



Pêches et Océans
Canada

Fisheries and Oceans
Canada

Sciences des écosystèmes
et des océans

Ecosystems and
Oceans Science

Secrétariat canadien de consultation scientifique (SCCS)

Document de recherche 2021/042

Région des Maritimes

Conditions météorologiques, état de la glace de mer et propriétés physiques de l'eau dans la mer du Labrador en 2018

Igor Yashayaev, Ingrid Peterson et Zeliang Wang

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

Avant-propos

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

Publié par :

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

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



© Sa Majesté la Reine du chef du Canada, 2021
ISSN 2292-4272
ISBN 978-0-660-38727-7 Cat. No. Fs70-5/2021-042F-PDF

La présente publication doit être citée comme suit :

Yashayaev, I., Peterson, I., et Wang, Z. 2021. Conditions météorologiques, état de la glace de mer et propriétés physiques de l'eau dans la mer du Labrador en 2018. Secr. can. de consult. sci. du MPO. Doc. de rech. 2021/042. iv + 30 p.

Also available in English:

Yashayaev, I., Peterson, I., and Wang, Z. 2021. Meteorological, Sea Ice, and Physical Oceanographic Conditions in the Labrador Sea during 2018. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2 021/042. iv + 26 p.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	iv
INTRODUCTION	1
OBSERVATIONS CONCERNANT LA MÉTÉO	2
INDICE D'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE	2
TEMPÉRATURES DE L'AIR	3
FLUX DE CHALEUR AIR-MER	4
TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA MER MESURÉE PAR TÉLÉDÉTECTION	4
OBSERVATIONS CONCERNANT LA GLACE DE MER	4
TEMPÉRATURE ET SALINITÉ OCÉANIQUES	5
OBSERVATIONS PAR NAVIRE	5
DONNÉES DES FLOTTEURS PROFILANTS ARGO	5
SYNTHÈSE DES ENSEMBLES DE DONNÉES MULTI-PLATEFORMES	6
CONVECTION HIVERNALE ET CONDITIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LA MER CENTRALE DU LABRADOR	7
CHANGEMENTS À LONG TERME DANS LES PRINCIPALES MASSES D'EAU	7
VARIABILITÉ SAISONNIÈRE ET ANNUELLE RÉCENTE DANS LES 2 000 MÈTRES SUPÉRIEURS	8
FAITS MARQUANTS DE LA CONVECTION HIVERNALE 2017–2018	9
CALCULS À PARTIR DU MODÈLE DE SIMULATION NUMÉRIQUE	10
VARIATIONS DU COURANT DU LABRADOR	10
SOMMAIRE	11
REMERCIEMENTS	12
RÉFÉRENCES	13
TABLEAUX	16
FIGURES	18

RÉSUMÉ

Dans la mer du Labrador, 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. L'Atlantique Nord subpolaire a connu des pertes de chaleur en surface inférieures à la moyenne au cours de l'hiver 2017–2018 et des pertes moyennes aux hivers 2015–2016 et 2016–2017. Ces pertes sont nettement inférieures à celles de l'hiver 2014–2015, les plus élevées depuis 1993–1994. À l'hiver 2017–2018 (décembre–mars), l'indice d'oscillation nord-atlantique et le flux thermique océano-atmosphérique dans la partie centrale de la mer du Labrador étaient proches des moyennes de long terme. Cependant, la circulation atmosphérique, conjuguée à une pression atmosphérique anormalement élevée en hiver sur toute la mer du Labrador a produit des températures dans l'air et à la surface de la mer supérieures à la normale dans la partie occidentale de la mer du Labrador, et inférieures à la normale dans le nord-est de la mer du Labrador. En ce qui concerne la température de surface de la mer, cet état a persisté jusqu'au printemps, semblant se propager de manière cyclique. Les anomalies de concentration de la glace de mer en février et mars 2018 étaient généralement négatives dans la partie ouest de la mer du Labrador et positives dans la partie nord-est, ce qui correspond aux anomalies de circulation et de température atmosphériques. La couche de surface (100 m) de la partie centrale de la mer du Labrador se refroidit depuis 2010. Cependant, la couche intermédiaire (de 200 à 2 000 m) n'a commencé à se refroidir qu'après 2011, année la plus chaude de cette couche entre 1972 et 2018. Ce refroidissement est principalement le résultat de l'approfondissement continu de la convection hivernale. En effet, malgré la baisse des pertes cumulées de chaleur à la surface de la mer après 2014–2015, la profondeur de la convection hivernale a continué à augmenter au cours des trois hivers suivants. Ce phénomène est dû principalement au préconditionnement de la colonne d'eau causé par le brassage convectif des années précédentes. La persistance sur plusieurs années de cet approfondissement de la convection hivernale (dépassant finalement 2 000 m de profondeur) a donné lieu à la formation la plus volumineuse, la plus dense et la plus profonde des eaux de la mer du Labrador depuis 1994. Selon les simulations du modèle de l'Atlantique Nord de l'Institut océanographique de Bedford, le transport du courant du Labrador a diminué entre 1995 et 2014, mais a légèrement augmenté depuis.

INTRODUCTION

La mer du Labrador est située entre le Groenland et le Labrador, dans l'est du Canada. Profond et semi-fermé, son bassin est délimité par les plateaux du Groenland occidental et de Terre-Neuve-et-Labrador. Des courants froids et peu salés d'origine polaire longent la mer du Labrador dans le sens antihoraire, dont le courant ouest du Groenland, qui coule vers le nord du côté est, et le courant du Labrador, qui coule vers le sud du côté ouest (figure 1). On trouve des étendues d'eau beaucoup plus chaudes et plus salées au large du courant ouest du Groenland et du courant du Labrador. Il s'agit de variations des eaux de l'Atlantique qui remontent depuis les basses latitudes de cet océan portées successivement par le courant de l'Atlantique Nord et le Gulf Stream. 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, de la salinité, de la densité, de l'oxygène dissous et d'autres variables environnementales dans les couches supérieures et les couches profondes de la mer du Labrador sont le résultat d'un large éventail de facteurs océaniques externes et internes. Parmi les facteurs externes, on peut citer les échanges avec la terre (p. ex., ruissellement continental) et l'atmosphère (p. ex., rayonnement), la chaleur latente et sensible, les flux de quantité de mouvement, les précipitations, l'évaporation et les échanges avec d'autres substances (p. ex., gaz anthropiques). Quant aux facteurs internes, on peut citer l'apport d'eaux adjacentes plus chaudes et plus salées de l'Atlantique Nord, d'eaux plus froides et plus douces de l'Arctique, ainsi que certains phénomènes océaniques locaux, comme le brassage latéral et la convection hivernale. Naturellement, les propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'ensemble de la mer (tant horizontalement que verticalement) sont soumises à des variations saisonnières, annuelles et décennales. En outre, leur état et 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, l'Institut océanographique de Bedford effectue chaque année des observations le long du transect océanique 7 ouest (AR7W). Ce transect, qui traverse la mer du Labrador (figure 1, tableau 1), a d'abord fait partie de l'Expérience sur la circulation océanique mondiale en tant que ligne hydrographique à observations ponctuelles (A1E) et répétées (AR7W) [Lazier *et al.* 2002, Kieke et Yashayaev 2015, Yashayaev *et al.* 2015]. Par la suite, les observations effectuées sur le transect AR7W sont devenues, et demeurent toujours, une contribution importante du Canada au Système mondial d'observation du climat, au volet Variabilité du climat du Programme mondial de recherche sur le climat et au Groupe mondial d'études hydrographiques de l'océan à partir de navires.

L'observation annuelle pluridisciplinaire du transect AR7W est actuellement considérée comme la composante principale du Programme de monitoring de la zone Atlantique au large du plateau continental (PMZAO) de Pêches et Océans Canada (MPO), en plus d'être soulignée dans de nombreuses publications influentes (p. ex., Thornalley *et al.* 2018, Lozier *et al.* 2019, Fröb *et al.* 2016, Holliday *et al.* 2020), dans certains numéros spéciaux de revues (p. ex., *Progress in Oceanography*, vol. 73, 3–4, 2007; *Progress in Oceanography*, vol. 132, 2015; Yashayaev *et al.* 2015; Kieke et Yashayaev 2015) et dans des livres (p. ex., *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes : Defining the Role of the Northern Seas in Climate*, 2008).

Le transect AR7W s'étend sur 900 km environ, de Misery Point au Labrador à Cape Desolation au Groenland. Certaines années, la forte présence de glace de mer empêche l'accès aux stations sur le plateau. L'étendue des données du plateau est donc plus limitée que celle du

bassin profond et même du talus. Trois décennies d'observations annuelles ont livré une série chronologique qui permet désormais d'examiner les tendances pluriannuelles de toutes les variables clés des écosystèmes. L'année 2017 est la seule qui manque dans l'historique tridécennal des observations effectuées par l'Institut océanographique de Bedford sur le transect AR7W. Depuis 1995, la date médiane des observations se situe entre le début mai et la fin juillet, les observations précoces ayant lieu depuis 2014, et les tardives ayant eu lieu avant 2004 (tableau 1). En ce qui concerne les variables biologiques, la variabilité des dates d'observation renseigne sur les cycles saisonniers de différentes régions (Fragoso *et al.* 2016). En ce qui concerne les variables physiques, la variabilité des dates d'observation a un effet important près de la surface (de 0 à 100 m), mais peu d'effet à plus de 200 m de profondeur. Dans tous les cas, on a supprimé le cycle saisonnier pour toutes les profondeurs dans le présent rapport, afin de fournir de l'information sur la variabilité annuelle des variables physiques, tant près de la surface qu'en profondeur.

En outre, le PMZAO porte aussi sur l'observation de l'extension du transect d'Halifax (figure 1), le maintien d'amarrages océanographiques en eau profonde dans la mer du Labrador et sur le talus néo-écossais, et le déploiement de flotteurs profilants Argo dans les deux régions.

OBSERVATIONS CONCERNANT LA MÉTÉO

INDICE D'OSCILLATION NORD-ATLANTIQUE

L'indice d'oscillation nord-atlantique est un modèle de téléconnexion important qui influe sur les phénomènes atmosphériques dans la mer du Labrador (Barnston et Livezey 1987; Hauser *et al.* 2015). Lorsque cet indice est dans sa phase positive, les anomalies de basse pression sur la région islandaise et dans tout l'Arctique, conjuguées aux anomalies de haute pression dans l'Atlantique subtropical, produisent des vents d'ouest plus forts que la moyenne aux moyennes latitudes. Le temps dans l'Atlantique Nord-Ouest est plus froid et plus sec que la moyenne, y compris dans la mer du Labrador. Un indice d'oscillation nord-atlantique négatif indique un affaiblissement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, ce qui diminue le gradient de pression à travers l'Atlantique Nord, entraînant un affaiblissement des vents d'ouest et des températures plus élevées que d'habitude. Les deux phases de l'oscillation nord-atlantique sont associées à des changements à l'échelle du bassin en ce qui concerne l'intensité et la localisation du courant-jet et de la trajectoire des tempêtes de l'Atlantique Nord, ainsi qu'à des modulations à grande échelle du transport zonal et méridional de chaleur et d'humidité (Hurrell 1995), entraînant la modification des schémas de température et de précipitations. Bien que le présent rapport soit axé sur les sept dernières décennies, nous analysons les 122 années d'observations aux instruments de l'oscillation nord-atlantique afin de relier les conditions récentes aux changements atmosphériques majeurs survenus au-dessus de l'Atlantique Nord.

Les anomalies de l'indice d'oscillation nord-atlantique (par rapport à la moyenne de 1981–2010) calculées à l'aide de deux versions de cet indice sont présentées dans la figure 2 (panneau supérieur). L'indice d'oscillation nord-atlantique basé sur les stations (en vert) est la différence en hiver (décembre, janvier, février, mars) enregistrée dans le niveau de la mer et la pression atmosphérique entre les Açores et l'Islande (Hurrell *et al.* 2018). L'indice d'oscillation nord-atlantique basé sur la composante principale (bleu) est associé à la première fonction orthogonale empirique des champs d'anomalies de hauteur normalisés mensuels de 500 millibars pour l'hémisphère nord. Le schéma spatial de cette fonction orthogonale empirique montre un anticyclone sur le sud du Groenland, et une dépression près de la latitude des Açores.

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

En 2010, l'indice d'oscillation nord-atlantique est tombé à un plancher record (figure 2, panneau supérieur). En 2011, il a rebondi de ce minima, tout en restant bien en dessous de la moyenne sur 30 ans (1981–2010). En 2012, cependant, il était fortement positif, à un niveau comparable à ceux du début des années 1990, atteignant la valeur hivernale la plus élevée des 20 dernières années. L'indice d'oscillation nord-atlantique de l'hiver 2013 a connu un changement important en devenant modérément négatif. En 2014, il est retourné à sa phase positive élevée, légèrement inférieure à la valeur de 2012, ce qui en fait le deuxième indice le plus élevé des 20 dernières années. En 2015, il y a eu une autre hausse de l'oscillation nord-atlantique, la plus grande au cours des 122 ans d'observation aux instruments. En 2017, l'indice hivernal d'oscillation nord-atlantique était légèrement positif dans les deux versions, mais nettement inférieur à celui de 2012, de 2015 et même de 2016. En 2018, l'anomalie observée depuis les stations dans l'oscillation nord-atlantique (en vert) était légèrement négative, tandis que l'anomalie basée sur la composante principale (en bleu) était faiblement positive. Dans les deux cas, l'oscillation nord-atlantique a diminué par rapport aux valeurs extrêmement élevées observées en 2015.

La figure 2 montre également une carte des anomalies de la pression au niveau de la mer en hiver 2018 (décembre, janvier, février, mars) sur l'Atlantique Nord, par rapport à la moyenne de 1981 à 2010. Une grande anomalie de haute pression peut être observée, s'étendant du détroit de Davis, vers le sud, jusqu'au-delà des Açores. Ce schéma serait associé à des vents du sud plus forts que la normale du côté ouest de la mer du Labrador, et à des vents du nord du côté est.

TEMPÉRATURES DE L'AIR

Les données sur la température de l'air proviennent d'un projet de réanalyse des National Centers for Environmental Prediction (NCEP), fournies par la [Division des sciences physiques ESRL/OAR/NOAA](#), à Boulder (Colorado), aux États-Unis. Il s'agit d'un projet conjoint entre les NCEP et le National Center for Atmospheric Research (NCAR). Le but de ce projet conjoint est de produire une nouvelle analyse de la température de l'air à la surface et de la surface de la mer au moyen de données historiques (à partir de 1948), et de produire des analyses de l'état actuel de l'atmosphère (Kalnay *et al.* 1996).

Les séries chronologiques des anomalies de température de l'air en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador (de 55 à 60° N, de 50 à 52,5° O) sont présentées à la figure 3. Les cartes des anomalies de température de l'air à la surface à l'hiver et au printemps 2018 issues de la réanalyse des NCEP sont présentées à la figure 4. Sur la carte d'hiver, on peut voir une anomalie positive élevée du côté ouest de la mer du Labrador, et une anomalie négative du côté est, ce qui correspond aux anomalies de pression au niveau de la mer notées dans la partie précédente.

FLUX DE CHALEUR AIR-MER

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

La perte totale ou cumulative de chaleur de surface qui se produit pendant une saison de refroidissement a été estimée en cumulant le flux net de chaleur de surface sur le bassin du Labrador du début à la fin de la période de refroidissement. 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. Les points de départ et de fin de chaque cycle de refroidissement ont été associés aux inversions nettes de flux en automne et au printemps (Yashayaev et Loder 2009).

Les pertes de chaleur annuelles les plus élevées entre 1974 et 2018 ont été atteintes en 1993 et 2015. Depuis 1998, les six plus grandes pertes cumulées de chaleur en surface ont eu lieu en 2008, 2012, 2014, 2015, 2016 et 2017.

TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA MER MESURÉE PAR TÉLÉDÉTECTION

Les données sur la température de la surface de la mer proviennent de l'ensemble de données Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (NOAA_OI_SST_V2) fourni par la [Division des sciences physiques ESRL/OAR/NOAA](#), à Boulder (Colorado), aux États-Unis. On effectue l'analyse de l'interpolation optimale de la température de la surface de la mer en combinant les observations des satellites, des navires et des bouées sur une grille globale régulière, et en comblant les lacunes par interpolation.

Les séries chronologiques des anomalies de température de la surface de la mer en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador (55–60° N, 50–52,5° O) sont présentées à la figure 3. Les cartes d'hiver et de printemps des anomalies de température de la surface de la mer (figure 5) montrent des tendances similaires à celles des anomalies de la température de l'air. Sur la carte d'hiver, on peut voir des anomalies de chaleur sur la plus grande partie de la mer du Labrador, et une anomalie de froid au large du sud-ouest du Groenland. Au printemps, l'anomalie de froid semble se propager vers l'ouest à travers le nord de la mer du Labrador.

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

Les données mensuelles sur la concentration de la glace de mer couvrent la période de 1978 à 2017 (Cavaliere *et al.* 1996, Fetterer *et al.* 2002). L'année 2018 est couverte par des données quotidiennes en temps réel (Meier *et al.* 2017). L'étendue de la glace est définie comme étant la zone dans laquelle la concentration de glace est d'au moins 15 %. Elle est calculée pour trois

bandes de latitude dans la région de la mer du Labrador : 63–68° N (détroit de Davis), 58–63° N (nord de la mer du Labrador) et 53–58° N (plateau du Labrador).

Les séries chronologiques hivernales et printanières des anomalies d'étendue de la glace de mer dans ces trois régions sont présentées à la figure 6. En 2018, les anomalies d'étendue de la glace en hiver et au printemps sont positives au détroit de Davis, mais les anomalies printanières sont proches de la normale dans le nord de la mer du Labrador et le plateau du Labrador.

La figure 7 montre des cartes mensuelles des anomalies de concentration (panneau supérieur) et d'étendue (panneau inférieur) de la glace de mer de janvier à mars 2018, fondées sur des données en provenance du Centre national de données sur la neige et la glace des États-Unis. Les lignes magenta dans le panneau inférieur montrent la limite médiane de l'étendue de la glace. En février et en mars, on observe au large de l'ouest du Groenland des anomalies de concentration de glace positives, où l'étendue de la glace est supérieure à la normale, conformément aux anomalies de température de l'air et de la surface de la mer en hiver. Dans l'ouest de la mer du Labrador, la concentration de glace de mer est généralement inférieure à la normale, et l'étendue de la glace est généralement proche de la normale ou inférieure à la normale.

TEMPÉRATURE ET SALINITÉ OCÉANIQUES

OBSERVATIONS PAR NAVIRE

Depuis 2004, les observations le long du transect AR7W ont lieu principalement en mai, dans au moins 30 stations habitées entre le Labrador et le Groenland où on mesure la conductivité, la température, la profondeur (une gamme de capteurs plus large que ceux-ci est utilisée de façon routinière dans chaque mission PMZAO) et où on prend des échantillons d'eau (p. ex., oxygène dissous, nutriments, traceur transitoire). Les ensembles de données sur la pression, la température, la conductivité, la salinité et l'oxygène dissous ont fait l'objet d'un contrôle de qualité et ont été étalonnés selon les normes de l'Expérience sur la circulation océanique mondiale, au moyen d'échantillons d'eau (p. ex., salinité Autosal et titrage Winkler), d'un enregistreur de température SBE35 et de données d'étalonnage de laboratoire. Les profils de température et de salinité des flotteurs Argo, disponibles depuis 2002, ont fait l'objet d'un contrôle de qualité par comparaison avec les données sur la conductivité, la température et la profondeur provenant des navires, des données d'échantillons d'eau, par des comparaisons entre les flotteurs et par des analyses critiques des écarts spatiaux et temporels. Des données historiques et récentes ont aussi fait l'objet d'un contrôle de qualité et ont été traitées par des analyses critiques similaires. Se référer à Yashayaev et Seidov (2015) pour un résumé des méthodes appliquées dans la mise en forme et le traitement des données utilisées ici aussi.

Les données du PMZAO et les données antérieures de l'Institut océanographique de Bedford sur la mer du Labrador sont améliorées et élargies par l'ajout de données publiques sur la température et la salinité observées, archivées par d'autres programmes et centres de données nationaux et internationaux (p. ex., Kieke et Yashayaev 2015).

DONNÉES DES FLOTTEURS PROFILANTS ARGO

Argo est un réseau international de flotteurs profilants qui recueille des profils de température et de salinité de haute qualité dans les 2 000 m supérieurs de l'océan mondial libre de glace, grâce au déplacement des flotteurs et grâce à des courants provenant de profondeurs intermédiaires. Pendant la plus grande partie du cycle, qui dure typiquement dix jours, le flotteur autonome alimenté par batterie dérive librement à une « profondeur de stationnement »

d'environ 1 000 m, où sa position est stabilisée par un ajustement de la flottabilité. Une fois que le flotteur est libéré de sa profondeur de stationnement, il descend à environ 2 000 m et remonte ensuite à la surface tout en profilant la température, la salinité et d'autres variables si des capteurs supplémentaires y sont installés. Lorsque le flotteur refait surface, il transmet les données qu'il a acquises avant de replonger à sa profondeur de stationnement. Depuis 2002, les données des flotteurs Argo sur la température et la salinité en temps quasi réel dressent collectivement un tableau à grande échelle de la structure et de la circulation océanographiques de la mer du Labrador. Le réseau sert généralement à reconstituer la variabilité saisonnière et annuelle des propriétés physiques et de l'oxygène dissous dans les 2 000 premiers mètres de la colonne d'eau. L'utilité des flotteurs Argo est encore plus grande en hiver, ces flotteurs étant alors la seule source de données en temps réel sur l'évolution de la convection hivernale en l'absence de mesures prises par navire.

Dans l'ensemble, le réseau des flotteurs profilants 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 2018 était à peine suffisant pour mesurer les variations à une fréquence de moins d'un mois.

SYNTHÈSE DES ENSEMBLES DE DONNÉES MULTI-PLATEFORMES

On compile et corrige de façon saisonnière les données de température et de salinité dans la mer du Labrador en provenance de diverses sources pour établir des séries chronologiques individuelles. Nos sources de données primaires sont : (i) profils de température, de salinité et d'oxygène dissous en profondeur recueillis sur le transect AR7W dans la mer du Labrador, occupé par l'Institut océanographique de Bedford à l'appui de l'Expérience sur la circulation océanique mondiale, du volet Variabilité du climat et récemment du PMZAO depuis 1990; (ii) données d'échantillons d'eau et de températures discrètes pour l'étalonnage des capteurs; (iii) profils de température et de salinité sur les premiers 2 000 m dans la région de la mer du Labrador provenant du programme international de flotteurs Argo; (iv) données publiques de température et de salinité observées provenant d'autres programmes et centres de données nationaux et internationaux (p. ex., Kieke et Yashayaev 2015); (v) série chronologique de la température près du fond à partir d'un amarrage à long terme maintenu par l'Institut océanographique de Bedford sur le talus du Labrador.

Les principales données ajoutées aux années précédentes sont les observations des flotteurs Argo jusqu'en mars 2019 et les relevés annuels de la conductivité, température et profondeur réalisés par le MPO sur le transect AR7W dans la mer du Labrador en mai 2018 (figure 1).

Après Yashayaev et Loder (2009, 2016, 2017), en incluant maintenant toutes les données Argo et les données de relevés par navire disponibles jusqu'en mars 2019, des séries chronologiques de la température, salinité et densité potentielles moyennes dans l'espace avec une fréquence hebdomadaire à mensuelle (en fonction de la portée des données Argo et des relevés par navire) ont été calculées pour une zone d'environ 60 000 km² dans la partie centrale de la mer du Labrador.

Pour chaque niveau de profondeur inclus dans une couche choisie, une série chronologique a été compilée avec toutes les mesures (profils – conductivité, température, profondeur, échantillons d'eau et Argo) de la variable analysée dans la partie centrale de la mer du Labrador. On a corrigé les mesures, profondeur par profondeur, en fonction de la saison (s'il y avait lieu), de manière itérative en créant une représentation harmonique du cycle saisonnier et en supprimant les données aberrantes. On a filtré en passe-bas les séries résultantes. On a fait

la moyenne annuelle des valeurs filtrées pour obtenir les valeurs variables annuelles depuis 1987.

De plus, pour placer les variations récentes dans un contexte historique, nous utilisons des séries chronologiques annuelles de température, salinité et densité dont la moyenne est calculée sur les intervalles verticaux de 15–100 m 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. Ces données ont été dérivées de séries chronologiques pour des profondeurs sélectionnées comme celles abordées ci-dessus et rapportées précédemment.

CONVECTION HIVERNALE ET CONDITIONS HYDROGRAPHIQUES DANS LA MER CENTRALE DU LABRADOR

CHANGEMENTS À LONG TERME DANS LES PRINCIPALES MASSES D'EAU

La figure 8 montre la répartition dans le temps et selon la profondeur, sur plusieurs décennies, de la température, salinité et densité annuelles dans la partie centrale de la mer du Labrador depuis 1950, entre 200 et 3 500 m de profondeur. Les masses d'eau intermédiaires, profondes et abyssales (ou de fond) que l'on trouve dans la mer du Labrador sont les eaux de la mer du Labrador, les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est (2 500–3 000 m) et les eaux de débordement du détroit du Danemark (définies comme étant la première couche de 200 m en partant du fond à des profondeurs supérieures à 3 000 m). Tout comme les eaux de débordement du détroit du Danemark, les eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est sont également dérivées de l'eau de débordement Islande-Écosse, mais elles subissent un mélange, une transformation et une modification plus longs et plus importants le long de leur parcours (Yashayaev et Dickson 2008).

Alors que les changements temporels des eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est sont comparativement lents, s'étalant généralement sur quelques décennies, et qu'ils semblent être verticalement uniformes (noter dans la figure 8 comment leur salinité a changé de 1975 à 2001, puis jusqu'à aujourd'hui), tant les eaux de la mer du Labrador que les eaux de débordement du détroit du Danemark présentent de fortes variations sur des échelles décennales et des périodes plus courtes. Des phénomènes récurrents de réchauffement et de salinisation, de refroidissement et d'adoucissement se sont répandus dans la couche supérieure de 2 000 m principalement occupée par les eaux de la mer du Labrador. Une période caractérisée par le réchauffement et la salinisation de cette couche, qui a commencé au milieu des années 1960 et s'est terminée au début ou au milieu des années 1970, a été suivie d'une période à tendance contraire en température et salinité, qui s'est manifestée par le refroidissement et l'adoucissement des eaux de la mer du Labrador et qui a culminé entre la fin des années 1980 et le milieu des années 1990. Cette période a été caractérisée par une convection hivernale profonde qui a rempli la couche supérieure de 2 000 à 2 500 m de la mer du Labrador d'eau froide, dense et relativement douce. Les hivers plus doux du début des années 2000 ont produit des quantités plus limitées d'eaux de la mer du Labrador, qui sont progressivement devenues plus chaudes, plus salées et moins denses que lors de la décennie antérieure (Yashayaev 2007).

La figure 9 présente des séries chronologiques de la température et salinité annuelles, printanières et du mois de mai, à des profondeurs de 15–100 m et de 200–2000 m. La couche peu profonde (15–100 m) et la couche profonde (200–2 000 m) se refroidissent depuis 2010. Cependant, la tendance à l'adoucissement observée dans les eaux de la mer du Labrador nouvellement formées ou nouvellement ventilées entre 2011 et 2016 s'est inversée en 2016,

faisant des eaux formées à l'hiver 2017–2018 les plus denses depuis le milieu des années 1990.

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

VARIABILITÉ SAISONNIÈRE ET ANNUELLE RÉCENTE DANS LES 2 000 MÈTRES SUPÉRIEURS

La figure 10 présente la répartition dans le temps et selon la profondeur de la température, salinité et densité mensuelles entre 0 et 2 000 m de profondeur depuis 2002 (depuis la multiplication des flotteurs Argo). La tendance au réchauffement et à l'allègement dans les 1 000 premiers mètres de profondeur après l'arrêt de la convection extrême du milieu des années 1990 a été interrompue à plusieurs reprises par une convection modérément profonde au cours des hivers 1999–2000, 2001–2002 (figure 8), 2007–2008 et 2011–2012 (figures 8 et 10). Cette tendance particulièrement longue en matière de température et de densité n'a cessé de se rétablir après chaque interruption, retrouvant presque le même sens et la même vitesse qu'avant l'interruption. Cependant, malgré sa persistance sur plusieurs années, cette tendance s'est inversée, se transformant en refroidissement et densification soutenus au cours de l'hiver 2013–2014, lorsqu'une convection profonde atteignant 1 500 m de profondeur et plus s'est étendue à une partie considérable du bassin du Labrador. La convection s'est progressivement approfondie cinq hivers consécutifs (2013–2014 à 2017–2018). Pendant cette période, chaque convection a produit une eau de mer du Labrador plus froide, plus dense et plus profonde que la convection précédente. En conséquence, la masse d'eau formée par convection, c'est-à-dire les eaux de la mer du Labrador, se refroidissait et se densifiait à mesure que la convection s'approfondissait entre 2014 et 2018, inclusivement. Dans l'ensemble, le refroidissement progressif des 2 000 mètres supérieurs et le brassage hivernal profond et intense pendant cinq hivers consécutifs de 2013–2014 à 2017–2018 ont interrompu la tendance générale au réchauffement et à la stratification qui persiste dans les eaux intermédiaires de la mer du Labrador depuis le milieu des années 1990.

La convection profonde de 2007–2008 est manifeste aussi bien dans la température que dans la salinité. La profondeur de la convection a diminué en 2008–2009 en partie à cause d'un adoucissement massif des eaux de surface à l'été et l'automne précédents. Les conditions de l'hiver 2010–2011 ressemblaient à celles de l'hiver précédent, avec une convection très faible (la profondeur de la couche mixte n'a pas dépassé 800 m). Puis, à l'hiver 2011–2012, la convection a atteint une profondeur d'environ 1 400 m, clairement visible dans les profils de température et de salinité mesurés par les flotteurs Argo et lors des relevés par navire. En 2012, la salinité dans les 200 premiers mètres était la plus faible depuis 2003, surtout dans les 50 premiers mètres. La convection a aussi eu lieu à l'hiver 2012–2013, mais à une profondeur moindre que l'année d'avant, et principalement dans les 1 000 premiers mètres. La situation a bien changé à l'hiver 2013–2014. Le refroidissement hivernal a déclenché un brassage convectif, homogénéisant les 1 600 premiers mètres (et probablement encore plus bas) dans la partie centrale de la mer du Labrador. La convection hivernale a progressé au cours des quatre années suivantes, s'approfondissant, refroidissant et densifiant les 2 000 premiers mètres à chaque cycle de refroidissement. Au dernier de ces hivers, la convection a atteint et dépassé 2 000 m de profondeur. Cette tendance récente et très persistante au refroidissement, à la densification et à l'approfondissement de la convection, visible dans les figures 8 à 10, confirme

notre hypothèse selon laquelle la récurrence d'un refroidissement relativement intense sur plusieurs années, généralement accompagné par une forte oscillation nord-atlantique, entraîne un préconditionnement convectif de la colonne d'eau de sorte qu'une convection encore plus profonde peut se produire l'année suivante, même en cas de refroidissement moins intense. En effet, à l'hiver 2017–2018, comme aux deux hivers précédents, les bassins subpolaires de l'Atlantique Nord ont perdu beaucoup moins de chaleur par refroidissement de surface qu'à l'hiver 2014–2015 (qui a connu la plus forte perte cumulée de chaleur de surface en plus de deux décennies). La perte de chaleur cumulée de l'hiver 2017–2018 dans la mer du Labrador avait également été la plus faible depuis l'hiver 2013–2014. Malgré la réduction continue du refroidissement hivernal, l'augmentation constante de la profondeur de la convection hivernale depuis 2014–2015 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.

La persistance du brassage convectif profond qui a contribué à l'évolution importante des eaux de la mer du Labrador ces dernières années est effectivement illustrée par la progression temporelle des profils verticaux en cascade de la température, de la salinité et de la densité (figure 10), à mesure que l'eau dense et froide s'enfonce de plus en plus profondément. 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. Cela illustre l'essence du préconditionnement de la colonne d'eau par convection hivernale — le maintien ou la « mémorisation » des conditions de l'année précédente dans les profondeurs intermédiaires du lieu de convection.

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

FAITS MARQUANTS DE LA CONVECTION HIVERNALE 2017–2018

Les données mensuelles sur la température et la salinité (figure 10) montrent que la couche de brassage hivernal, et donc la convection, dans la partie centrale de la mer du Labrador a atteint et même dépassé 2 000 m en mars 2018, poursuivant ainsi sa tendance à l'approfondissement de ces sept dernières années. L'augmentation récente de la profondeur de la convection va dans le sens de l'explication que l'on a avancée sur l'approfondissement soutenu et pluriannuel de la convection hivernale. En ce qui concerne l'année 2018, cela implique 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 le brassage convectif plus fort qu'à l'accoutumée des années précédentes avaient entraîné un préconditionnement qui a facilité l'évolution ultérieure de la convection profonde (figures 8 à 10, l'approfondissement successif du brassage hivernal est clairement visible à la figure 10).

La figure 11 présente les courbes de température, de salinité, de densité et d'oxygène en fonction de la distance, tirées des données d'observation de 1994, 2011 et 2018. Un réservoir rempli de ces eaux de la mer du Labrador nouvellement ventilées, d'une profondeur de 2 000 m, froides, denses, douces et chargées en gaz atmosphérique est clairement visible dans la section des propriétés de l'eau de mer du transect AR7W, d'après les données de conductivité, température et profondeur recueillies par navire en mai 2018 dans le cadre du PMZAO. 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 2017–2018, est sans doute la plus profonde depuis le refroidissement record qui a atteint 2 400 m pendant l'hiver 1993–1994. La classe annuelle actuelle des eaux de la mer du Labrador est l'une des plus importantes jamais observées en dehors du début des années 1990.

CALCULS À PARTIR DU MODÈLE DE SIMULATION NUMÉRIQUE

Pour le présent rapport, on a utilisé un modèle océanique rétrospectif du modèle de l'Atlantique Nord de l'Institut océanographique de Bedford (MANIOB) pour calculer les variations du courant du Labrador, ainsi que les variations de ses deux branches (se référer à la section Résultats et discussion pour plus de précisions). Le MANIOB se fonde sur le modèle NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) 2.3. Il comprend une composante océanique (OPA; Océan Parallélisé) et un module de glace de mer (LIM; Louvain-la-Neuve Sea Ice Model). Le transport barotrope sert à la représentation de la force du courant. La rétrospection s'étale de 1990 à 2018. Cette partie du rapport montre les changements de courants et leur représentation potentielle de la circulation méridienne de retournement atlantique.

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

Le modèle a été développé pendant dix ans en appliquant le forçage de l'année normale des CORE. La simulation du développement sur dix 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 (World Ocean Atlas 2005) aux moyennes et basses latitudes.

Pour les besoins du présent rapport, on a calculé les transports en se fondant sur les flux modélisés du segment ouest du transect AR7W.

VARIATIONS DU COURANT DU LABRADOR

Les variations du courant du Labrador peuvent être considérées comme un indicateur des changements survenus dans la circulation subpolaire de l'Atlantique Nord, région qui joue un rôle important dans le climat mondial en raison du phénomène de convection hivernale dans la mer du Labrador. Les variations du courant du Labrador sont souvent liées aux variations de la circulation méridienne de retournement atlantique. Nous présentons ici les variations des transports barotropes du courant du Labrador à partir d'un modèle de résolution des tourbillons créé à l'Institut océanographique de Bedford (MANIOB, p. ex., Brickman *et al.* 2016, Wang *et al.* 2016, Brickman *et al.* 2018, Wang *et al.* 2018).

Une analyse à fonction orthogonale empirique de la sortie du modèle de Wang *et al.* (2016), présentée à la figure 12, indique que la variabilité du courant du Labrador peut être divisée en un courant ouest (à partir des isobathes de 300–2 500 m) et un courant est (à partir des isobathes de 2 500–3 300 m). En suivant la définition des courants ouest et est du Labrador, nous avons calculé les transports de ces courants, ainsi que ceux du courant du Labrador (la somme des courants ouest et est).

La figure 13 montre les anomalies de transport du courant du Labrador, du courant ouest du Labrador et du courant est du Labrador. En 2018, le courant ouest du Labrador était légèrement plus fort qu'en 2017, environ 2 millions de m³/s au-dessus de la moyenne de 1990–2018, comme c'est le cas depuis 2001.

Une tendance à la baisse du courant est du Labrador a commencé en 1996, coïncidant avec une forte baisse la même année de l'indice d'oscillation nord-atlantique d'hiver. La tendance s'est inversée en 2014, et le courant est du Labrador était environ 4 millions de m³/s plus fort en 2018 qu'en 2017, tout en restant environ 2 millions de m³/s en dessous de la moyenne de 1990–2018. Wang *et al.* (2016) ont fait l'hypothèse que le courant est du Labrador est un indicateur des changements survenus dans la circulation méridienne de retournement atlantique, ce qui impliquerait un fort affaiblissement suivi d'un renforcement de cette circulation depuis 2014 sur la base des prévisions rétrospectives du MANIOB.

SOMMAIRE

Le Programme de monitoring de la zone Atlantique au large du plateau continental (PMZAO) de Pêches et Océans Canada fournit des observations sur la variabilité du climat et la ventilation de l'océan. Les changements observés par ce programme 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 mai 2018, le transect AR7W a été occupé par l'Institut océanographique de Bedford pour la 31^e fois depuis 1990. De plus, le réseau de flotteurs profilants Argo a fourni des données sur la température et la salinité (jusqu'à 2 000 m) qui ont permis de suivre la variabilité des conditions océanographiques dans la mer du Labrador tout au long de l'année. L'omission d'une seule année (jusqu'en 2017) dans les observations systématiques précises de l'état de l'océan peut limiter considérablement notre capacité à diagnostiquer et à prévoir l'état de l'océan, ce qui nous oblige à nous fier exclusivement aux données des flotteurs profilants, de la télédétection et de la réanalyse atmosphérique pour évaluer les conditions environnementales en profondeur d'un océan à l'autre dans la région clé de l'océan.

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 14, et sont énumérées ci-dessous.

1. L'indice d'oscillation nord-atlantique de l'hiver (de décembre à mars) 2018 a été supérieur à la normale, tandis que les flux thermiques moyens de l'hiver dans la partie centrale de la mer du Labrador ont été proches de la normale. Cependant, une anomalie de forte pression atmosphérique s'est étendue à toute la mer du Labrador en hiver, ce qui a élevé la température de l'air et de la surface de la mer au-dessus de la normale dans la partie occidentale de la mer du Labrador, et créé des températures inférieures à la normale dans le nord-est de la mer du Labrador. En ce qui concerne la température de la surface de la mer, ces conditions ont persisté jusqu'au printemps, mais semblent s'être propagées de façon cyclique.

-
2. Les anomalies de concentration de la glace de mer en février et mars 2018 étaient généralement négatives dans l'ouest de la mer du Labrador, et positives dans le nord-est de la mer du Labrador. En ce qui concerne la région du détroit de Davis, les anomalies d'étendue de la glace en hiver et au printemps 2018 ont été positives. Pour ce qui est des régions du nord de la mer du Labrador et du plateau du Labrador, les anomalies d'étendue de la glace ont été négatives en hiver et proches de la normale au printemps.
 3. La température de l'océan dans la partie centrale de la mer du Labrador était proche de la normale et poursuivait une tendance négative observée depuis 2010 dans la couche de 15 à 100 m et, depuis 2011, dans la couche de 200 à 2 000 m. Le refroidissement de la couche plus profonde a été principalement causé par l'approfondissement de la convection hivernale.
 4. Dans la mer du Labrador, les pertes de chaleur en surface en hiver entraînent la formation d'eaux denses, qui se répandent dans l'océan, ventilant ses couches profondes et entraînant la circulation de retournement océanique mondiale. Au cours de l'hiver 2017–2018, comme au cours des deux hivers précédents (2015–2016 et 2016–2017), l'Atlantique Nord subpolaire a connu une perte de chaleur en surface plus modérée qu'à l'hiver 2014–2015, lequel a connu les plus fortes pertes de chaleur en plus de deux décennies.
 5. Malgré le déclin persistant du refroidissement de surface après l'hiver 2014–2015, le préconditionnement de la colonne d'eau par brassage convectif, qui avait progressé au cours des quatre années précédant 2018, a néanmoins conduit à la formation la plus importante, en termes de volume et de profondeur, d'eau de la mer du Labrador depuis 1994.
 6. Les profils de température et de salinité obtenus par navire et par flotteurs Argo montrent que la couche mixte hivernale, et donc la convection dans la partie centrale de la mer du Labrador, est descendue en dessous de 2 000 m en 2018, dépassant les profondeurs de la couche mixte de 1 600 m, 1 700 m, 1 850 m et 1 900 m observées respectivement en 2014, 2015, 2016 et 2017. Le millésime 2018 des eaux de la mer du Labrador se caractérise par des températures basses ($< 3,3$ °C) et une faible salinité ($< 34,86$) entre 1 000 m et 1 900 m de profondeur. La convection hivernale des cinq dernières années (2014–2018) ou, si on exclut 2013, des sept dernières années (2012–2018) est, pense-t-on, la plus profonde depuis le record de 2 500 m établi en 1994. La classe annuelle d'eaux de mer du Labrador qui en a résulté est une des plus grandes jamais observées en dehors de la première moitié de la décennie 1990. Cela laisse également penser que la forte convection hivernale de 2017–2018 a accru l'absorption des gaz (oxygène dissous, gaz anthropiques, dioxyde de carbone) et, par conséquent, leurs concentrations dans la partie inférieure de la couche de 0–2 000 m de la mer du Labrador.
 7. Les résultats du modèle indiquent que le transport du courant du Labrador a diminué entre 1995 et 2014, mais qu'il a légèrement augmenté depuis.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le commandant du NGCC *Hudson*, le capitaine F.B.H. (Fergus) Francey, les officiers et l'équipage pour leur aide dévouée et leur rendement exceptionnel dans tous les aspects de la mission PMZAO 2018. Nous remercions également Roger Pettipas pour les données de stations qu'il a fournies sur la température de l'air, et nous sommes reconnaissants aux réviseurs, Peter Galbraith et David Brickman, pour leurs commentaires et suggestions utiles. Les données de réanalyse des NCEP ont été fournies par le Centre de diagnostic climatique du NOAA-CIRES, situé à Boulder (Colorado), aux États-Unis, et les données sur la

concentration de glace de mer ont quant à elles été fournies par le Centre national de données sur la neige et la glace des États-Unis.

RÉFÉRENCES CITÉES

- Barnston, A. G., and Livezey, R. E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* 115: 1083–1126.
- Brickman, D., Wang, Z., and Detray, B. 2016. [Variability of Current Streams in Atlantic Canadian Waters: A Model Study](#). *Atmosphere-Ocean*. 54 (3): 218–229.
- Brickman, D., Hebert, D., and Wang, Z. 2018. [Mechanism for the recent ocean warming events on the Scotian Shelf of eastern Canada](#). *Cont. Shelf Res.* 156: 11–22.
- Cavalieri, D. J., Parkinson, C.L., Gloersen, P., and Zwally, H.J. 1996. updated yearly. [Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1](#). [north/monthly]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. [Accessed 05/12/2018].
- Dickson, R. R., Meincke, J. and Rhines, P. (Eds). (2008) Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate, Edited by, Springer Science & Business Media, March 4, 2008, 736 pages.
- Dukhovskoy, D. S., Yashayaev, I., Proshutinsky, A., Bamber, J. L., Bashmachnikov, I. L., Chassignet, E. P., Lee C. M., and Tedstone, A. J. 2019, [Role of Greenland Freshwater Anomaly in the Recent Freshening of the Subpolar North Atlantic](#), *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 124 (5): 3333–3360.
- Fetterer, F., Knowles, K., Meier, W. and Savoie, M. 2002. Updated 2011. Sea ice index. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Fragoso, G.M., Poulton, A.J., Yashayaev, I., Head, E.J.H., Stinchcombe, M., and Purdie, D.A. 2016. Biogeographical patterns and environmental controls of phytoplankton communities from contrasting hydrographical zones of the Labrador Sea, *Progress in Oceanography*. 141: 212–226.
- Fröb, F., Olsen, A., Våge, K., Moore, K., Yashayaev, I., Jeansson, E., and Rajasakaren, B. 2016. [Irminger Sea deep convection injects oxygen and anthropogenic carbon to the ocean interior](#). *Nature Communications*. 13244.
- Hauser, T., Demirov, E., Zhu, J., and Yashayaev, I. 2015. North Atlantic atmospheric and ocean inter-annual variability over the past fifty years – Dominant patterns and decadal shifts. *Progress in Oceanography*. 132: 197–219.
- Holliday, N.P., Bersch, M., Berx, B., Chafik L., Cunningham, S., Florindo-Lopez, C., Hatun, H., Johns, W., Josey, S.A., Larsen, K. M. H., Mulet, S., Oltmanns, M., Reverdin, G., Rossby, T., Thierry, V., Valdimarsson, H. and Yashayer, I. 2020. [Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic](#). *Nature Communications*. 11: 585.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*. 269: 676–679.
- Hurrell, J. W. and National Center for Atmospheric Research Staff Eds. (Last modified 04 Aug 2018). [The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation \(NAO\) Index \(station-based\)](#).

-
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77 (3): 437–470.
- 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*. 132: 220–232.
- Lazier, J. R. N., Hendry, R. M., Clarke, R. A., Yashayaev, I., and Rhines, P. 2002. [Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000](#), *Deep Sea Res., Part A*. 49: 1819–1835.
- Lozier, M.S., et al., 2019. [A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic](#), *Science*. 363 (6426): 516–521.
- 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]. [Accessed 05/12/2018].
- Progress in Oceanography*, 2007, Observing and Modelling Ocean Heat and Freshwater Budgets and Transports, Edited by Igor Yashayaev. 73 (3–4): 203–426.
- Progress in Oceanography*, 2015, Oceanography of the Arctic and North Atlantic Basins, Edited by Igor Yashayaev, Dan Seidov, Entcho Demirov. 132: 1–352.
- 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., and Keigwin, L.D. 2018. [Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years](#). *Nature*. 556: 227–230.
- Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., and Cullen, H.M. 2001. [The North Atlantic Oscillation: Past, Present and Future](#). *Proc. Nat. Acad. Sci.* 98: 12876–12877.
- Wang, Z., Brickman, D., Greenan, B., and Yashayaev, I. 2016. [An abrupt shift in the Labrador Current System in relation to winter NAO events](#). *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 121: 5338–5349.
- Wang, Z., Lu, Y., Greenan, B., Brickman, D., and DeTracey, B. 2018. BNAM: An eddy-resolving North Atlantic Ocean model to support ocean monitoring. *Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean. Sci.* 327: vii + 18p.
- Yashayaev, I. 2007. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005, *Progress in Oceanography*. 73: 242–276.
- 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](#). *Geophysical Research Letters*. 36 (1).
- Yashayaev, I., Seidov, D., and Demirov, E. 2015. [A new collective view of oceanography of the Arctic and North Atlantic basins](#), *Progress in Oceanography*. 132: 1–21.
- Yashayaev, I., and Seidov, D. 2015. [The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas](#), *Progress in Oceanography*. 132: 68–127.
-

Yashayaev, I., and Loder, J.W. 2016. [Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability](#). Journal of Geophys. Res.: Oceans. 121 (11).

Yashayaev, I., and Loder, J.W. 2017. [Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016](#). Geophysical Research Letters. 44 (3).

TABLEAUX

Tableau 1. Sorties océanographiques dans la mer du Labrador menées par l'Institut océanographique de Bedford depuis 1990 dans le cadre de l'Expérience sur la circulation océanique mondiale, du volet Variabilité du climat et du Programme de monitoring de la zone Atlantique au large du plateau continental (PMZAO).

Nom de sortie	Navire	Projet	Scientifique en chef	Dates de sortie
HUD-92-014	<i>NGCC Hudson</i>	l'Expérience sur la circulation océanique mondiale	John Lazier	Du 27 mai au 15 juin 1992
HUD-95-011	<i>NGCC Hudson</i>	l'Expérience sur la circulation océanique mondiale	John Lazier	Du 7 juin au 5 juillet 1995
HUD-96-006	<i>NGCC Hudson</i>	l'Expérience sur la circulation océanique mondiale	John Lazier	Du 10 mai au 2 juin 1996
HUD-96-026	<i>NGCC Hudson</i>	l'Expérience sur la circulation océanique mondiale	Allyn Clarke	Du 15 oct. au 20 nov. 1996
HUD-97-009	<i>NGCC Hudson</i>	l'Expérience sur la circulation océanique mondiale/JGOFS	Allyn Clarke	Du 9 mai au 12 juin 1997
HUD-98-023	<i>NGCC Hudson</i>	l'Expérience sur la circulation océanique mondiale/CLIVAR	John Lazier	Du 22 juin au 10 juillet 1998
HUD-99-022	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 27 juin au 14 juillet 1999
HUD2000009	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 20 mai au 8 juin 2000
HUD2001022	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 30 mai au 15 juin 2001
HUD2002032	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 23 juin au 19 juillet 2002
HUD2002075	<i>NGCC Hudson</i>	Biologie/climat	Erica Head	Du 29 nov. au 12 déc. 2002
HUD2003038	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 13 juillet au 4 août 2003
HUD2004016	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 14 mai au 30 mai 2004
HUD2005016	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Allyn Clarke	Du 27 mai au 7 juin 2005
HUD2006019	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Ross Hendry	Du 24 mai au 8 juin 2006
HUD2007011	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Ross Hendry	Du 10 mai au 29 mai 2007
HUD2008009	<i>NGCC Hudson</i>	Climat	Glen Harrison	Du 20 mai au 4 juin 2008
HUD2009015	<i>NGCC Hudson</i>	PMZAO	Glen Harrison	Du 18 mai au 1 ^{er} juin 2009

Nom de sortie	Navire	Projet	Scientifique en chef	Dates de sortie
HUD2010014	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Glen Harrison	Du 13 mai au 30 mai 2010
HUD2011009	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 6 mai au 29 juin 2011
MLB2012001	NGCC <i>M.L. Black</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 25 juin au 20 juillet 2012
HUD2013008	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 4 mai au 28 mai 2013
HUD2014007	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 2 mai au 26 mai 2014
HUD2015006	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 1 ^{er} mai au 26 mai 2015
HUD2016006	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 30 avril au 24 mai 2016
HUD2018008	NGCC <i>Hudson</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 25 avril au 20 mai 2018
AMU2019001	NGCC <i>Amundsen</i>	PMZAO	Igor Yashayaev	Du 2 juin au 19 juin 2019

FIGURES

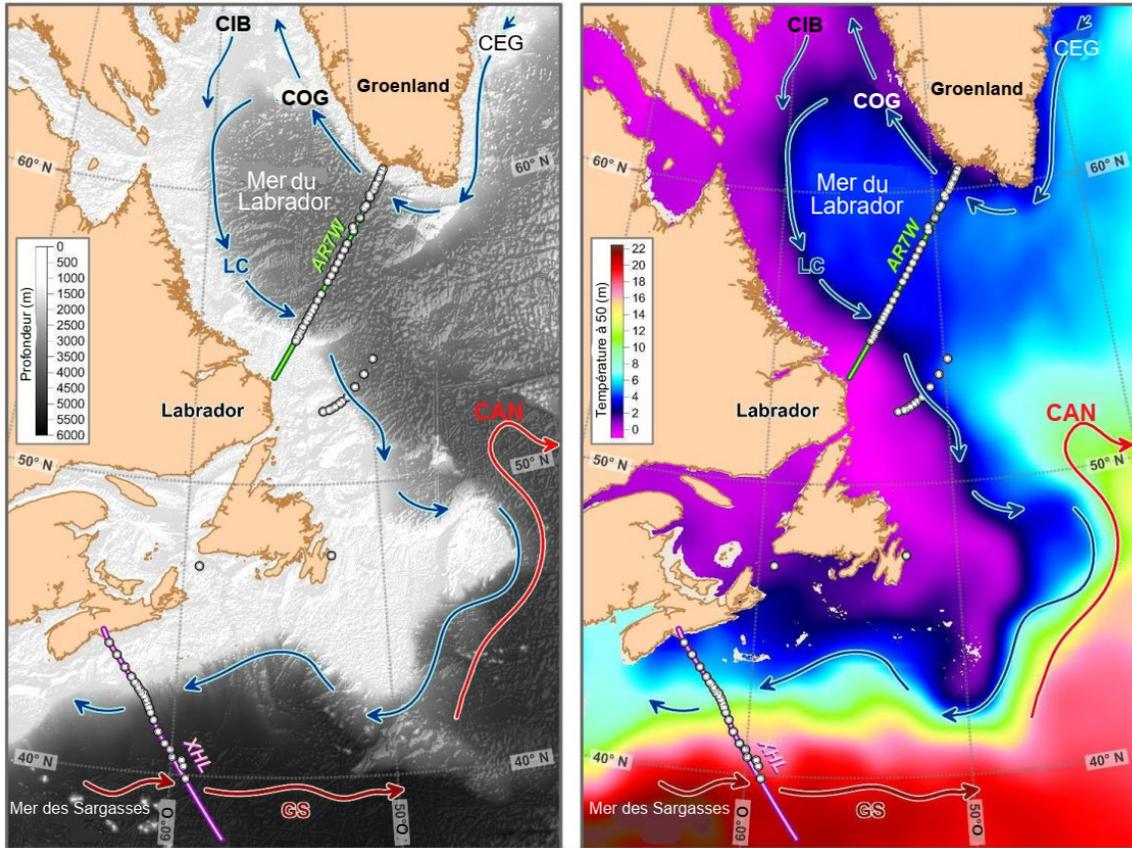
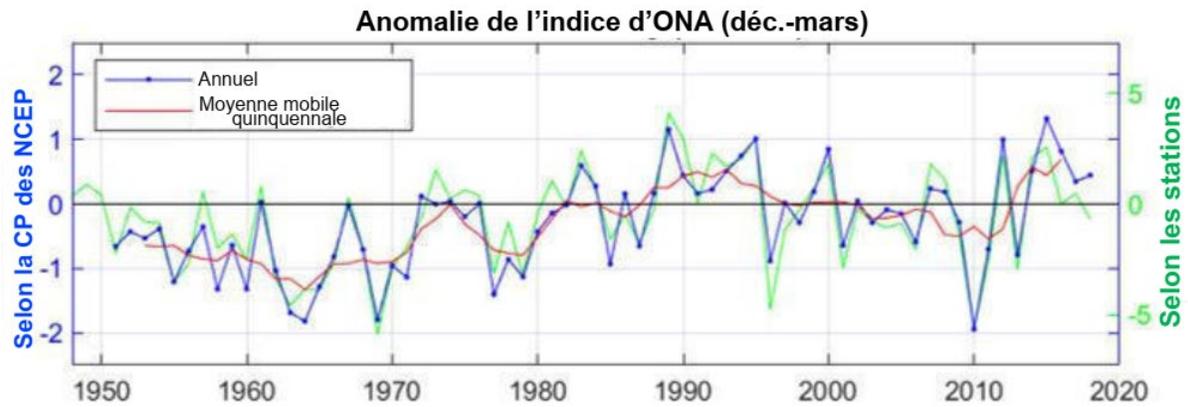


Figure 1. Topographie, courants de surface (panneau de gauche) et température moyenne de long terme à 50 m (panneau de droite) — Programme de monitoring de la zone Atlantique au large du plateau continental (PMZAO). Les deux panneaux montrent les stations de conductivité, de température et de profondeur, le transect AR7W et l'extension du transect d'Halifax (XHL) occupés lors de la sortie HUD2018-008 du PMZAO 2018, du 28 avril au 24 mai.



Réanalyse NCEP/NCAR
Anomalie composite de la pression au niveau de la mer (millibar), données climatiques 1981-2010

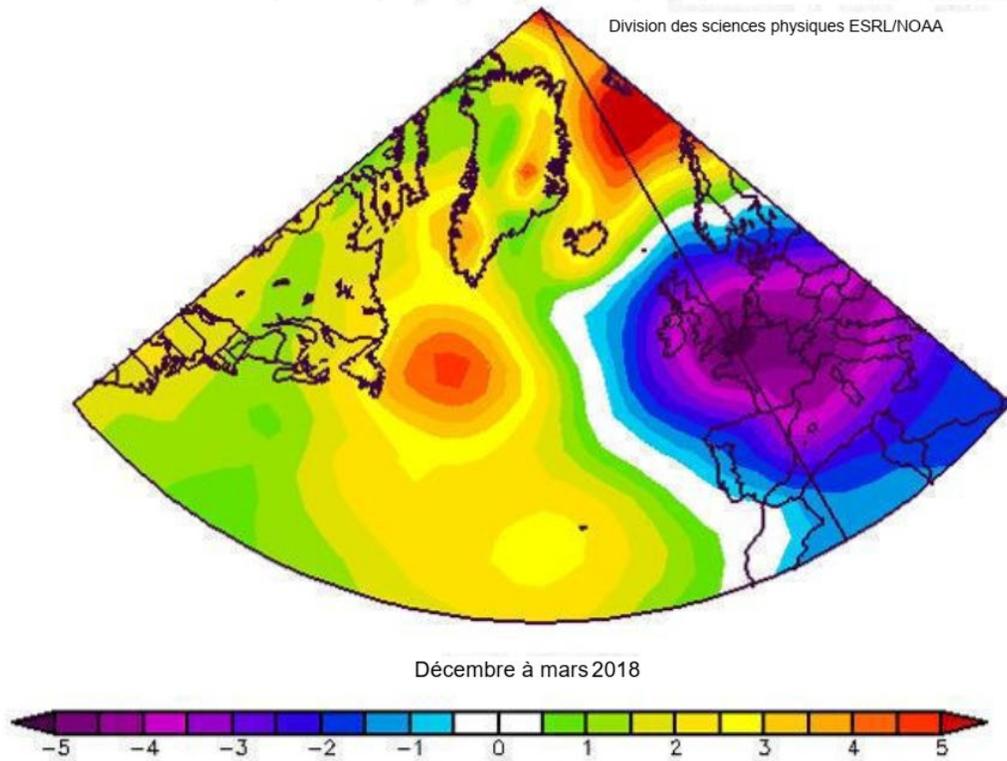


Figure 2. Anomalies de l'indice d'oscillation nord-atlantique (ONA) par rapport à la moyenne de 1981–2010. L'indice d'ONA basé sur les stations (en vert) est défini comme étant la différence de pression au niveau de la mer en hiver (décembre, janvier, février, mars) entre les Açores et l'Islande; les données ont été obtenues [en ligne](#) (Hurrell et al. 2018). L'indice d'ONA basé sur la composante principale (bleu) est associé à la première fonction orthogonale empirique des champs d'anomalies de hauteur normalisés mensuels de 500 millibars pour l'hémisphère nord; les données ont été obtenues [en ligne](#). Le panneau inférieur montre l'anomalie de pression au niveau de la mer de décembre à mars 2018 sur l'Atlantique Nord.

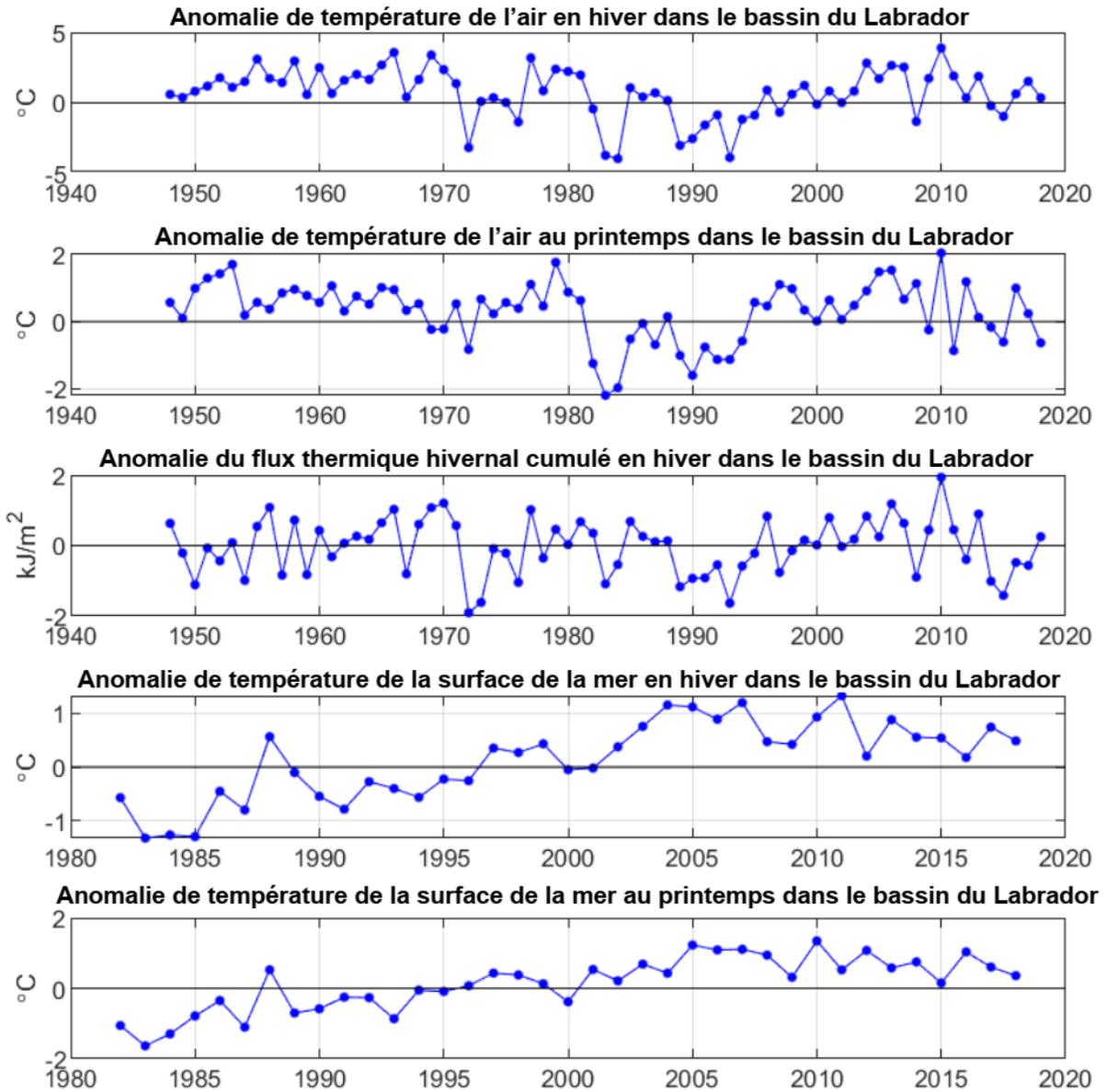


Figure 3. Anomalies de la température de l'air en hiver et au printemps dans le bassin du Labrador, du flux thermique hivernal cumulé à la surface de la mer et de la température de surface de la mer en hiver et au printemps, par rapport à la moyenne de 1981–2010.

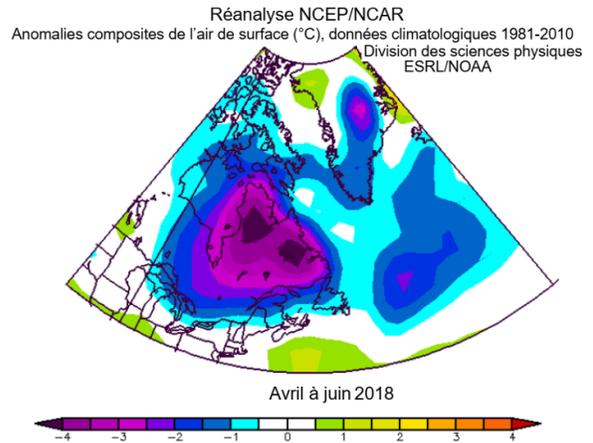
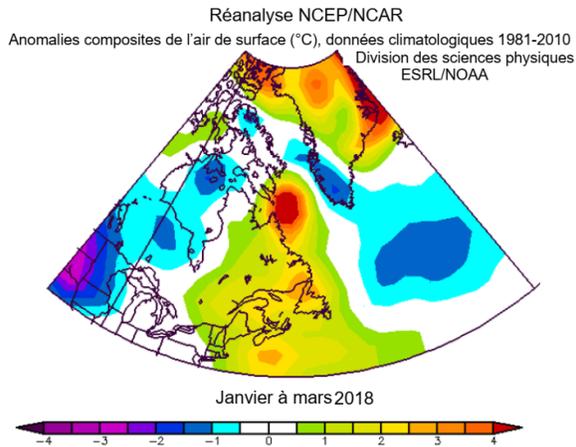


Figure 4. Anomalies hivernales et printanières de la température de l'air (°C) au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest par rapport aux moyennes enregistrées entre 1981 et 2010; les données ont été extraites du [site Internet de la NOAA](#) [consulté le 30 avril 2019].

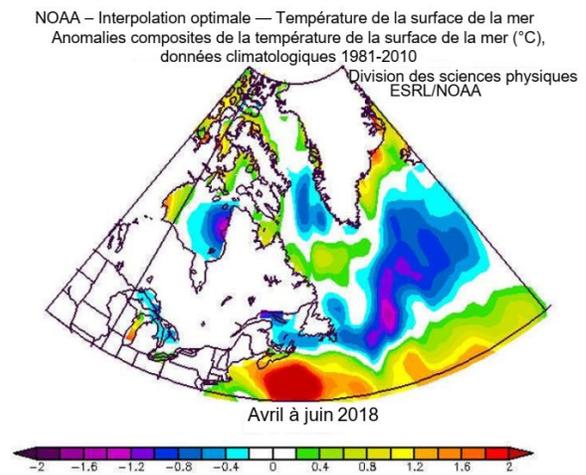
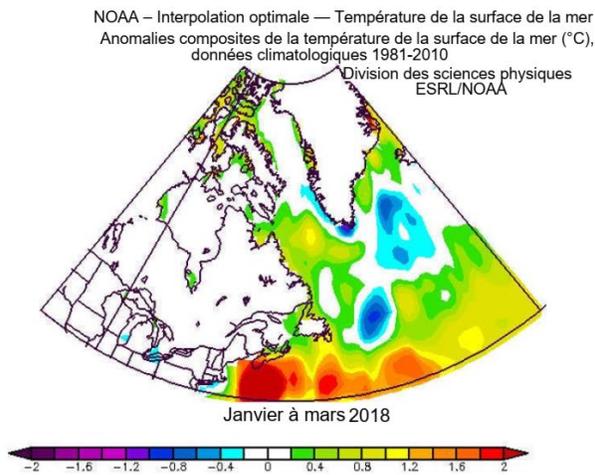


Figure 5. Anomalies hivernales et printanières de la température de la surface de la mer (°C) au-dessus de l'Atlantique Nord-Ouest par rapport aux moyennes enregistrées entre 1981 et 2010; les données ont été obtenues du [site Internet de la NOAA](#) [consulté le 30 avril 2019].

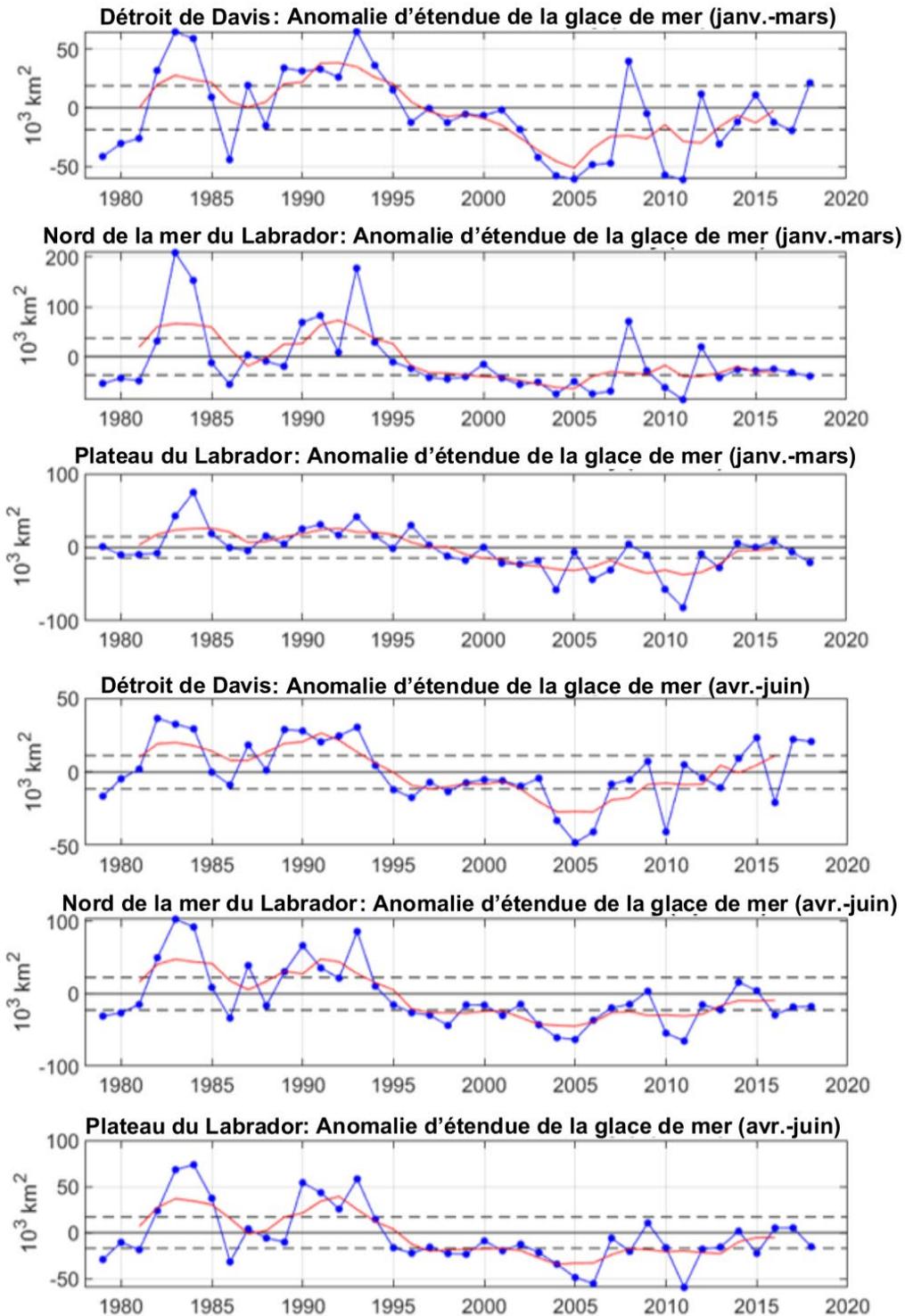


Figure 6. Anomalies d'étendue de la glace de mer en hiver et au printemps (bleu) et leurs moyennes mobiles sur cinq ans (rouge) : (1) détroit de Davis ($63\text{--}68^\circ \text{ N}$), (2) nord de la mer du Labrador ($58\text{--}63^\circ \text{ N}$), (3) plateau du Labrador ($53\text{--}58^\circ \text{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

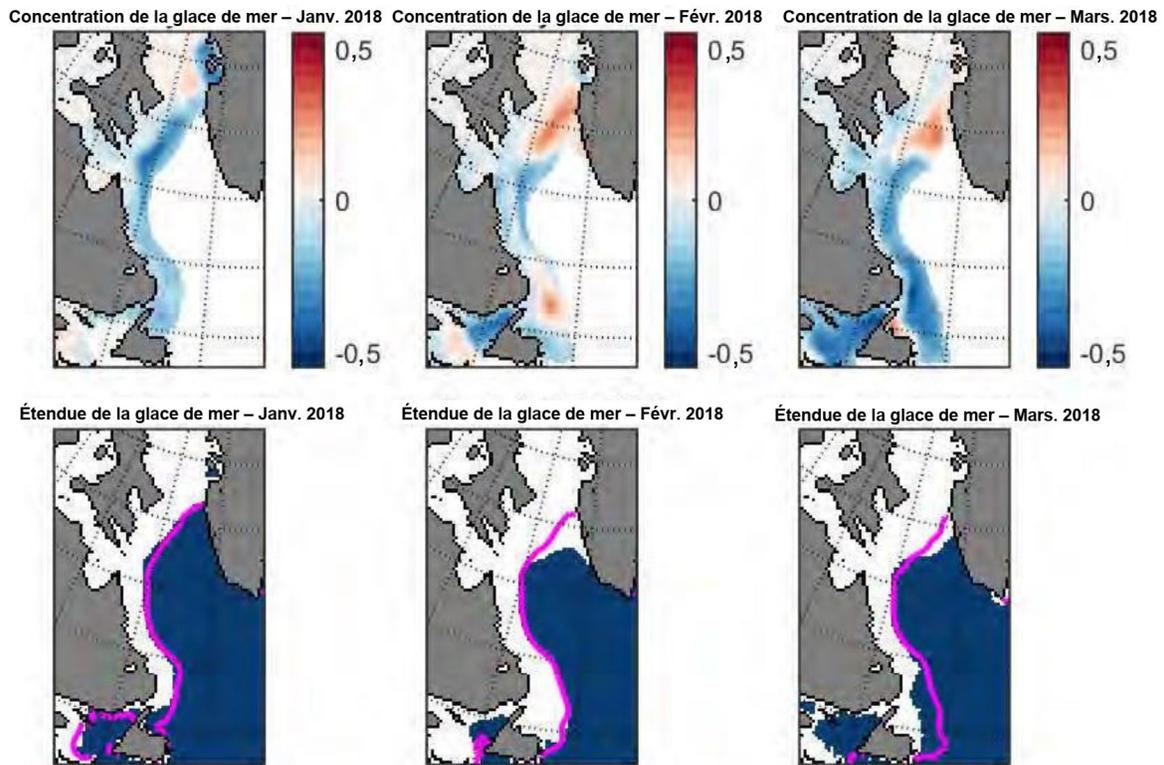


Figure 7. Anomalies de concentration de la glace de mer (en haut) et d'étendue de la glace de mer (en bas) pour janvier–mars 2018 telles qu'elles ont été calculées par le Centre national de données sur la neige et la glace des États-Unis (période de référence 1979–2000) <http://nsidc.org/>. Les lignes magenta indiquent la limite médiane des glaces pour la période 1981–2010.

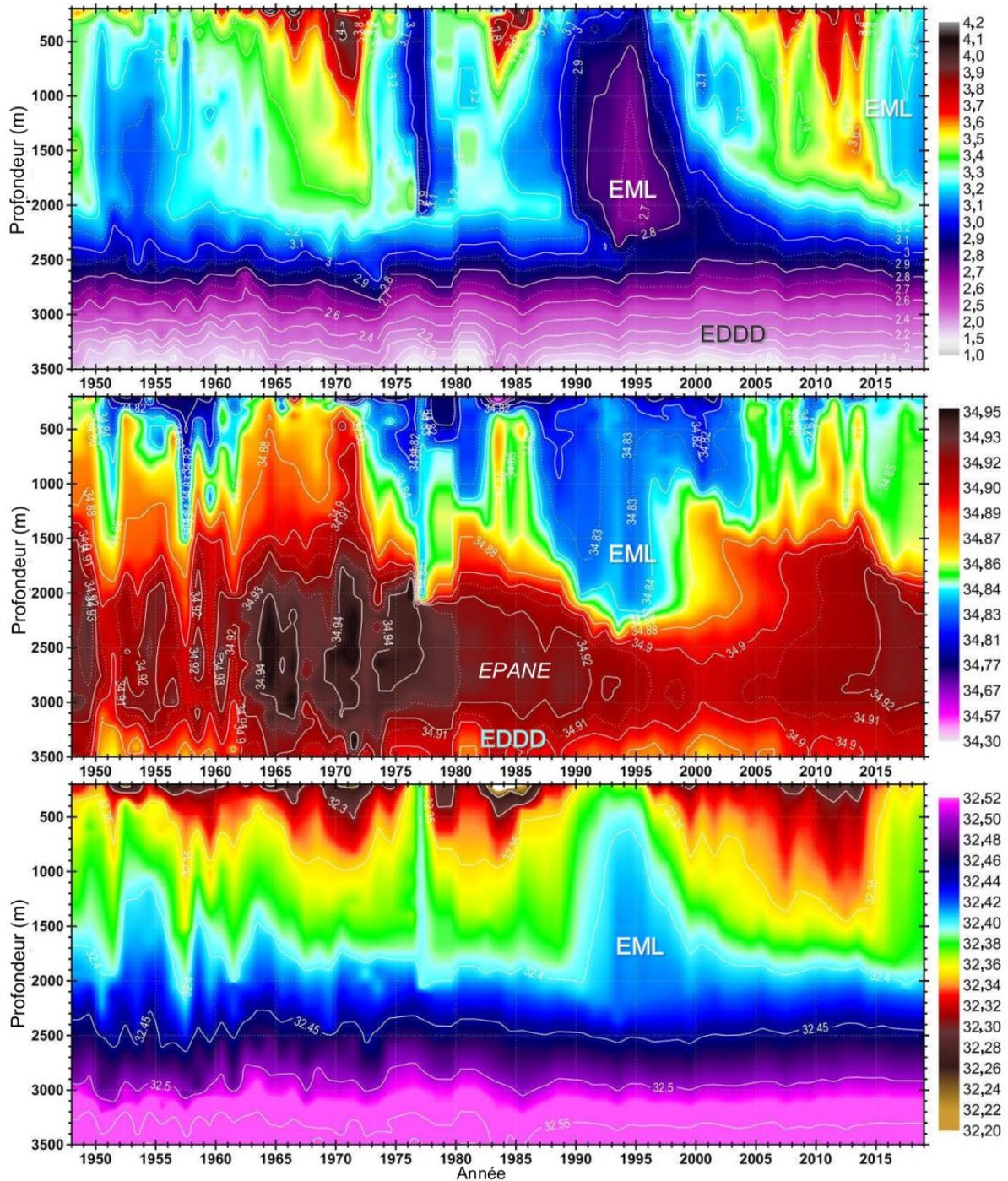


Figure 8. Variabilité totale de la température (panneau supérieur), de la salinité (panneau central) et de la densité (panneau inférieur) dans la région centrale de la mer du Labrador, basée sur les observations par navire et flotteurs profilants Argo de 0 à 2 000 m pour la période 1948–2018. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark, respectivement.

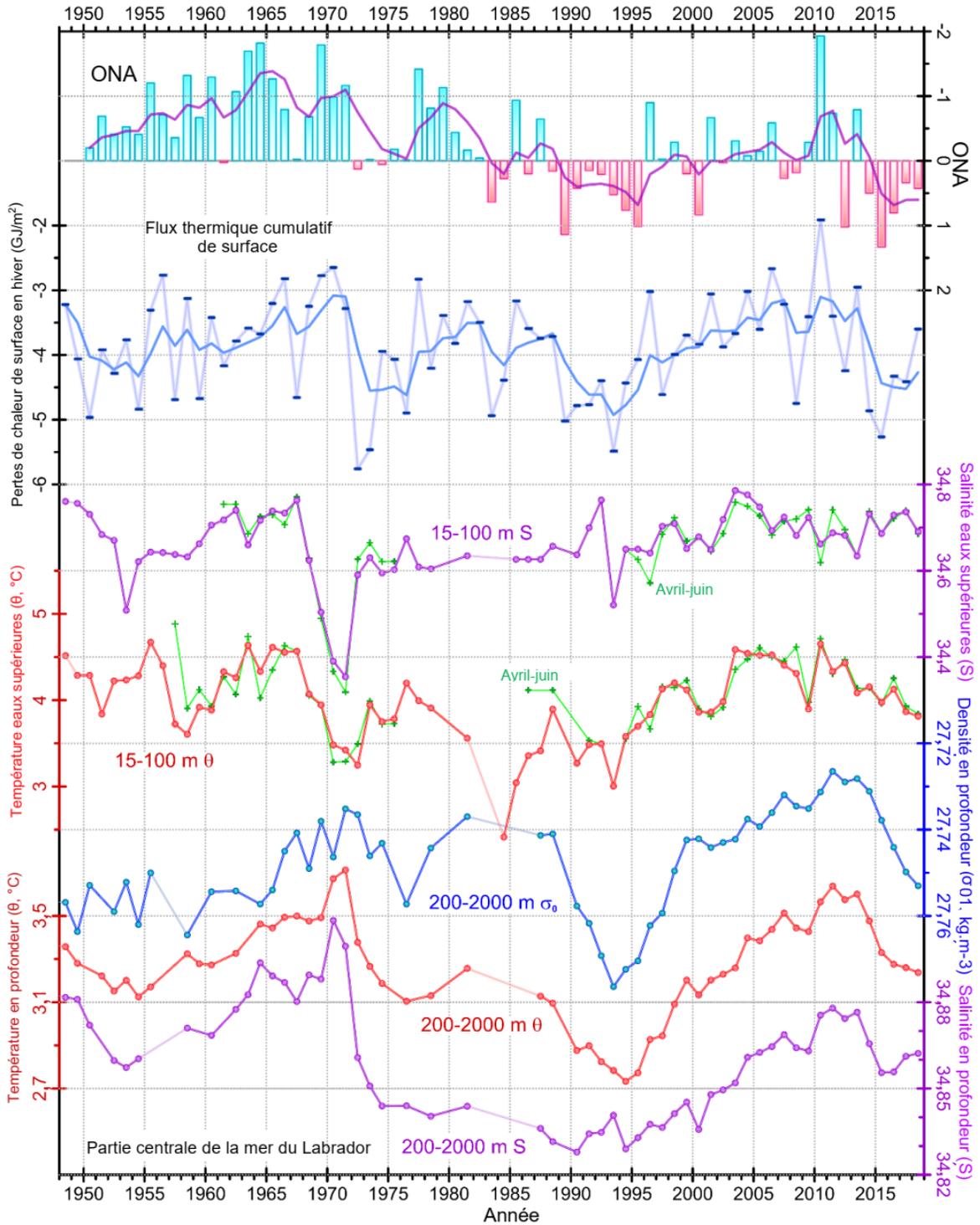


Figure 9. Indices de la mer du Labrador depuis 1948. De haut en bas : indice d'oscillation nord-atlantique (ONA) hivernal normalisé (graphique à barres supérieur, échelle inversée); flux thermique cumulatif de surface basé sur les NCEP et calculé pour la partie centrale de la mer du Labrador sur des saisons de refroidissement annuelles définies individuellement (bleu); les deux lignes supérieures continues sont des séries filtrées de cinq points de retour; température moyenne annuelle et printanière (θ) et salinité (S) moyennées sur la plage de profondeur de 15–100 m, et moyenne annuelle de θ , S et densité (σ_0) moyennée sur la plage de profondeur 200–2 000 m dans la partie centrale de la mer du Labrador.

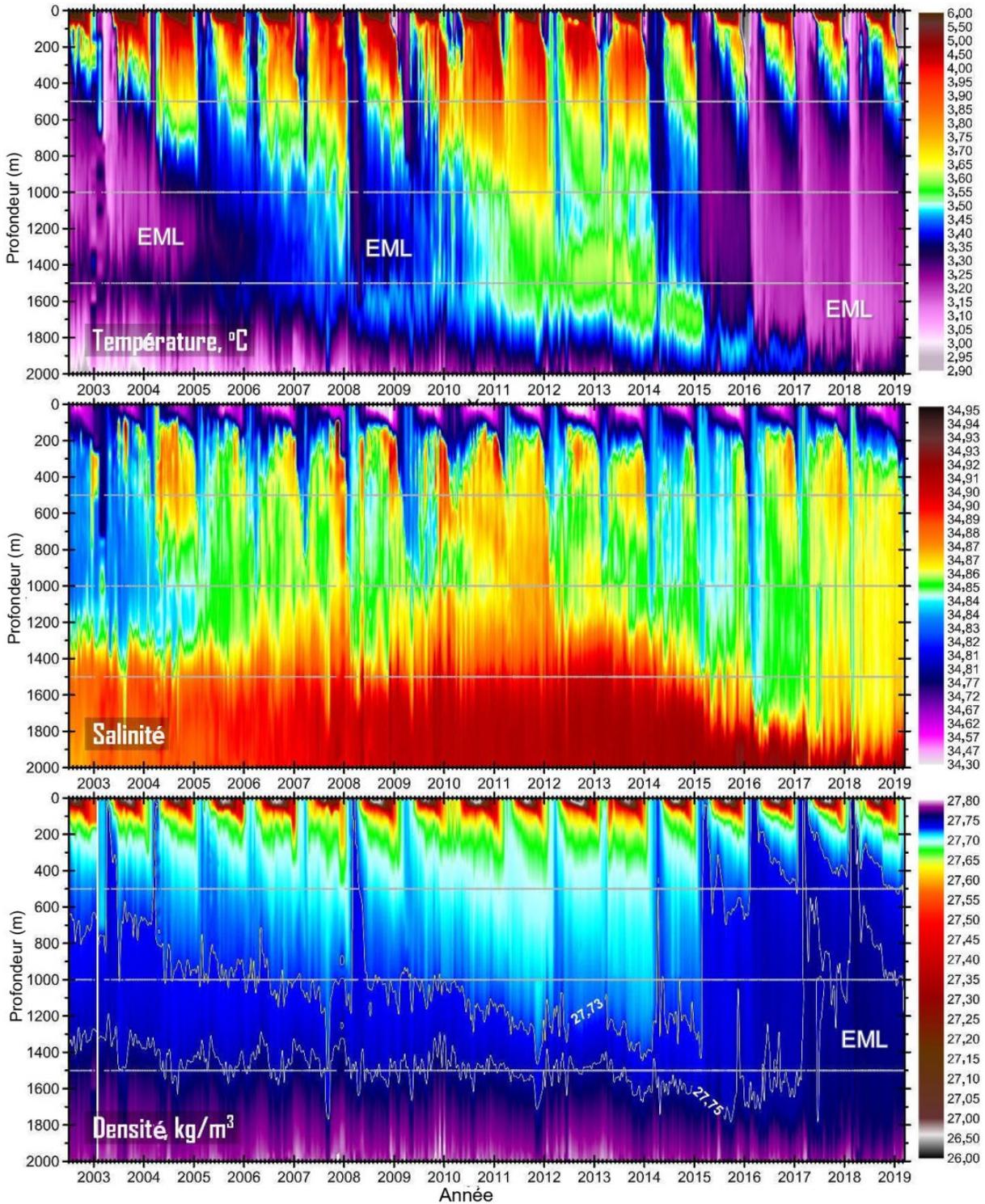


Figure 10. Variabilité de la température (panneau supérieur), de la salinité (panneau inférieur) et de la densité (panneau médian) dans la région centrale de la mer du Labrador selon les observations par flotteurs profilants Argo et relevés de recherche entre 0 et 2 000 m pour la période 2002–2019.

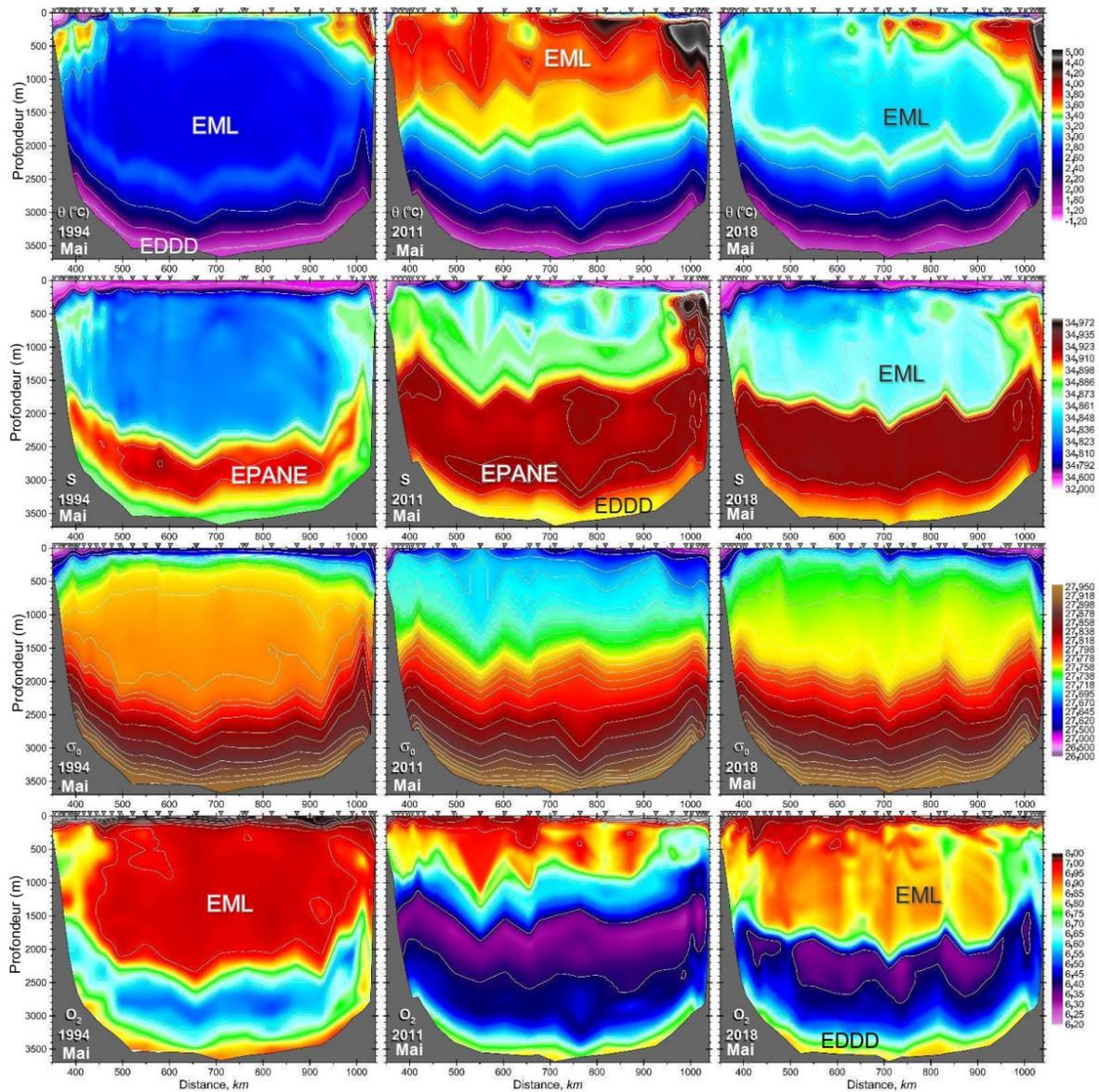


Figure 11. Répartition de la température potentielle (θ , °C), de la salinité (S), de la densité potentielle (σ_0 , par rapport à la surface de la mer, kg/m^3) et de l'oxygène dissous (ml/l) sur le transect AR7W à travers la mer du Labrador selon les relevés annuels printemps-été en 1994, 2011 et 2018. Les triangles inversés en haut de chaque panneau indiquent l'emplacement des stations. Les acronymes EML, EPANE et EDDD signifient eaux de la mer du Labrador, eaux profondes de l'Atlantique Nord-Est et eaux de débordement du détroit du Danemark, respectivement.

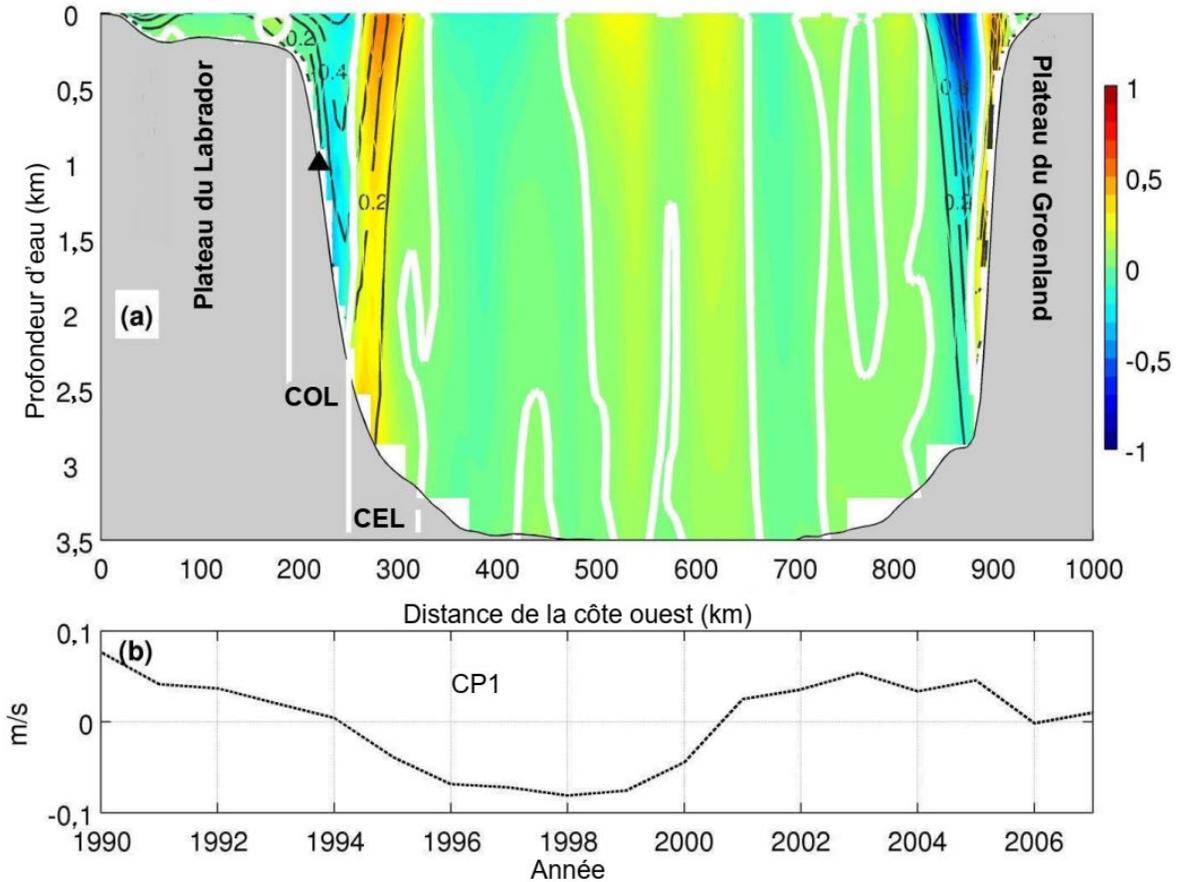


Figure 12. (a) Motif, selon la première fonction orthogonale empirique, des vitesses normales le long du transect AR7W (selon les résultats de 1990 à 2007). Les zones ombrées représentent le motif de la fonction orthogonale empirique, les lignes blanches en gras sont les contours zéro de ce motif, les lignes marquées en noir sont les vitesses normales moyennes (en m/s). Remarque : le sens positif est le nord. Le triangle noir indique l'emplacement de l'amarrage mentionné dans le texte. (b) Première composante principale correspondante.

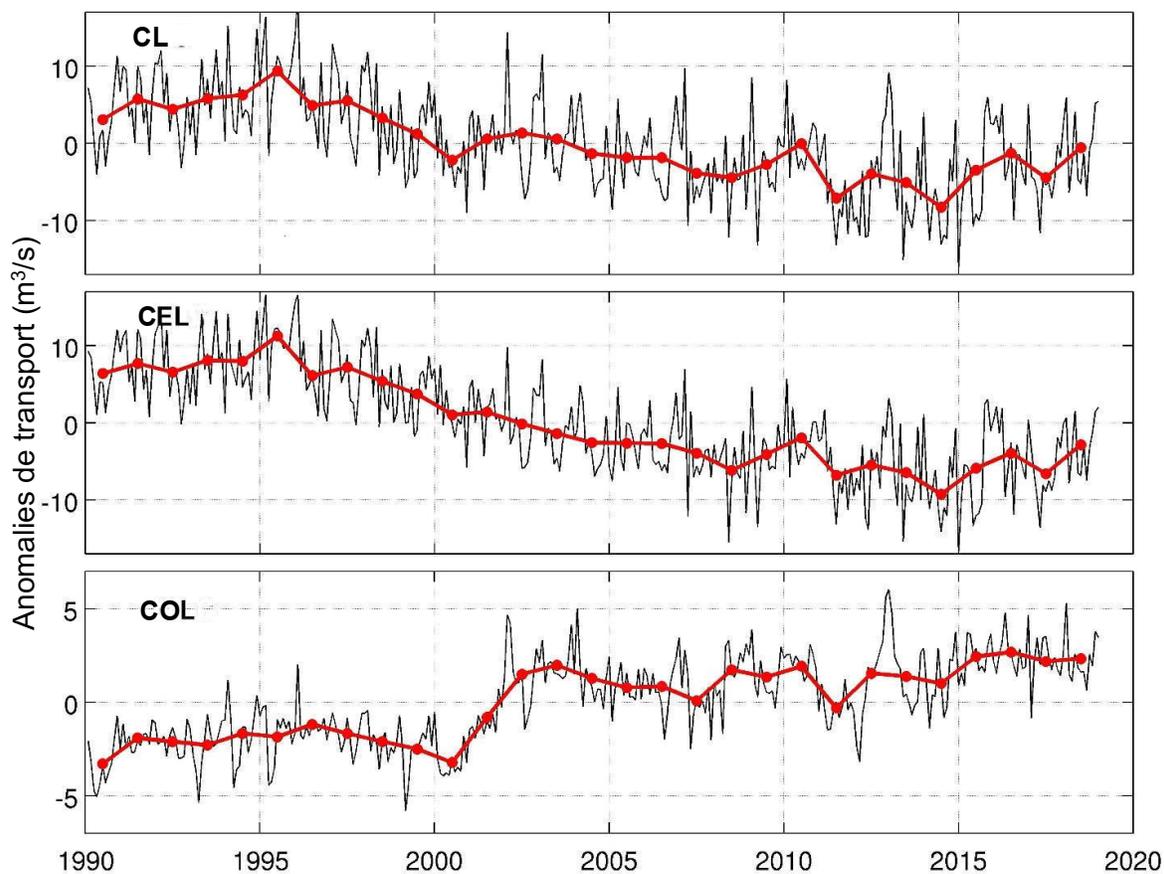


Figure 13. Anomalies de transport dans le courant du Labrador (CL), le courant est du Labrador (CEL) et le courant ouest du Labrador (COL) de 1990 à 2018. Remarque : les lignes noires proviennent des données mensuelles, les lignes et points rouges, des moyennes annuelles.

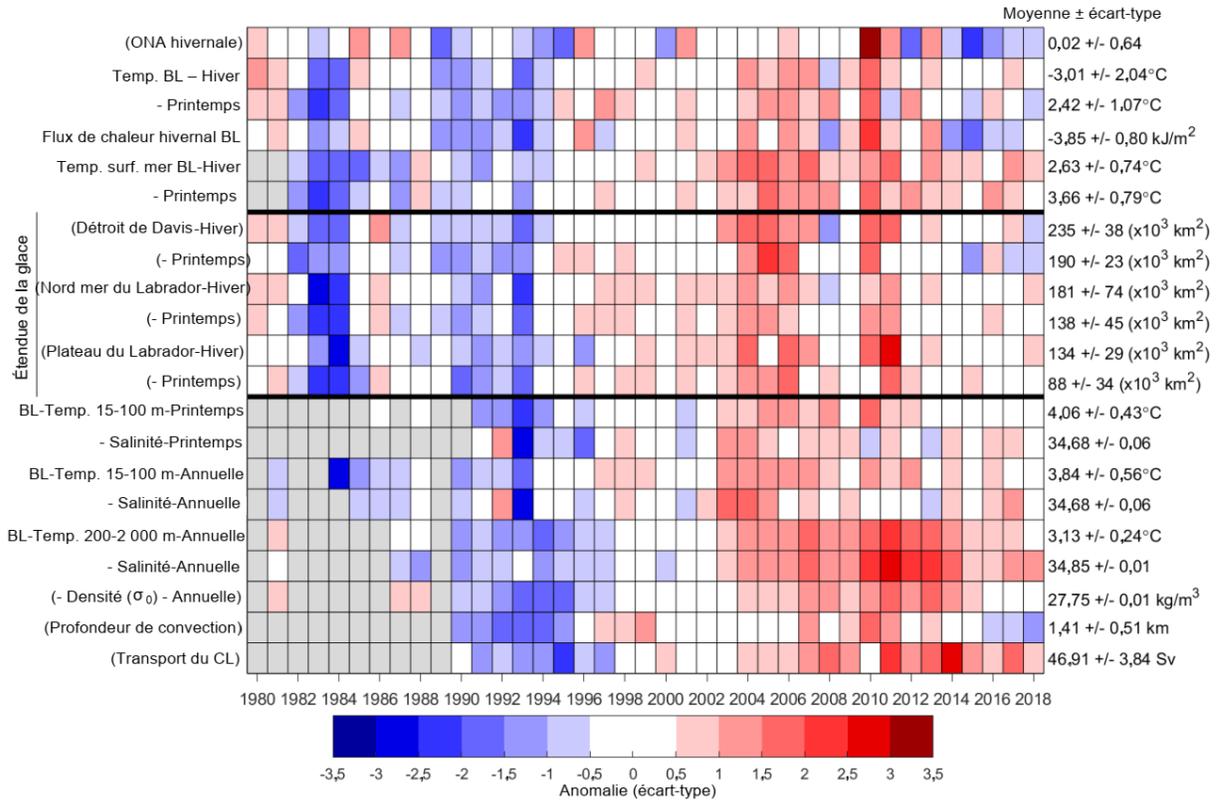


Figure 14. Carte de pointage des séries océanographiques — 1980–2018. Les cellules grises indiquent des données manquantes; les cellules blanches ont une valeur à moins de 0,5 écart-type de la moyenne à long terme d'après les données de 1981 à 2010, dans la mesure du possible; les cellules rouges indiquent des conditions au-dessus de la normale et les cellules bleues indiquent des conditions inférieures à la normale. Les variables dont les noms sont entre parenthèses ont un code de couleur inversé, où les rouges sont les valeurs inférieures à la normale, qui correspondent à des conditions chaudes. Les couleurs plus intenses indiquent des anomalies plus importantes. Les moyennes à long terme et les écarts-types sont indiqués sur le côté droit de la figure. Oscillation nord-atlantique (ONA), bassin du Labrador (BL), courant du Labrador (CL).