



Pêches et Océans  
Canada

Fisheries and Oceans  
Canada

Sciences des écosystèmes  
et des océans

Ecosystems and  
Oceans Science

## **Secrétariat canadien de consultation scientifique (SCCS)**

---

**Document de recherche 2021/072**

**Région des Maritimes**

### **Conditions météorologiques, état de la glace de mer et conditions océanographiques physiques dans la mer du Labrador en 2019**

Igor Yashayaev, Ingrid Peterson et Zeliang Wang

Pêches et Océans Canada  
Division des sciences de l'océan et des écosystèmes  
Institut océanographique de Bedford  
Case postale 1006, 1, promenade Challenger  
Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2

---

## Avant-propos

La présente série documente les fondements scientifiques des évaluations des ressources et des écosystèmes aquatiques du Canada. Elle traite des problèmes courants selon les échéanciers dictés. Les documents qu'elle contient ne doivent pas être considérés comme des énoncés définitifs sur les sujets traités, mais plutôt comme des rapports d'étape sur les études en cours.

### Publié par:

Pêches et Océans Canada  
Secrétariat canadien de consultation scientifique  
200, rue Kent  
Ottawa (Ontario) K1A 0E6

[http://www.dfo-mpo.gc.ca/csas-sccs/  
csas-sccs@dfo-mpo.gc.ca](http://www.dfo-mpo.gc.ca/csas-sccs/csas-sccs@dfo-mpo.gc.ca)



© Sa Majesté la Reine du chef du Canada, 2021  
ISSN 2292-4272  
ISBN 978-0-660-40886-6 N° cat. Fs70-5/2021-072F-PDF

### La présente publication doit être citée comme suit :

Yashayaev, I., Peterson I. et Wang Z. 2021. Conditions météorologiques, état de la glace de mer et conditions océanographiques physiques dans la mer du Labrador en 2019. Secr. can. de consult. sci. du MPO. Doc. de rech. 2021/072. iv + 40 p.

### **Also available in English:**

*Yashayaev, I., Peterson I., and Wang Z. 2021. Meteorological, Sea Ice and Physical Oceanographic Conditions in the Labrador Sea during 2019. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2021/072. iv + 38 p.*

---

---

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	IV
INTRODUCTION .....	1
OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES.....	3
INDICE D'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE .....	3
TEMPÉRATURES DE L'AIR.....	4
FLUX DE CHALEUR AIR-MER.....	5
TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA MER MESURÉE PAR TÉLÉDÉTECTION .....	5
OBSERVATIONS RELATIVES À LA GLACE DE MER.....	5
TEMPÉRATURE ET SALINITÉ OCÉANIQUES .....	6
OBSERVATIONS PAR NAVIRE .....	6
DONNÉES DES FLOTTEURS PROFILEURS ARGO .....	7
SYNTHÈSE DES ENSEMBLES DE DONNÉES MULTI-PLATEFORMES.....	7
CONVECTION HIVERNALE ET CONDITIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LA MER CENTRALE DU LABRADOR.....	8
Changements à long terme dans les principales masses d'eau .....	8
Variabilité saisonnière et annuelle récente dans les 2 000 m supérieurs .....	10
Points tournants dans le développement progressif de la convection hivernale et tendances des caractéristiques océanographiques définies à l'aide d'observations à haute fréquence .....	12
RÉSULTATS DU MODÈLE NUMÉRIQUE .....	13
VARIATIONS DU COURANT DU LABRADOR .....	14
VARIATIONS DE LA CIRCULATION MÉRIDIENNE DE RETOURNEMENT ATLANTIQUE ..	14
SOMMAIRE .....	15
REMERCIEMENTS .....	16
RÉFÉRENCES CITÉES .....	16
TABLEAUX.....	20
FIGURES .....	21
ANNEXE .....	38
LE CYCLE SAISONNIER COMME SOURCE D'ERREUR DANS LES ÉVALUATIONS DE L'ÉTAT DES OCÉANS.....	38

---

## RÉSUMÉ

Dans la mer du Labrador, le bassin de l'Atlantique Nord le plus froid et à l'eau la plus douce au sud de la dorsale Groenland-Islande-Écosse, les pertes de chaleur en surface pendant l'hiver entraînent la formation d'eaux denses qui jouent un rôle important dans la ventilation des profondeurs océaniques et dans la circulation de retournement océanique mondiale. Au cours de l'hiver 2018–2019, le centre de la mer du Labrador a laissé échapper moins de chaleur par sa surface que lors des cinq hivers précédents. La récente réduction du refroidissement saisonnier de la mer du Labrador contraste avec un record de chaleur hivernale perdue sur 25 ans atteint en 2015. L'indice d'oscillation nord-atlantique d'hiver (décembre–mars) a été modérément positif en 2019. Cependant, la circulation atmosphérique associée à une anomalie de basse pression atmosphérique dans la mer du Labrador en hiver s'est traduite par des températures de l'air supérieures à la normale dans le nord et le centre de la mer du Labrador. Les températures de la surface de la mer étaient proches de la normale en hiver et supérieures à la normale au printemps. Les anomalies de l'étendue de la glace de mer en hiver et au printemps étaient généralement négatives, à l'exception d'une anomalie hivernale proche de la normale au centre du plateau du Labrador. En ce qui concerne les valeurs moyennes annuelles des anomalies de température, en 2018, la couche des 100 premiers mètres de la partie centrale de la mer du Labrador était la plus froide enregistrée depuis 2000. Cependant, entre 2018 et 2019, cette couche s'est réchauffée de 0,5 °C. La couche intermédiaire (200 à 2 000 m) s'est refroidie entre 2011 (l'année la plus chaude de la couche depuis 1972) et 2018. Cette tendance au refroidissement peut être associée à un approfondissement persistant de la convection hivernale sur la même période. Le facteur clé qui a contribué à l'approfondissement récurrent du mélange convectif au cours des trois hivers qui ont suivi l'hiver 2015 n'était pas tant l'échange thermique air-mer que le préconditionnement de la colonne d'eau causé par le mélange convectif des années précédentes. Cette persistance pluriannuelle de la convection hivernale qui s'approfondit, qui a duré jusqu'à l'hiver 2018–2019 et a dépassé 2 000 m de profondeur, a entraîné la formation d'eau de mer du Labrador la plus volumineuse, la plus dense et la plus profonde depuis 1994. Durant l'hiver 2018–2019, la situation a toutefois changé : la convection hivernale n'a généralement pas dépassé 1 200 m et la couche intermédiaire s'est réchauffée légèrement, mais suffisamment pour inverser la tendance de la densité de l'eau de mer. Entre 2018 et 2019, la densité moyenne annuelle de la couche intermédiaire a diminué de 0,007 kg/m<sup>3</sup>. Dans l'ensemble, les changements de la profondeur de la convection hivernale et des propriétés de la couche intermédiaire entre ces années indiquent que l'effet du préconditionnement de la colonne d'eau sur la convection hivernale s'est affaibli depuis 2018. Selon les simulations du modèle de l'Atlantique Nord de l'Institut océanographique de Bedford, le transport du courant du Labrador a diminué entre 1995 et 2014, mais a légèrement augmenté depuis. La circulation méridienne de retournement atlantique de ce modèle affiche une tendance générale à l'affaiblissement depuis le milieu des années 1990, et les simulations rétrospectives de ce modèle montrent un affaiblissement continu au cours des dernières années.

---

## INTRODUCTION

La mer du Labrador est située entre le Groenland et le Labrador, dans l'est du Canada. Profond et semi-fermé, son bassin est délimité par les plateaux du Groenland occidental et de Terre-Neuve-et-Labrador. Des courants froids et peu salés d'origine polaire longent la mer du Labrador dans le sens antihoraire, dont le courant ouest du Groenland, qui coule vers le nord du côté est, et le courant du Labrador, qui coule vers le sud du côté ouest (figure 1). On trouve des étendues d'eau beaucoup plus chaudes et plus salées au large du courant ouest du Groenland et du courant du Labrador. Il s'agit de variations des eaux de l'Atlantique qui remontent depuis les basses latitudes de cet océan portées successivement par le courant de l'Atlantique Nord et le Gulf Stream. Au fur et à mesure que les eaux atlantiques pénètrent la mer du Labrador et la longent en suivant ses limites est, nord et finalement ouest, elles se mélangent à d'autres masses d'eau, se refroidissant et s'adoucissant progressivement.

La répartition spatiale et l'évolution dans le temps de la température, la salinité, la densité, l'oxygène dissous et d'autres variables environnementales dans les couches supérieures et les couches profondes de la mer du Labrador sont le résultat d'un large éventail de facteurs océaniques externes et internes. Parmi les facteurs externes, on peut citer les échanges avec la terre (p. ex. ruissellement continental) et l'atmosphère (p. ex. rayonnement), la chaleur latente et sensible, les flux de quantité de mouvement, les précipitations, l'évaporation et les échanges avec d'autres substances (p. ex. gaz anthropiques). Les facteurs internes comprennent les apports d'eaux plus chaudes et plus salées, et d'eaux plus froides et plus douces provenant respectivement de l'Atlantique Nord et de l'Arctique adjacents, ainsi que les processus océaniques locaux tels que le mélange latéral et la convection hivernale. Naturellement, les processus physiques, chimiques et biologiques ainsi que les propriétés de l'eau de mer sont soumis, tant verticalement qu'horizontalement, à des variations saisonnières, interannuelles et décennales dans la région. En outre, leur état et son évolution dépendent de l'effet cumulatif des gains de chaleur, de sel, d'eau douce et des changements de température, de salinité et de densité qui en résultent, appelés préconditionnement océanique (Yashayaev et Loder 2017).

Depuis 1990, sauf en 2017, l'Institut océanographique de Bedford effectue chaque année des observations le long du transect océanique 7 ouest (AR7W). Ce transect, qui traverse la mer du Labrador (figure 1; tableau 1), a d'abord fait partie de l'Expérience sur la circulation océanique mondiale (WOCE) en tant que ligne hydrographique à observations ponctuelles (A1E) et répétées (AR7W) (Lazier *et al.* 2002, Kieke et Yashayaev 2015, Yashayaev *et al.* 2015). Par la suite, les observations effectuées sur le transect AR7W sont devenues, et demeurent toujours, une contribution importante du Canada au Système mondial d'observation du climat, au volet variabilité climatique (CLIVAR) du Programme mondial de recherche sur le climat et au Groupe mondial d'études hydrographiques de l'océan à partir de navires.

Le relevé annuel multidisciplinaire de l'AR7W, actuellement réalisé en tant que composante principale du Programme de monitoring de la zone Atlantique au large du plateau continental (PMZAO) de Pêches et Océans Canada (MPO), a été mis en évidence dans de nombreuses publications à fort impact (p. ex. Dickson *et al.* 2002, Curry *et al.* 2003, Thornalley *et al.* 2018, Lozier *et al.* 2019, Frob *et al.* 2016, Holliday *et al.* 2020), des numéros spéciaux de revues (p. ex. Yashayaev 2007b, Yashayaev *et al.* 2015a, Yashayaev *et al.* 2015b, Kieke et Yashayaev, 2015), des livres (p. ex. Dickson *et al.* 2008), les quatrième et cinquième rapports d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, p. ex. Bindoff *et al.* 2007, Rhein *et al.* 2013), les rapports sur le climat des océans (IROC) du Conseil international pour l'exploration de la mer (CIEM) (p. ex. González-Pola *et al.* 2020) et les rapports de l'Organisation des pêches de l'Atlantique Nord-Ouest (OPANO) (p. ex. Yashayaev *et al.* 2020).

---

Le transect AR7W de la mer du Labrador, visité annuellement, s'étend sur 900 km environ, de Misery Point au Labrador à Cape Desolation au Groenland. Avec exactement trois décennies d'observations d'un océan à l'autre, de la surface au fond, recueillies méthodiquement sur le transect AR7W pendant la période allant de juin 1990 à juin 2019, nous pouvons construire et analyser les tendances à long terme de toutes les variables clés de l'écosystème, à l'exception de celles qui sont affectées par le cycle saisonnier non résolu dans les instantanés d'une année répartis sur la période mai–juillet. Il faut également noter que la répartition saisonnière des observations n'était pas aléatoire sur toute la période, ce qui ajoute un biais systématique aux estimations des changements à long terme des propriétés de l'eau de mer basées sur les mesures effectuées à bord des navires dans la couche supérieure. Depuis 1995, la date médiane des observations du transect AR7W se situe entre début mai et fin juillet, les observations précoces ayant lieu depuis 2014, et les tardives ayant eu lieu avant 2004 (tableau 1). Ces limites d'échantillonnage font que la variabilité interannuelle et à plus long terme ne peut être résolue dans les variables biologiques basées sur les échantillons de bord, comme discuté dans *Synthesis of Multiplatform Data Sets*. Cependant, la variabilité de la date de relevé peut être utile pour déterminer les cycles saisonniers dans différentes régions de la mer (Fragoso *et al.* 2016). Comme le montre l'*annexe*, pour les variables physiques, la variabilité de la date du relevé a un effet significatif près de la surface (0–100 m), dépassant l'écart-type des anomalies, mais peu d'effet à des profondeurs supérieures à 200 m. Afin de rendre compte de la variabilité interannuelle et à plus long terme des variables physiques dans toute la colonne d'eau, de la surface au fond, le cycle saisonnier a été supprimé des données pour toutes les profondeurs.

Outre l'irrégularité de la couverture saisonnière, l'interprétation des données océanographiques recueillies sur les segments du plateau et même du talus du transect AR7W est limitée par une couverture spatiale insuffisante due à des conditions de glace de mer modérées à fortes certaines années. Par conséquent, les stations proches des côtes ne peuvent pas toujours être atteintes, ce qui fait que la couverture des données est plus limitée sur les plateaux et, dans un certain nombre de cas, sur les pentes continentales que dans les régions plus profondes, créant ainsi des décalages spatiaux dans la répartition des données dans les régions limitées à gradient élevé horizontal.

En outre, la portée des activités de surveillance des eaux profondes menées par le MPO comprend aussi l'occupation de l'extension du transect d'Halifax, le maintien d'amarrages océanographiques en eau profonde dans la mer du Labrador et sur le talus néo-écossais, et le déploiement de flotteurs profileurs Argo dans les deux régions.

Les simulations de modèles numériques permettent de lier les changements dans les caractéristiques de la masse d'eau et les systèmes de courants limitrophes.

Les quatre sections suivantes (météorologie, température de surface de la mer mesurée à distance, glace de mer, températures et salinités de la colonne d'eau, et résultats des modèles numériques) sont spécifiques aux observations ou aux modèles. Chacune de ces sections commence par une brève description des données et des méthodes.

Ce document vient appuyer l'avis scientifique du Programme de monitoring de la zone atlantique (PMZA) [MPO, 2020].

---

## OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES

### INDICE D'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE

L'indice d'oscillation nord-atlantique est un modèle de téléconnexion important qui influe sur les phénomènes atmosphériques dans la mer du Labrador (Barnston et Livezey 1987, Hauser *et al.* 2015). Lorsque cet indice est dans sa phase positive, les anomalies de basse pression sur la région islandaise et dans tout l'Arctique, conjuguées aux anomalies de haute pression dans les Açores et l'Atlantique subtropical, produisent des vents d'ouest plus forts que la moyenne aux moyennes latitudes. Le temps dans l'Atlantique Nord-Ouest est plus froid et plus sec que la moyenne, y compris dans la mer du Labrador. Un indice d'oscillation nord-atlantique négatif indique un affaiblissement relatif de la dépression islandaise ou de l'anticyclone des Açores, ou les deux, ce qui diminue le gradient de pression à travers l'Atlantique Nord, entraînant un affaiblissement des vents d'ouest et des températures plus élevées que d'habitude. Les deux phases de l'oscillation nord-atlantique sont associées à des changements à l'échelle du bassin en ce qui concerne l'intensité et la localisation du courant-jet atmosphérique et de la trajectoire des tempêtes de l'Atlantique Nord, ainsi qu'à des modulations à grande échelle du transport zonal et méridional de chaleur et d'humidité (Hurrell 1995), entraînant la modification des schémas de température et de précipitations. Bien que le présent rapport soit axé sur les trois dernières décennies, nous présentons et analysons les 72 années d'observations de l'oscillation nord-atlantique afin de relier les conditions récentes aux changements atmosphériques majeurs survenus au-dessus de l'Atlantique Nord.

Les indices de l'oscillation nord-atlantique calculés à l'aide de deux versions de l'indice d'oscillation nord-atlantique sont présentés dans la figure 2 (panneau supérieur). L'indice d'oscillation nord-atlantique basé sur les stations (en vert) est la différence en hiver (décembre, janvier, février, mars) enregistré dans le niveau de la mer et la pression atmosphérique entre les Açores et l'Islande (Hurrell *et al.* 2018). L'indice d'oscillation nord-atlantique basé sur la composante principale (bleu) est associé à la première fonction orthogonale empirique des champs d'anomalies de hauteur normalisés mensuels de 500 millibars pour l'hémisphère nord. Le schéma spatial de cette fonction orthogonale empirique montre un anticyclone sur le sud du Groenland, et une dépression près de la latitude des Açores.

L'oscillation nord-atlantique hivernale présente une importante variabilité multidécennale (Hurrell 1995). Une tendance à la hausse de cet indice a été observée entre les années 1960 et 1990 par Visbeck et ses collaborateurs (2001), bien que depuis le pic des années 1990, on observe une légère tendance à la baisse. Des études récentes révèlent un schéma de circulation atmosphérique, complémentaire de l'oscillation nord-atlantique, qui devient plus important les années de faible oscillation nord-atlantique (Hauser *et al.* 2015). Une étude plus approfondie de ce phénomène contribuera à améliorer la compréhension et les capacités de prévision des conditions atmosphériques et océaniques.

En 2010, l'indice d'oscillation nord-atlantique a atteint un creux record (figure 2, panneau supérieur). En 2011, il a rebondi de ce minima, tout en restant bien en dessous de la moyenne sur 30 ans (1981–2010). En 2012, cependant, il était fortement positif, à un niveau comparable à ceux du début des années 1990, atteignant la valeur hivernale la plus élevée des vingt dernières années. L'indice d'oscillation nord-atlantique de l'hiver 2013 a connu un changement important en devenant modérément négatif. En 2014, il est retourné à sa phase positive élevée, légèrement inférieure à la valeur de 2012, ce qui en fait le deuxième indice le plus élevé des vingt dernières années. En 2015, il y a eu une autre hausse de l'oscillation nord-atlantique, la plus grande au cours des 122 ans d'observation aux instruments. En 2019, l'anomalie de l'oscillation nord-atlantique basée sur la station (vert) et l'anomalie de l'oscillation

---

nord-atlantique basée sur la composante principale (bleu) étaient modérément positives et ont diminué par rapport aux valeurs extrêmement élevées observées en 2015.

La figure 2 montre également des cartes de la pression moyenne au niveau de la mer en hiver (décembre, janvier, février, mars) pour la moyenne 1981–2010 et pour 2019 sur l'Atlantique Nord (panneaux du milieu). En 2019, on peut observer un déplacement vers l'ouest de la dépression islandaise en direction de la côte du Labrador, de sorte qu'une anomalie de basse pression est présente dans la région de la mer du Labrador (panneau inférieur gauche). Cette configuration est associée à une anomalie positive du vent en vecteur nord au large du sud-ouest du Groenland (panneau inférieur droit).

## TEMPÉRATURES DE L'AIR

Les données de température de l'air utilisées proviennent du jeu de données de réanalyse des National Centers for Environmental Prediction (NCEP), fourni par le site [National Oceanic and Atmospheric Administration \(NOAA\)/Ocean and Atmospheric Research \(OAR\)/Earth System Research Laboratory \(ESRL\), Physical Sciences Division \(PSD\)](#), Boulder, Colorado, États-Unis. Il s'agit d'un projet conjoint entre les NCEP et le National Center for Atmospheric Research (NCAR). Le but de ce projet conjoint est de produire une nouvelle analyse de la température de l'air à la surface et de la surface de la mer au moyen de données historiques (à partir de 1948), et de produire des analyses de l'état actuel de l'atmosphère (Kalnay *et al.* 1996).

Les séries chronologiques des anomalies de température de l'air en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador sont présentées à la figure 3, pour la zone 55–60° N, 50,0–52,5° O (figure 4, panneau de gauche). En 2019, les températures de l'air pour l'hiver et le printemps ont été de 0,5 à 1,0 (ET) supérieures à la normale. Les cartes d'hiver et de printemps des anomalies de température surface-air en 2019, issues de la réanalyse des NCEP, sont présentées à la figure 4. Sur la carte d'hiver, on peut voir une anomalie positive dans le nord de la mer du Labrador, ce qui est cohérent avec la faible anomalie du niveau de la mer en hiver notée dans la section précédente.

Cette faible anomalie de la pression moyenne au niveau de la mer est associée à une anomalie positive du vent en direction du nord au large du sud-ouest du Groenland, ce qui conduirait à un flux d'air plus chaud vers le nord depuis la région des eaux océaniques plus chaudes au sud. Cela pourrait être un facteur à l'origine de l'anomalie positive de température de l'air dans le nord de la mer du Labrador. En revanche, une anomalie négative de la température de l'air devrait être associée à une anomalie positive du vent de secteur ouest à nord-ouest, apportant de l'air plus froid depuis les régions terrestres.

En outre, l'anomalie positive du vent dans le vecteur nord au large du sud-ouest du Groenland peut réduire le transport d'Ekman d'eau douce et froide depuis le plateau du Groenland vers le courant ouest du Groenland au large (voir Luo *et al.* 2016 et Castelao *et al.* 2019). Cela réchaufferait, salerait et affaiblirait le courant, qui s'écoule vers le nord puis vers l'ouest dans le nord de la mer du Labrador, et conduirait à des anomalies positives de température de surface de la mer (TSM) et de salinité dans cette région. De même, dans le nord de la mer du Labrador, l'anomalie du vent d'est peut augmenter (réduire) l'advection d'eau de surface relativement chaude (froide) vers le nord (vers le sud), augmentant la température de surface de la mer et réduisant l'étendue de la glace de mer. L'augmentation de la température de surface de la mer et la réduction de l'étendue de la glace de mer peuvent contribuer à l'anomalie positive de la température de l'air dans le nord de la mer du Labrador.

---

## FLUX DE CHALEUR AIR-MER

Le flux thermique air-mer cumulé sur les saisons de refroidissement d'une année (flux/perte thermique de surface cumulatif en hiver dans les figures 3 et 9) a été calculé à l'aide de données hexahoraires sur le flux thermique et quotidiennes moyennes sur le rayonnement, tirées du projet de réanalyse des NCEP (Kalnay *et al.* 1996). Les deux versions disponibles des produits de réanalyse des NCEP, R1 et R2, constituent ensemble la plus large couverture de données actualisées.

La perte totale ou cumulative de chaleur de surface qui se produit pendant une saison de refroidissement a été estimée en cumulant le flux net de chaleur de surface sur le bassin du Labrador du début à la fin de la période montrant un refroidissement continu. Chaque période de refroidissement de l'automne au printemps (également appelée cycle de refroidissement) a été définie individuellement à partir de la première date à laquelle le flux thermique net de surface est devenu constamment positif (mer-air) jusqu'au moment où ses valeurs négatives (air-mer) ont prévalu.

En particulier, les valeurs nettes du flux thermique formant ce cumul ont été calculées comme étant la somme des composantes du flux thermique turbulent entrant et sortant, radiatif (ondes longues et courtes), latent et sensible, extraites pour la région d'intérêt des champs de réanalyse des NCEP/NCAR. Comme nous l'avons déjà noté, les points de départ et de fin de chaque cycle de refroidissement ont été associés aux inversions nettes de flux en automne et au printemps (Yashayaev et Loder 2009).

Les pertes de chaleur annuelles les plus élevées entre 1974 et 2019 ont été atteintes en 1993 et 2015. Depuis 1998, les six plus grandes pertes cumulées de chaleur en surface ont eu lieu en 2008, 2012, 2014, 2015, 2016 et 2017. La perte de chaleur en 2019 a été la plus faible depuis six années consécutives.

## TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA MER MESURÉE PAR TÉLÉDÉTECTION

Les données sur la température de la surface de la mer proviennent de l'interpolation optimale de la NOAA, SST, version 2 (NOAA\_OI\_SST\_V2) fournie par le département des sciences physiques de l'[ESRL/OAR/NOAA](https://www.esrl.noaa.gov/oc/), Boulder, Colorado, É.-U. L'analyse de l'interpolation optimale de la température de la surface de la mer est effectuée en combinant les observations des satellites, des navires et des bouées sur une grille globale régulière, et en comblant les lacunes par interpolation.

Les séries chronologiques des anomalies de température de la surface de la mer en hiver (janvier à mars) et au printemps (avril-juin) dans le bassin du Labrador (55–60° N, 50–52,5° O) sont présentées à la figure 3. Les cartes d'hiver et de printemps des anomalies de température de la surface de la mer (figure 5) montrent des anomalies positives dans le nord de la mer du Labrador, surtout au printemps, comme pour les anomalies de température de l'air. Cependant, contrairement aux anomalies de température de l'air, les zones d'anomalies minimales de la température de surface de la mer sont limitées par le point de congélation de l'eau de mer.

## OBSERVATIONS RELATIVES À LA GLACE DE MER

Les concentrations de glace de mer dérivées des données satellitaires à micro-ondes passives depuis la fin de 1978 proviennent du Centre national de données sur la neige et la glace des États-Unis. Ces données ont remplacé celles du Service canadien des glaces, car elles s'étendent plus à l'est, de sorte qu'elles couvrent le plateau continental du Groenland (les comparaisons effectuées pour appuyer le présent rapport [ne sont pas montrées ici] révèlent

---

que les anomalies calculées sur chaque jeu de données pour la même zone concordent très étroitement).

Les données mensuelles sur la concentration de la glace de mer couvrent la période 1978–2018 (Cavalieri *et al.* 1996, Fetterer *et al.* 2002). L'année 2019 est couverte par des données quotidiennes en temps réel (Meier *et al.* 2017). L'étendue de la glace est définie comme étant la zone dans laquelle la concentration de glace est d'au moins 15 %. Elle est calculée pour trois bandes de latitude dans la région de la mer du Labrador : 63–68° N (détroit de Davis), 58–63° N (nord de la mer du Labrador) et 53–58° N (plateau du Labrador). Les observations de la glace de mer pour la région de la mer du Labrador basées sur les données de la carte des glaces du Service canadien des glaces sont présentées dans le rapport de Cyr *et al.* (2021).

Les séries temporelles d'hiver et de printemps des anomalies de l'étendue de la glace de mer pour ces trois régions sont présentées dans la figure 6, avec les emplacements des régions présentés dans la figure 7 (panneau inférieur). Les anomalies d'étendue de l'hiver et du printemps 2019 sont négatives pour toutes les régions, à l'exception de l'anomalie d'hiver pour le plateau du Labrador, qui était proche de la normale.

La figure 7 montre des cartes mensuelles des anomalies de concentration (panneau supérieur) et d'étendue (panneau du milieu) de la glace de mer de janvier à mars 2019, fondées sur des données en provenance du Centre national de données sur la neige et la glace des États-Unis. Les lignes magenta dans le panneau inférieur montrent la limite médiane de l'étendue de la glace. Dans le nord de la mer du Labrador, on observe des anomalies de concentration de glace négatives, où l'étendue de la glace est inférieure à la normale, conformément aux anomalies de température de l'air et de la surface de la mer en hiver.

## TEMPÉRATURE ET SALINITÉ OCÉANIQUES

### OBSERVATIONS PAR NAVIRE

Depuis 2004, les observations le long du transect AR7W ont lieu principalement en mai, dans au moins 30 stations habitées entre le Labrador et le Groenland, où on mesure la conductivité, la température et la profondeur (mais une gamme de capteurs plus large que ces trois types est utilisée de façon régulière dans chaque mission océanographique en eau profonde). On y prélève également des échantillons d'eau (p. ex. oxygène dissous, nutriments, traceur transitoire). Les ensembles de données sur la pression, la température, la conductivité, la salinité et l'oxygène dissous ont fait l'objet d'un contrôle de qualité et ont été étalonnés selon les normes de l'Expérience sur la circulation océanique mondiale, au moyen d'échantillons d'eau (p. ex. salinité Autosal et titrage Winkler), d'un enregistreur de température SBE35 et de données d'étalonnage de laboratoire. Les profils de température et de salinité des flotteurs Argo, disponibles depuis 2002, ont fait l'objet d'un contrôle de qualité par comparaison avec les données de conductivité, température et profondeur des navires, des données d'échantillons d'eau, par des comparaisons entre les flotteurs et par des analyses critiques des écarts spatiaux et temporels. Les données historiques et autres données récentes ont également fait l'objet d'un contrôle de qualité et d'un traitement par le biais d'analyses critiques similaires (voir Yashayaev et Seidov 2015, pour un résumé des approches d'édition et de traitement des données utilisées ici aussi).

Les données du relevé de la mer du Labrador mené par l'IOB ont été enrichies d'observations de température et de salinité archivées par d'autres programmes et par des centres de données nationaux et internationaux (p. ex. Kieke et Yashayaev 2015).

---

## **DONNÉES DES FLOTTEURS PROFILEURS ARGO**

Argo est un réseau international de flotteurs profileurs qui recueille des profils de température et de salinité de haute qualité dans les 2 000 m supérieurs de l'océan mondial libre de glace, grâce au déplacement des flotteurs et grâce à des courants provenant de profondeurs intermédiaires. Pendant la plus grande partie du cycle, qui dure typiquement 10 jours, le flotteur autonome alimenté par batterie dérive librement à une « profondeur de stationnement » d'environ 1 000 m, où sa position est stabilisée par un ajustement de la flottabilité. Une fois que le flotteur est libéré de sa profondeur de stationnement, il descend à environ 2 000 m et remonte ensuite à la surface tout en profilant la température, la salinité, et d'autres variables si des capteurs supplémentaires y sont installés. Lorsque le flotteur refait surface, il transmet les données qu'il a acquises avant de replonger à sa profondeur de stationnement. Depuis 2002, les données des flotteurs Argo sur la température et la salinité en temps quasi réel dressent collectivement un tableau à grande échelle de la structure et de la circulation océanographiques de la mer du Labrador. Le réseau sert généralement à reconstituer la variabilité saisonnière et annuelle des propriétés physiques et de l'oxygène dissous dans les 2 000 premiers mètres de la colonne d'eau. L'utilité des flotteurs Argo est encore plus grande en hiver, ces flotteurs étant alors la seule source de données en temps réel sur l'évolution de la convection hivernale en l'absence de mesures par navire.

Dans l'ensemble, le réseau de profileurs Argo, qui fournit des données de température et de salinité jusqu'à 2 000 m de profondeur, surveille la variabilité des conditions océanographiques dans la mer du Labrador tout au long de l'année. Cependant, le nombre de flotteurs dans la mer du Labrador en 2019 était à peine suffisant pour mesurer les variations à une fréquence de moins d'un mois.

## **SYNTHÈSE DES ENSEMBLES DE DONNÉES MULTI-PLATEFORMES**

Les données de température et de salinité dans la mer du Labrador en provenance de diverses sources sont compilées et corrigées de façon saisonnière pour fournir des séries chronologiques individuelles. Nos principales sources de données comprennent : 1) les profils de température, de salinité et d'oxygène dissous recueillis sur tout le transect AR7W à travers la mer du Labrador occupée par l'IOB depuis 1990, 2) les données de température des échantillons d'eau et des SBE35 discrets utilisées pour calibrer les capteurs des instruments, 3) les profils de température et de salinité sur les 2 000 mètres supérieurs dans la région de la mer du Labrador du programme international de flotteurs Argo, 4) les données de température et de salinité accessibles au public provenant d'autres programmes et de centres de données nationaux et internationaux (p. ex. Kieke et Yashayaev 2015), et 5) une série chronologique de températures près du fond, provenant d'un ancrage à long terme maintenu par l'IOB sur le talus continental du Labrador – une série respective de 30 ans suit le même modèle de changements interannuels de température que la couche de profondeur intermédiaire dans la mer du Labrador centrale (figure 5 dans le rapport de Yashayaev et Loder [2016]).

Après Yashayaev et Loder (2009, 2016, 2017), en incluant maintenant toutes les données des flotteurs Argo jusqu'en février 2020 et les données de relevés par navire disponibles jusqu'en juin 2019 (figure 1), des séries chronologiques de la température, la salinité et la densité potentielles moyennes dans l'espace avec une fréquence hebdomadaire à mensuelle (en fonction de la portée des données Argo et des relevés par navire) ont été calculées pour une zone d'environ 60 000 km<sup>2</sup> dans la partie centrale de la mer du Labrador. Pour ce faire, tous les profils individuels de Conductivité Température Profondeur (CTP), d'échantillons d'eau et de flotteurs Argo d'une variable analysée sélectionnés dans le contour du centre de la mer du Labrador défini dans nos études précédentes (p. ex. Yashayaev et Loder 2016) ont été

---

interpolés verticalement et agrégés en séries temporelles pour chaque niveau de profondeur inclus dans une couche choisie.

Comme indiqué dans l'introduction, le cycle saisonnier domine la variabilité de la couche supérieure et s'étend à la couche intermédiaire. Par conséquent, une évaluation et, si nécessaire, une correction des biais saisonniers sont des étapes nécessaires dans toute synthèse et analyse de données pluriannuelles. Plus précisément, au moins une des conditions suivantes doit être remplie pour pouvoir étudier la variabilité à long terme en présence d'une forte saisonnalité : 1) la contribution du cycle saisonnier à la variance totale est inférieure à la contribution des signaux à plus long terme, 2) le cycle saisonnier peut être efficacement éliminé des mesures analysées, et 3) la résolution temporelle et la couverture saisonnière des données analysées sont suffisantes et cohérentes sur une période d'étude. L'annexe comprend les cycles saisonniers de la température et de la salinité (figure A1), les changements saisonniers associés rencontrés sur des périodes de 30 jours (figure A2), et les changements saisonniers mesurés à partir du (par rapport au) 15 mai (figure A3), les écarts-types des anomalies pluriannuelles calculées dans des périodes de 10 jours (figure A4), et les contributions des cycles saisonniers aux variances totales (figure A5). Ces chiffres révèlent que les données de bord recueillies sur le transect AR7W pendant 30 ans ne peuvent pas être utilisées pour cartographier la variabilité interannuelle des variables physiques et biochimiques dans les 100 m supérieurs. Les plus grands changements saisonniers de température sont observés en avril-juin, au moment de l'augmentation la plus rapide de l'irradiance solaire. Les changements saisonniers observés dépassent la variabilité interannuelle signalée. Pour résoudre ce problème, les mesures de toutes les variables physiques (température, salinité et densité) ont été corrigées, profondeur par profondeur, pour la saisonnalité en utilisant une procédure itérative obtenant une représentation harmonique du cycle saisonnier et éliminant les données aberrantes. Les séries résultantes ont été filtrées au moyen d'un filtre passe-bas. On a fait la moyenne annuelle des valeurs filtrées pour obtenir les valeurs variables annuelles depuis 1987.

De plus, pour placer les variations récentes dans un contexte historique, nous utilisons des séries chronologiques annuelles de température, de salinité et de densité dont la moyenne est calculée sur les intervalles verticaux de 15–100 et 200–2 000 m dans la partie centrale de la mer du Labrador, depuis 1948, comme indices à long terme de ces variables sur les eaux de profondeur supérieure et intermédiaire (figure 9). Ces données ont été dérivées de séries chronologiques pour des profondeurs sélectionnées comme celles abordées ci-dessus et rapportées précédemment.

## **CONVECTION HIVERNALE ET CONDITIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LA MER CENTRALE DU LABRADOR**

### **Changements à long terme dans les principales masses d'eau**

La figure 8 montre la répartition dans le temps et dans la profondeur, sur plusieurs décennies, des valeurs de température, de salinité et de densité annuelles (correspondant de à une pression de 1 000 dbar) dans la partie centrale de la mer du Labrador depuis 1948, entre 200 et 3 500 m de profondeur. Une combinaison de moyennes sur des surfaces ou des niveaux à densité constante et à pression constante a été utilisée dans la procédure de calcul pour obtenir la meilleure représentation des caractéristiques annuelles de l'eau de mer. La figure 9 présente les séries chronologiques des valeurs de température et de salinité moyennes annuelles et printanières (avril-juin) pour les plages de profondeur de 15–100 m et de 200–2 000 m.

Les données hydrographiques transmises par les flotteurs-profileurs Argo se sont généralisées en 2002, permettant finalement de résoudre la variabilité sous-mensuelle à décennale dans les deux premiers kilomètres de l'océan. Les répartitions temps-profondeur des observations de la

---

température, de la salinité et de la densité (référencées à une pression de 1 000 dbar) depuis la surface de la mer jusqu'à une profondeur de 2 000 m, moyennées sur des intervalles de 10 jours depuis 2002, sont présentées dans la figure 10.

Les masses d'eau intermédiaires, profondes et abyssales (ou de fond) que l'on trouve dans la mer du Labrador sont les eaux de la mer du Labrador, les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est (2 500–3 000 m) et les eaux de débordement du détroit du Danemark (définies comme étant la première couche de 200 m en partant du fond à des profondeurs supérieures à 3 000 m). Tout comme les eaux de débordement du détroit du Danemark, les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est sont également dérivées de l'eau de débordement Islande-Écosse, mais elles subissent un mélange, une transformation et une modification plus longs et plus importants le long de leur parcours (Yashayaev et Dickson 2008). Alors que les changements temporels des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est sont comparativement lents, s'étalant généralement sur quelques décennies, et qu'ils semblent être verticalement uniformes (notez dans la figure 8 comment leur salinité a changé de 1975 à 2001, puis jusqu'à aujourd'hui), tant les eaux de la mer du Labrador que les eaux de débordement du détroit du Danemark présentent de fortes variations sur des échelles décennales et des périodes plus courtes.

Des phénomènes récurrents de réchauffement et de salinisation, de refroidissement et d'adoucissement se sont répandus dans la couche supérieure de 2000 m principalement occupée par les eaux de la mer du Labrador. Sur plus de 90 ans d'observations océanographiques directes (figures 8 et 9, les années antérieures ne sont pas incluses), la couche intermédiaire (200–2 000 m) de la mer du Labrador a connu trois périodes de refroidissement soutenu de l'ensemble de la couche, séparées par deux périodes de réchauffement. Le premier refroidissement a eu lieu dans les années 1950, suivi d'une tendance au réchauffement et à la salinisation jusqu'au début des années 1970, amenant la mer à son état de chaleur et de salinité record. Puis la couche a commencé à se refroidir pour atteindre le record de froid de tous les temps en 1994. La période de réchauffement qui a suivi a montré une croissance régulière de la température jusqu'à ce que le deuxième pic de chaleur soit atteint en 2011. Tout comme la période de réchauffement qui s'est terminée au début des années 1970, le récent état chaud n'a pas duré très longtemps non plus. Tout comme les deux périodes précédentes (dans les années 1950 et 1990) de refroidissement soutenu de la couche intermédiaire, le refroidissement qui a suivi la deuxième période de réchauffement a été le résultat direct d'un approfondissement persistant de la convection pendant les hivers 2012 à 2018. En effet, les valeurs les plus basses de la température et de la salinité moyennes de la mer ont été atteintes avec le refroidissement et le rafraîchissement des eaux de la mer du Labrador qui ont culminé entre la fin des années 1980 et le milieu des années 1990. Cette période a été caractérisée par une convection hivernale profonde qui a rempli la couche supérieure de 2 000 à 2 500 m de la mer du Labrador d'eau froide, dense et relativement douce. Les hivers plus doux du début des années 2000 ont produit des quantités plus limitées d'eaux de la mer du Labrador, qui sont progressivement devenues plus chaudes, plus salées et moins denses que lors de la décennie antérieure (Yashayaev 2007). La tendance au réchauffement et à l'allègement dans les 1 000 premiers mètres de profondeur après l'arrêt de la convection extrême du milieu des années 1990 a été interrompue à plusieurs reprises par une convection modérément profonde au cours des hivers 1999–2000, 2002 (figure 8), 2008 et 2012 (figures 8 et 10). La plupart de ces inversions de tendance au réchauffement ont été de courte durée, à l'exception de la dernière (en 2014), qui est examinée plus en détail dans la section suivante.

Les couches supérieures (15–100 m) et profondes (200–2 000 m) se sont principalement refroidies depuis 2010, atteignant leurs températures les plus basses en 2018 et se réchauffant par la suite, à savoir jusqu'en 2019. Cependant, le point tournant de la tendance de la salinité

---

ne correspondait pas à la température – l'adoucissement observé dans les eaux de la mer du Labrador nouvellement formées ou nouvellement ventilées entre 2011 et 2016 s'est inversé en 2016, faisant des eaux formées à l'hiver 2018 les plus denses depuis le milieu des années 1990.

Les tendances au refroidissement des couches supérieures et intermédiaires se sont inversées en 2019, la quantité de chaleur transférée de l'océan à l'atmosphère durant l'hiver 2019 ayant été la plus faible depuis 2013. Le récent réchauffement des couches supérieures et intermédiaires de la mer du Labrador concorde avec la réduction des pertes de chaleur et la convection peu profonde de l'hiver 2019.

Pour interpréter les changements dans le refroidissement et le réchauffement de la mer du Labrador, la figure 9 montre également l'oscillation nord-atlantique hivernale et le flux thermique cumulé de surface en hiver (comme l'océan perd de la chaleur chaque saison de refroidissement, cette mesure peut également être considérée comme une perte de chaleur cumulée). Leurs valeurs filtrées en passe-bas (centrées sur la dernière année de la fenêtre de filtrage) représentent l'effet combiné des récentes pertes de chaleur en surface et du préconditionnement de la colonne d'eau au cours des années précédentes.

### **Variabilité saisonnière et annuelle récente dans les 2 000 m supérieurs**

Les tendances particulièrement longues de température positive et de densité négative dans la couche intermédiaire (200–2 000 m), qui ont duré environ deux décennies à partir du milieu des années 1990 (figures 8–10), ont repris leur rythme précédent peu après chaque interruption. Toutefois, la persistance pluriannuelle de ces tendances a pris fin au cours de l'hiver 2014, lorsque la convection profonde atteignant 1 500 m et plus s'est étendue à une partie considérable du bassin du Labrador, inversant les signes des changements annuels de la température (vers le négatif) et de la densité (vers le positif), ce qui a entraîné un refroidissement et une augmentation de la densité durables au cours de cette année et des quatre années suivantes.

La convection s'est progressivement approfondie cinq hivers consécutifs (2014 à 2018). Pendant cette période, chaque convection a produit une eau de mer du Labrador plus froide, plus dense et plus profonde que la convection précédente. En conséquence, la masse d'eau formée par convection, c.-à-d. les eaux de la mer du Labrador, se refroidissait et se densifiait à mesure que la convection s'approfondissait entre 2014 et l'année 2018, comprise. Dans l'ensemble, le refroidissement progressif des 2 000 mètres supérieurs et le brassage hivernal profond et intense pendant cinq hivers consécutifs de 2014 à 2018 ont interrompu la tendance générale au réchauffement et à la stratification qui persiste dans les eaux intermédiaires de la mer du Labrador depuis le milieu des années 1990.

La convection profonde de 2008 est manifeste aussi bien dans la température que dans la salinité. La profondeur de la convection a diminué en 2009 en partie à cause d'un adoucissement massif des eaux de surface à l'été et l'automne précédents. Les conditions de l'hiver 2011 ressemblaient à celles de l'hiver précédent, avec une convection très faible (la profondeur de la couche mixte n'a pas dépassé 800 m). Puis, à l'hiver 2012, la convection a atteint une profondeur d'environ 1 400 m, clairement visible dans les profils de température et de salinité mesurés par les flotteurs Argo et relevés par les navires. En 2012, la salinité dans les 200 premiers mètres était la plus faible depuis 2003, surtout dans les 50 premiers mètres. La convection a aussi eu lieu à l'hiver 2013, mais à une profondeur moindre que l'année d'avant, et principalement dans les 1 000 premiers mètres. La situation a bien changé à l'hiver 2014. Le refroidissement hivernal a déclenché un brassage convectif, homogénéisant les 1 600 premiers mètres (et probablement encore plus bas) dans la partie centrale de la mer du Labrador. Comme nous l'avons mentionné plus tôt, la convection hivernale a progressé au cours des

---

quatre années suivantes, s'approfondissant, refroidissant et densifiant les 2 000 premiers mètres à chaque cycle de refroidissement. Au cours du dernier de ces hivers, la convection a atteint et dépassé la profondeur de 2 000 m. Ces tendances persistantes de la température (négative), de la densité (positive) et de la profondeur de convection (positive), qui s'étendent de 2011 à 2018 (figures 8–10), ont été causées par une récurrence pluriannuelle d'un refroidissement hivernal relativement fort, mais pas nécessairement extrême, coïncidant généralement avec une oscillation nord-atlantique positive modérée à élevée. Le refroidissement pluriannuel a entraîné un préconditionnement convectif de la colonne d'eau de telle sorte que la convection hivernale a continué à s'approfondir même dans une situation de refroidissement hivernal réduit. L'hiver 2018 a donné un bon et actuellement dernier exemple de la façon dont un préconditionnement d'un réservoir de bassin profond au cours des années précédentes peut affecter la convection dans une année en cours, ce qui confirme l'hypothèse de Yashayaev et Loder (2017). L'hiver 2018, comme aux deux hivers précédents, les bassins subpolaires de l'Atlantique Nord ont perdu beaucoup moins de chaleur par refroidissement de surface qu'à l'hiver 2015 (qui a connu la plus forte perte cumulée de chaleur de surface en plus de deux décennies). À l'exception du dernier hiver enregistré (2019), la perte thermique cumulée de l'hiver 2018 a également été la plus faible dans la mer du Labrador depuis l'hiver 2014. Toutefois, malgré la réduction continue du refroidissement hivernal, l'augmentation constante de la profondeur de la convection hivernale depuis 2015 a entraîné l'apparition de la classe la plus importante d'eaux de la mer du Labrador depuis 1994 en termes de volume, de profondeur et de densité.

Les pertes thermiques cumulées de l'hiver 2019 n'ont été que légèrement inférieures en ampleur à celles de l'hiver précédent. Cependant, contrairement aux cinq cas précédents, le dernier hiver a apporté une convection plutôt faible, mettant une limite à l'approbation/au renforcement du préconditionnement de la convection hivernale de l'année en cours discuté dans notre rapport précédent.

La persistance du brassage convectif profond qui a contribué à l'évolution importante des eaux de la mer du Labrador ces dernières années et le récent arrêt de la convection profonde sont effectivement illustrés par la progression temporelle des profils verticaux en cascade de la température, de la salinité et de la densité (figure 10), à mesure que l'eau dense et froide s'enfonce de plus en plus profondément, puis, en 2019, la tendance se renverse. Chaque millésime des eaux de la mer du Labrador fraîchement créé, approfondi et densifié a été en partie conservé dans le bassin profond jusqu'à l'hiver suivant. Cette figure illustre l'essence du préconditionnement de la colonne d'eau par convection hivernale – le maintien ou la « mémorisation » des conditions de l'année précédente dans les profondeurs intermédiaires du lieu de convection, comme dans le rapport précédent. Pourtant, l'année supplémentaire enrichit la progression en montrant un renversement de l'évolution positive du mélange hivernal.

En plus du flux de chaleur de surface, un autre facteur qui pourrait potentiellement modifier la convection est l'adoucissement des eaux de surface dû à la fonte accélérée des nappes glaciaires du Groenland. Cependant, une étude récente de Dukhovskoy *et al.* (2019) indique que l'effet de l'anomalie de flux d'eau douce du Groenland produit par l'accélération observée de la fonte des nappes glaciaires du Groenland n'est pas suffisant pour expliquer entièrement l'évolution actuelle de la salinité de la colonne d'eau et de l'activité de convection. En fait, la salinité de surface n'a pas connu de baisse importante dans le bassin du Labrador au cours de la dernière décennie.

---

## Points tournants dans le développement progressif de la convection hivernale et tendances des caractéristiques océanographiques définies à l'aide d'observations à haute fréquence

Cette section se concentre sur le changement récent de l'activité convective dans la mer du Labrador, sa cause et les apparitions dans les propriétés physiques et chimiques de l'eau de mer.

Les données infra-mensuelles de température, de salinité et de densité (figure 10, 2002–2020 avec une résolution temporelle effective de 5 à 10 jours) montrent que la couche mixte hivernale et donc la convection dans la partie centrale de la mer du Labrador ont atteint et même dépassé 2 000 m en mars 2018, mettant fin à la tendance positive soutenue de la profondeur de convection couvrant les hivers 2012 et 2018, à l'exception de 2013. Les trois derniers hivers de cette séquence ont démontré que certaines propriétés extrêmes, telles que la basse température, la faible stabilité verticale et la faible stratification globale, imposées à la colonne d'eau par un mélange convectif plus fort que d'habitude au cours des années précédentes, peuvent favoriser le développement de la convection profonde. Afin de révéler et de diagnostiquer des situations de préconditionnement de la colonne d'eau à long terme telles que celle présentée ici, des mesures continues de la température et de la salinité sont nécessaires tout au long de l'année. Par exemple, l'approfondissement successif récent du mélange hivernal (figure 10) s'affiche comme une caractéristique importante dans les reconstructions à plus long terme (figures 8 et 9), mais sa véritable origine et ses développements verticaux et temporels ne peuvent être cartographiés sans ambiguïté qu'avec des données à plus haute résolution.

Malgré des pertes thermiques de surface comparables, la convection de l'hiver 2019 a été beaucoup moins profonde que celle de l'hiver 2018. Ce changement négatif de la profondeur de convection (positivement) ajoute à notre compréhension de la nature récurrente de la convection profonde. Il montre à quel moment le préconditionnement de la colonne d'eau au cours de l'hiver précédent perd de son importance pour le développement de la convection au cours des hivers actuels et futurs. En effet, alors que la convection a continué à dépasser 1 500 m et même à s'approfondir au cours des trois premières années après que les pertes de chaleur en surface avaient commencé à diminuer (depuis l'hiver 2015), ce n'est que la quatrième année que l'intensité et la profondeur de la convection hivernale ont suivi la tendance des pertes de chaleur en surface. Ce n'était pas la première fois qu'un préconditionnement en eau profonde avait un effet prolongé sur la convection dans la mer du Labrador. Une situation similaire a été observée au cours de la période 1987–1996. Malgré une diminution du forçage atmosphérique par rapport à l'hiver précédent, la mer du Labrador a connu une convection profonde (> 2 000 m) pendant l'hiver 1995, alors qu'aucune convection profonde n'a été observée dans le même bassin pendant l'hiver suivant (1996).

Les figures 11 à 14 présentent les courbes de température, de salinité, de densité et d'oxygène en fonction de la distance, tirées des données d'observation de 1994, 2011, 2012, 2015 et 2018, 2019. Un vaste réservoir rempli d'une cuvette des eaux de la mer du Labrador nouvellement ventilée, profonde de 2 000 m, froide, dense, fraîche et chargée de gaz atmosphérique est clairement évident dans la section de propriété de l'eau de mer du transect AR7W sur la base des données Conductivité-Température-Profondeur (CTP) embarquées de mai 2018. Le millésime 2018 des eaux de la mer du Labrador est associé à une basse température (< 3,3 °C) et à une faible salinité (< 34,86) entre 1 000 et 2 000 m. La convection hivernale de la période récente, 2015–2018, en particulier l'hiver 2018, est sans doute la plus profonde depuis le refroidissement record qui a atteint 2 400 m pendant l'hiver 1994. La classe annuelle des eaux de la mer du Labrador est l'une des plus importantes jamais observées en dehors du début des années 1990.

---

Les tracés des sections (figures 11 à 14) confirment en outre que la convection hivernale a perdu de sa force au cours de l'hiver 2019, atteignant la profondeur d'environ 1 400 m dans la partie occidentale du bassin du Labrador, et seulement environ 1 000 m dans les parties centrale et orientale, affectant encore les distributions d'eau douce (salinité) et de gaz (oxygène dissous) à travers la mer du Labrador, mais pas dans la couche intermédiaire profonde comme les années précédentes.

## RÉSULTATS DU MODÈLE NUMÉRIQUE

Dans ce rapport, une prévision rétrospective du modèle de l'Atlantique Nord de l'Institut océanographique de Bedford (MANIOB, Brickman *et al.* 2016, Wang *et al.* 2016, Brickman *et al.* 2018, Wang *et al.* 2018) est utilisée pour rendre compte des changements du courant du Labrador et de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC).

Le MANIOB se fonde sur le modèle NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) 2.3. Il comprend une composante océanique (OPA) (Océan Parallélisé) et un module de glace de mer (LIM) (Louvain-la-Neuve Sea Ice Model). Le champ du MANIOB a été choisi de manière à inclure l'océan Atlantique Nord (7° N–75° N et 100° O–25° E) avec une résolution nominale de 1/12°. Le modèle a un maximum de 50 couches verticales; l'épaisseur des couches passant de 1 m à la surface à 200 m à une profondeur de 1 250 m, atteignant une épaisseur maximale de 460 m au fond des bassins profonds. La profondeur maximale représentée dans le modèle est de 5 730 m.

Les données sur les frontières ouvertes proviennent du produit de réanalyse GLORYS (Global Ocean Reanalyses and Simulations). Le modèle de forçage de surface est tiré d'une combinaison de CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) et du forçage de réanalyse NCEP/NCAR. Les variables de forçage du modèle sont la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité, le rayonnement quotidien en grandes et petites longueurs d'onde et les précipitations (pluie et neige). Aucune restauration de la température de la surface de la mer n'est appliquée. Cependant, la salinité de la surface de la mer est rétablie dans la climatologie mensuelle du modèle dans une échelle de temps de 60 jours.

Le modèle a été développé pendant 10 ans en appliquant le forçage de l'année normale des CORE. La simulation du développement sur 10 ans est initialisée avec la climatologie de la température et de la salinité de janvier. La climatologie température-salinité combine la climatologie hydrographique du Polar Science Center (PHC2.1) aux hautes latitudes et celle du WOA5 aux moyennes et basses latitudes.

La rétrospection s'étale de 1990 à 2019. Le transport barotrope sert à la représentation de la force du courant du Labrador. Wang *et al.* (2016) ont découvert que le courant du Labrador sur le rebord du plateau peut être divisé en deux parties, et nous rapportons également les changements des deux branches. Pour les besoins du présent rapport, les transports ont été calculés en se fondant sur les flux modélisés du segment ouest du transect AR7W.

La circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC) est une circulation importante sur le plan climatique, et elle peut avoir un impact sur le climat à l'échelle locale et mondiale. Le MANIOB a une compétence décente pour représenter l'AMOC (Wang *et al.* 2019), ce qui nous permet d'utiliser le MANIOB pour présenter les variations de l'AMOC dans ce rapport.

---

## VARIATIONS DU COURANT DU LABRADOR

Les variations du courant du Labrador peuvent être considérées comme un indicateur des changements de la circulation subpolaire de l'Atlantique Nord. Les variations du courant du Labrador sont souvent liées aux variations de la circulation méridienne de retournement atlantique. Nous présentons ici les variations des transports barotropes du courant de Labrador.

Une analyse à fonction orthogonale empirique de la sortie du modèle de Wang *et al.* (2016), présentée à la figure 15, indique que la variabilité du courant du Labrador peut être divisée en un courant ouest (à partir des isobathes de 300–2 500 m) et un courant est (à partir des isobathes de 2 500–3 300 m). En suivant la définition des courants ouest et est du Labrador, nous avons calculé les transports de ces courants, ainsi que ceux du courant du Labrador (la somme des courants ouest et est).

Le transport moyen sur la période 1990–2019 est de 45,3 millions de m<sup>3</sup>/s pour le courant du Labrador, 19,6 millions de m<sup>3</sup>/s pour le courant ouest du Labrador, et de 25,7 millions de m<sup>3</sup>/s pour le courant est du Labrador. La figure 16 montre les anomalies de transport du courant du Labrador, du courant ouest du Labrador et du courant est du Labrador. En 2019, le courant ouest du Labrador était légèrement plus faible qu'en 2017, environ 2 millions de m<sup>3</sup>/s au-dessus de la moyenne de 1990–2019, comme c'est le cas depuis 2002.

Une tendance à la baisse du courant est du Labrador a commencé en 1996, coïncidant avec une forte baisse la même année de l'indice d'oscillation nord-atlantique d'hiver. La tendance s'est inversée en 2014, et le courant est du Labrador était environ 4 millions de m<sup>3</sup>/s plus fort en 2019 qu'en 2018, tout en restant environ 1 million de m<sup>3</sup>/s au-dessus de la moyenne de 1990–2019.

## VARIATIONS DE LA CIRCULATION MÉRIDienne DE RETOURNEMENT ATLANTIQUE

La circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC) peut être présentée de deux manières : l'une est dans l'espace de profondeur, l'autre dans l'espace de densité (Wang *et al.* 2019). L'AMOC rapportée ici est calculée dans l'espace de profondeur. Wang *et al.* (2019) ont étudié la variabilité de l'AMOC à partir de la solution du MANIOB en utilisant l'approche de la fonction orthogonale empirique. Leur étude a proposé CP1 de l'AMOC comme indice de l'AMOC. La CP1 de l'AMOC s'est révélée représentative des changements généraux à basse fréquence de l'AMOC, et une tendance générale à l'affaiblissement a été constatée sur la période 1990–2015. La CP2 de l'AMOC représentait la partie de l'AMOC liée au transport d'Ekman par le vent, qui présente une variabilité à haute fréquence et n'a pas de tendance évidente.

La figure 17 montre un tracé temps-latitude des variations de l'AMOC de 10° N à 60° N en utilisant la moyenne mensuelle de 1990 à 2019, et le cycle saisonnier a été supprimé dans ce calcul. Une tendance générale à l'affaiblissement peut être observée sur la figure 17. En suivant l'approche de Wang *et al.* (2019), nous avons appliqué l'approche de la fonction orthogonale empirique à la moyenne annuelle (désaisonnalisée) de l'AMOC pour calculer les motifs de l'approche de la fonction orthogonale empirique et leurs CP associées. L'approche de la fonction orthogonale empirique 1 représente 75 % de la variance totale, et l'approche de la fonction orthogonale empirique 2, 11 %. Les modèles de l'approche de la fonction orthogonale empirique sont cohérents avec ceux de Wang *et al.* (2019). L'AMOC de la CP1 montre clairement la poursuite de la tendance à l'affaiblissement après 2015. Aucune tendance claire n'est montrée dans la partie Ekman de l'AMOC montrée dans l'AMOC de la CP2. Le courant du Labrador s'est renforcé ces dernières années, comme indiqué ci-dessus, et la solution de l'AMOC du MANIOB présente toujours la tendance à l'affaiblissement existante. La tendance à

---

l'affaiblissement de l'AMOC au cours des dernières années est cohérente avec Smeed *et al.* (2018), qui ont utilisé des données d'observation de l'AMOC provenant du transect RAPID à 26° N et d'autres observations dans leur étude. La CP1 de l'AMOC montre que l'AMOC de 2019 est la plus faible de la période 1990–2019.

## SOMMAIRE

Le relevé océanographique annuel de la mer du Labrador, dirigé par le MPO, permet d'observer la variabilité du climat et de la ventilation de l'océan. Les changements observés dans la région sont étroitement liés à la dynamique du système climatique planétaire dans son ensemble et influent sur le climat et les écosystèmes régionaux au large du Canada atlantique. En juin 2019, le transect AR7W a été occupé par l'Institut océanographique de Bedford pour la 32<sup>e</sup> fois depuis 1990. De plus, le réseau de flotteurs profileurs Argo a fourni des données sur la température et la salinité (jusqu'à 2 000 m) qui ont permis de suivre la variabilité des conditions océanographiques dans la mer du Labrador tout au long de l'année. L'omission d'une seule année (comme en 2017) dans les observations systématiques précises de l'état de l'océan impose des limites importantes à l'évaluation, au diagnostic et à la prévision des conditions environnementales d'une côte à l'autre et en profondeur dans l'un des endroits les plus critiques de l'océan mondial.

Les résultats du modèle MANIOB ont été utilisés pour présenter les changements dans le courant du Labrador (segment du plateau continental) et l'AMOC.

Les principales caractéristiques des conditions environnementales passées et récentes dans la mer du Labrador sont résumées dans la carte de pointage présentée à la figure 19, et sont énumérées ci-dessous :

1. L'indice de l'oscillation nord-atlantique d'hiver (décembre–mars) en 2019 était supérieur à la normale. Cependant, une anomalie de basse pression atmosphérique dans la mer du Labrador en hiver a entraîné des températures de l'air supérieures à la normale. Les températures de la surface de la mer étaient proches de la normale en hiver et supérieures à la normale au printemps.
2. Les anomalies de l'étendue de la glace de mer en hiver et au printemps étaient généralement négatives, à l'exception d'une anomalie hivernale proche de la normale au centre du plateau du Labrador.
3. Dans la mer du Labrador, les pertes de chaleur en surface en hiver entraînent la formation d'eaux denses, qui se répandent par conséquent dans l'océan, ventilant ses couches profondes et entraînant la circulation de retournement océanique mondiale. Au cours de l'hiver 2015, la mer du Labrador a subi la plus forte perte de chaleur depuis plus de deux décennies. Cependant, les quatre hivers suivants ont montré une réduction significative des pertes nettes de chaleur en surface respectives, qui sont restées supérieures à la normale en 2016 et 2017, puis ont diminué pour se rapprocher de la normale en 2018 et 2019.
4. La température de l'océan dans la partie centrale de la mer du Labrador était supérieure à la normale, renversant une tendance négative observée depuis 2010 dans la couche de 15 à 100 m et, depuis 2011, dans la couche de 200 à 2 000 m. Le refroidissement antérieur de la couche profonde a été principalement causé par l'approfondissement de la convection hivernale, tandis que le récent réchauffement et l'affaiblissement de la convection concordent avec la réduction des pertes de chaleur de l'hiver 2019.
5. Malgré le déclin persistant du refroidissement de surface depuis 2015, la colonne d'eau préconditionnée par une série d'événements de convection profonde a facilité la formation

---

de nouvelles eaux de la mer du Labrador qui est considérée comme la plus importante, en termes de volume et de profondeur, depuis le milieu des années 1990.

6. Les profils de température et de salinité recueillis par des navires de recherche et des flotteurs profilés Argo dans le centre de la mer du Labrador indiquent que la couche mixte développée de l'hiver 2019 était moins profonde que pendant la période de 2014 à 2018, au cours de laquelle la convection hivernale s'est approfondie de manière incrémentielle de 1 600 à 2 000 m, respectivement, s'avérant être la plus profonde depuis 1994, lorsque la profondeur de convection record de 80 ans de 2 500 m a été atteinte. Par conséquent, la classe d'âge des eaux de la mer du Labrador développée pendant la moitié de la décennie précédant 2019 est parmi les plus importantes observées en dehors de la première moitié de la décennie 1990. En 2019, au contraire, la convection a atteint la profondeur d'environ 1 400 m dans la partie occidentale du bassin du Labrador, et seulement environ 1 000 m dans les parties centrale et orientale. Cela laisse également penser que la convection hivernale proche de la normale de 2019 a accru l'absorption des gaz (oxygène dissous, gaz anthropiques, dioxyde de carbone) et, par conséquent, leurs concentrations dans la partie supérieure de la couche de 1 000 m de la mer du Labrador.
7. Les résultats du modèle indiquent que le transport du courant du Labrador a diminué entre 1995 et 2014, mais qu'il a légèrement augmenté depuis. Une tendance à l'affaiblissement de l'AMOC depuis le milieu des années 1990 est obtenue dans ce modèle de prévisions rétrospectives. L'affaiblissement continu de l'AMOC au cours des dernières années est présent, ce qui conduit à l'AMOC la plus faible en 2019 d'après cette simulation du modèle.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions les officiers et les équipages des navires de la Garde côtière canadienne pour leur aide dévouée au bon déroulement du relevé sur la mer du Labrador. Nous sommes reconnaissants aux réviseurs, Peter Galbraith et Frederic Cyr, pour leurs commentaires et suggestions utiles. Les données de réanalyse des NCEP ont été fournies par le Centre de diagnostic climatique du NOAA-CIRES, Boulder, Colorado, É.-U., et les données sur la concentration de glace de mer par le Centre national de données sur la neige et la glace des É.-U.

## RÉFÉRENCES CITÉES

- Barnston, A. G., and Livezey, R. E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* 115: 1083–1126.
- Bindoff, N. L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J., Gulev, S., Hanawa, K., Le Quéré, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C. K., Talley, L. D. and Unnikrishnan A. 2007. Chapter 5. Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Brickman, D., Wang, Z., and DeTracy, B. 2016. [Variability of Current Streams in Atlantic Canadian Waters: A Model Study](#). *Atmosphere-Ocean*, 54 (3): 218–229.
- Brickman, D., Hebert, D., and Wang, Z. 2018. [Mechanism for the recent ocean warming events on the Scotian Shelf of eastern Canada](#). *Cont. Shelf Res.* 156: 11–22.

- 
- Castelao, R. M., Luo, H., Oliver, H., Rennermalm, A. K., Tedesco, M., Bracco, A., Yager, P. L., Mote, T. L., & Medeiros, P. M. (2019). [Controls on the transport of meltwater from the southern Greenland ice sheet in the Labrador Sea](#). *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 124: 3551–3560.
- Cavalieri, D. J., Parkinson, C.L., Gloersen, P., and Zwally, H.J. 1996. updated yearly. [Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1](#). [north/monthly]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- Curry, R., R.R. Dickson, and I. Yashayaev, 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*. 426: 826–829.
- Cyr, F., Colbourne, E., Galbraith, P.S., Gibb, O., Snook, S., Bishop, C., Chen, N., Han, G., and D. Sencill. 2021. [Physical Oceanographic Conditions on the Newfoundland and Labrador Shelf during 2019](#). DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2021/017 iv + 52 p.
- Dickson, R.R., I. Yashayaev, J. Meincke, W.R. Turrell, S.R. Dye, and J. Holfort, 2002. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*. 416: 832–837.
- Dickson R.R, Meincke, J., Rhines, P., (Eds.). 2008. Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate, Springer Science & Business Media, March 4, 2008, 736 pages.
- Dukhovskoy D. S., I. Yashayaev, A. Proshutinsky, J. L. Bamber, I. L. Bashmachnikov, E. P. Chassignet, C. M. Lee and A. J. Tedstone. 2019. [Role of Greenland Freshwater Anomaly in the Recent Freshening of the Subpolar North Atlantic](#). *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 124(5): 3333–3360.
- Fetterer, F., Knowles, K., Meier, W. and Savoie, M. 2002. Updated 2011. Sea ice index. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Fragoso, G.M., Poulton, A.J., Yashayaev, I., Head, E.J.H., Stinchcombe, M., and Purdie, D.A. 2016. Biogeographical patterns and environmental controls of phytoplankton communities from contrasting hydrographical zones of the Labrador Sea. *Progress in Oceanography*. 141: 212–226.
- Fröb, F., Olsen, A., Våge, K., Moore, K., Yashayaev, I., Jeansson, E., and Rajasakaren, B. 2016. [Irminger Sea deep convection injects oxygen and anthropogenic carbon to the ocean interior](#). *Nat. Commun.* 7, 13244.
- González-Pola, C., Larsen, K. M. H., Fratantoni, P., and Beszczynska-Möller, A. (Eds.). 2020. [ICES Report on Ocean Climate 2019](#). ICES Cooperative Research Reports. No. 350. 136 pp.
- Hauser, T., Demirov, E., Zhu, J., and Yashayaev, I. 2015. North Atlantic atmospheric and ocean inter-annual variability over the past fifty years—Dominant patterns and decadal shifts. *Progress in Oceanography*. 132: 197–219.
- Holliday, N.P., Bersch, M., Berx, B., Chafik, L., Cunningham, S., Florindo-López, C., Hátún, H., Johns, W., Josey, S.A., Larsen, K.M.H., Mulet, S., Oltmanns, M., Reverdin, G., Rossby, T., Thierry, V., Valdimarsson, H., and Yashayaev, I. 2020. [Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic](#). *Nat. Commun.* 11: 585.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*. 269: 676–679.
-

- 
- Hurrell, J. W. and National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). (Last modified 04 Aug 2018). [The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation \(NAO\) Index \(station-based\)](#).
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77 (3): 437–447.
- 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*. 132: 220–232
- Lazier, J. R. N., Hendry, R. M., Clarke, R. A., Yashayaev, I., and Rhines, P. 2002. [Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000](#). *Deep Sea Res., Part 1*. 49: 1819–1835.
- Lozier, M.S., Li, F., Bacon, S., Bahr, F., Bower, A.S., Cunningham, S.A., de Jong, M.F., de Steur, L., deYoung, B., Fischer, J., Gary, S. F., Greenan, B. J. W., Holliday, N. P., Houk, A., Houpert, L., Inall, M. E., Johns, W. E., Johnson, H. L., Johnson, C., Karstensen, J., Koman, G., Le Bras, I. A., Lin, X., Mackay, N., Marshall, D. P., Mercier, H., Oltmanns, M., Pickart, R. S., Ramsey, A. L., Rayner, D., Straneo, F., Thierry, V., Torres, D. J., Williams, R. G. , Wilson, C., Yang, J., Yashayaev, I., and Zhao, J. 2019. [A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic](#). *Science*. 363 (6426): 516–521.
- Luo, H., Castelao, R., Rennermalm, A., Tedesco, M., Bracco, A., Yager, P. L., Mote, T. L. 2016. [Oceanic transport of surface meltwater from the southern Greenland ice sheet](#). *Nature Geosci.* 9: 528–532.
- Meier, W. N., Fetterer, F., and Windnagel, A. K. 2017. [Near-Real-Time NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 1](#). [north/daily].
- MPO. 2020. [Conditions océanographiques dans la zone Atlantique en 2019](#). Secr. can. de consult. sci. du MPO, Avis sci. 2020/028.
- Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R.A. Feely, S. Gulev, G.C. Johnson, S.A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L.D. Talley and F. Wang. 2013. Observations: Ocean. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Smeed, D. A., Josey, S. A., Beaulieu, C., Johns, W. E., Moat, B. I., Frajka-Williams, E., Rayner, D., Meinen, C. S., Baringer, M.O., Bryden, H.L., and McCarthy, G.D. 2018. [The North Atlantic Ocean is in a state of Reduced Overturning](#). *Geophysical Research Letters*. 45: 1527–1533.
- Thornalley, D.J.R., Oppo, D.W., Ortega, P., Robson, J.I., Brierley, C.M., Davis, R., Hall, I.R., Moffa-Sanchez, P., Rose, N.L., Spooner, P.T., Yashayaev, I., Keigwin., L.D. 2018. [Anomalous weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years](#). *Nature*. 556 (7700): 227.
- Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., and Cullen, H.M. 2001. [The North Atlantic Oscillation: Past, Present and Future](#). *Proc. Nat. Acad. Sci.* 98: 12876–12877.
-

- 
- Wang, Z., Brickman, D., Greenan, B., and Yashayaev, I. 2016. [An abrupt shift in the Labrador Current System in relation to winter NAO events](#). *Journal of Geophysical Research Oceans*. 121: 5338–5349.
- Wang, Z., Lu, Y., Greenan, B., Brickman, D., and DeTracey, B. 2018. BNAM: An eddy-resolving North Atlantic Ocean model to support ocean monitoring. *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean. Sci.* 327: vii + 18p.
- Wang, Z., D. Brickman, and B. Greenan, 2019. [Characteristic evolution of the Atlantic Meridional Overturning Circulation from 1990 to 2015: An eddy-resolving ocean model study](#). *Deep Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers*. 149.
- Yashayaev, I. M., and I. I. Zveryaev, 2001: Climate of the seasonal cycle in the North Pacific and the North Atlantic Oceans. *Int. J. Climatol.*, **21**, 401–417.
- Yashayaev, I. 2007a. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005, *Progress in Oceanography*, 73, 242–276.
- Yashayaev, I. (Ed). 2007b. Observing and Modelling Ocean Heat and Freshwater Budgets and Transports. *Progress in Oceanography*. 73 (3–4): 203–426.
- Yashayaev, I., and Dickson, R. R. 2008. Chapter 21. Transformation and Fate of Overflows in the northern North Atlantic, Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate. R.R.Dickson, J.Meinke, P.Rhines (Eds.), Springer Science + Business Media B.V. 505–506.
- Yashayaev, I., and Loder, J.W. 2009. [Enhanced production of Labrador Sea Water in 2008](#). *Geophys. Res. Lett.*, 36 (1).
- Yashayaev, I., and Seidov, D. 2015. [The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas](#). *Progress in Oceanography*. 132: 68–127.
- Yashayaev, I., Seidov, D., and Demirov, E. 2015a. [A new collective view of oceanography of the Arctic and North Atlantic basins](#). *Progress in Oceanography*. 132:1–21.
- Yashayaev, I., Seidov, D., and Demirov, E. (Eds.). 2015b. *Oceanography of the Arctic and North Atlantic Basins*. *Progress in Oceanography*. 132: 1–352.
- Yashayaev, I., and Loder, J.W. 2016. [Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability](#). *Journal of Geophys. Res.Oceans*. 121 (11): 8095–8114.
- Yashayaev, I., and Loder, J.W. 2017. [Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016](#). *Geophysical Research Letters*. 44 (3): 1429–1438.
- Yashayaev, I., Peterson, I., and Wang, Z. 2020. Meteorological, Sea Ice, and Physical Oceanographic Conditions in the Labrador Sea during 2019. NAFO SCR Doc.20/037, N7085.

## TABLEAUX

*Tableau 1. Croisières océanographiques dans la mer du Labrador menées par l'Institut océanographique de Bedford depuis 1990 à l'appui des programmes WOCE, CLIVAR et d'autres programmes internationaux et ministériels de surveillance et de recherche sur le climat océanique.*

Nom de sortie	Navire	Projet	Scientifique en chef	Dates de la sortie
HUD-92-014	NGCC <i>Hudson</i>	WOCE	John Lazier	27 mai au 15 juin 1992
HUD-95-011	NGCC <i>Hudson</i>	WOCE	John Lazier	7 juin au 5 juillet 1995
HUD-96-006	NGCC <i>Hudson</i>	WOCE	John Lazier	10 mai au 2 juin 1996
HUD-96-026	NGCC <i>Hudson</i>	WOCE	Allyn Clarke	15 oct. au 20 nov. 1996
HUD-97-009	NGCC <i>Hudson</i>	WOCE/JGOFS	Allyn Clarke	9 mai au 12 juin 1997
HUD-98-023	NGCC <i>Hudson</i>	WOCE/CLIVAR	John Lazier	22 juin au 10 juillet 1998
HUD-99-022	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	27 juin au 14 juillet 1999
HUD2000009	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	20 mai au 8 juin 2000
HUD2001022	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	30 mai au 15 juin 2001
HUD2002032	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	23 juin au 19 juillet 2002
HUD2002075	NGCC <i>Hudson</i>	Biologie/Climat	Erica Head	29 nov. au 12 déc. 2002
HUD2003038	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	13 juillet au 4 août 2003
HUD2004016	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	14 mai au 30 mai 2004
HUD2005016	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	27 mai au 7 juin 2005
HUD2006019	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Ross Hendry	24 mai au 8 juin 2006
HUD2007011	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Ross Hendry	10 mai au 29 mai 2007
HUD2008009	NGCC <i>Hudson</i>	Climat	Glen Harrison	20 mai au 4 juin 2008
HUD2009015	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Glen Harrison	18 mai au 1 <sup>er</sup> juin 2009
HUD2010014	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Glen Harrison	13 mai au 30 mai 2010
HUD2011009	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	6 mai au 29 juin 2011
MLB2012001	NGCC <i>M. L. Black</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	25 juin au 20 juillet 2012
HUD2013008	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	4 mai au 28 mai 2013
HUD2014007	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	2 mai au 26 mai 2014
HUD2015006	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	1 <sup>er</sup> mai au 26 mai 2015
HUD2016006	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	30 avril au 24 mai 2016
HUD2018008	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	25 avril au 20 mai 2018
AMU2019001	NGCC <i>Amundsen</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	2 juin au 19 juin 2019

## FIGURES

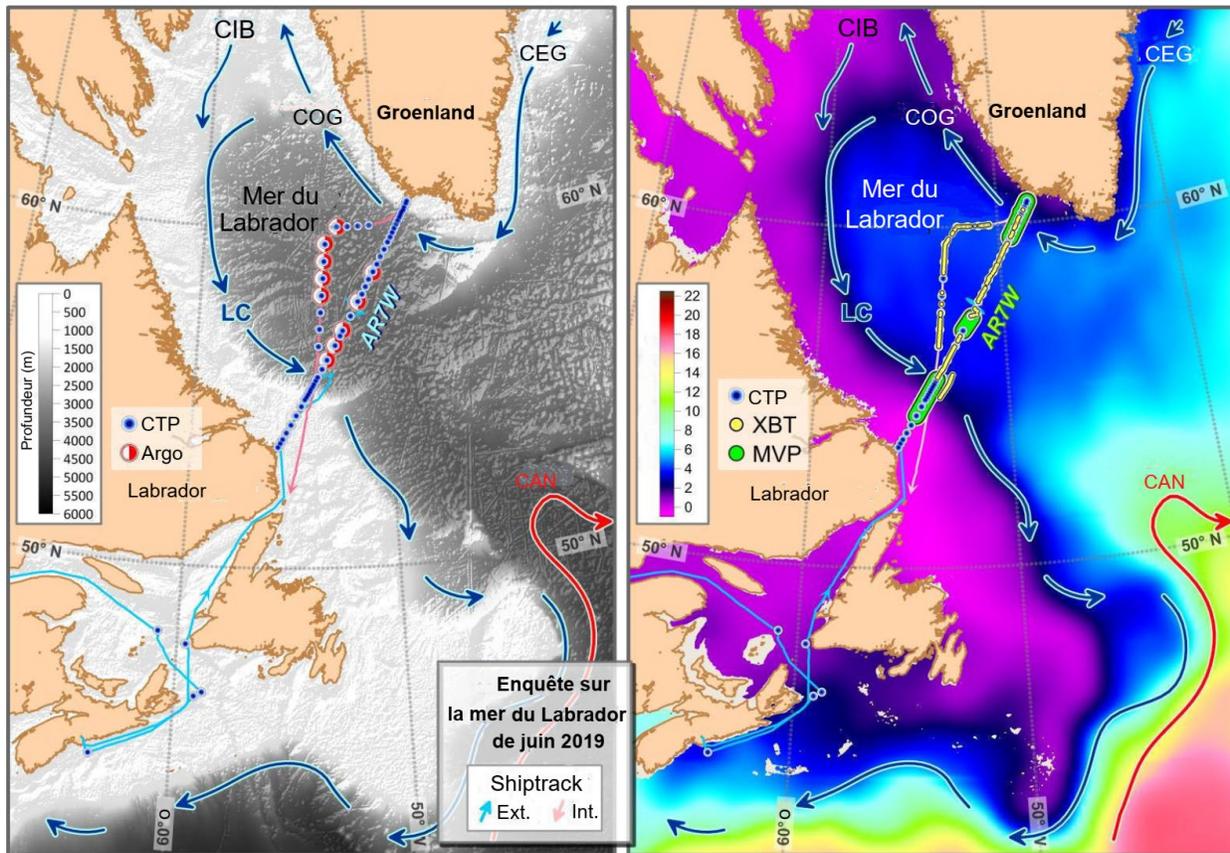
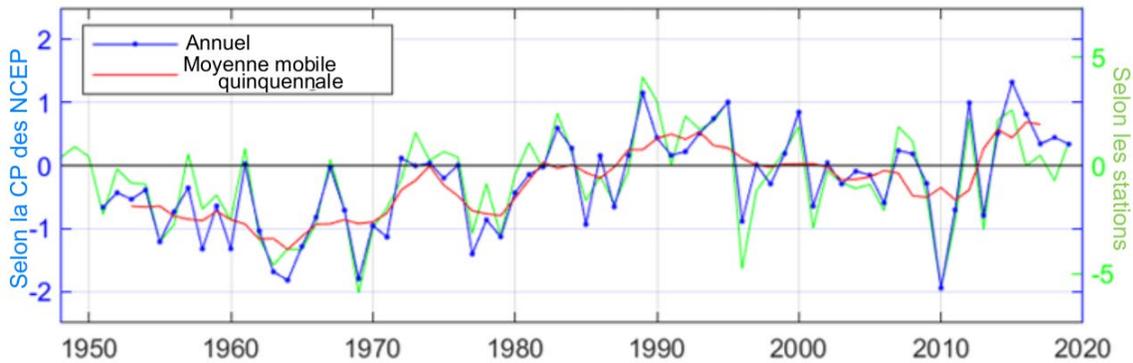


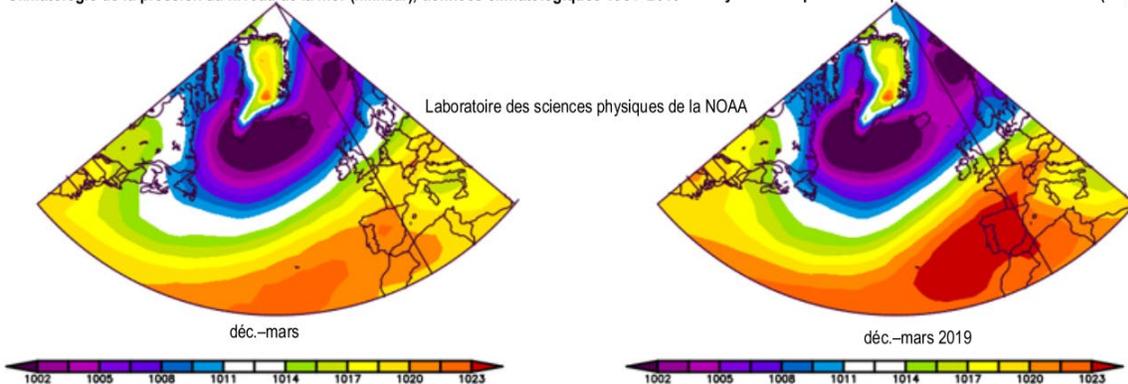
Figure 1. Topographie (panneau de gauche), température moyenne à long terme à 50 m (panneau de droite) et principaux courants d'eau profonde dans la mer du Labrador et les régions adjacentes de l'Atlantique Nord. Les stations de Conductivité-Température-Profondeur (CTP) de la mission de juin 2019 dans la mer du Labrador (les deux panneaux), les sites de déploiement des flotteurs Argo (panneau de gauche), les profils XBT (bathythermographe—panneau de droite) et les transects MVP (profileur de navire en mouvement, MVP en anglais —panneau de droite).

## Anomalie de l'indice d'ONA (déc.–mars)



Reanalyse NCEP/NCAR

Climatologie de la pression au niveau de la mer (millibar), données climatologiques 1981–2010    Moyenne composite de la pression au niveau de la mer (mb)



Reanalyse NCEP/NCAR

Anomalie composite de la pression au niveau de la mer (mb), données climatologiques 1981–2010    Vent de surface du Vector (m/s), données climatologiques 1981–2010

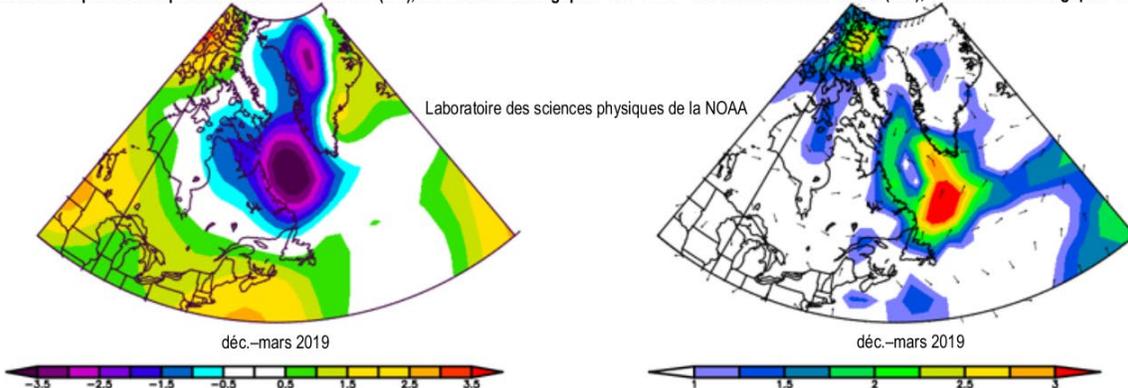


Figure 2. Anomalies de l'indice d'oscillation nord-atlantique par rapport à la moyenne de 1981–2010. L'indice d'oscillation nord-atlantique basé sur les stations (en vert) est défini comme étant la différence de pression au niveau de la mer en hiver (décembre, janvier, février, mars) entre les Açores et l'Islande; les données ont été obtenues du [Climate Data Guide](#). L'indice d'oscillation nord-atlantique basé sur la composante principale (bleu) est associé à la première fonction orthogonale empirique des champs d'anomalies de hauteur normalisés mensuels de 500 millibars pour l'hémisphère nord; les données ont été obtenues du [Climate Prediction Centre](#). Les panneaux centraux montrent la moyenne 1981–2010 décembre–mars (panneau central gauche) et la pression au niveau de la mer décembre-mars 2019 (panneau central droit) sur l'Atlantique Nord. Les panneaux inférieurs montrent l'anomalie de pression moyenne au niveau de la mer de décembre–mars 2019 (panneau inférieur gauche) et l'anomalie de vent vecteur de surface de décembre–mars 2019 (panneau inférieur droit).

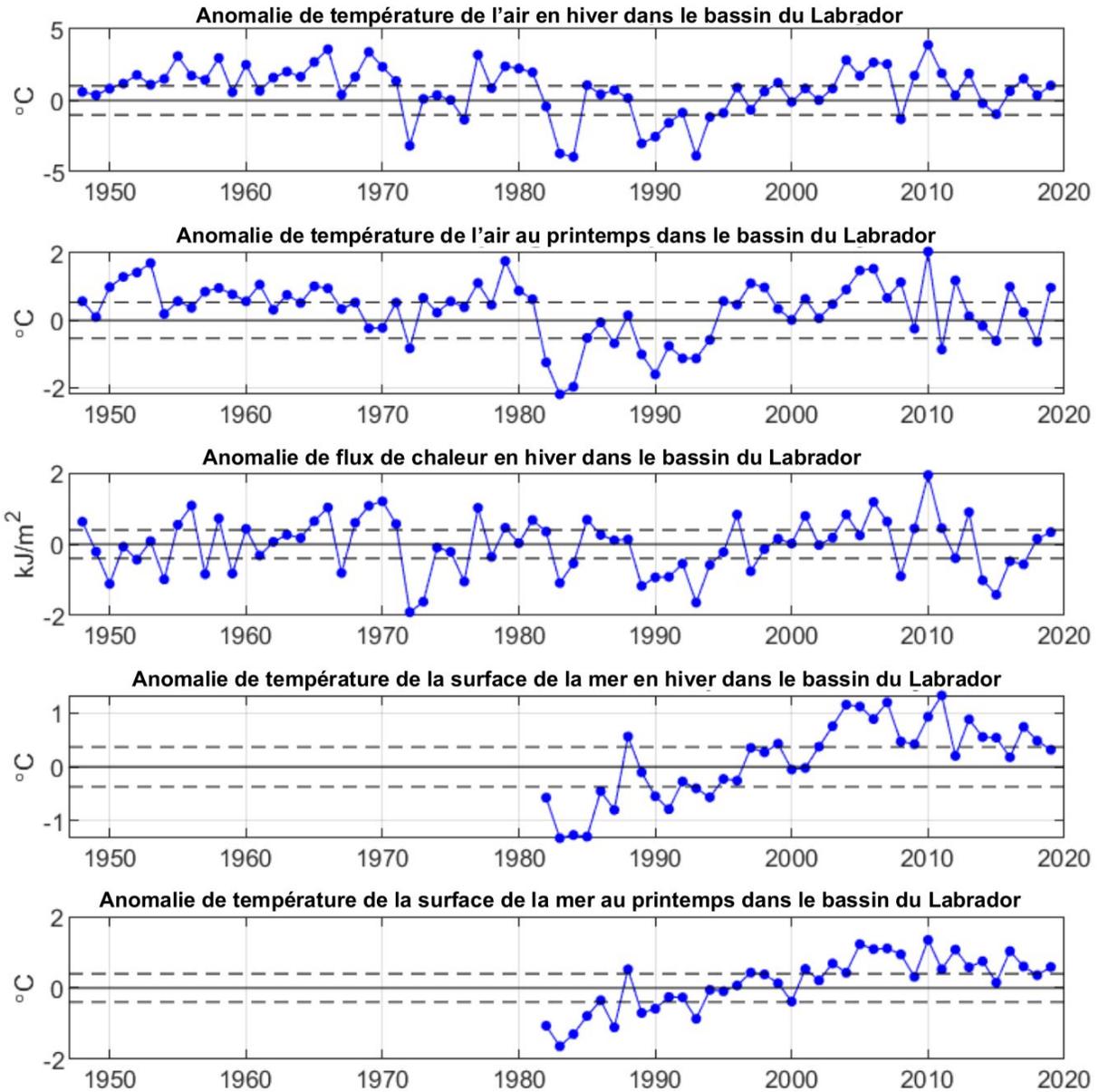


Figure 3. Anomalies des températures de l'air en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador, du flux thermique hivernal cumulé à la surface de la mer et de la température de surface de la mer en hiver et au printemps, par rapport à la moyenne de 1981–2010. Les lignes horizontales tiretées représentent plus ou moins 0,5 écart-type pour la période allant de 1981 à 2010.

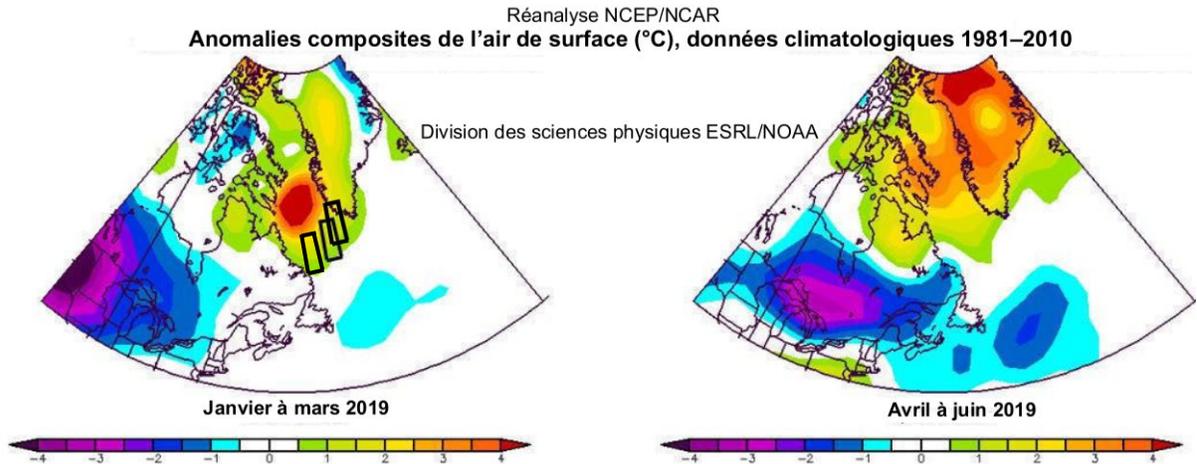


Figure 4. Anomalies hivernales et printanières de la température de l'air (°C) au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest par rapport aux moyennes enregistrées entre 1981 et 2010; les données ont été obtenues du [site Internet de la NOAA](#) [consulté le 4 février 2020].

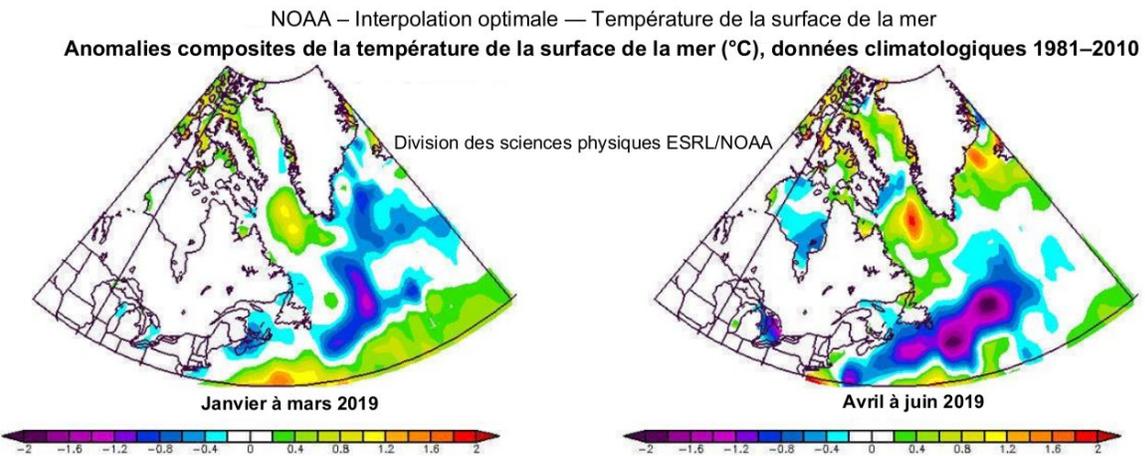


Figure 5. Anomalies hivernales et printanières de la température de la surface de la mer (°C) au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest par rapport aux moyennes enregistrées entre 1981 et 2010; les données ont été obtenues du [site Internet de la NOAA](#) [consulté le 4 février 2020].

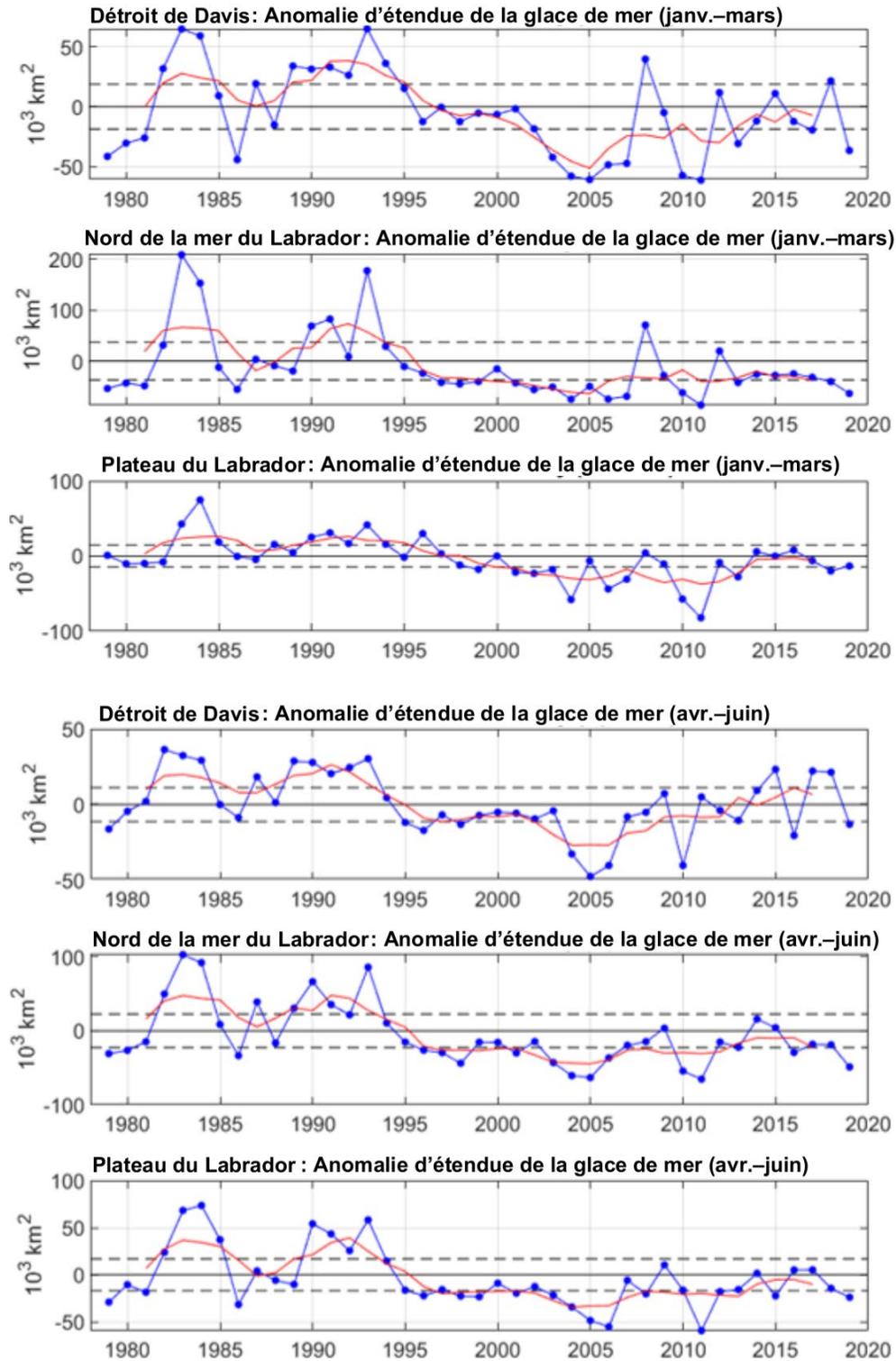


Figure 6. Anomalies d'étendue de la glace de mer en hiver et au printemps (bleu) et leurs moyennes mobiles sur cinq ans (rouge) : (1) détroit de Davis ( $63\text{--}68^\circ \text{ N}$ ), (2) nord de la mer du Labrador ( $58\text{--}63^\circ \text{ N}$ ), (3) plateau du Labrador ( $53\text{--}58^\circ \text{ N}$ ). Les lignes horizontales tiretées représentent plus ou moins 0,5 écart-type pour la période allant de 1981 à 2010.

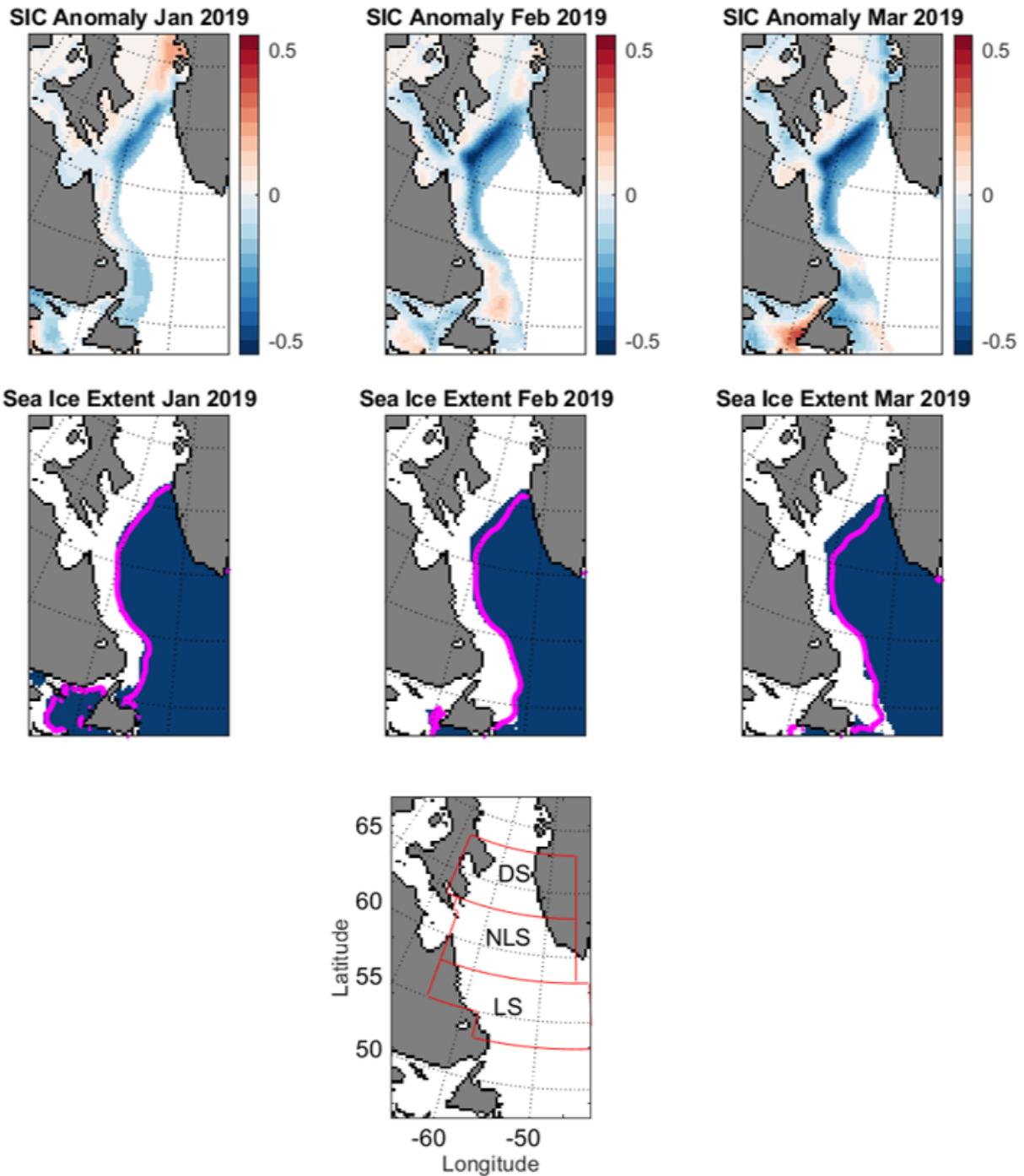


Figure 7. Anomalies de concentration de la glace de mer (en haut) et étendue de la glace de mer (au milieu) pour janvier–mars 2019, telles que dérivées par l'[US National Snow and Ice Data Center](#) (période de référence 1979–2000). Les lignes magenta indiquent la limite médiane des glaces pour la période 1981–2010. Les régions du détroit de Davis (DS), du nord de la mer du Labrador et du plateau continental du Labrador (panneau inférieur).

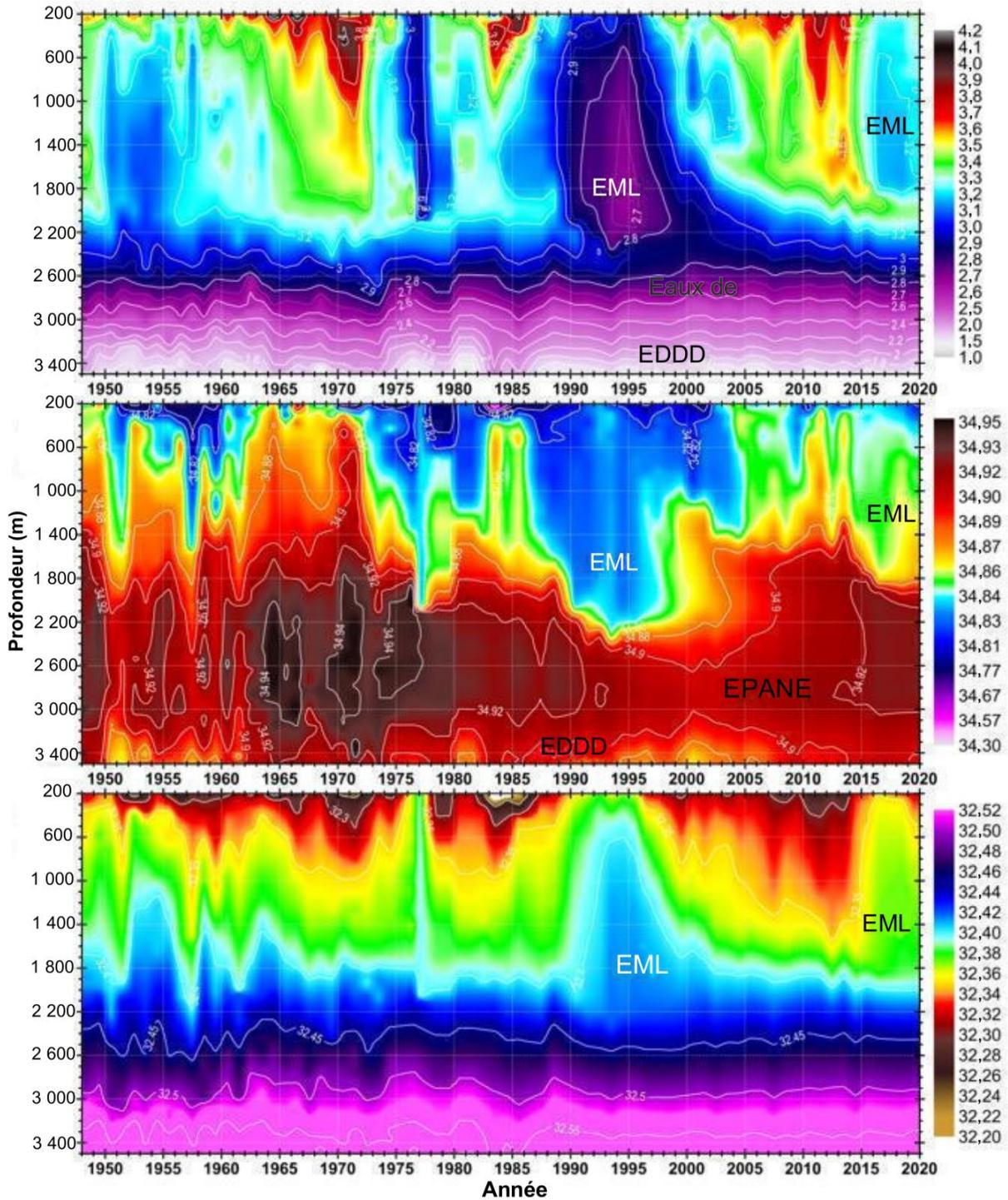


Figure 8. Température moyenne annuelle (panneau supérieur), de la salinité (panneau central) et de la densité (1 000 dbar, panneau inférieur) dans la région centrale de la mer du Labrador entre 200 et 3 500 m, basée sur les observations par navire et flotteurs profileurs Argo pour la période 1948–2019. Eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l’Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

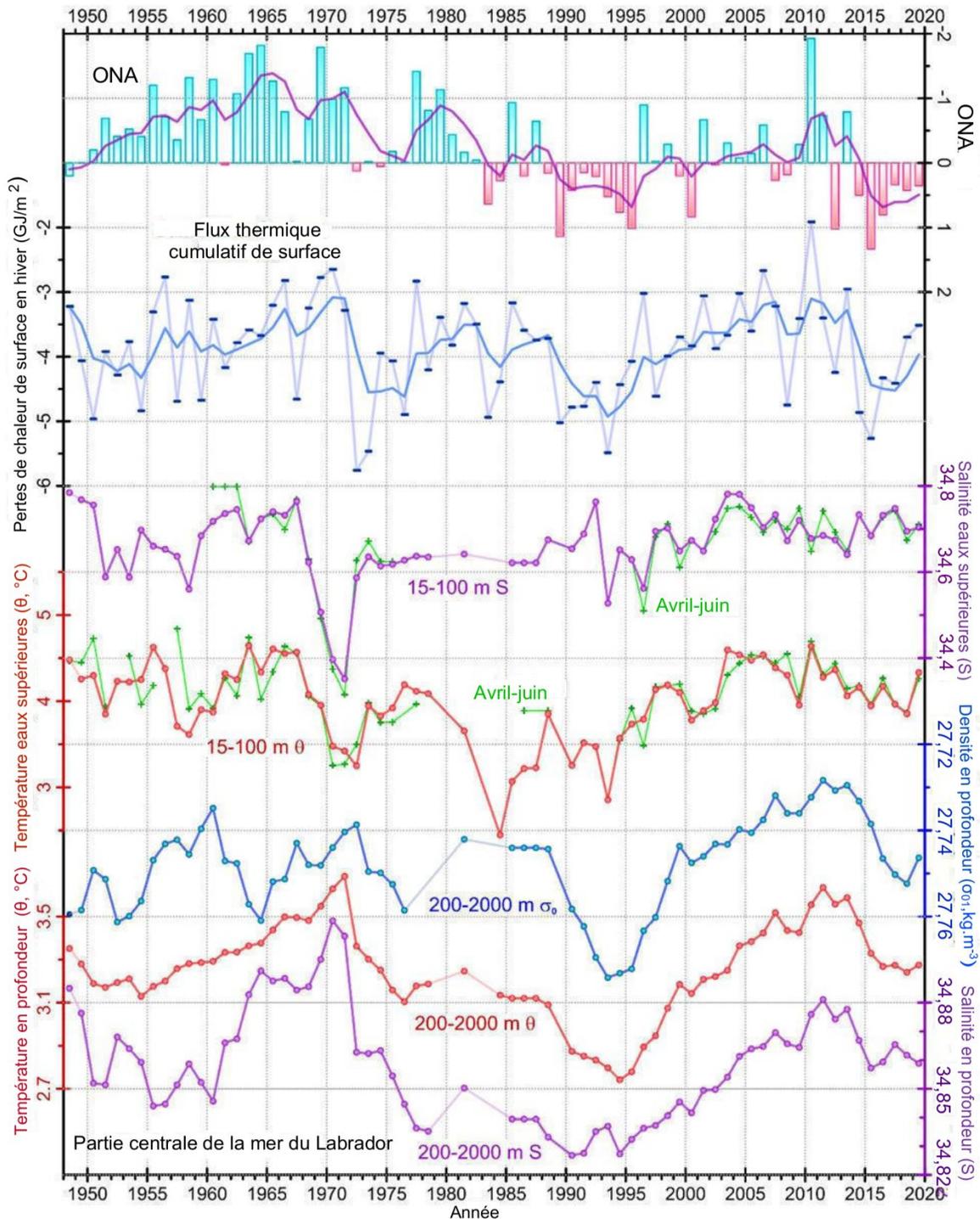


Figure 9. Principaux indices environnementaux pour la mer du Labrador centrale depuis 1948. De haut en bas : indice d'oscillation nord-atlantique hivernal normalisé (graphique à barres supérieur, échelle inversée); flux thermique cumulatif de surface basé sur les NCEP et calculé pour la partie centrale de la mer du Labrador sur des saisons de refroidissement annuelles définies individuellement (bleu); les deux lignes supérieures continues sont des séries filtrées de cinq points de retour; température moyenne annuelle et printanière ( $\theta$ ) et salinité (S) moyennées sur la plage de profondeur de 15–100 m, et moyenne annuelle de  $\theta$ , S et densité ( $\sigma_0$ , 0 dbar) moyennée sur la plage de profondeur 200–2 000 m dans la partie centrale de la mer du Labrador.

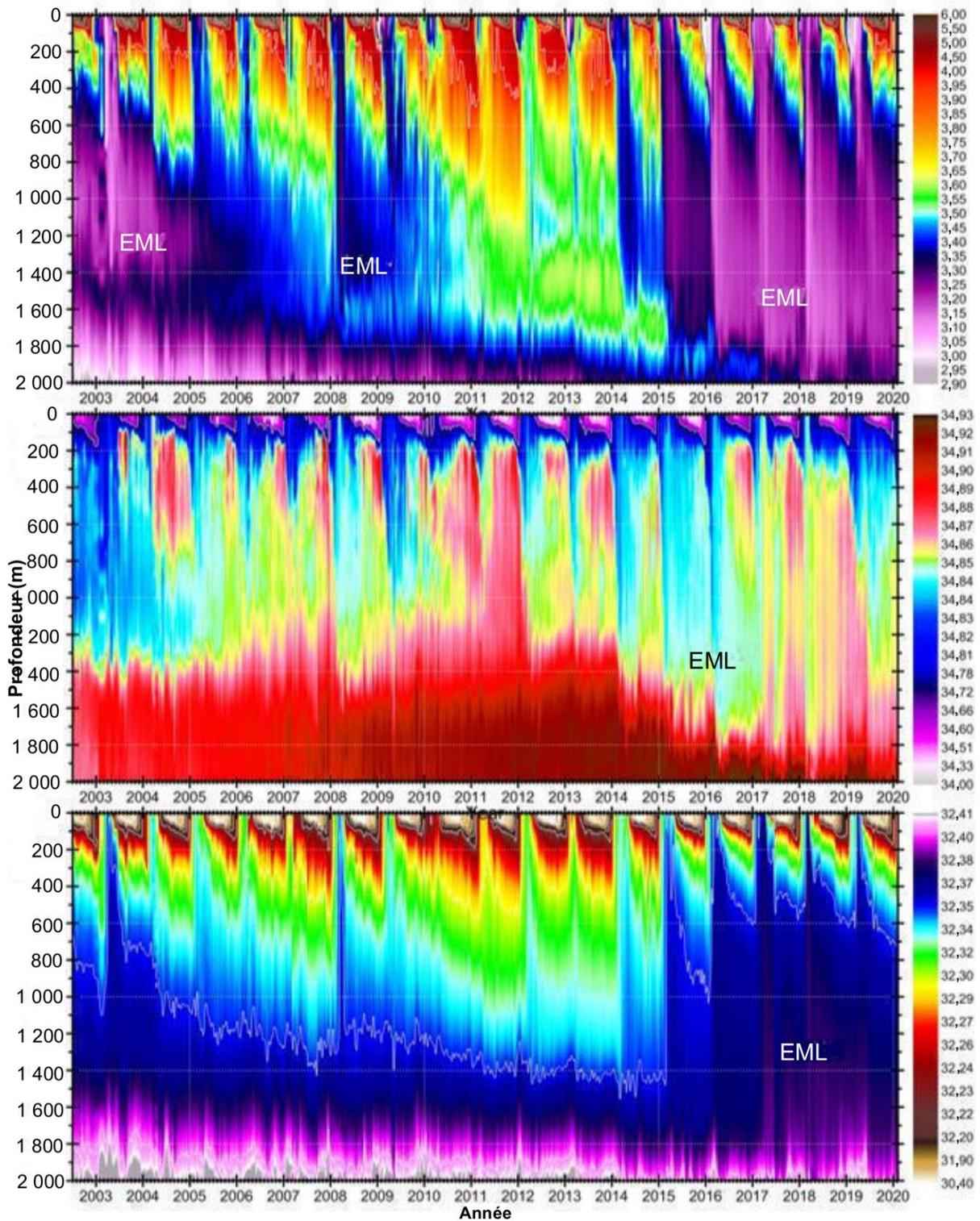


Figure 10. Variabilité de la température (panneau supérieur), de la salinité (panneau inférieur) et de la densité (panneau médian) dans la région centrale de la mer du Labrador selon les observations par flotteurs profilers Argo et navires de recherche entre 0 et 2 000 m pour la période 2002–2020, moyennées sur des périodes de 10 jours espacés d’intervalles de 5 jours.

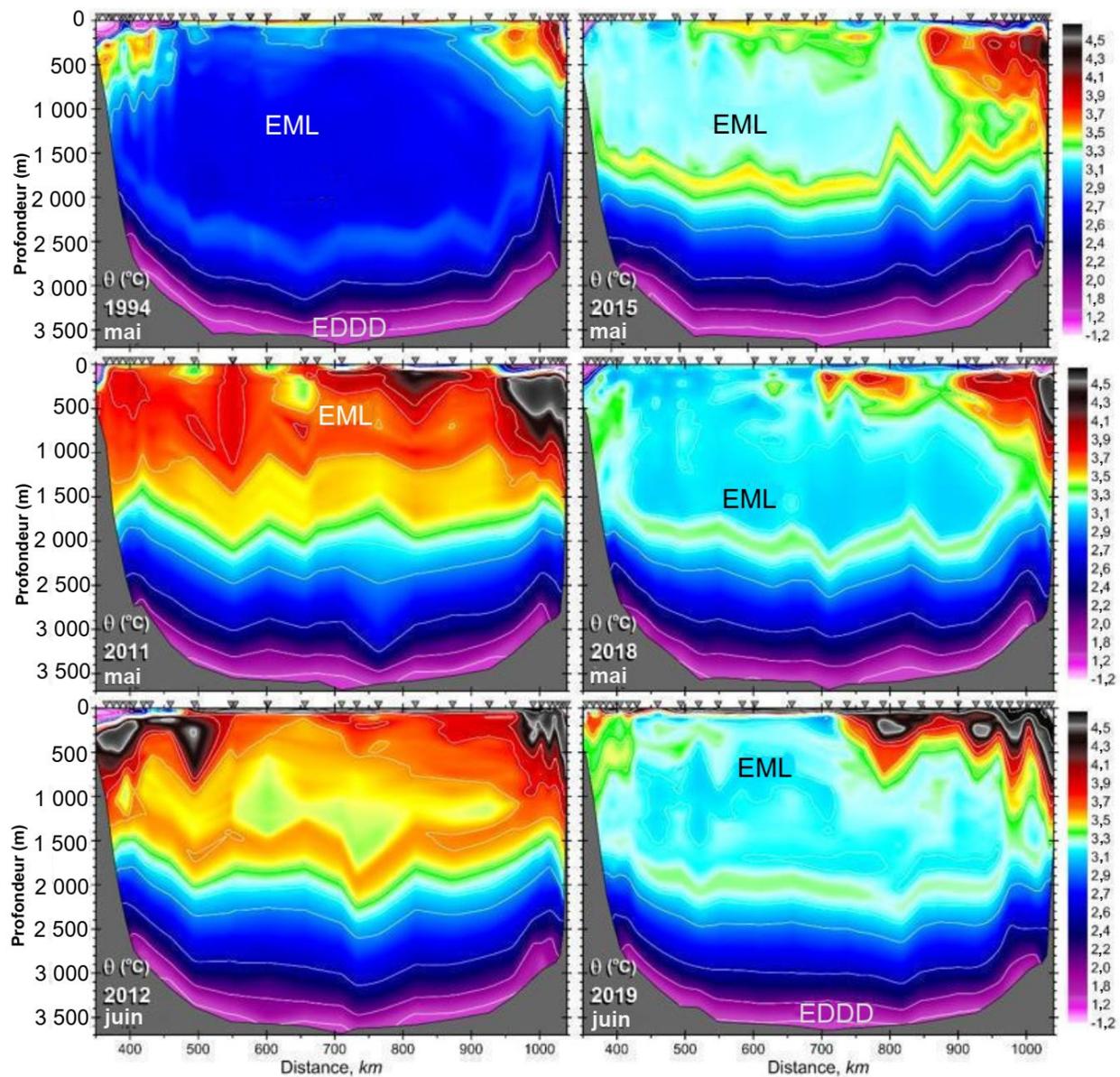


Figure 11. Distributions de la température potentielle ( $\theta$ , °C) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir de relevés annuels printemps-été en 1994, 2011, 2012, 2015, 2018 et 2019. Les triangles inversés en haut de chaque panneau indiquent l'emplacement des stations. Eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

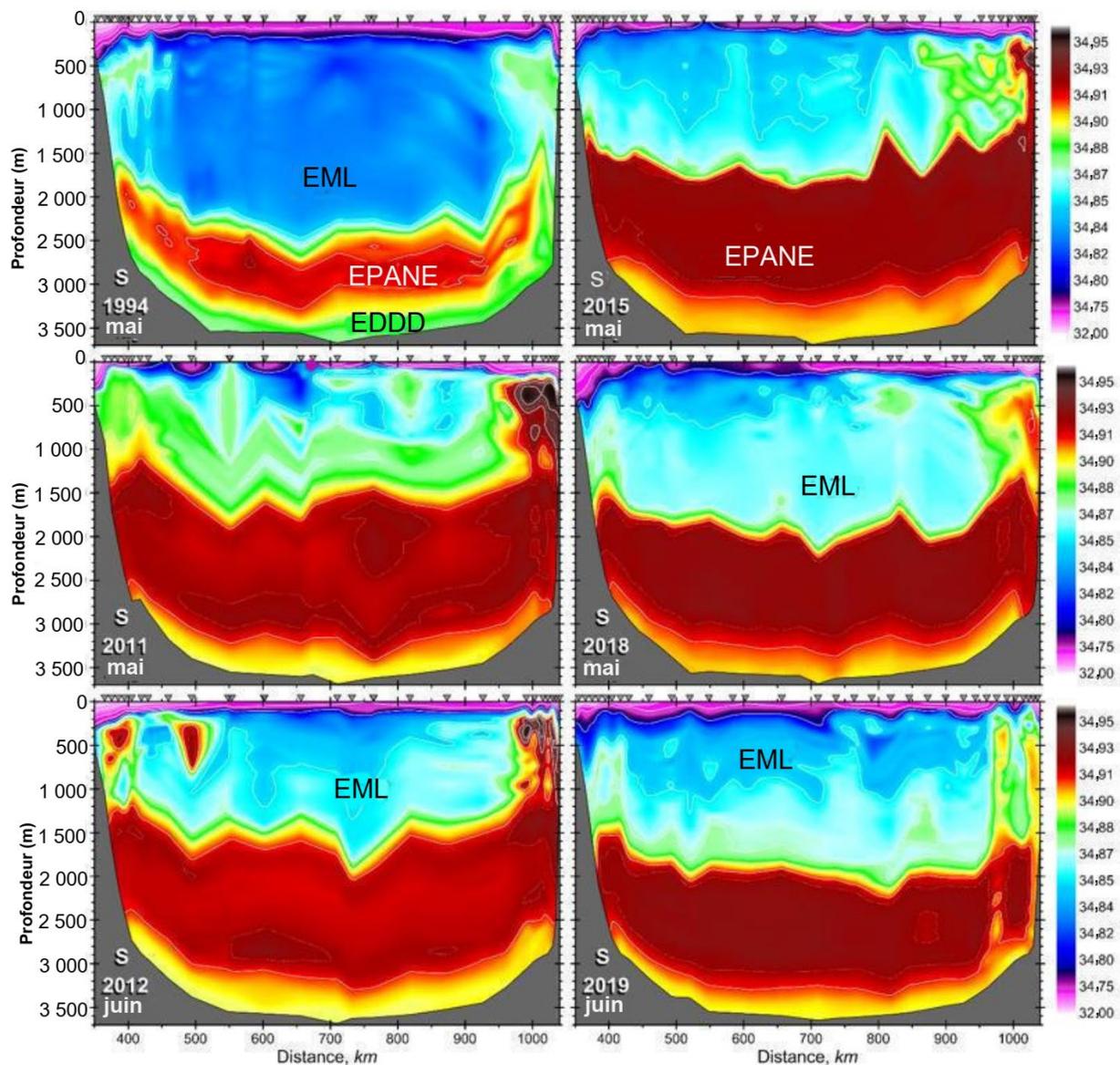


Figure 12. Distributions de la salinité (S) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir de relevés annuels printemps-été en 1994, 2011, 2012, 2015, 2018 et 2019. Les triangles inversés en haut de chaque panneau indiquent l'emplacement des stations. Eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

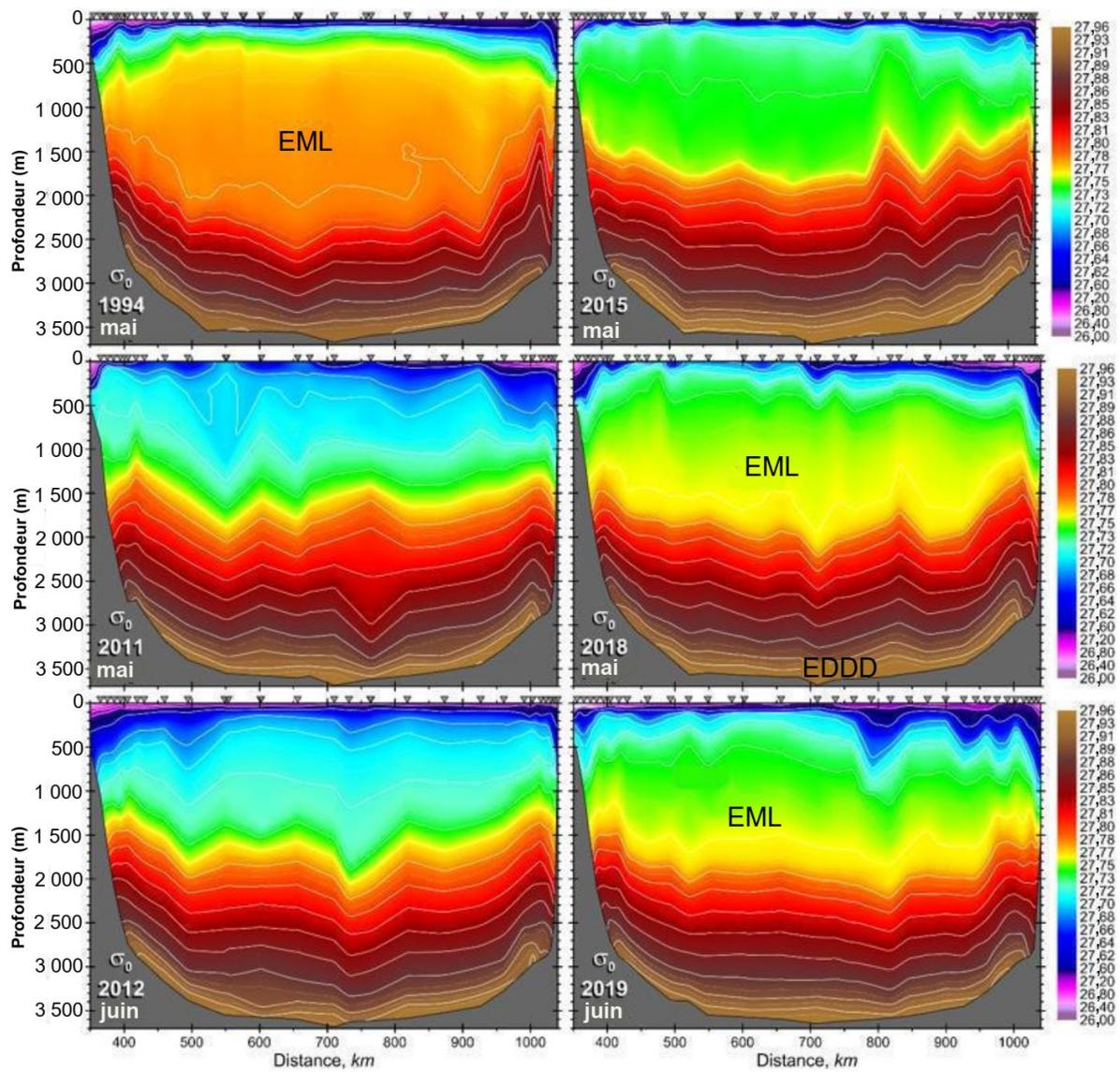


Figure 13. Distributions de la densité potentielle de ( $\sigma_0$ , par rapport à la surface de la mer,  $\text{kg/m}^3$ ) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir des relevés annuels printemps-été de 1994, 2011, 2012, 2015, 2018 et 2019. Les triangles inversés en haut de chaque panneau indiquent l'emplacement des stations. Eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

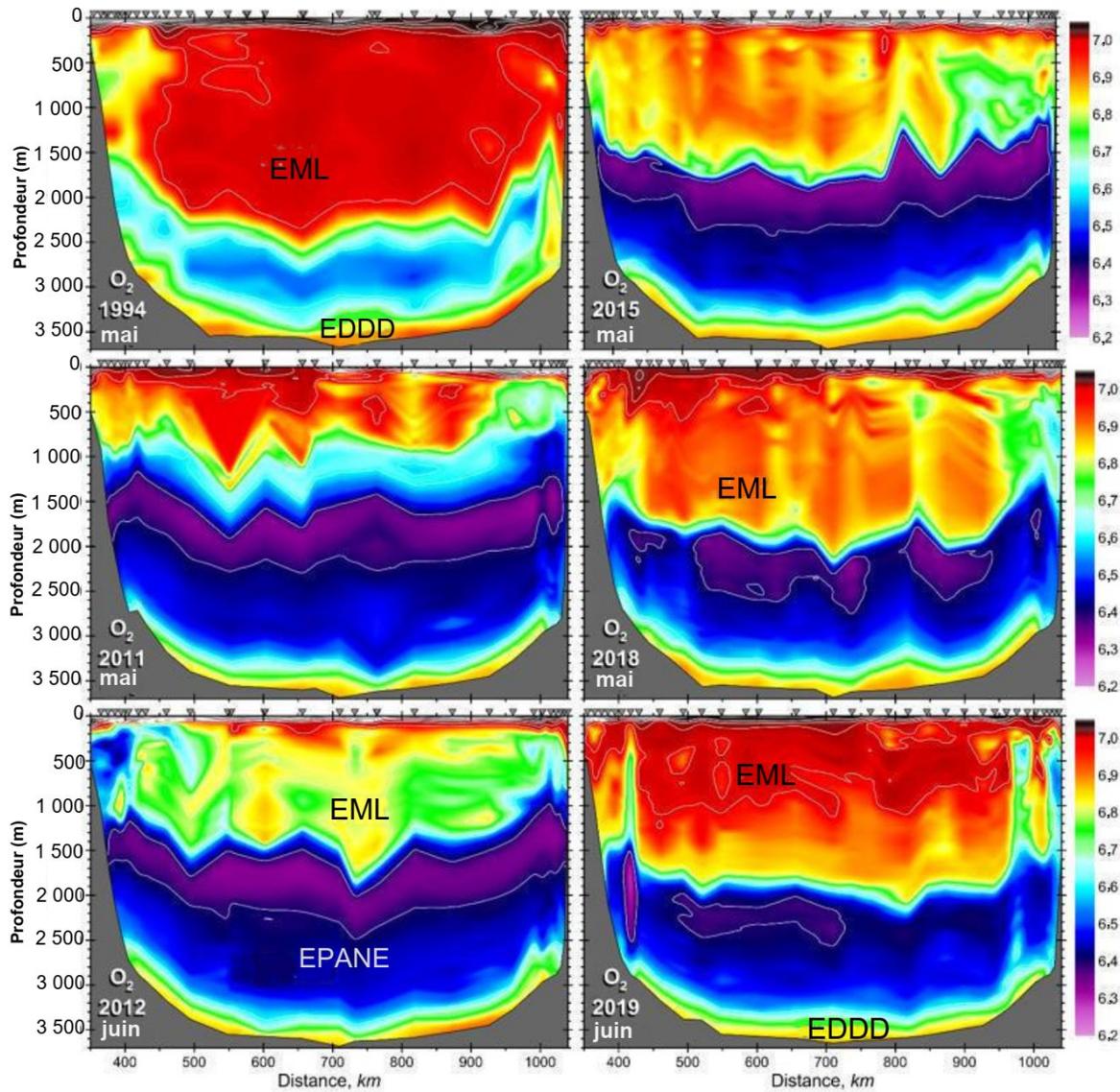


Figure 14. Distributions de l'oxygène dissous (ml/l) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir de relevés annuels printemps-été en 1994, 2011, 2012, 2015, 2018 et 2019. Les triangles inversés en haut de chaque panneau indiquent l'emplacement des stations. Eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

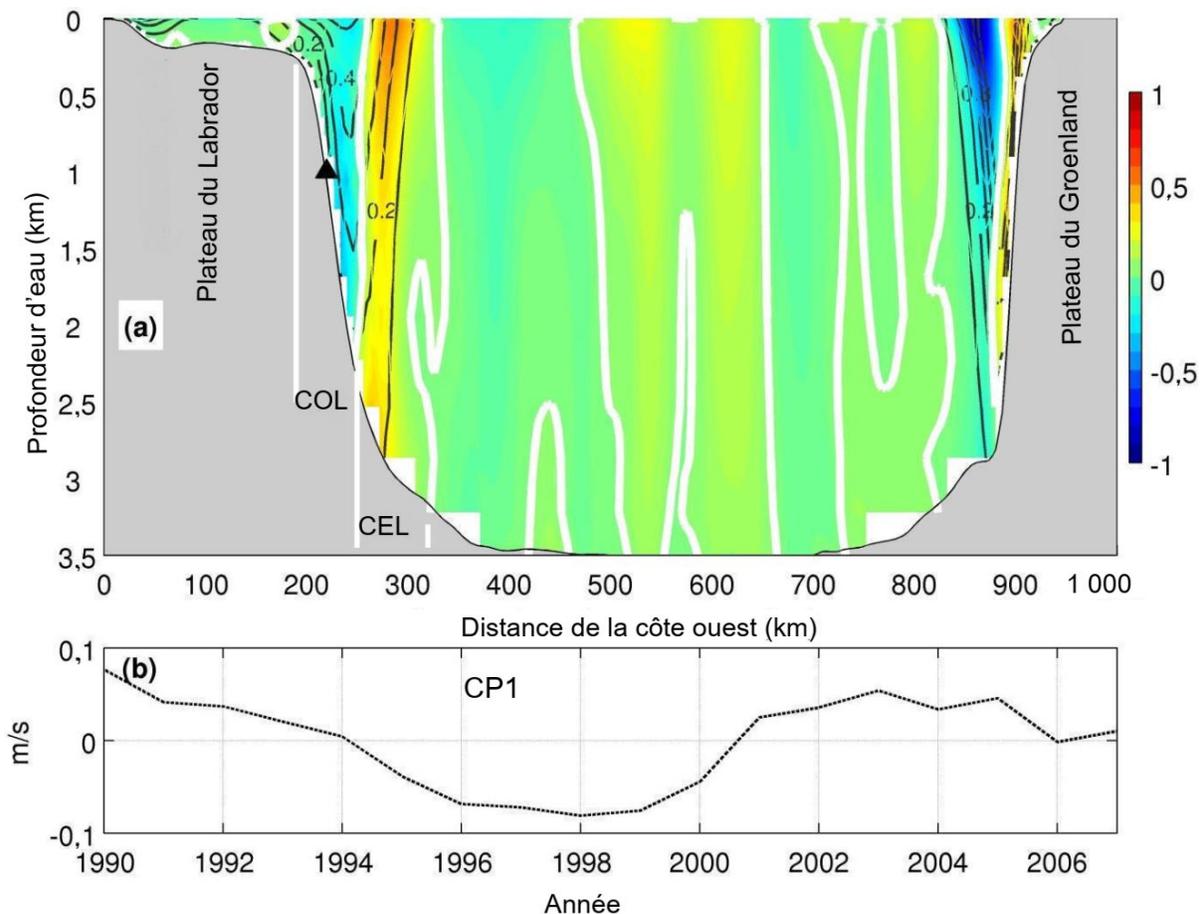


Figure 15. (a) Profil, selon l'approche de la fonction orthogonale empirique 1, des vitesses normales le long du transect AR7W (selon les résultats de 1990 à 2007). Les zones ombrées représentent le profil de la fonction orthogonale empirique, les lignes blanches en gras sont les contours zéro de ce motif, les lignes marquées en noir sont les vitesses normales moyennes (en m/s). Remarque : le sens positif est le nord. Le triangle noir indique l'emplacement de l'amarrage mentionné dans le texte. (b) Première composante principale correspondante.

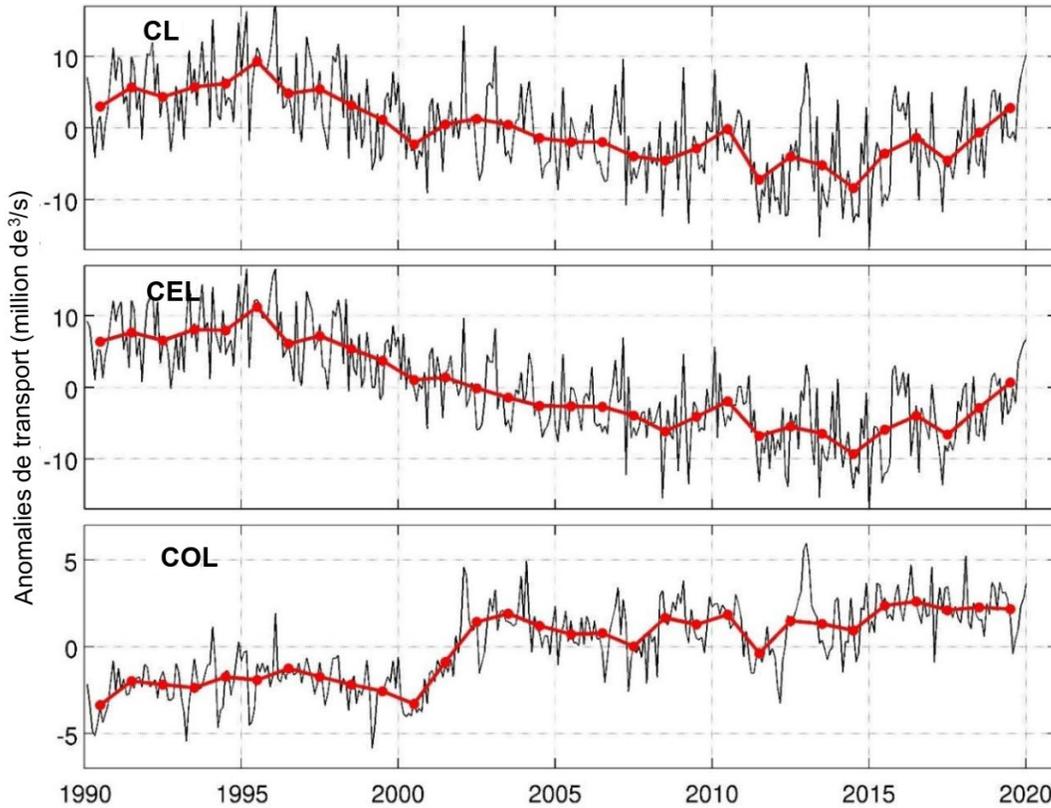


Figure 16. Anomalies de transport dans le courant du Labrador, le courant est du Labrador et le courant ouest du Labrador de 1990 à 2019.  
 Remarque : Les lignes noires proviennent des données mensuelles, les lignes et points rouges des moyennes annuelles.

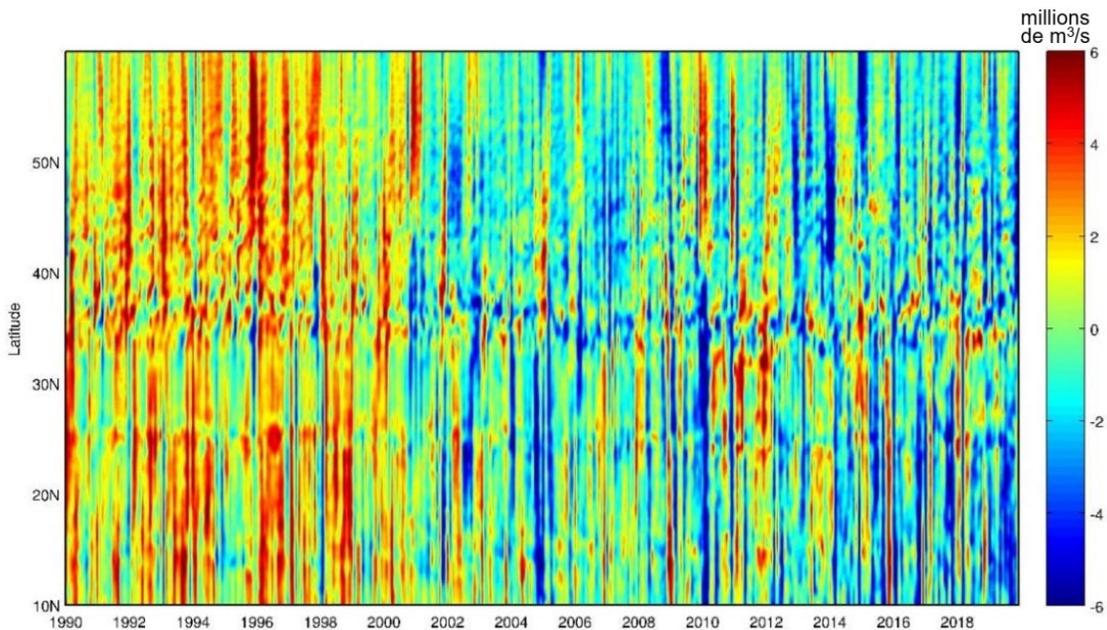


Figure 17. Les anomalies AMOC à différentes latitudes avec les cycles saisonniers enlevés, mais sans détritition.

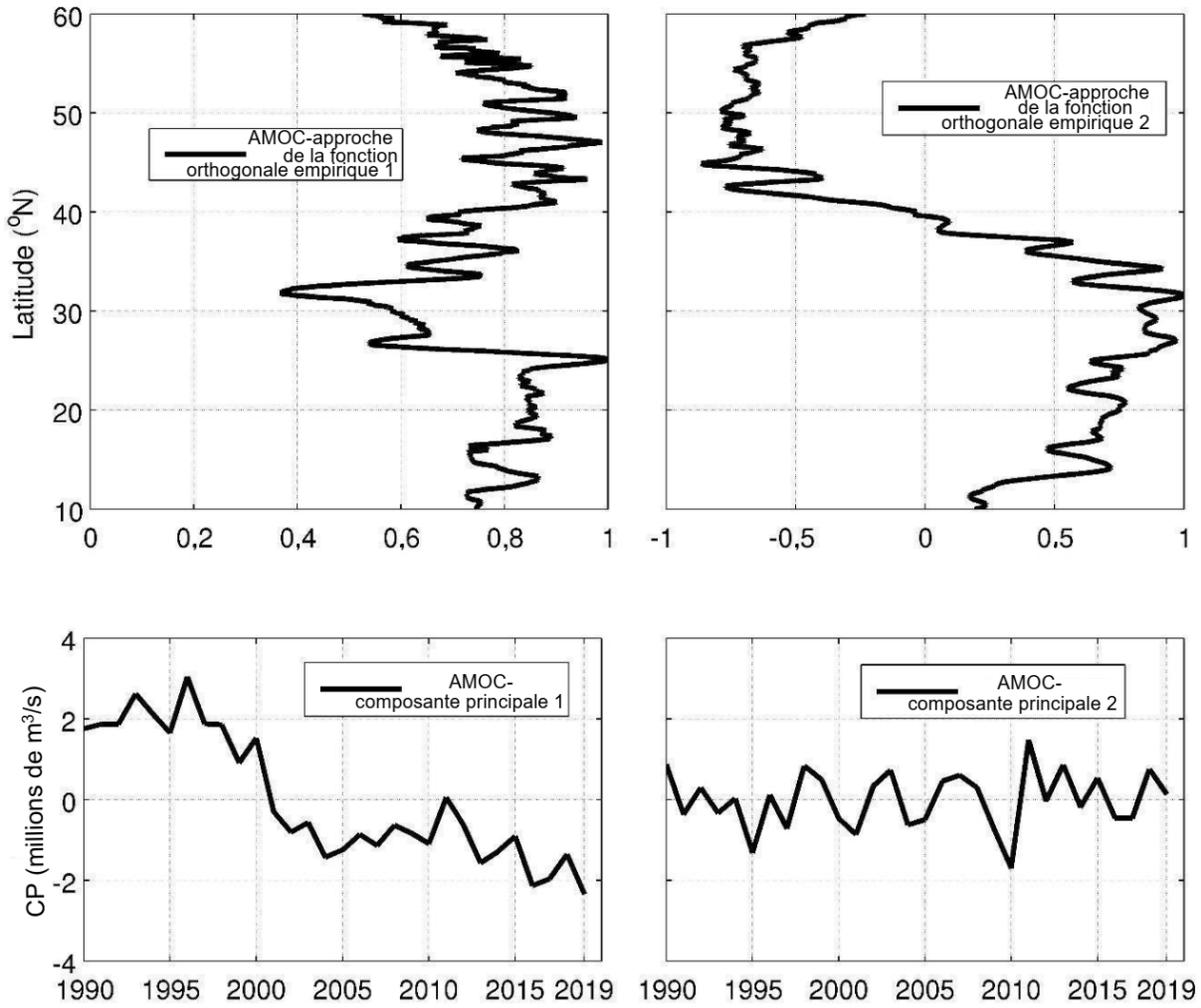


Figure 18. Schémas de l'approche de la fonction orthogonale empirique de l'AMOC (panneau supérieur) et CP associées de ces approches de la fonction orthogonale empiriques (panneau inférieur).

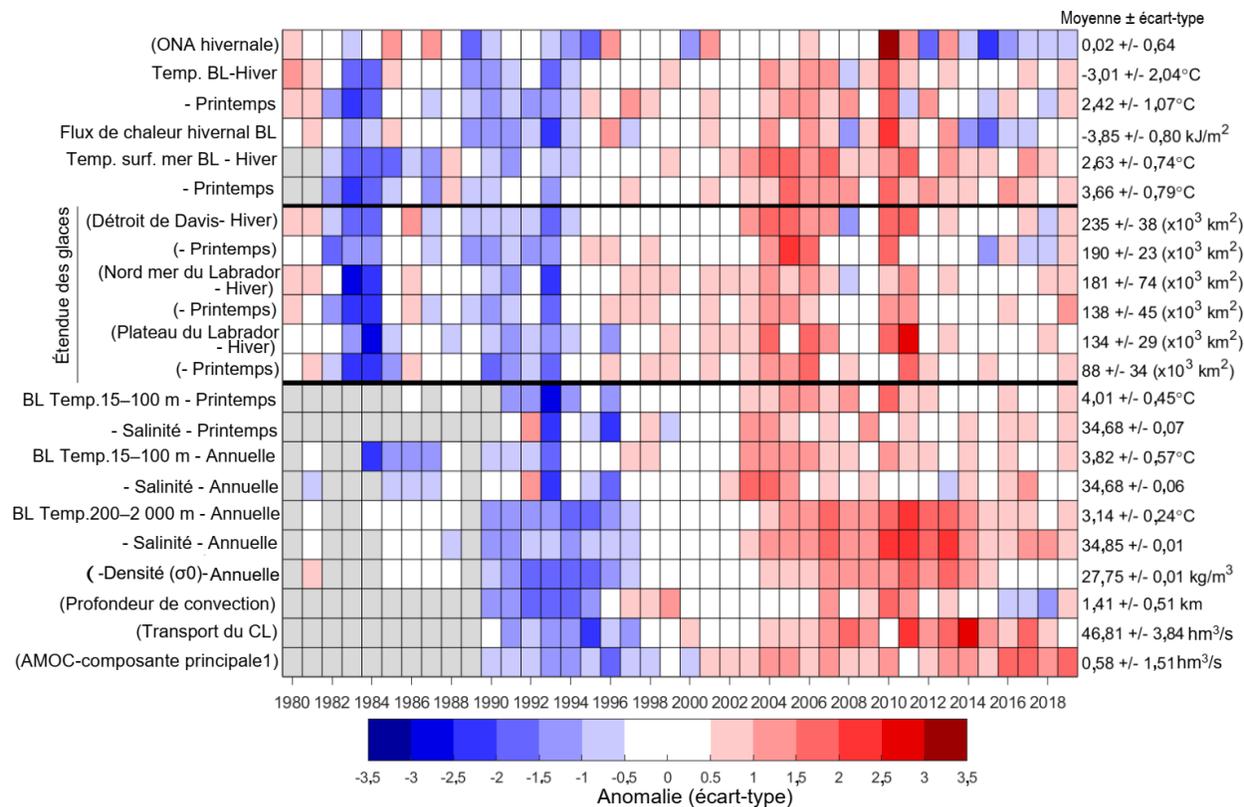


Figure 19. Carte de pointage des séries océanographiques—1980–2019. Les cellules grises indiquent des données manquantes; les cellules blanches ont une valeur à moins de 0,5 écart-type de la moyenne à long terme d'après les données de 1981 à 2010, dans la mesure du possible; les cellules rouges indiquent des conditions au-dessus de la normale et les cellules bleues indiquent des conditions inférieures à la normale. Les variables dont les noms sont entre parenthèses ont un code de couleur inversé, où les rouges sont les valeurs inférieures à la normale, qui correspondent à des conditions chaudes. Les couleurs plus intenses indiquent des anomalies plus importantes. Les moyennes à long terme et les écarts-types sont indiqués sur le côté droit de la figure. Oscillation nord-atlantique, bassin du Labrador, courant du Labrador.

## ANNEXE

### LE CYCLE SAISONNIER COMME SOURCE D'ERREUR DANS LES ÉVALUATIONS DE L'ÉTAT DES OCÉANS

Les figures A1–5 montrent les cycles saisonniers réguliers de la température et de la salinité (A1), les changements saisonniers associés observés en 30 jours (A2) et les changements saisonniers mesurés à partir du 15 mai (A3), les écarts-types des anomalies dans des périodes de 10 jours (A4) et les contributions des cycles saisonniers aux variances totales (A5). Les estimations incluses dans ces chiffres sont basées sur une évaluation itérative du cycle saisonnier utilisant des routines d'analyse de données irrégulières (Yashayaev 2001). Le réchauffement saisonnier qui se produit sur une période de 30 jours, coïncidant avec le mois de mai, est beaucoup plus important que l'écart-type des anomalies de température, ce qui signifie que la dispersion imposée par la saison serait importante, si une série chronologique était construite pour la couche supérieure de 100 m sans appliquer de correction saisonnière. De plus, la tendance de la période de relevé mentionnée ci-dessus (tableau 1) conduirait à un biais saisonnier systématique dans une longue série chronologique, formant une tendance artificielle, si le réchauffement saisonnier n'était pas correctement éliminé des observations.

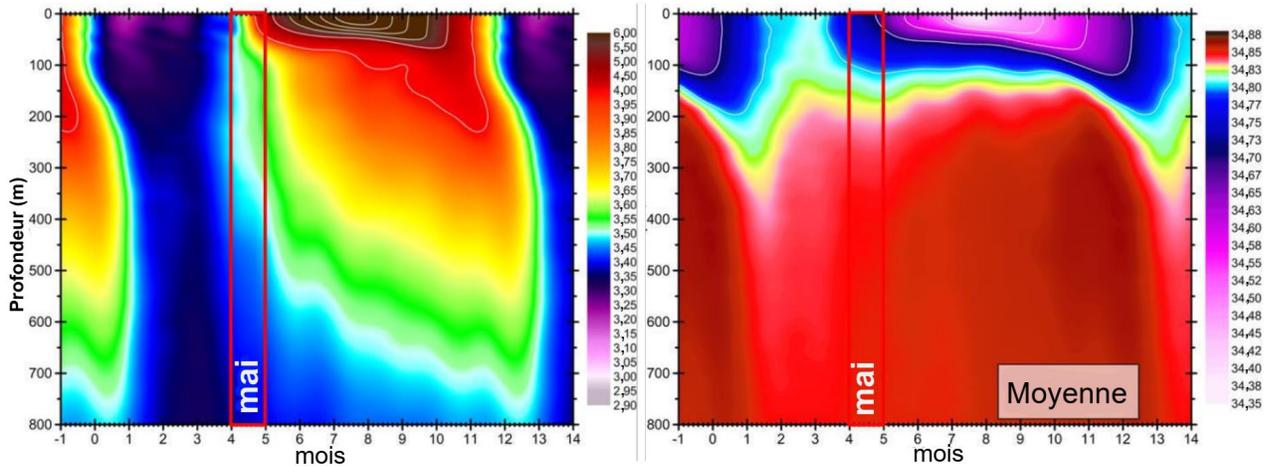


Figure A1. Cycles saisonniers réguliers de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) dans la mer du Labrador centrale, basés sur la technique d'analyse itérative des séries chronologiques de Yashayaev.

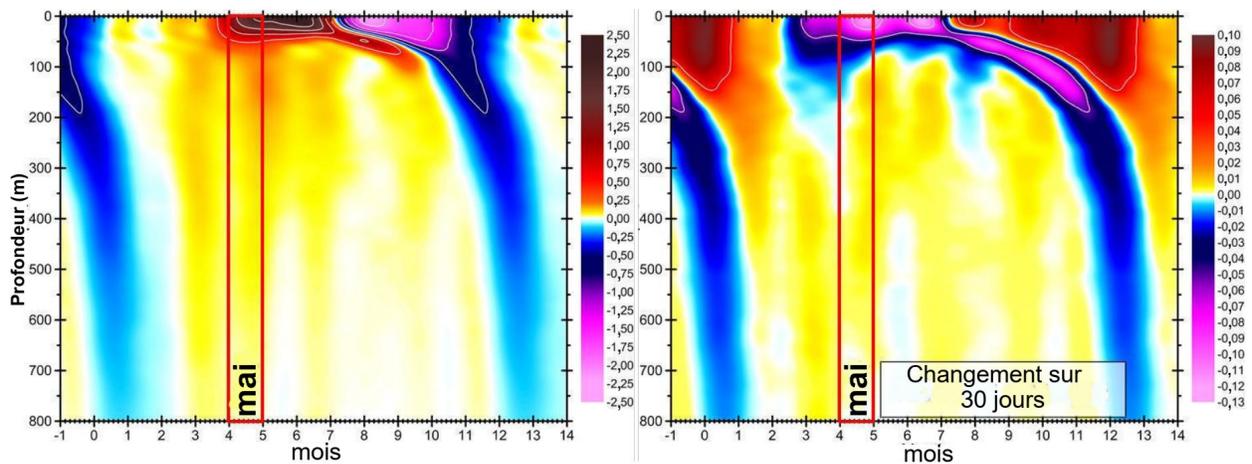


Figure A2. Changements saisonniers de température (à gauche) et de salinité (à droite) observés sur des périodes de 30 jours.

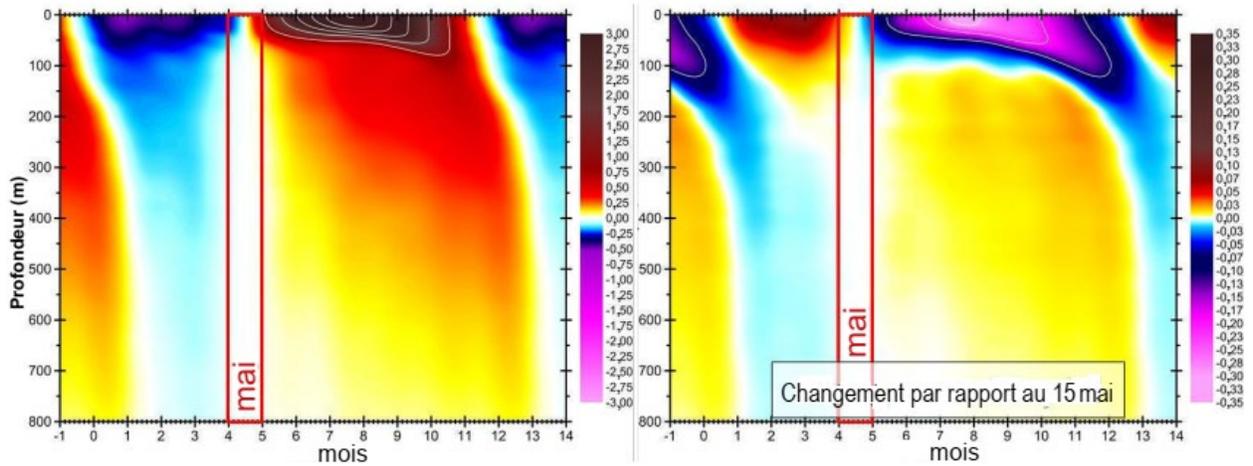


Figure A3. Changements saisonniers de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) mesurés à partir du 15 mai.

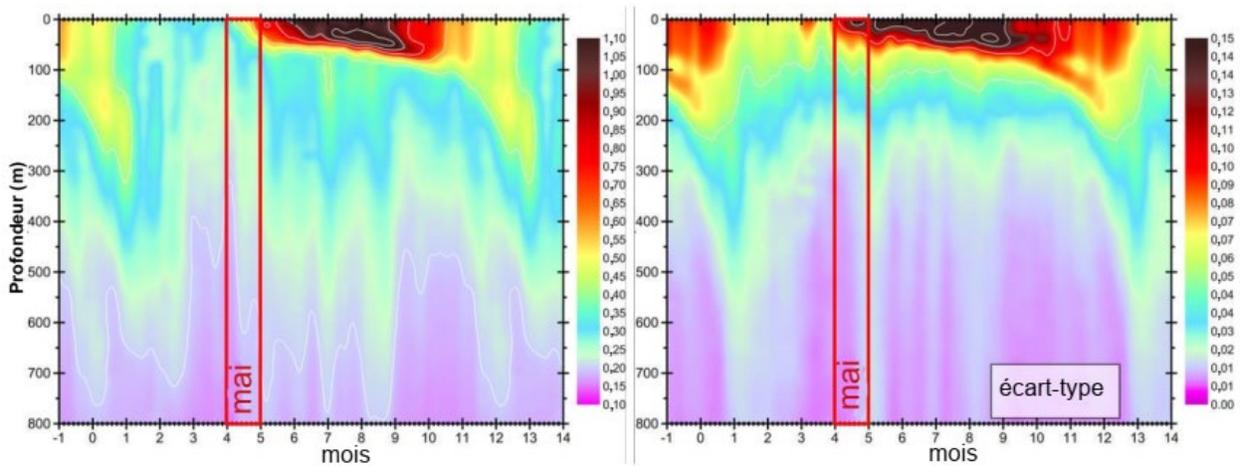


Figure A4. Écarts-types des anomalies de température (à gauche) et de salinité (à droite) dans le centre de la mer du Labrador, calculés dans des périodes de temps de 10 jours, intervalles de 5 jours. Les anomalies ont été calculées en soustrayant le cycle saisonnier harmonique (figure A1) de toutes les observations pluriannuelles à chaque profondeur. La qualité des données a été contrôlée (élimination des valeurs aberrantes) au moyen des techniques itératives d'estimation du cycle saisonnier. Notez que les écarts-types des anomalies de température sont plus petits que le changement de température saisonnier sur 30 jours en mai (figure A2).

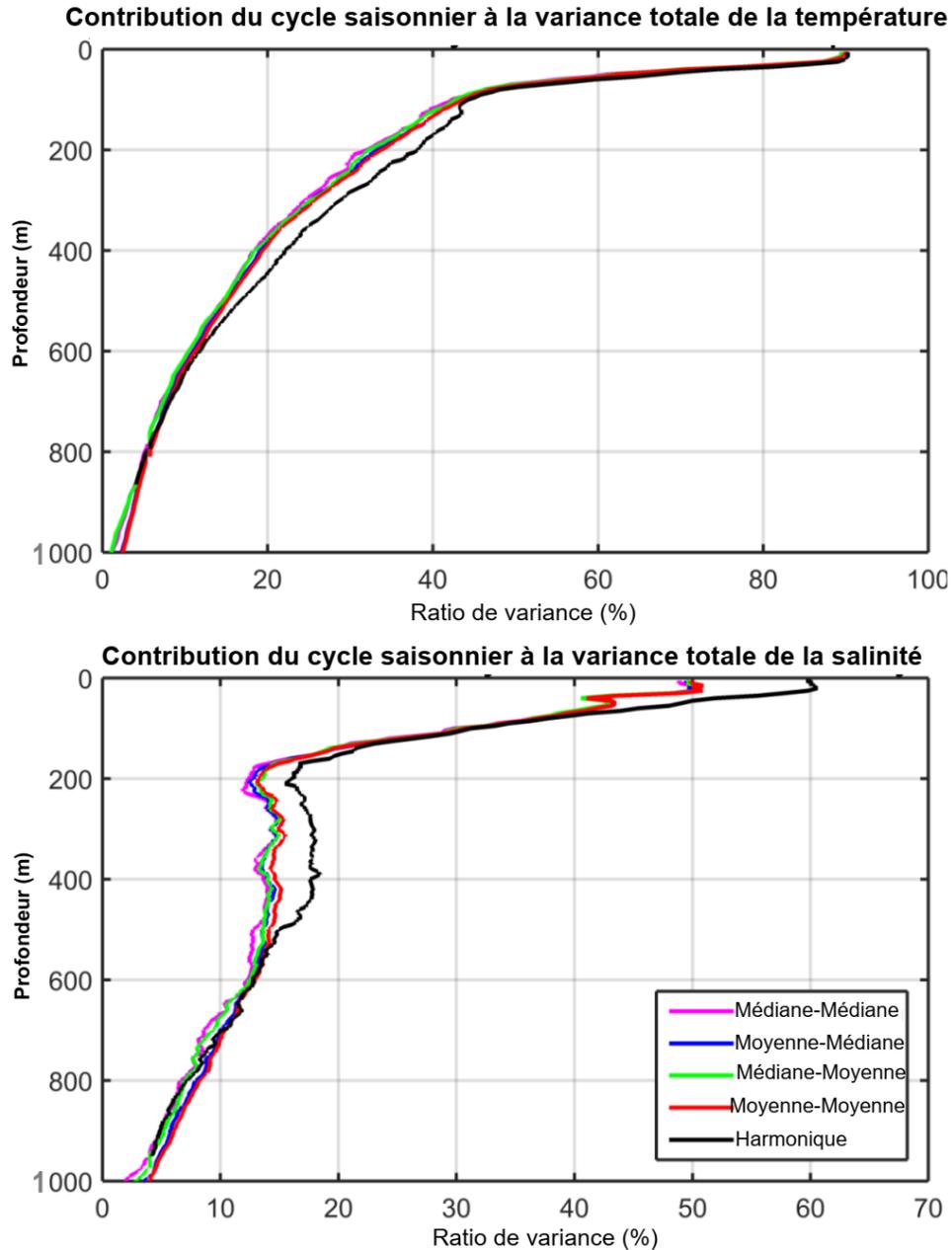


Figure A5. Contribution du cycle saisonnier calculé à la variance totale de la température (en haut) et de la salinité (en bas). Les cycles saisonniers ont été estimés en utilisant des regroupements des données avec des périodes de 10 jours espacés d'intervalles de 5 jours (lignes colorées), et en utilisant la technique d'analyse itérative des séries temporelles basée sur l'analyse harmonique (ligne noire) développée par Yashayaev. Les données ont fait l'objet d'un contrôle de qualité (suppression des valeurs aberrantes) dans le cadre de la même analyse des séries chronologiques. Les contributions sont calculées en divisant la variance du cycle saisonnier respectif par la variance totale et en multipliant par 100 %. Cette mesure indique, par exemple, que 90 % de la variance totale de la température à la surface de la mer est associée au cycle saisonnier. La contribution du cycle saisonnier en dessous de 200 m est inférieure à 40 % pour la température et inférieure à 20 % pour la salinité, et elle diminue rapidement avec la profondeur. Cela signifie que la moyenne annuelle n'est autorisée sans application d'une correction saisonnière qu'en dessous de 200–300 m, mais pas au-dessus.