HAL
open science

Observation de la convection profonde en mer d'Irminger sur la période 2002-2015 par les flotteurs Argo

Anne Piron

To cite this version:

Anne Piron. Observation de la convection profonde en mer d'Irminger sur la période 2002-2015 par les flotteurs Argo. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2015. Français. NNT : 2015BRES0059 . tel-01951216

HAL Id: tel-01951216

https://theses.hal.science/tel-01951216

Submitted on 11 Dec 2018

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

Anne PIRON

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche n°6523

IFREMER – CNRS – IRD – UBO

Laboratoire de Physique des Océans

Observation de la convection profonde en mer d'Irminger sur la période 2002-2015 par les flotteurs Argo

Thèse soutenue le 12 novembre 2015

devant le jury composé de :

Alain COLIN DE VERDIERE

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

Sabrina SPEICH

Professeur de Géosciences, ENS, Paris / *Rapporteur*

Jean-Baptiste SALLEE

Chargé de Recherche, CNRS, LOCEAN Paris / *Rapporteur*

Gilles REVERDIN

Directeur de Recherche, CNRS, LOCEAN Paris / *Examinateur*

Herlé MERCIER

Directeur de Recherche, CNRS, LPO Brest / *Directeur de thèse*

Virginie THIERRY

Chercheur, IFREMER, LPO Brest / *Co-encadrante de thèse*

Guy CANIAUX

Chercheur, Météo-France, CNRM-GAME Toulouse / *Co-encadrant*

université de bretagne occidentale

L'Université est une chance

ENGAGEMENT DE NON PLAGIAT

Je soussigné-e.....Mme PIRON Anne.....

assure avoir pris connaissance de la charte anti plagiat de l'université de Bretagne occidentale.

Je déclare être pleinement conscient-e que le plagiat total ou partiel de documents publiés sous différentes formes, y compris sur internet, constitue une violation des droits d'auteur ainsi qu'une fraude caractérisée.

Je m'engage à citer toutes les sources que j'ai utilisées pour rédiger ce travail.

Signature

Thèse de Doctorat de l'Université Européenne de Bretagne

Auteur / Author **Anne PIRON**

Etablissement / University **Université de Bretagne Occidentale**

Titre

OBSERVATION DE LA CONVECTION PROFONDE EN MER D'IRMINGER SUR LA PÉRIODE 2002-2015 PAR LES FLOTTEURS ARGO.

Title

OBSERVATION OF IRMINGER SEA DEEP CONVECTION BY ARGO FLOATS DURING THE 2002-2015 PERIOD.

RESUME

Les évènements de convection profonde sont importants car ils forment les masses d'eau intermédiaires et profondes qui nourrissent la circulation globale. La mer du Labrador, qui forme la Labrador Sea Water (LSW), est le site le plus documenté de l'océan Atlantique Nord. La mer d'Irminger a également été citée mais n'est pas entièrement reconnue à cause du manque d'observations directes. Cette thèse fournit la première description de la convection profonde en mer d'Irminger à l'échelle du bassin grâce aux données Argo. Trois évènements de convection se sont produits en mer d'Irminger depuis 2010. Au cours de l'hiver 2011-2012, la convection atteint 1000 m et est expliquée par la séquence d'apparition des tip jets groenlandais. La convection de l'hiver 2013-2014, qui atteint 1300 m, est caractérisée par un préconditionnement particulièrement important et un forçage par les tip jets faible. La convection de l'hiver 2014-2015, qui atteint 1700 m, montre des tip jets très nombreux et persistants. L'advection de LSW provenant de la mer du Labrador explique les profondeurs exceptionnelles observées au cours de ces deux derniers hivers. Les résultats montrent que la convection n'est pas rare en mer d'Irminger et qu'elle joue un rôle non négligeable sur l'équilibre climatique.

ABSTRACT

The deep convection events are important because they form the intermediate and deep water masses feeding the global circulation. The Labrador Sea is the main site of deep convection in the North Atlantic Ocean and produces the intermediate Labrador Sea Water (LSW). The Irminger Sea was also cited but was forgotten during decades because of the lack of direct observations. This thesis provides the first description of the Irminger Sea deep convection at basin scale, thanks to the Argo data. Three convective events occurred in the Irminger Sea since 2010. During the 2011-2012 winter, the convection reached 1000 m and is explained by the sequence of the Greenland tip jets. The event of the 2013-2014 winter, reaching 1300 m, is characterized by a strong preconditionning and a weak forcings by the Greenland tip jets. The convection event of the 2014-2015 winter, reaching 1700 m, shows many of persistant tip jets. The advection of LSW from the Labrador Sea explains the deepest mixed layers observed during the last two winters. The results show that deep convection in the Irminger Sea is not a rare isolated event and plays a significant role on the climate balance.

MOTS-CLES

convection profonde ; mer d'Irminger ; données Argo ; tip jets groenlandais ; couche de mélange hivernale ; interactions océan-atmosphère

KEY-WORDS

deep convection ; Irminger Sea ; Argo data ; greenland tip jets ; winter mixed layer ; air-sea interactions

...

La tempête a béni mes éveils maritimes.

Plus léger qu'un bouchon j'ai dansé sur les flots

Qu'on appelle rouleurs éternels de victimes,

Dix nuits, sans regretter l'œil niais des falots !

...

(Arthur Rimbaud, Le Bateau Ivre, 1871)

Remerciements

Dans la mythologie grecque, Océanos (l'Océan), fils d'Ouranos (le Ciel) et de Gaïa (la Terre), est un titan. Il est souvent représenté sous la forme d'un vieillard assis sur les vagues de l'océan, avec un pique à la main et un monstre marin à côté de lui. L'océan est majestueux, il fascine. C'est ce qui m'a poussé à réaliser cette expérience : la thèse. Pour le connaître un peu mieux, pour apporter ma petite pierre à l'édifice de la science. Au bout de trois ans, c'est une superbe expérience qui vient de s'achever.

Merci à vous, Herlé et Virginie, de m'avoir offert cette opportunité et de m'avoir fait confiance pour ce travail. J'ai particulièrement apprécié votre écoute et votre disponibilité. Vous m'avez transmis votre passion, j'essayerai d'en être digne. Merci également à toi Guy, mon encadrant téléphonique ! Pour ta disponibilité et tes conseils toujours très intéressants. Tu resteras le premier scientifique à s'être passionné pour mon étude, à Vienne, le badge dissimulé...

Je souhaiterais également remercier les différents membres de mon jury de thèse pour leurs commentaires intéressants et constructifs. J'espère que le futur nous donnera encore l'occasion de collaborer ensemble. J'ai beaucoup à apprendre de vous.

Je ne peux pas faire le bilan de ce parcours sans penser à S. Coquillat et D. Lambert, deux professeurs exceptionnels. Merci de m'avoir fait confiance dans les moments difficiles et de m'avoir permis de suivre ce chemin passionnant. Une petite pensée également à V. Carlier, qui a éveillé en moi cette fibre physicienne. Continuez à former des passionnés !

Je voudrais également faire un petit clin d'œil aux différentes personnes que j'ai eu la chance de côtoyer pendant ces trois années, au sein du Laboratoire ou ailleurs. La liste serait longue donc je ne vais citer que quelques personnes : Patriiiiiii ! Merci pour ta bonne humeur permanente ! Même si nos chemins seront peut-être amenés à se séparer, ils finiront forcément par se retrouver ! Un grand merci également à Fabien R., pour les discussions passionnées et pour m'avoir fourni les outils nécessaires pour mener à bien cette dernière année de thèse... Camille, tu es arrivée pendant ma dernière ligne droite mais ton attention (ou ta pitié peut-être pour cette thésarde en phase terminale ;) ...) m'a beaucoup touchée ! Merci pour ton aide et tes encouragements. Enfin, merci à toi Françoise C., la plus efficace des secrétaires, qui trouve toujours une solution à nos problèmes et toujours avec le sourire !

Enfin, je souhaiterais remercier mes parents, qui m'ont toujours encouragée à réaliser mes rêves. Lorsqu'ils étaient un peu fous (comme quand je me suis lancée dans le parachutisme) ou lorsque vous saviez qu'ils m'éloigneraient de vous (comme quand j'ai décidé de suivre la voie de la météorologie et de l'océanographie). Merci en particulier à toi Maman : même loin de moi tu as su me guider dans mes choix. J'espère que tu es fière de moi aujourd'hui.

Pour terminer, cette thèse ne serait pas ce qu'elle est devenue sans ta présence Cédric. Merci de m'avoir guidée tout au long de cette expérience, de m'avoir suivie dans cette aventure brestoise, d'avoir supporté contre vents et marées les différentes étapes et aléas de la thèse... Une nouvelle page se tourne, vers une nouvelle expérience magnifique...

Table des matières

1 Introduction générale **10**

1.1 Rôle de l'océan pour l'équilibre climatique terrestre . . . 10

1.2 La convection océanique . . . 11

1.2.1 La couche de mélange océanique . . . 11

1.2.2 La convection profonde . . . 12

1.2.3 Les sites de convection profonde arctiques et nord atlantiques . . . 12

1.3 La mer d'Irminger . . . 15

1.3.1 Potentiel convectif de la mer d'Irminger . . . 16

1.3.2 Observations de la convection . . . 24

1.3.3 Modélisation de la couche de mélange . . . 26

1.3.4 Controverse sur la convection en mer d'Irminger . . . 30

1.4 La variabilité atmosphérique nord-atlantique . . . 32

1.5 Objectifs de la thèse . . . 34

2 Données & méthodes **36**

2.1 Données océaniques . . . 36

2.1.1 Le réseau d'observation Argo . . . 36

2.1.2 La température de surface de la mer . . . 40

2.2 Données de flux . . . 40

2.2.1 Le vent de surface . . . 41

2.2.2 Les flux de chaleur . . . 44

2.3 Données des satellites . . . 45

2.3.1 Le niveau de la mer . . . 45

2.3.2 La glace de mer . . . 47

2.4 Construction des champs d'Ekman . . . 47

2.4.1 L'advection horizontale d'Ekman . . . 47

2.4.2 Le pompage d'Ekman . . . 48

2.5 Les indices atmosphériques . . . 48

3 Couches de mélange nord-atlantiques : détermination et variabilité sur la période 2002-2012 **50**
3.1 Un océan aux bassins contrastés . . . 51
3.2 Inventaire des méthodes de détermination de la MLD . . . 53
3.3 La méthode seuil . . . 56
3.3.1 Etude bibliographique . . . 56
3.3.2 Choix d'un critère pour les mers du Labrador, d'Irminger, d'Islande et pour la zone inter-gyres . . . 58
3.4 La méthode split-and-merge . . . 60
3.4.1 Fonctionnement de la méthode . . . 60
3.4.2 Choix d'un critère pour les mers du Labrador, d'Irminger, d'Islande et pour la zone inter-gyres . . . 62
3.5 Avantages et limites des méthodes seuil et split-and-merge . . . 66
3.5.1 La méthode seuil : limites du critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ . . . 67
3.5.2 Le cas de la méthode split-and-merge . . . 69
3.6 Application des méthodes : variabilité des MLD hivernales sur la période 2002-2012 . . . 73
3.6.1 Variabilité interannuelle . . . 74
3.6.2 Répartition spatiale des couches de mélange profondes . . . 77
3.6.3 Variabilité inter-bassins . . . 80
3.6.4 Forçages atmosphériques . . . 80
3.7 Principaux résultats . . . 85

4 Évènement de convection profonde de la mer d'Irminger au cours de l'hiver 2011-2012 **87**
Synthèse de l'article . . . 88
Article . . . 89
4.1 Introduction . . . 90
4.2 Data and methods . . . 93
4.2.1 Argo data . . . 93
4.2.2 Mixed Layer Depth estimation . . . 94
4.2.3 Wind data and Greenland Tip Jet detection . . . 95
4.2.4 Air-sea heat fluxes and SST . . . 97
4.2.5 Absolute Dynamic Topography . . . 97
4.3 Basin-scale deep convection in the Irminger Sea during winter 2011-2012 . . . 98
4.3.1 Temporal evolution and spatial extent . . . 98
4.3.2 Heat budget . . . 103
4.3.3 Heat fluxes and role of the Greenland Tip Jets . . . 106
4.3.4 Interannual context . . . 109

4.4 Conclusions . . . 112

5 Les modes de convection de la mer d'Irminger entre 2012 et 2015 116

5.1 Introduction . . . 116

5.1.1 Evolution de la méthode de détermination de la MLD . . . 117

5.1.2 Couches de mélange hivernales entre 2012 et 2015 . . . 118

5.2 Rôle des forçages atmosphériques pour la convection des hivers 2013-2014 et 2014-2015 121

5.2.1 Bilan des pertes de chaleur océaniques . . . 121

5.2.2 Structure moyenne des vents hivernaux . . . 122

5.2.3 Impact des tip jets groenlandais . . . 124

5.3 Le préconditionnement . . . 128

5.3.1 Rôle du gyre d'Irminger . . . 128

5.3.2 Contenu thermique de la couche de mélange . . . 128

5.4 Suivi Lagrangien des masses d'eau : le rôle de l'advection . . . 132

5.5 Les données d'oxygène témoin d'une convection locale . . . 138

5.6 Le rôle du sel . . . 141

5.7 Intercomparaison des évènements de convection 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015 : quelques pistes à explorer . . . 144

5.7.1 Variabilité spatiale de la convection . . . 144

5.7.2 Propriétés des couches de mélange profondes . . . 147

5.8 Principaux résultats . . . 148

6 Conclusion 152

Bibliographie 159

Annexes 169

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 Rôle de l'océan pour l'équilibre climatique terrestre

Les océans, avec l'atmosphère, la biosphère et la cryosphère, constituent l'un des quatre piliers du système climatique terrestre. Les océans représentent 70 % de la surface de la Terre et 97 % de l'eau disponible sur notre planète. L'océan dispose d'une forte capacité thermique lui permettant de stocker une quantité de chaleur environ mille fois supérieure à celle de l'atmosphère. L'océan joue ainsi le rôle de régulateur pour l'équilibre thermique de la Terre : il stocke la chaleur venant du soleil, excédentaire dans les régions tropicales pour la redistribuer dans les régions polaires déficitaires. Ce transfert de chaleur est réalisé par la circulation océanique globale et permanente, appelée MOC (Meridional Overturning Circulation), qui parcourt l'ensemble des océans de la planète en plus de 1.000 ans (figure 1.1).

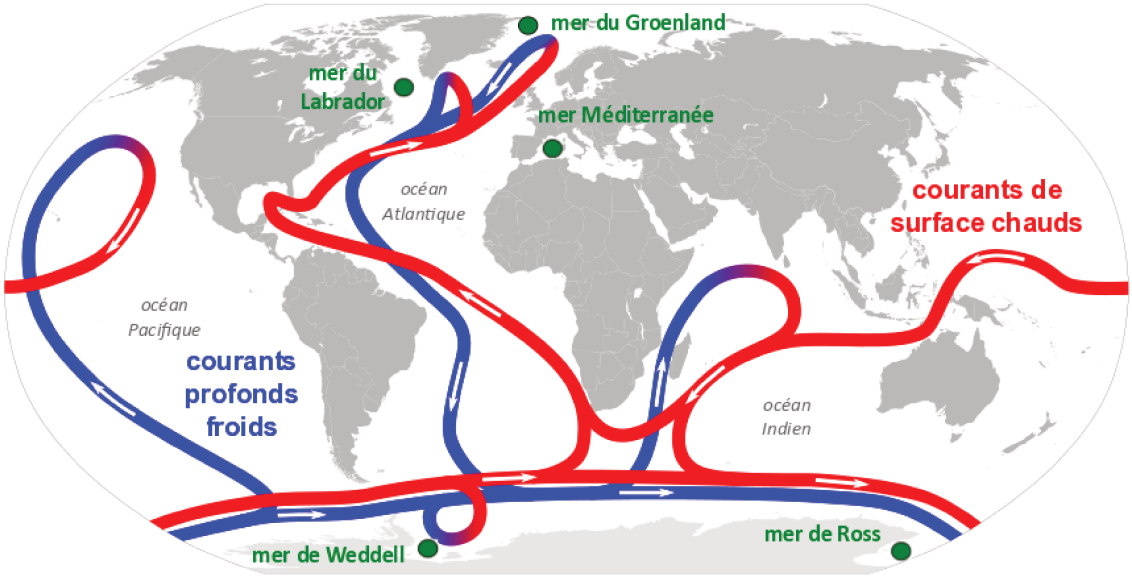


FIGURE 1.1: schéma de la circulation océanique globale, appelée MOC (Meridional Overturning Circulation) ; les points verts sont les sites de convection profonde les plus connus selon Killworth (1983).

Un des moteurs importants de la MOC est la différence méridienne de densité (entre l'équateur et les pôles) due aux changements de salinité et de température des eaux de surface (plus les eaux sont froides et salées, plus elles sont denses). Dans les régions polaires, le fort refroidissement de l'atmosphère en hiver diminue la température des couches de surface de l'océan, et la formation de la glace de mer tend à augmenter la salinité de l'eau libre, ce qui entraîne une augmentation de la densité des eaux de surface. Celles-ci devenant plus denses que les eaux sous-jacentes, elles plongent alors vers le fond.

Lors de leur plongée, les eaux de surface, qui étaient en contact avec l'atmosphère, entraînent avec elles du carbone indispensable à l'activité photosynthétique et de l'oxygène utilisé pour la respiration des animaux marins et pour la dégradation de la matière organique. Les observations montrent que l'océan est actuellement en train de se réchauffer, de s'acidifier et de se désoxygéner (Stocker et al., 2013), ce qui a un impact profond sur l'équilibre climatique et les écosystèmes marins (Polovina et al., 2008; Keeling et al., 2010; Doney et al., 2012; Bijma et al., 2013). Surveiller et prévoir le comportement des océans est donc devenu une préoccupation majeure depuis le début du siècle pour les scientifiques.

1.2 La convection océanique

1.2.1 La couche de mélange océanique

L'interface entre l'océan et l'atmosphère est le lieu d'importants échanges de chaleur, de mouvement et d'eau douce. Les propriétés (température, salinité, teneur en oxygène, teneur en dioxyde de carbone...) des couches superficielles de l'océan sont modifiées par ces échanges et homogénéisées par les processus turbulents océaniques. La variabilité saisonnière de la profondeur de la couche de mélange est un indicateur direct de l'effet de ces échanges. La couche de mélange joue donc un rôle clé pour de nombreux processus océaniques.

La couche de mélange océanique est définie comme la couche de surface de l'océan, directement en contact avec l'atmosphère, presque verticalement homogène en densité, en température ou en salinité, séparant ainsi l'océan profond de l'atmosphère. La *couche de mélange*, qui correspond à une gamme de profondeurs à travers laquelle les flux de surface sont activement mélangés par les processus turbulents, est différenciée de la *couche mélangée,* qui correspond à une gamme de profondeurs à travers laquelle les flux de surface ont été mélangés dans un passé récent (Brainerd and Gregg, 1995). Dans ce manuscrit, le terme générique de *couche de mélange* sera indifféremment utilisé dans les deux cas, c'est-à-dire même pour les profils verticaux de fin d'hiver (juste avant que la restratification printanière ne débute) soit à une période de l'année où les processus turbulents hivernaux ont terminé d'agir sur la colonne d'eau et pour laquelle il s'agit donc précisément de couches mélangées.

L'épaisseur de la couche de mélange varie en fonction de la tension de vent et de l'intensité des flux à l'interface entre l'océan et l'atmosphère. Elle varie donc fortement en fonction des saisons : avec l'augmentation des températures atmosphériques au début du printemps, les eaux de surface se stratifient progressivement jusqu'à la fin de l'été, moment de l'année où la profondeur de la couche de mélange est minimale (de quelques mètres seulement, voire absente). Au début de l'automne, quand les températures atmosphériques commencent à diminuer et que les vents commencent à s'intensifier, les eaux de surface se mélangent. La couche de mélange s'approfondit au fur et à mesure que l'hiver s'intensifie pour atteindre une profondeur maximale à la fin de l'hiver. Les processus pouvant faire varier le contenu de chaleur de la couche de mélange et donc son épaisseur sont les flux à l'interface entre l'océan et l'atmosphère, l'advection par le courant moyen et par le transport d'Ekman, les processus d'entrainement à la base de la couche de mélange et les processus diffusifs. Le mécanisme d'homogénéisation de la colonne d'eau est appelé *convection*.

1.2.2 La convection profonde

Lorsque que le refroidissement de surface est particulièrement fort (créé par les flux turbulents de chaleur latente et sensible induits par la combinaison d'air froid et de vents extrêmes), il engendre un mélange vertical très intense qui homogénéise les masses d'eau jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 1000 à 2000 m. Ce sont lors de ces évènements que sont formées les masses d'eau intermédiaires et profondes qui vont nourrir la MOC. Ces évènements intenses sont appelés évènements de *convection profonde*.

Pour qu'un évènement de convection profonde se produise, le refroidissement à lui seul ne suffit pas. L'océan doit être préconditionné (Marshall and Schott, 1999), c'est-à-dire avoir une circulation cyclonique qui présente en son centre des eaux faiblement stratifiées près de la surface et une thermocline peu profonde, de façon à pouvoir briser plus facilement la stratification de fin d'été. Les zones favorables à la convection profonde, c'est-à-dire celles qui présentent un préconditionnement et un fort refroidissement de surface, sont rares. Les sites de convection profonde les plus connus sont, selon Killworth (1983) : la mer du Groenland où la convection peut atteindre le plancher océanique (plus de 3000 m) (Malmberg and Jónsson, 1997), la mer du Labrador où la convection peut dépasser 2300 m (Dickson et al., 1996; Lavender et al., 2002), le nord-ouest de la mer Méditerranée où la convection peut atteindre jusqu'à 2000 m (Lascaratos et al., 1999), la mer de Ross et la mer de Weddell où les évènements de mélange convectif atteignent jusqu'à 3000 m (Akitomo et al., 1995) (figure 1.1).

1.2.3 Les sites de convection profonde arctiques et nord atlantiques

Dans les régions des plus hautes latitudes de l'hémisphère nord, la convection profonde est le processus final de transformation des eaux de surface chaudes et salées, se dirigeant vers le nord via le NAC (North

Atlantic Current), en eaux plus froides et moins salées qui circulent en profondeur vers le sud via le DWBC (Deep Western Boundary Current) (Bower et al., 2009) (figure 1.2). Dans les mers nordiques, la convection profonde forme les eaux les plus denses de l'océan Atlantique Nord, qui nourrissent la branche profonde de l'AMOC (Atlantic Meriodional Overturning Circulation) (Mauritzen, 1996). Dans la mer du Labrador, elle forme la LSW (Labrador Sea Water) (Yashayaev et al., 2007), qui est l'une des principales masses d'eau intermédiaire de l'océan Atlantique Nord.

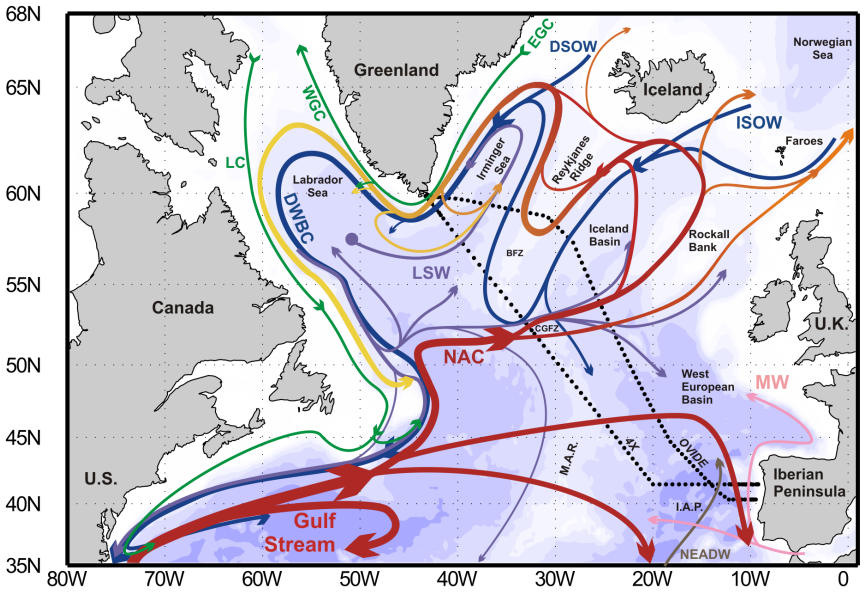


FIGURE 1.2: circulation du gyre subpolaire nord-atlantique (une liste des acronymes est fournie en annexe) [Figure de Garcia-Ibanez et al. (2015)]. Les courants de surface chauds et salés venant du NAC (**rouge**) se transforment au fur et à mesure de leur trajet autour du gyre subpolaire en courants de surface froids et peu salés (**dégradé vers le jaune**) ; d'autres courants de surface froids et peu salés viennent des mers nordiques (**vert**) ; les courants intermédiaires (**violet**) et profonds (**bleu**) sont formés par convection profonde.

L'alternance d'évènements de convection profonde plus ou moins intenses dans la mer du Labrador a abouti à la formation de deux types de LSW : la dLSW (deep LSW) située entre 1000 et 2000 m formée avant 1995 (Rhein et al., 2002) et la sLSW (shallow LSW) située entre 400 et 750 m formée entre 1995 et 2000 (Lazier et al., 2002; Kieke and Yashayaev, 2015). Une eau d'origine convective (donc faiblement stratifiée) possède une faible Vorticité Potentielle (PV). La LSW est donc repérée par le minimum de PV (ou parfois de salinité) sur la verticale (Talley and McCartney, 1982). Après sa formation dans la mer du Labrador, la LSW se propage vers l'est puis vers le nord en direction de la mer d'Irminger (figure 1.2). L'étude récente de Kieke and Yashayaev (2015) a recensé toutes les observations disponibles dans la mer du Labrador pour étudier la variabilité de la formation de la LSW depuis le début des années 1990. Depuis les forts évènements de convection des années 1993 à 1995, les deux évènements de convection

les plus marquants se sont produits au cours des hivers 2007-2008 et 2014-2015. Pour ces deux hivers, les couches de mélange ont atteint une profondeur maximale de plus de 1700 m (figure 1.3).

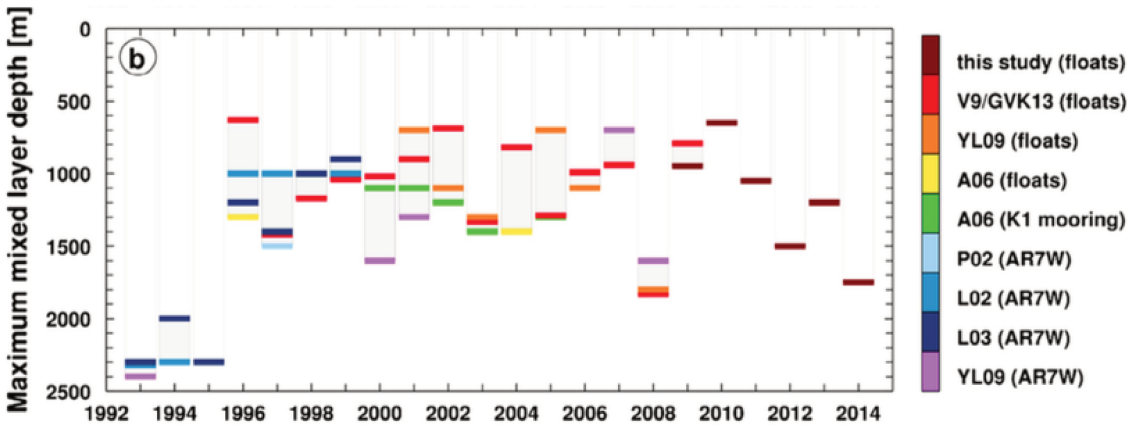
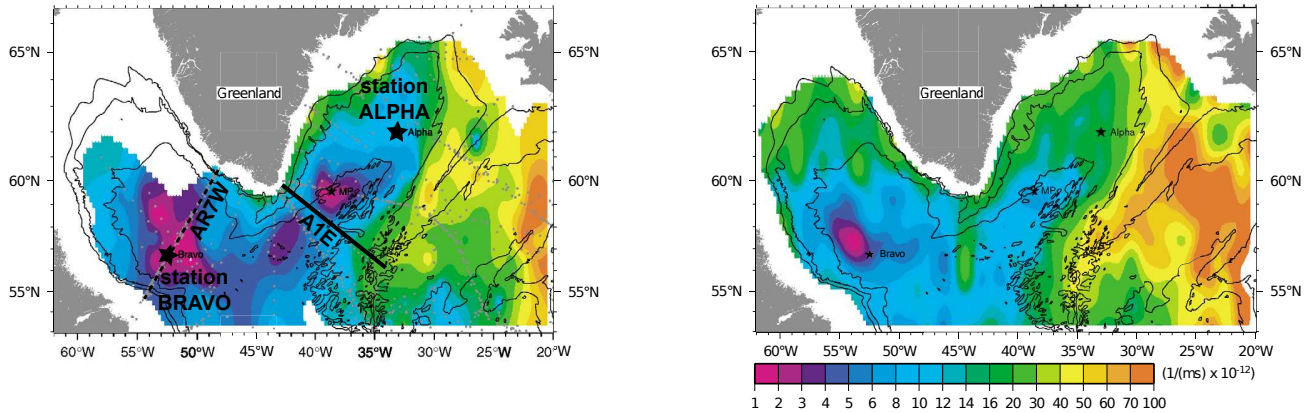


FIGURE 1.3: estimation du maximum de profondeur de la couche de mélange (m) dans la partie centrale de la mer du Labrador. [Figure de Kieke and Yashayaev (2015)]

La mer d'Irminger a également été citée comme zone de convection profonde dans plusieurs études. Les premières, menées par Nansen (1912) et Sverdrup et al. (1942), étaient basées sur des observations de profils verticaux bien mélangés, mais dont la résolution verticale était limitée. Plus tard (en 1954), une station de mesures météorologiques régulières (Ocean Weather Station Alpha) a été installée dans la mer d'Irminger (62 °N ; 33 °W) (elle est restée active jusqu'en 1974). Malheureusement située à plusieurs centaines de kilomètres de la zone de PV minimum identifiée comme étant favorable à la formation de la convection profonde (Pickart et al., 2003b) (figure 1.4), ses données n'ont été reliées à aucun évènement de convection. Un observatoire similaire (Ocean Weather Station Bravo, actif de 1928 à 1974), placé dans la mer du Labrador (56.18 °N ; 51 °W) dans la zone favorable à la convection (en plein cœur de la zone de PV minimum) (figure 1.4), a permis de mettre en évidence plusieurs évènements de convection profonde dans la mer du Labrador (Lazier, 1980). L'attention sur la convection profonde dans l'océan Atlantique Nord a donc été portée sur la mer du Labrador au détriment de la mer d'Irminger.

L'étude de la convection profonde dans la mer d'Irminger a été reprise dans quelques études plus récentes, réalisées à partir d'observations in situ provenant de mouillages, de flotteurs autonomes ou de profils CTD montrant des couches de mélange profondes en mer d'Irminger. Cependant, ces observations sont rares et la majorité d'entre elles montrent des profils de printemps ou d'été qui présentent une stratification en surface. En effet, les conditions météorologiques extrêmes rendent difficile la réalisation de campagnes océanographiques dans cette zone de l'océan Atlantique Nord, en particulier l'hiver au moment où les évènements de convection se produisent. Comme il est difficile de dire avec certitude si les couches de mélange profondes (sous une couche de surface stratifiée) observées dans la mer

d'Irminger ont été formées localement ou advectées depuis la mer du Labrador (via la LSW), le site de convection de la mer d'Irminger n'est pas reconnu par l'ensemble de la communauté scientifique. Les paragraphes suivants présentent donc la mer d'Irminger de façon plus détaillée puis un résumé des travaux sur la convection profonde dans ce bassin.



(a) période WOCE (1989-1997) - PV à 1000 m

(b) climatologie (1900-2002) - PV à 750 m

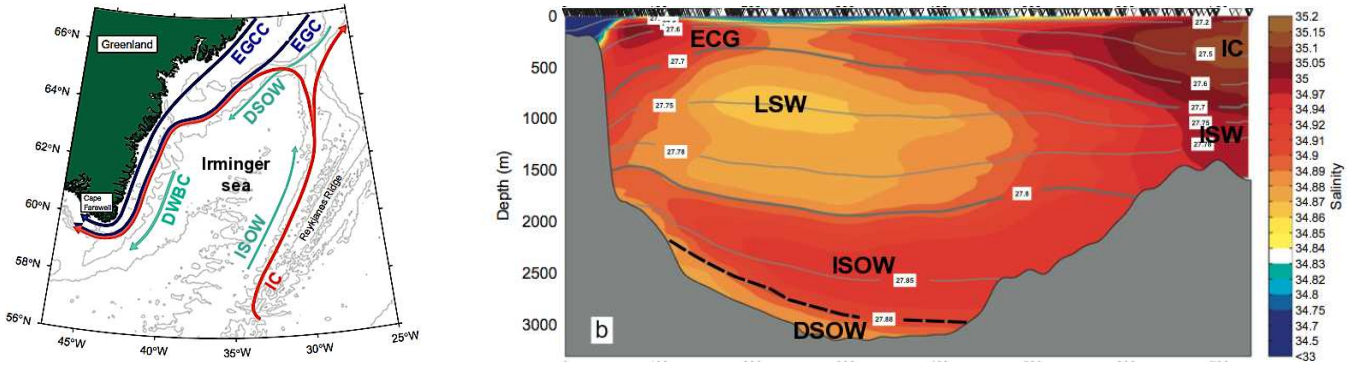
FIGURE 1.4: PV tracée à partir de la climatologie Hydrobase 2 moyenne sur la période WOCE (1989-1997) (a) et sur la décennie 1990-2002 (b) et position des stations ALPHA et BRAVO (**étoiles**) ; les **lignes noires** suivent les isobathes 1000, 2000 et 3000 m et les sections AR7W et A1E apparaissent en **trait en pointillés et trait plein noirs** respectivement. [Figures de Pickart et al. (2003b)]

1.3 La mer d'Irminger

La mer d'Irminger est la mer la plus au nord (avec le bassin d'Islande) de l'océan Atlantique Nord, avant d'atteindre les mers nordiques. Elle est bordée à l'ouest par le Groenland qui possède un imposant relief. Sa frontière nord est constituée par le détroit du Danemark, passage entre le Groenland et l'Islande, qui relie la mer d'Irminger à la mer du Groenland. Enfin, la mer d'Irminger est séparée de la mer d'Islande par la dorsale de Reykjanes.

La figure 1.5 présente la circulation de bord autour du bassin d'Irminger et la localisation des différents courants et masses d'eau sur une coupe verticale qui traverse la mer d'Irminger. La majeure partie des eaux de surface de la mer d'Irminger est d'origine atlantique. Le IC (Irminger Current), qui entre dans la mer d'Irminger par l'est en longeant la dorsale de Reykjanes vers le nord, est un courant de surface chaud et salé issu du NAC. Au fur et à mesure de son déplacement autour du bassin d'Irminger, le IC se refroidit et devient moins salé. Dans la partie nord-ouest du bassin, le IC rencontre le flux d'eau douce et froide venant des mers arctiques par le biais du EGC (East Greenland Current). La couche intermédiaire de la mer d'Irminger est principalement composée de la LSW, dont le coeur est situé dans la moitié

ouest du bassin. Une masse d'eau plus chaude et plus salée, appelée ISW (Icelandic Slope Water) (van Aken and de Boer, 1995; Read, 2001), est également présente à la même profondeur que la LSW au voisinage de la dorsale de Reykjanes. Dans les couches profondes de la mer d'Irminger sont localisées deux masses d'eau distinctes, qui proviennent des eaux de débordement denses des mers nordiques et qui contribuent toutes les deux à alimenter le DWBC : la ISOW (Iceland–Scotland Overflow Water), identifiable par un maximum de salinité en profondeur et située entre les isopycnes $27.8\,kg.m^{-3}$ et $27.88\,kg.m^{-3}$ (Dickson and Brown, 1994) ; et la DSOW (Denmark Strait Overflow Water), très froide et peu salée, qui est la plus profonde. Ensemble, la DSOW, la ISOW et la LSW entraînée, forment la majeure partie du DWBC et sont appelées NADW (North Atlantic Deep Water).



(a) courants de bord de la mer d'Irminger ; flèches rouges (bleues) : courants de surface chauds (froids) ; flèches vertes : courants profonds

(b) section verticale de salinité moyennée sur la période 1991–2007 le long de la section AR1E (indiquée sur la figure 1.4a) ; lignes grises : contours de densité potentielle (celui de $27.88\,kg.m^{-3}$ est en pointillés noirs)

FIGURE 1.5: localisation des courants et masses d'eau de la mer d'Irminger (une liste des acronymes est fournie en annexe). [Figures de Våge et al. (2011)].

1.3.1 Potentiel convectif de la mer d'Irminger

Pickart et al. (2003b) montrent que les conditions nécessaires au développement de la convection profonde, c'est-à-dire une faible stratification en surface, une circulation cyclonique fermée et des flux de flottabilité à l'interface entre l'océan et l'atmosphère intenses, sont satisfaites dans la mer d'Irminger.

Le pré-conditionnement

La convection profonde est facilitée lorsque de l'eau dense faiblement stratifiée réside près de la surface. Dans l'hémisphère nord, les vents cycloniques (dépressions) créent une circulation cyclonique, qui provoquent une remontée des eaux en leur centre par pompage d'Ekman (ou upwelling) et une divergence des eaux en surface par advection horizontale (ou transport) d'Ekman. Le pompage d'Ekman crée une remontée des isopycnes vers la surface au centre du gyre formant un dôme, et l'advection horizontale d'Ekman provoque une dépression caractérisée par une baisse du niveau de la mer (figure 1.6). Plus le

gyre est intense, plus le dôme des isopycnes est prononcé (plus les isopycnes sont resserrées près de la surface), plus la stratification de surface est facile à briser pour initier le mélange convectif hivernal. C'est le préconditionnement de la colonne d'eau pour que la convection ait lieu.

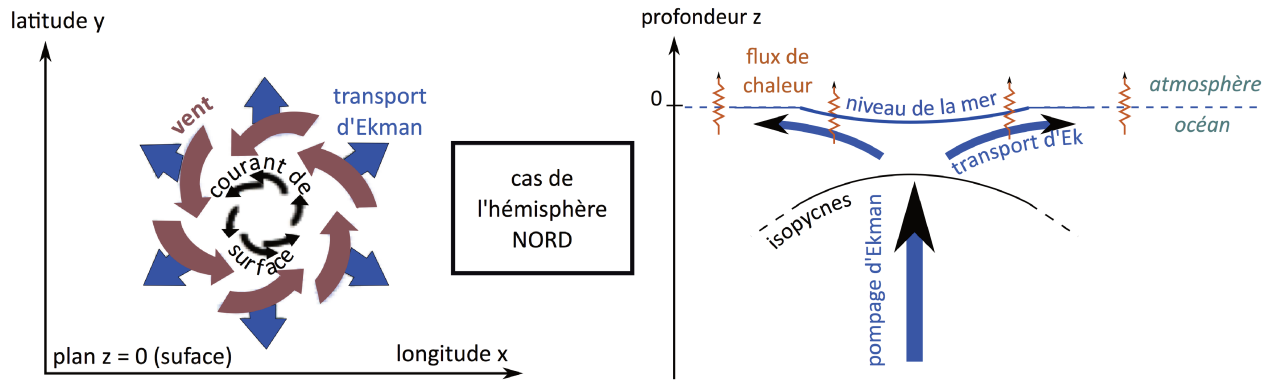


FIGURE 1.6: schéma d'une circulation cyclonique dans l'hémisphère nord

Lavender et al. (2000) ont reconstruit la circulation à moyenne profondeur de la partie ouest de l'Atlantique Nord subpolaire à l'aide de données de flotteurs PALACE (Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer), et mettent ainsi en évidence l'existence d'une circulation cyclonique fermée dans le bassin d'Irminger, appelée IG (Irminger Gyre), induite par les vents et localisée au sud-ouest de la mer d'Irminger (figure 1.8). Våge et al. (2011) utilisent les données du niveau de la mer (le centre des gyres est caractérisé par une baisse du niveau de la mer, figure 1.6) pour montrer de façon plus précise que le IG se situe entre 100 et 350 km des côtes du Groenland le long d'une section perpendiculaire à la côte est du Groenland (figure 1.9). Ils montrent également que le IG est asymétrique (figure 1.7). Présent même l'été lorsque le forçage de vent est absent, le IG est alors maintenu par la combinaison d'une faible stratification et d'une bathymétrie en pente (figure 1.7) sous la région de forçage (Våge et al., 2011).

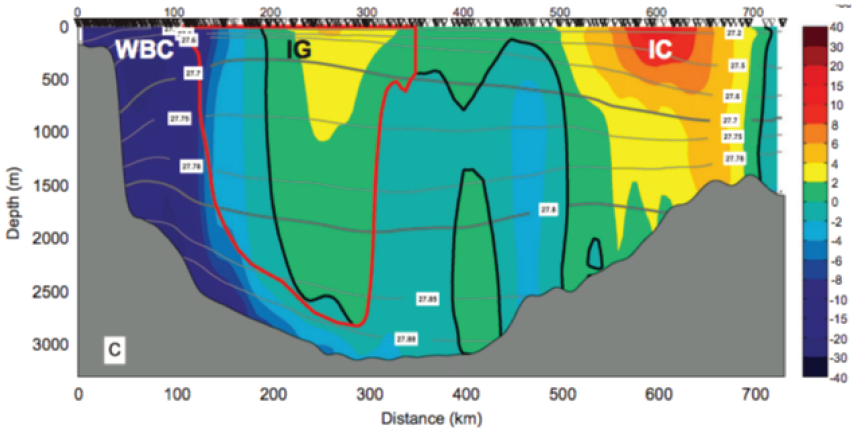


FIGURE 1.7: vitesses géostrophiques absolues le long de la section A1E (figure 1.4a) (> 0 vers le nord-est, $cm.s^{-1}$) moyennées sur la période 1991–2007 ; les **lignes grises** (**noires**) sont les contours de densité potentielle (vitesse nulle) ; la **ligne rouge** est la frontière du IG. [Figure de Våge et al. (2011)]

Le IG joue un double rôle : premièrement, la circulation cyclonique engendre un upwelling qui ressère les isopycnes près de la surface (figures 1.5b et 1.7), ce qui rend la stratification de fin d'été plus facile à briser ; deuxièmement, l'eau advectée depuis l'extérieur de l'IG est piégée dans cette circulation fermée, la soumettant ainsi aux forçages atmosphériques d'hiver pendant une période de temps plus longue (Clarke and Gascard, 1983).

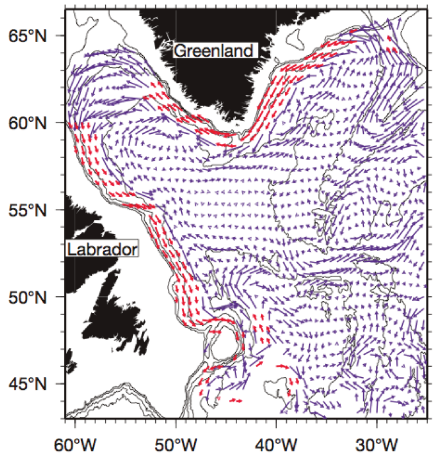


FIGURE 1.8: circulation moyenne à 700 m ; vitesses $< 5\ m.s^{-1}$ (**bleu**) ; vitesses $\geq 5\ m.s^{-1}$ (**rouge**). [Figure de Lavender et al. (2000)]

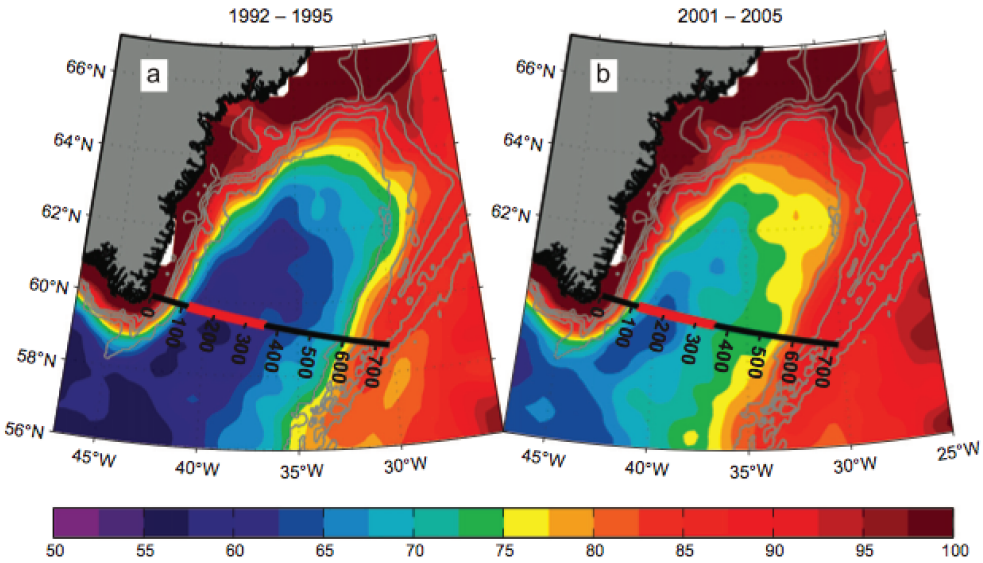


FIGURE 1.9: topographie dynamique océanique (cm) ; **ligne noire** : ligne de régression des moindres carrés sur laquelle les données in-situ ont été projetées pour tracer la section verticale de la figure 1.7 ; **trait rouge** : indique la largeur du gyre d'Irminger ; **nombres** : distance (km) par rapport à la côte ; **lignes grises** : contours de pression géostrophique à 700 db. [Figure de Våge et al. (2011)]

Les forçages atmosphériques

Un océan bien préconditionné n'est pas suffisant pour que la convection se produise. L'océan a ensuite besoin d'un forçage atmosphérique intense pour extraire la chaleur de l'océan et actionner le mélange vertical.

Le vent génère des ondes et de la turbulence à la surface de l'océan. Il permet ainsi de briser la stratification formée durant l'été et d'actionner le mélange turbulent qui homogénéise les propriétés des couches supérieures de l'océan. De plus, il refroidit les couches superficielles de l'océan par à-coups dès le début de l'hiver en agissant sur les flux de chaleur latente. Plus l'air apporté par le vent est froid et sec, plus les pertes de chaleur et le mélange sont importants. C'est le principe même de la convection : l'air froid refroidit les eaux de surface qui se densifient et plongent alors en profondeur. Par compensation, l'eau plus chaude en profondeur monte en surface et se refroidit au contact de l'air froid (et donc se densifie à son tour). Le mélange mécanique lié au vent agit sur quelques dizaines de mètres de profondeur.

Pickart et al. (2003b) calculent les champs moyens d'hiver (DJF) de forte NAO (indice > 1) entre 1990 et 1997. Ils mettent en évidence un fort minimum de pression (la dépression d'Islande) au niveau de la mer d'Irminger à l'est du Cap Farewell (la pointe sud du Groenland), avec des vents de nord-ouest intenses sur la mer du Labrador, et des vents du nord intenses à l'est du Groenland dans la mer d'Irminger. Dans les deux mers (Labrador et Irminger), les vents soufflent vers l'est depuis les continents (Canada

et Groenland), entraînant une perte de chaleur élevée dans les parties occidentales de chaque bassin. Pickart et al. (2003b) étudient également l'impact des tempêtes sur les bassins du Labrador et d'Irminger en considèrant les données de réanalyses du NCEP (National Centers for Environmental Prediction) toutes les 6 heures des mois de février de 1979 à 1998. Ils montrent que, dans la mer d'Irminger, les évènements de flux de chaleur les plus forts ont tendance à se produire quand un système dépressionnaire est situé au voisinnage de l'Islande, avec des températures de l'air plus froides au sud-est du Groenland et des vents de nord-ouest renforcés en dehors du plateau du Groenland. Cependant, au moment de cette étude, les épisodes de vents intenses (comme ceux renforcés par le relief du Groenland) étaient mal représentés par les réanalyses globales dont la résolution était faible. Les flux résultants étaient donc sous-estimés. Malgré un ajustement de ces flux, Pickart et al. (2003b) indiquent qu'il subsiste une sous-estimation de ces flux dans leurs analyses. Depuis, les modèles numériques se sont nettement améliorés et l'erreur dans la représentation des vents et des flux de chaleur est moindre.

Doyle and Shapiro (1999), Moore and Renfrew (2005) et plus récemment Moore (2012) et Oltmanns et al. (2014) ont étudié l'influence directe du très fort relief du Groenland sur le renforcement des vents froids venant des terres groenlandaises directement sur la mer d'Irminger, en particulier l'hiver. Doyle and Shapiro (1999) ont étudié la dynamique de jets d'ouest de basse altitude émanant du Cap Farewell, connus sous le nom de *tip jets*. Ils décrivent les tip jets comme des jets d'ouest ayant une extension méridienne d'environ 200 km, une extension zonale de plus de 1000 km et dont les vitesses de vents de surface sont supérieures à $25\,m.s^{-1}$ sur une durée inférieure à 24 h (figure 1.10). Doyle and Shapiro (1999) se basent sur des simulations numériques idéalisées et sur une étude de cas pour montrer que les tip jets sont gouvernés par la conservation de la fonction de Bernouilli lorsqu'une masse d'air accélère vers le bas lors d'une descente orographique. En outre, Doyle and Shapiro (1999) notent que ces évènements sont souvent associés à des pertes de chaleur de l'océan extrêmement fortes ($>$ $800\,W.m^{-2}$) avec possiblement des effets sur l'océan sous-jacent.

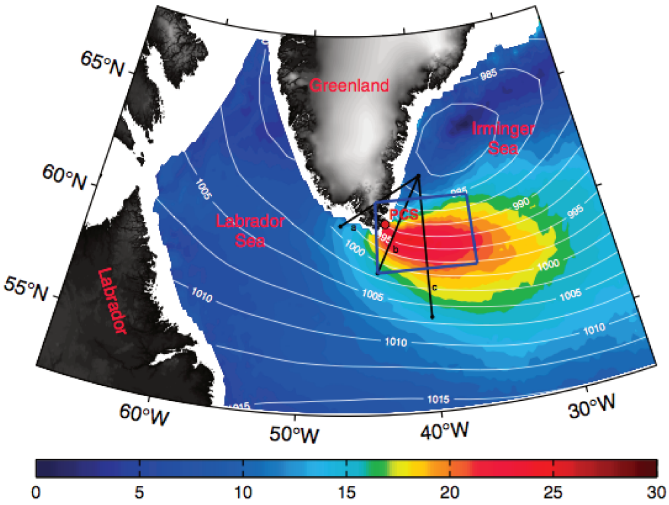
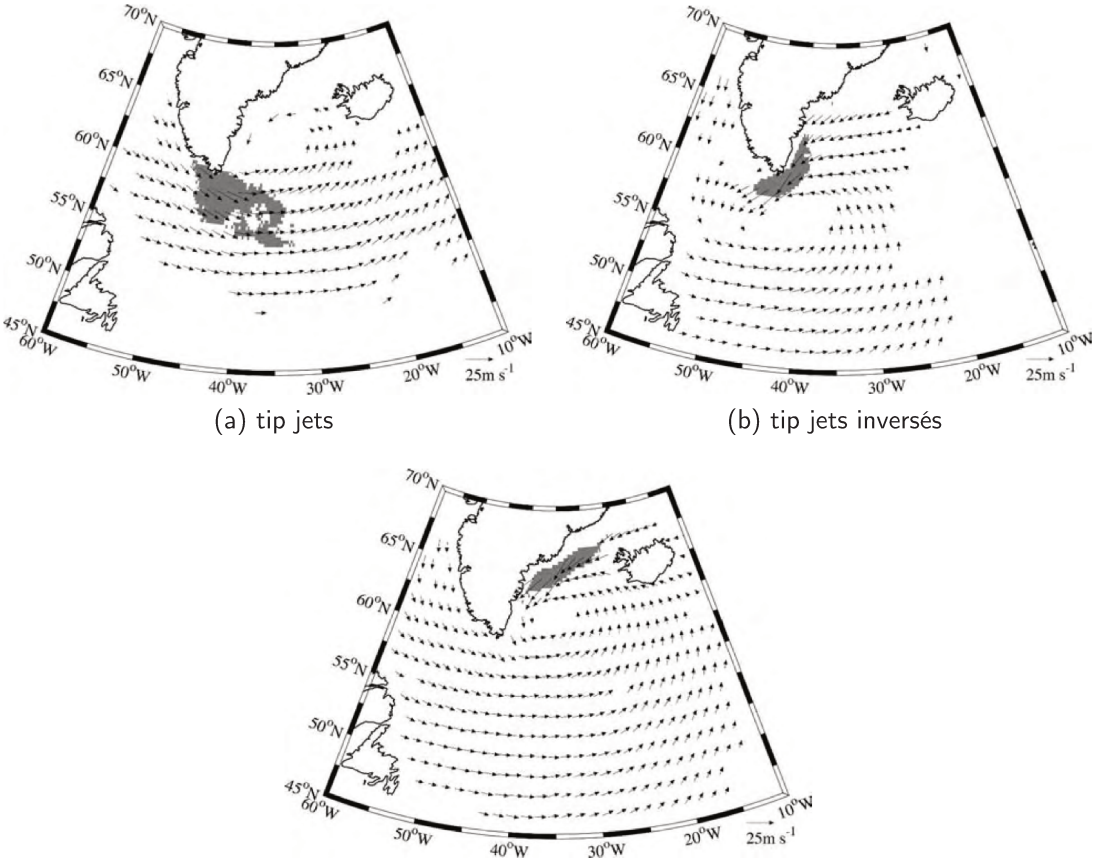


FIGURE 1.10: structure et vitesse moyennes ($m.s^{-1}$) des tip jets de 1999 à 2002 avec les données QuikSCAT et pression au niveau de la mer de ERA-40 (**contours**, hPa). Le **point rouge** est la position de la station météorologique PCS (Prins Christian Sund). La **boîte bleue** (appelée *boîte -TJ* aux chapitres 4 et 5) et les **sections noires a, b et c** sont utilisées par Våge et al. (2008) pour la détection des tip jets. [Figure de Våge et al. (2009b)]

Plus tard, Moore (2003) utilise les champs de vent à 10 m des réanalyses du NCEP pour développer une climatologie des évènements de vents intenses près du Cap Farewell. Il montre alors que dans cette région le vent zonal est bimodal avec une probabilité accrue d'observer des évènements intenses de vents d'ouest (les tip jets) et de vents d'est, qu'il appelle alors *tip jets inversés* (figure 1.11b). Dans les deux cas, ces évènements de vents intenses sont associés à l'interaction de cyclones d'échelle synoptique avec la forte topographie de la partie sud du Groenland. Pour les évènements de tip jets, les cyclones sont situés au nord-est du Cap Farewell, alors que pour les évènements de tip jets inversés, les cyclones sont situés au sud du Cap Farewell. La fréquence d'occurence de ces évènements est modulée par les phases de la NAO avec une plus grande probabilité d'observer des tip jets durant la phase positive et des tip jets inversés durant la phase négative.



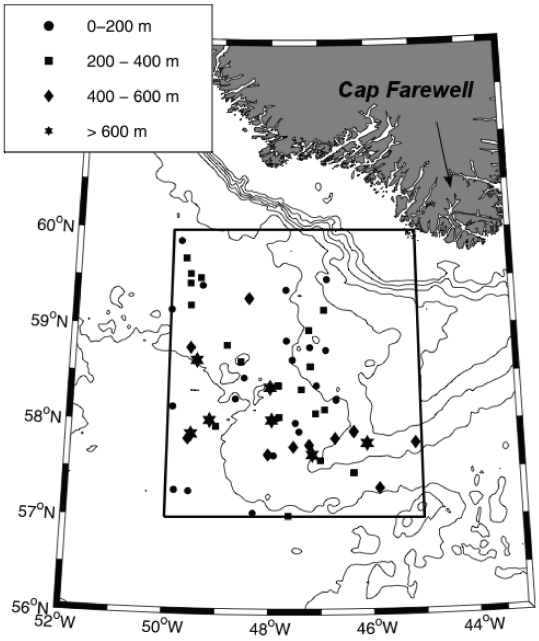
(a) tip jets

(b) tip jets inversés

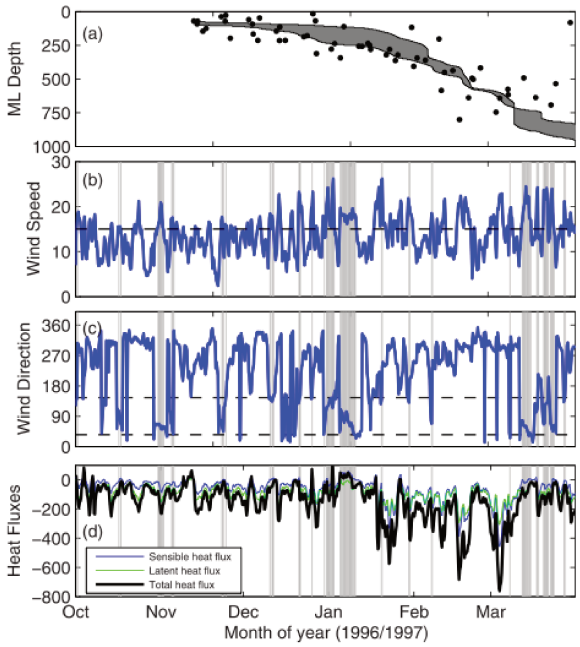
(c) vents de barrière

FIGURE 1.11: champ de vent QuikSCAT à 10 m (tous les 1.5°) associé aux évènements forts liés à l'orographie du Groenland pour les hivers (DJF) de 1999 à 2004 ; la zone grisée indique les régions où la vitesse du vent à 10 m est supérieure à $15\ m.s^{-1}$. [Figures de Moore and Renfrew (2005)]

Moore and Renfrew (2005) utilisent les données du satellite QuikSCAT pour développer une climatologie hivernale des vents forcés par l'orographie du Groenland (figure 1.11). Ils attribuent les vents intenses le long de côte sud-est du Groenland à la présence d'un flux incapable de traverser la barrière topographique. Ils définissent un troisième mécanisme de forçage par le relief du Groenland qu'ils appellent *vents de barrière* (figure 1.11c) et qui sont issus d'un barrage d'air froid et de la génération d'un gradient de température potentielle perpendiculaire à la barrière. Chaque type de flux est le résultat de l'intéraction entre un cyclone parent d'échelle synoptique et la forte topographie du Groenland. Les tip jets sont dus à la combinaison de la conservation de la fonction de Bernouilli durant la descente orographique et de l'accélaration due à la division du flux quand l'air stable passe autour du Cap Farewell, alors que les vents de barrière sont une réponse géostrophique à l'air stable qui est forcé contre la topographie élevée.



(a) localisation des profils verticaux et profondeurs de couche de mélange (m)



(b) évolution temporelle de la profondeur de couche de mélange et des forçages atmosphériques

FIGURE 1.12: profondeurs de la couche de mélange calculées sur des profils verticaux de flotteurs (a) et évolution temporelle de la profondeur de la couche de mélange, du vent (vitesse et direction) et des flux de chaleur dans la boîte identifiée sur la sous-fig. a (b) entre octobre 1996 et mars 1997. Les bandes grisées (b) correspondent aux évènements de tip jets inversés. [Figures de Sproson et al. (2008)]

Il existe un lien fort entre les différents forçages de vent et les courants océaniques. La tension de vent de surface au voisinnage du Groenland joue un rôle sur l'EGC (Spall and Price, 1998) et sur la recirculation cyclonique des gyres des mers du Labrador et d'Irminger (Spall and Pickart, 2003). Selon Spall and Pickart (2003), le IG est forcé par le fort rotationnel de la tension du vent hivernal local au voisinage du Groenland qui induit un pompage d'Ekman. Et ce rotationnel de la tension du vent renforcé serait principalement causé par le fort gradient vers le nord de la vitesse du vent zonale associé au tip jets (Pickart et al., 2003a). Le vent a donc un double rôle : il agit tout d'abord sur le préconditionnement en renforçant l'intensité du IG puis sur le pompage d'Ekman pendant le mélange.

Enfin, Sproson et al. (2008) ont utilisé des données de flotteurs, des champs de réanalyses météorologiques et un modèle simple de couche de mélange pour montrer le lien direct entre les tip jets inversés, la propagation d'air froid venant de la côte du Labrador et la formation d'un évènement de la convection qui s'est produit au sud-ouest du Cap Farewell (dans la mer du Labrador) au cours de l'hiver 1996-1997 (figure 1.12).

1.3.2 Observations de la convection

La théorie du piégeage de l'eau à l'intérieur des circulations cycloniques (dont les isopycnes forment un dôme en leur centre) suggère un maximum de convection à l'intérieur des gyres. C'est effectivement le cas dans la mer du Labrador où les couches de mélange les plus profondes sont observées dans la dépression de la recirculation dans la partie ouest du bassin (figure 1.13) (Pickart et al., 2003b). Aucune observation de ce type n'a par contre été réalisée en mer d'Irminger à cause du manque de données hydrographiques d'hiver (aucune en conditions de forte NAO positive dans les années 1990). Cependant, Pickart et al. (2003b) ont exploité la PV moyenne à travers la section A1E (figure 1.4) pour montrer que, à la profondeur du coeur de la LSW, la PV la plus faible se trouve à l'intérieur de la dépression du IG (figure 1.13). Pour les deux bassins, l'eau d'origine convective la plus forte est donc piégée dans la recirculation locale.

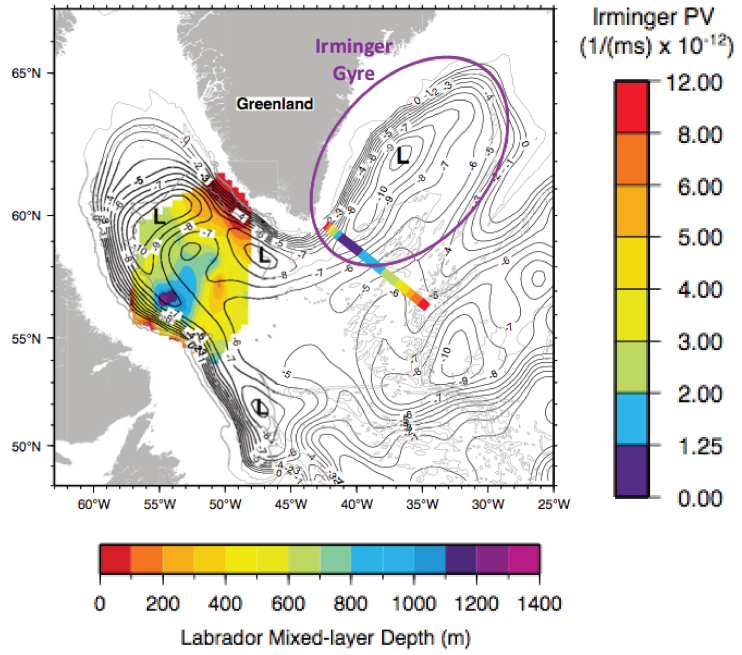


FIGURE 1.13: profondeurs de couche de mélange de l'hiver 1996–1997 (mer du Labrador), PV moyenne à mi-profondeur le long de la setion A1E (mer d'Irminger) et anomalies de pression absolue à 700 m (isolignes noires) ; 'L' indique les dépressions ; le IG est repéré par le cercle violet. [Figure de Pickart et al. (2003b)]

Dans cette même étude, Pickart et al. (2003b) montrent un profil vertical de densité collecté en avril 1991 au sud du Cap Farewell (vers 42 °W - 58 °N) (figure 1.14) et homogène jusqu'à 1800 m, mais avec une couche stratifiée en surface sur une épaisseur d'environ 200 m, qui est le signe d'un début de restratification printanière. D'autres *observations indirectes* (c'est-à-dire après le début de la restratification printanière) de couches de mélange profondes en mer d'Irminger ont été mentionnées par le passé

(figure 1.14). Des couches de mélange de 700 et 1000 m ont été observées au sud-est du Groenland au cours de l'hiver 1996-1997 à partir de données de flotteurs profileurs et de sections hydrographiques (Bacon et al., 2003) mais sur les profils d'août et de septembre dont la couche de surface était stratifiée sur plusieurs centaines de mètres. L'évènement de convection profonde de l'hiver 2007-2008 a été documenté sur une zone étendue de la mer du Labrador à la mer d'Irminger. La convection dans la mer d'Irminger a été observée sur un profil d'avril (localisé au centre du bassin) homogène jusqu'à presque 1000 m mais stratifié en surface sur plus de 500 m (Våge et al., 2009a).

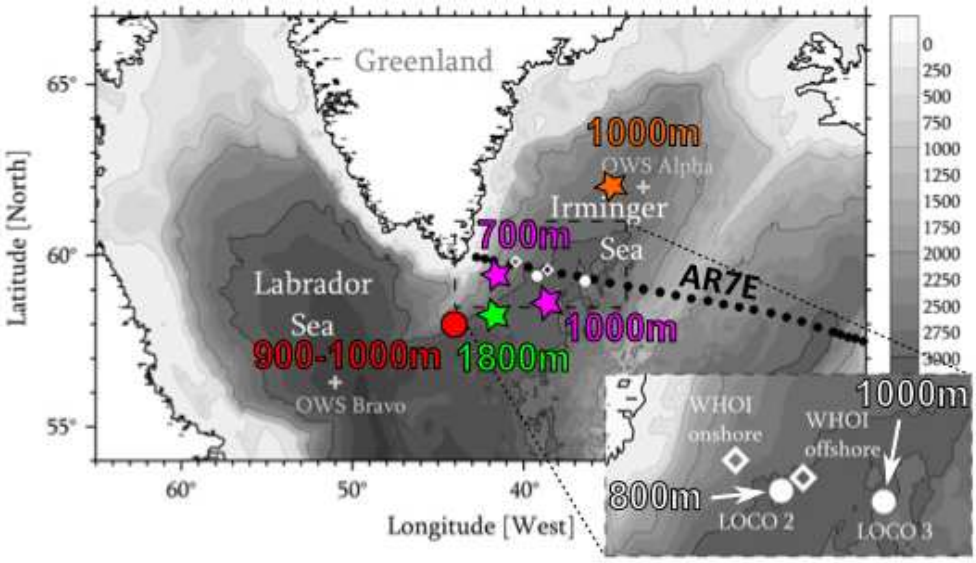


FIGURE 1.14: ronds blancs : localisation des mouillages LOCO2 et LOCO3 ; symboles colorés : localisation des autres observations de couches de mélange profondes dans la mer d'Irminger apparaissant dans les études de Pickart et al. (2003b) (vert), Bacon et al. (2003) (magenta et rouge) et Våge et al. (2009a) (orange) (les ronds symbolisent les observations directes de couches de mélange profonde (homogènes depuis la surface), les étoiles les observations indirectes (présence d'une stratification en surface) ; ligne en pointillés noirs : section AR7E. [Figure initiale de de Jong et al. (2012)]

Les *observations directes* (c'est à dire au moment où le mélange agit) de couches de mélange profondes sont peu nombreuses. Elles viennent surtout des mouillages LOCO (Long-term Ocean Climate Observations) installés à l'est du Cap Farewell le long de la section AR7E (figure 1.14). de Jong et al. (2012) présentent des séries temporelles de profils hydrographiques journaliers enregistrés par deux mouillages entre 2004 et 2010 et montrent que les couches de mélange atteignent jusqu'à 1000 m durant l'hiver 2007-2008 au mouillage LOCO3, et 800 m durant l'hiver 2008-2009 au mouillage LOCO2 (figure 1.15). Enfin, Bacon et al. (2003) montrent un profil vertical (issu d'un flotteur) homogène en densité depuis la surface jusqu'à plus de 900 m au sud du Cap Farewell en mars 1997 (figure 1.14).

Les observations de couches de mélange profondes en mer d'Irminger sont donc ponctuelles, localisées et généralement obtenues après le début de la restratification printanière. Au cours de la dernière décennie,

la convection de la mer d'Irminger a donc été documentée pour les hivers 2007-2008 et 2008-2009. Les nombreux tip jets et les températures de l'air anormalement froides (associées à de faibles humidités) sont responsables des fortes pertes de chaleur à l'origine de l'évènement de convection de l'hiver 2007-2008 (indice NAO >1) (Våge et al., 2009a; de Jong et al., 2012). Si le lien entre la convection et les forçages atmosphériques intenses de l'hiver 2007-2008 est évident, il l'est moins pour l'hiver 2008-2009 caractérisé par des forçages atmosphériques plus faibles (indice NAO proche de 0). de Jong et al. (2012) expliquent ce second évènement avec l'argument d'un très bon préconditionnement de la colonne d'eau (faible stratification, hauteur du niveau de la mer faible et PV significativement faible entre 200 et 500 m au centre du IG) grâce à la signature des couches de mélange profondes issues de la convection de l'hiver précédent.

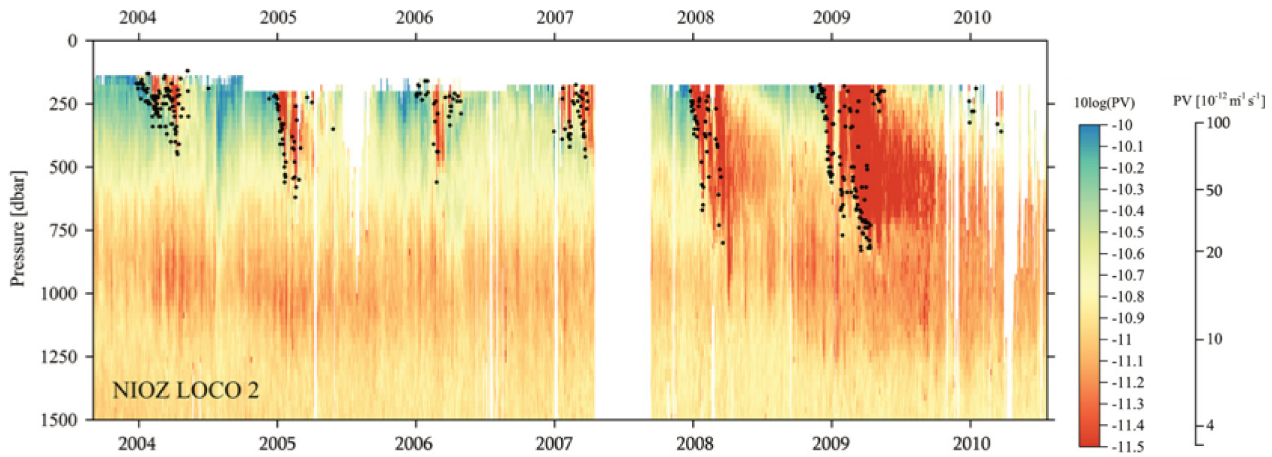


FIGURE 1.15: PV et profondeurs de couche de mélange (points noirs) observées au mouillage LOCO2 entre 2004 et 2010. [Figure de de Jong et al. (2012)]

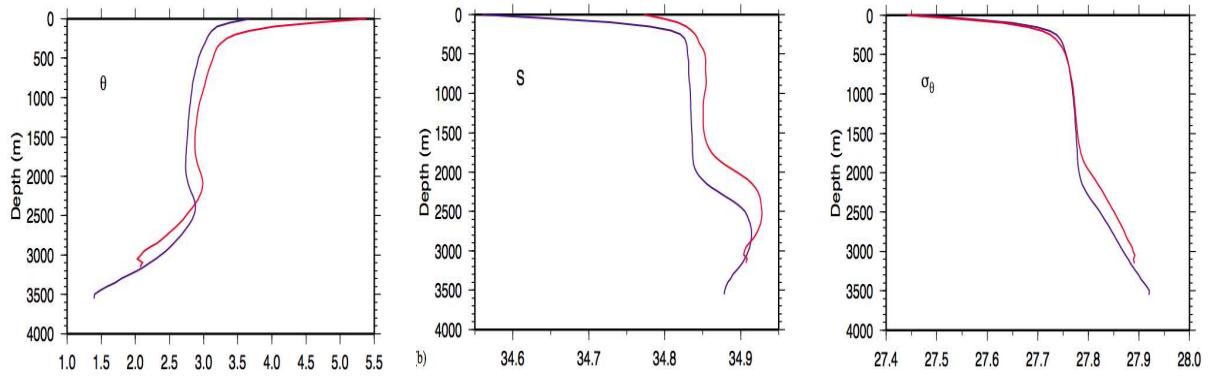
1.3.3 Modélisation de la couche de mélange

Pour pallier le manque d'observation directe d'évènements de convection dans la mer d'Irminger, certains auteurs ont utilisé les modèles numériques afin d'étudier le potentiel convectif de la mer d'Irminger.

Modélisation de l'évolution temporelle de la profondeur de couche de mélange : comparaison avec la mer du Labrador

La transformation des masses d'eau et l'extension de la convection sont gouvernées par l'effet des forçages atmosphériques intégré sur tout l'hiver. Pickart et al. (2003b) ont appliqué un forçage atmosphérique NCEP sur un modèle de couche de mélange uni-dimensionnel (1D) simple pour étudier la production de convection dans les mers du Labrador et d'Irminger. Le modèle 1D qu'ils exploitent est

le même que celui utilisé par Clarke and Gascard (1983) pour l'étude des masses d'eau caractéristiques de la mer du Labrador.



(a) température potentielle (°C) (b) salinité (c) densité potentielle ($kg.m^{-3}$)

FIGURE 1.16: profils moyens de température potentielle, salinité et densité potentielle, moyenné sur la région des isopycnes en forme de dôme de la mer du Labrador (**bleu**) et de la mer d'Irminger (**rouge**) sur la période entre la fin du printemps et le début de l'été. [Figure de Pickart et al. (2003b)]

Pickart et al. (2003b) initialisent le modèle 1D avec un profil moyen de densité pour chaque bassin (figure 1.16c) construit à partir des profils dans la zone du dôme des isopycnes en utilisant uniquement les données de fin de printemps et de début d'été (pour éviter les effets saisonniers) sur la période 1990-1997. Les profils moyens montrent la présence de la LSW dans les deux bassins, entre 500 et 2000 m de profondeur environ (figure 1.16). La couche de LSW dans le dôme de la mer d'Irminger est plus chaude et plus salée que celle de la mer du Labrador (figures 1.16a et 1.16b). Par contre, les différences de température et de salinité entre les deux bassins se compensent complètement puisqu'à 1500 m de profondeur, les profils de densité sont indentiques dans les deux mers (figure 1.16c). C'est donc la densité (et non pas la température ni la salinité) qui détermine au premier ordre l'extension verticale de la convection, ce qui démontre, selon Pickart et al. (2003b), que la mer du Labrador n'est pas mieux préconditionnée que la mer d'Irminger.

Pickart et al. (2003b) appliquent un forçage hivernal moyen en considérant tous les hivers de forte NAO sur les 20 ans de la base de données NCEP (1979-1998). Les flux de chaleur totaux dans les régions appropriées de la mer du Labrador et de la mer d'Irminger sont respectivement de $235\,W.m^{-2}$ et $165\,W.m^{-2}$. L'évolution temporelle de la profondeur de couche de mélange sur les quatre mois d'hiver (figure 1.17) montre que les couches de mélange atteignent plus de 2000 m à la moitié du mois de février dans la mer du Labrador (ce qui est cohérent avec une période de forte NAO) et qu'elles atteignent 1500 m à la fin du mois de mars dans la mer d'Irminger. Les couches de mélange mettent donc plus de temps à s'approfondir et atteignent des profondeurs moins grandes dans la mer d'Irminger que dans la mer du Labrador.

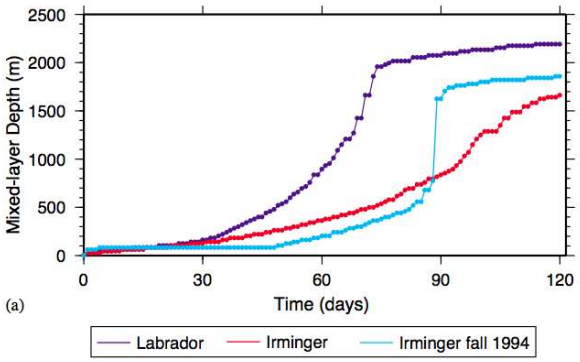


FIGURE 1.17: évolution temporelle de la profondeur de la couche de mélange avec le modèle 1D initialisé par un profil moyen de densité de début d'été dans les mers du Labrador (bleu foncé) et d'Irminger (rouge) et par un profil de densité de l'automne 1994 dans la mer d'Irminger (cyan). [Figures de Pickart et al. (2003b)]

Pour construire le profil moyen représentatif de chaque bassin, il faudrait idéalement initialiser le modèle 1D avec des profils verticaux moyennés sur la fin d'automne plutôt que sur le début de l'été. Ne disposant d'aucune donnée de fin d'automne dans la mer du Labrador (sauf en 1996, mais il n'aurait pas été pertinent de l'utiliser car l'hiver 1996 est caractérisée par un indice NAO négatif et une absence d'activité convective), Pickart et al. (2003b) n'ont pu réaliser l'expérience que sur la mer d'Irminger avec un profil d'automne 1994. Le modèle 1D met alors en évidence l'effet de la stratification saisonnière sur l'approfondissement de la couche de mélange, qui explique qu'elle reste peu profonde pendant une longue période avant de s'approfondir brutalement à la fin du mois de février (puisque la couche de surface stratifiée est érodée) pour atteindre 1800 m (figure 1.17). Cet approfondissement brusque est expliqué par la présence d'une couche intermédiaire bien préconditionnée par l'évènement de convection intense de l'hiver précédent. Pickart et al. (2003b) montrent donc que, même forcé par un flux de chaleur probablement trop faible (dû à la sous-estimation des vents forts par les réanalyses NCEP), le modèle 1D produit de la convection en mer d'Irminger jusqu'à des profondeurs de plus de 1500 m. Enfin, l'expérience d'un modèle initialisé avec des profils de l'automne 1996 montre une convection réduite à moins de 700 m dans les deux mers à cause d'une colonne d'eau moins préconditionnée (du fait d'un hiver précédent faiblement actif).

Centurioni and Gould (2004) utilisent également des modèles numériques unidimensionnels (en s'appuyant également sur des données de flotteurs) pour décrire une profondeur de couche de mélange typique de 400 m pour la période de 1997 à 2003, et une région plus propice à former de la convection profonde en mer d'Irminger située au sud-ouest du Cap Farewell.

Modélisation de la convection profonde induite par les tip jets groenlandais

D'autres études, basées sur l'exploitation des modèles numériques, se sont penchées sur le lien entre les vents typiques de la mer d'Irminger et l'apparition de la convection dans ce bassin.

Pickart et al. (2003a) ont en particulier cherché à identifier le potentiel des tip jets groenlandais (voir partie 1.3.1) à induire de la convection profonde. Pour cela, ils ont exploité un modèle numérique aux équations primitives avec une configuration régionale et une représentation idéalisée du relief du Groenland et du talus continental. Pour prendre en compte les effets du courant de bord qui encercle la mer d'Irminger (le IC, figure 1.5), la stratification et la vitesse horizontale ont été rappelées vers un courant de surface géostrophique étroit aux frontières sud et est. Enfin, le modèle a été initialisé par un profil représentatif d'une année de forte NAO et forcé par des tip jets idéalisés.

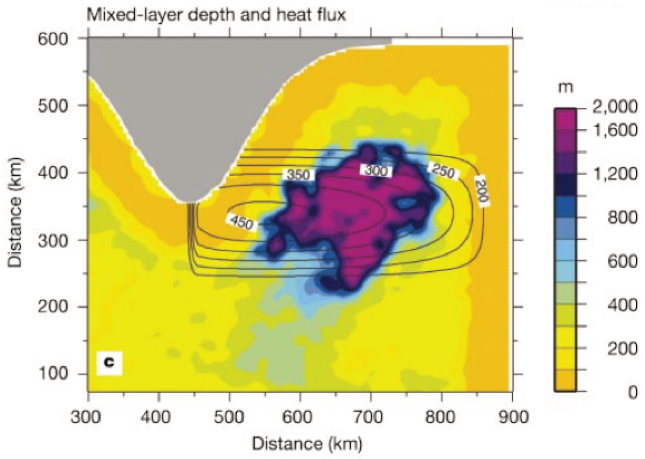


FIGURE 1.18: profondeur de couche de mélange finale ; les lignes noires indiquent le forçage de flux de chaleur ($W.m^{-2}$) induit par les tip jets idéalisés. [Figure de Pickart et al. (2003a)]

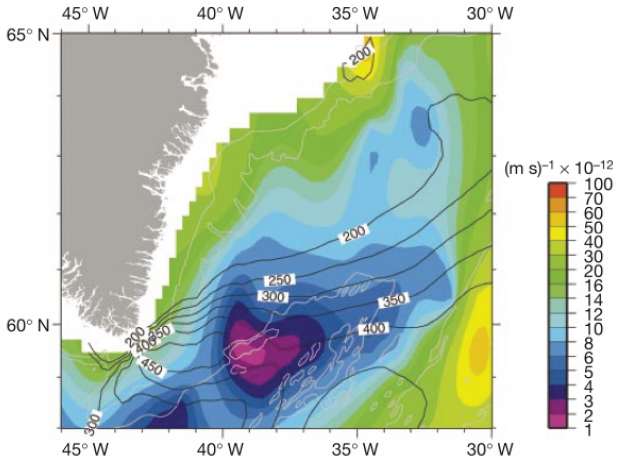


FIGURE 1.19: PV à 1000 m moyenne sur la période 1989-1997, issue d'une base de données climatologique ; les lignes noires indiquent le forçage de flux de chaleur liés aux tip jets issus du modèle COAMPS (18–22 février 1997). [Figure de Pickart et al. (2003a)]

Le modèle océanique fournit en réponse une zone de convection d'un diamètre de 200 km environ formée à l'est du Cap Farewell (figure 1.18). La couche de mélange, qui a mis 2.5 mois à se développer, atteint un maximum de 2000 m de profondeur. Ce résultat est en accord avec les résultats de Pickart et al. (2003b) qui indiquent que la convection peut atteindre 1800 m dans la mer d'Irminger (voir partie 1.3.2). En outre, la localisation et la taille du motif convectif fourni par la PV à 1000 m par le modèle (figure 1.19) est en bon accord avec celles de la climatologie Hydrobase 2 sur la période WOCE (1989-1997) caractérisée par un fort indice NAO (figure 1.4). Une expérience avec la présence d'une couche d'eau douce peu profonde près de la côte est du Groenland (simulant l'EGC, section 1.3) montre

des résultats similaires, que Pickart et al. (2003a) expliquent par le fait que les eaux restent piégées près de la côte.

Une autre expérience, dans laquelle le refroidissement agit sans le forçage de vent, montre que la convection profonde se produit significativement plus tard dans la saison et que le volume final d'eau ventilée est réduit d'environ 35 %. Enfin, la convection n'atteint que 700 m lorsque le profil initial de densité est représentatif d'une période de faible NAO. Cela suggère qu'il est peu probable que la convection se produise pendant les hivers de faible NAO ou au cours du permier hiver de forte NAO après une série d'hivers de faible NAO, même si les forçages atmosphériques sont intenses. Ceci est en accord avec la notion d'une mémoire convective supérieure à un an pour la mer d'Irminger.

A travers cette étude, Pickart et al. (2003a) montrent que le forçage de vent fourni par les tip jets groenlandais affecte significativement la convection en mer d'Irminger. Ce jet atmosphérique de petite échelle engendre d'intenses pertes de chaleur pour l'océan et un fort rotationnel de la tension du vent, qui ensemble, forcent le mélange océanique profond. Le pompage d'Ekman diminue l'épaisseur de la couche de surface chaude dans la région des pertes de chaleur, réduisant ainsi la quantité de chaleur qui doit être enlevée au cours de l'hiver pour produire des couches de mélange profondes.

Les résultats des modèles numériques sont donc en accord avec les observations de couches de mélange profondes. Premièrement, les couches de mélange profondes obtenues à partir des données in situ (figure 1.14) sont majoritairement dans la zone de convection décrite par le modèle de Pickart et al. (2003a) (figure 1.18). Et deuxièmement, même si les profondeurs de couche de mélange obtenues à partir des modèles [1800 m avec le modèle 1D (figure 1.17) et 2000 m avec le modèle régional (figure 1.18)] sont supérieures à celles observées [entre 900 et 1000 m en observation directe ; entre 700 et 1800 m en observation indirecte], il est difficile de dire si ce sont les modèles qui surestiment les profondeurs de couche de mélange, ou si ce sont les profils verticaux qui n'ont pas échantillonné la zone la plus active de convection. L'existence de ces couches de mélange est par contre difficilement discutable.

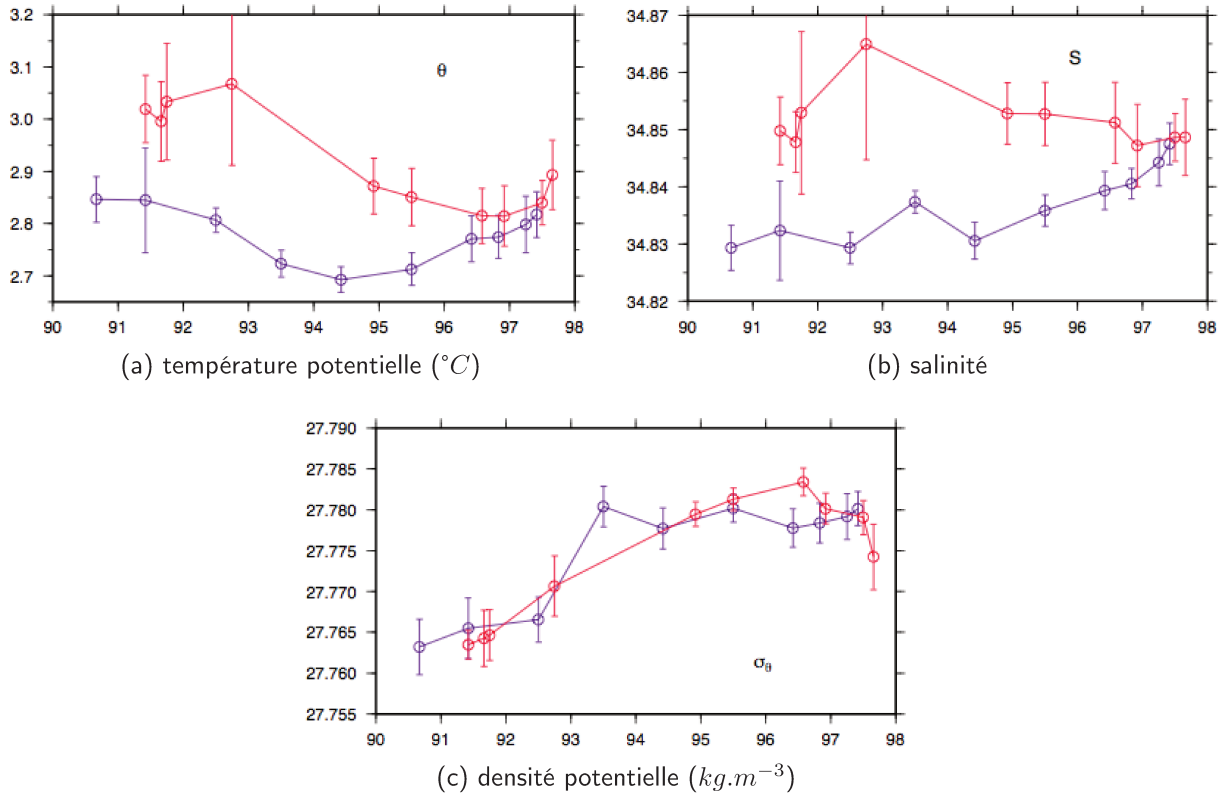
1.3.4 Controverse sur la convection en mer d'Irminger

Pickart et al. (2003b) ont étudié les propriétés des LSW localisées dans les mers du Labrador et d'Irminger le long des sections AR7W et A1E qui traversent les deux mers (figure 1.4a). Ils définissent la LSW comme la masse d'eau à l'intérieur du contour de PV égal à $4.10^{-12}(m.s)^{-1}$ et le *coeur* de la LSW comme la zone de PV inférieure à $e^{0.75}$ ($e^{1.5}$) de la valeur du minimum de PV à travers la section de la mer d'Irminger (du Labrador). Pickart et al. (2003b) utilisent cette définition pour déterminer objectivement la zone où la signature de la LSW est la plus forte en terme de salinité (S), de température potentielle (θ) et de densité potentielle (σ_θ) moyennes sur toute la région du coeur. Entre 1990 et 1998, la LSW de la mer d'Irminger est plus chaude et plus salée que celle de la mer du Labrador (figures

1.20a et 1.20b), ce que Sy et al. (1997) expliquent par le mélange des masses d'eau en provenance de la mer du Labrador et se dirigeant vers le nord-est. Leur argument en faveur d'une propagation rapide est basé sur la similitude de la densité de la LSW observée dans chaque bassin (figure 1.20c), en particulier son augmentation depuis le début des années 1990 jusqu'en 1995. Cependant, la longueur de la série temporelle de S et θ jette un doute sur tel scénario. De plus, étant donné que les temps d'advection sont courts entre la mer du Labrador et la mer d'Irminger, on devrait retrouver des propriétés assez similaires entre les deux bassins (ou avec un léger décalage) (Pickart et al., 2003b). Or, ce n'est pas le cas : la LSW de la mer du Labrador est devenue progressivement plus salée dans la deuxième moitié des années 1990, alors que celle de la mer d'Irminger est devenue légèrement plus douce (figure 1.20b). Dickson et al. (2002) expliquent cela par un mélange avec les masses d'eau de débordement venant du détroit du Danemark devenues moins salées pendant la même période. Mais cela est peu probable car les eaux de débordement plongent à une profondeur plus grande immédiatement au sud du rebord, très en amont de la zone de faible PV de la LSW de la mer d'Irminger (Pickart et al., 2003b).

Même s'ils ne possèdent pas d'observation directe de mélange convectif, Pickart et al. (2003b) suggèrent que des évènements de convection profonde peuvent induire une formation locale de LSW dans la mer d'Irminger, avec les arguments suivants : premièrement, ils s'appuient sur un certain nombre de profils du printemps 1991 qui montrent une colonne d'eau presque homogène avec une forte saturation en oxygène sous une couche restratifiée peu profonde, ce qui suggère qu'une convection s'est produite peu de temps avant ; deuxièmement, la distribution spatiale des propriétés des traceurs chimiques et hydrographiques observées dans la mer d'Irminger ne peut pas être facilement expliquée par l'advection et la diffusion uniquement ; et enfin, ils montrent (figure 1.4) que la PV est minimum au centre du gyre d'Irminger (Lavender et al., 2002; Våge et al., 2009a), ce qui indique la présence de masses d'eau homogénéisées par mélange convectif. La distribution spatiale de la LSW et son taux de diffusion présumé n'est donc pas en accord avec une seule et unique source de LSW venant de la mer du Labrador.

Il est difficile de dire si les observations indirectes de couche de mélange (avec la présence d'une restratification en surface) ont été formées localement en mer d'Irminger ou formées en mer du Labrador puis advectées vers la mer d'Irminger sur des échelles de temps relativement courtes (environ deux ans) (Yashayaev et al., 2007). D'autres études plus récentes mettent donc en cause la formation locale de LSW dans la mer d'Irminger. Par exemple, Bersch et al. (2007) présentent les changements temporels entre 1992 et 2002 de la stratification haline le long de la section A1E (figure 1.4a) moyennée entre 33 et 41 °W, laissant apparaître dans les couches intermédiaires un maximum de salinité présent en permanence, indiquant qu'il n'y a pas eu de formation importante de LSW dans la mer d'Irminger après 1991. Malgré les preuves fournies par les observations in situ (partie 1.3.2) et par les modèles numériques (partie 1.3.3), la convection profonde en mer d'Irminger est donc encore un sujet de désaccord.



(a) température potentielle ($°C$)

(b) salinité

(c) densité potentielle ($kg.m^{-3}$)

FIGURE 1.20: propriétés du coeur de la LSW entre 1990 et 1998 dans les mers du Labrador (**bleu**) et d'Irminger (**rouge**). [Figures de Pickart et al. (2003b)].

La section suivante présente quelques éléments de la variabilité atmosphérique nord-atlantique pouvant avoir une influence sur la variabilité des couches de mélange hivernales.

1.4 La variabilité atmosphérique nord-atlantique

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) est le mode de variabilité atmosphérique dominant dans la région nord-atlantique (Hurrell, 1995). Elle quantifie les fluctuations de pression entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores. Pour caractériser la phase de la NAO, on définit un indice appelé *indice NAO*. L'indice NAO peut être calculé de plusieurs manières différentes. La méthode la plus simple utilise la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (les deux centres d'action de la NAO), selon la formulation de Rogers (1984). L'indice NAO peut également être obtenu en décomposant les fluctuations du champ de pression de surface ou de géopotentiel en composantes principales ou en modes de variabilité. Il peut aussi être déduit d'une étude en régimes. Il peut encore être calculé en considérant les déplacements géographiques de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande. D'autres techniques tiennent compte de la structure tridimensionnelle de la NAO. Les indices NAO sont utilisés pour mesurer la NAO tout au long de l'année en suivant les mouvements saisonniers

de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores (Hurrell et al., 2003). On parle de phase positive (NAO+) lorsque les deux centres d'action sont simultanément intensifiés et de phase négative (NAO-) lorsqu'ils sont simultanément affaiblis. Une NAO+ est associée à des systèmes météorologiques plus intenses avec des vents d'ouest plus forts au niveau des latitudes moyennes entre l'antiyclone des Açores et la dépression d'Islande et des flux de flottabilité à l'interface entre l'océan et l'atmosphère renforcés dans la même zone (figure 1.21).

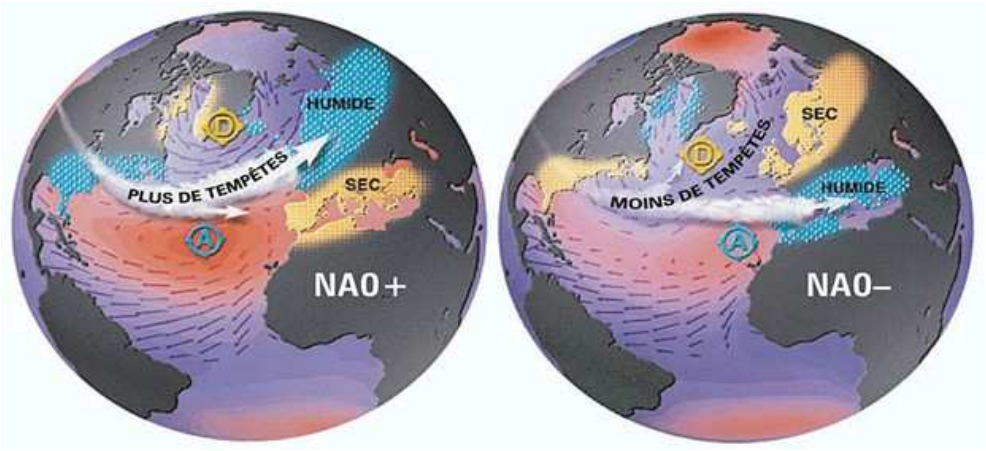


FIGURE 1.21: schéma récapitulatif des impacts associés aux deux phases de la NAO ; le symbole 'D' ('A') indique la position de la dépression d'Islande (l'anticyclone des Açores). [Figure de Cassou (2004)]

Les régimes météorologiques sont des structures spatiales de grande échelle, récurrentes et quasi-stationnaires qui permettent de capturer la variabilité des forçages atmosphériques. Cela signifie que ces régimes se produisent de façon répétée (récurrence) et ont une durée de vie de plusieurs jours (quasi-stationnarité). Les régimes sont définis statistiquement par des méthodes de classification, à partir des champs de circulation (hauteur géopotentielle à 500 mb) et des anomalies par rapport à la moyenne journalière et ensuite par une analyse EOF et une analyse en clusters (algorithme des k-means). Les *régimes NAO* représentent la moitié des situations d'hiver. Deux autres régimes apparaissent de manière régulière dans la région nord-atlantique : le *régime de dorsale atlantique*, caractérisé par un gonflement de l'anticyclone des Açores recouvrant tout le bassin atlantique , et le *régime de blocage*, caractérisé par un anticyclone persistant sur le nord de l'Europe et la Scandinavie . Le blocage est souvent responsable de vagues de froid en canalisant des coulées d'air sibérien sec et glacial vers l'Europe du centre et de l'Ouest (Walsh et al., 2000).

Les quatre régimes sont liés à des anomalies de Température de Surface de la Mer (SST pour Sea Surface Temperature) en hiver. Des SST froides au large de Terre-Neuve et chaudes en mer de Norvège sont présentes lorsque le régime de blocage est préférentiellement excité (Namias, 1964) et les régimes NAO sont liés à des anomalies de SST dans l'océan Atlantique Nord (Deser and Blackmon, 1993). En

conditions NAO+, l'océan Atlantique Nord se refroidit, ce qui est cohérent avec le renforcement des vents d'ouest qui tend à refroidir l'océan nord par augmentation de l'évaporation de surface. Enfin, Cassou et al. (2010) et Minvielle et al. (2010) suggèrent que les régimes météorologiques sont efficaces pour capturer la variabilité interannuelle à décennale des forçages de surface, et sont donc susceptibles d'être un outil prometteur dans l'évaluation de la variabilité océanique induite par la variabilité atmosphérique.

1.5 Objectifs de la thèse

Cette thèse a pour objectif d'obtenir une meilleure compréhension des couches de mélange hivernales et de la formation des évènements de convection profonde dans l'océan Atlantique Nord, zone importante du système climatique puisqu'elle est le lieu de formation de la branche profonde de la MOC.

La mer d'Irminger est une zone charnière de l'océan Atlantique Nord : c'est la zone de transition que les eaux denses et profondes des mers arctiques empruntent avant de dériver vers le sud et c'est la zone qui accueille la LSW à des profondeurs intermédiaires après sa formation en mer du Labrador. Plusieurs études ont montré que toutes les conditions sont réunies pour que des évènements de convection se forment également en mer d'Irminger (bon préconditionnement et forçages atmosphériques suffisants) jusqu'à des profondeurs suffisantes pour renouveler les eaux de la LSW. Mais l'existence de la convection profonde en mer d'Irminger reste encore à ce jour un sujet controversé principalement à cause du manque d'observations directes. Si l'existence de ces évènements est réelle, ces évènements ont nécessairement un impact important sur la MOC et sur l'équilibre climatique. De même, la ventilation de l'océan profond et donc l'équilibre des écosystèmes marins seraient fortement impactés (Polovina et al., 2008; Keeling et al., 2010; Doney et al., 2012; Bijma et al., 2013). S'il existe effectivement des évènements réguliers de convection profonde en mer d'Irminger, il est donc important de les identifier de façon précise.

L'observation in situ des océans s'est nettement améliorée depuis la mise en place du projet Argo en 2000. L'objectif de ce projet, qui a été atteint en 2007, était d'obtenir une couverture globale de 3°x3° de l'ensemble des océans, grâce à un ensemble de flotteurs autonomes qui mesurent la température et la salinité (et certaines mesures biogéochimiques dans certains cas) de la surface à 2000 m de profondeur (se référer à la partie 2.1.1 pour plus de détails sur le réseau Argo). A ce jour, nous disposons donc d'un jeu de données important pour obtenir une meilleure compréhension des couches de mélange hivernales de l'océan Atlantique Nord et fournir les preuves directes de la convection qui manquent à la mer d'Irminger.

Les structures complexes des couches de surface de l'océan ont amené à la définition d'un grand nombre de méthodes différentes pour déterminer la profondeur de la couche de mélange. Pour réaliser une telle étude, il est donc nécessaire avant tout de déterminer la méthode la plus adaptée à notre zone d'étude.

Cette thèse s'est donc intéressée aux questions suivantes :

- ∝ Quelle est la méthode la plus adaptée à l'océan Atlantique Nord pour déterminer la profondeur de la couche de mélange ?
- ∝ Quelle est la variabilité interannuelle des couches de mélange dans les différents bassins de l'océan Atlantique Nord ?
- ∝ Peut-on identifier une connexion entre les différents bassins ?
- ∝ Les couches de mélange profondes de la mer d'Irminger sont-elles formées localement ? Si oui :
- ∝ Qu'elle est l'extension spatiale des évènements de convection en mer d'Irminger ?
- ∝ Quelle profondeur atteint la convection en mer d'Irminger ?
- ∝ Peut-on avoir une meilleure connaissance des mécanismes de convection dans la mer d'Irminger ?
- ∝ Les évènements de convection observés avec les données Argo permettent-ils d'avoir une meilleure compréhension des évènements de convection passés manquant de preuves directes ?
- ∝ Les derniers évènements de convection de la mer d'Irminger sont-ils isolés ?
- ∝ Quel est leur impact sur le climat et les écosystèmes marins ?

La thèse présentée ici apporte des réponses à l'ensemble de ces questions à partir d'une exploitation approfondie du jeu de données Argo disponible au commencement de la thèse (fin de l'année 2012). Les différents chapitres de ce manuscrit s'organisent comme suit. Le chapitre 2 présente l'ensemble des données utilisées au cours de la thèse : la base de données Argo ainsi les données de flux et les données des satellites utilisées pour l'étude du préconditionnement et des forçages atmosphériques. Le chapitre 3 propose une étude détaillée des méthodes et critères de détermination des profondeurs de couche de mélange les plus adaptés à l'océan Atlantique Nord, avec une application directe sur les profils Argo à partir du début des années 2000 (début du projet Argo). Les résultats obtenus au cours de ce chapitre ont montré un signal convectif important dans la mer d'Irminger au cours de l'hiver 2011-2012. Une étude détaillée de cet évènement de convection profonde sera donc présentée au chapitre 4. L'évènement de convection de l'hiver 2011-2012 semble indiquer que cet évènement n'est pas un évènement isolé. Nous avons donc choisi de présenter au chapitre 5 une extension de l'étude de la convection en mer d'Irminger sur la période 2012-2015 afin d'apporter plus d'éléments sur la compréhension des mécanismes de convection dans ce bassin (une mise à jour des bases de données a été réalisée en 2015 pour ce chapitre). Enfin, le chapitre 6 résume les principales conclusions de la thèse.

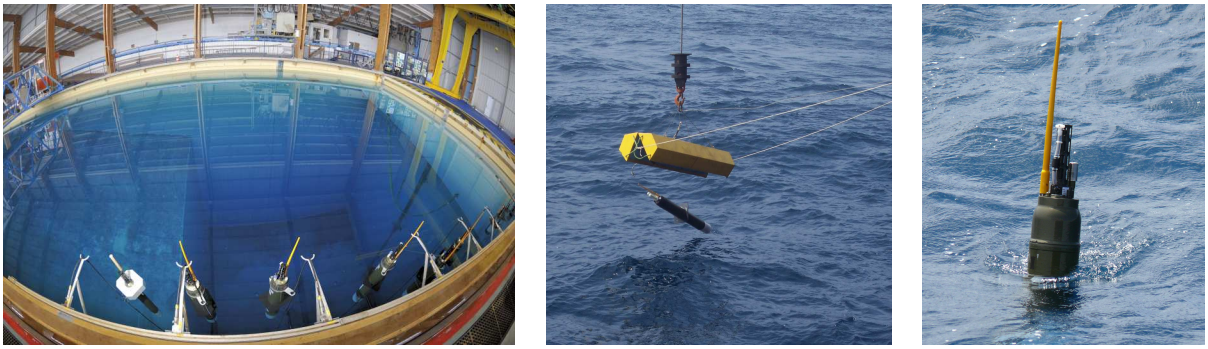
Chapitre 2

Données & méthodes

Les couches de mélange océaniques et les évènements de convection profondes, étudiés dans le cadre de la thèse, ont été identifiés à partir des données Argo. La compréhension des mécanismes liés aux évènements identifiés a nécessité l'exploitation d'autres jeux de données, produits par des modèles numériques et issus des satellites. Ce chapitre présente donc l'ensemble des données exploitées dans le cadre de la thèse. Les champs d'Ekman ont été reconstruits à partir des produits de modèles. La méthode employée pour cela fera également l'objet de ce chapitre.

2.1 Données océaniques

2.1.1 Le réseau d'observation Argo



(a) tests au bassin d'essais (Ifremer, Brest) (b) lâcher d'un flotteur (c) flotteur en surface

FIGURE 2.1: les flotteurs Argo en images

Argo est un système d'observation en temps réel des océans mondiaux. Le réseau Argo (`http://www.argo.ucsd.edu`) est composé d'un ensemble de flotteurs profileurs autonomes déployés lors des

campagnes océanographiques ou par des navires d'opportunité. Une fois lâché en mer (figure 2.1b), un flotteur Argo effectue une suite de cycles de dix jours (figure 2.2) pendant environ quatre ans (durée de vie moyenne d'un flotteur). Le flotteur plonge tout d'abord jusqu'à 1000 m, profondeur à laquelle il dérive ensuite pendant neuf jours environ, avant de continuer sa plongée pour atteindre 2000 m. Une fois arrivé à 2000 m de profondeur, le flotteur effectue une remontée vers la surface tout en enregistrant des données de température, de conductivité et de pression, à l'aide du capteur CTD (Conductivity Temperature Depth) dont il est équipé. Une fois en surface (figure 2.1c), le flotteur envoie par transmission satellite les données de manière automatique à des centres de données tel que Coriolis pour la France (`http://www.coriolis.eu.org/Data-Products`), puis il repart pour un nouveau cycle de dix jours.

La profondeur du flotteur est contrôlée par un ajustement de la densité du flotteur par modification de son volume (sa masse restant constante) grâce à un ballast et une réserve d'huile. Le vidage du ballast fait couler le flotteur, tandis que son remplissage le fait remonter.

Le projet Argo, lancé en 2000, prévoyait de larguer 800 flotteurs par an dans le but d'obtenir une couverture globale de résolution 3°x3° (objectif atteint en 2007). En juin 2015, 3881 flotteurs actifs dérivaient dans l'ensemble des océans (figure 2.3).

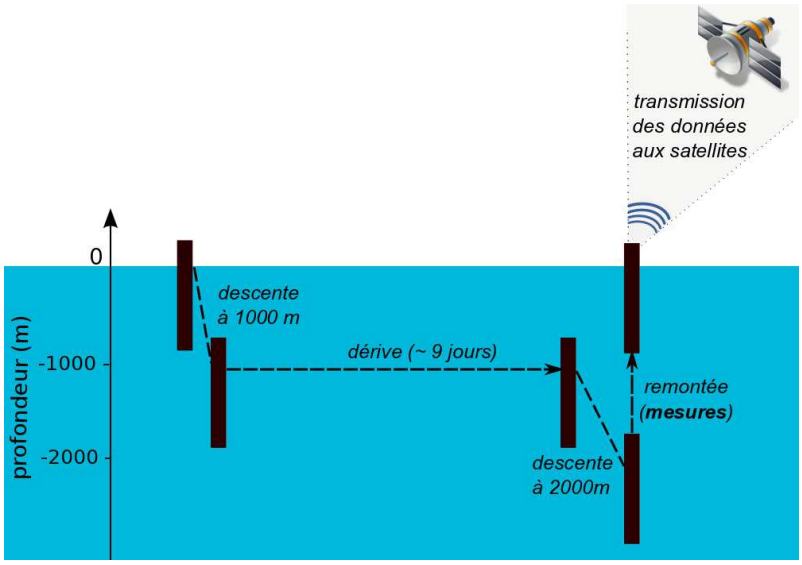


FIGURE 2.2: schéma d'un cycle Argo

Certains flotteurs (comme certains Provor) sont équipés de capteurs additionnels, utilisés en particulier pour les mesures bio-géochimiques (oxygène, fluorescence, chlorophylle, nitrates...). Les données de salinité sont obtenues à partir des mesures de conductivité, de température et de pression. La température potentielle et la densité potentielle sont calculées par rapport à une pression de référence de 0 db. Enfin, la pression est convertie en profondeur.

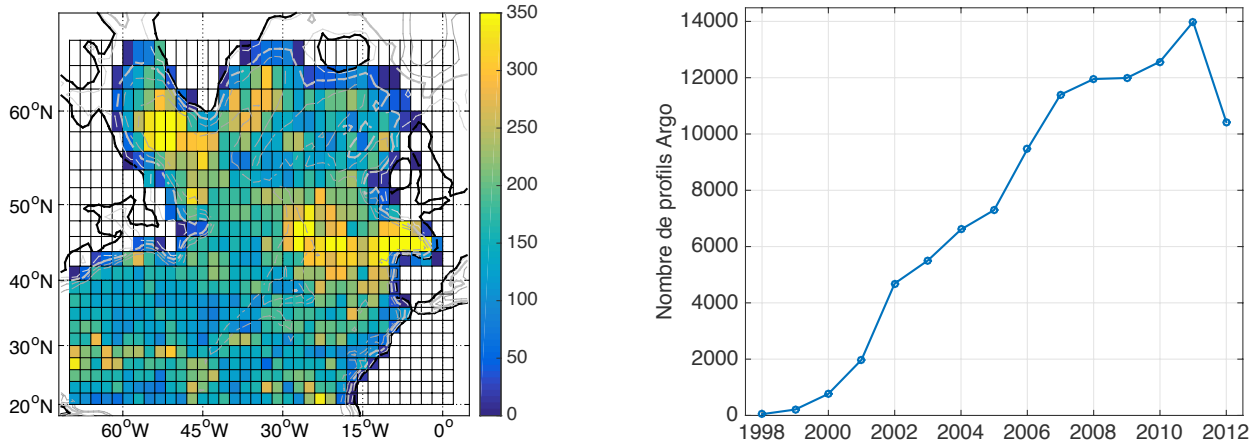
Des erreurs peuvent apparaître sur les profils Argo. Elles proviennent souvent d'une dérive ou d'un mauvais calibrage des capteurs, bien qu'ils soient tous testés dans un bassin d'expérimentation (figure 2.1a) avant d'être largués en mer. Avant d'être exploitées, les données Argo sont donc contrôlées et corrigées si nécessaire. Les données Argo peuvent être corrigées automatiquement, avec un contôle

qualité en temps réel ou avec un contrôle qualité en mode différé. Les données qui sont corrigées en temps différé portent l'extension _*adjusted* et sont de la meilleure qualité possible. Toutes les données possèdent un indice de qualité appelé QC (Quality Control) compris entre 1 à 9, 1 étant la meilleure qualité. Les données de température des flotteurs ARGO ont une précision de $\pm$ 0.005 °C, les données de profondeur ont une précision de $\pm$ 5 m et les données de salinité ont une précision de $\pm$ 0.01. Seules les données_*adjusted* lorsqu'elles existent (à défaut, les autres) et les données dont le QC est égal à 1 ou 2 ont été exploitées dans le cadre de la thèse.

FIGURE 2.3: localisation des 3881 flotteurs Argo actifs en juin 2015, par pays émetteur.

L'essentiel de la thèse a été réalisé à partir des profils Argo de l'océan Atlantique Nord (> 20 °N) récupérés au début du mois d'octobre 2012. Entre 1998 (année des premiers essais de flotteurs et donc de l'apparition des toutes premières données Argo) et le 4 octobre 2012, la base de données comprend 108.873 profils verticaux issus de 1122 flotteurs différents. En moyenne sur toute la période, l'échantillonnage spatial de l'océan Atlantique Nord par les profils Argo n'est pas uniforme (figure 2.4a). Il y a une plus forte concentration de profils dans les zones où les courants sont les plus forts et une concentration plus faible près des côtes où le plancher océanique est peu profond. L'échantillonnage moyen traduit également des zones de déploiement privilégiées comme par exemple la mer du Labrador ou le Golfe de Gascogne. Le nombre de profils verticaux Argo augmente continuellement à partir de 1998 (figure 2.4b). On observe un saut important du nombre de profils Argo entre 2001 et 2002 :

entre ces deux années, leur nombre a plus que doublé (il passe d'environ 2000 à presque 4700). Un second saut important est observé entre 2005 et 2007. A partir de 2007, le nombre de profils Argo est supérieur à 11.000 (N.B. : en 2012, le nombre de profils est légèrement inférieur à celui des six années précédentes car la base de données a été récupérée le 4 octobre 2012 ; les profils d'octobre à décembre 2012 sont donc manquants) et en 2011, le nombre de profils atteint le record d'environ 14.000 profils. La résolution verticale des profils Argo n'est pas la même pour tous les profils de la base de données. Elle s'améliore au fil des années, notamment avec une représentation plus précise des couches de surface. A partir de 2007, la plupart des profils possèdent un point de mesure tous les 5 m de 0 à 200 m, un point tous les 20 m de 200 à 400 m et un point tous les 50 m de 400 à 2000 m. Enfin, le mode de sélection des données (données_*adjusted* et QC égal à 1 ou 2 ; voir paragraphe précédent) a permis de conserver 84 % (91370 profils Argo) des profils verticaux de la base de données d'origine.



(a) nombre de profils dans des boîtes de 2°x2°

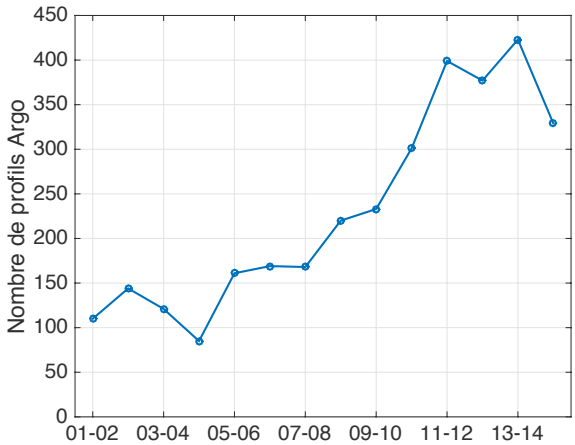
(b) nombre de profils par année

FIGURE 2.4: échantillonnage des profils verticaux Argo de l'océan Atlantique Nord (>20°N) entre 1998 et 2012 ; les contours gris (b) suivent la topographie.

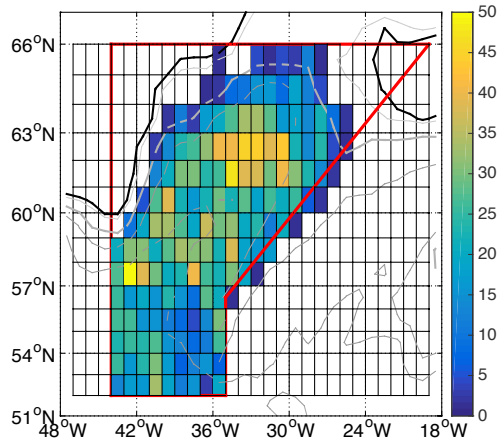
Quatre flotteurs ont été exploités de manière approfondie dans le cadre du chapitre 4 : les flotteurs 4901163, 4901165, 4901166 et 5902298. Les données d'oxygène du flotteur 5902298 ont également été utilisées après avoir été corrigées par rapport à un profil de référence mesuré au moment du déploiement du flotteur.

Les profils Argo de la mer d'Irminger et de la mer du Labrador entre 2012 et 2015 (exploités au chapitre 5) ont été téléchargés à la fin du mois de mai 2015. Ces données complètent la base de données d'origine pour une étude de la mer d'Irminger étendue jusqu'à 2015. Comme pour la base de données d'origine, seules les meilleures données possibles (données_*adjusted* si elles existent et QC égal à 1 ou 2) ont été conservées. L'échantillonnage de la mer d'Irminger l'hiver s'est nettement amélioré depuis 2001-2002 : alors que moins de 170 profils verticaux échantillonnaient la mer d'Irminger jusqu'à 2007-2008, ce nombre n'a cessé d'augmenter depuis (figure 2.5a). Depuis l'hiver 2011-2012, plus de 370 profils verticaux échantillonnent la mer d'Irminger, sauf au cours du dernier hiver pour lequel le nombre de

profils (329) est un peu inférieur. L'hiver le mieux échantillonné à ce jour est l'hiver 2013-2014 avec 423 profils verticaux pour l'ensemble de la mer d'Irminger. Les régions centrales de la mer d'Irminger, entre 57 et 61 °N et entre 34 et 43 °W et surtout entre 61 et 63 °N et entre 30 et 36 °W sont les zones les mieux échantillonnées l'hiver en moyenne sur la période 2001-2015 (figure 2.5b). Le pourtour du bassin est par contre beaucoup moins bien échantillonné surtout à cause d'une topographie moins profonde. Quatre flotteurs équipés d'un capteur d'oxygène (6901027, 1901215, 5902302 et 6901022) ont été exploités dans le cadre du chapitre 5. Les données de salinité et de densité des flotteurs 5903387, 4901192 et 5902297 ont également été utilisées pour ce chapitre.



(a) nombre de profils par hiver (DJFM)



(b) Nombre de profils dans des boîtes de 1°x1°

FIGURE 2.5: échantillonnage des profils verticaux Argo d'hiver (de décembre à mars) dans la mer d'Irminger, délimitée par le contour rouge (b), entre 2001-2002 et 2014-2015 ; les contours gris (b) suivent la topographie.

2.1.2 La température de surface de la mer

Les données de SST utilisées dans le cadre de la thèse viennent des champs ERA-Interim (Dee et al., 2011) du centre européen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). ERA-Interim est une réanalyse atmosphérique globale qui a débuté en 1979 et qui continue encore à l'heure actuelle de produire des champs en temps réel. ERA-Interim utilise la version de décembre 2006 du modèle IFS (Integrated Forecast Model) de ECMWF. L'assimilation de données est basée sur une analyse variationnelle à quatre dimensions (4D-var) toutes les 12h. Enfin, la résolution spatiale du jeu de données est de 0.75 ° en longitude et en latitude.

2.2 Données de flux

Les données de flux (vent de surface [à 10 m] et flux nets de chaleur à l'interface entre l'océan et l'atmosphère) sont issues de la réanalyse ERA-Interim aux mêmes résolutions temporelle et spatiale que les données de SST (12 h et 0.75 ° en longitude et en latitude).

2.2.1 Le vent de surface

L'important relief du Groenland influence beaucoup la structure et l'intensité des vents qui soufflent sur la mer d'Irminger (figure 1.11). Pour représenter les fortes topographies de manière réaliste dans les modèles numériques, il est nécessaire d'utiliser des résolutions (horizontale et verticale) suffisamment fines. Or, plus les points de grille des modèles sont nombreux, plus les calculs sont coûteux, ce qui limite souvent la résolution des modèles.

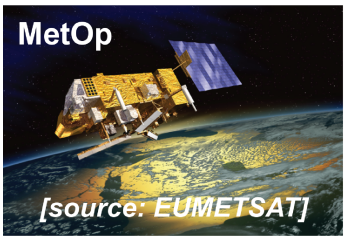
Våge et al. (2009b) ont étudié le réalisme des vents de la mer d'Irminger représentés par ERA-40 (Uppala et al., 2005). ERA-40 est la seconde génération de réanalyses du ECMWF (qui précède ERA-Interim), disponible sur la période 1957-2002 et dont les résolutions spatiale et temporelle sont de 1 ° et 6 h respectivement. Våge et al. (2009b) ont donc comparé les vents de surface ERA-40 à ceux fournis par le satellite QuikSCAT. La comparaison de l'intensité du vent (moyenne sur la boîte de la figure 1.10) entre ERA-40 et QuikSCAT sur la période 1999-2002 montre une bonne corrélation (0.89 avec un niveau de confiance de 99 %) entre les deux jeux de données ($|V|_{QuikSCAT} = 1.4\,|V|_{ERA-40} - 0.9$). Néanmoins, la corrélation n'est pas aussi bonne pour les vents les plus forts, en particulier pour les vents QuikSCAT dépassant $30\ m.s^{-1}$ qui correspondent aux tip jets, tip jets inversés et vents de barrière directement influencés par la topographie du Groenland. Dans une étude précédente, Våge et al. (2008) ont développé une méthode de détection des tip jets à partir d'une analyse en EOF (Empirical Orthogonal Function) qui prend en compte la vitesse zonale du vent de surface QuikSCAT maximum dans une boîte, le gradient de pression au niveau de la mer (de NCEP) à travers trois sections et la température de l'air à la station PCS (Prins Christian Sund) située près du Cap Farewell. La position de la station PCS et la localisation de la boîte et des sections apparaissent sur la figure 1.10. A partir de cette méthode, Våge et al. (2008) définissent les tip jets dès lors que la vitesse zonale du vent (QuikSCAT) dépasse $25\ m.s^{-1}$. Våge et al. (2009b) ont employé la même analyse en EOF pour comparer les vent forts (vents QuikSCAT $> 25\ m.s^{-1}$) entre QuikSCAT et ERA-40 qui montrent alors une corrélation de 0.75 ($|V|_{QuikSCAT} = 3.1\,|V|_{ERA-40} - 30$). La résolution spatiale de ERA-40 n'est pas suffisante pour représenter le relief du Groenland de façon correcte, d'où la sousestimation des vents forts ERA-40. Våge et al. (2009b) établissent alors que le seuil de détection des tip jet avec ERA-40 est de $18 m.s^{-1}$.

L'étude récente de Harden et al. (2011) présente une climatologie des vents de barrière qui longent la côte est du Groenland (figure 1.11). Dans leur étude, ils comparent les vents ERA-Interim aux vents observés par le navire de recherche *R/V Knorr* au cours de sa traversée de la mer d'Irminger en octobre 2008. La comparaison montre que les vents forts (barrière) de ERA-Interim ne sont que légèrement sous-estimés (biais moyen de -1 $m.s^{-1}$) par rapport aux données du *R/V Knorr*, montrant ainsi un bien meilleur accord qu'entre ERA-40 et QuikSCAT. La meilleure représentation des vents forts par ERA-Interim par rapport à ERA-40 vient principalement des améliorations des réanalyses apportées

par ECMWF lors de la création de ERA-Interim. Beaucoup d'entres elles concernent l'assimilation de données (la plus importante étant le passage du 3D-var au 4D-var). La résolution horizontale de ERA-Interim est également meilleure (environ 80 km) que celle de ERA-40 (environ 125 km) (Harden et al., 2011), faisant que le relief groenlandais est mieux représenté dans ERA-Interim.

Validité des données de vent ERA-Interim

Même si les données ERA-Interim semblent fournir une bonne représentation des vents intenses, une vérification du jeu de données est nécessaire avant leur exploitation.



Les données de vent sont utilisées pour l'étude des évènements de convection en mer d'Irminger (chapitres 4 et 5). Nous avons donc choisi de comparer les vents ERA-Interim aux vents fournis par les données des satellites, sur l'hiver 2011-2012 et dans la *boîte -TJ* (identifiée sur la figure 1.10) utilisée par Våge et al. (2009b) pour la définition des tip jets.
.

Le satellite QuikSCAT a cessé d'émettre en novembre 2009. Ses données ne peuvent donc pas être utilisées ici pour valider les données ERA-Interim de l'hiver 2011-2012. Cependant, l'instrument ASCAT (Advanced SCATterometer) du satellite MetOp dédié à l'étude des vents, fournit des données depuis 2007. Les données ERA-Interim peuvent donc être comparées aux données ASCAT. L'étude de Bentamy et al. (2012), qui compare les jeux de données QuikSCAT et ASCAT entre 2007 et 2009, a montré que le vent ASCAT est inférieur au vent QuikSCAT de 1 à 2 $m.s^{-1}$ (sauf dans l'océan austral où le vent ASCAT est alors supérieur au vent QuikSCAT de 0.5 $m.s^{-1}$). Le critère défini par Våge et al. (2008) pour détecter les tip jets avec les données QuikSCAT (25 $m.s^{-1}$) a donc été adapté aux données ASCAT en utilisant un seuil de détection des tip jets de 23 $m.s^{-1}$.

Les données ASCAT grillées (avec une résolution horizontale de 0.25 °) de l'hiver 2011-2012 sont disponibles en moyenne journalière. Or, les tip jets sont des évènements de plus petite échelle temporelle, souvent inférieure à 24 h (Våge et al., 2009b). Nous avons donc utilisé les données ASCAT brutes et les données ERA-Interim ont été interpolées sur la grille horizontale et temporelle des données ASCAT brutes. La différence des vitesses moyennes sur la *boîte -TJ* ($\|V_{ASCAT} - V_{ERA-Interim}\|$) entre le 1 novembre 2011 et le 31 mars 2012, montre une différence moyenne de 1.7 $m.s^{-1}$ et un écart-type moyen de 1.6 $m.s^{-1}$. Afin de ne pas tenir compte des points trop erronés, les points pour lesquels $\|V_{ASCAT} - V_{ERA-Interim}\|$ est supérieure à 6 fois l'écart-type ont été supprimés. La rms de 2.2 $m.s^{-1}$ et le biais ($V_{ERA-Interim} - V_{ASCAT}$) de -1.1 $m.s^{-1}$ alors obtenus montrent le très bon accord entre les deux jeux de données (figure 2.6) dont la droite de régression a pour équation (figure 2.7) :

$$\|V_{ASCAT}\| = 0.9\,\|V_{ERA-Interim}\| + 2.0 \tag{2.1}$$

On note cependant une sousestimation des vents forts avec ERA-Interim, comme par exemple au début

du mois de mars 2012 où la différence entre ERA-Interim et ASCAT s'élève à $5\,m.s^{-1}$ (figure 2.6). Un effet de seuil apparaît avec ERA-Interim pour lequel le vent moyen sur la *boîte -TJ* ne dépasse pas 27 $m.s^{-1}$, alors qu'il atteint 32 $m.s^{-1}$ avec ASCAT (figure 2.7). L'équation 2.1 n'est donc pas valable pour les vents forts.

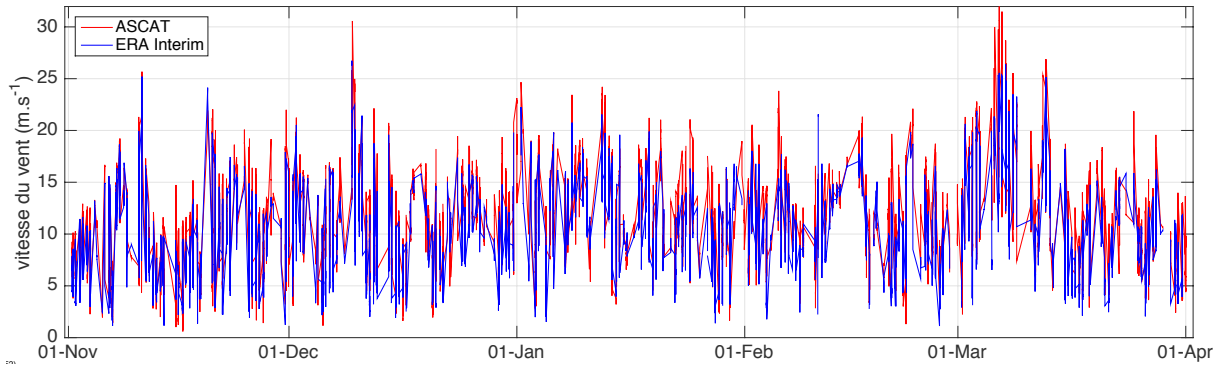


FIGURE 2.6: série temporelle de l'intensité du vent ASCAT (**rouge**) et ERA-Interim (**bleu**), moyennée sur la *boîte -TJ* (identifiée sur la figure 1.10) entre le 1er novembre 2011 et le 31 mars 2012 ; les points pour lesquels la différence entre ASCAT et ERA-Interim est supérieure à 6 écart-types ont été enlevés.

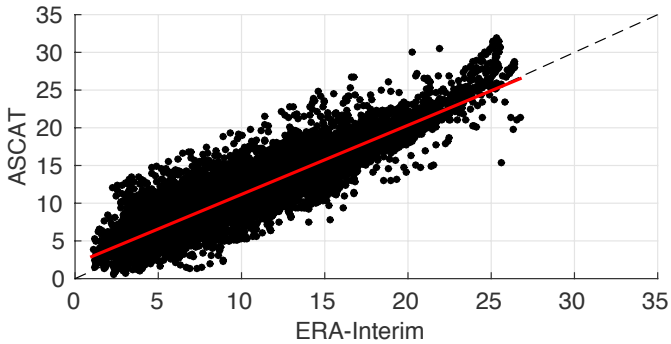


FIGURE 2.7: vent ASCAT en fonction du vent ERA-Interim, entre le 1er novembre 2011 et le 31 mars 2012, moyens sur la *boîte -TJ* (identifiée sur la figure 1.10). La **courbe rouge** est la droite de régression des moindres carrés entre les deux jeux de données ; les points pour lesquels la différence entre ASCAT et ERA-Interim est supérieure à 5 écart-types ont été enlevés.

Détection des tip jets avec ERA-Interim

Avec les champs ERA-40, Våge et al. (2009b) ont défini les tip jets avec un vent zonal moyen dans la *boîte -TJ* (identifiée sur la figure 1.10) supérieur à $18\,m.s^{-1}$. En utilisant, les champs ERA-Interim, le meilleur accord obtenu avec le critère de Våge et al. (2009b) est un vent zonal moyen dans la *boîte -TJ*

supérieur à $19\,m.s^{-1}$ après 1995 et supérieur à $18\,m.s^{-1}$ au début des années 1990 (figure 2.8). Une valeur de 18 ou $19\,m.s^{-1}$ ne change pas nos résultats de manière significative, on choisit donc d'utiliser le critère qui fournit les meilleurs résultats pendant la période commune (1992-2002), soit $19\,m.s^{-1}$.

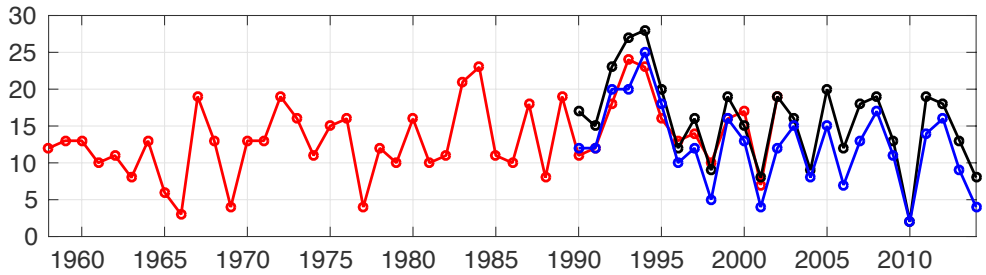


FIGURE 2.8: série temporelle du nombre de tip jets (de novembre à avril) : sur la période 1958-2001 avec un critère de $18\,m.s^{-1}$ à partir de ERA-40 (Våge et al., 2009b) (**courbe rouge**) et sur la période 1990-2014 avec un critère de $18\,m.s^{-1}$ (**courbe noire**) et $19\,m.s^{-1}$ (**courbe bleue**) à partir de ERA-Interim. L'année indiquée correspond à l'année de la fin de chaque hiver.

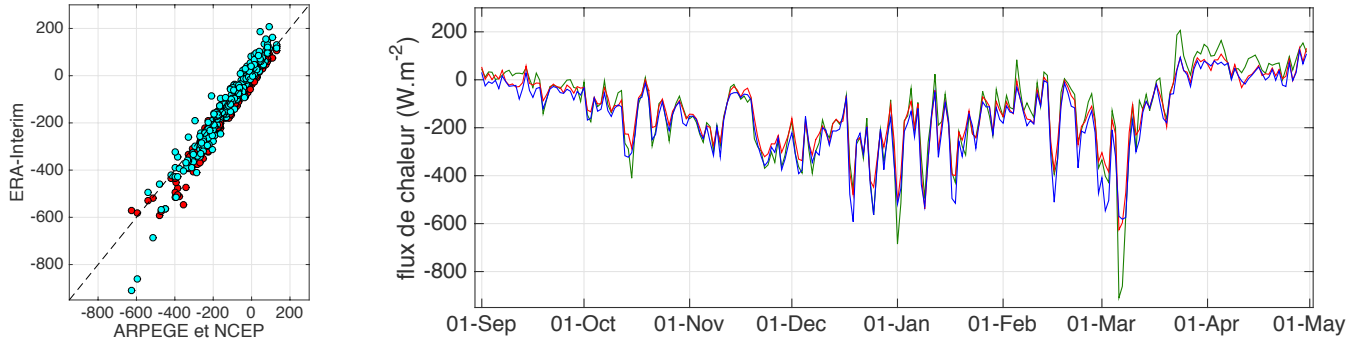
2.2.2 Les flux de chaleur

Renfrew et al. (2009) ont comparé la capacité de différents jeux de données [analyses opérationnelles d'ECMWF, réanalyses globales et régionales de NCEP, analyses opérationnelles du modèle NAE (North Atlantic European), analyses du modèle MM5 (cinquième génération du Mesoscale Model du PSU/NCAR, Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research) et produits de QuikSCAT] à reproduire les champs de surface au niveau du détroit du Danemark et de la mer d'Irminger. Ils montrent que le modèle ECMWF produit des flux de surface turbulents raisonnablement similaires aux estimations de flux turbulents obtenues directement à partir d'observations.

Validité des données de flux de chaleur ERA-Interim

Pour vérifier la validité des données de flux nets de chaleur ERA-Interim, celles-ci ont été comparées aux données des modèles NCEP et ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle), toutes disponibles en moyennes quotidiennes à une résolution de 0.5 °. Les flux nets de chaleur des trois jeux de données sont comparés en moyenne sur la *boîte -TJ* sur la période de septembre 2011 à mars 2012 (figure 2.9). Les différences faibles entre ARPEGE et ERA-Interim d'une part (rms de 41.3 $W.m^2$ et biais de -26.2 $W.m^2$) et entre NCEP et ERA-Interim d'autre part (rms de 49.2 $W.m^2$ et biais de 1.1 $W.m^2$) montrent un accord très satisfaisant entre les trois jeux de données. Le synchronisme des évènements extrêmes entre les différents modèles est particulièrement remarquable même si le modèle NCEP a tendance à montrer des valeurs extrêmes (positives ou négatives) supérieures aux extrema fournis par ERA-Interim ou ARPEGE (figure 2.9b). Par exemple, les flux nets de chaleur sont de $-600\,W.m^{-2}$

environ avec ARPEGE et ERA-Interim au début du mois de mars, alors qu'ils dépassent $-900\,W.m^{-2}$ avec NCEP. Les plus grandes différences sont observées de façon générale lors des plus gros évènements de pertes de chaleur.

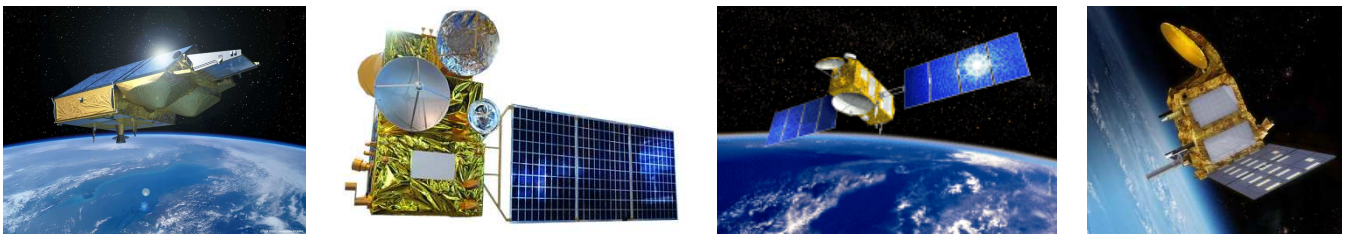


(a) ERA-Interim en fonction de ARPEGE (rouge) et NCEP (cyan)

(b) série temporelle avec ERA-Interim (rouge), NCEP (vert) et ARPEGE (bleu)

FIGURE 2.9: flux nets de chaleur ERA-Interim, NCEP et ARPEGE moyennés sur la *boîte -TJ* entre le 1er septembre 2011 et le 30 avril 2012.

2.3 Données des satellites



(a) CRYOSAT-2 (b) HY-2 (c) Jason-2 (d) Saral

FIGURE 2.10: satellites au service de l'observation des océans, actuellement en activité.

2.3.1 Le niveau de la mer

Le centre d'une circulation cyclonique est caractérisé par une baisse du niveau de la mer (figure 1.6). Plus le gyre est intense, plus le niveau de la mer est bas en son centre. Pour visualiser le IG, nous

utilisons donc les données de Topographie Dynamique Absolue (ADT, Absolute Dynamic Topography) venant de AVISO (Archivage Validation Interprétation des données Satellites Océanographiques ; `http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/`) qui distribue des données altimétriques depuis 1992. Les champs de ADT utilisés sont à la résolution de 0.25 ° (en longitude et en latitude), correspondent à des moyennes hebdomadaires et sont associés à une erreur de l'ordre de quelques centimètres.

La localisation et l'intensité du IG sont observées à partir des données de ADT : le IG est défini à l'intérieur du contour de -55 cm et le cœur du IG est défini à l'intérieur du contour de -65 cm, en accord avec l'étude de Våge et al. (2011). Une climatologie mensuelle moyenne de l'ADT a été réalisée sur l'ensemble de la période des données disponibles (1993-2014) pour les mois d'hiver (de décembre à mars). En moyenne sur la période 1993-2014, le IG est plus intense en février et en mars, avec un cœur qui s'étend de 58 à 62.5°N environ (figure 2.11).

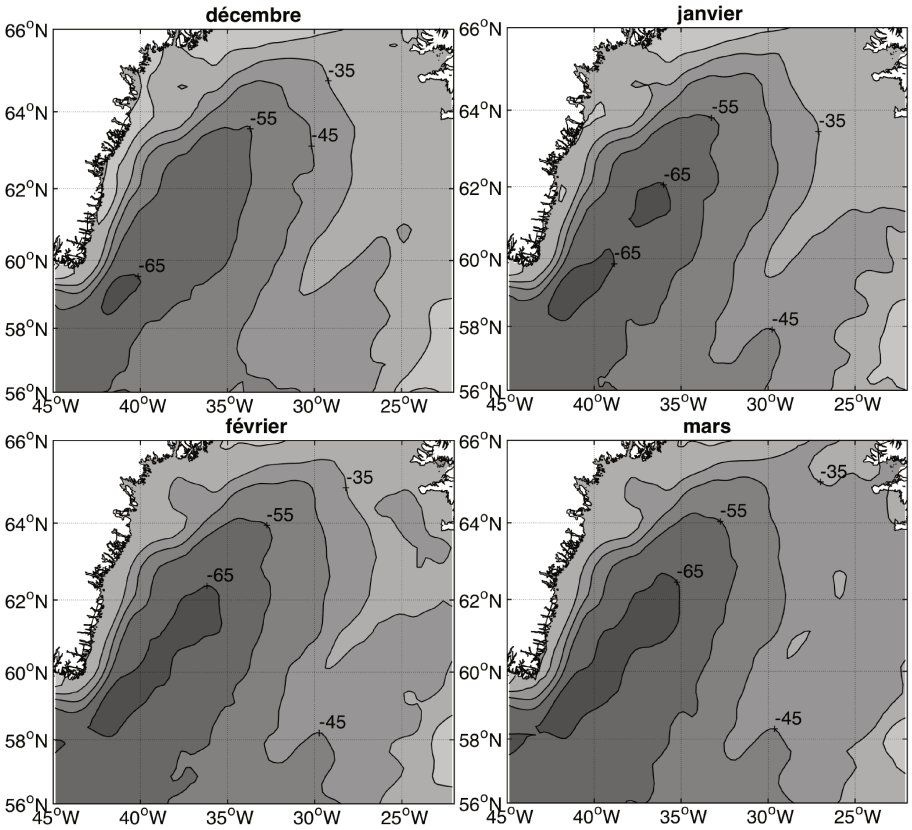


FIGURE 2.11: climatologie mensuelle moyenne sur la période 1993-2014 de l'ADT (cm) en mer d'Irminger pour les mois d'hiver (DJFM)

2.3.2 La glace de mer

L'extension de la glace de mer a été observée au cours des hivers pour lesquels la convection s'est produite dans la mer d'Irminger. Les données de concentration de la glace de mer, exploitées dans le cadre de la thèse, proviennent du CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement) géré par le LOS (Laboratoire d'Océanographie Spatiale). Elles ont une résolution spatiale de 12.5 km et sont disponibles toutes les 24 h. Ces données ont été obtenues par le canal 85 GHz du SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) qui est un radiomètre passif micro-ondes embarqué à bord des satellites du programme DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) depuis 1987, en orbite quasi-polaire.

L'étendue de la glace de mer est considérée comme la surface totale de toutes les cellules de la grille avec une concentration de glace d'au moins 15 % (Kern et al., 2010). La limite de l'extension de la glace a donc été définie par le contour de la concentration de la glace de mer égal à 15 %.

2.4 Construction des champs d'Ekman

Les champs d'advection horizontale d'Ekman et de pompage d'Ekman donnent une indication sur le préconditionnement de la colonne d'eau lors des évènements de convection (partie 1.3.1). Les termes d'Ekman et les pertes de chaleur qui leurs sont associées ont été calculés à partir des champs de surface ERA-Interim (de vent et de SST). Le détail des calculs est présenté ci-dessous.

2.4.1 L'advection horizontale d'Ekman

Les composantes zonale (U_{Ek}) et méridienne (V_{Ek}) du transport d'Ekman s'expriment par les équations suivantes :

$$U_{Ek} = \frac{\tau_y}{\rho_0 f} \qquad (2.2)$$

$$V_{Ek} = -\frac{\tau_x}{\rho_0 f} \qquad (2.3)$$

où τ_x et τ_y sont les composantes zonale et méridienne de la tension du vent ($N.m^2$) respectivement ; ρ_0 est la densité de l'eau de surface choisie comme étant constante et égale à $1026\ kg.m^{-3}$; f est la force de Coriolis égale à $2\,\Omega\, sin(\Phi)\ s^{-1}$, Ω étant la période de rotation de la Terre et Φ la latitude. U_{Ek} et V_{Ek} s'expriment en $m^2.s^{-1}$.

L'advection de température par le transport d'Ekman s'exprime par (de Boisséson et al., 2010) :

$$Q_{Ek,h} = -\left[U_{Ek}\frac{\delta T}{\delta x} + V_{Ek}\frac{\delta T}{\delta y}\right] \quad (2.4)$$

où x et y sont des distances zonale et méridienne et T la température. L'advection de température par le transport d'Ekman, qui s'exprime en $°C.s^{-1}$, se produit dans la couche de surface (figure 1.6), donc la température utilisée pour calculer ce terme est la SST.

2.4.2 Le pompage d'Ekman

Le pompage d'Ekman (W_{Ek}) s'exprime par l'équation suivante :

$$W_{Ek} = \overrightarrow{rot}(\frac{\overrightarrow{\tau}}{\rho_0 f}) = \frac{1}{\rho_0 f}\left(\frac{\delta\tau_y}{\delta x} - \frac{\delta\tau_x}{\delta y}\right)\overrightarrow{e_z} \quad (2.5)$$

où $\overrightarrow{\tau}$ est la tension du vent et $\overrightarrow{e_Z}$ le vecteur vertical unitaire.

Les pertes de chaleur liées au pompage d'Ekman s'expriment par (de Boisséson et al., 2010) :

$$Q_{Ek,z} = [T - T(-h)]\ W_{Ek} \quad (2.6)$$

où T est la température et $T(-h)$ exprime la température à la profondeur h. Le pompage d'Ekman agit sur la colonne d'eau (figure 1.6) donc la température utilisée pour calculer ce terme est la température potentielle des flotteurs Argo.

2.5 Les indices atmosphériques

Les indices NAO utilisés dans le cadre de ce travail sont les indices d'hiver (DJFM) en Composante Principale (PC-based), obtenus à partir des séries temporelles de l'EOF (Empirical Orthogonal Function) des anomalies de pression au niveau de la mer sur le secteur nord-atlantique (entre 20 et 80 °N et entre 90 et 40 °W). Ces indices sont distribués par le NCAR (National Center for Atmospheric Research) (https ://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based).

Les régimes météorologiques ont été calculés à partir de la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2013 pour les mois d'octobre à avril. La figure 2.12 présente les composites de chaque régime où la NAO -, la NAO +, la dorsale atlantique et le blocage ont respectivement une persistance moyenne de 6.7, 8.1, 6.6 et 8.4 jours.

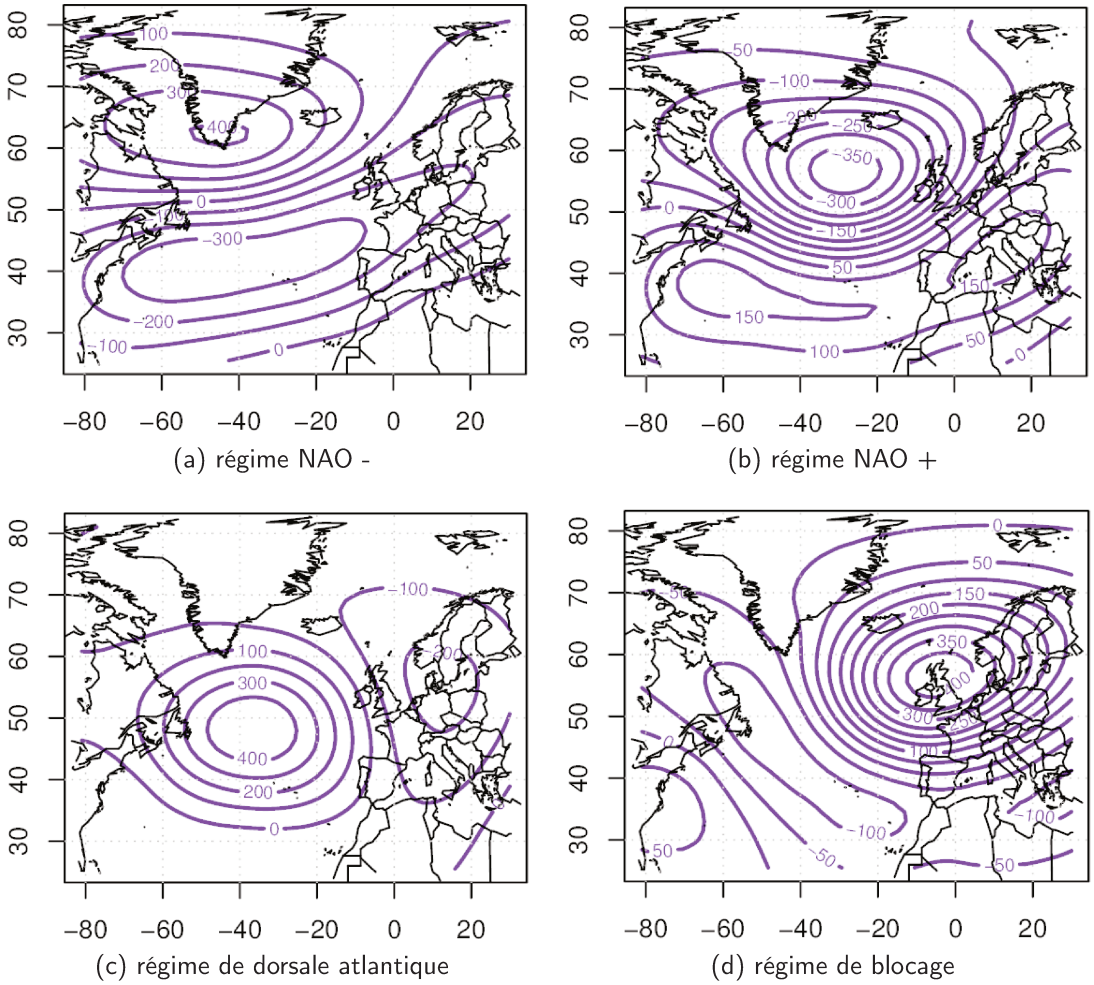


FIGURE 2.12: composites des régimes météorologiques définis par la pression de surface hivernale (DJFM) moyenne (hPa). [Bruno Joly, Météo-France]

Chapitre 3

Couches de mélange nord-atlantiques : détermination et variabilité sur la période 2002-2012

L'interface entre l'océan et l'atmosphère est le lieu d'importants échanges de chaleur, de quantité de mouvement et d'eau douce. Les propriétés des couches superficielles de l'océan sont modifiées par ces échanges et homogénéisées par les processus turbulents océaniques. La formation des masses d'eau intermédiaires et profondes, par convection profonde, est donc étudiée à travers les couches de mélange hivernales. Celles-ci montrent une grande variabilité entre les différents bassins de l'océan Atlantique Nord. Il est donc nécessaire de traiter les différents bassins de manière indépendante. Dans le cadre de ce chapitre, nous nous intéresserons en particulier aux bassins du gyre subpolaire (mer du Labrador, mer d'Irminger et mer d'Islande) ainsi qu'à la zone intermédiaire entre le gyre subpolaire et le gyre subtropical (que l'on appellera *zone inter-gyres*). Ce travail nous a permis de définir les méthodes de détermination de la Profondeur de la Couche de Mélange (MLD, Mixed Layer Depth) utilisées dans la suite de la thèse (chapitres 4 et 5) et d'identifier la zone d'étude qui sera approfondie (la mer d'Irminger).

L'intérêt général pour les processus actifs dans la couche de mélange a engendré de nombreuses définitions de la couche de mélange, ainsi qu'un nombre correspondant de méthodes pour trouver sa profondeur. Ce chapitre propose donc une étude des méthodes existantes pour définir la Profondeur de la Couche de Mélange (MLD, Mixed Layer Depth). Nous faisons le choix de travailler avec deux méthodes différentes pour conforter les résultats obtenus. Ce travail présente donc une adaptation des deux méthodes choisies aux quatre bassins d'étude, ainsi que leurs limites et avantages. Une première application, à l'ensemble des profils de la base de données Argo disponible au moment de ce travail (2002-2012), présente la variabilité interannuelle des couches de mélange hivernales.

3.1 Un océan aux bassins contrastés

La mer du Labrador, située entre le Canada et le Groenland, est connectée (au nord) à la mer de Baffin par le détroit de Davis. Elle connaît chaque année des conditions météorologiques hivernales très intenses (Marshall et al., 1998) et l'extension de la glace, venant des terres et de la mer de Baffin, se propage chaque hiver jusqu'à l'intérieur du bassin (Kwok, 2007). La mer d'Irminger, située sur le trajet des eaux froides provenant des mers nordiques (NADW et EGC, figure 1.5), montre également une couverture de glace le long de la côte est du Groenland (Kern et al., 2010). Les mers du Labrador et d'Irminger sont également sur la trajectoire des tempêtes qui se forment chaque hiver dans l'océan Atlantique Nord (Våge et al., 2009a). La mer d'Islande subit moins ces contraintes hivernales car elle se situe plus à l'est et accueille une branche du NAC (chaud et salé) provenant du Gulf Stream qui voyage ensuite autour du gyre subpolaire (figure 1.2).

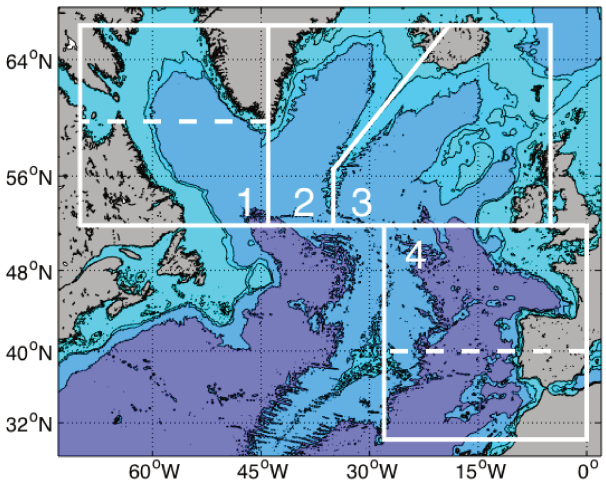


FIGURE 3.1: boîtes délimitant la mer du Labrador (**1**), la mer d'Irminger (**2**), la mer d'Islande (**3**) et la zone inter-gyres (**4**) ; la mer du Labrador et la zone inter-gyres ont été divisées en deux sous-bassins.

La mer d'Islande est connue pour être la zone de formation de certaines variétés d'eau modale subpolaire qui se propagent ensuite vers l'ouest en direction des mers d'Irminger et du Labrador (Thierry et al., 2008). Enfin, la zone inter-gyres se situe plus à l'est mais surtout plus au sud et ne connaît pas les conditions de glace. La zone inter-gyres est située entre le gyre subtropical et le gyre subpolaire à l'embouchure du détroit de Gibraltar qui accueille entre autres les eaux chaudes et salées de la mer Méditerranée.

Le cycle saisonnier des flux nets de chaleur moyennés sur les bassins du Labrador, d'Irminger, d'Islande et de la zone inter-gyres délimités par les boîtes tracées sur la figure 3.1 illustre le contraste entre ces différents bassins (figure 3.2). Les flux de chaleur à l'interface entre l'océan et l'atmosphère sont de différentes natures. Le flux net de chaleur (Q_{tot}) est la somme du flux de chaleur sensible (Q_S), du flux de chaleur latente (Q_L) et du flux radiatif, lui même composé du flux solaire (Q_{sol}) et du flux infrarouge (Q_{IR}) nets (équation 3.1). Le flux de chaleur sensible correspond au transfert de chaleur par conduction thermique entre l'océan et l'atmosphère (i.e. sans déplacement de matière, suite aux chocs entre les molécules qui résultent de l'agitation thermique). Il dépend de la vitesse du vent et de la différence entre les températures de l'océan et de l'atmosphère.

$$Q_{tot} = Q_S + Q_L + Q_{sol} + Q_{IR} \tag{3.1}$$

Equation des flux nets de chaleur : un flux négatif (positif) correspond à une perte (un gain) de chaleur pour l'océan.

Le flux de chaleur latente correspond à une quantité d'eau évaporée par unité de temps convertie en énergie. Les flux turbulents de chaleur sensible et surtout de chaleur latente jouent un rôle important dans le bilan des pertes de chaleur de l'océan pour la formation des couches de mélange. Le flux radiatif joue un rôle moindre dans le processus de mélange, il est surtout responsable de l'inversion du flux net de chaleur total (Q_{tot}) au cours de l'été, après un maximum observé vers juin-juillet. Enfin, le flux solaire net pénètre en profondeur dans la colonne d'eau.

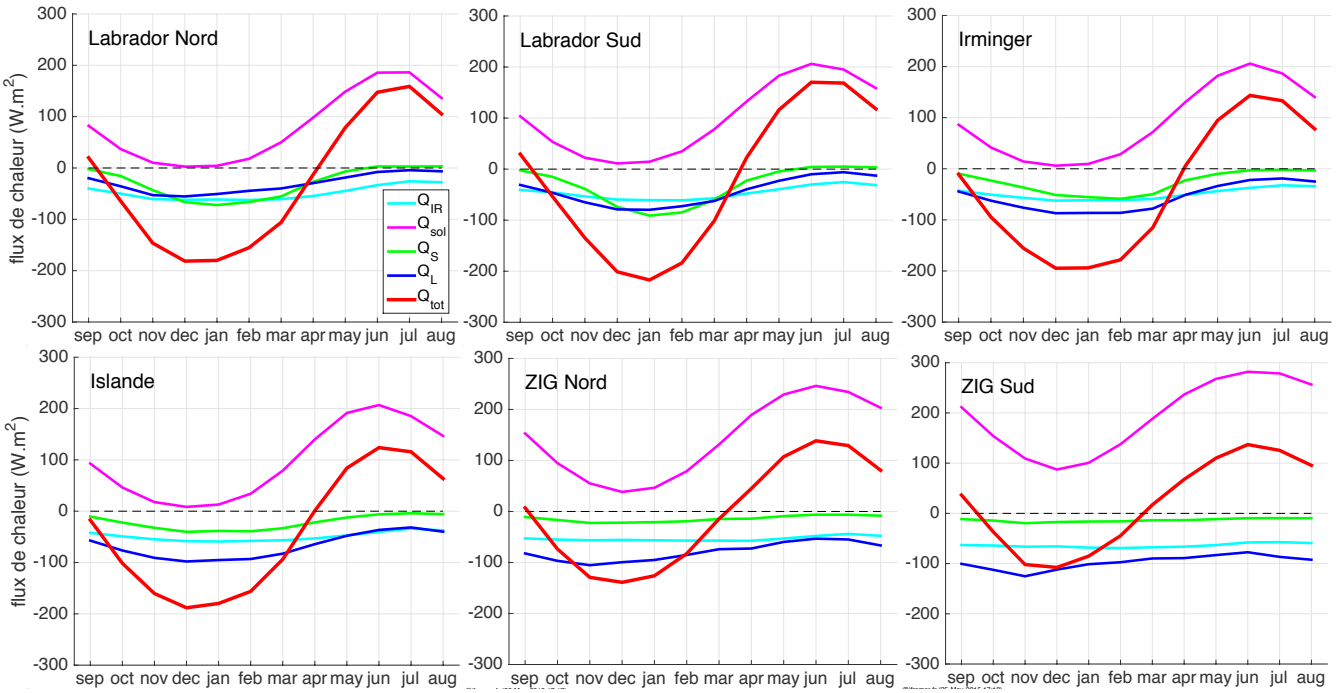


FIGURE 3.2: cycle saisonnier moyen sur la période 2002-2012 des différentes composantes ($W.m^{-2}$) du flux net de chaleur à l'interface entre l'océan et l'atmosphère (Q_{tot}, courbe rouge), soit : le flux solaire net (Q_{sol}, courbe magenta), le flux IR net (Q_{IR}, courbe cyan), le flux de chaleur sensible (Q_S, courbe verte) et le flux de chaleur latente (Q_L, courbe bleue), en moyenne sur les boîtes des mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et de la zone inter-gyres (ZIG).

Dans les régions des plus hautes latitudes (> 52 °N) de l'océan Atlantique Nord, c'est-à-dire dans les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande, le flux net de chaleur devient positif au début du mois d'avril

alors que le changement de signe se produit plutôt au début du mois de mars dans la zone inter-gyres Nord et à la moitié du mois de février dans la zone inter-gyres Sud : plus on se déplace vers les hautes latitudes, plus le changement de signe se produit tard dans l'année (figure 3.2). Les pertes de chaleur totales, maximales entre décembre et janvier dans les six bassins, sont d'environ $-225\ W.m^{-2}$ dans la mer du Labrador Sud, $-200\ W.m^{-2}$ dans la mer d'Irminger, $-175\ W.m^{-2}$ dans la mer du Labrador Nord et dans la mer d'Islande, $-150\ W.m^{-2}$ dans la zone inter-gyres Nord et $-100\ W.m^{-2}$ dans la zone inter-gyres Sud. De plus, plus les latitudes sont élevées, plus le flux solaire net (qui apporte de la chaleur à l'océan) est faible : il oscille entre presque 0 (minimum en décembre) et $200\ W.m^{-2}$ (maximum en juin), entre 40 et $240\ W.m^{-2}$ dans la zone inter-gyres Nord et entre 90 et $290\ W.m^{-2}$ dans la zone inter-gyres Sud. Et enfin, dans la zone inter-gyres (régions de basses latitudes), l'amplitude du flux net de chaleur total (Q_{tot}) est similaire à l'amplitude du flux solaire net (Q_{sol}), contrairement aux trois bassins plus au nord où la contribution des autres termes (Q_{IR}, Q_L et Q_S) est beaucoup moins négligeable. Les résultats présentés dans la suite de ce chapitre (et dans le reste de la thèse) exploitent uniquement le flux net de chaleur total à l'interface entre l'océan et l'atmosphère (Q_{tot}) qui sera appelée plus simplement *flux de chaleur air-mer.*

3.2 Inventaire des méthodes de détermination de la MLD

La MLD est définie comme la profondeur de la couche de surface dont les propriétés verticalement uniformes ont été homogénéisées par le mélange turbulent (Holte and Talley, 2009). En raison de la rareté des mesures de turbulence et de mélange océaniques, les méthodes utilisées pour définir la MLD utilisent le plus souvent des profils de température et de densité. La définition d'une MLD se réfère donc à une *méthode* associée à un *critère* (une profondeur de couche mélangée en température peut être différente de celle d'une couche mélangée en salinité).

La méthode la plus communément utilisée à ce jour est la **méthode de différence seuil** qui définit la MLD comme la profondeur à laquelle la propriété de la colonne d'eau (densité σ, température θ, salinité S, oxygène O_2...) change d'une valeur seuil ($\Delta\sigma$, $\Delta\theta$, ΔS, ΔO_2 ...) par rapport à sa valeur à un niveau de référence donné proche de la surface (Z_{ref}) (figure 3.3.a). de Boyer Montégut et al. (2004) ont établi une climatologie globale de la couche de mélange en utilisant un critère en température de $\Delta\theta = 0.2^o$ et un critère en densité de $\Delta\sigma = 0.03\ kg.m^{-3}$ par rapport au niveau de référence de $Z_{ref} = 10\ m$. La **méthode de gradient seuil**, souvent utilisée également, a un fonctionnement proche de celui de la méthode de différence seuil. Pour utiliser cette seconde méthode, on suppose qu'il existe un fort gradient ($\frac{\delta\sigma}{\delta z}$, $\frac{\delta T}{\delta z}$ ...) à la base de la couche de mélange et on cherche les valeurs critiques de gradient (figure 3.3.b). Les gradients de densité communément utilisés sont compris entre $0.0005\ et\ 0.05\ kg.m^{-4}$ et les gradients de température sont de l'ordre de $0.025\ ^oC.m^{-1}$ (Dong et al., 2008). Les méthodes qui utilisent des seuils de différence et de gradient sont limitées par leur dépendance à la valeur de référence en surface et le choix de la valeur du seuil. Il est difficile de choisir une simple valeur seuil qui soit

parfaitement adaptée à tous les types de profils verticaux et à tous les océans du monde.

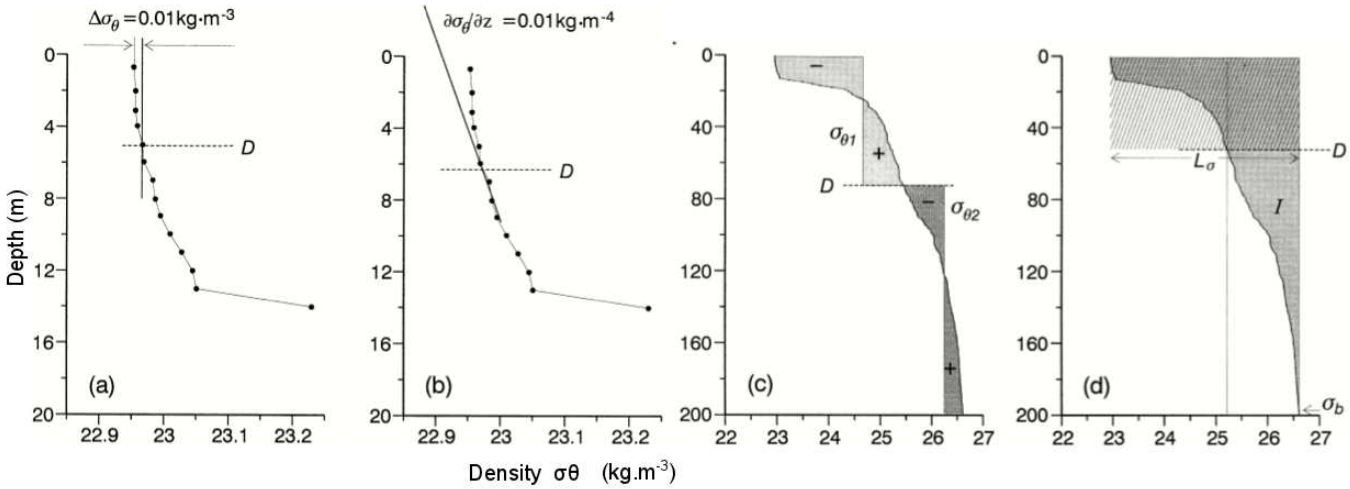


FIGURE 3.3: estimation de la MLD (D) sur un profil de densité d'été situé à l'ouest de l'île de Vancouver avec : la méthode de différence seuil avec le critère $\Delta\sigma_\theta = 0.01\,kg.m^{-3}$ (a), la méthode de gradient seuil avec le critère $\frac{\partial\sigma_\theta}{\partial z} = 0.01\,kg.m^{-4}$ (b), la méthode des moindres carrés à 2 segments avec $z_a = 10\,m$ et $z_b = 200\,m$, $\sigma_{\theta1}$ et $\sigma_{\theta2}$ constants et $\sigma(D) = (\sigma_{\theta1} + \sigma_{\theta2})/2$ (c) et l'échelle de profondeur intégrale, D, avec $z_a = 10\,m$ et $z_b = 200\,m$ (d). [Figure de Thomson and Fine (2003)]
Sur la figure (c), les paires de régions colorées ont des aires positives (+) et négatives (-) égales. Sur la figure (d), la zone d'ombre rectangulaire noire a des côtés de longueur D et $L_\sigma = \sigma_\theta(z_b) - \sigma_\theta(z_a)$, avec l'aire du rectangle égale à l'intégrale $I(z) = \int_{z_b}^{z} [\sigma_\theta(z) - \sigma_{\theta b}]\,dz$ désignée par la région ombrée à la droite du profil de densité.

Des algorithmes plus complexes, comme par exemple l'ajustement de courbes par des segments (méthodes d'approximation linéaire des moindres carrés), ont également été formulés. Par exemple, Freeland et al. (1997) ont utilisé une approche à deux segments pour obtenir une série temporelle de MLD hivernales dans le Pacifique Nord (à la station P, $50\,^oN$, $145\,^oW$). L'approche à deux segments cherche une approximation des moindres carrés d'un profil de densité en marche d'escaliers, $f(z)$, telle que :

$$f(z) = \begin{cases} \sigma_{\theta1}\, avec\, z_a < z < D \\ \sigma_{\theta2}\, avec\, D < z < z_b \end{cases}$$

où z_a est une profondeur près de la surface, D est une estimation de la MLD, $z_b = 200 - 500m$ est une profondeur arbitraire sous la couche de mélange saisonnière et $\sigma_{\theta1}$, $\sigma_{\theta2}$ sont des densités potentielles constantes pour la couche de mélange et la couche intermédiaire respectivement (figure 3.3.c). Un ajustement linéaire à trois segments a également été utilisé par Papadakis (1981) avec une méthode d'approximation Newtonienne (trouver une solution de variance minimale) pour le problème général de la MLD. Le cas des deux segments peut être résolu analytiquement alors que le cas des trois segments nécessite des techniques spéciales et les solutions peuvent être instables. La **méthode intégrale** (figure

3.3.d), quant à elle, fournit une estimation simple de la MLD : c'est l'échelle de profondeur intégrale, D, telle que :

$$D = \frac{\int_0^{z_b} z N_b^2(z) dz}{\int_0^{z_b} N_b^2(z) dz} = \frac{\int_{z_a}^{z_b} (\sigma_{\theta b} - \sigma_\theta) dz}{\sigma_{\theta b} - \sigma_\theta}$$

où z_a est une profondeur définie près de la surface, z_b une profondeur de référence choisie arbitrairement, et $\sigma_{\theta b} = \sigma_\theta(z_b)$, $\sigma_{\theta a} = \sigma_\theta(z_a)$. Ici, $N_b(z) = (-\frac{g}{\rho_0}\frac{d\rho_\theta}{dz})^{1/2}$ est la fréquence de Brunt-Väisälä, g l'accélération de la gravité et ρ_0 une densité de référence. Contrairement aux méthodes à seuil, qui ont seulement besoin de la partie la plus en surface du profil de densité, les approches de régression des moindres carrés et de profondeur intégrale ont besoin de spécifier une densité de référence en profondeur, qui est généralement plus profonde que la MLD.

D'autres méthodes complexes ont été développées. Lorbacher et al. (2006) ont proposé une **méthode des courbures**, fondée sur la courbure maximale la moins profonde des profils de température ou de densité d'une couche près de la surface. Lorbacher et al. (2006) considèrent ainsi que l'information est contenue dans la dérivée seconde ou "courbure" du profil. L'avantage de cette méthode est que son approche, contrairement à celle des méthodes à seuil, permet d'obtenir une MLD qui n'est pas une fonction linéaire d'une autre quantité (comme la SST par exemple) et qui est moins dépendante de la région ou des saisons. Elle est donc le meilleur compromis, selon Lorbacher et al. (2006), pour travailler avec tous les profils de l'océan global. Thomson and Fine (2003) introduisent la **méthode split-and-merge**, qui adapte un nombre variable de segments linéaires à un profil vertical (approximation des moindres carrés). Thomson and Fine (2003) ont comparé leurs résultats à plusieurs autres méthodes et montrent que les MLD calculées par la méthode split-and-merge concordent avec celles calculées par la méthode de différence seuil, mais peuvent différer de façon significative des MLD calculées par les méthodes de régression des moindres carrés et intégrales. Lavender et al. (2002) utilisent quant à eux l'intersection entre un ajustement par une droite de la couche supérieure et un ajustement exponentiel de la couche inférieure pour estimer la MLD des profils de température en mer du Labrador. Cette méthode fonctionne apparemment bien dans l'océan Atlantique Nord, mais n'a fourni aucune MLD réaliste dans l'océan Austral. Chu et al. (1999) ont créé un **modèle géométrique** pour déterminer la MLD des profils arctiques. Enfin, Holte and Talley (2009) ont développé un algorithme plus complexe pour déterminer la MLD de profils individuels, à partir de tous les profils des océans mondiaux. L'algorithme modélise la forme générale de chaque profil, cherche les caractéristiques physiques de chaque profil et utilise les méthodes de différence seuil et de gradient seuil pour déterminer un ensemble de valeurs possibles de MLD. Une analyse des différents motifs permet d'estimer la valeur finale de la MLD. L'application de cette méthode montre des résultats plus satisfants que ceux obtenus avec les méthodes de différence seuil et de gradient seuil (Holte and Talley, 2009), mais la complexité de sa mise en place et les temps de calcul nécessaires rendent difficile son application sur un vaste jeu de données tel que celui que nous analysons.

Nous faisons le choix d'utiliser la méthode de différence seuil, appelée par la suite plus simplement

méthode seuil (de Boyer Montégut et al., 2004). Simple d'utilisation et stable, la méthode seuil est la méthode la plus couramment utilisée. La **méthode split-and-merge** (Thomson and Fine, 2003) est utilisée en parallèle pour fournir une seconde série de résultats. Celle-ci a été choisie parce qu'elle possède l'atout de pouvoir être adaptée pour fournir d'autres caractéristiques structurelles de la colonne d'eau, comme la réminiscence de couches de mélange en profondeur, l'identification de couches d'eau modale en profondeur ou encore la pente de la thermocline saisonnière ou principale. Les deux méthodes vont maintenant être présentées de façon plus détaillée puis adaptées aux trois bassins du gyre subpolaire et à la zone inter-gyres.

3.3 La méthode seuil

3.3.1 Etude bibliographique

La **méthode seuil** définit deux valeurs de référence : un niveau de référence près de la surface (Z_{ref}) et un seuil de différence d'une propriété choisie (densité potentielle $\Delta\sigma$, température potentielle $\Delta\theta$, salinité ΔS, oxygène $\Delta 0_2$...). La MLD est la profondeur à laquelle la propriété change de la valeur seuil par rapport à celle à la profondeur Z_{ref}.

de Boyer Montégut et al. (2004) ont utilisé cette méthode pour construire une climatologie globale de la couche de mélange saisonnière à la résolution de 2 °, à partir des profils hydrographiques du NODC (National Oceanographic Data Center) et du jeu de données WOCE (World Ocean Circulation Experiment) regroupant toutes les données disponibles entre 1941 et 2002. La moyenne et l'interpolation des profils verticaux engendrent un lissage des profils qui peut créer un mélange artificiel des masses d'eau. de Boyer Montégut et al. (2004) ont donc déterminé la MLD à partir des profils individuels. Ils définissent, par inspection visuelle d'un échantillon de profils, que les meilleurs critères sont un seuil de densité de $0.03\ kg.m^{-3}$ et un seuil de température de $0.2\ ^oC$ par rapport à un niveau de référence choisi à 10 m afin d'éviter les effets du réchauffement diurne de la couche de surface. Ils utilisent également les données d'oxygène comme proxy pour évaluer la profondeur maximale atteinte par la couche de mélange océanique chaque année. de Boyer Montégut et al. (2004) montrent ainsi que les critères utilisés pour établir les climatologies déjà existantes ne sont pas suffisamment précis : les seuils de température de 0.5 et $0.8\ ^oC$ utilisés respectivement par Monterey and Levitus (1997) et Kara et al. (2000) sur-estiment largement la MLD et celui de $0.1\ ^oC$ utilisé par Sprintall and Roemmich (1999) la sous-estime. Les données de salinité était trop peu nombreuses pour construire une climatologie à partir d'un seuil en salinité, mais a néanmoins permis de définir les régions où la stratification haline contrôle la stratification en densité : il y a une prévalence des couches compensées verticalement dans les gyres subtropicaux et dans la zone de convergence subtropicale de l'hémisphère d'hiver. En outre, un ensemble d'intercomparaisons avec les autres climatologies existantes ont montré que dans l'océan Atlantique Nord, comme dans la mer du Labrador et dans les mers GIN (Groenland,

Islande et Norvège), la restratification printanière débute un mois plus tôt (janvier-février) que ce que montrent les précédentes climatologies (février-mars). Cela est dû au fait que dans les hautes latitudes, où les conditions de stratification sont faibles, un critère en température trop large détecte les mouvements de la thermocline au lieu des variations de la MLD.

$$\rho = \rho\,(p, S, T) \tag{3.2}$$

Equation d'état de l'eau de mer : la masse volumique de l'eau de mer (ρ) dépend de la pression (p), de la salinité (S) et de la température (T).

Le choix des critères de la méthode seuil (Z_{ref} et $\triangle$) est délicat car il dépend de l'utilisation que l'on souhaite faire de la méthode (étude régionale, globale...) et des caractéristiques de la zone d'étude. Oka et al. (2007) ont choisi d'utiliser les valeurs de référence définies par de Boyer Montégut et al. (2004) pour l'étude saisonnière des MLD dans l'océan Pacifique Nord, tout comme Dong et al. (2008) pour l'étude des couches de mélange sur l'ensemble de l'océan austral. Sprintall and Roemmich (1999) ont examiné visuellement des milliers de profils pour le choix de leur critère. Brainerd and Gregg (1995) ont étudié la couche de mélange océanique de façon détaillée en estimant l'échelle de longueur de la turbulence et le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente. Kara et al. (2000) ont réalisé des comparaisons statistiques des observations de stations météorologiques océaniques pour définir un critère optimal de $\Delta T = 0.8\ ^oC$. Levitus (1982) choisit une valeur de $0.125\ kg.m^{-3}$ en densité, car elle correspond aux caractéristiques de la Subtropical Mode Water (SMW) de l'océan Atlantique Nord. Enfin, Castro-Morales and Kaiser (2012) ont montré l'intérêt d'utiliser un critère de seuil en oxygène dans les régions de fortes haloclines, comme dans la mer Bellingshausen (océan austral) où les échelles de temps des échanges air-mer de gaz diffèrent des échanges de chaleur. Dans les régions de hautes latitudes où la variabilité saisonnière de la salinité est forte, il est nécessaire d'utiliser un critère en température en plus d'un critère en densité (de Boyer Montégut et al., 2004). En effet, la densité de l'eau de mer dépend de la température et de la salinité (équation 3.2) donc si une variation de salinité sur la verticale est compensée par une variation de température, cette variation ne sera pas visible sur le profil de densité. De la même façon, un critère en température seulement ne suffit pas en présence de couches barrière de sel. La figure 3.4 montre la diversité des critères qui peuvent être choisis et les méthodes employées pour les choisir. Enfin, la valeur du critère dépend du phénomène physique étudié. Par exemple, les critères de de Boyer Montégut et al. (2004) ($\Delta T = 0.2\ ^oC$ et $\triangle\sigma_\theta$=0.03 $kg.m^{-3}$) ont été utilisés pour établir une climatologie globale de la couche de mélange saisonnière. Dans cette étude, nous souhaitons étudier la variabilité interannuelle et inter-bassins des couches de mélange hivernales dans les différents bassins du gyre subpolaire et dans la zone inter-gyres où les échelles (spatiales et temporelles) concernées sont différentes. Une adaptation du critère est donc nécessaire.

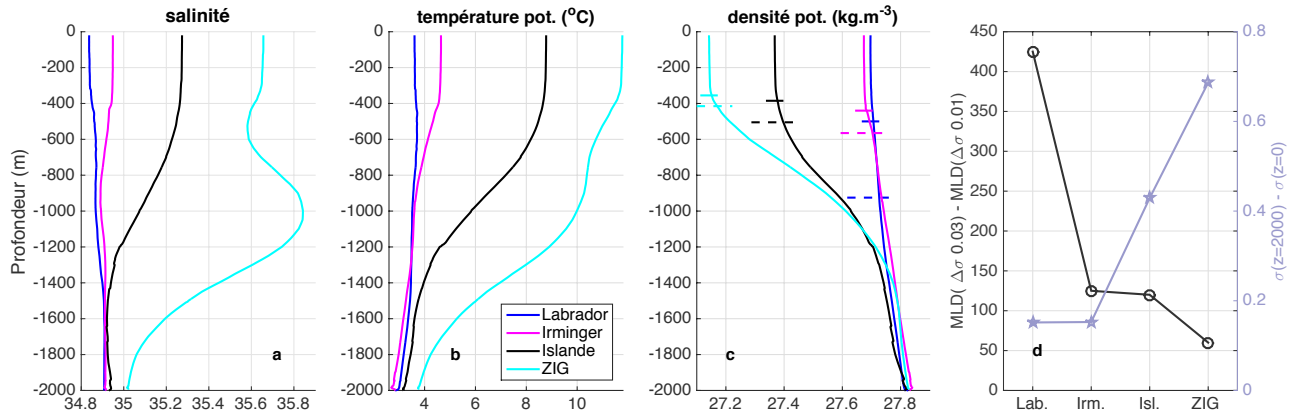
Author and Area Studied	Profiles	MLD Threshold Criterion	Z_{ref}	Criterion Choice
Sprintall and Roemmich [1999], Pacific Ocean	ind	$\Delta T = 0.1°C$ $\Delta\sigma_\theta = \frac{\partial\sigma_\theta}{\partial T}\Delta T$ with $\Delta T = 0.1°C$	10 m	direct observation of more than 1000 profiles
Kara et al. [2000b], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.8°C$ $\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(T + \Delta T, S) - \sigma_\theta(T, S)$ with $\Delta T = 0.8°C$	10 m	statistical comparison with Ocean Weather Station data
Monterey and Levitus [1997], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.5°C$ $\Delta\sigma_\theta = 0.125$ kg m^{-3}	0 m	$\Delta\sigma_\theta$ corresponds to water mass characteristics of subtropical mode water in North Atlantic ΔT corresponds to $\Delta\sigma_\theta$ within 17 to 19°C and $S = 35$ *PSU*
Brainerd and Gregg [1995], Pacific Ocean	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.05$ to 0.5 kg m^{-3}	0 m	direct observation of overturning length
Suga et al. [2004], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.125$ kg m^{-3}	10 m	arbitrary
Thomson and Fine [2003], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.01$ to 0.03 kg m^{-3}	2.5 m	arbitrary
Weller and Plueddeman [1996], North Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.03$ kg m^{-3}	10 m	arbitrary
Schneider and Müller [1990], Tropical Pacific	ind	$\Delta\sigma_\theta = 0.01$ or 0.03 kg m^{-3}	2.5 m	corresponds to subjective estimate of MLD
Obata et al. [1996], Global Ocean	ave	$\Delta T = 0.5°C$	0 m	arbitrary
Thompson [1976], North Pacific	ind	$\Delta T = 0.2°C$	3 m	arbitrary
Spall et al. [2000], North Atlantic	ind	$\Delta T = 0.5°C$	0 m	arbitrary
Foltz et al. [2003], Tropical Atlantic	ind	$\Delta T = 0.5°C$	0 m	arbitrary
Rao et al. [1989], Indian Ocean	ind	$\Delta T = 1°C$	10 m	arbitrary

FIGURE 3.4: exemples de critères utilisés pour définir la MLD avec la méthode seuil. "ind" signifie profil individuel et "ave" signifie profil moyen mensuel ; la dernière colonne indique la façon dont chaque critère a été choisi. [Figure de de Boyer Montégut et al. (2004)]

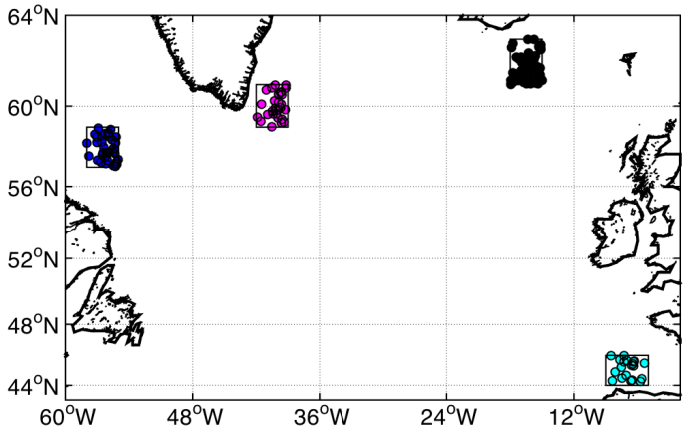
3.3.2 Choix d'un critère pour les mers du Labrador, d'Irminger, d'Islande et pour la zone inter-gyres

Nous faisons le choix de travailler sur les profils de densité pour plusieurs raisons. Premièrement, la densité est la variable au cœur de la dynamique du système, elle reflette la stabilité de la colonne d'eau. Deuxièmement, une inspection visuelle des profils verticaux montre une plus grande stabilité de la densité sur la verticale que celle la température ou de la salinité. Enfin, dans le but de travailler sur le même paramètre physique avec les deux méthodes et parce que la seconde méthode (split-and-merge) est plus sensible aux variations de petite échelle des profils verticaux, le choix s'est donc porté sur les profils de densité. L'inspection visuelle de la plupart des profils verticaux des quatre bassins étudiés (figure 3.1) montre que les cas de compensation entre la température et la salinité sont rares, ce qui valide le choix d'un critère en densité.

Le seuil de $\triangle\sigma_\theta$=0.03 $kg.m^{-3}$ utilisé par de Boyer Montégut et al. (2004) a rapidement montré ses limites en sur-estimant (jusqu'à plusieurs centaines de mètres) la MLD dans les quatre bassins. Différents seuils de densité entre 0.005 et 0.030 $kg.m^{-3}$ ont donc été testés et comparés. L'inspection visuelle des profils verticaux montre que le plus adapté aux bassins du gyre subpolaire et à la zone inter-gyres (figure 3.1) est 0.01 $kg.m^{-3}$.



(a) profil de salinité (a), température potentielle (b) et densité potentielle (c) moyenné par boîte ; les traits horizontaux pleins et pointillés (c) indiquent la MLD du profil moyen calculée par la méthode seuil avec les critères $\Delta\sigma = 0.01 kg.m^{-3}$ et $\Delta\sigma = 0.03 kg.m^{-3}$ respectivement ; la figure (d) montre les différences de MLD calculées avec les critères $\Delta\sigma = 0.01 kg.m^{-3}$ et $\Delta\sigma = 0.03 kg.m^{-3}$ (noir) ainsi que les écarts de densité entre 2000 m environ et la surface (gris), pour les quatre bassins.



(b) localisation des boîtes et des profils Argo qu'elles contiennent

FIGURE 3.5: profils Argo de décembre à mars entre 2002 et 2012 dont la MLD (critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ avec la méthode seuil) est supérieure à 300 m dans des boîtes choisies arbitrairement dans la mer du Labrador (bleu foncé), la mer d'Irminger (magenta), la mer d'Islande (noir) et la zone inter-gyres (ZIG) (cyan).

Pour visualiser les propriétés hivernales moyennes des différents bassins (mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et zone inter-gyres), les profils hivernaux de salinité, de température potentielle et de densité potentielle de décembre à mars entre 2002 et 2012 et pour lesquels la MLD (calculée à partir de la méthode seuil avec le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$) est supérieure à 300 m, ont été moyennés dans une boîte choisie de façon arbitraire dans chaque bassin (figure 3.5). L'intervalle de densité entre la surface et 2000 m de profondeur est cinq à six fois plus grand dans la zone inter-gyres que dans les mers du Labrador et d'Irminger (figure 3.5a.d.). Autrement dit, le gradient vertical de densité à la base de la couche de mélange est plus important dans la zone inter-gyres que dans les autres bassins.

La figure 3.5a.c. illustre et justifie le choix du critère de $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ pour les quatre bassins

d'étude par rapport au critère de $\triangle\sigma_\theta = 0.03\ kg.m^{-3}$ utilisé par de Boyer Montégut et al. (2004) pour réaliser la climatologie globale. En effet, même si la différence des MLD calculées avec les deux critères est petite dans la zone inter-gyres (< 70 m) où les deux critères se justifieraient, la différence des MLD est plus grande dans les mers d'Irminger et d'Islande (120-130 m) et vraiment significative en mer du Labrador (> 400 m) (figure 3.5a.d.). Autrement dit, plus les gradients verticaux de densité sont petits, plus le calcul de la MLD sera sensible au choix du critère, comme c'est le cas en mer du Labrador. Notre volonté étant de travailler avec un critère unique (pour les quatre bassins), nous conservons le critère en densité de $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ pour l'ensemble des bassins. Ce critère a en outre été appliqué aux profils Argo bruts, c'est-à-dire ni lissés ni interpolés, pour ne pas créer de mélange artificiel et ainsi perdre l'information sur les petites fluctuations.

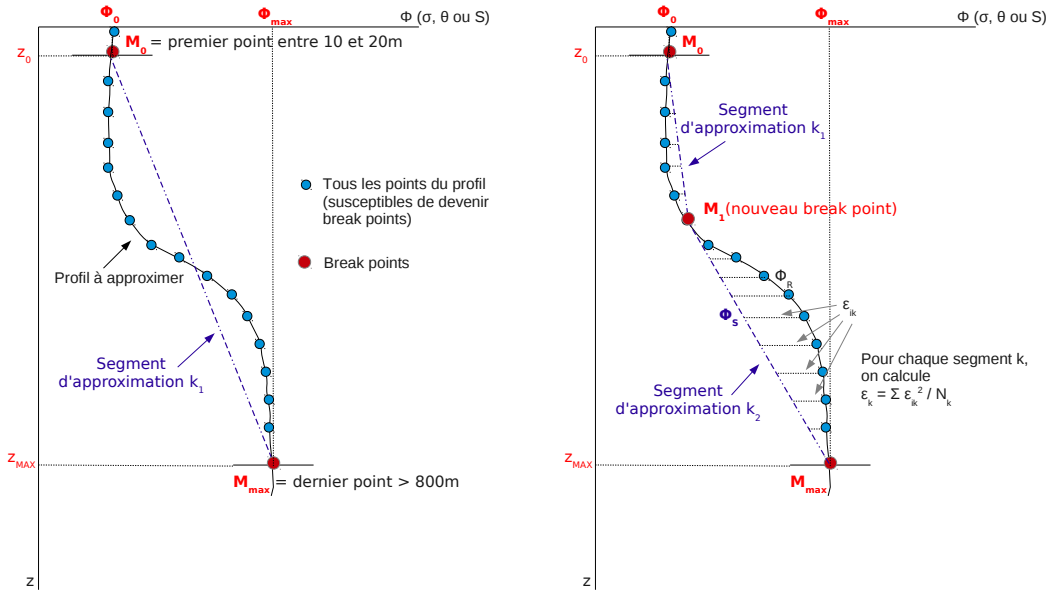
3.4 La méthode split-and-merge

La seconde méthode de détermination de la MLD utilisée est la méthode **split-and-merge**, fortement inspirée de celle de Thomson and Fine (2003). La méthode split-and-merge approxime le profil vertical par une succession de segments (polynômes d'ordre 1) en minimisant le nombre de segments et en minimisant l'erreur entre le profil vertical et son approximation. Le critère de cette méthode est donc une norme d'erreur (ε) entre le profil et les segments d'approximation qui ne doit pas être dépassée. Les différentes étapes de l'algorithme utilisé pour implémenter cette méthode sont détaillées dans les paragraphes qui suivent.

3.4.1 Fonctionnement de la méthode

La méthode split-and-merge comporte trois étapes consécutives : l'étape d'**initialisation**, l'étape **SPLIT** et l'étape **MERGE**.

L'étape d'**initialisation** consiste à approximer le profil vertical par un unique segment. Les points utilisés comme extrémités du segment d'approximation sont des points appartenant au profil vertical ; ces points sont appelés *break-points.* Les *break-points* utilisés pour calculer l'équation du segment sont définis comme le premier point proche de la surface (entre 10 et 20 m) et le dernier point situé à une profondeur supérieure à 800 m (figure 3.6a). La gamme de profondeurs de 10-20 m en surface est choisie de façon à s'affranchir des petites variations journalières en surface et des petites erreurs sur les premiers points des profils. La limite en profondeur de 800 m est choisie de façon à prendre en compte un maximum de profils verticaux de la base de données existantes (sur les 45408 profils des quatre bassins à l'étude, environ 16 % ont une profondeur maximale inférieure à 1200 m). Si l'un ou l'autre de ces *break-points* ne peut être défini, l'algorithme s'arrête et la MLD ne peut être calculée.



(a) étape d'initialisation

(b) étape SPLIT

FIGURE 3.6: schéma descriptif des deux premières étapes de la méthode split-and-merge.

L'étape **SPLIT** commence une fois l'étape d'initialisation achevée. Le but de l'étape SPLIT est de fractionner le profil étudié en un certain nombre de segments dont la norme d'erreur (entre chaque segment et la portion du profil vertical qu'il approxime) doit rester inférieure au ε déterminé. Pour chaque portion de profil compris entre deux *break-points* M_j et M_{j+1}, la norme d'erreur entre le profil et son segment d'approximation est calculée par l'équation suivante :

$$\epsilon_k = \frac{\sum \epsilon_{ik}^2}{N_k} \tag{3.3}$$

où $\epsilon_{ik} = |\Phi_S(z_i) - \Phi_R(z_i)|$ et $j < i < j+1$, N_k étant le nombre de points entre les deux break-points, Φ_S la valeur du profil approximé par la méthode des moindres carrés (i.e. points du segment) et Φ_R la valeur réelle (fournie par les données) du profil.
Pour chaque segment k, si ε_k est supérieur à ε, alors le point du segment pour lequel l'erreur ε_{ik} est maximale définit un nouveau *break-point* et on augmente le nombre de segments n de 1 (figure 3.6b). On recommence tant que n est modifié. Si n est inchangé, l'étape SPLIT est terminée.

Le but de l'étape **MERGE** est de minimiser le nombre de segments approximant le profil vertical réel. Les segments d'approximation obtenus à la fin de l'étape SPLIT sont tous regardés deux à deux, par

couple de segments consécutifs. La norme d'erreur ε_k est calculée pour chaque couple si les deux segments qui le composent étaient fusionnés. On cherche alors tous les $\varepsilon_{k,inf}$ tels que ε_k est inférieur à ε, puis on fusionne les deux segments correspondant au plus petit $\varepsilon_{k,inf}$. Le nombre n de segments est alors diminué de 1. On recommence tant que n est modifié. Si n est inchangé, l'étape MERGE est terminée.

La MLD est définie comme la profondeur de la base du premier segment d'approximation à la fin de l'étape MERGE.

3.4.2 Choix d'un critère pour les mers du Labrador, d'Irminger, d'Islande et pour la zone inter-gyres

Une étude préliminaire fondée sur une comparaison visuelle des MLD calculées par les méthodes seuil et split-and-merge, en testant différentes valeurs de ε pour la méthode split-and-merge, a permis de montrer que la norme d'erreur ε qui fournit les résultats les plus satisfaisants est dans un intervalle compris entre $0.0020\ et\ 0.0030\ (kg.m^{-3})^2$. Malheureusement, la méthode split-and-merge montre une forte sensibilité au choix de ε en fonction de la localisation des profils, donc l'utilisation d'un critère unique pour les quatre bassins n'est pas satisfaisante. Un test statistique par analyse de la variance a donc été réalisé pour déterminer le critère le plus adapté à chaque bassin.

Une première application de la méthode seuil avec un critère en densité de $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ (section 3.3) sur les profils Argo montre une forte hétérogénéité spatiale des MLD sur l'ensemble des bassins d'étude mais aussi à l'intérieur même de certains bassins. Les couches de mélange de fin d'hiver (février-mars) en mer du Labrador sont beaucoup plus profondes dans la partie sud du bassin que dans la partie nord. De la même façon mais de manière moins marquée, les couches de mélange de fin d'hiver de la zone inter-gyres sont plus profondes dans la partie nord que dans la partie sud. A l'inverse, les mers d'Irminger et d'Islande montrent une plus grande homogénéité spatiale des MLD. Notre choix s'est donc porté sur l'étude séparée des parties nord et sud de la mer du Labrador et de la zone inter-gyres. Six bassins seront donc étudiés de manière indépendante : la mer du Labrador Nord, la mer du Labrador Sud, la mer d'Irminger, la mer d'Islande, la zone inter-gyres Nord et la zone inter-gyres Sud. L'étude statistique a donc été menée pour trouver le critère de la méthode split-and-merge le plus adapté aux profils verticaux de chacun de ces six bassins.

Etude comparative des critères pour la méthode split-and-merge : le test ANOVA

Le test statistique appliqué ici est le test ANOVA (ANalysis Of VAriance), qui consiste en une analyse de la variance permettant de vérifier si deux échantillons sont issus d'une même population. On souhaite ainsi comparer, pour chaque bassin (Labrador Nord, Labardor Sud, Irminger, Islande, zone inter-gyres

Nord et zone inter-gyres Sud), les différences entre les critères $\epsilon = 0.0020,\ 0.0025\ et\ 0.0030\ (kg.m^{-3})^2$ et le critère en densité de la méthode seuil établi précédemment ($\Delta\sigma = 0.010\ kg.m^{-3}$, partie 3.3.2). L'analyse teste sur des échantillons de populations l'*hypothèse nulle* suivante : *'Tous les échantillons sont issus de populations ayant la même moyenne'*. Les échantillons de chaque bassin sont constitués des profils de fin d'hiver (février et mars uniquement) et le test repose sur trois hypothèses : toutes les populations d'échantillons sont distribuées normalement (Hyp. 1) ; tous les échantillons de populations ont la même variance (Hyp. 2) ; toutes les observations sont mutuellement indépendantes (Hyp. 3).

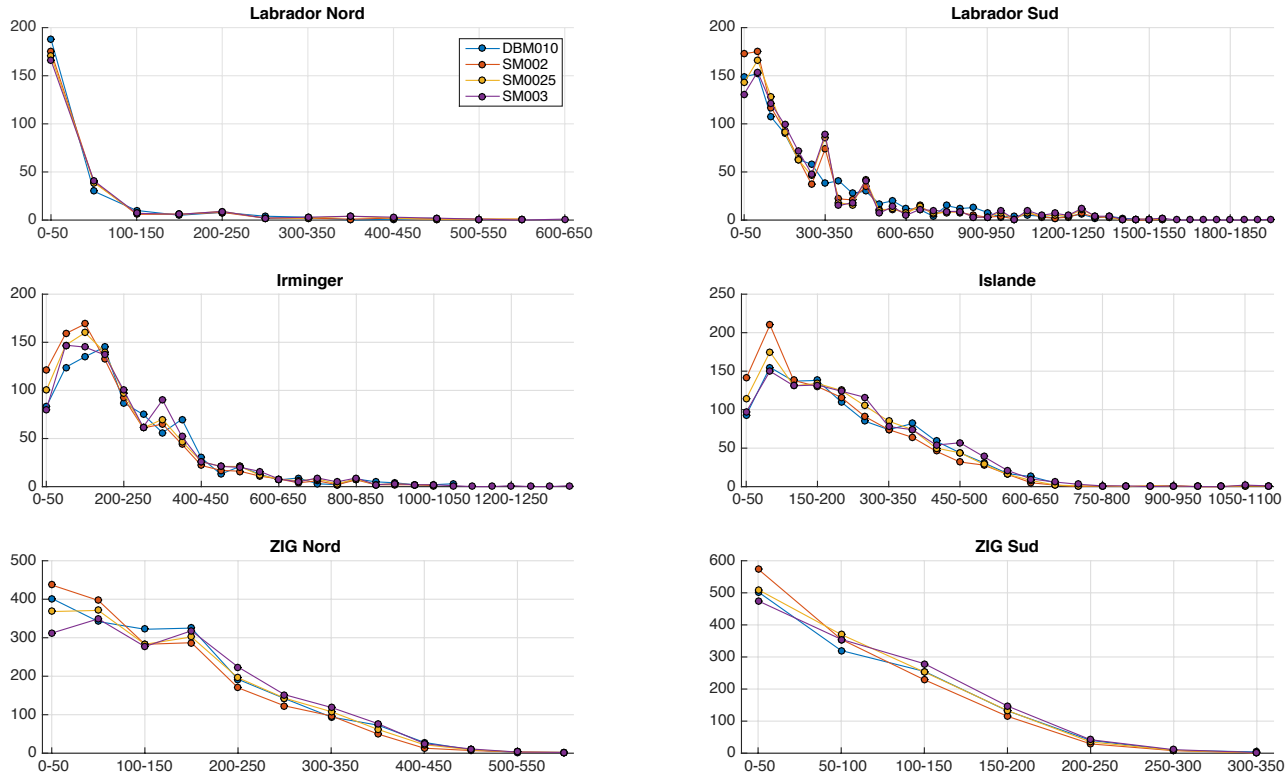
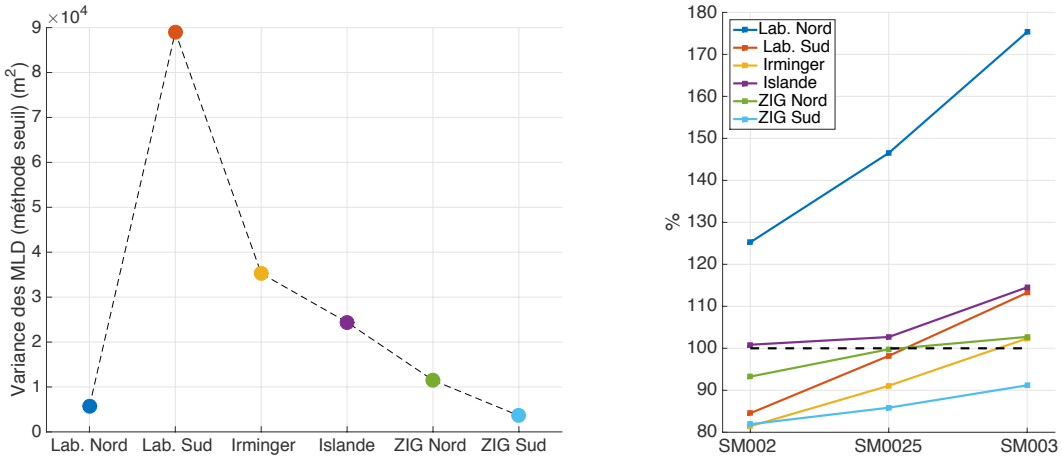


FIGURE 3.7: PDF (Probability Density Function) des MLD calculées par la méthode seuil avec un critère de $\triangle\sigma = 0.10\,kg.m^{-3}$ (DBM010) et par la méthode split-and-merge avec les critères ε $= 0.0020$ (SM002), 0.0025 (SM0025) et 0.0030 (SM003) $(kg.m^{-3})^2$ dans les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et dans la zone inter-gyres (ZIG).

La PDF (Probability Density Function) a été tracée pour chaque population, soit chaque série de MLD calculées avec chaque critère dans chaque bassin (figure 3.7). Quelque soit le bassin, la distribution des MLD est assymétrique. L'**Hyp1** n'est donc pas vraiment vérifiée. Les plus grosses différences de variance sont observées en mer du Labrador et les plus petites différences sont observées dans la zone inter-gyres Nord (figure 3.8). Quelque soit le bassin, les différences de variance ne sont pas très grandes : on peut dire que l'**Hyp2** est vérifiée. Les profils Argo d'un même flotteur sont enregistrés tous les 10 jours environ (partie 2.1.1), ce qui est supérieur au temps de décorrélation Lagrangien entre deux profils. De

plus, étant donné la résolution spatiale du réseau Argo (3°x3°), deux flotteurs différents sont également décorrélés (distance supérieure à la distance moyenne de l'échelle typique). Les profils verticaux sont donc tous indépendants les uns des autres. L'**Hyp3** est vérifiée.



(a) méthode seuil

(b) méthode split-and-merge par rapport à la méthode seuil

FIGURE 3.8: comparaison des variances (m^2) des MLD calculées avec les critères ε $= 0.0020$ (SM002), 0.0025 (SM0025) et 0.0030 (SM003) $(kg.m^{-3})^2$ de la méthode split-and-merge et le critère $\Delta\sigma = 0.010\ kg.m^{-3}$ de la méthode seuil.

	DBM010$^{(1)}$ vs SM003$^{(2)}$	DBM010 vs SM0025$^{(3)}$	DBM010 vs SM002$^{(4)}$
Labrador Nord	0.1503	0.4553	0.8706
Labrador Sud	0.9682	0.15	0.0011
Irminger	0.9275	0.0681	0.0002
Islande	0.5952	0.0327	1.27e-6
zone inter-gyres Nord	0.0375	0.49	2.4e-5
zone inter-gyres Sud	0.1489	0.68	0.0042

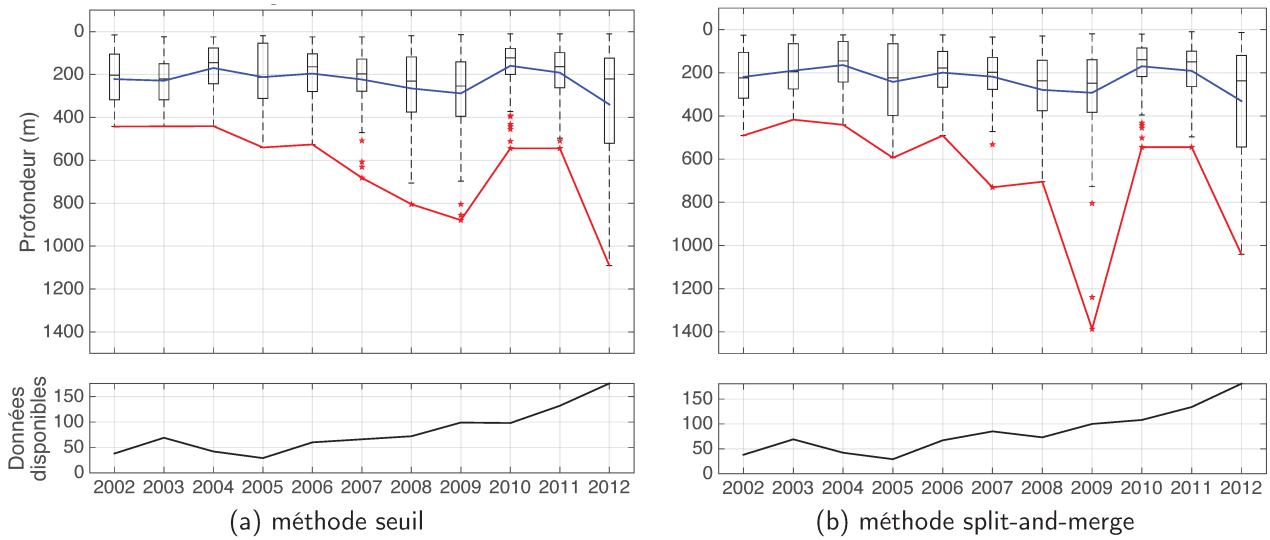
TABLE 3.1: résultats du test ANOVA, comparant les séries de MLD calcuées à partir des deux méthodes. $^{(1)}$: méthode seuil avec le critère en densité $\Delta\sigma = 0.010\ kg.m^{-3}$; $^{(2)}$, $^{(3)}$ et $^{(4)}$: méthode split-and-merge avec la norme d'erreur ε $= 0.0030,\ 0.0025\ et\ 0.0020\ (kg.m^{-3})^2$ respectivement.

Le test fournit en réponse la probabilité p (comprise entre 0 et 1) que l'*hypothèse nulle* (i.e. *'tous les échantillons sont issus de populations ayant la même moyenne'*) soit vraie. Plus p est proche de 0, plus l'*hypothèse nulle* est douteuse ; dans ce cas les moyennes des échantillons testés sont considérées comme étant significativement différentes. Le tableau 3.1 présente les valeurs de p obtenues pour

chaque test, la meilleure probabilité obtenue pour chaque bassin apparaissant en rouge. Les critères optimaux de la méthode split-and-merge sont donc $\varepsilon = 0.0020\ (kg.m^{-3})^2$ pour la mer du Labrador Nord, $\varepsilon = 0.0025\ (kg.m^{-3})^2$ pour la zone inter-gyres et $\varepsilon = 0.0030\ (kg.m^{-3})^2$ pour les mers du Labrador Sud, d'Irminger et d'Islande (tableau 3.2). Cette étude statistique confirme la forte sensibilité de la méthode split-and-merge au choix du paramètre ε.

	Labrador Nord	Labrador Sud	Irminger	Islande	ZIG Nord	ZIG Sud
seuil	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
split-and-merge	0.002	0.003	0.003	0.003	0.0025	0.0025

TABLE 3.2: critères optimaux des méthodes seuil ($\Delta\sigma$; $kg.m^{-3}$) et split-and-merge (ε ; $(kg.m^{-3})^2$) pour les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et pour la zone inter-gyres (ZIG).

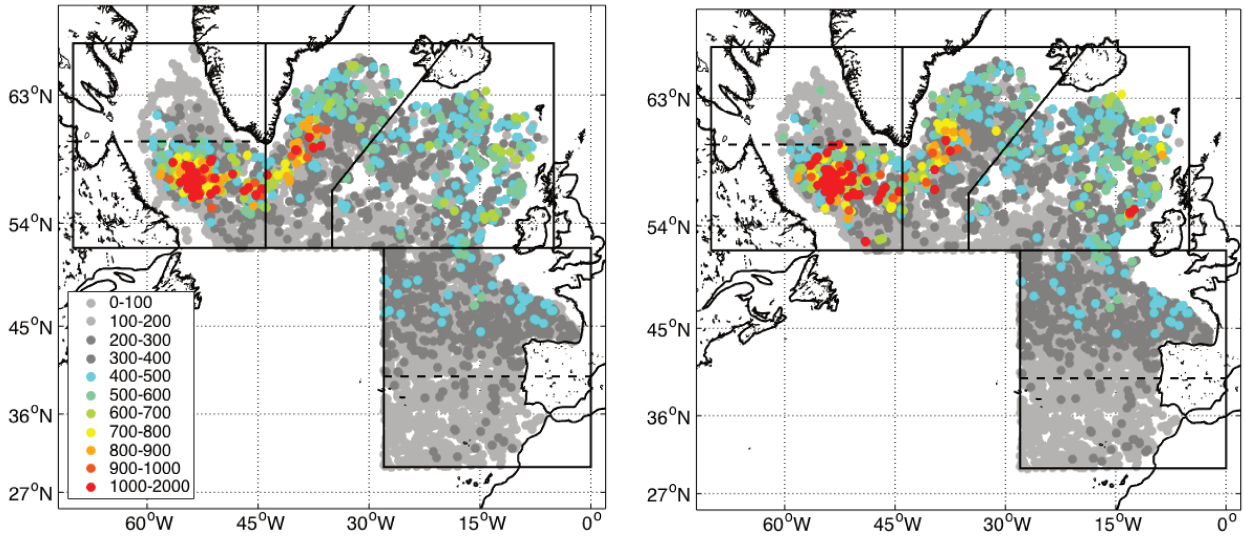


(a) méthode seuil (b) méthode split-and-merge

FIGURE 3.9: **en haut** : statistiques sur les MLD (février - mars) de la mer d'Irminger calculées par les méthodes seuil (a) et split-and-merge (b) entre 2002 et 2012 ; boîtes à moustaches : médiane (segment intérieur), 1er (Q_1) et 3ème (Q_3) quartiles (extrémités des boîtes) et extrema sans tenir compte des outliers (extrémités des tiges). Les outliers (étoiles rouges) sont définis comme étant les MLD supérieures à $Q_3 + w.(Q_3 - Q_1)$ ou inférieures à $Q_1 - w.(Q_3 - Q_1)$ avec $\omega = 1.5$; les courbes bleue et rouge correspondent à la moyenne et au maximum (outliers compris) respectivement ; **en bas** : nombre de données sur lesquelles les statistiques ont été calculées.

Le test ANOVA a été utilisé dans le but de faire un choix de critère. Même si une des hypothèses sur lesquelles il repose n'est pas entièrement vérifiée, ce test fonctionne remarquablement bien : pour chaque bassin, les deux critères retenus montrent des MLD similaires pour la plus grande majorité des profils (confirmation par inspection visuelle des profils verticaux). La figure 3.9 montre à titre d'exemple les

statistiques réalisées sur les MLD de fin d'hiver (février et mars) de la mer d'Irminger calculées par les deux méthodes sur tous les profils Argo disponibles entre 2002 et 2012. La variabilité interannuelle de la moyenne et de la médiane des MLD est très similaire avec les deux méthodes. Les seules différences importantes apparaissent sur les valeurs extrêmes. En 2009 par exemple, la méthode split-and-merge calcule deux MLD entre 1200 et 1400 m alors que la MLD maximale calculée par la méthode seuil n'atteint pas 900 m cette année là. De façon générale sur l'ensemble des bassins, on observe la présence de plusieurs couches de mélange très profondes (> 1000 m) dans les mers du Labrador Sud, d'Irminger et d'Islande avec la méthode split-and-merge, qui ne sont pas détectées avec la méthode seuil (figure 3.10). Cependant, ce désaccord entre les deux méthodes n'est pas suffisant pour modifier les tendances interannuelles qui nous intéressent ici. La section qui suit présente les avantages et les limites de deux méthodes d'un point de vue technique pour mieux comprendre les différences entre les deux méthodes.



(a) méthode seuil (b) méthode split-and-merge

FIGURE 3.10: MLD (m) calculées par les méthodes seuil (a) et split-and-merge (b) avec les critères adaptés à chaque bassin (tableau 3.2) sur les profils hivernaux (février-mars) de 2002 à 2012. Les boîtes délimitent les différents bassins (figure 3.1).

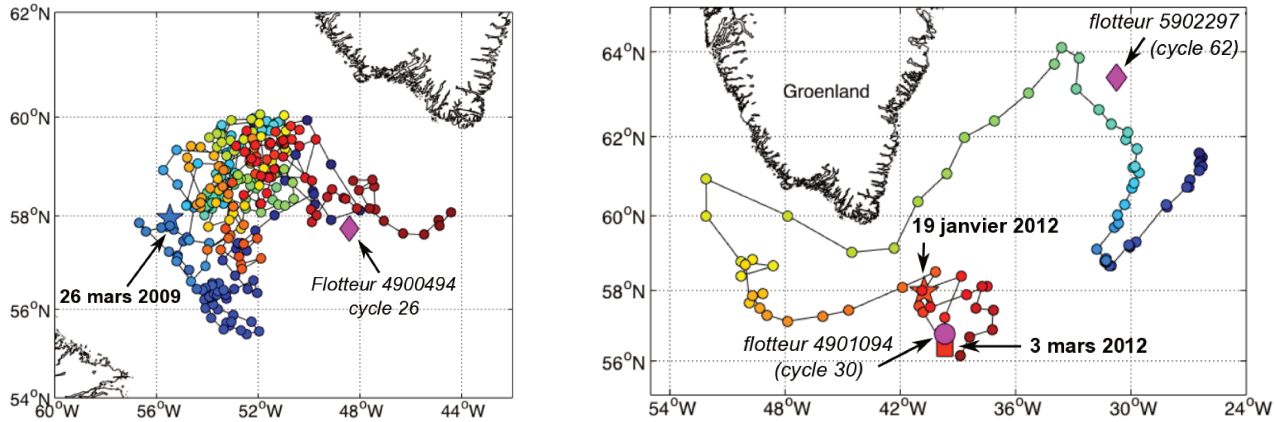
3.5 Avantages et limites des méthodes seuil et split-and-merge

Les critères d'utilisation des méthodes seuil et split-and-merge ont été choisis de façon méthodique (sections 3.3 et 3.4) pour obtenir de façon automatique les MLD les plus précises possibles. Cependant, chacune des deux méthodes possède ses avantages et limites propres, qui ménent quelque fois à des

résultats incohérents avec la réalité. Quelques cas, souvent identifiés par une divergence des résultats des deux méthodes, vont maintenant être illustrés par des profils de flotteurs Argo.

3.5.1 La méthode seuil : limites du critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$

Deux flotteurs sont présentés ici à titre d'exemple : le flotteur 4901404 qui dérive dans la mer du Labrador entre le 12 avril 2008 et le 24 avril 2012 et le flotteur 6900556 qui circule entre la mer d'Irminger et la mer du Labrador entre le 4 novembre 2008 et le 30 août 2012 (figure 3.11). La MLD a été calculée pour tous les profils verticaux des deux flotteurs par la méthode seuil avec le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ (figure 3.12).



(a) flotteur **4901404** entre le 12/04/2008 et le 24/04/2012 ; l'**étoile** indique la position du flotteur le 26/03/2009 ; le **losange magenta** indique la position du cycle 26 du flotteur 4900494.

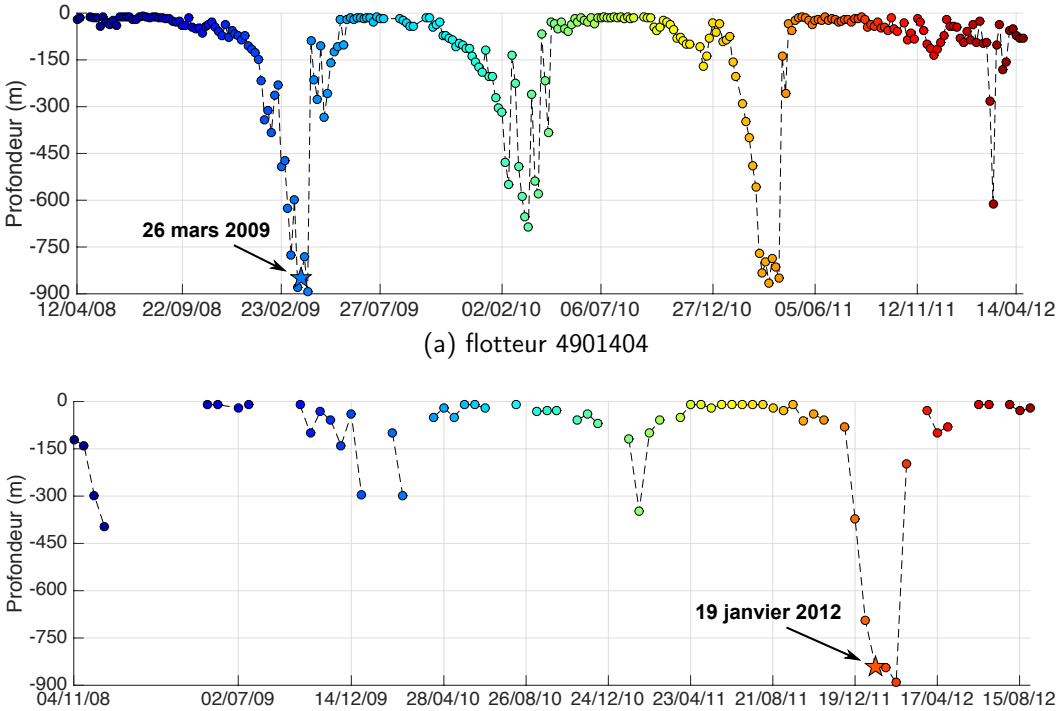
(b) flotteur **6900556** entre le 4/11/2008 et le 30/08/2012 ; l'**étoile** et le **carré** indiquent la position du flotteur le 19/01 et le 03/03/2012 respectivement ; les **losange** et **rond magenta** indiquent la position des flotteurs 5902297 (cycle 62) et 4901094 (cycle 30) respectivement.

FIGURE 3.11: trajectoire des flotteurs 4901404 (a) et 6900556 (b) ; les flotteurs se déplacent en suivant le dégradé du bleu vers le rouge.

Le long de la trajectoire du flotteur 4901404 (dans la mer du Labrador), la MLD dépasse au moins 600 m chaque hiver (de 2008 à 2012) et atteint presque 900m au cours des hivers 2008-2009 et 2010-2011 (figure 3.12a). Le long de la trajectoire du flotteur 6900556 (qui est majoritairement dans la mer d'Irminger), la MLD dépasse 300 m chaque hiver (de 2008 à 2012) et atteint presque 900m au cours de l'hiver 2011-2012 (figure 3.12b).

L'inspection visuelle de tous les profils verticaux des flotteurs 4901404 et 6900556 confirme que la MLD calculée par la méthode seuil avec le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ a tendance à surestimer la MLD dans les deux bassins. Par exemple, pour le profil du 26 mars 2009 du flotteur 4901404 localisé en plein cœur

de la mer du Labrador (figure 3.11a), la MLD est surestimée de plus de 150 m par rapport à l'estimation visuelle qu'on en ferait (figure 3.13a). Cette surestimation est du même ordre de grandeur pour le profil du 19 janvier 2012 du flotteur 6900556 (figure 3.13b) situé au sud-est du Cap Farewell (figure 3.11b). Cette surestimation n'est pas systématique mais peut atteindre des valeurs significatives dans de rares cas, comme c'est le cas du profil du 9 février 2005 du flotteur 4900494 localisé dans la mer du Labrador (figure 3.11a) qui surestime la MLD de plus de 400 m (figure 3.13c).



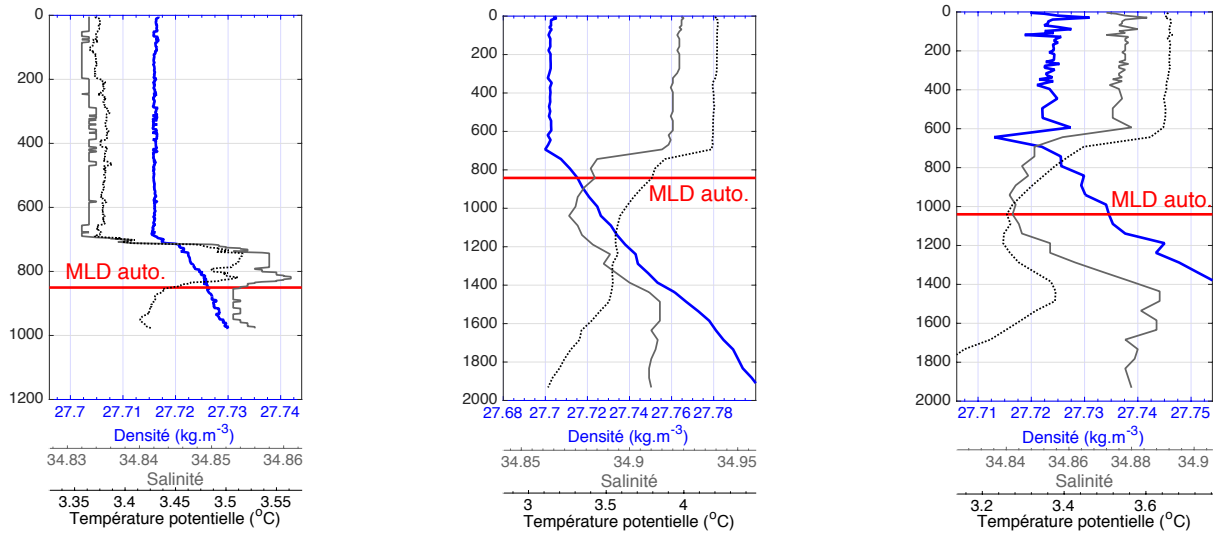
(a) flotteur 4901404

(b) flotteur 6900556

FIGURE 3.12: série temporelle de la MLD calculée par la méthode seuil avec le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ le long de la trajectoire des flotteurs 4901404 (du 12/04/2008 au 24/04/2012) (a) et 6900556 (du 04/11/2008 au 30/08/2012) (b).

Même si le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ de la méthode seuil surestime la MLD dans les mers du Labrador et d'Irminger, cette méthode capture le signal de couche de mélange profonde et donc les évènements de convection profonde. Une fois les évènements détectés, l'étape indispensable (quelque soit la méthode utilisée) est de contrôler les profils verticaux concernés pour, d'une part, vérifier la véracité du signal et, d'autre part, quantifier les erreurs si elles existent. En outre, il serait difficile de choisir un critère en densité plus petit que $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ car la méthode deviendrait très sensible aux petites fluctuations verticales des propriétés pouvant survenir dans une couche de mélange, et on se rapprocherait des valeurs de précision des mesures des flotteurs Argo. Malgré les surestimations de MLD que fournit le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$, ce choix de critère est satisfaisant pour les mers du Labrador

et d'Irminger dans sa capacité à détecter les évènements de convection profonde. Enfin, les limites du seuil de densité $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ sont moindres pour les profils verticaux de la mer d'Islande et de la zone inter-gyres car les gradients verticaux de densité à la base de la couche de mélange sont beaucoup plus forts dans ces deux bassins (figures 3.5ac et 3.5ad). Le seuil de densité $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ est donc le plus précis que l'on puisse utiliser dans les bassins du Labrador, d'Irminger, d'Islande et de la zone inter-gyres.



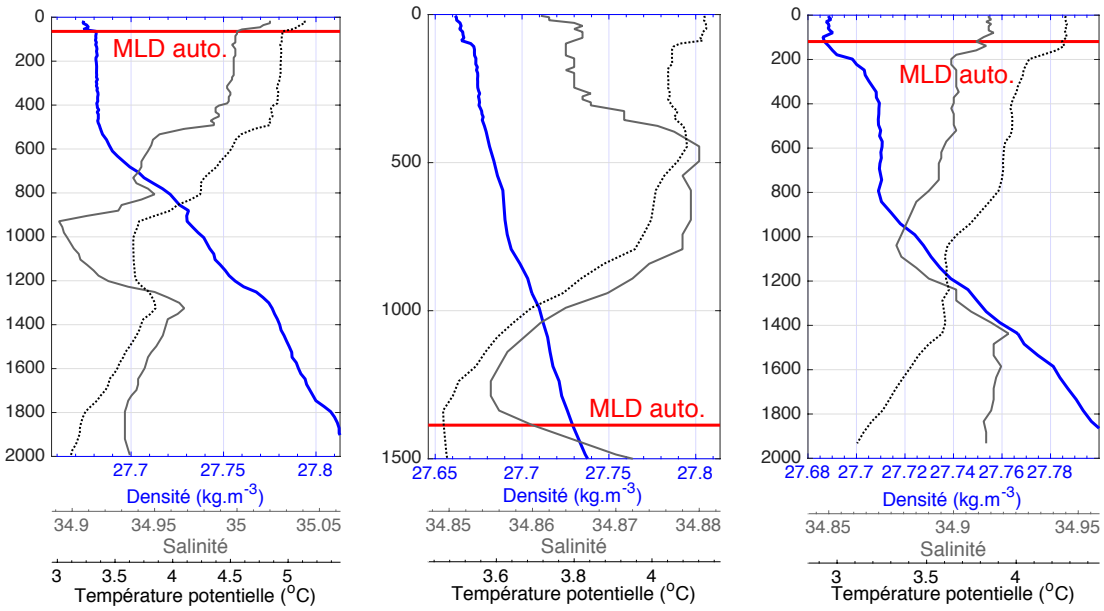
(a) #4901404 (26/03/09) (b) #6900556 (19/01/12) (c) #4900494 (09/02/05)

FIGURE 3.13: profils verticaux de densité potentielle (bleu), salinité (gris) et température potentielle (pointillés noirs) du 26 mars 2009 (flotteur #4901404) (a), du 19 janvier 2012 (flotteur #6900556) (b) et du 9 février 2005 (flotteur #4900494) (c) pour lesquels la MLD a été calculée de manière automatique par la méthode seuil avec le critère $\triangle\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ (traits rouges) ; la localisation des profils est indiquée sur la figure 3.11.

3.5.2 Le cas de la méthode split-and-merge

La méthode split-and-merge a initialement été codée dans le but d'étudier les couches de mélange hivernales, autrement dit dans le but de l'appliquer à des profils verticaux possédant une couche homogène en surface. Cependant, il arrive que certaines masses d'eau de propriétés homogènes subissent des intrusions d'eau de propriétés différentes. C'est le cas par exemple le long de la côte est du Groenland où l'EGC amène des eaux de surface froides et salées provenant des mers nordiques et se dirigeant vers le sud ou encore dans la partie est de la mer d'Irminger où le IC, courant de surface chaud et salé, longe la dorsale de Reykjanes vers le nord (figure 1.5). Le profil du 10 mars 2012 (cycle 62) du flotteur 5902297 est peut-être dans ce second cas : il est situé loin des côtes du Groenland au nord-est de la mer d'Irminger (figure 3.11b) et présente en surface une fine couche, d'une épaisseur de 50m environ, plus chaude et plus salée (figure 3.14a). Le premier segment d'approximation de la méthode split-and-merge (section 3.4) correspond donc à cette petite couche stratifiée en surface. La MLD est définie par la méthode split-and-merge comme étant la base du premier segment d'approximation. Dans ce cas précis, le résultat fourni par la méthode split-and-merge ne correspond donc pas à une MLD.

C'est ce qui explique l'effet de seuil qui apparaît les étés sur les séries temporelles de la MLD dans la mer d'Islande par exemple (figure 3.15). Les valeurs numériques de l'effet de seuil ne correspondent pas à des MLD mais à la profondeur de la thermocline saisonnière qui atteint par exemple 75m pour le profil du 27 août 2007 du flotteur 6900405 (figure 3.16a).



(a) #5902297 (10/03/12) (b) #4901094 (10/03/09) (c) #6900556 (03/03/12)

FIGURE 3.14: profils verticaux de densité potentielle (bleu), salinité (gris) et température potentielle (pointillés noirs) datés du 10 mars 2012 (flotteur 5902297) (a), du 3 mars 2012 (flotteur 6900556)(b) et du 23 mars 2003 (flotteur 4900130) (c) ; le trait rouge indique la MLD calculée de manière automatique par la méthode split-and-merge avec le critère $\varepsilon = 0.003\ (kg.m^{-3})^2$; la localisation des profils est indiquée sur la figure 3.11.

L'inspection visuelle des profils verticaux a montré également quelques cas de profils dont la densité augmente linéairement avec la profondeur. Sur ce type de profils verticaux, la méthode split-and-merge indique une couche de mélange très profonde, comme c'est le cas pour le profil du 10 mars 2009 (cycle 30) du flotteur 4901094 (figure 3.14b) situé au sud-est du Cap Farewell (figure 3.11b). Cette couche de mélange profonde n'est, dans ce cas précis, pas réelle. Il est donc naturel de penser qu'un signal de couches de mélange profondes observé avec la méthode split-and-merge, mais non détecté avec la méthode seuil, n'est pas réel. Cela est majoritairement vrai pour les cas rencontrés entre 2002 et 2012 dans les différents bassins d'étude, mais il ne s'agit pas d'une règle générale. L'hiver 2010-2011 dans la mer d'Islande, par exemple, montre des MLD qui atteignent jusqu'à 1100 m avec la méthode split-and-merge alors qu'elles ne sont pas détectées avec la méthode seuil (figure 3.15). Un des profils verticaux concerné par ce désaccord est présenté à la figure 3.16b. Ces couches de mélange profondes détectées par la méthode split-and-merge sont bien réelles. La méthode seuil détermine la profondeur

à laquelle la densité change de la valeur $\Delta\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ par rapport à la densité au niveau de référence de 10 m (section 3.3). Or, les premiers points disponibles sur ces profils étaient plus profonds que 10 m. L'absence de détection du point en surface par l'algorithme de la méthode seuil, a donc rendu impossible le calcul de la MLD pour ces profils. Cet exemple montre une fois de plus la nécessité de vérifier visuellement les profils verticaux.

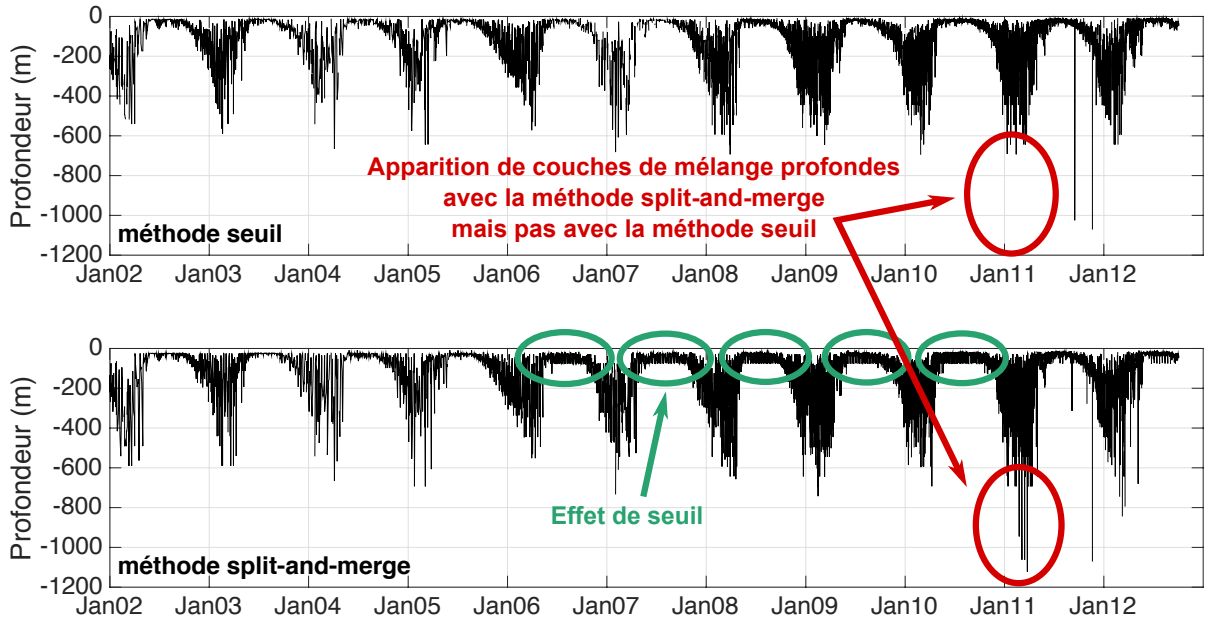
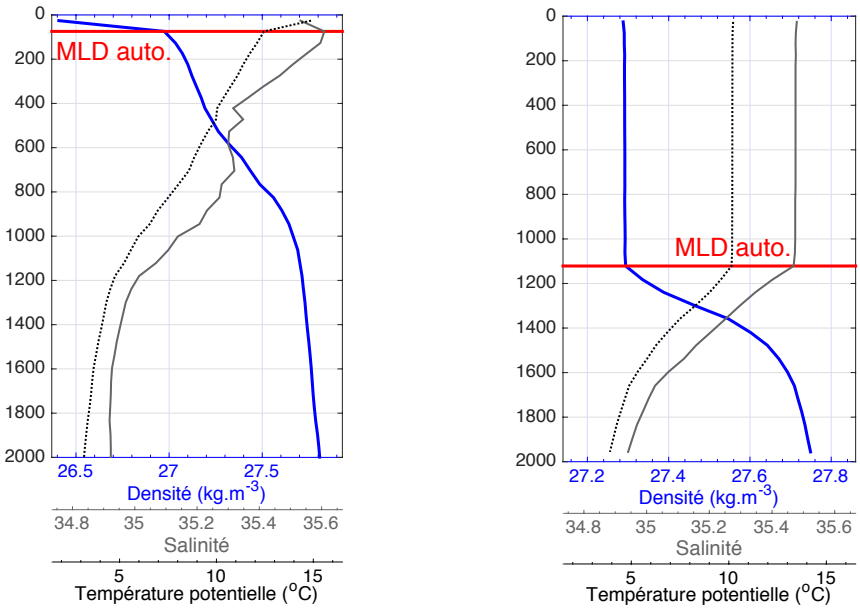


FIGURE 3.15: série temporelle des MLD de la mer d'Islande calculées par les méthodes seuil (**en haut**) et split-and-merge (**en bas**) entre 2002 et 2012.

Ajouter un critère de verticalité sur le premier segment d'approximation de la méthode split-and-merge, en appliquant un simple calcul de pente des segments, permettrait de limiter les mauvaises interprétations des résultats fournis par la méthode. En plus de différencier les couches homogènes des couches stratifiées en surface sur les profils d'hiver, connaître la pente des segments d'approximation permettrait de détecter la présence de couches homogènes sous une fine couche de surface stratifiée, comme par exemple pour le profil du 10 mars 2012 du flotteur 5902297 (figure 3.14a), ou encore la présence et l'épaisseur de couches homogènes en profondeur, comme par exemple pour le profil du 3 mars 2012 du flotteur 6900556 (figure 3.14c) localisé au sud-est du Cap Farewell (figure 3.11b). Dans ce dernier cas, la méthode split-and-merge fournit le résultat attendu car la couche de surface est homogène sur une centaine de mètres (comme l'indique la méthode), mais il pourrait être intéressant d'avoir l'information supplémentaire que sous cette couche de surface homogène il y a une autre couche également homogène en densité sur une épaisseur de plus de 400 m. Enfin, connaître la pente des segments permettrait d'adapter la méthode split-and-merge à d'autres utilisations comme par exemple pour connaître la pente de la thermocline saisonnière ou permanente. Ajouter un diagnostic de calcul de pente des segments

d'approximation de la méthode split-and-merge permettrait donc, d'une part, d'éviter les mauvaises interprétations des résultats fournis par la méthode et, d'autre part, d'apporter d'autres informations précieuses que peuvent nous apporter les profils (autres finalités que le calcul de la MLD). La méthode serait donc applicable à tous les types de profils verticaux.



(a) flotteur 6900405 (27/08/07) (b) flotteur 6900406 (26/03/11)

FIGURE 3.16: profils verticaux de densité potentielle (bleu), salinité (gris) et température potentielle (pointillés noirs) : du 27 août 2007 (cycle 44) du flotteur 6900405 (a) et du 26 mars 2011 (cycle 175) du flotteur 6900406 (b) ; le trait rouge indique la MLD calculée de manière automatique par la méthode split-and-merge avec le critère $\varepsilon = 0.003\ (kg.m^{-3})^2$; les profils verticaux sont localisés dans la mer d'Islande aux points (54.7°N ; 16.3 °W) et (55.3°N ; 12.5°W) respectivement.

La méthode split-and-merge a été adaptée pour étudier la variabilité des couches de mélange hivernales afin de détecter les évènements de convection profonde de l'océan Atlantique Nord. L'accord observé entre les résultats de la méthode seuil et ceux de la méthode split-and-merge (figure 3.9) confirme que les cas de profils verticaux d'hiver stratifiés en surface sont suffisamment rares pour ne pas perturber les statistiques sur les MLD calculées par la méthode split-and-merge et n'empêchent naturellement pas de détecter les couches de mélange profondes et donc les évènements de convection profonde. Cependant, tout comme pour la méthode seuil, une inspection visuelle des profils verticaux pour lesquels la couche de mélange est profonde est nécessaire, surtout pour vérifier que le signal est bien réel. Enfin, dans les mers du Labrador et d'Irminger, où les gradients de densité à la base de la couche de mélange sont faibles (figures 3.5ac et 3.5ad), les MLD estimées par la méthode split-and-merge sont plus précises que celles estimées par la méthode seuil qui a souvent tendance à surestimer la MLD (partie 3.5.1).

3.6 Application des méthodes : variabilité des MLD hivernales sur la période 2002-2012

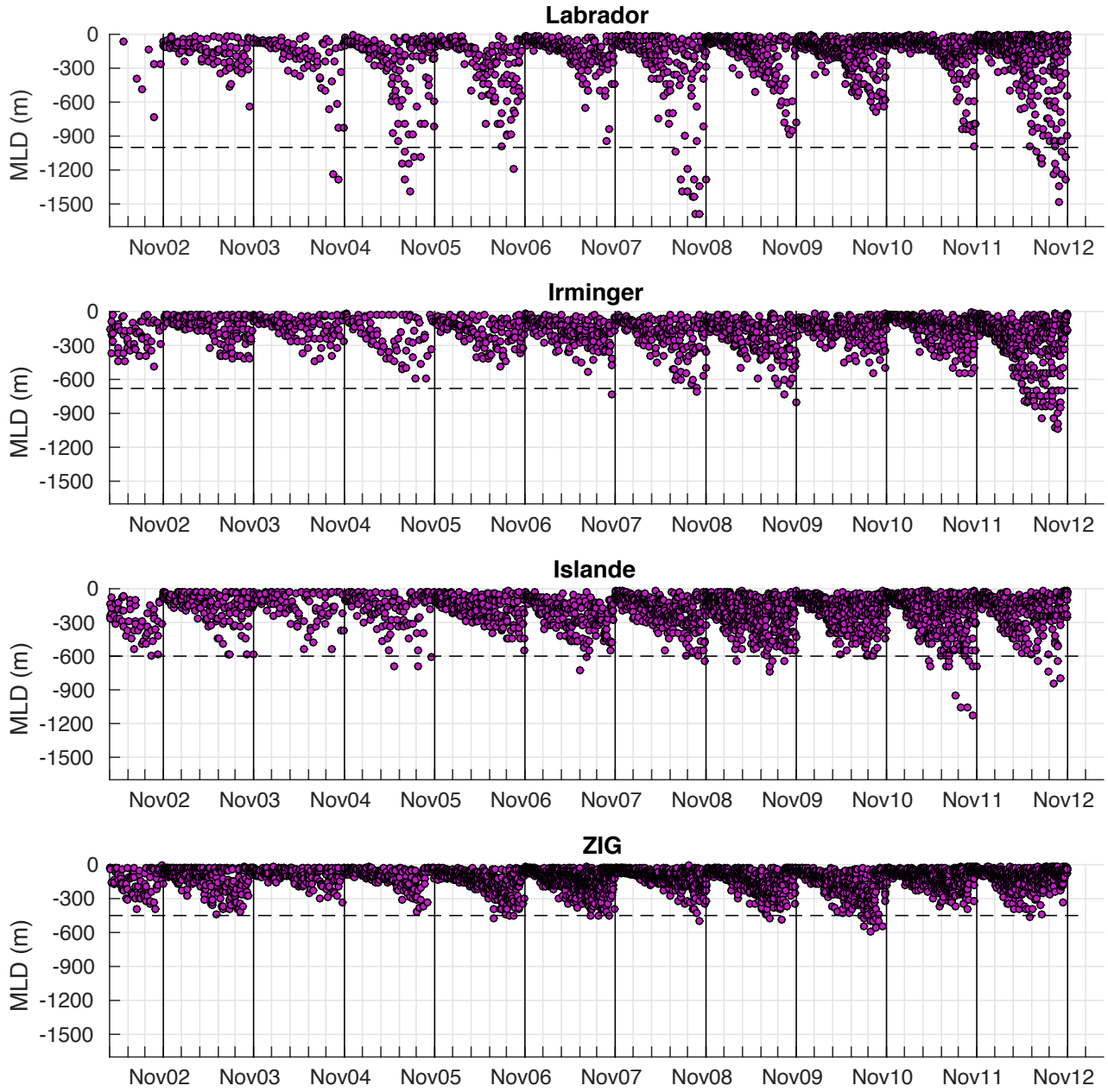


FIGURE 3.17: série temporelle entre 2002 et 2012 des MLD hivernales (de novembre à mars) des mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et de la zone inter-gyres ; les traits horizontaux en pointillés indiquent la limite qui définit les couches de mélange profondes dans la chaque bassin (1000 m, 700 m, 600 m et 450 m respectivement).

Utiliser deux méthodes différentes pour déterminer la MLD permet d'avoir une double visibilité sur les évènements de convection profonde au cas où une des méthodes fournirait un résultat trop éloigné de la MLD réelle, voire même manquerait le signal. Les méthodes seuil et split-and-merge, adaptées aux bassins du gyre subpolaire nord-atlantique (mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande) et à la zone inter-gyres, ont donc été appliquées à l'ensemble des profils Argo disponibles (figure 3.17). Les différences entre les deux méthodes, en termes de statistiques sur les MLD de fin d'hiver (février-mars), sont très faibles dans les quatre bassins (figure 3.9 pour la mer d'Irminger). Nous avons donc choisi de présenter les MLD moyennes comme étant la moyenne des deux méthodes (figure 3.19). Par contre, puisque la méthode seuil surestime les MLD dans les mers du Labrador et d'Irminger, les MLD maximales présentées correspondent à celles calculées par la méthode split-and-merge après avoir éliminé les profils pentus à l'origine des MLD irréelles très profondes. Les séries temporelles de la MLD entre 2002 et 2012 ont également été tracées avec la méthode split-and-merge (figure 3.17). La variabilité interannuelle et inter-bassins des couches de mélange hivernales sur la période 2002-2012 va maintenant être présentée pour les quatre bassins.

Les évènements de convection profonde qui se sont produits en mer du Labrador dans les années 1990 sont localisés dans la partie sud du bassin (Pickart et al., 2001). De même, les premiers diagnostics de couches de mélange, réalisés dans le cadre de ce chapitre, montrent que l'activité convective de la mer du Labrador est surtout localisée dans la partie sud du bassin (figure 3.10). De la même façon, le signal de couches de mélange de la partie sud de la zone inter-gyres est plus faible que celle de la partie nord (figure 3.10). Dans la suite, nous nous focaliserons donc uniquement sur la partie sud de la mer du Labrador et sur la partie nord de la zone inter-gyres (les mers d'Irminger et d'Islande sont traitées dans leur intégralité).

3.6.1 Variabilité interannuelle

La variabilité interannuelle de la MLD moyenne de fin d'hiver (février et mars) sur la période 2002-2012 est beaucoup plus marquée dans la mer du Labrador que dans les trois autres bassins : la MLD moyenne varie entre 180 et 450 m, c'est-à-dire sur un intervalle de 270 m alors que ce même intervalle est inférieur à 180 m dans les trois autres bassins (figures 3.18 et 3.19). La MLD moyenne des mers d'Irminger et d'Islande varie dans une même gamme de profonde, entre 160 et 340 m et entre 170 et 330 m respectivement. La MLD moyenne de la zone inter-gyres, qui varie entre 95 et 220 m, montre la variabilité interannuelle la plus faible. En moyenne sur l'ensemble de la période 2002-2012, la MLD moyenne de fin d'hiver est de 310 m en mer du Labrador, 230 m en mer d'Irminger, 240 m en mer d'Islande et 160 m dans la zone inter-gyres (figure 3.19).

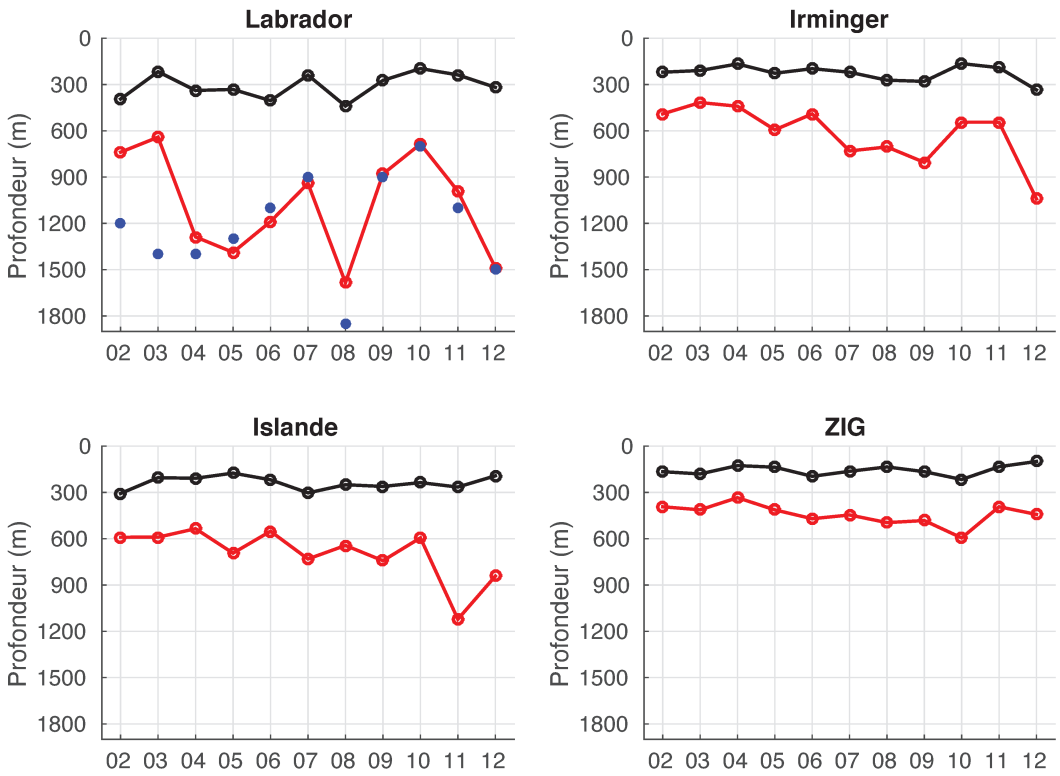


FIGURE 3.18: MLD moyenne (noir) et maximale (rouge) des fins d'hiver (Février-Mars) 2002 à 2012 dans les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et dans la zone inter-gyres (ZIG). Les points bleus correspondent à la MLD maximale de la mer du Labrador référencée dans l'étude de Kieke and Yashayaev (2015).

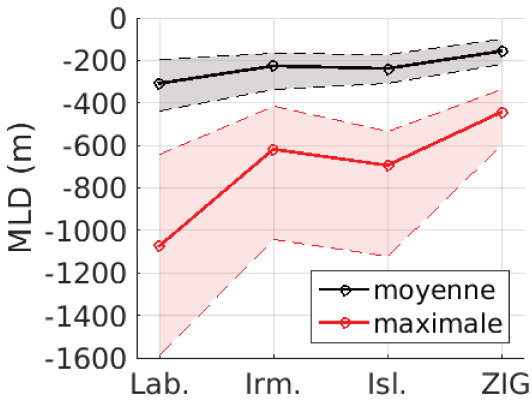


FIGURE 3.19: MLD de fin d'hiver (Février-Mars) moyenne et maximale sur la période 2002 - 2012 dans les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande et dans la zone inter-gyres (ZIG).

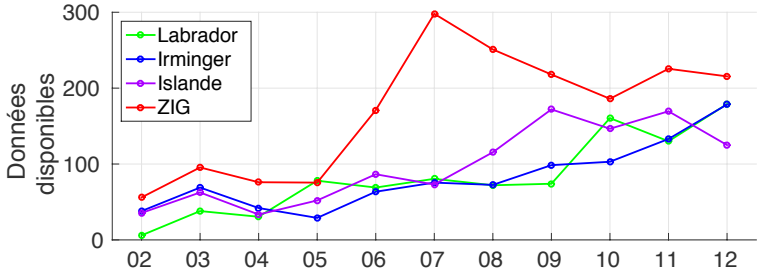


FIGURE 3.20: nombre de données disponibles en fin d'hiver (Février-Mars) entre 2002 et 2012 utilisées pour calculer les MLD.

La MLD maximale de fin d'hiver montre une plus grande variabilité que la MLD moyenne (figure 3.18). Les couches de mélange les plus profondes sont trouvées sans surprise dans la mer du Labrador : en moyenne sur la période 2002-2012, la MLD maximale de fin d'hiver de la mer du Labrador atteint presque 1100 m, alors qu'elle est d'environ 600 m en mer d'Irminger, 700 m en mer d'Islande et 450 m dans la zone inter-gyres (figure 3.19). La MLD maximale de fin d'hiver est utilisée comme indicateur de l'activité convective au cours de l'hiver : on suppose que plus la MLD maximale est profonde, plus l'activité convective a été intense.

En mer du Labrador, les hivers au cours desquels la convection a été la plus intense sont 2007-2008 (MLD maximale de 1600 m), 2011-2012 (MLD maximale de 1500 m) et enfin 2004-2005, 2003-2004 et 2005-2006 (MLD maximale entre 1200 et 1350 m). Dans presque 75 % des cas (8 hivers sur 11), les MLD maximales observées à partir des profils Argo entre 2002 et 2012 sont en accord avec les résultats de Kieke and Yashayaev (2015) (points bleus de la figure 3.18). Le nombre de données Argo disponibles en février et mars, relativement faible en 2002, 2003 et 2008 (figure 3.20), n'a probablement pas été suffisant pour capturer les MLD les plus profondes. Néanmoins, la différence est moindre en 2008 (moins de 300 m par rapport à 450 m en 2002 et 800 m en 2003) et n'a pas empêché la détection de l'évènement intense de cet hiver-là (qui s'avère être le plus intense de la décennie).

Les couches de mélange les plus profondes de la mer d'Irminger apparaissent en 2012 (MLD maximale de 1000 m), puis en 2009 (MLD maximale 800 m) et enfin en 2007 et 2008 (MLD maximale entre 700 et 750 m environ). Les couches de mélange calculées aux mouillages LOCO2 et LOCO3 situés dans la mer d'Irminger, ont atteint 1000 m à la fin de l'hiver 2007-2008 et 800 m à la fin de l'hiver 2008-2009 (voir partie 1.3.2) (de Jong et al., 2012). La MLD maximale de l'hiver 2008-2009, calculée à partir des données Argo, est donc en accord avec celle obtenue aux mouillages LOCO. Par contre, la profondeur maximale atteinte par les couches de mélange en 2007-2008 a vraisemblablement été manquée par les données Argo.

Deux hivers sont un peu plus marqués par la convection en mer d'Islande : 2010-2011 (MLD maximale de 1120 m) et 2011-2012 (MLD maximale de 840 m). Une étude des couches de mélange de la mer d'Islande montre que la couche de mélange du mois de mars moyennée sur la période 2002-2007 atteint plus de 600 m (climatologie ARIVO) dans la partie est du bassin (à l'ouest de l'Ecosse) (de Boisséson et al., 2010). Cette même étude présente la MLD le long de la trajectoire d'un flotteur qui dérive dans partie nord-ouest du bassin entre septembre 2001 et novembre 2003 : elle atteint un maximum de 650 m en février 2003. La MLD maximale observée en 2012 (1120 m) par les flotteurs Argo semble donc assez exceptionnelle pour la mer d'Islande.

Dans la zone inter-gyres, la MLD maximale de fin d'hiver varie très peu d'un hiver à l'autre. Entre 2002 et 2012, elle varie dans un intervalle de profondeur de seulement 250 m (entre 350 et 600 m). Seul l'hiver 2009-2010 montre une MLD maximale un peu plus profonde (600 m) que celle de tous les autres hivers (inférieure à 500 m).

Le tableau suivant synthétise les hivers marqués par les couches de mélange les plus profondes ainsi que les MLD maximales correspondantes à ces hivers.

bassins	années significatives	profondeurs maximales correspondantes
Labrador	2008 - 2012 - 2005 - 2004	1580 m - 1490 m - 1390 m - 1290 m
Irminger	2012 - 2009 - 2007 - 2008	1040 m - 800 m - 730 m - 700 m
Islande	2011 - 2012	1120 m - 840 m
zone inter-gyres	2010	590 m

TABLE 3.3: années où les couches de mélange ont été les plus profondes, dans l'ordre décroissant des profondeurs maximales observées. Les années qui n'apparaissent pas en bleu sont celles où le nombre de données Argo est insuffisant pour que le résultat puisse être interprété.

3.6.2 Répartition spatiale des couches de mélange profondes

C'est à partir de l'année 2007 que l'échantillonnage Argo est devenu régulier sur l'ensemble des océans (voir partie 2.1.1) et c'est après 2007 que les plus forts signaux de couches de mélange sont observés (tableau 3.3). Les années particulières, en termes de couche de mélange, ne seront donc pas étudiées avant cette date.

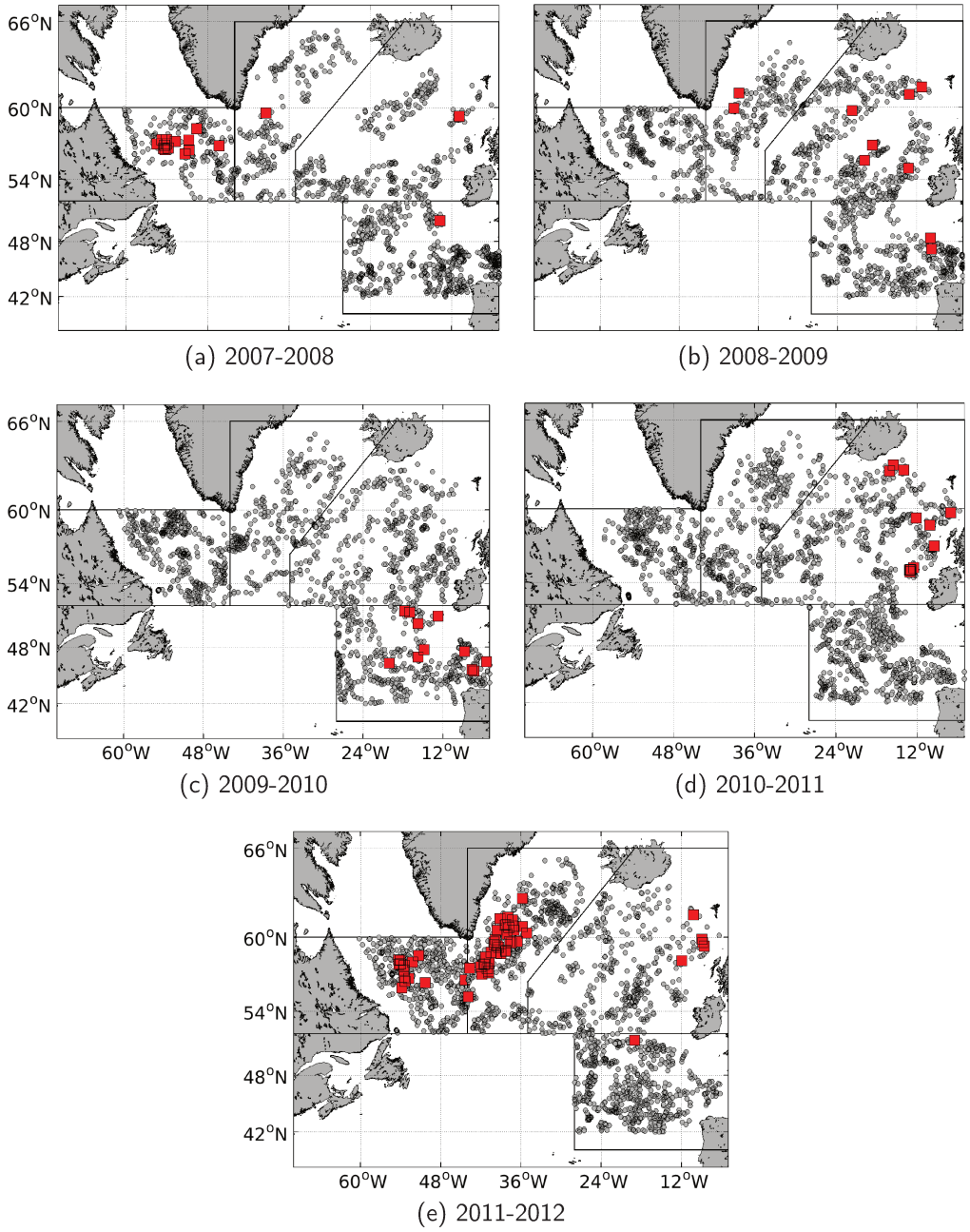
Le terme de *couche de mélange profonde* a été défini pour les couches de mélange plus profondes qu'une limite définie. La forte variabilité spatiale des couches de mélange impose une limite différente pour les quatre bassins d'étude. En mer du Labrador, elle a été choisie à 1000 m car cette profondeur correspond à la limite inférieure de la dLSW (section 1.2.3). Celle de la mer d'Irminger a été choisie

à 700 m car c'est la profondeur sous laquelle on trouve la LSW dans la mer d'Irminger, qui nourrit la branche inférieure de la MOC (Lherminier et al., 2007). Pour la mer d'Islande, elle a été établie à 600 m car cette profondeur correspond aux MLD observées dans l'étude de de Boisséson et al. (2010). Enfin, celle de la zone inter-gyres a été établie à 450 m, c'est-à-dire à la profondeur de la MLD maximale moyenne sur la période 2002-2012 (figure 3.19). Les couches de mélange profondes de chaque bassin ont donc été tracées afin de localiser les zones de convection des différents bassins (figure 3.21).

Les couches de mélange profondes de la mer du Labrador (des hivers 2007-2008 et 2011-2012) sont localisées dans la même région du bassin, entre 56 et 59 °N environ et à l'est de 56 °W environ. Pour les deux hivers, on observe une concentration particulière des couches de mélange profondes autour d'une zone située vers 54 °W et 57 °N. Cette zone correspond exactement à celle identifiée par Pickart et al. (2001) qui décrivent l'évènement de convection profonde de l'hiver 1996-1997 de la mer du Labrador. La répartition spatiale des profils disponibles au cours de ces deux hivers (231 profils en 2007-2008 et 513 en 2011-2012) montre que la mer du Labrador est échantillonnée de façon assez homogène (sauf le long des côtes et dans quelques régions isolées). Les couches de mélange profondes des hivers 2007-2008 et 2011-2012 sont localisées dans la zone de convection identifiée dans les précédentes études (Marshall et al., 1998; Lilly et al., 1999; Pickart et al., 2001). Le maximum de convection des hivers 2007-2008 et 2011-2012 a donc probablement été capturé par les données Argo.

Les couches de mélange profondes observées en 2007-2008 et 2008-2009 dans la mer d'Irminger avec les profils Argo sont très peu nombreuses (1 et 2 profils respectivement). Elles sont néanmoins localisées dans la région des observations directes et indirectes de couche de mélange profondes documentées dans les études passées (figure 1.14) et à l'intérieur de la zone de convection identifiée par les modèles numériques (figure 1.18). La répartition spatiale des données Argo disponibles au cours de l'hiver 2007-2008 montre un manque d'échantillonnage de la zone de convection identifiée dans la littérature. Ceci explique que la profondeur maximale de la convection n'ait pas été échantillonnée cet hiver-là par les profils Argo. L'hiver 2011-2012 montre par contre un nombre exceptionnel de couches de mélange profondes (41 profils), concentrées sur une région qui s'étend du sud du Cap Farewell au nord-est de celui-ci. Ces nombreux profils sont suffisants pour fournir une description détaillée de la convection en mer d'Irminger, jusqu'alors impossible faute de données disponibles (voir partie 1.3.2).

En mer d'Islande, les couches de mélange profondes des deux hivers les plus intenses en termes de convection (2010-2011 et 2011-2012) sont localisées dans la partie nord-est du bassin sur l'axe qui relie l'Islande à la zone Ecosse-Irlande. Elles sont situées dans la zone des couches de mélange les plus profondes identifiée par de Boisséson et al. (2010) (mais avec des MLD maximales plus profondes).



(a) 2007-2008 (b) 2008-2009

(c) 2009-2010 (d) 2010-2011

(e) 2011-2012

FIGURE 3.21: localisation des couches de mélange profondes (rouge), c'est-à-dire celles supérieures à 1000 m dans la mer du Labrador, supérieures à 700 m dans la mer d'Irminger, supérieures à 600 m dans la mer d'Islande et supérieures à 450 m dans la zone inter-gyres pour les hivers (de novembre à mars) 2007-2008 à 2011-2012. Les points gris montrent tous les autres profils.

Enfin, les couches de mélange profondes de l'hiver 2009-2010 dans la zone inter-gyres ne sont pas concentrées sur une zone particulière mais réparties sur une zone plus étendue. Ce seul évènement ne suffit pas pour déterminer une zone particulièrement favorable à la formation de couches de mélange profondes dans ce bassin.

3.6.3 Variabilité inter-bassins

Le signal fort de couches de mélange profondes de l'hiver 2011-2012 apparaît simultanément dans les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande. La convection semble donc s'être produite en phase dans les trois bassins cet hiver-là. De même, les mers du Labrador et d'Irminger ont été en phase au cours de l'hiver 2007-2008.

La connexion entre la mer du Labrador et la mer d'Irminger semble assez forte puisqu'elle apparaît pour deux des hivers les mieux échantillonnés. Les évènements de convection documentés en Atlantique Nord ont été reliés à des températures de l'air particulièrement froides, de fortes pertes de chaleur et des vents intenses (Bacon et al., 2003; Våge et al., 2009b; de Jong et al., 2012). Ces évènements peuvent agir sur des échelles spatiales relativement grandes, ce qui est en accord avec une connexion directe de ces deux bassins voisins. De plus, les couches de mélange profondes observées en 2009 dans la mer d'Irminger ont été expliquées, non pas par un forçage atmosphérique intense mais grâce à un bon préconditionnement de la colonne d'eau et grâce à la convection de l'année précédente réminiscente en profondeur (de Jong et al., 2012). Les forçages atmosphériques peu intenses en 2008-2009 sont donc en accord avec le faible signal de couches de mélange observé en 2009 en mer du Labrador.

Il est intéressant de noter qu'un fort signal de couches de mélange est observé en 2010 seulement dans la zone inter-gyres, en 2011 uniquement dans la mer d'Islande et que le signal est exceptionnel en 2012 dans la mer d'Irminger. On peut donc s'interroger sur une propagation probable du signal de couches de mélange à travers la circulation du gyre subpolaire (de la zone inter-gyres à la mer d'Irminger) d'un hiver à l'autre. La MLD maximale observée en 2011 dans la mer d'Islande (1120 m) est plus profonde que celles observées sur toute la décennie en mer d'Irminger (1040 m au maximum). On peut donc supposer que la mer d'Islande est un précurseur de la convection pour la mer d'Irminger, connectée à elle par la circulation du gyre subpolaire.

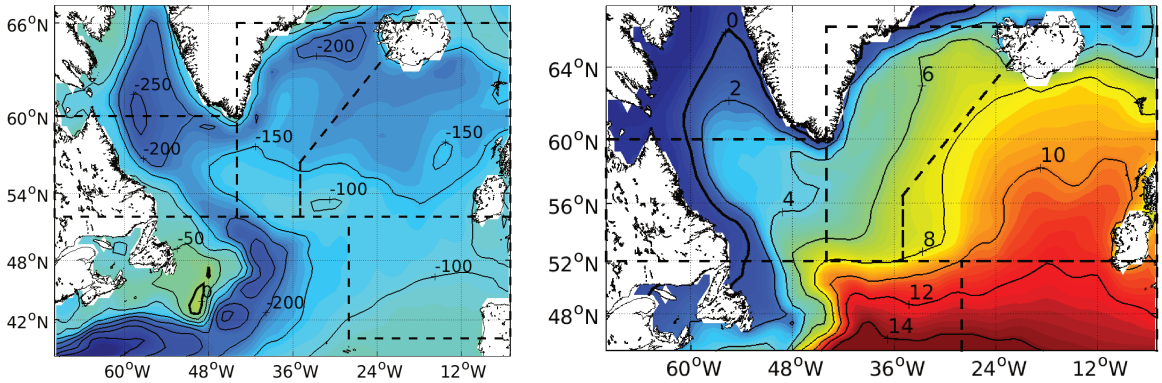
Les hivers sur lesquels reposent ces différents résultats ne sont pas suffisamment nombreux pour que les résultats soient solides. Néanmoins, les pistes abordées dans le cadre de ce paragraphe mériteraient d'être explorées sur des séries temporelles plus longues dans une future étude.

La dernière partie de ce chapitre s'intéresse aux différents mécanismes de forçage (flux de chaleur air-mer, température de surface et vents) pour identifier leur lien avec les couches de mélange profondes observées dans chaque bassin.

3.6.4 Forçages atmosphériques

Les flux de chaleur air-mer et la SST sont présentés en termes d'anomalies par rapport à la moyenne sur la période 2002-2012 (figure 3.22). Une anomalie négative de SST signifie une température plus froide

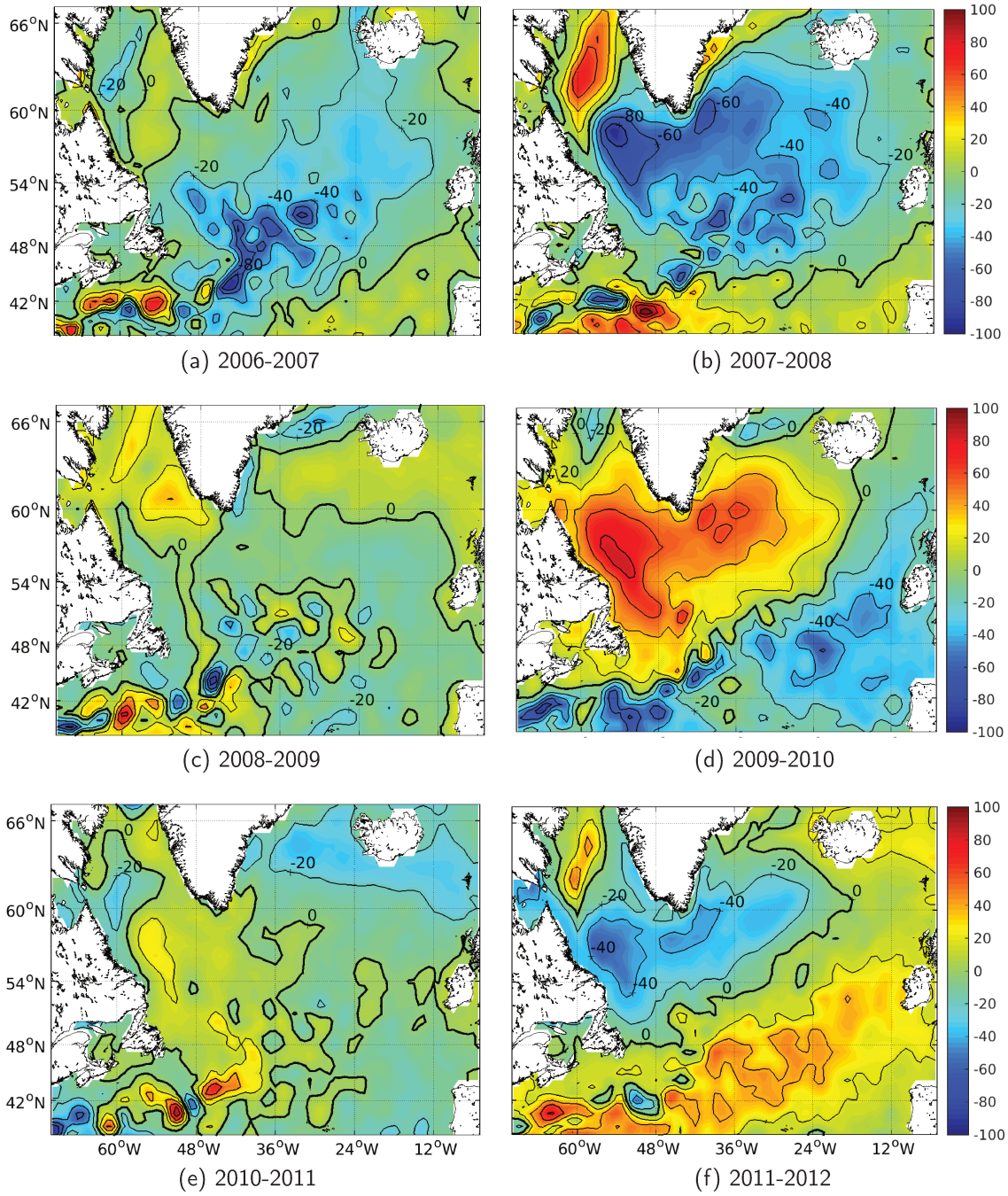
que la température moyenne. Une anomalie négative de flux de chaleur signifie des flux de chaleur plus faibles que les flux moyens. Comme les flux moyens sont négatifs (ce qui correspond à des pertes de chaleur pour l'océan) dans les quatre bassins, une anomalie négative signifie donc des pertes de chaleur plus importantes que les pertes de chaleur moyennes.



(a) flux de chaleur air-mer ($W.m^{-2}$) (b) SST (°C)

FIGURE 3.22: flux de chaleur air-mer (a) et SST (b) moyennés sur tous les hivers (novembre - mars) entre 2002 et 2012 ; les traits en pointillés délimitent les quatre bassins.

Les anomalies de flux de chaleur des hivers 2007-2008 et 2011-2012 ont une structure spatiale relativement similaire, avec des fortes pertes de chaleur dans la partie sud de la mer du Labrador et dans la mer d'Irminger et une anomalie positive dans la partie nord de la mer du Labrador (figure 3.23). Par contre, la frontière entre les anomalies négatives et positives s'étend jusqu'à environ 45 °N en 2007-2008 (l'anomalie est négative partout dans la mer d'Islande) alors qu'en 2011-2012, cette frontière est parallèle à la dorsale de Reykjanes et à l'est de celle-ci (l'anomalie est négative seulement dans la partie la plus à l'ouest du bassin d'Islande). Ces observations sont donc en accord un fort signal de couches de mélange profondes en 2008 et 2012 dans les mers du Labrador et d'Irminger. De plus, les pertes de chaleur du sud de la mer du Labrador sont beaucoup plus intenses en 2007-2008 (elles dépassent -80 $W.m^{-2}$) qu'en 2011-2012 (elles dépassent légèrement -40 $W.m^{-2}$), ce qui est cohérent avec une MLD maximale de fin d'hiver plus profonde en 2008 (1850 m) qu'en 2012 (1500 m) en mer du Labrador (figure 3.18). Les anomalies de flux de chaleur sont également négatives au cours de l'hiver 2009-2010 dans la zone inter-gyres et au cours de l'hiver 2010-2011 dans la mer d'Islande, soit les hivers les plus marqués par les couches de mélange profondes pour ces deux bassins. Pour tous les hivers exceptionnels identifiés, les flux de chaleur air-mer sont donc cohérents avec les MLD observées.

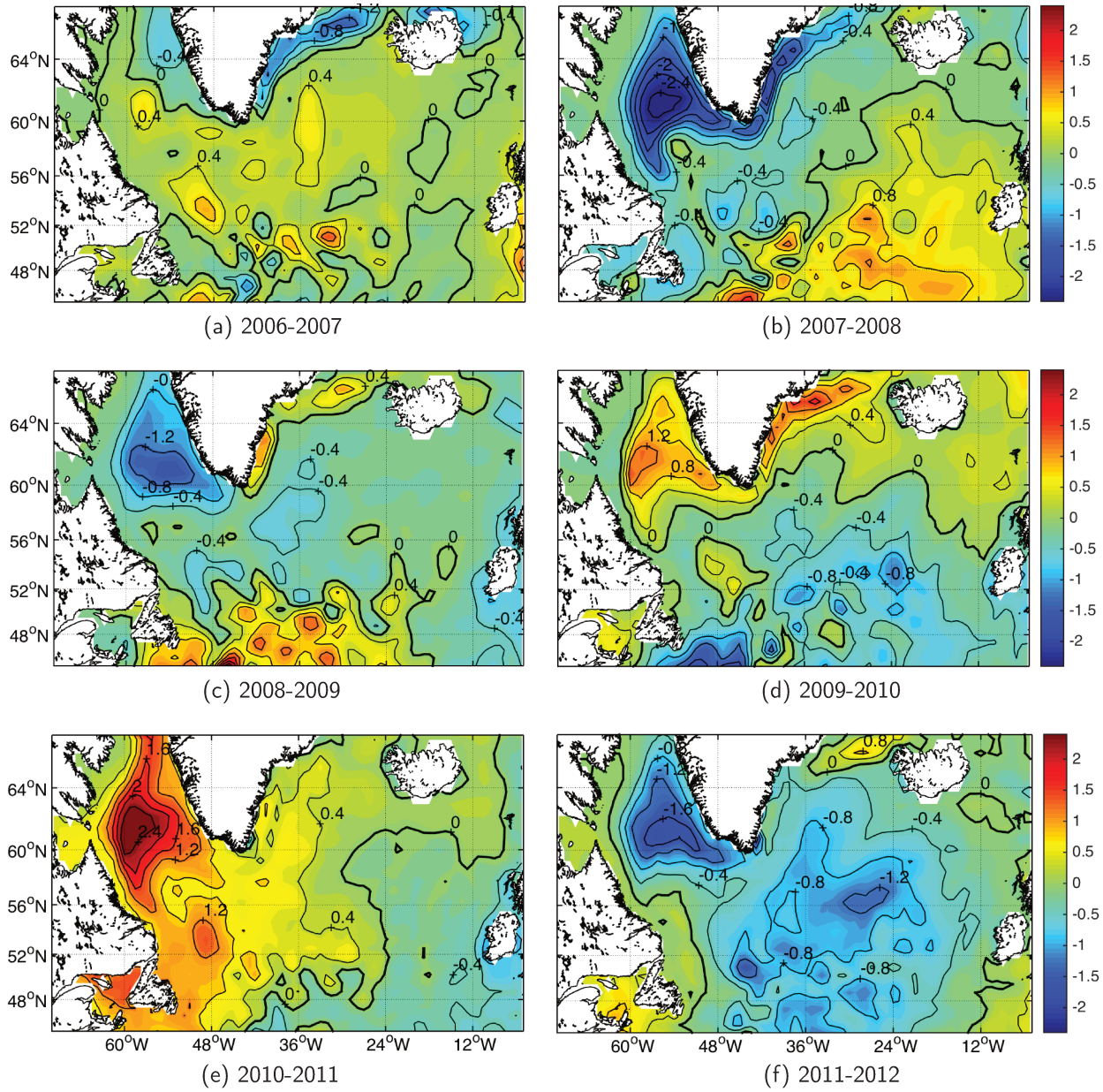


(a) 2006-2007 (b) 2007-2008

(c) 2008-2009 (d) 2009-2010

(e) 2010-2011 (f) 2011-2012

FIGURE 3.23: flux de chaleur air-mer hivernaux (de novembre à mars) en termes d'anomalies par rapport à la moyenne sur la période 2002-2012.



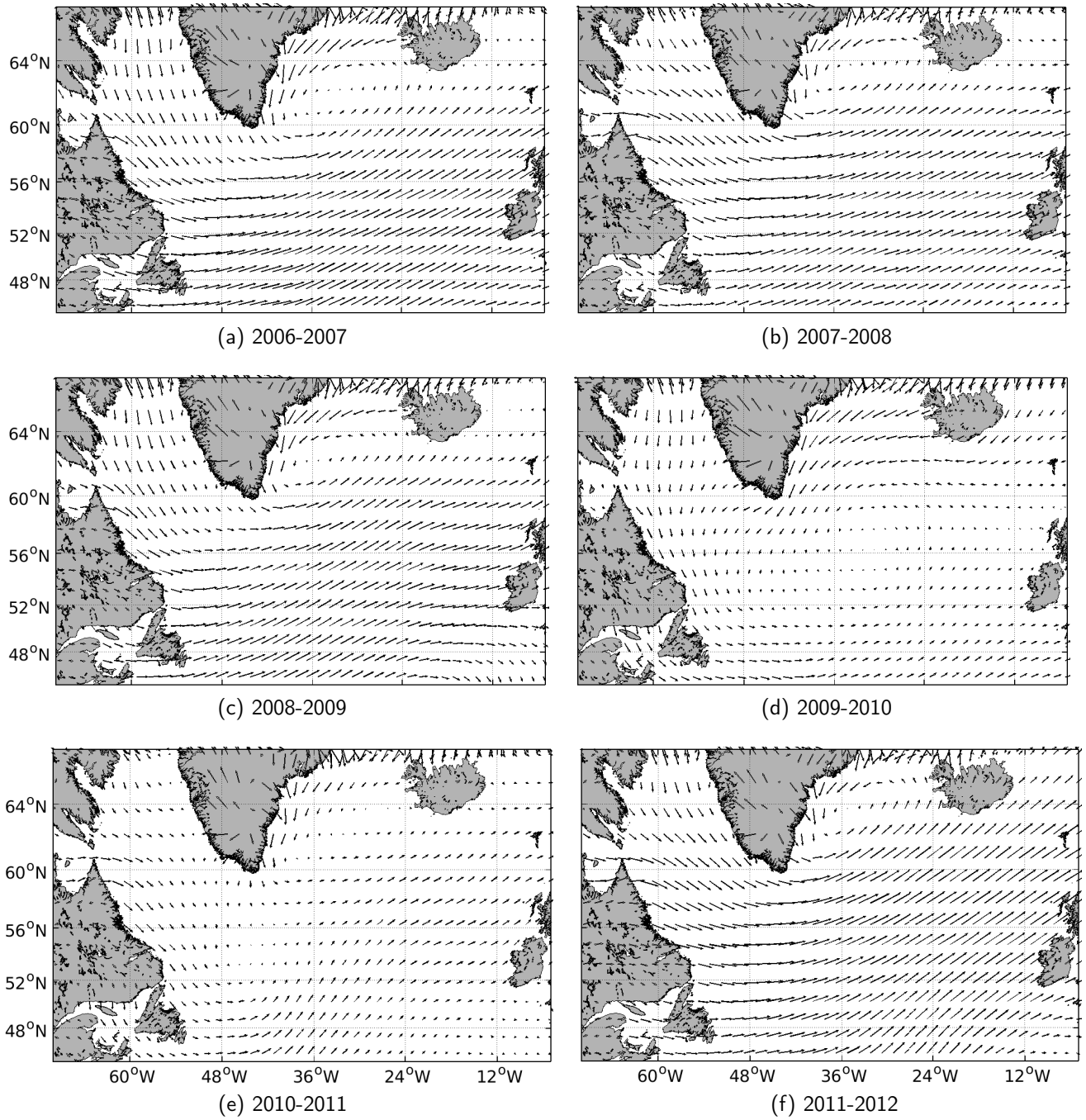
(a) 2006-2007 (b) 2007-2008

(c) 2008-2009 (d) 2009-2010

(e) 2010-2011 (f) 2011-2012

FIGURE 3.24: SST d'hiver (de novembre à mars) en termes d'anomalies par rapport à la moyenne sur la période 2002-2012.

Il existe également un lien entre la SST hivernale moyenne et les couches de mélange profondes observées (figure 3.24). Les évènements de convection des hivers 2007-2008 et 2011-2012 en mers du Labrador et d'Irminger sont associés à des anomalies de SST relativement fortes (-2.4 °C et -1.6 °C en mer du Labrador et -1.4 °C et -0.8 °C en mer d'Irminger, respectivement pour les deux hivers). La mer d'Islande est également marquée par des anomalies négatives de SST au cours des hivers 2010-2011 (sauf dans la partie nord-ouest du bassin) et 2011-2012, toute comme la zone inter-gyres au cours de l'hiver 2009-2010, mais avec les valeurs plus faibles dans les deux bassins.



(a) 2006-2007 (b) 2007-2008

(c) 2008-2009 (d) 2009-2010

(e) 2010-2011 (f) 2011-2012

FIGURE 3.25: vents hivernaux (de novembre à mars) moyens pour les hivers 2006-2007 à 2011-2012.

Les champs de vent moyens hivernaux montrent des vents plus intenses en mer du Labrador et en mer d'Irminger en 2007-2008 et 2011-2012. Par contre, les vents ne sont pas particulièrement intenses dans la zone inter-gyres en 2009-2010 et dans la mer d'Islande en 2010-2011. Ils sont d'ailleurs plus intenses en 2011-2012 dans ce dernier bassin alors que le signal convectif (déduit de la MLD maximale atteinte) est plus faible qu'en 2010-2011.

3.7 Principaux résultats

L'application du critère en densité $\Delta\sigma_\theta = 0.03\ kg.m^{-3}$ de la méthode seuil, utilisé comme référence par de Boyer Montégut et al. (2004) pour construire une climatologie globale, a montré que celui-ci était bien trop large dans les bassins du gyre subpolaire nord-atlantique (mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande) et dans la zone inter-gyres. Une inspection visuelle des profils verticaux révèle que le critère en densité le plus adapté pour ces bassins est $\Delta\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$. Avec ce critère, la détection des couches de mélange profondes est correcte mais la méthode peut encore surestimer la MLD de plus d'une centaine de mètres dans les mers du Labrador et d'Irminger, où les gradients verticaux de densité à la base de la couche de mélange sont plus petits que dans les deux bassins situés plus à l'est (mer d'Islande et zone inter-gyres). Il serait néanmoins difficile d'affiner encore plus ce critère de seuil en densité dans les mers du Labrador et d'Irminger car d'une part, la méthode deviendrait très sensible aux petites fluctuations verticales des propriétés pouvant survenir dans une couche de mélange, et d'autre part, en diminuant encore la valeur de $\triangle\sigma_\theta$, on se rapprocherait des valeurs de précision des mesures des flotteurs Argo. En outre, dans cette thèse, on souhaite utiliser des méthodes de détermination de la MLD pour étudier la variabilité interannuelle des couches de mélange hivernales et détecter les évènements de convection profonde. Le critère en densité de $\Delta\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ pour la méthode seuil est donc le plus adapté à ces quatre bassins de l'océan Atlantique Nord.

La méthode split-and-merge approxime le profil vertical par des segments en limitant le nombre de segments et en limitant l'erreur commise entre le profil réel et les segments d'approximation. Pour appliquer cette méthode, il est donc nécessaire de choisir un critère de norme d'erreur (ε). Le choix de ce critère a été réalisé à l'aide d'une comparaison statistique (analyse de la variance) avec les résultats fournis par le critère $\Delta\sigma_\theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ de la méthode seuil. Cette étude statistique révèle que, si l'on souhaite être rigoureux quant au choix de ce critère, il faut l'adapter à chacun des bassins. Les plus pertinents sont $\varepsilon = 0.002\ (kg.m^{-3})^2$ dans la partie nord de la mer du Labrador, $\varepsilon = 0.003\ (kg.m^{-3})^2$ dans la partie sud de la mer du Labrador, la mer d'Irminger et la mer d'Islande et $\varepsilon = 0.0025\ (kg.m^{-3})^2$ dans la zone inter-gyres. Enfin, la méthode split-and-merge possède l'avantage de ne pas dépendre d'un niveau de référence en surface, ce qui évite des problèmes lorsque les points de surface des profils verticaux sont manquants.

La méthode split-and-merge a tout d'abord été implémentée pour estimer la MLD des profils verticaux d'hiver, donc des profils ayant théoriquement une couche homogène en surface. Cependant, ce n'est pas toujours le cas : même en hiver on trouve des profils verticaux stratifiés en surface, et certains autres montrent une densité qui augmente de façon linéaire avec la profondeur sur toute la hauteur de la colonne d'eau échantillonnée par le flotteur. La méthode, qui définit la MLD à la base du premier segment d'approximation, ne fait pas la différence entre une couche de surface homogène ou stratifiée. Ceci pourrait être résolu simplement en ajoutant un critère de verticalité sur le premier segment. Cela permettrait en outre de pouvoir adapter la méthode à tous les profils et non pas uniquement aux profils

hivernaux. Appliquer le critère de verticalité à tous les segments d'approximation du profil permettrait en outre d'adapter la méthode à d'autres utilisations, comme par exemple pour connaître la pente et la profondeur de la thermocline saisonnière ou permanente, ou encore détecter la présence et l'épaisseur de couches homogènes en profondeur.

Cette étude montre la nécessité d'utiliser en parallèle plusieurs méthodes différentes pour déterminer la MLD, comme les méthodes seuil et split-and-merge que nous avons utilisées ici. Cela a l'avantage de détecter les erreurs de chacune par leur fonctionnement différent, donc de ne pas sur-interprêter un résultat ou alors de manquer d'information. Une inspection visuelle des profils verticaux reste dans tous les cas le meilleur contrôle pour vérifier l'existence et la profondeur des couches de mélange.

La variabilité interannuelle des MLD est très différente d'un bassin à l'autre. Les couches de mélange les plus profondes de la décennie 2002-2012 apparaissent dans la mer du Labrador (1600 m), dans la mer d'Islande (1100 m) puis dans la mer d'Irmigner (1000 m) et enfin dans la zone inter-gyres (600 m). Les données Argo ont permis d'identifier des zones de convection assez précises dans la mer du Labrador (vers 57 °N et 54 °W), dans la mer d'Irminger (du sud au nord-est du Cap Farewell) et dans la mer d'Islande (sur l'axe qui joint l'Islande à la zone Ecosse-Irlande) alors que dans la zone inter-gyres, la répartition spatiale des couches de mélange profondes est beaucoup plus dispersée.

Les flux de chaleur air-mer, les vents et la SST, identifiés comme acteurs du mélange convectif en mers du Labrador et d'Irmnger, ont été utilisés pour comprendre leur lien avec les couches de mélange profondes des quatre bassins. Le lien entre les flux de chaleur air-mer et la SST d'une part, et les MLD observées d'autre part, est évident : des fortes pertes de chaleur et des anomalies négatives de SST sont systématiquement observées dans les quatre bassins au cours des hivers les plus intenses en termes de mélange convectif. Par contre, si le lien entre le vent et les MLD observées est assez évident dans les mers du Labrador et d'Irminger, il l'est beaucoup moins dans la mer d'Islande et la zone inter-gyres.

Enfin, cette étude montre l'importance d'un jeu de données tel que celui du réseau Argo pour l'étude de la variabilité des couches de mélange hivernales dans l'océan Atlantique Nord. Ce jeu de données possède cependant certaines limites. L'échantillonnage des évènements convectifs n'est pas encore régulier d'une année à l'autre donc il est encore difficile de dire si, dans un bassin donné et pour un hiver donné, la convection était absente ou alors s'il s'agit plutôt d'un manque de données témoin de l'évènement. Néanmoins, le jeu de données Argo a permis d'identifier, grâce au nombre exceptionnel de profils (plusieurs dizaines), un évènement de convection qui s'est produit dans la mer d'Irminger au cours de l'hiver 2011-2012. Les informations que fournissent tous ces profils Argo au moment de la convection permettent de documenter l'évènement à l'échelle du bassin pour la première fois dans la mer d'Irminger. C'est ce que présente le chapitre suivant de la thèse.

Chapitre 4

Évènement de convection profonde de la mer d'Irminger au cours de l'hiver 2011-2012

Ce chapitre est basé sur l'article Piron et al., 2015.

Toutes les études qui se sont penchées sur la convection profonde en mer d'Irminger ont montré des observations (directes ou indirectes) de MLD atteignant jusqu'à 1000 m, exceptée celle de 1800 m située au sud du Cap Farewell (Pickart et al., 2003b). Cependant, cette dernière n'est pas une observation directe : elle a été collectée en avril et montre une couche de surface stratifiée. Toutes ces études sont majoritairement basées sur quelques observations peu nombreuses, très localisées et souvent collectées après la fin de l'hiver, c'est-à-dire après l'évènement de convection. Les études basées sur une exploitation de simulations numériques (idéalisées) montrent en outre que la mer d'Irminger réunit toutes les conditions pour produire de la convection : elles identifient une zone de convection située à l'est du Cap Farewell qui atteint 2000 m de profondeur et dont le moteur principal est le forçage par les tip jets groenlandais.

Cependant, le site de convection de la mer d'Irminger n'est pas reconnu, principalement parce qu'elle accueille la LSW formée (par convection) en mer du Labrador et dérivant à une profondeur intermédiaire en direction de la mer d'Irminger. En l'absence d'observation directe de la convection en mer d'Irminger, il est légitime de penser que les réminiscences de couches de mélange profondes observées au printemps ou en été ont été formées en mer du Labrador avant d'être advectées vers la mer d'Irminger par le courant moyen.

Le chapitre précédent de la thèse montre un nombre exceptionnel d'observations directes de couches de mélange profondes (supérieures à 700 m) en mer d'Irminger au cours de l'hiver 2011-2012, qui suggère fortement qu'un évènement de convection s'est produit cet hiver-là jusqu'à 1000 m de profondeur (MLD

maximale observée). Cet évènement ne semble pas exceptionnel en termes de profondeur maximale atteinte, car la profondeur maximale observée est similaire aux observations passées (figure 1.14). Mais les informations fournies par les nombreux profils Argo présents dans la zone permettent de fournir une description détaillée de la convection à l'échelle du bassin pour la première fois. La suite du travail de thèse s'est donc concentré sur cet évènement de convection profonde, dont les résultats ont abouti à l'écriture d'un article scientifique. La version finale de cet article (publiée dans la revue scientifique *Deep Sea Research 1*) fait l'objet de ce chapitre.

Synthèse de l'article

L'analyse des profils Argo de la mer d'Irminger a révélé un nombre exceptionnel (41) de couches de mélange profondes (supérieures à 700 m) au cours de l'hiver 2011-2012. Celles-ci sont localisées sur une région qui s'étend du sud au nord-est du Cap Farewell et sont principalement situées dans la partie est du Gyre d'Irminger (IG). La MLD maximale observée atteint 1000 m et a été détectée par quatre profils localisés dans la partie nord de la zone de convection. Il n'est pas exclu que la zone de convection maximale soit étendue plus au sud mais un manque d'échantillonnage au moment où la convection est la plus active ne permet pas de répondre à cette question. Cela révèle qu'en dépit de l'échantillonnage exceptionnel par les flotteurs Argo cet hiver-là, un échantillonnage plus dense et plus uniforme est nécessaire pour une description complète de l'étendue spatiale de la convection en mer d'Irminger.

L'évolution temporelle de la MLD, le long de la trajectoire des quatre flotteurs qui échantillonnent les couches de mélange les plus profondes (1000 m), indique que l'approfondissement de la couche de mélange a débuté progressivement en novembre 2011, a ralenti au cours du mois de février, avant d'être relancé intensément au début du mois de mars, amenant les couches de mélange à 1000 m entre le 15 et le 25 mars 2012. L'évolution temporelle des profils d'oxygène du flotteur # 5902298 témoigne d'une ventilation rapide et locale de la couche de mélange. Au début du mois de mars, une saturation en oxygène très homogène (94-96 %) montre une convection active jusqu'à presque 1000 m. Cette longue phase d'approfondissement est suivie par une phase de restratification rapide.

Le bilan de chaleur de la couche de mélange, le long de la trajectoire des quatre flotteurs à l'origine des MLD maximales (1000 m), indique que les flux de chaleur à l'interface air-mer sont principalement responsables des pertes de chaleur de la couche de mélange, et donc de son approfondissement. De plus, une étude des vents montre un lien fort entre la séquence (et la persistance) des tip jets groenlandais et l'évolution temporelle de l'approfondissement de la couche de mélange : l'absence de tip en février coïncide avec le ralentissement de l'approfondissement ; et deux tip jets consécutifs et persistants coïncident avec le réapprofondissement soudain observé en mars. Une étude des pertes de chaleur liées à l'advection horizontale d'Ekman révèle que, même si elles sont relativement faibles le long de la trajectoire des flotteurs, leur contribution, en termes d'anomalies cumulées par rapport au cycle moyen

sur la période 1992-2013, n'est pas négligeable.

Enfin, cette étude a permis d'identifier des indicateurs pertinants pour estimer les conditions favorables au développement de la convection, tels que les flux de chaleur à l'interface air-mer, les flux de chaleur liés à l'advection horizontale d'Ekman, la stratification de la colonne d'eau, le nombre (et la persistance) des tip jets et l'indice NAO. Ces indicateurs suggèrent que la convection s'est produite au cours d'au moins quatre autres hivers depuis 1992. L'évènement de l'hiver 2011-2012 n'est donc pas un évènement isolé. Par contre, aucun de ces indicateurs n'est suffisant ou nécessaire pour le développement de la convection en mer d'Irminger. Il est donc impossible de savoir à l'avance le volume d'eau dense formé par ces évènements puisqu'ils dépendent des incertitudes associées aux conditions atmosphériques d'échelle synoptique. Il est important maintenant d'étudier la contribution de la mer d'Irminger sur le volume d'eau dense formé dans l'océan Atlantique Nord et sur la MOC. Plus particulièrement, une question serait de connaître l'impact de la variabilité de l'apparition de la convection profonde en mer d'Irminger sur la variabilité de la MOC.

Article

Argo float observations of basin-scale deep convection in the Irminger Sea during winter 2011-2012

Piron A.[1], Thierry V.[1], Mercier H.[1], Caniaux G.[2]

ABSTRACT

Analysis of Argo data obtained during winter 2011-2012 revealed the presence over the Irminger Basin of an exceptionally large number of profiles (41) with mixed layer depths (MLD) exceeding 700 m, which was deep enough to reach the pool of the intermediate Labrador Sea Water located in the Irminger Sea. Four of these profiles exhibited an MLD of 1000 m, which was the maximum value observed for the winter in question. The Argo sampling in the Irminger Sea during that winter, which was 3 to 4 times greater than for the preceding winters, enabled the different phases of the mixed layer deepening down to 1000 m, together with their spatial extents, to be observed for the first time. Two intense convective periods occurred : in late January south of Cape Farewell and in late February-early March east of Greenland. A final deepening period was observed in mid-March, during which the deepest mixed layers were observed. This long deepening period occurred in large regional areas and was followed by a rapid restratification phase. The temporal evolution of oxygen profiles from one Argo float testifies to the local and rapid ventilation of the mixed layer by the deep convection. A mixed layer heat budget along the trajectories of the 4 floats that sampled the deepest mixed layers showed that heat loss at the air-sea interface was mainly responsible for heat content variations in the mixed layer. Greenland

Tip Jets were of primary importance for the development of deep convection in the Irminger Sea in the winter of 2011-2012. They enhanced the winter heat loss and two long (more than 24 hours), intense late events close together in time pushed the mixed layer deepening down to 1000 m. Net air-sea fluxes, the number of Greenland Tip Jets, the stratification of the water column, the NAO index and the Ekman-induced heat flux are pertinent indicators to assess conditions that are favorable for the development of deep convection in the Irminger Sea. By considering each of those indicators, it was concluded that the 2011-2012 event was not significantly different from the three other documented occurrences of deep convection in the Irminger Sea.

4.1 Introduction

The Meridional Overturning Cell (MOC) is a key component of Earth's climate as it contributes to the redistribution of heat, salt and carbon within the world ocean. In the North-Atlantic Ocean, the warm, salty water masses of the upper limb of the MOC are progressively cooled and densified by convection. Convection is a mechanism related to the increase in surface density induced by heat loss and evaporation, leading to an increase in the Mixed Layer Depth (MLD) (Lazier et al., 2001). In the subpolar gyre of the North-Atlantic Ocean, oceanic deep convection is the final stage of this continuous water-mass transformation process, in which intermediate and deep water masses form and feed the lower limb of the MOC. Deep convection not only contributes dense water to the MOC but also at helps to set the density of its lower limb. Given this relationship, we consider hereafter that convection in the North-Atlantic Ocean can be qualified as "deep" when it reaches the water masses of the MOC lower limb.

The two main sites of deep convection in the North-Atlantic are the Labrador Sea and the Greenland Sea (Lazier, 1980; Dickson et al., 1996). The Irminger Sea was also recognized as a possible site of deep convection by Nansen (1912) and Sverdrup et al. (1942) but this result was forgotten for decades because of a lack of observations, especially in winter (Pickart et al., 2003b; de Jong et al., 2012). In addition, under moderate forcing, the MLD in the Irminger Sea typically reaches 400 m (Centurioni and Gould, 2004; de Jong et al., 2012), which is not deep enough to reach the Labrador Sea Water (LSW) layer, the main intermediate water masses found in the Irminger Sea and belonging to the lower limb of the MOC (Lherminier et al., 2007). However, a decade ago, Pickart et al. (2003b) demonstrated that the conditions necessary for the development of deep convection are satisfied in the Irminger Sea by the presence of weakly stratified surface water, a closed cyclonic circulation and intense winter air-sea buoyancy fluxes (Marshall and Schott, 1999). Since then, a few observations of deep mixed layers have confirmed that the Irminger Sea is a deep convection site (Figure 4.1). Bacon et al. (2003) published measurements made by a profiling float south of Cape Farewell in March 1997 that showed a homogeneous density profile from the surface to more than 900 m. More recently, the analysis by de Jong et al. (2012) of the 2002 - 2010 time series from 2 moorings localized in the center of the Irminger Sea

provided direct evidence of deep mixed layers. While the maximum MLD did not exceed 400 m during most winters, it reached 1000 and 800 m in the winters of 2007-2008 and 2008-2009, respectively. Indirect observations of convection with a homogeneous layer below a near-surface stratified layer were also reported. These profiles, referred to as isolated mixed layer in what follows, were observed in spring or in summer after the development of the shallow seasonal mixed layer. Using profiling floats and hydrographic sections, Bacon et al. (2003) and Våge et al. (2009a) reported such profiles southeast of Greenland in August - September 1997 and in the central Irminger Sea in April 2008. In both cases, the isolated mixed layer was observed down to about 1000 m. In April 1991, Pickart et al. (2003b) reported an isolated mixed layer south of Cape Farewell down to 1800 m, which is deeper than those observed in the 2000s. On the basis of various arguments, including an estimated advection time-scale, Pickart et al. (2003b) additionally concluded that the isolated mixed layers could not result from deep convection outside the Irminger Sea, in the central Labrador Sea for instance.

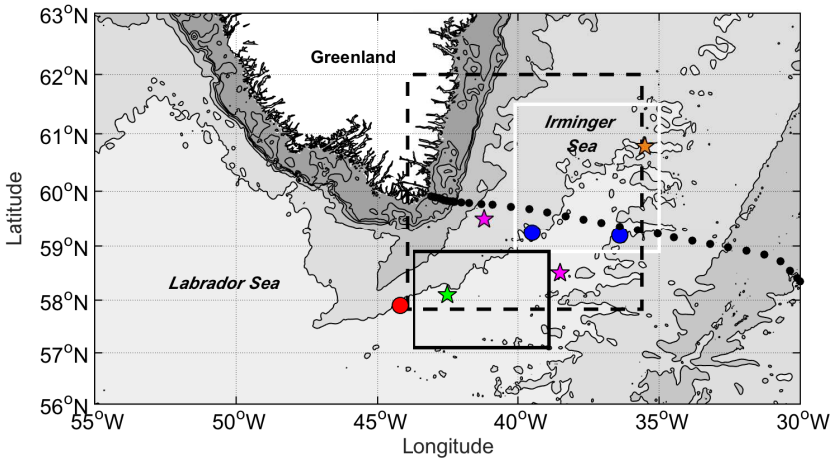


FIGURE 4.1: (**Gray contours**) Bathymetry of the Irminger and Labrador Seas. The isobaths are 200, 500, 1000, 2000, 3000 and 4000 m. The deep mixed layers observed in March 1997 (Bacon et al., 2003) (**red dot**) and in winters 2007-2008 and 2008-2009 (de Jong et al., 2012) (**blue dots**) are shown as well as deep isolated mixed layers observed in April 1991 (Pickart et al., 2003b) (**green star**), in August 1997 (Bacon et al., 2003) (**pink stars**) and in April 2008 (Våge et al., 2008) (**orange star**). The north, south and Tip-Jet (TJ) boxes are represented by the **white**, **black** and **dashed black lines**, respectively. Hydrographic stations along the A25-Ovide line (Mercier et al., 2015) are represented by the black dots.

The magnitude of the winter air-sea heat loss and the preconditioning of the water column are essential elements controlling the intensity of the Irminger Sea convection (Pickart et al., 2003b; de Jong et al., 2012). The efficiency of the winter air-sea forcing to generate overturning depends on the number of Greenland Tip Jets, regional-scale atmospheric events of high wind speed taking place to the east of the southern tip of Greenland (Doyle and Shapiro, 1999). The Greenland Tip Jets induce intense air-sea heat fluxes and wind-stress curl that act together to trigger intense mixing and deep convection in the

Irminger Sea (Pickart et al., 2003a). Pickart et al. (2003a) and Pickart et al. (2003b) established a relationship between deep convection in the Irminger Sea, the North-Atlantic Oscillation (NAO), which is the dominant mode of atmospheric variability in the North Atlantic sector (Hurrell, 1995), and the Greenland Tip Jets. A positive NAO index is expected to favor the occurrence of deep convection in the southwest Irminger Sea because Greenland Tip Jets are more frequent during winters with positive NAO index (Pickart et al., 2003a). However, according to Våge et al. (2009b), there is not a one-to-one correspondence between convection and the NAO index because other factors, such as preconditioning of the water column, are also important for regulating the depth of convection in the Irminger Sea.

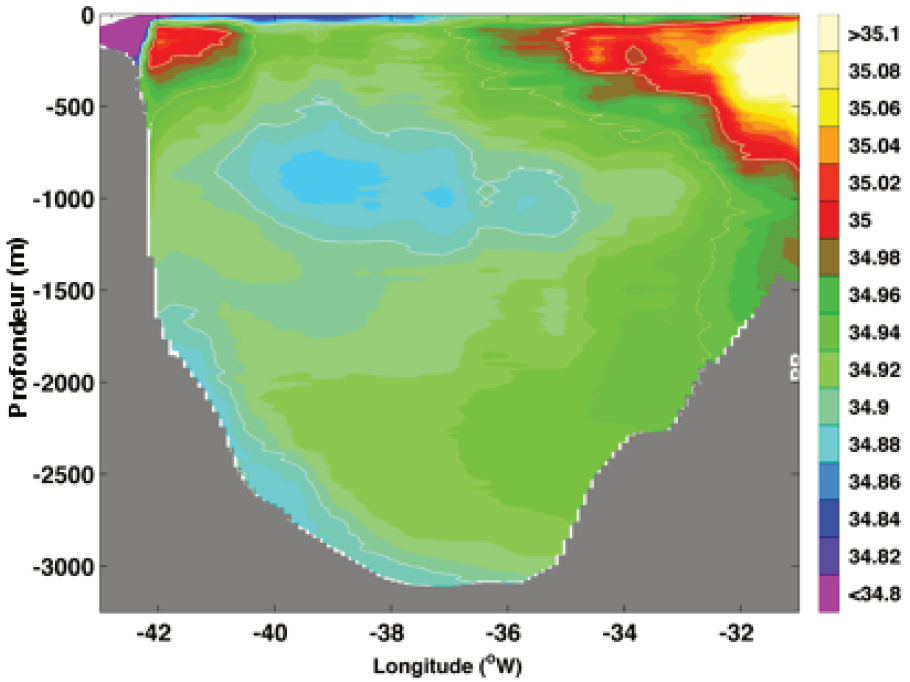


FIGURE 4.2: Salinity along the A25-Ovide line (see Figure 4.1) in the Irminger Basin averaged over 6 hydrographic surveys realized in June-July every 2 years from 2002 to 2012 (Mercier et al., 2015). The LSW core is identified by the salinity minimum localized between about 700 and 1100 m and between 40 and 38 °W.

During the last decade, only a small number of studies have shown that the Irminger Sea is a site for deep convection and investigated the mechanisms that could trigger such an event. Up to now, the description of a given event of deep convection has been limited by the available observations, which, themselves, were limited in space (one location) and time (one profile per year except for the moorings data analyzed by de Jong et al. (2012)). Accordingly, the question that remains to be addressed is the following : What is the spatial extent of deep convection in the Irminger Sea ? Thanks to the Argo program, it is now possible to answer this question. The Argo program provided exceptional sampling of the Irminger Sea in winter 2011-2012 and many of the profiles obtained showed MLDs greater than 700 m, which is the upper limit of the LSW core in the Irminger Sea (Figure 4.2). Among those profiles, 4 exhibited MLDs down to 1000 m. The sampling rate in the Irminger Sea in winter 2011-2012

was 3 to 4 times greater than for the preceding winters. For instance, the number of profiles available between January and April in a box where the Greenland Tip Jets are the most intense (Våge et al., 2008, 2009b), and referred to in the following as the Tip Jet box (TJ box) (Figure 4.1), was 36 in 2012, whereas, on average over the period from 2002 to 2010, it was 9. Using atmospheric reanalyses and results of earlier studies, we investigated the forcing terms responsible for this occurrence of deep convection and compared them to those available in documented past occurrences of such convection.

The paper is organized as follows. Section 4.2 presents the data used in this study, an evaluation of the air-sea fluxes, the methods of estimation of the MLD and the criterion employed to detect the occurrence of Greenland Tip Jets. The episode of deep convection during winter 2011-2012 in the Irminger Sea is described in detail in Section 4.3, with a focus on the spatial pattern and onset of the convective activity. Considering the mixed layer heat budget along the trajectories of 4 floats, we assess the main terms of the heat budget responsible for the mixed layer deepening and deep convection. Finally, the 2011-2012 winter is placed in an interannual context. Section 4.4 concludes the paper.

4.2 Data and methods

4.2.1 Argo data

Our study was based on the Argo dataset downloaded from the Coriolis Data Center (`http://www.coriolis.eu.org`) in October 2012 (no DOI was available at that time). We considered 1118 profiles from 68 Argo floats obtained between 52 ° and 66 °N and between 44 °W and the Reykjanes Ridge during the period from September 2011 to September 2012. The Argo floats provide data every 10 days on temperature (T), salinity (S) and pressure (P) between 0 and 2000 dbar with a typical vertical resolution of 10 db in the upper layers and 25 db at depth. One float (WMO # 5902298) also measured dissolved oxygen concentration (O_2). To obtain a heat budget along the trajectories of the 4 floats (WMO # 4901163, 4901165, 4901166 and 5902298) that detected the deepest MLDs for this winter (Section 4.3.2), the vertical profiles of the 4 floats were linearly interpolated every 10 m from 5 to 1995 m. Argo data undergo a careful quality control procedure including (1) real-time automatic test and adjustment to assign a real-time quality flag and to provide real-time adjustment whenever possible (Wong et al., 2014), (2) delayed-mode adjustment following Owens and Wong (2009), and (3) a final quality check of the basin-scale consistency of the Argo data as part of the Argo Regional Center dataset (Gaillard et al., 2009). Good and probably good (QC flag 1 or 2) Argo data were used in this study. When available, the adjusted field was used. O_2 data from float WMO # 5902298 were corrected with respect to a reference profile collected at float deployment following Takeshita et al. (2013). Overall, the accuracy of the data was 0.01 °C, 0.02, 5 dbar and 8 $\mu mol.kg^{-1}$ for T, S, P and O_2, respectively.

4.2.2 Mixed Layer Depth estimation

The study was based on the determination of MLD from Argo profiles. In order to ensure a robust estimation of the MLDs, three methods were used : the "threshold method" used by de Boyer Montégut et al. (2004), the "split-and-merge method" proposed by Thomson and Fine (2003) and a visual inspection as proposed by Pickart et al. (2003a). The threshold method is based on a density difference between the surface and the base of the mixed layer. Simple to implement, this method has been used in many studies. However the density threshold of 0.03 $kg.m^{-3}$, used by de Boyer Montégut et al. (2004) in establishing their world climatology, overestimated MLD values in the Irminger and Labrador Seas by up to several hundred meters (Figure 4.3a). Based on a visual inspection of a subset of the profiles, a new threshold value of 0.01 $kg.m^{-3}$ was determined for those basins.

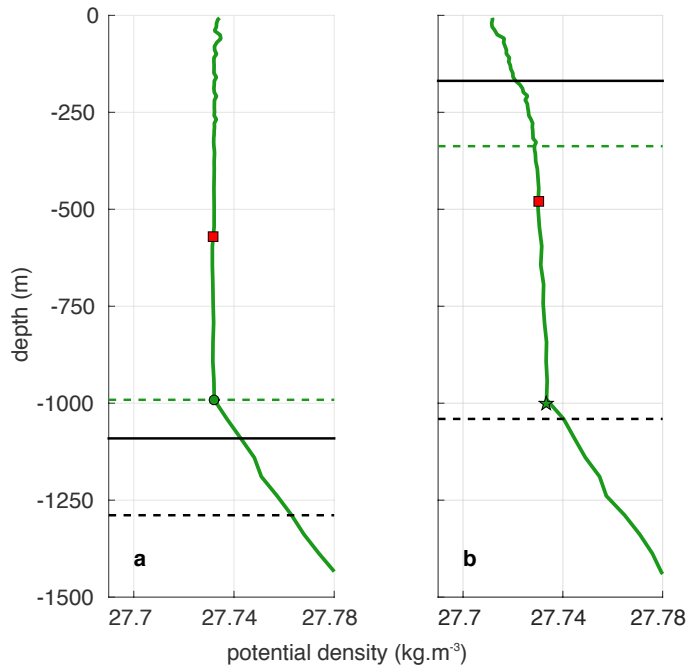


FIGURE 4.3: Example of MLD estimation for 2 profiles collected in the Irminger Sea. (a) Typical vertical profiles observed in the 2011-2012 winter. (b) Typical profiles observed in spring 2012 after the beginning of restratification. (Colored thick lines) Potential density in $kg.m^{-3}$. (Dashed-dotted colored horizontal lines) MLD estimation from the split-and-merge method with an error criterion of 0.003 $kg^2.m^{-6}$. (Black horizontal lines) MLD estimation from the threshold method with a density criterion of 0.01 $kg.m^{-3}$. (Dashed black horizontal lines) MLD estimation from the threshold method with density criteria of 0.03 $kg.m^{-3}$. (Dots or stars) Final estimation of the depth of the mixed or homogeneous layer. (Red squares) Depth at which the potential vorticity is minimum and where the thermohaline properties of the MLD are estimated.

The split-and-merge method is based on the approximation of the profile by a suite of first order polynomials (segments) obtained by minimizing the number of segments while keeping the error ε between the real profile and the approximated profile below a given threshold. The MLD is defined as the base of

the first segment. The maximum error εmax that should not be exceeded is the criterion that must be chosen by the user. Using an analysis of variance (ANOVA) (Wu and Hamada, 2000) that compared the split-and-merge method with the threshold method, we established that the most suitable criterion for MLD estimation with the split-and-merge method in the Labrador and Irminger Seas was $\varepsilon_{max} = 0.003$ $kg^2.m^{-6}$.

MLD determination based on a visual inspection of the profiles is the most accurate method, especially in the weakly stratified subpolar gyre of the North-Atlantic Ocean, but it is inappropriate when dealing with a large number of profiles. For this reason, the MLD for each profile of our dataset was first automatically estimated following the threshold and split-and-merge methods. The MLD value was verified by a visual inspection of the corresponding profile when the two estimates differed (Figure 4.3a), when it was inconsistent with that of nearby profiles or when it was unexpected or exceptionally large. In the following, we consider that an MLD greater than 700 m is the signature of deep convection in the Irminger Sea since it indicates ventilation of the lower limb of the MOC (Section 4.1).

Some of the winter profiles presented a deep homogeneous layer exceeding 700 m below a stratified surface layer. If the comparison with neighboring profiles in space and time indicated that the stratified near-surface layer was recent due, for instance, to recent horizontal intrusion of near surface stratified layers, we considered that the deep homogeneous layer represented a recent mixing event. The MLD was thus set at the base of this deep homogeneous layer. During the restratification phase in spring, some isolated mixed layer profiles also presented a deep homogeneous layer exceeding 700 m (Figure 4.3.b), which will be referred to as a deep isolated mixed layer. Finally, the properties (potential temperature, salinity and potential density) of the deep mixed layers and of the deep isolated mixed layers observed during the restratification phase were calculated in a similar way, at the potential vorticity minimum (Figure 4.3).

4.2.3 Wind data and Greenland Tip Jet detection

Wind and wind-stress used in this study came from the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The fields were available every 12 hours at a horizontal resolution of 0.5 ° in longitude and latitude.

According to Renfrew et al. (2009), the ability of different atmospheric analyses to reproduce the surface fields associated with high winds such as Greenland Tip Jets depends on various model parameters, such as model resolution, surface flux parameterization or atmospheric surface layer scheme. These authors compared the ability of different data sets, including the ERA-40 atmospheric reanalysis from ECMWF (Uppala et al., 2005) and the NCEP reanalysis, to reproduce the surface fields at the Denmark Strait and in the Irminger Sea. They showed that the ERA-40 reanalysis produced turbulent surface fluxes in

reasonable agreement with observations. Since then, the ERA-Interim atmospheric reanalysis has been released (Dee et al., 2011). An improved assimilation scheme and a better horizontal resolution are examples of important improvements made to this reanalysis.

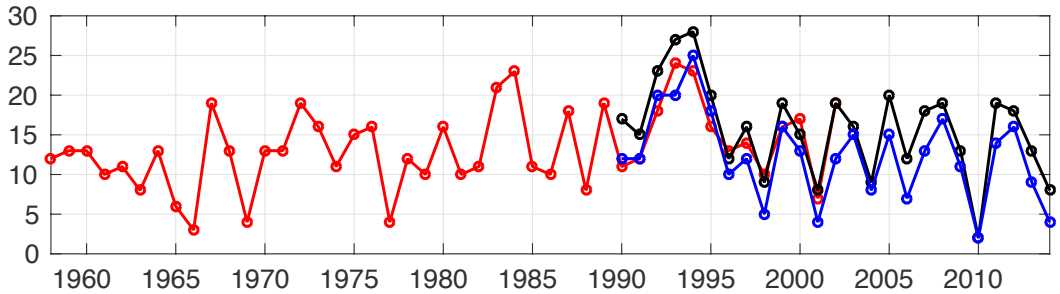


FIGURE 4.4: (Red curve) Time series over 1958-2001 of winter (from November to April) Greenland Tip Jet frequency as obtained by Våge et al. (2009b) and based on the 6 hourly ERA-40 dataset and a Tip Jet criterion of 18 $m.s^{-1}$. (Black and Blue curves) Time series over 1990-2014 of winter (from November to April) Greenland Tip Jet frequency based on the 12 hourly ERA-Interim dataset and a TJ criterion of 18 $m.s^{-1}$ and 19 $m.s^{-1}$, respectively. The year indicated in the time axis corresponds to the year at the end of winter.

We compared ERA-Interim winds with ASCAT (Advanced SCATerometer) wind fields provided by the MetOp satellite (Bentamy et al., 2008) in the TJ box over the period 1 November 2011 – 31 March 2012 (not shown). We did not use ASCAT gridded products (1/4 ° horizontal resolution) because they are available as a daily mean, which is not sufficient to represent Greenland Tip Jets, whose temporal scale is generally less than 1 day (Våge et al., 2009b). We thus used along-track ASCAT data. Note that the 2 datasets are not independent since the ASCAT data are assimilated in ERA-Interim. In agreement with Harden et al. (2011), ERA-Interim wind speed was found to be slightly underestimated compared to ASCAT wind speed (by 1-2 $m.s^{-1}$) for moderate wind speed (less than 20 $m.s^{-1}$). As with the ERA-40 reanalysis (Våge et al., 2009b), a threshold effect appeared at high wind speed : the ERA-Interim wind speed never exceeded 27 $m.s^{-1}$ while ASCAT wind speed reached values greater than 35 $m.s^{-1}$. Despite these limitations, agreement between ASCAT data and ERA-INTERIM was good overall. Since the ASCAT data did not have the necessary resolution for Greenland Tip Jet detection, ERA-INTERIM was used for this purpose. The criterion was based on the zonal wind speed averaged in the TJ box and was designed to provide results similar to those obtained by Våge et al. (2009b) for the period 1958 - 2002. Using 12-hourly ERA-interim winds, the best agreement with Våge et al. (2009b) was given by using a zonal wind speed averaged in the TJ box that was greater than 19 $m.s^{-1}$ (Figure 4.4) after 1995 and greater than 18 $m.s^{-1}$ in the early 1990s. As using 18 or 19 $m.s^{-1}$ did not significantly affect our results, we used the criterion that provided the best agreement over the whole common period (1992 - 2002), which was 19 $m.s^{-1}$. The Greenland Tip Jet detection was considered over 1990 - 2012 in order to put the winter 2011 - 2012 winter in an interannual context.

4.2.4 Air-sea heat fluxes and SST

Net air-sea heat fluxes and sea surface temperatures (SST) were taken from the ERA-Interim reanalysis at the same spatial and temporal resolution as the wind fields (see Section 4.2.3).

ERA-Interim net air-sea heat fluxes were used preferentially in this study as they had been validated against observations in this region before with good results (Renfrew et al., 2009; Harden et al., 2011). Net air-sea heat fluxes from the numerical weather prediction model ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) (Déqué et al., 1994) and from NCEP (National Centers for Environmental Prediction) Reanalysis 2 (Kanamitsu et al., 2002) were also used to verify the robustness of our results. Both fields were available at 1/2 ° horizontal resolution and as a daily mean. The comparison was made in the TJ box (Figure 4.5). The mean and rms differences between ERA-Interim data and ARPEGE (or NCEP) data were 22.9 and 36.1 $W.m^{-2}$ respectively (or -13.8 and 49.7 $W.m^{-2}$, respectively). Most importantly for our study, the correlation between the time series was remarkably high (more than 98 % in both cases), with heat loss peaks detected at the same dates with the 3 products, especially during winter. However some differences affected the amplitudes of the stronger events. For instance, the NCEP model provided more extreme values (positive or negative) than ERA-Interim and ARPEGE.

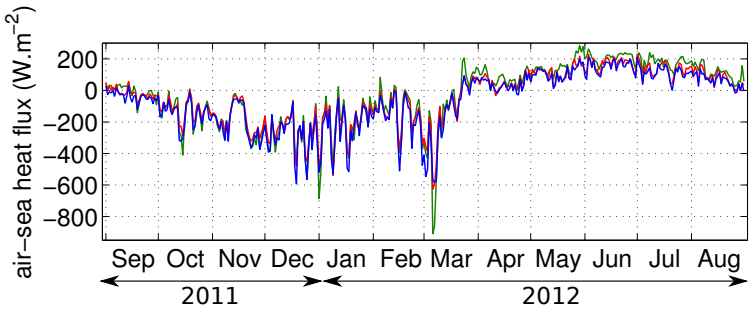


FIGURE 4.5: Time series of the net air-sea heat fluxes averaged over the TJ box from NCEP (green curve), ERA-Interim (red curve) and ARPEGE (blue curve) between 1 September 2011 and 31 August 2012. Positive value represents an oceanic heat gain.

4.2.5 Absolute Dynamic Topography

Absolute Dynamic Topography (ADT) data provided by AVISO (Archiving Validation Interpretation Satellites Oceanographic data ; `http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/`) were used in this study (Section 4.3) to visualize the intensity and delimit the location of the Irminger Gyre (Våge et al., 2011) and as an indicator of the preconditioning of the water column (de Jong et al., 2012). ADT fields have been available every 7 days since October 1992 with a horizontal resolution of 1/3 °. During February

- March 2012, ADT fields were available at the following dates : 22 and 29 February and 7, 14, 21, 28 March 2012.

4.3 Basin-scale deep convection in the Irminger Sea during winter 2011-2012

4.3.1 Temporal evolution and spatial extent

Analysis of MLDs during winter 2011 - 2012 revealed the presence of an exceptionally large number of profiles (41) over the Irminger Basin with MLDs exceeding 700 m. Such mixed layers are qualified as "deep" in what follows. Among them, 4 profiles exhibited an MLD of 1000 m (Figures 4.6 and 4.7b), which was the maximum value observed for the winter analyzed. A large number of spring profiles (17) also presented an isolated mixed layer deeper than 700 m, 5 of which reached 1000 m (Figure 4.7b).

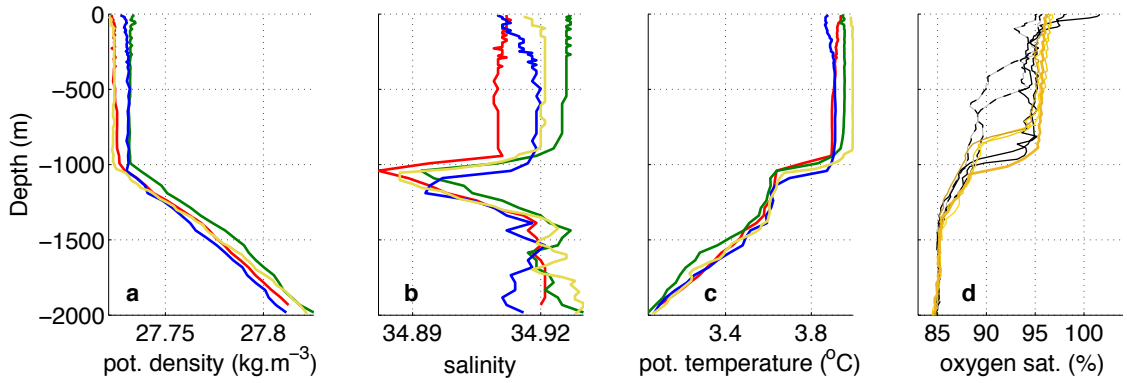


FIGURE 4.6: Potential density ($kg.m^{-3}$) (a), salinity (b) and potential temperature (°C) (c) profiles from floats 4901163 (red), 4901165 (green), 4901166 (blue) and 5902298 (yellow) with an MLD of about 1000 m. (d) Oxygen saturation (%) profiles from float 5902298 at 30 January and 18 February (black dashed lines), at 19 February, 29 February, 10 March and 20 March (yellow lines) and at 30 March and 9 April (black lines) 2012.

The MLD evolution during winter 2011 - 2012 is first described along the trajectories of the floats 4901163, 4901165, 4901166 and 5902298 (Figure 4.7a), which exhibited the deepest MLD values during this period. While float 5902298 remained in the Irminger Sea (east of 44 °W) during the whole period, the other three floats were located in the Labrador Sea in September 2011. These three floats followed a similar pathway while traveling toward the Irminger Sea but with different timing. They entered the Irminger Sea at the end of October 2011 (4901163), end of December 2011 (4901165) and end of January 2012 (4901166), where they remained until the end of the winter. The mixed layer deepening was synchronous for the 4 floats and occurred from early November 2011 to mid-March 2012 (Figure 4.7b). It ended abruptly and simultaneously for the 4 floats after mid-March with the onset of

the spring restratification characterized by the presence of a near-surface stratified layer above a deep homogeneous layer (Figure 4.7b).

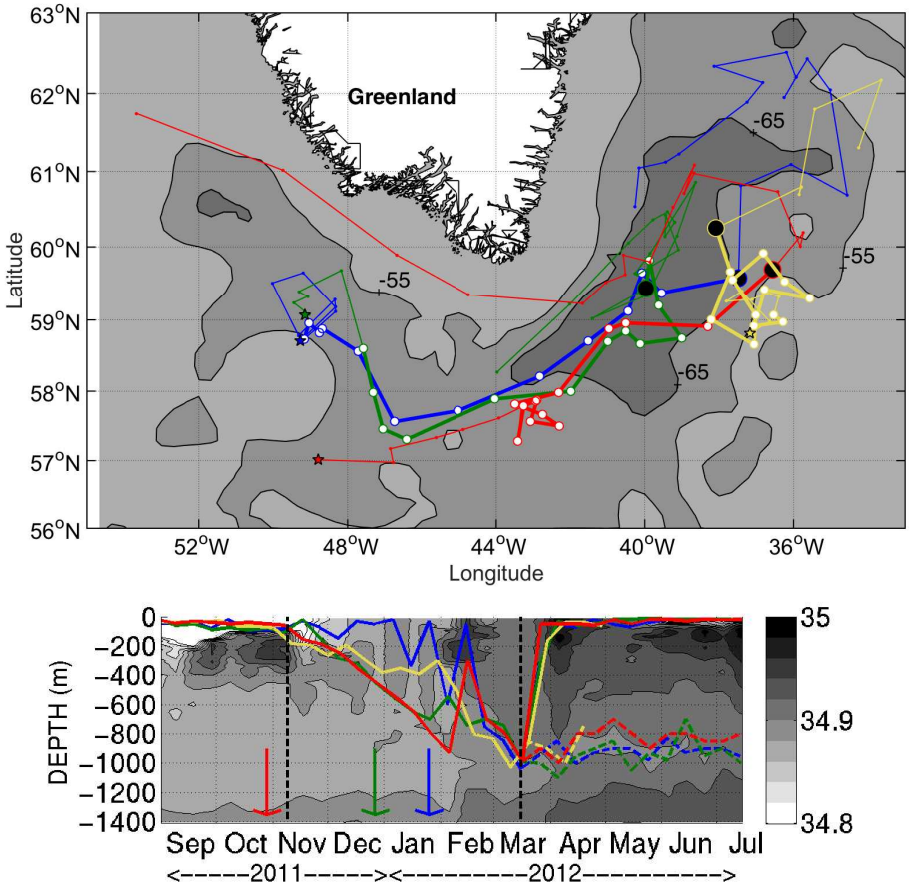


FIGURE 4.7: (a) ADT contours (-55 and -65 cm) on 14 March 2012 and trajectories of floats 4901163 (red line), 4901165 (green line), 4901166 (blue line) and 5902298 (yellow line) between 1 September 2011 and July 2012. The first position is represented as a star. White dots represent profile positions during the MLD deepening phase (see (b)) and black dots represent the positions of the 1000 m MLD. (b) MLD time series for floats 4901163 (red line), 4901165 (green line), 4901166 (blue line) and 5902298 (yellow line) between 1 September 2011 and July 2012. The colored dashed lines represent the depth of the homogeneous layer observed below the near-surface stratified layer in spring. The black dashed lines delimit the deepening period, which was similar for the 4 floats (9 November 2011 - 16 March 2012). Arrows indicate when each float entered the Irminger Sea (east of 44 °W). The contours represent salinity values on a section along the trajectory of float 4901163.

The deep convection observed during winter 2011-2012 is now further described by considering horizontal maps indicating the positions of the profiles with deep mixed layers (Figure 4.8). The deep mixed layers were observed over a large area extending from the south of Cape Farewell to the central part of the Irminger Sea and bounded by the -55 cm ADT contour that defines, in agreement with Våge et al. (2011), the Irminger Gyre. They were generally observed within or to the east of the Irminger Gyre core,

which is defined by the -65 cm ADT contour. These maps allow the following chronology of the event to be described :

1. No profile with a deep mixed layer was observed before 18 January 2012. From 18 January to 3 February 2012, 45 % of the profiles located inside the Irminger Gyre had an MLD greater than 700 m (Figure 4.8a). This ratio increased to 69 % (9 out of 13 profiles) when profiles south of 61 °N were considered. Most of the deep mixed layer profiles (8 out of 9) were localized south of Cape Farewell in the southern part of the Irminger Gyre, in an area referred to as the south box below (Figure 4.8). Profiles with the deepest mixed layers observed during this period (800 m) were localized in this box. One profile with a deep isolated mixed layer was also observed east of Greenland in the area referred to as the north box but, because of a lack of data, it was not possible to know whether there was continuity between those two areas or not.
2. From 4 February to 20 February 2012, a similar number of deep mixed layers were observed within the Irminger Gyre (9 profiles) but represented a lower proportion (30 % of the profiles) compared to the previous period. Those profiles were located to the east of the core of the Irminger Gyre (Figure 4.8b), which was narrower than in the previous and following periods. This suggests that, during this period, the deepening slowed down compared to the previous period.
3. From 21 February to 8 March, 46 % (11 out of 24) of the profiles localized inside the Irminger Gyre had an MLD greater than 700 m (Figure 4.8c). Profiles with a deep mixed layer were observed further north than in the first period. Most of them were observed east of Greenland, in the north box (Figure 4.8c,e), except for one that was located south of 58 °N. During this period, the deepest mixed layers reached 850 m east of Greenland.
4. A final deepening phase then occurred between 9 and 25 March 2012. During that period, 60 % of the profiles (12 out of 20) exhibited a deep mixed layer. All of them had an MLD greater than 800 m. Those profiles were localized east and south of Greenland ; 8 were in the north box, while 3 were in the south box. Between 9 and 16 March 2012, 4 profiles in the north box exhibited MLDs of about 1000 m (Figure 4.8d,e) while the most western profile in the south box exhibited an MLD of 950 m. The extent of the core of the Irminger Gyre (ADT contour of -65 cm) was as large as in the previous period and larger than in the other three periods. As will be shown in Section 4.3.3, the ADT value averaged in the two boxes reached a minimum during this period. The deepening period stopped abruptly after 25 March 2012.
5. During the next 17 days, no profiles with a deep mixed layer were observed and 58 % (14 out of 24) of the profiles were characterized by an isolated mixed layer deeper than 700 m, 5 of which even reached 1000 m (Figure 4.8f).

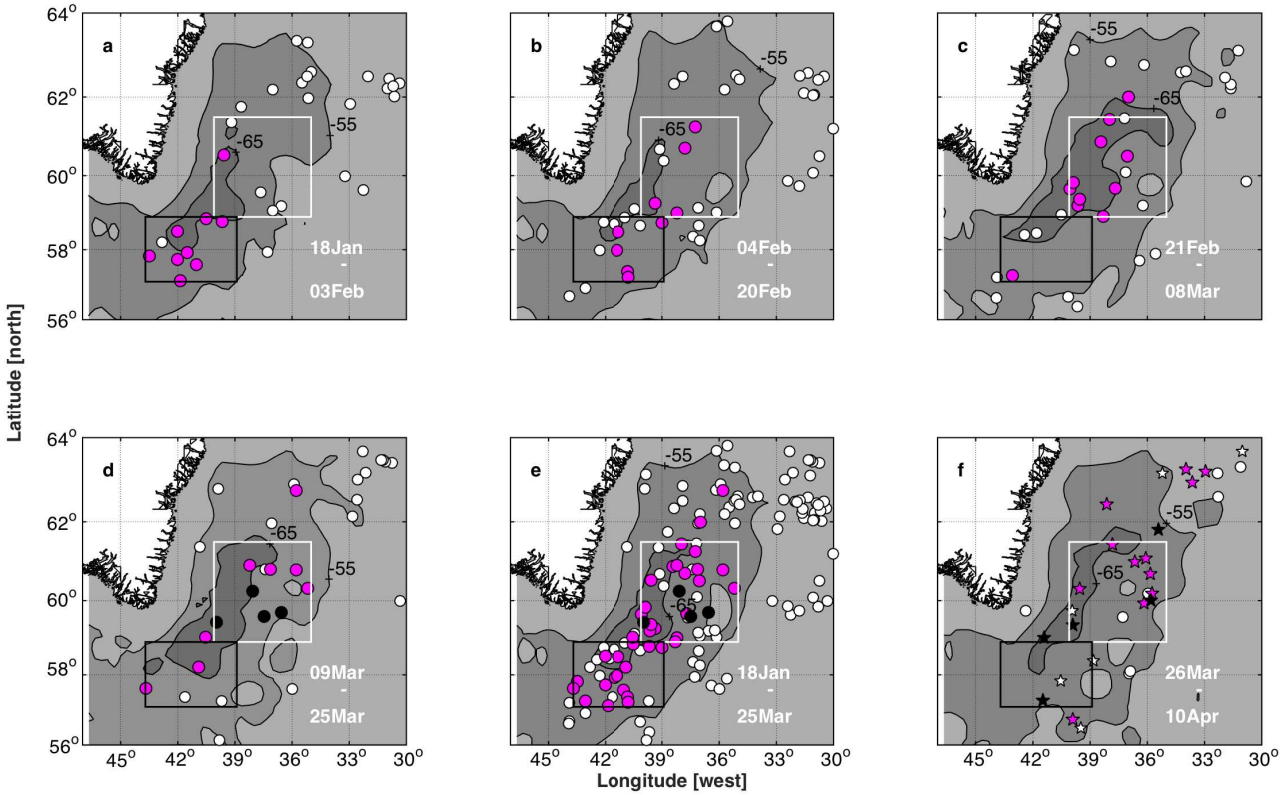


FIGURE 4.8: Argo profiles positions in the Irminger Sea over (a) 18 January to 03 February 2012 ; (b) 04 February to 20 February 2012 ; (c) 21 February to 08 March 2012 ; (d) 09 March to 25 March 2012 ; (e) 19 January to 25 March 2012 ; (f) 26 March to 10 April 2012. MLDs less than 700 m are plotted as circle filled in white, MLDs greater than 700 m are in magenta and MLDs equal to about 1000 m are in black. Stars represent profiles with a homogeneous layer deeper than 700 m below a stratified near-surface layer. Contours are Absolute Dynamic Topography (ADT) averaged over the period covered in each panel. The isolines correspond to the contours -55 and -65 cm. The black and white boxes are the south and north boxes, respectively.

Our dataset revealed that the deepening of the mixed layer occurred in large regional areas. We observed a deepening of the mixed layer south of Cape Farewell down to 800 m in late January and a deepening down to 1000 m east of Greenland in late February. The hypothesis that the mixed layer deepening occurred simultaneously over a single large area extending from south of Cape Farewell to the northern part of the Irminger Gyre, as suggested by the few profiles exhibiting deep mixed layers east of Greenland in January and south of Cape Farewell in late February-mid March, cannot be excluded. The deep profiles were generally observed within or to the east of the Irminger Gyre core. The lack of deep profiles to the west of the Irminger Gyre core might be due to a sampling bias but physical processes, like the presence of the warm, salty Irminger water flowing southward with the East Greenland/Irminger Current (Pickart et al., 2005) (Figure 4.2) might also be involved. This reveals that, following on from the exceptional sampling during the winter of 2011 - 2012 by Argo floats, even denser and more uniform sampling would be needed for a full description of the spatial pattern resulting from deep convection events in the Irminger Sea.

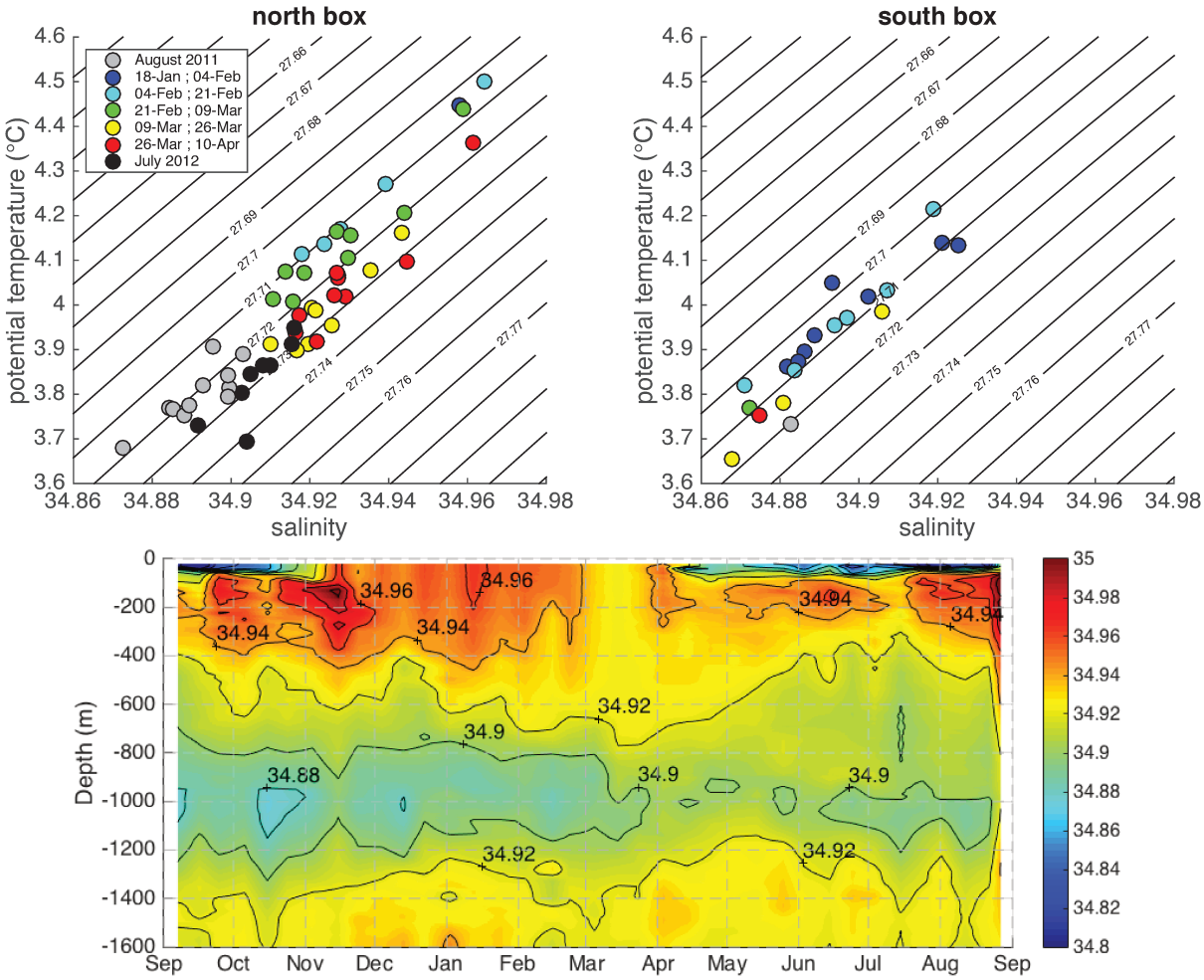


FIGURE 4.9: (Upper panels) θ/S properties in the north (left panel) and south box (right panel) of the deep mixed layer and the deep isolated mixed layers between 18 January and 4 February (cyan dots), 4 February- 21 February (blue dots), 21 February- 9 March (green dots), 9 March-25 March (yellow dots) and 25 March-10 April 2012 (red dots). Gray and black dots represent properties of the LSW found in the two boxes and averaged over 700-1000 m depth. The properties are estimated at the end of August 2011 from Argo profiles (gray dots) and in June-July 2012 from the hydrographic data collected along the Ovide line (Mercier et al., 2015). (Lower panel) Salinity time serie in the north box based on all the Argo profiles available in the box and averaged over 15 days period.

The deep mixed layers and the deep isolated mixed layers were warmer and saltier in the north box than in the south box (Figure 4.9). The properties in the north box at the end of the convective period, which ranged between 3.85 and 4.15 °C and between 34.91 and 34.95 (Figures 4.6 and 4.9), were similar to those found by de Jong et al. (2012). In the south box, the properties at the end of the convective period ranged between 3.65 and 4°C and between 34.86 and 34.91. The differences between the two boxes were density compensated in the early period. The potential density of the deep mixed layers and deep isolated mixed layers was about 27.70 - 27.71 $kg.m^{-3}$ in the two boxes. In the north box, the density of those mixed layers increased to 27.72 - 27-73 $kg.m^{-3}$ at the end of the convective period

and during the restratification phase. The few profiles available in the south box suggested that the potential density was between 27.1 and 27.2 $kg.m^{-3}$. More profiles would be necessary in the south box to confirm the difference between the two boxes, which could be taken as further indirect evidence that the LSW found in the Irminger Sea was not entirely advected from the Labrador Sea, as suggested by Yashayaev et al. (2007) for instance.

The salinity time series in the north box, based on Argo salinity profiles, clearly shows the presence of a salinity minimum centered near 1000 m depth and associated with the LSW core. The homogeneous salinity profiles down to nearly 1000 m mark the deep convection event that occurred in early March. Interestingly, the salinity of the LSW between 800 and 1000 m increased during this event and remained high until mid-June. This confirms that the deep convection observed during winter 2011 - 2012 in the Irminger Sea reached the LSW and partially modified its properties through the vertical redistribution of the salty waters found in the first hundred meters of the water column from September to February (Figure 4.9). The salinity of the LSW layer decreased after mid-June, which suggests the arrival of water from the Labrador Sea. Despite this partial renewal, the LSW found in the north box remained saltier and denser in summer 2012 than in summer 2011 (Figure 4.9).

The temporal evolution of the oxygen profiles from float 5902298 testifies to the local and rapid ventilation of the mixed layer by the deep convection (Figure 4.6). Profiles collected between 30 January and 20 March showed oxygen saturation of about 94-96 % in the mixed layer. Such values are typical of deep overturning events (Reid, 1982) because the water is cooled and convected away from the sea surface at a much faster rate than oxygen can equilibrate between the surface waters and the atmosphere (Clarke and Coote, 1988). The oxygen saturation of the water masses lying below this upper layer was 85-90 %, indicating that the corresponding water masses were formed during preceding winters. From 30 January to 10 March, the depth of the 94-96 % saturation layer increased from about 300 m to 1000 m. In addition, oxygen saturation for profiles collected from 19 February to 20 March was very homogeneous from the surface to 800 or 1000 m, demonstrating the on-going convective activity. After mid-March, the absence of convective activity was characterized by oxygen profiles that were less homogeneous vertically because of lateral intrusion or mixing with adjacent water masses (Körtzinger et al., 2004) and because near-surface restratification resulted in surface water saturation or even supersaturation due to biological activity (Figure 4.6d). No more profiles were available from float 5902298 after 9 April 2012.

4.3.2 Heat budget

To go further in the description of the deep convection that occurred during the winter of 2011-2012 in the Irminger Sea, a mixed layer heat budget was calculated along the trajectories of the 4 floats described previously, following de Boisséson et al. (2010). The heat budget was expressed as follows :

$$h\delta_t < T >= \frac{F_{net}}{\rho_0 C_P} - U_E \delta_x T - V_E \delta_y T - [< T > -T(-h)]\, W_{Ekman} \quad (4.1)$$

where ρ_0 is the surface-referenced density, C_P is the heat capacity of the sea water, h is the MLD, T is the potential temperature, $< T >$ is the potential temperature averaged over h, F_{net} is the net air-sea heat flux, (U_E, V_E) are the eastward and northward components of the Ekman horizontal transport and wekman is the vertical Ekman velocity. Equation 4.1 expresses the balance between the heat content variation (HCV, lhs), the net air-sea fluxes (first rhs term), and the heat flux induced by the horizontal and vertical Ekman advection acting on horizontal and vertical temperature gradients (two last rhs terms). We will refer hereinafter to those terms as the horizontal and vertical Ekman heat fluxes. To derive this equation from that originally proposed by Caniaux and Planton (1998), a few assumptions were made and were detailed by de Boisséson et al. (2010). We considered that the contributions to the mixed layer temperature changes by the Ekman and the geostrophic flows are distinct and we assumed that the same mixed layer water mass was sampled by two consecutive profiles, which is strictly true only in absence of vertical shear in the horizontal velocity field. Hence, we do not expect the Argo float, which is drifting at 1000 m during about 9 days and at the sea surface during few hours, to perfectly follow the mixed layer water mass. There is thus an unaccounted contribution of the geostrophic advection that cannot be directly estimated along the trajectory of the Argo float. To minimize the contribution of this unaccounted term, we followed the procedure implemented by de Boisséson et al. (2010) who discarded consecutive Argo profiles that clearly did not sample the same mixed layer water mass, as for instance for float 4901163 that showed an abrupt decrease in the MLD in February 2012 (Figure 4.7b). We also assumed that the Ekman layer is contained in the mixed layer, we thus used SST data to estimate the horizontal temperature gradients needed for the computation of the horizontal Ekman heat flux. The vertical Ekman heat flux is expected to potentially play a role during the preconditioning period but not during the convective period, as the thickness of the Ekman layer does not exceed about 150 m (Wijffels et al., 1994). Finally, as in de Boisséson et al. (2010), horizontal diffusion and vertical diffusion across the base of the mixed layer were neglected, as well as advection of heat by horizontal velocity deviations from the mean.

The mixed layer heat budget was then estimated along the trajectories of the 4 floats from September 2011 to April or July 2012 depending on data availability. For each float, the 4 terms of the budget were calculated along the float trajectory between each consecutive pair of profiles separated by 10 days. For each pair of profiles, HCV was computed in considering a layer which depth was chosen as the deepest MLD of the two profiles (de Boisséson et al., 2010). The net air-sea heat fluxes and the SSTs are obtained directly from ERA-Interim while the Ekman horizontal transports and the vertical Ekman advection are derived from ERA-Interim wind fields (see Section 4.2.3). The net air-sea heat

fluxes from NCEP and ARPEGE are also used to check the robustness of our results. Each term on the rhs of equation were interpolated on a daily basis at float profile positions, determined assuming a rectilinear drift of the float at the parking pressure (de Boisséson et al., 2010).

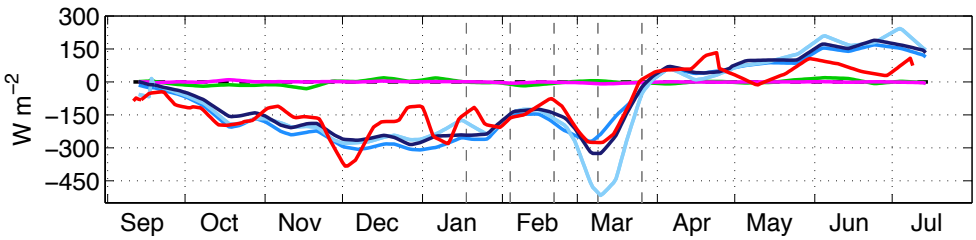


FIGURE 4.10: Mixed layer heat budget along the trajectories of float 4901163, 4901165, 4901166 and 5902298, averaged for the 4 floats. (Red curves) Heat content variation (HCV). (Dark blue, cyan and blue curves) Net air-sea heat fluxes from ERA-Interim, NCEP and ARPEGE, respectively. (Green and magenta curves) Horizontal and vertical Ekman contributions, respectively. A negative value corresponds to a heat loss by the mixed layer. The dashed lines delimit periods identified in Figure 4.8, 18 January – 3 February, 4 February – 20 February, 21 February – 8 March and 9 March – 25 March.

As observed for the mixed layer deepening, the heat content variations and the net air-sea fluxes evolution were synchronous along each float trajectory (not shown). We thus averaged the heat budget terms of the 4 floats because we considered that they were representative of this non-localized deep convection occurring at least at a regional scale (Figure 4.10). This averaged procedure smooth the individual curves and provide more robust estimates of the different terms of the mixed layer heat budget. The three datasets provided similar results. At low frequency, the heat budget was nearly balanced by the HCV and net air-sea heat flux terms. From September to Mid-March, air-sea heat loss induced a cooling of the mixed layer. After mid-March, the net-air sea heat fluxes became positive, leading to a warming of the mixed layer. The amplitudes of those two main terms varied between 200 and -400 $W.m^{-2}$ (and even greater with the NCEP heat fluxes). The horizontal and vertical Ekman heat fluxes, varied between $\pm$ 10 $W.m^{-2}$ and between about $\pm$ 31 $W.m^{-2}$, respectively. During the whole period, they were one order of magnitude weaker than the net air-sea heat fluxes. Using heat fluxes estimated from ERA-Interim fields, the mean difference between HCV and the three other terms of the budget (Equation 4.1) was 4.2 $\pm$ 19.4 $W.m^{-2}$. The mean difference was larger when considering NCEP (17.4 $\pm$ 24.2 $W.m^{-2}$) and ARPEGE (21.1 $\pm$ 19.8 $W.m^{-2}$). The budget was closed within error bars with ERA-Interim and NCEP, which validates the assumptions made to derive Equation 4.1. This also suggests that the bias in the air-sea heat fluxes in that region is less than about 25 $W.m^{-2}$ and highlights the overall good quality of the heat fluxes in the subpolar gyre as also shown by de Boisséson et al. (2010) in the Iceland Basin. The amplitude of the standard errors reflects discrepancies observed on a monthly time scale between the net air-sea heat fluxes and the mixed layer heat content variations.

Note however the agreement between the HCV and the net air-sea heat flux terms during the convective period in early March when the large heat loss in the mixed layer and in the air-sea fluxes were observed as well as the deepest mixed layers. During this period, heat loss was much larger in NCEP than in ERA-Interim and ARPEGE (Figures 4.5 and 4.10). The comparison with HCV suggests that the NCEP heat loss is overestimated.

At the end of the convective period (25 March 2012), the cumulated mixed layer heat content change since September 2011 was -25.9 x 10^8 J while the cumulated net air-sea heat fluxes reached -30.8 x 10^8 J, i.e. a difference between the two main terms of the heat budget of 4.9 x 10^8 J. About 17 % of this difference is explained by the Ekman terms, for which the cumulated values reached 0.7 x 10^8 J and -0.1 x 10^8 J for the horizontal and vertical heat transport divergence, respectively. The residual comes either from the neglected terms, or from the assumptions made or from errors in the atmospheric forcing, or from a combination of all of them.

To conclude, the mixed layer heat budget averaged along the trajectories of the 4 floats is closed within error bars. It shows that the net air-sea heat fluxes were the main drivers of the mixed layer heat content variations along the float trajectories (Figure 4.10). Horizontal and vertical Ekman heat fluxes are of second order in the budget.

4.3.3 Heat fluxes and role of the Greenland Tip Jets

We then investigated the mechanisms that led to the heat loss observed during the 2011-2012 winter. Due to the agreement between the three air-sea flux datasets for the heat budget calculation (Section 4.3.2) and strong heat loss events (Figure 4.5), we considered only the ERA-Interim dataset in the following. Våge et al. (2008) showed the importance of strong intermittent wind events, such as the Greenland Tip Jets, for the development of a deep winter mixed layer in the Irminger Sea. Using ERA-interim wind and the Greenland Tip Jet detection criterion defined in Section 4.2.4, we estimated that 16 Greenland Tip Jet events occurred in the TJ box between 1 November 2011 and 30 April 2012 (Figure 4.11), the period considered by Våge et al. (2009b). Among those events, 3 lasted more than 24 hours and even longer for 2 of them. Våge et al. (2009b) estimated over 1957-2002 that the mean duration of a Greenland Tip Jet is less than 24 hours and that there are, on average, 13 $\pm$ 5 Greenland Tip Jets between November and April, the maximum being 20-25 Tip Jets. Compared to those values, the 2011-2012 winter was intense but not exceptional in terms of number of Greenland Tip Jets events. However, the two events that occurred between 31 December and 2 January and between 5 and 9 March were exceptional when considering their duration because they lasted about 48 and 84 hours, respectively.

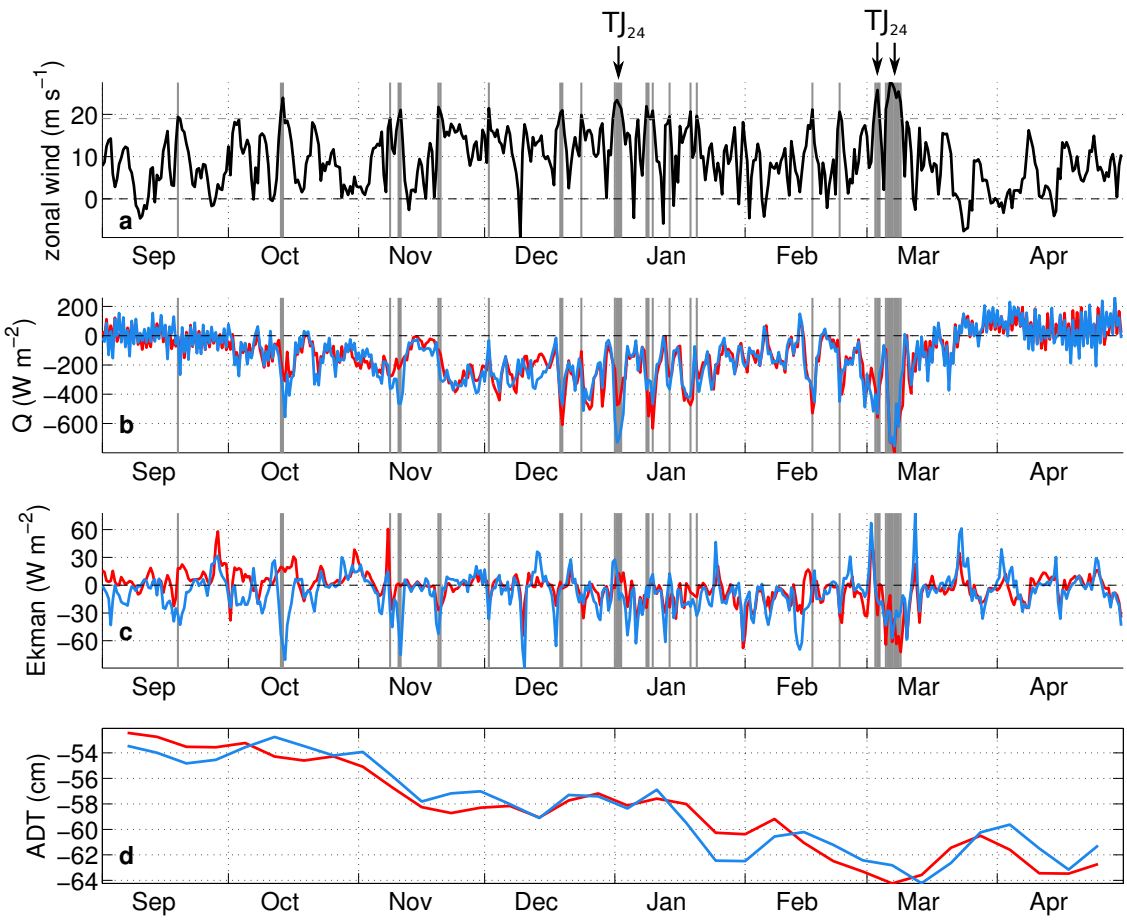


FIGURE 4.11: Time-series from 1 September 2011 to 30 April 2012 of (a) the maximum value of the zonal wind speed in the TJ box, (b) the net air-sea heat fluxes averaged over the north (red) and south (blue) boxes, (c) the surface heat fluxes associated with horizontal Ekman transport averaged over the north (red) and south (blue) boxes (d) ADT averaged over the north (red) and south (blue) boxes (see Figure 4.1). The vertical bands correspond to zonal wind speed exceeding 19 $m.s^{-1}$. TJ_{24} identifies Greenland Tip Jet events longer than 24h.

The sequence of those events are compared to the net air-sea heat fluxes, the horizontal Ekman heat fluxes and the ADT, averaged over the north and south boxes (Figure 4.11). The vertical Ekman heat fluxes are neglected here as they are not expected to play a role during winter when the mixed layer is deeper than the Ekman layer. Due to the general storminess in that area, a net air-sea heat loss is observed in the two boxes from early October to end of March. Most of the large heat loss events identified by values typically greater than 400 $W.m^{-2}$ in the heat loss time series are associated with a Greenland Tip Jet. In the north box for instance, this is the case for 10 of the 11 large heat loss events. This confirms the dominant role of the Greenland Tip Jets to explain those large heat loss events. Most of the Greenland Tip Jets occurred in late December-early January and were associated for some of them with a mean heat loss greater than 400 $W.m^{-2}$ or even more (Figure 4.11b). Locally, the heat was even greater than 800 $W.m^{-2}$ in some cases (not shown). Then no Greenland Tip Jet was observed between mid-January and mid-February. Four Greenland Tip Jets were observed between mid-February and

Mid-March. The last two Greenland Tip Jets were long and intense and were observed 2-3 March and 5-9 March. The last Greenland Tip Jet was associated with a mean heat loss greater than 600 $W.m^{-2}$ (Figure 4.11b) in the two boxes and with locally extremely large heat loss of about 1000 $W.m^{-2}$ (not shown). For each Greenland Tip Jet, large heat losses are similarly observed in the two boxes (Figure 4.11b), with however some differences in the heat loss amplitude except for the last Greenland Tip Jet for which the agreement between the two boxes is striking. Nevertheless, the cumulated heat loss at the end of the convective period (25 March 2012) was very similar in the two boxes. It reached 29.4 x 10^8 J and 30.5 x 10^8 J in the north and south boxes, respectively.

When considering the horizontal Ekman heat fluxes, the difference between the two boxes was larger than for the net air-sea heat fluxes (Figure 4.11c) suggesting that the horizontal Ekman heat fluxes are associated with a smaller spatial scale compared to that of the net air-sea heat fluxes. The values of this term never exceeded $\pm$ 90 $W.m^{-2}$. This term was negative in the two boxes during the last two Greenland Tip Jet events of early March. It reached about -70 $W.m^{-2}$ in the two boxes. During that period of time, the wind stress pattern induced a Ekman-induced heat loss that reinforced (by about 10 %) the heat loss induced by the net air-sea heat fluxes. The cumulated heat loss between 1 September and 25 March is one order of magnitude less than the heat loss amplitude induced by the net air-sea fluxes and reached 0.5 x 10^8 J and 1.4 x 10^8 J in the north and south boxes, respectively. Those results complement previous findings from Pickart et al. (2003a) regarding Ekman contribution to deep convection. Those authors showed that in an idealized model of the deep convection in the Irminger Sea, the Ekman pumping preconditions the water column as it decreases the thickness of the warm surface layer in the region where the buoyancy loss is maximum, reducing the heat to be removed during winter. Those authors also showed in their idealized model that with no wind stress, the final volume of ventilated water in their model is reduced by about 35 %.

The winter heat loss gradually deepened the mixed layers from November to Mid-March. The apparition of the first deep mixed layer in early January followed the long Greenland Tip Jet event observed between 31 December 2011 and 2 January 2012 and associated with intense heat loss. The absence of Greenland Tip Jet events between mid-January and mid-February coincided with reduced heat loss (Figure 4.11) and with a slowdown in the mixed layer deepening (Figure 4.8b). Finally, the two consecutive, long and intense Greenland Tip Jets of early March coincided with the final deepening phase down to 1000 m. The large heat loss leading to this last deep convection event was not only due to the net air-sea heat fluxes but also to the horizontal Ekman heat fluxes, both being forced by the early March Greenland Tip Jets.

The mixed layer deepening induced by the winter heat loss from November to Mid-March is accompanied with a decrease in the ADT of about 10 cm in the three boxes between November and Mid-March (Figure 4.11d). The ADT reached a minimum at the end of the convective period.

To conclude, the role of the Greenland Tip Jet events was dominant in the mixed layer deepening in the Irminger Basin during the 2011-2012 winter. Although this winter was an average winter in terms of number of Greenland Tip Jets, the two exceptional late events, in terms of duration and heat loss, had a crucial role to trigger the final mixed layer deepening phase, leading to the observed 1000 m deep mixed layers.

4.3.4 Interannual context

The interannual (1992-2013) context of the deep convection observed during winter 2011-2012 is now investigated based on several indicators that we associate with the development of the deep convection in the Irminger Sea. We first considered the number of Greenland Tip Jets by winter (Figure 4.4) as well as the number of late (March) Greenland Tip Jets. This latter number is estimated from the monthly occurrence of high wind speed events in the TJ box calculated as the number of 12h wind field for which the maximum wind speed in the TJ box exceeds 19 $m.s^{-1}$ (Figure 4.13).We also considered the ADT, the cumulated net air-sea heat fluxes and the cumulated horizontal Ekman heat fluxes. To be consistent with the Greenland Tip Jets estimates, they are spatially averaged over the TJ box. We also considered the NAO index. It was in a high positive state at the beginning of the nineties, it shifted to a negative value in the winter 1995/1996 and oscillated between positive and negative values since then (Figure 4.12d). After the 1995/1996 shift, the Irminger Sea became more stratified as revealed by the ADT increase (Figure 4.12c) and the intensity and structure of the horizontal circulation in the Irminger Sea were modified (Häkkinen and Rhines, 2004; Våge et al., 2011).

We considered that a year is running from 1 September to 31 August of the following year in order to take into account the heat losses that occur from the beginning of autumn. For a given year, the heat fluxes were thus cumulated from 1 September to 31 August of the following year, after removing the mean annual cycle from the time series calculated over 1992 - 2012 (Figure 4.12b,c). On average over 1992 - 2012, the net air-sea heat fluxes and the horizontal Ekman heat fluxes remove heat from the TJ box. The 1992 - 2012 mean cumulated air-sea heat flux peaks at about -24 x 10^8 J in March and then increased to -10 x 10^8 J in August. The 1992 - 2012 mean cumulated horizontal Ekman heat flux reaches -0.5 x 10^8 J in March and then increases to a value close to 0 in August. Interestingly, despite differences in the amplitude of the absolute values of those two terms, their anomalies are of the same order of magnitude : the Ekman contribution anomalies are about $\pm$ 2.3 x 10^8 J and the air-sea heat flux anomalies are about $\pm$ 8.8 x 10^8 J (Figure 4.12).

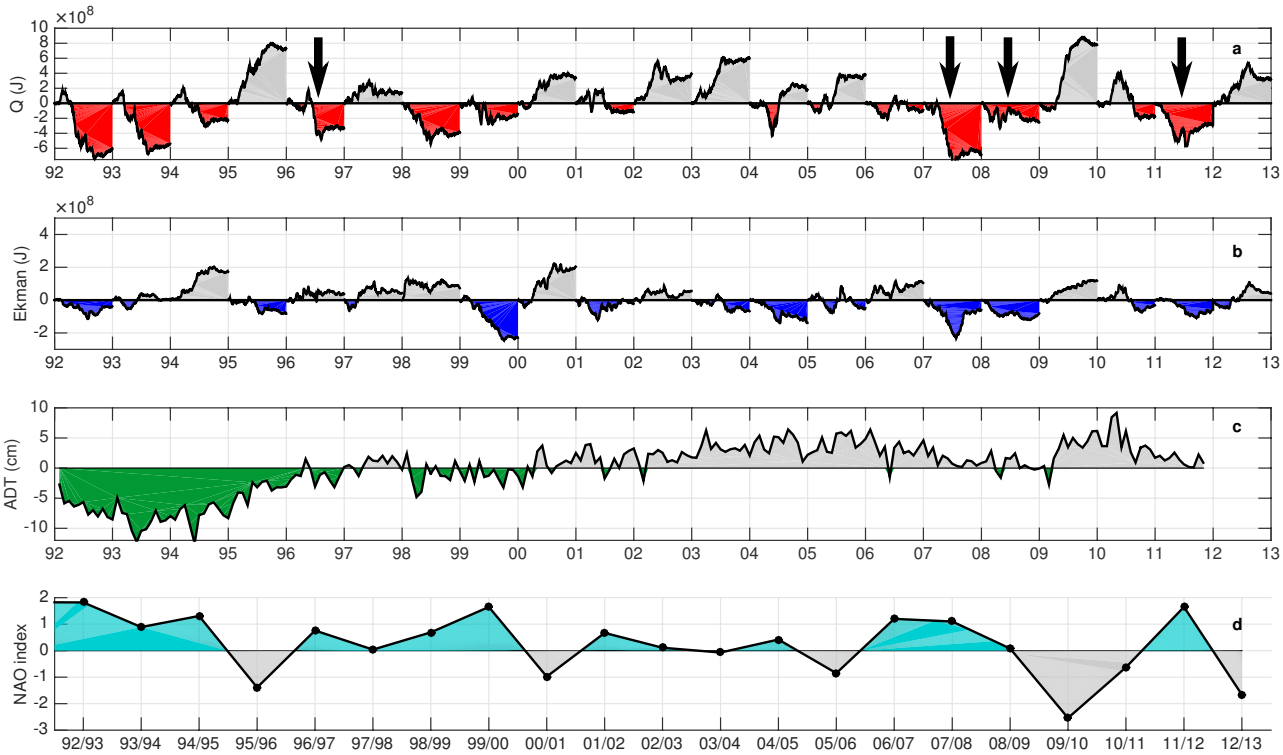


FIGURE 4.12: (a, b, c) Time series over 1992-2013 of anomalies with respect to a mean annual cycle estimated over the same period of (a) air-sea heat fluxes cumulated from the 1 September to 31 August of the following year, (b) heat fluxes induced by Ekman transport cumulated from 1 September to 31 August of the following year and (c) ADT (cm). Fields are averaged in the TJ box. (d) Time series of the Hurrell PC-based North Atlantic Oscillation wintertime (DJFM) index from 1992 to 2013. The black arrows indicate documented deep convection event.

As for the heat fluxes, the mean annual cycle calculated over 1992-2012 was removed from the ADT time series (Figure 4.12c). We consider that ADT is a proxy of the stratification of the water column. Low ADT anomaly in early September could be the sign of a good preconditioning of the water column, which is favorable to deep convection the following winter. Low ADT anomaly in March could be the sign of deep convection occurrence, although care must be taken in the interpretation of this signal (Gelderloos et al., 2013).

The values of those indicators for the 2011 - 2012 winter were compared to those obtained for the 1996 - 1997, 2007 - 2008 and 2008 - 2009 winters, during which deep convection was directly observed or suggested by spring profiles (Bacon et al., 2003; Våge et al., 2008; de Jong et al., 2012). The comparison reveals that the 2011 - 2012 winter was not exceptional compared to the other documented deep convective winters :

1. In all cases, the cumulated net air-sea heat flux anomalies were negative and thus favorable to deep convection. The air-sea heat loss of the 2011 - 2012 winter is similar to that observed in the

1996 - 1997 winter. It lies in between the largest air-sea heat loss observed in 2007 - 2008 and the more moderate heat loss observed in 2008 - 2009 (de Jong et al., 2012).

2. The cumulated horizontal Ekman heat flux anomalies were similar for winters 2007-2008, 2008-2009 and 2011-2012. They were negative revealing that the heat loss in the TJ box due to the Ekman term was enhanced during those winters, which was also favorable to deep convection. During those winters, the contribution of the Ekman-induced heat loss anomaly to the total winter heat loss anomaly varied between 7 and 47 %, which is consistent with Pickart et al. (2003a)'s results about the significant Ekman contribution in the mixed layer deepening. Note that in the 1996 - 1997 winter, the Ekman term contribution was close to the mean annual conditions (the anomaly was positive during winter and close to 0 in March).
3. Compared to the values observed after the 1995/1996 NAO shift, the ADT anomaly was rather low during those 4 winters. It was mostly positive during the 2007 - 2008 and 2011 - 2012 winters, while it was mostly negative during the winters 1996 - 1997 and 2008 - 2009. The negative ADT anomaly values observed in 2008 - 2009 are consistent with de Jong et al. (2012)'s results that showed the crucial role of preconditioning in the development of a deep convection that winter.
4. The 2011 - 2012 was similar to the 2007 - 2008 winter in terms of number of Greenland Tip Jets (17 and 16, respectively) (Figure 4.4) but it was similar to the 1996 - 1997 winter in terms of late occurrence of high wind speed events (more than 10 occurrences in March) (Figure 4.13). Compared to those values, fewer Greenland Tip Jets were observed in the 1996 - 1997 and 2008 - 2009 winters (12 and 11, respectively) and fewer high wind speed occurrences (only 5) were observed in March 2008 and 2009.
5. Finally, the NAO index was greater than one each of those winters, except during the 2008 - 2009 winter when the NAO was close to zero.

This comparison confirms that the development of deep convection in the Irminger Sea depends of various factors, such as strong heat loss, enhanced Ekman-induced heat loss, preconditioning, positive NAO index, large number of Greenland Tip Jets especially in late winter. It also reveals the potential of those indicators at characterizing deep convective winters, but none of them are either sufficient or necessary to detect deep convection occurrence in the Irminger Sea. For instance, the Ekman term was not favorable to deep convection in 1996-1997 ; The moderate air-sea heat loss was not favorable to deep convection in 2008-2009 (de Jong et al., 2012) ; The preconditioning as measured by the ADT was not crucial for the occurrence of deep convection in 2007-2008 (Våge et al., 2009a; de Jong et al., 2012) and in 2011 - 2012.

Further investigations are thus required to refine the use of those indicators that are not fully independent. Indeed, more Greenland Tip Jets are generally observed during positive NAO years (Pickart et al., 2003a) for instance. However, we can speculate that deep convection occurred when the six in-

dicators were favorable to deep convection. This was the case for the 1992 - 1993 winter (Figures 4.12 and 4.13). Similarly, we can speculate that deep convection did not occur when none of the indicators was favorable. This was the case for the 2009 - 2010 winter for which de Jong et al. (2012) showed that no deep convection occurred.

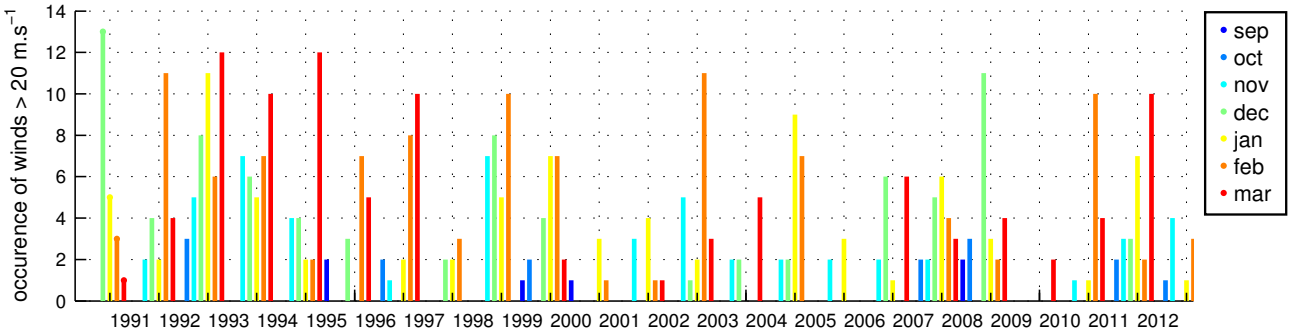


FIGURE 4.13: Monthly occurrence, from September to March over 1992-2013, of high wind speed events in the TJ box calculated as the number of 12h wind field for which the maximum zonal wind speed in the TJ box exceeds 19 m s-1 in the ERA-Interim. Note that consecutive maximum zonal wind fields are counted separately here while they are considered as part of the same Greenland Tip Jet event in Figure 4.11.

To conclude, deep convection in the Irminger Sea is not a rare isolated event : over the last two decades, deep convection occurred in at least 4 winters. Positive NAO index, strong heat loss due to net air-sea heat fluxes, enhanced Ekman-induced heat loss, preconditonning of the water column, late Greenland Tip Jet events are conditions favorable to deep convection in the Irminger Sea. However, none of them is either sufficient or necessary. When considering each of those indicators, the 2011 - 2012 event was not exceptional compared to the other documented deep convective events. Its particularity, besides the exceptional spatial sampling, resides in the long and intense Greenland Tip Jets that occurred in March and that boosted the mixed layer deepening down to 1000 m. The other well document events were associated to other peculiarities : a southward shift in the storm tracks and an extended ice cover in the Labrador Sea in 2007 - 2008 (Våge et al., 2008) or a good preconditioning in 2008 - 2009 including a large number of Greenland Tip Jets in November 2008 (de Jong et al., 2012).

4.4 Conclusions

Analysis of Argo data during the 2011 - 2012 winter revealed the presence of an exceptionally large number of profiles (41) over the Irminger Basin with MLDs exceeding 700 m, which was deep enough to reach the pool of the intermediate Labrador Sea Water located in the Irminger Sea. Among them, 4 profiles exhibited an MLD of 1000 m, which was the maximum value observed this winter. A large number of spring profiles (17) also presented an isolated mixed layer deeper than 700 m, and reaching 1000

m for 5 of them. The depth reached by the deep convection is similar to that observed since 1997 by few localized profiles Bacon et al. (2003); Våge et al. (2009a); de Jong et al. (2012). The deep profiles were mainly observed in the eastern part of the Irminger Gyre characterized by the -55 cm ADT contour.

Owing to the Argo array that provided profiles in the whole Irminger Sea during the 2011 - 2012 winter, the different phases of the mixed layer deepening leading to deep convection down to 1000 m and their spatial extent were observed for the first time in the Irminger Sea. This was possible because the sampling in the Irminger Sea in the 2011 - 2012 winter was 3 to 4 times greater than for the preceding winters. For instance, the number of profiles available between January and April in a box where the Greenland Tip Jets are the most intense (the Tip Jet box, Figure 4.1) was equal to 36 in 2012, while it was on average over 2002 - 2010 equal to 9.

The deepening phase occurred in various steps. Two intense convective periods occurring in late January south of Cape Farewell and in late February-early March east of Greenland were separated by a period (early February) characterized by a less intense convective activity. A final deepening period was observed in mid-March during which the deepest mixed layers were observed (1000 m). This long deepening period was followed by a rapid restratification phase. The deepening of the mixed layer occurred in large regional areas. It is not excluded that the mixed layer deepening occurred simultaneously over a single large area extending from south of Cape Farewell to the northern part of the Irminger Gyre, as suggested by the few profiles exhibiting deep mixed layers east of Greenland in January and south of Cape Farewell end of February-mid March. This reveals that despite the exceptional sampling of the Irminger Sea during the 2011-2012 winter by Argo floats, an even denser and more uniform sampling would be needed for a full description of the spatial pattern of deep convection in the Irminger Sea. This advocates for a better Argo sampling both in time and space in the Irminger Sea and more generally in the subpolar gyre of the North-Atlantic to cope with its high interannual and spatial variability. This could be achieved through the use of a moored frame that could release float at a predetermined date or on event such as a temperature, salinity or oxygen anomaly.

The θ/S properties of the deep mixed layers and of the deep isolated mixed layers were warmer and saltier in the northern part of the convective area (east of Greenland) than in the southern part (south of Cape Farewell). The differences between the two areas are density compensated during the deepening phase and the potential density of the mixed layers evolved from about 27.70 - 27.71 $kg.m^{-3}$ in early January to about 27.71-27-73 $kg.m^{-3}$ at the end of the convective period. The temporal evolution of the oxygen profiles from float 5902298 witnesses the local and rapid ventilation of the mixed layer by the deep overturning events. Early March, very homogeneous oxygen saturation of 94-96 % was observed from the surface to 800 or 1000 m, demonstrating the on-going convective activity.

A mixed layer heat budget along the trajectories of the 4 floats that sampled the deepest mixed layers

showed that heat loss at the air-sea interface was mainly responsible for heat content variations in the mixed layer. Greenland Tip Jet events enhanced the winter heat loss and two long (more than 24 hours), intense and close in time late events boosted the mixed layer deepening down to 1000 m. They occurred at a period of the year generally characterized by the beginning of the restratification period.

As revealed by this study and by earlier studies, the pertinent indicators to assess the favorable conditions for the development of deep convection in the Irminger Sea are : the net air-sea fluxes, the number of Greenland Tip Jets, especially in late winter, the stratification of the water column represented by the Absolute Dynamic Topography, the NAO index and horizontal Ekman heat fluxes. During a deep convective event, the contribution of the Ekman-induced heat loss anomaly can be as large as 47 % of the total winter heat loss anomaly. When considering each of those indicators, the 2011 - 2012 event is not significantly different compared to the other documented deep convective events. However none of those indicators is either sufficient or necessary for detecting the occurrence of deep convection in the Irminger Sea. It is thus impossible to know in advance the volume of dense water masses formed by convection as it depends on the uncertainties associated with synoptic scale atmospheric conditions, particularly during the pivotal period at the end of the long period of winter preconditioning.

It is now clear that deep convection in the Irminger Sea is not a rare isolated event as deep convection occurred in 4 winters over the last two decades. It is thus time to move forward and to investigate the contribution of the Irminger Sea to the volume of dense water masses formed in the North-Atlantic Ocean, to the MOC and more generally to the ventilation of the intermediate layers. Some questions to address are the impact of the variability of deep convection occurrence in the Irminger Sea to the MOC variability or to the oceanic oxygen uptake (Maze et al., 2012), which is a useful quantity to improve our comprehension of the global carbon cycle (Bopp et al., 2002).

Acknowledgements We sincerely thank three anonymous reviewers for their kind review and interesting comments that helped to improve this manuscript. Anne Piron is funded by IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de le Mer) and Météo-France, Virginie Thierry is funded by IFREMER, Herlé Mercier is funded by CNRS (the French Centre National de la Recherche Scientifique) and Guy Caniaux is funded by Météo-France. This paper is a contribution to the EQUIPEX NAOS funded by the French "Agence Nationale pour la Recherche (ANR)", to the FP7 E-AIMS project (Grant agreement n° 312642) and to the OVIDE project supported by IFREMER, CNRS and INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) and from French national programs (GMMC and LEFE/INSU). OVIDE is a contribution to CLIVAR. We thank J. Karstensen and D. Kieke who contributed to the exceptional sampling of the Irminger Sea in winter 2011-2012. They deployed Argo floats provided by the GMMC program in summer 2011 in the Irminger and Labrador seas during the M85/2 and M85/1 cruises, respectively. We thank A. Bentamy (LOS/IFREMER) for providing ASCAT data. The NAO data were downloaded from the UCAR Climate Data Guide website (Schneider et al., 2013) : `https://climatedataguide.`

ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based.

Chapitre 5

Les modes de convection de la mer d'Irminger entre 2012 et 2015

5.1 Introduction

L'étude de la variabilité interannuelle des couches de mélange hivernales sur la période 2002-2012, à l'aide des données Argo, a permis de montrer pour la première fois qu'un évènement de convection profonde s'est produit en mer d'Irminger à l'échelle du bassin. Cet évènement, qui s'est produit au cours de l'hiver 2011-2012, a pu être documenté grâce au bon échantillonnage par les données Argo cet hiver-là. Ce type d'étude n'avait jamais pu être réalisé auparavant en mer d'Irminger, faute de données hivernales.

L'étude de l'évènement convectif de l'hiver 2011-2012 a également permis de définir des indicateurs de la convection en mer d'Irminger, tels que les flux de chaleur air-mer, l'advection horizontale d'Ekman, l'intensité du IG, le nombre de tip jets Groenlandais (et leur persistance) et l'indice NAO. Ces indicateurs ont été utilisés pour déterminer les hivers au cours desquels des évènements de convection profonde se sont probablement produits en mer d'Irminger quand aucune donnée n'a permis d'en faire une observation directe. Ils ont ainsi permis d'identifier, qu'entre 1992 et 1995 ou entre 1998 et 2000, des évènements de convection profonde ont dû se produire. Les évènements de convection profonde ne sont donc probablement pas si rares en mer d'Irminger.

Les séries temporelles de quatre de ces indicateurs, étendues jusqu'à 2015, suggèrent que des évènements de convection se sont également produits au cours des hivers 2013-2014 et 2014-2015 : l'indice NAO est positif et fort (0.92 et 1.88 respectivement), les anomalies des flux de chaleur cumulés sont négatives (sauf celles associées à l'advection horizontale d'Ekman en 2013-2014) et les anomalies d'ADT sont négatives en 2013-2014 (pas de données de ADT disponibles pour l'hiver 2014-2015) (figure 5.1).

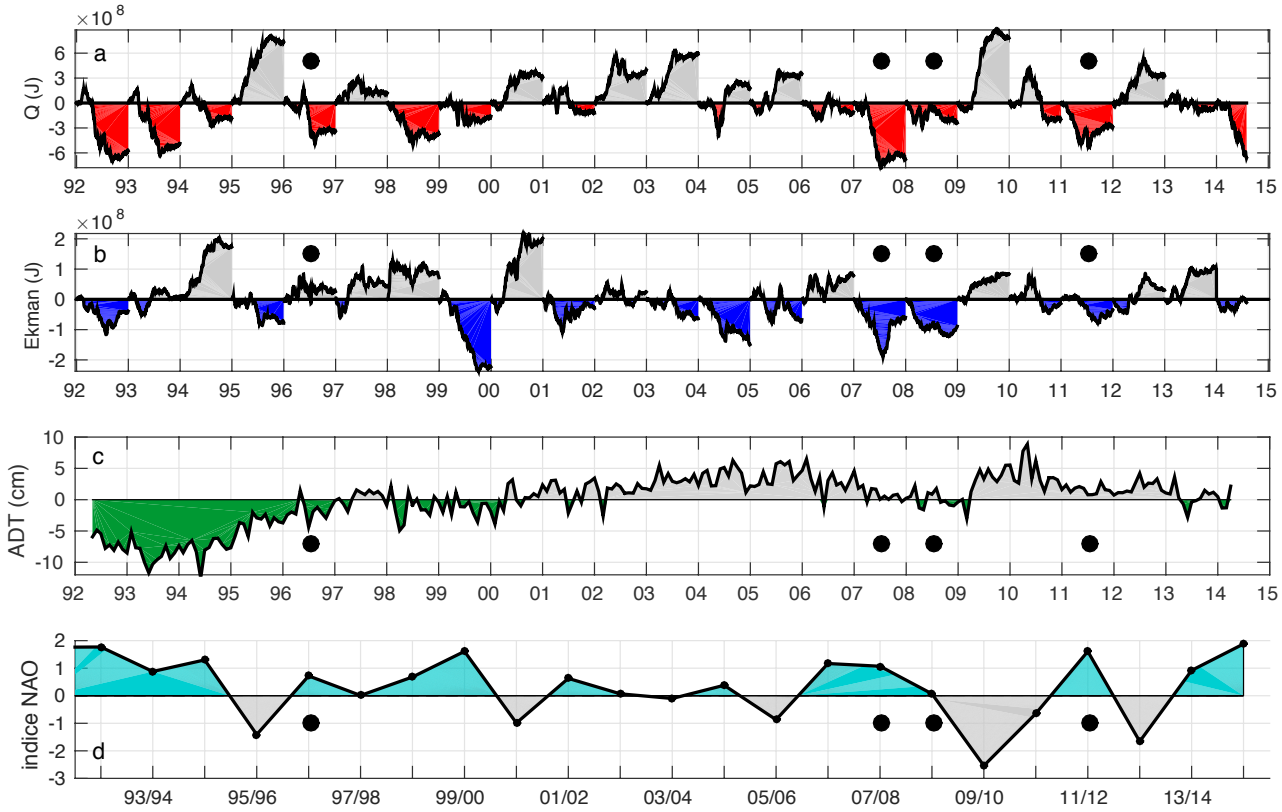


FIGURE 5.1: séries temporelles sur la période 1992-2015 : de l'indice NAO (d) et des anomalies, par rapport au cycle moyen sur la même période, de flux de chaleur air-mer cumulé (a), de flux de chaleur induits par l'advection horizontale d'Ekman cumulé (b), et d'ADT (c) ; les flux de chaleur sont cumulés entre le 1er septembre et le 31 août de l'année suivante ; les champs (a, b, c) sont moyennés sur l'ensemble boîte nord / boîte sud ; les points noirs indiquent les hivers pour lesquels des évènements de convection profonde ont été documentés dans la mer d'Irminger.

Le réseau Argo, qui augmente d'année en année sur l'ensemble des océans, montre un échantillonnage qui a presque doublé en mer d'Irminger entre l'hiver 2009-2010 (environ 230 profils) et l'hiver 2011-2012 (environ 400 profils) (figure 2.5). Depuis l'hiver 2011-2012, l'échantillonnage Argo est constant et permet de surveiller les évènements de convection en mer d'Irminger : il permet donc de vérifier d'existence des évènements de 2013-2014 et 2014-2015. C'est dans ce contexte que le travail de ce dernier chapitre a été réalisé. Pour réaliser cette étude, la méthode de détermination des MLD a été légèrement revisitée. Le paragraphe suivant explique les motivations de ces changements et décrit les modifications apportées.

5.1.1 Evolution de la méthode de détermination de la MLD

Les critères choisis pour déterminer la MLD en mer d'Irminger sont le seuil de densité de $\Delta\sigma = 0.01\ kg.m^{-3}$ avec la méthode seuil et la norme d'erreur de $\epsilon = 0.003\ (kg.m^{-3})^2$ avec la méthode

split-and-merge (tableau 3.2). Les résultats de l'étude menée au chapitre 3 montrent que, dans la mer d'Irminger, les MLD calculées avec la méthode split-and-merge sont plus précises que celles calculées avec la méthode seuil, dont le critère $\Delta\sigma = 0.01\ kg.m^{-3}$ surestime la MLD. Ils montrent également la nécessité d'ajouter un critère de *pente limite* sur le premier segment d'approximation de la méthode split-and-merge pour éviter la détection de couches de mélange très profondes qui ne sont pas réelles (profils dont la densité augmente linéairement avec la profondeur, voir partie 3.5.2).

La méthode split-and-merge a donc été améliorée par l'ajout d'un calcul de la pente des segments d'approximation pour, d'une part, contrôler la verticalité du premier segment d'approximation ; et d'autre part, détecter la présence des couches homogènes sous une couche de surface stratifiée. La modification apportée à l'algorithme de la méthode split-and-merge est donc la suivante : la densité d'une couche d'eau est considérée comme homogène (i.e. la couche est considérée comme mélangée) si la pente du segment qui l'approxime est supérieure à une *pente limite* définie comme celle du segment dont la différence de densité entre le sommet et la base de la couche est égale à $0.01\ kg.m^{-3}$ (une pente de 0° correspondant à un segment horizontal). Cette valeur a été choisie car elle correspond au critère en densité de la méthode seuil pour définir les MLD de la mer d'Irminger : elle permet donc de garder une cohérence avec la méhode seuil. D'après cette définiton, la pente limite n'est pas la même pour tous les profils : elle dépend de la MLD. Plus la couche de mélange est profonde, plus la pente limite est verticale. Autrement dit, le choix de pente limite est moins exigeant pour les couches de mélange peu profondes. Cependant, comme la méthode seuil surestime les MLD (même profondes), ce critère n'est à priori pas trop exigeant.

La méthode split-and-merge, améliorée par l'ajout du critère de verticalité des segments, a ainsi été appliquée sur les profils Argo de la mer d'Irminger entre 2012 et 2015. Le contrôle visuel des couches de mélange profondes montre l'efficacité des modifications apportées à l'algorithme de la méthode split-and-merge : plus aucun cas de couche de mélange très profonde irréelle n'a été observé. Enfin, la profondeur de la base des couches homogènes sous une couche de surface stratifiée a été contrôlée visuellement sur tous les profils verticaux de la fin de l'hiver (du 15 mars au 15 mai). Le paragraphe suivant présente les caractéristiques des couches de mélange obtenues.

5.1.2 Couches de mélange hivernales entre 2012 et 2015

Comme pour l'hiver 2011-2012 (chapitre 4), le terme de *couche de mélange profonde* est utilisé pour toutes les couches de mélange plus profondes que 700 m. La série temporelle de la MLD en mer d'Irminger, étendue jusqu'au printemps 2015, montre de nombreuses couches de mélange profondes au cours des hivers 2013-2014 et 2014-2015, suggérant que des évènements de convection se sont produits au cours de ces deux hivers (figure 5.2). En outre, les profondeurs atteintes par les couches de mélange, qui dépassent largement la MLD maximale observée en mars 2012 (1000 m), sont comparables à celles

observées habituellement en mer du Labrador (Dickson et al., 1996; Marshall et al., 1998; Lavender et al., 2002) : la profondeur maximale de l'hiver 2013-2014 (1300 m) se situe dans la gamme de celles observées depuis 1996 ; et celle de l'hiver 2014-2015 (1700 m) est similaire au maximum observé en 2008 et plus récemment en 2014 (figure 1.3).

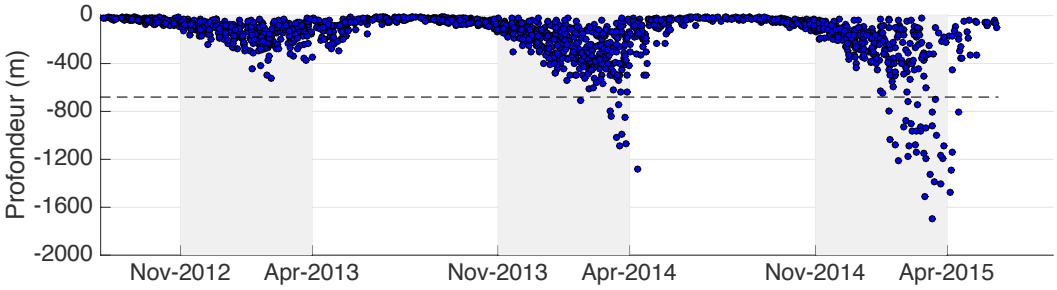


FIGURE 5.2: série temporelle des MLD en mer d'Irminger entre août 2012 et mai 2015 ; le trait en pointillés indique la limite de 700 m qui définit les *couches de mélange profondes*.

Les données Argo ont permis de détecter dix couches de mélange profondes, homogènes en densité depuis la surface, entre le 3 février et le 10 avril 2014 (figures 5.2 et 5.3a). Exceptées celles du 3 février et du 10 avril 2014, toutes les couches de mélange profondes de l'hiver 2013-2014 ont été observées en mars (figure 5.3a). Cinq profils verticaux (soit 50 % des couches de mélange profondes) montrent une couche de mélange supérieure ou égale à 1000 m, le maximum observé au cours de l'hiver 2011-2012. La profondeur maximale de l'hiver 2013-2014 (1300 m) est observée sur un profil localisé au sud du Cap Farewell à $56.4\ ^oN$ et $42.8\ ^oW$ (au sud de la boîte sud) le 10 avril 2014 (figure 5.3a). Toutes les couches de mélange profondes sont centrées sur la boîte sud : huit d'entre elles (soit 80 %) sont à l'intérieur même de la boîte ; les deux dernières sont localisées juste au nord (dans la boîte nord) et juste au sud de la boîte (dans l'axe méridien du Cap Farewell) (figure 5.3a). Les couches de mélange profondes de l'hiver 2013-2014 sont donc localisées dans une région située plus au sud que la zone de convection identifiée en 2011-2012 (figure 4.8). Néanmoins, en mars 2014 (période où la majorité des couches de mélange profondes sont observées), la boîte nord manque d'échantillonnage par les profils Argo. Il est donc possible que l'évènement de convection soit étendu à la boîte nord, comme le suggèrent les deux profils observés au centre de la boîte nord en avril qui présentent une stratification en surface et dont la MLD est supérieure à 1000 m (figure 5.3a). Enfin, la première couche de mélange profonde apparaît le 3 février et la dernière a été observée le 10 avril. L'évènement de convection de l'hiver 2013-2014 est donc plus tardif de 16 jours que celui de l'hiver 2011-2012 (18 janvier - 25 mars).

L'hiver 2014-2015 est marqué par un nombre exceptionnel de couches de mélange profondes : 36 profils verticaux homogènes depuis la surface (presque quatre fois plus que l'hiver précédent) observés entre le 24 janvier et le 14 avril 2015. Parmi ces couches de mélange profondes, 8 % (trois profils verticaux)

apparaissent en janvier, 33 % (12 profils verticaux) apparaissent en février, 47 % (17 profils verticaux) apparaissent en mars et 11 % (quatre profils verticaux) apparaissent en avril (figure 5.3b). Cet évènement de convection a été particulièrement long puisqu'il a duré deux semaines de plus que les deux évènements précédents. Le signal convectif de l'hiver 2014-2015 est particulièrement exceptionnel puisque presque 60 % (21 profils verticaux) des couches de mélange profondes sont supérieures à 1000 m (maximum observé en 2011-2012) et presque 20 % (sept profils verticaux) sont supérieures à 1300 m (maximum observé en 2013-2014). La couche de mélange la plus profonde (1700 m) atteint une profondeur encore jamais observée en mer d'Irminger (en observation directe) et apparaît sur un profil localisé au sud du Cap Farewell ($56.0\,^{o}N$; $43.0\,^{o}W$) le 15 mars 2015. Les couches de mélange supérieures à 1000 m apparaissent sur plus de deux mois (du 25 janvier au 7 avril) et les couches de mélange supérieures à 1300 m sont observées sur une période de un mois (du 6 mars au 6 avril).

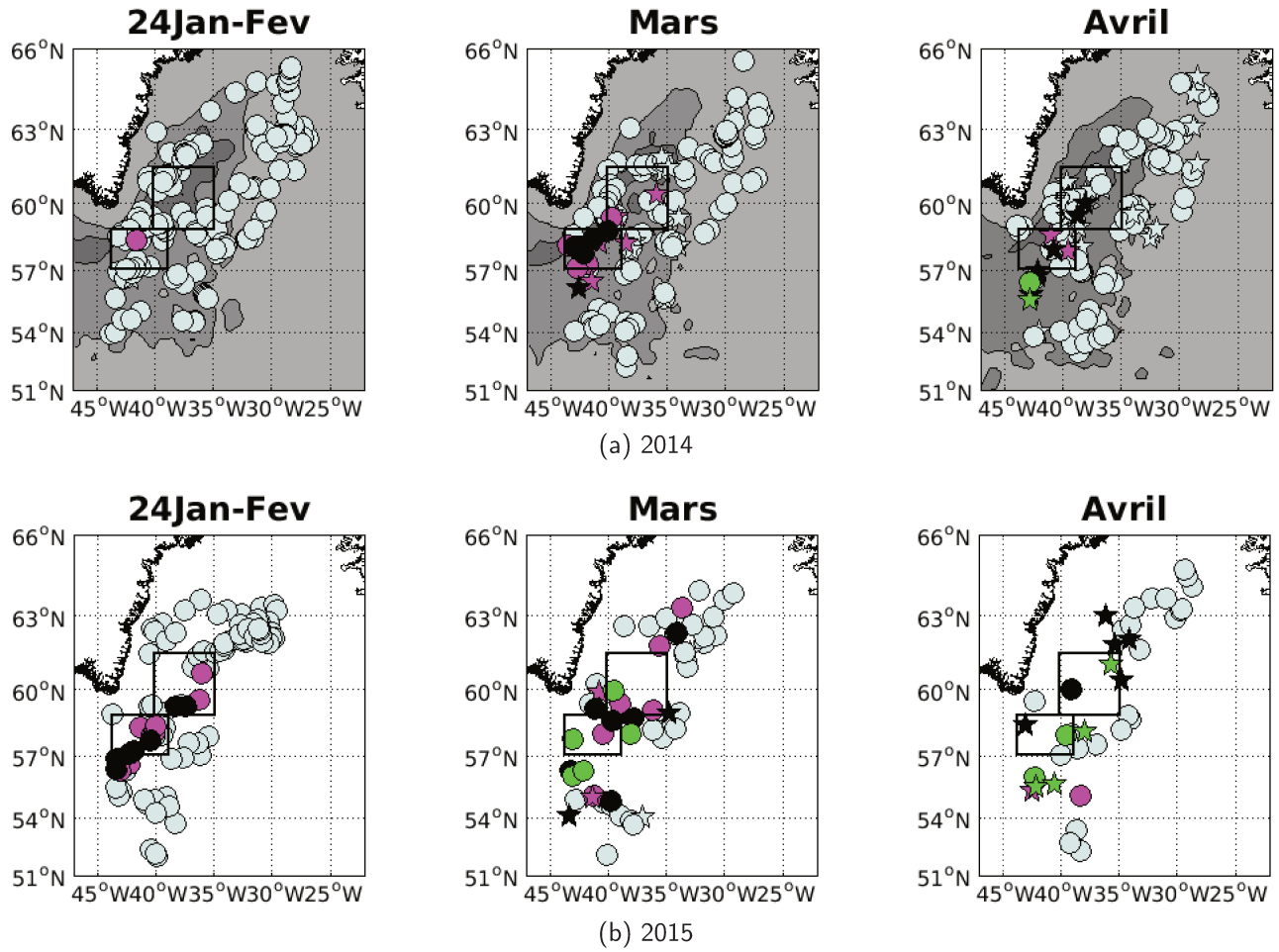


FIGURE 5.3: répartition spatiale, entre le 24 janvier et le 30 avril 2014 (a) et 2015 (b), des MLD : inférieures à 700 m (gris), supérieures à 700 m (magenta), supérieures ou égales à 1000 m (noir) et supérieures ou égales à 1300 m (vert). Les ronds correspondent aux profils homogènes depuis la surface et les étoiles aux profils homogènes sous une couche de surface stratifiée. Les boîtes rectangulaires noires sont les boîtes nord et sud contenant toutes les couches de mélange profondes de l'hiver 2011-2012 (figure 4.8). Le fond gris (a) correspond à l'ADT moyenne (contours -65 et -55 cm) (non disponible pour l'hiver 2014-2015 au moment de l'étude).

Si on considère que l'échantillonnage Argo, dense pour les trois hivers, a détecté la profondeur maximale atteinte par les couches de mélange au cours des trois hivers (2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015), les MLD observées en 2013-2014 et 2014-2015 suggèrent que les évènements de convection de ces deux derniers hiver ont été plus intenses que celui de l'hiver 2011-2012 décrit au chapitre précédent. En outre, l'évènement de 2014-2015, au cours duquel les couches de mélange atteignent 1700 m, soulève une question : est-ce que l'hiver 2014-2015 est exceptionnel en terme de profondeurs atteintes par les couches de mélange ou est-ce que de telles profondeurs, insoupçonnées dans cette zone de l'océan Atlantique Nord, peuvent être habituelles dans ce bassin ? Ce chapitre a donc pour ambition d'affiner notre connaissance des mécanismes de convection en mer d'Irminger dans le but de mieux les anticiper et de mieux connaître leurs impacts. Nous commencerons tout d'abord par décrire les forçages atmosphériques et le préconditionnement de la zone de convection pour les hivers 2013-2014 et 2014-2015. Puis, nous expliciterons le rôle de l'advection de masses d'eau intermédiaires venant de la mer du Labrador ainsi que le rôle du sel pour la formation de la convection. Enfin, nous aborderons différents aspects de la convection en mer d'Irminger par une intercomparaison des trois derniers évènements (2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015).

5.2 Rôle des forçages atmosphériques pour la convection des hivers 2013-2014 et 2014-2015

5.2.1 Bilan des pertes de chaleur océaniques

Au cours de l'hiver 2013-2014, les pertes de chaleur cumulées sont faibles : les anomalies (par rapport au cycle moyen sur la période 1992-2015) de flux de chaleur air-mer sont légèrement négatives (elles atteignent un minimum de $-1.3 \cdot 10^8\ J$) et les anomalies de flux de chaleur liées à l'advection horizontale d'Ekman sont très positives (elles atteignent un maximum de $1.1 \cdot 10^8\ J$) (figure 5.1). Les pertes de chaleur totale de l'hiver 2013-2014, dont les MLD observées atteignent 1300 m, sont bien inférieures à celles cumulées au cours de l'hiver 2011-2012, dont les MLD observées ne dépassent pas 1000 m. Les pertes de chaleur indiquent donc que le forçage atmosphérique moyen sur les boîtes nord et sud a été peu intense au cours de l'hiver 2013-2014 et expliquent difficilement les profondeurs atteintes par les MLD en 2014.

Au cours de l'hiver 2014-2015, les anomalies de flux de chaleur venant des deux sources sont négatives : les pertes de chaleur cumulées à l'interface air-mer atteignent un maximum de $-6.7 \cdot 10^8\ J$ et celles liées à l'advection horizontale d'Ekman atteignent $-0.4 \cdot 10^8\ J$. Néanmoins, les pertes de chaleur totales cumulées sur l'hiver 2014-2015 ne sont pas beaucoup plus importantes que celles cumulées au cours de l'hiver 2011-2012 (qui atteignent $-5.3 \cdot 10^8\ J$ et $-0.8 \cdot 10^8\ J$ à l'interface air-mer et par l''advection

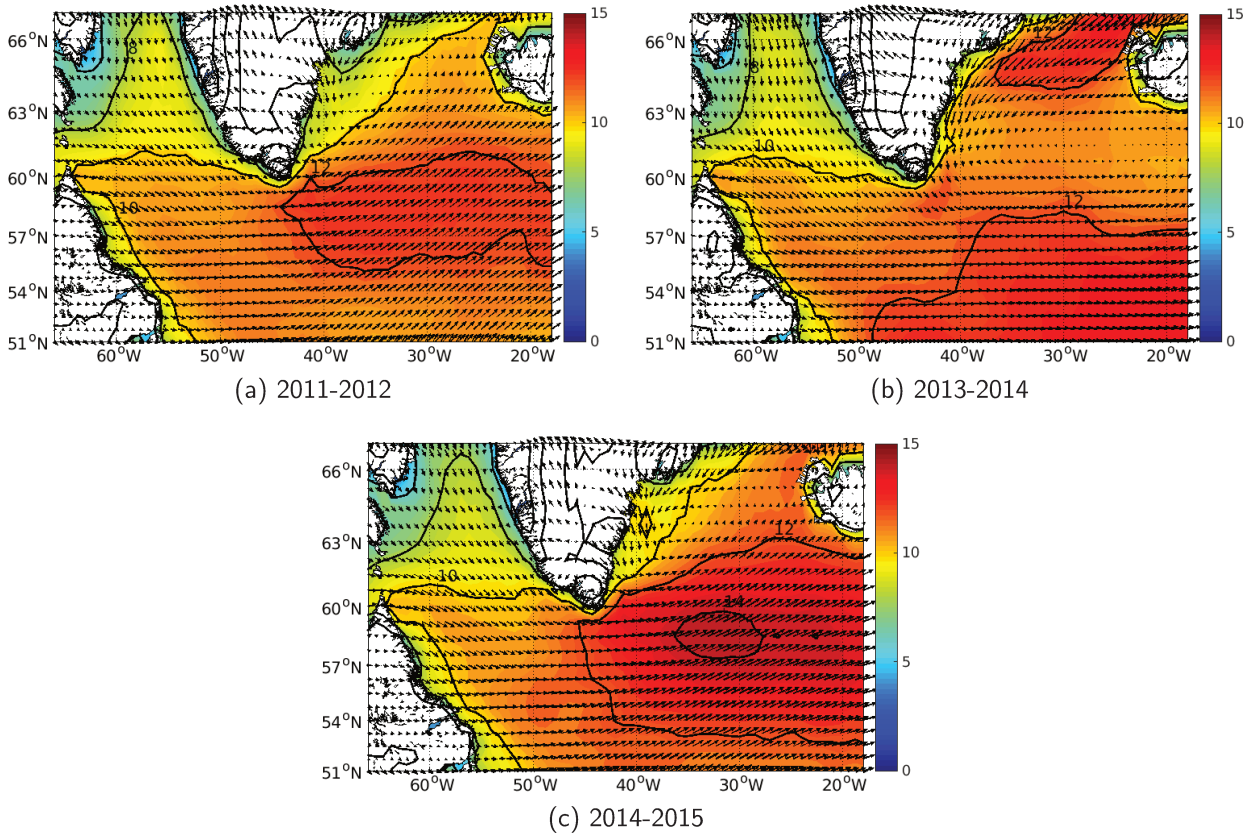
horizontale d'Ekman respectivement), alors que les profondeurs atteintes par les couches de mélange en 2015 (1700 m) sont très supérieures à celles atteintes en 2012 (1000 m). Les pertes de chaleur moyennes sur les boîtes nord et sud n'expliquent donc pas totalement les profondeurs atteintes par les MLD de cet évènement de convection.

La comparaison des évènements de convection des hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015 montrent qu'il n'y a pas de lien immédiat entre les profondeurs maximales atteintes par les couches de mélange et les pertes de chaleur océaniques cumulées (et moyennées sur les boîtes nord et sud).

La convection profonde en mer d'Irminger a été reliée à la présence des tip jets groenlandais dans plusieurs études (Pickart et al., 2003a; Våge et al., 2009b; de Jong et al., 2012) et dans la description de la convection de l'hiver 2011-2012 (chapitre 4). La zone de convection de la mer d'Irminger, identifiée pour les hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015, coïncide avec la structure spatiale moyenne des tip jets (figure 1.10). Une étude des vents va donc aider à comprendre l'origine des couches de mélange profondes observées. En effet, les vents ont un double rôle : d'une part, ils extraient la chaleur de l'océan ; et d'autre part, ils aident au préconditionnement de la colonne en renforçant la circulation du IG (chapitre 1). Les paragraphes suivants présentent donc une étude des vents des hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2105 pour comprendre leur rôle dans les pertes de chaleur liées à l'approfondissement des couches de mélange.

5.2.2 Structure moyenne des vents hivernaux

Les vents de surface de la mer d'Irminger, en moyenne sur les hivers (de décembre à mars) 2011-2012 et 2014-2015, sont en rotation cyclonique à l'est du Groenland et orientés vers le nord-est dans la partie sud du bassin. Ils sont plus intenses dans la partie sud du bassin (supérieurs à 12 $m.s^{-1}$) que dans la partie nord (entre 8 et 12 $m.s^{-1}$) (figures 5.4a et 5.4c). De plus, les vents sont plus intenses en moyenne sur l'hiver 2014-2015 (ils dépassent 14 $m.s^{-1}$ dans une région au sud du bassin vers 58.5 °N et 32 °W) que les vents moyens de l'hiver 2011-2012 (ils sont supérieurs à 12 $m.s^{-1}$ dans la même région). La structure moyenne des vents de surface hivernaux suggère donc une prédominance des tip jets au cours de l'hiver 2014-2015, de la même façon que pour l'hiver 2011-2012. Elle suggère également des tip jets plus intenses en 2014-2015 qu'en 2011-2012, ce qui pourrait en partie expliquer les MLD exceptionnelles observées en 2015. Par contre, les vents moyens de l'hiver 2013-2014 ont une structure spatiale moyenne très différente : ils sont orientés vers le sud-est et moins intenses (inférieurs à 12 $m.s^{-1}$) dans la partie sud du bassin ; et orientés vers le sud-ouest et plus intenses (supérieurs à 12 $m.s^{-1}$) entre le Groenland et l'Islande et le long de la côte est du Groenland, avec un maximum de vent connecté aux des latitudes nordiques au voisinage du détroit du Danemark entre le Groenland et l'Islande (figure 5.4b).



(a) 2011-2012

(b) 2013-2014

(c) 2014-2015

FIGURE 5.4: intensité et direction moyennes du vent de surface au cours des hivers (DJFM) 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015 ; les contours sont tracés tous les 2 $m.s^{-1}$.

La structure moyenne des vents de surface de l'hiver 2013-2014 suggère par contre une prédominance des vents de barrière (figure 1.11c). Les vents de barrière peuvent contribuer aux évènements de convection de la mer d'Irminger de deux manières : premièrement, en amenant de l'air froid venant des latitudes nordiques sur les eaux relativement chaudes de la mer d'Irminger et cet air froid aiderait à extraire la chaleur des eaux de la mer d'Irminger ; deuxièmement, la constance de la direction du vent, qui se produit à la suite de l'écoulement de la barrière dans la région, pourrait jouer un rôle sur la circulation de l'EGC (entraînée par le vent) (Moore and Renfrew, 2005). Un EGC accéléré par les vents de barrière pourrait renforcer la circulation générale de la mer d'Irminger et donc l'IG. La SST, calculée en termes d'anomalie par rapport à la moyenne sur la période 1992-2015 et moyennée sur les boîtes nord et sud, indique que les eaux de surface n'étaient pas plus froides à la fin de l'hiver 2013-2014 qu'à la fin des hivers 2011-2012 et 2014-2015 (figure 5.5). Donc si les vents de barrière ont refroidi la surface de l'océan, il est peu probable que le refroidissement lié à ces vents ait eu une forte influence sur la zone de convection de la mer d'Irminger localisée au sud du bassin (donc loin de l'origine des vents). Les vents de barrière ont donc plutôt jouer un rôle sur le préconditionnement de la zone de convection en renforçant l'intensité du IG, par le biais de l'EGC. Même si les tip jets ne sont pas dominants en 2013-2014, leur

rôle n'a peut-être pas été négligeable pour l'apparition des couches de mélange profondes. Le paragraphe suivant présente donc un inventaire des tip jets de 2013-2014 et 2014-2015 pour comprendre leur rôle dans l'approfondissement des couches de mélange des deux hivers.

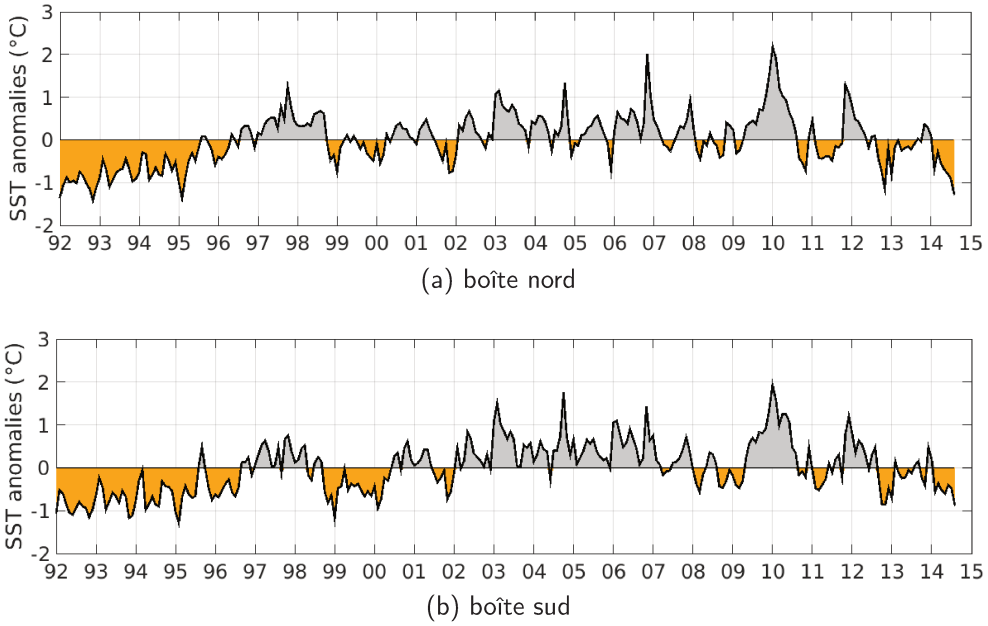


FIGURE 5.5: série temporelle sur la période 1992-2015 de l'anomalie de SST par rapport à la moyenne sur la même période, en moyenne sur les boîtes nord (a) et sud (b) ; les dates indiquées correspondent aux mois de septembre.

5.2.3 Impact des tip jets groenlandais

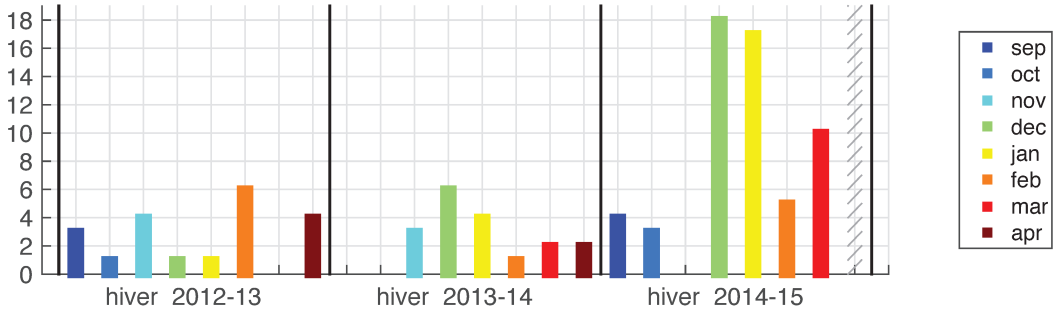


FIGURE 5.6: occurrence mensuelle entre septembre et avril pour les hivers 2012-2013, 2013-2014 et 2014-2015 des évènements de vent fort, calculée comme le nombre de fois où le maximum de vent zonal (dans les champs à 12 h) dépasse le seuil de $19\ m.s^{-1}$ dans la boîte TJ ; la zone hachurée signifie qu'il n'y a pas de donnée pour le mois concerné.

L'inventaire des évènements de vent fort depuis l'été 2012 montre des similitudes entre les hivers 2012-2013 et 2013-2014 (figure 5.6), en termes de nombre et en termes d'intensité des tip jets. Les deux hivers ont été marqués respectivement par 13 et 11 tip jets groenlandais, qui apparaissement de manière assez épisodique et brève entre septembre et avril, et dont deux (par hiver) ont duré plus de 24 h (durée moyenne d'un tip jet). Or, on note une différence notable entre les MLD de l'hiver 2012-2013 qui ne dépassent pas 600 m et celles de l'hiver 2013-2014 qui atteignent 1300 m (figure 5.2). Les tip jets à eux seuls n'ont donc pas suffit à approfondir les couches de mélange de l'hiver 2013-2014.

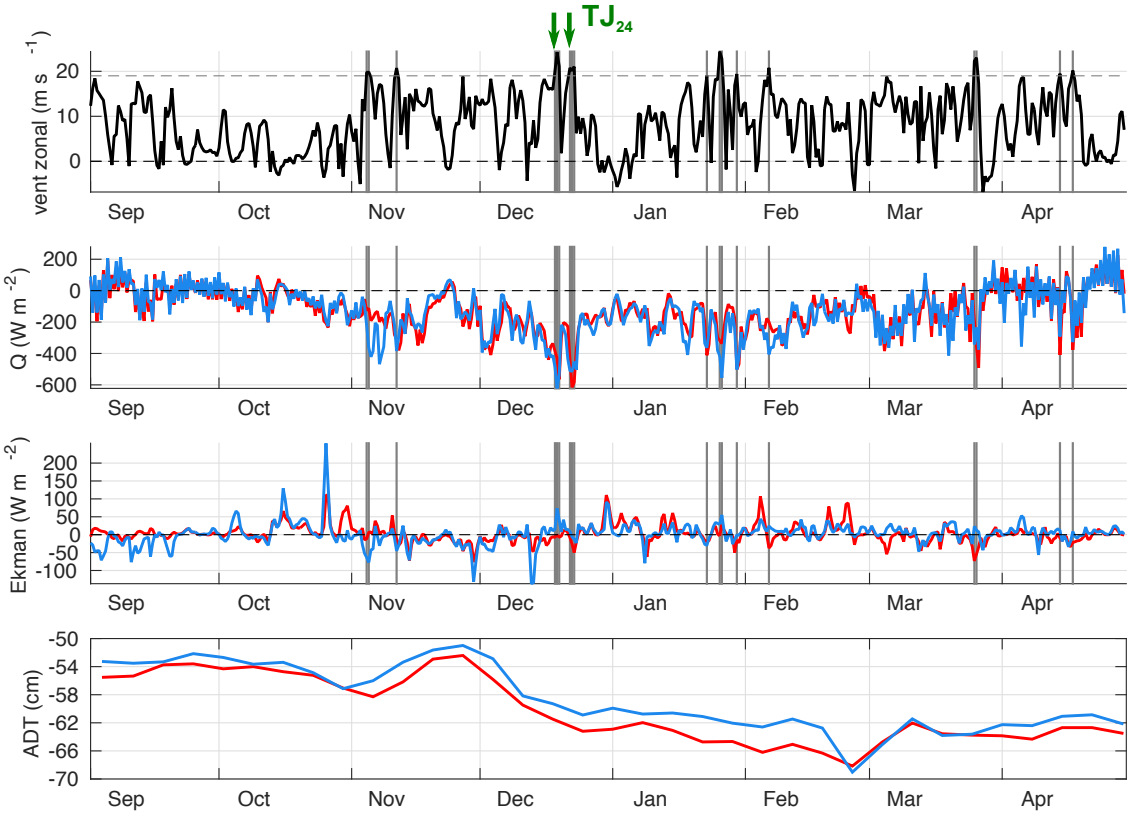


FIGURE 5.7: série temporelle de septembre 2013 à avril 2014 du vent zonal maximal (a), du flux de chaleur air-mer moyen (b), du flux de chaleur associé à l'advection horizontale d'Ekman moyen (c) et de la ADT moyenne (d). Les courbes noires, rouges et bleues correspondent aux boîtes TJ, nord et sud respectivement. Les bandes verticales correspondent aux tip jets ; TJ_{24} indique les tip jets dont la durée est supérieure à 24 h.

Les tip jets de l'hiver 2013-2014 apparaissent sur seulement quatre périodes : au début du mois de novembre ; à la moitié du mois de décembre avec deux tip jets consécutifs qui ont duré à peine plus de 24 h (la période la plus intense en terme de tip jets) ; entre la fin du mois de janvier et le début du mois de février ; et enfin entre la fin du mois de mars et la moitié du mois d'avril (figure 5.7). Aucun tip jet n'apparaît entre ces quatre périodes. Les tip jets sont associés à des maximum de pertes de chaleur (air-mer et associées à l'advection horizontale d'Ekman) (figure 5.7). Les pertes de chaleur air-mer,

en moyenne sur les boîtes nord et sud, sont moins importantes que celles observées en 2011-2012, ce qui est cohérent puisqu'elles sont directement liées à la présence des tip jets Groenlandais. Elles ne dépassent $400\,W.m^{-2}$ qu'à de rares moments de l'hiver (lors des tip jets) et atteignent $600\,W.m^{-2}$ à deux reprises seulement : au cours des deux tip jets de décembre qui ont duré plus de 24 h. Ce maximum de pertes de chaleur est bien inférieur à celui observé lors des deux tip jets les plus intenses de l'hiver 2011-2012 (environ $750\,W.m^{-2}$ en janvier et $800\,W.m^{-2}$ en mars). En moyenne sur les boîtes nord et sud, les pertes de chaleur associées à l'advection horizontale d'Ekman fluctuent de la même façon dans les deux boîtes, même si des différences apparaissent sur l'amplitude des pics. Avec des pertes de chaleur de 50 à $100\,W.m^{-2}$, l'advection horizontale d'Ekman engendre des pertes de chaleur du même ordre de grandeur que celles observées au cours de l'hiver 2011-2012. La contribution de l'advection horizontale d'Ekman est plus faible que celle des flux de chaleur air-mer mais n'est pas négligeable.

L'intensité du IG est liée à l'advection horizontale d'Ekman : plus l'advection horizontale d'Ekman est forte, plus le IG est intense (figure 1.6). Le IG, observé avec les données de ADT, montre un maximum d'intensité à la fin du mois de février avec des valeurs de ADT qui sont d'environ -69 cm en moyenne sur les deux boîtes (figure 5.7), alors que la valeur minimale atteinte en 2012 était de -64 cm (dans les deux boîtes) (figure 4.11). Au cours de l'hiver 2013-2014, le forçage par les tip jets a été moins important qu'en 2011-2012, mais les données de ADT traduisent un IG plus intense. Enfin, les faibles pertes de chaleur océaniques, en partie expliquées par le faible forçage par les tip jets, laisse supposer un très bon préconditionnement de la colonne d'eau. L'hypothèse d'une circulation renforcée du IG par les vents de barrière semble donc en accord avec cette hypothèse.

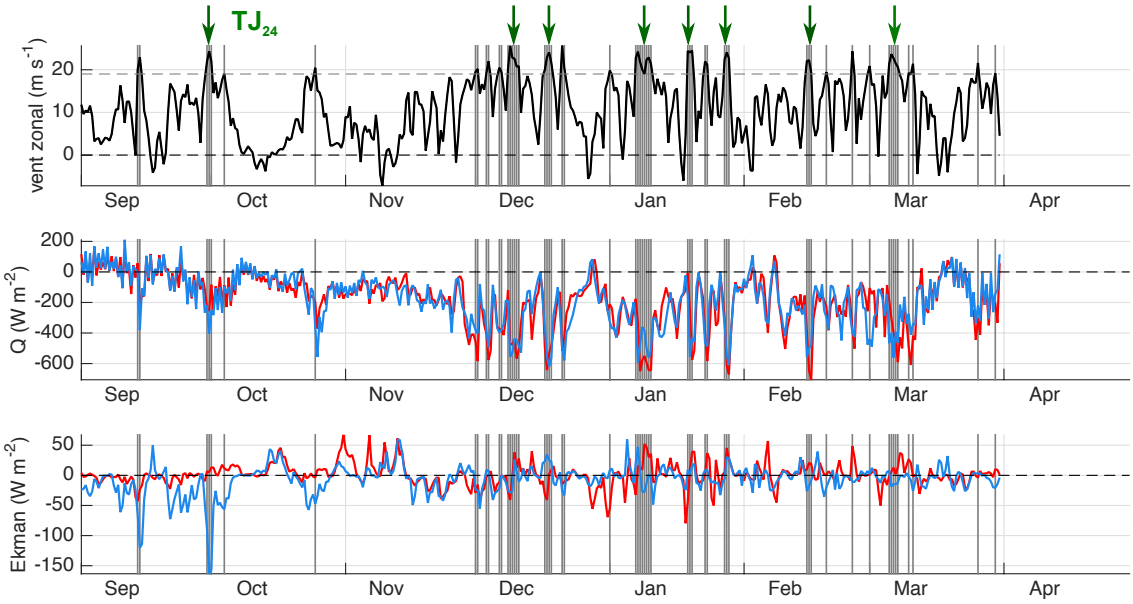


FIGURE 5.8: même légende que pour la figure 5.7 mais sur la période de septembre 2014 à avril 2015 (les données AVISO n'étaient pas disponibles sur cette période au moment de l'étude et les données ERA-Interim n'étaient disponibles que jusqu'à la fin du mois de mars 2015).

L'hiver 2014-2015 (de septembre à mars) est marqué par un total de 24 tip jets (figure 5.8). Våge et al. (2009b) ont étudié la variabilité interanuelle des tip jets Groenlandais entre novembre et avril sur la période 1957-2002. Ils ont calculé que le nombre moyen de tip jets par hiver (de novembre à avril) est de 13 $\pm$ 5, avec un maximum de 20 à 25 tip jets. Sans compter le mois d'avril 2015 pour lequel les données ERA-Interim n'étaient pas encore disponibles au moment de l'étude et donc pour lequel le nombre de tip jets n'a pas pu être répertorié, la période comprise entre novembre 2014 et avril 2015 compte 19 tip jets, ce qui est proche du nombre maximum de tip jets observé par Våge et al. (2009b) sur la même période. Un tiers des tip jets (8/24) ont duré plus de 24h, ce qui est plus long que la durée moyenne d'un tip jet (Våge et al., 2009b). Les trois tip jets les plus longs ont duré plus de 48 h (6 - 8 mars), plus de 60 h (8 - 11 décembre) et plus de 84 h (7 - 10 janvier). Sans compter les quatre premiers tip jets épisodiques de septembre et octobre, tous les tip jets apparaissent de manière continue à partir du début du mois de décembre jusqu'en mars. La plus grande fréquence des vents forts apparaît en décembre et en janvier (figure 5.6) : les vents zonaux dépassent le seuil de 19 $m.s^{-1}$ à 18 et 17 reprises dans les champs à 12h ERA-Interim, alors que l'occurence moyenne des vents forts sur la période 1991-2015 est de 4.3 en décembre et 4.1 en janvier. La fréquence des vents forts de décembre et janvier correspond donc à un record sur la période 1991-2015 (figures 4.13 et 5.6). Tous les tip jets qui ont duré plus de 24 h (TJ_{24} sur la figure 5.8) sont associés à des pertes de chaleur air-mer d'environ $600\,W.m^{-2}$ en moyenne sur les boîtes nord et sud et qui dépassent $700\,W.m^{-2}$ localement pour sept d'entre eux. Le tip jet qui a engendré les plus fortes pertes de chaleur est celui du 27 et 28 janvier, pour lequel les flux de chaleur air-mer ont atteint $1000\,W.m^{-2}$ localement (non montré). Les pertes de chaleur liées à l'advection horizontale d'Ekman sont du même ordre de gandeur que celles des évènements de convection des hivers 2011-2012 et 2013-2014 (une cinquantaine de $W.m^{-2}$ environ). L'apparition des tip jets persistants et successifs qui a débuté très tôt dans l'hiver (dès le début du mois de décembre) a de façon évidente joué un rôle important dans l'évènement de convection profonde de l'hiver 2014-2015. Cependant le préconditionnement semble avoir également joué un rôle important puisque les MLD observées en 2012 et 2015 atteignent 1000 et 1700 m respectivement alors que les pertes de chaleur sont similaires pour les deux hivers, en moyenne sur les boîtes nord et sud (figure 5.8) ainsi que cumulées sur toute la période hivernale (figure 5.1).

Le paragraphe suivant va maintenant décrire le rôle du préconditionnement pour les deux évènements de convection (2013-2014 et 2014-2015).

5.3 Le préconditionnement

5.3.1 Rôle du gyre d'Irminger

L'hiver 2013-2014 est marqué par des couches de mélange qui atteignent 1300 m. Le faible forçage par les tip jets explique les faibles pertes de chaleur au niveau de la zone de convection. La présence de telles MLD ne peut donc être expliquée que par un préconditionnement important de la colonne d'eau. Par rapport au cycle moyen sur la période 1993-2015, l'anomalie de ADT est négative au cours de l'hiver 2013-2014, contrairement à l'anomalie de l'hiver 2011-2012 (proche de 0 mais positive au milieu de l'hiver) (figure 5.1). Les séries temporelles de l'ADT moyenne sur les boîtes nord et sud indiquent également que le IG a été plus intense en 2014 (où le minimum de ADT atteint -69 cm) qu'en 2012 (où le minimum de ADT atteint -64 cm), avec un maximum d'intensité en février où le coeur du IG est réparti sur les deux boîtes (ADT $<$ -65 cm) mais centré sur la boîte sud car le creu est légèrement plus prononcé en moyenne sur la boîte sud (-69 cm) que sur la boîte nord (-68 cm) (figure 5.7). Le IG a donc été plus intense en 2014 qu'en 2012. Ce résultat est en accord avec la théorie du reforcement de la circulation de la mer d'Irminger et donc de l'IG grâce à une prédominance des vents de barrière au cours de l'hiver (partie 5.2.2). Le IG a dû être suffisamment intense pour former un dôme des isopycnes prononcé en son centre et affaiblir la stratification en surface. Et la stratification en surface a dû être suffisamment faible pour être érodée par les tip jets peu nombreux et peu persistants. Les données AVISO n'étant disponibles que jusqu'à octobre 2014 au moment de l'étude, il n'a pas été possible de qualifier ni la position ni l'intensité du IG au cours de l'hiver 2014-2015 et donc de comprendre son implication dans l'évènement de convection de cet hiver-là.

5.3.2 Contenu thermique de la couche de mélange

Le contenu de chaleur de la couche de mélange à la fin de l'été qui précède l'hiver de convection donne des informations sur le préconditionnement de la colonne d'eau avant l'épisode convectif. Le contenu de chaleur de la couche de mélange a donc été calculé en moyenne sur les boîtes nord et sud au début du mois de septembre, à partir de l'expression suivante :

$$HC = \rho_0.C_P.h.\overline{T}.S \qquad (5.1)$$

où ρ_0 est la densité de l'eau de surface choisie comme étant constante et égale à 1026 $kg.m^{-3}$, C_P est la capacité calorifique de l'eau (3990 $J.kg^{-1}.K^{-1}$), h est la MLD choisie à 1000 m et $\overline{T}$ est la température moyenne de la couche 0-1000 m obtenue à partir les profils Argo disponibles dans la boîte. En considérant la surface S comme unitaire, le contenu de chaleur de la couche de mélange (HC) s'exprime alors en Joules. HC a été calculé à la date du 8 septembre (J) en moyennant les profils verticaux sur une période de 30 jours centrée autour de J, c'est-à-dire sur l'intervalle [J-15 ; J+15]. La quantité

HC a également été calculée au milieu de l'hiver (le 23 janvier) et à la fin de l'hiver (le 23 mars) pour évaluer l'évolution temporelle du contenu thermique de la couche de mélange tout au long de l'hiver. Une comparaison de ces différentes termes pour les trois hivers de convection (2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015) permet de comparer, d'une part, le préconditionnement de la couche de mélange avant le début de l'épisode de convection, et d'autre part, l'évolution du contenu thermique au cours des trois hivers (figure 5.9). Les profils Argo utilisés pour calculer les différents HC sont présentés en annexe.

L'approfondissement de la couche de mélange est principalement dû à l'action des flux de chaleur air-mer. Si on fait l'hypothèse que les pertes de chaleur liées aux termes d'Ekman sont négligeables, l'équation 4.1 devient : $h\delta < T > \simeq \frac{F_{net}}{\rho_0 C_P}$. Et dans ce cas, on peut écrire :

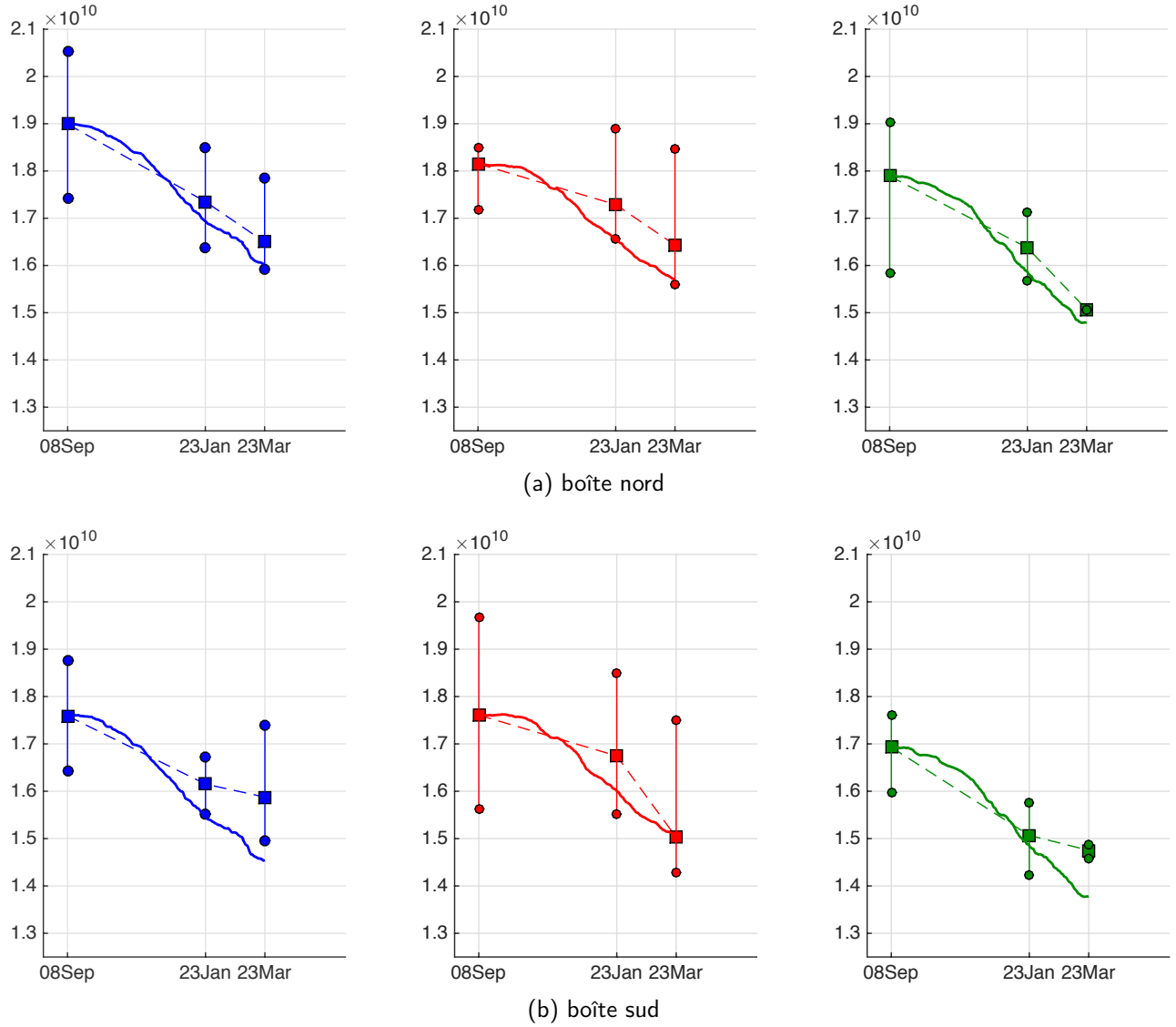
$$\int_i^f F_{net} dt \simeq \rho_0 C_P h \left[< T >_f - < T >_i \right] \quad (5.2)$$

Autrement dit, les flux de chaleur cumulés entre la fin de l'été (instant initial i) et la fin de l'hiver (instant final f) sont égaux à la différence du contenu de chaleur de la couche de mélange entre ces deux instants (au facteur $\rho_0 C_P h$ près). L'évolution temporelle du flux de chaleur air-mer cumulé entre le 8 septembre et la fin de l'hiver (en moyenne sur les boîtes nord et sud) a donc été superposée à l'évolution temporelle du contenu thermique de la couche de mélange.

L'évolution temporelle des flux de chaleur air-mer cumulés depuis le début de l'hiver se situe dans la barre d'erreur de HC (figure 5.9) sauf à la fin de l'hiver 2011-2012 dans la boîte sud et à la fin de l'hiver 2014-2015 dans les deux boîtes. Les profils Argo n'étaient pas assez nombreux à la fin de l'hiver 2014-2015 (un seul profil dans la boîte nord et de trois profils dans la boîte sud) pour que la barre d'erreur de HC de petit intervalle soit significative. Ce résultat est donc en accord avec des pertes de chaleur de la couche de mélange venant principalement des flux air-mer.

Avant le début de l'évènement convectif (le 8 septembre), HC dans la boîte nord était plus important pour l'hiver 2011-2012 (environ $1.9 \times 10^{10} J$) que pour les hivers 2013-2014 et 2014-2015 (environ $1.8 \times 10^{10} J$). Autrement dit, la quantité de chaleur disponible était moins importante en septembre 2013 et 2014 qu'en septembre 2011 donc le préconditionnement initial de la couche de mélange était meilleur pour les hivers 2013-2014 et 2014-2015 que pour l'hiver 2011-2012. Ce résultat est en accord avec les MLD observées au cours des hivers 2013-2014 et 2014-2015 (1300 et 1700 m respectivement), plus profondes que celles de l'hiver 2011-2012 (1000 m).

En fin d'hiver, HC dans la boîte nord était moins important en 2014-2015 (environ $1.5 \times 10^{10} J$) qu'en 2011-2012 et 2013-2014 (environ $1.65 \times 10^{10} J$). C'est également le cas dans la boîte sud mais avec un écart moins important (environ $1.48 \times 10^{10} J$ en 2015, $1.5 \times 10^{10} J$ en 2014 et $1.59 \times 10^{10} J$ en 2012). Les flux de chaleur cumulés dans la boîte sud jusqu'à la fin de l'hiver 2014-2015 suggèrent néanmoins que le contenu de chaleur de la couche 0-1000 m le 23 mars 2015 était inférieur à la valeur de HC calculée à partir des profils Argo. Ce résultat est en accord avec les MLD exceptionnelles observées à la fin de l'hiver 2014-2015 dans les deux boîtes.



(a) boîte nord

(b) boîte sud

FIGURE 5.9: contenu de chaleur (J) de la couche 0-1000 m (carrés) en 2011-2012 (bleu), en 2013-2014 (rouge) et en 2014-2015 (vert) moyenné sur les boîtes nord (a) et sud (b) à la fin de l'été (8 septembre), au milieu de l'hiver (23 janvier) et à la fin de l'hiver (23 mars) ; les ronds indiquent les valeurs minimum et maximum pour les trois périodes ; les courbes pleines correspondent aux flux de chaleur air-mer cumulés depuis le 8 septembre, en prenant comme valeur initiale le contenu de chaleur de la couche de mélange à la fin de l'été.

Pour les trois hivers, le contenu de chaleur à la fin de l'été précédant la convection est plus important dans la boîte nord que dans la boîte sud, avec une différence de $0.15 \times 10^{10} J$ en 2011-2012, de $0.05 \times 10^{10} J$ en 2013-2014 et de $0.10 \times 10^{10} J$ environ en 2014-2015. Cela montre un meilleur préconditionnement initial de la boîte sud par rapport à la boîte nord. Ce résultat est également en accord avec les observations de couches de mélange profondes : les plus profondes sont observées dans la boîte sud au cours des hivers 2013-2014 et 2014-2015. Par contre, il est intéressant de noter que les couches de mélange les plus profondes de l'hiver 2011-2012 (1000 m) ont été observées dans la boîte nord, mais qu'au moment le plus intense de la convection, la boîte sud manquait d'échantillonnage (figure 4.8). Un meilleur préconditionnement de la boîte sud par rapport à la boîte nord en 2011 laisse donc supposer que les couches de mélange les plus profondes de l'hiver 2011-2012 étaient plutôt localisées dans la boîte sud et qu'elles ont été manquées à cause d'un manque d'échantillonnage.

Conclusions préliminaires

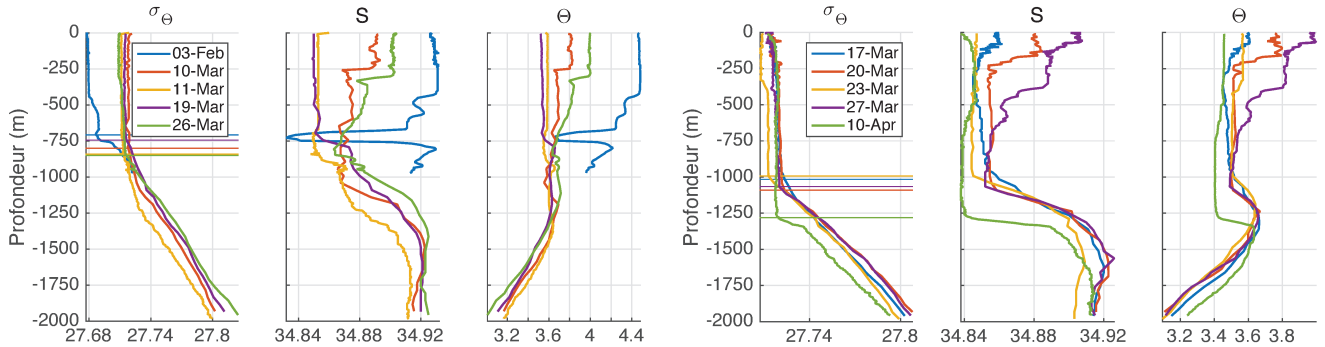
L' hiver 2011-2012 est marqué par 41 couches de mélange profondes et par une MLD maximale qui atteint 1000 m. Les données d'oxygène disponibles témoignent d'une convection active en mer d'Irminger jusqu'à près de 1000 m (chapitre 4). De plus, cet hiver-là, l'évolution temporelle des couches de mélange profondes est directement liée à l'apparition et la persistance des tip jets groenlandais. Les mécanismes d'apparition des couches de mélange profondes des hivers 2013-2014 et 2014-2015 semblent différents de ceux identifiés pour l'hiver 2011-2012. Les couches de mélange de l'hiver 2013-2014 sont moins nombreuses (10) mais atteignent des profondeurs plus grandes (la plus profonde atteint 1300 m). Les faibles pertes de chaleur océaniques et le faible forçage par les tip jets n'expliquent pas directement les profondeurs atteintes par les couches de mélange. Par contre, les premiers résultats révèlent un fort préconditionnement de la colonne d'eau par un IG intense, renforcé par des vents forts en provenance des latitudes nordiques (semblables aux vents de barrière) prédominants cet hiver-là. Les tip jets peu nombreux ont donc été suffisants pour éroder la stratification en surface (probablement très resserrée donc affaiblie grâce au IG intense) mais n'expliquent pas les profondeurs atteintes par les couches de mélange. Les couches de mélange profondes de l'hiver 2014-2015 sont nombreuses (36) et atteignent des profondeurs encore jamais observées (de façon directe) en mer d'Irminger (21 sont supérieures à 1000 m et la plus profonde atteint 1700 m). Le forçage par les tip jets a été particulièrement intense (tip jets très nombreux et majoritairement persistants), cependant les pertes de chaleur océaniques sont étonnamment peu exceptionnelles (légèrement supérieures à celles de 2011-2012). Les pertes de chaleur (et donc les vents) ne semblent pas expliquer totalement les profondeurs exceptionnelles atteintes par les couches de mélange en 2015. Par contre, le contenu de chaleur de la couche de mélange semble aller dans le sens des MLD observées puisqu'en fin d'hiver, il atteint des valeurs très inférieures à celles observées à la fin des hivers 2011-2012 et 2013-2014.

Ces premiers résultats soulèvent donc plusieurs interrogations. Est-ce que les couches de mélange pro-

fondes observées en 2014 et 2015 ont été formées intégralement en mer d'Irminger, comme cela a été le cas pour celles observées en 2012 ? Sinon, est-ce qu'elles pourraient être expliquées par une advection d'eau intermédiaire depuis la mer du Labrador ? Pour répondre à ces questions, nous avons étudié l'évolution temporelle des propriétés de la colonne d'eau le long de la trajectoire de flotteurs ainsi que dans la zone des couches de mélange profondes (boîtes nord et sud). Les parties suivantes présentent ces différents aspects.

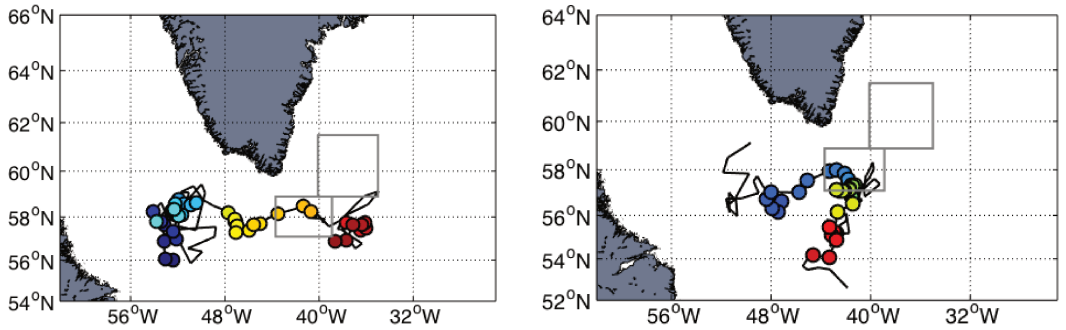
5.4 Suivi Lagrangien des masses d'eau : le rôle de l'advection

Les profils verticaux de l'hiver 2013-2014, dont la couche de mélange est profonde, ont une densité très homogène sur toute la hauteur de la couche de mélange. Cependant, pour plusieurs de ces profils, les propriétés en salinité et en température associées ne sont pas homogènes : il y a une compensation entre la température et la salinité dans les couches de surface (figure 5.10). Ces profils verticaux semblent échantillonner une superposition de masses d'eau de propriétés différentes. On observe une différence de salinité et de température assez marquée entre les 200 à 400 premiers mètres et la couche située dessous. Par exemple, pour le profil du 20 mars 2014 (échantillonné par le flotteur 5903387), la couche de surface (d'une épaisseur de 200 m environ) a une salinité autour de 34.88 alors que la couche située entre 200 et 1100 m environ a une salinité presque constante d'environ 34.855 (figure 5.10b). La couche de mélange la plus profonde de l'hiver (1300 m ; échantillonnée par le flotteur 4901192), observée le 10 avril 2014, montre également une superposition de deux masses d'eau mais avec des différences de propriétés plus petites que celles observées sur le profil décrit précédemment : dans les 600 premiers mètres, la salinité est de 34.85 et la température potentielle de 3.45 °C environ alors que la couche d'eau située dessous a une salinité moyenne de 34.84 et une température potentielle de 3.4 °C environ (figure 5.10b).



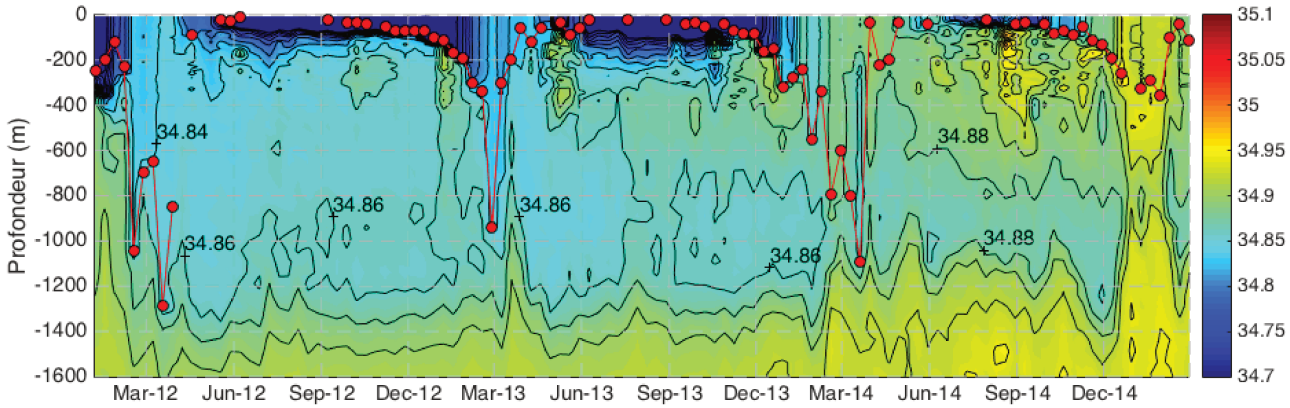
(a) 700 m < MLD < 1000 m (b) 1000 m < MLD < 1300 m

FIGURE 5.10: profils verticaux de densité potentielle ($kg.m^{-3}$) (σ_θ), salinité (S) et température potentielle (°C) (θ) qui ont échantillonné une couche de mélange profonde (> 700 m) en 2014. Les traits horizontaux indiquent la MLD pour chaque profil.

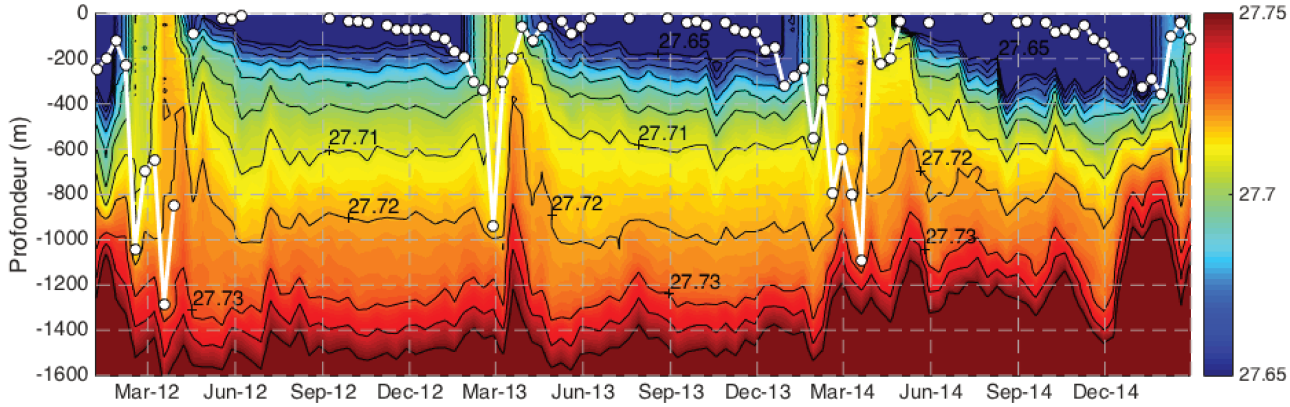


(a) flotteur 5903387 (b) flotteur 4901192

FIGURE 5.11: trajectoire des flotteurs 5903387 (du 07/01/12 au 28/02/15) (a) et 4901192 (du 19/06/12 au 25/05/2015) (b) ; les flotteurs se déplacent en suivant le dégradé du bleu vers le rouge ; les points colorés indiquent leur localisation en hiver (DJFM).



(a) salinité



(b) densité potentielle ($kg.m^{-3}$)

FIGURE 5.12: distribution verticale de la salinité (a) et de la densité potentielle (b) et MLD (rouge (a) ou blanc (b)) le long de la trajectoire du flotteur 5903387 entre 2012 et 2015.

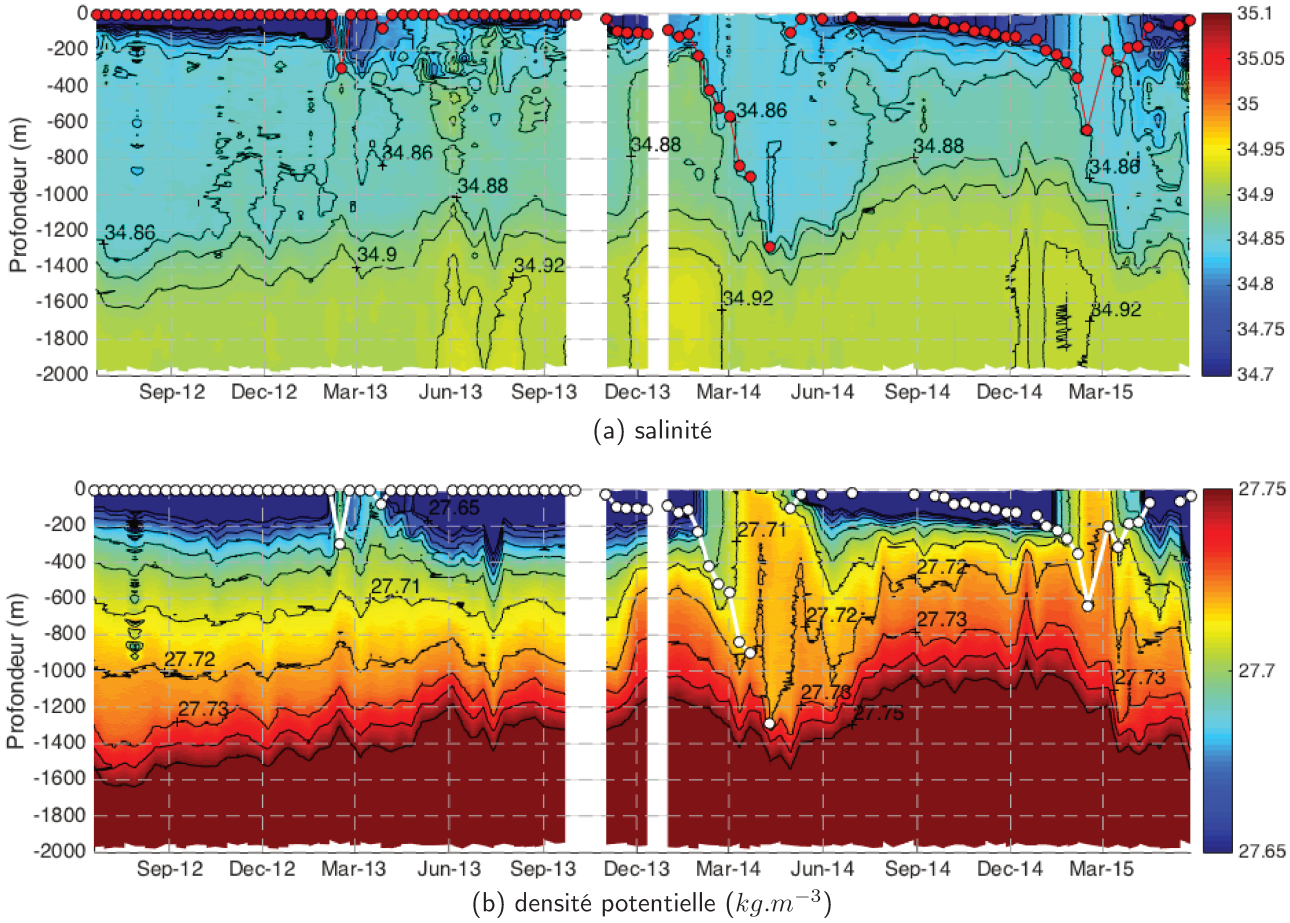


FIGURE 5.13: même légende que la figure 5.12 mais pour le flotteur 4901192

L'étude des propriétés le long de la trajectoire de flotteurs permet d'avoir un suivi Lagrangien des masses d'eau à 1000 m (profondeur à laquelle les flotteurs dérivent ; figure 2.2). Nous avons donc suivi les flotteurs ayant montré une couche de mélange profonde au cours de l'hiver 2013-2014 et dont les profils verticaux présentent une superposition de masses d'eau de propriétés (salinité et température) différentes, pour comprendre l'origine de ces différences.

Le flotteur 5903387 (profil du 20 mars ; figure 5.10) était situé en mer du Labrador (au milieu du bassin) au cours des hivers 2011-2012 et 2012-2013 avant de dériver en direction de la mer d'Irminger pour finalement être localisé dans la boîte sud en mars 2014 (figure 5.11a). La salinité de ce flotteur montre une masse d'eau de salinité de 34.86 environ située entre 200 et 1200 m de profondeur dans la mer du Labrador entre le mois de mars 2012 et le début du mois de février 2013 (figure 5.12a). Le saut des propriétés observé sur les profils verticaux des couches de mélange profondes est expliqué par la présence en profondeur de cette masse d'eau intermédiaire (la LSW) advectée depuis la mer du Labrador. Les distributions verticales de salinité et de densité montrent une homogénéité jusqu'à environ 800-1000 m en février et mars 2012 (figures 5.12a et 5.12b) alors que le flotteur se situe dans la mer du Labrador,

ce qui semble indiquer que cette masse d'eau a été formée par convection en mer du Labrador à cette période là. Kieke and Yashayaev (2015) ont mentionné un évènement de convection profonde qui s'est produit en mer du Labrador au cours de l'hiver 2011-2012 approfondissant les couches de mélange jusqu'à 1500 m (figure 1.3). Il est donc possible que la LSW identifiée le long de la trajectoire du flotteur 5903387 ait été formée au cours de cet évènement de convection. La LSW est présente le long de la trajectoire du flotteur jusqu'en février 2014. A la fin du mois de février 2014, la salinité, constante et égale à environ 34.88 jusqu'à 900 m, suggère un mélange actif. A cette date, le flotteur est dans la boîte sud de la mer d'Irminger. Après mars 2014, la masse d'eau identifée comme la LSW est toujours présente mais est légèrement plus salée (à l'intérieur du contour 34.88). Il y a bien eu un apport de LSW venant de la mer du Labrador dans la mer d'Irminger, puis un mélange actif en mer d'Irminger dans la boîte sud, qui a mélangé la LSW (identifiée par le contour 34.86) avec de l'eau plus salée de la mer d'Irminger pour fournir une masse d'eau de salinité 34.88 après mars 2014.

Le flotteur 4901192, qui a échantillonné la couche de mélange la plus profonde de l'hiver (1300 m), a traversé la frontière qui délimite les mers du Labrador et d'Irminger (44 °W) pendant l'hiver 2012-2013 (figure 5.11b). Il est resté dans la région de la boîte sud au cours de l'hiver suivant, avant de dériver vers le sud. La distribution de la salinité le long de sa trajectoire confirme l'apport de LSW venant de la mer du Labrador avant l'hiver 2013-2014, et illustre l'homogénéité de la densité jusqu'à 1300 m au début du mois d'avril 2014 (et la faible différence de salinité entre les 600 premiers mètres et la couche située dessous ; figure 5.10).

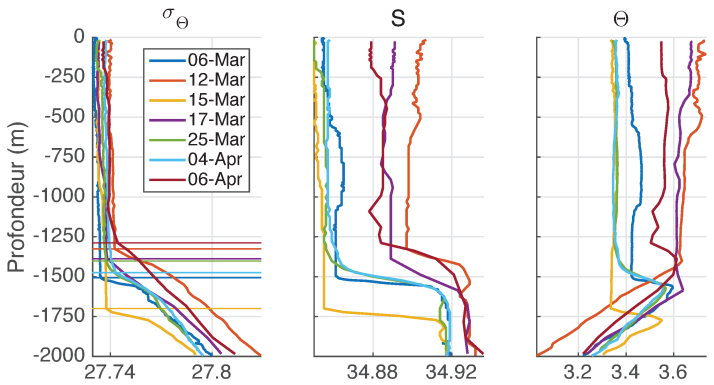


FIGURE 5.14: profils verticaux de l'hiver 2014-2015 de densité potentielle ($kg.m^{-3}$) (a), salinité (b) et température potentielle (°C) (c) pour lesquels la MLD est supérieure à 1300 m. Les traits horizontaux indiquent la MLD pour chaque profil.

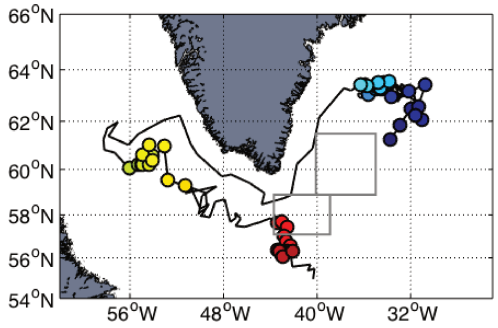
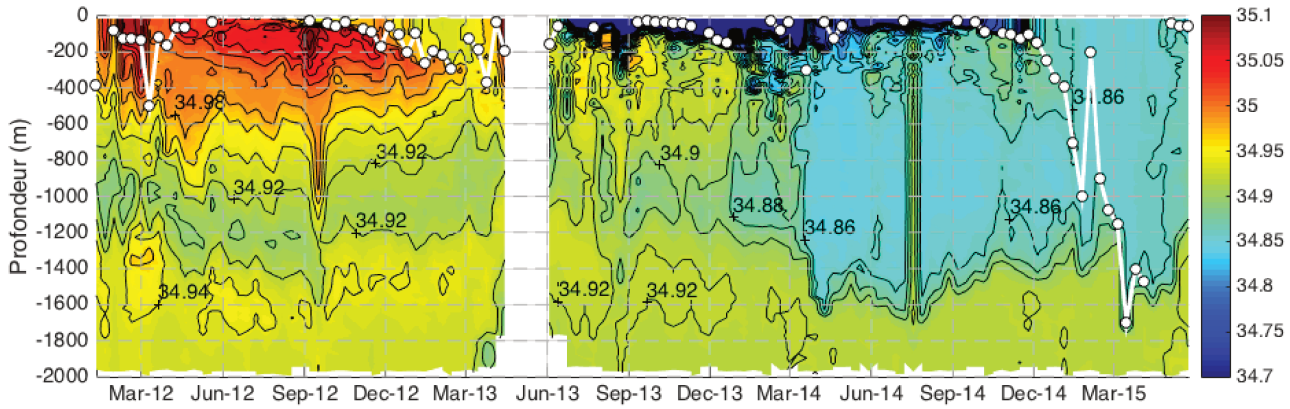


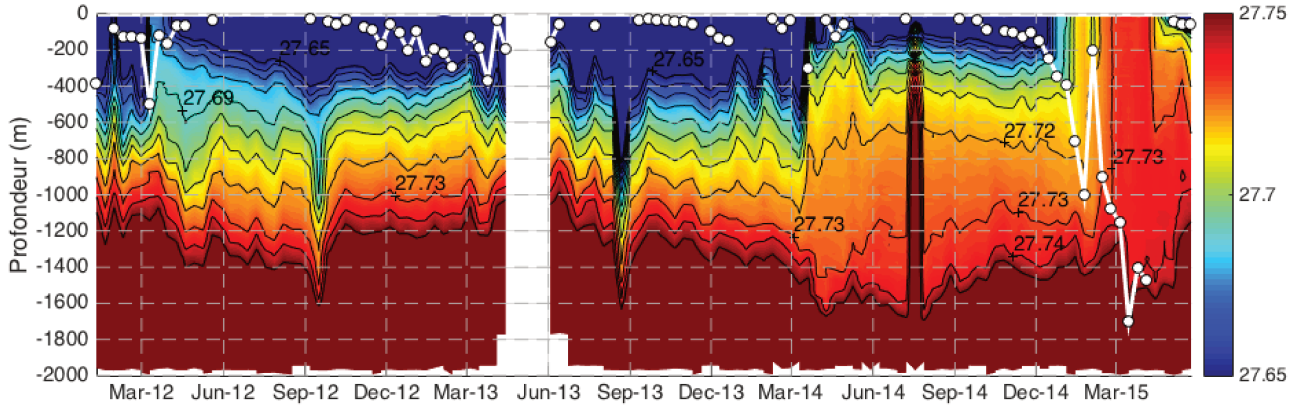
FIGURE 5.15: trajectoire du flotteur 5902297 entre le 10/01/12 et la 24/05/2015 ; le flotteurs se déplace en suivant le dégradé du bleu vers le rouge ; les points colorés indiquent sa localisation en hiver (DJFM).

Les profils verticaux des MLD les plus profondes (> 1300 m) de l'hiver 2014-2015 montrent une forte homogénéité autant en densité qu'en salinité ou en température, sur toute la hauteur de la couche de

mélange, ce qui traduit un mélange intense (figure 5.14). Ces profils montrent une salinité comprise entre 34.85 et 34.9, une température potentielle entre 3.3 et 3.7 °C et une densité potentielle d'environ 27.74 $kg.m^{-3}$. L'hiver 2014-2015 a été marqué par des pertes de chaleur océaniques similaires à celles observées en 2011-2012 (légèrement plus importantes en 2015 qu'en 2012), alors que les profondeurs atteintes sont bien plus importantes en 2015 (1700 m) qu'en 2012 (1000 m). Cette différence peut s'expliquer par la présence d'une masse d'eau déjà homogène en profondeur, grâce à la convection de l'année précédente en mer d'Irminger et peut-être aussi grâce à l'advection d'eau intermédiaire provenant de la mer du Labrador.



(a) salinité



(b) densité potentielle ($kg.m^{-3}$)

FIGURE 5.16: distribution verticale de la salinité (a) et de la densité potentielle (b) et MLD (blanc) le long de la trajectoire du flotteur 5902297 entre 2012 et 2015.

En effet, un fort évènement de convection s'est produit en mer du Labrador au cours de l'hiver 2013-2014, approfondissant les couches de mélange jusqu'à environ 1750 m (Kieke and Yashayaev, 2015). La couche de mélange la plus profonde de l'hiver 2014-2015 en mer d'Irminger (1700 m) provient du flotteur 5902297. Situé à l'intérieur de la mer d'Irminger jusqu'au début de l'année 2013, ce flotteur a ensuite dérivé jusqu'à l'intérieur de la mer du Labrador en longeant le Groenland avec la circulation du

gyre subpolaire (figure 5.15). La distribution de la salinité le long de la trajectoire de ce flotteur révèle des propriétés très différentes pour les deux bassins (figure 5.16a). Les couches de surface (jusqu'à 600 m) de la mer d'Irminger sont très salées (> 34.98) : c'est la signature du IC (figure 1.5). Sous ces couches de surface salées, on décèle un minimum de salinité (< 34.92) entre 1000 et 1200 m environ. Au cours de l'hiver (DJFM) 2013-2014, le flotteur est alors localisé au centre de la mer du Labrador et rencontre une masse d'eau faiblement salée (< 34.86) située entre 200 et 1500 m : la LSW. Le flotteur dérive ensuite vers la mer d'Irminger pour être localisé au sud du Cap Farewell (au sud de la boîte sud) en mars et avril 2015. La LSW est présente le long de la trajectoire du flotteur jusqu'à cette date. Entre janvier et avril 2015, la salinité est homogène et inférieure à 34.86 de la surface jusqu'à entre 1200 et 1400 m, témoignant un mélange intense au cours de cette période, de la même façon que le montre la distribution verticale de la densité aux mêmes dates (figure 5.16b).

La présence d'une masse d'eau déjà homogène en profondeur permet d'expliquer les profondeurs atteintes par les couches de mélange en 2014 et en 2015. Pour qualifier l'importance de la présence de cette masse d'eau sur les MLD observées et quantifier le mélange qui a réellement été actif en mer d'Irminger, une exploitation des données d'oxygène disponibles va maintenant être présentée.

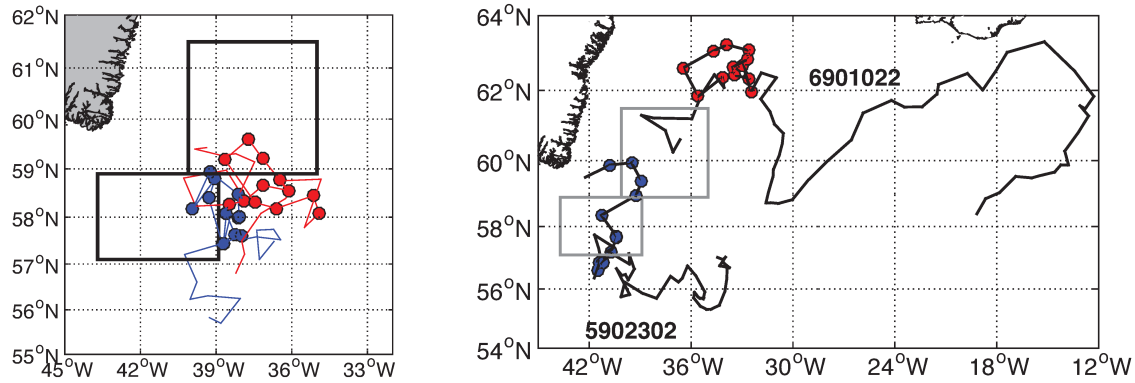
5.5 Les données d'oxygène témoin d'une convection locale

Les couches superficielles de l'océan, au contact de l'atmosphère, sont généralement proches de la saturation en oxygène, et même sur-saturées du fait de l'activité photosynthétique. Les eaux sous-jacentes peuvent contenir, quant à elles, des quantités très faibles d'oxygène du fait de la consommation d'oxygène liée à la dégradation des matières organiques. Lorsque le mélange vertical agit, les eaux de surface sur-saturées en oxygène se mélangent aux eaux plus profondes pauvres en oxygène. Les échanges d'oxygène entre l'atmosphère et l'océan étant très rapides, une teneur en oxygène uniforme indique un mélange vertical actif jusqu'à la base de la couche homogène.

Au cours de l'hiver 2013-2014, seuls deux flotteurs (1901215 et 6901027) équipés d'un capteur d'oxygène ont échantillonné la mer d'Irminger dans une zone proche des couches de mélange profondes. Entre septembre 2013 et juin 2014, ils échantillonnent tous les deux la zone située à l'est de la boîte sud et au sud de la boîte nord (figure 5.17a). La distribution de l'oxygène dissous le long de la trajectoire de ces flotteurs indique un mélange actif dans cette zone jusqu'à environ 300 m en mars (figure 5.18a) et 700 m en avril (figure 5.18b).

Les flotteurs 6901022 et 5902302, équipés d'un capteur d'oxygène, étaient situés dans la mer d'Irminger au moment de l'évènement de convection de l'hiver 2014-2015. Le flotteur 5902302, situé dans la boîte sud en janvier 2015 a ensuite dérivé pour finalement être localisé dans la boîte nord en mars 2015 (figure 5.17b). La distribution verticale de l'oxygène dissous le long de sa trajectoire montre un apport

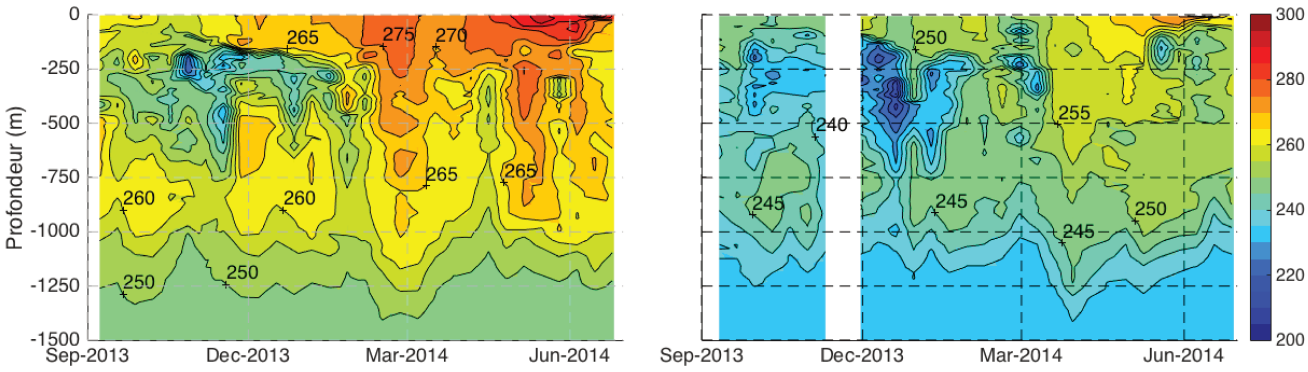
en oxygène qui débute en décembre 2015 et qui augmente progressivement jusqu'à presque 1000 m de profondeur en février-mars (figure 5.19a). Les profils verticaux de ce flotteur montrent une forte homogénéité en oxygène dissous (entre 275 et $280\ \mu mol.kg^{-1}$) sur une profondeur qui atteint plus de 1300 m le 12 mars 2015 (figure 5.20). Le flotteur 6901022, situé au nord-est de la boîte nord entre janvier et avril 2015 (figure 5.17b), montre également un fort apport en oxygène jusqu'à plus de 1000 m de profondeur dans cette zone. Les données d'oxygène de ces deux flotteurs confirment l'étendue de la zone de convection : le mélange convectif a bien agit sur toute la surface que couvrent les couches de mélange profondes de l'hiver 2014-2015.



(a) flotteurs 1901215 (rouge) et 6901027 (bleu)

(b) flotteurs 6901022 et 5902302

FIGURE 5.17: trajectoire des flotteurs 1901215 et 6901027 entre septembre 2013 et juin 2014 (a) et des flotteurs 6901022 et 5902302 entre septembre 2013 et mi-2015 (b) ; les points colorés correspondent aux positions entre décembre et mars.



(a) flotteur 6901027

(b) flotteur 1901215

FIGURE 5.18: distribution de l'oxygène dissous ($\mu mol.kg^{-1}$) entre la surface et 1500 m le long de la trajectoire des flotteurs 1901215 (a) et 6901027 (b) entre septembre 2013 et juin 2014

Les données Argo d'oxygène montrent que le mélange a été actif en mer d'Irminger jusqu'à 700 m en 2013-2014 et jusqu'à 1300 m en 2014-2015. Les couches de mélange profondes des deux hivers ont donc été obtenues grâce à la présence d'une masse d'eau intermédiaire homogène en profondeur (qui a été advectée depuis la mer du Labrador et/ou a été formée par convection en mer d'Irminger l'hiver précédent) : l'eau formée par mélange convectif en mer d'Irminger a finalement la même densité que la masse d'eau intermédiaire située dessous, ce qui a conduit à des couches de mélange uniformes (en densité) jusqu'à 1300 m en 2014 et 1700 m en 2015.

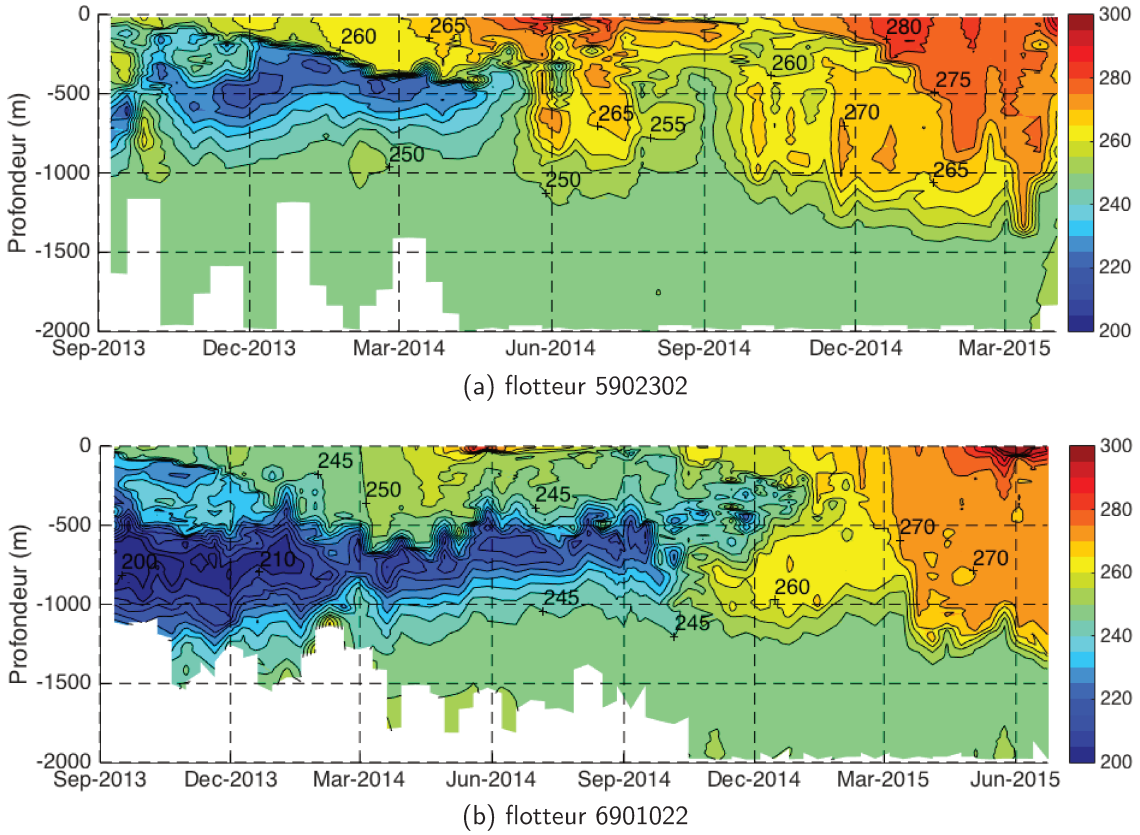


FIGURE 5.19: distribution de l'oxygène dissous ($\mu mol.kg^{-1}$) le long de la trajectoire des flotteurs 5902302 (a) et 6901022 (b) entre octobre 2013 et avril 2015.

L'advection de masse d'eau intermédiaire provenant de la mer du Labrador a eu un rôle particulièrement important pour l'évènement de convection de l'hiver 2013-2014. Elle a constitué un réservoir d'eau homogène à un niveau intermédiaire (entre 700 et 1200 m). Le IG renforcé par les vents de barrière prédominants cet hiver-là ont permis de renforcer le dôme des isopycnes au centre du IG, formant une très faible stratification en surface, facile à briser par les vents qui ont soufflé sur cette zone. Le mélange vertical, grâce en partie à l'action des tip jets, a agit au moins jusqu'au sommet de ce réservoir de LSW. Sans cette masse d'eau intermédiaire, les couches de mélange n'auraient pas été si profondes puisque

le mélange actif en mer d'Irminger ne dépasse pas 700 m. La présence d'une masse d'eau homogène en profondeur a joué un rôle moindre pour la convection de l'hiver 2014-2015 puisque le mélange a agit jusqu'à 1300 m au moins. Cependant, elle a contribué à la formation des couches de mélange les plus profondes (1700 m).

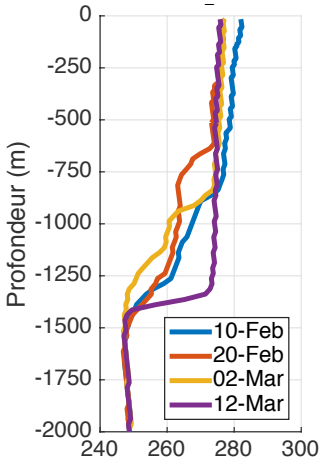


FIGURE 5.20: profils verticaux d'oxygène dissous ($\mu mol.kg^{-1}$) du flotteur 5902302 entre le 10 février et le 12 mars 2015.

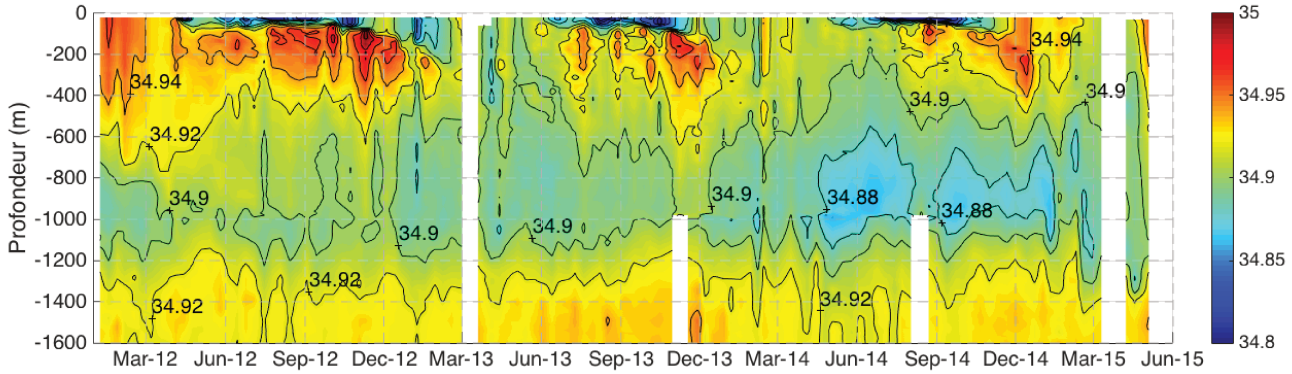
5.6 Le rôle du sel

L'évolution temporelle des propriétés moyennes de la colonne d'eau dans les boîtes nord et sud a été étudiée pour observer la variabilité saisonnière des propriétés dans les deux boîtes. Pour cela, les données Argo disponibles ont été moyennées spatialement dans chaque boîte (la boîte sud a été étendue au sud jusqu'à 55°N pour être adaptée à la zone de convection) et temporellement sur des périodes de 10 jours, après une interpolation des profils sur une grille verticale de résolution constante et égale à 10 m.

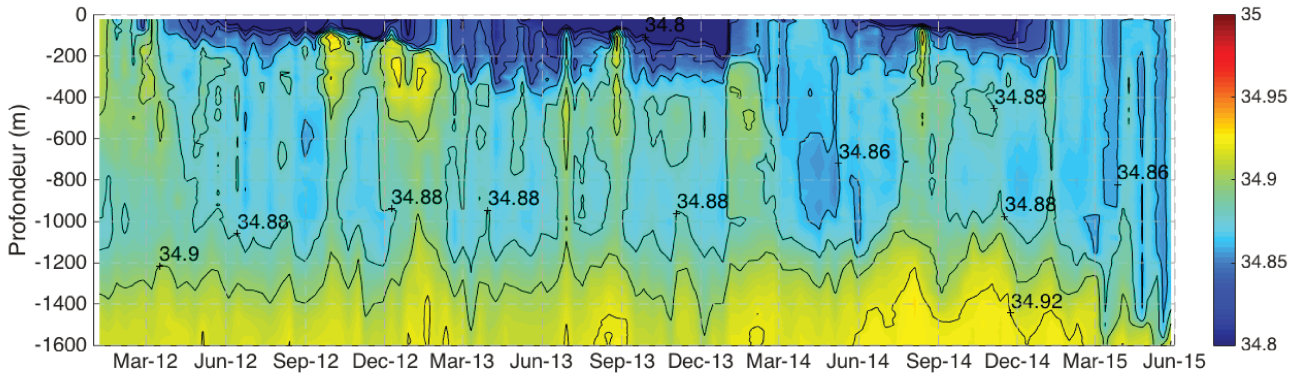
La salinité de la boîte nord est en moyenne plus forte que celle de la boîte sud sur toute la hauteur de la colonne d'eau (figure 5.21). Dans la boîte nord, on observe une masse d'eau caractérisée par une salinité inférieure à 34.9 située entre 600 et 1200 m. Cette masse d'eau est soit la signature d'une LSW qui a été advectée depuis la mer du Labrador, soit la signature de la convection en mer d'Irminger (soit un mélange des deux). Cette masse d'eau devient moins salée (inférieure à 34.88) en avril 2014 . Elle est également présente dans la boîte sud avec une signature plus forte et des propriétés moins salées (inférieure à 34.88 jusqu'en 2014 où elle devient inférieure à 34.86).

Les couches de surface montrent des propriétés assez différentes dans les deux boîtes. Un maximum de salinité apparaît entre 100 et 400 m environ (> 34.94) dans la boîte nord. Ce maximum de salinité

peut avoir son origine du IC qui amène des eaux très salées venant du NAC (figure 1.5) et qui génère des tourbillons lors de son trajet autour de la mer d'Irminger. Cet apport de sel en subsurface est un évènement externe à la convection mais qui peut avoir un effet non négligeable sur les couches de mélange : lorsque le refroidissement agit et que la stratification est érodée en surface, l'apport de sel densifie les couches hautes et peut donc créer des conditions favorables à un approfondissement de la couche de mélange. Les couches de surface de la boîte sud sont très peu salées jusqu'à des profondeurs qui peuvent atteindre 200 m comme à la fin de l'année 2013. Cette eau peu salée en surface peut provenir de la fonte de la glace de mer, présente chaque année en mer d'Irminger (Kern et al., 2010) (figure 5.22). La glace de mer n'est pas formée directement dans la mer d'Irminger, elle est advectée par les vents et par les courants depuis le Groenland et les mers nordiques. La fonte de la glace de mer, qui tend à diminuer la salinité des couches de surface, peut donc expliquer le minimum de salinité qui apparaît en surface (surtout dans la boîte sud).



(a) boîte nord

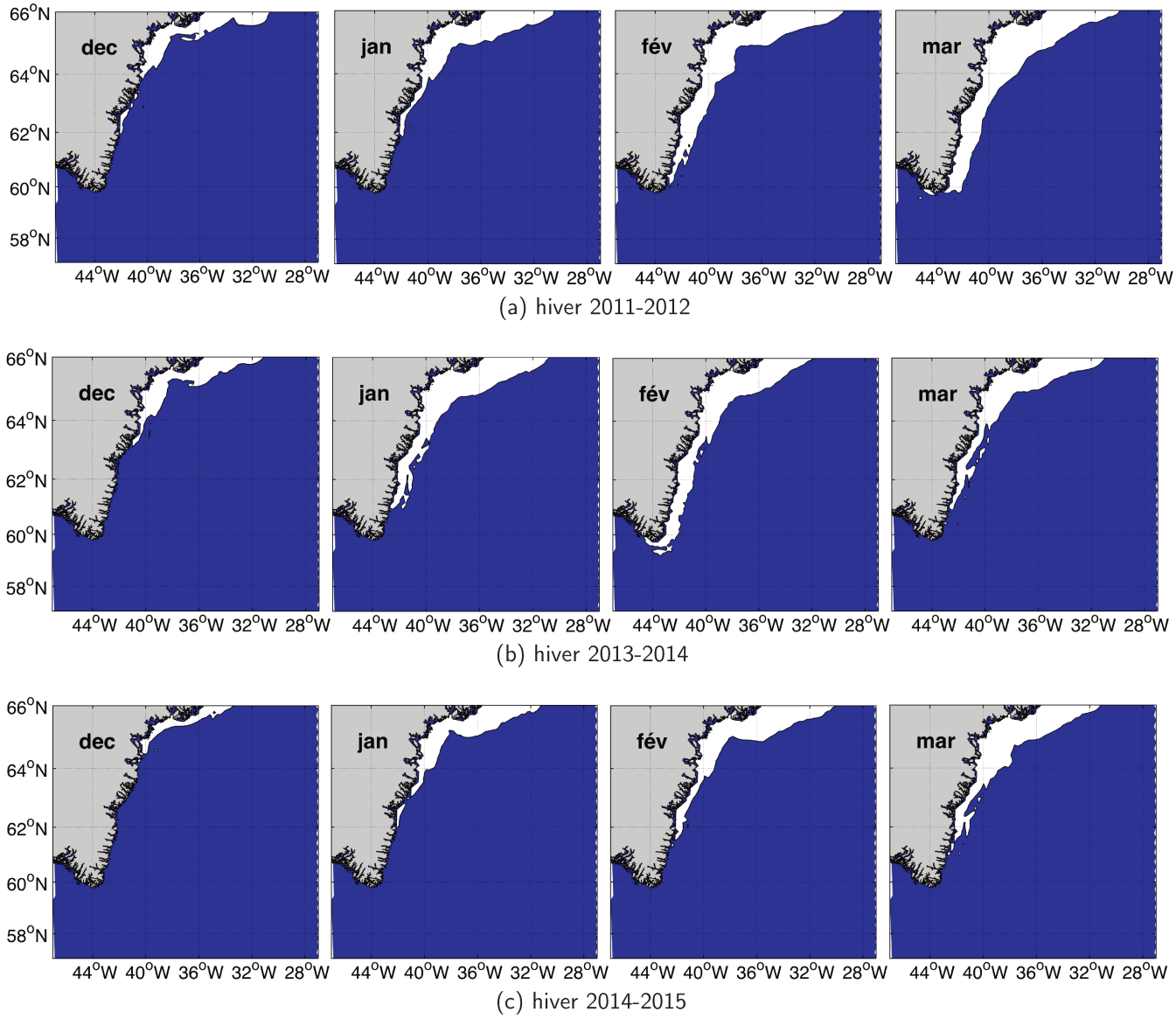


(b) boîte sud (étendue au sud à la latitude 55°N)

FIGURE 5.21: série temporelle de février 2012 à Juin 2015 de la salinité dans les boîtes nord (a) et sud (b), calculée avec les profils Argo moyennés spatialement sur chaque boîte et temporellement sur 10 jours.

La distribution verticale moyenne de la salinité montre une présence plus forte de la LSW dans la boîte sud que dans la boîte nord. Les couches de mélange de la boîte sud sont donc susceptibles d'être

plus profondes que celles de la boîte nord puisque la présence de la LSW fournit un réservoir d'eau déjà homogène en profondeur (peu stratifiée). Cet argument est également en accord avec le calcul du contenu de chaleur de la couche de mélange dans la boîte sud, qui est systématiquement inférieur à celui observé dans la boîte nord (pour les trois hivers étudiés) (voir partie 5.3.2).



(a) hiver 2011-2012

(b) hiver 2013-2014

(c) hiver 2014-2015

FIGURE 5.22: étendue de la glace de mer au cours des mois de décembre à mars pour les hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015.

Les deux boîtes sont donc favorables à la formation de couches de mélange profondes : par un apport de sel en subsurface dans la boîte nord, et par une forte présence de la LSW en profondeur (et par un contenu de chaleur faible tout au long de l'hiver).

La dernière partie de ce chapitre présente différents aspects de la convection profonde des trois hivers. Elle présente en particulier quelques éléments sur la variabilité spatiale de la zone de convection puis l'évolution des propriétés des couches de mélange profondes au cours des trois hivers de convection.

5.7 Intercomparaison des évènements de convection 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015 : quelques pistes à explorer

5.7.1 Variabilité spatiale de la convection

Les trois évènements de convection montrent une étendue méridienne très différente (figure 5.23b) qui semble liée au nombre et à l'intensité des tip jets : en 2013-2014, les tip jets sont en petit nombre (et peu persistants) et la convection couvre une zone méridienne de 335 km environ ; en 2011-2012, les tip jets sont nombreux (et deux d'entre eux sont particulièrement persistants) et l'étendue méridienne de la convection s'étend sur 635 km environ ; et enfin en 2014-2015, les tip jets sont très nombreux (et très persistants pendant presque tout l'hiver) et l'étendue méridienne de la convection s'étend sur près de 950 km. Dans le cas de ces trois évènements, plus les tip jets sont nombreux et persistants, plus la convection s'étend sur une large zone.

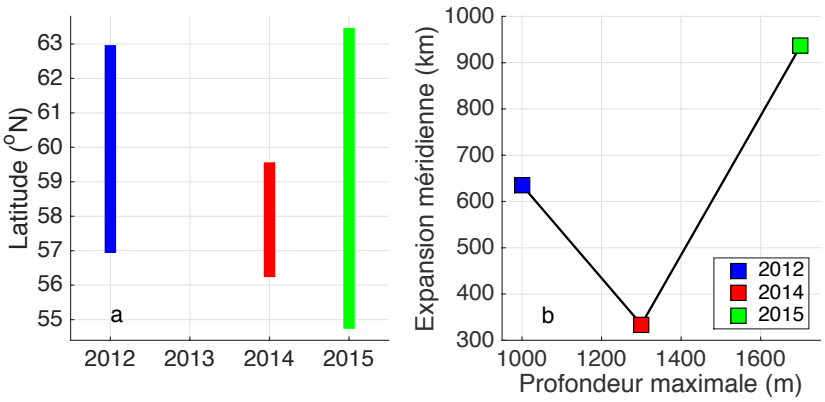


FIGURE 5.23: étendue méridienne des couches de mélange profondes en fonction de l'année de la convection (a) et de la profondeur maximale atteinte par la convection (b).

La localisation de la convection semble également liée à la structure spatiale des tip jets. Le contour de 15 $m.s^{-1}$ a été choisi arbitrairement pour définir l'étendue spatiale du tip jet moyen sur les trois hivers (de septembre à mars) (figure 5.24). Le tip jet moyen de l'hiver 2011-2012 a une étendue spatiale similaire à celui de l'hiver 2013-2014 (dans les directions zonale et méridienne), mais son axe est orienté vers l'est contrairement celui de l'hiver 2013-2014 plutôt orienté vers le sud-est. La convection

de 2013-2014 est centrée sur une latitude située plus au sud que celle de 2011-2012 (figure 5.23a). La position (méridienne) de la convection semble donc liée à la direction moyenne des tip jets. La structure spatiale du tip jet moyen de l'hiver 2014-2015, plus étendue que celle des deux autres hivers (dans les deux directions), montre que l'intensité moyenne du tip jet de 2014-2015 était plus forte cet hiver-là. Ceci explique également l'étendue spatiale plus importante de la convection en 2015.

Définissons maintenant l'intensité de la convection comme la profondeur maximale atteinte par les couches de mélange. L'intensité de la convection n'est pas liée à l'étendue spatiale de la convection (figure 5.23b). Si ça avait été le cas, l'intensité de la convection serait uniquement due aux tip jets. Or, nous connaissons l'importance du préconditionnement de la colonne d'eau. L'intensité de la convection est liée à la combinaison du forçage par les tip jets et du préconditionnement de la colonne d'eau.

Le maximum de pertes de chaleur observées pendant les tip jets, défini par le contour de -500 $W.m^2$, n'est pas centré sur la zone la plus intense des tip jets : elle est située plus à l'ouest, proche du Cap Farewell (figure 5.24). Pour les trois hivers, les couches de mélange profondes sont centrées sur le coeur des tip jets, à l'est du maximum de pertes de chaleur. Le mélange est plus difficile près de la côte pour plusieurs raisons. Premièrement, l'EGC est un courant qui advecte les eaux froides venant des mers nordiques. Il augmente donc la stratification thermique près de la côte du Groenland (figure 5.25). De plus, la fonte de la glace de mer qui s'étend le long de la côte du Groenland, jusqu'au Cap Farewell pour certains hivers (figure 5.22), diminue la salinité en surface et augmente donc la stratification haline près de la côte. La stratification (à la fois thermique et haline) étant plus forte près de la côte rend le mélange plus difficile à cet endroit et explique que les couches de mélange profondes ne soient pas centrées sur le maximum de pertes de chaleur. Les couches de mélange profondes des hivers 2011-2012 et 2013-2014 sont également décalées par rapport à l'axe du coeur du IG, matérialisé par le contour de ADT sur la figure 5.25 (pas de données de ADT disponibles en 2014-2015) : elles sont situées à l'est de celui-ci. Cette disymétrie de l'étendue spatiale de la convection par rapport à la position du IG est aussi la conséquence de la présence d'eaux plus stratifiées en surface le long de la côte mais peut aussi être expliqué par le fait que le IG n'est pas symétrique : en moyenne sur la période 1991-2007, il s'étend de 120 à 350 km des côtes du Groenland alors que le centre du IG est plutôt situé vers 200 km des côtes (figures 1.9 et 1.7).

Les pertes de chaleur air-mer moyennes associées aux tip jets sont assez similaires pour les hivers 2013-2014 et 2014-2015 alors que les tip jets sont plus intenses en moyenne sur l'hiver 2014-2015. Et les pertes de chaleur air-mer moyennes associées aux tip jets de l'hiver 2011-2012 sont plus faibles que pour les deux autres hivers.

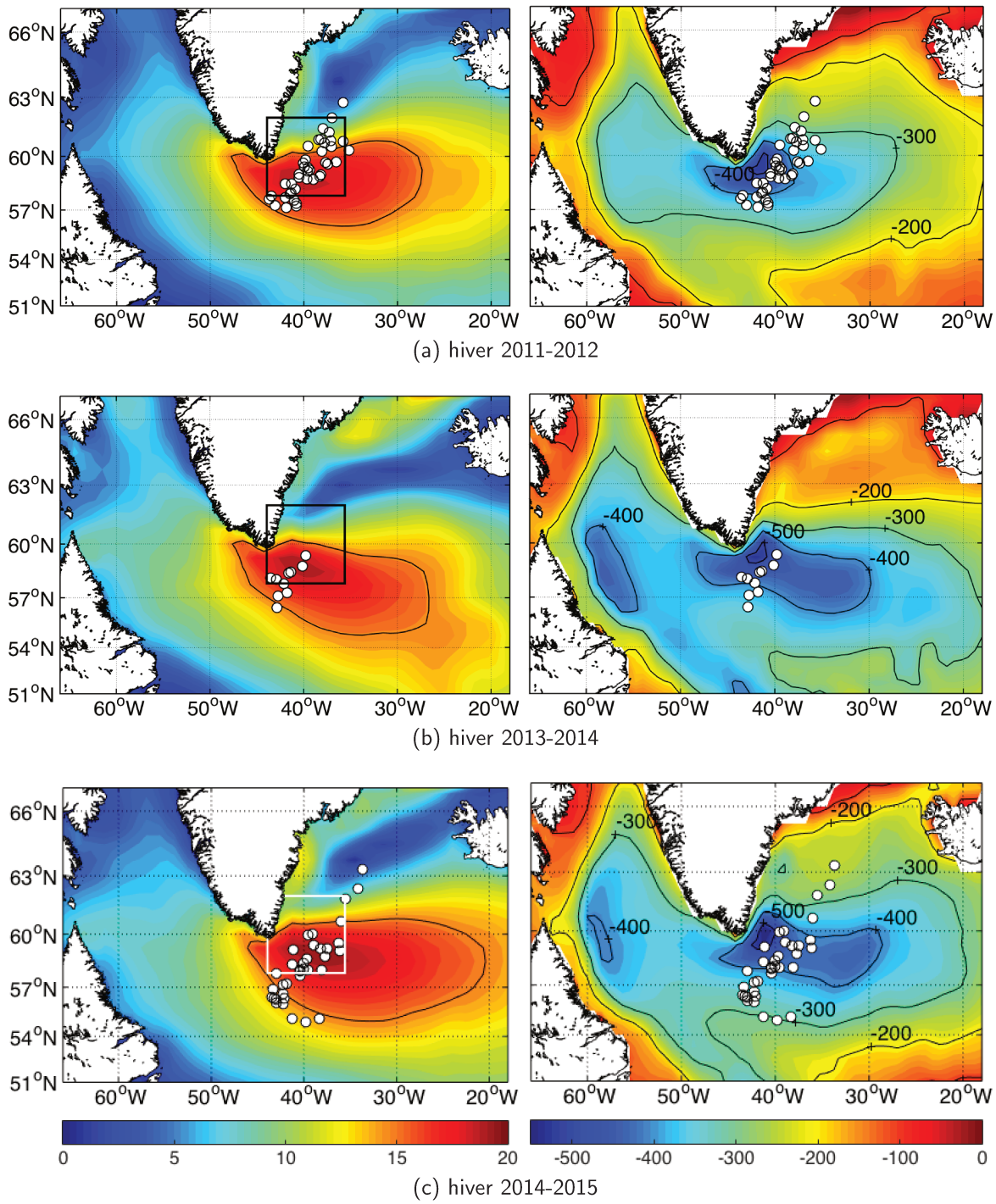


FIGURE 5.24: structure moyenne des tip jets ($m.s^{-1}$) de septembre à mars 2011-2012 (a), 2013-2014 (b) et 2014-2015 (c) (à gauche) : le contour noir correspond au $15\,m.s^{-1}$; et flux de chaleur air-mer associés (à droite) : les contours sont tracés tous les 100 $W.m^2$; les ronds blancs indiquent la localisation des couches de mélange profondes.

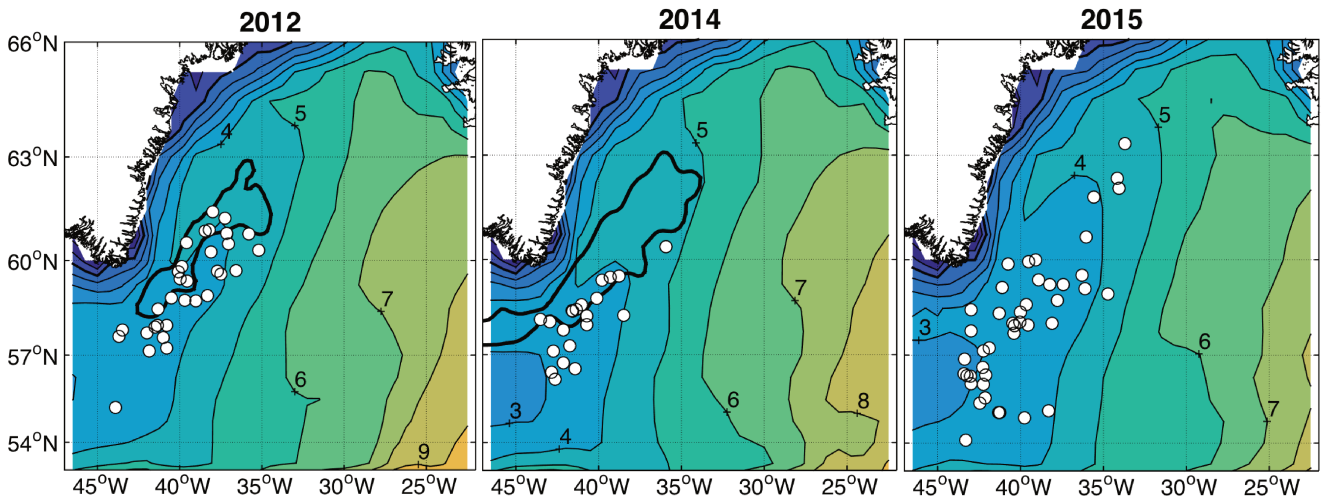


FIGURE 5.25: SST moyenne sur la période d'apparition des couches de mélange profondes (du 18 janvier au 25 mars 2012 ; du 24 janvier au 14 avril 2014 et 2015) ; le trait épais noir représente le coeur du IG moyen sur la même période (contour de l'ADT égal à -65 cm) ; les ronds sont les couches de mélange profondes.

Enfin, la fonte de la glace de mer, entre février où elle était particulièrement étendue (au delà du Cap Farewell) et mars 2014 où elle apparaît nettement moins étendue (figure 5.22), peut expliquer en partie la limitation de la convection en février 2014 (figure 5.3a).

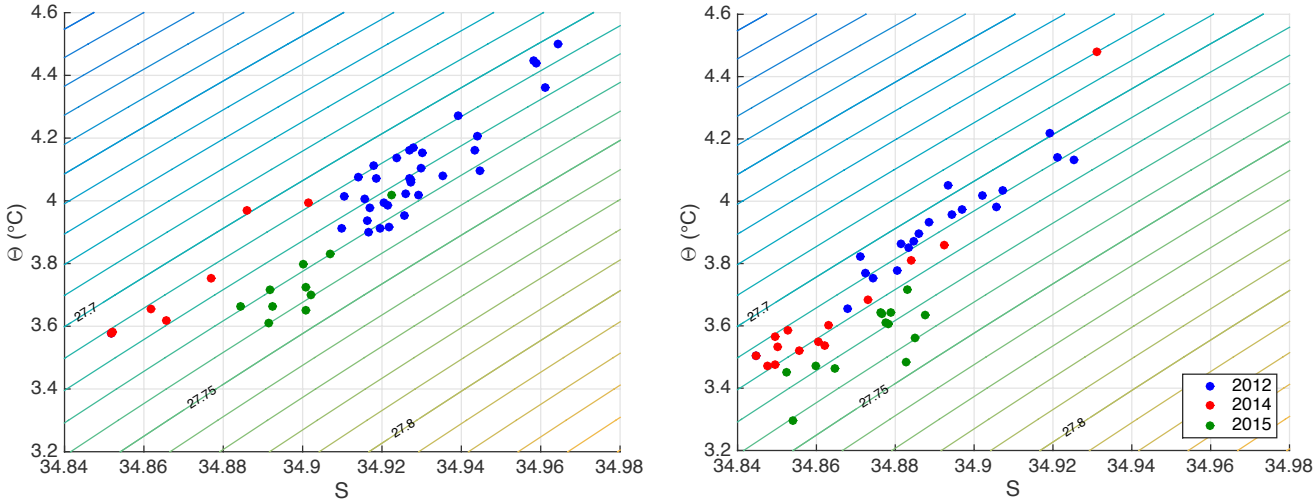
5.7.2 Propriétés des couches de mélange profondes

Dans la boîte nord, les couches de mélange profondes de 2014 et 2015 sont moins salées ($<$ 34.91) et plus froides (entre 3.6 et 4 °C) que celles de 2012 (S $>$ 34.91 et $\theta >$ 3.9 °C) (figure 5.26a). Il faut néanmoins être prudent sur l'interprétation des propriétés des couches de mélange profondes de 2014 dans la boîte nord car elles ne sont pas suffisamment nombreuses pour que les résultats les concernant soient significatifs. La convection profonde de l'hiver 2014-2015 a, en outre, formé des eaux plus denses (27.73 $< \sigma_\theta <$ 27.74 $kg.m^{-3}$) que celle de 2012 (27.71 $< \sigma_\theta <$ 27.73 $kg.m^{-3}$).

Dans la boîte sud, les couches de mélange profondes de 2014 et 2015 sont moins salées (34.85 $<$ S $<$ 34.89) et plus froides (entre 3.4 $< \theta <$ 3.8 °C environ) que celles de 2012 (34.87 $<$ S $<$ 34.93 et 3.7 $< \theta <$ 4.2 °C environ) (figure 5.26b), de la même façon que dans la boîte nord. Les couches de mélange profondes de 2014, suffisamment nombreuses dans la boîte sud, permettent d'observer que la convection de l'hiver 2014-2015 a formé des eaux plus denses ($\sigma_\theta >$ 27.72 $kg.m^{-3}$) que celle des hivers précédents et que la convection de l'hiver 2013-2014 a formé des eaux plus denses (27.71 $< \sigma_\theta <$ 27.72 $kg.m^{-3}$) que celle de l'hiver 2011-2012 (27.70 $< \sigma_\theta <$ 27.71 $kg.m^{-3}$), ce qui est en accord avec la profondeur maximale atteinte par les couches de mélange au cours des trois hivers (1000 m en 2012, 1300 m en 2014 et 1700 m en 2015). Autrement dit, dans le cas des trois évènements de convection

étudiés, plus la convection est intense (i.e. plus la profondeur maximale atteinte par les couches de mélange est grande), plus les eaux qu'elle forme sont denses.

De façon générale pour les trois hivers, les eaux formées par convection sont plus salées et plus chaudes dans la boîte nord que dans la boîte sud. Ceci peut s'expliquer par le fait que la boîte nord est plus exposée à l'apport de sel (par le IC) et qu'elle est en moyenne plus chaude que la boîte sud.



(a) boîte nord (b) boîte sud

FIGURE 5.26: diagramme $\theta - S$ des couches de mélange profondes de 2012 (points bleus), 2014 (points rouges) et 2015 (points verts) dans les boîtes nord (a) et sud (b)

Enfin, l'étude de de Jong et al. (2012), qui présente l'évolution des propriétés des couches de mélange identifées aux mouillages LOCO 2 et LOCO 3 (localisés dans la boîte nord) au cours des évènements de convection des hivers 2007-2008 et 2008-2009, a révélé que les couches de mélange des mois de février et de mars avaient une salinité environ égale à 34.92 et 34.93 en 2008 et 2009 respectivement et une température comprise entre 4 et 4.5°C en 2008 et égale à 4°C environ en 2009. Les propriétés des couches de mélange profondes observées en 2012 (dans la boîte nord) sont donc similaires à celles observées en 2008 et 2009 par de Jong et al. (2012).

5.8 Principaux résultats

Les données Argo ont révélé l'existence de trois évènements de convection profonde en mer d'Irminger depuis que la base de données Argo est suffisante pour surveiller ces évènements (2011) : au cours des hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015. L'étude menée dans ce chapitre révèle que les trois évènements de convection ont des caractéristiques différentes et ont été formés avec des mécanismes

également très différents.

La convection de l'hiver 2011-2012 est caractérisée par une quarantaine de couches de mélange profondes (> 700 m), dont la maximale atteint 1000 m ; celle de l'hiver 2013-2014 a révélé dix couches de mélange profondes avec un maximum observé à 1300 m ; et celle de l'hiver 2014-2015, particulièrement exceptionnelle, montre 36 couches de mélange profondes dont 60 % sont supérieures à 1000 m (le maximum de l'hiver 2011-2012) et 20 % sont supérieures à 1300 m (le maximum de l'hiver 2013-2014) et dont la plus profonde atteint 1700 m, constituant un record d'observation directe de couche de mélange pour la mer d'Irminger.

Alors que le forçage par les tip jets groenlandais a joué un rôle prépondérant dans les pertes de chaleur océaniques liées à l'approfondissement des couches de mélange de l'hiver 2011-2012, l'hiver 2013-2014 a été marqué par des pertes de chaleur plus faibles qu'en 2011-2012 et des tip jets très peu nombreux (et peu persistants) et l'hiver 2014-2015 a été marqué par de fortes pertes de chaleur (légèrement supérieures à celles de 2012) et des tip jets très nombreux et très persistants (plus d'un tiers d'entre eux ont duré plus de 24h, la durée moyenne d'un tip jet) tout au long de l'hiver. Le forçage par les tip jets est en accord avec les données d'oxygène qui montrent un mélange actif en mer d'Irminger sur toute la hauteur des couches de mélange en 2012 (1000 m) mais seulement jusqu'à 700 m en 2014 (alors que les couches de mélange atteignent 1300 m) et 1300 m en 2015 (alors que les couches de mélange atteignent 1700 m). Les profondeurs maximales atteintes par les couches de mélange (définies avec un critère en densité) en 2014 et 2015 sont expliquées par la présence d'une masse d'eau homogène en profondeur (la LSW) qui s'est avérée avoir la même densité que les couches de mélange formées localement en mer d'Irminger.

Les hivers 2007-2008, 2011-2012 et 2013-2014 ont montré une forte production de LSW par convection profonde en mer du Labrador (la plus forte observée depuis 2000). Au cours de l'hiver 2011-2012, on peut difficilement justifier la présence d'une masse d'eau homogène en profondeur puisqu'il n'y a pas eu de convection ni en mer du Labrador ni en mer d'Irminger au cours des deux hivers précédents. Cela explique que les couches de mélange les plus profondes observées en 2012 aient la même profondeur que le mélange actif en mer d'Irminger. Par contre, le suivi Lagrangien de flotteurs Argo a montré que la LSW présente en mer d'Irminger en 2013-2014 et 2014-2015 a été advectée depuis la mer du Labrador. Ces masses d'eau ont probablement été formées lors des évènements de convection des hivers 2011-2012 et 2013-2014 en mer du Labrador. La colonne d'eau était particulièrement homogène en profondeur au début de l'hiver 2014-2015 grâce également aux restes de convection de l'année précédente. Ces deux éléments expliquent les profondeurs particulièrement exceptionnelles des couches de mélange en 2015.

Les couches de mélange profondes de l'hiver 2013-2014 ont pu être formées grâce la présence de la LSW en profondeur, mais aussi parce que le préconditionnement de l'hiver était fort. En effet, les données de ADT ont révélé un IG particulièrement intense cet hiver-là (plus intense qu'en 2011-2012). Une

étude des vents moyens hivernaux a montré une prédominance des vents de barrière, localisés entre les Groenland et l'Islande (au nord de la mer d'Irminger) et orientés vers le sud. Bien qu'aucune étude à ce jour n'ait fait le lien entre les vents de barrière et la convection en mer d'Irminger, il semblerait que pour l'hiver 2013-2014, ils aient joué un rôle important en entraînant une intensification de l'EGC qui a permis le renforcement de la circulation moyenne de la mer d'Irminger et donc du IG. Le IG ainsi intensifié a dû former un dôme des isopycnes suffisamment prononcé (non montré) pour permettre aux faibles tip jets de briser la stratification de surface (alors faible) en son centre, avant d'atteindre une colonne d'eau déjà homogène en profondeur.

L'évènement de convection de l'hiver 2014-2015 est particulièrement exceptionnel, en termes de profondeur atteinte par les couches de mélange ; mais aussi en termes de durée : les couches de mélange profondes ont été observées sur une période plus longue (de deux semaines) que celles de 2011-2012 et 2013-2014 ; et en termes d'étendue spatiale : les couches de mélange s'étendent sur une zone méridienne presque deux fois plus grande qu'en 2011-2012 et 2013-2014. L'étude montre en outre que les tip jets semblent liés à l'étendue spatiale de la convection et non à sa profondeur maximum.

Ces travaux montrent également qu'un apport de sel dans les couches de surface peut avoir un impact sur la convection. Cet apport de sel, qui est plus important dans la boîte nord que dans la boîte sud, a probablement pour l'origine le IC qui transporte les eaux salées du NAC et qui génère des tourbillons lors de son trajet autour du bassin d'Irminger. Lorsque le refroidissement agit et que la stratification est érodée en surface, l'apport de sel en surface est redistribué sur toute la hauteur de la couche de mélange, ce qui densifie la colonne d'eau et peut donc aider à l'approfondissement de la couche de mélange.

La zone de convection maximale a été observée dans la boîte nord en 2012 et dans la boîte sud en 2014 et 2015. Les MLD maximales de 2014 et 2015 ont été attribuées à la présence de la LSW en profondeur. Cette étude montre une plus forte présence de la LSW dans la boîte sud que dans la boîte nord, ce qui est en accord avec la localisation des MLD maximales dans la boîte sud au cours de ces deux hivers. Par contre, le maximum d'activité convective observé dans la boîte nord en 2012 pourrait être attribué à une orientation moyenne des tip jets plutôt zonale cet hiver-là et à un apport de sel plus important dans la boîte nord que dans la boîte sud. Cependant, une analyse du contenu de chaleur de la couche de mélange suggère que la boîte sud était mieux préconditionnée que la boîte nord au cours de l'hiver 2011-2012. Cet élément signifie que les couches de mélange ont dû être plus profondes dans la boîte sud, mais que le manque d'échantillonnage au moment le plus intense de la convection n'a pas permis d'en faire une observation directe.

Sur les quatre derniers hivers, trois évènements de convection se sont produits en mer d'Irminger, avec des profondeurs maximales atteintes par les couches de mélange dans la gamme de celles observées en mer du Labrador depuis 1996. Ces trois évènements montrent des modes de convection différents et

révèlent que l'advection de LSW, l'apport de sel et les vents de barrière peuvent aussi être des indicateurs de la convection en mer d'Irminger. Cela suggère que la probabilité d'apparition de la convection doit être grande. Ce travail montre donc que la mer d'Irminger est, au même titre que la mer du Labrador, un site de convection profonde régulier. Par le biais du mélange vertical, la convection de la mer d'Irminger injecte de l'oxygène dans les couches profondes de l'océan, au delà de 1000 m de profondeur. Outre le fait que les évènements de convection profonde de la mer d'Irminger jouent un rôle important dans la formation d'eau intermédiaire qui alimente la circulation de grande échelle, ces évènements ont aussi un impact non négligeable sur l'activité photosynthétique et donc sur la biodiversité marine.

Chapitre 6

Conclusion

L'océan Atlantique Nord est une composante importante du système climatique puisqu'elle est le lieu de formation de la branche profonde de la circulation générale océanique (appelée MOC) qui assure l'équilibre thermique de la Terre. La transformation des eaux de surface (chaudes) en eaux plus profondes (froides) est réalisée par un processus de mélange vertical intense appelé *convection profonde*. Dans les mers nordiques, la convection profonde forme les eaux les plus denses de l'océan Atlantique Nord, qui nourrissent la branche profonde de la MOC alors que dans la mer du Labrador, elle forme la LSW (Labrador Sea Water), l'une des principales eaux intermédiaires de l'océan Atlantique Nord. Ces deux sites sont les plus documentés de l'océan Atlantique Nord. Cependant, certaines régions, dont les conditions hivernales extrêmes rendent difficile la mise en œuvre de campagne d'observations, restent encore un peu méconnues (e.g. la mer d'Irminger). L'observation in situ des océans s'est nettement améliorée depuis la mise en place du projet Argo en 2000, dont l'objectif (atteint en 2007) était d'obtenir un échantillonnage régulier de l'océan jusqu'à 2000 m de profondeur grâce à un système de flotteurs autonomes. Cette thèse a pour ambition d'obtenir une meilleure compréhension des couches de mélange hivernales lors des évènements de convection profonde dans l'océan Atlantique Nord et de leur impact sur l'équilibre climatique, à partir d'une exploitation des données Argo. Les travaux de cette thèse se sont concentrés sur les trois bassins du gyre subpolaire (la mer du Labrador, la mer d'Irminger et la mer d'Islande) et sur la zone située entre le gyre subpolaire et le gyre subtropical (appelée zone inter-gyres).

Le première partie de la thèse a été consacrée à la recherche d'une méthode pertinante pour déterminer la Profondeur de la Couche de Mélange (appelée MLD). Nous avons choisi d'utiliser la méthode seuil, qui est une méthode stable, facile à mettre en oeuvre et majoritairement validée par la communauté scientifique. Nous avons fait le choix de travailler à partir d'un critère en densité car c'est la variable qui reflette le plus la stabilité de la colonne d'eau. Une étude comparative de plusieurs critères, à travers une inspection visuelle des profils verticaux Argo, montre que le plus adapté à la région d'étude est le seuil de densité $\Delta\sigma_\Theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ (par rapport à un niveau de référence à 10 m). Ce critère est beaucoup plus précis dans la mer d'Islande et dans la zone inter-gyres que dans les mers du Labrador

et d'Irminger où il a tendance à surestimer les MLD jusqu'à plusieurs centaines de mètres. Cependant, il n'est pas pertinant d'affiner encore plus la valeur du seuil dans les mers du Labrador et d'Irminger car la méthode deviendrait trop sensible aux petites fluctuations verticales des propriétés pouvant survenir dans une couche de mélange, et parce qu'on se rapprocherait des valeurs de précision des mesures des flotteurs Argo. Pour valider les résultats obtenus par la méthode seuil, nous avons choisi d'utiliser en parallèle la méthode split-and-merge, qui approxime le profil vertical (de densité) par des segments et qui détermine la MLD à la base du premier segment en surface. Le critère associé à cette méthode est l'erreur (ϵ) entre les segments d'approximation et le profil réel. Le critère ϵ le plus adapté à notre zone d'étude a été choisi à l'aide d'une comparaison statistique (analyse de la variance) avec les résultats fournis par le critère $\Delta\sigma_\Theta = 0.01\ kg.m^{-3}$ de la méthode seuil. Cette étude statistique révèle une certaine sensibilité de la méthode split-and-merge qui impose le choix d'un critère ϵ différent pour chaque bassin : $0.002\ (kg.m^{-3})^2$ dans la partie nord de la mer du Labrador, $0.003\ (kg.m^{-3})^2$ dans la partie sud de la mer du Labrador, la mer d'Irminger et la mer d'Islande et $0.0025\ (kg.m^{-3})^2$ dans la zone inter-gyres. L'application de la méthode split-and-merge sur les profils Argo a montré des cas de détection de couches de mélange très profondes qui se sont avérées être irréelles. Ces cas concernent des profils dont la densité augmente de façon linéaire avec la profondeur sur toute la hauteur de la colonne d'eau échantillonnée par le flotteur. La méthode, qui définit la MLD à la base du premier segment d'approximation, ne fait pas la différence entre ce type de profil et une couche mélangée. Ces problèmes ont été simplement résolus par l'ajout d'un critère de verticalité appliqué sur la pente des segments d'approximation. Cet ajout de critère de pente a en outre permis d'utiliser la méthode split-and-merge pour détecter la présence de couches homogènes en profondeur (sous une couche de surface stratifiée). Enfin, la variabilié interannuelle des couches de mélange dans chaque bassin, étudiée à partir de l'ensemble des données Argo disponibles (période 2002-2012), montre que les deux méthodes sont en accord. Les couches de mélange les plus profondes apparaissent dans la mer du Labrador (1600 m), puis dans la mer d'Irmigner et la mer d'Islande (1000-1100 m) et enfin dans la zone inter-gyres (600 m). Les données Argo ont permis d'identifier des zones de convection assez précises dans les mers du Labrador, d'Irminger et d'Islande alors que dans la zone inter-gyres, la répartition spatiale des couches de mélange profondes est beaucoup plus dispersée. L'interprétation de ces résultats doit néanmoins être faite avec prudence car la variabilité interannuelle des couches de mélange hivernales a été étudiée sur la période 2002-2012 avec un échantillonnage Argo irrégulier d'une année à l'autre (il montre en particulier un fort déséquilibre entre les premières et les dernières années de la période d'étude) puisque les flotteurs Argo ont été déployés progressivement à partir de l'année 2000. Cette étude a en outre révélé la présence de nombreuses couches de mélange profondes dans la mer d'Irminger au cours de l'hiver 2011-2012, suggérant un évènement de convection. La suite de nos recherches a donc été orientée sur l'étude de la convection en mer d'Irminger, jamais observée par les données in situ (sauf par quelques rares profils isolés).

La mer d'Irminger est une zone charnière de l'océan Atlantique Nord : c'est la zone de transition que les

eaux denses et profondes des mers arctiques empruntent avant de dériver vers le sud ; et c'est la zone qui accueille la LSW à des profondeurs intermédiaires après sa formation en mer du Labrador. Plusieurs études ont montré que toutes les conditions sont réunies pour que des évènements de convection se forment en mer d'Irminger jusqu'à des profondeurs suffisantes pour renouveler les eaux de la LSW. Mais la convection en mer d'Irminger reste encore à ce jour un sujet controversé principalement à cause du manque d'observations directes. Depuis 2011, l'échantillonnage Argo est suffisant pour détecter les évènements de convection en mer d'Irminger. Les données Argo ont ainsi permis d'identifier que, sur les quatre hivers depuis 2011, trois ont été marqués par des évènements de convection en mer d'Irminger : les hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015. L'évènement de convection de l'hiver 2011-2012, étudié dans le cadre du chapitre 4, a été révélé par une quarantaine de couches de mélange qui dépassent 700 m (profondeur sous laquelle on trouve la LSW de la mer d'Irminger) et qui sont définies comme des *couches de mélange profondes*. La profondeur maximale atteinte par les couches de mélange est de 1000 m et a été observée par quatre profils. Toutes les couches de mélange profondes sont concentrées dans une même région qui s'étend du nord-est au sud du Cap Farewell (la pointe sud du Groenland). Les données Argo d'oxygène présentes dans la zone de convection ont en outre permis de montrer que le processus de mélange s'est bien produit dans la mer d'Irminger. L'évolution temporelle de la MLD, le long de la trajectoire de quatre flotteurs, indique que l'approfondissement de la couche de mélange a débuté progressivement en novembre 2011, a ralenti au cours du mois de février, avant d'être relancé intensément au début du mois de mars amenant les couches de mélange à 1000 m entre le 15 et le 25 mars 2012. Le bilan de chaleur de la couche de mélange, le long des quatre flotteurs à l'origine des couches de mélange maximales (1000 m), indique que les flux de chaleur à l'interface air-mer sont principalement responsables des pertes de chaleur de la couche de mélange et donc de son approfondissement. De plus, une étude des vents montre un lien fort entre la séquence (et la persistance) des tip jets groenlandais et l'évolution temporelle de l'approfondissement de la couche de mélange : l'absence de tip en février coïncide avec le ralentissement de l'approfondissement ; et deux tip jets consécutifs et persistants coïncident avec le réapprofondissement soudain observé en mars. Les tip jets sont donc à l'origine des pertes de chaleur responsables de l'approfondissement des couches de mélange. Une étude des pertes de chaleur liées à l'advection horizontale d'Ekman révèle que, même si elles sont relativement faibles le long de la trajectoire des flotteurs, leur contribution en termes anomalies cumulées par rapport au cycle moyen sur la période 1992-2013 n'est pas négligeable. Enfin, cette étude a permis d'identifier des indicateurs de la convection, tels que les flux de chaleur à l'interface air-mer, les flux de chaleur liés à l'advection horizontale d'Ekman, la stratification de la colonne d'eau, le nombre de tip jets groenlandais (et leur persistance) et l'indice NAO. Les séries temporelles de quatre de ces indicateurs, par la suite étendues jusqu'à 2015, suggèrent que des évènements de convection se sont également produits au cours des hivers 2013-2014 et 2014-2015. Nous avons donc choisi de pousser nos recherches sur la connaissance de la convection en mer d'Irminger.

La comparaison des évènements de convection des hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015, menée

au chapitre 5, a permis d'observer les mécanismes identifiés théoriquement dans la littérature comme responsables de la convection, mais aussi d'identifier d'autres acteurs potentiels de la convection en mer d'Irminger. Voici une synthèse des différents scénarii :

1. Tout d'abord, pour que la convection ait lieu (i.e. pour que le mélange turbulent puisse agir), il faut que la stratification en surface soit érodée. Cela requiert deux éléments : une stratification fine en surface (suffisamment pour pouvoir être érodée) et des vents localisés sur la zone de faible stratification (qui vont agir pour la briser). Les vents dominants sur la zone de convection sont les tip jets (vents d'ouest intenses accélérés par le relief du Groenland et localisés à l'est du Cap Farewell). L'érosion de la stratification est donc majoritairement attribuée à la présence des tip jets. Sans l'érosion de cette stratification (donc en l'absence de tip jets), il ne peut pas y avoir de mélange convectif donc de convection.

2. La faible stratification en surface est créée par une circulation cyclonique qui présente en son centre un dôme des isopycnes. De précédentes études montrent l'existance d'une telle circulation dans la mer d'Irminger, connue sous le nom de Gyre d'Irminger (IG). Plus le IG est intense, plus les isopycnes sont resserrées près de la surface. La circulation de surface est entraînée par les vents donc le IG est intrinsèquement lié à la présence des vents dans la zone du IG (les tip jets). Or, l'étude menée au chapitre 5 a permis d'identifier un autre type de forçage pour renforcer le IG : les vents de barrière, en provenance des mers nordiques et parallèles à la frontière du Groenland au niveau du détroit du Danemark (entre le Groenland et l'Islande, i.e. bien plus au nord que la zone de convection). Des vents de barrière renforcés accélèrent la circulation du Courant Est Groenlandais (EGC) qui lui-même renforce la circulation générale de la mer d'Irminger et donc l'IG. Une dominance des vents de barrière sur l'hiver peut donc jouer un rôle de préconditionnement (indirectement, par l'entraînement de l'EGC) sur la convection en mer d'Irminger.

3. Une fois la stratification érodée en surface, pour qu'il y ait homogénéisation des propriétés de la colonne d'eau, deux mécanismes ont été identifiés. Le principal vient du vent qui va agir par brassage mécanique (mélange turbulent) sur quelques dizaines de mètres, mais aussi aider à extraire la chaleur de la colonne d'eau. Les tip jets sont principalement responsables de ces actions puisque ce sont les vents dominants sur la zone de convection. L'étude menée au chapitre 5 montre qu'un apport de sel dans les couches de surface peut également aider à homogénéiser la colonne d'eau grâce à la densification des couches de surface qui vont alors s'homogénéiser sur la verticale. Cet apport de sel peut provenir du Courant d'Irminger (IC) qui transporte des eaux plus salées et qui génère des tourbillons lors de son trajet autour du bassin d'Irminger.

4. Enfin, la présence d'une eau d'origine convective en profondeur (LSW formée en mer du Labrador puis advectée vers la mer d'Irminger ou formée en mer d'Irminger l'hiver précédent) joue aussi

un rôle sur la convection en apportant un réservoir d'eau déjà homogène en profondeur. Elle joue donc un rôle important pour la formation de couches de mélange profondes. La présence de cette masse d'eau n'est pas un élément essentiel à l'apparition de la convection (c'est plutôt le IG et le vent), mais aura une conséquence certaine sur la profondeur maximale de la convection, donc sur son intensité (si celle-ci est définie par la profondeur maximale atteinte par la convection). Un apport de sel en surface peut également expliquer une augmentation de la profondeur atteinte par les couches de mélange.

Les évènements de convection des hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015 ont des caractéristiques structurelles différentes : la convection de 2011-2012 a une expansion méridienne de 635 km et atteint une profondeur maximale de 1000 m ; celle de 2013-2014 a une expansion méridienne de 335 km et atteint une profondeur maximale de 1300 m ; et celle de 2014-2015 a une expansion méridienne de 950 km et atteint une profondeur maximale de 1700 m. Ces différences semblent liées aux mécanismes de convection, différents pour chaque hiver. Le forçage par les tip jets groenlandais a joué un rôle prépondérant dans l'approfondissement des couches de mélange de l'hiver 2011-2012 ; par contre, le IG n'était pas particulièrement intense cet hiver-là et on suppose qu'il n'y avait pas particulièrement d'eau homogène en profondeur (car il n'y a pas eu de forte production de LSW en mer du Labrador, ni de convection en mer d'Irminger au cours des deux hivers précédents). L'hiver 2013-2014 a été marqué par un forçage par les tip jets faible mais par un préconditionnement important de la colonne d'eau grâce à un IG renforcé par les vents de barrière (dominants cet hiver-là). Les données d'oxygène suggèrent que le mélange convectif n'a agit que sur les 700 premiers mètres. Les couches de mélange profondes (qui atteignent un maximum de 1300 m) sont expliquées par une advection de LSW depuis la mer du Labrador, de même densité que les couches de mélange formées localement en mer d'Irminger. Enfin, l'hiver 2014-2015 est exceptionnel en termes de forçage par les tip jets, très nombreux (proches du nombre maximum de tip jets par hiver selon la climatologie) et très persistants (plus d'un tiers d'entre eux ont duré plus de 24h, la durée moyenne d'un tip jet). Une advection de LSW explique également la présence des couches de mélange les plus profondes (qui atteignent 1700 m), puisque le mélange n'a agit que sur les 1300 m premiers mètres.

L'analyse de la salinité suggère que la zone située à l'est du Cap Farewell est plus influencée par l'apport de sel que la zone au sud du Cap Farewell. L'évolution des propriétés des couches de mélange profondes montre que plus la convection est intense (c'est-à-dire, plus la profondeur maximale atteinte par les couches de mélange est grande), plus les eaux qu'elle forme sont denses ; et que les eaux formées par convection sont plus salées et plus froides (et donc plus denses) à l'est qu'au sud du Cap Farewell. Ceci peut s'expliquer par le fait que la zone située à l'est du Cap Farewell est plus exposée à l'apport de sel et qu'elle est en moyenne plus froide que la zone située au sud.

Sur les quatre derniers hivers, trois évènements de convection se sont produits en mer d'Irminger, avec

des profondeurs maximales atteintes par les couches de mélange dans la gamme de celles observées en mer du Labrador depuis 1996. Les paramètres qui entrent en compte dans le processus de convection de la mer d'Irminger sont nombreux et peuvent être différents d'un évènement à l'autre, ce qui suggère que la probabilité d'apparition de la convection est nettement plus forte que la littérature ne l'a laissé supposer jusqu'à présent. Ce travail montre donc que la mer d'Irminger est, au même titre que la mer du Labrador, un site régulier de convection profonde. Par le biais du mélange vertical, la convection de la mer d'Irminger injecte de l'oxygène dans les couches profondes de l'océan, au delà de 1000 m de profondeur. Outre le fait que les évènements de convection profonde de la mer d'Irminger jouent un rôle important dans la formation d'eau intermédiaire qui alimente la circulation de grande échelle, ces évènements ont aussi un impact non négligeable sur l'activité photosynthétique et donc sur la biodiversité marine.

Perspectives

Les résultats de cette thèse montrent non seulement que les évènements de convection profonde de la mer d'Irminger sont bien réels, mais aussi qu'ils se produisent beaucoup plus fréquemment que ce que les études passées le suggèrent. La comparaison des évènements des hivers 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015 montre une forte variabilité de la convection. Tous les évènements de convection sont indéniablement liés à la présence des vents, qu'ils aient un rôle important pour le forçage atmosphérique (comme les tip jets) ou pour le préconditionnement (comme les tip jets et/ou les vents de barrière). Les évènements de convection sont donc liés à la variabilité atmosphérique. Il serait donc intéressant dans un premier temps de regarder les régimes météorologiques dominants au cours des hivers de convection passés (figure 6.1) pour identifier des motifs récurrents qu'on pourrait mettre en regard des profondeurs maximales atteintes par la convection chaque hiver. De façon plus précise, une étude des régimes météorologiques sur les cinq derniers hivers de convection de la mer d'Irminger (2007-2008, 2008-2009, 2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015) permettrait d'étudier le lien possible entre les différents modes de convection observés et la variabilité atmosphérique. Ce travail n'a pu être réalisé, à cause du manque d'observations par les données Argo en 2007-2008 et 2008-2009 et parce qu'on ne disposait pas des données de régimes météorologiques pour les deux derniers hivers. L'étude de la dominance mensuelle des régimes au cours de l'hiver 2011-2012, mise en regard de la MLD moyenne de la mer d'Irminger, indique une prédominance du régime de dorsale atlantique et du régime NAO+ au début de l'hiver (de octobre à décembre) ; puis une prédominance du régime de dorsale atlantique et du régime NAO - en janvier et février (les deux régimes étant présents de manière à peu près équivalente sur ces deux mois) ; une prédominance du régime NAO- en mars (avec une présence non négligeable du régime NAO+ également) ; et enfin une prédominance majoritaire du régime de dorsale atlantique en avril (figure 6.2). Il serait intéressant de poursuivre ce type d'analyses sur d'autres hivers convectifs.

Une attention particulière pourrait être apportée au lien évident qu'il existe entre l'indice NAO et la

présence de tip jets. En effet, les trois évènements de convection documentés dans le cadre de cette thèse (2011-2012, 2013-2014 et 2014-2015) suggèrent qu'il existe une corrélation entre l'indice NAO et les tip jets groenlandais : plus l'indice NAO est fort, plus le nombre de tip jets est important et plus ils sont persistants. Cependant, lorsque l'indice NAO est positif et fort, le nombre de tempêtes formées dans l'océan Atlantique Nord est important. Et c'est la position de la trajectoire de ces tempêtes, par rapport au relief du Groenland, qui va former ou non les tip jets. Un indice NAO fort ne signifie donc pas systématiquement un nombre élevé de tip jets. En outre, il est intéressant d'observer que les trois derniers évènements de convection intenses en mer du Labrador depuis 2000 se sont formés au cours des hivers 2007-2008, 2011-2012 et 2013-2014, c'est-à-dire trois hivers pour lesquels des évènements de convection ont été recensés en mer d'Irminger. L'hiver 2007-2008, documenté dans de précédentes études, a également été marqué par un indice NAO fort et un forçage atmosphérique intense (dans les deux bassins). Les mers du Labrador et d'Irminger ont donc été en phase pour ces trois hivers. Il serait donc intéressant d'étudier l'origine exacte de la connexion entre les deux bassins, probablement liée à l'indice NAO.

Les profondeurs atteintes par les couches de mélange en mer d'Irminger sont du même ordre de grandeur que celles observées en mer du Labrador. Ces évènements sont donc importants pour l'équilibre climatique. Pour quantifier leurs impacts, il faudrait dans un permier temps calculer les volumes d'eau formée lors de ces évènements et étudier par exemple la variabilité de ces évènements par rapport à la variabilité de la MOC. Dans tous les cas, il convient de travailler de manière systématique sur la convection en mer d'Irminger, au même titre que la mer du Labrador, notamment à partir d'outils numériques ou de réanalyses.

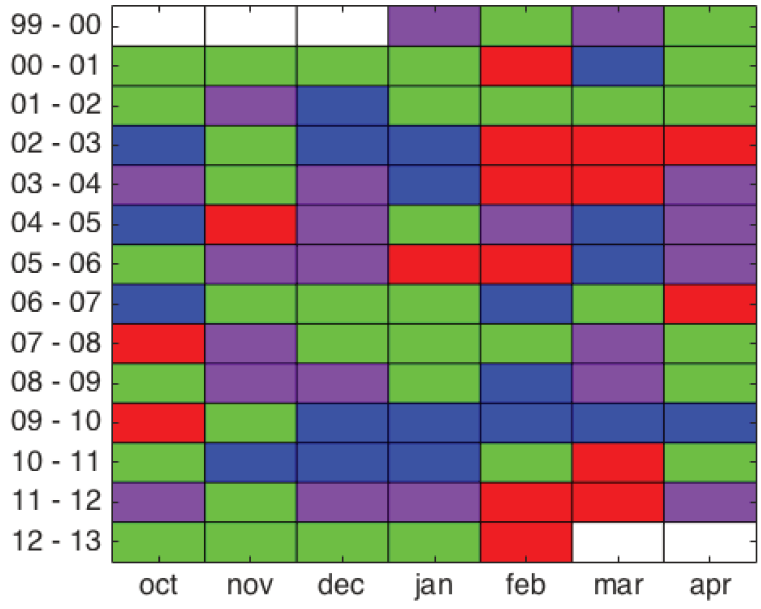


FIGURE 6.1: diagramme des régimes dominants, parmi la NAO - (rouge), la NAO + (vert), la dorsale atlantique (violet) et le blocage (bleu) au cours des mois de octobre à avril entre l'hiver 1999-2000 et l'hiver 2012-2013.

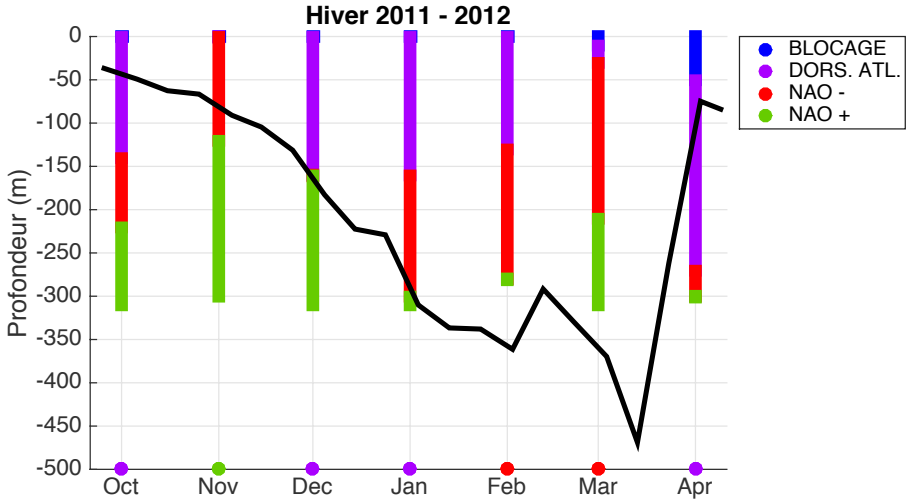


FIGURE 6.2: série temporelle de la MLD moyenne (m) de la mer d'Irminger entre octobre 2011 et avril 2012 ; pour chaque mois, la longueur des barres colorées est proportionnelle au nombre de jours où le régime correspondant est présent, le régime dominant étant indiqué par les ronds.

Bibliographie

Akitomo, K., Awaji, T., and Imasato, N. (1995). Open-ocean deep convection in the Weddell Sea : two-dimensional numerical experiments with a nonhydrostatic model. *Deep-Sea Research 1*.

Bacon, S., Gould, W. J., and Jia, Y. (2003). Open-ocean convection in the Irminger Sea. *Geophysical Research Letters*.

Bentamy, A., Croize-Fillon, D., and Perigaud, C. (2008). Characterization of ASCAT measurements based on buoy and QuikSCAT wind vector observations. *Ocean Science*.

Bentamy, A., Grodsky, S. A., Carton, J. A., Croizé-Fillon, D., and Chapron, B. (2012). Matching ASCAT and QuikSCAT winds. *Journal of Geophysical Research*.

Bersch, M., Yashayaev, I., and Koltermann, K. P. (2007). Recent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic. *Ocean Dynamics*.

Bijma, J., Pörtner, H.-O., Yesson, C., and Rogers, A. D. (2013). Climate change and the oceans - What does the future hold ? *Marine Pollution Bulletin*.

Bopp, L., Quéré, C. L., Heimann, M., Manning, A. C., and Monfray, P. (2002). Climate-induced oceanic oxygen fluxes : Implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles*.

Bower, A. S., Lozier, M. S., Gary, S. F., and Böning, C. W. (2009). Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature*.

Brainerd, K. E. and Gregg, M. C. (1995). Surface mixed and mixing layer depths. *Deep-Sea Research 1*.

Caniaux, G. and Planton, S. (1998). A three-dimensional ocean mesoscale simulation using data from the SEMAPHORE experiment : mixed layer heat budget. *Journal of Geophysical Research*.

Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*.

Cassou, C., Minvielle, M., Terray, L., and Périgaud, C. (2010). A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I : weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Climate Dynamics*.

Castro-Morales, K. and Kaiser, J. (2012). Using dissolved oxygen concentrations to determine mixed layer depths in the Bellingshausen Sea. *Ocean Science*.

Centurioni, L. and Gould, W. (2004). Winter conditions in the Irminger Sea observed with profiling floats. *Journal of Marine Research*.

Chu, P. C., Wang, Q., and Bourke, R. H. (1999). A geometric model for the Beaufort/Chukchi sea thermohaline structure. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.

Clarke, R. A. and Coote, A. R. (1988). The Formation of Labrador Sea Water. Part III : The Evolution of Oxygen and Nutrient Concentration. *Journal of Physical Oceanography*.

Clarke, R. A. and Gascard, J.-C. (1983). The formation of Labrador Sea Water. Part I : Large-Scale processes. *Journal of Physical Oceanography*.

de Boisséson, E., Thierry, V., and Caniaux, G. (2010). Mixed layer heat budget in the Iceland Basin from Argo. *Journal of Geophysical Research*.

de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*.

de Jong, M. F., van Aken, H. M., Vage, K., and Pickart, R. S. (2012). Convective mixing in the central Irminger Sea : 2002-2010. *Deep-Sea Research 1*.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Holm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Kohler, M., M. Matricardi, A. P. M., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of data assimilation system. *Royal Meteorological Society*.

Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The Arpege/Ifs Atmosphere Model : a Contribution to the French Community Climate Modeling. *Climate Dynamics*.

Deser, C. and Blackmon, M. L. (1993). Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter : 1900-1989. *American Meteorological Society*.

Dickson, B., Yashayaev, I., Meincke, J., Turrell, B., Dye, S., and Holfort, J. (2002). Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*.

Dickson, R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P., and Swift, J. (1996). Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*.

Dickson, R. R. and Brown, J. (1994). The production of North Atlantic Deep Water : sources, rates, and pathways. *Journal of Geophysical Research*.

Doney, S. C., Ruckelshaus, M., Duffy, J. E., Barry, J. P., Chan, F., English, C. A., Galindo, H. M., Grebmeier, J. M., Hollowed, A. B., Knowlton, N., Polovina, J., Rabalais, N. N., Sydeman, W. J., and Talley, L. D. (2012). Climate change impacts on marine ecosystems. *Annual Review of Marine Science*.

Dong, S., Sprintall, J., Gille, S. T., and Talley, L. D. (2008). Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles. *Journal of Geophysical Research*.

Doyle, J. D. and Shapiro, M. A. (1999). Flow response to large-scale topography : the Greenland tip jet. *Tellus*.

Freeland, H., Denman, K., Wong, C. S., Whitney, F., and Jacques, R. (1997). Evidence of change in the winter mixed layer in the north-east Pacific Ocean. *Deep-Sea Research 1*.

Gaillard, F., Autret, E., Thierry, V., Galuap, P., Coatanoan, C., and Loubrieu, T. (2009). Quality Control of Large Argo Datasets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.

Garcia-Ibanez, M. I., Pardo, P. C., Carracedo, L. I., Mercier, H., Lherminier, P., Rios, A. F., and Pérez, F. F. (2015). Structure, transports and transformations of the water masses in the Atlantic Subpolar Gyre. *Progress in Oceanography*.

Gelderloos, R., Katsman, C. A., and Vage, K. (2013). Detecting Labrador Sea Water formation from space. *Journal of Geophysical Research*.

Häkkinen, S. and Rhines, P. B. (2004). Decline of Subpolar North Atlantic Circulation during the 1990s. *Science*.

Harden, B. E., Renfrew, I. A., and Petersen, G. N. (2011). A Climatology of Wintertime Barrier Winds off Southeast Greenland. *American Meteorological Society*.

Holte, J. and Talley, L. D. (2009). A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and subantarctic mode water formation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.

Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation : Regional Temperature and Precipitation. *Science*.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An Overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph 134*.

Kanamitsu, M., W.Ebisuzaki, Woollen, J., Yang, S. K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., and Potter, G. L. (2002). NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*.

Kara, A. B., Rochford, P. A., and Hurlburt, H. E. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research*, 105.

Keeling, R. F., Körtzinger, A., and Gruber, N. (2010). Ocean Deoxygenation in a Warming World. *Annual Review of Marine Science*.

Kern, S., Kaleschke, L., and Spreen, G. (2010). Climatology of the Nordic (Irminger, Greenland, Berents, Kara and White/Pechora) Seas ice cover based on 85 GHz satellite microwave radiometry : 1992-2008. *Tellus A*, 62.

Kieke, D. and Yashayaev, I. (2015). Studies of Labrador Sea Water formation and variability in the subpolar North Atlantic in the light of international partnership and collaboration. *Progress in Oceanography*.

Killworth, P. D. (1983). Deep Convection in the World Ocean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*.

Körtzinger, A., Schimanski, J., Send, U., and Wallace, D. (2004). The Ocean Takes a Deep Breath. *Science*.

Kwok, R. (2007). Baffin Bay ice drift and export : 2002-2007. *Geophysical Research Letters*.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., and Klein, B. (1999). Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea : a review. *Progress in Oceanography*.

Lavender, K. L., Davis, R. E., and Owens, W. B. (2000). Mid-depth recirculation observed in the interior Labrador and Irminger seas by direct velocity measurements. *Nature*.

Lavender, K. L., Davis, R. E., and Owens, W. B. (2002). Observations of Open-Ocean Deep Convection in the Labrador Sea from Subsurface Floats. *American Meteorological Society*.

Lazier, J., Hendry, R., Clarke, A., and Igor Yashayaev, P. R. (2002). Convection and restratification in the Labrador Sea. *Deep-Sea Research 1*.

Lazier, J., Pickart, R., and Rhines, P. (2001). *Deep convection. In : Ocean Circulation and Climat : Observing and Modelling the Global Ocean.*, volume 77. International Geophysics Series.

Lazier, J. R. (1980). Oceanographic Conditions at Ocean Weather Ship Bravo, 1964-1974. *Canadian Meteorological and Oceanographic Society*.

Levitus, S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Prof. Pap.*

Lherminier, P., Mercier, H., Gourcuff, C., Alvarez, M., Bacon, S., and Kermabon, C. (2007). Transports across the 2002 Greenland-Portugal Ovide section and comparison with 1997. *Journal of Geophysical Research*.

Lilly, J. M., Peter B. Rhines, M. V., Davis, R. E., Lazier, J. R., Schott, F., and Farmer, D. (1999). Observing Deep Convection in the Labrador Sea during Winter 1994/95. *American Meteorological Society*.

Lorbacher, K., Dommenget, D., Niiler, P. P., and Köhl, A. (2006). Ocean mixed layer depth : a subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *Journal of Geophysical Research*.

Malmberg, S.-A. and Jónsson, S. (1997). Timing of deep convection in the Greenland and Iceland Seas. *ICES Journal of Marine Science*.

Marshall, J., Dobson, F., Moore, K., Rhines, P., Visbeck, M., d'Asaro, E., Bumke, K., Chang, S., Davis, R., Fischer, K., Garwood, R., Guest, P., Harcourt, R., Herbaut, C., Holt, T., Lazier, J., Legg, S., McWilliams, J., Pickart, R., Prater, M., Renfrew, I. A., Schott, F., Send, U., and Smethie, W. (1998). The Labrador Sea Deep Convection Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*.

Marshall, J. and Schott, F. (1999). Open-ocean convection : observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*.

Mauritzen, C. (1996). Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1 : Evidence for a revised circulation scheme. *Deep-Sea Research 1*.

Maze, G., Mercier, H., Thierry, V., Memery, L., Morin, P., and Perez, F. F. (2012). Mass, nutrient and oxygen budgets for the northeastern atlantic ocean. *Biogeosciences*.

Mercier, H., Lherminier, P., Sarafanov, A., Gaillard, F., Daniault, N., Desbruyères, D., Falina, A., Ferron, B., Gourcuff, C., Huck, T., and Thierry, V. (2015). Variability of the meridional overturning circulation at the Greenland-Portugal OVIDE section from 1993 to 2010. *Progress in Oceanography*.

Minvielle, M., Cassou, C., Bourdallé-Badie, R., Terray, L., and Najac, J. (2010). A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part II : methodology, validation and application to high-resolution ocean models. *Climate Dynamics*.

Monterey, G. and Levitus, S. (1997). Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. *NOAA Atlas NESDIS*.

Moore, G. W. K. (2003). Gale force winds over the Irminger Sea to the east of Cape Farewell, Greenland. *Geophysical Research Letters*.

Moore, G. W. K. (2012). A new look at Greenland flow distortion and its impact on barrier flow, tip jets and coastal oceanography. *Geophysical Research Letters*.

Moore, G. W. K. and Renfrew, I. A. (2005). Tip jets and Barrier Winds : a QuikSCAT Climatology of High Wind Speed Events around Greenland. *Journal of Climate*.

Namias, J. (1964). Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958-1960. *Tellus*.

Nansen, F. (1912). Das Bodenwasser und die Abkuhlung des Meeres. *Int. Rev. Gesamten Hydrobiol. Hydrogr*.

Oka, E., Talley, L. D., and Suga, T. (2007). Temporal Variability of Winter Mixed Layer in the Mid-to-High-Latitude North Pacific. *Journal of Oceanography*.

Oltmanns, M., Straneo, F., Moore, G., and Mernild, S. (2014). Strong Downslope Wind Events in Ammassalik, Southeast Greenland. *Journal of Climate*.

Owens, W. B. and Wong, A. P. S. (2009). An improved calibration method for the drift of the conductivity sensor on autonomous CTD profiling floats by θ-S climatology. *Deep-Sea Research 1*.

Papadakis, J. E. (1981). *Determination of the oceanic wind mixed layer depth by an extension of Newton's method*. Canada. Department of Fisheries and Oceans. Institute of Ocean Sciences, Sidney, BC and Papadakis, JE.

Pickart, R. S., Spall, M. A., Ribergaard, M. H., Moore, G. W. K., and Milliff, R. F. (2003a). Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet. *Nature*.

Pickart, R. S., Straneo, F., and Moore, G. W. K. (2003b). Is Labrador Sea Water formed in the Irminger basin ? *Deep-Sea Research 1*.

Pickart, R. S., Torres, D. J., and Clarke, R. A. (2001). Hydrography of the Labrador Sea during Active Convection. *Journal of Physical Oceanography*.

Pickart, R. S., Torres, D. J., and Fratantoni, P. S. (2005). The East Greenland Spill Jet. *American Meteorological Society*.

Polovina, J. J., Howell, E. A., and Abecassis, M. (2008). Ocean's least productive waters are expanding. *Geophysical Research Letters*.

Read, J. F. (2001). CONVEX-91 : water masses and circulation of the Northeast Atlantic subpolar gyre. *Progress in Oceanography*.

Reid, J. L. (1982). On the use of dissolved oxygen concentration as an indicator of winter convection. *Naval Research Revue*.

Renfrew, I. A., Petersen, G. N., Sproson, D. A. J., Moore, G. W. K., Adiwidjaja, H., Zhang, S., and North, R. (2009). A comparison of aircraft-based surface-layer observations over Denmark Strait and the Irminger Sea with meteorological analyses and QuikSCAT winds. *Royal Meteorological Society*.

Rhein, M., Fischer, J., Smethie, W. M., Smythe-Wright, D., Weiss, R. F., Mertens, C., Min, D. H., Fleischmann, U., and Putzka, A. (2002). Labrador Sea Water : pathways, CFC inventory, and formation rates. *Journal of Physical Oceanography*.

Rogers, J. C. (1984). The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *American Meteorological Society*.

Schneider, D. P., Deser, C., Fasullo, J., and Trenberth, K. E. (2013). Climate Data Guide Spurs Discovery and Understanding. *Eos Trans. AGU*.

Spall, M. A. and Pickart, R. S. (2003). Wind-Driven Recirculations and Exchange in the Labrador and Irminger Seas. *American Meteorological Society*.

Spall, M. A. and Price, J. F. (1998). Mesoscale Variability in Denmark Strait : The PV Outflow Hypothesis. *Journal of Physical Oceanography*.

Sprintall, J. and Roemmich, D. (1999). Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*.

Sproson, D. A. J., Renfrew, I. A., and Heywood, K. J. (2008). Atmospheric conditions associated with oceanic convection in the south-east Labrador Sea. *Geophysical Research Letters*.

Stocker, T., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and (eds.), P. M. (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., and Fleming, R. H. (1942). *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice-Hall.

Sy, A., Rhein, M., Lazier, J. R., Koltermann, K. P., Meincke, J., Putzka, A., and Bersch, M. (1997). Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature*.

Takeshita, Y., Martz, T. R., Johnson, K. S., Plant, J. N., Gilbert, D., Riser, S. C., Neill, C., and Tilbrook, B. (2013). A climatology-based quality control procedure for profiling float oxygen data. *Journal of Geophysical Research*.

Talley, L. D. and McCartney, M. S. (1982). Distribution and Circulation of Labrador Sea Water. *American Meteorological Society*.

Thierry, V., Deboisséson, E., and Mercier, H. (2008). Interannual variability of the Subpolar Mode Water properties over the Reykjanes Ridge during 1990–2006. *Journal of Geophysical Research*.

Thomson, R. E. and Fine, I. V. (2003). Estimating Mixed Layer Depth from Oceanic Profile Data. *American Meteorological Society*.

Uppala, S. M., Kallberg, P. W., Simmons, J. A., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. V. D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, L., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., Mcnally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., A.Rayner, N., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Våge, K., Pickart, R. S., Moore, G. W. K., and Ribergaard, M. H. (2008). Winter Mixed Layer Development in the Central Irminger Sea : The Effect of Strong, Intermittent Wind Events. *Journal of Physical Oceanography*.

Våge, K., Pickart, R. S., Sarafanov, A., Knutsen, O., Mercier, H., Lherminier, P., van Aken, H. M., Meincke, J., Quadfasel, D., and Bacon, S. (2011). The Irminger Gyre : Circulation, convection, and interannual variability. *Deep-Sea Research 1*.

Våge, K., Pickart, R. S., Thierry, V., Reverdin, G., Lee, C. M., Petrie, B., Agnew, T. A., Wong, A., and Ribergaard, M. H. (2009a). Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007-2008. *Nature Geoscience*.

Våge, K., Spengler, T., Davies, H. C., and Pickart, R. S. (2009b). Multi-event analysis of the westerly Greenland tip jet based upon 45 winters in ERA-40. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

van Aken, H. M. and de Boer, C. J. (1995). On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin. *Deep-Sea Research 1*.

Walsh, J. E., Phillips, A. S., Portis, D. H., and Chapman, W. L. (2000). Extreme Cold Outbreaks in the United States and Europe, 1948–99. *Journal of Climate*.

Wijffels, S., Firing, E., and Bryden, H. (1994). Direct Observations of the Ekman Balance at 10 °N in the Pacific. *Journal of Physical Oceanography*.

Wong, A., Keelev, R., Carval, T., and the Argo Data Management Team (2014). Argo Quality Control Manual.

Wu, C. F. J. and Hamada, M. (2000). *Experiments : planning, analysis, and parameter design optimization*. ISBN.

Yashayaev, I., Bersch, M., and van Aken, H. M. (2007). Spreading of the Labrador Sea Water to the Irminger and Iceland basins. *Geophysical Research Letters*.

Annexes

Annexe 1 : Liste des acronymes

ADT	Absolute Dynamic Topography
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
ANOVA	ANalysis Of VAriance
ARIVO	Analyse Reconstruction et Indicateurs de la Variabilité Océanique
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
ASCAT	Advanced SCATterometer
AVISO	Archivage Validation Interprétation des données Satellites Océanographiques
BFZ	Bight Fracture Zone
CERSAT	Centre ERS d'Archivage et de Traitement
CGFZ	Charlie Gibbs Fracture Zone
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
COAMPS	Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System
CTD	Conductivity Temperature Depth
DJF	Décembre/Janvier/Février
DJFM	Décembre/Janvier/Février/Mars
dLSW	deep Labrador Sea Water
DSOW	Denmark Strait Overflow Water
DWBC	Deep Western Boundary Current

ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EGC	East Greenland Current
EGCC	East Greenland Coastal Current
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GIN	Greenland-Iceland-Norway
HY	HaiYang (signifie "océan" en langue chinoise)
I.A.P.	Iberian Abyssal Plain
IC	Irminger Current
IFS	Integrated Forecast Model
IG	Irminger Gyre
ISOW	Iceland Scotland Overflow Water
ISW	Icelandic Slope Water
JJAS	Juin/Juillet/Août/Septembre
LC	Labrador Current
LOCO	Long term Ocean Climate Observations
LOS	Laboratoire d'Océanographie Spatiale
LSW	Labrador Sea Water
M.A.R.	Mid Atlantic Ridge
MDT	Mean Dynamic Topography
MLD	Mixed Layer Depth
MM5	cinquième génération du Mesoscale Model
MOC	Meridional Overturning Circulation
MW	Mediterranean Water
NAC	North Atlantic Current
NAE	North Atlantic European
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research

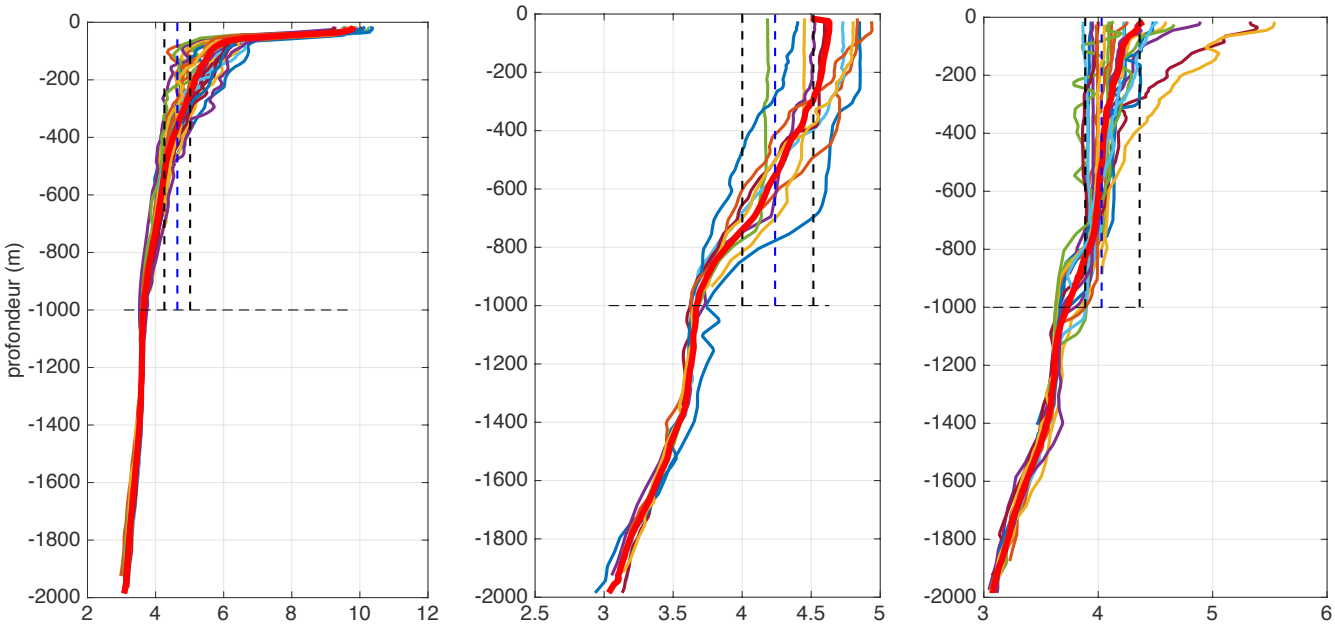
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEADW	North-East Atlantic Deep Water
NODC	National Oceanographic Data Center
PALACE	Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer
PV	Potential Vorticity
QC	Quality Control
QuikSCAT	Quick Scatterometer
PCS	Prins Christian Sund
PDF	Probability Density Function
PSU	Pennsylvania State University
rms	root mean square
SARAL	Satellite with ARgos and ALtika
SLA	Sea Level Anomalie
SLP	Sea Level Pressure
sLSW	shallow Labrador Sea Water
SST	Sea Surface Temperature
WGC	West Greenland Current
WOCE	World Ocean Circulation Experiment

Annexe 2 : Profils verticaux utilisés pour le calcul du contenu de chaleur de la couche de mélange

Le contenu de chaleur de la couche de mélange, qui apparaît sur la figure 5.9 du chapitre 5, a été calculé à partir des profils Argo disponibles de température potentielle (°C). $\overline{T}$ (équation 5.1) correspond à la température moyenne de la couche 0-1000 m du profil moyen sur les boîtes nord et sud et sur une période de 30 jours centrée sur la date J, soit sur l'intervalle [J-15 ;J+15]. Le profil épais rouge correspond au profil moyen et les traits verticaux en pointillés indiquent la température moyenne (en bleu), minimale et maximale (en noir) de la couche 0-1000 m. La température moyenne obtenue est utilisée pour le calcul de HC ; les températures minimale et maximale sont utilisées pour déterminer les extrémités de la barre d'erreur de HC (figure 5.9). La *fin de l'été* correspond à la date J = 8 septembre, la *moitié de l'hiver* correspond à la date J = 23 janvier et la *fin de l'hiver* correspond à la date J = 23

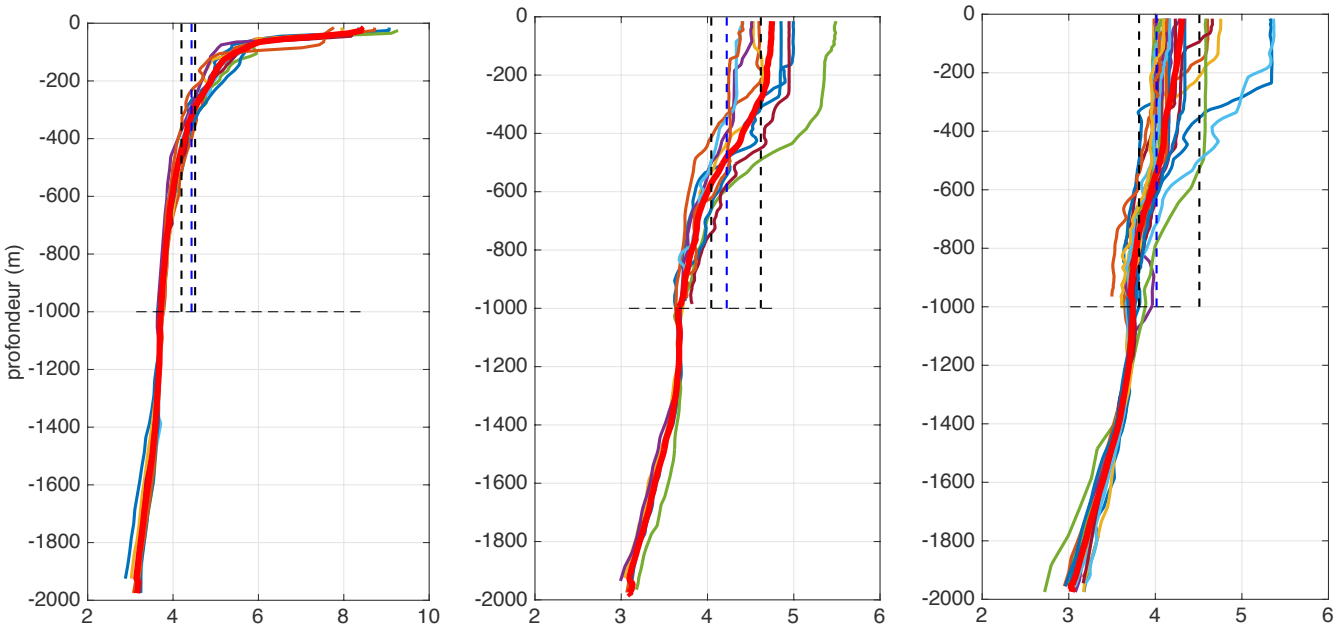
mars. Les figures suivantes montrent les profils de température exploités.

- **Profils de la boîte nord**



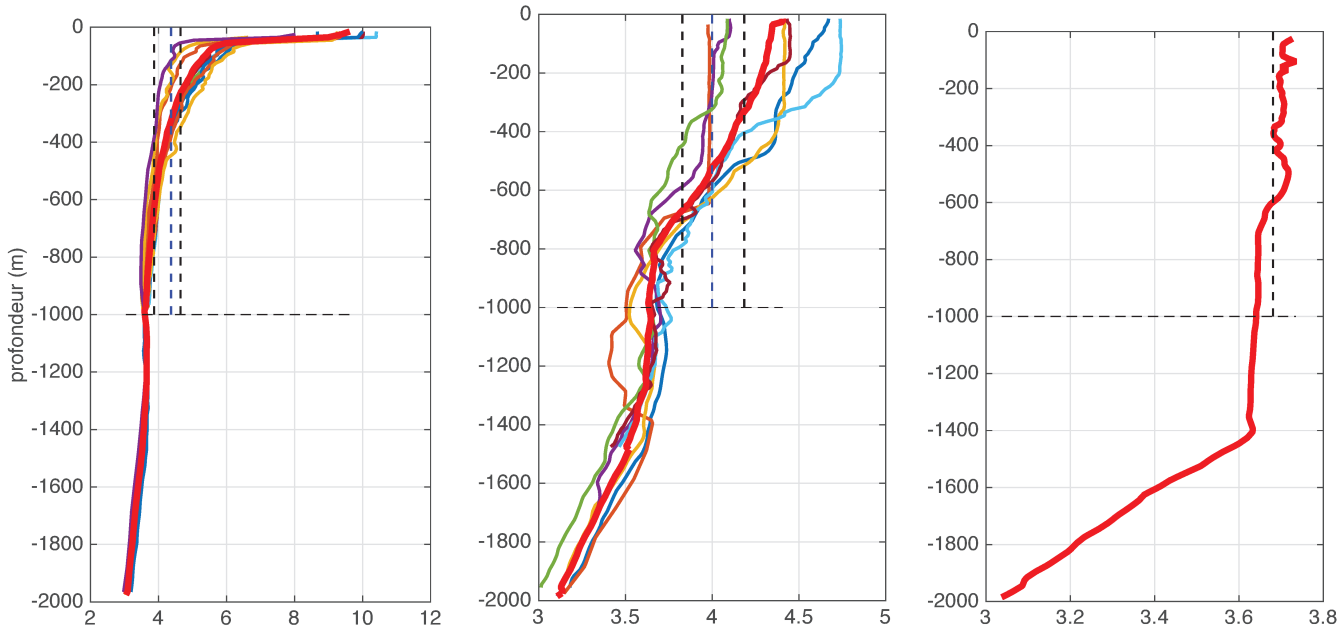
(a) fin de l'été (b) moitié de l'hiver (c) fin de l'hiver

FIGURE 6.3: hiver 2011-2012



(a) fin de l'été (b) moitié de l'hiver (c) fin de l'hiver

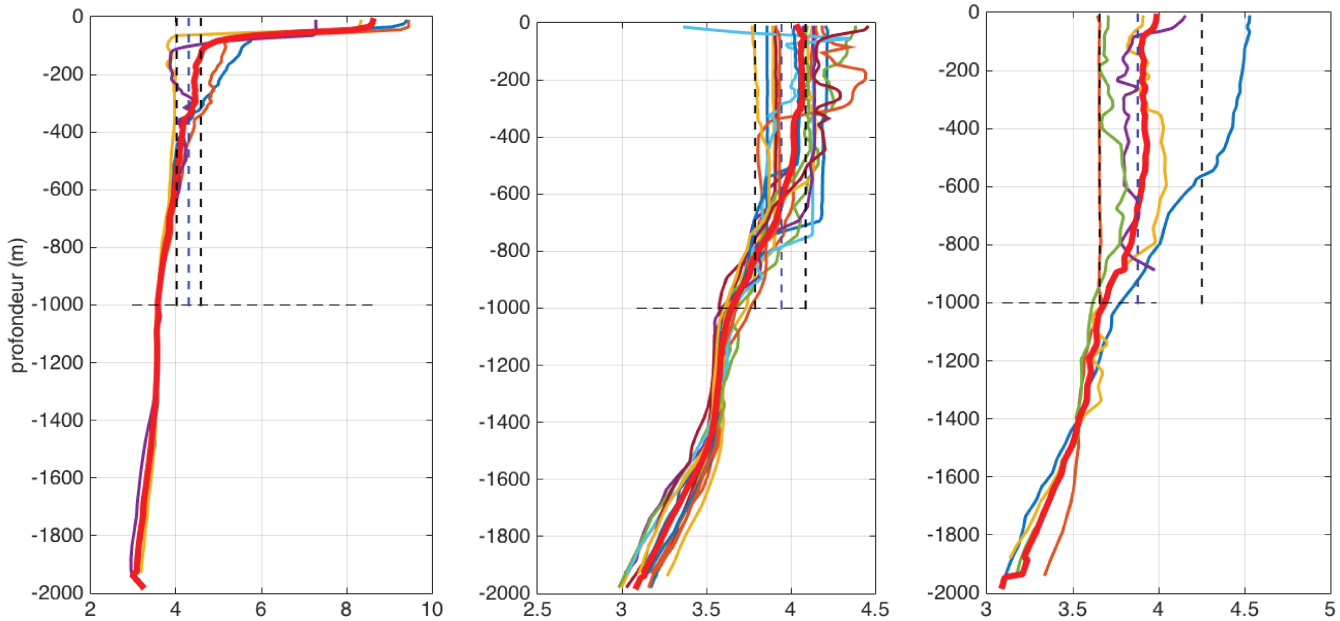
FIGURE 6.4: hiver 2013-2014



(a) fin de l'été (b) moitié de l'hiver (c) fin de l'hiver

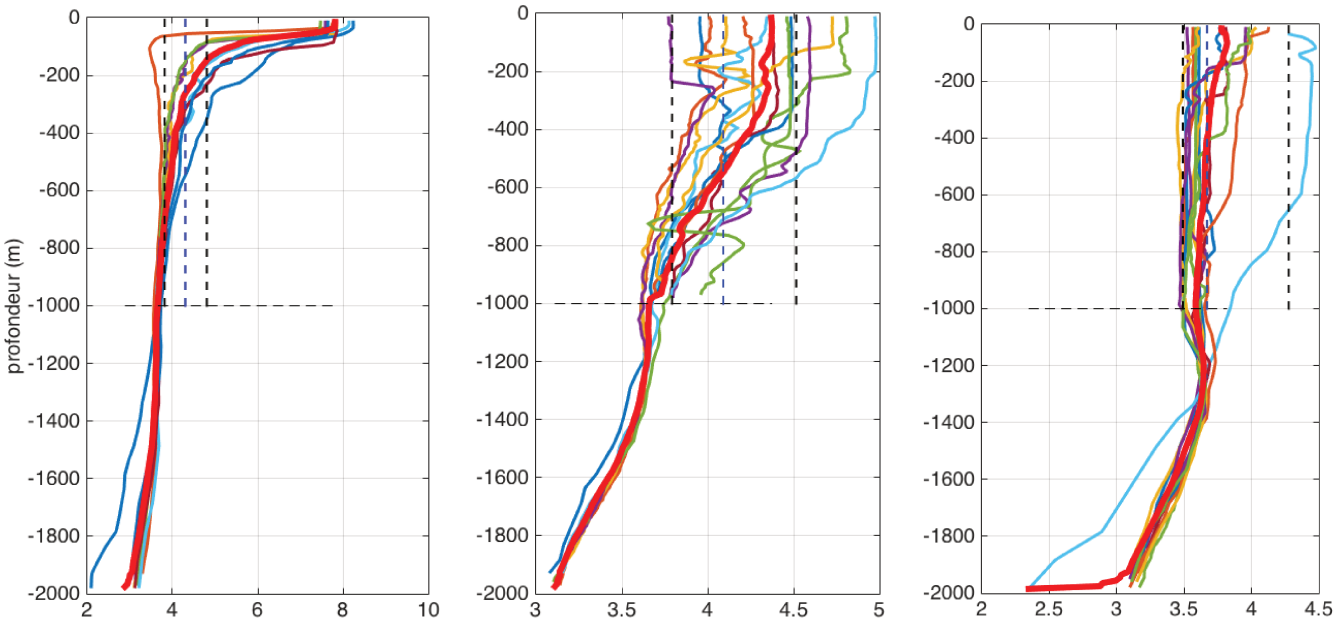
FIGURE 6.5: hiver 2014-2015

- **Profils de la boîte sud**



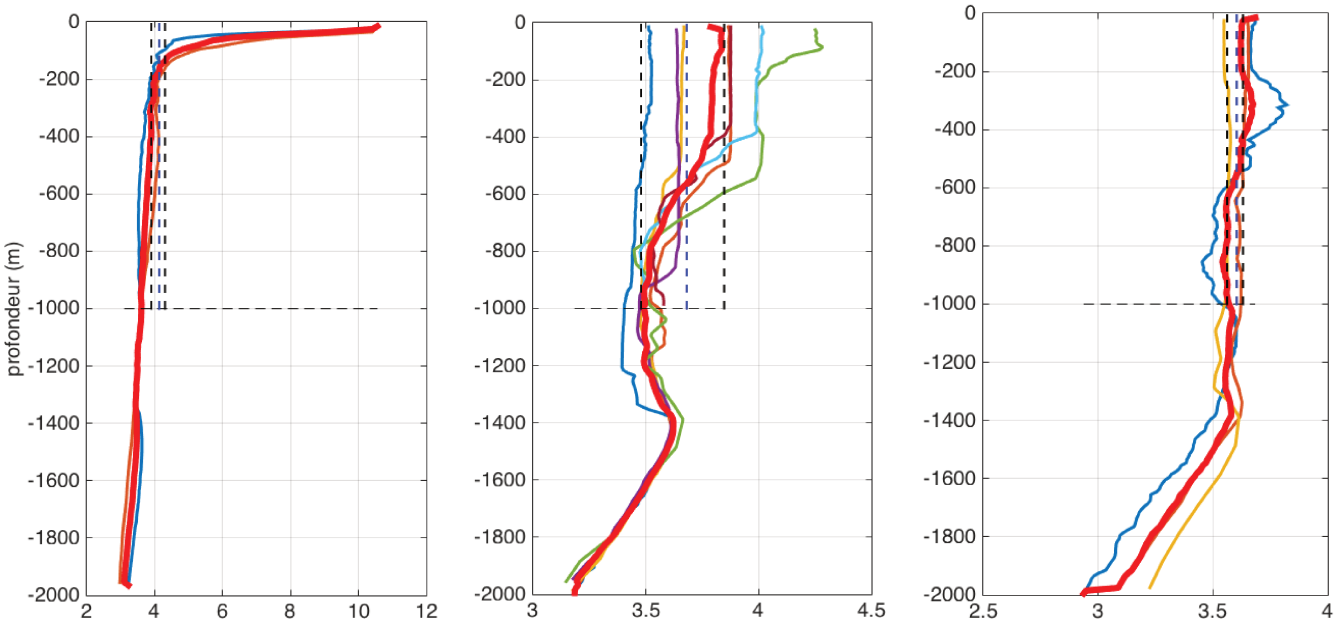
(a) fin de l'été (b) moitié de l'hiver (c) fin de l'hiver

FIGURE 6.6: hiver 2011-2012



(a) fin de l'été (b) moitié de l'hiver (c) fin de l'hiver

FIGURE 6.7: hiver 2013-2014



(a) fin de l'été (b) moitié de l'hiver (c) fin de l'hiver

FIGURE 6.8: hiver 2014-2015

Annexe 3 : Variabilité interannuelle des régimes météorologiques hivernaux nord-atlantiques

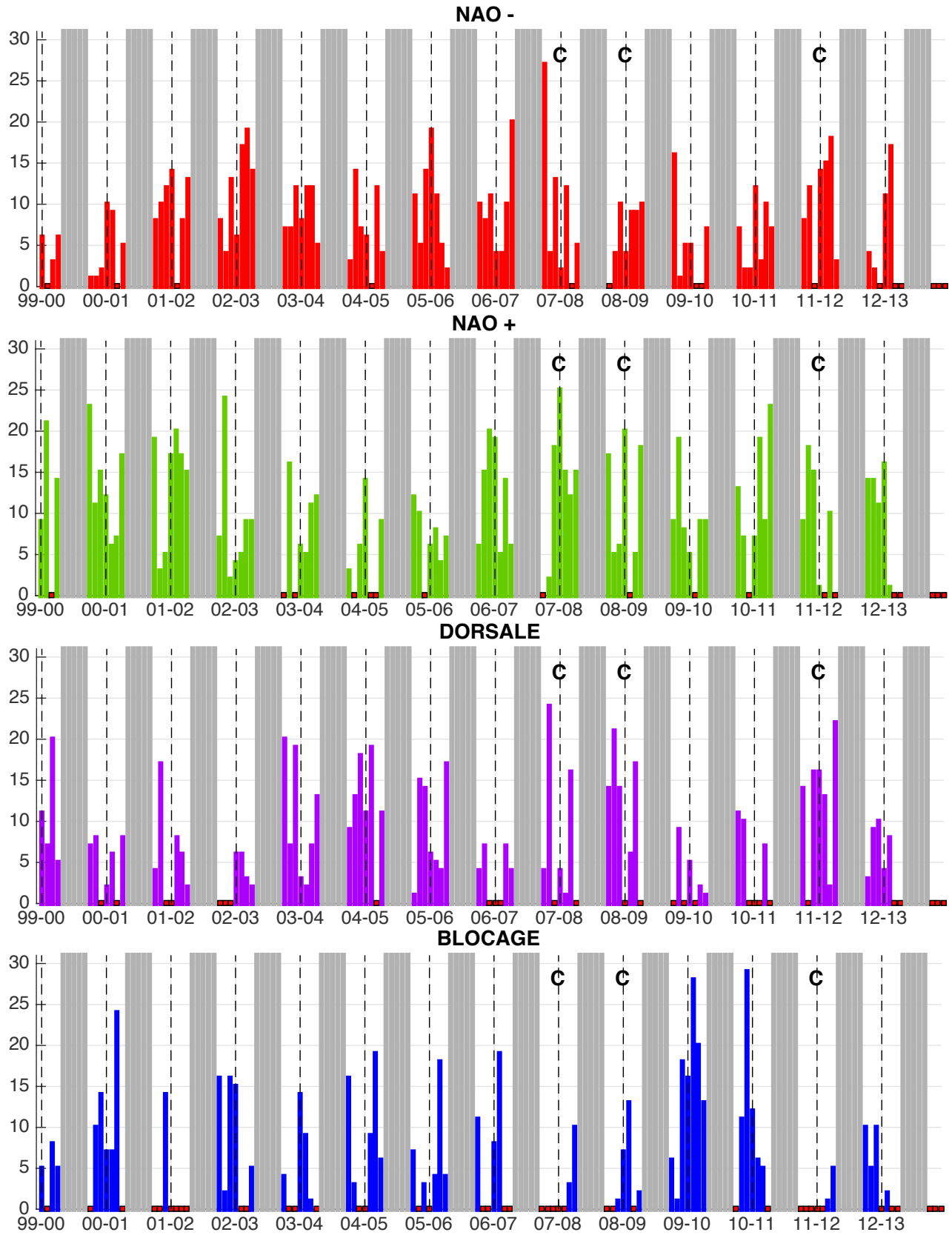


FIGURE 6.9: histogrammes du nombre de jours où chaque régime apparaît au cours des hivers (de octobre à avril) de 1999-2000 à 2012-2013 ; les points rouges indiquent que le régime de temps considéré n'apparaît pas au cours du mois.

Thèse de Doctorat de l'Université Européenne de Bretagne

Auteur / Author **Anne PIRON**

Etablissement / University **Université de Bretagne Occidentale**

Titre

OBSERVATION DE LA CONVECTION PROFONDE EN MER D'IRMINGER SUR LA PÉRIODE 2002-2015 PAR LES FLOTTEURS ARGO.

Title

OBSERVATION OF IRMINGER SEA DEEP CONVECTION BY ARGO FLOATS DURING THE 2002-2015 PERIOD.

RESUME

Les évènements de convection profonde sont importants car ils forment les masses d'eau intermédiaires et profondes qui nourrissent la circulation globale. La mer du Labrador, qui forme la Labrador Sea Water (LSW), est le site le plus documenté de l'océan Atlantique Nord. La mer d'Irminger a également été citée mais n'est pas entièrement reconnue à cause du manque d'observations directes. Cette thèse fournit la première description de la convection profonde en mer d'Irminger à l'échelle du bassin grâce aux données Argo. Trois évènements de convection se sont produits en mer d'Irminger depuis 2010. Au cours de l'hiver 2011-2012, la convection atteint 1000 m et est expliquée par la séquence d'apparition des tip jets groenlandais. La convection de l'hiver 2013-2014, qui atteint 1300 m, est caractérisée par un préconditionnement particulièrement important et un forçage par les tip jets faible. La convection de l'hiver 2014-2015, qui atteint 1700 m, montre des tip jets très nombreux et persistants. L'advection de LSW provenant de la mer du Labrador explique les profondeurs exceptionnelles observées au cours de ces deux derniers hivers. Les résultats montrent que la convection n'est pas rare en mer d'Irminger et qu'elle joue un rôle non négligeable sur l'équilibre climatique.

ABSTRACT

The deep convection events are important because they form the intermediate and deep water masses feeding the global circulation. The Labrador Sea is the main site of deep convection in the North Atlantic Ocean and produces the intermediate Labrador Sea Water (LSW). The Irminger Sea was also cited but was forgotten during decades because of the lack of direct observations. This thesis provides the first description of the Irminger Sea deep convection at basin scale, thanks to the Argo data. Three convective events occurred in the Irminger Sea since 2010. During the 2011-2012 winter, the convection reached 1000 m and is explained by the sequence of the Greenland tip jets. The event of the 2013-2014 winter, reaching 1300 m, is characterized by a strong preconditionning and a weak forcings by the Greenland tip jets. The convection event of the 2014-2015 winter, reaching 1700 m, shows many of persistant tip jets. The advection of LSW from the Labrador Sea explains the deepest mixed layers observed during the last two winters. The results show that deep convection in the Irminger Sea is not a rare isolated event and plays a significant role on the climate balance.

MOTS-CLES

convection profonde ; mer d'Irminger ; données Argo ; tip jets groenlandais ; couche de mélange hivernale ; interactions océan-atmosphère

KEY-WORDS

deep convection ; Irminger Sea ; Argo data ; greenland tip jets ; winter mixed layer ; air-sea interactions