



Pêches et Océans  
Canada

Fisheries and Oceans  
Canada

Sciences des écosystèmes  
et des océans

Ecosystems and  
Oceans Science

## **Secrétariat canadien des avis scientifiques (SCAS)**

---

**Document de recherche 2022/039**

**Région des Maritimes**

# **Conditions météorologiques, état de la glace de mer et conditions océanographiques dans la mer du Labrador en 2020**

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 des avis scientifiques  
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, 2022  
ISSN 2292-4272  
ISBN 978--0-660-43787-3 N° cat. Fs70-5/2022-039F-PDF

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

Yashayaev, I., Peterson, I., et Wang, Z. 2022. Conditions météorologiques, état de la glace de mer et conditions océanographiques dans la mer du Labrador en 2020. Secr. can. des avis sci. du MPO. Doc. de rech. 2022/039. v + 68 p.

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

*Yashayaev, I., Peterson, I., and Wang, Z. 2022. Meteorological, Sea Ice and Oceanographic Conditions in the Labrador Sea during 2020. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2022/039. v + 62 p.*

---

---

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	iv
INTRODUCTION .....	1
OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES.....	2
TEMPÉRATURE DE L’AIR .....	4
FLUX DE CHALEUR AIR-MER.....	4
TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA MER MESURÉE PAR TÉLÉDÉTECTION.....	5
OBSERVATIONS RELATIVES À LA GLACE DE MER.....	6
OBSERVATIONS OCÉANOGRAPHIQUES SUR PLACE.....	6
DONNÉES DES RELEVÉS PAR NAVIRES .....	6
DONNÉES DES FLOTTEURS PROFILEURS ARGO .....	7
SYNTHÈSE DES ENSEMBLES DE DONNÉES MULTI-PLATEFORMES .....	8
PERTINENCE ET LIMITATIONS DES OBSERVATIONS SUR PLACE POUR SURVEILLER LES VARIATIONS INTERANNUELLES DANS LA MER DU LABRADOR.....	9
CONVECTION HIVERNALE ET CONDITIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LE CENTRE DE LA MER DU LABRADOR.....	13
CHANGEMENTS À LONG TERME DANS LES PRINCIPALES MASSES D’EAU.....	13
DÉVELOPPEMENT RÉCENT ET INTERRUPTION DE LA CONVECTION PROFONDE RÉCURRENTÉ .....	18
NORMALES CLIMATOLOGIQUES ET TENDANCES DES CARACTÉRISTIQUES OCÉANOGRAPHIQUES SUR LE TRANSECT AR7W.....	23
RÉSULTATS DU MODÈLE NUMÉRIQUE .....	25
VARIATIONS DU COURANT DU LABRADOR.....	26
VARIATIONS DE LA CIRCULATION MÉRIDIENNE DE RETOURNEMENT ATLANTIQUE	26
SOMMAIRE .....	27
REMERCIEMENTS .....	29
RÉFÉRENCES CITÉES .....	29
FIGURES .....	34
ANNEXES.....	60
ANNEXE 1 : LE CYCLE SAISONNIER COMME SOURCE D’ERREUR DANS LES ÉVALUATIONS DE L’ÉTAT DE L’OCÉAN.....	60
ANNEXE 2 : CONSTRUCTION DES PROFILS COMPOSITES ANNUELS DE L’OXYGÈNE DISSOUS, DES CFC-11, DES CFC-12, DES SILICATES, DES NITRATES ET DES PHOSPHATES.....	64
ANNEXE 3 : LE CALCUL DE L’AMOC .....	68

---

## 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 2020, le centre de la mer du Labrador a perdu moins de chaleur par le refroidissement de surface que lors de l'hiver précédent. Cependant, la perte de chaleur en surface est demeurée proche de la normale pour une troisième année consécutive, contrairement au pic de 27 ans enregistré en 2015 et aux pertes supérieures à la normale de 2016 et 2017. L'indice de l'oscillation nord-atlantique pour l'hiver 2020 (de décembre à mars) était supérieur à la normale et le plus élevé après le record de 2015. Toutefois, la pression au niveau de la mer n'était pas associée à de forts vents d'ouest le long de la côte du Labrador, ce qui s'est traduit, respectivement, par des températures de l'air quasi normales et supérieures à la normale en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador. Les températures hivernales et printanières de la surface de la mer dans le bassin du Labrador étaient supérieures à la normale. L'étendue de la glace de mer en hiver était inférieure à la normale dans le détroit de Davis, le nord du plateau du Labrador et le plateau du Labrador. Au printemps, elle était également inférieure à la normale dans ces trois régions. En ce qui concerne les anomalies de température moyennes annuelles dans le centre de la mer du Labrador entre 2002 et 2020, c'est en 2015 et 2018 que la couche supérieure de 100 m était la plus froide. Après 2018, cette couche a connu des températures annuelles supérieures à la normale en 2019 et 2020, atteignant en 2019 un sommet pour la période 2011-2020, avant de se refroidir légèrement tout en demeurant au-dessus de la normale en 2020. La couche intermédiaire, de 200 à 2 000 m, de la mer du Labrador a commencé à se refroidir immédiatement après le record de la période entre 1972 et 2020 enregistré en 2011. Cette tendance au refroidissement est principalement attribuable au renforcement et à l'approfondissement progressif de la convection hivernale en 2012 et de 2014 à 2018. Le facteur clé qui a contribué à l'approfondissement récurrent du mélange convectif au cours des trois hivers qui ont suivi celui de 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'enfonce, qui s'est poursuivie durant l'hiver de 2018, lorsqu'elle a dépassé 2 000 m de profondeur, a entraîné la formation d'eaux de mer du Labrador la plus volumineuse, la plus dense et la plus profonde depuis 1994. Durant l'hiver 2019, la situation a toutefois changé : la convection hivernale n'a généralement pas dépassé 1 400 m et la couche intermédiaire a commencé à se réchauffer jusqu'à inverser totalement la tendance de la densité de l'eau de mer et à la rendre négative. Même si le mélange hivernal s'est enfoncé légèrement plus profondément en 2020 (d'une centaine de mètres) et si la couche intermédiaire s'est légèrement refroidie, la tendance à la densité négative a prévalu. Entre 2018 et 2020, la densité moyenne annuelle de la couche intermédiaire a diminué d'environ 0,01 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. D'après les mesures corrigées en fonction de la dérive et à qualité contrôlée collectées depuis 1990, les répartitions verticales de l'oxygène dissous et des chlorofluorocarbures – les CFC, soit les fréons industriels, sont les gaz anthropiques couramment utilisés comme traceurs des masses d'eau formées par convection qui se répandent dans l'océan – dans le centre de la mer du Labrador suivent de très près les

---

épisodes pluriannuels de renouvellement récurrent et persistant des eaux profondes denses de la mer du Labrador dans l'océan Atlantique. Selon les simulations du modèle de l'Atlantique Nord de l'Institut océanographique de Bedford, le transport du courant du Labrador a généralement diminué entre 1995 et 2014, a augmenté entre 2014 et 2019 et a légèrement diminué en 2020. L'indice de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique fondé sur ce modèle affiche une tendance générale à l'affaiblissement entre le milieu des années 1990 et 2004, puis un léger renforcement jusqu'en 2011, suivi d'un nouvel affaiblissement jusqu'au point le plus faible de retournement atteint en 2019. La circulation de retournement a commencé à se renforcer en 2020, mais il est trop tôt pour associer cette augmentation à court terme à un renversement de la tendance négative actuelle de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique.

---

## INTRODUCTION

La mer du Labrador est située entre le Groenland et la côte du Labrador à l'est du Canada, avec son bassin profond semi-fermé délimité par l'ouest du Groenland et les plateaux de Terre-Neuve et du 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 nettement 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, chaleur latente et sensible, 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 (IOB) de Pêches et Océans Canada (MPO) effectue chaque année des observations le long du transect océanique 7 ouest (AR7W). Ce transect, qui traverse la mer du Labrador (figure 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.* 2015a].

Pendant plus de trois décennies de son existence, le relevé annuel du transect AR7W a fourni les observations de grande qualité les plus essentielles utilisées pour quantifier et comprendre à la fois les processus physiques et la variabilité océanique en profondeur dans l'Atlantique Nord subpolaire. Les observations effectuées sur le transect AR7W sont devenues 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. Ces observations ont été utilisées à plusieurs reprises et mises 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; Fröb *et al.* 2017; Holliday *et al.* 2020), des numéros spéciaux de revues (p. ex., Yashayaev 2007b; Yashayaev *et al.* 2015b; aussi Yashayaev *et al.* 2015a; 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 du Conseil international pour l'exploration de la mer (CIEM) sur le climat océanique (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].

La section océanographique AR7W de la mer du Labrador, surveillée chaque année, s'étend sur environ 900 km de Misery Point (Labrador) à Cape Desolation (Groenland). Avec plus de trois décennies d'observations de la surface au fond, d'une côte à l'autre recueillies systématiquement sur le transect AR7W entre juin 1990 et août 2020 (satisfaisant aux exigences en matière de qualité des programmes WOCE pour la température, la salinité et l'oxygène dissous jusqu'en juin 2019) disponibles actuellement, nous sommes en mesure d'établir et d'analyser les variations interannuelles et décennales, ainsi que les tendances à long terme de toutes les variables écosystémiques clés à tous les points en dessous de 200 m, c'est-à-dire là où la contribution du cycle saisonnier à leur variance totale est relativement faible.

En outre, la portée des activités des observations des eaux profondes et de la synthèse de la recherche (DOORS) à ce sujet menées par le MPO comprend aussi l'occupation de l'extension du transect d'Halifax, le maintien d'amarrages océanographiques en eaux profondes dans la mer du Labrador, comme celui du banc Hamilton (figures 1 et 15) et sur le talus néo-écossais, ainsi que le déploiement de flotteurs profileurs Argo dans les deux régions.

Les quatre sections suivantes, *Observations météorologiques*, *Température de la surface de la mer télédéteectée*, *Observations de la glace de mer* et *Observations océanographiques sur place*, présentent les sources de données utilisées pour produire le présent document, chacune commençant par une brève description des données et des méthodes respectives et décrivant les paramètres climatologiques et environnementaux généraux obtenus avec ces données. La saisonnalité des propriétés de l'eau de mer et ses répercussions sur les variables de l'état de l'océan présentées et d'autres questions générales concernant les limites de la synthèse des données des relevés à bord des navires sont abordées dans la section *Pertinence et limitations des observations sur place pour surveiller les variations interannuelles dans la mer du Labrador*. La section suivante, *Convection hivernale et conditions hydrographiques dans le centre de la mer du Labrador*, fournit une vue détaillée et discute des mécanismes de la variabilité à court et à long terme dans la mer du Labrador. Dans la section *Résultats du modèle numérique*, les résultats de l'ancien modèle de l'Atlantique Nord de l'IOB sont mis à jour pour inclure l'année du document et relier les changements dans les caractéristiques de la masse d'eau et les systèmes de courants limitrophes. Les principaux résultats et les paramètres de l'état de la mer du Labrador sont résumés dans la section *Sommaire*.

Ce document vient également appuyer l'avis scientifique du Programme de monitoring de la zone atlantique (MPO 2021).

## **OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES**

### **INDICE D'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE**

L'oscillation nord-atlantique (ONA) 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 latitudes moyennes. 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 de l'ONA 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'ONA 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 document soit axé sur les trois dernières décennies, nous présentons et analysons les 73 années d'observations de l'ONA, la perte de chaleur en surface en hiver et les enregistrements océanographiques afin de relier les conditions récentes aux changements atmosphériques majeurs survenus au-dessus de l'Atlantique Nord.

Les indices de l'ONA en hiver calculés à l'aide de deux versions de cet indice sont présentés à la figure 2 (graphique du haut). L'indice de l'ONA basé sur les stations (en vert) est la différence en hiver (décembre, janvier, février, mars) enregistrée dans le niveau de la mer et la pression atmosphérique entre les Açores et l'Islande (Hurrell *et al.* 2018). L'indice de l'ONA basé sur la composante principale (bleu) est associé à la première fonction orthogonale empirique des champs d'anomalies de la 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'ONA hivernale présente une importante variabilité multidéennale (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'ONA, qui devient plus important les années de faible ONA (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 de l'ONA a atteint un creux record (figure 2, graphique du haut). 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 de l'ONA 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'ONA, la plus grande au cours des 123 ans d'observation au moyen d'instruments.

En 2020, alors que les indices de l'ONA hivernale (de décembre à mars) fondés sur les stations (en vert) et basés sur la composante principale (en bleu) étaient fortement positifs, poursuivant les anomalies positives observées depuis 2014 et, en fait, les plus élevées depuis 2015 (figure 2, graphique du haut), la pression au niveau de la mer n'était pas associée à de forts vents d'ouest le long de la côte du Labrador (figure 2, en bas à droite). La raison de cette dissociation devient évidente lorsque l'on compare les cartes de la pression moyenne au

---

niveau de la mer en hiver (décembre, janvier, février, mars) pour la moyenne 1981–2010 et pour 2020 sur l'Atlantique Nord (figure 2, rangée du milieu). En 2020, on peut observer un renforcement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, de sorte qu'une anomalie de basse pression est présente à l'est du Groenland et s'étend vers l'ouest dans la région nord-est de la mer du Labrador (graphique du bas, à gauche). Cette tendance est associée à des anomalies positives de vent vecteur sud-est à est dans le centre de la mer du Labrador (graphique du bas, à droite), plutôt qu'à des anomalies de vent sur la côte du Labrador cet hiver-là, de sorte que les conditions côtières sont semblables à celles qui prévalent lorsque l'indice de l'ONA hivernale est proche de la normale.

## TEMPÉRATURE DE L'AIR

Les données de température de l'air utilisées dans ce document ont été extraites de l'ensemble de données de réanalyse des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et du National Center for Atmospheric Research (NCAR), fourni par [NOAA/OAR/ESRL, PSD](#) (National Oceanic and Atmospheric Administration/Ocean and Atmospheric Research/Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division), Boulder, Colorado (États-Unis). Il s'agit d'un projet conjoint entre les NCEP et le NCAR. Le but de ce projet conjoint est de produire un ensemble de données quadrillées à l'échelle mondiale et continuellement mises à jour qui représente l'état actuel de l'atmosphère de la Terre et qui intègre à la fois les observations et la sortie du modèle de prévision numérique du temps, de 1948 à aujourd'hui (Kalnay *et al.* 1996).

Les séries chronologiques des anomalies de la 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, graphique de gauche). En 2020, les températures de l'air en hiver et au printemps étaient proches de la normale et au-dessus de la normale (avec un écart-type de 0,5 à 1), respectivement. Les cartes des anomalies de la température de l'air en surface fondées sur la réanalyse des NCEP et du NCAR et moyennées pour l'hiver et le printemps 2020 sont présentées à la figure 4. En hiver (graphique de gauche), les anomalies de la température de l'air sont proches de la normale dans le centre de la mer du Labrador, avec une anomalie positive dans le nord de la mer. En règle générale, une anomalie positive de la température hivernale est associée à un indice négatif à normal de l'ONA, tandis qu'un mode positif de l'ONA entraîne souvent de forts vents d'ouest sur la côte du Labrador, se traduisant par des anomalies négatives de la température de l'air dans la mer du Labrador. Toutefois, bien que la dépression islandaise ait été renforcée au cours de l'hiver 2020, le profil de l'anomalie de la pression moyenne au niveau de la mer n'était pas associé à de forts vents d'ouest le long de la côte du Labrador et, par conséquent, des anomalies négatives de température de l'air se sont produites dans la région de la mer du Labrador.

## FLUX DE CHALEUR AIR-MER

Le flux de chaleur air-mer cumulé sur les saisons de refroidissement d'une année (flux/perte de chaleur de surface cumulé en hiver dans les figures 3 et 13) 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 et du NCAR (Kalnay *et al.* 1996). Les deux versions disponibles des produits de réanalyse des NCEP et du NCAR, R1 et R2, constituent ensemble la plus large couverture de données actualisées.

---

La perte totale ou cumulée de chaleur en surface qui se produit pendant une saison de refroidissement a été estimée en cumulant le flux net de chaleur en 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 et du 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 de 1974 à 2020 ont été atteintes en 1993 et en 2015 (p. ex., anomalie négative du flux thermique négatif). 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 en six années consécutives, mais elle a augmenté de nouveau en 2020 (ce qui concorde avec l'indice de l'ONA hivernale, qui a atteint un sommet en cinq ans la même année). Toutefois, comme au cours des deux années précédentes, en 2020, le flux thermique hivernal cumulé à la surface de la mer se situait dans les limites de 0,5 écart-type pluriannuel (figure 3, troisième graphique à partir du haut).

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

Les données sur la température de la surface de la mer utilisées proviennent de l'ensemble de données d'interpolation optimale de la NOAA pour la température de la surface de la mer (NOAA\_OI\_SST\_V2) fourni par NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado (États-Unis), à partir du [site Web de la NOAA](#). 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 graphiques des séries chronologiques des anomalies de la température de la surface de la mer en hiver (janvier à mars) et au printemps (avril à juin) dans le bassin du Labrador (55–60° N, 50,0–52,5° O) révèlent des anomalies positives avec un écart-type de 0,5 à 1 et de 0,5 en hiver et au printemps, respectivement (figure 3), ce qui signifie que les valeurs saisonnières de la température de la surface de la mer étaient au-dessus de la normale en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador avec un écart-type de 0,5 à 1.

Les cartes d'hiver et de printemps des anomalies de la température de la surface de la mer (figure 5) montrent des anomalies positives dans le nord de la mer du Labrador, comme pour les anomalies de la température de l'air. Cependant, contrairement aux anomalies de la température de l'air, les zones d'anomalies minimales de la température de la 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 document révèlent que les anomalies calculées sur chaque ensemble de données pour la même zone concordent très étroitement).

Les données mensuelles sur la concentration de la glace de mer sont utilisées pour la période de 1978 à 2020 (Cavalieri *et al.* 1996; Fetterer *et al.* 2002). 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 du plateau 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 chronologiques 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 indiqués dans la figure 7 (graphique inférieur). Les anomalies de l'étendue de la glace pour l'hiver et le printemps 2020 étaient négatives dans toutes les régions.

La figure 7 montre des cartes mensuelles des anomalies de la concentration (graphique du haut) et de l'étendue (graphique du milieu) de la glace de mer de janvier à mars 2020, 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 graphique du bas montrent la limite médiane de l'étendue de la glace. Dans les trois régions, les anomalies négatives de la concentration de glace ont prévalu en 2020 et l'étendue de la glace était inférieure à la normale, conformément aux anomalies de la température de l'air et de la surface de la mer en hiver.

## OBSERVATIONS OCÉANOGRAPHIQUES SUR PLACE

### DONNÉES DES RELEVÉS PAR NAVIRES

Depuis 2004, le transect AR7W est occupé en mai, mais il l'a été en juin-juillet en 2012, en juin en 2019 et en juillet-août en 2020. Chaque occupation du transect AR7W comprend au moins 30 stations océanographiques allant de Misery Point (Labrador) à Cape Desolation (Groenland). À chaque station, les principales propriétés de l'eau de mer, comme la température, la conductivité, la salinité, la densité, l'oxygène dissous, la fluorescence et le pH, sont enregistrées de la surface au fond à l'aide d'un système de profilage de CTP/pression. Tous les principaux capteurs sont doublés, par exemple les capteurs de température, de conductivité, d'oxygène et de fluorescence jumelés. Le nombre de types de capteurs installés sur le profileur de CTP (aussi appelé rosette CTP) raccordé au même système augmente avec le temps, ce qui accroît la pression pour prélever les échantillons d'eau requis pour l'étalonnage des capteurs standard et expérimentaux. L'ensemble standard d'échantillons d'eau d'une station océanographique typique comprend des échantillons permettant de déterminer la salinité, l'oxygène dissous, les éléments nutritifs et les traceurs transitoires.

---

Entre 1990 et 2019, la qualité des ensembles de données sur la pression, la température, la conductivité, la salinité et l'oxygène dissous a été contrôlée et étalonnée conformément aux normes des programmes WOCE. Cet objectif a été atteint en collectant suffisamment de valeurs de la salinité et de la concentration en oxygène dissous des échantillons d'eau, déterminées avec précision avec des systèmes de titrage Autosal et Winkler, respectivement, et grâce aux nombreuses lectures de température d'une précision de 0,001 °C obtenues à toutes les profondeurs d'échantillonnage de l'eau à l'aide d'un enregistreur de température SBE35. De plus, les corrections des capteurs de CTP multifactoriels basées sur les données des échantillons d'eau et sur place ont été comparées et, au besoin, étayées par les données d'étalonnage des capteurs en laboratoire de l'IOB.

Cependant, la distribution verticale et la qualité des mesures de la salinité et de l'oxygène dans les échantillons d'eau sur le transect AR7W en 2020 n'étaient pas suffisantes pour étalonner les capteurs de conductivité, de CTP et d'oxygène avec la précision obtenue lors des occupations passées (1990 à 2019). Pour appuyer davantage l'étalonnage et la validation des données de CTP de 2020, on a extrapolé les propriétés (température, salinité, concentration en oxygène dissous) de la partie la moins modifiée dans le temps de la colonne d'eau de mer du Labrador – le centre des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est – afin d'améliorer et de valider les étalonnages actuels. Ces données calibrées « océanographiquement » sont utilisées dans les compilations des profils annuels de toute la profondeur et les indices de l'état de la colonne d'eau en 2020 fournis dans le rapport.

Les observations océanographiques passées et récentes à bord des navires, y compris, par exemple, les données des échantillons d'eau et les profils de CTP, ont fait l'objet d'un contrôle de la qualité et ont été traitées au moyen d'une procédure d'analyse des données critiques en plusieurs étapes, comprenant des méthodes de vérification et de traitement des données semblables à celles brièvement décrites par Yashayaev et Seidov (2015).

Les profils de température et de salinité des flotteurs Argo, disponibles depuis 2002 et de plus en plus nombreux sans pour autant être de meilleure qualité, ont fait l'objet d'un contrôle de qualité par comparaison avec les données de conductivité, température et profondeur des navires, des données des échantillons d'eau, par des comparaisons entre les flotteurs et par des analyses critiques des écarts spatiaux et temporels.

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 principalement des mesures de température et de salinité de grande qualité dans les 2 000 m supérieurs de l'océan mondial libre de glace. L'avancée rapide de la mission Deep Argo permet d'échantillonner toute la profondeur de l'océan dans l'Atlantique Nord. 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 le flotteur libéré de sa profondeur de stationnement, il descend jusqu'à environ 2 000 m ou, dans le cas de la mission Deep Argo, jusqu'à la profondeur totale de l'eau (si elle est inférieure à 6 000 m). Le flotteur 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 interannuelle 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. De plus, en suivant les courants océaniques à leurs profondeurs de stationnement (p. ex., 1 000 m), les flotteurs Argo révèlent les voies de circulation à mi-profondeur.

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 2020 était de nouveau 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 sont : (i) les profils de température, de salinité et d'oxygène dissous recueillis en profondeur sur tout le transect AR7W à travers la mer du Labrador occupé par l'IOB depuis 1990; (ii) les données de température des échantillons d'eau et des enregistreurs SBE35 discrets utilisées pour étalonner les capteurs des instruments; (iii) les profils de température et de salinité sur les 2 000 premiers mètres dans la région de la mer du Labrador, fournis par le programme international de flotteurs Argo; (iv) 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); (v) une série chronologique de températures près du fond, provenant d'un amarrage 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 les études de Yashayaev et Loder (2009, 2016 et 2017), en incluant maintenant toutes les données des flotteurs Argo jusqu'en mai 2021 et les données de relevés par navire disponibles jusqu'en août 2020 (figure 1), des séries chronologiques de la température, la salinité et la densité potentielles en profondeur moyennées 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 CTP individuels, 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), qui englobe les emplacements des profils indiqués sur la figure 1 par les points roses dispersés, ont été

---

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

Comme le montrent les figures présentées ici, à la section suivante et à l'annexe 1, le cycle saisonnier domine la variabilité de la couche supérieure et s'étend dans la couche intermédiaire. Par conséquent, une évaluation approfondie 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; 3) la résolution temporelle et la couverture saisonnière des données analysées sont suffisantes et cohérentes tout au long d'une période d'étude. Cette exigence est étayée par les analyses des saisons régulières (annexe 1) et annuelles (figures 8 et 9) présentées dans ce document. L'annexe 1 comprend les cycles saisonniers de la température et de la salinité (figure A1), les changements saisonniers associés rencontrés sur des périodes de 30 jours qui se chevauchent (figure A2) et les changements saisonniers mentionnés en référence ou 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). Un examen attentif des renseignements sur la saisonnalité océanique amène à conclure 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 d'avril à 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, nous avons corrigé les mesures de toutes les variables physiques (température, salinité et densité), 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 1948, selon la disponibilité des données (figures 10, 11, 12 et 13).

De plus, pour placer quantitativement les variations récentes dans un contexte historique, nous utilisons des séries chronologiques annuelles de la température, de la salinité et de la 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 13). Ces données ont été dérivées de séries chronologiques pour des profondeurs sélectionnées comme celles abordées ci-dessus et rapportées précédemment.

## **PERTINENCE ET LIMITATIONS DES OBSERVATIONS SUR PLACE POUR SURVEILLER LES VARIATIONS INTERANNUELLES DANS LA MER DU LABRADOR**

Il convient de noter que les observations par navire du transect AR7W comportent certaines limitations qui restreignent l'éventail des tâches qui peuvent être résolues efficacement si l'on utilise uniquement les données des relevés annuels. La principale limitation pour les évaluations de l'état de l'océan et les études des processus ou de la variabilité est liée à la prédominance

---

de la saisonnalité dans les changements des propriétés de la couche supérieure. De fait, la répartition saisonnière des observations océanographiques du transect AR7W n'était pas distribuée de manière 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 (comme les 200 premiers mètres). Depuis 1990, la date médiane des observations du transect AR7W se situe entre début mai et début août, les observations relativement précoces (y compris les plus précoces) ayant tendance à avoir lieu entre 2014 et 2018, et les tardives (y compris les plus tardives) ayant eu lieu avant 2004, et en 2012, 2019 et 2020. Ces limitations de l'échantillonnage rendent les changements qui surviennent dans la couche supérieure à des échelles saisonnières, interannuelles et temporelles plus longues insolubles avec les données annuelles des relevés effectués par des navires, comme on l'a vu dans la section *Synthèse des ensembles de données multi-plateformes*. Cependant, la dispersion des dates des relevés a été utile pour déterminer les cycles saisonniers dans différentes régions de la mer (Fragoso *et al.* 2016). Comme le montre l'annexe 1, 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 régulier (fondé sur des enregistrements complets) a été supprimé de toutes les données profondeur par profondeur. Cette opération, à savoir la *désaisonnalisation des données au moyen d'itérations successives*, fait des signaux interannuels une source dominante de variabilité à toutes les profondeurs, jusqu'à la surface de la mer.

Chaque période de déclaration, comme une année civile donnée, comporte ses propres cycles saisonniers pour toutes les variables océanographiques. Les amplitudes, les formes et les phases de ces cycles varient selon l'emplacement et la profondeur, et sont sujettes à des modulations interannuelles et à plus long terme. Divers mécanismes physiques (comme le rayonnement solaire incident) et des variables d'état (comme la stratification verticale) sont également responsables de la variabilité spatiotemporelle des paramètres correspondants. Les processus qui génèrent des signaux saisonniers dans l'océan, façonnent leur apparence et régissent leur dynamique variable dans le temps font partie de notre étude en cours. Dans le paragraphe suivant, nous discutons d'une nouvelle méthode pour faire le suivi du résultat conjoint des processus physiques saisonniers actifs et cartographier les anomalies saisonnières qui évoluent dans un laps de temps relativement court (p. ex., un an), ce qui nous permet de suivre le calendrier des signaux saisonniers et les changements d'ampleur de 2018 à 2020. Nous pouvons alors évaluer les anomalies saisonnières des mêmes années en soustrayant le cycle climatologique saisonnier (aussi appelé normal ou régulier, p. ex., Yashayaev et Zveryaev 2001; Yashayaev et Seidov 2015) des cycles saisonniers (irréguliers) de l'année en question. Le cycle saisonnier climatologique est généralement fondé sur une période de 30 ans ou plus d'observations suffisamment fréquentes. Étant donné que l'échelle temporelle des changements importants dans l'océan profond dépasse souvent une décennie (comme le montre également le présent document), il est plus avantageux, du point de vue de la recherche, de construire une climatologie des grandes profondeurs à partir d'une séquence d'observations sur plus de 30 ans. De plus, le choix d'une période normale plus longue présente un autre avantage qui résulte directement de l'amélioration de l'uniformité statistique dans la distribution pluriannuelle des données saisonnières. Les profils saisonniers et le nombre

---

annuel d'observations dans la mer du Labrador ont considérablement changé depuis le début des années 1990. Les changements interannuels dans la distribution des données peuvent ajouter des biais systématiques et des erreurs aléatoires aux normales climatologiques recherchées. Les biais et les erreurs associés aux changements à long terme du contenu de l'échantillonnage ont tendance à diminuer à mesure que s'allonge la durée de la période choisie pour construire les normales.

Il est important d'évaluer minutieusement et d'analyser les causes de toutes les irrégularités ou de toutes les anomalies détectables dans les cycles saisonniers de chaque année pour effectuer une analyse beaucoup plus vaste de l'état de l'océan. En effet, toute une gamme de signaux ou de caractéristiques saisonniers, quelle que soit leur durée, contribuent massivement aux anomalies saisonnières, annuelles et à plus long terme contenues dans chaque enregistrement. Les anomalies saisonnières peuvent être évaluées de la façon suivante. Tous les points de données repérés sur une période continue de 365 jours (p. ex., une année d'intérêt) ont été calculés approximativement avec les fonctions harmoniques des périodes annuelles et imbriquées. La procédure associée à cette étape comprend la mise à l'essai de la couverture des données temporelles sur la période choisie pour vérifier qu'elle représente correctement le cycle saisonnier, ainsi que le contrôle et l'élimination itératifs des valeurs aberrantes. On compare ensuite le cycle saisonnier qui en résulte (seulement pour la période d'intérêt) au cycle climatologique régulier établi pour la période de 1948 à 2021. On évalue alors les anomalies du cycle saisonnier pour chaque jour en soustrayant le cycle régulier du cycle représentant la période choisie. L'approche décrite peut être visualisée efficacement en affichant à la fois les cycles climatologiques réguliers et les cycles saisonniers d'une année pour une profondeur choisie, toutes les observations de contrôle de la qualité utilisées pour évaluer ces cycles saisonniers étant superposées derrière les courbes continues. En particulier, les figures 8 et 9 montrent les progressions quotidiennes des signaux saisonniers pour certaines années et comment ces signaux se comparent à la normale climatologique (définie comme le cycle saisonnier régulier continu). Ces figures illustrent quatre cycles saisonniers de la température et de la salinité pour des profondeurs de 15 m et 50 m, respectivement. Les lignes noires de ces figures représentent le cycle saisonnier climatologique régulier qui a été défini à l'aide de toutes les observations dans le centre de la mer du Labrador de 1948 à 2021 (marqueurs roses à la figure 1). Les lignes bleue, verte et rouge des figures 8 et 9 représentent des cycles saisonniers irréguliers (ou propres à une année) définis individuellement pour les années 2018, 2019 et 2020. Les observations utilisées pour calculer les quatre cycles saisonniers (climatologie, 2018, 2019 et 2020) sont également présentées dans ces figures avec des marqueurs colorés en fonction des lignes du cycle saisonnier.

Les effets absolus (figures A1 à A3) et relatifs (figure A5) de la saisonnalité régulière (climatologique) sur les principales variables de l'état de la mer, comme la température (à gauche) et la salinité (à droite), sont quantifiés et illustrés à l'annexe 1. Le cycle saisonnier régulier peut contribuer à toutes les observations prises au hasard pendant des périodes saisonnières de 30 jours d'années différentes, autant que la plage des valeurs saisonnières de la période. Cette plage est estimée en prenant les valeurs de début et de fin (ou toutes) dans une période de 30 jours donnée. Le même calcul est effectué pour tous les jours de l'année (c'est-à-dire les jours écoulés depuis le début janvier). Cette approche est valide pour chaque variable de l'état de la mer. Par exemple, la figure A2 montre les variations saisonnières régulières de la température et de la salinité sur des périodes respectives de 30 jours, jour par jour. Ces changements saisonniers qui se produisent au cours de ces périodes de 30 jours qui

---

se chevauchent sont les plus marqués à la surface de la mer et diminuent en ampleur avec la profondeur. Cette analyse montre de façon convaincante que les biais saisonniers non corrigés entrant dans les estimations annuelles et saisonnières de l'état de la mer avec des mesures prises au hasard sur une période saisonnière de 30 jours, surtout au printemps ou à l'automne, dépasseront probablement l'ampleur des changements interannuels dans les 100 premiers mètres (p. ex., l'écart-type illustré à la figure A4). La question est d'autant plus complexe que l'occurrence saisonnière des relevés sur le transect AR7W entre 1990 et 2020 s'étend sur 100 jours, de mai à août, ce qui rend le biais saisonnier considérablement plus important que celui résultant d'un seul mois.

L'erreur majeure dans les estimations de l'état de la mer découle de l'omission du réchauffement rapide de la couche supérieure de la colonne d'eau entre mai et juin, évidente sur les figures A1 à A5. Les figures 8 et 9 révèlent un autre aspect du problème. Il y a des changements d'une année à l'autre tant dans la phase (p. ex., changements temporels à la fin du refroidissement et au début du réchauffement, comme en 2018) que dans la forme du cycle saisonnier. Les lignes verticales pointillées magenta des figures 8 et 9 limitent la plage des jours civils du 15 mai au 15 juin et les changements durant cette période sont évidemment beaucoup plus importants que les différences entre les valeurs printanières moyennes annuelles. Il est également évident sur ces figures que la moyenne des anomalies quotidiennes sur une semaine, le mois, la saison et l'année correspondants peut sans doute donner des résultats très différents. Ainsi, les anomalies saisonnières près de la surface (avec le cycle saisonnier régulier éliminé) dont la moyenne a été calculée sur une courte durée au printemps (p. ex., un relevé de cinq jours au début mai) ne sont pas nécessairement représentatives de toute la saison (p. ex., de la mi-avril à la mi-juin). Il faut donc tenir compte à la fois du taux élevé de variation des propriétés de l'eau de mer dans les cycles saisonniers réguliers ou climatologiques et de l'irrégularité à plusieurs échelles des cycles saisonniers d'une année donnée dans chaque énoncé sur des variations saisonnières, interannuelles, décennales et à plus long terme. Nous avons suivi cette règle de près lors de la compilation, du traitement et de l'analyse des observations par navire, des flotteurs profileurs et des amarrages pour le présent document.

Les mesures des concentrations d'oxygène dissous, de chlorofluorocarbures, comme les CFC-11 et les CFC-12, des silicates, des nitrates et des phosphates recueillies sur le transect AR7W sur une période de 30 ans, de 1990 à 2019, ont été extraites de différentes sources de données; les valeurs aberrantes ont été retirées, les variations et les dérives instrumentales durant une mission et entre les missions ont été analysées, et les données ont été corrigées en conséquence et utilisées pour compiler les profils composites annuels présentés et discutés dans ce document. Les progressions pluriannuelles des profils annuels des propriétés de l'eau de mer, établis à l'aide des données des échantillons d'eau nettoyée avant l'application de toute correction dépendante du temps, sont présentées sur les figures A6 et A7, et discutées à l'annexe 2. Les progressions pluriannuelles des profils annuels analogues, mais cette fois avec les corrections en fonction du temps appliquées aux données originales, sont illustrées sur les figures 11 et 12 et examinées sur le plan des variations à long terme dans le mélange convectif et la ventilation. Les normales climatologiques des concentrations d'oxygène dissous, de CFC-11, de CFC-12, de silicates, de nitrates et de phosphates sur le transect AR7W entre 1990 et 2019 sont présentées à la figure 22.

En plus des incohérences dans les profils d'échantillonnage saisonniers sur le transect AR7W déjà mentionnées, nous remarquons d'importantes omissions et irrégularités dans les données

---

océanographiques sur les plateaux et les talus les années où l'état de la glace de mer était modéré ou plus lourd. Cela signifie que les stations proches des côtes n'ont pas toujours été échantillonnées, ce qui fait que la couverture des données est plus limitée sur les plateaux et, dans un certain nombre de cas, sur les talus continentaux que dans les régions plus profondes, créant ainsi des décalages spatiaux dans la distribution des données dans les régions limitées à gradient élevé horizontal. Les irrégularités saisonnières et spatiales dans la distribution pluriannuelle des données océanographiques imposent des limites aux produits de données, comme diverses évaluations et interprétations de l'état de l'océan.

## **CONVECTION HIVERNALE ET CONDITIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LE CENTRE DE LA MER DU LABRADOR**

### **CHANGEMENTS À LONG TERME DANS LES PRINCIPALES MASSES D'EAU**

La figure 10 montre la répartition dans le temps et selon la profondeur, sur plusieurs décennies, des valeurs annuelles de la température, de la salinité et de la densité (par rapport 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.

L'évolution pluriannuelle des concentrations d'oxygène dissous, de CFC-11 et de CFC-12 tirée des profils annuels verticaux respectifs, eux-mêmes composés des observations par navire sur le transect AR7W confinées au centre de la mer du Labrador de 1990 à 2019, est présentée à la figure 11. Les CFC, aussi appelés fréons (définition industrielle des CFC), sont les gaz anthropiques couramment utilisés comme traceurs des masses d'eau formées par convection dans l'océan. Avec l'oxygène dissous, les mesures des CFC-11 et des CFC-12 complètent les variables physiques des études de ventilation et de renouvellement de la colonne d'eau de la mer du Labrador. Construits de la même façon que les progressions temporelles des profils annuels présentés à la figure 11, les profils composites annuels des concentrations de silicates, de nitrates et de phosphates dans la région centrale de la mer du Labrador entre 200 et 3 500 m de profondeur et de 1990 à 2019 sont classés chronologiquement sur la figure 12. Les étapes de traitement réalisées pour créer ces figures sont résumées dans le paragraphe suivant.

Avant d'assembler les profils annuels et d'établir leurs progressions pluriannuelles, tous les profils non édités des caractéristiques de l'eau de mer étudiées, sans aucune omission, ont été rigoureusement vérifiés pour déceler les valeurs aberrantes. Toutes les valeurs aberrantes ont ensuite été exclues des données originales, et des collections initiales de profils composites annuels ont été créées pour toutes les variables. L'annexe 2 décrit brièvement la procédure utilisée pour établir les profils annuels et traite des progressions de ces profils de 1990 à 2019 (figures A6 et A7). Il convient de noter qu'à ce moment-là, aucune autre correction dépendante du temps n'a été appliquée aux données initiales. Cependant, on sait que certaines variables chimiques échantillonnées massivement, en particulier les concentrations de nitrates et de phosphates, sont sensibles à des méthodes d'étalonnage et de qualité variables, ce qui entraîne des dérives ou plutôt des décalages pendant et entre les missions en mer. Ces dérives et décalages peuvent notamment être dus à des normes inexactes, des étalonnages incomplets ou biaisés et d'autres erreurs instrumentales. Dans ces cas, une correction fondée sur le temps

---

ou sur la mission a été conçue et utilisée au besoin pour corriger les erreurs systématiques détectables. Nettoyés des valeurs aberrantes aléatoires et corrigés pour tenir compte des décalages ou des dérives en fonction du temps ou de la mission, les profils de données observés ont été interpolés aux grilles de profondeur (cinq mètres) et de densité de l'eau de mer, puis on a calculé la moyenne annuelle sur les surfaces isobares et isopycniques, respectivement. On a ensuite regroupé les profils annuels ainsi obtenus dans les progressions pluriannuelles et pour les interpréter en fonction des variables physiques. Les figures 11 et 12 illustrent les profils composites annuels avec application des corrections par mission afin de réduire les biais instrumentaux mentionnés causés par une normalisation et un étalonnage inadéquats. Avant l'application de ces corrections, les biais instrumentaux dominaient certaines données chimiques, obscurcissant la variabilité naturelle qui est décelable dans les données corrigées. La comparaison des figures A6 et A7 aux figures 11 et 12, respectivement, montre ces différences.

En 2020, les mesures de l'oxygène dissous dans les échantillons d'eau du transect AR7W ne répondaient pas à l'exigence de qualité pour étendre l'analyse de la variabilité interannuelle, mais les données de CTP ont été utilisées pour tracer une coupe verticale dont il sera question plus loin. Les données de 2020 sur les CFC-11 et les éléments nutritifs n'étaient pas disponibles au moment de la préparation des figures.

La figure 13 présente les séries chronologiques des moyennes annuelles et printanières (avril à juin) de la température et de la salinité pour les plages de profondeur de 15–100 m et de 200–2 000 m.

Les données hydrographiques transmises par les profileurs Argo depuis 2002 permettent de mesurer les variations à une fréquence allant de moins d'un mois à dix ans dans les deux kilomètres supérieurs de l'océan, et celles de la mission Deep Argo couvrent des profondeurs encore plus grandes ces dernières années. Les distributions temps-profondeur des observations de la température, de la salinité et de la densité (par rapport 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 sur la figure 14. La figure 15 illustre les séries chronologiques des observations multi-plateformes de la température, de la salinité et de la densité (navire, flotteur et amarrage) à des profondeurs de 1 000 m et 1 500 m et moyennées sur la couche intermédiaire (500 à 1 850 m), avant et après le calcul de la moyenne pour les intervalles. Cette figure montre également une comparaison côte à côte de la réduction du contenu thermique qui s'est produite dans les 1 800 premiers mètres au cours de 19 saisons de refroidissement consécutives, de 2002-2003 à 2020-2021, et des pertes de chaleur en surface intégrées durant les périodes de refroidissement en surface antérieures, de 1986-1987 à 2020-2021.

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 (dont l'étendue verticale est variable et peut atteindre la profondeur de 2 500 m), 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). Bien que les changements temporels dans

---

les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est soient relativement lents, s'étendant généralement sur quelques décennies, et semblent verticalement uniformes (noter l'évolution de la salinité des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est de 1975 à 2001 et de 2001 à aujourd'hui sur la figure 10), les eaux de la mer du Labrador et les eaux de débordement du détroit du Danemark présentent de fortes variations sur des échelles décennales et plus courtes.

Comme les changements temporels au centre des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est sont comparativement de faible amplitude, lents, temporairement persistants et uniformes verticalement, il a été possible d'élaborer une méthode objective pour corriger les dérives et décalages méthodologiques et instrumentaux systématiques pendant et entre les missions du MPO et internationales. Les concentrations d'oxygène dissous, des CFC-11 et des CFC-12, ainsi que les concentrations de silicates, de nitrates et de phosphates utilisées pour construire les figures 11 et 12, respectivement, ont été corrigées en fonction du temps à partir de l'analyse multivariée au centre des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est. Les normales climatologiques de ces variables sur le transect AR7W de 1990 à 2019 (figure 22) sont également présentées ici pour la première fois.

Des épisodes récurrents d'eaux chaudes et salines, froides et douces se sont propagés dans la couche supérieure de 2 000 m principalement occupée par les eaux de la mer du Labrador. Sur plus de 90 ans d'observations océanographiques directes (figures 10 et 13, les années antérieures n'y sont pas incluses), la couche intermédiaire (200 à 2 000 m) de la mer du Labrador a connu trois périodes de refroidissement soutenu sur plusieurs années de l'ensemble de la couche, avec les points les plus froids dans les années 1950, 1990 et 2010, 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 un état de chaleur et de salinité record. En écartant certains cycles de refroidissement relativement courts, comme celui de 1977–1978, la couche intermédiaire s'est refroidie régulièrement depuis. Cette tendance s'est poursuivie jusqu'en 1994, lorsque la couche a atteint son point froid historique. La longueur, la persistance et l'ampleur de ce refroidissement massif ont radicalement modifié toute la structure de l'eau et le contenu thermique de la mer. 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 la dessalure 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'eaux froides, denses et relativement douces.

Cette tendance à un réchauffement essentiellement constant, stimulée par le rétablissement de la mer à partir de l'état record d'eaux froides et denses et de convection profonde atteint en 1994, a duré jusqu'au deuxième record de température élevée en 2010 et en 2011, dans les couches supérieure (15 à 100 m) et intermédiaire (200 à 2 000 m), respectivement.

Les tendances de température positive et de densité négative établies dans la couche intermédiaire (200 à 2 000 m) de la mer et dans ses sous-couches supérieure (200 à 1 000 m) et inférieure (1 000 à 2 000 m), après l'arrêt de la convection extrême au milieu des années 1990, ont été interrompues à plusieurs reprises par des épisodes de refroidissement et de mélange hivernal modérément profond, particulièrement en 2000, 2002 (figure 10), 2008 et 2012 (figures 10 et 14). Certains de ces événements étaient assez forts pour perturber et même inverser la tendance au réchauffement pendant un an ou deux, mais aucun n'a duré assez

---

longtemps pour modifier le taux de croissance global de la température de la colonne d'eau, qui a continué de se rétablir après chaque événement hivernal prononcé. La convection modérément profonde à profonde de 2008, par exemple, clairement évidente dans les champs et les séries chronologiques de la température et de la salinité, a été suivie d'une convection beaucoup plus faible en 2009, dont la profondeur a été en partie réduite en raison de l'importante dessalure de la surface pendant l'été et l'automne précédents.

Tout comme l'état très chaud et salin acquis par la couche intermédiaire (200 à 2 000 m) de la mer du Labrador dans la deuxième moitié des années 1960 et qui s'est maintenu jusqu'au début des années 1970, l'état chaud et salin atteint par cette couche au début des années 2010 n'a pas non plus duré longtemps. Exactement 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 (de 1994 à 2011) a été le résultat direct d'un approfondissement persistant de la convection hivernale de 2012 à 2018.

Les couches supérieure (15 à 100 m) et intermédiaire (200 à 2 000 m) se sont refroidies entre 2010 et 2018 et de 2011 à 2017, atteignant en 2018 et 2017, respectivement, leur minima de 2002 à 2020 et de 2001 à 2020 (figure 13). Les deux couches se sont ensuite réchauffées en 2019 et légèrement refroidies en 2020. L'arrêt récent (2019-2020) du refroidissement pluriannuel des couches supérieure et intermédiaire, avec une transition très possible au réchauffement dans les prochaines années, est une conséquence directe du fait que la perte cumulative de chaleur en surface de l'hiver 2019 est la plus faible depuis 2013. Même si l'indice de l'ONA hivernale et la perte de chaleur en surface étaient élevés l'année suivante (2020), la convection profonde et le refroidissement de la colonne d'eau n'ont pas eu lieu en 2020, ce qui ne diffère pas beaucoup de 2019. Si la convection profonde de 2018 était attribuable au préconditionnement de la colonne d'eau causé par le mélange convectif et le refroidissement de la couche intermédiaire des années précédentes, c'est l'inverse qui s'est produit en 2020. L'absence des conditions préalables nécessaires en raison de la diminution de la perte de chaleur et de la convection peu profonde à l'hiver 2019, suivies du réchauffement des couches supérieure et intermédiaire de la mer du Labrador, n'a pas facilité le développement de la convection pendant l'hiver 2020.

Il convient également de noter que les variations interannuelles de la température et de la salinité ne suivent pas toujours des profils similaires. En particulier, si la couche intermédiaire de la mer du Labrador a continué à se refroidir jusqu'en 2017 ou même 2018, demeurant pratiquement inchangée depuis, la dessalure en 2012, 2014 et 2015 des eaux de la mer du Labrador récemment formées ou ventilées a été suivie d'une augmentation de la salinité en 2017 après une légère pause en 2016, précédant d'un ou deux ans l'interruption de la tendance au refroidissement et faisant des eaux de la mer du Labrador formées en 2017 et 2018 les plus denses depuis le milieu des années 1990 (sous les effets combinés du refroidissement et de l'augmentation de la salinité sur la densité). Au cours des trois dernières années, de 2018 à 2020, les valeurs moyennes annuelles de la salinité de la couche intermédiaire ont affiché une tendance à la baisse (salinité de 200 à 2 000 m; figure 13), ce qui en fait la couche la plus douce depuis 2002.

En ce qui concerne les 200 premiers mètres, et en particulier la première moitié (salinité de 15 à 100 m; figure 13) et le premier quart (50 m) de cette couche, les valeurs moyennes annuelles désaisonnalisées de la salinité de la couche supérieure en 2012 et 2013 étaient les plus faibles depuis 2001. Après le creux de 2013, les valeurs annuelles de la salinité de la couche

---

supérieure ont d'abord augmenté jusqu'à leur pic pour la période 2006–2020 en 2017, puis ont diminué l'année suivante et sont demeurées presque inchangées entre 2018 et 2020.

L'analyse de l'indice de l'ONA hivernale et son intégration aux différents flux thermiques à la surface des saisons de refroidissement, que l'on voit sur la figure 13, permettent de mieux comprendre les mécanismes responsables de ces transitions chaud-froid et froid-chaud dans la mer du Labrador. Comme la région perd de la chaleur chaque hiver, le flux thermique intégré est appelé « perte de chaleur cumulée », bien que ce dernier ait le signe opposé du premier. On a filtré l'indice de l'ONA hivernale et la perte de chaleur cumulée en surface avec un filtre passe-bas afin d'évaluer la contribution nette des valeurs actuelles et passées du forçage atmosphérique (p. ex., ONA, tension du vent et perte de chaleur en surface) au contenu thermique actuel et à la profondeur de la convection. Les pondérations des filtres passe-bas respectifs ont été conçues de manière à ce que les conditions océaniques d'une année donnée puissent être considérées comme une somme des réactions au forçage atmosphérique de l'année en question, pondérée comme 1,0, et pour les quatre années précédentes, pondérées à 0,8, 0,6, 0,4 et 0,2 dans l'ordre chronologique inversé. En d'autres termes, les pondérations de ce filtre sont les plus élevées aux emplacements qui correspondent à ses points de données de sortie, réduites de façon linéaire à zéro par rapport aux points précédents et sont de zéro à tous les points subséquents. Les séries filtrées au filtre passe-bas de l'indice de l'ONA et de la perte de chaleur cumulée en surface produites à l'aide de ce schéma de pondération des données sont présentées à la figure 13 devant les séries respectives non filtrées. Du point de vue du processus, ces séries chronologiques filtrées expriment les effets combinés du forçage hivernal de l'année en cours et du conditionnement thermique et convectif de la colonne d'eau partiellement retenu des années précédentes, d'où le préconditionnement convectif, sur le mélange hivernal et le contenu thermique actuels dans la mer du Labrador (p. ex., la profondeur de convection et la température moyenne de la couche de 200 à 2 000 m illustrées à la figure 13).

Les variations à long terme de la température, de la salinité et de la densité de l'eau de mer sont complétées par les résultats du nettoyage, de la correction et de la synthèse des données chimiques présentés aux figures 11 et 12. Les trois principales catégories des eaux de la mer du Labrador, développées au début des années 1990, au début des années 2000 et au milieu des années 2010, apparaissent clairement dans la progression temporelle des profils annuels de l'oxygène dissous. Les indices normalisés de l'oxygène dissous pour les couches intermédiaire (200 à 2 000 m) et profonde (2 000 à 2 500 m) sont maintenant inclus dans la carte de pointage de la mer du Labrador (figure 27). La couche d'oxygène de 2 000 à 2 500 m accuse un retard de quelques années par rapport aux valeurs de la couche intermédiaire. Les concentrations des CFC-11 et des CFC-12 ont nettement augmenté au milieu des années 1990 (figure 11), les CFC-12 (les CFC-11 n'ont pas été échantillonnés après 2011), tout comme l'oxygène dissous, suivant l'approfondissement de la convection hivernale et de la couche mixte correspondante de 2014 à 2018. L'effet de la convection hivernale dans la mer du Labrador sur l'absorption des gaz anthropiques par l'Atlantique Nord est examiné dans Rhein *et al.* (2017).

Les concentrations de nitrates et de phosphates, sans aucune correction globale mission par mission, présentent de fortes variations non corrélées d'une année à l'autre en dessous de 200 m (figure A7), sans aucun doute dues aux instruments, à la normalisation ou à l'étalonnage, étant donné que le rapport de ces quantités devrait demeurer relativement uniforme dans une masse d'eau profonde dont les propriétés physiques ont une distribution uniforme. Une telle

---

incohérence dans les propriétés chimiques des échantillons ne permet pas de les analyser et de les interpréter, tant pour les couches profondes que de la subsurface. L'application de corrections dépendantes du temps a apparemment amélioré la situation pour ces éléments nutritifs, en stabilisant leurs rapports dans le temps et, pour la première fois, en permettant de voir un signal raisonnable corrélé avec les développements signalés de la convection hivernale dans la mer du Labrador. En effet, en comparant les tendances des silicates, des nitrates et des phosphates dans la plage de profondeur de 500 à 1 000 m sur les figures 11 et A7, nous constatons que les concentrations de ces propriétés sont beaucoup plus élevées de 1990 à 1998 et de 2014 à 2019 par rapport à leurs valeurs moyennes à long terme. L'augmentation des concentrations d'éléments nutritifs durant ces deux périodes est probablement associée à l'approfondissement progressif du mélange vertical entre 1987 et 1994 et entre 2012 et 2018, lorsque la convection hivernale récurrente a établi un flux constant d'éléments nutritifs des couches intermédiaire profonde (1 000 à 2 000 m) et profonde (2 000 à 2 500 m) riches en éléments nutritifs jusqu'aux couches intermédiaire supérieure (500 à 1 000 m) et supérieure, qui en contiennent beaucoup moins. À l'inverse, la concentration moyenne d'éléments nutritifs dans la couche intermédiaire profonde tend à diminuer avec l'apparition de la convection hivernale profonde, ce qui signale le flux descendant des eaux supérieures.

## **DÉVELOPPEMENT RÉCENT ET INTERRUPTION DE LA CONVECTION PROFONDE RÉCURRENTÉ**

Comme nous venons de le voir pour la couche intermédiaire (200 à 2 000 m) de la mer du Labrador, ses tendances caractéristiques de température positive et de densité négative, qui ont débuté au milieu des années 1990 et ont duré une vingtaine d'années (figures 10, 13, 14), ont remarquablement persisté à reprendre leurs taux généraux, avec des variations insignifiantes, peu après chaque interruption. Ces tendances sont arrivées à leur point final avant l'inversion en 2011, achevant la plus récente période de réchauffement pluriannuel. L'état général de la mer cette année-là, y compris l'étendue extrêmement limitée de la convection hivernale qui n'a pas dépassé 800 m en mélange vertical, était semblable à celui de l'année précédente, 2010. Cependant, immédiatement après 2011, la convection a commencé à s'intensifier en réponse à l'augmentation de l'indice de l'ONA et à la perte de chaleur en surface pendant l'hiver suivant. S'étendant sur la majeure partie du bassin du Labrador et atteignant et dépassant 1 400 m de profondeur, la convection hivernale de 2012 avait encore une fois inversé les sens des variations interannuelles (sauf pour 2013) et des tendances à plus long terme (plus de cinq ans) de la température et de la densité, de positives à négatives et de négatives à positives, respectivement. Une convection hivernale à mi-profondeur s'est également produite en 2013, mais comme elle était principalement limitée aux 1 000 premiers mètres, elle n'était pas aussi profonde et la couche mixte n'était pas aussi froide que l'année précédente. Cependant, cette reprise d'une seule année des conditions hivernales plus douces n'a pas laissé de trace notable dans les développements hydrographiques subséquents. L'approfondissement du mélange hivernal et le refroidissement de la couche intermédiaire qui s'est produit en 2012 ont été les précurseurs d'un autre ensemble de tendances pluriannuelles soutenues : positives pour la profondeur de convection, négatives pour la température et positives pour la densité.

La situation a encore changé à l'hiver 2014, lorsque le refroidissement de surface a déclenché un mélange convectif, homogénéisant les 1 600 premiers mètres (et probablement encore plus profondément) dans le centre de la mer du Labrador. La convection profonde s'est

---

progressivement enfoncée lors de chacun des cinq hivers consécutifs, de 2014 à 2018. Pendant cette période, chaque convection a produit des eaux de la mer du Labrador plus froides, plus denses et plus profondes que la convection précédente. En conséquence, la masse d'eau formée par convection, c'est-à-dire les eaux de la mer du Labrador, se refroidissait et devenait plus dense à mesure que la convection continuait à s'approfondir. Dans l'ensemble, le refroidissement progressif des 2 000 mètres supérieurs et le brassage hivernal profond et intense pendant les cinq hivers consécutifs de 2014 à 2018 (ou les sept si l'on commence avec l'hiver froid de 2012) ont interrompu de manière irréversible la tendance générale au réchauffement et à la stratification qui persistait dans les eaux intermédiaires de la mer du Labrador depuis le milieu des années 1990. La convection hivernale a progressé continuellement au cours de cette période, s'approfondissant et rendant les 2 000 premiers mètres plus froids et plus denses à chaque cycle de refroidissement successif. Lors du dernier de ces hivers, la convection a atteint et dépassé la profondeur de 2 000 m.

Les tendances persistantes de la température (négatives), de la densité (positives) et de la profondeur de convection (positives) entre 2011 et 2018 (figures 10, 13 et 14) ont été causées par une récurrence pluriannuelle d'un refroidissement hivernal relativement fort, mais pas nécessairement extrême, qui coïncide normalement avec une ONA positive modérée à élevée. Plus précisément, lorsque des événements de mélange convectif de forces comparables se produisent au cours d'hivers consécutifs, la couche qui est refroidie et homogénéisée de façon répétée et persistante (systématiquement) par la convection ne devient pas seulement plus épaisse et plus profonde à chaque événement, mais également plus capable de retenir des gradients de densité verticale réduite ou une stratification affaiblie de la couche intermédiaire pendant plus longtemps (p. ex., jusqu'à la prochaine convection hivernale). La capacité d'un bassin profond semi-fermé de retenir partiellement la stratification de densité qui lui est imposée par une convection récurrente produit le préconditionnement convectif dont il a été question à la section précédente du point de vue du forçage atmosphérique. Ainsi, la mer du Labrador, complètement préconditionnée par les événements convectifs des hivers précédents, connaîtra probablement un refroidissement supplémentaire et un approfondissement de la couche mixte, même dans un scénario de refroidissement hivernal réduit.

L'hiver 2018 a constitué l'exemple le plus récent et le plus flagrant de la façon dont le préconditionnement d'un bassin profond les années précédentes peut influencer la convection l'année en cours, étayant davantage l'hypothèse avancée dans Yashayaev et Loder (2017). À l'hiver 2018, comme lors des deux hivers précédents, les bassins subpolaires de l'Atlantique Nord ont perdu beaucoup moins de chaleur par refroidissement en surface qu'à l'hiver 2015 (qui a connu la plus forte perte cumulée de chaleur en surface en plus de deux décennies). À l'exception de l'hiver 2019, la perte de chaleur 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.

Jusqu'à présent, nous avons suivi tous les grands développements pluriannuels de convection hivernale dans la mer du Labrador en examinant les séquences temporelles des valeurs moyennes annuelles des données, sans analyser comment les différents événements de convection ont progressé pendant leur saison de refroidissement. Cette approche convient pour analyser et comprendre la variabilité à long terme, les cycles de convection décennaux et

---

multidécennaux et les tendances. Toutefois, afin de révéler et de diagnostiquer des situations de préconditionnement de la colonne d'eau à long terme telles que celle présentée dans le paragraphe précédent, des mesures continues de la température et de la salinité sont nécessaires tout au long de l'année. De fait, même si l'approfondissement successif du mélange hivernal de 2012 à 2018 apparaît nettement dans les compilations à plus long terme des valeurs moyennes annuelles (figures 10 et 13), des profils verticaux à haute résolution et à qualité contrôlée de la température, de la salinité et de la densité, moyennés sur des intervalles de 10 jours se chevauchant (p. ex., avec un chevauchement de 50 %, c'est-à-dire des tranches de 5 jours), tirés de toutes les observations disponibles des flotteurs profileurs et des navires de recherche et présentés sur la figure 14 (2002 à 2020), sont nécessaires pour pouvoir cartographier et analyser entièrement son origine réelle et les développements verticaux et temporels. Cette figure illustre la progression temporelle des profils composites des propriétés de l'eau de mer sur 10 jours, en reflétant efficacement le développement progressif du mélange convectif responsable de la production de la plus récente classe volumique des eaux de la mer du Labrador, ainsi que l'interruption et l'inversion subséquentes de ce développement. En particulier, la figure 14 montre 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 observée pendant les hivers 2012 à 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. Les millésimes denses et froids des nouvelles eaux de la mer du Labrador ont continué de s'enfoncer davantage chaque année (figure 14) jusqu'en 2019, année où cette tendance s'est inversée. 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 également l'essence du préconditionnement de la colonne d'eau par la convection hivernale – la conservation ou la « mémorisation » des conditions de l'année précédente dans toutes les profondeurs intermédiaires (200 à 2 000 m) dans la région où une convection profonde est prévue. Les deux dernières années, 2019 et 2020, ont contribué à enrichir notre compréhension des transitions entre l'intensification récurrente et la relaxation de la convection hivernale dans la mer du Labrador.

Si l'on considère les changements dans les profondeurs intermédiaires (500 à 1 850 m, la couche qui capte le signal climatique subpolaire transmis aux autres bassins de l'Atlantique Nord) et leurs causes, les mesures traitées et interpolées verticalement de la température, de la salinité et de la densité prises par les navires (centre de la mer du Labrador), les flotteurs Argo (centre de la mer du Labrador) et l'amarrage dans le banc Hamilton (près du fond du talus supérieur du Labrador, à environ 1 000 m) sont représentées sur la figure 15 pour deux profondeurs, 1 000 m et 1 500 m (graphique du haut) et pour la couche intermédiaire, de 500 à 1 850 m (graphique du bas). Outre l'indice de l'ONA hivernale et le flux net de chaleur en surface intégré sur des périodes continues définies individuellement où le flux thermique cumulé passe exclusivement de la mer dans l'air, c'est-à-dire une perte de chaleur, de 1986-1987 à 2020-2021, déjà illustrés sur la figure 13, la figure 15 ajoute une autre dimension au forçage atmosphérique : l'analyse de la réaction océanique, soit la quantité de chaleur perdue par la colonne d'eau du centre de la mer du Labrador pendant chaque période de refroidissement de la colonne d'eau définie individuellement. Les pertes de contenu thermique dans la colonne

---

d'eau ont été calculées pour chaque saison de refroidissement de 2002-2003 à 2020-2021, c'est-à-dire principalement grâce aux données des flotteurs Argo. Une forte corrélation ( $R$  d'environ 0,88) entre la perte de chaleur en surface cumulée et le refroidissement saisonnier de l'océan signifie que le forçage atmosphérique hivernal est le principal facteur des variations du contenu thermique de l'océan dans la région (réaction aux principaux changements de la dynamique atmosphérique), qui peut être prédit aussi longtemps à l'avance qu'une prévision atmosphérique fiable est possible.

Les observations par les navires et des flotteurs dans le centre de la mer du Labrador sont indiquées dans le graphique du haut de la figure 15 par des points, tandis que les valeurs moyennes annuelles sont reliées par des lignes grises en arrière-plan. Les observations réelles aux deux profondeurs choisies, présentées dans ce graphique, donnent une vue claire de la sélectivité de la convection hivernale en fonction de la profondeur pendant la période de la mission Argo, de 2002 à 2021, confirmant nos déclarations antérieures (p. ex., la figure 14). En particulier, le mélange vertical a atteint 1 000 m 13 hivers sur 20, refroidissant ce niveau dans la majeure partie du domaine. La fréquence des événements convectifs majeurs (couvrant le domaine) est réduite de près de la moitié à seulement 500 m de profondeur de plus. En particulier, la convection hivernale n'a atteint 1 500 m que dans sept cas, ou dans 35 % de tous les hivers pour lesquels on dispose d'un nombre suffisant de profils des flotteurs Argo. Sur ces sept cas, six ont eu lieu dans les sept dernières années, et la convection hivernale a atteint la profondeur de 1 500 m une seule fois entre 2002 et 2013, en 2008 (Yashayaev et Loder 2009).

Le phénomène de préconditionnement convectif évoqué précédemment est complété par les observations réelles présentées à la figure 15 (graphique du haut). Après les changements temporels des valeurs de la température et de la densité observés à 1 000 m, il convient de noter que le refroidissement et l'augmentation de la densité respectifs certains hivers (p. ex., en 2012, de 2014 à 2016) n'ont pas été entièrement compensés par le réchauffement et la diminution de la densité subséquents pendant les périodes de restratification après la convection. Autrement dit, au début des hivers suivants, l'eau à la même profondeur était plus froide et plus dense qu'un an auparavant. Ces refroidissements et densifications résiduels ont préconditionné la couche, rendant plus probable une pénétration plus profonde de la convection hivernale avec une perte de chaleur en surface encore plus faible qu'avant, puisqu'un refroidissement moindre serait nécessaire pour surmonter la barrière de densité sous-jacente.

La perte hivernale cumulée de chaleur en 2019 n'était que légèrement inférieure à celle de l'année précédente. Cependant, malgré les pertes de chaleur en surface comparables, la convection à l'hiver 2019 a été beaucoup plus faible et moins profonde qu'à l'hiver 2018, ce qui a mis fin à la tendance à l'approfondissement convectif récurrent qui s'était produite les cinq années précédentes. Cette situation aide à la fois à comprendre et à prévoir la mesure dans laquelle la convection de l'hiver en cours est susceptible d'être facilitée/accrue/renforcée/améliorée par le préconditionnement de la colonne d'eau (p. ex., du fait de l'affaiblissement de la stratification de la densité verticale, par le mélange convectif des hivers précédents). Cet énoncé est étayé et renforcé par les observations des conditions atmosphériques hivernales et de la convection dans la mer du Labrador en 2020, c'est-à-dire au cours de l'année de déclaration. L'indice de l'ONA de l'hiver 2020 a atteint l'un de ses sommets historiques et les pertes de chaleur en surface étaient supérieures à celles de 2018. Néanmoins, la convection hivernale de 2020, même si elle était légèrement plus profonde que

---

l'année précédente, était d'au moins 400 m moins profonde qu'en 2018 et la quantité de préconditionnement est le principal facteur qui rend les deux résultats si différents.

Dans l'ensemble, le passage d'un approfondissement progressif à une moins grande profondeur de la convection hivernale ajoute également à notre compréhension de la nature récurrente de la convection profonde et de sa similitude avec un système climatique à forçage stochastique typique, c'est-à-dire contenant une mémoire des états passés. Ces points de passage critiques montrent à quels moments le préconditionnement de la colonne d'eau durant l'hiver précédent perd de son importance pour le développement de la convection au cours des hivers, actuel et futurs. En effet, alors que la convection a continué à dépasser 1 500 m et même à s'approfondir les 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 eaux profondes 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).

Nous comparons également les signaux saisonniers et interannuels dans la région centrale de la mer du Labrador et sur son talus continental occidental, cette fois en incluant les mesures de la température de l'amarrage du talus du Labrador. Les mesures de la température près du fond (aux environs de 1 000 m) à l'emplacement de l'amarrage du banc Hamilton (figure 1) révèlent un profil de la variabilité interannuelle étonnamment semblable aux variations à 1 000 m dans le centre de la mer du Labrador (figure 15, graphique du haut; contrairement aux observations par les navires et les flotteurs, les valeurs des données de l'amarrage illustrées sur cette figure ont été obtenues en passant au filtre passe-bas les séries originales), ce qui signifie soit que les variations du forçage hivernal vont beaucoup plus loin que la région centrale, modifiant la circulation du tourbillon et, de ce fait, l'orientation des surfaces isothermes, soit que les processus convectifs, lorsqu'ils s'intensifient, « déforment » la zone périphérique de la mer du Labrador, changeant les contributions relatives des eaux plus chaudes plus salines et plus froides plus douces dans le flux limitrophe (l'amarrage du banc Hamilton est aligné avec le courant profond du Labrador). L'autre phénomène important de la couche du fond à l'isobathe de 1 000 m est la présence de fortes variations saisonnières toutes les années, indépendamment des forces du refroidissement et de la convection hivernaux. L'amplitude moyenne des variations saisonnières à cet endroit est beaucoup plus élevée qu'à la même profondeur dans le centre de la mer du Labrador. Ces deux phénomènes du banc Hamilton, une forte cohérence avec la région centrale aux échelles interannuelles et une saisonnalité forte et persistante, restent à expliquer!

Le graphique du bas de la figure 15 confirme également le point apporté par les mesures plus récentes concernant la similitude de la variabilité interannuelle à des profondeurs intermédiaires dans l'ensemble de la mer (les observations sur le talus du Groenland ont été étudiées séparément). Dans ce cas, la série de températures à 1 000 m du banc Hamilton passée au filtre passe-bas est comparée à la température, à la salinité et à la densité moyennes sur la plage de profondeur de 500 à 1 850 m (la couche intermédiaire), puis annuellement. La série de l'amarrage du banc Hamilton commence la première année avec les données disponibles,

---

1979; la position et la conception de cet amarrage ont changé à quelques reprises dans les quarante dernières années, mais les cycles à long terme décrits à partir des données de l'amarrage et des données hydrographiques semblent similaires sur toute la mer.

En plus du flux de chaleur en surface, un autre facteur qui pourrait potentiellement modifier la convection est la dessalure des eaux de surface due 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 en surface n'a pas connu de baisse importante dans le bassin du Labrador au cours de la dernière décennie.

## **NORMALES CLIMATOLOGIQUES ET TENDANCES DES CARACTÉRISTIQUES OCÉANOGRAPHIQUES SUR LE TRANSECT AR7W**

Cette section présente des coupes verticales des principales propriétés de l'eau de mer (température, salinité et densité) sur le transect AR7W pour certaines années d'intérêt (p. ex., années de convection forte et faible) et les résultats de la synthèse de toutes les occupations internationales du transect AR7W effectuées entre 1990 et 2020, y compris les normales climatologiques, les anomalies décennales et les tendances multidéennales. Les changements récents dans la convection de la mer du Labrador, traités plus haut dans le présent document, sont maintenant présentés dans leur intégralité sur l'ensemble du bassin.

Les figures 16, 17 et 18 présentent les courbes de température, de salinité, de densité et d'oxygène en fonction de la distance-profondeur, tirées des données d'observation de 1994, 2008, 2011, 2012, 2015, 2018, 2019 et 2020. Un vaste réservoir rempli d'une cuvée nouvellement ventilée, profonde de 2 000 m, froide, dense, douce et chargée de gaz atmosphérique des eaux de la mer du Labrador est clairement évident dans la coupe des propriétés de l'eau de mer du transect AR7W d'après les données de CTP à bord du navire 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 coupes (figures 16, 17 et 18) confirment en outre que la convection hivernale était moins forte à l'hiver 2019, atteignant une profondeur de 1 400 à 1 500 m dans la partie ouest du bassin du Labrador, et seulement environ 1 000 m dans les parties centrale et orientale. L'année suivante (2020), elle s'est légèrement intensifiée, descendant à 1 600 m et influençant encore la répartition de l'eau douce (salinité) et des gaz (oxygène dissous) dans la couche intermédiaire de toute la mer du Labrador, mais pas aussi profondément que les années précédant 2019.

En combinant les données océanographiques de toutes les occupations du transect hydrographique AR7W effectuées par le MPO et des instituts internationaux, on a constitué un ensemble de coupes annuelles des propriétés de l'eau de mer pour toute la période d'observation, de 1990 à 2020. On a calculé la moyenne des collections de coupes composites

---

annuelles à grille spatiale du transect AR7W pour obtenir des normales climatologiques complètes sur 31 ans pour les principales propriétés de l'eau de mer (ou variables océanographiques), y compris la température, la salinité et la densité, présentées sur la figure 20, ainsi que l'oxygène dissous, les silicates, les phosphates et les nitrates. Le taux de variation (pente de la tendance linéaire) au cours de la période 1990-2020 et la contribution de la tendance à la variance totale sont également présentés à la figure 20. Les tendances les plus importantes en ampleur et en contribution à la variance totale de la température et de la salinité couvrent tout le bassin dans la tranche d'eau de 1 500 à 2 200 m. Ces tendances phénoménales trouvent leur origine dans la convection extrêmement forte et profonde du début des années 1990 qui a produit de grands volumes d'eau douce et dense particulièrement froide qui ont rempli successivement la partie inférieure de la couche intermédiaire profonde de toute la mer du Labrador et finalement de l'Atlantique Nord subpolaire. Même si, entre 2014 et 2018, la convection modérément profonde à profonde est descendue à 2 000 m, voire plus, elle n'a pas eu le même effet que la convection du début de la période étudiée de 31 ans. L'événement convectif récent, bien que relativement profond, n'a pas été en mesure de produire une masse d'eau aussi froide, douce et dense que la classe la plus volumineuse, la plus froide, la plus douce et la plus dense des eaux de la mer du Labrador jamais observée.

Le profil de la densité observé entre 1990 et 2020 dans la couche intermédiaire (200 à 2 000 m), à savoir une tendance négative uniforme, révèle la prédominance de la contribution des variations à long terme de la température à la densité par rapport à la contribution des variations de la salinité (figure 20, colonne de droite). Cependant, les eaux plus profondes (2 200 à 3 200 m), comme les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est, présentent une augmentation de la densité sur des niveaux de pression (profondeur) constants (surfaces) au cours de la même période.

Les anomalies annuelles de toutes les variables étudiées ont été calculées par rapport à leurs normales climatologiques (figure 20, rangée du haut) à chaque point du transect AR7W. Elles ont été analysées individuellement et ont également été regroupées et moyennées sur l'ensemble des pentades et des décennies couvertes par la période d'observations sur le transect AR7W. En particulier, la figure 21 présente les anomalies décennales de la température, de la salinité et de la densité sur le transect AR7W calculées de cette façon. Les anomalies décennales appuient et renforcent notre interprétation des tendances linéaires présentées plus haut dans ce rapport. La décennie des années 1990 est caractérisée par de faibles températures et salinités moyennes et des densités moyennes élevées sur l'ensemble de la couche de 50 à 2 000 m. Après la fin de la convection extrêmement profonde des années 1990, la mer a commencé à accumuler de la chaleur et du sel dans cette couche, ce qui apparaît clairement dans les anomalies respectives moyennes de chacune des deux premières décennies du siècle. En effet, les hivers des années 2000 (2000 à 2009) étaient généralement plus doux que ceux de la première moitié des années 1990, ce qui s'est traduit par la production de quantités plus limitées d'eaux de la mer du Labrador moins profondes. Par la suite, les classes des eaux de la mer du Labrador des années 2000, ainsi que les eaux de la mer du Labrador denses et profondes vieillissantes des années 1990, qui étaient à ce moment-là complètement isolées de l'atmosphère et de la couche supérieure de l'océan (Yashayaev 2007a), ont rendu les 2 000 premiers mètres plus chauds, plus salins et moins denses dans les années 2000 qu'au cours de la décennie précédente (figure 21). Malgré l'intensification de la convection hivernale régionale, refroidissant la couche intermédiaire de la mer du Labrador et la renouvelant de façon récurrente avec des eaux de la mer du Labrador nouvellement formées

---

pendant la plus grande partie des années 2010, comparée à l'état moyen pluriannuel des trois décennies, la décennie des années 2010 apparaît encore beaucoup plus chaude, plus saline et moins dense que celles des années 1990 et même quelque peu plus chaude et plus saline que celle des années 2000. Un examen plus approfondi des processus qui ont joué un rôle essentiel dans la formation de ces anomalies est présenté plus tôt dans le rapport.

## RÉSULTATS DU MODÈLE NUMÉRIQUE

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

Le MANIOB (Brickman *et al.* 2016; Wang *et al.* 2016; Brickman *et al.* 2018; Wang *et al.* 2018) repose sur le modèle NEMO 2.3 (Nucleus for European Modelling of the Ocean). 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 des NCEP et du 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.

On a développé le modèle pour 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 2020. Le transport barotrope sert à la représentation de la force du courant du Labrador. Wang et ses collaborateurs (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 document, les transports ont été calculés en se fondant sur les flux modélisés du segment ouest du transect AR7W.

L'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 document.

---

## 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 l'AMOC. 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 23, indique que la variabilité du courant du Labrador peut être divisée en un courant ouest (à partir des isobathes de 300 à 2 500 m) et un courant est (à partir des isobathes de 2 500 à 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).

La moyenne du transport sur la période 1990-2019 est de 45,3 millions de m<sup>3</sup>/s pour le courant du Labrador, de 19,6 millions de m<sup>3</sup>/s pour le courant ouest et de 25,7 millions de m<sup>3</sup>/s pour le courant est. La figure 24 montre les anomalies du transport pour le courant du Labrador, le courant est et le courant ouest. En 2020, le courant ouest du Labrador était plus faible d'approximativement 0,5 million de m<sup>3</sup>/s qu'en 2019, environ 1,6 million de m<sup>3</sup>/s au-dessus de la moyenne de 1990–2020, 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'ONA d'hiver. La tendance s'est inversée en 2014, et le courant est du Labrador était d'environ 0,3 million de m<sup>3</sup>/s plus fort en 2020 qu'en 2018, tout en restant environ 0,4 million de m<sup>3</sup>/s au-dessus de la moyenne de 1990–2019.

## VARIATIONS DE LA CIRCULATION MÉRIDIANNE DE RETOURNEMENT ATLANTIQUE

L'AMOC peut être analysée en deux systèmes de coordonnées. Dans le premier, elle est tranchée par les surfaces isobares (niveaux de pression ou de profondeur constants) et est donc projetée sur l'axe vertical ou de profondeur. Dans l'autre approche, l'AMOC, cartographiée sur les surfaces isopycniques (densité constante), est projetée sur l'axe de densité (Wang *et al.* 2019). L'AMOC rapportée ici est calculée dans l'espace de profondeur. Wang et ses collaborateurs (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 la 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 15 montre un tracé temps-latitude des variations de l'AMOC de 10° N à 60° N en utilisant la moyenne mensuelle de 1990 à 2020, et le cycle saisonnier a été supprimé dans ce calcul. Une tendance générale à l'affaiblissement peut être observée sur la figure 26. En suivant l'approche de Wang et ses collaborateurs (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. La fonction orthogonale empirique 1 représente 75 % de la variance totale, et la fonction orthogonale

---

empirique 2 représente 10 %. Les profils de la fonction orthogonale empirique correspondent à ceux décrits dans Wang *et al.* (2019). La CP1 de l'AMOC montre clairement la poursuite de la tendance à l'affaiblissement après 2011. Aucune tendance claire ne se dégage dans la partie Ekman de l'AMOC montrée dans la CP2 de l'AMOC. Le courant du Labrador s'était renforcé ces dernières années jusqu'en 2020, où il était plus faible qu'en 2019, 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 celle décrite dans 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 et que l'AMOC s'est renforcée en 2020, même si elle était toujours dans son régime faible.

## SOMMAIRE

Le relevé océanographique annuel de la mer du Labrador, dirigé par le MPO, permet d'observer la variabilité des principales variables 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 juillet-août 2020, le transect AR7W a été occupé par l'IOB pour la 33<sup>e</sup> fois depuis 1990. De plus, le réseau de flotteurs profileurs Argo fournissant des données en temps réel sur la température et la salinité dans les 2 000 premiers mètres de l'océan a permis de suivre la variabilité des conditions océanographiques dans la mer du Labrador tout au long de l'année et de produire des estimations plus précises des variables d'état annuelles, non seulement à des profondeurs intermédiaires, mais aussi dans la couche supérieure, ce qui serait impossible avec des données de bord seulement. Les profils des flotteurs Argo sont également utilisés pour établir des transects océanographiques virtuels (p. ex., AR7W), ce qui permet de compenser les éventuelles omissions dans les séquences des relevés annuels (comme cela s'est produit en 2017 et en 2021, par exemple). Dans l'ensemble, les synthèses des observations des flotteurs Argo et des navires présentées dans ce document offrent à un client du MPO un diagnostic et une évaluation approfondis des conditions environnementales d'une côte à l'autre et en profondeur dans l'un des endroits les plus critiques de l'océan mondial, qui sont essentiels pour préparer des prévisions opérationnelles et des prédictions climatiques.

Les résultats du 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. Bien que l'indice de l'ONA d'hiver (de décembre à mars) de 2020 ait été supérieur à la normale et le plus élevé depuis 2015, la pression au niveau de la mer n'était pas associée à de forts vents d'ouest le long de la côte du Labrador, ce qui s'est traduit, respectivement, par des températures de l'air quasi normales et supérieures à la normale en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador. Les températures hivernales et printanières de la surface de la mer dans le bassin du Labrador étaient supérieures à la normale.

- 
2. L'étendue de la glace de mer en hiver était inférieure à la normale dans le détroit de Davis, le nord du plateau du Labrador et le plateau du Labrador. Au printemps, elle était également inférieure à la normale dans ces trois régions.
  3. Dans le bassin du Labrador (la partie centrale profonde de la mer du Labrador), les pertes de chaleur en surface en hiver entraînent la formation d'eaux denses, qui se répandent par la suite dans l'océan, ventilant ses couches profondes et créant essentiellement 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 affiché 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 sont restées proches de la normale en 2019 et 2020.
  4. Dans le bassin du Labrador, les températures moyennes de 2020 sans le cycle climatologique saisonnier sont demeurées au-dessus de la normale pour la deuxième année consécutive dans la couche de 15 à 100 m, et proches de la normale pour la cinquième année consécutive dans la couche de 200 à 2 000 m, interrompant globalement, pour ne pas dire inversant les tendances de température négatives observées dans ces couches depuis 2010 et 2011, respectivement. Le refroidissement antérieur de la couche profonde a été principalement causé par l'approfondissement de la convection hivernale, tandis que la stabilisation actuelle du contenu thermique de la couche de 200 à 2 000 m et sa hausse possible s'expliquent par le fait qu'en raison du refroidissement de surface réduit, la convection hivernale de 2019 était sensiblement moins profonde et qu'avant l'hiver 2020, la colonne d'eau n'était pas suffisamment bien préconditionnée pour que la convection de 2020 descende plus en profondeur.
  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 sont considérées comme les plus importantes, en termes de volume et de profondeur, depuis le milieu des années 1990. Toutefois, cette tendance dans la formation des eaux de la mer du Labrador a changé depuis les deux dernières années, en 2019 et en 2020.
  6. Durant l'hiver 2020, la convection de la mer du Labrador a atteint une profondeur de 1 600 m, voire plus, dépassant d'au moins 100 m les profondeurs du mélange convectif observées en 2019. L'approfondissement de la convection et le léger refroidissement de la couche mixte profonde en 2020 concordent avec les augmentations signalées de l'indice de l'ONA et le refroidissement net de la surface par rapport à l'hiver précédent. Cependant, malgré un indice élevé de l'ONA hivernale (le plus élevé depuis 2015), le mélange hivernal de 2020 était beaucoup moins profond que pendant toute la période de 2015 à 2018, à la fin de laquelle la convection hivernale a atteint et peut-être dépassé 2 000 m, ce qui en fait la plus profonde depuis le record de 2 500 m en 1994. Ainsi, la classe d'âge des eaux de la mer du Labrador développée pendant la pentade précédant 2019 est parmi les plus importantes observées en dehors de la première pentade des années 1990. Ce récent développement progressif de la convection a diminué en 2019, avec un mélange hivernal irrégulier et inégal à des profondeurs allant de 1 000 à 1 500 m. La convection a atteint une profondeur d'environ 100 m de plus l'année suivante (2020), tout en demeurant moins profonde qu'en 2018. Cependant, les profondeurs de la convection hivernale proches de la

---

normale en 2019 et 2020 ont continué à accroître l'absorption des gaz (oxygène dissous, gaz anthropiques et dioxyde de carbone) et, par conséquent, leurs concentrations dans les 1 500 premiers mètres 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 jusqu'en 2020, et que le courant s'est affaibli en 2020. Ce modèle rétrospectif fait apparaître une tendance à la baisse de l'AMOC depuis le milieu des années 1990. En utilisant la CP1 de l'AMOC comme indice de force de l'AMOC, la solution du MANIOB montre que l'AMOC a été constamment faible après le début des années 2000, et la plus faible en 2019. Elle a commencé à se renforcer en 2020, mais le courant du Labrador s'est affaibli cette année-là.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions les officiers et les équipages du navire de la Garde côtière canadienne *Hudson* pour la surveillance qu'ils ont assurée lors des missions océanographiques de 1990 à 2018 dans la mer du Labrador. En particulier, nous félicitons les commandants James Strickland, William Naugle, Fergus Francey et David Martin pour avoir assuré le succès des missions océanographiques les plus difficiles menées par l'auteur. Nous sommes reconnaissants aux réviseurs, Youyu Lu, Peter Galbraith et Frederic Cyr, pour leurs commentaires et suggestions utiles. Nous remercions également Steve Punshon d'avoir obtenu et maintenu des mesures de haute qualité des CFC au cours de la dernière décennie. Les données de réanalyse des NCEP et du NCAR ont été fournies par le Centre de diagnostic climatique du NOAA-CIRES, Boulder, Colorado (États-Unis), et les données sur la concentration de glace de mer par le Centre national de données sur la neige et la glace des États-Unis.

## RÉFÉRENCES CITÉES

- 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, 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.
- Barnston, A. G. and Livezey, R. E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083–1126.
- 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.  
DOI: 10.1080/07055900.2015.1094026
- 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.

- 
- Cavaliere, 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. [Accessed 08 Mar 2021]
- 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., Snook, S., Bishop, Galbraith, P.S., Pye, B., Chen, N., et Han, G. 2021. [Conditions océanographiques physiques sur le plateau continental de Terre-Neuve-et-Labrador en 2019](#). Secr. can. de consult. sci. du MPO. Doc. de rech. 2021/017. iv + 54 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., and Rhines, P. (Eds.). 2008. Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate. 2008, 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, Volume 124, Issue 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, V.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](#). Nature Communications, 13244. DOI: 10.1038/ncomms13244
- 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, Volume 132, March 2015, 197–219.
- Holliday, N.P., Bersch, M., Berx, B. et al. [Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic](#). Nature Communications 11, 585 (2020).
- 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, No. 3, 437–470.
- 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. Issue 132. DOI: 10.1016/j.pocean.2014.12.010
- 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 A, 49, 1819–1835.
- Lozier, M.S., et al., 2019. [A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic](#). Science. Vol. 363, Issue 6426, pp. 516–521. DOI: 10.1126/science.aau6592
- 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]. Progress in Oceanography. 2007. [Observing and Modelling Ocean Heat and Freshwater Budgets and Transports](#). Edited by Igor Yashayaev, Vol. 73, 3–4, May–June 2007, 203–426.
- Progress in Oceanography. 2015. [Oceanography of the Arctic and North Atlantic Basins](#). Edited by Igor Yashayaev, Dan Seidov, Entcho Demirov, Vol. 132, March 2015, 1–352.
- 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.
- Rhein, M, Steinfeldt, R, Kieke, D, Stendardo, I and Yashayaev, I. 2017. [Ventilation variability of Labrador Sea Water and its impact on oxygen and anthropogenic carbon: a review](#). Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 375(2102). 20160321. DOI: 10.1098/rsta.2016.0321
- Smeed, D. A., Josey, S. A., Beaulieu, C., Johns, W. E., Moat, B. I., Frajka-Williams, E., et al. 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. [Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years](#). Nature, 2018; 556 (7700): 227. DOI: 10.1038/s41586-018-0007-4
-

- 
- 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.  
DOI: 10.1073/pnas.231391598
- 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.  
DOI: 10.1002/2016JC011721
- 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., Brickman, D., and Greenan, B. 2019. [Characteristic evolution of the Atlantic Meridional Overturning Circulation from 1990 to 2015: An eddy-resolving ocean model study](#). Deep Sea Research Part I.
- Yashayaev, I. and Zveryaev, I. 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. ISBN: 978-1-4020-6773-0.
- Yashayaev, I. and Loder, J.W. 2009. [Enhanced production of Labrador Sea Water in 2008](#). Geophys. Res. Lett., 36 (1). DOI: 10.1029/2008GL036162
- 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.  
DOI: 10.1016/j.pocean.2014.12.012
- 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 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.  
DOI: 10.1016/j.pocean.2014.11.009
- 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).  
DOI: 10.1002/2016JC012046
- 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.  
DOI: 10.1002/2016GL071668

---

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.

## FIGURES

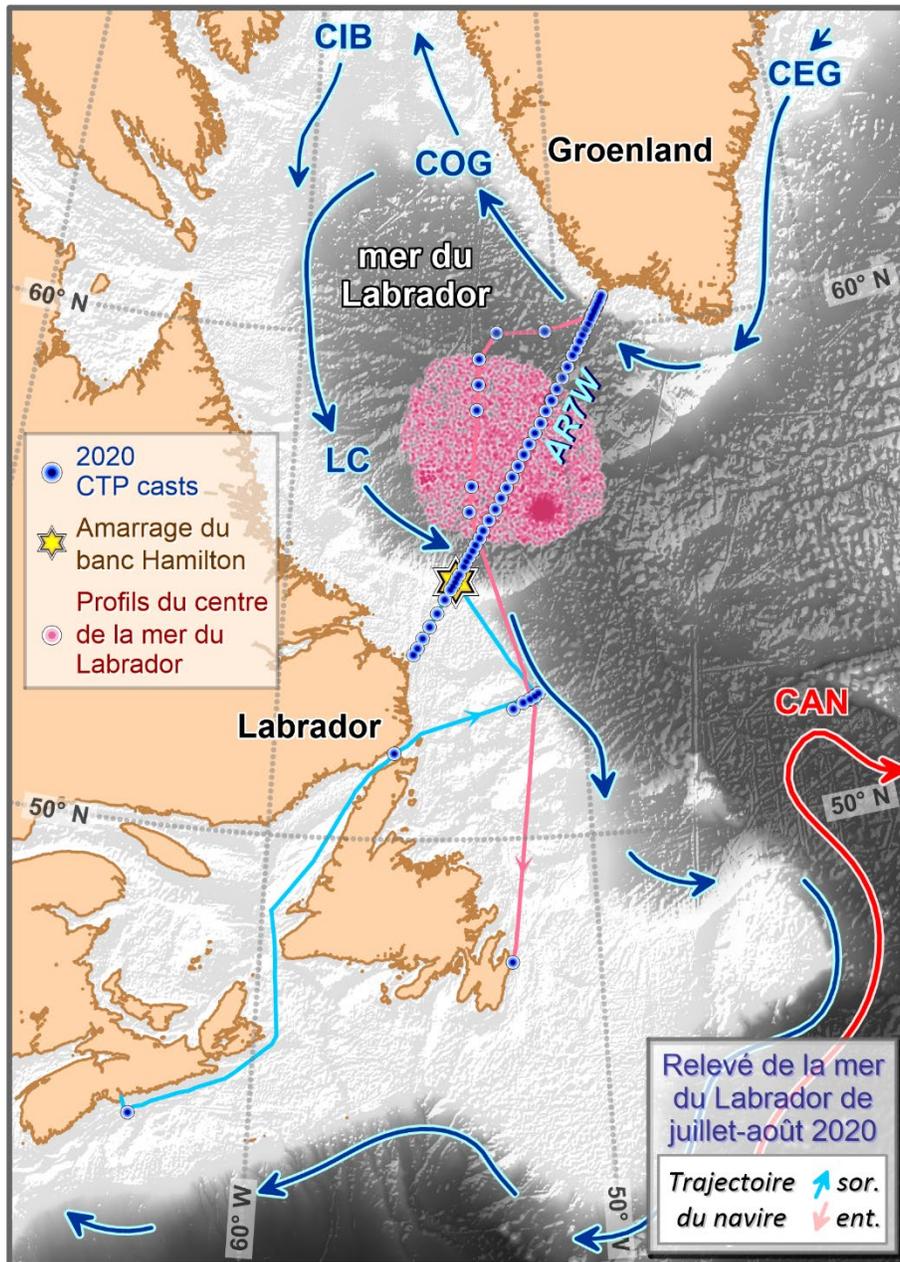


Figure 1. Caractéristiques topographiques et principaux courants profonds dans la mer du Labrador et les régions adjacentes de l'Atlantique Nord. Stations CTP de la mission de juillet et août 2020 dans la mer du Labrador, amarrage du banc Hamilton et emplacement des profils de température et de salinité dans le centre de la mer du Labrador.

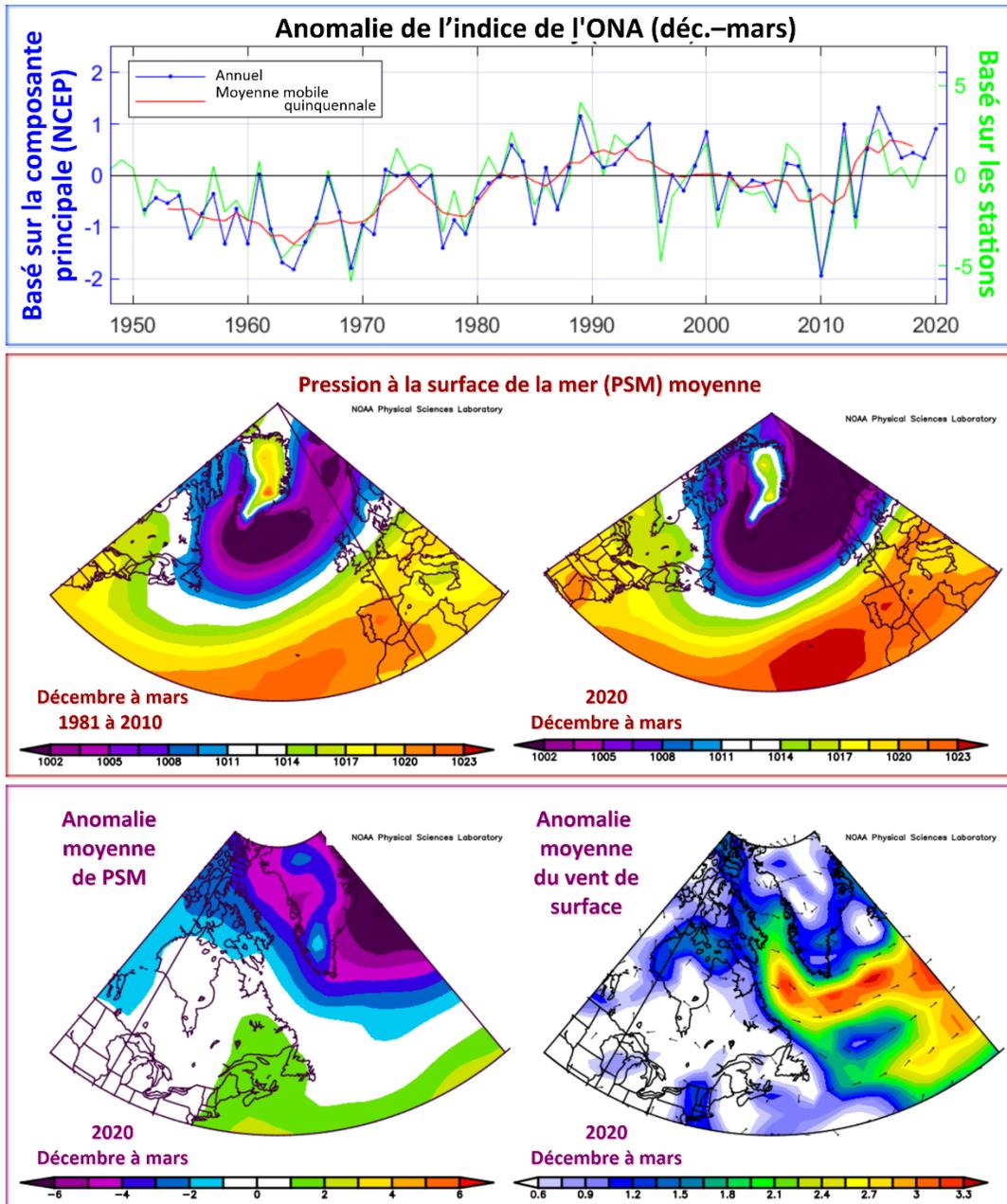


Figure 2. Anomalies de l'indice de l'oscillation nord-atlantique (ONA) par rapport à la moyenne de 1981–2010. L'indice de l'ONA basé sur les stations (en vert) est défini comme la différence de pression au niveau de la mer en hiver (décembre, janvier, février, mars) entre les Açores et l'Islande; les données ont été tirées des [archives de données climatiques du NCAR](#) (Hurrell et al. 2018). L'indice de l'ONA basé sur la composante principale (en bleu) est associé à la première fonction orthogonale empirique des champs d'anomalies de la hauteur normalisés mensuels de 500 millibars pour l'hémisphère nord; les données ont été fournies par le [Climate Prediction Centre](#). Les graphiques du milieu montrent la moyenne de décembre à mars de 1981 à 2010 (graphique du milieu à gauche) et la pression au niveau de la mer de décembre à mars 2020 (graphique du milieu à droite) sur l'Atlantique Nord. Les graphiques du bas montrent l'anomalie de la pression moyenne au niveau de la mer de décembre à mars 2020 (graphique du bas à gauche) et l'anomalie du vent vecteur de surface de décembre à mars 2020 (graphique en bas à droite).

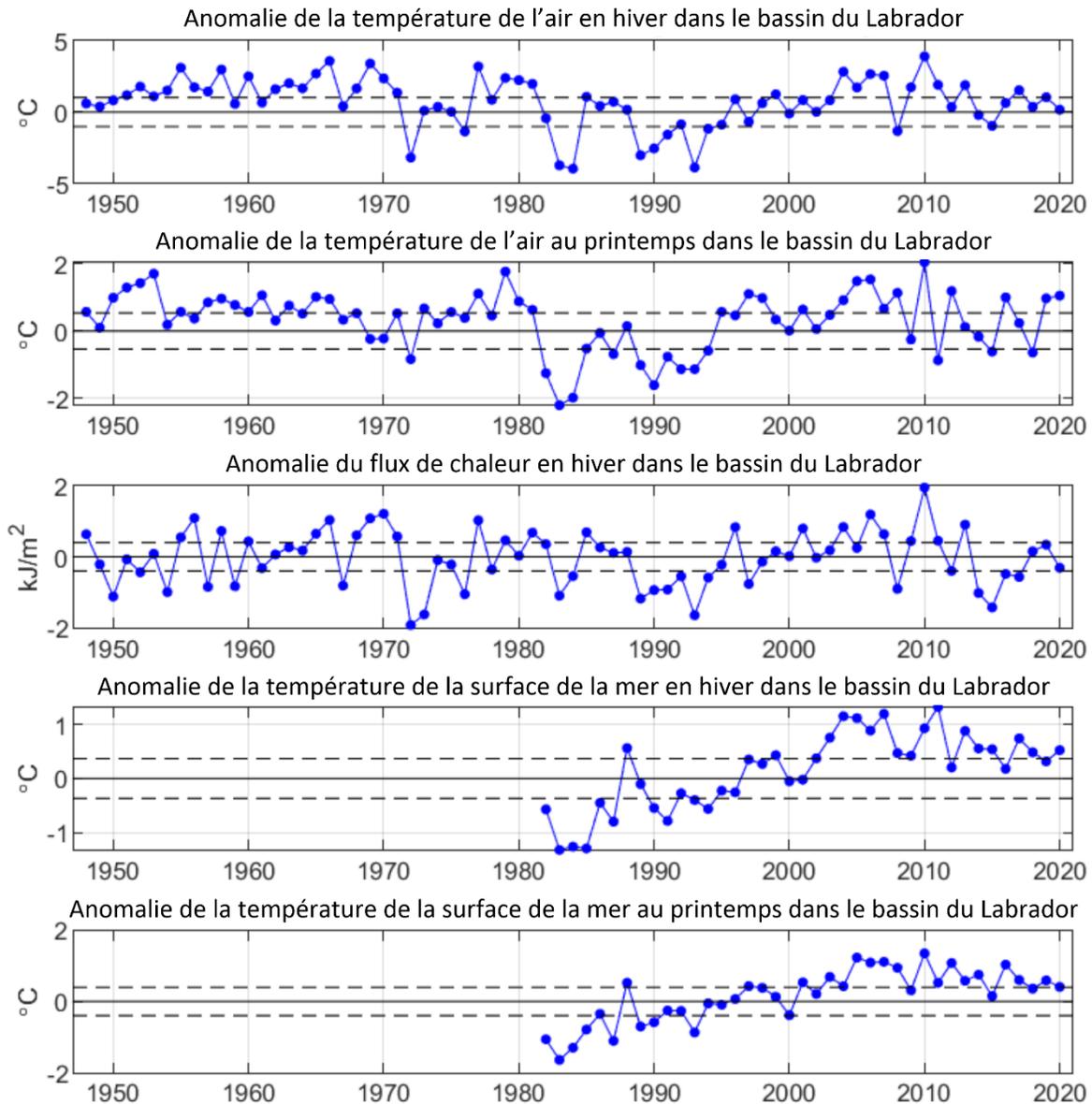


Figure 3. Anomalies de la température de l'air en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador, du flux de chaleur cumulé à la surface de la mer en hiver et de la température de la surface de la mer en hiver et au printemps, par rapport à la moyenne de 1981 à 2010. Les lignes noires pleines horizontales représentent la moyenne respective pour la période 1981–2010. Les lignes horizontales tirées représentent l'écart-type de 0,5 par rapport à la moyenne. Les données sur la température de la surface de la mer ont été extraites de l'ensemble de données sur l'interpolation optimale de la température de la surface de la mer. Les autres séries représentées sur la figure sont basées sur l'ensemble de données de réanalyse des NCEP et du NCAR. Les deux ensembles de données ont été fournis par la [NOAA](https://www.noaa.gov/).

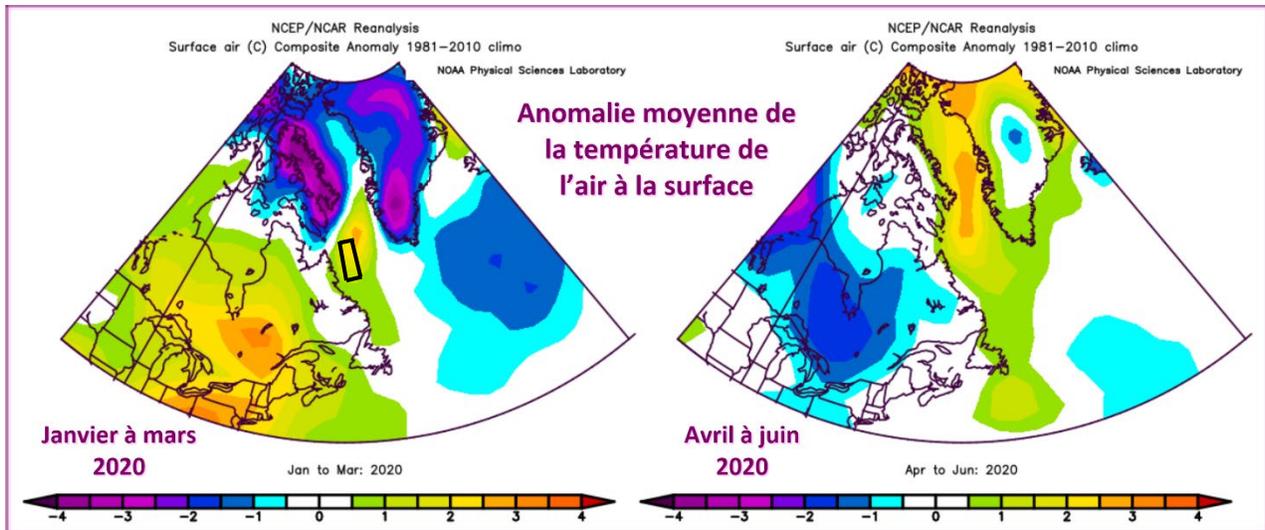


Figure 4. Anomalies hivernales et printanières de la température de l'air ( $^{\circ}\text{C}$ ) au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest par rapport aux moyennes enregistrées entre 1981 et 2010; les données ont été obtenues du site Internet de la NOAA [consulté le 4 février 2020].

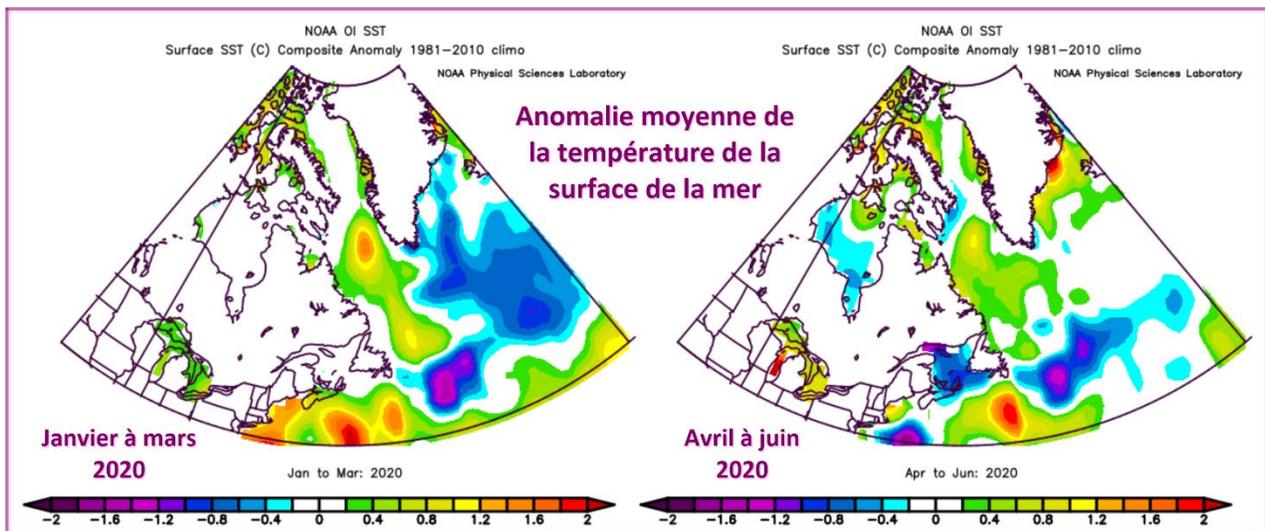


Figure 5. Anomalies hivernales et printanières de la température de la surface de la mer ( $^{\circ}\text{C}$ ) au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest par rapport aux moyennes enregistrées entre 1981 et 2010; les données ont été obtenues du site Internet de la NOAA [consulté le 4 février 2020].

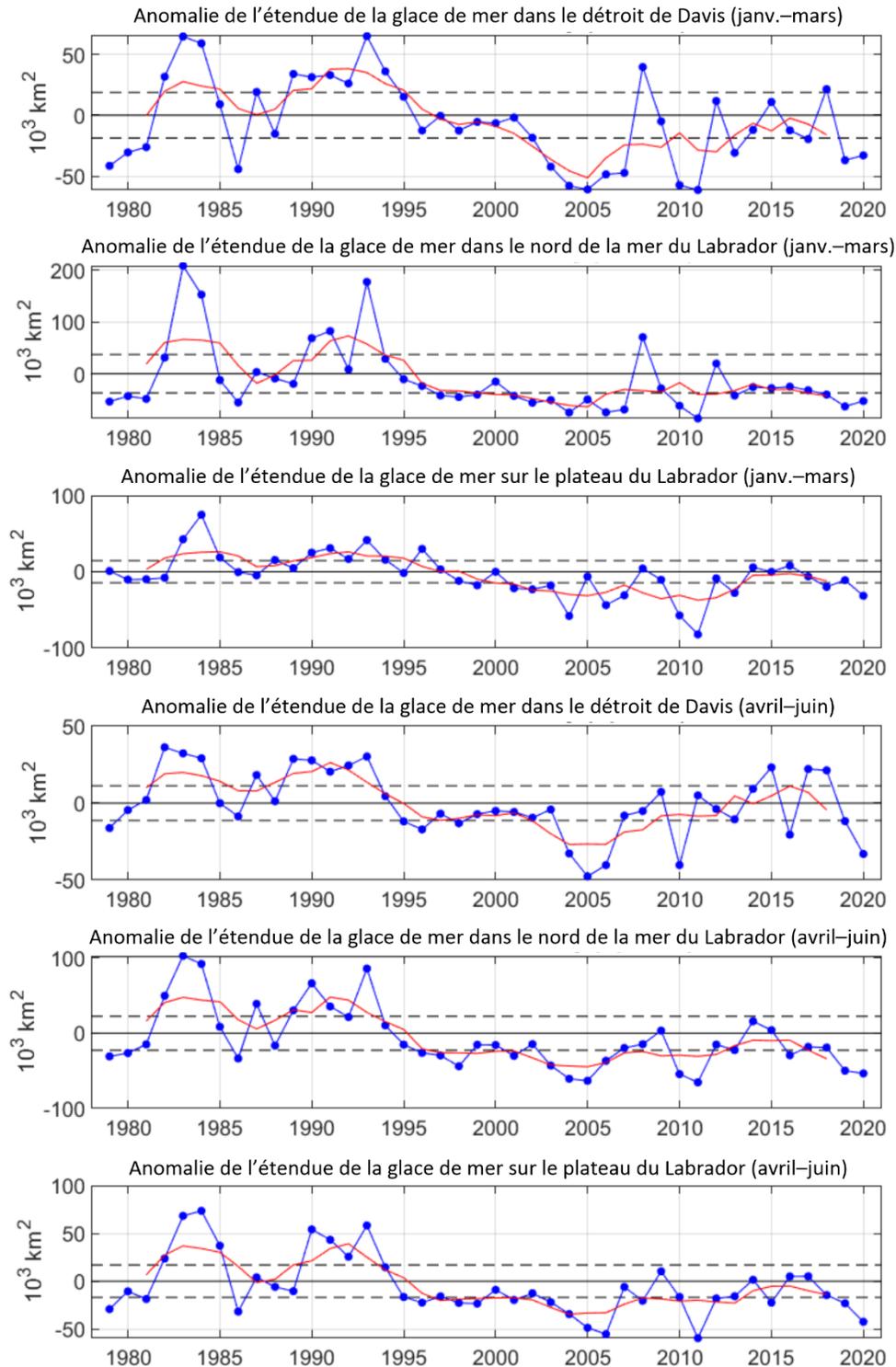


Figure 6. Anomalies de l'étendue de la glace de mer en hiver et au printemps (en bleu) et leurs moyennes mobiles sur cinq ans (en rouge) pour : 1) le détroit de Davis (63–68° N), 2) le nord de la mer du Labrador (58–63° N) et 3) le plateau du Labrador (53–58° N), d'après l'ensemble de données du [Centre national de données sur la neige et la glace](#) des États-Unis. Les lignes horizontales pleines représentent la moyenne respective pour la période 1981–2010. Les lignes horizontales tirées représentent un écart-type de 0,5 par rapport à la moyenne.

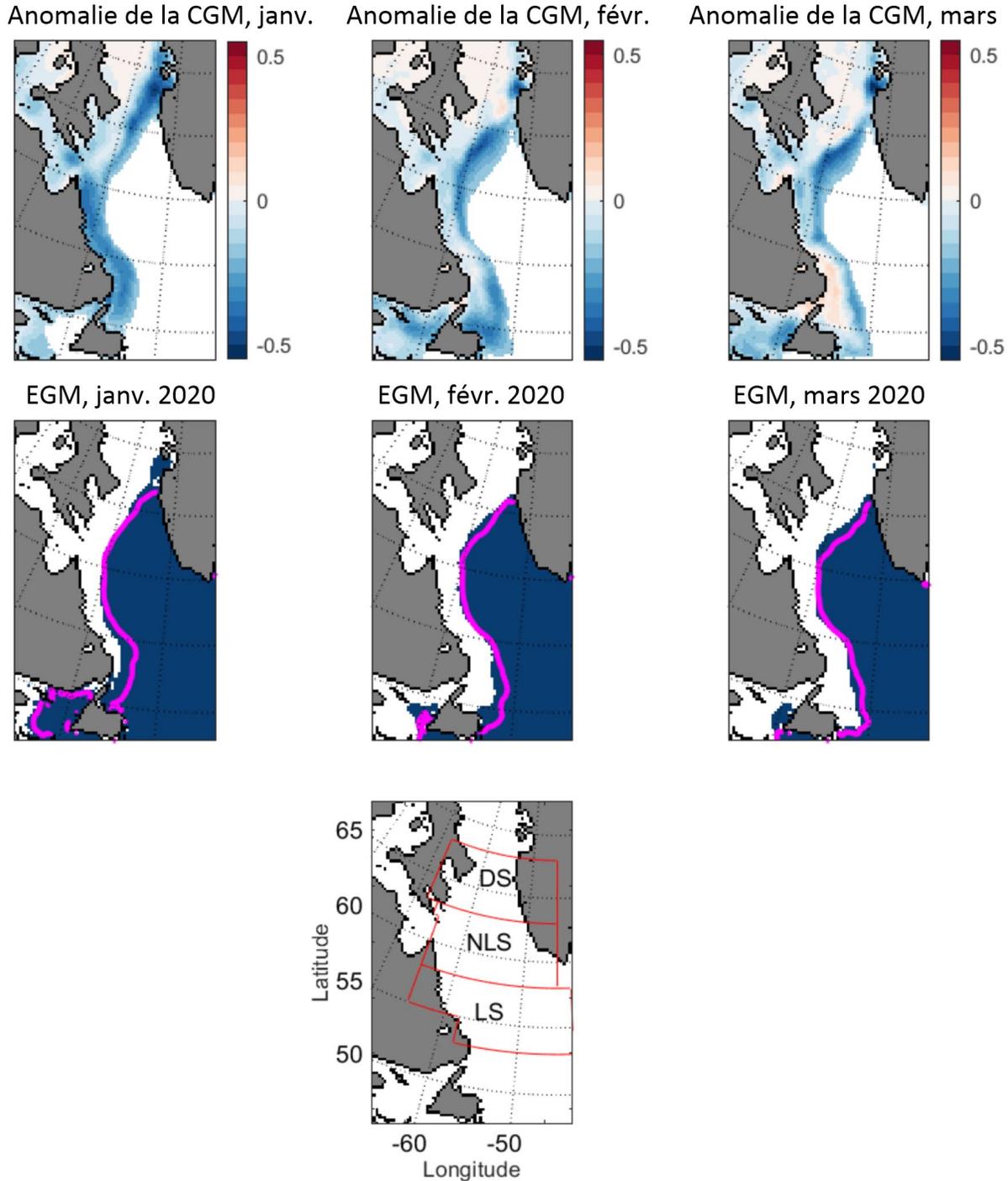


Figure 7. Anomalies de la concentration de glace de mer (CGM ; en haut) et étendue de la glace de mer (EGM ; au milieu) de janvier à mars 2020, selon le [Centre national de données sur la neige et la glace](#) des États-Unis (période de référence : 1979–2000). Les lignes magenta indiquent la limite médiane des glaces pour la période 1981–2010. Le graphique du bas montre les régions du détroit de Davis, du nord de la mer du Labrador et du plateau continental du Labrador.

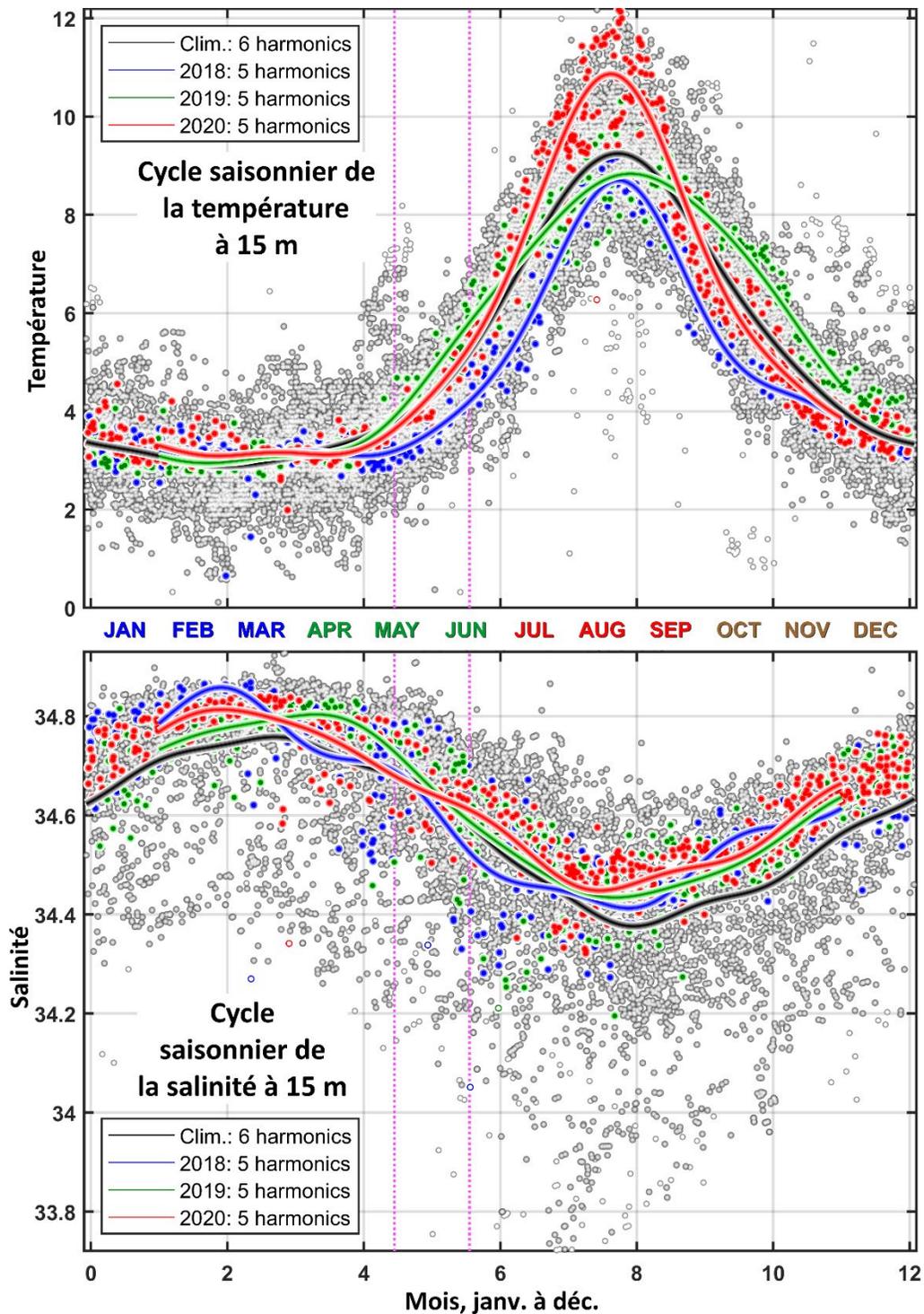


Figure 8. Température (graphique du haut) et salinité (graphique du bas) mesurées à 15 m dans le centre de la mer du Labrador de 1948 à 2021 (figure 1). Les valeurs des données de 2018, 2019 et 2020 sont indiquées en bleu, en vert et en rouge, respectivement. La ligne noire représente le cycle saisonnier climatologique, régulier ou normal de toutes les données; les lignes bleue, verte et rouge représentent les cycles saisonniers de 2018, 2019 et 2020, respectivement. Les lignes verticales en pointillés magenta délimitent la période du 15 mai au 15 juin.

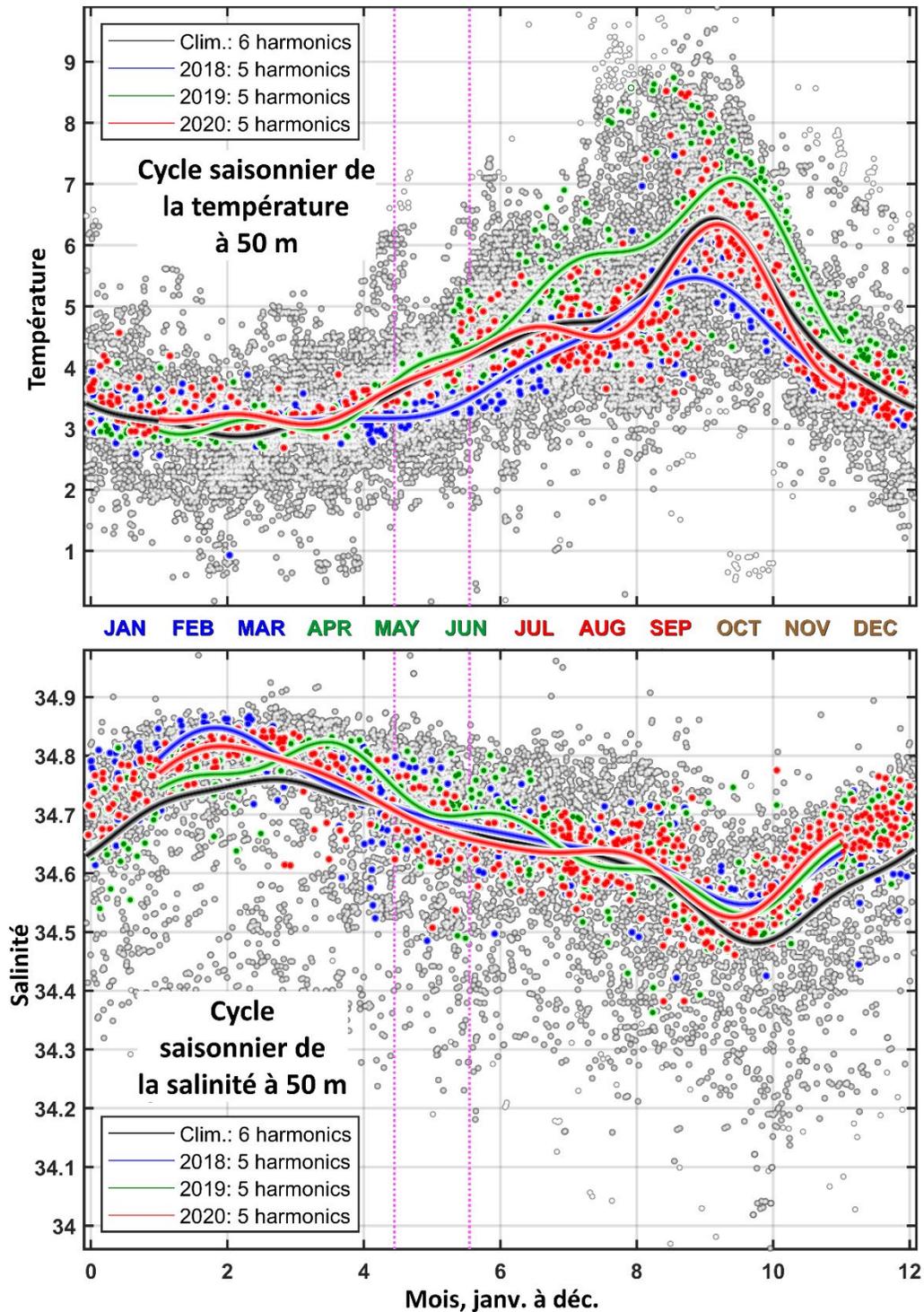


Figure 9. Température (graphique du haut) et salinité (graphique du bas) mesurées à 50 m dans le centre de la mer du Labrador de 1948 à 2021 (figure 1). Les valeurs des données de 2018, 2019 et 2020 sont indiquées en bleu, en vert et en rouge, respectivement. Les lignes noire, bleue, verte et rouge représentent les cycles saisonniers climatologiques (réguliers ou normaux) de toutes les données et les cycles saisonniers de 2018, 2019 et 2020, respectivement (notez le passage de 15 m à 50 m). Les lignes verticales en pointillés magenta délimitent la période du 15 mai au 15 juin.

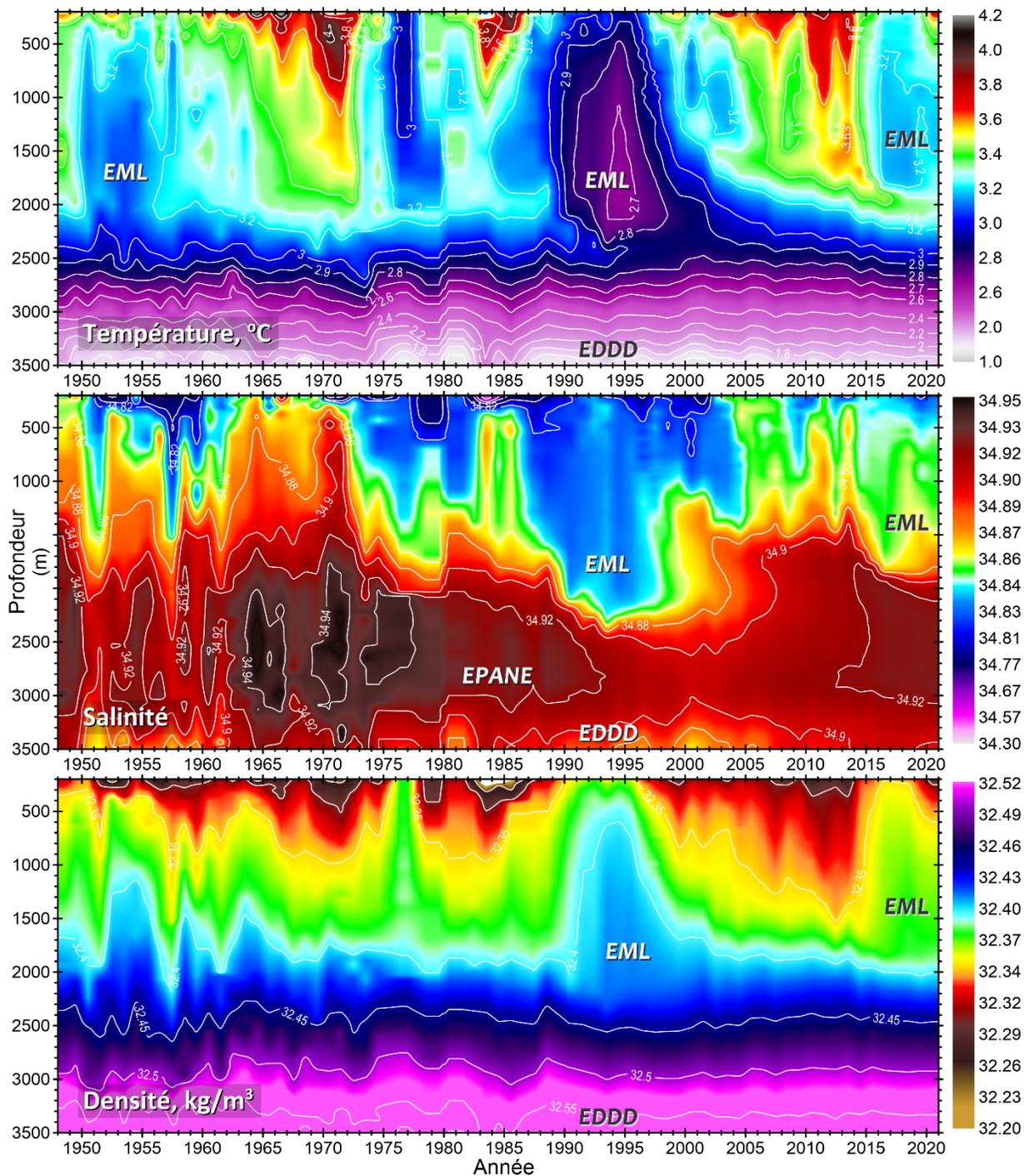


Figure 10. Profils annuels de température (graphique du haut), de salinité (graphique du milieu) et de densité (par rapport à une pression de 1 000 dbar, graphique du bas) dans la région centrale de la mer du Labrador (période : 1948 à 2020, tranche d'eau : 200 à 3 500 m). La moyenne annuelle de 1948 à 1987 des observations de qualité contrôlée a été calculée en deux étapes, d'abord à l'échelle isobare locale et ensuite à l'échelle isopycnique régionale. Pour la période 1987–2020, les données des navires ont été moyennées principalement de façon isopycnique, et les données Argo selon le processus en deux étapes. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

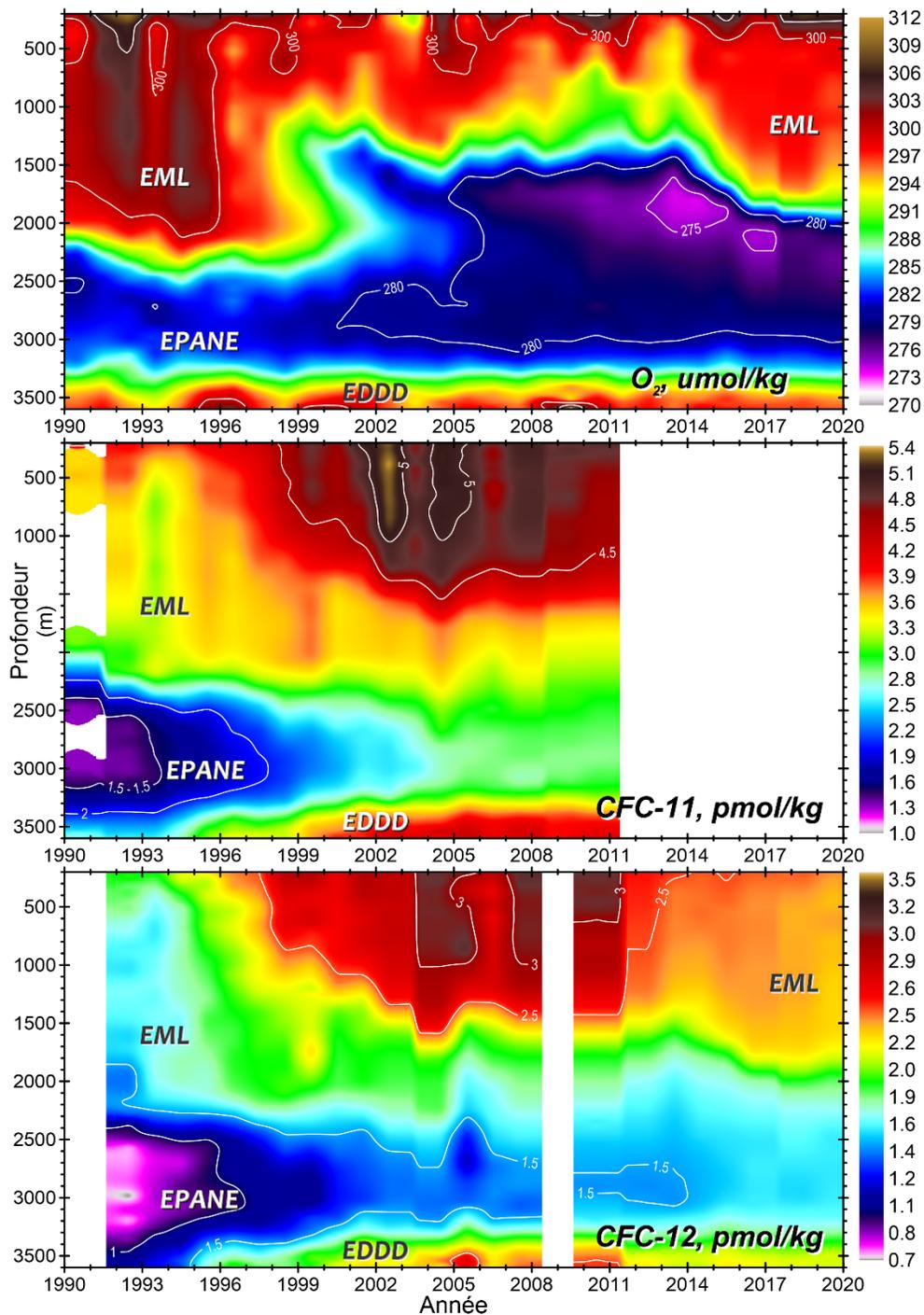


Figure 11. Profils composites annuels de l'oxygène dissous, des CFC-11 et des CFC-12 (graphiques du haut, du milieu et du bas, respectivement) dans la région centrale de la mer du Labrador (période : 1990 à 2019, tranche d'eau : 200 à 3 500 m). Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark. Un contrôle de la qualité approfondi et des corrections en fonction du temps, fondés sur une analyse multivariée des données océanographiques (p. ex., dans des couches de masse d'eau presque stagnantes ou à évolution lente, comme le centre des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est) ont été appliqués aux ensembles de données avant le calcul de la moyenne.

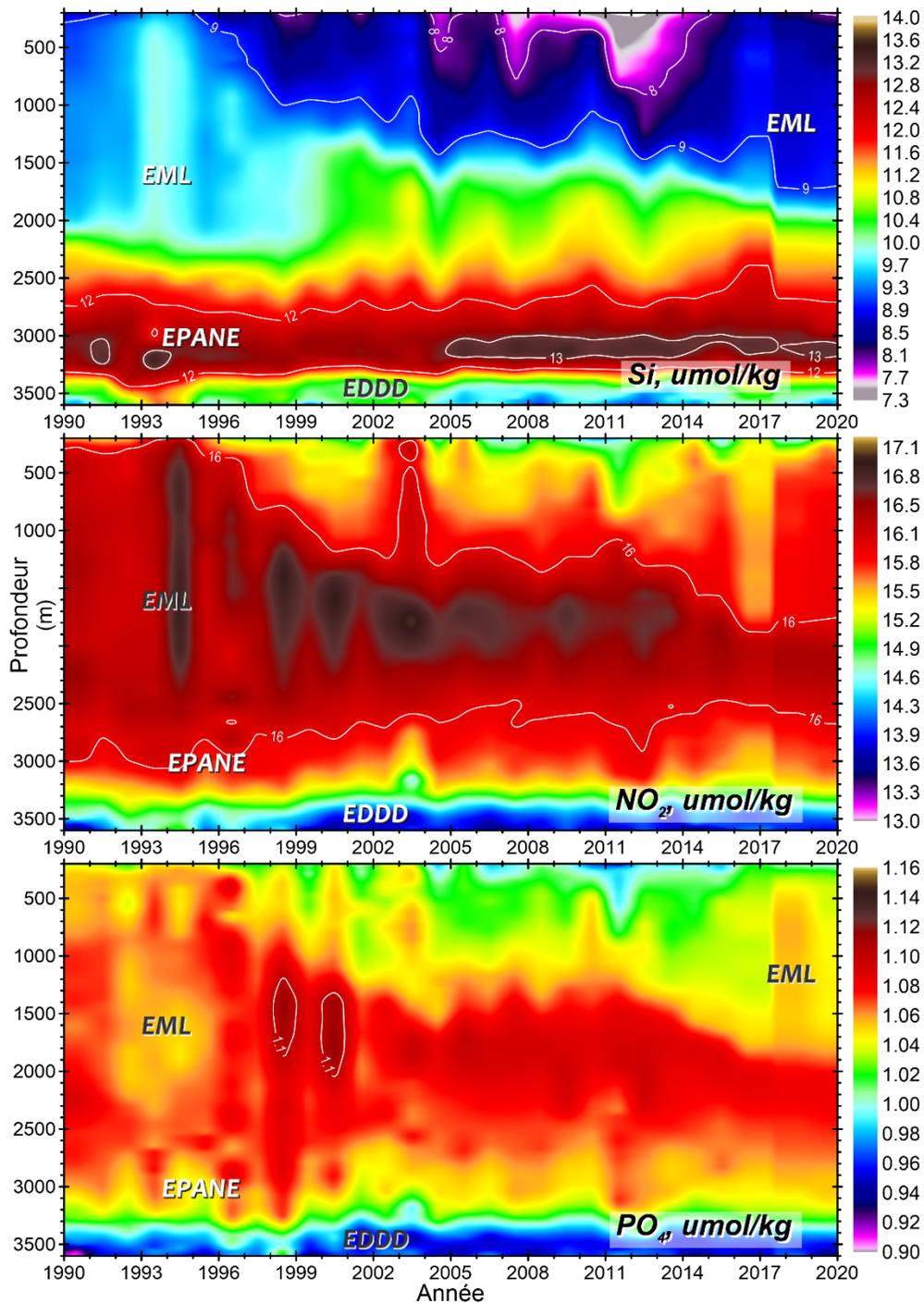


Figure 12. Profils composites annuels des concentrations de silicates, de nitrates et de phosphates dissous (graphiques du haut, du milieu et du bas) dans la région centrale de la mer du Labrador (période : 1990 à 2019, tranche d'eau : 200 à 3 500 m). Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark. Un contrôle de la qualité approfondi et des corrections en fonction du temps, fondés sur une analyse multivariée des données océanographiques (p. ex., dans des couches de masse d'eau presque stagnantes ou à évolution lente, comme le centre des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est) ont été appliqués aux ensembles de données avant le calcul de la moyenne.

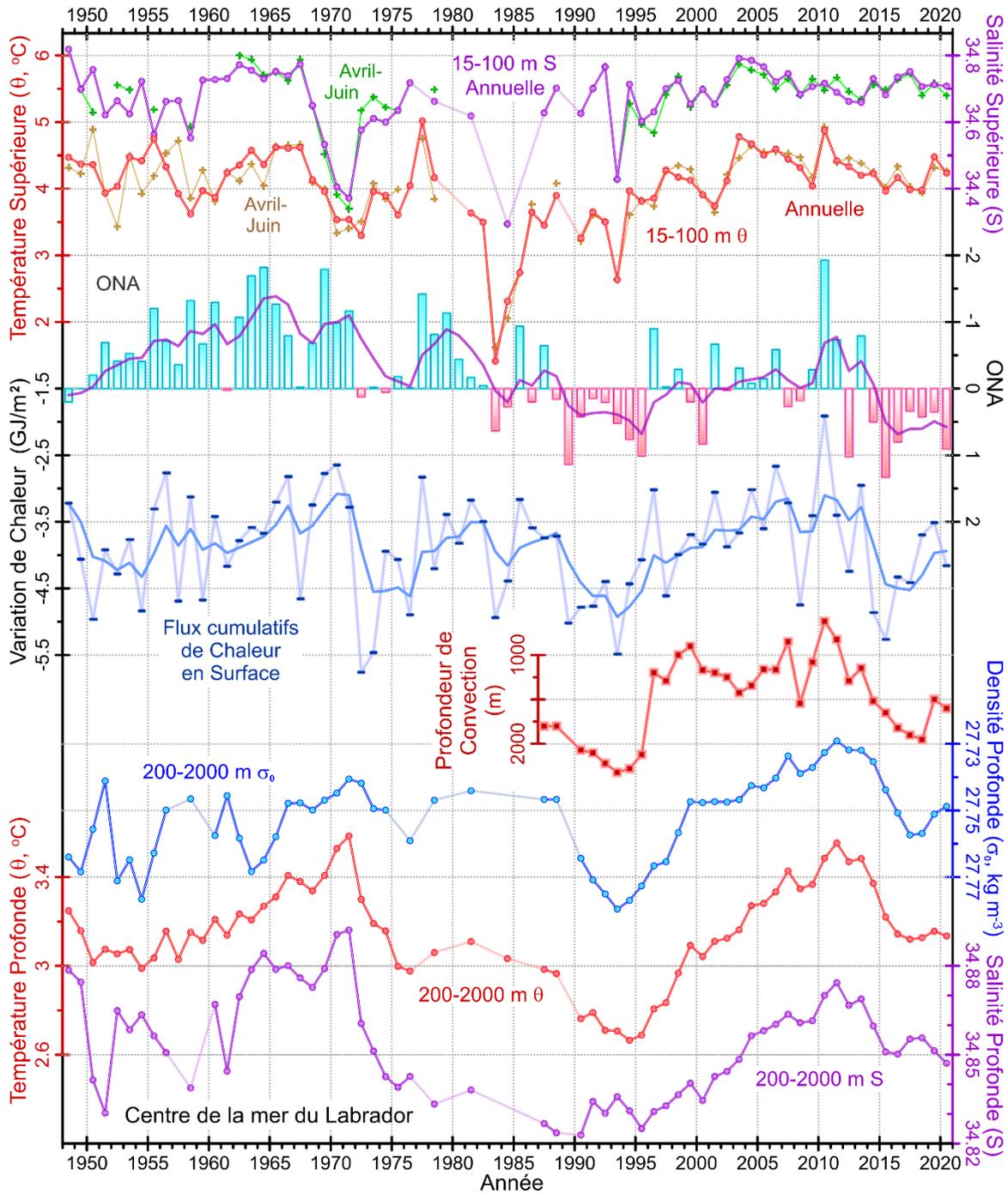


Figure 13. Principales variables de l'état de l'environnement dans le centre de la mer du Labrador depuis 1948. De haut en bas : salinité (S) et température ( $\theta$ ) moyennes annuelles et printanières moyennées sur la tranche d'eau de 15–100 m; indice de l'oscillation nord-atlantique (ONA) d'hiver normalisé (graphique à barre, échelle inversée); flux de chaleur en surface cumulé, basé sur les données des NCEP et du NCAR et calculé pour la partie centrale de la mer du Labrador sur des saisons de refroidissement annuelles définies individuellement (en bleu); les deux lignes pleines superposées aux graphiques de l'ONA et du flux de chaleur sont des séries filtrées de cinq points de retour; densité annuelle moyenne de l'eau de mer ( $\sigma_\theta$ , par rapport à 0 dbar), de  $\theta$  et de S moyennées sur la tranche d'eau de 200–2 000 m dans la partie centrale de la mer du Labrador.

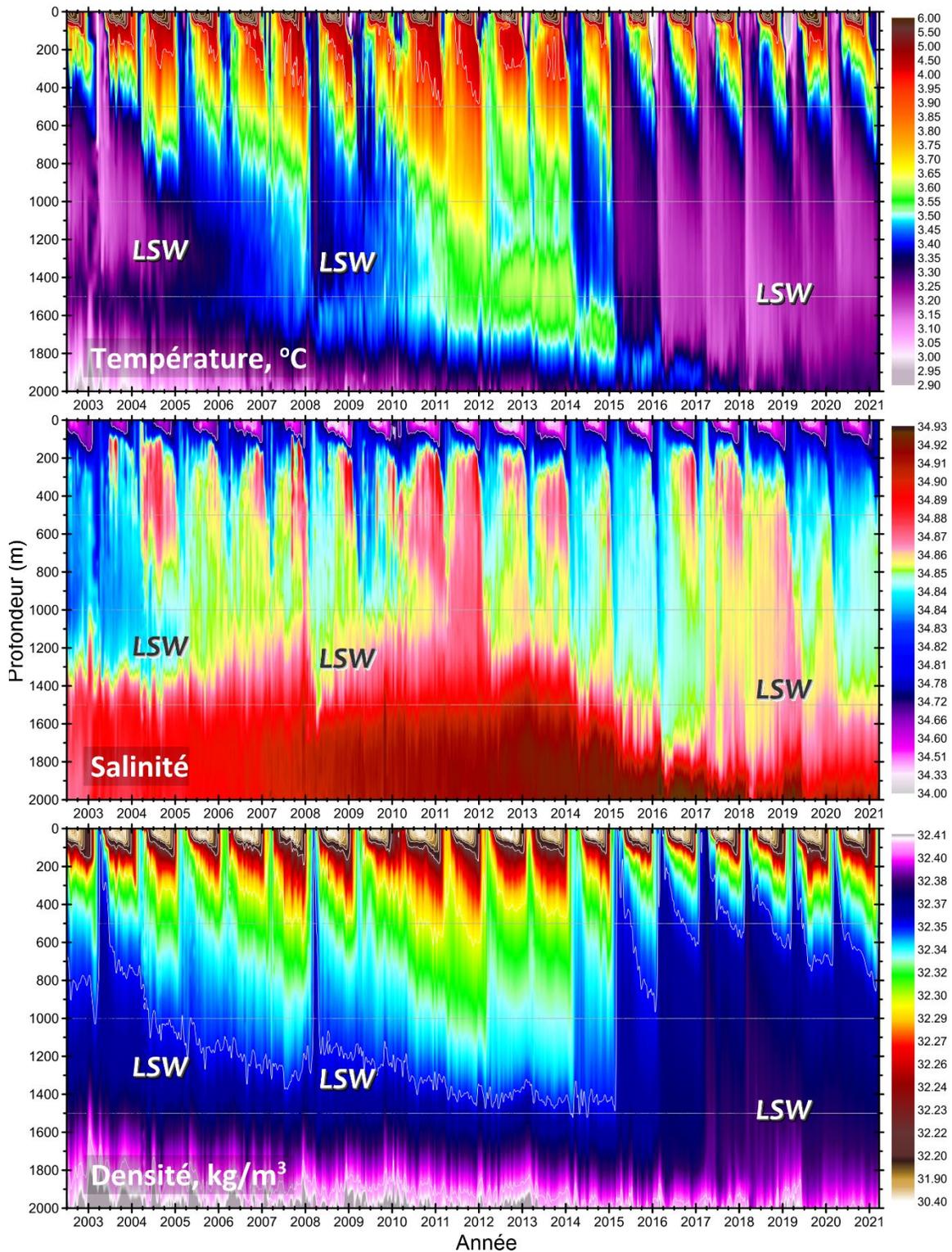


Figure 14. Température (en haut), salinité (au milieu) et densité (par rapport à une pression de 1 000 dbar; en bas) données de la couche 0 à 2 000 m de profondeur dans le centre de la mer du Labrador, pendant 2002 à 2021, basées sur les données nettoyées et calibrées des flotteurs Argo et des observations des navires à des intervalles de 10 jours se chevauchant à partir de tranches de 5 jours.

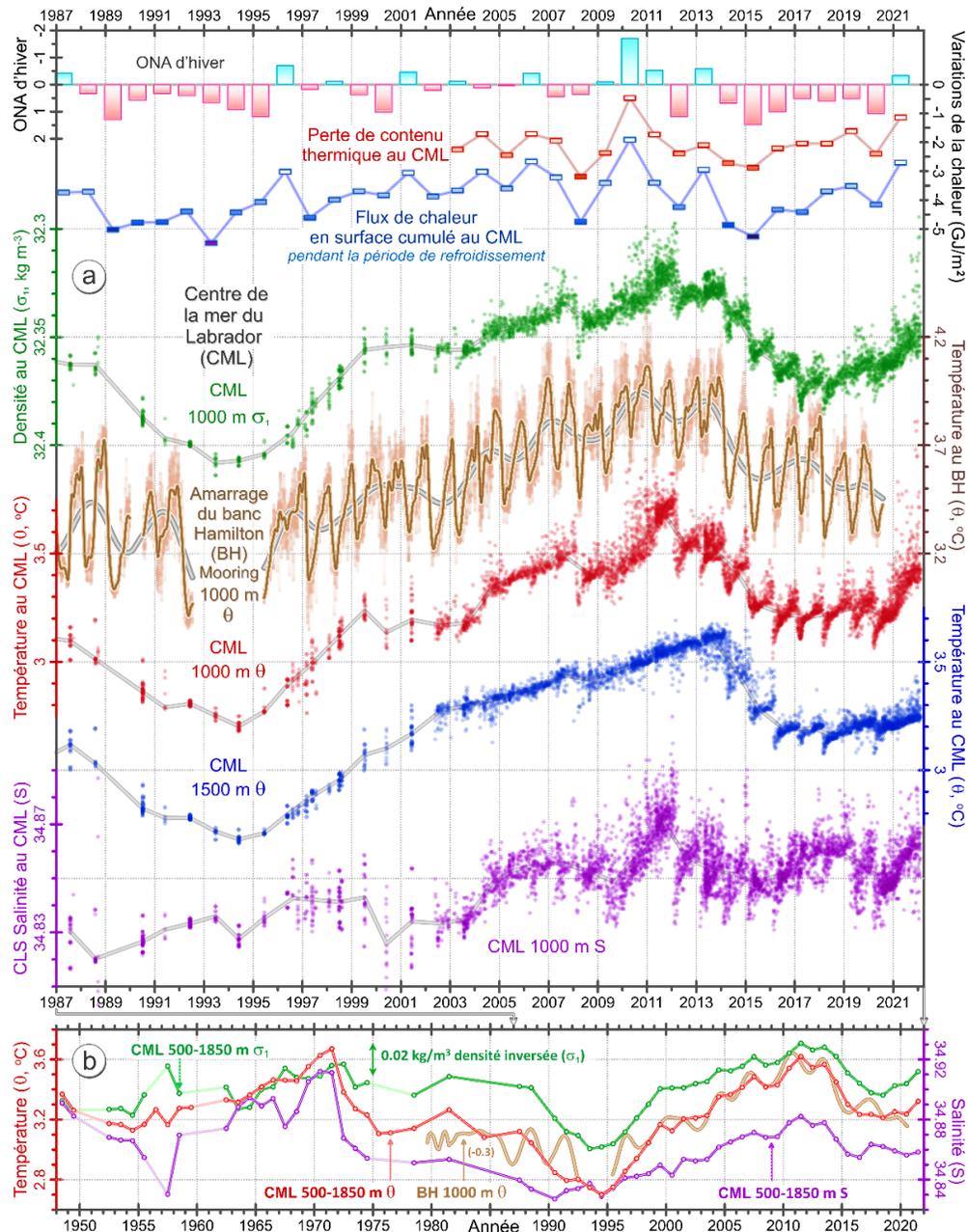


Figure 15. Graphique du haut : indice de l'oscillation nord-atlantique (ONA) d'hiver normalisé (inversé); perte annuelle de chaleur de la couche de 15 à 2 000 m dans le centre de la mer du Labrador (CML) définie sur différentes périodes de refroidissement de l'océan (en rouge); flux net de chaleur en surface au centre de la mer du Labrador, intégré sur différentes saisons de refroidissement (en bleu); densité ( $\sigma_t$ , en vert), température ( $\theta$ , en rouge) et salinité (S, en violet) non ordonnées de l'eau de mer dans le centre de la mer du Labrador à 1 000 m et  $\theta$  (en bleu) à 1 500 m d'après les profils des navires et des flotteurs Argo et leurs moyennes annuelles respectives (en gris);  $\theta$  (en brun) au fond (1 000 m), traitée au filtre passe-bas, de l'amarrage du banc Hamilton (BH). Graphique du bas : moyennes annuelles de  $\sigma_1$  (en vert), de  $\theta$  (en rouge) et de S (e violet) moyennées sur la tranche d'eau de 500 à 1 850 m des profils du centre de la mer du Labrador;  $\theta$  (en brun) au fond, traitée au filtre passe-bas, de l'amarrage du banc Hamilton.

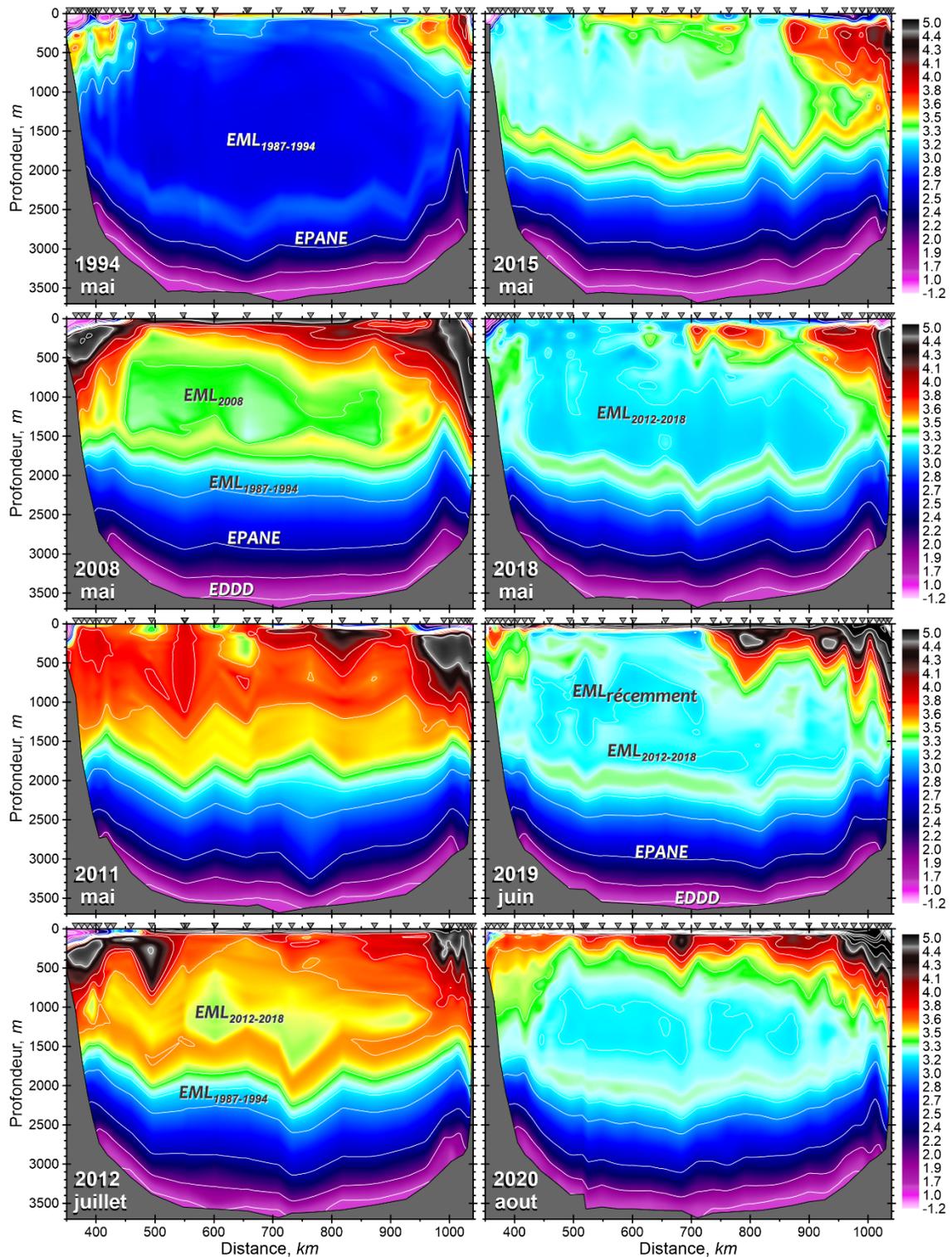


Figure 16. Distributions de la température potentielle ( $^{\circ}\text{C}$ ) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir des relevés annuels printemps-été en 1994, 2008, 2011, 2012, 2015, 2018 et 2020. Les triangles inversés en haut de chaque graphique indiquent l'emplacement des stations. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

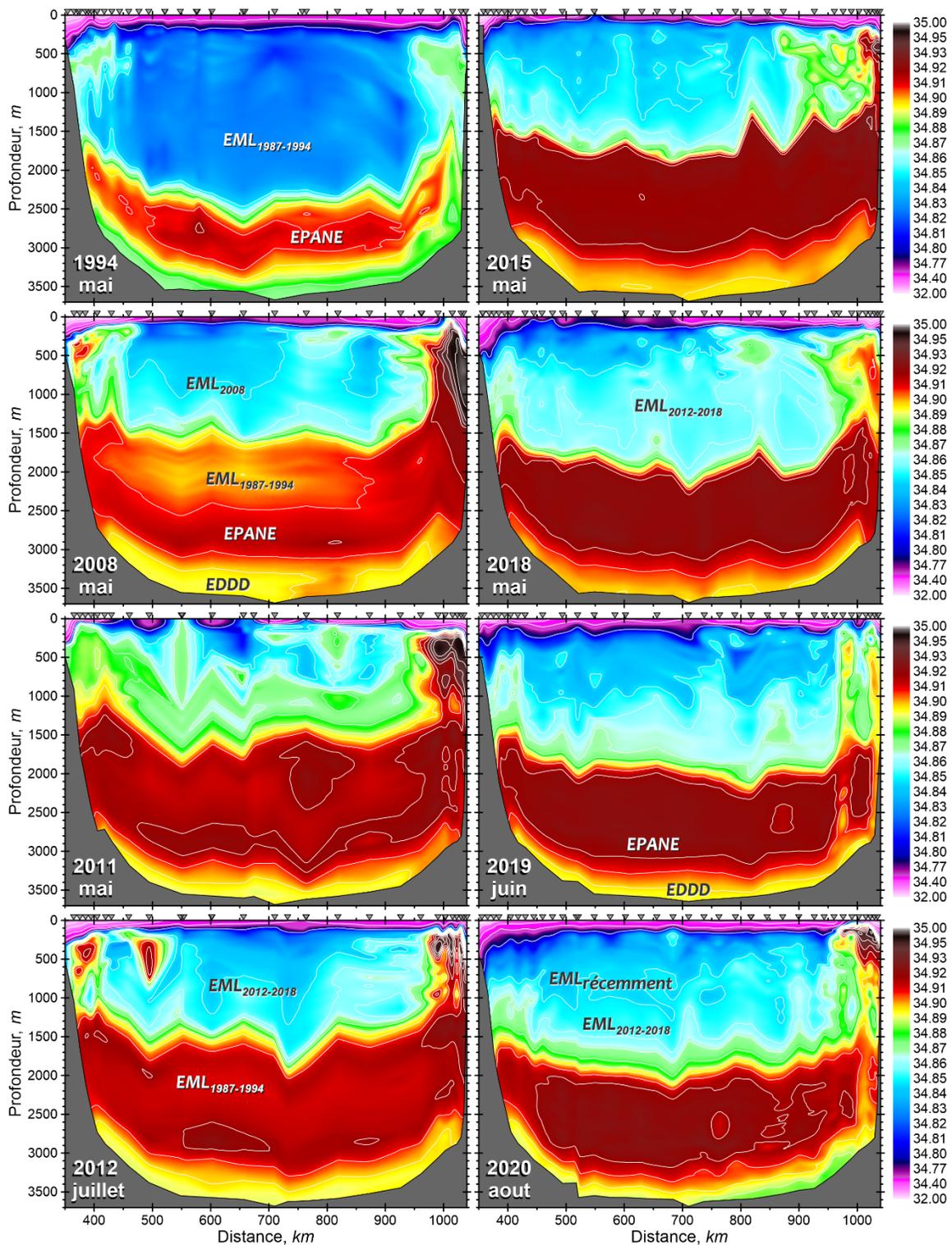


Figure 17. Distributions de la salinité (S) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir des relevés annuels printemps-été en 1994, 2008, 2011, 2012, 2015, 2018, 2019 et 2020. Les triangles inversés en haut de chaque graphique indiquent l'emplacement des stations. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

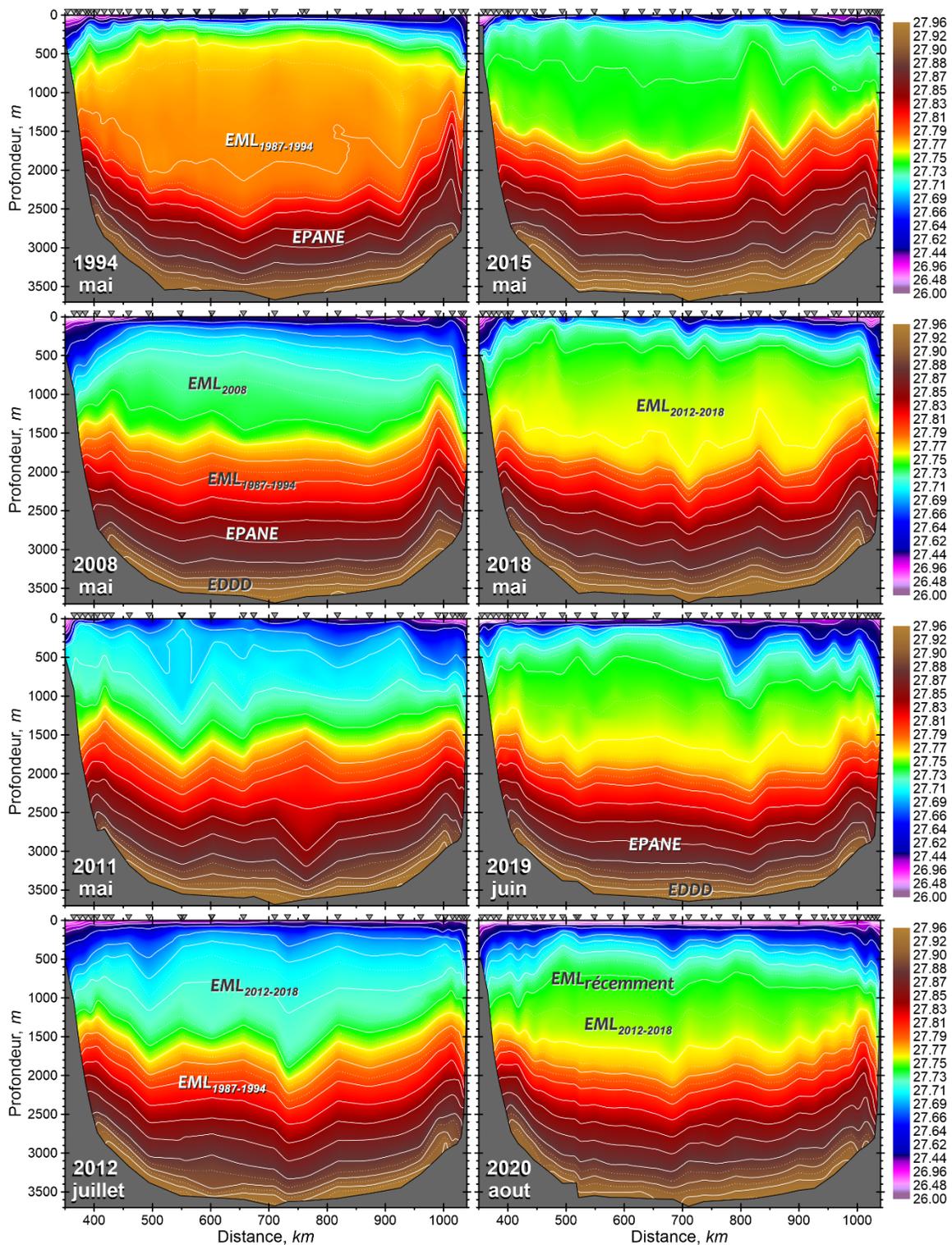


Figure 18. Distributions de la densité potentielle (par rapport à la surface de la mer,  $\text{kg/m}^3$ ) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir des relevés annuels printemps-été de 1994, 2008, 2011, 2012, 2015, 2018, 2019 et 2020. Les triangles inversés indiquent l'emplacement des stations. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

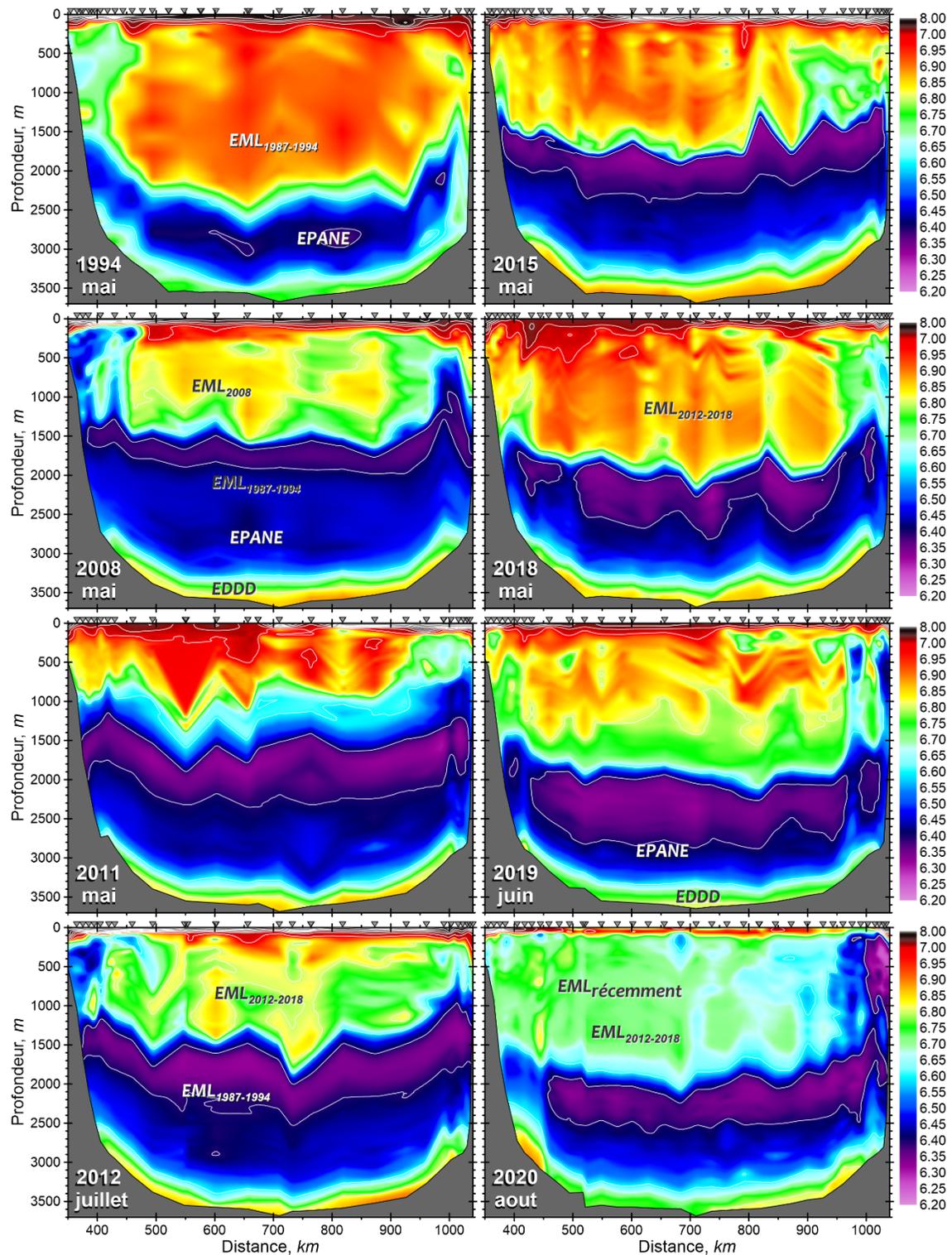


Figure 19. Distributions de la concentration d'oxygène dissous (ml/l) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador à partir des relevés annuels printemps-été en 1994, 2008, 2011, 2012, 2015, 2018, 2019 et 2020. Les triangles inversés indiquent l'emplacement des stations. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark.

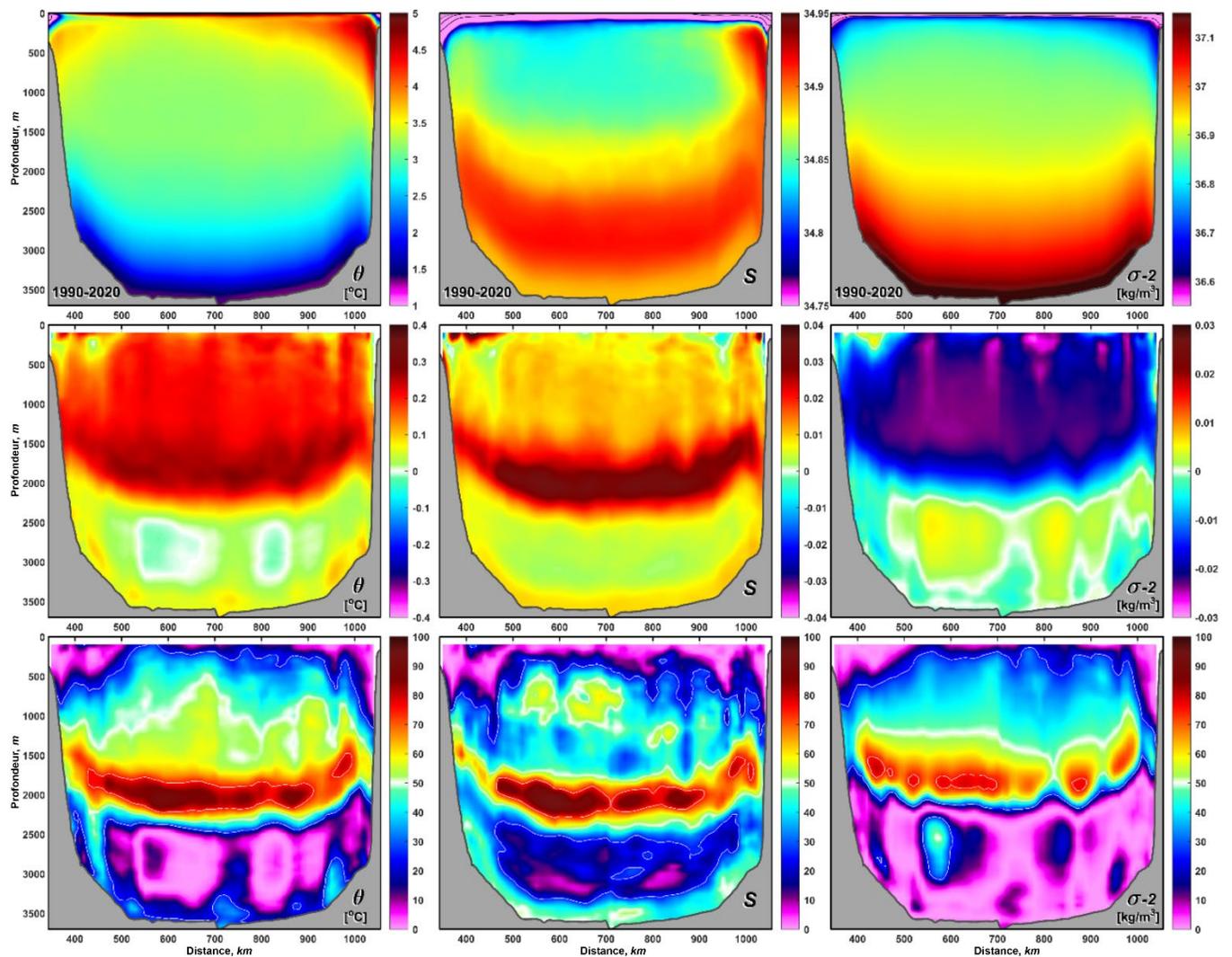


Figure 20. Normales climatologiques (rangée du haut) de la température (colonne de gauche), de la salinité (colonne du milieu) et de la densité (colonne de droite); taux moyen de variation sur la période 1990–2020, obtenu en ajustant les tendances linéaires des séries chronologiques de 31 ans établies pour chaque intervalle profondeur/pression par rapport à la distance dans le plan de coupe actif du transect AR7W et calculé comme une variation sur 10 ans (rangée du milieu); contributions, en pourcentage, de la tendance linéaire à la variance totale (rangée du bas). Les estimations présentées sont fondées sur toute la collection de données des relevés océanographiques canadiens et internationaux dans la mer du Labrador sur le transect AR7W entre 1990 et 2020.

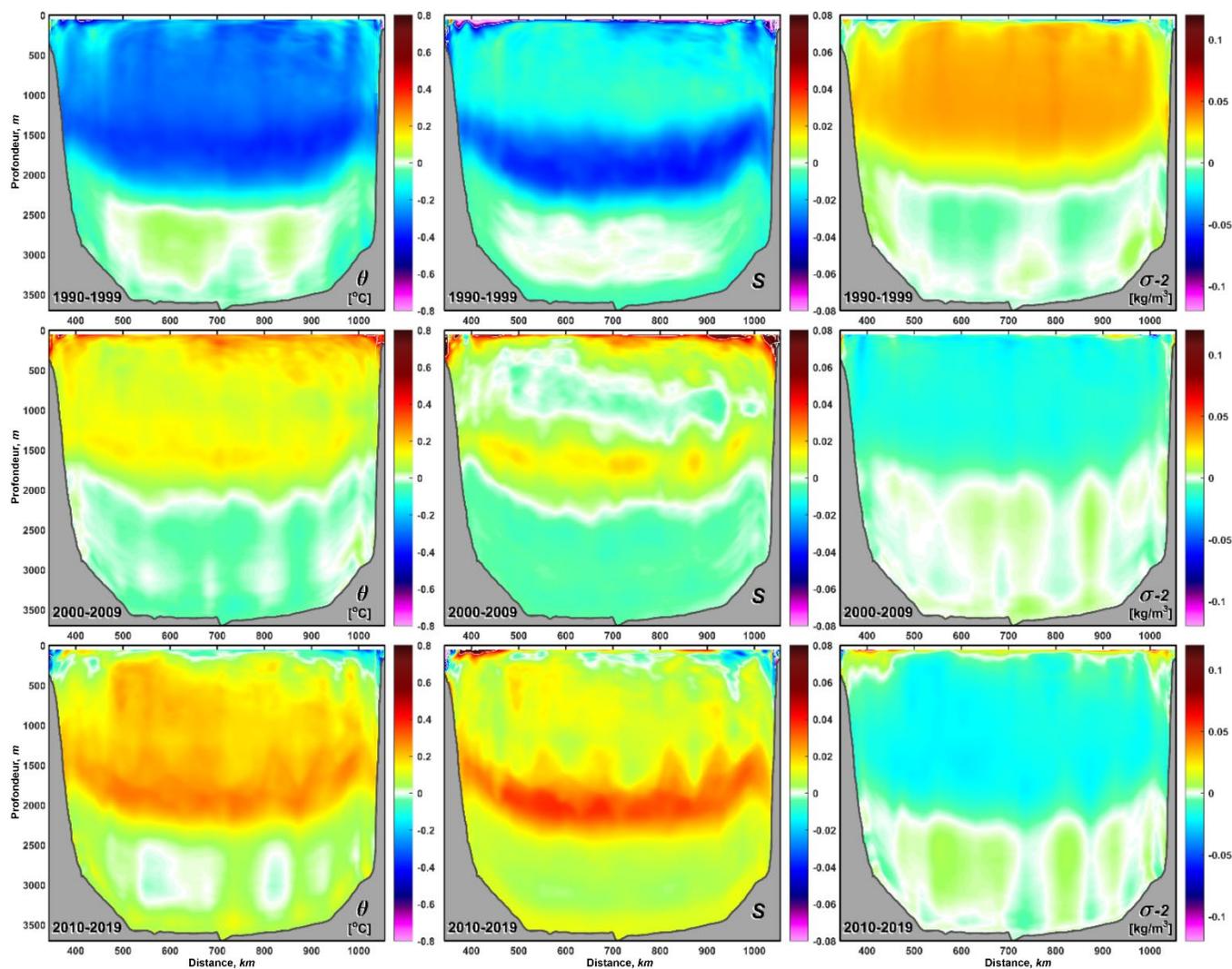


Figure 21. Moyenne décennale de 1990 à 1999 (rangée du haut), de 2000 à 2009 (rangée du milieu) et de 2010 à 2019 (rangée du bas) des anomalies de la température (colonne de gauche), de la salinité (colonne du milieu) et de la densité (colonne de droite) sur le transect AR7W, basée sur toute la collection de données des relevés océanographiques canadiens et internationaux dans la mer du Labrador. Les anomalies décennales sont fondées sur la moyenne des anomalies annuelles par rapport à la normale climatologique de 1990 à 2020 présentée à la figure 20.

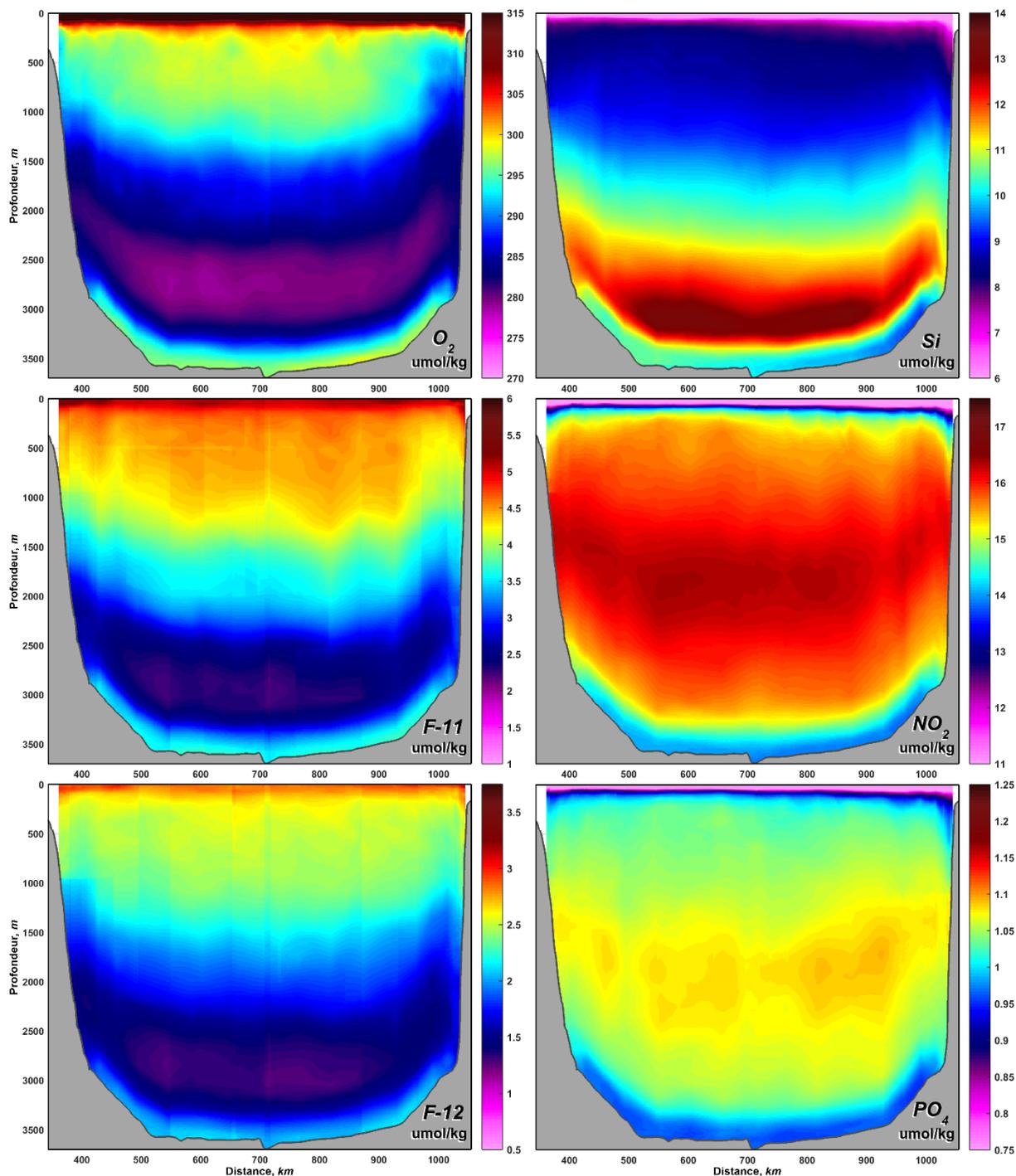


Figure 22. Normales climatologiques des concentrations d'oxygène dissous, des CFC-11 et des CFC-12 (graphiques du haut, du milieu et du bas à gauche, respectivement), ainsi que des concentrations de silicates, de nitrates et de phosphates (graphiques du haut, du milieu et du bas à droite, respectivement) sur le transect AR7W entre 1990 et 2019. Les valeurs des propriétés chimiques des échantillons d'eau pour toutes les occupations de ce transect par le MPO de 1990 à 2019 ont été vérifiées conjointement avec les autres variables physiques et chimiques, puis nettoyées des valeurs aberrantes des données, interpolées annuellement sur la surface isopycnique (à l'exception des écarts de distance horizontaux dépassant un certain seuil dépendant de la distance) et calculées sur toute la période.

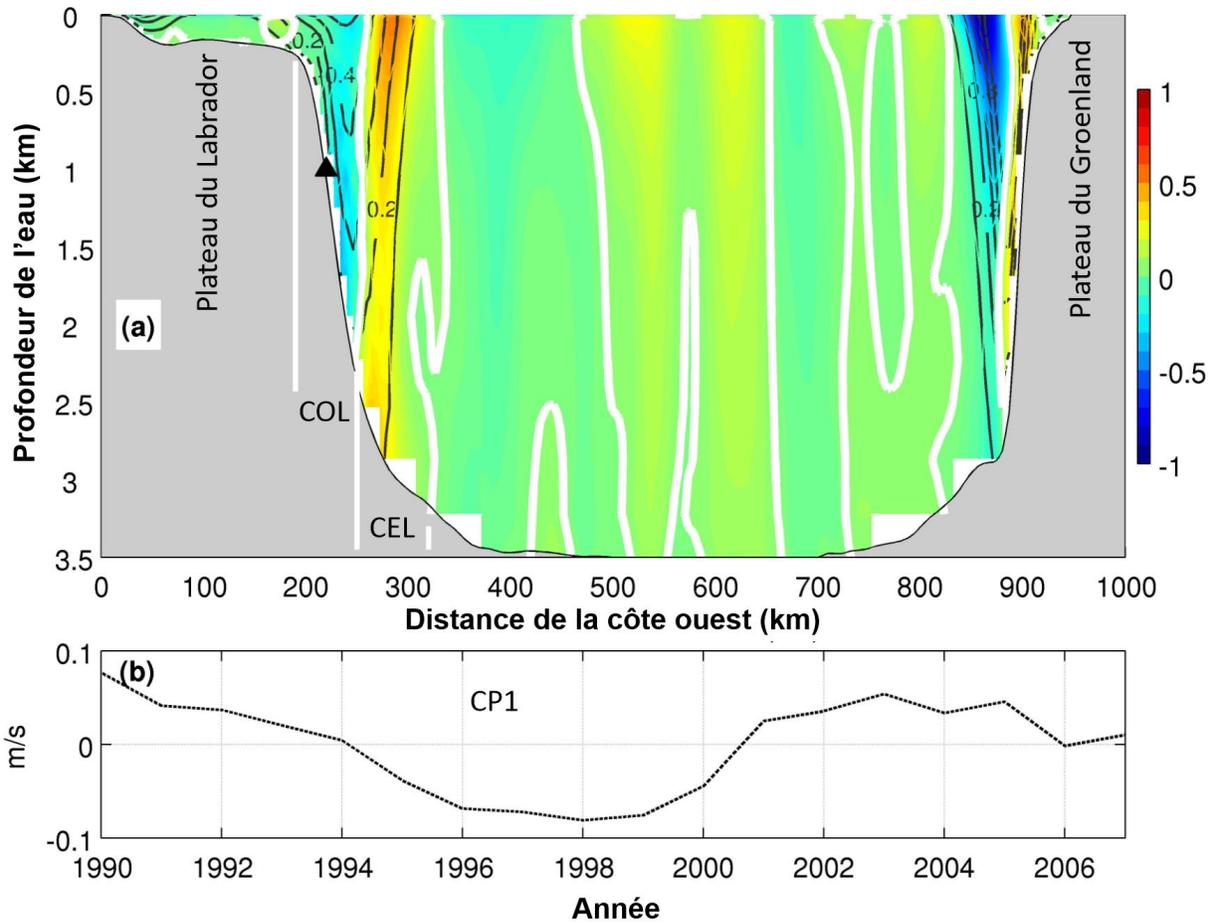


Figure 23. (a) Profil de la fonction orthogonale empirique 1 des vitesses normales le long du transect AR7W (basé sur les résultats de 1990 à 2007). Les zones ombrées représentent le profil de la fonction orthogonale empirique, les lignes blanches en gras sont les contours zéro de ce motif, les lignes 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) Composante principale 1 correspondante.

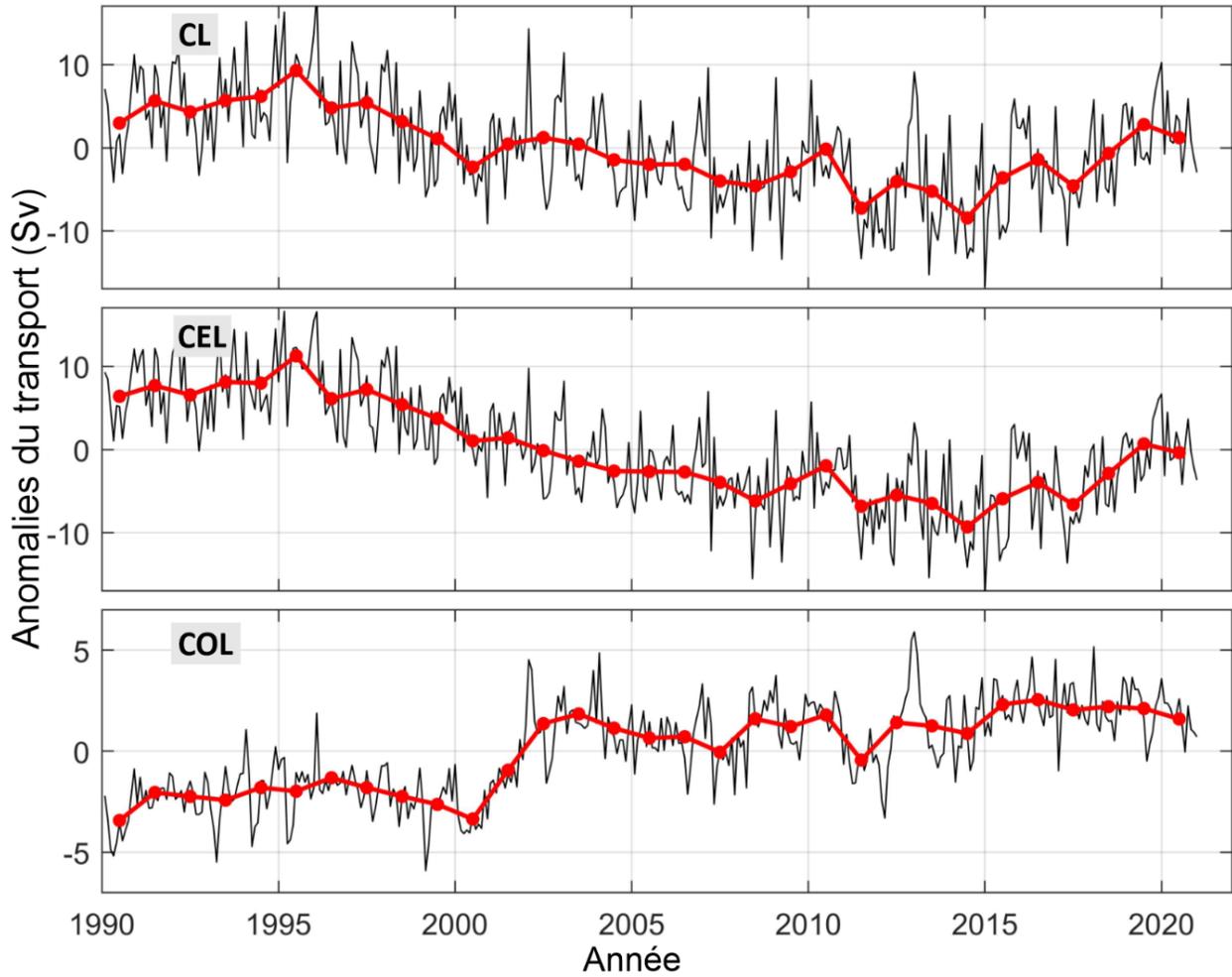
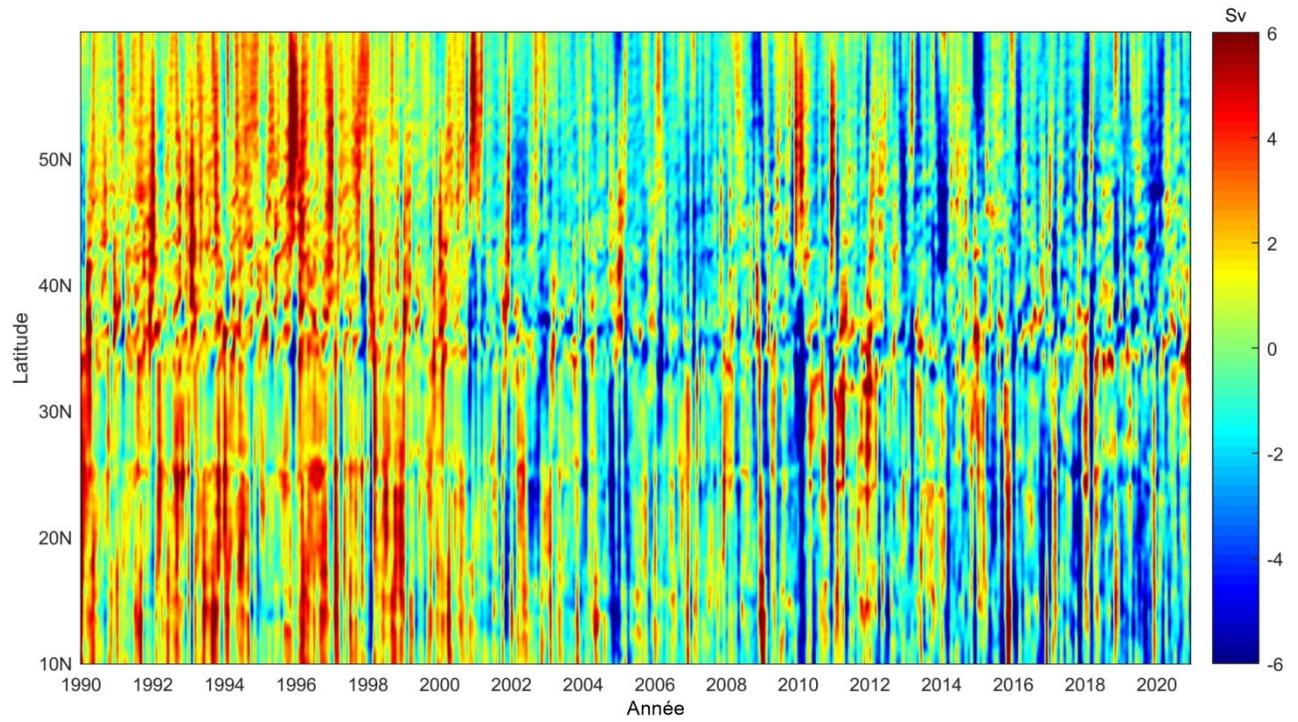


Figure 24. Anomalies du transport pour le courant du Labrador (CL), le courant est du Labrador (CEL) et le courant ouest du Labrador (COL) de 1990 à 2019. Remarque : les lignes noires proviennent des données mensuelles, tandis que les lignes et points rouges proviennent des moyennes annuelles.



*Figure 25. Anomalies de l'AMOC à différentes latitudes avec les cycles saisonniers enlevés, mais sans détritition.*

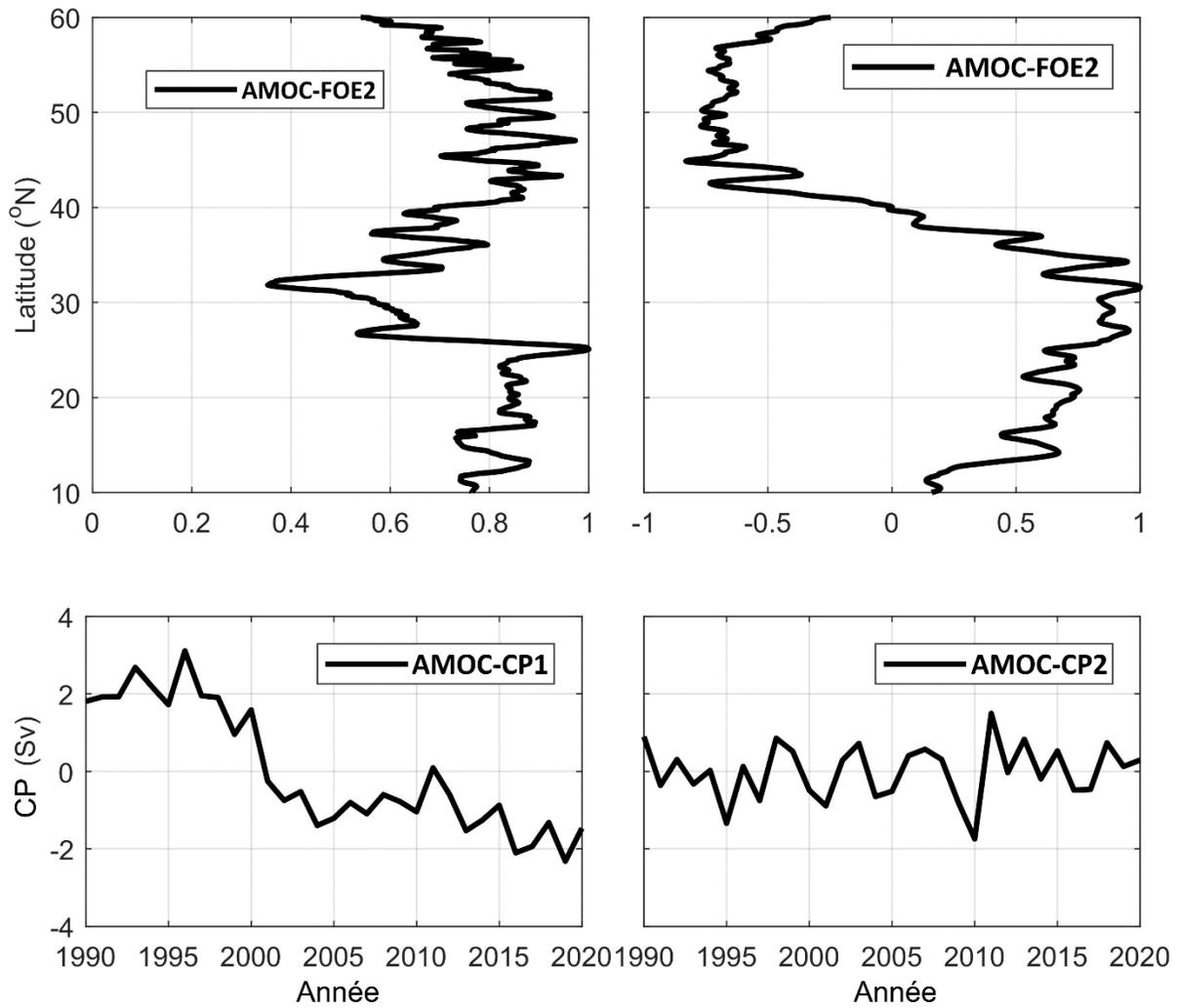


Figure 26. Profils de fonction orthogonale empirique (FOE) de l'AMOC (graphiques du haut) et composantes principales (CP) correspondantes de ces fonctions orthogonales empiriques (graphiques du bas).

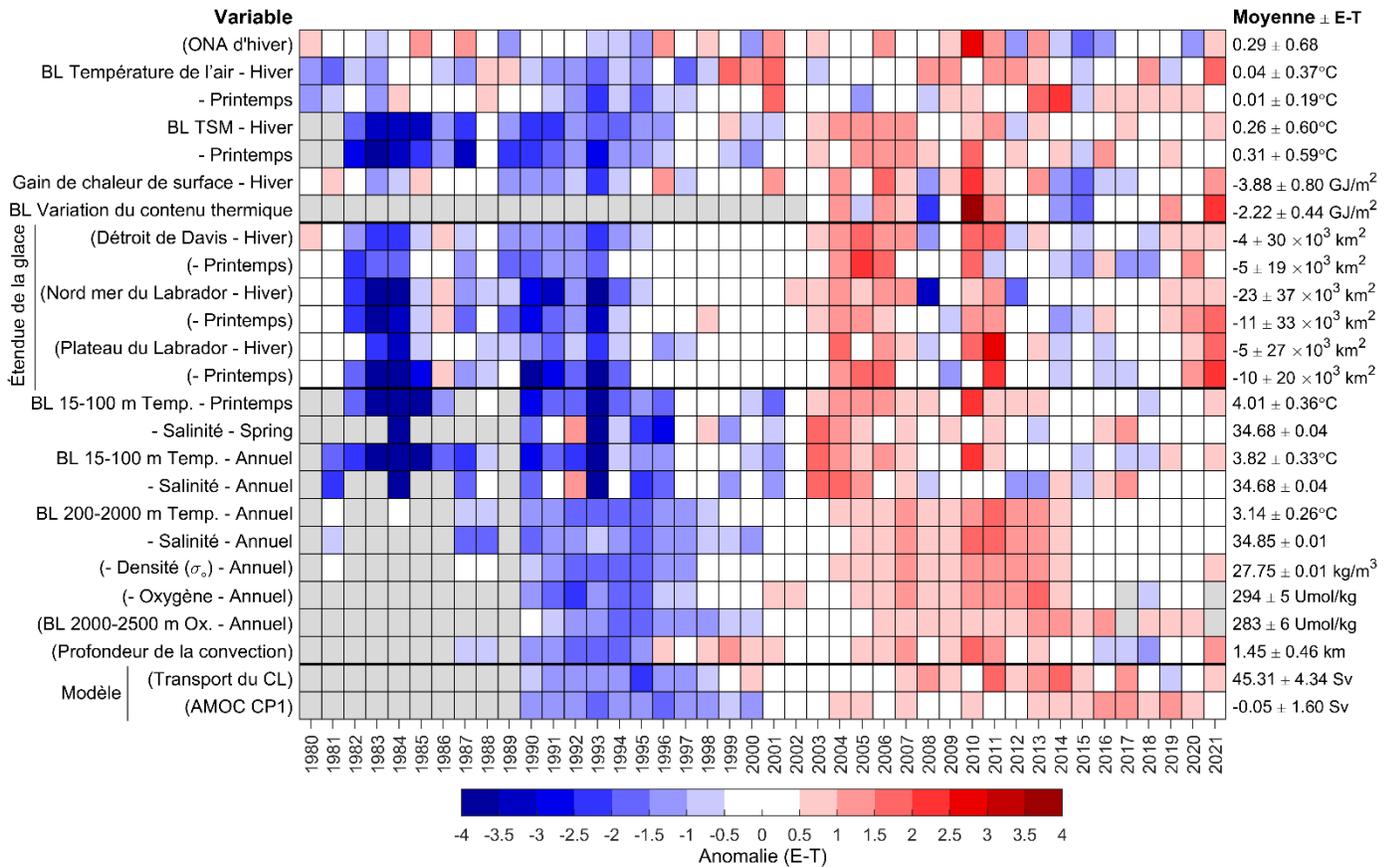


Figure 27. Carte de pointage des séries océanographiques de 1980 à 2020. Les cellules grises indiquent des données manquantes; les cellules blanches ont une valeur inférieure à la moyenne à long terme (avec un écart-type de 0,5) d'après les données de 1981 à 2010, dans la mesure du possible; les cellules 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 (E-T) sont indiqués sur le côté droit de la figure. Les acronymes ONA, BL et CL signifient respectivement oscillation nord-atlantique, bassin du Labrador et courant du Labrador.

---

## ANNEXES

### ANNEXE 1 : LE CYCLE SAISONNIER COMME SOURCE D'ERREUR DANS LES ÉVALUATIONS DE L'ÉTAT DE L'OcéAN

Les figures A1 à A5 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 figures 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 la 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 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.

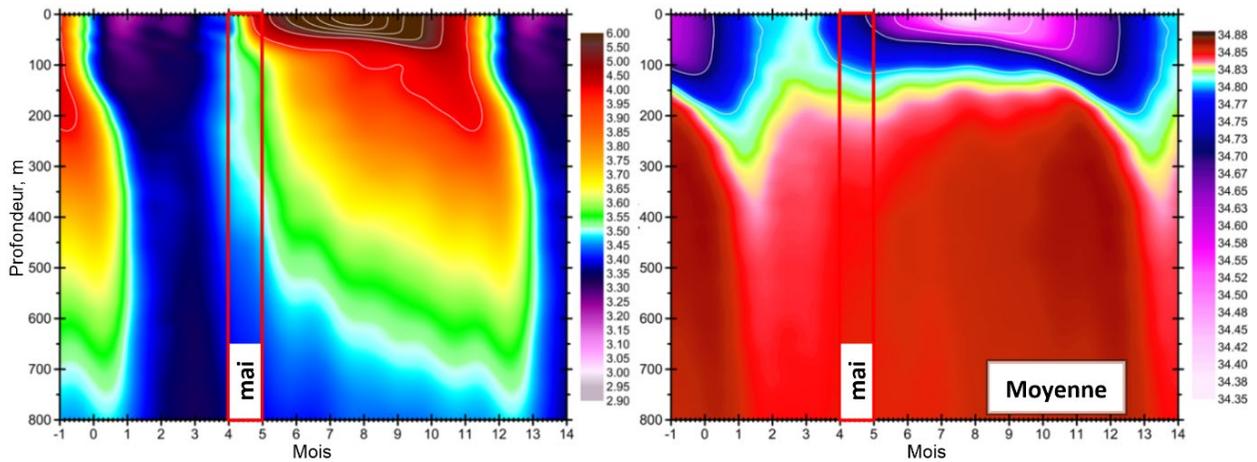


Figure A1. Cycles saisonniers réguliers de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) dans la partie centrale de la mer du Labrador, basés sur la technique d'analyse itérative des séries chronologiques de Yashayaev appliquée à toutes les données des navires et des flotteurs Argo.

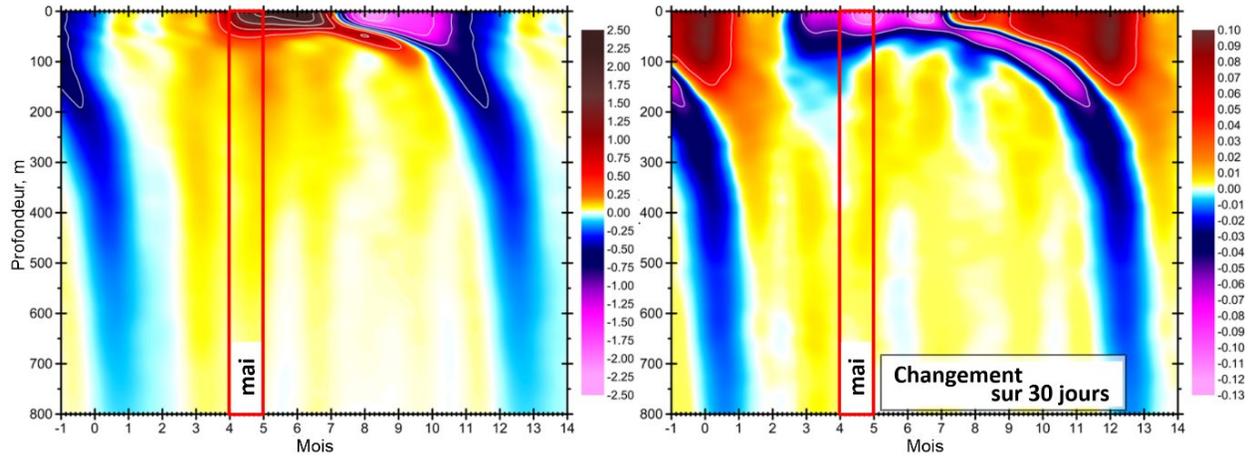


Figure A2. Plages des valeurs normales climatologiques de la température (à gauche) et de la salinité (à droite), illustrées à la figure A1, limitées à des intervalles saisonniers de 30 jours commençant chaque jour consécutif.

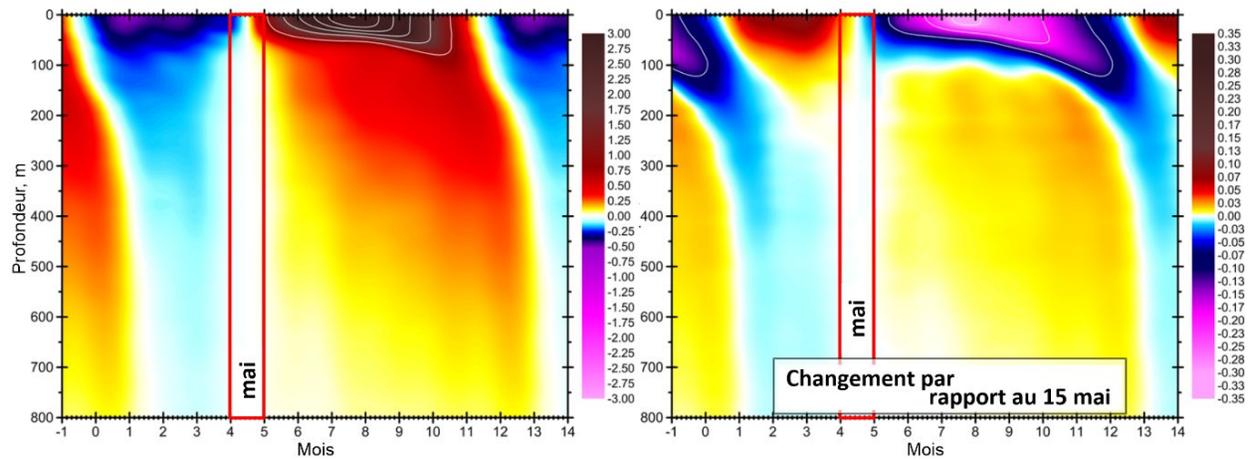


Figure A3. Variations saisonnières de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) par rapport au 15 mai (variation nulle ce jour-là).

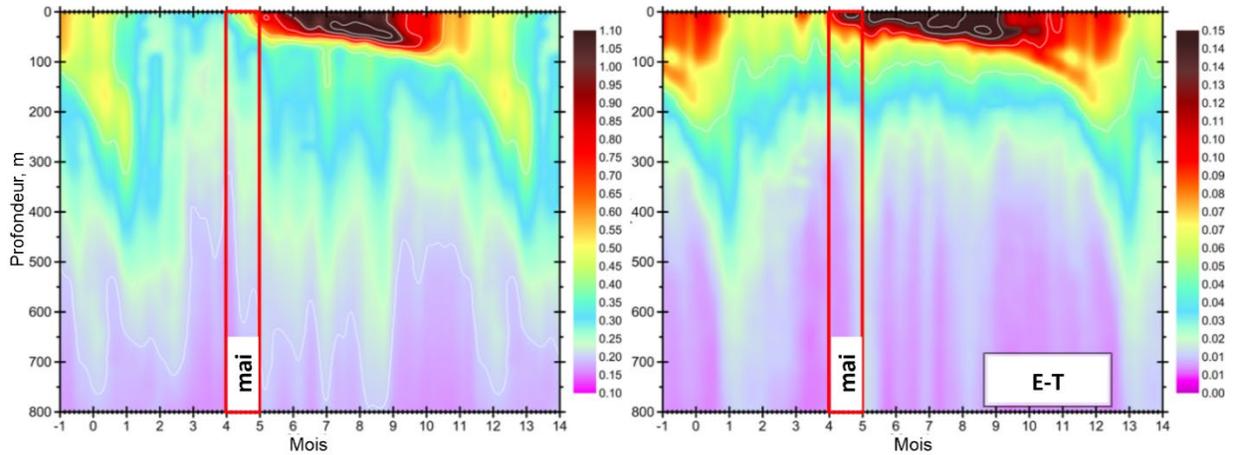


Figure A4. Écarts-types des anomalies de la température (à gauche) et de la salinité (à droite) dans le centre de la mer du Labrador, calculés pour les données de toutes les années sélectionnées dans des périodes saisonnières individuelles de 10 jours. Les points de départ de ces périodes sont séparés par 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. Il convient de noter que les écarts-types des anomalies de température sont plus petits que le changement de température saisonnier sur 30 jours en mai (figure A2).

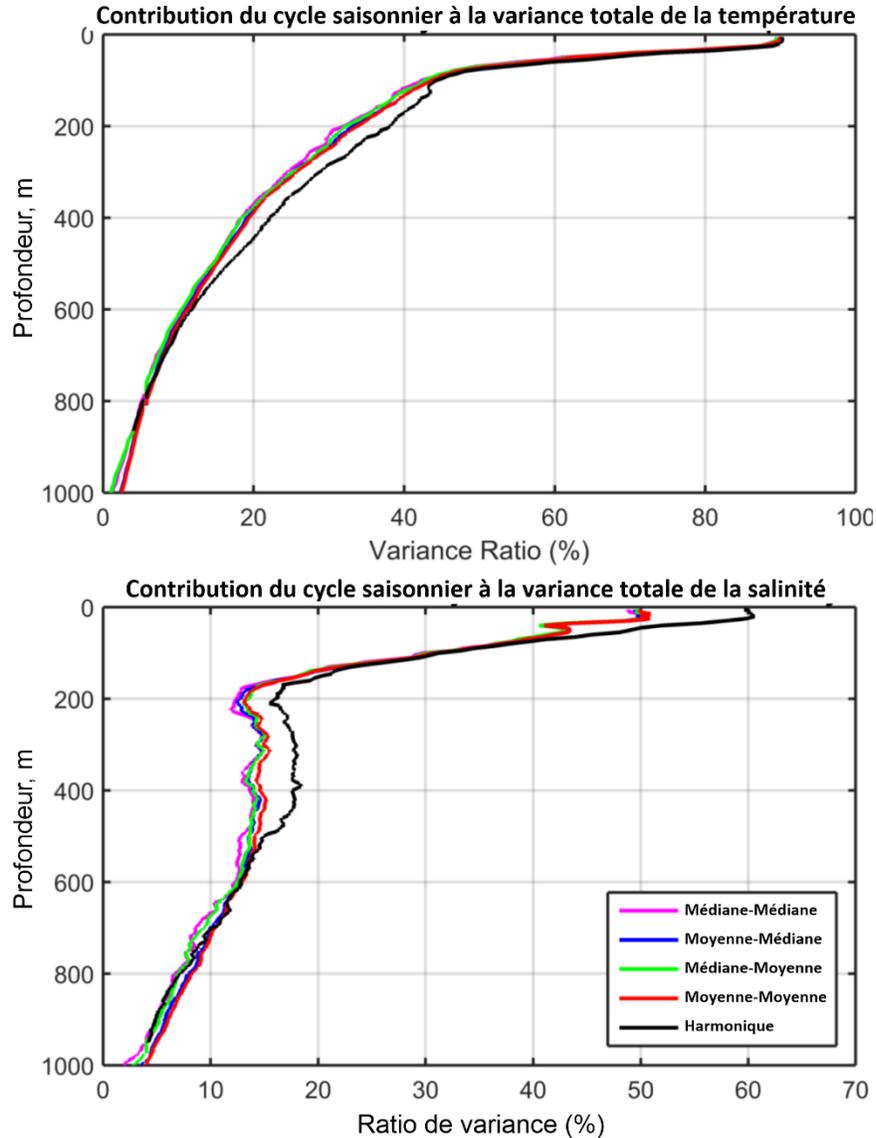


Figure A5. Contribution du cycle saisonnier calculé à la variance totale de la température (en haut) et de la salinité (en bas). Les cycles saisonniers ont été estimés en utilisant des regroupements des données avec des périodes de 10 jours espacés d'intervalle de 5 jours (lignes colorées), et en utilisant 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.

---

## **ANNEXE 2 : CONSTRUCTION DES PROFILS COMPOSITES ANNUELS DE L'OXYGÈNE DISSOUS, DES CFC-11, DES CFC-12, DES SILICATES, DES NITRATES ET DES PHOSPHATES**

Un contrôle de la qualité approfondi et la détection et le nettoyage des valeurs aberrantes ont été effectués régulièrement sur tous les profils verticaux des composants chimiques cités comprenant les mesures originales. Les mesures chimiques nettoyées (écrêtées) ont ensuite été interpolées verticalement, une par une, sur toute la plage de profondeur, à condition qu'au moins une mesure acceptée soit présente dans une certaine plage de profondeur de chaque côté d'un point donné de la grille, ce qui permet de ne pas remplir complètement certains profils verticaux par des valeurs interpolées. La distance qui limite la taille des écarts verticaux admissibles dans les mesures initiales dépend d'un type de variable observée (p. ex., physique, chimique, biochimique), de l'emplacement et de la profondeur. Respectivement, la distance verticale maximale entre deux mesures adjacentes permettant l'interpolation verticale sur le segment d'un profil vertical entre ces points est exprimée en fonction de la variable analysée, de l'emplacement géographique et de la profondeur. Cette fonction, organisée sous la forme d'un script Matlab, est disponible auprès de M. Yashayev.

Pour construire un profil vertical composite fondé sur tous les profils sélectionnés dans un relevé donné (p. ex., annuel) à l'intérieur des limites du centre de la mer du Labrador, nous avons appliqué trois approches de la moyenne spatiale des données océanographiques et comparé leurs résultats. Ces techniques de calcul de la moyenne, leurs combinaisons et les hybrides sont également abordés dans le chapitre présentant les synthèses des données du navire de recherche et des flotteurs profileurs dans un domaine spatial ou le long d'une section verticale.

Le premier type de calcul de la moyenne est la moyenne isobare. Il permet de produire un profil composite sans importer d'informations externes supplémentaires dans les profils verticaux sélectionnés avant de calculer leur moyenne aux points verticaux (pression ou profondeur) respectifs de la grille. Toutefois, cette approche ne tient pas compte du déplacement vertical dans les masses d'eau importantes et peut produire des propriétés très différentes de celles des profils originaux.

Le deuxième type de calcul de la moyenne des profils verticaux est le calcul de la moyenne isopycnique (utilisé dans la plupart des cas pour les observations du navire). Il nécessite de fusionner les profils CTP de grande précision et à haute résolution avec les profils des propriétés chimiques interpolés verticalement, ce qui permet l'interpolation sur les surfaces de densité ou le long des contours de densité. Cette méthode a été principalement utilisée pour construire les profils composites annuels inclus dans les figures 11 et 12, ainsi que dans les figures A6 et A7.

Le troisième type est utilisé exclusivement pour l'interpolation le long du fond marin. Il est principalement utilisé en plus de l'une des deux premières techniques d'interpolation. Nous avons combiné les résultats de deux méthodes (la troisième liée à la première ou à la deuxième) pour obtenir la meilleure représentation des caractéristiques océanographiques importantes.

Nous avons ensuite fusionné les profils composites annuels ainsi obtenus pour analyser les évolutions temporelles des variables étudiées. Les figures A6 et A7 montrent les profils

---

composites annuels des concentrations d'oxygène dissous, des CFC-11, des CFC-12, des silicates, des nitrates et des phosphates dans la région centrale de la mer du Labrador pour la tranche d'eau de 200 à 3 500 m et la période de 1990 à 2019. L'examen de ces figures montre clairement que les mesures chimiques sont sujettes à d'importantes variations d'une mission à l'autre, que ce soit sous la forme d'un saut brusque ou d'une dérive. Ces sauts et dérives dans les valeurs annuelles sont particulièrement marqués dans les concentrations des nitrates et des phosphates, et empêchent d'identifier les eaux de la mer du Labrador, les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et les eaux de débordement du détroit du Danemark, ainsi que d'analyser la variabilité temporelle de ces masses d'eau. De plus, les grands effets interannuels non corrélés de différents éléments nutritifs contredisent la constance, la stabilité temporelle ou la persistance des ratios d'éléments nutritifs dans les masses d'eau qui ont été signalées à plusieurs reprises précédemment. Des corrections en fonction du temps sont donc nécessaires pour progresser ne serait-ce que marginalement dans l'utilisation des variables chimiques, en particulier les éléments nutritifs, dans l'océanographie de la mer du Labrador. Les étapes pour obtenir ces corrections sont décrites dans le rapport. Les figures 11 et 12 ont été construites à l'aide des corrections en fonction du temps appliquées aux mesures chimiques respectives en plus (et même avant) des étapes de traitement des données décrites ci-dessus, de l'évaluation de la qualité des données et du contrôle de rendement global d'une mission à l'autre.

Les corrections dépendantes du temps construites et appliquées individuellement à chaque variable ont amélioré la stabilité temporelle des ratios d'éléments nutritifs.

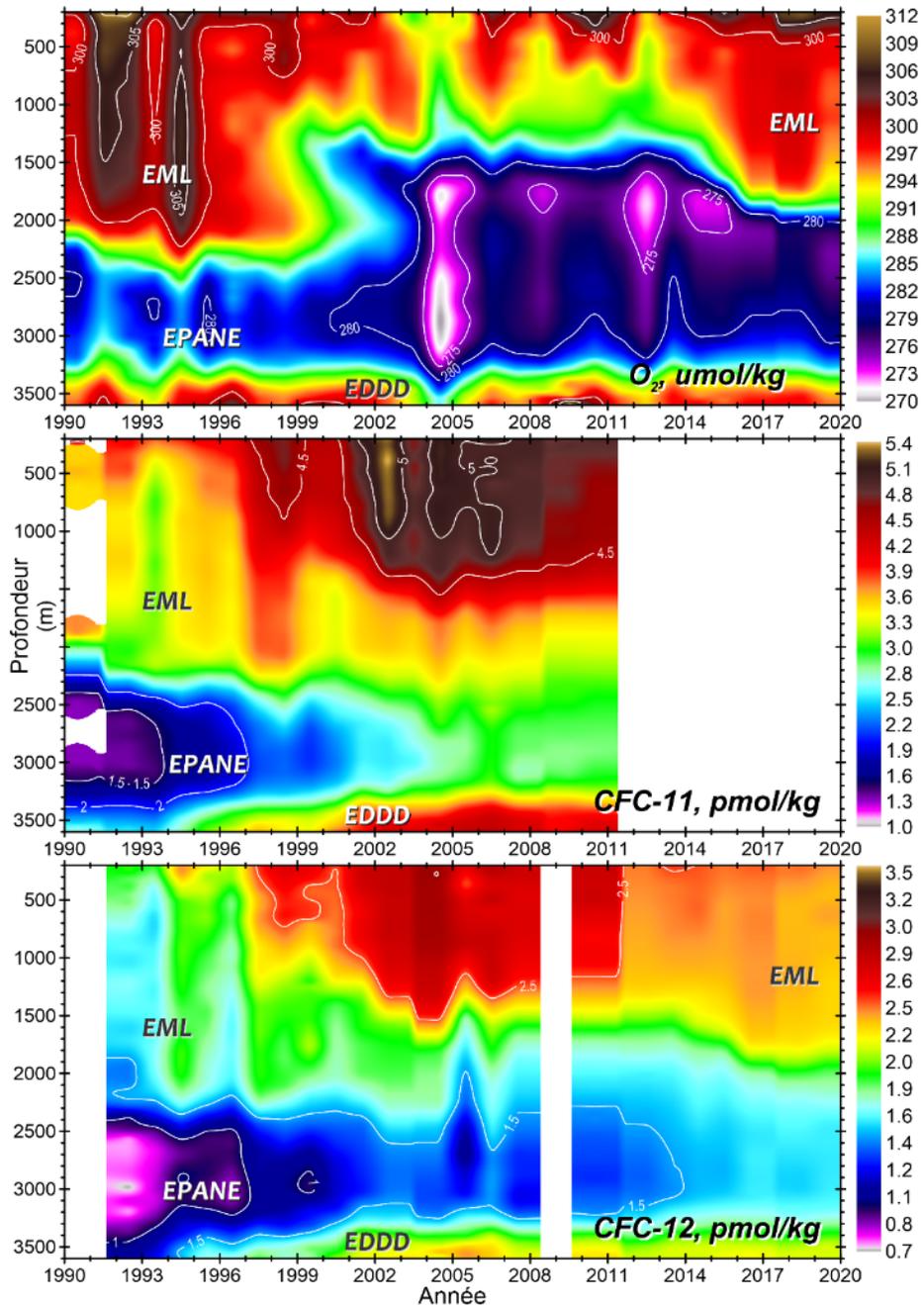


Figure A6. Profils composites annuels des concentrations d'oxygène dissous (graphique du haut), des CFC-11 (graphique du milieu) et des CFC-12 (graphique du bas) dans la région centrale de la mer du Labrador (période : 1990 à 2019, tranche d'eau : 200 à 3 500 m). Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark. Un contrôle de la qualité approfondi et un nettoyage des données ont été appliqués aux ensembles de données avant le calcul de la moyenne. Les corrections en fonction du temps appliquées à la figure 11 n'ont pas été appliquées pour construire les profils annuels pour cette figure.

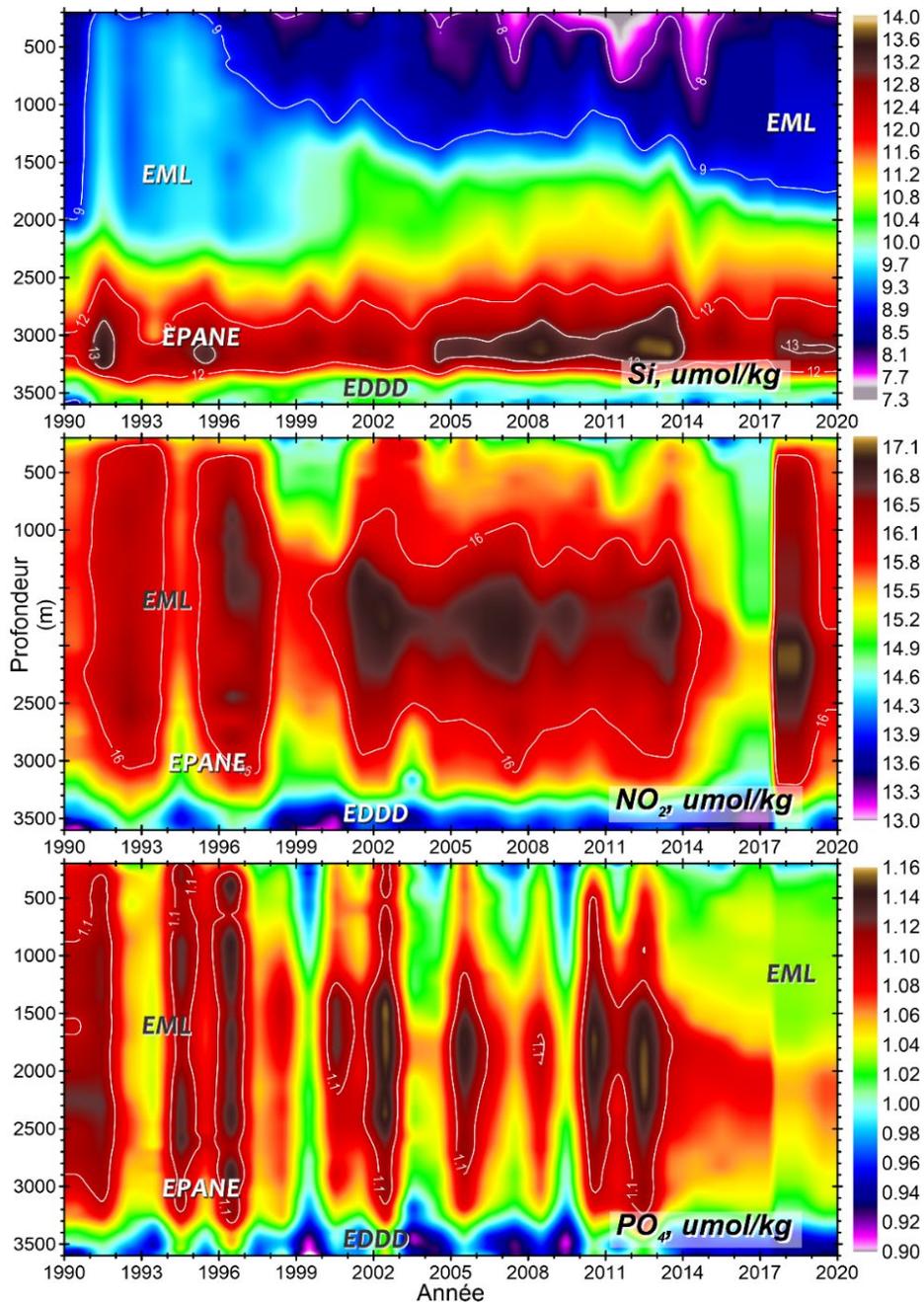


Figure A7. Profils composites annuels des concentrations de silicates dissous (graphique du haut), de nitrates dissous (graphique du milieu) et de phosphates dissous (graphique du bas) dans la région centrale de la mer du Labrador (période : 1990 à 2019, tranche d'eau : 200 à 3 500 m). Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient respectivement eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark. Un contrôle de la qualité approfondi et un nettoyage des données ont été appliqués aux ensembles de données avant le calcul de la moyenne. Les corrections en fonction du temps appliquées à la figure 12 n'ont pas été appliquées pour construire les profils annuels pour cette figure.

---

### ANNEXE 3 : LE CALCUL DE L'AMOC

L'AMOC est définie par :

$$\Psi(z) = \int_{x_w}^{x_e} \int_{-H}^z v(x, z) dz dx,$$

où  $x_w$  et  $x_e$  désignent les limites ouest et est, respectivement.  $H$  indique la profondeur inférieure et  $z$  représente la coordonnée verticale.  $v(x, z)$  est la vitesse méridienne à l'emplacement vertical  $z$ .