



HAL
open science

Modélisation du niveau instantané de la mer en conditions paroxysmales : Caractérisation des contributions à différentes échelles de temps et d'espace

Fabien Rétif

► **To cite this version:**

Fabien Rétif. Modélisation du niveau instantané de la mer en conditions paroxysmales : Caractérisation des contributions à différentes échelles de temps et d'espace. Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONT126 . tel-01981493

HAL Id: tel-01981493

<https://theses.hal.science/tel-01981493>

Submitted on 15 Jan 2019

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université de Montpellier

Préparée au sein de l'école doctorale **SIBAGHE**
Et de l'unité de recherche **GéoSciences Montpellier**

Spécialité: **Géosciences**

Présentée par **Fabien Rétif**

Modélisation du niveau instantané de la mer en conditions paroxysmales

Caractérisation des contributions à différentes échelles de
temps et d'espace

Soutenue le 17 Novembre 2015 devant le jury composé de

M. Xavier BERTIN	CR CNRS	La Rochelle	Rapporteur
M. Vincent REY	Professeur	MIO Toulon	Rapporteur
M. Patrick MARSALEIX	CR CNRS	LA Toulouse	Examinateur
M. Yves MOREL	DR CNRS	LEGOS Toulouse	Examinateur
M. Serge LALLEMAND	DR CNRS	GM Montpellier	Président du jury
M. Yann LEREDDE	MDC	UM Montpellier	Directeur de thèse

M. Frédéric BOUCHETTE	MDC	UM Montpellier	Co-Directeur
Mme Claude ESTOURNEL	DR CNRS	LA Toulouse	Invitée
M. Nicolas FRAYSSE	Dir. projet	BRLi Nîmes	Invité



Modélisation du niveau instantané de la mer en conditions paroxysmales : Caractérisation des contributions à différentes échelles de temps et d'espace

Résumé :

Les tempêtes tropicales sont l'un des principaux moteurs des niveaux d'eau extrêmes notamment à cause des forts vents, des pluies torrentielles et des fortes houles qui les accompagnent. L'océan Pacifique nord-ouest est l'endroit où ces tempêtes tropicales (appelées typhons dans cette zone) sont les plus violentes au monde dépassant souvent les 95 nœuds de vent (175 km/h). L'île de Taïwan subit chaque année 3 à 4 typhons qui la frappent directement et une vingtaine qui passent à proximité de l'île. La quantification des variations du niveau instantané de l'eau reste encore aujourd'hui un sujet de recherches actif. En effet, l'identification des processus physiques qui peuvent devenir dominants sur le niveau en conditions paroxysmales est cruciale pour la gestion et la protection des zones côtières. Ce travail de thèse basé sur une approche numérique, permet de discuter les mécanismes hydrodynamiques régionaux fondamentaux à l'origine de l'élévation du niveau d'eau le long de la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao au sud-ouest de Taïwan. L'utilisation du modèle de circulation 3D SYMPHONIE et du modèle de vagues WAVEWATCH III permet d'étudier la saison de mousson 2011 et la saison des typhons 2012 sur une zone s'étendant à environ 600 km autour de l'île de Taïwan. Ces simulations intègrent convenablement la totalité des forçages météo-marins ayant un rôle sur la circulation et le niveau d'eau à la côte : vent, flux atmosphériques, circulation grande échelle, marée, pression atmosphérique, rivières et vagues. Le couplage entre les vagues et les courants est complet en 3D et les deux modèles partagent la même grille de calcul. Par ailleurs, dans le cadre du projet franco-taïwanais KUNSHEN, un ensemble d'appareils a été déployé entre octobre 2011 et novembre 2012 le long d'un profil cross-shore de la barrière sableuse. La simulation complète de niveau d'eau rend compte des surcotes générées par les typhons avec une erreur de l'ordre de 0.15 m. Pour étudier les mécanismes hydrodynamiques, un ensemble de simulations a été réalisé afin d'isoler les contributions. Leur analyse montre que le forçage dominant est celui de la marée astronomique (~1 m), suivi par la circulation régionale (0.4-0.6m) puis des conditions météorologiques (0.2-0.3 m). Dans cette zone à forte dissipation énergétique, la contribution des vagues est négligeable avec moins de 0.1 m d'élévation. La contribution des rivières est, elle aussi, faible (< 0.1 m).

Mots clés : niveau d'eau instantané ; vent ; vague ; courants 3D ; typhons ; conditions extrêmes

**Realistic simulation of instantaneous nearshore water levels during extreme conditions :
Characterization of contributions at different scales of time and space**

Abstract :

Tropical storms are the main engine of extreme water levels due to strong winds, abundant rainfalls and strong waves attached to these events. The western North Pacific ocean is one of places where these tropical storms (called typhoon in this area) are the most violent in the world exceeding 95 knots of wind speed (175 km/h). The island of Taiwan is located on the most of typhoons tracks which come from the western North Pacific. Every year, three or four typhoons strike Taiwan directly and around twenty pass near it. The quantification of instantaneous water levels variations is still studied by active researches. The identification of physical processes that can become dominant on water level during extreme conditions is crucial for the management and the protection of coastal areas. These PhD works, based on a numerical approach, allow to discuss the fundamental regional hydrodynamic mechanisms which control the sea surface elevation along the sandy barrier of Wan-Tzu-Liao located south-western Taiwan. We used the 3D circulation model SYMPHONIE and the wave model WAVEWATCH III to study the mousson season 2011 and the typhoon season 2012 on an area extending 600 km off Taiwan island. These simulations deal with most of the oceanographical forcings playing a role in the sea surface elevation at the coast : winds, air/sea fluxes, astronomical tides, regional circulation, rivers and waves. The coupling between waves and currents is fully in 3D and the two models share the same computational grid. Moreover, in the framework of the KUNSHEN project, a raft of devices were set in front of the Wan-Tzu Liao barrier from october 2011 to november 2012 along a cross-shore section. The full simulation of water level describes the storm surges generated by typhoons with errors of 0.15 m. With the aim to analyse hydrodynamic mechanisms, we performed a set of mono-forcing simulation that isolate each meteo-marine parameter. Their analysis show that astronomical tide is the dominant forcing (~1 m) followed by the regional circulation (0.4-0.6m) and the meteorological conditions (0.2-0.3 m). This zone displays a very strong dissipative feature that conducts to a very low waves contribution on the sea surface elevation (< 0.1 m). They display also a low contribution of rivers around Taiwan (< 0.1 m).

Keywords : instantaneous water level ; wind ; wave ; 3D current ; typhoon ; extreme phenomena

« Personne n'est trop occupé. Ce n'est qu'une question de priorités »

Anonyme

« Quelque chose a touché ton inconscient ; [...] Comme si tu étais...
- ...dans un espace blanc entre les lettres. Au moment où une note de musique
s'achève et où l'autre n'a pas encore commencé. »

Paulo Coelho, La sorcière de Portobello

Remerciements

Faire une thèse c'est bien plus qu'un sujet de recherche. Faire une thèse, c'est à mon sens, un style de vie. Un style où beaucoup de matins, beaucoup de journées et voire même pas mal de nuits, ce sujet de recherche vous accompagne, vous questionne et puis finalement vous transforme. La science, c'est une constante évolution des savoirs où règnent passion et excellence. Pas toujours facile pour un doctorant d'attraper le train en route. Être doctorant, c'est savoir lire et comprendre ce que les autres ont déjà cherché avant vous. C'est savoir comparer, synthétiser leurs résultats parce qu'évidemment, personne ne trouve la même chose. C'est savoir se poser des questions mais pas trop : trop de questions tuent la question. C'est savoir faire les choses, mettre des priorités sur ce que l'on doit réaliser pour atteindre l'objectif. C'est savoir travailler en équipe et gérer ce que l'on appelle l'humain. C'est savoir s'exposer, faire de jolies figures, écrire des articles, présenter ses résultats à l'autre bout du monde dans une langue étrangère. C'est savoir être critiqué, ce qui reste quand même la base de la science. Et pour finir, c'est savoir terminer ce que l'on a commencé et cela passe par remettre à plus tard (voire à jamais) des choses que l'on aurait bien aimé faire maintenant. Alors bien sûr, comme dans la plupart des étapes de la vie, nous ne sommes pas seuls dans cette aventure, il y a toujours un guide pour vous montrer le chemin ou plutôt pour vous faire monter dans le train. Dans une thèse, c'est bien sûr le directeur de thèse qui tient ce rôle et dans cette aventure, c'est Frédéric Bouchette qui l'a merveilleusement bien tenu. Un grand merci à toi pour m'avoir montré le chemin de l'océan qui résonne avec mes valeurs sources de mon île natale et pour m'avoir montré le chemin de la réflexion scientifique qui trouve une utilité à ma curiosité sans fin. La deuxième personne emblématique de ma thèse, c'est Patrick Marsaleix. Je me souviens encore de notre première rencontre à la formation Sirocco en Mars 2012 à Toulouse où j'ai pour la première fois pris en main ton "bébé" : le modèle SYMPHONIE. À cette époque, ne nous le cachons pas, mises à part les commandes ifort et mpirun, je n'avais rien compris ! Merci à toi pour m'avoir allumé la lumière dans ce lieu qui me paraissait si sombre. Je retiens chaleureusement nos échanges de mails à des heures tardives, nos rencontres sur Toulouse et ta grande contribution à la réussite de ce travail. N'ayant pas une place infinie pour remercier tout ceux que j'ai côtoyés pendant ces 3 années, j'inscris chaleureusement vos noms sur cette page de remerciements :

À ma famille Maman Papa Fanny Florian Philian Thierry Mon papy Julien Cécile Alana Lucie Fred Ewenn Zélie Sylvie Jéméry Laurent Daniel Bernard Stella Chloé Steeve (et sa famille) Mes grand-mères qui me regardent de là-haut **À GéoSciences** Romain Chailan Manon Genti Robin Kurtz Frédérick Boudin Serge Lallemand Julien Huon Cyril Ramière Juliette Fabre Lise Petitjean Lucie Campmas Olivier Lobry Bijan Mohammadi Nicolas Lemoigne Fabrice Grosbeau Cédric Champollion **À Toulouse** Claude Estournel Héloïse Michaud Thomas Duhaut Cyril Nguyen Caroline Ulses **À Géomatys** Rémi Maréchal Martin Desruisseaux Vincent Heurteaux Quentin Boileau Alexis Manin **À BRLi** Nicolas Fraysse Romain Danlos Nicolas Proust Xavier Thomas Michel Casamitjana **À HPC@LR** Anne Laurent Sophie Nicoud Anne Coudert Baptiste Chapuisat **À Taïwan** Nans Bujan Jimmy Lin Ting-Chieh Lin Jying Yih Liou Hans Harn La team Endorphin Miss Tatata Rémi Lehu **En Nouvelle-Zélande** Nadia Meyer Karen Mudiwa **Au Japon** Jeremy D. Bricker Guillaume Auger Hubert Chanson **À mes colocs** Charlotte Anne Morgane Sophie Adélaïde Brice Audrey Tata Mag Charly Rouli Nico **À mes copains** Brunelle Thomas-Xavier Marlène Esteban Julien Pierre Nina Chico Anne-Charlotte Emilie Isa P. Isa A. Marco Laura La nuit Montpellier Trad Band **À mon guide spirituel** Brigitte Nodon Un grand merci à Yann Leredde et Serge Lallemand pour leurs efforts de re-lectures et d'encadrement sur cette fin de thèse. Merci à Coralie et à mon papa pour leurs précieuses re-lectures.

Si finalement faire une thèse est un style de vie, faire cette thèse a bien fait évoluer la mienne.

Table des matières

Introduction	13
1 Le niveau d'eau marin et les phénomènes extrêmes	14
2 Taïwan : le cordon sableux de Wan-Tzu-Liao	15
3 Plan du document	17
I Les niveaux d'eau extrêmes - Revue et focus sur Taïwan	19
1 Les processus physiques à l'origine des variations du niveau marin	21
1.1 Les échelles spatiales et temporelles	22
1.2 Le niveau marin	24
1.2.1 Définition	24
1.2.2 Les systèmes de mesure	25
1.3 La circulation océanique	27
1.3.1 La circulation thermohaline	27
1.3.2 La circulation géostrophique	28
1.3.3 Le Kuroshio à Taïwan	29
1.3.4 La dérive d'Ekman	30
1.3.5 Upwelling et downwelling	31
1.3.6 L'effet de la pression atmosphérique	32
1.4 Les changements climatiques	33
1.4.1 Les changements de densité : les effets stériques & eustatiques	33
1.4.2 Variabilité à l'échelle des temps géologiques	33
1.4.3 Variabilité à l'échelle décennale	34
1.4.4 Variabilité à l'échelle saisonnière	36
1.4.5 Le climat actuel à Taïwan	36
1.5 La marée astronomique	37
1.5.1 Courbe de marée astronomique	38
1.5.2 Les types de marée astronomique	39
1.5.3 Marée astronomique en eau peu profonde	40
1.5.4 Analyse harmonique	41
1.5.5 La marée astronomique à Taïwan	41
1.6 Les vagues et la houle	42
1.6.1 Les ondes de surface	42
1.6.2 Définition	43
1.6.3 Évolution des vagues et de la houle	44
1.6.4 Les vagues et le niveau marin	45
1.6.5 Les vagues à Taïwan	49
1.7 Les ondes longues de gravité	50
1.7.1 Les ondes de Kelvin/Rossby	50

1.7.2	Les seiches	51
1.8	Les rivières et les estuaires	51
1.9	Les composantes du niveau marin	52
2	Les niveaux d'eau extrêmes : définitions et modélisation numérique	55
2.1	Le phénomène de surcote	56
2.2	Une définition du mot extrême	56
2.3	Les tempêtes tropicales et les typhons	57
2.4	Les outils de modélisation numérique	59
2.4.1	Les modèles de vagues et de houle à phase moyennée	59
2.4.2	Les modèles de vagues et les typhons	61
2.4.3	Les modèles de circulation côtière	61
2.4.4	Vers un couplage des modèles	65
2.4.5	Vue d'ensemble des couplages numériques actuels	66
2.5	Résumé	67
II	Les outils de modélisation numérique de l'hydrodynamique littorale	69
3	SYMPHONIE - un modèle 3D de circulation côtière	71
3.1	Présentation du modèle	72
3.2	Système d'équations	73
3.2.1	Conditions aux limites	75
3.2.2	Influence des vagues sur le mélange vertical	77
3.3	Discretisation spatiale et grille de calcul	78
3.4	Discretisation temporelle	80
3.5	Initialisation et forçages	80
3.6	Fonctionnalités additionnelles	81
4	WAVEWATCH III - un modèle de génération/propagation des vagues	83
4.1	Présentation du modèle	84
4.2	Système d'équations	84
4.3	Discretisation spatiale et temporelle	84
4.4	Initialisation et forçages	85
4.5	Fonctionnalités additionnelles	85
5	MIRMIDON : une plateforme de calcul dédiée à l'hydrodynamique littorale	87
5.1	Le projet LITTO CMS	88
5.1.1	Les partenaires	88
5.2	Description de la plateforme	90
5.2.1	Une application orientée web	90
5.2.2	Une base de données géo-spatiale	91
5.2.3	Un chaînage des modèles	91
5.3	Démonstration de la plate-forme - en vidéo	92

III Modélisation numérique du niveau instantané de la mer à la

côte au cours de phénomènes paroxysmaux (Wan-Tzu-Liao, Taïwan)	93
6 Hydrodynamique régionale autour de Taïwan de septembre 2011 à décembre 2012	95
6.1 Le projet KUNSHEN	96
6.1.1 La saison des typhons 2012	96
6.2 Méthodologie	98
6.2.1 La campagne de mesures KUNSHEN	98
6.2.2 La grille de calcul	99
6.2.3 Initialisation et forçage aux frontières latérales	100
6.2.4 Forçage atmosphérique	100
6.2.5 Forçage de la marée astronomique	101
6.2.6 Forçage des rivières	103
6.2.7 Résumé	104
6.3 Modélisation de la circulation sans les vagues	105
6.3.1 Résultats obtenus	105
6.3.2 Discussion	113
6.4 Modélisation des vagues	123
6.4.1 Implémentation	123
6.4.2 Résultats obtenus	124
6.4.3 Discussion	130
6.5 Modélisation de la circulation avec les vagues	132
6.5.1 Résultats obtenus	132
6.5.2 Difficultés rencontrées	133
6.6 Conclusions	134
7 Analyse des contributions du niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao, Taïwan	137
7.1 Motivations	138
7.2 Méthodologie	139
7.3 La circulation régionale	140
7.4 L'action du vent	141
7.4.1 Le cas de TALIM	143
7.5 La pression atmosphérique	145
7.6 L'action des vagues	148
7.7 L'action des rivières	148
7.8 La marée astronomique	149
7.9 Discussion et Conclusion	150
8 Analyse du niveau d'eau dans le détroit de Taïwan	153
8.1 Motivations	154
8.2 Méthodologie	154
8.3 Résultats	155
8.4 Discussion et Conclusion	165
9 Conclusions et Perspectives	167
9.1 Prise en compte des vagues dans les modèles de circulation 3D	168
9.2 Quantification du niveau à Wan-Tzu-Liao	169
9.3 Autres formes de valorisation	169
9.4 Perspectives	170

Annexes	185
A Résultats de la simulation "1f" pendant la saison des typhons 2012	187
B International Conference on Coastal Engineering 2014, Seoul, South Korea, june 2014 : Realistic simulation of instantaneous nearshore water level during typhoon	197
C Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil 2014, Dunkerque, France, july 2014 : Modélisation numérique du niveau instantané de la mer à la côte au cours de phénomènes paroxysmaux (Wan-Tzu-Liao, Taïwan)	211
D Tectonophysics, 2015 : A ~3000 years-old extreme sequence of events revealed by marine and shore deposits east of Taiwan	221
E Applied Computing 2015, Dublin, Ireland, October 2015 : A Web Oriented Computational Platform for Littoral Hydro-morphodynamics Modelling	271
F Geodynamics and Environment in East Asia 2014, Hualien, Taiwan, november 2014 : Simulating nearshore water levels induced by wave forcings during typhoons crossing Taiwan	277
G Application of Fluid Mechanics to Disaster Reduction 2015, Sendai, Japan, march 2015 : Storm surge modelling from the ocean to the beach during typhoons crossing Taiwan	279

Introduction

1 Le niveau d'eau marin et les phénomènes extrêmes

Les variations du niveau d'eau ont fasciné et questionné l'humanité depuis bien longtemps. La première contribution scientifique à la caractérisation du niveau d'eau date des environs de 330 avant J-C., quand Pythéas constate que la marée était liée d'une manière ou d'une autre au mouvement de la Lune (Simon, 2007). Depuis, les hommes n'ont cessé d'observer et de mesurer le niveau de la mer pour en comprendre les variations. En 1790, Laplace (1790) résout une partie du problème de la marée en le considérant comme un problème de dynamique de masses d'eau et non pas comme un problème statique. À la fin des années 1800, nous commençons à comprendre que des phénomènes comme par la pression atmosphérique influencent le niveau (Undefined, 1847; Ross, 1854). C'est majoritairement à Darwin (1907) et Doodson (1921) que l'on doit le développement purement harmonique permettant de prédire le niveau d'eau influencé par la marée astronomique. Leurs travaux restent encore aujourd'hui la référence internationale pour le calcul de la marée. Plus tard, Charnock (1955); Hamblin (1987); Simons and Schertzer (1989) ont étudié l'impact du vent sur le niveau d'eau en travaillant notamment sur les lacs où les conditions météorologiques dominent les fluctuations du niveau. Dans ce même contexte, Harris (1957) et Donn and Balachandran (1969) ont étudié l'impact de la pression atmosphérique. Longuet-Higgins and Stewart (1964) ont travaillé sur l'effet des vagues sur le niveau marin et ils ont introduit le concept de "tension de radiation" que nous utilisons encore aujourd'hui. À cette époque, les études visant à quantifier le niveau tendent à évoluer de formulations strictement empiriques basées sur de l'observation vers des formulations dérivées de développements en physique de milieux fluides. Des travaux de modélisation numérique apparaissent, comme la modélisation de la marée pour l'océan réel (Hansen, 1966; Schwiderski, 1980) ou la prévision de surcotes (Welandar, 1961). Ces travaux montrent la nécessité de mieux connaître le milieu (forme et bathymétrie) et d'améliorer les équations notamment sur la dissipation de l'énergie et les conditions aux limites.

Au cours des deux dernières décennies, principalement en raison de l'évolution des appareils de mesure (précision et échantillonnage des mesures dans le temps) et des sciences de l'informatique, notre compréhension des marées et des phénomènes connexes a fait des progrès considérables. En 1986, Chelton and Enfield (1986) analysent les différentes composantes du niveau que l'on enregistre aux bords des côtes et rédigent un ensemble de méthodes pour en filtrer ou en isoler les contributions. En 1987, Pugh (1987) publie un livre très complet sur les connaissances d'observations et d'équations physiques qui influencent le niveau marin. Plusieurs réponses physiques de l'océan peuvent être modélisées par des solutions analytiques aux équations hydrodynamiques (comme par exemple la réponse d'une mer aux vents et aux changements de pression atmosphérique) et permettent ainsi d'aider à la compréhension de la physique des processus impliqués. Cependant, Pugh souligne qu'une description complète des effets complexes et locaux des variations du niveau d'eau ne peut être atteinte que par des techniques de modélisation numérique. Il souligne déjà l'importance d'être capable de modéliser le niveau d'eau dans les zones côtières afin d'alerter les populations en avance. À cette époque, plusieurs auteurs vont dans cette direction (Dube et al., 1985; Flather, 1987) et beaucoup s'accordent à penser que les erreurs des modèles peuvent être associées aux hypothèses sur les conditions aux limites ouvertes, aux approximations utilisées dans la formulation ou encore au manque de résolution spatiale. Ce dernier point est sûrement dû aux limites des puissances de calcul utilisées à cette époque mais il reste toujours d'actualité avec ce besoin grandissant de résolution spatiale toujours plus fine.

Jusqu'à aujourd'hui encore, nous évoluons vers une précision et une robustesse des données observées et de nos modèles. Pourtant, en 2007, Marcos and Tsimplis (2007) expliquent que le niveau de la mer à la côte est facile à mesurer mais qu'il reste toujours difficile à interpréter, car la mesure intègre les contributions de divers paramètres de forçages qui peuvent être locaux,

régionaux ou globaux. Eliot and Pattiaratchi (2010) expliquent eux aussi la difficulté de séparer les effets de surcote qui sont locaux et globaux, notamment lors de phénomènes extrêmes. De plus, d'après Church and Clark (2013), "*il est probable que les niveaux d'eau extrêmes ont augmenté depuis 1970, principalement à cause de la montée du niveau moyen de la mer*" et "*les tempêtes tropicales sont l'un des principaux moteurs des niveaux d'eau extrêmes*". On observe ces dernières années une sensibilisation du public sur les événements climatiques extrêmes en forte hausse, en partie à cause de l'attention portée par les médias à souligner sans arrêt le caractère catastrophique des inondations, des sécheresses, des tempêtes et des vagues de chaleur ou des vagues de froid.

2 Taïwan : le cordon sableux de Wan-Tzu-Liao

Ce travail de thèse s'intègre dans le cadre du projet LITTO CMS (pour LITTOral Crisis Management System) d'innovation industrielle sur la thématique de la surveillance du trait de côte et du projet de recherche franco-taïwanais KUNSHEN 2011-2014 dédié à la caractérisation de l'hydro-morphodynamique des barrières sableuses soumises à des conditions de forçages atmosphériques et marins extrêmes.

L'océan Pacifique nord-ouest est l'endroit au monde présentant le plus de tempêtes tropicales (appelées typhons dans cette zone) qui dépassent en moyenne les 95 noeuds de vent (175 km/h)(Hurricane Research Division, 2015). C'est dans cette zone que se situe l'île de Taïwan (figure 1A). Sa côte ouest fait face aux côtes chinoises et s'ouvre sur le détroit de Taïwan (TS). Ce large détroit présente une bathymétrie peu profonde d'environ 80 m de profondeur et s'étend sur 180 km de large et 350 km de long. C'est une zone d'échange entre la mer de Chine orientale (East China Sea (ECS)) où se situe un vaste plateau continental s'étendant sur des centaines de kilomètres et la mer de Chine du Sud (South China Sea (SCS)), où le plateau se rétrécit progressivement (Chiou et al., 2010). À l'Est de Taïwan, la bathymétrie tombe brutalement dans les grandes profondeurs de l'océan pacifique (Western North Pacific) en raison de la subduction de la plaque Philippines sous la plaque Eurasie. Cette configuration offre, avec ce contraste d'un détroit peu profond à l'Ouest et de grandes profondeurs à l'Est, un panel très contrasté de conditions hydrodynamiques.

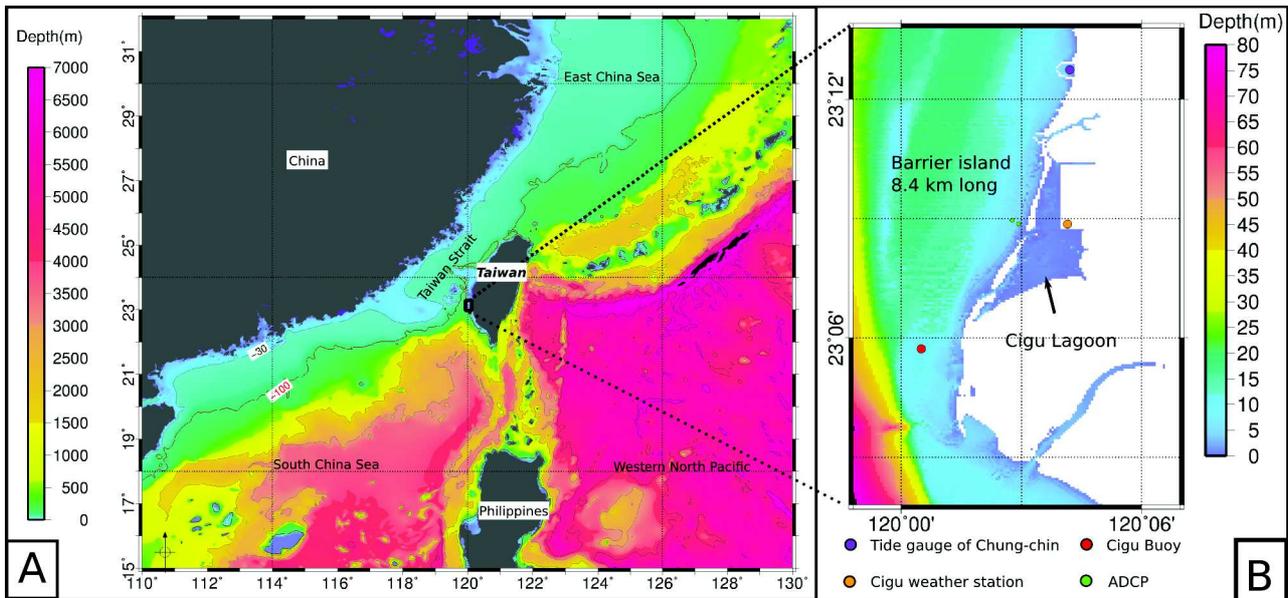


FIGURE 1 – A) Bathymétrie de la zone d'étude ; B) Bathymétrie de la barrière de Wan-Tzu-Liao et la position des instruments. Source : bathymétrie GEBCO (figure A) et THL Taïwan (figure B)

L'île de Taïwan présente un total de 1394 km de trait de côte avec des côtes rocheuses à l'Est et des plages de sable fin à l'Ouest (Doong et al., 2011). Parmi les systèmes de classification de la zone côtière, le plus largement utilisé est sûrement celui introduit par Shepard (1973). Il divise les côtes du monde en côtes primaires, formées principalement par des processus non-marins (érosion continentale, dépôt subaérien, activité volcanique, glaces,...) et des côtes secondaires, formées principalement par les processus marins comme les vagues, les courants mais aussi par les organismes vivants comme les coraux ou les mangroves. Parmi les côtes secondaires, nous retrouvons le cas du cordon littoral (barrier beach en anglais) qui est présent sur tous les continents sauf l'Antarctique et représente douze pour cent du littoral mondial (Moore et al., 2014). Ses caractéristiques générales sont une forte dynamique dans le temps et dans l'espace et une forte vulnérabilité face aux forces qui opèrent (Hayes, 1973; Cope, 2004; Moore et al., 2014). Cope (2004) définit un cordon littoral comme une côte où il existe une séparation entre la mer et la terre, formée par un trait de côte continu. À Taïwan, c'est sur la côte sud-ouest que nous trouvons le seul système lagunaire bien exprimé, le cordon sableux de Wan-Tzu-Liao qui protège la lagune de Cigu (figure 1B). Ce cordon mesure 7 km de long et entre 100 et 500 m de large. Il donne directement sur le détroit de Taïwan non loin de la ville de Tainan.

Basé sur une approche numérique et l'utilisation massive de données grande échelle, ce travail de thèse cherche à mieux comprendre les mécanismes hydrodynamiques fondamentaux à l'origine de l'élévation du niveau d'eau le long de la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao notamment dans un contexte de conditions de forçages extrêmes. Les questions directement soulevées dans ce travail seront :

1. Quelle est la contribution de chaque forçage météo-marin (marée astronomique, circulation régionale, vent, pression atmosphérique, rivières et vagues) dans le niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao ?
2. Quelle est la réponse du niveau face aux variations de l'intensité d'un forçage ? Est-ce une réponse linéaire ? Exponentielle ? Existe-t-il un système d'héritage dans la réponse du niveau ? Si oui, quels sont les forçages qui favorisent de tels mécanismes ? et quelles sont leurs échelles de temps ?
3. Comment le contexte régional influence-t-il le niveau d'eau à la côte en amplitude ? pour

- quelles échelles de temps ? journalières ? mensuelles ? saisonnières ?
4. En quoi un contexte extrême diffère-t-il d'un contexte plus modéré ? En d'autres termes, qu'est-ce qu'une condition extrême dans le contexte de Wan-Tzu-Liao ?

3 Plan du document

Ce document s'articule en trois parties :

La première partie présente tout d'abord une revue des processus physiques qui contrôlent les variations du niveau d'eau en général et en particulier le long de la côte ouest de Taïwan, puis donne une définition d'un niveau d'eau extrême. Elle comprend aussi une présentation des outils numériques dont nous disposons pour analyser les niveaux et les processus physiques le contrôlant.

La deuxième partie présente les outils numériques utilisés dans cette étude et l'outil MIRMI-DON développé dans le cadre du projet LITTO CMS.

La troisième partie présente les simulations réalisées et leurs analyses. Le chapitre 6 est dédié à la simulation régionale couplée autour de Taïwan de septembre 2011 à décembre 2012. Nous présentons la partie calibration du modèle et nous démontrons la capacité du modèle à reproduire les surcotes avec des erreurs de l'ordre de 0.15 m. Le chapitre 7, lui, vise à analyser les contributions séparément. Nous présentons la méthode utilisée, les résultats obtenus, puis nous ouvrons une discussion sur le sujet. Dans le chapitre 8, nous élargissons l'étude du niveau au détroit de Taïwan en nous focalisant sur le forçage de la circulation régionale et des conditions météorologiques.

Finalement, le chapitre 9 souligne les résultats et les idées majeures de ce travail de recherche, puis nous proposons des perspectives à son amélioration.

Première partie

Les niveaux d'eau extrêmes - Revue et focus sur Taiwan

Chapitre 1

Les processus physiques à l'origine des variations du niveau marin

Ce premier chapitre constitue une revue des processus qui influencent le niveau ainsi qu'un ensemble de contenus théoriques sur ces derniers afin de donner aux lecteurs les outils nécessaires à la compréhension de ce travail. Néanmoins, l'idée n'étant pas de refaire un cours d'océanographie physique, nous limitons notre présentation aux processus rencontrés dans cette étude. Pour les autres processus, des liens bibliographiques permettent de se diriger vers des ouvrages spécifiques. De plus, dans ce chapitre, nous illustrons les idées présentées avec des exemples issues de notre site d'étude à Taïwan.

1.1 Les échelles spatiales et temporelles

Dans cette étude, nous nous plaçons toujours dans le repère orthonormé (O, x, y, z) tel que (Ox) et (Oy) soient les axes horizontaux et (Oz) soit l'axe vertical dirigé vers le zénith (figure 1.1). De plus \bar{x} est défini par $\bar{x} = (x, y)$ et les variables u , v et w sont les vitesses correspondantes sur les axes (Ox) , (Oy) et (Oz) .

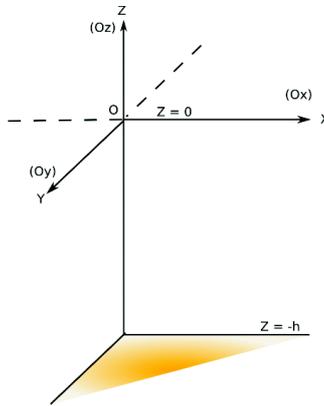


FIGURE 1.1 – Repère orthonormé (O, x, y, z) . L'axe vertical est orienté vers le haut de telle sorte que le fond est représenté par $z = -h$ avec h la bathymétrie et la surface moyenne de l'océan par $z = 0$.

En océanographie physique, nous distinguons 3 échelles spatiales liées à la bathymétrie (figure 1.2) (Geistdoerfer, 2002; Denamiel, 2006).

- Les études à l'échelle hauturière permettent de caractériser les processus contrôlant la circulation grande échelle. Parmi ces processus physiques, nous pouvons citer la circulation thermohaline, les échanges océan-atmosphère, les variations du niveau marin ou encore la génération des vagues. Leur longueur caractéristique est de l'ordre d'une dizaine à une centaine de kilomètres en horizontal et une centaine de mètres en profondeur. Leur échelle temporelle s'étend sur quelques jours ;
- Les études à l'échelle côtière permettent de caractériser la circulation dans la zone où la côte et la bathymétrie ont une influence sur les processus tels que les échanges océan-atmosphère, l'action du vent, les variations du niveau marin ou encore la génération des vagues. Les longueurs caractéristiques sont de l'ordre du kilomètre à la dizaine de kilomètres pour une dizaine de mètres sur la verticale. Les échelles temporelles sont de l'ordre de quelques heures ;
- Les études littorales permettent de caractériser l'hydrodynamique liée à la propagation et la transformation de la houle, aux variations du niveau marin comme les effets de la marée et à l'action du vent. Les longueurs caractéristiques de ces processus sont d'une centaine de mètres à quelques kilomètres et de l'ordre du mètre sur la verticale. Leurs échelles temporelles sont très courtes : de la minute à la dizaine de minutes.

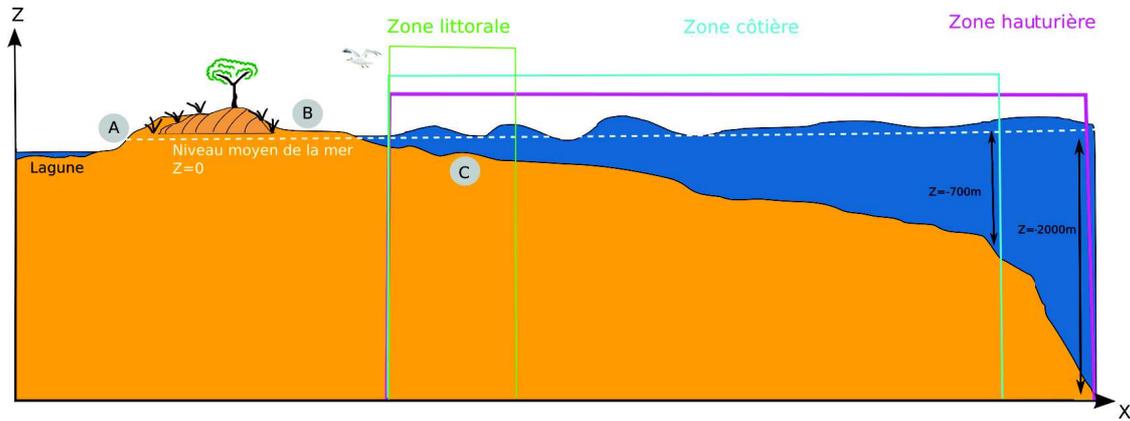


FIGURE 1.2 – Vue d'ensemble des échelles spatiales en océanographie : le domaine hauturier, le domaine côtier et le domaine littoral (du large vers la côte).

Les cordons littoraux sont habituellement découpés en 3 zones : l'arrière plage avec fréquemment une lagune, le cordon et l'avant-côte (figure 1.3) (Oertel, 1985). L'avant-côte est découpée en 3 zones. La zone d'eau peu profonde (shoaling zone en anglais) est située entre plusieurs kilomètres au large et la première barre sédimentaire (dune de sable sous-marine formée aux abords de la côte, point C sur la figure 1.3). C'est dans cette zone que les vagues commencent à se modifier avec la réfraction sur le fond. La deuxième zone s'appelle la zone de surf (surf zone en anglais) et c'est ici que les vagues déferlent. La dernière zone est la zone de jet de rive (swash zone en anglais) où les lames d'eau se dissipent sur la plage. Les études sur la plage émergée (entre les points A et B sur la figure 1.3) permettent de caractériser l'impact de l'eau sur la morphologie de la plage, le transport éolien ou encore la mise en place de cônes de débordement.

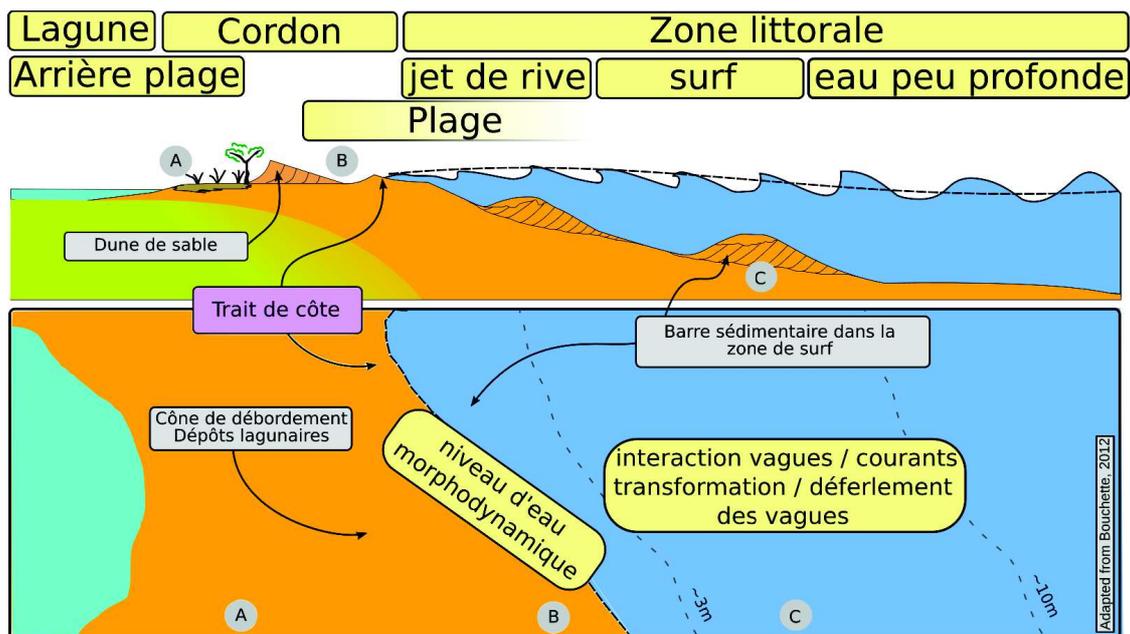


FIGURE 1.3 – Définition du domaine littoral : la zone d'eau peu profonde, la zone de surf et la zone de swash. A) définit l'arrière de la barrière, B) définit le trait de côte, C) définit la première barre sédimentaire.

1.2 Le niveau marin

1.2.1 Définition

Selon la définition du petit Larousse (Jeuge-Maynard, 2010), le niveau est la hauteur de quelque chose par rapport à un plan horizontal de référence. En Sciences de la Terre, un référentiel classique et commun au niveau mondial est le géoïde (figure 1.4). Le géoïde est la forme que la surface des océans prendrait sous l'unique influence de la gravitation et de rotation de la Terre, c'est à dire sans les autres phénomènes comme les vents et les marées. Sur la Terre, tout point subit une accélération de la pesanteur \vec{g} . Cette accélération dérive d'un potentiel gravitationnel W , tel que :

$$\vec{g} = \overrightarrow{\text{grad}}(W) \quad (1.1)$$

Les surfaces où le potentiel de pesanteur W est constant sont des équipotentielles de la pesanteur. Un géoïde est une surface équipotentielle de pesanteur proche du niveau moyen des mers. Comme l'orientation du champ de pesanteur varie à la surface de la Terre, un géoïde ne se superpose pas rigoureusement avec un ellipsoïde, qui est une formulation mathématique de la surface terrestre. La forme d'un géoïde est en effet "déformée", à cause de l'inégale répartition des masses à l'intérieur et à la surface de la Terre. La présence d'une chaîne de montagne, par exemple, crée une déformation de la surface du géoïde.

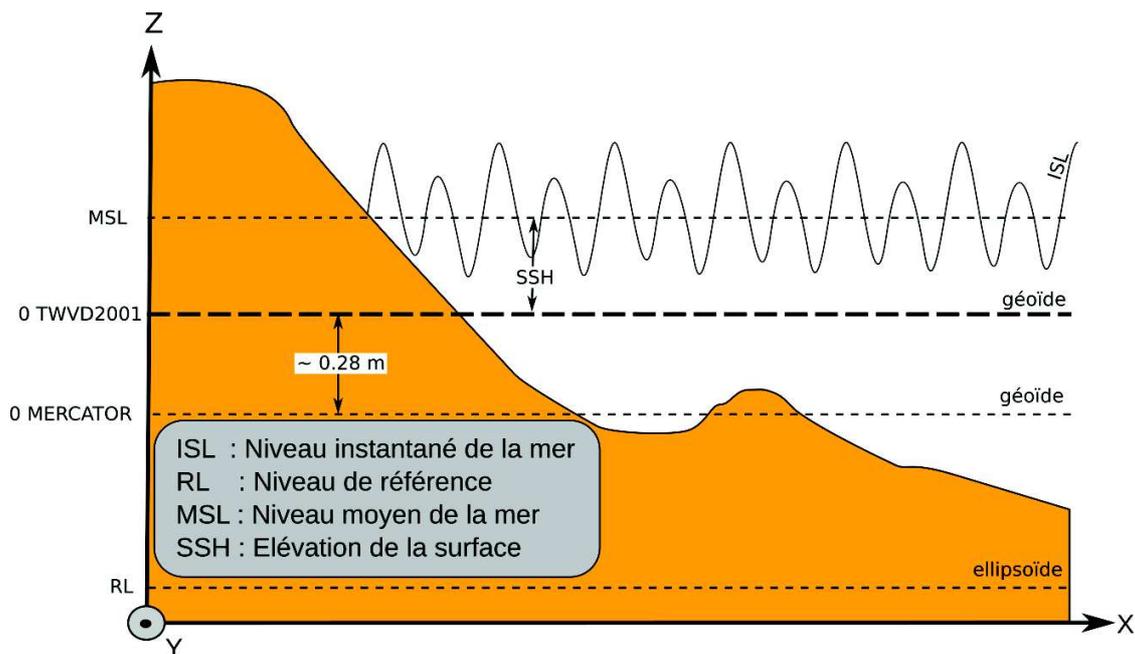


FIGURE 1.4 – Définition des niveaux d'eau.

Comme le niveau moyen de la mer (Mean Sea Level) peut varier de plusieurs dizaines de centimètres selon les endroits, nous avons recours au géoïde pour recalculer le niveau marin à l'endroit considéré. La position d'un géoïde est calculée pour une échelle régionale à partir d'observations à long terme (10-20 ans), typiquement grâce à un réseau de marégraphes. Comme le niveau moyen de la mer évolue au cours du temps, avec notamment les effets des changements climatiques et des mouvements verticaux des masses continentales, il est indispensable d'y associer un repère temporel. Par exemple pour Taïwan le niveau de référence altimétrique en vigueur aujourd'hui est le TaiWan Vertical Datum 2001 (TWVD2001), mis à jour en 2001 (Yang et al., 2003). En France, le référentiel altimétrique officiel est RGF93 depuis le 1er janvier 2001 (Institut Géographique National, 2001).

Ensuite, par rapport au zéro du géoïde, nous pouvons mesurer une élévation du niveau d'eau (Sea Surface Height (SSH) ou Sea Surface Elevation (SSE)). La SSH mesure un niveau incluant les vagues (ondes), les effets des marées et d'autres effets météorologiques à un instant t . Nous appelons ce niveau le niveau instantané de la mer (Instantaneous Sea Level (ISL)) ou le niveau observé de la mer (Observed Sea Level (OSL)). En modélisation numérique, du fait de la physique et des approximations, nous modélisons un niveau moyen à un instant t . Dans ce travail, nous parlerons quand même de la modélisation du niveau instantané de la mer en rapport à la notion de temporalité.

1.2.2 Les systèmes de mesure

Avant de voir comment calculer ou modéliser le niveau, nous allons donner quelques notions sur l'observation précise des variations du niveau de la mer, particulièrement près des côtes. L'observation constitue un objectif important dans la détermination des variations du niveau d'eau, tant pour la navigation que pour les études environnementales. Les observations se distinguent par la précision requise, l'échantillonnage des mesures dans le temps et la manière de les exploiter. La marégraphie est une discipline où nous notons un grand choix de systèmes de mesure. Même si le facteur du moindre coût (matériel et maintenance) est souvent déterminant, la configuration du site d'implantation est également un facteur à prendre en compte. Les types de capteurs et d'enregistreurs ne sont pas les mêmes d'une part pour les sites côtiers, où il faut protéger ces systèmes des intempéries et d'autre part pour ceux du large, qui nécessitent des équipements annexes pour leur immersion et leur récupération.

Les marégraphes à flotteur

Cet appareil est considéré comme le marégraphe enregistreur traditionnel puisqu'il est encore très répandu malgré l'évolution des techniques. Le flotteur est situé dans un puits de tranquillisation avec un orifice positionné au-dessous du niveau des mers les plus basses et communiquant avec la mer extérieure. Il permet de filtrer les fluctuations de niveau liées aux vagues, à la houle ou aux seiches afin d'obtenir une surface horizontale dont l'altitude soit identique à l'altitude du niveau extérieur (figure 1.5).

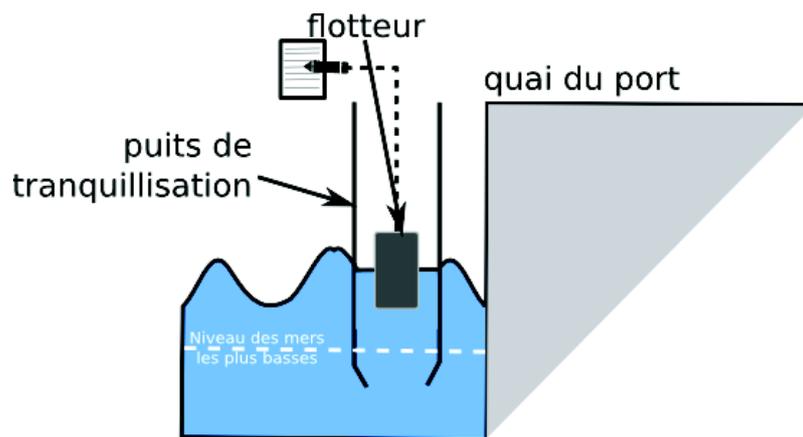


FIGURE 1.5 – Schéma d'un marégraphe à flotteur avec son puits de tranquillisation.

La présence d'un puits de tranquillisation permet de mettre à l'abri des intempéries. Ces instruments sont fiables et peu sophistiqués même s'ils souffrent d'un certain nombre de défauts associés d'une part au puits de tranquillisation et d'autre part au mécanisme de mesure. Pourtant, ils représentent encore aujourd'hui la source presque exclusive des données historiques du niveau marin dans le monde.

Les marégraphes à capteur de pression

Les premiers marégraphes à capteur de pression ont fait leur apparition avec l'évolution technologique (à partir de 1960). Avec l'arrivée de capteurs de pression de faibles dimensions, il a été possible de concevoir des marégraphes posés sur le fond (marégraphes dits "de fond") ayant une autonomie suffisante pour assurer un enregistrement numérique de longue durée pouvant dépasser l'année. Ces appareils sont très utilisés pour mesurer la marée sur le plateau continental jusqu'à des profondeurs en général inférieures à la centaine de mètres. Si l'on considère le capteur de pression posé sur le fond de la mer tel que :

H : la profondeur du lieu de la mesure (immersion moyenne du capteur)(mètre) ;

$h(t)$: la variation du niveau marin (mètre), fonction du temps t et de moyenne nulle
 $\overline{h(t)} = 0$;

$H + h(t)$: la hauteur d'eau au-dessus du capteur (mètre) ;

$p(t)$: la pression mesurée par le capteur (bar) ;

$p_a(t)$: la pression atmosphérique au niveau de la mer (bar) ;

$\bar{\rho}$: la masse volumique moyenne de l'eau de mer (fonction de la température, de la salinité, l'effet de la pression peut être négligé pour les immersions inférieures à quelques centaines de mètres) sur la hauteur $H + h(t)$,

g : l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$),

alors la pression donnée par le capteur est égale à la somme de la pression atmosphérique et de la pression hydrostatique, soit :

$$p(t) = p_a(t) + \bar{\rho}g[H + h(t)] \quad (1.2)$$

La hauteur d'eau au-dessus du capteur de fond est donc :

$$H + h(t) = \frac{[p(t) - p_a(t)]}{\bar{\rho}g} \quad (1.3)$$

Altimètres

Depuis plus de deux décennies, les satellites embarquent des radars altimètres qui permettent une excellente détermination du niveau de l'océan avec une précision proche du centimètre. Le radar émet une impulsion électromagnétique qui est réfléchiée par la mer sur une surface pouvant s'étendre sur 10 km^2 à 20 km^2 . Le temps de parcours vertical aller-retour Δt de cette impulsion permet d'en déduire le niveau de la mer. En raison de la grande distance parcourue par cette onde (environ 2000 km) avec notamment la traversée de l'ionosphère et de la troposphère, sa célérité c n'est pas exactement celle de la lumière dans le vide. De ce fait, il convient d'apporter des corrections relatives aux effets ionosphériques et troposphériques (vapeur d'eau) décrites dans l'ouvrage de Simon (2007). Ce type de mesure offre une précision de quelques centimètres et fournit des informations irremplaçables pour des études géophysiques et météo-océaniques à l'échelle du globe comme notamment la détermination du géoïde marin. Nous pouvons citer des satellites comme European Remote Sensing Satellite (ERS), TOPEX/Poseidon ou Jason son successeur.

GPS

L'observation du niveau d'eau peut être réalisée à l'aide de GPS. Il existe deux techniques, une opérationnelle (par différentielle) et une plutôt en cours de développement (par réflexion). La méthode différentielle consiste à utiliser deux récepteurs GPS (Bonfond et al., 2013). Le

premier est positionné sur la terre et sert de point de référence. Le deuxième est placé sur une bouée ou sur un navire. Par traitement du signal en mode cinématique des mesures verticales obtenues, nous pouvons déterminer les variations du niveau marin avec une très bonne précision. L'une des contraintes est la distance entre les deux récepteurs qui ne doit pas dépasser quelques kilomètres sous peine de voir la précision se dégrader fortement. La deuxième méthode consiste à utiliser la réflexion du signal retour sur la surface de l'océan, rallongeant ainsi son temps de parcours. Par calcul du temps de parcours de l'onde, nous pouvons déterminer le niveau de la mer (Löfgren et al., 2014).

Après avoir défini le niveau et présenté les systèmes de mesure, nous allons maintenant présenter les différents processus physiques qui font fluctuer les variations du niveau d'eau aux bords des côtes.

1.3 La circulation océanique

Les masses d'eau dans les océans sont en perpétuel mouvement. Ce mouvement est principalement induit par : la force de Coriolis, la tension liée au vent, les marées, la gravité et les gradients de pression à l'intérieur du fluide. Cette circulation est habituellement découpée en deux parties, une première dite "circulation de surface" qui touche une centaine de mètres de profondeur et qui est induite principalement par les échanges avec l'atmosphère, puis une deuxième dite "circulation profonde" ou "circulation thermohaline" qui est induite par la densité de l'eau (Frankignoul, 2012a).

1.3.1 La circulation thermohaline

La circulation thermohaline relie la surface avec le fond des océans et caractérise la circulation océanique à l'échelle du globe. Elle a été mise en évidence par Gordon (1986) grâce aux mesures de carbone 14 ou encore Broecker (1991). Elle se nomme thermohaline en référence aux forçages thermique et halin (lié à la salinité) qui sont à l'origine des différences de densité dans l'océan et qui participent à la dynamique de cette circulation. La circulation thermohaline peut être définie comme la circulation tridimensionnelle transportant les masses d'eau et affectant le mouvement de leurs propriétés (température, salinité, oxygène, carbone,...) le long de l'océan (Wunsch, 2002).

Les conditions océaniques et météorologiques particulières (évaporation et/ou refroidissement intenses, formation de glace de mer) régnant dans certaines mers du globe sont responsables de la formation en surface d'une eau de densité très élevée car très salée et/ou très froide. La présence de cette eau dense au-dessus d'une eau plus légère provoque alors un mélange vertical des eaux dans la colonne d'eau qui fait s'écouler les eaux denses jusqu'au fond de l'océan : c'est le processus de convection océanique profonde.

Le chauffage solaire à l'équateur, la convection océanique, la force de Coriolis et les vents sont les principaux moteurs de la circulation océanique globale. Cette circulation permet le transfert en surface, de l'équateur vers les régions polaires, d'eaux chaudes et légères et le transfert en profondeur, des pôles vers l'équateur, d'eaux froides et denses. Les principaux sites de convection profonde sont les mers du Labrador et du Groenland, et dans une moindre mesure les mers de Ross et de Weddell (Rahmstorf, 2006)(figure 1.6).

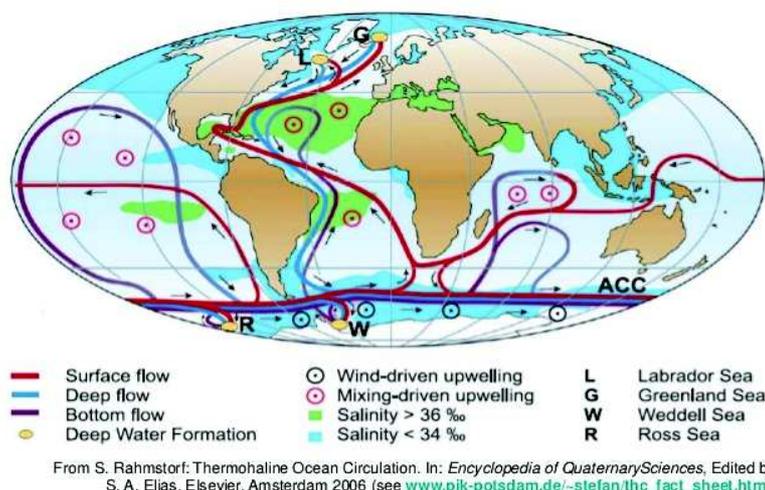


FIGURE 1.6 – Grands ensembles caractéristiques de la circulation thermohaline. En bleu, les courants profonds, en rouge les courants de surface. Source : Rahmstorf (2006).

1.3.2 La circulation géostrophique

Les courants géostrophiques résultent de l'équilibre entre les forces de pression et la force de Coriolis. L'eau voulant naturellement se déplacer d'une région haute pression (H) vers une région basse pression (L), elle se met en mouvement. Dans un équilibre géostrophique, à cause de la force de Coriolis, le fluide s'écoule perpendiculairement à ces deux forces qui s'opposent, le long d'isobares (figure 1.7). Ainsi, plus la pente est forte, plus le courant généré sera fort laissant les basses pressions à sa gauche dans l'hémisphère Nord et à sa gauche dans l'hémisphère Sud.

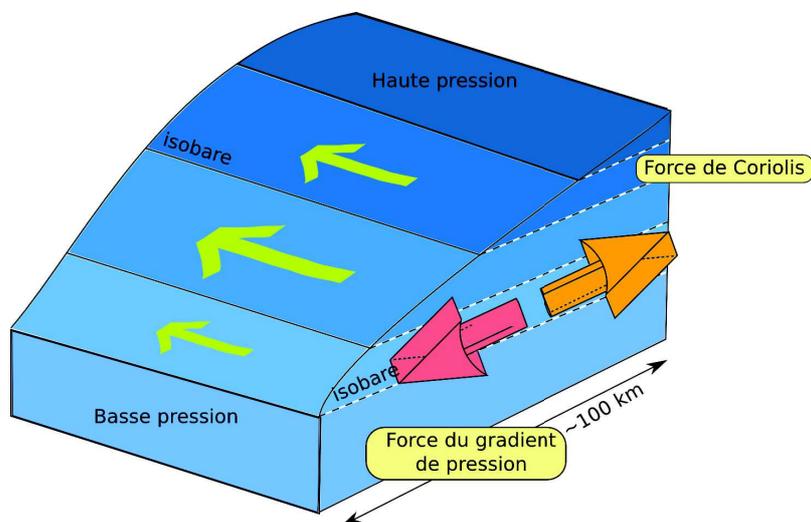


FIGURE 1.7 – Illustration du courant géostrophique. À cause de la force de Coriolis, le fluide s'écoule perpendiculairement aux forces qui s'opposent (gradient de pression et Coriolis) le long de lignes où la pression est égale.

Ce phénomène s'applique sur des distances de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres et sur des fenêtres temporelles de plusieurs jours. L'équation d'équilibre géostrophique s'écrit :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (1.4)$$

avec p la pression hydrostatique, f le paramètre de Coriolis, ρ la masse volumique et g la gravité

et la vitesse d'un courant géostrophique est définie par :

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1.5)$$

Les courants géostrophiques peuvent être liés aux variations du niveau de la mer lorsque la masse volumique reste constante (courants géostrophiques barotropes) ou ils peuvent être liés aux variations de masse volumique (courants géostrophiques baroclines).

Les courants barotropes

Lorsque la masse volumique reste constante, la surface libre des océans n'est pas homogène partout à cause notamment de l'action du vent et de la pression atmosphérique. Les courants générés par ces conditions ont tendance à ramener le niveau de la mer à l'horizontale. Sous l'influence de la force de Coriolis et du fond marin, ces courants s'écoulent perpendiculairement à la pente de surface libre au large ou infléchis selon la ligne de plus grande pente au voisinage des côtes.

Les courants baroclines

La masse volumique de l'eau de mer varie avec la température et la salinité et nous observons alors des courants thermo-halins. Les principales inhomogénéités de masse volumique sont liées au réchauffement solaire qui n'est pas identique en tout point du globe et aux courants baroclines qui vont permettre le transport des masses d'eau. Afin de limiter ces différences de gradient et à cause la force de Coriolis, la masse d'eau se met en mouvement en créant des courants de densité qui peuvent être chauds (comme le Gulf Stream, le Kuroshio ou bien le courant des Aiguilles) ou froids (comme le courant circumpolaire Antarctique).

Même si la présentation théorique des effets de chacune des forces permet de mettre en évidence les différents courants, seule la combinaison de ces forces permet de rendre compte de la réalité.

1.3.3 Le Kuroshio à Taïwan

L'hydrodynamisme de l'océan Pacifique nord-ouest, à l'est de Taïwan, est principalement contrôlé par le courant de surface Kuroshio. Ce courant d'eau chaude provient du courant nord-équatorial de l'océan Pacifique ouest. Il borde les îles des Philippines puis se divise au sud de Taïwan en deux branches faisant une boucle au Sud-Ouest de Taïwan dans la mer de Chine méridionale. La branche la plus rapide, située à l'est de Taïwan, se dirige vers le nord avec des courants pouvant atteindre une profondeur de 1000 m sous certaines latitudes. À cet endroit, la vitesse moyenne du Kuroshio, entre 0 et 50m de profondeur, atteint jusqu'à 1.3 m/s à une distance de 20 à 40 km de la côte Est (Hsin et al., 2008). La branche principale tourne vers l'est, après avoir longé Taïwan, en suivant la fosse d'Okinawa (figure 1.8).

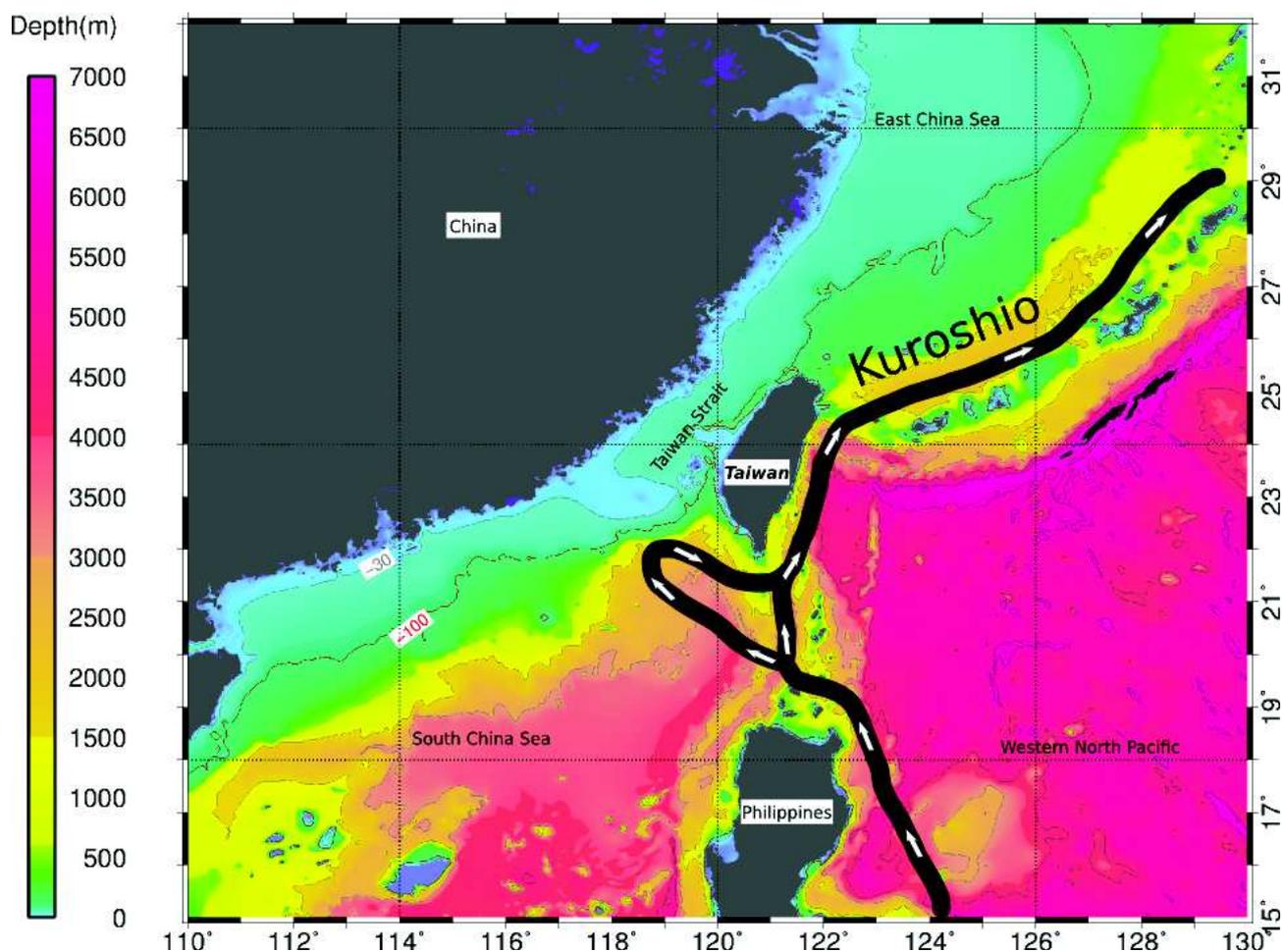


FIGURE 1.8 – Tracé à la main de la tendance générale du Kuroshio. Source : Bathymétrie GEBCO

1.3.4 La dérive d'Ekman

La dérive d'Ekman résulte de l'action du vent sur les eaux de surface, de la force de Coriolis et de la diffusion verticale turbulente. Les vents exercent une force de frottement à la surface des océans qui met en mouvement la couche de surface. La direction des courants générés n'est pas strictement celle impulsée par le vent en raison de la force de Coriolis. Le courant est dévié sur sa droite dans l'hémisphère Nord ou sur sa gauche dans l'hémisphère Sud. Lorsque la force de frottement générée par le vent est en équilibre avec la force de Coriolis, la dérive s'écoule à 45° de la direction du vent, encore une fois à droite dans l'hémisphère Nord ou à gauche dans l'hémisphère Sud. La vitesse se diffuse en profondeur et tourne en s'écartant de la direction du vent. Ce processus s'accompagne d'une perte d'énergie avec des vitesses de plus en plus faibles avec la profondeur jusqu'à l'atténuation. La forme de ce profil vertical de vitesse est appelée la spirale d'Ekman et la couche d'influence du vent qui peut aller jusqu'à une centaine de mètres est appelée la couche d'Ekman. Le transport de l'eau, en moyenne à 90° de la direction du vent, est appelé le transport moyen d'Ekman (figure 1.9).

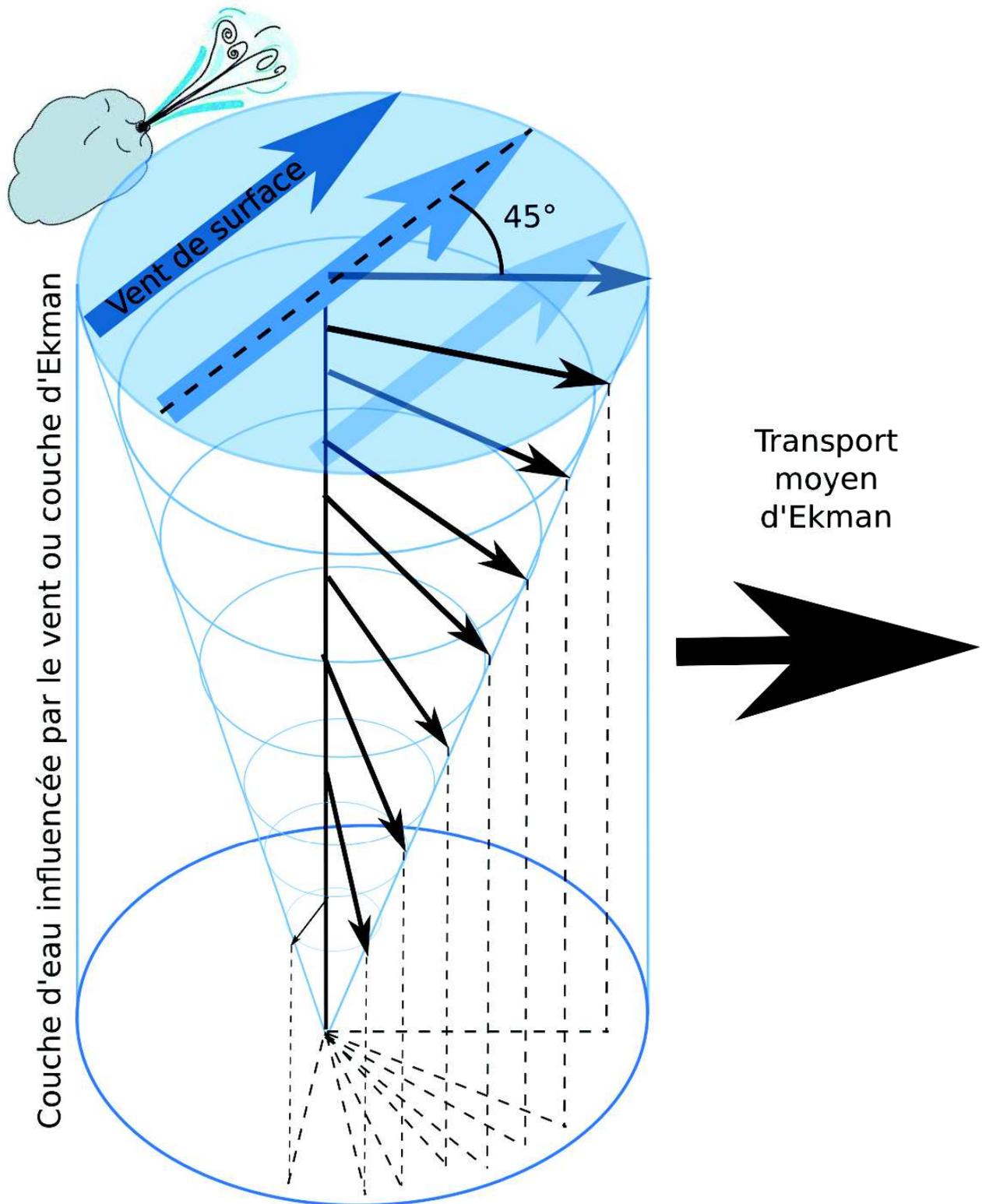


FIGURE 1.9 – Spirale d'Ekman

1.3.5 Upwelling et downwelling

À l'approche de la côte, la dérive d'Ekman liée à l'action du vent est modifiée par rapport à celle générée au large du fait de changements bathymétriques. Bien souvent, l'angle formé entre la direction des vitesses de surface et celle du vent est inférieur à 45° et les courants de dérive s'établissent plus rapidement et sont plus intenses. Nous observons des courants générant soit

une remontée d'eaux venant du fond à la surface (upwelling), soit une plongée des eaux vers le fond (downwelling) (figure 1.10). Ces phénomènes ont une conséquence directe sur le niveau marin avec une tendance à l'abaisser lors d'upwelling et à l'élever lors de downwelling.

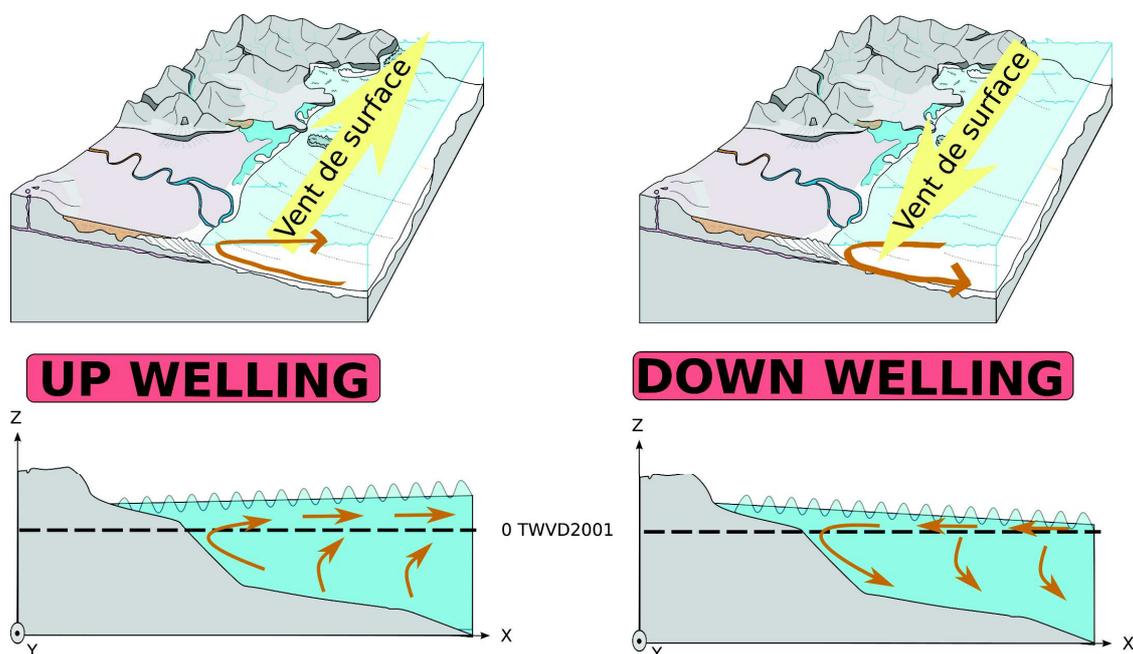


FIGURE 1.10 – Upwelling et downwelling en zone littorale. Les flèches courbées représentent le phénomène d'upwelling ou de downwelling, tandis que les flèches droites représentent la dérive induite par le vent.

1.3.6 L'effet de la pression atmosphérique

L'effet de la pression atmosphérique génère des zones où la surface libre des océans gonfle comme c'est le cas pendant le passage d'une dépression atmosphérique et des zones où la surface libre se creuse comme c'est le cas pendant le passage d'un anticyclone (figure 1.11).

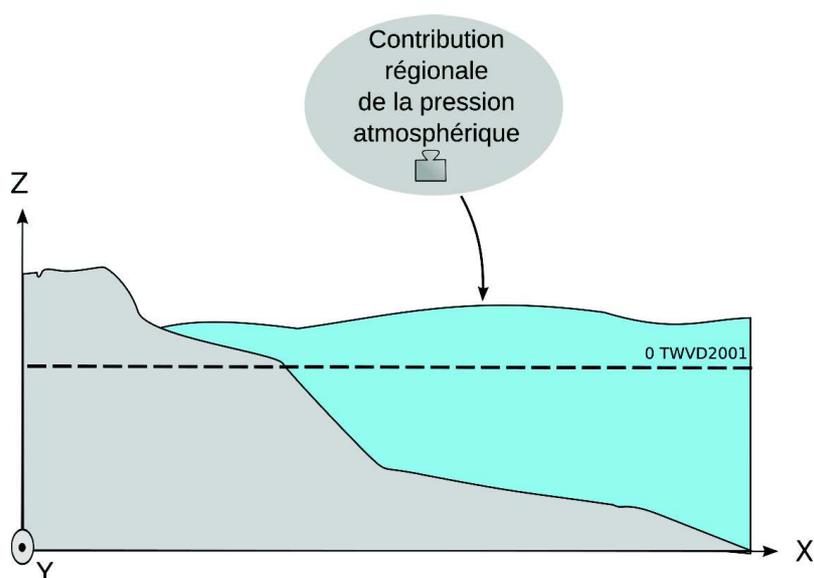


FIGURE 1.11 – Contribution de la pression atmosphérique sur le niveau marin.

Le poids de la colonne d'air située au-dessus d'un point donné de la surface océanique est appelé

le baromètre inverse. C'est un phénomène statique et la variation ΔBI du niveau de la mer créé par la pression atmosphérique s'écrit :

$$\Delta BI = -\frac{Pa - \overline{Pa}}{\rho g} \quad (1.6)$$

où

Pa est la pression atmosphérique (bar) ;

\overline{Pa} est la moyenne de Pa sur l'océan global (bar) ;

ρ est la masse volumique moyenne de l'eau de mer ;

g est l'accélération de pesanteur ($m.s^{-2}$).

Comme ordre de grandeur, nous pouvons retenir qu'une variation de 1 millibar correspond à peu près à une variation de 1 cm de la surface libre. L'échelle temporelle de ce phénomène est de l'ordre de quelques jours, ce qui correspond aux passages successifs de dépressions et d'anticyclones au dessus d'un lieu donné. Selon Wang et al. (1992), l'effet statique de la pression atmosphérique est un facteur important dans les changements de niveau d'eau et représente 30 à 40 % de la variation totale du niveau de la mer à l'échelle saisonnière. Le long de la côte chinoise par exemple, le niveau moyen de la mer chute de 6 à 7 centimètres pendant l'hiver et augmente de 6 à 8 centimètres pendant l'été.

1.4 Les changements climatiques

1.4.1 Les changements de densité : les effets stériques & eustatiques

Les effets stériques sont définis par Tseng et al. (2010) comme étant le changement de volume dû à l'eau de mer qui change de densité en réponse aux variations de la température (thermostérique) et de la salinité (halostérique). Une colonne de 1000 m d'eau de mer se dilate d'environ 1 ou 2 cm pour chaque 0,1 ° C de réchauffement. La contribution de la température et de la salinité (ou de leurs effets combinés sur la densité et le volume) est importante dans les changements régionaux du niveau de la mer.

Les effets eustatiques sont eux définis par le changement de masse dû à l'échange d'eau avec l'atmosphère et les continents. Les glaciers et les calottes glaciaires vont par le biais de précipitations, de l'évaporation, du ruissellement des rivières ou encore de la fonte des glaces apporter une masse d'eau supplémentaire. La contribution des effets eustatiques sur le niveau marin est moins importante que les effets stériques avec en moyenne une dominance des effets thermostériques à l'échelle mondiale (Church et al., 2010).

1.4.2 Variabilité à l'échelle des temps géologiques

Le Pléistocène est la plus ancienne époque géologique du Quaternaire et l'avant-dernière sur l'échelle des temps géologiques. Elle s'étend d'il y a environ 2.6 millions d'années à 12 000 ans avant le présent (Gibbard and Head, 2009). À cette période, nous estimons couramment le niveau moyen de la mer à 100 m en dessous du niveau actuel (Voris, 2000) avec de fortes variations dues aux périodes glaciaires et interglaciaires. Voris (2000) s'est intéressé au niveau de la mer dans l'Asie du Sud-Est et il estime, aux alentours de 17 000 ans avant le présent, le niveau à 120 mètres en dessous du niveau actuel. Li et al. (2014) ont travaillé sur la mer de Chine orientale et ils estiment le niveau à 135 m pendant la dernière glaciation (20 000 ans) puis, avec la fonte rapide de la calotte glaciaire, le niveau a fortement augmenté d'environ 10 m en 500 ans. Raynal et al. (2009) proposent une compilation du niveau de la mer à plusieurs endroits dans le monde montrant l'évolution au cours de la dernière déglaciation (figure 1.12).

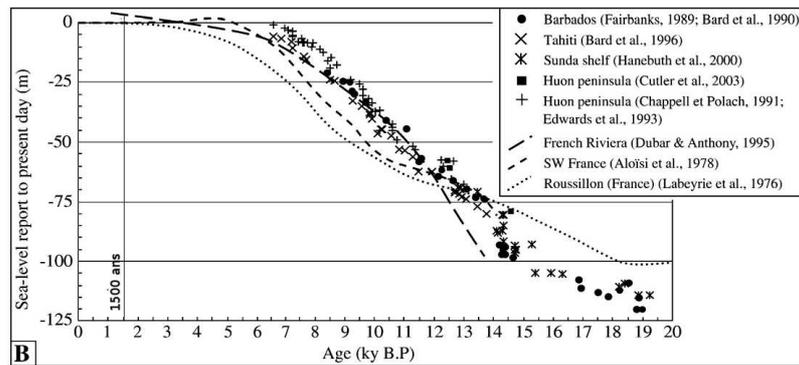


FIGURE 1.12 – Compilation du niveau de la mer montrant l'évolution au cours de la dernière déglaciation (Source : Raynal et al. (2009)).

Nous pouvons ensuite nous intéresser à l'époque de l'Holocène qui est la dernière époque de la période Quaternaire. Elle s'étend sur les 12 000 dernières années. On remarque qu'il y a 1500 ans, le niveau de la mer était au-dessus du niveau actuel dans beaucoup d'endroits dans le monde (figure 1.12 et tableau 1.1). Yu and Chen (2009) présentent une analyse de l'élévation du niveau de la mer pendant le dernier Holocène. Nous observons qu'en Australie le niveau était 2 m au-dessus et à environ 1.5 m pour les côtes de l'Afrique du Sud.

TABLE 1.1 – Elévation du niveau des océans pendant le dernier Holocène par rapport au niveau actuel. Source : Yu and Chen (2009)

Location	Age (year BP)	Sea level (m)
Hainan Island, China	2100-1600	~1
Penghu Islands, China	2020-1890	1.3-1.5
Tioman Island, Malaysia	~1990	~1.1
Phuket, Thailand	~2210	~0.34
Ryukyu Islands, Japan	1970-1640	0.1-1.7
Hong Kong	~1660	~2.03
Australian coast	~1500	~2
Polynesian coral reefs	1200	~0.9
Pacific	2000-1500	1-1.5
South Africa	~1610	~1.5
Florida coastline	2000-1000	~0.5
Leizhou Peninsula, China	~1200	~1.28

Dans les îles de Penghu près de Taïwan, nous observons un niveau moyen de la mer entre 1.3 et 1.5 mètres au-dessus du niveau actuel. Chen and Liu. (1996) expliquent que le niveau de la mer le plus élevé à cet endroit est survenu il y a environ 4700 années à environ 2,4 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Ensuite, ce niveau semble avoir chuté à sa position actuelle sans grandes fluctuations.

1.4.3 Variabilité à l'échelle décennale

À l'échelle décennale, nous pouvons observer des oscillations d'une dizaine de centimètres du niveau marin. L'étude de Tseng et al. (2010)(figure 1.13) montre 3 tendances entre 1994 et 2008 à Taïwan : une première phase d'augmentation jusqu'en 2001, suivie d'une baisse pendant 4 ans puis une augmentation du niveau de la mer après 2005.

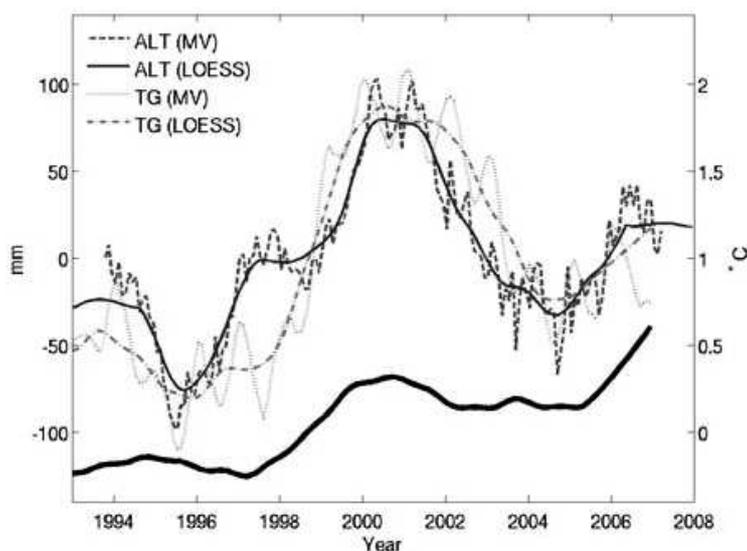


FIGURE 1.13 – Évolution du niveau de la mer à Taïwan entre 1994 et 2008. Comparaison entre des données altimétriques (ALT), la température et des observations d'un marégraphe (TG) au sud-ouest de Taïwan. MV représente une moyenne sur 9 mois du niveau d'eau et LOESS est une analyse de régression locale non-linéaire (Source : Tseng et al. (2010)).

Malgré ces oscillations, la tendance générale du niveau global de la mer sur les 20 dernières années est à l'augmentation à cause de la fonte des glaces et de l'expansion thermique des mers (Church et al., 2011; Palanisamy et al., 2014). Les tendances régionales du niveau de la mer à ces échelles résultent principalement des effets stériques (Lombard et al., 2005; Levitus et al., 2012) avec une dominance de l'effet thermostérique (Cazenave and Llovel, 2010). Tseng et al. (2010) constatent une évolution de ± 5.7 mm / an entre 1993 et 2003 qu'ils associent principalement aux effets thermostériques. Ce chiffre est beaucoup plus important que la hausse globale du niveau moyen de la mer (+ 3.1 mm / an) prédite par le GIEC Climate Change (2007) au cours de la même période. Cependant, beaucoup d'auteurs ont démontré la tendance de l'océan Pacifique à augmenter plus rapidement que les autres océans (Zuo et al., 2012; Rong et al., 2007; Palanisamy et al., 2014).

L'océan répond aussi aux changements climatiques tels que les changements de pression atmosphérique et de tension de vent. L'intérieur de l'océan répond plus lentement que sa surface, et ce d'autant plus que l'on s'éloigne de l'équateur. Dans les basses latitudes, ce fort couplage entre l'océan et l'atmosphère explique les importantes variations climatiques que l'on rencontre aux échelles de temps allant du mois à plusieurs décennies souvent générées dans les régions tropicales (Frankignoul, 2012b). Le phénomène climatique le plus spectaculaire est connu sous le nom de El Niño Oscillation Australe (El Niño Southern Oscillation ou ENSO) qui a son origine dans le couplage entre l'océan et l'atmosphère dans le Pacifique tropical. L'Oscillation Australe (Walker, 1923) décrit l'importante bascule de la pression atmosphérique entre l'Est et l'Ouest du Pacifique que l'on observe aux échelles interannuelles. Walker observe qu'une forte pression à Tahiti s'accompagnait d'une basse pression à Darwin en Australie, et définit l'indice de l'Oscillation Australe comme étant la différence de pression entre Darwin et Tahiti. Les observations montrent que l'Oscillation Australe a une très grande échelle et s'étend principalement sur tout le Pacifique en affectant particulièrement le champ de vent. Zuo et al. (1994, 2012) ont étudié l'impact de l'ENSO sur les oscillations annuelles et décennales dans l'est de la mer de Chine. Ils ont constaté que El Niño influence le niveau de la mer à la côte. Liu et al. (1989) avaient déjà constaté que lors d'événements ENSO, l'anticyclone subtropical sur le Pacifique Nord (autour de 30° à 40° N et 140° à 150° O) renforce le vent de sud-ouest ce qui

provoque une diminution du niveau de la mer le long des côtes chinoises. Zuo et al. (2012) et Tseng et al. (2010) expliquent que El Niño affecte aussi la circulation du Pacifique Nord comme notamment le Kuroshio. Dans le sud-est de la mer de Chine, la variation du niveau de la mer est très affectée par l'intensité du Kuroshio. Pendant la période de renforcement du Kuroshio, le niveau de la mer baisse habituellement, tandis que le niveau de la mer monte lorsque le Kuroshio est affaibli. Ces variations résultent des équilibres géostrophiques qui font fluctuer le niveau marin d'une dizaine à une vingtaine de centimètres (Zuo et al., 2012; Tseng et al., 2010). Il existe d'autres facteurs de variabilité comme le facteur tectonique et les mouvements verticaux. Ils sont difficiles à détecter ou à estimer mais ils jouent forcément un rôle dans les variations du niveau marin, même aux échelles décennales (Zuo et al., 1994; Tseng et al., 2010; Zuo et al., 2012).

1.4.4 Variabilité à l'échelle saisonnière

Aux échelles saisonnières, les effets eustatiques ont une variabilité très faible sur le niveau comme l'ont montré Nerem et al. (1999). Ils présentent une fluctuation moyenne du niveau global de la mer de ± 8 mm dû à l'échange entre l'océan et les réservoirs terrestres. Cheng and Qi (2010) ont montré que les effets stériques en mer de Chine du Sud sont plus importants (de l'ordre de 5 centimètres) avec une échelle variant de 1 à 3 mois. Les effets bien connus de la pression atmosphérique, de la température et du vent (Gill and Niiler, 1973) ont une influence directe sur les courants et le niveau (Cui and Zorita, 1998). A Taïwan, le Kuroshio est modulé par le cycle annuel de la mousson (forçage du vent) qui affaiblit le courant en hiver et le renforce vers le nord en été. La combinaison de la mousson et de la topographie favorise le blocage du courant vers le Nord en hiver et à l'inverse, favorise l'intrusion du Kuroshio dans le détroit de Taïwan en été (Hsin et al., 2008) et donc influence le niveau à la côte. Vinogradova et al. (2007) ont mis en évidence une forte variation du niveau induite par la pression sur le fond dans les zones côtières. Les zones peu profondes peuvent être bien mélangées et manquer de stratification, ce qui conduit à une réponse barotrope au forçage du vent. Lorsque le refroidissement et le réchauffement de l'eau ont tendance à se limiter à la couche en surface, les effets du stress du vent sont plus importants que dans l'océan profond. Ainsi, Vinogradova et al. (2007) concluent (tout comme l'expliquent Church et al. (2010)) qu'à l'échelle d'une saison, les contributions stériques au niveau des régions peu profondes peuvent être faibles par rapport aux variations induites par la pression sur le fond.

Finalement, toutes ces variations à court terme fluctuent sur le niveau marin de 0.1 à 0.3 m par an mais elles peuvent atteindre 1 m dans certains sites côtiers spéciaux (Komar and Enfield, 1987). Le long de la côte orientale de Chine, les variations saisonnières varient généralement de 0.2 à 0.7 m (Wang et al., 1992).

1.4.5 Le climat actuel à Taïwan

Taïwan est traversé par le tropique du Cancer. Cette région subtropicale humide connaît une saison de mousson d'hiver de décembre à mai (variable selon les années) (figure 1.14). Elle est caractérisée par un vent constant provenant du nord. Ensuite de juin à octobre, Taïwan est affecté par la saison des typhons, caractérisée par un beau temps perturbé par de forts pics énergétiques. L'île est située sur la plupart des trajectoires de typhons qui viennent de l'ouest du Pacifique Nord (WNP). En moyenne, chaque année, trois à quatre typhons frappent directement Taïwan et une vingtaine passent à proximité apportant des pluies abondantes dans la région (Lin et al., 2009).

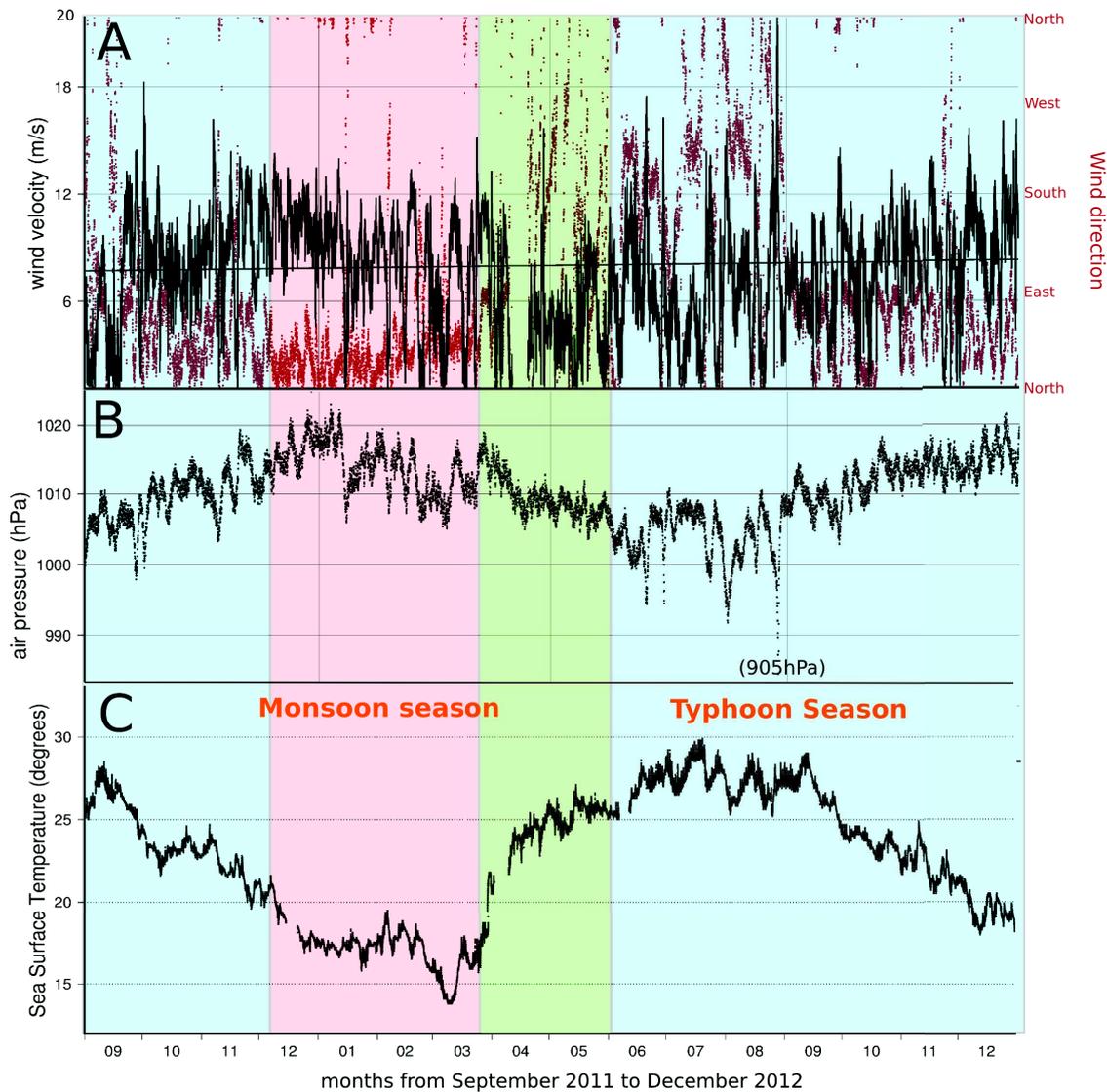


FIGURE 1.14 – Conditions atmosphériques et à la surface de l'eau selon les saisons à Taïwan (septembre 2011 - décembre 2012). A) Les vitesses de vent et leur direction illustrées à partir des données de la bouée Pratas au sud-ouest de Taïwan. B) La pression atmosphérique illustrée à partir des données de la bouée Pratas au sud-ouest de Taïwan. C) Température de surface de l'eau observée au marégraphe du port de Keelung au nord de Taïwan.

Les précipitations annuelles atteignent 2500 mm, ce qui est 2.5 fois la moyenne mondiale. Toutefois, les précipitations se concentrent entre mai et octobre (pendant la période des typhons), avec 75 % du total annuel des précipitations (Doong et al., 2011).

La température de surface de l'eau varie entre 15°C vers février-mars à 30°C vers juillet-août (figure 1.14C).

1.5 La marée astronomique

Cette section présente une synthèse des concepts liés à la marée astronomique. Elle est largement inspirée du livre "La marée océanique côtière" de Simon (2007). Pour les grands concepts de la marée comme le potentiel générateur, le développement de Doodson ou d'autres notions qui ne seront pas présentées ici, nous vous invitons à consulter l'ouvrage.

La marée astronomique est une variation périodique du niveau de la mer en raison des forces gravitationnelles exercées par la lune, le soleil, les autres corps célestes et les forces centrifuges

(Simon, 2007). La marée astronomique se manifeste sous la forme de trains d'ondes diffuses qui se propagent à travers les océans de manière plus ou moins cyclique avec une célérité, $C = \sqrt{gh}$ dépendante de la bathymétrie (h). Il n'existe pas de période stricte pour lesquelles les variations de hauteur sont reproduites à l'identique mais le travail de Laplace (1790) démontre tout de même trois grandes périodes (qualifiées d'espèces par Laplace). La première, appelée longue période, correspond à la période entre 7 jours et 18 années, soit la durée d'une rotation orbitale complète de la lune et du soleil. La seconde est désignée comme diurne avec des fréquences centrées sur un cycle par jour lunaire et enfin la dernière est semi-diurne avec des fréquences autour de deux cycles par jour lunaire.

1.5.1 Courbe de marée astronomique

La représentation graphique des marées en un point en fonction du temps est appelée courbe de marée. La figure 1.15 illustre la marée au port de Jiangjun à Taïwan. Nous observons deux maxima et deux minimum par jour. Chaque minimum est désigné par le terme de basse mer (BM) et chaque maximum par celui de pleine mer (PM). De la basse mer à la pleine mer, la montée des eaux est qualifiée de montante et elle diminue au cours d'une phase appelée le perdant. La différence de niveau entre les deux extremums successifs correspond au marnage. L'amplitude des marées est définie par le marnage divisé par 2. La hauteur d'eau est toujours définie par rapport à un référentiel, comme nous l'avons vu dans la définition des niveaux d'eau. Ici, il s'agit du TWVD2001 (Yang et al., 2003).

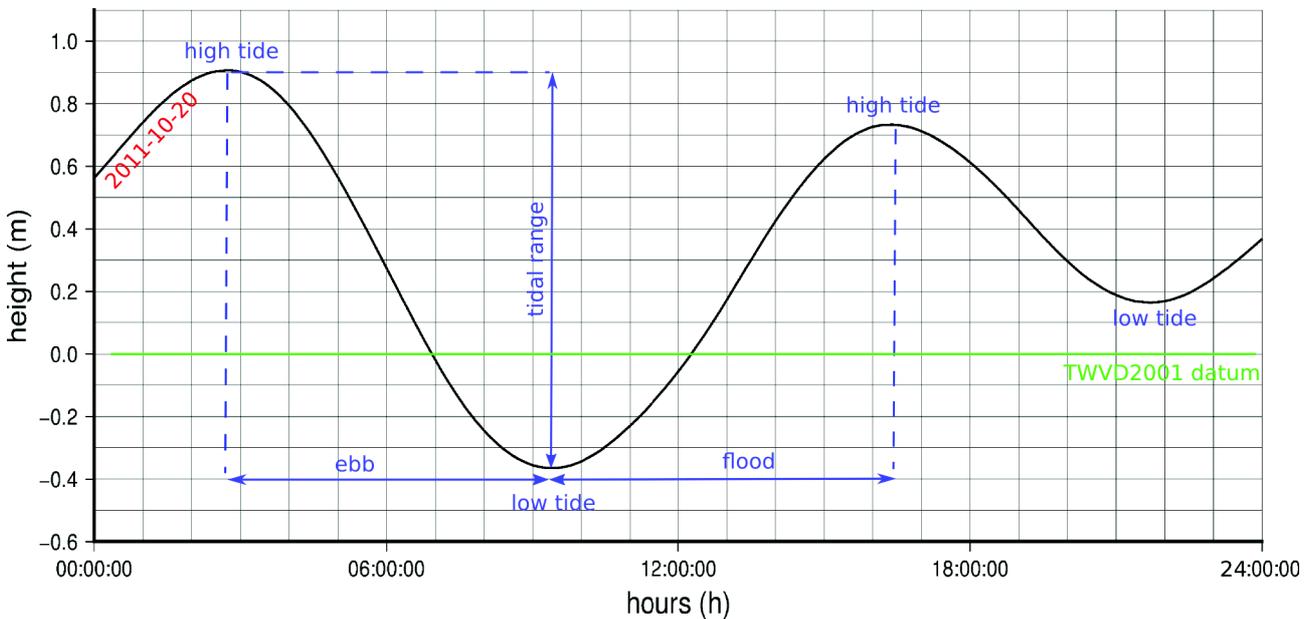


FIGURE 1.15 – Courbe de marée astronomique (prédiction du Central Weather Bureau (CWB) de Taïwan) de type semi-diurne, deux pleines mers (PM) et deux basses mers (BM) par jour (illustré à partir des données du marégraphe de Jiangjun, Taïwan).

La figure 1.16 représente un autre exemple de courbe de marée astronomique semi-diurne sur la durée d'une lunaison (proche de 30 jours). Les variations du marnage sont très caractéristiques puisqu'elles passent d'un minimum appelé "mortes-eaux" (ME) à un maximum appelé "vives-eaux" (VE). La phase d'augmentation du marnage est appelé le "revif" et celle de diminution est appelé le "déchet". Les pleines et les nouvelles Lunes (PL et NL) sont suivies par les vives-eaux, les premiers et derniers quartiers (PQ et DQ) par les mortes-eaux.

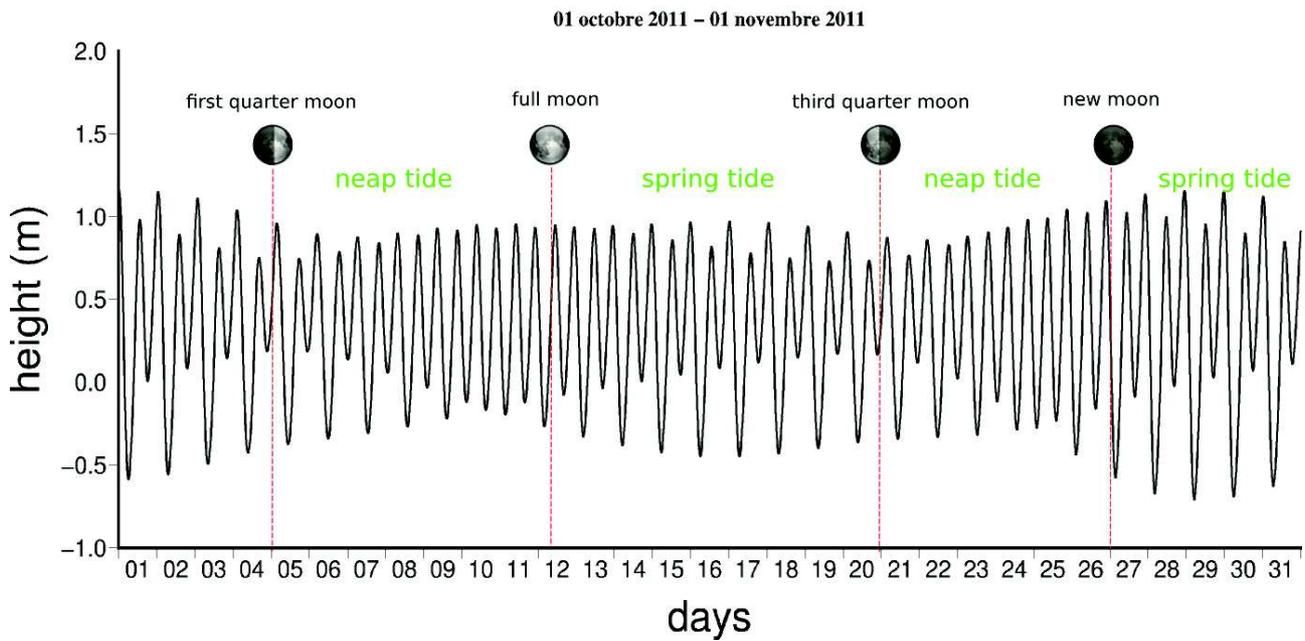


FIGURE 1.16 – Courbe de marée astronomique de type semi-diurne sur une lunaison montrant les variations du marnage avec les phases de la Lune (illustré à partir des données du marégraphe de Jiangjun (Central Weather Bureau (CWB)), Taïwan).

1.5.2 Les types de marée astronomique

La marée astronomique résulte principalement de la superposition d'une composante diurne (un maximum et un minimum par jour) et d'une composante semi-diurne (deux maximums et deux minimums par jour). L'importance de ces deux composantes est très variable géographiquement et définit différents types de marées dont la classification, plus ou moins arbitraire, varie selon les pays. En France, la classification suivante a été adoptée :

- type semi-diurne : deux pleines mers et deux basses mers par jour, respectivement de hauteurs sensiblement égales ;
- type semi-diurne à inégalité diurne : deux pleines mers et deux basses mers par jour, mais les pleines mers et les basses mers sont de hauteur très différentes ;
- type mixte : tantôt deux pleines mers et deux basses mers par jour, tantôt une seule ;
- type diurne : toujours une pleine mer et une basse mer par jour.

La répartition de ces 4 types de marée astronomique dans les océans mondiaux (figure 1.17) montre qu'aucune règle générale ne peut être mise en évidence mis à part le fait que le type semi-diurne est dominant en Atlantique. L'océan Pacifique Nord-Ouest montre une dominance semi-diurne à inégalité diurne et le détroit de Taïwan présente quant à lui une marée de type semi-diurne.

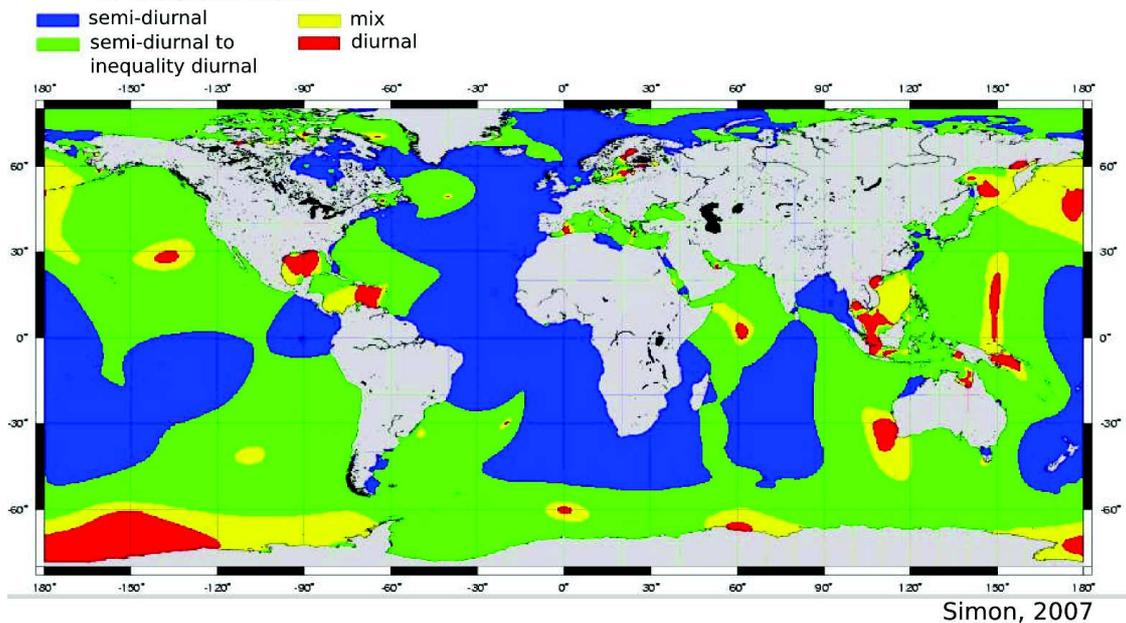


FIGURE 1.17 – Répartition des quatre types de marée astronomique dans les trois océans.

En fonction de l'importance du marnage, nous définissons trois types d'environnements (Cojan and Renard, 2013) : le milieu microtidal qui concerne les marnages inférieurs à 2 m. Nous le retrouvons par exemple dans les mers fermées comme la mer Méditerranée, le milieu mesotidal qui concerne les marnages compris entre 2 et 4 mètres et le milieu macrotidal (marnage > 4 m) qui concerne des rivages bordant un large plateau continental ou des détroits. Le plus fort marnage connu a été observé dans la baie de Fundy au Canada avec 18 mètres de marnage. En France la baie du Mont Saint-Michel possède un marnage allant de 12 à 15 mètres.

Ces oscillations du niveau de la mer conduisent à définir sur la côte (Cojan and Renard, 2013) :

- un milieu subtidal situé sous la limite des basses mers de vives-eaux ;
- un milieu intertidal ou zone de balancement des marées : entre le niveau des basses mers de vives-eaux et le niveau des hautes mers de vives-eaux ;
- un milieu supratidal situé au-dessus du niveau des pleines mers de vives-eaux. Cette zone est souvent inondée pendant les marées d'équinoxe.

1.5.3 Marée astronomique en eau peu profonde

La marée a donc une allure sinusoidale au large en mer profonde avec une propagation vers le plateau continental. Lorsqu'elle arrive près des côtes et dans les estuaires, son onde se modifie notablement à cause des faibles bathymétries. En effet, par petits fonds, les composantes périodiques de la marée, issues de la force génératrice, se combinent entre elles en créant des harmoniques qui peuvent se propager indépendamment. Nous dénombrons 30 composantes de marée astronomique en eau peu profonde (Pugh, 1987). Cette modification est liée aux lois de l'hydrodynamique qui impliquent que la célérité C est fonction de la racine carrée de la profondeur (h). Lorsque la profondeur h est grande, la différence d'amplitude $\delta h = h_{max} - h_{min}$ ne modifie pas la vitesse de propagation alors qu'au contraire, cette dénivellation n'est plus négligeable par faible profondeur. Ainsi, le sommet de l'onde avance plus vite que le creux. La crête de l'onde a donc tendance à rattraper le creux qui la précède. Ce phénomène est particulièrement net dans les estuaires (Simon, 2007).

1.5.4 Analyse harmonique

La base de l'analyse harmonique est l'hypothèse que les variations de marée astronomique peuvent être représentées par un nombre fini N de termes harmoniques. Ainsi, on peut calculer et prédire le niveau d'eau à un site M selon la somme des composantes harmoniques de la marée en ce point, soit :

$$h(t) = h_{NM} + \sum_i f_i \times h_i \times \cos(q_i \times t + V_{i,0} - g_i + u_i) \quad (1.7)$$

avec

$t = t_0 + (G/15)$ où t_0 équivaut au temps de Greenwich et G est la longitude en degrés du site M

h_{NM} est le niveau moyen de la mer au site M

f_i est une correction nodale de l'amplitude appliquée à la composante i . Elle est considérée constante sur une durée de l'ordre de l'année

h_i est l'amplitude de la composante i au site M

q_i est la vitesse angulaire constante de la composante i exprimée en degrés

$V_{i,0}$ est l'argument astronomique de la composante i à l'instant t_0

g_i est la phase de la composante i au site d'étude M

u_i est une correction nodale de la phase appliquée à la composante i . Elle est considérée constante sur une durée de l'ordre de l'année

Les constantes harmoniques de la marée astronomique, relatives à un site M, sont constituées de la phase g_i et de l'amplitude h_i . Ces constantes peuvent être calculées à partir d'observations et d'une décomposition harmonique. Certaines harmoniques étant difficiles à extraire, il est habituellement conseillé d'utiliser une série temporelle d'une année minimum pour obtenir de bons résultats.

Les quatre composantes majeures sont O1 (principale diurne solaire), K1 (principale diurne lunaire), M2 (principale semi-diurne lunaire), S2 (principale semi-diurne solaire) (Simon, 2007).

1.5.5 La marée astronomique à Taïwan

La marée astronomique dans le détroit de Taïwan est majoritairement semi-diurne (Zhang et al., 2010). La composante M2 du Pacifique se propage dans l'est de la mer de Chine avec une amplitude qui augmente de 0.5 à 1.5 m à cause du shoaling topographique (augmentation de la cambrure de l'onde à cause des interactions avec le fond) et des résonances entre les ondes qui s'y opèrent (Lin et al., 2001; Jan et al., 2004a). Lin et al. (2001) ont mis en évidence ces amplifications anormales de la composante M2 dans le détroit de Taïwan et ont identifié leurs causes comme étant des ondes piégées et des résonances dans les marées co-oscillantes (Dean and Dalrymple, 1984). La marée astronomique dans le détroit de Taïwan reste encore très étudiée à cause de ses caractéristiques complexes qui modifient la propagation de l'onde de marée (Jan et al., 2004b; Chiou et al., 2010).

TABLE 1.2 – Principales composantes de la marée astronomique au marégraphe de Jiangjun à Taïwan. Ce résultat provient d’une décomposition harmonique que nous avons réalisé avec les outils du POC (poc-tools) <http://poc.obs-mip.fr/> sur les données de septembre 2011 à décembre 2012.

Composante	Amplitude (m)	Période	Description
M2	0.5182	12.42 h	Principale semi-diurne lunaire
K1	0.2085	23.55 h	Principale diurne lunaire
O1	0.1809	25.48 h	Principale diurne solaire
S2	0.1134	12 h	Principale semi-diurne solaire

1.6 Les vagues et la houle

Cette section présente une définition des différentes caractéristiques des vagues et de la houle. Elle est largement inspirée de la thèse de Denamiel (2006). Pour plus de détails, nous vous invitons à consulter l’ouvrage de Dean and Dalrymple (1984).

1.6.1 Les ondes de surface

Les ondes de surface, comme toutes les ondes, sont caractérisées par leur période (T_w en seconde), leur longueur d’onde (L_w en mètre) et leur hauteur (H_w en mètre) (figure 1.18).

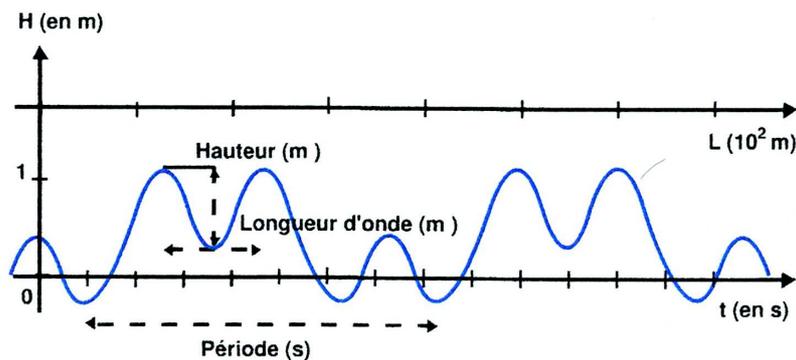


FIGURE 1.18 – Représentation des caractéristiques des ondes de surface (hauteur, longueur d’onde, période). Source : Denamiel (2006)

Ces ondes sont généralement classifiées en fonction des processus qui les ont générées ou bien selon leur fréquence (figure 1.19).

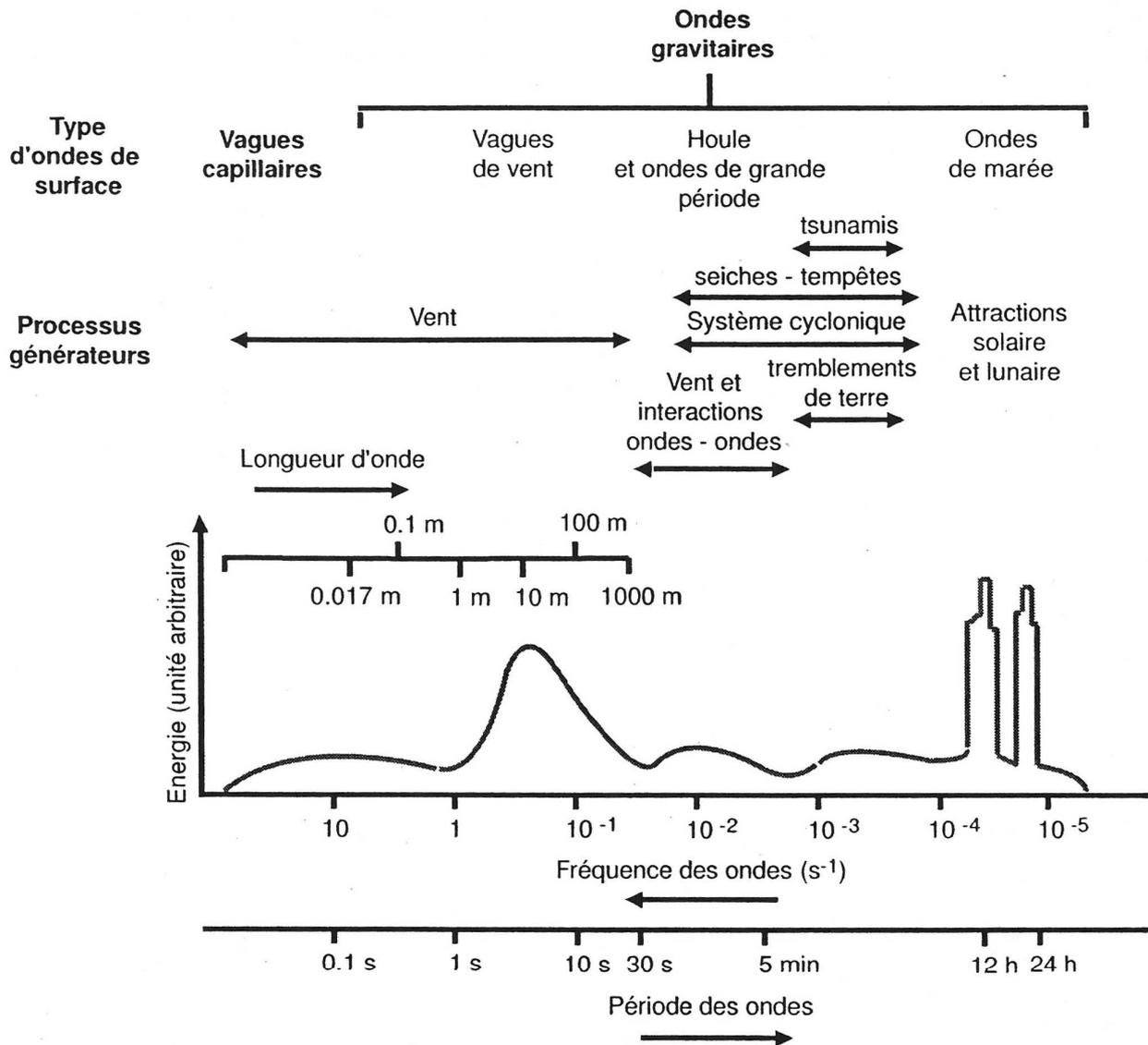


FIGURE 1.19 – Énergie produite par chaque type d'onde de surface déterminée en fonction de leur longueur d'onde, de leur période, de leur fréquence et des phénomènes physiques qui les génèrent (Denamiel, 2006).

Par la suite, nous étudierons seulement les vagues générées par le vent, c'est à dire la houle et la mer de vent.

1.6.2 Définition

Les vagues résultent de l'action du vent sur la couche de surface de l'océan. La longueur d'action du vent définit la longueur caractéristique de la zone spatiale sur laquelle le vent est capable de générer des vagues. Cette zone est appelée le fetch (figure 1.20). La génération de ces vagues sur la zone de fetch dépend de la durée et de la force du vent. En général, plus l'action du vent est forte (en intensité et en durée) et plus la zone de fetch est étendue. En revanche, à l'échelle littorale, la zone de fetch est limitée par la présence de la côte et sa croissance va dépendre de la distance entre la côte et la zone de formation des vagues. On parle alors de condition de fetch limité. Quand les vagues de vent sont générées par un vent très intense, lors de tempêtes par exemple, la surface de l'océan sur la zone de fetch est agitée de manière chaotique générant de nombreuses ondes courtes avec des amplitudes très variables. En dehors de la zone de fetch, l'océan est animé par des ondes longues et uniformes que nous appelons la houle. Ces ondes

résultent de la propagation des vagues à l'extérieur de la zone de fetch, loin de l'influence du vent qui les a générées, où se réalise un filtrage des vagues donnant naissance à une houle de caractéristiques différentes dans le temps en fonction du vent et des vagues rencontrés sur son passage (figure 1.20). Lorsque la houle se propage, les points de même hauteur sont alignés selon des lignes parallèles entre elles que nous appelons les lignes de crête de la houle.

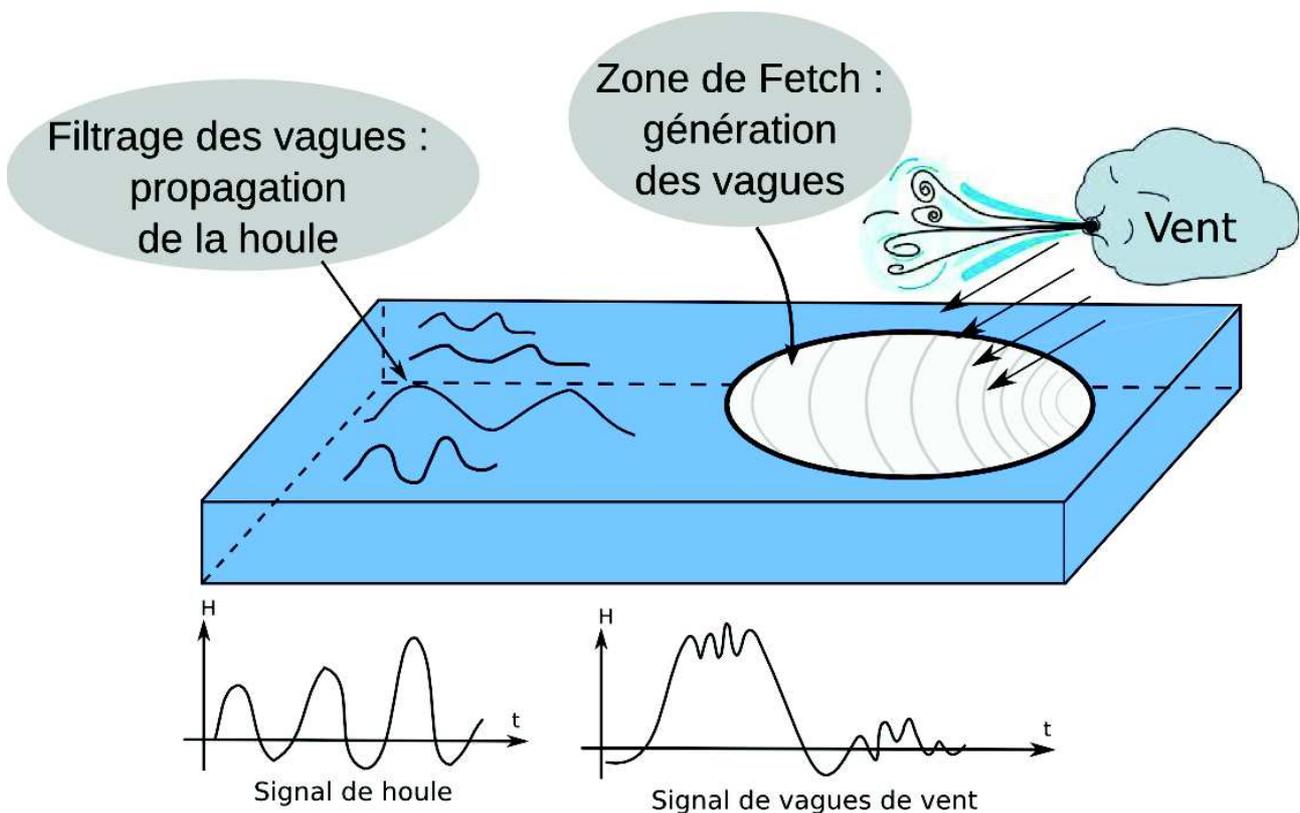


FIGURE 1.20 – Génération des vagues de vent sur la zone de fetch et propagation de la houle.

1.6.3 Évolution des vagues et de la houle

Les paramètres majeurs qui influencent l'évolution des vagues sont l'action du vent, les interactions entre les différentes composantes qui constituent le spectre de vagues et les interactions avec le fond notamment pour la houle. Ces paramètres définissent pour les vagues la manière dont elle vont déferler et leur dispersion au large avec notamment les interactions ondes-ondes. Concernant la houle, ces paramètres définissent des processus qui sont la dispersion, la réfraction, la diffraction, la réflexion, le shoaling et le déferlement par le fond. Tous ces processus sont résumés avec les schémas de la figure 1.21.

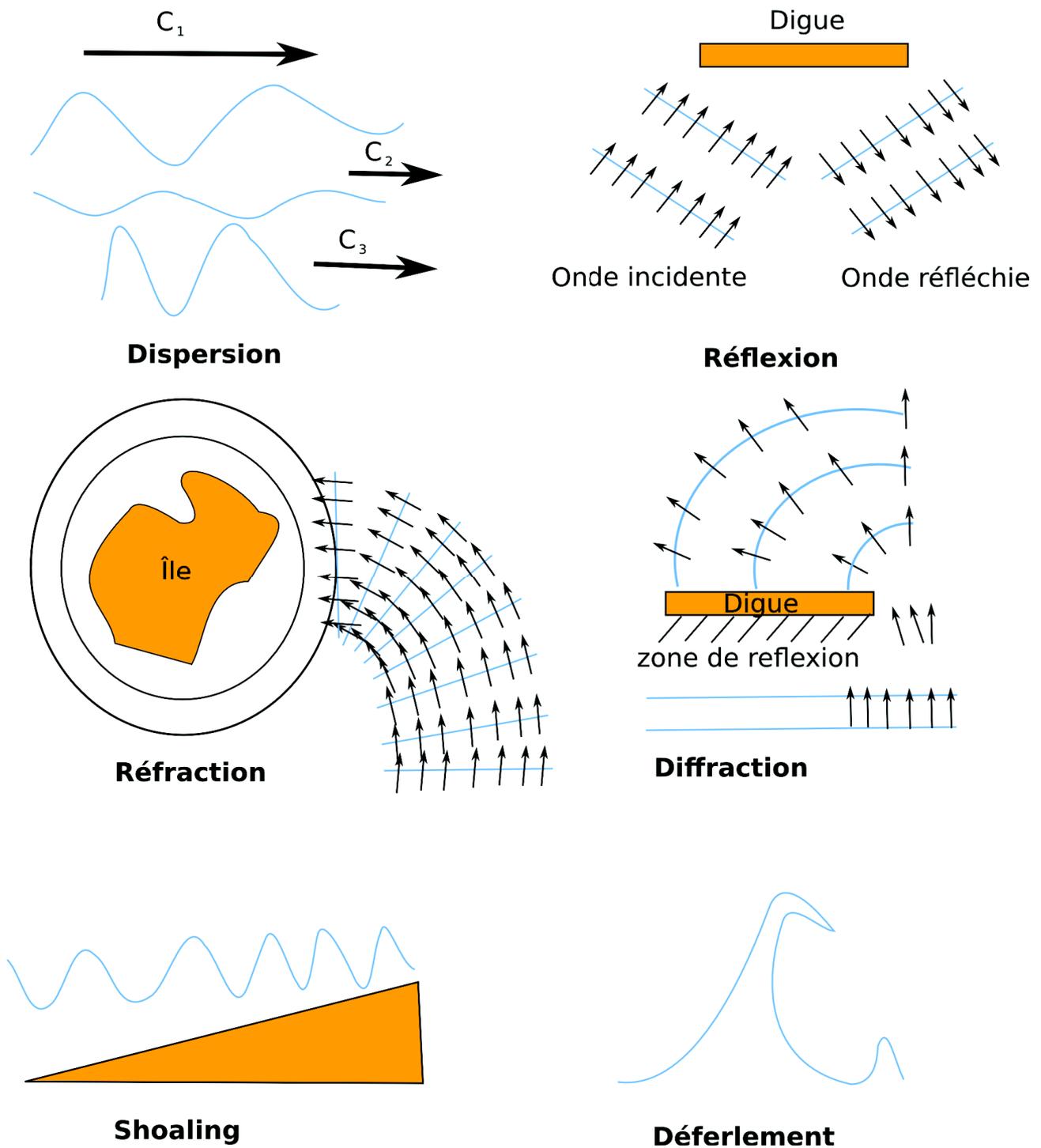


FIGURE 1.21 – Schémas illustrant la transformation de la houle.

1.6.4 Les vagues et le niveau marin

La présence de vagues à la surface des océans ont des effets sur les courants que Denamiel (2006) résume comme étant :

- modification de la rugosité de surface ;
- modification du frottement sur le fond ;
- modification de l'énergie cinétique de la turbulence ;
- génération de la dérive de Stokes et de sa compensation due à la force de Coriolis ;
- transfert de quantité de mouvement des vagues vers les courants.

L'effet majeur sur le niveau marin est le transfert de quantité de mouvement qui s'exprime par-

ticulièrement à l'échelle littorale. En effet, la transformation et la dissipation de la houle dans la zone de déferlement bathymétrique transforme l'énergie des vagues en courant. La transformation adiabatique des vagues induit une diminution du niveau moyen avant le déferlement (appelée le set-down des vagues ; test présenté dans Bennis et al. (2011)) et une augmentation du niveau moyen après le déferlement que l'on appelle le set-up des vagues (figure 1.22)(Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Ardhuin, 2011).

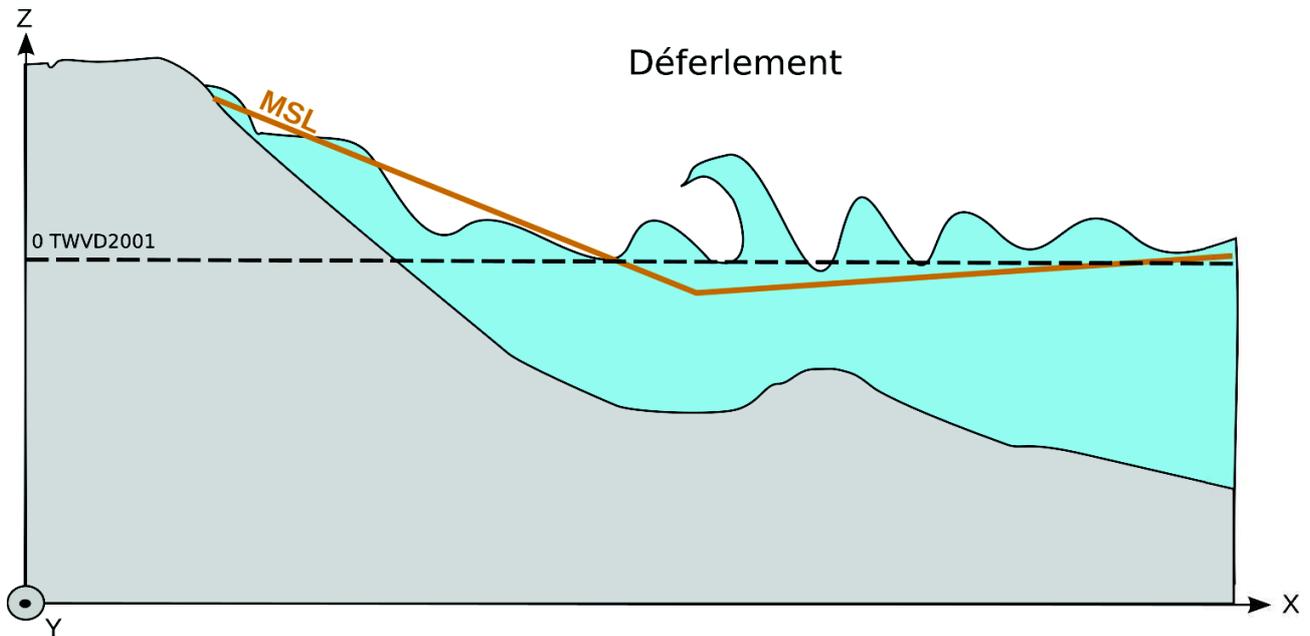


FIGURE 1.22 – Impact des vagues sur le niveau marin.

Ce processus est bien connu depuis Longuet-Higgins and Stewart (1964); Phillips (1977) mais il fut systématiquement ignoré dans les modèles numériques de circulation océanique jusqu'à il y a encore peu de temps (Leredde, 2011). Les explications peuvent être simplement à cause de la difficulté de le mettre en évidence par l'observation ou encore à cause des efforts de développement numérique requis pour le prendre en compte dans nos modèles tridimensionnels. Ce dernier point fera l'objet de la section 2.4.4.

Aujourd'hui, il est possible d'illustrer ce phénomène de manière empirique ou numérique comme le montre la figure 1.23.

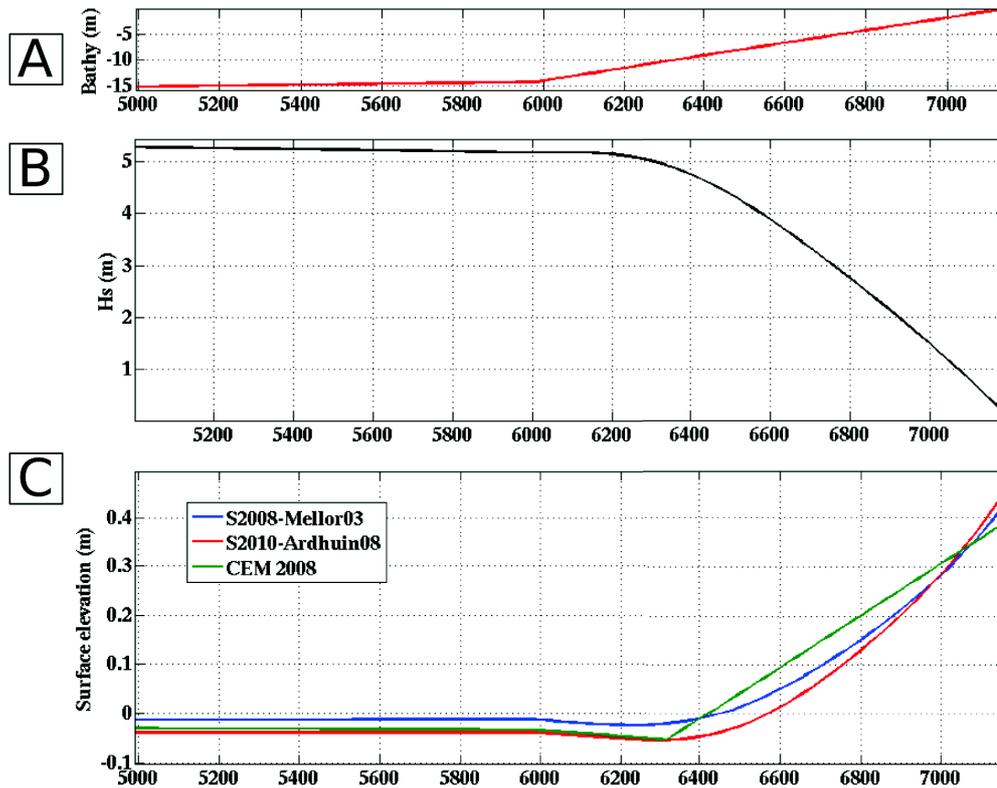


FIGURE 1.23 – Illustration numérique du set-up des vagues selon une coupe crossshore. A) bathymétrie. B) hauteur significative de la houle simulée par SWAN pour une houle spectrale d’amplitude 2 m, de période 10 s et d’incidence nulle au large. C) élévation de la surface libre. Le calcul de l’élévation de la surface libre est réalisé grâce à deux versions du modèle SYMPHONIE et comparé à un calcul empirique. Source : Leredde (2011).

L’intensité de ce phénomène dépend fortement de la configuration des fonds marins et des caractéristiques géographiques de la côte. Par exemple, la pente joue un rôle sur la célérité des vagues et la nature des fonds peut augmenter le frottement au fond et entraîner une dissipation significative de l’énergie des vagues vers la côte (sable, galets, vase...). L’orientation de la côte par rapport à la direction de propagation de la houle et des vagues joue aussi un rôle important. Par le phénomène de réfraction, la houle a tendance à aligner les crêtes des vagues parallèlement au rivage. Cet effet va concentrer l’énergie des vagues sur les caps et la disperser dans les baies, amplifiant ou diminuant le niveau d’eau (Leredde, 2011). Un autre exemple concerne les zones abritées telles que les lagons. Lorsque les vagues déferlent dans un passage peu profond connectant le large à une zone abritée, cette élévation du niveau moyen peut affecter l’ensemble de la zone abritée (Malhadas et al., 2009; Taebi et al., 2011).

Finalement, l’élévation du niveau moyen induite par les vagues aux bords des plages est d’environ 15 % de la hauteur des vagues au large (typiquement, de 0.1 m à 1.5 m) (Michaud, 2011). Mais lors du passage d’ouragans comme Katrina en 2005, il a été estimé que les vagues ont contribué à 1 mètre de la surcote totale allant de 1 à 8 mètres qui a conduit à l’inondation de La Nouvelle Orléans (Dietrich et al., 2010; Resio and Westerink, 2008). Plus récemment, le super typhon Haiyan en novembre 2013 a produit une surcote de 5 à 6 mètres dans le golfe de Leyte aux Philippines due à des amplifications locales cumulées à un effet de seiche dans le golfe (Mori et al., 2014).

Ce sujet fait l’objet de recherches actives et des études comme Weber et al. (2009) ont montré que l’élévation du niveau moyen pourrait également se produire avant le déferlement dans la zone d’action des vagues, là où celles-ci se dissipent fortement sans pour autant déferler. Bertin

et al. (2011, 2012) ont mis en évidence l'augmentation de la rugosité de la mer lors de la tempête Xynthia en février 2010 en présence de vagues jeunes et cambrées. Cet effet affecte le transfert d'énergie entre l'air et les vagues et conduit à une augmentation du niveau.

1.6.5 Les vagues à Taïwan

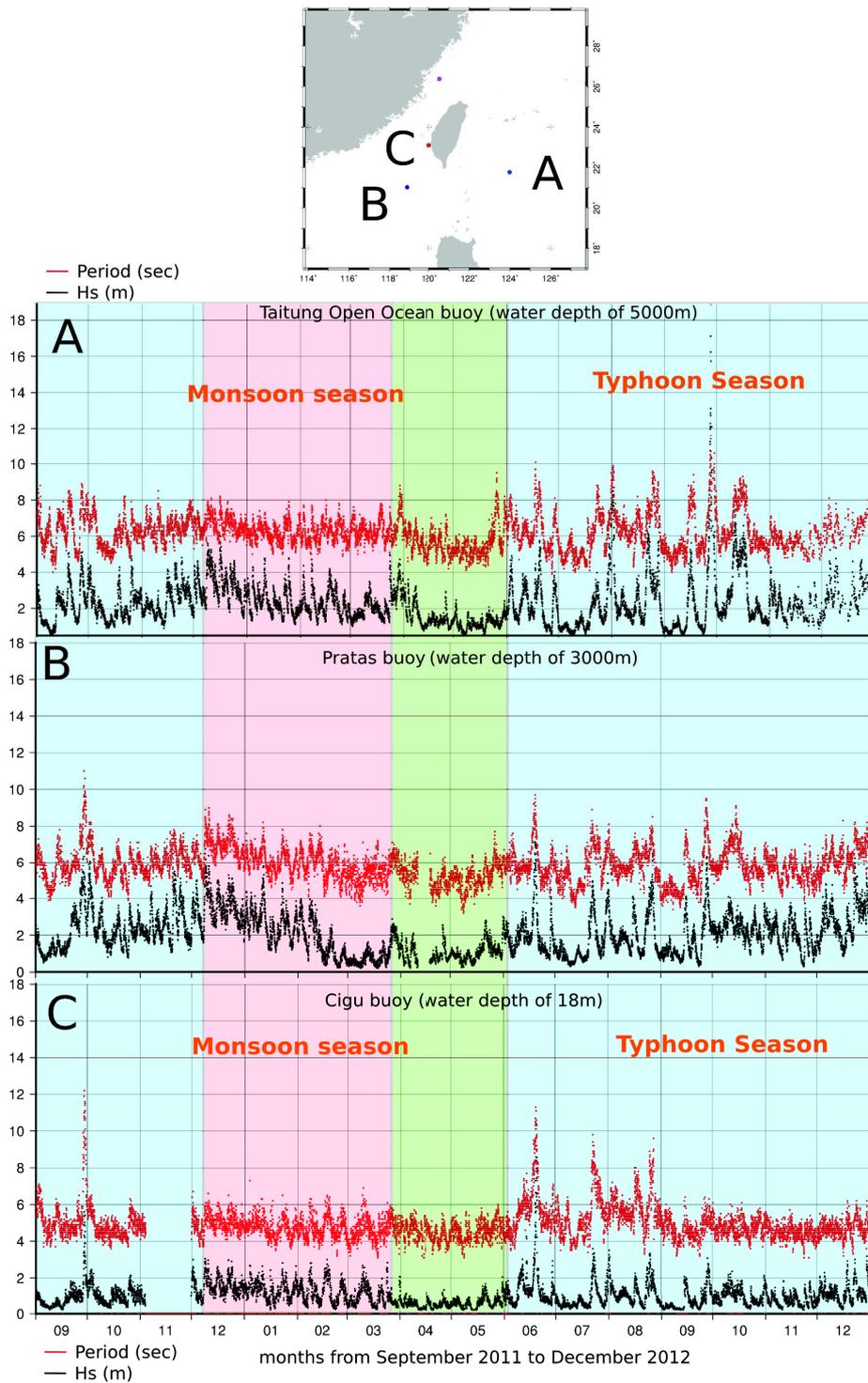


FIGURE 1.24 – Conditions des vagues (hauteur significative et période) selon les saisons à Taïwan (septembre 2011 - décembre 2012). A) Conditions des vagues au sud-est de Taïwan (5000 mètres de profondeur au niveau de la bouée). B) Conditions des vagues au sud-ouest de Taïwan (3000 mètres de profondeur au niveau de la bouée). C) Conditions des vagues à Cigu en face de notre zone d'étude à Taïwan (18 mètres de profondeur au niveau de la bouée).

Dans l'océan profond au sud-est de Taïwan (figure 1.24A), les vagues oscillent entre 1 m et 6 m de hauteur significative avec, pendant les typhons des pics pouvant dépasser la dizaine de mètres. La période est assez constante pendant la mousson (6-8 s) et peut atteindre 10-12 s lors

de typhons. Au sud-ouest (figure 1.24B), nous observons que cette zone présente des hauteurs significatives un peu moins élevées qu'au sud-est mais elles peuvent tout de même atteindre 6 m. En face de notre zone d'étude à la bouée de Cigu (figure 1.24C) nous retrouvons assez bien les fortes vagues présentes plus au sud du détroit à la bouée de Pratas. Nous pouvons noter tout de même des vagues allant jusqu'à 10 m de hauteur significative avec des périodes de 10-12 s à environ 7 km de la côte. À Wan-Tzu-Liao, Campmas et al. (2014) ont mesuré des vagues pouvant dépasser le haut de la dune (3 m au-dessus du TWVD2001) à l'apex de la tempête TALIM en juin 2012.

1.7 Les ondes longues de gravité

1.7.1 Les ondes de Kelvin/Rossby

Si les grands courants sont d'une importance capitale, des phénomènes a priori plus discrets influencent aussi l'océan et le climat (Wang, 2002). Des ondes "planétaires" traversent les océans le long des parallèles, d'Est en Ouest (ondes de Rossby), ou inversement (ondes de Kelvin), interagissant avec la circulation océanique générale. Ces ondes peuvent se réfléchir sur les continents et repartir dans l'autre sens, ou bien longer les côtes provoquant alors une perturbation du niveau marin. Les ondes de Rossby se propagent vers l'ouest avec des périodes longues et à des vitesses qui dépendent de la latitude; elles sont rapides à l'équateur et de plus en plus lentes lorsque l'on s'en éloigne. Les ondes de Kelvin, elles, ont été découvertes par Sir William Thompson (qui devint plus tard Lord Kelvin) en 1879 et constituent un type spécial d'ondes de gravité puisqu'elles sont affectées par la rotation de la Terre et elles sont piégées à l'équateur ou le long des limites latérales verticales telles que les côtes. La caractéristique unique de l'onde de Kelvin est sa propagation unidirectionnelle. Elle se déplace vers l'équateur le long d'une frontière ouest, vers le pôle le long d'une frontière est, ou cycloniquement autour d'une frontière fermée (dans le sens antihoraire dans l'hémisphère Nord et dans le sens horaire dans l'hémisphère Sud). L'amplitude de l'onde est plus grande à sa limite (sur la côte par exemple) et décroît exponentiellement avec la distance (figure 1.25).

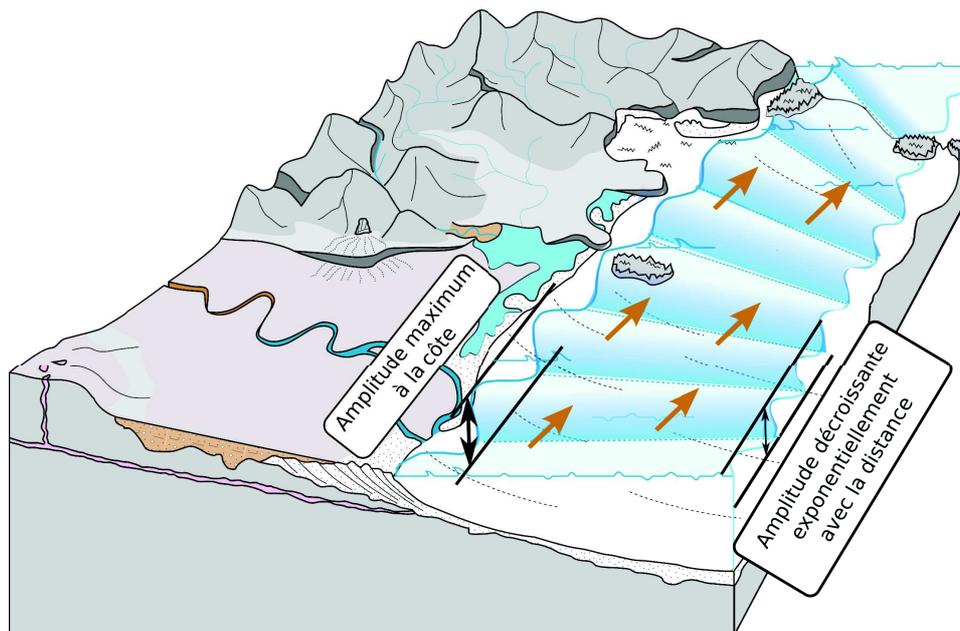


FIGURE 1.25 – Illustration d'une onde de Kelvin piégée à la côte. L'amplitude maximale de l'onde se situe à la côte et elle décroît exponentiellement avec la distance.

Les équations les régissant (en négligeant l'advection et le frottement) sont (A.Huyer, 1990) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{d\eta}{dx} + fv \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{d\eta}{dy} - fu \quad (1.8)$$

avec u et v les vitesses, η le déplacement de la surface de la mer et f le paramètre de Coriolis. Les solutions des équations (1.8) (en même temps que l'équation de continuité et de conditions aux limites appropriées) le long d'une frontière orientée Est-Ouest sont données par (A.Huyer, 1990) :

$$\eta = \eta_0 e^{\frac{-fy}{\sqrt{gh}}} \cos(kx - \omega t) \quad (1.9)$$

où, η_0 est l'amplitude maximale sur le rivage, h est la profondeur de l'eau, k et ω sont respectivement le nombre de vagues et la fréquence.

À Freemantle en Australie, Pattiaratchi (2011) présente un rapport dans lequel ce type d'ondes a été observé avec des amplitudes sur le rivage allant de 0.1 à 0.5 m. Les longueurs d'onde sont de plusieurs milliers de km et les périodes s'étendent sur plusieurs jours (3 à 10 jours). L'auteur souligne l'importance de ces ondes puisque dans certaines régions (microtidales par exemple), leur amplitude peut dépasser celle du forçage de la marée astronomique. À Taïwan, Ko et al. (2003) ont déjà mis en évidence la présence d'ondes barotropes piégées à la côte, générées par des vents du nord dans la mer Jaune et renforcées par des vents du nord le long du rivage de l'est de la mer de Chine avec des amplitudes de 0.3 m.

1.7.2 Les seiches

Les seiches sont des ondes stationnaires caractéristiques des bassins fermés ou semi-fermés semblables à l'oscillation d'un pendule où l'oscillation continue après l'arrêt de la force initiale (Miles, 1974). Tous les lacs et les ports connaissent des mouvements de seiche mais aussi les plateaux continentaux (Ilich, 2006; Pattiaratchi, 2011). Elles se manifestent par des oscillations de la hauteur d'eau très variables en temps, dont l'amplitude et la période varient selon la configuration du bassin (Ardhuin et al., 2010). La période de la seiche du plateau continental est donnée par quatre fois le temps de trajet de la côte vers le bord du plateau. Selon un modèle simple, avec une profondeur moyenne de l'eau h et la théorie des vagues en eau peu profonde, les périodes possibles de seiches sont données par (Pugh, 1987) :

$$T_n = \frac{1}{(2n-1)} \frac{4L}{\sqrt{gh}} \quad (1.10)$$

avec n le nombre de nœuds ($n = 1$ correspond à l'oscillation fondamentale qui est la plus commune), L la largeur du plateau continental; g est l'accélération due à la gravité et h la profondeur moyenne de l'eau.

Ilich (2006) et Pattiaratchi (2011) ont mis en évidence la présence de seiche à Freemantle en Australie avec des amplitudes comprises entre 0.1 et 0.4 m. Les effets de seiches sont encore très peu étudiés à Taïwan avec seulement quelques études qui se concentrent sur les seiches dans les ports (Chen et al., 2004, 2006b). L'effet des seiches sur le niveau marin est d'autant plus important à regarder dans les régions microtidales puisque ces processus peuvent occuper une place importante dans les contributions au niveau (Ilich, 2006).

1.8 Les rivières et les estuaires

Le déchargement des rivières perturbe fortement les niveaux d'eau dans les estuaires et les côtes avoisinantes (Wang et al., 1992; Tsimplis and Woodworth, 1994). Cet apport d'eau douce

contribue à l'effet stérique et à l'accumulation d'eau au bord des côtes. Il est difficile d'en estimer la contribution réelle à cause de la complexité des phénomènes qui s'opèrent sur les rivages (Finkl and Makowski, 2014). Meade and Emery (1971) ont estimé le long de la côte Est des États-Unis une variation annuelle due aux rivières entre 7 et 21 % de la variation totale du niveau d'eau sur une année. Pattullo (1966) décrit dans la baie de Bengal une élévation d'un mètre à cause du débit de la rivière. Plus récemment, Laiz et al. (2014) ont regardé par modélisation numérique l'impact du déchargement des rivières dans le golfe de Gascogne et ils obtiennent une augmentation moyenne du niveau de la mer de 0.05 m à 0.07 m à l'embouchure de la Gironde.

Taiwan possède 129 rivières, dont la plupart sont courtes et petites avec des pentes qui induisent des flux rapides (Doong et al., 2011). En raison de la topographie du terrain, la plupart des rivières coulent vers l'Est ou l'Ouest. Le temps de ruissellement des rivières est assez court. Le fleuve le plus long est le fleuve Choschui qui mesure seulement 186 km de long, mais son inclinaison est d'environ 1/60. Parce que les rivières sont courtes et les pentes raides, les débits d'eau réagissent rapidement à l'intensité des précipitations comme le montre la figure 1.26 avec des pics intenses pendant la période des typhons puisque 75 % du total annuel des précipitations se concentre pendant ces événements (Doong et al., 2011).

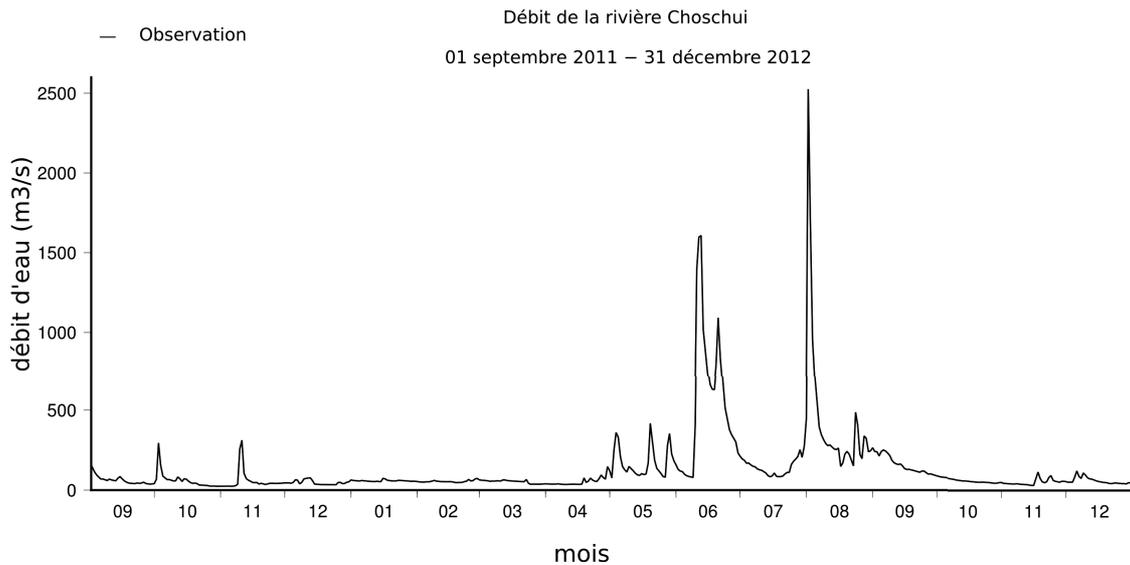


FIGURE 1.26 – Débit de la rivière Choschui de septembre 2011 à décembre 2012.

1.9 Les composantes du niveau marin

Les sections précédentes ont portées sur une description détaillée des principaux processus physiques qui contrôlent les variations du niveau d'eau en général et dans le détroit de Taïwan lorsque des études étaient disponibles. Le tableau 1.3 en présente un résumé focalisé sur le détroit de Taïwan.

TABLE 1.3 – Résumé des composantes du niveau marin qui contrôlent le niveau d'eau dans le détroit de Taïwan

Composante	Amplitude (m)	Durée
Vagues de vent et houle	1 - 3	5-15 secondes
Set-up des vagues	0.1 - 1	5-30 minutes
Seiches	0.3 - 0.4	quelques heures
Set-up du vent	0.1 - 0.2	3-6 heures
Marée astronomique	0.5 - 1.5	12-24 heures
Effet du baromètre inverse	0.08 - 0.10	du jour à la semaine
Vents le long des côtes - Ondes piégées à la côte	0.1 - 0.3	quelques jours
Rivières	0.02 - 0.04	quelques jours
Kuroshio	0.2 - 0.7	saisonnier
ENSO	0.1 - 0.2	inter-annuel
Changement climatique	0.057 par décennie	décennale

La littérature nous permet déjà d'identifier les vagues, la marée et le Kuroshio comme des paramètres clés du niveau. Elle nous permet aussi d'identifier un manque d'études de certains processus comme le set-up du vent, le baromètre inverse ou encore les ondes piégées à la côte alors que des études ont montré des résultats très intéressants sur ces processus avec des configurations parfois similaires comme en Australie (microtidal, typhons, courant géostrophique) (Pattiaratchi, 2011). Aussi, jusqu'ici nous n'avons pas évoqué le processus de surcote qui affecte particulièrement les côtes soumises à des forçages météorologiques intenses. Le chapitre suivant est donc dédié à son étude détaillée.

Chapitre 2

Les niveaux d'eau extrêmes :
définitions et modélisation numérique

Ce deuxième chapitre a pour objectif de présenter ce qu'est un niveau d'eau extrême, ce à quoi il est dû et les outils numériques dont nous disposons pour étudier ce phénomène.

2.1 Le phénomène de surcote

La surcote (ou décote pour des valeurs négatives) est la variation temporaire, à un lieu donné, de la hauteur de la mer en raison des conditions météorologiques extrêmes (basse pression atmosphérique et / ou vents forts) (Church and Clark, 2013). En d'autres termes, la surcote est l'excédent au-dessus du niveau attendu de la variation de la marée astronomique seule, à un moment pour un lieu donné.

$$Surcote(t) = \eta_{obs}(t) - \eta_{marée\ astronomique}(t) \quad (2.1)$$

La surcote est principalement générée par une combinaison des effets atmosphériques, du vent et du set-up des vagues (Pugh, 1987). En pratique on considère toutes les variations qui ne sont pas associées aux oscillations rapides (clapots, vagues). Pour filtrer ces dernières, nous utilisons une moyenne temporelle d'au moins 30 secondes (Arduin, 2011). Kim et al. (2010) expliquent qu'une surcote de tempête avec des fortes vagues provoque souvent de graves dommages quand elle coïncide avec les grandes marées. Ils définissent les facteurs de surcotes comme étant :

1. la dépression atmosphérique ;
2. les transferts océan/atmosphère ;
3. le mélange vertical de la température ;
4. l'interaction vague-courant dans la couche de surface de la mer et dans la couche de fond.

Dean and Bender (2006) ont mis en évidence que la contribution des vagues pouvait être le processus dominant dans les niveaux d'eau extrêmes observés pendant les tempêtes, ce que Bowen et al. (1968) avaient déjà identifié comme un paramètre clé de l'hydrodynamique littorale. Dans le nord de Taïwan, les surcotes sont de l'ordre de 0.30 à 0.50 mètres comme le montrent Huang et al. (2007) et à Cigu, Sous et al. (2013) ont mesuré une élévation d'environ 0.25 mètres du niveau lors du typhon TALIM en juin 2012.

2.2 Une définition du mot extrême

Il est probable que les niveaux d'eau extrêmes ont augmenté depuis 1970, ceci étant principalement le résultat de la montée du niveau moyen de la mer (Church and Clark, 2013). Katerina (2007) explique les événements climatiques extrêmes comme des écarts importants à la normale climatologique. Cependant, il n'est pas possible d'en donner une définition universelle. Ainsi, une définition appropriée ne peut être choisie qu'en fonction du contexte dans lequel on considère tel ou tel phénomène. Beniston and Stephenson (2004) proposent trois définitions du phénomène :

- Une première définition est basée sur la rareté d'un phénomène, c'est à dire sa fréquence d'occurrence ;
- Une seconde peut être basée sur l'intensité du phénomène. Ceci implique la considération de seuils sur des variables associées à ce phénomène qui seraient dépassés dans les cas extrêmes ;
- Une dernière définition est basée sur la notion d'impact et s'appuie sur des dégâts socio-économiques causés par le phénomène.

Dans le contexte des Sciences de la Terre, la notion d'extrême reposant sur les impacts socio-économiques est certes importante, mais n'est pas suffisamment pertinente pour être prise en compte. Nous adopterons donc la même définition que le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC Climate Change, 2007) : "Un phénomène climatique extrême est un phénomène qui est rare dans le cadre de sa distribution de référence statistique à un endroit spécifique. Les définitions de "rare" varient, mais un phénomène climatique extrême serait normalement aussi rare ou plus rare que le 10ème ou le 90ème percentile".

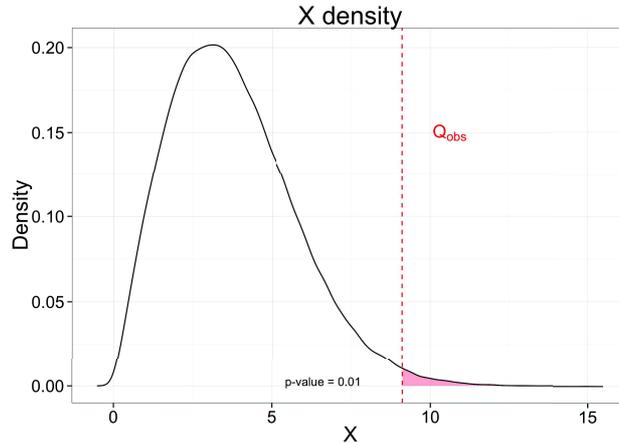


FIGURE 2.1 – Fonction de densité d'une variable aléatoire. La Théorie des Valeurs Extrêmes est utilisée pour extraire des informations sur le comportement d'une variable aléatoire au-dessus d'un (très) fort quantile $Q_{obs} = 99\%$ (par exemple la probabilité p qu'une réalisation dépasse Q_{obs} est $p = 0.01$). Source : Chailan (2015)

La statistique classique s'intéresse essentiellement au comportement moyen d'une variable aléatoire avec par exemple la loi normale. Mais lorsque nous nous intéressons au comportement extrême, c'est à dire que les grandeurs d'intérêt concernent les queues de distribution (figure 2.1), alors la loi normale n'est souvent plus adaptée. Un autre cadre théorique est donc nécessaire pour décrire les queues d'une distribution comme par exemple la Théorie des Valeurs Extrêmes (Castillo, 1988). L'application de cette théorie dans les Sciences de la Terre commence à se démocratiser depuis quelques années (Blanchet and Davison, 2011; Weiss et al., 2014; Chailan et al., 2014).

2.3 Les tempêtes tropicales et les typhons

Les tempêtes tropicales sont l'un des principaux moteurs des niveaux d'eau extrêmes (Church and Clark, 2013). Les tempêtes tropicales portent différents noms selon leurs positions sur le globe (Yu, 2009), pourtant le phénomène atmosphérique reste le même avec le sens de rotation qui s'inverse selon les hémisphères dû à la force de Coriolis. Nous parlons d'ouragans pour les tempêtes tropicales qui se situent dans l'Atlantique et dans l'est de l'océan Pacifique. Nous utilisons le terme de typhon pour les tempêtes tropicales de l'ouest de l'océan Pacifique et pour finir, nous utilisons le terme de cyclone pour les tempêtes tropicales de l'océan Indien et en Australie. La formation des tempêtes tropicales requiert cinq facteurs (Centre canadien de prévision d'ouragan, 2003) :

- la température de la mer doit dépasser $26.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ jusqu'à une profondeur d'au moins 50 m, avec une température des eaux de surface atteignant ou dépassant 28 à $29\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'eau chaude est la source d'énergie des cyclones tropicaux. Lorsque ces tempêtes se déplacent

- sur l'intérieur des terres ou sur des eaux plus froides, elles perdent leurs sources d'énergie et s'atténuent rapidement ;
- les conditions doivent être favorables à la formation d'orages. La température atmosphérique doit diminuer rapidement avec l'altitude, et la troposphère moyenne doit être relativement humide ;
 - une perturbation atmosphérique pré-existante avec un mouvement vertical ascendant au sein de la perturbation aide à l'amorçage du cyclone tropical. Ce type de perturbation atmosphérique relativement faible, sans rotation, est appelé onde tropicale. C'est généralement le point de départ de la formation des cyclones tropicaux ;
 - une distance de plus de 5 ° de latitude de l'équateur. La force de Coriolis amorce la rotation du cyclone et contribue à son maintien. Dans les environs de l'équateur, la composante horizontale de la force de Coriolis est quasi nulle (nulle à l'équateur), rendant impossible le développement de cyclones ;
 - absence de cisaillement vertical du vent (un changement de force ou de direction du vent avec l'altitude). Trop de cisaillement endommage ou détruit la structure verticale d'un cyclone tropical, ce qui empêche ou nuit à son développement.

Il existe deux classifications permettant de caractériser les tempêtes tropicales. La première est l'échelle de Beaufort très utilisée dans le domaine maritime. Elle repose sur un indicateur de force du vent allant de 0 par temps calme jusqu'à 12 pour les ouragans. La seconde échelle est celle de Saffir-Simpson qui repose sur une classification en 7 niveaux dont 5 catégories pour classer les typhons.

TABLE 2.1 – La classification des Cyclones/Ouragans (échelle de Saffir-Simpson)

Catégorie	Vitesse des vents	Surcote potentielle	Échelle de Beaufort
Dépression tropicale	< 63 km/h	0 m	de 0 à 7
Tempête tropicale	de 63 à 117 km/h	de 0 à 0,9 m	de 8 à 10
Catégorie 1	de 118 à 153 km/h	de 1,2 à 1,5 m	de 11 à 12
Catégorie 2	de 154 à 177 km/h	de 1,5 à 2,4 m	12
Catégorie 3	de 178 à 209 km/h	de 2,4 à 3,7 m	12
Catégorie 4	de 210 à 249 km/h	de 3,7 à 5,5 m	12
Catégorie 5	> à 249 km/h	> à 5,5m	12

Grâce aux images satellitaires, il est possible de détecter la formation d'un typhon et d'obtenir sa trajectoire et ses caractéristiques comme la taille de son oeil ou encore la pression atmosphérique associée (figure 2.2).

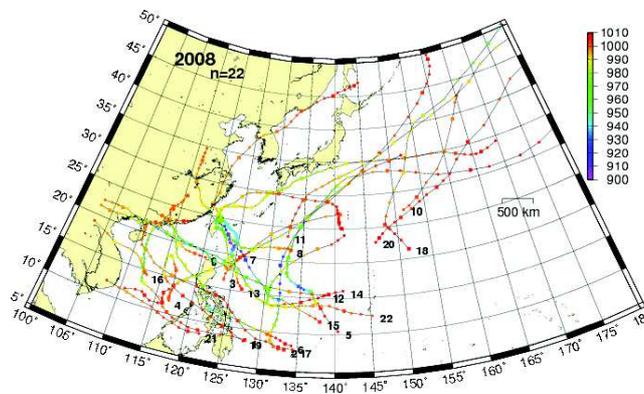


FIGURE 2.2 – Trajectoires des typhons de la saison 2008. Source : Japan Meteorological Agency.

Ces informations permettent d'améliorer (ou de corriger) les modèles atmosphériques qui ont

bien souvent du mal à reproduire ces phénomènes extrêmes (sous-estimation ou surestimation) (Stopa and Cheung, 2014; Zecchetto and Accadia, 2014). Une discussion détaillée sur la qualité du modèle utilisé dans cette étude sera développée dans la partie III.6.2.4 de ce document. Ainsi dans les études de rejeu d'un typhon donné, nous avons souvent recours à des modèles paramétriques pour re-générer les champs de vent et de pression atmosphérique à partir des informations satellitaires. Le modèle paramétrique le plus largement utilisé est celui de Holland (1980).

2.4 Les outils de modélisation numérique

Depuis des décennies, la prévision numérique constitue un outil déterminant pour réduire les impacts humains et matériels causés par les tempêtes (Pugh, 1987; Chen et al., 2010). La modélisation du phénomène de surcote est basée sur un modèle de circulation côtière principalement forcé par les conditions atmosphériques et par l'état de la mer (vagues). Pourtant l'atmosphère, les vagues et les courants, de par les phénomènes observés, sont étudiés par des communautés scientifiques différentes. Le rapprochement entre l'océan et l'atmosphère s'est fait très tôt en raison des effets croisés tant pour l'océan que pour le climat (Dube et al., 1985; Flather, 1987; Geernaert, 1990). Aujourd'hui, les effets de l'atmosphère sur l'océan sont bien connus et sont directement pris en compte dans les modèles de circulation. En revanche, bien que les effets des vagues dans les surcotes soient bien connus depuis longtemps, le rapprochement entre la communauté étudiant les vagues (e.g. Longuet-Higgins and Stewart, 1960; Phillips, 1977; Komen et al., 1994) et celle étudiant les courants (e.g. Blumberg and Mellor, 1987; Bleck and Boudra, 1986) a eu lieu il y a quelques années seulement. Ce rapprochement a permis de franchir une nouvelle étape dans l'étude des processus côtiers comme la surcote, révélant encore aujourd'hui le grand intérêt de ce couplage. Ainsi, les outils de modélisation actuels permettant d'étudier les phénomènes de surcote sont constitués de modèles de vagues et de modèles de circulation. Nous ferons une rapide comparaison des différents modèles disponibles puis nous finirons par une présentation du couplage vague-courant d'un point de vue formulation et d'un point de vue appliqué avec des modèles.

2.4.1 Les modèles de vagues et de houle à phase moyennée

À l'heure actuelle, il existe deux grandes classes de modèles de vagues, l'une basée sur une approche dite en moyenne de phase et l'autre sur une approche dite à résolution de phase. Ces approches ainsi que leurs équations ont déjà largement été décrites dans divers ouvrages notamment celui de Mei (1989) et dans des thèses (e.g. Denamiel, 2006; Michaud, 2011). Ainsi nous présenterons succinctement l'approche en moyenne de phase utilisée dans cette étude et nous renvoyons vers l'ouvrage de Mei (1989) pour approfondir ces aspects physiques.

L'état de la mer $\eta(x, y, t)$ peut être décrit selon un spectre défini par la somme des vagues et/ou des houles présentes à l'instant t et au point (x, y) . L'approche en moyenne de phase s'intéresse à l'énergie spectrale de ce signal sans tenir compte de la phase de ses composantes (d'où son nom à phase moyennée). Ainsi la surface libre est modélisée selon l'évolution du spectre d'énergie $E(k)$ ou d'action $A(k) = \frac{E(k)}{\sigma}$ (avec k le nombre d'onde et σ la fréquence intrinsèque) en décomposant l'équation d'évolution du spectre de mer en un terme de transport, et une somme de termes sources et puits (S_{tot}). Dans un espace cartésien, l'équation est :

$$\frac{\partial A(k)}{\partial t} + \frac{\partial_{C_x} A(k)}{\partial x} + \frac{\partial_{C_y} A(k)}{\partial y} + \frac{\partial_{C_\sigma} A(k)}{\partial \sigma} + \frac{\partial_{C_\theta} A(k)}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (2.2)$$

Le terme de transport (à gauche) est principalement gouverné par les effets de réflexion, réfraction et diffraction de la houle, effets qui sont dus à l'interaction de la houle avec la bathymétrie

et le courant. Quant aux termes sources et puits S_{tot} , ils se décomposent en plusieurs contributions :

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (2.3)$$

qui incluent les paramétrisations des processus physiques suivants :

- S_{in} la croissance due à l'action du vent (interaction vent-vague) ;
- S_{nl3} et S_{nl4} les interactions non linéaires vague-vague (résonance) ;
- S_{ds} la dissipation avec $S_{ds,w}$ les interactions vague-fond, $S_{ds,b}$ le moutonnement et $S_{ds,br}$ le déferlement bathymétrique.

Dans les modèles, il est souvent possible de choisir entre plusieurs formulations pour chaque processus physique mais ils ne sont pas forcément disponibles dans chaque code. Par convention les termes sources sont formulés sans prendre en compte les courants.

Les modèles actuels

À l'heure actuelle, il existe quelques modèles de vagues à phase moyennée qui se différencient majoritairement par leurs méthodes numériques (explicites ou implicites) et les formulations des processus physiques qu'ils implémentent. Cette section présente une brève description des modèles fréquemment utilisés. Attention, cette liste ne se veut pas d'être exhaustive mais elle présente néanmoins les principaux modèles utilisés dans la communauté.

Simulating WAVes Nearshore (SWAN)

Le modèle SWAN (Booij et al., 1999) résout en deux dimensions l'évolution de la densité d'action des vagues selon une méthode implicite autorisant de grands pas de temps mais avec aussi une grande diffusion numérique. Il a été développé pour modéliser l'état de la mer à des échelles littorales et côtières mais il peut désormais modéliser des échelles régionales. Il existe des modèles dérivés de SWAN comme FVCOM-SWAVE (Qi et al., 2009) utilisant la méthode de volumes finis.

WAVEWATCH III

WAVEWATCH III (Tolman and Hendrik, 2014) est un modèle de vagues qui résout l'évolution dans le temps et l'espace de l'énergie des différentes composantes du spectre des vagues. Il a initialement été développé pour étudier la génération et la propagation des vagues à l'échelle des océans mais son domaine de validité a récemment été étendu jusqu'aux plages. C'est ce modèle que nous allons utiliser dans cette étude puisqu'il a fait l'objet des travaux de thèse de (Michaud, 2011) sur la modélisation des états de la mer pendant de fortes tempêtes sur les côtes du Rousillon. Nous avons donc souhaité utiliser cette expertise et continuer ses travaux sur les côtes Taïwanaises. Ainsi, une description détaillée de ce modèle sera faite au chapitre 4.

Wind Wave Model (WWMII)

Le modèle spectral de vagues WWMII (Roland et al., 2009) résout l'équation de conservation de la densité spectro-angulaire d'action des vagues. L'advection dans l'espace géographique est résolue sur une grille non-structurée, grâce à une méthode numérique explicite de type Fluctuation Splitting Schemes (Abgrall, 2006).

TELEMAC-based Operational Model Addressing Wave Action Computation (TOMAWAC)

Le modèle spectral de vagues TOMAWAC (Benoit et al., 1996) utilise des maillages non structurés et résout la conservation de l'action des vagues par une séparation des équations en advection puis en intégration séquentiellement des termes source (méthode explicite).

2.4.2 Les modèles de vagues et les typhons

Les états de la mer en condition paraxysmale sont souvent difficile à reproduire en raison de la forte intensité et de la rapidité de ces événements. En 2002, Ou et al. (2002) ont modélisé les vagues générées par des typhons autour de Taiwan avec le modèle SWAN. Il était déjà habituel d'utiliser un modèle paramétrique pour régénérer les champs de vent qui sont primordiaux pour modéliser correctement les vagues (Cavaleri et al., 2007; Stopa and Cheung, 2014; Zecchetto and Accadia, 2014). Pourtant, les résultats montrent malgré tout une forte sous-estimation. En 2010, Lee et al. (2010) évaluent un système de prévisions autour de l'île de Taïwan. Cette fois-ci, ils utilisent les prévisions d'un modèle atmosphérique de petite échelle forcé par le système Global Forecast System (GFS) du National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Après un paramétrage du terme de dissipation par moutonnement, les résultats sont très encourageant avec 20% d'erreurs. Tout récemment, Patoit (2015) a modélisé les vagues du cyclone PAM autour de la Nouvelle Calédonie avec le modèle WAVEWATCH III sur une grille rectilinéaire. Plusieurs jeux de paramètres ont été testé et des comparaisons avec de la mesure in situ, de la donnée altimétrique satellitaire et des résultats de sorties de modèles opérationnels internationaux de prévision de vagues comme MFWAM (Europe/MétéoFrance), NOAA-WWIII (Etats-Unis) et AUSWAVE (Australie) ont été réalisé. Les conclusions sont aujourd'hui encore les mêmes, la modélisation des vagues générées par les typhons requiert une attention particulière au champ de vent et à la paramétrisation (notamment sur les échanges atmosphère-océan et la dissipation) mais aussi comme toujours à la qualité de la bathymétrie.

2.4.3 Les modèles de circulation côtière

Les courants océaniques sont régis par les équations de la mécanique des fluides. Ces équations ont, elles aussi, été largement décrites (Haidvogel and Beckmann, 2004; Denamiel, 2006; Michaud, 2011) ainsi nous allons uniquement présenter les équations qui font sens dans cette étude à savoir les équations générales et les conditions aux limites en surface. Nous vous invitons à consulter les ouvrages cités si vous souhaitez approfondir ces aspects physiques et numériques.

Les équations générales

En océanographie côtière, la base fondamentale des modèles de circulation repose sur un jeu d'équations appelées les équations primitives (Haidvogel and Beckmann, 2004). Elles sont issues des lois de conservation du mouvement (2^{ème} loi de Newton) et de conservation de la masse :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\Omega \wedge \vec{v} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} \quad (2.4a)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (2.4b)$$

Avec :

- \vec{g} la force due à l'action de la pesanteur ;
- 2Ω la force de Coriolis ;
- p la pression ;
- ρ la masse volumique du fluide.

Ce jeu d'équations est modifié pour s'appliquer au domaine océanique, ce qui se traduit par une équation de continuité (conservation de la masse) et une équation de la quantité de mouvement (conservation du mouvement) selon l'hypothèse de Boussinesq :

$$\text{Équation de continuité : } \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.5a)$$

Équation de la quantité de mouvement :

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \end{cases} \quad (2.5b)$$

$$\text{Équation hydrostatique : } 0 = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (2.5c)$$

où f est le paramètre de Coriolis.

Les équations (2.5) sont des équations instantanées. Plusieurs modifications (approximations, décomposition en partie moyenne et turbulente...) doivent leur être apportées afin de les utiliser dans les modèles mais elles en constituent la base fondamentale.

Conditions aux limites aux interfaces océan/atmosphère

Comme vu précédemment, pour modéliser les surcotes, nous devons tenir compte des conditions atmosphériques. Dans les modèles de circulation, ces conditions sont utilisés pour contraindre certains termes des équations de résolution de la turbulence et des variations de température et de salinité aux conditions aux limites de l'interface océan/atmosphère. Les conditions aux limites en surface du terme de l'énergie cinétique de la turbulence E_c dans le modèle de turbulence et des termes $(K \frac{\partial T}{\partial z})_{z=\zeta_c}$ et $(K \frac{\partial S}{\partial z})_{z=\zeta_c}$ dans les équations de transport de la température et de la salinité (où K est le coefficient de diffusion turbulente vertical) sont données par :

$$\begin{cases} E_c = \frac{\|\vec{\tau}_{surf}\|}{\rho_0 \sqrt{c_k c_\epsilon}} \\ \vec{\tau}_{surf} = (\tau_x \text{ surf}, \tau_y \text{ surf}) = \rho_0 ((\tau_{xz})_{z=\zeta_c}, (\tau_{yz})_{z=\zeta_c}) \\ (K \frac{\partial T}{\partial z})_{z=\zeta_c} = E_{flux} + H_{flux} + E_{flux} + S_{flux} \\ (K \frac{\partial S}{\partial z})_{z=\zeta_c} = (\frac{E_{flux}}{L_v} - Pr_s) S \end{cases} \quad (2.6)$$

Avec :

- ζ_c l'élévation de la surface libre liée à la circulation ;
- ρ_0 la masse volumique du fluide de référence ;
- c_k et c_ϵ sont des constantes empiriques ;
- τ_{xz} et τ_{yz} sont les tensions de Reynolds ;
- E_{flux} , H_{flux} , E_{flux} , S_{flux} les flux atmosphériques, respectivement de chaleur latente, de chaleur sensible, radiatifs pour les grandes longueurs d'onde et solaires (petites longueurs d'onde) ;
- L_v la chaleur latente de condensation ;
- Pr_s le taux de précipitation.

L'action du vent n'est pas directe sur la circulation puisqu'elle se transmet par l'intermédiaire d'une tension de cisaillement de surface induite par le vent $\vec{\tau}_{surf}$. Son expression est bien souvent donnée par une formule bulk (Geernaert, 1990) nécessitant les paramètres suivants :

- U_{10N} la vitesse du vent à 10 m au dessus de la surface ;

- q_{2m} et θ_{2m} respectivement, l'humidité dans l'air et la température de l'air à 2 m au-dessus de la surface ;
- ρ_a la densité de l'air ;
- p_{0m} la pression atmosphérique.

Ainsi, les paramètres E_{flux} , H_{flux} , E_{flux} , S_{flux} , Pr_s , U_{10N} , q_{2m} , θ_{2m} et p_{0m} doivent être fournis par un modèle atmosphérique.

Les modèles actuels

Depuis une vingtaine d'années, une variété de modèles de circulation ont été développés pour des applications allant des échelles littorales et côtières à des échelles régionales et mondiales. Les modèles se distinguent principalement selon la discrétisation verticale (2D ou 3D), selon la discrétisation horizontale (grille non décalée ou grille en quinconce), selon la méthode d'approximation numérique (différences finies ou éléments finis), selon les hypothèses adoptées (comme hydrostatique ou non-hydrostatique) ou encore selon les forçages dont ils tiennent compte. Attention, la liste des modèles présentée brièvement par la suite ne se veut pas d'être exhaustive mais elle présente néanmoins les principaux modèles actuellement utilisés dans la communauté internationale et française.

Princeton Ocean Model (POM)

Le modèle de circulation Princeton Ocean Model (POM) (Blumberg and Mellor, 1987) fait partie des modèles les plus anciens et les plus connus de la communauté. Il résout les équations en 3D de Navier-Stokes sur une grille de type C (Arakawa and Lamb, 1977) grâce à une méthode classique de différences finies. Il utilise un système de coordonnées verticales de type sigma s'adaptant à la bathymétrie.

Regional Ocean Model System (ROMS)

Le modèle numérique d'hydrodynamique côtière ROMS (Shchepetkin, 2005) est un modèle tridimensionnel qui résout les équations primitives de Navier-Stokes selon l'approximation hydrostatique et l'approximation de Boussinesq. Sur la verticale, le modèle utilise les coordonnées sigma généralisées et sur l'horizontale, il est écrit en coordonnées curvilignes permettant d'utiliser de meilleures résolutions dans les zones d'intérêt. L'horizontale et la verticale utilisent des schémas aux différences finies sur des grilles décalées de type C (Arakawa and Lamb, 1977).

SYMPHONIE

SYMPHONIE est un modèle hydrostatique de circulation côtière développé par l'équipe SIROCCO (Marsaleix et al., 2008). Les composants du courant, de la température et de la salinité sont calculés sur une grille de type C (Arakawa and Lamb, 1977) grâce à une méthode classique de différences finies. Le modèle utilise un système de coordonnées verticales de type sigma-généralisées. C'est ce modèle que nous allons utiliser dans cette étude puisqu'il a déjà fait l'objet de plusieurs travaux de thèse (Denamiel, 2006; Gatti, 2008; Michaud, 2011) en collaboration avec GéoSciences Montpellier. Les derniers travaux d'Héloïse Michaud en matière de modélisation de la circulation côtière (avec le forçage des vagues) pendant de fortes tempêtes sur les côtes du Rousillon nous ont poussé à continuer ses travaux sur les côtes Taïwanaises. Ainsi, une description détaillée de ce modèle sera faite au chapitre 3.

ADvanced CIRCulation (ADCIRC)

ADCIRC (Luettich and Westerink, 2004) est un modèle qui résout la circulation et la surface libre en deux et trois dimensions. Il utilise un schéma numérique basé sur la méthode des éléments finis.

Delft3D

La version bidimensionnelle de Delft3D (Lesser et al., 2004) résout les équations classiques de Saint-Venant en tenant compte du frottement sur le fond, de l'effet des événements météorologiques (vent et gradient de pression atmosphérique), de la force de Coriolis, de différentes modélisations de la turbulence de l'écoulement et de la variation de géométrie du domaine au cours du temps (zones couvrantes et découvrantes au cours de la marée). La version tridimensionnelle prend en compte la variation de la densité (équation de Navier-Stokes) ainsi qu'un maillage vertical utilisant la « sigma-transformation » ; celle-ci permet de travailler sur un maillage transformé fixe et uniforme malgré la variation spatiale de la bathymétrie et de la surface libre, et la variation temporelle de cette dernière.

MARS 3D

Le modèle hydrodynamique MARS (Lazure and Dumas, 2008) développé par IFREMER et résout les équations primitives (2D/3D) d'un milieu incompressible et hydrostatique (hypothèse de Boussinesq). Il s'appuie sur des schémas classiques en différences finies avec une grille Arakawa C (Arakawa and Lamb, 1977). La coordonnée verticale utilisée est de type sigmas généralisées. MARS propose un traitement du mode barotrope de façon semi-implicite permettant de s'affranchir d'un time-splitting et autorisant un couplage plus direct entre les modes barotrope et barocline. Ce code était initialement dédié à la modélisation d'écoulements forcés par la marée.

SELFE

SELFE (Zhang and Baptista, 2008) utilise une méthode par éléments finis semi-implicite et résout les équations de Navier-Stokes en 3D avec les hypothèses hydrostatique et non-hydrostatique. Il a été développé à l'origine pour modéliser l'estuaire du fleuve Columbia et son panache mais il est maintenant largement utilisé pour étudier la circulation côtière dans le monde entier.

TELEMAC 3D

TELEMAC-3D (Hervouet, 2007) résout les équations de Navier-Stokes en 3D avec une méthode par éléments finis. Le modèle a été principalement écrit pour résoudre les équations en eau peu profonde au format 3D mais il permet également de résoudre les équations régissant la pression dynamique (non-hydrostatique).

HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)

La particularité de modèle d'HYCOM (Chassignet et al., 2007) est d'utiliser un système de coordonnées hybride sur la verticale. Les coordonnées sont isopycnales dans l'océan ouvert (elles suivent les équipotentielles de densité) puis reviennent en douceur à un système sigma s'adaptant à la bathymétrie dans les régions côtières peu profondes. Il est utilisé dans le cadre opérationnel notamment au SHOM (Pichon et al., 2011).

Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO)

NEMO (Madec, 2008) est un modèle aux équations primitives de la circulation océanique régionale et globale. Il permet d'étudier un vaste spectre spatiotemporel de l'océan et ses interactions avec les autres composantes du système climatique terrestre (atmosphère, glace de mer, traceurs biogéochimiques...). Il s'appuie sur une grille C d'Arakawa tridimensionnelle utilisant une coordonnée verticale à coordonnées sigma. Différents choix sont proposés pour décrire la physique océanique, incluant notamment des physiques verticales TKE et KPP. À travers l'infrastructure NEMO, l'océan est interfacé avec un modèle de glace de mer, des modèles biogéochimiques et de traceur passif, et, via le coupleur OASIS, à plusieurs modèles de circulation générale atmosphérique.

Finite Volume Coastal Ocean Model (FVCOM)

FVCOM (Chen et al., 2006a) est conjointement développé par l'Université du Massachusetts - Dartmouth et les équipes de recherche de modélisation Woods Hole Oceanographic Institution. C'est un modèle utilisant des grilles tridimensionnelles non-structurées résolvant les équations primitives en 3D. Contrairement aux modèles numériques utilisant une méthode par différence finie ou par éléments finis, FVCOM utilise la méthode des volumes finis que discrétise la forme intégrale des équations et les résout par le calcul de flux sur un maillage triangulaire. Au lieu d'utiliser une grille C en quinconce, FVCOM utilise un agencement de grille de telle sorte que toutes les variables scalaires sont résolues au niveau des noeuds de la grille, tandis que la vitesse est résolue dans les centres de la grille. Outre les caractéristiques mentionnées ci-dessus, le modèle est très similaire, dans tous les autres aspects, aux modèles traditionnels de l'océan.

2.4.4 Vers un couplage des modèles

Suite à la présentation des équations régissant les vagues, la houle d'un côté et les courants de circulation de l'autre, nous pouvons constater que les processus physiques sont très distincts et sont régis par des équations très différentes. Les vagues et houle sont des phénomènes ondulatoires, modélisés par une approche spectrale (modèles en moyenne de phase) et les courants de circulation sont régis par les équations de l'hydrodynamique. En plus des équations, les échelles temporelles sont différentes, la période des vagues et de la houle est de l'ordre de 10 secondes tandis que l'échelle caractéristique de temps pour les courants en domaine côtier est de l'ordre de 10 min à 1h. Ainsi, il apparaît que le couplage des deux phénomènes s'avère difficile mais pourtant primordial pour rendre compte de la réalité à l'échelle côtière.

Le couplage entre vagues et courant a fait l'objet de nombreuses théories en 2 dimensions (Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Phillips, 1977). Seulement avec les développements pour rendre nos modèles tridimensionnels, ces théories ne pouvaient s'appliquer qu'aux modèles 2D intégrés sur la verticale. La résolution de la couche de surface est le verrou majeur pour obtenir un modèle réellement 3D. La présence des vagues rajoute un flux supplémentaire de quantité de mouvement (Longuet-Higgins and Stewart, 1964). Ce flux est dû aux oscillations des vagues moyennées sur plusieurs périodes des vagues. Il est appelé tenseur des contraintes radiatives et c'est sa divergence qui constitue une force supplémentaire. On parle alors de gradients de tensions de radiation. Dans la littérature, nous pouvons citer Dolata and Rosenthal (1984) qui ont essayé de trouver les formes tridimensionnelles des gradients de tensions de radiation, mais ils ont malheureusement négligé les effets de la pression induite par la présence des vagues comme le montre Mellor (2003).

Mellor (2003) propose d'utiliser un système de coordonnées qui suit la surface libre et qui ne bouge pas horizontalement. Il obtient alors des gradients de tensions de radiation dépendants

de la verticale et facilement utilisables dans les modèles 3D de circulation. Ardhuin et al. (2004) ont étendu ces équations conçues pour des vagues monochromatiques à des vagues aléatoires. Denamiel (2006) a implémenté lors de sa thèse les équations de Mellor (2003) sur la base du modèle SYMPHONIE. Elle a rencontré de grosses difficultés techniques sur le couplage entre modèle de houle et modèle de circulation (différence des grilles de calcul et des projections) mais aussi théorique (vagues monochromatiques). Finalement, Denamiel (2006) a quand même réussi à mettre au point une nouvelle génération du modèle SYMPHONIE et ainsi obtenu des résultats très encourageants par exemple pour la tempête de novembre 1999 dans la baie de Banyuls.

Cependant, Ardhuin et al. (2008a) montrent que ces termes ne peuvent pas être appliqués à des zones à fond variable, puisqu'ils sont calculés selon la théorie d'Airy qui est développée pour un fond plat. Ardhuin et al. (2008a) corrigent ces termes, qui deviennent beaucoup trop complexes et coûteux pour être calculés dans des modèles numériques. Mellor (2008) repart alors de zéro et recalcule d'une façon différente le gradient de pression, en tenant compte du fond incliné, mais se heurte à d'autres difficultés (Bennis et al., 2011; Mellor, 2011b,a).

Groeneweg (1999) avait pourtant réussi à résoudre correctement les conditions en surface en utilisant la Moyenne Lagrangienne Généralisée dans les équations de Navier-Stokes en moyenne de Reynolds (RANS). Cependant, il avait négligé le cisaillement vertical du courant. Ardhuin et al. (2008b) vont repartir de ces équations en approximant au second ordre en cambrure, et en effectuant un changement de coordonnée verticale. Ils obtiennent alors des équations non divergentes, à la fois dans les champs Lagrangien et Eulérien, et conformes à la théorie de McWilliams et al. (2004). Ce jeu d'équations est nommé "glm2-RANS" et il permet de donner des conditions aux limites en surface, applicables même avec un courant moyen plus fort que la vitesse des vagues. Finalement, Bennis et al. (2011) ont simplifié les équations pour permettre une implémentation plus aisée dans des modèles de circulation tandis que Mellor (Mellor, 2011a, 2013) finit par présenter des résultats conformes à la théorie de Longuet-Higgins and Stewart (1964).

Il existe donc deux approches comparables, l'approche de Longuet-Higgins and Stewart (1960, 1964) (Mellor, 2003, 2008, 2011a, 2013) (approche par tensions de radiation) et l'approche par force de vortex (McWilliams et al. (2004); Ardhuin et al. (2008b); Bennis et al. (2011)) pour représenter l'influence des vagues sur la circulation.

Lane et al. (2007) et Weir et al. (2011) montrent bien que les deux approches sont comparables et permettent de représenter surcote, dérive de Stokes et force de vortex, mais la seconde approche (force de vortex) permet de mieux distinguer notamment les effets physiques conservatifs des vagues sur la circulation qui sont directement responsables de la décote et de la surcote avant et après le déferlement.

2.4.5 Vue d'ensemble des couplages numériques actuels

Le couplage des modèles repose principalement sur la notion de prise en compte des effets d'un modèle sur un autre (1-way) ou des effets couplés/croisés des modèles l'un sur l'autre (2-way ou full-coupling si les modèles sont exécutés en même temps). Une description détaillée des problématiques de couplage/chaînage des modèles sera faite dans la présentation de la plateforme de calcul MIRMIDON (section 5.2.3). Le choix d'utiliser tel ou tel code se décide souvent parce qu'il fait partie d'une chaîne de modélisation, parce qu'il existe une expertise dans notre équipe de travail ou bien parce qu'une simulation sera plus facile à mettre en place avec nos données. Si ce choix n'est pas forcément très grave, il convient d'être conscient de l'impact sur la qualité du résultat. Les modèles quels qu'ils soient sont généralement bons pour les paramètres sur lesquels ils ont été validés. Ainsi, la validation d'un modèle ou d'un couplage reste une étape obligatoire puisqu'elle démontre la capacité du modèle à reproduire tel ou tel

événements. Les modèles arrivent à reproduire les surcotes avec une précision d'une dizaine de centimètres (Bertin et al., 2012; Ding et al., 2013; Westerink et al., 2014). Le tableau 2.2 présente une comparaison des couplages numériques actuels avec des exemples d'applications académiques ou réalistes.

TABLE 2.2 – Vue d'ensemble des principaux couplages numériques actuels

Modèles	Méthode	Mode	Exemples d'applications
TELEMAC 3D / TOMAWAC	Force de vortex	full-coupling	Jia et al. (2015)
SELFE / WWMII	Force de vortex	full-coupling	Roland et al. (2012); Bertin et al. (2012)
MARS 3D / WAVEWATCH III	Force de vortex	full-coupling	Bennis et al. (2010)
ADCIRC / SWAN	Tensions de radiation	full-coupling	Dietrich et al. (2011a,b); Westerink et al. (2014)
ROMS / SWAN	Force de vortex	full-coupling	Chen et al. (2010); Uchiyama et al. (2010)
ROMS / WWMII	Force de vortex	full-coupling	Sikiric et al. (2013)
SYMPHONIE / WAVEWATCH III	Force de vortex	1-way ou 2-way	Michaud et al. (2012, 2013)
POM / SWAN	Tensions de radiation	full-coupling	Liu et al. (2004); Xie et al. (2008)

2.5 Résumé

Le phénomène de surcote est provoqué par la dépression atmosphérique, les transferts océan/atmosphère comme notamment le vent et de l'effet des vagues. Les tempêtes tropicales, nommées aussi typhons lorsqu'elles surviennent dans l'ouest de l'océan Pacifique, sont l'un des principaux moteurs des niveaux d'eau extrêmes (Church and Clark, 2013). L'océan Pacifique nord-ouest est l'endroit au monde présentant le plus de typhons en moyenne dépassant les 95 noeuds de vent (Hurricane Research Division, 2015). Selon GIEC Climate Change (2007) : "*Un phénomène climatique extrême est un phénomène qui est rare dans le cadre de sa distribution de référence statistique à un endroit spécifique. Les définitions de "rare" varient, mais un phénomène climatique extrême serait normalement aussi rare ou plus rare que le 10ème ou le 90ème percentile*". Selon les statistiques du Bureau national de la Marine Chinoise (Tang et al., 2010), au cours des 50 années entre 1949 et 1998, les surcotes avec plus de 1 m élévation du niveau marin ont eu lieu 270 fois, plus de cinq fois par an en moyenne. Les surcotes avec plus de 2 m d'élévation du niveau marin sont survenues 48 fois et ceux avec plus de 3 m d'élévation du niveau marin ont eu lieu 15 fois. Parmi ces niveaux d'eau extrêmes, de grands dommages et pertes ont été enregistrés 112 fois dans les zones côtières chinoises, en particulier dans les estuaires et dans les terres côtières basses. Dans le nord de Taïwan, les surcotes sont de l'ordre de 0.30 à 0.50 mètre comme le montre Huang et al. (2007) et à Cigu, Sous et al. (2013) ont mesuré une élévation d'environ 0.25 mètre du niveau lors du typhon TALIM en juin 2012.

Depuis des décennies, la modélisation numérique constitue un outil déterminant dans la réduction des pertes humaines et des dégâts matériels causés par les tempêtes (Pugh, 1987; Chen et al., 2010). Le processus de surcote se modélise numériquement avec un modèle de circulation côtière forcé par les conditions atmosphériques et les vagues. Weisberg and Zheng (2008) ont comparé les formulations à 2 dimensions et à 3 dimensions des modèles de circulation pendant

la tempête Ivan dans la baie de Tampa, en Floride. Ils ont conclu que, pour la prévision de surcotes sur une topographie côtière complexe, un modèle en trois dimensions sera sûrement meilleur que deux dimensions puisqu'il permet de mieux représenter la pression sur le fond résultant de la structure verticale de la colonne d'eau.

Le couplage entre les forçages météo et la circulation est aujourd'hui assez bien connu (Wendlandt, 1961) et se modélise grâce à une formule bulk (Geernaert, 1990). Bien souvent, les forçages météo issus des modèles atmosphériques ne reproduisent pas correctement les événements extrêmes comme les tempêtes tropicales (sous-estimation/surestimation)(Cavaleri and Sclavo, 2006; Stopa and Cheung, 2014; Zecchetto and Accadia, 2014). Ainsi dans les études de rejeu de ces événements, nous avons souvent recours à des modèles paramétriques (Holland, 1980) pour re-générer les champs de vent et de pression atmosphérique à partir des informations satellitaires. Concernant le couplage entre les vagues et la circulation, il est très récent et nous disposons à l'heure actuelle de deux approches pour le modéliser : l'approche tension de radiation et l'approche force de vortex. Il existe une dizaine de couplages numériques permettant de représenter les effets des vagues sur les courants avec la majorité couplés à l'aide d'un logiciel de couplage (PALM, OASIS, PGMCL, MCT,...). La qualité des modèles permet de reproduire les surcotes avec des erreurs de dizaines de centimètres (Bertin et al., 2012; Ding et al., 2013; Westerink et al., 2014).

Deuxième partie

Les outils de modélisation numérique de l'hydrodynamique littorale

Chapitre 3

SYMPHONIE - un modèle 3D de circulation côtière

3.1 Présentation du modèle

SYMPHONIE est un modèle hydrostatique de circulation côtière développé par l'équipe SIROCCO (Marsaleix et al., 2008) (Table 3.1). Les composants du courant, de la température et de la salinité sont calculés sur une grille de type C (Arakawa and Lamb, 1977) grâce à une méthode classique de différences finies. Un système de coordonnées verticales de type sigma-généralisées permet d'affiner la résolution près du fond et en surface tout en étant vigilant au gradient de pression (Marsaleix et al., 2009, 2011). À cette grille verticale est associée une grille horizontale régulière ou polaire (monopole ou bipolaire) qui affine la résolution près de la côte tout en gardant des temps de calcul raisonnables (Bentsen et al., 1999). La discrétisation temporelle se fait à l'aide d'un schéma saute-mouton (leapfrog en anglais) auquel est associé un filtre Laplacien pour réduire les erreurs numériques (Marsaleix et al., 2012).

TABLE 3.1 – Description du modèle SYMPHONIE

Méthode numérique	grille-C, s-coordonnées, conservation de l'énergie	Marsaleix et al. (2008)
Discrétisation temporelle	saute-mouton + filtre Laplacien	Marsaleix et al. (2012)
Gradient de pression	Pression Jacobian	Marsaleix et al. (2009)
Équation d'état	McDougall 2003	Marsaleix et al. (2011)
Conditions aux limites ouvertes	Conditions radiatives	Marsaleix et al. (2006)
Conditions à la surface libre	Formule bulk, Craig & Banner conditions TKE	Estournel et al. (2009)
Fermeture de la turbulence	K-eps	Michaud et al. (2012)
Marée	Potentiel générateur & selon le modèle TUGO	Pairaud et al. (2008)
T,S advection	QUICK	
Forçage des rivières	condition latérale	Estournel et al. (2001)
Effet des vagues	théorie glm2-RANS	Michaud et al. (2012)

Des conditions radiatives sont appliquées aux frontières latérales ouvertes (Marsaleix et al., 2006). Les termes des forçages grande échelle sont inclus dans la formulation des conditions radiatives et sont fournies par les sorties quotidiennes du système MERCATOR (Madec, 2008). Les questions pertinentes sur l'imbrication de modèles ont été discutées dans Estournel et al. (2009) et Auclair et al. (2006). Les forçages barotropes haute fréquence sont fournis par l'atlas global des marées FES2012 (Lyard et al., 2006) et le potentiel de marée astronomique a été mis en œuvre dans les équations de quantité de mouvement selon Pairaud et al. (2008). Les échanges océan/atmosphère sont calculés par une formule bulk, discutée dans Estournel et al. (2009), et sont fournis par le système ECMWF (Dee et al., 2011). À l'embouchure des fleuves, la salinité, la température et la quantité d'eau sont introduites selon Reffray et al. (2004). Ainsi, ce modèle a beaucoup été utilisé pour des problématiques côtières et régionales telles que les panaches fluviaux (Estournel et al., 1997; Marsaleix et al., 1998; Estournel et al., 2001; Gatti et al., 2006), les circulations du plateau continental induites par le vent (Estournel et al., 2003; Auclair et al., 2003; Petrenko et al., 2005; Leredde et al., 2007), les intrusions de courants sur le plateau (Auclair et al., 2001; Gatti, 2008), les formations d'eaux denses sur le plateau et leur cascading sur le talus (Dufau-Julliand, 2004; Ulses et al., 2008b), la marée externe et interne

(Pairaud et al., 2010), la convection profonde en Méditerranée (Herrmann et al., 2008), etc. Tout récemment, le système de fermeture de turbulence K-epsilon ainsi que l'effet des vagues sur le courant ont été mis en œuvre par Michaud et al. (2012) basés sur les équations simplifiées de Bennis et al. (2011). Ces améliorations permettent désormais de simuler la circulation jusqu'aux zones littorales où les processus physiques associés aux vagues sont dominants. Afin de prendre en compte les effets des vagues dans les équations de quantité de mouvement, un ensemble de termes doivent être fournis par le modèle de vagues WAVEWATCH III.

3.2 Système d'équations

Les équations du moment du modèle de circulation côtière sont écrites afin de prendre en compte le forçage des vagues. Conformément aux équations (18)-(21) de Bennis et al. (2011), l'évolution des vitesses quasi-eulériennes $(\hat{u}, \hat{v}, \hat{w})$ est donnée par :

$$(\hat{u}, \hat{v}, \hat{w}) = (u, v, w) - (U_s, V_s, W_s) \quad (3.1)$$

où (u, v, w) sont les vitesses lagrangiennes moyennes et (U_s, V_s, W_s) les vitesses de Stokes sur l'horizontale $(x-, y-)$ et sur la verticale $(z-)$. Elles sont valables à partir du fond $z = -h$ jusqu'à la surface libre moyennée sur la phase $z = \hat{\eta}$. Les équations du moment sont données par :

$$\frac{\partial \hat{u}}{\partial t} + \hat{u} \frac{\partial \hat{u}}{\partial x} + \hat{v} \frac{\partial \hat{u}}{\partial y} + \hat{w} \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} - f \hat{v} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \left[f + \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial x} - \frac{\partial \hat{u}}{\partial y} \right) \right] V_s - W_s \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} - \frac{\partial J}{\partial x} + F_{m,x} + F_{d,x} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \hat{v}}{\partial t} + \hat{u} \frac{\partial \hat{v}}{\partial x} + \hat{v} \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} + \hat{w} \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} + f \hat{u} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = - \left[f + \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial x} - \frac{\partial \hat{u}}{\partial y} \right) \right] U_s - W_s \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} - \frac{\partial J}{\partial y} + F_{m,y} + F_{d,y} \quad (3.3)$$

avec $(F_{m,x}, F_{m,y})$ les effets du mélange et $(F_{d,x}, F_{d,y})$ la force induite par la dissipation des vagues. Les forces liées à ou modifiées par l'ajout du forçage par la houle sont alors les suivantes :

- la force de vortex : $([\frac{\partial \hat{v}}{\partial x} - \frac{\partial \hat{u}}{\partial y}]V_s - W_s \frac{\partial \hat{u}}{\partial z}, -[\frac{\partial \hat{v}}{\partial x} - \frac{\partial \hat{u}}{\partial y}]U_s - W_s \frac{\partial \hat{v}}{\partial z})$
- la force de Stokes Coriolis $(fV_s, -fU_s)$
- la force liée à la modulation de la pression induite par la houle $(-\frac{\partial J}{\partial x}, -\frac{\partial J}{\partial y})$ ou surpression dynamique (tête de Bernoulli)
- la force de mélange où des paramétrisations de l'effet des vagues sur le mélange sont prises en compte $(F_{m,x}, F_{m,y})$
- la force de dissipation des vagues, par déferlement, dissipation sur le fond et interaction avec la turbulence : $(F_{d,x}, F_{d,y})$

L'évolution d'un traceur passif de concentration C :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial uC}{\partial x} + \frac{\partial vC}{\partial y} + \frac{\partial wC}{\partial z} = 0 \quad (3.4)$$

La conservation de la masse est alors :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.5)$$

Dans SYMPHONIE, ces équations sont transformées en une forme discrète en utilisant les termes d'advections écrits sous forme de divergence de flux (Michaud et al., 2012). De plus, les

équations (2)-(3) de Bennis et al. (2011) négligent les effets du cisaillement vertical qui peut être fort lors de simulation réaliste. En tenant compte de cet effet, les équations deviennent :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{u}}{\partial t} + \frac{\partial w \hat{u}}{\partial x} + \frac{\partial v \hat{u}}{\partial y} + \frac{\partial w \hat{u}}{\partial z} - f \hat{v} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p^H}{\partial x} = \\ f V_s + \frac{\partial \hat{u}}{\partial x} U_s + \frac{\partial \hat{v}}{\partial x} V_s - \frac{\partial (S^J + S^{shear})}{\partial x} + F_{m,x} + F_{d,x} \end{aligned} \quad (3.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \hat{v}}{\partial t} + \frac{\partial u \hat{v}}{\partial x} + \frac{\partial v \hat{v}}{\partial y} + \frac{\partial w \hat{v}}{\partial z} + f \hat{u} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p^H}{\partial y} = \\ -f U_s + \frac{\partial \hat{u}}{\partial y} U_s + \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} V_s - \frac{\partial (S^J + S^{shear})}{\partial y} + F_{m,y} + F_{d,y} \end{aligned} \quad (3.7)$$

Ainsi, le terme $w = \hat{w} + W_s$ peut se calculer globalement sans calculer la valeur de W_s . Dans ce nouveau jeu d'équations, la force de vortex n'apparaît pas clairement puisqu'elle est remplacée par une nouvelle force égale à $(\frac{\partial \hat{u}}{\partial x} U_s + \frac{\partial \hat{v}}{\partial x} V_s, \frac{\partial \hat{u}}{\partial y} U_s + \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} V_s)$. Cependant, il est tout à fait possible de retourner sa forme habituelle en ajoutant la contribution du courant de "Stokes" aux termes d'advections : $(\frac{\partial U_s \hat{u}}{\partial x} + \frac{\partial V_s \hat{u}}{\partial y} + \frac{\partial W_s \hat{u}}{\partial z}, \frac{\partial U_s \hat{v}}{\partial x} + \frac{\partial V_s \hat{v}}{\partial y} + \frac{\partial W_s \hat{v}}{\partial z})$.

Ensuite, le terme de pression induite par la houle J dans les équations (3.2) et (3.3) est remplacé par un terme de pression induite par les vagues S^J et un terme de pression induite par le cisaillement S^{shear} . La profondeur uniforme induite par les vagues S^J est égale à :

$$S^J = g \frac{kE}{\sinh(2kD)} \quad (3.8)$$

avec $D = \eta + h$ la profondeur d'eau, E l'énergie des vagues et k le nombre de vagues. Le terme induite par le cisaillement est donné dans l'équation (40) de Ardhuin et al. (2008b) sous une forme d'une onde intégrée du spectre. Ici, nous le remplaçons par une expression du spectre en moyenne autour de la fréquence principale, à savoir :

$$S^{shear} = S_{hom}^{shear} + S_{cis}^{shear} \quad (3.9)$$

avec :

$$S_{hom}^{shear} = -E \left[\frac{\sigma}{k} \tanh(kD) \left(k_x \left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \right)^{z=\hat{\eta}} + k_y \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \right)^{z=\hat{\eta}} \right) + \frac{1}{2} \left(k_x \left(\frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \right)^{z=\hat{\eta}} + k_y \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \right)^{z=\hat{\eta}} \right)^2 \right] \quad (3.10)$$

$$S_{cis}^{shear} = \int_z^{\hat{\eta}} \left[W_s \left(\frac{\partial U_s}{\partial x} + \frac{\partial V_s}{\partial y} \right) - U_s \frac{\partial \hat{u}}{\partial z'} - V_s \frac{\partial \hat{v}}{\partial z'} \right] dz' \quad (3.11)$$

Les vitesses 3D de Stokes deviennent non divergente (Uchiyama et al., 2010), nous avons (Bennis et al., 2011) (équation 18) :

$$\frac{\partial U_s}{\partial x} + \frac{\partial V_s}{\partial y} = -\frac{\partial W_s}{\partial z} \quad (3.12)$$

Ceci conduit à :

$$S_{cis}^{shear} = - \int_z^{\hat{\eta}} \left[\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z'} (U_s^2 + V_s^2 + W_s^2) + U_s \frac{\partial \hat{u}}{\partial z'} + V_s \frac{\partial \hat{v}}{\partial z'} \right] dz' \quad (3.13)$$

En assumant que $U_s^2 + V_s^2 \gg W_s^2$, les termes dépendant de la vitesse verticale sont par conséquent omis dans notre calcul.

Les vitesses de Stokes sont données par :

$$\left\{ \begin{array}{l} (U_s, V_s) = \sigma k (\cos\theta, \sin\theta) E \frac{2 \cosh(2k(z+h))}{\cosh(2kD)} \\ \text{en eaux peu profondes pour } kD < 6 \\ \text{and } (U_s, V_s) = \sigma k (\cos\theta, \sin\theta) E 2e^{2k(z-\eta)} \\ \text{en eaux profondes pour } kD > 6 \end{array} \right. \quad (3.14)$$

avec σ la fréquence relative et θ l'angle de propagation des vagues.

Pour les simulations réalistes avec des vagues aléatoires, nous remplaçons E par la variance élémentaire $E(\theta, \sigma) d\theta d\sigma$ et nous intégrons l'expression entière sur le spectre des fréquences relatives et les angles de propagation du modèle de vagues. Le modèle de vagues WAVEWATCH III fournit directement la pression induite par les vagues S^J et les vitesses de Stokes en surface ($(U_{sf}(k_n), V_{sf}(k_n)) = w_n k_n E$) discrétisées dans le spectre de fréquence, de sorte que la dérive de Stokes peut être calculée en additionnant ces termes sur le spectre de fréquence :

$$(U_s, V_s) = \sum_{k_n} (U_{sf}(k_n), V_{sf}(k_n)) P(z; k_n) \quad (3.15)$$

avec k_n le nombre d'onde associée aux différentes fréquences du spectre. w_n sont calculés par $w_n = \sqrt{g k_n \tanh(k_n D)}$ et $P(z; k_n)$. Les profils verticaux associés aux différentes fréquences sont définies par :

$$\left\{ \begin{array}{l} P(z; k_n) = \frac{\cosh(k_n(z+h))}{\cosh(k_n D)} \text{ en eaux peu profondes pour } k_n D < 6 \\ P(z; k_n) = e^{k_n(z-\eta)} \text{ en eaux profondes pour } k_n D > 6. \end{array} \right. \quad (3.16)$$

Comme la dérive de Stokes est fortement cisailée à la surface, une haute résolution du maillage verticale est requis à la surface.

Dans ces équations, la force de dissipation induite par les vagues définit par Bennis et al. (2011) est séparée en deux forces : une associée à la dissipation induite par le déferlement (bathymétrique ou par moutonnement) and la deuxième est celle induite par la dissipation sur le fond. Cette force s'écrit $\vec{F}_d = \vec{F}_d^{surf} + \vec{F}_d^{bot}$.

Comme ces deux forces se trouvent dans les conditions aux limites, elles peuvent être considérées comme des contraintes à la surface et au fond. Ici, nous avons choisi d'associer la dissipation sur le fond comme une contrainte et d'imposer une distribution verticale en fonction de la force associée à la dissipation dû au déferlement comme ceci :

$$\vec{F}_d^{surf} = \frac{\vec{\tau}_{wo}}{\rho} \frac{\cosh(\frac{z+h}{1.6\kappa H_{sw}})}{\int_{-h}^{\eta} \cosh(\frac{z+h}{1.6\kappa H_{sw}}) dz} \quad (3.17)$$

$\kappa = 0.4$ est la constante de Von Karman, $\vec{\tau}_{wo} = (\tau_{wo,x}, \tau_{wo,y})$ est le flux de moment des vagues vers l'océan par déferlement et H_{sw} est la hauteur des vagues déferlantes. Ces termes sont directement fournis par WW3.

3.2.1 Conditions aux limites

Les conditions aux limites deviennent donc :

En surface

$$\begin{cases} K_z \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \Big|_{z=\hat{\eta}} = \tau_{a,x} - \tau_{aw,x} \\ K_z \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \Big|_{z=\hat{\eta}} = \tau_{a,y} - \tau_{aw,y} \end{cases} \quad (3.18)$$

avec K_z la viscosité turbulente verticale calculée par le système de fermeture turbulent. $\vec{\tau}_a = (\tau_{a,x}, \tau_{a,y})$ représente le stress du vent et $\vec{\tau}_{aw} = (\tau_{aw,x}, \tau_{aw,y})$ le flux de moment de l'atmosphère vers les vagues. Ces termes sont fournis directement par WW3.

Au fond

Nous ajoutons le moment perdu par les vagues à cause du frottement sur le fond $\vec{\tau}_{wob}$ dans les conditions aux limites au fond des équations du moment. L'ajout de ce taux de dissipation des vagues permet la reproduction du courant de fond qui suit le sens des vagues.

$$\begin{cases} K_z \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \Big|_{z=-h} = \tau_{bot,x} + \tau_{wob,x} \\ K_z \frac{\partial \hat{v}}{\partial z} \Big|_{z=-h} = \tau_{bot,y} + \tau_{wob,y} \end{cases} \quad (3.19)$$

$\vec{\tau}_{bot} = (\tau_{bot,x}, \tau_{bot,y})$ est le stress au fond lié au courant. Nous avons utilisé une paramétrisation selon une fonction de la loi de traînée liée aux vagues et aux courants, établie par Soulsby et al. (1995) :

$$\vec{\tau}_{bot} = \vec{\tau}_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{|\tau_w|}{|\tau_w| + |\vec{\tau}_c|} \right)^{3.2} \right] \quad (3.20)$$

avec $\vec{\tau}_c$ le stress au fond uniquement du au courant :

$$\vec{\tau}_c = \rho \left[\frac{\kappa}{\ln(z_1/z_0)} \right]^2 \parallel \vec{V}_b \parallel \vec{V}_b \quad (3.21)$$

où z_0 est une échelle de longueur représentant la rugosité de la frontière (ici la limite au fond) et z_1 est la distance entre le premier niveau au-dessus de la limite inférieure et la limite inférieure. τ_w est la contrainte de fond liée uniquement aux vagues. Elle est donnée par :

$$|\tau_w| = 0.5 \rho f_w |u_{orb}|^2. \quad (3.22)$$

Le moment perdu par les vagues dû au frottement par le fond est donné par :

$$\vec{\tau}_{wob} = \frac{\epsilon^{wd} \vec{k}}{\sigma} \quad (3.23)$$

avec ϵ^{wd} la traînée de fond de la vague calculée en utilisant le paramétrage de Reniers et al. (2004) : $\epsilon^{wd} = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \rho f_w |u_{orb}|^3$, u_{orb} la vitesse orbitale de la vague au fond est calculée par :

$$|u_{orb}| = \frac{\sigma H_s}{\sqrt{\sinh(kD)}} \quad (3.24)$$

et f_w le coefficient de frottement des vagues est donné par Myrhaug et al. (2001) :

$$\begin{cases} f_w = 1.39 \left(\frac{a_{bw}}{z_0} \right)^{-0.52} & \text{si } 200 < \frac{a_{bw}}{z_0} < 11000 \\ f_w = 18 \left(\frac{a_{bw}}{z_0} \right)^{-1} & \text{si } \frac{a_{bw}}{z_0} < 200 \\ f_w = 0.112 \left(\frac{a_{bw}}{z_0} \right)^{-0.25} & \text{si } 11000 < \frac{a_{bw}}{z_0} \end{cases} \quad (3.25)$$

avec z_0 la longueur de rugosité de fond et a_{bw} la demie-longueur d'excursion orbitale donnée par $a_{bw} = \frac{|u_{orb}|T}{2\pi}$ (avec T la période des vagues).

Aux conditions latérales

Aux frontières ouvertes, les conditions de radiation décrites par Marsaleix et al. (2006) sont utilisées. L'élévation de la surface est donné par :

$$\eta = \eta_F \pm \sqrt{\frac{D}{g}(\hat{u}^N - u_F^N)} \quad (3.26)$$

où \hat{u}^N est la vitesse normale à la frontière et F fait référence aux forces extérieures. Si les vagues sont le seul forçage, nous avons :

$$\begin{cases} \eta_F = -\frac{S^J + S_{hom}^{shear}}{g} \\ \hat{u}_F^N = -U_s^N. \end{cases} \quad (3.27)$$

Les conditions latérales (équation 3.27) sont déduites à partir des équations du moment (équations (3.2) et (3.3)) avec quelques hypothèses simplificatrices (solution stable et termes non linéaires négligés).

3.2.2 Influence des vagues sur le mélange vertical

Le mélange vertical est paramétré selon le $k - \epsilon$ du schéma de fermeture turbulent. La viscosité turbulente verticale K_z est calculée par : $K_z = \sqrt{2E_k}l_k S_z$ et la diffusion turbulente $K_h = \sqrt{2E_k}l_k S_h$. La longueur turbulente l_k est fonction de E_k l'énergie cinétique turbulente (TKE) et ϵ , le taux de dissipation de TKE selon :

$$l_k = c_0^3 E_k^{3/2} \epsilon^{-1} \quad (3.28)$$

S_z et S_h sont les fonctions de stabilité quasi-équilibre de Kantha and Clayson (1994) dépendantes de E_k , ϵ et la fréquence de Brunt-Vaisala. Les équations de E_k et ϵ (Burchard and Bolding, 2001) sont :

$$\frac{dE_k}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial E_k}{\partial z}) + P + B - \epsilon \quad (3.29)$$

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}(\frac{K_z}{\sigma_k} \frac{\partial E_k}{\partial z}) + \frac{\epsilon}{E_k}(c_1 P + c_3 B - c_2 \epsilon) \quad (3.30)$$

où $P = K_z[(\frac{\partial \hat{u}}{\partial z})^2 + (\frac{\partial \hat{v}}{\partial z})^2]$ le terme de production et $B = \frac{g}{\rho} K_h \frac{\partial \rho}{\partial z}$ est le terme de flottabilité. $\sigma_k = 1.3$, $c_0 = 0.5544$, $c_1 = 1.44$, $c_2 = 1.92$ et $c_3 = 1$ si $B \geq 0$ sinon $c_3 = -0.52$ (Michaud et al., 2012).

Conditions au fond pour E_k

La condition à la limite inférieure E_k est fondée sur l'hypothèse de l'équilibre des conditions de production et de dissipation ($P = \epsilon$).

$$E_{k_{z=-h}} = \frac{\|\tau_{bot}^{\vec{}}\|}{\rho \sqrt{2^{0.5} c_0^3 S_z}} \quad (3.31)$$

Conditions en surface pour E_k

Alternativement, les conditions aux limites peuvent être spécifiées comme conditions de flux en surface $K_z \frac{\partial E_k}{\partial z} = F$ calculées selon Clark et al. (1994)

$$F = 100 \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{1.5} \quad (3.32)$$

avec τ obtenu directement à partir de WW3 via le paramètre FOC .

Conditions au fond et en surface pour ϵ

Le ϵ surface de fond et les conditions sont calculés sur le premier niveau sous la surface et au-dessus des limites inférieures. z_1 désigne la distance entre ce niveau et de la limite considérée. Les conditions aux frontières de ϵ sont obtenues à partir de E_k et de l'équation 3.28, en utilisant ce dernier avec une hypothèse appropriée pour l_B , la valeur d'échelle de longueur limite. Tenant compte de Estournel et al. (1997), la stratification et les effets de cisaillement sont pris en compte grâce à l'utilisation du nombre de Richardson (Ri) :

$$\begin{cases} l_B = \kappa(z_1 + z_0) \text{ si } Ri < 0 \\ l_B = \kappa(z_1 + z_0)(1 - 5Ri) \text{ si } 0 \leq Ri \leq 0.16 \\ l_B = \kappa(z_1 + z_0)(1 + 41Ri)^{-0.8} \text{ si } Ri > 0.16 \end{cases} \quad (3.33)$$

En outre, à la surface, nous considérons que $z_0 = z_{surf}$ est lié à la hauteur des vagues déferlantes (Michaud et al., 2012).

$$z_{surf} = 1.6H_{sw} \quad (3.34)$$

avec H_{sw} fournit directement par WW3.

Pour plus de détails, nous vous invitons à consulter l'article de Michaud et al. (2012).

3.3 Discrétisation spatiale et grille de calcul

Le modèle utilise une discrétisation en différences finies de type Arakawa C (figure 3.1)(Arakawa and Lamb, 1977). Au centre des mailles se trouvent les données scalaires comme la température, salinité, pression et densité (T , S , p , ρ) et sur chaque face sont définis les vecteurs (u , v , w).

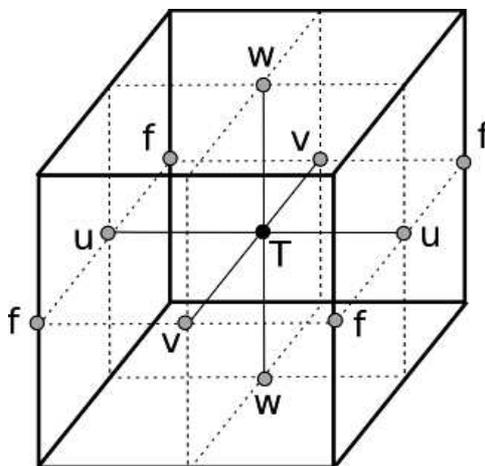


FIGURE 3.1 – Arrangements des variables sur la grille C. T indique les données scalaires comme la température, la salinité, la pression et la densité. (u,v,w) indique les vecteurs et f indique les points de vorticité. Source : Madec (2008).

Le maillage adopté dans SYMPHONIE peut être régulier ou polaire (monopole ou bipolaire)(figure 3.2) ce qui permet d'affiner la résolution près de la côte et de produire des mailles de plus en plus grandes vers le large. Cette technique constitue un juste milieu entre les maillages réguliers et les maillages non-structurés. Les maillages réguliers sont très faciles à générer et garantissent des temps de calcul très raisonnables. Cependant elles nécessitent la mise en place d'emboîtements (Cailleau et al., 2008; Osuna and Monbaliu, 2004; Mason et al., 2010) pour éviter une explosion du temps de calcul lorsque l'on étudie des processus côtiers qui nécessitent

des grilles à haute résolution spatiale et temporelle. De l'autre côté, nous avons les maillages non-structurés bien souvent représentés par des triangles. Ces maillages permettent de raffiner la résolution dans les zones qui le nécessitent (trait de côte, haut-fond...) et non pas forcément autour d'un pôle et d'espacer la résolution ailleurs. Ces grilles sont difficiles à mettre en place puisqu'elles nécessitent l'utilisation de logiciels de maillage (maillieurs) pour les générer puis il faut bien souvent une phase d'optimisation afin d'améliorer la stabilité numérique de la grille et son temps de calcul.

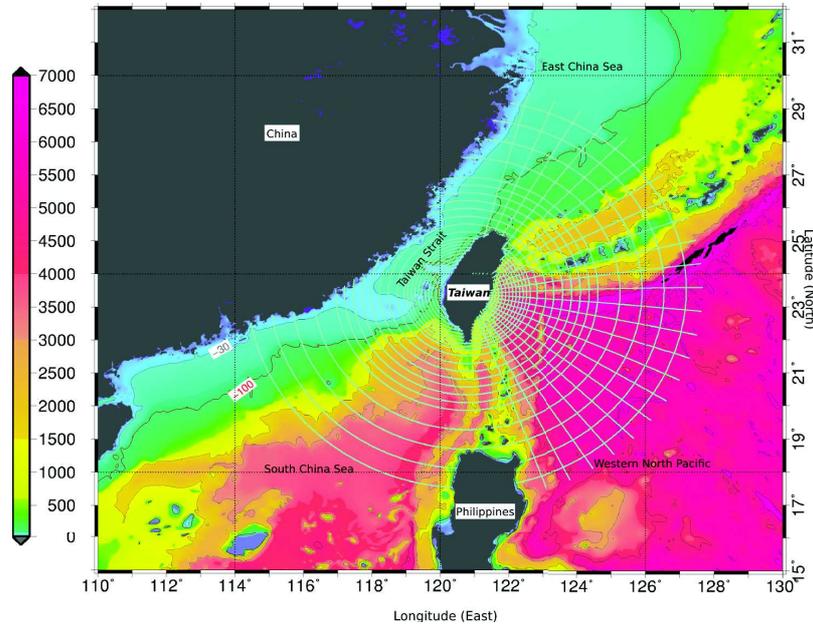


FIGURE 3.2 – Maillage horizontal (822 x 322 points) pour un modèle régional autour de Taïwan. Les résolutions minimum et maximum sont approximativement 400 m à la côte et 5 km au large.

La génération de la grille polaire est définie par une transformation de chaque point géographique (λ, φ, z) où λ est la longitude et φ la latitude en des indices de grille (i, j, k) selon Bentsen et al. (1999). Puis, selon les spécificités de la grille C (figure 3.1), les scalaires et les vecteurs sont rangés en quinconce avec des indices (i, j, k) représentés par des entiers ou des entiers et demi. Le tableau 3.2 illustre l'emplacement des points de grille.

T	i	j	k
u	i + 0.5	j	k
v	i	j + 0.5	k
w	i	j	k + 0.5
f	i + 0.5	j + 0.5	k
uw	i + 0.5	j	k + 0.5
vw	i	j + 0.5	k + 0.5
fw	i + 0.5	j + 0.5	k + 0.5

TABLE 3.2 – Emplacement des points de grille en fonction de nombre entier ou de nombre entier et demi de la valeur de la colonne, d'une ligne ou d'un niveau.

Sur l'axe vertical (Oz), un système de coordonnées suivant la bathymétrie (ou coordonnées sigma) est utilisé. Le système "s" sigma généralisé, décrit par Ulses et al. (2008a), permet un étirement non-linéaire de la coordonnée verticale en fonction de la profondeur d'eau locale. De cette manière, les résolutions plus élevées sont situées sur les couches limites (près de la

surface et le fond) fournissant ainsi une meilleure représentation de la couche de mélange et de la thermocline.

3.4 Discrétisation temporelle

La discrétisation temporelle dans SYMPHONIE suit la procédure standard des modèles aux équations primitives avec toutefois des améliorations. Un schéma explicite de type saute-mouton (leapfrog en anglais) est utilisé avec la combinaison d'un filtre Laplacien qui préserve des divergences numériques (Marsaleix et al., 2012). La valeur du temps au temps $t + 1$ de la variable Var est donnée par :

$$Var^{t+1} = Var^{t-1} + 2\delta t.F(Var^t) \quad (3.35)$$

où

- δt est le pas de temps du modèle ;
- F est une fonction qui calcule Var^{t+1} à partir de Var^t

Ensuite, nous appliquons un lissage temporel avec un filtre Laplacien (Marsaleix et al., 2012) qui agit comme un rappel de force. Les équations qui régissent la dynamique de la circulation côtière contiennent des propagations rapides avec les ondes de gravité externes et des propagations lentes avec les ondes internes de gravité. Pour économiser du temps de calcul, il est souhaitable de séparer les équations intégrées verticalement (mode externe) des équations de structure verticale (mode interne) (Blumberg and Mellor, 1987). Sur cette base, les composantes de vitesses du mode barocline (dépendante de la profondeur) sont obtenues avec un découpage temporel directement des équations de quantité de mouvement à l'intérieur du mode interne. Dans le mode externe, nous calculons explicitement les composantes de vitesses horizontales et la surface libre du mode barotrope (moyenné sur la verticale) avec un pas de temps beaucoup plus petit. Enfin, le couplage entre ces deux modes permet de calculer les courants de circulation, l'équation de transport de la salinité / température et l'équation de la fermeture turbulente. Les pas de temps du modèle sont définis par des conditions CFL du mode externe (élévation maximum et vitesse maximum du courant) puis par un ratio entre le mode externe et le mode interne.

3.5 Initialisation et forçages

Symphonie est développé pour travailler sur des cas réels. Aussi, nous avons besoin d'utiliser au moins deux types de forçages : (1) un forçage grande échelle de circulation et (2) un forçage atmosphérique. Pour initialiser une simulation réaliste, SYMPHONIE requiert les champs de température, de salinité, d'élévation de la surface et des courants 3D. Pour cela, il utilise les sorties quotidiennes du système MERCATOR (Madec, 2008) qu'il interpole au premier jour de la simulation sur sa grille de calcul. Ensuite, tout au long de la simulation, ce forçage grande échelle sera utilisé uniquement pour contraindre les conditions latérales ouvertes. Ces champs sont appliqués selon des conditions radiatives décrites dans Marsaleix et al. (2006). Il est important de noter ici que le niveau de référence dans SYMPHONIE est donné par la bathymétrie et par l'élévation de la surface fournie par MERCATOR.

Les échanges océan/atmosphère comme par exemple les flux de chaleur, le stress du vent, la pression atmosphérique sont calculés par une formule bulk décrite dans Estournel et al. (2009) et sont fournis toutes les 3 heures à une résolution spatiale de 0.25° par le système ECMWF (Dee et al., 2011).

Les embouchures des fleuves sont assimilées par des points sources respectant Estournel et al. (2001); Reffray et al. (2004). L'utilisateur y impose une salinité (souvent nulle), une température qui peut varier tout au long de l'année (fonction trigonométrique à partir d'un minimum pour le mois de février et d'un maximum pour le mois de juillet dans l'hémisphère Nord) et une vitesse horizontale en fonction du temps, appliquée dans la direction horizontale la plus proche de l'axe du fleuve (définie par l'utilisateur).

La marée est reproduite à partir des 9 composantes principales de la marée (M2, N2, S2, K2, K1, O1, P1, Q1, M4) (phase et amplitude) fournies par l'atlas global des marées FES2012 (Lyard et al., 2006). Le potentiel de marée astronomique a été mis en œuvre dans les équations de quantité de mouvement selon Paireud et al. (2008).

L'effet des vagues est reproduit à partir des termes fournis par le modèle WAVEWATCH III qui sont (Michaud et al., 2012, 2013) :

- H_s la hauteur significative des vagues (m)
- T la période des vagues (s)
- θ la direction moyenne des vagues (degrés)
- FOC le flux d'énergie des vagues vers l'océan (W/m^2)
- τ_{aw} le flux de moment de l'atmosphère vers les vagues
- τ_{wo} le flux de moment des vagues vers l'océan par déferlement
- \vec{U}_s la dérive de Stokes en surface (m/s)
- H_{sw} la hauteur des vagues déferlantes (m)

3.6 Fonctionnalités additionnelles

Parallélisation du code source

Le code source de Symphonie est parallélisé avec OpenMPI permettant une exécution sur la plupart des clusters de calcul. Lors du découpage en sous-domaine de calcul, il arrive parfois qu'un sous-domaine soit uniquement constitué de terre. Dans ce cas, Symphonie dispose le processeur attribué à ce domaine afin d'éviter une attente inutile de ce dernier.

Réanalyse harmonique

Symphonie implémente l'équation d'analyse harmonique des composantes de la marée (équation 1.7). Il permet donc de re-calculer les harmoniques de la marée en chaque point de la grille afin d'améliorer le forçage initial de la marée en tenant compte des effets locaux comme notamment les effets dus à la bathymétrie.

Format de sortie : NetCDF

SYMPHONIE exporte ses résultats au format de fichier NetCDF selon la convention Climate & Forecast (CF) et une convention appelée COMODO pour le stockage de la grille-C. Ainsi, le traitement et la représentation graphiques des résultats sont réalisés par des outils externes choisis par l'utilisateur. Certains vont préférés l'outil Ferret, Matlab, Xscan... Dans cette étude, nous avons utilisé l'outil GMT (Wessel et al., 2013).

Chapitre 4

WAVEWATCH III - un modèle de génération/propagation des vagues

4.1 Présentation du modèle

WAVEWATCH III (WW3)(Tolman and Hendrik, 2014) est un modèle de génération et d'évolution des états de la mer basé sur l'approche spectrale aussi appelée moyenne de phase. Il est co-développé par une équipe internationale et distribué par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Ce code calcule l'évolution dans le temps et l'espace de l'énergie des différentes composantes du spectre des vagues, de l'échelle mondiale jusqu'à l'échelle littorale. Grâce aux derniers développements apportés entre autres par l'Ifremer et le SHOM, dans la version 4.18 (Tolman and Hendrik, 2014), notamment sur l'ajout des paramétrisations des effets du fond et de la réflexion à la côte sur l'évolution de l'état de la mer (Ardhuin et al., 2010). Une autre nouveauté porte sur la possibilité d'utiliser des maillages curvilinéaires ou triangulaires, plus adaptés aux études littorales. Enfin, ce modèle est largement répandu et utilisé par la communauté scientifique sur tous les océans du globe (Delpey et al., 2010) et également dans le domaine opérationnel pour la prévision de l'état de la mer et des surcotes marines comme par exemple par la NOAA aux Etats-Unis ou plus récemment par Météo-France et le SHOM en France (projet HOMONIM).

4.2 Système d'équations

WW3 est la troisième génération de modèles de vagues à phase moyennée. Il résout en deux dimensions l'évolution de la densité d'action des vagues en fonction de (θ, k) . Dans un repère cartésien, son équation s'écrit :

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial_{C_x} N}{\partial x} + \frac{\partial_{C_y} N}{\partial y} + \frac{\partial_{C_\sigma} N}{\partial \sigma} + \frac{\partial_{C_\theta} N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (4.1)$$

avec N la densité d'action des vagues où $N = \frac{E}{\sigma}$. C_x, C_y, C_σ et C_θ représentent respectivement les vitesses de propagation dans $x-$, $y-$, $\sigma-$ et $\theta-$ l'espace des directions. Le terme de sources et de puits S_{tot} (à droite) est donné en densité d'énergie et représente les différents processus physiques disponibles :

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (4.2)$$

avec S_{in} la fonction source atmosphérique, S_{nl4} les interactions non linéaires quadruplet et $S_{ds,w}$ la dissipation par moutonnement. Les autres phénomènes induits par les effets de profondeur finie tels que les interactions non-linéaires à trois vagues S_{nl3} , la dissipation par frottement sur le fond $S_{ds,b}$ et la dissipation induite par le déferlement bathymétrique $S_{ds,br}$ sont pris en compte dans WW3 avec aussi les effets classiques de diffraction, réflexion, réfraction et le shoaling. Plus d'informations à propos des paramétrisations et de la validation in situ du modèle peuvent être trouvées dans Ardhuin et al. (2010); Delpey et al. (2010); Michaud et al. (2013). Le mode de résolution de cette équation est fait par séparation de modes avec des schémas explicites.

4.3 Discrétisation spatiale et temporelle

La version 4.18 de WAVEWATCH III propose les 3 types de discrétisation spatiale communément utilisées à savoir les maillages réguliers, les maillages curvilinéaires et les maillages non-structurés. Chaque grille du modèle nécessite la définition de quatre pas de temps indépendamment du type de grille :

1. Un pas de temps "global" qui définit l'intervalle pour lequel l'ensemble de la solution se propage dans le temps mais aussi l'intervalle de temps auquel les forçages seront interpolés;

2. Un pas de temps pour la propagation spatiale. L'utilisateur fournit un pas maximum de référence de temps de propagation pour la fréquence de vagues la plus basse ;
3. Un pas de temps pour la propagation intra-spectrale. Pour les grandes grilles comme les océans, ce pas de temps peut généralement être pris égal au pas de temps global. Pour les petites grilles avec des zones d'eaux peu profondes, un petit pas de temps intra-spectral permet une meilleure prise en compte des effets de réfraction tout en préservant une certaine stabilité numérique ;
4. Un pas de temps pour l'intégration des termes source qui est ajusté dynamiquement pour chaque point de grille selon le pas de temps global. Ce pas de temps permet un calcul plus précis lors d'une évolution rapide des conditions de vents et de vagues.

Vous trouverez plus de détails dans le manuel de WAVEWATCH III (Tolman and Hendrik, 2014).

4.4 Initialisation et forçages

WAVEWATCH III est développé pour travailler sur des cas académiques et des cas réalistes. Nous allons présenter les forçages nécessaires pour la simulation de cas réalistes, à savoir au minimum le vent. L'initialisation la plus simple est d'utiliser le type Fetch limité JONSWAP proposé dans le modèle. Ainsi, il n'y a pas besoin de données supplémentaires, le spectre local est calculé en utilisant la vitesse du vent, sa direction locale et la taille de la grille spatiale en s'assurant que le spectre se situe dans la gamme de fréquence discrète. Les autres forçages possibles que nous avons utilisés sont les niveaux d'eau et les courants de surface.

4.5 Fonctionnalités additionnelles

Parallélisation du code source

Le code source de WAVEWATCH III est parallélisé avec OpenMPI permettant une exécution sur la plupart des clusters de calcul.

Format de sortie : ASCII & NetCDF

WAVEWATCH III exporte ses résultats au format de fichier ASCII ou NetCDF selon la convention Climate & Forecast (CF). Ainsi, le traitement et la représentation graphiques des résultats sont réalisés par des outils externes choisis par l'utilisateur. Nous avons aussi utilisé l'outil GMT (Wessel et al., 2013) pour exploiter les sorties.

Chapitre 5

MIRMIDON : une plateforme de calcul dédiée à l'hydrodynamique littorale

5.1 Le projet LITTO CMS

LITTO CMS pour LITTO Oral Crisis Management System est un projet d'innovation industrielle sur la thématique de la surveillance du trait de côte. Il regroupe différents acteurs allant du milieu industriel jusqu'au laboratoire de recherche public. Il est financé par une subvention OSEO / FUI, par l'Europe (subvention FEDER) et par un apport de chaque partenaire ce qui représente un budget total de 3 millions d'euros. Il a débuté en septembre 2012 et s'est étendu sur trois ans. Il a représenté en masse salariale deux doctorants et deux contrats à durée déterminée. L'objectif était de produire un prototype de calcul de submersion tenant compte des critères suivants :

- Plusieurs modèles numériques à combiner entre eux ;
- Un enchaînement des processus physiques du large vers la côte et au-delà sur le domaine terrestre ;
- Une grande diversité de forçages et de conditions de simulations (donc des formats de fichiers nombreux et complexes) ;
- La nécessité de calculer sur des domaines de plus en plus grands avec une résolution spatiale sans cesse croissante le tout dans des temps de calcul raisonnables.

La continuité de ce prototype est d'aboutir à un outil de surveillance et d'alerte en temps réel du trait de côte avec notamment des indices de submersion. Il s'adresse à une cible internationale, principalement les gestionnaires du littoral comme les services des états mais aussi les maires de commune.

Ce projet est basé sur :

- l'utilisation de modèles de simulation robustes ayant déjà fait leurs preuves ;
- l'utilisation d'une puissance de calcul type HPC pour la rapidité ;
- une architecture basée sur des normes pour garantir la généricité.

5.1.1 Les partenaires

Nous allons brièvement décrire les partenaires affiliés au projet en définissant leur cœur de métier et leur rôle dans LITTO CMS.

BRLi

BRL Ingénierie (BRLi) est une société d'ingénierie spécialisée dans les domaines liés à l'eau, à l'environnement et à l'aménagement du territoire. Elle s'appuie sur plus de 160 collaborateurs Français et internationaux et répond à la demande des collectivités, de sociétés privées, des autorités locales et des grands bailleurs de fonds internationaux. BRL Ingénierie est une filiale du groupe BRL, créé en 1955 pour accompagner le développement économique de la région Languedoc-Roussillon, au sud de la France, grâce à la conception, à la réalisation et à la gestion de grands ouvrages hydrauliques. BRLi concentre le savoir-faire du groupe en matière d'études d'expertises et de conseil et bénéficie des compétences acquises depuis plus de 50 ans en matière d'exploitation d'ouvrages, de périmètres d'irrigation, de gestion de réseaux urbains, de montage d'opérations, d'appui institutionnel ou d'assistance à maîtrise d'ouvrage. BRLi est le porteur du projet LITTO CMS avec lequel elle souhaite proposer à ses clients de nouvelles prestations en matières de vigilance littorale. Les membres de BRLi impliqués dans ce projet sont Nicolas Fraysse (Directeur de projets portuaires et littoraux) et Michel Casamitjana (Chef de projet).

IBM Montpellier

Le Centre de Montpellier est un département de l'IBM Produits et Solutions Support Centre (PSSC). Il est composé d'une équipe de 260 professionnels hautement qualifiés et d'experts externes ayant comme mission de présenter les dernières technologies à travers des ateliers, des démonstrations et présentations. Le PSSC est le lieu pour démontrer les avantages des systèmes IBM, les logiciels et les solutions à l'appui de solutions d'affaires. Ce centre dispose d'un département Smarter Water dédié aux problématiques de l'eau. Dans ce projet, IBM apporte son expertise dans le domaine d'architecture informatique et des calculs haute performance. IBM est représenté par Olivier Hess (Directeur technique), Colin Dumontier (Architecte IT) et Marie Angèle Grilli (Chef de projet).

OSU-OREME

L'Observatoire de Recherche Méditerranéen de l'Environnement est un Observatoire des Sciences de l'Univers basé à l'Université Montpellier. C'est une composante de l'université ayant pour mission la recherche fondamentale et l'observation continue de l'environnement naturel sur de longues périodes. Cet observatoire a développé la thématique du littoral - trait de côte en hébergeant une équipe dédiée à cette étude, le SO-LTC (Système d'Observation du Littoral - Trait de Côte). Pour LITTO CMS, l'OSU-OREME constitue un pilier fort avec comme rôle l'élaboration du prototype MIRMIDON. Son intérêt est de développer un prototype innovant, à vocation R&D pour valoriser les données produites par l'OSU en travaillant sur des aspects intégration mesure/modèles. Frédéric Bouchette (Chercheur en hydrodynamique et morphodynamique) est la personne référente au sein du projet LITTO CMS.

Geomatys

Geomatys est une société de services qui opère, comme son nom l'indique, dans le domaine de la géomatique. Elle utilise les standards internationaux comme les normes OGC (Open Geospatial Consortium) et ISO (Organisation Internationale de Normalisation), pour mettre en place des solutions élaborées de traitement, d'analyse et de diffusion de données géographiques. Outre son activité de services, l'entreprise concentre une large partie de ses ressources à une activité de Recherche & Développement (R&D) s'appuyant sur la mise en œuvre des standards liés aux Systèmes d'Information. Tous les projets développés par Geomatys sont placés sous licence LGPL, et font l'objet de développements communautaires. L'outil phare de Geomatys utilisé dans LITTO CMS est Constellation-SDI (Constellation Spatial Data Infrastructures). C'est une plateforme de services web manipulant des données spatiales. Elle implémente de nombreux services géospatiaux définis par les standards de l'OGC et ISO. Les personnes référentes dans ce projet sont Vincent Heurteaux et Martin Desruisseaux, les deux créateurs de l'entreprise en 2005.

HPC@LR

Le centre HPC@LR est une organisation collaborative composée de ASA, CINES, HPC Project, IBM, l'Université de Montpellier et de l'entreprise Serviware. Il est financé par la Région Languedoc-Roussillon, l'Europe et l'Université de Montpellier. HPC@LR vise à créer en région Languedoc-Roussillon un centre de compétences dévolu au calcul intensif (High Performance Computing - HPC) à destination des entrepreneurs, de tous les chercheurs et ingénieurs du secteur public ou privé ainsi qu'aux enseignants. Tous ces services sont pour le moment fournis gratuitement sur étude de dossier mais un plan économique sera mis en place prochainement. Les personnes référentes en sont Anne Laurent (Directrice du centre), Sophie Nicoud (Responsable du comité technique) et Anne Coudert (Responsable administrative).

5.2 Description de la plateforme

5.2.1 Une application orientée web

L'ensemble de l'architecture est orientée Web (voir la figure 5.1). La conception repose sur la décomposition de trois couches : une couche client, une couche métier et une couche d'infrastructure.

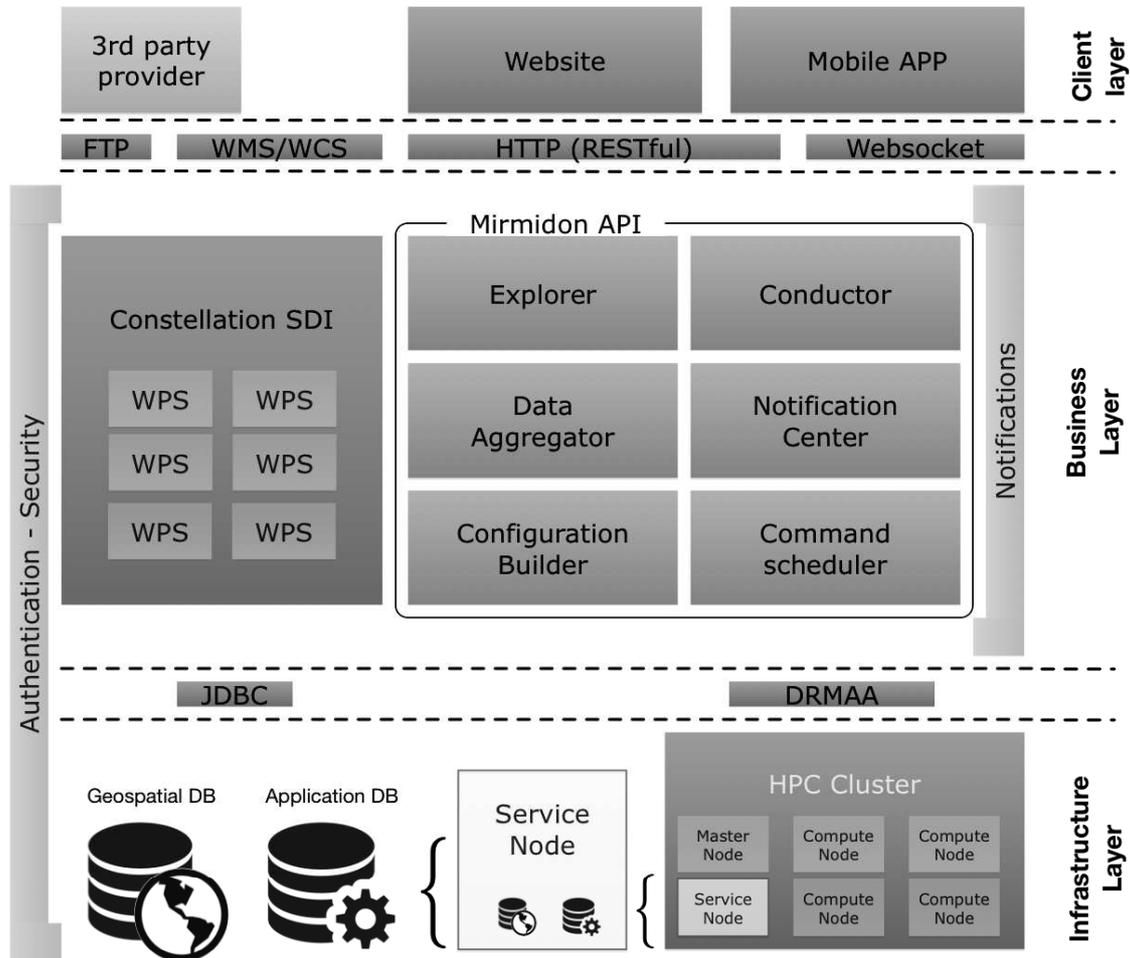


FIGURE 5.1 – Vue d'ensemble de l'architecture de la plateforme

Décortiquons la figure 5.1 de haut en bas. La communication entre la couche client et la couche métier est réalisée à travers une API RESTful HTTP classique et un serveur FTP. Le serveur FTP fournit un moyen plus approprié pour échanger des fichiers de et vers le client (giga-octet(s) pour les données d'entrée et téraoctet(s) de données de sortie). En géophysique, nous travaillons sur des phénomènes géo-spatiaux souvent représentés sous forme de carte. Ainsi, nous utilisons les services Web normalisés de l'Open Geospatial Consortium (OGC) tel que le Web Map Service (WMS), qui fournissent des requêtes HTTP standard pour afficher les données sur un fond cartographique du style Google Map. La solution proposée permet d'accéder à un client WMS pour explorer dynamiquement les données issues de la plate forme. Le cœur de la solution est nommé Mirmidon-API. Elle a été co-développée par Romain Chailan et moi-même. Il s'agit d'un service web REST mis en œuvre avec Play! Java Framework (Reelsen, 2011). L'API Mirmidon est divisé en 6 modules.

1. Aggregator fournit des fonctions pour convertir des données (\mathcal{I}_m) à partir d'un format propriétaire vers le format standard de la plate forme (format Mirmidon) et d'insérer les données converties dans une base de données géo-spatiales ;

2. Explorer fournit des fonctions pour afficher les enregistrements de la base de données géo-spatiales (au format Mirmidon) sur une carte ;
3. Configuration Builder fournit des fonctions pour créer une configuration. Une configuration est définie par un modèle (m) prêt à être exécuté avec son fichier binaire exécutable, ses fichiers d'entrée (\mathcal{I}_m) (au format propriétaire) et ses paramètres de configuration (\mathcal{P}_m). Le Configuration Builder est en charge de la transformation des fichiers au format Mirmidon vers le format propriétaire ;
4. Command Scheduler fournit des fonctions pour exécuter une configuration sur le cluster HPC lié à la plate forme ;
5. Conductor est en charge de la sécurité, il gère l'accès des ressources pour un utilisateur donné ;
6. Notification Center transmet des notifications aux clients. Comme certaines tâches gérées par l'API Mirmidon sont consommatrices de temps, toute tâche est exécutée de façon asynchrone. Les utilisateurs ont accès au centre de notifications en utilisant les sockets Web (WS) pour obtenir des informations sur le statut de ces tâches asynchrones (par exemple de transformation de données ou des jobs HPC).

La partie infrastructure repose sur un cluster haute performance HPC auquel est dédié un nœud de service qui héberge les bases de données et qui partage le même système de fichier que le cluster. La proximité entre les bases de données, le système de fichier et le cluster est primordiale lorsque les volumes de données manipulés dépassent les giga-octets.

5.2.2 Une base de données géo-spatiale

Le stockage des données est opéré par deux bases de données et un système de fichiers (FS) accolé au cluster haute performance. La première base de données est une base de données PostgreSQL standard dédiée au stockage des informations classiques d'une application web multi-utilisateur à savoir les comptes client, les ports d'écoute, les chemins d'accès aux ressources, etc. La deuxième base de données est une base géo-spatiale nommée CoverageSQL. Elle découle de l'extension PostGIS de PostgreSQL et a été tout d'abord introduite par Desruisseaux (2004). Toutes les données d'entrées et de sorties à des fins de modélisation au sein de la plate-forme sont converties si nécessaire par le module aggregator et sont stockées dans des fichiers binaires NetCDF (au format Mirmidon) sur le FS. Le format standard Mirmidon suit la convention Climate & Forecast (CF) particulièrement adaptée et utilisée dans les domaines de l'océanographie et de la météorologie. Les métadonnées comme l'enveloppe géographique, l'unité des variables, les fenêtres temporelles ainsi qu'un lien vers le fichier sont stockées dans la base de données géo-spatiales. L'un des principaux avantages de cette base et de sa sur-couche CoverageSQL résulte dans la flexibilité des requêtes. Peu importe le nombre de fichiers qui compose une série temporelle ou qui compose un ensemble de variables, les requêtes requièrent uniquement les variables souhaitées - par exemple, pression atmosphérique -, l'enveloppe géographique et la fenêtre temporelle. La base de données et sa sur-couche s'occupe de trouver la donnée, de l'interpoler si besoin et de la restituer en un seul ensemble.

5.2.3 Un chaînage des modèles

Les modèles peuvent être exécutés séparément (mode offline) ce qui se traduit aussi par un chaînage de modèles. Les sorties du modèle A servent de forçages à un modèle B (1-way). Les chaînes de calculs sont simples à réaliser tant que le nombre de maillons reste simple. Les principaux inconvénients de cette méthode sont le temps calcul qui est le temps du modèle A + le temps du modèle B et l'interpolation en temps et en espace que doit effectuer chaque modèle.

Lors d'un couplage 2-way, les modèles peuvent être exécutés en même temps et nous parlons alors de mode online ou full-coupling puisque les modèles échangent directement par mémoire-vive souvent par le biais d'un logiciel de couplage. Il existe aussi les méthodes 1-way online ou 2-way offline qui permettent une meilleure validation des modèles séparément mais qui introduisent un biais avec les interpolations requises. Une comparaison de ces différentes méthodes a été faite par Cailleau et al. (2008). Dans Mirmidon, un modèle (m) peut correspondre à un modèle seul (SYMPHONIE, WW3) ou bien à un couplage 2-way online déjà programmé qui sera alors vu comme un seul modèle par la plateforme. Chaque modèle (m) intégré à la solution est livré avec une boîte à outils composée d'un écrivain (\mathcal{W}_m) et d'un lecteur (\mathcal{R}_m). L'écrivain sert à convertir un fichier au format Mirmidon vers le format d'entrée du modèle appelé format propriétaire (\mathcal{I}_m). À la fin du calcul, les données de sorties (\mathcal{O}_m) sont converties par le lecteur du format propriétaire vers le format Mirmidon. Selon l'utilisateur, les données au format Mirmidon peuvent être insérées dans la base de données géo-spatiales pour être publiées ou utilisées comme forçage d'un autre modèle. Selon ce schéma, les utilisateurs sont en mesure créer des chaînes de calcul avec une combinaison infinie comme le décrit l'algorithme pseudo-code 1.

Algorithm 1 Algorithme de chaînage de modèles proposés dans la plate forme.

```

1:  $\mathcal{M} \leftarrow \text{Liste}\{m_1, \dots, m_n\}$ 
2:  $\text{BD} \leftarrow I_1$  ▷ Agrégation des données d'entrée du 1er modèle
3: for all  $m_i \in \mathcal{M}, i \in 1, \dots, n$  do
4:   if  $i > 1$  then ▷ Pour un chaînage de modèle, la dernière sortie devient une entrée
5:      $I_i \leftarrow \text{DB}[O_{i-1}]$  ▷ Extraction de la donnée
6:      $I_{m_i} \leftarrow \mathcal{W}_{m_i}(I_i)$  ▷ Conversion format standard VERS format propriétaire
7:      $O_{m_i} \leftarrow m_i^{(P_i)}(I_{m_i})$  ▷ Exécution du modèle  $m_i$ 
8:      $O_i \leftarrow \mathcal{R}_{m_i}(O_{m_i})$  ▷ Conversion format propriétaire VERS format standard
9:      $\text{BD} \leftarrow O_i$  ▷ Agrégation des données de sorties
10: Publish_Data( $O_n$ ) ▷ Publication des données via WMS.

```

5.3 Démonstration de la plate-forme - en vidéo

Afin d'illustrer la plate-forme, un cas de démonstration en vidéo a été réalisé. Il illustre le workflow général de l'application avec l'exemple de modélisation des états de la mer réalisé à partir d'un modèle de circulation chaîné avec un modèle de vagues. Pour des raisons pratiques, les résultats ont été pré-calculés en avance.

<https://www.youtube.com/watch?v=st7Mn01QUec>

Veillez utiliser la qualité 1080p HD afin de bien visualiser les textes en petite police.

Troisième partie

Modélisation numérique du niveau
instantané de la mer à la côte au cours
de phénomènes paroxysmaux
(Wan-Tzu-Liao, Taiwan)

Chapitre 6

Hydrodynamique régionale autour de Taiwan de septembre 2011 à décembre 2012

6.1 Le projet KUNSHEN

Le projet KUNSHEN 2011-2014 est un projet franco-taïwanais financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR). Il associe le laboratoire Tainan Hydraulics Laboratory (National Cheng Kung University of Taiwan) avec les laboratoires français de Géosciences Montpellier (CNRS, Université de Montpellier), du Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (CEREGE, Université de Aix-Marseille) et du Mediterranean Institute of Oceanography (MIO). L'hydro-morphodynamique du cordon littoral entraînée par les événements de typhons sont la préoccupation majeure de ce projet. Il vise à fournir une compréhension à jour et profonde de la dynamique particulière des barrières de sable, de leur formation et de leur destruction dans des contextes où les événements extrêmes tels que les typhons ont un impact significatif. Plus précisément, l'objectif est de se concentrer sur les relations entre les forçages météorologiques extrêmes et leurs conséquences sur la barrière de sable. Les typhons ont été largement analysés par la communauté internationale pour leur génération et leur propagation à travers l'océan, leur impact sur la côte en général à travers la chute de pluie et des ondes de tempête régionale. En revanche, très peu d'études ont déjà été faites sur la combinaison des deux questions, quelle est la nature particulière de l'action du typhon sur la barrière de sable, à l'égard de tempêtes classiques ? Pour étudier cette question, une première étape est de comprendre quels sont les paramètres hydrodynamiques qui contrôlent le niveau et les courants en face du site d'étude. De plus, la quantification des variations du niveau instantané de l'eau est encore un débat aujourd'hui. Ce sont finalement ces deux derniers points qui constituent les motivations de ce travail au sein du projet KUNSHEN.

6.1.1 La saison des typhons 2012

La période monitorée par le projet KUNSHEN a enregistré le passage de 17 typhons classés de tempête tropicale à typhon. La figure 6.1 présente les trajectoires de ces typhons avec les pressions atmosphériques associées.

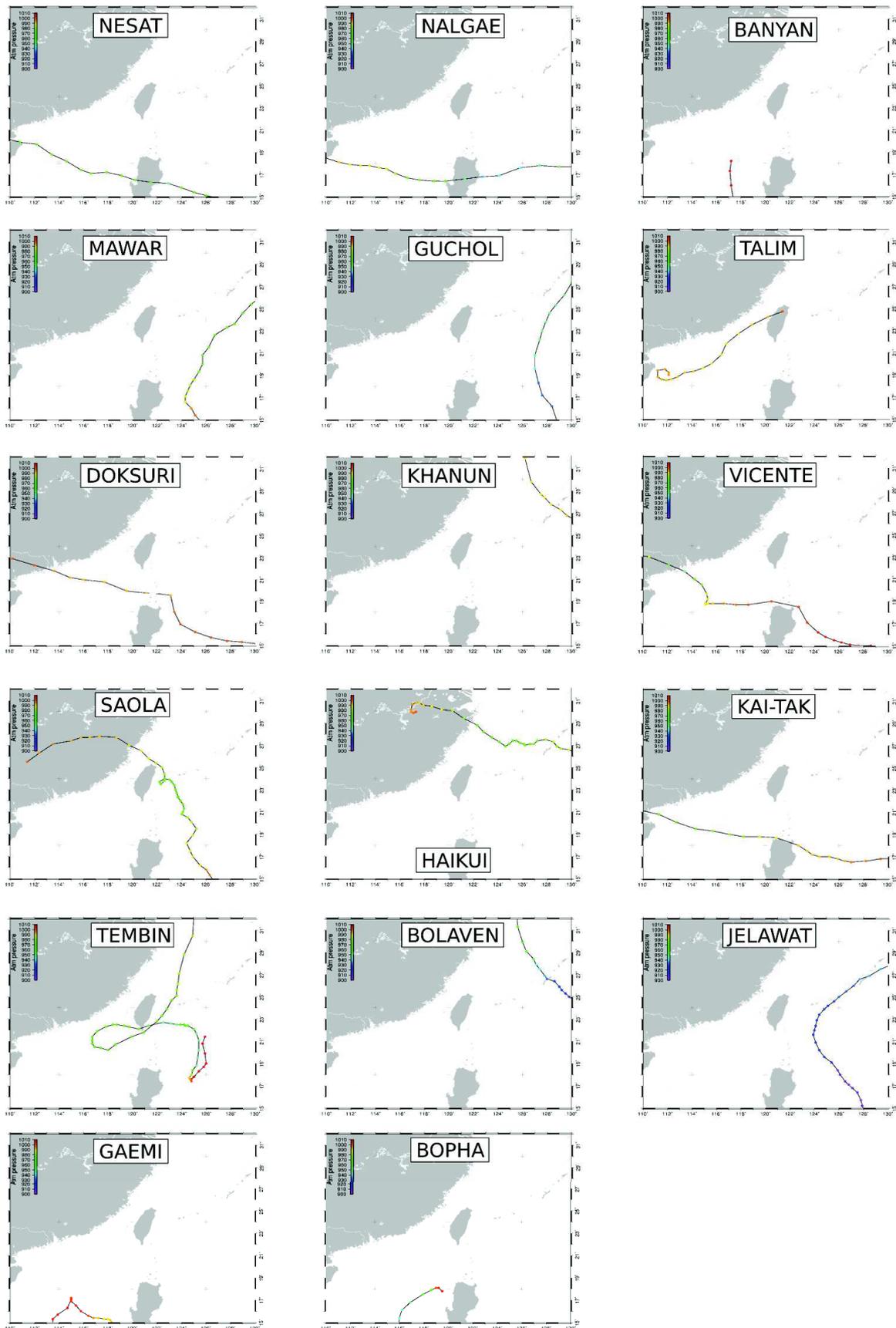


FIGURE 6.1 – Trajectoires des 17 typhons avec leur pression atmosphérique entre septembre 2011 et décembre 2012.

Le tableau 6.1 présente leurs caractéristiques selon l'agence de météorologie japonaise (Japan Meteorological Agency (JMA)) et les surcotes mesurées au port de Jiangjun à Taïwan.

TABLE 6.1 – Vue d’ensemble des typhons enregistrés pendant la période simulée selon la Japan Meteorological Agency (JMA).

Nom	Fenêtre temporelle (UTC)	Vitesse de vent max (m/s)	Pression atm min (hPa)	Surcote max (cm) *
NESAT	2011-09-23 - 2011-10-01	41.15	950	+29.2
NALGAE	2011-09-30 - 2011-10-07	48.87	935	+29
BANYAN	2011-10-11 - 2011-10-16	18	1002	+15.6
MAWAR	2012-06-01 - 2012-06-07	38.58	960	+9
GUCHOL	2012-06-15 - 2012-06-19	51.44	930	+22.7
TALIM	2012-06-17 - 2012-06-22	25.72	985	+23.6
DOKSURI	2012-06-27 - 2012-07-01	20.57	992	+3.7
KHANUN	2012-07-17 - 2012-07-20	25.72	985	+5.5
VICENTE	2012-07-20 - 2012-07-25	41.15	950	+18.2
SAOLA	2012-07-29 - 2012-08-04	36	960	+26.7
HAIKUI	2012-08-05 - 2012-08-11	33.43	965	-
KAI-TAK	2012-08-14 - 2012-08-18	33.43	970	+4.7
TEMBIN	2012-08-21 - 2012-08-30	41.15	950	+6.5
BOLAVEN	2012-08-26 - 2012-08-28	51.44	910	+6.5
JELAWAT	2012-09-25 - 2012-09-30	56.58	905	+17.6
GAEMI	2012-09-30 - 2012-10-03	25.72	990	-
BOPHA	2012-12-05 - 2012-12-09	51.44	930	+14.6

* Observée au marégraphe de Jiangjun.

La vitesse maximum de vent ainsi que la pression atmosphérique la plus basse ont été observées pendant le typhon JELAWAT à la fin du mois de septembre 2012. Si l’on regarde les surcotes à Jiangjun, les typhons NESAT et NALGAE ont causé les plus fortes surcotes autour des 0.3 m.

6.2 Méthodologie

6.2.1 La campagne de mesures KUNSHEN

Les mesures de marées sont extraites des marégraphes du port de Jiangjun, Wengang et Yong-an (figure 6.3A). Les conditions de houle au large sont extraites des bouées de Cigu, Taitung Open Ocean, Pratas et Matsu (figure 6.3A). Les conditions de vague, de hauteur d’eau et de température de l’eau en avant-côte sont obtenues grâce au déploiement d’instruments sur le terrain (figure 6.2 et 6.3B). Lors de cette campagne, un ensemble d’appareils a été déployé entre octobre 2011 et novembre 2012 le long d’un profil cross-shore de la barrière sableuse.

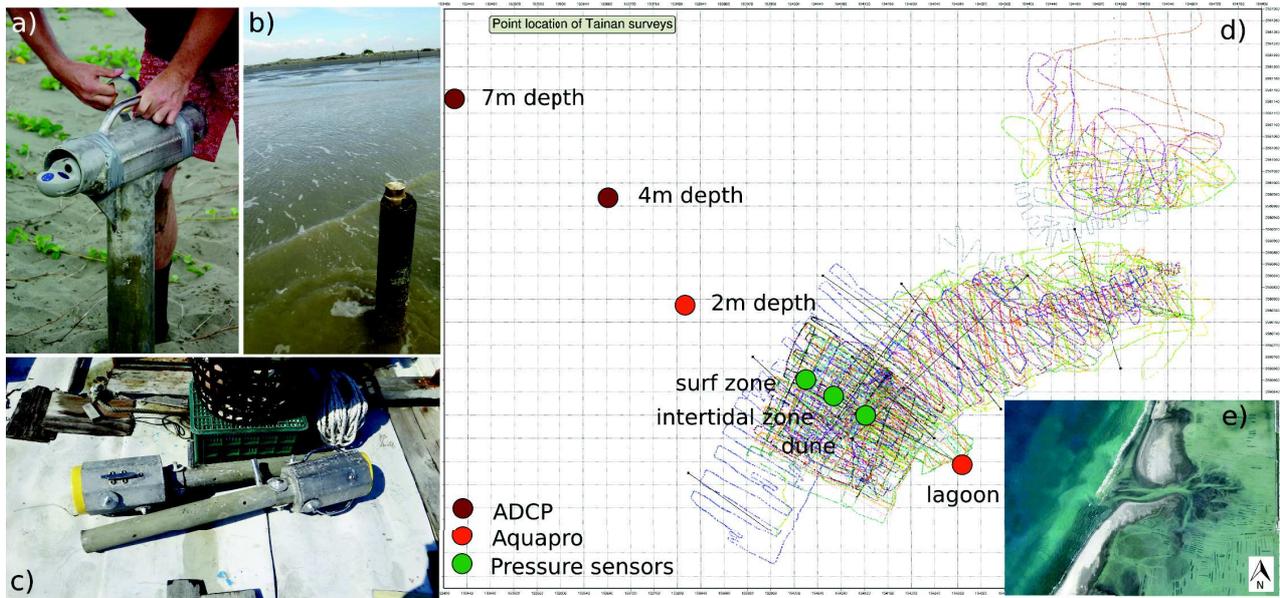


FIGURE 6.2 – Présentation des instruments déployés sur le terrain et des zones de plage suivies lors des campagnes de terrain de 2011-2012. a) un des deux houlographe-courantomètre (Aquapro) dans sa structure prêt à être mis à l'eau. b) tube en inox servant de fixation des pressiomètres une fois installé in situ. c) Les deux houlographe-courantomètre (ADCP pour Acoustic Doppler Current Profilers) dans leurs structures prêts à être déployés en avant-côte. d) Localisation des instruments sur le site. e) carte Google Earth de la barrière. Source : Campmas et al. (2014).

Les données de l'ADCP 7m réellement disponibles s'étendent sur novembre 2011 - février 2012 et mai - juin 2012. Les données de pression sont corrigées avec la pression atmosphérique.

6.2.2 La grille de calcul

Notre grille de calcul couvre environ 600 km autour de l'île de Taïwan et s'étend du nord-ouest du Pacifique jusqu'aux côtes chinoises (figure 6.3). Elle permet de modéliser l'impact des typhons provenant majoritairement du Sud/Sud-Est jusque dans le détroit de Taïwan. Elle a été construite à partir de la donnée bathymétrique GEBCO, d'une bathymétrie à 100 mètres de résolution issue de la campagne ACT en 1996 (Lallemand et al., 1997) et d'une bathymétrie haute résolution (10 m) réalisée pendant le projet KUNSHEN sur la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao. La grille de calcul curviligne est de forme polaire centrée sur Taïwan et est composée de 264684 points horizontaux et de 40 niveaux verticaux.

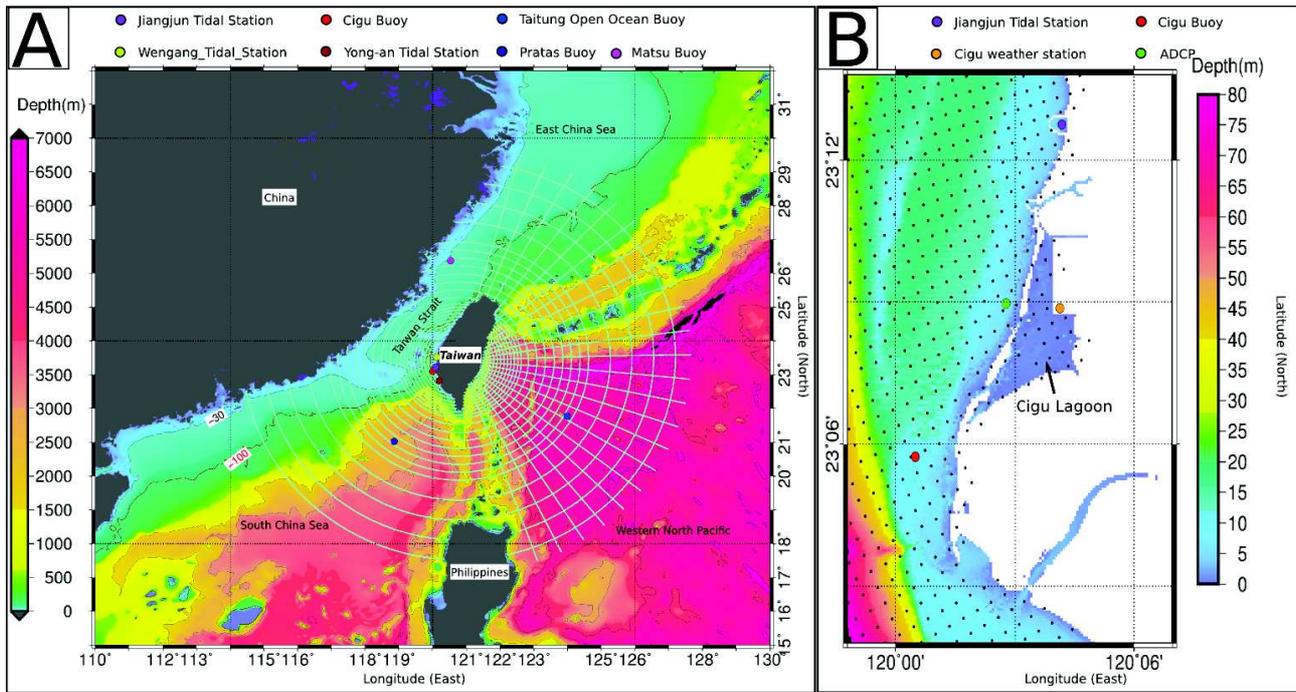


FIGURE 6.3 – A) Grille polaire régionale autour de Taïwan (822 x 322 points) avec la position des instruments. B) Grille polaire zoomée sur la zone d'étude avec la position des instruments. Les résolutions minimum et maximum sont approximativement 460 m à la côte et 5 km au large.

Cette grille offre une résolution de 460 m à la côte et 5 km au large permettant ainsi une prise en compte des forçages régionaux dans la modélisation de l'hydrodynamique côtière.

6.2.3 Initialisation et forçage aux frontières latérales

À l'initialisation de la simulation, le domaine est initialisé avec les valeurs de température, de salinité, des courants et d'élévation de la surface libre fournies par le système MERCATOR (Madec, 2008). Les données calculées par MERCATOR avec le modèle NEMO (voir section 2.4.3) sont journalières. La simulation faite par MERCATOR repose sur une grille mondiale à $1/12^\circ$ avec un forçage uniquement des conditions atmosphériques.

6.2.4 Forçage atmosphérique

Le forçage atmosphérique est donné par les sorties du modèle ECMWF (Dee et al., 2011) toutes les 3 heures avec une résolution spatiale de 0.25° . Nous avons cherché à estimer la qualité de ce forçage dans la représentation des phénomènes extrêmes. Nous avons donc comparé les mesures in situ de 4 bouées houlographiques dispersées autour de l'île de Taïwan avec les sorties du modèle ECMWF (figure 6.4). Des séries temporelles de l'intensité du vent à ces 4 bouées sont illustrées en section 6.4.

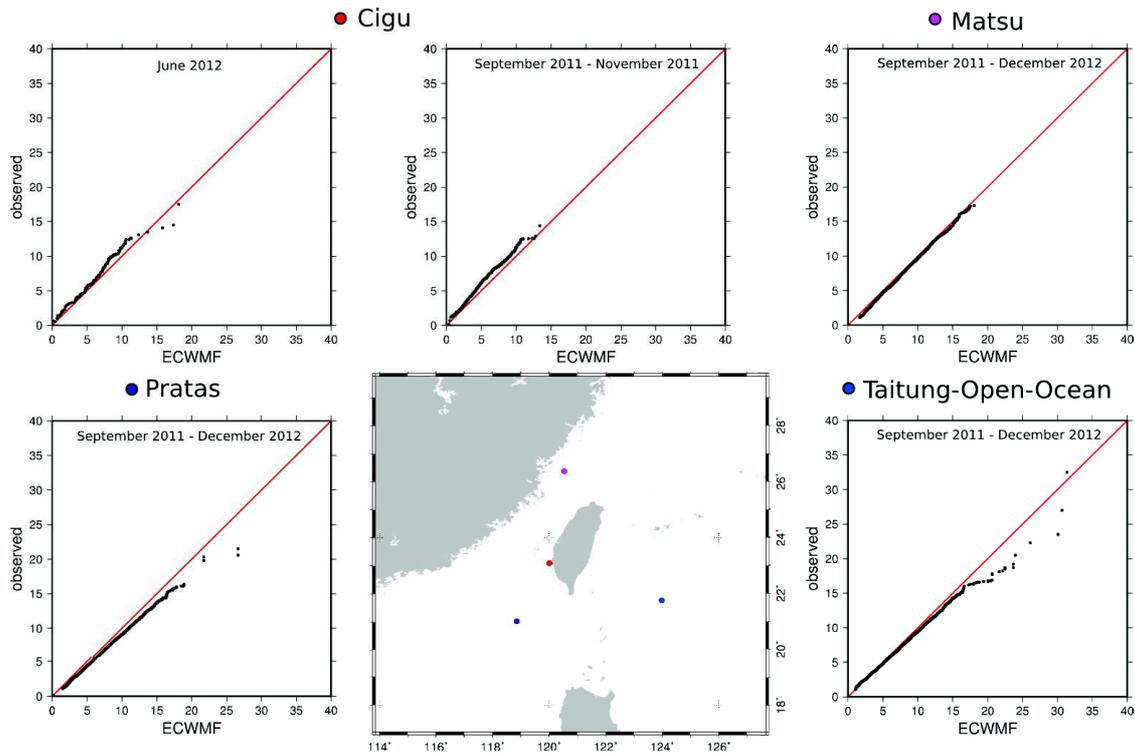


FIGURE 6.4 – Comparaison quantile-quantile de la vitesse du vent du modèle ECMWF avec les mesures in situ d’un réseau de bouées houlographiques autour de l’île de Taïwan.

Les comparaisons sont faites sur une période d’un an et demi pour les bouées de Taitung, Pratas et Matsu et sur une période de quelques mois pour la bouée de Cigu. Nous voyons clairement que le modèle représente très bien les vents inférieurs à 10 voire 15 m/s. En revanche, dépassé ce seuil, il a tendance à surestimer ou à sous-estimer les vitesses de vent. Comme nous l’avons vu dans la partie I.2.3, des modèles paramétriques du type Holland (1980) sont habituellement utilisés pour régénérer les champs atmosphériques en contexte de typhons. Dans cette étude, nous ne cherchons pas à caractériser l’impact d’un typhon en particulier mais plutôt les impacts à l’échelle d’une saison de typhons ; de plus, nous connaissons les biais que peuvent introduire les forçages atmosphériques dans les modèles (Cavaleri and Scavo, 2006; Stopa and Cheung, 2014; Zecchetto and Accadia, 2014). Ainsi, nous considérons que les données fournies par ECMWF proposent une qualité suffisante pour être utilisées telles quelles dans nos simulations.

6.2.5 Forçage de la marée astronomique

La composante M2 de la marée astronomique est dominante dans le détroit de Taiwan et elle s’intensifie avec les bathymétries complexes (figure 6.5).

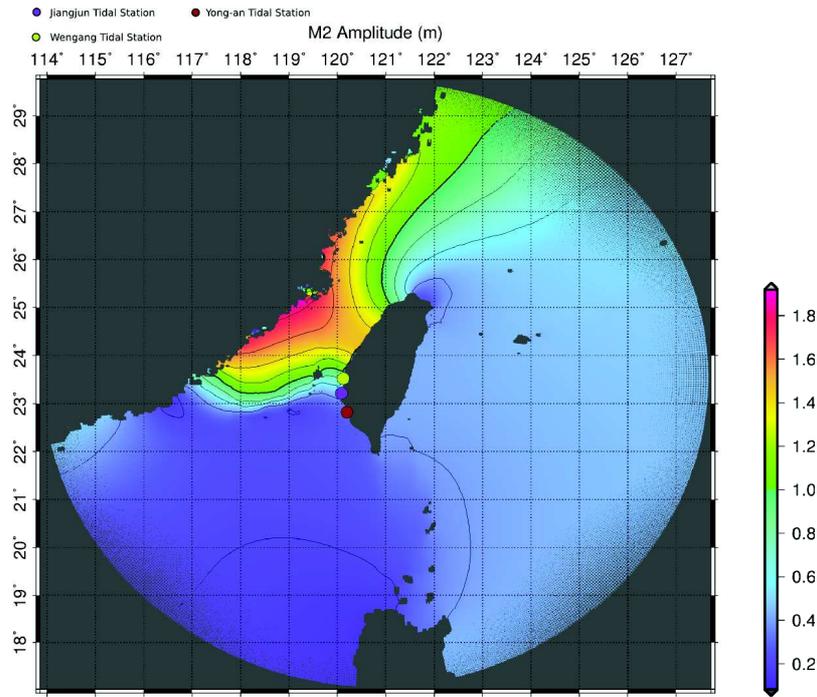


FIGURE 6.5 – Amplification de la composante M2 (issue de la réanalyse harmonique faite avec SYMPHONIE) de la marée astronomique dans le détroit de Taïwan et la position des marégraphes utilisés.

Nous avons utilisé trois marégraphes pour étudier la marée astronomique qui sont celui de Jiangjun, celui de Wengang et celui de Yong-an (figure 6.5). Nous avons procédé à une décomposition harmonique du niveau à ces ports pour isoler les composantes de la marée astronomique. La composante M2 obtenue est présentée au début du tableau 6.2. Dans SYMPHONIE, le forçage de la marée est donné par les composantes M2, N2, S2, K2, K1, O1, P1, Q1, M4 (phase et amplitude) de l’atlas global des marées FES2012 (Lyard et al., 2006). À partir de ces composantes et du modèle SYMPHONIE (avec les paramètres par défaut), nous avons fait une analyse harmonique du niveau simulé pour étudier la qualité du forçage FES2012 dans cette zone à fort gradient. On observe dans le tableau 6.2 que l’amplitude M2 est donnée avec une erreur allant de 15 cm à 28 cm et son retard de phase avec une erreur entre 6 et 20 °. Ainsi, nous avons cherché à améliorer l’amplitude et la phase de cette composante en jouant sur le coefficient de frottement au fond qui modifie la phase de l’onde et la hauteur d’eau qui modifie l’amplitude de l’onde mais ces deux caractéristiques restent globalement très liées. L’analyse paramétrique est donnée avec le tableau 6.2. Nous pouvons observer qu’au port de Wengang, la position du marégraphe se retrouve hors de l’eau dans certaines configurations ce qui conduit à des valeurs erronées de l’amplitude et de la phase.

TABLE 6.2 – Analyse paramétrique de la réanalyse harmonique faite par SYMPHONIE avec une comparaison entre les valeurs obtenues avec le modèle et les valeurs obtenues par la décomposition harmonique des observations sur la même période.

	Paramètres SYMPHONIE	Jiangjun	Wengang	Yong-an
Amplitude observée (m)	-	0.518	0.718	0.205
Retard de phase observée (°)	-	63.362	76.755	9.124
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.0025	-0.151	-0.281	-0.145
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : 0	20.078	11.780	6.825
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.003	-0.101	-0.280	-0.140
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : 0	21.7	12.053	8.368
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.0045	-0.0299	0.097	-0.135
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : 0	24.608	10.134	11.151
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.0045	0.006	-6.72	-0.138
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : -2	23.94	115.36	13.02
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.0035	0.055	-6.070	-0.160
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : -6	23.151	115.911	17.219
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.0025	-0.017	0.042	-0.110
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : -4	12.554	-19.871	8.05
Différence d'amplitude * (m)	coeff de friction au fond : 0.0025	-0.001	0.066	-0.107
Différence de retard de phase * (°)	hauteur d'eau (m) ** : -4.5	11.816	-22.535	8.380

* défini par : amplitude ou phase calculée par SYMPHONIE - amplitude ou phase obtenue avec une décomposition harmonique sur le niveau observé.

** décalage appliqué sur la hauteur d'eau du domaine modélisé.

Finalement, nous obtenons la composante M2 avec une erreur sur l'amplitude de quelques centimètres et une dizaine voire une vingtaine de degrés sur la phase. Désormais, le forçage de la marée sera donné par cette réanalyse obtenue avec le modèle SYMPHONIE.

6.2.6 Forçage des rivières

Nous avons déjà soulevé l'importance de prendre en compte le forçage des rivières dans les études d'hydrodynamique côtière. Ainsi, nous avons utilisé les débits journaliers de 21 rivières autour de Taiwan (figure 6.6).

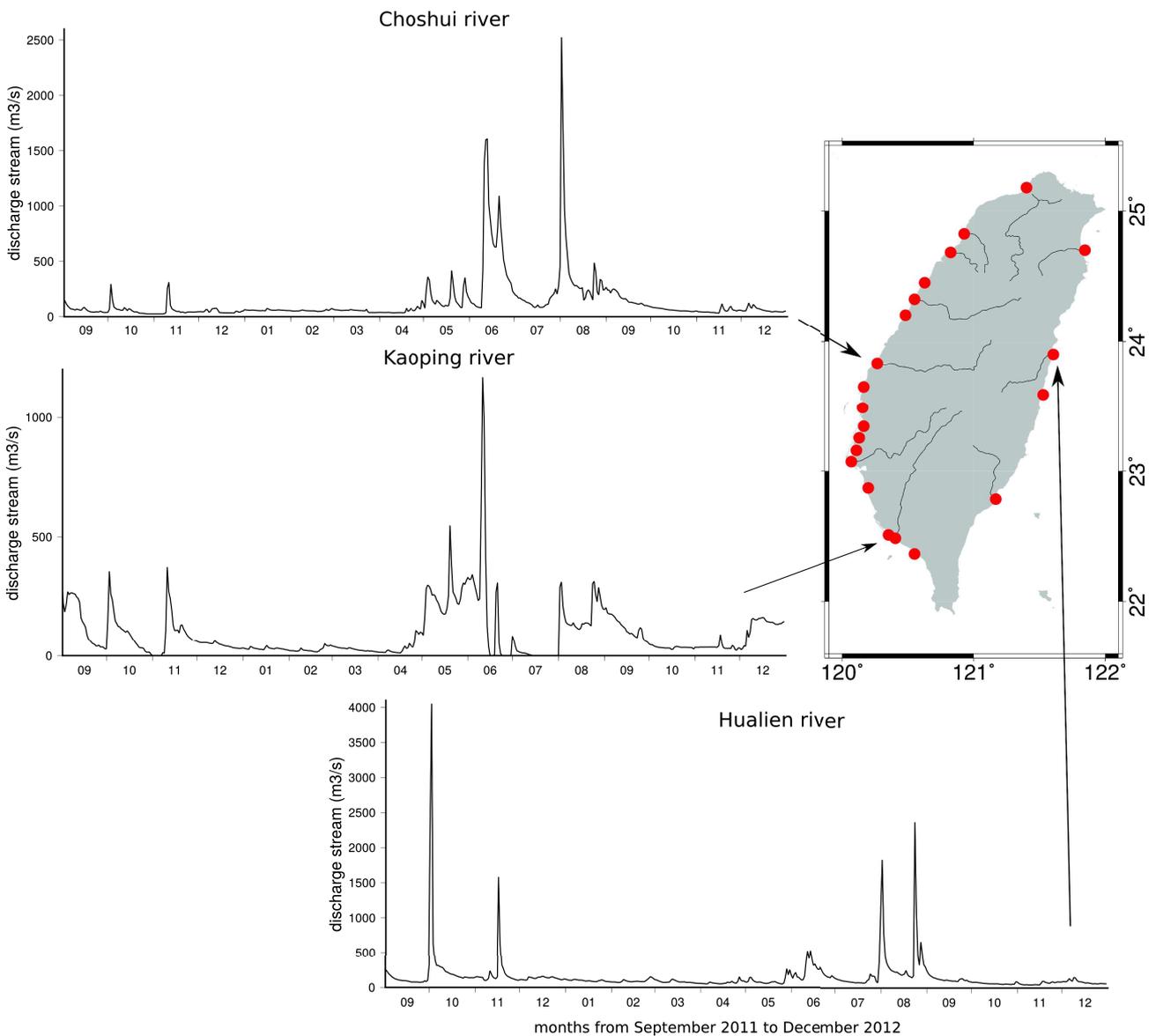


FIGURE 6.6 – Localisation des 21 rivières prise en compte dans la simulation et le débit d'eau des trois principales rivières au cours de la période considérée.

La température de ces rivières est paramétrée selon une fonction trigonométrique avec un minimum pour le mois de février et un maximum atteint en juillet. La valeur minimum est fixée à 12°C et à 30°C pour le maximum. La salinité est fixée à 0. Le débit journalier de chaque rivière est découpé proportionnellement au pas de temps du modèle permettant ainsi de représenter au mieux les effets intenses des précipitations lors des passages des typhons (de quelques heures à quelques jours).

6.2.7 Résumé

La figure 6.7 résume la méthodologie utilisée dans cette étude.

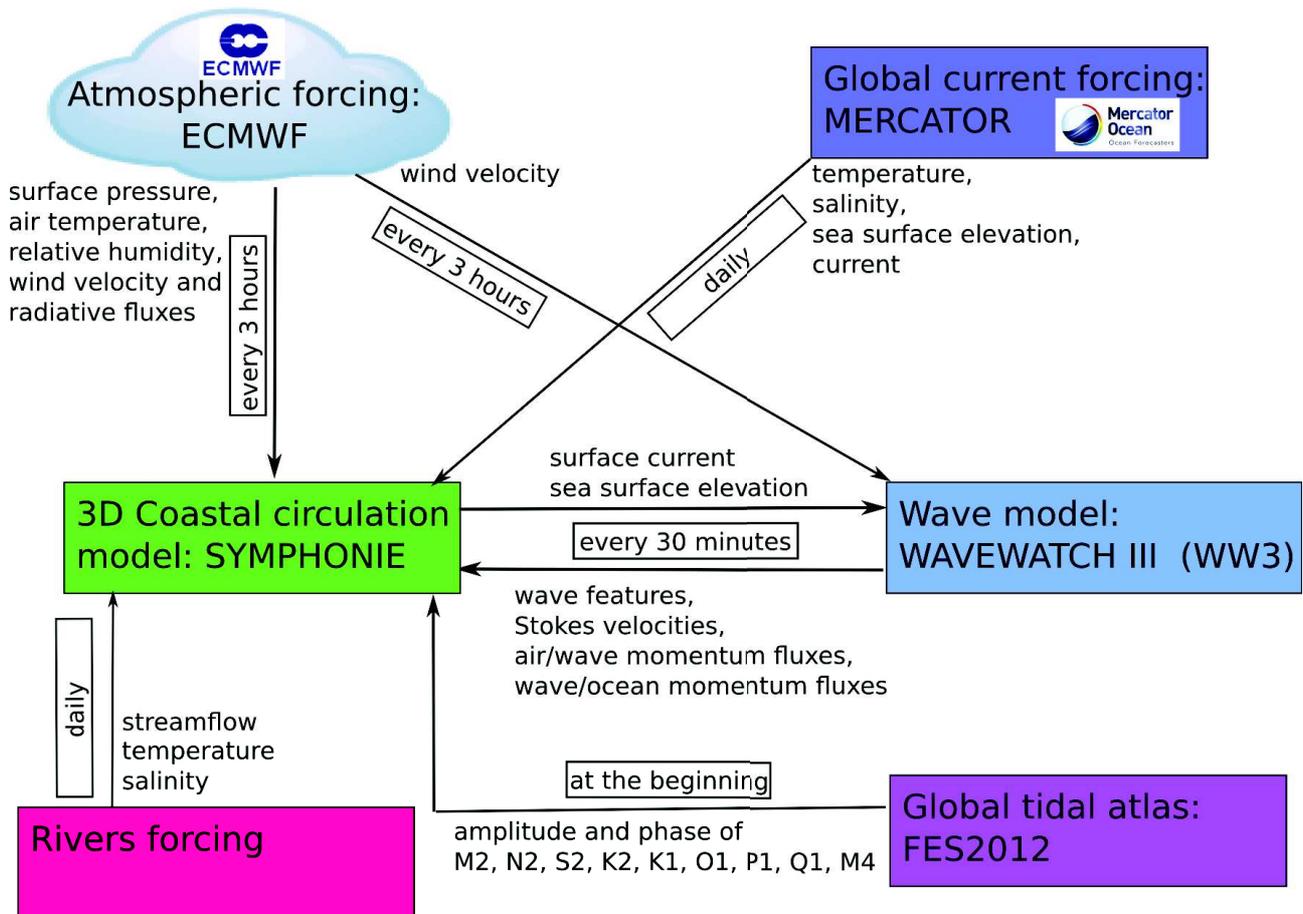


FIGURE 6.7 – Workflow de modélisation.

La période modélisée court du 1er septembre 2011 au 31 décembre 2012 avec une sortie graphique toutes les 30 minutes. Le workflow de la figure 6.7 s'organise en trois étapes qui seront étudiées une à une dans les sections suivantes. La première consiste à simuler les courants et les niveaux dans le but de forcer la simulation des vagues faite par WAVEWATCH III. Cette première simulation sans les vagues est appelée "1F" pour 1st Full. Elle représente 10 jours de calcul sur un calculateur HPC et 7 téra-octets de données en sorties. La seconde étape consiste à faire tourner la simulation des vagues en utilisant les niveaux et les courants de surface (moyenne des cinq premiers mètres de la colonne d'eau) modélisés par la simulation "1f" et les vents fournis par le système ECMWF. La simulation WAVEWATCH III représente 10 jours de calcul sur un calcul HPC avec 280 tâches et 1 téra-octets de résultat. Finalement, nous obtenons une simulation complète en ajoutant le forçage des vagues à la simulation "1f". La méthode consiste donc à un forçage "2-way offline" comme a pu le faire Michaud (2011).

6.3 Modélisation de la circulation sans les vagues

Cette simulation constitue la première simulation SYMPHONIE contenant tous les forçages sans les vagues puisqu'elle vise à forcer la simulation WAVEWATCH III. Elle est en soi un résultat majeur que nous allons présenter ici sous le nom de simulation "1F" pour 1st Full.

6.3.1 Résultats obtenus

Les résultats dans cette section seront présentés de manière très succincte sauf lorsqu'ils présentent une particularité. En revanche, ils seront utilisés dans la partie discussion soit directe-

ment soit indirectement dans le sens où ils offrent une vision globale de la simulation ou un support pour l'étude d'un typhon donné par exemple.

L'initialisation

La figure 6.8 représente l'état régional de la simulation après 15 jours de spin-up.

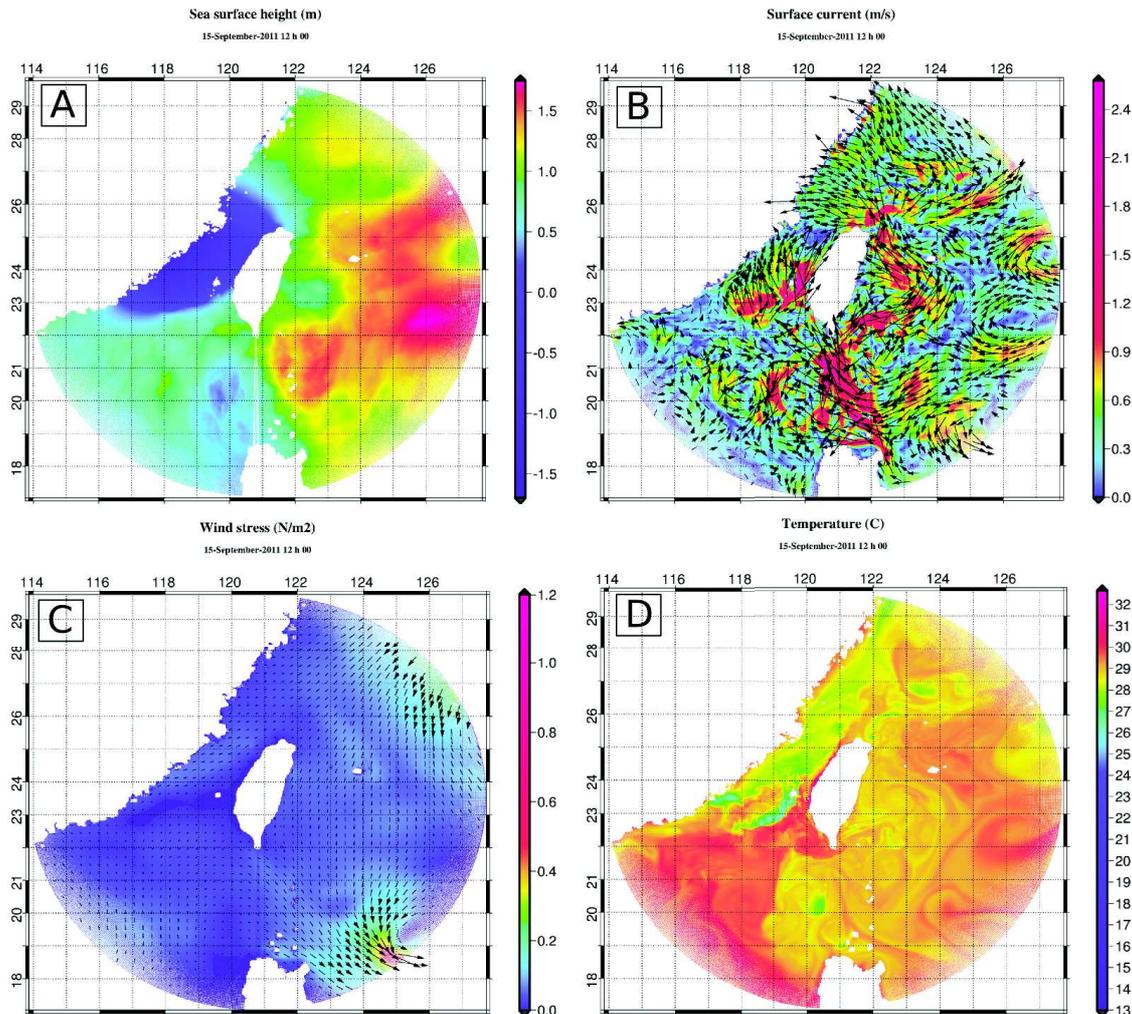


FIGURE 6.8 – Cartes instantanées de la région de Taïwan au 15 septembre 2011 à 12h. Sur certaines cartes, la fermeture périodique de la grille polaire (située entre Taïwan et les Philippines) contient des artefacts graphiques (bandes blanches) qui n'impactent en rien les résultats de la simulation. A) Élévation de la surface B) Courant de surface C) Stress du vent à la surface D) Température de l'eau en surface.

La saison de la mousson 2011

Pendant cette période, la figure 6.9 montre une bonne corrélation entre le niveau observé à Jiangjun et celui modélisé par la simulation "1F". Nous noterons une surestimation du niveau.

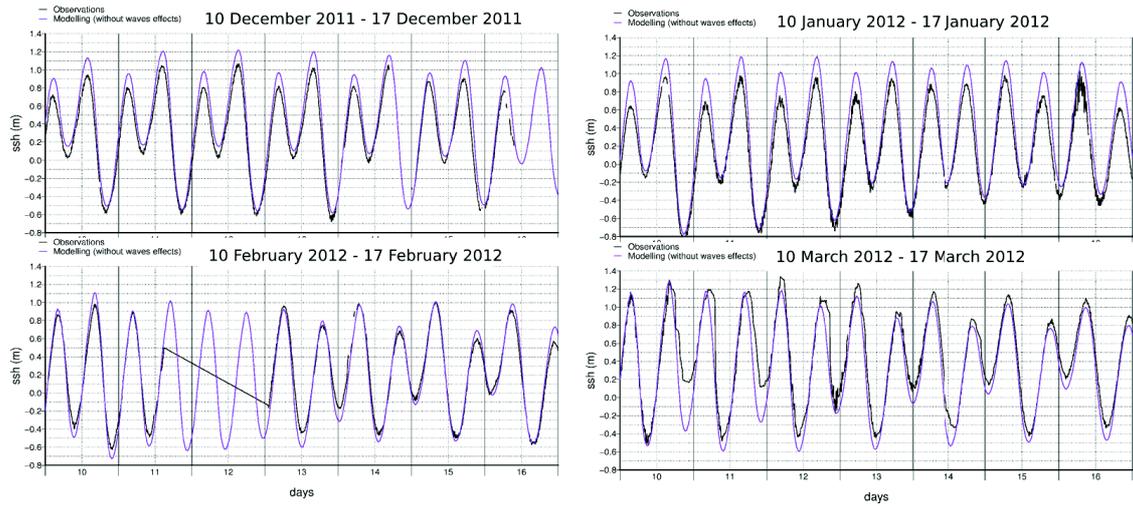


FIGURE 6.9 – Quatre extraits de sept jours par mois pendant la période de la mousson. Comparaison du niveau observé à Jiangjun avec celui modélisé par la simulation "1F".

La comparaison à l'adcp 7m (figure 6.10) montre une surestimation des basses mers.

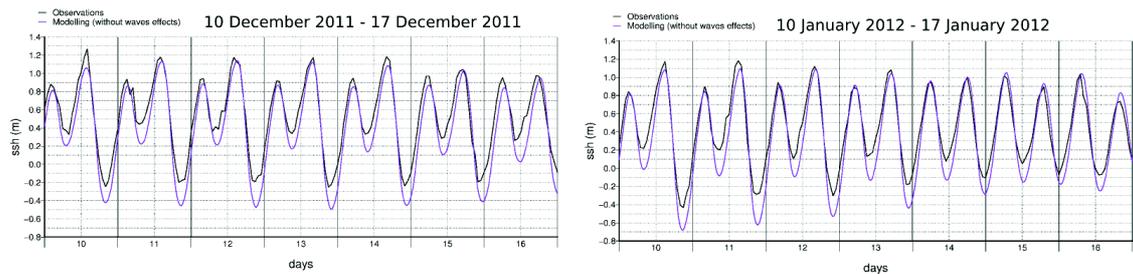


FIGURE 6.10 – Deux extraits de sept jours par mois pendant la période de la mousson. Comparaison du niveau observé à l'adcp 7m avec celui modélisé par la simulation "1F".

La figure 6.11 présente une comparaison de la température de surface observée à l'adcp 7m et nous pouvons noter une surestimation du modèle allant jusqu'à 4° C.

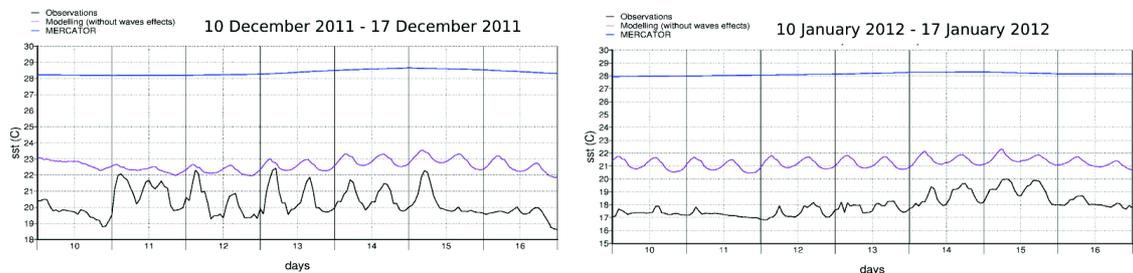


FIGURE 6.11 – Deux extraits de sept jours par mois pendant la période de la mousson. Comparaison de la température de surface observée à l'adcp 7m avec celle modélisée par la simulation "1F" et celle fournie par le système MERCATOR.

La figure 6.12 représente l'état régional de la simulation au 1er janvier 2012 à 12h.

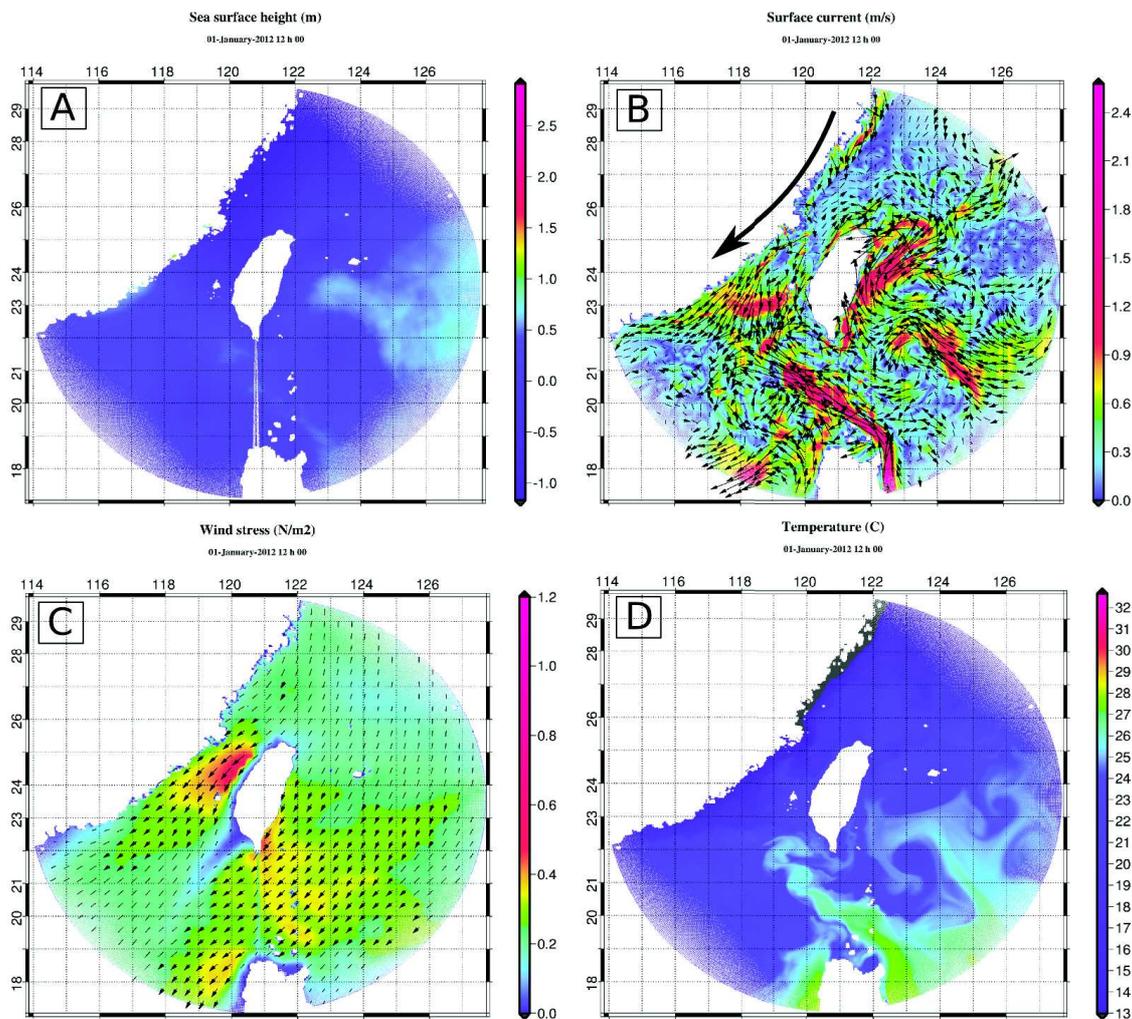


FIGURE 6.12 – Cartes instantanées de la région de Taïwan au 1er janvier 2012 à 12h. Sur certaines cartes, la fermeture périodique de la grille polaire (située entre Taïwan et les Philippines) contient des artefacts graphiques (bandes blanches) qui n'impactent en rien les résultats de la simulation. A) Élévation de la surface B) Courant de surface C) Stress du vent à la surface D) Température de l'eau en surface. La flèche noire illustre la dérive littorale chinoise.

Intersaison

Pour cette période, la figure 6.13 présente une qualité semblable à la saison de la mousson.

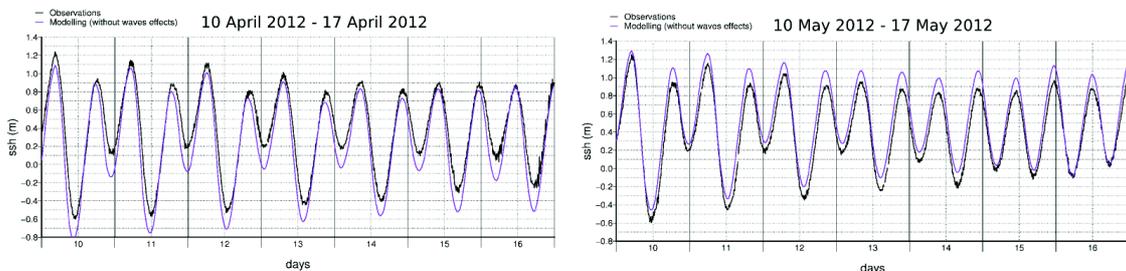


FIGURE 6.13 – Deux extraits de sept jours par mois pendant la période intersaison. Comparaison du niveau observé à Jiangjun avec celui modélisé par la simulation "1F".

La figure 6.14 représente l'état régional de la simulation au 1er mai 2012 à 12h.

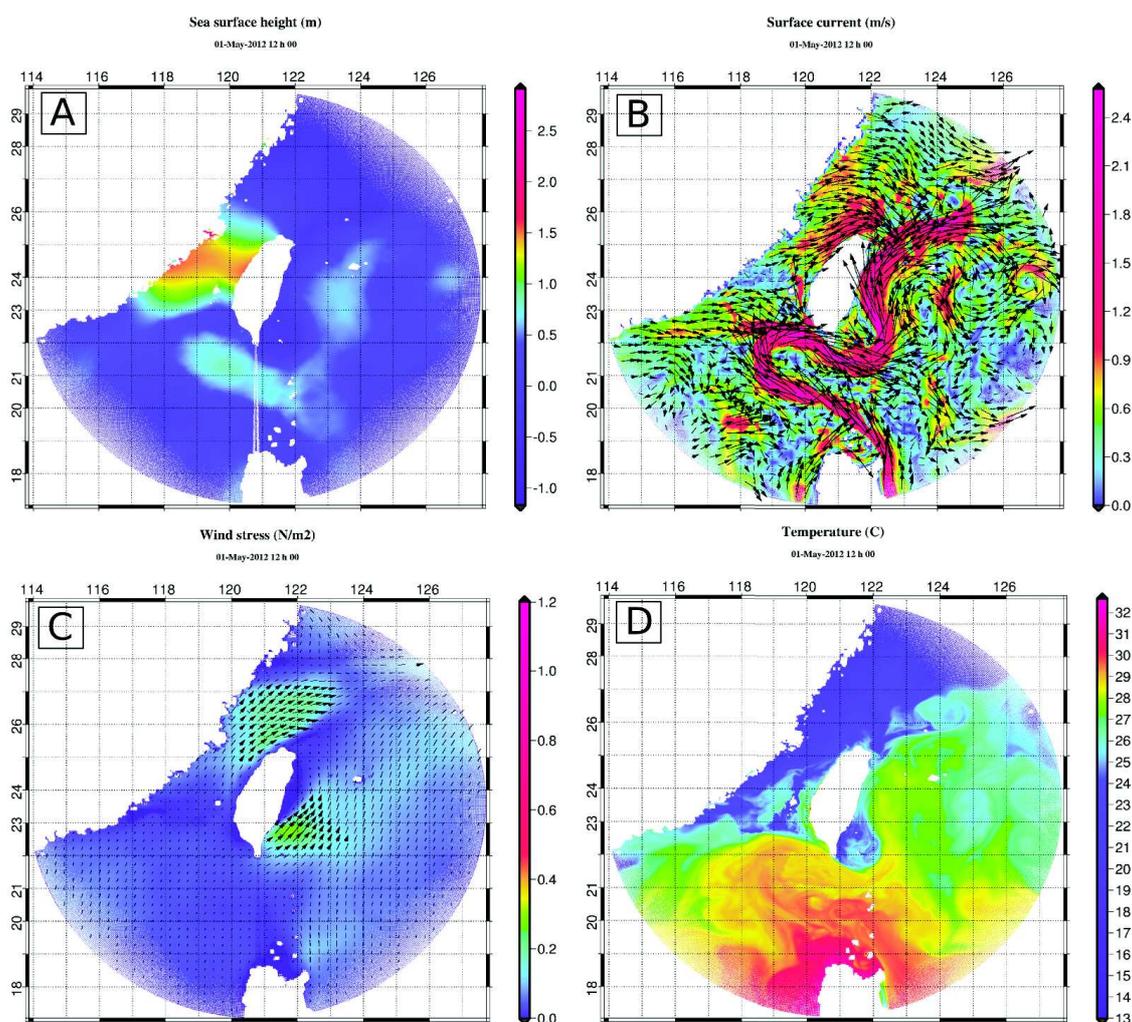


FIGURE 6.14 – Cartes instantanées de la région de Taïwan au 1er mai 2012 à 12h. Sur certaines cartes, la fermeture périodique de la grille polaire (située entre Taïwan et les Philippines) contient des artefacts graphiques (bandes blanches) qui n'impactent en rien les résultats de la simulation. A) Élévation de la surface B) Courant de surface C) Stress du vent à la surface D) Température de l'eau en surface.

La saison de typhons 2012

La saison des typhons 2012 n'a pas révélé d'intérêts particuliers dans l'étude du niveau puisque les surcotes comme énoncé dans le tableau 6.1 sont faibles. Nous présentons uniquement les typhons TALIM et SAOLA. Les résultats sur les dix-sept typhons de la simulations "1f" se trouvent en annexe A.

Parmi notre jeu de données, il s'avère que le typhon TALIM est le plus atypique de la saison puisque sa trajectoire passe directement en face de notre zone d'étude. TALIM est exactement une tempête tropicale qui s'est créée dans la mer de Chine du Sud le 17 juin 2012 puis a remonté le détroit de Taïwan pour finir par se dissiper au Nord de Taïwan le 21 juin 2012.

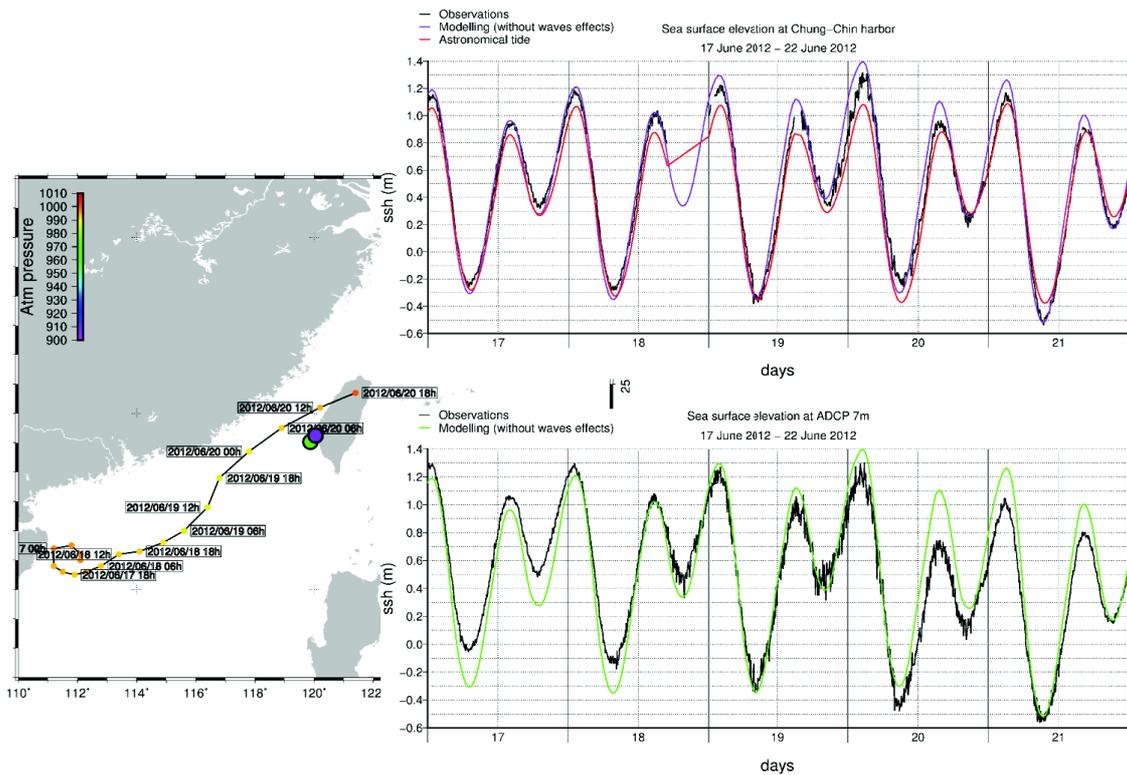


FIGURE 6.15 – Trajectoire du typhon TALIM au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB à Jiangjun, du niveau observé à l'ADCP 7m avec celui modélisé par la simulation "1F".

La figure 6.15 illustre une surcote de 0.24 m avec la concordance de la pleine mer.

La figure 6.16 présente la température de surface observée à l'adcp 7m avec celle modélisée par la simulation "1F" et celle fournie par le système MERCATOR pendant le typhon TALIM.

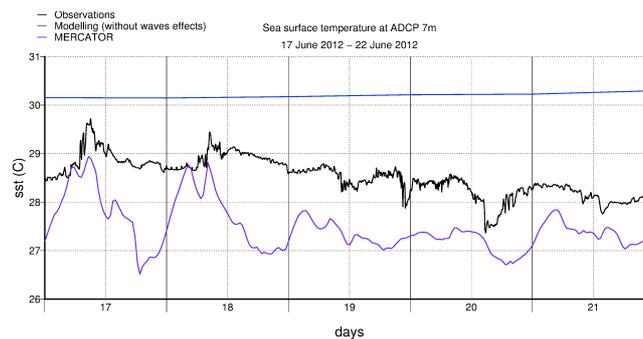


FIGURE 6.16 – Comparaison de la température de surface observée à l'adcp 7m avec celle modélisée par la simulation "1F" et celle fournie par le système MERCATOR pendant le typhon TALIM.

Un autre typhon intéressant est SAOLA (figure 6.17). Sa trajectoire a un impact direct sur notre site d'étude. La configuration est différente de celle de TALIM puisque ce typhon de catégorie 2 passe au Nord de Taïwan. Le stress du vent se dirige vers le Sud dans le détroit (figure 6.18). La surcote générée reste du même ordre de grandeur que TALIM avec 0.25 m.

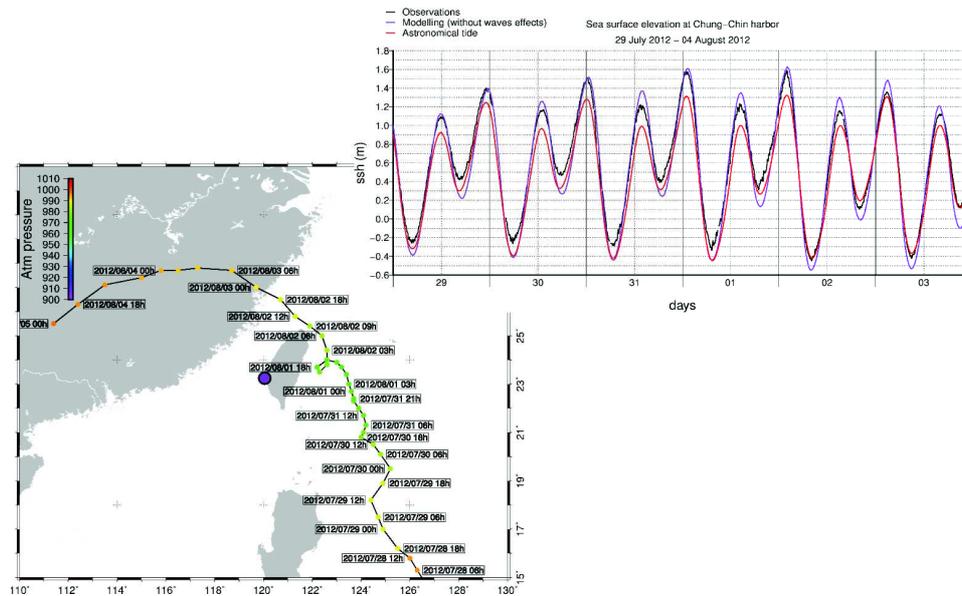


FIGURE 6.17 – Trajectoire du typhon SAOLA au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

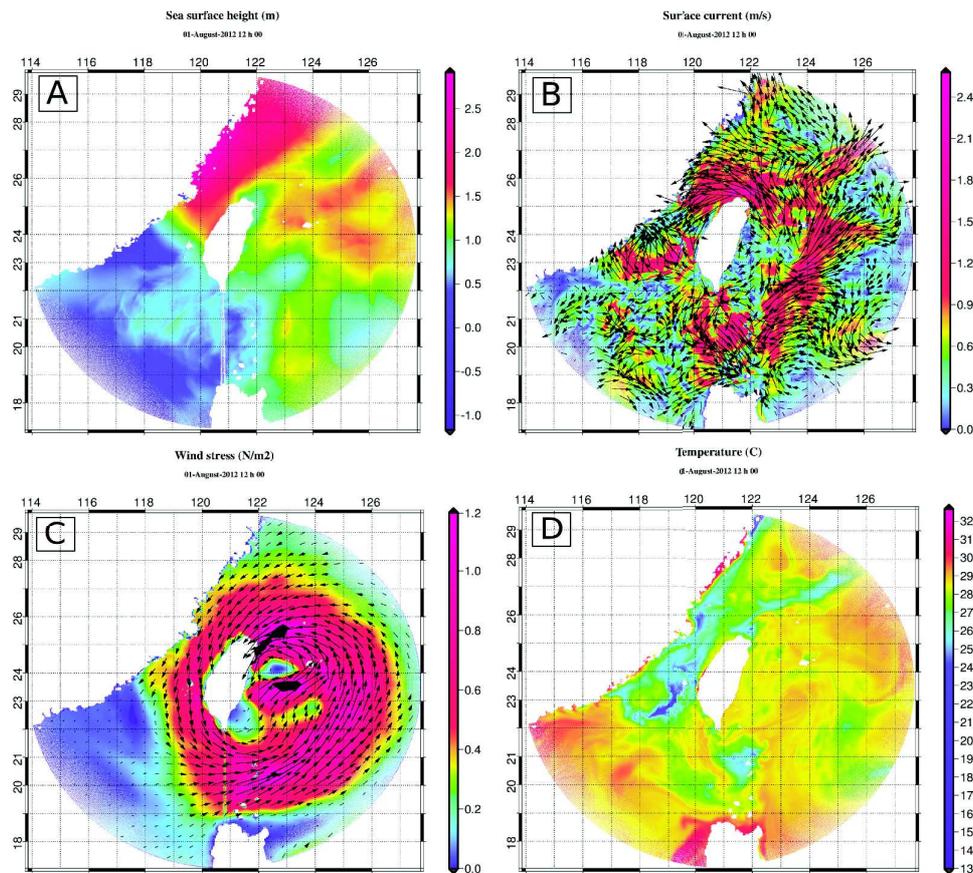


FIGURE 6.18 – Cartes instantanées de la région de Taïwan au 1er août 2012 à 12h. Sur certaines cartes, la fermeture périodique de la grille polaire (située entre Taïwan et les Philippines) contient des artefacts graphiques (bandes blanches) qui n'impactent en rien les résultats de la simulation. A) Élévation de la surface B) Courant de surface C) Stress du vent à la surface D) Effet du baromètre inverse calculé par le modèle.

Vision globale

Pour juger la qualité de cette simulation, nous avons effectué une comparaison sur la période totale de la simulation avec les observations du marégraphe de Jiangjun de type quantile-quantile avec la figure 6.19.

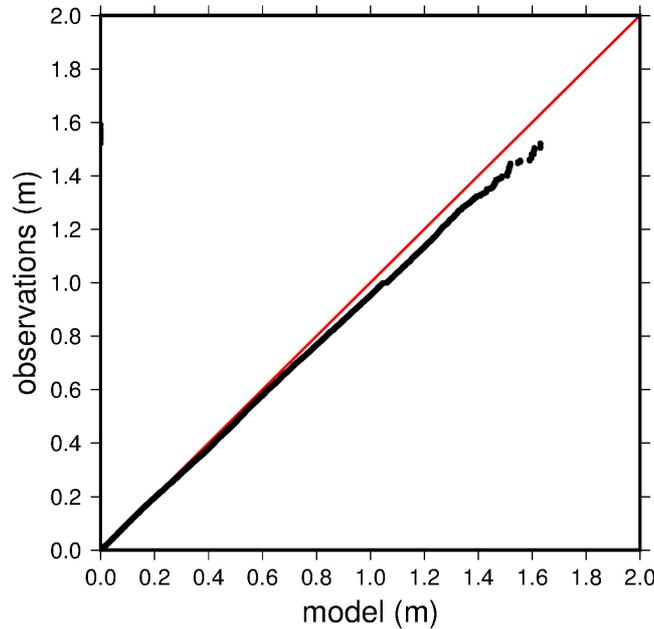


FIGURE 6.19 – Comparaison quantile-quantile sur la période totale du niveau observé à Jiangjun et celui modélisé par la simulation "1F".

Nous avons aussi utilisé des paramètres statistiques qui comparent les séries temporelles mesurées aux séries temporelles simulées tels que le coefficient de corrélation (COR), le biais (BIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur quadratique moyenne relative (SI ou Scatter Index). Soient x_i la valeur mesurée au pas de temps t_i , y_i la valeur simulée au pas de temps t_i , \bar{x} et \bar{y} les valeurs moyennées sur les N pas de temps de x_i et y_i . Le coefficient de corrélation est donné par :

$$COR = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (6.1)$$

Il indique le degré de dépendance linéaire entre les deux séries temporelles. Le biais donne la différence relative entre les deux séries :

$$BIAS = \frac{(\bar{y} - \bar{x})}{\bar{x}} \quad (6.2)$$

L'erreur quadratique moyenne est donnée selon :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})^2}{N}} \quad (6.3)$$

et l'erreur quadratique moyenne relative est donnée par :

$$SI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^N (x_i)^2}} \quad (6.4)$$

Pour la simulation "1F", ces paramètres sont donnés dans le tableau 6.3.

Paramètre statistique	Valeur
COR	0.9665744
BIAS	-0.004243361
RMSE	0.1326269
SI	0.2211182

TABLE 6.3 – Évaluation de la qualité de la simulation "1f" sur la période totale de la simulation avec les observations du marégraphe de Jiangjun.

Nous noterons une tendance du modèle à surestimer le niveau avec une erreur moyenne sur un an et demi de 0.13 m.

6.3.2 Discussion

Qualité générale de la simulation

Tout d'abord, nous remarquons une très bonne représentation du niveau avec une erreur de 0.15 m en moyenne avec cette simulation "1F" alors que nous ne prenons pas en compte les effets des vagues (section 6.3.1). La discussion de la simulation couplée 6.5.1 abordera le sujet des vagues. Ainsi, pour cette discussion, nous allons nous concentrer sur les autres points de la simulation.

Niveau de référence

Comme mentionné dans la présentation du modèle, le niveau de référence dans SYMPHONIE est donné par la bathymétrie + l'élévation de la surface fournie par MERCATOR. Nous avons comparé toutes les bathymétries utilisées sur un profil cross-shore afin de vérifier qu'il n'existe pas de décalage entre leur niveau de référence (figure 6.20).

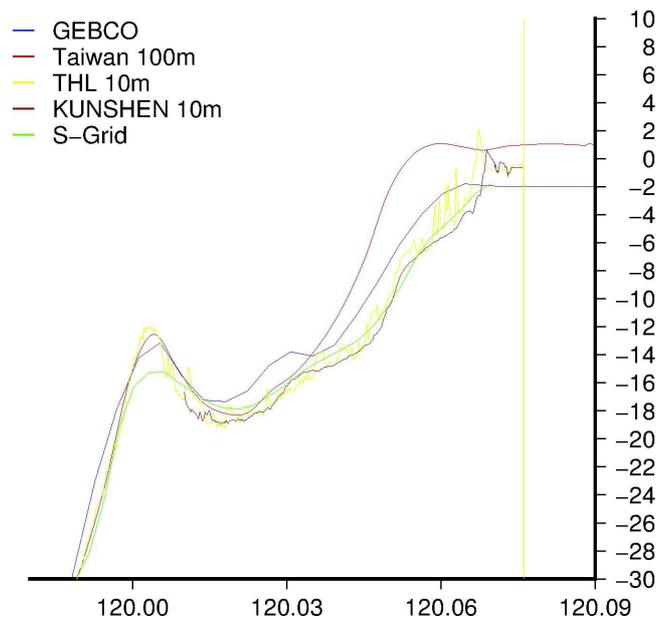


FIGURE 6.20 – Comparaison le long d'un profil cross-shore ($^{\circ}$ en longitude) des bathymétries GEBCO, Taïwan 100m (Lallemand et al., 1997), THL 10m fournis par le laboratoire Tainan Hydraulics Laboratory à Taïwan, la bathymétrie KUNSHEN mesurée sur le référentiel TWVD2001 et la bathymétrie interpolée sur la grille SYMPHONIE (S-grid).

Mises à part des différences à la côte dues aux différentes résolutions de ces bathymétries et à leur moment d'acquisition (GEBCO est la plus ancienne), il apparaît qu'elles utilisent toutes le même niveau de référence. Ensuite, avant de lancer la simulation sur la période totale, nous avons simulé les mois d'octobre, novembre 2011, avril et juin 2012. Ces périodes correspondent aux différentes saisons que l'on trouve à Taïwan, nous donnant ainsi une vision assez globale. Ici, nous avons constaté une différence de 0.28m en moyenne entre le niveau observé et celui modélisé à Jiangjun et à l'adcp 7m. Comme cette différence s'observe à différentes périodes de l'année et à plusieurs endroits, elle est considérée comme un décalage entre le niveau de référence du modèle et celui du TWVD2001. Par simplicité, cette différence est retirée de l'élévation de la surface fournie par MERCATOR. Cependant, comme il s'agit d'un décalage en moyenne observé sur 4 mois, les erreurs observées sur la simulation totale qui varient selon les périodes sont en partie dues à ce décalage qui fluctue légèrement (quelques centimètres) au cours de l'année.

Signal de marée

Malgré le soin donné au traitement du signal de la marée, le modèle a tendance à surestimer majoritairement les basses mers (figure A.11) et certaines hautes mers (figure 6.9). Concernant la phase, le modèle aura tendance à devancer les marées montantes ce que nous pouvons associer à la différence sur le retard de phase calculée lors de la réanalyse harmonique (tableau 6.2). Cependant, comme l'expliquent Lin et al. (2001) ou bien Jan et al. (2004a), la marée dans le détroit de Taïwan est un problème compliqué qui demande une attention particulière pour être résolue rigoureusement. Pour notre étude, nous considérons les résultats comme suffisants.

Forçage atmosphérique

Compte tenu de la qualité du forçage discutée en section 6.2.4 et de la résolution spatiale du forçage de 0.25° (~ 25 km) face à la résolution de la grille 460m-5km, le forçage atmosphérique ne semble pas introduire d'erreurs particulières dans le calcul des faibles surcotes observées à Wan-Tzu-Liao.

Forçage de circulation générale

Les figures 6.11 et 6.16 montrent clairement une surestimation de la température en surface. Comme cette dernière, à l'intérieur du domaine, est fortement gouvernée par l'état initial et les courants introduits aux frontières ouvertes, nous avons étudié la température fournie par le système MERCATOR. Nous observons une forte surestimation de la température que nous retrouvons de manière plus atténuée dans notre simulation "1F". Cette surestimation de la température en surface est donc tout simplement attribuée au forçage MERCATOR. Comme le niveau s'ajuste par géostrophie à la température et à la salinité, nous pourrions observer un niveau plus élevé par exemple lors d'une basse mer où le niveau descend moins que l'observation, or ici nous constatons souvent l'inverse (figure 6.10). Cette erreur de température ne permet donc pas d'expliquer complètement les surestimations de niveau produites par le modèle. Nous retiendrons donc la discussion sur le signal de la marée astronomique pour expliquer ces erreurs.

Échelle annuelle

Dans cette section, nous nous intéressons aux périodes d'oscillations du niveau entre septembre 2011 et décembre 2012. Nous avons réalisé une analyse spectrale du niveau à Jiangjun (figure 6.21).

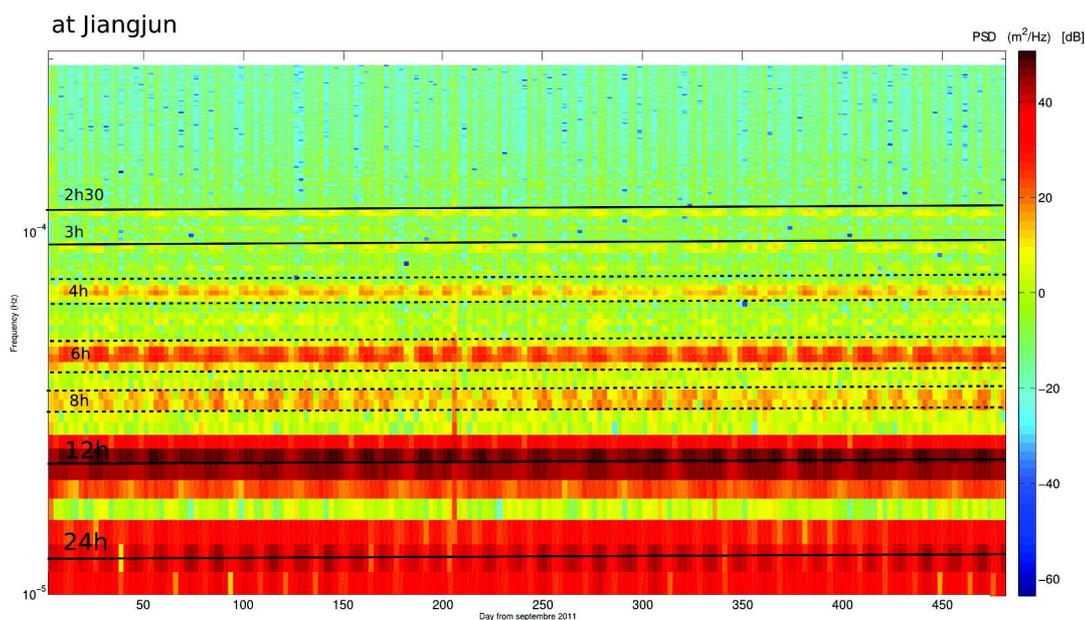


FIGURE 6.21 – Spectre de densité d'énergie du niveau modélisé à Jiangjun par la simulation "1F".

Il apparaît clairement des oscillations à 24h, 12h et 6h présentes toute l'année. Nous retrouvons aussi des oscillations à 8h, 4h, 3h et 2h30 avec de plus faibles densités d'énergie. Les oscillations à 24h et 12h sont caractéristiques de la marée astronomique. Lorsque l'on regarde les autres harmoniques de la marée obtenus lors de la décomposition (la composante M4 n'étant pas principale, elle ne figure pas dans le tableau 1.2 mais elle a bien été identifiée lors de cette étape), nous retrouvons la composante M4 avec une oscillation à 6h12 min. Comme le signal sur la figure 6.21 est presque aussi fort que les oscillations à 24h et 12h, nous l'attribuons à cette composante de la marée astronomique. Pour les autres oscillations (8h, 4h, 3h et 2h30), nous avons cherché à les identifier par l'influence des autres forçages. Celui de la ADCPulation régionale étant un forçage journalier traité avec une interpolation linéaire dans le modèle, il ne peut pas induire des oscillations à l'échelle horaire. Il en va de même pour le forçage des rivières.

Nous avons donc procédé à une analyse spectrale du forçage de la pression atmosphérique (figure 6.22A) qui avec son échantillonnage tri-horaire est susceptible d'engendrer ces types d'oscillation du niveau. Nous en avons profité pour regarder si le comportement des sorties ECMWF se retrouve dans les observations de la pression atmosphérique (figure 6.22B).

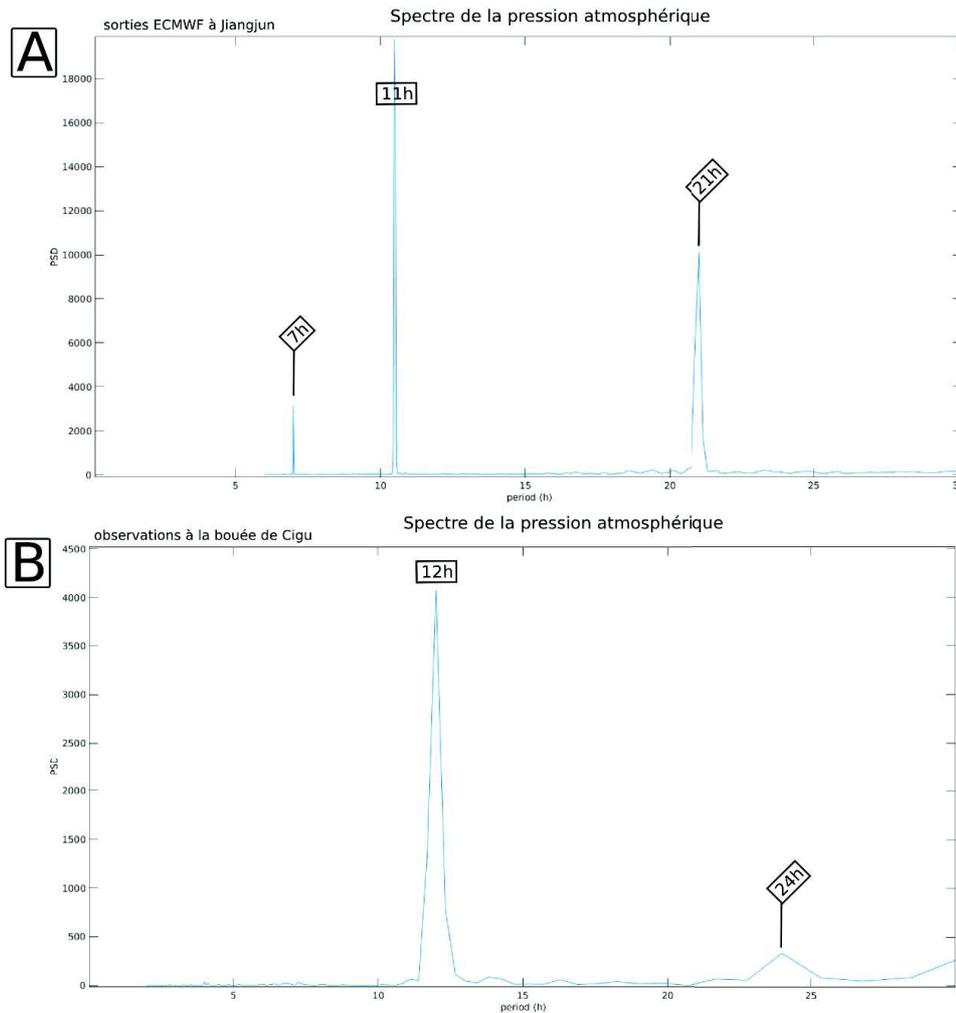


FIGURE 6.22 – Analyse spectrale de la pression atmosphérique. A) issue des données ECMWF (échantillonnage toutes les 3 heures). B) issue d’observations sur les 20 premiers jours de juin 2012 à la bouée de Cigu (échantillonnage horaire).

Nous constatons des oscillations à 11h et 21h sur les sorties ECMWF qui peuvent être reliées aux oscillations à 12h et 24h que nous remarquons sur les observations. En effet, le manque de résolution temporelle (3 heures), ne permet sûrement pas à l’analyse spectrale d’offrir la même précision qu’avec les données observées et engendre ainsi un décalage de quelques heures. Nous notons cependant une oscillation à 7h dans ECMWF qui n’apparaît pas dans la période observée. Une explication peut être qu’il s’agit d’une oscillation que le mois de juin 2012 ne permet pas d’illustrer. Aussi, nous ne pouvons pas exclure qu’il s’agisse d’un artefact numérique d’ECMWF. Quoiqu’il en soit, par cette analyse, les oscillations de la pression atmosphérique ne peuvent pas être reliées directement aux oscillations de 8h, 4h, 3h et 2h30 que nous retrouvons dans le niveau.

Nous avons ensuite procédé à la même analyse spectrale pour le forçage de l’intensité du vent (figure 6.23A) et de son observation (figure 6.23B).

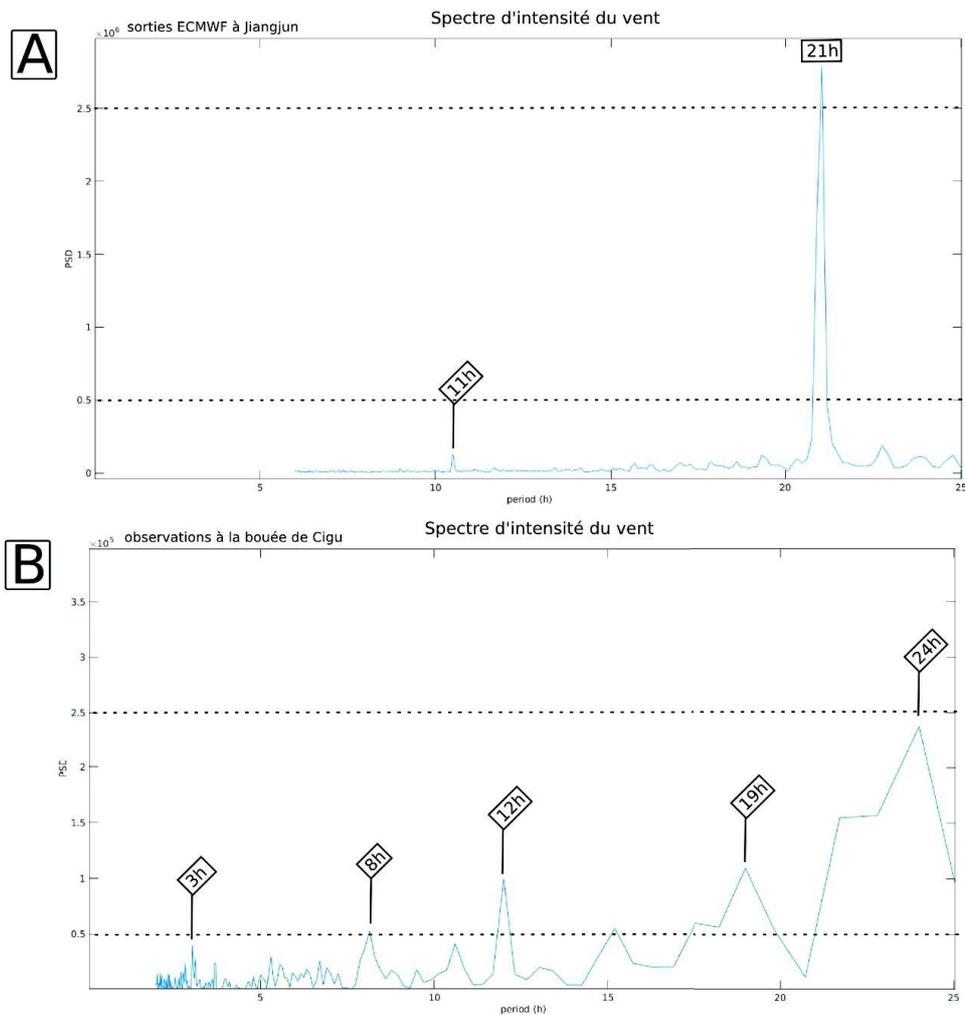


FIGURE 6.23 – Analyse spectrale de l'intensité du vent. A) issue des données ECMWF (échantillonnage toutes les 3 heures). B) issue d'observations sur les 20 premiers jours de juin 2012 à la bouée de Cigu (échantillonnage horaire).

Ici, il apparaît des différences entre les sorties ECMWF et les observations du mois de juin 2012. Pour les oscillations à 11h et 21h sur les sorties ECMWF, nous proposons la même hypothèse que pour la pression atmosphérique. Le manque de résolution temporelle (3 heures) ne permet sûrement pas à l'analyse spectrale d'offrir la même précision qu'avec les données observées et engendre ainsi un décalage de quelques heures. Concernant les oscillations à 19h, 8h et 3h visibles sur les observations, nous pouvons les relier elles aussi au manque de précision des données ECMWF qui finalement lisse le signal. Toujours dans ce sens, la période d'observation contient le passage de plusieurs typhons dont la tempête tropicale TALIM qui marque énormément le signal à Jiangjun. C'est en revanche ce que ECMWF lisse grâce à une période d'analyse plus grande couvrant une année et demie. Finalement, les données ECMWF ne permettent pas d'expliquer directement les oscillations illustrées sur la figure 6.21.

Si ces oscillations ne peuvent pas être directement reliées aux forçages, une hypothèse est la présence de seiches dans le détroit de Taïwan. Nous avons donc fouillé cette hypothèse selon l'équation 1.10.

Le tableau 6.4 propose les différents scénarios possibles en tenant compte de la profondeur moyenne du détroit de 80 m.

Hypothèse	T_n	L (km)	mode
1	8 h	201.6	1
	2 h 40	201.6	2
2	4 h	100.8.2	1
	1 h 33	100.8	2
3	3 h	75.6	1
	1 h	75.6	2

TABLE 6.4 – Scénarios de seiches dans le détroit de Taïwan.

Ces différents scénarios sont illustrés par la figure 6.24.

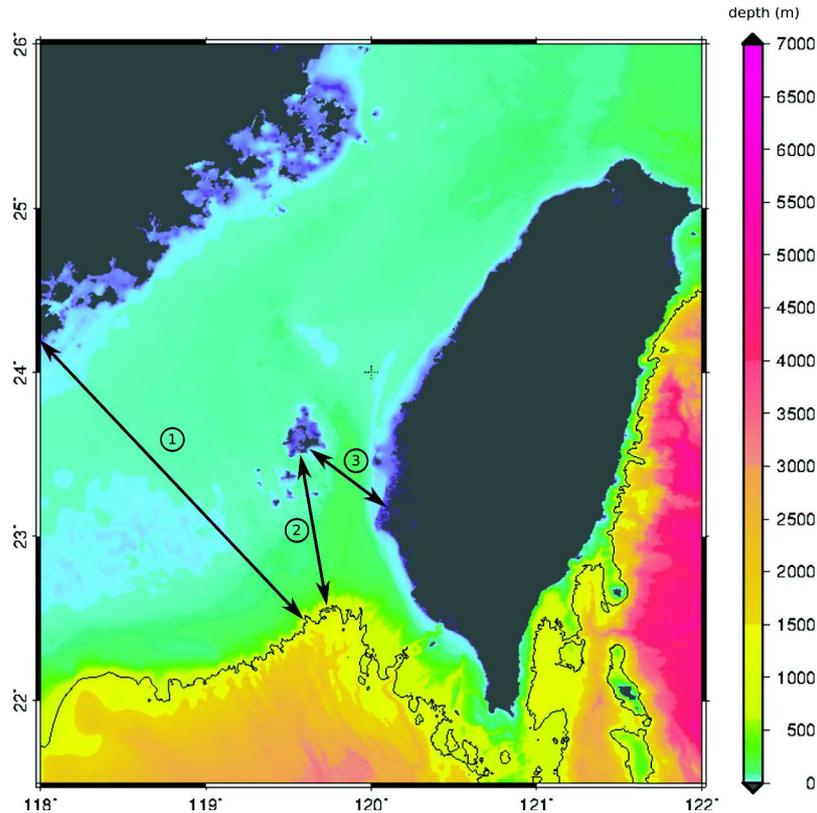


FIGURE 6.24 – Illustration des trois scénarios de seiches présentés dans le tableau 6.4.

Le scénario 1 est sûrement le plus probable en raison de la faible profondeur du détroit et de la distance parfaite de 200 km entre les côtes Chinoise et la chute brutale du plateau continental au Sud. Le deuxième mode de cette seiche est bien retrouvé avec une oscillation à 2h30 - 2h40. Elle pourrait être simplement initiée par les conditions météorologiques ou la marée affectant le plan d'eau sur toute la période. Certains auteurs ont décrit des seiches ou en tout cas des situations pouvant exprimer le développement de seiches sur des configurations de plateaux continentaux peu profonds ou des baies (Ilich, 2006; Mori et al., 2014). Pour les deux autres scénarios, même si les distances sont respectées, il est beaucoup plus difficile d'imaginer les frontières qui permettraient une oscillation du plan d'eau. Pour approfondir ces aspects, nous préconisons d'effectuer la même analyse spectrale sur le niveau observé afin d'exclure toute introduction d'artefact numérique par le modèle.

Échelle saisonnière

La figure 6.25 illustre le changement du niveau d'eau moyenné par mois (courbe violette) et le changement de la température de l'eau en surface moyenné par mois (courbe orange) à

Jiangjun. Pendant l'hiver 2011, nous observons que le niveau chute progressivement jusqu'au mois de mai 2012, où il se produit une augmentation brutale du niveau de 0.25 m. Au cours de l'été, le niveau fluctue avec majoritairement une diminution jusqu'au mois d'octobre 2012 auquel le niveau atteint un nouveau pic. Puis, comme pour l'hiver 2011, le niveau diminue plus ou moins brutalement.

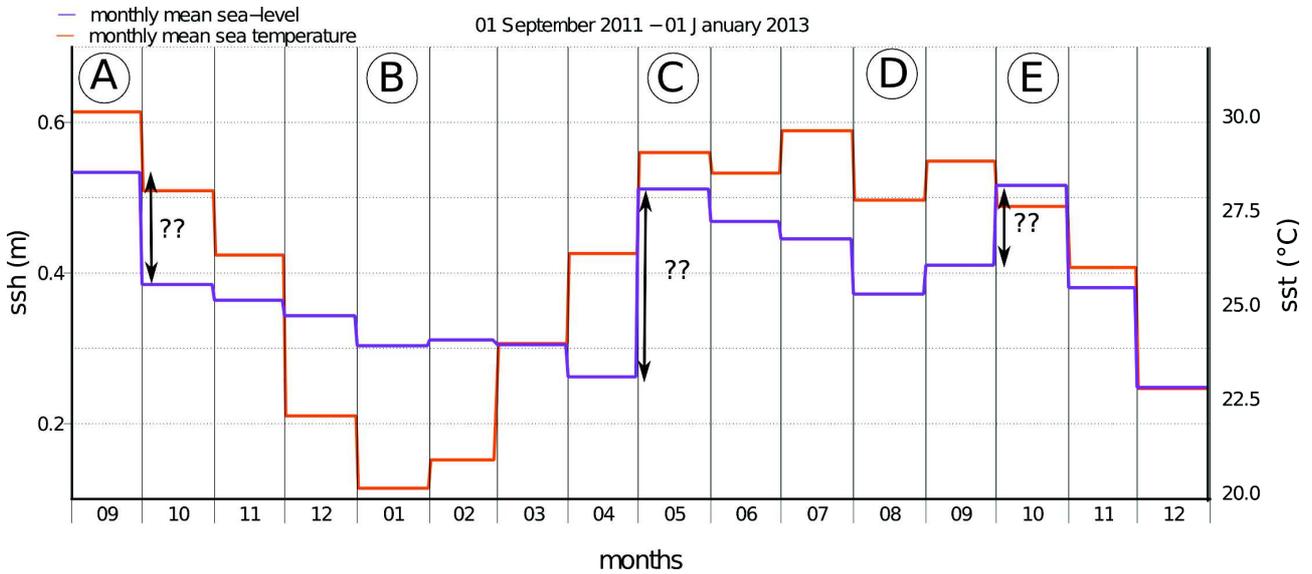


FIGURE 6.25 – Changement du niveau d'eau moyen par mois (courbe violette) et le changement de la température de l'eau en surface moyenné par mois (courbe orange) à Jiangjun (simulation "1F"). A) fait référence à la figure 6.8. B) fait référence à la figure 6.12. C) fait référence à la figure 6.14. D) fait référence à la figure 6.18. E) fait référence à la figure 6.28.

La comparaison entre l'évolution du niveau et celui de la température permet de relier l'effet thermostérique au changement saisonnier du niveau mais il ne permet pas pour autant d'expliquer toutes ces variations (voir figure 6.25). Comme les effets halostériques sont secondaires face aux effets thermostériques, nous allons privilégier l'étude du contexte régional pour expliquer les fortes variations de septembre/octobre 2011, avril/mai 2012 et septembre/octobre 2012.

Événement A

En septembre 2011, la figure 6.8 ne montre aucun événement de vents particulier (repère C) avec des températures de l'eau encore chaudes au sud-ouest de Taïwan (repère D) et la présence du Kuroshio à l'Est avec un tracé assez bien identifiable (repère B). L'intensification des courants dans le détroit (repère B) et sa faible élévation du niveau (repère A) sont principalement dues à cet instantané en marée montante (figure 6.26). Jan et al. (2002) expliquent que pendant l'été, il arrive qu'une branche du Kuroshio s'introduise dans le détroit, affectant les côtes taïwanaises. Même s'il est difficile de l'observer sur cet instantané, nous ne pouvons pas en exclure l'occurrence.

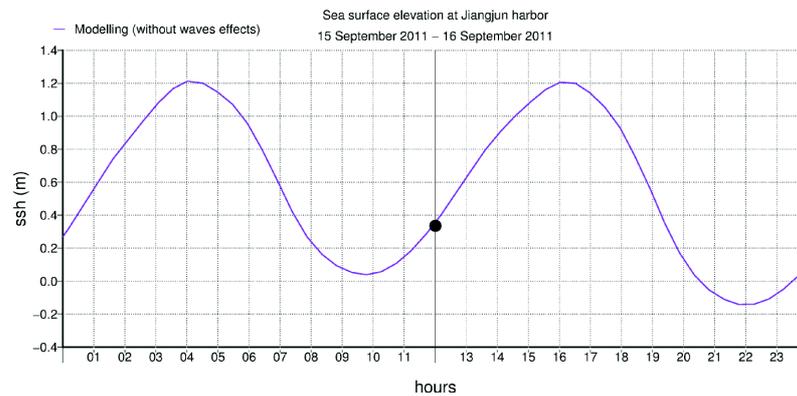


FIGURE 6.26 – Niveau d'eau modélisé à Jiangjun pour la journée du 15 septembre 2011. Le point noir illustre le moment de l'instantané de la figure 6.8.

Nous attribuons donc ce niveau de 0.6 m aux températures élevées de l'eau et au fait qu'il n'y ait pas eu de typhons pendant la majeure partie du mois de septembre. Ainsi, la circulation n'a pas été perturbée et le Kuroshio et sa branche ont pu contribuer au niveau observé à Jiangjun.

Événement B

En janvier 2012, la figure 6.12 montre un tout autre contexte. Le climat de mousson s'est mis en place avec son vent du Nord/Nord-Est et son intensification dans le détroit (repère C) (Jan et al., 2002). Les températures se sont bien refroidies se rapprochant des 20°C mais nous continuons à percevoir le Kuroshio et ses températures toujours élevées (repère D). L'intensité du Kuroshio est fortement affaibli par les vents de mousson qui le dévient vers l'Ouest au sud de Taïwan. Dans le détroit, la circulation s'est inversée à cause de cet instantané en marée descendante (repère A et figure 6.27) mais aussi à cause du contexte de mousson. Wang et al. (1992) ou encore Jan et al. (2002) expliquent la mise en place d'une dérive littorale côté chinois qui dérive vers le Sud pendant la mousson. Nous la percevons en couleur bleu pastel sur le repère B.

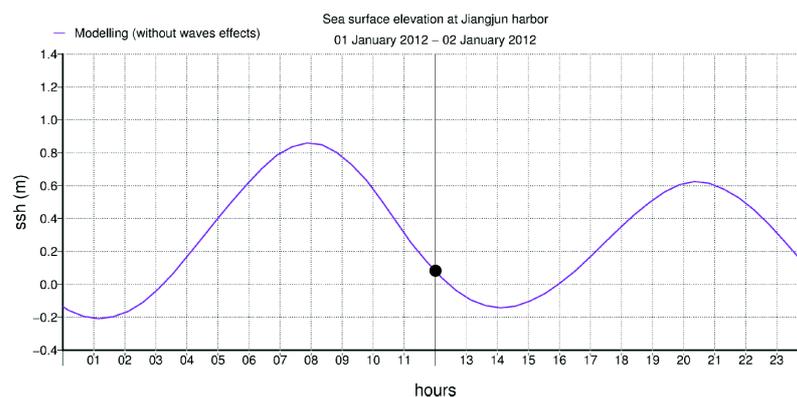


FIGURE 6.27 – Niveau d'eau modélisé à Jiangjun pour la journée du 1er janvier 2012. Le point noir illustre le moment de l'instantané de la figure 6.12

Ainsi la forte variation du niveau entre septembre et la saison de mousson est attribuée à la chute des températures et à la mise en place du vent Nord/Nord-Est et de la circulation associée.

Événement C

En mai 2012, la figure 6.14 illustre le contexte pour lequel le Kuroshio est le mieux exprimé. Le

repère C montre une inversion et une désintensification du champ de vent. Ainsi, sans vent et avec des températures à la hausse (repère D), le Kuroshio longe beaucoup plus le sud-ouest de Taïwan, et parfois même jusqu'à s'introduire complètement dans le détroit (Jan et al., 2002). Cet apport d'eau chaude explique la forte hausse du niveau en mai 2012 illustrée dans la figure 6.25.

Événement D et E

En période de typhon, le Kuroshio est perturbé par les passages successifs des typhons qui vont souvent inverser la circulation dans le détroit et réduire l'intrusion du Kuroshio (ou homogénéiser la circulation selon les cas)(figure 6.18). Dès lors que les typhons s'estompent, la circulation reprend son régime habituel, en même temps que le niveau (figure 6.28). Nous nous retrouvons dans une situation proche de celle de septembre 2011.

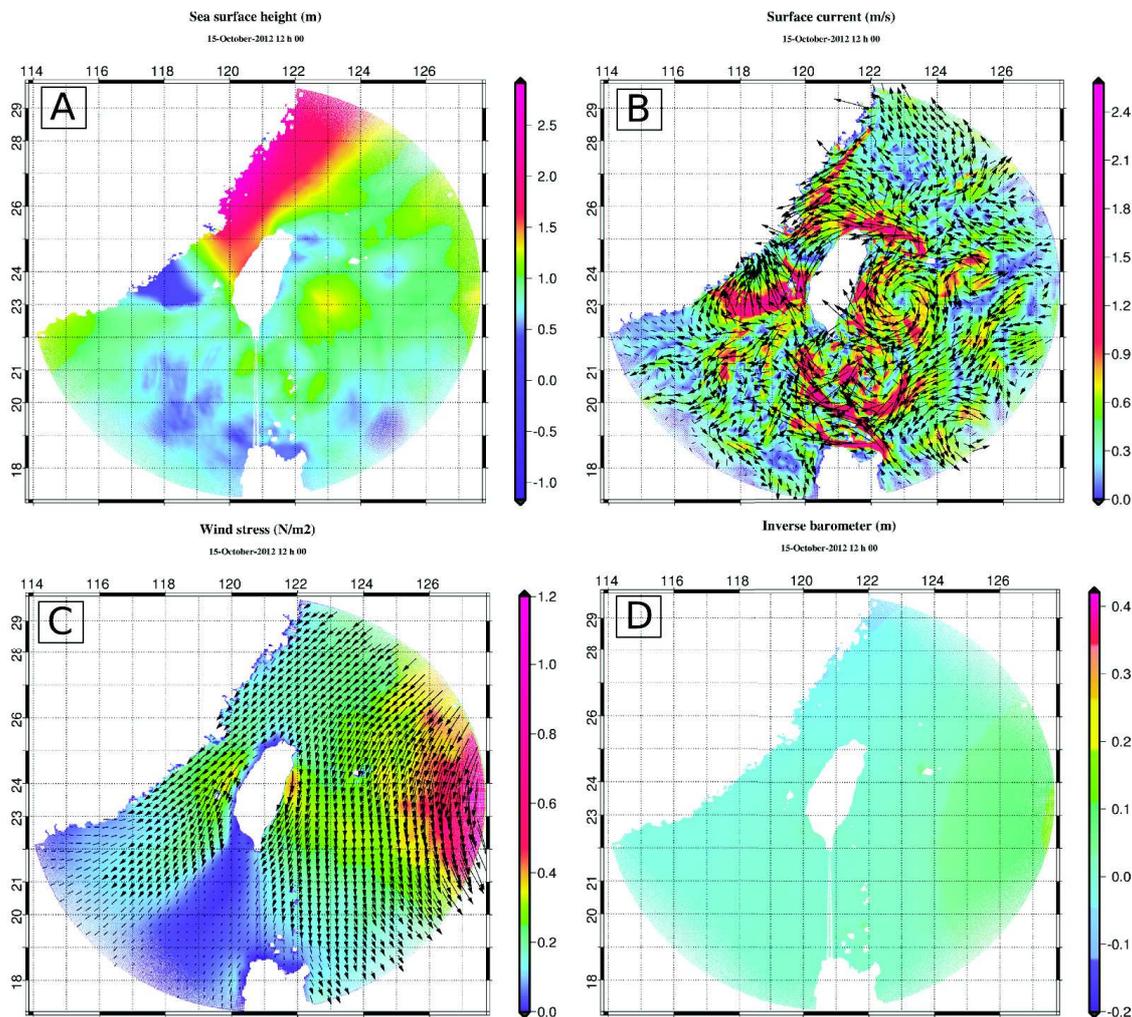


FIGURE 6.28 – Cartes instantanées de la région de Taïwan au 15 octobre 2012 à 12h. Sur certaines cartes, la fermeture périodique de la grille polaire (située entre Taïwan et les Philippines) contient des artefacts graphiques (bandes blanches) qui n'impactent en rien les résultats de la simulation. A) Élévation de la surface B) Courant de surface C) Stress du vent à la surface D) Effet du baromètre inverse calculé par le modèle.

Nous allons maintenant nous intéresser à l'événement de la tempête tropicale TALIM.

TALIM

Pendant TALIM, l'analyse des mesures ADCP (Meulé, 2014) montre que le courant montant est plus fort et de plus longue durée alors que le courant descendant est lui, réduit en temps. Cet effet est assez bien visible sur le niveau de la figure 6.15. Au passage de TALIM sur la zone, le courant circule vers le Nord-Est. Meulé (2014) écrit : *"Il semble que l'effet de Talim est plus long que la durée du typhon (une seule marée montante). L'impact de Talim est observable sur la magnitude pendant trois cycles de marée qui représente 36 h"*. En effet, la simulation numérique montre bien une perturbation plus longue que le passage du typhon. Cependant, nous constatons la difficulté du modèle à reproduire correctement cette perturbation surtout au niveau de l'ADCP. Le niveau est constamment surestimé sur les cycles suivant le typhon. Nous noterons finalement une surcote bien représentée de 0.24 m que rapportent également Sous et al. (2013).

Extrême ?

Le tableau 6.1 et les résultats de cette simulation "1f" montre que malgré un contexte extrême avec des vents violents (figure 6.4), des fortes dépressions atmosphériques (figure 6.1) et des pluies torrentielles (figure 6.6), les surcotes générées sont de l'ordre de 0.3 m. Elles sont finalement peu visibles devant le signal de la marée astronomique. La figure 6.29 montre que ce comportement est vrai pour toute la côte ouest de Taïwan pendant TALIM.

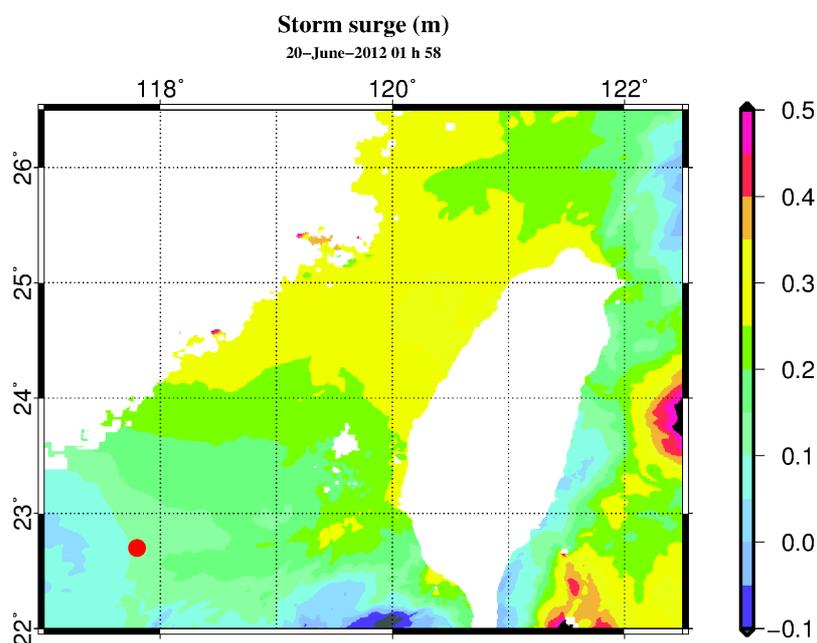


FIGURE 6.29 – Carte de surcote dans le détroit de Taïwan à l'apex de la tempête tropicale TALIM à Wan-Tzu-Liao.

Pourquoi dans la littérature (e.g Church and Clark, 2013; Kim et al., 2010; Mori et al., 2014; Donnelly et al., 2006), beaucoup d'études évoquent des niveaux d'eau extrêmes (de 1 à 6 m) avec ces mêmes conditions météorologiques ? La zone de Wan-Tzu-Liao présente-t-elle une particularité ? La réponse est oui, la zone de Wan-Tzu-Liao présente une forte dissipation de l'énergie que nous allons mettre en évidence en étudiant le forçage des vagues.

Pour conclure cette section, nous retiendrons la capacité de notre simulation "1f" à reproduire les observations du niveau sans contenir le forçage des vagues (section 6.3.1). Pourquoi le niveau est-il déjà reproduit avec une erreur de 0.13 m sans le forçage des vagues? N'ont-elles pas plus d'influence sur le niveau dans cette zone? La zone de Wan-Tzu-Liao présente une forte dissipation de l'énergie mis en évidence avec la simulation des vagues faite dans la section suivante. La saison des typhons n'a pas révélé d'intérêts particuliers dans l'étude du niveau à Wan-Tzu-Liao puisque les surcotes, peu visibles devant le signal de la marée astronomique, sont de l'ordre de 0.3 m. Ces faibles surcotes se retrouvent sur la face ouest de Taïwan (Huang et al., 2007; Sous et al., 2013). La simulation montre que le contexte régional (Kuroshio, température et vents) représente une forte contribution dans les variations du niveau d'eau à Jiangjun à l'échelle saisonnière. Une étude spectrale des oscillations du niveau soulève l'hypothèse de la présence d'une seiche dans le détroit de Taïwan avec une oscillation de son mode principal à 8h et de son mode secondaire à 2h40.

6.4 Modélisation des vagues

6.4.1 Implémentation

Le modèle de vagues a été implémenté sur deux grilles, une première couvrant l'océan Pacifique puis une deuxième régionale qui est la même que le modèle de circulation.

Grille Pacifique

La grille Pacifique est une grille rectilinéaire issue de la bathymétrie GEBCO de 0.5° de résolution (figure 6.30).

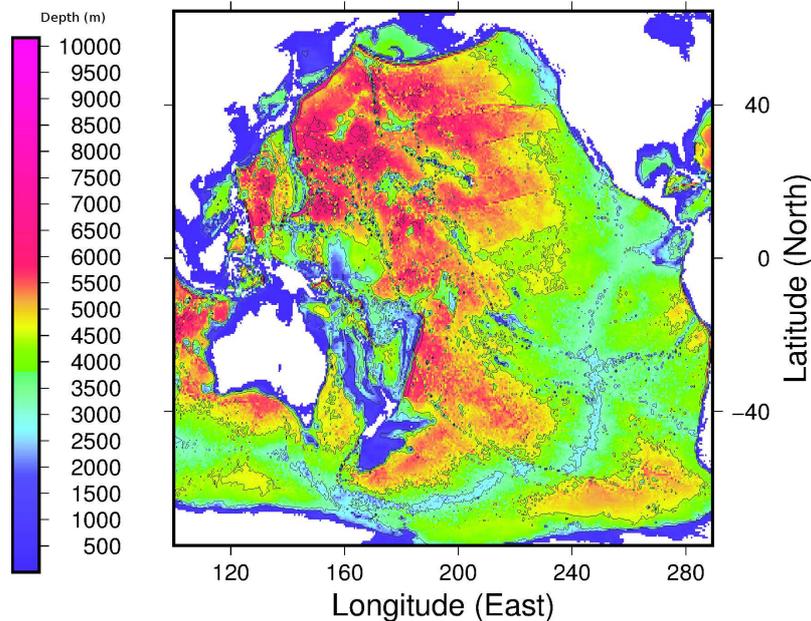


FIGURE 6.30 – Bathymétrie de la grille Pacifique de 0.5° de résolution. Source : GEBCO.

Le champ de vent utilisé est celui de ECMWF présenté en section 6.2.4. Le pas de temps global est fixé à 1h et la gamme de fréquence calculée s'étend de 1.1 seconde à 20 secondes en 30 fréquences et dans 24 directions. Comme énoncé dans la présentation des modèles de vagues, il est possible d'utiliser plusieurs formulations des termes sources ou des formulations physiques. Dans WW3, nous avons utilisé le "switch" ST4 développé par Ardhuin et al. (2003). Plusieurs

paramétrisations des variables SIN4 BETAMAX et SIN4 ZWND ont été testées pour la grille Pacifique. La variable BETAMAX définit un coefficient de transfert d'énergie entre le vent et les vagues, plus il est grand, plus l'énergie se transfère facilement. La variable ZWND définit la hauteur du forçage d'entrée du vent. Il est courant pour pallier la sous-estimation du vent de configurer une hauteur du vent plus petite que celle réellement donnée par le forçage (6 mètres au lieu de 10 mètres).

Grille régionale

La grille régionale est la même grille curvilinéaire utilisée pour le modèle SYMPHONIE. Nous avons utilisé les mêmes "switch" que pour la grille Pacifique et nous avons conservé les valeurs par défaut de BETAMAX (1.6) et de ZWND (10 m). Le pas de temps pour cette grille est un petit pas de temps global de 20 secondes.

6.4.2 Résultats obtenus

Nous avons testé plusieurs configurations des variables BETAMAX et ZWND sur la grille Pacifique. La figure 6.31 illustre les différentes configurations testées sur une comparaison de la hauteur significative des vagues à la bouée de Cigu.

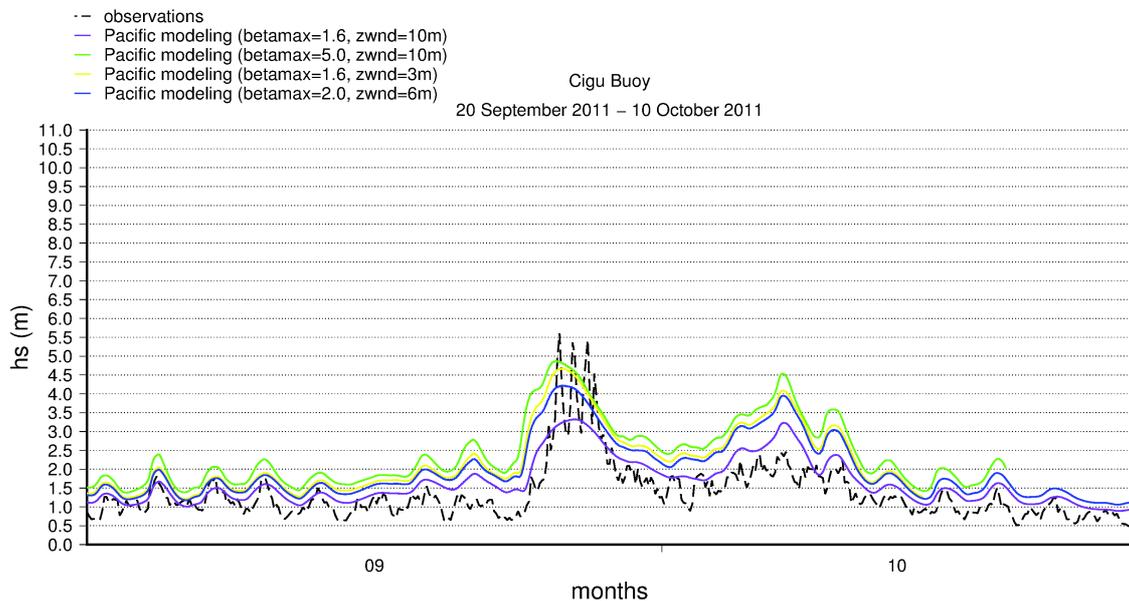


FIGURE 6.31 – Analyse paramétrique des variables BETAMAX et ZWND sur la hauteur significative des vagues pendant le typhon NESAT. Comparaison avec les observations de la bouée de Cigu.

Finalement, nous avons opté pour les paramètres BETAMAX à 2.0 et ZWND à 6 m puisqu'ils présentent le meilleur compromis. Les sorties de cette simulation Pacifique sont appliquées aux conditions aux limites de notre grille régionale. Pour la simulation régionale, nous avons conservé les valeurs par défaut de BETAMAX (1.6) et de ZWND (10 m). Les résultats de ces deux simulations sont comparés aux quatre bouées dont nous disposons.

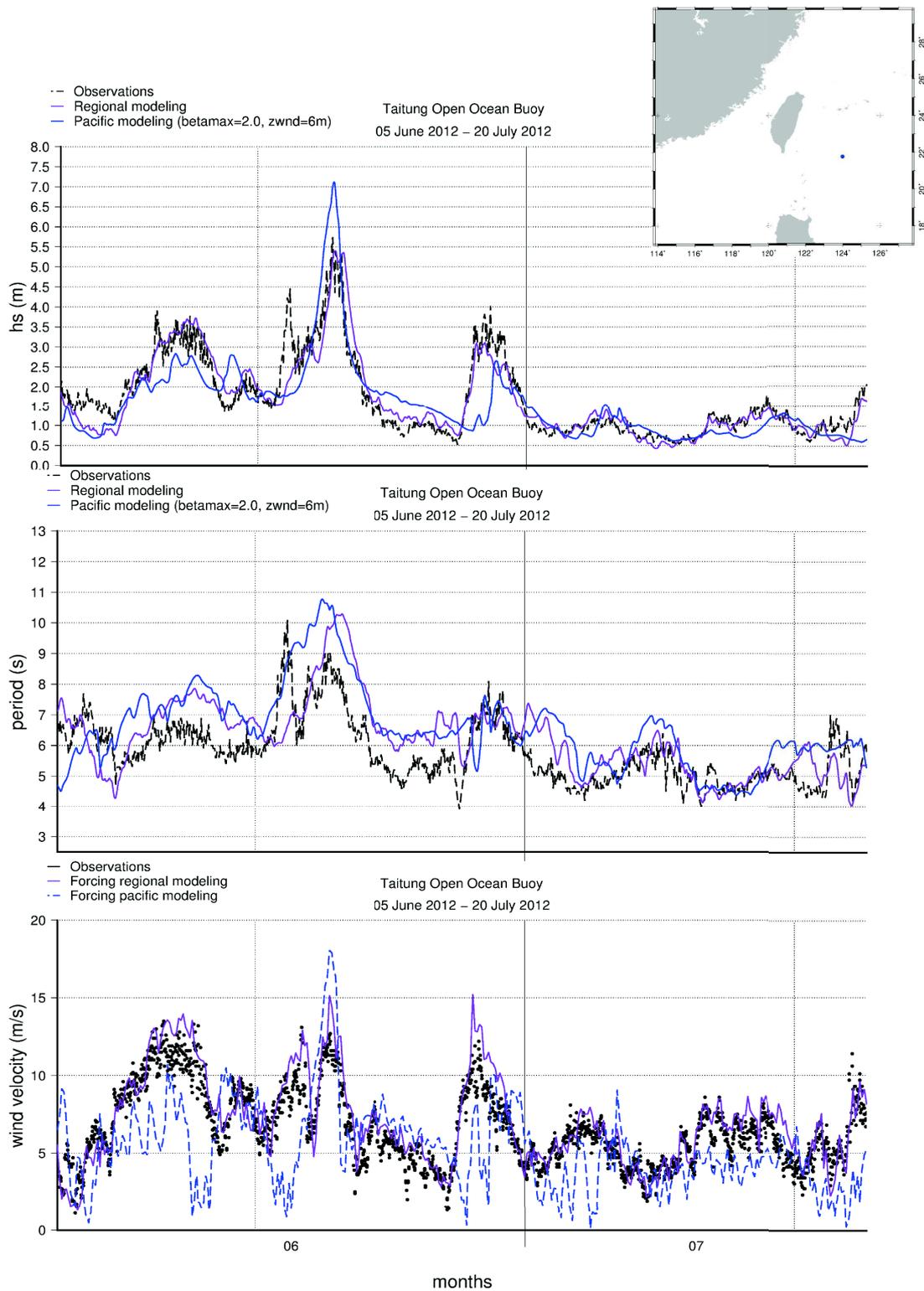


FIGURE 6.32 – Comparaison des vagues simulées sur la grille Pacifique et sur la grille régionale avec les observations du 5 juin au 20 juillet 2012 à la bouée de Taitung Open Ocean. Comparaison des observations de l'intensité du vent à la bouée de Taitung Open Ocean avec le forçage de vent utilisé par le modèle à ce même endroit.

Nous observons une bonne adéquation entre les mesures et les simulations. Nous remarquerons l'amélioration de la qualité du résultat sur l'échelle régionale.

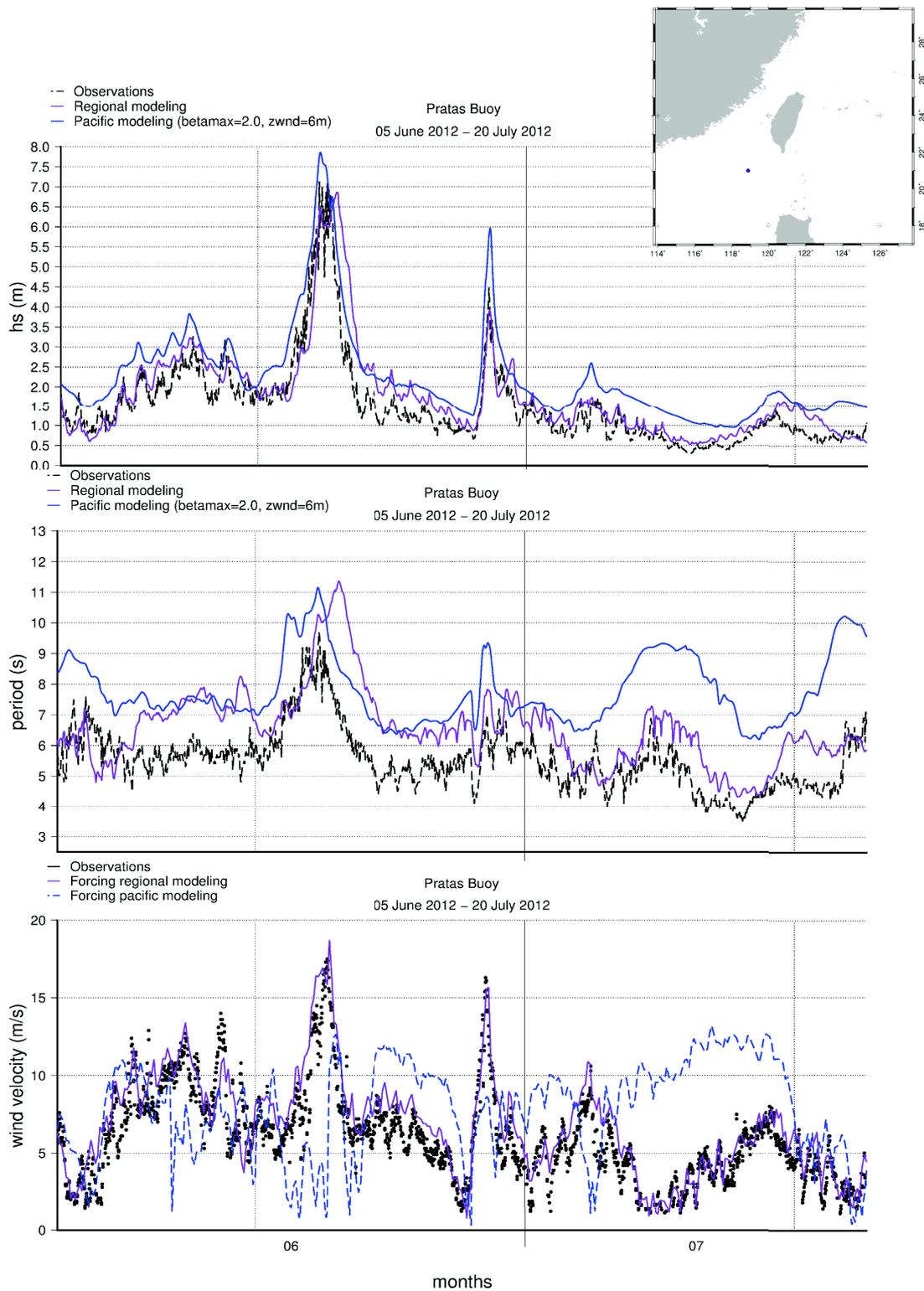


FIGURE 6.33 – Comparaison des vagues simulées sur la grille Pacifique et sur la grille régionale avec les observations du 5 juin au 20 juillet 2012 à la bouée de Pratas. Comparaison des observations de l'intensité du vent à la bouée de Pratas avec le forçage de vent utilisé par le modèle à ce même endroit.

À la bouée de Pratas la forte houle générée par la tempête tropicale TALIM est très bien représentée en hauteur de vagues et un peu moins bien en période.

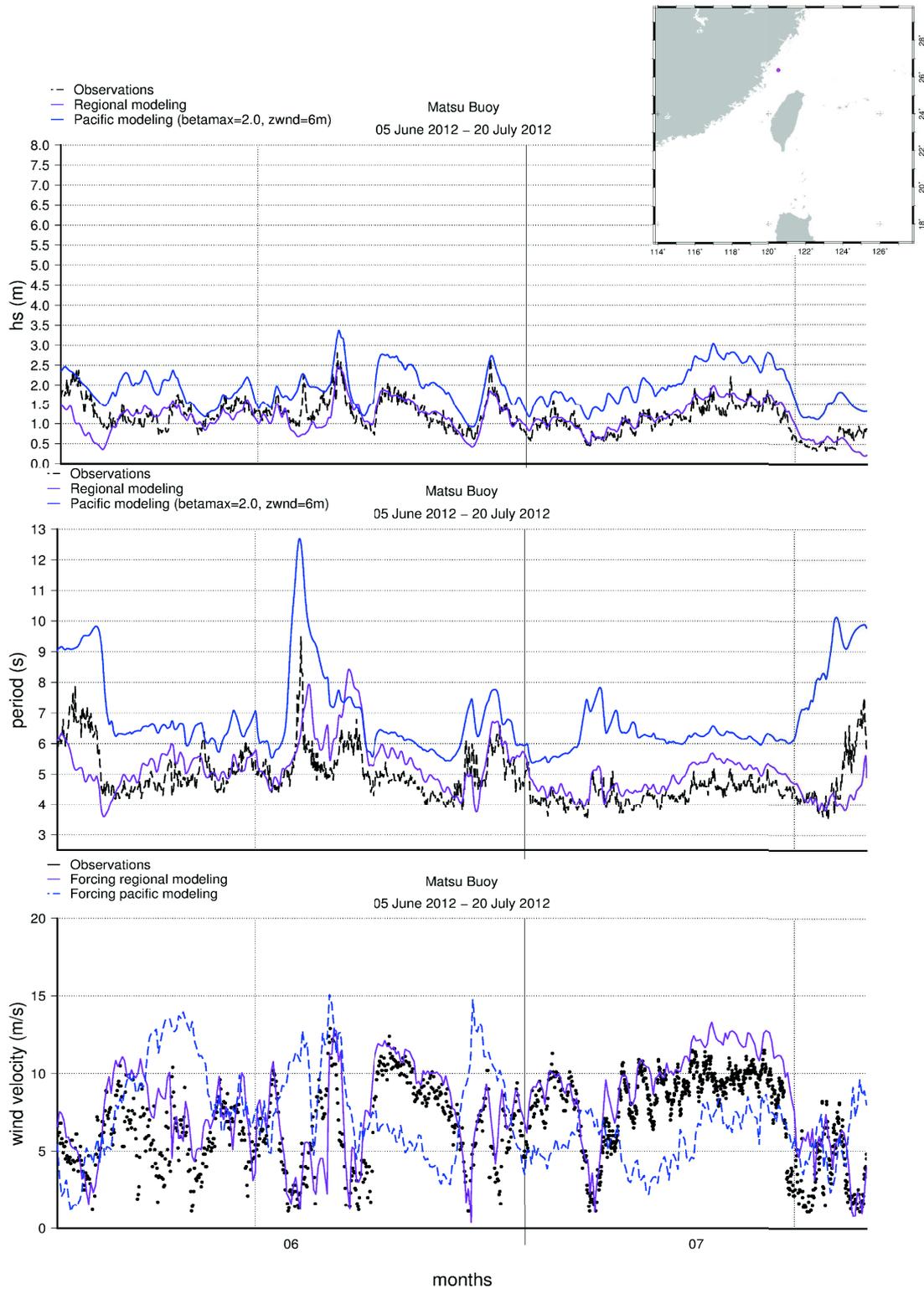


FIGURE 6.34 – Comparaison des vagues simulées sur la grille Pacifique et sur la grille régionale avec les observations du 5 juin au 20 juillet 2012 à la bouée de Matsu. Comparaison des observations de l'intensité du vent à la bouée de Matsu avec le forçage de vent utilisé par le modèle à ce même endroit.

À Matsu, les houles faibles et moyennes sont bien représentées.

TALIM

Les mesures à Cigu et à l'ADCP 7m montrent une très forte dissipation des vagues entre ces deux points (figure 6.35).

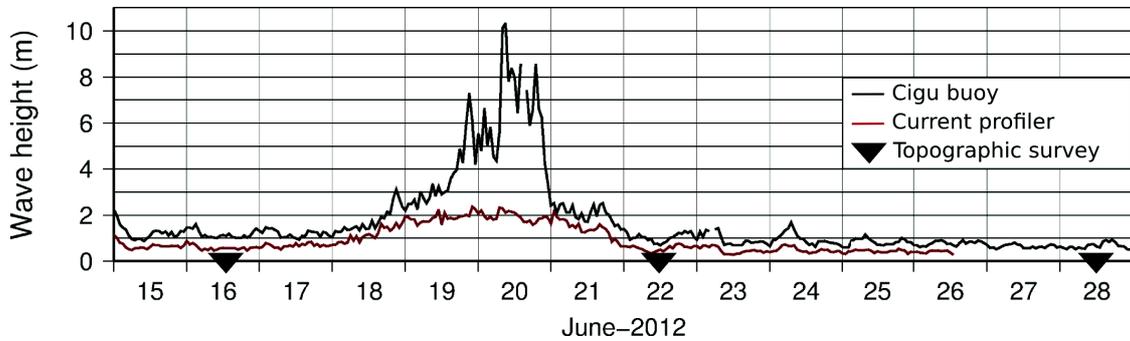


FIGURE 6.35 – Hauteur significative des vagues observée à la bouée de Cigu et à l'ADCP 7m pendant TALIM. Source : Campmas et al. (2014)

La modélisation régionale des vagues rend compte de cet effet au niveau de la frontière sud du plateau continental (figure 6.36).

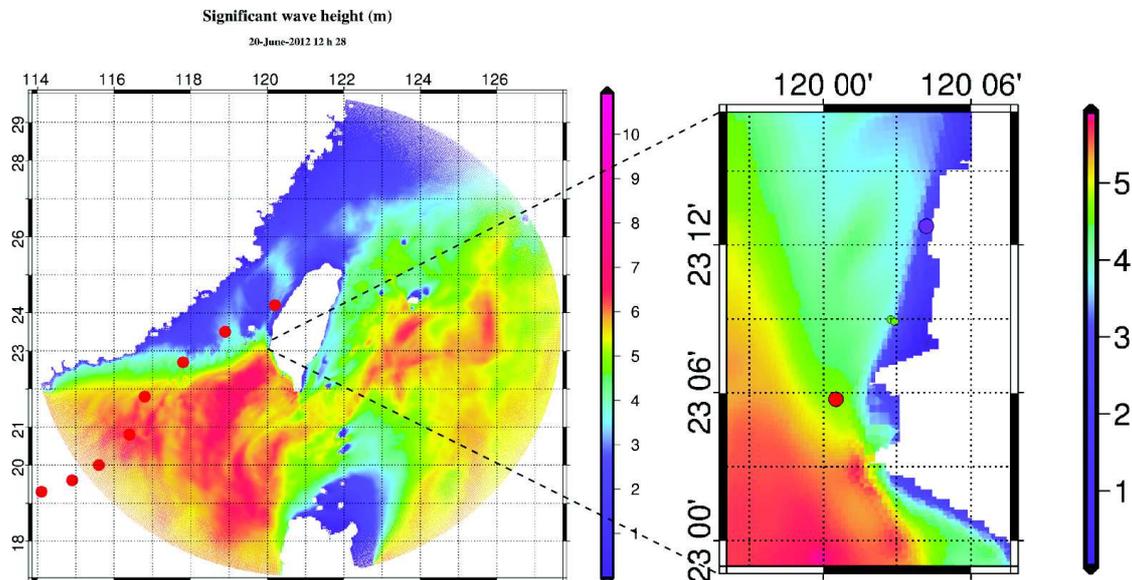


FIGURE 6.36 – Champ de vagues modélisé par la simulation régionale pendant l'apex de la tempête tropicale TALIM. Sur la figure de gauche, les points rouges définissent la trajectoire TALIM. Sur la figure de droite, les points représentent la position des instruments.

Nous noterons que les fortes houles à Cigu sont sous-estimées en hauteur de vagues malgré une bonne représentation des périodes et du vent local (figure 6.37).

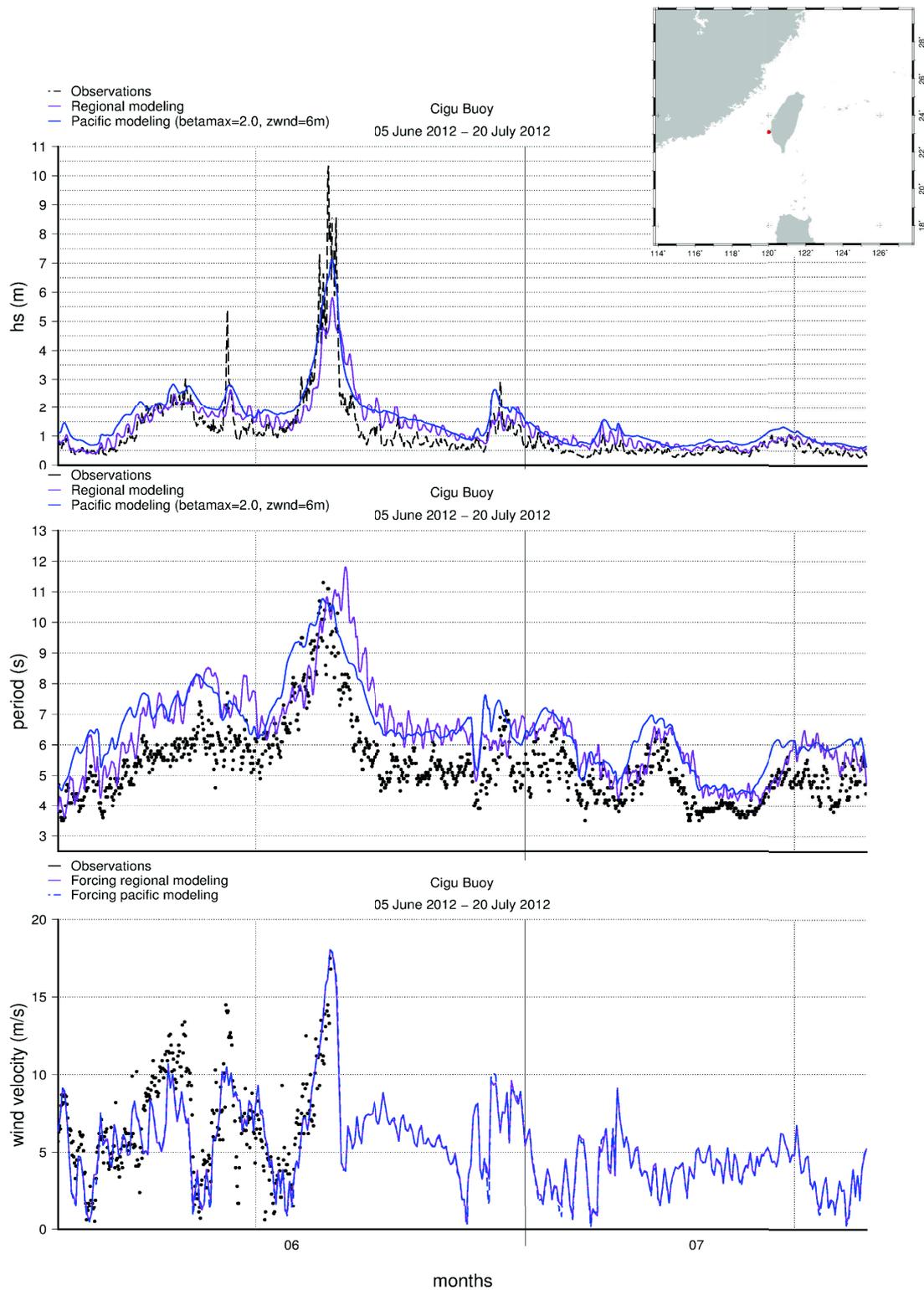


FIGURE 6.37 – Comparaison des vagues simulées sur la grille Pacifique et sur la grille régionale avec les observations du 5 juin au 20 juillet 2012 à la bouée de Cigu. Comparaison des observations de l'intensité du vent à la bouée de Cigu avec le forçage de vent utilisé par le modèle à ce même endroit.

À l'ADCP 7m, les vagues sont bien représentées (figure 6.38).

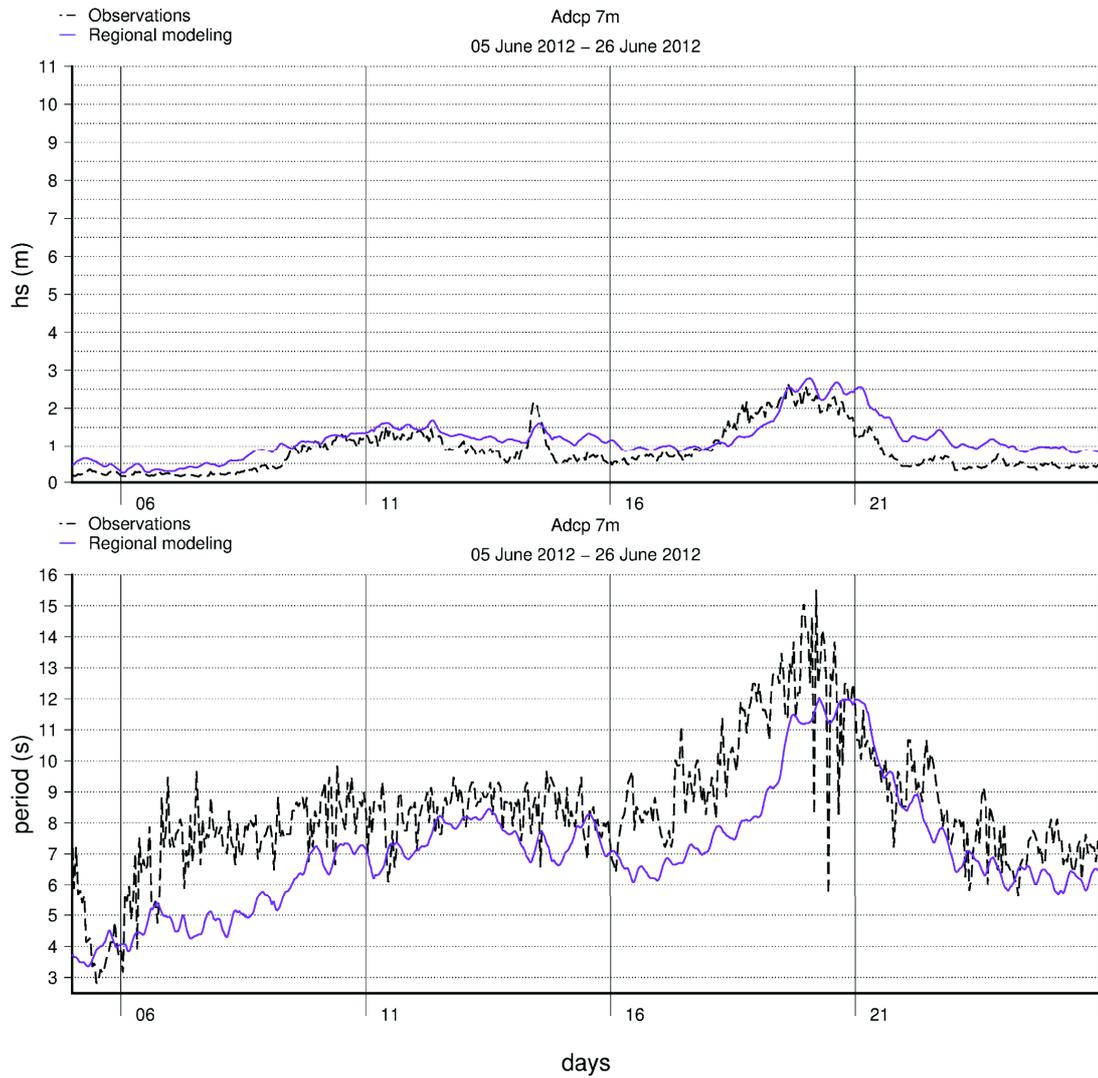


FIGURE 6.38 – Comparaison des vagues simulées sur la grille régionale avec les observations de l’ADCP 7m pendant la tempête tropicale TALIM.

Vision globale

Le tableau 6.5 présente les paramètres statistiques aux quatre bouées de la hauteur significative des vagues sur la grille régionale pour les mois de juin et juillet 2012.

Paramètre statistique	Taitung Open Ocean	Pratas	Cigu	Matsu
COR	0.9011591	0.9067385	0.8596874	0.7715121
BIAS	-0.08276466	0.2326102	0.1918781	-0.03702502
RMSE	0.437744	0.5600107	0.6015703	0.3103363
SI	0.2172067	0.2774685	0.3798795	0.2313291

TABLE 6.5 – Évaluation de la qualité de la simulation des vagues (hs) sur la grille régionale.

6.4.3 Discussion

Une première remarque est que le vent appliqué sur la grille régionale représente mieux la réalité que celui appliqué sur la grille Pacifique tout simplement à cause de la résolution. En effet, la résolution de la grille Pacifique est de 0.5° et celle du forçage atmosphérique est de 0.25° . L’interpolation du champ de vent sur la grille de calcul réduit de moitié le nombre de

points représentant le signal spatialement. Ainsi les houles générées en champ distant (sur la grille Pacifique) sont de qualité moindre même avec l'adaptation des variables BETAMAX et ZWND. Dès lors, nous en concluons que la résolution de 0.5° contrainte par la bathymétrie GEBCO engendre une partie des erreurs que nous observons à l'échelle du Pacifique et par répercussion à l'échelle régionale. Pour le reste des erreurs, nous les attribuons aux manques de paramétrage du modèle (comme a pu le faire Patoit (2015)) et à notre forçage atmosphérique qui propose une résolution spatiale peut-être trop faible pour représenter suffisamment bien les vents générés spatialement par les typhons.

Au cours de TALIM, nous observons une très forte dissipation des vagues (figure 6.35) qui est très bien reproduite par WAVEWATCH III. La dissipation de l'énergie des vagues s'explique selon deux mécanismes (Bouchette, 2001) : la dissipation par déferlement et la dissipation sur le fond. Ces deux mécanismes sont illustrés avec la figure 6.39. Le régime A montre une dissipation sur le fond avec un profil bathymétrique à faible pente (h). U représente la dérive de Stokes générée par les vagues. Des études comme Bouchette (2001) ou Ardhuin et al. (2003) ont mis en évidence cette dissipation qui fut pendant longtemps difficile à observer in situ. Le régime B montre une dissipation par déferlement sur un profil bathymétrique provoquant le déferlement. Weber et al. (2009) ont trouvé une formulation rigoureuse de la dissipation tenant compte de ces deux mécanismes.

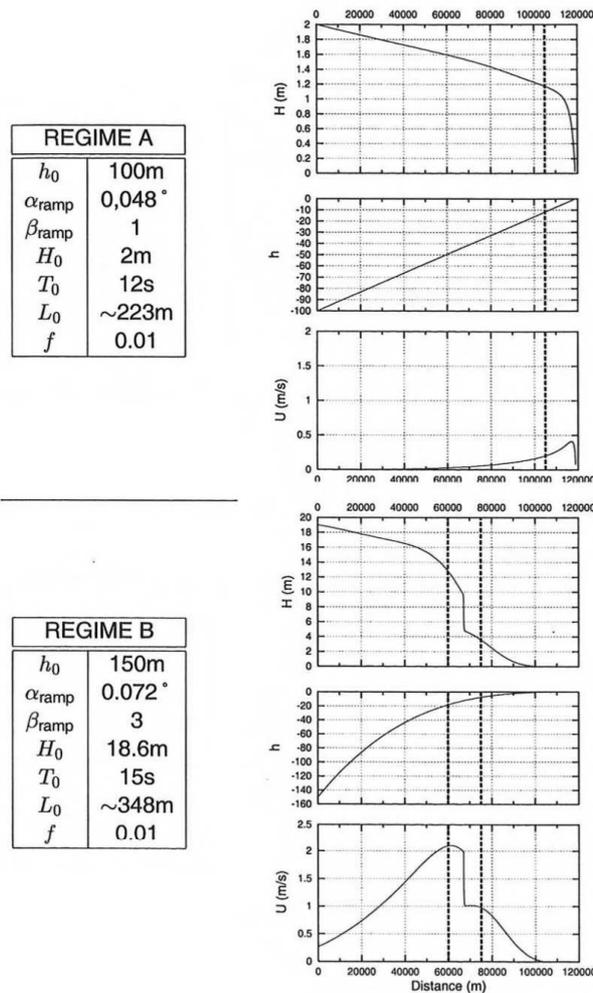


FIGURE 6.39 – Simulations numériques de la dissipation des vagues selon deux régimes (modèle REFDIF/1). A) dissipation sur le fond. B) dissipation par déferlement. Source : Bouchette (2001)

La discrimination de cette dissipation (par déferlement ou par friction sur le fond) peut s'effectuer avec une étude de la courantologie in situ puisque les vagues génèrent une signature de courant différente (voir U sur la figure 6.39) ou typiquement en utilisant le formalisme de Weber et al. (2009) ou un couplage numérique vague/courant. L'analyse de cette dissipation est une étude en soi qui ne sera pas abordée ici. Elle fait partie des perspectives.

Nous retiendrons que la simulation des vagues à l'échelle régionale offre une bonne représentation de ces dernières (section 6.4.2). Les vagues de la tempête tropicale TALIM sont correctement reproduites jusqu'à 7 mètres de profondeur malgré les 600 mètres de résolution de sa grille de calcul à la côte. Nous mettons en évidence, avec les observations et la simulation, une très forte dissipation des vagues entre la bouée de Cigu et l'ADCP 7m et plus généralement au niveau de la frontière sud du plateau continental.

6.5 Modélisation de la circulation avec les vagues

Cette simulation résulte donc du couplage de la simulation "1f" et de la simulation des vagues telle que nous l'avons présentée avec la figure 6.7. Nous appellerons cette simulation, la simulation totale du niveau ("2f").

6.5.1 Résultats obtenus

De par l'attention donnée à la simulation "1f" et à la simulation des vagues et sachant les contraintes de temps imposées par la thèse, nous avons réduit la période simulée à l'événement de TALIM en juin 2012 (pour rappel de sa trajectoire, voir la figure 6.15). Les résultats obtenus ont été comparés au port de Jiangjun (figure 6.40A) et à l'ADCP 7m (figure 6.40B).

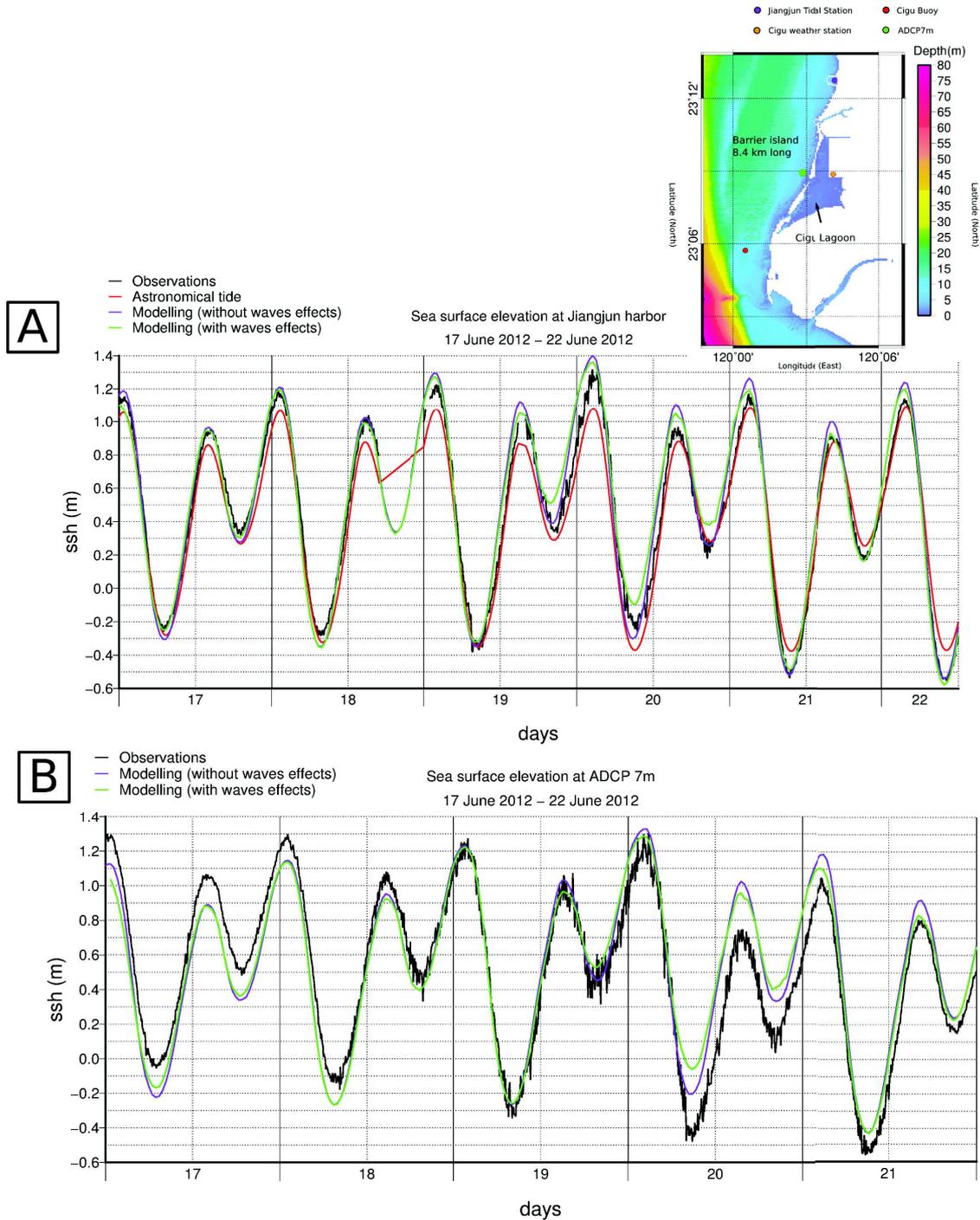


FIGURE 6.40 – A) Comparaison du niveau observé à Jiangjun avec celui modélisé par la simulation couplée pendant TALIM. B) Comparaison du niveau observé à l’ADCP 7m avec celui modélisé par la simulation couplée pendant TALIM.

Ces résultats montrent que cette simulation reproduit très convenablement les observations et que la contribution des vagues apporte peu sur le résultat final.

6.5.2 Difficultés rencontrées

Lors du couplage du modèle d’océan et du modèle de vagues, nous nous sommes rendu compte que certains termes issus de WW3 comme notamment la dérive de Stokes en surface \vec{U}_s , τ_{aw} , τ_{wo} étaient bruités voir même hors gamme de valeur (figure 6.41).

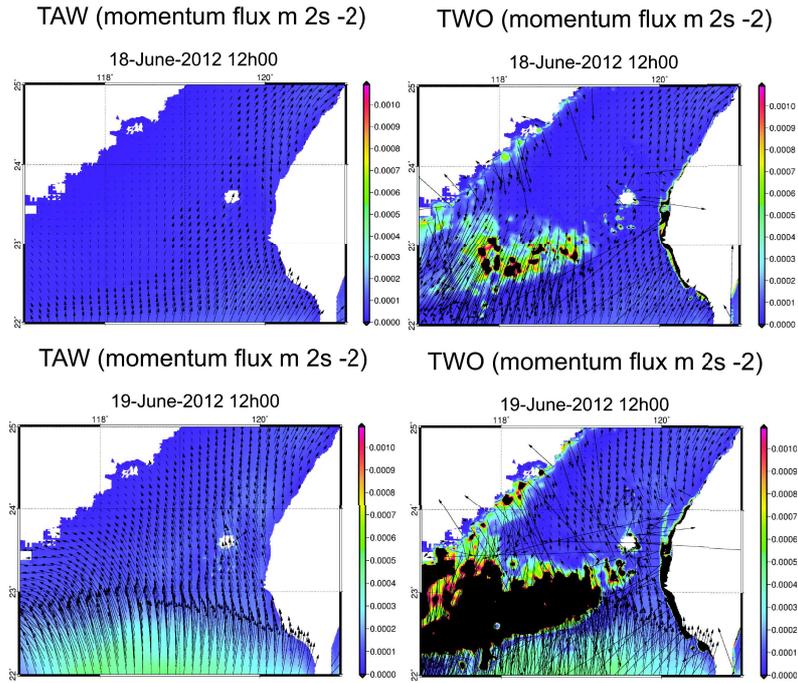


FIGURE 6.41 – Terme τ_{aw} et τ_{wo} dans le détroit de Taïwan le 18 juin et le 19 juin à 12h00.

Il est apparu que dans WW3, ces termes sont très sensibles à la partie haute fréquence du spectre et que seul un pas de temps très petit (3-5 secondes) permet de les résoudre correctement.

6.6 Conclusions

Les motivations de ce chapitre se plaçaient dans le cadre du projet KUNSHEN visant à fournir une compréhension actualisée et profonde des relations entre les forçages météorologiques extrêmes et leurs conséquences sur la dynamique particulière des barrières de sable, de leur formation et de leur destruction. En parallèle d'une étude morpho-dynamique de la barrière de Wan-Tzu-Liao au sud-ouest de Taïwan faite par Campmas et al. (2014), nous avons mis en place des simulations numériques au cours d'une année et demie englobant les forçages météorologiques à l'échelle régionale afin de quantifier les variations du niveau instantané de l'eau en face de la barrière. La grille de calcul utilisée est une grille curvilinéaire polaire centrée sur Taïwan s'étendant à environ 600 km autour de l'île. La résolution à la côte est de 460 mètres et de 5 km au large. Les simulations intègrent convenablement la totalité des forçages météo-marins ayant un rôle sur la circulation et le niveau d'eau à la côte : vent, flux atmosphériques, circulation grande échelle, marée, pression atmosphérique, rivières et vagues. Le couplage entre les vagues et les courants est complet en 3D et les deux modèles (SYMPHONIE et WAVEWATCH III) partagent la même grille de calcul. Une première simulation nommée "1f" est effectuée avec le modèle SYMPHONIE. Elle inclut le vent, les flux atmosphériques, la pression atmosphérique, la circulation grande échelle, la marée et les rivières. Cette simulation permet déjà de reproduire le niveau d'eau en face de la barrière et au port de Jiangjun avec une erreur de l'ordre de 0.15 m incluant le passage de 17 typhons sur la zone. Le contexte régional (Kuroshio, température et vents) est un facteur-clé des variations du niveau d'eau à Jiangjun sur une échelle saisonnière. Les surcotes associées aux typhons sont de 0.3 m à Jiangjun et sont du même ordre de grandeur sur la côte ouest de Taïwan (Huang et al., 2007; Sous et al., 2013). La zone de Wan-Tzu-Liao présente une très forte dissipation de l'énergie que les observations et la simulation des vagues mettent clairement en évidence. Cette dissipation rend l'effet des vagues sur le niveau très faible à la côte, comme le montre la simulation totale du niveau. Une étude spectrale des oscillations

du niveau soulève l'hypothèse de la présence d'une seiche dans le détroit de Taïwan avec une oscillation de son mode principal à 8h et de son mode secondaire à 2h40.

Chapitre 7

Analyse des contributions du niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao, Taiwan

7.1 Motivations

Depuis longtemps, la compréhension des variations du niveau d'eau passe par l'identification de ses processus physiques. La première partie de cette thèse illustre une revue des connaissances actuelles sur le sujet. Majoritairement, ces composantes sont étudiées à partir d'observations avec lesquelles les auteurs en estiment ou en calculent une contribution. Certains ont étudié la contribution des conditions météorologiques (vent et pression atmosphérique) dans des lacs où la météo domine les variations du niveau (Hamblin, 1987; Harris, 1957; Donn and Balachandran, 1969) ou plus récemment à l'échelle d'un bassin océanique (Raicich, 2010). D'autres ont estimé la contribution des rivières (Meade and Emery, 1971) avec une analyse à long terme des variations annuelles du niveau. Plus récemment, Taebi et al. (2011) ont calculé la contribution des vagues par soustraction du niveau mesuré dans une zone dominée par les vagues avec celui mesuré en dehors de l'influence des vagues. Mais comme l'expliquent Marcos and Tsimplis (2007) ou bien Eliot and Pattiaratchi (2010), le niveau de la mer à la côte est facile à mesurer mais il reste toujours difficile à interpréter en raison de ses différentes composantes qui peuvent être locales, régionales ou globales. Pugh (1987) souligne qu'une description complète des différentes composantes ne peut être atteinte que par des techniques de modélisation numérique. En 2008, Resio and Westerink (2008) renforcent cet argument dans un article intitulé "Modeling the physics of storm surges" : *"Il est essentiel pour les modélisateurs de surcote d'affiner les effets des nombreux processus qui contribuent à la surcote de tempête en expliquant distinctement chacun des processus physiques et en utilisant des observations à des micro-échelles afin d'améliorer les paramètres qui estiment leurs effets à l'échelle des sous-maillles."* Même si dans de nombreuses régions, les effets des marées astronomiques dominent la variabilité du niveau de l'eau, l'identification des autres processus qui peuvent devenir dominants est cruciale pour la gestion et la protection des zones côtières (Losada et al., 2013). D'après Soomere et al. (2015) : *"On suppose généralement que les contributions des différents mécanismes influant sur le niveau d'eau sont fondamentalement indépendantes. Cette hypothèse permet d'isoler le signal de chaque mécanisme fluctuant sur le niveau d'eau et d'analyser séparément sa progression, son échelle de temps et sa contribution à l'inondation."* Une première motivation de ce chapitre est d'essayer d'apporter des éléments de réponse à cette hypothèse (figure 7.1). Existe-t-il une réelle indépendance des contributions? Peut-on parler d'un couplage fondamental entre toutes les contributions? ou entre certaines contributions?

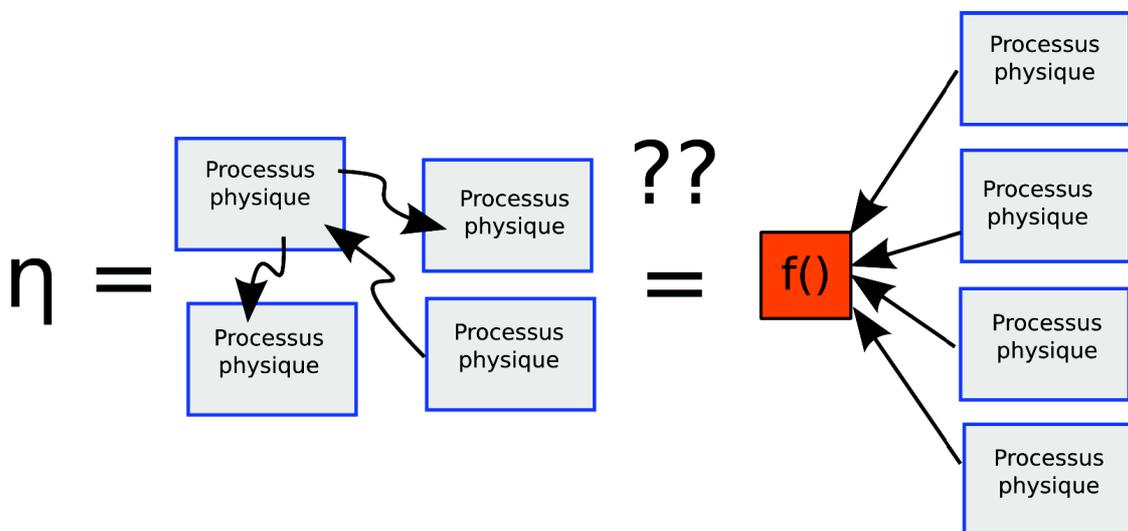


FIGURE 7.1 – Schématisation de l'hypothèse d'indépendance fondamentale des mécanismes ayant un rôle dans le niveau d'eau.

Aujourd'hui, la majorité des études travaillant sur le niveau (Malhadas et al., 2009; Westerink et al., 2014) s'intéressent à la prise en compte du couplage des processus (avec souvent des oublis dans les processus comme par exemple les précipitations et les rivières (Resio and Westerink, 2008)) mais très peu d'études numériques (Kim et al., 2010) s'intéressent à la réponse isolée d'un forçage selon son intensité. Ainsi, la deuxième motivation peut être formulée par les questions suivantes : Quelle est la réponse du niveau face à l'intensité d'un forçage (figure 7.2) ? Par exemple : Quelle est la réponse du niveau face à l'intensité du vent ? S'agit-il d'une réponse linéaire ? Exponentielle ? Apercevons-nous l'apparition d'un seuil ? Ou bien ce processus apparaît ou disparaît-il dans les extrêmes ?

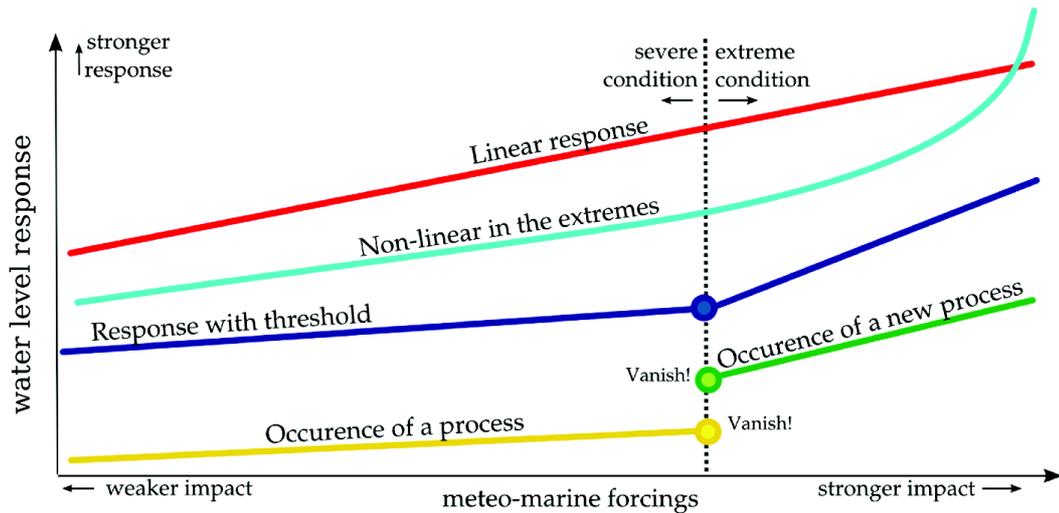


FIGURE 7.2 – Réponse du niveau d'eau face à l'intensité d'un paramètre météo-marin.

Nombreuses sont les questions qui s'imposent lorsqu'il s'agit de mieux comprendre les mécanismes fondamentaux qui jouent un rôle dans le calcul de surcote, notamment en conditions extrêmes. Notre chantier d'étude à Taïwan s'appuie sur l'intérêt de rassembler un large spectre d'intensité de forçages météo-marins au même endroit avec des forçages calmes (intersaison), modérés (pendant la mousson), forts et extrêmes (pendant les typhons).

7.2 Méthodologie

Selon une approche de modélisation numérique en trois dimensions avec le modèle SYMPHONIE, nous avons réalisé sept simulations distinctes (tableau 7.1) permettant d'analyser indépendamment les contributions sur une année et demie pour la plupart. Cette méthode est basée en partie sur l'activation mono-forçage des entrées du modèle comme ont pu le faire Kim et al. (2010) et sur la définition d'un niveau de référence qui permettra de calculer les setups et set-downs comme l'ont effectué Taebi et al. (2011). Afin de rester au plus près de l'aspect réaliste, il nous a paru essentiel de conserver dans nos simulations un océan stratifié en conservant le forçage de la température et de la salinité. Comme le niveau et les courants s'ajustent par géostrophie à ces deux paramètres, le choix du niveau de référence s'est porté sur le niveau donné par la circulation régionale à elle seule (tableau 7.1 : simulation RL).

Le forçage de la circulation régionale est donné par le système MERCATOR (présenté en section 6.2.3). Dans SYMPHONIE, ce forçage est utilisé pour l'initialisation du domaine (température, salinité, courants 3D et élévation de la surface) puis de manière journalière aux limites latérales du domaine. Ainsi, le niveau obtenu reflète un niveau moyen influencé par les courants et les conditions atmosphériques distantes. Le forçage local du vent est donné par le système ECMWF (présenté en section 6.2.4) contenant toutes les conditions atmosphériques dans lesquelles nous

TABLE 7.1 – Liste des simulations et de leurs configurations.

Nom	Forçage d'entrée					
	Circulation régionale	Vent	Pression atm	Vagues	Rivières	Marée
RL	✓					
WIND	✓	✓				
PRESSURE	✓		✓			
METEO	✓	✓	✓			
WAVES	✓			✓		
RIVERS	✓				✓	
TIDE	✓					✓

avons remplacé la pression atmosphérique par une pression constante de 101.3 kPa. Le forçage local de la pression atmosphérique est donné par le système ECMWF dans lequel nous avons remplacé les composantes du vent par des composantes nulles. Le forçage local de la météo est donné par le système ECMWF dans son ensemble. Le forçage des vagues est donné par la simulation présentée en section 6.4. Le forçage des rivières est donné par les débits journaliers de 21 rivières autour de Taïwan présenté en section 6.2.6. Pour finir, le forçage de la marée astronomique est donné par la réanalyse harmonique présentée en section 6.2.5.

Finalement, la contribution d'une composante sur le niveau est donnée par la soustraction du niveau obtenu avec la simulation couplée circulation régionale & composante moins le niveau obtenu par la simulation de la circulation régionale seule :

$$\eta_{WIND}(t) = \eta_{RL\&WIND}(t) - \eta_{RL}(t) \quad (7.1)$$

7.3 La circulation régionale

La figure 7.3 illustre le niveau de référence calculé par la simulation "RL". Nous remarquons premièrement que la circulation régionale provoque une élévation de 0.3 à 0.6m au-dessus du référentiel TWVD2001.

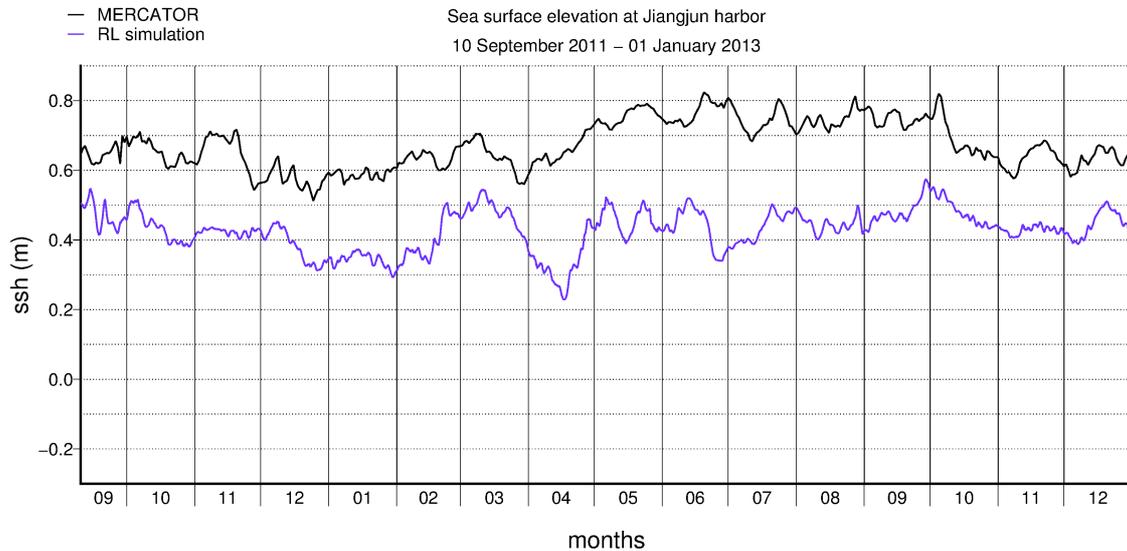


FIGURE 7.3 – Niveau simulé par la simulation "RL" et niveau fourni par le système MERCATOR au port de Jiangjun.

Ces chiffres sont en bonne adéquation avec la littérature puisque Wang et al. (1992) expliquent que les variations saisonnières le long des côtes chinoises sont de l'ordre de 0.3 à 0.7 m. Ilich (2006) et Pattiaratchi (2011) expliquent que la contribution du courant Leeuwin en Australie provoque des variations saisonnières de 0.3 m.

7.4 L'action du vent

La figure 7.4 illustre la contribution du vent face à son intensité classée par saison. Sur la période complète (figure 7.4A), nous constatons une amplitude de cette contribution variant entre -0.25 m et 0.20 m que nous retrouvons dans la littérature (Chelton and Enfield, 1986; Ilich, 2006; Pattiaratchi, 2011). Les points apparaissent sous la forme d'un nuage concentré sur les faibles intensités mais nous remarquons aussi l'expression de pics lors de fortes intensités.

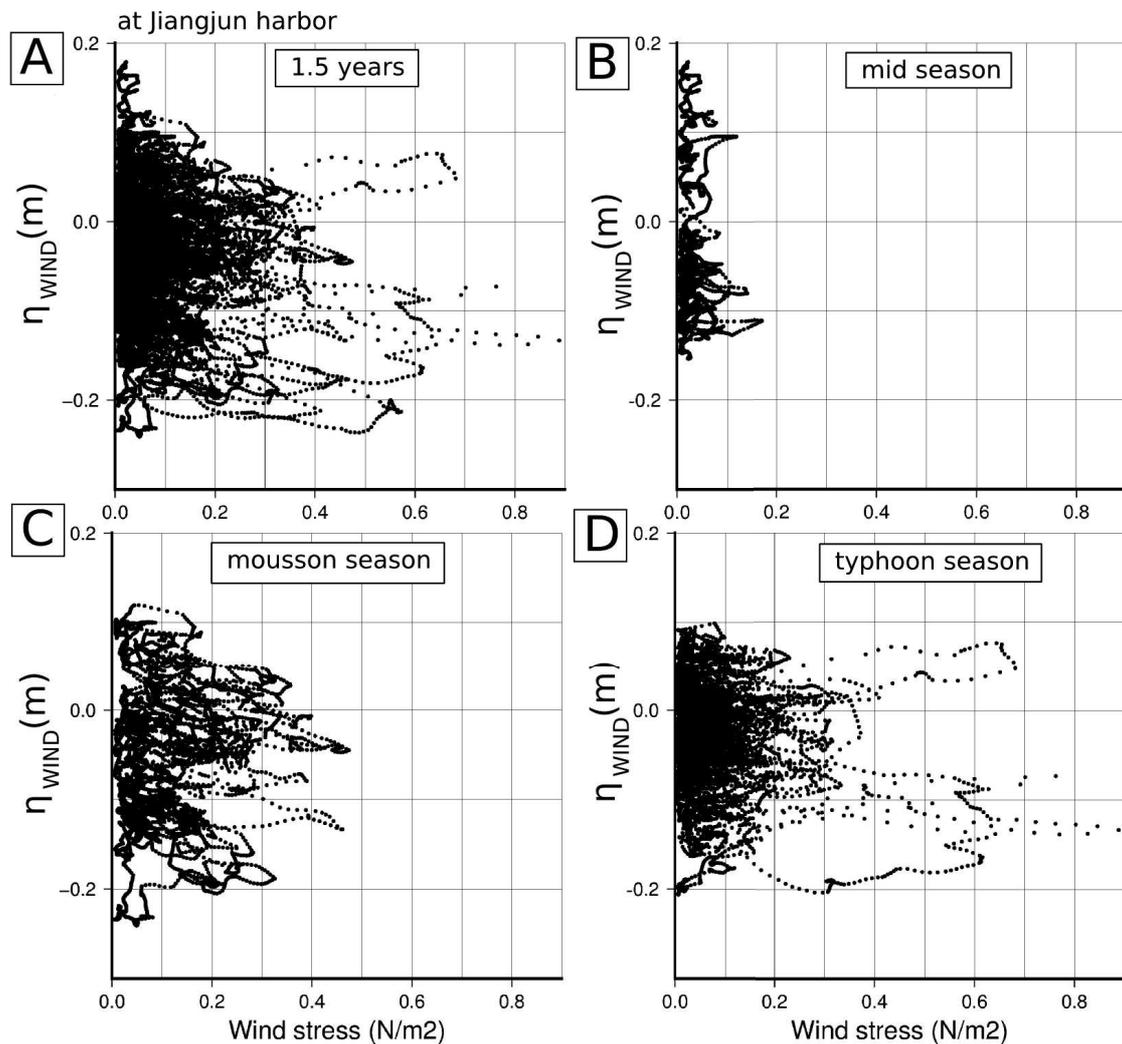


FIGURE 7.4 – Contribution du vent selon l'intensité du forçage au port de Jiangjun. A) période complète. B) intersaison. C) saison de mousson. D) saison des typhons.

C'est en période d'intersaison (figure 7.4B) que le vent atteint le maximum de sa contribution avec pourtant de faibles intensités. Pendant la mousson (figure 7.4C), le vent s'intensifie et montre une tendance à faire descendre le niveau. En période de typhons (figure 7.4D), les pics aussi observés sur la figure 7.4A illustrent clairement le passage des typhons. La figure 7.5 présente en détail le passage des dix-sept typhons observés. La couleur des points définit le début de l'événement (violet) et la fin de l'événement (rouge).

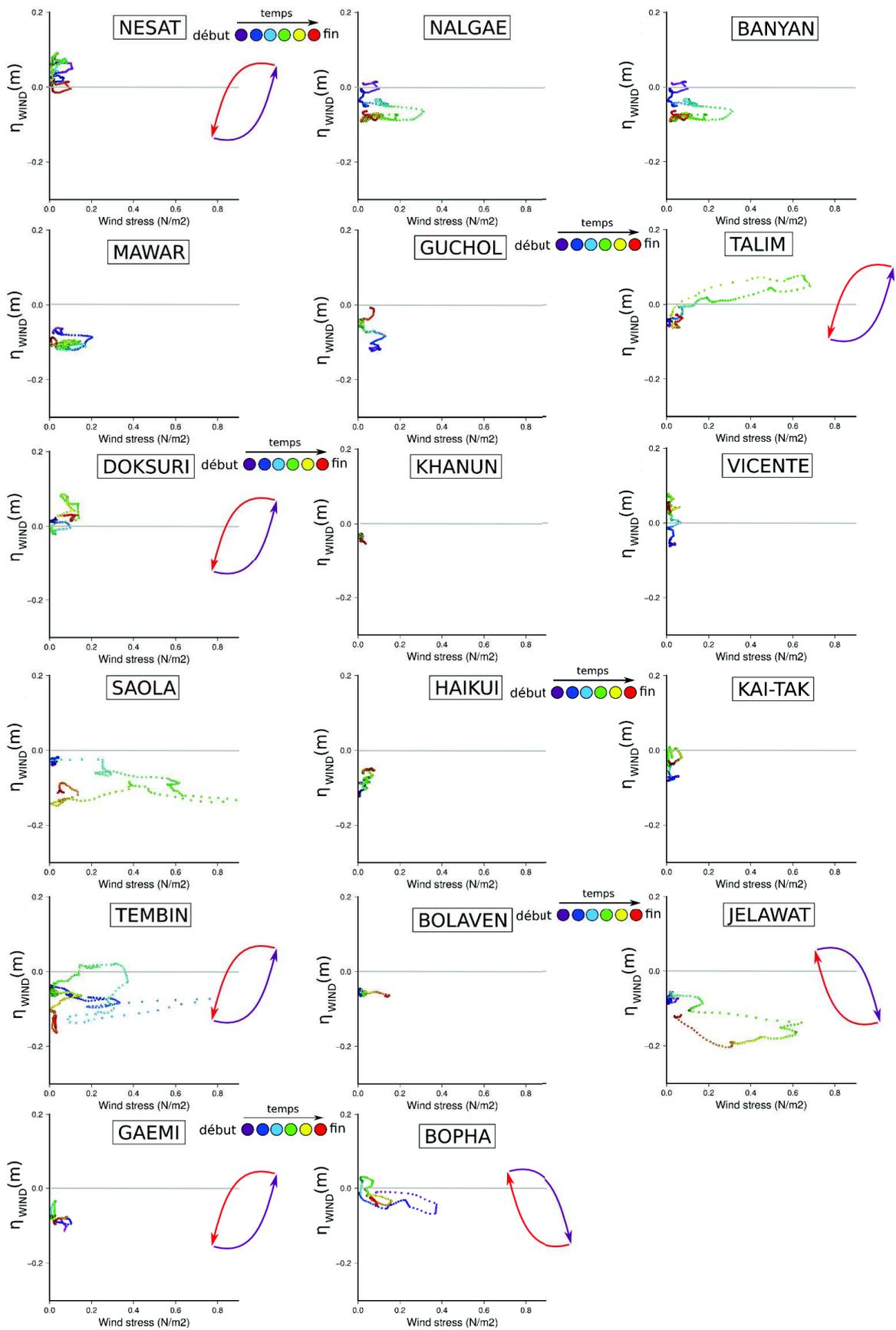


FIGURE 7.5 – Contribution du vent sur le niveau en fonction de son intensité pour les dix-sept typhons. La couleur des points définit le début de l'événement (violet) et la fin de l'événement (rouge). Les flèches illustrent le sens du chemin d'hystérésis, violet pour la montée et rouge pour la baisse.

Cette figure montre le caractère d'héritage introduit par le vent dans le niveau en réponse à la montée en puissance de son intensité. En physique, cette notion se traduit par un chemin ou cycle d'hystérisis. Une hystérisis caractérise le maintien d'un système dans un certain état mis en place par une cause extérieure alors que la cause initiale a cessé. En d'autres termes, le niveau atteint par la montée en puissance du forçage du vent (flèche violette) tend à se maintenir puis à revenir à sa position originale par un chemin différent alors que l'intensité du vent est en baisse (flèche rouge). Il est intéressant de voir que dans certains cas, la montée en puissance du vent (flèche violette) fait monter le niveau comme pour TALIM. À l'inverse, la montée en puissance peut faire descendre le niveau et la baisse d'intensité (flèche rouge) le fait ensuite remonter comme pour JELAWAT. Pour approfondir ces aspects, il est indispensable de regarder la direction du vent comme nous avons pu le voir dans le chapitre 1.

7.4.1 Le cas de TALIM

La figure 7.6 présente la réponse du niveau selon l'intensité du vent lors de la tempête tropicale TALIM.

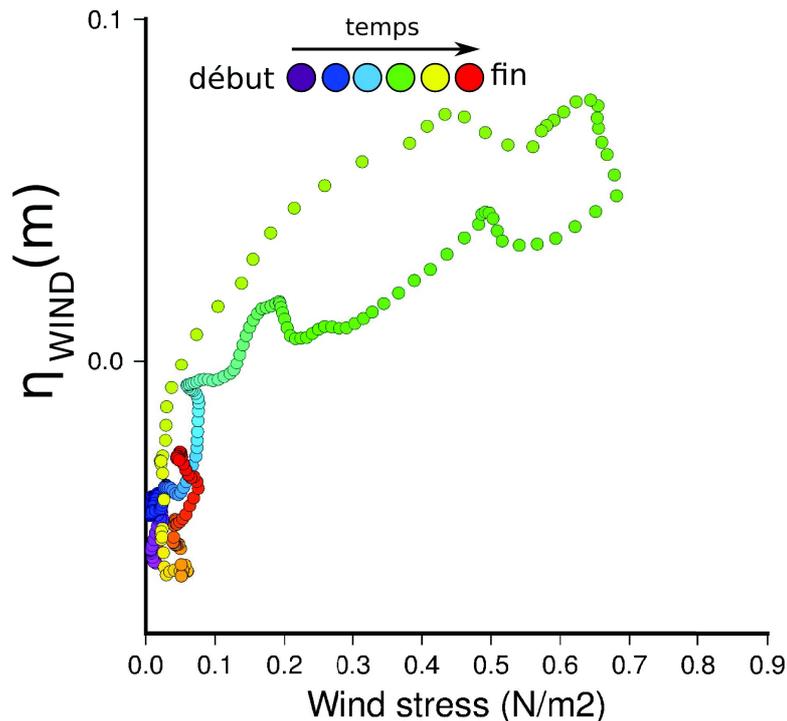


FIGURE 7.6 – Contribution du vent selon l'intensité du forçage au port de Jiangjun lors de la tempête tropicale TALIM. La couleur des points définit le début de l'événement (violet) et la fin de l'événement (rouge).

La figure 7.7 présente quant à elle, la réponse du niveau selon la direction du vent lors de la tempête tropicale TALIM.

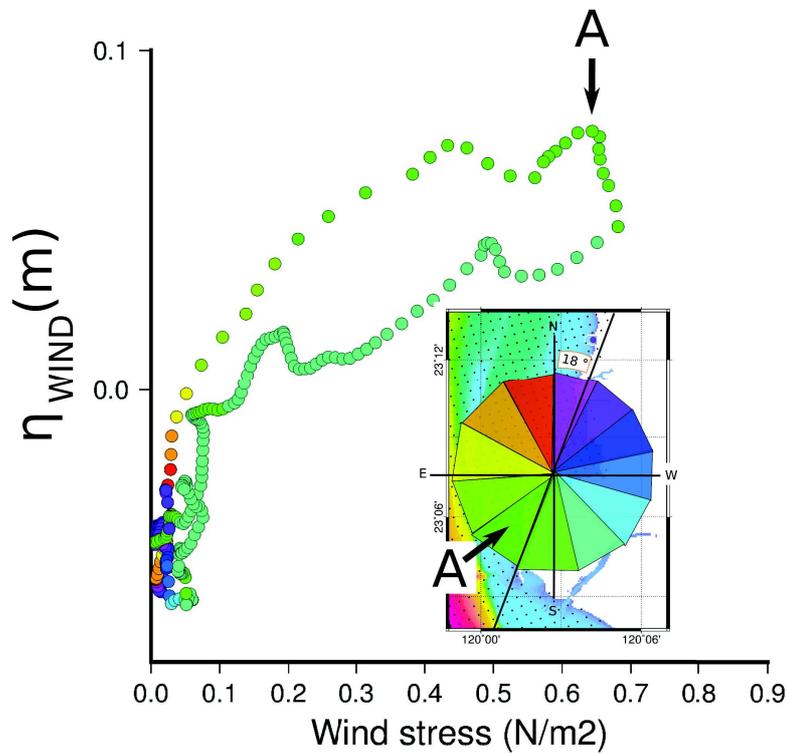


FIGURE 7.7 – Contribution du vent selon la direction du vent au port de Jiangjun lors de la tempête tropicale TALIM. La couleur des points représente la direction du vent. A) La flèche pointe l'instantané du 20 juin 2012 à 6h.

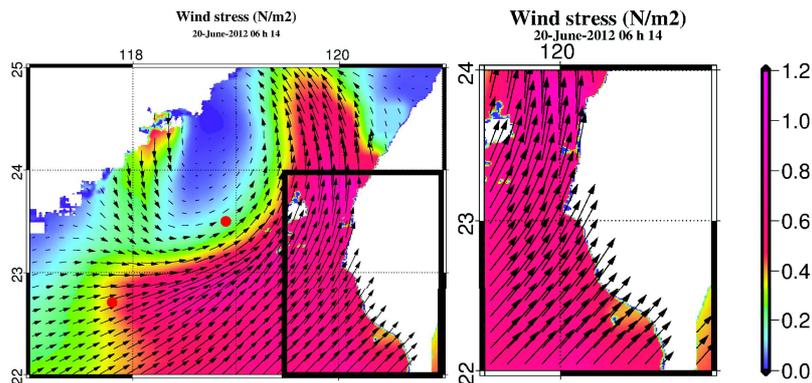


FIGURE 7.8 – Contrainte de vent en surface à l'instantané du 20 juin 2012 à 6h. Les points rouge indiquent la trajectoire de la tempête tropicale.

La figure 7.8 présente spatialement la contrainte de vent en surface au 20 juin 2012 à 6h (flèche A de la figure 7.7).

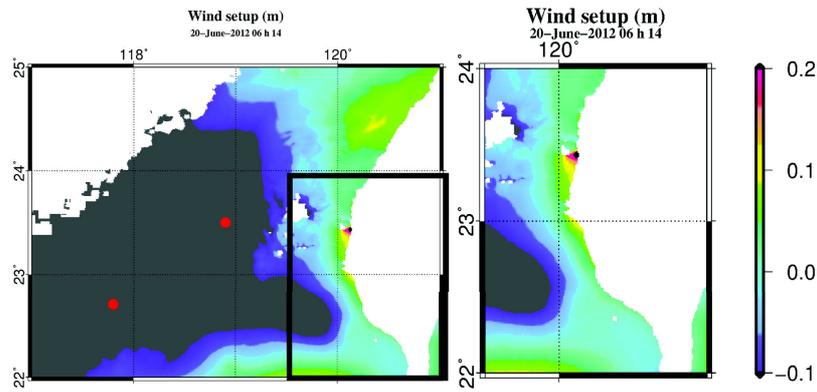


FIGURE 7.9 – Réponse du niveau à l’instantané du 20 juin 2012 à 6h. Les points rouge indiquent la trajectoire de la tempête tropicale.

Finalement, la figure 7.9 montre que nous sommes en condition de downwelling avec un vent soufflant parallèlement à la côte de manière à ce que la composante du courant accumule de l’eau à la côte.

Pour la suite, il serait intéressant de définir des catégories de réponse du niveau à Jiangjun selon l’intensité et la direction du vent.

7.5 La pression atmosphérique

La figure 7.10 illustre la contribution de la pression atmosphérique face à son intensité classée par saison. Comme présenté dans la section 1.3.6 du chapitre 1, la réponse du niveau à un point selon les changements de la pression atmosphérique est donnée par le baromètre inverse. Ce phénomène se représente sous la forme d’une droite où l’élévation zéro est arbitrairement définie selon une pression de référence. La pression atmosphérique communément admise à la surface de la mer (MSL) est de 101.33 kPa. L’effet du baromètre inverse selon cette pression de référence est représenté dans les figures suivantes par la droite rouge. Sur la période complète (figure 7.10A), nous constatons une amplitude de cette contribution entre -0.35 m et 0.25 m avec, globalement, un nuage de points assez bien réparti autour de la droite du baromètre inverse.

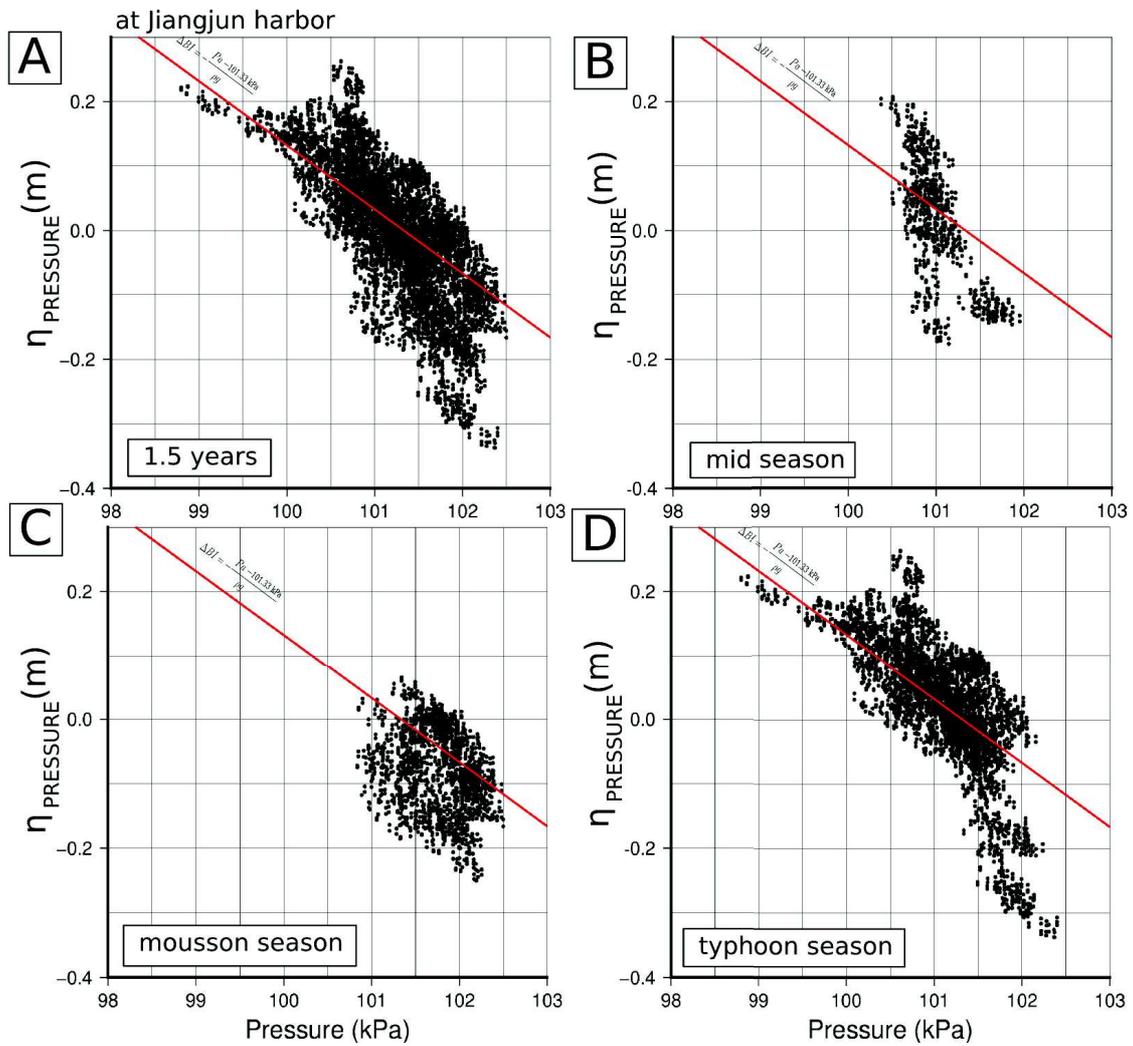


FIGURE 7.10 – Contribution de la pression atmosphérique sur le niveau selon l’intensité du forçage au port de Jiangjun. A) période complète. B) intersaison. C) saison de mousson. D) saison des typhons. La droite rouge représente l’effet du baromètre inverse selon la pression de référence : 101.33 kPa.

Durant l’intersaison (figure 7.10B), la pression atmosphérique reste assez stable et les variations du niveau semblent ne pas être contrôlées par l’effet du baromètre inverse puisque nous observons un étalement vertical. Pendant la mousson (figure 7.10C), nous retrouvons bien les faibles pressions atmosphériques et la chute du niveau décrite par Wang et al. (1992). En été (figure 7.10D), nous observons une grande disparité dans les variations du niveau avec les maximums atteints en setup et en setdown. De même que pour la contribution du vent, la figure 7.11 présente en détail le passage des dix-sept typhons observés. La couleur des points définit le début de l’événement (violet) et la fin de l’événement (rouge).

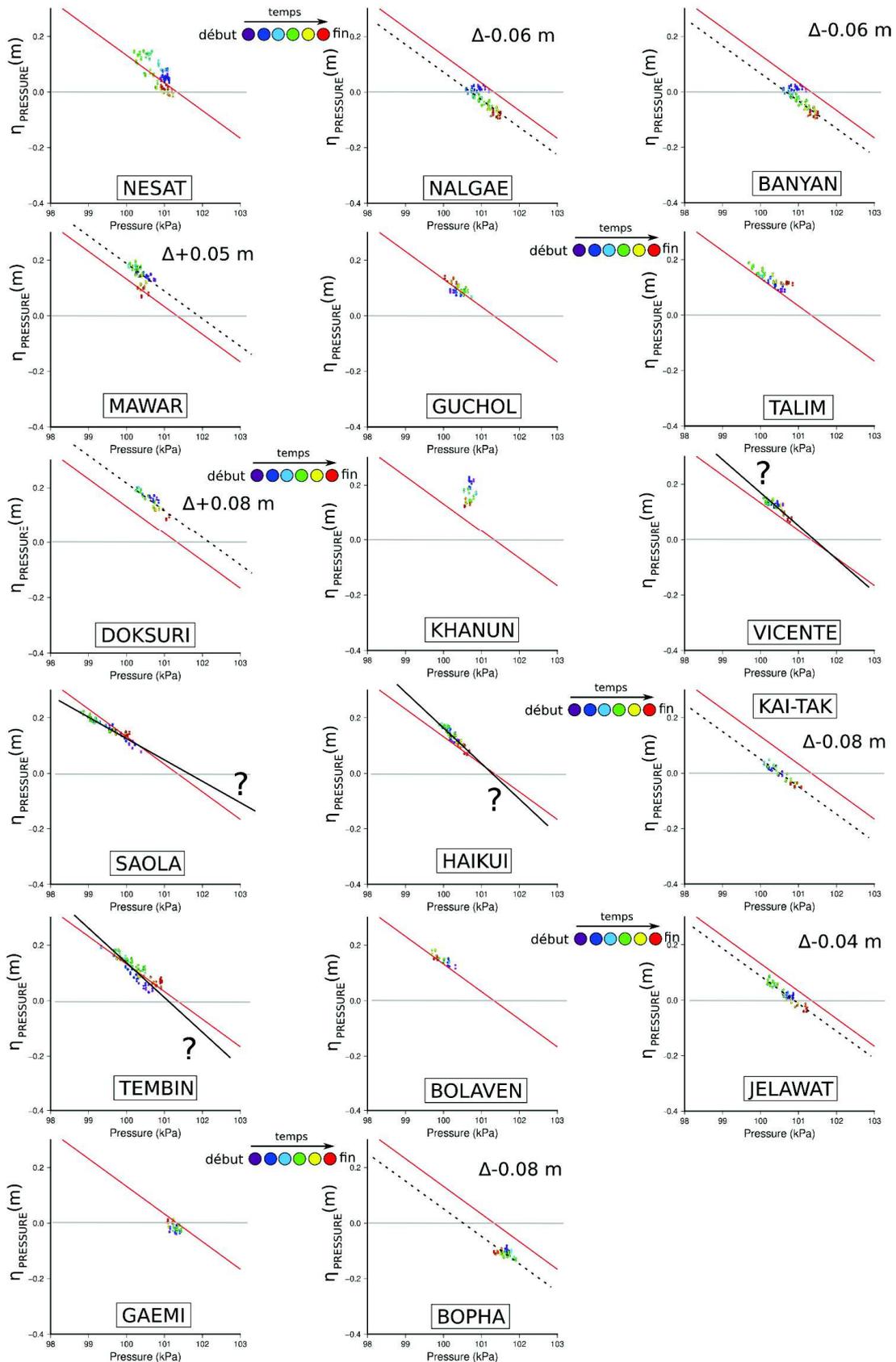


FIGURE 7.11 – Contribution de la pression atmosphérique sur le niveau en fonction de son intensité pour les dix-sept typhons. La couleur des points définit le début de l'événement (violet) et la fin de l'événement (rouge). La droite rouge représente l'effet du baromètre inverse selon la pression de référence : 101.33 kPa. Les droites en pointillés noirs représentent l'effet du baromètre inverse selon un autre référentiel. Δ représente le décalage de la droite en pointillés noirs avec le niveau 0 (MSL).

Pour analyser cette figure, nous proposons de ranger les typhons en trois catégories. Il y a les typhons comme NESAT, GUCHOL, TALIM, BOLAVEN, GAEMI dont les variations du niveau suivent correctement l'effet du baromètre inverse donné par la pression de référence 101.33 kPa. Viennent ensuite les typhons comme NALGAE, BANYAN, MAWAR, DOKSURI, KAI-TAK, JELAWAT et BOPHA qui suivent correctement l'effet du baromètre inverse mais avec un décalage de la pression de référence. Ce décalage sur le niveau par rapport au niveau zéro de la pression 101.33 kPa est donné par Δ . Pour la saison des typhons, ce décalage varie entre -0.08 m et +0.08 m. Les autres typhons comme VICENTE, SAOLA, HAIKUI et TEMBIN présentent des variations qui ne semblent pas être contrôlées par l'effet du baromètre inverse puisqu'elles suivent une autre droite de régression linéaire (droite en noir). C'est finalement KHANUN qui illustre ce comportement à l'extrême et rejoint la tendance observée pendant la période d'intersaison. Sans un travail d'analyse plus poussé, il est difficile d'expliquer le ou les phénomènes qui influence(ent) ces comportements. Cependant, nous allons évoquer un certain nombre de pistes méritant d'être approfondies. Une première hypothèse repose sur la contribution indirecte de la pression atmosphérique distante. En effet, par équilibre géostrophique, les courants barotropes vont chercher à compenser les différences de la surface libre à une échelle régionale et à affecter le niveau à l'échelle du bassin. Ainsi, l'effet local du baromètre inverse ne suffit plus à représenter les variations du niveau en un point donné. Une démonstration pourrait consister à comparer le comportement des forçages atmosphériques à l'échelle régionale pour ces typhons avec les autres. Peut-être qu'une partie de la réponse se trouve tout simplement dans le forçage distant (trajectoire du typhon, intensité,...). Sinon, une autre piste serait d'établir une équation analytique qui représente ce comportement et permettre ainsi de discuter de la physique sous-jacente.

7.6 L'action des vagues

Comme discuté dans la section 6.5.1 du chapitre précédent, la simulation couplée montre que la contribution des vagues est faible. En raison du calendrier de la thèse, nous n'avons pas pu testé cette contribution pour les autres typhons de la période.

7.7 L'action des rivières

L'étude de l'action des rivières à Jiangjun n'a pas relevé un impact particulier sur le niveau (< 0.1 m). Ainsi avons nous décidé de regarder l'impact des rivières aux embouchures de deux fleuves importants à Taïwan (Choschui et Hualien). La figure 7.12 illustre l'intensité du débit des rivières contre la contribution du niveau à ces embouchures.

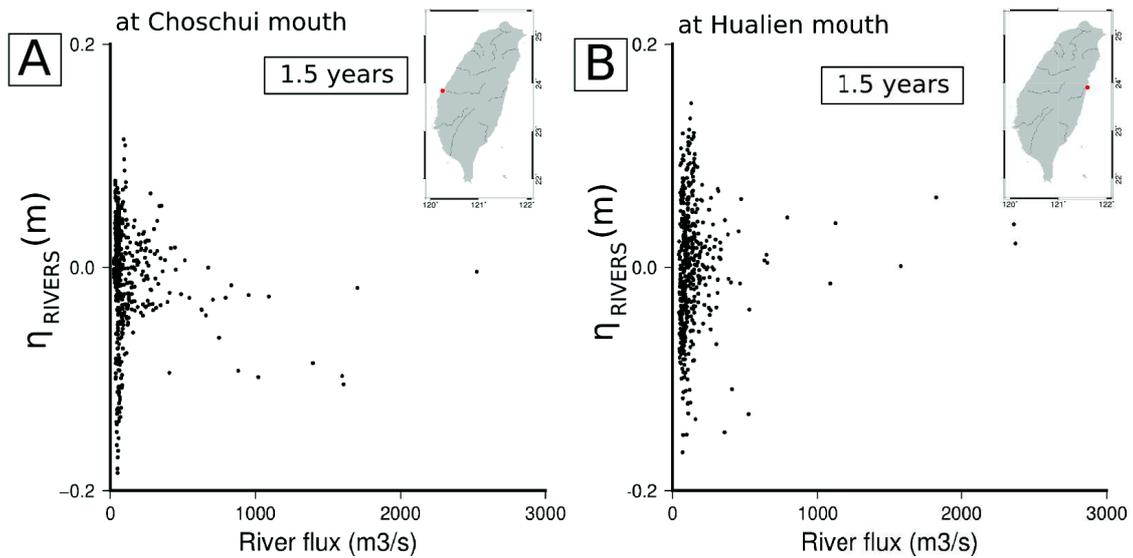


FIGURE 7.12 – Contribution des rivières sur le niveau selon l'intensité du débit. A) période complète à l'embouchure de la rivière Choschui. B) période complète à l'embouchure de la rivière Hualien.

Les résultats montrent une disparité du niveau lorsque le forçage est de faible intensité. À Choschui, plus l'intensité est forte, plus le niveau tend à descendre. À Hualien, nous noterons une faible élévation du niveau lors de forts débits (0.05 m). Finalement les rivières contribuent sur le niveau à hauteur de 0.10 - 0.15 m selon les endroits avec son maximum atteint lorsque les débits sont de faible intensité. À ce stade, il conviendrait de regarder en détail pourquoi la contribution des rivières est si faible alors que nous avons des débits aux embouchures qui dépassent les $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant les typhons.

7.8 La marée astronomique

La figure 7.13 présente la contribution de la marée astronomique avec sa densité d'occurrence sur la période d'un an et demi. Son amplitude s'étend de -1.5 m à 1 m, ce qui caractérise une zone microtidale.

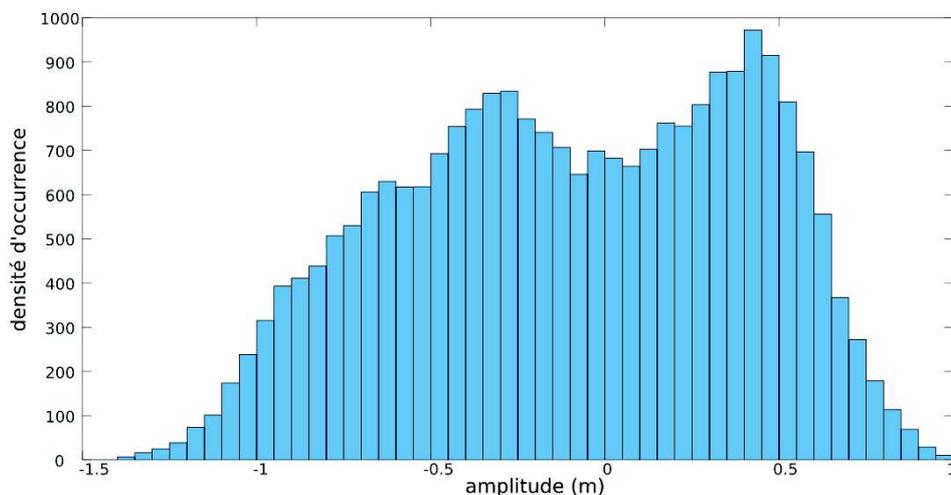


FIGURE 7.13 – Contribution de la marée astronomique au port de Jiangjun pour la période complète.

7.9 Discussion et Conclusion

Les motivations de ce chapitre visaient à quantifier les variations du niveau d'eau et à discuter quels sont les paramètres hydrodynamiques fondamentaux à l'origine de l'élévation du niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao. Nous proposons de résumer les résultats de ce chapitre avec la figure 7.14 qui illustre les contributions maximum atteintes pendant les dix-sept typhons étudiés.

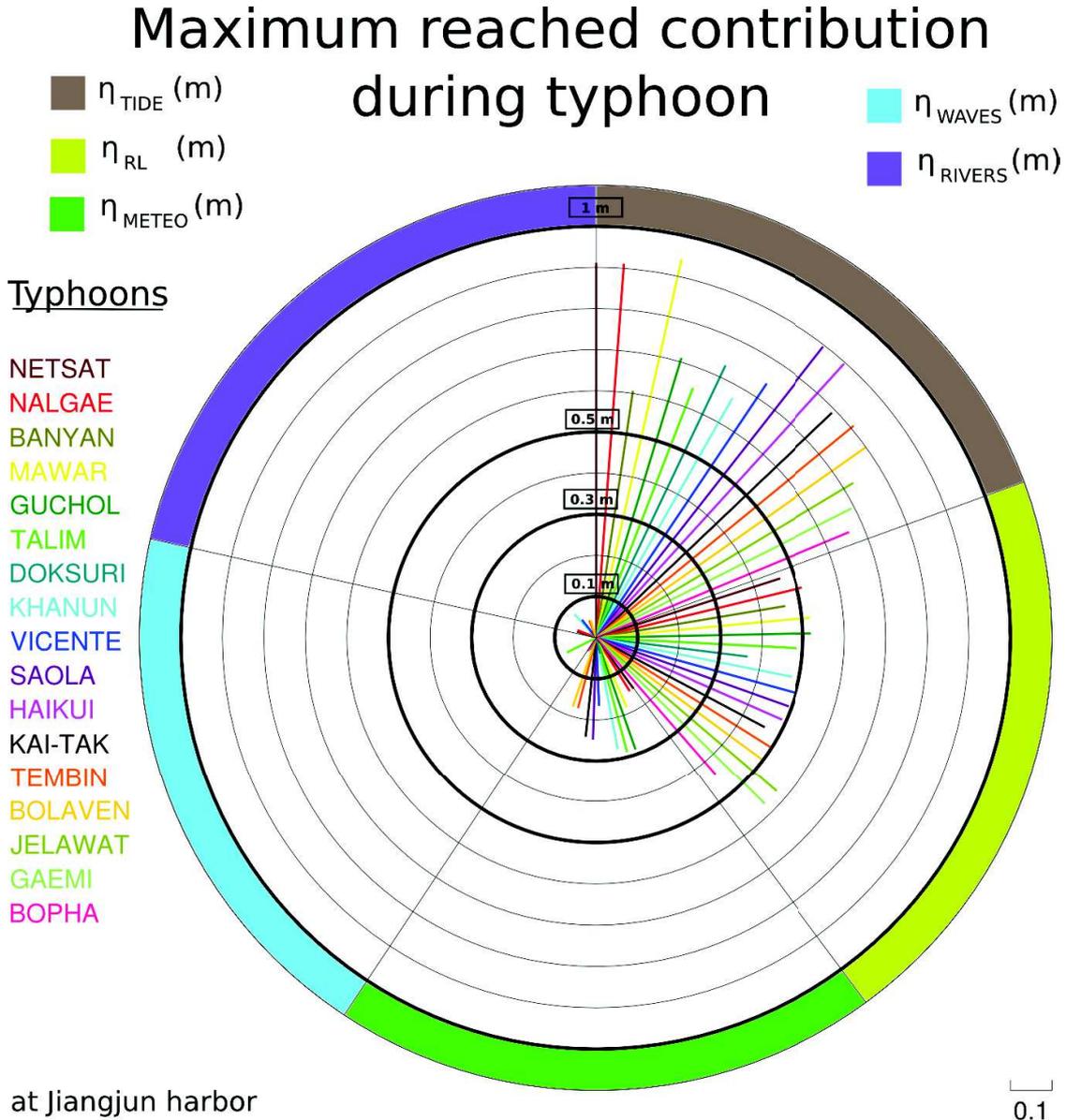


FIGURE 7.14 – Contributions au port de Jiangjun au cours des dix-sept typhons étudiés. Attention, comme discuté dans la section 7.6, la contribution des vagues calculée par SYMPHONIE contient des erreurs.

Son analyse montre que le forçage dominant est celui de la marée astronomique (~ 1 m), suivi par la circulation régionale (0.4-0.6 m) puis les conditions météorologiques (0.2-0.3 m). Concernant la contribution des vagues, elle est faible, tout comme les rivières (< 0.1 m).

Une explication de ces petits chiffres pourrait être la configuration du plateau continental. Nous sommes ici en présence d'un plateau peu profond mais surtout très court en distance. Cette courte distance limite l'empilement des couches d'eau amenant à l'élévation du niveau sur le plateau. Ici, tout est balayé par les processus qui contrôlent la dynamique du détroit, à savoir la marée astronomique et la circulation régionale.

Mise à part la nécessité d'analyser plus en détail ces résultats, il convient tout d'abord de discuter de la méthodologie employée. Pour rappel, la méthode est basée sur le calcul de la contribution comme étant la soustraction du niveau obtenu avec une simulation couplée circulation régionale & composante et le niveau obtenu avec une simulation de la circulation régionale seule. Ce choix est justifié par le souhait de rester au plus près de l'aspect réaliste en conservant un océan stratifié. En effet, nous avons préalablement testé des simulations uniquement mono-forçage sur un océan homogène et les résultats ne permettaient pas de reproduire les phénomènes de downwelling et d'upwelling induits notamment par le vent (section 7.4). Nous avons donc élaboré la méthode par soustraction comme ont pu le faire Taebi et al. (2011) sur des observations. Même si les résultats obtenus sont très encourageants, il convient d'être conscient des biais introduits. Prenons l'exemple de la simulation TIDE. Il est clair que la marée astronomique produit un mélange qui modifie la stratification et donc que les termes de température et de salinité ne sont jamais les mêmes entre la simulation circulation régionale seule (RL) et la simulation couplée circulation régionale & marée astronomique (TIDE). Cette modification de la stratification n'est pas forcément importante au large mais elle peut l'être à la côte, là où le mélange est le plus fort. Ainsi, les deux simulations ne sont pas exactement les mêmes et la contribution obtenue par cette soustraction ne contient pas strictement l'effet de la marée mais bien l'effet de la marée et d'un résidu du couplage de la marée astronomique et de la circulation régionale. De plus, les équations hydrodynamiques utilisées dans le modèle SYMPHONIE rendent compte du couplage des différents forçages (figure 7.1). L'utilisation mono-forçage du modèle revient finalement à annuler des termes dans les équations : en les mettant à zéro par exemple. De ce fait, nous pouvons nous interroger sur la vraisemblance de pouvoir isoler l'effet d'un terme en annulant simplement les autres termes de l'équation. Cette interrogation rejoint l'hypothèse d'indépendance des contributions : Existe-t-il une réelle indépendance des contributions ? Peut-on parler d'un couplage fondamental entre toutes les contributions ? ou entre certaines contributions ?

Il est évident que ce travail ne permet pas de répondre à ces questions mais l'analyse séparée des contributions est une des voies pouvant apporter des éléments de réponse. Par exemple, la figure 7.15 illustre une comparaison de η_{METEO} avec la somme de η_{WIND} et $\eta_{PRESSURE}$. Il est intéressant de noter qu'une simple addition de ces deux contributions permet de retrouver par moment la contribution de leur couplage à la dizaine de centimètres près.

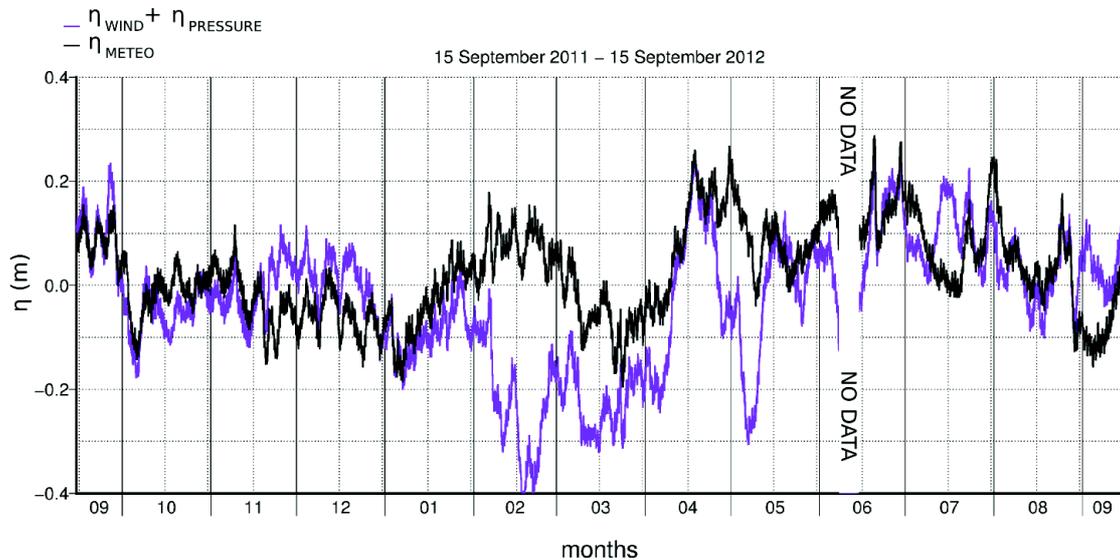


FIGURE 7.15 – Comparaison de η_{METEO} et de la somme de η_{WIND} et $\eta_{PRESSURE}$ au port de Jiangjun.

Bien évidemment, il convient de pousser l'analyse pour comprendre les conditions qui influencent ce couplage à se comporter comme une simple somme (à la marge d'erreurs près) mais ce genre de raisonnement tend vers une compréhension plus avancée des variations du niveau d'eau. Pour conclure, nous retiendrons l'importance (en quantité et en valorisation future) du jeu de données réalisées avec ces simulations, l'adéquation de ces résultats avec la littérature (tableau 1.3) et la mise en évidence du fort impact de la circulation régionale à Wan-Tzu-Liao, du caractère hystérisis induit par le vent et de la limite de l'effet du baromètre inverse pour expliquer certains comportements du niveau induit par la pression atmosphérique.

Chapitre 8

Analyse du niveau d'eau dans le détroit de Taïwan

8.1 Motivations

Dans les chapitres précédents, nous avons analysé les variations du niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao sur quatre échelles de temps : une année et demie, une saison de mousson, une période intersaison et une saison des typhons. Leur étude montre que le niveau varie à ces échelles de temps en fonction des forçages qui leur sont caractéristiques. Nous avons notamment le blocage ou l'intrusion du Kuroshio dans le détroit de Taïwan qui varie au cours de l'année et demie, la mise en place des vents du Nord en période de mousson et les basses pressions atmosphériques pendant la saison des typhons. Nous avons montré que les forçages dominants derrière celui de la marée astronomique étaient la circulation régionale (0.4-0.6m) et les conditions météorologiques (0.2-0.3 m). Les vagues et les rivières semblent n'être que secondaires dans ces variations. Partant de ce constat, les motivations de ce chapitre sont d'analyser les variations du niveau d'eau forcées par la circulation régionale et les conditions météorologiques à l'intérieur du détroit de Taïwan. Les questions soulevées sont : Comment réagit le niveau dans le détroit au cours des quatre échelles de temps énoncées ? La réponse est-elle la même qu'à Wan-Tzu-Liao ?

8.2 Méthodologie

La méthodologie employée repose sur la simulation METEO présentée au chapitre précédent. Le niveau est extrait le long d'un profil crossshore (figure 8.1A) et le long d'un profil longshore (figure 8.1B) pour la période totale de la simulation (1 an et demi).

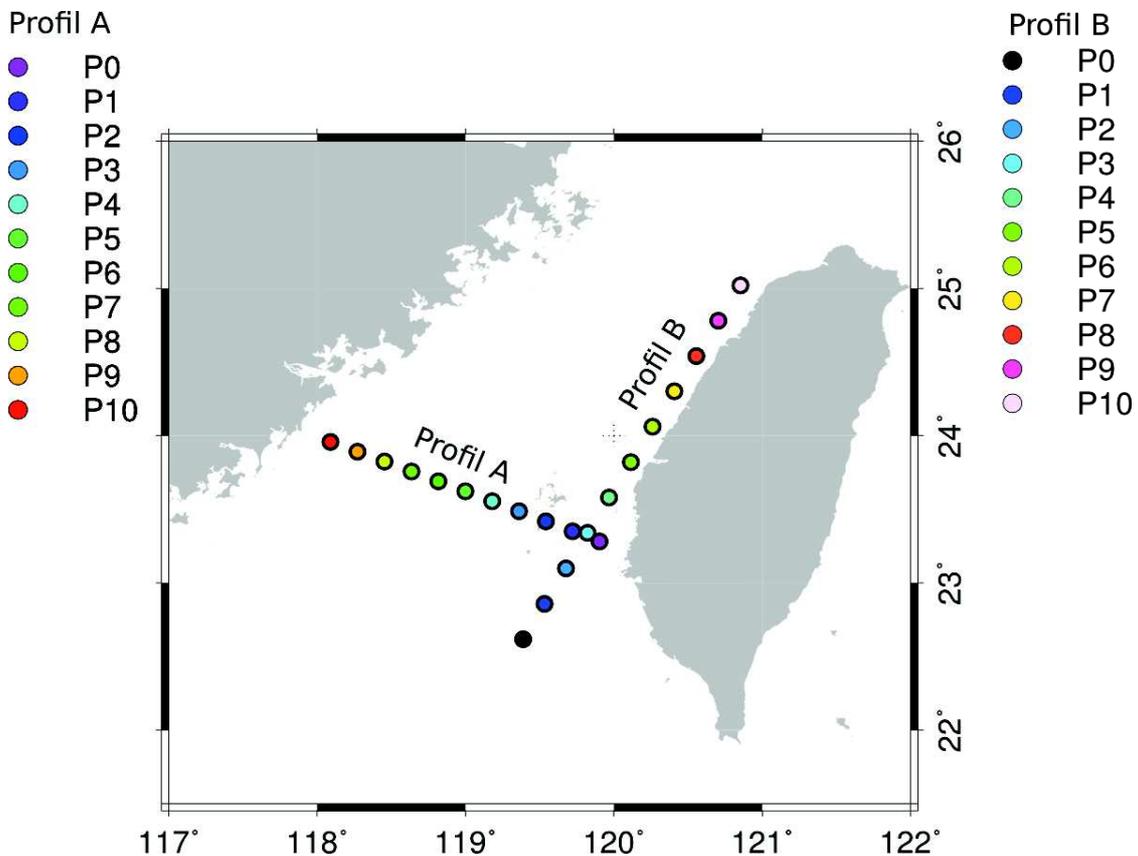


FIGURE 8.1 – Profil dans le détroit de Taïwan. A) Profil crossshore avec 1 point tous les 20 km. B) Profil longshore avec 1 point tous les 30 km.

8.3 Résultats

Les résultats de cinq points du profil A sont présentés par les figures 8.2, 8.3, 8.4 et 8.5 par tranche de quatre mois.

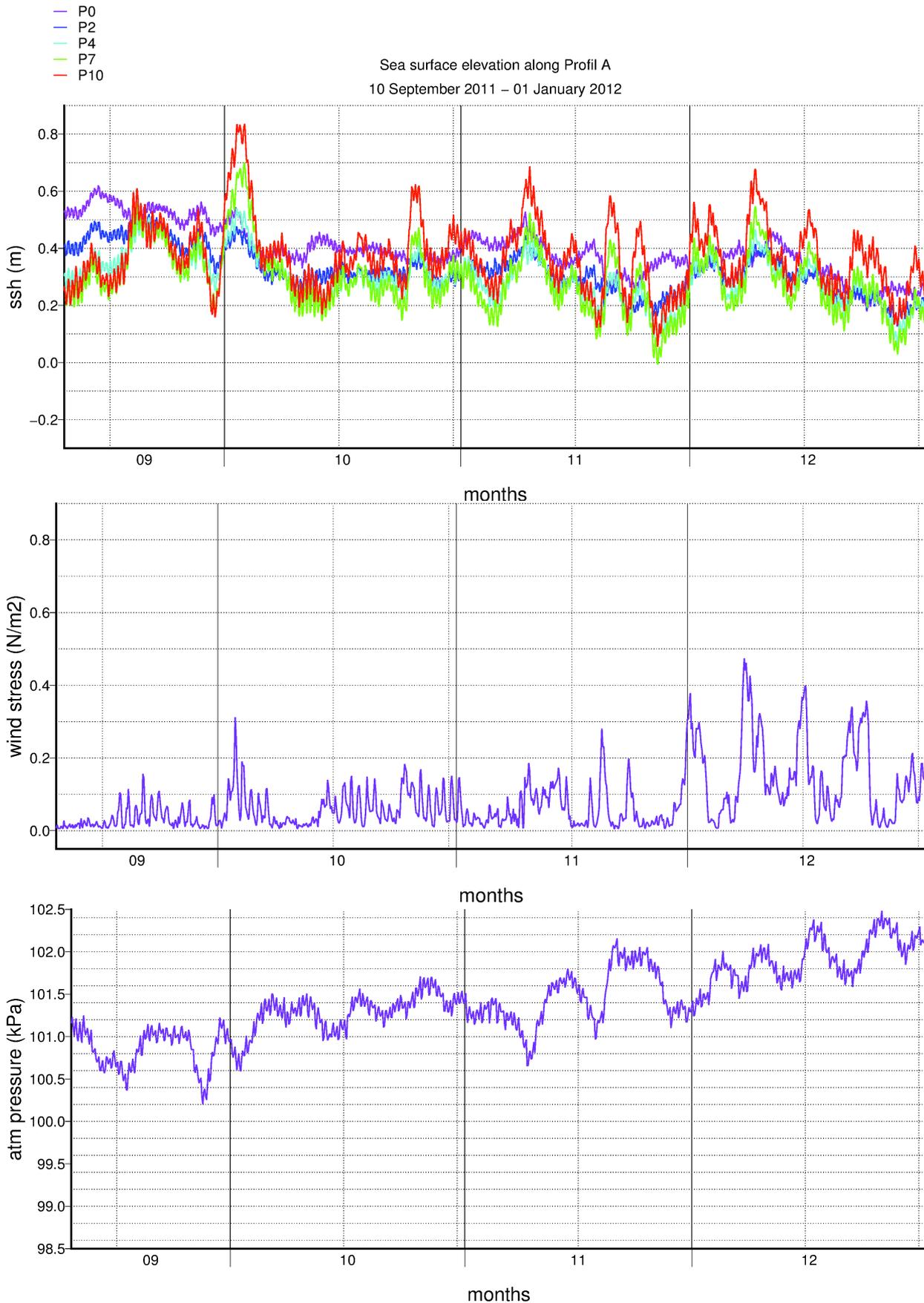


FIGURE 8.2 – Élévation de la surface le long du profil A pour la période de septembre 2011 à janvier 2012. L'intensité du vent et de la pression atmosphérique sont illustrées à Jiangjun.

La figure 8.2 présente un niveau en pente dans le détroit de Taïwan ($\Delta 0.4$ m) avec son maximum

à Wan-Tzu-Liao. Cependant, nous observons une quinzaine de pics où la tendance s'inverse sur plusieurs jours avec le maximum atteint sur les côtes chinoises. Ces pics sont corrélés avec les conditions météorologiques.

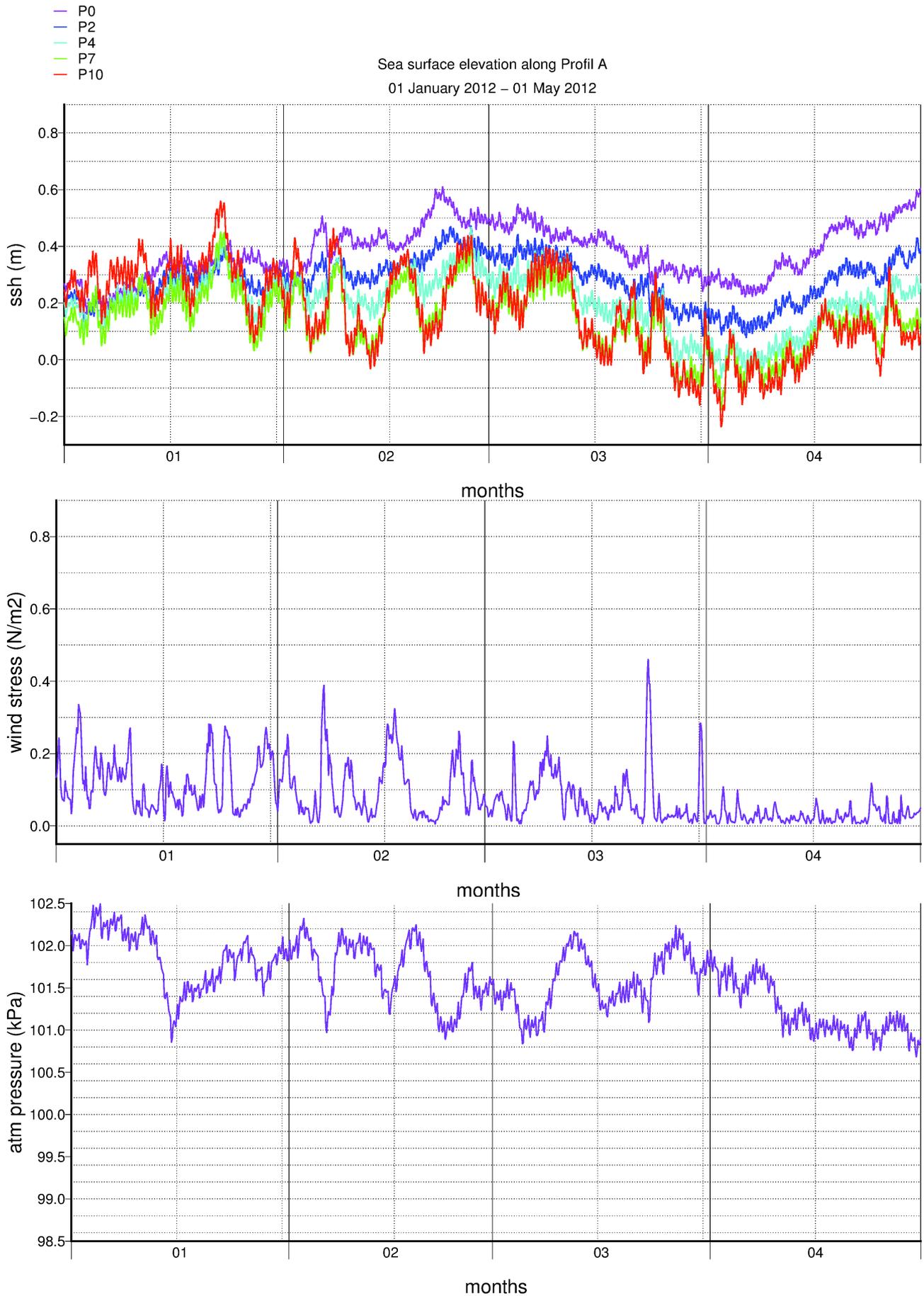


FIGURE 8.3 – Élévation de la surface le long du profil A pour la période de janvier 2012 à mai 2012. L'intensité du vent et de la pression atmosphérique sont illustrées à Jiangjun.

En période de mousson (figure 8.3), la pente augmente avec une chute du niveau chinois. Le niveau maximum est donc toujours atteint à Wan-Tzu-Liao alors que nous continuons à observer des pics de même intensité qui affectent le niveau chinois sur plusieurs jours.

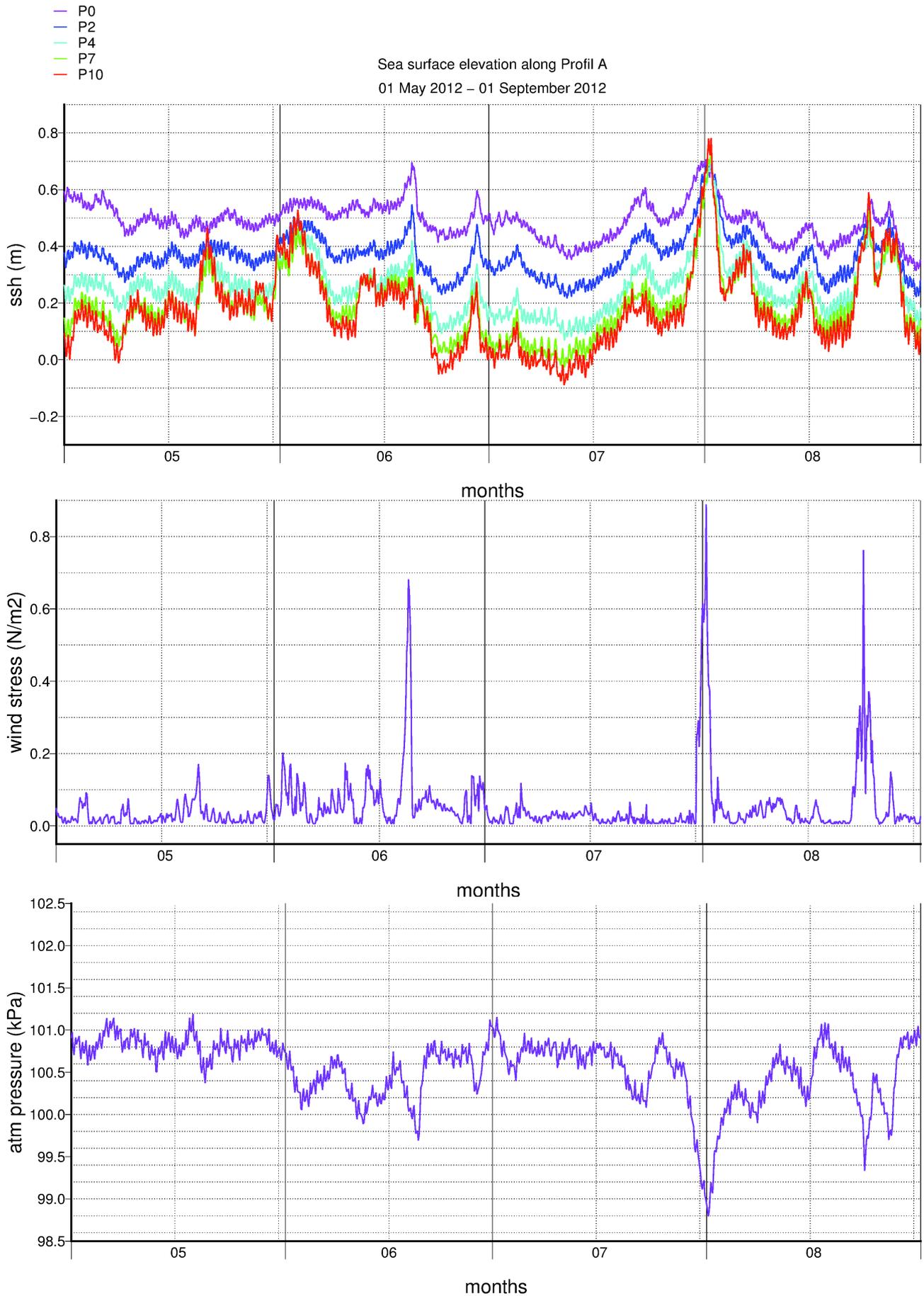


FIGURE 8.4 – Élévation de la surface le long du profil A pour la période de mai 2012 à septembre 2012. L'intensité du vent et de la pression atmosphérique sont illustrées à Jiangjun.

En période de typhons (figure 8.4), la pente est toujours aussi forte et les pics toujours plus intenses côté chinois que taiwanais. Ils sont bien corrélés avec les conditions météorologiques. Nous remarquons très nettement que ces pics viennent complètement lisser la pente et ramènent le niveau du détroit à l'horizontal. Seule la tempête tropicale TALIM ne reproduit pas cette tendance.

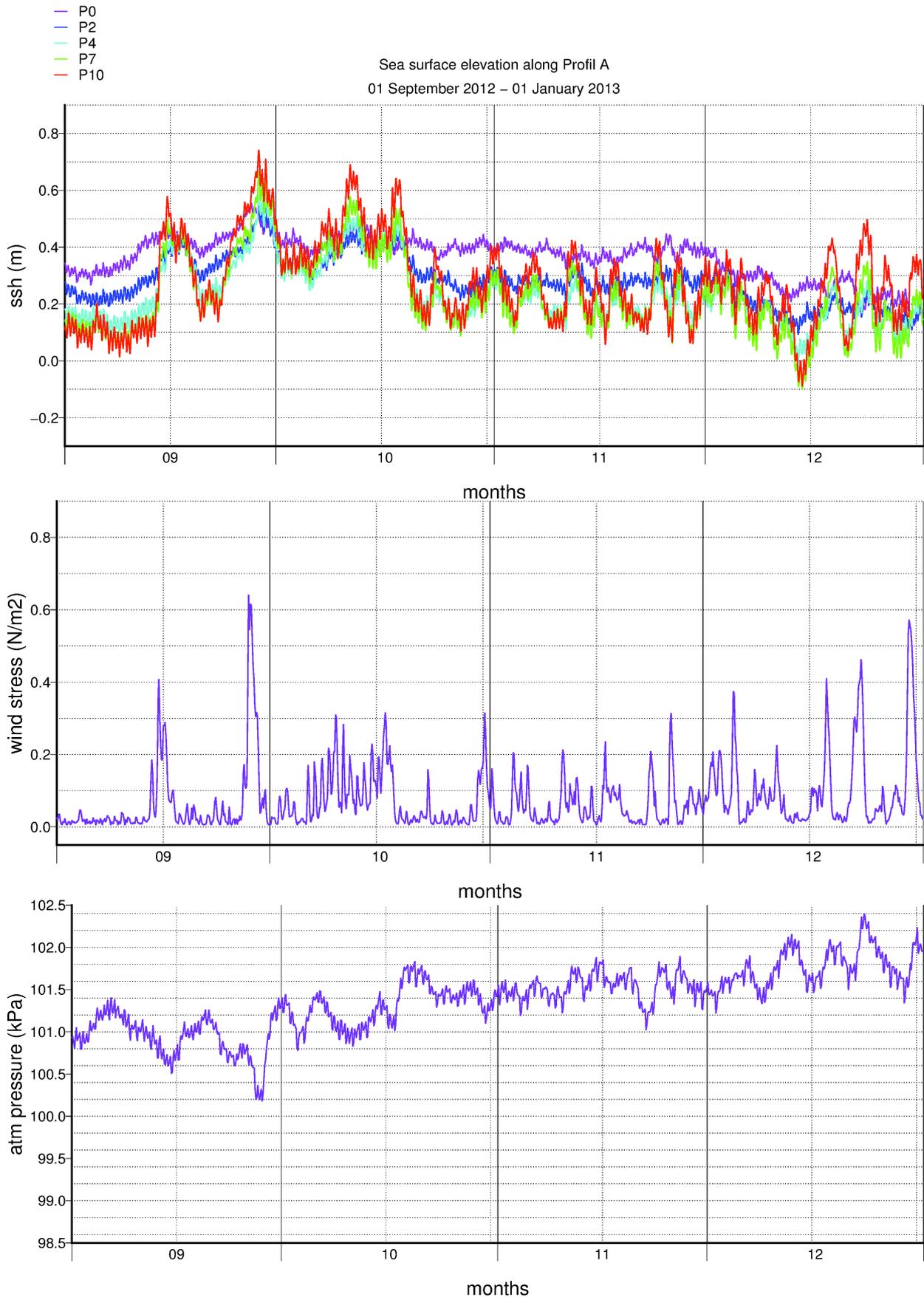


FIGURE 8.5 – Élévation de la surface le long du profil A pour la période de septembre 2012 à décembre 2012. L'intensité du vent et de la pression atmosphérique sont illustrées à Jiangjun.

En fin d'année 2012 (figure 8.5), la situation est proche de l'année précédente.

Concernant l'étude du profil B, nous présentons uniquement l'été 2012 avec la figure 8.6 car cette période résume très bien les différents scénarios à l'année. Le niveau au sud-ouest et à l'ouest de Taïwan sont souvent proches et le niveau au nord-ouest est souvent le plus bas. Nous noterons que peu d'événements arrivent à équilibrer le détroit en longitudinal à l'horizontal mais certains comme le typhon SAOLA y parviennent.

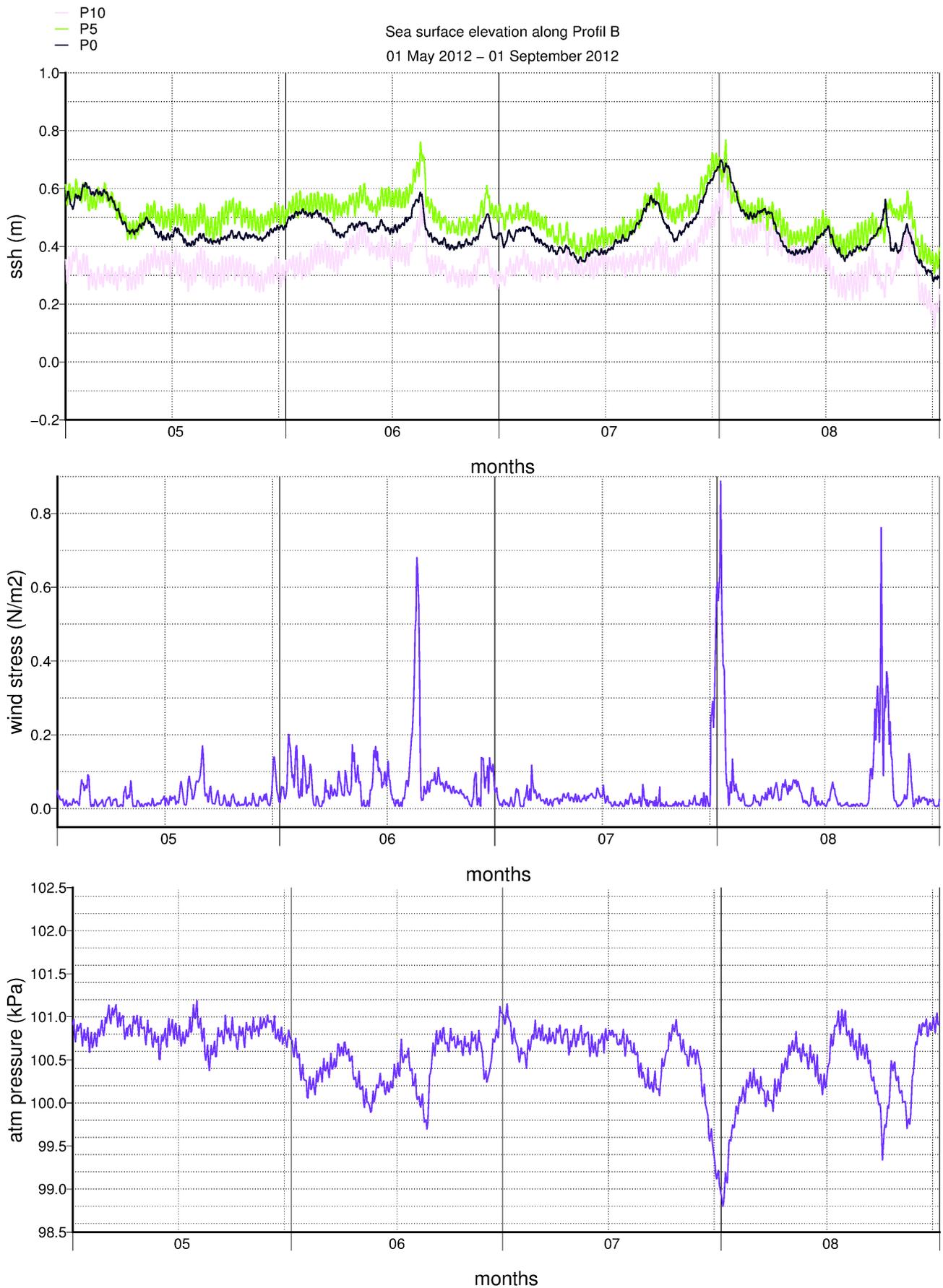


FIGURE 8.6 – Élévation de la surface le long du profil B pour la période de mai 2012 à septembre 2012. L'intensité du vent et de la pression atmosphérique sont illustrées à Jiangjun.

Ce type de profil permet de rechercher la présence d'ondes piégées à la côte qui peuvent se propager dans le détroit comme l'ont montré Ko et al. (2003). Lors d'une première analyse ciblée sur quelques typhons (TALIM, TEMBIM et SAOLA), les résultats ne semblent pas en contenir. Cet aspect mériterait une analyse plus poussée de ce profil en étudiant en détail toute la période simulée.

8.4 Discussion et Conclusion

Cette simple comparaison de l'élévation du niveau le long de profils crossshore et longshore permet d'illustrer la nature des typhons à lisser un contexte régional sur plusieurs jours. L'effet le plus marquant se situe sur le niveau crossshore entre Taïwan et la Chine. Cette tendance se confirme pour tous les typhons ayant un impact significatif sur les conditions météorologiques locales sauf pour le cas de TALIM. La figure 8.7 illustre l'élévation de la surface au 1er mai 2012 et au 1er août 2012.

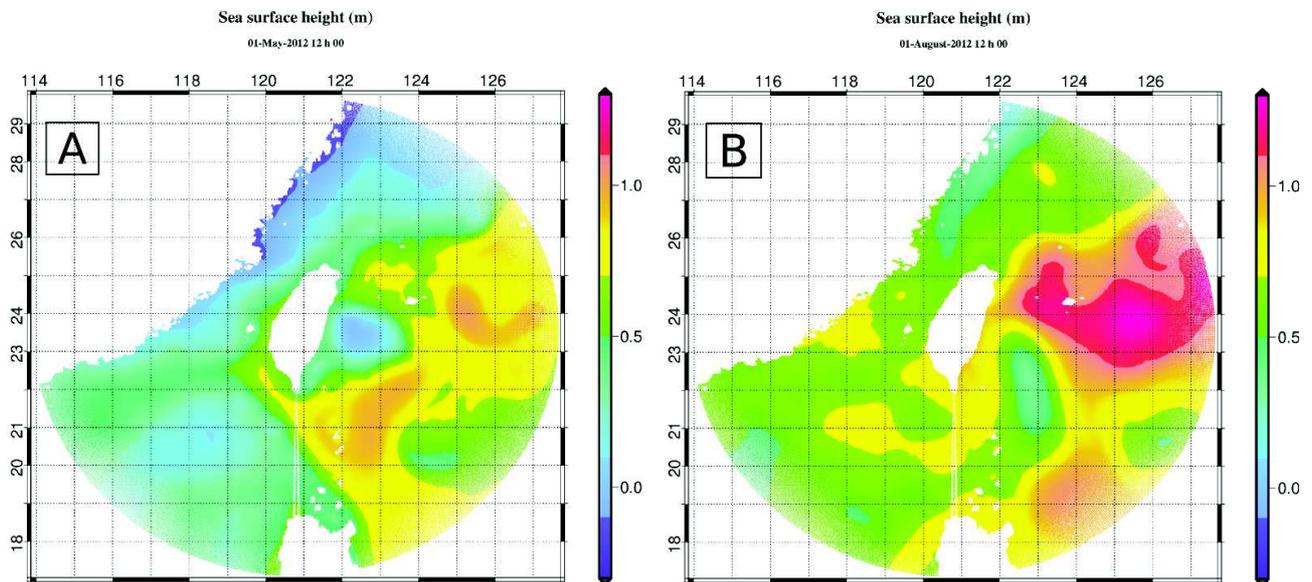


FIGURE 8.7 – Cartes instantanées de l'élévation de la surface autour de la région de Taïwan. A) au 1er mai 2012 à 12h. B) au 1er août 2012 à 12h.

La situation au 1er mai 2012 illustre très bien l'intrusion du Kuroshio (au sud de Taïwan) dans le détroit et explique ainsi la pente du niveau que nous observons. Lors du passage d'un typhon comme SAOLA (figure 8.7B), la circulation à l'est de Taïwan est perturbée et provoque une perturbation du Kuroshio qui ne s'introduit plus, ou complètement selon les cas, dans le détroit. De par cette perturbation régionale et l'effet local du typhon, le niveau est lissé dans le détroit. Pour TALIM, sa trajectoire provenant du sud-ouest (figure 6.15) du détroit ne perturbe pas directement la circulation régionale à l'est de Taïwan comme peuvent le faire la plupart des autres typhons provenant de l'Est. Finalement TALIM n'a qu'un effet local sur le niveau qui se traduit par son élévation synchronisée dans le détroit. Pour conclure, le détroit de Taïwan réagit aux conditions changeantes de la circulation régionale et des conditions météorologiques locales par un équilibre géostrophique qui conduit à une forte pente de la surface libre. La réponse observée à Wan-Tzu-Liao n'est pas équivalente partout dans le détroit. Nous noterons la plus forte vulnérabilité des côtes chinoises face aux phénomènes de surcotes puisque le niveau simulé dépasse souvent en niveau atteint ou en augmentation brutale (Δ de 0.6 m pendant SAOLA) le niveau observé à Wan-Tzu-Liao. Ces résultats sont finalement en accord avec la littérature

puisque Tang et al. (2010) présentent des surcotes bien plus fortes que la littérature trouvée pour la côte ouest de Taïwan (Huang et al., 2007; Sous et al., 2013).

Chapitre 9

Conclusions et Perspectives

L'objectif de ce travail a été de mieux comprendre les mécanismes hydrodynamiques fondamentaux à l'origine de l'élévation du niveau d'eau le long de la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao au sud-ouest de Taïwan. Ce chantier d'étude a l'intérêt de rassembler un large spectre d'intensités de forçages météo-marins au même endroit avec des forçages calmes (intersaison), modérés (pendant la mousson), forts et extrêmes (pendant les typhons). C'est notamment ce contexte extrême qui attire notre attention. Les questions directement soulevées dans ce travail ont été :

1. Quelle est la contribution de chaque forçage météo-marin (marée astronomique, circulation régionale, vent, pression atmosphérique, rivières et vagues) dans le niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao ?
2. Quelle est la réponse du niveau face aux variations de l'intensité d'un forçage ? Est-ce une réponse linéaire ? Exponentielle ? Existe-t-il un système d'héritage dans la réponse du niveau ? Si oui, quels sont les forçages qui favorisent de tels mécanismes ? et quelles sont leurs échelles de temps ?
3. Comment le contexte régional influence-t-il le niveau d'eau à la côte en amplitude ? pour quelles échelles de temps ? journalières ? mensuelles ? saisonnières ?
4. En quoi un contexte extrême diffère-t-il d'un contexte plus modéré ? En d'autres termes, qu'est-ce qu'une condition extrême dans le contexte de Wan-Tzu-Liao ?

Notre étude s'est basée sur un modèle de circulation 3D (SYMPHONIE) et un modèle de vagues (WAVEWATCH III). Les simulations ont permis d'étudier la saison de mousson 2011 et la saison des typhons 2012 sur une zone s'étendant à environ 600 km autour de l'île de Taïwan.

9.1 Prise en compte des vagues dans les modèles de circulation 3D

Nous avons utilisé le modèle SYMPHONIE et le modèle WAVEWATCH III en situation réaliste pour étudier les niveaux d'eau avec des conditions de forçages extrêmes. Une première simulation nommée "1f" a simulé les courants et les niveaux avec SYMPHONIE dans le but de forcer la simulation des vagues. Ses forçages ont été le vent, les flux atmosphériques, la pression atmosphérique, la circulation grande échelle, la marée astronomique et les rivières. La deuxième simulation fut celle des vagues forcée par les niveaux et les courants de surface (moyenne des cinq premiers mètres de la colonne d'eau) modélisés par la simulation "1f" et les vents fournis par le système ECMWF. Nous soulignons l'effort pour faire tourner le modèle WAVEWATCH III sur la même grille curvilinéaire que SYMPHONIE. La dernière simulation a été la simulation couplée du niveau avec les vagues. Cette simulation a affiché une très faible contribution des vagues. Ce travail continue de mettre en évidence que la prise en compte du forçage des vagues dans les modèles de circulation 3D n'est pas triviale. Spécifiquement pour le modèle WAVEWATCH III, reproduire les caractéristiques typiques des vagues ne présente pas de difficultés mais en revanche, obtenir les termes utiles pour le forçage d'un modèle d'océan présente encore quelques limitations. Contre toute attente, le modèle de vagues devient très gourmands en temps de calcul dès lors que l'on souhaite obtenir une stabilité complète du modèle (terme \vec{U}_s , τ_{aw} , τ_{wo} dans les gammes de valeurs et non bruités). L'utilisation de schémas numériques implicit tel que le N implicit scheme offrant des pas de temps bien plus grand qu'en explicite n'apporte pourtant pas de solutions. La partie haute fréquence du spectre reste toujours bruitée et l'algorithme de pas de temps variable ne détecte pas ces erreurs et donc n'ajuste pas le pas de temps. La seule solution à l'heure actuelle reste de descendre le pas de temps de propagation spatiale à 3-5 secondes. Finalement, grâce à l'effort pour faire tourner le modèle WAVEWATCH III sur la même grille curvilinéaire que SYMPHONIE, le prochain gros développement à faire serait

de mettre en place un coupleur entre ces deux modèles pour pallier la lourdeur du couplage manuel "2-way offline".

9.2 Quantification du niveau à Wan-Tzu-Liao

Ce travail de thèse a abordé la question de la contribution de chaque forçage météo-marin (marée astronomique, circulation régionale, vent, pression atmosphérique, rivières et vagues) ayant un rôle dans le niveau d'eau à Wan-Tzu-Liao. L'originalité est de regarder l'effet isolé de chaque forçage et non le rajout d'un forçage dans un système basé sur le couplage. Ce raisonnement ouvre une discussion sur la question d'indépendance des contributions. Notre méthodologie a été d'utiliser le modèle SYMPHONIE sous la forme d'une boîte noire avec lequel nous avons isolé les contributions via des simulations découplées. Les résultats permettent de quantifier réellement le niveau avec une très bonne adéquation avec la littérature. À Jiangjun, le forçage dominant est celui de la marée astronomique (~ 1 m), suivi par la circulation régionale (0.4-0.6 m) puis les conditions météorologiques (0.2-0.3 m). La contribution des rivières est étonnamment faible (< 0.1 m) aux embouchures malgré les débits pouvant dépasser les 2000 m^3/s pendant les typhons. Concernant la contribution des vagues, c'est la simulation totale du niveau "2f" qui démontre que l'effet des vagues est faible, face à tous les autres forçages et ce même en conditions extrêmes.

Ces résultats permettent de discuter les contributions. Nous avons illustré le caractère hystérisis induit par le vent dans le niveau d'eau lors du passage d'un typhon (quelques jours) et la limite de l'effet du baromètre inverse pour expliquer certains comportements du niveau induit par la pression atmosphérique. La réponse du niveau à la pression atmosphérique est bien linéaire mais elle ne suit pas exactement celle donnée par le baromètre inverse. Nous émettons l'hypothèse d'une contribution indirecte de la pression atmosphérique distante qui fait basculer le plan d'eau à l'échelle régionale.

L'analyse des surcotes associées aux typhons a montré un maximum de 0.3 m. Ce chiffre n'est pas aussi spectaculaire que ce que peut nous montrer la littérature en conditions extrêmes (e.g Church and Clark, 2013; Kim et al., 2010; Mori et al., 2014; Donnelly et al., 2006). En fait, la zone de Wan-Tzu-Liao présente une particularité très intéressante qui est sa très forte dissipation de l'énergie. Cette dissipation est clairement mise en évidence avec les observations et la simulation des vagues. Ainsi, même dans un contexte extrême (10 m de vagues à 7 km de la côte) l'effet des vagues sur le niveau reste très faible. Une deuxième explication de ces petits chiffres pourrait être la configuration du plateau continental. Nous sommes ici en présence d'un plateau peu profond mais surtout très court en distance. Cette courte distance limite l'empilement des couches d'eau amenant à l'élévation du niveau sur le plateau. Ici, tout est balayé par les processus qui contrôlent la dynamique du détroit, à savoir la marée astronomique et la circulation régionale.

9.3 Autres formes de valorisation

Le chapitre 8 illustre une manière d'utiliser les résultats produits par les simulations découplées. Nous nous sommes intéressé à l'impact de la circulation régionale et des conditions météorologiques sur le niveau d'eau dans le détroit de Taïwan. Nous avons souligné la nature des typhons à lisser complètement un contexte régional sur plusieurs jours. L'effet le plus marquant se situe sur le niveau crossshore entre Taïwan et la Chine. Cette tendance s'est confirmée pour tous les typhons de la saison ayant un impact significatif sur les conditions météorologiques locales sauf pour le cas de TALIM. Cette tempête tropicale atypique avec sa trajectoire provenant du sud-ouest et remontant le détroit n'a eu qu'un effet local sur le niveau qui s'est traduit par son

élévation synchronisée dans le détroit.

Une autre valorisation est la collaboration avec Serge Lallemand et Rémi Lehu dans laquelle nous avons cherché à identifier des scénarios pour expliquer l'origine de débris de coquillages et de bois retrouvés dans un carottage nommé KR03 sous 1200 m de fond prêt de l'île de Luttao (à 20 km à l'Est de Taïwan). Ce matériel a été daté à 3000 ans avant le présent et les coquillages ont été identifiés comme vivant aux bords de côtes, en surface. La zone étant connue pour son activité sismique très active, nous avons déterminé un ensemble de scénarios dont certains étaient des glissements de terre sous-marin générant des tsunamis. Une série de simulations hydrodynamiques a été faite avec SYMPHONIE pour vérifier si de tels événements pouvaient générer un arrachement de matériels à la côte, un transport puis une décantation jusqu'au point de KR03. La réponse a été négative pour un tsunami seul. Nous avons ensuite testé la combinaison d'un tsunami avec la présence du Kuroshio. C'est là que nous avons utilisé les résultats de la simulation RL pour contraindre la grille haute résolution utilisée pour simuler les tsunamis autour de Luttao. La réponse a été que l'effet d'un tsunami, même très fort avec 20 m de run-up à la côte, ne perturbe pas la circulation régionale. Par contre, nous avons montré qu'ils peuvent arracher du matériel à la côte et que la circulation régionale peut le transporter jusqu'au point de KR03. L'article soumis dans le journal "Tectonophysics" est donné en annexe D.

9.4 Perspectives

Une première perspective s'axe sur la modélisation de l'effet des vagues à l'échelle littorale. Il faudrait réaliser un emboîtement sur une grille littorale à haute résolution afin de s'intéresser à la discrimination de cette forte dissipation des vagues (par déferlement ou par friction sur le fond) qui mérite une étude approfondie en passant par de la courantologie. Depuis peu, Héloïse Michaud et Patrick Marsaleix ont implémenté une paramétrisation tenant compte de l'effet des vagues sur la rugosité de surface via le terme de Charnock. Bertin et al. (2011, 2012) ont montré qu'en présence de vagues jeunes, le transfert d'énergie entre le vent et la circulation peut augmenter fortement et influencer le niveau depuis la zone côtière. Ce terme mérite d'être regardé surtout pendant l'événement de TALIM où les vagues ont de fortes chances d'être jeunes.

Un deuxième axe de travail porte sur la compréhension approfondie du niveau. Les résultats des simulations découplées permettent d'aborder une exploration de la question du degré d'interaction entre les contributions du niveau. Seules des équations analytiques permettraient réellement de la discuter mais ces simulations apportent un jeu de données indispensable à leurs réalisations. Par exemple, si une simple addition de la contribution du vent avec la contribution de la pression atmosphérique permet de retrouver par moment la contribution de leur couplage à la dizaine de centimètres près, alors l'interaction entre ces deux contributions dans la physique est faible. Cette information renseigne sur les hypothèses à poser sur ce degré d'interaction comme par exemple une interaction linéaire qui viendrait simplement s'ajouter au reste. Ce type de simulation sera à réaliser sur d'autres sites d'étude avec des contextes différents (non dissipatif, avec un impact plus modéré de la circulation régionale,...). Les prochaines années seront consacrées à l'exploration de ces résultats avec la mise en évidence de lois qui demanderont à être formulées analytiquement pour en comprendre la physique.

Le dernier point porte sur l'aspect opérationnel du calcul de surcote. Prévenir les populations littorales d'un événement extrême et optimiser les systèmes d'alerte et la gestion des crises sont une des priorités des gestionnaires du littoral comme les services des états mais aussi les maires de commune. Obtenir un calcul fiable de surcote avec des contraintes de temps courtes n'est

réalisable qu'avec des moyens de calcul lourds, une connaissance approfondie de la physique de la surcote et l'utilisation des statistiques pour les aspects prévisions. Ces objectifs sont à la base du projet de R&D "LITTOCMS" et de son prototype, la plateforme de calcul MIRMIDON. Sa réalisation ne pouvait être établie qu'au sein d'une thèse à la jointure de l'informatique et de la recherche en océanographie côtière et d'une thèse à la jointure de l'informatique et des statistiques extrêmes (Chailan, 2015). Son développement représente un effort substantiel (1.5 ans) pour aboutir à sa version 1.0. Cette plateforme a fait l'objet d'une publication dans une conférence informatique internationale dont vous trouverez le "demo paper" en annexe E. De plus, le projet LITTOCMS a été valorisé par la signature d'un accord-cadre de partenariat en juillet 2015 entre BRLI, l'Université de Montpellier (UM), l'Institut de recherche pour le développement (IRD) et le CNRS. Au niveau de l'université, nous envisageons d'utiliser cet outil comme un support pédagogique de travaux pratiques. En effet, la prise en main de tels modèles (SYMPHONIE, WAVEWATCH III) est bien souvent trop compliquée (compilation, édition de fichiers de paramètres, données d'entrées) pour être abordée lors de TP. Cet outil propose l'avantage de faire abstraction de l'aspect informatique et de se concentrer sur l'aspect métier.

Bibliographie

- Abgrall, R. (2006). Residual distribution schemes : Current status and future trends. *Computers and Fluids*, 35 :641–669.
- A.Huyer (1990). *Shelf circulation*, volume 9. The sea : ocean engineering science.
- Arakawa, A. and Lamb, V. (1977). Methods of computational physics. *Academic Press.*, 17 :174–265.
- Ardhuin, F. (2011). états de mer : hydrodynamique et applications. Technical report, Ifremer.
- Ardhuin, F., Chapron, P., and Elfouhaily, T. (2004). Waves and the air-sea momentum budget : Implications for ocean circulation modeling. *Journal of Physical Oceanography*, 34 :1741–1755.
- Ardhuin, F., Jenkins, A. D., and Belibassakis, K. A. (2008a). Comments on “the three-dimensional current and surface wave equations”. *Journal of Physical Oceanography*, 38 :1340–1350.
- Ardhuin, F., O’Reilly, W. C., Herbers, T., and Jessen, P. (2003). Swell transformation across the continental shelf. part i : Attenuation and directional broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33 :1921–1939.
- Ardhuin, F., Rasclé, N., and Belibassakis, K. A. (2008b). Explicit wave-averaged primitive equations using a generalized lagrangian mean. *Ocean Modelling*, 20 :35–60.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot., J. F., Magne, R., Roland, A., van der Westhuysen, A., Queffelec, P., Lefevre, J. M., Aouf, L., and Collard, F. (2010). Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I : Definition, calibration, and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40 :1917–1941.
- Auclair, F., Estournel, C., Marsaleix, P., and Pairaud, I. (2006). On coastal ocean embedded modeling. *Geophysical Research Letters*, 33 :L14602.
- Auclair, F., Marsaleix, P., and Estournel, C. (2001). The penetration of the northern current over the gulf of lions (mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanologica Acta*, 24 :529–544.
- Auclair, F., Marsaleix, P., and Mey, P. D. (2003). Space-time structure and dynamics of the forecast error in a coastal circulation model of the gulf of lions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 36 :309–346.
- Beniston, M. and Stephenson, D. B. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44 :1–9.
- Bennis, A., Ardhuin, F., , and Dumas, F. (2011). On the coupling of wave and three-dimensional circulation models : Choice of theoretical framework, practical implementation and adiabatic tests. *Ocean Modelling*, 40 :260–272.
- Bennis, A.-C., Ardhuin, F., and Odaka, T. (2010). Modélisation couplée vagues-courant : développements avec MARS3D et WAVEWATCH III. In *Génie Côtier-Génie Civil*.
- Benoit, M., Marcos, F., and Becq, F. (1996). Development of a third generation shallow water

- wave model with unstructured spatial meshing. In *Coastal Engineering*, pages 465–478.
- Bentsen, M., Evensen, G., Drange, H., and Jenkins, A. D. (1999). Coordinate transformation on a sphere using conformal mapping. *Monthly Weather Review*, 127 :2733–2740.
- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A. B., and Karpytchev, M. (2011). Importance of wave age and resonance in storm surges : The case xynthia, bay of biscay. *Ocean Modelling*, 42 :16–30.
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Breilh, J.-F., and Chaumillon, E. (2012). Contributions des vagues dans la surcote associée à la tempête xynthia, février 2010. In *Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*.
- Blanchet, J. and Davison, A. C. (2011). Spatial modeling of extreme snow depth. *The Annals of Applied Statistics*, 5(3) :1699–1725.
- Bleck, R. and Boudra, D. (1986). Wind-driven spin-up in eddy resolving ocean models formulated in isopynic and isobaric coordinates. *Journal of Geophysical Research*, 91 :7611–7621.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *American Geophysical Union*, 1 :1–17.
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Thibaut, P., and Mercier, F. (2013). Gps-based sea level measurements to help the characterization of land contamination in coastal areas. *Advances in Space Research*, 51 :1383–1399.
- Booij, N., Ris, R., and Holthuijsen, L. (1999). A third-generation wave model for coastal regions 1. model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4) :7649–7666.
- Bouchette, F. (2001). *Interaction houle/sédiment, l'exemple de la rampe du Bassin du Sud Est de la France*. PhD thesis, Université de Montpellier.
- Bowen, A. J., Inman, D., and Simmons, V. P. (1968). Wave 'set-down' and set-up. *Journal of Geophysical Research*, 73 :2569–2577.
- Broecker, W. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1 :79–89.
- Burchard, H. and Bolding, K. (2001). Comparative analysis of four second-moment turbulence closure models for the oceanic mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 31 :1943–1968.
- Cailleau, S., Fedorenko, V., Barnier, B., Blayo, E., and Debreu, L. (2008). Comparison of different numerical methods used to handle the open boundary of a regional ocean circulation model of the Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, 25 :1–16.
- Campmas, L., Bouchette, F., Meulé, S., Petitjean, L., Sous, D., Liou, J.-Y., Leroux-Mallouf, R., Sabatier, F., and Hwang, H.-H. (2014). Typhoons driven morphodynamics of the wan-tzu-liao sand barrier (Taiwan). *Coastal Engineering*, 1 :1.
- Castillo, E. (1988). *Extreme value theory in engineering*. Academic Press, Inc. New York.
- Cavaleri, L., Alves, J.-H., Ardhuin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groeneweg, J., Herbers, T., Hwang, P., Janssen, P., Janssen, T., Lavrenov, I., Magne, R., Monbaliu, J., Onorato, M., Polnikov, V., Resio, D., Rogers, W., Sheremet, A., Smith, J. M., Tolman, H., van Vledder, G., Wolf, J., and Young, I. (2007). Wave modelling – the state of the art. *Progress in Oceanography*, 75 :603–674.
- Cavaleri, L. and Sclavo, M. (2006). The calibration of wind and wave model data in the mediterranean sea. *Coastal Engineering*, 53 :613–627.
- Cazenave, A. and Llovel, W. (2010). Contemporary sea level rise annual review of marine science. *Marine Science*, 2 :145–173.
- Centre canadien de prévision d'ouragan (2003). Formation des cyclones tropicaux.
- Chailan, R. (2015). *Application of Scientific Computing and Statistical Analysis to Address*

- Coastal Hazards*. PhD thesis, University of Montpellier.
- Chailan, R., Toulemonde, G., Bouchette, F., Laurent, A., Sevault, F., and Michaud, H. (2014). Spatial assessment of extreme significant waves heights in the gulf of lions. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(34) :1–17.
- Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81 :639–640.
- Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Smedstad, O. M., Halliwell, G. R., Hogan, P. J., Wallcraft, A. J., Baraille, R., and Bleck, R. (2007). The hycom (hybrid coordinate ocean model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, 65 :60–83.
- Chelton, D. B. and Enfield, D. B. (1986). Ocean signals in tide gauge records. *Journal of Geophysical Research*, 91 :9081–9098.
- Chen, C. R., Beardsley, C., and Cowles, G. (2006a). *An unstructure d grid, finite-volume coastal ocean model : FVCOM user manual*. School for Marine Science and Technology, University of Massachusetts Dartmouth.
- Chen, G.-Y., Chien, C., Su, C., and Tseng, H. (2004). Resonance induced by edge waves in hua-lien harbor. *Journal of Oceanography*, 60(6) :1035–1043.
- Chen, M.-Y., Mei, C. C., and Chang, C.-K. (2006b). Low-frequency spectra in a harbour excited by short and random incident waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 563 :261–281.
- Chen, Y., Shi, F., and Kirby, J. T. (2010). Coupling of wave and circulation models for predicting storm-induced waves, surges, and coastal inundations. Technical report, University of Delaware.
- Chen, Y.-G. and Liu., T. (1996). Sea level changes in the last several thousand years, penghu islands, taiwan strait. *Quaternary Research*, 45 :254–262.
- Cheng, X. and Qi, Y. (2010). On steric and mass-induced contributions to the annual sea-level variations in the south china sea. *Global and Planetary Change*, 72 :227–233.
- Chiou, M.-D., Chien, H., Centurioni, L. R., and Kao, C.-C. (2010). On the simulation of shallow water tides in the vicinity of the taiwan banks. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 21(1) :45–69.
- Church, J., Gregory, J., White, N., Platten, S., and Mitrovica, J. (2011). Understanding and projecting sea level change. *Oceanography*, 24(2) :130–143.
- Church, J. A. and Clark, P. U. (2013). Sea level change. Technical report, IPCC.
- Church, J. A., Roemmich, D., Domingues, C. M., Willis, J. K., White, N. J., Gilson, J. E., Stammer, D., Köhl, A., Chambers, D. P., Landerer, F. W., Marotzke, J., Gregory, J. M., Suzuki, T., Cazenave, A., and Traon, P.-Y. L. (2010). *Understanding Sea-level Rise and Variability, Chapter : Ocean temperature and salinity contributions to global and regional sea-level change*. Wiley-Blackwell.
- Clark, D., Feddersen, F., and Guza, R. (1994). Boussinesq modeling of surfzone tracer plumes, part 2 : Tracer plumes and cross-shore dispersion. *Journal of Geophysical Research*, 116 :C11028.
- Cojan, I. and Renard, M. (2013). *Sédimentologie*. Dunod.
- Cope, S. (2004). *Breaching of UK Coarse-clastic Barrier Beach Systems : Methods developed for predicting breach occurrence, stability and flooded hinterland evolution*. PhD thesis, Department of Geography, University of Portsmouth.
- Cui, M. and Zorita, E. (1998). Analysis of the sea-level variability along the chinese coast and estimation of the impact of a co₂-perturbed atmospheric circulation. *Tellus*, 3 :333–347.
- Darwin, G. (1907). The harmonic analysis of tidal observations. *Scientific papers, Cambridge*

- Univ Press*, 1 :1–70.
- Dean, R. and Dalrymple, R. (1984). *Water wave mechanics for engineers and scientists*. Prentice-Hall.
- Dean, R. G. and Bender, C. J. (2006). Static wave setup with emphasis on damping effects by vegetation and bottom friction. *Coastal Engineering*, 53 :149–156.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hersbach, H., Holm, E., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A., Monge-Sanz, B., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolatoe, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 :553–597.
- Delpy, M. T., Ardhuin, F., Collard, F., and Chapron, B. (2010). Space-time structure of long ocean swell fields. *Journal of Geophysical Research*, 115 :C12037.
- Denamiel, C. (2006). *Modélisation hydrodynamique 3D en zone pré-littorale : Caractérisation des effets des houles de tempête sur la circulation océanique*. PhD thesis, Université Montpellier II.
- Desruisseaux, M. (2004). *Pertinence des données altimétriques en halieutique appliquées à la pêche thonière*. PhD thesis, Paris 6.
- Dietrich, J., Tanaka, S., Westerink, J., Dawson, C., Jr., R. L., Zijlema, M., Holthuijsen, L., Smith, J., Westerink, L., and Westerink, H. (2011a). Performance of the unstructured-mesh, SWAN+ADCIRC model in computing hurricane waves and surge. *Journal of Computer Science*, 1 :1–30.
- Dietrich, J., Zijlema, M., Westerink, J., Holthuijsen, L., Dawson, C., Jr., R. L., Jensen, R., Smith, J., Stelling, G., and Stone, G. (2011b). Modeling hurricane waves and storm surge using integrally-coupled, scalable computations. *Coastal Engineering*, 58 :45–65.
- Dietrich, J. C., BUNYA, S., WESTERINK, J. J., EBERSOLE, B. A., SMITH, J. M., ATKINSON, J. H., JENSEN, R., RESIO, D. T., LUETTICH, R. A., DAWSON, C., CARDONE, V. J., COX, A. T., POWELL, M. D., WESTERINK, H. J., and ROBERTS, H. J. (2010). A high-resolution coupled riverine flow, tide, wind, wind wave, and storm surge model for southern louisiana and mississippi. part ii : Synoptic description and analysis of hurricanes katrina and rita. *Monthly Weather Review*, 138 :378–404.
- Ding, Y., Kuiry, S. N., Elgohry, M., Jia, Y., Altinakar, M. S., and Yeh, K.-C. (2013). Impact assessment of sea-level rise and hazardous storms on coasts and estuaries using integrated processes model. *Ocean Engineering*, 71 :74–95.
- Dolata, L. and Rosenthal, W. (1984). Wave setup and wave-induced currents in coastal zones. *Journal of Geophysical Research*, 89 :1973–1982.
- Donn, W. L. and Balachandran, N. (1969). Coupling between a moving air-pressure disturbance and the sea surface. *Tellus*, 21(5) :701–706.
- Donnelly, C., Kraus, N., and Larson, M. (2006). State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash. *Journal of Coastal Research*, 22 :965–991.
- Doodson, A. (1921). The harmonic development of the tide-generating potential. *Revue hydrographique internationale*, 100 :305–329.
- Doong, D.-J., Chuang, H.-C., Shieh, C.-L., and Hu, J.-H. (2011). Quantity, distribution, and impacts of coastal driftwood triggered by a typhoon. *Marine Pollution Bulletin*, 62 :1446–1454.

- Dube, S., Sinha, P., and ROY, G. (1985). Numerical simulation of storm surges in Bangladesh using a bay-river coupled model. *Coastal Engineering*, 10 :85–101.
- Dufau-Julliand, C. (2004). *Modélisation 3d réaliste de l'hydrodynamique du golfe du lion, méditerranée nord-occidentale, appliquée à l'expérience moogli3. étude de l'eau dense et de l'activité méso-échelle du courant nord*. PhD thesis, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II.
- Eliot, M. and Pattiaratchi, C. (2010). Remote forcing of water levels by tropical cyclones in southwest australia. *Continental Shelf Research*, 30 :1549–1561.
- Estournel, C., Auclair, F., Lux, M., Nguyen, C., and Marsaleix, P. (2009). “scale oriented” embedded modeling of the North-Western Mediterranean in the frame of MFSTEP. *Ocean Science*, 5 :73–90.
- Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J.-L., Auclair, F., and Vehil, R. (2001). The rhone river plume in unsteady conditions : Numerical and experimental results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53 :25–38.
- Estournel, C., de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., and Vehil, R. (2003). Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lion under wind conditions influenced by the continentalorography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research*, 118 :C38059.
- Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P., and Vehil, R. (1997). The plume of the rhone : numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research*, 17 :889–924.
- Finkl, C. W. and Makowski, C. (2014). *Remote Sensing and Modeling : Advances in Coastal and Marine Resources*. Springer.
- Flather, R. (1987). Estimates of extreme conditions of tide and surge using a numerical model of the north-west european continental shelf. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 24 :69–93.
- Frankignoul, C. (2012a). *Cours de circulation de oc'eanique*.
- Frankignoul, C. (2012b). *Variabilité climatique dans les tropiques*.
- Gatti, J. (2008). *Intrusions du courant nord méditerranéen sur la partie est du plateau continental du golfe du lion*. PhD thesis, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II.
- Gatti, J., Petrenko, A., Devenon, J.-L., Leredde, Y., and Ulses, C. (2006). The rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the gulf of lion in december 2003. *Continental Shelf Research*, 26 :1794–1805.
- Geernaert, G. L. (1990). *Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes, in : Surface waves and fluxes*, volume I. Geernaert, G. L.
- Geistdoerfer, P. (2002). *Océanographie générale*. Bibliothèque de l'Institut français d'aide à la formation professionnelle maritime.
- Gibbard, P. L. and Head, M. J. (2009). Iugs ratification of the quaternary system/period and the pleistocene series/epoch with a base at 2.58 ma. *Quaternaire*, 20(4) :411–412.
- GIEC Climate Change (2007). The physical science basis. summary for policy makers. contribution of working group I to the fourth assessment report. Technical report, The Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Gill, A. E. and Niiler, P. P. (1973). The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Research*, 20 :141–177.
- Gordon, A. (1986). Interocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research*, 91 :5037–5046.
- Groeneweg, J. (1999). *Wave-current interactions in a generalized Lagrangian mean formulation*. PhD thesis, Delft University.

- Haidvogel, D. B. and Beckmann, A. (2004). *Numerical Ocean Circulation Modeling*. Imperial College Press.
- Hamblin, P. (1987). Meteorological forcing and water level fluctuations on Lake Erie. *Journal of Great Lakes Research*, 13(4) :436–453.
- Hansen, W. (1966). The reproduction of the motion in the sea by means of hydrodynamical numerical methods. *Mitteilung Inst. Meereskunde, Univ. Hamburg*, 5 :1–57.
- Harris, D. L. (1957). The effect of a moving pressure disturbance on the water level in a lake. *Interaction of Sea and Atmosphere, Meteorological Monograph*, 2 :46–57.
- Hayes, M. (1973). *The Investigation of Form and Processes in the Coastal Zone*. Coastal Research Division, Department of Geology, University of South Carolina.
- Herrmann, M., Somot, S., Sevault, F., Estournel, C., and Deque, M. (2008). Modeling the deep convection in the northwestern mediterranean sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986-1987. *Journal of Geophysical Research*, 113 :C4011.
- Hervouet, J.-M. (2007). *Hydrodynamics of free surface flows, modelling with the finite element method*. J.-M. Hervouet.
- Holland, G. (1980). An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *J. Appl. Meteorol.*, 108 :1212–1218.
- Hsin, Y.-C., Wu, C.-R., and Shaw, P.-T. (2008). Spatial and temporal variations of the Kuroshio east of Taiwan, 1982–2005 : A numerical study. *Journal of Geophysical Research*, 113 :C04002.
- Huang, W., Hsu, C., Kung, C., and Yim, J. Z. (2007). Numerical studies on typhoon surges in the northern taiwan. *Coastal Engineering*, 54 :883–894.
- Hurricane Research Division (2015). Frequently asked questions : What are the average, most, and least tropical cyclones occurring in each basin ?
- Ilich, K. (2006). *Origin of continental shelf seiches, Fremantle, Western Australia*. PhD thesis, University of Western Australia.
- Institut Géographique National (2001). Le système rgf93 et la projection lambert93. Technical report, IGN.
- Jan, S., Chern, C.-S., Wang, J., and Chao, S.-Y. (2004a). The anomalous amplification of m2 tide in the taiwan strait. *Geophysical Research Letters*, 31 :L07308.
- Jan, S., Wang, J., Chern, C.-S., and Chao, S.-Y. (2002). Seasonal variation of the circulation in the taiwan strait. *Journal of Marine Systems*, 35 :249–268.
- Jan, S., Wang, Y.-H., Wang, D.-P., and Chao, S.-Y. (2004b). Incremental inference of boundary forcing for a three-dimensional tidal model : tides in the taiwan strait. *Continental Shelf Research*, 24 :337–351.
- Jeuge-Maynard, I. (2010). *Le petit Larousse illustré*. Larousse, Paris.
- Jia, L., Wen, Y., Pan, S., Liu, J. T., and He, J. (2015). Wave-current interaction in a river and wave dominant estuary : A seasonal contrast. *Applied Ocean Research*, 52 :151–166.
- Kantha, L. and Clayson, C. (1994). An improved mixed layer model for geophysical application. *Journal of Geophysical Research*, 99 :25235–25266.
- Katerina, G. (2007). *Une étude des événements climatiques extrêmes sur l'Europe et le bassin Méditerranéen et de leur évolution futur*. PhD thesis, Université de Paris 6.
- Kim, S. Y., Yasuda, T., and Mase, H. (2010). Wave set-up in the storm surge along open coasts during typhoon anita. *Coastal Engineering*, 57 :631–642.
- Ko, D., Preller, R., Jacobs, G., Tang, T., and Lin, S. (2003). Transport reversals at taiwan

- strait during october and november 1999. *Journal of Geophysical Research*, 108(C11) :3370.
- Komar, P. D. and Enfield, D. B. (1987). Short-term sea-level changes and coastal erosion. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1 :17–27.
- Komen, G., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselman, K., Hasselman, S., and Janssen, P. (1994). *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press.
- Laiz, I., Ferrer, L., Plomaritis, T. A., and Charria, G. (2014). Effect of river runoff on sea level from in-situ measurements and numerical models in the bay of biscay. *Deep-Sea Research II*, 106 :49–67.
- Lallemand, S., Liu, C.-S., and the ACT scientific crew (1997). Swath bathymetry reveals active arc-continent collision near taiwan. *American Geophysical Union*, 78 :173–175.
- Lane, E., Restrepo, J. M., and McWilliams, J. C. (2007). Wave-current interaction : A comparison of radiation-stress and vortex-force representations. *Journal of Fluid Mechanics*, 37 :1122–1141.
- Laplace, P. (1790). *Mémoire sur le flux et le reflux de la mer*. PhD thesis, Mémoire de l’Académie des Sciences.
- Lazure, P. and Dumas, F. (2008). An external-internal mode coupling for 3d hydrodynamical model for applications at regional scale (mars). *Adv. Water Resources*, 31 :233–250.
- Lee, B.-C., Chien, H., Cheng, H.-Y., and Chiou, M.-D. (2010). Evaltaiwan of operational wave forecasts for the northeastern coast of taiwan. *Terr. Atmos. Ocean Sci*, 21(1) :195–210.
- Leredde, Y. (2011). Apports de l’océanographie physique côtière à la caractérisation des risques littoraux. Technical report, Géosciences Montpellier.
- Leredde, Y., Denamiel, C., E, B., Lauer-Leredde, C., Bouchette, F., and Marsaleix, P. (2007). Hydrodynamics in the gulf of aigues-mortes, nw mediterranean sea : in situ and modelling data. *Continental Shelf Research*, 27 :2389–2406.
- Lesser, G., Roelvink, J., van Kester, J., and Stelling, G. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering*, 51 :883–915.
- Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Baranov, O., Garcia, H., Locarnini, R., Mishonov, A., Reagan, J., Seidov, D., Yarosh, E., and Zweng, M. (2012). World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010. *Geophysical Research Letters*, 39 :L10603.
- Li, G., Li, P., Liu, Y., Qiao, L., Ma, Y., Xu, J., and Yang, Z. (2014). Sedimentary system response to the global sea level change in the east china seas since the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 139 :390–405.
- Lin, G.-F., Huang, P.-Y., and Chen, G.-R. (2009). Using typhoon characteristics to improve the long lead-time flood forecasting of a small watershed. *Journal of Hydrology*, 380 :450–459.
- Lin, M.-C., Juang, W.-J., and Tsay, T.-K. (2001). Anomalous amplifications of semidiurnal tides along the western coast of taiwan. *Ocean Engineering*, 28 :1171–1198.
- Liu, H., Xie, L., Pietrafesa, L. J., and Peng, M. (2004). Effect of ocean surface waves on storm surge and coastal flooding. In *American Mathematical Society*.
- Liu, Z. P., Wang, Y. Z., and Guan, J. X. (1989). The features in the variability of monthly mean sea level and sea surface temperature in the coastal area of china during ENSO events. *Marine Sciences*, 4 :13–20. (in Chinese).
- Löfgren, J. S., Haas, R., and Scherneck, H. (2014). Sea level time series and ocean tide analysis from multipath signals at five gps sites in different parts of the world. *Journal of Geodynamics*, 80 :66–80.
- Lombard, A., Cazenave, A., Le Traon, P., and Ishii, M. (2005). Contribution of thermal expan-

- sion to present-day sea-level change revisited. *Global and Planetary Change*, 47(1) :1–16.
- Longuet-Higgins, M. and Stewart, R. (1964). Radiation stresses; a physical discussion, with applications. *Deep-Sea Research*, 11 :529–562.
- Longuet-Higgins, M. and Stewart, R. W. (1960). Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 8 :565–583.
- Losada, I., Reguero, B., Méndez, F., Castanedo, S., Abascal, A., and Mínguez, R. (2013). Long-term changes in sea-level components in latin america and the caribbean. *Global and Planetary Change*, 104 :34–50.
- Luetlich, R. and Westerink, J. (2004). *Formulation and numerical implementation of the 2D/3D ADCIRC finite element model*.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., and Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56 :394–415.
- Madec, G. (2008). *NEMO ocean engine*. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. No 27 ISSN No 1288-1619.
- Malhadas, M. S., o, P. C. L., Silva, A., and Neves, R. (2009). Effect of coastal waves on sea level in óbidos lagoon, portugal. *Continental Shelf Research*, 29 :1240–1250.
- Marcos, M. and Tsimplis, M. N. (2007). Forcing of coastal sea level rise patterns in the north atlantic and the mediterranean sea. *Geophysical Research Letters*, 34 :L18604.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Duhaut, T., Estournel, C., Nguyen, C., and Ulses, C. (2012). Alternatives to the Robert–Asselin filter. *Ocean Modelling*, 41 :53–66.
- Marsaleix, P., Auclair, F., and Estournel, C. (2006). Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23 :1604–1613.
- Marsaleix, P., Auclair, F., and Estournel, C. (2009). Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models : The seamount test revisited. *Ocean Modelling*, 30 :169–177.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., Nguyen, C., and Ulses, C. (2011). An accurate implementation of the compressibility terms in the equation of state in a low order pressure gradient scheme for sigma coordinate ocean models. *Ocean Modelling*, 40 :1–13.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., and Ulses, C. (2008). Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*, 20 :61–89.
- Marsaleix, P., Estournel, C., Kondrachoff, V., and Vehil, R. (1998). A numerical study of the formation of the rhone river plume. *Journal Marine System*, 14 :99–115.
- Mason, E., Molemaker, J., Shchepetkin, A. F., Colas, F., McWilliams, J. C., and Sangrà, P. (2010). Procedures for offline grid nesting in regional ocean models. *Ocean Modelling*, 35 :1–15.
- McWilliams, J., Restrepo, J., and Lane, E. (2004). An asymptotic theory for the interaction of waves and currents in coastal waters. *Journal of Fluid Mechanics*, 511 :135–178.
- Meade, R. H. and Emery, K. O. (1971). Sea level as affected by river runoff, eastern united states. *Science*, 173(3995) :425–428.
- Mei, C. (1989). *Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. Second edition. World Scientific, Singapore.
- Mellor, G. (2003). The three-dimensional current and surface wave equations. *Journal of Physical Oceanography*, 33 :1978–1989.
- Mellor, G. (2008). Reply to arduin et al. *Journal of Physical Oceanography*, 38 :1351–1353.

- Mellor, G. (2011a). Reply to comments by a. bennis and f. arduin. *Journal of Physical Oceanography*, 41 :2013–2015.
- Mellor, G. (2011b). Wave radiation stress. *Ocean Dynamics*, 61 :563–568.
- Mellor, G. (2013). Waves, circulation and vertical dependence. *Ocean Dynamics*, 63 :447–457.
- Meulé, S. (2014). Kunshen task 3. Technical report, CEREGE.
- Michaud (2011). *Impact des vagues sur les courants marins : modélisation multi-échelle de la plage au plateau continental*. PhD thesis, Université Montpellier II.
- Michaud, H., Marsaleix, P., Leredde, Y., Estournel, C., Bourrin, F., Lyard, F., Mayet, C., and Arduin, F. (2012). Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf. *Ocean Science*, 8 :657–681.
- Michaud, H., Robin, N., Estournel, C., Marsaleix, P., Leredde, Y., Certain, R., and Bouchette, F. (2013). 3d hydrodynamic modelling of a microtidal barred beach (sète, NW mediterranean sea) during storm conditions. In *Coastal Dynamics*, volume 10, pages 10–11.
- Miles, J. (1974). Harbour seiching. *Annual Rev. of Fluid Mechanics*, 6 :17–33.
- Moore, L. J., Patsch, K., List, J. H., and Williams, S. J. (2014). The potential for sea-level-rise-induced barrier island loss : Insights from the chandeleur islands, louisiana, usa. *Marine Geology*, 355 :244–259.
- Mori, N., Kato, M., Kim, S., Mase, H., Shibutani, Y., Takemi, T., Tsuboki, K., and Yasuda, T. (2014). Local amplification of storm surge by super typhoon haiyan in leyte gulf. *Geophysical Research Letters*, 41 :5106–5113.
- Myrhaug, D., Holmedal, L. E., Simons, R. R., and MacIver, R. D. (2001). Bottom friction in random waves plus current flow. *Coastal Engineering*, 43 :75–92.
- Nerem, R., Chambers, D., Leuliette, E., Mitchum, G., and Giese, B. (1999). Variations in global mean sea level during the 1997–98 ENSO event. *Geophysical Research Letters*, 26(3005) :8.
- Oertel, G. F. (1985). The barrier island system. *Marine Geology*, 63 :1–18.
- Osuna, P. and Monbaliu, J. (2004). Wave–current interaction in the Southern North Sea. *Journal of Marine System*, 52 :65–87.
- Ou, S.-H., Liau, J.-M., Hsu, T.-W., and Tzang, S.-Y. (2002). Simulating typhoon waves by swan wave model in coastal waters of taiwan. *Ocean Engineering*, 29 :947–971.
- Pairaud, I., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., and Marsaleix, P. (2008). Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1 : Barotropic tides. *Continental Shelf Research*, 28 :1294–1315.
- Pairaud, I. L., Auclair, F., Marsaleix, P., Lyard, F., and Pichon, A. (2010). Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 2 : Baroclinic tides. *Continental Shelf Research*, 30 :253–269.
- Palanisamy, H., A.Cazenave, B.Meyssignac, Soudarin, L., Wöppelmann, G., and Becker, M. (2014). Regional sea level variability, total relative sea level rise and its impacts on islands and coastal zones of indian ocean over the last sixty years. *Global and Planetary Change*, 116 :54–67.
- Patoit, B. (2015). Modeling wave fields with wavewatch iii during tropical cyclones in the south-west pacific : Example of tc pam (march 2015). Master’s thesis, UBO.
- Pattiaratchi, C. (2011). Coastal tide gauge observations : Dynamic processes present in the fremantle record. Technical report, School of Environmental Systems Engineering & UWA Oceans Institute.
- Pattullo, J. (1966). The principal factors influencing seasonal oscillation of sea level. In *The*

- Sea, v. 2 : Interscience, New York, pages 485–496.*
- Petrenko, A., Leredde, Y., and Marsaleix, P. (2005). Circulation in a stratified and wind-forced gulf of lions, nw mediterranean sea : in situ and modeling data. *Continental Shelf Research*, 25 :7–27.
- Phillips, O. (1977). *The Dynamics of the upper ocean*. Phillips, O.M.
- Pichon, A., Morel, Y., Baraille, R., and Quaresma, L. (2011). Internal tide interactions in the bay of biscay : Observations and modelling. *Journal of Marine Systems*, 109-110 :S26–S44.
- Pugh, D. T. (1987). *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Qi, J., Chen, C., Beardsley, R. C., Perrie, W., Cowles, G. W., and Lai, Z. (2009). An unstructured-grid finite-volume surface wave model (fvcom-swave) : Implementation, validations and applications. *Ocean Modelling*, 28 :153–166.
- Rahmstorf, S. (2006). Thermohaline ocean circulation. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, 1 :1–10.
- Raicich, F. (2010). On the contributions of atmospheric pressure and wind to daily sea level in the northern adriatic sea. *Continental Shelf Research*, 30 :1575–1581.
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Hy, A. B. X., Briquieu, L., Pezard, P., and Tessier, B. (2009). Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (holocene deposits, northern gulf of lions, france). *Marine Geology*, 264 :242–257.
- Reelsen, A. (2011). *Play Framework Cookbook*.
- Reffray, G., Fraunie, P., and Marsaleix, P. (2004). Secondary flows induced by wind forcing in the Rhône region of freshwater influence. *Ocean Dynamics*, 54 :179–196.
- Reniers, A., Roelvink, J., and Thornton, E. (2004). Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing. *Journal of Geophysical Research*, 109 :C01030.
- Resio, D. T. and Westerink, J. J. (2008). Modeling the physics of storm surges. *Physics Today*, 1 :33–38.
- Roland, A., Cucco, A., Ferrarin, C., Hsu, T.-W., Liau, J.-M., Ou, S.-H., Umgiesser, G., and Zanke, U. (2009). On the development and verification of a 2-d coupled wave-current model on unstructured meshes. *Journal of Marine Systems*, 78 :244–254.
- Roland, A., Zhang, Y. J., Wang, H. V., Meng, Y., Teng, Y.-C., Maderich, V., Brovchenko, I., Dutour-Sikiric, M., and Zanke, U. (2012). A fully coupled 3d wave-current interaction model on unstructured grids. *Journal of Geophysical Research*, 117 :C00J33.
- Rong, Z., Liu, Y., Zong, H., and Cheng, Y. (2007). Interannual sea level variability in the south china sea and its response to ENSO. *Global and Planetary Change*, 55 :257–272.
- Ross, J. C. (1854). On the effect of the pressure of the atmosphere on the mean level of the ocean. *Journal of the Franklin Institute*, 58(Issue 6) :394–397.
- Schwiderski, E. (1980). Ocean tides ; 1- global ocean tide equations ; 2- a hydrodynamic interpolation model. *Marine Geodesy*, 3 :161–217 and 219–255.
- Shchepetkin, A.F. and McWilliams, J. (2005). The regional oceanic modeling system : a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9 :347–404.
- Shepard, F. (1973). *Submarine geology*. Harper’s Geoscience Series. Harper & Row.
- Sikiric, M. D., Roland, A., Janekovic, I., Tomaz, I., and Kuzmic, M. (2013). Coupling of the regional ocean modeling system (roms) and wind wave model. *Ocean Modelling*, 72 :59–73.
- Simon, B. (2007). *La marée : La marée océanique côtière*. Institut océanographique éditeur.

- Simons, T. and Schertzer, W. (1989). Modeling wind-induced water setup in lake st. clair. *Journal of Great Lakes Research*, 15(3) :452–464.
- Soomere, T., Eelsalu, M., Kurkin, A., and Rybin, A. (2015). Separation of the baltic sea water level into daily and multi-weekly components. *Continental Shelf Research*, 103 :23–32.
- Soulsby, R., Stive, M., de Vriend, H., Fredsoe, J., Hamm, L., Teisson, C., and Winterwerp, J. (1995). Bed shear stresses due to combined waves and current. *Advances in coastal morphodynamics*, 1 :4–20 4–23.
- Sous, D., Campmas, L., Meulé, S., Bouchette, F., Liou, J. Y., Rey, V., and Touboul, J. (2013). Wave setup and watertable overheight in the cigu sand barrier (taiwan) during the talim tropical storm. In *Coastal Dynamics*.
- Stopa, J. E. and Cheung, K. F. (2014). Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis interim and the NCEP climate forecast system reanalysis. *Ocean Modelling*, 75 :65–83.
- Taebi, S., Lowe, R. J., Pattiaratchi, C. B., Ivey, G. N., Symonds, G., and Brinkman, R. (2011). Nearshore circulation in a tropical fringing reef system. *Journal of Geophysical Research*, 116 :C02016.
- Tang, L., min Zhan, J., and zhan Chen, Y. (2010). Typhoon process and its impact on the circulation in the northern-south china sea. *Journal of Hydrodynamics*, 23(1) :95–104.
- Tolman and Hendrik, L. (2014). User manual and system documentation of WAVEWATCH III® version 4.18. Technical report, MMAB Contribution n 316.
- Tseng, Y.-H., Breaker, L. C., and Chang, E. T.-Y. (2010). Sea level variations in the regional seas around taiwan. *Journal of Oceanography*, 66 :27–36.
- Tsimplis, M. and Woodworth, P. (1994). The global distribution of the seasonal sea level cycle calculated from coastal tide gauge data. *Journal of Geophysical Research*, 99(C8) :16031–16039.
- Uchiyama, Y., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. F. (2010). Wave-current interaction in an oceanic circulation model with a vortex-force formalism : Application to the surf zone. *Ocean Modelling*, 34 :16–35.
- Ulses, C., Estournel, C., de Madron, X. D., and Palanques, A. (2008a). Suspended sediment transport in the gulf of lions (NW Mediterranean) : Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research*, 28 :2048–2070.
- Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., de Madron, X. D., and Marsaleix, P. (2008b). Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005 : Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters*, 35 :L7610.
- Undefined (1847). Extract from observations on the tides, deduced from tidal observations made in plymouth dockyard, from august, 1831, to september, 1833. *journal of the Franklin Institute*, 43(Issue 3) :213–215.
- Vinogradova, N. T., Ponte, R. M., and Stammer, D. (2007). Relation between sea level and bottom pressure and the vertical dependence of oceanic variability. *Geophysical Research Letters*, 34(L03608) :1–5.
- Voris, H. K. (2000). Maps of pleistocene sea levels in southeast asia : shorelines, river systems and time durations. *Journal of Biogeography*, 27 :1153–1167.
- Walker, G. T. (1923). Correlation in seasonal variations of weather. viii. a preliminary study of world weather. *Mem. Indian Meteorol. Dep.*, 24(4) :75–131.
- Wang, B. (2002). Kelvin waves. Elsevier Science.

- Wang, B., Shen, J., and Chen, S. (1992). Analysis of seasonal variations in sea level along the changjiang estuary, china. *American Geophysical Union*, 11 :69.
- Weber, J. E. H., Christensen, K. H., and Denamiel, C. (2009). Wave-induced setup of the mean surface over a sloping beach. *Continental Shelf Research*, 29 :1448–1453.
- Weir, B., Uchiyama, Y., Lane, E. M., Restrepo, J. M., and McWilliams, J. C. (2011). A vortex force analysis of the interaction of rip currents and surface gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 116 :C05001.
- Weisberg, R. H. and Zheng, L. (2008). Hurricane storm surge simulations comparing three-dimensional with two-dimensional formulations based on an ivan-like storm over the tampa bay, florida region. *Journal of Geophysical Research*, 113 :C12.
- Weiss, J., Bernardara, P., and Benoit, M. (2014). Formation of homogeneous regions for regional frequency analysis of extreme significant wave heights. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(5) :2906–2922.
- Welander, P. (1961). Numerical prediction of storm surges. *Advances in Geophysics*.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F., and Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools : Improved version released. *EOS Trans. AGU*, 94 :409–410.
- Westerink, J. J., Hope, M. E., Kennedy, A. B., Westerink, H. J., and Cox, A. T. (2014). Hurricane sand (2012) waves, surge and circulation : validation and analysis using the swan+adcirc wave circulation model. In *Coastal Engineering*.
- Wunsch, C. (2002). What is the thermohaline circulation? *Science*, 292 :1179–1181.
- Xie, L., Liu, B., Liu, H., and Guan, C. (2008). Numerical simulation of tropical cyclone intensity using an air–sea–wave coupled prediction system. *Ocean Science*, 18 :19–43.
- Yang, M., Chen, K., and Shiao, S. (2003). A new height reference network in taiwan. *Survey Review*, 37(290) :259–268.
- Yu, J.-Y. (2009). Lecture 9 : Tropical storms and hurricanes. Technical report, University of California - Irvine.
- Yu, K. and Chen, T. (2009). Beach sediments from northern south china sea suggest high and oscillating sea levels during the late holocene. *Earth Science Frontiers*, 16 :138–145.
- Zecchetto, S. and Accadia, C. (2014). Diagnostics of T1279 ECMWF analysis winds in the mediterranean basin by comparison with ASCAT 12.5 km winds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140 :2506 – 2514.
- Zhang, W., Shi, F., Hong, H., Shang, S., and Kirby, J. T. (2010). Tide surge interaction intensified by the taiwan strait. *Journal of Geophysical Research*, 115 :C06012.
- Zhang, Y. and Baptista, A. (2008). SELFE : a semi-implicit eulerian–lagrangian finite element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*, 21 :71–96.
- Zuo, J., He, Q., Chen, C., Chen, M., and Xu, Q. (2012). Sea level variability in east china sea and its response to enso. *Water Science and Engineering*, 5 :164–174.
- Zuo, J. C., Yu, Y. F., and Chen, Z. Y. (1994). The analysis of sea level variation factor along china coast. *Advance in Earth Sciences*, 9(5) :48–53. (in Chinese).

Annexes

Annexe A

Résultats de la simulation "1f" pendant la saison des typhons 2012

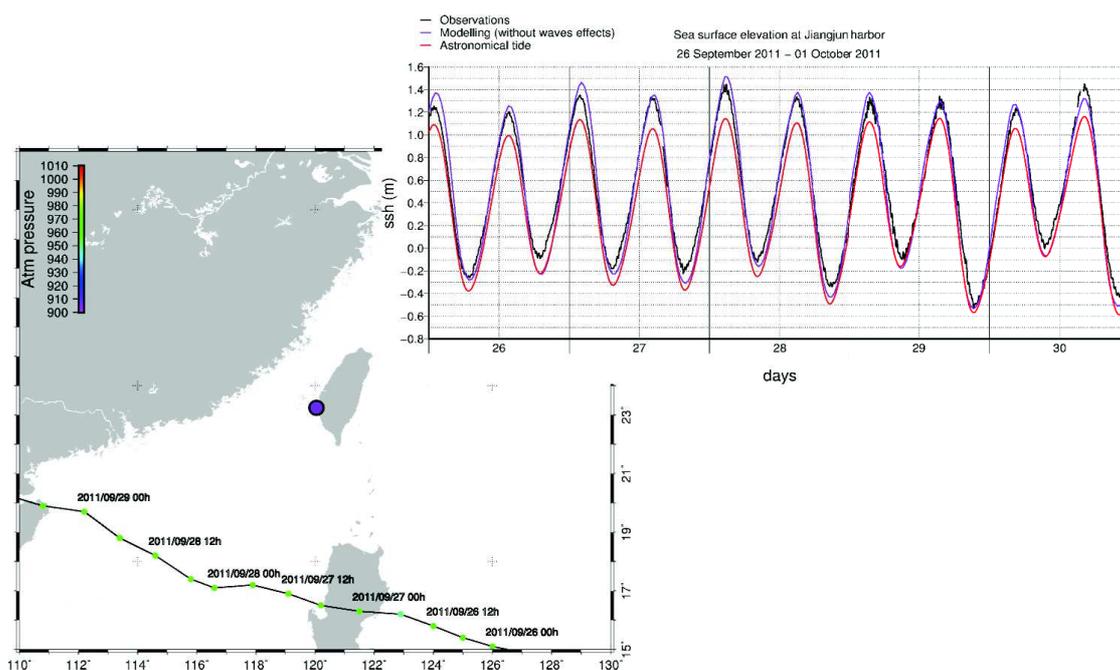


FIGURE A.1 – Trajectoire du typhon NESAT au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

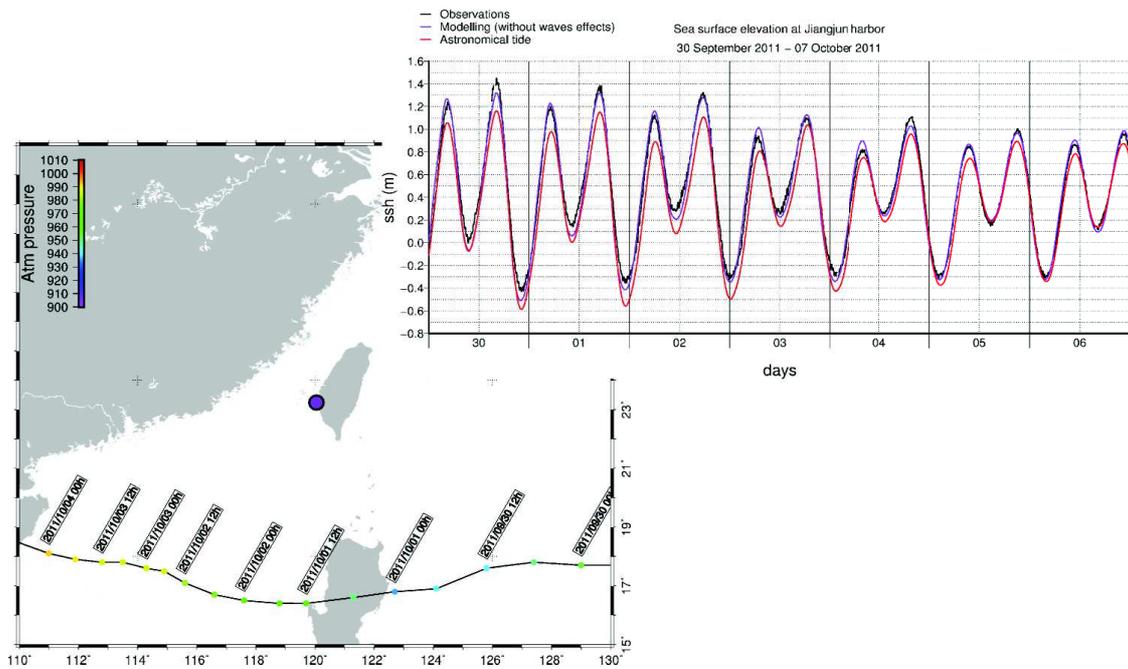


FIGURE A.2 – Trajectoire du typhon NALGAE au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

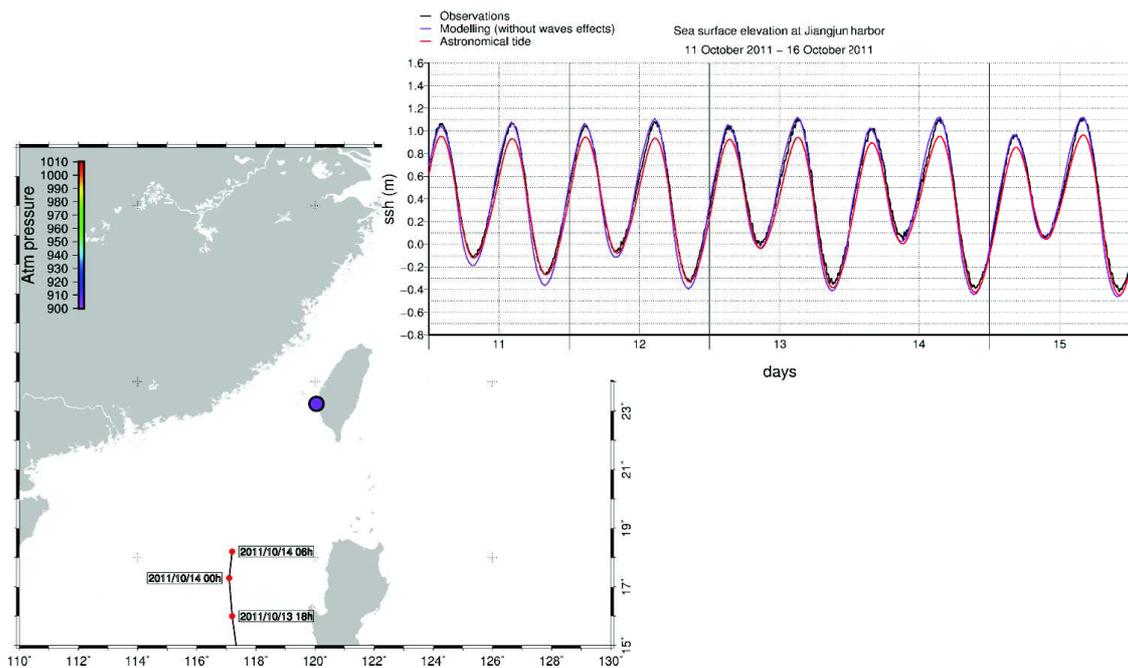


FIGURE A.3 – Trajectoire du typhon BANYAN au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

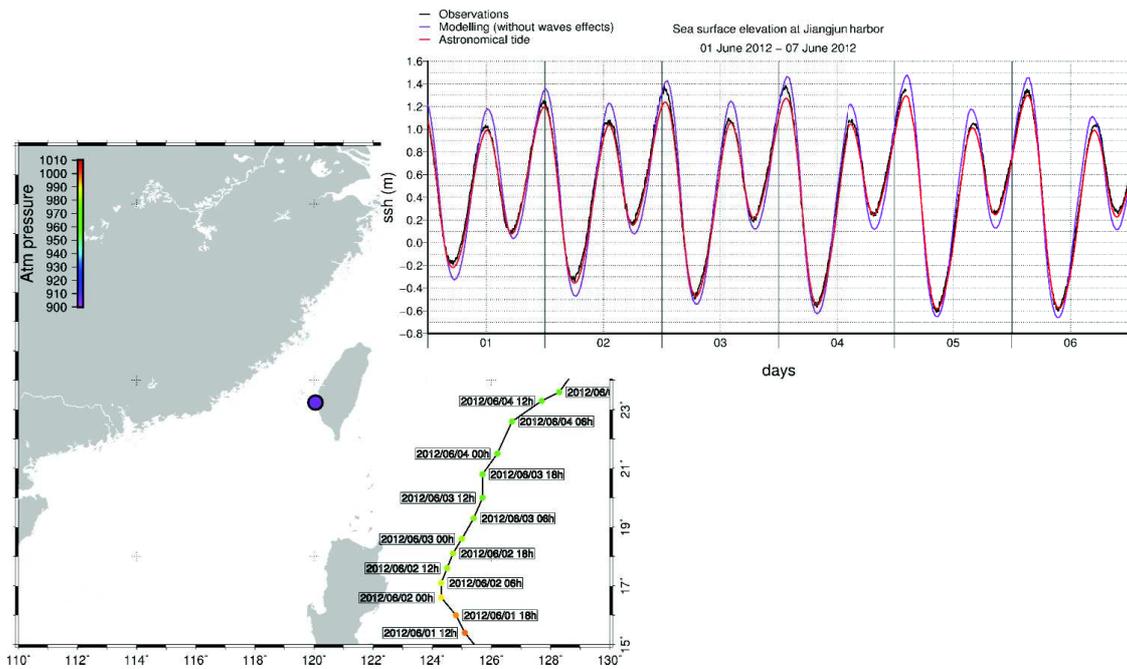


FIGURE A.4 – Trajectoire du typhon MAWAR au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

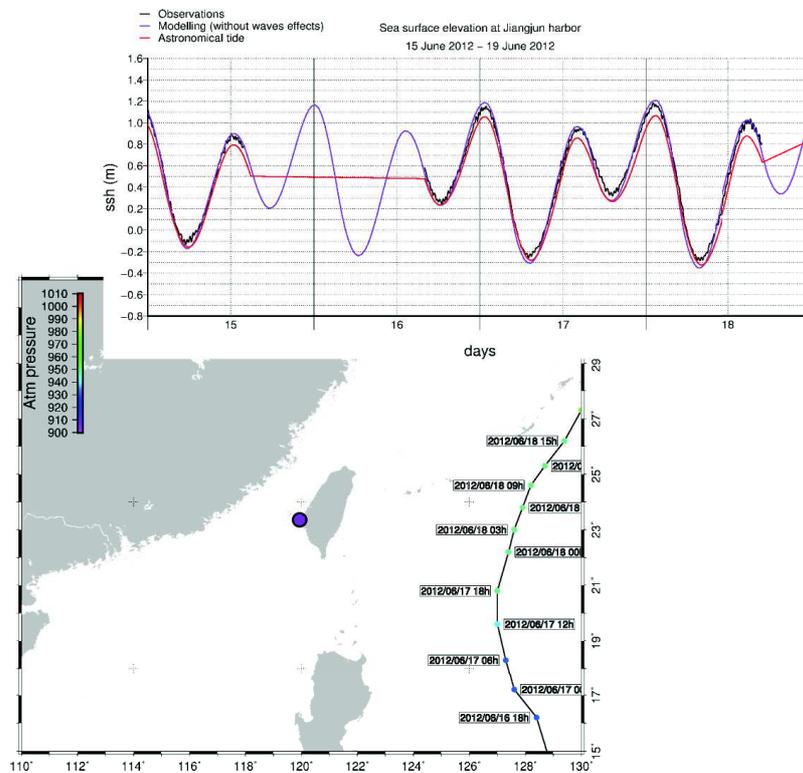


FIGURE A.5 – Trajectoire du typhon GUCHOL au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

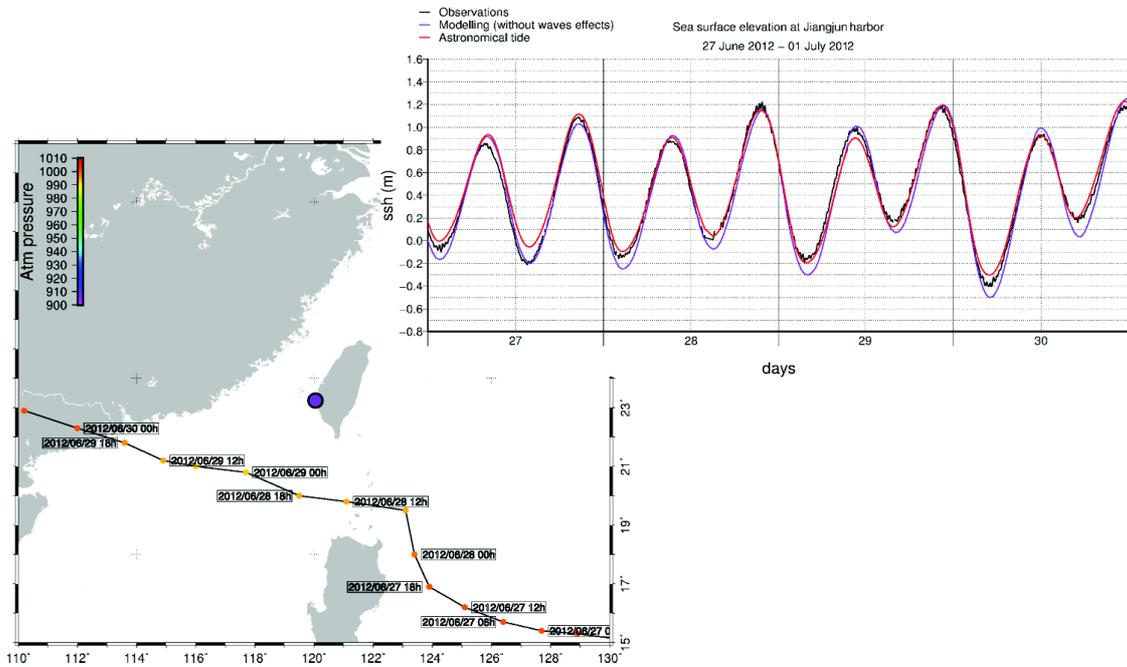


FIGURE A.6 – Trajectoire du typhon DOKSURI au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

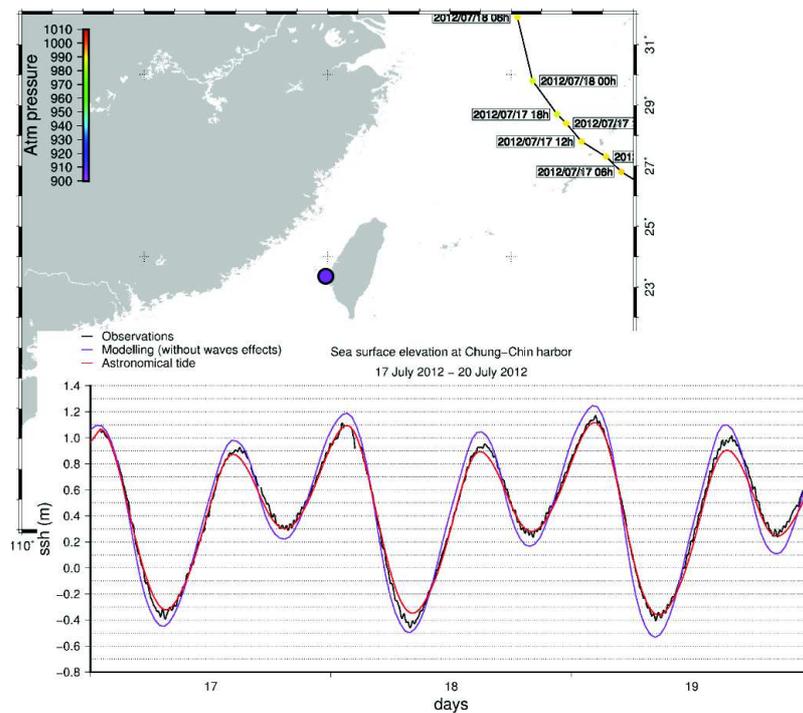


FIGURE A.7 – Trajectoire du typhon KHANUN au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

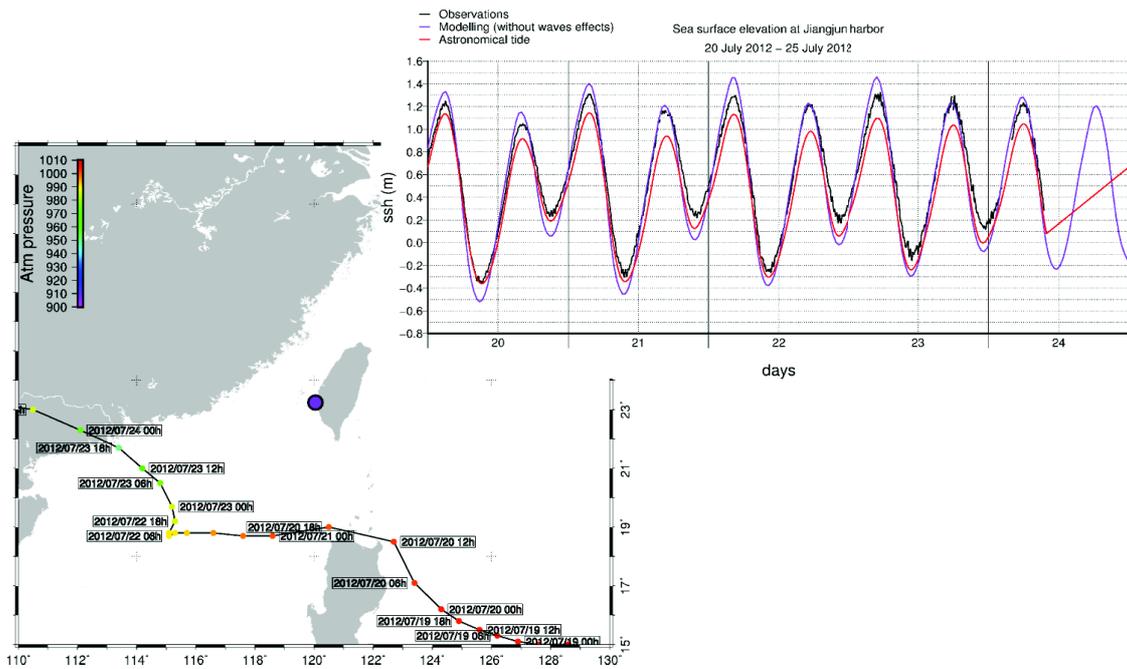


FIGURE A.8 – Trajectoire du typhon VICENTE au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

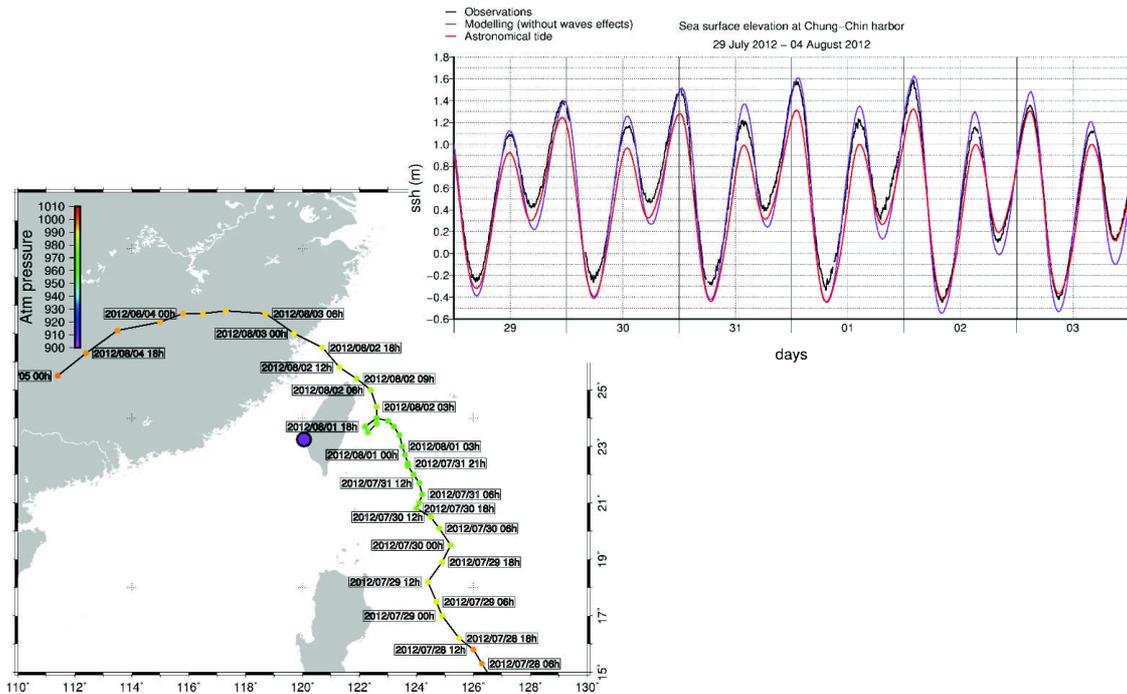


FIGURE A.9 – Trajectoire du typhon SAOLA au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

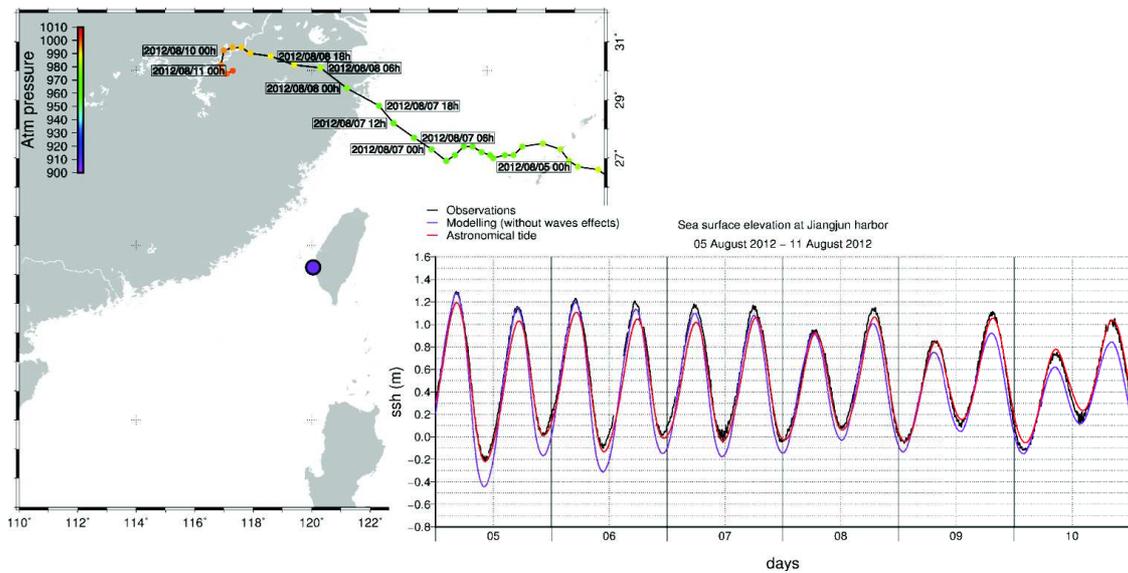


FIGURE A.10 – Trajectoire du typhon HAIKUI au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

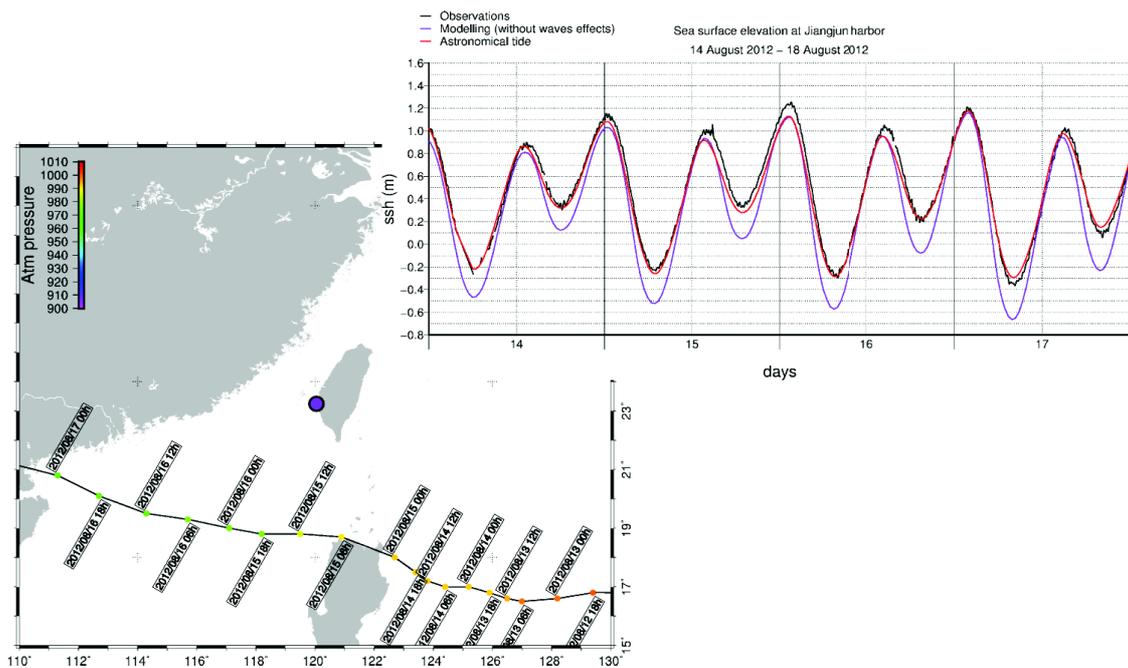


FIGURE A.11 – Trajectoire du typhon KAI-TAK au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

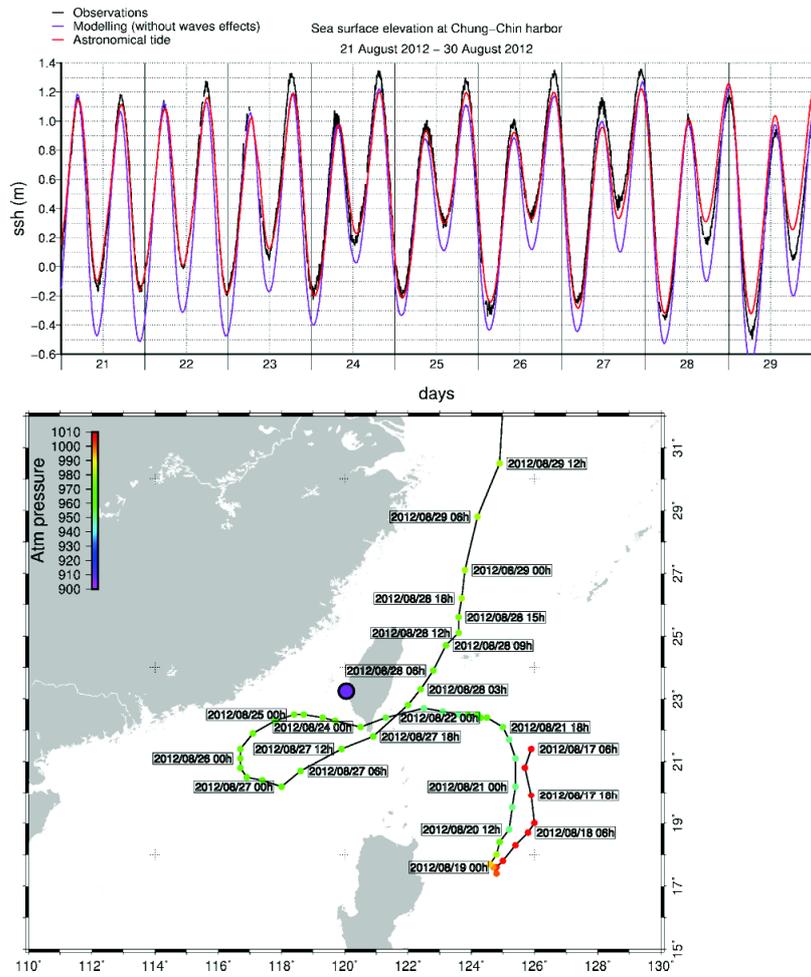


FIGURE A.12 – Trajectoire du typhon TEMBIN au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

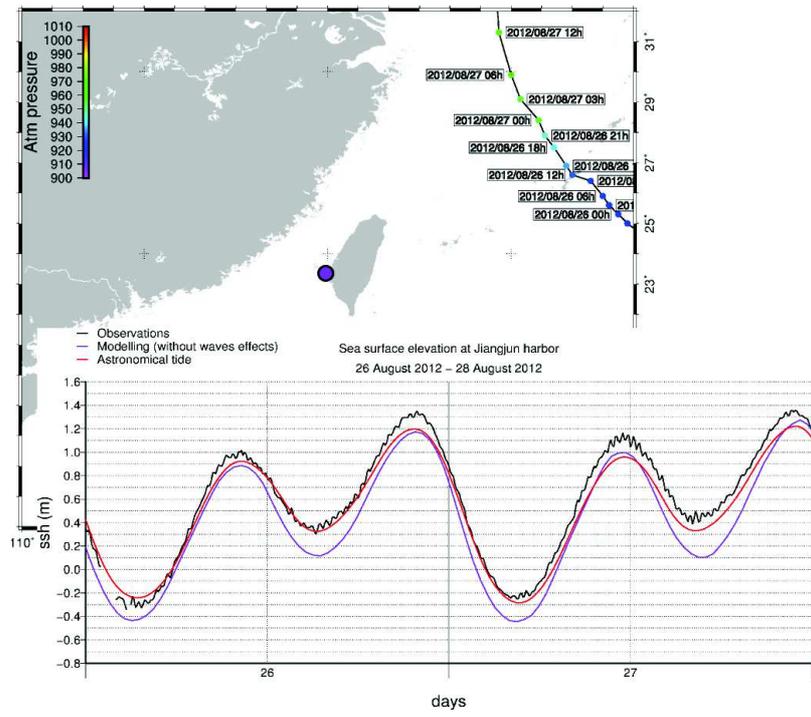


FIGURE A.13 – Trajectoire du typhon BOLAVEN au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

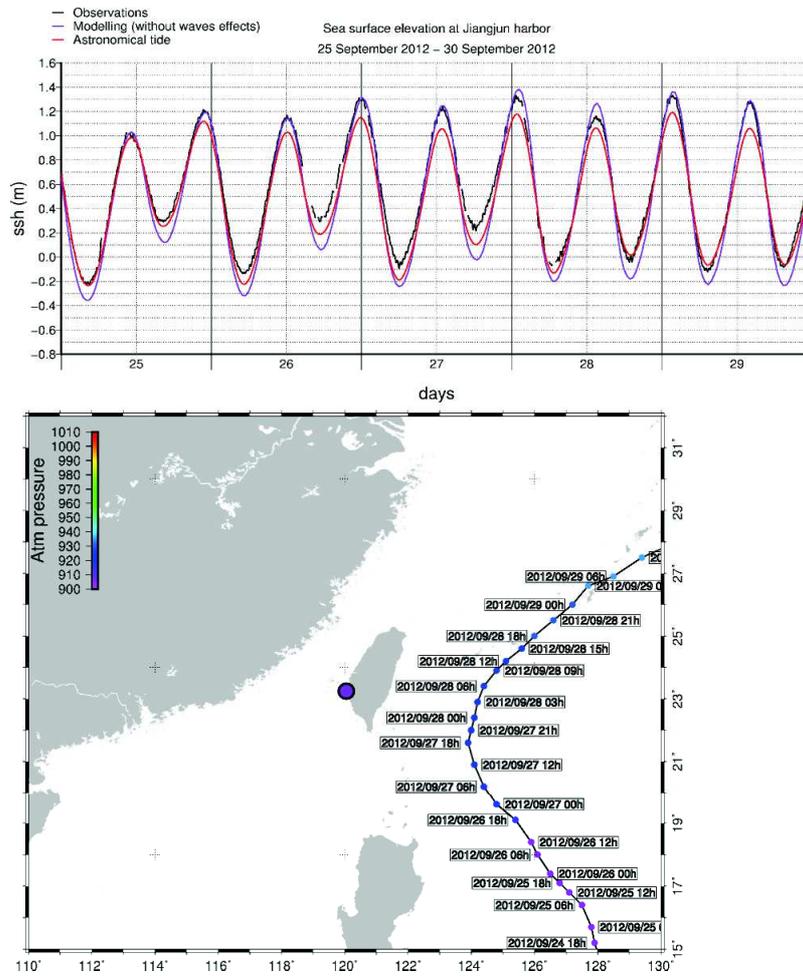


FIGURE A.14 – Trajectoire du typhon JELAWAT au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

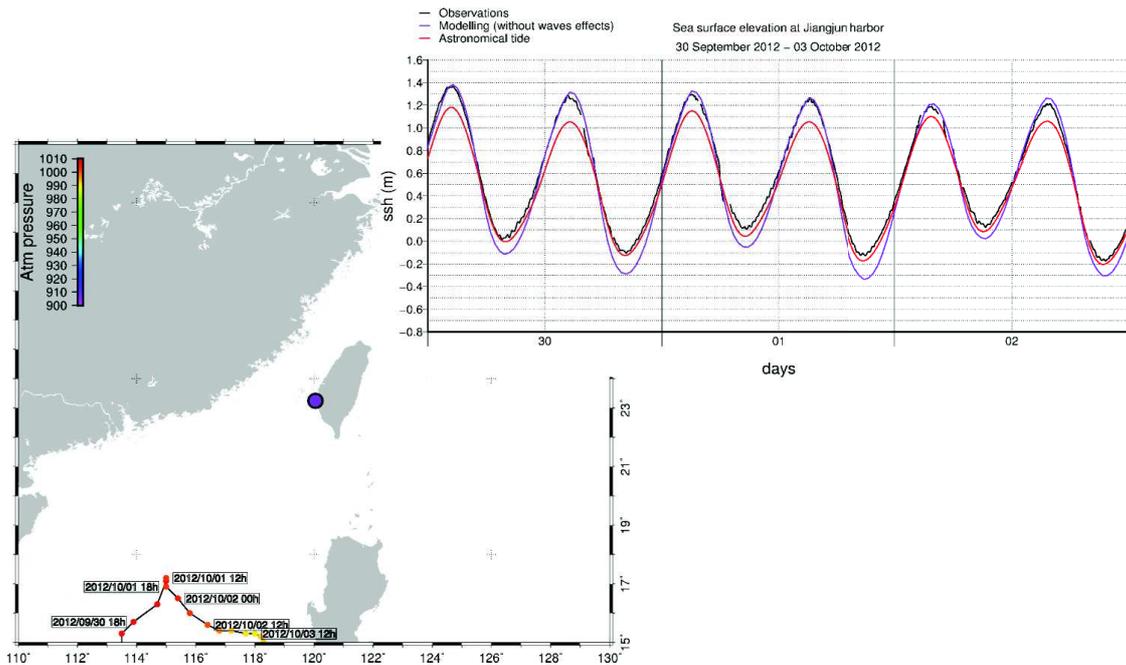


FIGURE A.15 – Trajectoire du typhon GAEMI au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

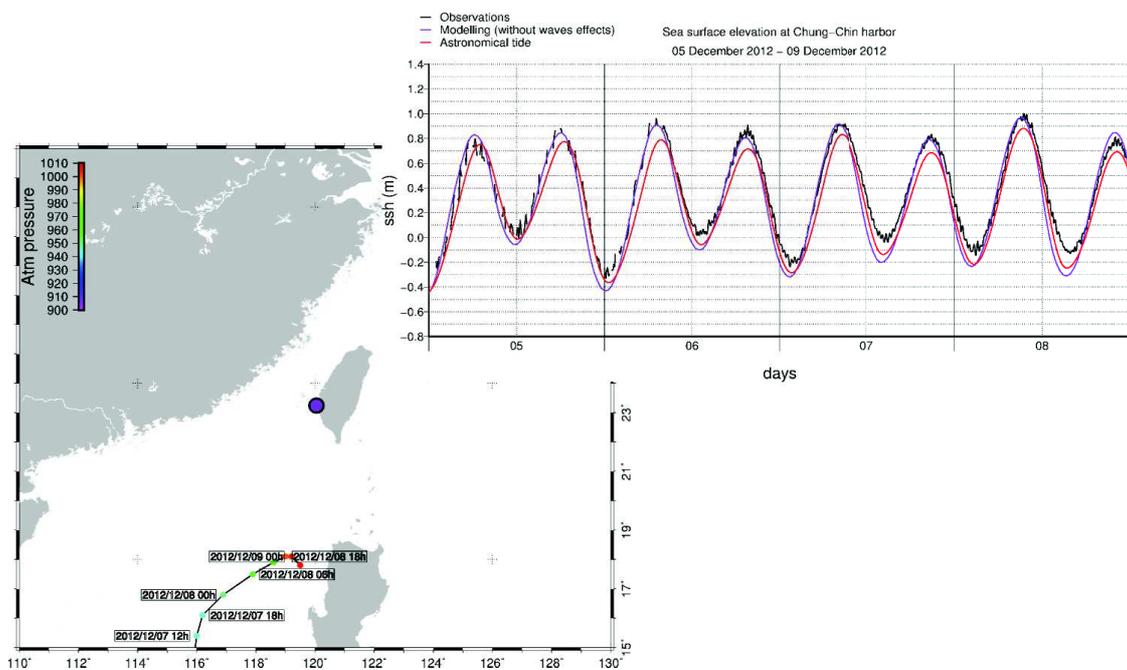


FIGURE A.16 – Trajectoire du typhon BOPHA au cours du temps et comparaison du niveau observé à Jiangjun, du niveau prédit par le CWB avec celui modélisé par la simulation "1F".

Annexe B

International Conference on Coastal Engineering 2014, Seoul, South Korea, June 2014 : Realistic simulation of instantaneous nearshore water level during typhoon

REALISTIC SIMULATION OF INSTANTANEOUS NEARSHORE WATER LEVELS DURING TYPHOONS

Fabien Rétif¹, Frédéric Bouchette¹, Patrick Marsaleix², Jiing-Yih Liou³, Samuel Meulé⁴, Héloïse Michaud⁵, Li-Ching Lin³, Kao-Shu Hwang³, Nans Bujan³, Hwung-Hweng Hwung³, SIROCCO Team²

3D hydrodynamic simulations were performed on an area extending 600 km off Taiwan island for the period running from September 2011 to December 2012. We covered a winter Monsoon season and a summer season with 17 typhoons recorded. By comparing simulations and measurements during the TALIM typhoon, our model reproduces correctly the storm surge observed along the Wan-Tzu-Liao sand barrier (South-West Taiwan). By a modelling approach, we analyzed the regional hydrodynamic mechanisms which control the sea surface elevation at the Chung-Chin harbour. Tide is the dominant forcing of the water level with more than 1 meter above the mean sea level. Global currents contribute up to 80 cm to the water level but during the SAOLA typhoon, the elevation reached 1 meter. The contribution of atmospheric forcings is lower but it can generate 30 cm of elevation (e.g. during GUCHOL and TALIM typhoons).

Keywords: instantaneous water level; wind; wave; current; typhoon; extreme phenomena

INTRODUCTION

The nearshore water levels vary at different timescales from minutes to years and are governed by the astronomical tides, meteorological conditions (pressure, wind), geostrophic currents, waves, local bathymetry and a set of others local and remote factors (Chelton and Enfield, 1986).

It often occurs that coastal regions experience high water levels during extreme events like typhoons. During this kind of events, it has been observed that the water level rises to several meters above its usual mean value, causing considerable damages to natural and artificial structures. The impact of extreme water levels along the coasts significantly increases while the mean sea level and the number of extreme meteorological events arise. To better understand and predict such an impact, it is fundamental to better characterize the conditions driving high water levels. This question has been studied by many authors during the 50 past years especially by a combination of measurement and simulations, which become more and more powerful.

Pugh (1987) emphasized the effect tides and atmospheric conditions in storm surge. Wang and Elliott (1978) show the importance to include large scale forcings (open ocean conditions, local wind and non-local forcings) in nearshore modelling. Bowen et al. (1968) demonstrated that the wave setup is a key parameter to controlling negative and positive changes in mean water level at the shoreline. Dean and Bender (2006) or also Weber et al. (2009) highlighted that during storms, the wave setup can be the dominant process.

Dealing with most of the oceanographical forcings to the exception of waves (atmospheric conditions, global scale circulation and rivers), we propose to analyze the best forcings that control the water elevation along a sandy system located South-Western Taiwan during a contrasted range of meteo-marine conditions (complex bathymetries, warm currents and extreme meteorological events).

SETTINGS

The island of Taiwan displays a total of 1394 km of coastline, rocky shores to the East, flat and sandy beaches to the West (Doong et al., 2011).

Regional morphology

The West coast looks out onto the Taiwan Strait (TS)(Figure 1A), bounded by the China continent to the West and Taiwan to the East. It is a shallow strait 180km wide, 350km long and 80m depth in average. To the North, the strait is connected to the East China Sea (ECS), which is essentially a broad continental shelf extending hundreds of kilometers offshore ; and conversely the South is open to the South China Sea (SCS), where the shelf gradually narrows (Chiou et al., 2010). Waters in the South and East China Seas are exchanged through the strait.

¹Montpellier II University

²Toulouse University

³National Cheng Kung University

⁴Aix-Marseille University

⁵SHOM

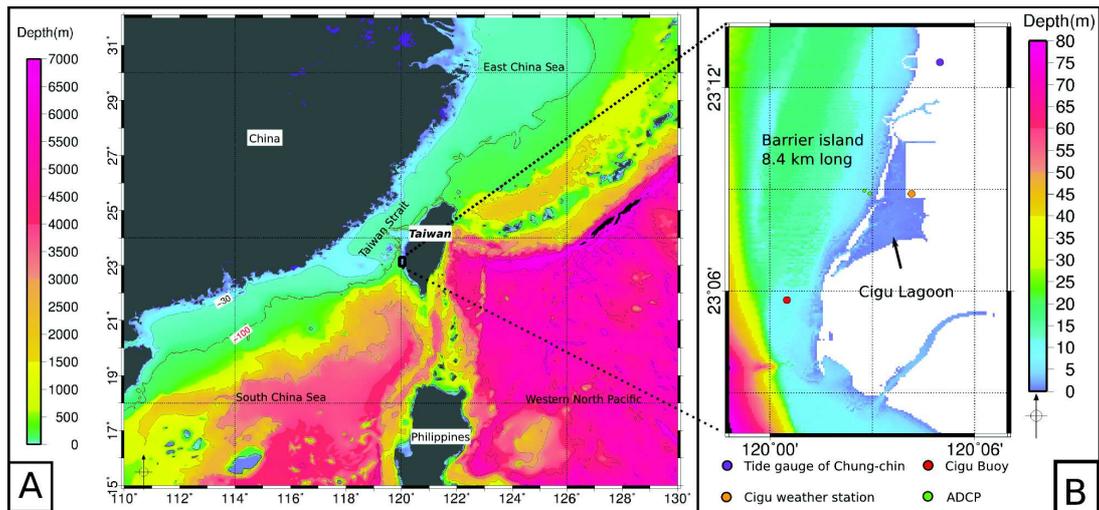


Figure 1: A) Bathymetry of the Taiwan strait; B) Bathymetry of the Wan-Tzu-Liao barrier and the location of the instruments.

Hydrodynamics

The astronomical tides in the TS are primarily semidiurnal and has a large spatial variation (Zhang et al., 2010) due to the complex bottom topography (shallow in the TS and steep in the SCS) and a great influence on the wind-induced circulation (monsoon winds, local winds) making large variations on the distribution, propagation and dissipation of the tidal energy and currents (Zu et al., 2007; Doong et al., 2011). The mean tidal range in its north-western end is larger than 4 m while that in the south-eastern end is smaller than 1 m.

The East coast looks out onto the abyssal depths of the western North Pacific (WNP) and the Kuroshio surface current. The Kuroshio originates from the North Equatorial Current in the western Equatorial Pacific Ocean, fringes the Philippine islands and then diverts South of Taiwan between two branches making a loop South-West Taiwan in the South China Sea. The fastest northward directed branch is located East of Taiwan with currents reaching a depth of 1000 m at some latitudes. There, the mean Kuroshio velocity between 0 and 50m reaches up to 1.3 m/s at a distance between 20 and 40 km from the East coast (Hsin et al., 2008). The main branch then turn east after passing along Taiwan to follow the Okinawa Trough.

Climate

Taiwan is crossed by the Tropic of Cancer. This humid subtropical region experiences a Monsoon season from October to May, characterized by a constant medium northerly wind and a typhoon season from June to August, characterized by a fair weather disrupted by strong energetic typhoons (Figure 2). The island is located on the most of typhoon's tracks which come from the western North Pacific (WNP). Every year, three or four typhoons strike Taiwan directly and around twenty pass near it bringing abundant rainfall to the area (Lin et al., 2009).

Hydrography and field site

The annual rainfall reaches 2500 mm, which is 2.5 times the world average. However, rainfall concentrates between May and October, with 75% of the total annual rainfall. Taiwan has 129 rivers, most of which are short with small and steep drainage basins with rapid flows. Due to the topography of the land, most rivers flow East or West. The runoff concentration time of the rivers is quite short. The longest river, the Choschui river, is only 186 km long, but its steepness is approximately 1/60. Because the rivers are short and steep, water discharges respond rapidly to rainfall intensity (Doong et al., 2011).

These conditions make Taiwan one of the most vulnerable area frequently suffering from nature disasters. The south-western coast of Taiwan displays a single well-expressed lagoonal system which is regularly exposed to extreme meteorological events. Ours study focuses on the Wan-Tzu-Liao sand barrier which pro-

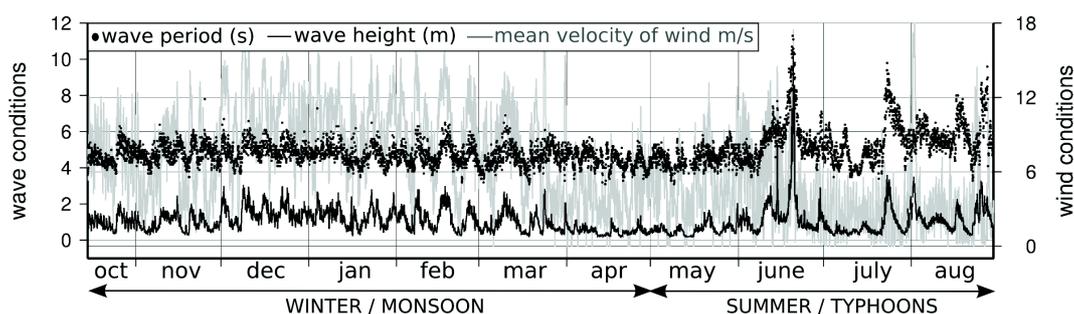


Figure 2: Wind/wave conditions at the CIGU buoy during the simulated period (Campmas et al., 2014).

protects the Cigu lagoon and harbour. The barrier of Wan-Tzu-Liao (Figure 1B) is a 7km long and 100-500m wide sand barrier, located on the Taiwan Strait near Tainan city.

NUMERICAL MODEL AND DRIVING FORCES

SYMPHONIE : 3D coastal circulation model

SYMPHONIE is an hydrostatic coastal circulation model developed by the SIROCCO team (Marsaleix et al., 2008) (Table 1). The components of the current, the temperature and the salinity are computed on a staggered C-grid thanks to a classic finite difference method. A generalized sigma coordinate (Ulses et al., 2008) is used in order to refine resolution near the bottom and the surface with special attention paid to the pressure gradients (Marsaleix et al., 2009, 2011). To this vertical grid is associated a polar curvilinear horizontal grid which refines the resolution near the coast while keeping reasonable computing times (Bentsen et al., 1999). We compute the baroclinic and barotropic velocity components separately following the time stepping method consisting of a Leap Frog scheme combined to a Laplacian filter (Marsaleix et al., 2012).

Table 1: Description of the SYMPHONIE model

Numerical method	C-grid, s coordinate, energy conserving	Marsaleix et al. (2008)
Time Stepping	Leap-Frog+Laplacian Filter	Marsaleix et al. (2012)
Pressure Gradient	Pressure Jacobian	Marsaleix et al. (2009)
Equation of state	McDougall 2003	Marsaleix et al. (2011)
Open boundary conditions	Radiation conditions	Marsaleix et al. (2006)
Sea surface conditions	Bulk formulae, Craig & Banner TKE boundary conditions	Estournel et al. (2009)
Turbulence closure	K-eps	Michaud et al. (2012)
Tides	Tide potential & TUGO nesting	Pairaud et al. (2008)
T,S advection	QUICK	
River input	Lateral condition	Estournel et al. (2001)
Wave effect	glm2z-RANS theory	Michaud et al. (2012)

Radiative conditions are applied at the lateral open boundaries (Marsaleix et al., 2006). The large scale forcing terms, included in the radiation conditions formulation, are provided by the daily outputs of the MERCATOR system (Madec, 2008). The relevant questions related to the nested models are discussed in Estournel et al. (2009) and Auclair et al. (2006). The high frequency barotropic forcing is provided by the FES2012 global tidal atlas (Lyard et al., 2006) and the astronomical tide potential has been implemented in the momentum equations according to Pairaud et al. (2008).

The air/sea fluxes are computed by the bulk formulae detailed in Estournel et al. (2009) and are provided by the ECMWF system (Dee et al., 2011). The river discharge is introduced through a lateral volume and salt conserving condition (Reffray et al., 2004).

The model domain

In this numerical simulation, we used a large scale domain ranging 600 km off the Taiwan island (Figure 3) in order to reduce the effect of erroneous boundary conditions and to reproduce as best as possible

remote effects of typhoons. The grid has 822 x 322 nodes, with a varying resolution from 5.6 km at the offshore to 460 m in the nearshore. This polar grid allows condensing the grid points in the area of interest, thus helping to avoid an excessive computational load. The vertical discretization is 40 sigma levels.

The GEBCO bathymetry data (8 min), a 100 m bathymetry resolution acquired during the ACT cruise in 1996 (Lallemand et al., 1997) and a high resolution bathymetry (10 m) made by the KUNSHEN project were combined to characterized the water depth on the computational grid.

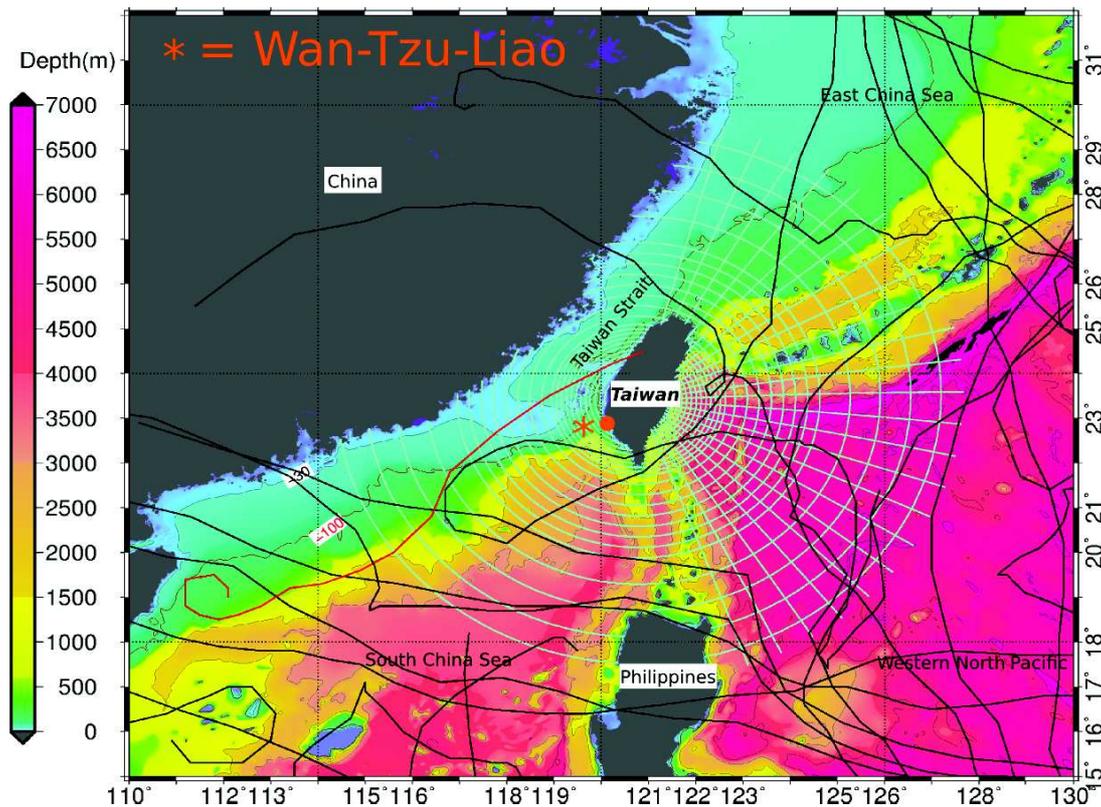


Figure 3: The regional polar grid with a nearshore resolution of 460 m in the nearshore and 5.6 km at the offshore and typhoon tracks during the simulation period. The red track is the TALIM typhoon.

The simulated period

Our simulation lasts from September 2011 to December 2012. This period includes the monitored period of the KUNSHEN project. The figure 3 shows the typhoons tracks recorded during this period. We have 17 typhoons which passed over the domain classified in tropical depressions or typhoons. Table 2 shows typhoon characteristics provided by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the storm surge measured in the Chung-Chin harbour. The storm surge is given by : *Observed Water Level – Predicted Water Level*.

Table 2: Overview of the typhoons which passed over your domain during the simulated period.

Name	Time period (UTC)	Max wind velocity (m/s)	Min pressure (hPa)	Max storm surge (cm) *
NESAT	2011-09-23 - 2011-09-30	41.15	950	+29.2
NALGAE	2011-09-26 - 2011-10-05	48.87	935	+29
BANYAN	2011-10-09 - 2011-10-14	18	1002	+15.6
MAWAR	2012-05-31 - 2012-06-13	38.58	960	+9
GUCHOL	2012-06-10 - 2012-06-22	51.44	930	+22.7
TALIM	2012-06-16 - 2012-06-20	25.72	985	+23.6
DOKSURI	2012-06-25 - 2012-06-30	20.57	992	+3.7
KHANUN	2012-07-14 - 2012-07-20	25.72	985	+5.5
VICENTE	2012-07-18 - 2012-07-25	41.15	950	+18.2
SAOLA	2012-07-26 - 2012-08-05	36	960	+26.7
HAIKUI	2012-08-01 - 2012-08-11	33.43	965	-
KAI-TAK	2012-08-12 - 2012-08-18	33.43	970	+4.7
TEMBIN	2012-08-17 - 2012-09-01	41.15	950	+6.5
BOLAVEN	2012-08-19 - 2012-09-01	51.44	910	+6.5
JELAWAT	2012-09-20 - 2012-10-03	56.58	905	+17.6
GAEMI	2012-09-29 - 2012-10-07	25.72	990	-
BOPHA	2012-11-25 - 2012-12-09	51.44	930	+14.6

* Observed at the Chung-Chin tide gauge.

- HAIKUI appeared in the same time as SAOLA but according to its track, only SAOLA impacted our area.

- GAEMI appeared in the same time as JELAWAT but according to its track, only JELAWAT impacted our area.

The highest sustained wind velocity and the smallest eye pressure on our area was observed during the typhoon JELAWAT at the end of September 2012. Its track was far from the East coast so it only caused a storm surge of +17.6 cm at the Chung-Chin harbour.

Regarding storm surge, the typhoons NESAT and NALGAE caused the highest storm surge around 30 cm. HAIKUI typhoon appeared in the same time as SAOLA but according to its track, only the surge of SAOLA could be measured. In the same manner, only JELAWAT could be measured when GAEMI occurred in the same time.

Instrumental devices

In the framework of the KUNSHEN project (ANR/NSC), a raft of devices were set in front of the Wan-Tzu Liao barrier (Figure 1B) during 7 months of monitoring including the simulated period. The equipments were deployed along a cross-shore section (in 18 m, 7 m, 4 m of water depth and on the emerged beach) and provided robust informations on nearshore hydrodynamics and water levels.

We got the tide gauge measurement and the predicted water level from the Central Weather Bureau (Taiwan) at the Chung-Ching harbour over all the simulated period.

The driving forces

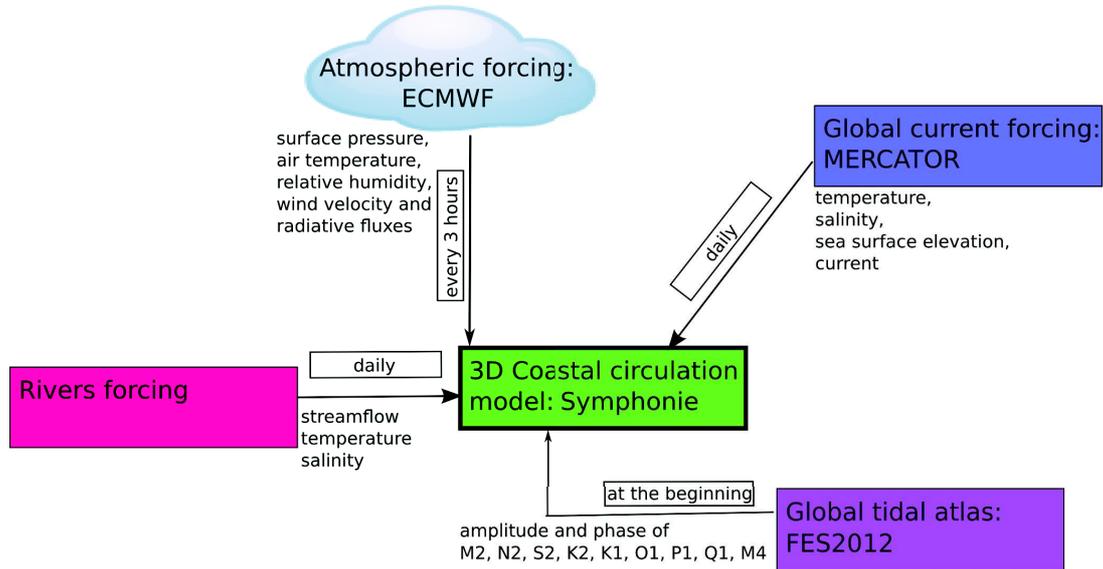


Figure 4: Overview of the SYMPHONIE's input forcings.

The simulation deals with most of the oceanographical forcings (winds, air/sea fluxes), global scale circulation (tides, Kuroshio current) and rivers (Figure 4). The variations of water level and currents at the boundaries are forced by the nine major diurnal and semidiurnal tidal constituents and a daily global oceanic circulation provided by the MERCATOR system (Madec, 2008). The four largest constituents along the Wan-Tzu-Liao barrier are associated with semidiurnal and diurnal effects of the moon and the sun (Table 3).

Table 3: Principal Tidal Constituents for ADCP 7m. This is the results of tidal decomposition made by T_tide (Pawlowicz et al., 2002) on data during July-August 2012.

Constituent	Amplitude (m)	Period	Description
M2	0.4649	12.42 h	Principal Lunar Semi-diurnal
K1	0.2085	23.93 h	Principal Lunar Diurnal
O1	0.1700	25.81 h	Principal Solar Dirunal
S2	0.1023	12 h	Principal Solar Semi-diurnal

Figure 5 shows the surface and bottom current provided by MERCATOR during the period. The surface current varied up to 88 cm/s and up to 53 cm/s for the bottom current. The intensity variation is more numerous during the typhoon season.

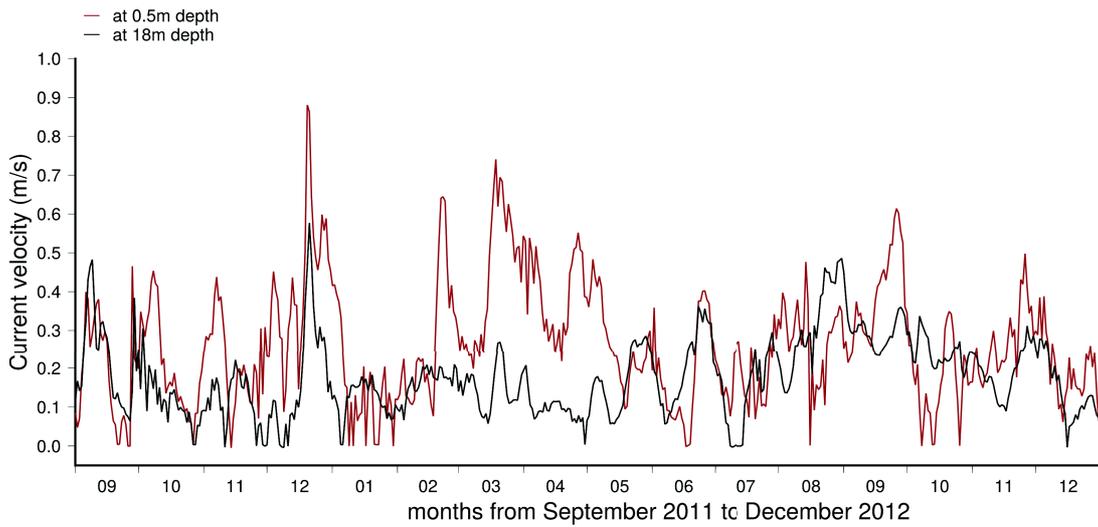


Figure 5: MERCATOR data of the surface and bottom current velocity at the CIGU buoy from September 1, 2011 to December 31, 2012.

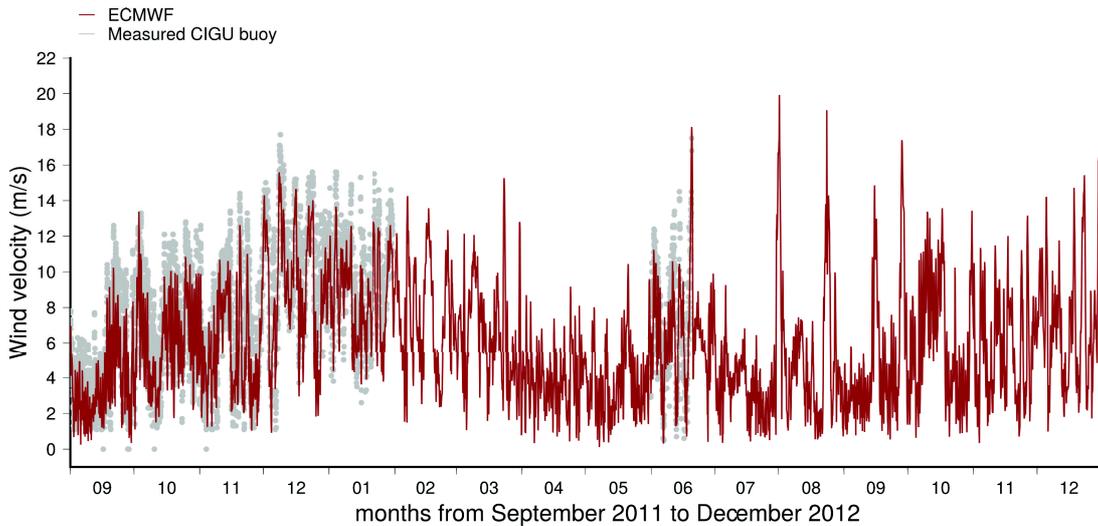


Figure 6: Comparison of wind velocity between ECMWF data and measurements at the CIGU buoy from September 1, 2011 to December 31, 2012.

The atmospheric conditions are provided every three hours by ECMWF (Era-Interim data ; Dee et al. (2011)) with a spacial resolution of 0.25 degrees. According to this data (Figure 6), the wind velocity at the CIGU buoy varied up to 19.93 meters per second during the SAOLA typhoon. The river forcings are daily discharges of 21 rivers around Taiwan provided by the Ministry of Economic Affairs Water Resources Agency (Taiwan).

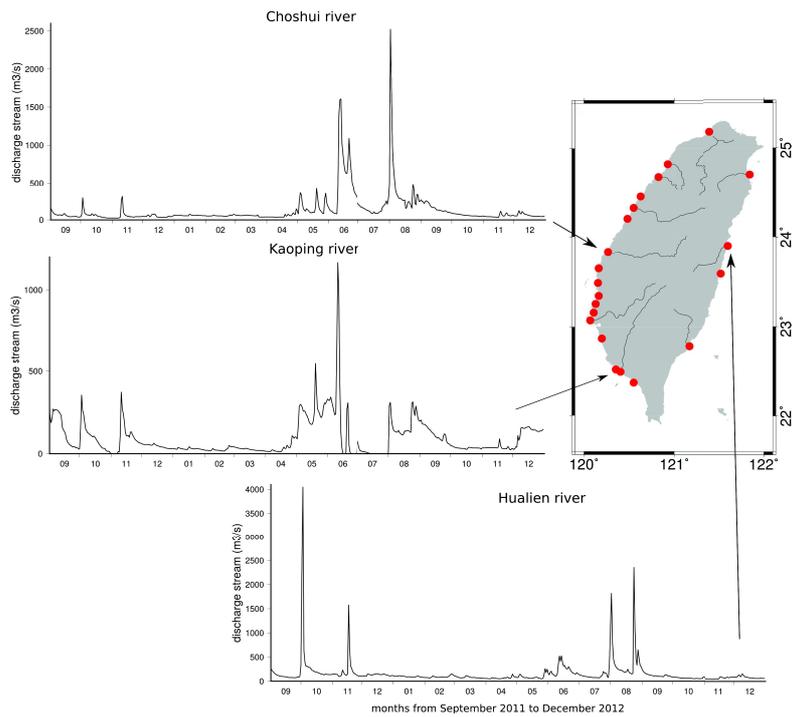


Figure 7: Location of the 21 rivers taken into account in the simulation and the stream flow of three main rivers during the considered period.

Figure 7 shows the location of the rivers around Taiwan and the behaviour of three main rivers : Choshui river, the longest one, Kaoping river located on the South-West coast and Hualien river on the East coast. Rivers are sensitive to the rainfall intensity and the water discharges can grow up to thousands cubic meters per second in few days.

RESULTS

To analyze the meteo-marine contributions, we ran our model forcing by forcing. For each typhoon event, we took the maximum sea surface height generated by the tide, the global currents and the atmospheric conditions at the Chung-Ching harbour.

Typhoons

- BANYAN
- BOLAVEN
- BOPHA
- DOKSURI
- GAEMI
- GUCHOL
- HAIKUI
- JELAWAT
- KAI-TAK
- KHANUN
- MAWAR
- NALGAE
- NETSAT
- SAOLA
- TALIM
- TEMBIN
- VICENTE

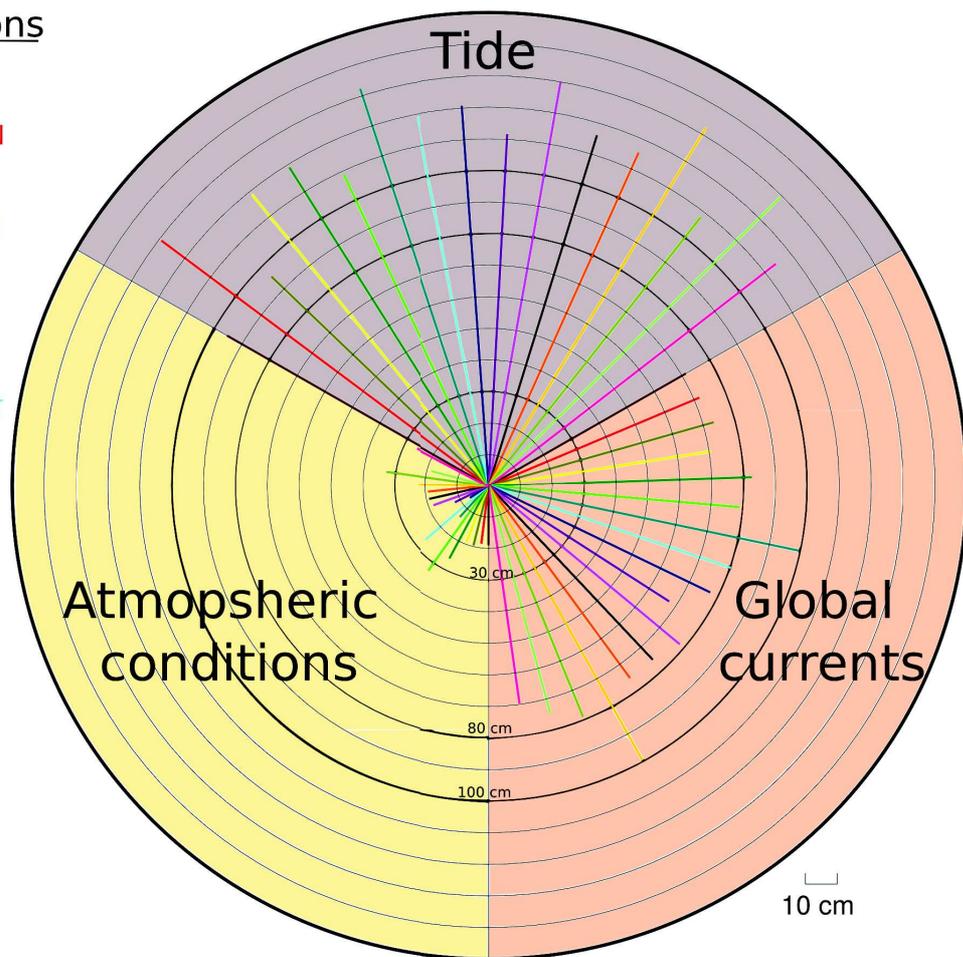


Figure 8: Contribution distribution between tide, global currents and atmospheric conditions at the Chung-Chin harbour during typhoon events. HAIKUI appeared in the same time as SAOLA but according to its track, only SAOLA impacted our area. GAEMI appeared in the same time as JELAWAT but according to its track, only SAOLA impacted our area.

Figure 8 shows that tide is the dominant forcing of the water level at the nearshore with more than 1 meter above the mean sea level. Global currents contribute up to 80 cm to the water level but during the SAOLA typhon, the elevation reached 1 meter. The contribution of atmospheric forcing is lower but it can generate 30 cm of elevation (e.g. during GUCHOL and TALIM typhoons).

DISCUSSION

Validation

In order to check the quality of our simulation, we compared the full-coupled simulation to measurements at the Chung-Chin harbour and at the ADCP 7m during the TALIM event (Figure 3).

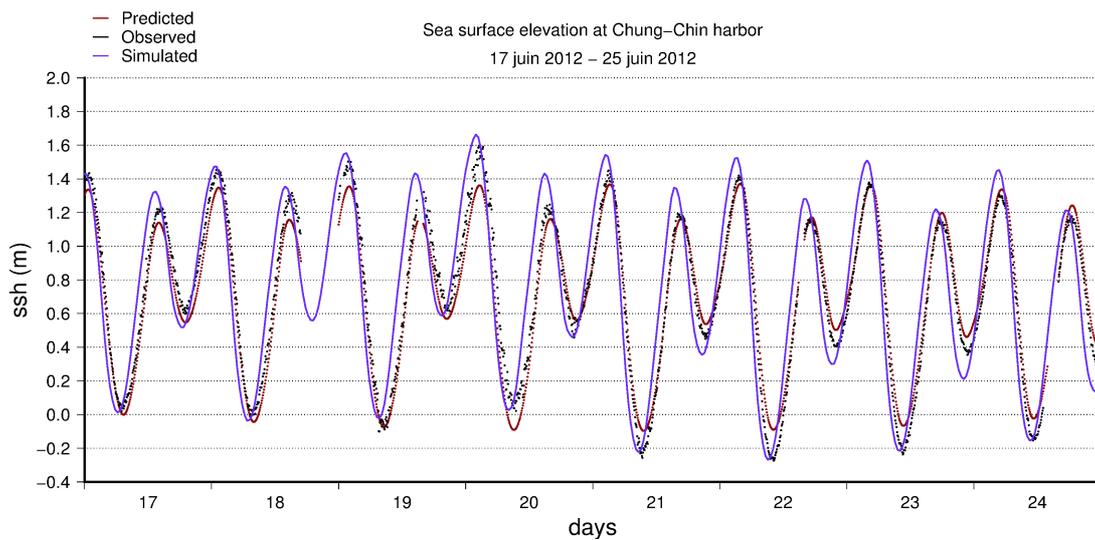


Figure 9: Comparison between the predicted/observed/simulated water level at the Chung-Chin harbour during the TALIM typhoon.

Results show that our model is in good agreement with the tide predictions and the observations. The storm surge on the 20th June is well reproduced. We can note that the model pre-empt the rising tide more especially during the storm. It also overestimates the days following the storm.

The wind forcing

We noted that the wind velocity from ECMWF and field measurement (Figure 6) show some discrepancies.

We quickly analyzed the signal by plotting a Quantile-Quantile plot (Figure 10) and it appeared that under 10 m/s, ECMWF underestimates the wind velocity and above 10 m/s it overestimates the velocity especially during the typhoon event.

Wind velocity Q-Q plot at CIGU Buoy

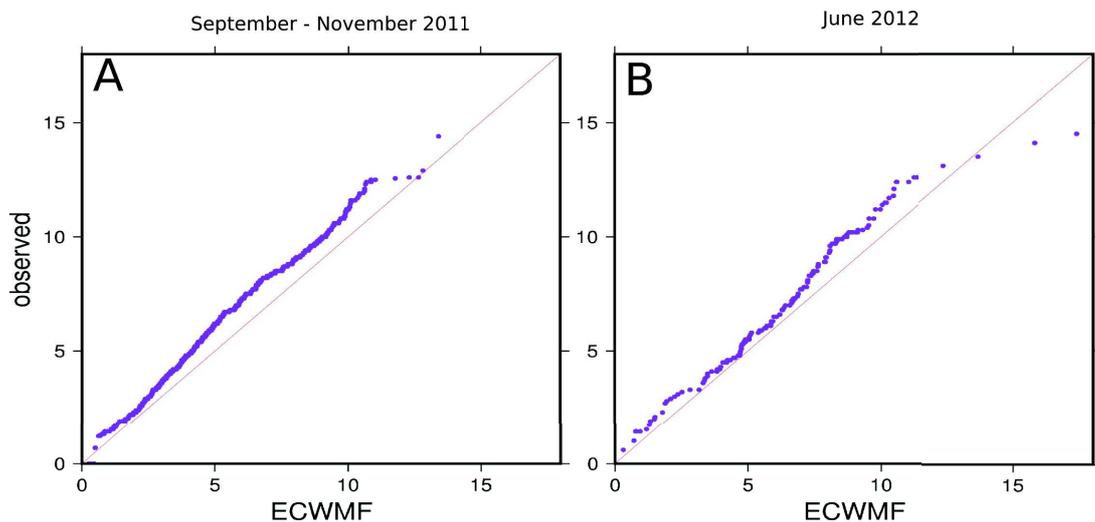


Figure 10: Quantile-Quantile plot of the wind velocity from ECMWF and measurement at the CIGU buoy. A) The period is September to November 2011; B) The period is June 2012.

Future works have to ensure that the representativeness of ECMWF's wind field could be a source of

bias.

The importance of the wave forcing

We performed a simulation without wave forcing. As shown by Michaud et al. (2012), the wave forcing during storm is very important to reproduce correctly the measurements at the nearshore. Future works have to compare the wave contribution against the others forcings.

Primitive equations & contribution analysis

This methodology contains some limitations by the fact that the momentum equations cannot separate totally the impacts of one forcing just by turning off the others. The atmospheric engine is an essential actor of the thermohaline circulation. By forcing our model only with the atmospheric conditions and a default initialization of the temperature (T) and salinity (S), we obtain an adjustment of sea surface height according to inert T & S fields.

CONCLUSIONS

We have analyzed the contributions of most of the oceanographical forcings to the exception of waves (atmospheric conditions, global scale circulation and rivers) during a contrasted range of meteo-marine conditions. Results show that tide is the dominant forcing of the water level at the nearshore, following by the global currents then atmospheric forcings. During GUCHOL and TALIM, atmospheric conditions generated 30 cm of elevation so it is important to not neglect this forcing when questions about the submersion are investigated.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to GLADYS (<http://www.gladys-littoral.org>). Fabien Rétif was funded by the framework of the LITTOCMS project. We thank the HPC@LR center for running our model on their calculator.

References

- F. Auclair, C. Estournel, P. Marsaleix, and I. Pairaud. On coastal ocean embedded modeling. *Geophysical Research Letters*, 33:L14602, 2006.
- M. Bentsen, G. Evensen, H. Drange, and A. D. Jenkins. Coordinate transformation on a sphere using conformal mapping. *Monthly Weather Review*, 127:2733–2740, 1999.
- A. J. Bowen, D. Inman, and V. P. Simmons. Wave 'set-down' and set-up. *Journal of Geophysical Research*, 73:2569–2577, 1968.
- L. Campmas, F. Bouchette, S. Meulé, L. Petitjean, D. Sous, J.-Y. Liou, R. Leroux-Mallouf, F. Sabatier, and H.-H. Hwung. Typhoons driven morphodynamics of the wan-tzu-liao sand barrier (Taiwan). *Coastal Engineering 2014*, 1:1, 2014.
- D. B. Chelton and D. B. Enfield. Ocean signals in tide gauge records. *Journal of Geophysical Research*, 91:9081–9098, 1986.
- M.-D. Chiou, H. Chien, L. R. Centurioni, and C.-C. Kao. On the simulation of shallow water tides in the vicinity of the taiwan banks. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 21(1):45–69, 2010.
- R. G. Dean and C. J. Bender. Static wave setup with emphasis on damping effects by vegetation and bottom friction. *Coastal Engineering*, 53:149–156, 2006.
- D. Dee, S. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, H. Hersbach, E. Holm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. K  hler, M. Matricardi, A. McNally, B. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalat  , J.-N. Th  paut, and F. Vitart. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137:553–597, 2011.
- D.-J. Doong, H.-C. Chuang, C.-L. Shieh, and J.-H. Hu. Quantity, distribution, and impacts of coastal driftwood triggered by a typhoon. *Marine Pollution Bulletin*, 62:1446–1454, 2011.

- C. Estournel, P. Broche, P. Marsaleix, J.-L. Devenon, F. Auclair, and R. Vehil. The rhone river plume in unsteady conditions: Numerical and experimental results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53: 25–38, 2001.
- C. Estournel, F. Auclair, M. Lux, C. Nguyen, and P. Marsaleix. âescale orientedâ embedded modeling of the North-Western Mediterranean in the frame of MFSTEP. *Ocean Science*, 5:73–90, 2009.
- Y.-C. Hsin, C.-R. Wu, and P.-T. Shaw. Spatial and temporal variations of the Kuroshio east of Taiwan, 1982–2005: A numerical study. *Journal of Geophysical Research*, 113:C04002, 2008.
- S. Lallemand, C.-S. Liu, and the ACT scientific crew. Swath bathymetry reveals active arc-continent collision near taiwan. *American Geophysical Union*, 78:173–175, 1997.
- G.-F. Lin, P.-Y. Huang, and G.-R. Chen. Using typhoon characteristics to improve the long lead-time flood forecasting of a small watershed. *Journal of Hydrology*, 380:450–459, 2009.
- F. Lyard, F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56:394–415, 2006.
- G. Madec. *NEMO ocean engine*. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 2008. No 27 ISSN No 1288-1619.
- P. Marsaleix, F. Auclair, and C. Estournel. Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23:1604–1613, 2006.
- P. Marsaleix, F. Auclair, J. W. Floor, M. J. Herrmann, C. Estournel, I. Pairaud, and C. Ulses. Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*, 20:61–89, 2008.
- P. Marsaleix, F. Auclair, and C. Estournel. Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models: The seamount test revisited. *Ocean Modelling*, 30:169–177, 2009.
- P. Marsaleix, F. Auclair, C. Estournel, C. Nguyen, and C. Ulses. An accurate implementation of the compressibility terms in the equation of state in a low order pressure gradient scheme for sigma coordinate ocean models. *Ocean Modelling*, 40:1–13, 2011.
- P. Marsaleix, F. Auclair, T. Duhaut, C. Estournel, C. Nguyen, and C. Ulses. Alternatives to the Robert-Asselin filter. *Ocean Modelling*, 41:53–66, 2012.
- H. Michaud, P. Marsaleix, Y. Leredde, C. Estournel, F. Bourrin, F. Lyard, C. Mayet, and F. Arduin. Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf. *Ocean Science*, 8: 657–681, 2012.
- I. Pairaud, F. Lyard, F. Auclair, T. Letellier, and P. Marsaleix. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides. *Continental Shelf Research*, 28: 1294–1315, 2008.
- R. Pawlowicz, B. Beardsley, and S. Lentz. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using t_tide. *Computers & Geosciences*, 28:929–937, 2002.
- D. T. Pugh. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 1987.
- G. Reffray, P. Fraunie, and P. Marsaleix. Secondary flows induced by wind forcing in the Rhône region of freshwater influence. *Ocean Dynamics*, 54:179–196, 2004.
- C. Ulses, C. Estournel, P. Puig, X. D. de Madron, and P. Marsaleix. Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters*, 35:L7610, 2008.
- D.-P. Wang and A. J. Elliott. Non-tidal variability in the chesapeake bay and potomac river: evidence for non-local forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 8:225–232, 1978.

- J. E. H. Weber, K. H. Christensen, and C. Denamiel. Wave-induced setup of the mean surface over a sloping beach. *Continental Shelf Research*, 29:1448–1453, 2009.
- W. Zhang, F. Shi, H. Hong, S. Shang, and J. T. Kirby. Tide surge interaction intensified by the taiwan strait. *Journal of Geophysical Research*, 115:C06012, 2010.
- T. Zu, J. Gan, and S. Y. Erofeeva. Numerical study of the tide and tidal dynamics in the South China Sea. *Deep-Sea Research*, 55:137–154, 2007.

Annexe C

**Journées Nationales Génie Côtier -
Génie Civil 2014, Dunkerque, France,
july 2014 : Modélisation numérique du
niveau instantané de la mer à la côte
au cours de phénomènes paroxysmaux
(Wan-Tzu-Liao, Taiwan)**



Modélisation numérique du niveau instantané de la mer à la côte au cours de phénomènes paroxysmaux (Wan-Tzu-Liao, Taïwan)

Fabien RETIF¹, Frédéric BOUCHETTE¹, Jiing-Yih LIOU², Samuel MEULE³,
Héloïse MICHAUD⁴, Li-Ching LIN⁵, Kao-Shu HWANG², Nans BUJAN²,
Hwung-Hweng HWUNG⁶, Patrick MARSALEIX⁷, Claude ESTOURNEL⁷,
Cyril NGUYEN⁷, Caroline ULSES⁷

1. Géosciences-M, UMR 5243, University Montpellier 2 & CNRS, 34095 Montpellier, France. fabien.retif@univ-montp2.fr
2. Tainan Hydraulics Laboratory, National Cheng Kung University, Taiwan.
3. Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Aix en Provence, France.
4. SHOM, 42 avenue Gaspar Coriolis, 31157 Toulouse Cedex, France.
5. International Wave Dynamics Research Center, National Cheng Kung University, Taiwan.
6. Department of Hydraulic and Ocean Engineering, National Cheng Kung University, Taiwan.
7. Laboratoire d'Aérodologie – CNRS & University of Toulouse, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

Résumé :

Des simulations académiques de l'hydrodynamique 3D ont été réalisées sur une zone s'étendant à environ 600 km autour de l'île de Taïwan, pour la période de Septembre 2011 à Octobre 2011. Ces simulation permettent de discuter les mécanismes hydrodynamiques régionaux fondamentaux à l'origine de l'élévation du niveau d'eau le long de la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao.

Les simulations sont basées sur le modèle de courantologie 3D SYMPHONIE, intégrant convenablement la totalité des forçages météo-marins ayant un rôle sur la circulation et le niveau d'eau à la côte : vent, flux atmosphériques, circulation grande échelle, marée, pression atmosphérique, rivières et vagues. Ces simulations présentent l'originalité d'embarquer les développements les plus récents en matière de couplage 3D vent/vague. Par ailleurs, dans le cadre du projet franco-taïwanais KUNSHEN, un ensemble d'appareils a été déployé le long d'un profil cross-shore garantissant un très bon contrôle de l'hydrodynamique sur la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao de Septembre 2011 à Décembre 2012. Sur ce profil, les mesures et les simulations de niveau d'eau, des courants de surface et de fond ont été comparées. Modulo l'effet des vagues, les simulations reproduisent correctement les mesures, avec une qualité équivalente à celle obtenue par MICHAUD *et al.* (2012) sur une plage du golfe du Lion (France).

Mots-clés : Niveau d'eau, Vent, vague, Courant, Typhons, Conditions extrêmes.

1. Introduction

Le détroit de Taïwan, délimité par la Chine continentale à l'Est et l'île de Taïwan à l'Ouest, est un plan d'eau de 180 km de large, 350 km de long et présentant une faible bathymétrie moyenne, de l'ordre de 80 m (figure 1). Au nord, le détroit rejoint l'Est de la mer de Chine au niveau d'un large plateau continental s'étendant sur plusieurs centaines de km. Au Sud, le détroit débouche sur le Nord de la mer de Chine ; le plateau continental se rétrécit progressivement du Nord au Sud, sur une centaine de km. Le détroit constitue donc un lieu d'échange entre les eaux des mers de Chine de l'Est et de Chine du Sud (CHIOU *et al.*, 2010).

L'île de Taïwan est située sur le passage ou dans la zone d'influence directe de la plupart des typhons provenant du Nord-Ouest du Pacifique, avec une moyenne annuelle de trois ou quatre typhons qui la frappent directement (LIN *et al.*, 2009) et une vingtaine qui passent à proximité. Comme le reste de l'île, le Sud-Ouest de Taïwan dans la région de Tainan où se situe la barrière de Wan-Tzu-Liao est régulièrement exposé à ces événements paroxysmaux. La barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao protège un système lagunaire à caractère micro-tidal. Elle présente une largeur entre 100 et 500 mètres et s'étant sur un peu plus de 8 km le long de la côte. Cette zone est fortement affectée par le passage des typhons et on observe des déplacements importants des barres d'avant-côte (CAMPMAS *et al.*, 2014).

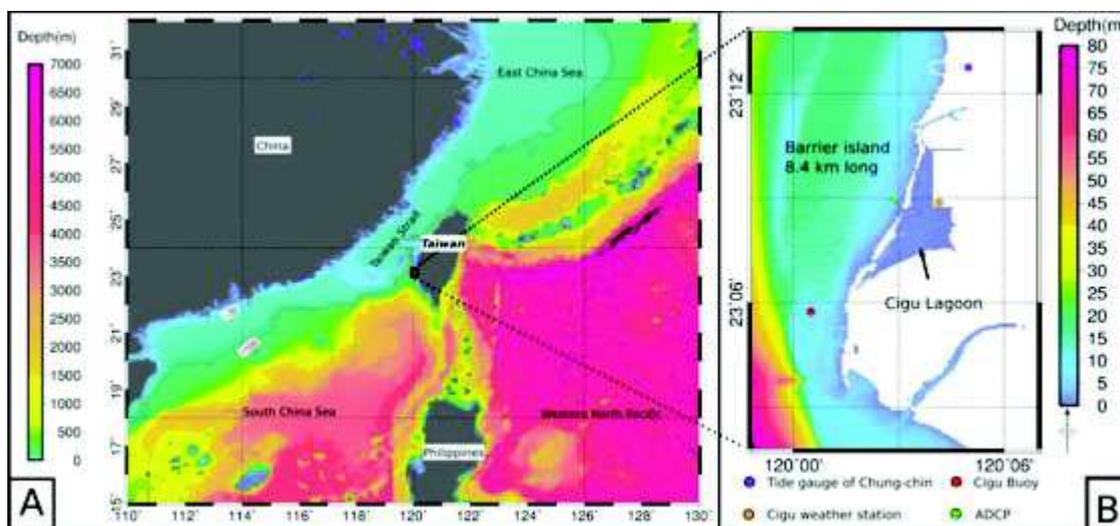


Figure 1. A) La bathymétrie du détroit de Taïwan ; B) La bathymétrie de la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao et la position des instruments utilisés pour la validation des simulations.

Notre objectif est de mieux caractériser la contribution des différents paramètres météorologiques ayant un impact sur le niveau d'eau à la côte. Même si les mécanismes hydrodynamiques sont à l'heure actuelle bien connus en conditions normales, ils restent

difficile à restituer convenablement dans les modélisations ; en effet, modéliser les extrêmes requiert des données de haute résolution spatiale et temporelle car ces processus sont par essence court et avec une grande variabilité en intensité. La mise en place des simulations est donc lourdes. Nous avons réalisé une simulation de l'hydrodynamique et des niveaux d'eau à la côte soumis à des conditions extrêmes en analysant les contributions de la marée, des courants globaux et des conditions atmosphériques à une échelle régionale sur une période de deux mois.

2. Méthodologie : le modèle numérique et les forçages

2.1 SYMPHONIE, un modèle de courantologie 3D

SYMPHONIE est un modèle de circulation océanique basé sur les équations primitives. Il est développé par l'équipe SIROCCO (MARSALEIX *et al.*, 2008). La discrétisation du domaine de calcul est basée sur une méthode en différences finies. La grille verticale utilise des coordonnées sigma généralisées afin de raffiner la résolution près du fond et à la surface. Cette grille verticale est associée à une grille horizontale curviligne offrant un raffinement de la résolution à la côte tout en gardant des temps de calcul raisonnables. La résolution de la surface libre est faite de manière explicite par une méthode de pas de temps séparés (barotrope/barocline) (MARSALEIX *et al.*, 2008). Le calcul des conditions sur les frontières ouvertes a été particulièrement soigné (MARSALEIX *et al.*, 2006, 2009a), de même que la discrétisation du gradient de pression (MARSALEIX *et al.*, 2009b). La paramétrisation de la turbulence dans la colonne d'eau s'appuie sur BOUGEAULT & LACARRERE (1989). A l'interface air/mer les flux de quantité de mouvement et de chaleur sont calculés à partir de formules bulk (ESTOURNEL *et al.*, 2009). Un point fort est la modélisation précise de la marée avec notamment la prise en compte des différents potentiels générateurs (PAIRAUD *et al.*, 2008). L'implémentation dans SYMPHONIE des équations simplifiées de BENNIS *et al.* (2011) reposant sur la théorie glm2z-RANS de ARDHUIN *et al.* (2008) permet de modéliser les courants 3D induits par les vagues du plateau continental au début de la zone de surf (MICHAUD *et al.*, 2012). Les paramètres liés aux vagues nécessaires au calcul dans SYMPHONIE sont donnés par le modèle de vagues WAVEWATCH III (TOLMAN, 2008, 2009 ; ARDHUIN *et al.*, 2010). SYMPHONIE présente donc l'originalité d'embarquer les développements les plus récents en matière de couplage 3D vent/ vague.

2.2 Les forçages

Notre grille de calcul couvre environ 600 km autour de l'île de Taïwan et s'étend du Nord-Ouest du Pacifique jusqu'aux côtes Chinoises (figure 2A). Elle permet de modéliser l'impact des typhons provenant majoritairement du Sud/Sud-Est jusque dans le détroit de Taïwan. Elle a été construite à partir de la donnée bathymétrique GEBCO,

d'une bathymétrie issue de LALLEMAND S. *et al.* (1997) à l'occasion de ce travail et de la bathymétrie haute résolution réalisée sur la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao. La grille de calcul curviligne est de forme polaire centrée sur Taïwan, composé de 264684 points horizontaux et de 40 niveaux verticaux. Les calculs ont été effectués sur un cluster type HPC.

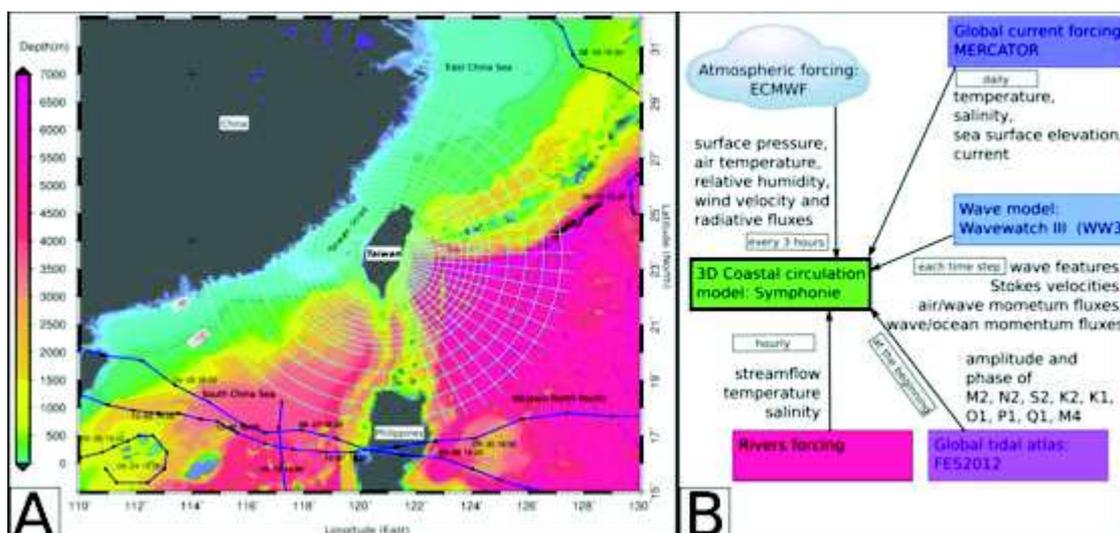


Figure 2. A) La grille de calcul polaire régionale avec une résolution de 460 mètres à la côte et de 5,60 kilomètres au large et le tracé des typhons pendant la période simulée. B) Aperçu des différents forçages pris en compte par SYMPHONIE.

Pour permettre des simulations réalistes, le modèle SYMPHONIE intègre convenablement la totalité des forçages météo-marins ayant un rôle sur la circulation et le niveau d'eau (figure 2B). Les variations du niveau d'eau et des courants sur les frontières latérales sont générées à partir des 9 principales composantes de la marée diurne et semi-diurne et à partir de la circulation océanique grande-échelle fourni par le système MERCATOR (MADEC, 2008). Une réanalyse harmonique sur notre domaine a été réalisée préalablement par SYMPHONIE sur 15 jours (composante par composante), à partir de l'atlas de marée globale FES2012 (LYARD *et al.*, 2006). Les conditions atmosphériques sont fournies toutes les 3 heures par les données ECMWF (Era-Interim data ; DEE *et al.* (2011)) à une résolution horizontale de 0,25 degrés. La période simulée est Septembre 2011 à Octobre 2011 car il s'agit du début de la période de mesures couvertes par nos instruments.

3. Les résultats

Nous avons comparé les forçages météo de ECMWF avec les données de la bouée de CIGU (figure 3B). Durant cette période, les vents proviennent majoritairement du Nord avec une moyenne de 4,94 m/s. La vitesse du vent atteint un pic maximal à 13,8 m/s le

3/10/2011. On observe que sur notre zone d'étude, les vents sont assez bien reproduits par ECMWF avec cependant une sous-estimation de leurs vitesses (figure 3B). Concernant les forçages hydro, les courants de surface ont une vitesse moyenne de 0,19 m/s et les courants de fond de 0,16 m/s ; ils proviennent majoritairement du Nord. L'élévation moyenne à CIGU est de 65 cm.

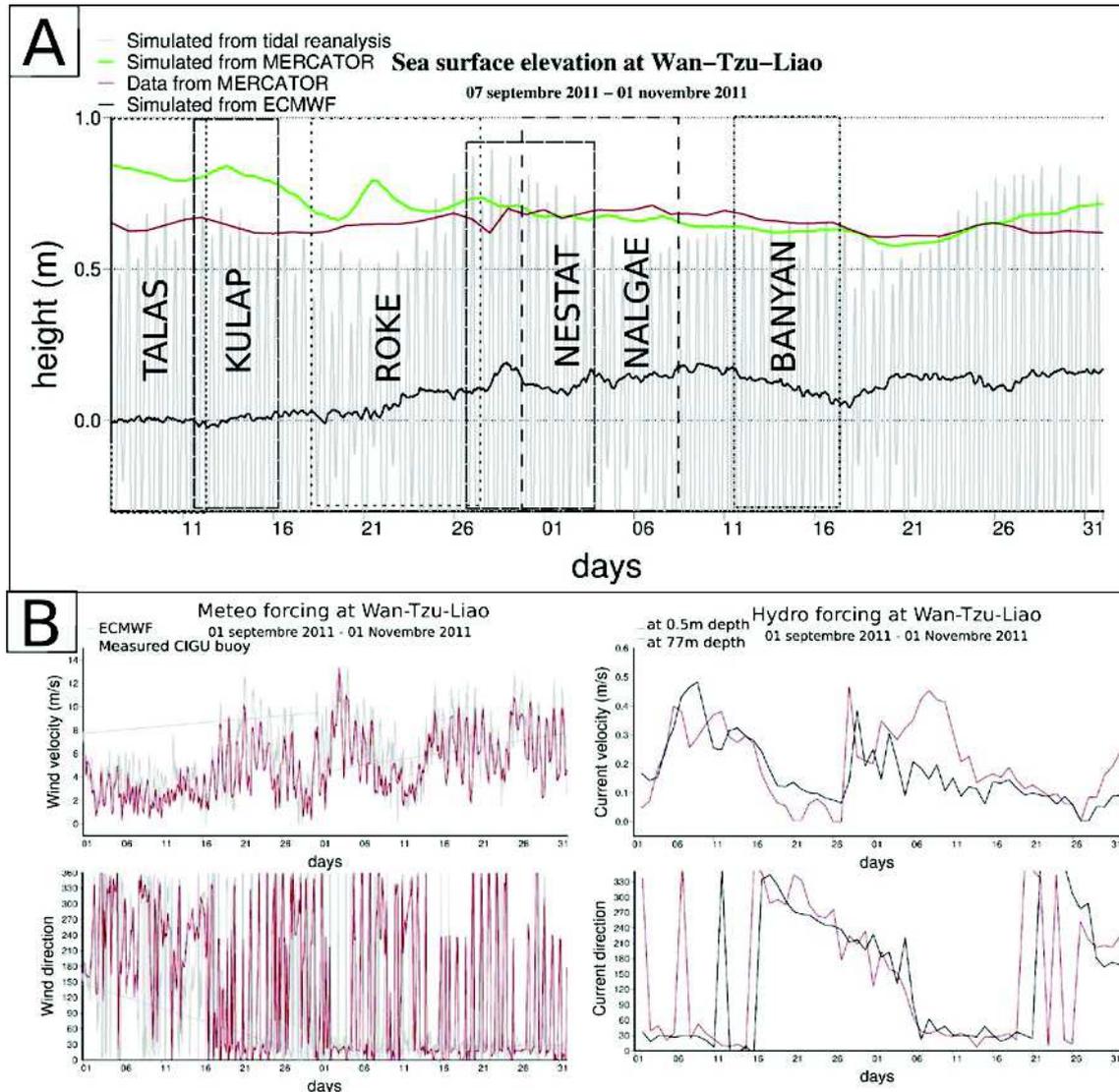


Figure 3. A) Analyse de l'élévation simulée de la surface selon les contributions (marée, courants globaux et des conditions atmosphériques) et les typhons à la bouée de CIGU entre le 7/09/2011 et 01/11/2011 ; B) Analyse des forçages météo et hydro à la bouée de CIGU entre le 01/09/2011 et 01/11/2011.

La figure 3A illustre le niveau d'eau simulé à la bouée de CIGU selon le forçage des marées, les courants globaux et les conditions atmosphériques. Le forçage par la marée reproduit bien le caractère semi-diurne à inégalités diurne (SIMON B. 2007) de la

marée à Taïwan. L'élévation maximale due à la marée est de 77 cm le 28/09/2011. Le forçage par les courants globaux montre une élévation moyenne de 70 cm et une élévation maximale de 84 cm le 07/09/2011. Le forçage par les conditions atmosphériques montre une élévation maximale de 19 cm le 28/09/2011 et une élévation moyenne de 10 cm.

Nous avons ensuite comparé la simulation couplant ces 3 forçages avec le marégraphe du port de Chung-Chin (figure 4). L'élévation moyenne est de 64 cm et le pic maximal est de 1,42 m le 29/10/2011. On peut noter que le modèle sous-estime l'élévation durant les plus hautes mers.

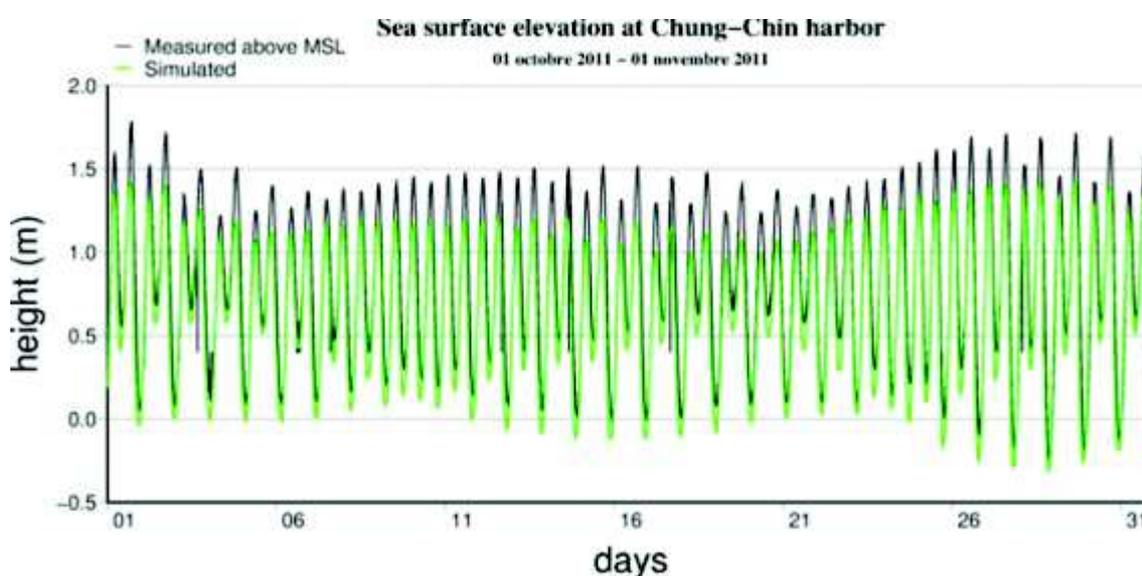


Figure 4. Comparaison du niveau d'eau simulé prenant compte de la marée, des conditions atmosphériques et de l'hydrodynamique grande échelle avec le marégraphe de Chung-Chin entre le 1/10/2011 et 01/11/2011.

4. Discussion

Lorsque l'on analyse les contributions séparément, on note que la marée et la circulation grande échelle jouent un rôle important sur l'élévation du niveau d'eau à la côte.

L'élévation induite par les courants semble plus importante lorsqu'ils proviennent de l'Ouest. Durant cette période où les typhons sont éloignés de notre zone d'étude, on s'aperçoit que la contribution des conditions atmosphériques est moindre. A ce stade du travail, nous pouvons supposer que la sous-estimation du modèle (de l'ordre de 9 cm sur les niveaux moyennés) vient de l'absence du forçage des vagues. L'intégration de ce forçage par le modèle Wave Watch III est en cours de réalisation ainsi que le forçage des rivières. Ces premiers résultats permettent d'analyser l'hydrodynamique local soumise à des conditions normales puisque les typhons sont éloignés de notre zone

d'étude. La prochaine étape consiste à utiliser la même méthodologie en simulant une période soumise à des conditions extrême pour pouvoir comparer l'impact des typhons.

5. Références bibliographiques

- ARDHUIN F., RASCLE N., BELIBASSAKIS K. (2008). *Explicit wave-averaged primitive equations using a generalized lagrangian mean*. Ocean Modelling, Vol. 20, pp 35–60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.07.001>
- ARDHUIN F., ROGERS E., BABANIN A. V., FILIPOT J. F., MAGNE R., ROLAND A., VAN DER WESTHUYSEN A., QUEFFEULOU P., LEFEVRE J. M., AOUF L., COLLARD F. (2010). *Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I : Definition, calibration, and validation*. Journal of Physical Oceanography, Vol. 40, pp 1917–1941. <http://dx.doi.org/10.1175/2010JPO4324.1>
- BENNIS A., ARDHUIN F., DUMAS F. (2011). *On the coupling of wave and three-dimensional circulation models : Choice of theoretical framework, practical implementation and adiabatic tests*. Ocean Modelling, Vol. 40, pp 260–272. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.09.003>
- BOUGEAULT P., LACARRERE P. (1989) *Parametrization of orography-induced turbulence in a mesoscale model*. Mon. Weather Rev. Vol. 117, pp 1872-1890. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1872:POOITI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1872:POOITI>2.0.CO;2)
- CAMPMAS L., SABATIER F., MEULE S., LIU J.-Y., PETITJEAN L., BOUTIN F., LEROUX-MALLOUF R., SOUS D., BOUCHETTE F. (2014) *Multi-scale morphodynamics of sand barrier driven by monsoon/typhoon conditions*. XIII^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Dunkerque. <http://dx.doi.org/10.5150/jngcgc.2014.030>
- CHIOU M.-D., CHIEN H., CENTURIONI L.R., KAO C.-C. (2010). *On the simulation of shallow water tides in the vicinity of the taiwan banks*. Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 21(1), pp 45–69. [http://dx.doi.org/10.3319/TAO.2009.03.18.01\(IWNOP\)](http://dx.doi.org/10.3319/TAO.2009.03.18.01(IWNOP))
- DEE D. *et al.* (2011). *The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 137, pp 553–597. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.828>
- ESTOURNEL C., AUCLAIR F., LUX M., NGUYEN C., MARSALEIX P. (2009). *"scale oriented" embedded modeling of the north-western mediterranean in the frame of MFSTEP*. Ocean Science, Vol. 5, pp 73–90. <http://dx.doi.org/10.5194/os-5-73-2009>
- LALLEMAND S. *et al.* (1997) *Swath Bathymetry Reveals Active Arc-Continent Collision Near Taiwan*, American Geophysical Union, Vol. 78, No 17, 173-175
- LIN G.-F., HUANG P.-Y., CHEN G.-R. (2009). *Using typhoon characteristics to improve the long lead-time flood forecasting of a small watershed*. Journal of Hydrology, Vol. 380, pp 450–459. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.019>

Thème 1 – Hydrodynamique côtière

LYARD F., LEFEVRE F., LETELLIER T., FRANCIS O. (2006). *Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004*. Ocean Dynamics, Vol. 56, pp 394–415.

<http://dx.doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>

MADEC G. (2008). *NEMO ocean engine*. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. No 27.

MARSALEIX P., AUCLAIR F., ESTOURNEL C. (2006). *Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, pp 1604–1613. <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1930.1>

MARSALEIX P., AUCLAIR F., FLOOR J. W., HERRMANN M. J., ESTOURNEL C., PAIRAUD I., ULSES C. (2008). *Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models*. Ocean Modelling, Vol. 20, pp 61–89.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.07.005>

MARSALEIX P., AUCLAIR F., ESTOURNEL C. (2009b). *Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models : The seamount test revisited*. Ocean Modelling, Vol. 30, pp 169–177. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.06.011>

MICHAUD H., MARSALEIX P., LEREDDE Y., ESTOURNEL C., BOURRIN F., LYARD F., MAYET C., ARDHUIN F. (2012). *Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf*. Ocean Science, Vol. 8, pp 657-681. <http://dx.doi.org/10.5194/os-8-657-2012>

PAIRAUD I. L., LYARD F., AUCLAIR F., LETELLIER T., MARSALEIX P. (2008). *Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides*, Continental Shelf Research, Vol. 28, pp 1294-1315.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2008.03.004>

SIMON B. (2007). *La marée : La marée océanique côtière*. Institut océanographique éditeur.

TOLMAN H. (2008). *A mosaic approach to wind wave modeling*. Ocean Modelling, Vol. 25, pp 35–47. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.06.005>

TOLMAN H. (2009). *User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 3.14*. Technical report, NOAA/NWS/NCEP/M-MAB.

Annexe D

**Tectonophysics, 2015 : A ~3000
years-old extreme sequence of events
revealed by marine and shore deposits
east of Taiwan**

A ~3000 years-old extreme sequence of events revealed by marine and shore deposits east of Taiwan

Serge Lallemand^{1,2,}, Rémi Lehu^{1,3}, Fabien Rétif¹, Shu-Kun Hsu^{2,3}, Nathalie Babonneau^{2,4}, Gueorgui Ratzov⁵, Maria-Angela Bassetti⁶, Laurent Dezileau^{1,2}, Meng-Long Hsieh⁷ and Stéphane Dominguez^{1,2}*

¹. Géosciences Montpellier, Montpellier 2 University, CNRS, France

². LIA ADEPT, MOST Taiwan, CNRS France

³. Department of Earth Sciences, National Central University, Chung-Li, Taiwan

⁴. Domaines Océaniques Laboratory, Bretagne Occidentale University, IUEM, France

⁵. GéoAzur Laboratory, Nice Sophia-Antipolis University, France

⁶. CEFREM, Perpignan University, France

⁷. Department of Earth and Environmental Sciences, National Chung Cheng University, Minhsiung, Chiayi, Taiwan

* Corresponding author : Serge Lallemand, Géosciences Montpellier, UM2, CC.60, place E. Bataillon, 34095 Montpellier cédex 05, France, lallem@gm.univ-montp2.fr, phone : +33467143301

Keywords : marine deposits, extreme events, submarine landslide, earthquake, tsunami, typhoon, Taiwan

Abstract

Coastal areas, in geodynamically active tropical regions such as Taiwan, are vulnerable to extreme events originating offshore such as submarine landslides, earthquakes, tsunamis or typhoons. Some of these extreme events have recurrence intervals much larger than human memory so that populations are not prepared for such catastrophes. We have discovered in a marine core, located 20 km east of the Coastal Range of Taiwan at the top of a 1,200 meters deep submarine high sheltered from rivers discharges and gravitational flows, a 23 cm-thick anomalous sequence topped with broken bivalves and wood fragments that we interpret as the record of several local submarine landslides followed by a mega-typhoon. Submarine landslides were likely triggered by clustered earthquakes that are common in this tectonically active area. Based on radiocarbon dating, we constrain this multiple event, that lasted ~100 yrs, about 3,000 years ago. Despite the high level of climatic and tectonic recent activity, no comparable event has been observed at the same site since that time, making it unique during the last 3.75 ka. Hydrodynamical modeling stimulated with a set of submarine landslide-triggered tsunami sources and combined with the regional oceanic circulation, dominated by the Kuroshio Current, allow us to better constrain the transport paths of the suspended material, the expected run-up at the coast, and ultimately the trigger and source that best fit our observations. The Kuroshio Current appears as a strong constraint that generally prevents cross-shore transport of suspended material even during a major tsunami. Cross-shore transport. Since the largest aerial debris flow observed along the east coast of Taiwan during the last 4 ka was synchronous with the marine deposit, we suggest that a giant typhoon hit the southwest of Taiwan about 3 ka ago and was responsible for both sedimentary records. Our preferred scenario thus starts with the occurrence of four distinct large earthquakes within less than a century, triggering both submarine and aerial landslides in the study area, followed by a giant typhoon that reworked the nearshore material and deeply modified the surface current, allowing the wood debris and shells to fastly reach the core site.

Further investigations, such as additional coring, high-resolution nearshore imagery and shore geological evidences, are needed to better constrain the main cause of this "multiple-event" as well as its recurrence interval.

1. Introduction

During the last decade, several major disasters were caused by, human-perceived overscaled, natural hazards. Among them, the 2004 Sumatra M_w 9.2 mega-earthquake and the consecutive tsunami with a death toll of nearly 250,000 people are the most striking. At that occasion, many people noticed that Indonesian population living along the shoreline had forgotten the memory of major past disasters such as the $M_w \geq 8.5$ earthquakes which occurred in 1797 and 1833 (Natawidjaja et al., 2006). More recently, the occurrence of the 2011 Japan M_w 9.0 earthquake and tsunami, that killed some 20,000 people, surprised both the population and the geophysicists themselves around the world, because almost nobody remembered the previous $M_w \geq 8.3$ earthquake that strucked the same region in AD 869, i.e., more than a millennium earlier (Lay and Kanamori, 2011). These recent reminders have motivated the geologists and geographers to go deeper into the available archives either sedimentological through excavations or coring, written or often oral for the last centuries or millennia.

Assessing natural hazards in tectonically active tropical regions like Taiwan needs to better estimate the occurrence of "super-events" such as giant earthquakes, tsunamis, landslides or typhoons. A catalog of palaeo-"super-events" has started since a few decades in Japan, Canada or USA (e.g., Goldfinger et al., 2013) but is still infant in Taiwan where most of the population lives either close to the shore or back inland but in low-altitudes coastal plains that can be submerged by a large tsunami. These considerations motivate us to better explore the past catastrophic events by all available means. In this study, we use sedimentological archives preserved offshore east Taiwan supported by hydrodynamic modeling and onshore observations to suggest that a "super-event" occurred there about 3,000 years BP.

2. Geological, oceanic and atmospheric setting

2.1 Geology, morphology and geodynamics of the studied area

Taiwan is an active mountain belt riding over two opposite-verging subduction zones (Fig. 1). One of them extends eastward along the Ryukyu

Arc up to Honshu Island in Japan. In spite of a high subduction rate ranging from north to south from 47 to 104 mm/yr (Heuret and Lallemand, 2005), the Ryukyu subduction zone is known to have not produced any large $M_w \geq 8$ earthquake during the last century except in its northernmost Nankai segment (e.g., Ando, 1975). The orogen results from the Late Miocene - Early Pliocene collision between the North Luzon volcanic arc, represented by the Coastal Range and the island of Lutaio, and the Chinese continental margin, represented by the Central Range on [figure 2](#). The Coastal Range ([Fig. 2](#)) and its submerged eastern margin consist of deformed volcanic arc and intra-arc sedimentary basins (Malavieille et al., 2002).

The submarine slope east of the Coastal Range is involved in crustal shortening (Lallemand et al., 2013) and shaped by erosional processes (Ramsey et al., 2006) ([Fig. 2](#)). By extrapolation from the onshore, the bedrock includes volcanic and volcanoclastic series representative of the colliding northernmost Luzon volcanic arc. The slope is relatively steep and incised by canyons and gullies ([Fig. 2](#)). V-shaped canyons meander across the slope, some of which are headless. A straight canyon, however, occurs from the mouth of the Hsiukuluan river (H.R. on [Fig. 2](#)) down to the Huatung Basin. In fact, rather than a typical canyon, the slope there is marked by a flat-floored valley (hereafter called Chimei Valley) about 10 km wide with a regular 6 to 7° slope marked by two knickpoints at 3 and 4 km depth (K1 and K2 on [Fig. 2](#)). The Chimei Valley is bounded by the steep southern flank of the Takangkou High (T.H. on [Fig. 2](#)) to the north and the steep northern flank of the Changping High (C.H. on [Fig. 2](#)) to the south. Both bathymetric highs overhang the valley by more than one kilometer (see section AA' on [Fig. 2](#)). They consist of thick well stratified sub-horizontal sedimentary layers lying on a deformed basement, probably of volcanoclastic origin, that outcrops in the valley especially near the scarps K1 and K2 (see [Fig. 2](#)) underlining active eastward vergent thrusts (Malavieille et al., 2002; Ramsey et al., 2006; Yu-Huan Hsieh, personal communication). As shown on [Fig. 2](#), hyperpycnal flow originating from the Hsiukuluan River most probably follows the foot of the Takangkou High southern flank straight down to the abyssal Huatung Basin. The Hsiukuluan River drains a significant part of the Central Range discharging 22 Mt/yr of terrigenous material according to Liu et al. (2008). About 10 kilometers southward, a small river flows into a short canyon and then follows the southern side of the flat Chimei Valley at the foot of the Changping High. The geomorphic configuration of this unusual wide 6 to 7° dipping flat valley might suggest a cumulative mass-movement origin (S8₁ and S8₂ on [Fig. 2](#)).

Lutao Island uplifted at an average rate of 1.2 mm/yr during at least the Late Holocene (Inoue et al., 2011), whereas the coast of the Coastal Range (hereafter the east coast) underwent a Holocene uplift that has been estimated from marine terraces to increase from 2-3 mm/yr in the north to 9-10 mm/yr in the south (Hsieh et al., 2004, 2009). However, the present-day uplift rates at the coast, based on GPS and precise-leveling surveys, show a northward tilt of the Coastal Range with uplift values up to 20 mm/yr in the south and subsidence down to 20 mm/yr in the north (Ching et al., 2011). The difference between the geologic and geodetic rates indicates that geodesic rates are transient and that we must account for interseismic elastic deformation. The coast also exhibits numerous terraced alluvial fans and fan-deltas, indicating the periodic great flux of sediment from the Coastal Range in prehistoric times. Considering the rareness of modern landslides/debris flows on the coast despite frequent typhoon invasion, Hsieh et al. (2009, 2011) suggested that these sediment-flux events were probably preconditioned by the occurrence of large earthquakes that destabilized the landscape.

2.2 Records of earthquakes and tsunamis in Taiwan

More than twenty $M_w \geq 7$ earthquakes struck the island and its surroundings during the last century. The largest instrumental earthquake recorded nearby Taiwan was the June 5, 1920 $M_w 7.7$ event supposed to have ruptured the southernmost Ryukyu subduction interface off Hualien (Theunissen et al., 2010). Most earthquakes occurred east of Taiwan where we focus our study. Prior to 1900, three earthquakes are reported in the literature (Tsai, 1985): the Taitung $M 7.5$ earthquake on December 9, 1882, the Hualien $M 7.7$ earthquake on October 13, 1815 and the Hualien $M 7.5$ earthquake on March 17, 1811. More than a hundred people were killed during the 1815 event. On the east coast, Hsieh and Rau (2009) obtained, at various sites, multiple ~ 0.9 ka dates from stranded intertidal fossils, and interpreted a ~ 0.9 ka co-seismic-uplift event that caused mass-mortality of coastal organisms. The amount of this uplift, based on the altitudes of the dated fossils and the nearby emerged wave-cut notches, was estimated up to 5.8 m (Hsieh and Rau, 2009), which is much larger than the maximum uplift of 0.3 m for the 2003 Chengkong earthquake ($M_w 6.8$), the only known historical earthquake that caused co-seismic uplift on the coast. A cluster of 0.8 – 0.9 ka dates were also yielded from many alluvial fans on the coast, which led Hsieh and Rau (2009) to believe that

the ~0.9 ka earthquake causing the uplift had destabilized the mountains fringing the coast (i.e. decreased the threshold for generating landslides/debris flows).

A huge tsunami has been reported in the southernmost segment of the Ryukyu arc close to Taiwan in 1771. It is known as the Meiwa tsunami of April 24, 1771 which caused more than 12,000 casualties (Goto et al., 2010) but, surprisingly, was never reported along the east coast of Taiwan. Its origin is still debated but an interplate subduction earthquake or a splay fault branched on the plate interface appear to be the most plausible triggers (Nakamura, 2006, 2009; Hsu et al., 2013). Coastal boulders, supposed to attest for the occurrence of paleo-tsunamis, are reported in the southern portion of Ryukyu islands, which led Goto et al. (2013) speculated that tsunami-genic earthquakes preferentially occurred there. Based on radiocarbon datings of massive coral boulders scattered along the shorelines of the Yaeyama Islands (Fig. 1) - from Ishigaki to Miyako - paleo-tsunamis there have been described with a recurrence interval of 150~400 yrs (Araoka et al., 2013).

The second subduction zone extends south of Taiwan down to Luzon Island in the Philippines, giving its name to the Manila Trench. Again, no $M \geq 8$ earthquakes have been reported along the Manila subduction zone during the last century and none either since the Spanish colonization in the 1560s (Repetti, 1946) in spite of a subduction rate reaching 103 mm/yr in its central portion (Heuret and Lallemand, 2005). However, moderate tsunamis occurred either along the west coast of Luzon island (1677, 1852, 1872, 1915, 1924, 1934) or mainland China coast near Hong-Kong (1076, 1918) (Megawati et al., 2009; Okal et al., 2011). The probable sources for most of these tsunamis are plates interface earthquakes along the Manila trench.

Since Taiwan is located at the termination of both subduction zones, the island can potentially undergo the action of giant waves on both sides. Because no significant tsunamis struck the island during the last century, the population is generally not aware of such danger. Ma and Lee (1997) first simulated tsunami occurrence along Taiwan coast based on some reports of past damages and potential sources. Among the tsunamis that were suspected to have occurred in Taiwan, most of them are of small intensity with waves less than 1 meter high. The oldest one for which

authors have confirmed its validity hit the northern coast of the island near Keelung in 1867 (Zhou et al., 1985; Lau et al., 2010). It might have caused the death of more than a hundred persons with a maximum height of the wave estimated at 7.5 meters (Lau et al., 2010). Two older major events, located along the southwestern coast of Taiwan, appear in written records in 1781 and 1782 with dramatic (and inconsistent) death tolls up to 50,000 and 40,000 respectively. If the last one is generally considered as having a storm origin, the first one in 1781 might have a tsunami origin (Lau et al., 2010). Wave heights overpassed 30 meters for the 1781 event and 10 meters for those of 1782. Another big event possibly occurred only 10 years later in 1792 with a wave more than 10 meters high near Tainan (southwest Taiwan, Lau et al., 2010). During the last century, a series of moderate tsunamis were observed (1917, 1922, 1951, 1960, 1963, 1964, 1966, 1972, 1978, 1986, 1993, 1996, 1998, 1999, 2001, 2002), most of them triggered by earthquakes (Ma and Lee, 1997; Lau et al., 2010). Surprisingly, they were all reported along the eastern or eventually northern coast of Taiwan. Six of them were caused by distant earthquakes with sources located in Chile (1922, 1960), Alaska (1964), Guam (1993), Indonesia (1996) or Vanuatu (1999) showing that the eastern and northern coasts of Taiwan are vulnerable to distant earthquakes in terms of tsunami risk, even if wave heights never reached 1 meter. In terms of human lives loss, 7 casualties were reported after March 13, 1966 event and 15 after February 13, 1963 that occurred offshore Suao (northeast coast of Taiwan).

Abe (1938) and Ando et al. (2013) mentioned a legend transmitted orally within the aboriginal Ami tribe living on the east coast of Taiwan. The first settlement of the Amis occurred in the Chengkong area (Fig. 2) between the middle of the 18th and the middle of the 19th centuries. In their folklore, they named the major coastal terrace in Chengkong, 400 m wide and up to 50 m in altitude, "*Malaulau*", which means "withered". There are two different legends related to this phenomenon. The first one tells that "*a big sea wave struck the area*" around 1850 AD, "*then plants and trees all perished, and afterwards the place was named as raurau*" (Abe, 1938). Another story found in the Chinese literature mentions "*an extensive fire on the terrace*" around 1760 AD "*drying-up and withering*" the place, which was further called "*miraurao*". Excavations on the Malaulau terrace as well as in other nearby sites provided tenuous evidences for marine invasions (Matta et al., 2014). In any case, one must account at these sites for the Late Holocene uplift rate of 5-6 mm/yr (Hsieh et al., 2009) when interpreting the magnitudes of potential paleo-tsunamis by using the present altitudes of marine deposits preserved on the terrace.

2.3 Oceanic setting, Kuroshio current

Figure 1 shows the areas under the influence of the Kuroshio Current. It originates from the North Equatorial Current in the western equatorial Pacific Ocean, fringes the Philippine islands and then diverts south of Taiwan between two branches making a loop southwest of Taiwan in the South China Sea. The fastest northward directed branch is located east of Taiwan with currents reaching a depth of 1000 m at some latitudes. There, the mean Kuroshio transports are $\sim 30 \pm 5$ Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) with annual mean surface rates, between 0 and 50m, reaching up to $1.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (~ 2.5 knots) at a distance between 20 and 40 km from the east coast of Taiwan (Hsin et al., 2008). The main branch then turns east after passing along Taiwan to follow the Okinawa Trough. The Kuroshio Current is thought to play a role in the transport of suspended material, as detailed further. It experienced major changes during the Last Glacial Maximum (LGM from 26.5 to 19.5 ka cal BP) and the *Pulleniatina* minimum event (PME from 4.5 to 3.0 ka cal BP). During the LGM, the Kuroshio was forced eastward offshore South Taiwan because the southern Ryukyu Arc formed a land bridge (Ujiié et al., 2003). The main flow of the Kuroshio Current is thought to be extrapolated as it is at present back to 7.3 ka cal BP (Jian et al., 2000) but its strength was lower during the PME (Ujiié et al., 2003).

2.4 Climate

Taiwan is crossed by the Tropic of Cancer. This humid subtropical region is under the influence of the monsoon with abundant precipitations especially during summer. Typhoons hit Taiwan every year with a high frequency (3 or 4 per year in average). Taiwan was even surnamed the Typhoon Alley by Liu et al. (2008). The deadliest typhoon impacting Taiwan in recorded history is Typhoon Morakot occurring in August 2009. With cumulative rainfall peaking at 2,777 mm (Chen et al., 2012), this typhoon left >600 people dead and 192 others missing, most of which in the village of Xiaolin that was buried by a landslide. Back in time, Liew et al. (2006), based on a palynological study, described an early Holocene (10.7 to 8.4 ka) rainfall optimum among the late Quaternary climate record. Such trend in the monsoon precipitation has been observed elsewhere in China or even Oman and considered as a global phenomenon (Yancheva et al., 2007).

3. Core sampling strategy, data and results

3.1 Sampling strategy

We have conducted a cruise onboard the Taiwanese R/V Ocean Researcher I in late september 2012 (OR1-1013) devoted to collect sedimentary cores offshore east Taiwan for paleoseismology purposes. During that cruise, we have collected nine cores, most of them in perched basins far from channels and canyons in order to avoid hyperpycnal flows triggered by massive floodings (Lehu et al., 2013; in revision for Marine Geology; submitted to Tectonophysics, this issue). One of the sites was selected as reference site for estimating the hemipelagic sedimentation rate, that excludes any turbiditic event. This site (KR03 on Figs. 1 and 2) was located about 20 km offshore the Coastal Range northeast of Chengkong, right at the top of a topographic high sheltered from gravitational flows : the Changping High, culminating at a depth of 1,200 meters below the sea-level. Its coordinates are 23°15.6'N and 121°39.0'E. The total length of the piston core KR03 was four meters.

3.2 Methods

Detailed visual log were generated and analyses were carried out for characterizing sedimentary facies of the core KR03. Geotek Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL) was used to provide a continuous measurement of the gamma-density, the P-wave velocity and the magnetic susceptibility over 1 cm sampling rate. Major chemical elements as well as X-ray radiographs of split core were performed at 2 mm sampling scale using the ITRAX core scanner equipment. We also analysed the variation of the grain size of selected samples using a Beckman-Coulter LS13-320 (size range of 0.4-2000 μ m). To complement the petro-physical measurements, composition of the sand fraction (>63 μ m) has been determined, following a semi-quantitative approach on wet sieved 1 cm thick samples. A semi-quantitative study on benthic foraminifera assemblages in the medium sand fraction (>150 μ m) was performed in order to determine the source of sediments.

Timing and age were provided by ^{14}C radiocarbon dates using the French mass spectrometer ARTEMIS, on >5 mg handpicked planktonic foraminifera within hemipelagites collected at five locations in the core. The planktonic foraminifera selected for dating belong to different species of the genus of *Globigerinoides*: *G. sacculifer*, *G. conglobatus*, *G. ruber* as well as to *Globigerina bulloides*, and *Orbulina universa*. Radiocarbon dates were then calibrated and used to build an age model of the core calculated using the P-sequence of the OxCal software. Radiocarbon datings were also performed on shells and wood fragments.

Measurements of ^{210}Pb excess activity and ^{137}Cs were also performed on the sedimentary layers over a centennial timescale in order to calculate the sedimentation rate and estimate the age of the top of the core.

3.3 Core description

As expected when selecting the core site, most of the core consists of a monotonous sequence of olive-grey clay hemipelagites characterized by a median grain size (d50) finer than 12 μm (Fig. 3). Unexpectedly, we have observed an anomalous sequence between 322 and 345 cm characterized from the base to the top by silts with a median grain size (d50) up to 18 μm from 344 to 331 cm and then decreasing back to 11 μm (see Fig. 5). Four granular peaks, labelled P1 to P4 on Fig. 5, correspond to silty beds observed both on the median and the mean grain size, alternating with clay hemipelagites. After sorting, a small proportion of sand consists in quartz, feldspar and mica grains whose size may reach 200 μm (see Fig. 6D). The mean grain size shows an additional peak labelled T at 323 cm which is related to the presence of $\leq 1\text{cm}$ bivalves and wood debris scattered within a deposit interval of about 5 cm (between 322 and 327 cm depth) mixed with hemipelagic clays. XRF analyses on major elements are not discriminating except the Fe content that shows a clear positive anomaly between 325 and 360 cm and a less clear anomaly upward until 280 cm. Peaks in Fe closely coincide with peaks in grain size. The highest peak in Fe correlates with the highest peak in magnetic susceptibility (Fig. 3). We also notice that the last event T does not correlate with a Fe anomaly.

Many specimens of undetermined Veneroida, 5 to 10 mm large and often fragmented (Fig. 6A&B), were found exclusively in the upper T section of the anomalous sequence. We have also found pluri-millimetric wood debris (Fig. 6C identified by Lucie Chabral from CBAE, Montpellier, France,

personal communication) in the same interval. Despite their small size, bivalves are not juvenile forms because some characters such as hinge and external ornamentations are well-developed, as observed in the articulated valves or debris (Fig. 6A&B). This is an indication of high energy transport from their living habitat in shallow water, i.e., 20 ± 10 meters deep (Hua-Wen Chen from Central Geological Survey in Taiwan, personal communication) to 1,200 m depth. The thickness of their shells is compatible with carbonate-rich shallow water environment. They probably lived in sediment as suggested by the endobionte character of their hinges.

Few benthic foraminifers are found in this 5cm-thick level where species living at depths deeper than 200 m such as *Lenticulina sp.* or *Bulimina aculeata* co-exist with *Bolivinita quadrilatera* that typically lives at depths greater than 600 m. Very few benthic foraminifers such as *Bulimina marginata* or *Cassidulina carinata* living between 50 and 800 m, or even *Amphistegina sp.* or *Quinqueloculina sp.* living between 10 and 150 m might attest for a shallow source. We have checked the presence of benthic foraminifers at various depths below, within and above the anomalous sequence (see sampling location in figures 3 & 5). Despite the few number of benthic forams, all the samples below the T deposit including those within hemipelagites between P2 and P3 are intact and indicate bathyal to abyssal sources. Those within the T deposit show shallower sources and many of them are fragmented possibly attesting for reworking and transport.

3.4 Age model

Based on eight measurements of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs , and five radiocarbon datings, the core appears chronologically coherent, without indications of reworking or bioturbation, from the seabottom down to the maximum depth of 395 centimeters.

Presence of ^{137}Cs has been detected in the top 8 cm, meaning that the upper 8-9 cm were deposited after 1950. Furthermore, we observe an apparent maximum of 1.2 m Bq/g at 2.5 cm (sample between 2 and 3 cm depth). Such low values may result from dilution effects within biogenic material. Because we have measured samples between 0 and 1 cm, 2 and 3 cm, and 5 and 6 cm, we can infer that the peak deposition value of ^{137}Cs , marking the year 1963 (culmination of nuclear weapon tests), is comprised

between 1.5 and 4.5 cm (Fig. 4). $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ shows a decay curve from the surface down to 14-16 cm with a local plateau around 10 cm that may show some short-term variations in sedimentation rate. The mean sedimentation rate based on the slope of $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ vs core's depth in the top 14-16 cm ranges between 1.37 mm/yr (all values) and 1.24 mm/yr (when removing the data at 10 cm depth). Using 1.24 mm/yr as a mean sedimentation rate, calendar year 1963 should be observed at a depth of 6 cm but we estimate the ^{137}Cs peak value between 1.5 and 4.5 cm. This means that about 1.5 to 4.5 cm of the top sediment have been removed during piston core recovery. The age at the top of the core is thus estimated at 1992 ± 12 AD, and ~ 1900 AD should be reached near 12.5 cm depth.

The mean sedimentation rates for older sediment based on five radiocarbon ages on planktonic foraminifera were estimated 1.09 ± 0.7 mm/yr in the upper 206 cm of the core and 1.18 ± 0.13 mm/yr between 206 and 316 cm. The rate apparently falls to 0.84 ± 0.27 mm/yr in the basal section of the core between 351 and 389 cm (Fig. 3). Such rates are indicative since corrected radiocarbon ages have intrinsic errors in the measure itself (typically ± 30 years) as well as corrections with the atmospheric production and lapse-time in shallow water. For the above estimates, we have corrected our radiocarbon ages with a mean reservoir age offset (ΔR) of 86 ± 40 years based on global compilation by Yoneda et al. (2007) and by adjustment of our $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{14}C ages on a nearby core KS06 (Dezileau et al., submitted to Radiocarbon in October 2014).

To estimate the age of the anomalous sequence between 322 and 345 cm, we have used three radiocarbon dates within the hemipelagites: 6 cm above, 6 cm below and within the sequence. The three dates are very coherent meaning that the "silty pulses" (P1 to P4) and the "shells and wood layer" (T in Fig. 5) were deposited within about one century between 1139 ± 140 cal BC and 1034 ± 139 cal BC, i.e., about 3,000 years ago (see Table 1). To discriminate between a single event with several pulses and several events, we have sampled the anomalous sequence between P2 and P3 (see Figs. 3 and 5) and verified that the foraminifers content was similar to those below P1. We also sampled between P3 and P4 because both the color and the granulometry suggested that it was hemipelagites (see Figs. 3 and 5) and obtained an intermediate age with respect to ^{14}C ages above and below the anomalous sequence. Furthermore, we have modelled the ages using OxCal for two extreme scenarii: one single event 23 cm thick versus 5 events separated by

hemipelagites. The best fit for the modelled ages within the core is those with 5 separated events (P1 to P4 and T). In that case, the age gradient vs depth is linear. If we consider a single 23 cm thick event, there is a clear break in the accumulation rate of hemipelagic sediments meaning that either material is missing, which is not observed in the core, or the assumption is wrong. Using an age model considering 5 events, we were able to estimate ages for each of them (Fig. 5). We observe that the wood debris found in event T have the same age as the event, which "validates" the estimated age of the main event, i.e., 1056 ± 78 cal BC for the wood debris vs 1034 ± 139 cal BC for the modelled age of T layer (Figs. 3 and 5). Radiocarbon measured on the shells provided an age of 2440 ± 149 cal BC much older than the surrounding sediment (see Table 1).

4. Discussion

On the top of the Changping High, at 1,203 m of water depth, 20 km off the east coast of Taiwan, at a location sheltered from turbidity currents, we have discovered a 23 cm thick anomalous sequence of silty material topped with transported fragments of shells and wood interbedded within clay hemipelagites. This multiple-event has been dated between 1139 ± 140 cal BC (basal layer) and 1056 ± 78 cal BC (top layer).

4.1 Shore evidences for an extreme event in that age period

As mentioned in section 2.1, numerous terraced alluvial fans/fan-deltas are observed on the east coast. We focused on a major alluvial-fan system (Papien) 4 km south of Chengkong (Fig. 7). This alluvial fan exhibits terrestrial fluvial/debris-flow gravels up to 10 m thick along a bedrock-based sea cliff (Fig. 7A). Between the gravel sequence and the bedrock lies a relic of marine sand/gravel bed containing abundant shells and coral fragments (Fig. 7B). An intact shell (*Natica* sp.) in this bed has been dated 1183 ± 198 cal BC (see Table 1). About a meter above, wood fragments within debris-flow gravel have been dated 1098 ± 153 cal BC, almost identical to the dates from the anomalous silty sequence in the core KR03 (see Table 1). These dates and their associated facies reveal not only a ~3 ka terrestrial sediment-flux event, but also the position of the sea level around that time, which was approximated between the dated terrestrial and marine sequences, or ~17 m above the present sea level (Fig. 7).

Ota et al. (2011) excavated the Malaulau terrace (Site 2 on Fig. 7) and recognized a change from marsh to marine facies for the terrace sediment, at an altitude of 18 m. They also reported a date of 950 ± 100 cal BC from the marsh deposits revealed at the base of the excavation. By drilling at the same site, we have confirmed the existence of the marsh deposits, which overlie fluvial sand/gravel (Fig. 7), and obtained an extra date of 1054 ± 73 cal BC (see Table 1). We, however, have not found any marine sediment at this site. Combining all the data above, we may conclude that ~3,000 years ago, at least a part of the Chengkong area had been inundated, following a change from fluvial to marsh conditions.

4.2 Age of shells vs age of sediment

The shells present in the T-layer appear to be $1,400 \pm 150$ years older than the sedimentary matrix. Such "apparent aging" is quite common especially for species living in the nearshore area. Several explanations can be proposed such as a lagoon origin with continental waters, and thus "dead carbon" feeding the bivalves (e.g., Sabatier et al., 2010), removal of old shells into younger sediment, or marine shells fed by submarine groundwater discharges (e.g., Swarzenski et al., 2001; Lofi et al., 2013). Since the bivalves are known to live in marine environment, we exclude the first hypothesis. Similarly, even if some shells are broken showing sharp cracks, most of them are entire and well-preserved. We thus hypothesize that they were not removed from older sediment. The last hypothesis is supported by their living habitat, buried within the sediment as attested by their endobionte hinge. As a matter of fact, one may suspect that artesian coastal aquifers seep through the sediment along the shoreline and feed the buried bivalves with groundwater characterized by large reservoir ages, i.e., "old" radiocarbon ages.

4.3 Possible origin of the anomalous deposit

This deposit is exceptional in many aspects : (1) it is 23 cm thick and unique within a monotonous clay sequence covering $3,750 \pm 150$ years, attesting that only a rare event, hereinafter called "super-event", may be at the origin of the deposit. (2) It consists of five distinct deposits. (3) The most reasonable source of silts, according to the morphological context is

likely turbidity surges or plumes resulting from a turbulent submarine mass flow allowing the fine component of the mass-transported material to rise up to the top of the high at site KR03, i.e., over more than 1,000 meters in vertical. (4) The presence of shallow water shells and wood fragments concentrated in the upper sequence is enigmatic. Since these "exotic" debris originate from the nearshore, we will further discuss three possible scenarii that may explain why they are observed at a large distance from their source, i.e., at least 20 km, and in such position, i.e., at the top of a submarine high supposed to be sheltered from gravity flows (see Fig. 2).

Submarine landslides in active areas likely result from slope's destabilization during shaking by earthquakes, generally when peak ground acceleration overpasses 0.1 g (Pouderoux et al., 2014), whereas tsunami may generally either results from landslides or earthquakes. Tropical storms such as typhoons should also be considered as candidates for nearshore material removal.

4.3.1 Scenario 1 : the effect of (a) submarine landslide(s)

The presence of a succession of silty layers P1 to P4 (Fig. 5) concentrated in a short time range (~ 100 years between 1139 ± 140 BC and 1057 ± 139 BC) within a four meters long core covering 3,750 years could be explained by a series of submarine landslides. Indeed, even if the uncertainty on radiocarbon datings does not allow to discriminate between a single or multiple events, we have demonstrated in sections 3.3 and 3.4 that they represent four distinct events alternating with short periods of normal hemipelagic sedimentation (see Fig. 5).

If we observe such events only at those depths: 333 ± 12 cm below the seafloor, it probably means that they result from a main composite-event such as clustered submarine mass-flows triggered by earthquakes for example.

Detailed bathymetry combined with careful examination of chirp and reflection seismics in the study area led us to suggest candidate sites for mass wasting at distances between 10 and 80 km from the core site (see S1 to S8 in Fig. 2). Destabilization of shallow sediment on candidate sites S1, S3, S5 or S8₂ either by typhoon, tsunami, fault activity, or earthquake may be favored by meteoric water discharges at significant depths below sea-level. Deeper candidate sites are suggested for submarine landslides

in Fig. 2 such as S2, S4, S6, S7 or S8₁. Some of them are described in Lehu et al. (in revision for Marine Geology). They are well characterized both in the morphology and on seismic lines. S4 and S6 are more speculative. They may also be interpreted as small submarine slumps based on available seismic lines, especially those acquired during the ACT cruise in 1996 (Lallemand et al., 1997). Since they are proximal with respect to site KR03, they might potentially constitute sources of the silty pulses P1 to P4.

If we assume that the last event T also results from a landslide, we must consider that the head of the slumped mass reached the nearshore (water depths less than 20-30 m) in order to incorporate the shallow living shells, benthic forams and wood debris. In this hypothesis, we should find a fresh scar close to the coast in the study area (S5 or S8₂ in Fig. 2 for example). The energy of the slumped mass should be strong enough to transport shells and wood debris downslope over about 15 km and then 900 m uphill for S5 (see section BB' on Fig. 2) and even more for S8₂. The available bathymetry near the shore is not good enough to decipher whether or not a fresh scar exists there, but one may speculate that such a gravity flow or turbidity current will transport as much or even more silty material than shell or wood debris. Since no silt and Fe anomaly have been described in the T layer (see median grain d50 size in Fig. 5), we disregard these shallow sources S5 and S8₂ as candidates for the T deposit.

Finally, several submarine landslides, probably triggered by earthquakes, explain events P1 to P4 but probably fail to explain event T.

4.3.2 Scenario 2 : the effect of a tsunami

To explain event T, we now consider the occurrence of a tsunami removing the beaches and the nearshore sediment within a turbid plume. A tsunami can be triggered either by an earthquake or a submarine landslide which can, in turn, also be triggered by an earthquake.

We have seen in the introduction that the area is frequently struck by ~M7 earthquakes but neither one of the twenty M7 events occurring in the region during the last century nor the ~M8 event that produced the 1771 Meiwa tsunami have been recorded in KR03 core. So, if the source for the tsunami was an earthquake, it had to be much larger or less distant than those occurring in 1771 (see Fig. 1). One may thus hypothesize that a M>8

earthquake occurred at some distance from our site, far enough to cause a huge tsunami without causing much slope failure in our study area. The subduction interface in the South Ryukyu subduction zone is the best candidate for such large earthquake. Hsu et al. (2012) estimated, based on the slip-deficit rate and a mean recurrence interval of ~500 years that a $M_w 8.7$ earthquake might potentially occur in the southernmost subduction interface, i.e., at a mean distance of 120 km. At the same time, the segmentation of the subduction interface in the same area, led Lallemand et al. (2013) conclude that a $M_w \geq 8$ is unlikely west of 123°E . Lin et al. (2014), based on the existence of a splay fault in the Ryukyu forearc further east at a distance larger than 200 km, suggested that a $M_w 9$ mega-earthquake may theoretically occur there.

Such tsunami, larger than those that occurred in 1771, has been described in Miyako and Ishigaki islands as the "Okinawa-Sakishima tsunami". It has been dated around 2,000 yrs BP and it is known to have transported many huge coral reef boulders across the shore of these islands (Kawana and Nakata, 1994). We do not record it either in KR03 core. Unfortunately, the tsunami records from coral boulders do not explore events older than 2,400 yrs BP which is younger than our studied event. As mentioned in section 4.1, excavations through terrace deposits at Chengkong site, close to our site, gave rise to controversial hypotheses leading either to possible tsunami deposits (Ota et al., 2011) or alluvial fan (Hsieh and Rau, 2009).

Ando et al. (2013) has simulated the effects of a tsunami triggered by three fault sources: (1) the westernmost segment of the Ryukyu subduction interface responsible for $M_w 7.7$ 1920 earthquake (Theunissen et al., 2010), (2) the west-dipping thrust fault suspected at the base of the eastern Taiwan margin (Malavieille et al., 2002; K2 on Fig.2) and which might have ruptured during one of the three main events described by Tsai (1985) in the 19th century (see section 2.2), (3) another segment of the southern Ryukyu subduction zone responsible for the 1771 Meiwa tsunami. He showed that the nearest source (case no. 2) is the more prone to produce significant tsunami heights along the eastern coast of Taiwan, i.e., 10-12 m on Hualien and even 6-20 m on Luta.

Tsunamis may also be triggered by submarine landslides. We will test the impact of such features in section 4.4. Whatever the source for the tsunami, earthquake or submarine landslide or both, one may hypothesize that the nearshore material will be removed and drifted away by the backwash flow. Such scenarii will be simulated in section 4.4.

4.3.3 Scenario 3 : the effect of a typhoon

Considering that events P1 to P4 might have been caused by nearby submarine landslides and subsequent silty plumes, we still focus on event T. Most tsunami effects described in previous section 4.3.2 can be applied to a storm or a typhoon. Indeed, waves up to 14 meters at the coast have been recently observed during typhoon Neoguri (July 10, 2014) off Ryukyu islands. Since we have found "shells and wood" deposits only once in the core KR03, this indicates that only a "super-typhoon" can possibly be a candidate. Discussing with meteorologists (H.-H. Hsu and Y.-C. Hsin from Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica, Taiwan, and J.-P. Chen from National Taiwan University, Taipei, Taiwan, personal communications), it is possible that a tornado imbedded in a typhoon suck out the shallow water and sediment with small shells and wood debris, lifts them to the top of the typhoon's eye following the outflow in the upper troposphere and drops them into the ocean tens of kilometers away from their source. It can also produce effects the same as a tsunami by suspending shallow sediment, including benthic foraminifers and shells, in a turbid plume and carrying them away thanks to the strong shallow currents forced by the wind. The Kuroshio Current itself can reach today $1.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and transport between 15 and $44\cdot 10^6 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Hsin et al., 2008).

4.3.4 Summary of hypotheses

To summarize the various hypotheses, we suggest that events P1 to P4 resulted from nearby submarine landslides (scenario 1) probably triggered by clustered earthquakes since they were distant in time by only a few years or decades. Then a "super" typhoon or tsunami occurred, resulting in the deposition of layer T.

4.4 Hydro-dynamical tests

To better constrain the source and the trigger for the last T deposit, we have performed numerical simulations to test the impact of landslide-triggered tsunamis sourcing from S1 to S8, in terms of run-up at the coast

and effects on the coastal circulation. Our modelling strategy is based on the classical view of tsunamis involving three steps: generation, propagation and run-up computation. The first step was carried out with the Tsunami Open and Progressive Initial Conditions System v1.2 (TOPICS) developed by Watts (2002). TOPICS approximates initial water surface elevations and the wave length at the source according to underwater slide parameters (see [Appendix A](#) for further details). For the second step, the free-surface sigma-coordinate SYMPHONIE model (Marsaleix et al., 2008) was applied to tsunami propagation (see [Appendix B](#) for further details) and in the last step, we used an analytical theory of long wave run-up on a planar beach proposed by Choi et al. (2011) to estimate the wave height on the coast (see [Appendix C](#) for further details).

Since no detailed bathymetry is available in our study area, especially in shallow waters, we have decided to maximize the volume of candidate submarine landslides based on morphological characteristics of the seafloor and available seismic data. Major earthquakes probably destabilized several candidate sites at the same time but with smaller volumes. Since we ignore what happened, we simply assume that each candidate site has produced a large landslide (labelled S1 to S8 on [Fig. 2](#)) and let just consider that the hydrodynamic perturbation is maximized in our tests but focussed on a single site rather than distributed on several sites.

Since we aim to superimpose the tsunami perturbation to the regional oceanic circulation, we have first examined the changes of the surface current in rate and direction during 10 months from november 2011 to september 2012. We observe significant changes throughout this period with constant behaviors and differences. Indeed, most of the time, the northward directed Kuroshio Current parallels the eastern coast of Taiwan from the shore between latitudes $23^{\circ}30'N$ and $24^{\circ}30'N$ over the whole period (Hsin et al., 2008; [Fig.8A&B](#) for this study). Its mainstream either parallels the coast from $23^{\circ}N$ ([Fig.8A](#)) or deviates southeast of Taiwan making a loop around the Lutao island ([Fig.8B](#)). Zooming on the study area in April 5, 2012 ([Fig.8E](#)), we observe that the Lutao island acts as a shield for surface currents for the area located immediately north of the island. Surface current speed can locally reach 5 knots. During the typhoon period in summer and autumn, the pattern of surface currents may vary a lot during a few days. We show in [Fig.8C&D](#) two different patterns during TEMBIN typhoon which nucleated as a tropical depression east of the Philippine archipelago on August 9, 2012, then grew when moving north,

reaching class 4 on typhoon magnitude scale before hitting the east coast of Taiwan on August 23 (class 3, 105 knots wind). As seen on Fig.8C, the surface current was deeply modified by the anticlockwise wind rotation forcing in the study area. Then, the typhoon came back again along the east coast from the south after having made a loop in the South China Sea. We observe on August 28 (Fig.8D) that, even with a strong decrease of its strength (now tropical storm, 50 knots wind), the surface current is still highly perturbed in the study area.

Since the current pattern may vary a lot depending on the typhoon track and intensity and we totally ignore what have been the characteristics of the typhoons 3000 years ago, we decided to simulate the drift of nearshore material based only on landslides-triggered tsunamis and then based on the cumulative effect of tsunamis and surface current mean pattern, i.e., close to those prevailing in April 2012.

In terms of tsunami generation and expected run-up at the coast, Table A.1 (see Appendix) provides the submarine landslides and consecutive tsunami waves characteristics for the ten potential sources S1 to S8₂. Table C.2 provides the arrival time of the first wave and the computed run-up at the coast, at four places along the east coast of Taiwan and on the western coast of Lutaο island, for a selection of submarine landslides and sites. Figure 9 summarizes the calculated run-up for each coastal sites. It is not surprising that the largest submarine shallow landslide S8₂ averaging 360 km³ may produce a huge tsunami along the east coast (51 m in Changping, 17 m in Takangkou and 10 m south of Chengkong). The second largest landslide S8₁ (204 km³) generates a run-up south of Chengkong which is fourteen times lower in amplitude than S8₂ because it occurred much deeper and farther from the coast. At the same site, we observe that source S3, which is quite shallow, 49 km³ in size but located at a medium distance from the coast with respect to S8₁ and S8₂, generates a significant run-up at all sites of the east coast between 8 and 12 m. S5 is the closest potential landslide source to the shore. It is also the shallowest. Despite of its relatively small size (7.9 km³), we see on Fig.9 that the run-up at the coast may reach 21 m south of Chengkong. We have tested the motion of drifters (D1 to D4 on Fig.9), initially located at a depth of 15 m close to the shore, in response to the submarine landslide S5. Drifters motion were computed during 5 days and show a maximum displacement of 10 km from starting location. We then computed the motion of the same drifters cumulating both the "S5-tsunami" component and the background surface current component. The results are seen on Figure 9. They are very similar to the situation without any tsunami. D2 is

stationary, whereas D1, D3 and D4 are drifting northward parallel to the coast. No cross-shore trajectories are observed. Only D1 passes over the core site KR03 because it initially started at about the same distance from the coast than KR03. For this specific period of surface current circulation (April 2012), it took about 2.5 days for the drifter to reach the vertical of the core site.

Models show that the Kuroshio Current effect is dominant with respect to any tsunami effect, whatever the landslide source could be, out of the typhoon period. Drifts are estimated for particles of water but we should consider that the shells very probably sunk soon after they started to drift. We did not explore the surface current drifts in the typhoon period because each event probably has its own imprint depending on its track and magnitude. We see for example in [Figure 8C&D](#), in the case of the TEMBIN typhoon, that the Kuroshio current is largely overprinted by the anticlockwise current generated by the typhoon. It is thus extremely difficult to predict what could be the path of the reworked nearshore material. Nevertheless, one may expect that surface currents are faster during such episodes and may facilitate the transport of shells toward the vertical of site KR03 before to sink.

We thus conclude that a large shallow submarine landslide sourcing nearby Chengkong (like S5) may be responsible for a marine invasion such as those described by Ota et al. (2011) but unlikely explains the transport of shallow living shells at large distances from the shore, especially if the Kuroshio current is acting.

5. Conclusion

Based on core observations and numerical simulations, we believe that this multiple-event characterized by four distinct turbidite silty layers and one top deposit made of shallow-living shells and wood debris without

significant silty component, results from an exceptional sequence of events having occurred only once during the last 3,750 years.

The numerical simulations allowed us to localize the source of the nearshore material, i.e., the shells and the wood debris, either along the southeastern coast between Taitung and Chengkong or in Lutao. In terms of triggering mechanism, the simulations indicate that a buoyant drifter moves most of the time northward parallel to the coast at a rate of ~1 to 2 knots. It is thus quite difficult to imagine that shells, scrapped off Lutao during a tsunami event, will float during more than 2 days before sinking. The second option is that a typhoon occurred and drastically modified the surface current pattern allowing material coming from the nearest shore line (Changping for example) to reach the vertical of KR03 site within a few hours, rather than a few days in the previous case.

The synchronicity, around 1056 ± 78 BC (from wood datings), of the top deposit with the largest debris flow observed along the eastern coast of Taiwan is also a strong argument for a common climatic trigger such as a giant typhoon that would have both produced the debris flow onshore and the removal of nearshore material that further drifted and deposited at the top of the ChangPing High.

The four silty layers, recorded a few decades before the main event, likely originate from huge turbid plumes after submarine slopes destabilization. Their occurrence within a few decades is compatible with clustered large earthquakes that both triggered submarine and aerial landslides. As observed after the 1999 Chi-Chi M_w 7.6 event, the earthquake itself has enhanced hillslope mass-wasting and fluvial sediment transport during subsequent typhoons (Dadson et al., 2004). It has taken about 8 years after the earthquake to recover the mean level of suspended sediment in the rivers (Hovius et al., 2011). We thus suggest that aerial landslides material has been mainly stored upstream of the rivers draining the Coastal Range near Chengkong. Then a giant typhoon has removed this material producing the debris-flow at Papien and removed nearshore material at the same time. Other explanations can be provided but, in the absence of additional constraints, we consider that it is the most plausible since it reconciles the occurrence of the silty events with the "shells and wood" deposit within a short lapse of time during which a debris-flow is also observed along the east coast.

This study clearly indicates that complementary investigations are needed in this region to better constrain the source of this cluster of events in particular but also to identify and characterize the "super-events" back in time and thus better estimate their return period. A detailed survey off east Taiwan especially close to the shore would greatly help to characterize the submarine landslides hazard and their consequences for the population living in the coastal area.

No other cores reaching those depths have been sampled east of Taiwan, except during ODP Leg 195 but the site was located in the Southern Okinawa Trough far north of our studied area (Wei, 2006). Our observation is thus unique for instance and can not be correlated today with other cores.

Acknowledgements

We deeply acknowledge several experts with whom we have discussed: hydrodynamics - Frédéric Bouchette (GM, Montpellier), shells provenance - Hua-Wen Chen (CGS, Taipei), fossil wood determination - Lucie Chabral (CBAE, Montpellier), typhoon dynamics - H.-H. Hsu and Y.-C. Hsin (Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica) and J.-P. Chen (National Taiwan University), tsunami occurrence - Yoko Ota (NTU, Taipei). We are grateful to colleagues who assisted us in various analyses like XRF - Kuo-Yen Wei (NTU, Taipei), magnetic susceptibility - Lee Teh-Quei and (IES), radiocarbon dating - Jean-Pascal Dumoulin and the ARTEMIS group (LMC14, Gif/Yvette), core preparation and routine analyses - TORI team (Kaoshiung). We finally deeply thank the Captain and crew of the R/V Ocean Researcher 1 during the OR1-1013 cruise. Many figures were redrawn by Anne Delplanque.

This study has benefited from the following financial supports : National Central University (NCU) for ship time and analytical laboratory equipments, Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS) in the frame of "Aléas" program in 2013 and 2014 and Joint Research Projects between MOST and CNRS, Bureau de Représentation de Taipei (BRT) in France and France-Taiwan Foundation, and the French Institute in Taipei.

References

- Abe, Y., 1938. The research of locality names in Taiwan. Sugita Publication, Tokyo, 300 pp. (in Japanese).
- Ando, M., 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, 27, 2, 119-140.
- Ando, M., Nakamura, M., Lin, C.-H., 2013. Tsunami folklore and possible tsunami source on the eastern coast of Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 24, 6, 951-961.
- Araoka, D., Yokoyama, Y., Suzuki, A., Goto, K., Miyagi, K., Miyazawa, K., Matsuzaki, H., Kawahata, H., 2013. Tsunami recurrence revealed by *Porites* coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan. *Geology* 41, 8, 919-922, doi:10.1130/G34415.1.
- Chen, L.-K., Wu, T.-Y., Chen, S.-C., 2012. Morakot typhoon : capacity of rainfall to landslide in Taiwan. Conference Proceedings, 12th Congress INTERPRAEVENT 2012, Grenoble, France, 67-76.
- Choi, B.-H., Kaistrenko, V., Kim, K.-O., Min, B.-I., Pelinovsky, E., 2011. Rapid forecasting of tsunami runup heights from 2-D numerical simulations. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 707-714.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Tien, T.C., Milliman, J., Stark, C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology* 32, 733-736.
- Dezileau, L., Lehu, R., Lallemand, S., Hsu, S.-K., Babonneau, N., Ratzov, G., Lin, A.T., Dominguez, S., unpublished results. Historical reconstruction of submarine earthquakes using ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am turbidite chronology and radiocarbon reservoir age estimation off East Taiwan. submitted to *Radiocarbon* in October 2014.
- Goto, K., Kawana, T., Imamura, F., 2010. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Science Reviews*, 102, 77-99, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.005.
- Goto, K., Miyagi, K., Imamura, F., 2013. Localized tsunamigenic earthquakes inferred from preferential distribution of coastal boulders

- on the Ryukyu Islands, Japan. *Geology* 41, 1139-1142, doi: 10.1130/G34823.1.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Phys. Earth Planet. Int.* 149, 31-51.
- Hovius, N., Meunier, P., Lin, C.-W., Chen, H.-G., Chen, Y.-G., Dadson, S., Horng, M.-J., Lines, M., 2011. Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 304, 347-355.
- Hsieh, M.-L., Liew, P.-M., Hsu, M.-Y., 2004. Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan. *Quaternary International* 115-116, 47-70.
- Hsieh, M.-L., Rau, R.-J., 2009. Late Holocene coseismic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: Evidence from mass mortality of intertidal organisms. *Tectonophysics* 474, 595-609.
- Hsieh, M.-L., Liew, P.-M., Chen, H.-W., 2011. Early Holocene catastrophic mass-wasting event and fan-delta development on the Hua-tung coast, eastern Taiwan. *Geomorphology* 134, 378-393.
- Hsin, Y.-C., Wu, C.-R., Shaw, P.-T., 2008. Spatial and temporal variations of the Kuroshio east of Taiwan, 1982–2005: A numerical study. *J. Geophys. Res.* 113, C04002, doi:10.1029/2007JC004485.
- Hsu, S.-K., Yeh, Y.-C., Sibuet, J.-C., Doo, W.-B., Tsai, C.-H., 2013. A megasplay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 362, 99-107, doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.053.
- Inoue, S., Kayanne, H., Matta, N., Chen, W.S., Ikeda, Y., 2011. Holocene uplifted coral reefs in Lanyu and Lutao Islands to the southeast of Taiwan. *Coral Reefs* 30, 581-592.
- Jian, Z., Wang, P., Saito, Y., Wang, J., Pflaumann, U., Oba, T., Cheng, X., 2000. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwest Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 305-319.
- Kawana, T., Nakata, T., 1994. Timing of Late Holocene tsunamis originated around the southern Ryukyu Islands, Japan, deduced from coralline tsunami deposits. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 103, 4, 352-376 (in Japanese).

- Lallemand, S.E., Liu, C.-S., the ACT scientific crew, 1997. Swath Bathymetry Reveals Active Arc-Continent Collision Near Taiwan. *EOS , Transactions, AGU*, 78, 17, 173-175.
- Lallemand, S., Theunissen, T., Schnürle, P., Lee, C.-S., Liu, C.-S., Font, Y., 2013. Indentation of the Philippine Sea Plate by the Eurasia Plate in Taiwan : details from recent marine seismological experiments. *Tectonophysics* 594, 60-79, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.020>.
- Lau, A.Y.A., Switzer, A.D., Dominey-Howes, D., Aitchison, J.C., Zong, Y., 2010. Written records of historical tsunamis in the northeastern South China Sea - challenges associated with developing a new integrated database. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10, 1793-1806, doi:10.5194/nhess-10-1793-2010.
- Lay, T., Kanamori, H., 2011. Insights from the great 2011 Japan earthquake. *Physics Today*, 64, 12, 33-39.
- Lehu, R., Lallemand, S., Hsu, S.-K., Lin, A. T., Ratzov, G., Babonneau, N., Dezileau, L., 2013, Submarine paleoseismology offshore eastern Taiwan: New insights from turbidite records. abstract in AGU Fall Meeting, San Francisco, Dec. 9-13, 2013.
- Lehu, R., Lallemand, S., Hsu, S.-K., Lin, A. T., Ratzov, G., Babonneau, N., Dezileau, L., unpublished results. Variability of sedimentary facies and processes offshore East Taiwan. submitted in May 2014 in *Marine Geology*.
- Lehu, R., Lallemand S., Hsu, S.-K., Ratzov, G., Babonneau, N., Lin, A. T., and Dezileau, L. - Reconstructing 2,700 years paleo-earthquakes history using deep-sea turbidites offshore eastern Taiwan; submitted to *Tectonophysics*, January 26, 2015.
- Liew, P.-M., Huang, S.-U., Kuo, C.-M., 2006. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene - a record from Toushe Basin, central taiwan. *Quaternary International* 147, 16-33.
- Lin, J.-Y., Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., Wu, W.-N., 2014. Could a Sumatra-like megathrust earthquake occur in the south Ryukyu subduction zone ? *Earth, Planets and Space*. 66:49.
- Liu, J., Liu, C., Xu, K., Milliman, J., Chiu, J., Kao, S., Lin, S., 2008. Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the Taiwan Strait. *Marine Geology*, 256, 1-4, 65-76.
- Lofi, J., Inwood, J., Proust, J.-N., Monteverde, D.H., Loggia, D., Basile, C., Otsuka, H.,

- Hayashi, T., Stadler, S., Mottl, M.J., Fehr, A., Pezard, P., 2013. Fresh water and salt water distribution in passive margin sediments: Insights from Integrated Ocean Drilling Program expedition 313 on the New Jersey Margin. *Geosphere*, 9, 4, 1-16.
- Ma, K.-F., Lee, M.-F., 1997. Simulation of historical tsunamis in the Taiwan region. *Terr. Atm. Ocean. Sci.*, 8, 1, 13-30.
- Malavieille, J., Lallemand, S.E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C.-Y., Liu, C.-S., Schnürle, P., the ACT scientific crew, 2002. Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 358, 187-211.
- Matta, N., Ota, Y., Ando, M., Nishikawa, N., Switzer, A., Haraguchi, T., Lin, C. H., unpublished results. Possible paleotsunami at Chenggong coast, eastern Taiwan, as deduced from the excavation of Holocene sediments. submitted to *J. Asian Earth Sci.*
- Megawati, K., Shaw, F., Sieh, K., Huang, Z., Wu, T.-R., Lin, Y., Tan, S.K., Pan, T.-C., 2009. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea: Part I. Source characterization and the resulting tsunami. *J. Asian Earth Sci.*, 36, 13-20, doi:10.1016/j.jseaes.2008.11.012.
- Nakamura, M., 2006. Source fault model of the 1771 Yaeyama tsunami, Southern Ryukyu Islands, Japan, inferred from numerical simulations. *Pure Appl. Geophys.*, 163, 41-54, doi 10.1007/s00024-005-0007-9.
- Nakamura, M., 2009. Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu trench estimated from the devastating tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19307, doi:10.1029/2009GL039730.
- Natawidjaja, D. H., K. Sieh, M. Chlieh, J. Galetzka, B. W. Suwargadi, H. Cheng, R. L. Edwards, J.-P. Avouac, S. N. Ward, 2006. Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls. *J. Geophys. Res.*, 111, B06403, doi:10.1029/2005JB004025.
- Okal, E.A., Synokalakis, C.E., Kalligeris, N., 2011. Tsunami simulations for regional sources in the South China and adjoining seas. *Pure Appl. Geophys.*, 168, 1153-1173, doi 10.1007/s00024-010-0230-x.
- Ota, Y., Matta, N., Ando, M., Haraguti, T., Nishikawa, Y., Switzer, A., 2011. Geological data for possible paleotsunami at the eastern coast of Taiwan. abstract in *Quaternary Sciences - the view from the mountains*, Bern, Switzerland, July 21-27, 2011.

- Pouderoux, H., Proust, J.-N., Lamarche, G., 2014. Submarine paleoseismology of the northern Hikurangi subduction margin of New Zealand as deduced from turbidite record since 16 ka. *Quatern. Sci. Rev.*, 84, 116-131.
- Ramsey, L. A., Hovius, N., Lague, D., C.-S. Liu, 2006. Topographic characteristics of the submarine Taiwan orogen. *J. Geophys. Res.*, 111, F02009, doi:10.1029/2005JF000314.
- Repetti, W.C., 1946. Catalogue of Philippine earthquakes, 1589–1899. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 36, 133–322.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Blanchemanche, P., Siani, G., Condomines, M., Bentaleb, I., Piquès, G., 2010. Holocene variations of radiocarbon reservoir ages in a mediterranean lagoonal system. *Radiocarbon*, 52, 1, 1-12.
- Swarzenski, P.W., Reich, C.D., Spechler, R.M., Kindinger, J.L., Moore, W.S., 2001. Using multiple geochemical tracers to characterize the hydrogeology of the submarine spring off Crescent Beach, Florida. *Chem. Geol.*, 179, 187-202.
- Theunissen, T., Font, Y., Lallemand, S., Liang W.-T., 2010. The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan : revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event. *Geophys. J. Int.*, 183, 1119-1133, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04813.x
- Tsai, Y.-B., 1985. A study of disastrous earthquakes in Taiwan, 1683-1895. *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica* 5, 1-44.
- Ujiié, Y., Ujiié, H., Taira, A., Nakamura, T., Oguri, K., 2003. Spatial and temporal variability of surface water in the Kuroshio source region, Pacific Ocean, over the past 21,000 years: evidence from planktonic foraminifera. *Mar. Micropal.* 49, 335-364.
- Watts, P., 2002. TOPICS v1.2, (a component of Geowave). Courtesy of Applied Fluids.
- Wei, K.-Y., 2006. Leg 195 synthesis: site 1202 - Late Quaternary sedimentation and paleoceanography in the southern Okinawa Trough. In Shinohara, M., Salisbury, M. H., and Richetr, C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 195, 1-31.
- Yancheva, G., Nowaczyk, N.R., Mingram, J., Dulski, P., Negendank, J.W., Liu, J., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Haug, G.H., 2007. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian Monsoon, *Nature* 445, 74-77.

- Yoneda, M., Uno, H., Shibata, Y., Suzuki, R., Kumamoto, Y., Yoshida, K., Sasaki, T., Suzuki, A., Kawahata, H., 2007. Radiocarbon marine reservoir ages in the western Pacific estimated by pre-bomb molluscan shells. *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res., B* 259, 432-437.
- Zhou, Q., Adams, W.M., 1985. Tsunamigenic earthquakes in China 1831 B.C. - 1980 A.D. Extended abstract in *International Tsunami Symposium*, Victoria, BC, Canada, 543-550.

Table 1 : Radiocarbon dates obtained in this study

¹⁴ C age Associated (yr BP)	Lab. No ^a (cal yr)	Calibrated age ^b (yr BP)	Material (m)	Alt/Bathy ^c (cm)	Depth bsf ^d sediment
<u>Core KR03</u> (see Figs. 3 & 5)					
2330 ± 30 Mudstone	LMC14-33869	102 ± 123 AD	Foraminifers	- 1203	206
3115 ± 30 Mudstone	LMC14-34783	831 ± 140 BC	Foraminifers	- 1203	316
4385 ± 30 Mudstone	LMC14-33871	2440 ± 149 BC	Shells	- 1203	322
2890 ± 30 Mudstone	LMC14-37527	1056 ± 78 BC	Wood	- 1203	322
3415 ± 30 Mudstone	LMC14-34784	1221 ± 140 BC	Foraminifers	- 1203	351
3840 ± 30 Mudstone	LMC14-33870	1673 ± 146 BC	Foraminifers	- 1203	389
<u>Papien</u> (Site 1 on Fig. 7)					
2895 ± 37 flow gravel	Wk-19942	1098 ± 153 BC	Wood	17.5	Debris-
3380 ± 60 Nearshore sand	NTU-4622	1183 ± 198 BC	Shell (<i>Natica</i> sp.)	16.5	
<u>Chengkong</u> (Site 2 on Fig. 7)					
2877 ± 20 Marsh mud	Wk-38667	1054 ± 73 BC	Charcoal	20.2	

^a Sample number assigned at the laboratories: LMC14 = Laboratoire de Mesure du Carbone 14, CEA Saclay, France; NTU = National Taiwan University, Taiwan; Wk = University of Waikato, New Zealand.

^b Calibrated age (2σ range) using the program CALIB 6.0 (Reimer et al., 2009) for land samples and using OxCal v.4.2.3 for marine samples assuming ΔR = 86 ± 40 yr.

^c Sample altitude or depth relative to sea level.

^d Sample depth below the seafloor (bsf).

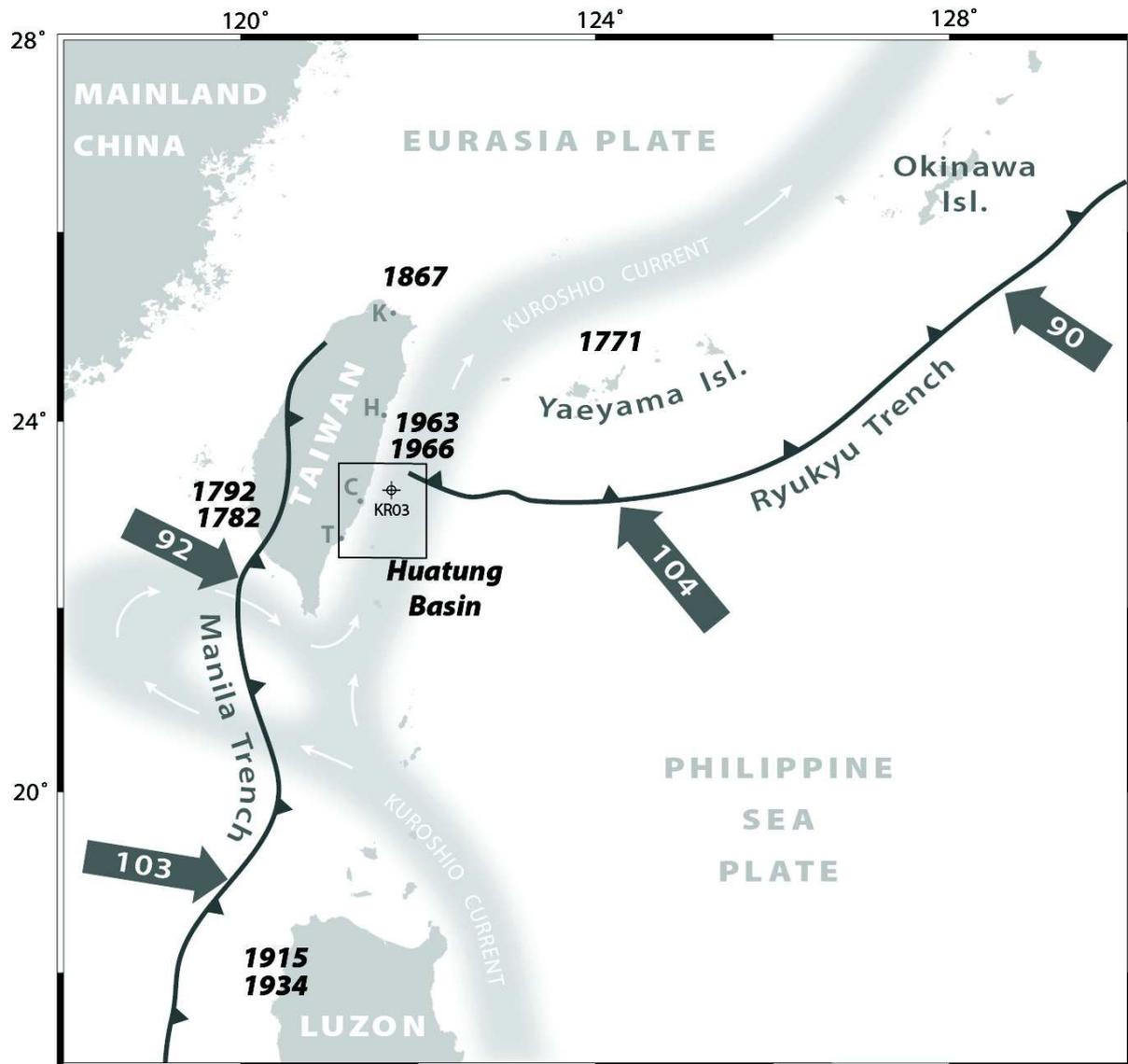


Fig.1 : General map of the Ryukyu and Luzon subduction zones overlapping in Taiwan. The numbers in the arrows indicate the relative subduction rates in mm/yr. The bold dates are major tsunami events described in the literature (see the text for further details). In light grey : the mean path of the Kuroshio Current after Hsin et al. (2008). The square box including core site KR03 outlines the Fig. 2. H: Hualien; C: Chengkong; T: Taitung.

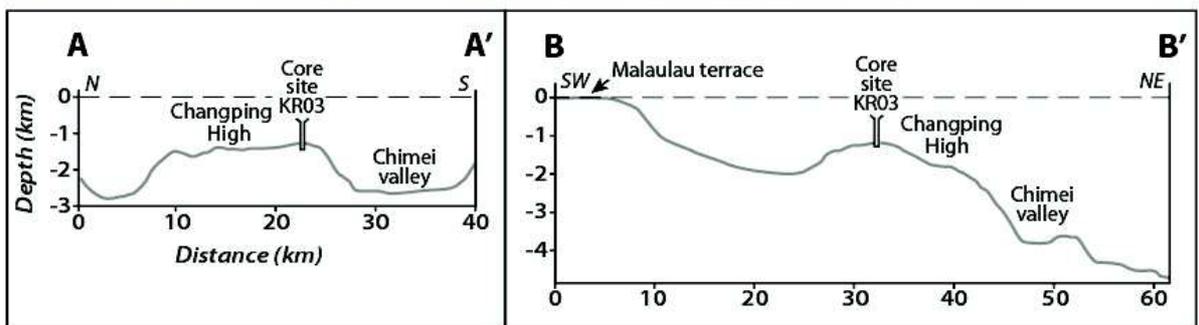
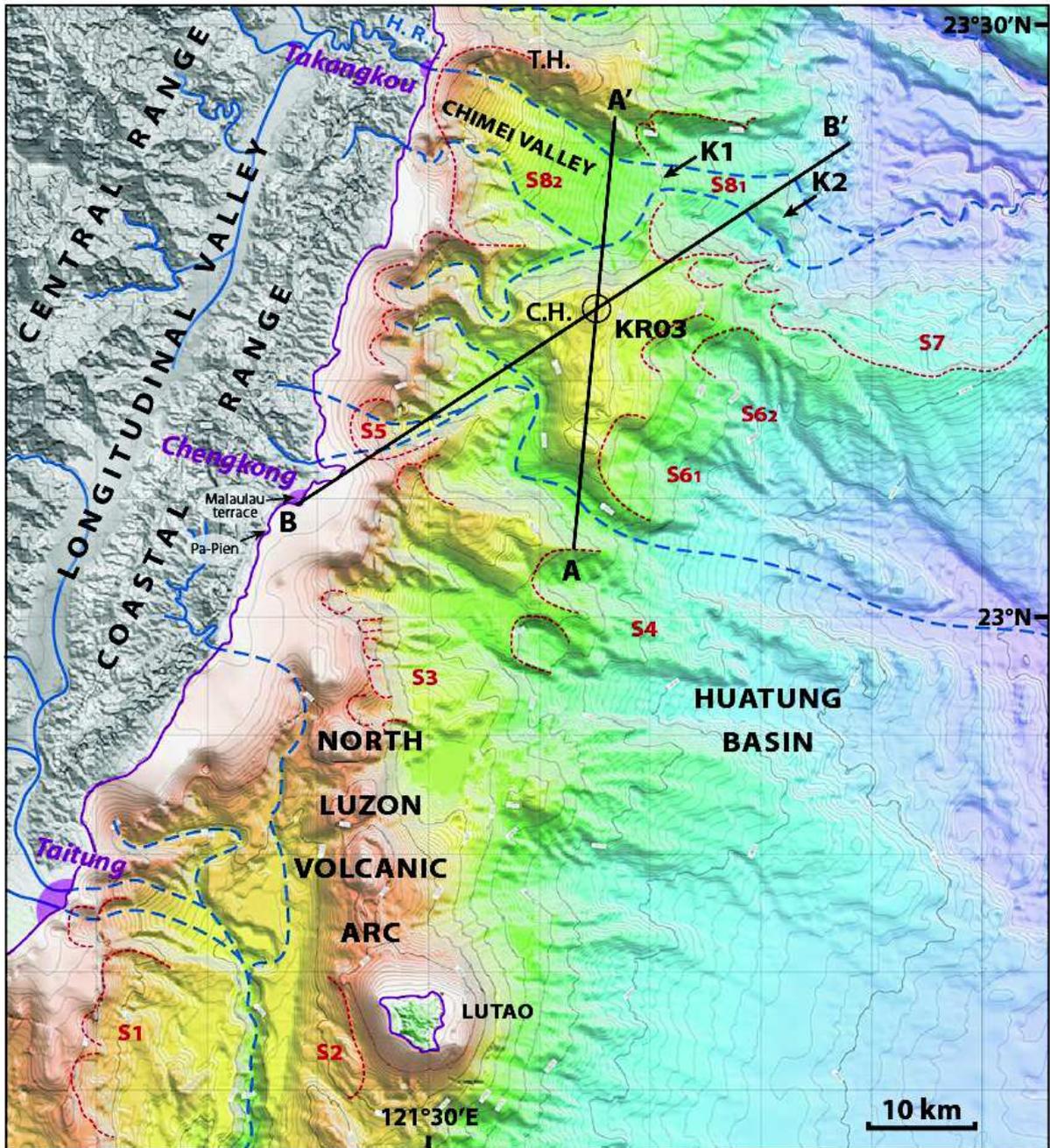


Fig.2 : Topographic and bathymetric map of the studied area based on ACT swathmapping (Lallemand et al., 1997). Isobaths every 100 m. H.R. = Hsiukiulian River, T.H. = Takangkou High, C.H. = Changping High. S1

to S8 are candidate submarine landslides. Red dotted lines are suspected scars. K1 and K2 are knickpoints of the Chimei Valley.

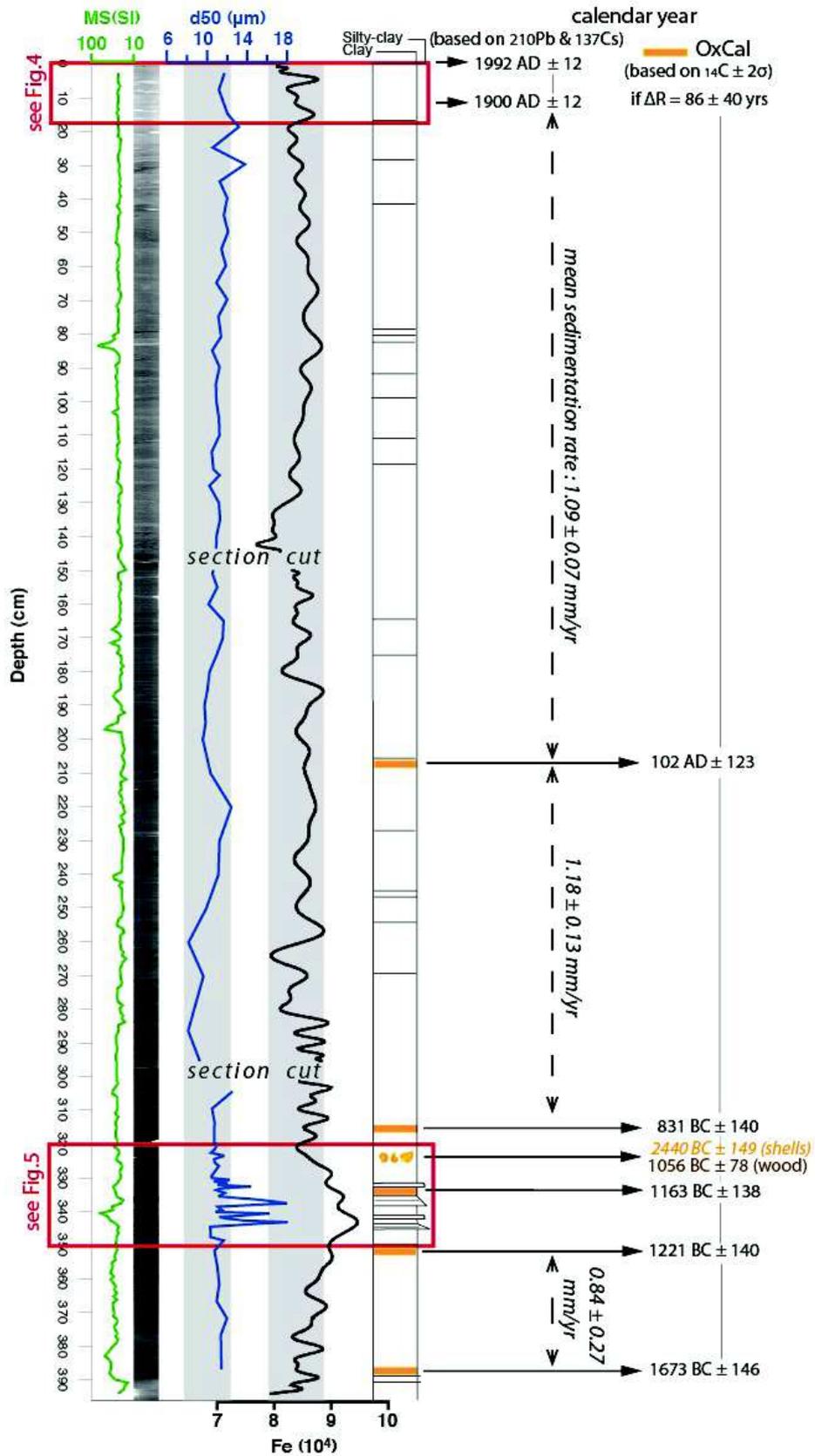


Fig.3 : KR03 core logs : MS = Magnetic susceptibility, X-ray, d50 median grainsize, Fe content, visual description and radiocarbon sampling in orange.

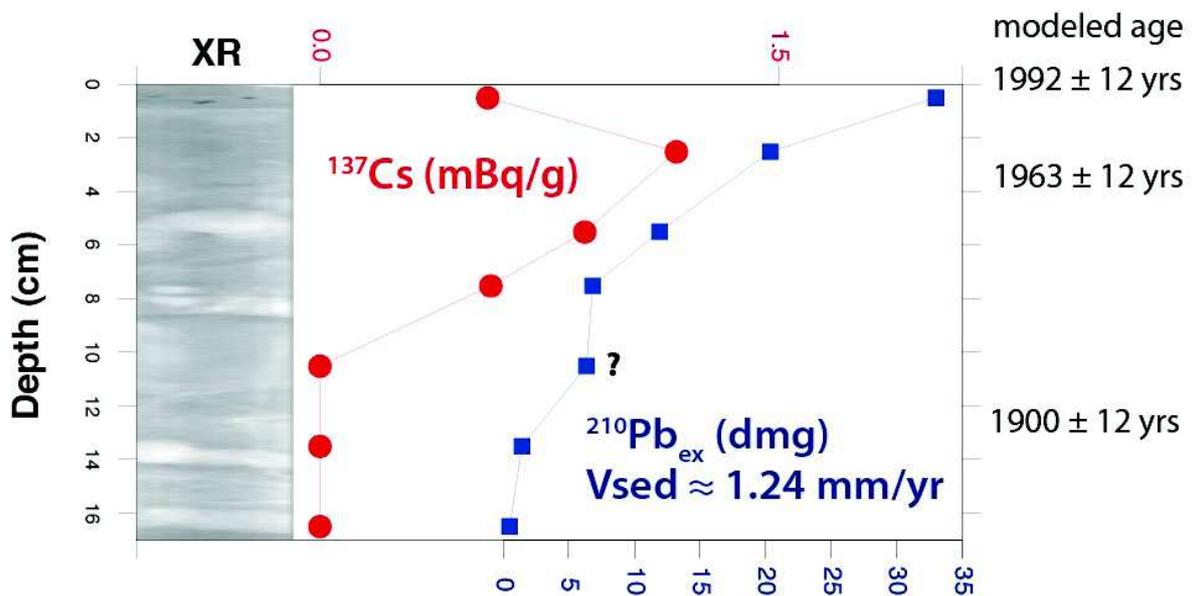


Fig.4 : Top of core KR03 (upper 17 cm) with ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ measurements and modeled ages (see text for further details).

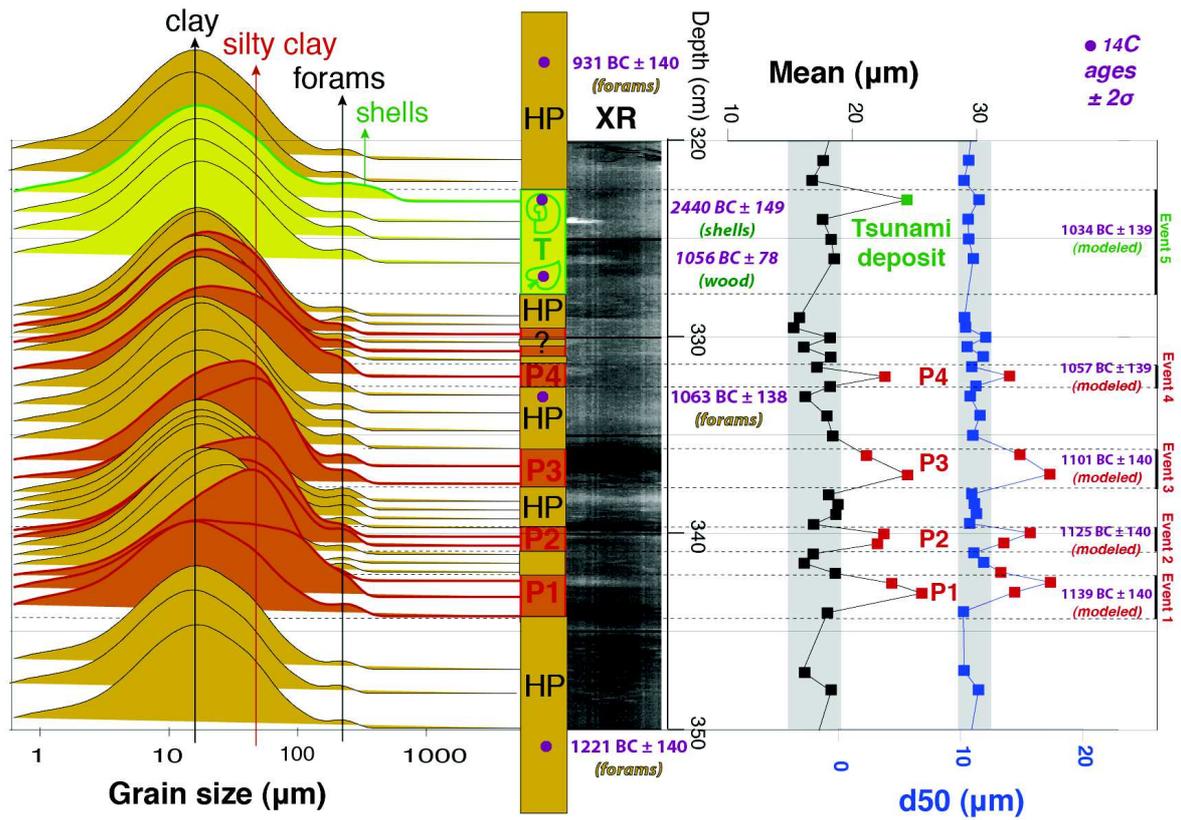


Fig.5 : Detailed description of anomalous sequence of core KR03. Grainsize distribution stacked with depth, core layers interpretation with purple dots marking the radiocarbon samples, HP = hemipelagite, P1 to P4 = silty layers, T = top anomalous layer with shells and wood fragments, XR = X-ray, Mean = mean grainsize, d50 = median grainsize. Radiocarbon ages are indicated in bold letters. Modeled ages are specified in parentheses as well as the dated material.

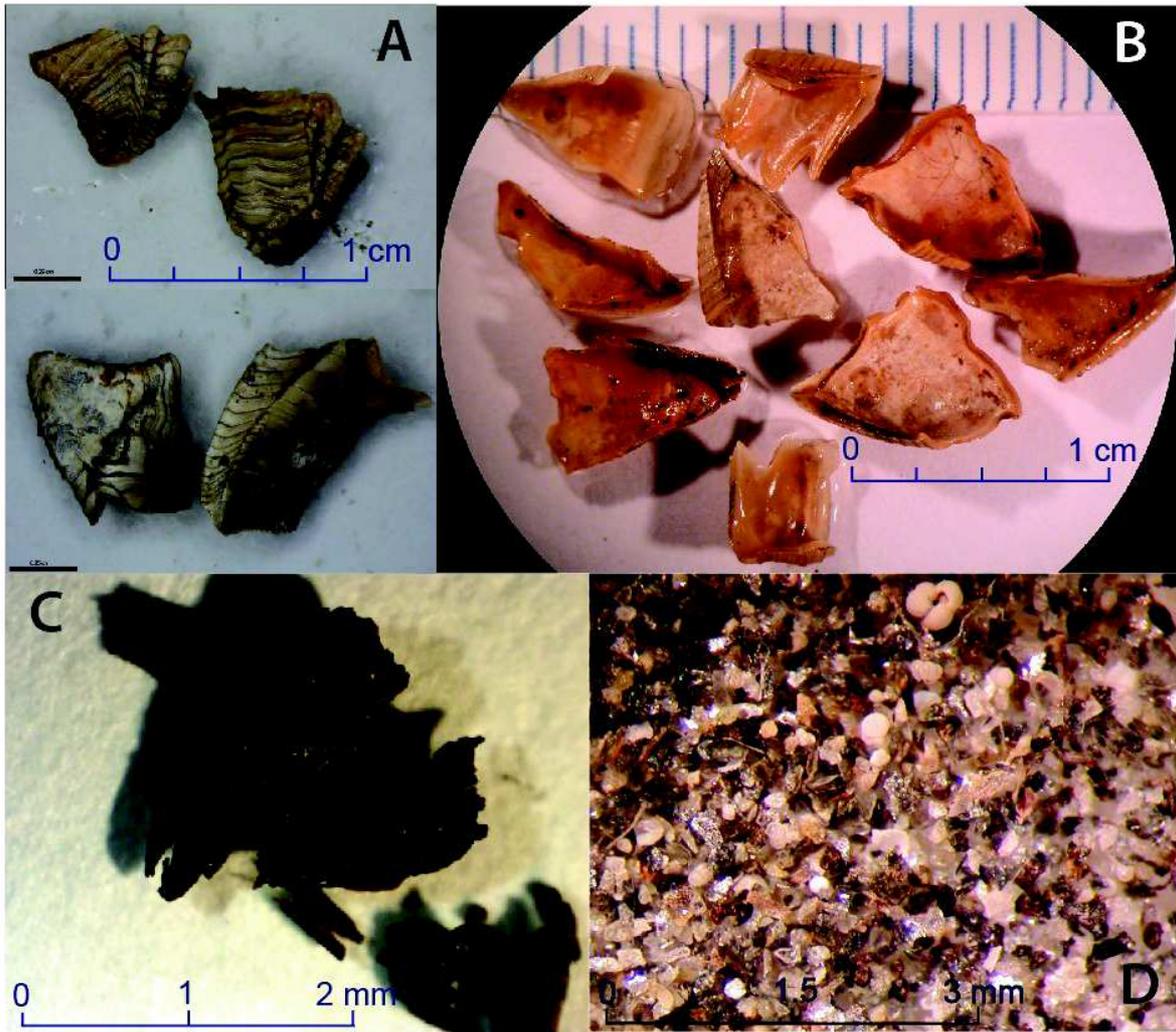


Fig.6 : A : Undetermined Veneroida bivalves external sides, B : bivalves internal sides, C : wood debris, D : silty fraction

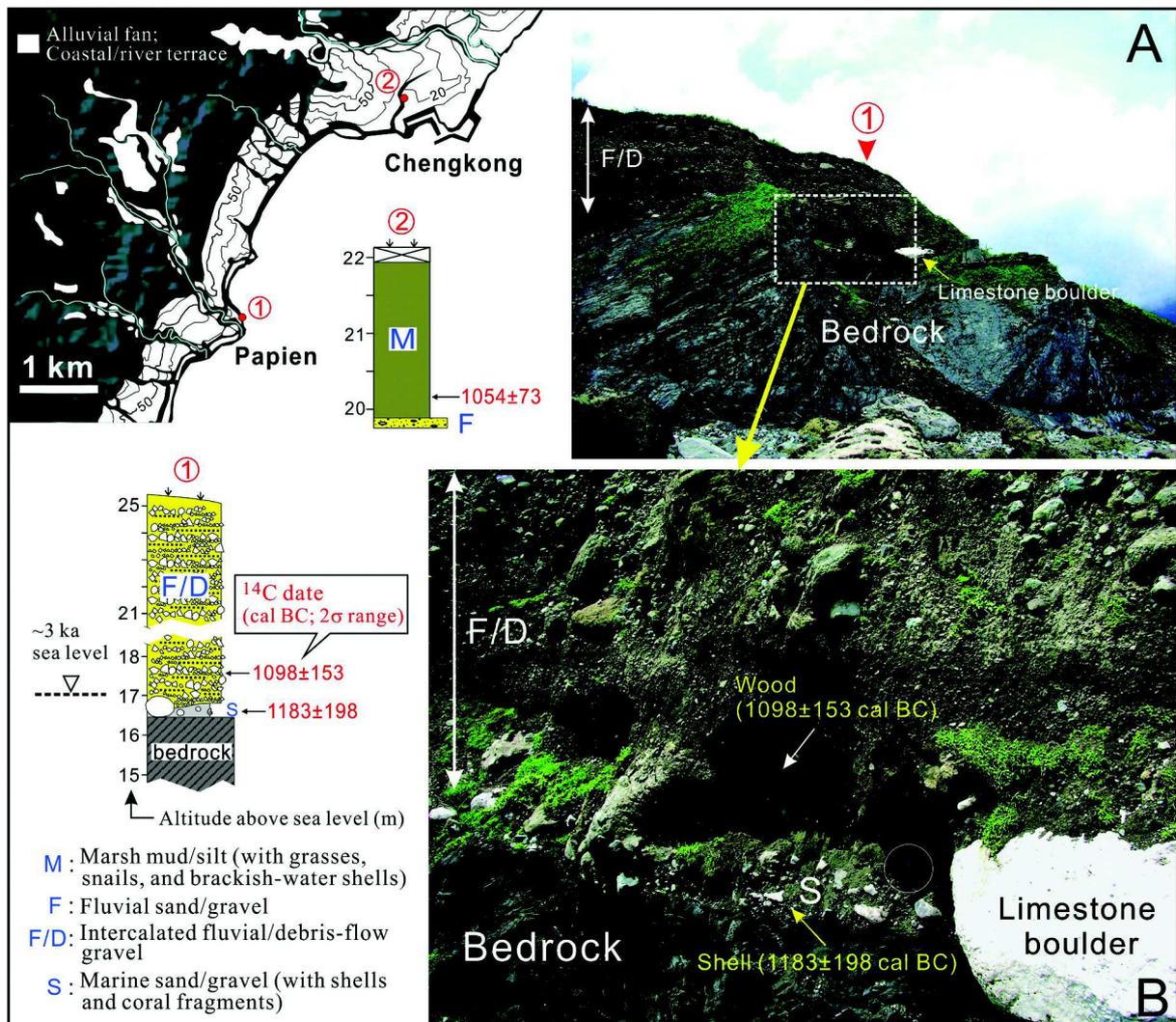


Fig. 7 : Summary of the stratigraphic and chronological data from the coastal terraces in the Chengkong-Papien area. Map is shaded for topographic relief; for location see Fig. 2. The morphology of the terrace surfaces is highlighted by 10 m-interval contour lines; terrace risers are in the shape of (A). (A) Upward view of a see-cliff outcrop in Papien (Site 1). Yellow arrow points to a limestone boulder right on bedrock. (B) Close view of the base of the terrace sediment in panel A. The limestone boulder at the corner is the same as that in panel A. A hammer (circled) for scale.

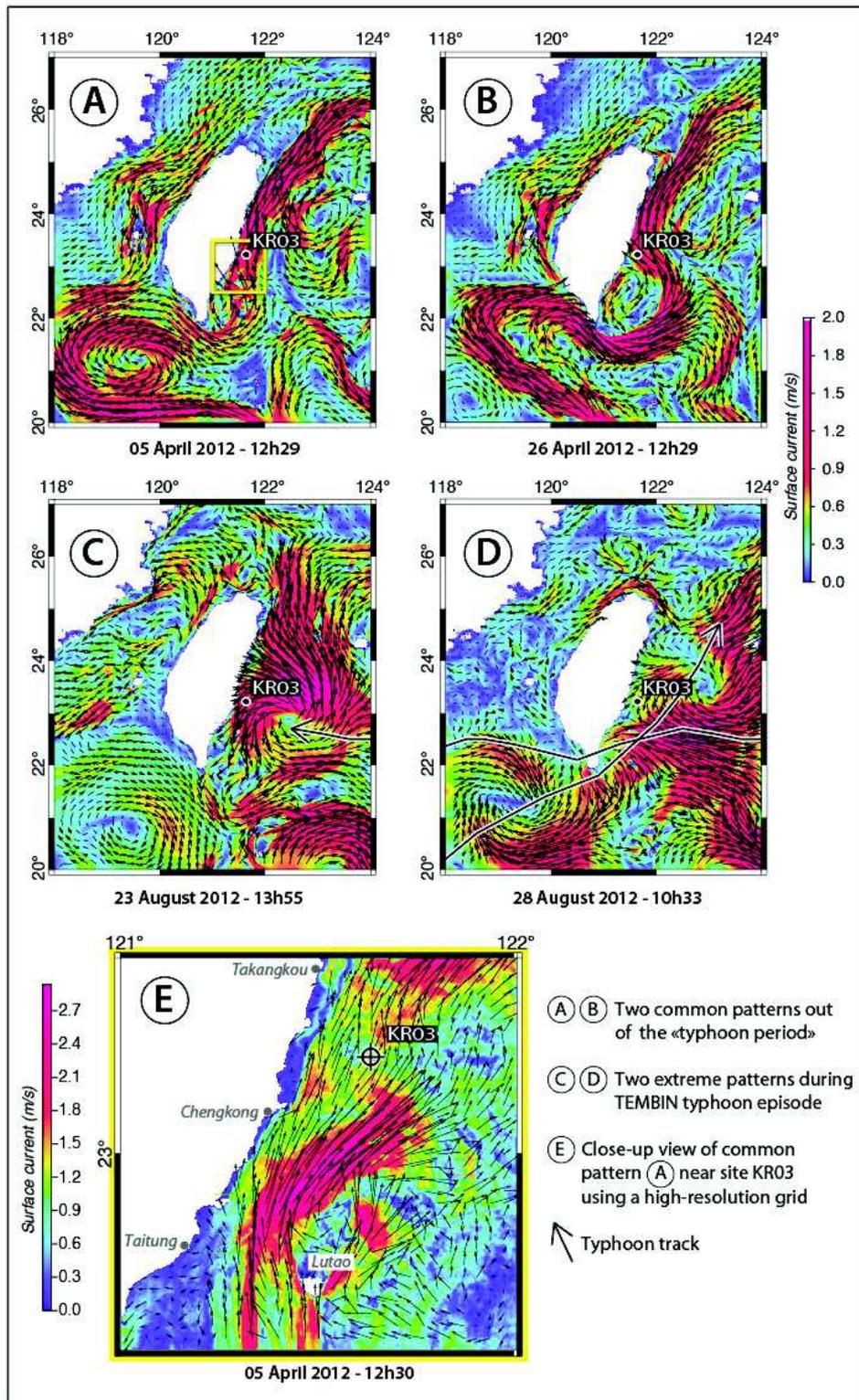


Fig.8 : Snapshots of surface currents around Taiwan at various dates in 2012 illustrating the changes in the circulation around Lutao for example but also the persistency of a mainstream offshore east Taiwan north of $23^{\circ}30'N$ except during typhoon episodes. Colors indicate the flow rate at the surface ($1 \text{ m/s} \approx 2 \text{ knots}$). The arrows indicate flow speed and

direction. The two upper boxes illustrate common flow pattern with a close-up view of snapshot A in the study area in the lower box. The two median boxes illustrate severe flow perturbation during a typhoon episode (Tembin, August 2012).

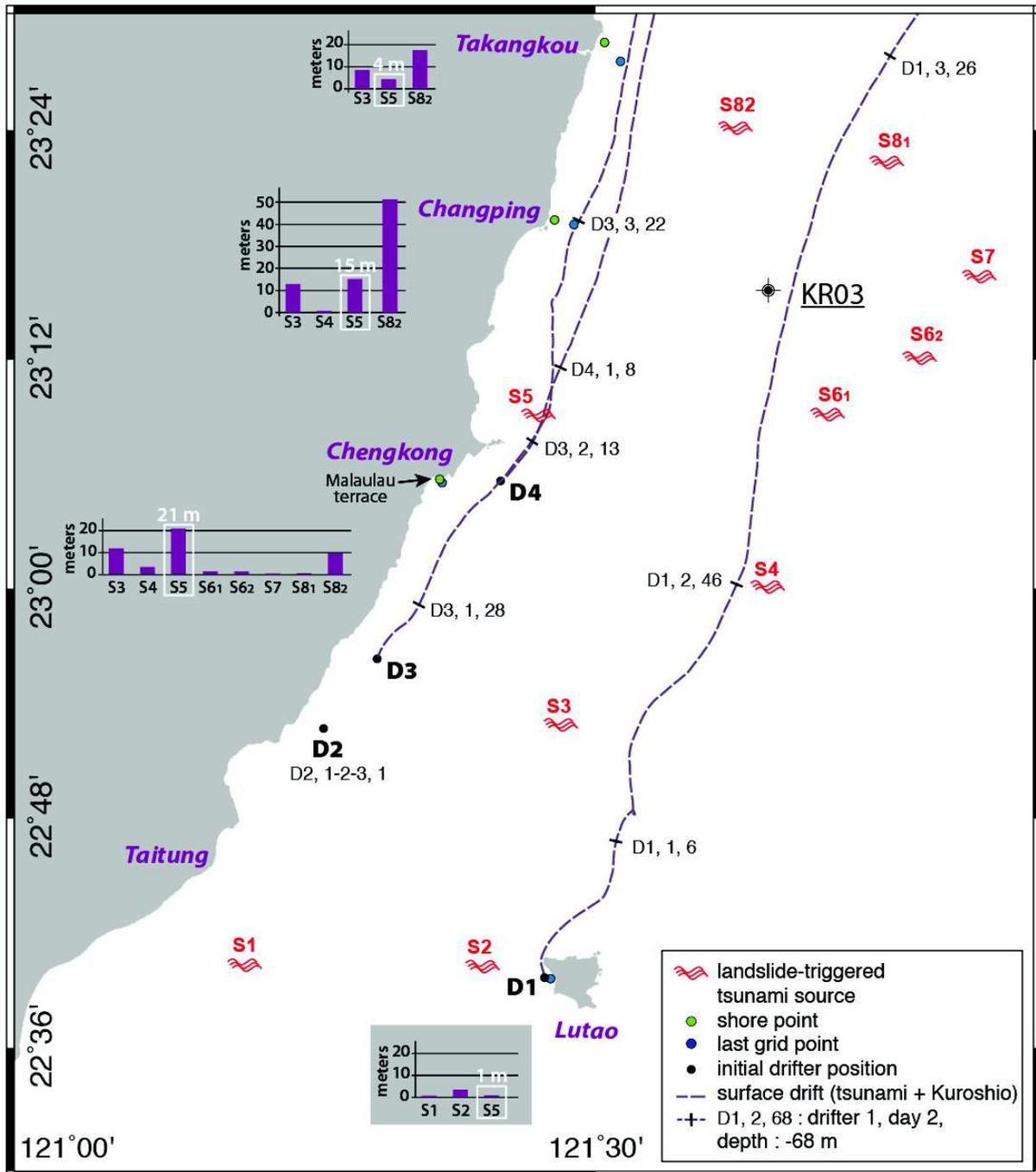


Fig.9 : Results of hydro-dynamic modeling including seawater circulation and tsunami-triggered landslides. S1 to S82 are submarine landslides sources (see Fig.2 for more details). Tsunami run-ups are calculated at 4 coastal stations : Lutao, Chengkong, Changping and Takangkou). D1

to D4 are drifters initially positioned at 15 m depth (mean depth for living shells). We have tested various tsunami effects on the motion of drifters but they are systematically non significant with respect to the background surface current. Superimposing the background current of mid-April 2012 to the tsunami generated by S5 landslide, we calculated the drift of D1 to D4 during 4 days. D2 is stationary and the other drifters move northward parallel to the coast. It takes for example 2.5 days for D1 (near Lutao) to reach the vertical of KR03 site.

Appendix A : Tsunami generation

The initial free surface elevation and water velocities in TOPICS were derived from multivariate, semi-empirical curve fits as a function of non-dimensional parameters characterizing the landslide (e.g., density, geometry, etc.) and the local bathymetry (e.g., slope, depth ...)(Watts, 2002). The inputs for TOPICS (Table A.1) are, in descending order, the longitude/latitude of the initial slide's center (x_0, y_0), the specific density γ , the initial landslide length b , the maximum initial landslide thickness T , the maximum landslide width w , the mean initial landslide depth d , and the mean initial dip angle θ . The outputs from TOPICS (Table A.1) are the slide initial acceleration a_0 , the theoretical maximum (terminal) slide velocity u_t , the characteristic distance of slide motion s_0 , the characteristic time of slide motion t_0 , the characteristic wavelength λ_0 , and the characteristic tsunami amplitude η_0 from the depression wave at time $t = t_0$.

Quantities	Slide S1	Slide S2	Slide S3	Slide S4	Slide S5	Slide S6 ₁	Slide S6 ₂	Slide S7	Slide S8 ₁	Slide S8 ₂
x_0 (deg)	121.2	121.4	121.4 7	121.6 5	121.4 5	121.7 0	121.7 8	121.8 3	121.7 5	121.6 2
y_0 (deg)	22.67	22.67	22.88	23.00	23.15	23.15	23.20	23.27	23.37	23.40
γ (kg/m ³)	1850	1850	1850	1850	1850	1850	1850	1850	1850	1850
b (m)	2800	4000	3500	3000	4500	6000	7000	2000	1700 0	2400 0
T (m)	500	500	1000	1000	500	500	800	500	1000	1000
w (m)	20000	7000	1400 0	7000	3500	2000	3000	1000 0	1200 0	1500 0

d (m)	700	700	1000	2750	500	3000	3600	4200	3500	1800
θ (degrees)	18	18	18	18	18	15	12	18	6	7
a_0 (m/s ²)	0.86	0.86	0.87	0.87	0.86	0.73	0.58	0.87	0.29	0.34
u_t (m/s)	103.60	123.8 1	115.8 2	107.2 2	131.3 3	138.7 8	134.3 5	87.55	148.4 6	190.4 6
s_0 (km)	12.33	17.62	15.42	13.22	19.83	26.43	30.84	88.11	74.9	10.57
t_0 (s)	199.09	142.3 3	133.1 4	123.2 7	150.8 7	190.4 8	229.5 5	100.6 4	504.5 2	555.2
λ_0 (km)	12.3	11.7	13.2	20.25	10.58	32.68	43.14	20,43	93.48	73.77
η_0 (m)	46	59.70	79	15.35	70.75	2.45	3.65	4.25	11.24	58.66

Table A.1 : Input and output parameters of TOPICS simulations for 10 different submarine landslides sources S1 to S8₂. Parameters are described in Appendices A and B.

Appendix B : Tsunami propagation model

The 3D coastal circulation model SYMPHONIE developed by the SIROCCO team (Marsaleix et al., 2008) was applied on the studied area with the ten tsunami sources terms given by TOPICS (see outputs in [Table A.1](#)). The components of the current, the temperature and the salinity are computed on a staggered C-grid thanks to a classic finite difference method. A generalized sigma coordinate (Ulses et al., 2008) is used in order to improve resolution near the bottom and the surface with special attention on the pressure gradient (Marsaleix et al., 2009; Marsaleix et al., 2011). To this vertical grid is associated a polar curvilinear horizontal grid which refines resolution near the coast while keeping reasonable computing times (Bentsen et al., 1999). We compute the baroclinic and barotropic velocity components separately following the time stepping method consisting of a Leap Frog scheme combined to a Laplacian filter (Marsaleix et al., 2012).

The domain has a varying resolution from 4 km offshore to 100 m nearshore. This polar grid allows increasing the density of the grid points in the area of interests, thus helping to avoid an excessive computational load. The vertical discretisation is 10 sigma levels. The 100 m bathymetry resolution acquired during the ACT cruise in 1996 (Lallemant et al., 1997) was used. The barotropic time step is 0.3 sec, baroclinic is 3.5 sec and the drag coefficient for the bottom boundary is 0.0025.

As SYMPHONIE does not allow to introduce directly a sea surface perturbation because of the preservation of the advection schemes, we chose to set the sea surface elevation by setting an anomalous horizontal divergence of barotropic current at the neighboring grid points. The current direction is centred on the perturbation making instantaneously an elevation of the sea level on this point.

For each landslide, two kinds of simulations were computed. A first simulation, with the initial conditions of temperature and salinity settled from the daily outputs of the MERCATOR system (Madec, 2008) and the sea surface perturbation of the tsunami. We simulated the hydrodynamics until 5 days after the slide then we computed the run-up elevation at the shore. This duration allows us to verify the transport of millimetric shells

and wood debris represented by ten Lagrangian drifters spread at 15 m depth and at sea bottom along the coast (D1 to D4 on Fig. 9). We performed a second simulation for checking the influence of the Kuroshio current. Large scale forcing terms (Kuroshio current) are included in radiative conditions applied at the lateral open boundaries (Marsaleix et al., 2006). These terms are also provided by the daily outputs of the MERCATOR system (Madec, 2008). Here, we assumed that the Kuroshio is still the same as 3,000 years ago. Then to avoid seasonal effects or others effects like typhoons which modify the Kuroshio features, we chose a period during the spring with no typhoon which represents the main trend of the Kuroshio.

References for Appendix B

- Bentsen, M., Evensen, G., Drange, H., and Jenkins, A. D. (1999). Coordinate transformation on a sphere using conformal mapping. *Monthly Weather Review*, 127, p. 2733-2740.
- Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. No 27 ISSN No 1288-1619.
- Marsaleix, P., Auclair, F., and Estournel, C. (2006). Considerations on open boundary conditions for regional and coastal ocean models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, p. 1604-1613.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., and Ulses, C. (2008). Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*, 20, p. 61-89.
- Marsaleix, P., Auclair, F., and Estournel, C. (2009). Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models: The seamount test revisited. *Ocean Modelling*, 30, p. 169-177.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Estournel, C., Nguyen, C., and Ulses, C. (2011). An accurate implementation of the compressibility terms in the equation of state in a low order pressure gradient scheme for sigma coordinate ocean models. *Ocean Modelling*, 40, p. 1-13.
- Marsaleix, P., Auclair, F., Duhaut, T., Estournel, C., Nguyen, C., and Ulses, C. (2012). Alternatives to the Robert-Asselin filter. *Ocean Modelling*, 41, p. 53-66.

Ulses, C., Estournel, C., Puig, P., de Madron, X. D., and Marsaleix, P. (2008). Dense shelf water cascading in the northwestern Mediterranean during the cold winter 2005: Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters*, 35,L7610.

Appendix C : Run-up height estimations

The time series that were computed by the numerical simulation of the water elevation on the last sea grid points are converted into the displacement of the water on the shore by the following formula (Choi et al., 2011):

$$\eta(x=0,t) = \int_0^{t-T} \sqrt{(t-\tau)^2 - T^2} \frac{d^2 \eta(x=L,\tau)}{d\tau^2} d\tau$$

where $\eta(x=0,t)$ is the run-up oscillations on the shore, $\eta(x,t)$ is water oscillations in the last sea points, T is the travel time of the wave and L is the distance from this point to the shore. According to nonlinear theory, the extreme of $\eta(x=0,t)$ yields the maximal run-up height of the tsunami wave. Note that this 1D analytical theory is not able to describe some local amplification on the coast due to complicated bathymetry, topography and bottom friction effect. More details of this analytical solution can be found in Choi et al. (2011). However, in our modelling, the last sea points are at less than 500 m of the coastline in order to reduce the impacts of non-included effects.

The [Table C.1](#) presents the details of the last grid points used for the run-up computation at the Holocene "*Malaulau*" terrace, Changping and Takangkou. The arrival time t_{at} , the maximum elevation at the last grid point $\eta(x=L)_{max}$ and the maximum estimated run-up $\eta(x=0)_{max}$ for each case are presented in [Table C.2](#).

	Lutao	Malaulau	Changping	Takangkou
Grid point x,y (deg)	121.465,22.66 9	121.368,23.09 3	121.481, 23.318	121.522, 23.460
Depth (m)	1	54	247	489
L (m)	20	440	1700	2000

Table C.1 : Nearest grid points used for the run-up computation at Lutao, "*Malaulau*" terrace, Changping and Takangkou locations along the coast. L is the distance from the shore in meters.

	Quantities	Slide S1	Slide S2	Slide S3	Slide S4	Slide S5	Slide S6 ₁	Slide S6 ₂	Slide S7	Slide S8 ₁	Slide S8 ₂
Takangkou	t_{at} (min)	-	-	7:55	-	5:31	-	-	-	-	0:30
	$\eta(x=L)_{max}$ (m)	-	-	1.89	-	1.40	-	-	-	-	5.54
	$\eta(x=0)_{max}$ (m)	-	-	8.47	-	4.23	-	-	-	-	17.33
Changping	t_{at} (min)	-	-	6:07	12:58	3:03	-	-	-	-	1:31
	$\eta(x=L)_{max}$ (m)	-	-	3.47	0.12	4.07	-	-	-	-	10.54
	$\eta(x=0)_{max}$ (m)	-	-	13.02	1.0	15.01	-	-	-	-	51.27
Malaulau	t_{at} (min)	-	-	5:20	12:36	4:29	14:56	15:46	17:38	17:22	9:13
	$\eta(x=L)_{max}$ (m)	-	-	6.95	1.53	13.59	0.80	0.67	0.30	0.41	4.25
	$\eta(x=0)_{max}$ (m)	-	-	11.84	3.53	20.87	1.64	1.44	0.45	0.69	9.67
Lutao	t_{at} (min)	5:11	1:43	-	-	10:26	-	-	-	-	-
	$\eta(x=L)_{max}$ (m)	0.37	1.46	-	-	0.57	-	-	-	-	-
	$\eta(x=0)_{max}$ (m)	0.85	3.68	-	-	1.08	-	-	-	-	-

Table C.2 : Run-up computations using the analytical solution of Choi et al. (2011) at the shore ($x = 0$) extrapolated from the last grid points ($x = L$) accounting for the slope between the shore and the last grid point. t_{at} is the arrival time (minutes, seconds) of the wave at the last grid point. - means that the run-up computed is negative. The inaccuracy of grid resolution in these areas and the small amplitude of waves

causes a retreat of the sea, followed by small waves but the elevation induced by these waves wasn't higher than 0.

Annexe E

Applied Computing 2015, Dublin,
Ireland, October 2015 : A Web
Oriented Computational Platform for
Littoral Hydro-morphodynamics
Modelling

A WEB COMPUTATIONAL PLATFORM FOR LITTORAL HYDRODYNAMICS MODELLING

Romain Chailan

University of Montpellier / IBM France
romain.chailan@gmail.com

Fabien Rétif

University of Montpellier
fabien.retif@zoho.com

ABSTRACT

Weather and climate forecast are sciences of great interest considering their major impact on our society, e.g., flash flood or storm forecasting. Such a forecast relies on complex physical processes, which are in practice solved by resource demanding numerical models. For instance, a regional sea-state conditions forecast requires using various models. This implies technical issues, like handling large amount of IO data and spending thousands of hours dedicated to their computation, their extraction and their analysis. Coastal engineers and scientists are generally not IT engineers. They need tools to avoid big data manipulations and the computational burden out-coming from such modelling processes. We propose a solution aiming at easing the simulation of numerical models used in the study of littoral hydrodynamics processes. The proposed solution is based on a Web Oriented Architecture (WOA) and can be viewed as a Scientific Workflow Management System (SWfMS). The strength of the solution is to bring to end-users a friendly platform able to seamlessly chain hydrodynamics model, to transform and to explore multidimensional IO data sets with an ad-hoc visualisation tool. This approach also offers a user-transparent way to run numerical models on a High Performance Computing (HPC) cluster.

The solution is demonstrated by chaining two numerical models in the goal of analysing coastal hazard in extreme conditions.

KEYWORDS

High Performance Computing, Web services, Hydrodynamics Modelling.

1. INTRODUCTION

Weather and climate forecast are sciences of great interest considering their major impact on our society. For instance, potential impacts of extreme water level events along coastlines are significantly increasing since population living in coastal areas keeps escalating and mean sea levels rise [6]. Physical conditions driving such high water levels are pretty well understood, like extreme storm events. They can be reproduced and forecasted with numerical implementation of complex physical models. Practically, such modelling process consists in 1) defining a model (m); 2) selecting and formatting input fields in the model's format (I_m); 3) specifying parameters of the model (P_m); 4) running -- heavy -- calculations on an HPC environment; 5) analysing simulated outputs (O_m).

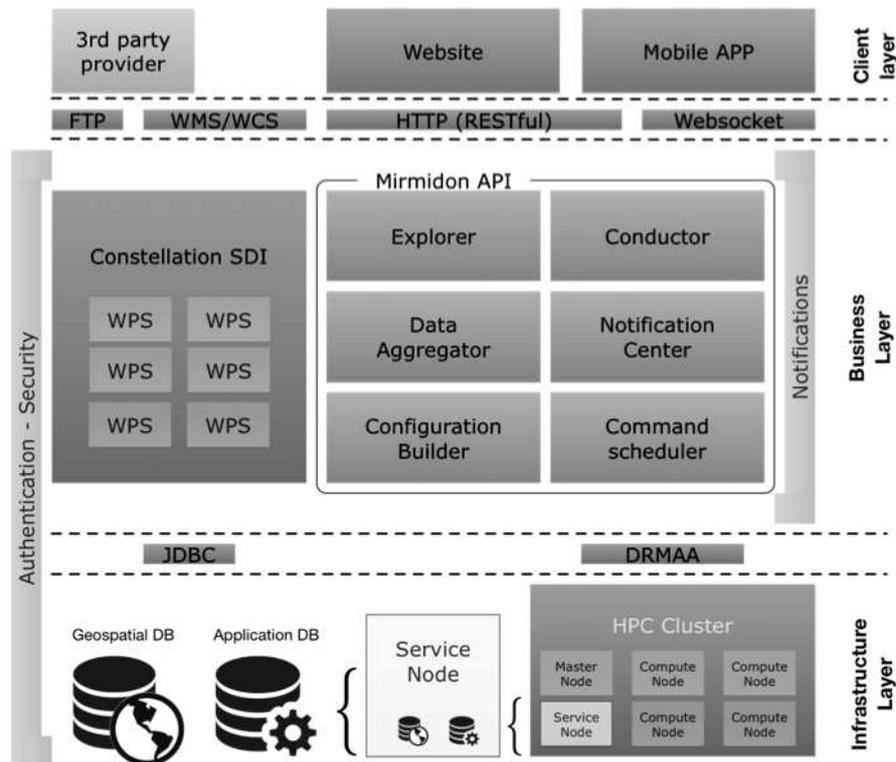
[3] discuss the recent emergence of Scientific Workflow Management Systems (SWfMS). Such a system gathers computational tools enabling the composition and the automatic execution of complex modelling processes on distributed resources. Beyond their technical implementation, existing SWfMS (e.g., [1] or [2]) differ from each other on their capabilities (e.g., monitoring execution, dynamic human interference, data visualisation). We adapt and innovate parts of some existing SWfMS to build a platform responding to all requirements of hydrodynamics modelling. For instance, scientists needs to chain several models to compute water levels at a coastal area. Therefore like [2], the proposed solution is able to chain models without effort. This is based on a standardization of the IO data sets. Like [5] the proposed platform is interfaced to a HPC environment since computations of hydrodynamics models are time and resources demanding.

In the same idea of what is possible with [1], users can explore the IO data sets stored into the remote environment. Other features (e.g., monitoring workflow execution through web socket notifications) stem from other computational systems and nowadays technologies like social networks. This document presents the architecture of the proposed solution and a discussion on its implementation and use.

2. A WEB ORIENTED ARCHITECTURE

The whole architecture of the solution is web-oriented (see Figure 1). The design relies on the decomposition of three layers. The Client Layer, the Business Layer and the Infrastructure Layer.

Figure 1 Overall architecture of the solution



Let us understand the figure 1 from a top down approach. Communication between the Client layer and the Business layer is made through a classic HTTP RESTful API and an FTP server. The FTP server provides a more suitable way to exchange large data files from and to the client side (Gigabyte(s) for input data and Terabyte(s) for output data). In geophysics, people work on geo-spatial phenomena and data sets can be represented on a map. We use the standardized web services of the Open Geospatial Consortium (OGC), which supply standard HTTP requests to display data sets on a map such as Web Map Service (WMS). The proposed solution gives access to the client a WMS to explore dynamically the input and output data sets. The core of the solution, the so-called Mirmidon-API, is a RESTfull web service implemented with Play! Java Framework [7]. Mirmidon-API is split in 6 modules:

1. Data Aggregator provides functions to convert data (I_m) from Proprietary Format to the Mirmidon Format and to insert converted data into a geo-spatial database;
2. Explorer provides functions to display the geo-spatial database records (in Mirmidon Format) on a map;
3. Configuration builder provides functions to build a configuration. A configuration defines a model (m), its binary executable file, its input files (I_m) (in Proprietary Format) and its configured input parameters files (P_m) ready to be executed;

4. Command scheduler provides functions to execute a configuration on HPC clusters;
5. Conductor is in charge of the security, manages access of resources for a given user;
6. Notification Centre transmits notifications to the client side. Since tasks managed by Mirmidon-API are resources and time demanding, they are run asynchronously. Users have access to the notifications centre using web sockets (WS) to obtain information about the status of those asynchronous tasks (e.g., data transformation or HPC jobs).

The data manipulation operations like file-format transformations, re-gridding or subtracting data sets are executed behind Web Processing Services (WPS) respecting OGC standards. It allows deporting such resource-consuming processes onto a dedicated server in the same LAN. Those services are deployed on a Spatial Data Infrastructure (SDI) server named Constellation SDI (see www.constellation-sdi.org).

2.1 Data storage

Two databases and a high-performance clustered file system (FS) are used for data storage. The first database is a standard PostGreSQL database dedicated to store conventional applications information such as clients information and will not be discussed in this document. Beside this resource management database, a geo-spatial database named CoverageSQL is set up. CoverageSQL stems from the PostGIS extension of PostGreSQL and has been firstly introduced by [4]. Any input and output data sets for modelling purpose are converted if needed by the Data Aggregator module and are stored in NetCDF binaries files (in Mirmidon Format) on the FS. Metadata of those files like geographical envelope, variable unity, time stepping and a link to the file is stored on the geo-spatial database.

A major benefit of dealing with a geo-spatial database is the flexibility of queries. Whether a user looks after an input or an output data set, queries are composed of the variables (e.g., atmospheric pressure), the geographical envelop and the physical time range of interest. The database automatically retrieves data, gathers them and extracts a new standardized data set.

A standard file (Mirmidon Format) follows the Climate and Forecast conventions (CF). This standardization is particularly suitable since data sets manipulated in hydrodynamics modelling are generally clearly representable by the CF conventions.

2.2 Workflow control, models integration and chaining

The solution uses a hybrid execution control model, which is monitored by the notification centre. The connections between data retrieving, data transformation and job submission are driven by a control-flow: a transfer of control from the preceding task to the one that follows. Inside the model submission itself, the control is data-driven: IO data represent the dependencies between each consecutive actions of the model (i.e. pre-processing, main processing, post-processing).

Each model (m) integrated into the solution must be delivered with a toolkit composed of a Writer (W_m) and a Reader (R_m). The so-called Writer consists in converting a data set from the Mirmidon Format to the Proprietary Format of the given model. The converted data set is denoted (I_m). After computation by the numerical model (m), the output data set (O_m) is converted by the Reader from the Proprietary Format into the Mirmidon Format and then, according to the user, aggregated into the geo-spatial database. Considering this workflow, scientists are able to chain models, in an infinite combination as described by the pseudo-code algorithm 1.

Algorithm 1 Chaining models.

- 1: $\mathcal{M} \leftarrow \text{List}\{m_1, \dots, m_n\}$
 - 2: $\text{DB} \leftarrow I_1$ ▷ Aggregate data for 1st model
 - 3: **for all** $m_i \in \mathcal{M}, i \in 1, \dots, n$ **do**
 - 4: **if** $i > 1$ **then** ▷ If chaining model, last output becomes input
 - 5: $I_i \leftarrow \text{DB}[O_{i-1}]$
 - 6: $I_{m_i} \leftarrow \mathcal{W}_{m_i}(I_i)$ ▷ Convert FROM standardized data
 - 7: $O_{m_i} \leftarrow m_i^{(\mathcal{P}_i)}(I_{m_i})$ ▷ Run model m_i
 - 8: $O_i \leftarrow \mathcal{R}_{m_i}(O_{m_i})$ ▷ Convert TO standardized data
 - 9: $\text{DB} \leftarrow O_i$ ▷ Aggregate output data
 - 10: $\text{Serve_Data}(O_n)$ ▷ Serve data via WMS/WCS.
-

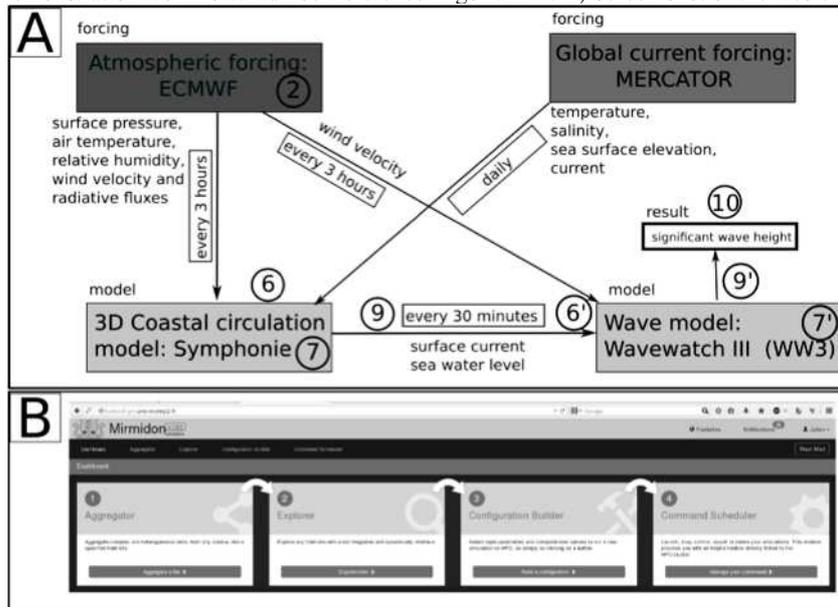
2.3 Systematic HPC computations

Hydrodynamics modelling are highly demanding in term of computational resources and time. People use to perform those calculations on HPC environments. The Business layer is instantiated on a service node of a targeted HPC cluster. A service node is -- like a compute node -- a node of the cluster but is dedicated to offer services instead of computational resources. The core API (Mirmidon-API) uses DRMAA library [8] as an interface connection to submit calculation jobs on the HPC cluster. In this way, Mirmidon-API can obtain information on the state of jobs, can proceed to their cancellation or can pause it. DRMAA library provides a high level interface for several workload schedulers of the HPC market. We have successfully tested the compatibility of the presented solution with IBM Platform LSF, IBM Tivoli LoadLeveler and Sun Grid Engine.

3. SEA STATE MODELLING: A STUDY CASE

Here, we propose to model sea-states based on the chaining of a coastal circulation model (forced by atmospheric conditions and global currents) and a wave model (see Figure 2). Additionally to the atmospheric conditions forcing the circulation model, surface currents and sea water level calculated by the circulation model are used as input of the wave model. We obtain the significant wave height.

Figure 2. A) Demonstration workflow. Number reference Algorithm 1. B) Screen-shot of the web client dashboard.



4. RESULTS AND DISCUSSIONS

The detailed solution has been deployed on a private cluster during one year, within a research and development project. Three hydrodynamics models have been chained to produce the most accurate sea-states conditions in extreme storms over the French Mediterranean coastline and assess coastal hazard.

As expected, the solution can be seen as a dynamic workflow engine. A typical example is the procedure of validation of models chaining, which requires many runs with slightly changes in model parameters. This is made user-friendly and efficient for scientists by the capacity of switching from one workflow to another without any difficulty.

The notification centre and the control-flow of tasks execution are mandatory features in such solution. They alert on issues and allow making quicker decisions on daily use. For instance they allow cutting off a workflow in which tasks do not run correctly in terms of physics (e.g., divergence) or computing (e.g., computational resource crashing). Even if it is a well-known issue in SWfMS, we observe that a lot of time is spent in the IO data transfer from the user-side to the remote environment. Sometimes the transfer requires more time than the actual computations. In this sense, in situ analysis is a necessary feature. Hence our developed in-situ visualization through layered data access (e.g., WMS) is a real advantage because only satisfying data is downloaded by end-users.

5. CONCLUSION

This document describes a web-oriented architecture aiming at easing numerical modelling for coastal engineers and scientists. It is composed of decoupled and modular tools supplying both a transparent access to HPC environments and a user-friendly way of chaining models.

The solution is currently restricted to hydrodynamics applications. Without high concerns, we can assume that this solution will perfectly behave for other modelling chains in other scientific topics (e.g., genomic or aerospace). Our perspective of work is to obtain better performance in the IO data transfer from and to the platform, since it is spotted as the bottleneck of the solution.

Another perspective of work is to implement the current solution in a cloud infrastructure. The potential infinite scalability of such infrastructure offers a lot of technical and use-cases perspectives. For instance a crisis mode could be considered, in which the scientists may require the availability of huge computational resources for a very short time window.

REFERENCES

- [1] S. P. Callahan et al. Vistrails: visualization meets data management. *In Proceedings of the 2006 ACM SIGMOD international conference on Management of data*, pp. 745-747. ACM, 2006.
- [2] E. Deelman et al. Pegasus: mapping large-scale workflows to distributed resources. *In Workflows for eScience*, pp. 376-394. Springer, 2007.
- [3] E. Deelman et al. Workflows and e-science: An overview of workflow system features and capabilities. *Future Generation Computer Systems*, Vol. 25, No. 5, pp. 528-540, 2009.
- [4] M. Desruisseaux. *Pertinence des données altimétriques en halieutique appliquées à la pêche thonière*. PhD thesis, Paris 6, 2004.
- [5] A. Hunter et al. Grendel: A bioinformatics web service-based architecture for accessing hpc resources. *In Proceedings of the 2005 Australasian workshop on Grid computing and e-research*, Vol. 44, pp. 29-32. Australian Computer Society, Inc., 2005.
- [6] R. J. Nicholls et al. *Coastal systems and low-lying areas*. 2007.
- [7] A. Reelsen. *Play Framework Cookbook*. Packt Publishing Ltd, 2011.
- [8] P. Troger et al. Standardization of an api for distributed resource management systems. *In Cluster Computing and the Grid*, 2007. Seventh IEEE International Symposium on, pp. 619-626. IEEE, 2007.

Annexe F

Geodynamics and Environment in East Asia 2014, Hualien, Taiwan, november 2014 : Simulating nearshore water levels induced by wave forcings during typhoons crossing Taiwan

Simulating nearshore water levels induced by wave forcings during typhoons crossing Taiwan

Fabien Rétif¹, Frédéric Bouchette¹, Jiing-Yih Liou², Samuel MEULE³, Héloïse Michaud⁴, Li-Ching Lin⁵, Kao-Shu Hwang², Nans Bujan², Hwung-Hweng Hwung⁶ and the SIROCCO Team⁷

¹ Géosciences-M, UMR 5243, University Montpellier 2 & CNRS, 34095 Montpellier, France

² Tainan Hydraulics Laboratory, National Cheng Kung University, Taiwan

³ Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Aix en Provence, France

⁴ SHOM, 42 avenue Gaspar Coriolis, 31157 Toulouse Cedex, France

⁵ International Wave Dynamics Research Center, National Cheng Kung University, Taiwan

⁶ Department of Hydraulic and Ocean Engineering, National Cheng Kung University, Taiwan

⁷ Laboratoire d'Aérodologie – CNRS & University of Toulouse, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Keywords : water level, wind, wave, current, typhoon, extreme phenomena

During storms, the water level has been observed to rise to several meters above its usual mean value, causing considerable damages to natural and artificial structures. The impact of extreme water levels along the coasts significantly increases while mean sea levels and extreme meteorological events arise. To better understand and predict such an impact, it is fundamental to better characterize the conditions driving high water levels. Focusing on the nearshore, we simulated water levels during a contrasted range of meteo-marine conditions along the Wan-Tzu-Liao barrier, a 8 km long sandy system located south-western Taiwan. In the framework of the KUNSHEN project (ANR/NSC), a raft of devices were set in front of the Wan-Tzu Liao from October 2011 to November 2012, including a full typhoon season. The equipments were deployed along a cross-shore section (in 18 m, 7 m, 4 m of water depth and on the emerged beach) and provided robust information on nearshore hydrodynamics and water levels. To correctly simulate the hydrodynamics at the different scales, we used the nesting of three grids, an ocean grid, a regional grid and a coastal grid. We used the last version (v 4.18) of WAVEWATCH III (Tolman and Hendrik, 2014; Ardhuin et al., 2010) which is now extended to nearshore scales avoiding the use of a specific nested nearshore wave model. The circulation forcing terms at the regional and the nearshore scale are given by SYMPHONIE (Marsaleix et al., 2006, 2008, 2009) and the wind stress is given by the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF - Era-Interim data; Dee et al. (2011)). We compared simulations and measurements of 3 ocean wave buoys and at the equipments deployed in front of the barrier. We finally provide an expression of the water level to the shoreline.

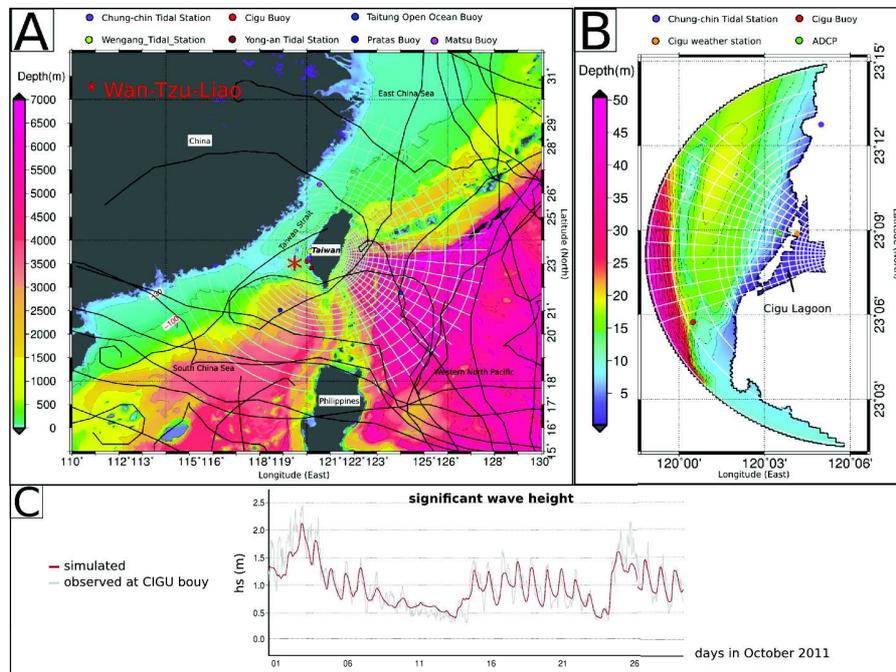


Figure 1: A) The regional polar grid with a nearshore resolution of 460 m and 5.6 km at the offshore, the instruments position and the typhoons's tracks during the 1.5 years simulated period (2011/09-2012/12); B) The coastal polar grid with a nearshore resolution of 100 m (in front of the sand barrier) and 275 m at the offshore and the instruments position; C) The significant wave height (H_s) simulated and observed during October 2011 at the Cigu buoy.

Annexe G

**Application of Fluid Mechanics to
Disaster Reduction 2015, Sendai,
Japan, march 2015 : Storm surge
modelling from the ocean to the beach
during typhoons crossing Taiwan**

Storm surge modelling from the ocean to the beach during typhoons crossing Taiwan

Fabien R  tif¹, Frédéric Bouchette¹, Jiing-Yih Liou², Samuel MEULE³, Héloïse Michaud⁴, Li-Ching Lin⁵, Kao-Shu Hwang², Nans Bujan², Hwung-Hweng Hwung⁶ and the SIROCCO Team⁷

¹ Géosciences-M, UMR 5243, University Montpellier 2 & CNRS, 34095 Montpellier, France

² Tainan Hydraulics Laboratory, National Cheng Kung University, Taiwan

³ Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Aix en Provence, France

⁴ SHOM, 42 avenue Gaspar Coriolis, 31157 Toulouse Cedex, France

⁵ International Wave Dynamics Research Center, National Cheng Kung University, Taiwan

⁶ Department of Hydraulic and Ocean Engineering, National Cheng Kung University, Taiwan

⁷ Laboratoire d'A  rologie – CNRS & University of Toulouse, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Keywords : storm surge, wind, wave, current, typhoon, extreme phenomena

The context of Taiwan provides a large wide of meteo-marine factors with complex bathymetries, warm currents and extreme meteorological events. We model the 3D hydrodynamics from the regional scale down to the beach along the Wan-Tzu-Liao barrier, a 8 km long sandy system located south-western Taiwan during 1.5 years, including a full typhoon season. The simulation is based on SYMPHONIE (Marsaleix et al., 2006, 2008, 2009), a robust 3D circulation model dealing with most of the oceanographical forcings (winds, air/sea fluxes, tides,...), global scale circulation and waves. Wave parameters required for modeling wave-induced current are provided by the last version (version 4.18) of WAVEWATCH III (Tolman, 2008, 2009; Arduin et al., 2010) which is now extended to nearshore scales. The circulation model and waves model are executed on this same polar grid thus avoid interpolation costs. The nesting of two grids (ocean grid Figure 1A and coastal grid Figure 1B) allows for the different scales driving hydrodynamics in the Taiwan strait and the Wan-Tzu-Liao barrier to be correctly simulated. Finally, the time series that were computed by the numerical simulation of the water elevation at the nearshore are converted to a storm surge on the shore by a surge level model. During the KUN-SHEN project (ANR, NSC), hydrodynamics of the Wan-Tzu-Liao sand barrier was measured using a tidal gauge, ADCP instruments (at 18 m depth, 7 m depth and 4 m depth) and pressure sensors in the immersed and emerged beach. This set of data provides complete and continuous measures during a monsoons season, a mid season and a typhoons season (October 2011 - November 2012)(Figure 1A-C) in the nearshore area. To further validate the accuracy of our modelling, we compare the instantaneous water levels, the current intensity near the bottom and close to the surface against measurements. By this way, the implemented simulation provides a proper way to analyze the wave transformation to the coast and the changes in the instantaneous water elevation controlled by waves and other forcings (wind, tides,...) during extreme phenomena.

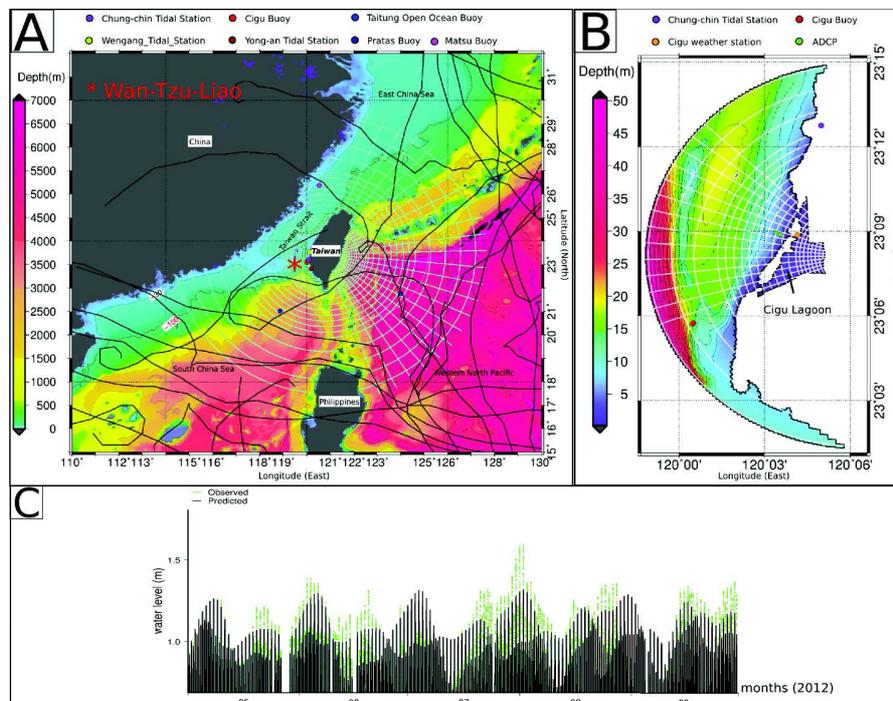


Figure 1: A) The regional polar grid with a nearshore resolution of 460 m and 5.6 km at the offshore, the instruments position and the typhoons's tracks during the 1.5 years simulated period (2011/09-2012/12); B) The coastal polar grid with a nearshore resolution of 100 m (in front of the sand barrier) and 275 m at the offshore and the instruments position; C) Storm surge measurements (observed in green and predicted in black) during the typhoon season at the Chung-chin harbor.