



**HAL**  
open science

# Dynamique et variabilité du front d'Ouessant, approche observationnelle

Tanguy Szekely

► **To cite this version:**

Tanguy Szekely. Dynamique et variabilité du front d'Ouessant, approche observationnelle. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. Français. NNT: 2012BRES0107. tel-03902973

**HAL Id: tel-03902973**

**<https://theses.hal.science/tel-03902973v1>**

Submitted on 16 Dec 2022

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

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



université de bretagne  
occidentale



**THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne*

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

*Mention : Océanographie Physique*

**École Doctorale des Sciences de la Mer**

présentée par

**Tanguy SZEKELY**

Préparée au sein de l'UMR 6523

CNRS - IFREMER - IRD - UBO

Laboratoire de Physique des Océans

# Dynamique et variabilité du front D'Ouessant, approche observationnelle

**Thèse soutenue le 18 décembre 2012**

devant le jury composé de :

**Alain Colin De Verdière**

Professeur des Universités, UBO, LPO, Brest / *Président du jury*

**Pascale Bouruet-Aubertot**

Professeur des Universités, UPMC, LOCEAN, Paris / *Rapporteur*

**Xavier Durrieu De Madron**

Directeur de Recherche, CNRS, CEFREM, Perpignan / *Rapporteur*

**Franck Dumas**

Cadre de recherche, IFREMER, Brest / *Examineur*

**Alexei Sentchev**

Maitre de conférences, ULCO, Wimereux / *Examineur*

**Louis Marie**

Cadre de recherche, IFREMER, Brest / *Co-Directeur de thèse*

**Yves Morel**

Directeur de Recherche, CNRS, LEGOS, Toulouse / *Directeur de thèse*

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Bibliographie de la mer d'Iroise et du front d'Ouessant</b>	<b>5</b>
1.1 Présentation de la zone d'étude . . . . .	6
1.1.1 Bathymétrie . . . . .	6
1.1.2 Marées . . . . .	6
1.1.3 Variabilité annuelle de la stratification . . . . .	9
1.1.4 Interactions entre la thermocline et la marée . . . . .	10
1.2 Le front de marée d'Ouessant . . . . .	11
1.2.1 Généralités sur les fronts de marée . . . . .	12
1.2.2 Dynamique associée aux fronts de marée. . . . .	15
<b>2 Présentation du jeu de données et caractérisation de la marée en mer d'Iroise</b>	<b>21</b>
2.1 Observation de la température et de la salinité pendant les campagnes FROMVAR	22
2.1.1 Utilisation de la CTD remorquée : le Scanfish . . . . .	23
2.1.2 Précision des mesures réalisées par le Scanfish . . . . .	24
2.1.3 Position des sections Scanfish réalisées pendant les campagnes FROM- VAR 2009, 2010 et 2011 . . . . .	26
2.2 Déploiement de mouillages ADCP en mer d'Iroise . . . . .	30
2.2.1 Fonctionnement du profileur de courant ADCP . . . . .	30
2.2.2 Précision de mesure des mouillages ADCP . . . . .	32

2.3	Mesures de courant de surface par les radars HF . . . . .	34
2.3.1	Méthode de mesure . . . . .	34
2.3.2	Couverture spatiale et temporelle des mesures radar . . . . .	36
2.3.3	Précision des mesures de courants de surface . . . . .	37
2.4	Évaluation de la marée en mer d'Iroise à l'aide d'un modèle barotrope . . . . .	39
2.4.1	Caractérisation de la variabilité du marnage en relation avec le cycle de vives-eaux/mortes-eaux en mer d'Iroise. . . . .	41
2.5	Conclusion . . . . .	44
<b>3</b>	<b>Étude de la variabilité de l'hydrologie de la mer d'Iroise</b>	<b>45</b>
3.1	Introduction . . . . .	45
3.1.1	Méthodologie adoptée pour cette étude . . . . .	46
3.2	Vue d'ensemble du plateau continental . . . . .	46
3.2.1	Mesures de température et de salinité pendant les campagnes FROMVAR 2010 et 2011 . . . . .	46
3.2.2	Discussion . . . . .	53
3.3	Variabilité des masses d'eau constitutives du front d'Ouessant . . . . .	55
3.3.1	Observation du front d'Ouessant d'après les données de FROMVAR 2009	55
3.3.2	Observation du front d'Ouessant d'après les données de FROMVAR 2010	58
3.3.3	Discussion sur la comparaison des observations de 2009 et 2010 . . . . .	61
3.4	Discussion sur les processus observés. . . . .	63
<b>4</b>	<b>Étude de la circulation résiduelle en mer d'Iroise</b>	<b>65</b>
4.1	Préambule . . . . .	65
4.2	Introduction . . . . .	67
4.3	Overview of the Iroise Sea, temperature climatology . . . . .	69
4.3.1	Bathymetry . . . . .	69
4.3.2	Climatological SST observations . . . . .	70
4.3.3	Tidal influence . . . . .	72

4.4	Methods and dataset . . . . .	73
4.4.1	HF radar dataset . . . . .	73
4.4.2	Wave model . . . . .	74
4.4.3	Temperature and salinity section . . . . .	75
4.4.4	ADCP measurements . . . . .	75
4.4.4.1	2011 deployment . . . . .	75
4.4.4.2	2008 deployment . . . . .	75
4.4.5	Tidal filtering . . . . .	76
4.5	HF radar surface current observations and the surface wave Stokes drift . . . . .	78
4.5.1	Power spectral density of raw surface currents observations . . . . .	78
4.5.2	Statistical analysis of winds and WSD . . . . .	78
4.5.3	Correlation coefficient between the WSD and observed surface low frequency currents. . . . .	82
4.6	LFRC from radar measurements . . . . .	84
4.7	LFRC from in situ observations . . . . .	89
4.8	Discussion . . . . .	96
4.9	Conclusions and directions for future work . . . . .	97
4.10	Acknowledgements . . . . .	98
4.11	Comparaison des observations de courant de surface avec un modèle de marée barotrope . . . . .	100
4.11.1	Introduction du modèle de marée barotrope . . . . .	100
4.11.2	Comparaison avec les observations des radars HF . . . . .	100
4.12	Conclusion . . . . .	102
<b>5</b>	<b>Variabilité du front du front d'Ouessant durant le cycle de vives eaux-mortes</b>	
	<b>eaux</b>	<b>105</b>
5.1	Préambule . . . . .	105
5.2	Introduction . . . . .	107

5.3	Overview of the Iroise Sea . . . . .	109
5.3.1	Bathymetry . . . . .	109
5.3.2	Tidal currents . . . . .	110
5.3.3	Summer hydrology of the Iroise Sea . . . . .	111
5.4	Description of the dataset and numerical model . . . . .	112
5.4.1	Temperature and salinity sections . . . . .	112
5.4.2	ADCP measurements . . . . .	113
5.4.3	Turbulent kinetic energy dissipation rate measurements . . . . .	113
5.4.4	Numerical model . . . . .	114
5.5	Fortnightly variability of the Ushant front . . . . .	115
5.5.1	Fortnightly variability from hydrological observations . . . . .	116
5.5.2	Fortnightly variability from water column currents and bottom temperature recordings . . . . .	117
5.5.3	Fortnightly variability in the numerical model . . . . .	119
5.6	Variability of the turbulent kinetic energy dissipation rate and vertical eddy diffusivity, in relation with the fortnightly cycle . . . . .	120
5.7	Fortnightly variability, in relation with the tide-filtered currents . . . . .	124
5.7.1	Residual currents variability in homogeneous conditions . . . . .	124
5.7.2	Rise and collapse of the summer density front during a fortnightly cycle .	128
5.8	Discussion . . . . .	132
5.9	Conclusions and directions for future work . . . . .	133
5.10	Acknowledgments . . . . .	135
5.11	Discussion sur la dynamique du front d’Ouessant, et conclusion . . . . .	136
	<b>Conclusion</b>	<b>139</b>
<b>A</b>	<b>Sections de température et de salinité réalisées pendant les campagnes FROMVAR 2009, 2010 et 2011</b>	<b>141</b>
A.1	Campagne FROMVAR 2009 . . . . .	141

A.2	Campagne Fromvar 2010 . . . . .	145
A.2.1	Leg 1 . . . . .	148
A.2.2	Leg 2 . . . . .	152
A.3	Campagne Fromvar 2011 . . . . .	159
A.3.1	Leg 1 . . . . .	159
A.3.2	Leg 2 . . . . .	163

# Introduction

L'étude de la région de l'océan bordant la pointe Bretonne, la mer d'Iroise, est un enjeu économique et écologique majeur puisqu'elle constitue la porte d'entrée ouest de la Manche. C'est une des voies de navigation les plus fréquentées au monde, avec un trafic de plus de 54 000 navires en 2003, pour un total de plus de 700 000 tonnes de transit.

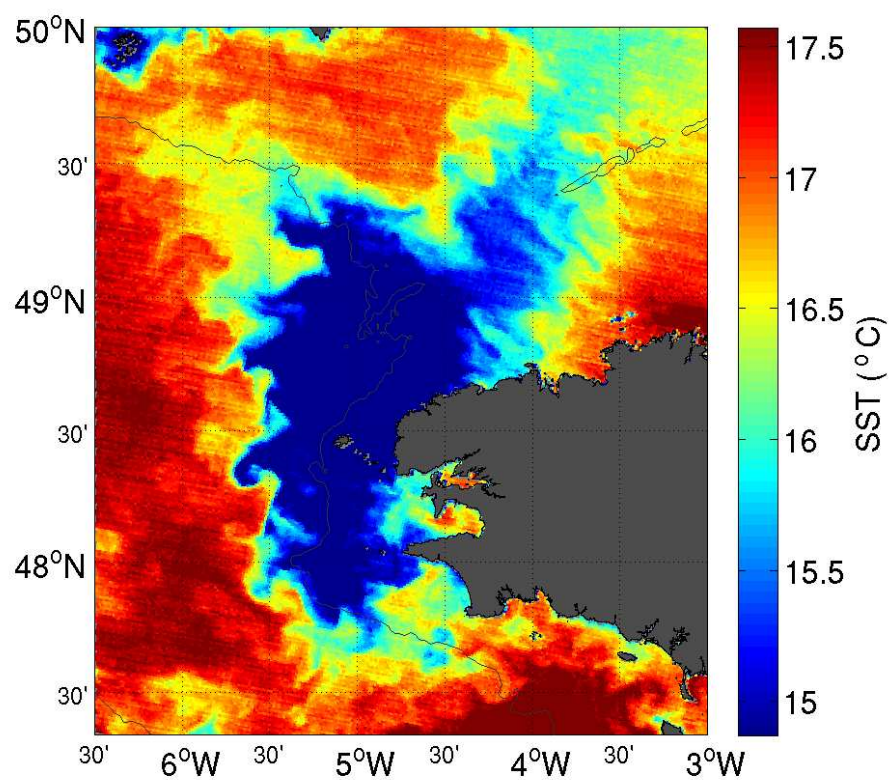
La mer d'Iroise est connue pour être le théâtre d'intenses courants de marée, dont l'étude remonte à plusieurs siècles. Elle se distingue des eaux environnantes par la formation saisonnière d'un front de marée : le front d'Ouessant.

Celui-ci se présente sous la forme d'un front de température qui sépare les eaux stratifiées, chaudes en surface, situées au large, des eaux de température modérée situées à proximité de la côte. La figure 1 donne un aperçu de la situation de la température en mer d'Iroise, le front d'Ouessant marquant la limite entre les eaux côtières de température inférieure à 15°C et les eaux de température supérieure à 17°C, au large. Cette structure garantit une température de l'eau remarquablement fraîche, en période estivale, dans la bande côtière du nord-ouest de la Bretagne ainsi qu'autour de l'archipel d'Ouessant.

En plus de faire le désespoir de l'estivant et le bonheur du phoque gris de Molène, le front d'Ouessant joue un rôle clef dans le mélange des masses d'eau du plateau continental, permettant le développement de blooms phytoplanctoniques notables. Cette particularité le place au centre de la problématique écologique de gestion de la biomasse aquatique dans une zone où la pêche joue un rôle économique de premier plan.

L'observation et l'étude de l'hydrologie du plateau continental ont commencé il y a plusieurs siècles, notamment par l'étude des marées (Laplace, 1820) et les premiers marégraphes (Thomp-





**FIGURE 1** – *Température de l'eau en surface, au large de la Bretagne, mesurée par le satellite AQUA le 24 août 2007.*

son, 1881). Cette tradition se perpétue avec l'étude de la marée le long de la côte, et la mise en place de systèmes de mesures plus modernes, tel que les radars HF qui mesurent les courants de surface en mer d'Iroise, et la mesure de température de surface par des radiomètres IR embarqués à bord de satellites artificiels. Enfin, de nombreuses campagnes en mer ont aussi permis de compléter notre connaissance du front d'Ouessant, depuis les campagnes DYNATLANT des années 1980 aux campagnes MOUTON et FROMVAR des années 2000.

L'étude de ce front est jalonnée de nombreux travaux de thèse, chacun portant sur un aspect particulier du front de marée en mer d'Iroise. Parmi ceux-ci, on peut citer le travail de Mariette (1983), qui étudie les échanges océan-atmosphère sur la base de mesures en mer. Cette thèse, ainsi que celle de Altazin-Pichon (1981), regroupe de nombreuses mesures de température, de salinité et de courants, et brosse un premier portrait du front d'Ouessant. Plus récemment, les travaux de modélisation de Cambon (2008) et de Muller (2008) ont permis à leurs auteurs d'étudier respectivement la formation et la variabilité du front pour le premier et les courants résiduels Lagrangiens pour la seconde. Enfin, le travail présenté par Pavéc (2007) a permis de mieux cerner les mécanismes de production de tourbillons par le front d'Ouessant, et celui de Pasquet (2011), a livré une étude paramétrique de dispersion d'eaux mélangées par les tourbillons issus de l'instabilité barocline.

Ce travail de thèse se propose de tirer profit de nouveaux jeux de données disponibles pour étudier la dynamique et la variabilité de l'hydrologie et des courants en mer d'Iroise et dans la zone alentour. Il commence par une étude bibliographique portant sur la dynamique du plateau continental. L'accent est mis sur l'étude de travaux précédents portant sur les fronts de marée, leurs formations et la dynamique qui leur est associée. Une seconde partie est consacrée à la description des moyens de mesure sur lesquels s'appuie ce travail, et propose une caractérisation cycle de vives-eaux/mortes-eaux en mer d'Iroise. Nous étudierons ensuite la variabilité des masses d'eau positionnées sur le plateau continental sur la base des mesures de température et de salinité récoltées pendant les campagnes d'observation FROMVAR 2009, 2010 et 2011. Dans le chapitre suivant, les nombreuses observations des courants de surface réalisées par les radars haute fréquences déployés par le SHOM sont utilisées pour étudier le

courant résiduel de marée observé à proximité du front de marée, en été. La majeure partie de ce chapitre se présente sous la forme d'un article soumis au journal "Continental Shelf Research". Une discussion basée sur l'analyse des courants de marée calculés par un modèle barotrope vient compléter ce chapitre. Enfin, le dernier chapitre porte sur l'étude des interactions entre le courant résiduel de marée et le front de marée pendant un cycle de vives-eaux/mortes-eaux. Ce chapitre aussi se présente sous la forme d'un article soumis à "Continental Shelf Research". Ce manuscrit de thèse s'achève sur la présentation des conclusions et des perspectives d'étude.

# Chapitre 1

## Bibliographie de la mer d'Iroise et du front d'Ouessant

La mer d'Iroise est une portion du plateau continental de l'Atlantique nord-est qui se distingue par la grande variété des phénomènes géophysiques qui y sont observés (marée, stratification saisonnière, ondes internes, panaches fluviaux, vent, vagues,...). La dynamique très complexe régissant les courants et l'hydrologie de la mer d'Iroise résulte de la superposition et l'interaction de ces différents phénomènes. L'observation de cette région de l'océan demande une connaissance globale de ces différents phénomènes, celle-ci passant évidemment par une étude de la bibliographie traitant de la dynamique en mer d'Iroise et de la dynamique des fronts de marée.

Dans cette optique, ce chapitre commence par une présentation succincte de la zone d'étude, qui apporte quelques précisions sur la situation de la mer d'Iroise et sur les principales causes de variabilité que sont la marée et l'établissement d'une stratification saisonnière. Une seconde partie traite plus particulièrement des fronts de marée et de la dynamique qui leur est associée, toujours sous l'angle de la bibliographie.

## 1.1 Présentation de la zone d'étude

### 1.1.1 Bathymétrie

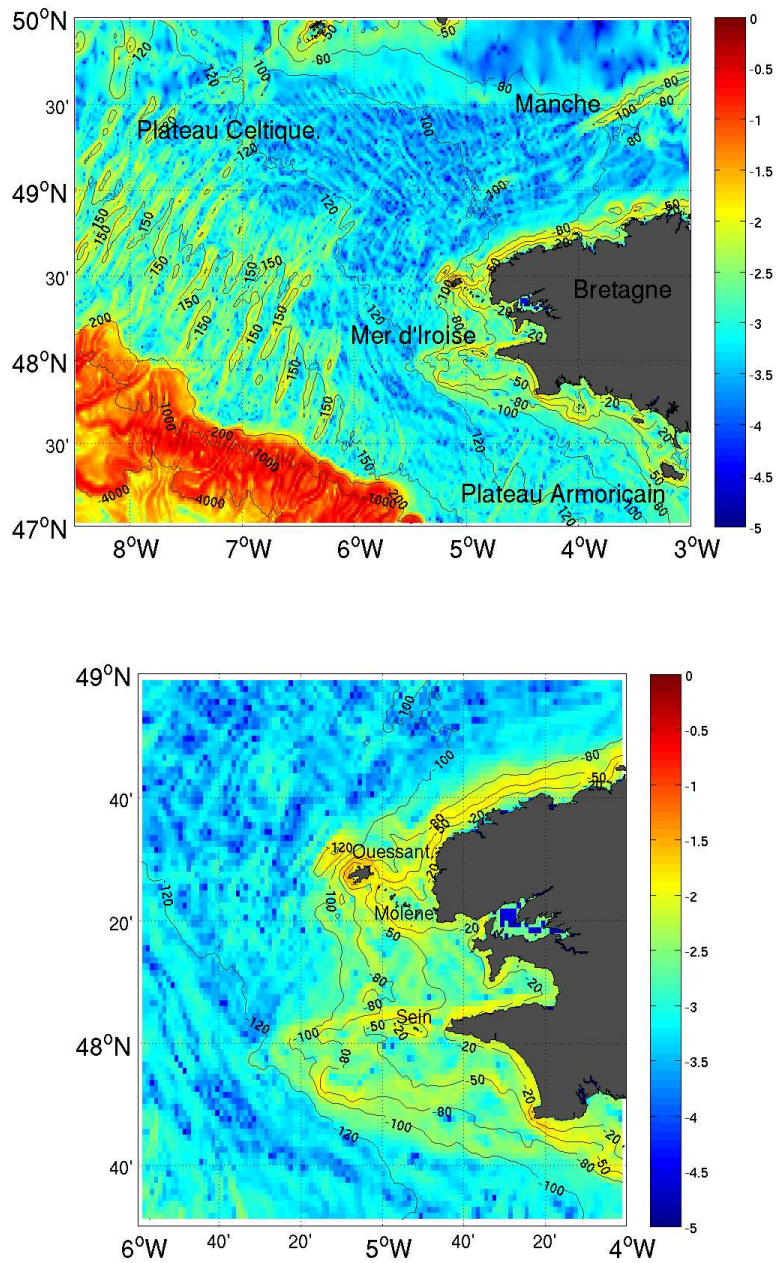
La mer d'Iroise est une portion du plateau continental ouest-européen située au large de la pointe bretonne. La figure 1.1a montre que la profondeur du plateau Celtique, du plateau Armoricaïn et de la partie ouest de la Manche varie entre 100 et 150 mètres, avec des pentes relativement faibles (de l'ordre de  $10^{-3.5}$ ). La bathymétrie est particulièrement lisse dans la partie est de ces régions, elle est toutefois plus accidentée à proximité des côtes et dans la partie ouest du plateau Celtique. La pente maximum est visible au niveau du talus continental (une pente de l'ordre de  $10^{-1}$ ), où la profondeur passe 140 mètres à l'est du talus continental à plus de 4000 mètres à l'ouest.

La figure 1.1b donne le détail de la bathymétrie et de la pente de la mer d'Iroise. Elle se distingue par une bathymétrie particulièrement accidentée à proximité directe de la côte et autour de deux zones rocheuses : les archipels de Sein et d'Ouessant. La pente au voisinage de la côte est relativement forte (de l'ordre de  $10^{-2}$ ), si bien que la profondeur atteint rapidement la limite des 100 mètres, en mer d'Iroise. Dans la partie ouest de la zone, la valeur de la pente s'approche de celle du plateau continental.

Ainsi, la zone d'étude visible sur la figure 1.1 se divise en trois parties : une bande côtière, plus ou moins accidentée, un plateau continental avec une pente faible et une profondeur comprise entre -100 et -140 mètres, et un talus continental en pente forte, qui plonge à -4200 mètres.

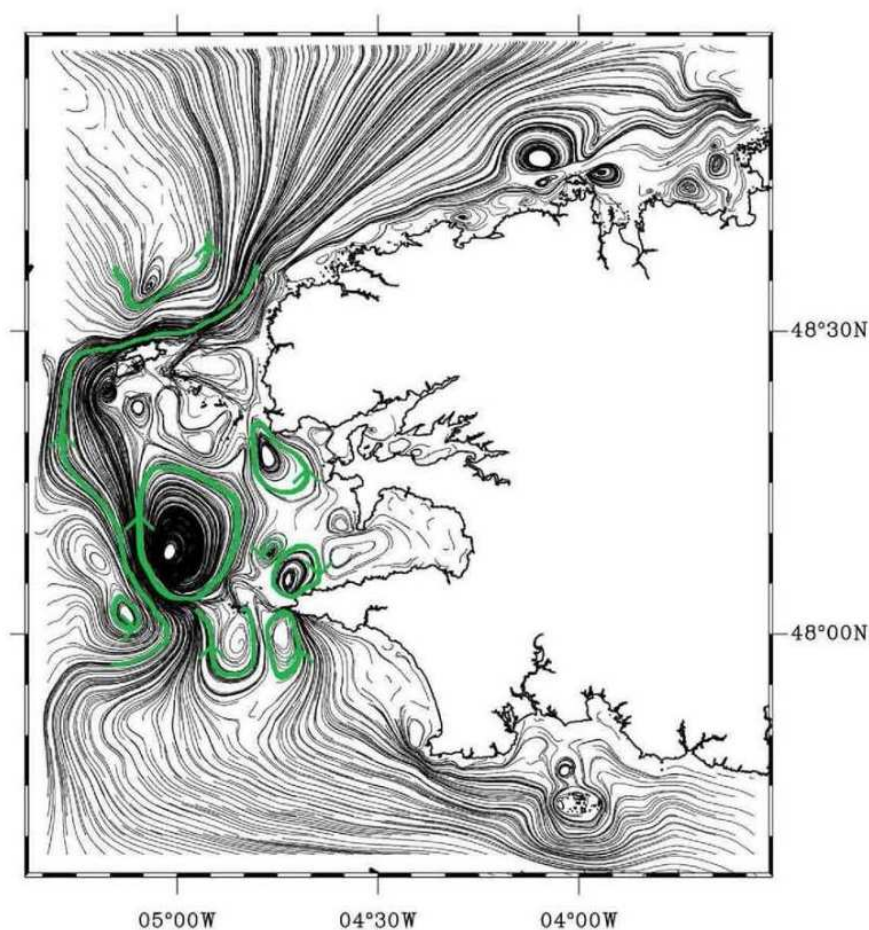
### 1.1.2 Marées

La mer d'Iroise est connue pour ses marées particulièrement importantes, qui ont donné lieu à de nombreuses études scientifiques, depuis les travaux précurseurs de (Pingree and Maddock, 1977), Mariette et al. (1982) et Salomon et al. (1988), jusqu'aux avancées récentes de Pairaud et al. (2008). En effet, les courants de marée peuvent atteindre des valeurs de plusieurs mètres



**FIGURE 1.1** – Haut : Bathymétrie du plateau continental au large des côtes bretonnes (contours en traits fin noir, unité indiquée en mètres) et logarithme décimal de la pente du fond (sans unité). bas : Zoom sur la mer d'Iroise)

par seconde pendant les marées les plus fortes et dans les zones de bathymétrie accidentée. La marée en mer d'Iroise est principalement barotrope, avec parfois une composante barocline en présence de stratification saisonnière. Elle est influencée par les constituantes semi-diurnes  $M_2$  et  $S_2$ , de périodes respectives de 12.43 heures et 12 heures. D'autres composantes de marée viennent elles aussi moduler l'amplitude des courants de marée, leur rôle étant cependant moindre. On retiendra cependant que dans le cas de la mer d'Iroise, les deux composantes les plus importantes sont  $M_2$  et  $S_2$ , et leur interaction entraîne une modulation du signal sur une période de 14 jours environ, appelée le cycle de vives-eaux/mortes-eaux.

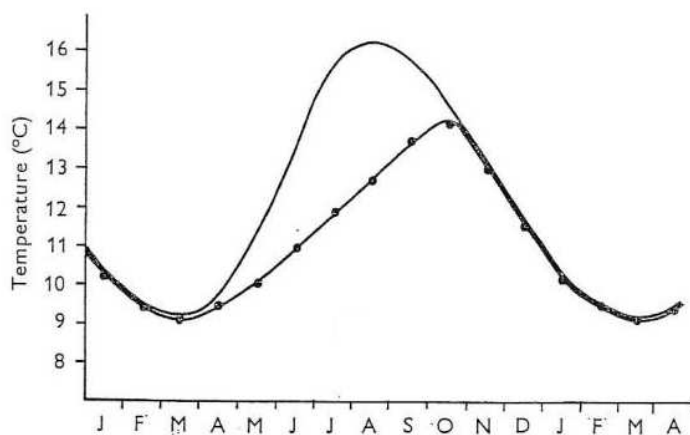


**FIGURE 1.2** – *Lignes de courant résiduel calculées à partir de la composante  $M_2$ , par Salomon et al. (1988).*

Enfin, la rectification de la marée peut s'avérer particulièrement importante dans certaines zones de la mer d'Iroise. Ce phénomène se produit lorsque la marée se heurte à une bathymétrie accidentée ou en présence de forts frottements sur le fond et a pour conséquence la formation

de courants résiduels (Loder, 1980; Garreau and Maze, 1992). La figure 1.2 donne les lignes de courant du courant résiduel de marée Lagrangien calculé par Salomon et al. (1988). Ces courants sont intensifiés en aval du raz de Sein et autour de l'île d'Ouessant.

### 1.1.3 Variabilité annuelle de la stratification



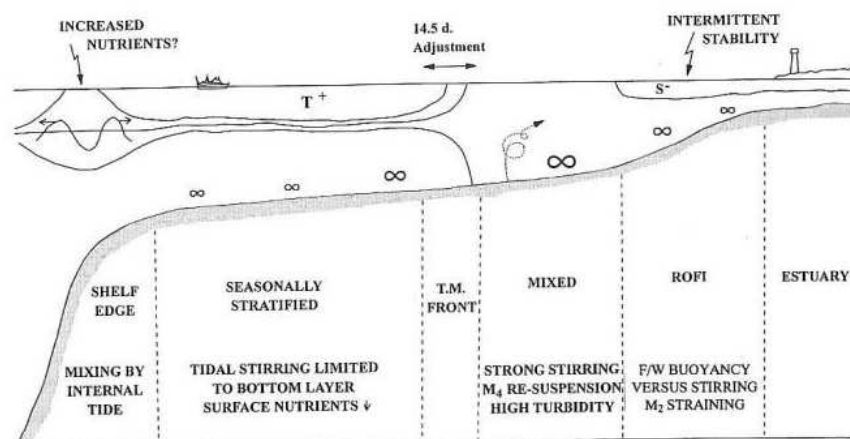
**FIGURE 1.3** – Évolution de la température moyenne observée en surface et au fond, calculée à partir de mesures réalisées entre 1902 et 1961. Tiré du travail de Pingree (1975)

Sur la plus grande partie du plateau continental, l'hydrologie est très marquée par la formation de la thermocline saisonnière au printemps et sa disparition à l'automne. En effet, les mers tempérées comme la mer d'Iroise sont soumises à un réchauffement de la surface variable en fonction de la saison. La quantité de chaleur acquise par l'océan est ensuite répartie sur une couche de surface relativement homogène, dont la profondeur et la stratification dépendent notamment de la tension de vent en surface (Simpson and Dickey, 1981). La figure 1.3 donne une illustration du réchauffement saisonnier de la température en surface et au fond, sur le plateau continental. La colonne d'eau est homogène lorsque les deux courbes de température sont confondues. Au contraire, lorsqu'elles sont distinctes, la colonne d'eau se divise en deux couches.



### 1.1.4 Interactions entre la thermocline et la marée

La marée joue un grand rôle dans l'établissement de la stratification sur le plateau continental, et interagit avec celle-ci à de nombreux niveaux. La figure 1.4 donne un aperçu de différents phénomènes observables sur le plateau continental dans les mers tempérées à fortes marées.



**FIGURE 1.4** – Schéma récapitulatif de la répartition des masses d'eau au-dessus du plateau continental, tiré du travail de (Simpson, 1998)

Dans la zone du talus continental ("Shelf Edge" sur la figure 1.4), la divergence des courants barotropes produite lorsque la marée passe au-dessus du talus continental entraîne des mouvements de la thermocline, alternativement ascendants et descendants. Ce forçage périodique entraîne l'émission d'ondes à la fréquence de la marée, qui se propagent principalement le long de la thermocline. Ce mécanisme a été initialement proposé par Rattray (1960) et discuté par Huthnance (1989). Différents travaux menés pendant les années 80 ont permis de montrer que la "marée interne" est particulièrement importante au niveau du talus continental au large de la Bretagne (Pingree et al., 1986; New, 1988; Pingree and New, 1995).

Au-dessus du plateau continental (la zone "Seasonally Stratified" sur la figure 1.4), la pycnocline prend la forme d'un fort gradient vertical de densité qui permet la propagation des ondes internes au-dessus du plateau continental (Pingree and Mardell, 1985).

Une zone verticalement homogène apparaît lorsque la friction de la marée sur le fond produit suffisamment de turbulence pour mélanger la colonne d'eau en permanence. La limite entre

cette zone homogène et la zone stratifiée constitue un front de marée. La section suivante de ce chapitre s'applique à décrire en détail ce genre de structure.

Enfin, la zone ROFI ("Region Of Freshwaters Influence") indiquée sur la figure 1.4 désigne un front côtier entre les eaux très peu salées issues de panaches fluviaux et les eaux de la couche homogène. Le gradient vertical de densité entre l'eau du panache fluvial et l'eau de la couche de fond est suffisamment important pour réduire les effets de mélange causés par la marée (Simpson et al., 1990). Il n'y a pas de tel front documenté en mer d'Iroise, probablement en raison des faibles apports fluviaux de la rade de Brest et de la baie de Douarnenez

## 1.2 Le front de marée d'Ouessant

Le front d'Ouessant a été décrit pour la première fois en 1970 par Le Fèvre and Grall (1970). Pingree et al. (1977), Mariette et al. (1982) et Mariette and Le Cann (1985) lui ont consacré des travaux jusqu'au milieu des années 80. Ce qu'on appelle généralement le front d'Ouessant est en fait constitué d'un front de surface qui marque la limite entre les eaux chaudes de surface du large et les eaux homogènes proches de la côte, et d'un front profond qui sépare les eaux homogènes des eaux du "bourrelet froid" qui couvre le plateau continental (Vincent and Kurc (1969)). Le Boyer et al. (2009) ont montré que le front de surface et le front profond ne sont pas forcément co-localisés, et qu'un courant géostrophique orienté du sud vers le nord et intensifié en surface pouvait être attendu le long du front profond.

Un front de température secondaire se situe approximativement le long du méridien  $4^{\circ}45'W$  et relie la pointe Saint Matthieu au nord et la pointe du Raz au sud. Une description succincte en est faite dans la revue de Le Fèvre (1986). Il sépare les eaux de la zone homogène à l'ouest des eaux de la zone littorale à l'est. Ce front interne n'est pas étudié plus avant dans ce travail, qui se concentre exclusivement sur la zone située au large de l'isobathe 100 m.

### 1.2.1 Généralités sur les fronts de marée

Les observations de fronts sont nombreuses, autant dans l'atmosphère que dans l'océan. Une première revue des études portant sur la dynamique de ces phénomènes, présentée par Hoskins (1982), conclut que les fronts atmosphériques sont produits par une dynamique essentiellement adiabatique et associée à l'advection du champ de densité par un écoulement convergent à grande échelle.

Dans le domaine océanique, les fronts observés sur les plateaux continentaux et ceux présents dans l'océan hauturier ont des caractéristiques contrastées. D'une part, la différence de profondeur entre le plateau continental et l'océan hauturier fait que l'échelle de taille fondamentale, le rayon de déformation interne, y prend des valeurs très différentes (respectivement de l'ordre de 5 km et 50 km dans le Golfe de Gascogne, par exemple). Les zones frontales ont donc des dimensions plus petites sur le plateau. De plus, la faible profondeur du plateau continental amplifie certains phénomènes négligeables dans l'océan hauturier, tels que la marée, le frottement sur le fond et l'interaction avec la bathymétrie, qui compliquent la dynamique de l'océan côtier.

Sur le plateau continental, les masses d'eau de part et d'autre des fronts peuvent différer par leur salinité (par exemple le gradient de salinité entre le panache d'un fleuve et l'océan peut former un front halin) ou leur température.

La notion de "front de marée" a été introduite par Simpson and Hunter (1974), dans leur article fondateur de 1974. Dans cet article, consacré aux fronts thermiques de la Mer d'Irlande, les auteurs montrent que ces fronts marquent la séparation entre les eaux présentant une stratification saisonnière, au large, et les eaux homogénéisées par la marée, à la côte. Ils introduisent un critère défini comme le rapport entre l'énergie potentielle soustraite à la colonne d'eau par unité de surface et par unité de temps par les flux de chaleur solaire et atmosphérique, et la puissance mécanique disponible pour la mélanger. Si l'énergie mécanique disponible est suffisante, la quantité de chaleur injectée dans la colonne d'eau est répartie sur la verticale et la colonne reste homogène. Dans le cas contraire, une stratification se met en place. Ils montrent

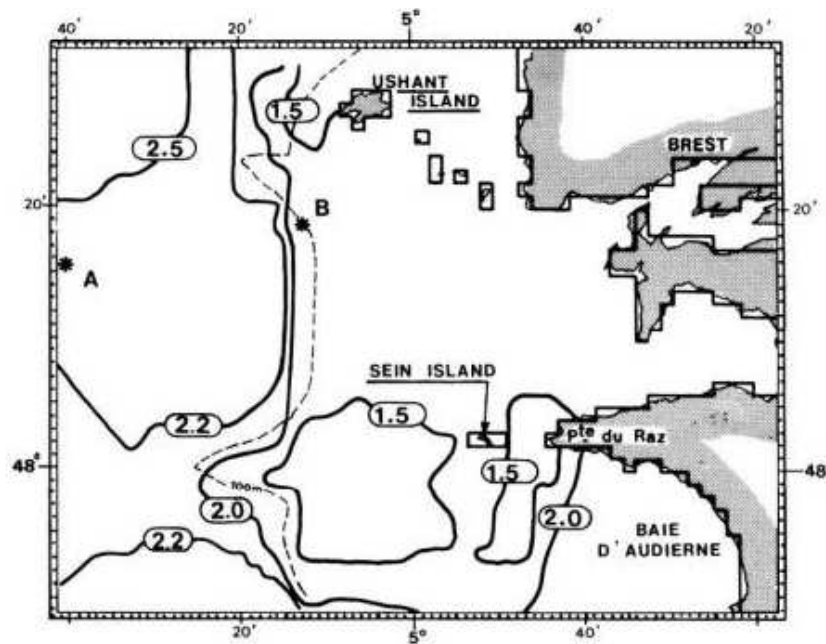


FIGURE 1.5 – Contours du paramètre  $\log(H/U^3)$  en mer d'Iroise, modélisé par Mariette and Le Cann (1985).

alors que sur une zone où les flux de chaleur incidents sont homogènes ce critère est proportionnel au rapport  $H/u^3$  de la hauteur d'eau sur le cube de l'amplitude caractéristique des courants de marée, et observent que la localisation des fronts thermiques de la mer d'Irlande suit les contours de ce critère.

Dans une étude portant spécifiquement sur le front d'Ouessant, Mariette and Le Cann (1985) ont ensuite montré que la localisation de celui-ci correspondait sensiblement à ce qu'annonce le critère de Simpson-Hunter (figure 1.5) et qu'il était possible de simuler la formation du front avec un modèle 1D de structure thermique appliqué point par point en mer d'Iroise.

Ce critère ne fait pourtant pas l'unanimité. Garzoli (1979) évalue le rapport entre l'énergie potentielle de stratification et l'énergie cinétique turbulente, sous la forme du nombre de Richardson ( $Ri$ ). Ce travail souligne ensuite que, en mer d'Iroise, la colonne d'eau est homogène pour les valeurs de  $Ri$  inférieures à une valeur critique  $Ri_c$ . L'auteur en déduit alors que dans le cas  $Ri < Ri_c$ , l'énergie cinétique turbulente est trop importante pour que la stratification se maintienne, et la colonne d'eau s'homogénéise. Un critère proportionnel à  $H/u^2$  est ensuite développé en évaluant les différents facteurs du nombre de Richardson d'après les condi-

tions observées en mer d'Iroise. La comparaison d'un modèle de formation de thermocline à une dimension dans lequel le mélange vertical est augmenté dans le cas où  $Ri < Ri_c$  avec des observations de température de surface en mer d'Iroise donne alors des résultats encourageants.

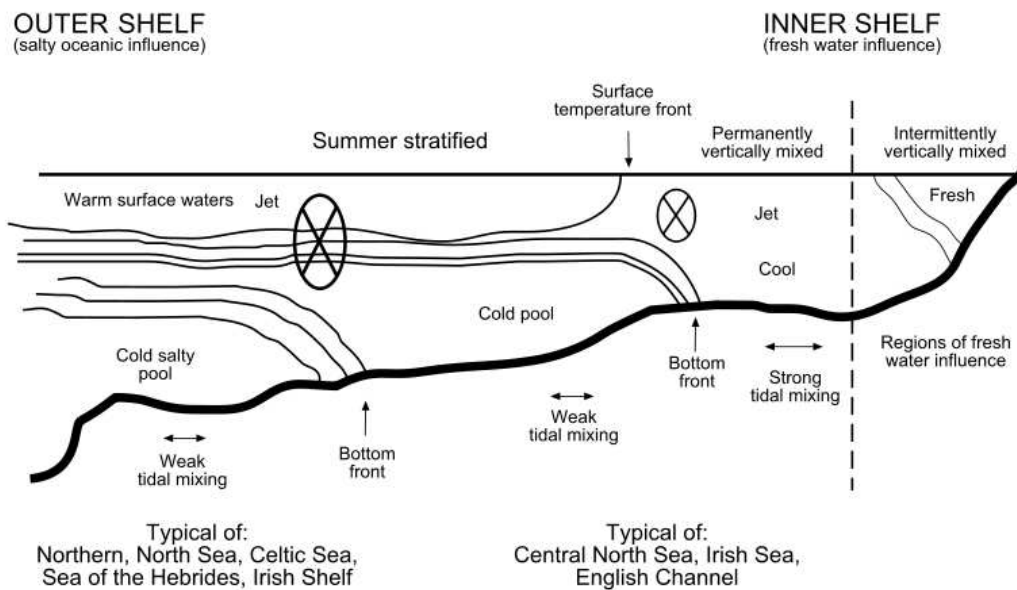
Un troisième critère, développé par Stigebrandt (1988) propose une explication basée sur l'évaluation de l'épaisseur de la couche de mélange en surface et au fond, la couche de surface étant homogénéisée par l'action du vent et celle de fond par le frottement des courants de marée sur le plateau continental. Un front se forme alors entre une zone où la profondeur est telle que ces deux couches se superposent et une zone où la profondeur est plus importante. L'auteur développe alors un critère variant en  $H/u$ .

Si ces trois approches donnent des critères de frontogénèse différents, elles s'accordent sur le fait que le frottement de la marée sur le fond est responsable de l'homogénéisation de la température de la colonne d'eau, produisant un gradient de densité entre une zone homogène et une zone stratifiée. Ce raisonnement est nuancé, d'une part par les travaux de Simpson and Bowers (1979, 1981) qui montrent que l'augmentation de l'amplitude des courants pendant les marées de vives eaux n'entraîne pas de déplacement du front en conséquence. Ils en concluent qu'homogénéiser une colonne d'eau stratifiée demande plus d'énergie que de maintenir une colonne d'eau homogène, réduisant en conséquence le déplacement du front pendant un cycle de vives eaux-mortes eaux. Pasquet (2011) montre d'autre part que l'application du critère de Simpson-Hunter aux conditions du front d'Ouessant donne deux zones de mélange privilégiées, situées autour de l'archipel d'Ouessant et du Raz de Sein, séparées par une zone de mélange plus faible. Elle montre ensuite, grâce à un modèle régional, que les eaux homogènes observées dans cette troisième zone peuvent avoir été mélangées dans la zone de mélange du Raz de Sein, et advectées par un courant résiduel.

D'après Simpson and Bowers (1981), près de 12.5% de la dissipation d'énergie de marée à l'échelle mondiale se produit sur le plateau continental d'Europe de l'ouest, favorisant la formation de fronts de marée dans cette région ( Hill et al. (2008) en dénombrent 8 sur ce plateau continental). Ces auteurs fournissent une liste de zones du globe où la dissipation est particulièrement importante et où l'existence de fronts de marée est plausible.

D'autres fronts de marée ont été étudiés en dehors des Îles Britanniques, notamment sur le Georges Bank (Loder et al. (1993)) et sur le plateau continental du sud de la Chine (Tong et al. (2010)).

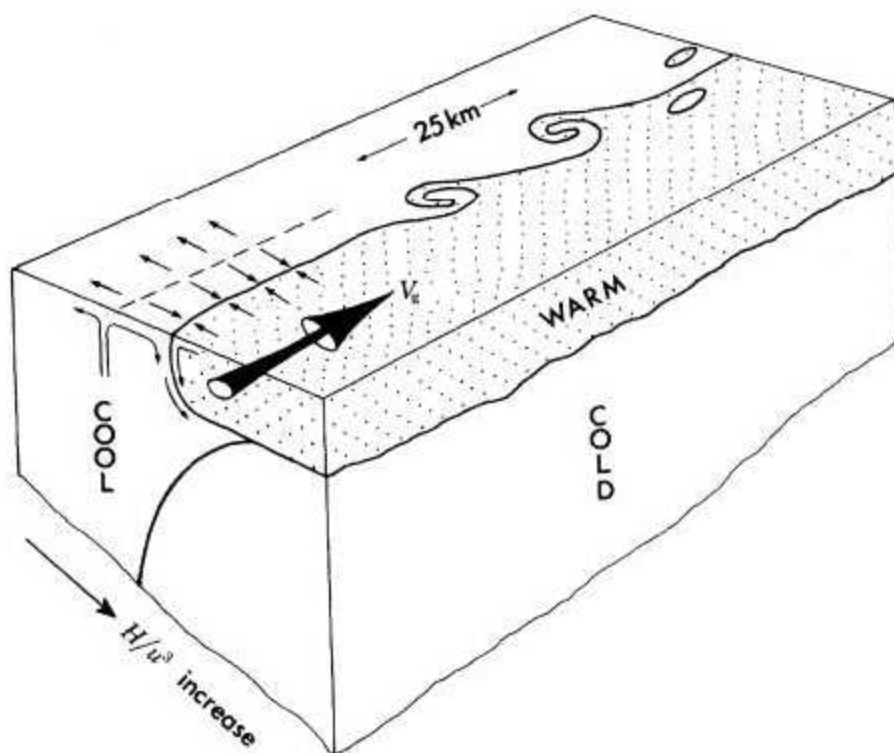
### 1.2.2 Dynamique associée aux fronts de marée.



**FIGURE 1.6** – Schéma de la structure de densité typique du plateau continental, schématisé par Hill et al. (2008). La structure correspondant au front d'Ouessant se trouve entre la zone de "strong tidal mixing" et la zone de "weak tidal mixing". Les ellipses indiquent la présence de jets forcés par les gradients de densité de fond.

En se basant sur l'observation des trajectoires de nombreuses bouées dérivantes advectées par les courants entre 20 et 30 mètres de profondeur, sur le plateau continental de l'Europe de l'Ouest, Hill et al. (2008) ont montré que les gradients de densité associés aux fronts profonds forcent une circulation géostrophique, schématisée sur la figure 1.6. Ces auteurs avancent notamment un ordre de grandeur de 10 cm/s pour le jet associé au front d'Ouessant en été, et évaluent le transport associé à ce jet à 0.18 Sv à l'aide d'un modèle du plateau Celtique et de la mer du nord. Le Boyer et al. (2009) ont par ailleurs évalué la vitesse de surface dans ce même jet à 0.3 m/s en se basant sur les équations du vent thermique, avec une hypothèse de vitesse nulle au fond, appliquées au champ de densité observé pendant la campagne FROMVAR 2007.

Une autre approche du problème a été menée par Sentchev et al. (2011), sur la base de mesures des courants de surface en mer d'Iroise obtenues à l'aide de deux radars haute fréquence. Les observations correspondant respectivement à une période où le front est formé (septembre) et à une période où l'océan est homogène (avril-mai) montrent la présence d'un jet résiduel en direction du nord, qui suit l'isobathe 100m à une vitesse de l'ordre de  $0.15 \text{ m/s}$ , peu variable en fonction de la saison. Cette position correspond à la zone du jet forcé par le front d'Ouessant vu par Le Boyer et al. (2009) et Hill et al. (2008). Cette observation montre que le jet observé par Hill et al. (2008) n'est pas uniquement forcé par le gradient de densité associé au front. Un effet semblable a déjà été mentionné par Loder et al. (1993) dans un article précédent portant sur l'observation d'un front de marée du Georges Bank, où il est affirmé qu'une partie de la circulation mesurée dans le sens "along-front" est causée par la rectification du courant de marée barotrope.



**FIGURE 1.7** — Schéma de la structure d'un front de marée, tiré de Simpson (1981). Le jet  $V_g$  désigne le jet géostrophique forcé par le front de surface, le jet géostrophique forcé par le front profond n'est pas représenté.

La présence d'une circulation agéostrophique secondaire au niveau des fronts du plateau celtique a été suggérée par Simpson et al. (1978). Ces auteurs partent de l'observation de zones de convergence/divergence le long de fronts de marée, par temps calme, et en déduisent la présence de cellules de re-circulation verticales. Un schéma de ces cellules est représenté sur la figure 1.7. Par la suite, ce type d'écoulement a été mis en évidence par James (1978) dans un modèle 2D simplifié représentant l'écoulement généré par un front avec une structure hydrologique proche de celle du front de marée du Georges Bank. Enfin, Garrett and Loder (1981) ont montré que ce type d'écoulement secondaire pouvait être causé par la friction à l'interface entre les couches de l'écoulement. Des observations de courants de surface mesurés par des radars HF, présentées par Matthews et al. (1993), ont montré une circulation de type géostrophique et une circulation agéostrophique convergente au niveau d'un front de marée situé près de la côte est Anglaise.

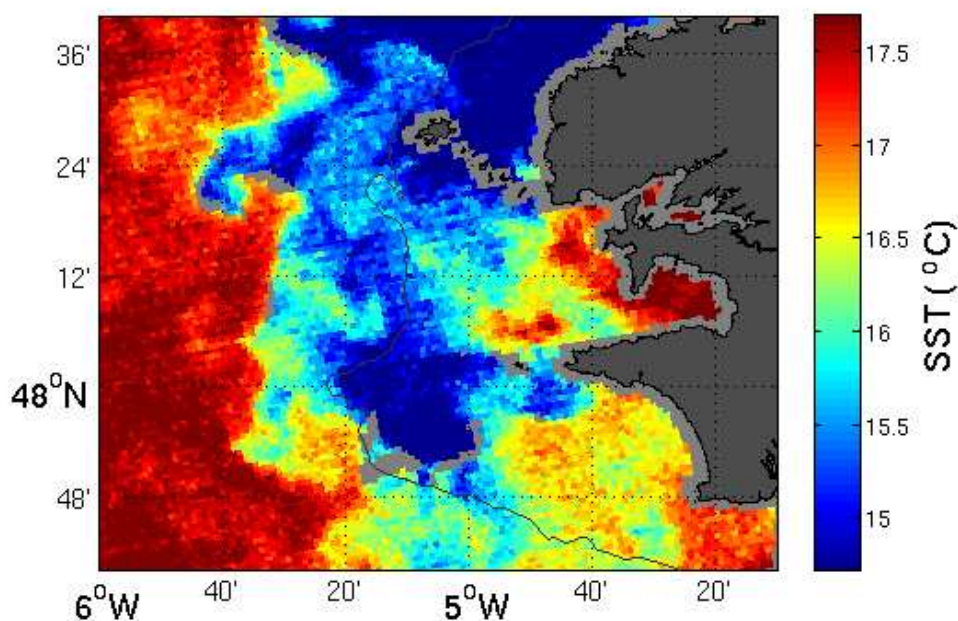
Dans un travail sur la formation de la thermocline saisonnière sur le plateau Celtique, James (1977) a montré à l'aide d'un modèle que la variation du mélange causé par la marée sur un cycle vives-eaux/mortes-eaux n'entraîne pas de mouvement de grande ampleur du front comme le prédit le critère de Simpson-Hunter. Il affirme que le mélange imposé par les grandes marées est insuffisant pour détruire la thermocline créée pendant la phase de mortes eaux. Dans un article de 1979, Simpson and Bowers (1979) confirment cette idée à partir d'observations satellitales des fronts de marée de la mer Celtique. Cependant, des mesures de température réalisées par des mouillages sur le front du Georges Bank (Loder et al. (1993)) ont révélé que les fronts de marée peuvent se déplacer en phase avec les cycles vives-eaux/mortes-eaux mais sur des distances très inférieures à celles prévues par le critère de Simpson-Hunter. Enfin, un autre aspect de la variation du mélange causé par la marée est abordé par Pingree et al. (1977) qui montrent que l'augmentation du mélange permet aux nutriments situés dans la couche d'eau froide de remonter dans la couche chaude de surface, créant ainsi les conditions pour des blooms phytoplanctoniques.

Des études menées sur d'autres systèmes frontaux côtiers apportent des éléments de réflexion



sur l'étude des déplacements des fronts de marée. Parmi celles-ci, les travaux de Csanady (1971) tentent d'expliquer la forme que prend un front de densité côtier à l'aide d'une théorie simple basée sur un écoulement géostrophique et la conservation de la vorticité potentielle. Cet auteur s'appuie ensuite sur cette théorie pour expliquer la déformation et le déplacement transverse de l'interface sous l'action du vent (Csanady (1978)).

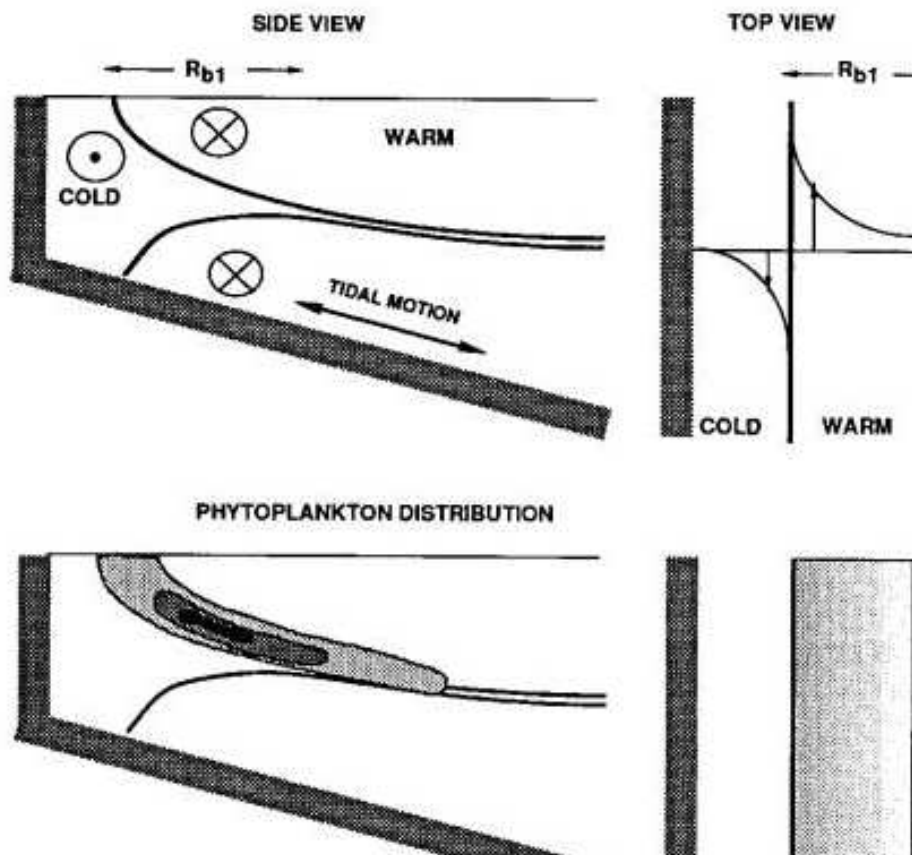
Une étude idéalisée menée par Wright (1988) a montré qu'un front de densité côtier produit un écoulement géostrophique et que le frottement de cet écoulement sur le fond produit un transport non négligeable dans la direction normale au front. Cet auteur montre ensuite que ce transport peut entraîner un déplacement du front en direction du large. Cette idée est reprise par Chapman and Lentz (1993) qui montrent qu'un front halin formé par le panache d'un fleuve est entraîné vers le large par le transport dans la couche de fond jusqu'à ce que la profondeur soit telle qu'un équilibre apparaisse entre le transport dans la direction perpendiculaire au front et le mélange vertical.



**FIGURE 1.8** – SST en mer d'Iroise, mesurée le 05/09/2007 à 02 :22 TU par le satellite Terra. Un tourbillon en "crochet", tel que ceux décrit par Pingree (1978), est visible à l'ouest de l'île d'Ouessant.

Dans le même temps, les fronts de température sont un terrain propice au développement d'autres phénomènes physiques. R. Pingree (1978) a par exemple montré, à partir de cartes

de SST de la mer d'Iroise mesurées par satellite, que le front d'Ouessant permet la formation de tourbillons cycloniques. La figure 1.8 en donne une illustration. Par la suite, une étude de Badin et al. (2009) sur un front de marée de mer du Nord a montré que de tels tourbillons pourraient être produits par l'instabilité barocline au niveau du front, et un travail de Pavec (2007) décrypte le rôle de l'instabilité paramétrique dans la formation des tourbillons en mer d'Iroise. L'un de ces tourbillons a été observé pendant la campagne FROMVAR 2007 et l'objet d'une discussion menée par Le Boyer et al. (2009).



**FIGURE 1.9** – Schéma de la répartition de la concentration en phytoplancton au voisinage d'un front de marée, tiré du travail de Franks (1992)

Enfin, de nombreuses observations ont rapportées que la concentration de l'eau en phytoplancton augmente à proximité des fronts de marée. Les premiers travaux de recherche portant sur la biomasse à proximité du front d'Ouessant sont probablement ceux de Le Fèvre and Grall (1970). La figure 1.9 est tirée du travail de Franks (1992), qui résume différents travaux portant

sur la concentration en phytoplancton au voisinage des fronts de marée de la mer Celtique, du golfe du Maine, et du Georges Bank. Elle montre que la concentration de phytoplancton est généralement maximale en subsurface, et au niveau de la thermocline. Cette répartition a été maintes fois confirmée par les observations de fluorescence lors des campagnes MOUTON et FROMVAR. Les travaux de Pingree et al. (1977) ont montré que l'intensification du mélange pendant les marées de vives eaux pouvait entraîner un transfert de nutriments de la partie homogène du front de marée vers la zone stratifiée, réunissant ainsi les conditions pour créer un bloom phytoplanctonique. Ce phénomène sera ensuite observé à proximité du front d'Ouessant dans les études de Morin et al. (1985) et Schultes et al. (2012). Des observations publiées par Pingree et al. (1979) ont aussi montré que les tourbillons qui se développent le long du front permettent de transférer des eaux de la zone homogène vers la zone stratifiée. Ces observations montrent un bloom phytoplanctonique suivant précisément le contour du tourbillon. Les différents mécanismes responsables du développement de phytoplancton à proximité de fronts de marée sont résumés dans l'article de revue de Sun and Cho (2010).

## Chapitre 2

# Présentation du jeu de données et caractérisation de la marée en mer d'Iroise

Le front de marée d'Ouessant a été largement étudié dans les années 1980 (Altazin-Pichon, 1981; Mariette et al., 1982; Le Corre and Mariette, 1985; Mariette and Le Cann, 1985). Ces études ont été menées sur la base des données recueillies avec les moyens de l'époque : sections de profils CTD, mouillages filaires, courantomètres mécaniques, etc. Cependant, l'absence de moyens de mesures synoptiques et l'utilisation de modèles numériques relativement simples ne permettaient pas d'étudier tous les aspects de la dynamique frontale dans cette région. Les nouveaux moyens de mesures mis au point dans les années 1990 et 2000, comme les "poissons" remorqués tel que le Scanfish, les profileurs de courant acoustiques à effet Doppler (ADCP), ou les radars à haute fréquence du type WERA permettent l'étude de l'hydrologie et des courants côtiers sous un angle nouveau. Ainsi, ce travail de thèse se base en grande partie sur les observations réalisées lors des campagnes FROMVAR 2009, 2010 et 2011. Celles-ci ont vu la mise en oeuvre de mouillages équipés de courantomètres ADCP, de mesures de dissipation turbulente par un profileur de microstructure (VMP) et la mesure de très nombreuses sections de température et de salinité. Enfin, l'augmentation des moyens de calcul et le développement de modèles numériques ont mis à notre disposition plusieurs modèles réalistes qui simulent efficacement l'évolution de la température et des courants dans notre zone d'étude.

Ce chapitre décrit le fonctionnement et l'utilisation des principaux instruments de mesures utilisés, et décrit succinctement les observations dont nous disposons. Les jeux de données collectés par le Scanfish, les mouillages ADCP et les radars HF sont présentés successivement. Enfin, les courants de marée calculés par un modèle de marée barotrope, pour l'année 2008, sont exposés afin d'apporter quelques précisions sur la variabilité spatiale et temporelle des courants de marée en mer d'Iroise.

## 2.1 Observation de la température et de la salinité pendant les campagnes FROMVAR

Le projet FROMVAR a permis la mise en place de campagnes en mer à un rythme annuel, entre 2007 et 2012, chaque campagne comportant généralement deux legs d'une semaine, répartis entre fin juillet et début octobre. L'objectif principal de ces campagnes était d'étudier la dynamique des masses d'eau aux alentours du front d'Ouessant. De nombreux instruments de mesure ont été déployés à cet effet. Cette première section se concentre cependant sur le dépouillement des mesures de température et de salinité.

La section de profils de température, mesurés à l'aide d'une sonde CTD, est une méthode de mesure courante en océanographie. Elle implique que le navire océanographique se maintienne sur un point fixe le temps de descendre la sonde de mesure au fond, et de la remonter à bord. Le nombre de stations effectuées le long d'une section définit la résolution horizontale. Ce protocole est coûteux en temps puisque chaque station dure plusieurs minutes et que le navire doit arrêter sa course pour chaque point fixe. Il est donc nécessaire de faire un compromis entre la résolution horizontale de la section, sa longueur et le temps de mesure. Les sections de mesures hydrologiques de la campagne de 2007 (étudiées en détail par Le Boyer et al. (2009)) ont été réalisées de cette façon. Le déploiement d'un nouvel instrument (le Scanfish II) a permis d'obtenir des mesures de température et de salinité de meilleure qualité à partir de 2008. Cet instrument a été exploité de manière intensive pendant les campagnes FROMVAR 2009 à 2011.

### 2.1.1 Utilisation de la CTD remorquée : le Scanfish

Le Scanfish est un appareil immergé remorqué par le navire océanographique qui se présente sous la forme d'une aile munie de deux gouvernes de profondeur. Il embarque une sonde CTD qui mesure notamment la température, la conductivité et la pression de l'eau. La trajectoire du Scanfish suit une courbe en dents de scie avec une période de l'ordre de 800 mètres, soit une résolution horizontale des profils de l'ordre de 400 mètres. Les observations réalisées à l'aide du Scanfish représentent une avancée par rapport aux données récoltées avec les sondes CTD traditionnelles car elles permettent d'augmenter la résolution horizontale des sections, et de diminuer le temps de mesure. Par exemple, la section de profils CTD réalisée en 7h45 pendant la campagne de 2007 (ces observations ont été publiées par Le Boyer et al. (2009)) correspond à environ 2 heures de mesures de Scanfish à une vitesse moyenne de 8 noeuds. Dans un environnement sujet à des marées de forte amplitude et de période de l'ordre de 12 heures, la diminution du temps de trajet de 8 heures à 2 heures augmente significativement la synopticit  des observations.

Un inconvénient majeur du Scanfish est qu'il ne permet pas d'échantillonner toute la colonne d'eau, contrairement à la bathysonde CTD classique. En effet, le Scanfish est tracté par un câble de plusieurs centaines de mètres. Le poids du câble a tendance à faire plonger l'appareil lorsqu'il arrive à proximité de la surface. Au contraire, lorsque le Scanfish est en profondeur, le frottement du câble dans l'eau tend à le faire remonter. Dans la pratique le câble doit être suffisamment long pour permettre la plongée, mais une trop grande longueur peut l'empêcher de remonter jusqu'à la surface. L'échantillonnage de la colonne d'eau revient donc à faire un compromis entre l'observation en proche surface et l'observation au fond.

La profondeur de l'eau dans la zone du front d'Ouessant varie généralement entre 60 et 120 mètres. Dans cette région, la thermocline se trouve le plus souvent entre 20 m et 50 m de profondeur, la couche d'eau positionnée en dessous étant peu stratifiée. Pendant les campagnes FROMVAR, les paramètres de navigation du Scanfish ont donc été choisis, le plus souvent, de façon à ce que l'appareil évolue entre 2 m et 90 m de profondeur, avec un câble long de 500 à

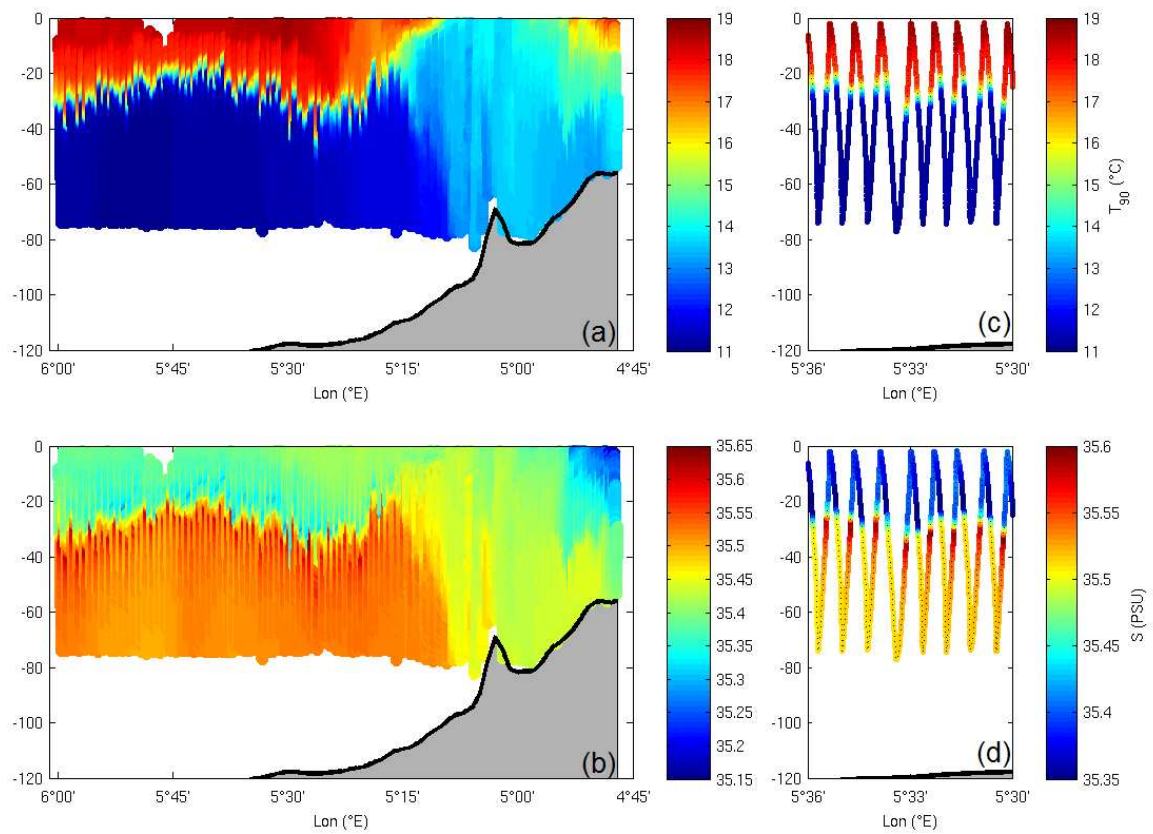
600 mètres.

### 2.1.2 Precision des mesures réalisées par le Scanfish

Pendant les campagnes FROMVAR 2009, 2010 et 2011, le Scanfish était équipé d'une sonde de température de type SBE 49, capable de mesurer la température avec une résolution de  $2 \cdot 10^{-4}$  °C et une exactitude de  $2 \cdot 10^{-3}$  °C, et la conductivité avec une précision de  $5 \cdot 10^{-5}$  S/m et une exactitude de  $3 \cdot 10^{-4}$  S/m (Les valeurs d'exactitude indiquées ici sont des données fournies par le constructeur et peuvent varier en fonction de l'entretien et des conditions de déploiement des capteurs). La salinité est calculée à partir de l'équation de conversion (Fofonoff and Millard, 1983), qui évalue la salinité de l'eau de mer en fonction de la température, la pression et la conductivité. Les imprécisions de mesures de température et de conductivité entraînent donc une erreur de mesure de la salinité, évaluée à  $2 \cdot 10^{-3}$  PSU dans le meilleur des cas.

Les conditions d'observation peuvent cependant entraîner des erreurs de mesures relativement importantes. Le capteur de conductivité est constitué de plusieurs électrodes immergées. Il mesure une différence de potentiel entre ces pièces, et dispose d'un temps de réaction court. Son inertie thermique influence toutefois la température de l'échantillon d'eau dont la conductivité est mesurée. Celle-ci entraîne une erreur de mesure de la conductivité, et donc de la salinité, conséquente en aval de la thermocline (Lueck, 1990; Lueck and Picklo, 1990; Mensah et al., 2008; Emery and Thomson, 2001).

Les figures 2.1,a et 2.1,b représentent une section de température et de salinité mesurée par le Scanfish pendant la campagne FROMVAR 2010. Les figures 2.1,c et 2.1,d sont des zooms de cette section entre 5°30'W et 5°36'W, avec une palette de couleurs différente pour faire ressortir les gradients de salinité. Cette section a été mesurée d'est en ouest, le long de la radiale 48°08'N. Dans la zone du zoom, la thermocline est nette, et sépare une masse d'eau chaude et peu salée en surface d'une masse d'eau froide et salée au fond. On constate que chaque profil ascendant marque un minimum de salinité juste au-dessus de la thermocline et chaque profil descendant donne un maximum de salinité sous la thermocline. Ce maximum de salinité va en diminuant à



**FIGURE 2.1** – Sections de température et de salinité mesurées par le Scanfish le long de la radiale 48°08'N, pendant la campagne FROMVAR 2010. Les figures (c) et (d) sont des zooms des sections (a) et (b).



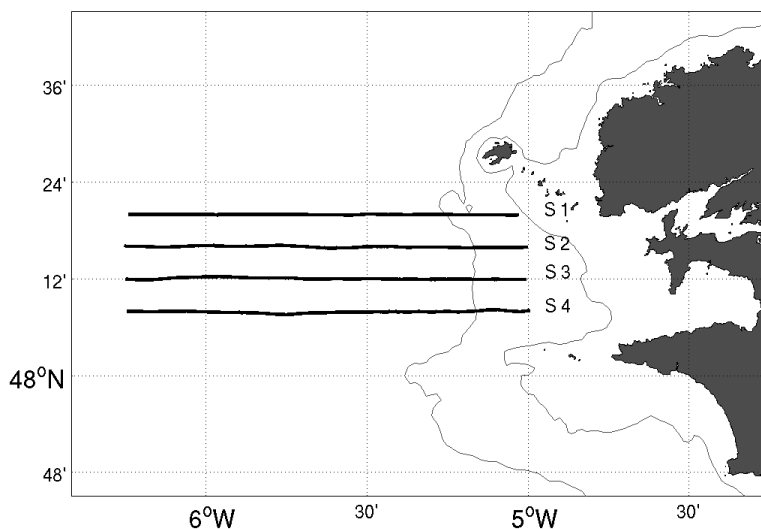
mesure que le Scanfish descend, et se stabilise environ 20 m sous la thermocline. Des anomalies de l'ordre de 0.1 PSU sont observées entre un profil ascendant et un profil descendant, juste en dessous de la thermocline, dans une zone où l'écart de salinité attendu entre la surface et le fond est de l'ordre de 0.5 PSU.

C'est une erreur conséquente, et l'étude des observations récoltées pendant les campagnes d'observation doit la prendre en compte. Il faut toutefois souligner que la section utilisée ici comme illustration correspond à un cas très défavorable avec une thermocline particulièrement importante, ce cas n'étant pas représentatif des conditions rencontrées le plus souvent en mer d'Iroise. De plus, l'erreur de mesure décroît relativement rapidement à mesure que le capteur s'éloigne de la thermocline.

### 2.1.3 Position des sections Scanfish réalisées pendant les campagnes FROMVAR 2009, 2010 et 2011

De nombreuses sections de mesure de température et de salinité ont été réalisées lors des campagnes FROMVAR successives. Dans cette étude, le choix a été fait de ne retenir que certaines d'entre elles. Les sections de mesures suivantes présentent un intérêt particulier, soit parce qu'elles ont été répétées plusieurs années de suite, soit parce qu'elles donnent un point de vue global de la répartition des masses d'eau sur le plateau continental environnant la mer d'Iroise.

**FROMVAR 2009** Cette campagne s'est déroulée du 18 septembre au 10 octobre 2009. Pendant cette période, une série de sections de température et de salinité a été réalisée à travers le front d'Ouessant, pendant un temps relativement court. Ces sections, numérotées de 1 à 4 sur la figure 2.2, suivent les radiales 48°08'N, 48°12'N, 48°16'N et 48°20'N, et échantillonnent à la fois la zone homogène et la zone stratifiée.



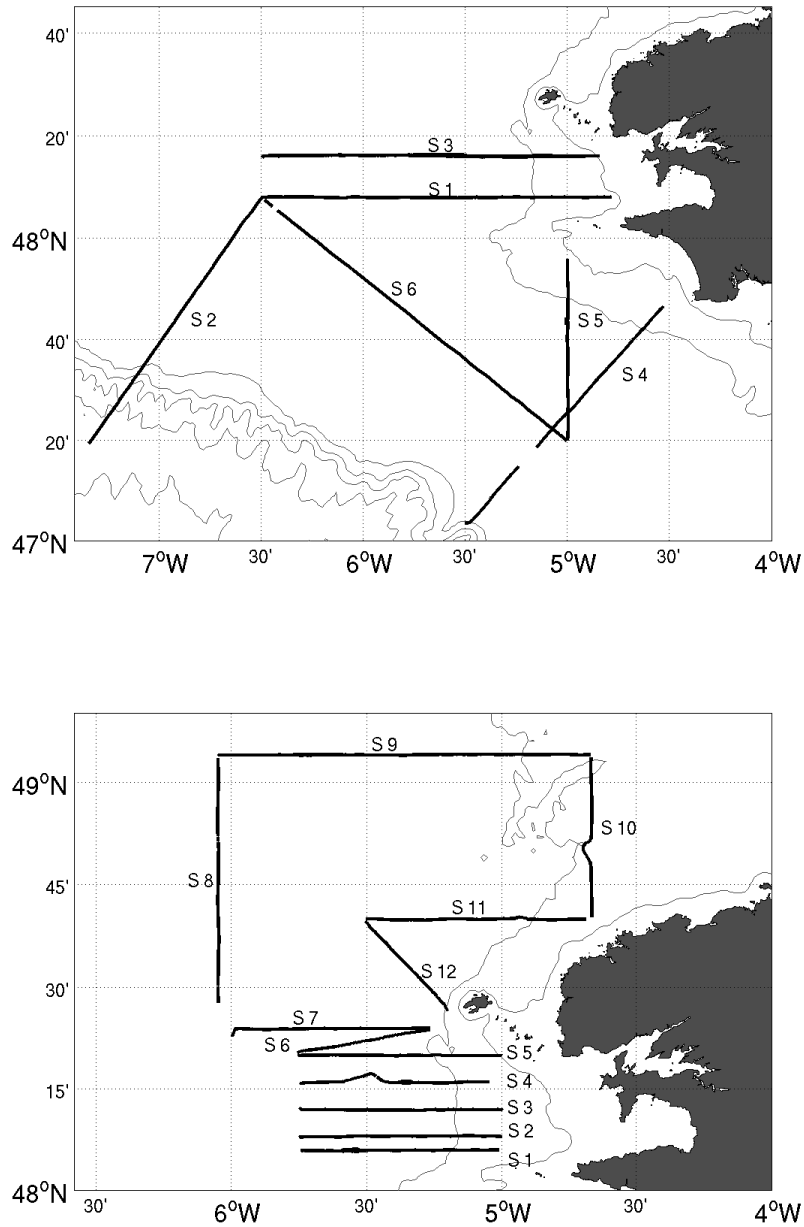
**FIGURE 2.2** – *Position des sections de température et de salinité réalisées pendant FROMVAR 2009 et étudiées dans ce manuscrit.*

**Fromvar 2010** La campagne de mesures de 2010 s’est déroulée entre le 28 juillet et le 10 août 2010. Elle se distingue particulièrement par une utilisation intensive du Scanfish qui a permis de réitérer les sections réalisées en 2009, au large du cap de la chèvre, mais aussi d’élargir le champ d’observations au plateau celtique et au plateau Armoricaïn.

La figure 2.3 (haut) donne la position des sections de température et de salinité mesurées pendant le premier leg de cette campagne. Elle présente notamment deux sections réalisées perpendiculairement au talus continental, plusieurs sections à travers le plateau Armoricaïn, et deux sections le long des radiales 48°08’N et 48°20’N.

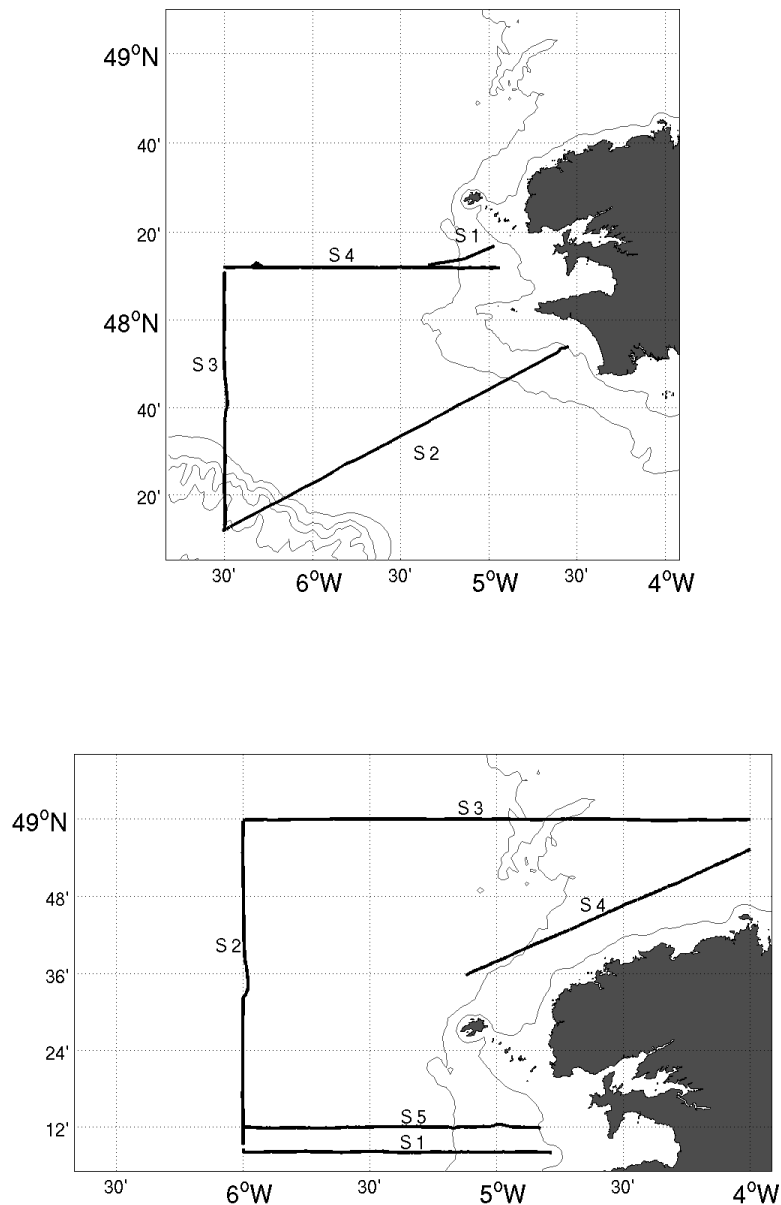
La figure 2.3 (bas) donne la position des sections de température et de salinité mesurées pendant le deuxième leg. Ce déploiement s’est déroulé en deux parties, dans un premier temps les sections S1 à S7 réitérent les sections est-ouest successives couvrant la majeure partie de la mer d’Iroise, récoltées pendant la campagne FROMVAR 2009. Ces sections sont cependant moins longues que les sections réalisées en 2009, de manière à dresser un tableau plus synoptique de la température et la salinité du front d’Ouessant. Dans un second temps, les sections 8 à 12

ont pour but de donner un aperçu des propriétés des masses d'eau rencontrées en mer Celtique et dans la partie ouest de la Manche.



**FIGURE 2.3** – Position des sections de température et de salinité réalisées pendant le premier (haut) et le second (bas) leg de la campagne FROMVAR 2010 et étudiées dans ce manuscrit.

**Fromvar 2011** Cette dernière campagne s'est déroulée du 2 au 16 septembre 2011, et a permis de réaliser de nouvelles sections de mesure, portant principalement sur le plateau Armoricaïn pendant le premier leg, et sur le plateau Celtique et la partie ouest de la Manche pendant le second leg (les trajectoires sont données sur la figures 2.4).



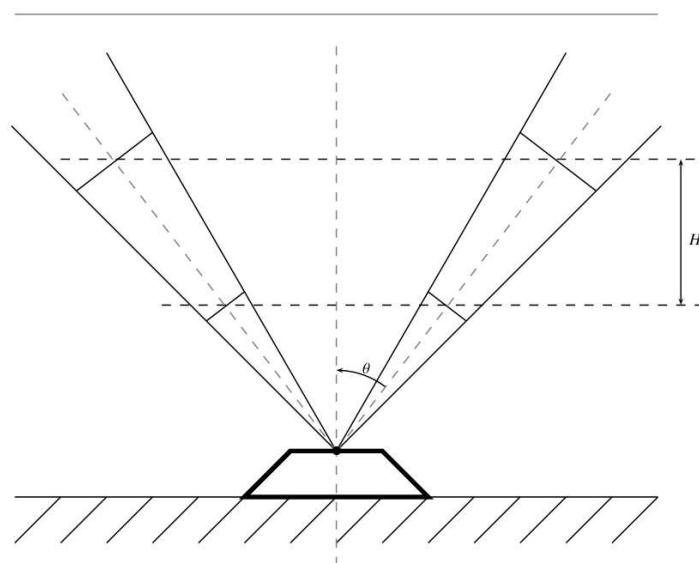
**FIGURE 2.4** – Position des sections de température et de salinité réalisées pendant le premier (haut) et le second (bas) leg de la campagne FROMVAR 2011 et étudiées dans ce manuscrit.

## 2.2 Déploiement de mouillages ADCP en mer d'Iroise

Des mesures de courant réalisées par les mouillages déployés à proximité du front d'Ouessant viennent compléter le jeu de données fournis par les campagnes FROMVAR. Ces mouillages sont constitués d'un châssis surmontant un lest posé sur le fond. Ils sont équipés d'un profileur de courant à effet Doppler, qui mesure la vitesse du courant au-dessus du mouillage, ainsi que d'une sonde CTD du type SBE 37 qui mesure la température, la pression et la conductivité au niveau du châssis.

### 2.2.1 Fonctionnement du profileur de courant ADCP

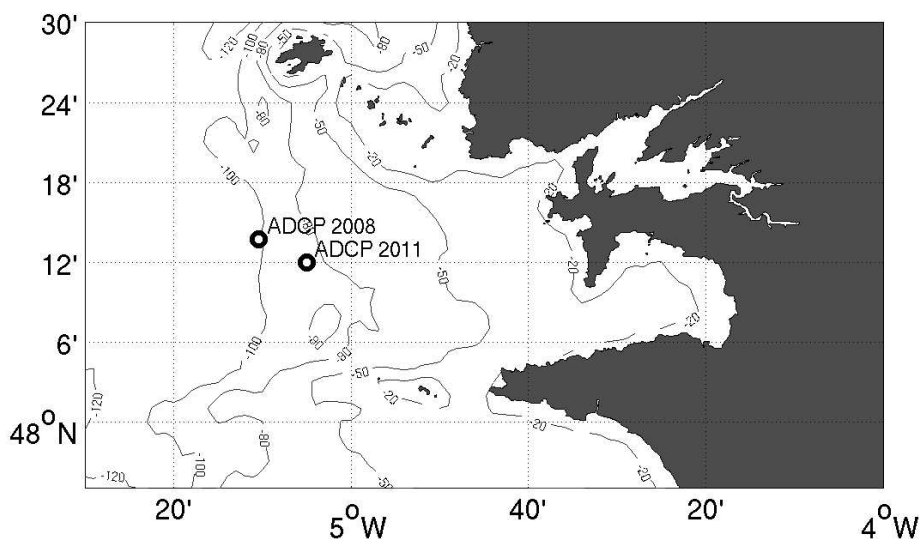
Le profileur de courant à effet Doppler (ADCP) est un appareil qui permet de mesurer les trois composantes cartésiennes des courants marins, à intervalles réguliers, le long d'un profil.



**FIGURE 2.5** – Schéma de la géométrie des rayons émis, dans un plan, par un mouillage ADCP déployé au fond.

Les ADCP déployés pendant les campagnes FROMVAR disposent de quatre panneaux émetteurs qui envoient des ondes sonores à 300 kHz sous la forme de rayons orientés avec un angle de  $20^\circ$  avec la verticale. Le schéma 2.5 donne une représentation de la géométrie de ces rayons dans un plan, pour un ADCP posé au fond de l'eau. Seuls deux rayons sont visibles sur ce

schéma, les deux autres étant dans le plan orthogonal. Chaque rayon émis est réfléchi par les particules en suspension le long de sa trajectoire, produisant un écho qui est ensuite reçu par l'appareil. Le décalage de la fréquence du signal reçu permet alors de déterminer la vitesse de l'eau dans le sens radial (par mesure du décalage Doppler). Les vitesses ainsi mesurées sont moyennées par cellules de longueur fixe afin de diminuer le bruit de mesure. Dans le cas des ADCP déployés en mer d'Iroise, ces cellules font deux mètres d'épaisseur. La projection des vitesses observées par les quatre rayons dans un repère cartésien permet de construire un champ de vitesses à trois dimensions, et d'estimer l'erreur de mesure.

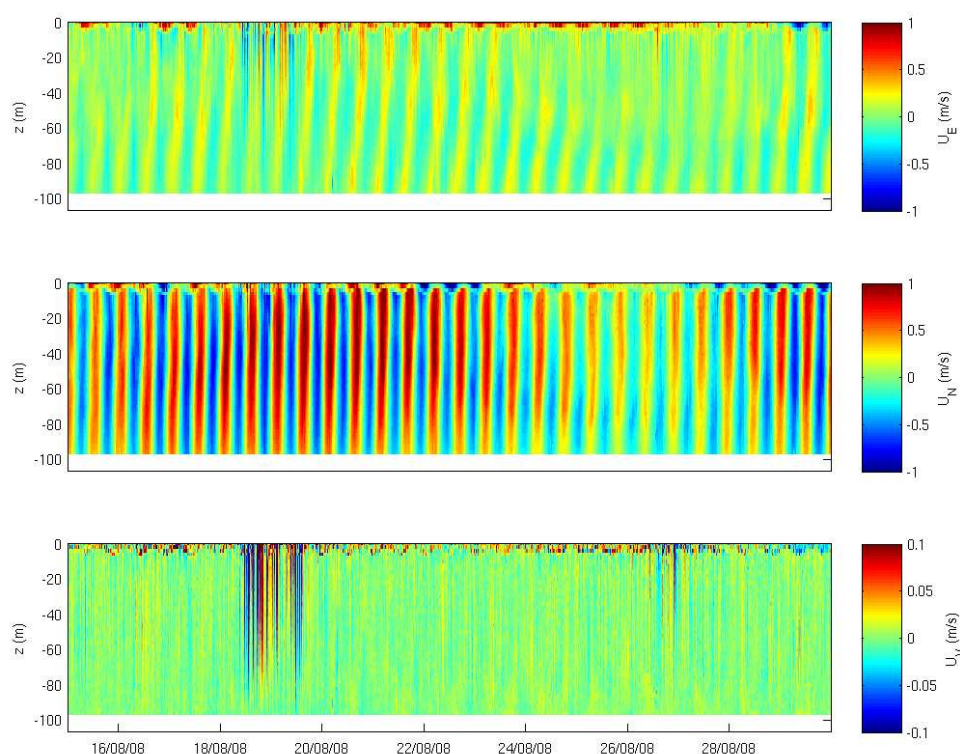


**FIGURE 2.6** — Position des mouillages ADCP déployés en 2008 et en 2011, dans le cadre des campagnes FROMVAR.

Plusieurs mouillages ADCP ont été déployés en mer d'Iroise dans le cadre des campagnes FROMVAR. Pour cette étude, l'accent est mis sur les observations recueillies par deux de ces deux déploiements dont les positions sont précisées sur la figure 2.6. Le premier mouillage considéré a été déployé en mer d'Iroise entre mai et octobre 2008, par 102 m de fond. Le second a été mouillé par 85 m de fond, à proximité du front d'Ouessant pendant la campagne

FROMVAR 2011, entre le 2 et le 16 septembre 2011.

## 2.2.2 Précision de mesure des mouillages ADCP



**FIGURE 2.7** – Vitesses meridienne (a), zonale (b) et verticale (c) mesurées entre le 15 août et le 30 août 2008, dans la colonne d'eau au dessus du mouillage ADCP.

Les mesures réalisées par les mouillages ADCP incluent les courants induits par les fortes vagues observées lors des tempêtes. Or, cette étude porte principalement sur les courants de fréquence inférieure, les vitesses horizontales et verticales générées par les vagues ont donc pour effet d'augmenter ponctuellement le bruit de mesure du capteur. La figure 2.7 donne une illustration de cet effet avec une série temporelle des mesures réalisées en mer d'Iroise en 2008, pendant une période de 15 jours entre le 15 août et le 30 août. Un cycle de vives eaux/mortes eaux est facilement identifiable avec des courants d'amplitude proche de  $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  pendant la marée de vives eaux et des vitesses verticales faibles. Des raies de courants intensifiés en surface

sont cependant visibles le 19 et le 27 août. Les mesures réalisées par la bouée houlographe des pierres noires, déployée par le CETMEF en 48°17.42'N 4°58.10'W, donnent des hauteurs significatives de vagues allant jusqu'à 6 m pendant cette période. Les vagues peuvent donc générer des vitesses de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres par seconde, produisant un bruit ambiant qui vient s'ajouter aux courants.

Un rapide calcul d'ordre de grandeur nous permet de proposer une amplitude de  $\sigma_V = 0.5 \text{ m.s}^{-1}$  pour le bruit de mesure produit par les vagues, qui vient s'ajouter aux bruit de mesure de l'instrument :  $\sigma_i = 0.05 \text{ m.s}^{-1}$ . La précision de la mesure est cependant affinée artificiellement en moyennant les mesures sur un intervalle de temps donné et en filtrant les basses fréquences. Dans ce cas, le bruit de mesure total s'écrit de la façon suivante :

$$\sigma_{tot} = \sqrt{\frac{\sigma_V^2 + \sigma_i^2}{N}} \quad (2.1)$$

Avec  $N$  le nombre de mesures moyennées. En faisant l'hypothèse que le filtrage des fréquences plus hautes que les semi-diurnes revient à faire une moyenne glissante sur 12 heures de mesures et en considérant que l'ADCP à une fréquence d'échantillonnage de 1 mesure toutes les 30 secondes, le bruit de mesure total est évalué à  $\sigma_{tot} = 1 \text{ cm.s}^{-1}$ .

Les courants que l'on cherche à observer sont de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres par seconde dans la direction du front (Loder et al., 1993; Hill et al., 2008; Le Boyer et al., 2009), et de l'ordre de quelques centimètres par seconde dans le sens perpendiculaire au front (James, 1978; Garrett and Loder, 1981). Par contre les vitesses verticales attendues sont plus faibles. Le profileur de courant ADCP a donc une précision suffisante pour mesurer les courants dans le sens horizontal, mais trop faible pour mesurer les vitesses verticales.



## 2.3 Mesures de courant de surface par les radars HF

### 2.3.1 Méthode de mesure

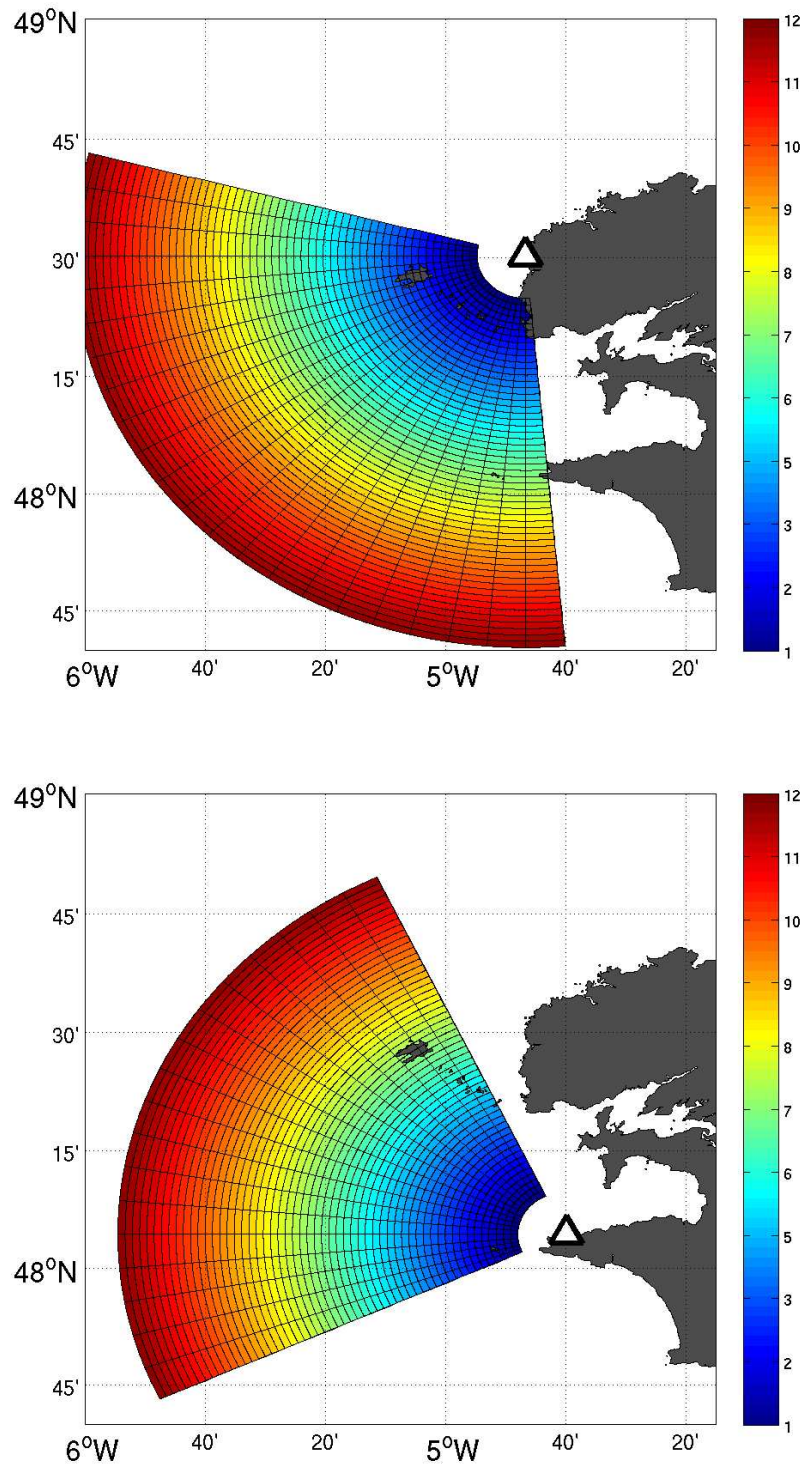
Les mesures de courants de surface réalisées par des radars à haute fréquence déployés par le service hydrographique de la marine (SHOM) forment un jeu de données couvrant largement la zone du front d'Ouessant, avec une résolution spatiale et temporelle excellente (Muller, 2008; Sentchev et al., 2011). La position des radars est marquée par deux triangles blancs sur la figure 2.9,a. Ces radars sont du type WERA (Gurgel et al., 1999b,a), et fonctionnent à une fréquence de 12.4 MHz. Chaque site instrumenté comporte quatre antennes de transmission disposées en rectangle, qui envoient un signal de type "chirp" (modulation de fréquence) en direction de l'océan. Le signal émis est réfléchi par les vagues de vecteur d'onde orienté vers le radar et longueur d'onde de l'ordre de 12.1 m (dites vagues de Bragg). Il est ensuite reçu par un réseau de 16 antennes, distantes de 10 mètres les unes des autres, et disposées à proximité des antennes d'émission.

En l'absence de courant de surface, le spectre de puissance du signal reçu comporte deux pics à la fréquence de propagation des ondes de Bragg : les raies de Bragg. Dans le cas où les vagues sont entraînées par un courant, les raies de Bragg sont décalées par effet Doppler, et la mesure de ce décalage (noté  $\Delta c$ ) permet d'évaluer la composante radiale du courant. L'évaluation de ce décalage est donné par (Stewart and Joy, 1974) :

$$\Delta c = 2k \int_{-\infty}^0 \left[ \vec{e}_k \cdot \vec{U} \right] e^{2kz} dz \quad (2.2)$$

Avec  $k\vec{e}_k$  le vecteur d'onde des vagues de Bragg et  $U(\vec{z})$  le courant. La forme en intégrale d'exponentielle verticale décroissante du décalage des phases permet d'évaluer l'épaisseur sur laquelle le courant a une influence sur la vitesse mesurée. Broche et al. (1983) évaluent l'ordre de grandeur de la profondeur d'intégration des vitesses à  $\lambda/4\pi$ , soit 1 mètre dans le cas des installations en mer d'Iroise.

La résolution radiale est fonction de la largeur de la bande de fréquence du signal émis (elle

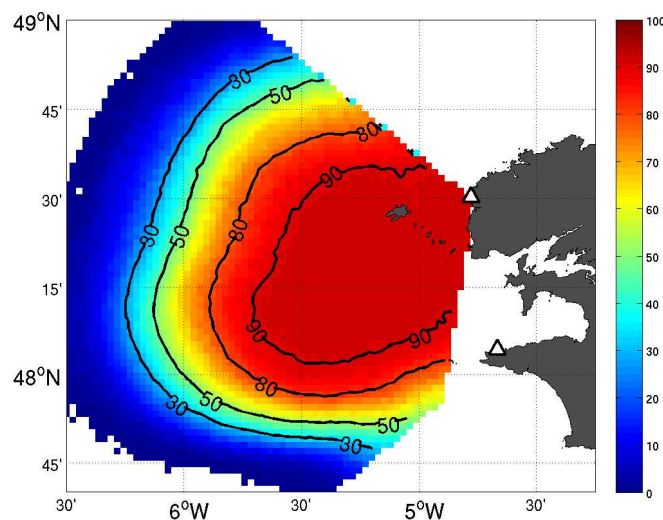


**FIGURE 2.8** – Représentation schématique de la variation spatiale de la surface des "cellules de mer", à résolution angulaire fixe, correspondant aux installations radar de Garchine (haut) et Brezellec (bas). La barre de couleurs utilisée donne le rapport entre la surface d'une cellule donnée et celle de la plus petite cellule.

est de 1.5 km dans le cas des installations de la côte bretonne). Le signal est donc réfléchi par une cellule de mer dont la géométrie dépend de la résolution radiale, de la résolution angulaire et de la distance des installations radar. La surface des cellules de mer augmente avec la distance, si bien que les vitesses mesurées au large sont moyennées sur des surfaces plus vastes que celles mesurées à la côte. Les figures 2.8,a et 2.8,b donnent la répartition de ces cellules dans le cas des installations radar de la mer d'Iroise.

Chaque installation permet de mesurer les vitesses dans le sens radial, le recoupement des observations des deux radars permet de reconstituer le champ 2D des vitesses. Le travail de thèse de Cochin (2006) détaille leur fonctionnement et compare les mesures radar à des mesures *in-situ*.

### 2.3.2 Couverture spatiale et temporelle des mesures radar



**FIGURE 2.9** – Couverture radar pendant la période janvier 2007-décembre 2011 (donnée en pourcentage).

Une des limites de l'utilisation de ces équipements est due aux interférences causées notamment par les îles. À ce sujet, il est important d'être méfiant à l'égard des données de vitesse à proximité de l'archipel d'Ouessant et du raz de Sein. De plus, les mesures radars ont été interrompues plusieurs fois entre 2007 et 2011 pour des raisons diverses (pannes, intervention

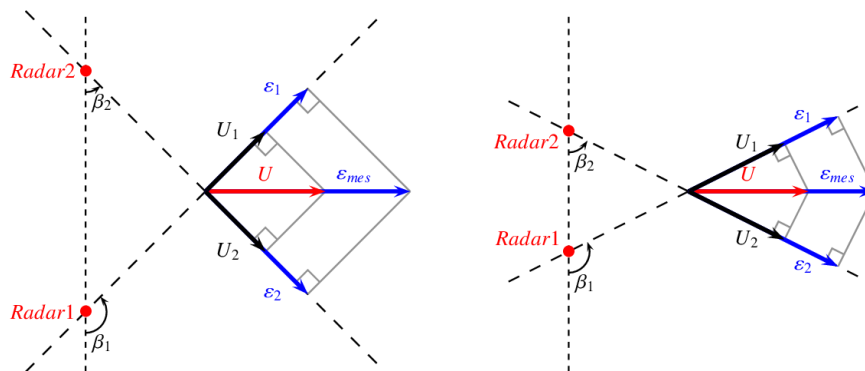
technique,...), et la limite de portée des radars dépend des conditions de mer et du bruit ionosphérique, si bien que la couverture radar de la zone n'est pas parfaite. Celle-ci est évaluée en faisant le rapport entre le nombre de mesures disponibles à un endroit donné et le nombre de mesures possible, si les radars avaient fonctionné en continu pendant les quatre années, en chaque point de la zone de mesure.

$$\sigma = 100 \frac{N_{eff}}{N_{pos}} \quad (2.3)$$

Elle est donnée sous forme de pourcentage, et est tracée sur la figure 2.9,a. Une large partie de la mer d'Iroise bénéficie d'une bonne couverture radar (plus de 90% de données). Par contre la couverture diminue rapidement au sud de 48°N, à l'ouest de 5°40'W et au nord de 48°35'N.

### 2.3.3 Précision des mesures de courants de surface

La précision de mesure des courants de surface dépend de la résolution en fréquence du spectre de puissance du signal reçu. Dans le cas des installations de Garchine et Brezellec, celle-ci est de l'ordre de  $2 \text{ cm.s}^{-1}$  (Forget and Barbin, 2007). La projection des vitesses radiales mesurées par les radars dans un repère cartésien a cependant pour effet de diluer la précision en augmentant l'erreur de mesure par projection (Chapman et al., 1997).



**FIGURE 2.10** – Représentation schématique de la dilution géométrique de précision en fonction de l'angles entre les directions de mesures de deux radars, pour une vitesse mesurée donnée.

La figure 2.10 donne une illustration de cet effet de dilution géométrique de précision

(GDOP) en schématisant la projection d'une erreur de mesure de la vitesse radiale sur la composante zonale du repère cartésien. Le coefficient GDOP dans le sens zonal donne le rapport entre l'erreur de mesure sur les vitesses radiales et l'erreur de mesure sur les composantes cartésiennes dans le sens est-ouest. Il varie en fonction de l'angle entre les directions de mesure des radars. Le même raisonnement est valable dans la direction nord-sud, si bien que la composante des vitesses dans la direction méridienne est soumise à son propre GDOP. Le coefficient de GDOP varie pour chaque installation en raison de l'origine géométrique de la dilution de précision.

Des considérations géométriques permettent de déterminer ces deux coefficients, en posant :

$$\theta = \frac{\beta_1 - \beta_2 - \frac{\pi}{2}}{2} \quad (2.4)$$

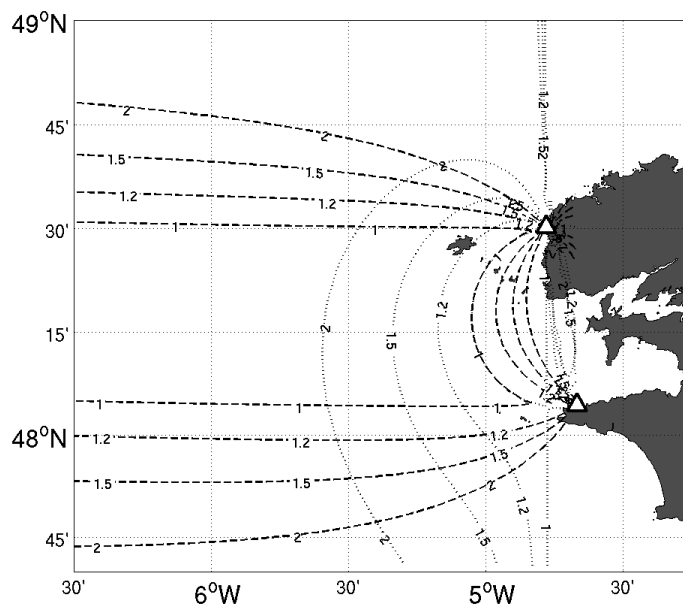
$$\alpha = \frac{\pi}{2} - \theta \quad (2.5)$$

$\theta$  et  $\alpha$  étant respectivement le demi-angle entre les directions de mesures des radars, et l'angle entre la bissectrice de  $\theta$  et la direction zonale. Des considérations géométriques permettent de montrer que le rapport entre l'erreur de mesure et l'erreur projetée sur chacun des axes peut s'exprimer en fonction de  $\alpha$  et  $\theta$  uniquement.

$$\frac{\varepsilon_N}{\varepsilon} = \frac{\sin\alpha^2 \sin\theta^2 + \cos\alpha^2 \cos\theta^2}{\sin 2\theta^2} \quad (2.6)$$

$$\frac{\varepsilon_E}{\varepsilon} = \frac{\cos\alpha^2 \sin\theta^2 + \sin\alpha^2 \cos\theta^2}{\sin 2\theta^2} \quad (2.7)$$

La figure 2.11 donne la variation spatiale du coefficient de dilution de précision méridien et zonal, dans le cas des radars HF installés dans l'ouest Finistère. La dilution de précision dans le sens zonal est faible ( $<2$ ) entre  $5^\circ\text{W}$  et  $5^\circ30\text{W}$ , mais augmente très rapidement à l'ouest de cette limite. Dans le sens méridien, la précision est très bonne à l'ouest de  $5^\circ\text{W}$ , mais elle augmente rapidement au nord de  $48^\circ30'\text{N}$  et au sud de  $48^\circ5'\text{N}$ . Ces limites fixent donc les bornes au-delà



**FIGURE 2.11** – Coefficients de dilution de précision des installations radars de mer d'Iroise, dans la direction méridienne (trait interrompu) et zonale (trait pointillé).

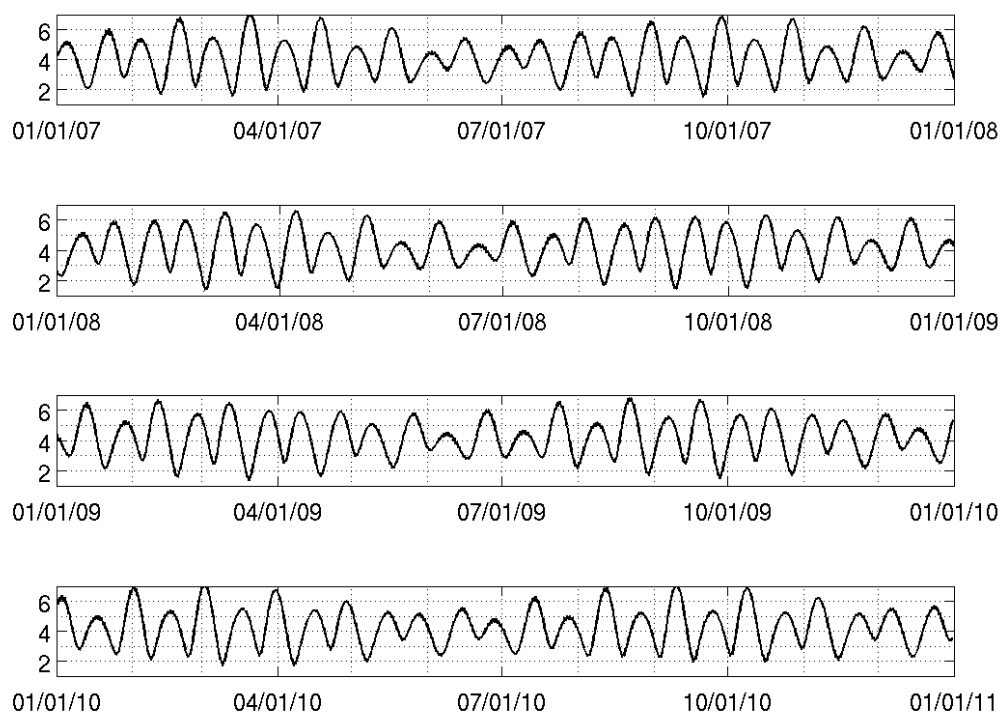
desquelles l'erreur augmente de manière significative. Cette région correspond à la moitié est de la zone de forte couverture radar (voir figure 2.9), la moitié ouest étant soumise à une dilution de précision des vitesses méridiennes variant entre 1.2 et 2.

Cette étude s'intéresse particulièrement aux mesures réalisées entre 2007 et 2011. Les observations de courant de surface ont été réalisées au rythme d'une mesure toute les 20 minutes entre 2007 et 2008, et une mesure toutes les dix minutes à partir de 2009. Ces fréquences de mesure élevées permettent d'échantillonner précisément la marée, qui représente la majeure partie de la circulation en mer d'Iroise.

## 2.4 Évaluation de la marée en mer d'Iroise à l'aide d'un modèle barotrope

Les courants de marée représentent une grande partie de l'énergie cinétique de l'écoulement en mer d'Iroise. L'étude de la dynamique des courants dans cette zone implique donc dans un

premier temps d'analyser la variabilité des courants de marée.

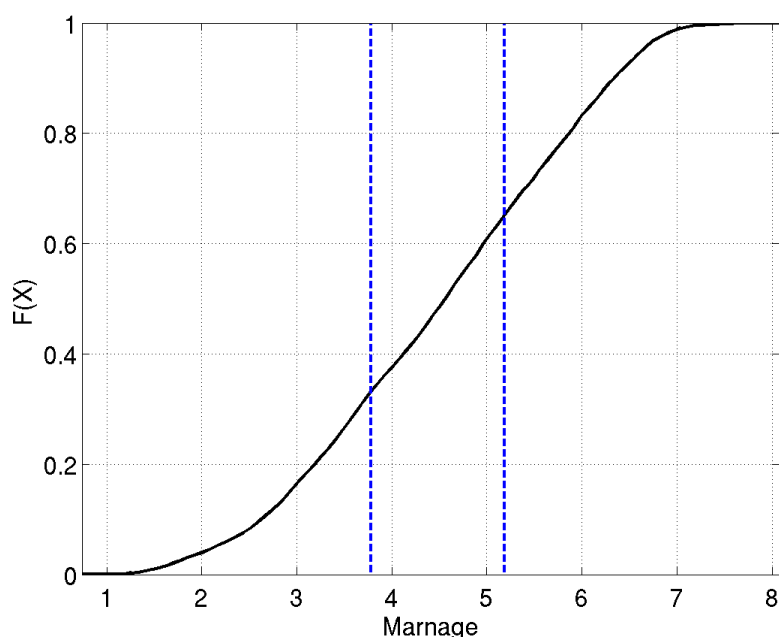


**FIGURE 2.12** – *Marnage observé au port du Conquet, entre 2007 et 2011. L'unité utilisée est le mètre.*

La figure 2.12 donne le marnage au port du Conquet, situé au nord-ouest de la pointe bretonne. Elle illustre le fait que la modulation de la hauteur d'eau par les différentes composantes harmoniques de marée produit dans, en première approximation, un cycle de vives-eaux/mortes-eaux de période de deux semaines (Mariette et al., 1982) causé par l'interaction des constituantes M2 et S2. Ce signal est lui-même modulé pour donner un signal dont l'amplitude varie de manière irrégulière sur la période considérée (quelques années).

### 2.4.1 Caractérisation de la variabilité du marnage en relation avec le cycle de vives-eaux/mortes-eaux en mer d'Iroise.

La suite de cette étude est menée à l'aide d'un modèle de marée barotrope, mis en place par L. Pineau-Guillou, et qui modélise la marée autour de la pointe bretonne, avec une résolution horizontale de 150m, permettant la prise en compte de la bathymétrie irrégulière de la mer d'Iroise, et une bonne représentation des courants de marée dans les chenaux.



**FIGURE 2.13** – Fonction de répartition du marnage calculé par un modèle de marée barotrope au large de la rade de Brest. Le marnage est gradué en mètres. Les lignes tiretées bleues marquent le 33<sup>e</sup> et le 66<sup>e</sup> quantiles des marnages observés.

La figure 2.13 donne la fonction de répartition du marnage calculé par le modèle au large de la rade de Brest dans la simulation de 2008. Elle montre que le marnage varie entre 0.7 m et 8.1 m, les lignes verticales montrent que le tiers des marées les plus fortes ont un marnage supérieur à 5.2 m et le tiers des marées les moins fortes, un marnage inférieur à 3.8 m.

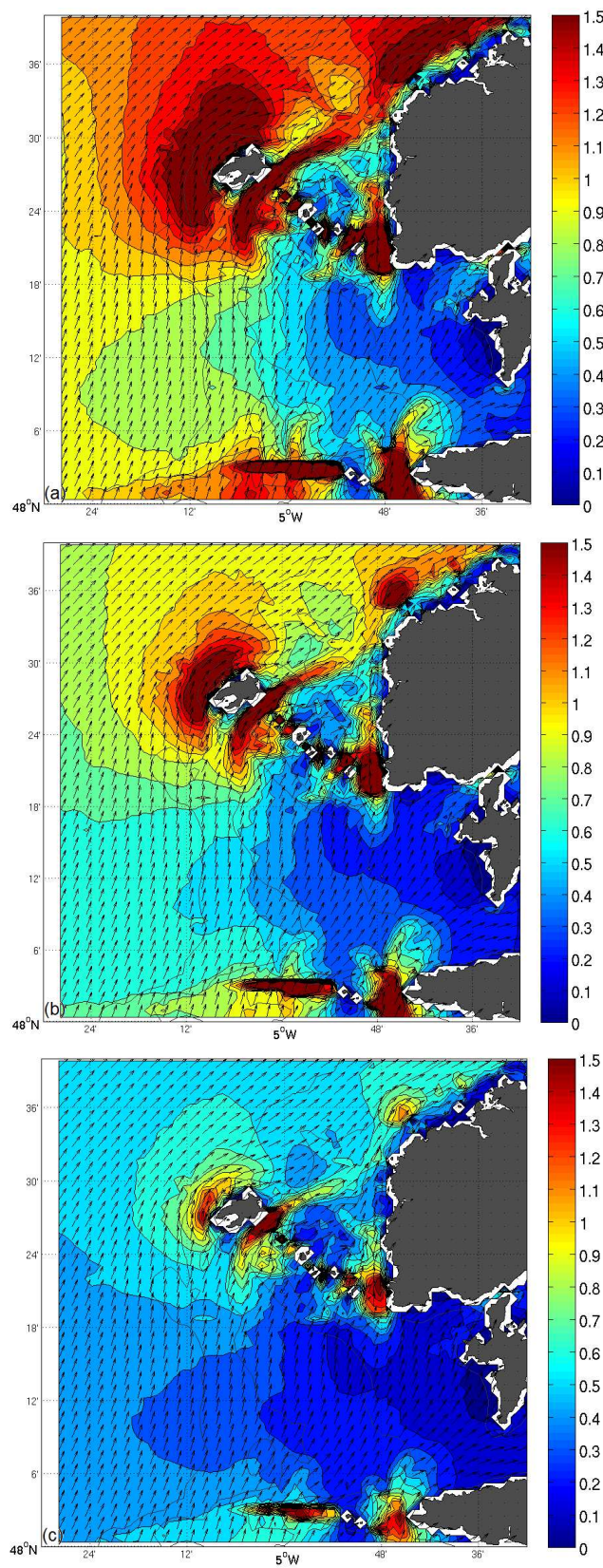
Pour fixer les idées, les moyennes des tiers supérieurs, médians et inférieurs des marnages sont supposés donner des valeurs représentatives respectivement des marées de vives-eaux, médianes et de mortes-eaux. Les figures 2.14a, 2.14b et 2.14c donnent alors l'amplitude de la



marée et la direction du grand axe de l'ellipse de marée pour des marées typiques de vives-eaux, de marée moyenne et de mortes-eaux.

La comparaison de ces figures montre que l'amplitude de la marée varie selon l'endroit et selon le marnage. Pour un marnage caractéristique d'une marée de vives-eaux, l'amplitude des courants de marée dépasse  $1.5 \text{ m.s}^{-1}$  au nord-ouest de l'île d'Ouessant, dans les chenaux du Fromveur et du Four, et au-dessus du raz de Sein. L'amplitude des courants de marée est proche du mètre par seconde au large de  $5^{\circ}12'W$ , et augmente encore dans la partie nord-ouest de la zone d'étude. Elle diminue cependant à mesure que l'on s'approche de la côte, et ne dépasse pas  $0.4 \text{ m.s}^{-1}$  entre la pointe du Raz et la pointe du Conquet. Pour des marées moyennes, le comportement global des courants de marée est proche de celui observé dans le cas d'une marée de vives eaux, l'amplitude des courants étant cependant moindre. On observe toujours une intensification des courants de marée dans les principaux chenaux de l'archipel d'Ouessant et à proximité du raz de Sein. L'amplitude des marées est alors de l'ordre de  $0.6 \text{ m.s}^{-1}$  au large de la mer d'Iroise et de  $0.8 \text{ m.s}^{-1}$  à  $1.2 \text{ m.s}^{-1}$  dans le nord-ouest de la zone d'étude. Pendant les marées de mortes-eaux, l'amplitude des courants diminue encore et ne dépasse pas  $0.6 \text{ m.s}^{-1}$  dans la plus grande partie de la zone d'étude. Des courants supérieurs à  $1.2 \text{ m.s}^{-1}$  sont toutefois visibles dans les chenaux, le raz de Sein et à proximité de l'île d'Ouessant.

Cette méthode de caractérisation statistique de la marée en fonction du marnage permet de définir les marées représentatives du cycle de vives-eaux/mortes-eaux en s'affranchissant de la modulation de la marée par les composantes harmoniques autres que M2 et S2. Elle sera utilisée dans la suite de cette étude pour étudier la variabilité des masses d'eau d'Iroise pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux.



**FIGURE 2.14** – Amplitude de la marée et direction du grand axe de l'ellipse de marée pour la moyenne des marées de vives-eaux (haut), de marées moyennes (milieu) et des marées de mortes-eaux (bas).

## 2.5 Conclusion

Ce chapitre récapitule les principaux moyens de mesure dont les jeux de données ont été utilisés pendant cette thèse, et propose une caractérisation du cycle de vives-eaux/mortes-eaux.

La première partie résume du fonctionnement du Scanfish. La discussion montre que l'utilisation du Scanfish permet d'augmenter de manière significative la synopticité des mesures réalisées par rapport aux méthodes classiques de mesure. Un phénomène de déphasage des capteurs de température et de conductivité entraîne cependant des erreurs de mesure de la salinité à proximité des forts gradients de température. Un bref exposé des sections de mesures réalisées avec cet appareil et utilisées dans cette thèse vient clore cette section.

La seconde partie décrit succinctement le montage des mouillages ADCP ainsi que les conditions de leur déploiement. La discussion sur la précision de mesure de l'appareil montre que les mesures de courants horizontaux ont une précision suffisante pour observer les courants basses fréquences correspondant à l'ajustement du front, mais que les vitesses verticales attendues à proximités du front d'Ouessant sont trop faibles pour mesurer être mesurées avec une précision suffisante par l'ADCP.

Une troisième partie porte sur les mesures de courants de surface par les radars HF déployés sur la côte bretonne par le SHOM. Cette fois-ci la discussion porte principalement sur la couverture de ces installations ainsi que sur la variation spatiale de l'erreur de mesure.

Enfin, la dernière partie propose une caractérisation de l'amplitude de la marée en fonction du marnage. Des cartes de courants correspondant à ces situations sont exposées et permettent d'évaluer la variation des courants de marée en mer d'Iroise pendant un cycle de vives-eaux/mortes-eaux.

## Chapitre 3

# Étude de la variabilité de l'hydrologie de la mer d'Iroise

### 3.1 Introduction

Le front d'Ouessant est un phénomène qui affecte l'hydrologie de la mer d'Iroise et la partie ouest de la Manche. L'étude de la variabilité de ce front nécessite, cependant, de connaître le contexte hydrologique dans lequel il se forme. Les mesures répétées de température et de salinité récoltées pendant les campagnes FROMVAR successives offrent l'opportunité d'étudier les caractéristiques des masses d'eau qui forment le contexte hydrologique dans lequel prend place le front d'Ouessant, et de comparer les observations répétées plusieurs années de suite.

Ce chapitre reprend les données d'hydrologie rapportées par le Scanfish pendant les campagnes FROMVAR de 2009, 2010 et 2011. Les observations des masses d'eau positionnées sur le plateau continental qui entoure la mer d'Iroise, réalisées en 2010 et 2011, sont étudiées dans la première partie. La seconde partie se penche sur la variabilité des masses d'eau qui forment le front d'Ouessant dans le cadre plus restreint de la mer d'Iroise. Une discussion portant sur les processus observés vient clore le chapitre.

### 3.1.1 Méthodologie adoptée pour cette étude

L'hydrologie du plateau continental est caractérisée par la présence d'une thermocline saisonnière qui sépare les eaux réchauffées par le rayonnement solaire en surface des eaux froides au fond (Raillard, 1976; Vincent and Kurc, 1969). Cette stratification se met en place pendant le printemps et disparaît en octobre (Pingree, 1975), les masses d'eau occupant le plateau continental le reste de l'année étant relativement homogènes verticalement (Le Floch, 1979). Le fort gradient vertical de densité associé à la thermocline réduit considérablement le mélange entre la couche de surface et la couche de fond (Simpson et al., 1996), si bien que ces deux couches peuvent avoir des caractéristiques très différentes.

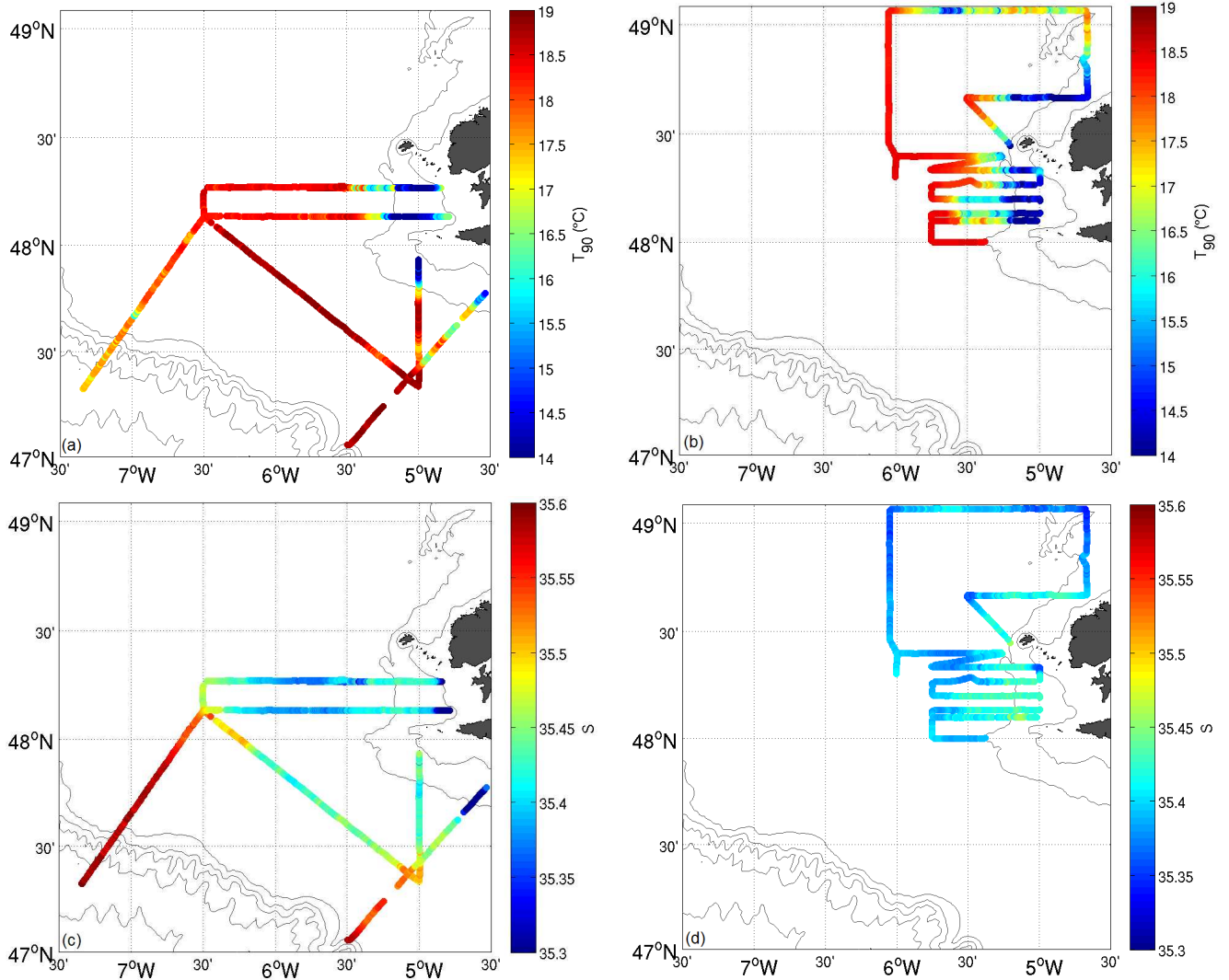
Pour cette étude, les observations de température et de salinité rapportées par le Scanfish sont utilisées sous la forme de moyennes de mesures réalisées le long du trajet de l'instrument, entre deux profondeurs cibles. Les mesures réalisées entre -5 m et -10 m et entre -65 et -70 m ont été choisies de manière à donner des moyennes représentatives de la couche de surface et de fond, la thermocline étant généralement observée entre -25 et -40 m de profondeur. Il faut garder à l'esprit que celle-ci n'est pas toujours bien définie, notamment dans les zones de fort mélange où dans les régions soumises à de fortes ondes internes comme le talus continental (Pingree and Mardell, 1985; Pingree et al., 1986; New, 1988). Cette méthode permet, cependant, de dresser un portrait relativement synoptique des caractéristiques des masses d'eau plateau continental pendant les campagnes de mesures.

## 3.2 Vue d'ensemble du plateau continental

### 3.2.1 Mesures de température et de salinité pendant les campagnes FROMVAR 2010 et 2011

Les mesures réalisées pendant les campagnes FROMVAR sont concentrées sur la mer d'Iroise et les observations des masses d'eau du plateau continental environnant sont peu nombreuses. Cependant, des sections Scanfish ont été réalisées à travers le plateau Armoricaire, en mer

Celtique et dans la partie ouest de la Manche, à l'occasion des campagnes de 2010 et 2011, permettant d'étudier la répartition des masses d'eau sur le plateau continental et leur variabilité.



**FIGURE 3.1** – Température et salinité mesurées dans la couche de surface, pendant le premier leg (colonne de gauche, respectivement figures a et c), et pendant le second leg (colonne de droite, respectivement figures b et d) de la campagne FROMVAR 2010.

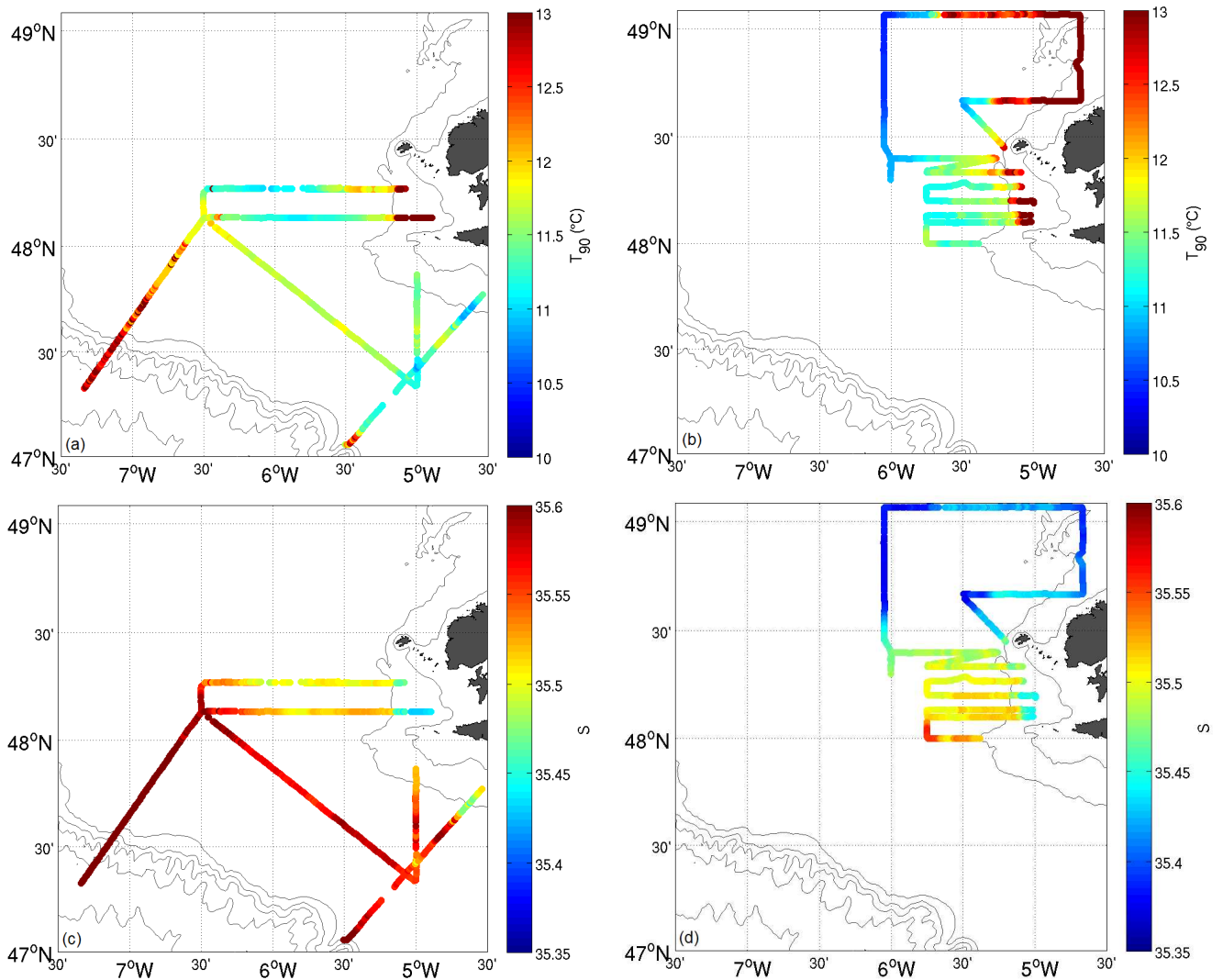
Les figures 3.1,a à 3.1,d donnent la répartition de la température et la salinité, en moyenne entre -5 et -10 mètres de profondeur, mesurées pendant la campagne FROMVAR 2010. La température dans la couche de surface est relativement homogène horizontalement sur le plateau continental, variant entre 19°C et 18°C entre le plateau Armoricaïn et le plateau Celtique. La température décroît à proximité de la côte bretonne, avec un premier palier à 16°C, puis 14°C

dans la zone homogène du front d'Ouessant. Elle est aussi plus faible dans la Manche que sur le reste du plateau continental, et particulièrement inhomogène horizontalement (elle varie alors entre 15.5 et 17.5°C). La section de température correspondant à cette radiale (donnée en annexe A, figure A.13) montre que la température mesurée dans cette zone atteint les 18°C en surface, la thermocline étant particulièrement étirée et proche de la surface. La température moyenne relativement faible observée dans cette zone n'est donc pas représentative d'une couche homogène. Enfin, les mesures réalisées à proximité du talus continental montrent que les eaux de surface y sont moins chaudes que sur le reste du plateau. Un regard à la section de température correspondante (donnée en annexe A, figures A.6 et A.7) montre que cette zone n'est pas stratifiée en deux couches comme le reste du plateau continental mais a plutôt une stratification continue, ce qui témoigne de l'intensification locale du mélange vertical produit par les ondes internes.

Les mesures de salinité réalisées lors du premier leg montrent que les masses d'eau les plus salées (de l'ordre de 35.6 PSU) sont regroupées aux alentours du talus continental et dans le sud-est de la zone d'étude. Les eaux du plateau Celtique et de la Manche sont relativement peu salées (salinité inférieure à 35.4), et les eaux de la mer d'Iroise et du nord-ouest du plateau Armoricaïn ont une salinité intermédiaire, soit 35.45 PSU. Des eaux particulièrement dessalées sont visibles à proximité de la côte bretonne, en mer d'Iroise et sur le plateau Armoricaïn. Dans la partie est de la mer d'Iroise, cette diminution de la salinité est associée à une augmentation de la température. Cette configuration est comparable au front halin ultra-côtier décrit par Simpson et al. (1990) et formé par un panache de fleuve qui recouvre les eaux plus denses de l'océan côtier. La diminution de la salinité de surface au sud de la pointe de Penmarch laisse ici penser à l'influence du panache de la Loire, comme proposé par Koutsikopoulos and Le Cann (1996) et Lazure and Jegou (1998).

Enfin, le croisement des observations de température et de salinité montre qu'il existe une différence de température et de salinité de surface entre les eaux du plateau Celtique et les eaux du plateau Armoricaïn. Les masses d'eau du plateau Celtique sont moins salées et moins chaudes que les eaux du plateau Armoricaïn et la zone de transition séparant ces deux masses

d'eau est située à l'ouest de la pointe bretonne.



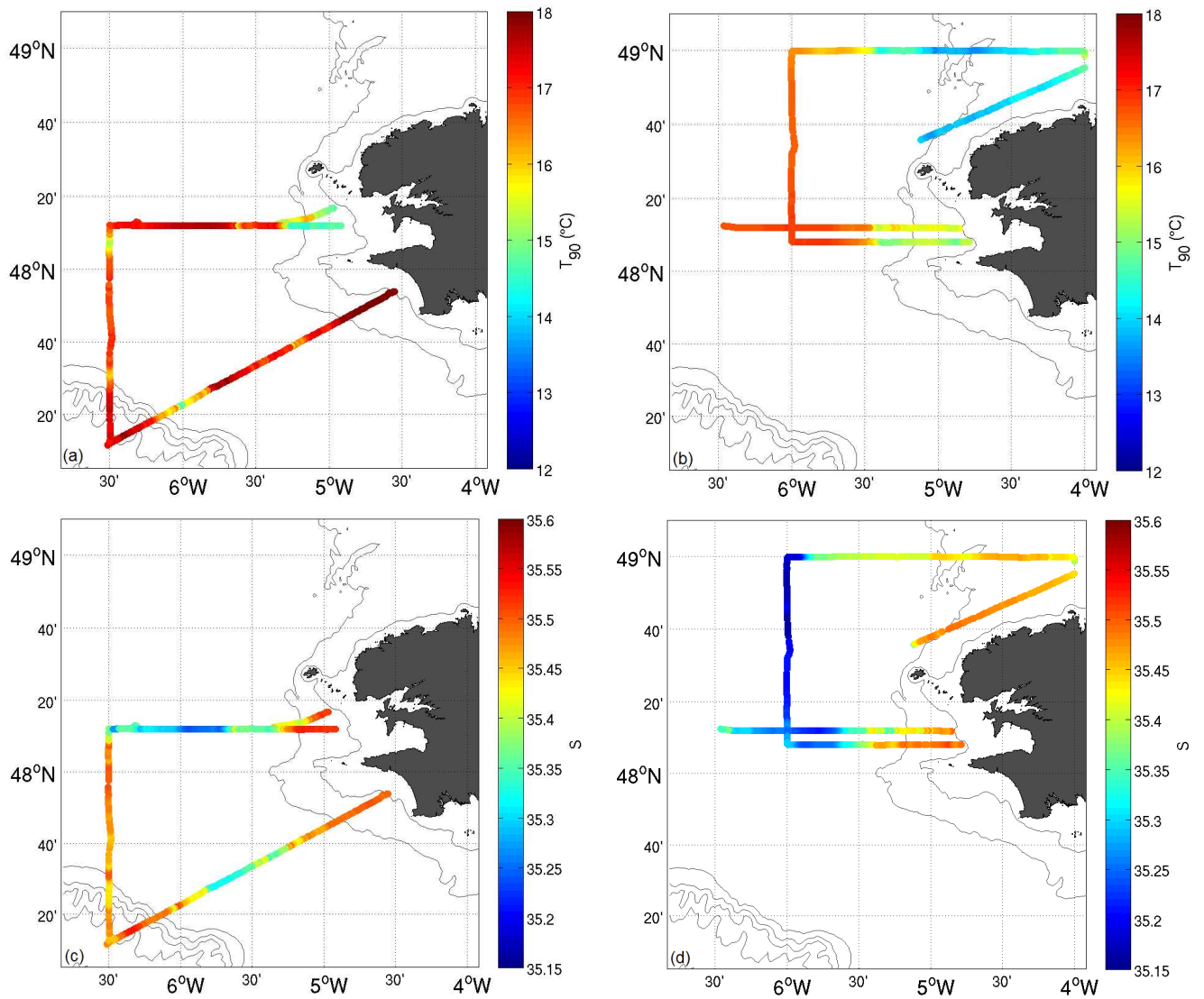
**FIGURE 3.2** – Température et salinité mesurées dans la couche de fond, pendant le premier leg (colonne de gauche, respectivement figures a et c), et pendant le second leg (colonne de droite, respectivement figures b et d) de la campagne FROMVAR 2010.

La température et la salinité, en moyenne entre 65 et 70 mètres de profondeur, mesurées pendant les deux legs de la campagne FROMVAR 2010 sont tracées sur les figures 3.2,a à 3.2,d. Deux masses d'eau distinctes occupent la majeure partie du plateau continental, sous la thermocline. La première est particulièrement froide et peu salée et se situe sur le plateau Celtique (10.5°C et 35.4 PSU) et la seconde, un peu plus chaude et plus salée, sur le plateau Armoricaïn (11.5°C et 35.55°PSU). Ces deux masses d'eau sont séparées par des eaux de température et



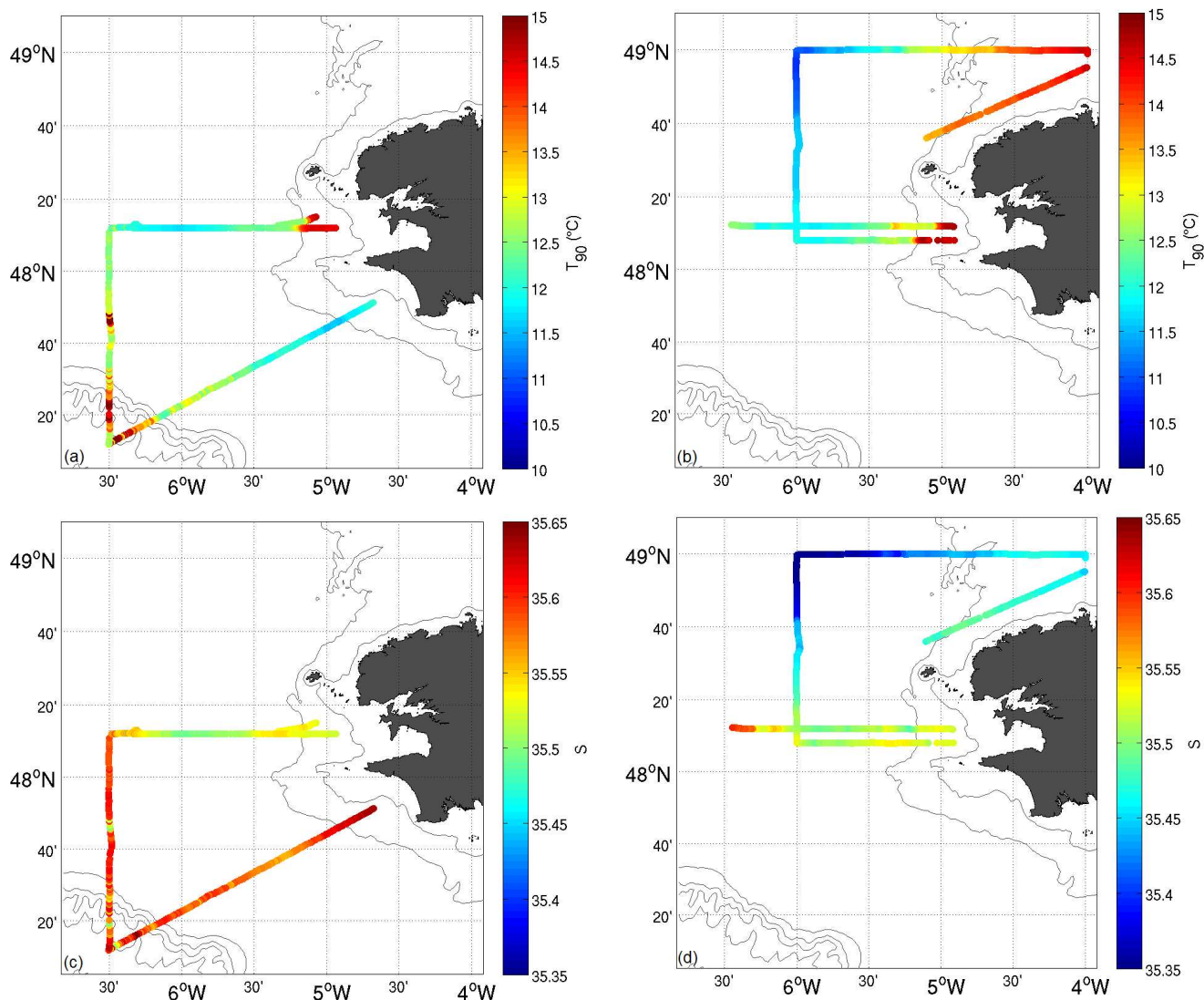
de salinité intermédiaires, relativement hétérogènes horizontalement et situées directement à l'ouest de la pointe bretonne. La répartition de la température dans la couche de fond permet de situer précisément la position de la zone homogène du front d'Ouessant puisque cette masse d'eau se distingue par une température nettement supérieure et une salinité plus faible que les masses d'eau avoisinantes, soit environ 14°C et 34.4 PSU. Une autre masse d'eau de température supérieure à 13°C est visible au niveau des sections qui dépassent le talus continental, cet effet ayant probablement pour cause la déformation de l'interface entre la couche de surface et la couche de fond au passage des ondes internes générées près du talus continental. Elles se caractérisent aussi par une salinité particulièrement importante : 35.6 PSU. Ces eaux ont des caractéristiques relativement homogènes sur la verticale (voir Annexe A, figures A.6 et A.7), et sont situées à l'écart des principales sources d'eau dessalées.

Les figures 3.3,a à 3.3,b montrent la température et la salinité en moyenne entre 5 et 10 mètres de profondeur, mesurées pendant la campagne FROMVAR 2011. Tout d'abord, un écart de température en surface apparaît entre le début et la fin de la campagne, passant de 17 à 18°C, pendant le premier leg, à moins de 17°C pendant le second. Il est attribué à un coup de vent qui a eu lieu dans les premiers jours de la campagne et qui a eu pour effet d'homogénéiser la température dans la couche supérieure, d'affiner la thermocline et ainsi, de diminuer sensiblement la température en surface. La majeure partie de la masse d'eau homogène associée au front d'Ouessant a une température variant entre 14 et 15.5°C, avec un minimum à 13.5°C rencontré le long de la section 49°N, et centré autour de 4°45'W. La température moyenne observée descend jusqu'à 15°C le long des sections qui se rapprochent du talus continental, un effet qui est attribué une fois encore au mélange causé par la marée interne. Les eaux situées à proximité du talus continental, de la Manche et de la zone homogène du front d'Ouessant ont une salinité variant entre 35.5 et 35.55°PSU. Les eaux de la couche de surface situées en mer Celtique ont une salinité nettement inférieure (de 35.15 à 35.25°PSU), avec un minimum de sel centré en 48°50'N, 6°W, et une salinité croissante à mesure que l'on s'éloigne vers le sud. Une masse d'eau de salinité intermédiaire, de l'ordre de 35.35°PSU est observée autour de la langue



**FIGURE 3.3** – *Température et salinité mesurées dans la couche de surface, pendant le premier leg (colonne de gauche, respectivement figures a et c), et pendant le second leg (colonne de droite, respectivement figures b et d) de la campagne FROMVAR 2011.*

d'eau douce du plateau Celtique, et jusqu'à 47°30'N, 5°30'W.



**FIGURE 3.4** – *Température et salinité mesurées dans la couche de fond, pendant le premier leg (colonne de gauche, respectivement figures a et c), et pendant le second leg (colonne de droite, respectivement figures b et d) de la campagne FROMVAR 2011.*

Les observations de salinité moyenne entre 65 et 70 mètres de profondeur, réalisées pendant la campagne FROMVAR 2011, sont tracées sur les figures 3.4,a à 3.4,d. Ces mesures montrent que les eaux de la couche de fond du plateau Celtique sont particulièrement froides et peu salées (11°C pour moins de 35.35°PSU). Les eaux de la couche de fond du plateau Armorican affichent une température de l'ordre de 12°C pour une salinité proche de 35.6 PSU. Une fois encore des eaux mélangées, plus chaudes que les eaux avoisinantes sont observées au-dessus

du talus continental, et tout particulièrement autour de 47°20'N, 6°20'W. Les eaux de la zone côtière homogène ont une température de l'ordre de 15°C en mer d'Iroise et 14°C en Manche, et une salinité de l'ordre de 35.5°PSU.

### 3.2.2 Discussion

La comparaison des observations présentées dans cette section permet de donner une idée de la variabilité interannuelle des masses d'eau du plateau continental. Dans les observations de 2010 comme dans celles de 2011, la différence très nette de température entre la surface et le fond témoigne de la présence d'une thermocline séparant deux couches aux propriétés distinctes, et couvrant la plus grande partie du plateau continental. Les eaux du plateau Celtique et les eaux du plateau Armoricaïn se distinguent particulièrement par des salinités différentes. Ce gradient de sel est visible à la fois dans la couche de surface et dans la couche de fond, mais pas dans les mêmes proportions. Au sud de la pointe bretonne, les eaux de la couche de fond sont plus salées que les eaux observées en surface, alors que sur le plateau Celtique, les deux masses d'eau ont des salinités comparables. La salinité dans la couche de fond du plateau Armoricaïn est proche de celle publiée par Le Cann (1982), d'après Le Floch (1979), dans des conditions hivernales. De plus, les courants relativement faibles observés dans cette région (Pingree and Le Cann, 1989; Van Aken, 2002) laissent croire que les masses d'eau de la couche de fond du plateau Armoricaïn se déplacent peu tout au long de l'année. Une analyse de la variabilité saisonnière de la salinité à -65 m de fond d'après une climatologie du golfe de Gascogne (Charraudeau, 2007; Michel et al., 2009) semble confirmer cette hypothèse puisqu'elle montre que la salinité varie peu dans la couche de fond.

Certaines masses d'eau observées en surface se distinguent aussi par leur salinité plus faible. Des études précédentes ont montré que la salinité de surface pouvait diminuer du fait de l'advection et du mélange des panaches de la Loire et de la Gironde au-dessus de la thermocline (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996; Lazure and Jegou, 1998; Pulliat et al., 2004). Le minimum local de salinité de surface observé au sud-est de la zone de mesure, sur la figure 3.1,c, corres-

pond donc probablement à la partie nord-ouest du panache de la Loire. Cependant, le gradient horizontal de salinité de surface observé en mer d'Iroise est tel que la salinité est plus faible dans la zone du plateau Celtique qu'en mer d'Iroise et sur la partie ouest du plateau Armoricaïn. Les eaux dessalées observées en surface, dans la zone stratifiée du plateau continental, sont donc formées dans la zone du plateau Celtique et advectées sur place pendant le printemps et l'été. Une partie de la variabilité des masses d'eau de la couche de surface est donc causée par l'advection de panaches de fleuves depuis le golfe de Gascogne, et par l'advection d'eau dessalée depuis la Manche et la mer d'Irlande, le transport d'eaux dessalées pouvant être forcé par la tension de vent en surface (Lazure and Jegou, 1998).

La variabilité de la position du front d'Ouessant demande une discussion plus approfondie. Celle-ci s'avère particulièrement peu importante en mer d'Iroise, où le front profond ne semble pas avoir bougé de plus de quelques kilomètres. La variabilité du front d'Ouessant en mer d'Iroise a déjà été étudiée dans un modèle réaliste, par Cambon (2008), qui a montré que la position du front varie essentiellement avec le cycle de vives-eaux/mortes-eaux, sans cycle saisonnier particulier autre que sa propre formation et disparition avec la thermocline saisonnière. Cet aspect particulier de la variabilité du front et la dynamique qui y est associée est étudié dans le chapitre 5.

Au nord de  $48^{\circ}30'N$ , la position du front profond se déplace de plusieurs dizaines de kilomètres entre 2010 et 2011. Elle est située à proximité de  $5^{\circ}45'W$  en août 2010, et  $4^{\circ}45'W$  en septembre (voir en annexe A, respectivement figures A.13 et A.20). Cependant, les observations de 2011 montrent que dans cette zone, le front profond ne se présente pas sous la forme d'un gradient de température franc entre les eaux de la couche d'eau froide et les eaux de la couche homogène, mais comme une série de petits fronts situées au sein même de la couche d'eau froide, et qui ont pour effet d'augmenter doucement la température jusqu'à atteindre les propriétés du bourrelet froid du plateau Celtique (La coupe de cette section est donnée en Annexe A, figure A.20. Il faut aussi souligner le fait que la couche d'eau chaude de surface recouvre totalement le front profond dans les observations de 2010, contrairement à la situation de 2011 où des eaux

de température proche de celle de la zone homogène sont observées au dessus du front profond.

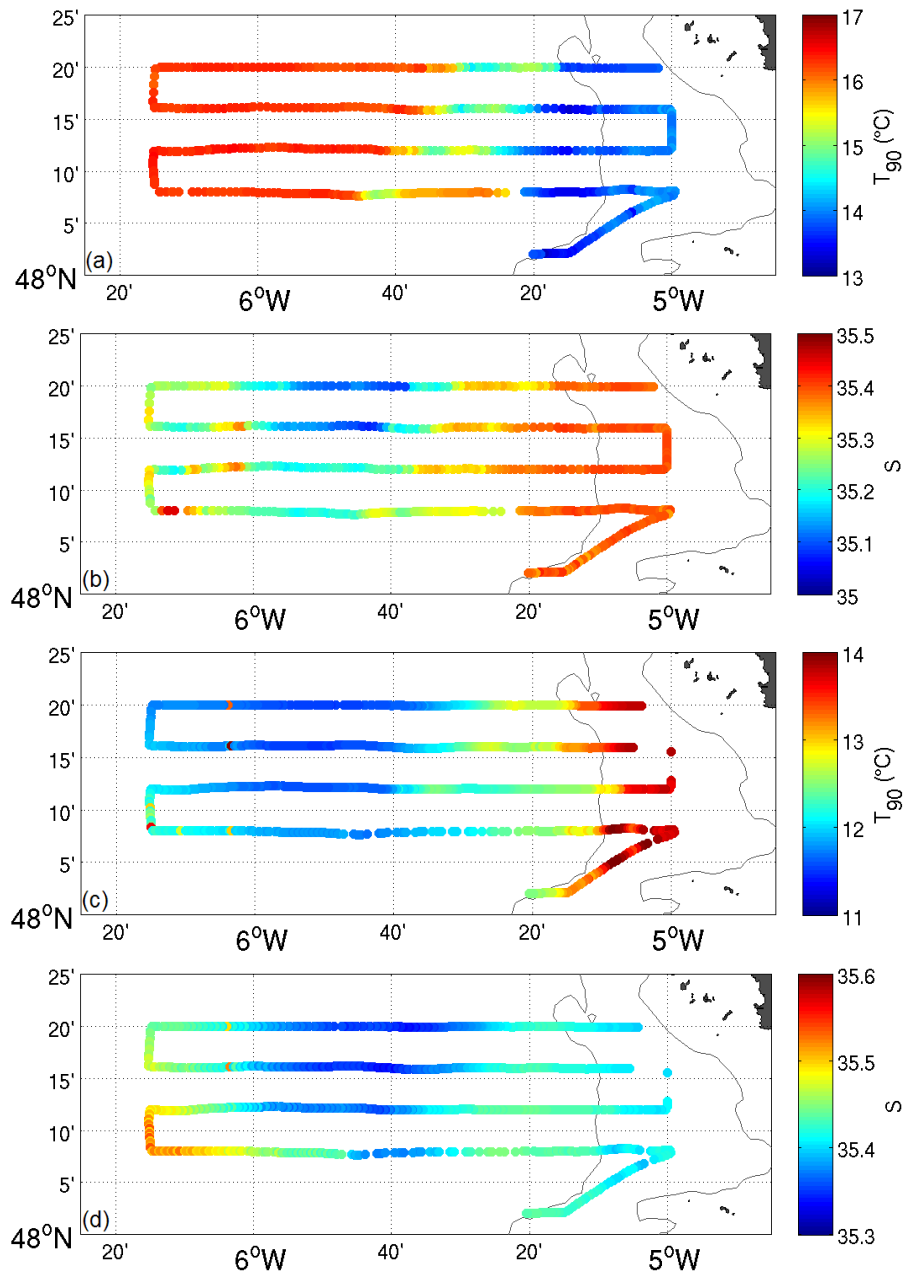
Une partie du travail de thèse de Pasquet (2011) a montré que les forts coups de vent du mois de septembre peuvent avoir pour effet de décaler le front d'Ouessant dans cette région, à la fois par l'advection de masses d'eau par le transport d'Ekman et par l'augmentation du mélange turbulent qui a pour effet d'éroder le front. Les observations de 2011 font suite au passage d'un fort coup de vent, si bien que l'absence d'eaux chaudes au dessus du front profond, et l'augmentation progressive de la température du bourrelet froid exposé aux eaux de la zone homogène, sont cohérent avec ce travail. Ces observations montrent donc que la variation de la position du front profond ne se fait pas forcément en septembre ou en octobre (observation qui contredit en partie le travail de Pasquet (2011)), mais il ne permet cependant pas de comprendre pourquoi le front profond est observé à l'est dans les observations d'août 2010.

### **3.3 Variabilité des masses d'eau constitutives du front d'Ouessant**

Cette section présente un travail similaire basé sur des séries de sections est-ouest répétées en 2009 et 2010 et couvrant la majeure partie de la mer d'Iroise. Ainsi, les figures 3.5 et 3.7 donnent la température et la salinité en moyenne dans une couche en surface et au fond, calculées selon la même méthode que dans la section précédente. L'objectif de cette section est de réaliser un travail d'analyse similaire à celui présenté dans la section précédente afin de mieux cerner la variabilité interannuelle des masses d'eau constituant le front d'Ouessant.

#### **3.3.1 Observation du front d'Ouessant d'après les données de FROM-VAR 2009**

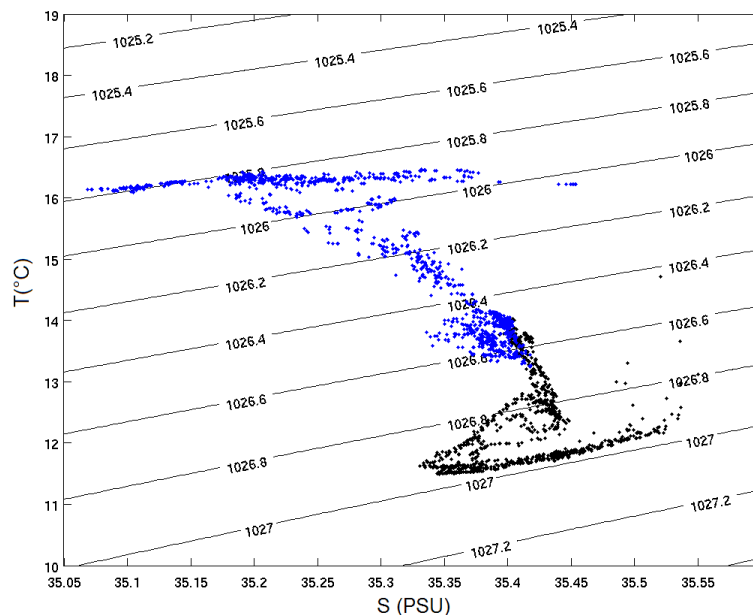
Sur les figures 3.5,a et 3.5,b, les eaux observées en surface se répartissent en trois masses distinctes. La zone homogène du front d'Ouessant est occupée par des eaux à 14°C et 35.4 PSU. La couche d'eau chaude de surface est occupée par des eaux de température supérieure



**FIGURE 3.5** – Température et salinité observées en surface (respectivement figures a et b) et au fond (respectivement figures c et d) pendant la campagne FROMVAR 2009.

à 16.5°C et de salinité variant entre 35.15 et 35.25 PSU. Entre ces deux masses d'eau, l'espace est occupé par des eaux de température proche de 15°C et de salinité de 35.25 PSU

Les eaux de la couche de fond se répartissent aussi en trois masses distinctes. La température et la salinité observées dans la zone homogène ont des valeurs proches de celles observées en surface. Les eaux du bourrelet froid situées à proximité du front profond ont une température de l'ordre de 12.5°C et une salinité proche de 35.45 PSU. Une masse d'eau de température de l'ordre de 11.5°C et de salinité variant entre 35.3 et 35.5 est visible plus au large.



**FIGURE 3.6** – Diagrammes température-salinité des sections répétées en mer d'Iroise, réalisées pendant la campagne FROMVAR 2010. Les observations réalisées dans la couche de surface sont tracées en bleu et les observations de la couche de fond sont tracées en noir.

Ces observations montrent que pendant la campagne FROMVAR 2009, le système du front d'Ouessant n'était pas constitué de trois masses d'eau distinctes mais bien de 5 masses d'eau, produisant deux fronts profonds et deux fronts de surface. Le diagramme TS réalisé à partir de ces observations (Fig.3.6) montre que les eaux chaudes de la couche de surface se répartissent sur un plateau de température constante ( $\approx 16^\circ\text{C}$ ) et de salinité variant entre 35.05 et 35.4 PSU. Les eaux de la couche homogène se répartissent sous la forme d'un patch d'eau entre 13 et 14°C et de salinité de 35.4 PSU. Les eaux de température intermédiaire, observées en surface, forment

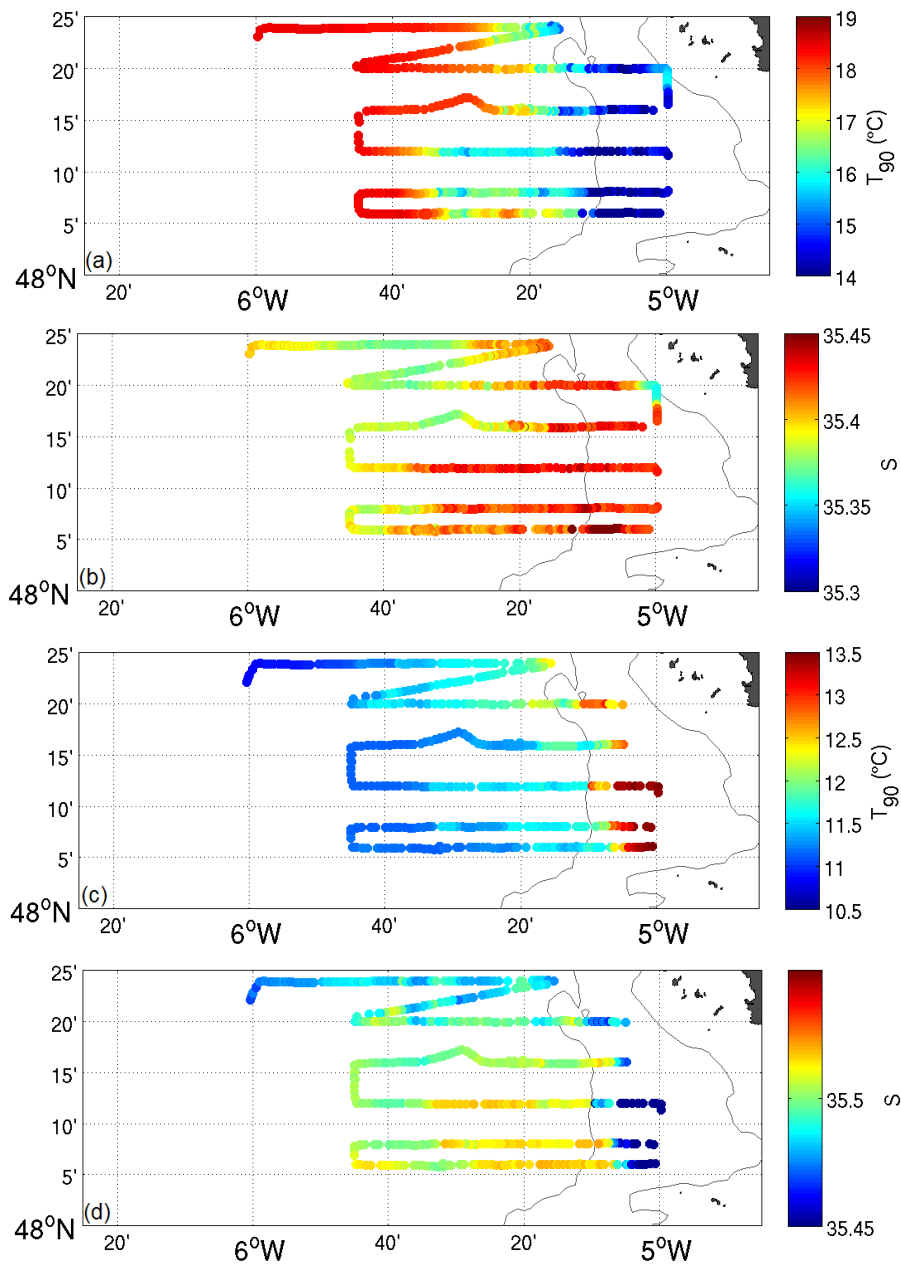


une droite du plan (T,S), indiquant qu'elles sont probablement issues du mélange des eaux de la zone homogène avec des eaux de la couche de surface. Cette répartition le long d'une droite laisse penser que ces eaux sont le fruit du mélange des masses d'eau de la zone homogène et de la zone d'eau chaude. Le réchauffement par les flux solaires semble moins important dans la formation de ces eaux puisque si c'était le cas, elles se répartiraient le long d'une ligne verticale du plan (T,S).

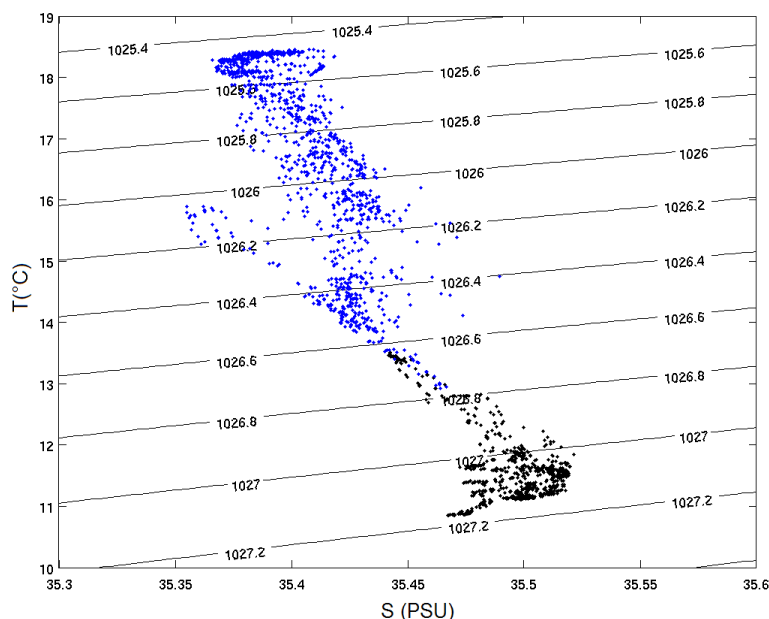
La masse d'eau de la couche de fond dont la température et la salinité ne correspondent ni à celle de la zone homogène ni à celle de la couche d'eau froide présente une salinité plus importante que les masses d'eau qui l'entourent. Or la section précédente nous a appris que les masses d'eau froides les plus salées se situent sur le plateau Armoricaïn, au sud de la mer d'Iroise. La présence de cette masse d'eau témoigne donc de mouvements de masses d'eau dans la couche de fond, soit par l'advection vers le nord d'eau du plateau Armoricaïn, longeant le front profond, soit l'advection vers le sud d'eau du bourrelet froid du plateau Celtique, soit par l'advection d'eau depuis l'océan auturier, formant la langue d'eau dessalée centrée en 48°15'N, 5°40'W.

### **3.3.2 Observation du front d'Ouessant d'après les données de FROM-VAR 2010**

Les sections de température et de salinité réalisées pendant la campagne de 2010 (Fig.3.7,a à 3.7,d) viennent compléter les observations de 2009. Les observations montrent que le front de surface sépare les eaux chaudes et peu salées ( $>18^{\circ}\text{C}$ , 35.37 PSU) à l'ouest, des eaux fraîches et plus salées à l'est (température variable entre  $14^{\circ}\text{C}$  et  $16.5^{\circ}\text{C}$ , et salinité proche de 35.47 PSU). Dans la couche de fond, le front profond sépare des eaux de température inférieure à  $11.5^{\circ}\text{C}$  et de salinité variant entre 35.48 à 35.55, au large, des eaux de température supérieure à  $13.5^{\circ}\text{C}$  et de salinité inférieure à 35.45 situées à proximité de la côte. Un gradient horizontal de sel apparaît dans la couche de fond, entre les eaux plus salées se situant au sud-est du bourrelet froid et les eaux moins salées au nord et à l'ouest.



**FIGURE 3.7** – *Température et salinité observées en surface (respectivement figures a et b) et au fond (respectivement figures c et d) pendant la campagne FROMVAR 2010.*



**FIGURE 3.8** – Diagrammes température-salinité des sections répétées en mer d'Iroise, réalisées pendant la campagne FROMVAR 2010. Les observations réalisées dans la couche de surface sont tracées en bleu et les observations de la couche de fond sont tracées en noir.

La représentation des observations de 2010 dans le plan (T,S) donne des résultats différents de ceux obtenus à partir des données de 2009. Les eaux de la couche de surface et de fond occupent des patchs dans la partie haute et la partie basse de la représentation graphique, la salinité étant peu variable.

Les eaux de la couche d'eau froide et de la couche d'eau chaude se distinguent des observations de 2009 par le fait qu'elles ne sont pas réparties sur une plage de salinité donnée, à température constante, comme en 2009, mais ont une salinité peu variable, et s'étirent sur une plage de température de 0.5°C en surface et 1°C au fond.

Dans le diagramme (T,S), les eaux de la zone homogène se répartissent le long d'une plage de salinité limitée. On peut toutefois remarquer qu'une partie de ces eaux seregrouperont le long d'une droite allant de 15.8°C et 35.4 PSU à 12°C et 35.47 PSU. Il est donc possible que cette masse d'eau soit produite par le mélange de deux volumes distincts, le premier étant le bourrelet froid (constitué d'eau froide et plus salée) et le second étant constitué d'eau de température supérieure à 15°C et de salinité inférieure à 35.4. La seule masse d'eau de ce type est observée

en surface et est située à l'est de la zone homogène du front d'Ouessant ( $48^{\circ}20'N$  et  $5^{\circ}W$  sur les figures 3.7,a et 3.7,b). Pendant la campagne de 2010, les eaux de la zone dite homogène du front d'Ouessant étaient donc produites par le mélange de masses d'eau issues du bourrelet froid avec des eaux en provenance de la couche d'eau dessalée côtière. Il faut cependant souligner que les campagnes FROMVAR n'ont pas permis de ramener beaucoup d'observations des eaux de la zone dessalée côtière, la confirmation de cette hypothèse demande donc une observation plus approfondie de la bande littorale à l'est e la mer d'Iroise.

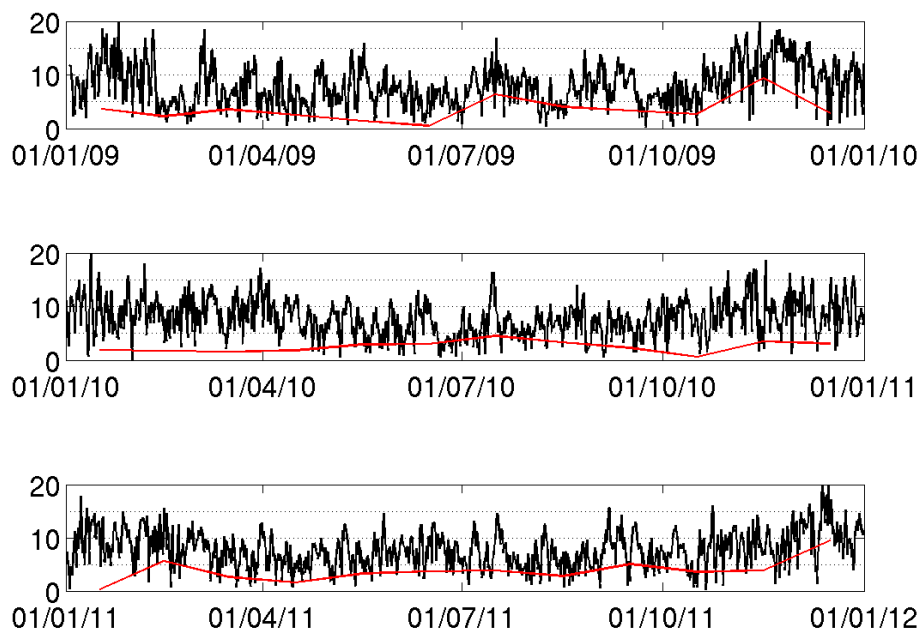
Enfin, une masse d'eau de température supérieure à  $15^{\circ}C$  et de salinité semblable à celle observée dans la zone homogène est observée au-dessus des eaux froides de la couche de fond. Dans le plan (T,S), cette masse d'eau se détache des eaux de la couche homogène en suivant une trajectoire à salinité constante, jusqu'à atteindre  $18^{\circ}C$ . Cette masse d'eau est donc probablement produite par le réchauffement d'eaux de la zone homogène par les flux atmosphériques. Il est possible d'en déduire que dans le cas des observations de 2010, contrairement aux observations de 2009, le temps de mélange des eaux est beaucoup plus long que le temps de réchauffement des eaux par les flux atmosphériques.

Ces deux observations montrent que le front de marée observé en 2010 est uniquement constitué de trois masses d'eau distinctes et que les eaux de la couche de surface sont particulièrement influencées par le réchauffement par les flux atmosphériques, plus que par le mélange turbulent lié au vent.

### 3.3.3 Discussion sur la comparaison des observations de 2009 et 2010

Les observations de 2009 et 2010 témoignent de deux configurations bien différentes du front d'Ouessant. Ces deux séries de mesures sont représentatives à la fois de deux années différentes, mais aussi de deux périodes différentes, puisque les mesures de 2009 ont été réalisées entre le 5 et le 6 octobre, et les données de 2010 ont été réalisées entre le 5 et le 6 août. Une partie de la variabilité observée est donc très probablement liée au cycle saisonnier de formation-dissipation du front de marée, inhérent à la variabilité des forçages (flux atmosphériques, tension

de vent,etc.).



**FIGURE 3.9** – Amplitude de la vitesse du vent à 10 mètres (noir) et amplitude de la moyenne mensuelle des vitesses du vent à 10 mètres (rouge), calculées au point  $48^{\circ}30'N$ ,  $5^{\circ}30'W$  par l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), en 2009 (haut), 2010 (milieu) et 2011 (bas).

Des études précédentes ont montré que la position du front est influencée par la baisse du niveau des flux radiatifs, et l'augmentation du mélange dans les couches de surface causée par l'augmentation de l'amplitude des vents (Cambon, 2008; Pasquet, 2011). La figure 3.9 donne une idée des conditions de vent au large de la mer d'Iroise, entre 2009 et 2011. Elle montre que le vent était nettement plus important en moyenne pendant l'été et le début de l'automne 2009 que sur la même période de 2010, ce qui soutient l'hypothèse de l'augmentation de l'importance du mélange dans la dynamique du front en 2009. Au contraire, les observations de 2010 ont été réalisées plus tôt en 2010, à un moment de l'année où les flux radiatifs sont nettement plus importants (Pingree, 1975), et dans un contexte où l'amplitude des vents moyens est nettement inférieure à celle de 2009.

### 3.4 Discussion sur les processus observés.

Les observations réalisées pendant les campagnes FROMVAR successives permettent de situer le contexte hydrologique de la mer d'Iroise. Elles montrent que l'hydrologie du plateau continental est marquée par la présence de zones de mélange intensifié. Celles-ci prennent la forme de fronts de marée, le long de la côte bretonne, et de patches d'eau froide situés au-dessus de talus continental (Serpette and Mazé, 1989). Deux masses d'eau distinctes occupent le plateau continental : les eaux plus froides et moins salées du plateau Celtique, et les eaux plus salées du plateau Armoricaïn.

Une partie de la variabilité observée entre les campagnes de 2010 et 2011 est due aux mouvements de masses d'eau résidant sur les talus. Si l'observation d'eaux issues du panache de la Loire et de la Gironde reste anecdotique, l'advection vers le sud d'eaux dessalées présentes au-dessus du plateau Celtique marque de manière certaine l'hydrologie de la mer d'Iroise. L'advection de ces masses d'eau de surface est très probablement en lien avec le forçage du vent en surface, comme l'ont montré Lazure and Jegou (1998) et Pasquet (2011).

Le mouvement des masses d'eau de la couche de fond participe aussi à la variabilité des propriétés des masses d'eau du plateau continental, allant jusqu'à former un front de densité secondaire au large du front d'Ouessant. En 2009 comme en 2010, l'origine des masses d'eau formant le front secondaire est inconnue (advection vers le nord d'eaux du sud de la mer d'Iroise, ou advection vers le sud d'eaux en provenance du nord). Les études précédentes portant sur l'étude de courants du plateau continental du golfe de Gascogne ne permettent pas de trancher la question puisque deux d'entre elles font état de courants orientés vers le nord, observés au large de la mer d'Iroise (Pingree and Le Cann, 1989; Van Aken, 2002), mais une troisième recense des observations de courants saisonniers dirigés vers le sud du plateau continental (Charria et al., 2011). L'amplitude globalement faible des courants en question ( $\approx 1$  cm/s pour les deux premiers auteurs et entre 2 et 5 cm/s pour le troisième) et la taille de la zone observée ( $> 100$  km) les rend difficile à mesurer.

Une autre remarque révélée par ces observations est que la température et la salinité des

masses d'eau formant le front d'Ouessant ne varient pas dans les mêmes proportions. En effet les masses d'eau observées en 2009 et 2010 ont des températures comparables, mais la salinité observée dans ces deux cas couvre des plages très différentes (environ 0.6 PSU en 2009 contre moins de 0.2 PSU en 2010).

Enfin, la comparaison des données de 2009 et 2010 montre l'importance du cycle saisonnier dans la variabilité des propriétés des masses d'eau, avec l'augmentation du vent moyen pendant l'automne. De plus, les observations de 2010 pointent le cas particulier où le vent moyen a été particulièrement faible pendant les semaines précédant la campagne, limitant le rôle de la turbulence induite par le vent dans le mélange des masses d'eau de surface.

# Chapitre 4

## Étude de la circulation résiduelle en mer d'Iroise

Ce chapitre se présente principalement sous la forme d'un article soumis au journal "Continental Shelf Research" en octobre 2012. Il est précédé d'un préambule qui permet de le placer dans le contexte de ce travail de thèse et de faire le lien avec les autres chapitres. Enfin, le formalisme de la thèse accordant plus de liberté que les articles scientifiques, une discussion vient compléter l'article en apportant des éléments supplémentaires à la discussion, obtenus à l'aide d'un modèle de marée barotrope.

### 4.1 Préambule

L'étude de la dynamique à basse fréquence est un point clef de la compréhension de la dynamique en mer d'Iroise, puisque la variabilité des transports de masses d'eau, et ainsi de nutriments, de biomasse ou de polluants, en dépend. Plusieurs facteurs peuvent influencer les courants à basses fréquences. Parmi ceux-ci on peut citer le courant résiduel de marée (Mariette et al., 1982), les courants géostrophiques induits par le front de marée (Le Boyer et al., 2009), la circulation induite par le vent (Le Boyer et al., 2012; Muller et al., 2010), les tourbillons produits par les instabilités du front Pavéc (2007). Cette diversité des mécanismes mis en jeu



rend l'interprétation des observations particulièrement périlleuse. La mise en place de moyens de mesure quasi-synoptique des courants de surface, les radars haute fréquence déployés par le SHOM, sur un temps relativement long a permis de produire des séries temporelles de mesures suffisamment longues pour dissocier les différents facteurs influençant la circulation de surface.

Ce chapitre se propose d'étudier les contributions de deux de ces facteurs au courant résiduel de mer d'Iroise en se basant principalement sur quatre années de mesures de courants de surface réalisées par des radars haute fréquence. Une attention particulière a été apportée au traitement de ces données de manière à éliminer l'influence de la dynamique à haute fréquence et la dérive de Stokes en surface et à isoler la variabilité correspondant au cycle de marée de vives eaux-mortes eaux. Cette méthode permet de montrer que les courants de surface sont peu influencés par la présence ou l'absence du front de marée, mais varient très fortement pendant les cycles de vives eaux-mortes eaux, avec une intensification pendant la marée de vives-eaux.

De plus, des mesures réalisées conjointement par un mouillage ADCP et une sonde CTD remorquée, à bord d'un Scafish, montrent que le cisaillement vertical des vitesses observées au niveau du front de température correspond à celui attendu en faisant l'hypothèse d'un équilibre géostrophique du gradient de densité. Le courant géostrophique induit par le front est alors composé d'un courant orienté vers le nord et intensifié en sub-surface et un contre-courant orienté vers le sud et situé dans la couche de fond. Ces observations montrent aussi que front de surface est associé à un cisaillement vertical des vitesses négatif, qui a tendance à réduire la signature en surface du courant orienté vers le nord. Ce second jeu de données confirme donc la faible influence du front de densité sur les courants de surface.

# Dynamical aspects of the residual circulation in the Iroise Sea

The seasonal variability of residual surface currents in the Iroise Sea is studied using a dataset of HF radar surface currents observations covering the years 2007 to 2010, with a view to studying the particular influence of the sharp sea surface temperature front (the “Ushant Tidal Front”) present during the summer months. Special attention is paid to remove periods of strong contamination of the tide-filtered radar signal by wave-induced Stokes drift or wind influence. Low Frequency Residual Circulation (hereafter LFRC) patterns are presented for different tidal range and stratification conditions. Contrary to expectation, the surface LFRC is observed to depend strongly on tidal amplitude, but to be essentially independent of the stratification state. In-situ observations of water column low frequency residual current are then presented, which show that stratification bears its dominant impact on bottom currents.

## 4.2 Introduction

In a recent article, Hill et al. (2008) have put forward the notion that bottom thermohaline fronts played a major role in shaping the surface circulation of water masses on continental shelves. Drawing from a comprehensive dataset collected over many years using a large variety of experimental techniques on the northwestern European shelves, and also using a state-of-the-art numerical model, they showed that such bottom fronts were usually collocated with swift surface current jets, which acted as structuring elements of the shelf-wide surface circulation.

Almost simultaneously, on the basis of a much smaller dataset collected in September 2007, Le Boyer et al. (2009) showed that in the Iroise Sea (a macrotidal shelf sea located to the west of France, to the immediate south of the English Channel inlet, see Fig. 4.1) the strong bottom temperature front associated with the so-called “Ushant Tidal Front” (Le Fèvre and Grall, 1970; Pingree et al., 1977; Mariette et al., 1982; Le Corre and Mariette, 1985; Mariette

and Le Cann, 1985) did coincide with a conspicuous surface along-front jet.

Implicit in many thermal front studies (Simpson, 1981, 1998; Hill et al., 2008) was the idea that the currents originated in the thermal-wind balance with the thermohaline structure, *i.e.* that the thermohaline structure, shaped by other factors such as freshwater influence, solar heating or tidal mixing, *caused* the surface currents. The observations of Le Boyer et al. (2009) seemed not inconsistent with this view, in which the surface velocities above the bottom temperature front, estimated from high frequency radar (HFR) measurements and a limited number of surface drifter trajectories, were mainly along-front and on the order of 10 cm/s, while thermal-wind based estimates yielded an along-front  $\Delta U$  on the order of 30 cm/s between surface and bottom.

In a very recent study focused on the analysis of fine scale features of surface circulation derived from high angular resolution measurements of currents by HF radars, Sentchev et al. (2011) observed that the Iroise Sea jet was also present in data collected in April-early May 2007, a period when based on climatology the thermohaline front is expected to be absent.

In the present work, we extend the analysis of Sentchev et al. (2011) and consider a four-year long radar dataset, covering the period from 2007 to 2010, to provide a comprehensive view of the low frequency variability of the surface residual circulation in the Iroise Sea.

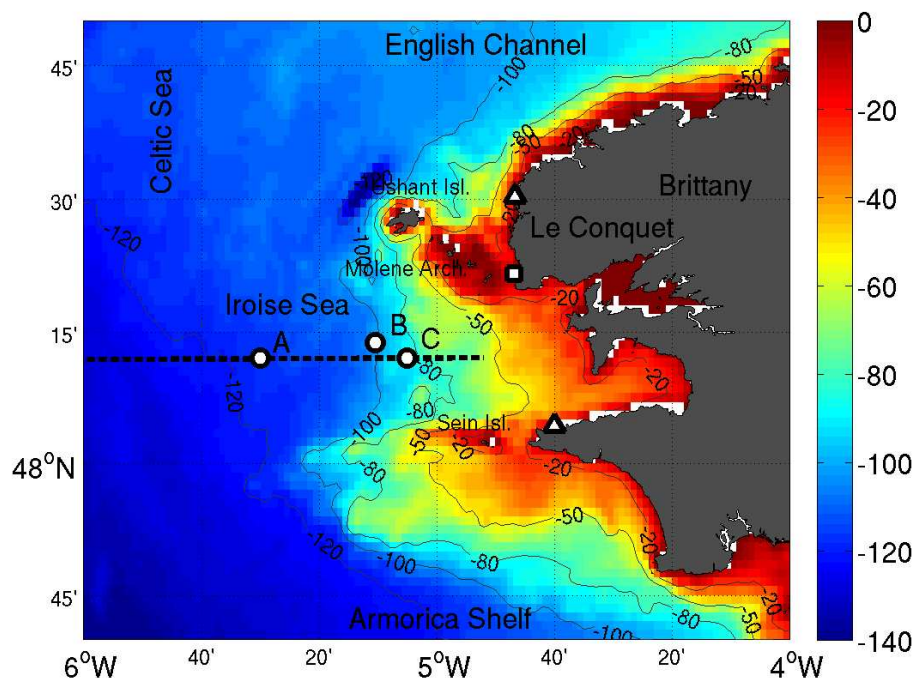
As the variability of wind/wave-induced and tide-induced residual currents occupies the same frequency band, we restrict the analysis of long term residual circulation to periods of weak atmospheric forcing. We discuss statistics of the surface current and Stokes drift velocities to justify our choice. During these periods, Stokes velocities do not exceed 5 cm/s in the central part of the Iroise Sea, and the resultant velocity records account both for homogeneous and stratified conditions and for the full spectrum of tidal range variability. We complement the analysis of surface residual currents derived from the radar data by a joint analysis of CTD measurements and current velocity profiles from two moored ADCP.

The outline of the article is the following : In section 4.3 we give an overview of the Iroise Sea area, with a focus on the SST climatology and tides. In section 4.4 we briefly present the HF radars set-up, the wave model and the in-situ measurements used in the article. Sec-

tion 4.5 is devoted to a discussion of the influence of the wave-induced Stokes drift on the HF radars measurements. In section 4.6 we present the surface Low Frequency Residual Circulation (LFRC) patterns obtained from the measurements for different tidal amplitude and stratification conditions. In section 4.7 we investigate the impact of stratification on the water column current structure, using data from two ADCP deployments. We finally conclude and present perspectives for future work.

## 4.3 Overview of the Iroise Sea, temperature climatology

### 4.3.1 Bathymetry



**FIGURE 4.1** – Bathymetry of the Iroise Sea. The position of the two radar sites are given by white triangles. The thin grey lines show the 20, 50, 80, 100 and 120 m isobathe. Point A, denoted by a white circle at ( $48^{\circ}12'N$ ,  $5^{\circ}30'W$ ) has been chosen as a reference point far from the coast and from the tidal front influence. Points B and C are the respective positions of the 2008 and 2011 ADCP deployments. The thick dashed line marks the 2011 towed CTD section. The harbour of Le Conquet is marked by a white square.

The bathymetry of the Iroise Sea, together with the names of several relevant geographical

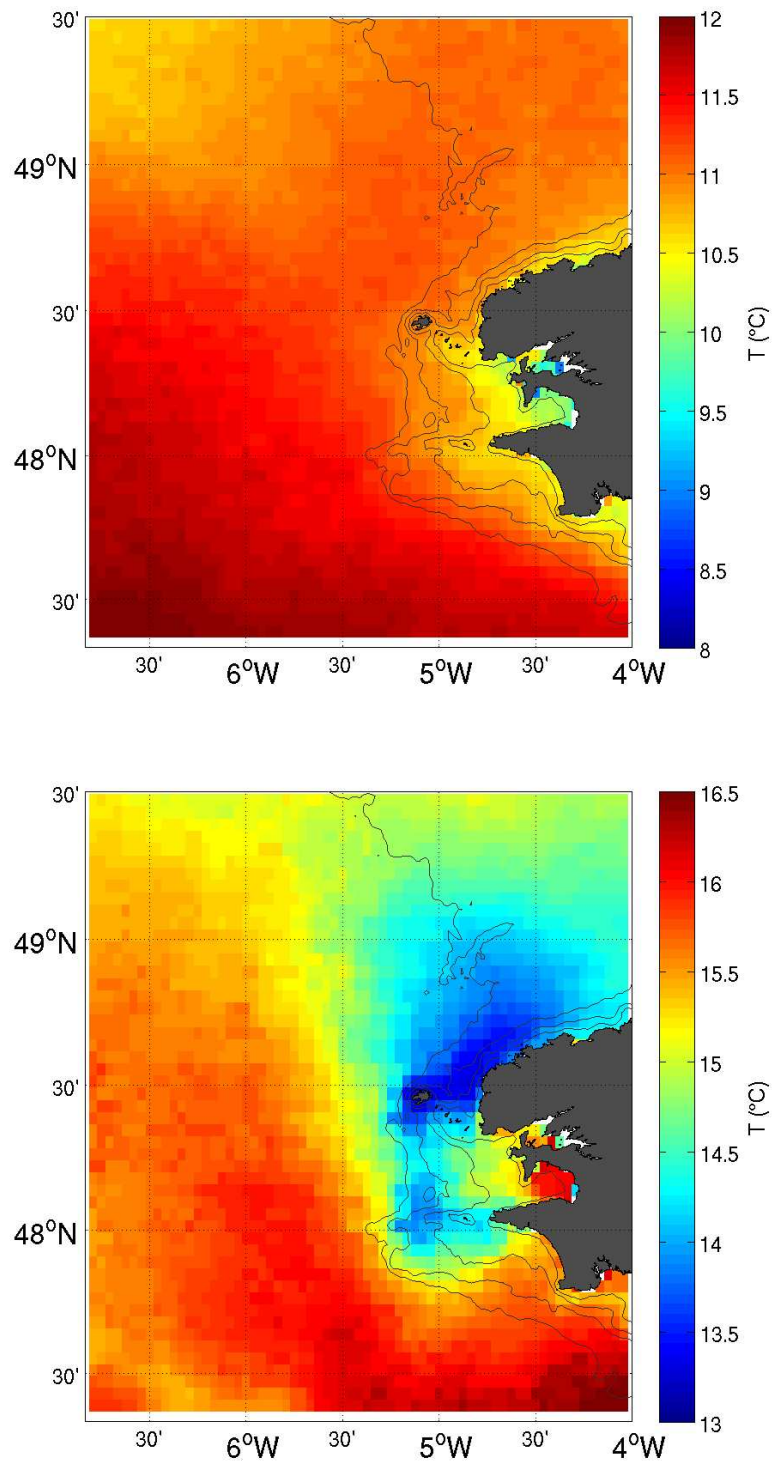
features of the study site, is shown in Fig.4.1. The Iroise Sea is the shallow portion of the broader Celtic Sea (Cooper and Vaux, 1949) that is located immediately to the west of Brittany. Its bathymetry is rather rough close to the shore. Further off-shore, the depth gradually decreases from 50 to 120 m with more gentle bottom slope in the south. In the north, a group of islets and rocks forms the Molène archipelago. A larger island, the island of Ushant (Fig.4.1), is separated from the Molène archipelago by the 2 km wide and 50 m deep Fromveur strait. In the southern part, a group of islets and rocks forms the Sein archipelago. To the west, the sea floor slopes rapidly to a depth of roughly 100 m, and reaches a broad continental shelf with a rather constant depth of roughly 120 m. The shelf break (not shown in Fig.4.1), runs from northwest to southeast, and is distant from the shore by 70 nautical miles in its closest part, to the southwest of Sein.

### 4.3.2 Climatological SST observations

Figures 4.2a and 4.2b respectively show the winter condition (November - May) and summer condition (June - October) climatologies of sea surface temperature in the Iroise Sea, derived from the monthly composites of  $4\mu\text{m}$  MODIS (Aqua and Terra) nighttime SST (Feldman and McClain, 2008) over the period 2007 to 2010. These satellite SST fields are broadly consistent with the in-situ climatology of Michel et al. (2009), though with much finer spatial resolution.

During winter, the mean SST in the Iroise Sea varies from  $11^{\circ}\text{C}$  to  $12^{\circ}\text{C}$  offshore and is close to  $10.5^{\circ}\text{C}$  onshore. The surface temperature is on the order of  $12^{\circ}\text{C}$  to the southwest of the continental shelf and about  $10.7^{\circ}\text{C}$  in the southern English Channel. According to Vincent and Kurc (1969) and Michel et al. (2009), the water column is vertically homogeneous over most of the continental shelf during this season, though patches of haline stratification subsist in the vicinity of the major river plumes (the Loire and Gironde rivers), quite far to the south of our area of interest.

The surface thermal front is obvious in the summer climatology of SST (Fig.4.2b). Its mean longitudinal position is roughly between  $5^{\circ}10'\text{W}$  and  $5^{\circ}30'\text{W}$  in the Iroise Sea south of  $48^{\circ}30'\text{W}$



**FIGURE 4.2** – Winter (top) and summer (bottom) climatological SST maps of the Iroise Sea, based on monthly composites of  $4 \mu\text{m}$  nighttime SST observations by the MODIS sensors onboard the NASA Aqua and Terra satellites (Feldman and McClain, 2008). Our convention is that summer data cover the period from June to October, inclusive, while winter data go from November to May, inclusive.

and between  $5^{\circ}\text{W}$  and  $5^{\circ}45'\text{W}$  in the English Channel (north of  $48^{\circ}30'\text{N}$ ). Observations by Le Corre and Mariette (1985) and Le Boyer et al. (2009) have shown that this surface front separates coastal homogeneous waters from the warm waters located above the thermocline on the seasonally stratified shelf. At the bottom, the coastal homogeneous waters are separated from the “Cold Pool” of water located on the shelf below the thermocline by a bottom front which in the Iroise Sea follows roughly the 100 m isobathe. Le Boyer et al. (2009) have provided evidence that the surface and bottom fronts are not necessarily collocated. Pasquet et al. (2012) provide a discussion of the vortical structures apparent on instantaneous SST maps, and of their potential impact on mixed waters dispersion on the shelf.

### 4.3.3 Tidal influence

In addition to the density front, the Iroise Sea is influenced by strong tidal currents, with a major contribution of the  $M_2$  and  $S_2$  tidal constituents. The interaction of these two constituents produces a strong fortnightly (spring-neap, hereafter S/N) cycle (Mariette et al., 1982). During a S/N cycle, the tidal range varies from 1 meter to about 7 meters near the coast. The tidal current amplitude varies from a few decimeters per second during neaps to the order of one meter per second during springs, with a maximum amplitude exceeding 3 meters per second on the northern and southern shores of Ushant (Sentchev et al., 2011). These currents have been successfully modelled since the early 1980's (Mariette et al., 1982) and more recently by Cambon (2008), Muller et al. (2007).

The tides are also known to contribute to the residual circulation in the Iroise Sea (Mariette et al., 1982; Salomon et al., 1988; Muller et al., 2010).

## 4.4 Methods and dataset

### 4.4.1 HF radar dataset

HF radar surface current data have been collected since August 2006 by two 12.4 MHz WERAs (Gurgel et al., 1999a,b) located roughly 50 km apart on the west coast of Brittany (see the triangles in Fig.4.1). For each radar site, a rectangular array of four transmitting antennas sends linear frequency chirps towards the sea, which reflect on the surface waves satisfying the Bragg condition, (wavelength equal to 12.1 m, with a wavevector pointing towards the radar site). The frequency bandwidth of the chirps is 100 kHz, yielding a 1.5 km range resolution. Transmitted power, on the order of 30 W, allows for a 80 km measurement range, depending on sea state. The reflected signal is received by an array of 16 equally spaced receiving antennas, 10 m apart ( $\sim \lambda/2$ ). After complex demodulation and filtering, the signal is digitized for further processing. The data used in this article have been processed for azimuthal resolution using a standard beam-forming approach, chosen for its robustness. This processing technique has however the drawback of smearing somewhat the current measurements in the azimuthal direction, losing details of current structures, and reducing their amplitude and variability.

The study by Sentchev et al. (2011) has shown the interest of using a more sophisticated Direction Finding method for high-resolution studies of current dynamics in the Molène Archipelago.

For each range-azimuth cell, the Doppler shift in the received signal is estimated, yielding an estimate of the component of surface current directed towards the radar site. The radial current components measured at the two sites are then combined to provide maps of cartesian current components, with a time resolution of 20 minutes until January 2009, and 10 minutes thereafter. After removing outliers, the rule-of-thumb for raw radial currents measurement uncertainty is roughly  $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . Combining the two radial projections introduces a geometric dilution of precision, and the uncertainty of the cartesian current components is larger than that of the radial components. The increase in measurement uncertainty is however marginal



in our region of interest ( $<1.2$ ). The fractional availability of the HFR data is better than 90% in the majority of the domain under study.

The surface currents measured by the radars can however depart from upper water column values in three main documented ways. On the one hand, the relatively short Bragg waves "ride" longer waves, and their phase velocity is affected by a fraction of the associated Stokes drift (Broche et al., 1983). On the other hand, surface shear in the Eulerian currents can sometimes exist over vertical length scales of the order of the Bragg wavelength, which also affects the phase velocity of the waves (Kirby and Chen, 1989; Ivonin et al., 2004). Finally, another contribution to the measured current that can mask the long-period currents of interest in this study is the Eulerian surface drift induced by the wind in the Ekman layer. All these issues have been discussed at length in the study of Ardhuin et al. (2009). In summary, the Stokes drift component and the Eulerian surface current can both be significant, and might contribute mostly in periods of strong winds, while the surface shear effect is expected to play a minor role, as any excitation of the surface currents by the wind is inevitably accompanied by destruction of the surface shear due to enhanced mixing.

#### 4.4.2 Wave model

In order to be able to discriminate periods in which the surface currents measured by the radars were likely to be significantly affected by these surface processes, we have used the wave-induced Stokes drift fields computed by the WAVEWATCH III model. The model configuration and implementation are described in Ardhuin et al. (2009) and Ardhuin et al. (2012). The model runs on two two-way nested grids : one covering the global ocean at  $0.5^\circ$  resolution and the other covering the Bay of Biscay and English Channel at  $0.1^\circ$  resolution. A final unstructured grid covers the Iroise Sea area with even finer resolution. The model parameterizations of 4-waves nonlinear interactions, wind injection and waves breaking and dissipation have been modified over the years to improve the predictive skill of the model, both in terms of significant height ( $H_s$ ) and spectral moments including mean periods and mean square slopes. Details of these

modifications and of the model validation can be found in (Ardhuin et al., 2009), which state an error bar for the wave induces Stokes drift (hereafter WSD) at 20% of the actual value.

### 4.4.3 Temperature and salinity section

The temperature and salinity data plotted in Fig.4.11 have been measured along 48°12'N (see Fig.4.1) on September 9<sup>th</sup> 2011 between 3 :35 AM and 10 :41 AM, using a SBE49 CTD mounted on a "Scanfish" towed undulating vehicle (Brown et al., 1996). The section contains 170 vertical profiles, with a horizontal resolution of approximately one profile every 500 m. The maximum measured depth is 95 meters. The bottom front maximum depth being about 80 meters, the frontal interface is well sampled by the towed undulating CTD.

### 4.4.4 ADCP measurements

#### 4.4.4.1 2011 deployment

Velocity measurements have been performed in September 2011 by an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) deployed on a mooring frame at 84.5 m depth at 48°12'N, 5°5'W (see point C in Fig.4.1). The instrument provided current velocity profiles with time resolution of one measurement every second and a vertical resolution of one measurement every two meters, the first measurement being 4 m above the sensor. The top 6% of the water column have been flagged in order to remove specular reflection from the sea surface, giving a total of 38 points in the water column. The tide-filtered current velocity data are presented in Fig.4.12a and b. The mooring was also equipped with an SBE 37 sensor, which recorded the temperature (Fig.4.12c), salinity and pressure at the seafloor.

#### 4.4.4.2 2008 deployment

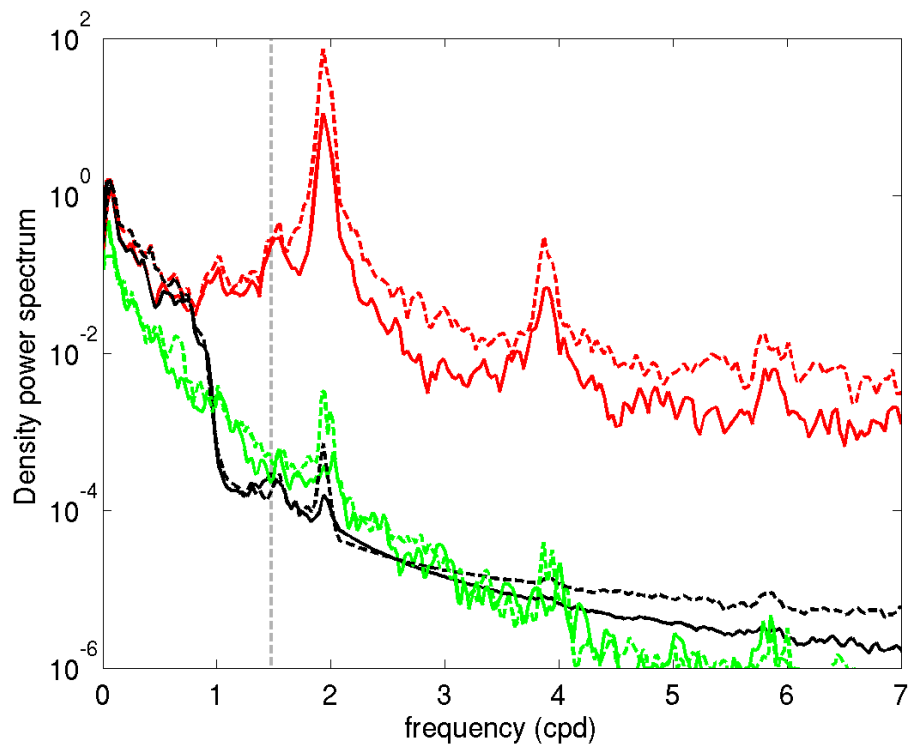
Fig.4.14 presents the data collected during a five-month long ADCP deployment, between April and August 2008 at 48°13.68'N, 5°10.28'W (point B in Fig.4.1) and 102 m depth. The

ADCP and CTD sensors were the same as for the 2011 mooring. The time resolution was 15 seconds while vertical resolution did not change.

#### 4.4.5 Tidal filtering

The main focus of this study being on the Low Frequency Residual Circulation, we had to find a way to remove the overwhelming tidal signal from the raw HF radar observations. As the power spectra reach a local minimum at 1 cpd and the processes we focus on are at lower frequencies, we have chosen to filter out signals with frequencies above 1 cpd. To this end, we have designed a set of two Chebyshev (type II) low-pass filters, the first one to filter frequencies above 1 cpd and the second one specifically designed to remove remnants of the very energetic semi-diurnal peak at 2 cpd. This set of two filters has been applied twice to gridded velocity time series, once on the original dataset and once on the time-reversed filtered dataset, in order to undo the phase shift induced by the Chebyshev filters on the first pass. The power spectra of the filtered 2007 time series of the velocity components at point A are shown in Fig.4.3 (black lines). The filtered power spectra and the raw power spectra are in good agreement at frequencies lower than 1 cpd, showing the low frequencies currents are well represented in the filtered dataset. The power spectra of the filtered dataset also decrease significantly for frequencies higher than 1 cpd, with a level of the semi-diurnal peak down by roughly 50 dB. We thus expect the influence of the high frequencies on the filtered dataset to be negligible.

For the sake of simplicity, the same filtering method has been applied to ADCP time series.



**FIGURE 4.3** – Power spectral density computed at point A, on the basis of : (a) surface currents measured during 2007 (red), (b) low-pass filtered current signal (black), (c) modelled Stokes drift (green). The thick (resp dashed) curves mark the spectra of the eastward (resp northward) components of the motion. The grey dashed line marks the inertial frequency.

## 4.5 HF radar surface current observations and the surface wave Stokes drift

### 4.5.1 Power spectral density of raw surface currents observations

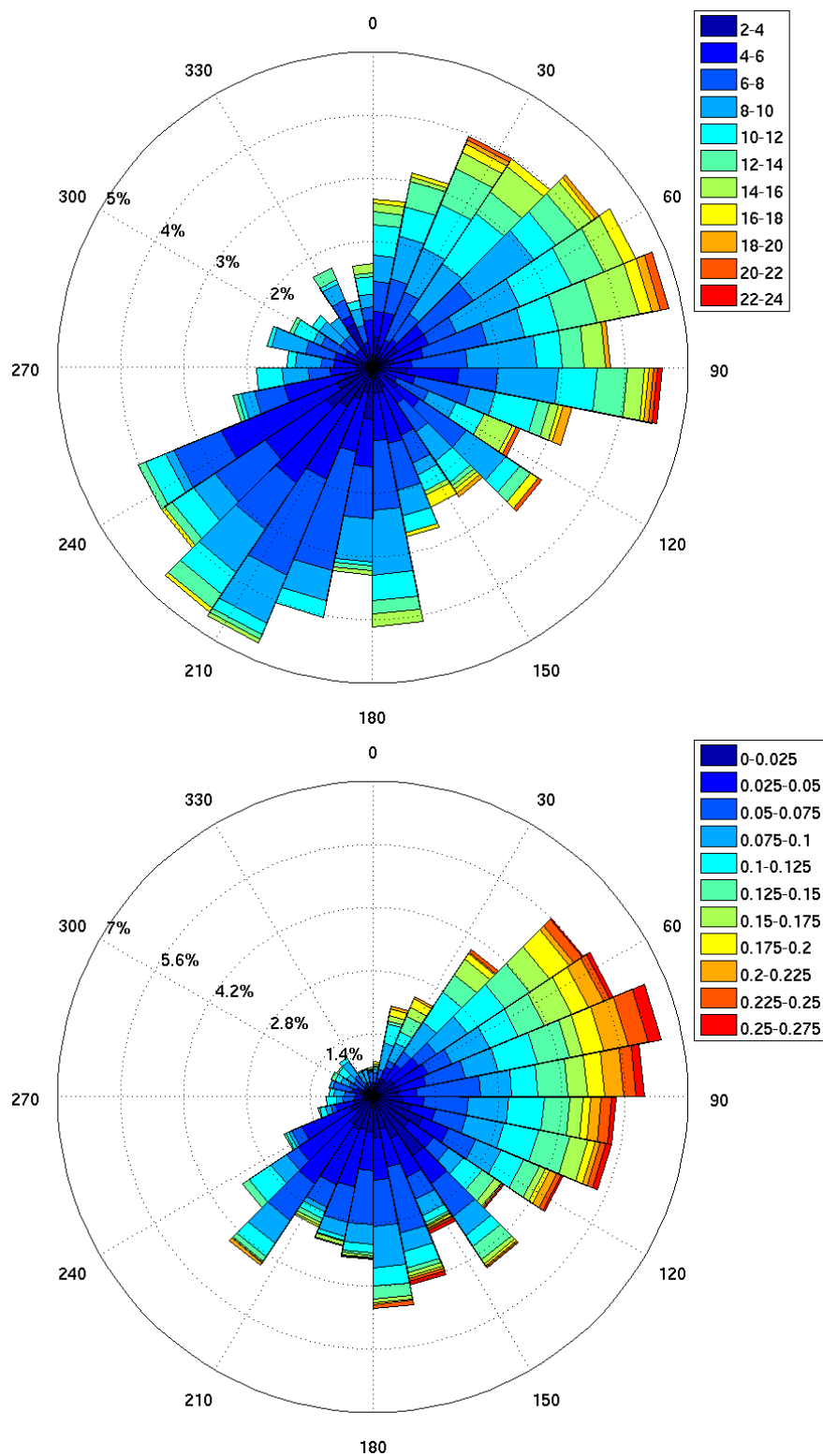
Fig.4.3 shows the power spectral density of the observed surface currents and the modelled WSD, at point A (see Fig.4.1 for point A location). The radar measurements show the major contribution of tides to current variability at semi- and quarter-diurnal frequencies. A weak diurnal peak is also visible, as well as some indication of six-diurnal influence. The spectra show North/South polarization of the tidal ellipse. The current vector rotation is clock-wise.

The modelled WSD is characterized by a much lower spectral level at higher than diurnal frequencies, which increases significantly in the low-frequency band, where spectral level becomes comparable to that of the measured currents. This indicates that the contribution of wave induced currents must not be overlooked in the present study of the surface LFRC.

### 4.5.2 Statistical analysis of winds and WSD

Fig.4.4 shows distributions of the 6-hourly Meteo-France ARPEGE wind analyses (Fig.4.4a) and WSD (Fig.4.4b) intensities and directions at point A for 2007. The seasonal cycle of winds in this region is as follows (Pingree and Le Cann, 1990; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996) : in winter, the winds are rather strong (up to  $12 \text{ m.s}^{-1}$  6-hourly mean speeds), and the zonal/blocked weather regimes over Europe translate to strong south-westerly and weaker north-westerly wind periods, respectively. In summer, the winds become dominantly north-westerly, with smaller intensities. This description bears out rather well in the diagram of Fig. 4.4a, which shows strong wind events to come mostly from the southwest, frequent and weaker winds from the northwest and northeast. Diagrams for the years 2009 and 2010 (not shown) show similar patterns, while the year 2008 was rather anomalous, the very low number of blocked atmospheric flow events in early and late 2008 translating to a near absence of easterly winds.

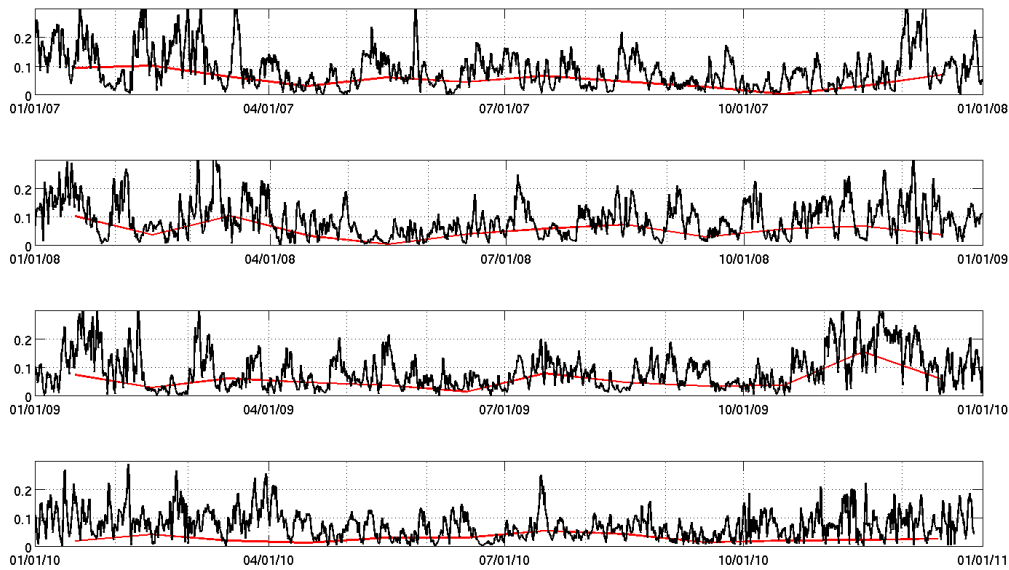
According to Ardhuin et al. (2009), more than 85% of the variance of the WSD in the area



**FIGURE 4.4** – *Direction-magnitude distributions of the wind (a) and wave induced Stokes drift (WSD) (b) during the year 2007 at point A (48°12'N, 5°30'W). For each direction, the cumulative frequency is indicated with amplitudes increasing from the center to the outside. In both cases, the directions are the directions the relevant vector is pointing to (i.e. the wind direction is reversed with respect to the usual convention in this plot). All amplitudes are expressed in m.s<sup>-1</sup>.*

can be explained by the wind speed  $U_{10}$  and the significant wave height  $H_s$ . The reason is that the wind speed is related to the high-frequency part of the wave spectrum, which determines most of the Stokes drift, while the remaining component due to the low-frequency part of the spectrum is associated to mature seas, for which  $H_s$  is a good proxy. The geometry of the coastline further imposes swell to come from the open Atlantic Ocean to the West, and wind sea from the east to be severely fetch-limited.

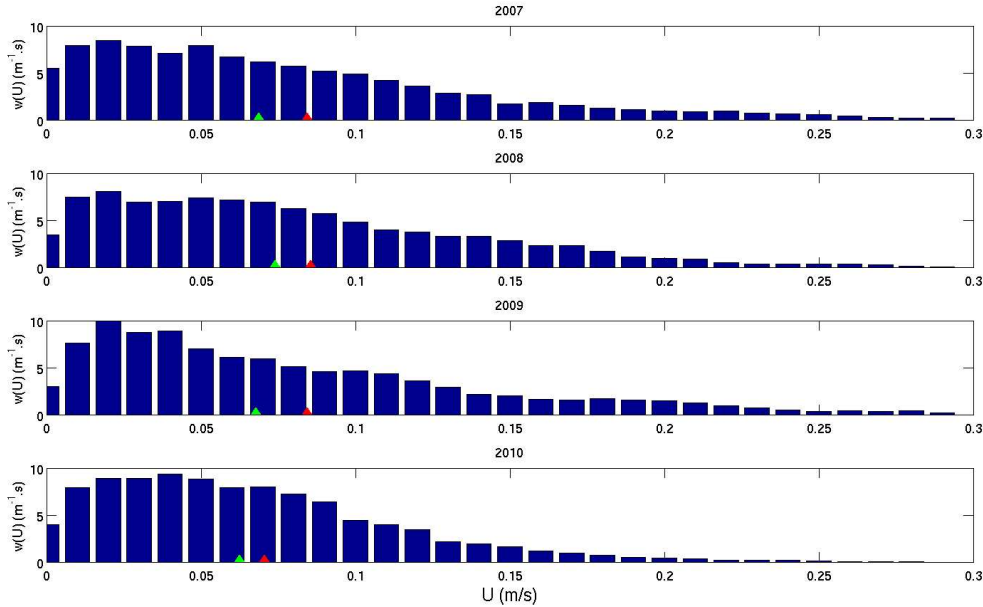
These considerations explain quite well the direction-intensity distribution of the WSD shown in Fig. 4.4b : the angular distribution of the WSD is rather similar to that of the wind, but westerly swells introduce a bias towards eastward WSD, and the fetch limitation to the east makes the relationship between wind and WSD fairly asymmetric, south-westerly winds being associated to much stronger WSDs than north-easterly winds of similar amplitudes.



**FIGURE 4.5** — 6-hourly mean amplitudes of the WSD at point A, during 2007, 2008, 2009 and 2010 (black lines). Monthly mean of the WSD (red lines). All WSD amplitudes are in  $m.s^{-1}$ .

Fig.4.5 shows the variation of the surface WSD amplitude from 2007 to 2010 at point A ( $48^{\circ}12' N, 5^{\circ}30' W$ ). The magnitude of the WSD varies from nearly 0 to about  $35 \text{ cm.s}^{-1}$  for very high wave events, with a yearly mean of  $8.5 \text{ cm.s}^{-1}$ . A seasonal cycle is obvious as the monthly mean varies from  $12 \text{ cm.s}^{-1}$  during winter to  $6 \text{ cm.s}^{-1}$  during summer. WSD respectively inferior and superior to  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  (hereafter low WSD events and high WSD events) can occur during

both seasons. Peaks of high WSD are, however, more common from October to February, with a strong inter-annual variability.

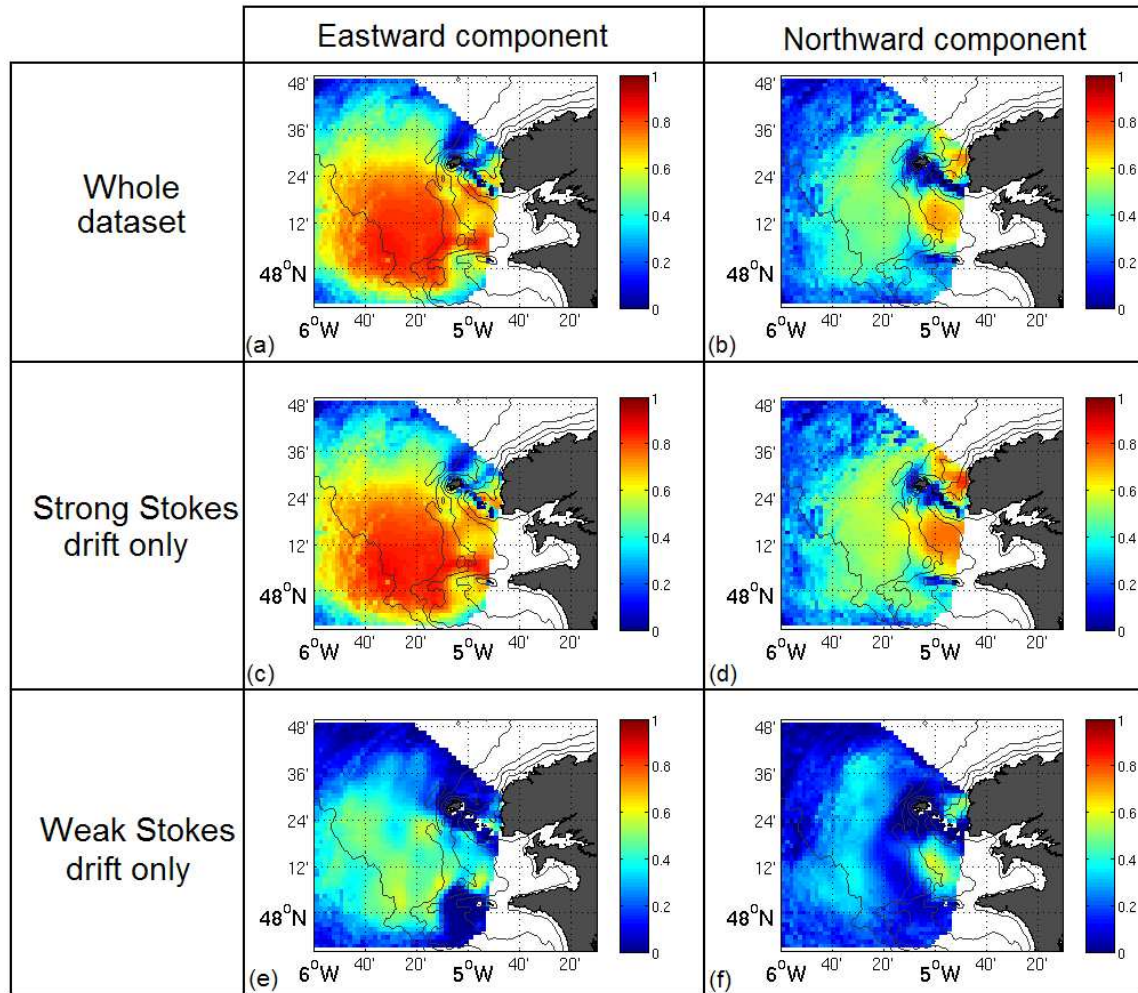


**FIGURE 4.6** — *WSD amplitude probability density functions at point A in 2007, 2008, 2009 and 2010. The red (resp. green) triangles mark the mean (resp. median) of the distributions.*

Fig.4.6 finally displays the distributions of the WSD amplitudes from 2007 to 2010, at point A. Due to the clear WSD bias to the eastward direction, these distributions are quite distorted with respect to the Rayleigh distribution expected in the zero-bias case. The shape of the distributions presents some evidence of inter-annual variability, but the yearly mean and median WSD vary only weakly, both remaining in the range comprised between roughly  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  and  $8 \text{ cm.s}^{-1}$ . The values of the mean remain consistently higher than those of the median, which shows that the WSD amplitude remains low most of the time, individual strong WSD events contributing most of the mean value. A consequence of this is that meaningful surface LFRC time series with a low WSD influence can be obtained by flagging out individual periods of strong WSD contamination. We analyze in the following paragraph the correlation coefficient between the WSD and the observed HF radar currents, with the aim of defining the threshold value of the WSD magnitude below which the WSD contamination of the HF radar data can be considered acceptable.



### 4.5.3 Correlation coefficient between the WSD and observed surface low frequency currents.



**FIGURE 4.7** – Spatial distribution of the correlation coefficient between the modelled WSD at point A and the low-frequency surface currents measurements during the year 2007. Figures on the left (resp. right) display the correlation between the eastward (resp. northward) components of WSD and surface currents. Figures (a) and (b) are calculated using the whole 2007 dataset, figures (c) and (d) (resp. (e) and (f)) are calculated using data corresponding to periods with a WSD amplitude larger than (resp. smaller than)  $5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Fig.4.7a (resp. 4.7b) shows a map of the correlation coefficient between the eastward (resp. northward) components of the modelled WSD at point A and of the HF radar surface current measurements for the year 2007.

Clearly, the correlation for the eastward component is high ( $>0.7$ ) in the region of high radar data availability ( $>90\%$  of data return). This indicates that the strong WSD events

significantly contribute to the eastward surface current variability. A second observation is that this high level of correlation is achieved even though only the WSD at point A has been considered. This is not unexpected, as both the wind intensity and the significant wave height, the two parameters pointed by Ardhuin et al. (2009) as explaining 85% of the WSD variance, are essentially homogeneous on the spatial scale of the HF radar observations footprint.

The correlation coefficient for the northward component is smaller ( $\sim 0.5$ ) in the high radar data availability zone. This might be explained by the mostly eastward (i.e. orthogonal) orientation of the large WSD events, and that the major variability of geostrophic currents occurs in the along isobathe, south-north, direction.

Patches of low WSD-surface current correlation exist in the vicinity of the island of Ushant, of the Molene Archipelago and of the Chaussee de Sein (see Fig.4.1), all regions where the spatial resolution of the radar measurements is insufficient to reproduce the extremely strong tidal currents which might notably contribute to low-frequency current dynamics.

The middle and bottom rows of plots of Fig.4.7 show the same correlation coefficient maps, computed using only the data from periods of high (above  $5 \text{ cm.s}^{-1}$ , Fig.4.7c and 4.7d) and low (below  $5 \text{ cm.s}^{-1}$ , Fig.4.7e and 4.7f) WSD magnitude.

In case of high WSD-amplitude (Fig.4.7c and 4.7d), the distribution of correlation coefficient is similar that in to the full dataset case (Fig.4.7a and 4.7b). The main difference consists in a 0.1 increase of the overall level of correlation for the northward component, which is due to the fact that the analysis selects periods where the WSD overwhelms the currents due to the other forcing mechanisms (geostrophic currents, tidal residual...).

In the low WSD-amplitude case (Fig.4.7e and 4.7f), the correlation coefficients decrease by roughly 0.4, reaching values on the order of 0.4 at most for the eastward component, and even lower for the northward components.

Thus we consider that restricting the analysis of the HF radar measurements to periods of low WSD magnitude ( $<5 \text{ cm.s}^{-1}$ ) might be an efficient way to reduce the impact of WSD on the measured LFRC at an acceptable level.

## 4.6 LFRC from radar measurements

Fig.4.8 shows a Hovmöller diagram of the northward component of the low frequency current across  $48^{\circ}12'N$ , deduced from HF radars surface velocity records covering the period from 2007 to 2010. The data clearly show a northward jet with magnitude up to  $15 \text{ cm.s}^{-1}$  between  $5^{\circ}W$  and  $5^{\circ}15'W$ , in the area where the bottom thermal front was observed in previous studies (e.g. Le Corre and Mariette (1985) and Le Boyer et al. (2009)), and where the thermal wind balance should induce a northward surface current during the summer (stratified) period, according to ((Hill et al., 2008; Le Boyer et al., 2009; Muller et al., 2010)).

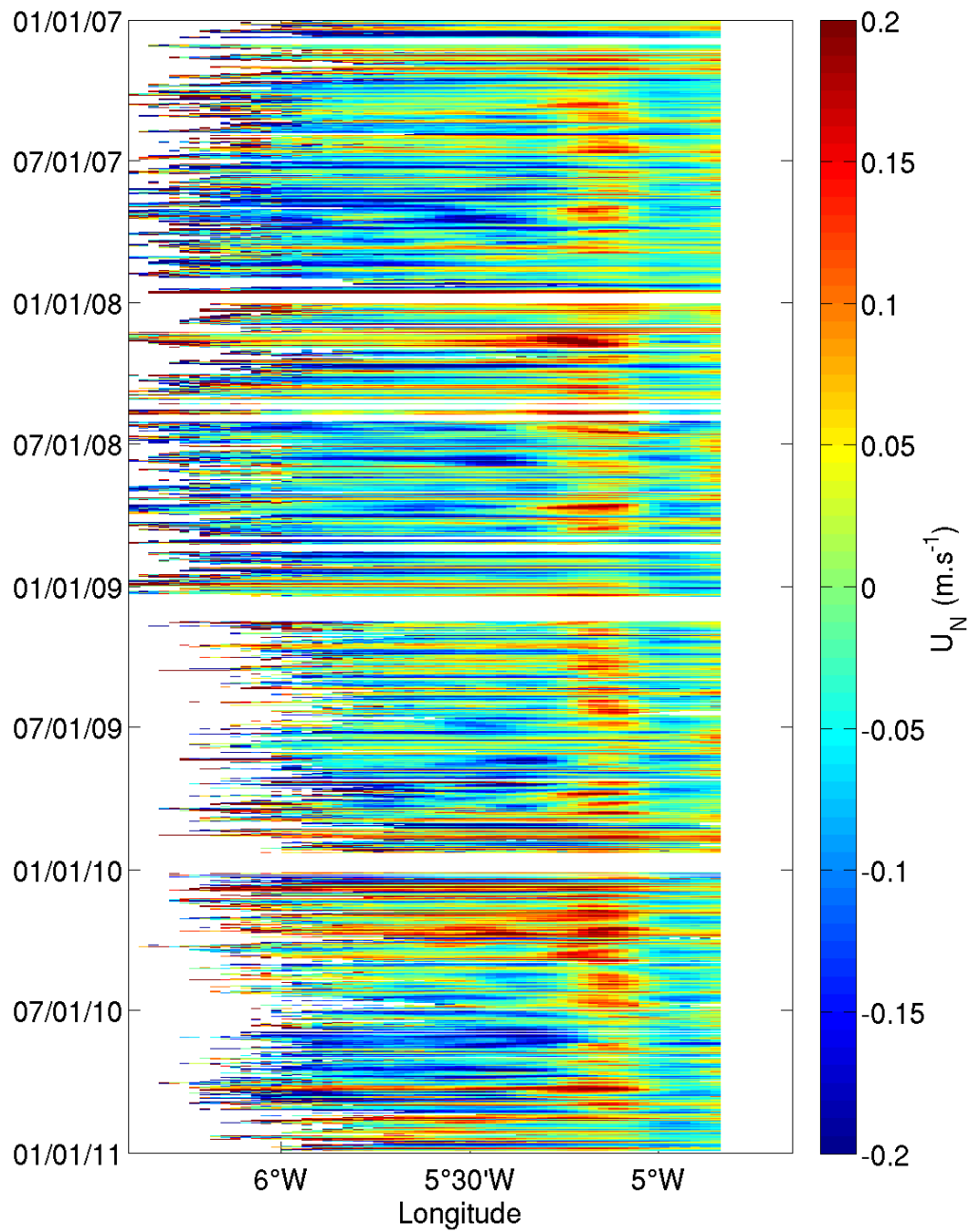
The surface temperature front disappears from November to May (Fig. 4.2b). Available in-situ observations, though scarce and mainly consisting of temperature profiles (Vincent and Kurc, 1969; Le Floch, 1979; Michel et al., 2009), show no sign of significant water-column density variations except in rare cases where low-salinity intrusions from the river plumes to the south have been observed in late winter (Guitton et al., 1974). This view is also supported by the late-winter temperature recordings discussed in section 4.7 below, which show no sign of lateral variations of temperature or salinity (not shown) at the seafloor.

The northward current jet of Fig.4.8, however, shows no sign of seasonal variations. This implies that the forcing mechanism of this current might be different, and that the role of the thermal front should be reassessed.

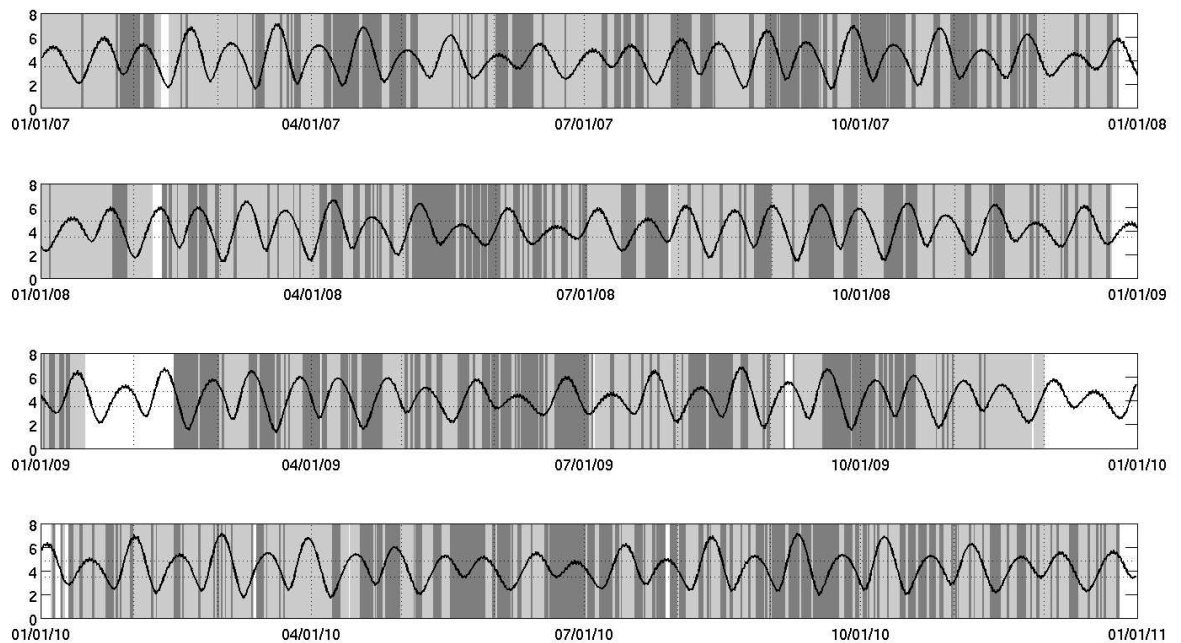
In the remainder of this section, we discuss the characteristics of the surface currents data restricted to periods of low WSD (Stokes velocity  $< 5 \text{ cm.s}^{-1}$ ), then present the average surface LFRC patterns observed for varying tidal forcing intensities and stratification conditions.

Fig.4.9 shows the distribution of periods selected for analysis within the whole 4-year long period of radar measurements. This time series cumulates over 144000 time samples of surface current observations. WSD is superior to  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  for 62% of the samples, which have not been considered (Fig.4.9, light grey). The following study is based on the 38% remaining samples, which contain weak influence of wind and waves (dark grey shading in Fig.4.9).

Fig.4.9 finally also shows the variations of the tidal range in the nearby harbour of Le



**FIGURE 4.8** – Hovmöller diagram of the low-pass filtered HF-radar northward current velocities across  $48^{\circ}12'N$ , from January 2007 to December 2010.



**FIGURE 4.9** – *Tidal range at the harbour of Le Conquet during the years 2007 to 2010. Dark grey shading marks the periods selected for the analysis of the LFRC. Light grey shading marks the periods of strong WSD rejected from the analysis. White color marks periods when radar data were unavailable. The thick line represents the predicted tidal range at the nearby harbour of Le Conquet, Thick dashed lines represent the 3.5 m and 4.8 m tidal range.*

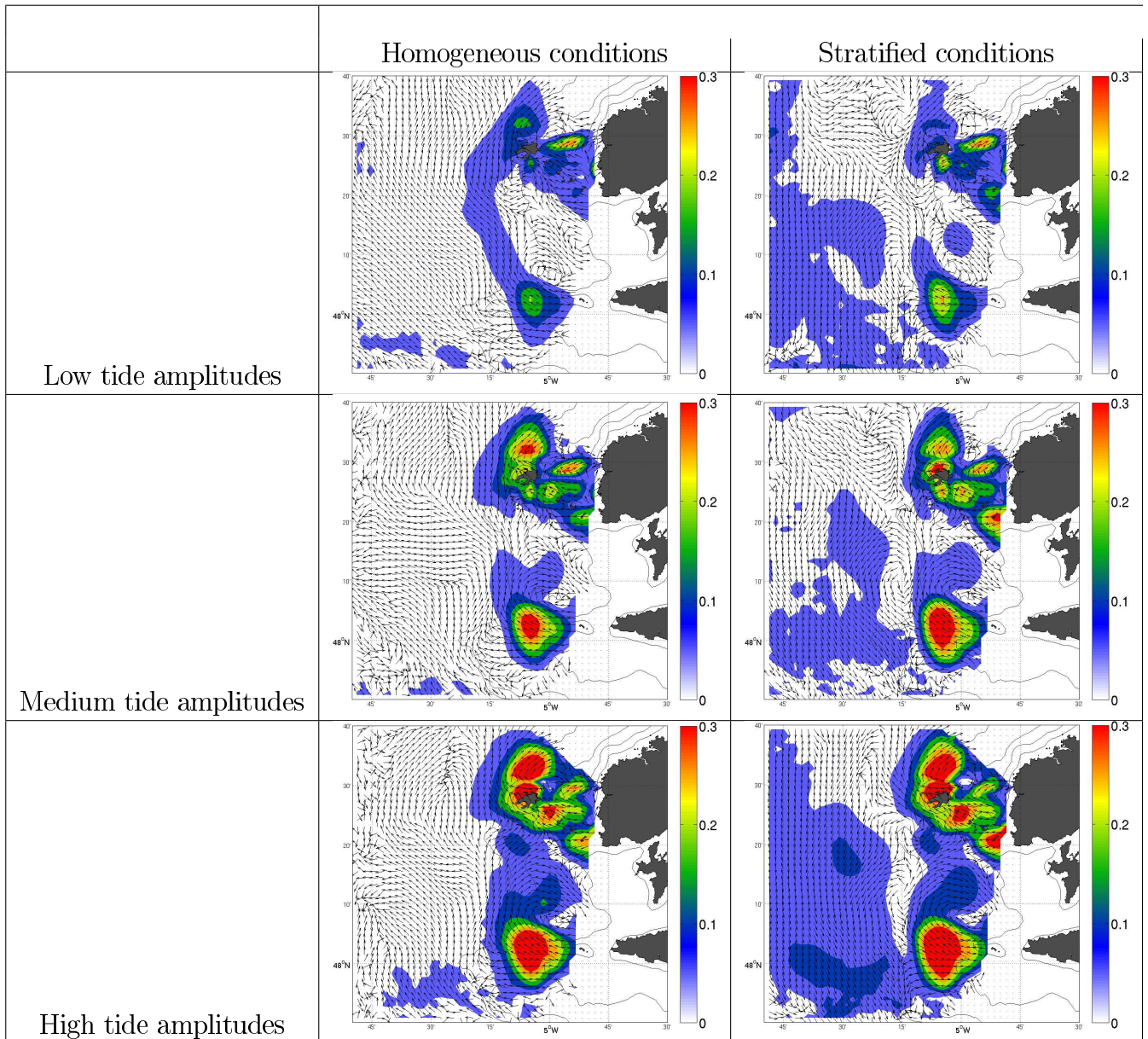
Conquet. The extremal values of the predicted tidal range for the study period are 1.33 m for neap tides, and 7.17 m for spring tides. In the following we define weak, medium and strong tide conditions by the 33rd and 66th percentiles of the predicted tidal range, shown as thick dashed lines in Fig. 4.9, which correspond to 3.5 m and 4.8 m, respectively. Under this definition, a given time sample (surface current velocity) is considered to occur in a weak tide period if the predicted tidal range is below 3.5 m, in a medium tide period if it is between 3.5 m and 4.8 m, and in a strong tide period if it is above 4.8 m.

Fig.4.10 shows radar derived, de-tided surface currents, averaged for time intervals corresponding to different stratification and tidal range conditions.

Fig.4.10c and 4.10d show the mean surface LFRC for “medium tide” conditions, under homogeneous and stratified conditions, respectively. In both cases, a strong northwestward circulation is visible to the west of the island of Sein, with time-averaged current velocities up to  $30 \text{ cm.s}^{-1}$ , which rapidly veers northward. This current then seems to divide in two branches : an alongshore northward current and an eastward current, both of the order of  $5 \text{ cm.s}^{-1}$ . A strong northeastward current is also found north of Ushant, with maximum velocity up to  $20 \text{ cm.s}^{-1}$ . Surface currents west of  $5^{\circ}15'W$  (hereafter “offshore currents”) have a magnitude inferior to  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  under homogeneous conditions, with rather unorderly patches of northward- and westward-directed currents, and a slightly higher amplitude ( $>10 \text{ cm.s}^{-1}$ ), with an overall southward orientation, under stratified conditions.

During spring tides (Fig.4.10e and 4.10f), an anticyclonic eddy is observed to the west of Sein, with current magnitude decreasing from  $30 \text{ cm.s}^{-1}$  in the vicinity of Sein to the order of 10 to  $15 \text{ cm.s}^{-1}$  further north. The velocity pattern is complex in the vicinity of the Ushant archipelago (see Sentchev et al. (2011) for a focused study), but the northeastward current entering the English Channel North of the island is still visible, with magnitude up to  $30 \text{ cm.s}^{-1}$ . The offshore current direction varies in space under homogeneous conditions, and its typical magnitude is  $< 5 \text{ cm.s}^{-1}$ . A more spatially coherent pattern emerges under stratified conditions, with broadly southward currents, with magnitude of 5 to  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ .

During neap tides, the surface northwestward currents are observed west of Sein, with ve-



**FIGURE 4.10** – *Surface LFRF averaged during periods when the tidal range is lower than 3.5 m (top), between 3.5 m and 4.8 m (middle row), and above 4.8 m (bottom), for homogeneous (left column) and stratified (right column) conditions. The arrows give the direction of the surface current and the amplitudes are given by the colormap (unit :  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ).*

locities up to  $15 \text{ cm.s}^{-1}$  under homogeneous conditions and up to  $25 \text{ cm.s}^{-1}$  under stratified conditions (Fig.4.10a and 4.10b). A northward surface current seems to follow roughly the 100m isobathe with a magnitude up to  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  under homogeneous conditions, which seems a few  $\text{cm.s}^{-1}$  weaker in stratified case. The residual circulation is slightly intensified in the vicinity of the Ushant archipelago. Offshore currents are weak and patchy with globally southward direction under homogeneous conditions, and a slightly higher magnitude under stratified conditions.

A surprising result is the weak influence of the seasonal thermal front on the surface currents, and a strong, but maybe less unexpected, fortnightly variability of the LFRC. Fig.4.10 shows that the surface currents are notably different in the offshore and onshore zones separated by  $5^{\circ}15'W$  longitude. The offshore surface currents are weak (velocity magnitude  $<10 \text{ cm.s}^{-1}$ ) and show seasonal variability. In the area where the bottom front is observed, their magnitude is often larger (up to  $30 \text{ cm.s}^{-1}$ ). This increase of current velocity is mainly related with the tidal range variations and seems to be independent of stratification.

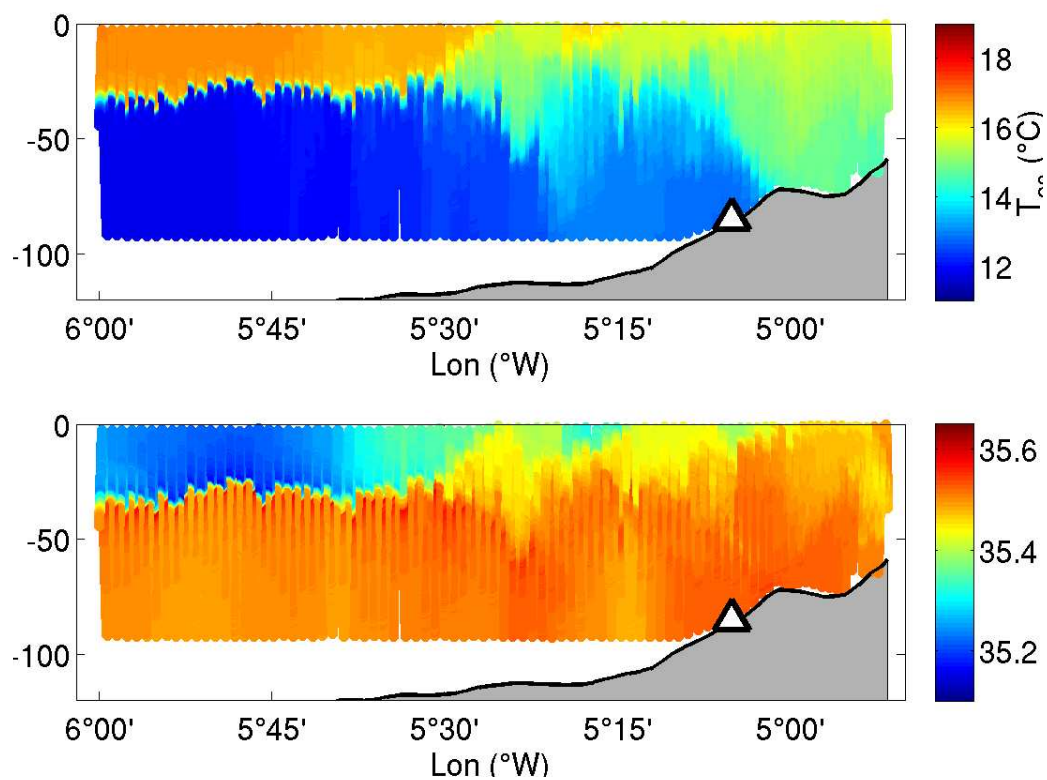
## 4.7 LFRC from in situ observations

In stratified conditions, thermal-wind balance associates to the bottom density front a strong ( $\Delta U \sim 0.3 \text{ m.s}^{-1}$ ) vertical shear of the along-front current. As the previous section has shown that the surface currents are essentially independent of the stratification state, this shear should translate into a strong southward seasonal current close to the seafloor.

This idea comes in sharp contrast with the (Hill, 1996; Hill et al., 2008) paradigm, which would rather imply a weak dependence of bottom currents on stratification, and a strong northward current at the surface under stratified conditions. The purpose of this section is to show that thermal-wind balance does hold, and that a bottom southward circulation is indeed present, and is strong, under stratified conditions.

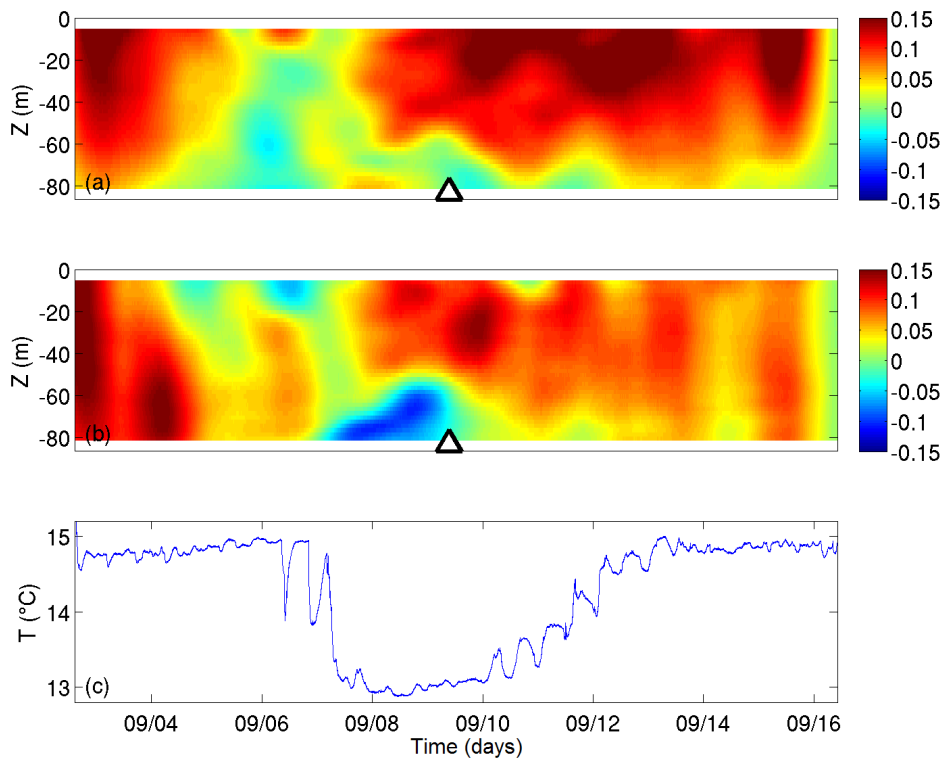
Figure 4.11 shows the temperature and the salinity measured along  $48^{\circ}12'N$  (see Fig. 4.1) on September 9<sup>th</sup> 2011 between 3 :35 AM and 10 :41 AM, for a 3.7 m tidal range (medium tides).





**FIGURE 4.11** – Temperature (top) and practical salinity (bottom) sections measured along  $48^{\circ}12'N$  (see figure 4.1) on September 9<sup>th</sup>, 2011, during the FROMVAR 2011 cruise. The white triangle marks the position ( $48^{\circ}12'N$ ,  $5^{\circ}5'W$ ) of the ADCP sensor deployed on the seafloor during the cruise.

According to the temperature measurements, the surface and bottom thermal fronts separate a layer of warm water ( $\simeq 17^\circ\text{C}$ ), located above the seasonal thermocline, and a pool of cool ( $12^\circ\text{C}$  to  $13^\circ\text{C}$ ) bottom water located underneath, from an homogeneous coastal layer at about  $15^\circ\text{C}$ . The lowest salinity values ( $\simeq 35.25$ ) are found at the surface in the offshore region, while the bottom layer and the homogeneous zone have similar salinity, of the order of 35.5. The density gradient corresponding to salinity variation is low, which implies that the impact of salinity variations on water dynamics is negligible with respect to that of temperature variations on the cross-shore section.



**FIGURE 4.12** – Eastward (a) and northward (b) components in meters per second of tide-filtered currents measured by the ADCP mooring deployed during the FROMVAR 2011 cruise at  $48^\circ12'N$ ,  $5^\circ5'W$  (point A of Fig.4.1). Figure (c) shows the temperature measured at the seafloor (about 84 meter depth) by a SBE37 sensor mounted on the mooring frame. The white triangles mark the date of the CTD measurements shown in figure 4.11.

Figure 4.12 presents tide-filtered current profiles and a temperature time series recorded in September 2011 by a mooring deployed at point A of Fig.4.1. At the beginning of the bottom

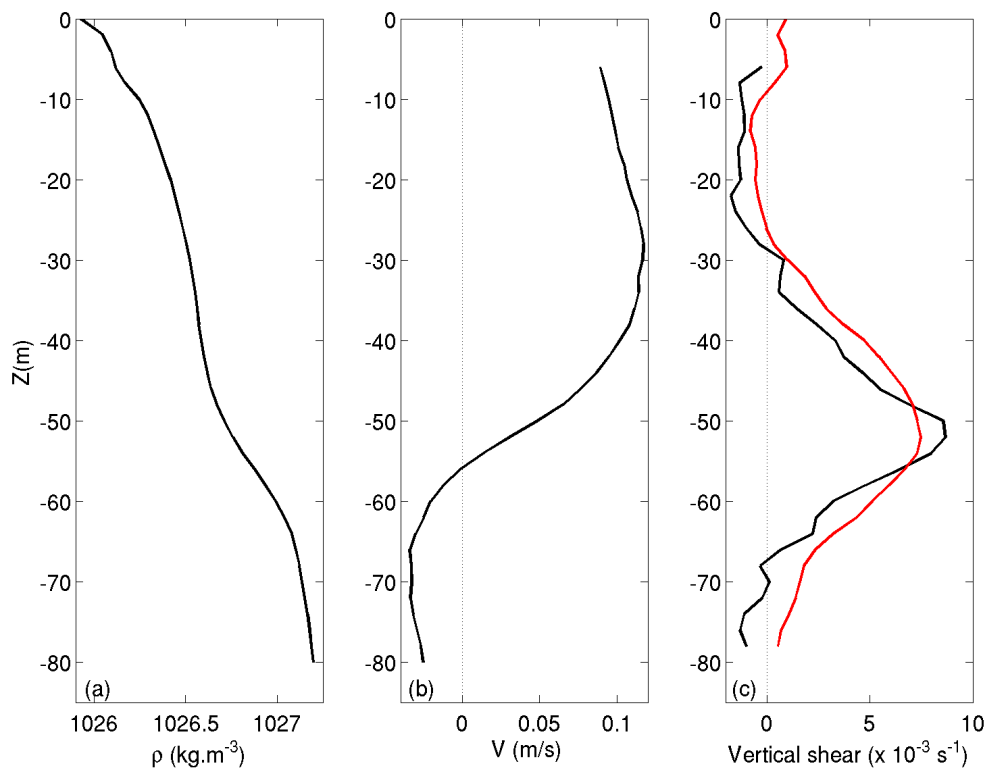
temperature record (Fig.4.12c), the tidal range is large, and the temperature varies between 14.5 and 15°C, indicating the presence of homogeneous nearshore waters. As the tidal range decreases on September 7<sup>th</sup>, the temperature falls abruptly to 13°C, evidencing the presence of cold offshore waters, and showing that the bottom front has moved shoreward of the mooring at this date. From September 10<sup>th</sup> to September 14<sup>th</sup>, the temperature gradually increases again, and returns to its initial value ( $\simeq 14.8^\circ\text{C}$ ).

The northward (along-front) velocity component is positive and the current is rather barotropic when the mooring is in the homogeneous region. On the contrary, the current is strongly sheared with a southward component exceeding  $5\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  close to the bottom, when the mooring is in the cold pool. As expected from the position of the mooring, which samples the northern part of the anti-cyclonic eddy located to the northwest of Sein, the eastward velocity component remains positive most of the time with a notable decrease on September 6<sup>th</sup>. It is essentially independent of depth.

Fig.4.13c shows the vertical shear of the tide-filtered northward velocities measured by the ADCP at the moment when the CTD measurements were performed, together with the vertical shear associated to the thermal wind balance, computed on the basis of the CTD data as :

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{-g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}.$$

The agreement between the two curves is strikingly good, considering the different approaches involved. On both curves, the maximum amplitude of the vertical shear is at the depth of the frontal interface, with very comparable values ( $8.5 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$  for the estimate based on the ADCP measurements, and  $7 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$  for that based on the density data). The shear is close to zero near the bottom, where the velocity is southward. It increases strongly at the level of the density interface between the cold pool and mixed area waters, where the northward velocity becomes strongly positive. The northward velocity reaches its maximum value of  $12\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  roughly 30 m below the sea level. At this point the velocity shear becomes weak, and slightly biased towards negative values, possibly due to the influence of the oppositely directed density



**FIGURE 4.13** – (a) density measured by the towed undulating CTD, interpolated at the ADCP mooring location. (b) low-pass filtered northward current velocities measured by the ADCP, at the density profile instant. (c) vertical shear of low-pass filtered northward velocities measured by the ADCP (black curve), and vertical shear induced by the density front under the assumption of thermal wind balance (red curve).

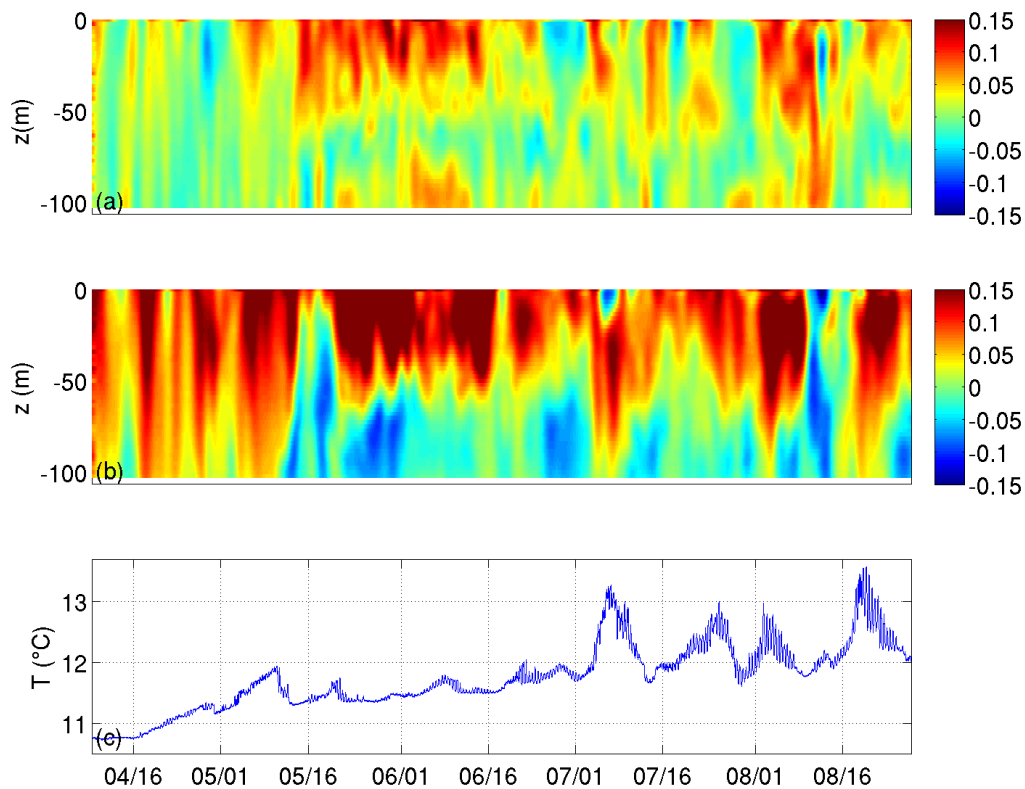
gradient associated to the surface front. The velocities measured by the ADCP have a maximum amplitude of  $12 \text{ cm.s}^{-1}$  at -30 m depth and decrease to  $9 \text{ cm.s}^{-1}$  at -6 m depth (Fig.4.13,b). Linear extrapolation to the surface leads to an estimated value of  $8 \text{ cm.s}^{-1}$  for the surface velocity.

In the last 15 meters above the bottom, the two shear estimates have different signs. The ADCP gives velocity values of  $-3.4 \text{ cm.s}^{-1}$  at 70 m depth and  $-2.5 \text{ cm.s}^{-1}$  at 80 m (Fig.4.13b). This negative shear is probably a consequence of the frictional forces, which reduce the velocity amplitudes near the sea floor, and which are not taken in account by the thermal wind estimates.

In summary, the FROMVAR 2011 mooring data indicate that thermal wind balance holds to a very high degree of accuracy within the bottom front region, despite the perturbing influences of a very energetic tidal signal. The dynamical influence of bottom friction seems restricted to the bottom layer. These data also present evidence of displacements of the bottom front in phase with the fortnightly S/N cycle. These displacements are analyzed in more detail in (Szekely et al., 2012a).

Fig.4.14 presents the data collected during the much longer 2008 ADCP deployment. At the beginning of the deployment, the water column is nearly homogeneous. Satellite SST maps show the surface front formation to occur about one month later, between May 5<sup>th</sup> and May 12<sup>th</sup>. Before the surface front formation, the velocities measured by the ADCP are northward, mainly barotropic with a slight intensification at about 25 m depth level. The slow increase in bottom temperature is consistent with a uniform heating of the water column by increasing solar fluxes. The formation of the surface front coincides with a sharp decrease of the bottom temperature (Fig.4.12c). Afterwards, the bottom temperature shows regular cycles of increase/decrease with higher temperatures measured during spring tides and lower temperatures during neap tides. Higher temperatures observed during spring tides are further evidence of displacements of the bottom front in phase with the fortnightly cycle, offshore motion of the bottom front in spring tides bringing warmer waters from the mixed area towards the CTD recorder.

After the stratification is developed, a vertical shear appears in the northward velocity record (Fig.4.14a), with northward velocities in the top 50 meter layer, with amplitude up to



**FIGURE 4.14** – Tide-filtered ADCP current profiles, measured in the Iroise Sea from April 7<sup>th</sup> to August 30<sup>th</sup>, 2008 ( $48^{\circ}13.68'N$ ,  $5^{\circ}10.28'W$ , point B in Fig.4.1), respectively in the eastward (a) and northward (b) direction. Velocity components are in meters per second. Figure (c) : Temperature records near the seafloor (about 102 meter depth) from a SBE37 sensor mounted on the ADCP mooring.

15 cm.s<sup>-1</sup>, and southward velocities in the bottom 50 meter with a weaker magnitude (5 to 10 cm.s<sup>-1</sup>). A slight increase in eastward velocities also appears at the surface, with magnitudes on the order of 10 cm.s<sup>-1</sup>. The velocities measured by the ADCP under homogeneous conditions are similar to the surface residual currents derived from radar measurements, and surface velocities also show remarkably little dependence on the stratification state.

These observations altogether confirm that the seasonal dependence of the density structure translates, through the thermal wind equilibrium, into a strong bottom-intensified southward seasonal current, instead of a surface-intensified current directed to the North.

## 4.8 Discussion

In our opinion, the study reported here yielded essentially two main findings :

- On the one hand, through a careful study of HF radar observations of the surface currents, we have proved that the northward surface current jet located on the 100 m isobathe in the Iroise Sea between latitudes 48°N and 48°16'N exists essentially independently of the stratification condition in the area, despite the fact that it is located exactly above the bottom temperature front under stratified conditions. The variations of this jet with the fortnightly cycle clearly point to a tidal forcing mechanism.
- On the second hand, using in-situ data collected in the framework of the FROMVAR field program, we have shown that the bottom temperature front does bear an influence on the along-front current shear. We did not find its signature in surface current velocity fields. Instead, the effect of thermal front consists in generating a southward current in the bottom layer. This comes in contradiction with a straightforward transposition of the ideas put forward in the study by (Hill et al., 2008).

In the very appealing framework set up by these authors, surface jets on shelf seas were essentially caused by the existence of bottom fronts, set up by other forcing agencies, of a diabatic (thermal, haline or mixing-related) nature. The Ushant thermal front seems to be a counter-example, in which highly energetic tides force a surface jet, which exists regardless of

the stratification state, and which the bottom front position actually seems to follow.

The dynamics leading to both the surface currents and the bottom counter-currents are a key issue of the Iroise Sea front circulation and remain unclear. Known mechanisms whose influence on the low-frequency dynamics remain to be assessed are the dynamical impact of the eddies continuously shed by the front due to baroclinic (Pasquet, 2011) or parametric-baroclinic (Pavec, 2007) instabilities, or the loss of thermal wind balance that might occur in spring tides due to increased levels of turbulence (Yankovsky, 2006).

Another point worth stressing is the fact that the southward circulation associated with thermal wind balance in the bottom layer is far from negligible, and can have a considerable influence for tracer (pollutants, biological actors) transport in the area. Indeed, a dye release experiment carried out during the FROMVAR 2009 cruise, during which fluorescein was released at 80 m depth on the western flank of the surface northward jet, showed the dye to drift rapidly to the South, when surface drifters drogued at 15 m experienced a swift, but more expected, drift to the North. The implications of this finding in an area crossed by one of the world's busiest shipping routes, and which experienced a significant number of major oil spills in the last four decades, are obvious.

## 4.9 Conclusions and directions for future work

In this article, we have reported on HF radar observations of surface currents in a macrotidal shelf sea, the Iroise Sea, which features a conspicuous tidal mixing front, the Ushant thermal front.

Using a state-of-the-art wave simulation model, we have studied the statistics of the wave-induced surface Stokes drift, and used this insight to define a screening method permitting to remove instances of strong contamination of the HF radar signal by this effect.

We have then presented composite patterns of the low-frequency surface residual circulation in the area, for various tidal intensity and stratification conditions.

We have shown that a northward mean current jet located above the 100 m, mentioned in



the previous study of (Le Boyer et al., 2009) as being associated to the bottom temperature front separating the waters of the Celtic Sea cold pool from the tidally mixed waters adjacent to the coast, was present regardless of the stratification conditions, and that its origin was probably to be sought in a tidal rectification mechanism.

Using in-situ data collected over several years, we have then shown that an along-front velocity shear did exist, and that the measurements were in striking agreement with a thermal-wind shear description.

These two findings of independence of the surface circulation to stratification condition and of a strong thermal-wind shear associated to the bottom temperature front imply the existence of a southward-directed circulation at the bottom of the water column, which clearly bears out in the observations.

This series of findings raises however many questions worthy of further investigations, of which we will now list a few :

- though it seems now clear that in the Iroise Sea the bottom front does not influence the surface jet location, this makes the precise way in which this feature is forced all the more unclear, and certainly worth investigation.
- also, the near coincidence of these two features could be interpreted as an indication that the tidal jet instead influences the bottom front dynamics. Further indication of this might be found in the fact that observations collected over the years, both with the help of moorings or through repeated cross-front CTD sections, show the bottom front to move in phase with the fortnightly cycle, being sharper and steeper in spring tides than in neap tides. This question is the subject of a modelling study in (Szekely et al., 2012a).

## 4.10 Acknowledgements

This work is a contribution to the EPIGRAM project, funded by CNRS (national programm LEFE/IDAO) and ANR (grant ANR-08-BLAN-0330-01). It is based on numerous observations made during the FROMVAR cruises, also supported by INSU through LEFE/IDAO funding.

It is part of the PhD work of Tanguy Szekely, which is funded by the French Defense Ministry. We thank Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine for providing access to the HF radars dataset. The help of both crews of R/V "Côtes de la Manche" is gratefully acknowledged. We thank L. Pineau-Guillou for her prompt help with the tidal range prediction software, and B. Le Cann, S. Herbette, A. Le Boyer, G. Cambon, H. Muller, F. Dumas, P. Lazure, A. Pasquet, F. Lyard and G. Reverdin for many fruitful discussions. Discussions with P. Flament, Y. Barbin and K.-W. Gurgel have been a permanent source of insight into the inner workings of the HF radars systems, which has proven invaluable during the data analysis work. The help of P. Raimbeau in correcting the english text is gratefully acknowledged.

## 4.11 Comparaison des observations de courant de surface avec un modèle de marée barotrope

### 4.11.1 Introduction du modèle de marée barotrope

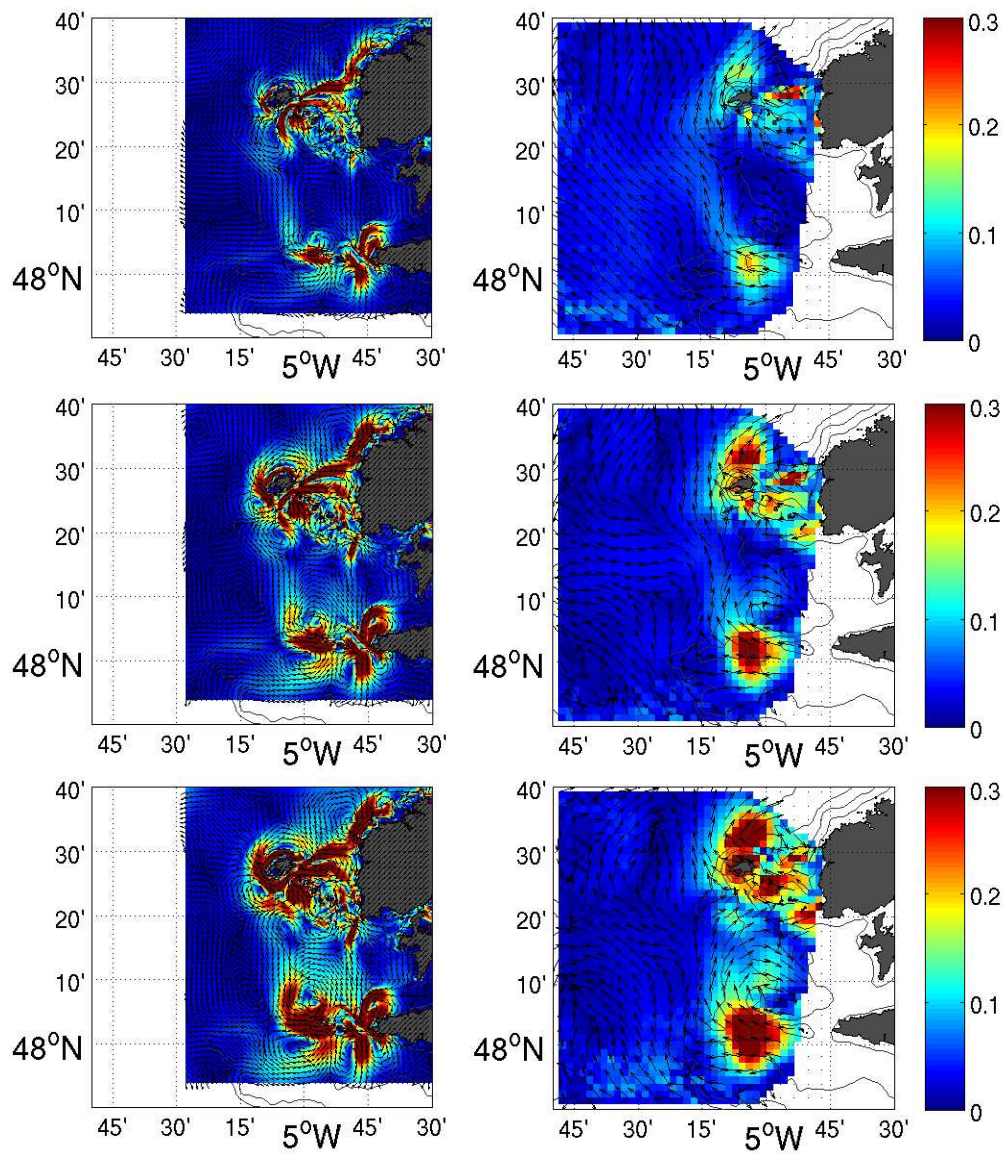
Les observations de courants de surface, publiées dans l'article précédent, montrent l'influence capitale du courant résiduel de marée sur la circulation basse fréquence de surface en mer d'Iroise. Un modèle de marée barotrope, décrit dans le chapitre 1, permet de modéliser la marée en mer d'Iroise avec une résolution adaptée.

### 4.11.2 Comparaison avec les observations des radars HF

La comparaison des sorties du modèle avec les courants de surface mesurés par les radars HF, pour des marées de vives-eaux, de mortes-eaux et des marées moyennes (Figure 4.15), montre que les courants résiduels de marée calculés par le modèle ont de nombreux points communs avec les courants résiduels mesurés en surface. Dans les observations comme dans le modèle, les courants résiduels sont intensifiés à proximité du raz de sein et de l'archipel d'Ouessant et une veine de courant orientée du sud vers le nord dont l'intensité varie avec l'amplitude de la marée traverse la mer d'Iroise en longeant sensiblement l'isobathe 100 mètres.

Des différences très nettes sont toutefois visible entre le modèle et les observations radar. D'une manière générale, le modèle montre de nombreuses fines structures qui forment des tourbillons, cycloniques comme anticycloniques, autour de l'île d'Ouessant. La circulation vue par les radars est nettement moins complexe dans cette zone (voir toutefois Sentchev et al. (2011), qui expose un traitement des mesures radar à haute résolution azimutale). De plus, l'amplitude des courants au voisinage de la chaussée de Sein est plus élevée dans le modèle que dans aux observations. Enfin, un patch de courant résiduel d'amplitude particulièrement forte est visible sur les observations radar, au nord de l'île d'Ouessant, mais pas dans le modèle.

Plusieurs facteurs peuvent expliquer ces différences, notamment le fait que les courants de surface donnés par les radars correspondent à des courants moyens sur des cellules spatiales



**FIGURE 4.15** — Courants résiduels de marée calculés par le modèle de marée barotrope (gauche) et observés en surface par les radars HF en période homogène (droite), pour des marées de mortes-eaux (haut) des marées moyennes (milieu) et des marées de vives-eaux (bas).

assez étendues et de profondeur de l'ordre de un mètre (Pour une discussion plus détaillée, voir le chapitre 2). On retiendra toutefois que le modèle de marée barotrope donne des résultats comparables aux observations, mais avec une résolution spatiale permettant de résoudre les éléments de structure plus fine.

Les nombreuses similitudes entre les courants résiduels de marée modélisés par le modèle de marée barotrope et les courants basses fréquences mesurés en surface viennent étayer les conclusions de l'article présenté dans cette partie, notamment concernant le lien entre les courants observés en surface et le résiduel de marée. De plus, le modèle montre que l'échelle de ces courants peut être plus fine que celle observée sur les courants de surface, et l'amplitude de ces courants plus importante.

## 4.12 Conclusion

Les résultats de cette étude révèlent que les courants basses fréquences rencontrés aux abords de la zone d'évolution du front d'Ouessant s'agencent d'une manière différente que ce qui était envisagé jusqu'alors. Lorsque la température de l'eau est homogène verticalement, notamment en période hivernale, les courants basses fréquences prennent la forme d'un jet résiduel de marée qui longe l'isobathe 100 m. En période stratifiée, les observations montrent que le front de marée se met en place, mais que le courant résiduel moyen observé en surface varie peu par rapport aux conditions hivernales. De plus, des observations réalisées par un mouillage ADCP montrent que le front de marée est dans un équilibre proche de la géostrophie, et que le courant longeant le front attendu dans le cas d'un tel ajustement se divise en un courant orienté vers le nord situé au-dessus de la thermocline et un contre-courant orienté vers le sud situé en dessous.

Ces observations lèvent de nombreuses questions à propos de la dynamique de la mer d'Iroise. Tout d'abord, la présence d'un courant résiduel de marée observé à proximité du front de température est étonnant puisqu'un front de marée tel que le front d'Ouessant est supposé être le fruit d'une différence horizontale de mélange turbulent, *a priori* sans lien avec les courants basses fréquences. Cette observation soulève donc la question de l'influence que peuvent avoir

ces deux éléments l'un sur l'autre. Les observations de l'ADCP montrent ensuite que le front peut se trouver être en équilibre géostrophique. Pourtant, il est connu pour se déplacer dans la direction zonale pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux. Les mécanismes conduisant l'ajustement du front en fonction de l'amplitude de la marée demeurent donc inconnus.



# Chapitre 5

## Variabilité du front du front d'Ouessant durant le cycle de vives eaux-mortes eaux

Ce chapitre aborde la problématique de la variabilité du front d'Ouessant en relation avec la modulation de l'amplitude de la marée. Il se présente sous la forme d'un article soumis au journal scientifique "Continental Shelf Research". Un préambule sert d'introduction au sujet de l'article, suivi du corps de texte de l'article lui-même. Une discussion clos ce chapitre en récapitulant les conclusions de l'article.

### 5.1 Préambule

La modélisation réaliste de la mer d'Iroise a montré qu'une fraction significative de la variabilité du front d'Ouessant est causée par les mouvements de la position du front en phase avec le cycle de vives eaux-mortes eaux (Cambon, 2008). Ces mouvements ont été observés à maintes reprises depuis Mariette (1983), puis par la suite par Le Corre and Mariette (1985), et enfin, plus récemment, par Schultes et al. (2012). Le présent chapitre tente d'identifier le mécanisme responsable de cette variabilité.

Dans un premier temps, la variabilité de la position du front profond et du front de surface est étudiée à l'aide de mesures de température et de salinité le long d'une section radiale du front



d'Ouessant et d'un modèle numérique. Ces observations permettent d'entamer une discussion sur les influences de la tension de vent en surface et de la modulation de l'amplitude de la marée pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux, respectivement sur le front de surface et le front profond. Des mesures de microstructure permettent ensuite d'étudier la variation de la turbulence de part et d'autre du front de marée, pendant une marée de vives-eaux et une marée de mortes-eaux. Les résultats permettent de relativiser le rôle du mélange induit par la marée dans la dynamique responsable de la variabilité du front d'Ouessant. Enfin, le modèle numérique montre que les déplacements du front profond pendant le cycle de vives eaux-mortes eaux sont liés à la formation de courants est-ouest par le résiduel de marée par une dynamique d'Ekman produite par le frottement de ces courants résiduels sur le fond.

Ces résultats font l'objet d'une brève discussion à la fin du chapitre.

# Fortnightly variability of a seasonal density front in relation to a tidal residual jet on the continental shelf

The so-called “Ushant tidal front” is the structuring element of the summer hydrology of the Iroise Sea, a shelf sea located on the western European shelf, close to the English Channel inlet. This article presents a study of the interplay between its bottom temperature front and an along-front tidal residual current jet, from an observational and numerical perspective. The fortnightly variability of the Ushant front is first discussed, using temperature and salinity in-situ measurements. Then, turbulent kinetic energy dissipation rate measurements are presented, which indicate that the vertical diffusivity of temperature in the mixed water area is probably not sufficient alone to explain the Ushant front fortnightly displacements. Finally, a semi-realistic modelling study based on the ROMS model shows that cross-front currents associated to Ekman transport, produced by the friction of the tidal residual current on the bottom, might significantly contribute to the offshore advection of the bottom front of the Ushant frontal system during spring tides.

## 5.2 Introduction

The Iroise Sea (see Fig.5.1) is a macrotidal shelf sea located to the west of Brittany, at the entrance of the English Channel, on the western European Shelf. Its hydrological structure is dominated in the summer months by the influence of the so-called “Ushant tidal front” (Pingree and Griffiths, 1978), a frontal system which separates the seasonally stratified waters of the Celtic Sea shelf from the vertically homogeneous coastal waters. Descriptions of its physical structure can be found in (Pingree, 1975; Le Corre and Mariette, 1985; Le Boyer et al., 2009; Pasquet, 2011; Szekely et al., 2012b). It is generally considered to result from a balance between

the influences of restratification due to atmospheric and solar heating, and destratification due to turbulent vertical mixing, an explanation originally proposed for the existence of fronts in the Irish Sea by Simpson and Hunter (1974). Following the energetic argument put forward by these authors, the front should be an isoline of a criterion defined as  $h/U^3$ ,  $h$  being the water depth, and  $U$  a scale of tidal current velocities. This criterion has for instance been successfully used by (Pingree and Griffiths, 1978) to locate several fronts of the Celtic, Irish and North seas. Its use in the specific case of the Iroise Sea has been discussed by (Mariette and Le Cann, 1985).

The structuring influence of the Ushant front on the pelagic ecosystem of the Iroise Sea was recognized very early (Le Fèvre and Grall, 1970; Pingree et al., 1977; Pingree, 1978; Morin et al., 1985; Le Fèvre, 1986; Morin et al., 1993), and is still the object of active research (Nerot et al., 2012; Schultes et al., 2012). A point mentioned in many of these studies is the indirect modulation of biological activity by the fortnightly spring-neap cycle, through induced changes on the frontal structure. The hydrological transects presented in Schultes et al. (2012) actually show the bottom front to be steeper and located more than ten kilometers further offshore in springs than in neaps.

The “Simpson-Hunter criterion”, as it is now known, gives an intuitive explanation of this fortnightly variability, since the increase of turbulent mixing in spring tides should naturally push fronts offshore. As its authors themselves observed (Simpson and Bowers, 1979), however, it suffers from obvious shortcomings, as observations of tidal fronts around the British Isles showed that the displacements of the  $h/U^3$  critical lines over the fortnightly cycle were in many cases much larger than the observed frontal displacements. Pasquet et al. (2012) have moreover recently shown that the actual values of  $h/U^3$  fit well with the Ushant front location in the vicinity of the Ushant island and the Raz de Sein, but remain very large (*i.e.* stratified) in most of the coastal mixed water area.

A supplemental ingredient not taken into account in studies of the Iroise Sea performed during the 80's is the existence, inferred from numerical simulations by Salomon et al. (1988), and observed recently using HF radar surface current measurements (Sentchev et al., 2011;

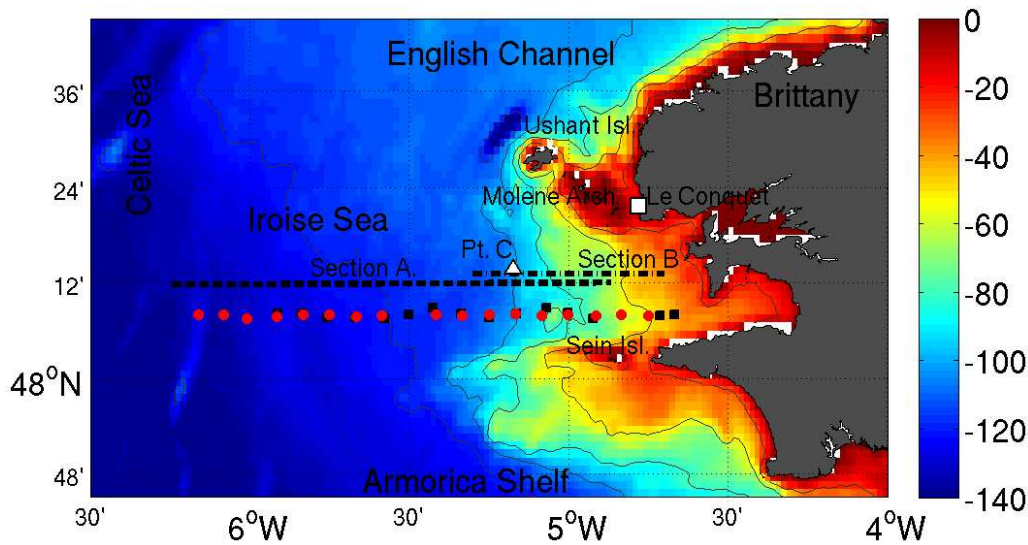
Szekely et al., 2012b), of a permanent, but strongly modulated on fortnightly time scales, tidal residual current. This current jet is located year-long at the precise position of the summer bottom front.

Our purpose in this article is to discuss the interactions of this tidal residual current and the bottom temperature front, from both an observational and a numerical perspective. The outline of the article is the following : In section 5.3 we give an overview of the Iroise Sea area, in terms of bathymetry, hydrology and tidal forcing. A cursory description of the data set and the numerical model is given in section 5.4. Observational evidence regarding the spring-neap variability of the bottom front is presented in section 5.5, which also contains a brief comparison with numerical model output. In section 5.6, the spatial and temporal variability of turbulent temperature diffusivity is studied by means of microstructure measurements. In section 5.7, we investigate numerically the variation of the modelled bottom front shape in relation to the tidal residual jet during a spring-neap cycle, with a focus on the Ekman currents in the bottom layer associated to the tidal residual jet. We finally conclude and present perspectives for future work.

## 5.3 Overview of the Iroise Sea

### 5.3.1 Bathymetry

The bathymetry of the Iroise Sea, together with the names of several relevant geographical features of the study site, is shown in Fig.5.1. The Iroise Sea is the shallow portion of the broader Celtic Sea (Cooper and Vaux, 1949) that is located immediately to the west of Brittany. Its bathymetry is rather rough close to the shore. Further off-shore, the depth gradually increases from 50 to 120 m, with a more gentle bottom slope in the south. In the north, a group of islets and rocks forms the Molène archipelago. A larger island, the island of Ushant (Fig.5.1), is separated from the Molène archipelago by the 2 km wide and 50 m deep Fromveur strait. In the southern part, a group of islets and rocks forms the Sein archipelago. To the west, the sea



**FIGURE 5.1** – Bathymetry of the Iroise Sea and topographic features of interest. The thin grey lines show the 20, 50, 80, 100 and 120 m isobaths. The thick dashed line along  $48^{\circ}12'N$  marks the 2011 towed CTD section (section A). The thick dot-dashed line along  $48^{\circ}13.13'N$  marks the model output section (section B). Along  $48^{\circ}08'N$ , the red circles (resp. black squares) mark the VMP stations occupied during the neap tides (resp. spring tides) leg of the 2009 cruise. The white triangle at  $48^{\circ}13.68'N$ ,  $5^{\circ}10.28'W$  marks the 2008 ADCP mooring location. A white square marks Le Conquet, the tidal range reference location.

floor slopes rapidly to a depth of roughly 100 m, and reaches a broad continental shelf with a rather constant depth of roughly 120 m. The shelf break (not shown in Fig.5.1), runs from northwest to southeast, and is distant from the shore by 70 nautical miles in its closest part, to the southwest of Sein.

### 5.3.2 Tidal currents

In addition to the density front, the Iroise Sea is influenced by strong tidal currents, with a major contribution of the  $M_2$  and  $S_2$  tidal constituents. The interaction of these two constituents produces a strong fortnightly springs-neaps cycle (Mariette et al., 1982). During a springs-neaps cycle, the tidal range varies from 1 meter to about 7 meters near the coast. The tidal current amplitude varies from a few decimeters per second during neaps to the order of one meter per second during springs, with a maximum amplitude exceeding 3 meters per second on the northern and southern shores of Ushant (Sentchev et al., 2011). These currents have been successfully modelled since the early 1980's (Mariette et al., 1982), and more recently by

Cambon (2008) and Muller et al. (2007).

Several modelling studies have shown the tides to contribute to the residual circulation in the Iroise Sea (Mariette et al., 1982; Salomon et al., 1988; Muller et al., 2010), but direct observations of the surface residual circulation at the regional scale only became available recently with the installation of an HF radars surface currents observation system (Gurgel et al., 1999a,b; Ardhuin et al., 2009). Using these observations, Sentchev et al. (2011) and Szekely et al. (2012b) have shown that a low-frequency surface current, related to the tidal residual current, follows roughly the 100 m isobath with a magnitude which varies from a few centimeters per second to an order  $20 \text{ cm.s}^{-1}$  during a springs-neaps cycle, but with very little dependence on the stratification state of the water column.

### 5.3.3 Summer hydrology of the Iroise Sea

The Iroise Sea front structure is too dynamic, both spatially and temporally, to be adequately represented by available climatologies of the Bay of Biscay shelf (Vincent and Kurc, 1969; Michel et al., 2009).

A broad-brush perspective of its hydrological structure can however be drawn from the cruise data collected over the years. The section along  $48^{\circ}08'N$  (red circles/black squares in Fig. 5.1), for instance, has been occupied in September 1982, 2007 and 2009 (see respectively Le Corre and Mariette (1985), Le Boyer et al. (2009) and Schultes et al. (2012)). The temperature data collected along section A in 2011, presented in Fig. 5.2, can be considered fairly representative of the late-summer situation, which is weakly dependent on latitude between the islands of Sein and Ushant. A seasonal thermocline offshore to the west separates the cool bottom waters of the Celtic Sea “Cold Pool” from warm surface waters. A vertically homogeneous water mass located at the shoreward end of the section is separated from the thermally stratified area by two frontal interfaces at the surface and bottom. Salinity varies weakly over the area, and its distribution pattern varies over the years.

The precise location of the surface front is highly variable due to mesoscale dynamics of

the frontal interface, either intrinsic (studies of its instabilities can be found in Pasquet et al. (2012) or Pavec (2007)) or forced by atmospheric events. In the latitude band located between the islands of Sein and Ushant, its longitudinal displacements remain bounded between roughly  $5^{\circ}30'W$  and  $5^{\circ}05'W$ . Surface layer temperature in the stratified zone has a strong seasonal dependence, but late-summer values range between  $16^{\circ}C$  and  $19^{\circ}C$ .

A lot less is known about the bottom front displacements, as it is not apparent in satellite imagery, and is little discussed in modelling studies. The  $48^{\circ}08'N$  data show it to remain mostly between  $5^{\circ}15'W$  and  $5^{\circ}W$ . A feature, which is not discussed by the various authors but can be observed fairly consistently, is the fact that it tends to be steeper and located further offshore in springs than in neaps. The "cold pool" waters show a much reduced seasonal cycle, with temperatures ranging from  $6-7^{\circ}C$  at the end of winter, to  $11-12^{\circ}C$  at the end of summer. The homogeneous water mass close to the shore has late-summer temperatures ranging between  $14.5$  and  $15.5^{\circ}C$ .

## 5.4 Description of the dataset and numerical model

The purpose of this section is to give a capsule description of the temperature and salinity measurements, the ADCP current measurements and bottom temperature recording, the kinetic energy dissipation rate measurements and the numerical model which are used in this study.

### 5.4.1 Temperature and salinity sections

Figure 5.2 shows temperature and salinity sections along  $48^{\circ}12'N$  (section A in Fig. 5.1) at two extremes of a fortnightly cycle. The measurements were performed during the FROMVAR 2009 cruise using a SBE49 CTD mounted on a "Scanfish" towed undulating vehicle (Brown et al., 1996). The towed body was set to undulate at  $0.75\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  vertical velocity in order to minimize temperature gradient effects on the salinity measurements. Vertical resolution at the CTD sampling frequency of 16Hz was of the order of 5 cm, while the distance covered by the ship steaming at 8 knots during one pair of up/down profiles to the depth of roughly 90 m was

close to 1 km. Due to the high ship velocity during the measurements, each of the two long transects could be completed in slightly less than 6 hours, while the shorter one took slightly more than 3 hours to complete. The first section was occupied on September 2<sup>nd</sup>, 2011, during springs (6 m predicted tidal range at the nearby harbour of Le Conquet). The second section was occupied on September 9<sup>th</sup>, 2011, during neaps (3.7 m tidal range), and the third was occupied on September 14<sup>th</sup> during the following springs period (5.4 m tidal range).

### 5.4.2 ADCP measurements

Figure 5.3 presents tide-filtered current data collected in July and August 2008 by a 300 kHz RDI Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) moored on a frame at 48°13.68'N, 5°10.28'W (point C in Fig.5.1), in 102 m depth. The instrument provided current velocity profiles with time resolution of one measurement every second and a vertical resolution of one measurement every two meters, the first measurement being 4 m above the sensor. The top 6% of the water column have been flagged in order to remove the specular reflection from the sea surface. The mooring was also equipped with an SBE 37 sensor, which recorded temperature (Fig.5.3c), salinity and pressure (not shown) at the seafloor.

### 5.4.3 Turbulent kinetic energy dissipation rate measurements

A Rockland Scientific VMP6000 vertical microstructure profiler (hereafter VMP) has been deployed during the FROMVAR 2009 cruise in September 2009. This instrument was equipped with shear probes used for measuring the turbulent kinetic energy dissipation rate  $\epsilon$  (hereafter energy dissipation). A CTD sensor was externally attached to the VMP profiler to provide concurrent temperature and salinity measurements. Cross front sections of temperature and decimal logarithm of energy dissipation measured in September 2009 are given in Fig.5.5. Measurements have been performed twice along the 48°08'N transect, during spring (resp. neap) tides, at 16 stations (resp. 18 stations). The station locations are marked in Fig.5.1. Three to five casts were executed at each station. For the sake of simplicity, the casts were averaged to



provide station-mean profiles of temperature (Fig.5.5,a and 5.5,c) and decimal logarithm of the energy dissipation (Fig.5.5,b and 5.5,d).

#### 5.4.4 Numerical model

A semi-realistic regional configuration of the ROMS model (Shchepetkin and McWilliams, 2005) with KPP turbulence scheme (Large et al., 1994) has been set up to model the Ushant front dynamics. The modelled domain is bounded by 47°30'N, 49°30'N, 6°30'W and 4°W, with a 1.5 km horizontal resolution grid and 30 sigma levels in the vertical. It is based on the Iroise Sea configuration described in Cambon (2008), except for a few differences in the bathymetry, boundary conditions and forcing.

The bathymetry has been somewhat modified with respect to the Cambon (2008) study, mostly in the area of the Molene archipelago, which has been represented in this study as a succession of discrete channels oriented in the north-south direction, and not as a single plateau. Removing this obstruction somewhat improved the representation of residual currents in our area of interest.

Model runs have been performed for the year 2008, starting from an initial condition of rest on January 1<sup>st</sup>. Low-frequency current or SSH forcing at the regional level is thought to be quite weak, except during short episodes of inflow pulses from the south-east of the domain, or episodes of strong wind-forced inflow from the English Channel (Pasquet, 2011). As the reaction of the Ushant front to these specific (and as yet essentially unstudied) episodes was not the core of our interest, we have chosen to use open boundary conditions (Marchesiello et al., 2001) to let mesoscale eddies escape the domain, but to relax to conditions of no low-frequency motion and sea surface displacement at the model boundaries.

The boundary conditions for hydrological properties have been chosen as relaxation to a spatially uniform ten-daily climatological temperature profile representative of the known features of the area, and to a uniform salinity, equal to 35.4. Run-offs from the very minor rivers of the area were neglected.

Tidal forcing was applied through the velocity and SSH boundary conditions, using a tidal atlas communicated to us by Dr F. Lyard, from CNRS/LEGOS. This tidal atlas had been constructed through assimilation of satellite altimetry data, in the spirit of (Lyard et al., 2006), in the T-UGOm model configuration described in (Pairaud et al., 2008). Fifteen tidal constituents were included : four diurnal components (Q1, O1, P1 and K1), 9 semi-diurnal components (2N2, Mu2, N2, Nu2, M2, L2, T2, S2 and K2), and two quarter-diurnal components (M4 and MS4). Modelled tidal range agrees well with the tidal range measurements collected at Le Conquet by Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

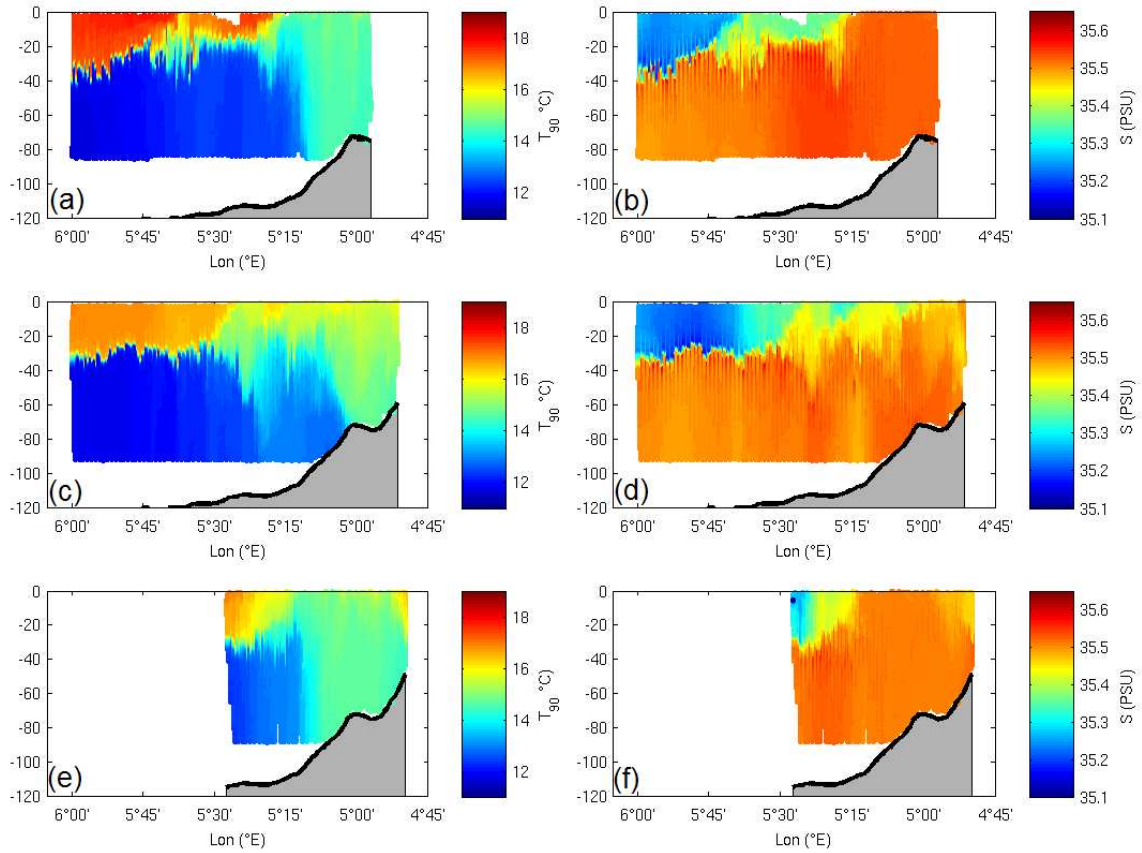
Finally, semi-realistic atmospheric forcings from the year 2008, chosen as fairly representative of meteorological conditions in the area, have been included. Wind components at 10 m, air temperature and specific humidity at 2 m were taken from the 3-hourly analyses of the ALADIN model provided by Météo-France (Déqué et al., 1994), while short and long wave radiative fluxes were taken from the geostationary radiative fluxes product from the Eumetsat Ocean & Sea Ice Satellite Application Facility (Ocean and Sea Ice SAF, 2011).

Wind forcing is important in two ways on the Celtic Sea shelf, as a source of turbulent kinetic energy and mixing, and as a source of momentum, inducing currents and circulation on weekly to seasonal time scales. As mentioned above, little is known on these wind-forced circulation events, and they are not believed to be a central influence in the Ushant front dynamics. In order to remove this source of noise from the analysis, and to be able to observe in isolation the effects of currents forced by the (dominant) tidal rectification processes, we have finally modified the forcing input subroutine of ROMS to take into account wind forcing in the turbulence scheme, but discard the associated source of momentum at the surface.

## 5.5 Fortnightly variability of the Ushant front

As a first step, we discuss in this section the variability of the bottom front over a fortnightly cycle, on the basis of observations as well as modelling results.

### 5.5.1 Fortnightly variability from hydrological observations



**FIGURE 5.2** – *Temperature (left) and salinity (right) measurements along the cross-front transect A (see Fig.5.1), respectively on 09/02/2011 (top), 09/09/2011 (middle), and 09/14/2011 (bottom). The corresponding tidal ranges are respectively 6 m (springs), 4.7 m (neaps) and 5.4 m (springs, again).*

Temperature and salinity measurement along section A covering a fortnightly cycle are presented in Figs.5.2a to 5.2f. The bottom front separating the bottom cold waters located offshore ( $<13.5^{\circ}\text{C}$ ) from the vertically homogeneous layer located onshore is observed respectively at  $5^{\circ}09'\text{W}$  and  $5^{\circ}10'\text{W}$  during the two springs transects and at  $5^{\circ}00'\text{W}$  during neaps. The bottom front has moved onshore as the tidal range decreased, and offshore as it increased again, the springs and neaps locations being distant of about 13 km.

The surface front is located at  $5^{\circ}12'\text{W}$  in Fig5.2a,  $5^{\circ}24'\text{W}$  in Fig5.2c and  $5^{\circ}20'\text{W}$  in Fig5.2e. These displacements do not appear to follow a pattern similar to those of the bottom front, but rather to have been influenced by the passage of a strong ( $H_s$  in excess of 4 m, southwesterly

winds reaching 30 knots) storm on September 6<sup>th</sup>. The signature of this storm can also be seen in the significant decrease of temperatures in the surface layer between the September 2<sup>nd</sup> and September 9<sup>th</sup>, due to negative surface heat flux, and the sharpening of the seasonal thermocline west of 5°30'W, indicative of enhanced vertical mixing.

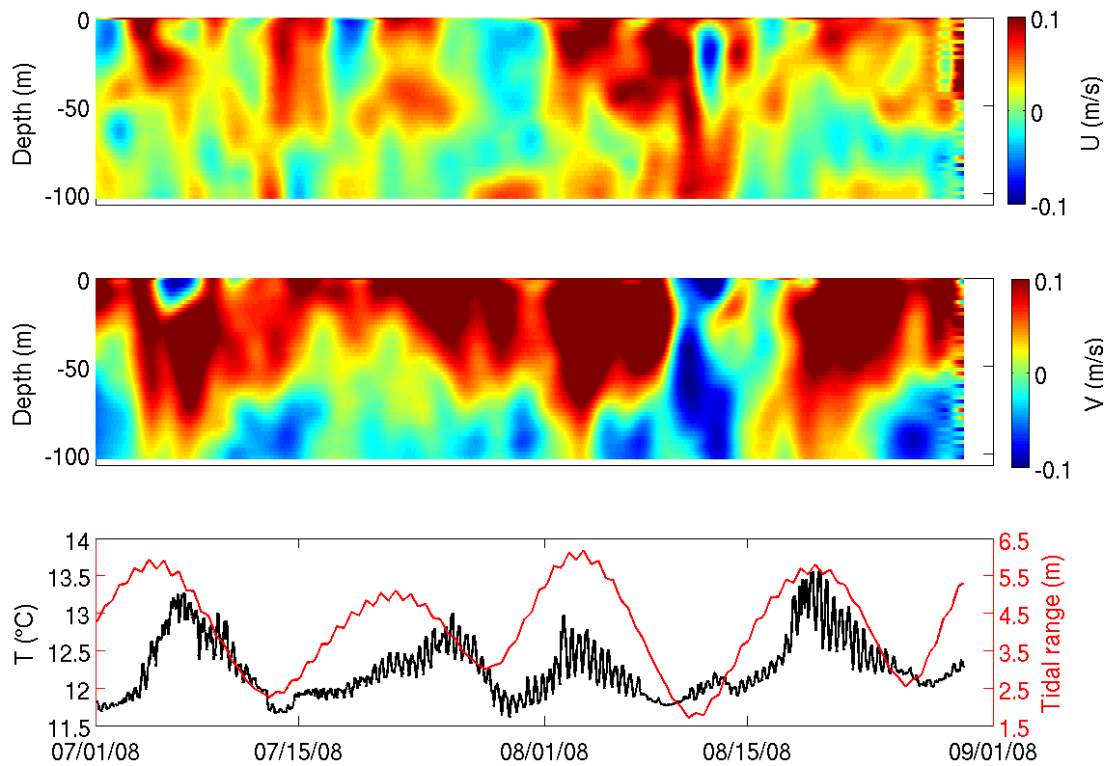
Altogether, these data show that the bottom front seems to move in phase with the springs-neaps cycle, moving offshore and steepening in spring tides, and moving onshore and slackening during neaps. They also show that the surface front is, as might be expected, more affected by atmospheric influences, and that its sensitivity to tidal range variations seems weak (at least in this period of strong atmospheric forcing).

### 5.5.2 Fortnightly variability from water column currents and bottom temperature recordings

Figure 5.3 shows tide-filtered currents and a bottom temperature recording collected over July and August 2008, at 48°13.68'N, 5°10.28'W. In neap tides, the bottom temperature is low (11.75°C), and has a small intra-diurnal variability, which tends to indicate the mooring is located quite deeply in the “Cold Pool”. As the tidal range increases, temperature variability, then temperature itself, both increase. The increase in variability is an indication that lateral temperature gradients become swept past the mooring on each semi-diurnal cycle. The increase in temperature is a clear indication that the front is moving offshore, and that the warmer waters of the homogeneous onshore zone get closer to the mooring. As the tidal range decreases again, a reverse evolution is observed on the temperature record.

Meanwhile, the cross-front current component tends to be clearly eastward at the surface, and smaller, if not westward, at the bottom. The along-front current component has been the subject of a focused study in (Szekely et al., 2012b).

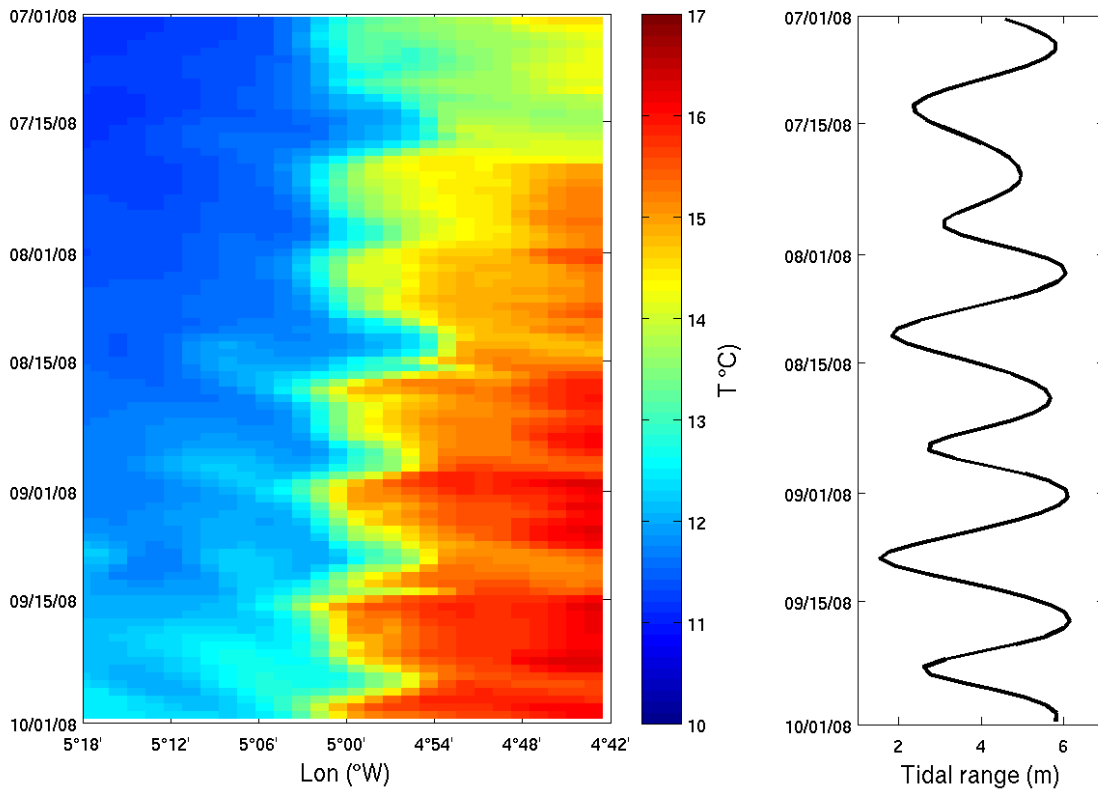
This temperature recording we take as evidence that the onshore/offshore motion of the bottom front in phase with the fortnightly cycle observed in the hydrological transects of Fig. 5.2 is not an isolated occurrence, but indeed a repetitive and robust phenomenon.



**FIGURE 5.3** – (a,b) : Tide-filtered ADCP current profiles, measured in the Iroise Sea from July 1<sup>st</sup> to August 30<sup>th</sup>, 2008 ( $48^{\circ}13.68'$ ,  $5^{\circ}10.28'W$ , point C in Fig.5.1), respectively in the eastward (a) and northward (b) direction. Velocity components are in  $m.s^{-1}$ . (c) : Temperature records near the seafloor (about 102 meter depth) from a SBE37 sensor mounted on the ADCP mooring.

### 5.5.3 Fortnightly variability in the numerical model

In the light of the observational results, special attention has been paid to the treatment of wind stress in the numerical model. Thus, turbulent kinetic energy injection by wind stress has been conserved in the turbulence scheme, but the associated surface momentum injection has been turned down in the momentum equation solved by the model. This way, the wind induced mixing is conserved, but the upper layers of the ocean are not advected by surface Ekman transport induced by wind stress. As a result, the modelled residual (low-frequency) currents are either buoyancy gradient induced or tidally induced.



**FIGURE 5.4** – *Left* : daily averaged modelled temperature at the seafloor from 07/01/2008 to 09/31/2008, along section B. *Right* : tidal range measured at Le Conquet harbour.

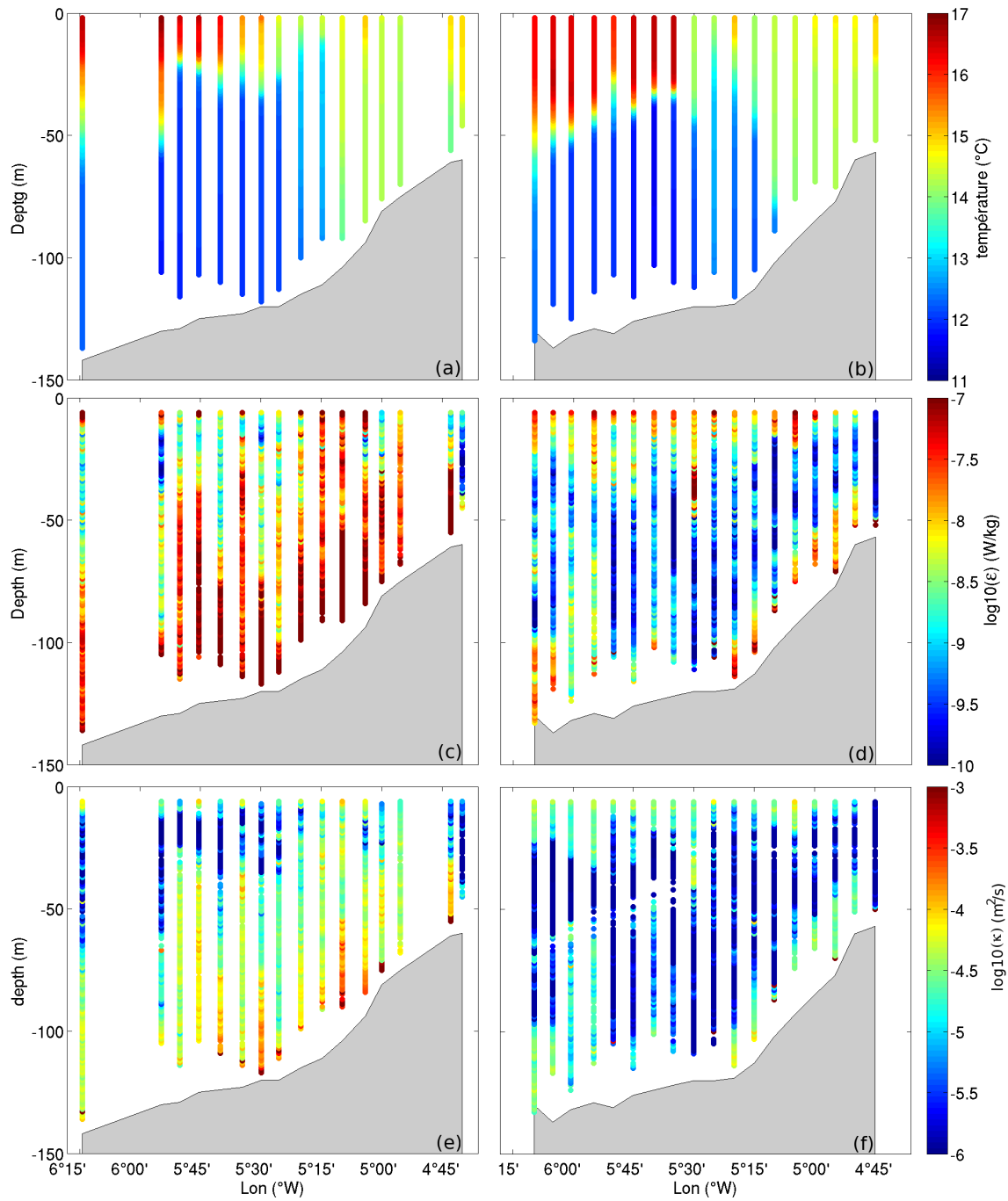
The modelled time series of bottom temperature along section B, from 07/01/2008 to 09/31/2008, is given in Fig.5.4, together with the tidal range measured at Le Conquet (see Fig.5.1 for the section and Le Conquet location). The bottom front location, roughly represen-

ted by the  $13.5^{\circ}\text{C}$  isotherm, is moving inshore and offshore in phase with the fortnightly cycle. It separates the cold bottom waters to the west from the homogeneous waters to the east. The mean position of the bottom front is close to  $4^{\circ}58'W$ , that is about 10 km east of the observed mean position (the location of the front is sensitive to the representation in the model bathymetry of the rocky ridge west of Sein, as well as to implementation details of the bottom friction term). The oscillations of the bottom front have, however, an amplitude of roughly 10-13 km, similar with the observed amplitudes, and are in phase with the tidal range variations. A weak seasonal variability is discernible since the temperature is slowly increasing along the summer, both in the homogeneous zone and the stratified zone. This increase over the summer months is also visible, though somewhat less marked, in the in-situ bottom temperature recording of Fig.5.3.

As a conclusion to this first overview of the simulation results, we will say that our model seems able to reproduce, at least in a qualitative way, the main features of the bottom front of the Ushant frontal system, including its variability on monthly time scales.

## 5.6 Variability of the turbulent kinetic energy dissipation rate and vertical eddy diffusivity, in relation with the fortnightly cycle

Turbulent diffusivity is a key issue in the Ushant front region, either directly as the bottleneck controlling the injection of nutrients in the euphotic zone through the different frontal interfaces (Morin et al., 1985; Le Fèvre, 1986; Schultes et al., 2012), or through its suspected dynamical influence in the “Simpson-Hunter mechanism”. Turbulent microstructure measurements have been performed during the FROMVAR 2009 cruise, using a Rockland Scientific VMP 6000 microstructure profiler. We present in this section the results of these measurements, in terms of “raw” kinetic energy dissipation rate, as well as in terms of vertical turbulent diffusivity, estimated using the parameterization of Shih et al. (2005).



**FIGURE 5.5** — Temperature (top row), decimal logarithm of energy dissipation (middle row) and turbulent diffusivity (bottom row) profiles measured in September 2009 in spring tides between 09/19 and 09/22 (left column), and in neap tides between 09/26 and 09/29 (right column). Tidal range was between 5.5 m and 6.7 m during spring tides and between 1.6 m and 2.3 m during neap tides. The energy dissipation and turbulent diffusivity are respectively plotted as  $\log_{10}(\epsilon(\text{W}\cdot\text{kg}^{-1}))$  and  $\log_{10}(\kappa(\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}))$ . The profile locations are given in Fig.5.1. The top 6 meters of the water column energy dissipation and turbulent diffusivity values, which were strongly contaminated by the ship wake, have been removed.



In spring tides, temperature profiles (Fig.5.5a) measured simultaneously with turbulent kinetic energy dissipation rates (Fig.5.5c) show that the bottom front is located in the vicinity of  $5^{\circ}10'W$  and the surface front is located at  $5^{\circ}20'W$ . The bottom layer temperature is about  $12^{\circ}C$ , the homogeneous layer temperature varies from  $14$  to  $15^{\circ}C$ , the surface warm water temperature ranges between  $16$  to  $17^{\circ}C$ . Energy dissipation (Fig.5.5c) is enhanced in a bottom layer  $60$  to  $80$  meter thick, with dissipation rates well in excess of  $10^{-8}W.kg^{-1}$ . The energy dissipation rate values drop significantly higher in the water column, and remain lower than  $10^{-8}W.kg^{-1}$  up to the surface layer. This level of energy dissipation rate, as well as its water column distribution, are consistent with the similar observations of Simpson et al. (1996) performed in the Irish Sea, to the north of the Celtic Sea.

In neap tides (Fig.5.5b, 5.5d and 5.5f), the bottom front is located to the east of its spring tide position. The enhanced dissipation bottom layer is now about  $20$  meters thick and has an energy dissipation rate of approximately  $10^{-8}W.kg^{-1}$ . A surface intensified layer is found, with dissipation rates also between  $10^{-8}W.kg^{-1}$  and  $10^{-7}W.kg^{-1}$ . Dissipation rates measured between the two intensified layers have an order  $10^{-9}W.kg^{-1}$ , in both the homogeneous and stratified zones.

The difference in energy dissipation rate in the bottom layer between the two transects clearly shows the strong driving influence of bottom friction acting on the tidal currents. The surface intensification in neaps is less expected, and does not seem linked to any particular atmospheric event. One clear feature of the graphs, however, is the fact that the dissipation rate levels in the bottom layer, though very different between springs and neaps, are essentially uniform geographically, and show now signature at the crossing of the bottom front.

Eddy diffusivity estimated using the parameterization of Shih et al. (2005) in spring and neap tides is presented in graphs 5.5e and 5.5f, respectively. As expected, the eddy diffusivity is enhanced close to the surface and the seafloor. It varies from  $10^{-3.5}m^2.s^{-1}$  to  $10^{-4.5}m^2.s^{-1}$  in the bottom layer during spring tides, and is close to  $10^{-4.5}m^2.s^{-1}$  during neap tides. It is of the order of  $10^{-4.5}m^2.s^{-1}$  in the surface layer, in the mild conditions experienced during the cruise. Eddy diffusivity decreases however down to  $10^{-5.5}m^2.s^{-1}$  in the intermediate layer, both in the

homogeneous and stratified zones, and both under spring and neap tides conditions.

These observations allow us to discuss the time scale of mixing in the vicinity of the front. Let us consider a vertically stratified fluid at rest. In the absence of heat sources and horizontal advection effects, a simple equation for the temperature profile can be written as :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5.1)$$

$T$  being temperature, and  $\kappa$  diffusivity. Let  $\tau$  be a time scale for homogenization of the water column of vertical scale  $H$ , equation (5.1) allows us to write.

$$\tau \approx \frac{H^2}{\kappa}.$$

Back to the Iroise Sea case, the classical paradigm of tidal front formation implies that the water column is kept homogeneous on the shoreward side of the front by turbulence induced by tides (Simpson, 1981; Stigebrandt, 1988). Should mixing at the frontal interfaces explain the bottom front offshore motion in springs, the time scale for homogenization of the water column would have to be shorter than one-half spring-neap cycle, *i.e.* 7 days. Using the above scaling arguments, and considering a conservative estimate of the turbulent diffusivity to be  $10^{-3.5} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , the water column length scale over which diffusivity can be expected to have an influence within a time scale of 7 days is of the order of 15m, which is low compared to the water column depth scale ( $\approx 100\text{m}$ ). Taking account of the fact that the intermediate layer, where the eddy diffusivity values are much lower, creates an even stronger barrier to exchanges between the bottom and surface layer, would tend to reduce even further this length scale. A diffusive mechanism for the front movements also would face the difficulty of “unmixing” water masses in order to let the front return to its original position during the following neaps period. If one finally tries to estimate the time scale over which diffusion should act to homogenize a water column 100 m deep, one arrives to a result of roughly 100 days for a diffusivity  $\kappa = 10^{-3} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , and more than 300 days for  $10^{-3.5} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , time scales which seem very long indeed compared

to the  $\sim 150$  days of existence of the front each year. Our conclusion at this point is that the variability of the eddy diffusivity is not sufficient to explain locally the fortnightly variability of the Ushant front, and probably not its very existence either. Another, advective, mechanism, has to be at work.

This point is studied in the following section, by means of a numerical model.

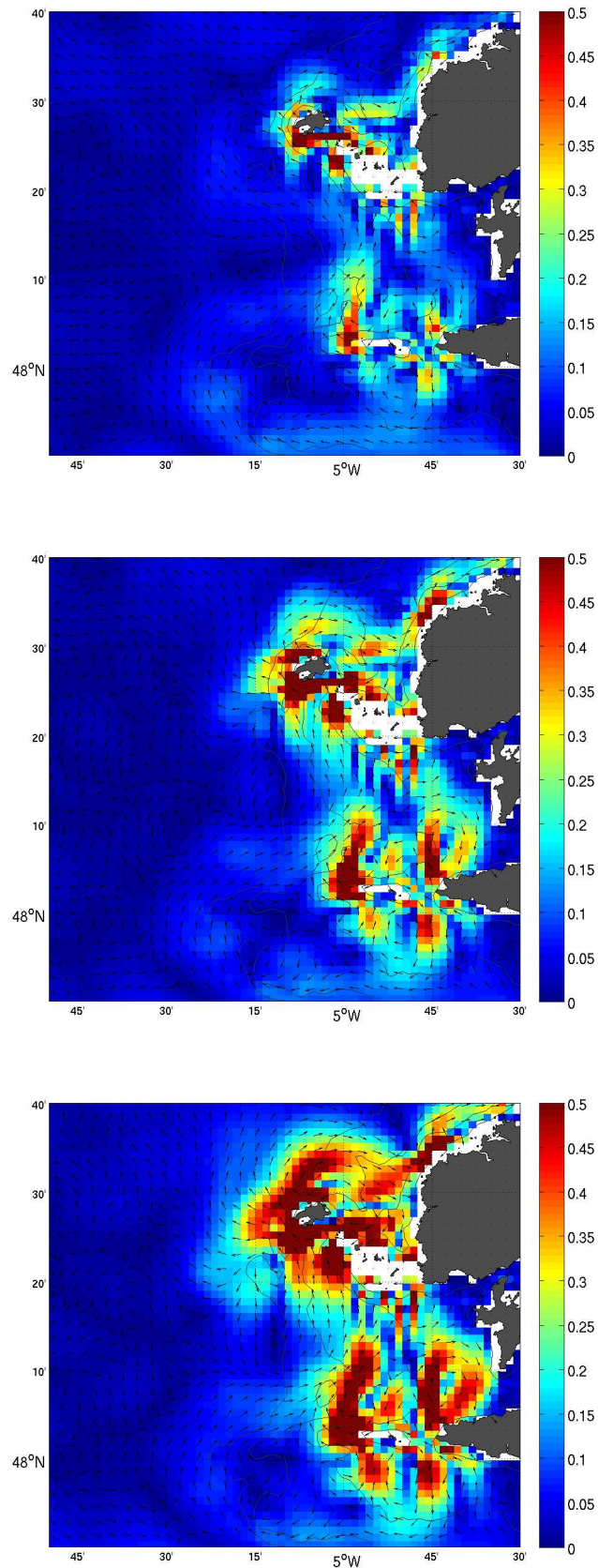
## 5.7 Fortnightly variability, in relation with the tide-filtered currents

The Iroise Sea residual circulation is thought to be forced by tides and winds in winter, with a further influence of density gradients in summer (Cambon, 2008; Muller et al., 2010; Szekely et al., 2012b). In order to deduce the order of magnitude of the density-driven circulation, and to study the mechanisms of bottom front variability, we study in this section the residual circulation simulated by our numerical model, in which the direct influence of wind forcing has been removed. Data are presented as composites of daily-averaged situations for different classes of tidal range and stratification conditions.

Using the classification of Szekely et al. (2012b), we have defined the tidal range classes using the 33<sup>rd</sup> and 66<sup>th</sup> percentiles of predicted tidal range in Le Conquet. Under this definition, a given time sample is considered to correspond to “weak tide” conditions if the corresponding tidal range is below 3.5 m, to “moderate tide” conditions if it is between 3.5 m and 4.8 m, and to “strong tide” conditions if it is above 4.8 m. Also, we have divided the year in a stratified (June-October, inclusive) and a homogeneous (November-April, inclusive) periods. The transitional month of May has been discarded from the analysis.

### 5.7.1 Residual currents variability in homogeneous conditions

Fig.5.6 presents the composite residual barotropic currents modelled by the Iroise Sea model configuration in the homogeneous period, in neap, moderate and spring tides conditions. As

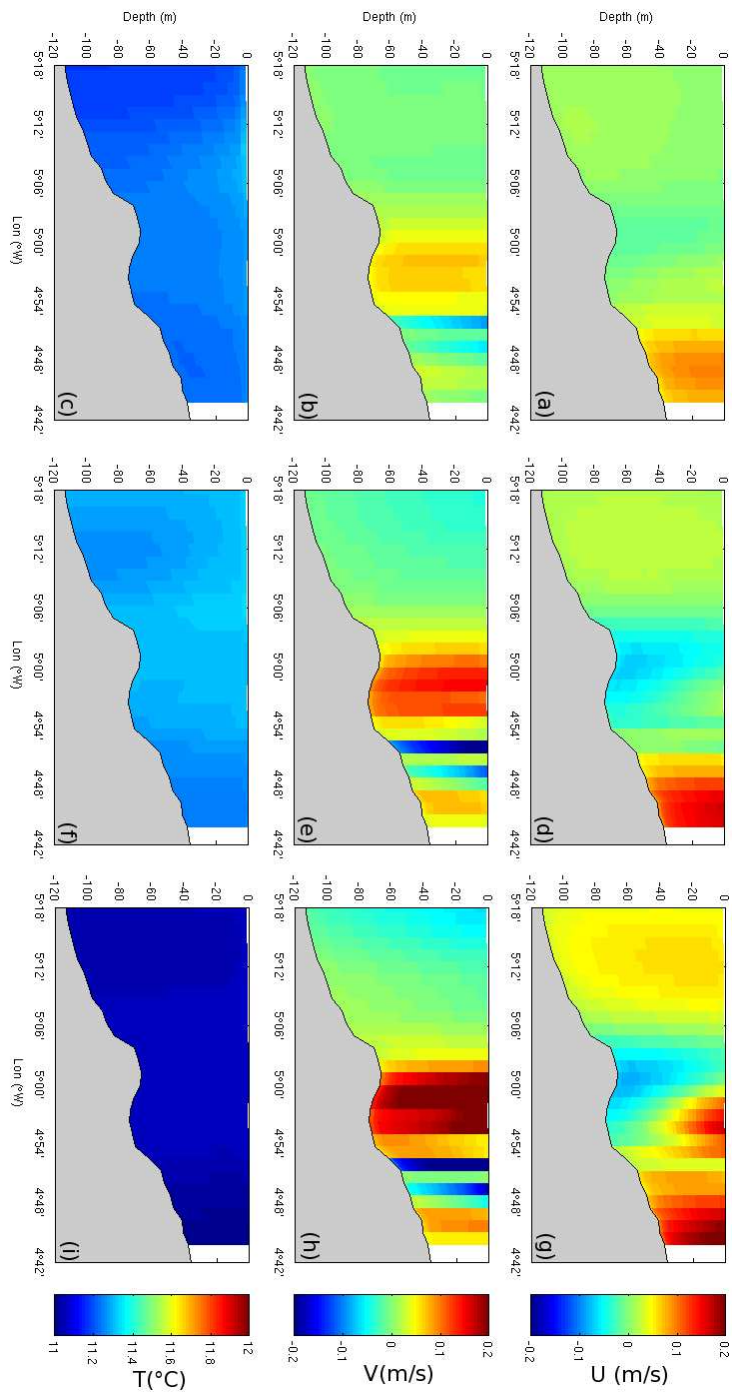


**FIGURE 5.6** — Amplitude in m/s (colormap) and direction (arrows) of averaged modelled residual barotropic currents in the Iroise sea in homogeneous conditions, respectively in weak (top), moderate (middle) and strong (bottom) tides conditions. The thin grey lines mark the 20, 50, 80, 100 and 120 m isobaths.

expected, the modelled low frequency barotropic current magnitude varies strongly with tidal range. The residual currents are enhanced in the vicinity of the Ushant archipelago and the rocky ridge west of Sein (the “Chaussée de Sein”). A northward current jet originates from the western tip of the Chaussée de Sein, and runs parallel to the 80 m isobath. It crosses section B, at  $48^{\circ}13.13'N$  (see Fig.5.1), slightly east of  $5^{\circ}W$  (this location has been selected for the remainder of the model output analysis, as it is almost perpendicular to the modelled tidal residual jet direction and bathymetry. Northward currents across section B are almost along-shore, and eastward currents almost cross-shore).

Comparison with the observed low frequency surface currents analyzed by Szekely et al. (2012b) for the same tidal range classes shows that the model represents the northward jet reasonably well. Its intensity is however quite strongly overestimated (10 to 40 cm/s instead of 5 to 15 cm/s), and it is shifted by roughly 10 km to the east, being located over the 80 m and not the 100 m isobath. This shift to the east has also been noted for the bottom temperature front in section 5.5.3, where its strong sensitivity to the details of the Chaussée de Sein bathymetry and of the implementation of bottom friction has been mentioned.

Vertical sections of mean winter eastward (cross-shore) and northward (along-shore) current velocities along section B, are drawn in Figs.5.7 for the different tidal range classes. On the along-shore current graphs (Fig.5.7b,e,h), the northward residual jet, located between  $4^{\circ}54'W$  and  $5^{\circ}00'W$ , is observed in all tidal range conditions, with magnitude increasing with tidal range. An alternation of southward and northward current jets is found east of  $4^{\circ}54'W$ , which originate in the discrete channels used to represent the Molene Archipelago in the model bathymetry. These obvious artifacts, also visible in Fig.5.6, will not be mentioned further. In weak tides conditions, the cross-shore velocities are mostly eastward, reaching the order of  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  east of  $4^{\circ}50'W$ . In moderate tides conditions, eastward velocities with magnitude  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  are found east of  $4^{\circ}50'W$ . A westward jet of magnitude  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  appears on  $5^{\circ} W$ , which is intensified close to the seafloor. In strong tides conditions, an eastward current of magnitude  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  is located west of  $5^{\circ}06'W$ . Eastward currents are also found east of  $4^{\circ}58'W$ , and a  $5 \text{ cm.s}^{-1}$  bottom intensified westward current is located on  $5^{\circ}W$ . All currents are almost barotropic,



**FIGURE 5.7** – Mean modelled eastward (cross-shore, subplots a, d and g) and northward (along-shore, subplots b, e and h) velocities and temperature (c, f, j) on section B in the homogeneous period. Respectively under neap, (subplots a to c), moderate (subplots d to f) and spring (subplots g to i) tides conditions.

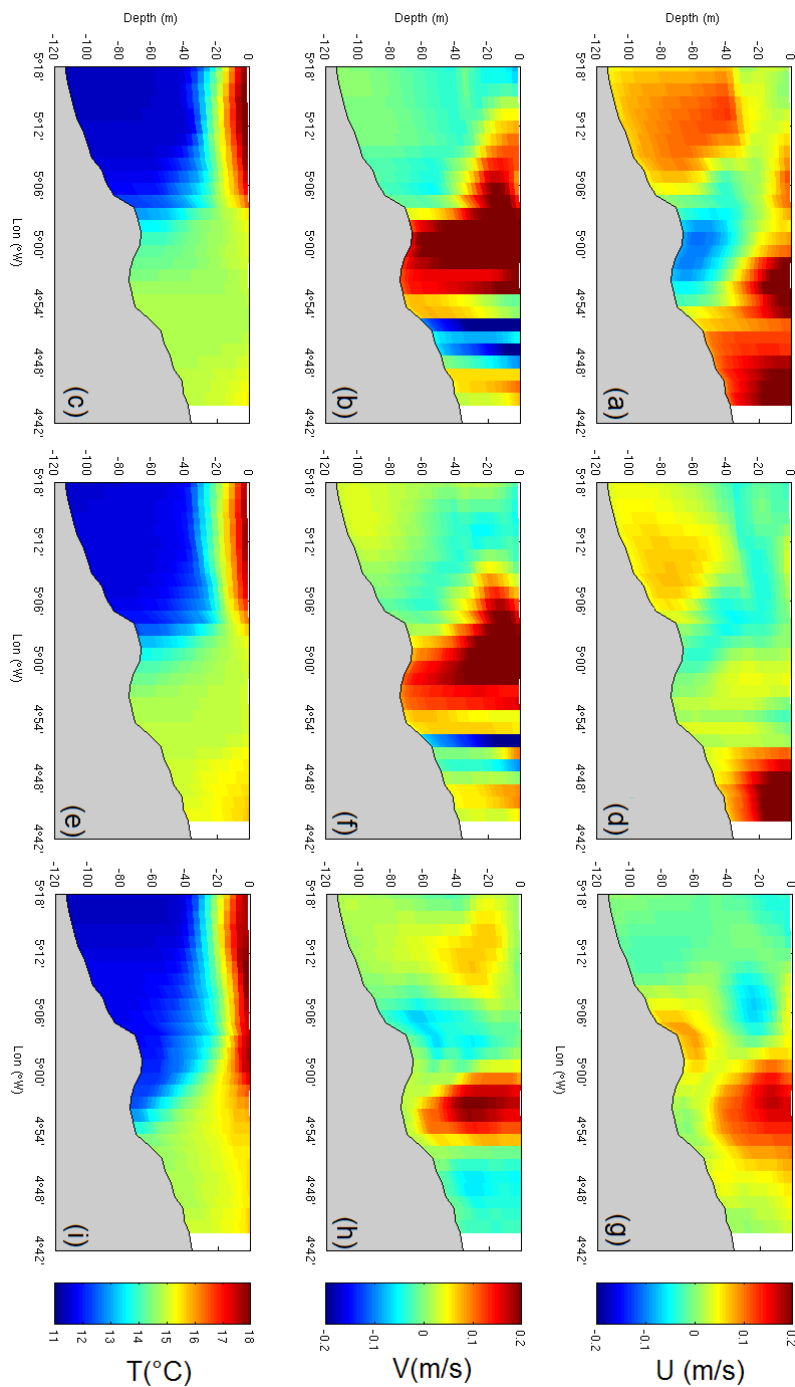
except the cross-shore current system located between  $5^{\circ}\text{W}$  and  $4^{\circ}52'\text{W}$  during spring tide, which is more evocative of an overturning cell. The along-shore component in this longitude range is almost barotropic. The cross-shore component is eastward at the surface, and westward with a lower amplitude at the seafloor, which points to friction of the tidal residual jet on the sea floor and Ekman dynamics as its forcing mechanism. In all these plots, temperature gradients (Fig.5.7c,f,j) are as expected very small.

### 5.7.2 Rise and collapse of the summer density front during a fortnightly cycle

In this section, we study the variability of currents and temperature on section B along a fortnightly cycle, by considering the specific time period running from August 3<sup>rd</sup>, 2008 (spring tides) to August 11<sup>th</sup>, 2008 (following spring tides period).

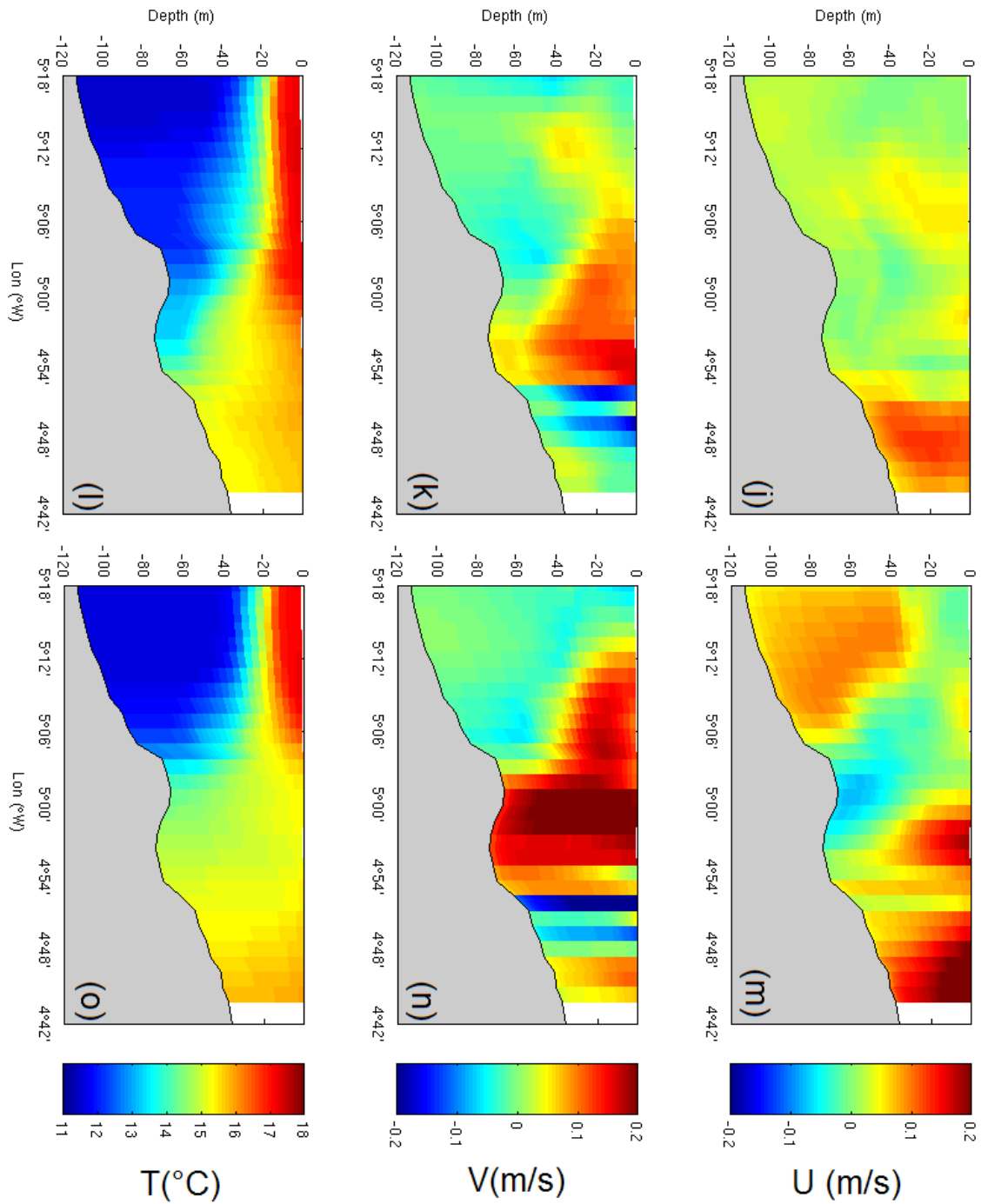
Figs.5.8 and 5.9 present daily mean distributions of the cross-shore and along-shore currents and temperature on section B on 08/03/2008, 08/07/2008, 08/11/2008, 08/15/2008 and 08/19/2008, under corresponding tidal ranges of 6 m, 4 m, 1.8 m, 4.2 m and 5.2 m.

On August 3<sup>rd</sup>, 2008 (spring tides), the thermal front is clearly visible in the temperature distribution, with properties essentially similar to the observed ones (see Fig.5.2). The along-shore currents are similar to along-shore currents modelled under homogeneous condition (see Fig.5.7,f). A baroclinic current, northward at the surface and southward at the bottom, with maximum amplitude at the thermocline depth, stands however in the vicinity of the bottom front ( $5^{\circ}05'\text{W}$  -  $5^{\circ}12'\text{W}$ ). This current is probably associated with the density front, as observed in the Iroise sea by Szekely et al. (2012b). The bottom front is located at the convergence between a bottom westward current located between  $4^{\circ}58'\text{W}$  and  $5^{\circ}06'\text{W}$  and an eastward current located west of  $5^{\circ}06'\text{W}$ . The eastward bottom current offshore is probably induced by the tidal residual, since a similar current is observed in spring tides in homogeneous conditions (see Fig.5.7g). A current cell, eastward at the surface and westward at the bottom is located at the residual jet position, on the eastern side of the bottom front. This current is likely to be



**FIGURE 5.8** – Daily mean modelled eastward (cross-shore, subplots a, d and g) and northward (along-shore, subplots b, f and h) velocities and temperature (c, e, i) on 08/03/2008 ( subplots a to c, 6 m tidal range), 08/07/2008 (subplots d to f, 4 m tidal range) and 08/11/2008 (subplots g to i, 1.8 m tidal range).





**FIGURE 5.9** – Daily mean modelled eastward (cross-shore, subplots j and m) and northward (along-shore, subplots k and n) velocities and temperature (l, o) on 08/15/2008 (subplots j to l, 4.2 m tidal range) and 08/19/2008 (subplots m to o, 5.7 m tidal range).

related to Ekman transport at the bottom of the tidal residual jet, induced by friction of the jet on the seafloor.

In Figs.5.8d to 5.8i, the tidal range and the tidal residual jet are weaker. The bottom front has moved eastward from its spring tide position. Three cross-shore current patches, which are not observed in homogeneous conditions, are found in the vicinity of the frontal zone in neap tides (Fig.5.8g). One westward current patch, located at thermocline level at  $5^{\circ}06'W$ , pulls offshore the waters from the homogeneous zone. Two eastward current patches, located at the seafloor between  $5^{\circ}06'$  and  $4^{\circ}58'W$ , and at the surface between  $5^{\circ}00'$  and  $4^{\circ}48'W$ , tend to pull onshore the waters from the stratified zone. Altogether, these feature form two cells which lead to a relaxation of the bottom front, and a restratification of the homogeneous zone between  $5^{\circ}00'W$  and  $4^{\circ}54'W$ .

Four days later, the tidal range has risen to 4.2m (Fig.5.9j to 5.9l). The residual jet stands from  $5^{\circ}02'W$  to  $4^{\circ}53'W$ , with magnitude slightly larger than  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  at the surface. The cross-shore current is weakly baroclinic at this location, with velocities westwards at the bottom and eastwards at the surface, both with amplitude a few  $\text{cm.s}^{-1}$ . An along-shore baroclinic current with velocities southward at the seafloor and northward at the surface is observed in the stratified zone.

On August 19<sup>th</sup>, (Figs.5.9m to 5.9o), the tidal range reaches a spring tides value of approximately 5.7 m. Cross-shore and along-shore velocity patterns are almost the same as on 08/03/2008, and the bottom front location is back to its original spring tides location, pinched between the westward Ekman circulation at the bottom of the residual jet, and the eastward patch of current west of  $5^{\circ}06'W$ .

Cross-shore and along-shore velocity patterns are almost the same as on 08/03/2008, and the bottom front location is back to its original spring tides location.

With the exception of the 08/15/2008 plots (Fig.5.9j to 5.9l), corresponding to the beginning of the tidal range increase, the bottom front appears “pinched” between the westward Ekman circulation at the bottom of the residual jet and the eastward patch of current located to the west.

## 5.8 Discussion

The arguments developed in the previous sections can be summarized as follows :

- The bottom front of the Ushant tidal front moves in a notable and reproducible manner in phase with the fortnightly cycle of tidal range.
- Measurements show that the turbulent kinetic energy dissipation rate is also strongly modulated on fortnightly time scales, but is too homogeneous in the horizontal to explain the existence of a sharp front. The order of magnitude of the estimated turbulent diffusivity is far too low to explain changes in the hydrological structure of the front on such rapid time scales. This leads us to conclude that a faster, advective, mechanism must be at work.
- A semi-realistic modelling study reproduces, at least in a qualitative way, many features of the bottom front fortnightly variability. Comparing the residual circulation patterns in homogeneous and stratified situations shows that Ekman drift at the seafloor, associated to a tidally forced residual northward current jet, induces an overturning cell. The bottom current velocities are of the order of  $10 \text{ cm.s}^{-1}$  in spring tides, which translate to roughly 10 km displacements in the cross-frontal direction per day.
- The bottom front appears to be “pinched” between this cross-frontal westward Ekman flow and an eastward current located to the west, whose strength also seems to vary with tidal range. Currents of this order of magnitude are sufficient to guarantee a near-instantaneous adjustment of the bottom front position at the convergence line.

An obvious conclusion one can draw from these facts is that the importance of turbulent vertical mixing in the dynamics of this particular front might have been overstated. In fact, the turbulent diffusivity estimates of section 5.6 tend to indicate that mixing is actually not sufficient to keep the waters in the vertically homogeneous zone mixed. A candidate mechanism for the persistent existence of the vertically mixed zone could be the horizontally advective mechanism of Pasquet et al. (2012), who proposed that the vertically mixed waters could be produced in areas of enhanced mixing, such as the Chaussée de Sein and the Molène Archipelago, and transported to the vertically mixed region, where they would accumulate. To their

list of enhanced mixing areas, we would add the cross-shore cell induced by the tidal residual current *via* Ekman dynamics.

The biological implications of the mechanism we proposed for neaps/springs variability of the bottom front are also major, as it suggests the injection in the homogeneous zone of bottom, nutrient-rich, “cold pool” water per fortnightly cycle to be much lower than previously thought. For instance, the concentration in nitrate in the cold pool waters is of the order of  $6 \mu\text{mol.L}^{-1}$ . The usual view that over the spring-neap cycle the volume of cold pool waters consumed corresponds to the parallelepiped 10 km in longitude, 30 km in latitude, and 80 m thick which is swept by the front during its offshore displacement leads to a nitrate injection of the order of  $160 \times 10^6 \text{mol}(\text{NO}_3^-)$  per fortnight. Considering instead that the front motion is essentially advective and adiabatic, and that mixing only leads to the consumption of 10 m of water on the upper surface of this parallelepiped leads to a nitrate injection reduced by a factor 80/10, *i.e.*  $20 \times 10^6 \text{mol}(\text{NO}_3^-)$ , a figure which is closer to the estimate of  $36 \times 10^6 \text{mol}(\text{NO}_3^-)$  proposed by Morin et al. (1993).

## 5.9 Conclusions and directions for future work

In this article, we have presented a set of observations pertaining to the displacements of the bottom front embedded in the Ushant frontal system. These observations together show that the displacements are of the order of 10 km in the cross-front direction, and are a robust phenomenon which repeats itself in phase with the tidal spring-neap cycle during the period of maximal front development.

We have then presented cross-frontal sections of turbulent kinetic energy dissipation rate measurements performed, both in springs and in neaps, using a state-of-the-art microstructure profiler. These observations show that the turbulent mixing intensity is strongly modulated temporally and vertically, but less so spatially. We have presented estimates of turbulent heat diffusivity, obtained using the parameterization of Shih et al. (2005). The values obtained seem insufficient to explain the observed amplitude of the front displacements.

Resorting at this point to the use of a numerical model, we have shown that Ekman drift in the bottom layer below a tidally-forced residual jet was plausibly sufficiently intense to drive the observed displacements. Indeed, the bottom temperature front was found to closely follow the motion of the residual jet over a springs-neaps cycle.

These findings however clearly leave many questions pending, of which we will now list a few :

- Our findings clearly point to the tidally forced residual jet as a key dynamical feature. As mentioned in the text, the representation of this jet by our model was unsatisfactory, both in terms of location and magnitude. A better understanding of the jet forcing dynamics would certainly benefit model applications in the area, and would also help understanding the existence of the southward undercurrent present on its offshore side (see Szekely et al. (2012b)).
- Our study presents a simple rationalization of the bottom front motions, but our interpretation of Fig.5.2 clearly suffers from a lack of understanding of the surface front dynamics. The studies by Pasquet et al. (2012) and Pingree (1978) have shown the importance of the upper layer frontal eddies in the dispersion on the continental shelf of the mixed waters produced in the homogeneous zone. The study by Schultes et al. (2012) has shown that the surface front dynamics bears a strong impact on the pelagic ecosystem, by shaping the export path of the nutrient-rich waters from the cold pool and homogeneous zone over the shelf. Though many numerical models (Cambon, 2008; Muller, 2008; Pasquet, 2011), and theories (Pavec, 2007) have recently been developed, their consistent confrontation with respect to the growing in-situ dataset remains a task in progress.
- Though the seafloor Ekman current provides a simple explanation of the offshore displacement of the bottom front in springs, it provides little, if any, insight on the reverse motion during the transition from springs to neaps. A possible mechanism could be an adjustment process of the type studied by Van Heijst (1985), during which the front would relax to its onshore position at the weakening of the offshore Ekman drift. Some work should be performed to check this hypothesis.

## 5.10 Acknowledgments

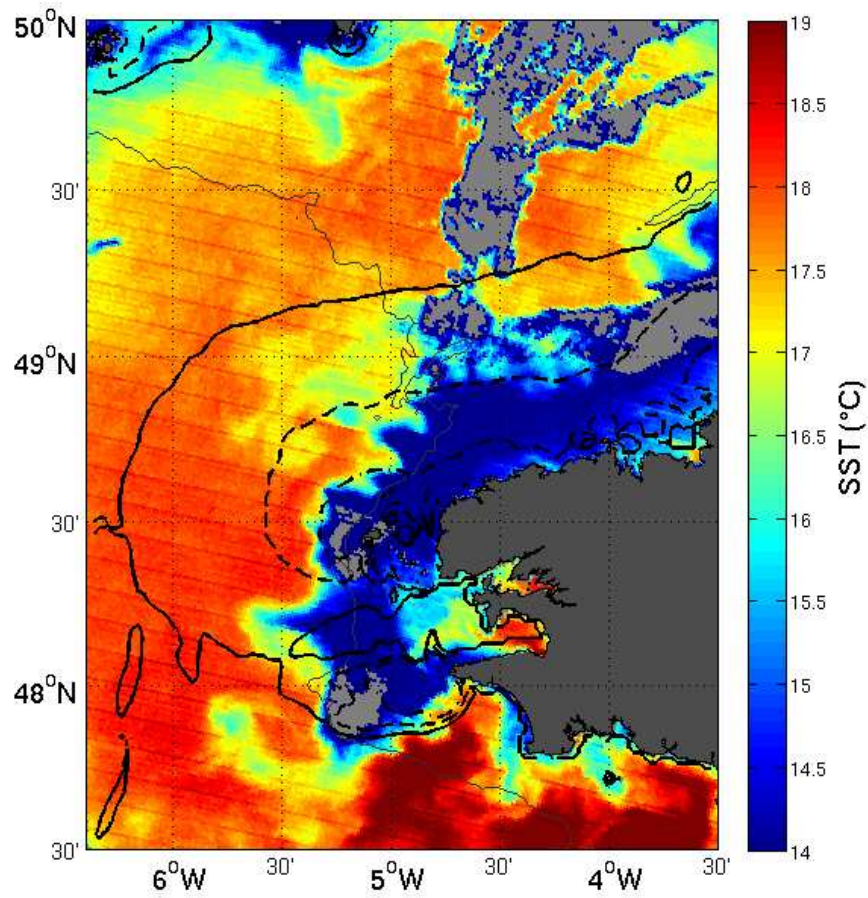
This work is a contribution to the EPIGRAM project, funded by CNRS (national program LEFE/IDAO) and ANR (grant ANR-08-BLAN-0330-01). It is based on numerous observations made during the FROMVAR cruises, also supported by INSU through LEFE/IDAO funding. It is part of the PhD work of Tanguy Szekely, which is funded by the French Defense Ministry. The help of the captains and crews of R/Vs "Côtes de la Manche" and "Thalia" is gratefully acknowledged. We thank Y. Morel, S. Schultes, B. Le Cann, R. Schopp, S. Herbette, A. Le Boyer, H. Muller, X. Capet, F. Dumas, P. Lazure, F. Lyard, P. Marchesiello, L. Mémerly, P. Morin, A. Pasquet, G. Reverdin and A. Sentchev for many fruitful discussions. The help of P. Raimbeau in correcting the english text is gratefully acknowledged.

## 5.11 Discussion sur la dynamique du front d'Ouessant, et conclusion

Un des points importants abordés dans cet article est que la position du front profond n'est pas uniquement déterminée par l'intensité locale du mélange. Il montre donc que dans cette zone, le front d'Ouessant n'est pas un front de marée au sens (purement 1D) décrit par Simpson and Hunter (1974), et que des processus advectifs jouent un rôle dans la dynamique du front. Cette remarque fait echo au travail de Pasquet et al. (2012) qui a notamment montré que la masse d'eau homogène du front d'Ouessant recouvre des zones de mélange plus ou moins intense et que l'intensité de ce mélange calculée en négligeant l'advection ne suffit pas toujours à expliquer l'homogénéisation de la colonne d'eau.

La figure 5.10, donne une évaluation du critère de Simpson-hunter par Pasquet et al. (2012), le paramètre d'amplitude du courant  $U$  étant évalué à partir de la moyenne des courants pour le mois de juillet 2006 calculés d'après le modèle de marée barotrope décrit par Pichon and Correard (2006). Le critère de Simpson-Hunter est petit (le mélange est intensifié) dans les zones de faible profondeur et de courants forts, faisant apparaître des zones de mélange privilégiées dans les détroit de l'archipel d'Ouessant et à proximité du Raz de Sein. À proximité de ces zones, le contour du critère  $\log_{10}(h/U^3) = 2.2$  correspond assez bien à la forme du front. Cependant, la corrélation entre la position du front et le critère de Simpson-hunter est moins claire dans la région située entre ces deux zones et dans la partie nord du front de marée.

Les sections de dissipation de l'énergie cinétique turbulente présentées dans ce chapitre et la section sélectionnée pour étudier les sorties du modèle sont situées dans une des zones de mélange turbulent moindre visibles sur la figure 5.10. Cette remarque montre que la dynamique étudiée dans ce chapitre correspond à la zone du front d'Ouessant située entre  $48^\circ\text{N}$  et  $48^\circ 25'\text{N}$ . Dans les zones proches du Raz de Sein et de l'archipel d'Ouessant, la bonne corrélation entre le critère de Simpson-Hunter laisse penser que celui-ci est suffisant pour expliquer la présence du front, et le travail de Pasquet (2011) sur l'advection de masses d'eau mélangées donne une



**FIGURE 5.10** – Température en surface, en mer d'Iroise, mesurée le 14/07/2010, et contours du critère de Simpson-Hunter  $\log_{10}(h/U^3) = 2.2$  (trait mixte),  $\log_{10}(h/U^3) = 2.5$  (trait pointillé) et  $\log_{10}(h/U^3) = 2.8$  (trait plein). Tirée de Pasquet et al. (2012).



piste d'explication de la présence du front d'Ouessant dans la partie ouest de la Manche.

Dans un second temps cette étude donne un exemple de l'influence d'un jet barotrope sur l'ajustement d'un front de densité longeant celui-ci. La modélisation du front d'Ouessant montre que les courants produits par la dynamique d'Ekman dans la couche de fond s'opposent aux courants agéostrophiques associés à l'ajustement du front. Les courants méridiens produits par le gradient de densité sont aussi sensibles à l'ajustement régulier du front, comme le montre la variabilité des courants à proximité du front dans les figures des planches 5.8 et 5.9. Ces figures montrent que le courant méridien de surface est relativement faible pendant la plus grande partie du cycle. Par contre il présente une amplitude comparable à celle du courant résiduel de marée, pendant la phase de vives-eaux. Cette variation dans le temps de l'amplitude des courants longeant le front et associés au gradient de densité donne une nouvelle piste d'explication à l'absence de traces de courants géostrophiques dans la moyennes des courants de surface observés par les radars. Comme ces courants géostrophiques n'apparaissent que pendant une petite partie du cycle de vives-eaux/mortes-eaux, ils sont "lissés" par la moyenne temporelle. Par conséquent, les observations réalisées dans le chapitre 3 montrent bien que l'influence des courants géostrophiques de surface est globalement faible en regard de l'influence des courants résiduels de marée. Les sorties du modèle montrent cependant que des courants de surface relativement importants peuvent pourtant survenir ponctuellement et influencer significativement le transport de masses d'eau dans la couche de surface.

# Conclusions

Cette thèse a pour but d'améliorer notre compréhension de la dynamique du front d'Ouessant. L'accent a été mis sur le dépouillement des données récoltées lors des campagnes FROMVAR successives, ainsi que celles issues des installations radars du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. Ce travail a été développé en partant de l'étude de la variabilité à l'échelle du plateau continental, pour ensuite zoomer sur la mer d'Iroise, et enfin sur la dynamique de mésoéchelle qui régit la variabilité du front d'Ouessant pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux.

Dans un premier temps, les mesures de température et de salinité réalisées pendant les campagnes FROMVAR successives, sur le plateau continental entourant la mer d'Iroise, sont présentées. La comparaison des observations réalisées pendant les années 2009, 2010 et 2011 permet d'étudier la variabilité des masses d'eau à la fois à l'échelle du plateau continental, et dans la zone plus restreinte du front d'Ouessant.

Dans un second temps, la dynamique des courants basses fréquences rencontrés en mer d'Iroise est étudiée à l'aide de mesures de courants de surface réalisées par des radars HF, et des modèles ADCP. Ce travail se présente principalement sous la forme d'un article soumis au journal "Continental Shelf research". Il se penche tout d'abord sur l'évaluation de l'influence de la dérive de Stokes de surface, induite par les vagues, sur les mesures radar. Il montre que près de 50% de la variance basse fréquence (filtrée de la marée) est liée à la dérive de Stokes seule. La suite de l'étude se concentre les mesures de courants de surface non soumis à l'influence de la dérive de Stokes afin de concentrer l'étude sur les courants résiduels de marée et les courants induits par le front de densité. L'étude de la variabilité de ces courants montre que la présence

ou l'absence du front de marée n'a que peu d'influence sur les courants résiduels de surface, mais que ceux-ci varient surtout avec le cycle de vives-eaux/mortes-eaux. Enfin, l'étude de mesures de courants par des mouillages ADCP permet de montrer que le front d'Ouessant est en équilibre géostrophique, mais que le cisaillement vertical induit par cet équilibre se traduit à la fois par un courant orienté vers le nord dans la partie haute de la colonne d'eau et par un contre-courant orienté vers le sud dans la couche de fond. L'article présenté dans ce chapitre est suivi d'une discussion qui apporte des précisions sur la variabilité spatiale du courant résiduel de marée à l'aide d'un modèle de marée barotrope à haute résolution horizontale. Il montre que les observations réalisées par les radars ont une échelle horizontale plus grande que celle du courant résiduel modélisé, du fait de la méthode de mesure.

Le dernier chapitre de cette thèse est consacré à l'étude de la variabilité du front d'Ouessant pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux. Il se présente aussi sous la forme d'un article soumis au journal "Continental Shelf research". Ce travail montre tout d'abord que le front de surface et le front profond qui constituent le front d'Ouessant ne varient pas de concert pendant un cycle de vives-eau/mortes-eaux. Il en conclut que le front de surface est plus sensible à la tension de vent en surface que le front profond, de même que ce dernier est sensible au cycle de vives-eaux/mortes-eaux, contrairement au front de surface. Le dépouillement de mesures de microstructure effectuées pendant la campagne FROMVAR 2009 montre que le mélange attribué à la marée n'est pas suffisant pour expliquer l'homogénéisation de la colonne d'eau à l'est du front. Une des conséquences de cette observation est que le mélange accru pendant les marées de vives eaux ne permet pas d'expliquer la variabilité de la position du front. Enfin, l'étude des courants résiduels pendant un cycle de vives-eaux/mortes-eaux, tirés d'un modèle numérique, montre que la déformation du front de marée coïncide avec l'apparition de courants résiduels orientés dans le sens perpendiculaire au front et ayant pour origine d'une part le résiduel de marée et le frottement sur le fond du courant résiduel observé dans la partie précédente.

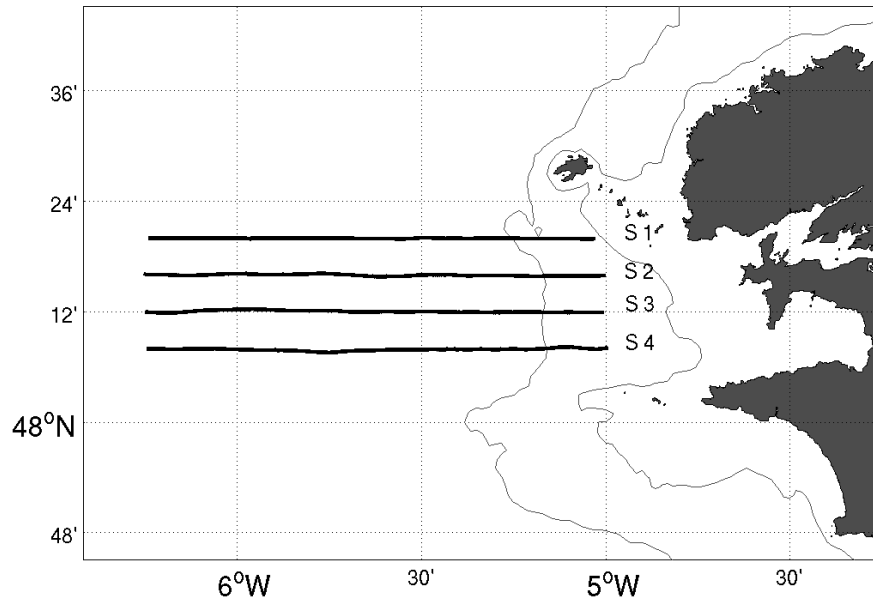
# Annexe A

## Sections de température et de salinité réalisées pendant les campagnes FROMVAR 2009, 2010 et 2011

Le but de cette thèse n'est pas l'étude exhaustive des données récoltées pendant les campagnes FROMVAR successives, mais l'observation et l'étude de processus particulier en mer d'Iroise. Nous avons donc sélectionnés, pour chaque campagnes, les sections de température et de salinité qui présentent un intérêt pour la suite de l'étude. Des tableaux récapitulent la position et les dates de début et de fin de chaque sections. Ils sont classés dans l'ordre chronologique, de la campagne FROMVAR 2009 à FROMVAR 2011.

### A.1 Campagne FROMVAR 2009

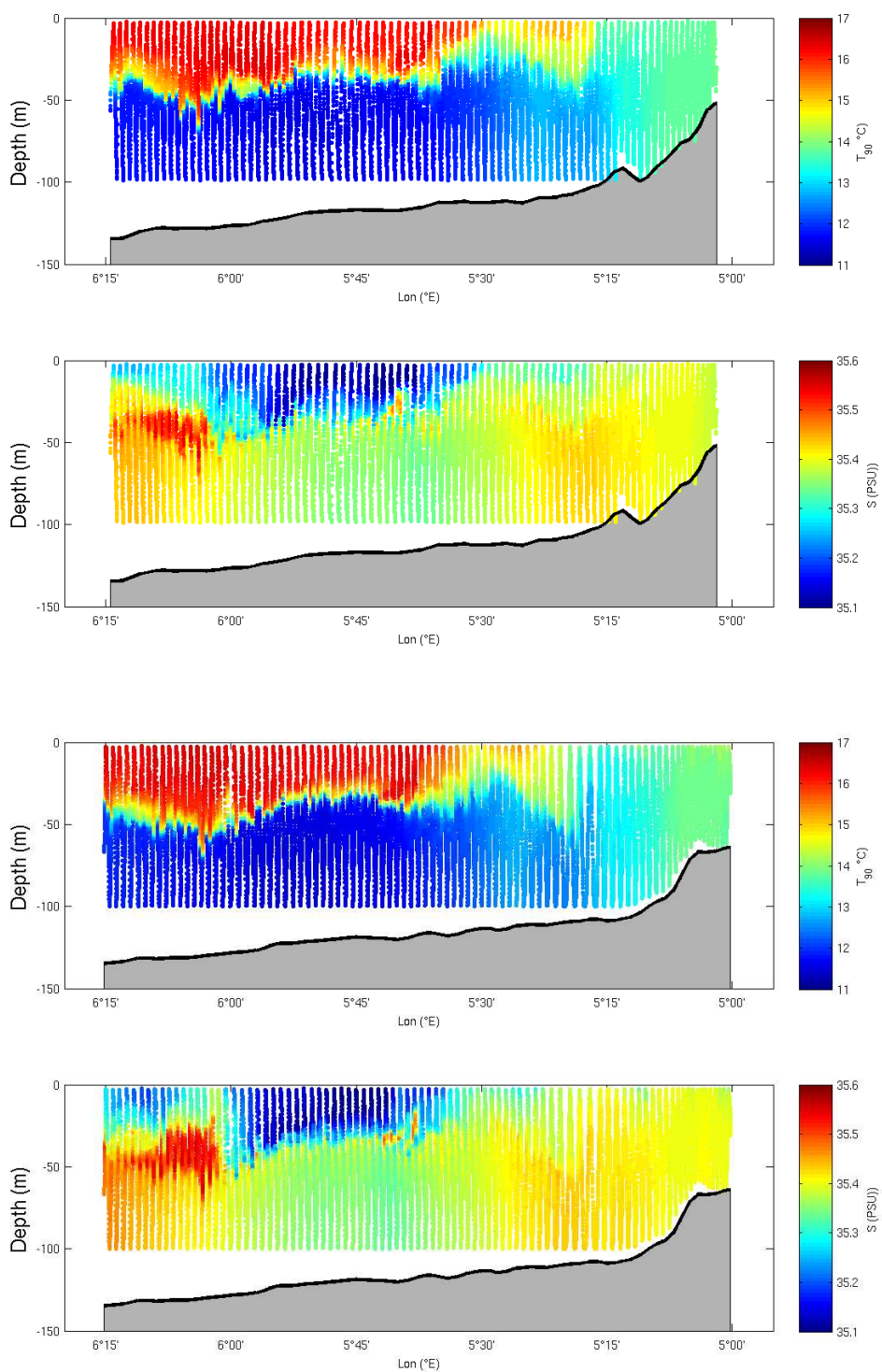
La campagne FROMVAR 2009 s'est déroulée du 18 septembre au 10 octobre 2009. Pendant cette période, une série de sections de température et de salinité a été réalisée à travers le front d'Ouessant, pendant un temps relativement court. Ces sections, numérotées de 1 à 5 sur la figure A.1, suivent les radiales  $48^{\circ}08'N$ ,  $48^{\circ}12'N$ ,  $48^{\circ}16'N$  et  $48^{\circ}20'N$ , et échantillonnent à la fois la zone homogène et la zone stratifiée.



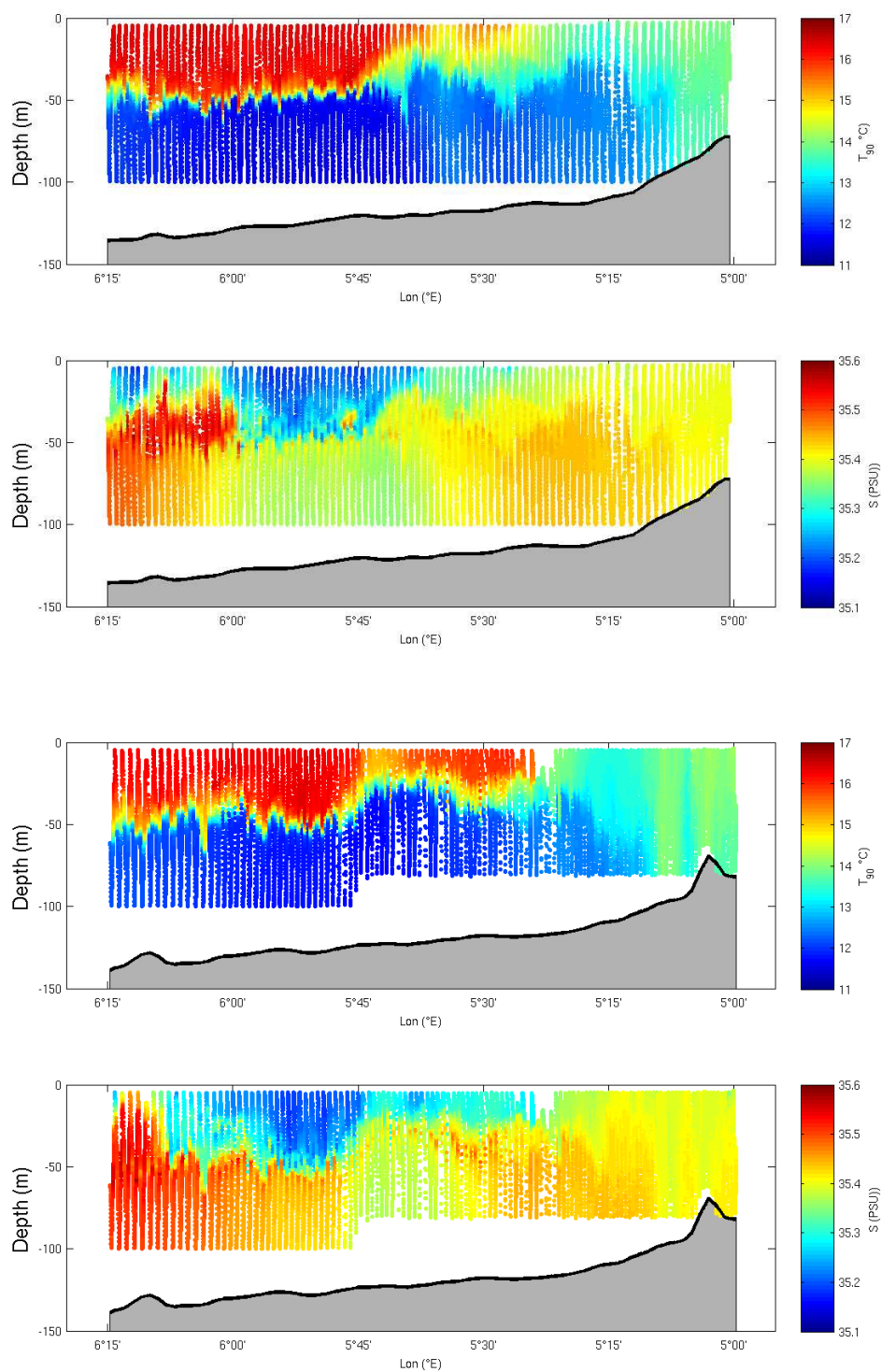
**FIGURE A.1** – Positions des sections de température et de salinité réalisées pendant FROMVAR 2009 et étudiées dans ce manuscrit.

		Latitude	Longitude	Date
Section 1	début	48°20'N	5°W	06/10/2009, 1h40
	fin	48°20'N	6°15'W	06/10/2009, 7h41
Section 2	début	48°16'N	5°W	06/10/2009, 1h13
	fin	48°16'N	6°15'W	05/10/2009, 18h31
Section 3	début	48°12'N	5°W	05/10/2009, 10h53
	fin	48°12'N	6°15'W	05/10/2009, 17h57
Section 4	début	48°08'N	5°W	05/10/2009, 02h32
	fin	48°08'N	6°15'W	05/10/2009, 10h13

**TABLE A.1** – Tableau récapitulatif des sections réalisées pendant la campagne FROMBAR 2009



**FIGURE A.2** – Sections de température et de salinité  $S1$  et  $S2$ , réalisées pendant la campagne FROMVAR 2009



**FIGURE A.3** – Sections de température et de salinité  $S3$  et  $S4$ , réalisées pendant la campagne FROMVAR 2009

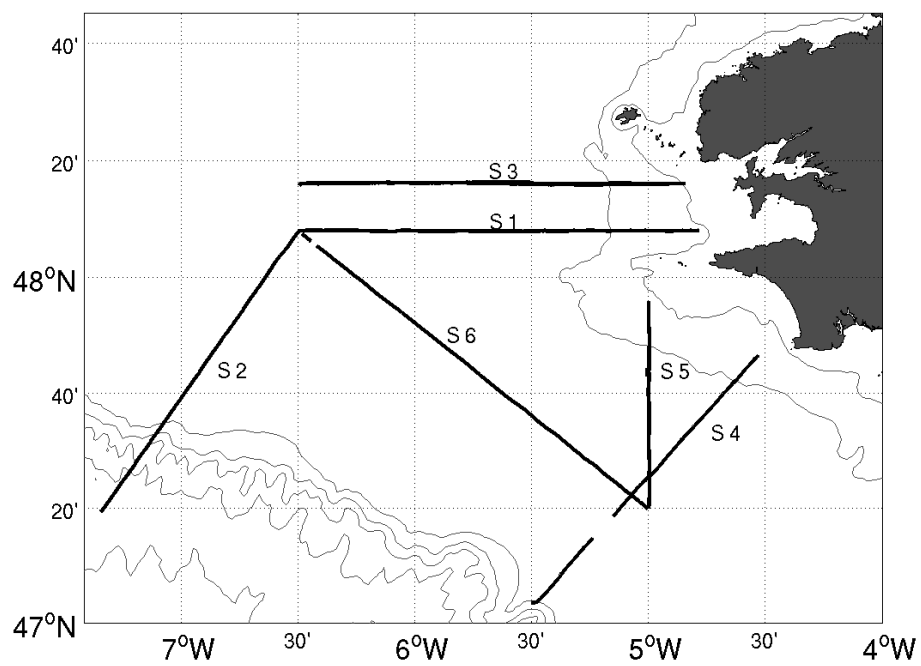
## A.2 Campagne Fromvar 2010

La campagne FROMAR 2010 s'est déroulée entre le 28 juillet et le 10 août 2010. Elle se distingue particulièrement par une utilisation intensive du Scanfish qui a permis de réitérer les sections répétées, au large du cap de la chèvre, mais aussi d'élargir le champ d'observations au plateau celtique et au plateau Armoricaïn.

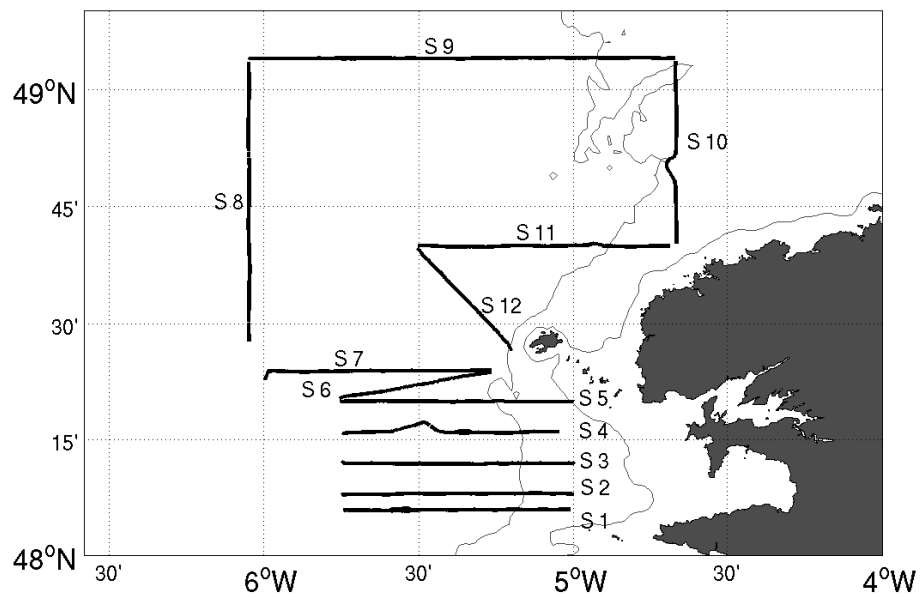
La figure A.4 donne la position des sections de température et de salinité mesurées pendant le premier leg de cette campagne. Elle présente notamment deux sections réalisées perpendiculairement au talus continental, plusieurs sections à travers le plateau Armoricaïn, et deux sections le long des radiales 48°08'N et 48°20'N.

La figure A.5 donne la position des sections de température et de salinité mesurées pendant le deuxième leg. Ce déploiement s'est déroulé en deux parties, dans un premier temps les sections S1 à S7 réitèrent les sections est-ouest successives couvrant la majeure partie de la mer d'Iroise, récoltées pendant la campagne FROMVAR 2009. Ces sections sont cependant moins longues que les sections réalisées en 2009, de manière à dresser un tableau plus synoptique de la température et la salinité du front d'Ouessant. Dans un second temps, les sections 8 à 12 ont pour but de donner un aperçu des propriétés des masses d'eau rencontrées en mer Celtique et dans la partie ouest de la Manche.





**FIGURE A.4** – Positions des sections de température et de salinité réalisées pendant FROMVAR 2010 et étudiées dans ce manuscrit.

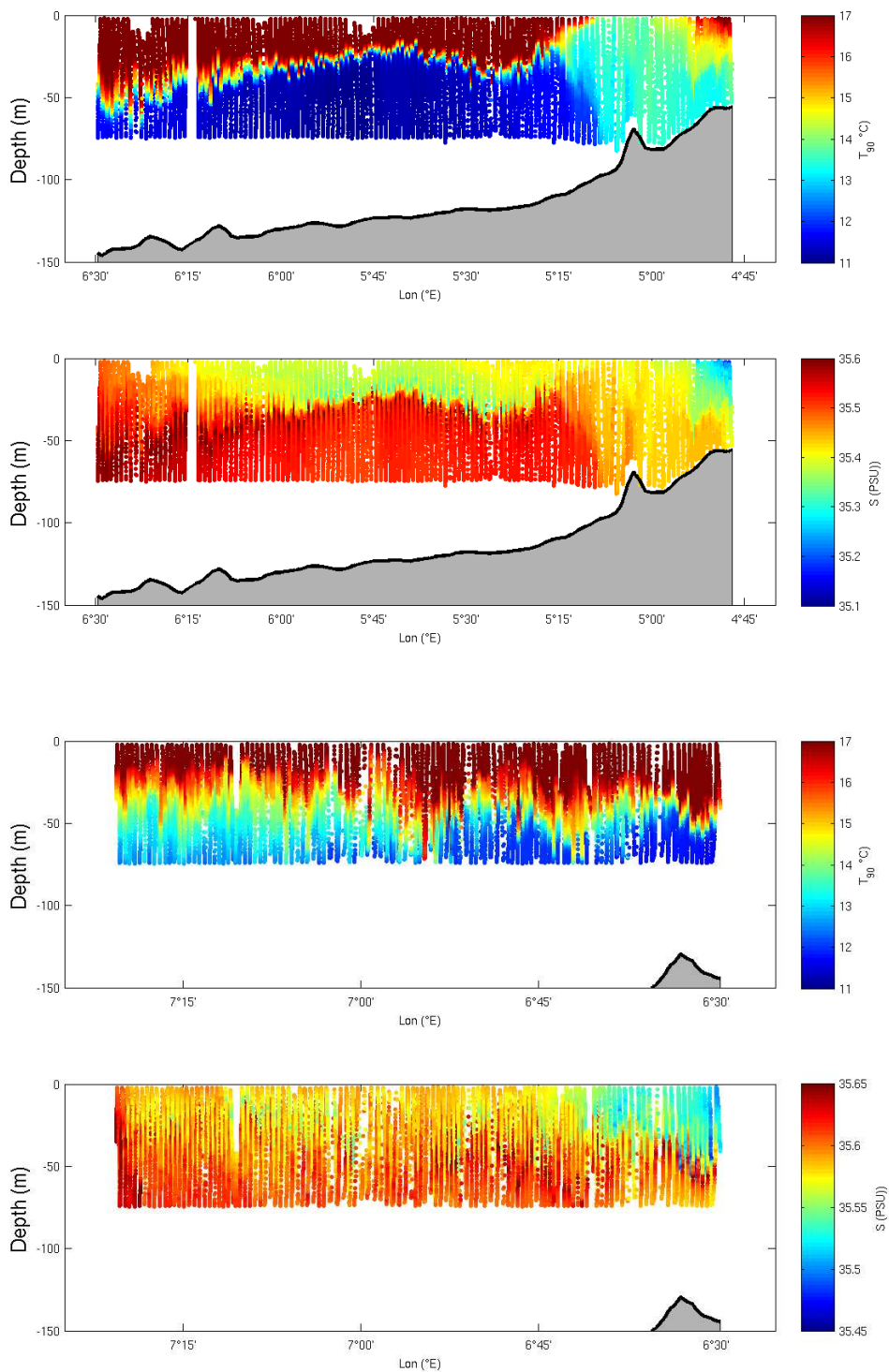


**FIGURE A.5** – Positions des sections de température et de salinité réalisées pendant FROMVAR 2010 et étudiées dans ce manuscrit.

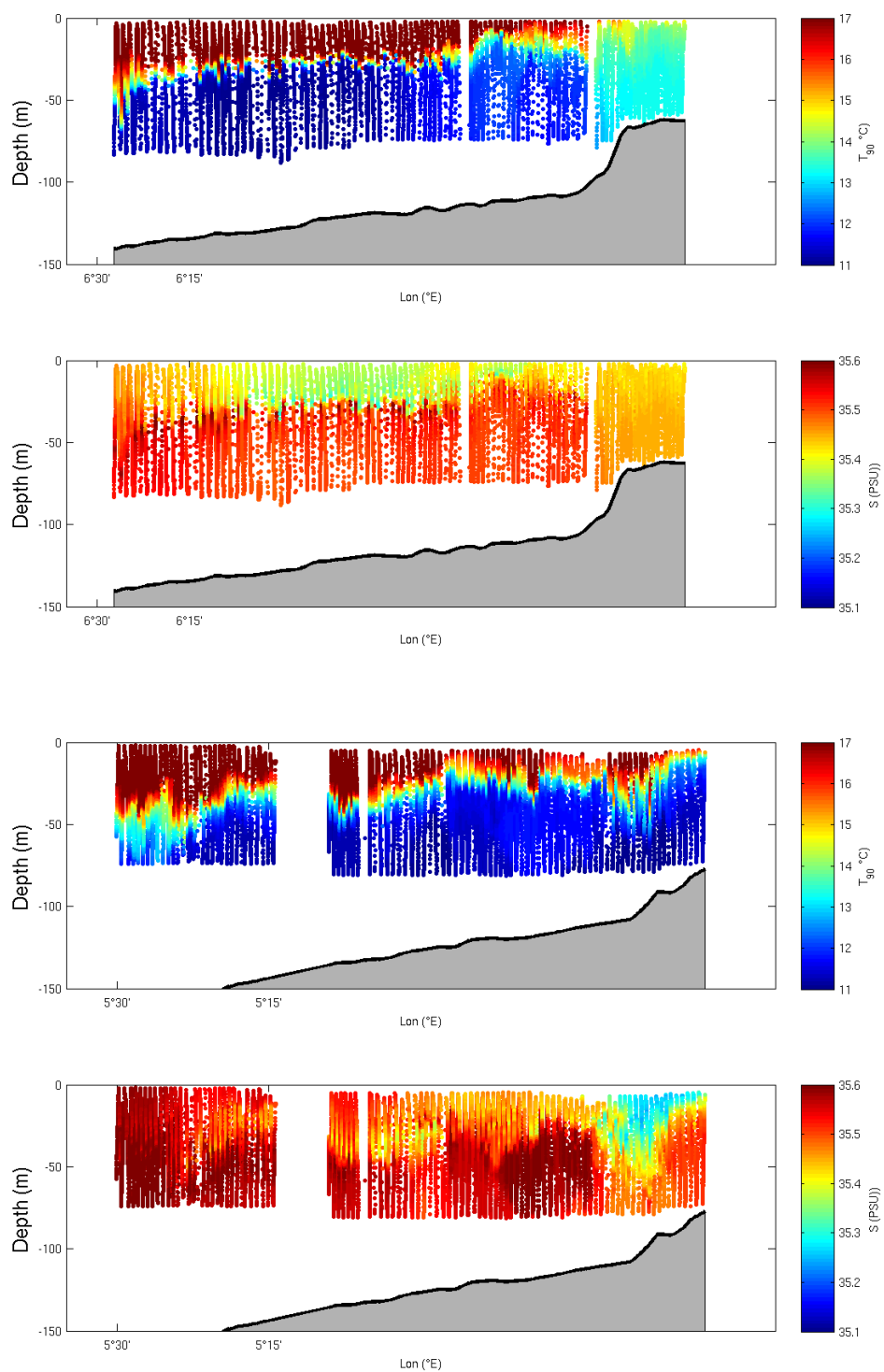
## A.2.1 Leg 1

		Latitude	Longitude	Date
Section 1	début	48°08'N	4°45'W	28/07/2010, 16h59
	fin	48°08'N	6°30'W	29/07/2010, 1h19
Section 2	début	48°08'N	6°30'W	29/07/2010, 01h20
	fin	47°20'N	7°20'W	29/07/2010, 08h50
Section 3	début	48°16'N	4°54'W	30/07/2010, 21h12
	fin	48°16'N	6°30'W	31/07/2010, 04h47
Section 4	début	47°45'N	4°30'W	31/07/2010, 19h54
	fin	47°'N	5°30'W	01/08/2010, 04h12
Section 5	début	47°55'N	5°00'W	01/08/2010, 05h27
	fin	47°20'N	5°00'W	01/08/2010, 10h20
Section 6	début	47°20'N	5°00'W	02/08/2010, 01h22
	fin	48°08'N	6°30'W	02/08/2010, 10h39

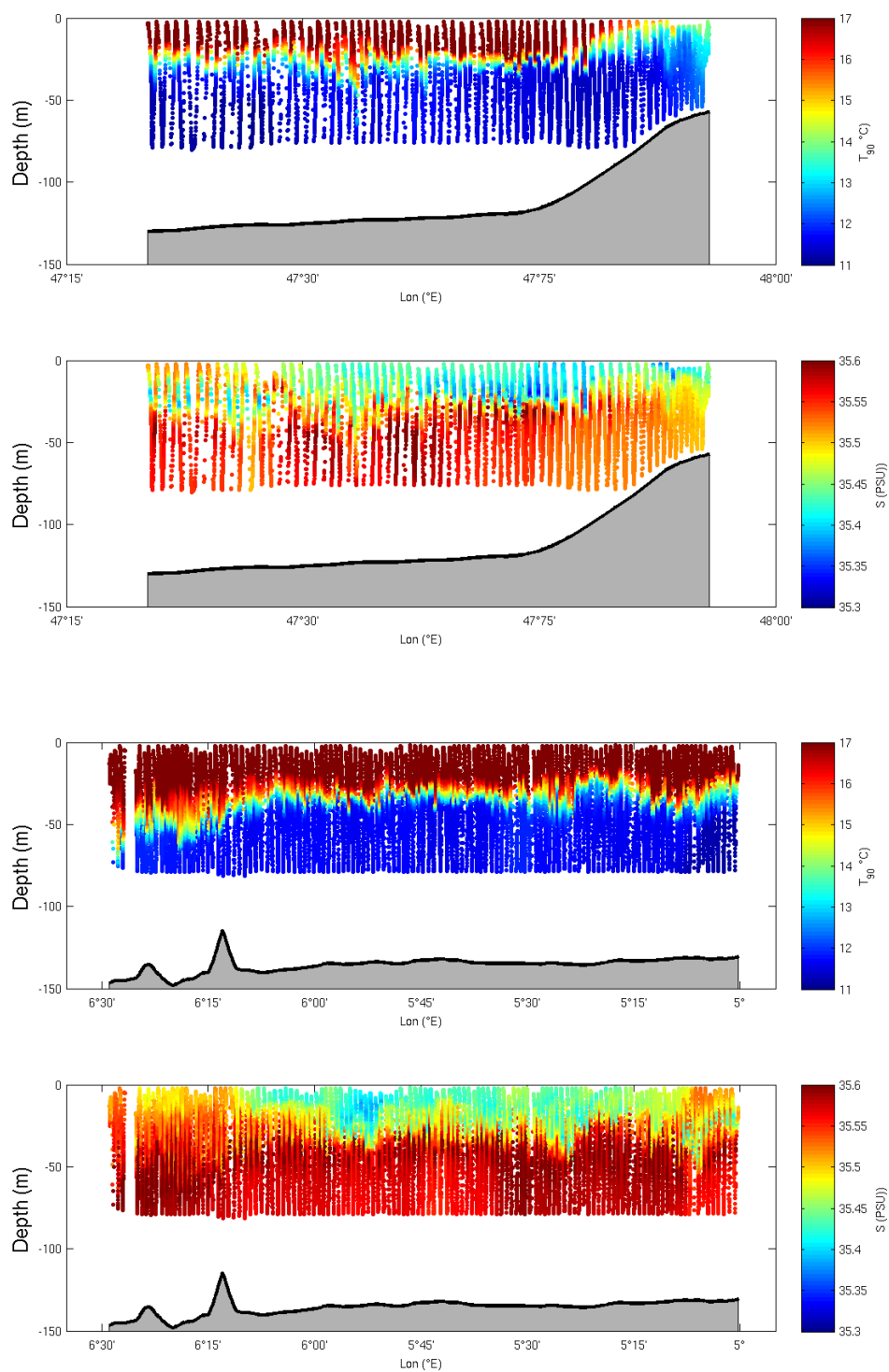
**TABLE A.2** – *Tableau récapitulatif des sections réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2010*



**FIGURE A.6** – Sections de température et de salinité  $S1$  et  $S2$ , réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2010



**FIGURE A.7** – Sections de température et de salinité  $S_3$  et  $S_4$ , réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2010

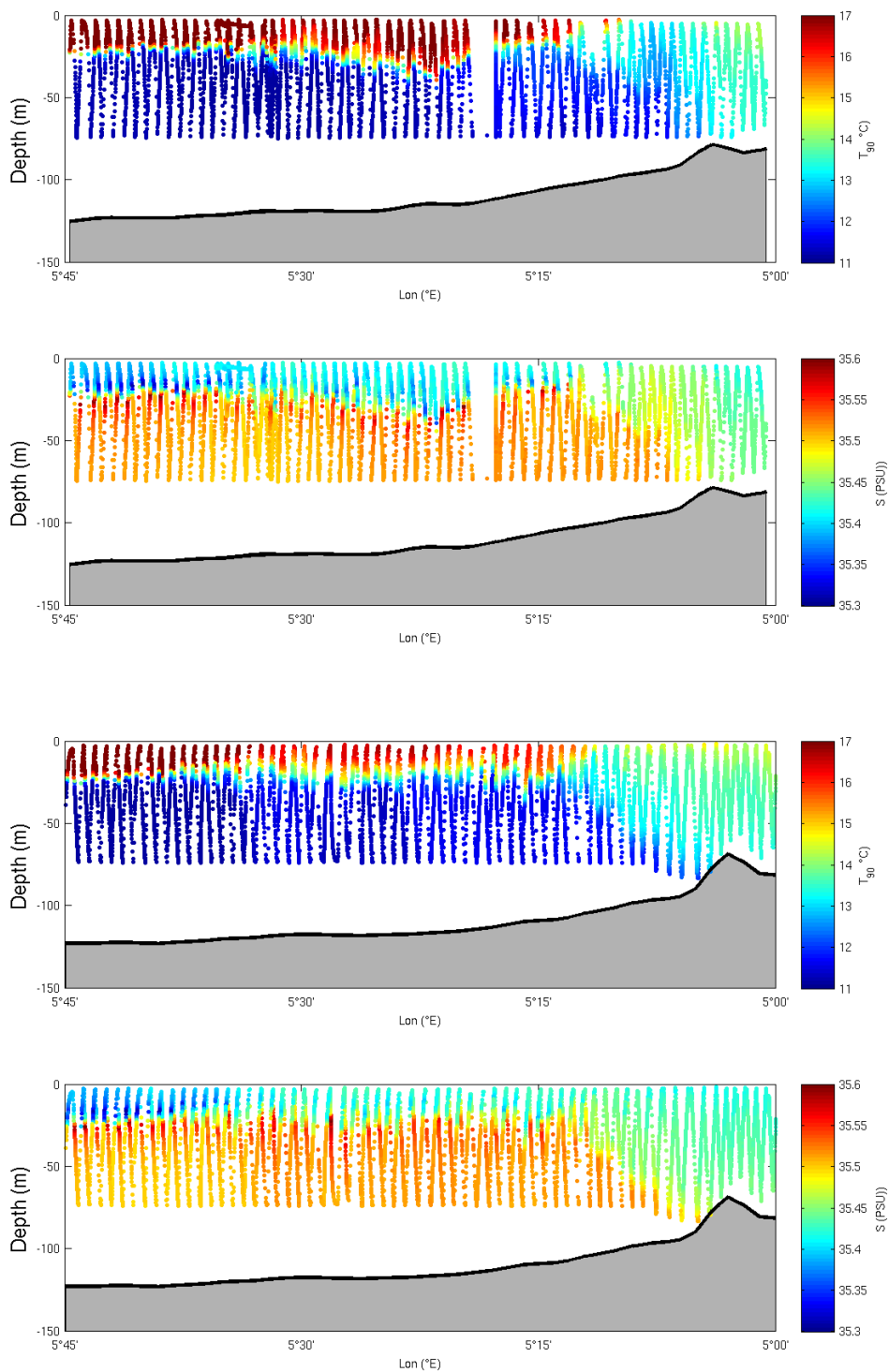


**FIGURE A.8** – Sections de température et de salinité  $S5$  et  $S6$ , réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2010

## A.2.2 Leg 2

		Latitude	Longitude	Date
Section 1	début	48°06'N	5°45'W	05/08/2010, 22h30
	fin	48°06'N	5°00'W	06/08/2010, 03h08
Section 2	début	48°08'N	5°00'W	06/08/2010, 03h25
	fin	48°08'N	5°45'W	06/08/2010, 07h14
Section 3	début	48°12'N	5°45'W	06/08/2010, 07h59
	fin	48°12'N	5°00'W	06/08/2010, 12h02
Section 4	début	48°16'N	5°00'W	06/08/2010, 12h27
	fin	48°16'N	5°45'W	06/08/2010, 16h24
Section 5	début	48°20'N	5°45'W	06/08/2010, 17h12
	fin	48°20'N	5°00'W	06/08/2010, 21h03
Section 6	début	48°20'N	5°00'W	06/08/2010, 21h05
	fin	48°24'N	5°15'W	06/08/2010, 23h30
Section 7	début	48°24'N	5°15'W	06/08/2010, 23h35
	fin	48°24'N	6°00'W	07/08/2010, 03h45
Section 8	début	48°27'N	6°05'W	07/08/2010, 09h05
	fin	49°05'N	6°05'W	07/08/2010, 13h24
Section 9	début	49°05'N	6°05'W	07/08/2010, 13h27
	fin	49°05'N	4°40'W	07/08/2010, 20h59
Section 10	début	49°05'N	4°40'W	07/08/2010, 21h02
	fin	48°40'N	4°40'W	07/08/2010, 23h59
Section 11	début	48°40'N	4°40'W	08/08/2010, 00h08
	fin	48°40'N	5°30'W	08/08/2010, 04h59
Section 12	début	48°40'N	5°30'W	08/08/2010, 05h00
	fin	48°26'N	5°12'W	08/08/2010, 07h07

**TABLE A.3** – *Tableau récapitulatif des sections réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010*



**FIGURE A.9** – Sections de température et de salinité  $S1$  et  $S2$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010



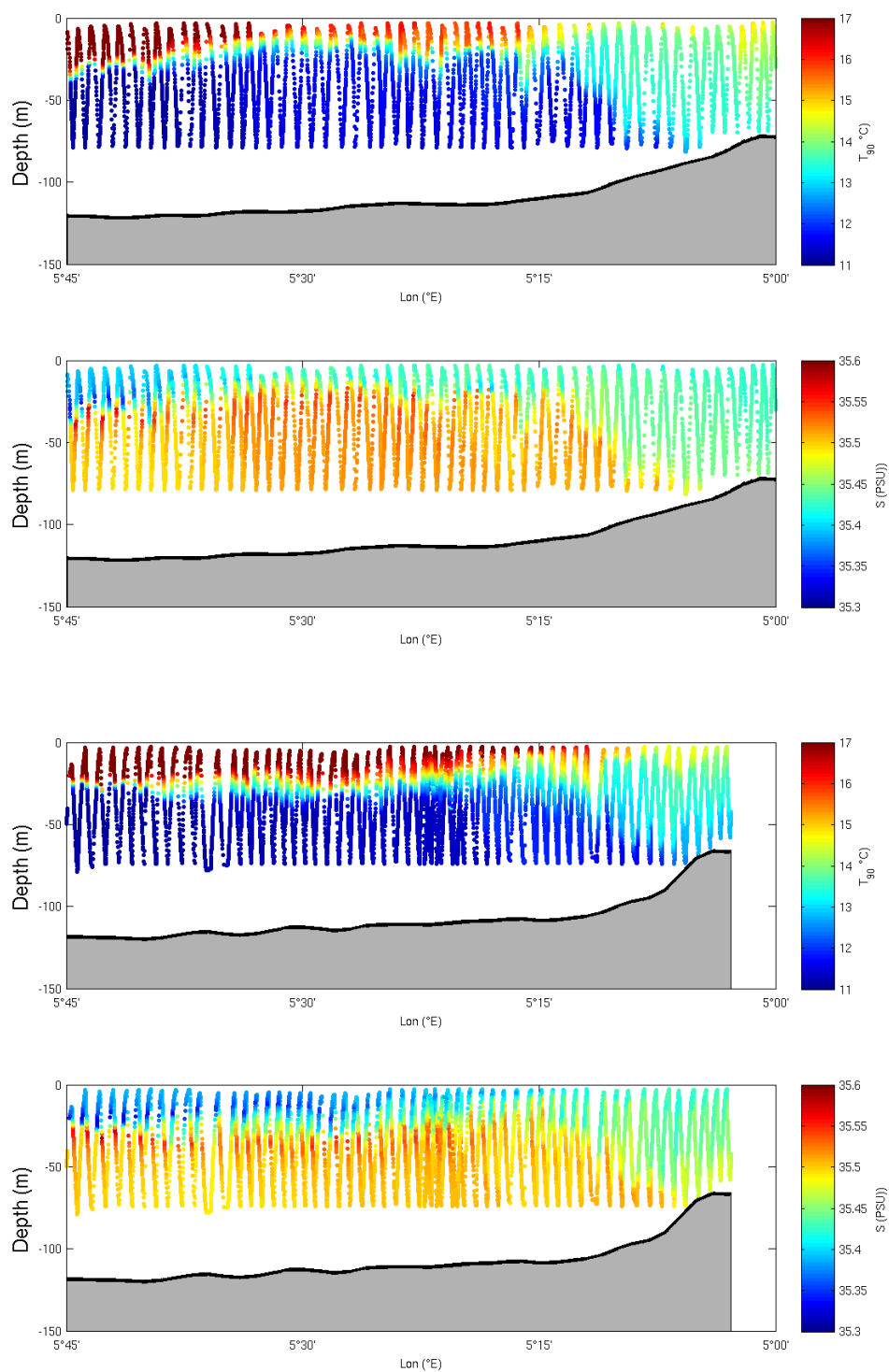


FIGURE A.10 – Sections de température et de salinité  $S_3$  et  $S_4$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010

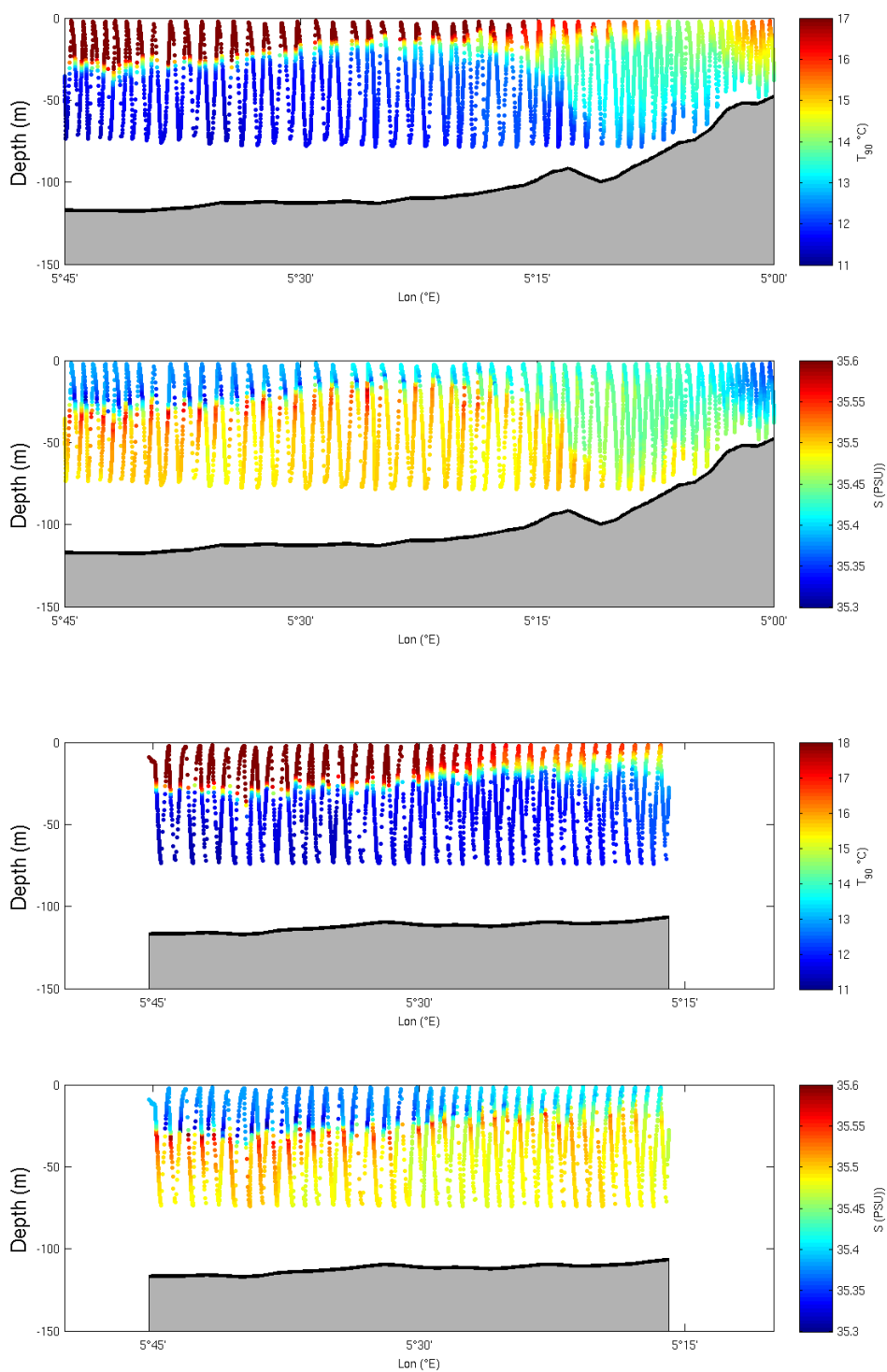
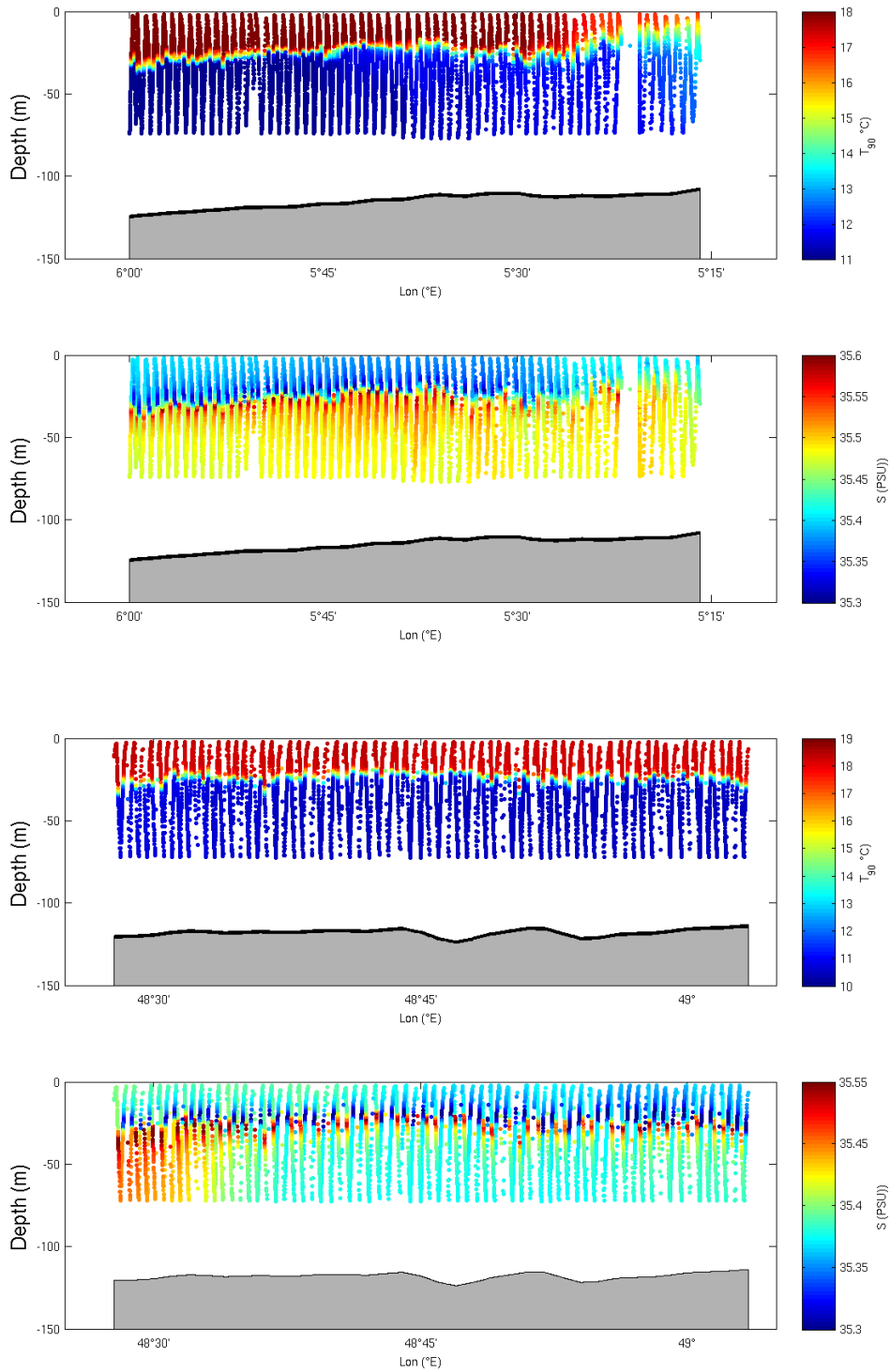
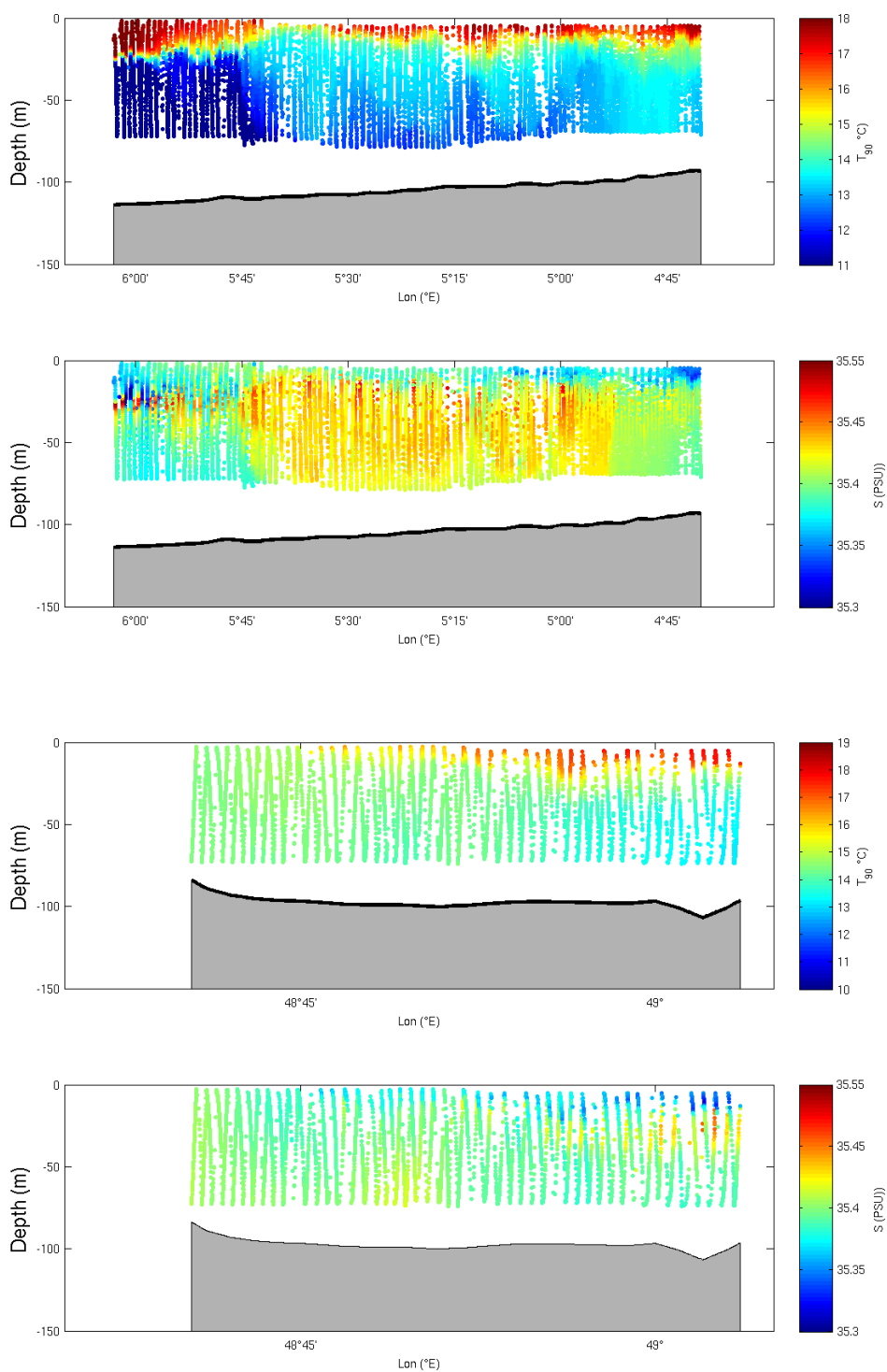


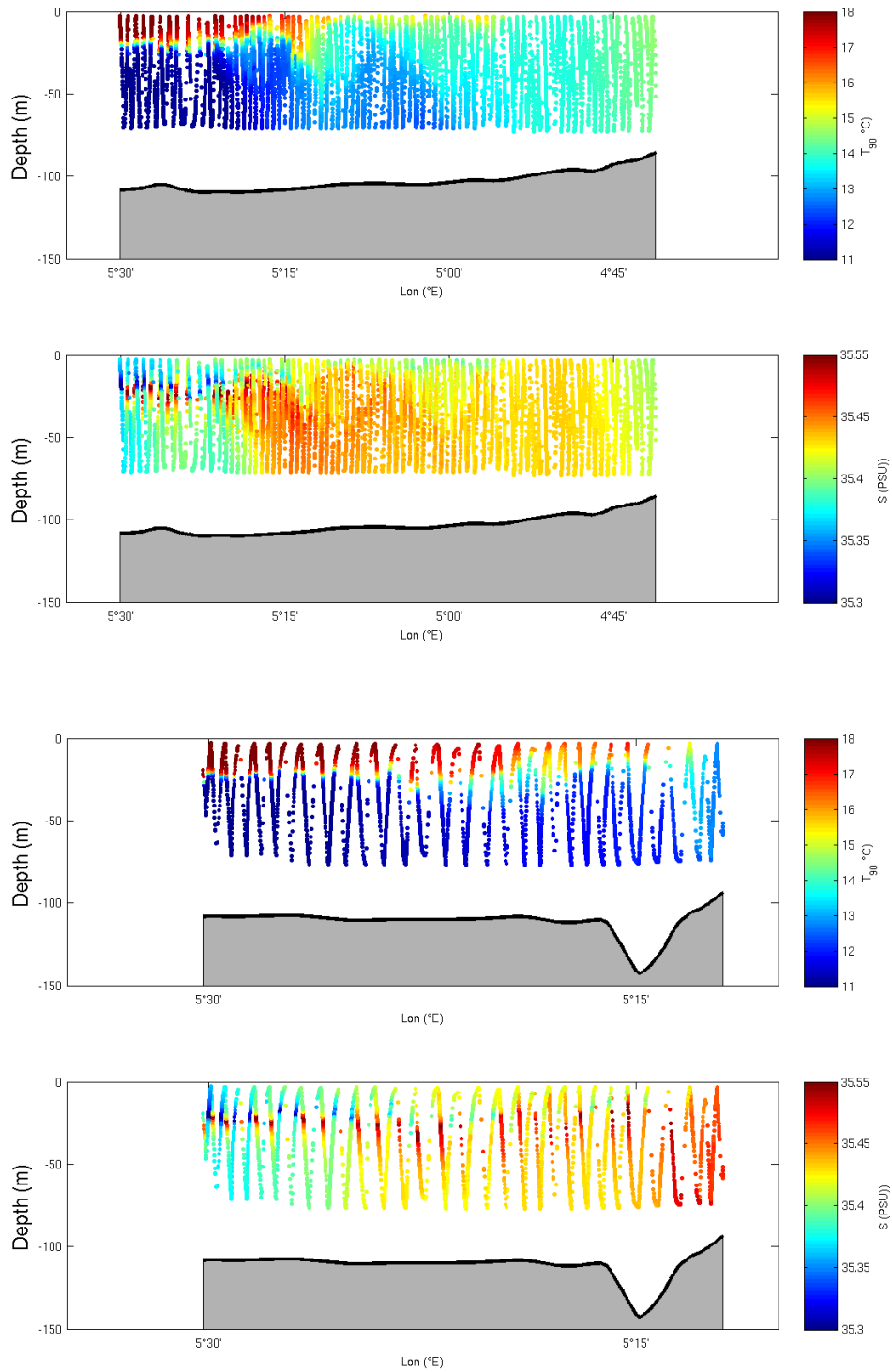
FIGURE A.11 – Sections de température et de salinité  $S5$  et  $S6$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010



**FIGURE A.12** — Sections de température et de salinité S7 et S8, réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010



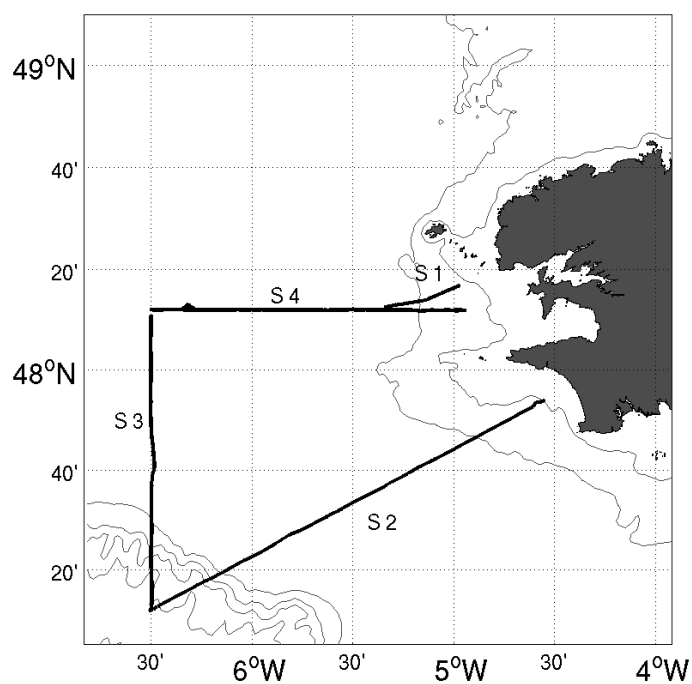
**FIGURE A.13** — Sections de température et de salinité  $S9$  et  $S10$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010



**FIGURE A.14** – Sections de température et de salinité S11 et S12, réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2010

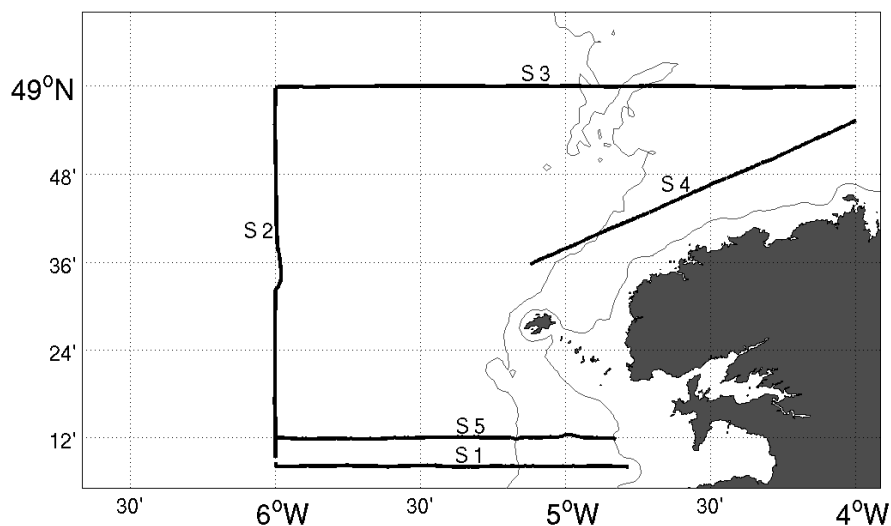
### A.3 Campagne Fromvar 2011

La campagne FROMVAR 2010 a permis de réaliser de nouvelles sections de mesure, portant principalement sur le plateau Armoricaïn pendant le premier leg, et sur le plateau Celtique et la partie ouest de la Manche pendant le second leg (les trajectoires sont données sur les figures A.15 et A.16).



**FIGURE A.15** – Positions des sections de température et de salinité réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2011 et étudiées dans ce manuscrit.

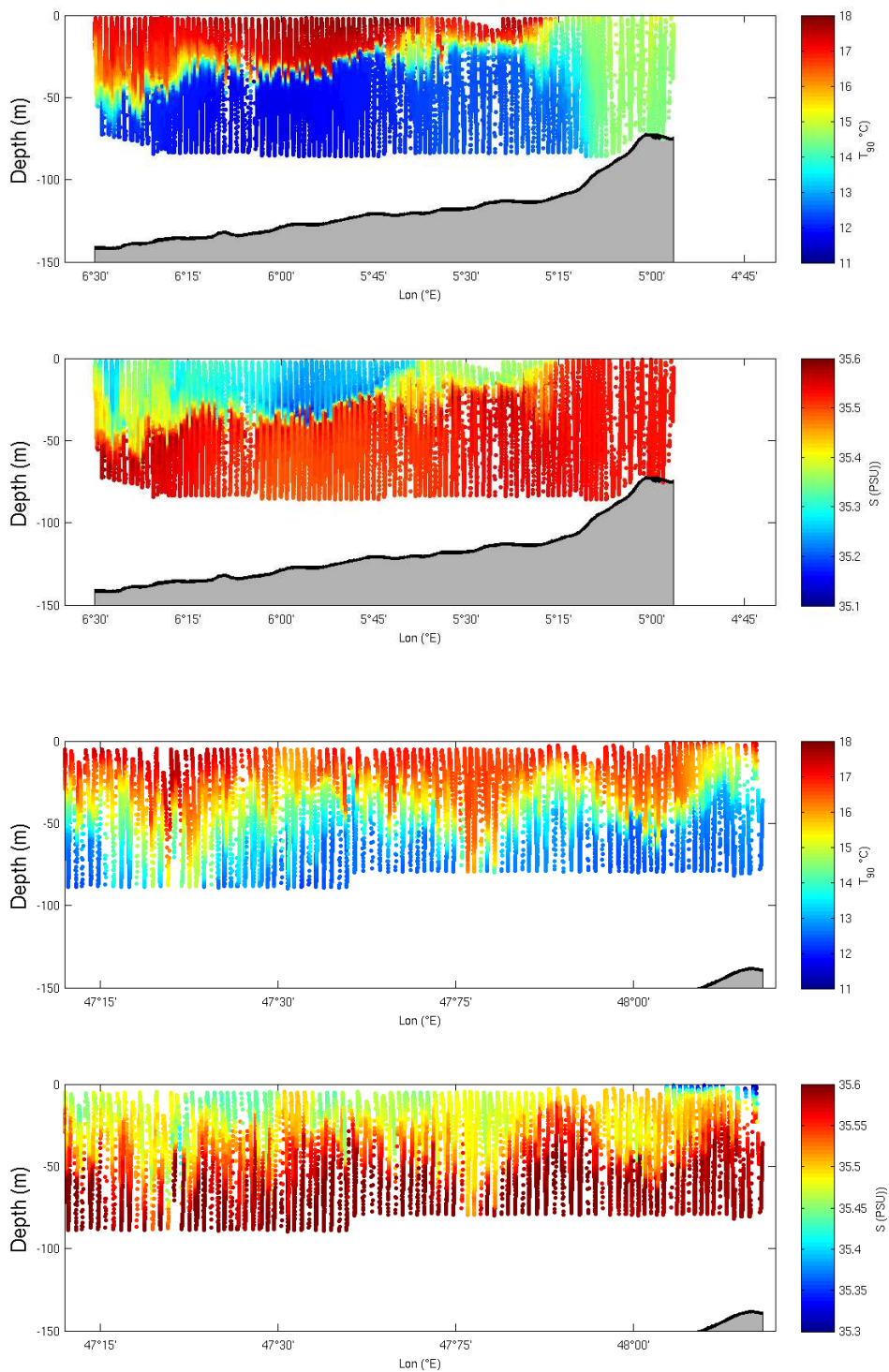
#### A.3.1 Leg 1



**FIGURE A.16** – Positions des sections de température et de salinité réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2011 et étudiées dans ce manuscrit.

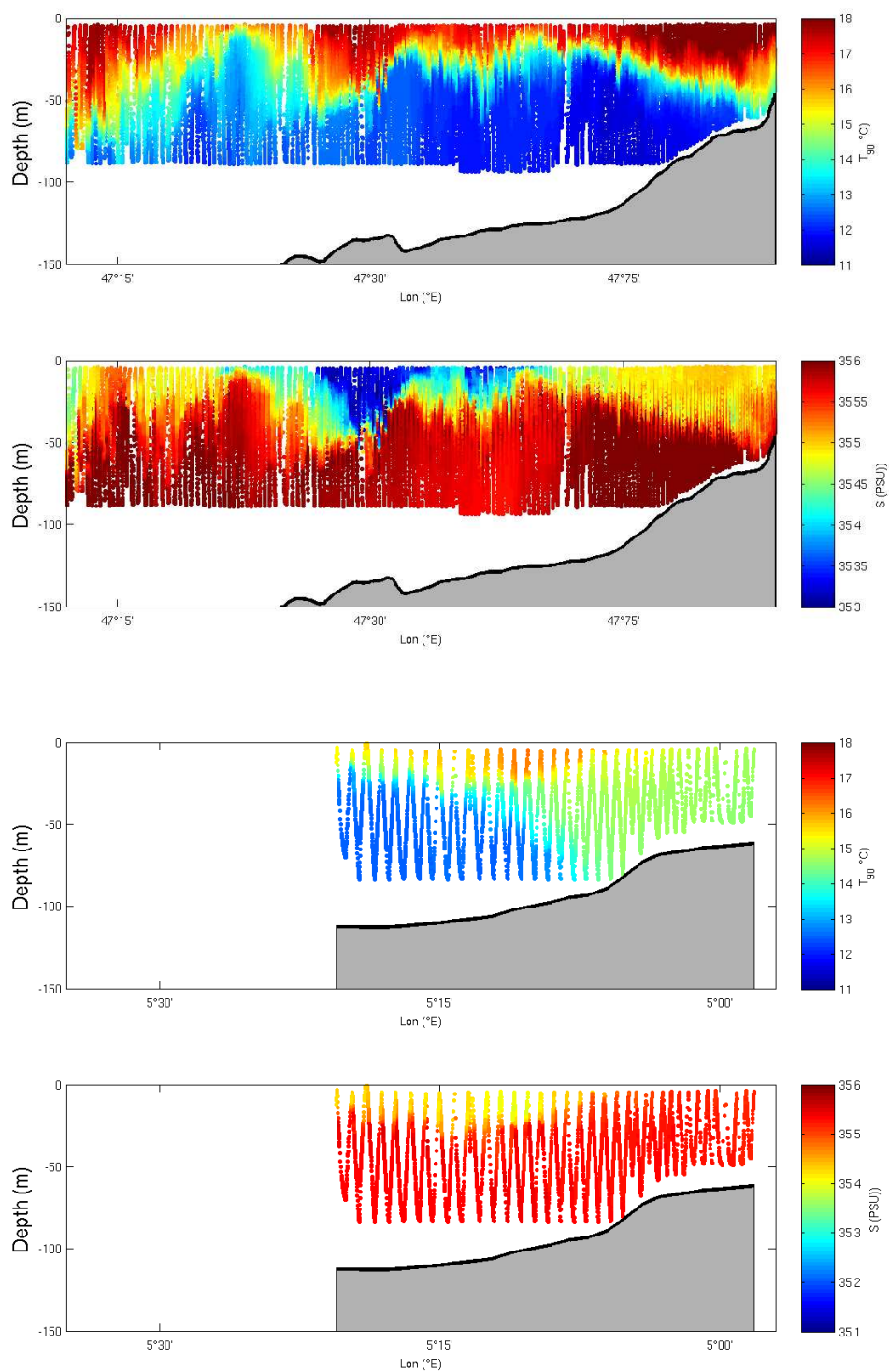
		Latitude	Longitude	Date
Section 1	début	48°12'N	4°56'W	02/09/2011, 20h41
	fin	48°12'N	6°30'W	03/09/2011, 05h38
Section 2	début	48°12'N	6°30'W	03/09/2011, 06h56
	fin	47°12'N	6°30'W	03/09/2011, 14h08
Section 3	début	47°12'N	6°30'W	03/09/2011, 15h53
	fin	47°54'N	4°32'W	04/09/2011, 03h22
Section 4	début	48°12'N	5°20'W	05/09/2011, 12h22
	fin	48°16'N	4°58'W	05/09/2011, 14h24

**TABLE A.4** – Tableau récapitulatif des sections réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2011



**FIGURE A.17** – Sections de température et de salinité  $S1$  et  $S2$ , réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2011



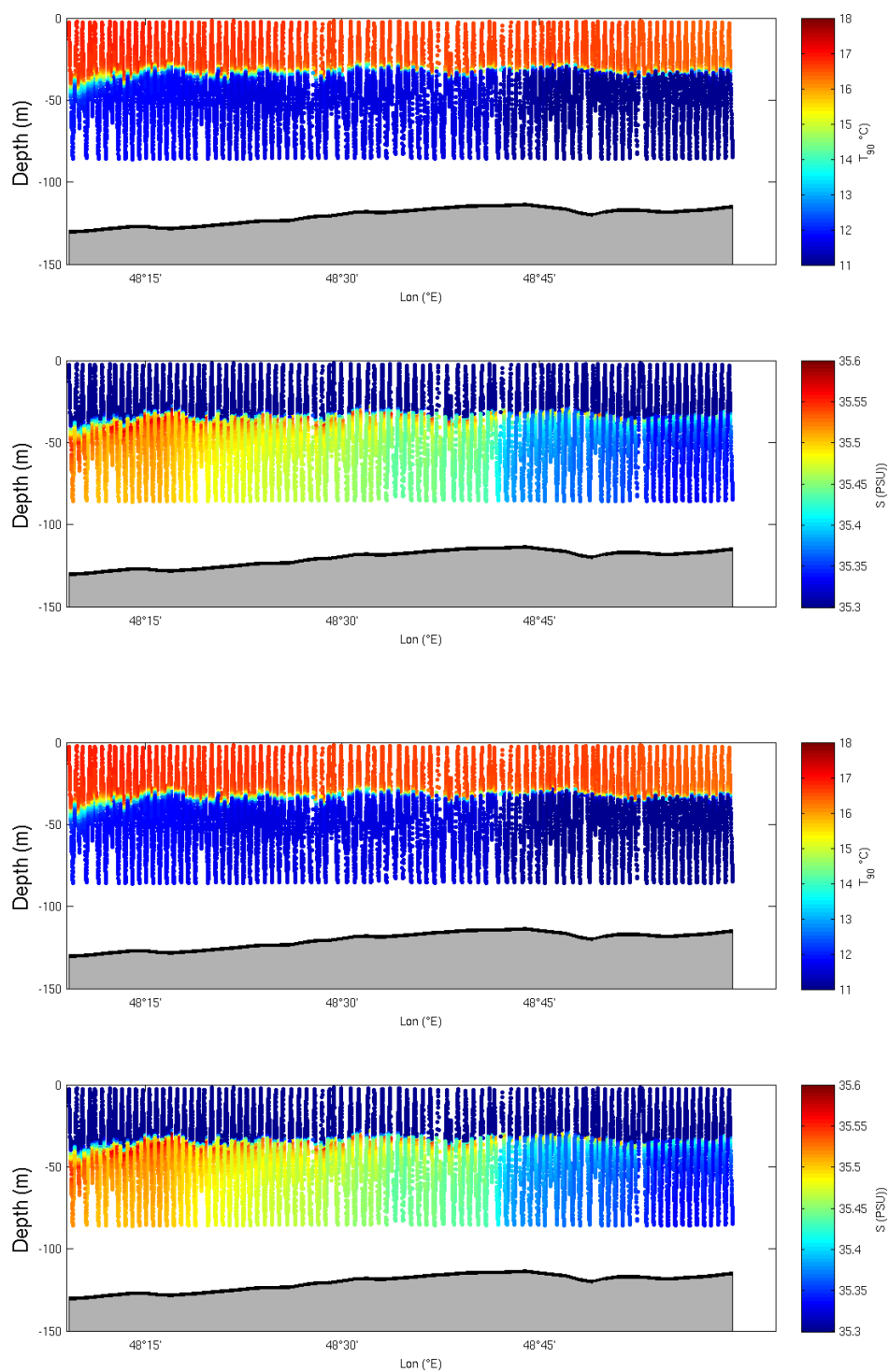


**FIGURE A.18** – Sections de température et de salinité  $S3$  et  $S4$ , réalisées pendant le premier leg de la campagne FROMVAR 2011

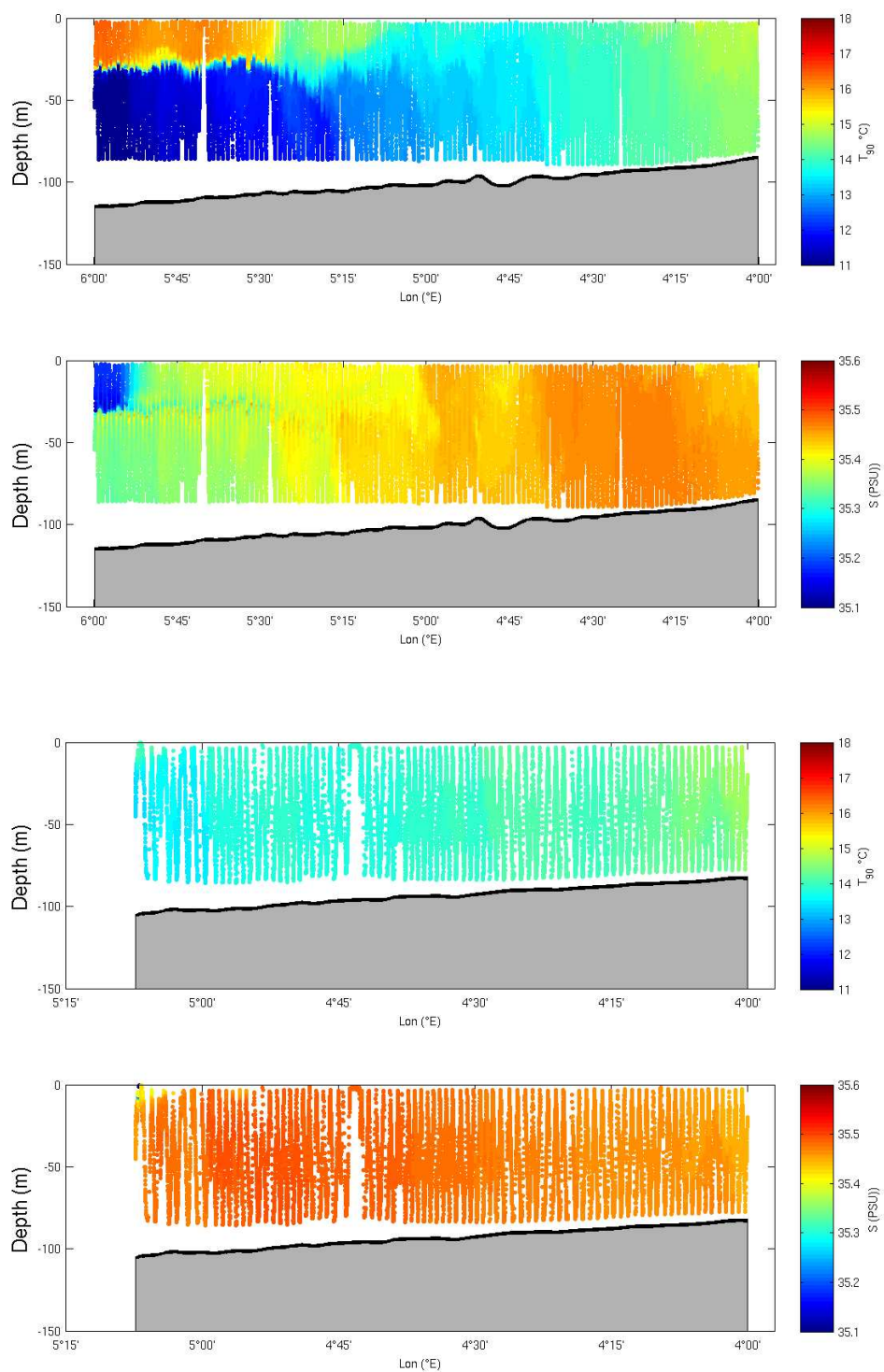
## A.3.2 Leg 2

		Latitude	Longitude	Date
Section 1	début	48°08'N	4°45'W	07/09/2011, 07h40
	fin	48°08'N	6°00'W	07/09/2011, 13h39
Section 2	début	48°08'N	6°00'W	07/09/2011, 13h44
	fin	49°00'N	6°00'W	07/09/2011, 19h52
Section 3	début	49°00'N	6°00'W	07/09/2011, 19h53
	fin	49°00'N	4°00'W	08/09/2011, 05h35
Section 4	début	48°55 'N	4°00'W	08/09/2011, 06h11
	fin	48°35'N	5°08'W	08/09/2011, 12h17
Section 5	début	48°12'N	4°50'W	14/09/2011, 22h53
	fin	48°12'N	6°00'W	15/09/2011, 05h02

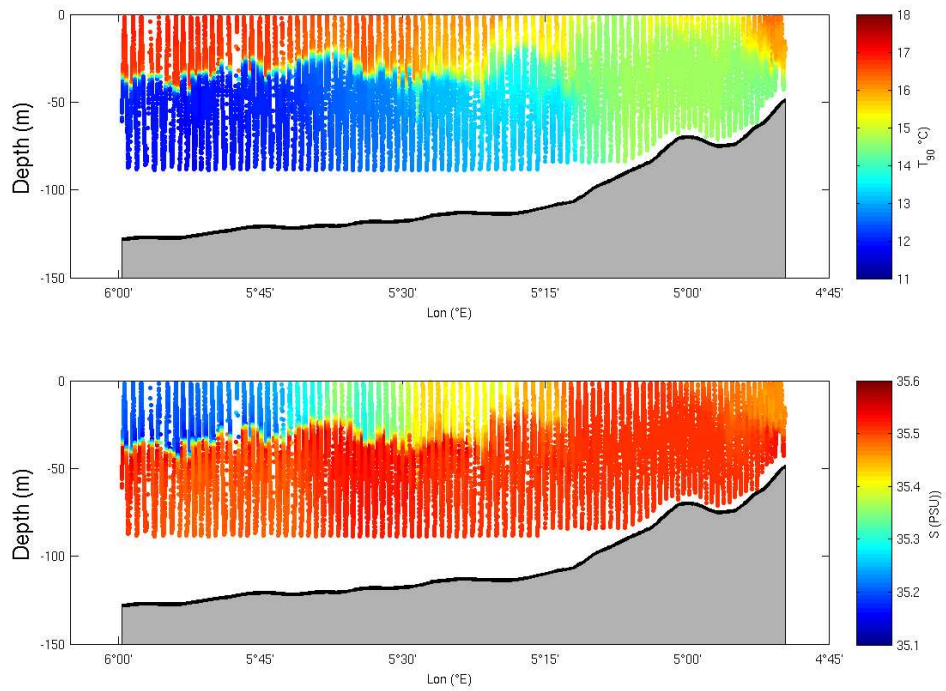
**TABLE A.5** – *Tableau récapitulatif des sections réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2011*



**FIGURE A.19** – Sections de température et de salinité  $S1$  et  $S2$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2011



**FIGURE A.20** – Sections de température et de salinité  $S_3$  et  $S_4$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2011



**FIGURE A.21** – Sections de température et de salinité  $S_5$ , réalisées pendant le second leg de la campagne FROMVAR 2011

# Bibliographie

- A. Altazin-Pichon. *Application d'un modèle de thermocline à la formation du front thermique en mer d'Iroise. Confrontation des résultats avec des mesures in-situ*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, 1981.
- F. Ardhuin, L. Marié, N. Rasclé, P. Forget, and A. Roland. Observation and estimation of Lagrangian, Stokes and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface. *Journal of Physical Oceanography*, 39 :2820–2838, 2009.
- F. Ardhuin, F. Dumas, A.-C. Bennis, A. Roland, A. Sentchev, P. Forget, J. Wolf, F. Girard, P. Osuna, and M. Benoit. Numerical wave modeling in conditions with strong currents : dissipation, refraction and relative wind. *Journal of Physical Oceanography*, in press, 2012.
- G. Badin, R.G. Williams, J.T. Holt, and L.J. Fernand. Are mesoscale eddies in shelf seas formed by baroclinic instability of tidal fronts? *Journal of Geophysical Research*, 114(C10021), 2009.
- P. Broche, J.-C. de Maistre, and P. Forget. Mesure par radar décimétrique cohérent des courants superficiels engendrés par le vent. *Oceanologica Acta*, 6(1) :43–53, 1983.
- J. Brown, K. Brander, L. Fernand, and A. E. Hill. Scanfish : high performance towed undulator. *Sea Technology*, 37 :23–27, 1996.
- G. Cambon. *Étude numérique de la mer d'Iroise : Dynamique, Variabilité du front d'Ouessant et évaluation des échanges cross-frontaux*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, 2008.

- D. C. Chapman and S. J. Lentz. Trapping of a coastal density front by the bottom boundary layer. *Journal of physical oceanography*, 24 :1464–1479, 1993.
- R. D. Chapman, L. K. Shay, H. C. Graber, J. B. Edson, A. Karachintsev, C. L. Trump, and D. B. Ross. On the accuracy of HF radar surface current measurements : Intercomparisons with ship-based sensors. *Journal of Physical Oceanography*, 102 :18,737–18,748, 1997.
- R. Charraudeau. Climatologie du Golfe de Gascogne. Technical report, Ifremer, 2007.
- G. Charria, P. Lazure, B. Le Cann, A. Serpette, G. Reverdin, S. Louazel, F. Batifoulier, F. Dumas, A. Pichon, and Y. Morel. Surface layer circulation derived from lagrangian drifters in the bay of biscay. *Journal of Marine Systems*, 2011.
- V. Cochin. Évaluation des radars à ondes de surface pour l’océanographie opérationnelle. Master’s thesis, Université de Bretagne Occidentale, 2006.
- L. H. N. Cooper and D. Vaux. Cascading over the continental slope of waters from the Celtic Sea. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 28 :719–750, 1949.
- C. S. Csanady. On the equilibrium shape of the thermocline in a shore zone. *Journal of Physical Oceanography*, 1 :263–270, 1971.
- C. S. Csanady. Wind effects on surface to bottom fronts. *Journal of Geophysical Research*, 83 : 4633–4640, 1978.
- M. Déqué, C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle. The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10 :249–266, 1994.
- W. J. Emery and R. E. Thomson. *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier, 2001.
- G. C. Feldman and C. R. McClain. *Ocean Color Web, MODIS Reprocessing*. NASA Goddard Space Flight Center, 2008. URL <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>.

- P. Fofonoff and R.C. Jr Millard. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *UNESCO Technical Paper in Marine Science*, 44 :53pp, 1983.
- P. Forget and Y. Barbin. Amélioration de l'acquisition et du traitement des mesures radar WERA et application à la courantométrie de la région de l'île d'Ouessant. Technical report, LSEET, Université du Sud Toulon-Var, 2007.
- P. J. S. Franks. Phytoplankton blooms at fronts, patterns, scales, and physical forcing mechanisms. *Reviews in Aquatic Sciences*, 6(2) :121–137, 1992.
- P. Garreau and R. Maze. Tidal rectification and mass transport over a shelf break : A barotropic frictionless model. *Journal of Physical Oceanography*, 22 :719–731, 1992.
- C. J. R. Garrett and J. W. Loder. Dynamical aspects of shallow sea fronts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 302(1472) :563–581, 1981.
- S. L. Garzoli. Contribution à l'étude de la formation et de l'évolution du front thermique sur le plateau continental. *Ann. Hydro.*, 7(2), 1979.
- Guitton, Henrotte-Bois, and Henaff. Sur la présence de profils bathymétriques à gradient positif. Technical report, E.P.S.H.O.M., 1974.
- K.-W. Gurgel, G. Antonischki, H.-H. Essen, and T. Schlick. Wellen radar (WERA) : a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coastal Engineering*, 37(3) :219–234, 1999a.
- K.-W. Gurgel, H.-H. Essen, and S. P. Kingsley. High-frequency radars : physical limitations and recent developments. *Coastal Engineering*, 37(3) :201–218, 1999b.
- A. E. Hill. Spin-down and the dynamics of dense pool gyres in shallow seas. *Journal of Marine Research*, 54(3) :471–486, 1996.
- A. E. Hill, J. Brown, L. Fernand, J. Holt, K. J. Horsburgh, R. Proctor, R. Raine, and W. R. Turrell. Thermohaline circulation of shallow tidal seas. *Geophysical Review Letters*, 35(11) : L11605, 2008.



- J.B Hoskins. The mathematical theory of frontogenesis. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 14 :11–37, 1982.
- J. M. Huthnance. Internal tides and waves near the continental shelf edge. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 48 :81–106, 1989.
- D. V. Ivonin, P. Broche, J.-L. Devenon, and V. I. Shrira. Validation of HF radar probing of the vertical shear of surface currents by acoustic Doppler current profiler measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109 :C04003, 2004.
- J. James. A model of the annual cycle of temperature in a frontal region of the Celtic Sea. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 5 :339–353, 1977.
- J. James. A note on the circulation induced by a shallow sea front. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 7 :192–202, 1978.
- J. T. Kirby and T.-M. Chen. Surface waves on vertically sheared flows : approximate dispersion relations. *Journal of Geophysical Research*, 94 :1013–1027, 1989.
- C. Koutsikopoulos and B. Le Cann. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Scientia Marina*, 60 :9–19, 1996.
- P.S. Laplace. Mémoire sur le flux et le reflux de la mer. *Mémoire de l'Académie des Sciences*, pages 45–181, 1820.
- W.G. Large, J.C. McWilliams, and S.C. Doney. Ocean vertical mixing : a review and a model with non-local boundary layer parametrization. *Reviews of Geophysics*, 32(4) :363–403, 1994.
- P. Lazare and A.-M. Jegou. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Bay of Biscay continental shelf. *Oceanologica Acta*, 21(2) :165–177, 1998.
- A. Le Boyer, G. Cambon, N. Daniault, S. Herbette, B. Le Cann, L. Marié, and P. Morin. Observations of the Ushant tidal front in September 2007. *Continental Shelf Research*, 29 : 1026–1037, 2009.

- A. Le Boyer, G. Charria, B. Le Cann, P. Lazure, and L. Marié. Circulation on the shelf and upper slope of the Bay of Biscay. *submitted to Continental Shelf Research*, 2012.
- B. Le Cann. *Évolution annuelle de la structure hydrologique du plateau continental du sud de la Bretagne*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 1982.
- P. Le Corre and V. Mariette. *Le front thermique d'Ouessant en août et septembre 1982, Campagne SATIR - DYNATLANT*, volume 1 of *Campagnes Océanographiques Françaises*. Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, 1985.
- J. Le Floch. *Premiers résultats de la campagne PHYGAS 78 (Novembre 1978)*. Université de Bretagne Occidentale, 1979.
- J. Le Fèvre. Aspects of the biology of frontal systems. *Advances in Marine Biology*, 23 :163–299, 1986.
- J. Le Fèvre and J. R. Grall. On the relationship of *noctiluca* swarming off the western coast of Brittany with hydrological features and plankton characteristics of the environment. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 4 :287–306, 1970.
- J. Loder. Topographic rectification of tidal currents on the sides of Georges Bank. *Journal of Physical Oceanography*, 10 :1399–1416, 1980.
- J. Loder, F. Drinkwater, N. Oakey, and E. Horne. Circulation, hydrographic structure and mixing at tidal fronts : the view from Georges Bank. *Philosophical Transaction of the Royal Society*, 343 :447–460, 1993.
- R. G. Lueck. Thermal inertia of conductivity cells : Theory. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7(5) :741–755, 1990.
- R. G. Lueck and J. Picklo. Thermal inertia of conductivity cells : Observations with a Sea-Bird cell. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7(5) :756–768, 1990.

- F. Lyard, F. Lefevre, T. Letellier, and O. Francis. Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Modelling*, 56 :394–415, 2006.
- P. Marchesiello, J. C. McWilliams, and A. Shchepetkin. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3 :1–20, 2001.
- V. Mariette. *Effets des échanges atmosphériques sur la structure thermique marine. Application à des zones du large et à une zone côtière*. Université de Bretagne Occidentale, 1983.
- V. Mariette and B. Le Cann. Simulation of the formation of Ushant thermal front. *Continental Shelf Research*, 4(6) :637–660, 1985.
- V. Mariette, G. Rougier, J. C. Salomon, and B. Simon. Courants de marée en Mer d'Iroise. *Oceanologica Acta*, 5(2) :149–159, 1982.
- J. P. Matthews, A. D. Fox, and D. Prandle. Radar observation of an along-front jet and transverse flow convergence associated with North Sea front. *Continental Shelf Research*, 13 (1) :109–130, 1993.
- V. Mensah, M. Le Menn, and Y. Morel. Thermal mass correction for the evaluation of salinity. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26 :665–672, 2008.
- S. Michel, A.-M. Treguier, and F. Vandermeirsch. Temperature and variability in the Bay of Biscay during the past 40 years, from an in-situ analysis and a 3D global simulation. *Continental Shelf Research*, 29 :1070–1087, 2009.
- P. Morin, P. Le Corre, and J. Le Fèvre. Assimilation and regeneration of nutrients off the West Coast of Brittany. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 65 (3) :677–695, 1985.
- P. Morin, M. W. M. Wafar, and P. Le Corre. Estimation of nitrate flux in a tidal front from satellite-derived temperature data. *Journal of Geophysical Research*, 98(C3) :4689–4695, 1993.

- H. Muller. *Étude de la circulation résiduelle Lagrangienne en mer d'Iroise*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, 2008.
- H. Muller, F. Dumas, B. Blanke, and V. Mariette. High resolution atmospheric forcing for regional oceanic model : the Iroise Sea. *Ocean Dynamics*, 57 :375–400, 2007.
- H. Muller, B. Blanke, F. Dumas, and V. Mariette. Identification of typical scenarios for the surface Lagrangian circulation in the Iroise Sea. *Journal of Geophysical Research*, 115 : C07008, 2010.
- C. Nerot, A. Lorrain, J. Grall, D. P. Gillikin, J.-M. Munaron, H. Le Bris, and Y.-M. Paulet. Stable isotope variations in benthic filter feeders across a large depth gradient on the continental shelf. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 96(1) :228–235, 2012.
- A.L. New. Internal tidal mixing in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research*, 35(5) :691–709, 1988.
- Ocean and Sea Ice SAF. Geostationary radiative flux product user manual. Technical report, EUMETSAT, 2011.
- I.L. Pairaud, F. Lyard, F. Auclair, T. Letellier, and P. Marsaleix. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. part 1 : Barotropic tides. *Continental Shelf Research*, 28 :1294–1315, 2008.
- A. Pasquet. *Étude des mécanismes de dispersion en zone côtière. Application aux fronts tidiaux en mer d'Iroise*. PhD thesis, Université de Toulouse, 2011.
- A. Pasquet, T. Szekely, and Y. Morel. Production and dispersion of mixed waters in stratified coastal areas. *Continental Shelf Research*, 39-40 :49–77, 2012.
- M. Pavec. *Instabilités barocline et paramétrique des courants de bord, application au front d'Ouessant*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, 2007.
- A. Pichon and S. Correard. Internal tide modelling in the Bay of Biscay. comparisons with observations. *Scientia Marina*, 70 :65–88, 2006.

- R. D. Pingree. The advance and retreat of the thermocline on the continental shelf. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 55 :965–974, 1975.
- R. D. Pingree. Cyclonic eddies and cross-frontal mixing. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 58(4) :955–963, 1978.
- R. D. Pingree and D. K. Griffiths. Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles. *Journal of Geophysical Research*, 83(C9) :4615–4622, 1978.
- R. D. Pingree and B. Le Cann. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Prog. Oceanog.*, 23 :303–338, 1989.
- R. D. Pingree and B. Le Cann. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 70(4) :857–885, 1990.
- R. D. Pingree and L. Maddock. Tidal residuals in the English Channel. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 57 :339–354, 1977.
- R. D. Pingree and G.T. Mardell. Solitary internal waves in the Celtic Sea. *Progress in Oceanography*, 14 :431–441, 1985.
- R. D. Pingree, P. M. Holligan, and R. N. Head. Survival of dinoflagellate blooms in the western English Channel. *Nature*, 265 :266–269, 1977.
- R. D. Pingree, P. M. Holligan, and G. T. Mardell. Phytoplankton growth and cyclonic eddies. *Nature*, 278 :245–247, 1979.
- R. D. Pingree, G. T. Mardell, and A. L. New. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature*, 321 :154–158, 1986.
- R.D. Pingree and A. L. New. Structure, seasonal development and sunglint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican shelves and in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research*, 42(2) :245–284, 1995.

- I. Pulliat, P. Lazure, A. M. Jégou, L. Lampert, and P. I. Miller. Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Continental Shelf Research*, 24 :1143–1163, 2004.
- J. Raillard. Quelques aspects de la structure thermique du plateau continental breton. Technical report, UER de sciences de la mer, 1976.
- M. Rattray. On the coastal generation of internal tides. *Tellus*, 12 :54–62, 1960.
- J. C. Salomon, P. Guéguéniat, A. Orbi, and Y. Baron. *A Lagrangian model for long-term tidally-induced transport and mixing. Verification by artificial radionuclide concentrations.*, pages 384–394. Elsevier Applied Science, 1988.
- S. Schultes, M. Sourisseau, E. Le Masson, M. Lunven, and L. Marié. Influence of physical forcing on mesozooplankton communities at the Ushant tidal front. *Journal of Marine Systems*, in press, 2012.
- A. Sentchev, P. Forget, Y. Barbin, and M. Yaremchuk. Surface circulation in the Iroise sea (W. Brittany) from high resolution HF radar mapping. *Journal of Marine Systems*, in press, 2011.
- A. Serpette and R. Mazé. Internal tides in the Bay of Biscay : a two-dimensional model. *Continental Shelf Research*, 9(9) :795–821, 1989.
- A.F. Shchepetkin and J.C. McWilliams. The regional oceanic modeling system (ROMS) : A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model. *Ocean Modelling*, 9 :447–504, 2005.
- L. Shih, J. Koseff, G. Ivey, and J. Ferziger. Parameterization of turbulent fluxes and scales using homogeneous sheared stably stratified turbulence simulations. *Journal of Fluid Mechanics*, 525 :193–214, 2005.
- J. H. Simpson. The shelf-sea fronts : implications of their existence and behaviour. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 302 :531–546, 1981.

- J. H. Simpson. *The Celtic Seas*, chapter 23, pages 659–698. John Wiley and Sons, Inc., New York, 1998.
- J. H. Simpson and D Bowers. Shelf sea fronts' adjustments revealed by satellite IR imagery. *Nature*, 280 :648–651, 1979.
- J. H. Simpson and D Bowers. Models of stratification and frontal movements in shelf seas. *Deep-sea Research*, 28A(7) :727–738, 1981.
- J. H. Simpson and D. Dickey. The relationship between downward irradiance and upper ocean structure. *Journal of Physical Oceanography*, 11 :309–323, 1981.
- J. H. Simpson and J. R. Hunter. Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250 :404–406, 1974.
- J. H. Simpson, C. M. Allen, and N. C. G. Morris. Fronts on the continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 83 :4607–4614, 1978.
- J. H. Simpson, J. Brown, J. Matthews, and G. Allen. Tidal straining, density currents and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries and Coasts*, 13(2) :125–132, 1990.
- J. H. Simpson, W. Crawford, T. Rippeth, A. Campbell, and J. Cheok. The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas. *Journal of Physical Oceanography*, 26 :1579–1590, 1996.
- R. H. Stewart and J. W. Joy. HF radio measurements of surface currents. *Deep Sea Research*, 21 :1039–1049, 1974.
- A. Stigebrandt. A note on the locus of a shelf front. *Tellus*, 40A :439–442, 1988.
- Y.-J. Sun and Y.-K. Cho. Tidal front and its relation to the biological process in coastal water. *Ocean Science Journal*, 45(4) :243–241, 2010.
- T. Szekely, L. Marié, B. Ferron, Y. Morel, and G. Cambon. Fortnightly variability of a seasonal density front in relation to a tidal residual jet on a continental shelf. *Continental Shelf Research*, in prep., 2012a.

- T. Szekely, L. Marie, F. Ardhuin, , A. Sentchev, and Y. Morel. Dynamical aspects of the residual circulation in the Iroise sea. *submitted to Continental Shelf Research*, 2012b.
- Sir W. Thompson. The tide gauge, tidal harmonic analyser, and tide predictor. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 65 :4–75, 1881.
- Jingquan Tong, Zijun Gan, Yiquan Qi, and Qingwen Mao. Predicted positions of tidal fronts in continental shelf of South China Sea. *Journal of Marine System*, 82 :145–153, 2010.
- H. M. Van Aken. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. *Deep-Sea Research*, 49 :1071–1086, 2002.
- G. J. F. Van Heijst. A geostrophic adjustment model of a tidal mixing front. *Journal of physical oceanography*, 15 :1182–1190, 1985.
- A. Vincent and G. Kurc. Les variations de la situation thermique dans le Golfe de Gascogne et leur incidence sur l'écologie et la pêche de la sardine en 1968. *Revue des Travaux, Institut des Pêches Maritimes*, 33(1) :203–212, 1969.
- D. G. Wright. On the alongshelf evolution of an idealised density front. *Journal of Physical Oceanography*, 19 :532–541, 1988.
- A. E. Yankovsky. On the validity of thermal wind balance in alongshelf currents of the New Jersey coast. *Continental Shelf Research*, 26 :1171–1183, 2006.



# Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale

DYNAMIQUE ET VARIABILITÉ DU FRONT  
D'OUessant, APPROCHE OBSERVATIONELLE

**Tanguy Szekely**

## RÉSUMÉ

La compréhension de la dynamique et la variabilité des courants en mer d'Iroise est en enjeu majeur pour l'exploitation du rail maritime d'Ouessant. Celle-ci passe par une analyse du développement du front saisonnier d'Ouessant, qui sépare les eaux homogènes situées le long de la côte des eaux stratifiées au large. Cette thèse se base sur les nombreuses mesures récoltées pendant les campagnes FROMVAR successives et porte particulièrement sur l'étude de la dynamique et de la variabilité de front de température.

Tout d'abord, une partie des mesures de température et de salinité réalisées pendant les campagnes FROMVAR 2009, 2010 et 2011 sont analysées afin de comprendre le contexte hydrologique dans lequel se place le front d'Ouessant. Dans un premier temps, une comparaison entre les observations à l'échelle du plateau continental réalisées en 2010 et 2011 est menée. Un travail similaire porte ensuite sur les masses d'eau formant le front d'Ouessant, observées en 2009 et 2010.

Une seconde étude a pour but d'identifier la dynamique des courants basses fréquences observés par les radars HF, en mer d'Iroise. Le jeu de données de 4 ans d'observations radar est traité afin de réduire au maximum les effets des vagues et du vent sur les courants observés, et les observations correspondant aux périodes hivernales et estivales sont comparées. La comparaison de courants mesurés par des ADCP avec les courants géostrophiques attendus dans l'hypothèse d'un ajustement du front permet ensuite de discuter de la dynamique de celui-ci.

Enfin, des mesures de dissipation de l'énergie cinétique turbulente réalisées pendant la campagne FROMVAR 2009 permettent d'étudier la variation du mélange pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux. Une étude de la variabilité des courants basses fréquences calculés dans cette zone par un modèle réaliste permet d'étudier le lien entre les courants résiduels de marée et la position du front pendant le cycle de vives-eaux/mortes-eaux.

## MOTS-CLES

Mer d'Iroise – Front de marée - Mesures in-situ – Mesures radar – Dérive de Stokes – Courant résiduel de marée – Ajustement géostrophique – Cycle de mortes-eaux/vives-eaux

DYNAMICS AND VARIABILITY OF THE  
USHANT TIDAL FRONT FROM OBSERVATIONS

**Tanguy Szekely**

## ABSTRACT

The understanding of the dynamics and variability the Iroise sea current in a key issue for the naval security on the western part of the English Channel. The Ushant tidal front is a central element of the Iroise sea, which separates the coastal homogeneous waters from the seasonally homogenized waters located offshore. This thesis is based on numerous measurements made during the FROMVAR 2009, 2010 and 2011 cruises, and studies the dynamics and the variability of the Ushant front.

First, the temperature and salinity measurements collected during the FROMVAR cruises are analyzed in order to observe the water masses surrounding the Ushant front. Observations covering the whole continental shelf are studied first, using data collected during the FROMVAR 2010 and 2011 cruises. A second study focused on the water masses which makes the Ushant front in the Iroise sea.

Then, the surface currents observed by HF radars are analyzed in order to study the dynamics related to the low frequency residual currents in the Iroise sea. The influence of the wave induced Stokes drift on surface currents is first studied in order to avoid the influence of wave on the observed currents. The dynamics of the observed surface currents is then discussed thanks to the comparison of winter and summer measurements, for various tidal ranges. The vertical shear measured by an ADCP close to the front is finally compared to the vertical shear corresponding to the geostrophic adjustment of the front.

Last, kinetic energy dissipation rate measurements collected during the FROMVAR 2009 cruise are exposed to study the fortnightly variability of turbulent mixing. A study of the variability of modeled currents during the fortnightly cycle is then performed in order to discuss the influence of ageostrophic cross-front currents on the fortnightly displacement of the bottom front.

## KEY WORDS

Iroise sea – Tidal front – In-situ measurements – HF radar measurements – Wave induced Stokes drift – Geostrophic adjustment – fortnightly cycle