



**HAL**  
open science

# Oscillations induites par le vent et la marée autour de l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon

Marion Bezaud

► **To cite this version:**

Marion Bezaud. Oscillations induites par le vent et la marée autour de l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2019. Français. NNT : 2019BRES0090 . tel-02979883

**HAL Id: tel-02979883**

**<https://theses.hal.science/tel-02979883>**

Submitted on 27 Oct 2020

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

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

# THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE  
DE BRETAGNE OCCIDENTALE  
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598  
*Sciences de la Mer et du littoral*  
Spécialité : Océanographie physique et Environnement

Par

**Marion BEZAUD**

## Oscillations induites par le vent et la marée autour de l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon

Thèse présentée et soutenue à Brest, le 10 décembre 2019

Unité de recherche : Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IFREMER.

### Rapporteurs avant soutenance :

Pascale BOURUET-AUBERTOT Professeure des Universités  
UMPC, LOCEAN, Paris

Alexei SENTCHEV Professeur des Universités  
ULCO, LOG, Wimereux

### Composition du Jury :

Pascale BOURUET-AUBERTOT Professeure des Universités  
UMPC, LOCEAN, Paris

Président  
Xavier CARTON

Philippe FRAUNIÉ

Amandine NICOLLE

Alexei SENTCHEV

Directeur de thèse  
Pascal LAZURE

Co-directeur de thèse  
Bernard LE CANN

Professeur des Universités  
UBO, LOPS, Plouzané

Professeur des Universités  
Université de Toulon, MIO

Enseignante-chercheure,  
ENSTA Bretagne, Brest

Professeur des Universités  
ULCO, LOG, Wimereux

Chercheur  
IFREMER, LOPS, Plouzané

Chercheur  
CNRS, LOPS, Plouzané

## Remerciements

Une belle aventure s'achève. Cette aventure aura été l'occasion de rencontrer de nombreuses personnes passionnées et passionnantes. Je souhaite remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à ces travaux au cours de cette thèse.

Je tiens à remercier en tout premier lieu mes deux directeurs de thèse Pascal Lazure et Bernard Le Cann pour leur présence et leur patience. J'ai énormément appris à vos côtés ! Merci Pascal, pour ta confiance sur le projet SPM, ton soutien et tes encouragements pendant ces années. Merci à Bernard pour ta disponibilité permanente, pour nos discussions, ainsi que tes conseils qui m'ont beaucoup aidée. Merci à tous les deux d'avoir essayé de répondre à toutes mes mille et une questions.

Je souhaite remercier les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer cette thèse : Alexei Sentchev et Pascale Bouruet-Aubertot pour leurs remarques très enrichissantes ; Xavier Carton, Philippe Fraunié et Amandine Nicolle pour avoir accepté d'évaluer mon travail; merci à tous pour l'intérêt que vous avez porté à mes travaux et pour vos questions et pour vos recommandations.

Je remercie les membres de mon comité de thèse Florent Lyard, Daniel Bourgault, Xavier Capet et Pierre Garreau de m'avoir suivi au cours de cette thèse. Cette thèse a pu évoluer grâce à nos discussions.

Je remercie également très chaleureusement l'équipe du laboratoire qui m'a accueillie et accompagnée avec le sourire pendant cette aventure. Merci à tous les collaborateurs qui ont suivi de près au de loin ces travaux au cours de ces quatre ans. Je remercie les stagiaires, doctorants et post-docs pour tous les échanges que nous avons eus. Merci à l'équipe du TOIS pour leur aide dans la préparation de la campagne SPM 2017.

En parlant de campagne et de déplacements outre-Atlantique, merci à tous les collaborateurs à Saint Pierre. Je tiens en particulier à remercier Herlé et Florence Goragner, Jean Pierre et Hélène Claireaux pour leur accueil et pour leur aide sur place. Merci aussi l'équipage de l'Antea et à tous ceux qui étaient à bord avec nous ainsi que les collègues du LEMAR et de DFO. Merci à Sébastien Donnet pour les discussions sur la dynamique de la région et aussi pour m'avoir permis de participer à la campagne en baie de Fortune.

Je remercie l'école doctorale pour m'avoir accompagnée dans les démarches administratives pendant ces années.

Enfin, je remercie ma famille, mes parents, ma sœur et mes amis pour leur soutien constant et leurs encouragements qui m'ont permis de mener à bien ces travaux.

**Table des matières :**

Chapitre 1 : Introduction.....	1
1.1 Contexte général de l'étude.....	1
1.2 Zone d'étude .....	1
1.3 Dynamique océanique de la région.....	3
1.3.1 Circulation générale : Le courant du Labrador .....	3
1.3.2 Stratification saisonnière .....	4
1.3.3 Dynamique de la marée .....	5
1.3.4 Circulation induite par le vent .....	7
1.3.5 Particularités de SPM .....	9
1.4 Description du projet de recherche et de la méthodologie suivie .....	11
1.4.1 Objectifs de la thèse .....	11
1.4.2 Plan du manuscrit .....	12
Chapitre 2 : La circulation induite par le vent en période hivernale.....	13
2.1 Introduction.....	13
2.2 Article : "Wind-induced barotropic oscillations around the Saint Pierre and Miquelon archipelago (North-West Atlantic)".....	14
2.2.1 Introduction .....	14
2.2.2 Observations .....	17
2.2.3 Model.....	18
2.2.4 Results and analysis of the observations .....	20
2.2.5 Analysis of the numerical model results .....	25
2.2.6 Schematic simulations .....	28
2.2.7 Discussion .....	32
2.2.8 Conclusions .....	42
2.2.9 Appendices .....	43
2.3 Synthèse .....	48
Chapitre 3 : Observations en période estivale.....	49
3.1 Introduction.....	49
3.2 Présentation du jeu de données .....	49
3.3 État des connaissances et présentation des observations récentes .....	51
3.3.1 Température.....	51
3.3.2 Courants.....	60
3.4 Synthèse et questions : .....	65
Chapitre 4 : Modélisation tridimensionnelle de la marée diurne.....	66
4.1 Introduction.....	66
4.2 Modèle MARS .....	66

4.3 Hauteurs d'eau .....	68
4.3.1 Comparaison entre les observations et la modélisation.....	68
4.3.2 Structure spatiale des hauteurs d'eau .....	69
4.4 Courants de marée.....	70
4.4.1 Ellipses et validation .....	70
4.4.2 Courants résiduels eulériens intégrés sur la verticale.....	73
4.5 Impact de la marée sur la température .....	74
4.5.1 Évolution de la température de fond .....	74
4.5.2 Évolution verticale de la température dans la colonne d'eau .....	75
4.5.3 Spatialisation des oscillations des isothermes à la fréquence O1 .....	76
4.5.4 Oscillations des isothermes et des anomalies de hauteurs d'eau diurnes .....	77
4.6 Dynamique le long de la radiale nord-ouest de l'archipel.....	79
4.7 Synthèse .....	81
Chapitre 5 : Interprétations des processus physiques liés à la marée diurne .....	82
5.1 Rappels théoriques sur les ondes piégées par la côte.....	82
5.2 Calcul des flux d'énergie.....	84
5.3 Flux d'énergie barotrope .....	86
5.4 Conversion de l'énergie barotrope / barocline.....	87
5.5 Flux d'énergie barocline .....	90
5.6 Structure verticale .....	92
5.7 Comportement des ondes autour de l'archipel .....	93
5.7.1 Caractéristiques de l'onde piégée par la topographie à la fréquence O1 .....	93
5.7.2 Génération et propagation des harmoniques de O1.....	95
5.8 Synthèse .....	99
Chapitre 6 : Conclusion générale de la thèse.....	100
6.1 Conclusions.....	100
6.2 Perspectives.....	101
ANNEXES.....	103
A Analyse harmonique de O1 sur les quatre radiales .....	103
B Présentation du modèle MARS .....	107
C Validation du modèle 3D .....	111
C.1 Validation des courants.....	111
C.2 Validation des hauteurs d'eau .....	124
C.3 Validation des températures près du fond de la simulation "Tide14" .....	125
C.4 Comparaison des résultats des simulations "Tide14" et "O1 only".....	127
C.5 Comparaison des résultats des simulations "Tide14" et "M2 only" .....	129
C.6 Courants K1 dans la simulation "Tide14" .....	131

D	Flux d'énergie barotrope calculée à partir de "Tide14" .....	132
E	Démonstration du calcul de l'énergie .....	133
F	Harmonique à la fréquence O2.....	134
G	Harmoniques supérieures .....	135
H	Références .....	136
I	Article (Lazure et al., 2018) .....	142

# Chapitre 1 : Introduction

## 1.1 Contexte général de l'étude

L'étude de l'hydrodynamique autour de Saint-Pierre-et-Miquelon (Fig. 1.1) a pour objet d'approfondir les connaissances des phénomènes marins dans cette zone côtière. La compréhension des zones côtières est essentielle pour la protection de l'environnement et une exploitation durable de la pêche et de l'aquaculture. Il est aussi important de bien connaître la dynamique océanique pour assurer la protection des infrastructures construites sur les littoraux. Ces zones, extrêmement riches en contrastes thermiques et bathymétriques sont le siège d'une dynamique intense à petites échelles de temps et d'espace. Le manque ou l'absence de données rend parfois difficile la compréhension de la dynamique côtière. Ce qui est le cas notamment pour l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (Saint-Pierre-et-Miquelon est noté SPM dans la suite du document) où très peu d'observations *in-situ* des paramètres physiques et hydrologiques ont été réalisées avant les années 2010. Cette thèse a pour objectif de déterminer les principaux processus physiques et les échelles de temps et d'espace associées. Deux axes de recherches ont été développés :

- l'observation des courants et des températures autour de l'archipel.
- la modélisation numérique de l'hydrodynamique.

## 1.2 Zone d'étude

Cette partie est dédiée à la présentation de la zone d'étude, à l'échelle *régionale* (à l'échelle du plateau continental) et à l'échelle *locale* (à l'échelle de SPM). L'archipel de SPM se situe sur le plateau continental de Terre-Neuve, près des côtes du Canada en Atlantique Nord (Fig. 1.1).

Cette région possède une topographie particulière, en partie liée à son passé glaciaire (Fig. 1.1b). Le plateau de Terre-Neuve est délimité à l'ouest par le chenal du Saint-Laurent. Ce chenal part de l'embouchure du fleuve Saint-Laurent et finit au bord du talus continental. Sa profondeur peut atteindre 500 m, sa largeur environ 110 km et sa longueur environ 400 km. Au sud-sud-est, les Grands Bancs, une autre zone topographique remarquable, sont composés de monts sous-marins pouvant remonter jusqu'à 50 m sous la surface de l'océan. Les Grands Bancs (Fig. 1.1b) incluent le Grand Banc (Grand Bank), le Banc de la Baleine (Whale Bank), le Banc Vert (Green Bank) et le Banc de Saint-Pierre (St. Pierre Bank qui se situe au sud-ouest de SPM).

L'archipel de SPM est composé de trois îles (Fig. 1.1a). Au nord, se trouve l'île de Miquelon reliée à Langlade par un isthme. Puis l'île de Saint-Pierre, au sud, séparée de Langlade par le chenal de La Baie. SPM est situé à 24 km de la péninsule de Burin à Terre-Neuve et en face de la baie de Fortune. Au nord-ouest de SPM, le chenal de l'Hermitage, d'une profondeur maximale d'environ 450 m, s'étend du chenal du Saint-Laurent au sud-ouest jusqu'aux côtes de Terre-Neuve au nord-est.

Sur ce territoire français d'outre-mer, vivent environ 6000 habitants. La pêche à la morue était la ressource économique principale du 19<sup>e</sup> et au 20<sup>e</sup> siècle (sauf durant la période de la prohibition 1922-1933, où SPM vivait de la contrebande d'alcool), mais en 1992 le « moratoire sur la pêche de la morue » a marqué l'arrêt de cette activité. Malgré cette exploitation de pêche intense, l'archipel n'a pas fait l'objet d'étude poussée en termes d'océanographie physique et d'hydrodynamique côtière. La biodiversité autour de l'archipel est très importante avec la présence de nombreuses espèces de mammifères et d'oiseaux marins. Le contexte économique a évolué et de nouvelles activités maritimes se développent telles que la culture de la noix de pétoncle, la pêche au flétan et très récemment la pêche au concombre de mer. Pour répondre à la nouvelle donne économique, une compréhension plus complète de l'environnement marin et notamment de l'hydrologie autour de ces îles est nécessaire. C'est pourquoi de récentes mesures ont été effectuées autour de l'archipel permettant ainsi une étude de la dynamique propre à ce territoire.

---

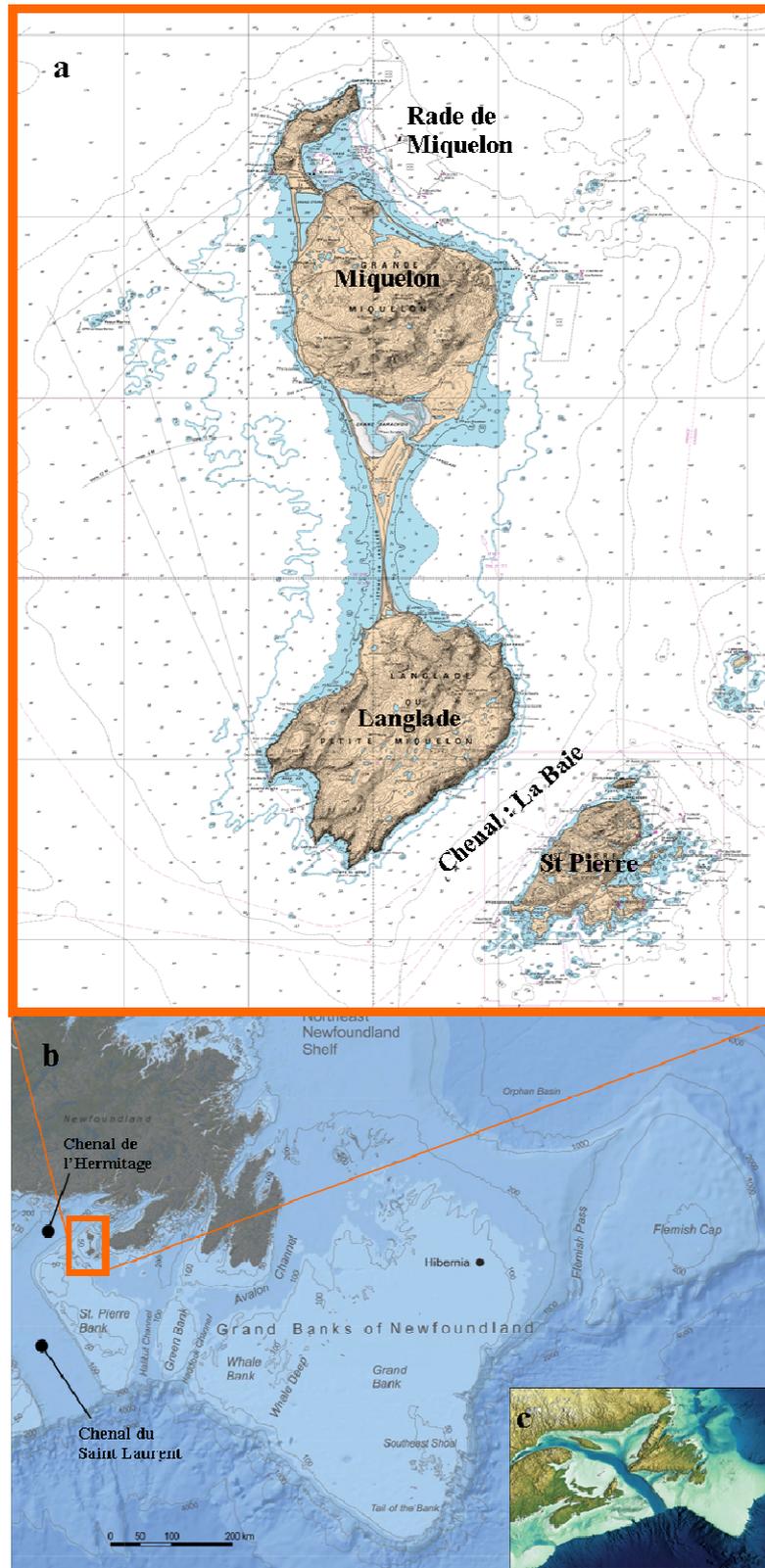


Fig. 1.1 : (a) Bathymétrie autour de SPM (extrait de la carte marine du SHOM: Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) (b) bathymétrie des Grands Bancs (Li et al., 2015), bathymétrie de la région nord-ouest Atlantique (c).

### 1.3 Dynamique océanique de la région

Le plateau continental de Terre-Neuve a fait l'objet de nombreuses études depuis les années 1980. Ces études utilisent des mesures *in-situ* (Han et al., 1993; Schwing, 1992a; Thiebaut and Vennell, 2010; White and Hay, 1994), satellitaires (Cyr et al., 2015; Han et al., 1997), ainsi que des modèles (e.g. Daifuku and Beardsley, 1983; Dupont et al., 2002; Han, 2000; Schwing, 1992a; Sheng et al., 2006). La dynamique océanique sur le plateau de Terre-Neuve et sa périphérie est influencée par le courant du Labrador, la marée (e.g. Dupont et al., 2002; Han, 2000) et la météorologie (e.g. Han et al., 2012; Schwing, 1992b; Sheng et al., 2006).

Cette dynamique dépend de plusieurs processus physiques qui agissent à des échelles de temps différentes. Les processus physiques importants caractérisant la région sont (par échelles de temps décroissantes) :

- la circulation régionale, de l'échelle saisonnière à interannuelle (voire décennale).
- les échanges « océan-atmosphère » qui créent une stratification saisonnière des masses d'eau sur le plateau.
- les courants induits par le vent dont la variabilité se situe notamment entre la journée et la semaine.
- les courants induits par la marée dont la variabilité est principalement de quelques heures à la journée.

Nous allons donc les présenter dans les prochains paragraphes.

Nous n'évoquerons pas dans cette étude les phénomènes à très haute fréquence telles que les vagues et houles qui sont pourtant emblématiques de cette région, mais qui sortent du cadre de notre étude.

#### 1.3.1 Circulation générale : Le courant du Labrador

La majeure contribution de la circulation générale dans la région est liée au courant de Labrador (Fig. 1.2). Le courant du Labrador est alimenté au nord par la mer du Labrador (Wu et al., 2012), par le courant de l'île de Baffin, le courant d'est de Groenland et les eaux de la baie d'Hudson. Il circule en direction de l'équateur (Fig. 1.2). Sa trajectoire suit majoritairement le talus continental du nord-est du Canada, le long du Labrador, de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Ecosse (Chapman and Beardsley, 1989). Il est associé à un transport de 7-8 Sv (Wu et al., 2012). Au niveau du Bonnet Flamand (ou Flemish Cap Fig. 1.1b), à l'est du plateau de Terre-Neuve (Fig. 1.2), le courant du Labrador se sépare en deux. La branche hauturière fait le tour du Bonnet Flamand et l'autre passe entre le Bonnet Flamand et les Grands Bancs (Fig. 1.2). Il rencontre le Gulf Stream en provenance du golfe du Mexique vers 38°N. Il subit alors en partie une rétroflexion au niveau de la queue des Grands Bancs (Townsend et al., 2010; Urrego-Blanco and Sheng, 2012; Wu et al., 2012) pour composer le courant nord-Atlantique. Cette branche hauturière du courant du Labrador continue de progresser le long du plateau continental de Nouvelle-Écosse. Ce courant est composé d'eau froide et peu salée. Il comporte une variabilité saisonnière, son transport moyenné sur la verticale est plus fort en hiver et en automne et faible en été (Wang et al., 2015).

L'autre branche côtière du courant circulant sur le plateau continental et la partie supérieure de la pente continentale (profondeur inférieure à 1000 m) a été décrite par (Petrie, 1983; Townsend et al., 2010), le long des côtes canadiennes (Fig. 1.2). Il transporte environ 10 fois moins d'eau que la branche hauturière. Il circule le long des côtes canadiennes et le long de chenaux, bancs et monts sous-marins. Tout d'abord il longe les bancs au large des côtes du Labrador. Au nord de Terre-Neuve, il se divise : une partie du courant côtier se dirige vers le Golfe du Saint-Laurent en passant par le détroit de Belle-Île (détroit entre les côtes du Labrador et Terre-Neuve Fig. 1.2). L'autre continue de longer les côtes de Terre-Neuve en passant par le chenal de l'Avalon (Fig. 1.1b, chenal longeant le sud de Terre-Neuve), jusqu'à atteindre SPM. Cette branche du courant côtier a une vitesse d'environ 8 cm/s en hiver et de 16 cm/s en automne et en été (Wu et al., 2012).



Fig. 1.2 : Circulation dans le nord-ouest de l'Atlantique (Townsend et al., 2010).

### 1.3.2 Stratification saisonnière

Tout comme la plupart des régions aux latitudes moyennes, la variabilité saisonnière est très importante. En effet, les températures de surface au sud de Terre Neuve (Fig. 1.3a) sont inférieures à 2 °C en hiver, autour de 6 °C en automne et au printemps et atteignent 16 °C en été. Les températures de fond sont entre 2 °C et 4 °C au sud de Terre-Neuve (Fig. 1.3b). En conséquence, en hiver la colonne d'eau est faiblement stratifiée et très stratifiée en été (Richaud et al., 2016).

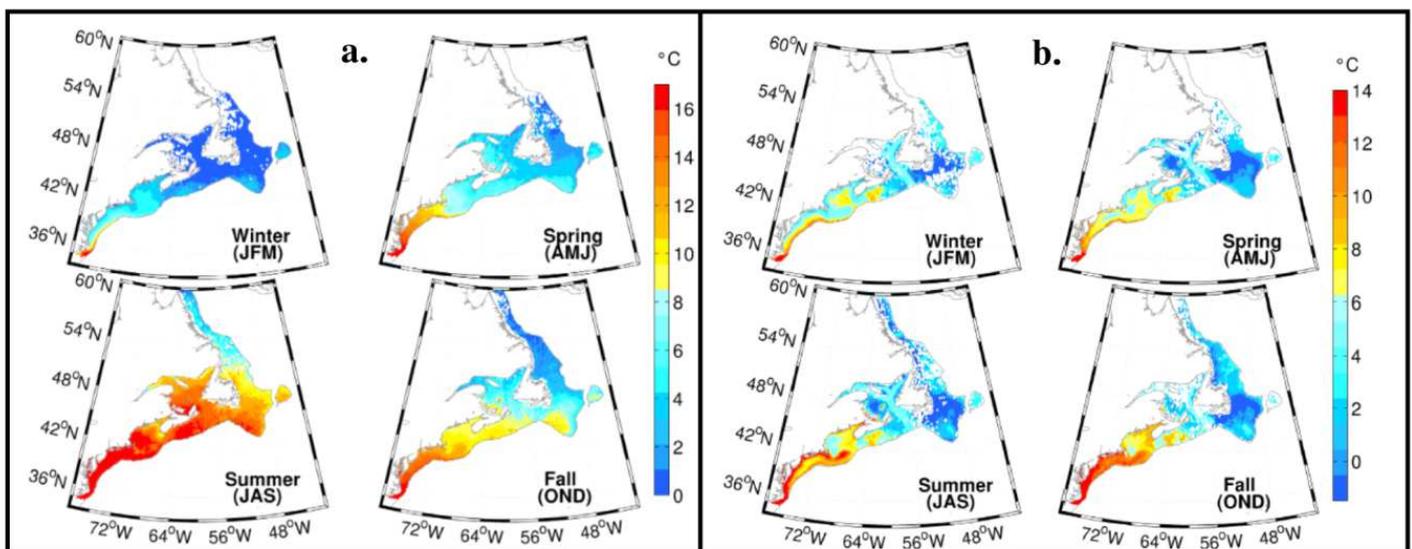


Fig. 1.3 : Moyennes saisonnières de la température de surface (a) et de la température de fond (b) (Richaud et al., 2016).

A une échelle plus large autour de SPM, la distribution verticale de la température dans la région (allant de 55.5 à 58°W et de 46 à 47.5°N et centrée sur SPM) est représentée (Fig. 1.4). Il s'agit des moyennes saisonnières calculées à partir des données en température et en salinité issues de la climatologie mensuelle GDEM (Carnes, 2009).

Pour les différentes saisons, la température évolue beaucoup dans les 100 premiers mètres. En hiver (Fig. 1.4a) la température est quasi-homogène dans la première centaine de mètres de la colonne autour de 1 °C. Au printemps (Fig. 1.4b), la température de surface est à 5 °C et se refroidit jusqu'à une température de 1 °C par 80 m de profondeur. En été (Fig. 1.4c) la température de surface est la plus chaude à 12 °C et elle décroît jusqu'à 1 °C par 80 m. En automne (Fig. 1.4d), la température de surface baisse à 9 °C. Pour toutes les saisons (Fig. 1.4), la température augmente de ~1 ou 2 °C à 100 m de profondeur jusqu'à ~5 ou 6 °C à 250 m. Puis de 250 à 400 m de profondeur, la température se diminue légèrement entre ~4.5 °C et ~5 °C.

La salinité n'a que très peu de variabilité saisonnière : elle évolue de ~32 psu en surface à ~35 psu à 400 m de profondeur. En été et automne, la salinité de surface (Fig. 1.4c et d) est un peu plus faible que pour les autres saisons et vaut 31.5 psu (Fig. 1.4a et b).

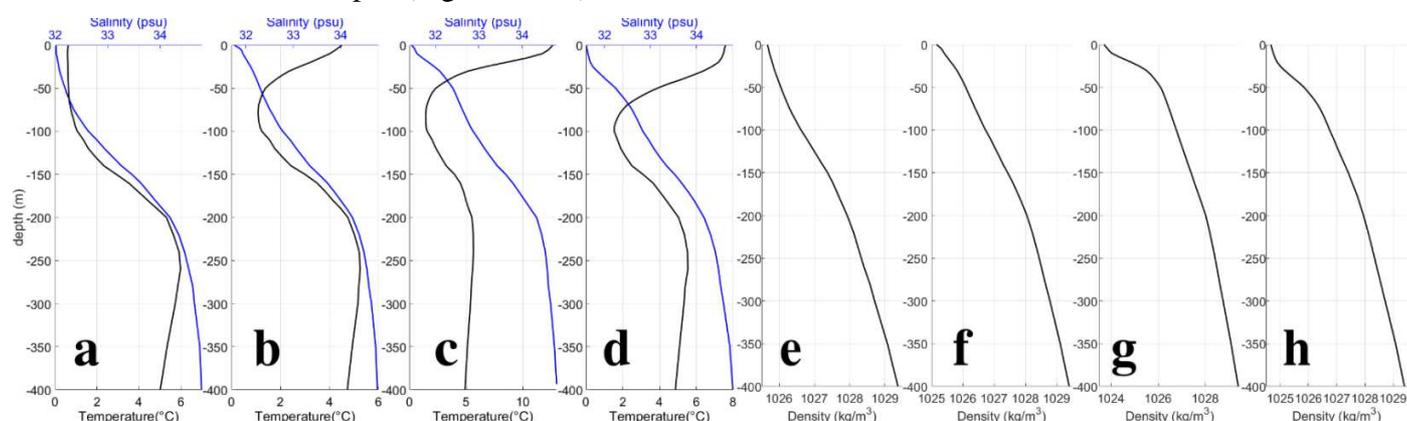


Fig. 1.4 : Moyenne saisonnière de la température (en noir) et la salinité (en bleu) sur la colonne d'eau sur la zone (55.5-58°W, 46-47.5°N) autour de SPM (a) en hiver (JFM) (b) au printemps (AMJ) (c) en été (JAS) (d) en automne (OND) (climatologie mensuelle GDEM). Densité calculée en hiver (e), printemps (f), été (g) et automne (h).

### 1.3.3 Dynamique de la marée

Sur le plateau de Terre-Neuve, notamment sur les Grands Bancs, la marée barotrope a fait l'objet de plusieurs études (Dupont et al., 2002; Han, 2000; Xu and Loder, 2004). Les principales caractéristiques et les spécificités locales sont brièvement présentées dans cette partie. Les composantes de marée principales sur le plateau de Terre-Neuve sont : les composantes semi-diurnes M2 (période : 12.42 h) et S2 (période : 12.00 h), les composantes diurnes O1 (période : 25.82 h) et K1 (période : 23.93 h).

La marée est principalement semi-diurne (Fig. 1.5) au sud du plateau de Terre-Neuve (Dupont et al., 2002). Les amplitudes sont comprises entre 50 et 60 cm pour M2 (Fig. 1.5a), 15 et 20 cm pour S2 (Fig. 1.5b), alors que pour les composantes diurnes les amplitudes varient entre 5 et 10 cm pour les ondes O1 et K1 (Fig. 1.5g et d).

Dans la région, des points amphidromiques sont présents pour ces différentes composantes. Pour les composantes semi-diurnes deux points amphidromiques sont visibles sur la carte : dans le Golfe du Saint-Laurent et à la frontière est de la carte, dans l'Atlantique Nord. Pour les composantes diurnes, le point amphidromique de la composante K1 est très proche des côtes sud-ouest de Terre-Neuve et de SPM, celui de

O1 est au sud de la Nouvelle-Écosse. Ces points sont plus proches de SPM, cela suggère un impact plus important de la marée diurne au niveau de SPM.

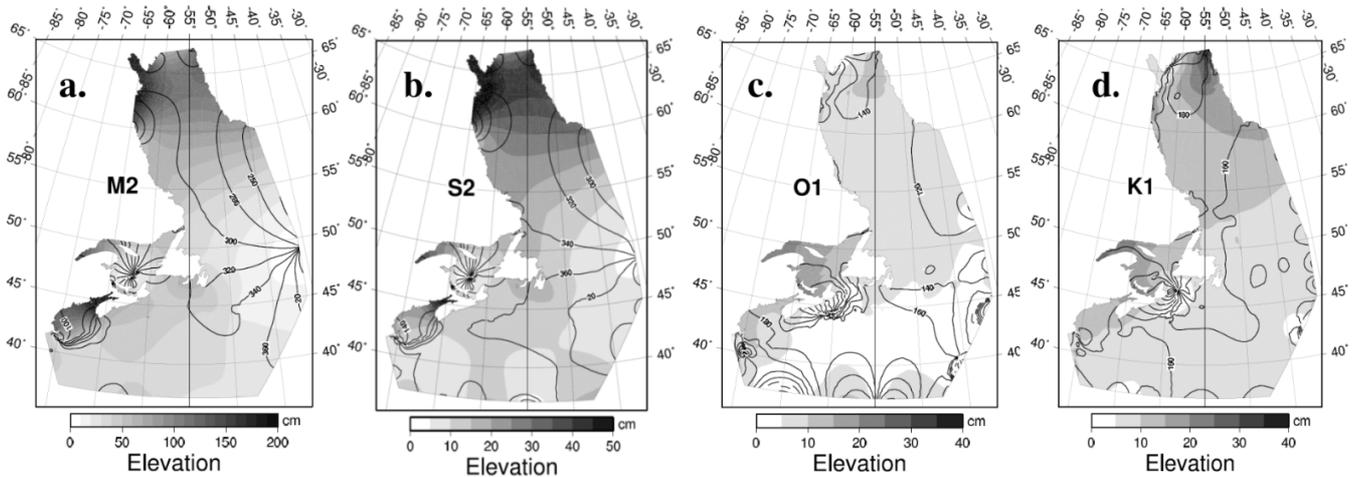


Fig. 1.5 : Analyse harmonique des hauteurs d'eau (Dupont et al., 2002), amplitude et phase pour les composantes M2 (a), S2 (b), O1 (c), K1 (d).

Les courants de marée sur le plateau de Terre-Neuve et notamment dans la région des Grands Bancs sont semi-diurnes avec des amplifications diurnes locales (Han, 2000). Les courants diurnes sont amplifiés au sud, à l'est et à l'ouest des Grands Bancs (Han, 2000; Xu and Loder, 2004). Ces amplifications apparaissent généralement au voisinage des accidents bathymétriques et correspondent à de brusques changements de la pente topographique.

A partir d'une étude à l'aide d'un modèle doté d'une capacité d'assimilation, (Xu and Loder, 2004) ont montré que des courants diurnes sont amplifiés au niveau du banc de Saint-Pierre et de l'archipel de SPM (Fig. 1.6). Il est à noter que pour la composante K1, les courants les plus forts sont localisés sur le banc de Saint-Pierre (Fig. 1.6a) alors que pour la composante O1 (Fig. 1.6b) les courants les plus forts sont à proximité de SPM avec notamment un demi-grand axe d'ellipse pouvant atteindre 20 cm/s.

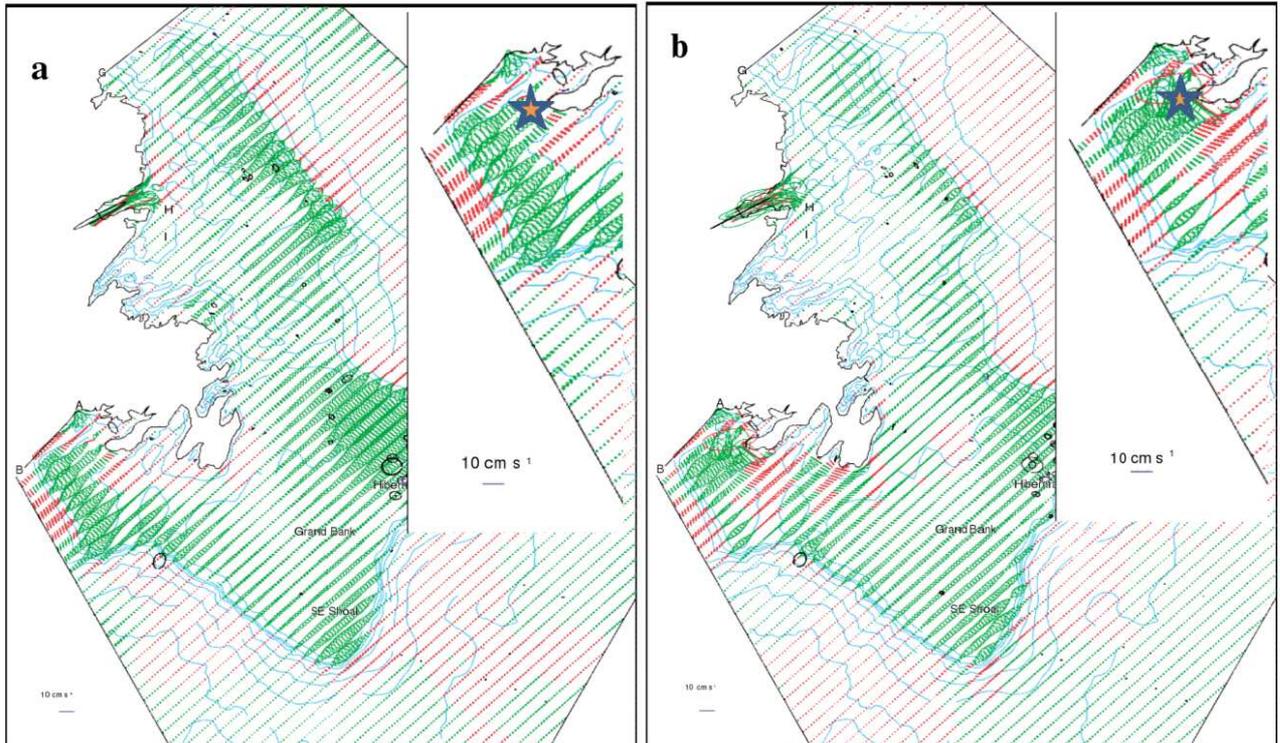


Fig. 1.6 : Ellipses des courants barotropes diurnes modélisés (a) pour la composante K1 et (b) pour la composante O1 (Xu and Loder, 2004). L'étoile orange et bleu symbolise l'archipel de SPM. Les ellipses vertes tournent dans le sens anticyclonique et les rouges dans le sens cyclonique.

(Wright and Xu, 2004) ont montré qu'il s'agissait d'une onde de plateau (appelée "Continental Shelf Wave" CSW dans le reste du document) à la fréquence diurne (composantes de marée O1 et K1). Ils ont également décrit aussi un autre type d'onde il s'agit de la « double Kelvin wave ». L'existence de cette onde est suspectée dans la région de Terre-Neuve par (Wright and Xu, 2004; Xu and Loder, 2004). Ces ondes sont localisées au voisinage du changement de topographie à la limite du plateau continental et se propagent en laissant le plateau à droite.

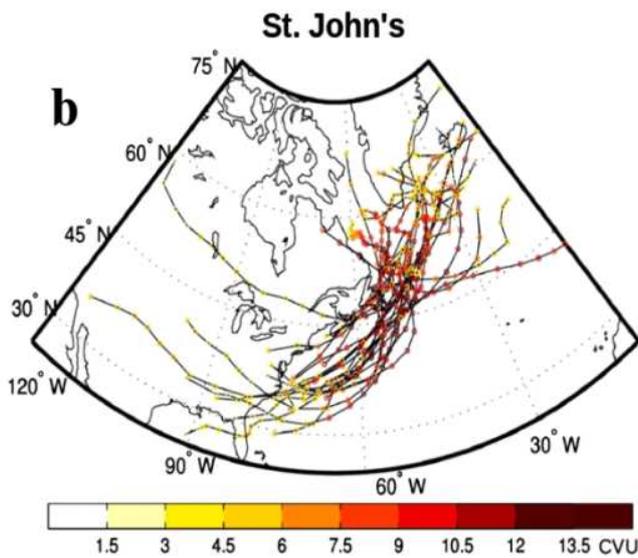
D'autre part, des ondes baroclines à la fréquence de la marée existent et se propagent à l'interface des couches de densités différentes. Autour de Terre-Neuve, la majorité des études est focalisée sur la marée barotrope (Daifuku and Beardsley, 1983; Dupont et al., 2002; Han et al., 2010a; Wright and Xu, 2004; Xu and Loder, 2004). Cependant quelques études par modélisation portent sur les effets de la stratification sur la dynamique de la marée (Han, 2000; Han et al., 2010b), elles seront décrites en introduction du chapitre 4 sur la modélisation tridimensionnelle.

### 1.3.4 Circulation induite par le vent

En automne et en hiver, la dynamique des hautes fréquences (échelle temporelle de quelques jours) dans cette région est également influencée par des événements météorologiques (surtout des vents). L'impact du vent sur l'océan dans cette région connue pour ses tempêtes fréquentes et parfois violentes a fait l'objet d'études approfondies à l'aide de données *in situ* (Bobanović et al., 2006; Han et al., 2012; Thiebaut and Vennell, 2010). D'autres études de modélisation ont évalué la réponse de l'océan aux tempêtes à l'aide de modélisation 2D (e.g. Schwing, 1992a, 1992b, 1989 ; Tang et al., 1998), et 3D (e.g. Li et al., 2015 ; Ma et al., 2015).

On note schématiquement deux types de trajectoires de tempêtes dans la région : les tempêtes provenant des Rocheuses et se déplaçant vers l'est en direction des Grands Lacs, puis vers l'océan Atlantique et les tempêtes se déplaçant vers le nord-est le long de la côte est de l'Amérique du Nord, appelées « cyclones extra-tropicaux » (Grise et al., 2013). D'après la climatologie des cyclones extra tropicaux établie par (Plante et al., 2015), les trajectoires des plus forts cyclones extra tropicaux sont parallèles à la cote dans la direction sud-ouest - nord-est (Fig. 1.7b).

Plus localement, la direction prédominante du vent est d'ouest, d'après les mesures prises à l'ouest de la baie de Fortune (Fig. 1b) entre 1994 et 2003. On observe des variabilités saisonnières (Fig. 1.7a) (Donnet et al., 2018). En hiver (décembre-février), au printemps (mars-mai) et automne (septembre-novembre), les vents d'ouest sont les plus fréquents. En été (juin-août), les vents viennent principalement du sud-ouest. L'amplitude des vitesses du vent a une forte variabilité saisonnière avec une augmentation de la vitesse en automne et en hiver.



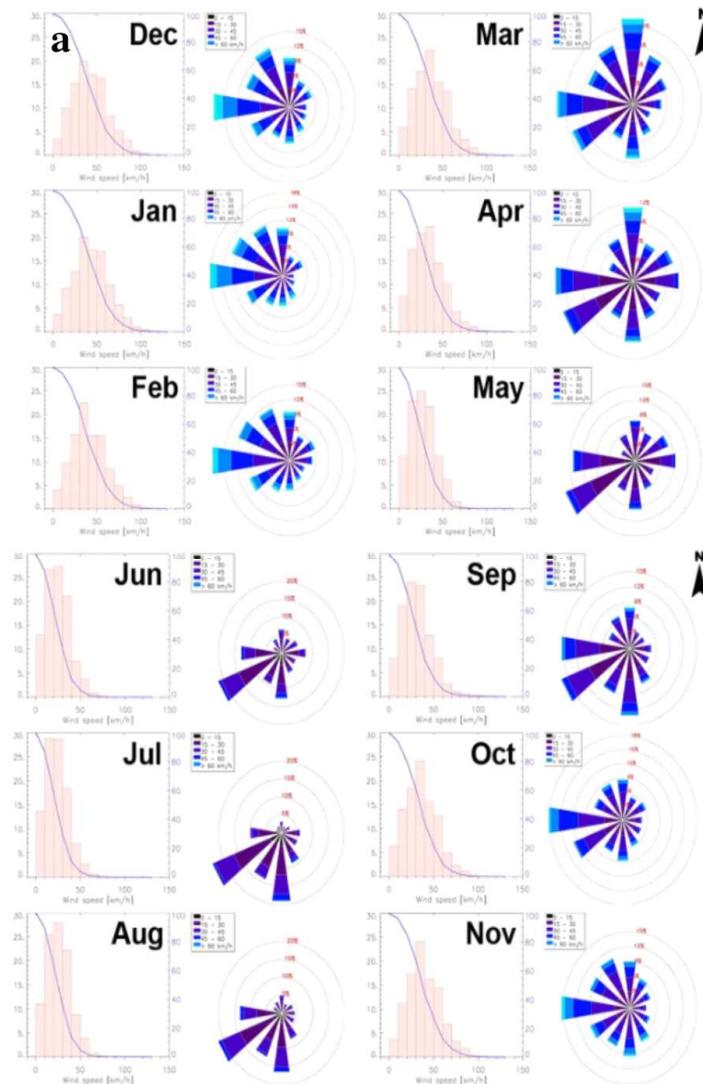


Fig. 1.7:(a) Roses des vents en baie de Fortune (Donnet et al., 2018), (b) Trajectoires des cyclones extra tropicaux à Saint John's (Plante et al., 2015).

### 1.3.5 Particularités de SPM

Après avoir présenté les connaissances de la dynamique régionale autour du plateau de Terre-Neuve, nous allons présenter les particularités de l'archipel de SPM.

#### Période estivale

Des mesures de température ont été collectées en 2011 dans la rade de Miquelon (Fig. 1.1a). Elles ont été le sujet d'une publication récente (Lazure et al., 2018). Ces mesures constituent les premières séries temporelles qui aient été collectées autour de SPM.

Le cycle saisonnier des températures de surface est le premier constat visible (Fig. 1.8a). La température près de la surface (5 m en-dessous) varie de 2 °C au milieu du printemps à un maximum de 15 °C au début du mois de septembre, puis baisse à 8 °C en novembre.

Les variations de température près du fond sont très différentes. Elles sont principalement à haute fréquence (quelques heures) et leur amplitude augmente avec la température de la surface de la mer. Sur l'ensemble de la période étudiée, la température de fond minimale reste proche de 2 à 3 °C. Elle ne montre que peu de variation saisonnière. Au cours des deux premières semaines de septembre (Fig. 1.8b), les oscillations montrent une amplitude atteignant 11.5 °C par 60 m de fond et 9.5 °C par 30 m de fond en Rade de Miquelon (7 septembre 2011). Cette variabilité haute fréquence est très forte et s'exerce à la fréquence diurne. En effet, le spectre des températures de fond durant l'été 2011 (Fig. 1.8c) nous montre que les fréquences dominantes sont celles des composantes O1 et K1 de la marée. Un maximum secondaire de faible amplitude est à noter pour la composante semi-diurne M2.

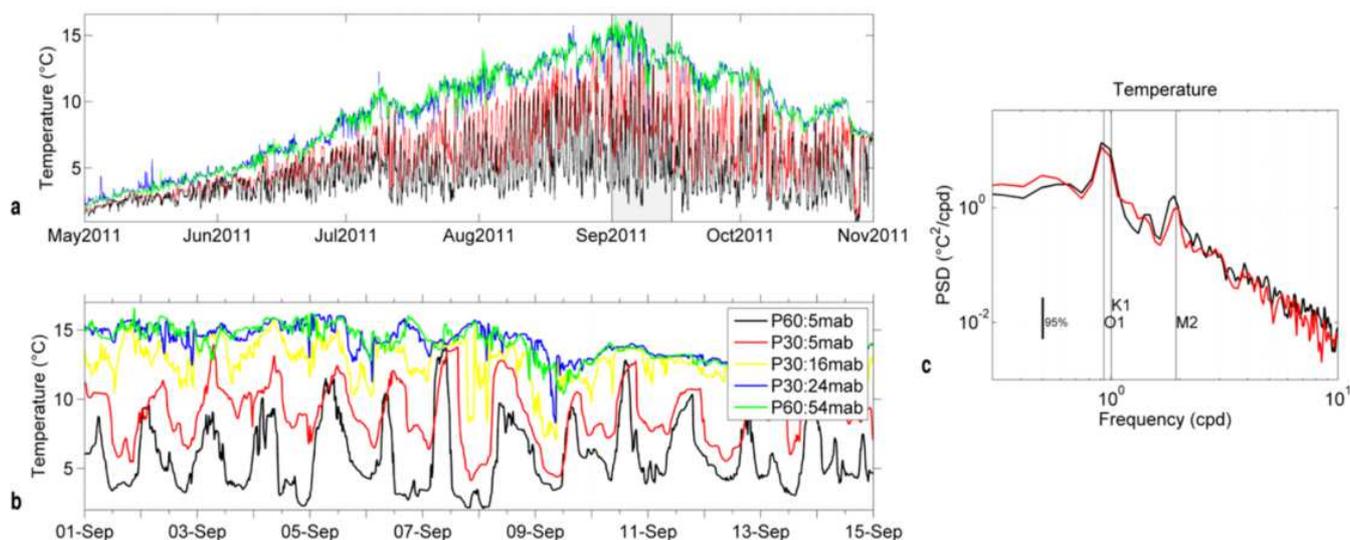


Fig. 1.8 : (a) Température près de la surface (courbes bleues pour le mouillage à 30 m et vertes pour le mouillage à 60 m) et près du fond (noir pour le mouillage à 60 m, rouge pour le mouillage à 30 m et à mi profondeur 15 m en jaune) collectées en 2011 en rade de Miquelon (b) zoom des températures de surface et de fond sur la première quinzaine de septembre (c) spectre de la température de fond à 30 m de profondeur (rouge) à 60 m de profondeur (noir) (Lazure et al., 2018). « mab » correspond à la distance du fond (en m).

### Oscillations à deux jours

Pendant l'hiver 2014, des mesures de courants ont été réalisées dans le chenal de La Baie, de fortes oscillations ont pu être observées. Les courants along-shore moyennés sur la verticale sont forts (0.6 m/s le 18 avril). La périodicité attendue est diurne, or ces courants montrent des périodes de 2 jours, par exemple en avril 2014, qui persistent du 10 au 22 avril 2014 (Fig. 1.9a). De plus, les hauteurs de mer étant semi-diurnes (Fig. 1.9b), pendant une période de courant (de 2 jours) on observe 4 périodes semi-diurnes sur les hauteurs d'eau.

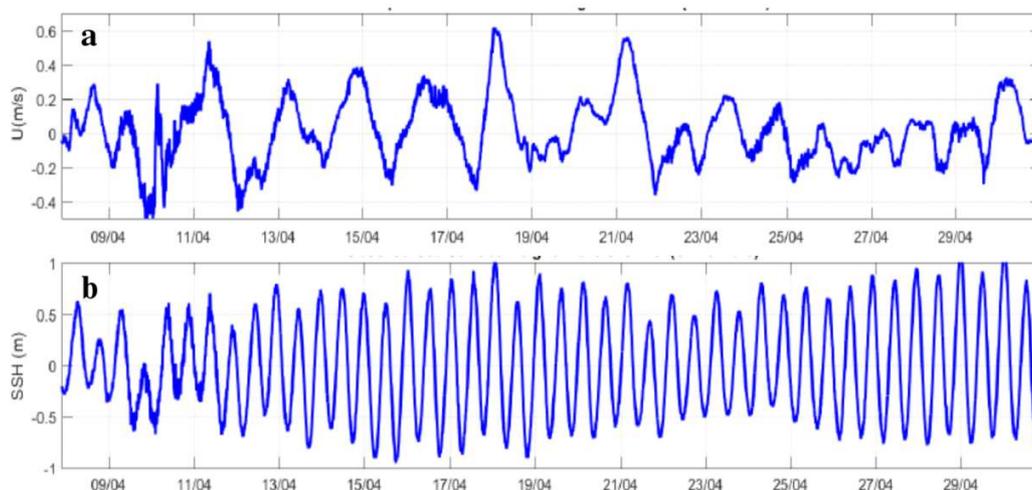


Fig. 1.9 : Courants barotropes along-shore (a) et hauteurs de mer (b) mesurés dans le chenal de La Baie.

## 1.4 Description du projet de recherche et de la méthodologie suivie

### 1.4.1 Objectifs de la thèse

L'objectif de cette étude est de comprendre la dynamique à haute fréquence autour de SPM, aussi bien en période hivernale qu'estivale. Cette haute fréquence pour notre étude correspond à des périodes variant de quelques heures à quelques jours.

Nos outils d'investigation sont à la fois les mesures *in situ* et la modélisation. Nous présenterons dans cette thèse de nombreux jeux de mesures inédits. Ces jeux de données sont issus de plusieurs campagnes effectuées autour de l'archipel. Les premières mesures ont été réalisées en 2011, puis 2014 et 2015. Au cours de cette thèse, deux campagnes auxquelles j'ai participé, ont été effectuées les étés 2016 et 2017 pour mieux caractériser l'hydrologie de cette zone. Ces jeux de données nous ont permis de faire émerger des questions scientifiques. Pour répondre à ces questions, des outils numériques ont été mis en place : un modèle numérique 2D puis un modèle 3D. Après une étape de validation, nous avons exploité ces modèles pour obtenir d'une vision spatiale plus étendue et synoptique. Ces modèles nous ont également permis d'étudier les processus physiques dominant la haute fréquence dans cette région.

Les processus physiques considérés ont été brièvement présentés dans cette introduction. Le forçage météorologique et la marée se sont avérés être des acteurs majeurs dans la dynamique de cette région.

Concernant l'étude de la circulation hivernale, nos observations suggèrent un fort impact des facteurs météorologiques sur la dynamique autour de SPM et de sa région.

Nous pouvons donc formuler les questions scientifiques pour la dynamique en période hivernale (quasi barotrope) :

- Quel est l'impact de la météo et notamment du vent sur l'archipel de SPM en hiver ? Quelle est la dynamique oscillatoire associée à la circulation induite par le vent et existe-t-il des périodes privilégiées qui pourraient s'apparenter à de la résonance ?

En période estivale, la dynamique induite par la marée a fait l'objet d'une étude récente, basée uniquement sur des observations. Cette étude a montré le caractère tout à fait spécifique de cette région par la présence d'oscillations diurnes de la température près du fond à la période de la marée (Lazure et al., 2018). La modélisation 3D prend alors tout son sens pour analyser d'une part la capacité d'un modèle à représenter

cette dynamique, et d'autre part, elle permet de décrire plus spécifiquement ces oscillations et les processus physiques qui s'y déroulent.

Nous pouvons formuler les questions scientifiques pour la dynamique en période estivale :

- Quel est l'impact de la marée en période stratifiée autour de l'archipel de SPM ? Quelles sont les caractéristiques oscillatoires de la dynamique associée à la marée diurne et où se situent les zones de génération et de dissipation de ces oscillations?

### 1.4.2 Plan du manuscrit

Dans ce premier chapitre, nous avons brièvement décrit l'hydrodynamique autour du plateau de Terre-Neuve.

Dans un premier temps, nous allons nous focaliser sur l'étude de l'impact du vent autour de SPM à l'échelle de quelques jours (chapitre 2). Cette partie fait l'objet d'un article soumis à « Continental Shelf Research » qui est intégré, tel quel, dans ce document. Pour cette partie les outils utilisés sont des données *in situ* (hauteurs d'eau et courants) et un modèle à deux dimensions, MARS 2D. La stratégie de modélisation pour cette partie consiste d'abord en une modélisation réaliste reproduisant la dynamique de la région. Cette simulation a permis de vérifier la capacité du modèle à reproduire adéquatement les observations. Ensuite, des simulations schématiques ont été réalisées pour décrire et comprendre les processus physiques en jeu.

Dans un second temps, nous allons nous concentrer sur les processus liés à la marée (chapitre 3, 4 et 5). En effet, la marée présente des caractéristiques particulières autour de l'archipel. Des mesures de températures, de courants et de hauteurs d'eau sont utilisées pour cette partie, elles permettront de formuler des hypothèses (chapitre 3). Par le biais d'une modélisation 3D, nous pourrions étudier plus en détail ces hypothèses (chapitre 4) et interpréter nos résultats en termes de processus physiques (chapitre 5). La stratégie consiste donc en une modélisation de la marée en présence d'une stratification verticale estivale homogène horizontalement sur tout le domaine et sans interactions avec l'atmosphère.

Enfin, nous présenterons dans un dernier chapitre les conclusions de cette étude et les perspectives (chapitre 6).

## Chapitre 2 : La circulation induite par le vent en période hivernale

### 2.1 Introduction

L'un des facteurs ayant une grande incidence sur la dynamique côtière est la circulation induite par le vent. Dans ce chapitre, nous étudions les oscillations de courants et de hauteurs d'eau induites par le vent en période hivernale, quasi-homogène (absence de stratification verticale). En utilisant les mesures ADCP de 2014 effectuées autour de l'archipel, nous allons caractériser ces oscillations qui se superposent à celles de la marée et dont les périodes varient entre 1.5 et 5 jours. Ces oscillations semblent persister quelques jours autour de l'archipel. A notre connaissance, cette étude est la première à se focaliser sur ce sujet bien que des observations dans les environs aient déjà observé ce phénomène. En effet, un extrait du rapport de mission sur le Banc de Terre-Neuve datant de 1927, écrit par le Commandant L. Beaugé nous retranscrit ces oscillations du courant (Fig. 2.1). Ces oscillations ayant une période de plusieurs jours sont présentes sur le plateau continental de Terre-Neuve et semblent déclenchées par le vent.

4° Tous ces courants sont variables, intermittents, en général faibles. Sauf le dernier cas que nous venons d'envisager, la vitesse de propagation n'atteint pas un nœud. Leur importance considérable tient à l'épaisseur des couches d'eau entraînées, à leur volume, à cette température qui fait des Bancs de Terre-Neuve une région absolument anormale, si l'on voulait en juger d'après sa latitude. Mais leur influence sur la navigation est en général insignifiante.

Tout autres sont les courants superficiels, dits courants de marée, qui rendent l'existence sur les bancs si souvent dangereuse pour les doris. Les bâtiments de l'« Ice Patrol Service, ont bien effectué, à la queue du Grand Banc, des mesures à l'aide du courantomètre Ejkman, et ont décelé l'existence de courants de marée tournant du Sud au Nord-Ouest pendant le flot, puis du Nord au Sud-Est pendant le jusant, mais les mouvements observés ne représentent qu'un élément de la question. Les navires au mouillage constatent tous les jours sur les bancs l'existence de courants de force variable, conservant la même direction pendant plusieurs jours de suite, et qui semblent non des courants de marée, mais des courants de vent. Ces courants, qui atteignent et dépassent la vitesse de deux nœuds, commencent souvent avec la direction des vents dont ils annoncent parfois l'arrivée, se renversent, et portent au vent, sans raison apparente, et souvent pendant plus de 28 heures consécutives.

Fig. 2.1: Copie d'écran du journal de L. Beaugé 1927 (source Archimer).

Par le biais de ces mesures, nous allons étudier l'évolution temporelle de ces oscillations et tenter d'en identifier le mécanisme générateur. Ensuite, à l'aide du modèle Mars 2D en configuration réaliste dans un premier temps, puis dans diverses configurations schématiques, nous allons étudier les propriétés spatiales de ces oscillations. Ces résultats font l'objet d'un article publié (Bezaud et al., 2020) dans la revue "Continental Shelf Research".

## 2.2 Article : "Wind-induced barotropic oscillations around the Saint Pierre and Miquelon archipelago (North-West Atlantic)"

M. Bezaud<sup>1</sup>, P. Lazure<sup>1</sup>, B. Le Cann<sup>2</sup>

<sup>1</sup> IFREMER, Laboratoire d'Océanographie physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Brest.

<sup>2</sup> CNRS, Laboratoire d'Océanographie physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Brest.

*Correspondence to:* Marion Bezaud (marion.bezaud@ifremer.fr)

### Key words

- Barotropic modelling
- Wind induced oscillations
- Continental Shelf Wave
- Saint Pierre and Miquelon Archipelago
- Newfoundland

### Abstract

We investigate the nearly barotropic oscillations recently observed around the Saint Pierre and Miquelon (SPM) archipelago. They were recorded by two ADCPs at about 30 m depth during winter and spring 2014. These oscillations were the dominant signal on the currents with a period of 2 to 4 days. Our analysis shows that these oscillations were triggered by the wind. To investigate these oscillations, a 2D numerical model was implemented at a regional scale. The results from a realistic simulation confirmed the impact of wind forcing on ocean dynamics in the region. They also showed amplification of these oscillations around SPM, particularly in the north-west of the archipelago and near Burin Peninsula. Analyses suggested the influence of continental shelf wave dynamics at a 'regional' scale. This regional wave then triggers a 'local' scale continental shelf wave propagating anticyclonically around SPM in ~2 days. Schematic modelling simulations with periodic wind stress forcing and relaxation after a gust of wind show a strong current response in this region with a wind stress periodicity centred around 2 days, which is attributed to resonance in the SPM area.

### 2.2.1 Introduction

The Saint Pierre and Miquelon (SPM) archipelago is located in the North-west Atlantic Ocean (Fig. 1) at the intersection of three regions which have been extensively studied (e.g. Han et al., 1999): the Grand Banks (located south-east of Newfoundland Fig. 1a) (e.g. Han, 2011), the Gulf of Saint Lawrence (e.g. Han, 2000, Han and Loder, 2003) and the Nova Scotian Shelf (e.g. Sandstrom, 1980). At the regional scale, the variability of the Labrador Current affects the dynamics of the Newfoundland and Scotian shelves and slopes (e.g. Chapman and Beardsley, 1989). Typically, the Labrador Current is composed of two equatorward flowing branches: an offshore component on the slope (Wu et al., 2012) and an inshore component that follows the topography around banks and channels. Each branch has a different temporal variability (e.g. Han, 2008, Wang et al., 2015). According to observations (e.g. Petrie, 1983, Hay and de Young, 1989) and hydrodynamical models (e.g. Urrego-Blanco and Sheng, 2012; Wang et al., 2015), the inshore Labrador Current flows between SPM and Newfoundland and has a major influence on the water properties in this area.

The ocean dynamics at frequencies from a few hours to a few days over the shelves of Newfoundland and Nova Scotia are partly driven by tides (Han and Loder, 2003; Han et al., 2010a). In this region, the barotropic

---

tide is mostly dominated by the semi-diurnal components (Dupont et al., 2002). However, the barotropic tidal currents exhibit strong diurnal components in some locations near the edge of the continental shelf of Newfoundland, in the vicinity of St. Pierre Bank (Fig. 1a) (Xu and Loder, 2004) and around SPM (Lazure et al., 2018).

In autumn and winter, the dynamics in the region of Newfoundland are also driven by meteorological (mostly wind) events (e.g. Sandstrom, 1980; Wu et al., 2011). The impact of the wind on the ocean in this region has been studied extensively using *in situ* and remotely sensed data (e.g. Schwing, 1992a; Thiebaut and Vennell, 2010; Han et al., 2012). Other modelling studies have assessed the ocean response to storms using 2D (e.g. Schwing, 1989, Schwing 1992b; Tang et al., 1998), and 3D modelling (e.g. Li et al., 2015; Ma et al., 2015). The studies on Nova Scotian shelf (Schwing, 1989, Schwing, 1992a, Schwing, 1992b) showed 2-day oscillations after wind events. On the Newfoundland shelf the wind events triggered Continental Shelf Waves (CSWs) which propagated equatorward (Tang et al., 1998; Thiebaut and Vennell, 2010; Han et al., 2012; Ma et al., 2015). Moreover a recent study (Li et al., 2015) showed the impact of storms on the Newfoundland shelf and emphasized strong surface and bottom currents in the vicinity of SPM and SPB (St. Pierre Bank (Fig. 1b)).

The predominant wind direction is from the west-south-west, based on measurements taken west of Fortune Bay (FB Fig. 1b) between 1994 and 2003 (Donnet et al., 2018). There are seasonal variabilities: in winter (December to February), the wind is mostly from the west to north and, in early spring (March-April) from west and south-west with a smaller component of the wind from the north (Donnet et al., 2018). There are two major storm tracks in the region: storms coming from the Rocky Mountains and moving eastward toward the Great Lakes, and storms moving north-eastward along the eastern coast of North America, called "extra-tropical cyclones" (Grise et al., 2013; Plante et al., 2015). The second type of storms generate oscillations on both currents and sea surface elevation (e.g. Bobanović et al., 2006, Thiebaut and Vennell, 2010; Han et al., 2012) which can induce flooding and damages (Mercer et al., 2002). Currents during or after storm passages on the Grand Banks and the surrounding regions exhibit different features. These currents can be directly induced by the storm, with strong currents starting during or just after the storm. Current oscillations can then appear after the storm occurrence and take on characteristics of topographic and inertia-gravity waves (the inertial period is about 17 h at the SPM latitude) and low-frequency currents (Tang et al., 1998).

On the Nova Scotian and Newfoundland shelves, oscillations with periods of 1-2 days have frequently been observed after storm events. The properties of these oscillations appear to depend on the duration, strength and trajectories of storms (Schwing, 1992b). One difficulty is to assess the effect of local wind and remote wind forcings (Schwing, 1992b). These oscillations are sub-inertial (i.e. their periods are larger than the inertial period) and have the characteristics of continental shelf waves propagating south-westward (e.g. Thiebaut and Vennell, 2010; Han et al., 2012). Phase velocities of these CSWs vary from  $\sim 10$  -  $11 \text{ m s}^{-1}$  over the Newfoundland Shelf (Tang et al., 1998; Han et al., 2012) to  $\sim 13$ - $17 \text{ m s}^{-1}$  over the Scotian Shelf (e.g. Tang et al., 1998, Sheng et al., 2006; Thiebaut and Vennell, 2010).

Current and temperature measurements conducted in Fortune Bay, east of SPM, during the September 1984 stratified period revealed bottom currents showing 2-3 day oscillations, related to deep water exchanges generated by the wind (White and Hay, 1994). According to these authors, two possibilities can exist : The 2-3 day wind is directly exciting a "natural modal response" on the currents at the same periods, or the wind induces upwelling/downwelling along the coast, generating bottom trapped waves.

In this paper, we present new high-frequency observations of coastal currents and sea level around SPM (at Stations A1 and A2, filled black circles, Fig. 1b). These observations were made during winter and early spring 2014 using two acoustic Doppler current profilers (ADCPs). They revealed oscillations with periods of about 2-4 days that were occasionally larger than tidal currents. They generally appeared with strong local winds and sometimes also persisted during less windy periods. The goal of this paper is to combine these

---

observations and additional tidal gauges data with the results from a numerical model to investigate the dynamics of these oscillations. *In situ* observations and model configuration are presented in Sections 2 and 3, respectively. The analysis of ADCP observations is detailed in section 4, revealing a 2-4 day current oscillation. A realistic 2D simulation is analysed to examine the properties of these oscillations in Section 5. Then, idealistic simulations are performed to further investigate the dynamics around SPM in Section 6. Finally, Section 7 holds discussion on the physical processes in our area of study.

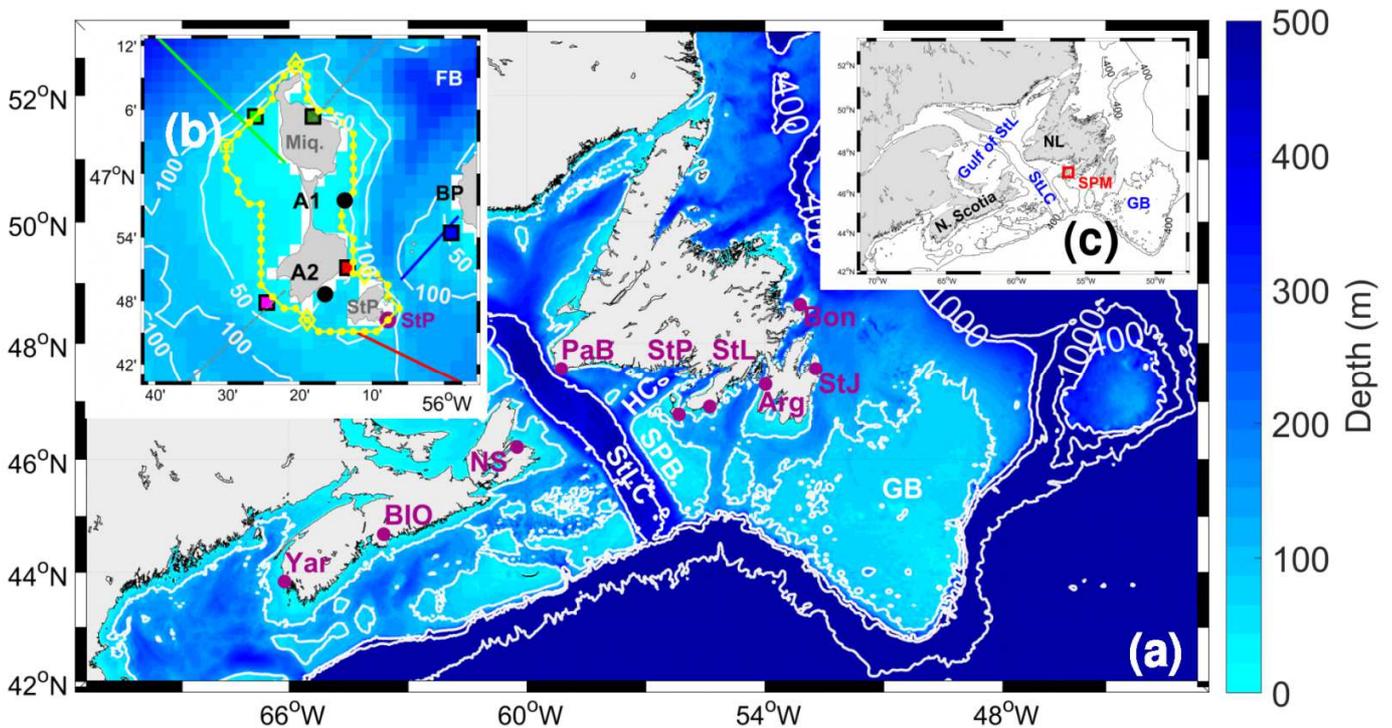


Fig. 1: Bathymetry of the modelling domain (a) with a zoom around SPM (b). In purple are locations of tide gauges used to validate the tidal components of the model: Bonavista (Bon), Saint John's (StJ), Argentinia (Arg), Saint Lawrence (StL), Saint Pierre harbour (StP), Port aux Basques (PaB), North Sydney (NS), Bedford Institute of Oceanography (BIO), Yarmouth (Yar). (c) Map locating the major elements in the area such as (in blue) the Gulf of St. Lawrence (Gulf of StL), St. Lawrence Channel (StLC), the Grand Banks (GB), (in black) N. Scotia and NL (Newfoundland) Shelves and SPM archipelago (in red).

Panel b: In black: locations of the two ADCP stations A1 and A2. Lines in colour (red, blue and green) and dashed grey lines are the transects used for the Brink and Chapman (1987) programme. Filled circles with square symbols (green, blue, magenta and red) indicate areas used to investigate the schematic simulations (see Section 7). Filled yellow circles around SPM: points selected for the local-scale study indicating the perimeter of the islands along the ~30m isobath. The starting point is the open yellow square whereas diamonds delimit the segments on the perimeter of SPM (see Section 7).

Major topographic features near SPM are the Hermitage Channel (HC), Saint Pierre Bank (SPB), Fortune Bay (FB), Burin Peninsula (BP), Miquelon Island (Miq), Saint Pierre Island (StP). Bathymetry contours are plotted in white: for 50 m and 100 m (Fig. 1b), 100 m, 400 m, 1000 m and 3000 m depths (Fig. 1a).

## 2.2.2 Observations

### 2.2.2.1 Description of in situ measurements

In this study, the observational datasets consist of current profiles and bottom pressure measurements from ADCPs, sea level measurements from tide gauges and meteorological measurements from a weather station (wind and atmospheric pressure).

- Two ADCPs were deployed around SPM at Stations A1 and A2 (filled black circles on Fig. 1b) during winter 2014. Their characteristics are given in Table 1. The two instruments were moored at about 30 m depth for three months. To investigate the dynamics around SPM, along-shore and cross-shore current components are needed, thus requiring rotation of measured components at Station A2. For Station A1, the east (U) component was used as the cross-shore component and the north (V) component was used as the along-shore component. For Station A2, in the channel, the current velocity was projected on an SW-NE axis (with a rotation of 45°, following the orientation of the channel).

Table 1: Description of the ADCP observations.

Station	Location	Start date (dd/mm/yyyy)	End date	Water depth	Vertical sampling	Time sampling	Instrument
A1	46°57.5' N 56°13.8' W	07/03/2014	18/06/2014	28 m	1 m	10 min	RDI 600 kHz
A2	46°48.6' N 56°16.5' W	07/03/2014	22/06/2014	35 m	2 m	10 min	RDI 300 kHz

- Sea level measurements in the area were obtained from seven Canadian tidal gauge stations operated by Canada's Federal Department of Fisheries and Ocean (DFO) and from the tidal gauge station at St. Pierre harbour (StP) operated by the French Naval Oceanographic and Hydrographic Department (SHOM). Their locations are displayed in Fig 1a. The stations on Newfoundland shelf are Bonavista, St. John's, Argentia, St. Lawrence and St. Pierre harbour and Port aux Basques. The North Sydney, Bedford Institute of Oceanography and Yarmouth tidal gauges are located on the Scotian Shelf.

- Measured wind speed and direction, as well as atmospheric pressure, are available at the St. Pierre airport from the French Meteorological Service (Météo France) with a 3 hourly temporal resolution.

### 2.2.2.2 Data processing

- The bottom pressure measurements from the ADCP instruments were converted to sea level using the surface atmospheric pressure data from the aforementioned St. Pierre airport station assuming a constant seawater density and using (Eq. (1)).

$$\zeta = \frac{P'_b - P'_a}{\overline{\rho_0}g} \quad (1)$$

where:  $\overline{\rho_0}$  is the mean density of the water column,  $P'_b$  is the bottom pressure anomaly computed from the bottom pressure time series by subtracting the time-averaged value,  $P'_a$  is the atmospheric pressure anomaly computed from the surface atmospheric pressure using the same method, and  $g$  is the gravitational acceleration.

- Throughout this study, wind stress was computed according to the following equation:

$$\tau_x = Cda \cdot u \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \text{ and } \tau_y = Cda \cdot v \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2)$$

where  $u, v$  are the wind speed components at 10 m (positive eastward and northward, respectively) in  $\text{m s}^{-1}$  and the wind drag coefficient  $Cda = 0.0016$  (Muller et al., 2014).

The filtering method used to isolate the 2-4 day oscillations and to filter out the tide is a 5<sup>th</sup> order Butterworth bandpass filter (Matlab software). This filter cuts off the signal at the frequencies corresponding to periods shorter than 1.5 and longer than 5 days. The resulting time series are hereafter referred to as “filtered data”.

### 2.2.2.3 Data analysis methods

#### Wind event definition

We isolated four strong wind events in this study, and the criterion is the peak wind stress modulus reaching  $0.5 \text{ Nm}^{-2}$  with  $0.06 \text{ Nm}^{-2}$  defining the start and end of the events.

#### Periodicities analysis

To study the periodicities in the entire times series two methods have been used. A spectral analysis has been done on the different time series with a degree of freedom equal to one. Hamming windows was used with a 50% overlap. Confidence intervals were calculated using a chi-square variable analysis.

In order to better highlight this periodicity, a second method was performed: a wavelet analysis. This method enables an analysis of a signal in time and in frequency. It makes possible to visualise intermittent periodicities. Another function has been used, the cross-wavelet analysis. It allows to identify the frequency or periodicities common to two time series. In this study, the wavelet toolbox (Matlab) developed by (Grinsted et al., 2004) has been used. The Morlet wavelet was used for all diagnostics. The wavelet is normalized by the variance of the time series.

### 2.2.3 Model

#### 2.2.3.1 Model configuration, forcing and simulation strategy

A 2D configuration of the MARS model (Lazure and Dumas, 2008) was used in our study region. The model solves the primitive equations under classical Boussinesq and hydrostatic pressure hypotheses. The modelling domain (Fig. 1a) extends from  $42^\circ\text{N}$  to  $53^\circ\text{N}$  and from  $42^\circ\text{W}$  to  $72^\circ\text{W}$ , with a spatial resolution of  $\sim 2 \text{ km}$  (1092 x 605 horizontal Arakawa C meshes).

Open tidal boundary conditions were provided by the finite element solution (FES) 2004 (Lyard et al., 2006) with 14 tidal constituents. An ECMWF reanalysis (Owens and Hewson, 2018) was used for realistic meteorological forcing with a spatial resolution of  $0.5^\circ$  ( $\sim 50 \text{ km}$ ) and a temporal resolution of 6 h. The forcing variables used for the realistic simulation were atmospheric pressure at sea level and wind stress computed from wind velocity at 10 m (see Eq. 2). The horizontal viscosity and the quadratic bottom friction coefficient used for the model were  $6.25 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  and  $2.5 \cdot 10^{-3}$ , respectively. Temperature and salinity fields were kept constant and equal to  $10^\circ\text{C}$  and 32 psu ( $\overline{\rho_0} \sim 1.025$ ), respectively. A list of the various simulations is detailed in Appendix A (Table A.1). The main simulations were as follows:

- A realistic run (run A see appendix A Table A.1) extending from January to June 2014 with a spin-up period of one month.

- 23 schematic simulations forced with a spatially constant wind stress field, varying sinusoidally in time (Eq. 3) to assess the influence of a periodic wind forcing and investigate the resonant behaviour of the dynamics in the SPM region.

$$\tau_{x,y} = \tau_0 \sin\left(\frac{2\pi}{T}t\right), \text{ with } \tau_0 = 0.25 \text{ Nm}^{-2}, \text{ and the period } T = [1.5, 5] \text{ days} \quad (3)$$

The amplitude of  $0.25 \text{ Nm}^{-2}$  corresponds to a wind speed of  $\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ . The wind stress direction was along a NE-SW axis. The parameter that was modified in these schematic simulations was the wind stress forcing period, ranging from 1.5 to 5 days. These schematic simulations were extended for 2.5 months, with the last month of all runs being used for analysis.

- Four other one-month schematic simulations with a spatially constant strong wind speed of  $\sim 20 \text{ m s}^{-1}$ , blowing for 7 days on an ocean initially at rest from the four cardinal (N, W, S, E) directions that suddenly stopped. These simulations aimed at describing the oscillations arising during the relaxation process.

In all the schematic simulations, tidal forcing was not taken into account.

### 2.2.3.2 Tidal model validation

The modelled tide was validated by computing the harmonic components O1, K1, M2, and S2 of the simulated sea levels using T\_TIDE (Pawlowicz et al., 2002) over the March to June 2014 period and comparing these values with the observed sea level harmonic components over the same period.

To estimate the efficiency of the model to reproduce the tide, we computed a percentage based on modelled and observed amplitude for each tidal component (in Table B.1), as follows:

$$\text{Amplitude error}(\%) = \left( \frac{|\text{modelled amplitude} - \text{observed amplitude}|}{\text{observed amplitude}} \right) * 100$$

$$\text{phase error} (\circ) = \frac{|\text{modelled phase} - \text{observed phase}|}{\text{observed phase}}$$

where the average was taken over all harbour stations and was computed for each tidal component.

The results of the harmonic analysis are detailed in Appendixes Table B.1 (for sea levels) and Table B.2 (for current velocities).

The following average percentages were computed for all tide gauges at the different harbours. The amplitude of the semi-diurnal tidal components (respectively M2 and S2) were overestimated by 9.0% and 6.0%. Their phases were underestimated by  $3.0^\circ$  and  $5.7^\circ$  on average. The model also overestimated the diurnal tidal component (O1 and K1) amplitudes by 9.2% and 8.4%, respectively. It underestimated the phase of O1 by  $5.1^\circ$  and overestimated the phase of K1 by  $6.4^\circ$ . The simulated tidal amplitudes and phases for the sea level were thus consistent with the observations.

To validate simulated tidal currents, we compared the characteristics of the current ellipses for each tidal component from the model and from the two ADCP measurements (Table B.2). The model underestimated the major axis of M2 by 24% (bias of  $2.2 \text{ cms}^{-1}$ ) at A1 and 11% (bias of  $0.5 \text{ cms}^{-1}$ ) at A2. The comparison between model and observations for the S2 component could reach 41.1% of error but the amplitude of the current for this component is less than  $2 \text{ cms}^{-1}$  (Table B.2). The model overestimated the O1 amplitude by 42.5% (bias of  $1.7 \text{ cms}^{-1}$ ) at A1 and underestimated 8.9% (bias of  $0.9 \text{ cms}^{-1}$ ) at A2 station. The model underestimated the K1 amplitude by 11.9% (bias of  $0.5 \text{ cms}^{-1}$ ) at A1 and 9.9% (bias of  $0.7 \text{ cms}^{-1}$ ) at A2 stations. The order of magnitude for these tidal components given by the model results was consistent with observations. However the model depth at the location of A1 was  $\sim 40 \text{ m}$ , but for the A2 location the depth was  $\sim 60 \text{ m}$  due to a coarse grid (which is deeper than the 30 m depth of observations).

The validation of lower frequencies ( $\sim 2-4$  days) wind forced oscillations will be given below.

---

## 2.2.4 Results and analysis of the observations

### 2.2.4.1 Current data time series

The modulus of the wind stress observed at the St. Pierre airport and the current components (at the A1 and A2 stations) are given in Fig. 2. The vertical structure of the along-shore current at A1 is shown (Fig. 2e) from 10 to 26 m depth (near-surface and the near-bottom cells were blanked out). This vertical structure appeared to be nearly homogeneous. At Station A2, the current velocities also had nearly homogeneous structure over depths from 8 to 32 m (not shown). To confirm the visual assessment of the vertical structure of the currents, the standard deviations of the vertical distribution of the currents were computed at each time step (for each station and each component) and then averaged over time. The currents were normalised by the maximum value of the current over depth and through time to obtain a percentage. For A1 (A2) stations, the normalised averaged standard deviation were respectively  $\sim 4.6\%$  ( $\sim 3.4\%$ ),  $\sim 7.5\%$  ( $\sim 6.8\%$ ) and  $\sim 3.6\%$  ( $\sim 3.6\%$ ) for the along-shore, cross-shore components of the current and the current speed. Thus, currents can be considered homogeneous over depth during this period. Depth-averaged cross-shore values for the A1 (A2) moorings ranged from  $-0.21$  ( $-0.24$ ) to  $0.25$  ( $0.32$ )  $\text{m s}^{-1}$  respectively (Fig. 2b). The depth-averaged along-shore components ranged from  $-0.48$  ( $-0.57$ ) to  $0.45$  ( $0.86$ )  $\text{m s}^{-1}$ .

On the wind stress modulus (Fig. 2a), two periods were distinguishable: March-April 2014 with strong winds and May-June 2014 with lighter winds. The current response (Fig. 2b, 2c) seems mostly related to wind forcing as suggested by the visual relationship between the wind stress modulus (Fig. 2a) and the along-shore current components (Fig. 2b). In March-April 2014, four events with strong wind stress moduli greater than  $0.5 \text{ Nm}^{-2}$  were identified. These wind events will be referred to below as the (13-15/03), (26-29/03), (30/03-04/04) and (8-9/04) events, respectively.

Based on the wind stress modulus values, the second event (26-29/03) was the strongest with a double peak and indeed induced strong currents (Fig. 2b, 2c). The third event (30/03-04/04) was the longest (5 days).

The dominant signal in the sea level measurements appears to be semi-diurnal tide (Fig. 2d). The dominant periodicity of the depth-averaged current time series (Fig. 2b, c) was more difficult to define visually.

In addition to the strong events defined above, it is interesting to examine less intense wind events that occur in April and May (period of lighter winds). These events are identified by arrows (Fig. 2a) and they will be referred as medium events. They occurred on the (19-20/04), (25-26/04), (29-30/04) and (10-11/05).

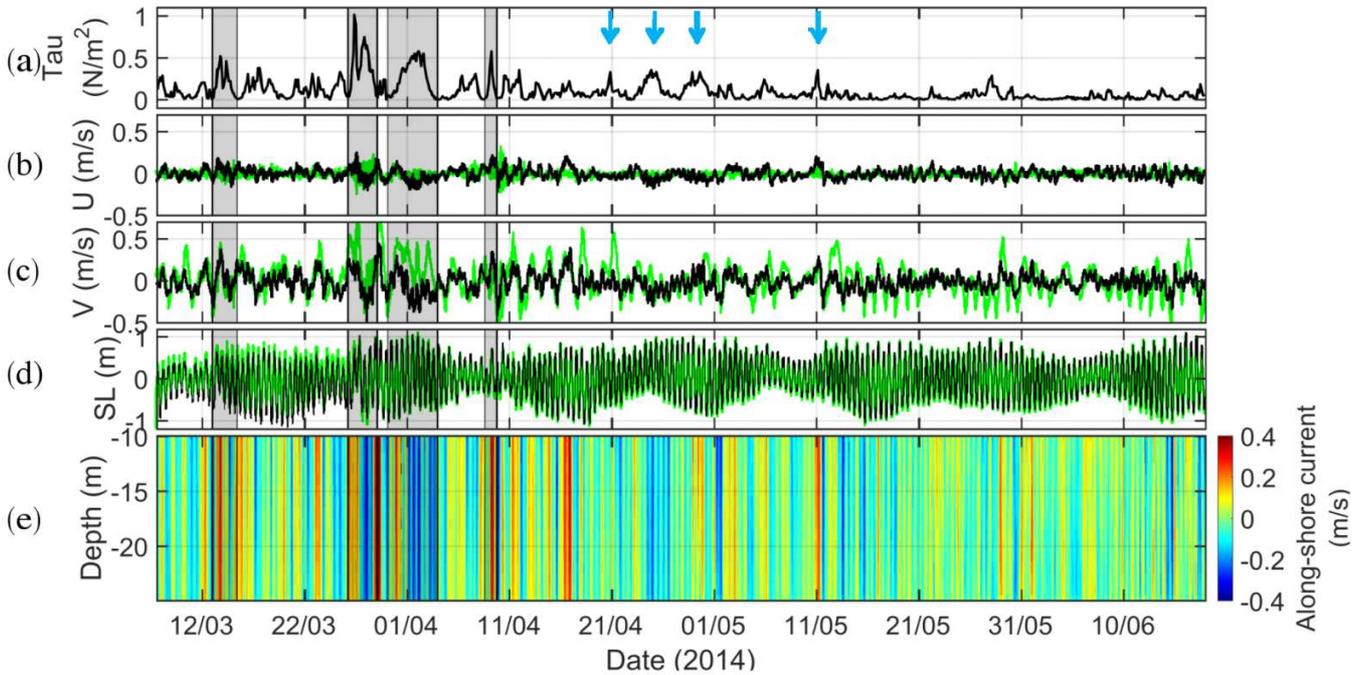


Fig. 2: (a) Computed wind stress moduli from the measurements at the St. Pierre Airport station. (b) Depth-averaged cross-shore current velocity ( $U$ ) from ADCP measurements (see locations in Fig 1b), at Station A1 (black line) and Station A2 (green line). (c) Depth-averaged along-shore current velocity ( $V$ ) (same colours as 2b). (d) Sea level ( $SL$ ) measured by the ADCPs (same colours as 2b). (e) Time evolution of the vertical profiles of the along-shore current at the A1 station. Four strong wind events were identified (shaded grey areas, see text). The arrows point four other medium wind events mentioned in the text.

#### 2.2.4.2 Periodicities in the measurements

A spectral analysis of the time series was conducted (not shown), but the results were not conclusive especially for the periods corresponding to the weather band (periods from 2 to 10 days). This ambiguity can be attributed to the presence of transitory phenomena and the clear lack of stationarity. Wavelet analyses were thus performed on the along-shore currents at A1 and A2 (Fig. 3a and 3b), the sea level (Fig. 3c) and the wind stress modulus computed from observations (Fig. 3d) at A2. Only sea level results at A1 are shown in Fig. 3c because the sea level analysis at A2 gave similar results.

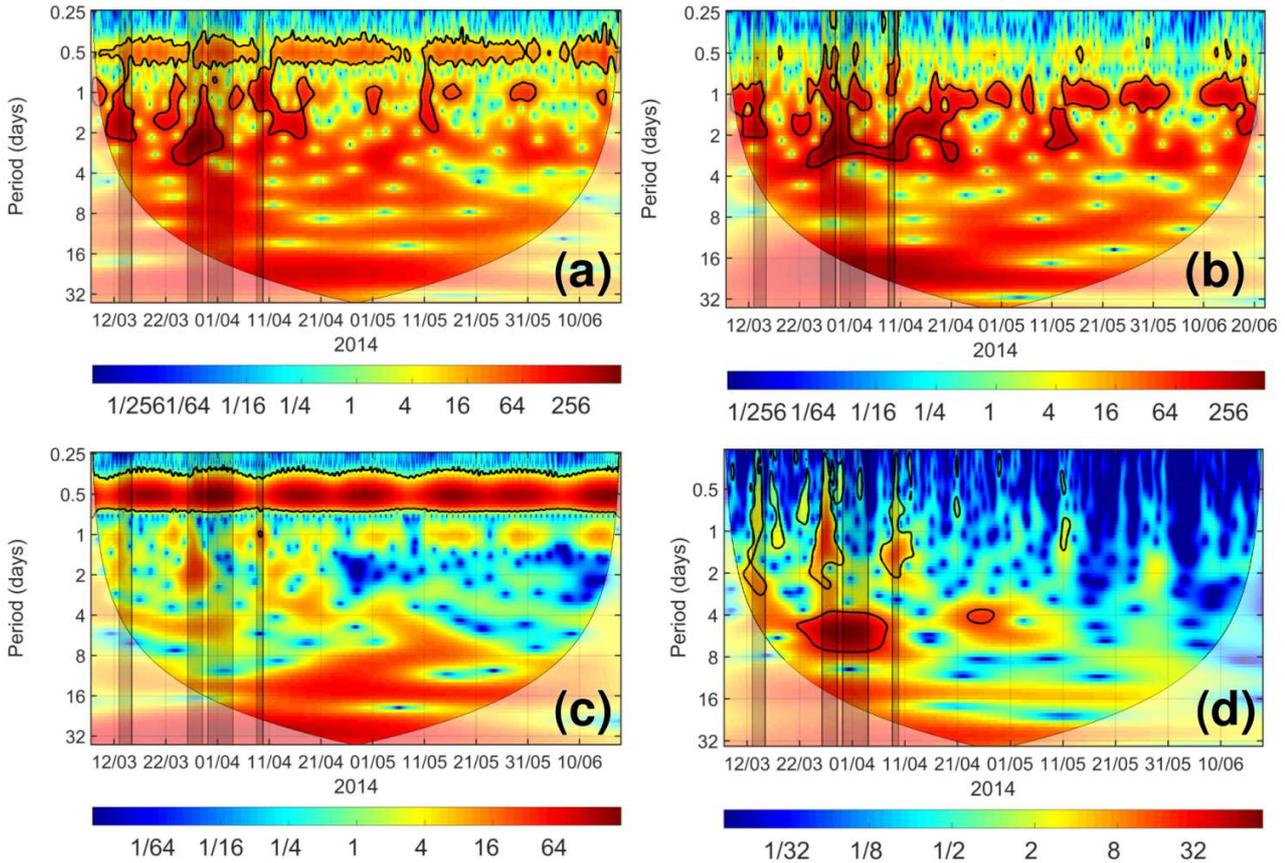


Fig. 3: Normalised power wavelet density of the depth-averaged along-shore current at the A1 station (a), at the A2 station (b), (c) the sea level at the A1 location, (d) the wind stress modulus computed from observations at St. Pierre Airport. On all panels, the areas enclosed by the black contour lines indicate the periods with significance above 95%. The four strong wind events were identified (shaded grey areas).

The normalised power wavelet density plots showed significant periods (using a 95% significance criterion) for the along-shore current at both ADCP locations (Fig. 3a, 3b) ranging from 1.5 to 4 days. During the first strong event (13-15/03), the main periodicity of the along-shore current was between 1 and 2 days. The second strong event (26-29/03) and the third strong event (30/03-04/04) induced oscillations of the along-shore current with a periodicity of between 1.5 and 4 days. The last strong wind event (8-9/04) had an oscillatory signature on along-shore current with periods of between 1.5 and 3 days at Station A1 (Fig. 3a) and at Station A2 (Fig. 3b). On the wavelet of the wind stress modulus, the strong events had periodicities of up to 2 to 3 days (Fig. 3d) with the exception of the third event which had only a periodicity of 4 to 8 days .

Regarding the sea level (Fig. 3c), a 1-2 day period appeared during the second event (26-29/03). This signature was not found in the 95% significance level (black contour lines, Fig. 3c), but can be noted as an influence of the wind on the sea level.

The short medium events of (19-20/04) and (10-11/05) are visible on the wavelet diagram of the wind stress modulus (Fig. 3d) with periods around 1 day. These wind events can also be seen on along-shore current wavelet diagrams (Fig. 3a, 3b) with a periodicity of 1 to 2 days (except the (19-20/04) event at A1 station). Conversely, the two longer medium events in April are visible on the wind stress modulus at periods around 4 days (Fig. 3d) but they have no signature on the along-shore currents (at both stations Fig. 3a, 3b). This will be discussed later (section 7).

### 2.2.4.3 Relationship between the wind and the current

The along-shore currents thus appeared to be linked to wind stress forcing. To better identify the relationship between the wind and the along-shore current, a cross-wavelet analysis (Grinsted et al., 2004) was performed between the wind stress modulus and current at the A1 (Fig. 4a) and A2 (Fig. 4b) stations. The along-shore components of the wind stress were computed at each ADCP station.

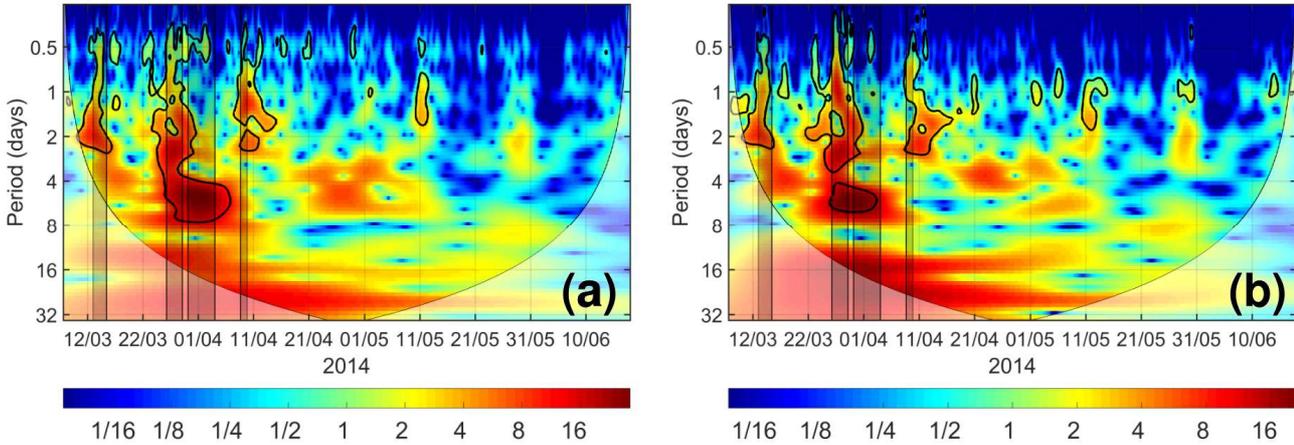


Fig. 4: Cross wavelet analysis between the wind stress modulus (computed from the St. Pierre Airport station measurements) and along-shore current at the A1 station (a) and the A2 station (b). On all panels, the areas enclosed by the black contour lines indicate the periods with significance greater than 95%. The four strong wind events are identified (shaded grey areas).

The wind stress modulus and along-shore currents at A1 (Fig. 4a) and A2 (Fig. 4b) were highly correlated, especially during strong wind events. There were several common periods for the along-shore wind stress and along-shore current at the A1 and A2 stations:  $\sim 0.5$  to  $\sim 4$  days for the first (13-15/03) and last events (8-9/04). At the A1 station for the second (26-29/03) event, the common periods for the along-shore wind stress and along-shore current were between 0.5 and 8 days (Fig. 4a, Fig. 4b). For the third event (30/03-04/04) the periodicity in common between the wind stress and the along-shore current is 4-8 days. There is also a high-power cross-wavelet density for three other meteorological events, on (8-10/03), (24-26/03) and (10-11/05).

### 2.2.4.4 Storm characteristics

The tracks of storms affecting the area of study are given in Fig. 5, by plotting the location of the minimum atmospheric pressure extracted from ECMWF data (Owens and Hewson, 2018) during the period from March to May 2014. Only the main wind events are shown, among which the four strong wind events outlined in Fig. 2, with wind velocities higher than  $17 \text{ m s}^{-1}$  at SPM (Table 2). Two examples of storms which induced weaker wind velocities at SPM (between  $13.4$  and  $14.9 \text{ m s}^{-1}$ , see Table 2) were added (dashed lines on Fig. 5). The 8-10/03 and 24-26/03 events (in Fig. 5 green and magenta dashed lines) occurred just before the strong events (Fig. 2) respectively the 13-15/03 and 26-29/03 (in Fig. 5 green and magenta solid lines). The four last storms (shown by the arrows Fig. 2a) are represented with dash lines (Fig. 5).

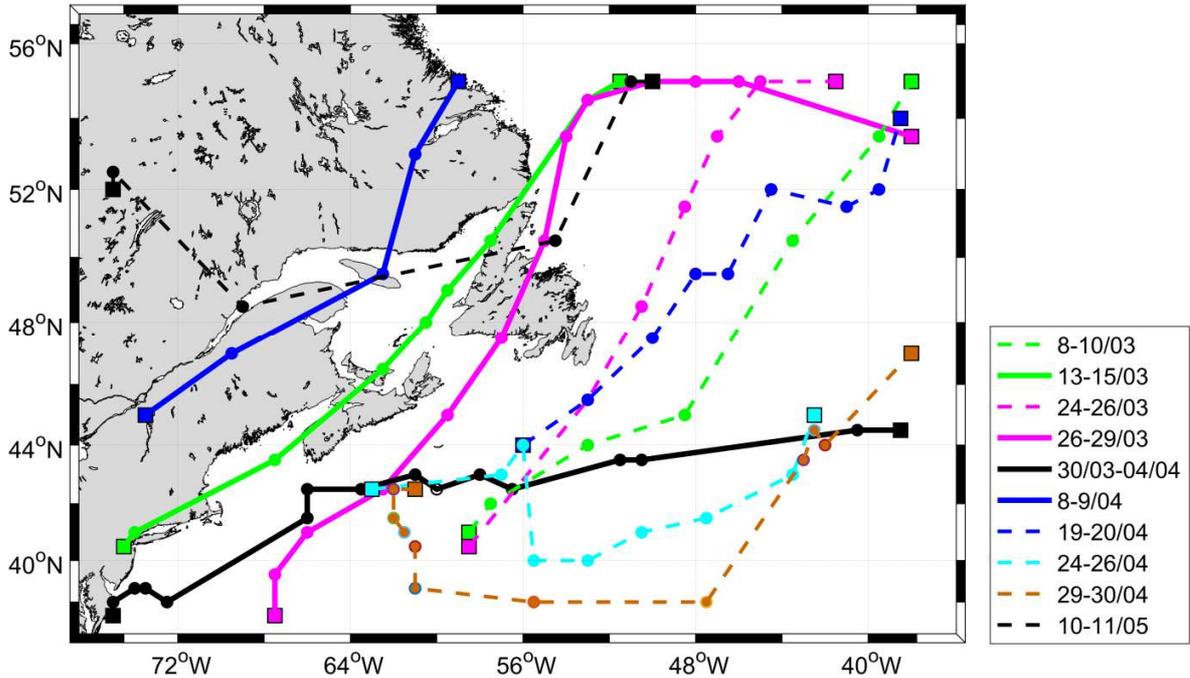


Fig. 5: Trajectories of storms in the area, during the March to June 2014 period, computed from the position of the pressure field minima over the domain presented in Fig. 1, and from the ECMWF dataset. The four strong wind events near SPM are indicated with thick lines. The dashed lines represent storm tracks with weaker wind stress maxima at the SPM location.

Table 2: Characteristics of each wind event presented in Fig. 5. The minimum pressure and maximum wind speed were calculated by taking the minimum of the pressure field and maximum of wind velocity field over the domain presented in Fig. 5 and for the period of each event. The storm displacement speed is estimated over the duration of the storm. The wind speed and atmospheric pressure fields are from the ECMWF reanalysed dataset.

Wind events	8-10/03	13-15/03	24-26/03	26-29/03	30/03-04/04	8-9/04	19-20/04	24-26/04	29-30/04	10-11/05
Maximum wind velocities at SPM ( $\text{m s}^{-1}$ )	13.4	18.0	14.4	25.2	19.0	19.0	14.4	14.9	14.4	14.9
Maximum wind velocities over Fig. 5 domain ( $\text{m s}^{-1}$ )	24.9	21.9	25.3	31.7	20.8	25.3	27.2	21.0	19.2	17.8
Minimum pressure over Fig. 5 domain (in hPa)	966.4	977.8	962.4	951.7	987.6	978.0	967.4	983.2	991.8	993.2
Estimated storm mean displacement speed ( $\text{m s}^{-1}$ )	17.6	14.0	16.5	12.6	9.7	18.9	11.0	13.9	11.5	21.8

The four strong wind events (thick lines, Fig. 5) that have a strong signature on the local wind stress modulus (Fig. 2a) were meteorological depression events with maximum wind velocities between  $\sim 18$  and  $\sim 32$  m s<sup>-1</sup> and pressure field reaching a minimum of between  $\sim 952$  and  $\sim 993$  hPa (Table 2). According to the storm tracks, nearly all of them were "extra-tropical cyclones" (Grise et al., 2013), originating in the south-west and moving north-eastward, roughly in the along-coast direction for this region. The third strong event (30/03-04/04) (thick black line) was a 5 day event (Fig. 2a) with an eastward moving direction. It was also one of the slowest moving event (Table 2). For the 13-15/03 event (green line on Fig. 5), the wavelet density diagrams (Fig. 3a, 3b) show strong current oscillations around 2 days period. However, the oscillations started earlier, and may have been induced by the previous storm, the 8-10/03 event (dashed green line, Fig. 5) which crossed the region a few days earlier. For the 8-10/03 event, the wind stress was weaker than for other events ( $\sim 0.2$  Nm<sup>-2</sup>, Fig. 2). The same interpretation can be made for the 24-26/03 (dashed magenta line, Fig. 5) and 26-29/03 (solid magenta line, Fig. 5) events.

The two medium events in April (24-26/04) and (29-30/04) were long in term of duration they moved in the same direction as the third strong event (30/03-04/04), from west to east.

## **2.2.5 Analysis of the numerical model results**

### **2.2.5.1 Realistic simulation**

The simulation used in this section takes into account the tidal and meteorological forcings (Table A.1, simulation A). The filtered along-shore currents and sea level data from the realistic simulation and observations are shown in Fig. 6b, 6c and 6d. Filtering the observations removes the majority of tidal forcing. We compared the along-shore current components, on which the impact of the wind is expected to be the strongest (Csanady, 1981).

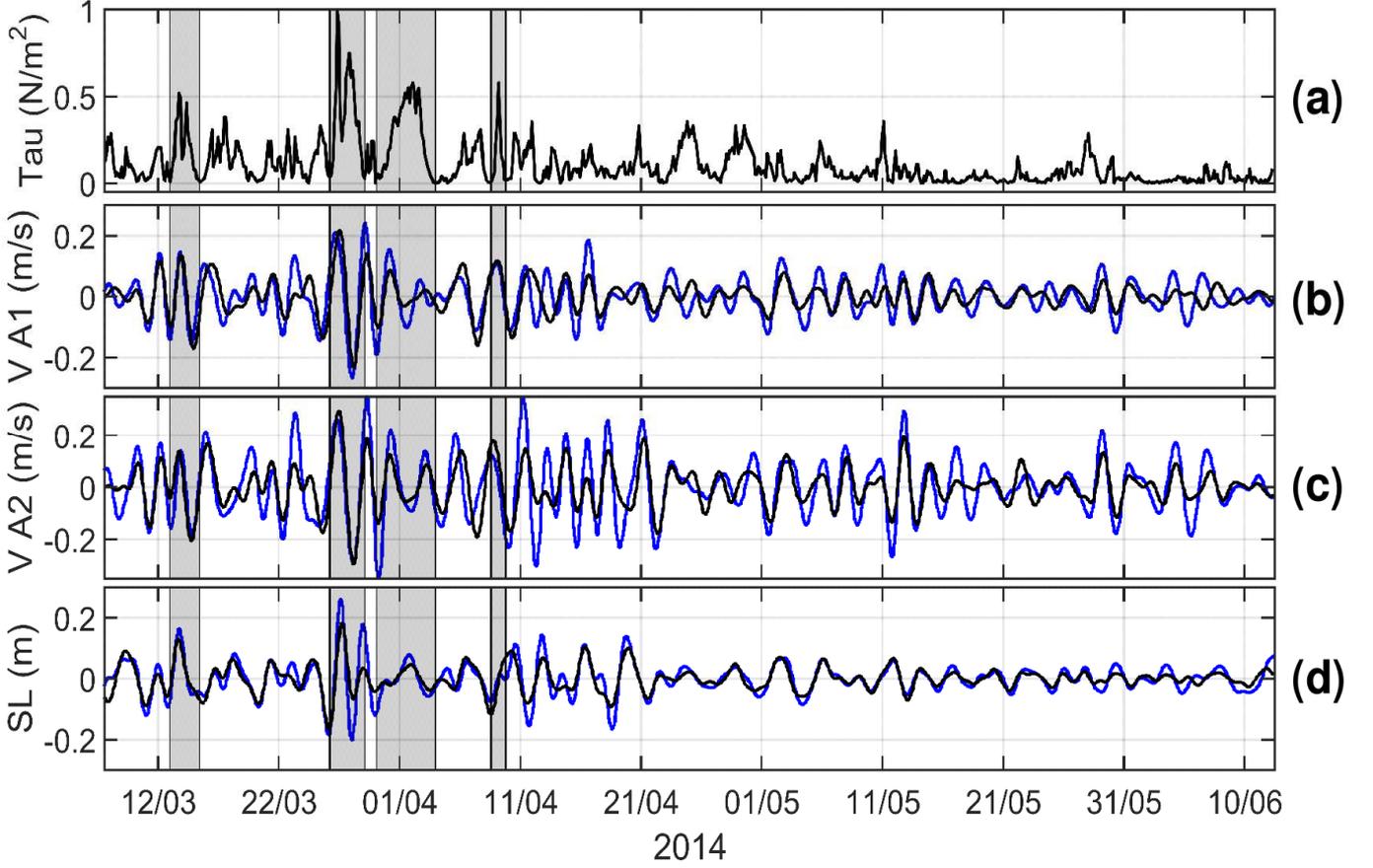


Fig. 6: (a) Wind stress modulus at the Saint Pierre airport. Filtered along-shore current velocity ( $V$ ), at the A1 station (b) and at the A2 station (c). (d) Filtered sea level at A1. The blue curve corresponds to observations and the black curve corresponds to the simulation results from the realistic run.

The results from the model, in Fig. 6b, 6c and 6d, appeared in fairly good agreement with observed along-shore currents at both stations and with sea level observations. The model slight underestimated the along-shore current, especially at A2 (Fig. 6c). The oscillations were consistently strong on both of the along-shore current and the sea level from 26/03 to 26/04. Fig. 6c also shows that the timing of the wind events (shaded grey areas) coincided with greater sea level amplitude. This will be discussed in greater detail in Section 7.2.

For better quantification and validation, the root mean square error (RMSE) and the Willmott score (Willmott, 1981) were computed (Eq. 4) as in (Ma et al., 2015).

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum(\text{MOD} - \text{OBS})^2}{N}} \quad \text{WS} = 1 - \frac{\sum(\text{MOD} - \text{OBS})^2}{\sum[|\text{MOD} - \overline{\text{OBS}}| + |\text{OBS} - \overline{\text{OBS}}|]^2} \quad (4)$$

where MOD refers to the filtered model results,  $\text{OBS}$  and  $\overline{\text{OBS}}$  refer to the filtered and time-averaged filtered observations, respectively, for the along-shore current and sea level at the A1 and A2 stations.  $N$  refers to the number of values for both observed and modelled time series. If WS is equal to 1, the model results agree with the data perfectly.

Table 3: Root mean square error (RMSE) and the Willmott score (WS), computed using (Eq. 4) for the filtered along-shore currents and sea levels at A1 and A2.

	RMSE			WS (Willmott score)		
	Entire time series	March-April	May-June	Entire time series	March-April	May-June
Filtered along-shore current at A1	5.0 cm/s	5.6 cm/s	4.1 cm/s	0.82	0.84	0.71
Filtered along-shore current at A2	7.7 cm/s	8.8 cm/s	5.9 cm/s	0.85	0.84	0.85
Filtered sea level at A1	2.8 cm	3.5 cm	1.5 cm	0.92	0.91	0.94
Filtered sea level at A2	3.6 cm	4.5 cm	1.8 cm	0.88	0.87	0.91

The RMSE of the filtered along-shore currents at the two ADCP stations was between 4.1 and 8.8 cm/s. For the filtered sea level, the RMSE was between 1.5 and 4.5 cm. The WS values were between 0.71 and 0.85 for the along-shore current. The weakest WS score (0.71) corresponds to the last period (May-June) at Station A1 (Fig. 6b). The WS score also showed high values for the sea level (0.87 to 0.94). Based on Fig. 6 and in Table 3, the model correctly captured the wind-induced low-frequency dynamics around SPM.

To verify that meteorological forcings are the main cause of the generation of these oscillations, another simulation was performed for the March-June 2014 period with meteorological forcing only (i.e. no tide, Table A.1 simulation B). The modelled 2-4 day oscillations were also qualitatively in good agreement with the observations (not shown). In this case, the amplitude of the oscillations was overestimated for the along-shore currents and the sea level. The WS scores were between 0.56 and 0.77 for the along-shore current and between 0.82 and 0.87 for the sea level. According to these criteria, this simulation was less realistic. The overestimation of the 2-4 day oscillations may be due to the absence of enhanced bottom friction produced by tides.

### 2.2.5.2 Spatialisation of the 2-4 day oscillations

To estimate the spatial distribution of the 2-4 day oscillations, we computed the time-average of the filtered current speed (Eq. 5) over the whole domain. This computation was done for the period from 26/03 to 26/04 including the four strong meteorological depressions described above and giving rise to strong 2-4 day current oscillations.

$$\text{Filtered current speed} = \left( \sqrt{U(t)_{\text{filtered}}^2 + V(t)_{\text{filtered}}^2} \right) \quad (5)$$

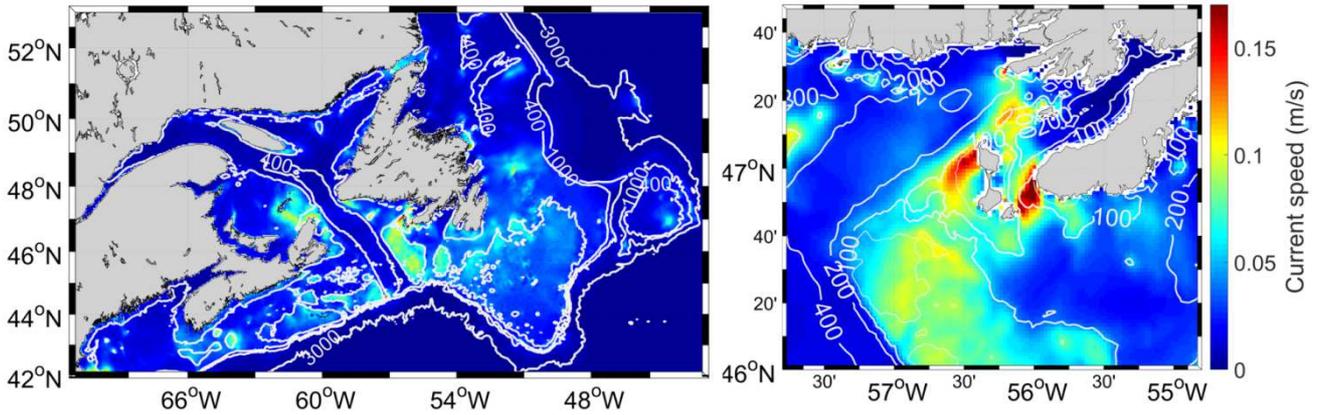


Fig. 7: Map of the time average of filtered current speed field from the realistic simulation (right panel) for the domain and (left panel) zoom of SPM region. The averaging period covers 26/03/2014 to 26/04/2014. White lines show the bathymetry contours: at 50 m, 100 m, 200 m 400 m (right panel), 100 m, 400 m, 1000 m and 3000 m (left panel) depths.

The largest averaged filtered speeds were found around SPM and St. Pierre Bank and in the Gulf of Saint Lawrence (Fig. 7). Some local maxima were also found over the Grand Banks and the Scotian shelf. The highest values of the mean velocity of the filtered current speed were found around SPM islands and reached  $0.17 \text{ m s}^{-1}$ . They were localised and amplified north-west of SPM and near Burin Peninsula. There was another maximum further north of SPM, reaching  $0.12 \text{ m s}^{-1}$ . On St. Pierre Bank (Fig. 7, right panel), the mean of the velocity of the filtered current speed ranged from  $0.05$  to  $0.11 \text{ m s}^{-1}$ .

## 2.2.6 Schematic simulations

### 2.2.6.1 Results for oscillating wind forcing

To investigate the response of the coastal ocean to various periods of forcing, we performed 23 simulations with a spatially homogeneous, but periodic sinusoidal wind (Table A.1, simulations E[1:23]). For simplicity, the tide was not taken into account in these simulations. Wind stress fields were oriented north-eastward – south-westward (Eq. 3) with a period varying from 1.5 to 5 days.

The response to this wind forcing was investigated at six stations around the SPM archipelago: Stations A1 and A2 and four additional points distributed around the archipelago (colored squares in Fig. 1b) at 30 m depth. The response to sinusoidal wind stress was a sinusoidal current of the same period and with harmonics of lower amplitude (not shown). At each point, we calculated the time-averaged (during the last 10 periods of each simulation) current speed.

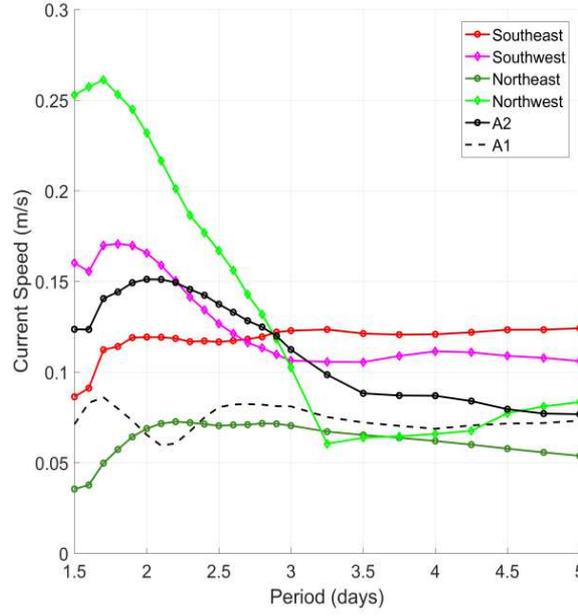


Fig. 8: Time-averaged current speed (over the last 10 periods of each simulation) taken at six locations around the SPM archipelago, red: south-east of SPM, magenta: south-west of SPM, dark green: north-east of SPM, light green: north-west of SPM, black: A2 location, dashed black line: A1.

Fig. 8 shows the amplification of the current velocities around the period of 2 days (from 1.7 to 2.4 days). For the north-west and south-west locations, current speeds reached their maxima at periods  $\sim 1.7$  days and decreased rapidly for longer periods. Maximum amplification (0.27 m/s) was obtained at the north-west location for a 1.7 day period. At the A2 station, the strongest current was reached for a period around 2 days, decreased for periods between 2 and 3 days and remained stable for longer periods. Along the eastern side of Miquelon Island (north-east, south-east and A1 stations) the strongest currents reached their maximum at periods of between 1.7 and 2.8 days (two maxima are observed at A1 station). Currents were generally weaker on the eastern side than the western side.

To visualise the spatial distribution of current forced by spatially homogeneous periodic winds, the average current speed of the last 10 periods of each simulation (Fig. 9) was calculated. The energy fluxes (Eq. 6) were computed for the same period (LeBlond and Mysak, 1981) :

$$\overline{Flux} = \left( \overline{\rho_0 g (H + \zeta) \zeta u^{10periods}}, \overline{\rho_0 g (H + \zeta) \zeta v^{10periods}} \right) \quad (6)$$

where  $\rho_0, g$  are the water density and the gravitational acceleration, respectively,  $H$  is the sea floor depth,  $\zeta, u, v$  are the sea level and the two components of the current velocity, respectively, and  $(\overline{\quad}^{10periods})$  is the average over the last 10 periods of each simulation.

These variables are shown for wind stress with a periodicity of 1.7 days (Fig. 9a), 2 days (Fig.9b), 2.4 days (Fig. 9c), 3 days (Fig. 9d).

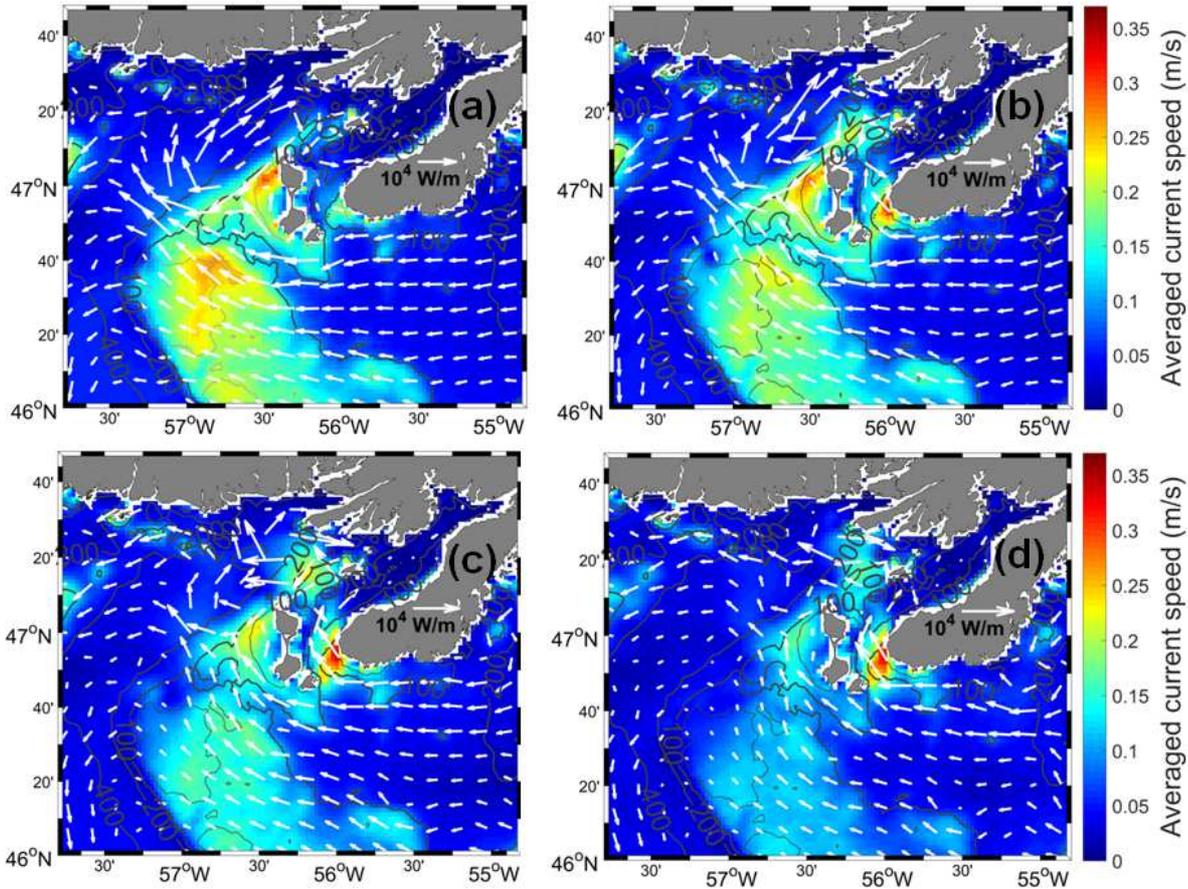


Fig. 9: Maps of the averaged current speed and energy fluxes (white arrows) computed for the last 10 periods of each simulation. Simulation with a 1.7-day period (a), 2-day period (b), 2.4-day period (c), 3-day period (d).

The averaged current speed was maximal in SPM and St. Pierre Bank areas. The spatial pattern appeared to be very similar to the result of the realistic simulation (Fig. 7). For a 1.7-day wind period (Fig. 9a), the largest values of the averaged current speed were located northwest of SPM, near Burin Peninsula and on the north-eastern part of St. Pierre Bank. From Fig. 9a to Fig. 9d the averaged current speed around SPM decayed with longer periods. Conversely, near Burin Peninsula, another current speed maximum appeared. It reached  $\sim 0.37 \text{ m s}^{-1}$  for a wind periodicity of 2.4 days (Fig. 9c) and decreased slightly for 3-day period wind stress (Fig. 9d).

The energy fluxes (Fig. 9) were oriented westward south of Burin Peninsula. West of SPM and over the St. Pierre Bank, they were oriented north-westward and seemed to decrease with increasing periods. Conversely, between SPM and Burin Peninsula, the northward fluxes increased with increasing period and reached their maxima for periods of 2.4 and 3 days (Fig. 9c, d).

The same numerical experiment was performed using the same periodic wind stress, but for the perpendicular direction (NW-SE). This experiment exhibited weaker currents, but very similar spatial patterns (not shown).

### 2.2.6.2 Free oscillations resulting from relaxation

Four simulations were performed with a wind blowing for 7 days at a speed of  $20 \text{ m s}^{-1}$  from all four cardinal directions (N, S, E, W). Fig. 10 a shows the along-shore current (calculated after a  $45^\circ$  rotation of the axes) spectrum, taken north-west of SPM (filled green circle, Fig. 1b) for the four wind directions. Fig. 10b represents the entire time series of the along-shore current taken at the same location. The spectral analysis was done for a period of 10 days, immediately after the storm. Fig. 10c and 10d show the spectrum and the time series of the along-shore current, respectively, at a location near Burin Peninsula (blue square, Fig. 1b).

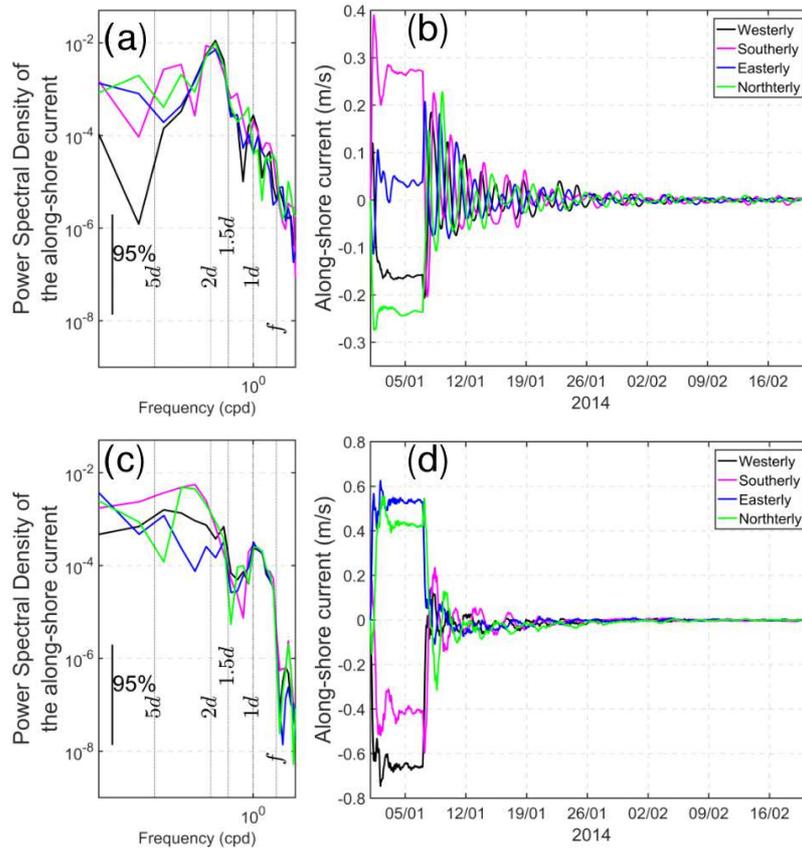


Fig. 10: Spectrum of the along-shore current taken north-west of SPM (a) (green square in Fig. 1b) and near Burin Peninsula (c) (blue square in Fig. 1b). Time series of the along-shore currents, at the location north-west SPM (b) and near Burin Peninsula (d). Westerly (in black), southerly (in magenta), easterly (in blue), northerly (in green) winds.

When the wind stops, the along-shore current oscillates and its amplitude decreases exponentially (Fig. 10 b and Fig. 10 d) under dissipation effects. To reduce the amplitude of the current by  $\sim 50\%$  the system needs around three days.

Fig. 10a shows that for a wind blowing from each cardinal direction, the along-shore current maxima north-west of SPM were obtained for a period of about 1.7 days (1.7 to 2 days). Near Burin Peninsula (Fig. 10c), the amplitude of the along-shore current is larger than the amplitude north-west of Miquelon (Fig. 10a). The dominant periods were also larger, between 2.6 and 4.3 days.

The other observation sites (blue, red, magenta and the two ADCP stations in Fig. 1b) were investigated with the same analysis (not shown). The periodicity of the along-shore component of the current in response to the four types of wind (blowing from each cardinal direction) was also between 1.5 and 5 days.

The amplitude of the along-shore current response close to the SPM coast was stronger at the north-western location (Fig. 10a), but it remained weaker than near Burin Peninsula (Fig. 10c), which is consistent with the sinusoidal wind experiment results (Fig. 8).

### **2.2.7 Discussion**

During winter and spring 2014, barotropic 2-4 day current oscillations were observed, especially during and after strong wind events and they can be an order of magnitude greater than tidal currents for a few days (Fig. 2). Their periodicities extended from 1.5 to 5 days, but were maximal in the range 2-4 days according to the wavelet analysis (Fig. 3). There is a strong correlation between along-shore currents and wind stress at these periodicities (Fig. 4). Currents and wind stress are triggered by regional-scale meteorological events crossing through the area of study (Fig. 5). These 2-4 day current oscillations were correctly modelled around SPM in winter 2014 (Fig. 6 and Table 3). They were strongly amplified around SPM islands, as shown by the modelled large time-averaged barotropic current speed (Fig. 7). The current speed in the SPM area was enhanced at wind stress periods of 1.7 to 2.4 days (Fig. 8). The averaged current speed from schematic simulations with a periodic wind showed a spatial pattern similar to the realistic simulation with two maxima: one north-west of SPM for periods of 1.7-2 days and the other near Burin Peninsula for periods of 2.4-3 days (Fig. 9). Energy fluxes mostly came from the east and increased around SPM (Fig. 9). The wind relaxation simulations were in line with periodic forcing simulations and suggest preferential along-shore current periods of around 1.7-2 days north-west of SPM and between 1.5 and 5 days near Burin Peninsula in response to a strong wind event (Fig. 10).

#### **2.2.7.1 Low-frequency sea levels at the regional scale**

To investigate the effect of these 2-4 day oscillations at the regional scale, the observed and modelled sea levels at different tide gauges along the Newfoundland coast (in purple in Fig. 1a) are shown in Fig. 11. The inverse barometer effect is taken into account in this analysis to remove the direct influence of the surface atmospheric pressure on the sea level (e.g. Han et al., 2012, Ma et al., 2015). Without this correction the sea level is at first order rise under a depression and drop under high pressure ( $\sim 1 \text{ hPa} = 1 \text{ cm}$ ). These sea levels were filtered to eliminate the tides.

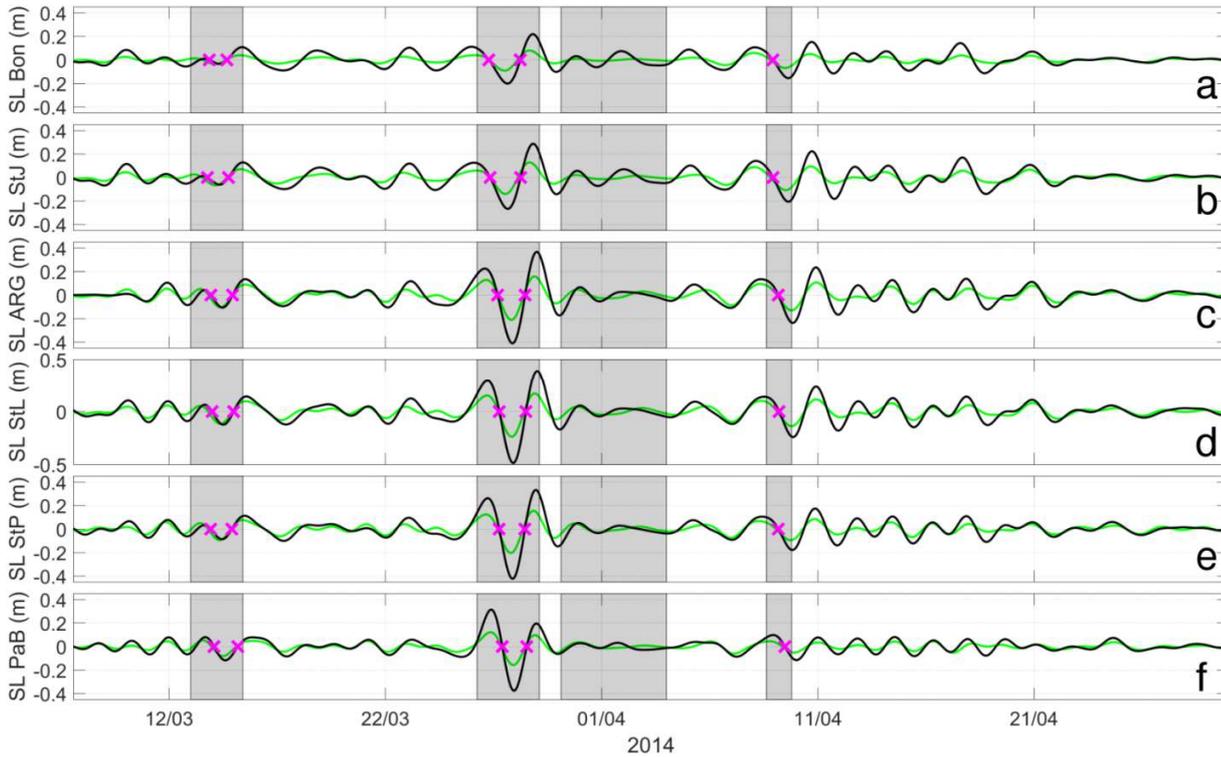


Fig. 11: Filtered sea level from the observations (black curves) and from the model (green curves) during wind events from 09/03 to 20/04 at the Bonavista (a), St. John's (b), Argentinia (c), Saint Lawrence (d), St. Pierre (e) and Port aux Basques (f) stations. These time series were corrected for the inverse barometer effect and detided (filtered between 1.5 and 5 days). The location of the zero crossing tracked (see text) were highlighted by a magenta cross.

The 2-4 day oscillations left a signature on the filtered sea level measured by the gauges (Fig. 11). They can reach an amplitude of  $\sim 0.20$ - $0.25$  m (at Bonavista, St. John's and Port aux Basques) and 0.5 m at St Lawrence. The model underestimated the oscillations, with an RMSE between 4.5 and 6.5 cm and a Willmott score between 0.74 and 0.86.

On Fig. 11, an equatorward (southwestward) propagation can be seen for the sea levels from the harbours (Bonavista, St. John's, Argentinia, St. Lawrence, St. Pierre, Port aux Basques). We tracked the propagation of these oscillations during three of the strong events (magenta cross Fig. 11). The third event had not been analysed because it did not induce significant oscillations. We identified five zero crossing points and we plotted the time of arrival at each tide gauge stations for the first event (Fig. 12a), second event (Fig. 12b) and fourth event (Fig. 12c). The equatorward propagation is obvious in the model and the observations.

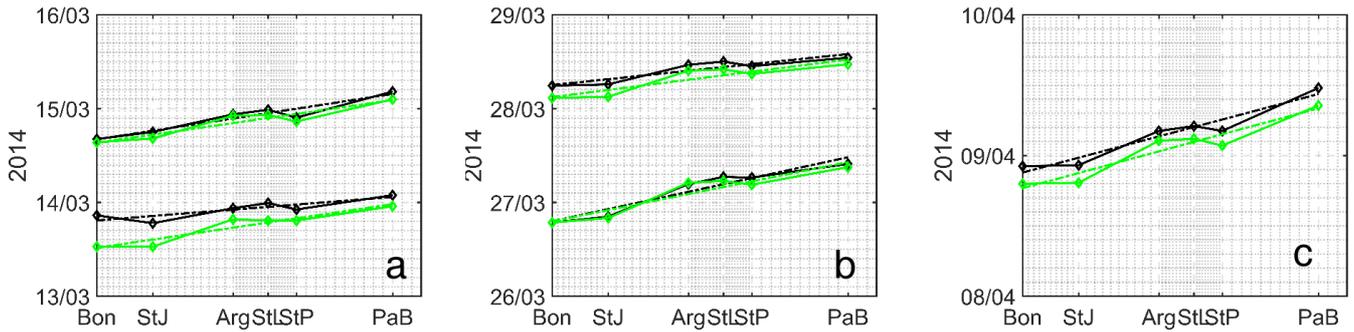


Fig. 12: Propagation of the zero crossing points (magenta crosses on Fig. 11) for the different tide gauges stations (Bon, StJ, Arg, StL, StP, PaB). In black, the observations, in green, the data from modelling results. Dash-dotted lines are representing the linear regression of the selected point at each stations for a zero crossing.

By doing a linear regression for each zero crossing point followed at each station (Fig. 12), we computed the velocity of propagation for the observations and the model (Table 4) by using distance 1 between tide gauges stations (see Appendix C Table C.1, the distance between Bonavista and Port aux Basques is ~730 km). Except for the first event, simulations and observations are in good agreement.

The first strong event oscillation had a very low amplitude at Bonavista and Saint John's tide gauge stations that the model did not reproduce accurately. It is having an impact on our velocity estimation and explaining the difference between observation and simulation. The averaged velocity was about  $20.9 \text{ ms}^{-1}$  for the observations and  $17.2 \text{ ms}^{-1}$  for the model.

More generally, we noticed a amplification of the oscillations for the tide gauges located west of Saint John's.

Table 4: Velocity estimation (using distance 1 between tide gauges stations see Appendix C Table C.1) for three of the four strong events.

Velocity propagation of		First event 1	First event 2	Second event 1	Second event 2	Fourth event
From the observations		33.8	17.5	12.4	25.6	15.1
From the model		18.1	18.6	13.4	21.1	14.9

We made a second estimate of the phase velocity using lagged correlations on filtered sea levels (Fig. 11) from 09/03 to 20/04.

The phase velocities had been calculated using different distances between the gauges by either assuming a straight line between each bay extremities and harbours (distance 1 detailed in Appendix C in Table C.1 and Fig. C.3) or estimating the along-shore distance if the wave is propagating into the bays (distance 2 detailed in Appendix C in Table C.1 and Fig. C.4).

Table 5: Estimation of the phase velocity ( $V_\phi$ ) and correlation coefficient (Corr) from a lag correlation of sea level. For each harbour, 'Obs' is the estimation of the phase velocity based on observations and 'Mod' for modelling results. In parentheses, the phase velocity was estimated with the distance following the coast. Both distance 1 and distance 2 following the coast are presented in Appendix C Table C.1. The positive values indicate a south-westward propagation.

Harbour data		St. John's		Argentina		St. Lawrence		St. Pierre		Port aux Basques	
		$V_\varphi$ (ms <sup>-1</sup> )	Corr	$V_\varphi$ (ms <sup>-1</sup> )	Corr	$V_\varphi$ (m s <sup>-1</sup> )	Corr	$V_\varphi$ (m s <sup>-1</sup> )	Corr	$V_\varphi$ (m s <sup>-1</sup> )	Corr
Bonavista	Obs	46.1 (47.9)	0.98	18.1 (20.6)	0.91	19.6 (23.6)	0.89	27.3 (31.9)	0.82	24.3 (33.3)	0.67
	Mod	76.8 (79.9)	0.98	13.3 (15.2)	0.92	16.0 (19.3)	0.91	22.8 (26.6)	0.87	19.9 (27.3)	0.76
St. John's	Obs			12.2 (14.8)	0.93	15.3 (19.7)	0.92	23.6 (28.7)	0.83	22.4 (32.4)	0.69
	Mod			8.9 (10.8)	0.94	12.2 (15.7)	0.93	19.0 (23.2)	0.89	17.9 (25.9)	0.77
Argentina	Obs					28.8 (42.5)	0.98	Infinite (lag≈0)	0.93	38.5 (60.5)	0.85
	Mod					72.0 (106.2)	0.99	-43.3 (-53.3)	0.98	40.9 (58.3)	0.90
St. Lawrence	Obs							-29 (-26.9)	0.94	46.5 (74.2)	0.89
	Mod							-14.5 (-13.4)	0.98	36.5 (58.3)	0.91
St. Pierre	Obs									30.4 (54.5)	0.86
	Mod									19.8 (35.5)	0.94

The phase velocities values ranged between ~12 and ~48 m s<sup>-1</sup> for the observations and between ~9 and ~80 m s<sup>-1</sup> for the model results in the area (Table 5). Observations and model estimations of phase velocities appeared to be generally consistent. In Table 5, the phase velocities between Bonavista and St. John's were unrealistically large, 46 m s<sup>-1</sup> or 79 m s<sup>-1</sup>. Owing that the sampling interval of our records is 10 min and the distance between the two harbours is short (about 60 km), the phase velocity between St. Lawrence and St. Pierre is difficult to estimate. The phase velocity had unrealistically large values between Argentina and St. Lawrence, Argentina and St. Pierre, and Argentina and Port aux Basques. Therefore, in the following analysis, we did not consider the measurements in Argentina. Its location deep inside the bay may cause local effects that blur the ~2-4 day oscillations.

By taking into account the realistic values (less than ~30 m s<sup>-1</sup>) of the phase velocity estimation (Table 5), the averaged phase velocities become (respectively for distance 1 - distance 2) ~21.5 - ~28.8 m s<sup>-1</sup> for the observations and ~16.6 - ~21.8 m s<sup>-1</sup> for the model. The final phase velocity range we considered for this study was ~16.6 - ~28.8 m s<sup>-1</sup> (this corresponds to the minimum value given by the model and the maximum value given by the observations, on average, in Table 5). Other studies use small portions of tide gauge records (2-3 days to 10 days), during post-storm surge periods (Han et al., 2012, Ma et al., 2015, Thiebaut and Vennell, 2010). In our study, the analysis was conducted over a period of time that included four episodes of strong winds. The result is an average correlation and lag for the total analysed period (9/03 - 20/04).

Previous studies give estimated values of phase velocities of between 10 and 17 m s<sup>-1</sup> (Tang et al., 1998, Sheng et al., 2006, Thiebaut and Vennell, 2010, Han et al., 2012, Ma et al., 2015). In Ma et al. (2015), the authors observed a phase velocity of around 20 m s<sup>-1</sup> for a frequency of around 0.7 cpd. Our results show a wave with a 2-4 day period, with a phase velocity averaging between 16.6 and ~28.8 m s<sup>-1</sup>.

The previously cited authors have interpreted these sea level oscillations as the manifestation of CSWs propagating south-westward. Our 2-4 day oscillations may thus be interpreted as the first mode of a CSW propagating on the Newfoundland Shelf with the coast on its right and referred to as the ‘regional CSW’.

## 2.2.7.2 At the local scale

### 2.2.7.2.1 Sea level anomalies and transport field

To better understand the circulation due to the 2-4 day oscillations at the ‘local’ scale, around SPM, we computed the time evolution of the sea level anomalies and transports around SPM from the realistic simulation (with wind and tidal forcings) during the second strong wind event (26-29/03). Sea level anomalies were estimated from the filtered modelled sea levels. Specifically, we computed the spatial sea level anomaly ( $\zeta'$  in Eq. 7) using

$$\zeta'_{(x,y,t)} = \zeta(x,y,t)_{\text{filtered}} - \overline{\zeta(x,y,t)_{\text{filtered}}}^{x,y} \quad (7)$$

At each time step and at each point of the model, the spatial average ( $\overline{\zeta(x,y,t)_{\text{filtered}}}^{x,y}$ ) was computed over neighbouring points (selected within a circle of a given radius). Then, at each point and time step, this spatial average was subtracted from the sea level given by the model ( $\zeta(x,y,t)_{\text{filtered}}$ ). This process creates a sea level filtered spatially, as in (Cyr et al., 2016), equal to the sea level anomaly to filter out the large-scale motions and to underline local-scale motions. We used a radius of 50 km to compute the sea level average. The same computation was done with different radii (for example 20 km and 80 km) with similar results.

The transport field ( $H(x,y) \cdot \vec{u}(x,y,t)$ ) was computed from the simulated current velocities (1.5 - 5 day filtered).

The snapshots (Fig. 13) start from the first time the filtered sea level reached zero at St. Pierre after the beginning of the (26-29/03) event (Fig. 13a) until the beginning of the third wind event (30/03 at 16h, 96 hours later) with an interval of 12 h.

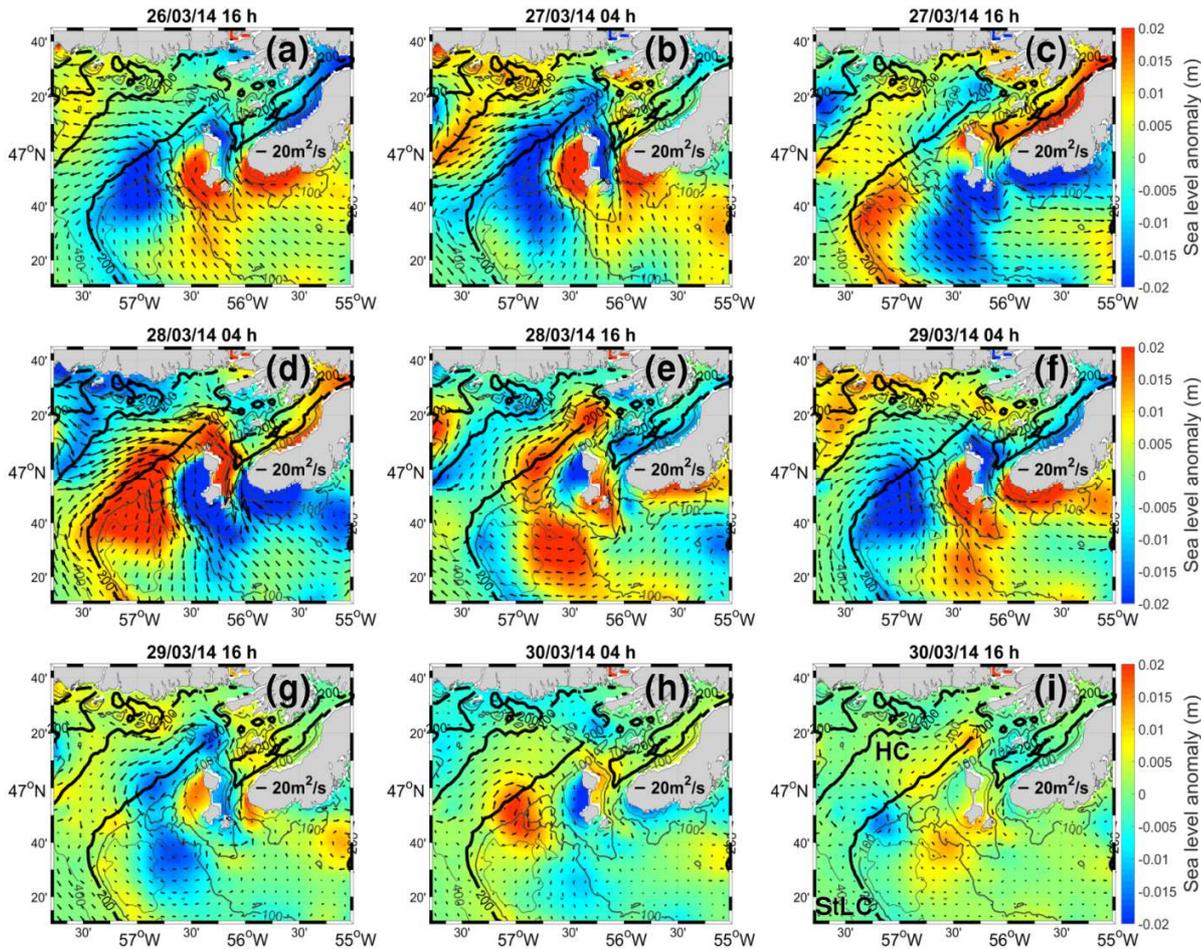


Fig. 13: Arrows: transports  $(H(x,y) \cdot \vec{u}(x,y,t))$  computed from the filtered currents. Colours: sea level anomalies computed from the filtered sea levels (eq. 6) using the realistic simulation over four days, from 26/03 16h to 30/03 16h every 12h. Isobath 200 m is represented with a thick black line and on Fig 13i Hermitage and St. Lawrence channels have been identified (by HC and StLC in black).

In the first snapshot (Fig. 13a), a positive sea level anomaly (reaching  $\sim 0.03$  m) is located on the south-western shelf of SPM (in depths less than 100m) with strong northward transports. A negative sea level anomaly is located on the north-eastern side of SPM also with strong northward transports. Then, 12 hours later the positive sea level anomaly had moved northward, still associated with northward transport, and the negative sea level anomaly on the eastern side had moved southward (Fig. 13b). In Fig. 13c, the positive anomaly is located north of SPM with transports flowing eastward and southward NE of Miquelon, while the negative anomaly is located south of SPM with eastward transports. The fourth snapshot (Fig. 13d) shows a pattern around SPM which is nearly the opposite of Fig. 13a, with a negative anomaly on the western side of SPM and a positive anomaly on the eastern side of SPM with southward transport on both sides of SPM. The positive anomaly on the eastern side keeps propagating southward (Fig. 13e, f) and the negative anomaly on the western side propagates northward. Fig. 13a and 13f give similar results and highlight a period of  $\sim 2.5$  days. The last three snapshots (Fig. 13g, 13h, 13i) show a lower amplitude for the sea level anomalies (reaching  $\sim 0.02$  m) and the transports, as the storm has moved away. The sea level anomaly and transport patterns were consistent and revealed clockwise displacements of positive and negative anomalies around SPM islands. This pattern also occurs during and after the other wind events (not shown).

There are cyclonic and anticyclonic circulations associated with negative and positive sea level anomalies along the southern slope of Hermitage Channel. A strong positive sea level anomaly with anticyclonic transport is located on the slope between Hermitage Channel and St. Pierre Bank in Fig. 13d. This positive sea level anomaly moving north-eastward tends to be separated into two cores with a distance  $\sim 45$  km (Fig. 13e). The same pattern can be observed with negative sea level anomalies and anticyclonic transport (Fig. 13a, 13b and Fig. 13 f and 13g).

The transport field in the Hermitage Channel is on the south-westward direction at a latitude of  $47^{\circ}\text{N}$  and a longitude of  $57^{\circ}\text{W}$  (Fig. 13a, 13b, Fig. 13f). At the same time (Fig. 13a, 13b, 13f), the transport points south-eastward (along the slope) in the St. Lawrence Channel suggesting a connexion between the two channels. These transports describe the filling and emptying of the two channels.

#### 2.2.7.2.2 Sea level anomalies at the local scale

To investigate these 2-4 day oscillations at the local scale and assess their phase velocities, a time-distance diagram was plotted with the sea level anomalies given by (Eq. 7) along the perimeter of the  $\sim 30$  m depth isobath around SPM islands (Fig. 14).

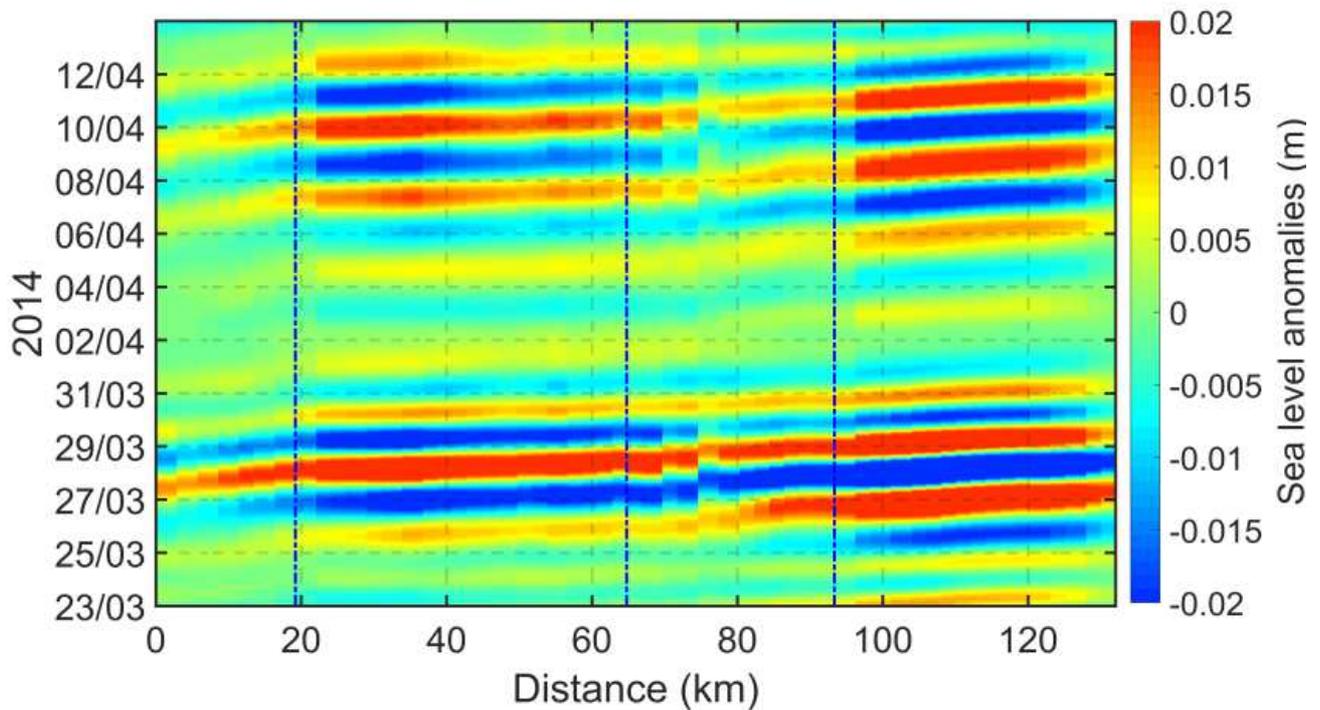


Fig. 14: Time-distance diagram along  $\sim 30$  m isobath. The points selected are represented in Fig. 1 by filled yellow circles. The blue dashed lines represent four segments between diamond points in Fig. 1. The first segment is north-west of SPM (from the square to the first diamond in Fig. 1b). The second segment corresponds to the eastern side of SPM from the northern tip to the entrance of the channel ("La Baie") between the two SPM islands (between first and second diamond in Fig. 1b). The third segment is the segment east and south of St. Pierre island (between second and third diamond on Fig. 1b). The last segment is on the western side of SPM from the channel between the two SPM islands to the western point of the isobaths (between third and fourth diamond in Fig. 1b).

The period plotted is from 23/03 to 15/04 and includes the 26-29/03, 30/03-4/04 and 8-9/04 wind events. The slopes made by the successive positive and negative sea level anomalies are positive and indicate a clockwise propagation around SPM. The 26-29/03 wind event and the 8-9/04 wind event are outlined by strong sea

level anomalies (reaching 0.03 m), on the second segment (eastern side of SPM) and fourth segment (western side of SPM). The oscillation induced by the 8-9/04 event persisted at least until 12/04 probably because the wind continued to blow, although less strongly (Fig. 6a).

The periodicity was evaluated by selecting the dates for which the sea level anomaly was equal to zero at the beginning (distance =0) and end (distance =130 km) of the island tour during the two events in Fig. 14 (26-29/03) and (8-9/04). On average it was ~55 h (ranging from 42 to 64 h, over the period shown in Fig. 14). The phase velocities were estimated, for a complete rotation around SPM, for the events for which the sea level anomaly amplitude was larger than 0.015 m (from Fig. 14). The estimate gave a phase velocity ranging from 0.53 to 0.89 m s<sup>-1</sup> (on average 0.70 m s<sup>-1</sup> for the period from 23/03 to 15/04) along the 30 m isobath. For each segment in Fig. 14, we obtained a phase velocity equal to ~0.3 m s<sup>-1</sup> for the first segment, ~1.5 m s<sup>-1</sup> for the second segment, ~0.5 m s<sup>-1</sup> for the third segment and ~0.7 m s<sup>-1</sup> for the last segment.

In Table 6, the phase velocities were estimated for the longest and shortest periods of oscillations observed, i.e. 42 h and 64 h. For this computation, the distances were estimated with two methods, a short perimeter that does not include St. Pierre Island and the other that includes the whole archipelago.

Table 6: Estimates of phase velocities according to the different perimeters (including or not including St. Pierre Island (StP)) for different isobaths (from 20 m to 100 m) and periodicities (from 42 h to 64 h).

Isobath	Length without StP (km)	Length with StP (km)	Phase velocity m s <sup>-1</sup> (period of 42 h)	Phase velocity m s <sup>-1</sup> (period of 64 h)
20 m	94	108	0.62 / 0.70	0.41 / 0.47
40 m	105	135	0.69 / 0.90	0.45 / 0.59
60 m	119	140	0.79 / 0.93	0.52 / 0.61
80 m	130	150	0.86 / 1.00	0.56 / 0.65
100 m	140	181	0.93 / 1.20	0.61 / 0.79

In Table 6, different phase velocities were computed for perimeters following different isobaths, from 20 m to 100 m depth, with the minimum and maximum periods of the oscillations. They range from 0.41 to 1.20 m s<sup>-1</sup>, with an average of ~0.73 m s<sup>-1</sup>.

### 2.2.7.2.3 Continental shelf wave at the local scale in the SPM area

The clockwise motions of the anomalies, which are localised around SPM, are suggestive of topographical trapped wave dynamics (Huthnance, 1974; Tang et al., 1998). The intensification of the sea level anomalies near the coast and the estimated phase velocity seemed consistent with the theory. To evaluate this hypothesis, the simplified model developed by (Brink and Chapman, 1987), with a barotropic assumption, was used to compute the dispersion curve of a free wave propagating around SPM.

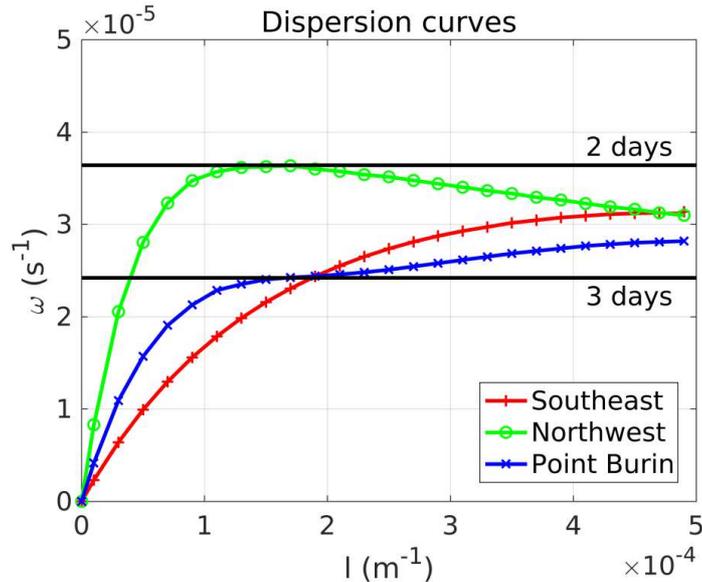


Fig. 15: Dispersion curves for the first mode of a free barotropic continental shelf wave computed with the code of Brink and Chapman (1987). Horizontal lines: 2 and 3 day periods. The three curves are for the bathymetric profiles around SPM in Fig. 1b shown in identical colours (green: north-west of Miquelon, red: the south-east profile and blue: the profile near Burin Peninsula). The transects which are represented by dashed grey lines, are not shown in this figure.

This model assumes a straight coastline and uniform along-shore bathymetry. We applied the model on five different cross-shore transects: four around SPM (north-west, north-east, south-east and south-west) and one off Burin Peninsula (see Fig. 1b). The resulting dispersion curves for mode 1 CSWs for three transects (north-west, south-east of SPM and Burin Peninsula) are displayed in Fig. 15. Results for the north-east and south-west transects (dashed grey lines Fig. 1b) lie between north-west and south-east curves and are not shown, for clarity. Maximum phase speeds ( $\sim 0.8 \text{ m s}^{-1}$ ) were obtained for long waves on the north-west transect. Phase speeds decreased on other transects as along-shore wavenumber ( $l$ ) increased. These phase speeds were roughly in the same range as the ones observed in Fig. 14 and Table 6. Group velocity, and thus energy propagation, approached zero for  $l \sim 1.7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  (which corresponds to a wavelength  $\sim 37 \text{ km}$ ) for the north-west and Burin Peninsula transects. This wavelength roughly corresponds to the spacing of the successive anomalies (about  $42 \text{ km}$ ) observed in numerical modelling results on the slope north-west of SPM (Fig. 13e and 13g). The corresponding periods obtained with the Brink and Chapman model are respectively about 2.0 days (north-west transect) and about 3.0 days (Burin Peninsula transect). These periods are close to the periods for which the maximum response was obtained with numerical modelling (see Fig. 9) north-west of SPM (about 1.7 days) and near Burin Peninsula (about 2.4 days). Both the north-west of SPM and the Burin Peninsula areas correspond to regions of converging energy fluxes (Fig. 9). We thus believe that CSWs are involved in these local dynamics and in particular that the amplification observed (Fig. 7) north-west of the SPM archipelago and near Burin can be attributed to such processes. We shall refer to this CSW as the ‘local CSW’.

### 2.2.7.3 Physical interpretation in terms of ‘regional’ and ‘local’ continental shelf waves

Based on previous work and using analyses of the sea levels (Fig. 11), there is evidence for a ‘regional CSW’ forced by wind stress with a period of about 2 to 4 days. It propagates with a large phase speed  $16.6 - \sim 28.8 \text{ m s}^{-1}$ , in the south-westward direction on the Newfoundland Shelf, consistent with the dispersion curves previously reported. Two dispersion curves calculated using the Brink and Chapman (1987) program, with almost similar N-S transects, extending from the Newfoundland coast to the deep ocean, give similar results

(Thiebaut and Vennell 2010, their Fig. 10 and Han et al. 2012, their Fig. 6). From their dispersion curves, wavenumbers for a period of 2 days correspond to phase velocities of around  $20 \text{ m s}^{-1}$  or higher. This CSW is characterized by small wavenumbers (from 0 to  $0.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ ), and thus wavelengths of hundreds or thousands of km. This result is also consistent with equatorward energy fluxes (Fig. 9).

However, the wind speed is not the only factor explaining the triggering of the CSW. As shown on Fig. 2, four medium events have been pointed out (19-20/04), (25-26/04, 29-30/04) and (10-11/05). On the cross-wavelet diagrams (Fig. 4) the two longest events (25-26/04, 29-30/04) had no signature. The wavelet diagram of the wind stress modulus (Fig. 3d) for these events had a periodicity of  $\sim 4$  days. The same conclusion can be applied on the third strong event (30/03-04/04). For this event, the criteria based on the strength of the wind stress modulus is satisfied. The wavelet analysis of the wind stress modulus (Fig. 3d) showed that the periodicities of this event were between 4 and 8 days. Cross-wavelet analysis (Fig. 4) suggests that the common periodicities in were also between 4 and 8 days but there is no signature around 2 days. This is well in line with the result of Fig. 11 which showed that the third event did not trigger 2-4 day oscillations. Conversely, the (19-20/04), (10-11/05) events had higher frequencies ( $\sim 1$  day). They also had a signature on the wavelet and cross-wavelet diagrams (Fig. 3 and Fig. 4). (Han, 2012) also noticed that an hurricane crossing the area in one day is able to induce  $\sim 2$ -4 day oscillations in St. John's and Argentina.

This 'regional CSW' would then force a 'local CSW' with clockwise propagation of positive and negative anomalies around SPM islands (Fig. 13). These propagations suggest an azimuthal mode 1 for this 'local CSW' propagating around SPM for periods of around 2 days. The estimation of phase velocity for the 'local CSW' is  $\sim 0.7 \text{ m s}^{-1}$  with the 2D model (Fig. 14). This velocity estimation is also consistent with the result of the (Brink and Chapman, 1987), model (Fig. 15), which gave a maximum phase velocity of  $\sim 0.8 \text{ ms}^{-1}$ . By focusing on the time distance diagram (Fig. 14), the propagation around SPM is clockwise, but the phase velocity is not constant for the entire perimeter of SPM. This inconsistency is likely due to the irregular slopes and the shape of the coastline.

The 'local CSW' dispersion curve (Fig. 15) shows a group velocity equal to zero around the 2 day period with the north-west transect. It indicates that this region may be in the 'resonant' regime (Gordon and Huthnance, 1987) for a wind stress period of about 2 days. This is consistent with the results of the idealistic numerical experiments showing an amplification of the current speed northwest SPM for wind forcing with a period about 1.7 to 2 days (Fig. 8, 9) and the relaxation experiments that showed oscillations of similar periods (Fig. 10a).

For the two other transects on the eastern side of SPM, the group velocity drops to zero for larger periods around  $\sim 2.5$  or  $\sim 3$  days. This drop in velocity is consistent with observations that show correlations between wind and along-shore currents on a broader band of periods at the A1 station than at A2 (Fig. 4). However, east of SPM, this resonance was less pronounced. Thus, on the scale of the entire archipelago, a natural period around  $\sim 2$ -4 days seems to emerge as shown in Fig. 14.

Filtered sea level anomalies and filtered transports show an eastward propagation in the Hermitage Channel and on the northern part of St. Pierre Bank (Fig. 13). This propagation may be due to a wave propagating on the slope of the HC channel and may be another effect of the 'regional CSW' on this topographic feature.

In this region, the interactions of waves with bathymetry are difficult to estimate, especially due to large bathymetry changes. The topographic structure of the archipelago and its surroundings is complex (with the Hermitage and St. Lawrence channels, St. Pierre Bank) and can induce complicated oscillatory phenomena. It can also induce non-linear responses and interactions between modes (Hsieh and Mysak, 1980). Scattering into higher modes, reflexions, interactions between modes, evanescent waves (e.g. Wilkin and Chapman, 1987; Hsieh and Buchwald, 1985) are also likely. These phenomena complicate the dynamical responses especially due to the channels, banks and topographic features around SPM.

---

### 2.2.8 Conclusions

Wind was shown to have an important impact on the dynamics in the area of SPM in winter 2014, especially with the "extra-tropical cyclones" travelling along the North-eastern Atlantic Ocean coast. In winter and spring 2014, nearly barotropic oscillations were observed in the currents around SPM. Wavelet analyses showed that, among various phenomena, significant oscillations with a periodicity from 1.5 to 5 days occurred in wind stress and currents. The cross-wavelet analysis showed a strong correlation between along-shore current and wind stress for these periodicities and that the wind clearly triggers current oscillations.

Our numerical 2D model was able to reproduce these oscillations and allowed us to explore the spatial pattern of impacted areas. Our explorations show that the SPM area is more sensitive to oscillations at these periods than the rest of the Newfoundland Shelf. Using idealistic simulations, the current response was outlined for wind periodicities around 2-3 days. Spatially, two response maxima were identified around SPM (north-west of the archipelago and near Burin Peninsula). The relaxation study made it possible to consider the periods of about 2-4 days as a natural period of the system and that this response does not depend on the wind direction around SPM.

These 2-4 day oscillations leave a signature on the sea levels in different harbours on the Newfoundland coast and propagate equatorward. As already shown in several previous studies and in our study, this is the signature of a CSW propagating at a regional scale, with a phase velocity between 16.6 and  $\sim 28.8 \text{ m s}^{-1}$  (the 'regional CSW'). Our study shows that this regional CSW triggers a 'local CSW' in SPM for periods of between 1.7 to 2.4 days. This local CSW rotates clockwise around SPM with a phase velocity about  $\sim 0.7 \text{ m s}^{-1}$  and can persist for a few days after the wind event. This 'local CSW' induces currents at these periodicities and accounts for the specificity of this area.

In future studies, a 3D model will be implemented to understand the impact of the summer stratification on these 2-3 day oscillations as they were observed in the summer 1984 (White and Hay, 1994) on the east side of SPM, and north of SPM (Lazure et al., 2018).

## 2.2.9 Appendices

### Appendix A: List of simulations carried out for this study

Table A.1: Characteristics of the runs used to investigate the dynamics

Name of the run	Forcings
A	Tidal and meteorological (wind and pressure) forcings
B	Meteorological forcing (wind and pressure), no tide
E [1:23]	Sinusoidal wind stress (Eq. 3) with varying periods, with no tide
F[1:4]	Wind blowing from the four cardinal directions

### Appendix B: Tidal validation

#### B.1. Tidal validation on sea level

Table B.1: Harmonic analysis of sea levels in the harbours on the Newfoundland and Scotian shelves (from observations and modelling results) computed with T\_TIDE (Pawlowicz et al., 2002), for a duration of three months (March, April and May 2014). Bonavista (Bon), Saint John's (StJ), Argentia (Arg), Saint Lawrence (StL), Saint Pierre harbour (StP), Port aux Basques (PaB), North Sydney (NS), Bedford Institute of Oceanography (BIO), Yarmouth (Yar) are the different tide gauges stations used for these computations.

Harbour		O1 amp (cm)	O1 Greenwich phase (°)	K1 amp (cm)	K1 Greenwich phase (°)	M2 amp (cm)	M2 Greenwich phase (°)	S2 amp (cm)	S2 Greenwich phase (°)
Bon	Obs	6.9	127.1	7.7	153.1	28.9	313.1	13.8	353.9
	Mod	6.3	129.5	8.5	158.3	33.4	313.0	15.6	347.7
StJ	Obs	7.3	129.6	7.3	154.9	33.9	314.7	14.1	0.12
	Mod	7.4	129.2	8.2	165.0	37.8	318.2	16.1	357.6
Arg	Obs	8.5	164.0	8.0	172.0	66.6	338.9	18.5	14.3
	Mod	9.1	161.1	6.5	188.3	61.7	340.1	18.3	17.4
StL	Obs	8.7	157.0	6.6	187.1	61.6	343.0	17.5	21.2
	Mod	9.3	164.9	6.6	193.2	58.2	343.8	17.0	20.7
StP	Obs	8.1	168.6	5.7	205.9	60.5	349.7	17.3	29.4
	Mod	7.9	175.6	5.7	202.4	56.0	348.4	16.2	24.6
PaB	Obs	8.7	222.5	7.8	252.7	42.2	13.3	12.5	51.1

NS	Mod	10.8	219.7	8.8	250.5	38.5	3.8	11.7	39.2
	Obs	8.3	278.3	7.8	320.5	36.5	352.8	10.8	39.1
BIO	Mod	10.0	270.2	8.7	313.2	38.3	341.9	11.2	22.9
	Obs	4.6	86.4	11.2	114.9	63.7	351.0	13.7	24.9
Yar	Mod	4.9	77.6	10.5	115.7	60.5	350.5	13.8	22.8
	Obs	10.5	162.9	13.6	177.6	168.0	62.8	27.3	99.7
A1	Mod	10.3	168.4	12.4	178.8	145.4	64.0	25.5	115.2
	Obs	7.8	184.0	6.0	193.6	55.5	348.8	16.9	21.1
A2	Mod	6.7	177.6	6.2	183.5	60.4	347.5	17.7	21.3
	Obs	8.4	178.5	6.5	188.0	55.6	348.3	16.0	20.7
	Mod	7.8	175.0	7.0	180.9	61.3	346.7	17.0	20.6
	Obs								

### B.2 Tidal validation on current velocities

Table B.2: Harmonic analysis on current velocities from ADCP time series (from observations and modelling results) computed  $T_{\text{tide}}$  (Pawlowicz et al., 2002), for a duration of three months (March, April and May 2014).

Station		O1 major axis (ms-1)	O1 minor axis (ms-1)	O1 orientation	O1 Greenwich phase (°)	M2 major axis (ms-1)	M2 minor axis (ms-1)	M2 orientation	M2 Greenwich phase (°)
A1	Obs	0.040	0.001	62.0	169.0	0.059	-0.011	75.2	323.5
	Mod	0.057	-0.002	70.6	176.7	0.037	-0.014	72.4	347.7
A2	Obs	0.101	-0.002	87.4	239.3	0.036	0	98.7	287.6
	Mod	0.092	0	88.2	204.6	0.041	0	90.9	259.5

Station		K1 major axis (ms-1)	K1 minor axis (ms-1)	K1 orientation	K1 Greenwich phase (°)	S2 major axis (ms-1)	S2 minor axis (ms-1)	S2 orientation	S2 Greenwich phase (°)
A1	Obs	0.042	-0.008	64.6	190.9	0.016	-0.002	64.0	1.1
	Mod	0.037	-0.002	72.2	189.5	0.009	-0.004	75.3	11.8
A2	Obs	0.071	-0.001	88.8	244.2	0.013	0.001	96.0	319.4
	Mod	0.064	0	88.2	204.0	0.018	0	90.1	291.9

### B.3. Sea level metrics

Table B.3: Correlation (Corr), root mean square error (RMSE eq. 4) and Willmott score (WS eq. 4) computed for the filtered and unfiltered data from observations and model results. These metrics were

computed for sea level and current data from tide gauges, ADCP measurements and model results. Bonavista (Bon), Saint John's (StJ), Argentia (Arg), Saint Lawrence (StL), Saint Pierre harbour (StP), Port aux Basques (PaB), North Sydney (NS), Bedford Institute of Oceanography (BIO), Yarmouth (Yar) are the different tide gauges (TG.) stations used for these computations.

TG	Unfiltered data			Filtered data		
	Corr	RMSE (cm)	WS	Corr	RMSE (cm)	WS
Bon	0.96	12.5	0.95	0.95	4.9	0.74
StJ	0.96	12.1	0.96	0.95	5.5	0.81
Arg	0.98	10.3	0.98	0.83	5.8	0.86
StL	0.98	11.4	0.99	0.98	6.4	0.86
StP	0.99	9.9	0.99	0.97	6.3	0.82
PaB	0.97	9.4	0.98	0.97	4.5	0.83
NS	0.96	12.5	0.96	0.96	4.8	0.74
BIO	0.99	9.0	0.99	0.99	5.7	0.78
Yar	0.99	19.7	0.99	0.98	6.7	0.76
A1	0.97	12.5	0.98	0.87	2.8	0.91
A2	0.99	8.6	0.99	0.81	3.7	0.87
ADCPs	Corr	RMSE (cm/s)	WS	Corr	RMSE (cm/s)	WS
U A1	0.59	4.7	0.75	0.64	2.6	0.79
V A1	0.65	8.8	0.78	0.69	5.0	0.82
U A2	-0.12	3.3	0.11	-0.34	1.2	0.10
V A2	0.66	14.6	0.78	0.79	7.7	0.85

**Appendix C: Computation of the lagged correlation**

Table C.1: Description of the distances between the different harbours used for the phase velocity estimation. Distance 1 (Fig. C.3) was computed from straight lines and distance 2 (Fig. C.4) with lines following the coast more closely the coast. Bonavista (Bon), Saint John's (StJ), Argentia (Arg), Saint Lawrence (StL), Saint Pierre harbour (StP), Port aux Basques (PaB) are the different tide gauges stations used for these computations.

Harbour		StJ	Arg	StL	StP	PaB
Distances (km)						
Bon	Distance 1	138.2	336.2	422.6	492.2	729.4
	Distance 2	143.9	383.1	510.3	574.8	1000.2
StJ	Distance 1		198.0	284.4	354.0	591.2
	Distance 2		239.2	366.4	430.9	856.3

Arg	Distance 1		86.4	156.0	393.2
	Distance 2		127.2	191.7	617.1
StL	Distance 1			69.6	306.8
	Distance 2			64.5	489.9
StP	Distance 1				237.2
	Distance 2				425.4

Table C.2 Estimation of the lag in hours obtained by the lagged correlation.

Lag (hours)		StJ	Arg	StL	StP	PaB
Bon	Obs	0.83	5.2	6.0	5.0	8.3
	Mod	0.5	7.0	7.3	6.0	10.2
StJ	Obs		4.5	5.2	4.2	7.3
	Mod		6.2	6.5	5.2	9.2
Arg	Obs			0.83	0	2.83
	Mod			0.33	-1.0	2.7
StL	Obs				-0.7	1.8
	Mod				-1.3	2.3
StP	Obs					2.2
	Mod					3.3

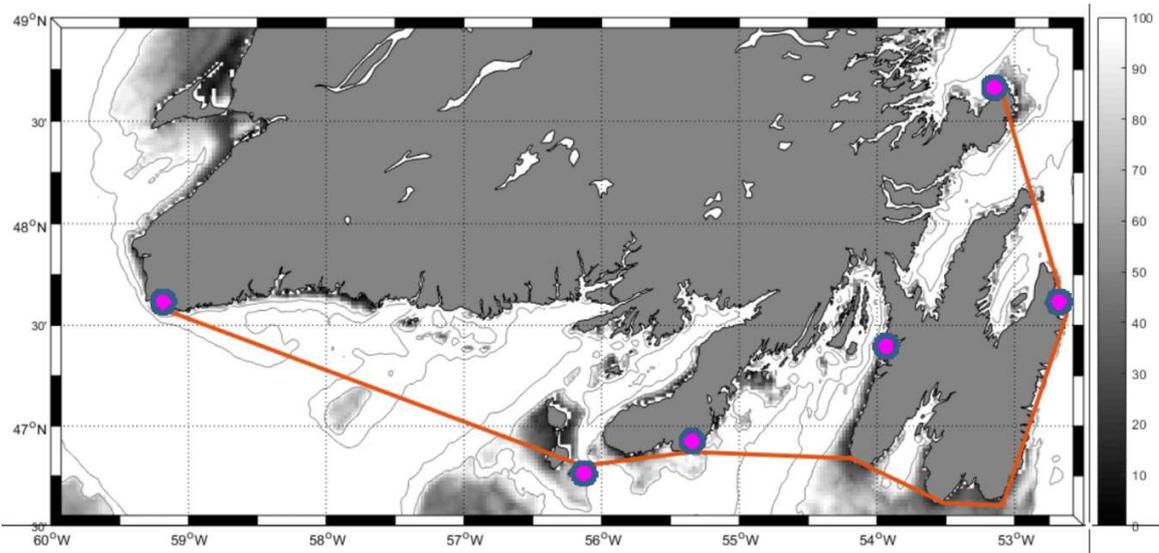


Fig. C.3: Estimation of distance 1 between harbours (located in magenta).

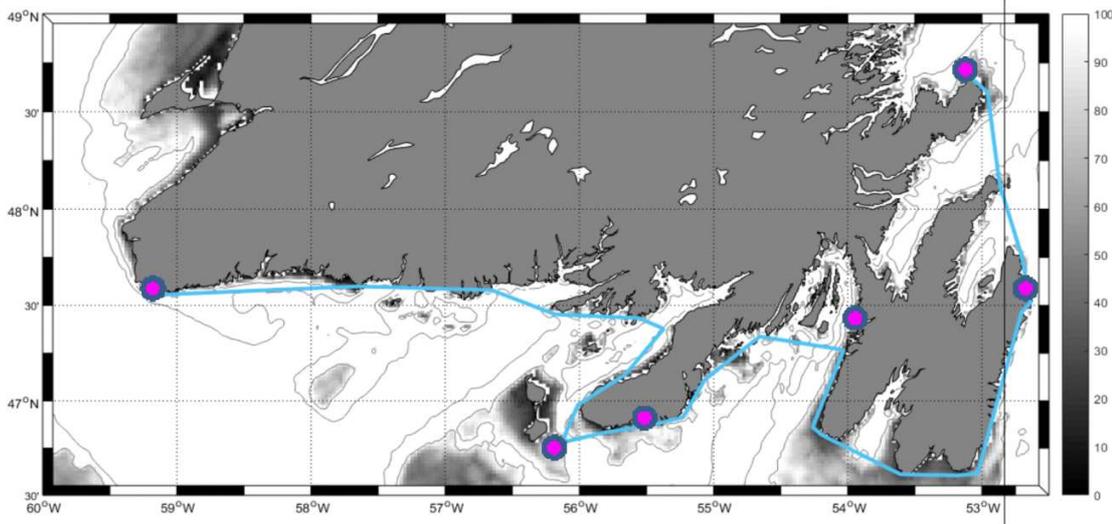


Fig. C.4: Estimation of distance 2 between harbours (located in magenta).

*Authors' contributions:* MB prepared the manuscript with contributions from all co-authors PL and BLC.

*Competing Interest:* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements:* The authors would like to thank, Herlé Goraguer, head manager of the IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) station at St. Pierre for his involvement in this project. We would like to thank also the agents from DTAM (Direction des Territoires, de l'Alimentation et de la Mer) at Saint Pierre and Miquelon, for the deployment of two ADCPs and for recovering their measurements. This project is co-funded by IFREMER and the Ministry of French Overseas Territories. The authors would like to thank Carolyn Engel-Gautier for her help to improve the English of this paper. We thank the two referees for their help in improving our manuscript.

## 2.3 Synthèse

Dans ce chapitre nous avons étudié les oscillations des courants barotropes de périodes 2 à 4 jours. Nous avons montré qu'elles sont générées par le vent et affectent à la fois les courants, mais aussi les hauteurs d'eau.

La modélisation 2D de la dynamique de cette zone s'est avérée apte à reproduire la marée et la circulation induite par le vent de manière réaliste. Les oscillations de 2 à 4 jours de période sont intensifiées autour de SPM et plus généralement dans la partie sud du plateau de Terre-Neuve (incluant le banc de Saint-Pierre et la péninsule de Burin). Nous avons montré que la réponse de l'archipel à certaines périodes de vents est plus importante que dans les régions avoisinantes, notamment pour des périodes de 1.7 jours (façade ouest de SPM) à 3 jours (façade est de SPM).

Ces oscillations de 2 à 4 jours sont la manifestation à l'échelle locale d'une onde de plateau continental se propageant à grande échelle sur le plateau de Terre Neuve vers la Nouvelle Ecosse. Cette onde engendre localement une onde topographique se propageant autour de SPM. Elle tourne autour de SPM en une période de ~2 jours ce qui correspond à un mode 1 azimutal. Cependant, nous n'avons pas étudié dans le détail les effets des irrégularités de la topographie sur la propagation de cette onde. En effet, la bathymétrie autour de SPM est complexe et peut être à l'origine de phénomènes de dispersion et de diffraction d'ondes, et de génération d'ondes évanescentes (Wilkin and Chapman, 1987).

## Chapitre 3 : Observations en période estivale

### 3.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est de présenter les observations collectées autour de SPM pour nous intéresser à la marée en période stratifiée. Très peu d'observations ont été collectées autour de l'archipel et quasiment aucune série temporelle de température et/ou de courants n'a été discutée. Nous ne pouvons citer que (White and Hay, 1994) qui avaient pour objet d'étude la dynamique dans la Baie de Fortune (au nord-est de SPM) et du renouvellement de ses eaux. Cependant, leurs mesures étaient réalisées par des profondeurs au-delà de 100 m. Ils ont cependant mis en évidence des oscillations de période de 2 à 3 jours qui semblent être piégées par la baie de Fortune et dont l'origine n'a pas été clairement identifiée. A l'inverse, les récentes observations autour de SPM (Lazure et al., 2018) montrent que c'est la marée diurne qui a le plus d'impact sur la circulation autour de SPM.

Dans ce chapitre, les observations *in situ* collectées à différentes périodes estivales autour de SPM sont présentées. Certaines ont été publiées par (Lazure et al., 2018), d'autres sont présentées pour la première fois. Un état des lieux des connaissances de la dynamique en période stratifiée autour de SPM est établi. Par l'analyse de ces mesures *in situ*, des hypothèses sur la dynamique autour de SPM sont formulées notamment sur la nature des oscillations de la température.

### 3.2 Présentation du jeu de données

Dans cette partie, nous présentons les observations collectées autour de SPM pour étudier la circulation liée à la marée en période stratifiée autour de SPM.

Autour de SPM, différents types de données ont été collectées (Fig. 3.1) :

-Des données de courants et de pression ont été recueillies par des ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) posés au fond de l'océan (Fig. 3.1 losanges). Les ADCPs (Fig. 3.1b) mesurent les profils verticaux des courants au cours du temps ainsi que les pressions et températures près du fond de l'océan. Pour chaque leg (ou période de déploiement) nous avons un ADCP 600 kHz mesurant les courants par petits fonds (30 m de fond) et un ADCP 300 kHz mesurant les courants par grands fonds (80 m). Les ADCPs pour les petits fonds sont déployés tout autour de l'archipel alors que celui pour les grands fonds reste à la même position à l'est de l'archipel (Fig. 3.1a losange cyan à 80 m à l'est de SPM).

-Des séries temporelles de température de fond (Fig. 3.1a étoiles) ont été collectées par les mouillages Mastodon (Lazure et al., 2015) posés sur le fond (Fig. 3.1c). Les capteurs de température sont placés en haut de la structure (Fig. 3.1c) à environ 50 cm au-dessus du fond.

-Des profils verticaux de température ont été mesurés par des chaînes de thermistances (Fig. 3.1a ronds). Ces chaînes de thermistances sont faites à partir des mêmes capteurs de température que les Mastodon (Lazure et al., 2015). Les mouillages ont été déployés par des profondeurs de 10 à 80 m, avec un capteur tous les 10 m. Ainsi un mouillage par 80 m de profondeur est composé de neuf capteurs de température et pression (Fig. 3.1d). Ces chaînes de thermistances ont été déployées sur deux sections de la côte vers le large. La première située sur la façade ouest de l'archipel est nommée « Nord-Ouest Miquelon » (désigné par l'acronyme NO) et la seconde « Est Langlade » (désigné par l'acronyme EL) dans tout le reste du document. Ces deux radiales sont représentées par un trait jaune (Fig. 3.1a).

Ces différents instruments ont été déployés pendant plusieurs étés (2011, 2014, 2015, 2016, 2017) (Tableau 3.1).

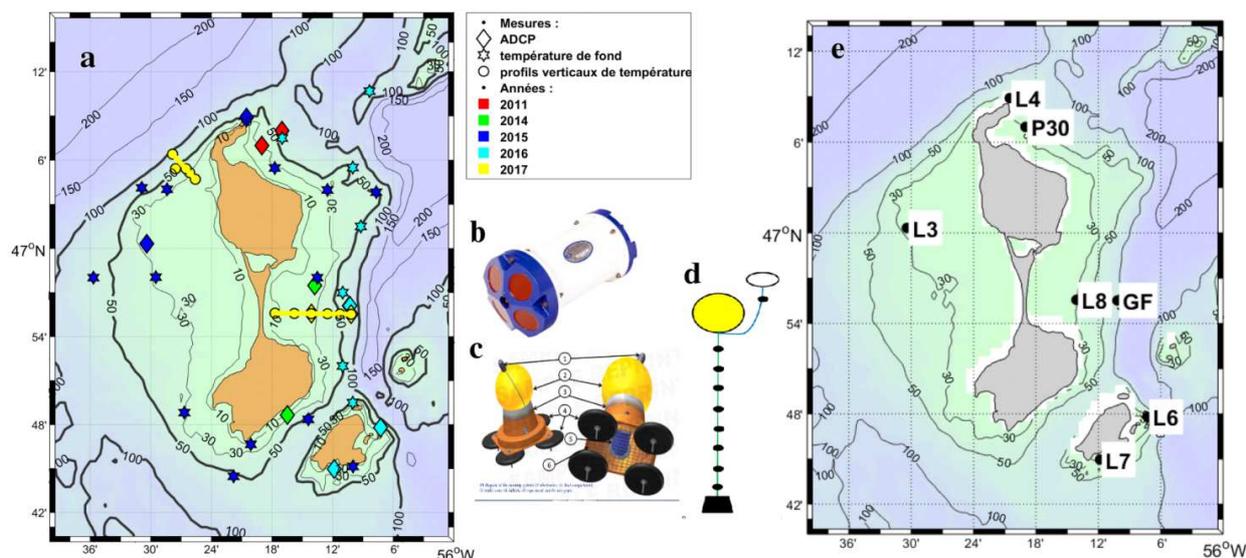


Fig. 3.1 : (a) Positions des différents appareils de mesures autour de SPM. (b) Photo d'un ADCP RDI. (c) Mouillage Mastodon près du fond. (d) Mouillage Mastodon chaîne de thermistance. (e) Positions et noms des stations ADCPs.

Tableau 3.1 : Caractéristiques des différents types d'observations autour de SPM.

Stations	Nom	Profondeur (m)	Période d'enregistrement	Distance au-dessus du fond (m)	Instrument
P 30	P 30	30.0	22/07/2011 - 1/07/2011	0.5, 1 m bins	RDI 600
P 30	P 30	30.0	22/07/2011 - 1/07/2011	0.5	NKE
P 60	P 60	60.0	22/07/2011 - 1/07/2011	0.5	NKE
LEG 1 La Baie Petit Fond	L1 LB	36.0	07/03/2014 - 22/06/2014	0.5, 1 m bins	RDI 600
LEG 1 Barchois Petit fond	L1 B	28.1	07/03/2014 - 18/06/2014	0.5, 1 m bins	RDI 600
LEG 3 Petit fond	L3	30.8	01/07/2015 - 15/09/2015	0.5, 1 m bins	RDI 600
LEG 4 Petit Fond	L4	28.8	18/09/2015 - 09/11/2015	0.5, 1 m bins	RDI 600
Température de fond	1,3,5,7,	30	4/07/2015 - 15/09/2015	0.5	Mastodon
Température de fond	11,13,15,19	30	4/07/2015 - 14/11/2015	0.5	Mastodon
Température de fond	2,6,8	60	4/07/2015 - 15/09/2015	0.5	Mastodon
Température de fond	14,18	60	4/07/2015 - 14/11/2015	0.5	Mastodon

LEG 6 Petit Fond	L6	31.3	08/05/2016 - 30/05/2016	0.5, 1 m bins	RDI 600
LEG 7 Petit Fond	L7	26.8	24/07/2016 - 04/11/2016	0.5, 1 m bins	RDI 600
Température de fond	M7, M8, M9, M11, M12	60	13/07/2016 - 30/10/2016	0.5	Mastodon
LEG 8 Petit Fond	L8	29.8	13/08/2017 - 09/09/2017	0.5, 1 m bins	RDI 600
LEG 8 Grand Fond	GF	77.9	13/08/2017 - 09/09/2017	0.5, 1 m bins	RDI 300
Température de fond	N2, N3, N4, N6, N8	30	12/08/2017 - 14/09/2017	0.5	Mastodon
Température de fond	N1, N5, N7, N9	60	12/08/2017 - 14/09/2017	0.5	Mastodon
Profils verticaux de la température nord ouest Miquelon	NO 20, NO 30, NO 40, NO 60, NO 80	20, 30, 40, 60, 80	12/08/2017 - 14/09/2017	0.5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 77	Mastodon
Profils verticaux de la température Est Langlade	EL 20, EL 30, EL 40, EL 60, EL 80	10, 20, 30, 40, 60, 80	12/08/2017 - 14/09/2017	0.5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 77	Mastodon

### 3.3 État des connaissances et présentation des observations récentes

Dans cette partie, nous allons analyser les observations collectées autour de SPM (localisées sur la Fig. 3.1 et dans le Tableau 3.1). Une partie des observations a été analysée et présentée dans (Lazure et al., 2018). C'est le cas, d'une part, des températures mesurées en 2011 (aux stations P30 et P60), celles mesurées près du fond en 2015, 2016 et 2017, et aussi des observations de courants effectuées en 2011 et 2015 (ce sont les stations P30, L3 et L4).

Les éléments majeurs de cette étude sont repris dans ce chapitre. Seules les observations apportant de nouveaux éléments quant à la structure verticale et l'évolution dans le temps de la température et des courants sont présentées en complément.

#### 3.3.1 Température

##### 3.3.1.1 Oscillations de la température près du fond

La température de fond est celle qui a été la plus échantillonnée autour de SPM, avec notamment 31 stations instrumentées sur les années 2011, 2015, 2016 et 2017 par des profondeurs de 30 et 60 m (localisées Fig. 3.2a). Nous allons rappeler les principaux résultats publiés dans cette partie.

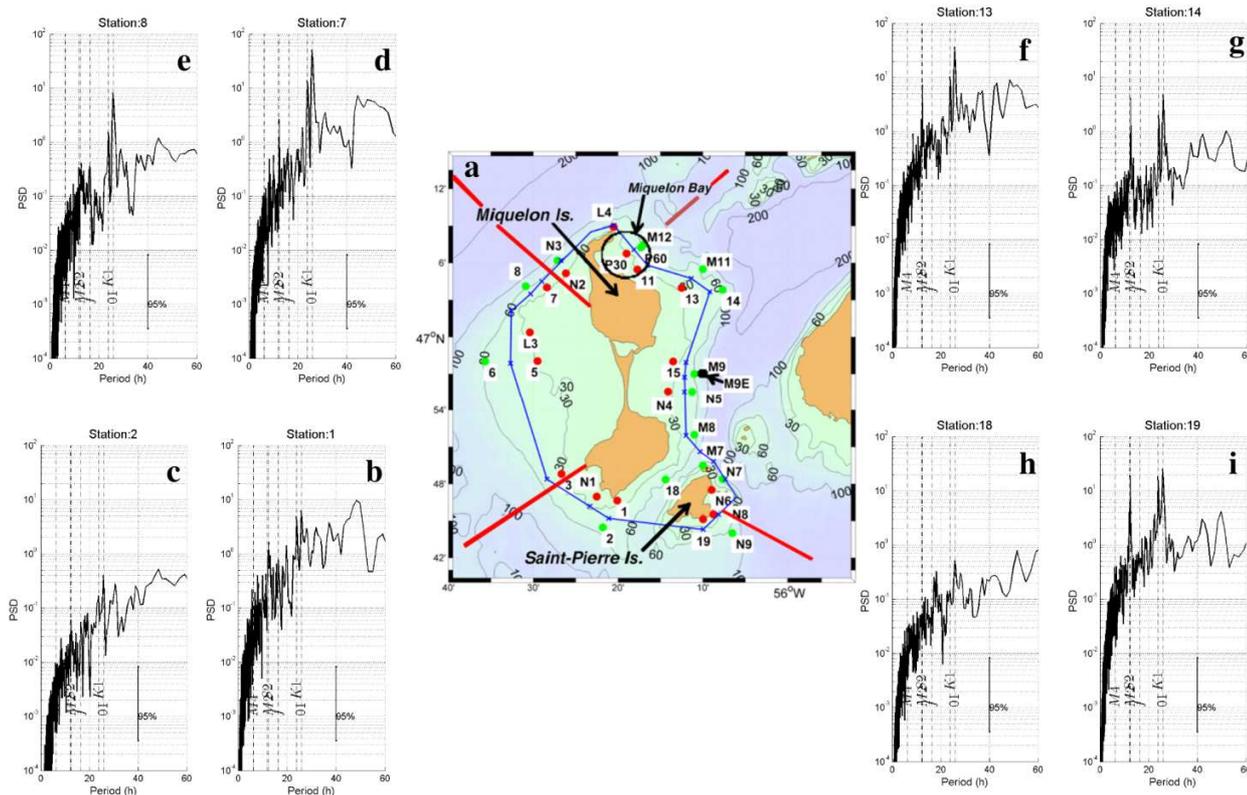


Fig. 3.2 : (a) Carte de SPM avec la localisation des stations de mesures de la température de fond par 30 m (en rouge) et 60 m (en vert) de profondeur (Lazure et al., 2018). (b, c, d, e, f, g, h, i) : Spectres des oscillations des températures près du fond par 30 et 60 m de fond, le numéro des stations est situé au-dessus de chaque spectre (pour 8 stations).

Les spectres des températures de fond (Fig. 3.2) sont calculés pour les mois de juillet et août 2015. À l'ouest de SPM les périodes dominantes de la température de fond sont essentiellement diurnes. En effet au sud-ouest (station 1 et 2, Fig. 3.2b et c) la composante O1 domine. Au nord de Miquelon (station 7, 8, 13 et 14, Fig. 3.2d, e, f et g), l'amplitude de la composante O1 est plus forte qu'aux stations 1 et 2. Ces stations présentent une amplification des amplitudes des oscillations de la température de fond. Il est important de noter que les amplitudes de la composante O1 sont plus fortes pour les stations à des profondeurs de 30 m que pour celles à 60 m. L'amplitude de la composante O1 est systématiquement plus forte que celle de K1 alors que leurs amplitudes sont quasiment égales dans le port de Saint-Pierre.

On note une dissymétrie entre les façades est et ouest de Miquelon. Alors que les ondes semi-diurnes sont faibles sur la façade ouest, elles deviennent comparables au signal diurne sur la façade est, notamment aux stations 14 (Fig. 3.2g) et 19 (Fig. 3.2i).

Sur toutes les stations autour de SPM nous pouvons voir également des signaux à basse fréquence (périodes supérieures à plus de 40h). Cela correspond probablement à l'influence de facteurs météorologiques sur la dynamique locale comme notamment l'impact du vent qui a été décrit dans le Chapitre 2.

### Mise en évidence d'une onde piégée autour de SPM

Nous avons vu précédemment que la composante principale du signal de la température près du fond est la composante O1 de la marée. Pour chaque station (localisée Fig. 3.2a), une analyse harmonique a été effectuée pour extraire l'amplitude et la phase de la composante O1. Cette analyse a été effectuée en utilisant la toolbox `t_tide` (Pawlowicz et al., 2002) disponible sous MATLAB. Les résultats sont présentés (Fig. 3.3).

Dans notre région, les ondes diurnes et notamment O1 (de pulsation  $\omega=360^\circ/25.82\text{h}$ ) sont subinertielles ( $\omega < f$ , avec  $f$  la fréquence d'inertie ; la période d'inertie est 16.4 h à la latitude de  $47^\circ\text{N}$ ). Or ces ondes ne peuvent se propager librement dans la colonne d'eau. Elles sont piégées par la topographie et subissent l'influence de la stratification (Huthnance, 1978; LeBlond and Mysak, 1981). Elles appartiennent à la famille des ondes côtières piégées (CTWs : Coastal Trapped Waves) et ne peuvent se propager qu'en laissant la côte sur leur droite dans l'hémisphère nord.

Les températures de fond autour de SPM ont la particularité d'avoir des phases de O1 croissantes dans le sens anticyclonique à  $2\pi$  près autour de l'archipel (Fig. 3.3a). Le tracé des phases autour de SPM le long du périmètre de l'isobathe à 45 m profondeur (cf Fig. 3.2a trait bleu) met ainsi en évidence la propagation de l'onde O1 autour de l'archipel. Le début du périmètre de l'archipel a été placé de manière arbitraire à la station 19 (au sud de l'île de Saint-Pierre) et celui-ci a une longueur de 135 km.

L'onde fait un tour complet de l'archipel en deux périodes. Nous voyons les phases O1 de la température de fond (Tableau C.11 de l'annexe C) évoluer de  $44^\circ$  à  $347^\circ$  du sud de SPM (station 19) au nord de SPM (station L4). Puis, elles évoluent de  $53^\circ$  (station P30) à  $325^\circ$  (station N9) sur la façade est de SPM. Sur la figure 3.9 nous avons retiré  $360^\circ$  aux phases sur la façade ouest de SPM pour mettre en évidence l'alignement des phases (Fig. 3.3). Une régression linéaire a été faite avec un coefficient de corrélation  $R^2$  de 0.95 et la pente de cette droite donne une vitesse de phase de 0.81 m/s (elle parcourt le périmètre de 135 km en  $2 \times 25.82\text{h}$ ).

L'amplitude de la composante O1 est représentée (Fig. 3.3b). Elle est la plus forte au nord-ouest de l'archipel à la station 7 et N2, par 30 m de profondeur, avec une amplitude d'environ  $3^\circ\text{C}$  et  $2.8^\circ\text{C}$ . Au nord-est de Miquelon, l'amplitude est aussi importante, notamment à la station 11 ( $2.5^\circ\text{C}$ ). Parmi tous les points à 60 m de profondeur, celui qui a la plus forte amplitude de O1 est P60 au nord-est de SPM avec une amplitude de  $2.1^\circ\text{C}$ .

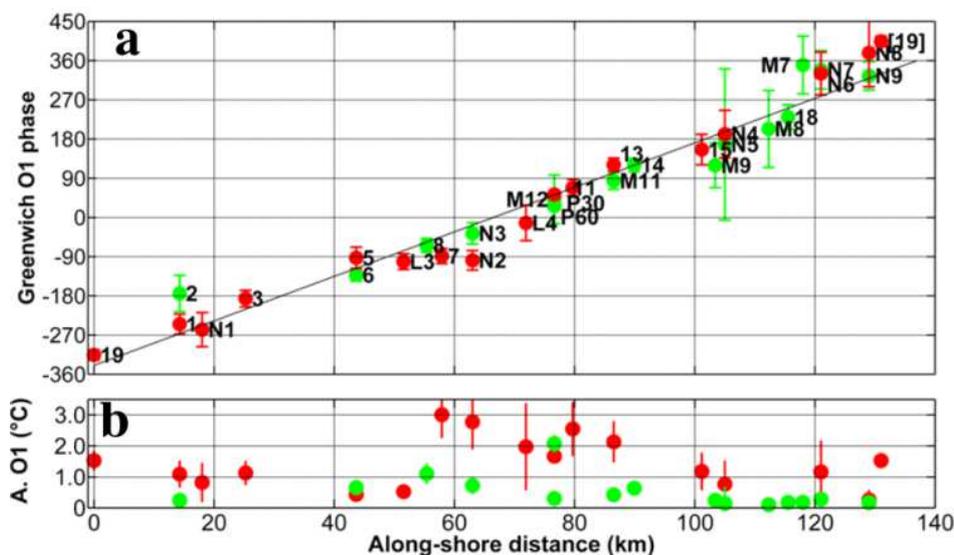


Fig. 3.3 : (a) Phase et (b) amplitude de la composante O1 de la marée dans les séries de température au fond (Lazure et al., 2018). En rouge les stations par 30 m de fond, en vert par 60 m.

Les résultats de cette partie s'appuient sur la publication (Lazure et al., 2018). Les analyses présentées dans la suite du chapitre sont nouvelles.

### 3.3.1.2 Oscillations de la température sur la colonne d'eau

Pendant l'été 2017, des chaînes de thermistances ont été déployées pour mesurer les profils verticaux de la température sur différentes sections côte large (Fig. 3.1a). La figure (Fig. 3.4) montre l'évolution de la température sur la verticale en fonction du temps sur les mouillages les plus profonds (à 80 m) au nord-ouest de Miquelon (NO) et à l'est de Langlade (EL) localisés sur la Fig. 3.1a. Ces enregistrements ont été collectés avec des sondes tous les 10 m de la surface au fond (comme sur le schéma Fig. 3.2d). Les enregistrements ont eu lieu du 12/08/2017 à 3 h jusqu'au 14/09/2017 18 h, avec un échantillonnage de 5 min.

Les graphes représentant l'évolution de la température (Fig. 3.4b et c) ont été obtenus en interpolant linéairement la température tous les mètres entre deux sondes. Il est donc possible de représenter les isothermes 10 °C et 4 °C qui correspondent globalement aux températures supérieures et inférieures de la thermocline. Sur ces enregistrements, la température varie de 2 °C à 16 °C environ. En comparant les températures observées aux deux mouillages à 80m, nous pouvons constater que l'oscillation des isothermes a une amplitude plus forte au nord-ouest de Miquelon (NO) qu'à l'est (EL) de SPM. La périodicité des oscillations apparaît plus régulière au nord-ouest (Fig. 3.4b) et est principalement diurne. À la fin de l'enregistrement le 12/09, une baisse de la température de surface de 16 °C à 12 °C est constatée sur les deux mouillages (Fig. 3.4b et c). Ceci est probablement à mettre en relation avec un coup vent le 12/09 où la vitesse du vent a atteint 18 m/s (Fig. 3.6d).

En comparant les hauteurs d'eau diurnes (O1+K1, reconstituées avec  $t_{\text{tide}}$ ) (Fig. 3.4a) et les oscillations de température au nord-ouest (Fig. 3.4b), l'amplitude des oscillations est plus forte en période de vive-eau diurne. Ceci est visible le 19/08, le 02/09 par exemple. Cependant, la correspondance entre l'amplitude des oscillations diurnes des hauteurs d'eau et celle des isothermes n'est pas toujours évidente. On peut noter par exemple que les oscillations de l'isotherme 4°C sont relativement faibles du 30/08 au 1/09 alors que les hauteurs d'eau diurnes s'approchent de la vive-eau et réciproquement, les fortes oscillations des isothermes du 8 au 10/09 correspondent à une morte-eau diurne. Pour le mouillage est Langlade (Fig. 3.4c), on ne note pas de relation simple entre les hauteurs d'eau et les isothermes.

L'analyse spectrale des profondeurs des isothermes (4 °C et 10 °C) confirme que la période principale est diurne au mouillage nord-ouest Miquelon (Fig. 3.4e). Le spectre pour les isothermes 4 °C et 10 °C pour le mouillage est Langlade (Fig. 3.4f) montre les mêmes signaux dominants. Sur les spectres, le second pic par ordre d'importance est visible pour une période de 30h, ce qui ne correspond pas à la période d'une onde de marée, mais semble plutôt indiquer un possible forçage par le vent (cf. chapitre 2).

Plusieurs caractéristiques ont été calculées pour les différentes isothermes de ces mouillages. La profondeur moyenne des isothermes est calculée en faisant la moyenne temporelle sur la période des enregistrements (jusqu'au 12/09). L'amplitude totale est calculée en soustrayant les profondeurs maximales et minimales pour la même période. Une analyse harmonique sur toute la série temporelle a également été réalisée sur les immersions des isothermes 14, 12, 10, 8, 6, 4 °C. Ces différents paramètres sont présentés dans le (Tableau 3.2). L'amplitude de la composante O1 de la marée est la plus importante pour les deux mouillages NO et EL. En effet, au nord-ouest (NO), l'amplitude de la composante O1 de l'isotherme 12 °C est de 4.4 m à proximité de la surface, alors que celle de l'isotherme 4 °C est de 8.5 m à proximité du fond. À l'est (EL), elle varie de ~1 m en surface (isotherme 14 °C), à ~3 m près du fond (isotherme 4 °C). Les phases des composantes diurnes (composantes O1, K1) augmentent avec la profondeur au mouillage nord-ouest. À titre d'exemple, l'isotherme 4 °C a un retard de phase 37° sur l'isotherme 14°C, ce qui correspond à 2.5 h pour l'onde O1.

Concernant les deux autres composantes de la marée K1 et M2, leurs amplitudes sont du même ordre de grandeur au mouillage nord-ouest Miquelon. Elles augmentent également en fonction de la profondeur au nord-ouest, mais elles sont 2.5 fois plus faibles que l'amplitude de la composante O1. En revanche à l'est de

SPM la composante M2 et O1 ont des amplitudes du même ordre de grandeur, excepté en surface (isotherme 14 °C) et la composante K1 a une amplitude plus faible.

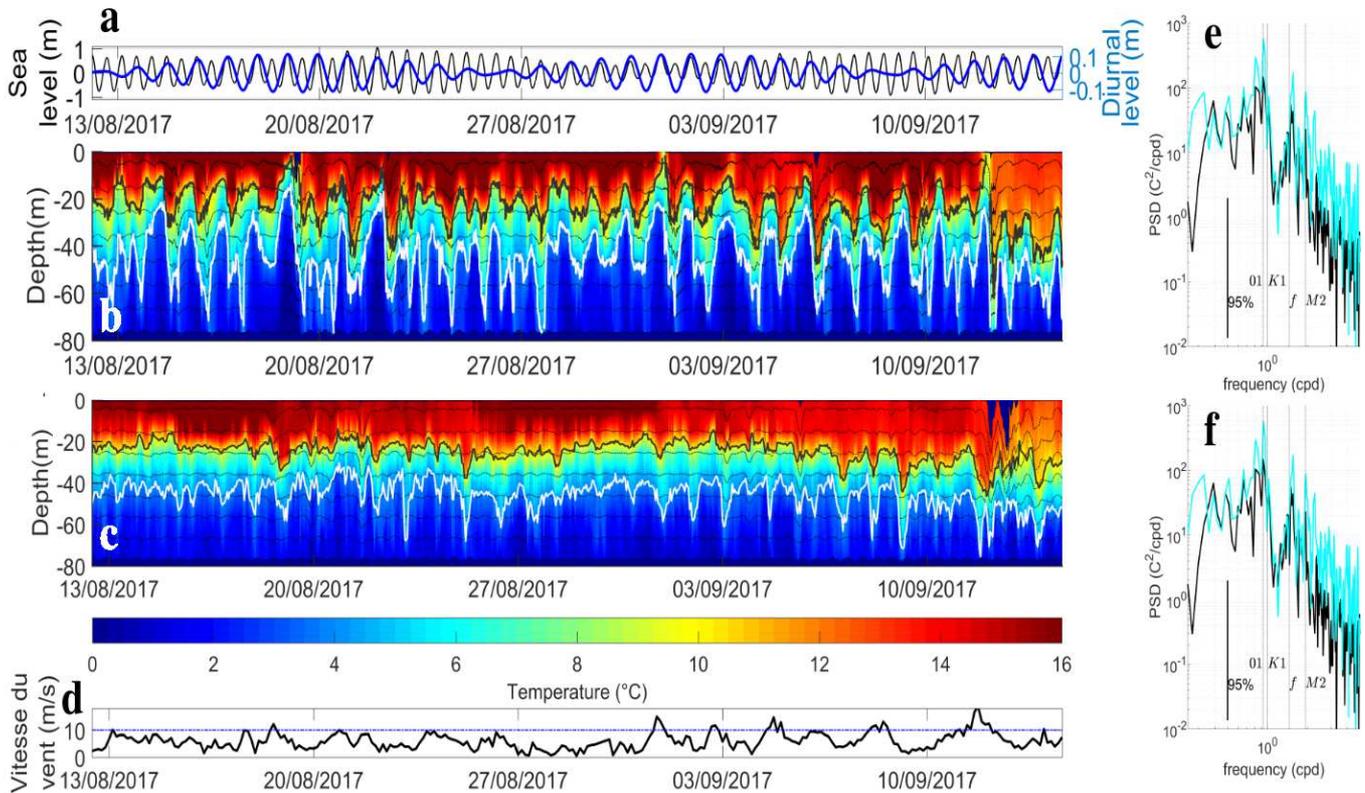


Fig. 3.4 : (a) Hauteurs d'eau brutes issues du marégraphe à Saint Pierre (en noir) et hauteurs d'eau de la composante O1+K1 reconstruites avec  $t\_tide$  (en bleu, noter l'échelle différente à droite). Profils verticaux de la température par 80 m de fond aux mouillages nord-ouest Miquelon (NO) (b) et à l'est Langlade (EL) (c) (Fig. 3.1a). En noir l'isotherme 10 °C et en blanc l'isotherme 4 °C. En pointillé noir les profondeurs mesurées par les capteurs de pression de chaque sonde. (d) Module de la vitesse du vent mesurée à l'aéroport de Saint-Pierre. Spectres de l'immersion des isothermes 10 °C (en noir) et 4 °C (en cyan) pour les mouillages NO (e) et EL (f).

Pour tous les mouillages de la radiale nord-ouest Miquelon, l'amplitude est plus forte pour la composante O1 que pour les autres composantes de la marée (annexe A). Pour les mouillages de la radiale à l'est de SPM, les composantes O1 et M2 sont du même ordre de grandeur.

Tableau 3.2 : Caractéristiques de l’immersion des isothermes 4 à 14 °C pour les mouillages NO et EL. Immersion moyenne et marnage total (profondeur maximale - profondeur minimale). Contribution (amplitudes et phases) des composantes O1, K1 et M2 de la marée aux immersions des isothermes 4 à 14 °C calculées à partir de la série temporelle entière (avec la toolbox Matlab *t\_tide*). En gras ce sont les résultats de *t\_tide* et en gris lorsque l’erreur de calcul donnée par *t\_tide* est jugée significative.

	Immersion moyenne (m)	Marnage total (m)	Amplitude O1 (m)	Phase O1 (°)	Amplitude K1 (m)	Phase K1 (°)	Amplitude M2 (m)	Phase M2 (°)
NO 14°C	<b>13.5</b>	<b>31.2</b>	<b>4.1</b>	<b>68.5</b>	1.0	123.6	<b>1.4</b>	<b>236.7</b>
NO 12°C	<b>18.6</b>	<b>40.4</b>	<b>4.4</b>	<b>73.9</b>	1.6	158.6	<b>1.5</b>	<b>238.1</b>
NO 10°C	<b>23.3</b>	<b>60.6</b>	<b>4.9</b>	<b>77.8</b>	2.1	169.1	<b>1.5</b>	<b>241.9</b>
NO 8°C	<b>28.4</b>	<b>70.6</b>	<b>5.7</b>	<b>87.2</b>	2.3	178.9	<b>1.9</b>	<b>229.6</b>
NO 6°C	<b>34.4</b>	<b>69.6</b>	<b>6.6</b>	<b>93.1</b>	2.6	177.2	<b>2.0</b>	<b>223.8</b>
NO 4°C	<b>44.5</b>	<b>63.4</b>	<b>8.5</b>	<b>105.7</b>	2.8	186.1	<b>3.3</b>	<b>225.4</b>
	Immersion moyenne (m)	Marnage total (m)	Amplitude O1 (m)	Phase O1 (°)	Amplitude K1 (m)	Phase K1 (°)	Amplitude M2 (m)	Phase M2 (°)
EL 14°C	<b>14.4</b>	<b>27.6</b>	1.1	20.10	0.6	33.4	0.4	256.7
EL 12°C	<b>20.1</b>	<b>42.2</b>	<b>1.3</b>	<b>350.2</b>	0.5	104.3	<b>1.0</b>	<b>262.1</b>
EL 10°C	<b>24.9</b>	<b>34.5</b>	<b>1.4</b>	<b>357.7</b>	0.8	96.8	<b>1.3</b>	<b>255.1</b>
EL 8°C	<b>29.2</b>	<b>34.4</b>	<b>1.5</b>	<b>356.5</b>	0.9	102.1	<b>1.5</b>	<b>252.9</b>
EL 6°C	<b>34.9</b>	<b>42.8</b>	<b>1.7</b>	<b>1.7</b>	0.9	116.4	<b>1.6</b>	<b>257.3</b>
EL 4°C	<b>45.8</b>	<b>45.3</b>	<b>3.0</b>	<b>9.6</b>	2.1	119.5	<b>2.4</b>	<b>273.4</b>

### Caractérisation de la stratification en 2017

Pour les deux mouillages à 80 m (localisés Fig. 3.1a) étudiés précédemment (Fig. 3.4), nous présentons un aperçu de la stratification aux mois d’août et de septembre 2017. Ne disposant pas de mesures de salinité sur les radiales, la salinité a été déduite de la température à partir de profils CTD réalisés durant la campagne SPM 2017. Cela peut se justifier par le fait qu’il n’y a pas de source d’eau douce pouvant influencer localement la salinité à SPM. La salinité a été calculée en supposant une relation linéaire entre la température et la salinité à partir des données de trois stations CTD effectuées à proximité de la radiale est Miquelon en 2017. Un ajustement linéaire donne la relation suivante  $Salinité = -0.058 * Température + 32.48$  (avec un coefficient de corrélation  $R^2 = 0.99$ ).

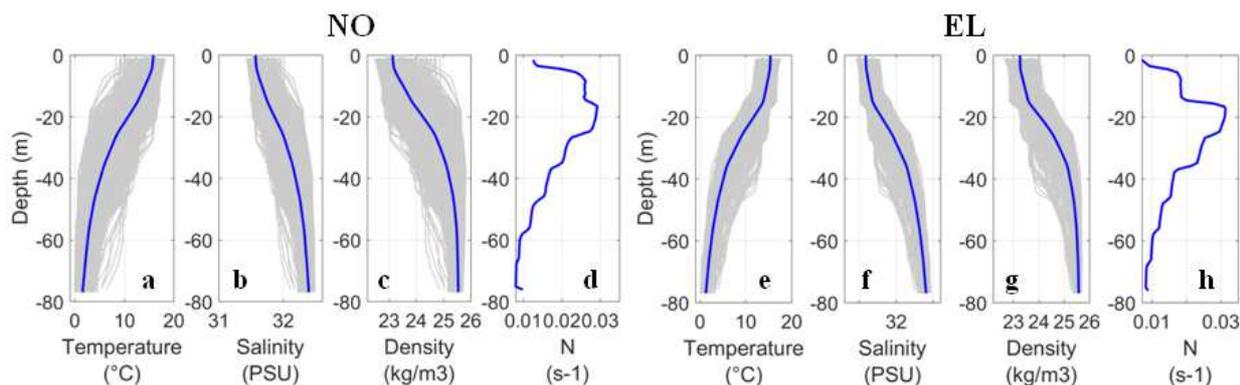


Fig. 3.5 : Profils moyens de température, salinité, densité et fréquence de Brunt-Väisälä (calculé de 1 m sous la surface à 1 m au dessus du fond) pour les mouillages nord-ouest Miquelon (NO a, b, c, d respectivement) et est Langlade (EL e, f, g, h respectivement), pendant la période de août-septembre 2017.

Le profil moyen de la température (Fig. 3.5) est globalement le même aux deux mouillages avec une thermocline saisonnière entre 15 et 40 m sous la surface. La température varie entre 16 °C en surface et 2 °C près du fond (à 80 m). La salinité n'a pas beaucoup de variabilité, elle évolue entre 31.5 et 32.5 psu. Le profil est plus lisse au mouillage nord-ouest Miquelon. La fréquence de Brunt Väisälä évolue de  $0.6 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$  en surface à  $3 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$  à 20 m de profondeur. Puis elle diminue jusqu'à atteindre  $0.7 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$  à 77 m de fond. Ainsi la stratification est principalement induite par les changements de température. La fréquence de Brunt Väisälä moyenne sur les 80 m premiers mètres de la colonne d'eau est  $N = 1.7 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

### 3.3.1.3 Évolution de la température le long de la radiale nord-ouest Miquelon

Sur la figure (Fig. 3.4 b, c), les premiers jours de l'enregistrement montrent des oscillations de température très régulières du 13 au 19 août 2017, cela correspond aussi à une période de vents faibles. Ainsi, nous avons choisi les premiers jours de cette période pour représenter l'évolution de la température sur la section verticale perpendiculaire à la côte (NO). Ceci est réalisé en prenant les données des mouillages à 20, 30, 40, 60 et 80 m de profondeur et en interpolant linéairement les températures tous les mètres sur la verticale entre deux sondes de mesure, puis en interpolant horizontalement tous les 100 m entre deux mouillages dans la direction cross-shore.

La figure (Fig. 3.6) illustre la montée et la descente des isothermes le long de la radiale nord-ouest Miquelon avec un graphe toutes les quatre heures pour la période du 14 août 0 h au 15 août 8 h. Le 14 août à 0 h (Fig. 3.6a) les isothermes 12 °C, 8 °C et 4 °C sont à des profondeurs d'environ 8 m, 20 m et 40 m sous la surface. Les isothermes 12 et 8 °C évoluent peu durant les 12 h suivantes alors que l'isotherme 4°C monte de 20 m (Fig. 3.6d). A partir du 14/08 à 12 h, le reflux des eaux froides débute et l'isotherme 12 °C qui atteignait presque la surface à 12 h se retrouve à 40 m à 20 h (Fig. 3.6f). Les 3 dernières figures (Fig. 3.6 g, h, et i) illustrent la remontée des isothermes pour atteindre des profondeurs comparables au premier instant (Fig. 3.6a).

Ainsi, les mouvements ascendants et descendants majeurs se font bien sur une période voisine de 26 h et concernent toute la radiale. Près de la côte, ces incursions d'eaux froides provoquent des changements brusques des températures de fond dont les amplitudes sont de l'ordre de 10 à 12°C.

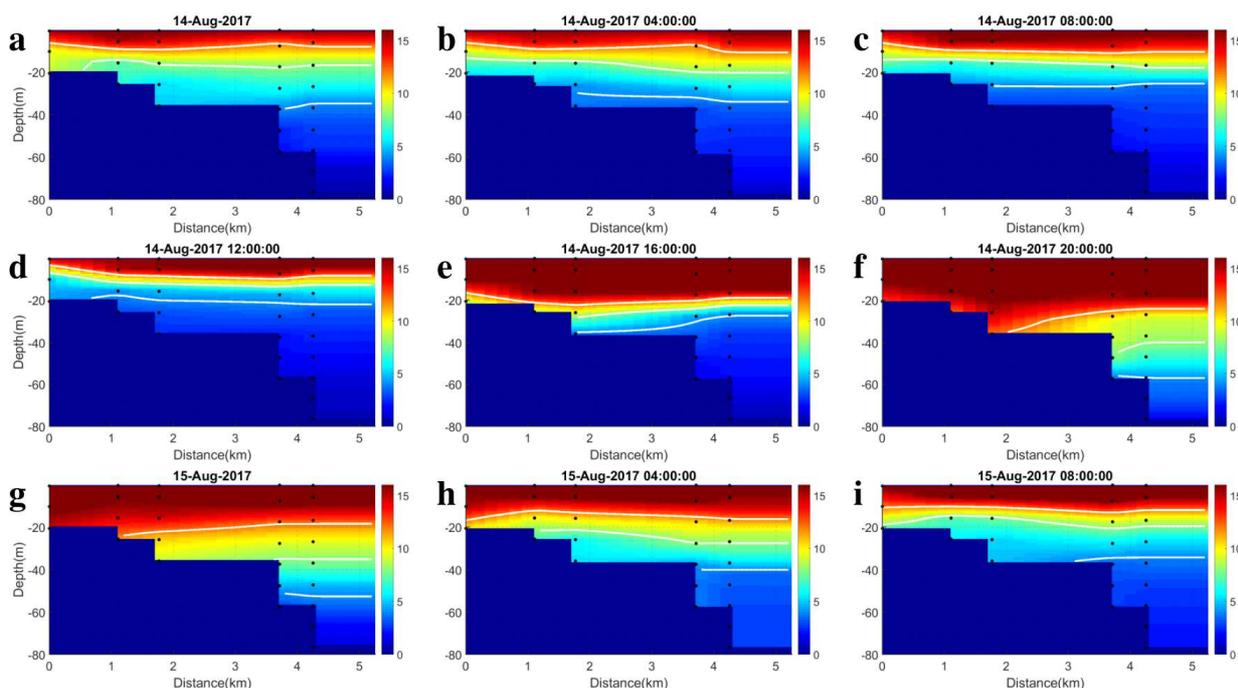


Fig. 3.6 : Évolution des températures sur la radiale nord-ouest Miquelon (NO) toutes les 4 h. En blanc les isothermes 12, 8 et 4 °C. Les points noirs représentent la position des sondes sur les mouillages.

La figure (Fig. 3.7) montre l'évolution verticale et temporelle de la température sur les 30 premiers mètres pour tous les mouillages (20 premiers mètres pour le mouillage à 20 m de profondeur) de la radiale nord-ouest Miquelon. Seuls les 6 premiers jours des enregistrements sont tracés, ils correspondent à une période de vents faibles (module du vent inférieur à 10 m/s).

Comme sur la figure précédente, le mouvement de montée et descente des isothermes est visible sur cette figure (Fig. 3.7) et caractérise les incursions d'eau froide par le fond. La période diurne est facilement identifiable avec une incursion par jour.

Cette figure fait clairement apparaître un comportement de plus en plus non linéaire des isothermes du large (Fig. 3.7e) vers la côte (Fig. 3.7a). Les vitesses de montée et descente des eaux froides sont différentes chaque jour, mais montrent cependant des similitudes. En général les phases chaudes et froides ont des durées à peu près équivalentes sur les mouillages les plus profonds. A mesure que l'on s'approche de la côte, les intrusions des eaux froides sont plus rapides et décalées dans le temps. Les épisodes froids sont en conséquence plus courts par petits fonds. On peut toutefois noter que les températures les plus froides à 20 (Fig. 3.7a) et 30 m (Fig. 3.7b, c, d, e) de fond sont observées quasiment à la même heure sur tous les mouillages. Le retrait des eaux froides qui se traduit par une plongée des isothermes est rapide sur tous les mouillages, mais également décalé dans le temps, il débute d'abord à la côte et se propage ensuite vers le large.

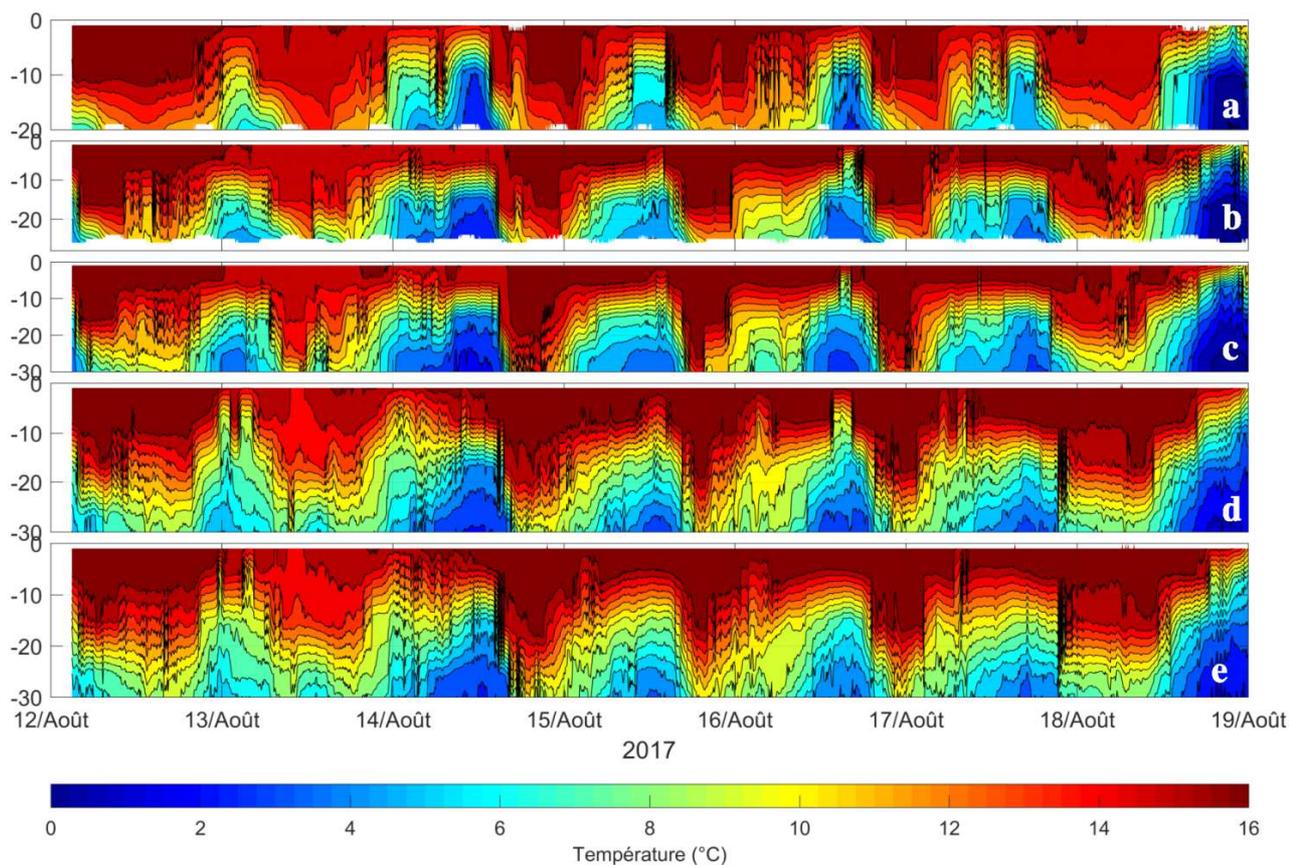


Fig. 3.7 : Distribution verticale de la température sur les 20 premiers mètres pour le premier mouillage profond 20 m (a) et 30 premiers mètres de la colonne d'eau pour tous les autres mouillages de la radiale nord-ouest SPM. Profondeur des mouillages : (b) 30 m, (c) 40 m, (d) 60 m, (e) 80 m pour les 6 premiers jours de l'enregistrement du 12/08/2017 0 h au 19/08/2017 0 h.

On peut également noter que des oscillations à haute fréquence apparaissent généralement avant l'intrusion des eaux froides par faible profondeur. Cela est particulièrement marqué les 16 et 17 août (Fig. 3.8).

En effet, sur le mouillage à 20m (Fig. 3.8) de profondeur les oscillations des isothermes sont très irrégulières. Les isothermes chaudes présentent des oscillations de 2 à 5 m d'amplitude (matinées du 16 et 17/08) avec des périodes de 20 à 30 minutes. Ces oscillations présentent toutefois un caractère assez aléatoire puisqu'elles ne sont pas du tout observées le 18/08. Nous sommes proches de la vive-eau diurne (Fig. 3.4).

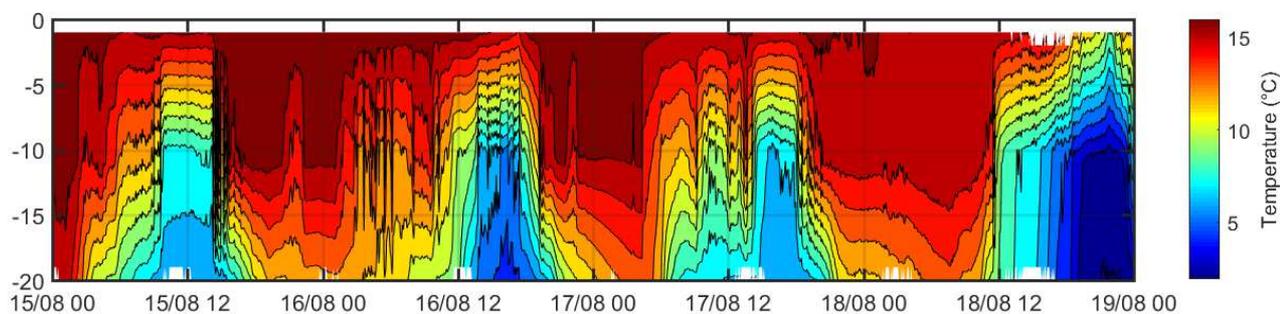


Fig. 3.8 : Zoom sur le mouillage NO 20 m sur la période du 15 au 19 août 2017.

### 3.3.2 Courants

Des mesures de courants ont aussi été réalisées autour de l'archipel (Fig. 3.1e) par des profondeurs de 30 m et 80 m. Ces mesures ADCP s'étendent de 1 m au dessus du fond à 5 m sous la surface de l'océan.

Tableau 3.3 : Caractéristiques des mesures ADCPs, localisées sur la carte Fig. 3.1b.

Stations	Période de mesure	Profondeur
L3	01/07/2015 - 15/09/2015	30 m
L4	18/09/2015 - 09/11/2015	30 m
L6	08/05/2016 - 30/05/2016	30 m
L7	24/07/2016 - 04/11/2016	30 m
L8	13/08/2017 - 09/09/2017	30 m
GF	13/08/2017 - 09/09/2017	80 m

#### 3.3.2.1 Périodicité

Les courants cross-shore et along-shore pour les points de mesures se situant à 30 et 80 m (pour GF seulement) de fond autour de SPM ont été analysés par le biais de spectres (Fig. 3.9).

Selon l'orientation de la côte, les vitesses cross et along-shore des mouillages sont projetées différemment. Pour les stations L3, L8, L6 et GF la composante est-ouest a été prise pour la composante cross-shore. Pour les stations L4 et L7 c'est la vitesse nord-sud qui a été prise pour la composante cross-shore.

À l'ouest de SPM, en L3, (Fig. 3.9 a et b) et au nord-est de SPM, en L4, (Fig. 3.9 c et d) les courants diurnes (O1 et K1) sont dominants près de la surface pour les deux composantes du courant. En L4 (Fig. 3.9 c et d), la composante semi-diurne prend de l'importance et devient supérieure à celle de O1 sur les deux composantes du courant près du fond.

À l'est de SPM, les spectres aux stations L8 (Fig. 3.9 i et j) et GF (Fig. 3.9 k et l) montrent des résultats similaires, la composante semi-diurne de la marée est dominante sur les deux composantes du courant. Une différence est à noter : à la station GF un signal diurne apparaît sur le courant along-shore près du fond et devient même dominant (Fig. 3.9 k).

Comme pour les stations à l'est, les composantes semi-diurnes sont dominantes au sud de SPM (station L6 et L7 Fig. 3.9 e, f, g et h). La composante diurne est cependant bien visible en surface, mais également près du fond pour le courant along-shore.

Autour de la fréquence d'inertie, les spectres ne montrent pas de pics vraiment marqués sauf sur les courants de surface des mouillages situés au nord (L3 et L4). On remarque également de la basse fréquence (pour des périodes de quelques jours) sur les spectres des courants de surface en chacun des points, vraisemblablement dus à la météo.

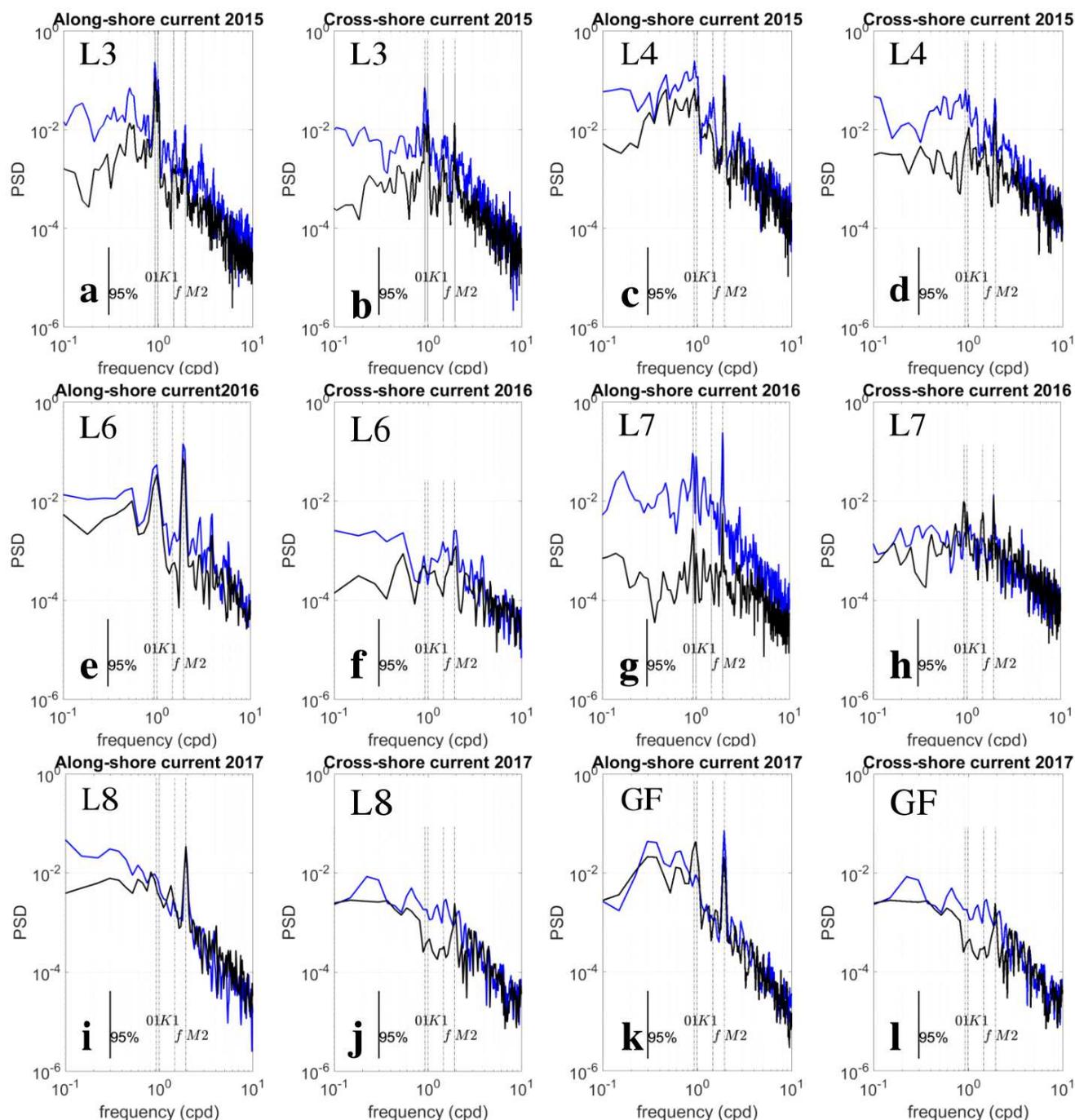


Fig. 3.9 : Spectres des vitesses de courants along-shore et cross-shore près du fond (en noir) et en surface (en bleu) pour les points : L3 (a, b, pendant la période : juillet-septembre 2015) et L4 (c, d, pendant la période : septembre-octobre 2015), L6 (e, f, pendant la période : mai 2016), L7 (g, h, pendant la période : août-septembre 2016), L8 (i, j) et GF (k, l) pendant la période : août-septembre 2017).

### 3.3.2.2 Courants diurnes

Les spectres ont montré une dominance quasi générale des courants diurnes surtout au nord de SPM en L3 et L4. C'est pourquoi cette partie est axée sur ces deux points de mesures.

Les courants barotropes (moyennés entre 1 m au-dessus du fond et 5m sous la surface) et les hauteurs d'eau ont été filtrés entre 20 et 30 h pour isoler les composantes diurnes. Au nord-ouest de SPM en L3, les courants et hauteurs d'eau filtrés ont été représentés (Fig. 3.10 a, b, c). Les composantes des courants et hauteurs d'eau au mouillage L4 sont représentés sur la (Fig. 3.10 d, e, c). Il convient de noter que la période de mesure n'est pas identique à celle du mouillage L3.

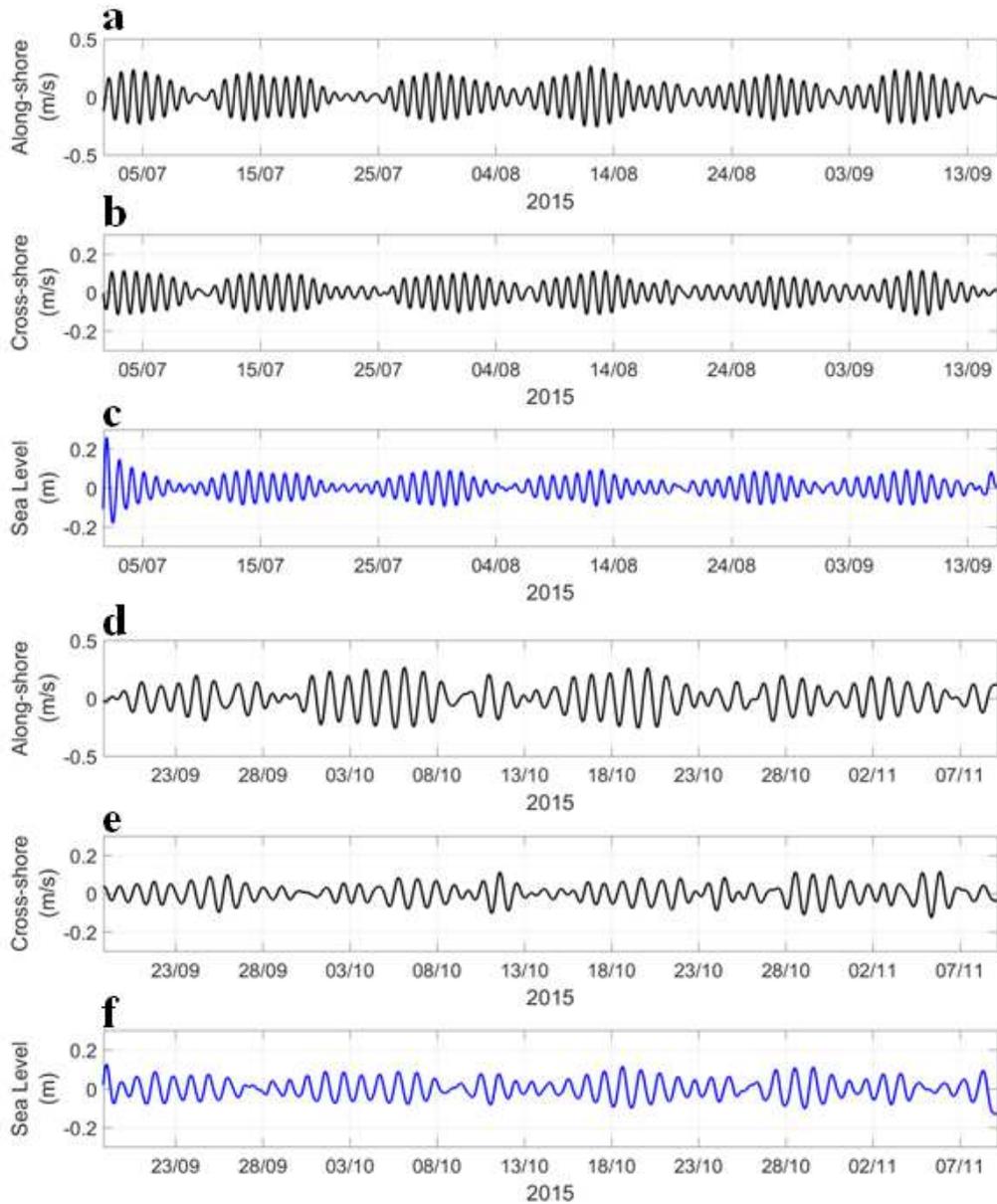


Fig. 3.10 : Vitesses barotropes filtrées avec un filtre passe-bande entre 20 et 30 h des courants along-shore en L3 (a) et en L4 (d), courants cross-shore en L3 (b) et en L4 (e), hauteurs d'eau diurnes filtrées à la station L3 (c) et L4 (f).

Pour les deux stations, les courants diurnes along-shore sont plus forts que les courants cross-shore avec des valeurs atteignant 0.3 m/s (en L3) et 0.4 m/s (en L4) au lieu de 0.15 m/s pour les courants cross-shore.

En L3, sur les courants filtrés cross-shore et along-shore, nous observons des cycles de vives-eaux et mortes-eaux diurnes très marqués, beaucoup plus nettement qu'au mouillage L4. On peut observer un décalage

temporel entre les hauteurs d'eau et courants. Les mortes-eaux sur les hauteurs d'eau surviennent environ 2 jours avant les minima de courant along-shore. De même, les maxima de courants surviennent environ 2 jours après chaque vive-eau diurne observée sur les hauteurs d'eau.

### 3.3.2.3 Structure verticale des courants diurnes observés

La structure verticale des courants diurnes a été calculée par le biais des EOF (Orthogonal Empirical Function) complexes. Les données utilisées sont les mesures ADCPs de courants filtrées avec un filtre passe-bande gardant les signaux ayant des périodes comprises entre 15 et 30 h. Les deux premiers modes des EOF sont tracés sur la figure (Fig. 3.11). Les deux premiers modes des EOF sont tracés (mode 1 en trait plein, mode 2 en pointillés Fig. 3.11) pour toutes les stations. Le premier mode représente entre 62 et 98 % de variance des courants pour l'ensemble des stations. Il montre que le courant along-shore apparaît comme étant quasi-barotrope avec une diminution de l'amplitude avec la profondeur. Le courant cross-shore du mode 1 est plus faible pour la majorité des stations, sauf pour L4 où il a le même ordre de grandeur que le courant along-shore. Le courant cross-shore du mode 1 est quasi-barotrope pour toutes les stations sauf L7 (Fig. 3.11a). En effet, en L7, le courant cross-shore s'inverse à 17 m de profondeur. Pour les stations sur la façade ouest, le premier mode représente au minimum de 92 % de la variance, sur la façade est le premier mode représente 62 à 98 % de la variance.

On peut noter que le deuxième mode montre une inversion des courants à mi-profondeur et une atténuation près du fond. Cependant il ne représente que 3 % à 25 % de la variance, ce qui peut être considéré comme faible.

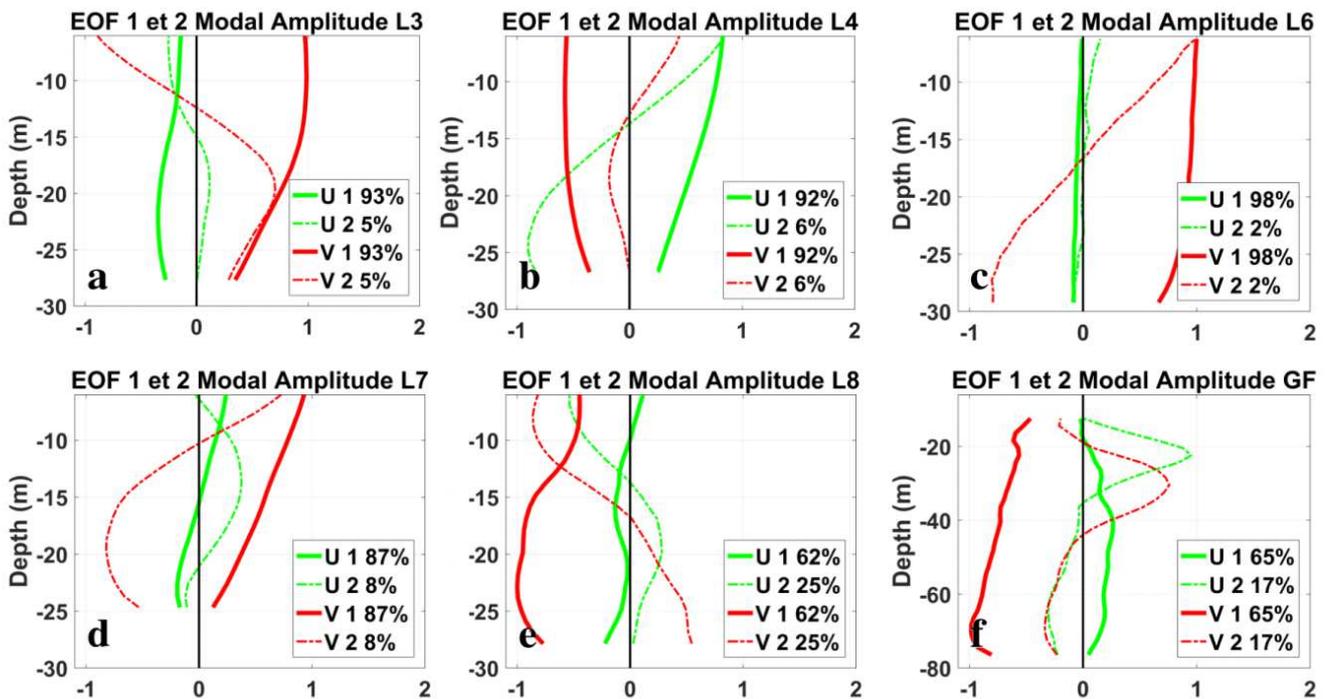


Fig. 3.11 : Les deux premiers modes verticaux (EOF) des courants filtrés (entre 15 et 30 h). V représente le courant along-shore (en rouge) et U le courant cross-shore (en vert). Le mode 1 est représenté en trait plein et le mode 2 en pointillés. Ces EOFs sont calculées pour les stations L3 (a), L4 (b), L6 (c), L7 (d), L8 (e) et GF (f).

Par le biais des observations, nous avons mis en évidence la dominance des courants diurnes des mesures au nord-ouest de l'archipel. Le graphe (Fig. 3.12b) nous présente les courants à la station L3, moyennés selon la phase de O1, sur toute la période de mesure (l'origine est arbitraire).

Le courant along-shore est d'abord en direction du nord (composante positive pour les premières phases de O1) et s'inverse vers le sud (négative entre 200 et 300°). Une dissymétrie est visible sur le courant along-shore le maximum est de 0.2 m/s, en direction du nord, alors que le minimum vers le sud est de -0.05 m/s. Cela peut s'interpréter par la présence d'un courant résiduel orienté vers le nord qui est visible (Fig. 3.12a).

Le courant cross-shore est dirigé vers la côte de la surface à 15 m de profondeur au début d'une période O1 et s'intensifie pour atteindre environ 10 cm/s à la phase 120° et décroître ensuite pour s'annuler à la phase 225°. Pendant cette période, le courant dans la couche inférieure est dirigé vers le large au début, ne cesse de décroître pour s'annuler peu de temps avant le courant de surface. Ensuite, en augmentant les phases de 225° à 360° les courants cross-shore sont dirigés vers le large avec une intensification très marquée à proximité du fond.

Cette figure est assez comparable à la figure 3c (Lazure et al., 2018) qui présentait les mesures de courants réalisées en rade de Miquelon sur la façade est.

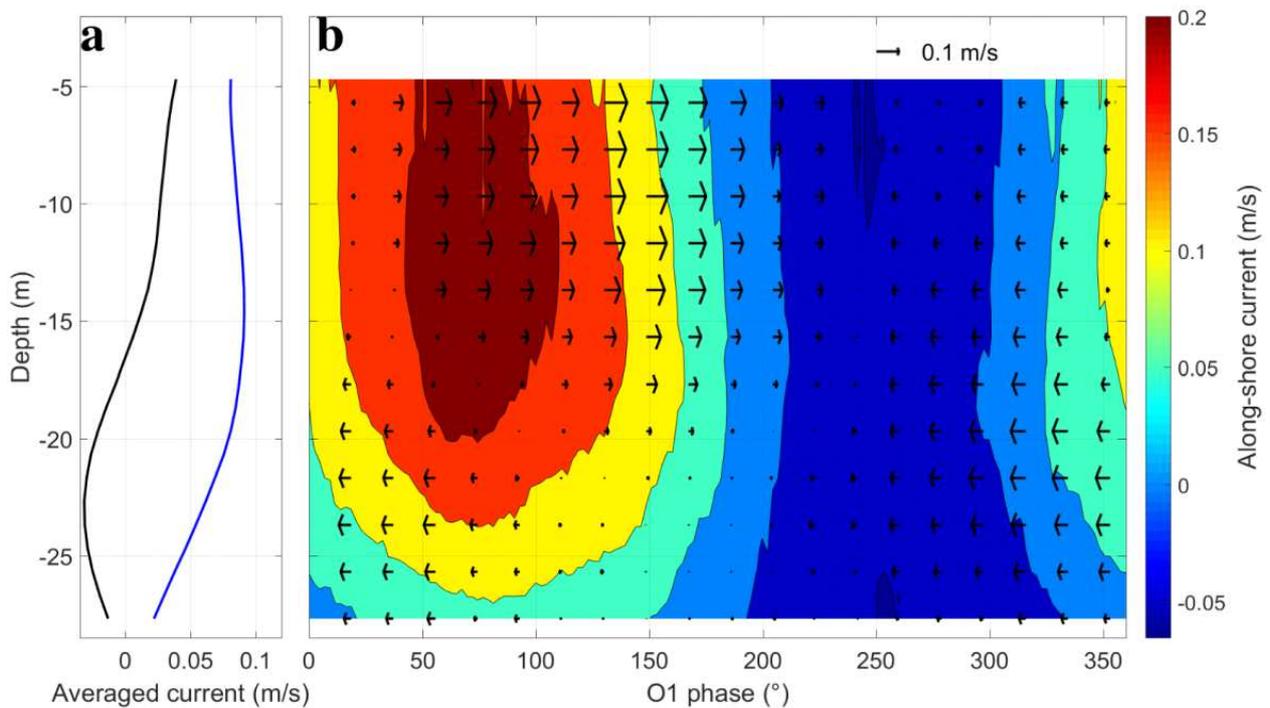


Fig. 3.12 : Profil moyen des courants sur la période d'observation (a), en bleu along-shore et en noir cross-shore à la station L3. Diagramme de phase O1, les flèches indiquent le courant cross-shore et les couleurs la vitesse du courant along-shore (b) à la station L3 localisée sur la carte (Fig. 3.1a). Les flèches dirigées vers la gauche indiquent un courant dirigé vers la côte, les courants along-shore positifs indiquent un courant qui porte vers le nord.

### 3.4 Synthèse et questions :

Les premières études sur SPM ont montré des oscillations diurnes des températures de fond forcées par la marée tout autour de l'archipel. Elles ont mis en évidence une onde piégée par la topographie tournant autour de l'archipel dans le sens anticyclonique. Les nouvelles données ont permis d'obtenir une description des oscillations de température sur l'ensemble de la colonne d'eau. Elles ont révélé une amplification des amplitudes des oscillations diurnes des immersion des isothermes dans toute la colonne d'eau au nord-ouest de SPM. Ces mesures nous permettent d'avoir une vision plus précise de la dynamique cross-shore. Cependant, par essence, les mesures captent tous les processus physiques présents. Séparer les contributions des différents processus physiques présents dans l'océan (ex. marée, vent ...) n'est pas toujours facile.

Ce jeu de données est assez abondant pour une région dont l'hydrodynamique n'est étudiée que depuis quelques années. Son analyse soulève de nombreuses questions scientifiques auxquelles la modélisation numérique pourrait apporter des réponses à la condition que le modèle soit capable de reproduire correctement la dynamique locale. Cette étape de validation accomplie, nous pourrions répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la dynamique associée à la marée diurne autour de SPM ? Les travaux précédents (Lazure et al., 2018) ont suggéré la présence qu'une onde côtière piégée. Le modèle confirme-t-il cette première interprétation ?
- Comment se propagent spatialement les oscillations diurnes autour de SPM ?
- Comment et où sont générées les oscillations diurnes autour de SPM ?
- Sont-elles capables de générer des courants résiduels ?
- Comment ces ondes se dissipent elles?

## Chapitre 4 : Modélisation tridimensionnelle de la marée diurne

### 4.1 Introduction

Après avoir présenté les observations dans le chapitre précédent, l'objet de celui-ci est de présenter la stratégie et les résultats principaux de modélisation tridimensionnelle de la marée diurne en période estivale.

Des études de modélisation ont déjà été effectuées dans la région nord-ouest atlantique et autour de Terre-Neuve ayant pour objet la marée. C'est le cas, avec des modèles 2D, de (Daifuku and Beardsley, 1983; Dupont et al., 2002; Xu and Loder, 2004) qui présentent une amplification diurne sur les courants barotropes sur le banc de Saint-Pierre et autour de SPM. Peu d'études de modélisation 3D ont été effectuées dans la région de Terre-Neuve, c'est le cas de (Han, 2000; Han et al., 2010b) qui ont modélisé la circulation induite par la marée sur les Grands Bancs. Ils ont montré que la stratification avait un impact important sur la dynamique de la marée, notamment sur la structure verticale des courants et de la dissipation sur le fond. Cependant, cette étude ne nous informe pas sur les mouvements internes générés par la marée car les conditions mêmes des expériences numériques ne prennent pas en compte le gradient interne de pression dans la résolution des équations du mouvement (ce qui interdit l'existence même des ondes internes) mais uniquement dans le schéma de fermeture turbulente. A notre connaissance, notre étude par modélisation est la première à se consacrer à la marée interne sur le plateau de Terre-Neuve.

Dans ce chapitre, une première étape consiste à confronter les résultats des différentes simulations avec la réalité décrite par les observations *in-situ*. Puis une seconde étape est de présenter la circulation liée aux principales composantes de la marée impactant la région comme (M2, O1, et K1). Une attention très particulière est apportée à la composante O1 au vu de son importance soulignée par les observations.

### 4.2 Modèle MARS

Le modèle utilisé tout au long de cette étude est le modèle MARS 3D (Lazure and Dumas, 2008). Les hypothèses et équations du modèle sont renseignées dans l'annexe B.

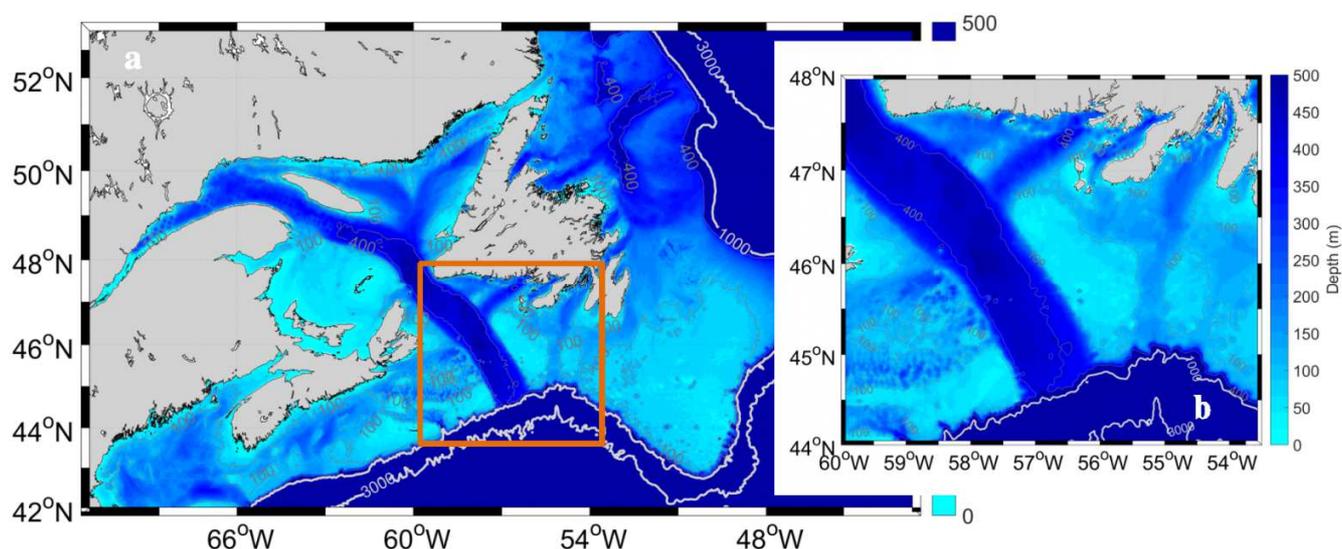


Fig. 4.1 : Cartes bathymétriques représentant les domaines des modèles mis en place sur la zone. Domaine de modélisation des simulations régionales (a) (correspondant au rang 0) et (b) locales (correspondant au rang 1).

### Configurations mises en place

Le modèle 3D mis en place est intégré dans la configuration du modèle MARS 2D avec une résolution spatiale de 2 km. Ce premier modèle régional (Fig. 4.1a) appelé rang 0 a été utilisé dans le Chapitre 2. Il alimente en conditions aux limites le modèle cible (rang 1), d'emprise plus réduite (Fig. 4.1b) avec une résolution spatiale de 500 m et 30 niveaux sigma sur la verticale. Le rang 0 démarre un mois avant le rang 1 pour s'assurer que la marée est bien stabilisée.

Les conditions en marée aux limites du modèle 2D ont été extraites de la solution d'éléments finis FES 2004 (Lyard et al., 2006) avec 14 constituants de marée. Pour le modèle de rang 1, Mars3D a été utilisé et les conditions aux limites en niveaux sont fournies par le rang 0. Une stratification verticale uniforme horizontalement a été imposée en condition initiale et aux limites avec le profil issu des mesures 2017 moyennées sur la période de mesure (Fig. 4.2a). Ce profil est complété par la climatologie GDEM pour le reste de la colonne d'eau (en dessous de 80 m de profondeur) (Fig. 4.2b).

Les simulations tridimensionnelles sur la petite emprise commencent tout d'abord, en 2 dimensions pendant 15 jours (1 cycle vives-eaux mortes-eaux). Puis les calculs sont en 3D pour le reste de la simulation (soit en général 45 jours). Le modèle se stabilise vite, en quelques jours. Pour les analyses, les 3 premiers jours de la simulation sont éliminés. Les analyses harmoniques sont effectuées sur une trentaine de jours, temps nécessaire pour séparer correctement M2 de S2 ou O1 de K1.

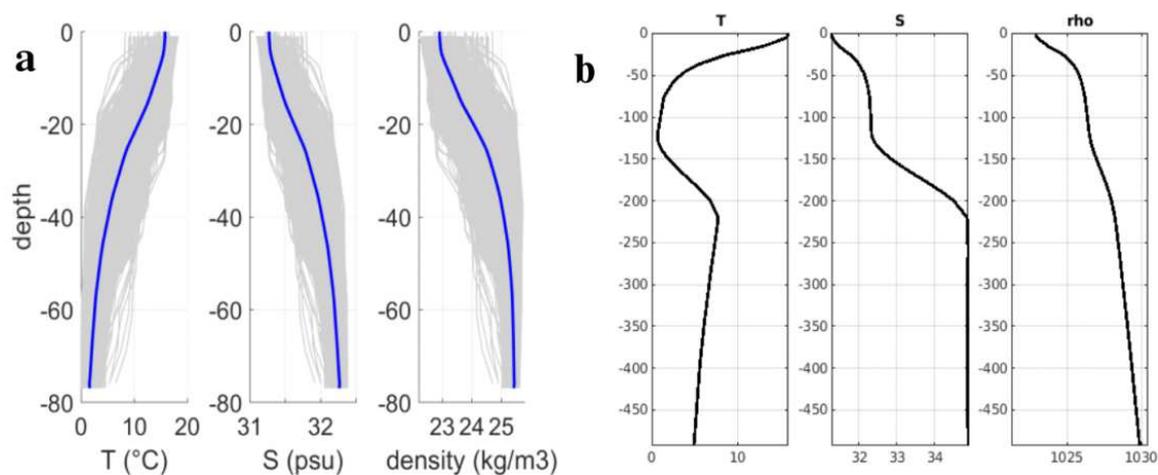


Fig. 4.2 : (a) Profil moyen des températures de nord-ouest Miquelon de la surface à 80 m de fond. (b) Profil imposé en conditions aux limites du modèle représenté sur les 500 premiers mètres.

Les différentes simulations sont résumées dans le tableau (Tableau 4.1). Leurs conditions aux limites et initiales sont les mêmes. Pour les simulations en trois dimensions, seul le forçage en termes de marée change. Deux configurations ont été élaborées en utilisant toutes les ondes renseignées par FES 2004 (14 au total). L'une est en 3D (appelée "Tide14") et l'autre est en 2D ("Tide 2D"). Deux autres simulations ont été effectuées en 3D avec seulement la composante diurne O1 ("O1 only") et une autre avec seulement la composante semi-diurne de la marée M2 ("M2 only").

Tableau 4.1 : Caractéristiques des différentes configurations.

Configuration	Stratification	Résolution spatiale	Résolution verticale	Résolution temporelle des sorties	Nom
Toute la marée 3D (FES 2004)	Stratification d'été (Fig. 4.2)	500 m	30 niveaux sigma	1 heure	"Tide14"
Toute la marée 2D (FES 2004)	Pas de stratification	500 m	2D	1 heure	"Tide 2D"
O1 seule 3D	Stratification d'été (Fig. 4.2)	500 m	30 niveaux sigma	1 heure	"O1 only"
M2 seule 3D	Stratification d'été (Fig. 4.2)	500 m	30 niveaux sigma	1 heure	"M2 only"

## 4.3 Hauteurs d'eau

### 4.3.1 Comparaison entre les observations et la modélisation

Pour valider les hauteurs d'eau, nous avons extrait les composantes harmoniques des ondes O1, K1 et M2 des observations aux marégraphes les plus proches et du modèle (Tableau 4.2, localisés Fig.1 paragraphe 2.2.1). Les amplitudes et les phases des principales composantes de la marée sont bien représentées par le modèle, notamment la composante O1. A la station Port aux Basques, on note une différence d'amplitude de 2 cm entre le modèle et les données du marégraphe. Cela peut être attribué à localisation de cette station près des frontières ouvertes du modèle.

Tableau 4.2 : Amplitudes et phases des composantes O1, K1, M2 et S2 de la marée calculées pour les hauteurs d'eau issues des observations et des résultats de la modélisation (simulation "Tide14") aux différentes stations marégraphiques sur la région autour de SPM (sud Terre-Neuve).

Stations		Amplitude O1 (cm)	Phase O1 (°)	Amplitude K1 (cm)	Phase K1 (°)	Amplitude M2 (cm)	Phase M2 (°)	Amplitude S2 (cm)	Phase S2 (°)
SPM	Obs	7.1	172.0	5.6	217.4	62.0	349.5	18.2	36.9
	Mod	8.0	177.1	5.3	217.3	56.4	347.9	17.4	34.2
St LW	Obs	9.0	157.8	7.2	204.3	62.3	342.3	18.2	31.0
	Mod	9.3	166.0	6.2	208.4	58.4	343.2	18.4	30.6
PaB	Obs	7.9	226.8	6.6	274.8	42.1	13.6	13.0	61.1
	Mod	10.4	227.0	7.6	273.9	38.3	3.6	12.6	49.1
Arg	Obs	8.1	155.8	6.9	205.3	67.7	309.5	20.0	26.8
	Mod	9.4	162.0	6.4	205.7	62.4	340.1	19.8	27.9

Pour pouvoir quantifier l'erreur du modèle sur la représentation des différentes ondes de marée, nous avons calculé l'erreur du modèle avec la même méthode que pour le chapitre 2. L'amplitude de la composante O1

est surestimée par le modèle de 15% et sa phase de 15° en moyenne. L'amplitude de la composante K1 est sous-estimée de 10% alors que sa phase est surestimée de 1° en moyenne. Pour les ondes semi-diurnes, l'amplitude est surestimée de 8% (pour M2) et 2% (pour S2) et les phases ont des différences de 8° (pour M2) et de 4° (pour S2) en moyenne avec les observations.

Les mêmes métriques ont été calculées pour évaluer les simulations "O1 only" et "M2 only". Les phases sont très similaires et les amplitudes plus fortes (2 cm plus forte pour "O1 only" et 5 cm pour "M2 only") pour ces deux cas (annexes C).

### 4.3.2 Structure spatiale des hauteurs d'eau

Les cartes suivantes représentent les hauteurs d'eau (amplitude et phase) extraites de l'analyse harmonique réalisée pour les composantes O1, K1, M2 de la marée. La première ligne (Fig. 4.3a, b, c) représente l'analyse harmonique de la simulation de la marée "Tide 2D". La seconde ligne (Fig. 4.3d, e, f) représente l'analyse harmonique pour les hauteurs d'eau extraites de la simulation 3D, "Tide14", toutes choses étant égales par ailleurs.

Des différences apparaissent entre les simulations 2D et 3D de la marée diurne (O1 et K1). Les amplitudes des composantes O1 (Fig. 4.3d) et K1 (Fig. 4.3e), en 3D, présentent une zone de plus faible amplitude de 0.05 m (O1) et 0.03 m (K1) au nord de l'archipel. Ces zones de faibles amplitudes coïncident avec un resserrement des lignes de phase de 194° à 212° pour O1 et de 234° à 246° pour K1. Cette structure n'est pas représentée par la simulation 2D. Ainsi en incluant la stratification, la dynamique des composantes diurnes autour de SPM est modifiée et devient plus intense localement comme le suggère le resserrement des lignes de phase.

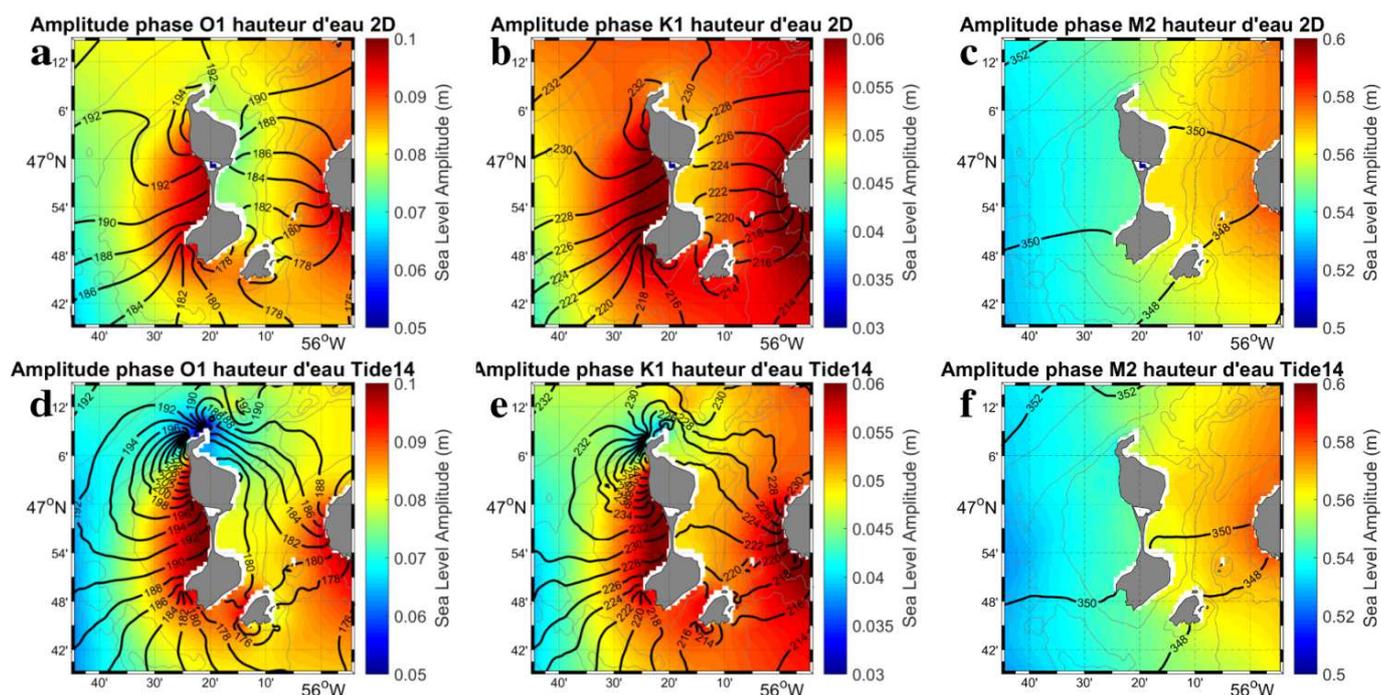


Fig. 4.3 : Carte des amplitudes et phases des hauteurs d'eau pour les composantes O1, K1 et M2 de la marée, pour les modèles 2D et 3D. Amplitude des hauteurs d'eau: pour la composante O1 pour les simulations (a) "Tide 2D" et (d) "Tide14" ; pour la composante K1 pour les simulations (b) "Tide 2D" et (e) "Tide14" ; pour la composante M2 pour les simulations (c) "Tide 2D" et (f) "Tide14". En noir les lignes de phase tous les 2°.

Pour la composante M2 de la marée, les amplitudes et phases sont quasi-identiques en 2D (Fig. 4.3c) et en 3D (Fig. 4.3f). Pour les simulations schématiques "O1 only" et "M2 only", les amplitudes et phases ont une représentation quasi identique à la simulation "Tide14" avec toutefois des amplitudes un peu plus fortes (annexes C.4 et C.5).

## 4.4 Courants de marée

### 4.4.1 Ellipses et validation

Pour valider les courants, nous avons extrait les vitesses dans la colonne d'eau au point de la grille du modèle le plus proche des mesures ADCP. Puis nous avons réalisé des analyses harmoniques sur 30 jours en utilisant l'outil `t_tide` (Pawlowicz et al., 2002) de Matlab. Sur la figure (Fig. 4.4), nous avons extrait les composantes harmoniques des ondes O1, K1, M2 des observations et du modèle en utilisant la même méthode. La représentation des variables près du fond correspond à la dernière couche verticale (des 30 niveaux paramétrés) du modèle Mars. La différence entre la profondeur de la dernière couche (en coordonnées sigma,  $k=1$ ) et de la bathymétrie de la zone d'étude est très faible par petits fonds, elle atteint 0.1 m pour les zones étant à des profondeurs de 100 à 120 m.

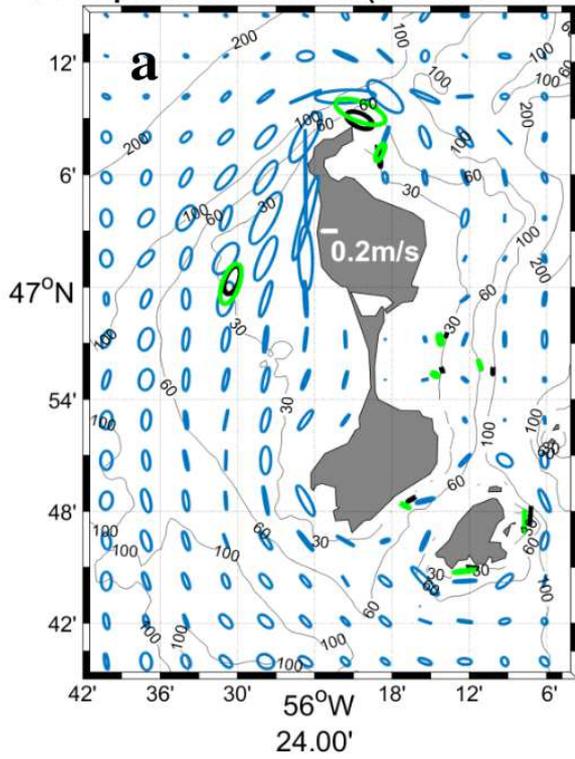
Les courants O1 de surface sont bien représentés par le modèle (Fig. 4.4a), en particulier sur la façade ouest de SPM en L3. Les plus forts courants sont au nord-ouest de SPM à la fois en surface et près du fond pour la composante diurne O1 de la marée (Fig. 4.5a et c). À l'ouest, les ellipses des courants de surface sont fortes avec un demi-grand axe qui atteint  $\sim 0.6$  m/s à proximité de la côte. Deux maxima secondaires sont visibles, sur les demi-grands axes des courants de surface au sud-ouest de Langlade et à l'ouest de Saint-Pierre (Fig. 4.5a) par petits fonds et sont probablement dus à des effets de cap.

Les ellipses de surface sont plus fortes que près du fond (Fig. 4.4b) et sont généralement orientées le long des isobathes. Les demi-grands axes des courants près du fond (Fig. 4.5c) atteignent un maximum de  $\sim 0.2$  m/s au nord-ouest de l'archipel et ils décroissent rapidement en s'éloignant de la côte. La forte pente du fond au nord de Miquelon (de l'ordre de 1%) est potentiellement un facteur explicatif. Un second maximum est visible près de la côte au sud-ouest de SPM comme pour les courants de surface. L'orientation des ellipses près du fond (Fig. 4.4b) est plus perpendiculaire à l'orientation de la topographie qu'en surface. Ceci est autant visible au nord-ouest de l'archipel que dans la rade de Miquelon. Sur la façade est de SPM, les courants diurnes sont plus faibles, mais néanmoins bien représentés par le modèle.

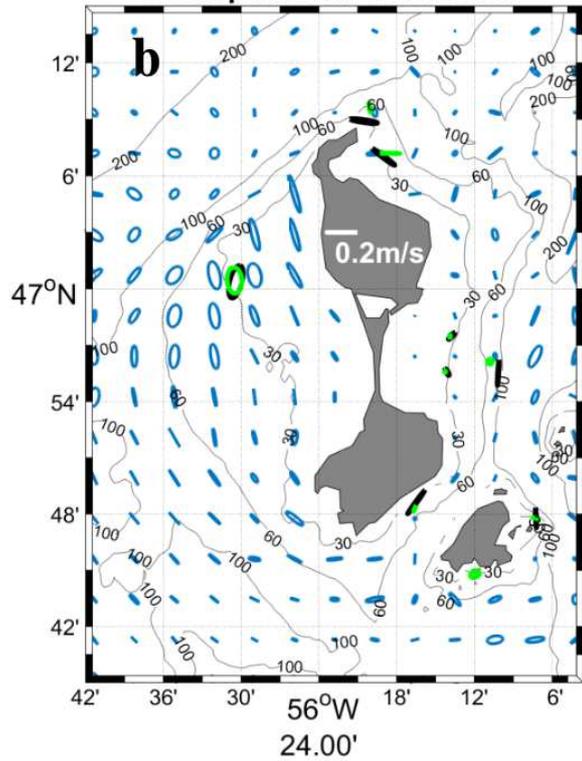
Les courants K1 sont bien représentés autour de SPM (Fig. 4.4c, d). Ils présentent la même structure spatiale que les courants O1 : forts sur la façade ouest et au nord de l'île. Cependant leur amplitude est plus faible, avec un maximum de 0.32 m/s près de la surface et de 0.10 m/s près du fond (annexe C.6).

La composante M2 (Fig. 4.4e, f) qui est la composante principale semi-diurne sur la région présente des vitesses plus faibles à la surface et près du fond que O1 (avec un maximum de 0.31 m/s près de la surface et de 0.12 m/s près du fond). Globalement, les courants semi-diurnes sont plus forts à l'est de SPM qu'à l'ouest. On peut également noter une amplification de ces courants de surface aux extrémités nord et sud de l'archipel.

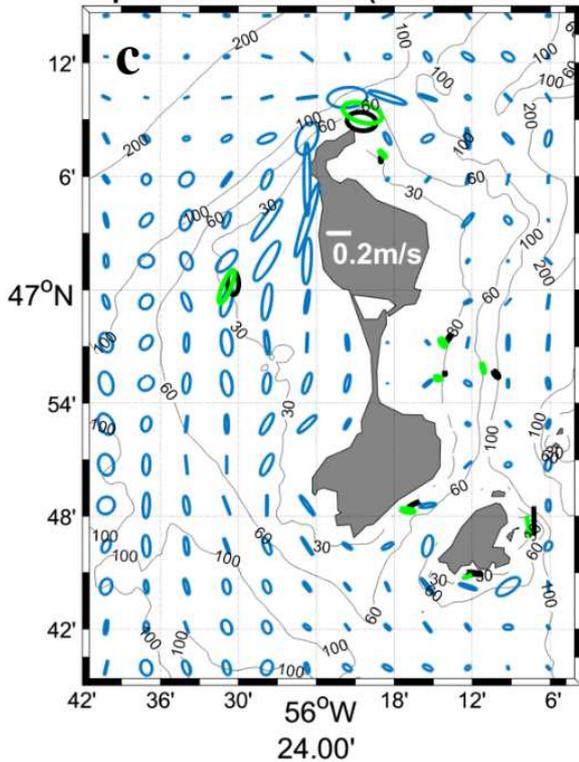
O1 ellipses near surface (5 m below surface)



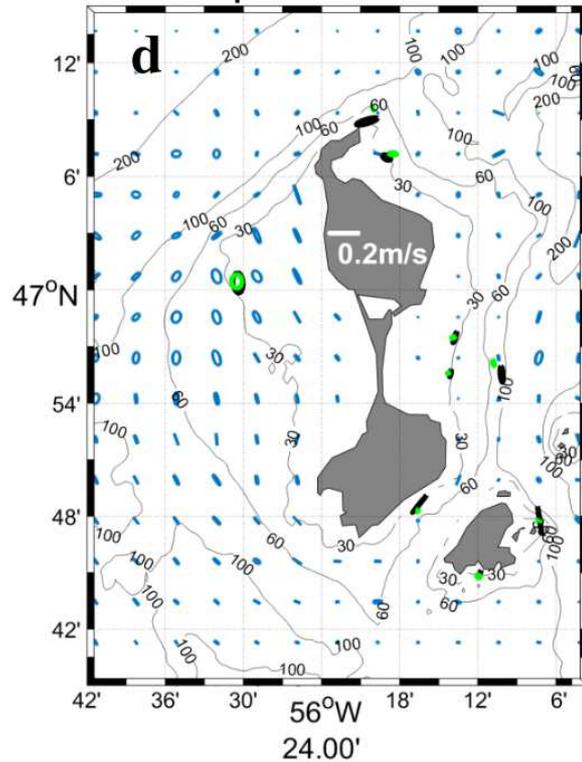
O1 ellipses near the bottom



K1 ellipses near surface (5 m below surface)



K1 ellipses near the bottom



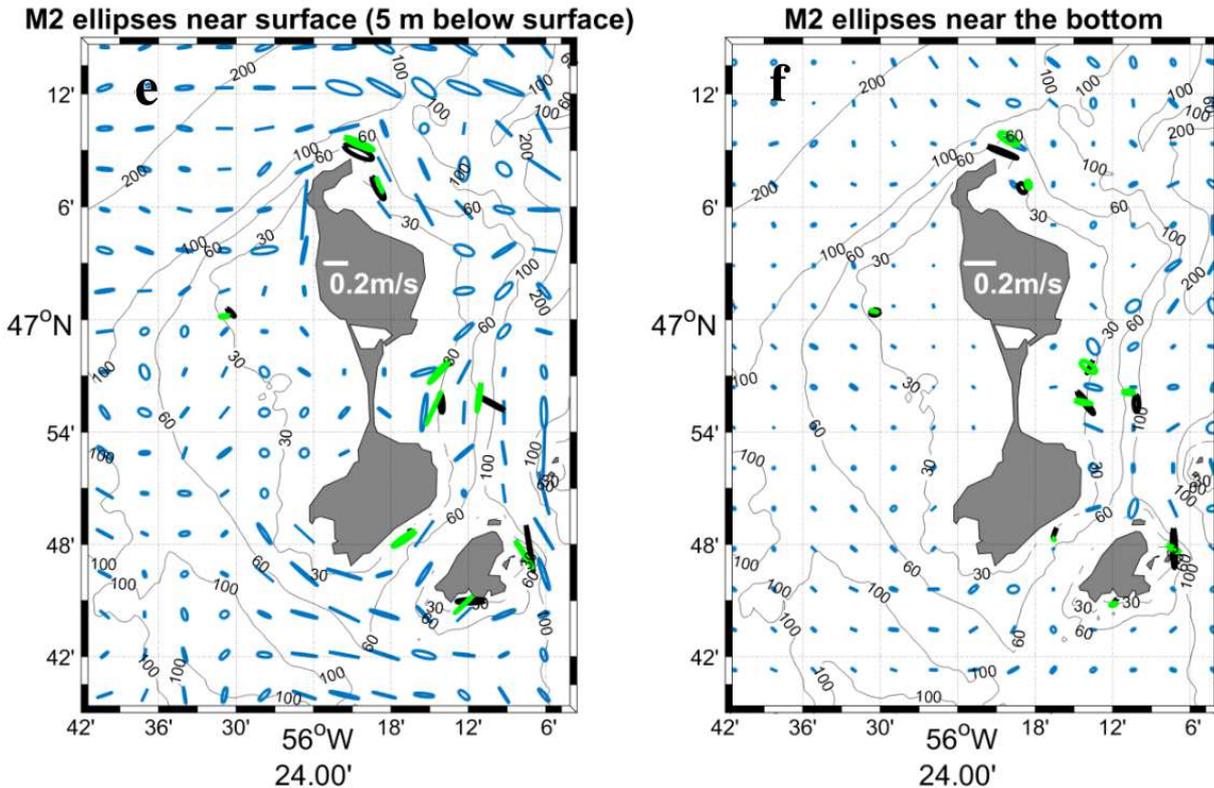


Fig. 4.4 : Ellipses de courant O1 (a, b), K1 (c, d), M2 (e, f) près de la surface (5m sous la surface) (a, c, e) et près du fond (b, d, f). Mesures en noir et modèle en bleu. En vert ce sont les points du modèle pris aux coordonnées et à la profondeur la plus proche des stations d'observations.

Les tableaux en annexe montrent les caractéristiques des ellipses calculées à partir des observations et des résultats de modélisation (annexe C).

La simulation "Tide14" représente les amplitudes des courants de la composante O1 avec une erreur de  $\sim 25\%$  sur les demi-grands axes (en moyenne pour toutes les stations) et un biais moyen de  $\sim 3$  cm/s. Pour K1 cette erreur est de  $\sim 35\%$  et le biais moyen de  $\sim 3$  cm/s et pour M2 l'erreur est de  $\sim 40\%$  et le biais moyen est de  $\sim 4$  cm/s.

La simulation "O1 only" représente les amplitudes des courants O1 avec une erreur moyenne de  $\sim 43\%$  et le biais moyen est de  $\sim 5$  cm/s. Cela est plus fort que pour la simulation "Tide14". En effet l'amplitude des courants est plus forte dans cette simulation. Cela peut être dû à la sous-estimation de la friction sur le fond qu'implique la prise en compte d'une seule composante de marée. La simulation "M2 only" surestime également les amplitudes des courants M2 et montre une plus forte erreur, l'erreur moyenne est de  $\sim 43\%$  et le biais moyen est de  $\sim 4$  cm/s. Nous avons tracé la distribution spatiale des amplitudes des courants pour les composantes O1 et M2 pour toutes les simulations en annexes (annexe C.4 et C.5). Les distributions spatiales des différentes variables sont les mêmes.

Pour compléter la représentation spatiale des courants, les amplitudes (demi-grands axes commentés plus haut) et les phases des courants sont illustrées (Fig. 4.5).

Les phases des courants de surface et près du fond (Fig. 4.5b et d) ont une distribution spatiale similaire à l'ouest de SPM. En effet, la phase des courants augmente de  $0^\circ$  à  $360^\circ$  du sud au nord (sur la façade ouest de SPM) et de  $0^\circ$  à  $360^\circ$  du nord au sud (sur la façade est de SPM), soit un total de  $2 \times 360^\circ$  sur tout le périmètre.

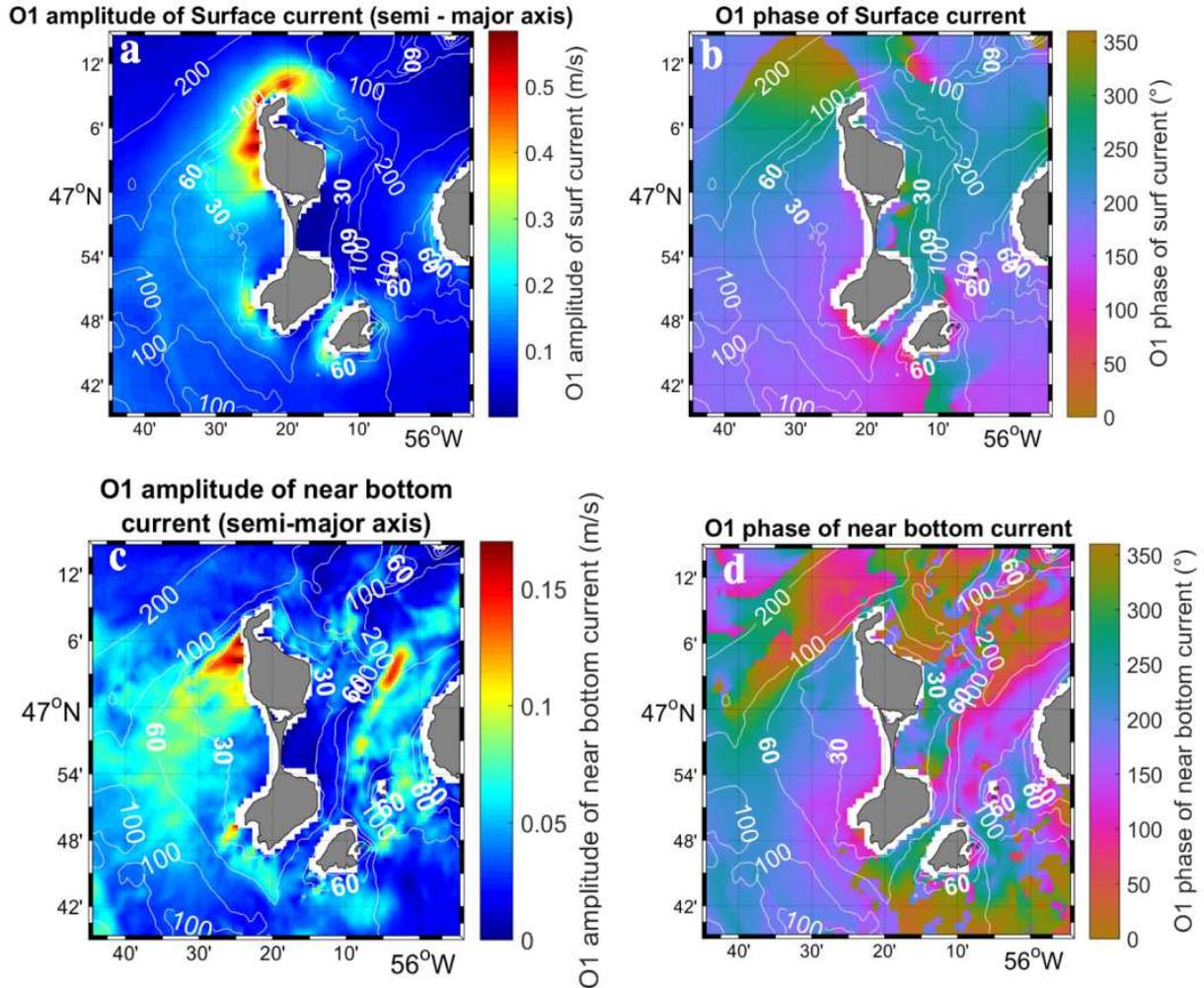


Fig. 4.5 : Phase et amplitude, pour la composante O1 de la marée. Calculs en (a, b) pour les courants près de la surface (cela correspond à la première couche du modèle) et en (c, d) pour les courants près du fond (cela correspond à la dernière couche du modèle), simulation "Tide14".

#### 4.4.2 Courants résiduels eulériens intégrés sur la verticale

Les courants résiduels ont été calculés en moyennant les courants intégrés sur la verticale sur une période de 26 h ("Tide14" Fig. 4.6a, "O1 only" Fig. 4.6b) ou 25 h ( $\sim 2 \times 12.42$  h), ce qui correspond globalement à deux périodes de l'onde semi diurne principale ("M2 only" Fig. 4.6c).

Les Fig. 4.6a et Fig. 4.6b présentent des distributions spatiales des courants résiduels eulériens intégrés sur la verticale très ressemblantes que l'on considère la seule composante O1 de la marée ou 14 composantes. Ils sont maxima au nord de SPM ( $\sim 0.21$  m/s) et sont forts sur la façade ouest ( $\sim 0.12$  m/s). Ils tournent autour de SPM dans le sens anticyclonique. Une structure anticyclonique est présente au nord-est de SPM. Ces courants résiduels sont plus forts ( $\sim 0.26$  m/s) pour la simulation "O1 only." Cela peut s'expliquer car il n'y a pas d'interactions entre les différentes composantes de la marée. Concernant l'onde M2 les courants résiduels barotropes sont plus faibles et n'excèdent pas  $\sim 0.07$  m/s.

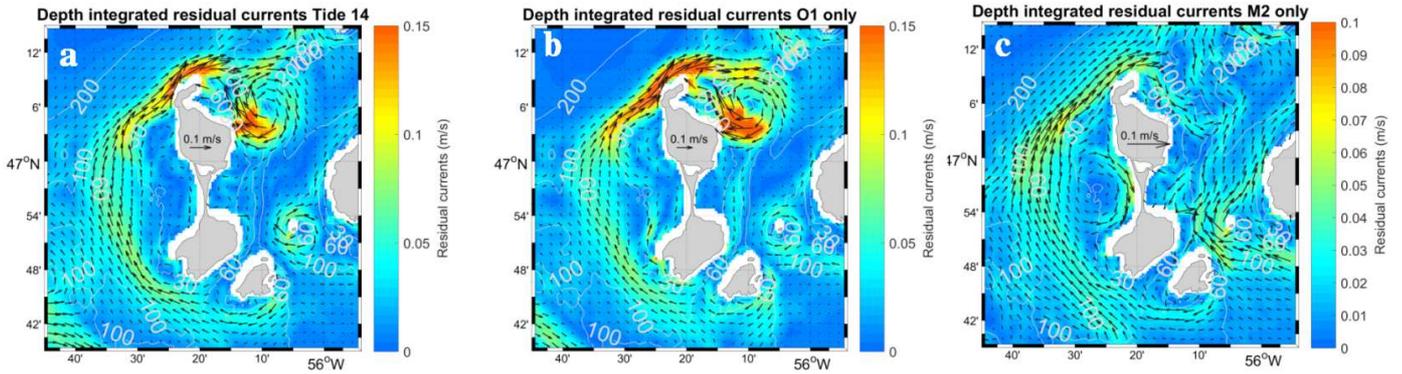


Fig. 4.6 : Courants résiduels eulériens intégrés sur la verticale issus des simulations "Tide14" (a), "O1 only" (b) et "M2 only" (c). Les couleurs correspondent au module du courant résiduel eulérien (noter la différence d'échelle pour la simulation de "M2 only").

## 4.5 Impact de la marée sur la température

### 4.5.1 Évolution de la température de fond

Une analyse harmonique des températures de fond simulées a été réalisée aux stations de mesures. Les amplitudes et phases de la composante O1 des températures de fond simulées (simulation "Tide14" Fig. 3.18c) sont cohérentes avec les observations (Fig. 3.18a). La propagation de l'onde O1 autour de l'archipel de SPM est visible sur les phases des observations et celles du modèle. La vitesse de phase de cette onde est estimée à 0.73 m/s par la pente de la droite (Fig. 3.18b) obtenue par régression linéaire des phases des températures de fond. Elle est légèrement plus faible dans le modèle 0.73 m/s au lieu de 0.81 m/s pour les observations (Lazure et al., 2018).

Le modèle reproduit également bien l'augmentation rapide des amplitudes au nord-ouest de SPM, puis sa lente décroissance lorsqu'on se dirige vers la façade est de SPM.

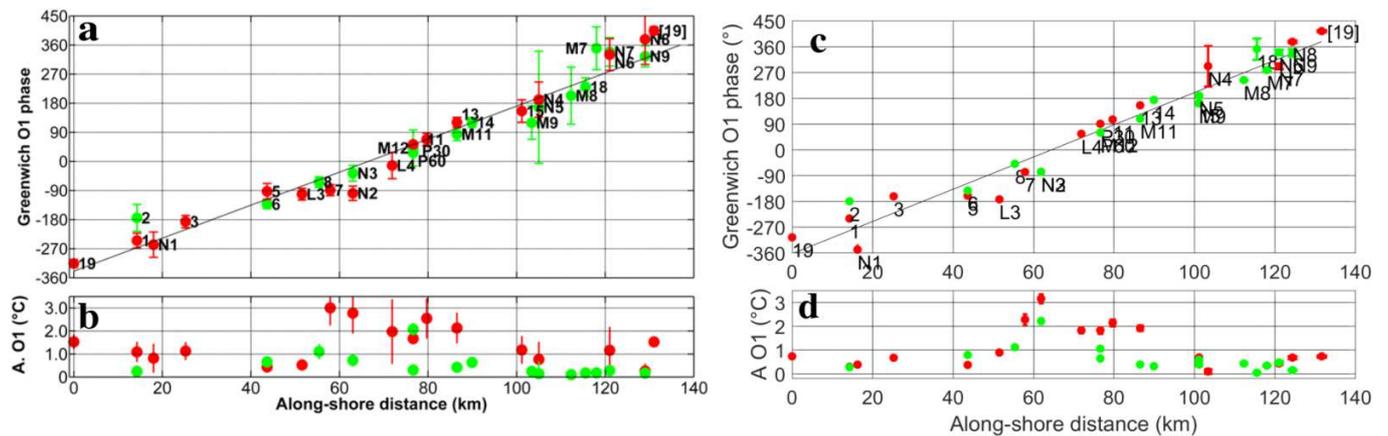


Fig. 4.7 : Amplitudes et phases O1 de la température de fond calculées à partir des observations (Lazure et al., 2018) (a et b) et du modèle (simulation "Tide14" c et d). Les barres d'erreurs sont issues de l'analyse harmonique de  $t_{\text{tide}}$ .

Après avoir évalué la capacité du modèle à reproduire l'évolution de la température de fond observée, nous avons examiné le champ de la température près du fond. La distribution spatiale de l'amplitude des

températures de fond pour la composante O1 (Fig. 4.8a) montre de fortes valeurs au nord (est et ouest) de SPM, qui dépassent 1.5 °C. Une amplification est visible au nord-ouest où l'amplitude O1 de la température près du fond atteint des valeurs de 3.8 °C. Cette amplification affecte la même zone que les courants de fond (paragraphe 4.4.2, Fig. 4.5). Les amplitudes de la température de fond pour la composante K1 (Fig. 4.8c) présentent une distribution spatiale similaire à la composante O1, avec des valeurs environ deux fois plus faibles.

Les phases (Fig. 4.8b) sont tracées pour des amplitudes supérieures à 0.5 °C. Sur la façade ouest de SPM, elles augmentent de 200° à 360° de l'ouest au nord. Puis elles continuent d'augmenter de 0° à 200° à l'est de SPM. Ainsi le tour complet autour de SPM se fait en deux périodes (2x360°).

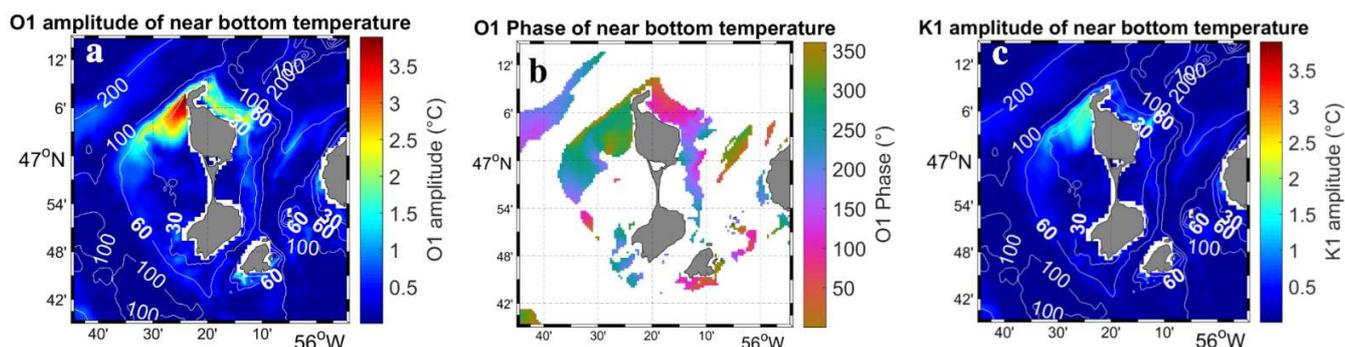


Fig. 4.8 : Amplitude de la température de fond pour les composantes O1 (a) et K1 (c). (b) phase de la température de fond pour O1 pour lesquelles l'amplitude est supérieure à 0.5 °C. Cette analyse est réalisée pour la simulation "Tide14".

#### 4.5.2 Évolution verticale de la température dans la colonne d'eau

Les évolutions des températures mesurées aux positions des deux mouillages (NO et EL) par 80 m de fond montrées précédemment (Fig. 3.4) ont été tracées pour les résultats du modèle incluant toutes les composantes de la marée sur la figure suivante (Fig. 4.9). Les hauteurs d'eaux brutes et diurnes (O1+K1) sont représentées (Fig. 4.9a).

Pour le mouillage au nord-ouest de Miquelon (Fig. 4.9b), le modèle est stabilisé et représente de façon satisfaisante l'oscillation diurne visible sur toute la série temporelle. L'isotherme 10°C oscille entre 5 et 30-35 m de profondeur avec une amplitude moyenne de 20 m comme pour les mesures. Les amplitudes des oscillations les plus fortes coïncident avec les périodes de vives-eaux diurnes sur les hauteurs d'eau (Fig. 4.9a). Comme par exemple en période de vive-eau (autour du 20/08/2017), l'isotherme 4 °C plonge jusqu'à plus de 80m de fond et elle remonte plus en surface jusqu'à 30 m. Toutefois un retard d'environ 2 jours des oscillations de température par rapport à celles des hauteurs d'eau diurnes est visible (notamment le 27-29/09 2017), comme cela avait pu être observé sur les courants (Fig. 3.10).

En revanche concernant les variations de la température à l'est de SPM (Fig. 4.9c), le signal dominant est semi-diurne, comme sur la figure (Fig. 3.4). On peut voir cependant que pour les premiers jours de simulation l'isotherme 10 °C oscille, comme pour les mesures, autour de la profondeur de 20 m avec de petites variations. L'isotherme 4 °C s'approfondit plus rapidement au cours du temps qu'au nord-ouest, entre 40 et 80 m sous la surface de l'océan. On peut également observer qu'un signal diurne est visible sur l'isotherme 4 °C alors qu'il n'apparaît pas sur l'isotherme 10 °C, même durant les épisodes de vives-eaux diurnes (par exemple autour du 20/08/2017). Les deux isothermes s'espacent de plus en plus l'une de l'autre au cours du temps. L'isotherme 10 °C atteint la surface en fin d'enregistrement alors que la température de fond n'a cessé d'augmenter pour atteindre 5 à 6 °C.

Cette tendance à l'homogénéisation progressive est provoquée par le mélange qui apparaît plus important à l'est qu'au nord-ouest de SPM. Dans les paramètres des simulations, rien n'a été mis en place pour maintenir la stratification. Les flux de chaleurs atmosphériques sont nuls et il n'y a pas de rappel de la température vers les conditions initiales. Ainsi la dynamique mise en place n'est forcée que par la marée et aucun mécanisme ne peut restaurer une stratification que le mélange tend à diminuer.

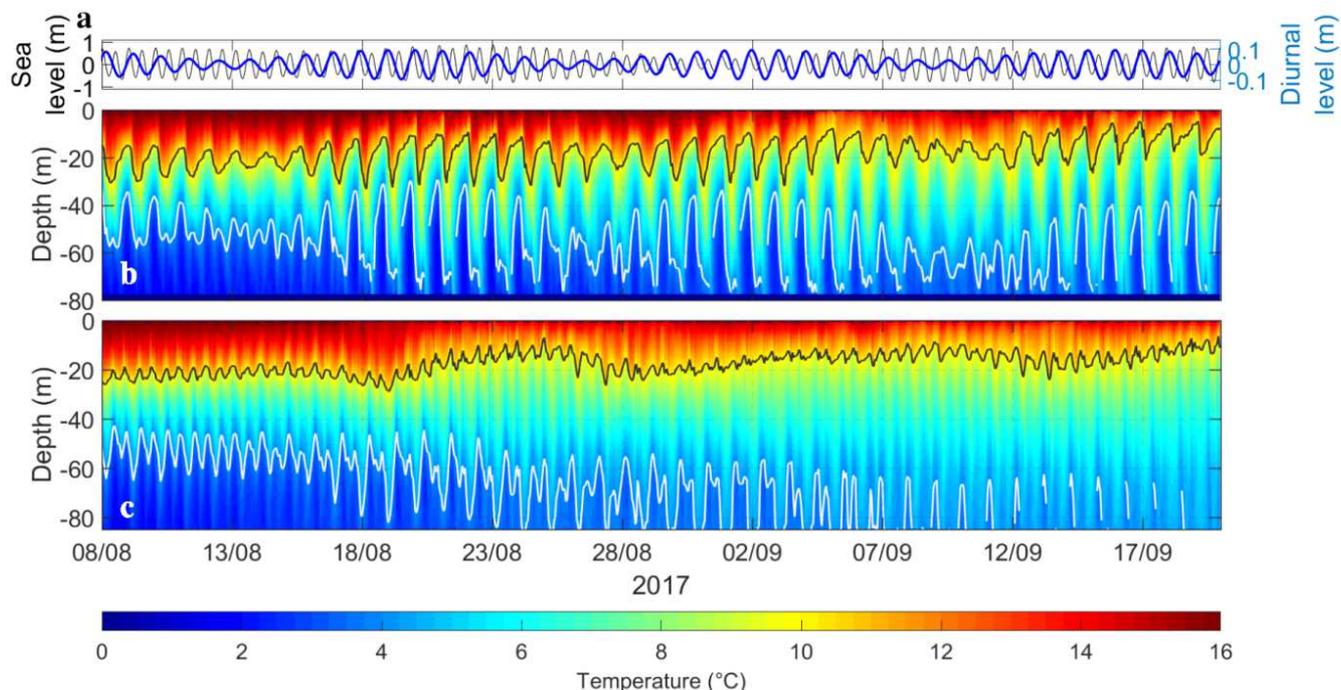


Fig. 4.9 : (a) Hauteurs d'eau totales en noir et diurnes en bleu (noter les échelles différentes). Distribution verticale de la température au mouillage nord-ouest Miquelon (b) et au mouillage Est Langlade (c). Immersion de l'isotherme 4 °C en blanc et de l'isotherme 10 °C en noir. Simulation "Tide14".

### 4.5.3 Spatialisation des oscillations des isothermes à la fréquence O1

Pour pouvoir quantifier les oscillations des isothermes, nous avons extrait les immersions des isothermes 4, 6, 8, 10, 12 et 14 °C sur la simulation réaliste. Puis nous avons fait une analyse harmonique sur ces oscillations. Ainsi nous avons pu extraire les amplitudes et phases des différentes isothermes. Les amplitudes et phases des isothermes 4, 10, 12, 14 °C sont représentées (Fig. 4.10), pour la composante O1 de la marée.

Les amplitudes O1 des immersions des isothermes augmentent avec la profondeur. En effet, près de la surface, les isothermes 12 et 10 °C (Fig. 4.10a et b) ont une amplitude forte au nord-ouest de SPM, près de la côte de ~8 m et ~12 m respectivement. Pour les isothermes plus froides 8 et 4 °C (Fig. 4.10c et d), l'amplitude atteint ~15 m.

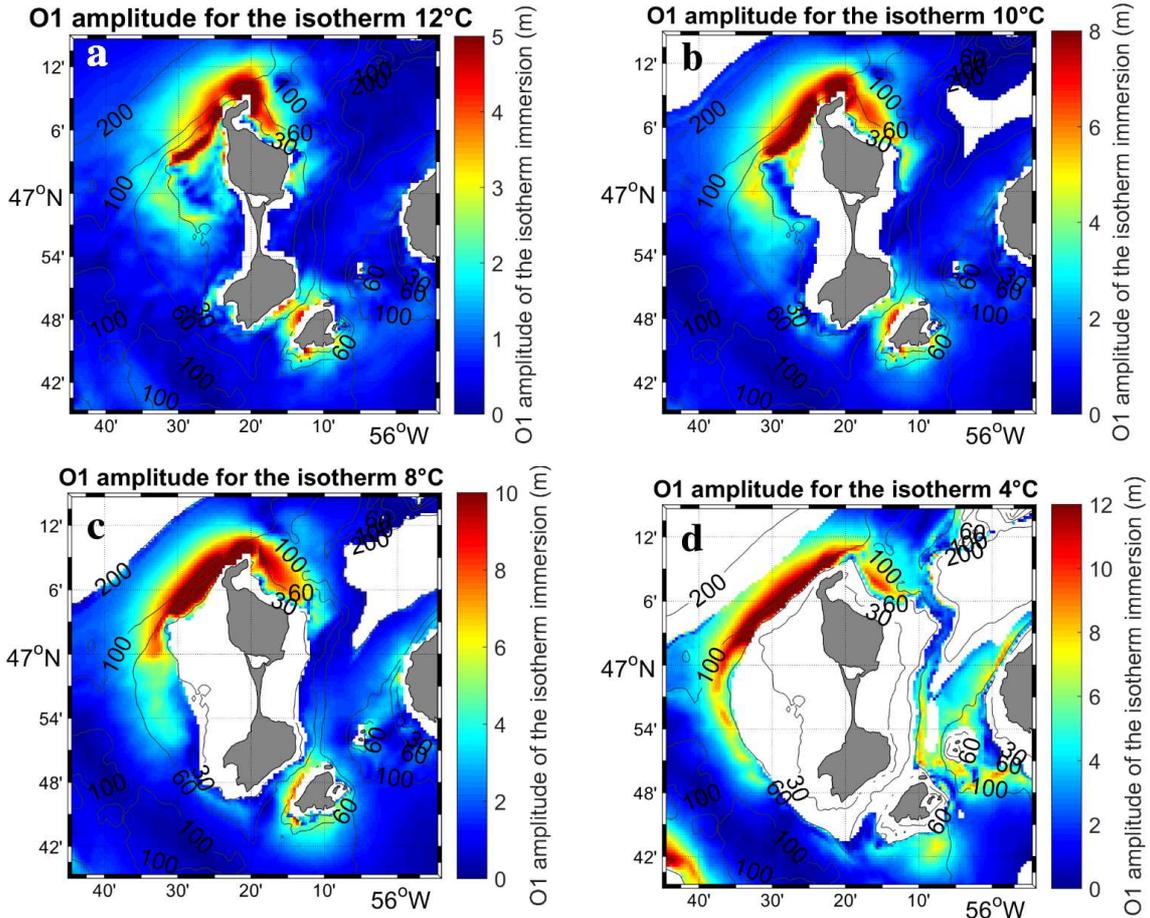


Fig. 4.10 : Amplitudes O1 des immersion des isothermes 12 °C (a), 10 °C (b), 8 °C (c), 4 °C (d). En (b), (c) et (d) les données ont été masquées par grandes profondeurs. L'analyse est faite pour la simulation "Tide14" sur 30 jours.

#### 4.5.4 Oscillations des isothermes et des anomalies de hauteurs d'eau diurnes

Après avoir étudié l'amplitude verticale des oscillations des isothermes, nous allons nous intéresser à leur évolution spatiale pendant une période de O1. En effet, par l'analyse des phases de la température de fond et de courants nous avons vu une rotation des phases autour de l'île. Deux indicateurs ont été isolés pour cela, l'élévation de la surface libre et la profondeur de l'isotherme 10 °C qui représente la thermocline.

Nous avons calculé des anomalies pour ces deux paramètres. Les anomalies de hauteurs d'eau sont calculées comme dans le chapitre 2. Les hauteurs d'eau sont d'abord filtrées avec un filtre passe-bande ne gardant que les périodes comprises entre 20 h et 30 h, pour isoler les composantes diurnes du signal. Puis la formule (chapitre 2, Eq.7) est utilisée pour ne garder que les anomalies spatiales de hauteurs d'eau.

Les anomalies d'immersion de l'isotherme 10 °C sont calculées en retirant la moyenne temporelle sur les 30 premiers jours de la simulation de l'immersion en chacun des points autour de SPM. Puis en chaque point de la grille du modèle, ces séries temporelles d'anomalies d'immersions de l'isotherme 10 °C sont filtrées avec un filtre passe-bande conservant les mêmes périodes que pour les hauteurs d'eau (entre 20 h et 30 h). Ces variables ont été tracées sur la figure suivante (Fig. 4.11) pendant 28h et par intervalle de 4 h durant une vive-eau diurne. Ainsi nous pouvons visualiser un indicateur en surface (anomalies de hauteurs d'eau) et un autre dans la colonne d'eau. Les anomalies négatives d'immersion des isothermes correspondent à

l'emplacement pour lequel l'isotherme est la plus profonde qu'en moyenne. À l'inverse les anomalies positives correspondent à des remontées de l'isotherme 10 °C vers la surface.

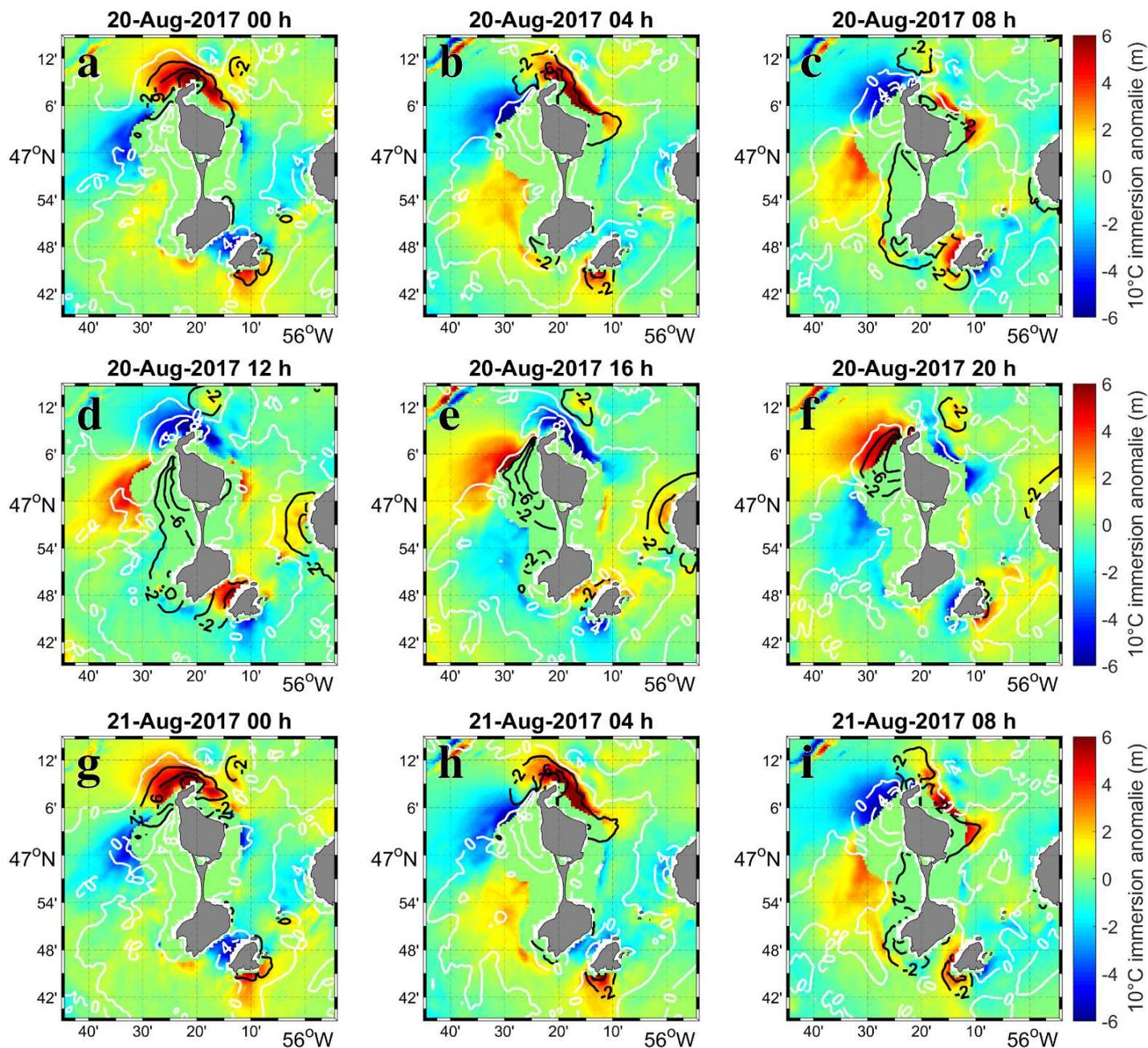


Fig. 4.11 : Carte des anomalies d'immersion de l'isotherme 10 °C (en couleur). Anomalies de hauteurs d'eau en isolignes, les anomalies positives (en blanc) et négatives (en noir) en cm. Simulation "Tide14".

Au premier pas de temps (Fig. 4.11a) une forte anomalie positive d'immersion de l'isotherme 10 °C est visible au nord-ouest de SPM (allant jusqu'à 6 m immersion). Une autre anomalie positive d'immersion est visible au sud-est de SPM. Trois anomalies d'immersion négatives sont présentes : l'une à l'est de Miquelon, une seconde au niveau du chenal entre Langlade et Saint-Pierre et la troisième à l'ouest de Miquelon. Ces anomalies tournent anticycloniquement autour de SPM aux instants suivants. L'anomalie positive du nord se déplace vers l'est (Fig. 4.11b, c, d e et f). Elle s'atténue au fur et à mesure de son déplacement vers l'est,

peut-être à cause des irrégularités topographiques ou du frottement sur le fond. À l'ouest l'anomalie négative se déplace aussi vers le nord-est pour faire le tour de SPM. Deux anomalies positives et négatives font le tour de l'archipel.

Autour l'île de Saint-Pierre, les anomalies d'immersion de l'isotherme 10 °C semblent aussi tourner anticycloniquement. En effet l'anomalie positive arrivant à l'est (Fig. 4.11a) passe au sud de Saint-Pierre (Fig. 4.11b, c). Puis elle entre dans le chenal de La Baie (Fig. 4.11d, e, f), ressort et continue sa rotation dans le sens anticyclonique.

Associées à ces anomalies d'immersion d'isothermes, les anomalies de hauteurs d'eau tournent autour de l'archipel de la même manière et montrent les mêmes échelles spatiales. Une anomalie positive d'immersion de l'isotherme 10 °C est associée à une anomalie négative de hauteurs d'eau. Ainsi, localement, lorsque les hauteurs d'eau sont surélevées l'isotherme 10 °C est plus profonde et vice versa.

## 4.6 Dynamique le long de la radiale nord-ouest de l'archipel

Pour étudier la dynamique dans la dimension cross-shore nous avons pris la même radiale que celle choisie pour les observations situées au nord-ouest Miquelon (Fig. 4.12a petite carte). L'évolution de la température et des courants  $u$  (courants le long de la radiale) et  $w$  (courants verticaux) est représentée le long de la section nord-ouest Miquelon pendant une période de vive-eau diurne (Fig. 4.12), avec un graphe toutes les 4 h.

Ainsi, nous pouvons observer les mouvements descendants (Fig. 4.12a, b, g, h, i) et ascendants (Fig. 4.12c, d, e, f) des isothermes le long de la radiale. Les amplitudes des immersions des isothermes varient fortement près de la côte et très peu au large. En effet l'isotherme 10 °C, caractérisant les eaux de la thermocline saisonnière, est à ~15-20 m de profondeur au large et évolue à proximité de la côte entre 1 m de profondeur (Fig. 4.12e) et 45 m de profondeur (Fig. 4.12i) sous la surface de l'océan. L'isotherme 4 °C, caractérisant les eaux près du fond, évolue entre 40-60 m de profondeur au large et entre ~20 m (Fig. 4.12f) et 80 m (Fig. 4.12d) de profondeur près de la côte.

Les vitesses sont fortes près de la côte et diminuent vers le large. Par exemple au premier instant (Fig. 4.12a) nous pouvons observer des maxima de ~0.5m/s pour les vitesses horizontales et de ~0.004 m/s pour les vitesses verticales. Les structures des courants génèrent les mouvements des isothermes.

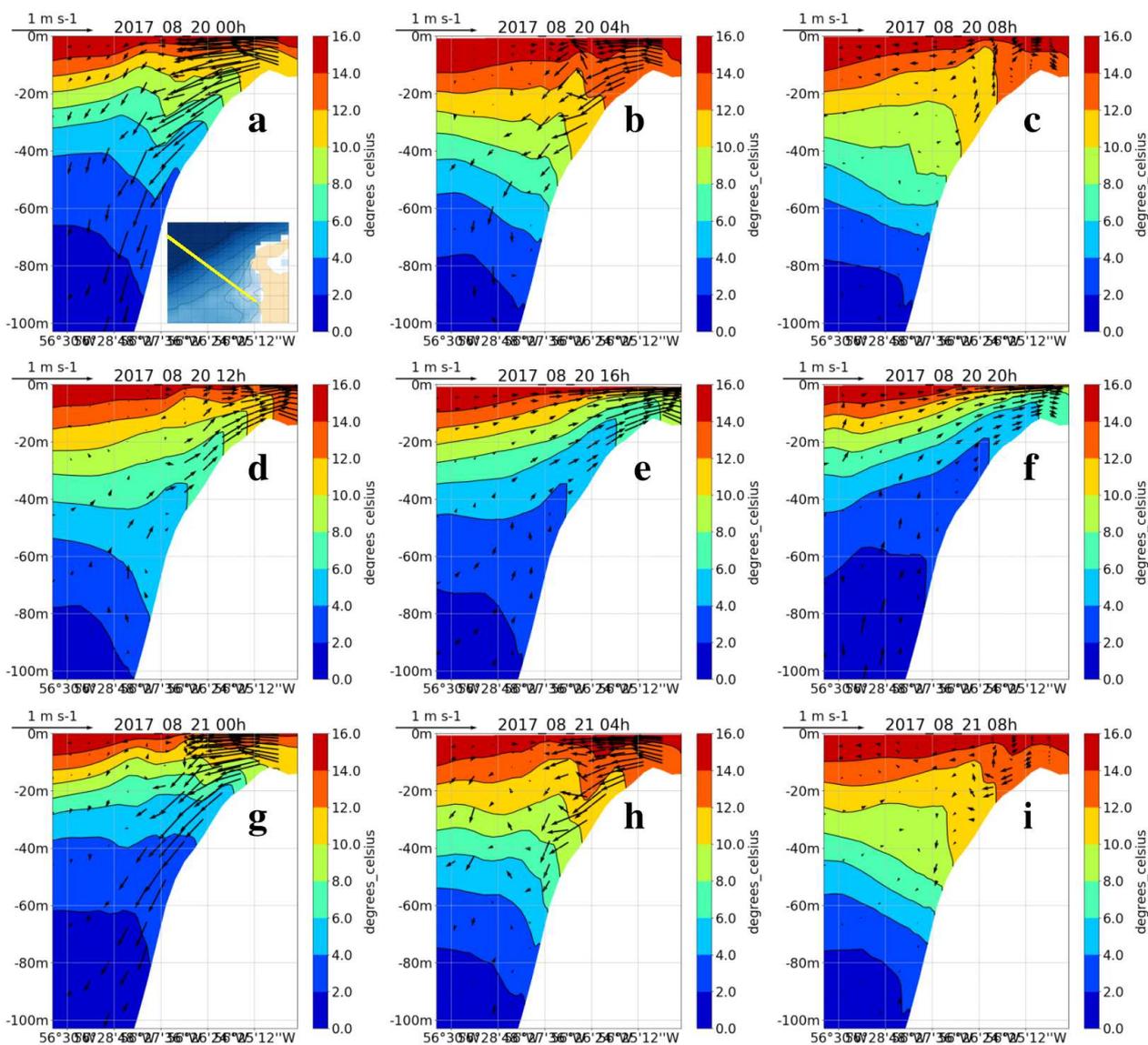


Fig. 4.12 : Courants horizontaux projetés le long de la radiale ( $u$ ) et verticaux ( $w$ ) et température le long de la radiale nord-ouest Miquelon, issues la simulation "Tide14", pendant une période de OI (~26h) durant une période de vive-eau diurne. (a, b, c, d, e, f, g, h, i), un graphe toutes les 4 h du 20 août à 0 h au 21 août 4 h. Les vitesses verticales ont été multipliées par un facteur d'aspect de 100.

## 4.7 Synthèse

Ce chapitre portant sur les résultats de la modélisation, nous a permis de montrer que le modèle reproduit correctement les observations des courants, des hauteurs d'eau et de température près du fond. Ce bon comportement général nous incite à l'utiliser pour répondre aux questions scientifiques posées à la suite du bilan des observations avec toutefois la prudence nécessaire compte tenu de la diminution de la stratification en fin de simulation.

La simulation 2D ne reproduit pas la zone de faible amplitude des hauteurs d'eau de la composante O1 au nord. Le resserrement des lignes de phase des hauteurs d'eau au nord de SPM est plus fort en 3D qu'en 2D. Ce resserrement correspond à la zone où les amplitudes des courants de surface et de fond sont maximales autour de SPM. Cela suggère une forte perturbation barocline de la composante diurne de surface sur les hauteurs de mer et les courants. L'influence des composantes diurnes est nettement visible sur les courants instantanés et aussi que sur les courants résiduels eulériens.

L'alignement des phases de O1 de la température de fond est bien reproduit, indiquant ainsi la rotation d'une onde à la fréquence O1 autour de SPM. De plus les phases des courants près de la surface et du fond confirment une rotation en deux périodes O1 autour de SPM.

Les amplitudes des oscillations des immersions des différentes isothermes pour la composante O1 augmentent de la surface vers le fond. En effet, l'amplitude de l'oscillation de l'isotherme près du fond est plus forte (l'isotherme 4 °C par exemple) que l'amplitude de l'oscillation de l'isotherme près de la surface (l'isotherme 12°C par exemple).

Au-delà de la propagation horizontale de l'onde piégée, la dynamique dans la dimension cross-shore s'est révélée également très intéressante. Le long de la radiale au nord-ouest de SPM les isothermes montent et descendent au rythme de la marée diurne avec des amplitudes verticales beaucoup plus fortes sur la pente qu'au large. Le mouvement de ces isothermes sont cohérentes avec les multiples descriptions de la dynamique cross-shore décrite par exemple le long de la côte californienne (e.g. Nam and Send, 2011 ; Pineda, 1994). L'anomalie positive d'immersion de l'isotherme 10°C au nord-ouest (Fig. 4.11) coïncide avec l'immersion de cette même isotherme 10 °C le long de la radiale (Fig. 4.12). Nous pouvons constater que lors de la remontée de l'isotherme 10 °C, la surface libre de l'océan se creuse.

Les maxima des amplitudes des courants et des températures à la fréquence O1 sont situés au nord et au nord-ouest de SPM. De plus, les ellipses de courants diurnes de cette zone sont orientées perpendiculairement à la topographie. Cela suggère, une génération de l'onde tournant autour de SPM à la fréquence diurne.

## Chapitre 5 : Interprétations des processus physiques liés à la marée diurne

Après avoir décrit la structure spatiale des courants et de la température autour de SPM avec une simulation prenant en compte les ondes majeures de la marée ("Tide14"), nous allons maintenant tenter d'interpréter nos résultats en termes de processus physiques. Pour cela, nous allons nous appuyer en plus de la simulation « réaliste » prenant en compte les composantes diurnes et semi-diurnes de la marée, sur les deux simulations réalisées en ne forçant le modèle qu'avec une seule composante de la marée (O1 et M2).

Une onde piégée par la côte a été mise en évidence à partir des mesures. Une attention particulière est portée à ce type d'onde tout au long de ce chapitre. Nous allons notamment évaluer sa génération, sa propagation et sa dissipation. Des rappels théoriques nous permettront de mieux conceptualiser nos analyses.

### 5.1 Rappels théoriques sur les ondes piégées par la côte

Les ondes piégées par la côte (ou Coastal Trapped Waves CTWs) sont subinertielles. Elles ont été étudiées par (Huthnance, 1978). Ce sont des ondes qui ne peuvent se propager que le long d'une côte. Elles peuvent être générées soit par la marée (Cartwright et al., 1980; Crawford and Thomson, 1984; Thomson and Crawford, 1982), ou par le vent along-shore (Gill and Schumann, 1974). La conservation de la vorticité potentielle (Longuet - Higgins, 1965) permet d'expliquer leur propagation cyclonique en laissant la côte à droite dans l'hémisphère nord.

#### Quelques rappels théoriques

Les premiers à avoir étudié ce phénomène sont (Buchwald and Adams, 1968; Gill and Schumann, 1974). Ils ont considéré la propagation d'une onde le long d'une côte sans stratification. Ces études se complexifient en incluant la stratification (Gill and Clarke, 1974; Huthnance, 1978), la variabilité de la bathymétrie (Clarke, 1977; Rhines, 1970) et le frottement sur le fond (Brink, 1982).

Nous allons décrire ci-dessous les équations du mouvement des CTWs. Ces rappels sont issus du cours sur les mouvements des ondes dans l'océan de (Hendershott et al., 1989).

#### **Equation d'état**

Si nous considérons le problème théorique "shallow water" en incluant la force de Coriolis, et en négligeant à la fois les non-linéarités et le frottement, nous obtenons les équations suivantes:

$$u_t - fv = \frac{-1}{\rho_0} p_x \quad (5.1)$$

$$v_t + fu = \frac{-1}{\rho_0} p_y \quad (5.2)$$

$$\frac{-1}{\rho_0} p_z - \frac{g\rho}{\rho_0} = 0 \quad (5.3)$$

$$\rho_t + w\rho_z = 0 \quad (5.4)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (5.5)$$

avec  $f = 2\Omega \sin(\theta)$  la fréquence d'inertie,  $u$ ,  $v$ ,  $w$  les vitesses horizontales et verticale,  $\rho$  la densité,  $g$  l'accélération de la gravité et  $p(x,y,z,t)$  la pression.

En dérivant l'équation (5.3) en fonction du temps et en faisant l'hypothèse d'un fluide hydrostatique ( $\rho_0 = \text{cste}$  en fonction du temps) l'expression de  $\rho_t$  est déduite et injectée dans l'équation (5.4).

Nous obtenons l'équation suivante :

$$w = \frac{-1}{\rho_0 N^2} p_{zt} \quad (5.6)$$

avec  $N^2 = -g\rho_z / \rho_0$ ,  $N$  étant la fréquence de Brunt Väisälä.

En dérivant les équations (5.1) et (5.2) en fonction du temps nous avons  $\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2\right) \cdot u = \frac{-p_{xt}}{\rho_0} - \frac{f p_y}{\rho_0}$ ,  $\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2\right) \cdot v = \frac{-p_{yt}}{\rho_0} + \frac{f p_x}{\rho_0}$ . En multipliant (5.6) par  $\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2\right)$  et en réinjectant dans l'équation de continuité (Eq. 5.5) nous obtenons :

$$\left[ p_{xx} + p_{yy} + \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2\right) \left(\frac{p_z}{N^2}\right)_t \right] = 0 \quad (5.7)$$

Cette équation est l'équation de base qui exprime les perturbations de pression induites par une onde dans un fluide stratifié.

### Cas d'une onde piégée

Pour pouvoir appliquer le cas d'une onde piégée par la côte on considère le schéma (Fig. 5.1). Nous allons nous placer dans le cas d'une côte orientée selon l'axe des  $y$ . Ainsi la pente topographique monotone est orientée selon l'axe des  $x$  ( $x$  croissant vers le large). On suppose que la topographie ne varie que selon l'axe des  $x$ . Nous recherchons des solutions variant comme  $e^{-i\sigma t + i l y}$  avec  $\sigma$  la fréquence de l'onde étudiée et  $l$  le nombre d'onde dans la direction along-shore. Elle se propage selon l'axe des  $y$  avec les  $l$  négatifs.

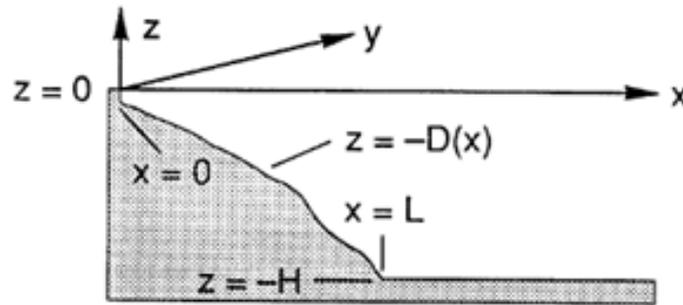


Fig. 5.1 : Schéma correspondant à la côte considérée dans les rappels théoriques des CTW provenant des notes de cours de (Hendershott et al., 1989).

Dans la suite, on suppose que  $N$  est constant (Hendershott et al., 1989).

$$p_{xx} - l^2 p + \frac{f^2 - \sigma^2}{N^2} p_{zz} = 0 \quad (5.8)$$

$$(f^2 - \sigma^2) p_z + N^2 D_x \left( p_x - \frac{f l}{\sigma} p \right) = 0 \text{ en } z = -D(x) \quad (5.9)$$

$$p_z = 0 \text{ en } z = 0 \quad (5.10)$$

$$p \rightarrow 0 \text{ en } x \rightarrow \infty \quad (5.11)$$

Les variables sont approximées avec les ordres de grandeur suivants,  $(x, y)$  sont de l'ordre de grandeur de  $L$  (étant la longueur du plateau Fig. 5.1),  $z$  et  $D$  (Fig. 5.1) sont de l'ordre de grandeur de  $H$  (étant la profondeur

totale de colonne d'eau Fig. 5.1),  $\omega = \sigma / f$  et avec  $S = NH/fL$  le nombre de Burger. Si nous remplaçons les variables dans les équations (5.8 et 5.9), nous obtenons les équations adimensionnelles suivantes :

$$p_{xx} - l^2 p + \frac{1 - \omega^2}{S^2} p_{zz} = 0 \quad (5.12)$$

$$(1 - \omega^2) p_z + S^2 D_x \left( p_x - \frac{l}{\omega} p \right) = 0 \text{ en } z = -D(x) \quad (5.13)$$

$$p_z = 0 \text{ en } z = 0 \quad (5.14)$$

$$p \rightarrow 0 \text{ en } x \rightarrow \infty \quad (5.15)$$

Il est possible de déterminer les caractéristiques des solutions des ondes libres en résolvant les équations. Ces caractéristiques sont issues de (Huthnance, 1978), parmi elles nous retenons les suivantes :

- 1) "Il existe un ensemble infini de modes d'ondes discrets pour n'importe quel choix de topographie et de stratification appelé Coastal Trapped Waves".
- 2) "Une stratification élevée, toutes choses égales par ailleurs, augmente la fréquence de l'onde et rend la structure de l'onde plus horizontale."

Ainsi lorsque la stratification augmente, la nature de l'onde change (Fig. 5.2). Par faible stratification ( $S \ll 1$ ), l'onde a les propriétés d'une onde de plateau continental (Continental Shelf Wave ou CSW), comme celle décrite dans le chapitre 2). Si la stratification augmente, l'onde prend les caractéristiques d'une CTW. Lorsque que la stratification est très forte ( $S \gg 1$ ) l'onde devient une onde de Kelvin barocline.

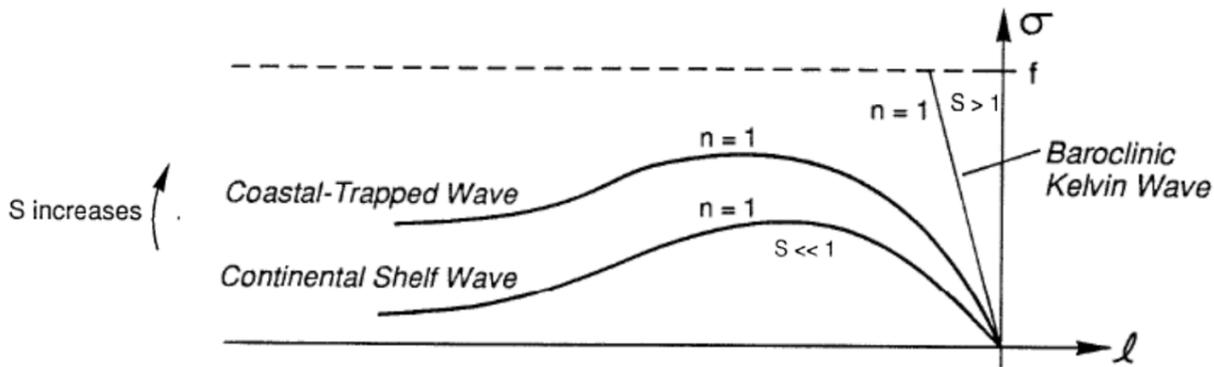


Fig. 5.2 : Courbes de dispersion provenant des notes de cours de (Hendershott et al., 1989).

Les équations peuvent être généralisées aux cas de N variable et avec une surface libre (Huthnance, 1978).

## 5.2 Calcul des flux d'énergie

Pour tenter à la fois d'identifier le mécanisme de formation et le lieu de génération de ces CTW, le calcul des bilans d'énergie est une méthode qui peut s'avérer efficace (Masunaga et al., 2017).

### Le flux d'énergie barocline

La formulation du calcul des flux d'énergie et du taux de conversion entre l'énergie barotrope et barocline est issue des travaux récents de (Kang and Fringer, 2012, 2010; Musgrave et al., 2017).

L'équation du flux d'énergie barocline pris en considération pour cette partie est reportée ci-après :

$$\overline{\mathbf{F}'} = \underbrace{\overline{\mathbf{u}_H E'_k} + \overline{\mathbf{u}_H E'_{k0}} + \overline{\mathbf{u}_H E'_p}}_{\text{Advection}} + \underbrace{\overline{\mathbf{u}'_H p'} + \overline{\mathbf{u}'_H q}}_{\text{Pressurework}} - \underbrace{\overline{\nu_H \nabla_H E'_k} - \overline{\kappa_H \nabla_H E'_p}}_{\text{Diffusion}},$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\overline{E'_k} + \overline{E'_p}) + \nabla_H \cdot \overline{\mathbf{F}'} = \overline{C} - \overline{\epsilon'} - D',$$

Fig. 5.3 : Equations du flux d'énergie barocline (Kang et Fringer 2012).

La notation  $\overline{\cdot}$  représente l'intégration sur toute la colonne d'eau de  $z = \eta(x, y, t)$  la surface libre à  $z = -d(x, y)$  le fond de l'océan.  $H$  représente la profondeur de la colonne d'eau  $H = \eta + d$  et  $\mathbf{u} = \mathbf{U} + \mathbf{u}'$  représente le champ des vitesses décomposé en vitesse barotrope  $\mathbf{U}$  et barocline  $\mathbf{u}'$ .  $p'$  représente la perturbation du champ de pression.  $q$  représente la pression non hydrostatique, dont tous les termes sont négligés ici, car le modèle utilisé est hydrostatique. Par ailleurs, la contribution des effets non hydrostatiques aux flux d'énergie est faible (Kang and Fringer, 2012). Les termes de diffusions ne sont pas évalués directement.  $\epsilon'$  est le taux de dissipation,  $D'$  est la dissipation de la force de frottement sur le fond et  $\overline{C}$  est le taux de conversion de l'énergie barotrope en énergie barocline.

$E'_k, E'_p$  et  $E'_{k0}$  représentent respectivement la densité d'énergie cinétique barocline, la densité d'énergie potentielle disponible (ou Available Potential Energy APE) et les termes croisés barotrope et barocline. Leurs équations sont données ci dessous. Les démonstrations de l'obtention de ces termes sont présentées en annexe E.

$$E'_k = \frac{1}{2} \rho_0 (u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (5.16) \text{ (Kang and Fringer, 2012)}$$

$$E'_{k0} = \rho_0 (Uu' + Vv') \quad (5.17) \text{ (Kang and Fringer, 2012)}$$

$$E'_p = \frac{1}{2} \frac{g^2 \rho'^2}{N^2 \rho_0} \quad (5.18) \text{ (Kundu and Cohen, 2004; Musgrave et al., 2017)}$$

La deuxième équation (Fig. 5.3) montre le bilan des flux d'énergie barocline. Sur une période de O1, la dérivée temporelle des énergies cinétiques et potentielles a peu d'influence. L'équilibre se fait donc entre la divergence du flux d'énergie barocline et la conversion et la dissipation.

### Le flux d'énergie barotrope

Le flux d'énergie barotrope est calculé à partir de la formule du chapitre 2 (paragraphe 2.2.6.2 équation 7) rappelée ci-après :

$$\mathbf{Fbarot} = \rho_0 g H \zeta \mathbf{U} \quad (5.19)$$

où  $\rho_0, g$  sont respectivement la densité de l'océan et l'accélération gravitationnelle,  $H$  est la profondeur,  $\zeta, \mathbf{U}$  sont respectivement l'élévation de surface libre (par rapport au niveau moyen) et le vecteur de la vitesse du courant barotrope. Ce flux calculé est moyenné sur une période de l'onde concernée.

### La mise en œuvre des calculs

Les flux d'énergie barotrope et barocline sont évalués sur une période de 26 h pour les simulations "Tide14" et "O1 only" et sur une période de 25 h (soit  $\sim 2 \times 12.42$  h) pour "M2 only".

Une vérification a été faite, pour le calcul du flux d'énergie barotrope, en prenant la simulation "Tide14". Il s'agissait d'extraire de la simulation "Tide14" (par analyse harmonique) puis de reconstruire les vitesses et

hauteurs d'eau pour les composantes O1 et M2 en utilisant  $t_{\text{tide}}$  (Pawlowicz et al., 2002) afin de calculer les flux barotropes (résultats présentés en annexe D). Les flux barotropes diurnes (O1) et semi-diurnes (M2) (annexe D) ont les mêmes ordres de grandeurs et les mêmes distributions spatiales que ceux calculés à partir des simulations "O1 only" et "M2 only" (présentés Fig. 5.4b et c). Les valeurs de ces flux sont un peu plus faibles que dans la simulation "Tide14". Néanmoins, l'approximation faite en prenant en compte qu'une seule composante de la marée peut être considérée comme valide comme nous l'avons montré au chapitre 4. De plus, la différenciation de la dynamique générée par les différentes ondes (M2 et O1) issues de l'analyse harmonique de la simulation "Tide14" nécessite au minimum un mois de simulation (pour pouvoir séparer correctement les différentes composantes de la marée). Or pendant un mois, dans cette simulation "Tide14", la stratification est constamment érodée, ce qui influence nécessairement la dynamique (et notamment celles de CTW). Ainsi l'utilisation des simulations ne prenant en compte qu'une seule onde de marée ("O1 only", "M2 only") permet de contourner cet inconvénient. Après une période de spin-up d'une semaine, les résultats sont exploitables la semaine suivante.

Les calculs des flux d'énergie barocline ainsi que les taux de conversion sont réalisés de la manière suivante : les résultats bruts du modèle qui utilisent une discrétisation verticale de type « sigma généralisés » ont été interpolés sur un vecteur des profondeurs entre de la surface et le fond avec un pas vertical de 3m jusqu'à des profondeurs maximales de 150m.

### 5.3 Flux d'énergie barotrope

Les flux d'énergie barotrope sont représentés (Fig. 5.4). Pour les 3 simulations, le flux d'énergie barotrope provient du sud-est le long de la péninsule de Burin et pointe en direction de SPM. Il est orienté vers le nord essentiellement à l'est de SPM pour les simulations "Tide14" et "M2 only" avec des valeurs maximales de 65 kW/m (Fig. 5.4a) et 43 kW/m (Fig. 5.4c). Pour ces deux cas, les flux d'énergie barotrope sont faibles (entre 0 et 20 kW/m) à l'ouest de SPM. En revanche pour la simulation "O1 only" le flux d'énergie barotrope est dirigé vers le nord de part et d'autre de l'archipel, à l'ouest (~4-5 kW/m) comme à l'est, où il est plus fort (~8 kW/m).

Au premier ordre, le flux d'énergie barotrope est donc semi-diurne. Cela est principalement dû au fait que les hauteurs d'eau semi-diurnes ont des amplitudes qui sont presque 10 fois plus grandes (61.8 cm pour l'amplitude de M2 à SPM, Tableau 4.2) que les hauteurs d'eau diurnes (7.2 cm pour l'amplitude de O1 à SPM Tableau 4.2).

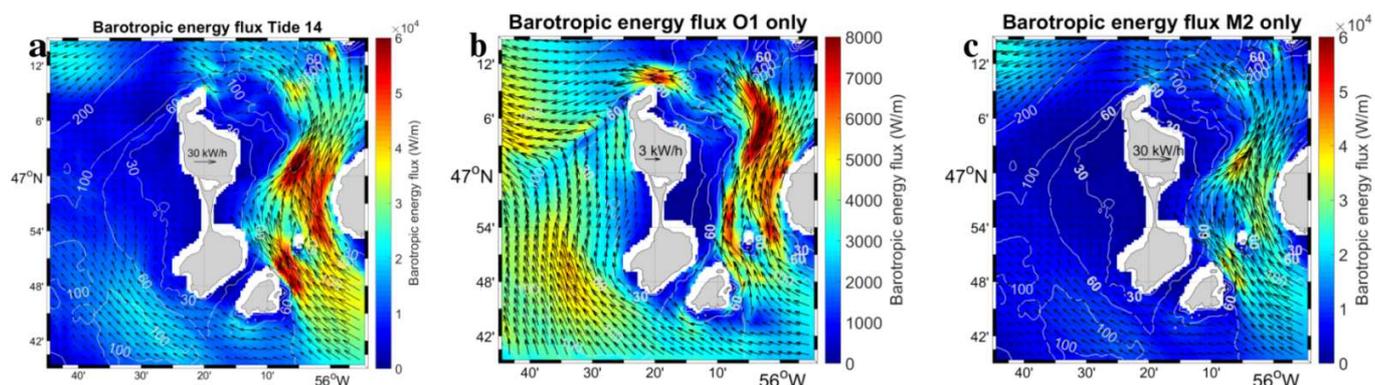


Fig. 5.4 : Flux d'énergie barotrope à partir de la simulation "Tide14" (a), "O1 only" (b), "M2 only" (c). Les vecteurs représentent le champ de flux d'énergie, la couleur représente le module du flux d'énergie barotrope en W/m.

Cependant cela ne permet pas d'expliquer l'intensification de l'onde O1 observée autour de SPM ainsi que l'importance des courants diurnes autour de SPM. Pour une meilleure compréhension du mécanisme de génération il faut regarder de plus près le comportement de la marée barotrope en présence de la topographie et sa conversion en énergie barocline.

## 5.4 Conversion de l'énergie barotrope / barocline

Ainsi nous allons nous intéresser à la génération de l'onde piégée par la côte à la fréquence O1 autour de l'archipel. Pour cela nous allons nous appuyer sur deux types d'études. La première consiste à calculer le terme de génération des ondes de marée à partir des flux barotropes. Cette approche s'appuie sur les travaux de (Baines, 1982). La seconde consiste à calculer le taux de conversion de l'énergie barotrope en énergie barocline. Cette méthode s'appuie sur les études de (Kang and Fringer, 2012; Musgrave et al., 2017).

### Première méthode (Baines 1982)

Pour estimer le forçage barocline par la marée barotrope en présence de topographie et de stratification, il est possible de calculer un terme de génération de la marée interne appelé « body force » ou « force de génération » (Baines, 1982). Il s'agit d'une première estimation des termes de génération d'une composante de la marée autour de SPM. Cette méthode a été abondamment utilisée pour les ondes de marée semi-diurnes notamment dans le Golfe de Gascogne (e.g. Pichon et al., 2013), dans la région des îles Hawaii (e.g. Merrifield and Holloway, 2002).

Dans les équations linéarisées du mouvement, ce terme représente le forçage de la marée barotrope qui génère la marée interne (ou marée barocline) par son écoulement perpendiculairement au talus continental. Nous considérons comme lieu de génération les zones où  $F_{Baines}$  est forte.

Les hypothèses faites pour ce calcul sont : un fluide stratifié en rotation, la linéarité des équations et un flux de volume perpendiculaire au talus spatialement constant (Baines, 1982).

La force de génération ou « body force » peut donc être calculée par le biais de la formule suivante (Baines, 1982; Pichon et al., 2013) :

$$F_{Baines} = -\frac{2 \cdot \pi \cdot z \cdot N^2}{\sigma \cdot H^2(x, y)} \left[ Q_x \cdot \frac{\partial H(x, y)}{\partial x} + Q_y \cdot \frac{\partial H(x, y)}{\partial y} \right] \quad (5.20)$$

avec  $H(x, y)$  représentant la profondeur,  $\sigma$  la fréquence de l'onde concernée,  $N^2$  la fréquence de Brunt Väisälä.  $Q$  représente le flux de volume barotrope et vaut  $Q = (Q_x, Q_y) = (H(x, y) \cdot U(x, y, t), H(x, y) \cdot V(x, y, t))$ ,  $U$  et  $V$  représentent les vitesses barotropes (issues de la simulation 3D moyennées sur la verticale).

Pour ce calcul, nous utilisons les variables suivantes :

- la stratification, évaluée à partir des mesures de 0 à 80 m, puis climatologique pour les plus grandes profondeurs (Fig. 4.2) ;
- la bathymétrie ;
- le champ des vitesses barotropes. Ces vitesses ont été extraites et reconstruites pour les composantes de la marée étudiées (M2 et O1) avec l'outil t\_tide (Pawlowicz et al., 2002) à partir de la simulation "Tide 14".

La force de Baines ( $F_{Baines}$ ) a tout d'abord été intégrée sur la verticale. Puis comme (Azevedo et al., 2006), nous traçons le maximum des valeurs absolues au cours d'un nombre entier de périodes de l'onde considérée, soit 26 h pour O1 et 25 h (2x12.42 h) pour M2.

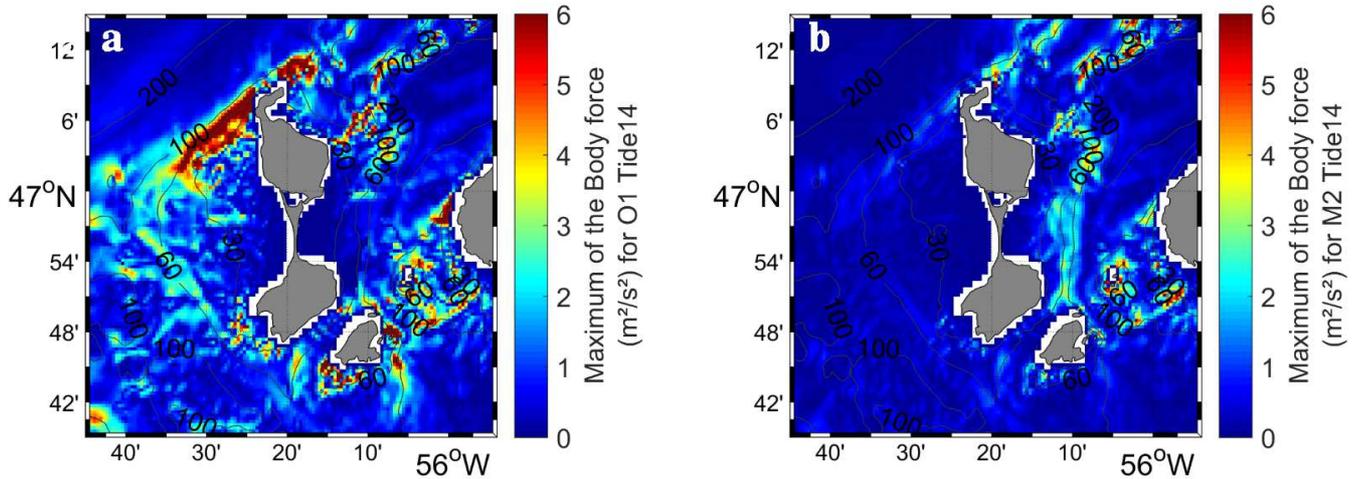


Fig. 5.5 : Maximum des valeurs absolues de la « body force » de Baines 1982 ( $F_{Baines}$ ) intégrée sur la profondeur (en  $m^2/s^2$ ), pour la composante O1 de la marée (a) et la composante M2 de la marée (b) de la simulation "Tide14".

Pour la composante de la marée O1 (Fig. 5.5a) un maximum est visible au nord-ouest à des profondeurs comprises entre 30 et 100 m. De petits maxima locaux sont visibles autour de SPM. Cela correspond à des changements brusques de topographie ou des effets de cap. Pour la composante M2 (Fig. 5.5b), la force de Baines est plus faible que pour O1 et est localisée essentiellement sur la façade est. Le tracé de la moyenne des valeurs absolues de  $F_{Baines}$  montre une structure spatiale identique avec des valeurs légèrement plus faibles que sur la figure (Fig. 5.5).

Ainsi, au regard de ces répartitions spatiales, il semble qu'une onde interne à la fréquence de O1 pourrait être générée au nord-ouest de SPM par la marée barotrope diurne sur la topographie de SPM.

**Taux de conversion (Kang et Fringer 2012)**

Le taux de conversion de l'énergie barotrope en énergie barocline a été calculé par l'équation suivante donnée par de nombreux auteurs (e.g. Kang and Fringer, 2012; Musgrave et al., 2017).

$$\bar{C} = \overline{g\rho W} \tag{5.21}$$

avec les vitesses verticales  $W$  recalculées à partir de la divergence des flux horizontaux barotropes (Musgrave et al., 2017; Niwa and Hibiya, 2004).  $\bar{C}$  est une moyenne qui est faite sur la verticale et pour un nombre entier de périodes pour l'onde concernée. Pour les simulations "O1 only" (moyenne sur une période de 26 h) et "M2 only" (moyenne sur une période de 25 h), ils sont représentés (Fig. 5.6).

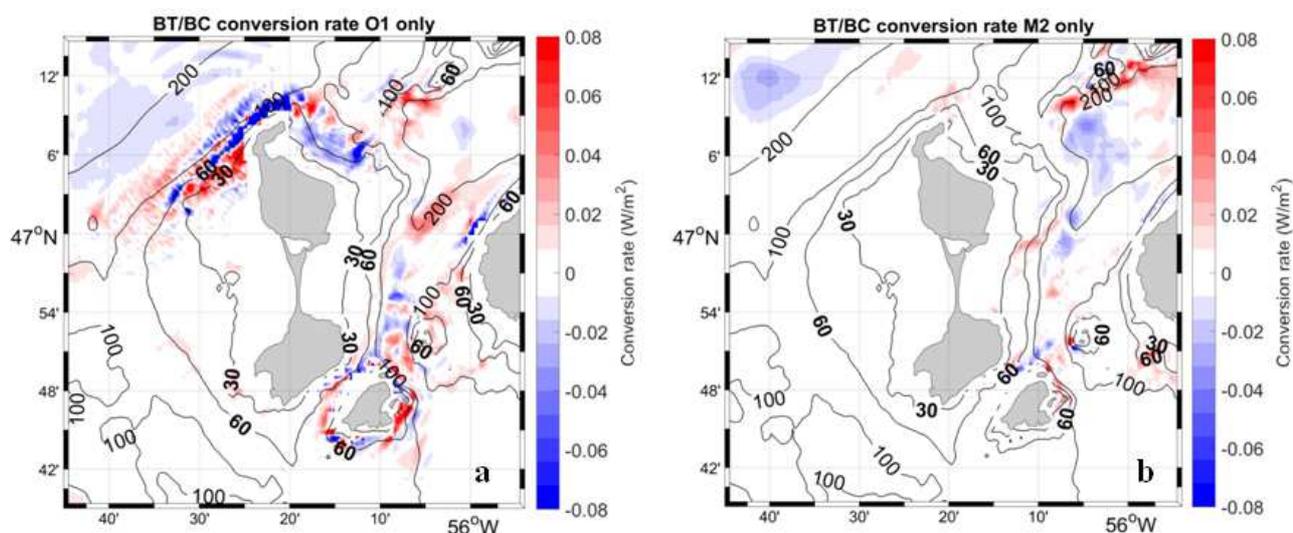


Fig. 5.6 : Taux de conversion de l'énergie barotrope en énergie barocline, moyenné sur une période de 26 h pour la simulation "O1 only" (a) et sur une période de 25 h (soit  $2 \times 12.42$  h) pour la simulation "M2 only" (b).

Le taux de conversion à la fréquence de O1 (Fig. 5.6a) est fort au nord de l'archipel près de la côte, par des profondeurs inférieures à 100 m de fond. Une structure positive (à des profondeurs inférieures à 30 m) et négative (à des profondeurs autour de 60 m) est visible au nord-ouest de SPM. L'interprétation des taux de conversion négatifs est complexe et diffère selon les études. En effet, (Masunaga et al., 2017) montrent qu'il s'agit plutôt de l'effet de la combinaison des ondes générées à la fois localement et à distance, intervenant dans le transfert d'énergie. (Zhang and Duda, 2013) calculent des taux de conversion sur une radiale dans le Mid-Atlantic Bight et trouvent des taux d'un ordre de grandeur comparable au notre sur le plateau continental. Ils suggèrent que ces taux négatifs peuvent être des transferts du mode barocline vers le mode barotrope. Ces taux de conversions négatifs surviendraient lorsque la perturbation de pression ( $\rho'$ ) est en décalage de phase de  $90^\circ$  à  $270^\circ$  avec la vitesse verticale barotrope ( $W$ ) (Smith et al., 2017; Zilberman et al., 2009). Dans notre cas, il apparaît que le forçage est clairement local et induit par la forte pente topographique au nord-ouest de l'archipel. Nous avons vérifié, ce déphasage de  $90^\circ$  à  $270^\circ$  est bien présent pour les taux de conversion négatifs. Cependant, cette analyse reste diagnostique et ne permet pas une interprétation en terme de processus physique. La question sur la compréhension de ce déphasage aurait nécessité une étude plus approfondie dans notre cas et avec un modèle de résolution plus élevé.

D'autres méthodes similaires sont utilisées pour calculer le taux de conversion. Plusieurs auteurs proposent d'utiliser non pas la moyenne sur la colonne d'eau des  $W \cdot \rho'$  mais leur valeur au fond (Rayson et al., 2011; Zilberman et al., 2009). Nous avons testé cette méthode alternative et il s'avère que les distributions spatiales et les ordres de grandeurs des taux de conversion sont similaires à la figure (Fig. 5.6).

A la fréquence semi-diurne (Fig. 5.6b) le taux de conversion est plus faible et principalement localisé à l'est de l'archipel.

Ce taux de conversion présente des distributions spatiales similaires à la "body force" de (Baines, 1982) pour les deux composantes de la marée étudiées. Cela est dû à leurs formulations qui bien qu'apparemment différentes expriment les mêmes concepts : d'une part, le produit scalaire des courants barotropes et de la pente du fond (de la formule de Baines) et la vitesse verticale (intervenant dans le taux de conversion) sont directement liés par l'équation de continuité, d'autre part, la fréquence de Brunt Vaisälä (pour Baines) et la perturbation de pression par rapport à sa moyenne verticale (pour le taux de conversion) sont également liées.

Ces deux méthodes nous ont permis d'identifier la zone de génération des CTWs qui réside donc au nord de Miquelon et concerne quasiment exclusivement les ondes diurnes. Cela pouvait être inféré à partir de la structure spatiale des ellipses de marées présentées sur la figure (Fig. 4.4). Outre la faiblesse des courants semi-diurnes, l'orientation des courants diurnes est beaucoup plus perpendiculaire aux isobathes tant à l'ouest qu'à l'est de la pointe nord de Miquelon. Cela est d'autant plus vrai pour les courants de fond.

## 5.5 Flux d'énergie barocline

Les flux d'énergie barocline  $\bar{F}'$  issus des simulations "Tide14" et "O1 only" (Fig. 5.7a et b respectivement) ont la même distribution spatiale et les mêmes ordres de grandeur. Les valeurs maximales de ces flux sont autour de 2.0 kW/m au nord-ouest de SPM (l'échelle de couleur est saturée à 500 W/m Fig. 5.7a et b et à 100 W/m Fig. 5.7c). Dans la simulation "O1 only", ce flux est maximal à 3.7 kW/m (Fig. 5.7b). Autour de SPM le flux d'énergie barocline dominant autour de SPM est diurne. Il est marqué du nord-ouest au nord-est de SPM et est amplifié au nord. Il est orienté vers le nord-est puis vers l'est et décrit un tourbillon anticyclonique au large de la Rade de Miquelon.

En revanche les flux d'énergie barocline semi-diurne M2 ont un ordre de grandeur cinq fois plus faible. Ils sont maximaux à l'est de SPM (Fig. 5.7c) dans la zone de génération identifiée précédemment.

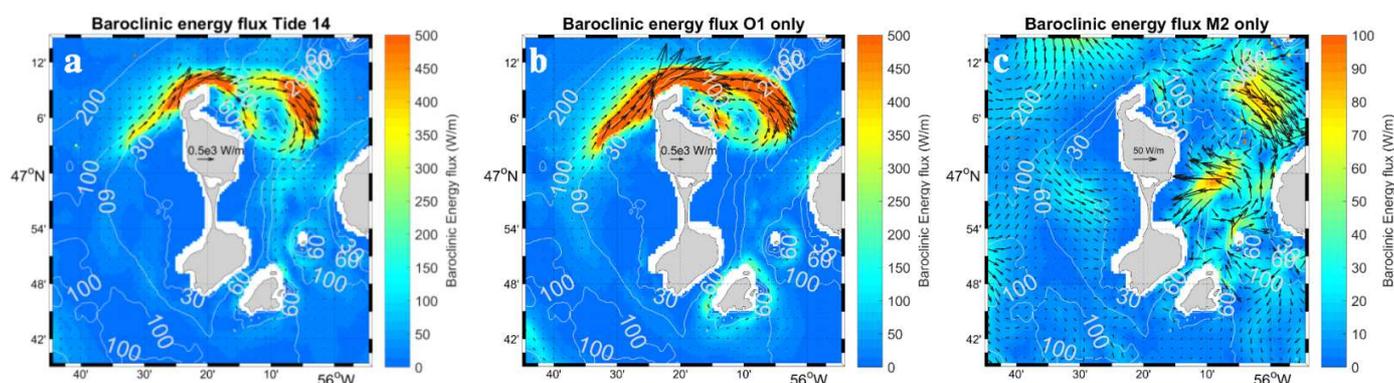


Fig. 5.7 : Flux d'énergie barocline total intégré sur la verticale et moyenné sur une période de 26 h pour les simulations (a) "Tide14", (b) "O1 only" et sur une période de 25 h pour "M2 only" (c).

### Advection et travail des forces de pression

Pour étudier le détail des flux d'énergie barocline, les flux présentés sur la figure (Fig. 5.7b) ont été calculés avec tous les termes issus de la formulation de Kang et Fringer (2012). Il est intéressant de distinguer les termes dominants dans ces formulations et notamment de distinguer la partie advective de l'énergie cinétique et potentielle du travail des forces de pression.

La contribution de la partie advective (Fig. 5.8a) du flux d'énergie barocline est plus forte que le travail des force de pression (Fig. 5.8b).

Parmi les termes advectifs, les termes croisés barotropes/baroclines ( $E'_{k0}$  équation 5.17) et l'advection de l'énergie cinétique barocline ( $E'_k$  équation 5.16) sont du même ordre de grandeur. L'advection de l'énergie potentielle est légèrement inférieure ( $E'_p$  équation 5.18).

Le travail des forces de pression (Fig. 5.8b) est orienté vers le nord-est et son amplitude augmente d'ouest en est. Il semble être cumulatif le long de cette pente topographie sur la façade ouest pour atteindre sa valeur maximale au nord. On peut également observer un flux d'énergie beaucoup plus faible qui tourne anticycloniquement autour de l'île de Saint Pierre.

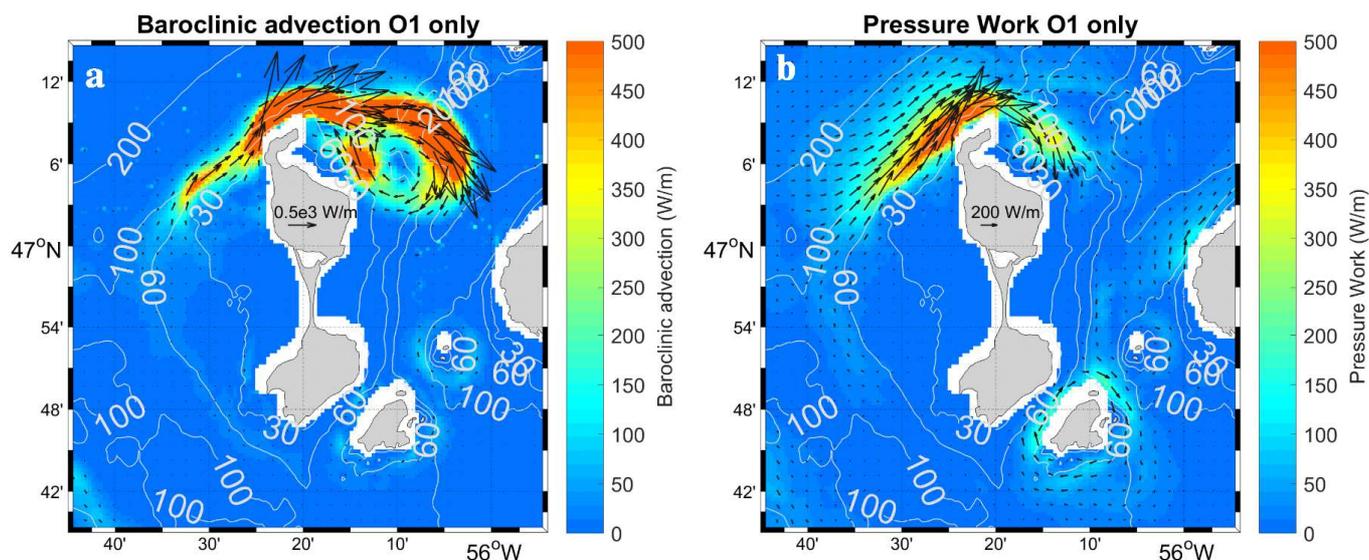


Fig. 5.8 : Termes d'advections (a) et de travail des forces de pression (b) intervenant dans le calcul du flux d'énergie barocline total intégré sur la verticale et moyenné sur une période de 26h pour la simulation "O1 only".

Dans cette région, nous avons montré précédemment que les courants résiduels de la marée diurne sont particulièrement forts ( $\sim 20$  cm/s) et contribuent donc à l'effet de l'advection. En comparant nos résultats avec des études similaires établissant le flux d'énergie barocline, la dominance des termes advectifs est assez rare. Certaines études (e.g. Masunaga et al., 2017), à beaucoup plus grande échelle, négligent complètement l'effet de l'advection et ne considèrent que le travail des forces de pression dans les flux d'énergie barocline.

### Dissipation par les forces de frottement sur le fond

Pour compléter le bilan d'énergie la dissipation par les forces de frottement sur le fond est calculée. D'après le bilan de (Kang and Fringer, 2012), elle peut s'exprimer en composante barotrope  $D_0$  et une composante barocline  $D'$  avec les équations suivantes :

$$D_0 = \rho_0 C_d |\mathbf{u}_H| (uU + vV) \text{ à } z = -H \text{ (près du fond)} \quad (5.22) \text{ (Kang and Fringer, 2012)}$$

$$D' = \rho_0 C_d |\mathbf{u}_H| (uu' + vv' + ww^2) \text{ à } z = -H \text{ (près du fond)} \quad (5.23) \text{ (Kang and Fringer, 2012)}$$

avec  $\rho_0$  étant la masse volumique de l'eau  $1025 \text{ kg/m}^3$  et  $C_d = 2.5 \cdot 10^{-3}$  est le coefficient de frottement sur le fond.

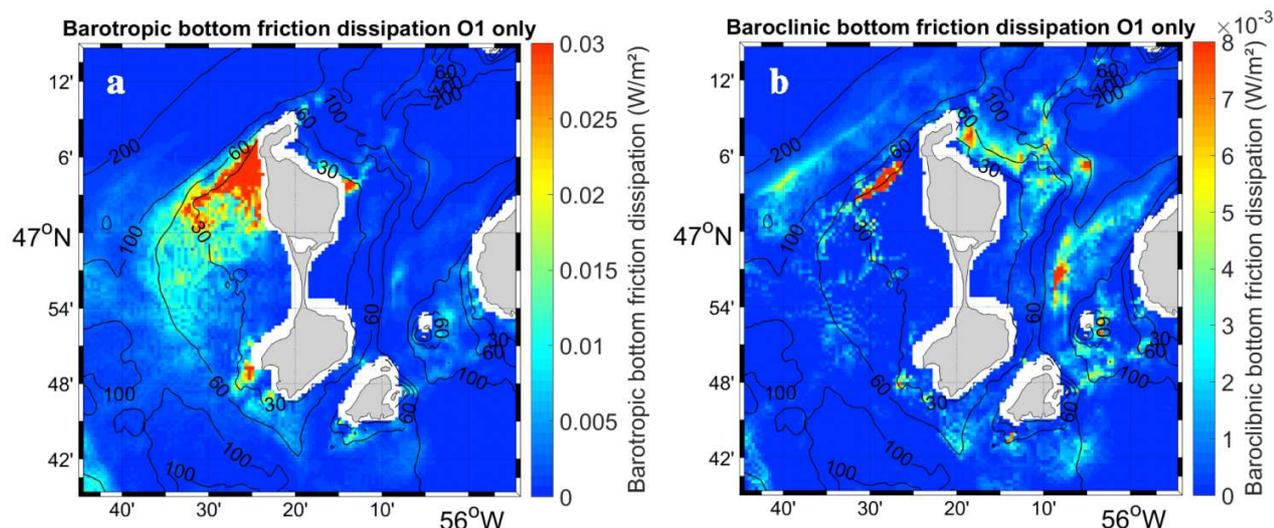


Fig. 5.9 : Dissipation des forces de frottement sur le fond, les effets barotropes  $D_0$  (a) et les effets baroclines  $D'$  (b), O1 only.

La dissipation des forces de frottement sur le fond des courants barotropes (dont la valeur maximale est  $D_0 \sim 0.13 \text{ W/m}^2$ , Fig. 5.9a) est plus forte que celle des courants baroclines (dont la valeur maximale est  $D' \sim 0.03 \text{ W/m}^2$ , Fig. 5.9b). Elle est maximale au nord-ouest de SPM pour des zones de profondeurs inférieures à 100m. Néanmoins, le maximum de la dissipation des forces de frottement est plus local et généralement centré entre les isobathes 30 et 60 m dans le cas barocline (Fig. 5.9b).

## 5.6 Structure verticale

Les différentes grandeurs intégrées sur la verticale intervenant dans le terme de génération de l'onde O1 ont été évaluées spatialement dans la partie précédente. Dans cette partie nous allons nous concentrer sur la dynamique de la radiale prise au nord-ouest de SPM.

### Le flux d'advection de le taux de conversion

Ceci a pour but d'évaluer la structure verticale de la dynamique le long de cette radiale (Fig. 5.10a).

Sur la radiale au nord-ouest de SPM, les courants résiduels eulériens along-shore sont forts près du fond par des profondeurs entre 30 et 60 m sous la surface et atteignent  $0.26 \text{ m/s}$  au maximum à 40 m de profondeur (Fig. 5.10a). Ils sont positifs et sont donc orientés vers le nord-est. Cette zone de forts courants résiduels est liée à un maximum du flux advectif ( $22 \text{ W/m}^2$ , Fig. 5.10b) dirigé le long de la côte.

Le taux de conversion de l'énergie barotrope en énergie barocline est représenté (Fig. 5.10d). Le taux de conversion est maximum et positif près du fond pour des profondeurs inférieures à 60 m. Il s'agit d'un fort transfert d'énergie barotrope en énergie barocline donc à la CTW à la période de la composante O1 de la marée.

Une structure négative, positive et négative de nouveau apparaît en s'éloignant de la côte, entre 20 et 40 m de profondeur, localisée au voisinage de la thermocline (Fig. 5.10d). Cela correspond à la structure spatiale positive et négative de la carte (Fig. 5.6a). Il est frappant de constater que la largeur de ces zones d'alternance de taux de conversion positif et négatif est d'environ  $\sim 2 \text{ km}$ . De plus, elles sont présentes lorsque la pente topographique change (à partir de 60 m de profondeur). Il pourrait s'agir d'un effet des harmoniques générées (exploré dans la suite de ce document) ou de l'aliasing dû à des phénomènes à petites échelles (type soliton ou "Lee wave") mal résolus par le modèle 3D.

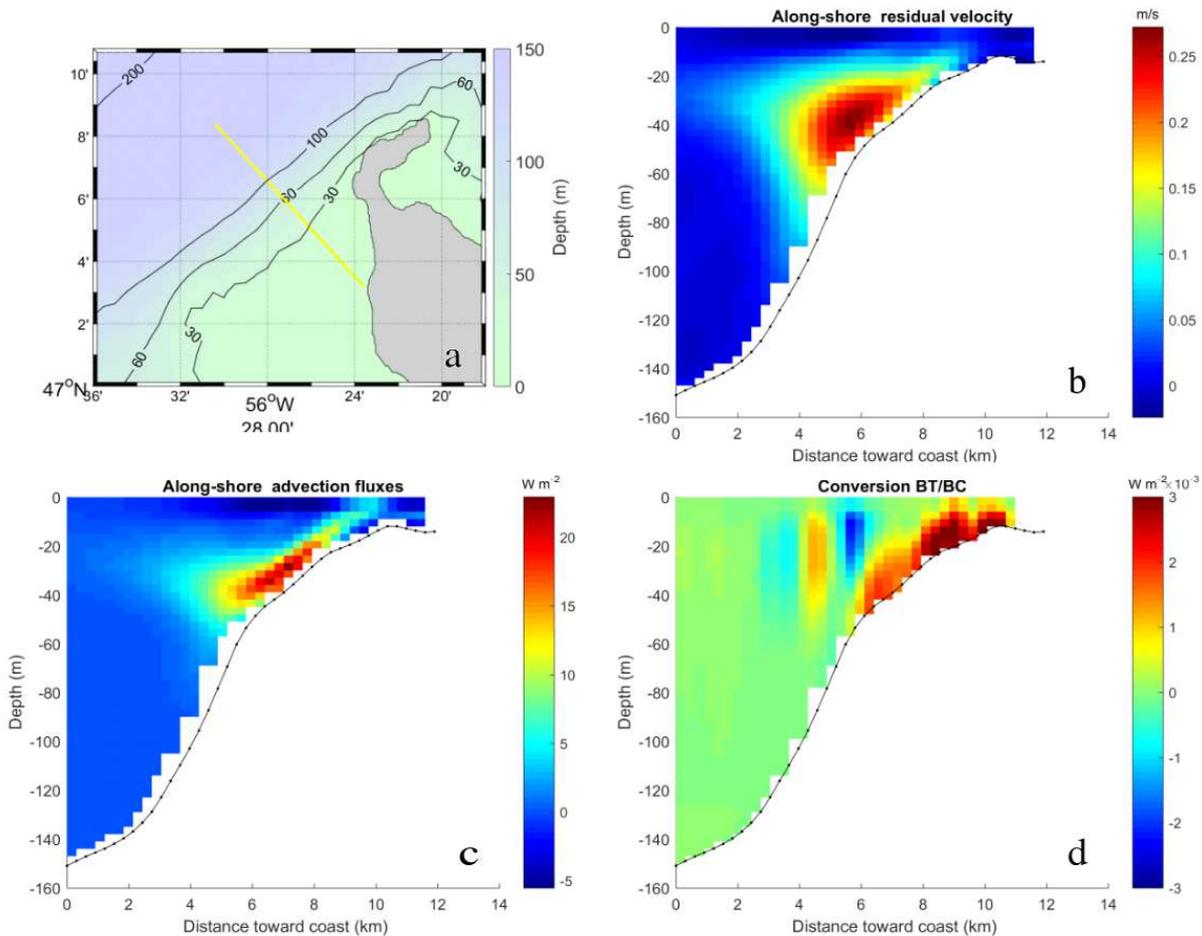


Fig. 5.10 : Dynamique de la section nord-ouest SPM. (a) Localisation de la radiale. (b) Courants résiduels eulériens le long de la radiale, (c) flux d'énergie advectif et (d) taux de conversion de l'énergie barotrope en énergie barocline, calculés à partir de la simulation "O1 only" et moyennés sur une période de 26h.

Le travail des forces de pression n'est pas évalué en raison du manque de consensus sur les méthodes de calcul. Deux méthodes existent (Kunze et al., 2002) et (Kang and Fringer, 2012). Le travail des forces de pression calculé est complètement différent suivant la méthode de calcul utilisée. Cela ne permet pas de conclure sur son influence sur la dynamique.

## 5.7 Comportement des ondes autour de l'archipel

Cette partie nous permet de mieux caractériser cette onde piégée par la côte autour de l'archipel dans un premier temps, puis d'ouvrir sur des phénomènes à d'autres fréquences.

### 5.7.1 Caractéristiques de l'onde piégée par la topographie à la fréquence O1

Les caractéristiques que nous allons évaluer pour l'onde O1 sont : sa propagation autour de SPM, sa vitesse de phase et les nombres adimensionnels qui peuvent nous renseigner sur ses propriétés.

#### Propagation et courbe de dispersion

Dans le chapitre 4, nous avons montré que le modèle reproduit de façon satisfaisante l'onde piégée autour de SPM, que ce soit en termes de température de fond (Fig. 4.7) ou de courant (Fig. 4.5). Les différents tracés

des phases de la composante O1 (cartes des phases de courants ou alignement des phases de la température de fond) ont montré une propagation de cette onde avec un mode azimuthal 2. Selon la théorie cela implique une rotation autour de l'archipel de deux dipôles négatifs et positifs.

La vitesse de phase a été évaluée (par le biais de l'analyse des températures près du fond) et vaut 0.73 m/s pour le modèle, et 0.81 m/s pour les observations (Lazure et al., 2018).

Nous pouvons aussi caractériser ces ondes de manière théorique simplifiée. Pour cela, le modèle théorique de (Brink and Chapman, 1987) est utilisé, il suppose une côte rectiligne et prend en compte un profil bathymétrique. Les courbes de dispersion ont été calculées en prenant en compte quatre profils bathymétriques différents autour de SPM (voir figure Fig. 5.11a pour la position des radiales).

Les courbes de dispersion de la CTW en période estivale sont présentées sur la Figure 5.11.

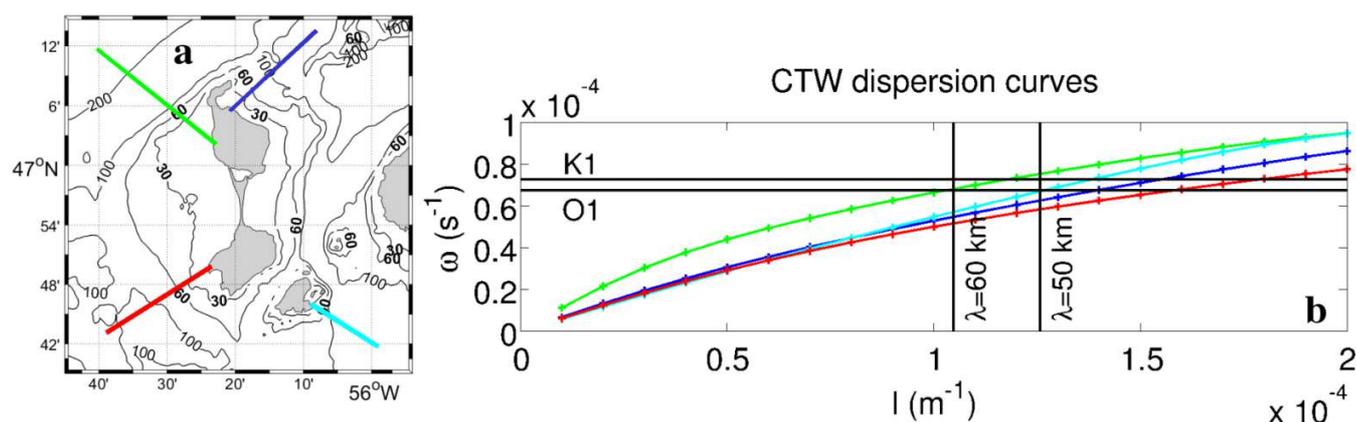


Fig. 5.11 : (a) Localisation des radiales pour le calcul des courbes de dispersion. (b) Courbes de dispersion données par le modèle de Brink et Chapman 1987, avec une stratification estivale. Les différentes courbes de dispersions correspondent à différents profils bathymétriques autour de SPM. Les profils nord-ouest (en vert), nord-est (en bleu), sud-est (en cyan) et sud-ouest (en rouge), (B. Le Cann, 2019, comm. pers.).

La courbe de dispersion obtenue pour le nord-ouest de l'archipel est au dessus de toutes les autres. Elle montre une vitesse de phase (pente  $\omega/l$ ) plus importante de  $\sim 0.7$  m/s que pour tous les autres profils topographiques (autour de  $\sim 0.5$  m/s).

Le nombre de Burger ( $S=NH/fL$ ) vaut 1.7 ( $H=100$ m,  $L=10$ km,  $f=10^{-4}$  s<sup>-1</sup>,  $N=1.7 \cdot 10^{-2}$  s<sup>-1</sup>). Il est ainsi proche de 1, selon la théorie notre onde piégée est du type CTW. Pour que l'onde soit de type Kelvin barocline "pure" il aurait fallu que le nombre de Burger soit très grand devant 1 comme cela à pu être décrit en Adriatique (Mihanović et al., 2014) (Fig. 5.2) .

### Complexité du phénomène

Les irrégularités de la topographie peuvent provoquer du "scattering" (Brunner et al., 2019) et générer différents modes (Wilkin and Chapman, 1990). Pour résumer, l'action des différents modes de l'onde à la fréquence O1, additionnée à l'impact des irrégularités de la topographie, peut modifier les caractéristiques de la CTW. Cela peut, par exemple, jouer sur la vitesse de phase (comme le montre la figure Fig. 5.11b).

Un autre phénomène que le "scattering" peut induire des modifications de la caractéristique de l'onde O1. Il s'agit des harmoniques de l'onde O1 qui sont générées par les non linéarités et donnent naissance à des fréquences multiples de la fréquence O1.

### 5.7.2 Génération et propagation des harmoniques de O1

En prenant en compte la simulation "O1 only", nous cherchons à évaluer la dynamique des différentes harmoniques de O1 et leurs possibles interactions avec l'onde O1 "pure" (décrite dans la partie précédente), comme (Masunaga et al., 2017) ont pu le faire pour l'onde K1. D'un point de vue plus pratique, cette simulation, à la différence de la simulation considérant 14 ondes de marée, nous permet de faire la différence entre la première harmonique de O1 (appelée O2 de période 12.91 h) et la composante de la marée M2 (de période 12.41 h) qui auraient été difficiles à séparer.

La contribution des différentes harmoniques de O1 au signal pour la simulation "O1 only" est visible sur le spectre de l'immersion de l'isotherme 10 °C (Fig. 5.12) à la station correspondant au mouillage nord-ouest de Miquelon à 80 m de profondeur (Fig. 3.1).

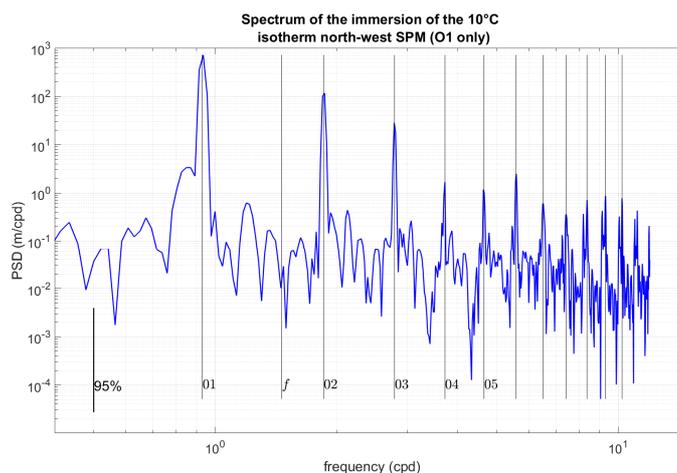


Fig. 5.12 : Spectre de l'immersion de l'isotherme 10 °C au mouillage nord-ouest Miquelon à 80 m de profondeur, calculé pendant les 30 premiers jours de la simulation "O1 only".

Le principal signal est bien à la fréquence de la composante de la marée O1 qui est la seule onde prescrite aux limites ouvertes du modèle. Nous constatons que des harmoniques de O1 sont visibles O2 (~12.91 h), O3 (~8.61 h) et les harmoniques supérieures. O2 et O3 ont une densité inférieure à O1, mais non négligeable. D'autres harmoniques plus faibles sont visibles sur ce spectre, leurs densités spectrales diminuent vers les fréquences les plus élevées.

Pour évaluer les structures spatiales des différentes harmoniques de l'onde O1, les anomalies de densité (par rapport à la moyenne verticale de la densité) à ~30 m de profondeur sont représentées (Fig. 5.13). Nous avons cherché à extraire sur tout le domaine les contributions de l'onde primaire O1, de sa première harmonique O2 et des harmoniques supérieures en utilisant une méthode par les moindres carrés sur une période de 52 h.

En prenant en compte les anomalies de la densité à 30 m de profondeur pour toutes les fréquences présentes dans la simulation "O1 only" (1<sup>ère</sup> colonne Fig. 5.13) et seulement le signal de O1 (2<sup>ème</sup> colonne Fig. 5.13), nous pouvons constater que le signal est majoritairement lié à l'onde O1. Les amplitudes des anomalies de densité sont du même ordre de grandeur pour tout le signal et pour l'onde O1 seule.

L'évolution des anomalies de densité à la fréquence O1 pure (Fig. 5.13 2<sup>ème</sup> colonne) reflète très clairement le piégeage de l'onde autour de SPM. Deux longueurs d'onde sont facilement visibles autour de Miquelon-Langlade (comme pour les anomalies diurnes des hauteurs d'eau et des immersions de l'isotherme 10 °C (Fig. 4.11)). On peut également distinguer un piégeage autour de l'île de Saint-Pierre pour lequel une seule longueur d'onde est visible, cette onde interagit probablement avec la première dans le chenal de la Baie qui

sépare Saint-Pierre de Langlade. Cette onde secondaire ne peut être validée faute de mesures en nombre suffisant notamment autour de Saint-Pierre.

Pour les autres harmoniques les amplitudes sont plus faibles. L'harmonique O2 (Fig. 5.13, 3<sup>ème</sup> colonne) semble être en phase avec O1. Elle semble aussi tourner autour de l'archipel dans le sens anticyclonique (surtout sur une période de O2 (~13 h) en annexe F). Quatre anomalies positives et négatives sont visibles autour de SPM. Ce qui représente une longueur d'onde spatiale deux fois plus petite que pour O1. Une partie de l'onde O2 semble être piégée en tournant très près de la côte. Cette harmonique représente pour partie la déformation non linéaire de l'onde principale O1. Une autre partie semble se propager librement autour de l'archipel. Cela est particulièrement visible au nord de l'archipel. En effet, cette onde peut se propager vers le large, car sa fréquence est supérieure à la fréquence d'inertie, et tourner autour de l'archipel en suivant l'onde O1. Cette caractéristique de première harmonique a également été observée par (Masunaga et al., 2017) autour de l'île de Izu-Oshima.

Concernant les harmoniques supérieures à O2 (Fig. 5.13 4<sup>ème</sup> colonne) leurs amplitudes sont très faibles (0.05 kg/m<sup>3</sup>). Il est difficile de distinguer une propagation à cause de l'échantillonnage temporel (Fig. 5.13). Cependant une propagation est discernable au nord de Miquelon où elles accompagnent une vague concave créée autour de t=19h (comparer les figures de droite et de gauche de la 4<sup>ème</sup> colonne).

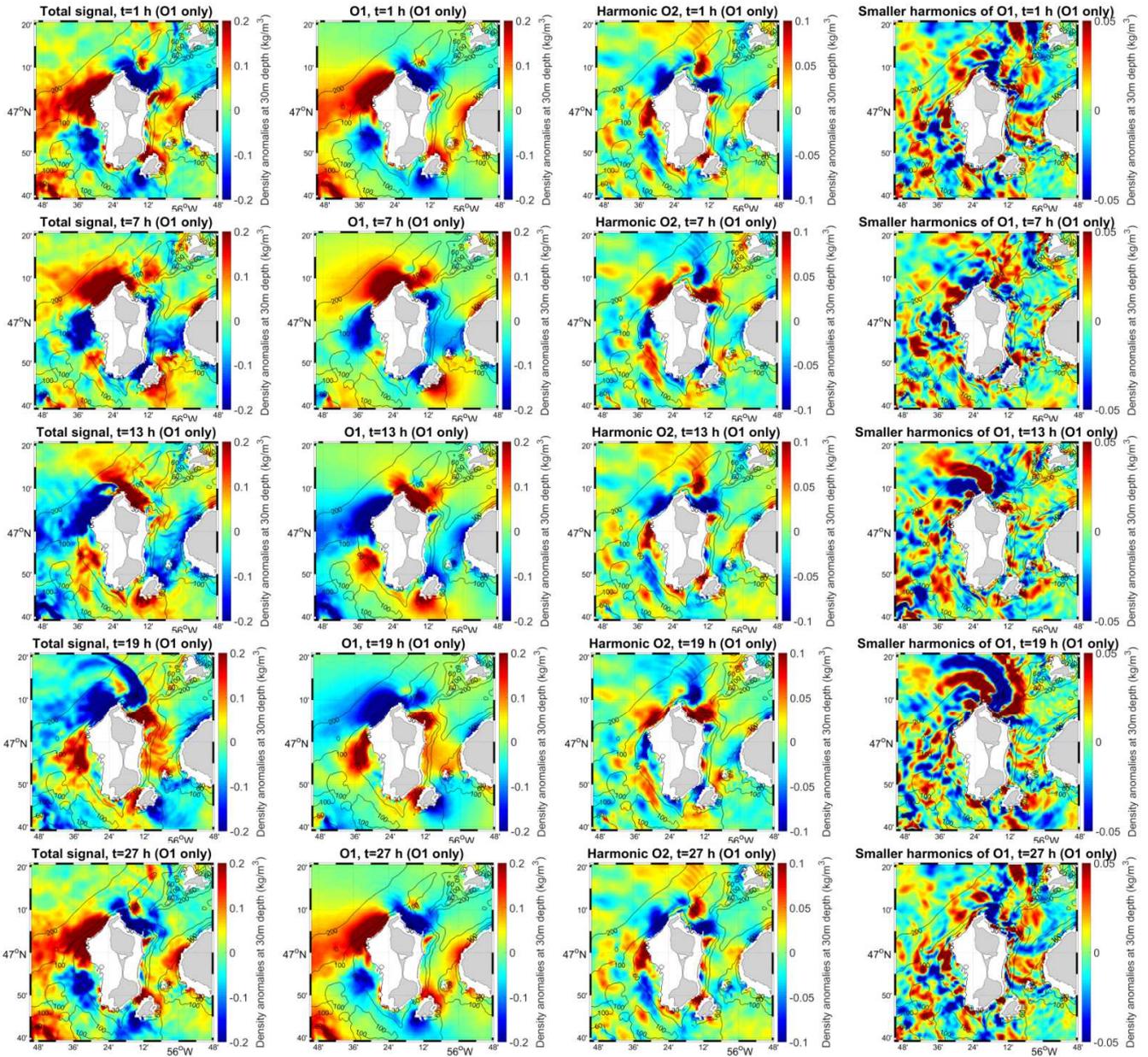


Fig. 5.13 : Anomalies de densité à ~30 m de profondeur calculées à partir des résultats de la simulation "O1 only" (colonne 1) toutes les fréquences, (colonne 2) à la fréquence de O1, (colonne 3) à la fréquence de O2, (colonne 4) aux fréquences des harmoniques supérieures de O3 à O6 (pour la simulation "O1 only").

La première harmonique de O1, O2, dont la fréquence est proche de M2, ne semble donc pas être totalement piégée par la topographie. Nous allons nous intéresser à sa propagation dans la colonne d'eau sur la radiale nord-ouest de SPM. Pour pouvoir évaluer cette propagation nous allons calculer les pentes des rayons qui ne dépendent que de la stratification locale et de la fréquence pour une latitude donnée (Baines, 1982; Pingree and New, 1991) :

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - f^2}} \quad (5.24)$$

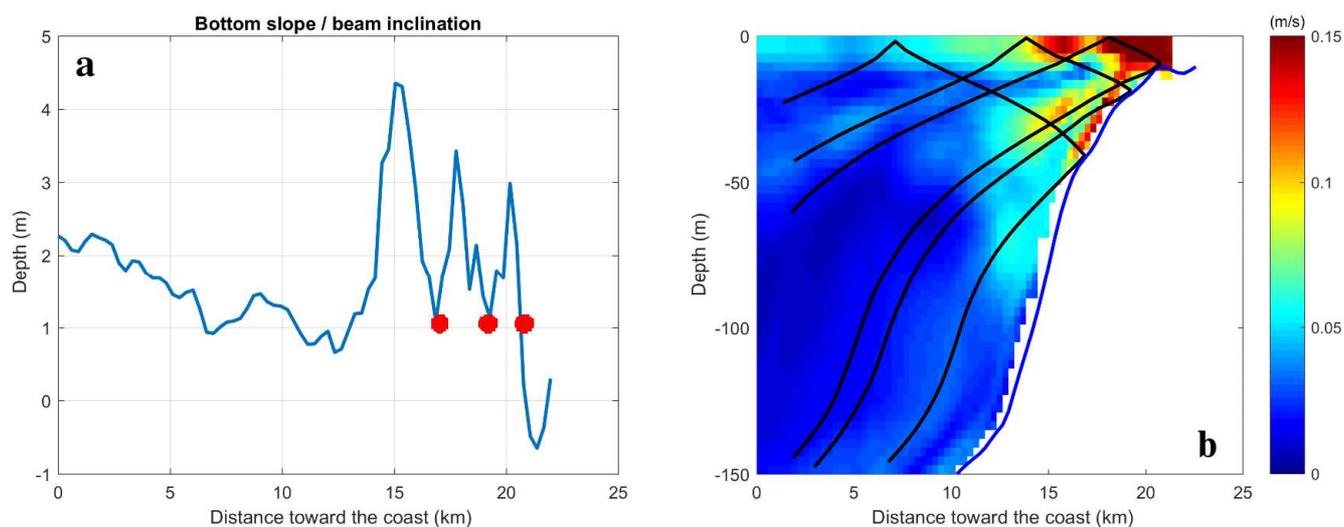


Fig. 5.14 : (a) Ratio de la pente topographique sur la pente du rayon  $\alpha$  (donnée par l'équation 5.24). Les points rouges montre le ratio  $\approx 1$ . (b) Amplitude du maximum des vitesses cross-shore de l'harmonique O2 et en noir les rayons calculés sur la radiale.

Le rapport entre la pente topographique et la pente des rayons ( $\alpha$  donné par l'équation 5.24) permet de localiser les zones privilégiées pour la génération des rayons d'énergie barocline. Nous pouvons voir que la pente est critique (ratio  $\approx 1$ ) en trois régions de la pente. Nous avons tracé des rayons émanant de ces trois régions (Fig. 5.14a points rouges). Un autre rayon pourrait être généré plus au large par des profondeurs supérieures à 150 m mais nous l'avons négligé. Notre attention est portée sur la zone côtière de faible profondeur. Le calcul des rayons a été réalisé en calculant localement la pente des rayons selon la formule 5.24. Ils peuvent se propager directement vers le fond mais également vers la surface où ils peuvent se réfléchir (Fig. 5.14b).

Les rayons très près de la côte correspondent à des zones où la vitesse cross-shore est forte (15 cm/s) pour des profondeurs inférieures à 50 m. Les rayons se propageant directement près du fond coïncident avec des courants autour de 5 cm/s, ils peuvent expliquer cette augmentation des vitesses près du fond. Les deux premiers rayons sont réfléchis par la surface et correspondent à des amplifications du courant cross-shore O2. Ces rayons, une fois réfléchis par la surface, continuent à se propager vers le large. Ils correspondent à un courant cross-shore d'amplitude 5 cm/s. Ils pourraient expliquer cette augmentation des courants en allant vers le large (x compris entre 2 et 7 km) par 40-50 m de profondeur.

Cette analyse est assez schématique, un aspect n'a pas été pris en compte. La topographie n'est pas homogène dans la direction cross-shore. Elle a une composante along-shore qui rend probablement les trajectoires des rayons beaucoup plus complexes que cette vision 2D.

## 5.8 Synthèse

Les résultats présentés dans ce chapitre montrent que la marée barotrope diurne est bien le générateur de ces ondes diurnes baroclines piégées autour de SPM. Bien que le flux d'énergie barotrope soit majoritairement semi-diurne, le flux d'énergie barocline est majoritairement diurne.

La conversion de cette énergie barotrope en énergie barocline, à la fréquence diurne, est très importante au nord et au nord-ouest de l'archipel. Pour la fréquence semi-diurne, elle est plus faible et localisée à l'est de l'archipel. Sur la verticale, le taux de conversion diurne montre un fort transfert de l'énergie barotrope en énergie barocline près du fond dans les zones de faibles profondeurs (inférieures à 50m).

Le flux d'énergie barocline diurne est dominant autour de SPM et maximum au nord. Le flux d'énergie advectif est celui qui contribue le plus au flux d'énergie barocline. La dissipation par la force de friction sur le fond de l'océan est maximale au nord-ouest de l'archipel.

L'onde O1 se propage bien dans le sens anticyclonique autour de SPM avec une vitesse de phase de 0.73 m/s. Des harmoniques de l'onde O1 sont aussi générées au nord-ouest et se propagent autour de l'archipel. Elles semblent être en partie piégées par la topographie en contribuant à la déformation non linéaire de l'onde principale O1 et radient également de l'énergie dans les régions avoisinantes.

## Chapitre 6 : Conclusion générale de la thèse

### 6.1 Conclusions

Cette thèse avait pour but d'apporter des explications quant à la dynamique à haute fréquence (périodes de quelques heures à quelques jours) autour de l'archipel SPM.

#### Période hivernale

En période hivernale, l'impact du vent est très important sur la dynamique autour de SPM. Les mesures ont révélé des oscillations sur des courants ayant une période entre 2-4 jours, en 2014. Ces signaux peuvent atteindre voire dépasser l'ordre de grandeur des courants de marée. Ce phénomène bien que transitoire peut représenter une contribution majeure aux courants.

Notre modèle numérique 2D a pu reproduire ces oscillations sur les courants et les hauteurs d'eau. Cela nous a permis de montrer que la zone de SPM est plus sensible aux oscillations à ces périodes que le reste du plateau continental de Terre-Neuve. Cela est vrai notamment pour des forçages de vents périodiques ayant des périodes de 2 à 4 jours. Il s'agit donc d'une période propre de la région, indépendante de la direction du vent autour du SPM.

Les coups de vent génèrent une onde de plateau ou Continental Shelf Wave (CSW) qui se propage en suivant les côtes de Terre-Neuve en direction de l'équateur. Cette onde de plateau (CSW) à l'échelle régionale est connue dans la littérature. En revanche, un aspect local a été mis en évidence autour de SPM. Une onde de plateau locale (CSW) tourne dans le sens anticyclonique autour de SPM avec une vitesse de phase d'environ  $\sim 0.7 \text{ m s}^{-1}$  et peut persister pendant quelques jours après l'évènement de vent. Compte tenu de sa période d'environ 2 jours et de sa vitesse de phase, une seule longueur d'onde permet la rotation sur tout le périmètre de SPM.

#### Période estivale

En période estivale, la dynamique liée à la marée (et surtout la marée diurne) domine les signaux observés (notamment la variabilité des températures observées près du fond et dans la colonne d'eau). Une onde piégée par la côte ou Coastal Trapped Wave (CTW) tourne autour de l'archipel dans le sens anticyclonique. Ces oscillations impactent l'ensemble de la colonne d'eau.

Par le biais de la modélisation numérique, nous avons pu reproduire de manière satisfaisante la dynamique liée à la marée autour de l'archipel de SPM. Les oscillations diurnes de la température de fond, mais aussi celles des isothermes dans toute la colonne d'eau ont pu être validées.

L'étude de la composante diurne de la marée montre une amplification au nord-ouest de l'archipel. Le calcul des différents termes de génération de la CTW et des flux d'énergie nous a permis d'identifier sans ambiguïté la zone de génération de cette onde. L'utilisation du modèle a permis d'atteindre cet objectif de la thèse.

Nous avons montré que les effets de la topographie alliés à la stratification provoquent une amplification des ondes diurnes sous forme de CTWs qui restent piégées autour de SPM. Notre calcul des forces de génération issues de Baines (1982) et des différentes formules des taux de conversion de l'énergie barotrope vers barocline montre que les ondes diurnes sont générées au NW de Miquelon. Les observations et le modèle ont mis en évidence la propagation de cette onde diurne autour de SPM. Elles tournent autour de l'archipel en 2 périodes avec une vitesse de phase est d'environ 0.7 m/s.

Notre volonté de détailler les contributions des différents termes des équations de l'énergie a été probablement trop ambitieuse. Elle s'est heurtée à un manque de données dans la zone de génération (notamment les courants) et à un manque de consensus sur les aspects théoriques (différentes méthodes de calcul). En effet, l'étude des phénomènes physiques comme la génération des ondes internes est un sujet

---

complexe qui n'est pas facilité par la configuration topographique particulièrement accidentée de notre zone d'étude.

Cette tâche dépasse le cadre de cette thèse et aurait nécessité des études réellement dédiées à cette problématique. La mise en place d'un modèle (avec des capacités non hydrostatique et/ou avec une meilleure résolution spatiale) ou la simplification du problème avec de configurations académiques (côte rectiligne et loin de la zone de génération par exemple) permettraient d'apporter des réponses plus satisfaisantes à ces questions spécifiques.

## 6.2 Perspectives

Plusieurs perspectives peuvent être envisagées à la suite de cette étude. Quelques-unes d'entre elles sont présentées dans cette partie.

### Approfondir les connaissances sur le mécanisme de génération et de dissipation

La première consiste à compléter l'étude sur les ondes piégées par la topographie. Il s'agirait dans un premier temps d'identifier le mécanisme de génération en étudiant les différents termes intervenant dans le bilan d'énergie. Par quel mécanisme cette énergie barotrope est transférée en énergie barocline. Quelle est la réelle signification physique des taux de conversion négatifs ?

L'aspect de la dissipation de l'énergie a peu été abordé dans cette thèse. La dissipation de la force de frottement sur le fond a été évaluée mais d'autres termes de dissipation interviennent dans le bilan d'énergie, principalement pour l'énergie barocline dans la colonne d'eau. Comment cette onde est-elle entretenue ? Comment l'énergie se dissipe autour de l'archipel ? Quelles sont les échelles de temps impliquées ?

Nous avons cependant quelques indices issus du déphasage d'environ deux jours observé entre les maxima et minima des niveaux et courants diurnes. Pour apporter une première réponse, nous avons tracé l'amplitude totale de l'immersion de l'isotherme 8°C en fonction du marnage diurne (Fig. 6.1). Ces amplitudes totales, pour les deux variables concernées, sont calculées sur 26h en faisant la différence entre le maximum et le minimum. Deux cycles vive-eau morte-eau sont donc représentés (Fig. 6.1).

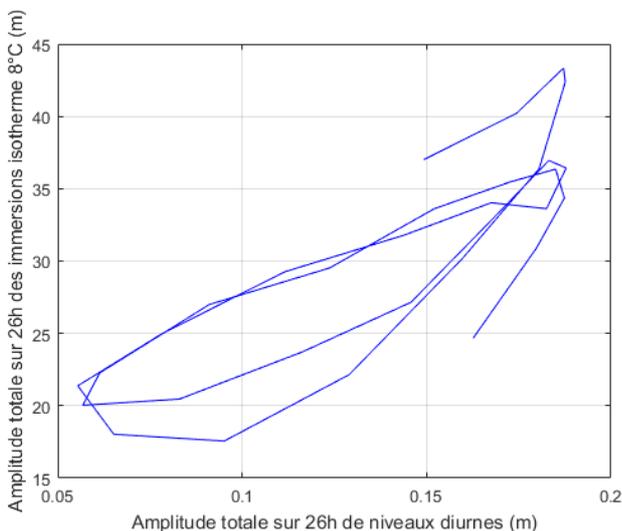


Fig. 6.1 : Tracé des amplitudes totales des immersions des isothermes (sur 26 h) en fonctions des hauteurs d'eau diurnes (O1+K1 comme sur la Fig. 4.9a) pour l'isotherme 8°C. Au mouillage nord-ouest Miquelon à 80m de profondeur.

Pour une amplitude de la hauteur d'eau diurne donnée, on observe deux valeurs d'immersion pour l'isotherme 8°C selon que l'amplitude de la marée diurne évolue vers une vive-eau ou une morte-eau diurne. Les cycles de vive-eau et morte-eau ne sont pas exactement les mêmes. Le déphasage est probablement dû à l'équilibre génération-dissipation autour de l'archipel et à la propagation des ondes autour de SPM avec une échelle de temps voisine de deux jours.

### Influence du vent en période stratifiée

Le sujet central de la thèse était de décrire les phénomènes oscillatoires à haute fréquence qui se sont avérés permanents pour la dynamique de la marée et transitoires pour les périodes correspondantes aux passages des dépressions. Cependant, d'autres phénomènes extrêmes ont pu être observés. Un exemple a pu être observé fin août 2016 sur la façade est de Miquelon (présenté Fig. 6.2).

Les températures de fond par 60m qui étaient inférieures à 5°C ont soudainement atteint 10 °C aux stations M7 (Fig. 6.2a) et M12 (Fig. 6.2b) et 14°C à la station M9 (Fig. 6.2c) (stations situées sur la façade est de Miquelon Fig. 6.2f) durant 3 h. Simultanément, les courants along-shore à la station GF (Fig. 6.2d) se sont accélérés jusqu'à dépasser 1 m/s. Ces courants sont bien reproduits par le modèle (Fig. 6.2e), dans une simulation exploratoire prenant en compte des vents réels (issus de ECMWF). Ceci est lié à un fort évènement de vent (avec des vents de ~20m/s) qui vient perturber notre système et nécessite une exploration plus approfondie. En effet, il s'agirait d'étudier plus en détail l'impact de cet évènement météorologique sur la dynamique en période estivale.

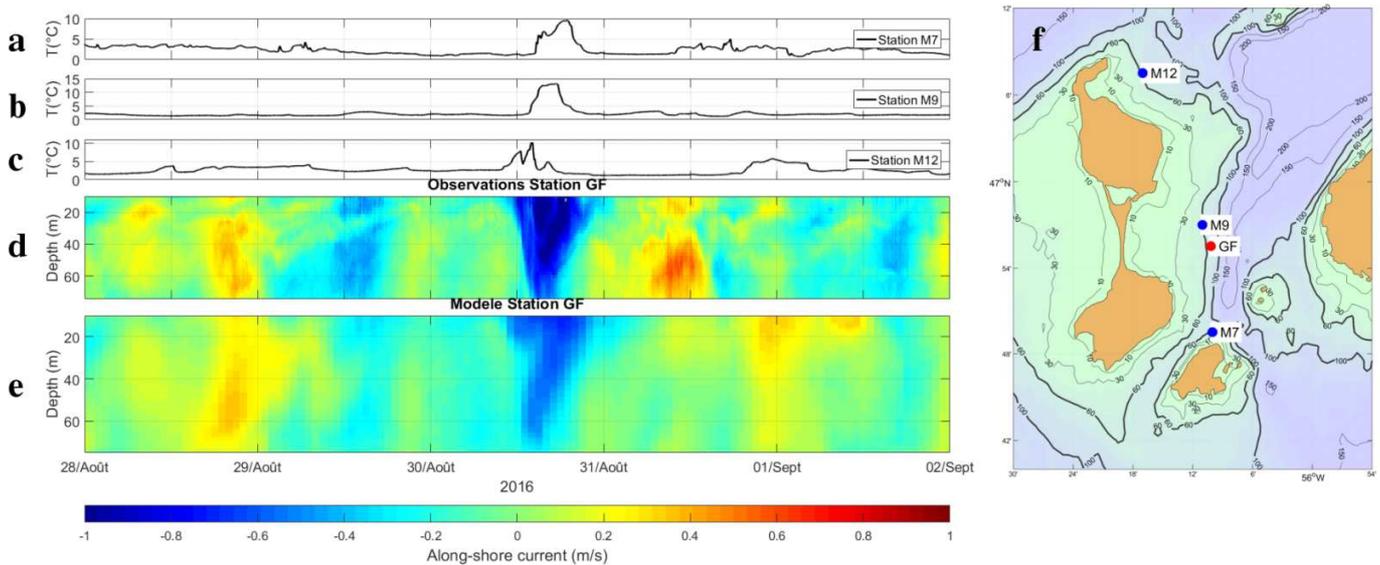


Fig. 6.2 : Températures de fond observées le 30 août 2016 aux station M7 (a), M9 (b) et M12 (c). Les courants along-shore observés (d) et modélisés (e), à la station GF en 2016. (f) Localisation des stations.

### Influence de la circulation générale

En introduction, nous avons évoqué la circulation régionale autour de SPM. Une dernière perspective consiste à étudier l'impact de celle ci sur la zone de SPM. En effet, une branche côtière du courant du Labrador a été mise en évidence par plusieurs études. Ce courant a un fort signal saisonnier et est orienté en direction de l'archipel. Quel serait l'impact de ce courant sur la dynamique de l'archipel de SPM ? Nous disposons de 3 mouillages qui ont été maintenus durant l'année 2018 comportant un ADCP et des chaînes de thermistances dans le sud de SPM et entre SPM et Terre-Neuve. Une analyse plus détaillée permettrait d'approfondir cette question.

# ANNEXES

## A Analyse harmonique de O1 sur les quatre radiales

Pour chacun des mouillages pour les quatre radiales ("nord-ouest Miquelon", "sud-ouest Langlade", "est Langlade" et "Sud Saint-Pierre"), nous avons fait une analyse harmonique des immersions isothermes quand les données nous le permettent. Ces analyses sont faites sur 30 jours soit la durée des enregistrements.

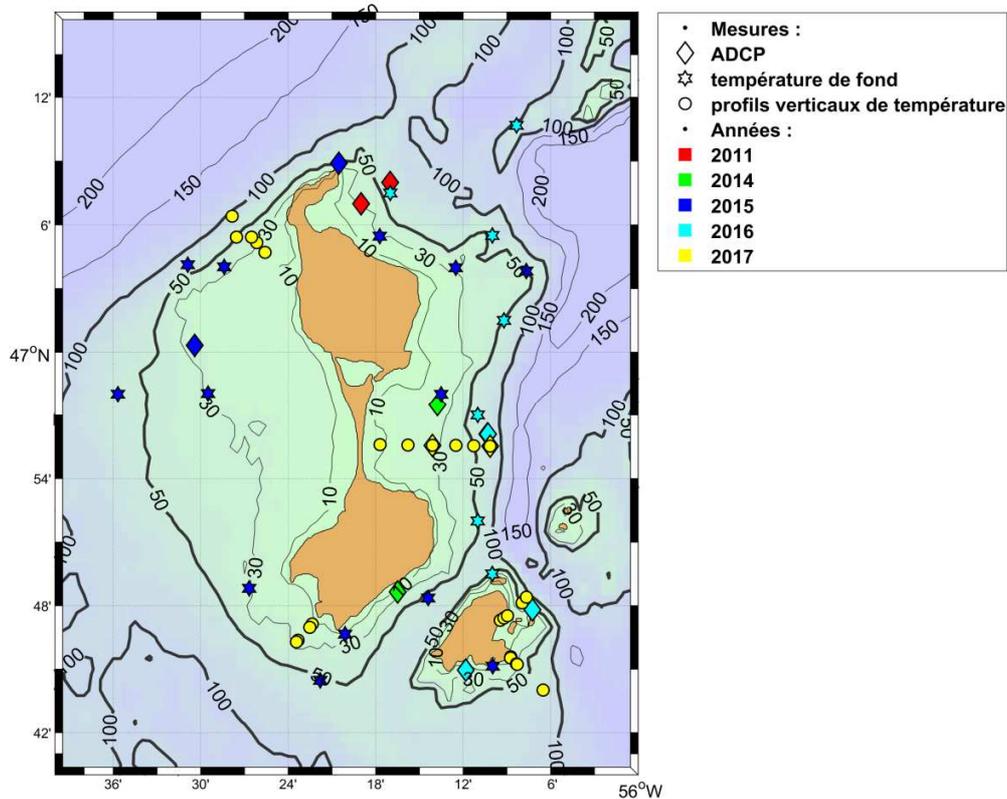


Fig. A.1: Localisation des radiales (ronds jaunes).

Une cinquième radiale est présente à l'est de l'île de Saint-Pierre, près du port de Saint-Pierre. Elle n'a pas fait l'objet de ces analyses car les enregistrements des mouillages ont une durée de 16 jours seulement. Ce qui est trop court pour extraire les composantes de la marée.

Une précision est à noter, l'axe vertical choisi (l'axe de z) est orienté négatif vers le fond de l'océan.

**Pour la radiale nord-ouest Miquelon**

Tableau A.1 : Amplitude (A en m) et phase de Greenwich (Phi en °) pour les composantes O1 et M2 calculées pour les immersions des isothermes 14 °C, 12 °C, 10 °C, 6 °C, 8 °C, 4 °C, pour les mouillages de la radiale "nord-ouest Miquelon". En gris lorsque l'erreur de calcul donnée par t\_tide est jugée significative.

	mouillage 80 m		mouillage 60 m		mouillage 40 m		mouillage 30 m		mouillage 20 m	
Composante O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1
Isotherme 14 °C	4.1	69	4.4	62	6.4	57	4.3	63	2.6	66
Isotherme 12 °C	4.4	74	4.8	66	5.3	63	2.8	78	1.2	115
Isotherme 10 °C	4.9	78	5.4	74	4.8	71	2.7	96	3.9	117
Isotherme 8 °C	5.7	87	6.5	84	4.3	81	3.2	107	3.8	216
Isotherme 6 °C	6.6	93	7.4	89	4.0	99	2.3	177		
Isotherme 4 °C	8.5	106	7.0	101						
	mouillage 80 m		mouillage 60 m		mouillage 40 m		mouillage 30 m		mouillage 20 m	
Composante M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2
Isotherme 14 °C	1.4	237	1.4	246	2.0	245	1.6	239	0.3	41
Isotherme 12 °C	1.5	238	1.5	236	1.7	233	1.5	219	0.3	203
Isotherme 10 °C	1.5	242	1.7	234	0.7	236	0.8	193	0.7	48
Isotherme 8 °C	1.9	230	1.8	231	1.3	258	1.2	195		
Isotherme 6 °C	2.0	224	1.7	228	3.0	253				
Isotherme 4 °C	3.3	225	1.7	227						

**Pour la radiale sud-ouest Langlade**

Tableau A.2 : Amplitude (A en m) et phase de Greenwich (Phi en °) pour les composantes O1 et M2 calculées pour les immersions des isothermes 14 °C, 12 °C, 10 °C, 6 °C, 8 °C, 4 °C, pour les mouillages de la radiale "sud-ouest Langlade". En gris lorsque l'erreur de calcul donnée par t\_tide est jugée significative.

	mouillage 40 m				mouillage 30 m				mouillage 20 m			
Composantes O1 et M2	A O1	Phi O1	A M2	Phi M2	A O1	A O1	A M2	Phi M2	A O1	Phi O1	A M2	Phi M2
Isotherme 14 °C	1.5	251	1.2	338	1.3	279	1.3	5	1.7	275	2.2	20
Isotherme 12 °C	2.1	246	1.5	350	1.7	265	2.3	7	0.9	290	1.5	18
Isotherme 10 °C	2.2	245	2.0	354	1.6	266	2.1	7	0.8	4	0.9	345
Isotherme 8 °C	2.1	241	2.3	358	1.2	300	1.1	5				
Isotherme 6 °C	1.9	253	2.6	9	1.4	126	1.4	105				
Isotherme 4 °C	1.2	272	2.0	17								

**Pour la radiale est Langlade**

Tableau A.3 : Amplitude (A en m) et phase de Greenwich (Phi en °) pour les composantes O1 et M2 calculées pour les immersions des isothermes 14 °C, 12 °C, 10 °C, 6 °C, 8 °C, 4 °C, pour les mouillages de la radiale "est Langlade". En gris lorsque l'erreur de calcul donnée par t\_tide est jugée significative.

	mouillage 80 m		mouillage 60 m		mouillage 40 m		mouillage 30 m		mouillage 20 m	
Composante O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1
Isotherme 14 °C	1.1	20	0.9	344	1.2	12	1.1	16	0.5	28
Isotherme 12 °C	1.3	350	1.7	348	2.0	355	1.4	1	0.3	267
Isotherme 10 °C	1.4	358	1.9	353	2.0	357	0.6	330	0.9	304
Isotherme 8 °C	1.5	357	2.2	353	1.5	7	0.5	284		
Isotherme 6 °C	1.7	2	2.7	353	1.2	21.9	1.7	336		
Isotherme 4 °C	3.0	10	2.8	7	1.2	337				
Composante M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2
Isotherme 14 °C	0.4	257	0.5	326	1.0	312	0.7	316	0.3	70
Isotherme 12 °C	1.0	262	1.2	290	1.7	317	1.35	1	0.5	121
Isotherme 10 °C	1.3	255	1.5	286	2.0	321	1.0	1	0.5	118
Isotherme 8 °C	1.5	253	1.9	291	1.9	332	0.4	43		
Isotherme 6 °C	1.6	257	2.6	303	1.8	334	1.5	89		
Isotherme 4 °C	2.4	273	2.8	317	1.5	348				

**Pour la radiale sud Saint-Pierre**

Tableau A.4 : Amplitude (A en m) et phase de Greenwich (Phi en °) les composantes O1 et M2 calculées pour les immersions des isothermes 14 °C, 12 °C, 10 °C, 6 °C, 8 °C, 4 °C, pour les mouillages de la radiale "Sud Saint-Pierre". En gris lorsque l'erreur de calcul donnée par t\_tide est jugée significative.

	mouillage 80 m		mouillage 40 m		mouillage 30 m		mouillage 20 m	
Composante O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1	A O1	Phi O1
Isotherme 14 °C	0.9	141	1.9	161	1.0	135	1.2	177
Isotherme 12 °C	1.3	161	2.0	179	2.5	160	1.7	188
Isotherme 10 °C	1.5	178	1.9	171	2.8	160	1.2	201
Isotherme 8 °C	1.6	182	1.7	171	2.7	164		
Isotherme 6 °C	1.5	184	1.4	178	2.4	170		
Isotherme 4 °C	2	175	1.0	166				
Composante M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2	A M2	Phi M2
Isotherme 14 °C	0.9	98	1.4	56	1.0	74	1.1	57

---

A Analyse harmonique de O1 sur les quatre radiales

Isotherme 12 °C	1.7	71	1.6	59	1.6	69	0.9	50
Isotherme 10 °C	1.6	64	1.9	69	2.0	73	0.7	50
Isotherme 8 °C	1.7	54	1.9	78	2.1	70		
Isotherme 6 °C	1.8	52	2.0	80	1.7	71		
Isotherme 4 °C	2.5	59	1.6	71				

## B Présentation du modèle MARS

Cette partie présente le modèle MARS 3D (Lazure and Dumas, 2008). Les hypothèses et les équations de bases sur lesquelles s'appuie le modèle sont décrites. Ce descriptif se base sur la documentation du modèle MARS 3D (<https://wwz.ifremer.fr/mars3d/Le-modele/Documentation>).

### Hypothèses

Le modèle MARS3D est un modèle numérique différence finie. Il résout les équations primitives de l'hydrodynamique (les équations de Navier et Stokes) sous les hypothèses suivantes : Fluide hydrostatique, en rotation, sous l'approximation de Boussinesq.

Les équations primitives, dans un repère cartésien  $(x, y, z)$  et dans le plan tangent, s'expriment de la manière suivante :

- L'équation de continuité :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (B.1)$$

- Les équations de la thermodynamique :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\partial(N_z \frac{\partial u}{\partial z})}{\partial z} + F_x \quad (B.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial Pa}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{\partial(N_z \frac{\partial v}{\partial z})}{\partial z} + F_y \quad (B.3)$$

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = \rho_0 b \quad (B.4)$$

- Les équations de la thermodynamique (pour la température et la salinité) :

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(uT - k_x \frac{\partial T}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial(vT - k_y \frac{\partial T}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial(wT - k_z \frac{\partial T}{\partial z})}{\partial z} = 0 \quad (B.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(uS - k_x \frac{\partial S}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial(vS - k_y \frac{\partial S}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial(wS - k_z \frac{\partial S}{\partial z})}{\partial z} = 0 \quad (B.6)$$

$u, v, w$  : Composantes du vecteur vitesse ;

$\zeta$  : Surélévation de la surface libre ;

$Pa$  : Pression atmosphérique ;

$f$  : Paramètre de Coriolis  $f = 2\Omega \sin(\varphi)$ ,  $\varphi$  étant la latitude du point  $(x, y)$  et  $\Omega$  la vitesse angulaire de rotation de la Terre ;

$g$  : Accélération de la pesanteur ;  
 $b$  : Flottabilité,  $b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$  ;  
 $\rho$  : Masse volumique de l'eau ;  
 $\rho_0$  : Masse volumique de référence ;  
 $N_z$  : Coefficient de viscosité turbulente verticale ;  
 $p'$  : Anomalie de pression,  $p' = \rho_0 \int_z^\zeta b dz$ .  
 $T$  : Température ;  
 $S$  : Salinité.

$F_x$  et  $F_y$  sont donc les termes de la diffusion turbulente horizontale. Ils sont définis par :

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( v_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_y \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (B.7)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left( v_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( v_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (B.8)$$

Avec :

$v_x, v_y$  : Coefficients de viscosité turbulente horizontale.

### Coordonnées Sigma

La coordonnée verticale utilisée est la coordonnée sigma ( $\sigma$ ). Cette coordonnée a l'avantage de suivre plus fidèlement les variations de la topographie. Elle permet de mieux représenter la couche de surface et celle près fond selon les paramètres utilisés. Ici la verticale est discrétisée en 30 niveaux. Les coordonnées sigma classiques sont définies par :

$$\sigma = \frac{z + H}{\zeta + H} \quad (B.9)$$

Avec :

$\sigma = 1$  en surface et  $\sigma = 0$  près du fond

$H$  : Profondeur ;

$z$  : Profondeur du niveau sigma ;

$\zeta$  : Surélévation de la surface libre.

Dans MARS3D, la transformation de la coordonnée en  $z$  à la coordonnées  $\sigma$  généralisées est définie selon (Hedström, 2000) par :

$$z = \zeta(1 + \sigma) + H_c \sigma + (H - H_c)C(\sigma) \quad (B.10)$$

Avec :

$H$  : Profondeur ;

$H_c$  : Profondeur intermédiaire au-dessus de laquelle la résolution est augmentée ;

$\zeta$  : Élévation de la surface libre ;

$f$  : Paramètre de Coriolis ;

$g$  : Accélération de la pesanteur ;

$C(\sigma)$  : est défini comme :

$$C(\sigma) = (1 - \beta) \frac{\sinh(\theta\sigma)}{\sinh\theta} + \beta \frac{\tanh[\theta(\sigma + 1/2)] - \tanh(\theta/2)}{2\tanh(\theta/2)} \quad (B.11)$$

Avec :

$\theta$  et  $\beta$  : Paramètres de contrôle de l'étirement et de la contraction de la grille.

### Résolution numérique

Le modèle utilise la technique de résolution à modes barotropes (externes) et baroclines (internes) séparés (Blumberg and Mellor, 2013). Le mode externe donne l'évolution de la surface libre et des courants moyennés sur la verticale alors que le mode interne fournit l'ensemble des champs de courants, des structures de densités et des températures et salinités considérées sur les trois dimensions (x, y,  $\sigma$ ).

### Fermeture des équations : modèle de turbulence

Le schéma de fermeture utilisé sur la verticale est basé sur la résolution d'un modèle à deux équations de type (k -  $\epsilon$ ). Il comprend l'équation de l'évolution de l'énergie cinétique turbulente (k) et l'équation du terme de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ( $\epsilon$ ).

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + v \frac{\partial k}{\partial y} + w \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial(N_z \frac{\partial k}{\partial z})}{\partial z} + Production + Destruction - \epsilon \quad (B.12)$$

Avec :

*Production* : Terme de production d'énergie turbulente par cisaillement vertical :

$$Production = N_z \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (B.13)$$

*Destruction* : Terme de destruction d'énergie turbulente (amortissement par stratification) :

$$Destruction = -K_z \frac{\partial b}{\partial z} \quad (B.14)$$

$\epsilon$  : Terme de dissipation de l'énergie turbulente qui s'exprime en fonction de la longueur de mélange  $l_m$  :

$$\epsilon = \frac{\epsilon_0 k^{3/2}}{l_m} \quad (B.15)$$

$\epsilon_0$  : Constante empirique;

$l_m$  : Longueur de mélange ;

$$l_m = \kappa z_* \left( 1 - \frac{z_*}{H} \right)^{1/2} \quad (B.16)$$

$z_*$  : Distance par rapport au fond.

$\kappa$  : Constante de von Karman ;

Sur l'horizontale, la valeur des coefficients de viscosité (pour la vitesse :  $\nu_H$ ) et de diffusion turbulente horizontale (pour les traceurs :  $\kappa_H$ ) sont estimées de la même manière. La formulation utilisée dépend d'un coefficient  $f_{visc}$  et de la taille de la maille  $\Delta y$  (500m dans notre cas):

$$v_H = \kappa_H = f_{visc} \times 0.01 \times \Delta y^{1,15} \quad (B.17)$$

### Conditions aux limites

Les termes de friction en surface dus au vent sont tels que :

$$\begin{aligned} \tau_{surf}^x &= \rho_a C_d u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \\ \tau_{surf}^y &= \rho_a C_d v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \end{aligned} \quad (B.18)$$

Avec :

$\tau_{surf}^x, \tau_{surf}^y$  : Composantes de friction du vent à la surface de l'eau ;

$\rho_a$  : Masse volumique de l'air ;

$C_d$  : Coefficient de frottement du vent (ici  $C_d = 2.5 \cdot 10^{-3}$ ) ;

$u_w, v_w$  : Composantes de vitesses du vent à 10 m.

Les frottements sur le fond sont :

$$\begin{aligned} \tau_{fond}^x &= \rho_0 C_{d_{fond}} u \sqrt{u^2 + v^2} \\ \tau_{fond}^y &= \rho_0 C_{d_{fond}} v \sqrt{u^2 + v^2} \end{aligned} \quad (B.19)$$

Avec :

$\tau_{fond}^x, \tau_{fond}^y$  : Composantes de la tension de friction sur le fond ;

$u, v$  : Composantes du courant à l'altitude ( $z_u$ ) au-dessus du fond ;

$C_{d_{fond}}$  : Coefficient de frottement sur le fond tel que :

$$C_{d_{fond}} = \left[ \frac{\kappa}{\log\left(\frac{z_u}{Z_0}\right)} \right]^2 \quad (B.20)$$

Avec :

$\kappa$  : Constante de von Karman (qui vaut 0.4) ;

$Z_0$  : Longueur de rugosité ;

$Z_u$  : Altitude au-dessus du fond à laquelle sont considérés  $u$  et  $v$ .

## C Validation du modèle 3D

Cette annexe a pour objectif de rendre compte de la validation du modèle 3D. Les observations de courants, des hauteurs d'eau et de température de fond sont comparées aux 3 simulations "Tide14", "O1 only", "M2 only".

Pour établir ces comparaisons, nous avons effectué l'analyse harmonique des différentes séries temporelles mesurées sur des périodes de 30 jours. Les données du modèle ont été sélectionnées pour être géographiquement proches des stations de mesures. La même analyse a été ainsi effectuée pour les séries temporelles modélisées.

Une exception est faite pour les données présentées dans le papier (Lazure et al., 2018). Ainsi les constantes harmoniques des températures de fond et des vitesses à la station P30 sont issues du "supplementary data" du papier et rappelée ici (Tableau C.11, Tableau C.4, Tableau C.6 et Tableau C.9).

### C.1 Validation des courants

Pour chacune des stations ADCPs (localisées sur la carte de ci-dessous Fig. C.1), une analyse harmonique a été faite sur 30 jours (quand cela est possible) pour extraire les caractéristiques des courants pour les composantes de la marée O1, K1 et M2. Cette analyse a été faite pour les séries temporelles issues du modèle. Les caractéristiques des ellipses de courants observées et modélisées sont reportées dans les 3 tableaux (Tableau C.4, Tableau C.6 et Tableau C.9).

Différentes statistiques sont faites sur les résultats des analyses harmoniques. Il s'agit de :

- la RMSE absolue du demi-grand axe moyenné sur toute la colonne d'eau (en %)
- le biais du demi-grand axe, de l'inclinaison et de la phase, moyenné sur toute la verticale
- le maximum et minimum des différences entre le modèle et les données.

Les différents indices qui sont calculés avec les formules suivantes :

$$RMSE(\%) = \left( \frac{|amplitude\ modèle - amplitude\ observée|}{amplitude\ observée} \right) * 100,$$

$$biais\ phase\ (^\circ) = |phase\ modèle - phase\ observée|$$

$$biais\ demi\ grand\ axe\ (m/s) = |amplitude\ modèle - amplitude\ observée|$$

$$biais\ inclinaison\ (^\circ) = |inclinaison\ modèle - inclinaison\ observée|$$

Ces grandeurs sont moyennées sur la verticale et reportées dans les tableaux (Tableau C.2, Tableau C.3, Tableau C.5, Tableau C.7 et Tableau C.8).

Tableau C.1 : caractéristiques des différentes stations de mesure.

Stations	Période de mesure	Périodes analysées	Profondeur
L3	01/07/2015 - 15/09/2015	14/08/2015 - 15/09/2015	30 m
L4	18/09/2015 - 09/11/2015	19/09/2015 - 19/10/2015	30 m
L6	08/05/2016 - 30/05/2016	08/05/2016 - 30/05/2016	30 m
L7	24/07/2016 - 04/11/2016	10/08/2016 - 10/09/2016	30 m
L8	13/08/2017 - 09/09/2017	13/08/2017 - 09/09/2017	30 m

GF	13/08/2017 - 09/09/2017	13/08/2017 - 09/09/2017	80 m
L1 LB	30/02/2014 - 22/06/2014	22/05/2014 - 22/06/2014	30 m
L1 B	05/03/2014 - 06/06/2014	06/05/2014 - 06/06/2014	30 m

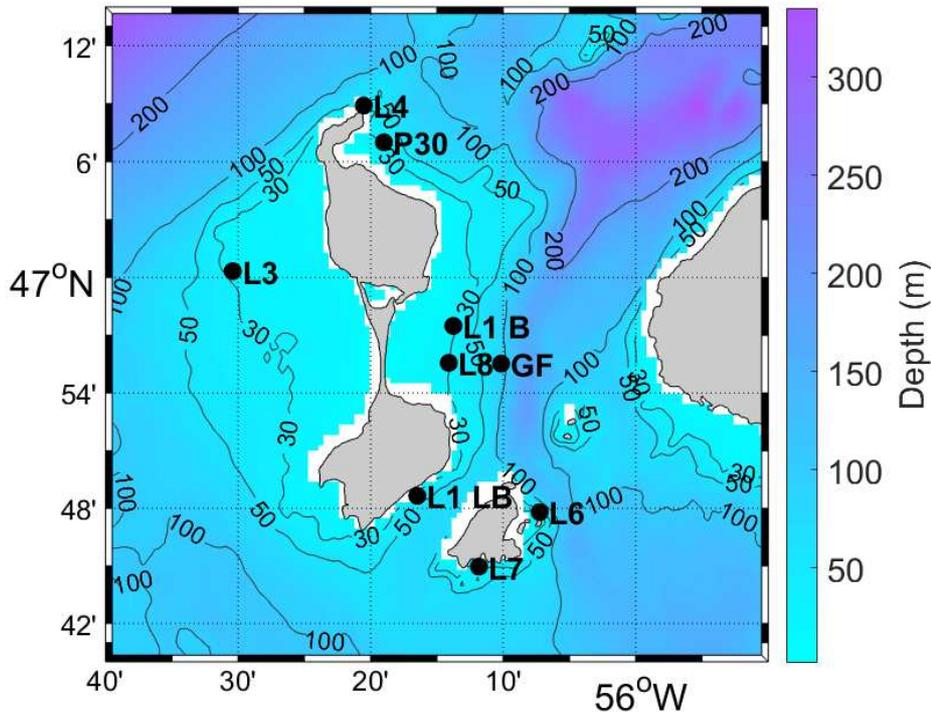


Fig. C.1 : Position des stations de mesure ADCPs.

Puis ces résultats sont moyennés sur tous les points l'exception des points suivants :

Le point L4 est situé près de la côte par petit fond. Nous avons sélectionné, dans le modèle, le point le plus proche de la station qui est au nord. Sa profondeur est 60m donc supérieure à celle de la station ADCP. Nous gardons ce point, car il reflète le plus les courants mesurés.

Le point L1 LB est dans le chenal par 30 m de fond. Dans le modèle ce point est à 60 m de profondeur. C'est pour cela qu'il n'est pas pris en compte dans la validation.

Le point L7 est aussi incertain, car les résultats du modèle sont trop forts. Nous supposons une mauvaise reproduction de la bathymétrie au sud de SPM.

Pour chaque composante de la marée et chaque simulation nous faisons la moyenne des indices de validations présentés plus haut. Nous allons exclure les points L7 et L1 LB de ce calcul de moyenne.

### C.1.1 Validation de la composante O1

Tableau C.2 : Validation de la composante O1 à partir de la simulation "Tide14". Calcul des différents indicateurs pour valider le modèle. (\*) la moyenne est calculée sans tenir compte de L7 et L1 LB.

Stations	RMSE absolue du demi-grand axe (%)	Biais entre le demi-grand axe observé et modélisé (cm/s)	Minimum et maximum de la différence du demi-grand axe (modélisé-observé) (cm/s)	Biais entre les phases des observations et de la modélisation (°)	Biais entre les inclinaisons des ellipses des observations et de la modélisation (°)
L3	19.2	4.4	8.3 - 0.06	11.7	8.1
L4	17.9	3.1	11.8 - 0.1	45.5	18.0
L6	26.5	2.7	4.1 - 1.4	6.4	21.6
L7	217.3	6.7	7.4 - 6.4	130.5	102.2
L8	21.5	0.7	1.5 - 0.01	61.3	33.4
GF	36.8	2.8	5.2 - 0.1	9.8	8.9
L1 Bara	28.0	1.1	1.9 - 0.3	102.4	34.4
L1 La Baie	44.3	6.0	11.3 - 1.8	60.0	10.5
Moyenne	51.4	3.4		52.2	29.6
Moyenne (*)	<b>25.0</b>	<b>2.5</b>		<b>39.5</b>	<b>20.7</b>

Tableau C.3 : validation de la composante O1 à partir de la simulation "O1 only". Calcul des différents indicateurs pour valider le modèle. (\*) la moyenne est calculée sans tenir compte de L7 et L1 LB.

Stations	RMSE absolue du demi-grand axe (%)	Biais entre le demi-grand axe observé et modélisé (cm/s)	Minimum et maximum de la différence du demi-grand axe (modélisé-observé) (cm/s)	Biais entre les phases des observations et de la modélisation (°)	Biais entre les inclinaisons des ellipses des observations et de la modélisation (°)
L3	57.4	12.2	15.2 - 7.1	5.4	11.0
L4	46.4	8.6	19.6 - 5.8	98.6	48.0
L6	60.9	6.2	8.6 - 4.4	3.0	22.0
L7	370.5	11.5	12.8 - 8.4	144.3	55.4
L8	23.6	0.9	2.2-0.04	26.7	9.0
GF	25.2	2.0	5.1 - 0.02	14.2	15.6
L1 Bara	47.1	1.9	3.5 - 1.1	96.3	45.2
L1 La Baie	11.4	1.6	4.8 - 0.2	56.9	9.4
Moyenne	80.3	5.6		55.7	27.0
Moyenne (*)	<b>43.4</b>	<b>5.3</b>		<b>40.7</b>	<b>25.1</b>

Tableau C.4 : Caractéristiques des ellipses de courants de la composante O1 de la marée, issues de l'analyse harmonique des observations ADCPs (en orange) et des résultats du modèle (simulation Tide 14 en blanc et "O1 only" en gris) aux différentes stations. Demi-grand axe ( $U_{maj}$  en cm/s), demi-petit axe ( $U_{min}$  en cm/s), Inclinaison de l'ellipse (Inc. en ° de l'est) et phase de Greenwich ( $\phi$  en °). La profondeur est indiquée (Prof.) en m sous la surface.

Composante O1		Observations				Simulation "Tide14"				Simulation "O1 only"			
Stations	Prof. (en m)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)
L3	5	24.5	-8.1	69	222	23.4	-9.7	71	214	31.7	-13.6	73	222
L3	10	23.2	-8.2	67	223	25.2	-11.0	74	210	33.1	-13.3	78	217
L3	15	21.6	-6.9	71	222	25.9	-12.4	80	207	34.0	-16.3	87	213
L3	20	19.0	-5.9	82	220	24.2	-13.8	94	209	32.5	-19.4	96	215
L3	28	10.6	-4.1	93	225	18.4	-9.0	100	213	24.8	-12.0	103	217

## C Validation du modèle 3D

<b>L4</b>	5	23.6	-8.7	155	127	35.0	-5.1	163	150	42.7	-6.3	161	173
<b>L4</b>	10	22.4	-7.4	161	122	25.7	-2.3	169	141	31.6	-2.6	169	160
<b>L4</b>	15	20.5	-3.3	116	169	19.5	-1.0	174	135	26.3	-0.5	177	150
<b>L4</b>	20	17.2	-0.6	177	107	14.8	0.0	179	142	23.0	0.0	3.3	338
<b>L4</b>	27	9.9	0.0	1.0	272	10.2	0.3	6	337	17.5	-0.0	3.9	357
<b>P30</b>	6	14.5	-1.5	98	136	8.7	-2.6	75	188	14.7	-8.0	84	176
<b>P30</b>	12	13.1	-1.6	99	142	9.0	-1.3	97	194	14.3	-5.2	88	182
<b>P30</b>	20	10.2	-1.1	114	142	12.2	-2.4	121	193	17.3	-3.0	117	195
<b>P30</b>	28	9.2	-0.8	143	138	13.3	-0.7	159	182	18.5	-1.0	157	191
<b>L1 LB</b>	6	16.4	-0.3	37	254	5.1	-0.9	61	160	11.7	-0.1	52	162
<b>L1 LB</b>	10	16.1	-0.6	36	254	6.6	-0.7	48	176	13.4	-0.5	48	173
<b>L1 LB</b>	20	14.0	-1.0	44	252	9.5	-0.2	42	192	15.0	-0.9	44	195
<b>L1 LB</b>	32	9.8	-0.6	54	240	8.0	-1.1	34	217	11.7	-1.6	37	228
<b>L1 B</b>	9	2.9	2.1	78	177	4.4	0.6	72	265	6.4	-1.6	75	240
<b>L1 B</b>	15	3.9	0.7	38	154	4.2	0.3	71	272	6.0	-2.3	76	245
<b>L1 B</b>	20	4.6	0.9	31	146	3.0	0.3	71	252	5.7	-3.0	83	255
<b>L1 B</b>	26	3.2	0.7	45	145	1.9	0.3	90	221	4.3	-1.4	121	250
<b>L6</b>	6	12.2	-0.0	86	162	19.0	-0.5	92	152	24.4	0.2	92	152
<b>L6</b>	10	11.7	0.3	89	162	17.0	0.3	94	153	23.2	0.3	93	153
<b>L6</b>	20	10.1	0.8	94	161	14.9	1.3	99	154	20.1	-0.4	99	158
<b>L6</b>	29	6.7	0.3	101	167	11.3	1.6	98	143	16.2	0.0	105	158
<b>L7</b>	4	5.1	0.7	165	356	12.8	1.5	1	152	17.5	1.7	174	323
<b>L7</b>	10	3.2	0.8	167	10	10.6	0.1	175	342	14.8	0.3	177	340
<b>L7</b>	20	2.1	-0.9	16	207	8.4	-2.1	178	29	13.8	-0.3	178	32
<b>L7</b>	25	2.5	0.5	64	164	6.2	-2.4	31	205	10.4	-0.4	23	218
<b>L8</b>	5	3.3	-0.4	110	214	2.1	-0.3	108	248	4.1	-0.7	101	247
<b>L8</b>	10	3.4	-0.4	108	221	2.7	-0.6	99	262	3.6	-0.8	111	239
<b>L8</b>	20	2.6	0.5	128	218	3.3	-0.7	73	291	4.0	-1.4	135	250
<b>L8</b>	26	2.5	0.1	176	255	1.9	0.5	99	325	4.3	-1.8	157	266
<b>GF</b>	12	4.4	-0.4	88	210	4.5	0.0	90	216	5.4	-1.7	91	220
<b>GF</b>	20	5.1	-0.9	66	202	4.7	-0.3	88	215	4.7	-0.8	92	219
<b>GF</b>	30	5.9	0.6	90	208	3.6	0.4	85	217	4.2	0.0	105	221
<b>GF</b>	40	7.4	1.6	79	190	2.6	1.1	96	221	4.0	0.9	114	213
<b>GF</b>	50	8.3	0.6	88	181	3.4	2.0	84	188	4.7	2.2	95	177
<b>GF</b>	60	9.7	0.7	88	177	5.9	2.0	81	173	7.8	2.2	79	155

C Validation du modèle 3D

---

<b>GF</b>	70	11.1	0.4	91	171	8.4	2.1	83	172	11.3	2.2	80	160
<b>GF</b>	76	8.6	0.4	95	169	9.8	2.6	85	171	13.6	2.5	83	167

## C.1.2 Validation de la composante K1

Tableau C.5 : Validation de la composante K1 à partir de la simulation "Tide14". Calcul des différents indicateurs pour valider le modèle. (\*) la moyenne est calculée sans tenir compte de L7 et L1 LB.

Stations	RMSE absolue du demi-grand axe (%)	Biais entre le demi-grand axe observé et modélisé (cm/s)	Minimum et maximum de la différence du demi-grand axe (modélisé-observé) (cm/s)	Biais entre les phases des observations et de la modélisation (°)	Biais entre les inclinaisons des ellipses des observations et de la modélisation (°)
L3	14.4	1.8	3.9 - 0.3	9.9	7.6
L4	47.8	5.5	7.3 - 0.1	125.6	92.0
L6	36.9	4.3	5.2 - 3.8	30.3	18.5
L7	17.4	0.2	1.9 - 0.2	72.5	60.2
L8	48.6	1.3	2.8 - 0.2	38.1	33.1
GF	25.2	1.2	2.6 - 0.6	19.9	18.1
L1 Bara	36.0	1.8	2.3 - 1.3	42.1	38.9
L1 La Baie	69.9	7.3	11.8 - 2.1	49.2	11.9
Moyenne	37.0	2.9		48.5	35.0
Moyenne (*)	<b>34.8</b>	<b>2.7</b>		<b>44.3</b>	<b>34.7</b>

Tableau C.6 : Caractéristiques des ellipses de courants de la composante K1 de la marée, issues de l'analyse harmonique des observations ADCPs (en orange) et des résultats du modèle (en blanc) aux différentes stations. Demi-grand axe ( $U_{maj}$  en cm/s), demi-petit axe ( $U_{min}$  en cm/s), Inclinaison de l'ellipse (Inc. en ° de l'est) et phase de Greenwich ( $\phi$  en °). La profondeur est indiquée (Prof.) en m sous la surface.

Composante K1 de la marée		Observations				Simulation "Tide14"			
Stations	Prof. (en m)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)
L3	5	11.8	-4.5	83	253	12.2	-5.9	79	256
L3	10	12.1	-4.8	80	257	12.8	-5.7	84	249
L3	15	12.6	-4.4	81	260	14.1	-6.6	92	245
L3	20	10.9	-4.8	90	257	13.2	-8.3	102	247

<b>L3</b>	28	5.7	-2.9	90	275	9.3	-6.0	104	256
<b>L4</b>	5	11.6	-8.9	2.0	282	12.9	-2.9	160	224
<b>L4</b>	10	12.6	-6.1	177	108	8.1	-2.1	166	206
<b>L4</b>	15	12.4	-3.9	180	108	5.2	-1.1	176	169
<b>L4</b>	20	10.2	-2.3	12	286	2.7	0.1	172	149
<b>L4</b>	26	6.4	-0.0	30	291	1.8	-0.3	136	61
<b>P30</b>	6	4.1	0.8	82	169	1.7	0.1	11	135
<b>P30</b>	12	4.7	0.8	121	210	3.0	0.2	116	286
<b>P30</b>	20	4.3	-0.7	139	231	5.0	-1.1	110	291
<b>P30</b>	28	3.0	-1.6	154	218	5.4	-1.5	138	272
<b>L1 LB</b>	6	12.4	0.7	41	245	1.1	0.4	20	37
<b>L1 LB</b>	10	12.4	-0.3	42	248	0.8	-0.5	49	297
<b>L1 LB</b>	20	10.8	-0.9	44	248	4.6	0.1	40	246
<b>L1 LB</b>	32	7.3	-0.4	51	239	4.8	0.0	37	243
<b>L1 B</b>	9	3.5	-0.6	52	176	1.5	0.6	12	209
<b>L1 B</b>	15	4.8	-1.3	60	174	3.1	0.2	25	215
<b>L1 B</b>	20	5.8	-1.3	64	173	3.9	-0.7	24	217
<b>L1 B</b>	26	3.9	-0.8	70	172	2.2	-1.0	33	224
<b>L6</b>	6	12.3	-0.2	91	165	7.9	0.6	93	194
<b>L6</b>	10	12.3	-0.2	93	167	8.2	1.1	91	197
<b>L6</b>	20	11.7	-0.4	95	168	8.3	0.9	89	198
<b>L6</b>	29	9.2	-0.3	99	168	7.3	0.7	84	182
<b>L7</b>	4	7.0	0.5	171	16	7.6	0.1	179	354
<b>L7</b>	10	4.6	0.4	173	25	6.4	-0.5	175	359
<b>L7</b>	20	1.9	-0.2	61	227	3.2	-0.9	20	207
<b>L7</b>	25	1.6	0.3	65	227	2.2	-1.2	83	193
<b>L8</b>	5	1.3	0.6	94	264	1.6	0.3	118	217
<b>L8</b>	10	1.8	-0.6	109	233	1.5	-0.04	100	211
<b>L8</b>	20	3.5	-1.2	88	250	1.5	-0.6	37	297
<b>L8</b>	26	2.7	-0.3	81	228	2.1	0.6	7	320
<b>GF</b>	12	3.6	-1.6	127	228	3.3	0.6	91	234
<b>GF</b>	20	3.4	-2.0	127	209	3.4	0.5	85	232
<b>GF</b>	30	4.1	-1.3	82	239	2.9	0.0	65	227
<b>GF</b>	40	5.2	-0.3	81	236	2.7	-0.2	65	224
<b>GF</b>	50	5.6	0.7	80	242	3.2	0.5	79	217

---

<b>GF</b>	60	5.5	0.5	88	238	4.4	1.1	80	213
<b>GF</b>	70	6.1	0.7	90	239	5.6	1.0	80	210
<b>GF</b>	76	5.3	1.1	95	238	6.3	0.7	85	207

### C.1.3 Validation de la composante M2

Tableau C.7 : Validation de la composante M2 à partir de la simulation "Tide14". Calcul des différents indicateurs pour valider le modèle. (\*) la moyenne est calculée sans tenir compte de L7 et L1 LB.

Stations	RMSE absolue du demi-grand axe (%)	Biais entre le demi-grand axe observé et modélisé (cm/s)	Minimum et maximum de la différence du demi-grand axe (modélisé-observé) (cm/s)	Biais entre les phases des observations et de la modélisation (°)	Biais entre les inclinaisons des ellipses des observations et de la modélisation (°)
L3	35.9	2.1	4.0 - 0.0	93.2	32.1
L4	14.8	2.0	3.3 - 0.2	33.9	79.0
L6	64.8	11.6	16.3 - 2.6	9.8	17.4
L7	39.7	3.6	7.1 - 0.2	105.5	25.6
L8	17.8	1.8	4.8 - 0.0	13.0	39.1
GF	19.4	1.7	3.6 - 0.4	26.3	17.2
L1 Bara	85.3	5.6	7.8 - 4.3	12.5	45.8
L1 La Baie	109.6	3.9	11.5 - 0.2	44.7	18.7
Moyenne	48.4	4.0		42.4	34.2
Moyenne (*)	<b>39.7</b>	<b>4.1</b>		<b>31.5</b>	<b>38.3</b>

Tableau C.8 : Validation de la composante M2 à partir de la simulation "M2 only". Calcul des différents indicateurs pour valider le modèle. (\*) la moyenne est calculée sans tenir compte de L7 et L1 LB.

Stations	RMSE absolue du demi-grand axe (%)	Biais entre le demi-grand axe observé et modélisé (cm/s)	Minimum et maximum de la différence du demi-grand axe (modélisé-observé) (cm/s)	Biais entre les phases des observations et de la modélisation (°)	Biais entre les inclinaisons des ellipses des observations et de la modélisation (°)
L3	43.5	2.7	7.0 - 0.2	73.7	62.9
L4	19.8	2.8	6.6 - 0.5	40.5	2.4
L6	50.7	8.9	15.0 - 0.0	9.7	23.3
L7	62.0	5.6	9.2 - 0.3	105.0	105.3
L8	28.4	2.9	6.4 - 0.4	42.8	39.6
GF	29.6	2.4	7.1 - 0.1	108.6	35.5
L1 Bara	87.4	5.7	8.1 - -4.3	73.3	58.2
L1 La Baie	163.7	5.8	15.8 - 0.1	32.2	18.4
Moyenne	56.9	4.6		60.7	43.2
Moyenne (*)	<b>43.2</b>	<b>4.2</b>		<b>58.1</b>	<b>36.9</b>

Tableau C.9 : Caractéristiques des ellipses de courants de la composante M2 de la marée, issues de l'analyse harmonique des observations ADCPs (en orange) et des résultats du modèle (simulation Tide 14 en blanc et "M2 only" en gris) aux différentes stations. Demi-grand axe ( $U_{maj}$  en cm/s), demi-petit axe ( $U_{min}$  en cm/s), Inclinaison de l'ellipse (Inc. en ° de l'est) et phase de Greenwich ( $\phi$  en °). La profondeur est indiquée (Prof.) en m sous la surface.

Composante M2		Observations				Simulation "Tide14"				Simulation "M2 only"			
Stations	Prof. (en m)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)	$U_{maj}$ (cm/s)	$U_{min}$ (cm/s)	Inc. (°)	$\phi$ (°)
<b>L3</b>	5	5.5	1.7	99	354	3.9	-0.8	8.4	270	7.2	-4.0	16	290
<b>L3</b>	10	5.9	1.3	107	358	2.8	1.0	23	279	6.6	-4.2	3	285
<b>L3</b>	15	6.4	0.6	116	356	3.9	0.3	115	0	3.5	-0.9	21	266
<b>L3</b>	20	6.3	0.8	124	0.4	5.9	-2.1	138	0	4.6	-1.7	125	4

## C Validation du modèle 3D

<b>L3</b>	28	3.2	2.1	15	230	5.7	-1.2	162	14	9.2	-4.0	150	7
<b>L4</b>	5	12.9	3.9	158	345	10.8	1.7	156	47	19.5	-3.6	164	32
<b>L4</b>	10	14.0	3.8	167	350	12.0	0.9	154	31	18.0	-3.2	167	29
<b>L4</b>	15	15.0	3.6	169	347	12.5	0.5	158	25	16.2	-1.8	166	28
<b>L4</b>	20	14.1	2.6	169	349	12.8	0.1	163	14	14.8	-0.9	165	29
<b>L4</b>	26	9.3	1.0	160	353	12.7	-0.0	168	6	14.0	-0.7	164	28
<b>P30</b>	6	11.9	-2.4	118	11	7.2	-1.1	109	30	10.3	-2.3	90	20
<b>P30</b>	12	10.7	-1.4	121	24	6.1	-0.6	105	29	9.8	-1.1	92	10
<b>P30</b>	20	7.4	-1.2	125	24	6.4	-1.5	103	39	8.7	-2.6	100	15
<b>P30</b>	28	3.5	-2.3	121	352	6.2	-4.4	91	53	8.4	-7.3	75	22
<b>L1 LB</b>	6	3.0	-0.5	51	281	13.9	2.5	45	222	18.6	1.1	43	222
<b>L1 LB</b>	10	3.2	0.8	51	278	11.6	1.1	42	228	15.3	1.0	41	227
<b>L1 LB</b>	20	3.4	-0.0	53	286	5.6	-0.9	33	247	7.0	-1.2	40	279
<b>L1 LB</b>	32	3.1	-0.2	70	287	2.8	-1.9	151	152	3.0	-1.4	124	250
<b>L1 B</b>	9	6.5	-0.0	46	345	10.9	-4.4	52	314	11.7	-5.5	55	323
<b>L1 B</b>	15	6.9	-1.7	76	327	11.8	-6.4	66	325	11.2	-8.5	56	348
<b>L1 B</b>	20	6.8	-1.4	66	319	12.5	-9.5	101	310	13.0	-10.1	169	253
<b>L1 B</b>	26	4.5	-0.3	65	304	9.9	-4.1	142	284	10.2	-4.2	168	282
<b>L6</b>	6	20.9	-0.6	99	298	4.4	-2.0	129	285	4.3	0.4	91	251
<b>L6</b>	10	19.9	-0.4	99	298	4.1	-0.8	128	284	5.6	0.4	94	267
<b>L6</b>	20	18.3	-0.7	97	298	5.9	1.5	105	285	9.1	0.8	95	288
<b>L6</b>	29	13.2	-0.1	91	302	8.3	3.5	98	282	11.4	2.8	93	290
<b>L7</b>	4	14.4	3.2	2.7	140	6.8	0.0	7.8	156	5.6	0.8	7	134
<b>L7</b>	10	12.6	1.7	164	319	6.7	0.0	8.5	166.	3.0	0.9	14	163
<b>L7</b>	20	6.1	-0.4	26	130	6.0	0.2	8.1	189	3.3	0.7	174	15
<b>L7</b>	25	2.8	0.6	79	103	3.5	1.1	29	189	4.5	-0.5	169	4
<b>L8</b>	5	8.7	-1.7	95	333	1.3	-5.1	77	322	14.9	-7.3	74	331
<b>L8</b>	10	10.6	-2.6	95	333	1.1	-4.3	84	331	7.9	-1.8	96	349
<b>L8</b>	20	9.1	-2.7	93	324	10.9	-6.7	138	337	12.1	-8.8	164	336
<b>L8</b>	26	9.4	-2.0	120	314	11.8	-2.9	164	342	11.6	-1.7	170	348
<b>GF</b>	12	12.3	-1.0	90	337	9.3	-1.4	75	327	10.4	-3.2	74	344
<b>GF</b>	20	11.8	0.0	98	335	8.4	-1.4	85	336	5.0	0.7	118	21
<b>GF</b>	30	8.8	-0.6	98	327	7.5	-2.2	98	352	6.5	-2.3	134	19
<b>GF</b>	40	8.1	-1.9	95	323	7.8	-4.4	113	350	6.9	-2.8	139	353
<b>GF</b>	50	9.2	-3.3	91	328	7.9	-5.2	134	324	7.1	-2.7	137	330

---

C Validation du modèle 3D

<b>GF</b>	60	8.6	-3.4	91	326	6.9	-4.4	143	297	7.3	-2.2	136	309
<b>GF</b>	70	7.7	-2.8	91	323	6.1	-3.1	149	260	7.8	-1.7	126	289
<b>GF</b>	76	5.6	-1.7	92	317	6.3	-2.4	149	244	8.3	-2.0	129	280

## C.2 Validation des hauteurs d'eau

La validation des hauteurs d'eau est reportée ci-dessous.

Tableau C.10 : Amplitudes et Phases des hauteurs d'eau pour les composantes O1, K1 et M2 de la marée, issues de l'analyse harmonique des observations marégraphiques (en orange) et des résultats du modèle (en blanc).

Simulation "Tide14"		Amplitude O1 (cm)	Phase O1 (°)	Amplitude K1 (cm)	Phase K1 (°)	Amplitude M2 (cm)	Phase M2 (°)	Amplitude S2 (cm)	Phase S2 (°)
SPM	Obs	7.2	177.2	5.6	206.5	59.6	349.7	16.7	34.2
	Mod	7.9	177.6	4.9	215.2	56.6	329.6	17.9	32.6
St LW	Obs	8.7	164.7	6.9	198.5	61.8	342.9	16.5	27.6
	Mod	9.2	165.7	5.9	206.6	58.5	343.4	18.8	29.2
PaB	Obs	8.6	229.1	7.1	267.6	41.9	13.3	12.0	57.4
	Mod	10.3	226.3	7.0	272.0	38.3	3.8	12.9	47.6
Arg	Obs	8.4	160.0	7.1	194.5	67.2	338.7	18.6	24.1
	Mod	9.3	160.5	6.0	203.8	62.3	340.3	20.2	26.5
Simulation "O1 only"		Amplitude O1 (cm)	Phase O1 (°)			Simulation "M2 only"		Amplitude M2 (cm)	Phase M2 (°)
SPM	Obs	7.2	177.2			SPM	Obs	59.6	349.7
	Mod	9.5	175.4				Mod	56.8	333.5
St LW	Obs	8.7	164.7			St LW	Obs	61.8	342.9
	Mod	11.2	166.2				Mod	58.4	342.7
PaB	Obs	8.6	229.1			PaB	Obs	41.9	13.3
	Mod	12.7	230.5				Mod	38.4	2.8
Arg	Obs	8.4	160.0			Arg	Obs	67.2	338.7
	Mod	11.5	160.8				Mod	62.5	339.5

### C.3 Validation des températures près du fond de la simulation "Tide14"

Le tableau qui suit montre les résultats de l'analyse harmonique des températures de fond. Les résultats des observations sont issus du "supplementary".

Tableau C.11 : Amplitudes et phases de la température de fond pour les composantes O1, K1 et M2 de la marée, issues de l'analyse harmonique des observations (en orange) et des résultats du modèle (en blanc).

Station	O1				K1				M2			
	A (°C) OBS	A (°C) MOD	$\phi$ (°) OBS	$\phi$ (°) MOD	A (°C) OBS	A (°C) MOD	$\phi$ (°) OBS	$\phi$ (°) MOD	A (°C) OBS	A (°C) MOD	$\phi$ (°) OBS	$\phi$ (°) MOD
2	0.2	0.3	185.	180	0.1	0.1	228	207	0,1	0.2	120	173
6	0.7	0.8	228.	217	0.4	0.5	306	276	0.3	0.3	128	112
8	1.1	1.1	296.	311	0.4	0.5	1	9	0.2	0.2	324	325
P60	2.1	0.6	26.	59	1.1	0.2	57	147	0.4	0.2	111	50
M12	0.2	1.1	42.	59	0.2	0.3	128	148	0.1	0.2	34	96
M11	0.4	0.4	84.	108	0.4	0.2	145	190	0.4	0.01	344	252
14	0.6	0.3	121.	174	0.4	0.1	158	214	0.5	0.3	354	317
M9	0.2	0.5	120.	165	0.1	0.2	147	192	0.1	0.5	155	154
M8	0.1	0.4	203.	243	0.1	0.1	52	324	0.3	0.2	211	252
18	0.2	0.05	231.	351	0.1	0.06	279	82	0.0	0.05	25	172
M7	0.2	0.3	350.	278	0.2	0.1	30	10	0.2	0.3	242	310
N3	0.7	2.2	323.	282	0.1	1.3	34	341	0.3	0.2	51	235
N5	0.1	0.6	167.	189	0.1	0.2	134	232	0.1	0.6	159	172
N7	0.3	0.4	339.	291	0.3	0.2	40	44	0.2	0.6	102	293
N9	0.2	0.1	325.	338	0.2	0.1	76	15	0.4	0.3	253	237
1	1.1	0.3	115.	120	0.8	0.2	141	131	0.3	0.5	129	221
3	1.1	0.6	174.	197	0.7	0.05	217	245	0.2	0.3	91	191
5	0.4	0.4	267.	200	0.2	0.3	300	255	0.1	0.2	144	66
L3	0.5	0.6	260.	186	0.4	0.4	300	262	0.3	0.2	158	113
7	3.0	2.3	271.	282	1.4	1.2	325	9	0.5	0.2	92	23
L4	2.0	1.8	347.	55	1.4	0.6	0	146	0.5	1.2	24	6
P30	1.7	1.8	53.	90	0.7	0.5	86	151	0.4	0.5	174	178
11	2.5	2.1	68.	105	1.4	0.7	97	162	0.3	0.5	278	271
13	2.1	1.9	121.	155	1.1	0.8	172	203	0.5	0.2	39	145
15	1.2	0.7	156.	164	0.6	0.2	237	203	1.0	1.2	171	148

---

<b>19</b>	<b>1.5</b>	<b>0.7</b>	<b>44.</b>	<b>54</b>	1.6	0.3	104	71	0.9	0.06	7	50
<b>N1</b>	<b>0.8</b>	<b>0.4</b>	<b>103.</b>	<b>11</b>	0.1	0.3	53	55	0.7	0.4	209	211
<b>N2</b>	<b>2.8</b>	<b>3.2</b>	<b>261.</b>	<b>283</b>	1.2	1.6	360	347	0.5	0.2	119	183
<b>N4</b>	<b>0.8</b>	<b>0.1</b>	<b>191</b>	<b>291</b>	0.2	0.2	269	56	0.9	0.8	210	254
<b>N6</b>	<b>1.2</b>	<b>0.5</b>	<b>331.</b>	<b>340</b>	0.7	0.1	149	333	0.4	0.5	31	351
<b>N8</b>	<b>0.3</b>	<b>0.7</b>	<b>18.</b>	<b>17</b>	0.3	0.3	88	68	0.6	0.1	271	26

### C.4 Comparaison des résultats des simulations "Tide14" et "O1 only"

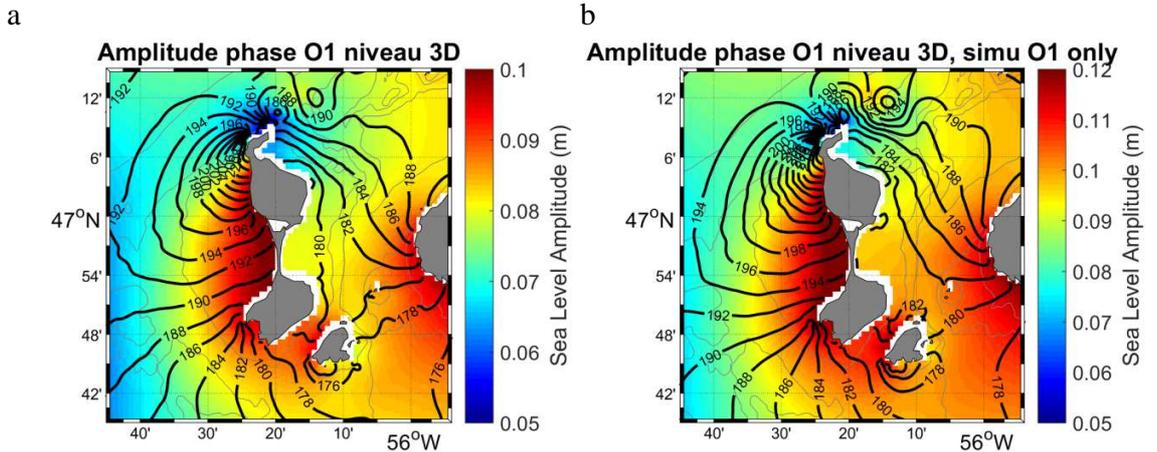
Dans cette section, nous allons comparer les distributions spatiales des amplitudes et des phases de la composante O1 (des simulations "Tide14" et "O1 only") pour les variables suivantes : les hauteurs d'eau, les courants près de la surface, les courants près du fond et les températures près du fond.

Variables/  
Simulations

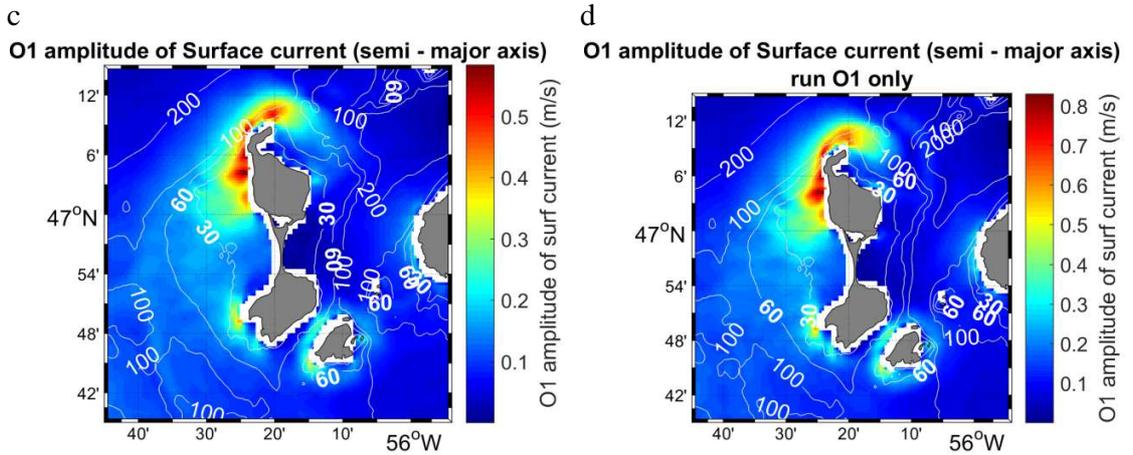
"Tide 14"

"O1 only"

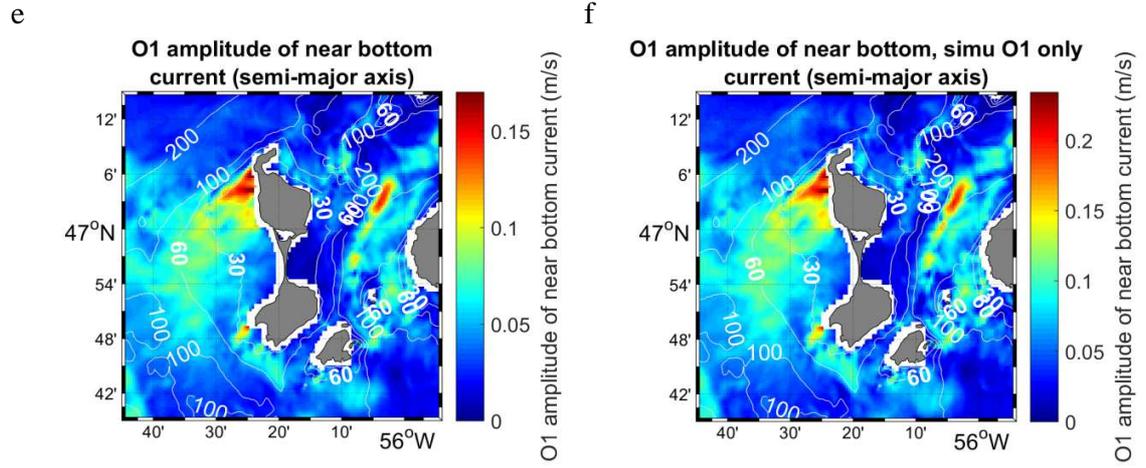
Amplitude de la composante O1 des hauteurs d'eau



Amplitude de la composante O1 de courant près de la surface



Amplitude de la composante O1 des courants près du fond



Amplitude et phase de la composante O1 pour les températures près du fond

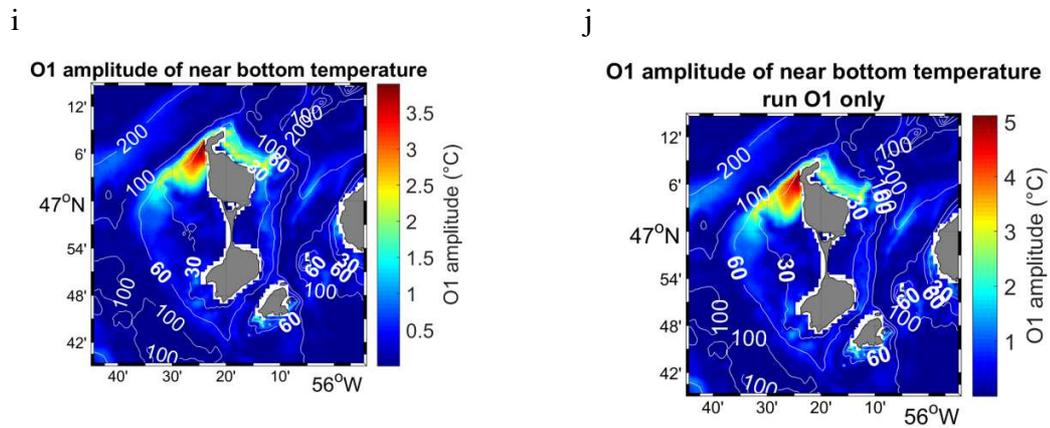
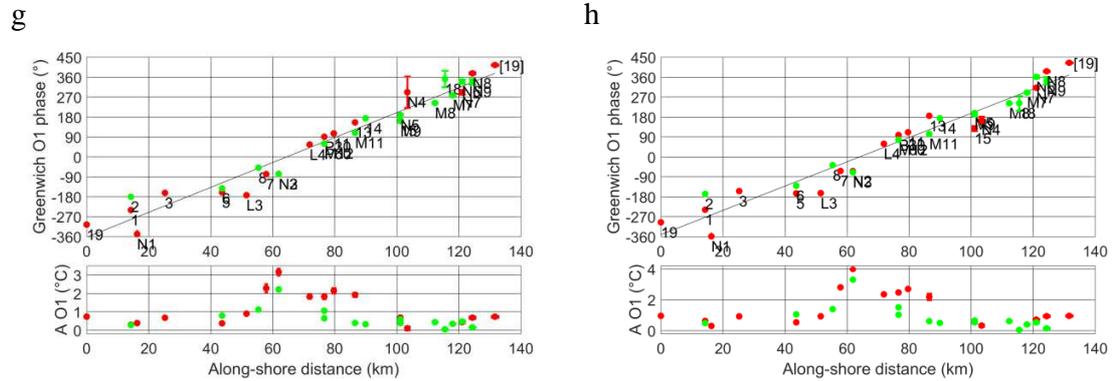


Fig. C.2 : Pour la composante O1, amplitude et phase issues de la simulation "Tide 14" (a) et "O1only"(b) pour les hauteurs d'eau. Amplitude O1 des courants près de la surface [c] et (d) près du fond [e] et (f) et des températures de fond [g], [i] et (h), (j) pour les simulations ["Tide14"] et ("O1 only") respectivement.

Pour les différentes variables les distributions spatiales sont identiques la seule différence est l'amplitude. En effet, pour toutes les variables l'amplitude de O1 est plus forte dans la simulation "O1 only" car elle ne prend en compte qu'une seule onde de marée. Une simulation avec une seule onde de marée peut sous-estimer les frictions et les interactions qu'il peut y avoir entre les différentes composantes de la marée.

### C.5 Comparaison des résultats des simulations "Tide14" et "M2 only"

Dans cette section nous allons comparer les distributions spatiales des amplitudes et des phases de la composante M2 (des simulations "Tide14" et "M2 only") pour les variables suivantes : les hauteurs d'eau, les courants près de la surface, les courants près du fond et les températures près du fond.

Variables/

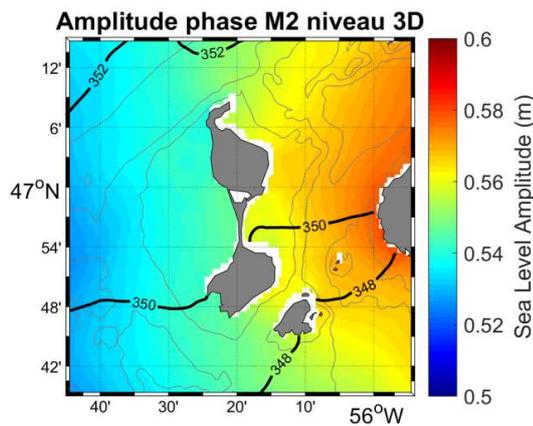
Simulation:

"Tide 14"

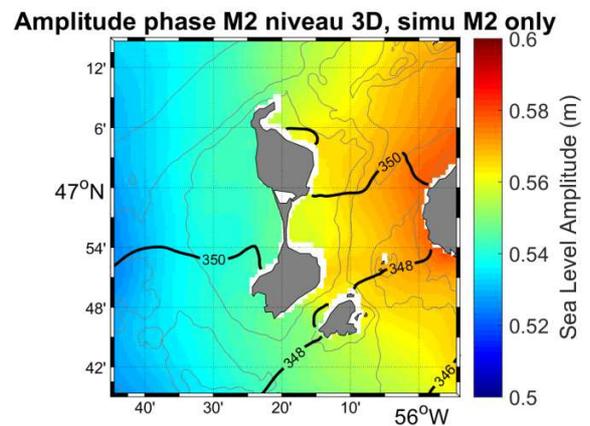
"M2 only"

Amplitude de la composante M2 de hauteurs d'eau

a

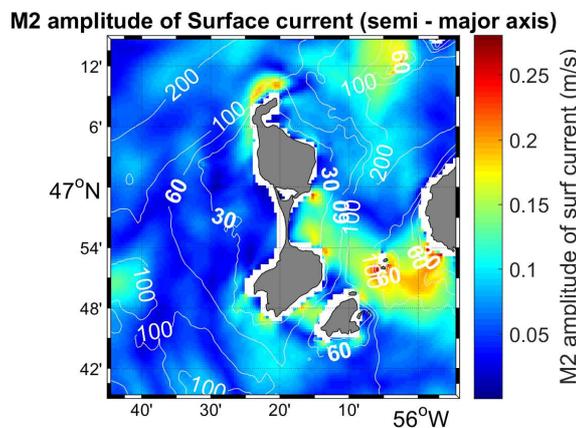


b

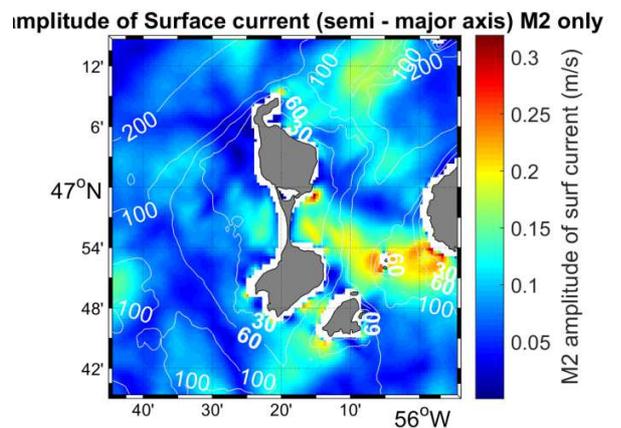


Amplitude de la composante M2 de courant près de la surface

c



d



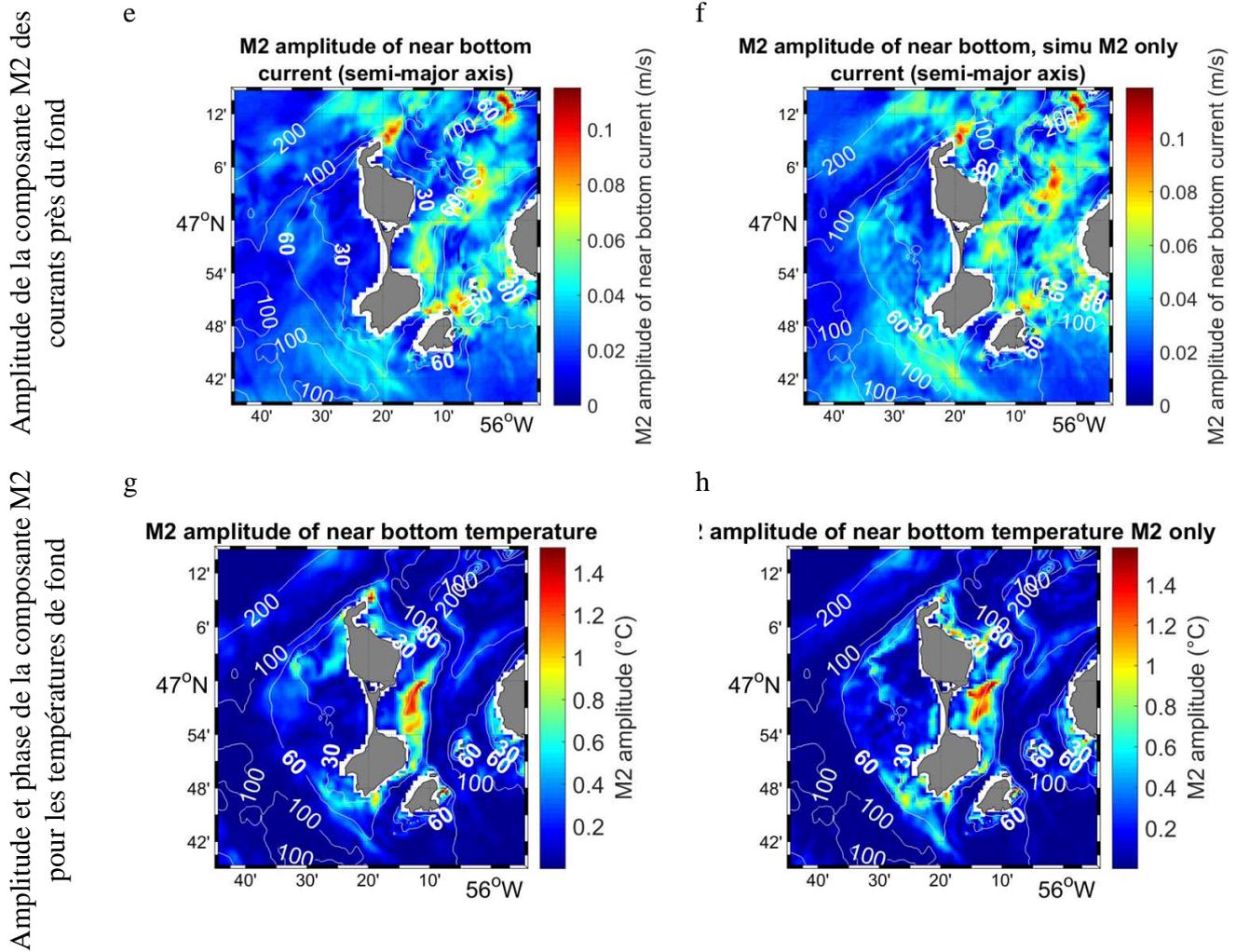


Fig. C.3: Pour la composante M2, amplitude et phase issues de la simulation "Tide 14" (a) et "M2 only"(b) pour les hauteurs d'eau. Amplitude M2 des courants près de la surface [c] et (d) près du fond [e] et (f) et des températures de fond [g] et (h) pour les simulations ["Tide14"] et ("M2 only") respectivement.

Les conclusions sont les mêmes que pour la comparaison précédente :

Pour les différentes variables, les distributions spatiales sont identiques, la seule différence est l'amplitude. En effet, pour toutes les variables, l'amplitude de M2 est plus forte dans la simulation "M2 only", car elle ne prend en compte qu'une seule onde de marée.

## C.6 Courants K1 dans la simulation "Tide14"

Les amplitudes et les phases des courants près de la surface et du fond sont tracés dans la figure qui suit.

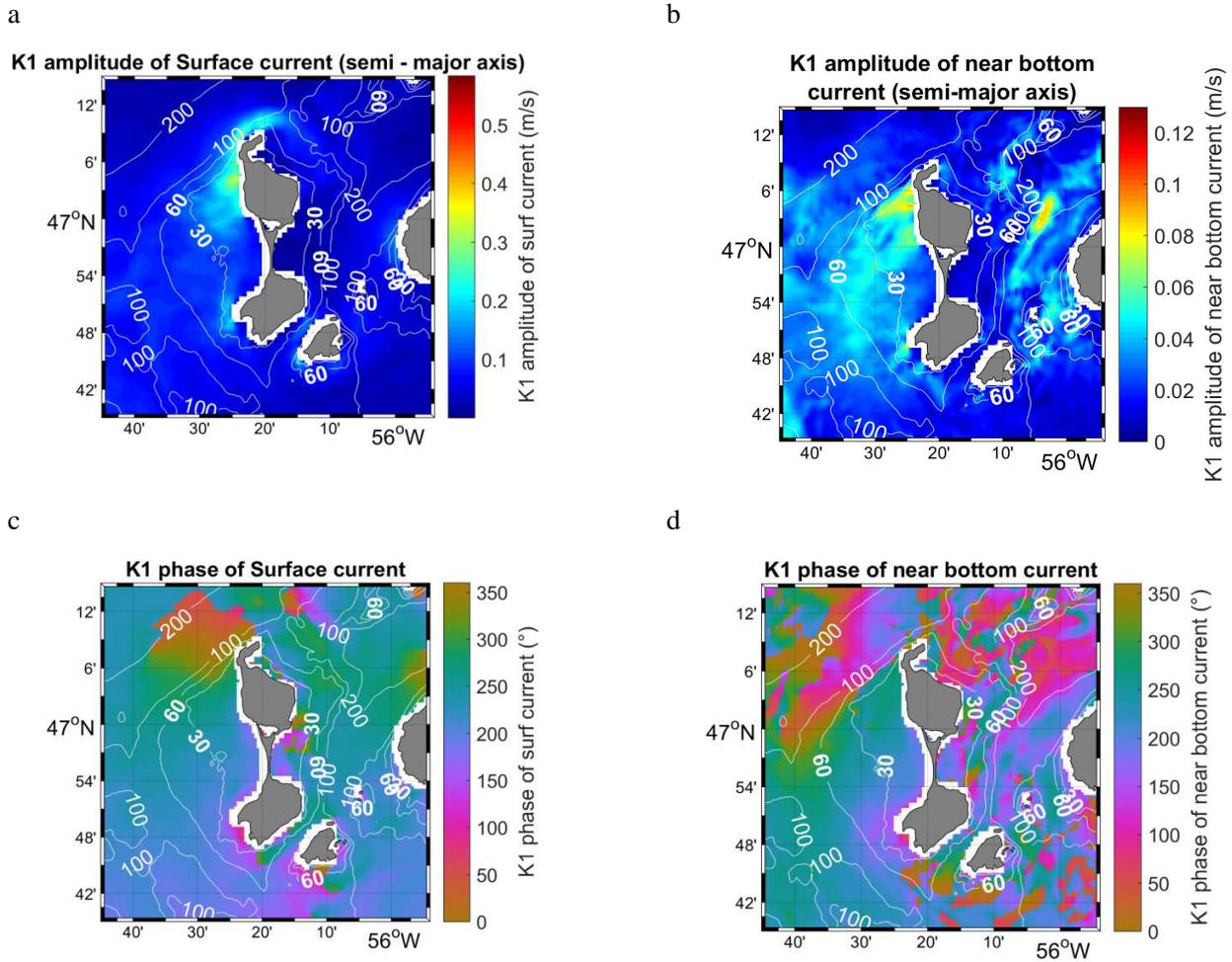


Fig. C.4 : Demi-grands axes et phase de la composante K1 des courants près de la surface (a) et (c), et pour les courants près du fond (b) et (d).

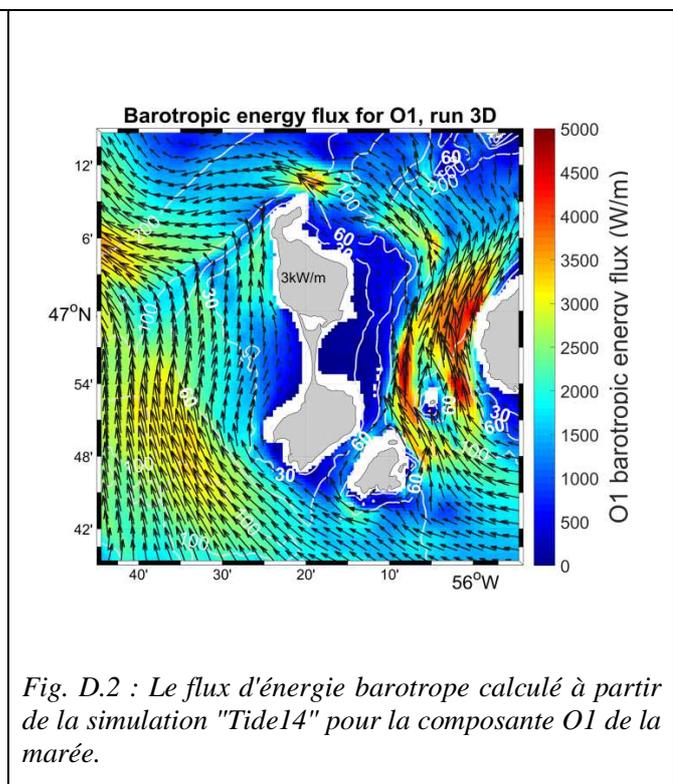
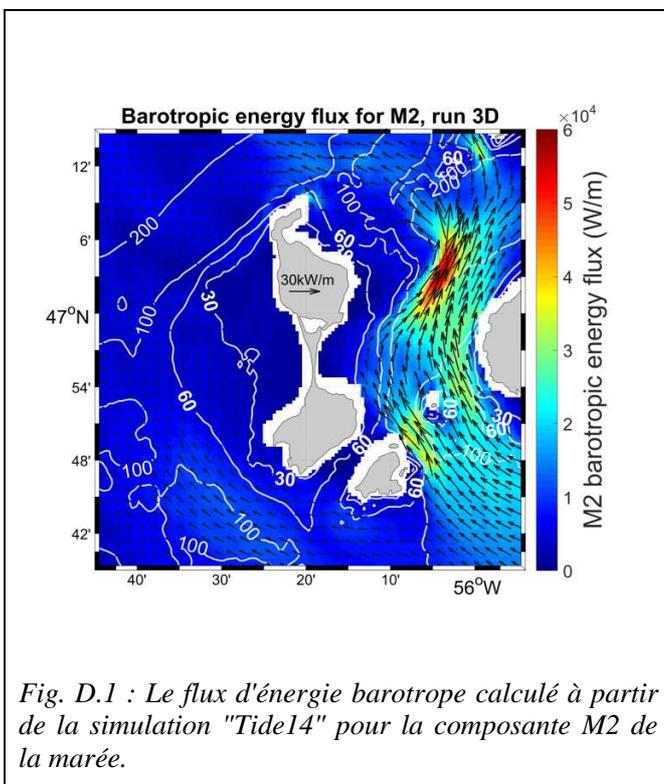
## D Flux d'énergie barotrope calculée à partir de "Tide14"

Dans cette partie, nous avons calculé le flux d'énergie barotrope pour la composante O1 et M2 de la marée à partir de l'équation "Tide14". Les vitesses barotropes et les hauteurs d'eau ont donc été recomposées pour chacune des composantes de la marée en utilisant l'outil `t_tide` (Pawlowicz et al., 2002) (Matlab 2016).

Puis les flux d'énergie sont calculés en utilisant la formule suivante:

$$F_{barot} = \rho_0 g H \zeta \mathbf{U} \quad (D.1)$$

où  $\rho_0$ ,  $g$  sont respectivement la densité de l'océan et l'accélération gravitationnelle,  $H$  est la profondeur,  $\zeta$ ,  $\mathbf{U}$  sont respectivement la hauteur d'eau et le vecteur de la vitesse du courant barotrope. La notation  $(\overline{\dots})$  signifie que la grandeur calculée est moyennée sur une période de l'onde concernée.



Ces résultats sont similaires à ceux obtenus dans le chapitre 5 avec les simulations "O1 only" et "M2 only".

## E Démonstration du calcul de l'énergie

Pour le calcul de l'énergie des ondes internes en incluant la force de Coriolis nous partons des équations suivantes ((Kundu and Cohen, 2004) p 256) :

$$u_t - fv = \frac{-1}{\rho_0} p_x \quad (\text{E.1})$$

$$v_t + fu = \frac{-1}{\rho_0} p_y \quad (\text{E.2})$$

$$w_t = \frac{-1}{\rho_0} p_z - \frac{g\rho}{\rho_0} \quad (\text{E.3})$$

$$\rho_t - w \frac{N^2 \rho_0}{g} = 0 \quad (\text{E.4})$$

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (\text{E.5})$$

En multipliant les 3 premières équations de la manière suivante  $\rho_0 u$ .(0.22) ,  $\rho_0 v$ .(0.23) et  $\rho_0 w$ .(0.24), les équations suivantes sont obtenues :

$$\frac{1}{2} \rho_0 u_t^2 = -u p'_x \quad (\text{E.6})$$

$$\frac{1}{2} \rho_0 v_t^2 = -v p'_y \quad (\text{E.7})$$

$$\frac{1}{2} \rho_0 w_t^2 = -w p'_z - \rho' g w \quad (\text{E.8})$$

On regroupe ces équations :

$$\frac{D}{Dt} \left[ \frac{1}{2} \rho_0 (u^2 + v^2 + w^2) \right] + g \rho' w + \mathbf{u} \cdot \nabla p' = 0 \quad (\text{E.9})$$

On sait que  $\nabla(p' \mathbf{u}) = \mathbf{u} \nabla p' + p' \nabla \mathbf{u}$ . En prenant en compte l'équation de continuité ( $\nabla \mathbf{u} = 0$ ), nous obtenons la relation suivante  $\mathbf{u} \nabla p' = \nabla(p' \mathbf{u})$  car  $p' \nabla \mathbf{u} = 0$ .

Notre équation devient :

$$\frac{D}{Dt} \left[ \frac{1}{2} \rho_0 (u^2 + v^2 + w^2) \right] + g \rho' w + \nabla(p' \mathbf{u}) = 0 \quad (\text{E.10})$$

Dans cette équation (0.31) qui représente le bilan de l'énergie barocline :

$\nabla(p' \mathbf{u})$  est le travail des forces de pressions.

$\frac{1}{2} \rho_0 (u^2 + v^2 + w^2)$  est l'énergie cinétique

$g \rho' w$  est l'énergie potentielle.

$$\frac{\partial E_p}{\partial t} = g \rho' w \text{ or } w = \frac{\rho'_t g}{N^2 \rho_0} \frac{\partial E_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{1}{2} \frac{\rho'^2 g^2}{N_0 \rho_0} \right].$$

L'énergie potentielle par unité de volume  $E_p = \frac{g^2 \rho'^2}{2 \rho_0 N^2}$

avec g l'accélération de pesanteur, N la fréquence de Brunt Väisälä,  $\rho'$  la perturbation en densité,  $\rho_0$  la masse volumique de référence.

## F Harmonique à la fréquence O2

L'harmonique O2 (de période 12.91h) a été représentée sur une période de 13h. La première et la dernière figure sont quasi-identiques. Ces anomalies de densité tournent autour de SPM lorsqu'elles sont par faibles profondeurs. Ce qui indique un piégeage autour de l'archipel. Au nord une partie de l'onde O2 semble s'échapper vers le nord, indiquant une propagation libre.

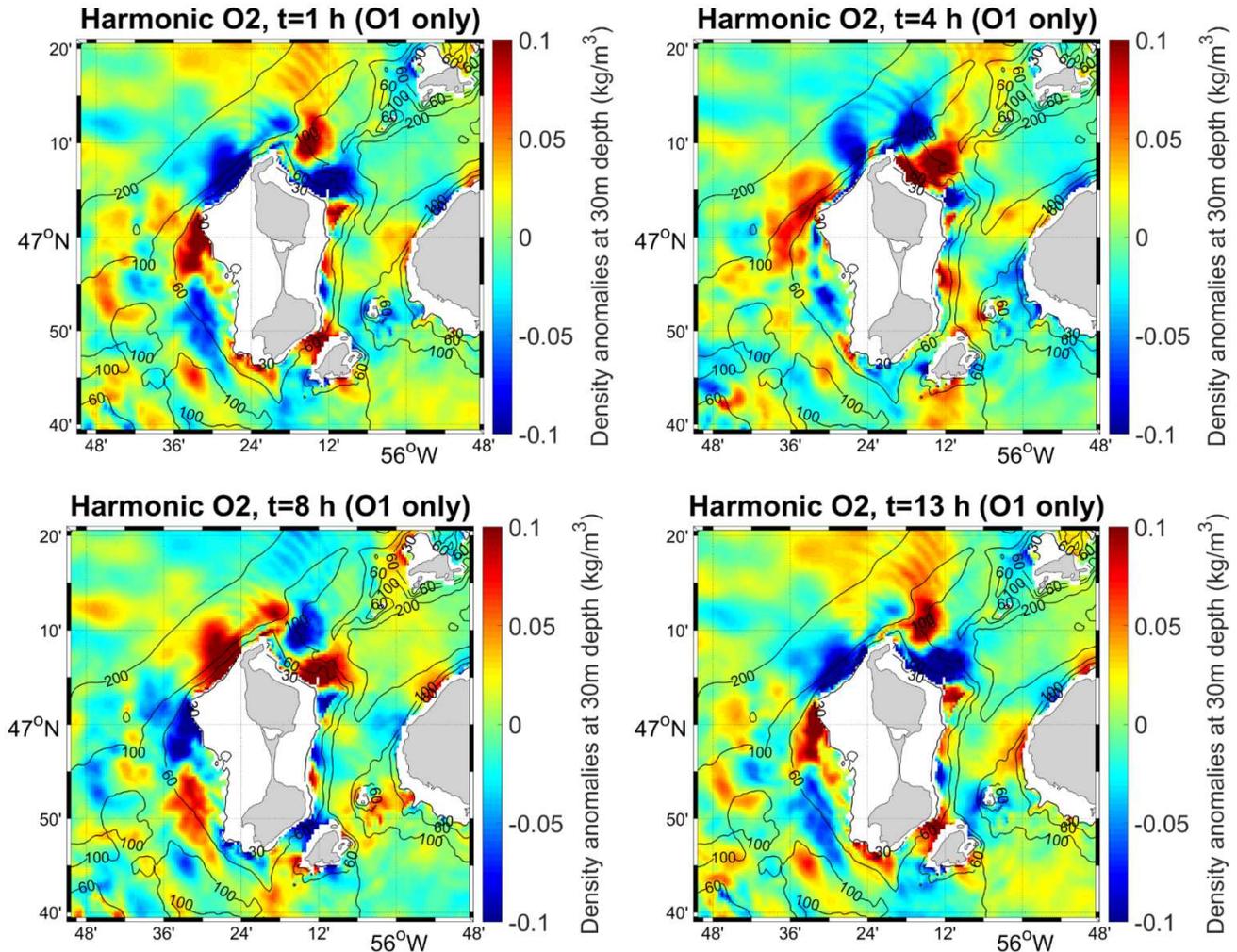


Fig. F.1 : Cartes des anomalies de pression correspondant à l'harmonique de O2 à 30 m de profondeur pendant une période de 13 h. Ces cartes sont tracées à t=1 h, t=4 h, t=8 h et t=13 h.

## G Harmoniques supérieures

Les harmoniques supérieures à O2 sont tracées ci-après. L'harmonique O3 (de période de 8.5 h) est la plus forte de toutes, les anomalies de densités sont donc représentées sur une période de 9h. La première et la dernière figure sont quasi-identiques. Ces anomalies de densité tournent autour de SPM lorsqu'elles sont par faibles profondeurs.

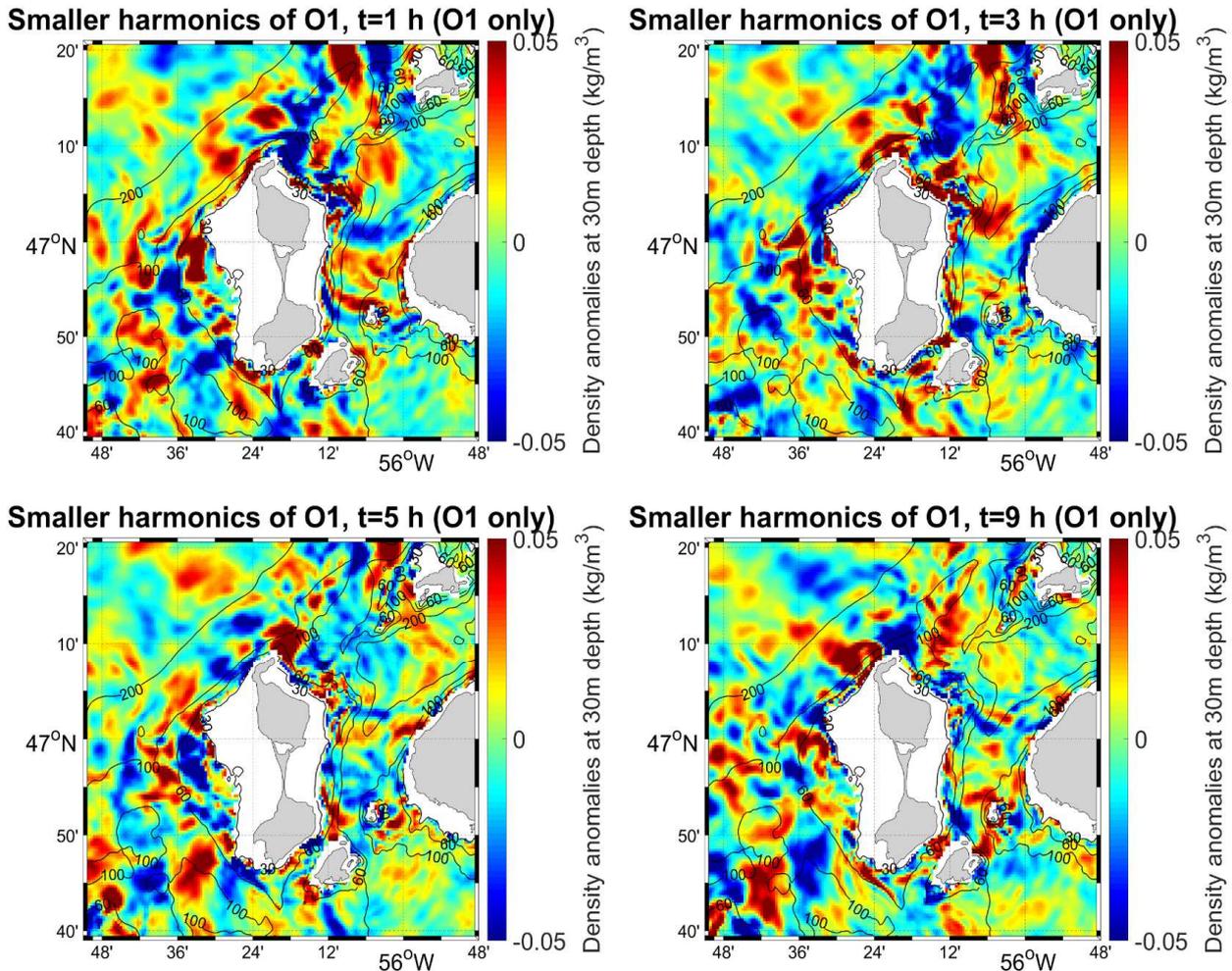


Fig. G.1 : Carte des anomalies de pression à 30 m de profondeur pendant une période de 9h correspondant à l'harmonique de O3 et les harmoniques supérieures. Ces cartes sont tracées à  $t=1$  h,  $t=3$  h,  $t=5$  h et  $t=9$  h.

---

## H Références

- Azevedo, A., da Silva, J.C.B., New, A.L., 2006. On the generation and propagation of internal solitary waves in the southern Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53, 927–941. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.01.013>
- Baines, P.G., 1982. On internal tide generation models. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29, 307–338. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90098-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90098-X)
- Bezaud, M., Lazure, P., Le Cann, B., 2020. Wind-induced barotropic oscillations around the Saint Pierre and Miquelon archipelago (North-West Atlantic). *Continental Shelf Research* 195, 104062. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104062>
- Blumberg, A.F., Mellor, G.L., 2013. A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model, In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, N.S. Heaps (Ed.), pp. 1–16. doi:10.1029/CO004p0001
- Bobanović, J., Thompson, K.R., Desjardins, S., Ritchie, H., 2006. Forecasting storm surges along the east coast of Canada and the North-Eastern United States: The storm of 21 January 2000. *Atmosphere-Ocean* 44:2, 151–161. <https://doi.org/10.3137/ao.440203>
- Brink, K.H., 1982. The Effect of Bottom Friction on Low-Frequency Coastal Trapped Waves. *Journal of Physical Oceanography* 12, 127–133.
- Brink, K.H., Chapman, D.C., 1987. Programs for Computing Properties of Coastal-Trapped Waves and Wind-Driven Motions Over the Continental Shelf and Slope. (Technical Report). WHOI-87-24.
- Brunner, K., Rivas, D., Lwiza, K.M.M 2019. Application of Classical Coastal Trapped Wave Theory to High-Scattering Regions. *Journal of Physical Oceanography* 49, 2201–2216. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0112.1>
- Buchwald, V.T., Adams, J.K., 1968. The propagation of continental shelf waves. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 305, 235–250. <https://doi.org/10.1098/rspa.1968.0115>
- Carnes, M.R., 2009. Description and Evaluation of GDEM-V 3.0 27.
- Cartwright, D.E., Huthnance, J.M., Spencer, R., Vassie, J.M., 1980. On the St Kilda shelf tidal regime. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 27, 61–70. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(80\)90072-2](https://doi.org/10.1016/0198-0149(80)90072-2)
- Chapman, D.C., Beardsley, R.C., 1989. On the Origin of Shelf Water in the Middle Atlantic Bight. *Journal of Physical Oceanography* 19, 384–391. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<0384:OTOOSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<0384:OTOOSW>2.0.CO;2)
- Clarke, A.J., 1977. Observational and Numerical Evidence for Wind-Forced Coastal Trapped Long Waves. *Journal of Physical Oceanography* 7, 231–247. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1977\)007<0231:OANEFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0231:OANEFW>2.0.CO;2)
- Crawford, W.R., Thomson, R.E., 1984. Diurnal-Period Continental Shelf Waves along Vancouver Island: A Comparison of Observations with Theoretical Models. *Journal of Physical Oceanography* 14, 1629–1646. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1629:DPCSWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1629:DPCSWA>2.0.CO;2)
- Csanady, G.T., 1981. *Circulation in the Coastal Ocean*. Springer Science & Business Media
-

- 
- Cyr, F., van Haren, H., Mienis, F., Duineveld, G., Bourgault, D., 2016. On the influence of cold-water coral mound size on flow hydrodynamics, and vice-versa. *Geophysical Research Letters* 43,775– 783, <https://doi.org/10.1002/2015GL067038>
- Cyr, F., Larouche, P., 2015. Thermal Fronts Atlas of Canadian Coastal Waters, *Atmosphere-Ocean*, 53:2, 212-236, <http://dx.doi.org/10.1080/07055900.2014.986710>
- Daifuku, P.R., Beardsley, R.C., 1983. The K1 Tide on the Continental Shelf from Nova Scotia to Cape Hatteras. *Journal of Physical Oceanography* 13, 3–17. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0003:TKTOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0003:TKTOTC>2.0.CO;2)
- Donnet, S., Ratsimandresy, A.W., Goulet, P., Doody, C., Bruke, S., Cross, S., 2018. Coast of Bays Metrics: Geography, Hydrology and Physical Oceanography of an Aquaculture Area of the South Coast of Newfoundland. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2017/076.
- Dupont, F., Hannah, C., Greenberg, D.A., Cherniawsky, J.Y., Naimie, C.E., 2002. Modelling System for Tides for the Northwest Atlantic Coastal Ocean (Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences No. 221). Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences.
- Gill, A.E., Clarke, A.J., 1974. Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 21, 325–345. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90038-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90038-2)
- Gill, A.E., Schumann, E.H., 1974. The Generation of Long Shelf Waves by the Wind. *Journal of Physical Oceanography* 4, 83–90. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1974\)004<0083:TGOLSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1974)004<0083:TGOLSW>2.0.CO;2)
- Gordon, R.L., Huthnance, J.M., 1987. Storm-driven continental shelf waves over the Scottish continental shelf. *Continental Shelf Research* 7, 1015–1048. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(87\)90097-5](https://doi.org/10.1016/0278-4343(87)90097-5)
- Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S., 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* 11, 561–566., European Geosciences Union (EGU), 2004, 11 (5/6), pp.561-566. (hal-00302394)
- Grise, K.M., Son, S.-W., Gyakum, J.R., 2013. Intraseasonal and Interannual Variability in North American Storm Tracks and Its Relationship to Equatorial Pacific Variability. *Mon. Wea. Rev.* 141, 3610–3625. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00322.1>
- Han, G., 2011. Mean dynamic topography and surface circulation in the western Labrador Sea and Newfoundland offshore: satellite observations and ocean modelling. *International Journal of Remote Sensing* 32:19, 5381–5391. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.498840>
- Han, G., 2000. Three-dimensional modeling of tidal currents and mixing quantities over the Newfoundland Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 105(C5), 11407–11422. <https://doi.org/10.1029/2000JC900033>
- Han, G., Hannah, C.G., Loder, J.W., Smith, P.C., 1997. Seasonal variation of the three-dimensional mean circulation over the Scotian Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102(C2), 1011–1025. <https://doi.org/10.1029/96JC03285>
- Han, G., Ikeda, M., Smith, P.C., 1993. Annual variation of sea-surface slopes over the Scotian Shelf and Grand Banks from Geosat altimetry. *Atmosphere-Ocean* 31:4, 591–615. <https://doi.org/10.1080/07055900.1993.9649487>
- Han, G., Loder, J., Petrie, B., 2010a. Tidal and non-tidal sea level variability along the coastal Nova Scotia from satellite altimetry. *International Journal of Remote Sensing* 31:17-18, 4791–4806. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.485152>
-

- 
- Han, G., Loder, J.W., 2003. Three-dimensional seasonal-mean circulation and hydrography on the eastern Scotian Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108, 3136, C5. <https://doi.org/10.1029/2002JC001463>
- Han, G., Loder, J.W., Smith, P.C., 1999. Seasonal-Mean Hydrography and Circulation in the Gulf of St. Lawrence and on the Eastern Scotian and Southern Newfoundland Shelves. *Journal of Physical Oceanography* 29, 1279–1301. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1279:SMHACI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1279:SMHACI>2.0.CO;2)
- Han, G., Lu, Z., Wang, Z., Helbig, J., Chen, N., de Young, B., 2008. Seasonal variability of the Labrador Current and shelf circulation off Newfoundland. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 113, C10013. <https://doi.org/10.1029/2007JC004376>
- Han, G., Ma, Z., Chen, D., de Young, B., Chen, N., 2012. Observing storm surges from space: Hurricane Igor off Newfoundland. *Sci Rep* 2, 1–9. <https://doi.org/10.1038/srep01010>
- Han, G., Paturi, S., de Young, B., Yi, Y., Shum, C.-K., 2010b. A 3-D data-assimilative tidal model of the northwest Atlantic. *Atmosphere-Ocean* 48:1, 39–57. <https://doi.org/10.3137/OC303.2010>
- Hay, A.E., de Young, B., 1989. An oceanographic flip-flop: deep water exchange in Fortune Bay, Newfoundland. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 94, 843–853. <https://doi.org/10.1029/JC094iC01p00843>
- Hedström, K., 2000. Technical manual for a coupled sea-ice/ocean circulation model. OCMS study MMS: 97-0017.
- Hendershott, M.C., Malanotte-Rizzoli, P., Chapman, D.C., 1989. Wave Motions in the Ocean: Myrl's view.
- Hsieh, W.W., Buchwald, V.T., 1985. The Scattering of a Continental Shelf Wave by a Long Thin Barrier Lying Parallel to the Coast. *Journal of Physical Oceanography* 15, 524–532. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1985\)015<0524:TSOACS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<0524:TSOACS>2.0.CO;2)
- Hsieh, W.W., Mysak, L.A., 1980. Resonant Interactions between Shelf Waves, with Applications to the Oregon Shelf. *Journal of Physical Oceanography* 10, 1729–1741. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1729:RIBSWW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1729:RIBSWW>2.0.CO;2)
- Huthnance, J.M., 1978. On Coastal Trapped Waves: Analysis and Numerical Calculation by Inverse Iteration. *Journal of Physical Oceanography* 8, 74–92, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1978\)008<0074:OCTWAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1978)008<0074:OCTWAA>2.0.CO;2)
- Huthnance, J.M., 1974. On the diurnal tidal currents over Rockall Bank. *Deep-Sea Res.* 21, 23–35, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90016-3](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90016-3).
- Kang, D., Fringer, O., 2012. Energetics of Barotropic and Baroclinic Tides in the Monterey Bay Area. *Journal of Physical Oceanography* 42, 272–290. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-039.1>
- Kang, D., Fringer, O., 2010. On the Calculation of Available Potential Energy in Internal Wave Fields. *Journal of Physical Oceanography* 40, 2539–2545. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4497.1>
- Kundu, P.K., Cohen, I.M., 2004. *Fluid Mechanics*. San Diego: Elsevier. 3rd ed.
- Kunze, E., Rosenfeld, L.K., Carter, G.S., Gregg, M.C., 2002. Internal Waves in Monterey Submarine Canyon. *Journal of Physical Oceanography* 32, 1890–1913. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<1890:IWIMSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<1890:IWIMSC>2.0.CO;2)
- Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources* 31(2):233–250
-

- 
- Lazure, P., Le Berre, D., Gautier, L., 2015. Mastodon Mooring System To Measure Seabed Temperature Data Logger With Ballast, Release Device at European Continental Shelf. *Sea Technology* 56.
- Lazure, P., Le Cann, B., Bezaud, M., 2018. Large daily bottom temperature oscillations around the Saint Pierre and Miquelon archipelago. *Sci Rep* 8, 13882 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31857-w>
- LeBlond, P.H., Mysak, L.A., 1981. *Waves in the Ocean*. Elsevier.
- Li, M., Wu, Y., Prescott, R.H., Tang, C.C.L., Han, G., 2015. A modeling study of the impact of major storms on waves, surface and near-bed currents on the Grand Banks of Newfoundland, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 5358–5386. <https://doi.org/10.1002/2015JC010755>
- Longuet-Higgins, M.S., 1965. Some dynamical aspects of ocean currents. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 91, 425–451. <https://doi.org/10.1002/qj.49709139005>
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics* 56, 394–415. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>
- Ma, Z., Han, G., de Young, B., 2015. Oceanic responses to Hurricane Igor over the Grand Banks: A modeling study, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 1276–1295. <https://doi.org/10.1002/2014JC010322>
- Masunaga, E., Fringer, O.B., Kitade, Y., Yamazaki, H., Gallagher, S.M., 2017. Dynamics and Energetics of Trapped Diurnal Internal Kelvin Waves around a Midlatitude Island. *Journal of Physical Oceanography* 47, 2479–2498. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0167.1>
- Mercer, D., Sheng, J., Greabatch, R.J., Bobanović, J., 2002. Barotropic waves generated by storms moving rapidly over shallow water, *J. Geophys. Res.*, 107(C10), 3152. <https://doi.org/10.1029/2001JC001140>, 2002.
- Merrifield, M.A., Holloway, P.E., 2002. Model estimates of M2 internal tide energetics at the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107, 5-1-5-12. <https://doi.org/10.1029/2001JC000996>
- Mihanović, H., Beg Paklar, G., Orlić, M., 2014. Resonant excitation of island-trapped waves in a shallow, seasonally stratified sea. *Continental Shelf Research* 77, 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.01.014>
- Muller, H., Pineau-Guillou, L., Idier, D., Ardhuin, F., 2014. Atmospheric storm surge modeling methodology along the French (Atlantic and English Channel) coast. *Ocean Dynamics* 64, 1671–1692. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0771-0>
- Musgrave, R.C., MacKinnon, J.A., Pinkel, R., Waterhouse, A.F., Nash, J., Kelly, S.M., 2017. The Influence of Subinertial Internal Tides on Near-Topographic Turbulence at the Mendocino Ridge: Observations and Modeling. *Journal of Physical Oceanography* 47, 2139–2154. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0278.1>
- Nam, S., Send, U., 2011. Direct evidence of deep water intrusions onto the continental shelf via surging internal tides. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116, C05004. <https://doi.org/10.1029/2010JC006692>
- Niwa, Y., Hibiya, T., 2004. Three-dimensional numerical simulation of M2 internal tides in the East China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109, C04027. <https://doi.org/10.1029/2003JC001923>
- Owens, R.G., Hewson, T.D., 2018. ECMWF Forecast User Guide. <https://doi.org/10.21957/m1cs7h>
-

- 
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers and Geosciences* 28:929–37
- Petrie, B.D., 1983. Current response at the shelf break to transient wind forcing. *J. Geophys. Res.*, 88(C14), 9567–9578. <https://doi.org/10.1029/JC088iC14p09567>
- Pichon, A., Morel, Y., Baraille, R., Quaresma, L.S., 2013. Internal tide interactions in the Bay of Biscay: Observations and modelling. *Journal of Marine Systems*, 109-110 (2013), pp. S26-S44. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.07.003>
- Pineda, J., 1994. Internal tidal bores in the nearshore: Warm-water fronts, seaward gravity currents and the onshore transport of neustonic larvae. *Journal of Marine Research* 52, 427–458. <https://doi.org/info:doi/10.1357/0022240943077046>
- Pingree, R.D., New, A.L., 1991. Abyssal Penetration and Bottom Reflection of Internal Tidal Energy in the Bay of Biscay. *Journal of Physical Oceanography* 21, 28–39. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<0028:APABRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<0028:APABRO>2.0.CO;2)
- Plante, M., Son, S.-W., Atallah, E., Gyakum, J., Grise, K., 2015. Extratropical cyclone climatology across eastern Canada. *International Journal of Climatology* 35, 2759–2776. <https://doi.org/10.1002/joc.4170>
- Rayson, M.D., Ivey, G.N., Jones, N.L., Meuleners, M.J., Wake, G.W., 2011. Internal tide dynamics in a topographically complex region: Browse Basin, Australian North West Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116, C01016. <https://doi.org/10.1029/2009JC005881>
- Rhines, P., 1970. Edge-, bottom-, and Rossby waves in a rotating stratified fluid. *Geophysical Fluid Dynamics*, 1:3-4, 273-302. <https://doi.org/10.1080/03091927009365776>
- Richaud, B., Kwon, Y.-O., Joyce, T.M., Fratantoni, P.S., Lentz, S.J., 2016. Surface and bottom temperature and salinity climatology along the continental shelf off the Canadian and U.S. East Coasts. *Continental Shelf Research* 124: 165-181. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.06.005>
- Sandstrom, H., 1980. On the wind-induced sea level changes on the Scotian shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 85(C1), 461–468. <https://doi.org/10.1029/JC085iC01p00461>
- Schwing, F.B., 1992a. Subtidal Response of Scotian Shelf Circulation to Local and Remote Forcing. Part I: Observations. *Journal of Physical Oceanography* 22, 523–541. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<0523:SROSSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0523:SROSSC>2.0.CO;2)
- Schwing, F.B., 1992b. Subtidal Response of Scotian Shelf Circulation to Local and Remote Forcing. Part II: Barotropic Model. *Journal of Physical Oceanography* 22, 542–563. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<0542:SROSSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<0542:SROSSC>2.0.CO;2)
- Schwing, F.B., 1989. Subtidal response of the Scotian shelf bottom pressure field to meteorological forcing. *Atmosphere-Ocean* 27, 157–180. <https://doi.org/10.1080/07055900.1989.9649332>
- Sheng, J., Zhai, X., Greatbatch, R.J., 2006. Numerical study of the storm-induced circulation on the Scotian Shelf during Hurricane Juan using a nested-grid ocean model. *Progress in Oceanography*, Gabriel T. Csanady: *Understanding the Physics of the Ocean* 70, 233–254. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2005.07.007>
- Smith, K.A., Merrifield, M.A., Carter, G.S., 2017. Coastal-trapped behavior of the diurnal internal tide at O’ahu, Hawai’i. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122, 4257–4273. <https://doi.org/10.1002/2016JC012436>
-

- 
- Tang, C.L., Gui, Q., DeTracey, B.M., 1998. Barotropic Response of the Labrador/Newfoundland Shelf to a Moving Storm. *Journal of Physical Oceanography* 28, 1152–1172, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1152:BROTLN>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1152:BROTLN>2.0.CO;2)
- Thiebaut, S., Vennell, R., 2010. Observation of a Fast Continental Shelf Wave Generated by a Storm Impacting Newfoundland Using Wavelet and Cross-Wavelet Analyses. *Journal of Physical Oceanography* 40, 417–428. <http://dx.doi.org/10.1175/2009JPO4204.1>
- Thomson, R.E., Crawford, W.R., 1982. The Generation of Diurnal Period Shelf Waves by Tidal Currents. *Journal of Physical Oceanography* 12, 635–643. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0635:TGODPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0635:TGODPS>2.0.CO;2)
- Townsend, D.W., Rebeck, N.D., Thomas, M.A., Karp-Boss, L., Gettings, R.M., 2010. A changing nutrient regime in the Gulf of Maine. *Continental Shelf Research* 30, 820–832. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.01.019>
- Urrego-Blanco, J., Sheng, J., 2012. Interannual Variability of the Circulation over the Eastern Canadian Shelf. *Atmosphere-Ocean* 50:3, 277–300. <https://doi.org/10.1080/07055900.2012.680430>
- Wang, Z., Yashayaev, I., Greenan, B., 2015. Seasonality of the inshore Labrador current over the Newfoundland shelf. *Continental Shelf Research* 100, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.03.010>
- White, M., Hay, A.E., 1994. Dense overflow into a large silled embayment: Tidal modulation, fronts and basin modes. *Journal of Marine Research* 52, 459–487.
- Wilkin, J.L., Chapman, D.C., 1990. Scattering of Coastal-Trapped Waves by Irregularities in Coastline and Topography. *Journal of Physical Oceanography* 20, 396–421. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0396:SOCTWB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0396:SOCTWB>2.0.CO;2)
- Wilkin, J.L., Chapman, D.C., 1987. Scattering of Continental Shelf Waves at a Discontinuity in Shelf Width. *Journal of Physical Oceanography* 17, 713–724. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<0713:SOCSWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<0713:SOCSWA>2.0.CO;2)
- Willmott, C.J., 1981. On the Validation of Models. *Physical Geography* 2, 184–194. <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>
- Wright, D., Xu, Z., 2004. Double Kelvin waves over the Newfoundland shelf-break. *Atmosphere-Ocean*, 42:2, 101-111, DOI: 10.3137/ao.420202
- Wu, Y., Tang, C.C.L., Hannah, C., 2012. The circulation of eastern Canadian seas. *Progress in Oceanography* 106, 28–48. doi: 10.1016/j.pocean.2012.06.005
- Wu, Y., Tang, C.C.L., Li, M.Z., Prescott, R.H., 2011. Modelling Extreme Storm-Induced Currents over the Grand Banks. *Atmosphere-Ocean* 259–268. <http://dx.doi.org/10.1080/07055900.2011.605271>
- Xu, Z., Loder, John.W., 2004. Data assimilation and horizontal structure of the barotropic diurnal tides on the Newfoundland and southern Labrador shelves: *Atmosphere-Ocean*: 42:1, 43-60, DOI: 10.3137/ao.420104
- Zhang, W.G., Duda, T.F., 2013. Intrinsic Nonlinearity and Spectral Structure of Internal Tides at an Idealized Mid-Atlantic Bight Shelf Break. *Journal of Physical Oceanography* 43, 2641–2660. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0239.1>
- Zilberman, N.V., Becker, J.M., Merrifield, M.A., Carter, G.S., 2009. Model Estimates of M2 Internal Tide Generation over Mid-Atlantic Ridge Topography. *Journal of Physical Oceanography* 39, 2635–2651. <https://doi.org/10.1175/2008JPO4136.1>
-

## **I Article (Lazure et al., 2018)**

# SCIENTIFIC REPORTS

OPEN

## Large diurnal bottom temperature oscillations around the Saint Pierre and Miquelon archipelago

Pascal Lazure, Bernard Le Cann  & Marion Bezaud

Here, we report large, near-daily oscillations of near-bottom temperatures, with ranges of up to 11.5 °C at depths of 30–60 m in September 2011 around the Saint Pierre and Miquelon archipelago (south-eastern Canada). These oscillations were detected on velocity and temperature profiles from moorings in Miquelon Bay and on an array of near-bottom temperature sensors around the archipelago. The oscillations coincided with the seasonal stratification period. In addition to their remarkable range, they exhibited a near-diurnal period centred on the O1 tidal component (~26 h), contrasting with the dominant semi-diurnal sea-level periodicity in the area. They appear to be the manifestation of an internal wave, triggered by the diurnal surface tide and trapped by the bathymetric configuration of the area. We argue that the archipelago is nearly resonant for island-trapped waves at near-diurnal frequencies. Our data demonstrate that these coastal-trapped waves propagate clockwise around the archipelago in roughly two days, and thus approximate an azimuthal, mode 2 pattern. Simplified calculations show that cross-shore motions are bottom-amplified. In addition, bottom friction acts to rotate the axes of the diurnal tidal current ellipses with depth, and this combination of effects explains the large range of observed bottom temperature oscillations.

Large seabed temperature oscillations have been observed in shallow waters at many locations around the world. They generally occur in stratified environments and have a broad, high-frequency spectrum typically ranging from several hours to a few days. Strong seabed temperature fluctuations with ranges of 6–8 °C have been reported around reefs or submarine cliffs with variable frequencies: mainly semi-diurnal frequencies near the French Polynesian islands<sup>1</sup>, mixed diurnal and semi-diurnal frequencies in the South China Sea<sup>2</sup> and in the Adriatic Sea<sup>3,4</sup> or at subtidal frequencies in the Andaman Sea<sup>5</sup>. In the nearshore region of broad continental shelves, seabed temperature fluctuations are generally weaker. To date, the largest documented oscillations include a recent report of near-tidal-front fluctuations of up to 7 °C with a semi-diurnal frequency at depths of around 60 m over Georges Bank (North-west Atlantic Ocean)<sup>6</sup> and diurnal and semi-diurnal frequency fluctuations of 6 °C at 15 m depth along the Californian coast<sup>7</sup>.

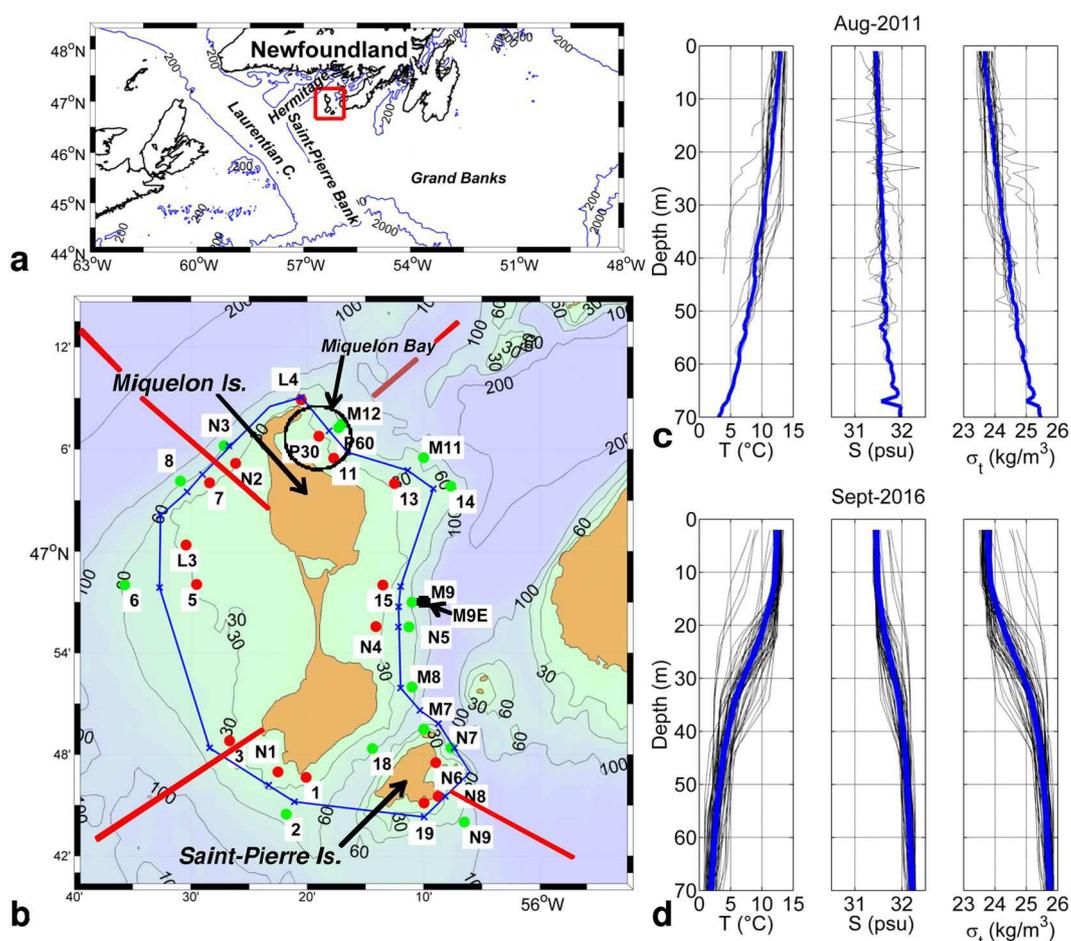
Several explanations have been proposed for these observations, depending on the frequency of the oscillations, either above or below the local Coriolis frequency. At sub-inertial frequencies, coastal-trapped waves (CTWs)<sup>8</sup> are often cited. When stratification is negligible, oscillations can be attributed to barotropic continental shelf waves (CSWs), for which topography provides the restoring mechanism. On the other hand, under sufficiently strong stratification, topography may be neglected and waves become very similar to Kelvin waves (KWs), where the sloping bottom has a purely geometric effect. CTWs may be bottom-intensified<sup>9</sup>, which enhances their near-bottom impact.

Regarding the forcing of these waves, tides and wind are typically cited as factors. (Nearly) periodic oscillations are frequently attributed to tides, although diurnal sea breezes can also induce periodic upwelling<sup>10–13</sup>.

At mid-latitudes, diurnal tides are sub-inertial, and strong currents have been frequently reported, e.g. in the North-east Atlantic Ocean<sup>14–16</sup>, on the west coast of Vancouver Island<sup>17,18</sup>, near the Kuril Islands (North Pacific Ocean)<sup>19</sup> and other locations often characterised by curved shelf breaks on a scale of 10–100 km. These currents are typically attributed to CTWs<sup>20</sup>.

A special case is when the area of interest shows closed topographic contours, such as a seamount or an island. These cases of “island-trapped waves” (ITWs) have been studied using theoretical approaches<sup>21–24</sup>. They open the possibility of resonant forcing and amplification of CTWs around a seamount or island<sup>3,4,25</sup>.

Ifremer, Univ. Brest, CNRS, IRD, Laboratoire d’Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), IUEM, Brest 29280, France. Correspondence and requests for materials should be addressed to P.L. (email: [pascal.lazure@ifremer.fr](mailto:pascal.lazure@ifremer.fr))



**Figure 1.** (a) Map and bathymetry south-west of Newfoundland. (b) Map and bathymetry of the Saint Pierre and Miquelon (SPM) archipelago. Red and green dots respectively indicate the moorings at 30 and 60 m depth deployed in 2011, 2015, 2016 and 2017 (see Methods for details). The blue line roughly follows the 45 m isobath and is used as the along-shore curvilinear axis. The location of each station along this axis is indicated with a blue 'x'. The four red lines indicate the transects used in the schematic modelling (see discussion). (c) Temperature, salinity and density profiles in the Miquelon Bay measured within a polygon defined by Stations L4, M11, 11, P30 in August 2011. Thick blue lines show mean profiles. (d) Temperature (T), salinity (S) (calculated according to a T/S relationship, see Methods) and density profiles shown every 3 h at Station M9E measured from the surface to the bottom during one week in September 2016 using a mooring with ten temperature and pressure sensors. Thick blue lines show mean profiles. The maps were generated using M\_MAP\_V1.4 package for Matlab (<http://www.eos.ubc.ca/~rich/map.html>).

Here, we report exceptionally large near-bottom diurnal temperature oscillations of up to 11.5°C around the Saint Pierre and Miquelon (SPM) archipelago, located south-west of Newfoundland (Fig. 1), at the north-west edge of its large continental shelf. These direct observations are based on the recordings from ADCP current meters and thermistors deployed in Miquelon Bay in 2011 (Stations P30 and P60). Further experiments were conducted during the stratified period of 2015, 2016 and 2017 with a dense array of near-bottom temperature sensors distributed around the archipelago, along the 30–60 m isobaths and two ADCPs in summer 2015. This bottom array provided a detailed overview of the spatial and temporal characteristics of the oscillations. In addition, we also deployed a mooring fitted with 10 thermistors from the surface to the bottom during one week in September 2016 (the data set and characteristics of all instruments are presented in Methods, Table 1).

We first present our observations and results, and then our analysis in support of an ITW propagation around the archipelago.

## Results

**Observations on the northeast shelf of Saint-Pierre and Miquelon.** During the summers and early fall of 2011, 2015 and 2016, waters of the northeast shelf of SPM were seasonally stratified in temperature and salinity. Density differences from surface to bottom, mostly due to temperature, varied from ~1.9 kg/m<sup>3</sup> in August 2011 (Fig. 1c) and September 2016 (Fig. 1d) to ~1.4 kg/m<sup>3</sup> in October 2011 (not shown).

The May-to-November 2011 time series of temperature at 6 m below the surface and at 5 m above the bottom (mab) at Stations P30 and P60 are shown in Fig. 2a. Near the surface, the temperature varied from 2°C in

Mooring Station	water depth (m)	Instrument	Instrument depth (mab)*	Sampling period
P30	30	ADCP RDI 600kHz	0.5, 1 m bins	22 Jul to 1 Nov 2011
P30	30	CTD (NKE)	5, 25	1 May to 1 Nov 2011
P30	30	CTD (NKE)	1,16	22 Jul to 1 Nov 2011
P60	60	CTD (NKE)	5, 55	1 May to 1 Nov 2011
1, 3, 5, 7	30	Mastodon (near-bottom temperature measurement, see Methods)	0.5	4 Jul to 15 Sep 2015
11, 13, 15, 19	30	Mastodon	0.5	4 Jul to 14 Nov 2015
2, 6, 8	60	Mastodon	0.5	4 Jul to 15 Sep 2015
14, 18	60	Mastodon	0.5	4 Jul to 14 Nov 2015
L3	30	ADCP RDI 600kHz	0.5, 1 m bins	2 Jul to 15 Sept 2015
L4	28	ADCP RDI 600kHz	0.5, 1 m bins	17 Sep to 10 Oct 2015
M7, M8, M9, M11, M12	60	Mastodon	0.5	13 Jul to 30 Oct 2016
M9E	75	East Mastodon	0.5, 5, 11, 21, 31, 41, 51, 62, 72, 75	9 Sep to 16 Sep 2016
N1, N2, N4, N8	30	Mastodon	0.5	13 Aug to 14 Sep 2017
N6	30	Mastodon	0.5	26 Aug to 13 Sep 2017
N3, N9	60	Mastodon	0.5	13 Aug to 14 Sep 2017
N5, N7	60	Mastodon	0.5	26 Aug to 13 Sep 2017

**Table 1.** Data used in this study. \*mab, meters above the bottom.

mid-spring to a maximum of 15 °C in early September and then decreased to 8 °C in November. However, near the bottom, the temperature variations were radically different. Bottom temperatures showed high-frequency variations whose amplitude increased with sea-surface temperature. Over the whole study period, the minimum temperature remained close to 2–3 °C and showed little seasonal variation. During the first two weeks of September (Fig. 2b), oscillations showed large amplitude, reaching 11.5 °C at Station P60 and 9.5 °C at P30 (7 September). Interestingly, in addition to this large amplitude, the oscillations featured a daily period, whereas the local sea-level tide is mostly semi-diurnal with a mean range of 1.3 m (not shown). To identify the dominant frequencies, a spectral analysis was performed on bottom temperature (Fig. 2c) and sea level (Fig. 2d). The dominant frequency for temperature variability was 0.93 cycles per day (cpd), which corresponds to the O1 tidal component with a period of 25.82 h (see also harmonic analysis results in Supplementary Table S1). The second identified periodicity was 1.00 cpd which corresponds to the K1 component, whereas the M2 component (1.93 cpd) was an order of magnitude weaker. Conversely, sea-surface elevation (Fig. 2d) showed a dominant semi-diurnal period.

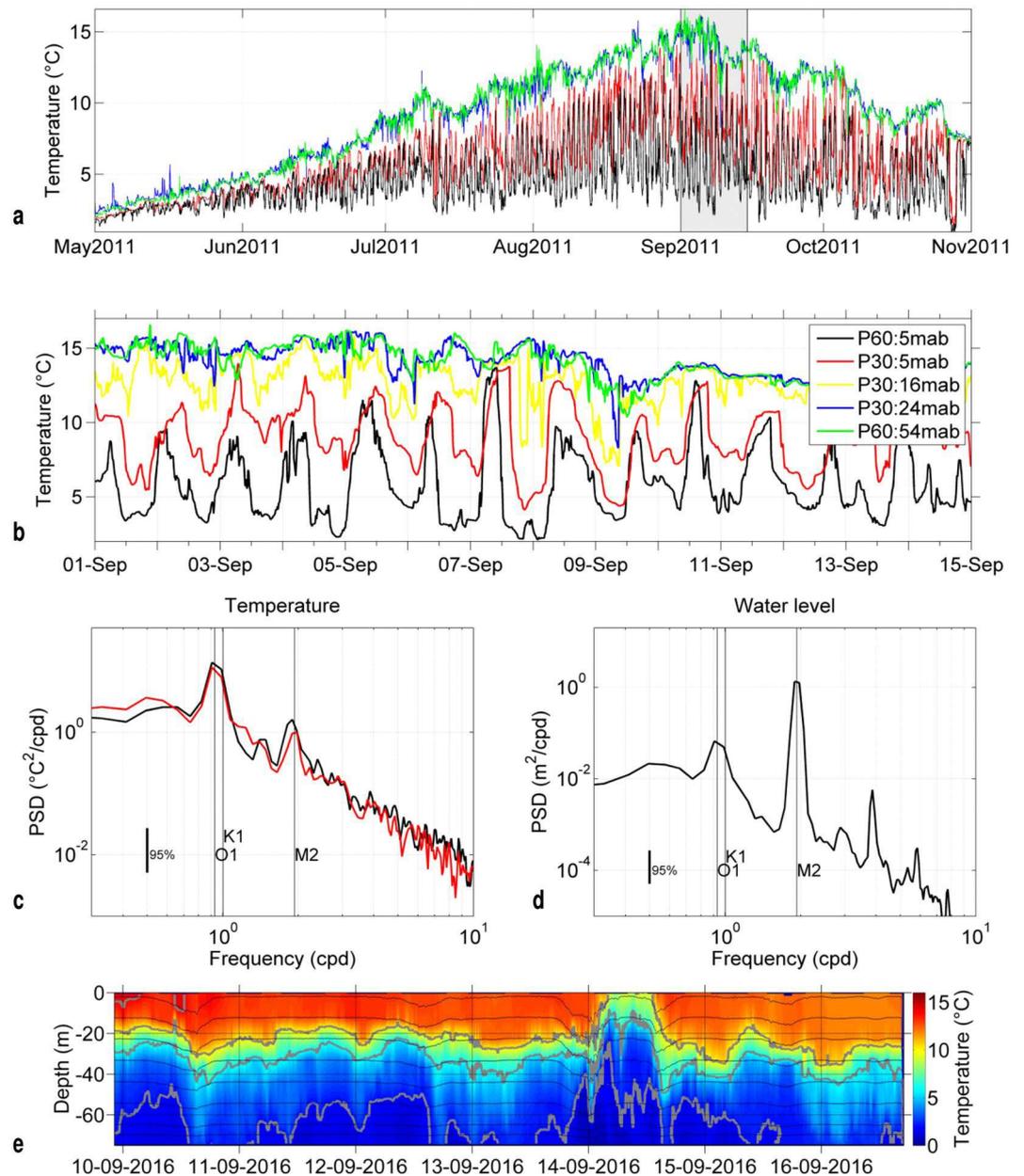
At Station P30 (Fig. 2b), the temperature variability at different depths increased from the surface to the bottom. The daily drop of the near-bottom temperature showed high day-to-day variability. The cold phase near the bottom generally affected almost the entire water column, but was only slightly noticeable near the surface. The rise and fall of bottom temperature reached up to 6 °C/h and was not symmetric: the cooling phase was generally longer than the warming phase. Rapid warming generally led to a nearly homogeneous water column with bottom temperatures similar to that of the surface for about 1 to 6 h. Conversely, around the daily minimum, we rarely observed stable cold temperatures for more than 1 h.

To further describe the time evolution of vertical stratification on hourly to weekly time scales, we examined the vertical thermal structure data in station M9E (Fig. 1b) collected in September 2016. On such a short record, it is difficult to ascertain periodicities, but there are indications of isotherms vertical oscillations of roughly semi-diurnal and diurnal periods (Fig. 2e). There are even hints of a nearly two-day period. A notable episode of strong isotherms uplifting took place on 14 September. This event does not seem to be linked to local wind forcing, as wind speed at the nearby Saint Pierre airport (not shown) was maximum at ~12 m/s on 12 September to decrease at 4–8 m/s on 14 September. Apart from this episode, isotherms oscillation amplitudes ranged from ~20 m near the bottom, to ~10 m at thermocline levels, and nearly vanished near the surface. Overall, at this deeper station, diurnal scale bottom temperature oscillations were weaker than the oscillations observed at stations P30 and P60 (Fig. 2b), and less well defined.

The simultaneous ADCP observations at Station P30 in Miquelon Bay were used to help interpret these bottom temperature oscillations. The mean current in August–September (Fig. 3b) pointed to the north-west and was relatively strong (~15 cm/s). A rotation of 20° in the anticlockwise direction was applied (see Methods for details) to screen for the best correlation between cross-shore transport and temperature variability. This direction roughly follows the local isobaths.

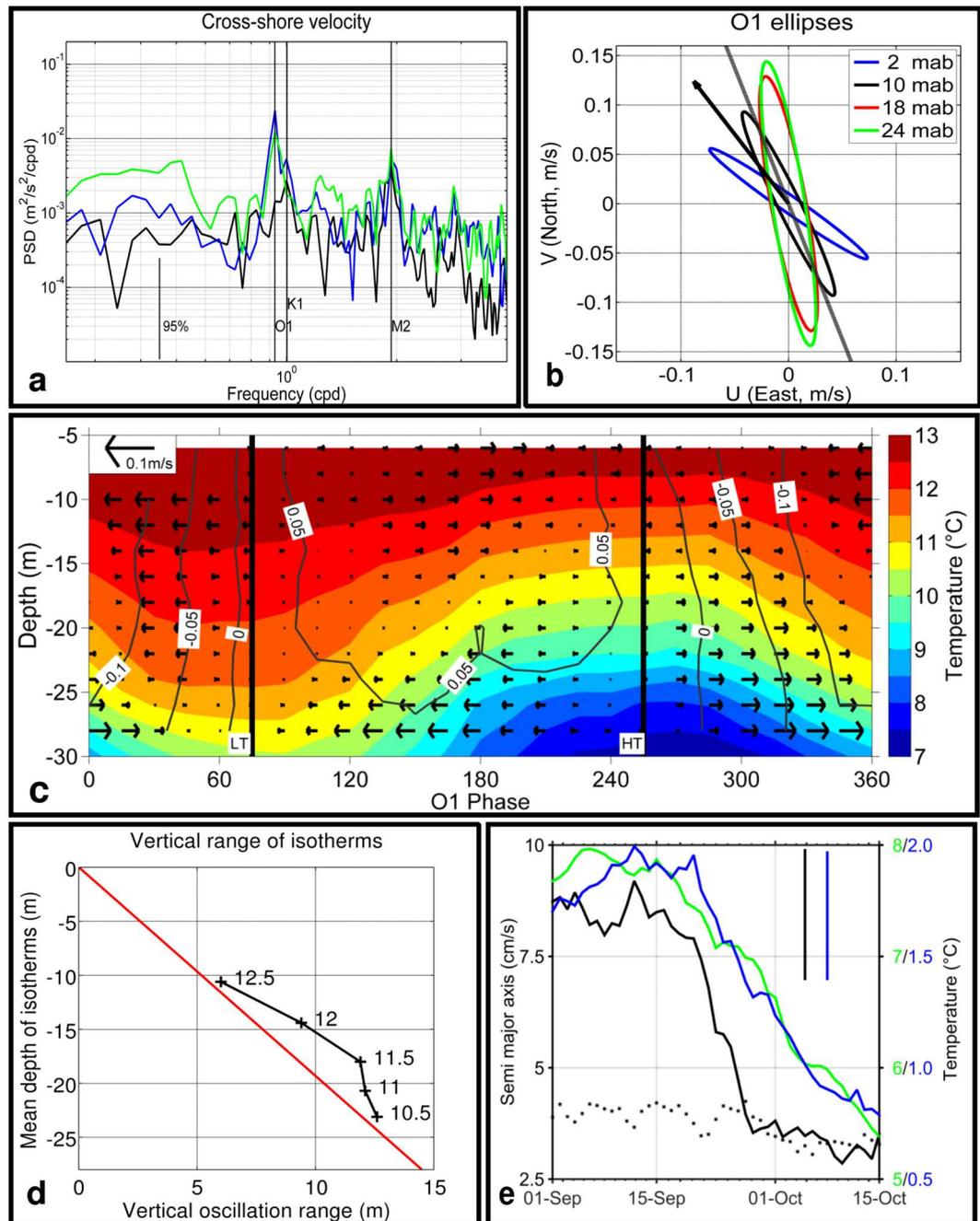
Along these new axes, the current spectra showed two pronounced peaks with dominant diurnal and semi-diurnal frequencies (Fig. 3a). In the cross-shore direction (70° clockwise from North), the diurnal frequency dominated, with O1 currents larger than K1 currents. M2 currents were even weaker. This O1 dominance was confirmed by the tidal harmonic analysis of currents at different depths (Supplementary Table S1). At semi-diurnal frequencies, cross-shore currents were surface-intensified, but at diurnal frequencies, cross-shore currents were slightly bottom-intensified (Fig. 3a).

In the along-shore direction, the pattern was similar (not shown) with a notable exception: the near-bottom currents were not intensified and the near-surface currents dominated at diurnal frequencies.



**Figure 2.** (a) 2011 time series of temperature at 6 m below the surface (blue and green) and 5 m above the bottom (red and black) at Stations P30 and P60, respectively. (b) Same as (a) with a close-up on the first two weeks of September (shaded in (a)) and mid-depth temperature recording at P30 (16 m above the bottom (mab)). (c) Spectral analysis of bottom temperature from 01 Aug 2011 to 15 Oct 2011 at Stations P30 (red) and P60 (black). (d) Spectral analysis of bottom pressure recorded at Station P30 (same period). (e) Time evolution of temperature at station M9E in September 2016. Temperatures have been vertically interpolated every 2 m and decimated to a time step of 5'. Thin black lines show the depth of thermistors. Grey lines show the isotherms 2,6,10 and 14 °C.

Considering the dominant O1 tidal component, currents (band-pass filtered from 1 to 30 h to focus on high-frequency motions) and temperature were time-averaged over two months (August and September) according to the O1 phase, with phases 255° and 75° corresponding to the diurnal high and low tide, respectively (Fig. 3c). The bottom flow currents lasted about 12 h, bringing cool water from the south-east in the bottom layer. After a short slack period around high tide, the near-bottom ebb currents reached ~5 cm/s and flushed the cold bottom water out. The bottom temperature then increased by ~5 °C. Meanwhile, surface cross-shore currents were directed onshore, thickening the warm surface layer and establishing vertical shear. In the along-shore direction, the currents strengthened during the ebb tide and reached ~15 cm/s in the southward direction near the surface.



**Figure 3.** Current and temperature at Station P30 (see Fig. 1 for location) for the period running from 01 Aug 2011 to 30 Sept 2011. (a) Spectral analysis of cross-shore currents: near-bottom current, 2 mab (blue line), depth-averaged current from 2 to 24 mab (black line), near-surface current, 24 mab (green line). (b) Tidal ellipses for the O1 tidal component at different depths as indicated in the figure key. The black arrow indicates the mean depth-averaged current; the grey line indicates the along-shore axis after rotation (see Methods). (c) O1 phase-averaged temperature (colour scale on the right) and rotated cross-shore currents (vectors pointing to the right denote offshore flow). Labelled isolines denote rotated along-shore currents (positive is northward). HT, diurnal high tide; LT, diurnal low tide. (d) Observed mean ranges of vertical oscillations for selected isotherms derived from Fig. 3c (black crosses). The red line gives the linear range predicted from the kinematic bottom and surface boundary conditions (see Discussion for details). (e) Time evolution of semi-major axis (left Y axis) calculated for the O1 (black line) and M2 (dotted black line) tidal components (2 mab). Time evolution the O1 tidal component of near-bottom (5 mab) temperature at P30 (blue line, right Y axis) and difference between near-surface and near-bottom temperatures at P60 (green line, right Y axis). Vertical black and green lines show the average error calculated by  $t_{\text{tide}}$  for the O1 component of current and temperature, respectively. Harmonic analysis was performed over sliding periods of 30 days and results plotted at mid-periods.

The major axes of the O1 tidal ellipses (Fig. 3b) decreased and rotated anticlockwise with increasing depth. The major axis of the mid-depth O1 ellipse was roughly aligned with the along-shore isobaths. O1 ellipses were polarised clockwise and Greenwich phases for O1 currents were almost constant with depth ( $139^\circ \pm 3^\circ$ , see Supplementary Table S1). Given that semi-major axes rotated with depth (parameter 'Inc' in Supplementary Table S1), and pointed to one side of the along-shore axis near the bottom, and to the other side of the along-shore axis near the surface, the cross-shore surface and bottom currents were roughly out of phase (Fig. 3c). The small phase shift of the cross-shore current structure with depth can be attributed to the ellipses that rotated with depth, with a clockwise polarisation. Similar results were obtained for the O1 ellipses in 2015 at the L3 and L4 ADCP stations, although the isobath orientations were different (not shown, but see Supplementary Table S1).

Maximum temperature fluctuations occurred near bottom, but were also clearly seen in the water column. The range of the vertical oscillations of selected isotherms, whose entire O1 tidal cycle can be observed in Fig. 3c, was estimated (Fig. 3d). Maximum range (12.5 m) was obtained for the isotherm closest to the bottom (isotherm  $10.5^\circ\text{C}$  at 23 m mean depth), compared with local depth of 30 m. Ranges for the shallower isotherms then decreased away from the bottom, down to a range of 6 m for isotherm  $12.5^\circ\text{C}$  at 11 m mean depth.

The steep and abrupt decrease in the amplitude of the diurnal currents during the second half of September 2011 was quite pronounced (Fig. 3e). From a value of  $\sim 8$  cm/s during the first half of September, the semi-major axis of the O1 component of the near-bottom current fell to  $\sim 3$  cm/s during the first half of October, i.e. in  $\sim 10$  days. The same behaviour was seen in the O1 component of the surface current (not shown), but not in the semi-diurnal component (M2), which remained stable during the period (Fig. 3e). A much weaker ( $\sim 3$  cm/s to  $\sim 2$  cm/s) decrease of semi-major axis of K1 component was also observed (not shown). This decrease in the O1 current also affected the O1 component of bottom temperature, whose amplitude fell from  $\sim 1.9^\circ\text{C}$  during the first half of September to  $\sim 0.8^\circ\text{C}$  by mid-October. These changes are related to the seasonal decrease in vertical temperature stratification. The difference between the surface and bottom temperatures at P60 decreased from  $\sim 8^\circ\text{C}$  in early September to  $\sim 5.5^\circ\text{C}$  in mid-October (Fig. 3e).

**Observations of bottom temperature over the whole archipelago.** To assess the diurnal bottom variability across the whole archipelago compared with that observed in Miquelon Bay in 2011 at P30 and P60, an array of 29 bottom temperature sensors (0.5 mab) was deployed on the shelf around the archipelago in 2015, 2016, 2017 and temperature sensors of ADCP moorings L3 and L4 were used in summer and early fall 2015 (see Fig. 1a and Table 1 for the characteristics of the whole data set). Strong diurnal oscillations were observed at all 13 stations in 2015, and are described below.

The daily temperature range (difference between maximum and minimum temperatures during a 30 h interval centred around noon) of the 13 moorings is shown in Fig. 4a. At depths of 60 m, the range was around  $3^\circ\text{C}$  and increased to an average value of  $6^\circ\text{C}$  at depths of 30 m. In Miquelon Bay, although the temperature range at 60 m was on average smaller than at 30 m in 2011 (Fig. 2a,b), the highest daily range ( $11.5^\circ\text{C}$ ) was observed at 60 m on 7 September 2011 (but not in 2015, as shown in Fig. 4a). This anomaly is somehow an indication of higher (than diurnal) frequency phenomena, and is probably also related to interannual differences, notably of mean vertical stratification and thermocline depth. We lack proper estimations of these latter parameters in 2015. A seasonal increase in variability was also observed from the beginning of July to mid-September, linked to summer surface warming. The daily range was also computed for the same time series, filtered around the high-frequency band (1–30 h) and around the diurnal frequency band (20–30 h). Their ratio (Fig. 4b) indicates that diurnal oscillations accounted for around half of the total variance of the signal regardless of the depth of the moorings. To highlight the potential causes of temporal change in the amplitude of diurnal oscillations, the recorded tide level is shown (Fig. 4c) and the diurnal component was extracted with a band-passed filter (20–30 h). The bottom temperature observations were also harmonically analysed (Supplementary Table S2). At all stations, the observed predominant periodicity was that of the O1 tide.

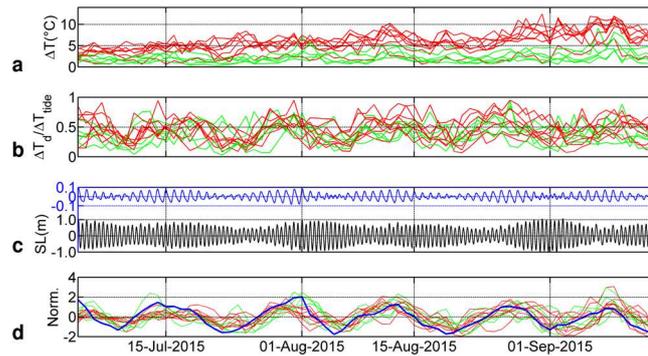
The classical spring-neap tidal cycle of the total sea-level record has a period of 14.8 days, due to the beat modulation of the two main semi-diurnal components (M2 and S2). However, there is also a spring-neap tidal cycle at diurnal frequencies: a beat modulation of the main diurnal waves (O1 and K1) with a period of 13.7 days (Fig. 4c). This latter period appeared in the bottom temperature records. The normalised diurnal bottom temperature range and the daily range of the diurnal band-passed sea level fluctuated synchronously (Fig. 4d), providing further evidence that the diurnal tide is the main driver of the diurnal seabed temperature fluctuations and can modulate its range depending on the range of the diurnal tide sea-level oscillation.

## Discussion

At the local scale of the SPM archipelago, we compiled comprehensive evidence for strong near-diurnal current and bottom temperature oscillations. Sea breezes can produce strong diurnal oscillations, as shown for example along the Californian coast<sup>10</sup>. However, in the SPM region, the diurnal signal in the wind spectrum was weak (not shown), strongly suggesting that wind is not likely to be the root cause of the phenomenon and in any case cannot explain the dominant  $\sim 26$  h period.

The current and temperature oscillations displayed a peak at the O1 tidal frequency, suggesting tidal forcing. At a regional scale encompassing the SPM region, high-frequency tide-related hydrodynamics has already been studied using numerical models<sup>26–28</sup>, showing that the tide is mainly semi-diurnal with a dominant M2 wave. At Saint Pierre Harbour, the M2 amplitude is 60 cm whereas O1 and K1 diurnal waves are respectively 6 cm and 7 cm<sup>27</sup>. However, diurnal tidal currents (K1 and O1) are locally amplified in the vicinity of the Grand Banks slope and near SPM<sup>28–30</sup>. This feature is attributed to a mode 1 CSW at a diurnal frequency and possibly to the propagation of double KW along the slope<sup>30</sup>.

At the SPM latitude ( $\sim 47^\circ\text{N}$ ), diurnal oscillations are sub-inertial and cannot propagate freely. The combined influence of topography and stratification may give rise to CTWs<sup>8</sup> propagating with the coast on their right in the northern



**Figure 4.** (a) Daily range of bottom temperature records (15 h before and after noon each day) at the 13 stations (labelled from 1 to 19, see Fig. 1 for their locations) in 2015 (30 m and 60 m depth in red and green, respectively). (b) Ratio of the diurnal band-passed (20–30 h) range to the high frequency range (1–30 h). (c) Sea level (SL) recorded near Miquelon (black line). Diurnal band-passed (20–30 h) sea level is shown in blue (y scale is stretched). (d) Normalised daily diurnal range for bottom temperature (green and red) and daily range of band-passed diurnal sea level oscillations (envelope of diurnal signal in (c) (thick blue line)).

hemisphere. The influence of stratification on CTWs can be estimated with the Burger number ( $S = (NH/fL)^2$ , where  $N$  is the Brunt-Väisälä frequency,  $H$  and  $L$  the vertical and horizontal scales and  $f$  the Coriolis frequency). Small values of  $S$  imply weak stratification effects and CSW-type waves, whereas large values of  $S$  indicate that the trapped waves are more similar to internal KWs, with the sloping bottom having only a geometric effect<sup>8</sup>. Around islands or seamounts, these waves may give rise to ITWs<sup>21,22</sup>. Other observations have attributed diurnal oscillations to ITW-type waves<sup>25</sup>; a recent example is the diurnal oscillations reported in the Adriatic Sea<sup>4</sup>.

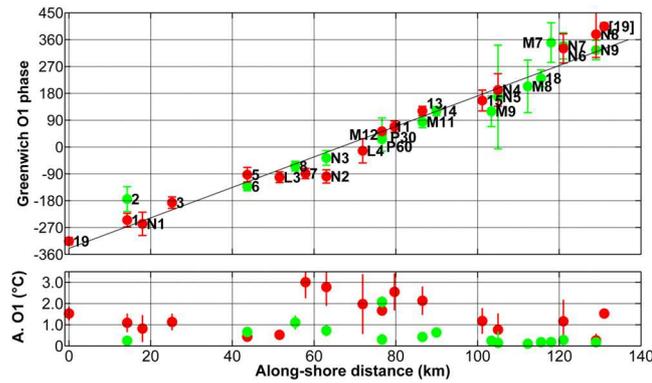
In Miquelon Bay and along the eastern side of Miquelon Island (Fig. 1c,d), the density difference between the surface and bottom along the 60 m isobaths was estimated at  $\sim 2 \text{ kg/m}^3$  giving a depth-averaged  $N \sim 0.02 \text{ s}^{-1}$ . The density profile in 2016 (Fig. 1d) showed a nearly homogenous surface layer above a smooth thermocline between 20 and 40 m in which  $N$  reached  $\sim 0.06 \text{ s}^{-1}$ . The bottom slope ( $H/L$ ) between the 20 and 100 m isobaths was  $\sim 10^{-2}$  in the cross-shore direction. We thus obtained an average value of  $S$  of  $\sim 4$ , indicating that, in our case, stratification plays a significant role in wave characteristics.

To test the hypothesis of the propagation of anomalies as CTWs/ITWs, and particularly the phase evolutions, we examined the harmonic analysis results (using the `t_tide` Matlab package<sup>31</sup>) including the four dominant O1, K1, M2, S2 waves of the temperature time series (Supplementary Table S2). The harmonic analysis gave its best results at Stations 6, 7, P60 and 19 where more than 50% of the total variance in bottom temperature was explained by the sum of the tidal components. The diurnal O1, K1 and the semi-diurnal M2 components dominated, the S2 component being weaker.

Station-averaged amplitudes for the 31 analysed stations were  $1^\circ\text{C}$ ,  $0.55^\circ\text{C}$  and  $0.35^\circ\text{C}$  for the O1, K1 and M2 components, respectively. Maximum amplitude for the O1 component of  $3.0^\circ\text{C}$  (Supplementary Table S2) was observed in the northwest at Station 7. Amplitude for the K1 component showed the same spatial pattern. M2 amplitudes were noticeably larger along the eastern side of Miquelon Island.

The variations of the O1 phase between the stations displayed an interesting pattern. As seen in Fig. 5, the phases increased clockwise. Arbitrarily taking Station 19 as the origin, there was a  $2 * 2\pi$  phase increase along the curvilinear axis (see Fig. 1). Although the analysis is based on different years of measurements (see Table 1 in Methods) in summer, the obtained pattern appears very consistent. From the linear fit (Fig. 5), the phase speed was estimated at  $0.81 \text{ m/s}$ . Some discrepancies appear, notably for stations for which the O1 amplitude and explained variance (Supplementary Table S2) were relatively small, e.g. Stations 2 and M7. Amplitude estimation both in space and time is less consistent than phase determination, as it depends on many factors, like the seasonal thermocline mean gradient and depth on different periods of different years, and on relative position of temperature sensor and thermocline.

To gain further insight, we used the numerical model developed by Brink<sup>32</sup> to compute the ITW properties around the SPM archipelago. The model assumes an exact azimuthal symmetry. We used the density profiles estimated at Station M9E in September 2016 (Fig. 6e). The dispersion diagram for the first two azimuthal modes of ITWs was computed for four bathymetry transects around SPM (Fig. 6f). The azimuthal wave number 2 (i.e. two wavelengths around the archipelago) ITW roughly corresponds to diurnal frequencies. Modal structure of cross- and along-shore velocities and density anomalies for this azimuthal wave number 2 are plotted in Fig. 6a–c, for the north-east (Miquelon Bay) transect. Compared with the first dynamical mode computed from the observed vertical structure of velocity and temperature (a proxy for density) profiles, we noted similarities in computed and observed anomalies in cross-shore and along-shore velocities and density/temperature structures. With an archipelago perimeter of around 130 km, we obtained phase speeds in the range  $0.5\text{--}0.8 \text{ m/s}$ . Given the approximations involved in the computations, calculated phase speeds were relatively similar to the observed speeds. We thus interpret our observations as the manifestation of a diurnal azimuthal mode 2 ITW propagating around the archipelago. Azimuthal resonance is far from perfect though, because SPM is not a cylindrical island, because cross-shore topography is not azimuthally uniform.



**Figure 5.** (upper panel) Greenwich O1 phases of the harmonic analysis of bottom temperature along the curvilinear axis around the SPM archipelago (blue line in Fig. 1). Red and green circles indicate the moorings at 30 and 60 m depths deployed in 2011, 2015, 2016 and 2017. The origin of the axis was arbitrarily set at Station 19 (SE of Saint Pierre Island) and distances were computed in the clockwise direction. Phases of Stations 19 to L4 were shifted by  $-360^\circ$ . The labels indicate the name of the station (see Fig. 1 for location). Vertical lines indicate the phase error, with a 95% confidence interval, as estimated by  $t_{\text{tide}}$ . A linear fit was computed (black line),  $R^2 = 0.95$ . [19] is the phase at Station 19 shifted by  $+360^\circ$ . Station 19 was only used once (at  $x = 0$ ) for the linear fit. Lower panel: Amplitude of the O1 component in the harmonic analysis of bottom temperature. Vertical lines indicate the amplitude error.

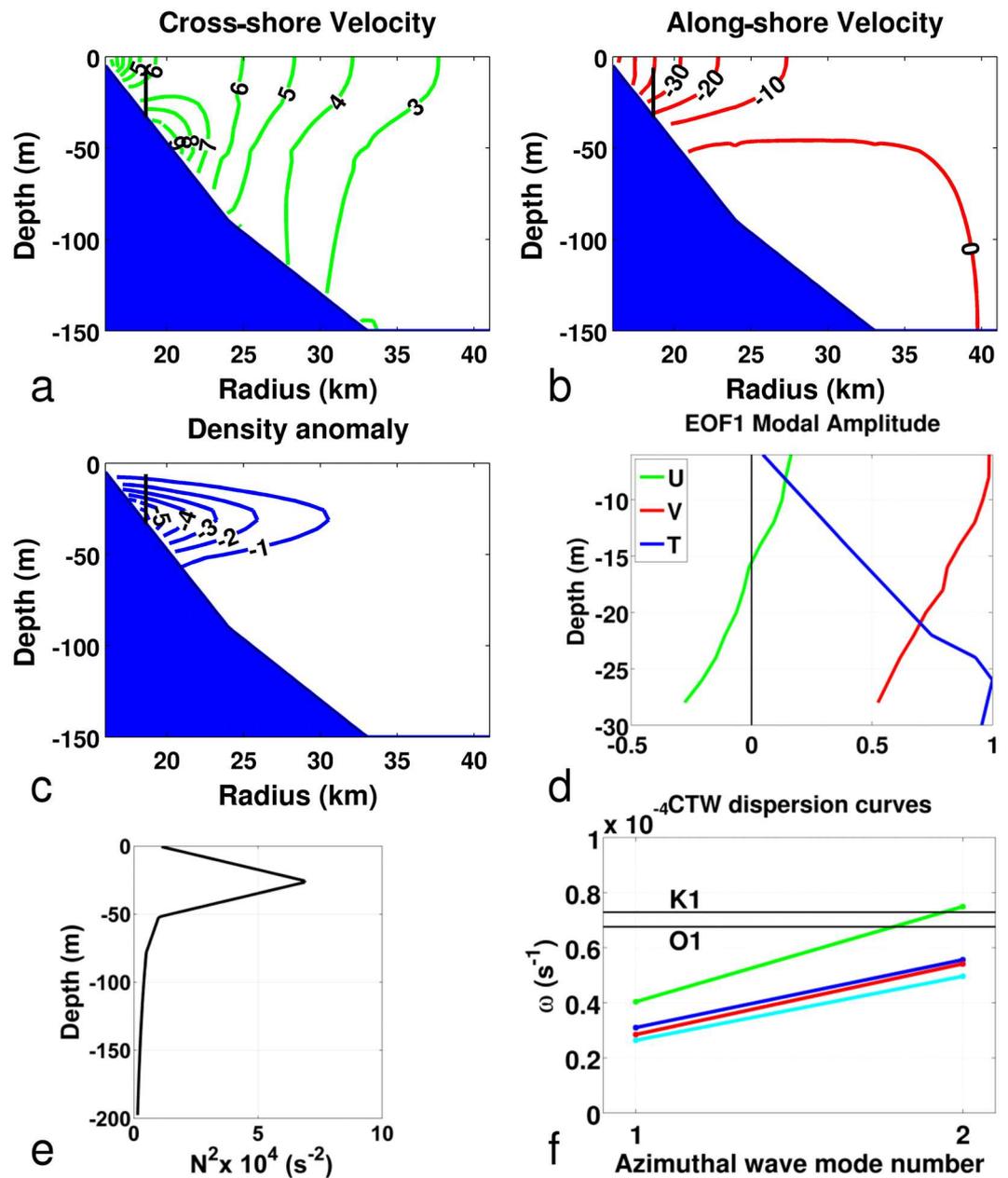
In the framework of this ITW interpretation, we may also understand the abrupt decrease in amplitude of O1 currents in the second half of September 2011 (Fig. 3e): as vertical density stratification decreases, so does the phase speed of the CTWs<sup>8</sup>. We may thus rapidly move away from the azimuthal resonance conditions for O1. As K1 component was already weaker and away from resonance, its decrease is less influenced by vertical density changes.

In these shallow waters, bottom friction and bottom Ekman layers also play a role, as demonstrated by the rotation of the axes of current ellipses with depth, by  $\sim 40^\circ$  in  $\sim 30$  m (Fig. 3b) as expected with typical vertical eddy viscosity and linear bottom friction coefficients<sup>33,34</sup> (respectively  $K_v \sim 10\text{--}30$  cm<sup>2</sup>/s and  $r \sim 0.05$  cm/s). This rotation of the ellipses with depth can enhance the cross-shore flow near the bottom, in conjunction with a near-surface opposite cross-shore flow.

We thus interpret the vertical oscillations of the isotherms (Fig. 3d) as the combined result of the kinematic boundary condition on near-bottom currents, rotated by friction, and of baroclinic effects induced by the ITW. At the bottom ( $z = -H$ ), the boundary condition implies that the vertical velocity  $w_{-H} = u_{-H} \partial H / \partial x$ , where  $u_{-H}$  is the cross-shore bottom velocity and  $\partial H / \partial x$  is the cross-shore bottom slope. At the surface ( $z = 0$ ), vertical velocity is  $w(0) \sim 0$ . We checked from our observations that, at first order, the temporal variations of bottom temperature ( $\partial T / \partial t$ ) are induced by vertical advection ( $w_{-H}$ ) of the mean near-bottom vertical gradient of temperature ( $\partial T / \partial z$ ):  $\partial T / \partial t \sim -w_{-H} \partial T / \partial z$ . In the water column, the barotropic part of the vertical velocity  $w(z)$  (respectively vertical displacements  $d(z)$ ) of isotherms induced by the kinematic bottom boundary condition goes linearly from  $w_{-H}$  (respectively maximum displacement  $d_{\text{max}}$ ) at the bottom to  $\sim 0$  at the surface. Thus,  $w(z) = -z/H w_{-H}$  (respectively  $d(z) = -z/H d_{\text{max}}$ ) (see the plot of  $d(z)$  in Fig. 3d, with  $u_{-H} = 0.05$  m/s and  $\partial H / \partial x = 0.01$ , giving a  $d_{\text{max}}$  of  $\sim 15$  m). The vertical displacements of the two isotherms  $10.5^\circ\text{C}$  (closer to bottom) and  $12.5^\circ\text{C}$  (closer to surface) are well in line with this estimation. However, the displacements of the three intermediate isotherms displayed a slight excess in vertical displacement from the linear  $d(z)$ , which we interpret as enhanced near-bottom baroclinic effects.

A possible generation mechanism may be linked to the propagation in the area of a mode 1 CSW originating on the western continental slopes of the Labrador Sea<sup>28,30</sup>. Along-shore topography abruptly changes north-west of SPM, which likely strongly affects CSW propagation, possibly inducing reflections, scattering into higher modes, generation of evanescent waves and mean currents<sup>35</sup>. These changes may result in a local mode 1 (in the cross-shore direction) ITW propagating anti-cyclonically around SPM. SPM may thus be nearly resonant at the O1 period, with an azimuthal mode 2 and cross-shore mode 1 ITW propagating around the archipelago, in a fashion similar to Rockall Bank (North Atlantic Ocean)<sup>25</sup>, or to Lastovo Island in the Adriatic Sea<sup>4</sup>. Figure 6f shows that K1 seems to be slightly farther away from azimuthal resonance, thus explaining the relative amplification of O1 with respect to K1. Interestingly enough, because these ITWs are predicted to be only weakly dispersive, an azimuthal mode 1 ITW would have a  $\sim 2$  day period, which is indeed a weak frequency peak observed in the temperature and velocity spectra (see above and Figs 2c and 3a).

Nevertheless, these estimations are rather crude and, apart from the complicated structure of the forcing and of the archipelago, other dynamical mechanisms are likely to affect the propagation of these waves. An indication of this is for example the anomalous behaviour observed in P60 with respect to P30 (strong positive anomaly on 7 September 2011) or in M9E (strong negative anomaly on 14 September 2016). For example, interactions of a barotropic sub-inertial tide with the topography in a stratified environment may also give rise to “large amplitude unsteady lee waves”, as shown in the Kuril Straits<sup>36</sup>. In the cross-shore direction, some shoaling of the diurnal internal tide may also occur, as shown by the phase discrepancies between P30 and P60 (Fig. 3b). The



**Figure 6.** (a–c) Cross-shelf modal structure (azimuthal mode 2) for a schematic north-east cross-shore transect representing Miquelon Bay computed using Brink’s programs<sup>32</sup>. (a) Cross-shore velocity, (b) Along-shore velocity, (c) Density anomaly. The short black vertical line at ~30 m depth in (a–c) approximates the location and vertical span of the P30 mooring. (d) First EOF mode structure computed from observations in P30 (green: cross-shore velocity, red: along-shore velocity, blue: temperature). (e)  $N^2$  profile used for computations resulting in (a–c) and (f). (f) Dispersion diagram around Saint Pierre and Miquelon archipelago using four different bathymetric transects (green: north-west, blue: north-east (Miquelon Bay), cyan: south-east, red: south-west). The two black horizontal lines indicate the K1 and O1 frequencies.

drop in seabed temperature is induced by an upslope flow of cold water and seabed temperature rises when this cold water recedes. The speed at which the water cools and the time to recovery indicate the nature of this frontal intrusion and help determine whether it has the characteristics of a wave-like or a bore-like structure. Canonical cases feature a sharp drop in temperature (less than about 1 h) and a longer warming period that occurs over several hours and lasts until the water column returns to near homogeneity<sup>37,38</sup>. This type of structure reflects the breaking of the internal wave, and the cross-shore propagation of a strong leading wave followed by a gradually decreasing tail. A canonical case occurs when the Iribaren number (ratio of the bottom slope to the internal wave steepness) is low<sup>39</sup>. Conversely, a non-canonical case first shows a sharp, but time-limited, drop and continuous cooling for several hours followed by quick warming. From our observations, we cannot conclude as to which case is dominant. Both situations were observed (Fig. 2b), even during a single day (for example, on 3–4

September). We therefore assume that the prerequisites of internal wave propagation are subject to other factors, such as a change in stratification or nearshore circulation. For instance, the (Eulerian) residual current (Fig. 3b) was quite strong ( $>0.1$  m/s) and of the order of magnitude of the O1 diurnal current. It is thus likely to flush out waters in each diurnal tidal cycle.

Semi-diurnal temperature fluctuations, although not dominant, are likely to result from internal wave propagation over a sloping bottom, as usually observed near strong bathymetric slopes. Nevertheless, the harmonic analysis of bottom temperature did not show clear evidence of propagation for the main semi-diurnal component M2 (see Supplementary Table S2). Semi-diurnal currents are shown to be of the same order of magnitude as diurnal tidal currents (at least in the Miquelon Bay). The fact that the semi-diurnal component of the seabed temperature variability is weak in comparison with diurnal variability may be due to the scattering of the semi-diurnal internal wave, which is able to propagate freely and away from the archipelago in this region.

We reported high-amplitude daily temperature fluctuations (up to  $11.5^{\circ}\text{C}$ ) observed near the bottom at 30–60 m depth, possibly the largest oscillations ever observed — at any frequency — on a stratified mid-latitude continental shelf. These observations were based on water column velocity and temperature profiles in Miquelon Bay and an array of bottom temperature sensors around the SPM archipelago. Simple physical interpretation and modelling support the observed oscillations. Our analysis points to the amplification of diurnal bottom-intensified tidal CTWs/ITWs, resonant around the archipelago. Temperature oscillations are thought to be the manifestation of a CTW forced by the diurnal tide. In the cross-shore direction, this CTW may also give rise to a non-linear internal wave (NLIW)<sup>37,40,41</sup>.

## Methods

The bathymetry presented in Fig. 1 was extracted from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) with a 30 arc-second interval grid ([http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gridded\\_bathymetry\\_data/](http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/)).

The data set used for this study is described in Table 1.

Temperature (T) and salinity (S) time series and CTD casts (Fig. 1) were measured using NKE STPS probes. They have a time constant (the time required to rise or fall of around 63% ( $1 - e^{-1}$ ) between an old and new values of temperature) of less than 1 s and error of measurement of  $0.05^{\circ}\text{C}$  and 0.1 psu.

Salinity profiles in Fig. 1d were based on a T/S relationship. A CTD cast at Station M9 in September 2016 led to the following relationship:  $S = -0.07^{\circ}\text{T} + 32.38$  ( $R^2 = 0.80$ ). This relationship was applied to vertically (every 2 m) interpolated temperature from the bottom to the surface.

Mooring M9E is an extension of Mastodon system<sup>42</sup> which aimed at measuring the temperature evolution from surface to the bottom. Each probe measured temperature and pressure and was housed in a small plastic bags filled with Marcol 82 insulating oil to reduce time constant. Previous tests have shown that this time constant lies between 30 second and 1 minute allowing an acquisition time step of 2 minutes. Vertical temperature profiles result from linear interpolation every 2 meters from the bottom between two probes by taking into account the vertical location of each probe measured by the pressure sensor. The near surface sensor was clamped below a small buoy (20cl) and then remained at the surface. This buoy was attached to the mooring with a 15 m long thin rope to the sub-surface main buoy (11l of buoyancy) 3 m below the surface which stretched vertically the whole mooring. On Fig. 1d, for the sake of clarity only 3 h profiles are shown. The strong cold event which occurred on 14 September 2016 (see Fig. 2e) has been taken into account for the time averaged profile (thick blue line on Fig. 1d). Calculations made without data from this event have shown negligible difference on the average.

Time series of bottom temperature (Stations 1–19, M7–M12, N1–N9) were measured using Mastodon moorings<sup>42</sup>. Data were collected with a time step of 1 min and decimated to 15 min (time constant was 9 min), error of measurements was about  $0.1^{\circ}\text{C}$ .

Spectral analysis in Fig. 2 was performed with 6 degrees of freedom and Hamming windows with 50% overlap. Confidence intervals were calculated using a chi-square variable analysis. The analysed time series extended from 01 Aug to 15 Oct 2011.

Axis rotation (Fig. 3): The P30 mooring was located in a small bay and the curved isobaths did not allow straightforward determination of the cross- and along-shore directions. By assuming that the temperature variations resulted primarily from advection of bottom water in the cross-shore direction, we screened for the best correlation between temporal variation in temperature and the bottom current by rotating the axis system. When the time series of the time derivation of bottom temperature and bottom current (2 mab) were filtered between 0.5 h and 30 h, the best correlation was obtained with a rotation of  $20^{\circ}$  in the positive direction and reached 0.6. The current spectrum given in Fig. 3a was performed with 2 degrees of freedom and Hamming windows with 50% overlap (3 windows of 36 days). The frequency resolution of  $0.024$  cpd allowed spectral separation between O1 and K1 ( $\Delta\omega$ :  $0.073$  cpd).

Vertical temperature profiles (Fig. 3b) result from linear vertical interpolations of 1 mab, 5 mab, 16 mab and 24 mab time series with a vertical sampling of 2 m and a time step of 15 min.

Harmonic analysis (Figs 3e and 5, Supplementary Table S1–S2) was performed using the `t_tide` Matlab package<sup>31</sup>.

Normalisation of temperature and sea-level time series is the ratio of the detrended series to the standard deviation (Fig. 4d).

The EOF analysis (Fig. 6d) was performed using Matlab. Velocity vectors were used as complex values. The variance explained by the first mode of the EOF analysis for temperature and complex velocities (which means that the along- and cross-shore velocities are at the same scale) were 95% and 91% respectively.

ITWs Brink's programs were downloaded from the site <http://www.whoi.edu/fileservers.do?id=60003&pt=2&p=35366> (on 22/08/2017). The density profile (Fig. 6e) was based on the mean profile plotted on Fig. 1d for depths from the surface to 70 m; below these depths, climatological data extracted from the GDEM database<sup>43</sup> were used. Sensitivity to variations in density profiles was also tested. To get an estimation

of the sensitivity of Brink's model to bathymetry (Fig. 6f), calculations were performed for four different bathymetric transects (north-west, north-east (Miquelon Bay), south-east and south-west of the archipelago) with topography derived from GEBCO.

## References

- Leichter, J. J., Stokes, M. D., Hench, J. L., Witting, J. & Washburn, L. The island-scale internal wave climate of Moorea, French Polynesia. *Journal of Geophysical Research-Oceans* **117**, C06008 (2012).
- Wang, Y.-H., Dai, C.-F. & Chen, Y.-Y. Physical and ecological processes of internal waves on an isolated reef ecosystem in the South China Sea. *Geophysical Research Letters* **34**, L18609 (2007).
- Mihanovic, H., Orlic, M. & Pasaric, Z. Diurnal thermocline oscillations driven by tidal flow around an island in the Middle Adriatic. *Journal of Marine Systems* **78**, S157–S168 (2009).
- Mihanovic, H., Paklar, G. B. & Orlic, M. Resonant excitation of island-trapped waves in a shallow, seasonally stratified sea. *Continental Shelf Research* **77**, 24–37 (2014).
- Wall, M., Schmidt, G. M., Janjang, P., Khokiattiwong, S. & Richter, C. Differential Impact of Monsoon and Large Amplitude Internal Waves on Coral Reef Development in the Andaman Sea. *PLoS ONE* **7**(11), e50207 (2012).
- Guida, V. G., Valentine, P. C. & Gallea, L. B. Semidiurnal Temperature Changes Caused by Tidal Front Movements in the Warm Season in Seabed Habitats on the Georges Bank Northern Margin and Their Ecological Implications. *Plos One* **8**(2), e55273 (2013).
- Pineda, J. Internal tidal bores in the nearshore - warm-water fronts, seaward gravity currents and the onshore transport of neustonic larvae. *Journal of Marine Research* **52**, 427–458 (1994).
- Huthnance, J. Coastal trapped waves - analysis and numerical-calculation by inverse iteration. *Journal of Physical Oceanography* **8**, 74–92 (1978).
- Rhines, P. Edge, Bottom and Rossby waves in a rotating stratified fluid. *Geophysical Fluid Dynamics* **1**, 273–302 (1970).
- Cudaback, C. N. & McPhee-Shaw, E. Diurnal-period internal waves near point conception, California. *Estuarine Coastal and Shelf Science* **83**, 349–359 (2009).
- Mihanovic, H., Orlic, M. & Pasaric, Z. Diurnal internal tides detected in the Adriatic. *Annales Geophysicae* **24**, 2773–2780 (2006).
- Orlic, M. *et al.* Diurnal upwelling resonantly driven by sea breezes around an Adriatic island. *Journal of Geophysical Research-Oceans* **116** (2011).
- Osborne, J. J., Kurapov, A. L., Egbert, G. D. & Kosro, P. M. Intensified Diurnal Tides along the Oregon Coast. *Journal of Physical Oceanography* **44**, 1689–1703 (2014).
- Cartwright, D. Extraordinary tidal currents near St Kilda. *Nature* **223**, 928–932 (1969).
- Moray, R. A relation of some extraordinary tides in the West-isles of Scotland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **1**, 53–55 (1665).
- Van Haren, H., Mienis, F., Duineveld, G. C. A. & Lavaleye, M. S. S. High-resolution temperature observations of a trapped nonlinear diurnal tide influencing cold-water corals on the Logachev mounds. *Progress in Oceanography* **125**, 16–25 (2014).
- Crawford, W. R. & Thomson, R. E. Diurnal-period continental-shelf waves along Vancouver island - a comparison of observations with theoretical-models. *Journal of Physical Oceanography* **14**, 1629–1646 (1984).
- Crawford, W. R. & Thomson, R. E. Continental-shelf waves of diurnal period along Vancouver island. *Journal of Geophysical Research* **87**, 9516–9522 (1982).
- Rabinovich, A. B. & Thomson, R. E. Evidence of diurnal shelf waves in satellite-tracked drifter trajectories off the Kuril Islands. *Journal of Physical Oceanography* **31**, 2650–2668 (2001).
- LeBlond, P. & Mysak, L. *Waves in the Ocean. Elsevier Oceanography Series, Vol. 20, Elsevier, 602pp.* (1978).
- Brink, K. Island-trapped waves, with application to observations off Bermuda. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **29**, 93–118 (1999).
- Hogg, N. G. Observations of internal Kelvin waves trapped round Bermuda. *Journal of Physical Oceanography* **10**, 1353–1376 (1980).
- Longuet-Higgins, M. S. On trapping of long-period waves round islands. *Journal of Fluid Mechanics* **37**, 773–784 (1969).
- Longuet-Higgins, M. S. On trapping of wave energy round islands. *Journal of Fluid Mechanics* **29**, 781–821 (1967).
- Huthnance, J. On the diurnal tidal currents over Rockall Bank. *Deep-Sea Research* **21**, 23–35 (1974).
- Han, G., Ma, Z., deYoung, B., Foreman, M. & Chen, N. Simulation of three-dimensional circulation and hydrography over the Grand Banks of Newfoundland. *Ocean Modelling* **40**, 199–210 (2011).
- Petrie, B., Lank, K. & de Margerie, S. Tides on the Newfoundland Grand Banks. *Atmosphere-Ocean* **25**, 10–21 (1987).
- Xu, Z. & Loder, J. Data assimilation and horizontal structure of the barotropic diurnal tides on the Newfoundland and southern Labrador Shelves. *Atmosphere-Ocean* **42**, 43–60 (2004).
- Han, G. Three-dimensional modeling of tidal currents and mixing quantities over the Newfoundland Shelf. *Journal of Geophysical Research-Oceans* **105**, 11407–11422 (2000).
- Wright, D. & Xu, Z. Double Kelvin waves over the Newfoundland Shelf-break. *Atmosphere-Ocean* **42**, 101–111 (2004).
- Pawlowicz, R., Beardsley, B. & Lentz, S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE. *Computers and Geosciences* **28**, 929–937 (2002).
- Brink, K. H. Coastal-trapped waves with finite bottom friction. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **41**, 172–190 (2006).
- May, P. Analysis and interpretation of tidal currents in the coastal boundary layer. Ph. D. Thesis. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 197p. Available at: <https://hdl.handle.net/1912/3083> (1979).
- Prandle, D. The vertical structure of tidal currents and other oscillatory flows. *Continental Shelf Research* **1**, 191–207 (1982).
- Wilkin, J. & Chapman, D. C. Scattering of continental-shelf waves at a discontinuity in shelf width. *Journal of Physical Oceanography* **17**, 713–724 (1987).
- Nakamura, T. & Awaji, T. A growth mechanism for topographic internal waves generated by an oscillatory flow. *Journal of Physical Oceanography* **31**, 2511–2524 (2001).
- Masunaga, E., Fringer, O. B., Yamazaki, H. & Amakasu, K. Strong turbulent mixing induced by internal bores interacting with internal tide-driven vertically sheared flow. *Geophysical Research Letters* **43**, 2094–2101 (2016).
- Walter, R. K., Woodson, C. B., Arthur, R. S., Fringer, O. B. & Monismith, S. G. Nearshore internal bores and turbulent mixing in southern Monterey Bay. *Journal of Geophysical Research-Oceans* **117**, C07017 (2012).
- Boegman, L., Ivey, G. & Imberger, J. The degeneration of internal waves in lakes with sloping topography. *Limnology and Oceanography* **50**, 1620–1637 (2005).
- Leichter, J., Wing, S., Miller, S. & Denny, M. Pulsed delivery of subthermocline water to Conch Reef (Florida Keys) by internal tidal bores. *Limnology and Oceanography* **41**, 1490–1501 (1996).
- Nam, S. & Send, U. Direct evidence of deep water intrusions onto the continental shelf via surging internal tides. *Journal of Geophysical Research* **116**, C05004 (2011).
- Lazure, P., Le Berre, D. & Gautier, L. Mastodon Mooring System To Measure Seabed Temperature Data Logger With Ballast, Release Device at European Continental Shelf. *Sea Technology* **56** (2015).
- Allen, R. L. Jr. and US Navy; Naval Oceanographic Office Global gridded physical profile data from the U.S. Navy's Generalized Digital Environmental Model (GDEM) product database (NODC Accession 9600094). Version 1.1. National Oceanographic Data Center, NOAA. Dataset. (2012).

## Acknowledgements

This study has been carried out in the framework of the COSMIQ project funded by the DTAM (*Direction des Territoires, de l'Alimentation et de la Mer*) in SPM and the MATISSE project funded by the French national program EC2CO. We also thank Herlé Goragner, IFREMER delegate in Saint Pierre, for his help with local authorisations and logistics; and J. Rodriguez, P. James and P. Poitevin (funded by ARDA) who have been carrying out environmental measurements in Miquelon Bay since 2007 with regard to sea scallop farming. In addition, we are very grateful to David Le Berre (IFREMER/ODE/Dyneco) who built the Mastodon moorings in 2015 and to the crew of the lighthouses and beacon ship (*P'tit Saint-Pierre*) who deployed and recovered the moorings in 2015 and 2016 and the crew of the R/V Antea during the "SPM2017" survey. We also thank K. Brink (WHOI) for providing the CTW/ITW Matlab programs and P. Bellec (LOPS) for help in managing the GDEM files. We thank the three anonymous reviewers for their constructive comments helping us to improve the paper.

## Author Contributions

P.L. conceived the project, designed and organised the field studies, processed the resulting data and prepared a first draft of the manuscript, including figures. B.L.C. ran the Brink's model and discussed its outcomes. P.L. and B.L.C. analysed the results and contributed to the manuscript. Both authors discussed and reviewed the manuscript with M.B.

## Additional Information

**Supplementary information** accompanies this paper at <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31857-w>.

**Competing Interests:** The authors declare no competing interests.

**Publisher's note:** Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



**Open Access** This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons license, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons license and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this license, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

© The Author(s) 2018

**Titre :** Oscillations induites par le vent et la marée autour de l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon

**Mots clés :** modélisation 2D et 3D, observations, oscillations induites par le vent et la marée, ondes piégées par la topographie.

**Résumé :** Saint-Pierre-et-Miquelon (SPM) est un archipel français au large de la côte est du Canada. Cette région peu connue a fait l'objet de récentes observations. Elles ont révélé des oscillations inattendues des courants et des températures à des périodes de quelques heures à quelques jours. L'objectif de cette thèse est d'étudier les principaux processus physiques à l'origine de ces oscillations en hiver et en été.

Dans une première partie, nous avons étudié les oscillations à des périodes de ~2-4 jours mesurées par deux courantomètres durant l'hiver 2014, qui pouvaient temporairement dominer les courants de marée. Un modèle numérique 2D a été implémenté à l'échelle régionale pour étudier ce processus. Les résultats des simulations montrent le rôle des tempêtes dans le forçage de ces oscillations, par le biais d'ondes piégées par la topographie.

Ces ondes se propagent sur le plateau à l'échelle régionale vers l'équateur. Elles excitent des ondes locales qui font le tour de l'archipel dans le sens horaire, en approximativement une période.

Dans une seconde partie, des oscillations diurnes des températures et des courants ont été révélées par les observations pendant les étés 2015-2017. Un modèle numérique 3D forcé par la marée a été implémenté à l'échelle locale avec des conditions de stratification estivale. Le modèle montre que ces oscillations résultent d'une amplification des courants de marée diurnes. Elles sont la signature d'une onde piégée par la topographie qui tourne autour de SPM dans le sens horaire en deux jours, ce qui correspond à deux longueurs d'onde. Le modèle montre également que la zone de génération de ces ondes se situe au nord-ouest de SPM.

**Title:** Wind and tide induced oscillations around the Saint Pierre and Miquelon archipelago

**Keywords:** 2D and 3D modelling, observations, tide and wind induced oscillations, wave trapped by the topography.

**Abstract:** Saint-Pierre-and-Miquelon (SPM) is a French archipelago off the east coast of Canada. This poorly known region has been the subject of recent observations. They revealed unexpected oscillations on currents and temperatures over periods ranging from a few hours to a few days. The objective of this thesis is to study the main physical processes that cause these oscillations in winter and summer.

In the first part, we studied oscillations with periods of ~2-4 days measured by two current meters during the winter 2014, that could temporarily dominate tidal currents. A 2D numerical model has been implemented at the regional scale to study this process. The simulation results show the role of storms in forcing these oscillations through waves trapped by topography.

These waves propagate on the shelf at a regional scale towards the equator. They excite local waves that propagate anticyclonically around the archipelago in approximately one period.

In the second part, diurnal oscillations of temperatures and currents were revealed by observations during the summers of 2015-2017. A 3D numerical tidally forced model was implemented locally with summer stratification conditions. The model shows that these oscillations result from an amplification of diurnal tidal currents. They are the signature of a wave trapped by the topography that propagate anticyclonically around SPM in two days, which corresponds to two wavelengths. The model also shows that the generation area of these waves is located northwest of SPM.