



HAL
open science

Dynamique de l'apport d'eau Atlantique vers l'Arctique à partir de drones sous-marins

Paul Roland

► **To cite this version:**

Paul Roland. Dynamique de l'apport d'eau Atlantique vers l'Arctique à partir de drones sous-marins. Sciences de l'ingénieur [physics]. 2018. dumas-03546622

HAL Id: dumas-03546622

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-03546622v1>

Submitted on 28 Jan 2022

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

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

Dynamique de l'apport d'eau Atlantique vers l'Arctique à partir de drones sous-marins

Mémoire de Fin d'étude
Ingénieur diplômé de l'ENGEES
Spécialité : Physique de l'Océan et du Climat

Présenté par

Paul ROLAND

Dirigé par

Marie-Noëlle HOUSSAIS

Septembre 2018

Résumé

Dynamique de l'apport d'eau Atlantique vers l'Arctique à partir de drones sous-marins

La dynamique de l'apport d'eau Atlantique vers l'Arctique par le courant West Spitzbergen (WSC) est étudiée à partir de données Glider récoltées en été 2017 dans la partie Est du détroit de Fram entre 78°N et 78°40'N. Différentes approches sont testées. Sur cette période, le WSC présente une partie barotrope le long de la pente, et une partie plus barocline qui prend de l'ampleur avec la latitude croissante. La perte de chaleur par l'eau Atlantique de 2TW entre 78°N et 78°40'N peut s'expliquer en majeure partie par la recirculation de 0.5 Sv le long de son parcours. Le WSC, vecteur d'eau Atlantique, est décrit comme potentiellement instable selon plusieurs critères. Les structures méso échelles formées en cas d'instabilité seraient de l'ordre de 40 à 50km. Le fait que le WSC présente des pertes de chaleur et de volume et que le courant semble instable implique que sa dynamique joue un rôle significatif dans le processus de refroidissement de l'eau Atlantique lors de son transit vers l'Arctique.

Abstract

Dynamics of atlantic water transport to the Arctic ocean from submarines drones

Dynamics of water transport from Arctic ocean to Atlantic ocean by West Spitzbergen Current (WSC) is studied thanks to new glider data collected in 2017 on the east part of the Fram strait between 78°N and 78°40'N. Few approaches are tested. During the time studied, the WSC shows a barotropic part along the slope, and a more baroclinic part off the coast growing with latitude. The 2 TW heat loss by atlantic water between 78°N and 78°40'N can be explain in major part by the 0.5 Sv recirculation along his route. The WSC, an atlantic water carrier, is described as potentially unstable according to several criteria. Mesoscale structures formed in case the current is unstable are of the order of 40 to 50 km. The facts that the WSC shows heat and volume losses and that the current seems unstable implies that his dynamics plays an important role in cooling the atlantic water during his route to Arctic ocean.

Table des matières

Résumé.....	2
Abstract	3
Liste des abréviations.....	6
Glossaire	7
Liste des figures.....	8
Introduction.....	9
1 Présentation des jeux de données	11
1.1 Données glider.....	11
1.2 Données ERAI de flux de chaleur vers l’atmosphère	12
2 Méthodologie	13
2.1 Traitement des données	13
2.1.1 Correction du thermal lag	13
2.1.2 Filtrage vertical des données.....	13
2.1.3 Filtrage horizontale des données	13
2.1.4 Prise en compte de la mission glace.....	14
2.2 Calcul de la vitesse totale	14
2.2.1 Prétraitement des données.....	14
2.2.2 Calcul de la vitesse géostrophique	14
2.3 Identification des masses d’eau	15
2.4 Estimation des différentes composantes de la vorticité potentielle sur les sections.....	16
2.5 Instabilité barocline.....	17
3 Résultats.....	19
3.1 Circulation générale et hydrologie dans le domaine	19
3.1.1 Circulation générale	19
3.1.2 Description spatiale des masses d’eau.....	20
3.2 Dynamique de la région et transports associés	21
3.2.1 Structure du WSC	21
3.2.2 Segment Nord (78°40’N)	22
3.2.3 Segment Sud (78°N)	22
3.2.4 Description des propriétés des sections verticales	23
3.2.5 Transports de volume et recirculations.....	25

3.3	Distribution des masses d'eau et transport des eaux Atlantiques.....	27
3.3.1	Distribution en section des masses d'eau.....	27
3.3.2	Influence des flux de surface sur les caractéristiques des eaux de surface.....	27
3.3.3	Transport des eaux Atlantiques et de la chaleur par le WSC.....	30
3.4	Stabilité barocline du WSC.....	32
3.4.1	Gradient de vorticité potentielle au sein du WSC.....	32
3.4.2	Taux de croissance de l'instabilité.....	33
3.4.3	Modélisation par un problème à deux couches sur une pente.....	34
4	Discussion.....	35
4.1	Dynamique et stabilité du West Spitzbergen Current.....	35
4.2	Transport de chaleur.....	35
	Conclusion.....	36
	Bibliographie.....	37
	Annexes.....	39

Liste des abréviations

AIW : Arctic intermediate water.

AW : Atlantic water.

AWc : cold Atlantic water.

AWw : warm Atlantic water.

DW : Deep Water.

NwAC : Norwegian Atlantic Current.

NwAFC : Norwegian Atlantic Front Current.

NwASC : Norwegian Atlantic Slope Current.

PW : Polar Water.

SW : Surface Water.

WSC : West Spitzbergen Current.

along-stream : direction parallèle à la direction du courant.

along-track : direction parallèle à la trajectoire du glider.

cross-stream : direction perpendiculaire à la direction du courant.

cross-track : direction perpendiculaire à la trajectoire du glider.

Sv : Sverdrup

Glossaire

Barocline : Se dit d'un fluide dont les lignes d'égale pression croisent celles d'égale densité.

Barotrope : Se dit d'un fluide dont les lignes d'égale pression (isobares) sont parallèles à celles d'égale densité (isopycne).

Équilibre géostrophique : État atteint par un système lorsque lorsqu'il y a équilibre entre la force de Coriolis et la force du gradient horizontal de pression. Cet équilibre est diagnostique.

Équilibre hydrostatique : État atteint par un système lorsque les forces de gravitation sont contrebalancées par un gradient de pression de direction opposée.

Glider : Appareil autonome ou semi-autonome de mesure en milieu aquatique. Ce planeur sous-marin est muni de petites ailettes latérales et gère sa profondeur avec un système de ballastes.

Marge continentale : Ensemble formé par la plate-forme continentale et le talus qui la limite.

Méso-échelle : Désigne une échelle intermédiaire entre la circulation planétaire d'échelle synoptique (gyres océaniques) et les systèmes à très petites échelles.

Rayon de déformation interne de Rossby : désigne la longueur caractéristique sur lequel la déviation par la rotation de la Terre d'une parcelle de fluide en mouvement devient aussi importante que celles par la flottabilité et par les ondes de gravité. Il est donc exprimé comme un rapport entre la force de Coriolis, la gravité terrestre et l'équilibre hydrostatique et donne le diamètre typique des tourbillons océaniques.

Relation du vent thermique : relation dérivée de l'équilibre géostrophique avec l'équilibre hydrostatique.

Sverdrup : unité de mesure du transport de volume, utilisée presque exclusivement en océanographie pour mesurer les débits des courants océaniques. Il est équivalent à $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Yo : Représente l'ensemble d'une plongée du glider, partie descendante et partie montante.

Liste des figures

Figure 1 : Schéma de la circulation dans les mers Nordiques et au niveau du Déroit de Fram.....	9
Figure 2: localisation des profils mesurés par le glider.	11
Figure 3: Découpage en segments des sections glider.....	12
Figure 4: Rayon de déformation interne par profil moyenné.....	13
Figure 5: diagramme température potentielle - salinité réalisé à partir de toutes les données collectées.....	16
Figure 6: Nouveau repère utilisé pour l'analyse des sections glider en termes de vorticité potentielle.	17
Figure 7: Vitesses intégrée entre 0 et 1000m calculées par le glider	19
Figure 8: Carte des (a) températures (°C) et (b) salinités (psu) mesurées au niveau de l'isopycne 27,75.....	20
Figure 9: Section de vitesses cross-track des segments 3, 4, 5, et 6.....	21
Figure 10: Evolution de la section Nord de vitesse entre le premier leg et le deuxième leg.....	22
Figure 11: Evolution de la section Sud de vitesse entre le premier leg et le deuxième leg.....	22
Figure 12: Température des sections 3, 4, 5 et 6.....	23
Figure 13: Salinité des sections 3, 4, 5 et 6.	24
Figure 14: Salinité des sections 1, 6, 3 et 8.	24
Figure 15: Évolution du transport (en Sv) le long du WSC	25
Figure 16: Transports cumulés à partir de la limite est des sections 3, 4, 5 et 6 entre 0 et 1000m de profondeur.	26
Figure 17: Bilan de transport (en Sv) sur l'ensemble du Domaine.....	27
Figure 18: Distribution des types de masse d'eau pour les sections 3, 4, 5, 6.....	28
Figure 19: Diagrammes Température potentiel - Salinité réalisés à partir des données des sections 3, 4, 5, et 6.....	29
Figure 20: Évolution du transport d'eau Atlantique (en Sv) et de chaleur (en TW) le long du WSC.....	30
Figure 21: Diagramme θ -S montrant l'évolution des propriétés de température potentielle et de salinité du WSC du sud au nord.....	30
Figure 22: Carte des pertes de chaleurs par refroidissement par l'atmosphère	31
Figure 23: Gradient cross-stream de vorticité potentielle.....	32
Figure 24: Évolution du nombre de Richardson le long de la pente.	33

Introduction

Le budget de chaleur de l'océan Arctique est devenu un intérêt majeur depuis que l'on connaît son importance dans le changement climatique. L'océan Arctique est très dépendant de ses échanges avec les eaux de plus basse latitude. Le détroit de Fram, entre le Groenland et Svalbard, est le détroit le plus large et profond communiquant l'Arctique à l'extérieur. C'est par là que communiquent les mers Nordiques et l'Océan Arctique, via notamment le courant est Groenland vers le sud, et le courant West-Spitzbergen (WSC) vers le nord.

Le courant West-Spitzbergen est le courant de bord situé le long de la marge continentale ouest du Spitzbergen. Il tire son origine de plusieurs courants traversant les mers nordiques. Après avoir passé la Greenland-Scotland ridge vers 60-65°N, caractérisée par de faibles profondeurs entre la côte est du Groenland et la côte ouest de l'Écosse en passant par l'Islande, la plupart de l'eau Atlantique continue vers le nord par un courant que l'on appelle le Norwegian Atlantic Current (NwAC) (Figure 1). Ce courant peut être divisé en deux branches suivant chacune la topographie : une partie barotrope le long de la pente continentale ouest de Norvège (NwASC), et une partie barocline suivant les ridges de l'intérieur de la mer de Norvège (NwAFC). Le NwASC, une fois qu'il a quitté la pente au nord de la Norvège (vers 72°N), se divise en une partie circulant vers la mer de Barents, et une autre allant vers le détroit de Fram, qui formera le WSC. Le WSC est rejoint vers 77°-77°30'N par la partie du NwAFC ayant transitée jusque-là (Beszczynska-Möller, et al., 2012).

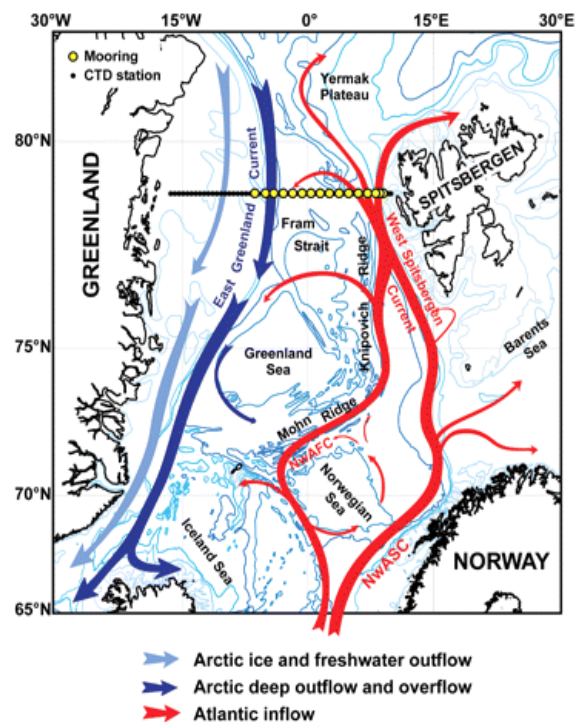


Figure 1 : Schéma de la circulation dans les mers Nordiques et au niveau du Détroit de Fram. D'après (Beszczynska-Möller, et al., 2012).

Le WSC se divise lui-même une fois qu'il quitte la côte Ouest Spitzbergen. Tandis qu'une partie des eaux continue de longer la côte Spitzbergen par le Nord, une autre continue le long de la pente formée par le Plateau de Yermak au Nord de l'île Spitzbergen. Une troisième partie de ce courant recircule en différentes latitudes. A partir d'un modèle régional eddy-resolving et d'observations, Hattermann (Hattermann, et al., 2016) trouve deux grandes zones de recirculations : une recirculation du courant moyen au sud de 79°N, et un gyre cyclonique autour du Molloy hole (dépression topographique très profonde située à 78°8'N et 2°49'E).

Le WSC transporte des eaux atlantiques (AW) chaudes vers le nord. Si une partie de ces eaux recircule, cela affecte le budget de chaleur en direction de l'Arctique. Cette recirculation peut se faire sous forme de branches de tourbillons qui se détachent du courant et rejoignent l'intérieur du bassin (Hattermann, et al., 2016). Walczowski (Walczowski, 2013) a calculé une perte de chaleur due au flux tourbillonnaire à travers tout le front arctique (séparant le WSC des eaux arctiques sur 800km de

longueur (de 72 à 78°N)) de l'ordre de 17.7 TW. Ces advections de tourbillons, qui se révèlent être une source importante de refroidissement pour le WSC sont dues à l'instabilité du courant. Or Teigen (Teigen, et al., 2011) a démontré par un modèle à deux couches que le WSC était sujet à l'instabilité barocline, et que la perte de chaleur associée au mode le plus instable était de l'ordre de 240 W.m⁻² en hiver.

Le WSC présente une forte saisonnalité. En été, le WSC transporte de l'eau atlantique qui a moins été sujette au refroidissement dans les mers Nordiques qu'en hiver, et dont la stratification est plus importante. Le courant est également moins important en été et présente un cisaillement vertical plus faible. Le WSC a donc une moindre capacité à devenir instable et former des tourbillons en été. Néanmoins, La différence de température entre le cœur du WSC et l'eau en dehors du courant de bord est plus importante en été, ce qui tend à augmenter le transport de chaleur par les tourbillons, tandis que l'activité tourbillonnaire est plus faible. Il y a donc deux effets qui agissent dans des sens opposés (Von Appen, et al., 2016).

On peut donc se demander si le WSC perd de la chaleur sur son trajet en été, et comment la dynamique du courant affecte ce bilan de chaleur. Ce rapport met à profit un jeu de données glider de l'été 2017 afin de mieux comprendre la dynamique méso échelle du WSC. L'intérêt du glider est d'avoir une haute résolution spatiale sur des sections quasi synoptiques que l'on peut mesurer plusieurs fois. La section 2 présente les différentes données utilisées dans l'étude. La 3^{ème} section introduit les différentes méthodes utilisées. Les résultats obtenus sont présentés en section 4. La dernière partie sera consacrée à la discussion des résultats.

1 Présentation des jeux de données

1.1 Données glider

Du 23 juillet 2017 au 27 septembre 2017, Un glider Slocum a été déployé à l'ouest de l'archipel du Svalbard dans le cadre de la mission Taïga. Il dispose de capteurs de pression, température, et conductivité. Ces quantités sont mesurées à une fréquence de 0.5 Hz. Le glider plonge à un angle de 20° et jusqu'à une profondeur maximale de 1000m. Sa vitesse horizontale moyenne est de 0.35 m.s⁻¹.

Les données de sortie du glider sont : position dans le temps, pression, température, salinité, et vitesse. La vitesse intégrée sur un yo (défini comme l'aller-retour du glider entre sa plongée et son retour en surface) est déterminée à partir de la dérive du glider par rapport à son point cible et un modèle de navigation sous-marin.

Les différentes données n'étant pas conjuguées dans le temps ni dans l'espace, elles sont interpolées en pression (tous les 1dbar), et mises en profils. On considère les parties descendantes et montantes d'un yo comme deux profils distincts. Les profils incomplets (qui ne vont pas jusqu'à 1000m) sont ôtés car dans ce cas, on ne mesure que la vitesse intégrée d'une certaine couche. On obtient au final 978 profils utilisables, soit 489 yo. Ces profils sont répartis tous les 100 à 500 m sur la côte, et tous les 500 m à 3km au large.

La trajectoire du glider est présentée Figure 2. Son trajet se décompose en deux branches que l'on appellera respectivement Leg 1 et Leg 2.

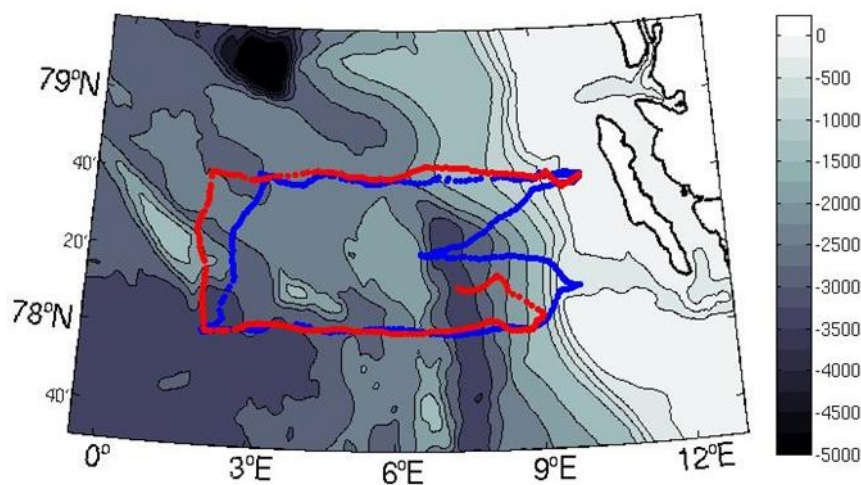


Figure 2: localisation des profils mesurés par le glider. Leg 1 en bleu, Leg 2 en rouge.

Pour une meilleure compréhension de l'analyse, on peut encore décomposer en 9 segments, correspondants chacun à une section donnée (Figure 2). Cette décomposition se fait sur des critères de géométrie du parcours du glider, avec chaque segment correspondant à une section plus ou moins rectiligne entourant les domaines formés par les Leg 1 et Leg 2 (non fermé).

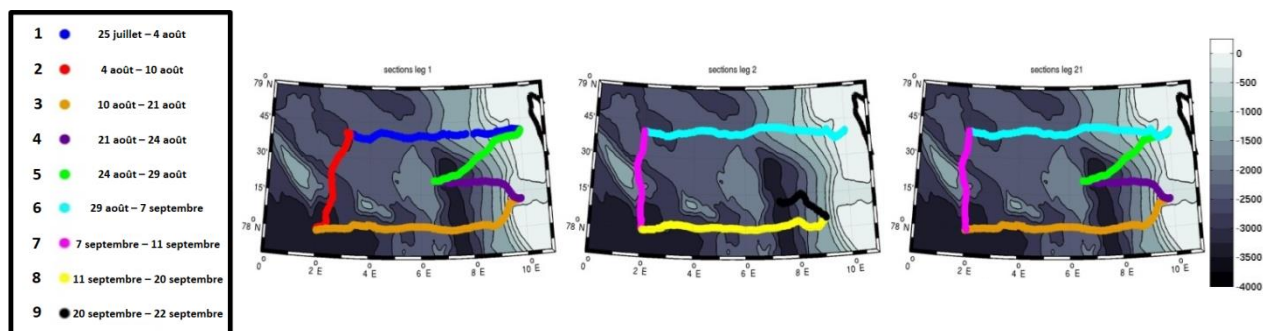


Figure 3: Découpage en segments des sections glider. Les Leg 1 et 2 correspondent aux deux trajectoires successives réalisées par le glider. Le leg 21 (du 10 août au 11 septembre) est un leg recomposé à partir de la fin du Leg 1 et du début du Leg 2 dans le but d’obtenir une meilleur synopticit  dans la partie Est du domaine.

Les trajectoires des sections Nord et Sud sont relativement semblables dans les deux legs, ce qui nous offre deux échantillons comparables à deux temps donnés de ces sections.

Notre étude tant en partie tournée vers l’évolution latitudinale du WSC, on cherche à reproduire une succession de sections qui serait le plus synoptique possible à l’est du domaine. Pour cela, on construit un Leg 21, composé de la fin du Leg 1 et du début du Leg 2 (Figure 3). Ainsi, l’évolution spatiale du WSC sera analys e grâce aux 4 segments qui le traversent (3, 4, 5, et 6). Ces 4 segments seront récurrents dans les figures présentées dans ce rapport.

1.2 Données ERAI de flux de chaleur vers l’atmosphère

ERA-interim est une base de données de réanalyse atmosphérique globale depuis 1979 continuellement mise à jour en temps réel. On utilisera dans ce projet les données de transfert de chaleur entre l’océan et l’atmosphère radiatif (petite et grande longueur d’onde), sensible et latent. Ce sont des valeurs surfaciques données en $J.m^{-2}$. Leur résolution spatiale est de 0.75 degrés. On a donc une faible résolution en longitude, et très faible en latitude. La résolution temporelle est de 12h.

2 Méthodologie

2.1 Traitement des données

2.1.1 Correction du thermal lag

Les données de salinité sont sujettes à des erreurs liées à l'inertie thermique du capteur de conductivité. La conductivité utilisée pour calculer la salinité est mesurée à l'intérieur d'une cellule de conductivité, qui a elle-même une capacité de stockage de température. La température à l'intérieur de la cellule peut donc différer de celle utilisée pour calculer la salinité (provenant d'un capteur de température extérieur à cette cellule), surtout lorsque le glider traverse de forts gradient de température. La méthode consiste à minimiser l'aire entre les deux courbes température-salinité des profils montants et descendants (Garau, et al., 2011). On considère donc qu'un profil montant et le profil descendant suivant mesurent la même colonne d'eau.

Le programme de traitement utilisé a été rédigé par Claire Gourcuff dans le cadre d'une étude visant à l'amélioration des données de glider Slocum.

2.1.2 Filtrage vertical des données

Des erreurs persistent dans nos profils de salinité et température. Ces erreurs sont essentiellement liées à des résidus de thermal lag. Un filtre de type moyenne glissante de 10db a donc été effectué sur les données brutes, de manière à réduire les bruits et faciliter l'analyse.

2.1.3 Filtrage horizontale des données

Pour obtenir un lissage de nos données permettant de calculer des vitesses géostrophiques, on applique une moyenne glissante horizontale à 10km sur nos données de température, salinité, ainsi que sur l'anomalie de géopotentielle utilisée pour dériver une vitesse géostrophique. Ce filtre est aussi appliqué à la vitesse intégrée qui sera recombinaée avec la vitesse géostrophique. Le choix d'un filtre à 10km correspond à l'ordre de grandeur du rayon de déformation interne calculé dans le domaine (Figure 4). Le rayon interne est calculé à partir de la fréquence de Brunt-Väisälä selon :

$$R_d = \frac{\int_{-H}^0 N dz}{f}$$

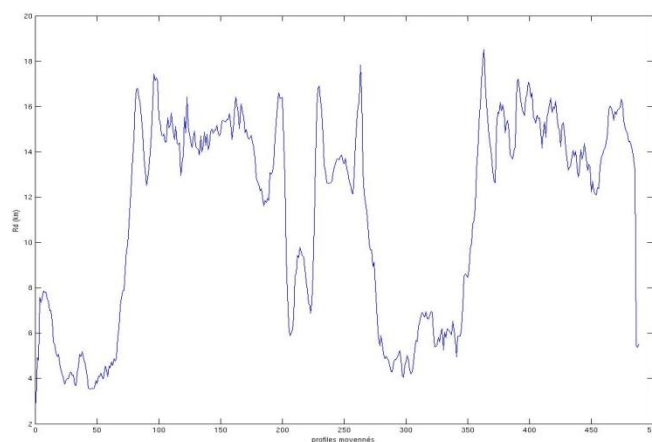


Figure 4: Rayon de déformation interne par profil moyenné (moyenne entre le profil d'une remontée du glider avec le profil de la plongée suivante).

On obtient ainsi des valeurs moyennées sur une nouvelle trajectoire lissée. Cette nouvelle trajectoire présente l'avantage d'être moins sinueuse que l'original, chose intéressante lorsque l'on présentera des vitesses cross-track en section par exemple.

2.1.4 Prise en compte de la mission glace

Sur la partie Ouest des sections Nord et Sud et sur la section Ouest, le glider est entré en mission glace. Cette nouvelle configuration de navigation, toujours en perfectionnement, permet une gestion autonome de la glace par le glider. Lors de sa remontée, si le glider détecte de la glace (détection par des critères de stratification), il cherche alors une nouvelle zone où émerger dans un large rayon autour de lui. Les quelques vitesses aberrantes et les profils incomplets que cette configuration a engendrée ne seront pas considérés dans l'étude.

2.2 Calcul de la vitesse totale

Grace au glider, on a accès à deux grandeurs : d'une part une estimation de la vitesse intégrée pour chaque yo, et d'autre part un champ de densité calculé à partir des grandeurs de température et de salinité mesurées. À partir de là, en se plaçant dans l'approximation d'un écoulement géostrophique, on peut recombinaison un champ de vitesse totale (Hoydalsvik, et al., 2013). La vitesse intégrée nous donne la composante barotrope de l'écoulement, et le champ de densité sa composante barocline.

2.2.1 Prétraitement des données

De manière à réduire les bruits et faciliter l'analyse, on moyenne les grandeurs mesurées des profils montants avec le descendant du yo suivant. On choisit de moyenner montant et descendant car d'une part les zones les plus bruitées se situent en surface, et c'est là que ces deux profils sont les plus synoptiques. Ce profil est assigné à la position médiane entre les deux profils moyennés. On obtient ainsi une nouvelle série de profils moyennés (un de moins que le nombre de yo). A noter que cette étape s'effectue avant le filtrage horizontal, qui aura pour rôle de minimiser les bruits associés aux effets agéostrophiques.

2.2.2 Calcul de la vitesse géostrophique

On considère que la vitesse donnée par le glider correspond à l'intégrale sur la couche d'eau échantillonnée de la vitesse totale :

$$V = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 v(z) dz$$

H : profondeur de la couche d'eau échantillonnée (max 1000m).

v(z) : vitesse géostrophique à la profondeur z.

Le champ densité est transformé en champs d'anomalie géopotentielle ga :

$$ga = \int_{p(-H)}^{p(z)} \left(\frac{1}{\rho(S, T, P)} - \frac{1}{\rho(35, 0, P)} \right) dp$$

Par intégration de la relation du vent thermique (composante cross-track) et en appliquant l'approximation de Boussinesq, on a la vitesse par :

$$v(z) = v(-H) - \frac{1}{f} \frac{dga}{dx}$$

Avec x la coordonnée along track.

En intégrant cette équation entre $-H$ et la surface, on obtient :

$$v(-H) = V + \frac{1}{fH} \int_{-H}^0 \frac{dga}{dx} dz$$

On a donc la vitesse totale par la relation :

$$v(z) = V + \frac{1}{fH} \int_{-H}^0 \frac{dga}{dx} dz - \frac{1}{f} \frac{dga}{dx}$$

2.3 Identification des masses d'eau

Les masses d'eau peuvent être définies par des caractéristiques de salinité, température, et densité. Une nouvelle définition de masses d'eau est ici choisie, inspirée des masses d'eau prises par Cokelet, et al., 2008 et Schlichtholz, et al., 2002. Les masses d'eau sont les suivantes :

- Surface Water SW : $\theta > 0$ et $S < 34.89$
- Atlantic Water warm AWw : $\theta > 3$ et $S > 34.89$
- Atlantic Water cold AWc : $0 < \theta < 3$ et $S > 34.89$
- Arctic intermediate water AIW : $\theta < 0$ et $34.7 < S < 34.92$
- Deep Water DW : $\theta < 0$ et $S > 34.92$
- Polar Water PW : $\theta < 0$ et $S < 34.7$

Ces définitions nous permettent de diviser notre diagramme θ - S en plusieurs zones (Figure 5). Ce type de diagramme nous permet de visualiser des eaux mères, correspondants aux extrema du diagramme, ainsi que des « droites » de mélanges, nous permettant de constater les masses d'eau issues du mélange entre les différentes eaux mères.

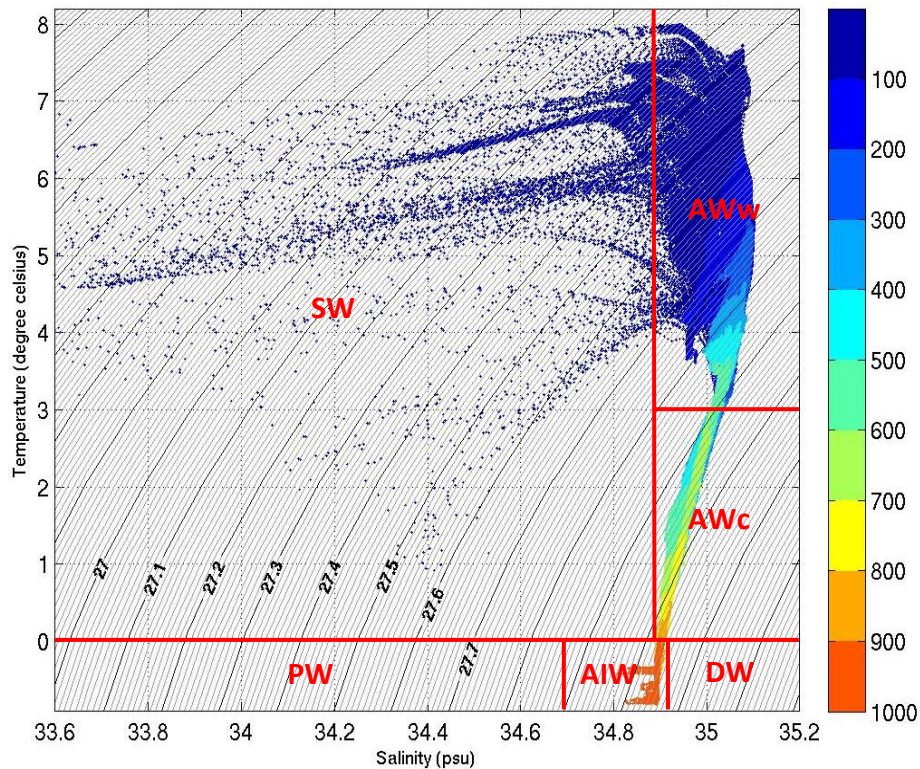


Figure 5: diagramme température potentielle - salinité réalisé à partir de toutes les données collectées. Les couleurs des points représentent les profondeurs. Les lignes continues noires représentent les iso densités. Les traits continus rouges représentent les limites fixées pour les masses d'eau, qui sont indiquées en rouge.

Le tracé de différent diagramme température potentielle – salinité permet d'évaluer les évolutions spatiales du WSC d'une part, et l'évolution spatio-temporelle des deux sections Sud et Nord d'autre part.

2.4 Estimation des différentes composantes de la vorticité potentielle sur les sections

Un traceur de la circulation océanique est la vorticité potentielle. Pour calculer cette dernière, qui requière une connaissance 3D des courants alors que nos sections de vitesses géostrophiques issues des gliders ne donnent accès qu'à une composante du courant, il est nécessaire de faire une approximation sur la direction de l'écoulement. Une méthode a été mise au point par Todd (Todd, et al., 2016) que l'on a appliqué ici. On suppose que la direction d'écoulement indiquée par la moyenne verticale du courant est la direction de l'écoulement à toutes les profondeurs mesurées. Autrement dit, on considère que la composante barocline de l'écoulement sera dans le sens de l'écoulement intégré. La particularité de cette méthode réside dans l'introduction du rayon de courbure de l'écoulement R dans le terme de vorticité relative horizontale. Il est estimé à partir du changement d'orientation du courant entre deux plongées (Figure 5).

On se place dans un nouveau repère défini en chaque point où l'on a la vitesse par sa direction. Le glider aura donc un déplacement cross-stream (en x) et along-stream (en y) (Figure 5). Dans ce nouveau domaine, le gradient d'une grandeur se fait en divisant la différence de la grandeur entre deux points, par le projection de la distance entre les deux points sur l'axe considéré dans le gradient.

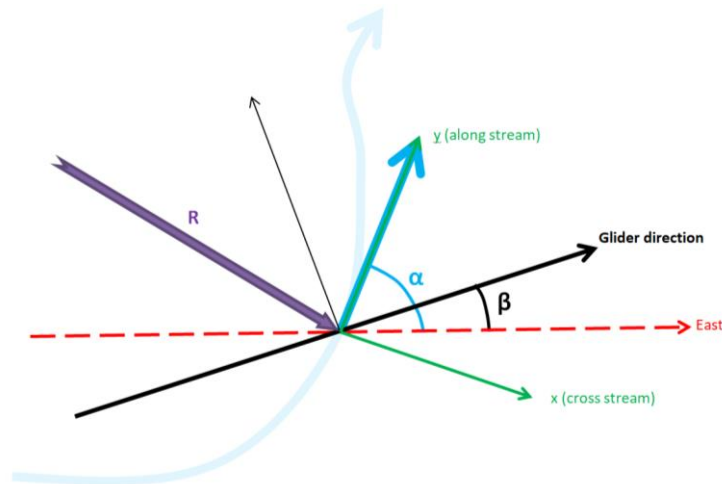


Figure 6: Nouveau repère utilisé pour l'analyse des sections glider en termes de vorticité potentielle. La trajectoire du glider est représentée par la flèche continue noire et épaisse. La direction cross track est représentée par la flèche noire et fine. β est l'angle entre cette trajectoire et l'est. La direction du courant au point considéré est représentée par la flèche bleu ciel. Cette direction sera la direction along stream (y positif), et sa perpendiculaire sera la direction cross stream (x positif). L'angle entre la direction du courant et l'est est nommé α . R est une estimation du rayon de courbure local du courant, et définie comme le ratio entre la distance entre deux y_0 et le changement d'orientation du courant entre ces y_0 .

On reconstitue la vorticité potentielle totale à partir de :

- Vorticité planétaire verticale $\frac{N^2}{g} f$
- Vorticité relative verticale $\frac{N^2}{g} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{v}{R} \right)$
- Vorticité relative horizontale $-\frac{1}{fg} \left(\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho_\theta}{\partial x} \right)^2$
- Vorticité planétaire horizontale $\frac{f}{g} \cot(\text{latitude}) \cos(\alpha) \left(\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho_\theta}{\partial x} \right)$

Avec v la vitesse géostrophique en chaque point.

2.5 Instabilité barocline

Une condition nécessaire d'instabilité barocline est le changement vertical de signe du gradient de vorticité potentielle moyenne. Cela constituera notre première approche de l'instabilité barocline. Les vorticité potentielles exprimées par la méthode de Todd nous permettent de visualiser en section les zones d'instabilité potentielles.

Ensuite, en cas d'instabilité, le modèle simple de Eady nous permet d'avoir une idée des taux de croissance de ces instabilités éventuelles à l'aide d'un diagnostic simple : Un fort cisaillement vertical tend à favoriser l'instabilité, tandis que la stratification a un effet stabilisant sur la colonne d'eau. Ainsi, les vitesses d'évolution des instabilités peuvent être évaluées grâce au nombre de Richardson $Ri=N^2/S^2$. Un faible nombre de Richardson témoigne d'une zone sujette à un développement rapide de l'instabilité barocline (Von Appen, et al., 2016). En cas d'instabilité, on peut donc connaître son évolution par le calcul du growth rate selon la formule de Stone 1970 :

$$w^2 = 0.09 \frac{f^2}{(1 + Ri)}$$

Cette formule est l'adaptation de celle de Eady pour de faibles stratifications.

Une deuxième approche testée est celle de Mysak (Mysak, et al., 1977). On considère dans un canal à deux couches avec une pente de fond uniforme, la stabilité d'un écoulement géostrophique. On considère donc que le plateau à une profondeur nulle. Cette hypothèse est confortée par le fait que le WSC ne s'étend pas ou quasiment pas sur le plateau. En créant un mur entre le WSC et le plateau, le transport entre les deux est négligé. La relation de dispersion dans ce cas est la suivante :

$$A\omega^2 + B\omega + C = 0$$

Avec

$$A = K^2(K^2 + F_1 + F_2)$$

$$B = -k[A(V_1 + V_2) + K^2(V_1 - V_2)(F_1 - F_2) + T(K^2 + F_1)]$$

$$C = k^2[V_1V_2A + K^2(V_1 - V_2)(V_1F_2 - V_2F_1) + T(K^2V_1 + V_2F_1)]$$

$$T = \frac{\alpha f L^2}{h_2 U} ; F_1 = \frac{f^2 L^2}{g' h_1} ; F_2 = \frac{f^2 L^2}{g' h_2} ; K^2 = k^2 + m^2 \pi^2 ; g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$$

Les racines de cette équation nous donnent l'éventuel taux de croissance de l'instabilité, ainsi que l'échelle privilégiée des tourbillons formés.

3 Résultats

Dans cette partie, l'accent sera mis sur les segments 3, 4, 5, et 6, qui retracent l'évolution spatiale du WSC du sud au nord. Les segments 1 et 8, qui correspondent à une réalisation antérieure et postérieure, respectivement, des segments 6 et 3, seront utilisés pour évaluer l'évolution temporelle de l'hydrologie et de la dynamique de ces sections nord et sud du domaine à un intervalle de temps d'environ 1 mois.

3.1 Circulation générale et hydrologie dans le domaine

3.1.1 Circulation générale

La circulation générale au sein du domaine est évaluée à partir des cartes de vitesses intégrées données par le glider.

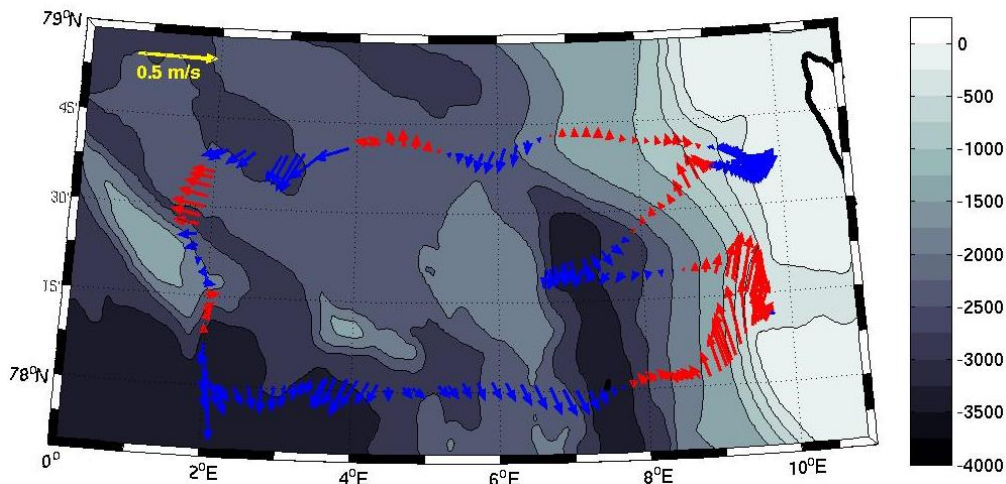


Figure 7: Vitesses intégrée entre 0 et 1000m calculées par le glider. Les vitesses ayant une composante vers le Nord sont en rouge, et celle ayant une composante vers le Sud sont en bleu. La topographie est indiquée en fond de carte.

Le WSC est bien visible par l'intensification des vitesses intégrées sur le bord est (en rouge sur la Figure 7). Pour le segment sud (78° à 78°10'), le courant vers le nord qui s'observe à l'est semble pouvoir être divisé en deux parties : du côté terre une branche avec une forte composante vers le nord qui pourrait s'apparenter au cœur du WSC (9-9.5°E), et plus au large une branche de plus faible intensité avec une composante plutôt nord-ouest (8-9°E). En passant au segment 4, le courant suit la topographie en restant le long de la pente. Il est présent jusqu'à 2500m de profondeur environ, et garde une forte intensité. Plus au nord encore sur le segment 5, le courant s'atténue et s'élargit sur la pente toujours en suivant les isobathes qui elles s'écartent. Pour finir, sur le segment nord, le courant s'atténue encore plus en s'étalant sur la pente. A ce stade, il semble pouvoir être divisé en deux parties, séparées par une diminution de la vitesse vers 8°E.

Tout à l'est, au niveau de la rupture du plateau, on distingue très clairement sur les segments 5 et 6, un contre-courant côtier d'intensité non négligeable, qui ne se restreint pas au plateau mais descend sur la pente jusqu'à 500m de profondeur.

Sur le segment nord, Une alternance de vitesses vers le nord et vers le sud apparaît. Ces éléments peuvent être les témoins de recirculations, circulation en méandres vers l'est, ou encore de tourbillons cycloniques ou anticycloniques.

Sur la section sud, à l'ouest du WSC, les vitesses sont orienter sud, avec des intensités variables. On notera particulièrement l'intensification de ces vitesses entre 6°E et 7.5°E, qui pourrait correspondre soit à une recirculation du WSC vers le sud, soit à la partie orientale d'un tourbillon cyclonique, ou encore à un fort courant vers le sud. Une source éventuelle de ce courant pourrait être présente sur les deux sections médianes (4 et 5) où l'on note la présence d'un courant vers le sud dans l'intérieur du bassin, au sein de la Knipovich ridge (zone très profonde située à 7.5°E).

La section ouest montre elle aussi une alternance de courant Est et Ouest.

Tous éléments tendent à décrire une organisation complexe des courants au sein de notre domaine d'étude.

3.1.2 Description spatiale des masses d'eau.

Pour une vision spatiale des mouvements des masses d'eaux, on dresse une carte de la température et de la salinité sur la vitesse intégrée, le tout au niveau de l'isopycne 27.75 (Figure 8). Cette isodensité a été choisi pour des raisons de visualisation, car elle coupe particulièrement bien les différentes structures de température et salinité.

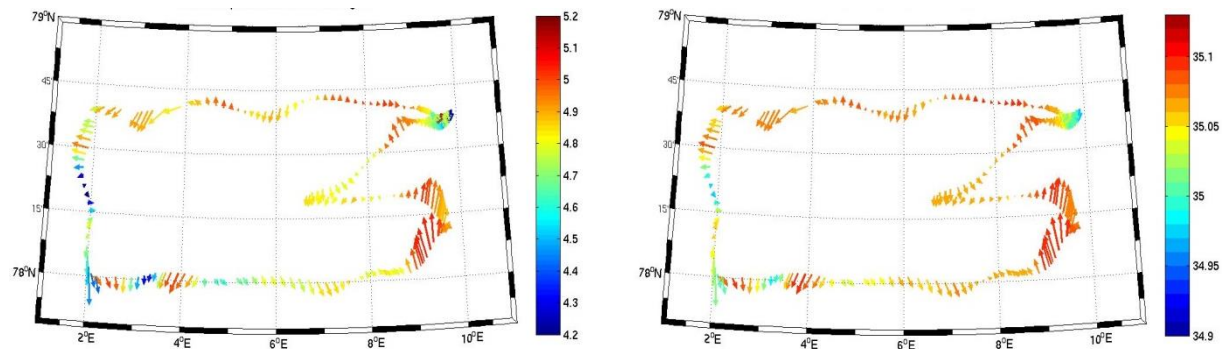


Figure 8: Carte des (a) températures (°C) et (b) salinités (psu) mesurées au niveau de l'isopycne 27,75 (leg 21). La direction et la longueur des flèches indiquent respectivement la direction et la magnitude de l'écoulement intégré sur la colonne d'eau (0-1000m).

On retrouve le WSC à l'Est, marqué par de fortes températures et salinités, signature des eaux Atlantiques remontant vers l'Arctique. Le contre-courant côtier est bien visible sur les deux sections Nord. Il apparaît être froid (4.5°C) et peu salé (34.95-35 psu). Les segments Sud et Nord (3 et 6) présentent des alternances de température et de salinité. Ces variations sont corrélées aux changements d'orientation de l'écoulement. Deux explications cohérentes seraient la présence d'eau différente en surface ou des variations de la profondeur des iso températures et iso salinités, modifiant également les moyennes représentées Figure 8.

3.2 Dynamique de la région et transports associés

Les données de vitesse glider permettent d'obtenir des flux de volume à travers les sections, et l'approximation géostrophique nous permet d'avoir une analyse verticale des courants.

3.2.1 Structure du WSC

Le WSC atteint des vitesses de l'ordre de 30 à $35 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en son cœur. La vitesse moyenne du courant s'élève à 15 - $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. On voit très clairement sur la Figure 9 que l'intensité du courant s'amenuise en remontant vers le Nord, passant d'un noyau de maximum de vitesse surfacique à $35 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ au Sud à $20 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ au Nord (Figure 9).

Les sections de vitesses montrent que ce courant à une composante barotrope accrochée à la pente, et une composante barocline plus au large de ce noyau barotrope (les composantes barocline des sections sont présentées Annexe 1). Au fur et à mesure que le courant progresse vers le nord, et notamment à partir de la section 5, on voit deux choses : une migration du courant vers le bas de la pente, et une structure de plus en plus barocline du courant avec disparition presque totale du cœur barotrope sur la section 6. Sous la partie barocline du courant persiste un sous-courant vers le Sud de moins de $10 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ qui crée un cisaillement vertical de vitesse au sein de la colonne d'eau du courant. On voit également une réduction de la pente avec la latitude. Ces différents paramètres sont importants dans l'étude de la stabilité du courant présentée en partie 4.4.

Sur le plateau, on note bien la présence du contre-courant côtier sur les deux sections Nord, qui descend jusqu'à 500m et est séparé du WSC par un fort cisaillement horizontal.

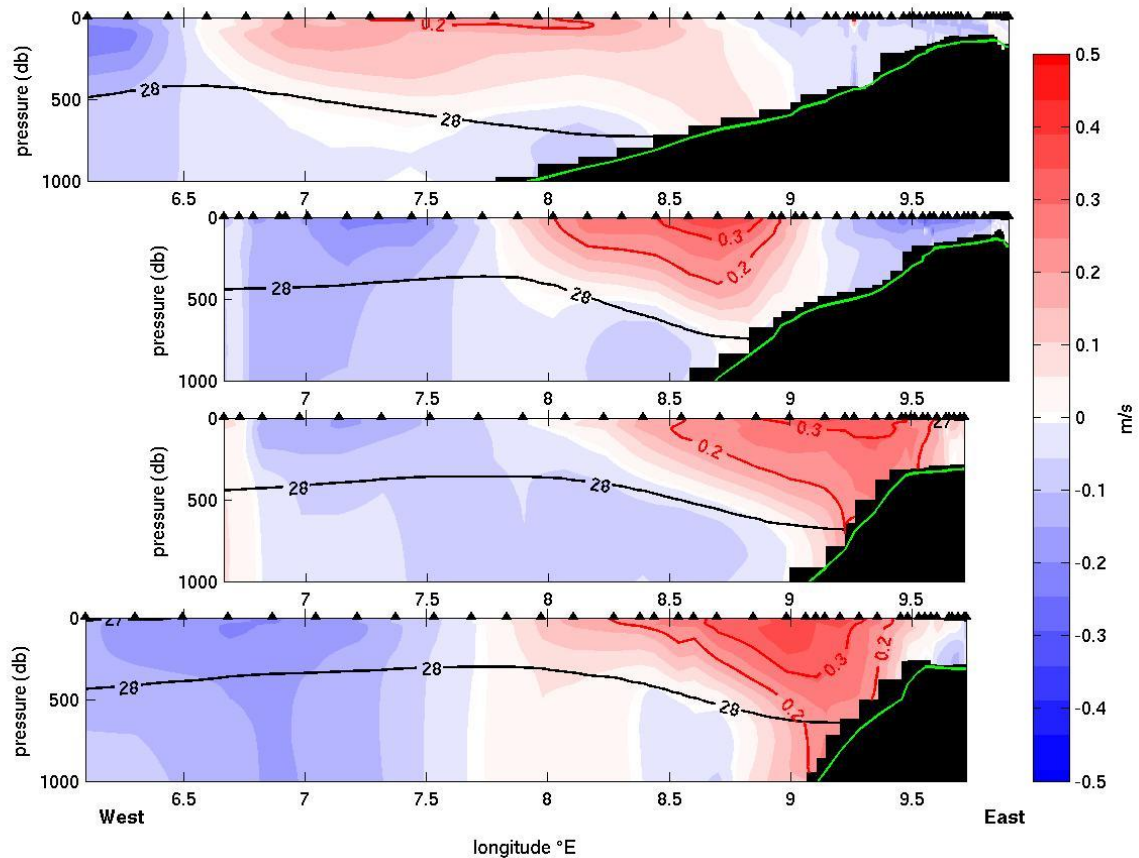


Figure 9: Section de vitesses cross-track des segments 3, 4, 5, et 6 (de bas en haut).

3.2.2 Segment Nord (78°40'N)

Sur le segment 6 (Figure 10 en haut), plusieurs structures surface intensifiées se succèdent le long de la latitude 78°40'. Il est encore difficile de conclure sur le type de phénomène observé ici. Il pourrait s'agir de tourbillons anticycloniques centrés sur les minima de densité (un tourbillon serait localisé entre 4 et 6.5°E), de tourbillons cycloniques centrés sur les maxima de densité (deux tourbillons possibles, un entre 2.8 et 5.3°E, et un autre entre 5.3 et 5.5°E qui comprendrais la partie ouest de ce que l'on a assimilé au WSC), ou d'une circulation vers l'ouest méandrée. L'organisation dynamique du segment nord était la même 1 mois à peu près auparavant, mais le WSC n'y est pas attaché à la pente à 500m (Figure 10 en bas).

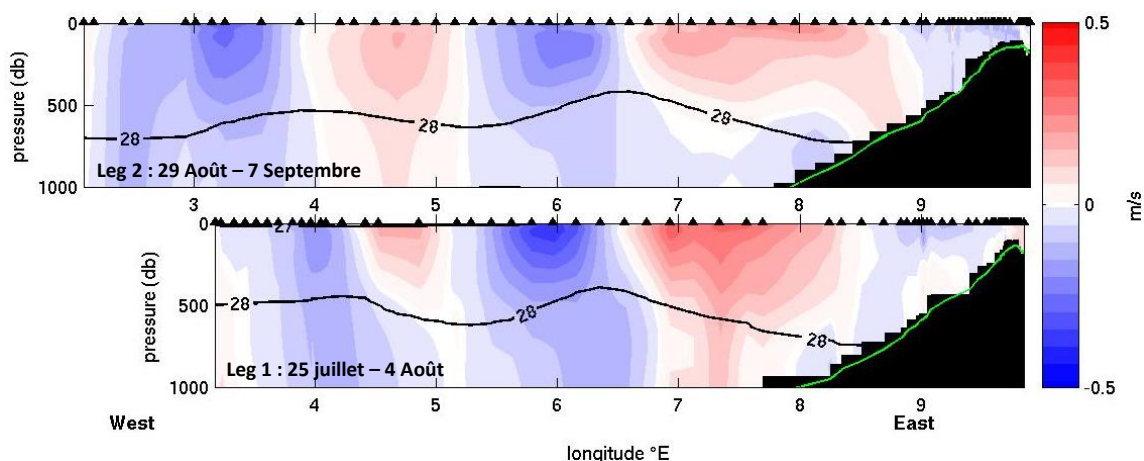


Figure 10: Evolution de la section Nord de vitesse entre le premier leg (section 1 en bas) et le deuxième leg (section 1 en haut).

3.2.3 Segment Sud (78°N)

La section Sud met en évidence sur les deux passages la forte composante barotrope du transport vers le Sud présenté précédemment entre 2 et 7.5°E. Des variations baroclines existent néanmoins et sont visibles sur les sections ne montrant que la composante barocline du courant (Annexe 2). Concernant le WSC, la deuxième réalisation présente un courant qui s'est écarté vers le large et qui est divisé en deux parties.

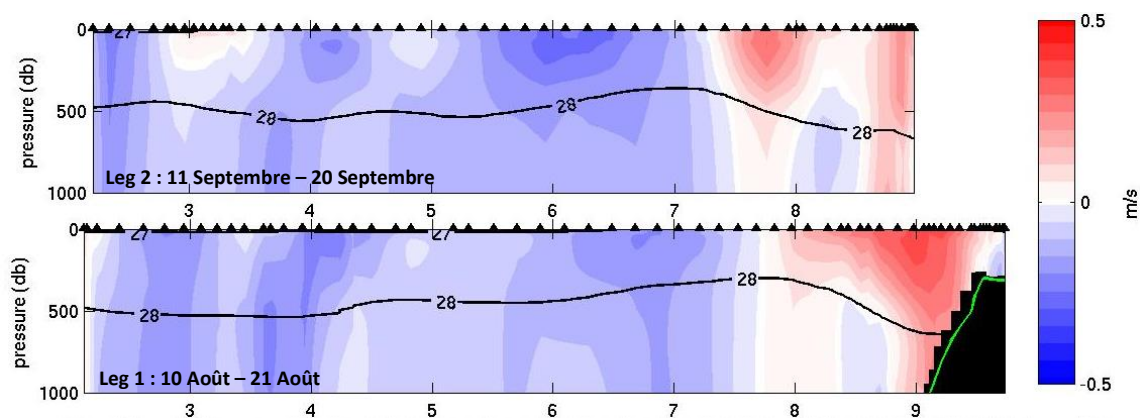


Figure 11: Evolution de la section Sud de vitesse entre le premier leg (section 3 en bas) et le deuxième leg (section 8 en haut).

3.2.4 Description des propriétés des sections verticales

Une première approche de l'hydrologie du domaine est d'analyser les sections verticales de température et salinité. On remarque une corrélation positive entre les champs de température et de salinité, une zone de température élevée est liée à une forte salinité. Néanmoins, les sections de salinité présente des inversions en subsurface, ce qui n'est pas le cas de la température. Les gradients horizontaux de chacune des propriétés se font au sein de la couche 100-700db (Figure 12 et 13). Les plus forts gradients horizontaux se situent entre 200 et 300 db. Les gradients de température, salinité, et densité atteignent respectivement 0.25-0.3 °C.km⁻¹, 0.1-0.15 km⁻¹, et 0.1 kg.m⁻³.km⁻¹. Ces gradients correspondent au front d'eau Atlantique transportée par le WSC définie par des fortes températures (T>0°C) et salinités (S>34.89).

La Figure 13 montre bien comment le WSC interagit avec le plateau en fonction de la latitude. Sur les deux sections Sud (segments 3 et 4), il y a un continuum de salinité entre le WSC et le plateau. Cela peut s'expliquer soit par la présence du WSC sur le plateau (comme il est indiqué par la section 4 de la Figure 9), soit par un échange important entre les eaux Atlantiques du WSC et les eaux du plateau. Sur les deux sections Nord (5 et 6), on observe que la partie orientale du contre-courant du plateau présente des caractéristiques hydrologiques similaires à l'eau atlantique. Cela traduirait un échange important entre l'eau atlantique et ce contre-courant plus froid et moins salé.

Au large, on observe également des structures méso échelles sur la section Nord. Elles ont un diamètre de l'ordre de 40 km et son constitué en leur sein d'eau chaude et salée. La Figure 14 nous montre que ces structures sont plutôt stables dans le temps sur les sections Nord et Sud, que l'on a chacune échantillonnée à 1 mois d'intervalle environ. On retrouve sur la section Sud également des structures méso échelles de l'ordre de 45 km de diamètre.

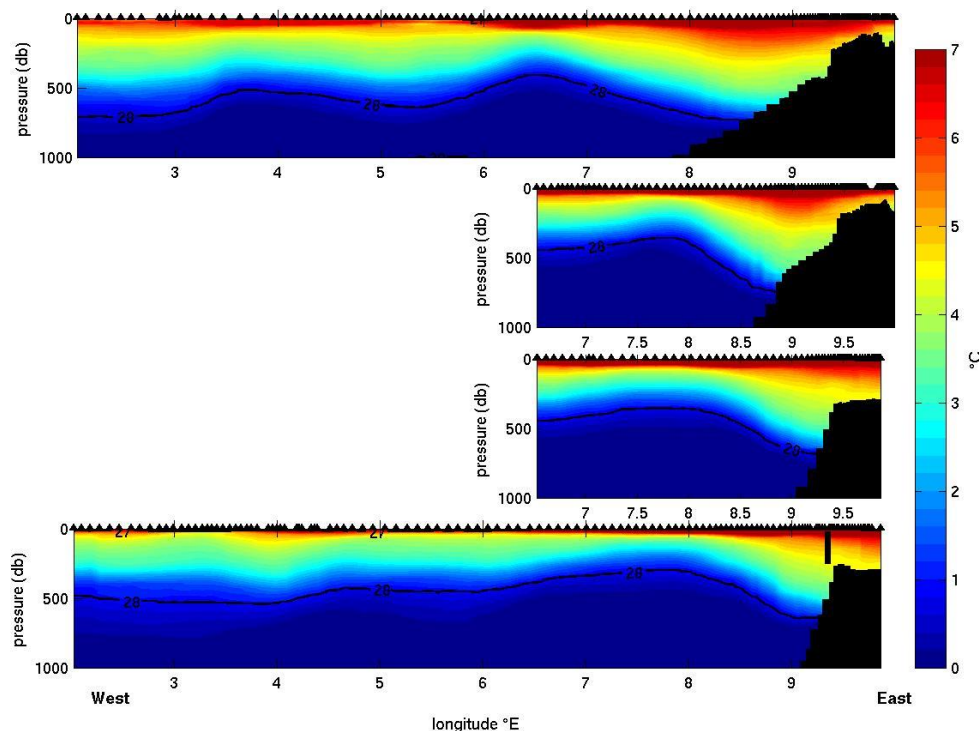


Figure 12: Température des sections (de bas en haut) 3, 4, 5 et 6. Le trait noir continu représente l'iso densité potentielle $\sigma_0=28$ et les triangles noirs indiquent les positions des profils.

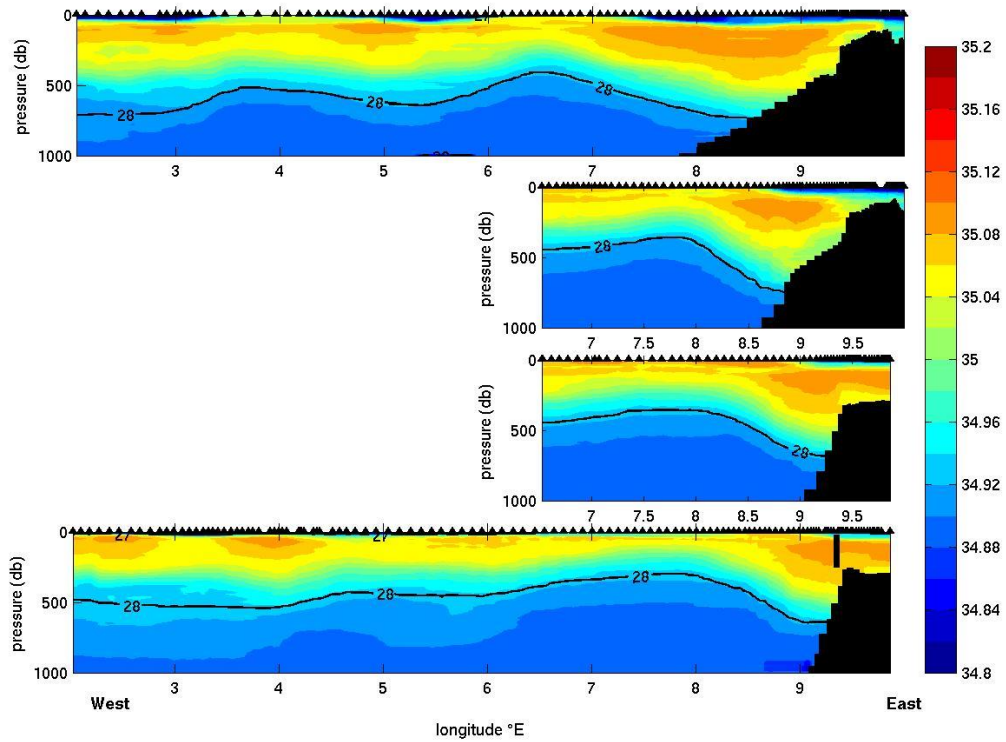


Figure 13: Salinité des sections (de bas en haut) 3, 4, 5 et 6. Le trait noir continu représente l'iso densité potentielle $\sigma_0=28$ et les triangles noirs indiquent les positions des profils.

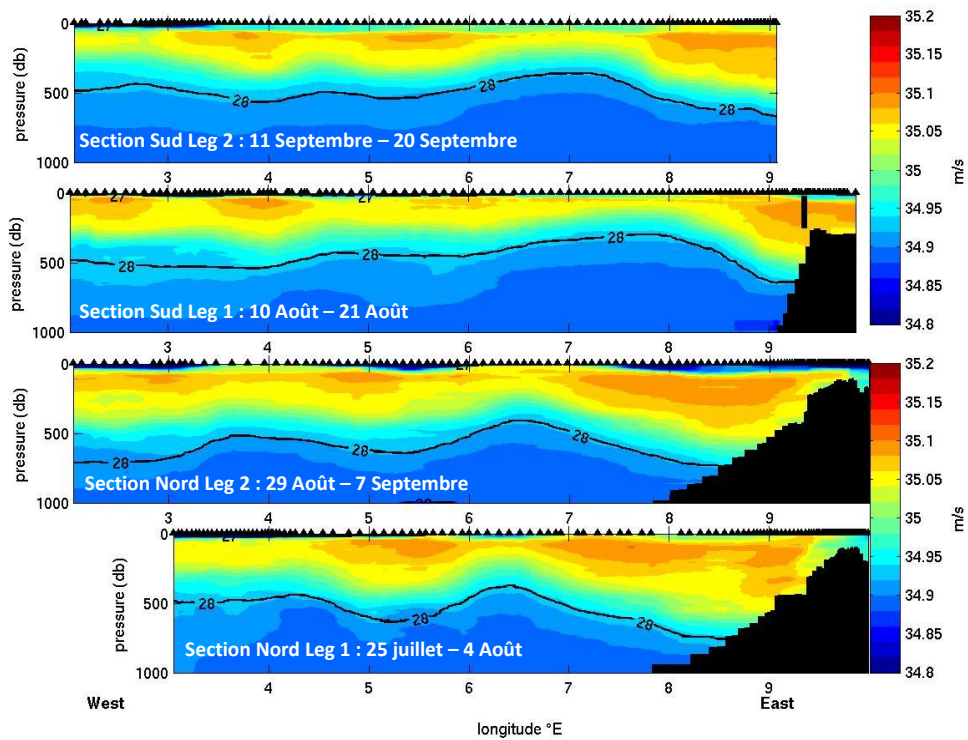


Figure 14: Salinité des sections (de bas en haut) 1, 6, 3 et 8. Le trait noir continu représente l'iso densité potentielle $\sigma_0=28$ et les triangles noirs indiquent les positions des profils.

3.2.5 Transports de volume et recirculations

On peut regarder l'évolution du transport le long de la pente (Figure 15).

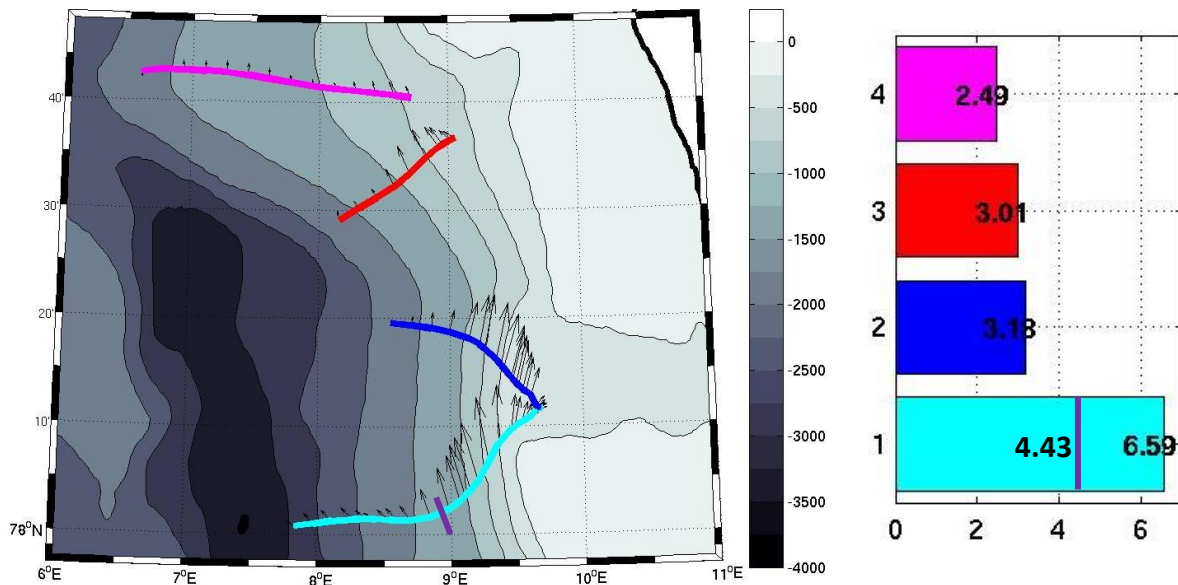


Figure 15: Évolution du transport (en Sv) le long du WSC. Le transport considéré est le transport entre la surface et 1000m. Les différentes branches du WSC sont caractérisées par une composante de vitesse vers le nord. Pour la section sud, la première partie du transport (4.43) correspond à la partie est du segment cyan, et le transport total (6.59) correspond au transport de la totalité du segment cyan.

Tout d'abord, il y a une perte de volume entre chaque section du sud au nord. La plus grande perte se situe entre les deux sections les plus au sud, et s'élève à 3.41 Sv ($6.59 - 3.18$). Mais une partie de la section sud montre clairement des vitesses intégrées avec une composante nord-ouest, indiquant une potentielle recirculation de cette branche de courant vers l'ouest. En effet, si l'on ne prend en compte, pour la section sud, que la partie de la section ayant une composante dominante vers le nord (partie est), ce déficit est réduit à 1.25 Sv ($4.43 - 3.18$). Donc même parmi cette sous-partie, une part de volume recircule par l'ouest. Ensuite, les pertes de volume sont respectivement de 0.17 Sv ($3.18 - 3.01$) et 0.52 Sv ($3.01 - 2.49$). Ces pertes de volume peuvent être expliquées par plusieurs choses : une recirculation vers l'ouest ou vers le plateau, ou encore une compensation par des transports profonds.

Sur la Figure 16 présentant les transports cumulés à partir de la limite est des sections 3, 4, 5 et 6 entre 0 et 1000m de profondeur, le fait que l'on ait une rupture de pente dans chaque cas est en faveur d'un découpage du WSC en une partie barotrope et une partie barocline. On constate également qu'en allant vers le Nord, il y a un transfert du transport de volume de la partie barotrope du courant vers la partie plus barocline.

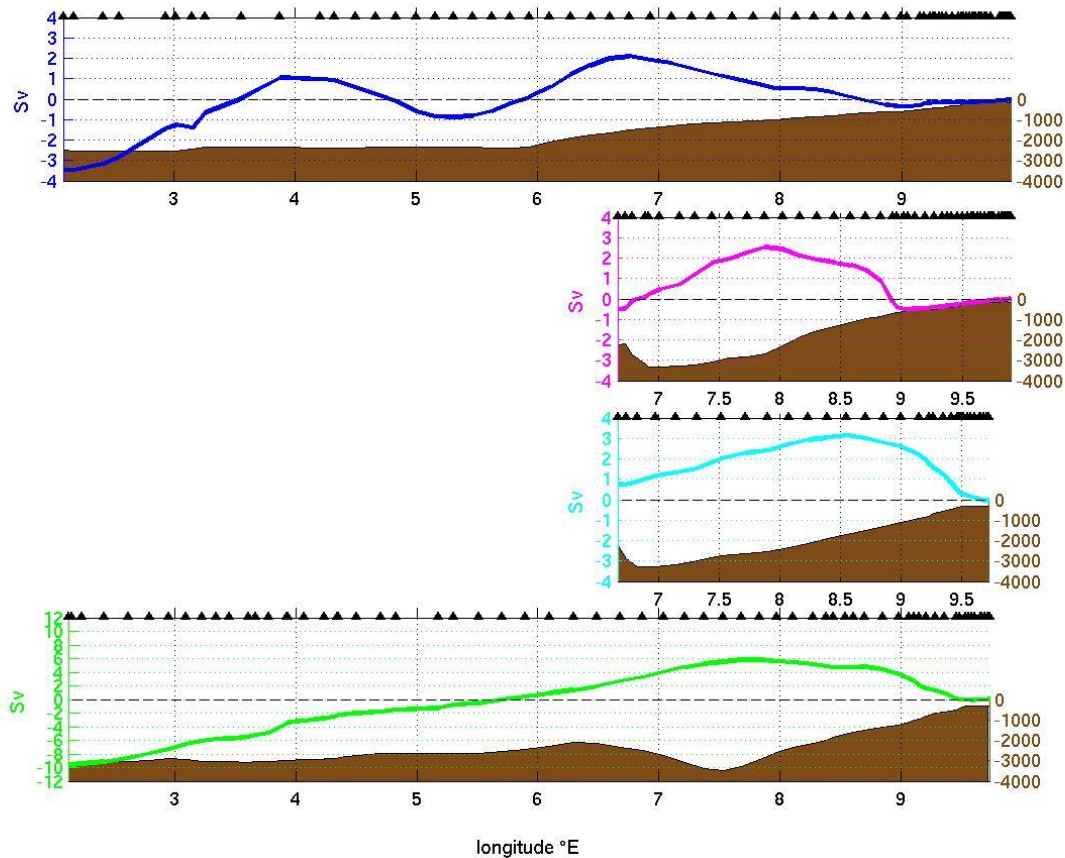


Figure 16: Transports cumulés à partir de la limite est des sections (de bas en haut) 3, 4, 5 et 6 entre 0 et 1000m de profondeur. La topographie est représentée en marron, et les triangles noirs indiquent les positions des yo.

Ensuite, il est intéressant de constater que le bilan sur le domaine représenté par le leg21 n'est pas à l'équilibre (Figure 17). En effet, on a plus d'eau qui sort du domaine que d'eau qui rentre dans le domaine. Le déséquilibre s'élève à 12Sv. C'est le très fort transport vers le Sud au niveau de la section Sud qui a le plus grand impact sur le bilan.

Si l'on part du principe que toute la circulation se fait dans la couche des 1000 premiers mètres, on peut établir quelques bilans de recirculation. Entre l'eau qui rentre en portion 2 et 3 et l'eau qui ressort plus haut en 4 et 5 (négatif), on a une recirculation vers l'intérieur du domaine délimité par le leg 21 de 5.9 Sv ($2.16+4.43-(3.18-2.24)$). Ces eaux sont une première source d'alimentation pour le fort transport vers le Sud de la portion 1. Ensuite, plus au Nord, on a une sortie par les portions 4 et 5 de 0.94 Sv et une sortie de 0.42 Sv par les portions 6, 7, et 8. On aurait donc une recirculation par le plateau de 1.36 Sv.

Les portions 5 et 6 représentent un courant vers le sud de l'ordre de 2 à 3 Sv (2.24 et 2.93 respectivement). Une source possible de ce courant serait l'apport d'eau par la portion 12, dont le transport correspond à 2.85 Sv.

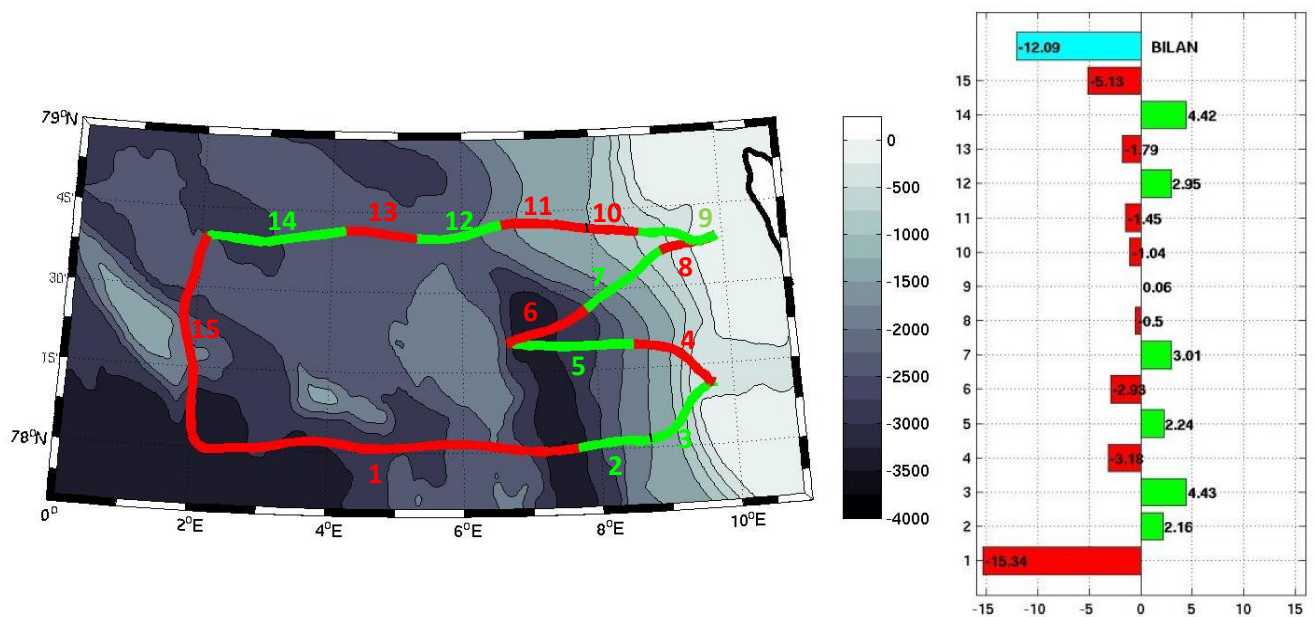


Figure 17: Bilan de transport (en Sv) sur l'ensemble du Domaine. Les portions sont vertes là où les transports sont rentrants, et rouge là où les transports sont sortants. Les transports associés à chaque portion numérotée sont indiqués sur le graphique de droite.

3.3 Distribution des masses d'eau et transport des eaux Atlantiques

3.3.1 Distribution en section des masses d'eau.

Les différents masses d'eau (introduites en section 2.3) sur les 4 sections étudiées sont présentées Figure 18. La différenciation entre les trois masses d'eau inférieures étant faite sur des critères de température, ces trois couches suivent logiquement les iso-densités.

Le WSC, représenté par des vitesses positives le long de la pente, est bien composé principalement d'eau atlantique.

On remarque que les zones où les isopycnes remontent ne présentent pas d'eau de surface peu salée, contrairement aux zones où les isopycnes se creusent. Sur les deux sections Nord, on note la présence de SW au niveau de l'entrée du plateau.

3.3.2 Influence des flux de surface sur les caractéristiques des eaux de surface

La pente de la courbe θ - S des eaux de surface peut être reliée au flux de chaleur atmosphérique et à la fonte de glace, si l'on suppose que seuls ces deux phénomènes agissent et que ces eaux atteignent leurs caractéristiques localement (Cokelet, et al., 2008).

L'influence de la fonte des glaces sur la salinité S d'une masse d'eau d'épaisseur dz est:

$$\frac{dS}{dt} = - \frac{Q_i(S - 5)}{L_i \rho_w dz}$$

L'influence du flux de chaleur atmosphérique et de la fonte des glaces sur la température de cette masse d'eau est :

$$\frac{dT}{dt} = - \frac{Q_a + Q_i}{C_w \rho_w dz}$$

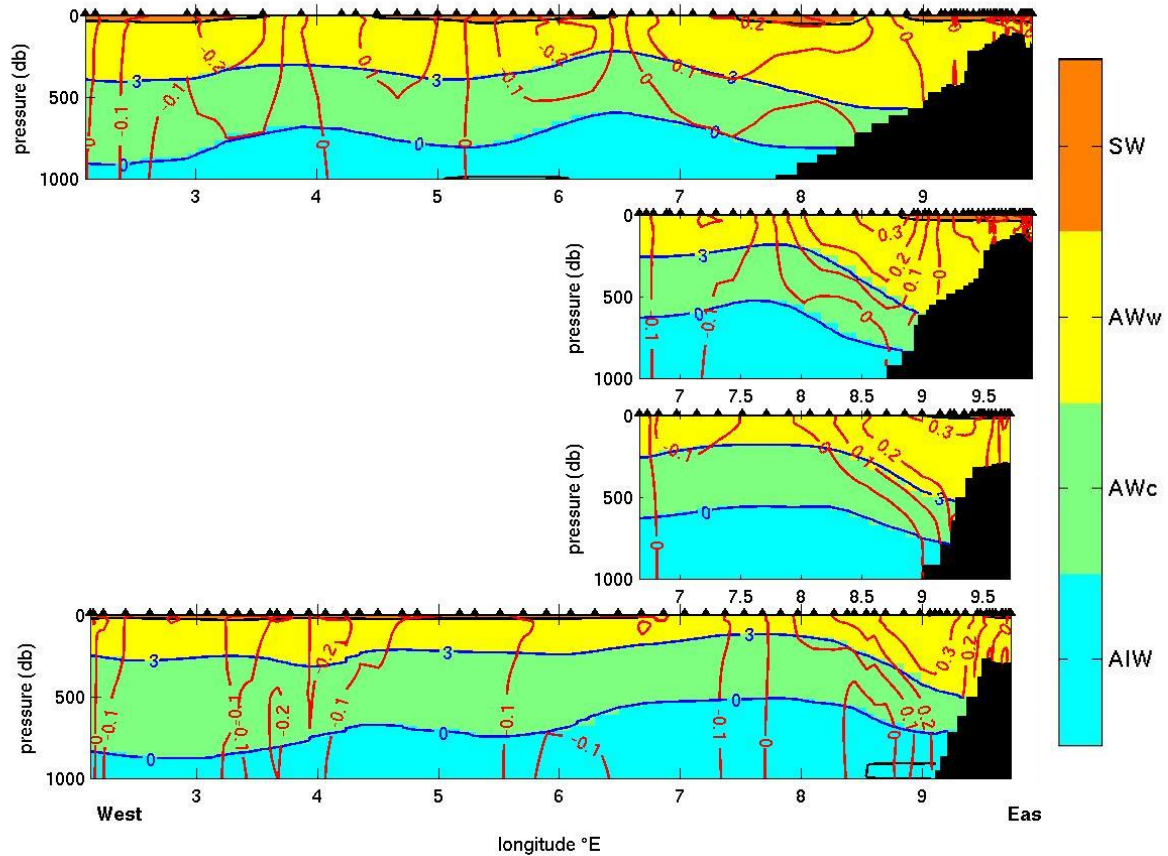


Figure 18: Distribution des types de masse d'eau pour les sections (de bas en haut) 3, 4, 5, 6. Les traits continus bleus représentent les iso-température potentielle 0°C et 3°C, et les triangles noirs indiquent les positions des profils. Les masses d'eaux sont définies en section 3.3.

Le ratio nous donne (en prenant un ratio entre la chaleur spécifique de l'eau de mer et la chaleur latente de fusion de la glace pure de $C_w/L_i \approx 79.2$, et une salinité de la glace de 5 psu) :

$$\frac{dT}{dS} \approx 79.2 \left(1 + \frac{Q_a}{Q_i} \right) \left(\frac{1}{S-5} \right)$$

Avec Q_i et Q_a respectivement les flux de perte de chaleur dues à la fonte des glaces et au refroidissement par l'atmosphère. Certaines parties des diagrammes TS peuvent ainsi être expliqués par la relation :

$$T = T_0 + 79.2 \left(1 + \frac{Q_a}{Q_i} \right) \ln \frac{(S-5)}{(S_0-5)}$$

Avec T_0 et S_0 de valeurs maximales virtuelles correspondants à une eau mère à partir de laquelle l'eau peut être refroidie ou dessalé en fonction du ratio de Q_a et Q_i .

Dans notre cas on obtient des ratios de l'ordre de -0.8 à -0.5 en fonction des sections. Cela peut se traduire par un réchauffement de la couche supérieur de l'océan par transfert de chaleur depuis l'atmosphère ($Q_a < 0$ car perte négative), et un refroidissement et désalinisation par la fonte des glaces ($Q_i > 0$). La pente s'accroît avec la latitude, on en déduit des variations des deux facteurs

d'échange de chaleur surfacique le long du WSC. Ces pertes de salinité importantes de surface peuvent également provenir du mélange des eaux salées avec les eaux arctiques moins salées.

Si l'on considère une pente de l'ordre de 0.75, cela signifie que $|Q_a| \approx 0.75 Q_s$. La Figure 22 montre que là le WSC perd de la chaleur par flux atmosphérique. Néanmoins, une source éventuelle d'eau de ce type se trouve au nord-ouest de notre domaine, où est mesuré un réchauffement de l'ordre de 30 W.m^{-2} par l'atmosphère (Q_a). Cela donne un Q_i de l'ordre de 50 W.m^{-2} . De là on peut déduire la vitesse de fonte de la glace qui correspondrait. En prenant une chaleur latente de fusion de la glace pure de $L_i = 3.3 \times 10^5$ et une densité de l'eau de mer de l'ordre de 1000 kg.m^{-3} , on obtient une fonte des glaces de 1.3 cm/jour , ce qui est très important.

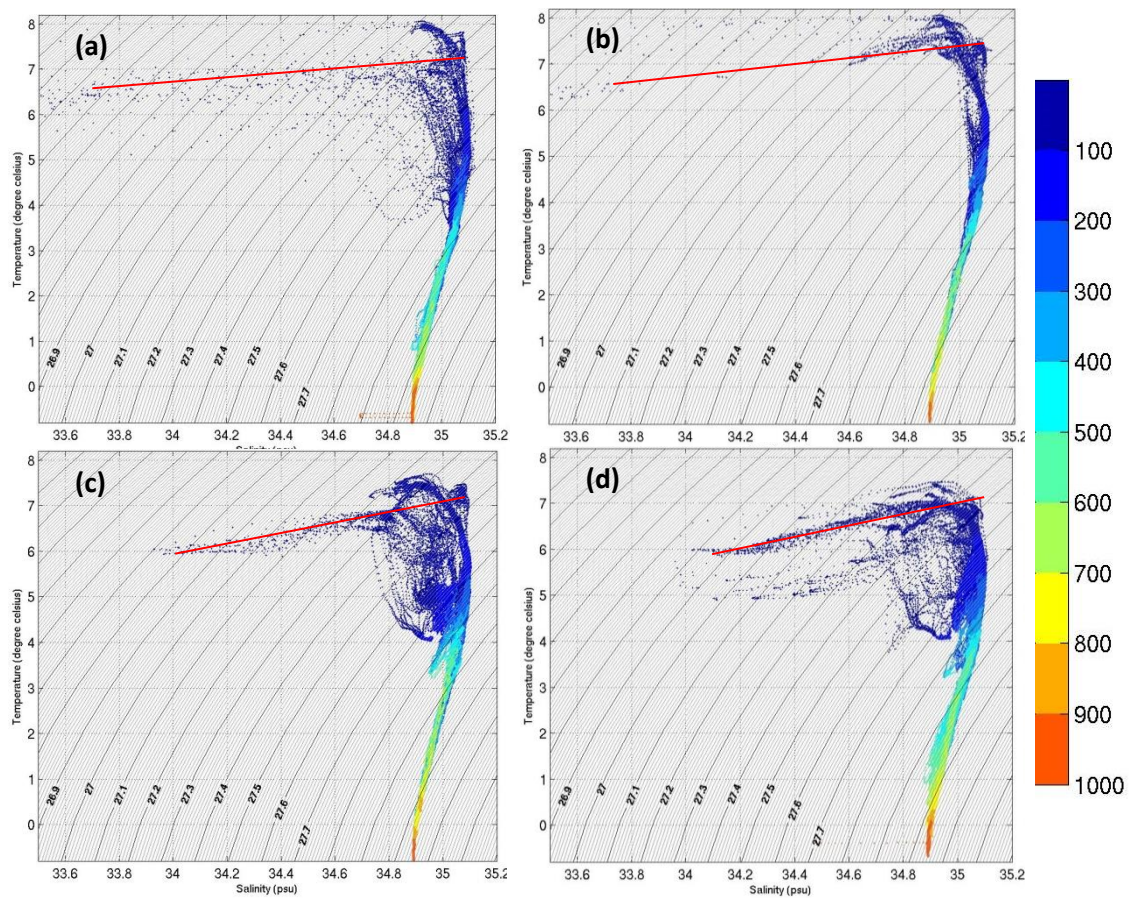


Figure 19: Diagrammes Température potentielle - Salinité réalisés à partir des données des sections 3 (a), 4 (b), 5 (c), et 6 (d). Les couleurs des points représentent les profondeurs. Les lignes continues noires représentent les iso densités.

3.3.3 Transport des eaux Atlantiques et de la chaleur par le WSC

Ici, l'eau Atlantique sera prise comme définie en section 3.3.1 (AWw et AWc).

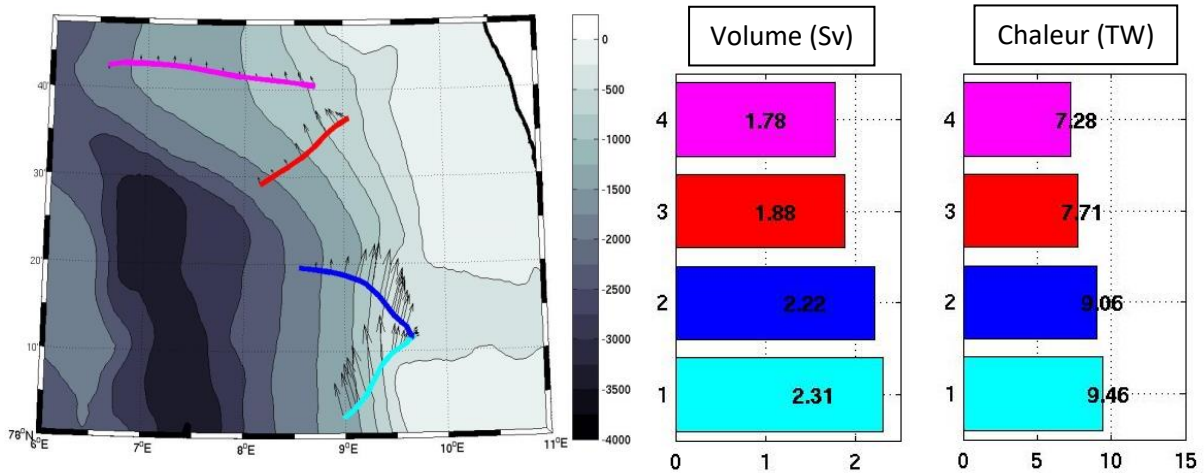


Figure 20: Évolution du transport d'eau Atlantique (en Sv) et de chaleur (en TW) le long du WSC. Les branches sont les mêmes que celles étudiées Figure 15.

Les pertes de volume d'eau Atlantique entre les sections s'élèvent respectivement (du sud au nord) à 0.09 Sv, 0.34 Sv, et 0.1 Sv (Figure 20). La perte est donc désormais plus importante entre les deux sections du milieu.

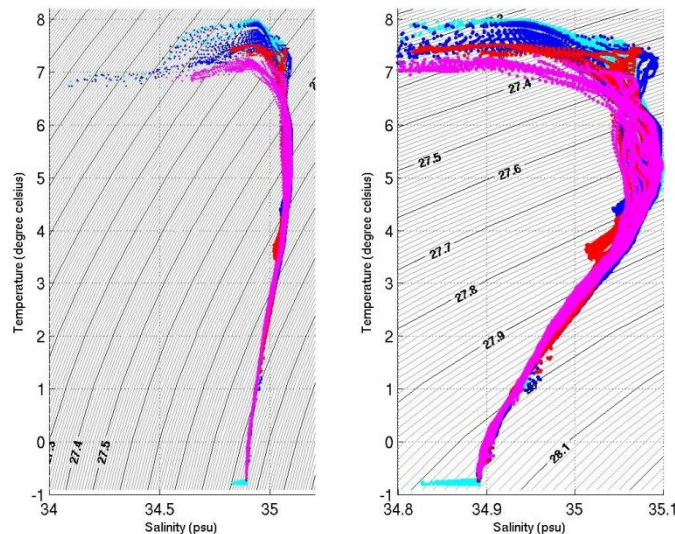


Figure 21: Diagramme θ -S montrant l'évolution des propriétés de température potentielle et de salinité du WSC du sud au nord. Les couleurs choisies correspondent aux segments définis Figure 20.

Le WSC est un important vecteur de transport de chaleur des eaux atlantiques vers le Nord. La perte de chaleur est progressive du Sud au Nord, avec des pertes successives de 0.4, 1.35, et 0.43 TW. La perte totale est donc de 2.18 Watt. Une importante partie de ces pertes de chaleur est due à des pertes de volumes, mais peuvent aussi être causée par un refroidissement atmosphérique. On voit sur la Figure 21 que les eaux peu denses de surface subissent un refroidissement le long de leur

trajet. Pour vérifier cela, on a accès à des données ERAI de perte de chaleur vers l'atmosphère à faible résolution. La Figure 22 nous montre que ces pertes de chaleur par l'atmosphère sont négligeables, de l'ordre d'une vingtaine de Watt par mètre carré en moyenne sur le parcours du courant. Si on considère une aire de 2500 km² à travers laquelle le courant est en contact avec l'atmosphère, cela revient à 0.05 TW de perte.

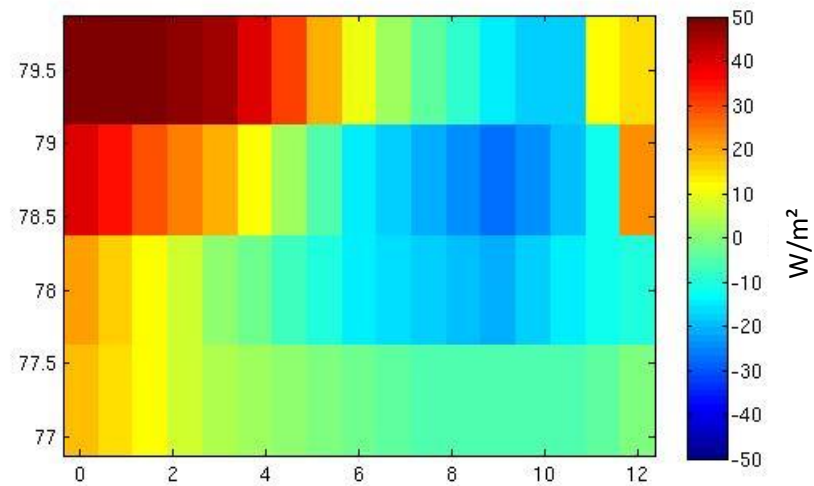


Figure 22: Carte des pertes de chaleurs par refroidissement par l'atmosphère. Les pertes sont représentées en bleu.

Les pertes de chaleur du WSC sont donc essentiellement dues aux pertes de volume du courant. Ces pertes peuvent se faire sous formes de tourbillons dans le cas où le courant est instable.

3.4 Stabilité barocline du WSC

Dans ces travaux, on se limite à l'étude de l'instabilité barocline. L'instabilité barocline peut générer des tourbillons. C'est l'instabilité la plus importante dans la création de structures méso échelle dans le détroit de Fram (Von Appen, et al., 2016).

3.4.1 Gradient de vorticité potentielle au sein du WSC

Avant de passer à un modèle en couche ou les sources de vorticité potentielle interne à la colonne d'eau ne sont pas prises en compte, on évalue les structures de vorticité potentielle des différents segments.

On sait qu'un changement cross stream de signe du gradient de vorticité potentielle moyenne est une condition nécessaire à l'instabilité barotrope. Tandis qu'un changement vertical de signe du gradient de vorticité potentielle moyenne est une condition nécessaire à l'instabilité barocline.

Le terme de vorticité planétaire verticale domine sur nos sections (non montré). Sur la Figure 23, on remarque des changements clairs de signe verticaux sur les sections 3 et 4 aux alentours de 8.5°E et entre 300 et 500m de profondeur. Ce n'est pas le cas sur les sections 5 et 6.

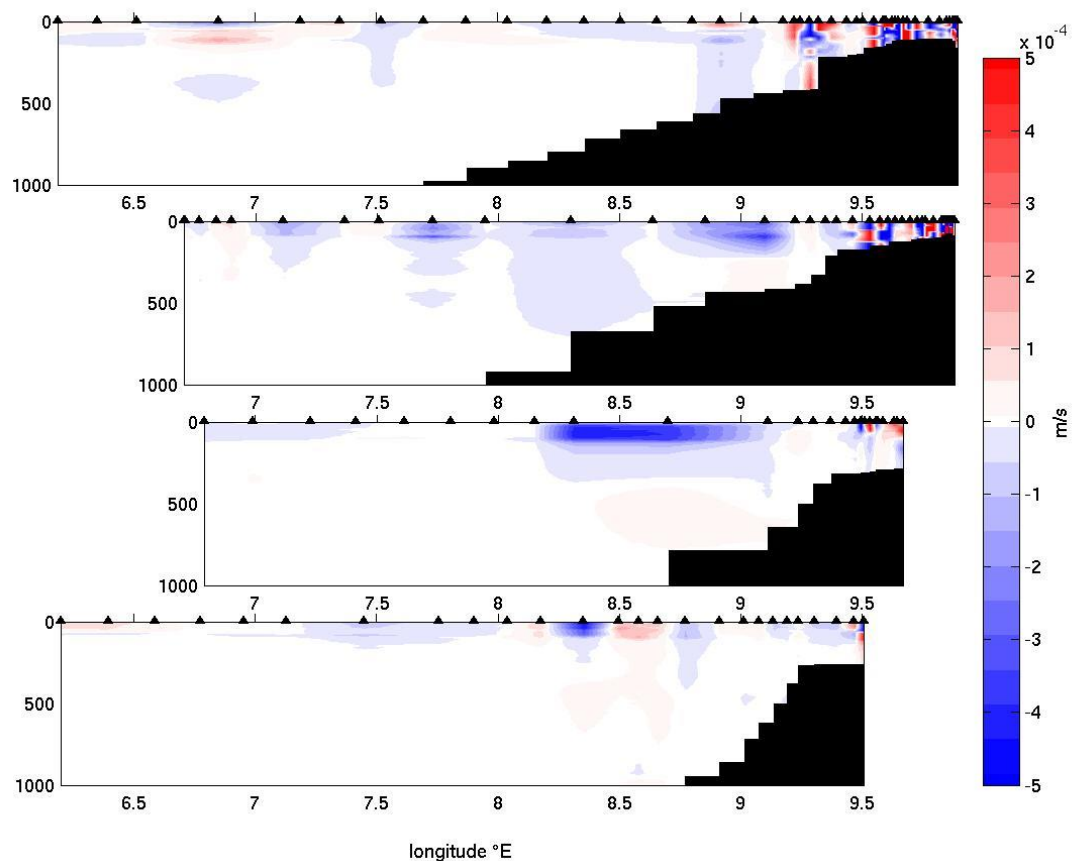


Figure 23: Gradient cross-stream de vorticité potentielle.

On a donc un critère nécessaire à l'instabilité barocline qui est satisfait sur les deux sections du Sud. Le courant est donc potentiellement instable sur ces sections.

3.4.2 Taux de croissance de l'instabilité

Dans le cas du modèle simplifié de Eady, les growth rate de ces instabilité dépendent du nombre de Richardson. Au niveau du WSC, les nombre de Richardson sont de l'ordre de 10 au niveau du bord Ouest du courant sur les trois sections les plus au Sud (Figure 24). Ce faible nombre traduit une tendance à l'instabilité au niveau de la pente. Sur la section Nord, on retrouve des nombre de Richardson moins faible (20-30), signe d'une plus grande stabilité. En utilisant la formule de Stone donnée précédemment, on obtient des growth rate de l'ordre de 1 à 1.5 jours en cas d'instabilité.

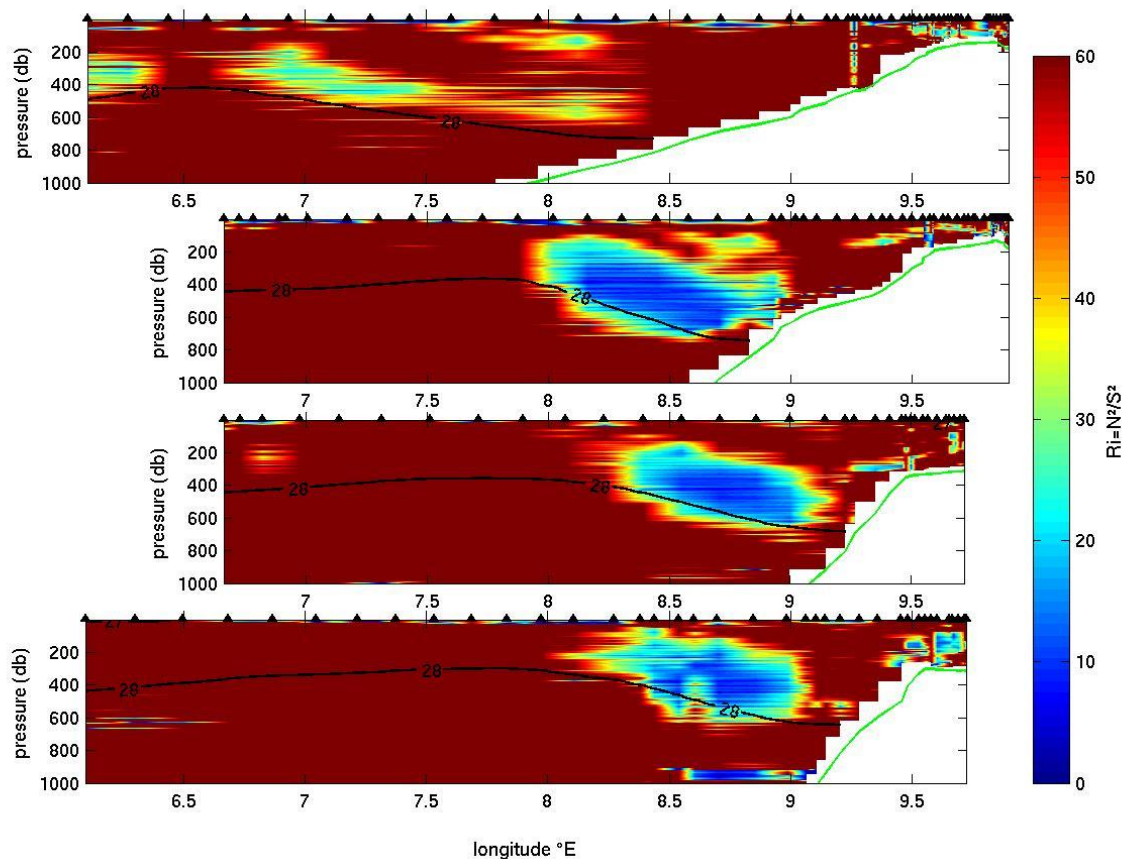


Figure 24: Évolution du nombre de Richardson le long de la pente.

Grâce aux sections de Ri présentées Figure 24, on peut vérifier si les zones d'instabilité potentielles trouvées par la méthode de Todd correspondent à des zones où les instabilités se développent rapidement.

Sur la section 4, la zone où le critère d'instabilité barocline est vérifié correspond bien à la zone de faible. Cette correspondance est moins évidente sur la section 3. En cas d'instabilité, leur caractéristique et leur évolution peuvent être déterminés à partir d'un modèle. Si le courant devient instable au niveau de la section 6, on voit que l'instabilité générée se développera plus lentement qu'aux plus basses latitudes.

3.4.3 Modélisation par un problème à deux couches sur une pente

Dans le cas du WSC, le courant se déplace le long d'une pente topographique. Il est donc important de prendre en compte ce paramètre. Mysak propose un modèle dans lequel il a introduit un paramètre topographique dans les équations de vorticité potentielle en quasi géostrophique (Mysak, et al., 1977). Ce paramètre T représente le rapport entre la pente de la topographie et la pente des isopycnes. Les différentes sections du WSC sont paramétrisées dans le cas de ce modèle. Les caractéristiques choisies sont résumés Tableau 1.

		WSC section 3	WSC section 4	WSC section 5	WSC section 6
L	km	39	33	35	45
U	m/s	0,2	0,2	0,2	0,1
α		6,8 E-2	6,6 E-2	5,7 E-2	1,9 E-2
h1	m	500	500	400	300
h2	m	2500	2000	2100	1200
T		23,3	20,3	18,8	36,5
V1	m/s	0,3	0,25	0,25	0,15
V2	m/s	0	0	0	0
ρ_1	kg/m ³	27,91	27,91	27,89	27,85
ρ_2	kg/m ³	28,03	28,03	28,03	28,03
g'	m/s ²	1,15 E-3	1,15 E-3	1,34 E-3	1,72 E-3
e-folding time	jour	2,05	2,43	2,51	3,38
Wavelength	km	48	43,2	45,8	42,2

Tableau 1: Paramètres choisis pour l'application du modèle à deux couches de Mysak sur le WSC et résultats associés. Les relations de dispersions utilisées pour déterminer les modes instables et growth rate sont présentés en Annexe 3.

Le Tableau 1 nous montre que le mode le plus instable a un temps de croissance de l'ordre de 2 à 2.5 jours pour les sections 3, 4, 5, et de l'ordre de 3 jours pour la section 6. Ce résultat est en accord avec le nombre de Richardson plus élevé au niveau de la section 6. La perturbation se développera donc moins facilement à 78°40'N. L'échelle des tourbillons formés par ces instabilités seraient de l'ordre de 40-50 km de diamètre.

4 Discussion

4.1 Dynamique et stabilité du West Spitzbergen Current

Le WSC transporte des eaux Atlantiques chaudes et salées vers le Nord à travers le détroit de Fram en suivant la topographie. Il constitue la principale source de chaleur et de sel vers l'océan Arctique.

Le WSC, d'après nos données, aurait une tendance à l'instabilité. En effet, le cisaillement vertical présent au moins sur la partie Ouest du courant, les changements de pente, la pente des iso-densité, sont autant de caractéristiques rendant le courant sujet à l'instabilité.

Les mouillages étudiés par Von Hapken ont permis de réaliser un diagnostic temporel d'éventuelles instabilités par l'étude de l'eddy kinetic energy (EKE). De ces analyses sortent une première hypothèse : le WSC est instable et génère des tourbillons qui ensuite se dirigent vers l'intérieur du Fram Strait. Cela se ferait soit par le biais d'un courant de recirculation existant, soit par auto-advection. Une autre hypothèse pour expliquer la forte EKE dans l'intérieur du bassin serait un courant de recirculation instable ou en méandre. En regardant nos données, la robustesse des structures de vitesses serait en accord avec une recirculation méandrée ou instable au niveau de notre section Nord. En effet, on ne constate pas de différence majeure dans l'organisation de la section Nord entre deux réalisations à 1 mois d'intervalle. En revanche, les intensités et positions des différentes branches sont variables, signe d'une circulation instable temporellement. On est donc soit en présence d'une structure en méandre plutôt stable dans le temps, soit d'un courant de recirculation de tourbillons, dans quel cas l'advection des tourbillons a été telle que l'on se retrouve à un mois d'intervalle dans la même configuration.

La paramétrisation du WSC par la méthode de Mysak donne des tailles de tourbillons de l'ordre de 40-50km, ce qui correspond aux structures observées sur les sections. Cet argument serait donc en faveur d'un scénario où les structures de courant et de traceur visibles sur les sections auraient pour origine un tourbillon formé par instabilité du courant WSC. Dans ce cas de figure, la succession des structures tourbillonnaires tendent à décrire un phénomène périodique de relâchement de tourbillon par le WSC. Ce scénario est cohérent avec les résultats de (Hattermann, et al., 2016), qui décrit une recirculation vers l'intérieur du bassin principalement tourbillonnaire.

4.2 Transport de chaleur

Nos résultats montrent une recirculation de 0.5 Sv, et une perte de 2 TW du WSC. Si l'on prend une capacité thermique de l'eau de mer de 4×10^3 , et une eau atlantique de température moyenne de 2°C (sous-estimation), la recirculation de 0.5 Sv d'eau atlantique constituerait une perte de 4 TW. Le bilan entre la recirculation et ce qui continue vers le nord n'est donc pas équilibré.

Conclusion

L'objectif de ce rapport est de comprendre un peu plus les phénomènes qui régissent la structure moyenne et la dynamique méso échelle associée de la région Est du détroit de Fram, et plus particulièrement le WSC, dans le but de comprendre la complexité des échanges de chaleur entre l'Atlantique et l'Arctique. Le WSC a été décrit comme un courant à deux composante, une barotrope sur la pente peu profonde, et une autre plus barocline plus en profondeur, et présentant de nombreux signes d'instabilité. Plusieurs critères d'instabilité barocline nécessaires sont satisfaits pour le WSC, et l'échelle des structures formées par ces potentielles instabilités serait de 40 à 50 km. Plusieurs structures méso échelles ont été mises en évidence plus au large, à partir des données hydrologiques et de l'analyse dynamique. Le lien entre le WSC et ces structures reste difficile à établir. Il a été montré que le WSC perdait de la chaleur en remontant vers le Nord, et que ce bilan négatif était principalement dû aux pertes de volume du courant par recirculation vers l'ouest. Ainsi, le fait que l'on présente des pertes de chaleur et de volume et que le courant semble instable implique que la dynamique du WSC joue un rôle significatif dans le processus de refroidissement de l'eau Atlantique lors de son transit vers l'Arctique.

Ces résultats sont très dépendants de la qualité des données, et de leur traitement, ainsi que de la méthode utilisée et des approximations faites. Sur les données brutes, de nombreux problèmes ont été constatés et ont donc dû être corrigés. Ensuite, elles ont subi un filtre dont les caractéristiques restent arbitraires. Tout cela rend l'utilisation des données délicate. Ensuite, dans notre étude, on a effectué de nombreuses simplifications, comme par exemple le fait de négliger certains forçages comme le vent dans les bilans de vorticité, et le fait de choisir de l'hypothèse géostrophique peut être critiqué pour certains aspects. Pour finir, certaines méthodes utilisées restent sujettes à discussion. Par exemple dans le cas du calcul de vorticité potentielle totale, les calculs sont difficilement réalisables à partir d'un jeu de données avec tant de variation de direction du courant, rendant les résultats plus ou moins évidents selon les zones étudiées.

L'analyse des données glider nous limite à l'étude uniquement spatiale de la situation à un instant donné dans l'Est du Détroit de Fram. De nombreuses autres études se concentrent au contraire sur l'évolution temporelle de la dynamique de la région en utilisant des données de mouillage. Ainsi, il est difficile d'obtenir un jeu de données permettant de relier les deux approches. La continuité de ce travail serait donc de continuer les campagnes glider dans la zone étudiée, en été comme en hiver (grâce à de nouvelles technologies de glider capable de fonctionner sous la glace). Ces données récoltées seraient complémentaires aux données altimétriques, ou encore à l'étude d'un modèle haute résolution 4D. Les différents courants et structures méso échelles pourraient ainsi être comparées aux sections glider.

Bibliographie

Beszczynska-Möller, Agnieszka, et al. 2012. Variability in Atlantic Water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997-2010. *ICES Journal of Marine Science*. 2012.

Bosse, Anthony, et al. 2015. Spreading of Leventine Intermediate Waters by submesoscale coherent vortices in the northwestern Mediterranean Sea as observed with gliders. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015.

Cokelet, Edward D., Tervalon, Nicole et Bellingham, James B. 2008. Hydrography of the West Spizbergen Current, Svalbard Branch: Autumn 2001. *Journal of Geophysical Research*. 2008, Vol. 113, C01006.

Garau, Bartolomé, Ruiz, Simòn et G.Zhang, Weifeng. 2011. Thermal Lag Correction on Slocum CTD Glider Date. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2011, Vol. 28.

Hattermann, Tore, et al. 2016. Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait. *Geophysical Research Letters*. 2016, pp. 3406-3414.

Hoydalsvik, F., Mauritzen, C. et Orvik, K.A. 2013. Transport estimates of the Western Branch of the Norwegian Atlantic Current from glider surveys. *Deep-Sea Research I*. 2013.

Isachsen, Pal E., et al. 2003. Wind-Driven Variability of the Large-Scale Recirculating Flow in the Nordic Seas and Arctic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 2003, Vol. 33.

Marnela, M., et al. 2013. Recirculation in the Fram Strait and transport of water in and north of the Fram Strait from CTD data. *Ocean Science*. 2013.

Mysak, Lawrence A. et Schott, Friedrich. 1977. Evidence for Baroclinic Instability of the Norwegian Current. *Journal of Geophysical Research*. 1977, Vol. 82, 15.

Nost, Ole Anders et Isachsen, Pal Erik. 2003. The large scale time-mean ocean circulation in the Nordic Seas and Arctic Ocean estimated from simplified dynamics. *Journal of Marine Research*. 2003, Vol. 61, pp. 175-210.

Schauer, Ursula et Fahrbach, Eberhard. 2004. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements. *Journal of Geophysical Research*. 2004, Vol. 109, C06026.

Schlichtholz, Pawel et Houssais, Marie-Noëlle. 2002. An overview of the T-S correlations in Fram Strait based on the MIZEX 84 data. 2002.

Teigen, S. H., et al. 2011. Baroclinic instability in the West Spizbergen Current. *Journal of Geophysical Research*. 2011, Vol. 116, C07012.

Teigen, S. H., Nilsen, F. et Gjevik, B. 2010. Barotropic instability in the West Spizbergen Current. *Journal of Geophysical Research*. 2010, Vol. 115, C07016.

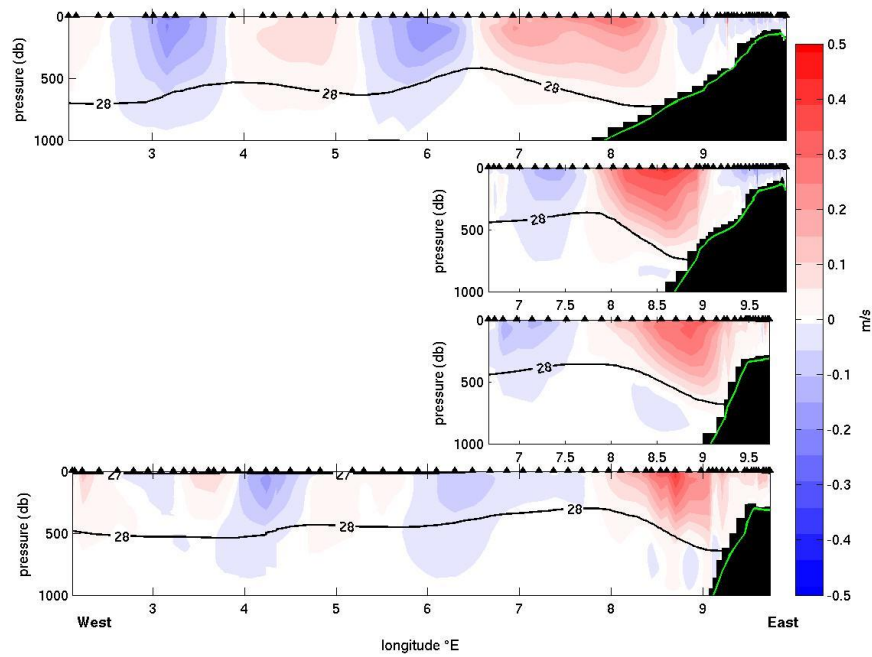
Testor, P., Send, U. et Gascard, J-C. 2005. The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian Gyres. *Journal of Geophysical Research*. 2005, Vol. 110, C11017.

Todd, Robert E., Owens, W. Brechner et Rudnick, Daniel L. 2016. Potential Vorticity Structure in the North Atlantic Western Boundary Current from Underwater Glider Observations. 2016, pp. 327-348.

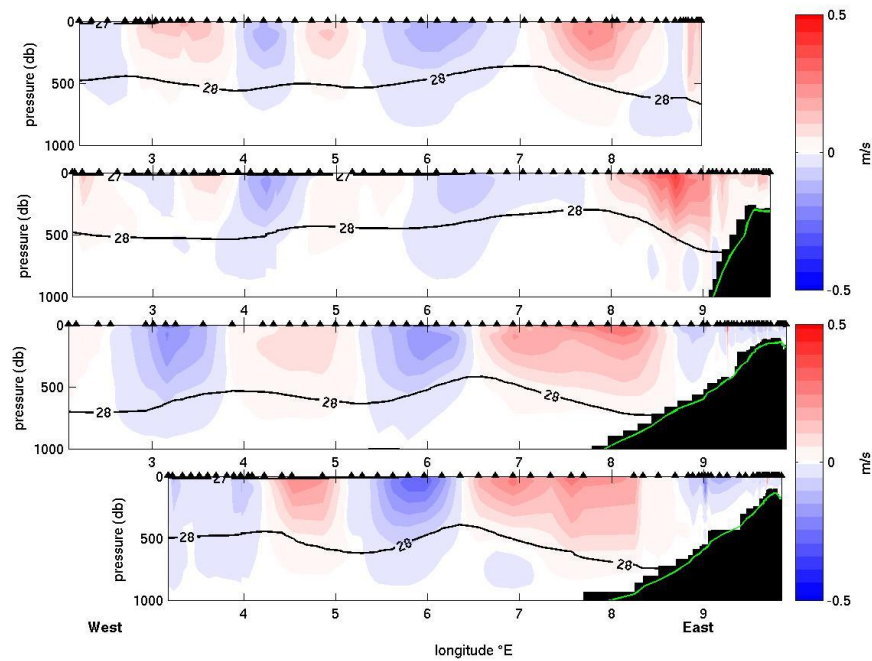
Von Appen, Wilken-Jon, et al. 2016. Seasonal Cycle of Mesoscale Instability of the West Spitzbergen Current. 2016, pp. 1231-1254.

Walczowski, W. 2013. Frontal structures in the West Spitzbergen Current margins. *Ocean Science*. 2013, Vol. 9, pp. 957-975.

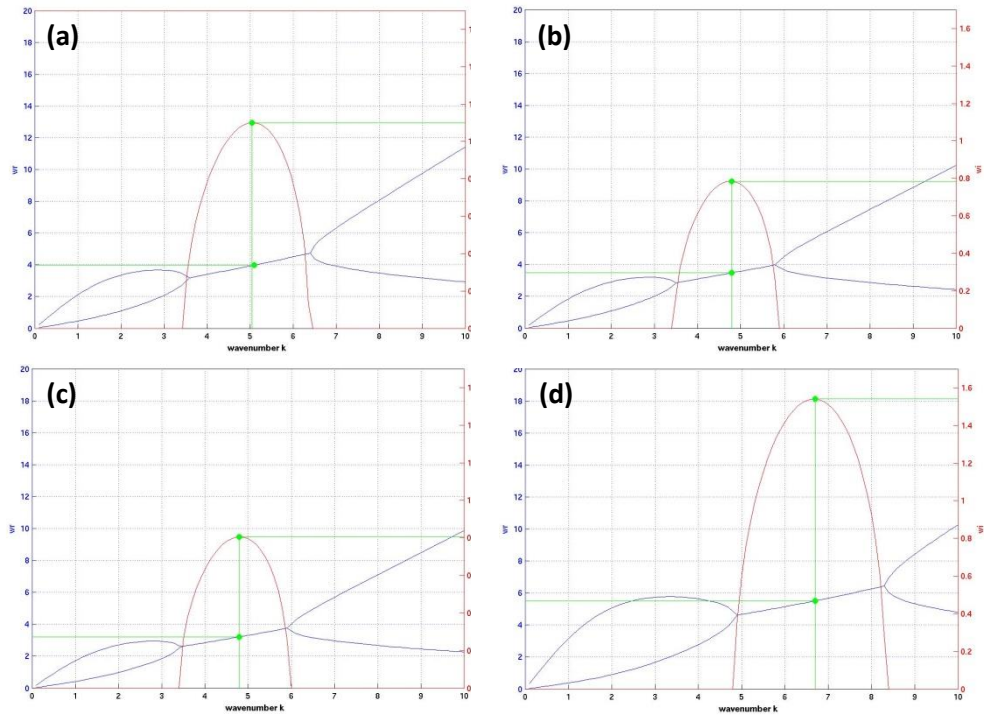
Annexes



Annexe 1: Sections des composantes géostrophiques des vitesses cross-track des segments 3, 4, 5, et 6 (de bas en haut).



Annexe 2: Sections des composantes géostrophiques des vitesses cross-track des segments 1, 6, 3, et 8 (de bas en haut). Les deux section du bas représente le segment Nord (78°40'N) et les deux section du haut représentent la section Sud (78°N).



Annexe 3: Relation de dispersion pour le premier mode ($m=1$) pour l'étude de la stabilité du WSC sur les sections 3 (a), 4 (b), 5 (c), 6 (d).