les simulations du modèle sera précieuse pour évaluer les différentes composantes des dissipations.

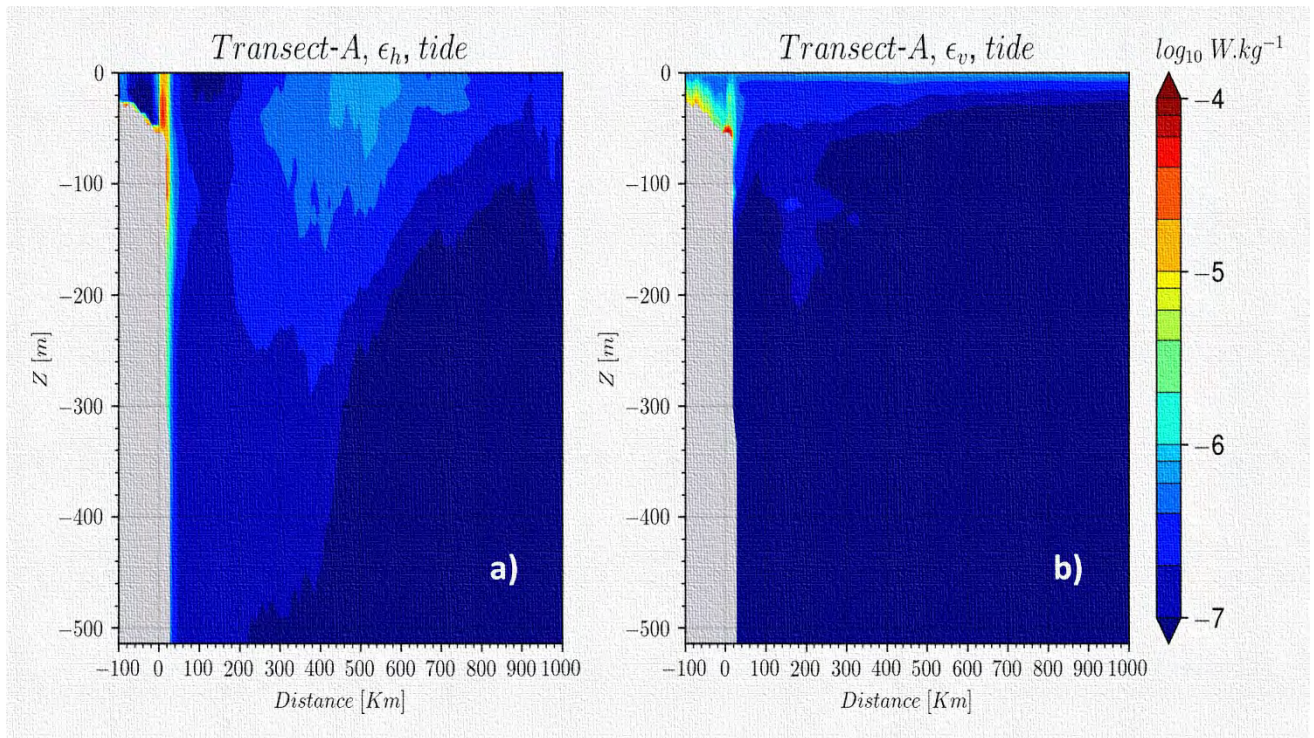


Figure 6.1. Moyenne pour l'année 2015 de la dissipation de l'énergie cinétique par la diffusion (a) horizontale  $\epsilon_h$  et (b) verticale  $\epsilon_v$  le long du chemin de propagation des ondes internes émanant du site A, pour les simulations avec forçage de marée. Les détails sur la position du transect sont donnés à la Figure 2.7 de la section 2.4.1. Au niveau du talus, la dissipation par  $\epsilon_h$  s'étend de la surface jusqu'à un peu plus de 300 m pour les valeurs  $> 10^{-6} \text{ W.kg}^{-1}$ . Tandis la dissipation par  $\epsilon_v$  est confinée près du fond entre le plateau et le talus. Au large, la dissipation par  $\epsilon_h$  concerne essentiellement les couches inférieures à 80 m, i.e., la couche mélangée, pour les valeurs autour de  $10^{-6} \text{ W.kg}^{-1}$ . Alors que pour  $\epsilon_v$ , ces valeurs sont essentiellement confinées dans les premières couches de surface ( $< 10 \text{ m}$ ).

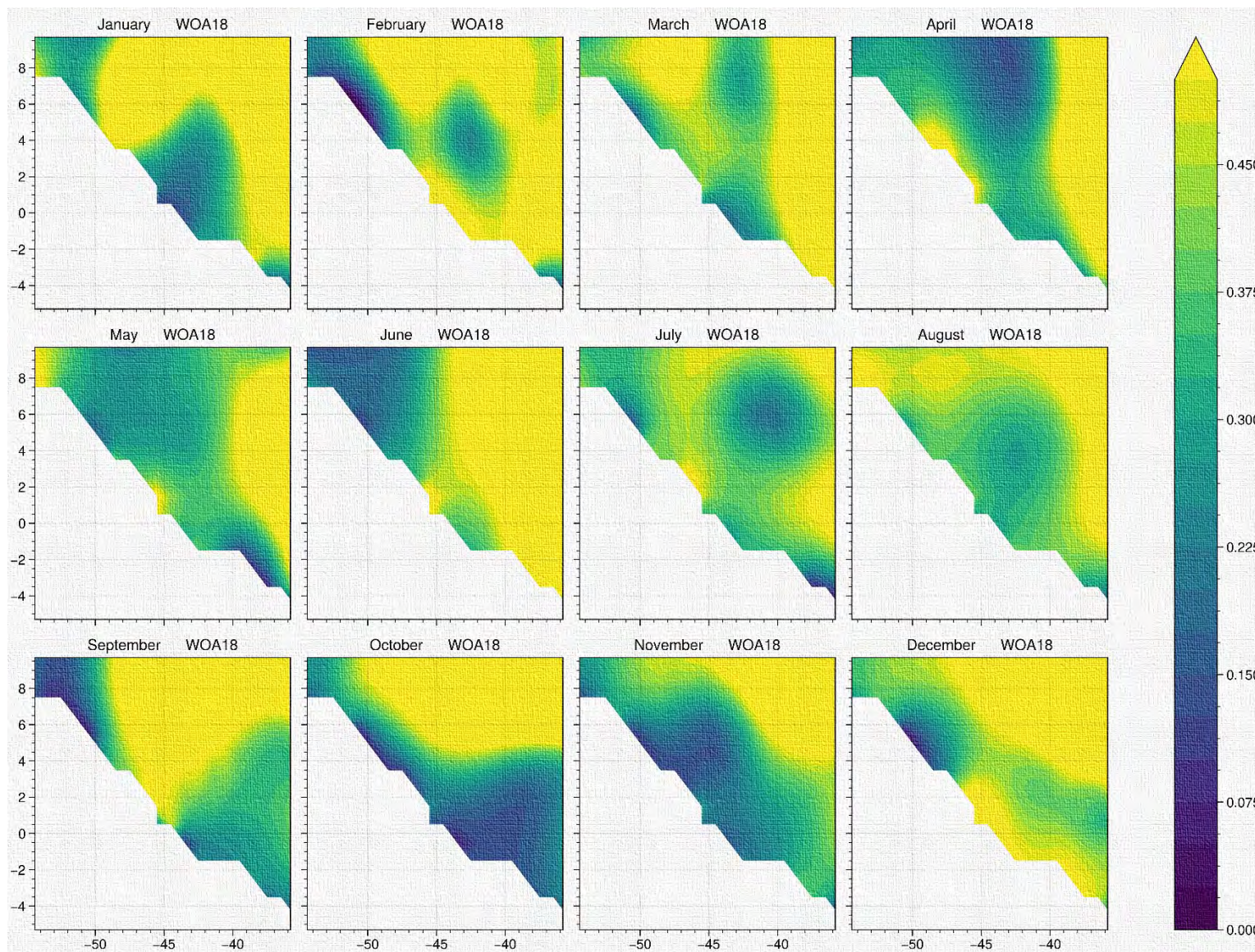
Par ailleurs, les travaux de [Tchilibou et al. \(2022\)](#) ont montré que, dans cette région, entre 17–23% de l'énergie des ondes internes est dissipée localement près des sites de génération. Cette dissipation locale est associée à l'existence des ondes internes de modes baroclines élevés ( $> 3$ ) avec des cisaillements verticaux de courants plus importants, et qui se dissipent donc plus rapidement, tandis que les ondes internes de modes faibles (1 et 2) ont tendance à se dissiper au

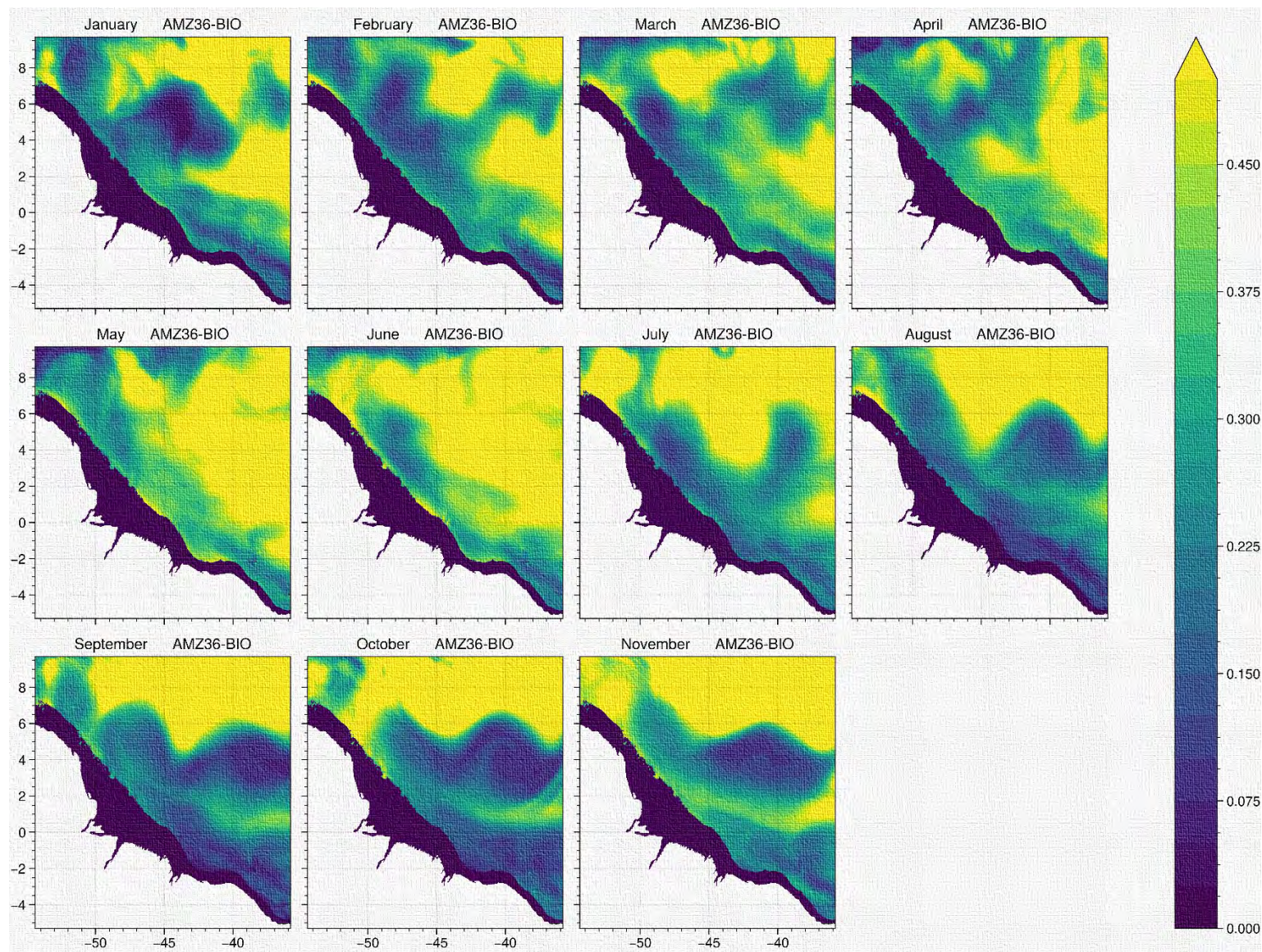
large (*Zhao et al., 2016*). La plupart des études (*Barbot et al., 2021* ; *Tchilibou et al., 2022* et *Solano et al., 2023*) ont essentiellement décrit les deux premiers modes baroclines qui représentent plus 70% de l'énergie des marées internes cohérentes. De ce fait, analyser comment le reste de l'énergie se répartit parmi les modes plus élevés permettra de mieux appréhender la dynamique des mares internes. Sur ce point, l'augmentation de la résolution horizontale de la configuration physique *AMAZON36* vers 1 km fournira un cadre idéal à cet effet.

### **5.3.3. Valorisation des simulations *AMAZON36-BIO***

Le temps imparti à ma thèse ne m'aura pas permis d'explorer les simulations couplées physique-biogéochimie de la configuration *AMAZON36-BIO*. Un travail de validation reste encore à faire bien que les travaux préliminaires que j'ai effectué à date montrent que le modèle reproduit bien la distribution et les concentrations des nutriments ainsi que celles du phyto et zooplancton.

La Figure 6.2 présente la concentration en phosphate à 100 m pour la climatologie WOA2018 (2005–2017) et pour les simulations *AMAZON36-BIO* pour l'année 2013. On peut voir que le modèle reproduit bien la concentration et la distribution spatiale du phosphate sur l'ensemble de la région. Néanmoins quelques différences sont observées entre les deux. Elles peuvent être imputées à la variabilité plus importante dans la climatologie à long terme des données WOA2018 (13 ans) comparativement à l'unique année des simulations du modèle. Par ailleurs, la climatologie WOA2018 est obtenue en interpolant diverses données *in situ* de faible résolution spatiale, ce qui aboutit au lissage des données grillées en sortie. Ce lissage introduit des différences supplémentaires par rapport au modèle de plus forte résolution spatiale (~3 km).





---

Figure 6.2. Moyenne mensuelle de la concentration en Phosphates ( $10^{-3} \text{ mol.m}^{-3}$ ) à 100 m de profondeur pour (haut) la climatologie WOA2018 (2005–2017) et (bas) les simulations *AMAZON36-BIO* (2013). A noter que par manque de données, les profondeurs  $< 500\text{m}$  sont masqués pour woa2018.

---

Ces simulations permettront d’apporter une grande contribution au deuxième objectif du projet *AMAZOMIX : Influence des ondes internes, de l’upwelling et de la méso-échelle sur les propriétés biogéochimiques et distribution de ces propriétés de la côte vers le large avec apports de l’Amazonie*. Un cas d’étude intéressant serait d’analyser le comportement du zooplancton à haute fréquence (1h) en réponse au mélange vertical induit par les ondes internes, ainsi que les différentes implications pour la faune pisciaire consommatrice du zooplancton, et en bout de file l’activité de pêche. Ces analyses pourraient utiliser des outils de suivi lagrangien des particules.

#### **5.3.4. Interaction marée interne et méso-échelle**

Une perspective de ma thèse et avec les simulations *AMAZON36*, serait d’améliorer la compréhension des interactions entre la marée interne et la circulation, dont les tourbillons. Pour cela il serait intéressant d’analyser les champs journaliers et horaires respectivement de flux de marée interne et de niveau de la mer des simulations *AMAZON36*. Une telle analyse a déjà été faite dans le cadre des travaux de *Tchilibou et al. (2022)*, et est en cours de réalisation dans le cadre de la thèse de Fabius Kouogang à partir des simulations que j’ai réalisées. Avec ces simulations, on pourrait aussi investiguer les composantes cohérentes et incohérentes du flux de marée interne. Pour ce faire, les composantes barotrope et barocline de la marée interne des champs totaux horaires de courant et de pression pourraient être séparées en suivant la méthode de *Kelly et al. (2010)*. Les champs totaux baroclines seraient par la suite filtrés en composante haute et basse fréquence. Une analyse en harmonique (pour  $M_2$  en premier lieu) sur la partie haute fréquence sera faite pour déduire la partie cohérente, et le résidu entre le cohérent et le champ total constituera la partie incohérente. En complément, des analyses seront conduites à partir des produits d’observation MIOST. Ces produits de hauteur de mer couvrent une période suffisamment longue pour permettre une analyse par saison de la marée  $M_2$  et

évaluer la variabilité saisonnière des flux de marée. Ces analyses seront comparées à celles du modèle.

### **5.3.5. Les images satellites: Sunlint, SAR, SWOT**

Dans le cadre de ma thèse, je n'ai pas eu recours aux mesures satellites directes sur les propriétés des ondes internes telles que les images satellites sunlint (ombres à la surface de l'océan) ou SAR, ou encore des mesures altimétriques. Pour les deux premiers cas, elles ont été utilisées dans cette région dans les travaux de *de Macedo et al. (2023)* pour décrire les propriétés (célérité, mode de propagation, direction de propagation, etc.) et la saisonnalité des solitons d'ondes internes. En revanche, les nouvelles données SWOT avec leur résolution inédite de 10 km sont d'un ordre de grandeur supérieure aux autres missions altimétriques encore en fonction. Nous disposerions de champs pour produire des snapshots de marée interne totale, cohérente et incohérente avec les simulations AMAZON36. Les snapshots de marée interne pourraient être confrontés aux snapshots de circulation et si possible à des images satellites notamment SWOT (Karin et nadir, de la phase à 1 jour). Les données SWOT permettent d'accéder à de plus petites échelles de la marée interne, et donc aux modes baroclines plus élevés. C'est une piste de recherche inégalée pour une meilleure compréhension de la dynamique énergétique des ondes internes.





## **ANNEXE**

**Annexe 1.**

## Sorties générées par la configuration *AMAZON36*

- Fréquence 1h (format netCDF4) : années 2012 et 2015

•	toce	sea_water_potential_temperature
•	soce	sea_water_practical_salinity
•	prhop	potential_sea_water_density
•	prd	sea_water_density_anomaly
•	ssh	sea_surface_height_above_geoid
•	e3t	T-cell width in zonal direction
•	mlddz	depth_at_maximum_upward_derivative_of_sea_water_potential_temperature
•	mld_dt02	ocean_mixed_layer_thickness_defined_by_temperature
•	pycndep	ocean_mixed_layer_thickness_defined_by_sigma_theta
•	BLT	Barrier_Layer_Thickness
•	empmr	water_flux_out_of_sea_ice_and_sea_water
•	wspd	wind_speed
•	bn2	squared_Brunt-Vaisala_frequency
•	hc300	integral_of_sea_water_potential_temperature_wrt_depth_expressed_as_heat_content
•	qns_oce	non_solar_Downward_Heat_Flux
•	qt_oce	surface_downward_heat_flux_in_sea_water
•	precip	precipitation_flux
•	runoffs	water_flux_into_sea_water_from_rivers
•	debits	debit
•	e3u	U-cell thickness
•	uoce	sea_water_x_velocity
•	utau	surface_downward_x_stress
•	e3v	V-cell thickness
•	voce	sea_water_y_velocity
•	vtau	surface_downward_y_stress
•	woce	upward_sea_water_velocity
•	avt	vertical_heat_diffusivity
•	avm	vertical_eddy_viscosity
•	bn2_s	vertical eddy viscosity * haline Brunt-Vaisala buoyancy frequency
•	bn2_t	vertical eddy viscosity * thermal Brunt-Vaisala buoyancy frequency

- Fréquence 1d et 1m (format netCDF4) : années 2005 à 2016

• toce	sea_water_potential_temperature
• soce	sea_water_practical_salinity
• prhop	potential_sea_water_density
• prd	sea_water_density_anomaly
• ssh	sea_surface_height_above_geoid
• e3t	T-cell width in zonal direction
• mlddzt	depth_at_maximum_upward_derivative_of_sea_water_potential_temperature
• mld_dt02	ocean_mixed_layer_thickness_defined_by_temperature
• pycndep	ocean_mixed_layer_thickness_defined_by_sigma_theta
• BLT	Barrier_Layer_Thickness
• empmr	water_flux_out_of_sea_ice_and_sea_water
• wspd	wind_speed
• bn2	squared_Brunt-Vaisala_frequency
• hc300	integral_of_sea_water_potential_temperature_wrt_depth_expressed_as_heat_content
• qns_oce	non_solar_Downward_Heat_Flux
• qt_oce	surface_downward_heat_flux_in_sea_water
• precip	precipitation_flux
• runoffs	water_flux_into_sea_water_from_rivers
• debits	debit
• e3u	U-cell thickness
• uoce	sea_water_x_velocity
• utau	surface_downward_x_stress
• e3v	V-cell thickness
• voce	sea_water_y_velocity
• vtau	surface_downward_y_stress
• woce	upward_sea_water_velocity
• avt	vertical_heat_diffusivity
• avm	vertical_eddy_viscosity
• bn2_s	vertical eddy viscosity * haline Brunt-Vaisala buoyancy frequency
• bn2_t	vertical eddy viscosity * thermal Brunt-Vaisala buoyancy frequency
• ttrd_atf_e3t	temperature_trend_due_to_asselin_time_filter
• strd_atf_e3t	salinity_trend_due_to_asselin_time_filter
• ttrd_zdfp_e3t	temperature_trend_pure_vertical_diffusion
• strd_zdfp_e3t	salinity_trend_pure_vertical_diffusion
• ttrd_xad_e3t	tendency_of_sea_water_temperature_due_to_x_advection * e3t
• strd_xad_e3t	tendency_of_sea_water_salinity_due_to_x_advection * e3t
• ttrd_yad_e3t	tendency_of_sea_water_temperature_due_to_y_advection * e3t
• strd_yad_e3t	tendency_of_sea_water_salinity_due_to_y_advection * e3t
• ttrd_zad_e3t	tendency_of_sea_water_temperature_due_to_z_advection * e3t
• strd_zad_e3t	tendency_of_sea_water_salinity_due_to_z_advection * e3t
• ttrd_totad_e3t	tendency_of_sea_water_temperature_due_to_advection * e3t
• strd_totad_e3t	tendency_of_sea_water_salinity_due_to_advection * e3t
• ttrd_ldf_e3t	tendency_of_sea_water_temperature_due_to_horizontal_mixing * e3t
• strd_ldf_e3t	tendency_of_sea_water_salinity_due_to_horizontal_mixing * e3t
• ttrd_zdf_e3t	tendency_of_sea_water_temperature_due_to_vertical_mixing * e3t
• strd_zdf_e3t	tendency_of_sea_water_salinity_due_to_vertical_mixing * e3t

- `ttrd_tot_e3t` temperature\_total\_trend
- `strd_tot_e3t` salinity\_total\_trend
- `ttrd_qns` temperature\_trend\_due\_to\_non-solar\_flux+runoff
- `ttrd_qsr_e3t` temperature\_trend\_due\_to\_solar\_penetrative\_heating

- Moyenne à 25h (format netCDF4) : années 2005 à 2016

- `temper25h` potential\_temperature\_25h\_mean
- `tempis25h` in\_situ\_temperature\_25h\_mean
- `salin25h` salinity\_25h\_mean
- `ssh25h` sea\_surface\_height\_25h\_mean
- `vozocrtx25h` zonal\_current\_25h\_mean
- `vomecrtx25h` meridional\_current\_25h\_mean
- `vovecrtz25h` vertical\_current\_25h\_mean
- `avt25h` vertical\_diffusivity25h\_mean
- `avm25h` vertical\_viscosity\_25h\_mean
- `tke25h` turbulent\_kinetic\_energy\_25h\_mean
- `mxln25h` mixing\_length\_25h\_mean

- Sorties de l'analyse harmonique de la marée pour les fréquences  $M_2$  et  $S_2$  (moyenne pour les années 2006, 2009, 2012 et 2015) (format netCDF4) :

- `S2x` S2\_Elevation\_harmonic\_real\_part
- `S2y` S2\_Elevation\_harmonic\_imaginary\_part
- `S2x_u` S2\_barotropic\_current\_along\_i-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2y_u` S2\_barotropic\_current\_along\_i-axis\_harmonic\_imaginary\_part
- `S2x_v` S2\_barotropic\_current\_along\_j-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2y_v` S2\_barotropic\_current\_along\_j-axis\_harmonic\_imaginary\_part
- `S2x_u3` S2\_current\_baroclinic\_along\_i-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2y_u3` S2\_current\_baroclinic\_along\_i-axis\_harmonic\_imaginary\_part
- `S2x_v3` S2\_current\_baroclinic\_along\_j-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2y_v3` S2\_current\_baroclinic\_along\_j-axis\_harmonic\_imaginary\_part
- `S2x_ps` S2\_barotropic\_pressure\_real\_part
- `S2y_ps` S2\_barotropic\_pressure\_imaginary\_part
- `S2x_p` S2\_baroclinic\_pressure\_real\_part
- `S2y_p` S2\_baroclinic\_pressure\_imaginary\_part
- `S2_ubtf` S2\_barotropic\_fluxes\_along\_i-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2_vbtf` S2\_barotropic\_fluxes\_along\_j-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2_ubcf` S2\_baroclinic\_fluxes\_along\_i-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2_vbcf` S2\_baroclinic\_fluxes\_along\_j-axis\_harmonic\_real\_part
- `S2_btfdiv` S2\_barotropic\_fluxes\_divergence
- `S2_bcfdiv` S2\_baroclinic\_fluxes\_divergence
- `S2_bt2bc_conv` S2\_barotropic\_to\_baroclinic\_energy\_conversion

## Annexe 2.

# Description de la configuration couplée *AMAZON<sub>36</sub>-BIO*

Nous avons utilisé la version PISCES-v2 (*Aumont et al., 2015*) disponible avec NEMO v4.0.2 (*Madec et al., 2019*). Les conditions initiales, les forçages aux frontières proviennent du produit Hindcast (modélisation rétrospective) global de la biogéochimie opérée par Mercator Océan International. Ce produit est baptisé *GLOBAL\_MULTIYEAR\_BGC\_001\_029* et est distribué par le *Copernicus Marine Service*. C'est un produit grillé de niveau L4 avec une résolution horizontale de  $\frac{1}{4}^\circ$  (soit 25 km à l'équateur) avec 75 niveaux verticaux au format journalier, disponible sur la période 1993 à 2022. Plus de détails sur ce produit sont disponibles sur : [https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_BGC\\_001\\_029/description](https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029/description). *GLOBAL\_MULTIYEAR\_BGC\_001\_029* comprend 10 variables biogéochimiques constituées : Concentration massique de chlorophylle (Chl), Concentration molaire de fer dissous (Fe), Concentration molaire d'oxygène dissous ( $O_2$ ), Concentration molaire de nitrate ( $NO_3$ ), Concentration molaire de phosphate ( $PO_4$ ), Concentration molaire de phytoplancton exprimée en carbone (PHYC), Concentration molaire de silicate (Si), Production primaire nette de biomasse exprimée en carbone par unité de volume (PP), pH, Pression partielle en surface du dioxyde de carbone ( $spCO_2$ ).

Les apports de rivières proviennent du produit climatologique global baptisé *BIOMERGLORYS2V3\_river.orca025deg* et de résolution horizontale  $\frac{1}{4}^\circ$  et nous a été fourni par Mercator Ocean International. Ce produit fournit les concentrations massiques de sept variables : Contenu en Silicium des diatomées (dsi), Phosphore organique dissous (dop), Phosphore inorganique dissous (dip), Azote organique dissous (din), Azote inorganique dissous (don), Carbone organique dissous (doc), et Carbone inorganique dissous (dic).

Le modèle PISCES est couplé avec le modèle NEMO qui lui fournit en temps réel les variables physiques (température potentielle, salinité, vitesses de courants, flux solaire, etc.) grâce à l'outil de couplage OASIS, qui gère l'échange des données entre les deux modèles. Les simulations couplées sont initialisées en 2010, et on considère une période de « spin-up » de 3 ans (2010–2012) nécessaire pour que le modèle PISCES atteigne un équilibre en termes de cycle saisonnier des concentrations en nutriments et en matières organiques. Rappelons que le

modèle NEMO quant à lui est initialisé en 2005 et sa période de « spin-up » est plus courte et s'étend jusqu'à 2006, soit 2 ans.

Nous avons effectué plusieurs tests de sensibilité pour l'année 2013 avant d'obtenir une simulation de référence la plus proche possible des observations de WOA2018 (voir Section 5.3.3.). Mais, nous ne présenterons ci-dessous que les paramètres retenus pour la simulation de référence avec forçage de marée. Ensuite, j'ai étendu cette simulation de référence jusqu'en 2016. Parallèlement, j'ai effectué une simulation jumelle sur la même période (2010–2016) en désactivant le forçage de marée. Cette dernière simulation permettra d'évaluer l'impact direct de la marée interne sur les propriétés biogéochimique de l'océan dans ma zone d'étude.

- **Paramètres clés de la simulation de référence de AMAZON36-BIO**

•	<code>nrdttc</code>	=	<code>1.</code>	!	Time step frequency for biology
•	<code>wsbio</code>	=	<code>2.</code>	!	Particle Organic Carbone sinking speed
•	<code>xkmort</code>	=	<code>2.E-7</code>	!	Half saturation constant for mortality
•	<code>ferat3</code>	=	<code>10.E-6</code>	!	Iron/Carbone in zooplankton
•	<code>wsbio2</code>	=	<code>30.</code>	!	Big particles sinking speed
•	<code>pislope2</code>	=	<code>1.8</code>	!	Slope for diatoms
•	<code>xadap</code>	=	<code>0.</code>	!	Adaptation factor to low light
•	<code>excret</code>	=	<code>0.05</code>	!	Excretion ratio of phytoplankton
•	<code>excret2</code>	=	<code>0.05</code>	!	Excretion ratio of diatoms
•	<code>bresp</code>	=	<code>0.033</code>	!	Basal respiration rate
•	<code>chlcnm</code>	=	<code>0.033</code>	!	Maximum Chl/C in nanophytoplankton
•	<code>chlcdm</code>	=	<code>0.05</code>	!	Maximum Chl/C in diatoms
•	<code>chlcmin</code>	=	<code>0.004</code>	!	Minimum Chl/c in phytoplankton
•	<code>fecnm</code>	=	<code>40E-6</code>	!	Maximum Fe/C in nanophytoplankton
•	<code>fecdm</code>	=	<code>40E-6</code>	!	Maximum Fe/C in diatoms
•	<code>grosip</code>	=	<code>0.159</code>	!	Mean Si/C ratio
•	<code>xremik</code>	=	<code>0.2</code>	!	Remineralization rate of DOC
•	<code>nitrif</code>	=	<code>0.05</code>	!	NH4 nitrification rate
•	<code>xsirem</code>	=	<code>0.003</code>	!	Remineralization rate of Si
•	<code>xsiremlab</code>	=	<code>0.03</code>	!	Fast remineralization rate of Si
•	<code>xsilab</code>	=	<code>0.5</code>	!	Fraction of labile biogenic silica
•	<code>sedfeinput</code>	=	<code>2.e-9</code>	!	Coastal release of Iron
•	<code>distcoast</code>	=	<code>5.e3</code>	!	Distance off the coast for Iron from sediments
•	<code>dustsolub</code>	=	<code>0.02</code>	!	Solubility of the dusta
•	<code>mfrac</code>	=	<code>0.035</code>	!	Fe mineral fraction of dust
•	<code>wdust</code>	=	<code>1.</code>	!	Dust sinking speed
•	<code>icefeinput</code>	=	<code>15.e-9</code>	!	Iron concentration in sea ice
•	<code>nitrfix</code>	=	<code>1.e-7</code>	!	Nitrogen fixation rate
•	<code>diazolight</code>	=	<code>50.</code>	!	Diazotrophs sensitivity to light (W/m2)
•	<code>concfediaz</code>	=	<code>1.e-10</code>	!	Diazotrophs half-saturation Cste for Iron
•	<code>hratio</code>	=	<code>1.e+7</code>	!	Fe to 3He ratio assumed for vent iron supply
•	<code>lgw_rath</code>	=	<code>0.5</code>	!	Weak ligand ratio from sed hydro sources

**Annexe 3.**

## Sorties générées par la configuration couplée *AMAZON36-BIO*

- Fréquence 1d et 1m (format netCDF4) : années 2013 à 2016

• e3t	T-cell_width_in_zonal_direction
• DIC	Dissolved_Inorganic_Concentration
• Alkalini	Total_Alkalinity_Concentration
• O2	Oxygen_Concentration
• PO4	Phosphate_Concentration
• Si	Silicate_Concentration
• Fer	Dissolved_Iron_Concentration
• NCHL	Nano_Chlorophyl_Concentration
• DCHL	Diatoms_Chlorophyl_Concentration
• NO3	Nitrate_Concentration
• PCHL	Picophytoplankton_Chlorophyl_biomass
• NH4	Ammonium_Concentration
• PHY	(Nano)Phytoplankton_Concentration
• ZOO	(Micro)Zooplankton_Concentration
• POC	Small_Organic_Carbon_Concentration
• DOC	Dissolved_Organic_Concentration
• DON	Dissolved_Organic_N_Concentration
• DOP	Dissolved_Organic_N_Concentration
• GOC	Big_Crganic_Carbon_Concentration
• PHY2	Diatoms_Concentration
• ZOO2	Mesozooplankton_Concentration



**Annexe 4.**

**Compléments de la validation du cycle saisonnier  
de la SST et de la SSS pour AMAZON36**

- **Température de Surface de la mer**

*MUR Sea Surface Temperature  
Climatology [2007 – 2016]*

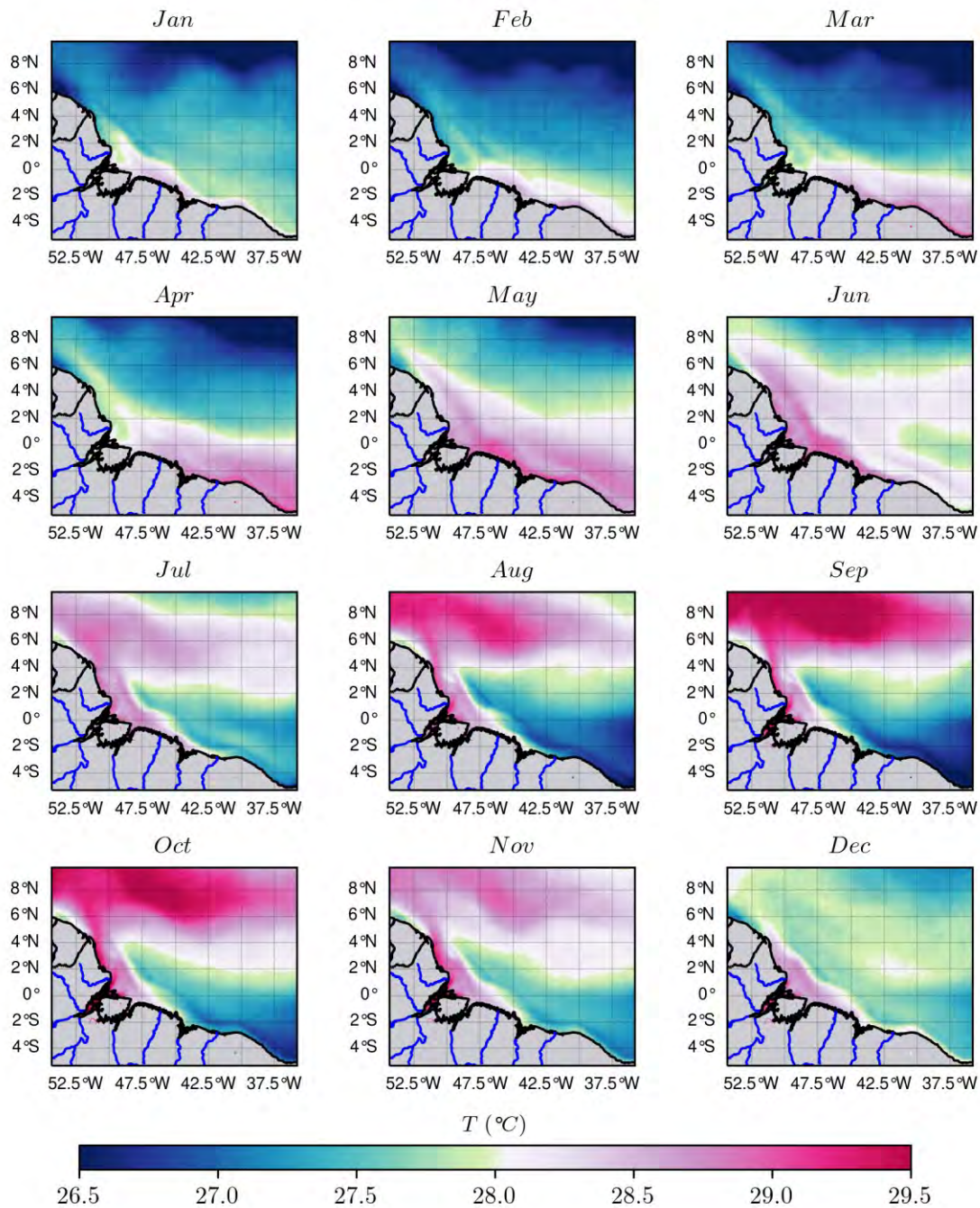


Figure A4.1. Climatologie [2007–2016] de la SST du produit satellite MUR.

*TMI Sea Surface Temperature  
Climatology [2007 – 2016]*

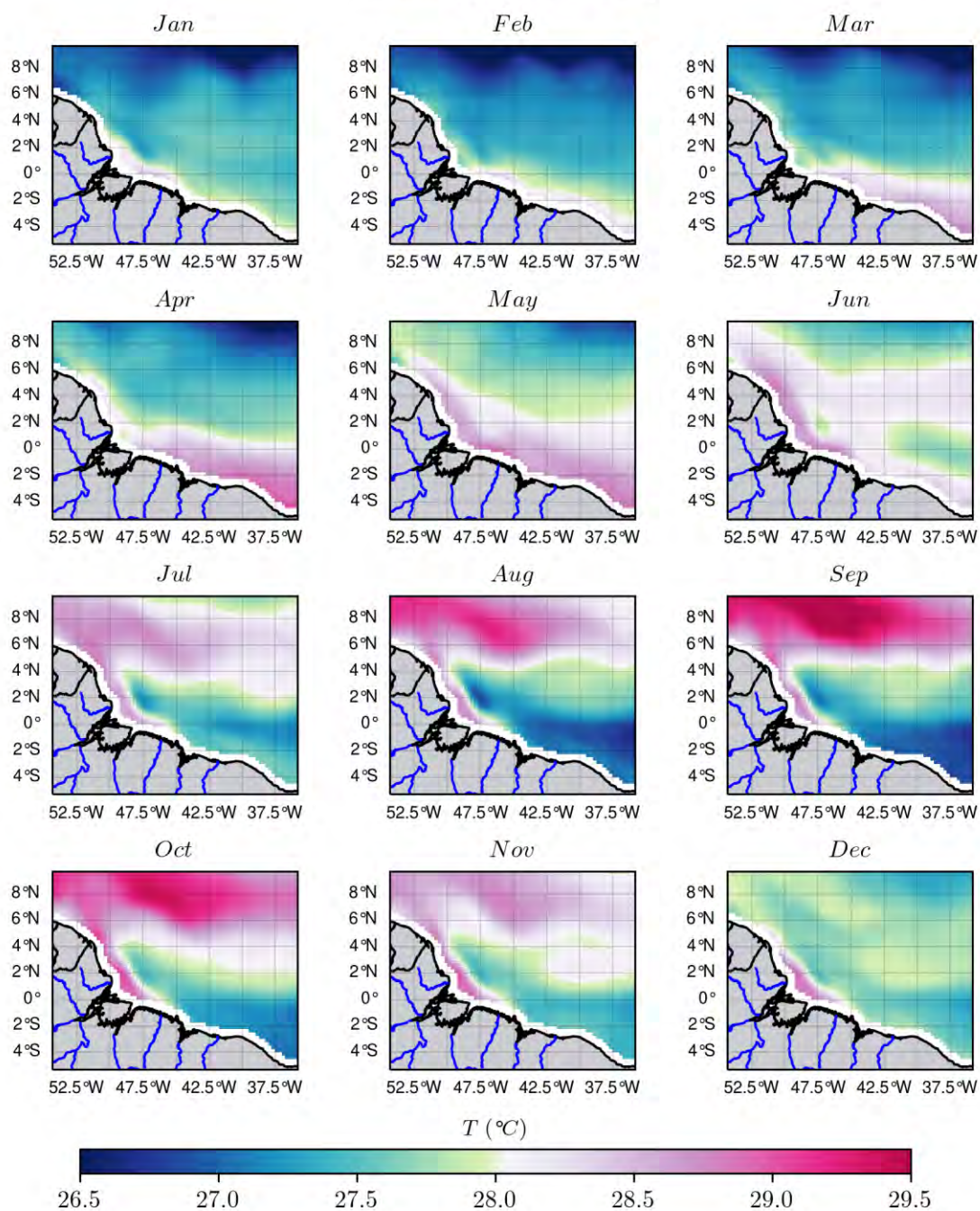


Figure A4.2. Climatologie [2007–2016] de la SST du produit satellite TMI.

*Tidal Simulations Sea Surface Temperature  
Climatology [2007 – 2016]*

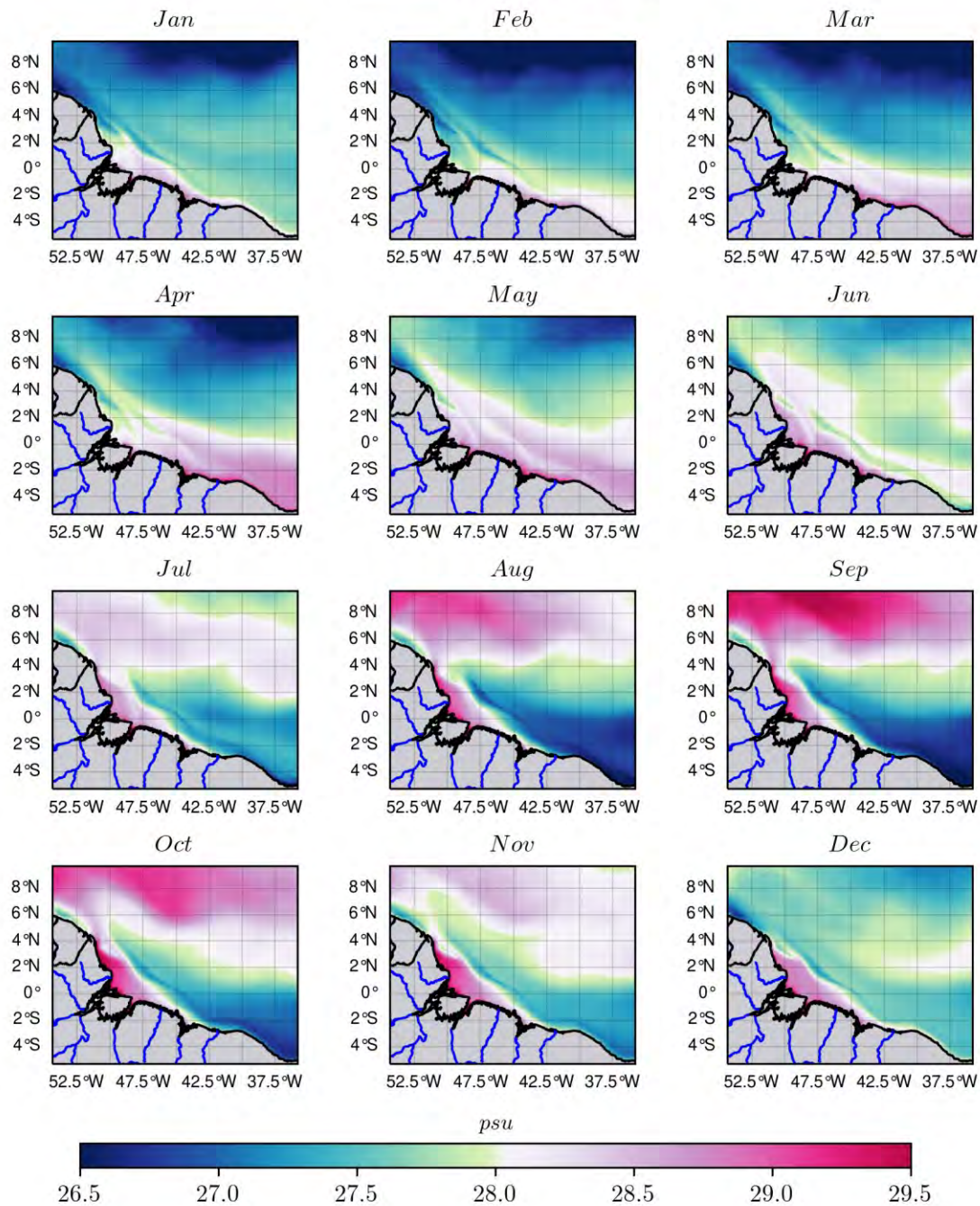


Figure A4.3. Climatologie [2007–2016] de la SST de la simulation avec forçage de marée.

$\Delta(T_{\text{Tidal}} - MUR)$  Sea Surface Temperature  
Climatology [2007 – 2016]

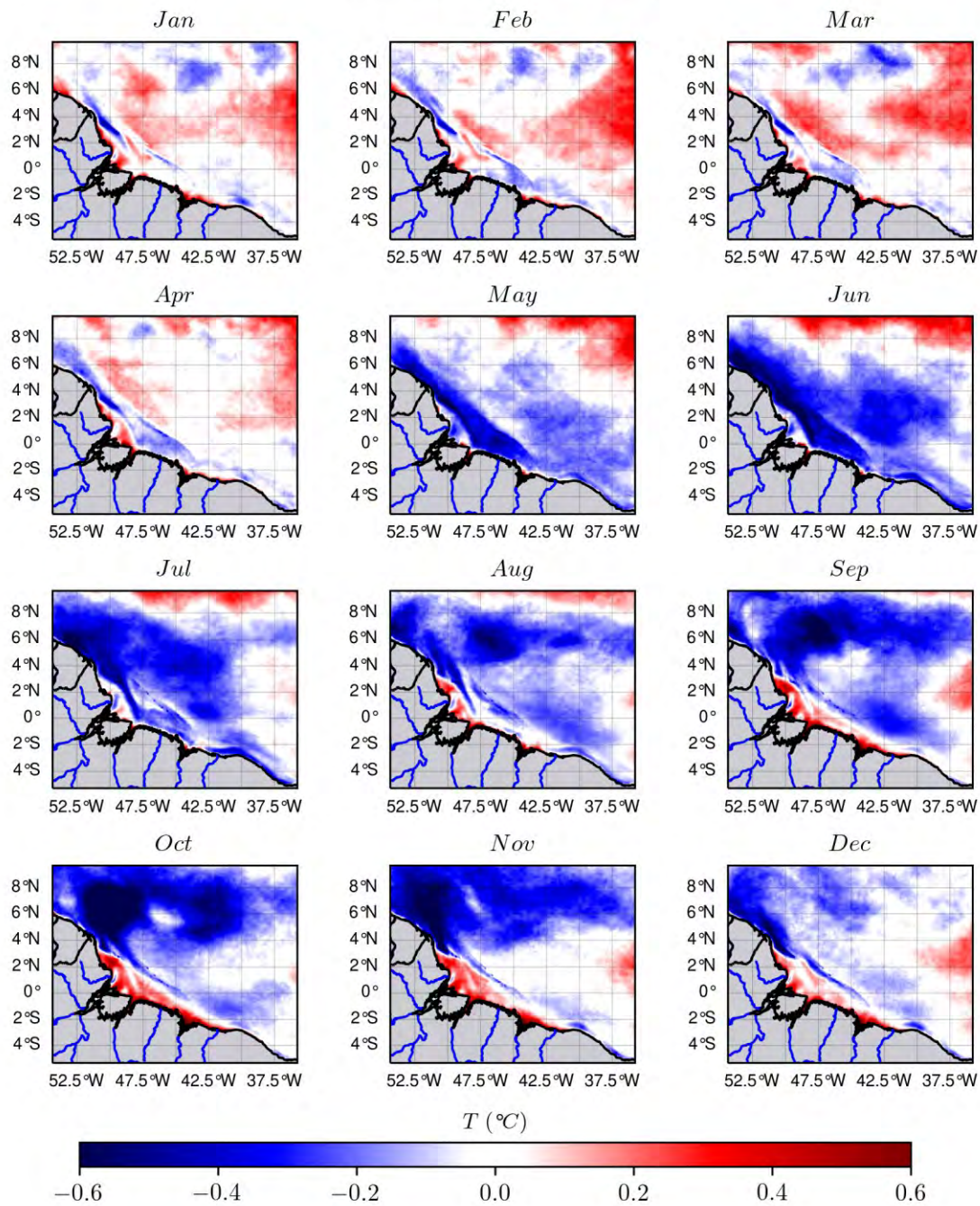


Figure A4.4. Biais de la climatologie [2007–2016] de la SST entre les simulations avec forçage de marée et le produit SST MUR (modèle – observations).

$\Delta(T_{\text{Tidal}} - T_{\text{TMI}})$  Sea Surface Temperature  
Climatology [2007 – 2016]

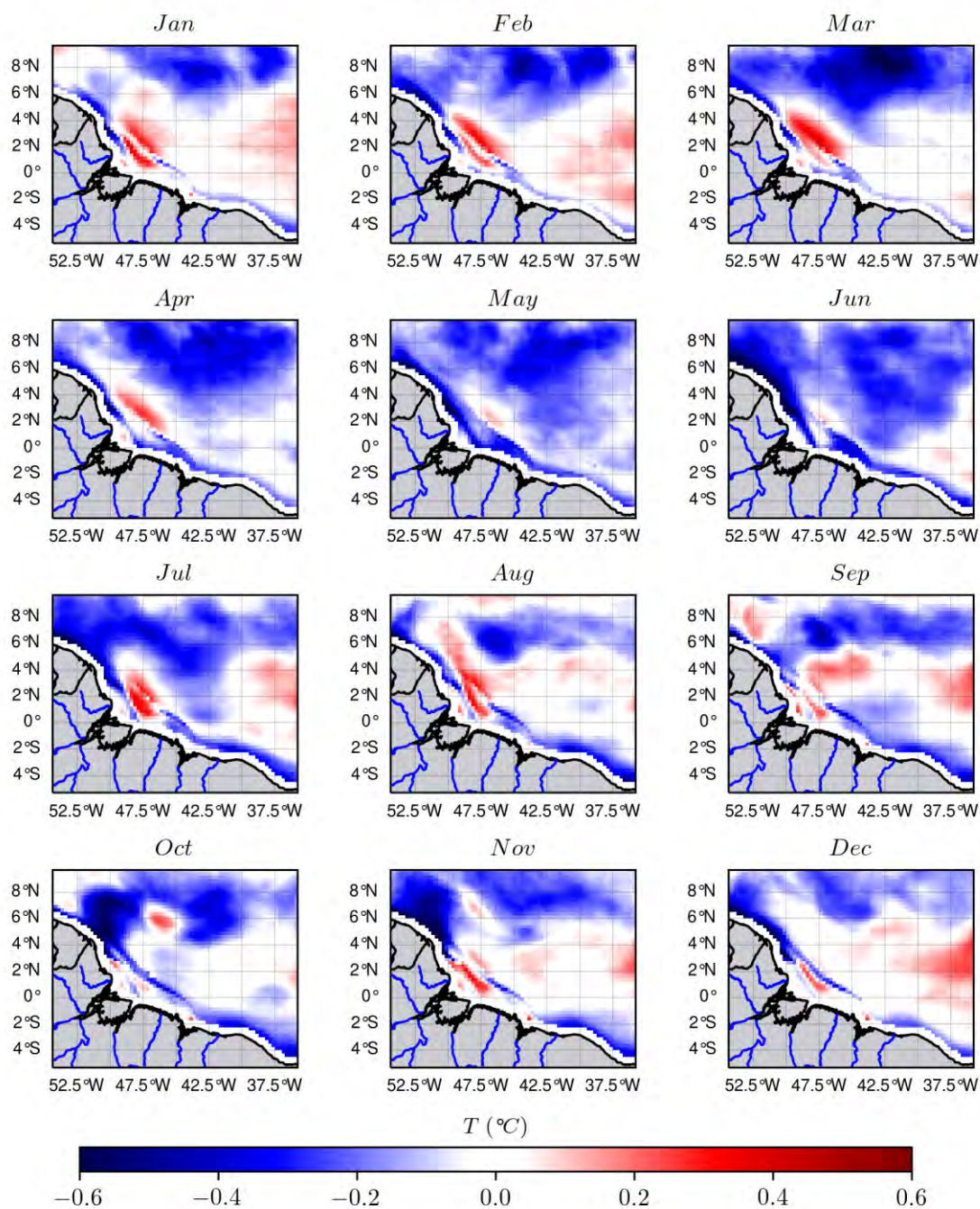


Figure A4.5. Biais de la climatologie [2007–2016] de la SST entre les simulations avec forçage de marée et le produit SST TMI (modèle – observations).

- Salinité de surface de la mer

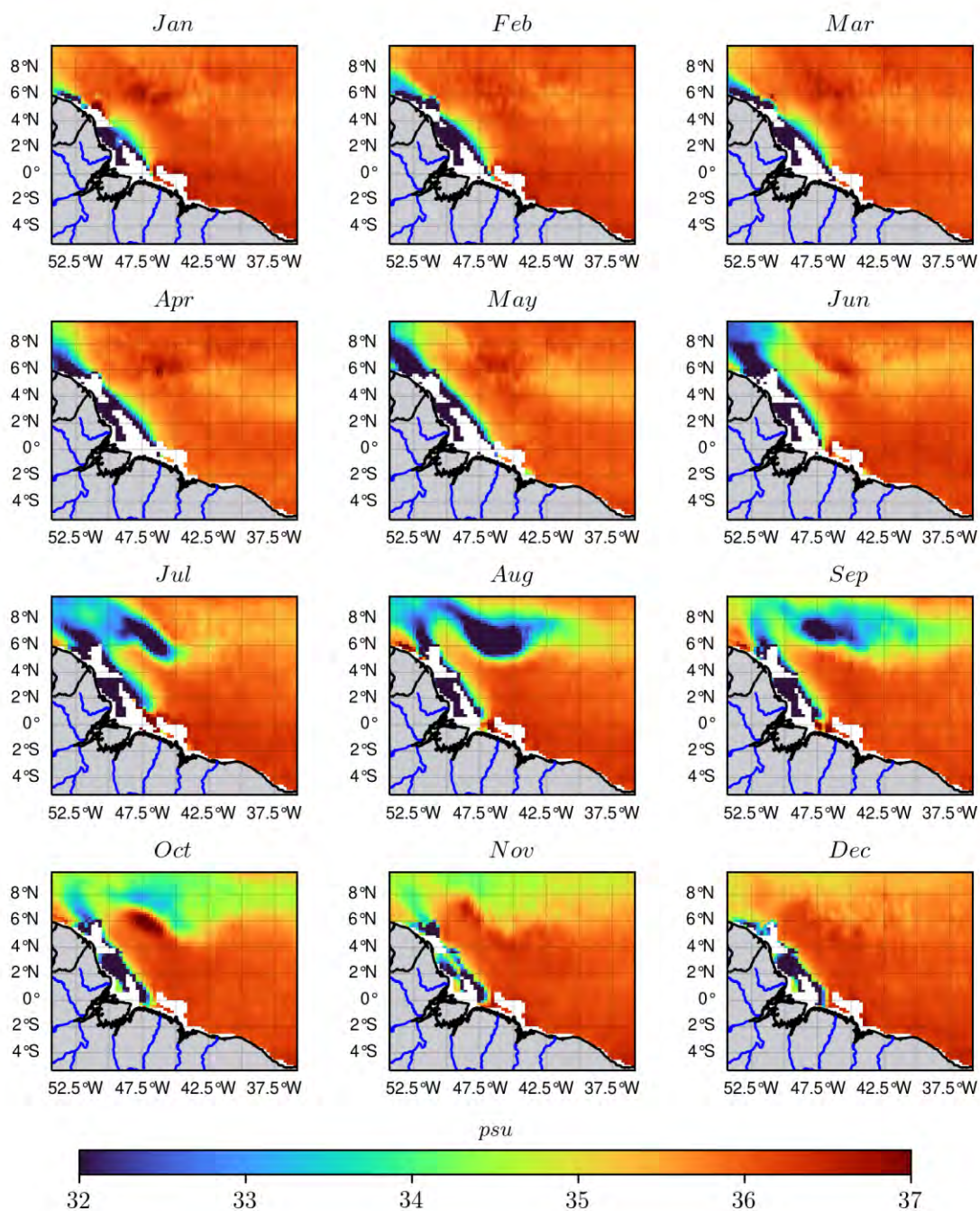


Figure A4.6. Moyenne mensuelle de la SSS des observations SMOS sur la période 2011–2016.

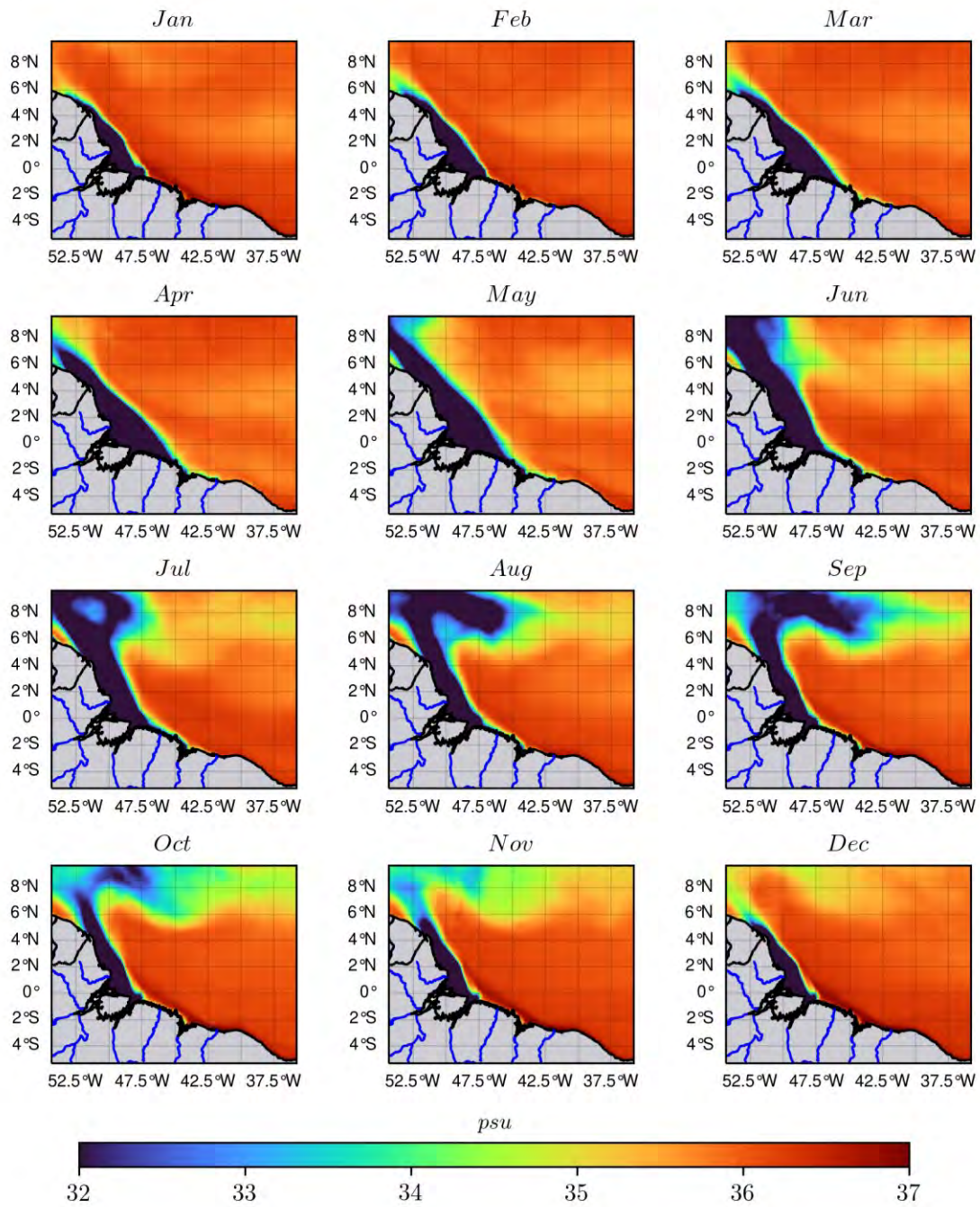


Figure A4.7. Moyenne mensuelle de la SSS de la simulation avec forçage de marée sur la période 2011–2016.



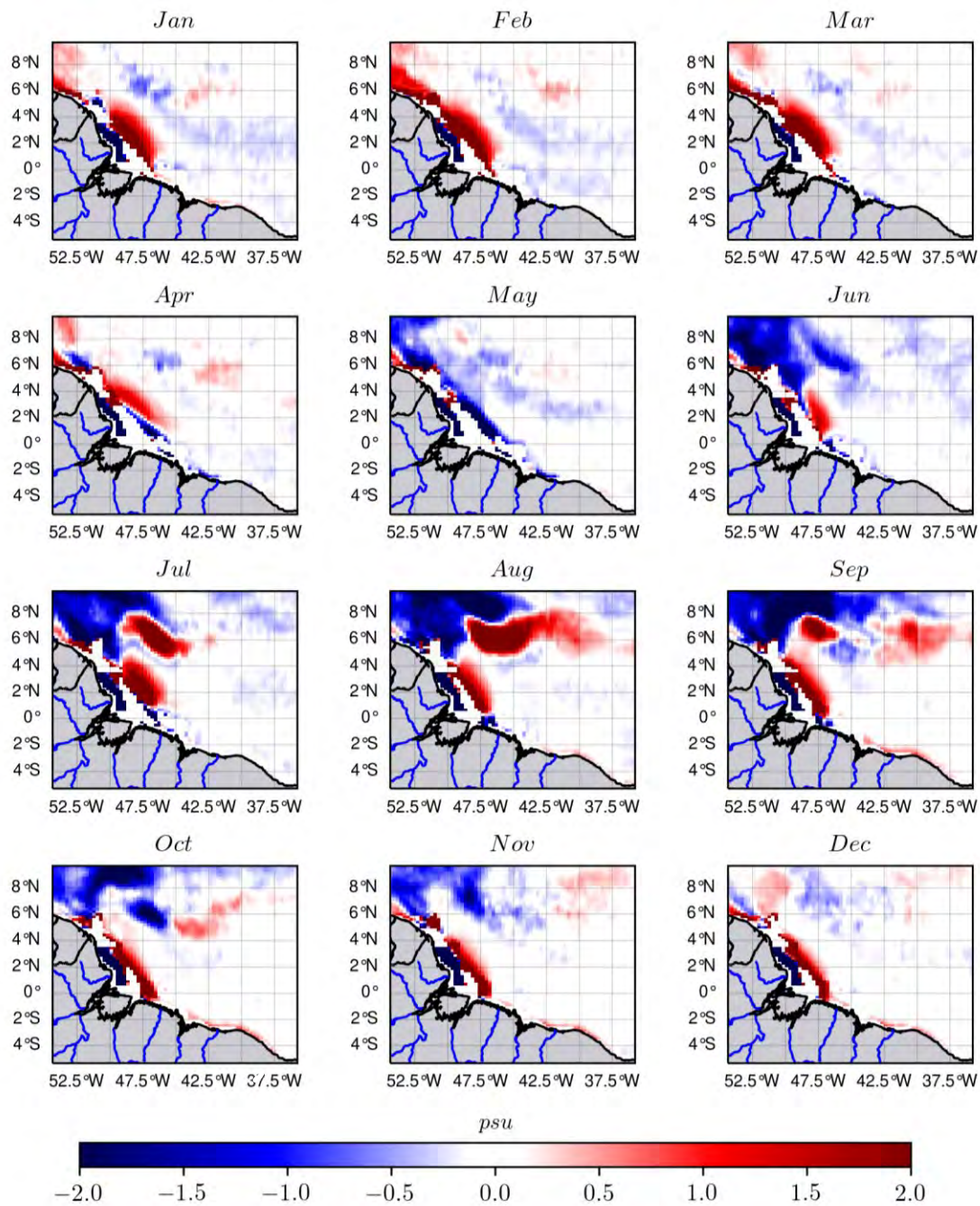


Figure A4.8. Biais sur la moyenne mensuelle de la SSS entre les simulations avec forçage de marée et les observations SMOS (modèle – observations) sur la période 2011–2016.



## BIBLIOGRAPHIE

- Aguedjou, H. M. A., I. Dadou, A. Chaigneau, Y. Morel, et G. Alory. 2019. « Eddies in the Tropical Atlantic Ocean and Their Seasonal Variability ». *Geophysical Research Letters* 46 (21): 12156-64. <https://doi.org/10.1029/2019GL083925>.
- Aguedjou, Habib. 2022. « Caractéristiques des tourbillons de mésoéchelle dans l’océan Atlantique tropical et leurs interactions avec l’atmosphère ». PhD Thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III; Université d’Abomey-Calavi (Bénin). <https://theses.hal.science/tel-03729325/>.
- Alford, Matthew H., John B. Mickett, Shuang Zhang, Parker Maccready, Zhongxiang Zhao, Et Jan Newton. 2012. « Internal Waves on the Washington Continental Shelf ». *Oceanography* 25 (2): 66-79. <https://www.jstor.org/stable/24861345>.
- Amaya, Dillon J., Michael A. Alexander, James D. Scott, et Michael G. Jacox. 2023. « An evaluation of high-resolution ocean reanalyses in the California current system ». *Progress in Oceanography* 210 (janvier): 102951. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102951>.
- Ardhuin, F. (2023). Ocean waves in geosciences. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16019.78888/11>.
- Arnaud, Bertrand, De Saint Leger Emmanuel, Et Koch-Larrouy Ariane. 2021. « AMAZOMIX 2021 cruise, Antea R/V ». <https://doi.org/10.17600/18001364>.
- Assene, Fernand, Ariane Koch-Larrouy, Isabelle Dadou, Michel Tchilibou, Guillaume Morvan, Jérôme Chanut, Vincent Vantrepotte, Damien Allain, et Trung-Kien Tran. 2023. « Internal Tides off the Amazon Shelf Part I: Importance for the Structuring of Ocean Temperature during Two Contrasted Seasons ». *EGUsphere*, mars, 1-46. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-418>.
- Assene, Fernand, Yves Morel, Audrey Delpech, Micael Aguedjou, Julien Jouanno, Sophie Cravatte, Frédéric Marin, et al. 2020. « From Mixing to the Large Scale Circulation: How the Inverse Cascade Is Involved in the Formation of the Subsurface Currents in the Gulf of Guinea ». *Fluids* 5 (3): 147. <https://doi.org/10.3390/fluids5030147>.
- Aumont, Olivier, Christian Éthé, Alessandro Tagliabue, Laurent Bopp, et Marion Gehlen. 2015. « PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies ». *Geoscientific Model Development Discussions* 8 (2): 1375-1509. <https://gmd.copernicus.org/articles/8/2465/2015/>.
- Baines, P. G. 1974. « The Generation of Internal Tides over Steep Continental Slopes ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, juillet. <https://doi.org/10.1098/rsta.1974.0045>.
- . 1982. « On Internal Tide Generation Models ». *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29 (3): 307-38. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90098-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90098-X).
- Balcerak, Ernie. 2012. « Internal Tides Measured with Multisatellite Altimetry ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 93 (8): 86-87. <https://doi.org/10.1029/2012EO080015>.
- Ballarotta, Maxime, Clément Ubelmann, Marie-Isabelle Pujol, Guillaume Taburet, Florent Fournier, Jean-François Legeais, Yannice Faugère, et al. 2019. « On the Resolutions of Ocean Altimetry Maps ». *Ocean Science* 15 (4): 1091-1109. <https://doi.org/10.5194/os-15-1091-2019>.
- Barbot, Simon. 2021. « Modélisation réaliste de la marée interne : sa signature en surface, sa variabilité et son bilan énergétique ». PhD Thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III. <https://theses.hal.science/tel-03683133>.

- Barbot, Simon, Marion Lagarde, Florent Lyard, Patrick Marsaleix, Pascale Lherminier, et Catherine Jeandel. 2022. « Internal Tides Responsible for Lithogenic Inputs Along the Iberian Continental Slope ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127 (10): e2022JC018816. <https://doi.org/10.1029/2022JC018816>.
- Barbot, Simon, Florent Lyard, Michel Tchilibou, et Loren Carrere. 2021. « Background Stratification Impacts on Internal Tide Generation and Abyssal Propagation in the Western Equatorial Atlantic and the Bay of Biscay ». *Ocean Science* 17 (6): 1563-83. <https://doi.org/10.5194/os-17-1563-2021>.
- Barthem, R. B., P. Charvet-Almeida, L. F. A. Montag, et A. E. Lanna. 2004. « Global International waters assessment Amazon basin, GIWA regional assessment 40 b ». *GIWA Regional assessment reports*, 76.
- Beardsley, Robert C., Julio Candela, Richard Limeburner, W. Rockwell Geyer, Steven J. Lentz, Belmiro M. Castro, David Cacchione, et Nelson Carneiro. 1995. « The M2 Tide on the Amazon Shelf ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100 (C2): 2283-2319. <https://doi.org/10.1029/94JC01688>.
- Béné, Christophe, Robert Arthur, Hannah Norbury, Edward H. Allison, Malcolm Beveridge, Simon Bush, Liam Campling, et al. 2016. « Contribution of Fisheries and Aquaculture to Food Security and Poverty Reduction: Assessing the Current Evidence ». *World Development* 79 (mars): 177-96. <https://doi.org/10.1016/j.worlddev.2015.11.007>.
- Bercher, Nicolas. 2008. « Accuracy of Satellite Radar Altimetry over Rivers: Development and Application of a Standardized Method to Characterize the Quality of Radar Altimetry Products for Inland Water Hydrology ». Phd Thesis, AgroParisTech. <https://pastel.hal.science/pastel-00005203>.
- Bernard, Barnier, Gurvan Madec, Thierry Penduff, Jean-Marc Molines, Anne-Marie Treguier, Julien Le Sommer, Aike Beckmann, et al. 2006. « Impact of Partial Steps and Momentum Advection Schemes in a Global Ocean Circulation Model at Eddy-Permitting Resolution ». *Ocean Dynamics* 56 (5): 543-67. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0082-1>.
- Bessières, Laurent. 2007. « Impact des marées sur la circulation générale océanique dans une perspective climatique ». Phd Thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III. <https://theses.hal.science/tel-00172154>.
- Bordoï, Lucie. 2015. « Modélisation numérique de la marée interne : Contrôles hydrauliques et topographiques ». Phd Thesis, Université Toulouse III Paul Sabatier. <https://theses.hal.science/tel-01281760>.
- Bourles, B., R. L. Molinari, E. Johns, W. D. Wilson, et K. D. Leaman. 1999. « Upper Layer Currents in the Western Tropical North Atlantic (1989–1991) ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C1): 1361-75. <https://doi.org/10.1029/1998JC900025>.
- Brandt, Peter. 2004. « Seasonal to Interannual Variability of the Eddy Field in the Labrador Sea from Satellite Altimetry ». *Journal of Geophysical Research* 109 (C2): C02028. <https://doi.org/10.1029/2002JC001551>.
- Buijsman, Maarten C., Brian K. Arbic, James G. Richman, Jay F. Shriver, Alan J. Wallcraft, et Luis Zamudio. 2017. « Semidiurnal Internal Tide Incoherence in the Equatorial Pacific ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122 (7): 5286-5305. <https://doi.org/10.1002/2016JC012590>.
- Cacchione, D. A., L. F. Pratson, et A. S. Ogston. 2002. « The Shaping of Continental Slopes by Internal Tides ». *Science*, avril. <https://doi.org/10.1126/science.1069803>.
- Carter, Glenn S., Michael C. Gregg, et Ren-Chieh Lien. 2005. « Internal Waves, Solitary-like Waves, and Mixing on the Monterey Bay Shelf ». *Continental Shelf Research* 25 (12): 1499-1520. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.04.011>.

- Cazenave, François, Yanwu Zhang, Erika McPhee-Shaw, James G. Bellingham, et Timothy P. Stanton. 2011. « High-Resolution Surveys of Internal Tidal Waves in Monterey Bay, California, Using an Autonomous Underwater Vehicle ». *Limnology and Oceanography: Methods* 9 (12): 571-81. <https://doi.org/10.4319/lom.2011.9.571>.
- Chaigneau, Alisée. 2022. « Projections régionales haute-résolution spatiale du niveau de la mer sur les côtes d'Europe de l'Ouest sur le 21ème siècle ». PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse-INPT. <https://theses.hal.science/tel-04247613/>.
- Chelton, Dudley B., et Frank J. Wentz. 2005. « Global Microwave Satellite Observations of Sea Surface Temperature for Numerical Weather Prediction and Climate Research ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 86 (8): 1097-1116. <https://doi.org/10.1175/BAMS-86-8-1097>.
- Chen, Minmo, Zenan Zhu, Chuanzheng Zhang, Xiaohua Zhu, Zhaojun Liu, et Arata Kaneko. 2021. « Observation of Internal Tides in the Qiongzhou Strait by Coastal Acoustic Tomography ». *Journal of Ocean University of China* 20 (5): 1037-45. <https://doi.org/10.1007/s11802-021-4590-x>.
- Chen, Ru, Andrew F. Thompson, et Glenn R. Flierl. 2016. « Time-dependent eddy-mean energy diagrams and their application to the ocean ». *Journal of Physical Oceanography* 46 (9): 2827-50. [https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/46/9/jpo-d-16-0012.1.xml?tab\\_body=pdf](https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/46/9/jpo-d-16-0012.1.xml?tab_body=pdf).
- Cherniawsky, J. Y., M. G. G. Foreman, W. R. Crawford, et R. F. Henry. 2001. « Ocean Tides from TOPEX/Poseidon Sea Level Data ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18 (4): 649-64. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<0649:OTFTPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0649:OTFTPS>2.0.CO;2).
- Chin, Toshio Michael, Jorge Vazquez-Cuervo, et Edward M. Armstrong. 2017. « A Multi-Scale High-Resolution Analysis of Global Sea Surface Temperature ». *Remote Sensing of Environment* 200 (octobre): 154-69. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>.
- Chiu, Ching-Sang, S.R. Ramp, C.W. Miller, J.F. Lynch, T.F. Duda, et Tswen Yung Tang. 2004. « Acoustic intensity fluctuations induced by South China Sea internal tides and solitons ». *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 29 (4): 1249-63. <https://doi.org/10.1109/JOE.2004.834173>.
- Chuang, Wen-Ssn, et Dong-Ping Wang. 1981. « Effects of density front on the generation and propagation of internal tides ». *Journal of Physical Oceanography* 11 (10): 1357-74. [https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/11/10/1520-0485\\_1981\\_011\\_1357\\_eodfot\\_2\\_0\\_co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/11/10/1520-0485_1981_011_1357_eodfot_2_0_co_2.xml).
- Cox, C. S. 1962. « Coupling of surface and internal waves in water of variable depth ». *Journal of the Oceanographic Society of Japan, 20th Anniversary Volume*, 499-513. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1572543024466038144>.
- Craig, P., D. 1987. « Solutions for internal tidal generation over coastal topography ». *Journal of marine research* 45 (1): 83-105. <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=8376180>.
- Dai, Aiguo. 2017. « Dai and Trenberth Global River Flow and Continental Discharge Dataset ». netCDF, proprietary ASCII. [object Object]. <https://doi.org/10.5065/D6V69H1T>.
- Diden, Norbert, et Friedrich Schott. 1993. « Eddies in the North Brazil Current Retroflection Region Observed by Geosat Altimetry ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 98 (C11): 20121-31. <https://doi.org/10.1029/93JC01184>.
- Dimoune, Djoirka Minto, Florence Birol, Fabrice Hernandez, Fabien Léger, et Moacyr Araujo. 2023. « Revisiting the Tropical Atlantic Western Boundary Circulation from a 25-Year

- Time Series of Satellite Altimetry Data ». *Ocean Science* 19 (2): 251-68. <https://doi.org/10.5194/os-19-251-2023>.
- Doodson, A. T., et H. O. Warburg. 1941. « Admiralty manual of tides ». 1941. [https://scholar.google.com/scholar\\_lookup?hl=en&publication\\_year=1941&author=A.T.+Doodson&author=H.D.+Warburg&title=Admiralty+Manual+of+Tides](https://scholar.google.com/scholar_lookup?hl=en&publication_year=1941&author=A.T.+Doodson&author=H.D.+Warburg&title=Admiralty+Manual+of+Tides).
- Doodson, Arthur Thomas. 1921. « The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential ». *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 100 (704): 305-29. <https://doi.org/10.1098/rspa.1921.0088>.
- Dossa, Alina N., Gaël Alory, Alex Costa da Silva, Adeola M. Dahunsi, et Arnaud Bertrand. 2021. « Global Analysis of Coastal Gradients of Sea Surface Salinity ». *Remote Sensing* 13 (13): 2507. <https://doi.org/10.3390/rs13132507>.
- Dossmann, Yvan. 2012. « Ondes internes générées sur une dorsale océanique : du laboratoire à l'océan ». Phdthesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III. <https://theses.hal.science/tel-00758207>.
- Duda, Timothy F., Ying-Tsong Lin, Maarten Buijsman, et Arthur E. Newhall. 2018. « Internal Tidal Modal Ray Refraction and Energy Ducting in Baroclinic Gulf Stream Currents ». *Journal of Physical Oceanography* 48 (9): 1969-93. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0031.1>.
- Dunphy, Michael, et Kevin G. Lamb. 2014. « Focusing and Vertical Mode Scattering of the First Mode Internal Tide by Mesoscale Eddy Interaction ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119 (1): 523-36. <https://doi.org/10.1002/2013JC009293>.
- Egbert, G. D., et R. D. Ray. 2000. « Significant Dissipation of Tidal Energy in the Deep Ocean Inferred from Satellite Altimeter Data ». *Nature* 405 (6788): 775-78. <https://doi.org/10.1038/35015531>.
- Egbert, Gary D., et Richard D. Ray. 2001. « Estimates of M2 Tidal Energy Dissipation from TOPEX/Poseidon Altimeter Data ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106 (C10): 22475-502. <https://doi.org/10.1029/2000JC000699>.
- . 2003. « Semi-diurnal and diurnal tidal dissipation from TOPEX/Poseidon altimetry ». *Geophysical Research Letters* 30 (17). <https://doi.org/10.1029/2003GL017676>.
- Etourneau, Johan, Giovanni Sgubin, Xavier Crosta, Didier Swingedouw, Verónica Willmott, Loïc Barbara, Marie-Noëlle Houssais, et al. 2019. « Ocean Temperature Impact on Ice Shelf Extent in the Eastern Antarctic Peninsula ». *Nature Communications* 10 (1): 304. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08195-6>.
- Fan, Liming, Hui Sun, Qingxuan Yang, et Jianing Li. 2024. « Numerical Investigation of Interaction between Anticyclonic Eddy and Semidiurnal Internal Tide in the Northeastern South China Sea ». *Ocean Science* 20 (1): 241-64. <https://doi.org/10.5194/os-20-241-2024>.
- Fassoni-Andrade, Alice César, Fabien Durand, Alberto Azevedo, Xavier Bertin, Leandro Guedes Santos, Jamal Uddin Khan, Laurent Testut, et Daniel Medeiros Moreira. 2023. « Seasonal to Interannual Variability of the Tide in the Amazon Estuary ». *Continental Shelf Research* 255 (février): 104945. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.104945>.
- Fiedler, Paul C. 2010. « Comparison of Objective Descriptions of the Thermocline ». *Limnology and Oceanography: Methods* 8 (6): 313-25. <https://doi.org/10.4319/lom.2010.8.313>.
- Finocchio, Peter M., James D. Doyle, et Daniel P. Stern. 2022. « Accelerated Sea Ice Loss from Late Summer Cyclones in the New Arctic ». *Journal of Climate* 35 (23): 7751-69. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0315.1>.
- Fonseca, Carlos A., Gustavo J. Goni, William E. Johns, et Edmo J. D. Campos. 2004. « Investigation of the North Brazil Current Retroflexion and North Equatorial

- Countercurrent Variability ». *Geophysical Research Letters* 31 (21): 2004GL020054. <https://doi.org/10.1029/2004GL020054>.
- Fontes, Roberto Fioravanti Carelli, Belmiro Mendes Castro, et Robert C. Beardsley. 2008. « Numerical Study of Circulation on the Inner Amazon Shelf ». *Ocean Dynamics* 58 (3): 187-98. <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0139-4>.
- Fritz, Magdalena, Michael Mayer, Leopold Haimberger, et Susanna Winkelbauer. 2023. « Assessment of Indonesian Throughflow Transports from Ocean Reanalyses with Mooring-Based Observations ». *Ocean Science* 19 (4): 1203-23. <https://doi.org/10.5194/os-19-1203-2023>.
- Fu, Lee-Lueng, et Clement Ubelmann. 2014. « On the Transition from Profile Altimeter to Swath Altimeter for Observing Global Ocean Surface Topography ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 31 (2): 560-68. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00109.1>.
- Gabioux, Mariela, Susana B. Vinzon, et Afonso M. Paiva. 2005. « Tidal Propagation over Fluid Mud Layers on the Amazon Shelf ». *Continental Shelf Research* 25 (1): 113-25. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.001>.
- Garrett, Chris, et Eric Kunze. 2007. « Internal Tide Generation in the Deep Ocean ». *Annual Review of Fluid Mechanics* 39 (1): 57-87. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110227>.
- Garzoli, Silvia L., Amy Ffield, William E. Johns, et Qi Yao. 2004. « North Brazil Current Retroflexion and Transports ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109 (C1). <https://doi.org/10.1029/2003JC001775>.
- Garzoli, Silvia L., Amy Ffield, et Qi Yao. 2003. « North Brazil Current Rings and the Variability in the Latitude of Retroflexion ». In *Elsevier Oceanography Series*, édité par G. J. Goni et P. Malanotte-Rizzoli, 68:357-73. Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(03\)80154-X](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(03)80154-X).
- Gerkema, Th, et J. T. F. Zimmerman. 2008. « An introduction to internal waves ». *Lecture Notes, Royal NIOZ, Texel* 207: 207. <https://www.vliz.be/imisdocs/publications/ocrd/60/307760.pdf>.
- Gerkema, Theo. 2019. *An Introduction to Tides*. Cambridge University Press.
- Gerkema, Theo, Frans-Peter A. Lam, et Leo RM Maas. 2004. « Internal tides in the Bay of Biscay: conversion rates and seasonal effects ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 51 (25-26): 2995-3008. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967064504002097>.
- Gévaudan, Manon, Julien Jouanno, Fabien Durand, Guillaume Morvan, Lionel Renault, et Guillaume Samson. 2021. « Influence of Ocean Salinity Stratification on the Tropical Atlantic Ocean Surface ». *Climate Dynamics* 57 (1): 321-40. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05713-z>.
- Girishkumar, M. S., K. Ashin, et E. Pattabhi Rama Rao. 2024. « Diapycnal mixing induced by salt finger and internal tides on the northwest coast of India ». *Continental Shelf Research* 273 (février): 105172. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105172>.
- Goulding, Michael, Ronaldo Barthem, et Efreim Jorge Gondim Ferreira. 2003. « The Smithsonian atlas of the Amazon ». <https://repositorio.inpa.gov.br/handle/1/35934>.
- Grodsky, Semyon A., et James A. Carton. 2002. « Surface Drifter Pathways Originating in the Equatorial Atlantic Cold Tongue ». *Geophysical Research Letters* 29 (23). <https://doi.org/10.1029/2002GL015788>.
- Guo, Pu, Wendong Fang, Changjian Liu, et Fuwen Qiu. 2012. « Seasonal Characteristics of Internal Tides on the Continental Shelf in the Northern South China Sea ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117 (C4). <https://doi.org/10.1029/2011JC007215>.

- Haren, Hans van, Andrea A. Cimadoribus, Frédéric Cyr, et Louis Gostiaux. 2016. « Insights from a 3-D Temperature Sensors Mooring on Stratified Ocean Turbulence ». *Geophysical Research Letters* 43 (9): 4483-89. <https://doi.org/10.1002/2016GL068032>.
- Haren, Hans van, et Louis Gostiaux. 2009. « High-Resolution Open-Ocean Temperature Spectra ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114 (C5). <https://doi.org/10.1029/2008JC004967>.
- Heathershaw, A. D., A. L. New, et P. D. Edwards. 1987. « Internal Tides and Sediment Transport at the Shelf Break in the Celtic Sea ». *Continental Shelf Research* 7 (5): 485-517. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(87\)90092-6](https://doi.org/10.1016/0278-4343(87)90092-6).
- Hendershott, Myrl C. 1973. « Ocean Tides ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 54 (2): 76-86. <https://doi.org/10.1029/EO054i002p00076-02>.
- Hernandez, O., J. Jouanno, et F. Durand. 2016. « Do the Amazon and Orinoco Freshwater Plumes Really Matter for Hurricane-Induced Ocean Surface Cooling? » *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121 (4): 2119-41. <https://doi.org/10.1002/2015JC011021>.
- Hernandez, O., J. Jouanno, V. Echevin, et O. Aumont. 2017. « Modification of Sea Surface Temperature by Chlorophyll Concentration in the Atlantic Upwelling Systems ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122 (7): 5367-89. <https://doi.org/10.1002/2016JC012330>.
- Hersbach, Hans, Bill Bell, Paul Berrisford, Shoji Hirahara, András Horányi, Joaquín Muñoz-Sabater, Julien Nicolas, et al. 2020. « The ERA5 Global Reanalysis ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146 (730): 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Holloway, Peter E., et Mark A. Merrifield. 1999. « Internal Tide Generation by Seamounts, Ridges, and Islands ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104 (C11): 25937-51. <https://doi.org/10.1029/1999JC900207>.
- . 2003. « On the Spring-Neap Variability and Age of the Internal Tide at the Hawaiian Ridge ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108 (C4). <https://doi.org/10.1029/2002JC001486>.
- Iwasaki, Shinsuke, Atsuhiko Isobe, et Yasuyuki Miyao. 2015. « Fortnightly Atmospheric Tides Forced by Spring and Neap Tides in Coastal Waters ». *Scientific Reports* 5 (1): 10167. <https://doi.org/10.1038/srep10167>.
- Jackson, Christopher. 2007. « Internal Wave Detection Using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112 (C11). <https://doi.org/10.1029/2007JC004220>.
- Jackson, Christopher R., José C.B. Da Silva, et Gus Jeans. 2012. « The Generation of Nonlinear Internal Waves ». *Oceanography* 25 (2): 108-23. <https://www.jstor.org/stable/24861348>.
- Jayakrishnan, P. R., et C. A. Babu. 2013. « Study of the Oceanic Heat Budget Components over the Arabian Sea during the Formation and Evolution of Super Cyclone, Gonu » 2013 (juin). <https://doi.org/10.4236/acs.2013.33030>.
- Jayasekara, Chathurika, Eresha Mendis, et Se-Kwon Kim. 2020. « Seafood in the Human Diet for Better Nutrition and Health », août, 2939-59. <https://doi.org/10.1002/9781119143802.ch131>.
- Jithin, A. K., et P. A. Francis. 2020. « Role of Internal Tide Mixing in Keeping the Deep Andaman Sea Warmer than the Bay of Bengal ». *Scientific Reports* 10 (1): 11982. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68708-6>.
- Jithin, A. K., A. S. Unnikrishnan, V. Fernando, M. P. Subeesh, R. Fernandes, S. Khalap, S. Narayan, et al. 2017. « Observed tidal currents on the continental shelf off the east coast



- of India ». *Continental Shelf Research* 141 (juin): 51-67. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.04.001>.
- Johns, W. E., T. N. Lee, R. C. Beardsley, J. Candela, R. Limeburner, et B. Castro. 1998. « Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current ». *Journal of Physical Oceanography* 28 (1): 103-28. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2).
- Johnston, T. M. Shaun, et Daniel L. Rudnick. 2015. « Trapped Diurnal Internal Tides, Propagating Semidiurnal Internal Tides, and Mixing Estimates in the California Current System from Sustained Glider Observations, 2006–2012 ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, CCE-LTER: Responses of the California Current Ecosystem to Climate Forcing, 112 (février): 61-78. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.03.009>.
- Jouanno, Julien, Xavier Capet, Gurvan Madec, Guillaume Roulet, et Patrice Klein. 2016. « Dissipation of the Energy Imparted by Mid-Latitude Storms in the Southern Ocean ». *Ocean Science* 12 (3): 743-69. <https://doi.org/10.5194/os-12-743-2016>.
- Jouanno, Julien, Frédéric Marin, Yves du Penhoat, Julio Sheinbaum, et Jean-Marc Molines. 2011. « Seasonal Heat Balance in the Upper 100 m of the Equatorial Atlantic Ocean ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116 (C9). <https://doi.org/10.1029/2010JC006912>.
- Jourdain, Nicolas C., Bernard Barnier, Nicolas Ferry, Jérôme Vialard, Christophe E. Menkes, Matthieu Lengaigne, et Laurent Parent. 2014. « Tropical cyclones in two atmospheric (re)analyses and their response in two oceanic reanalyses ». *Ocean Modelling* 73 (janvier): 108-22. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.10.007>.
- Katavouta, Anna, Jeff A. Polton, James D. Harle, et Jason T. Holt. 2022. « Effect of Tides on the Indonesian Seas Circulation and Their Role on the Volume, Heat and Salt Transports of the Indonesian Throughflow ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 127 (8): e2022JC018524. <https://doi.org/10.1029/2022JC018524>.
- Kelly, S. M., J. D. Nash, et E. Kunze. 2010. « Internal-Tide Energy over Topography ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115 (C6). <https://doi.org/10.1029/2009JC005618>.
- Koch-Larrouy, Ariane, Agus Atmadipoera, Pieter van Beek, Gurvan Madec, Jérôme Aucan, Florent Lyard, Jacques Grelet, et Marc Souhaut. 2015. « Estimates of Tidal Mixing in the Indonesian Archipelago from Multidisciplinary INDOMIX In-Situ Data ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 106 (décembre): 136-53. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.007>.
- Koch-Larrouy, Ariane, Matthieu Lengaigne, Pascal Terray, Gurvan Madec, et Sebastien Masson. 2010. « Tidal Mixing in the Indonesian Seas and Its Effect on the Tropical Climate System ». *Climate Dynamics* 34 (6): 891-904. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0642-4>.
- Koch-Larrouy, Ariane, Gurvan Madec, Pascale Bouruet-Aubertot, Theo Gerkema, Laurent Bessières, et Robert Molcard. 2007. « On the Transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water by Internal Tidal Mixing ». *Geophysical Research Letters* 34 (4). <https://doi.org/10.1029/2006GL028405>.
- Koch-Larrouy, Ariane, Gurvan Madec, Daniele Iudicone, Agus Atmadipoera, et Robert Molcard. 2008. « Physical Processes Contributing to the Water Mass Transformation of the Indonesian Throughflow ». *Ocean Dynamics* 58 (3): 275-88. <https://doi.org/10.1007/s10236-008-0154-5>.
- Kolodziejczyk, Nicolas, Mathieu Hamon, Jacqueline Boutin, Jean-Luc Vergely, Gilles Reverdin, Alexandre Supply, et Nicolas Reul. 2021. « Objective Analysis of SMOS and SMAP Sea Surface Salinity to Reduce Large-Scale and Time-Dependent Biases from

- Low to High Latitudes ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 38 (3): 405-21. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-20-0093.1>.
- Kurapov, Alexander L., Gary D. Egbert, J. S. Allen, Robert N. Miller, Svetlana Y. Erofeeva, et P. M. Kosro. 2003. « The M 2 internal tide off Oregon: Inferences from data assimilation ». *Journal of Physical Oceanography* 33 (8): 1733-57. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/33/8/2397.1.xml>.
- Lambeck, Kurt, et Stanley Keith Runcorn. 1977. « Tidal dissipation in the oceans: astronomical, geophysical and oceanographic consequences ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 287 (1347): 545-94. <https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0159>.
- Laurent, Louis St, et Chris Garrett. 2002. « The Role of Internal Tides in Mixing the Deep Ocean ». *Journal of Physical Oceanography* 32 (10): 2882-99. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<2882:TROITI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<2882:TROITI>2.0.CO;2).
- Lavergne, C. de, C. Vic, G. Madec, F. Roquet, A. F. Waterhouse, C. B. Whalen, Y. Cuypers, P. Bouruet-Aubertot, B. Ferron, et T. Hibiya. 2020. « A Parameterization of Local and Remote Tidal Mixing ». *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12 (5): e2020MS002065. <https://doi.org/10.1029/2020MS002065>.
- Le Provost, C. et Florent, Lyard. 1997. « Energetics of the M2 barotropic ocean tides: an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamic model - ScienceDirect ». *Progress in Oceanography*, 1997. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661197000220>.
- Le Provost, C., F. Lyard, J. M. Molines, M. L. Genco, et F. Rabilloud. 1998. « A Hydrodynamic Ocean Tide Model Improved by Assimilating a Satellite Altimeter-Derived Data Set ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103 (C3): 5513-29. <https://doi.org/10.1029/97JC01733>.
- Leclair, Matthieu, et Gurvan Madec. 2009. « A Conservative Leapfrog Time Stepping Method ». *Ocean Modelling* 30 (2): 88-94. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.06.006>.
- Lellouche, Jean-Michel, Eric Greiner, Olivier Le Galloudec, Gilles Garric, Charly Regnier, Marie Drevillon, Mounir Benkiran, et al. 2018. « Recent Updates to the Copernicus Marine Service Global Ocean Monitoring and Forecasting Real-Time 1/12° High-Resolution System ». *Ocean Science* 14 (5): 1093-1126. <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>.
- Lentini, Carlos A.D., Jorge M. Magalhães, José C.B. da Silva, et João A. Lorenzetti. 2016. « Transcritical Flow and Generation of Internal Solitary Waves off the Amazon River: Synthetic Aperture Radar Observations and Interpretation ». *Oceanography* 29 (4): 187-95. <https://www.jstor.org/stable/24862294>.
- Li, Yineng, Enrique N. Curchitser, Jia Wang, et Shiqiu Peng. 2020. « Tidal Effects on the Surface Water Cooling Northeast of Hainan Island, South China Sea ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125 (10): e2019JC016016. <https://doi.org/10.1029/2019JC016016>.
- Liang, Yu-Chiao, Min-Hui Lo, Chia-Wei Lan, Hyodae Seo, Caroline C. Ummenhofer, Stephen Yeager, Ren-Jie Wu, et John D. Steffen. 2020. « Amplified Seasonal Cycle in Hydroclimate over the Amazon River Basin and Its Plume Region ». *Nature Communications* 11 (1): 4390. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18187-0>.
- Long, Xiaoyu, Sang-Ik Shin, et Matthew Newman. 2023. « Statistical Downscaling of Seasonal Forecasts of Sea Level Anomalies for U.S. Coasts ». *Geophysical Research Letters* 50 (4): e2022GL100271. <https://doi.org/10.1029/2022GL100271>.

- Lyard, Florent H., Damien J. Allain, Mathilde Cancet, Loren Carrère, et Nicolas Picot. 2021. « FES2014 Global Ocean Tide Atlas: Design and Performance ». *Ocean Science* 17 (3): 615-49. <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>.
- Lyard, Florent, Fabien Lefevre, Thierry Letellier, et Olivier Francis. 2006. « Modelling the Global Ocean Tides: Modern Insights from FES2004 ». *Ocean Dynamics* 56 (5): 394-415. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>.
- de Macedo, Carina Regina de, Ariane Koch-Larrouy, José Carlos Bastos da Silva, Jorge Manuel Magalhães, Carlos Alexandre Domingos Lentini, Trung Kien Tran, Marcelo Caetano Barreto Rosa, et Vincent Vantrepotte. 2023. « Spatial and Temporal Variability of Mode-1 and Mode-2 Internal Solitary Waves from MODIS/TERRA Sunlint off the Amazon Shelf ». Preprint. Remote Sensing/Internal waves/Surface/Deep Seas: Equatorial Ocean/Other. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1482>.
- MacKinnon, J. A., et M. C. Gregg. 2003. « Shear and Baroclinic Energy Flux on the Summer New England Shelf ». *Journal of Physical Oceanography* 33 (7): 1462-75. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<1462:SABEFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<1462:SABEFO>2.0.CO;2).
- MacKinnon, Jennifer A., Zhongxiang Zhao, Caitlin B. Whalen, Amy F. Waterhouse, David S. Trossman, Oliver M. Sun, Louis C. St Laurent, et al. 2017. « Climate Process Team on Internal Wave–Driven Ocean Mixing ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 98 (11): 2429-54. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0030.1>.
- Madec, G., R. Bourdallé–Badie, J. Chanut, E. Clementi, A. Coward, Ch Ethé, D. Iovino, D. Lea, C. Lévy, et T. Lovato. 2019. « NEMO ocean engine (Version 4.0) ». *Notes Du Pôle De Modélisation De L'institut Pierre–simon Laplace (IPSL)*.
- Magalhaes, J. M., J. C. B. da Silva, M. C. Buijsman, et C. a. E. Garcia. 2016. « Effect of the North Equatorial Counter Current on the Generation and Propagation of Internal Solitary Waves off the Amazon Shelf (SAR Observations) ». *Ocean Science* 12 (1): 243-55. <https://doi.org/10.5194/os-12-243-2016>.
- Marchuk, Guriï Ivanovich, et B. A. Kagan. 1989. *Dynamics of Ocean Tides*. Springer Science & Business Media.
- Martínez-Díaz-de-León, A., Rubén Castro, E. Santamaría-del-Ángel, I. Pacheco-Ruiz, et R. Blanco-Betancourt. 2013. « Sea Surface Heat Fluxes and Fortnightly Modulation of the Surface Temperature within the Ballenas Channel, Gulf of California ». *Journal of Coastal Research* 29 (6): 1400-1412. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00189.1>.
- Masunaga, Eiji, Oliver B. Fringer, Hidekatsu Yamazaki, et Kazuo Amakasu. 2016. « Strong Turbulent Mixing Induced by Internal Bores Interacting with Internal Tide-Driven Vertically Sheared Flow ». *Geophysical Research Letters* 43 (5): 2094-2101. <https://doi.org/10.1002/2016GL067812>.
- Masunaga, Eiji, Yusuke Uchiyama, et Hidekatsu Yamazaki. 2019. « Strong Internal Waves Generated by the Interaction of the Kuroshio and Tides over a Shallow Ridge ». *Journal of Physical Oceanography* 49 (11): 2917-34. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0238.1>.
- Maze', R. 1987. « Generation and propagation of non-linear internal waves induced by the tide over a continental slope ». *Continental Shelf Research* 7 (9): 1079-1104. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(87\)90100-2](https://doi.org/10.1016/0278-4343(87)90100-2).
- Moisan, John R., et Pearn P. Niiler. 1998. « The Seasonal Heat Budget of the North Pacific: Net Heat Flux and Heat Storage Rates (1950–1990) ». *Journal of Physical Oceanography* 28 (3): 401-21. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0401:TSHBOT>2.0.CO;2).

- Molinas, Ernesto, Juliane Castro Carneiro, et Susana Vinzon. 2020. « Internal Tides as a Major Process in Amazon Continental Shelf Fine Sediment Transport ». *Marine Geology* 430 (décembre): 106360. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106360>.
- Mooers, C., N., K. 1973. « Simple model for topographic scattering of inertial internal waves ». In *Transactions-American Geophysical Union*, 54:1121-1121. Amer Geophysical Union 2000 Florida Ave Nw, Washington, DC 20009.
- Moum, J. N., D. M. Farmer, W. D. Smyth, L. Armi, et S. Vagle. 2003. « Structure and Generation of Turbulence at Interfaces Strained by Internal Solitary Waves Propagating Shoreward over the Continental Shelf ». *Journal of Physical Oceanography* 33 (10): 2093-2112. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)033<2093:SAGOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)033<2093:SAGOTA>2.0.CO;2).
- Muacho, S., J. C. B. da Silva, V. Brotas, et P. B. Oliveira. 2013. « Effect of Internal Waves on Near-Surface Chlorophyll Concentration and Primary Production in the Nazaré Canyon (West of the Iberian Peninsula) ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 81 (novembre): 89-96. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.07.012>.
- Muller-Karger, Frank E., Charles R. McClain, et Philip L. Richardson. 1988. « The Dispersal of the Amazon's Water ». *Nature* 333 (6168): 56-59. <https://doi.org/10.1038/333056a0>.
- Munk, Walter, et Carl Wunsch. 1998. « Abyssal Recipes II: Energetics of Tidal and Wind Mixing ». *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45 (12): 1977-2010. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00070-3).
- Nagai, Taira, et Toshiyuki Hibiya. 2015. « Internal Tides and Associated Vertical Mixing in the Indonesian Archipelago ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120 (5): 3373-90. <https://doi.org/10.1002/2014JC010592>.
- New, A. L. 1988. « Internal Tidal Mixing in the Bay of Biscay ». *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35 (5): 691-709. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90026-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90026-X).
- New, A. L., et R. D. Pingree. 1990. « Large-Amplitude Internal Soliton Packets in the Central Bay of Biscay ». *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 37 (3): 513-24. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90022-N](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90022-N).
- Niwa, Yoshihiro, et Toshiyuki Hibiya. 2001. « Numerical study of the spatial distribution of the M<sub>2</sub> internal tide in the Pacific Ocean ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106 (C10): 22441-49. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JC000770>.
- . 2004. « Three-dimensional Numerical Simulation of M<sub>2</sub> Internal Tides in the East China Sea ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109 (C4): 2003JC001923. <https://doi.org/10.1029/2003JC001923>.
- . 2011. « Estimation of Baroclinic Tide Energy Available for Deep Ocean Mixing Based on Three-Dimensional Global Numerical Simulations ». *Journal of Oceanography* 67 (4): 493-502. <https://doi.org/10.1007/s10872-011-0052-1>.
- . 2014. « Generation of Baroclinic Tide Energy in a Global Three-Dimensional Numerical Model with Different Spatial Grid Resolutions ». *Ocean Modelling* 80 (août): 59-73. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.05.003>.
- Nnamchi, Hyacinth C., Victor N. Dike, Akintomide A. Akinsanola, et Ugochukwu K. Okoro. 2021. « Leading patterns of the satellite-era summer precipitation over West Africa and associated global teleconnections ». *Atmospheric Research* 259: 105677. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809521002295>.
- Nugroho, Dwiyoğa. 2017. « The Tides in a General Circulation Model in the Indonesian Sras ». Phdthesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III. <https://theses.hal.science/tel-01897523>.
- Nugroho, Dwiyoğa, Ariane Koch-Larrouy, Philippe Gaspar, Florent Lyard, Guillaume Reffray, et Benoit Tranchant. 2018. « Modelling explicit tides in the Indonesian seas: An

- important process for surface sea water properties ». *Marine Pollution Bulletin*, Special Issue: Indonesia seas management, 131 (juin): 7-18. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.06.033>.
- Olbers, Dirk, et Carsten Eden. 2013. « A Global Model for the Diapycnal Diffusivity Induced by Internal Gravity Waves ». *Journal of Physical Oceanography* 43 (8): 1759-79. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0207.1>.
- Park, Young-Hyang, Jean-Luc Fuda, Isabelle Durand, et Alberto C. Naveira Garabato. 2008. « Internal Tides and Vertical Mixing over the Kerguelen Plateau ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, KEOPS: Kerguelen Ocean and Plateau compared Study, 55 (5): 582-93. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.12.027>.
- Peng, Shiqiu, Jiawen Liao, Xiaowei Wang, Zhiyu Liu, Yanliang Liu, Yuhang Zhu, Bingtian Li, Somkiat Khokiattiwong, et Weidong Yu. 2021. « Energetics Based Estimation of the Diapycnal Mixing Induced by Internal Tides in the Andaman Sea ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 126 (mars). <https://doi.org/10.1029/2020JC016521>.
- Perruche, Coralie. 2009. « Influence de la dynamique mésoéchelle et submésoéchelle sur la compétition au sein d'un écosystème planctonique ». Phd Thesis, Université de Bretagne occidentale - Brest. <https://theses.hal.science/tel-00508647>.
- Pichon, A., et R. Mazé. 1990. « Internal Tides over a Shelf Break: Analytical Model and Observations ». *Journal of Physical Oceanography* 20 (5): 657-71. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0657:ITOASB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0657:ITOASB>2.0.CO;2).
- Pineda, Jesús, et Manuel López. 2002. « Temperature, Stratification and Barnacle Larval Settlement in Two Californian Sites ». *Continental Shelf Research* 22 (8): 1183-98. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00098-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00098-X).
- Pingree, R. D., D. K. Griffiths, et G. T. Mardell. 1984. « The Structure of the Internal Tide at the Celtic Sea Shelf Break ». *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 64 (1): 99-113. <https://doi.org/10.1017/S002531540005966X>.
- Ponte, A. L., et P. Klein. 2015. « Incoherent Signature of Internal Tides on Sea Level in Idealized Numerical Simulations ». *Geophysical Research Letters* 42 (5): 1520-26. <https://doi.org/10.1002/2014GL062583>.
- Prestes, Yuri O., Alex Costa da Silva, et Catherine Jeandel. 2018. « Amazon Water Lenses and the Influence of the North Brazil Current on the Continental Shelf ». *Continental Shelf Research* 160 (mai): 36-48. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.04.002>.
- Pugh, David, et P. L. Woodworth. 2014. *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*. Cambridge University Press.
- Purwandana, Adi, Yannis Cuypers, et Pascale Bouruet-Aubertot. 2021. « Observation of Internal Tides, Nonlinear Internal Waves and Mixing in the Lombok Strait, Indonesia ». *Continental Shelf Research* 216 (mars): 104358. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104358>.
- Quaas, M. F., J. Hoffmann, K. Kamin, L. Kleemann, et K. Schacht. 2016. « Fishing for Proteins. How marine fisheries impact on global food security up to 2050. A global prognosis. » Report. Hamburg: WWF Germany. [https://c402277.ssl.cf1.rackcdn.com/publications/982/files/original/Report\\_food\\_and\\_fish\\_Final.pdf?1484256747](https://c402277.ssl.cf1.rackcdn.com/publications/982/files/original/Report_food_and_fish_Final.pdf?1484256747).
- Ray and Susanto. 2016. « Tidal Mixing Signatures in the Indonesian Seas from High-resolution Sea Surface Temperature Data - Ray - 2016 - Geophysical Research Letters - Wiley Online Library ». 2016. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016GL069485>.
- Ray, R. D., et E. D. Zaron. 2016. « M2 Internal Tides and Their Observed Wavenumber Spectra from Satellite Altimetry ». *Journal of Physical Oceanography* 46 (1): 3-22. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0065.1>.

- Ray, Richard D., et R. Dwi Susanto. 2016. « Tidal Mixing Signatures in the Indonesian Seas from High-Resolution Sea Surface Temperature Data ». *Geophysical Research Letters* 43 (15): 8115-23. <https://doi.org/10.1002/2016GL069485>.
- . 2019. « A Fortnightly Atmospheric ‘Tide’ at Bali Caused by Oceanic Tidal Mixing in Lombok Strait ». *Geoscience Letters* 6 (1): 6. <https://doi.org/10.1186/s40562-019-0135-1>.
- Richardson, P. L., G. E. Hufford, R. Limeburner, et W. S. Brown. 1994. « North Brazil Current Retroflection Eddies ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99 (C3): 5081-93. <https://doi.org/10.1029/93JC03486>.
- Richter, Ingo, et Hiroki Tokinaga. 2020. « An Overview of the Performance of CMIP6 Models in the Tropical Atlantic: Mean State, Variability, and Remote Impacts ». *Climate Dynamics* 55 (9-10): 2579-2601. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05409-w>.
- Richter, Ingo, et Shang-Ping Xie. 2008. « On the Origin of Equatorial Atlantic Biases in Coupled General Circulation Models ». *Climate Dynamics* 31 (5): 587-98. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0364-z>.
- Richter, Ingo, Shang-Ping Xie, Swadhin K. Behera, Takeshi Doi, et Yukio Masumoto. 2014. « Equatorial Atlantic Variability and Its Relation to Mean State Biases in CMIP5 ». *Climate Dynamics* 42 (1-2): 171-88. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1624-5>.
- Rieck, Jan K., Claus W. Böning, Richard J. Greatbatch, et Markus Scheinert. 2015. « Seasonal Variability of Eddy Kinetic Energy in a Global High-resolution Ocean Model ». *Geophysical Research Letters* 42 (21): 9379-86. <https://doi.org/10.1002/2015GL066152>.
- Rousselot, Pierre, Evan Cervelli, Eric Fouilland, Ariane Koch-Larrouy, Anne Lebourges-Dhaussy, Xavier Meriaux, Arnaud Le Ridant, et al. 2021. « AMAZOMIX cruise - Physical datasets ». [object Object]. <https://doi.org/10.17882/97235>.
- Ruault, Valentin, Julien Jouanno, Fabien Durand, Jérôme Chanut, et Rachid Benshila. 2020. « Role of the Tide on the Structure of the Amazon Plume: A Numerical Modeling Approach ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 125 (2): e2019JC015495. <https://doi.org/10.1029/2019JC015495>.
- Scharffenberg, Martin G., et Detlef Stammer. 2010. « Seasonal Variations of the Large-scale Geostrophic Flow Field and Eddy Kinetic Energy Inferred from the TOPEX/Poseidon and Jason-1 Tandem Mission Data ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115 (C2): 2008JC005242. <https://doi.org/10.1029/2008JC005242>.
- Schott, Friedrich A., Marcus Dengler, Peter Brandt, Karina Affler, Jürgen Fischer, Bernard Bourlès, Yves Gouriou, Robert L. Molinari, et Monika Rhein. 2003. « The Zonal Currents and Transports at 35°W in the Tropical Atlantic ». *Geophysical Research Letters* 30 (7). <https://doi.org/10.1029/2002GL016849>.
- Schwiderski, Ernst W. 1980. « On Charting Global Ocean Tides ». *Reviews of Geophysics* 18 (1): 243-68. <https://doi.org/10.1029/RG018i001p00243>.
- Sérazin, G., F. Marin, S. Cravatte, L. Gourdeau, R. Morrow, F. Durand, et J. Fuda. 2017. « Swot in the tropics (sdt project): High-frequency and small-scale dynamics around newcaledonia from in situ observations ». In *OSTST meeting*. [https://meetings.avisio.altimetry.fr/fileadmin/user\\_upload/tx\\_ausyclsseminar/files/2017-10\\_OSTST.pdf](https://meetings.avisio.altimetry.fr/fileadmin/user_upload/tx_ausyclsseminar/files/2017-10_OSTST.pdf).
- Sharples, Jonathan, C. Mark Moore, Anna E. Hickman, Patrick M. Holligan, Jacqueline F. Tweddle, Matthew R. Palmer, et John H. Simpson. 2009. « Internal Tidal Mixing as a Control on Continental Margin Ecosystems ». *Geophysical Research Letters* 36 (23). <https://doi.org/10.1029/2009GL040683>.
- Sharples, Jonathan, Jacqueline F. Tweddle, J. A. Matthias Green, Matthew R. Palmer, Young-Nam Kim, Anna E. Hickman, Patrick M. Holligan, et al. 2007. « Spring-Neap

- Modulation of Internal Tide Mixing and Vertical Nitrate Fluxes at a Shelf Edge in Summer ». *Limnology and Oceanography* 52 (5): 1735-47. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.5.1735>.
- Shi, Wei, Menghua Wang, et Lide Jiang. 2011. « Spring-Neap Tidal Effects on Satellite Ocean Color Observations in the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116 (C12). <https://doi.org/10.1029/2011JC007234>.
- Silva, J. C. B. da, A. L. New, M. A. Srokosz, et T. J. Smyth. 2002. « On the Observability of Internal Tidal Waves in Remotely-Sensed Ocean Colour Data ». *Geophysical Research Letters* 29 (12): 10-1-10-14. <https://doi.org/10.1029/2001GL013888>.
- Silva, J. C. B. da, A. L. New, M. A. Srokosz, et T. J. Smyth. 2002. « On the Observability of Internal Tidal Waves in Remotely-Sensed Ocean Colour Data ». *Geophysical Research Letters* 29 (12): 10-1-10-14. <https://doi.org/10.1029/2001GL013888>.
- Simmons, Harper L., Steven R. Jayne, Louis C. St. Laurent, et Andrew J. Weaver. 2004. « Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation ». *Ocean Modelling* 6 (3): 245-63. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(03\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(03)00011-8).
- Smith, Katharine A., Greg Rocheleau, Mark A. Merrifield, Sergio Jaramillo, et Geno Pawlak. 2016. « Temperature Variability Caused by Internal Tides in the Coral Reef Ecosystem of Hanauma Bay, Hawai'i ». *Continental Shelf Research* 116 (mars): 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.004>.
- Solano, Miguel S., Maarten C. Buijsman, Jay F. Shriver, Jorge Magalhaes, Jose da Silva, Christopher Jackson, Brian K. Arbic, et Roy Barkan. 2023. « Nonlinear Internal Tides in a Realistically Forced Global Ocean Simulation ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 128 (12): e2023JC019913. <https://doi.org/10.1029/2023JC019913>.
- Souza, Alejandro J., et Jesús Pineda. 2001. « Tidal Mixing Modulation of Sea-Surface Temperature and Diatom Abundance in Southern California ». *Continental Shelf Research* 21 (6): 651-66. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00105-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00105-9).
- Sprintall, Janet, Arnold L. Gordon, Ariane Koch-Larrouy, Tong Lee, James T. Potemra, Kandaga Pujiana, et Susan E. Wijffels. 2014. « The Indonesian Seas and Their Role in the Coupled Ocean–Climate System ». *Nature Geoscience* 7 (7): 487-92. <https://doi.org/10.1038/ngeo2188>.
- Sprintall, Janet, Arnold L. Gordon, Susan E. Wijffels, Ming Feng, Shijian Hu, Ariane Koch-Larrouy, Helen Phillips, et al. 2019. « Detecting Change in the Indonesian Seas ». *Frontiers in Marine Science* 6. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2019.00257>.
- St. Laurent, Louis C., et Jonathan D. Nash. 2004. « An examination of the radiative and dissipative properties of deep ocean internal tides ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, Small and mesoscale processes and their impact on the large scale, 51 (25): 3029-42. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.09.008>.
- Stabeno, P. J., D. G. Kachel, N. B. Kachel, et M. E. Sullivan. 2005. « Observations from Moorings in the Aleutian Passes: Temperature, Salinity and Transport ». *Fisheries Oceanography* 14 (s1): 39-54. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2419.2005.00362.x>.
- Storto, Andrea, Antonio Bonaduce, Xiangbo Feng, et Chunxue Yang. 2019. « Steric Sea Level Changes from Ocean Reanalyses at Global and Regional Scales ». *Water* 11 (10): 1987. <https://doi.org/10.3390/w11101987>.
- Susanto, R. Dwi, Jiayi Pan, et Adam T. Devlin. 2019. « Tidal Mixing Signatures in the Hong Kong Coastal Waters from Satellite-Derived Sea Surface Temperature ». *Remote Sensing* 11 (1): 5. <https://doi.org/10.3390/rs11010005>.
- Susanto, Raden Dwi, et Richard D. Ray. 2022. « Seasonal and Interannual Variability of Tidal Mixing Signatures in Indonesian Seas from High-Resolution Sea Surface Temperature ». *Remote Sensing* 14 (8): 1934. <https://doi.org/10.3390/rs14081934>.

- Tanaka, Yuki, Ichiro Yasuda, Satoshi Osafune, Takahiro Tanaka, Jun Nishioka, et Yuri N. Volkov. 2014. « Internal tides and turbulent mixing observed in the Bussol Strait ». *Progress in Oceanography*, Biogeochemical and physical processes in the Sea of Okhotsk and the linkages to the Pacific Ocean, 126 (août): 98-108. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.009>.
- Tchilibou, Michel, Lionel Gourdeau, Florent Lyard, Rosemary Morrow, Ariane Koch Larrouy, Damien Allain, et Bughsin Djath. 2020. « Internal Tides in the Solomon Sea in Contrasted ENSO Conditions ». *Ocean Science* 16 (3): 615-35. <https://doi.org/10.5194/os-16-615-2020>.
- Tchilibou, Michel, Lionel Gourdeau, Rosemary Morrow, Guillaume Serazin, Bughsin Djath, et Florent Lyard. 2018. « Spectral Signatures of the Tropical Pacific Dynamics from Model and Altimetry: A Focus on the Meso-/Submesoscale Range ». *Ocean Science* 14 (5): 1283-1301. <https://doi.org/10.5194/os-14-1283-2018>.
- Tchilibou, Michel, Ariane Koch-Larrouy, Simon Barbot, Florent Lyard, Yves Morel, Julien Jouanno, et Rosemary Morrow. 2022. « Internal Tides off the Amazon Shelf during Two Contrasted Seasons: Interactions with Background Circulation and SSH Imprints ». *Ocean Science* 18 (6): 1591-1618. <https://doi.org/10.5194/os-18-1591-2022>.
- Tchonang, Babette Christelle. 2021. « Contribution du satellite SWOT (Surface Water Ocean Topography) pour l'analyse et la prévision océanique ». Phdthesis, Université Paul Sabatier - Toulouse III. <https://theses.hal.science/tel-03595181>.
- Terker, Samantha R., James B. Girton, Eric Kunze, Jody M. Klymak, et Robert Pinkel. 2014. « Observations of the internal tide on the California continental margin near Monterey Bay ». *Continental Shelf Research* 82 (juillet): 60-71. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.01.017>.
- Thorpe, S. A. 1977. « Turbulence and Mixing in a Scottish Loch ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 286 (1334): 125-81. <https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0112>.
- Tian, Baijun, et Xinyu Dong. 2020. « The Double-ITCZ Bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 Models Based on Annual Mean Precipitation ». *Geophysical Research Letters* 47 (8): e2020GL087232. <https://doi.org/10.1029/2020GL087232>.
- Tiemann, Christopher O., Peter F. Worcester, et Bruce D. Cornuelle. 2001. « Acoustic remote sensing of internal solitary waves and internal tides in the Strait of Gibraltar ». *The Journal of the Acoustical Society of America* 110 (2): 798-811. <https://doi.org/10.1121/1.1382617>.
- Tranchant, Yann-Treden, Laurent Testut, Clémence Chupin, Valérie Ballu, et Pascal Bonnefond. 2021. « Near-Coast Tide Model Validation Using GNSS Unmanned Surface Vehicle (USV), a Case Study in the Pertuis Charentais (France) ». *Remote Sensing* 13 (15): 2886. <https://doi.org/10.3390/rs13152886>.
- Tuerena, Robyn E., Richard G. Williams, Claire Mahaffey, Clément Vic, J. A. Mattias Green, Alberto Naveira-Garabato, Alexander Forryan, et Jonathan Sharples. 2019. « Internal Tides Drive Nutrient Fluxes Into the Deep Chlorophyll Maximum Over Mid-Ocean Ridges ». *Global Biogeochemical Cycles* 33 (8): 995-1009. <https://doi.org/10.1029/2019GB006214>.
- Varona, H. L., D. Veleda, M. Silva, M. Cintra, et M. Araujo. 2019. « Amazon River Plume Influence on Western Tropical Atlantic Dynamic Variability ». *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 85 (mars): 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2018.10.002>.



- Vidard, A., P.-A. Bouttier, et F. Vigilant. 2015. « NEMOTAM: Tangent and Adjoint Models for the Ocean Modelling Platform NEMO ». *Geoscientific Model Development* 8 (4): 1245-57. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1245-2015>.
- Vlasenko, Vasilij, et Nataliya Stashchuk. 2006. « Amplification and Suppression of Internal Waves by Tides over Variable Bottom Topography ». *Journal of Physical Oceanography* 36 (10): 1959-73. <https://doi.org/10.1175/JPO2958.1>.
- Wang, Xiaowei, Shiqiu Peng, Zhiyu Liu, Rui Xin Huang, Yu-Kun Qian, et Yineng Li. 2016. « Tidal Mixing in the South China Sea: An Estimate Based on the Internal Tide Energetics ». *Journal of Physical Oceanography* 46 (1): 107-24. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0082.1>.
- Wentz, Frank J. 2015. « A 17-Yr Climate Record of Environmental Parameters Derived from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager ». *Journal of Climate* 28 (17): 6882-6902. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0155.1>.
- Wessel, P., J. F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W. H. F. Smith, et D. Tian. 2019. « The Generic Mapping Tools Version 6 ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20 (11): 5556-64. <https://doi.org/10.1029/2019GC008515>.
- White, Jonathan. 2017. *Tides: The Science and Spirit of the Ocean*. Trinity University Press.
- Xie, Shang-Ping, et James A. Carton. 2004. « Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts ». *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series* 147 (janvier): 121-42. <https://doi.org/10.1029/147GM07>.
- Xie, X. H., Y. Cuypers, P. Bouruet-Aubertot, B. Ferron, A. Pichon, A. Lourenço, et N. Cortes. 2013. « Large-Amplitude Internal Tides, Solitary Waves, and Turbulence in the Central Bay of Biscay ». *Geophysical Research Letters* 40 (11): 2748-54. <https://doi.org/10.1002/grl.50533>.
- Xu, Pengzhao, Wei Yang, Baisu Zhu, Hao Wei, Liang Zhao, et Hongtao Nie. 2020. « Turbulent Mixing and Vertical Nitrate Flux Induced by the Semidiurnal Internal Tides in the Southern Yellow Sea ». *Continental Shelf Research* 208 (décembre): 104240. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104240>.
- Xu, Zhao, Ping Chang, Ingo Richter, Who Kim, et Guanglin Tang. 2014. « Diagnosing Southeast Tropical Atlantic SST and Ocean Circulation Biases in the CMIP5 Ensemble ». *Climate Dynamics* 43 (11): 3123-45. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2247-9>.
- Yadidya, B., et A. D. Rao. 2022. « Projected Climate Variability of Internal Waves in the Andaman Sea ». *Communications Earth & Environment* 3 (1): 1-12. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00574-8>.
- Yang, Mengmeng, Faisal Ahmed Khan, Hongzhen Tian, et Qiping Liu. 2021. « Analysis of the Monthly and Spring-Neap Tidal Variability of Satellite Chlorophyll-a and Total Suspended Matter in a Turbid Coastal Ocean Using the DINEOF Method ». *Remote Sensing* 13 (4): 632. <https://doi.org/10.3390/rs13040632>.
- Yu, Lisan. 2003. « Variability of the depth of the 20 C isotherm along 6 N in the Bay of Bengal: Its response to remote and local forcing and its relation to satellite SSH variability ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50 (12-13): 2285-2304. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967064503000572>.
- Zalesak, Steven T. 1979. « Fully Multidimensional Flux-Corrected Transport Algorithms for Fluids ». *Journal of Computational Physics* 31 (3): 335-62. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(79\)90051-2](https://doi.org/10.1016/0021-9991(79)90051-2).
- Zaron, E. D. 2015. « Nonstationary Internal Tides Observed Using Dual-Satellite Altimetry ». *Journal of Physical Oceanography* 45 (9): 2239-46. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0020.1>.

- Zaron, Edward D. 2017. « Mapping the Nonstationary Internal Tide with Satellite Altimetry ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122 (1): 539-54. <https://doi.org/10.1002/2016JC012487>.
- . 2019. « Baroclinic Tidal Sea Level from Exact-Repeat Mission Altimetry ». *Journal of Physical Oceanography* 49 (1): 193-210. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0127.1>.
- Zaron, Edward D., Tonia A. Capuano, et Ariane Koch-Larrouy. 2023. « Fortnightly Variability of Chl *a* in the Indonesian Seas ». *Ocean Science* 19 (1): 43-55. <https://doi.org/10.5194/os-19-43-2023>.
- Zhang, Xudong, et Xiaofeng Li. 2022. « Satellite data-driven and knowledge-informed machine learning model for estimating global internal solitary wave speed ». *Remote Sensing of Environment* 283 (décembre): 113328. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113328>.
- Zhao, Zhongxiang, Matthew H. Alford, James B. Girton, Luc Rainville, et Harper L. Simmons. 2016. « Global Observations of Open-Ocean Mode-1 M2 Internal Tides ». *Journal of Physical Oceanography* 46 (6): 1657-84. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0105.1>.
- Zilberman, Nathalie, J. Becker, M. Merrifield, et Glenn Carter. 2009. « Model Estimates of M2 Internal Tide Generation over Mid-Atlantic Ridge Topography ». *Journal of Physical Oceanography* - *J PHYS OCEANOGR* 39 (octobre). <https://doi.org/10.1175/2008JPO4136.1>.



**Titre :** Modélisation de la marée interne et analyse de son impact sur la structure thermique de l'océan au large de l'Amazonie.

**Mots clés :** marée, marée interne, mélange vertical, talus amazonien, température, modélisation numérique

**Résumé :** La marée interne est un phénomène complexe généré par l'interaction entre les marées de surface avec la topographie marine (monts sous-marins, pentes continentales, dorsales) dans un contexte d'océan stratifié. La dissipation de l'énergie associée à la marée interne engendre un intense mélange vertical qui influence la température de l'océan sur toute la colonne d'eau jusqu'en surface, ce qui a un impact significatif pour la circulation thermohaline, pour le mélange profond, et pour la convection nuageuse, concernant le mélange plus en surface. L'ensemble des deux (marée interne et de surface) a donc un impact important sur le climat. Ce mélange influence également les concentrations en nutriments, et par ricochet la production primaire et la distribution des organismes marins. Ces divers impacts sont assez documentés dans certaines régions océaniques grâce aux données in situ et à la modélisation numérique. Mais la question de l'impact de la marée interne sur la structure de la température et des nutriments reste encore ouverte concernant la région au large de l'embouchure de l'Amazonie, qui est ma zone d'étude. L'objectif premier de ma thèse, qui est technique, est de fournir une base de données de simulations numériques permettant d'étudier la dynamique de la marée interne et de son impact sur le milieu physique et la biogéochimie marine au large de l'embouchure de l'Amazonie. Le second objectif, qui est scientifique, est d'utiliser ces simulations pour analyser l'impact de la marée interne sur la structure de la température et sa variabilité dans le temps. Durant ma thèse, j'ai participé à la mise en place de deux configurations du modèle NEMO dédiées à l'étude des ondes internes de marée. L'une est physique et baptisée « AMAZON36 », et l'autre est couplée physique-biogéochimie avec le modèle PISCES et baptisée « AMAZON36-BIO ». Ensuite, j'ai réalisé, pour chacune des deux configurations, des simulations jumelles (avec et sans forçage de marée) sur plusieurs années, 2007–2016 et 2013–2016 pour AMAZON36 et AMAZON36-BIO, respectivement. Dans la suite de la thèse, nous avons utilisé les simulations de la configuration AMAZON36 pour montrer comment au large de l'embouchure de l'Amazonie, les ondes internes de marée entraînent un refroidissement significatif de la SST qui induit une augmentation des flux nets de chaleur entre l'océan et l'atmosphère sus-jacente. Les ondes internes de marée induisent également un refroidissement de la température sur la verticale à l'intérieur de l'océan, dans la couche de mélange et au-dessus de la thermocline, et un refroidissement en dessous jusqu'à plusieurs centaines de mètres. Nous avons aussi montré que c'est par le mélange vertical que les ondes internes de marée impactent la température sur toute la verticale. Dans la suite, nous avons utilisé ces simulations et des observations satellites de la température de surface de la

mer (SST) pour analyser variabilité temporelle de cet impact sur la température aux fréquences semi-diurnes et bimensuelle depuis la surface jusqu'à l'intérieur de la colonne d'eau. Il apparait clairement que les ondes internes dans leurs zones de dissipation sur le talus et au large, entraînent de fortes fluctuations de température à haute fréquence pouvant atteindre plusieurs degrés Celsius, et un peu moins à l'échelle bimensuelle. Les travaux de ma thèse permettent ainsi (i) de mieux appréhender les mécanismes et les échelles temporelles d'action de la marée interne sur la température au large de l'embouchure de l'Amazone, et (ii) posent une base solide, en termes de réalisation de simulations numériques, pour l'analyse de l'impact de la marée interne sur la biogéochimie dans cette région.

**Title:** Modeling of internal tides and analysis of their impact on ocean thermal structure off the Amazon

**Key words:** tides, internal tides, vertical mixing, Amazonian slope, temperature, numerical modelling.

**Abstract:** Internal tides (IT) are a complex phenomenon generated by the interaction between surface tides and marine topography (seamounts, continental slopes, ridges) in a stratified ocean. The dissipation of IT's energy generates an intense vertical mixing that influences the temperature of the ocean over the entire water column down to the surface, which has a significant impact on the thermohaline circulation, for the deep mixing, and for the cloud convection, concerning the mixing close to the surface. Together, they both (internal and surface tides) have a significant impact on the climate. This mixing also influences nutrient concentrations, and in turn the primary production and distribution of marine organisms. These various impacts are well documented in some ocean regions thanks to in situ data and numerical modelling. But the question of the impact of ITs on the structure of temperature and nutrients is still open regarding the region off the mouth of the Amazon, which is my study area. The primary objective of my thesis, which is technical, is to provide a database of numerical simulations to study the dynamics of ITs and their impact on the physical environment and marine biogeochemistry off the mouth of the Amazon. The second objective, which is scientific, is to use these simulations to analyze the impact of ITs on the temperature structure and its variability over time. During my thesis, I participated in the implementation of two configurations of the NEMO model dedicated to the study of ITs. One is physical and called "AMAZON36" and the other is coupled with the PISCES model and is called "AMAZON36-BIO". Then, for each of the two configurations, I performed twin simulations (with and without tidal forcing) over several years, 2007–2016 and 2013–2016 for AMAZON36 and AMAZON36-BIO, respectively. In the rest of the thesis, we used simulations of the AMAZON36 configuration to show how off the mouth of the Amazon, the mixing induced by the dissipation of ITs impacts the SST, the net heat flux between the ocean and the overlying atmosphere, the temperature on the vertical. And finally, what are the processes by which the internal tides act. Subsequently, we used these simulations and satellite observations of sea surface temperature (SST) to analyze the temporal variability of this impact on temperature at semi-diurnal and fortnightly frequencies from the surface to the interior of the water column. My thesis has allowed (i) to better understand the mechanisms and the temporal scales of IT's actions on the temperature off the mouth of the Amazon, and (ii) lay a solid basis for the analysis of the impact of the internal tides on biogeochemistry in this region.