#### Université du Québec INRS - Eau, Terre et Environnement

### CIRCULATION RÉGIONALE, MASSES D'EAU, CYCLES D'ÉVOLUTION ET TRANSPORTS ENTRE LA MER DE BEAUFORT ET LE GOLFE D'AMUNDSEN

Par Romain Lanos

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D) En Sciences de l'eau

#### Jury d'évaluation

Examinateur externe

**Dr. Frédéric Dupont** Coastal Ocean Science Division Bedford Institute of Oceanography

Dartmouth (NS)

Examinateur externe

Examinateur interne

Directeur de recherche

**Dr. Daniel Bourgault** Dept. Physics and Physical Oceanography Memorial University St.John's (NL)

**Dr. Erwan Gloaguen** Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau, Terre et Environnement

**Dr. Yves Gratton** Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau, Terre et Environnement

Avril 2009

© Romain Lanos, 2009

C'est une triste chose de penser que la nature parle et que le genre humain n'écoute pas.

Victor Hugo

It is evident that the oceanographical conditions of the North Polar Basin have much influence upon the climate, and it is equally evident that changes in its conditions of circulation would greatly change the climatic conditions.

Fridtjof Nansen, 1902.

... The NorthWest Passage is [NDRL] ... without significance and useless for navigation as long as the climate in these parts is so severe and the sea so covered with ice...

Johann Miert, Interprète à bord de l'Investigator commandé par Robert M'Clure lors de la découverte de la route directe du passage du Nord-Ouest, 1850-1854.

C'est des hommes et d'eux seulement qu'il faut avoir peur, toujours.

Louis Ferdinand Céline

the man thinks the horse thinks the sheep thinks the cow thinks the dog thinks the fish doesn't think the fish is mute expressionless the fish doesn't think, because the fish knows everything the fish knows everything ...

Iggy Pop



A mon grand père que la réalisation de cette thèse m'a empêché d'accompagner au bout du chemin, je crois que cette réussite t'aurait rendu fière de moi...

A mes parents pour leur soutien constant, inconditionnel et sans faille tout au long de ces très nombreuses années de scolarité, et pour m'avoir toujours donné la possibilité d'aller où mes envies m'ont mené. A mon père, qui m'a légué le besoin vital de comprendre les choses et l'habitude de toujours remettre en questions le monde autour de soi. A ma mère pour qui ces cinq années de séparation ont pesées d'un poids bien lourd mais qui m'a toujours encouragé à me lancer dans toutes les belles aventures de la vie.

A Sophie, mon inspiration et la source de ma force, sans qui la réalisation de cet incroyable défi n'aurait jamais été possible. Tes encouragements et tes conseils m'auront permis de réaliser ce rêve d'enfant qui autrement serait resté hors de ma portée.

Aux amis, à la famille et à tous ceux qui m'ont un jour encouragé ou soutenu dans ma démarche. Vous avez participé chacun à votre façon à faire de moi ce que je suis et m'avez donné les clefs de la réussite, merci.

A Tuiga, parce que marcher dehors fait toujours du bien...

#### Remerciements

Mes remerciements vont tout d'abord au professeur Yves Gratton, mon directeur de recherche, pour l'encadrement et le soutiens qu'il m'a apporté tout au long de la réalisation cette thèse. Je le remercie également pour toute la compréhension dont il a fait preuve face aux projets parfois compliqués que je lui ai présenté et qui ont permis la réussite conjointe de cette thèse et de ma vie personnelle. Je remercie également le professeur Louis Prieur, de l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI.) pour tout le temps et l'énergie qu'il m'a consacré tout au long de mes travaux et pour m'avoir fait partager sa très grande expérience. Ses précieux conseils ont permis d'améliorer grandement la qualité de ce document. Je remercie le professeur Philippe Lebaron, directeur de l'observatoire de Banyuls sur Mer, pour m'avoir accueilli dans ses locaux et permis de bénéficier d'un environnement de travail dynamique pour rédiger ma thèse. Merci à Sandrine Baudin, bibliothécaire de l'observatoire, pour m'avoir accueilli si chaleureusement dans ses locaux. Ta présence au tout début et à la fin de ma vie scolaire restera comme le symbole de la fin de ce cycle et j'en suis très heureux.

Merci aux membres de mon équipe de recherche. Marie-Emmanuelle Rail, pour son formidable travail sur les données qui ont servies de carburant à mon travail, pour sa disponibilité totale et ses conseils judicieux. Je te souhaite le plus grand bonheur dans ta nouvelle vie. Dany Dumont, pour avoir été beaucoup plus qu'un simple compagnon de travail tout au long de ces années. Je garderai toujours le souvenir des nombreux voyages et moment privilégiés que nous avons partagés. Merci à Véronique Lago pour les calculs d'épaisseur de couches de mélange et les analyses harmoniques réalisés, merci également à Mariam Kamali-Nezhad pour le très long travail de traitement effectué sur les données de mouillage. Merci à mes compagnons de bureau, Dominique et Stéphane sans qui l'ambiance de travail aurait été très différente. Merci à David Huard et Renaud Quilbé pour m'avoir transmis un peu de votre force et de votre sagesse au cours de nos interminables discussions. Merci à ceux qui font de l'INRS un lieu de vie agréable, Jean-Daniel Bourgault en chef de file. Merci à Suzanne Dussaut, secrétaire des étudiants pour l'énorme travail accomplis en silence.

Merci à tous ceux qui ont fait de ces années une expérience unique et inoubliable.

v



#### **Avant-propos**

Le présent document constitue la synthèse des travaux effectués au cours de mes études doctorales. Il a le format d'une thèse «classique» et est composé d'une introduction générale servant de mise en contexte, d'une revue de littérature détaillée offrant au lecteur les informations nécessaires à la compréhension des résultats et à leur mise en perspective, de trois chapitres présentant les résultats obtenus, d'une conclusion générale faisant le lien entre les différents résultats ainsi que d'une bibliographie complète et de nombreuses annexes.

Les trois chapitres de résultats ont été écrits pour pouvoir être lus indépendamment les uns des autres. Il est cependant recommandé au lecteur de parcourir le document en suivant l'ordre de présentation, car afin d'alléger le texte et d'éviter les redondances, certaines connaissance et références ne sont présentées dans le détail qu'à leur première citation.

Remarque concernant les unités : dans ce qui suit, le terme température désignera toujours la température potentielle lorsqu'il s'appliquera à l'océan et sera représenté par la lettre  $\theta$ .

,

### Résumé

La région d'étude du programme *Canadian Arctic Shelf Exchange Study* (CASES) est formée par le sud de la mer de Beaufort, les plateau et delta du fleuve Mackenzie et le golfe d'Amundsen. Entre 2002 et 2004, plusieurs campagnes océanographiques ont permis d'y acquérir un très grand nombre de données dans le but de mieux comprendre son fonctionnement et d'en envisager l'évolution future sous la pression des changements climatique globaux. Cet échantillonnage s'est poursuivit au cours des années 2005, 2006, 2007 et 2008 lors des campagnes réalisées sous l'égide du réseau ArcticNet.

Dans la présente étude, un grand nombre de données issues de ces compagnes est utilisé pour générer une description régionale des propriétés de l'océan en termes de masses d'eau et de circulation, documenter le cycle annuel d'évolution des principaux paramètres océanographiques et évaluer les échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen.

La cartographie des champs de propriétés laisse apparaitre une forte hétérogénéité spatiale aux échelles locale et régionale. Cette observation est liée à la circulation, aux singularités bathymétriques ainsi qu'aux effets du seuil séparant la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Le schéma de circulation, mis en évidence pour la première fois dans le golfe d'Amundsen, fait apparaitre deux couches aux mouvements opposés, anticyclonique en surface, cyclonique au fond. Dans le sud de la mer de Beaufort les résultats présentés confirment les connaissances existantes et la présence d'un jet géostrophique en bordure du plateau continental. L'analyse spectrale des courants permet d'évaluer le rôle primordial joué par les mécanismes de résonance entre les fréquences inertielles et les harmoniques de marée semi-diurne, elle offre également une vision contrastée de l'effet du couvert de glace sur le contenu énergétique de ces courants.

L'identification précise des masses d'eau présentent dans la région met en évidence la profondeur anormalement faible de la couche halocline qui permet le transfert d'une partie de la chaleur contenue dans les eaux issues du Pacifique vers les couches de surface. Le suivit du cycle annuel d'évolution de la colonne d'eau permet de documenter l'évolution de la *Polar Mixed Layer* au cours de l'année. Les résultats laissent ainsi apparaître son épaississement pendant l'hiver, l'élévation très rapide de sa température au début de l'été et son conditionnement à l'automne en vue de l'hiver suivant.

Enfin, le calcul du flux volumique entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen montre que le golfe exporte plus d'eau vers l'Arctique qu'il n'en reçoit. L'estimation de ce transport (-0.19  $\pm$  0.22 Sv) correspond à 10% du volume total transporté au travers de l'Archipel Arctique Canadien. Cette valeur montre le rôle non négligeable joué par la région dans la circulation et les échanges au sein de l'archipel.

Ensemble, ces éléments portent un éclairage nouveau sur la région d'étude du programme CASES et permettent d'expliquer une part de l'hétérogénéité spatiale observée. A leur lecture, le golfe d'Amundsen n'apparait plus comme une simple dépendance de la mer de Beaufort, mais bien comme une région à part entière aux multiples particularités. Ils offrent également une base physique au nombreuses autres recherches océanographiques en cours et à venir.

# Table des matières

Remerciements	v
Avant-propos	vii
Résumé	ix
Table des matières	xi
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xix
Liste des annexes	xxi
1. Introduction	
2. Contexte des travaux et revue de littérature	
2.1. Les programmes CASES et ArcticNet	
2.1.1. Le programme CASES	
2.1.2. Le réseau ArcticNet	
2.2. L'océan Arctique	
2.2.1. Caractéristiques géographiques.	
2.2.2. Circulation	
2.2.3 Structure verticale	
2.2.4. La mer de Beaufort	
2.2.5 Le golfe d'Amundsen	
3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES	ans le golfe 35
3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et de d'Amundsen durant CASES 3.1. Introduction et site d'étude	ans le golfe 35 
3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et de d'Amundsen durant CASES 3.1. Introduction et site d'étude 3.2. Matériel et méthode	<b>ans le golfe</b> <b>35</b> 
3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et de d'Amundsen durant CASES 3.1. Introduction et site d'étude 3.2. Matériel et méthode 3.2.1. Données utilisées	<b>ans le golfe</b> <b>35</b> 
3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES 3.1. Introduction et site d'étude 3.2. Matériel et méthode 3.2.1. Données utilisées 3.2.2. Traitement des données	<b>ans le golfe</b> 
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	<b>ans le golfe</b> 
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans         le         golfe
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans le golfe 
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans le golfe 
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans         le         golfe
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans         le         golfe
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans         le         golfe           35         35           36         36           39         39           ses d'eau 41         42           46         53           62         62           65         65
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans       le       golfe         35       35         36       36         36       36         39       39         ses d'eau       41         42       46         53       62         62       62         65       69
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans         le         golfe           35         35           36         36           39         36           42         46           53         62           62         65           69         69
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans       le       golfe         35       35         36       36         36       36         39       36         ses       d'eau         42       46         53       62         62       62         62       62         63       69         71       71
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans       le       golfe         35       35         36       36         36       36         36       36         36       36         36       36         36       36         39       39         ses d'eau 41       42         46       53         62       62         62       62         65       69         71       73
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans       le       golfe         35       35         36       36         36       36         39       36         39       36         39       36         39       36         39       36         39       36         39       39         ses d'eau 41       42         46       53         62       62         62       62         65       69         69       69         71       73         73       73
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans       le       golfe         35       35         36       36         39       36         39       36         39       39         ses d'eau       41         42       46         53       62         62       62         62       65         69       69         71       73         73       73         78       78
<ul> <li>3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et d d'Amundsen durant CASES</li></ul>	ans       le       golfe         35       35         36       36         36       36         36       36         36       36         36       36         36       36         39       36         39       36         39       39         ses d'eau 41       42         46       53         62       62         62       62         65       69         71       73         73       73         78       98

4. Cycles annuels d'évolution de la colonne d'eau le long de la section du car Bathurst
4.1 Introduction 119
4.1. Introduction 119
4.3 Matériel et méthode
4 3 1 Présentation des données 121
4.3.2. Traitement des données
4.3.3. Méthode
4.4. Observations
4.4.1. Profils movens le long de la section et composition des masses d'eau 124
4.4.2. Evolution saisonnière et cycle annuel
4.5. Discussion
4.6. Conclusion
5. Evaluation des échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen 145
5.1. Introduction et site d'étude145
5.2. Données utilisées
5.2.1. Répartition spatio-temporelle
5.2.2. Traitement
5.3. Méthode
5.4. Sections de transports géostrophiques 149
5.4.1. Calcul
5.4.2. Résultats
5.5. Sections de transports absolus 150
5.5.1. Correction des composantes agéostrophiques
5.5.2. Calcul des transports absolus 156
5.6. Transports journalier
5.6.1. Découpage de la section
5.6.2. Reconstruction des données manquantes
5.6.3. Résultats
5.7. Discussion et conclusion 168
6. Conclusions et perspectives 175
Bibliographie
Annexes

xii

# Liste des figures

# Figures Chapitre II.

Figure 2.1 :	Situation géographique et bathymétrie de la région concernée par le programme CASES
Figure 2.2 :	Plan d'échantillonnage (points bleus et noir) et positions des mouillages (étoiles rouges) durant les campagnes CASES 2002 (a.) et 2003-2004 (b.). Sur les cartes, certains numéro de stations ont été reportés (bleus) ainsi que les numéros des mouillages sous la forme CAXX (rouge). Pour l'année 2003-2004, la position de la station hivernale en baie de Franklin est signalée par une étoile verte
Figure 2.3 :	Stations visitées lors des missions océanographiques ArcticNet 2005 (a.) et 2006 (b.) dans la région du golfe d'Amundsen et de la mer de Beaufort 11
Figure 2.4 :	Carte bathymétrique générale de l'océan Arctique (adaptée de www.ngdc.noaa.gov)
Figure 2.5 :	Circulation des masses d'eau issues du Pacifique (bleu) et de l'Atlantique (rouge) au sein du bassin Arctique (tiré McLaughlin et al., 1996, reproduction autorisée)
Figure 2.6 :	Diagramme $\theta$ -S moyen de la colonne d'eau dans le bassin Canadien (trait bleu) tracé à partir des données issues du programme Arctic Internal Wave EXperiment. Les limites verticales des masses d'eau les plus importantes sont indiquées en mètres et matérialisées par des lignes pointillées verticales, leur dénomination est reportée sous forme d'acronyme. La position de l'isotherme $\theta = 0^{\circ}$ C est également indiquée par une ligne pointillée horizontale
Figure 2.7 :	Schéma du transport de l'eau douce issue du fleuve Mackenzie (flèches vides) et sens du transport vertical (vers le bas pour les cercles avec croix et vers le haut pour les cercles avec points) en fonction de la direction du vent (flèche grise)
Figure 2.8 :	Situation géographique du golfe d'Amundsen 31
Figure 2.9 :	Image MODIS de la région CASES prise le 16 juin 2004 32

# Figures Chapitre III.

Figure 3.1 :	Visualisation des différentes étapes du traitement des données de vitesses avec tracé de données brutes (noir), après traitement préliminaire (rouge), filtrées avec $fc_2 = 36h$ (trait plein bleu) et filtrées avec $fc_3 = 7j$ (trait discontinu bleu)
<b>Figure 3.2 :</b>	Répartition temporelle des stations visitées au cours du leg ArcticNet 0602 (a.) et température de surface (10 m) mesurée à ces stations (b.).La couleur associée à chaque point représente soit le jour d'échantillonnage (jour de l'année 2006) soit la température (°C)
Figure 3.3 :	Profils moyens de salinité (gauche), température (centre) et fréquence de stabilité (droite) pour les saisons de printemps (haut), d'été (milieu) et d'automne (bas). Sur chaque profil, la déviation standard est ajoutée en pointillés
Figure 3.4 :	Distances maximales de corrélation pour les paramètres $\theta$ et S (pointillés bleus et rouges) calculés pour la saison d'automne, superposés aux profils moyens correspondants (traits pleins bleu et rouge)
Figure 3.5 :	Nombre de points par intervalle de distance (haut), semi-variogramme réel (cercles) et modélisé (trait, milieu) et corrélogramme réel (bas) calculés pour la température (gauche) et la salinité (droite) à 20 m pour la saison d'automne
Figure 3.6 :	Position des deux sections (tirets noirs) utilisées pour l'étude des propriétés de l'océan
Figure 3.7 :	Sections de température le long des sections Beaufort (gauche) et Amundsen (droite) pour les saisons Fall02 (a. et b.), Fall03 (c. et d.), Spring04 (e. et f.), Summer04 (g. et h.), Fall05 (i. et j.) et Fall06 (k. et l.) 55
Figure 3.8 :	Sections de salinité le long des sections Beaufort (gauche) et Amundsen (droite) pour les saisons Fall02 (a. et b.), Fall03 (c. et d.), Spring04 (e. et f.), Summer04 (g. et h.), Fall05 (i. et j.) et Fall06 (k. et l.)
Figure 3.9 :	Profondeur l'isotherme $\theta = 0^{\circ}C$ (limite supérieure de l'AL) pour les saisons Fall02 à Fall06 (respectivement a. à f.)
Figure 3.10 :	Séries temporelles de vitesses de courants, composantes Est (haut), Nord (centre) et norme du vecteur (bas). Les traits discontinus verticaux représentent les limites des périodes numérotées de I. à VII. identifiées sur les séries temporelles du groupe Beaufort et résumées par la tableau 3.6

xiv

Figure 3.11 :	Moyennes annuelles des vitesses mesurées à 50 m (bleu clair) et 100 m (bleu foncé) par l'ensemble des appareils de mesures disponibles
Figure 3.12 :	Moyennes annuelles des vitesses mesurées à 200 m (vert clair) et 400 m (vert foncé) par l'ensemble des appareils de mesures disponibles
Figure 3.13 :	Vitesses géostrophiques orthogonales à la section Beaufort, calculées pour les saisons Fall02, Fall03, Spring04, Summer04 et Fall06. Les vitesses comptées positivement sortent du plan
Figure 3.14 :	Densité spectrale de la variance (composantes U, V et totale, a.) et détail de ce spectre (b.) pour le site CA15 à 20 m 81
Figure 3.15 :	Densité spectrale de la variance (composantes U, V et totale, a.) et détail de ce spectre (b.) pour le site CA03 à 47 m 82
Figure 3.16 :	Densité spectrale de la variance (composantes Positive, Négative et totale) pour le site CA12 à 47 m
Figure 3.17 :	Densité spectrale de la variance (composantes U, V et totale) pour le site CA12 à 800 m
Figure 3.18 :	Effet d'atténuation de l'énergie par la profondeur aux sites CA05 (a.) et CA16 (b.)
Figure 3.19 :	Evolution du couvert de glace entre le 1 <sup>er</sup> janvier 2003 et le 1 <sup>er</sup> janvier 2005 pour la région du golfe d'Amundsen dans son ensemble ainsi qu'à la verticale des mouillages CA05 et CA15. Les parties grisées correspondent aux périodes au cours desquelles la couverture de glace est supérieure à 50%. Adapté de Forest et al., 2008
<b>Figure 3.20 :</b>	Densité spectrale de variance totale calculés pour les séries temporelles complètes (trait plein) et la période hivernale (trait discontinu) à 20 m, aux sites CA05 (a.), CA11 (b.) et CA15 (c.)
Figure 3.21 :	Effet d'atténuation de l'énergie par la profondeur pendant l'hiver, aux sites CA05 (a.) et CA16 (b.)
Figure 3.22 :	Évolution de la phase (°) de l'harmonique de marée $M_2$ en fonction de la profondeur et du temps au site de mouillage CA05
Figure 3.23 :	Densité spectrale de la variance des vents (a., composante U, V et variance totale), de la Patm (b.) et spectres de variance croisée (c., courant VS

xv

#### **Figures Chapitres IV.**

Figure 4.1 :	Position géographique de la section du cap Bathurst dans la région CASES avec localisation des stations océanographiques (point noirs) et des mouillages (étoiles rouges) utilisés dans ce chapitre
Figure 4.2 :	Vue en coupe de la section du cap Bathurst avec tracé de la bathymétrie (gras), position des stations océanographiques numérotées de 400 à 415 (pointillés), des 4 mouillages (traits plein) et des instruments dont les données sont utilisées dans ce chapitre (cercles pleins)
Figure 4.3 :	Profils moyens (traits pleins) et déviations standards (pointillés) de température potentielle (a.), salinité (b.), concentration en oxygène dissous (c.) et fréquence de Brunt-Vaïssala (d.) calculés avec l'ensemble des données récoltées le long de la SCB
Figure 4.4 :	Diagrammes $\theta$ -S (a.) et [O]-S (b.) tracés à partir des propriétés moyennes de la SCB. Sur le diagramme $\theta$ -S, sont reportés la position de certaines isopycnes (pointillés verticaux) et de la ligne de congélation (tirets horizontaux)

Figure 4.5 :	Diagrammes $\theta$ -S représentant l'évolution temporelle des caractéristiques
8	enregistrées par les appareils proches de la surface (triangles pointant le
	haut) et en profondeur (triangles pointant le bas) aux sites CA03 (a.),
	CA05 (b.), CA15 (c.) et CA16 (d.). Sur chaque diagramme, la position de
	la ligne de congélation est identifiée en pointillés ainsi que celle du profil
	$\theta$ -S moyen de la section (trait plein). Les étoiles de couleurs présentent les
	caractéristiques enregistrées par chaque instrument au moment des
	sections I. à V

# Figures Chapitre V.

Figure 5.1 :	Vue en coupe de la section du cap Bathurst avec tracé de bathymétrie (gras) position des stations océanographiques numérotées de 400 à 415 (pointillés), position des 4 mouillages (traits pleins) et des instruments dont les données sont utilisées dans ce chapitre (RCM11, cercles pleins et ADCP, traits gras)
<b>Figure 5.2 :</b>	Vitesses géostrophiques transversales à la SCB (m sec <sup>-1</sup> ) calculées pour les 5 sections disponibles (sections I. à V., a. à e. respectivement)
Figure 5.3 :	Tracé des vitesses estimées avec notre méthode (cercles) et une méthode similaire à celle employée par Cuny et al. (2005, croix). Pour chacun des deux jeux de données une régression linéaire à été calculée et ajoutée à la figure
Figure 5.4 :	Composantes géostrophiques (gauche), résiduelles (centre) et absolues (droite) du champ de vitesse transversal à la SCB pour les sections II. (novembre 03, haut), III. (juin 04, milieu) et IV. (juillet 04, bas)
<b>Figure 5.5 :</b>	Découpage de la section du cap Bathurst en surface d'influence des différents appareils de mesure
Figure 5.6 :	Vitesses (m sec <sup>-1</sup> ) observées dans les boites C2 (croix) et B4 (cercles) en fonction de celles observées dans les boites B2 et B3 respectivement. Pour les deux jeux de données une régression linéaire à été calculée et surimposée à la figure (trait plein pour $V_{B4}$ et pointillés pour $V_{C2}$ )
Figure 5.7 :	Résultats du transport net au travers de la SCB, calculés pour trois valeurs de $\alpha$ (-0.5 en bleu, -1 en noir et -1.5 en rouge). Les valeurs annuelles moyennes déduites sont présentées en pointillés et les valeurs de référence des trois sections par les croix cerclées
Figure 5.8 :	Transport journalier au travers de la SCB (composantes positive et négative - bleu, rouge - et valeur nette - noir -) et valeur moyenne pour toute la période de mesure (pointillés). Pour chaque section de référence, les valeurs de ces trois composantes sont reportées par des croix cerclées
Figure 5.9 :	Transports journaliers au travers de la SCB (composantes positive et négative - bleu, rouge - et valeur nette - noir -) et valeur moyenne pour toute la période de mesure (pointillés) calculés pour les couches A (a.), B (b.) et C (c.)

xviii

# Liste des tableaux

### Tableaux Chapitre II.

Tableau 2.1 :	Caractéristiques (température, salinité, profondeur et origine) des masses
	d'eau les plus importantes présentes dans le bassin Canadien issues de la
	littérature. Extrait des annexes 1.2 et 1.3 24

### Tableaux Chapitre III.

Tableau 3.1 :	Dates de début et de fin des rotations (ou <i>legs</i> ) des missions CASES et ArcticNet au cours desquelles les données utilisées dans nos travaux ont été collectées
Tableau 3.2 :	Caractéristiques des 15 mouillages immergés au cours de l'année 2003- 2004
Tableau 3.3 :	Paramètres de regroupement des données pour l'analyse objective selon 6 saisons distinctes
Tableau 3.4 :	Résultats de l'étude menée pour la salinité à l'automne pour les paramètres de krigeage (profondeurs en m et distances de corrélation en km)
Tableau 3.5 :	Dénomination et limites verticales des couches choisies pour la description régionale de la circulation
Tableau 3.6 :	Dates de début et de fin de chaque période apparaissant dans les séries temporelles de courant pour les groupes Beaufort et Amundsen 64
Tableau 3.7 :	Fréquences, périodes, dénominations et origines des principaux pics observés sur les différents types de spectres
Tableau 3.8 :	Variance (cm <sup>2</sup> sec <sup>-2</sup> cpj <sup>-1</sup> ) observée pour les deux composantes rotatoires des trois harmoniques semi-diurnes entre 20 et 200 m aux sites CA04, CA05, CA08, CA12 et CA15
Tableau 3.9 :	Valeurs extrêmes des fractions de répartition de l'énergie selon les trois bandes de fréquences (basse, moyenne et haute)
Tableau 3.10 :	Caractéristiques (profondeur, date, direction, température et salinité) du pulse le plus important, observé au début du mois de janvier 2004 100

#### Tableaux Chapitre IV.

Tableau 4.1 :	Position des mouillages immergés le long de la section du cap Bathurst au cours de l'année 2003-2004 et caractéristiques des appareils dont les données sont utilisées dans ce chapitre	122
Tableau 4.2 :	Paramètres décrivant l'échantillonnage de la section du cap Bathurst entre 2003 et 2006	123
Tableau 4.3 :	Résumé des évènements importants enregistrés aux 4 sites de mouillages au cours de l'année 203-2004	143

#### Tableaux Chapitre V.

Tableau 5.1 :	Position des mouillages immergés le long de la section du cap Bathurst au cours de l'année 2003-2004 et caractéristiques des appareils dont les données sont utilisées dans ce chapitre
Tableau 5.2 :	Valeur des transports géostrophiques, agéostrophiques et absolus des sections Ii. à IV. (composantes positive, négative et transport net) 156

**Tableau 5.3 :**Valeurs extrêmes, moyennes et totales des différentes composantes du<br/>transport au travers de la SCB165

# Liste des tableaux

### Tableaux Chapitre II.

Tableau 2.1 :	Caractéristiques (température, salinité, profondeur et origine) des masses	
	d'eau les plus importantes présentes dans le bassin Canadien issues de la	
	littérature. Extrait des annexes 1.2 et 1.3	24

### Tableaux Chapitre III.

Tableau 3.1 :	Dates de début et de fin des rotations (ou <i>legs</i> ) des missions CASES et ArcticNet au cours desquelles les données utilisées dans nos travaux ont été collectées	36
Tableau 3.2 :	Caractéristiques des 15 mouillages immergés au cours de l'année 2003- 2004	37
Tableau 3.3 :	Paramètres de regroupement des données pour l'analyse objective selon 6 saisons distinctes	45
Tableau 3.4 :	Résultats de l'étude menée pour la salinité à l'automne pour les paramètres de krigeage (profondeurs en m et distances de corrélation en km)	52
Tableau 3.5 :	Dénomination et limites verticales des couches choisies pour la description régionale de la circulation	62
Tableau 3.6 :	Dates de début et de fin de chaque période apparaissant dans les séries temporelles de courant pour les groupes Beaufort et Amundsen	64
Tableau 3.7 :	Fréquences, périodes, dénominations et origines des principaux pics observés sur les différents types de spectres	78
Tableau 3.8 :	Variance (cm <sup>2</sup> sec <sup>-2</sup> cpj <sup>-1</sup> ) observée pour les deux composantes rotatoires des trois harmoniques semi-diurnes entre 20 et 200 m aux sites CA04, CA05, CA08, CA12 et CA15	86
Tableau 3.9 :	Valeurs extrêmes des fractions de répartition de l'énergie selon les trois bandes de fréquences (basse, moyenne et haute)	95
Tableau 3.10 :	Caractéristiques (profondeur, date, direction, température et salinité) du pulse le plus important, observé au début du mois de janvier 2004	100

### Tableaux Chapitre IV.

Tableau 4.1 :	Position des mouillages immergés le long de la section du cap Bathurst au cours de l'année 2003-2004 et caractéristiques des appareils dont les données sont utilisées dans ce chapitre
Tableau 4.2 :	Paramètres décrivant l'échantillonnage de la section du cap Bathurst entre 2003 et 2006 123
Tableau 4.3 :	Résumé des évènements importants enregistrés aux 4 sites de mouillages au cours de l'année 203-2004

#### Tableaux Chapitre V.

Tableau 5.1 :	Position des mouillages immergés le long de la section du cap Bathurst au cours de l'année 2003-2004 et caractéristiques des appareils dont les données sont utilisées dans ce chapitre
Tableau 5.2 :	Valeur des transports géostrophiques, agéostrophiques et absolus des sections Ii. à IV. (composantes positive, négative et transport net) 156

## Liste des annexes

### Annexe 1 : Caractéristiques des masses d'eau

Annexe 1.1 :	Liste alphabétique des masses d'eau ayant un lien avec la région CASES recensées dans la littérature
Annexe 1.2 :	Caractéristiques connues des masses d'eau énumérées en annexe 1.1 (partie 1) 202
Annexe 1.3 :	Caractéristiques connues des masses d'eau énumérées en annexe 1.1 (partie 2) 203

### Annexe 2 : Résultats d'interpolation des propriétés T-S par analyse objective

Annexe 2.1 :	Température à 25 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	205
Annexe 2.2 :	Salinité à 25 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	206
Annexe 2.3 :	Température à 100 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	207
Annexe 2.4 :	Salinité à 100 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	208
Annexe 2.5 :	Température à 200 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	209
Annexe 2.6 :	Salinité à 200 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	210
Annexe 2.7 :	Température à 400 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	211
Annexe 2.8 :	Salinité à 400 m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06	212

### Annexe 3 : Résultat du calcul des courants moyens par période

Annexe 3.1 :	Courants moyens enregistrés (respectivement a. à f.)	à	50	m 	pour	les	périodes	1 	à	6	213
Annexe 3.2 :	Courants moyens enregistrés (respectivement g. à k.)	à 	50 	m	pour	les	périodes	7	à 	11 	214
Annexe 3.3 :	Courants moyens enregistrés (respectivement a. à f.)	à	100	m 	pour	les	périodes		à	6	215

Annexe 3.4 :	Courants moyens enregistrés à 100 m pour les périodes 7 à 11 (respectivement g. à k.) 216
Annexe 3.5 :	Courants moyens enregistrés à 200 m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.)
Annexe 3.6 :	Courants moyens enregistrés à 200 m pour les périodes 7 à 11 (respectivement g. à k.) 218
Annexe 3.7 :	Courants moyens enregistrés à 400 m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.)
Annexe 3.8 :	Courants moyens enregistrés à 400 m pour les périodes 7 à 11 (respectivement g. à k.)
Annexe 3.9 :	Courants moyens enregistrés à 800 m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.) 221
Annexe 3.10	Courants moyens enregistrés à 800 m pour les périodes 7 à 11 (respectivement g. à k.)
Annexe 3.11	Courants moyens enregistrés à 1000 m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.)
Annexe 3.12	Courants moyens enregistrés à 1000 m pour les périodes 7 à 11 (respectivement g. à k.) 224

### Annexe 4 : Densité spectrale – Composantes cartésiennes U et V

Annexe 4.1 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 20 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20
Annexe 4.2 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 50 m aux sites CA03 à CA12, CA15, CA16 et CA20
Annexe 4.3 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 100 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16, CA18 et CA20

xxii

Annexe 4.4 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des	
	courants mesurés autour de 200 m aux sites CA04 à CA08, CA11 à CA13,	
	CA15 et CA18	228

Annexe 4.5 : Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 400 m aux sites CA07, CA12et CA 18 ...... 229

Annexe 4.6 : Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 800 m aux sites CA11 et CA 12 ...... 230

Annexe 4.7 : Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 1000 m aux sites CA11 et CA 12 ...... 231

#### Annexe 5 : Densité spectrale – Composantes rotatoires Pos et Neg

Annexe 5.1 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 20 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20	232
Annexe 5.2 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 50 m aux sites CA03 à CA12, CA15, CA16 et CA20	233
Annexe 5.3 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 100 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16, CA18 et CA20	234
Annexe 5.4 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 200 m aux sites CA04 à CA08, CA11 à CA13, CA15 et CA18	235
Annexe 5.5 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 400 m aux sites CA07, CA12et CA 18	236
Annexe 5.6 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 800 m aux sites CA11 et CA 12	237
Annexe 5.7 :	Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 1000 m aux sites CA11 et CA 12	238

#### Annexe 6 : Atténuation de l'énergie – effet de la profondeur

#### Annexe 7 : Atténuation de l'énergie – effet de la saison

Annexe 7.1 :	Effet de la saison sur l'atténuation de l'énergie contenue dans les de vitesse (U + V) mesurées autour de 20 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20
Annexe 7.2 :	Effet de la saison sur l'atténuation de l'énergie contenue dans les de vitesse $(U + V)$ mesurées autour de 50 m aux sites CA03 à CA12, CA15,

#### Annexe 8 : Répartition de l'énergie par bande de fréquence

Annexe 8.1 :	Répartition par bande de fréquence (%), de l'énergie contenue dans les	
	courants mesurés aux sites CA03 à CA10	243

Annexe 8.1 : Répartition par bande de fréquence (%), de l'énergie contenue dans les courants mesurés aux sites CA11 à CA20 ...... 244

#### Annexe 9 : Résultat d'interpolation des vitesses géostrophiques

Annexe 9.1 : Résultat d'interpolation des vitesses géostrophiques sur l'ensemble de la section du cap Bathurst (colonne gauche) et estimé de l'erreur associée à cette interpolation (colonne droite) pour les sections I. à V. (lignes 1 à 5)... 245

### **1. Introduction**

Le monde dans lequel nous vivons change. En réponse à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, la Terre entre dans une période prolongée de réchauffement et son système climatique cherche un nouvel état d'équilibre (IPCC, 2001; ACIA, 2004). Partout sur le globe, des indices de ces changements apparaissent et les régions polaires ne sont pas épargnées. Bien au contraire, tout porte à croire que dans un avenir proche, l'Arctique et l'Antarctique subirons de plein fouet les effets de cette révolution climatique et que ces régions reculées de notre planètes encore méconnues seront le théâtre de bouleversements majeurs, probablement plus importants que n'importe où ailleurs (Manson et Solomon, 2007).

Les preuves de changements climatiques rapides sont apparues dans l'Arctique au cours des années 1990 (Carmack et Macdonald, 2002) et sont de plus en plus flagrantes. Par exemple, Carmack et al. (1995) ont montré à partir de données *in situ* qu'un réchauffement de la couche atlantique est en cours et Macdonald et al. (1999) ainsi que Barber et Hanesiak (2004) ont décrit la diminution de l'étendue et de l'épaisseur du couvert de glace en mer de Beaufort. En analysant des données récoltées entre 1989 et 1995 dans le bassin canadien, McLaughlin et al. (2002) ont observé une diminution du volume d'eau originaire du Pacifique, au profit de la couche atlantique. Plus récemment, Polyakov et al. (2005) ont montré que le réchauffement de l'Arctique a franchi une étape importante, vers un nouvel état d'équilibre. Année après année, les records de minimum d'étendue de glace dans l'Arctique se succèdent, nous approchant toujours un peu plus du jour probable où la banquise aura complètement disparu et où cet océan entrera dans un régime de glace saisonnier.

Parce que le climat est le paramètre le plus influent pour les écosystèmes arctiques (Carmack et Wassmann, 2006), les changements à venir auront sur eux des effets nombreux et difficiles à prévoir. Par exemple, la diminution du couvert de glace entrainera une réduction de production des algues de glace, source de nourriture pour les organismes benthiques et pélagiques mais offrira un environnement lumineux plus favorable au développement du phytoplancton, également à la base de la chaine trophique

(Carmack et Macdonald, 2002). L'exposition accrue des couches de surface aux effets de l'atmosphère et la pénétration plus importante des dépressions au-dessus de l'Arctique augmenteront le mélange vertical et accentueront une érosion côtière déjà favorisée par la fonte du pergélisol (Carmack et Macdonald, 2002; Manson et Solomon, 2007). Avec l'augmentation des précipitations, le transport de matériel organique terrestre vers l'océan sera plus important, diminuant ainsi la pénétration de l'énergie solaire dans les eaux des régions côtières. Chez les grands mammifères, la disparition de la glace de mer, nécessaire à la chasse et aux migrations, aura des effets catastrophiques. Les changements de régimes de circulation à grande échelle participeront à une redistribution des espèces et favoriseront l'arrivée d'individus originaires des régions tempérées au sein de ce système, entrainant des effets impensables sur les populations de l'Arctique (Macdonald et al., 1999).

Bien que nos connaissances à son sujet se soient considérablement accrues au cours des 30 dernières années, l'environnement arctique n'en reste pas moins complexe et toute prédiction à son sujet demeure hasardeuse. Durant de nombreuses années, l'idée que les propriétés de l'océan Arctique étaient peu variables dans l'espace et le temps nous a amené à croire que les connaissances acquises localement étaient extensibles à l'ensemble de son bassin. Cette idée a été complètement balayée récemment, lorsque l'accumulation des données nous a permis de nous rendre compte de l'hétérogénéité spatiale de cet océan et de son évolution rapide sous la pression des changements globaux (McLaughlin et al., 2002). Ainsi, il apparaît aujourd'hui de première importance d'approfondir notre savoir sur cet environnement, de suivre l'évolution de toutes ses caractéristiques et de comprendre les nombreux mécanismes qui les lient entre elles.

Contrairement aux zones centrales de l'Arctique, les régions marginales formées de vastes plateaux continentaux, comptent parmi les écosystèmes les plus dynamiques au monde (Carmack et Wassmann, 2006). Elles se comportent comme de larges estuaires au sein desquels se forme l'eau de l'Arctique par mélange des eaux issues de l'Atlantique, du Pacifique et des fleuves (Carmack et Wassmann, 2006). Ainsi, les plateaux qui bordent l'Arctique jouent un rôle primordial pour la création et le maintient des

propriétés spécifiques de cet océan mais également pour la production de nourriture et la séquestration de carbone (Carmack et al., 2004). Ces régions côtières sont également des lieux de vie privilégiés, tant pour les nombreuses espèces qui composent leur chaine trophique, depuis les bactéries jusqu'aux ours polaires, que pour les communautés qui y ont élu domicile. Leurs écosystèmes, formés de populations résidentes et migratrices adaptées aux conditions environnementales extrêmes, sont intimement liés aux rythmes saisonniers (Carmack et Macdonald, 2002) ce qui les rend plus fragiles que ceux des régions tempérés (Carmack et Wassmann, 2006). En perturbant ces rythmes, plus que l'amplitude des évènements qui les composent, les changements climatiques pourraient avoir sur eux des effets dramatiques. Parmi ces régions, celle formée par le sud de la mer de Beaufort, le plateau du Mackenzie et le golfe d'Amundsen forme un système à la fois complet et complexe, propice au déploiement de campagnes océanographiques multidisciplinaires.

Grâce à leurs vastes plans d'échantillonnage, les programme *Canadian Arctic Shelf Exchange Study* (CASES) et ArctiNet ont offert une occasion unique de compléter les connaissances déjà acquises dans cette région mais également de documenter sa partie est (le golfe d'Amundsen), pour laquelle aucune étude spécifique n'avait encore été menée. En effet, malgré un intérêt croissant pour l'océanographie polaire et bien qu'un nombre important d'études ait été réalisé dans le sud de la mer de Beaufort, aucune information n'est encore disponible concernant la circulation des masses d'eau dans le golfe d'Amundsen et les caractéristiques des échanges entre l'océan Arctique et l'Archipel Arctique Canadien via cette région spécifique. Avec le pack arctique au large, la glace saisonnière qui se forme le long des côtes et la polynie du cap Bathurst dans le golfe d'Amundsen, cet écosystème connaît tous les régimes de glace. Située à la sortie du passage du Nord-ouest, elle est une zone convoitée pour le transport maritime depuis sa découverte. La présence d'une polynie de grande taille en fait une zone écologique particulière et importante dans l'environnement polaire et le lieu de vie de nombreuses populations autochtones.

Dans ce contexte général, l'objectif de mes recherches est de combler une partie des manques qui font obstacle à une meilleure compréhension de cette région et des interactions entre les différentes parties qui la composent. Les connaissances acquises permettront d'en prédire l'évolution dans le cadre des changements majeurs en cours dans l'Arctique et participeront à la construction d'une vision plus claire de son fonctionnement. Dans ce but, mes recherches seront séparées en trois parties différentes.

Dans un premier temps, je décrirai les propriétés physiques de l'océan pour l'ensemble de cette région et mettrai en évidence leur hétérogénéité spatiale ainsi que leur cycle saisonnier d'évolution. Je présenterai une étude temporelle des courants et mettrai en évidence la circulation régionale. Par le biais d'une analyse spectrale j'étudierai les propriétés dynamiques de ces courants en portant une attention particulière à la bande semi-diurne pour laquelle une analyse détaillée sera menée. En particulier, je discuterai les effets du couvert de glace et de la stratification sur les variations de ces propriétés avec le temps et la profondeur. Dans cette partie, je ferai également le lien entre les connaissances déjà existantes et les nouveaux résultats obtenus grâce aux données des programme CASES et ArcticNet.

Dans un deuxième temps, je porterai mon attention sur la région formant la frontière entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. En combinant des données de mouillages et des profils *in situ*, je décrirai en détail ses caractéristiques hydrographiques et suivrai l'évolution des paramètres physiques de la colonne d'eau tout au long de leur cycle annuel, entre l'automne 2003 et l'été 2004. Dans ce chapitre, je soulignerai la position anormalement élevée de la couche halocline froide ainsi que la rapidité avec laquelle les couches de surface réagissent aux différents évènements saisonniers.

Enfin, dans une troisième partie, j'utiliserai des mesures de courants pour évaluer les transports au travers de cette frontière. Cette étude permettra de déterminer le rôle joué par le golfe d'Amundsen dans les échanges entre les océans Arctique et Atlantique via l'Archipel Arctique Canadien.

En fin de document, une discussion générale sera présentée et mettra en perspective les travaux réalisés en faisant le lien entre les différents résultats ainsi qu'en proposant des pistes de réflexion pour des travaux à venir.

### 2. Contexte des travaux et revue de littérature

#### 2.1. Les programmes CASES et ArcticNet

#### 2.1.1. Le programme CASES

Le programme CASES (*Canadian Arctic Shelf Exchange Study*) est un programme international multidisciplinaire ayant pour objectif l'étude globale de l'écosystème formé par le plateau du Mackenzie et le golfe d'Amundsen (voir par exemple Barber et al., 2009). Ce système complexe situé au sud de la mer de Beaufort (figure 2.1) et dans lequel se déverse le fleuve Mackenzie forme un environnement qui reste encore assez mal compris. Bien que plusieurs études aient été menées depuis les années 80 dans la région (voir notamment Carmack et Mcdonald, 2002), l'interaction entre tous les éléments de cet environnement et son possible comportement dans le cadre de changements climatiques restent encore à déterminer.



**Figure 2.1:** Situation géographique et bathymétrie de la région concernée par le programme CASES.

La particularité du programme CASES qui s'est déroulé entre 2002 et 2004 a été de regrouper une large communauté de scientifiques de tous les domaines de l'océanographie arctique (océanographie physique, météorologie, glaciologie, biogéochimie, écotoxicologie, etc.), de leur donner la possibilité de travailler ensemble et de partager une très grande quantité de données. Le programme d'échantillonnage de CASES a eu lieu selon deux phases distinctes. La première, une campagne océanographique dans le golfe d'Amundsen et sur le plateau du Mackenzie menée en 2002, au cours de laquelle un grand nombre de stations océanographiques a été visité et 8 mouillages ont été déployés (voir figure 2.2-a.). Cette première mission a été réalisée dans un but préparatoire à la seconde partie du programme, beaucoup plus importante, qui s'est déroulée entre septembre 2003 et août 2004 à bord du brise-glace canadien NGCC Amundsen.

Durant toute cette période, le navire a parcouru la zone d'échantillonnage pour la couvrir en totalité et offrir aux chercheurs participants la possibilité d'échantillonner plusieurs fois chaque station. Pendant la saison d'hiver, entre les mois de décembre 2003 et de juin 2004, l'Amundsen a été englacé en un point fixe choisit au sud du golfe d'Amundsen, dans la baie de Franklin (figure 2.2-b.). Ainsi, pour la première fois la communauté scientifique à bord a eu l'opportunité de suivre l'évolution de tous les paramètres environnementaux de cet écosystème au cours de l'hiver arctique et de la nuit polaire. Grâce à l'utilisation d'un « moon pool » (puits d'accès à la mer depuis l'intérieur du navire), il a été possible d'opérer pendant tout l'hiver les appareils océanographiques tels que Rosette, CTD et filets, à l'abri des conditions extérieures extrêmes. A l'extérieur, sur la glace, des camps ont été mis en place pour permettre un très grand nombre d'études, météorologiques, glaciologiques, biologiques, etc. Ainsi, le programme CASES représente un des plus grands déploiements scientifiques jamais réalisés dans l'Arctique avec pour la première fois une étude complète du cycle saisonnier en un point fixe. De plus, en septembre et octobre 2003, les mouillages déployés durant CASES 2002 ont été récupérés et un plus grand nombre a été remis à l'eau. Ces derniers mouillages ont été finalement relevés lors de la dernière rotation (ou leg) de CASES, à l'été 2004 (voir figure 2.2-b. pour la position des différents mouillages).


Figure 2.2 : Plan d'échantillonnage (points bleus et noir) et positions des mouillages (étoiles rouges) durant les campagnes CASES 2002 (a.) et 2003-2004 (b.). Sur les cartes, certains numéro de stations ont été reportés (bleus) ainsi que les numéros des mouillages sous la forme CAXX (rouge). Pour

l'année 2003-2004, la position de la station hivernale en baie de Franklin est signalée par une étoile verte.

#### 2.1.2. Le réseau ArcticNet

ArcticNet est le nom du réseau de centre d'excellence canadien fondé en 2003 qui s'est donné pour mission de soutenir les recherches environnementales, médicales et sociologiques menées dans l'arctique canadien et portant sur les problèmes liés aux changements climatiques. Au sein de ce réseau, environnementalistes, sociologues et médecins sont répartis en quatre groupes ou thèmes selon leur axe de recherches. Les deux premiers groupes s'intéressent aux gradients Est-Ouest et Nord-Sud dans l'Archipel Arctique Canadien (AAC); le troisième focalise l'attention de plusieurs chercheurs sur la baie d'Hudson; enfin le quatrième cherche à réunir et synthétiser les différentes informations recueillies pour envisager des programmes d'action et d'adaptation face aux changements climatiques. La partie océanographique d'ArcticNet a débutée à l'automne 2004 avec une première croisière qui a conduit l'Amundsen à travers tout le passage du Nord-ouest, en mer de Beaufort et finalement en Baie d'Hudson et s'est poursuivit en 2005, 2006, 2007 et 2008.

Une petite partie du programme d'échantillonnage d'ArcticNet couvre la région d'étude du programme CASES (figure 2.3). Cette correspondance partielle nous permet d'allonger la série temporelle de nos données. De plus, certains mouillages mis à l'eau lors des campagnes CASES ont même été conservés dans le plan d'échantillonnage ArcticNet. Nous avons ainsi, en certains points, une série temporelle de données plus longue, ce qui nous permet de mieux évaluer la variabilité interannuelle des résultats obtenus. Malheureusement, à cause du temps nécessaire à leur traitement, seules les données des campagnes 2005 et 2006 ont pu être disponibles à temps pour être utilisées dans nos recherches.



Figure 2.3: Stations visitées lors des missions océanographiques ArcticNet 2005 (a) et 2006 (b) dans la région du golfe d'Amundsen et de la mer de Beaufort.

# 2.2. L'océan Arctique

# 2.2.1. Caractéristiques géographiques

Malgré leur éloignement géographique, les régions polaires occupent une place centrale dans le fonctionnement de la machine thermique terrestre. L'énergie solaire reçue aux faibles et moyennes latitudes est redistribuées sur toute la surface du globe par l'atmosphère et les océans. Une part de cette énergie, livrée aux régions polaires est retournée vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge de telle sorte que le bilan énergétique terrestre reste équilibré. Avec cette simple idée en tête, il est aisé de percevoir l'importance de tous les mécanismes de redistribution de la chaleur solaire à la surface de la terre, qu'ils soient atmosphériques ou océaniques, et de comprendre le rôle central que jouent l'Arctique et l'Antarctique dans le bon fonctionnement du système climatique planétaire.

L'océan Arctique est un océan presque fermé. D'une superficie de plus de 14 000 000 km<sup>2</sup>, il communique avec l'océan Pacifique via le détroit de Béring, étroit et peu profond et avec l'océan Atlantique via deux passages, l'Atlantique nord (soit principalement le détroit de Fram et la mer de Barents) et l'Archipel Arctique Canadien (AAC). Cet océan est bordé le long de ses côtes eurasiennes et nord-américaines par de vastes plateaux continentaux qui ensemble couvrent environ 30% de sa superficie totale. La partie centrale de l'océan Arctique reste encore aujourd'hui couverte en permanence par une glace de mer épaisse et compacte (pack arctique) alors que ses régions périphériques présentent un cycle saisonnier d'ouverture et de fermeture des glaces. Bien que la validité des prédictions à moyen terme reste encore sujette à discussion, la plupart des résultats des modélisation prédisent que l'océan Arctique pourrait perdre sa couverture de glace pluriannuelle au milieu du XXI<sup>ème</sup> siècle et entrer dans un régime de glace uniquement saisonnier avec disparition de tout couvert glace en été.

Le bassin Arctique est alimenté en eau principalement par trois sources différentes, l'océan Atlantique, l'océan Pacifique et les fleuves qui s'y déversent. Les eaux issues de ces trois sources présentent des propriétés physico-chimiques très

différentes (salinité, température, concentration en nutriments, rapport isotopiques, voir par exemple Carmack, 2000). Ainsi, leur signature physico-chimique est un outil très efficace pour comprendre l'origine des masses d'eaux de chaque région, leur trajectoires au sein du bassin arctique ainsi que les différents processus de transformation auxquels elles sont soumises tout au long de leur parcours (Nikiforov et al., 1966; Carmack et al., 1989; Jones et al., 1998; Carmack, 2000).



**Figure 2.4 :** Carte bathymétrique générale de l'océan arctique (adaptée de www.ngdc.noaa.gov).

#### 2.2.2. Circulation

La circulation dans le bassin arctique est assez complexe et semble être fortement soumise aux paramètres extérieurs, tels la circulation atmosphérique ou les débits de rivières (voir par exemple Proshutinsky et Johnson, 1997 ou Newton et al., 2006). Elle présente, en de nombreux points, une grande variabilité verticale (voir par exemple Pickart, 2004; Aagaard, 1984) et est soumise à des cycles temporels à différentes échelles (Aagaard, 1981, Proshutinsky et Johnson, 1997; Carmack, 2000). De façon schématique, cette circulation peut être scindée en deux, une partie en surface, importante notamment pour la dynamique du couvert de glace, et une partie en profondeur capitale pour la diffusion des différentes eaux types dans l'ensemble du bassin. Tout autour de l'Arctique, les échanges entre les couches profondes et superficielles ont lieu à la limite des plateaux continentaux et sont favorisés par la présence de larges canyons sous-marins. Sous l'influence de régimes atmosphériques favorables, des processus de *upwelling* ou *downwelling* importants peuvent se mettre en place (voir Carmack et Kulikov, 1998; Carmack et Chapman, 2003; Williams et al., 2006, Williams et al., 2008) mais peuvent également trouver leur source sur les plateaux dans la transformation des masses d'eau qui accompagnent notamment la formation de la glace de mer (voir Aagaard et al., 1981; Melling et Moore, 1995). De façon générale, la combinaison de ces phénomènes revêt une importance capitale pour la formation et la ventilation des couches profondes des bassins arctiques (Weingartner et al., 1998; Woodgate et al., 2005).

Au nord de l'océan Atlantique, les eaux relativement chaudes et salées transportées par le Gulf Stream depuis les faibles latitudes pénètrent dans l'océan Arctique via la mer de Norvège. Une part majoritaire de cette eau atlantique (ou *Atlantic Water*, AW, Carmack et al., 1989) passe le détroit de Fram vers le nord et rencontre les eaux de surface arctiques moins denses. Lors de cette rencontre, les eaux atlantiques plongent et vont être transformées avant de rejoindre leur profondeur moyenne d'équilibre comprise entre 300 et 500 mètres, où se situe la couche intermédiaire de l'océan Arctique connue sous le nom de couche Atlantique (*Atlantic Layer*, AL, voir notamment Rudels et al., 1994). Une plus petite partie de cette eau atlantique entre en mer de Barents au sud du Svalbard et va se répartir sur l'ensemble des plateaux sibériens. Dans ces régions peu profondes, elle est mélangée avec l'eau douce issue des grands fleuves russes (principalement le Yenisei, l'Ob et la Lena), refroidie et enrichie en sel par la formation de glace. Les eaux ainsi formées sur les plateaux continentaux eurasiens vont à leur tour couler jusqu'à une profondeur plus faible et aller alimenter la couche

halocline froide (*Arctic Cold Halocline*, ACH, voir section 2.2.3.) présente dans l'ensemble des bassins arctiques. Ces deux branches atlantiques sont observables au nord de la mer de Kara, entre les îles de la Terre François-Joseph et celles des Terres du Nord où elles se rencontrent. Ensemble, elles représentent un volume total variant de 3 à 4.5 Sv selon les estimations (Macdonald et al., 2004;  $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ ). Les patrons de circulation de ces eaux issues de l'Atlantique sont complexes (voir par exemple Aagaard, 1981, Jones et al., 1998, Aagaard et Carmack, 1994, Carmack, 2000) mais on trouve une trace importante de leur descendance dans tous les bassins de l'Arctique de l'est (Nansen et Amundsen) et même dans le bassin canadien. Bien que les masses d'eau ayant traversé le plateau sibérien aient subi des transformations par mélange avec les eaux issues de fleuves et qu'elles se soient refroidies par contact avec l'atmosphère, certaines de leurs caractéristiques (comme la relation qui lie leur concentration en nitrates et phosphates) restent constantes (Jones et al., 1998) et commune aux autres masses d'eau dérivées de l'AW.

De l'autre côté du pôle, les eaux issues de l'océan Pacifique pénètrent dans l'océan Arctique en passant à travers le détroit de Béring après avoir été pré conditionnées en mer de Béring. Le volume d'eau ainsi importé dans l'océan Arctique est généralement estimé à 0.8 Sv (Roach et al., 1995). Lors de leur entrée dans l'océan Arctique, leur caractéristiques sont modifiées en fonction des saisons dans les régions peu profondes de la mer de Chukchi, produisant une grande variété de masses d'eau différentes (Shimada et al., 2001; Pickart, 2004; Shimada et al., 2005) qui sont généralement groupées sous deux catégories aisément identifiables dans le bassin canadien; les eaux d'été de la mer de Béring (*Bering Sea Summer Water*, BSSW, Ekwurzel et al., 2001) et leur équivalentes hivernales (*Bering Sea Winter Water*, BSWW, Ekwurzel et al., 2001). Ces deux masses d'eau vont suivre des trajectoires distinctes selon la saison. En été, une branche est transportant la BSSW, va longer les côtes de l'Alaska transportées par un courant côtier (*Alaskan Coastal Jet*) et pénétrer en mer de Beaufort via le canyon Barrow, situé juste au nord du cap du même nom. Elle va ainsi se rendre jusqu'en mer de Beaufort pour finalement aller se disperser dans l'AAC ou sortir de

l'Arctique par le détroit de Fram. En hiver, la branche ouest de l'eau pacifique, va prendre une direction nord après le passage du détroit de Béring et être transformée de façon significative en mer de Chukchi par mélange avec les eaux douces issues des fleuves russes, formation de glace ainsi que production et consommation de matière organique pour produire la BSWW. Après un certain temps, l'eau ainsi formée va emprunter le canyon Herald, à l'ouest de la mer de Chukchi, et venir à son tour trouver sa place en mer de Beaufort. Malgré leur parcours différent, et bien que les propriétés des eaux d'origine varient entre l'hiver et l'été avec de plus importantes concentrations en nutriments et une plus grande salinité en hiver, ces eaux conservent des propriétés communes permettant de les associer à leur origine pacifique tout au long de l'année (Jones et al., 1998). Ainsi, les différences de paramètres physiques (température et salinité) mais aussi chimiques (concentration en nutriments) entre les eaux atlantiques et pacifiques peuvent être utilisées pour déterminer l'importance relative de chacune des contributions dans l'Arctique et parfois obtenir des informations sur leurs trajectoires de circulation.

En surface, la circulation dans l'Arctique présente deux composantes majeures. En mer de Beaufort, la présence d'une gyre (circulation à grande échelle circulaire et quasi-fermée) anticyclonique (gyre de Beaufort) a pour effet d'accumuler une quantité très importante d'eau douce dans les couches de surface du bassin canadien, sous formes solide et liquide. Selon les années, cette gyre peut s'étendre assez loin au nord et à l'ouest (voir par exemple Proshutinsky et Johnson, 1997 ou Newton, 2006) en lien avec les grands patrons de circulation atmosphérique. Au nord, elle est bordée par un courant de surface qui prend son origine dans l'est des plateaux continentaux sibériens et traverse l'océan de part en part pour déboucher en mer du Groenland par le détroit de Fram. Ce courant transpolaire (ou dérive transpolaire) est le tapis roulant qui exporte les glaces à l'extérieur de l'océan Arctique. Ainsi, le détroit de Fram représente la seule issue que la glace de mer puisse emprunter pour quitter le bassin arctique. Bien que la circulation des couches de surface diffère de celle des glaces le long des côtes nord américaines et européennes (Jones et al., 1998), ces deux grands patrons de circulation sont

généralement assimilés l'un à l'autre. Les eaux de surface quittent l'Arctique par le détroit de Fram principalement et longent les côtes du Groenland et de l'Islande où elles jouent un rôle important dans les mécanismes de convection profonde à l'origine de la circulation thermohaline planétaire. Une partie des eaux de surface sort également au travers de l'AAC où elle détermine largement les conditions océaniques de la mer du Labrador (Jones et al., 1998). Ces deux flux sortant sont composés d'eau d'origines distinctes. Le premier transporte majoritairement de l'eau d'origine Atlantique et représente un flux moyen de 3 à 3.5 Sv (Macdonald et al., 2004) alors que le second est composé en majorité d'eaux issues du Pacifique (Jones et al., 1998) pour un flux moyen de 0.7 à 2.7 Sv (Melling, 2000).



**Figure 2.5 :** Circulation des masses d'eau issues du Pacifique (bleu) et de l'Atlantique (rouge) au sein du bassin Arctique (tiré de McLaughlin et al., 1996, reproduction autorisée).

La qualité de l'eau exportée hors de l'Arctique vers les mers du Groenland et de l'Islande a une importance capitale. En Effet, la convection dans l'Atlantique Nord à l'origine de la circulation thermohaline est fortement conditionnée par le transport d'eau douce à travers le détroit de Fram à cause de son impact sur la stabilité des couches de surface (Aagaard et Carmack, 1989; Aagard et Carmack, 1994; Melling, 2000). Ainsi, à la fin des années 1960 par exemple, un adoucissement sensible des couches de surface au nord de l'Islande (connu sous le nom de grande anomalie de salinité ou GSA) a engendré une perturbation de la convection en Atlantique nord qui s'est propagée jusqu'en mer du Labrador puis à travers l'océan jusqu'en Europe. Une telle anomalie, possiblement due à une augmentation du transport de glace via le détroit de Fram suite à un changement dans les schémas de circulation, est susceptible d'avoir un impact climatique important. Les calculs montrent que l'océan Arctique possède assez de réserves de glace pour alimenter une telle anomalie pendant plusieurs décennies (Aagaard et Carmack, 1994) ce qui pourrait avoir un impact catastrophique et modifier sensiblement le climat planétaire.

#### 2.2.3. Structure verticale

Comme nous l'avons partiellement évoqué en section 2.2.2., l'eau de l'océan Arctique possède seulement trois origines possibles. L'Atlantique dont les eaux relativement chaudes (*Atlantic Water*, AW) pénètrent le bassin arctique via le détroit de Fram et la mer de Barents ( $\theta > 3^{\circ}$ C et S > 34.9, Ekwurzel et al., 2001); le Pacifique dont le point d'entrée est le détroit de Béring et dont l'apport est composé d'un assemblage de masses d'eau transformées régionalement dans le Pacifique nord et les environs de la mer de Béring (voir par exemple McLaughlin et al., 1996 ou Pickart, 2004), et enfin les précipitations directes et les débits de rivières, que nous nommerons suivant Macdonald et al. (1989) *Meteoric Water* (MW) et dont les caractéristiques (quantité et température) sont étroitement liées aux cycles saisonniers et présentent une forte variabilité ( $0 < \theta <$  $17^{\circ}$ C, Macdonald et al., 1989). Les nombreux processus de mélange et les transformations que subissent ces masses d'eau tout au long de leur circulation dans le bassin arctique sont à l'origine de la structure verticale unique de cet océan. A cause de la diminution du volume de glace de mer observée depuis quelques années, il faut ajouter à ces trois sources d'eau, celle issue de la fonte de la glace de mer (*Sea Ice Melt*, SIM, Ekwurzel et al., 2001) dont l'apport annuel reste encore méconnu.

En surface, se trouve la couche mélangée polaire (*Polar Mixed Layer*, PML) relativement douce et homogène, assemblage d'eau atlantique, pacifique, de MW et de SIM, continuellement transformées durant l'année et dont les proportions relatives varient largement selon les régions de l'Arctique et la saison. Généralement, cette PML est considérée comme occupant les 50 premiers mètres de la colonne d'eau (Macdonald et al., 1989; Carmack et Kulikov, 1998) avec une salinité faible (S < 31, Carmack et Kulikov, 1998) et une température extrêmement variable (entre le point de congélation en hiver et 3 à 5 °C en été) reflétant les influences saisonnières des apports d'eau douces d'été et du mélange hivernal (McLaughlin et al., 1996). Ainsi, le cycle annuel d'évolution de la PML est habituellement marqué par une augmentation de la stratification durant l'été en réponse au réchauffement solaire et aux apports d'eau douce issus de la fonte des glaces et les débits de rivières (Shimada et al., 2001) et par un mélange vertical durant l'hiver, engendré par la formation de glace et le rejet de sel à la surface (Carmack et Macdonald, 2002), ainsi que par le vent dans les régions où le couvert de glace est partiel ou mobile.

Sous la PML se trouve une couche halocline froide et salée très prononcée ( $\theta < 1^{\circ}$ C et 31 < S < 34.4, Carmack et al., 1989), généralement comprise entre 50 et 250 mètres de profondeur (*Arctic Cold Halocline*, ACH, Carmack et al., 1989) et qui représente une des particularités de l'océan Arctique. A cause de la forte dépendance entre densité et salinité aux basses températures cette couche halocline est aussi une pycnocline marquée (Aagaard et al., 1981). Les processus de créations de l'eau de la ACH ont été l'objet de nombreuses études (voir par exemple Aagaard et al., 1981; Rudels et al., 1999; Shimada et al., 2005) et certaines incertitudes persistes encore quand aux périodes et régions exactes de cette formation mais l'hypothèse généralement admise et développée par Aagaard et al. (1981) est que l'ACH est alimentée majoritairement par l'advection horizontale d'eau formée sur les plateaux continentaux qui bordent les

bassins arctiques, plus que par refroidissement des eaux atlantiques. Selon cette hypothèse, deux régions de l'Arctique semblent avoir plus d'importance dans la production d'eau halocline. La zone comprise entre le Svalbard et les îles russes des Terres du Nord semble fournir la couche du bassin eurasien alors que la mer de Chukchi et le nord de la mer de Béring fournissent celle du bassin canadien (Aagaard et al., 1981). Dans ces régions, la perte de chaleur de l'océan au bénéfice de l'atmosphère et la formation de glace de mer créent dans les couches de surface des conditions de température proches du point de congélation couplées à de très fortes salinités. Dans certaines zones, la divergence des glaces due aux conditions atmosphériques ou l'advection vers le large de la glace côtière (comme c'est le cas dans les polynies ou les chenaux), accentue encore ce phénomène et la production d'eaux haloclines semble être particulièrement élevée. Dans la partie canadienne de la mer de Beaufort par contre, le potentiel de production de telles eaux salées apparaît négligeable à cause de la très faible salinité des eaux de surface alimentées par le débit du Mackenzie. Cependant le golfe d'Amundsen adjacent à cette région représente une exception possible selon Aagaard et al. (1981) même si aucune étude n'a encore été faite dans ce sens.

Sous l'ACH, au-delà de 250 mètres, vient s'intercaler une couche relativement chaudes résultante de la transformation des eaux atlantiques et connue sous le nom de *Atlantic Layer* (AL). Elle est généralement définie par sa température positive ( $\theta > 0^{\circ}$ C, Macdonald et al., 1989; Rudels et al., 1994; Carmack et Kulikov, 1998; Jones et al., 1998) et présente en son cœur un important maximum de température ( $\theta_{max}$ ), localisé autour de 500 m de profondeur.

Enfin, sous la couche atlantique et s'étendant jusqu'au fond, se trouve l'eau de fond de l'arctique, froide et salée (*arctic Deep Water*, DW,  $\theta < 0^{\circ}$ C et 34,88 < S < 34.96, Carmack et al., 1989), généralement assez homogène verticalement mais présentant des différences significatives entre les régions occidentales et orientales du bassin arctique (Carmack et Kulikov, 1998).

Ainsi de façon schématique, la colonne d'eau de l'océan Arctique peut être considérée comme la superposition de quatre couches. Une couche de surface froide et peu salée (PML) s'étend au dessus d'une couche halocline froide (ACH) caractéristique de l'Arctique. Sous cette dernière, la couche atlantique (AL) est marquée par un important maximum de température atteignant des valeurs positives. Ainsi, l'ACH a pour effet d'isoler la partie supérieure de l'océan de la grande quantité de chaleur sensible accumulée dans la couche atlantique (Aagaard et al., 1981). La couche isolante ainsi formée a une influence capitale sur les conditions climatiques et joue un rôle primordial pour le maintien des mécanismes de formation de la glace de mer dans tout le bassin (Aagaard et Carmack, 1994). Dans un contexte de changements climatiques, si des modifications de cette structure venaient à se produire, menant à la disparition de la couche halocline froide, le flux de chaleur de la couche atlantique vers la surface de l'océan pourrait avoir un effet très important sur la présence de glace de mer et sur le climat en Arctique. Sachant que la couche halocline est complètement ventilée en une dizaine d'années environ (Aagaard et Carmack, 1994), le temps de réponse de ce système doit être considéré comme court.

Finalement, sous l'AL, les bassins arctiques sont occupée par une épaisse couche profonde homogène, froide et salée (DW) qui s'étend jusqu'au fond (McLaughlin et al., 1996). Si les couches de surface et Atlantique sont séparées par une thermocline inverse marquée (*Arctic Thermocline*, ATh, Carmack et al., 1989) montrant une augmentation de la température avec la profondeur, les couches Atlantique et profondes sont, elles, séparées par une faible thermocline dans laquelle la température diminue avec la profondeur (McLaughlin et al., 2005).

Bien que ce modèle à quatre couches (trois si l'on inclut la PML dans l'ACH comme le fait McLaughlin et al., 1996) soit valide pour l'ensemble du bassin, les différences importantes entre les assemblages de l'Arctique de l'est et de l'ouest sont apparues au fil des études (Nikiforov et al., 1966; Aagaard et Carmack, 1994; Shimada et al., 2005) et ont mené à en différencier deux types selon les régions (*Eastern* et *Western Assembly*, EA et WA, McLaughlin et al., 1996). En effet, la présence des eaux pacifiques

dans le bassin canadien complique le profil vertical de cette région et mène souvent à la séparation de cette couche halocline en deux ou trois parties (voir Pickart, 2004 ou Shimada et al., 2005) comme le présente la figure 2.6.



**Figure 2.6 :** Diagramme  $\theta$ -S moyen de la colonne d'eau dans le bassin Canadien (trait bleu) tracé à partir des données issues du programme *Arctic Internal Wave EXperiment*. Les limites verticales des masses d'eau les plus importantes sont indiquées en mètres et matérialisées par des lignes pointillées verticales, leur dénomination est reportée sous forme d'acronyme. La position de l'isotherme  $\theta = 0^{\circ}$ C est également indiquée par une ligne pointillée horizontale.

Ainsi, dans le sud de la mer de Beaufort, la colonne d'eau possède les caractéristiques de la WA (McLaughlin et al., 1996) mais présente également une variabilité horizontale non négligeable à l'échelle de quelques kilomètres (Aagaard et Carmack, 1994; McLaughlin et al., 2004). Dans cette région, la couche halocline est principalement formée d'eaux pacifiques transformées sur le plateau continental eurasien (Aagaard et Carmack, 1994) et elle peut être subdivisée en trois sous-couches visibles sur

la figure 2.6. Dans sa partie supérieure et centrale (upper et middle Halocline Water, uHW et mHW, Ekwurzel et al., 2001) elle est composée de la superposition des deux modes pacifiques (BSSW et BSWW) et présente leur caractéristiques principales. La première, un  $\theta_{max}$  à une salinité comprise entre 31 et 32 correspondant au centre de la couche BSSW (Carmack et al., 1989; McLaughlin et al., 1996; Carmack et Kulikov, 1998) et présentant un maximum local de la concentration en oxygène dissous (McLaughlin et al., 2005). La seconde, un  $\theta_{min}$  pour S ~ 33.1 marquant le cœur des eaux de la BSWW (Carmack et al., 1989; McLaughlin et al., 1996; Carmack et Kulikov, 1998; Rudels et al., 1999) et présentant une concentration en oxygène plus faible. La différence de salinité entre BSSW et BSWW qui crée une stratification supplémentaire comparée à l'Arctique de l'est est parfois identifiée sous le nom de Cold Halostad (Ch, Shimada et al., 2001) et est généralement observée au dessus de 170 m dans le sud de la mer de Beaufort. Les positions verticales des couches BSSW et BSWW sont considérées comme étant variables dans le temps et l'espace (McLaughlin et al., 2004) mais les valeurs généralement admises sont comprises entre 50 et 100 m et 100 à 200 m respectivement (voir tableau 2.1). Sous la BSWW, la ATh qui forme partie inférieure de la couche halocline (lower Halocline Water, IHW, Ekwurzel et al., 2001) margue la transition vers la couche atlantique (AL). Dans le bassin canadien, deux types de lHW sont présents, chacun marqué par un profil de concentration en oxygène dissous ([O]) particulier, présentant soit un maximum, soit un minimum local. Chacun de ces deux types de lHW est associé à une trajectoire particulière dans le bassin Arctique explicant son niveau de [O]. Dans le sud de la mer de Beaufort, la lHW présente un important minimum d'oxygène (McLaughlin et al., 2004) et est associée à une trajectoire le long de la pente continentale entre Sibérie et mer de Chukchi (Shimada et al., 2005). La salinité de la ATh couvre la plage 33.1 à 34.4 (Carmack et al., 1989; McLaughlin et al., 1996) et sa position verticale s'étend de 200 à 400 m de profondeur. Le gradient de température de cette couche est relativement fort, avec une température augmentant rapidement avec la profondeur et un rapport  $\Delta\theta/\Delta S$  évalué à 3.4 par McLaughlin et al., (1996) pour le WA.

Туре	Temp.	Sal.	Depth		Origine	
Nom	Acronyme	(°C)		Lim. Sup.	Lim. Inf.	
Arctic Cold Halocline	ACH					
upper Arctic Intermediate Water	uAIW	< 2	34,7 - 34,9			
lower Arctic Intermediate Water	IAIW	0 - 3	34,9 - 35,1			
Atlantic Layer	AL	>0	34,4 - 34,8	400	1000	Atlantic
core of AL		0,5	34,84	400		
Arctic thermocline	ATh		< 34,4			
Bering Sea Summer Water	BSSW		31-32	50	100	Pacific
Bering Sea Winter Water	BSWW		33.1	100	200	Pacific
Canada Basin Deep Water	CBDW	< 0	> 34,86	> 1000		
Cold halostad	Ch		32 - 33,5	50 - 170		Pacific
Meteoric Water	MW	0 - 1,7	0,15	0	50	
Polar Mixed Layer	PML		< 31	0	50	
Sea Ice Melt	SIM	-0,8 - 0	5	0	50	

**Tableau 2.1 :** Caractéristiques (température, salinité, profondeur et origine) des masses d'eau les plus importantes présentes dans le bassin Canadien issues de la littérature. Extrait des annexes 1.2 et 1.3.

Selon les types d'assemblages (EA ou WA), le  $\theta_{max}$  marquant le cœur de la AL est associé à l'une des deux trajectoires de l'eau Atlantique dans l'Arctique, celle du détroit de Fram ou celle de la mer de Barents (*Fram Strait Branch*, FSB; ou *Barents Sea Branch*, BSB; respectivement, voir section 2.2.2.) chacune produisant des eaux aux caractéristiques différentes (Ekwurzel et al., 2001). Dans notre région d'étude, la branche FSB associée à l'assemblage WA présente un  $\theta_{max}$  plus faible que la branche BSB, autour de 0.5°C. La limite inférieure de la couche AL est caractérisée par une thermocline faible présentant une diminution de la température avec la profondeur nommée uPDW (*upper Polar Deep Water*, Rudels et al., 1994) et comprise entre 700 et 1000 m de profondeur (Jones et al., 1998; Carmack et Kulikov, 1998). Ainsi, la couche Atlantique, possède une épaisseur comprise entre 400 et 600 m dans le bassin canadien. En mer de Beaufort, on trouve sous cette thermocline les eaux de fond du bassin canadien (*Canada Basin Deep Water*, CBDW, Carmack et al., 1989; Carmack et Kulikov, 1998; Rudels et al., 1999), relativement homogènes et généralement définies par leur température négative ( $\theta < 0^{\circ}$ C) et leur salinité S ~ 34.9 (Carmack et Kulikov, 1998; McLaughlin et al., 1996).

#### 2.2.4. La mer de Beaufort

La mer de Beaufort, située au nord des côtes canadiennes et américaines est partie intégrante de l'océan Arctique. Sa définition géographique la situe au sud et à l'est de la ligne reliant Point Barrow en Alaska à Lands End sur l'île du Prince Patrick, dans l'ouest de l'AAC. Bien que cette définition lui accorde une superficie de 450 000 km<sup>2</sup>, la mer de Beaufort est généralement assimilée à la gyre de Beaufort qui, selon les années peut s'étendre beaucoup plus loin au nord dans le bassin canadien et englober une partie du bassin de Makarov. Les côtes qui bordent la mer de Beaufort sont de faible élévation surtout dans la partie canadienne continentale où les terres atteignent difficilement quelques mètres d'altitude. Le sud de cette mer est caractérisé par l'influence très importante du fleuve Mackenzie. Ce fleuve, le plus long du Canada avec 1738 kilomètres, prend sa source dans le Grand Lac des Esclaves (Territoire du Nord Ouest) et draine un bassin versant de 1 805 200 km<sup>2</sup>. Si on y ajoute ses affluents principaux, la rivière de la Paix et la rivière Finlay, ce système hydrographique devient, avec 4241 kilomètres de long, le deuxième plus long en Amérique du Nord après celui du Mississipi-Missouri. Le débit moyen du fleuve Mackenzie est de 9700 m<sup>3</sup>/sec (soit 306 km<sup>3</sup>/an) ce qui fait de lui le quatrième fleuve le plus important de l'Arctique après le Yenisei, la Lena et l'Ob et le plus important de l'arctique de l'Ouest. Le Mackenzie se déverse dans l'océan Arctique en un vaste delta qui forme un site écologique de première importance, entre autres pour de grandes colonies d'oiseaux, de poissons et de mammifère marins (Carmack et Macdonald, 2002).

En mer de Beaufort, au large du plateau du Mackenzie, les mouvements des glaces et des eaux de surface sont gouvernés par la gyre de Beaufort anticyclonique

(Kulikov et al., 1998). Sous la surface, le mouvement s'inverse pour former un courant de fond connu sous le nom de *Beaufort undercurrent* (Aagaard, 1984). Dans le sud de la mer de Beaufort, les eaux de surface sont majoritairement d'origine pacifique alors que des eaux d'origine atlantique occupent une position plus profonde, située sous la limite des 200 mètres (voir section 2.2.3.). Sur le plateau canadien, les courants moyens sont assez faibles et fortement influencés par les effets combinés du vent, des débits de rivière et de la formation ou fonte du couvert de glace (Kulikov et al., 1998). Dans cette région, les courants de marées sont en général faibles, comme dans les mers arctiques en général, à l'exception de zones proches de la bordure du plateau au nord du cap Bathurst, et représentent donc une source faible d'énergie pour le mélange (Carmack et Mcdonald, 2002). Le plateau du Mackenzie est marqué par la présence de deux canyons orientés perpendiculairement à la ligne de côte. Ces sites sont connus pour être favorables aux phénomènes d'*upwelling*, particulièrement en régime de vent de nord-est (Carmack et Kulikov, 1998; Williams et al., 2006; Williams et al., 2008) tout comme le cap Bathurst, à la frontière avec le golfe d'Amundsen (Williams et Carmack, 2009).

Le système formé par le plateau du Mackenzie et le sud de la mer de Beaufort présente un cycle annuel où l'on distingue quatre saisons, résultantes de l'interaction des deux cycles prédominants dans la région, soient le débit du fleuve et la température de l'air. Dans cette région, il semble que le moment d'occurrence des événements saisonniers (maximum de débit du fleuve, ouverture des glaces, etc.) soit plus important que leur amplitude pour l'équilibre écologique (Carmack and Mcdonald, 2002). Ainsi l'impact de changements tels que ceux déjà observés et ceux prévus pour le courant du siècle ne doit pas seulement être vue en termes d'amplitude des phénomènes mais également en termes de variation temporelle et de concordance de ceux-ci.

A la fin de l'hiver, la glace côtière atteint sont maximum et s'étend vers le large jusqu'à la position de l'isobathe 20 m. Un stamukhi – sorte de barrière de glace en profondeur – est formé par la convergence des glaces et se dresse en profondeur, parfois jusqu'au fond. Au delà du stamukhi s'ouvre un chenal d'eau libre (ou *lead*), zone d'eau ouverte par intermittence durant la période hivernale. L'ouverture de ce chenal est engendrée par le cisaillement entre le mouvement de la banquise centrale de l'Arctique formée de glace ancienne soumise aux courants de surface (comme la gyre de Beaufort) et la glace côtière immobile. Le sud de la mer de Beaufort présente donc trois types d'écosystèmes différents, glace côtière, eau libre et pack arctique. La présence rapprochée de ces différents habitats est de grande importance au développement et au maintien de la biomasse locale (Carmack et Macdonald, 2002; Carmack et al., 2004). Près des côtes, le flux d'eau douce issu du Mackenzie est retenu par le stamukhi et forme un véritable lac d'eau douce flottante, connu sous le nom de lac Herlinveaux (ou lac Mackenzie) et dont le volume approximatif de 70 km<sup>3</sup> le placerait parmi les 30 plus volumineux de la planète. L'interface entre cette eau douce et l'eau salée en dessous est une zone de formation de frasil à cause de la différence de température de congélation entre les deux fluides. Dans le chenal au large du stamukhi, la production de glace est importante et le sel rejeté en surface crée un mélange vertical sur 40 ou 50 mètres de profondeur (Carmack et Macdonald, 2002). Certaines années, lorsque les conditions sont propices, cette région peut également devenir le site de formation d'eau assez dense pour ventiler la couche halocline (Melling et Lewis, 1982; Macdonald et al., 1989). Au delà du chenal, le pack arctique formé de glace nouvelle et pluriannuelle recouvre l'océan. Sous la glace, les couches supérieures de l'océan sont bien mélangées durant tout l'hiver et trahissent la présence de la PML. Bien que sous cette dernière se trouve une couche d'eau pacifique riche en nutriments, la convection hivernale ne semble pas assez importante pour permettre une bonne communication entre elles.

Au printemps, on assiste à l'ouverture des glaces. La débâcle parcoure le fleuve Mackenzie depuis l'amont et l'ouverture du delta se fait à la fin mai. L'accumulation d'eau douce fluviale crée une forte pression et tente de forcer le passage vers l'océan au large. Durant cette période, il est même possible d'observer des geysers d'eau turbide apparaître dans les trous et craquelures de la glace côtière (Carmack et Macdonald, 2002). Cette accumulation d'eau relativement chaude accentue la fonte de la glace de mer et force l'ouverture du stamukhi, la libération des eaux du lac Herlinveaux se fait donc très rapidement.



Figure 2.7 : Schéma du transport de l'eau douce issue du Mackenzie (flèche vide) et sens du transport vertical (vers le bas pour les cercles avec croix et vers le haut pour les cercles avec point) en fonction de la direction du vent (flèche grise).

Dans la région, l'été correspond à la saison des eaux ouvertes. Alors que le fleuve Mackenzie continue de déverser de grandes quantités d'eau douce dans l'océan, un panache formé d'eaux de faible salinité (comprise entre 26 et 28) et de forte turbidité (transmissivité inférieure à 50 %, Carmack et Macdonald, 2002) s'étend vers le large. La progression de ce panache dans l'océan crée un front de salinité et impose une stratification forte aux couches de surface, soit les 5 ou 10 premiers mètres de la colonne d'eau. Cette stratification est alimentée durant l'été par le débit du fleuve mais aussi par la fonte de glace de mer en surface. En absence de vent, les eaux du fleuve Mackenzie tendent à suivre la côte vers l'est sous l'effet de la force de Coriolis, à longer la péninsule de Tuktoyaktuk et à entrer dans le golfe d'Amundsen (Melling et Lewis, 1982). Cette trajectoire naturelle est accentuée lors d'évènements de vents d'ouest. Ceux-ci vont rabattre les eaux du Mackenzie vers la côte, favoriser les processus de *downwelling* et le transport d'eau douce vers le golfe d'Amundsen. Les vents d'est, par contre, tendent à éloigner le panache du Mackenzie vers le nord et engendrer des *upwelling*s en bordure du plateau continental.

À partir de la mi-août débute la période de mélange automnale. Les tempêtes d'été et d'automne mélangent les 20 premiers mètres de la colonne d'eau et diminuent énormément la stratification. Sous cette nouvelle couche relativement homogène persiste en général les restes de la PML froide et salée issue de l'hiver précédent (Carmack et Macdonald, 2002). Durant cette période, les évènements de vent d'est forcent les eaux douces de surface vers le large et favorisent les *upwellings*. Les canyons du plateau du Mackenzie (Mackenzie et Kugmallit) jouent alors un rôle important, favorisant l'advection en surface d'eau issue de la couche atlantique (Williams et al., 2006). Le minimum d'étendue des glaces dans la partie sud de la mer de Beaufort est atteint au milieu du mois de septembre en moyenne, débute alors la période de formation de la glace menant à l'hiver.

D'un point de vue de circulation, le sud de la mer de Beaufort déjà été le sujet de plusieurs étude (voir notamment Aagaard, 1984). Au large, les couches de surface sont

entrainées vers l'ouest par le mouvement anticyclonique de la gyre de Beaufort, pouvant parfois se renverser temporairement (Lukovich et Barber, 2006). Sous la surface, à la limite du plateau continental, la circulation s'inverse et devient cyclonique (Aagaard, 1984) sous la forme d'un courant côtier (Beaufort Undercurrent). Ce dernier, dont la limite supérieure se trouve autour 50 mètres de profondeur s'intensifie avec la profondeur et atteint une vitesse maximum de 10 cm sec<sup>-1</sup>. Récemment, les travaux de Pickart (2004) ont montrés que ce courant présente une structure complexe avec trois régimes différents, associés à des masses d'eau différentes. De la mi-printemps à la fin de l'été, un courant sous la surface transporte des eaux hivernales originaires de la mer de Béring (BSWW). Du milieu de l'été jusqu'à mi-automne, un courant de surface intense transporte majoritairement des eaux d'été introduites dans le bassin par le courant côtier d'Alaska (BSSW). Enfin, de mi-automne à mi-printemps, sous l'effet des vents d'est majoritaires, le courant côtier transporte des eaux atlantiques remontées le long de la pente du plateau continental. Ce courant côtier, ou jet, large de 20 kilomètres environ, semble avoir des caractéristiques hydrodynamiques d'instabilité pouvant être à l'origine de la formation des tourbillons observés dans le bassin canadien (Pickart, 2004).

# 2.2.5. Le golfe d'Amundsen

Le golfe d'Amundsen se situe au sud-est de la mer de Beaufort. Ses limites sont, l'île de Banks au nord, l'île Victoria à l'est et les côtes des Territoires du Nord-Ouest au sud (figure 2.8). Bien qu'il ait été exploré partiellement en 1850 par le Britannique Robert McClure, il fut traversé complètement pour la première fois par l'explorateur Norvégien Roald Amundsen lors de son expédition de 1903-1905 à bord de la *Gjøa*. Sa position géographique autour de 70° Nord et 120° Ouest le situe au nord du cercle polaire en région climatique de toundra arctique. Le golfe d'Amundsen s'étend sur plus de 400 kilomètres en longitude et s'ouvre à l'ouest sur 150 kilomètres entre l'île de Banks et le cap Bathurst, là où il communique avec la mer de Beaufort. Sa position à l'extrémité ouest du passage du Nord-ouest, route entre les océans Atlantique et Pacifique en fait une région à grand potentiel d'intérêt économique. Quelques communautés vivent sur les côtes du golfe d'Amundsen, principalement dans les trois villages de Sachs Harbour,

Holman et Paulatuk. Ce golfe communique au nord avec le détroit de McClure via le détroit du Prince de Galles et à l'est avec le golfe du Couronnement via le détroit du Dauphin et de l'Union.



Figure 2.8 : Situation géographique du golfe d'Amundsen.

Le golfe d'Amundsen présente la particularité d'avoir un régime de glace de polynie, soit une période d'ouverture des glaces plus longue que les régions environnantes. Cette polynie, connue sous le nom de polynie du cap Bathurst est la troisième plus importante de l'Arctique en termes de surface. Les polynies jouent un rôle important dans la dynamique du couvert de glace, la formation d'eau profonde et dans le cas de la polynie du cap Bathurst, comme habitat pour l'une des plus importantes densités d'oiseaux et de mammifères qu'on puisse trouver dans l'Arctique (Arrigo et van Dijken, 2004). Les eaux ouvertes des polynies en Arctique et en Antarctique montrent généralement une production primaire accrue et de plus grandes populations de haut niveau trophique.



Figure 2.9 : Image MODIS de la région CASES prise le 16 juin 2004.

La polynie du cap Bathurst montre une forte variabilité inter-annuelle dans la dynamique des glaces, tant dans la date, que dans la durée et dans l'étendue de son ouverture (Arrigo et van Dijken, 2004). Les observations satellites montrent que les vents d'est contrôlent cette dynamique dans la région avec un large chenal se formant près du cap Bathurst et le long de la côte ouest de l'île de Banks, en réponse aux tempêtes et évènements météorologiques locaux. L'ouverture de la polynie se produit généralement au mois de juin avec une évolution rapide jusqu'à une superficie de plus de 6000 km<sup>2</sup>. La formation de la glace recommence au mois d'octobre, offrant une période d'eau ouverte comprise entre 1 et 4 mois pour le golfe d'Amundsen avec un maximum de 5 mois pour la région située au nord du cap Bathurst, là où le golfe communique avec la mer de Beaufort (Kwok, 2006 et Arrigo et van Dijken, 2004). Il semble que cette polynie soit formée par le résultat d'une forte advection de la glace par les vents couplée à la formation d'un pont de glace entre le cap Parry et la pointe sud de l'île de Banks, comme

le montre l'image satellite de la figure 2.9. De ce fait, la polynie du cap Bathurst appartient à la catégorie des polynies dites de chaleur latente (par opposition à celles dites de chaleur sensible) puisque son apparition n'est pas liée à un apport d'énergie local dans les couches de surface de l'océan. Le taux de formation de glace dans cette région, très supérieure au reste de la mer de Beaufort, est susceptible de créer une accumulation de sel dans la couche de surface. Ainsi, les eaux de surface du golfe d'Amundsen sont sujettes aux effets couplés du mélange par les vents et par la convection. La couverture moyenne de glace durant l'été dans la polynie varie de 40% d'une année à l'autre et présente parfois des variations abruptes au cours de la saison avec des périodes de refermeture partielle suivies de réouverture. Dans le golfe d'Amundsen, le couvert de glace est majoritairement composé de glace jeune formée localement (glace saisonnière). Grâce à l'activité de la polynie, cette région participe fortement à la contribution en glace de l'AAC dans le bilan du bassin arctique avec un flux net de 85 (+/- 26)  $\times$  10<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup> km<sup>2</sup> de glace exportée hors du golfe vers la mer de Beaufort (Kwok, 2006). Bien que les données manquent pour valider ce calcul, une estimation de 1 à 1,5 mètre d'épaisseur moyenne de glace impliquerait que ce flux monterait à 85 à 130 km<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup> de glace exporté. En termes de volume d'eau, aucune étude n'a encore été réalisée et l'importance du golfe d'Amundsen dans le transport des eaux arctiques hors du bassin reste inconnue jusqu'à aujourd'hui.

Le travail de Arrigo et van Dijken (2004) semble montrer que la polynie présente généralement deux floraisons phytoplanctoniques distinctes dans le temps, une première au printemps ou au début de l'été et une seconde à la fin de l'été ou au début de l'automne. Il semble de plus que la seconde floraison soit généralement significativement plus importante que la première. La production primaire annuelle de la polynie du cap Bathurst présente une grande variabilité inter-annuelle (du simple au double d'une année à l'autre). Néanmoins, les valeurs publiées par Arrigo et van Dijken la placent parmi les écosystèmes marins les plus productifs de l'Arctique.

# 3. Conditions physiques dans le sud de la mer de Beaufort et dans le golfe d'Amundsen durant CASES

# 3.1. Introduction et site d'étude

La région d'intérêt du programme CASES, à été l'objet de plusieurs études au cours des 30 dernières années (par exemple Macdonald et al., 1989; Kulikov et al., 1998; Carmack et Macdonald, 2002). Bien que les connaissances acquises au fil du temps permettent d'en avoir une assez bonne vision d'ensemble, de nombreuses interrogations persistent encore, notamment en ce qui concerne sa partie la plus à l'est, le golfe d'Amundsen. En effet, avant 2004, cette dernière n'avait jamais fait l'objet de recherche spécifique (mis à part celle d'Arrigo et van Dijken, 2004, réalisée par télédétection sans données in situ) et son régime hydrographique était resté quasi inconnu. Ainsi, dans cette première partie de nos travaux, nous avons cherché à combler les manques de connaissances nécessaires à la construction d'une vision d'ensemble des propriétés physiques de la région CASES. Nous avons ainsi étudié la répartition des propriétés de l'océan et leur évolution dans le temps. Nous avons également porté notre attention à la circulation régionale. En nous appuyant sur les résultats des études précédentes de Kulikov et al. (1998), Kulikov et al. (2004), et Ingram et al. (2009), nous avons mis en évidence les schémas de cette circulation et décrit ses variations au cours de l'année. Enfin, inspirés par certains de ces travaux, nous avons cherché à décrire et comprendre les propriétés des courants ainsi que leur variabilité spatiale. Avec ces éléments, nous avons mis en évidence les différences importantes qui existent entre le sud de la mer de Beaufort et le Golfe d'Amundsen et leur avons proposé des explications. Cette première partie de nos travaux, nous a également servi de base à l'étude du cycle annuel de l'océan dans la région (chapitre IV.) et des échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen (chapitre V.)

Ainsi, dans ce chapitre, notre région d'étude est étendue à l'ensemble de la région CASES, soit le sud de la mer de Beaufort, le plateau du Mackenzie et le golfe d'Amundsen. Notre seule limitation géographique nous à été imposé par la répartition des

données et nous avons, dans cette partie, cherché à exploiter au maximum les informations dont nous disposions.

# 3.2. Matériel et méthode

# 3.2.1. Données utilisées

Leg	Début	Fin		
0202	22 sept. 2002	17 Oct. 2002		
0303	20 sept. 2003	14 oct. 2003		
0304	18 oct. 2003	20 nov. 2003		
0305	9 dec. 2003	7 jan. 2004		
0401	9 jan. 2004	18 fev. 2004		
0402	19 fev. 2004	31 mars 2004		
0403	1 avr. 2004	12 mai 2004		
0404	13 mai 2004	22 juin 2004		
0405	25 juin 2004	2 août 2004		
0406	5 août 2004	17 août 2005		
0501	31 août 2005	13 sept. 2005		
0603	30 sept. 2006	19 oct. 2006		

**Tableau 3.1 :** Dates de début et de fin des rotations (ou *legs*) des missions CASES et ArcticNet au cours desquelles les données utilisées dans nos travaux ont été collectées.

Comme nous l'avons mentionné en section 2.1., les données utilisées pour nos travaux sont issues des campagnes d'échantillonnage CASES et ArcticNet et sont réparties entre 2002 et 2006 (voir tableaux 3.1 et 3.2). Au cours de ces cinq années, des missions océanographiques ont été menées tous les automnes, excepté pour l'année 2003-2004 au cours de laquelle le navire est demeuré dans la région du sud de la mer de Beaufort pour effectuer un hivernage. Ainsi, entre décembre 2003 et juin 2004, le brise glace est resté englacé dans la baie de Franklin, dans le sud du golfe d'Amundsen (voir figure 2.2-b.). Au cours de cette période, l'échantillonnage de la colonne d'eau a été rendu possible par l'utilisation d'un *moon pool*, puits d'accès à la mer depuis l'intérieur du navire, ainsi que par la mise en place de camps de glace. Au total, 1083 profils CTD

ont été réalisés entre 2002 et 2006, répartis sur l'ensemble de la région, dont 403 au cours de l'hivernage à la station fixe. Tous les ans à l'automne, de nombreux d'instruments ont été également mouillés sur l'ensemble de la région et ont été récupérés l'été suivant.

Site ·	Position		Prof.,	Profondeur Instrument, m				Enregistrement	
	Latitude, N	Longitude, O	m	ADCP	RCM11 / RCM7	Alec CT	SBE37	Début	Fin
CA03	71° 09.182'	128° 07.569'	64		47	27		11 Oct. 2003	29 Sept. 2004
CA04	71° 05.158'	133° 43.392'	304	102	202	34		4 Oct. 2003	7 Sept. 2004
CA05	71° 25.225'	127° 22.495'	250	100	202		33	12 Oct. 2003	28 Juil. 2004
CA06	70° 35.324'	127° 16.230'	250	102			35	11 Oct. 2003	5 Sept. 2004
CA07	71° 08.990'	133° 53.880'	500	83	186 / 389		17	3 Oct. 2003	7 Sept. 2004
CA08	71° 00.048'	125° 57.852'	401	90	190			13 Oct. 2003	18 Juil. 2003
CA09	70° 12.580'	137° 30.856'	65		47			6 Oct. 2003	9 Sept. 2004
CA10	69° 57.307	138° 40.424'	250	95		30		6 Oct. 2003	8 Sept. 2004
CA11	70° 34.629'	138° 39.289'	1000	122	223 / 840 / 1021		54	5 Oct. 2003	9 Sept. 2004
CA12	71° 25.613'	134° 12.028'	1234	86	188 / 396 / 801 / 1007	25		3 Oct. 2003	27 Juil. 2004
CA13	71° 21.356'	131° 21.824'	300		217		49	9 Oct. 2003	4 Sept. 2005
CA15	71° 32.232'	127° 01.434'	400	85	189	20		10 Oct. 2003	22 Juil. 2004
CA16	71° 47.886'	126° 27.354'	250	100		36		10 Oct. 2003	22 Juil. 2004
CA18	70° 38.560'	123° 06.040'	500		100 / 202 / 403			14 Oct. 2003	30 Juil. 2004
CA19	70° 50.180'	128° 01.210'				30		11 Oct. 2003	6 Sept. 2004
CA20	70° 20.350'	126° 21.293'	250	96		30		12 Oct. 2003	16 Juil. 2004

**Tableau 3.2 :** Caractéristiques des 15 mouillages immergés au cours de l'année 2003-2004.

Dans cette section, deux types de données seront principalement utilisées, des données CTD récoltées à bord du navire et réparties suivant les plans d'échantillonnages, et des données de mouillages parmi lesquelles nous n'avons utilisé que celles récoltées entre l'automne 2003 et l'automne 2004, exception faite du mouillage CA13 qui n'a pas pu être récupéré en 2004 et qui est donc resté immergé durant deux années consécutives. Les dates de début et de fin des rotations d'équipage (ou *legs*) sont données par le tableau 3.1 ; concernant les mouillages, l'ensemble de leurs caractéristiques est résumé par le tableau 3.2.

Les profils CTD utilisés dans ce travail ont été obtenus par l'utilisation d'une sonde *SeaBird* 911 Plus (résolution température :  $0.003 \pm 0.0005^{\circ}$ ; salinité :  $0.003 \pm 0.003$ ; pression :  $1 \pm 0.1$  db) fixée sur une rosette comportant 24 bouteilles *Niskin* de 12 litres et également équipée d'une sonde mesurant la concentration en oxygène (SBE-43, résolution : 2 % de la concentration à saturation). La calibration et la vérification de ces données CTD a été réalisé par Québec-Océan (groupe interinstitutionnel de recherche océanographique du Québec) en appliquant les tests standards de l'UNESCO. Des échantillons d'eau ont également été pris au cours des campagnes pour calibration des sondes de salinité et traités à bord en utilisant un salinomètre *Guideline* Autosal (résolution <  $0.0002 \pm 0.002$ ). Enfin, des mesures d'oxygène dissous ont été effectuées sur le navire en utilisant la méthode de titration de Winkler pour calibration de la sonde à oxygène.

Les différents mouillages immergés et répartis sur la région d'étude n'étaient pas tous équipés des mêmes appareils (voir tableau 3.2). Une grande majorité d'entre eux était équipé de capteur SeaBird SBE37 (résolution température : 0.002 ± 0.0001°; salinité :  $0.03 \pm 0.0015$ ) ou *Alec* (résolution température :  $0.001 \pm 0.05^{\circ}$ ; salinité :  $0.001 \pm$ 0.03) proches de la surface permettant l'enregistrement de séries temporelles de température et salinité (T et S) autour de 30 mètres de profondeur. Dix des quinze mouillages étaient également équipés de courantomètres Aanderaa RCM-11 (résolution température :  $0.05 \pm 0.025^{\circ}$ ; salinité :  $0.03 \pm 0.009$ ; vitesse  $0.003 \pm 0.0015$  m sec<sup>-1</sup>) ou RCM-7 (résolution température :  $0.05 \pm 0.02^{\circ}$ ; salinité :  $0.05 \pm 0.015$ ; vitesse  $0.01 \pm 0.01$ m sec<sup>-1</sup>) mesurant les courants (vitesse et direction) ainsi que T et S en profondeur (autour de 200, 400, 800 ou 1000 m selon les sites) et dans la partie peu profonde au nord du cap Bathurst (site CA03). Enfin, onze mouillages étaient équipés de courantomètres acoustiques ADCP (Acoustic Dopler Current Profiler, RD Instruments Workhorse Sentinel 300 kHz, résolution  $0.005 \pm 0.001$  m sec<sup>-1</sup>) immergés autour de 100 m et orientés vers la surface, donnant l'intensité et la direction des courants par couches de huit mètres d'épaisseur. La calibration de tous ces instruments a été effectuée par l'Institut of Ocean Sciences (IOS, Sydney, Colombie Britannique, Canada) avant et après

immersion. Cette calibration inclue une correction pour la déclinaison magnétique ainsi qu'un ajustement des données de T et S par comparaison avec des profils pris *in situ* après déploiement et avant récupération.

Enfin, nous avons également utilisé des données météorologiques provenant de trois stations du ministère de l'environnement Canadien situées à Paulaktuk, Tuktoyaktuk et Sachs Harbour (figure 2.1). Pour ces trois sites, nous avons utilisé les données horaires de vent à dix mètres d'altitude (intensité et direction) ainsi que de pression atmosphérique (données disponible sur le site internet www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca).

### 3.2.2. Traitement des données



Figure 3.1 : Visualisation des différentes étapes du traitement des données de vitesses avec tracé de données brutes (noir), après traitement préliminaire (rouge), filtrées avec  $fc_2 = 36h$  (trait plein bleu) et filtrées avec  $fc_3 = 7j$  (trait discontinu bleu).

**Données CTD :** En ce qui concerne les données CTD, seul un filtrage vertical suivit d'un calcul des moyennes aux mètres ont été effectués car la vitesse de descente choisie pour les opérations en mer (1 m sec<sup>-1</sup>) ne permet pas de résoudre les variations du signal à plus petite échelle (détails du traitement, voir Guillot, 2003).

**Données de mouillage :** En ce qui concerne les données de mouillage, le traitement à été effectué en plusieurs étapes. Le nombre de ces étapes a varié selon le type de donnée (température, salinité ou courants) et l'utilisation prévue. Dans tous les cas, un traitement préliminaire a été effectué ayant pour but leur standardisation à fin de comparaison. Lors de cette étape les données ayant une fréquence d'échantillonnage supérieure à 24 cycles par jour (cpj) ont été filtrées avec un filtre de fréquence de coupure  $fc_1 = 80$  min. Le filtre choisi pour cette opération est un filtre elliptique passe-bas du 5<sup>ième</sup> ordre de type *Butterworth* car c'est le seul à avoir un gain de 1 dans la bande passante. Après cela, toutes les données ont été interpolées aux heures, en conservant pour chaque mouillage, un vecteur temps le plus long possible. Ainsi, d'un mouillage à un autre, les séries temporelles ne possèdent pas le même nombre de données.

Par la suite, les données de courants utilisées pour l'analyse des séries temporelles et de la circulation saisonnière (sections 3.5. et 3.7.) ont été filtrées pour en soustraire le signal de marée. Cette opération a été effectuée en utilisant un filtre du même type que celui utilisé pour le traitement préliminaire avec une fréquence de coupure  $fc_2$  fixée 36h. A fin de comparaison, une copie de ces données ont également fait l'objet d'un filtrage a plus basse fréquence ( $fc_3 = 7j$ ), cette étude (résultats non présentés) a montré que ce dernier filtrage diminue énormément l'énergie contenue dans le signal sans apporter beaucoup de lisibilité aux résultats et nous a amené à ne conserver que les données filtrées à 36 h pour nos travaux.

Pour l'analyse spectrale (section 3.6.), les données de courants utilisées n'ont pas été filtrées pour ne pas altérer le signal. Seule la tendance à long terme a été calculée par l'ajustement d'un polynôme du troisième ordre et soustraite des séries dans le but d'éviter le transfert d'énergie vers les basses fréquences lors de l'analyse.

Enfin, les données  $\theta$ -S utilisées en section (3.7.) ont été filtrées avec une fréquence de coupure  $fc_2$  pour extraire le signal de marée puis moyennées aux jours par simple calcul de la moyenne géométrique de toutes les valeurs horaires prise chaque jour. La valeur ainsi calculée est considérée comme étant une valeur moyenne centrée sur midi.

# 3.3. Description saisonnière des propriétés T-S et répartition des masses d'eau

Dans le but de décrire l'évolution saisonnière des champs de température et salinité, il a été nécessaire de choisir une méthode d'interpolation efficace. Notre choix s'est porté sur une méthode d'analyse objective de type krigeage (ou méthode de Gauss-Markov), dont les fondements théoriques sont bien décrits par Journel et Huijbregts (1978) et dont des applications à l'océanographie ont été présentées en détail par Denman et Freeland (1985) et McIntosh (1990). Le choix d'utiliser une telle méthode est justifié par le fait qu'elle offre les meilleurs résultats (d'un point de vue statistique) et qu'elle permet d'extrapoler à l'extérieur de la grille de mesures tout en fournissant une évaluation spatiale de l'erreur associée aux résultats (erreur d'estimation du paramètre étudié), ce qui se révèle d'une grande utilité au cours de leur interprétation.

Pour utiliser une méthode de krigeage, il est nécessaire de considérer que la réalisation  $\gamma(h)$  du processus naturel étudié s'écrie :

$$\gamma(h) = \mu(h) + \delta(h)$$
 (équation 3.1)

# Où : $\mu(h)$ est la structure déterministe pour l'espérance de $\gamma(h)$ (ou tendance) $\delta(h)$ est une fonction aléatoire stationnaire.

Ainsi, avant d'appliquer une méthode de krigeage à nos données, il nous a été nécessaire de faire deux hypothèses quand aux propriétés statistiques des paramètres étudiés (température et salinité). Tout d'abord, nous avons supposé que  $\delta(h)$  est

stationnaire, au moins au sens le plus large de la stationnarité intrinsèque. Cette hypothèse suppose que les égalités 3.2 et 3.3 sont vérifiées, soit :

$$E(\delta(s+h) - \delta(s)) = 0 \qquad (équation 3.2)$$

Soit : l'espérance de tout accroissement  $\delta(s+h) - \delta(s)$  est nulle.

$$Var(\delta(s+h) - \delta(s)) = 2\gamma(h)$$
 (équation 3.3)

Soit : la variance de tout accroissement  $\delta(s+h) - \delta(s)$  existe et dépend uniquement de *h*. Cette fonction de variance est appelée variogramme.

Ensuite, nous avons considéré que les variations spatiales des paramètres étudiés ne présentaient pas de tendance. En effet, aucun élément régional connu et aucune information contenue dans nos données ne nous permet d'inférer qu'une telle tendance existe. De ce fait, nous avons considéré que le terme  $\mu(h)$  de l'équation 3.1 est nul et avons choisi d'appliquer sur nos données une méthode de krigeage ordinaire.

#### 3.3.1. Synopticité et regroupement temporel

L'un des problèmes majeurs lors de l'analyse de données océanographiques est de prendre en compte la non synopticité des données utilisées. En effet, les différentes mesures n'étant pas effectuées au même instant, il est souvent difficile de faire la part entre les variabilités spatiales et temporelles comprises dans les résultats. Face à ce problème plusieurs réponses ont été proposées, telle la méthode de relocalisation (voir Rixen et Beckers, 2002) ou les méthodes d'interpolation spatio-temporelles (voir par exemple Kliem et Greenberg, 2003), mais si aucune d'entre elles n'emporte l'adhésion de toute la communauté scientifique elles requièrent toutes d'avoir à disposition une densité de données très supérieure à la notre. Dans notre cas, une première idée pour étudier les variations saisonnières des champs de température et salinité est de mener une étude par *leg*, soit grouper les données par périodes de six semaines à peu près. La question se pose

alors tout de même de savoir si cette solution offre le meilleur compromis entre non synopticité et densité de données. En effet, pour pouvoir mener à bien nos calculs d'interpolation, il est nécessaire d'utiliser un nombre de données minimum, réparti le mieux possible sur l'ensemble de notre région d'étude.

Afin d'évaluer la synopticité des données à notre disposition, nous avons utilisé deux méthodes. Tout d'abord, nous avons étudié les données leg par leg en focalisant notre attention sur les températures de surface. Le choix de la température de surface est justifié par le fait que c'est le paramètre le plus dynamique et qu'il présente des variations très rapides, notamment au début de l'été. Afin d'évaluer l'amplitude des variations temporelles apparue en cours d'échantillonnage, nous avons recherché la plus importante différence de température observée en un même site au cours de chaque leg et l'avons comparée à la plus importante différence de température observée entre deux stations échantillonnée consécutivement. Cette étude rapide, nous a montré qu'entre le début et la fin d'un leg, l'intervalle de temps est parfois suffisant pour que les paramètres environnementaux varient significativement. Cela implique que deux profils de température, effectués à la même station ou à deux stations proches, l'un au début, l'autre à la fin d'un même leg peuvent présenter des valeurs sensiblement différentes. Cet état de fait est illustré par la figure 3.2 sur laquelle les cercles rouges mettent en évidence deux profils, proches dans l'espace mais échantillonnés l'un en début, l'autre en fin de leg. La différence de température observée entre les deux stations concernées est supérieure à la variabilité spatiale maximale observée pour deux profils consécutifs (cercles verts). Il devient alors légitime de considérer que cette différence a pour origine une variation temporelle de la température, intervenue au cours de la période écoulée entre les deux mesures. Ainsi, il est apparu nécessaire de trouver un moyen pour que cette variabilité temporelle ne vienne pas s'introduire dans nos interpolations où elle deviendrait indiscernable de la variabilité spatiale naturelle. Ceci nous a donc poussé à rechercher une autre méthode de regroupement temporel des données.



**Figure 3.2 :** Répartition temporelle des stations visitées au cours du *leg* ArcticNet 0603 (a.) et température de surface (10 m) mesurée à ces stations (b.). La couleur associée à chaque point représente soit le jour d'échantillonnage (jour de l'année 2006), soit la température (°C).
L'autre méthode que nous avons choisie est l'utilisation des séries temporelles issues des mouillages pour déterminer les périodes majeures de variations des paramètres à étudier et choisir les dates entre lesquelles grouper les données. Les conclusions de cette analyse sont que, comme nous le verrons en détail au chapitre IV., les signaux de température et salinité enregistrés par les mouillages présentent des variations importantes sur de courtes échelles de temps (voir par exemple figure 4.10) et que les évènements majeurs du cycle saisonnier se produisent souvent au milieu d'un *leg*. Par ailleurs, entre deux sites voisins, les variations enregistrées ne trouvent pas nécessairement de correspondance ou bien encore un décalage temporel peut exister. Il est donc très difficile de découper l'ensemble des séries temporelles selon de courtes périodes de temps communes. Enfin, l'obligation de maintenir une densité acceptable de données ne nous permet pas de grouper et d'interpoler sur les courtes échelles de temps car nous manquerions de points de mesures. Ainsi nous avons fait le choix de grouper les données par saison, en excluant l'hiver au cours duquel seules des données à la station fixe ont été enregistrées.

Période	Leg	Cast	Date début	Date fin
Fall 02	0202	tous	22 sept. 2002	17 oct. 2002
Fall 03	0303	2 - fin	30 sept. 2003	14 oct. 2003
	0304	tous	18 oct.2003	20 nov. 2003
Spring 04	0404	41 - fin	4 juin 2004	22 juin 2004
	0405	1-38	25 juin 2004	6 juil. 2004
Summer 04	0405	39 - fin	6 juil. 2004	2 août 2004
	0406	tous	6 août 2004	12 août 2004
Fall 05	0501	72 -132	31 août 2005	13 sept. 2005
Fall 06	0603	4 - 73	30 sept. 2006	19 oct. 2006

**Tableau 3.3 :** Paramètres de regroupement des données pour l'analyse objective selon 6 saisons distinctes.

Nous avons donc groupé nos données selon six saisons résumées par le tableau 3.3. Ce découpage temporel nous permettra de discuter des variations saisonnières grâce à l'enchaînement des saisons Fall03, Spring04 et Summer04. Par ailleurs, la répétition des échantillonnages automnaux (Fall02, Fall03, Fall05 et Fall06) nous permettra

d'appréhender les variations interannuelles. Pour confirmer la validité de nos choix de périodes, nous avons mené de nouveau l'analyse des données de température de surface, mais cette fois saison par saison. Les résultats obtenus (non présentés) nous montrent que les périodes choisies sont bien adaptées à nos données et limitent l'impact des variations temporelles sur l'interpolation. Les intervalles de temps existant entre les mesures réalisées à des stations proches n'engendrent pas de différences significatives dans les températures observées. Dans les quelques cas (trois au total) où de telles différences sont apparues, le choix a été fait de retirer le point de mesure le moins cohérent par rapport aux données environnantes.

### 3.3.2. Analyse objective

L'une des étapes les plus sensibles d'une analyse objective réside dans le choix des paramètres définissant le modèle de semi-variogramme. En effet, comme l'exprime clairement Journel et Huijbregts (1978), ce modèle définit comment la variable interpolée évolue dans l'espace et quel lien existe entre les observations faites de cette variable en différents points, en fonction de la distance qui les sépare. En d'autre terme, le modèle de semi-variogramme doit à lui seul représenter les effets des processus physiques à l'origine des différences observées entre les points de l'espace. Ainsi, le choix de ces paramètres est motivé tant par les propriétés intrinsèques des données à interpoler que par la connaissance des processus à l'origine de ces propriétés. Il est donc préférable de connaitre *a priori* les processus responsables des variabilités temporelles et spatiales du paramètre étudié pour pouvoir mener a bien une analyse objective.

Nombre de modèles : Compte tenu de toutes ces considérations, il semble maladroit de réaliser les analyses objectives de toutes les saisons décrites par le tableau 3.3 avec les mêmes paramètres. De même, il n'y a pas *a priori* de raison pour que ces paramètres soient applicables indifféremment à toutes les couches qui composent la colonne d'eau. Avec cette idée en tête, nous avons mené une étude préliminaire pour déterminer s'il fallait définir un modèle de semi-variogramme par saison et s'il en fallait également un par couche. Nous avons ainsi étudié les profils moyens de température

potentielle et de salinité ( $\theta$  et S, figure 3.3) pour chaque saison afin de définir les principales couches qui le compose. Nous avons ensuite calculé pour chaque paramètre, pour chaque saison et pour plusieurs profondeurs la distance maximum de corrélation, définie comme étant la distance pour laquelle le corrélogramme réel devient nul. En associant ces deux résultats nous avons déduit le nombre de modèle de semivariogramme nécessaire à notre étude.

Les profils moyens pour les trois saisons (figure 3.3) sont très similaires, à l'exception des couches de surface pour lesquelles des différences significatives sont observées. En effet, si les dix premiers mètres de la colonne d'eau semblent assez bien mélangés au printemps, avec une salinité proche de 27, une température de surface juste inférieure à -1°C et une déviation standard faible, les profils d'été et d'automne ne laissent pas apparaitre la présence d'une couche mélangée. Cet état de fait a pour origine la grande variabilité spatiale observée en surface à l'été et à l'automne qui a pour effet de faire apparaître une stratification dans les premiers mètres de la colonne d'eau lors du calcul des profils moyens. Cependant, l'étude individuelle des profils montre la présence d'une couche mélangée de surface d'épaisseur faible et variable (entre 3 et 15 m) pour ces deux saisons. Ces profils moyens nous montrent que la température de surface atteint son maximum durant l'été avant de diminuer drastiquement à l'automne. En dehors de ces variations attribuables au cycle annuel d'évolution de la couche mélangée de surface (ou PML, voir chapitre IV.), les profils de  $\theta$  et S montrent une grande stabilité au fil des saisons. Ainsi, il est possible d'identifier, de la même façon que dans la section 4.4.1., la superposition des masses d'eau d'origine Pacifique (BSSW et BSWW) entre 50 et 150 m, de la thermocline arctique (ATh) entre 150 et 300 m, de la couche atlantique (AL) audelà de 300 m et des eaux de fond du bassin canadien (CBDW) au-delà de 800 m (masse d'eau non visible sur la figure). En termes de stabilité, les profils de N<sup>2</sup> (fréquence de Brunt-Vaïssala, voir équation 4.1) montrent la présence d'une pycnocline autour de dix mètres en été et à l'automne, probablement associée à la limite inférieure de la PML. Au printemps, cette pycnocline est moins marquée, en réponse à l'augmentation de la salinité



**Figure 3.3 :** Profils moyens de salinité (gauche), température (centre) et fréquence de stabilité (droite) pour les saisons de printemps (haut), d'été (milieu) et d'automne (bas). Sur chaque profil, la déviation standard est ajoutée en pointillés (moyenne +/- déviation standard).

de surface au cours de l'hiver. La représentativité des ces profils moyens, est confirmée lors de leur comparaison avec ceux déjà publiés, notamment par Kuikov et al. (1998).

En ce qui concerne la distance maximale de corrélation (d<sub>c</sub>), seul le calcul effectué avec les données d'automne (figure 3.4) permet d'obtenir un résultat exploitable. En effet, les profils obtenus avec les données de printemps et d'été présentent une variabilité trop importante pour permettre d'en tirer une quelconque information.



**Figure 3.4 :** Distances maximales de corrélation pour les paramètres  $\theta$  et S (pointillés bleus et rouges) calculés pour la saison d'automne, superposés aux profils moyens correspondants (traits pleins bleu et rouge).

Sur les profils d'automne apparait une bonne relation entre masses d'eau et distance de corrélation. La PML, dont la caractéristique principale est d'être soumise aux effets de l'atmosphère et d'être très variable, présente une corrélation relativement faible, elle aussi variable. Les eaux pacifiques par contre sont fortement corrélées ( $d_c \sim 100$  km),

à cause de la grande stabilité de leurs paramètres dans le temps. En ce qui concerne la thermocline arctique, elle montre une corrélation faible malgré une stabilité comparable à celle des eaux pacifiques ( $d_c \sim 30$  km). Ceci est explicable par le fait que la stratification au sein de cette couche est très importante. Ainsi, le moindre déplacement vertical de cette thermocline entraîne tout de suite l'apparition de gradients horizontaux significatifs. Plus profondément, la couche atlantique, présente des distances de corrélations maximales importantes ( $d_c > 100$  km) pour les mêmes raisons que les eaux pacifiques. Malheureusement, passé 500 mètres de profondeur, le nombre de données disponible devient assez faible et il est impossible de calculer  $d_c$  de façon précise. Les très faibles valeurs obtenues en profondeur sont simplement causées au manque de données et il apparait hasardeux d'essayer de définir un modèle de variogramme pour la couche de fond. Cependant, il est légitime de penser que cette couche présente des variations spatiales comparables à celle de la AL et qu'un modèle adapté pour l'une le sera également pour l'autre.



**Figure 3.5 :** Nombre de points par intervalle de distance (haut), semivariogrammes réel (cercles) et modélisé (trait, milieu) et corrélogramme réel (bas) calculés pour la température (gauche) et la salinité (droite) à 20 m pour la saison d'automne.

Ainsi, notre étude préliminaire nous montre qu'il ne faut non pas réaliser nos analyses objectives avec un seul modèle de semi-variogramme mais bien en définir plusieurs. Le nombre de ces modèles s'élève à douze, soit quatre par saison, un pour chaque couche (PML, BSW, ATh et AL/CBDW).

Types de modèles et paramètres de krigeage : Le nombre de modèles de semivariogrammes différents utilisés en analyse objective est relativement important. Théoriquement, il est même possible pour chaque semi-variogramme calculé d'ajuster une fonction analytique par méthode des moindres carrés (Gratton, 2002). Néanmoins les deux types de modèles les plus fréquemment utilisés sont les modèles exponentiel et gaussien et c'est principalement ces deux types que nous avons testé sur notre jeu de données. Après avoir effectué ces tests, il est apparu que le type de semi-variogramme le plus adapté à nos données est le modèle exponentiel (exprimé par l'équation 3.4), car c'est celui qui minimise l'erreur totale normalisée par rapport au semi-variogramme réel.

$$\gamma(h) = C\left(1 - e^{-\frac{h}{a}}\right) + C_0 \qquad (\text{équation 3.4})$$

Où  $\gamma(h)$  est la semi-variance à la distance h, a détermine la portée, C détermine la valeur du palier et exprime la variance maximale associée au résultat d'interpolation ( $C_0$  + C), et  $C_0$  est la semi-variance pour h = 0 appelé effet de pépite et défini par l'équation 3.5.

$$\lim_{h \to 0^+} \gamma(h) = C_0 \qquad (\text{équation 3.5})$$

Dans notre cas nous n'avons pas considéré d'effet de pépite car les paramètres étudiés sont continus dans l'espace et que les mesures séparées par de faibles distances montrent en général une faible variabilité. Ainsi dans nos modèles de variogramme, nous avons fixé  $C_0 = 0$ .

Ainsi, pour chaque saison et seize profondeurs comprises entre 5 et 600 m, nous avons ajusté un modèle de semi-variogramme et avons sauvegardé les résultats (exemple en figure 3.5). Nous avons mené cette étude sur une distance maximum h de 100 km car nous avions choisi, au vu des résultats, de ne pas prendre en compte dans l'analyse objective les points séparés par une plus grande distance. Dans les cas où la distance de corrélation d<sub>c</sub> était inférieure à cette valeur maximale, nous avons fait un second ajustement en ne prenant pas en compte les distances supérieures à d<sub>c</sub>. Nous avons ainsi obtenu pour chaque saison et chaque profondeur des valeurs de a et c calculées avec toutes les distances inférieures à 100 km (a(100) et c(100) respectivement) et une valeur  $a(d_c)$  et  $c(d_c)$  calculée avec seulement les distances inférieures à d<sub>c</sub> lorsque nécessaire. Les résultats obtenus avec cette analyse sont illustrés par le tableau 3.4.

Couche	Prof.	Dist. Corr.	a (100)	c (100)	a (dc)	c (dc)	а	с	am	Cm	
	5	170	54,84	1,59	/	/	54,84	1,59			
1	20	50	25,68	1,59	11,16	1,16	18,42	1,375	29 1,0	29	1,06
	40	110	14,63	0,22	/	/	14,63	0,22			
2	60	50	8,64	0,019	1,12	0,017	4,88	0,018	9	0,01	
	75	230	8,45	0,014	/	/	8,45	0,014			
	90	160	5,92	0,012	/	/	5,92	0,012			
	100	110	15	0,013	· /	/	15	0,013			
1:	150	30	13,96	0,054	0,076	0,036	7,018	0,045	25		
2	200	30	63,81	0,16	55	0,14	59,405	0,15		0.05	
3	250	30	46,65	0,037	15	0,013	30,825	0,025		0,05	
	300	50	15	0,0017	15	0,0015	15	0,0016			
	350	100	15	0,0009	/	/	15	0,0009			
4	400	110	15	15 0,0003 / / 15 0,0003	0,0003						
	450	120	15	0,0001	/	1	15	0,0001	15 0,000	0,0006	
	500	70	15	2E-05	15	2E-05	15	2E-05			
	600	0	1	1	1	1	1	1			

**Tableau 3.4 :** Résultats de l'étude menée pour la salinité à l'automne pour les paramètres de krigeage (profondeur en m et distance de corrélation en km).

Nous avons définis les paramètres moyens  $a_m$  et  $c_m$  utilisés pour chaque couche dans la phase d'analyse objective comme étant la moyenne des paramètres a et c attribués à chaque profondeur. Ces derniers ont été calculés de la façon suivante :

$$\begin{cases} a = a(100) \\ b = b(100) \end{cases}$$
 (équation 3.6, pour d<sub>c</sub> > 100 km)  
$$\begin{cases} a = 1/2[a(100) + a(d_c)] \\ b = 1/2[b(100) + b(d_c)] \end{cases}$$
 (équations 3.7, pour d<sub>c</sub> < 100 km)

Ce choix résulte d'un compromis entre les études des semi-variogrammes réalisées avec chacun des paramètres. En effet, bien que les paramètres  $a(d_c)$  et  $c(d_c)$  semblent *a priori* mieux adaptés dans les cas où  $d_c < 100$  km, les résultats graphiques ne concluent pas clairement en ce sens car les modèles de variogramme ajustés avec seulement les points pour lesquels la distance est inférieure à  $d_c$  n'épousent pas toujours mieux les points de mesure que ceux ajustés avec l'ensemble des points.

## 3.3.3. Champs saisonniers

Pour décrire au mieux les variations saisonnières et spatiales des champs de température et salinité dans toute notre région d'étude, nous avons choisi de représenter le résultat de nos interpolations selon trois formes différentes. D'abord, nous avons tracé chacun de ces paramètres par couche et par saison. Nous avons ainsi choisi quatre profondeurs représentatives des couches définies plus haut. La PML est représentée par la profondeur 25 m, les eaux BSW par la profondeur 100 m, la ATh par 200 m et la couche AL par 400 m. Les figures ainsi réalisées sont présentées en annexe 2. Dans un second temps, nous avons tracé deux sections pour chaque paramètre et chaque saison. Ces deux sections, les mêmes d'une saison à l'autre, ont été choisies pour représenter l'évolution des paramètres depuis le plateau du Mackenzie vers le large et entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Ainsi la première est tracée en suivant le 134<sup>ième</sup> parallèle Ouest alors que la seconde relie les points situés à 73°N / 134°O et 70°N / 120°O et traverse le golfe d'Amundsen de part en part (figure 3.6). De cette façon, nos deux sections se

rejoignent à leur extrémité nord et représentent bien les variations spatiales des paramètres  $\theta$  et S. Dans la suite du texte, ces deux sections porteront respectivement les noms de section Beaufort et section Amundsen. Enfin, nous avons tracé dans un troisième temps, la profondeur de l'isotherme  $\theta = 0$ °C, marquant la limite supérieure de la AL. Il est à noter que l'ensemble de ces interpolations a été calculé en coordonnées MTU afin de respecter les distances réelles entre les stations.



**Figure 3.6 :** Position des deux sections (tirets noirs) utilisées pour l'étude des propriétés de l'océan.

**Couches de surface :** Les conditions au sein de la PML, représentées par les cartes de température et salinité à 25 m (annexes 2.1 et 2.2) montrent une très grande variabilité. Parmi les six saisons, les deux plus éloignées dans le temps (Fall02 et Fall06) sont celles qui présentent les conditions les plus similaires. Cette similarité, très remarquable sur les données de salinité trouve une explication dans le fait que ces deux périodes ont été échantillonnées à une même période de l'année.



**Figure 3.7 :** Sections de température le long des sections Beaufort (gauche) et Amundsen (droite) pour les saisons Fall02 (a. et b.), Fall03 (c. et d.), Spring04 (e. et f.), Summer04 (g. et h.), Fall05 (i. et j.) et Fall06 (k. et l.).



**Figure 3.8 :** Sections de salinité le long des sections Beaufort (gauche) et Amundsen (droite) pour les saisons Fall02 (a. et b.), Fall03 (c. et d.), Spring04 (e. et f.), Summer04 (g. et h.), Fall05 (i. et j.) et Fall06 (k. et l.).

A l'automne 2002 (Fall02), la température présente une variabilité modérée, avec deux minima visibles au nord du cap Bathurst et dans le sud de la baie de Franklin et un léger maximum au centre du golfe d'Amundsen. En termes de salinité, les différences observées sont plus importantes avec deux minima au centre du golfe et dans le sud de la baie de Franklin (S < 26) et des maxima au nord du cap Bathurst (S ~ 31.5) et dans l'est du golfe. Pour cette année, aucune information n'est disponible dans l'ouest de la région.

L'automne 2003 (Fall03), échantillonné un peu plus tard dans la saison, présente lui aussi certaines similitudes avec l'automne 2002. Comme en 2002, une masse froide occupe le sud de la baie de Franklin et le nord-ouest du cap Bathurst mais celle-ci s'étend à tout le centre de la région et le sud du golfe d'Amundsen. Dans l'ouest, un maximum de température est observé mais la trop faible quantité de données ne permet pas d'en évaluer la représentativité. A l'est par contre, dans le golfe, une bande d'eau relativement chaude longe le sud de l'île de Banks et est observée en de nombreux points. Le golfe est ainsi divisé en deux régions qui présentent des températures très différentes (-1.5 à  $0.5^{\circ}$ C du sud au nord). Sur la carte de salinité, les variations ne suivent pas celles de température. Seuls deux maxima locaux sont observés au nord des caps Bathurst et Parry (S ~ 31.5) alors que les régions à l'est du golfe et au large du plateau montrent des salinités relativement faibles (S ~28).

Le printemps 2004 (Spring04) est sans conteste la saison la plus froide et la plus homogène en température parmi les six échantillonnées avec une moyenne proche de - $1.5^{\circ}$ C, exception faite de la région directement au nord et à l'est du cap Bathurst où apparaît une masse d'eau nettement plus chaude ( $\theta \sim 0^{\circ}$ C). Le champ de salinité ne présente pas la même homogénéité bien que la valeur moyenne soit la plus élevée des six saisons. Des maxima de salinité sont observés d'ouest en est en bordure du plateau dans le canyon Mackenzie, au nord du cap Bathurst ainsi que dans le sud du golfe d'Amundsen.

A l'été 2004 (Summer04), une masse d'eau chaude ( $\theta \sim 1.5^{\circ}$ C) apparait dans la baie de Franklin et s'étend vers le nord en direction de la mer de Beaufort. Malheureusement, le manque de données à l'est du cap Parry ne nous permet pas de savoir si cette masse chaude s'étend également vers l'est ou si elle est confinée localement. Par ailleurs, un second point de température élevé est observé à l'ouest du cap Bathurst et pourrait appartenir la même masse d'eau. Là encore, le manque de données entre ces deux régions ne nous permet pas de conclure à ce sujet. L'ouest de la région d'étude est à cette période occupé par des masses d'eau bien plus froides ( $\theta \sim -1^{\circ}$ C) contrairement au nord et à l'est du golfe d'Amundsen plus proches de 0°C. Ainsi, les différences de température observées sont très importantes ( $-1 < \theta < 1.5^{\circ}$ C) et sont les plus grandes des six saisons. En termes de salinité, l'été 2004 est assez homogène à cette profondeur, mis à part le nord du cap Bathurst et le canyon Mackenzie qui présentent des maxima locaux. Pour le reste, la salinité moyenne observée est légèrement plus faible qu'au printemps précédent.

L'automne 2005 (Fall 05) est caractérisé par une faible densité de données, ce qui handicape notre analyse. Malgré cela, cette saison semble être nettement plus chaude que toutes les autres et présente, comme à l'été 2004, une masse d'eau chaude dans le sud du golfe d'Amundsen s'étendant vers le nord. Cette fois, la présence de données à l'est du cap Parry nous laisse voir l'étendue de cette masse d'eau vers l'est. L'ouest de la région semble également occupé par une masse d'eau similaire, bien que le petit nombre de données nous oblige à être prudent. Le nord du golfe ainsi que le centre de la région sont eux sous l'influence d'une masse d'eau bien plus froide et le golfe est une fois de plus divisé selon son axe est-ouest avec de fort gradient de température (-0.5 à 2° du nord au sud). En ce qui concerne la salinité, le champ observé est relativement homogène. Seuls quelques maxima apparaissent, au nord du cap Bathurst, proche du site de mouillage CA18 et au sud-ouest de l'île de Banks.

Enfin, comme nous l'avons déjà évoqué, l'automne 2006 (Fall06) est assez semblable à l'automne 2002 pour ce qui est de la température. Dans le golfe, des différences importantes apparaissent entre le sud ( $\theta \sim -1^{\circ}$ C et S  $\sim 31.5$ ) et le nord ( $\theta \sim$ 1°C et S  $\sim 29.5$ ) bien que ces différences soient plus importantes en température qu'en salinité.

**Couches profondes :** Contrairement à celles de surface, les couches profondes ne montrent aucune différence saisonnière significative et très peu de variabilité spatiale.

Cette constatation est d'autant plus vraie que l'on s'enfonce en profondeur et trouve principalement son explication dans la diminution de l'impact des phénomènes de surface avec la profondeur. A 100 m (annexes 2.3 et 2.4) les variations spatiales sont faibles mais encore visibles. A cette profondeur, une différence de température semble apparaître systématiquement entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen, ce dernier étant plus froid de quelques dixièmes de degrés, excepté à l'automne 2005. Seuls les automnes 2003 et 2006 présentent des valeurs extrêmes, mesurées en bordure du plateau continental à proximité du canyon Mackenzie et également visibles sur les champs de salinité. En dehors de ces valeurs extrêmes, ces derniers ne laissent apparaître aucune différence systématique entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Ainsi, mis à part ces dernières observations particulières, les champs de salinités à 100 m ne montrent ni variabilité spatiale, ni variabilité saisonnières. Cette constatation reste valable pour les champs à 200 et 400 m (annexes 2.6 et 2.8) qui présentent eux aussi une homogénéité importante contrairement à ceux de température (annexes 2.5 et 2.7), très variable à 200 m. En effet, les différences spatiales de température à cette profondeur sont plus importants que celles observées à 100 m mais ne présentent aucun schéma particulier, ni différence systématique entre mer de Beaufort et golfe d'Amundsen. Le champ à 400 m par contre, montre une variabilité similaire à celui de salinité, extrêmement faible.

Sections et profondeur de l'isotherme 0°: Les sections de température et salinité (figures 3.7 et 3.8) nous montrent une fois de plus que la structure de la colonne d'eau n'évolue pas (ou peu) avec les saisons et les années en dessous de la PML. Elles permettent également de compléter la vision offerte par les champs horizontaux (annexes 2.1 à 2.8). Ainsi les maxima de température observés à l'été 2004 (annexe 2.1-d.) et l'automne 2005 (annexe 2.1-e.) sont bien visibles sur les figures 3.7-h. et 3.7-j. et s'étendent jusqu'à 50 m de profondeur. En revanche, la section Beaufort coupant le plateau du Mackenzie au printemps 2004 (figure 3.7-e.) nous montre l'existence d'un autre de ces maxima en développement et n'ayant pas encore atteint 25 m de profondeur. Contrairement à l'image donnée par les champs à 25 m, l'automne 2006 présente une différence majeure avec l'automne 2002 sous la forme d'un maximum de température en

surface, du même type que ceux observés au printemps et à l'été 2004, visible sur la figure 3.7-1. Ainsi la température à 25 m est selon la saison supérieure, égale ou inférieure à celle de surface. De même pour la salinité, les sections automnales montrent des valeurs extrêmement faibles en surface, non visibles sur champs à 25 m et seules les mesures du printemps 2004 nous montrent le cas où salinité à 25 m et en surface sont proches.



**Figure 3.9 :** Profondeur (m) de l'isotherme  $\theta = 0$ °C (limite supérieure de l'AL) pour les saisons Fall02 à Fall06.

En profondeur, les sections nous montrent que la stratification en mer de Beaufort est bien plus régulière que dans le golfe d'Amundsen. En d'autres termes, la profondeur des isothermes et isohalines semble perturbée au passage du point le plus haut du seuil séparant le golfe d'Amundsen de la mer de Beaufort, au nord du cap Bathurst. Ces perturbations engendrent des oscillations verticales des différentes masses d'eau, visibles notamment sur la position de l'isotherme 0°. Cette idée est confirmée par la figure 3.9 sur laquelle, la position de cette isotherme est tracée pour toute la région. En utilisant l'évaluation de l'erreur associée à l'interpolation des champs de température et salinité par analyse objective, il est possible de savoir si ces variations sont représentatives d'une réalité physique. Pour ce faire nous avons estimé l'erreur verticale sur la position des isolignes ( $\Delta P$ , en mètres) associée au  $\Delta \theta$  (ou  $\Delta S$ ) issus de l'erreur d'interpolation en exploitant l'information fournie par les profils moyens (section 3.3.2.). Cette estimation nous a montré que l'erreur sur l'estimation des paramètres  $\theta$  et S engendre une incertitude sur la position verticale des isolignes de l'ordre du mètre au cœur de la ATh (autour de 200 m de profondeur). Ce résultat s'explique par la très importante stratification de l'océan Arctique et permet de conclure que les déplacements verticaux des isolignes de température et salinité observées sont représentatifs de phénomènes réels. Il apparait ainsi clairement que si de telles variations verticales sont visibles en mer de Beaufort, principalement le long de la pente continentale, elles sont beaucoup moins importantes que celle observées dans le golfe d'Amundsen. En particulier, des différences notables apparaissent entre le sud et le nord du golfe pour plusieurs saisons (Fall03, Spring04, Fall05 et Fall06), superposées à des fluctuations à faibles échelles de distance.

Enfin, ces sections nous montrent qu'il existe des différences en profondeur entre le golfe et la mer de Beaufort. Dans le fond du golfe d'Amundsen, les températures et salinités mesurées sont plus faibles que celles au large du plateau et cette différence est plus marquée en température. Sur les figures 3.7-i. et 3.7-k., un noyau d'eau chaude semble apparaître le long de la pente continentale mais ses caractéristiques laissent penser qu'il s'agit de la couche atlantique (AL) dont l'étendue horizontale n'est pas correctement restituée par l'analyse objective à cause du manque de donnée au nord de la section.

# 3.4. Circulation régionale, évolution saisonnière

### 3.4.1. Méthode

Après avoir étudié les propriétés régionales de la colonne d'eau (section précédente), nous avons cherché à décrire la circulation sur cette même région. En effet, bien que certains éléments de cette circulation aient déjà été mis en évidence lors d'études précédentes (Kulikov et al., 1998, Ingram et al., 2009), aucune d'elle n'a permis d'avoir une vue d'ensemble et de faire le lien entre la circulation au large du plateau du Mackenzie et celle au sein du golfe d'Amundsen. Heureusement, la répartition spatiale des mouillages et la distribution verticale des instruments durant le programme CASES (figure 2.2 et tableau 3.2) nous a donné la possibilité de mener cette étude à bien.

Couche	Prof. (m)
PML	0 - 50
BSW	50 - 150
ATh	150 - 300
uAL	300 - 500

**Tableau 3.5 :** Dénomination et limites verticales des couches choisies pour la description régionale de la circulation.

Pour ce faire, nous avons utilisé les données de courant à notre disposition, enregistrées par les mouillages au cours de l'année 2003-2004. Verticalement, nous avons choisi de faire notre description par tranche de profondeurs, dont les limites ont été dictées par la position des instruments ainsi que par la volonté de permettre une analyse d'ensemble en faisant correspondre ces couches avec celles étudiées et décrites dans la section précédente. Pour chacune de ces couches, une profondeur représentative à été choisie, principalement en fonction du nombre d'instruments immergés. Ainsi, nous avons définit quatre couches à étudier (tableau 3.5), limitées par les profondeurs 50, 150, 300 et 500 m correspondant respectivement à la PML, la BSW, la ATh et la partie supérieure de la AL (que nous nommerons uAL pour *upper Atlantic Layer*). Malheureusement, la trop faible quantité d'informations disponibles pour les couches plus profondes ne nous a pas permis de mener une analyse de la circulation au-delà de 500 mètres, en effet seuls deux sites (CA11 et CA12) étaient équipés d'instruments immergés à ces profondeurs.



**Figure 3.10 :** Séries temporelles de vitesses de courant (cm sec<sup>-1</sup>), composantes Est (U, haut), Nord (V, centre) et norme du vecteur (bas) enregistrées au site CA10 à 52 m. Les traits discontinus verticaux représentent les limites des périodes numérotées de I. à VII. identifiées sur les séries temporelles du groupe Beaufort et résumées par le tableau 3.6.

Temporellement, notre approche à été de nous baser sur l'étude des séries de données pour définir des périodes d'analyses plutôt que d'utiliser des arguments théoriques comme l'ont fait Ingram et al. (2009) avec les mêmes données et pour la même période de temps. En effet, dans leur étude, Ingram et al. analysent leurs données de courant en les groupant selon les quatre saisons formant le cycle saisonnier régional

décrites au chapitre I. Notre choix s'appuie sur deux constatations. Premièrement, la correspondance entre les saisons utilisées par Ingram et al. et les périodes apparentes sur les séries temporelles n'est pas toujours exacte. Deuxièmement, le nombre de périodes mises en évidence est supérieur à celui utilisé par Ingram et al. dans leur étude. De ce fait, notre méthode nous permet de décrire avec plus de finesse les variations de la circulation dans la région CASES entre 2003 et 2004 et de ne pas grouper entre elles des données issues de périodes différentes. Ainsi, nous avons étudié visuellement l'ensemble des séries temporelles de courant et avons repéré les dates des changements majeurs de direction ou d'intensité, comme le montre l'exemple de la figure 3.10. Pour le découpage, nous avons conservé les dates communes à l'ensemble des séries.

Periode	Beaufort	Amundsen	Date
1	< 302	< 302	29 oct.
2	302 - 336	302 - 336	2 dec.
3	336 - 395	336 - 369	5 janv.
4		369 - 395	29 janv.
5	395 - 524	395 - 450	25 mars
6		450 - 493	7 avr.
7		493 - 524	7 juin
8	524 - 580	524 - 549	2 juil.
9		549 - 580	2 août
10	580 - 600	580 - 600	22 août
11	600 - 638	600 - 638	29 sept.

**Tableau 3.6 :** Dates de début et de fin de chaque période apparaissant dans les séries temporelles de courant pour les groupes Beaufort et Amundsen.

Au cours de cette analyse, nous nous sommes rendu compte que les instruments placés dans le golfe d'Amundsen présentaient une variabilité supérieure à celle des instruments mouillés au large du delta du Mackenzie. Cette constatation nous a poussé à grouper les mouillages selon deux catégories, l'une à l'extérieur du golfe (catégorie Beaufort), l'autre à l'intérieur (catégorie Amundsen). Les dates définissant les sept périodes du groupe Beaufort et les dix périodes du groupe Amundsen sont résumées par le tableau 3.6. Heureusement pour nous, la correspondance entre les périodes des deux groupes est bonne, ainsi les trois périodes en plus du groupe Amundsen sont des sousdivisions de certaines du groupe Beaufort. Cette constatation nous permet déjà de penser que les schémas locaux de circulation dans la région CASES sont liés entre eux et doivent être soumis à des contraintes communes.

Une fois cette étape terminée, nous avons calculé les moyennes des deux composantes des vitesses (U et V) pour chaque couche et chaque période. L'analyse des vitesses obtenues nous a permis de décrire la circulation moyenne sur toute la région CASES.

#### 3.4.2. Résultats

L'ensemble des résultats de cette étude est présenté en annexe 3 et une synthèse est exprimée par les figures 3.11 et 3.12 sur lesquelles sont tracée les valeurs moyennes annuelles des vitesses mesurées. Dans le sud de la mer de Beaufort, les mesures enregistrées autour de 50 m par les six mouillages équipés de capteur à cette profondeur montrent une circulation à deux régimes opposés. Entre les périodes 1 et 7 (de l'automne à début juin, voir tableau 3.6) les trois mouillages CA04, CA07 et CA12, très proches les uns des autres sont sous l'influence d'un flux orienté au sud-ouest. A partir de la période 8 et jusqu'à la fin des enregistrements (*i.e.* jusqu'en septembre) cette tendance s'inverse aux sites CA04 et CA07 qui s'orientent alors au nord-est mais demeure inchangée à CA12 (le plus au large). Dans l'ouest de la région, le mouillage CA10 (le plus proche de la côte et au centre du canyon Mackenzie) enregistre un flux de nord constant sur toute l'année. Un peu plus au nord et face au canyon Mackenzie, le site CA11 subit un courant similaire jusqu'au début de l'hiver (périodes 1 à 4) puis s'oriente au nord-est jusqu'au début du mois d'août avant de devenir fluctuant pour le reste de l'été. Au nord-est de CA10, la direction des courants à CA09 varie peu au cours de l'année (orientation nordest) mais leur intensité diminue fortement au cours de l'hiver (périodes 5 à 7). Malgré ces fluctuations, la moyennes annuelle des vitesses mesurées (figure 3.11) montre un flux orienté au sud-ouest et concorde bien avec le sens de circulation imposé par la gyre de Beaufort.

Parallèlement, dans le golfe d'Amundsen, les données enregistrées par les sept mouillages semblent indiquer un schéma de circulation assez constant. Mis à part les périodes 1 et 2 pour lesquelles les vitesses enregistrées aux sites CA03, CA05, CA15 et CA16 sont très faible, ce schéma indique un flux entrant constamment dans le golfe près de l'île de Banks (CA16) et sortant au nord du cap Bathurst (CA05 et CA15). Entre les périodes 3 et 7, les données des sites CA16, CA08, CA06 et CA20 montrent qu'une part du flux entrant dans le golfe est déviée vers le sud en direction de la baie de Franklin.



**Figure 3.11 :** Moyennes annuelles des vitesses mesurées à 50 m (bleu clair) et 100 m (bleu foncé) par l'ensemble des appareils de mesures disponibles.

Selon les périodes (comme au cours du mois de décembre par exemple), une branche de ce courant se sépare vers l'ouest et le mouillage CA06 en direction de la sortie du golfe. Temporairement (période 6), le flux entrant s'élargit jusqu'au site CA15 où les courants s'inversent alors. A la fin de l'hiver (au mois d'avril), toutes les mesures dans le

golfe montrent un net ralentissement de la circulation, qui reprend au début de l'été (période 8). A partir de ce moment, le flux à CA05 devient plus fluctuant et faible mais reste orienté vers l'intérieur du golfe. Pour les autres sites par contre, la tendance de l'hiver se maintient globalement, notamment à CA15 et CA16 qui continue d'enregistrer des flux sortant et entrant respectivement. Tout au long de l'année, les mesures sur le plateau ( site CA03, le site le moins profond de tous) montrent des vitesses moyennes faibles et globalement orientées vers la plus grande ligne de pente (au nord-est).



**Figure 3.12 :** Moyennes annuelles des vitesses mesurées à 200 m (vert clair) et 400 m (vert foncé) par l'ensemble des appareils de mesures disponibles.

A 100 m de profondeur, l'ensemble des données montre que la circulation est identique à celle décrite pour 50 m. Seule l'intensité des courants diffère avec des vitesses plus importantes en profondeur, et ce pour toute l'année. Le mouillage CA18, seul site en plus à cette profondeur, enregistre des courants aux directions très variables mais généralement intenses. D'abord orientés au sud, ces courants tournent au nord-est pour les périodes 2 et 3 puis diminuent énormément avant de revenir au sud et de disparaitre à nouveau. Ces deux observations sont également valables pour les moyennes annuelles présentées par la figure 3.11.

A 200 m, l'analyse des données de courant le long de la pente continentale au large du Mackenzie ne permet pas de dégager de schéma de circulation net. Tout au long de l'année, les trois mouillages proches CA04, CA07 et CA12 n'enregistrent presque jamais de directions de courants similaires. Si au cours des périodes 1 à 7, le site CA07 semble montrer une tendance oscillante entre nord-ouest et sud-ouest, ses voisins directs sont toujours orientés suivant la plus grande pente et toujours en direction opposée l'un par rapport à l'autre. Dans le même temps, les courants à CA11, d'abord orientés au sud en direction du canyon Mackenzie (périodes 1 à 4) s'inversent complètement et passent en direction du large pour les trois périodes suivantes. Enfin, le site CA13 plus à l'est, montre une constance particulière et reste orienté au sud-est en direction du cap Bathurst pendant presque toute l'année. A la fin du printemps (i.e. à partir de la période 8), les mouillages CA04 et CA07 tournent pour venir s'aligner avec les isobathes en direction du nord-est, de façon similaire à ce que nous avons observé pour les couches supérieures. Cette dernière tendance se maintient au site CA04 jusqu'à la fin août avant de tourner au nord, précédé par le site CA07 un mois plus tôt. Plus au large et à l'ouest, les deux mouillages CA12 et CA11, adoptent une direction sud qu'ils conservent jusqu'à la fin des enregistrements. Dans le golfe d'Amundsen à cette profondeur, la circulation observée tend à s'opposer à celle de surface, exception faite du mouillage CA15 qui présente un comportement beaucoup plus barotrope que ses voisins directs. Durant tout l'automne et jusqu'à la fin du mois de janvier, le mouillage CA05 enregistre un flux entrant orienté au sud-est. Parallèlement, le mouillage voisin (CA15) enregistre d'abord la même tendance (période 1) puis s'inverse sous l'influence d'un flux sortant, orienté au nord-nord-ouest. Plus à l'est, le site CA08 reste assez stable, oscillant entre nord et nord-ouest. Au cœur de l'hiver (entre février et avril), ce schéma disparait temporairement. Les vitesses enregistrées à CA05 deviennent très faibles et fluctuantes alors que CA15 repasse au sudest. Finalement, au cours du mois de juin, CA05 et CA15 reprennent leur direction respective au sud-est et nord-ouest et les conservent jusqu'à la fin des enregistrements au mois d'août avec une accélération des courants à la fin des séries. Durant toutes ces périodes, le site CA18 est très fluctuant mais adopte une tendance ouest à partir de février qu'il conserve jusqu'à la fin.

Au-delà de 200 m, les informations sur les courants se raréfient puisque seuls trois sites possèdent des instruments autour de 400 m (CA07, CA12 et CA18) et que seulement deux (CA11 et CA12) en possèdent autour de 800 et 1000 m. Cependant, ces mesures montrent qu'un flux continu orienté le long des isobathes vers le nord-est passe au site CA07 à 400 m avec des vitesses moyennes soutenues (figure 3.12). A cette même profondeur, les courants à CA12 sont faibles et très variables et ceux à CA18 majoritairement au sud et sud-est. A 800 m, CA12 montre lui aussi une tendance au nord-est mais celle-ci disparait avec l'arrivée de l'été. CA11 quand à lui, enregistre à cette profondeur des vitesse entrantes puis sortantes du canyon Mackenzie (périodes 1 et 2 puis 3 et 4), et tourne au nord-est en février et devient parallèle à CA12, puis tourne encore au sud-est et au sud-sud-est en cours de l'été. Enfin à 1000 m, CA11 reste constamment orienté au sud en direction du canyon alors que CA12 est très faible et fluctuant.

# 3.5. Evaluation des composantes géostrophiques

#### 3.5.1. Méthode

Le calcul des composantes des vitesses géostrophiques à partir des champs de température et salinité apporte souvent de nombreuses informations utiles. Il permet notamment d'évaluer la part du champ de vitesse engendrée par les propriétés *in situ* de l'océan. Bien que nombreux autres paramètres soient à l'origine de ces mouvements (les marées, le transfert de quantité de mouvement depuis l'atmosphère), l'approximation géostrophique permet souvent d'en obtenir une première vision et reste, en l'absence de données de courants, la seule information disponible. Bien que cette méthode présente de nombreuses limitations (voir notamment Pond et Pickard, 1983, pour une explication complète de la méthode et une discussion sur sa validité), elle reste encore extrêmement

utile et fréquemment employée. Dans notre cas, la principale motivation à l'origine de ce calcul est de déterminer si, comme il a été observé le long les côtes de l'Alaska (Pickart, 2004), il existe un courant géostrophique à la limite du plateau continental responsable pour partie des vitesses déjà observées par Ingram et al. (2009) et décrite en sections 3.4.2.

Pour faire ce calcul, nous avons utilisé les équations 3.8 et 3.9, telles qu'elles sont décrites par Pond et Pickard (1983) :

$$U_g = \frac{-10}{f} \times \frac{\partial H_{dyn}}{\partial y}$$
 (équation 3.8)  
$$V_g = \frac{10}{f} \times \frac{\partial H_{dyn}}{\partial x}$$
 (équation 3.9)

Où f est le paramètre de Coriolis (voir détails page 76) et  $H_{dyn}$  est la hauteur dynamique, donnée par l'équation 3.10 en fonction d'un niveau de référence choisit  $p_0$ , avec  $\alpha$ l'anomalie de densité

$$H_{dyn,z} = \int_{p_0}^{p} \alpha \cdot dp \qquad (\text{équation 3.10})$$

Le choix du niveau de référence joue toujours un rôle central lors de l'application de l'approximation géostrophique. En effet, pour pouvoir calculer le champ de vitesse absolu, il est nécessaire de faire correspondre ce niveau avec celui auquel le champ de vitesse est nul. Bien qu'ayant fait débat (voir Olbers et Willebrand, 1984), cette condition est en général respectée dans l'océan profond, loin des côtes où l'approximation géostrophique se révèle très efficace. En océanographie côtière, et dans notre cas en particulier, le choix d'un niveau de référence est compliqué par les très grandes variations de bathymétrie existantes. Pour résoudre ce problème, nous avons utilisé la méthode qui consiste à calculer les vitesses géostrophiques entre deux stations en ne considérant que la partie commune des deux profils de mesures. De ce fait, le niveau de référence n'est pas constant, mais correspond à la profondeur maximale du profil le moins profond utilisé dans le calcul. Ainsi, le niveau de référence suit la topographie (si les profils se rendent jusqu'au fond) ce qui impose une condition de vitesse nulle au fond et peut parfois être problématique comme nous le verrons plus loin.

### 3.5.2. Résultats

Malgré nos efforts, le calcul des composantes géostrophiques sur l'ensemble de la région en utilisant les champs saisonniers interpolés ne fournit pas beaucoup d'informations. En effet, le calcul de ces composantes est par essence sensible aux gradients horizontaux de densité. En dehors des régions où le nombre de points de mesure est exceptionnellement élevé (i.e. le long des sections échantillonnées par exemple), ces gradients sont complètement lissés par l'interpolation et les vitesses géostrophiques calculées sont quasi-nulles. Dans certains cas, l'existence de points isolés et dont les valeurs associées sont sensiblement différentes de la moyenne des mesures (voir section 3.3.3), font apparaitre des dômes de hauteur dynamique artificiels dont la présence laisse croire à l'existence de circulations géostrophiques circulaires intenses. Ainsi, nous n'avons porté notre attention que sur les régions à forte densité de mesure. Compte tenu du fait que la question de vitesses géostrophiques au travers de la section du cap Bathurst est abordée dans le détail en section V., nous ne présentons ici que les résultats issus des observations le long de la section Beaufort, coupant le plateau du Mackenzie et qui correspond à une section du plan d'échantillonnage du programme CASES visitée de nombreuses fois.

En dehors de l'automne 2005 pour lequel le calcul des vitesses géostrophiques est entaché par un trop faible nombre de mesures, les résultats montrent une grande constance (figure 3.13). Ainsi les cinq autres saisons laissent apparaitre une trace visible d'un flux géostrophique à la limite du plateau continental, centré autour de 200 m et plus ou moins collé à la pente. Les vitesses calculées sont relativement faible (6 à 7 cm sec<sup>-1</sup>) mais sont du même ordre de grandeur que les vitesses moyennes mesurées *in situ* (section précédente) et que celles calculées par Pickart (2004) le long des côtes de l'Alaska. Selon les saisons, l'étendue horizontale du noyau de ce courant est variable et il se déplace pour être plus ou moins collé au talus continental. Ces déplacements horizontaux laissent croire à l'existence de méandres et pourraient être associés à l'apparition de tourbillons



tels que ceux observés très récemment dans le golfe d'Amundsen (Gratton, communication personnelle)

**Figure 3.13 :** Vitesses géostrophiques orthogonales à la section Beaufort (m sec<sup>-1</sup>), calculées pour les saisons Fall02 , Fall03 , Spring04, Summer04 et Fall06. Les vitesses comptées positivement sortent du plan.

Deux remarques importantes doivent néanmoins être formulées concernant ces résultats. En premier lieu, l'étendue des données vers le nord de notre région d'étude (partie droite des sections) est limitée. Ainsi, plus on s'éloigne dans cette direction, plus les champs calculés par analyse objective tendent vers la valeur moyenne de chaque profondeur. Ainsi, il est difficile de discuter en détail de l'étendue vers le nord du courant géostrophique observé. Dans un second temps, la profondeur maximale de ce courant est difficile à évaluer. En effet, plus on s'approche du fond, plus les résultats du calcul deviennent discutables. Deux raisons à cela ; d'abord la méthode de calcul elle-même qui, parce qu'elle impose une condition de vitesse nulle au fond, a tendance à diminuer les résultats proches de la côte. Ensuite, le nombre de données diminue avec la profondeur ce qui tend à atténuer voire à faire disparaitre les gradients horizontaux à l'origine des vitesses géostrophiques. Ce second effet est particulièrement visible sur les sections du printemps et de l'été 2004, sur lesquelles la limite inférieure abrupte du noyau géostrophique parait plus probablement liée à un manque de données qu'à une réalité du milieu.

Malgré ces nombreuses incertitudes, les résultats obtenus nous donnent l'information recherchée, à savoir que la distribution des propriétés de l'océan dans la région alimente un courant géostrophique côtier, suivant la limite du plateau continental vers l'est et centré autour 200 m de profondeur. Bien que la quantité de données manque pour le confirmer, la constance des résultats suggère la présence de ce courant tout au long de l'année. Les similarités entre les résultats de nos calculs et ceux publiés par Pickart (2004) (profondeur et amplitude notamment) nous incitent à la confiance et nous invitent à une étude plus approfondie de cette structure dynamique.

## **3.6.** Analyse spectrale

#### 3.6.1. Spectres de puissance et spectres rotatoires

L'analyse spectrale consiste en l'étude des propriétés d'un ou plusieurs signaux dans l'espace des fréquences plutôt que celui du temps, comme le fait une analyse classique de corrélation. En d'autres termes, une telle analyse a pour vocation de décrire les propriétés des signaux en fonction de la fréquence d'apparition de ces propriétés et se base sur le principe mathématique de la transformée de Fourrier. Ainsi, la densité spectrale (ou spectre de puissance) correspond à la transformation de Fourrier du corrélogramme (densité auto-spectrale et auto-corrélogramme pour une seule série). Dans le cas d'une série temporelle discrète (non continue), cette transformée est donnée par l'équation 3.11 suivante :

$$X_k = \sum_{n=0}^{N-1} X_n e^{-j\frac{2\pi kn}{N}}$$
 (équation 3.11)

Avec k = 0, 1, 2, ..., N/2 et  $X_k$  la transformée de Fourier de la série discrète  $X_n$  de durée  $T = N \times \Delta t$ 

En océanographie, l'analyse spectrale trouve un champ d'intérêt tout particulier dans l'étude des courants. En effet, cette méthode permet de faire ressortir des séries temporelles les fréquences auxquelles ces courants ont un comportement particulier et de mettre en évidence notamment les signaux de marées, les mouvements inertiels ou encore les cycles annuels.

Pour notre étude, nous avons utilisé deux types d'analyses, les spectres de variance classiques, calculés pour chaque composante du signal (U et V) et les spectres rotatoires, qui sont également des spectres de variance mais calculés pour les composantes positives et négatives de ce même signal. Afin de compléter ou valider les informations obtenues, nous avons également utilisé des résultats des analyses harmoniques effectuées par V. Lago à l'INRS pour l'ensemble des sites de mesure en utilisant les outils développés par Pawlowicz et al. (2002).

#### Spectres de variance classiques (ou cartésiens) :

Le spectre de variance (ou densité auto-spectrale) est donnée en fonction de la transformée de Fourier  $X_k$  par l'équation 3.12 suivante :

$$G_{XX}(f_k) = \frac{2}{N \Delta t} [X^*(f_k) . X(f_k)] \qquad (\text{équation 3.12})$$

Avec k = 0, 1, 2, ..., N/2 et où  $X^*(f_k)$  est la valeur conjuguée de  $X(f_k)$ .

Dans le cas des spectres classiques, les densités auto-spectrales sont calculées à partir des transformées de Fourier des séries temporelles des deux composantes U et V. La variance totale du signal de courant par bande de fréquence est alors obtenue en additionnant la variance de chaque composante. Ainsi, la variance entre deux fréquences du spectre est calculée en intégrant la variance G(f) entre ces deux bornes. Dans le cas de l'étude de données de vitesses, l'analyse dimensionnelle montre que ce calcul de variance correspond au calcul de l'énergie contenue dans le signal, par bande de fréquence. Ainsi, si l'on trace G(f). $\Delta f$  en fonction de f, on obtient alors directement une représentation de l'énergie en fonction de la fréquence.

#### **Spectres rotatoires :**

Le principe des spectres rotatoires est le même que celui des spectres classiques. La différence réside dans la décomposition du signal temporel. Si l'on exprime un vecteur mesurée V sous sa forme complexe en fonction de composantes U et V dans un repère orthonormé, on peut écrire (voir Gonella, 1972 ou Emery et Thomson, 2001):

$$V = u + iv$$
 (équation 3.13)

Avec :  $i = \sqrt{-1}$ 

La transformée de Fourier devient alors pour la série temporelle complexe V(t):

$$u(\omega) = \frac{1}{T} \int_0^T V(t) e^{-i\omega t} dt$$
  
$$u(\omega) = |u(\omega)| e^{i\theta(\omega)} \qquad (\text{équation 3.14})$$

Où u( $\omega$ ) donne l'amplitude spectrale  $|u(\omega)|$  et la phase  $\theta(\omega)$  à l'origine et où  $\omega$ peut être positif (composante positive) ou négatif (composante négative). Le vecteur V se trouve ainsi décomposé selon deux composantes rotatoires horaire (négative) et antihoraire (positive). Cette décomposition est particulièrement utile en océanographie car elle permet d'extraire des séries temporelles de courant, des signaux aux origines très différentes. Parmi eux, les mouvements inertiels, soumis à la rotation terrestre n'apparaissent que dans la composante négative (horaire) des spectres rotatoires.

Comme pour les spectres cartésiens, la variance totale est également donnée par la somme de la variance des deux composantes et on vérifie que les deux méthodes de calcul donnent deux estimations de la variance totale rigoureusement égales.

**Résolution de la fréquence inertielle :** La période d'oscillation des mouvements inertiels est donnée par l'équation 3.15 en fonction du paramètre de Coriolis f:

$$P_i = \frac{2\pi}{f}$$
 (équation 3.15)

- où :  $f = 2\Omega \sin \phi$  (équation 3.16)
- et :  $\Omega$  est la vitesse angulaire de rotation terrestre (red sec<sup>-1</sup>)  $\varphi$  est la latitude de la région considérée

Ainsi, dans notre région d'étude, cette période est comprise entre  $P_{il} = 12.77$  et  $P_{i2} = 12.62$  heures (à 70° et 72° N respectivement). Ces périodes nous permettent de calculer les fréquences inertielles associées :

$$f_{i1} = \frac{1}{P_{i1}} = 1.88 \ cpj$$
$$f_{i2} = \frac{1}{P_{i2}} = 1.90 \ cpj$$

Lors d'une analyse spectrale, pour pouvoir séparer deux signaux possédant des fréquences proches, il faut que l'écart de fréquence qui les sépare soit supérieur à la limite de détection, fonction de la longueur de la série de données analysée  $\Delta T_{max}$ . Cette limite est donnée par la relation :

$$\Delta f_{min} = \frac{1}{\Delta T_{max}} \qquad (\text{équation 3.17})$$

Dans notre cas, la longueur des séries temporelles varie d'un mouillage à l'autre mais, elle est en général supérieure de 280 jours. Ainsi, on a :

$$\Delta f_{min} \sim 0.0036 \ cpj$$

Les différences entre les fréquences inertielles et l'harmonique de marée la plus proche, soit la lunaire elliptique semi-diurne ( $N_2$ ; fréquence : 1.89 cpj) sont alors dans notre cas :

$$\Delta f_1 = f_{N2} - f_{i1} = 1.89 - 1.88 = 0.01 \ cpj$$
  
$$\Delta f_2 = f_{i2} - f_{N2} = 1.90 - 1.89 = 0.01 \ cpj$$

Ces valeurs sont supérieures à  $\Delta f_{min}$  calculé plus haut, il est donc possible de discerner la fréquence inertielle de celle des marées semi-diurne par l'analyse spectrale de nos séries temporelles. Cependant, l'erreur associée à l'estimé de la variance pour une bande de fréquence est souvent assez importante. Pour obtenir des résultats exploitables, il devient alors nécessaire d'effectuer plusieurs fois le calcul de la densité spectrale en ne considérant chaque fois qu'une partie de la série de mesure. Cette opération est réalisée en appliquant une fenêtre (de type Hanning dans notre cas) plus petite que la longueur totale de la série étudiée au moment du calcul de la transformée de Fourier. La valeur de la densité spectrale associée à chaque bande de fréquence devient alors la moyenne de celles calculée avec les sous ensembles de données. Dans notre cas, le meilleur compromis entre la précision sur la fréquence et celle sur l'amplitude est obtenue en utilisant une fenêtre quatre fois plus petite que la longueur totale des enregistrements, on a alors pour chaque fenêtre  $\Delta T'_{max} = \Delta T_{max} / 4$ . Ceci réduit la limite de détection qui devient:

# $\Delta f_{min}' \sim 0.0144 \ cpj$

Cette nouvelle valeur est supérieure à  $\Delta f_1$  et  $\Delta f_2$ , il n'est donc pas possible dans la pratique de séparer les mouvements inertiels de l'harmonique de marée elliptique semidiurne par nos analyses. Dans nos résultats, ces deux fréquences apparaitront dans la même bande et leurs variances seront additionnées.

Fréq. (cpj)	Période (h)	Dénomination	Origine
3.935	6.10	MS4	Luni-solaire composée, quart diurne
3.865	6.21	M4	Lunaire composée, quart-diurne
2.935	8.18	MK3	
2	12	$S_2$	Solaire Principale, semi-diurne
1.932	12.43	M2	Lunaire principale, semi-diurne
1.88 - 1.90	12.77 - 12.62	$\mathbf{F}_{i}$	Inertiel
1.89	12.66	N2	Lunaire élliptique, semi-diurne
1.003	23.93	$K_1$	Luni-solaire, diurne
0,997	24,07	<b>P</b> 1	Solaire Principale, diurne
0.93	25.81	O1	Lunaire principale, diurne
0.86	27.90	2Q1	

#### 3.6.2. Propriétés spectrales des courants

 Tableau 3.7 : Fréquences, périodes, dénominations et origines des principaux

 pics de variance observés sur les différents types de spectres.

Les propriétés spectrales des courants, mesurées sur toute la région CASES sont extrêmement variables en fonction des sites de mesure et des profondeurs. Sur l'ensemble des spectres (annexes 4 et 5), des pics de densité spectrale apparaissent clairement à certaines fréquences. Parmi eux, une majorité marque la présence d'énergie associée aux harmoniques de marées, d'autres trouvent leur origine ailleurs. Les fréquences et périodes associées à ces pics sont énumérées par le tableau 3.7 ainsi que leur dénomination et leur origine, lorsqu'elle est connue. Parmi eux, le seul qui soit visible à tous les sites et toutes les profondeurs se situe à la fréquence de l'harmonique de marée lunaire principale semidiurne (M<sub>2</sub>). Bien qu'elle confirme que cette dernière représente le signal dominant

l'ensemble de la région, l'analyse harmonique révèle que localement cette bande de fréquence contient également l'énergie de l'harmonique MKS<sub>2</sub>, dont la période est trop proche de celle de M<sub>2</sub> pour pouvoir être séparée ( $\Delta f \sim 0.005$  cpj). Cette harmonique semidiurne rare est particulièrement importante site CA07 où elle se place juste après M<sub>2</sub> et S<sub>2</sub> en termes de variance expliquée.

Bien que leur connaissance demeure partielle, les caractéristiques des courants de marée dans notre région d'étude ont déjà été l'objet de travaux plus ou moins spécifiques (notamment Kowalik et Proshutinsky, 1994; Kulikov et al., 1998; Pawlowicz et al., 2002 et Kulikov et al., 2004). Ces études ont mis en évidence quelques aspects locaux importants de leurs comportements, utiles à l'interprétation de nos résultats. Ainsi, dans leur étude par modélisation, Kowalik et Proshutinsky (1994) ont montré la grande variabilité des courants de marée sur toute la région CASES avec notamment une particularité au sud-ouest de l'île de Banks où les composantes semi-diurnes M2 et S2 atteignent localement leurs amplitudes maximum et minimum respectives ainsi qu'à proximité du cap Bathurst où les composantes diurnes sont les plus importantes de toute la région. Dans l'exemple d'application de leur fonction T\_Tide, Pawlowicz et al. (2002) ont montrés que les niveaux d'eau à Tuktoyaktuk sont dominés par les marées semidiurnes (Tableau 1 dans leur article), les harmoniques les plus importantes étant M2, S2 et N2 suivies de K1 dans la bande diurne. Cependant, selon Kowalik et Proshutinsky (1994) cette observation ne s'applique pas aux courants qui sont, sur le plateau du Mackenzie, dominés par les harmoniques diurnes. Ces dernières composantes sont observées dans le golfe d'Amundsen mais pas au large du plateau du Mackenzie selon Kulikov et al. (2004) et présentent une structure barotrope partout où elles sont observées. Dans la bande semidiurne, ces mêmes auteurs ont montré que les courants observés sont composés de quatre types de signaux aux origines distinctes qui leur confèrent leur comportement barocline. Ces quatre composantes sont les marées externes (barotropes), les marées internes (baroclines) cohérentes (phase constante), les marées internes incohérentes (phase variable) et les ondes inertielles. Les deux composantes associées aux marées baroclines ont pour même origine l'interaction entre les ondes de marée externes et les irrégularités bathymétriques, les propriétés de leur phase (cohérence) dépendent alors de la proximité du point de mesure au site où elles sont générés. Ainsi, des mesures effectuées à proximité d'un site de génération de telles marées internes présenteront une cohérence élevée, contrairement à d'autres effectuées à une distance importante de toute source. Dans leur étude, Kulikov et al. (2004) ont montrés que le site du cap Bathurst est propice à la génération de marées baroclines à cause des importantes singularités bathymétriques locales. Du fait de la variabilité de leur phase, les marées baroclines incohérentes sont difficilement mises en évidence lors de l'analyse harmonique des courants, ce qui n'est pas le cas de leurs homologues cohérentes. Étant générées par l'interaction des marées externes avec la bathymétrie, ces deux types d'ondes se propagent depuis le fond vers la surface et portent la trace des cycles de vives-eaux et mortes-eaux. En ce qui concerne les mouvements inertiels, ils trouvent leur source dans le transfert d'énergie atmosphérique vers l'océan et se propagent depuis la surface vers le fond, la profondeur limite de propagation de ces signaux dépend alors de la stratification de l'océan. Ces mouvements inertiels sont directement liés aux caractéristiques météorologiques locales et sont influencés par la présence du couvert de glace hivernal qui perturbe le transfert d'énergie atmosphérique vers l'océan. A cause de leurs caractéristiques si différentes, la répartition de l'énergie suivant ces quatre composantes est très variable dans le temps et l'espace comme l'ont observés Kulikov et al. (2004). Ainsi, les courants mesurés à proximité du fond dans les bandes diurne et semi-diurne ne contiennent que les signaux des marées barotropes alors qu'en surface, les mouvements de la bande semi-diurne portent la trace de la contribution des quatre composantes. Ces éléments expliquent les variations verticales des propriétés spectrales des courants déjà observées dans notre région d'étude. Enfin, très peu d'informations sont disponibles quant à l'existence de marées hautes fréquences. Ces harmoniques particulières (shallow water tides), qui apparaissent aux sommes et différences des fréquences principales ne sont observées dans aucune des analyses spectrales menées par Kulikov et al. (2004) bien que la présence significative d'une de ces harmoniques (3MK<sub>7</sub>) apparaisse dans l'exemple d'analyse des niveaux d'eau présenté par Pawlowicz et al (2002). Ainsi, dans nos analyses spectrales, il faut
nous attendre à voir apparaitre un signal de marée variable dans l'espace et dont les harmoniques dominantes diffèreront d'un site à l'autre.



**Figure 3.14 :** Densité spectrale de la variance (composantes U, V et totale, a.) et détails de ce spectre (b.) pour le site CA15 à 20 m.

A 20 m, les densités spectrales totales (aussi bien U + V que Pos + Neg) font apparaitre aux sites CA05, CA06, CA15 et CA16 les pics associés aux harmoniques de marée diurne (K<sub>1</sub>, P<sub>1</sub> et O<sub>1</sub> figure 3.14-a.) pour lesquels l'énergie associée à O<sub>1</sub> est cinq fois inférieure à celle de P<sub>1</sub> et K<sub>1</sub>. Là encore, la très petite différence de fréquence entre ces deux dernières harmoniques ( $\Delta f \sim 0.006$  cpj) ne nous permet pas de les différencier. Ces quatre mouillages, tous situés dans le golfe d'Amundsen, sont les seuls à faire ressortir ces fréquences de façon évidente bien que l'analyse harmonique des courants montre également leur présence significative aux sites CA08 et CA10. En dehors de ces particularités, les spectres sont assez similaires avec une forme générale telle que décrite

par Pawlowicz et al. (2002), soit une variance marquée par un important maximum dans les basses fréquences et une diminution vers les hautes fréquences. Seul celui du mouillage CA12 se différencie réellement par une énergie beaucoup plus faible dans les basses fréquences (Bf,  $f < f_1 = 0.07$  cpj, Kulikov et al., 1998) alors que dans cette même bande, les valeurs les plus importantes sont observées aux sites CA06, CA08 et CA11.

En ce qui concerne les fréquences semi-diurnes, l'analyse du détail des spectres (figure 3.14-b.) permet de voir que la densité spectrale dans la bande contenant  $f_i$  et N<sub>2</sub> est assez constante d'un site à l'autre et qu'elle est presque systématiquement inférieure à celle contenant l'harmonique M<sub>2</sub>. Seule exception, le site CA08 pour lequel les énergies associées à ces deux bandes sont plus proches (et pas significativement différentes, voir tableau 3.8).



**Figure 3.15 :** Densité spectrale de la variance (composantes U, V et totale, a.) et détail de ce spectre (b.) pour le site CA03 à 47 m.

En regardant séparément les composantes (U et V, Pos et Neg) certaines différences apparaissent. Dans les basses fréquences, les sites CA07, CA08, CA11, CA15 et CA16 montrent une différence importante entre les densités spectrales de U et de V. Ces dernières trahissent l'existence d'une direction préférentielle pour les courants, associée aux schémas de circulation. Ainsi, au site CA15 par exemple, la densité spectrale de la composante U pour les basses fréquences est cinq à dix fois supérieure à celle de V. Ce résultat est en accord avec la circulation moyenne ouest-est mise en évidence pour ce site à la section 3.4.2. En ce qui concerne les spectres rotatoires, ils montrent également quelques différences dans les basses fréquences aux sites CA08 et CA11 pour lesquels la composante négative domine nettement, mais ils laissent surtout apparaitre un élément commun pour les fréquences comprises entre 1.5 et 2.5 cpj. Dans cette bande on observe systématiquement (tous les sites et toutes les profondeurs) une différenciation marquée entre les deux composantes des spectres rotatoires. Ainsi la forme du spectre de la composante négative (horaire), avec un pic très large centré sur les fréquences semi-diurnes, contraste avec celle de la composante positive sur laquelle apparait seulement un maximum de variance ponctuel pour  $f \sim 2$  cpj. Cette différence est similaire à celle observée par Kulikov et al. (2004) et trouve sont explication avec la l'existence dans notre région d'étude, de latitude dites critiques, pour lesquelles la fréquence des mouvements inertiels devient égale à celle des certaines harmoniques de marée (voir section 3.8.). Aux fréquences diurnes par contre, aucune différence n'apparait entre les deux composantes rotatoires dont les variances sont presque égales.

Plus profondément, les observations restent similaires. A 50 m, les quatre sites CA05, CA06, CA15 et CA16 présentent encore les pics d'harmoniques diurnes, ces derniers sont également visibles à CA03 (figure 3.15-a.) où ils dominent le spectre, et dans une moindre mesure à CA08 (plus similaire à CA06). A cette profondeur, le site CA03 se démarque des autres non seulement par l'amplitude associée aux fréquences diurnes (seul site pour lequel celle-ci est supérieure à celle des fréquences semi-diurne) mais également par l'existence de trois autres pics remarquables dans les très hautes fréquences (figure 3.15-b.). Deux d'entre eux contiennent les harmoniques quart-diurne

 $M_4$  et  $MS_4$  ( $f \sim 4$  cpj, égalements visibles à CA05 et CA16), le second est centré sur une fréquence proche de 3 cpj et marque la présence de l'harmonique tiers-diurne MK<sub>3</sub>. Enfin, les courants mesurés à ce site présentent une densité spectrale dix à cinquante fois inférieure dans les basses fréquences, comparés à l'ensemble de la région d'étude.

A cette même profondeur, plusieurs mouillages comme CA05 ou CA12, présentent une augmentation de la densité spectrale dans les basses fréquences par rapport à la surface avec un rapport de presque un à cinq pour CA12. Ce dernier site, présente également une diminution importante à la limite entre les moyennes et basses fréquences (entre 0.5 et 1.5 cpj). Bien que moins évidente, cette dernière observation semble également valable pour plusieurs autres mouillages, dont CA05, CA08 ou CA15. En ce qui concerne la répartition par composante, seuls les spectres rotatoires de CA11 et CA12 montrent des particularités notables en dehors de celles déjà observées à 20 m pour les hautes fréquences (figure 3.16). Sur ces deux spectres, l'une des deux composantes rotatoires domine les basses fréquences, composante positive pour CA11, négative pour CA12. Dans la bande semi-diurne, la différence entre les composantes positive et négative observée à 20 mètres est toujours visible, cependant la forme du second de ces deux spectres évolue. En effet, la largeur du pic observé dans cette bande diminue alors que son amplitude augmente. Ainsi la différence entre composantes augmente pour  $f \sim 2$ cpj et diminue dans les bandes adjacentes. Pour confirmer cette information, nous avons extrait les valeurs densité spectrale pour les trois harmoniques semi-diurnes à toutes les profondeurs inférieures à 200 m. Une partie de ces résultats est présentée par le tableau 3.8, elle montre que la densité spectrale de la composante rotatoire négative de l'harmonique M<sub>2</sub> augmente bien dans les tout premiers mètres de la colonne d'eau et atteint son maximum autour de 50 m. Passé cette profondeur, cette variance diminue progressivement. Cette observation est également vraie pour les bandes comprenant les fréquences de  $N_2 + f_i$  et  $S_2$  bien que leurs amplitudes soient nettement inférieures. Seules exceptions, les sites à l'intérieur du golfe pour lesquels la composante négative de la bande contenant  $N_2$  et  $f_i$  est maximale en surface. Ces résultats confirment également que

la composante rotatoire positive est très inférieure pour l'harmonique M<sub>2</sub>, et qu'elle est quasi-nulle pour les bandes adjacentes (N<sub>2</sub> +  $f_i$  et S<sub>2</sub>).



**Figure 3.16 :** Densité spectrale de la variance (composantes Positive, Négative et totale) pour le site CA12 à 47 m.

A 100 m, les mouillages CA05, CA15 et CA16 présentent encore leurs harmoniques diurnes particulières ( $K_1$ ,  $P_1$  et  $O_1$ ), également visibles à CA06, CA08 et CA18 bien que moins importantes. Dans les basses fréquences, l'énergie continue d'augmenter à certains sites par rapport à 50 m (à CA10 par exemple) mais de façon moins importante. A CA12, la diminution observée entre 20 et 50 m dans les moyennes fréquences continue mais semble elle aussi moins importante. A ce site, la composante négative continue de dominer les basses et moyennes fréquences. Comme nous l'avons évoqué plus haut, les différences entre les composantes rotatoires dans la bande semidiurne continuent d'évoluer et le pic de la composante négative continue de s'affiner alors que son amplitude décroit.

**Tableau 3.8 (page suivante) :** Densité spectrale de la variance (cm<sup>2</sup> sec<sup>-2</sup> cpj<sup>-1</sup>) observée pour les deux composantes rotatoires des trois harmoniques semidiurnes entre 20 et 200 m aux sites CA04, CA05, CA08, CA12 et CA15.

Site	Prof.—	$N_2 + f_i$		N	12	S2	
		Neg.	Pos.	Neg.	Pos.	Neg.	Pos.
CA04	20	90	0	240	15	70	0
	30	150	0	460	10	40	0
	40	200	0	650	10	50	0
	50	120	0	550	10	60	0
	60	50	0	440	10	50	0
	70	40	0	400	10	30	0
	80	40	0	370	10	20	0
	00	30	0	340	10	20	0
	200	20	0	80	20	20	0
	200	20	0	80	20	20	0
CA05	20	120	0	440	120	50	20
	30	50	0	630	150	30	20
	40	200	0	750	150	50	0
	50	60	0	650	150	30	10
	60	40	0	670	150	30	10
	70	40	0	720	150	30	10
	80	30	0	700	150	20	10
	90	30	10	680	140	30	10
112	200	30	10	150	150	60	20
CA08	20	100	80	220	90	70	0
	30	40	10	390	90	30	10
	40	40	0	440	90	20	20
	50	30	0	510	100	30	10
	60	30	0	480	90	20	20
	70	30	0	490	90	10	10
	80	30	0	480	90	20	20
	200	30	10	60	70	40	10
CA12	20	70	0	70	0	10	0
	30	100	0	120	0	20	0
	40	230	0	130	0	40	0
	50	70	0	170	0	30	0
	60	30	0	170	10	20	0
	70	20	0	170	10	30	0
	80	40	0	170	0	50	0
	200	20	0	180	0	20	0
7415	20	70	0	550	150	30	20
- III J	30	40	10	580	140	30	30
	40	30	10	540	1/0	40	20
	50	20	20	140	140	20	20
	60	10	10	440	140	20	20
	70	20	20	4/0	140	20	20
	20	20	20	500	140	30	20
	200	20	20	300	140	40	20

A 200 m, les tendances observées plus haut se maintiennent globalement. Entre 100 et 200 m, le site CA11 présente une diminution d'énergie similaire à celle observée plus haut au mouillage CA12 et l'ensemble des sites montrent une baisse de variance importante dans les basses fréquences. Aux mouillages CA04 et CA13, on observe une différence très grande entre les composantes U et V, U étant cinquante fois plus énergétique aux basses fréquences. Dans une moindre mesure, les sites CA05, CA08 et CA18 montrent une tendance opposée, avec près de dix fois plus d'énergie dans la composante V.

Les même particularités apparaissent à 400 m aux sites CA07 (U >> V) et CA18 (V >> U). A cette profondeur, ce dernier site continue de présenter les pics des harmoniques diurnes, avec une variance plus importants que dans les couches supérieures. De façon globale, l'énergie des basses et moyennes fréquences diminue beaucoup, surtout à CA12 dont le spectre présente la particularité d'être presque constant sur l'ensemble des basses fréquences. A cette profondeur, les différences entre composantes positives et négatives des spectres rotatoires s'atténuent fortement en comparaison des couches supérieures.



**Figure 3.17 :** Densité spectrale de la variance (composantes U, V et totale) pour le site CA12 à 800 m.

La forme particulière du spectre à CA12 reste quasi-inchangée à 800 (figure 3.17) et 1000 m, la différence entre les moitiés basse et hautes du spectre s'accentuant encore un peu alors qu'à CA11, seul autre site équipé d'appareils à ces profondeurs, l'énergie basse fréquence continue à diminuer avec la profondeur.

## Atténuation de l'énergie : effet de la profondeur

Pour mieux comprendre les comportements spectraux que nous venons de décrire, nous avons évalué l'effet de la profondeur sur l'atténuation de l'énergie pour tous les mouillages équipés d'ADCP en calculant la variance totale (U + V) pour toutes les profondeurs mesurées par ces instruments.

L'ensemble des résultats est présenté en annexe 6 et un exemple en figure 3.18. Ce qui ressort de cette analyse est que selon les bandes de fréquences, cet effet n'est pas le même, mais qu'aucune différence géographique n'apparait. Dans les basses fréquences, l'énergie en surface est presque toujours inférieure à celle mesurée plus profondément. Cette augmentation de l'énergie ne se fait pas progressivement mais au contraire presque uniquement dans les 30 premiers m de la colonne d'eau. Seules exceptions, les sites CA06, CA08 et CA20 (tous à l'intérieur du golfe d'Amundsen) et le site CA07 ne présentent pas de différences significatives dans cette bande entre les profondeurs étudiées.

Dans les moyennes fréquences (Mf,  $f_1 < f < f_2 = 0.7$  cpj, Kulikov et al., 1998), la situation est différente. L'écart observé dans les basses fréquences entre la surface et les couches plus profondes commence à diminuer lorsque les fréquences augmentent à partir de  $f_1$  jusqu'à une valeur limite  $f_L \sim 0.2$  cpj à laquelle les énergies redeviennent égales. Passé cette limite, la situation s'inverse et l'énergie de surface devient supérieure à celle au fond avec plus ou moins de différences observées selon les sites. Le mouillage CA12 (figure 3.15-b.) présente le cas de figure le plus flagrant, avec un facteur entre la surface et 80 m de l'ordre de dix au bénéfice de la surface. En continuant vers les hautes





**Figure 3.18 :** Effet d'atténuation de l'énergie par la profondeur aux sites CA05 (a.) et CA12 (b.).

En plus de ces observations, la bande semi-diurne montre un comportement particulier, visible sur les spectres rotatoires. En effet, l'étude de ces spectres nous a montré les différences majeures qui existent entre les composantes rotatoires positive et négative des courants. La première de ces deux composantes présente des pics étroits et précis associés aux harmoniques de marées et dont la forme et l'amplitude demeurent constants avec la profondeur. La seconde par contre, présente en surface des pics beaucoup plus larges et dont la largeur et l'amplitude diminuent avec la profondeur. Ainsi, les différences entre les deux composantes, très importantes en surface, diminuent avec la profondeur pour disparaitre autour de 400 m.

## Atténuation de l'énergie : effet saisonnier

L'effet d'atténuation saisonnier de l'énergie des courants est un phénomène déjà référencé. Il a pour origine l'isolation mécanique provoquée par le couvert de glace en hiver qui empêche le transfert d'énergie entre l'atmosphère et l'océan. Pour évaluer cet effet, nous avons comparé les spectres de variance totale calculés avec l'ensemble des données et déjà présentés au début de cette section avec d'autres, calculés avec seulement les mesures effectuées au cours de l'hiver.



**Figure 3.19 :** Evolution du couvert de glace entre le 1<sup>er</sup> janvier 2003 et le 1<sup>er</sup> janvier 2005 pour la région du golfe d'Amundsen dans son ensemble ainsi qu'à la verticale des mouillages CA05 et CA15. Les parties grisées correspondent aux périodes au cours desquelles la couverture de glace est supérieure à 50%. Adapté de Forest et al., 2008.

En utilisant des estimations de couverture de glace publiées par Forest et al. (2008) et illustrées par la figure 3.19, nous avons déterminée une période hivernale en choisissant comme critère une couverture supérieure à 50 %. La période hivernale ainsi déterminée s'étend du 1<sup>er</sup> novembre 2003 au 15 juin 2004. Nous avons mené une étude



systématique pour deux profondeurs, 20 et 50 m et l'ensemble des spectres obtenus est présenté en annexe 7 ainsi qu'un exemple représentatif par la figure 3.20.

**Figure 3.20 :** Densité spectrale de la variance totale calculée pour les séries temporelles complètes (trait plein) et la période hivernale (trait discontinu) à 20 m, aux sites CA05 (a.), CA11 (b.) et CA15 (c.).

Contrairement à nos attentes et sauf à quelques exceptions, aucun effet significatif n'est observable sur la densité spectrale à 20 et 50 m. A 20 m, seuls les sites CA05 et CA08 (tous deux à l'intérieur de golfe) présentent une différence dans les basses fréquences. Les autres mouillages semblent peu affectés par le couvert de glace, si ce n'est pour les fréquences proches de la bande semi-diurne pour lesquelles une légère atténuation est parfois visible. De ce fait, le pic de variance semi-diurne est mieux défini (moins large) au cours de la période hivernale. Chose surprenante, le site CA15 présente une situation inverse dans les très basses fréquences avec une variance en hiver plus grande que pour l'année entière. A 50 m, le même phénomène se produit et aucun effet saisonnier n'est observé, sauf au site CA09 pour lequel les courants sont plus énergétiques en hiver.



**Figure 3.21 :** Effet d'atténuation de l'énergie par la profondeur pendant l'hiver, aux sites CA05 (a.) et CA16 (b.).

Pour mieux comprendre ce résultat, nous avons mené une seconde analyse de l'effet de la profondeur sur l'atténuation de l'énergie, mais seulement avec les données de la saison hivernale. Les résultats (annexe 8 et figure 3.21) montrent que durant cette période, les variations verticales diffèrent légèrement par rapport à ce qui est observé pour une année entière. Dans les basses fréquences, la différence entre l'énergie en surface et celle en profondeur est accentuée et les sites qui ne présentaient pas d'effet net (CA06, CA07, CA08 et CA16) adoptent un comportement plus tranché avec une différentiation plus nette des profondeurs. Ainsi, une atténuation saisonnière de l'énergie semble bien se produire sur l'ensemble de la région d'étude mais son importance est bien plus faible qu'attendu.

Pour compléter cette étude, nous avons appliqué les outils d'analyse harmonique développés par Pawlowicz et al. (2002) aux données de courants pour évaluer l'effet saisonnier du couvert de glace sur la phase de la marée. Pour ce faire, nous avons appliqué une fenêtre mobile de trente jours et calculé à chaque fois la phase des harmoniques de marée les plus importantes. Une partie des résultats est présenté par la figure 3.22 suivante réalisée avec les résultats issus des données du mouillage CA05.

Bien que la période couverte par les données utilisées pour générer la figure 3.22 soit courte, il semble bien apparaitre un effet dans les 70 premiers mètres de la colonne d'eau sous la forme d'une augmentation de la phase. Dans le cas de l'harmonique M<sub>2</sub> présenté, cette augmentation est particulièrement importante entre les mois de décembre et avril et atteint plus de 25° autour de 30 mètres de profondeur. Bien que l'amplitude de cette observation paraisse très importante, elle est du même ordre de grandeur que celle observée par Kogan et Sofina (sous presse) sur le plateau sibérien. De plus, le fait que notre région d'étude soit en grande partie soumise à un couvert de glace côtière (*Landfast Ice*) permet d'envisager que l'effet sur la phase de la marée soit bien plus important que dans l'océan profond (Kowalik et Proshutinsky, 1994). La correspondance partielle entre la période hivernale déterminée en début de section et l'effet observée (notamment au début de l'hiver) peut s'expliquer par le fait que le site CA05 se trouve à la frontière entre

le golfe d'Amundsen et la mer de Beaufort, là où le couvert de glace se forme en dernier et s'ouvre en premier, à cause notamment de la présence de la polynie du cap Bathurst. Ainsi, la période au cours de laquelle apparait l'effet sur la phase de l'harmonique  $M_2$ présenté correspond bien avec la période de au cours de laquelle un couvert de glace est présent au site de mesure. Malgré cela, une étude sur une plus longue échelle temporelle (une année complète) permettrait de mieux appréhender cette variation saisonnière.



**Figure 3.22 :** Évolution de la phase (°) de l'harmonique de marée  $M_2$  en fonction de la profondeur et du temps au site de mouillage CA05.

### Répartition de l'énergie par bandes de fréquence

Enfin, nous avons calculé la répartition relative de l'énergie selon les trois bandes de fréquence (basse, moyenne et haute). Pour ce faire nous avons calculé l'intégrale sous

la courbe de la variance totale (U + V ou Pos + Neg) entre les bornes définissant ces bandes de fréquences. Ce calcul à été effectué à tous les sites, aux mêmes profondeurs que celle utilisées pour l'analyse spectrale, soit 20, 50, 100, 200, 400, 800 et 1000 m. Les résultats (annexe 8) montrent une variabilité extrême comme le résume le tableau 3.8. Contrairement à la vision proposé par Kulikov et al (1998), l'importance relative des ces trois bandes varie énormément selon les sites et la profondeur. Pour les basses fréquences, la fraction maximale calculée est de 64.5 % à 100 m au site CA18 valeur correspondant presque exactement à la valeur publiée par Kulikov et al. La fraction minimale (6.9 % à 47 m à CA03) est beaucoup plus inattendue. Dans les moyennes fréquences, les valeurs extrêmes observées sont de 56.1 % au maximum (CA12-800 m) contre 8.4 % au minimum (pour CA03 - 47 m). Enfin, les hautes fréquences atteignent leur maximum avec 84.7 % de l'énergie contenue à 47 m au site CA03 contre 2.6 % au minimum à 84 m au site CA10. Ces valeurs font clairement apparaitre que le mouillage CA03 représente un site particulier. Mais au-delà, cette étude nous montre que l'énergie contenue dans les trois bandes de fréquence est loin d'être constante, ni régionalement à une même profondeur, ni verticalement à un même site.

	Bf			Mf			Hf		
	Valeur	Site	Prof.	Valeur	Site	Prof.	Valeur	Site	Prof
max	64.5	CA18	100	56.1	CA12	800	84.7	CA03	47
min	6.9	CA03	47	8.4	CA03	47	2.6	CA10	84
moyenne 41.7		35.2			27				

**Tableau 3.9 :** Valeurs extrêmes des fractions de répartition de l'énergie (%) selon les trois bandes de fréquences (basse, moyenne et haute).

En excluant ces valeurs extrêmes, la moyenne de ces fractions est légèrement en faveur des basses fréquences (41.7 %) et diminue lorsque les fréquences augmentent

(35.2 % pour Mf et 27 % pour Hf). Cependant, cette répartition est beaucoup plus égale que celle publiée par Kulikov et al. et à laquelle nous nous attendions.

#### Vents, pressions atmosphériques et spectres croisés avec les courants

Pour mieux comprendre les comportements des courants décrits plus haut, nous avons mené une analyse spectrale similaire sur les données de vents et de pression atmosphériques ( $P_{atm}$ ) recueillies aux stations météorologiques de Paulatuk, Tuktoyaktuk et Sachs Harbour (description des données en section 3.2.1).

Les spectres des vents calculés pour les trois stations sont similaires et présentent une forme proche de celle des spectres de courants avec un dôme de densité spectrale dans les basses fréquences et une diminution avec l'augmentation des fréquences (voir figure 3.23-a.). Sur ces spectres, aucune fréquence particulière de se démarque des autres et aucun maximum significatif n'y est visible. De leur côté, les spectres de densité spectrale des P<sub>atm</sub> (voir figure 3.23-b.) présentent une forme générale similaire mais avec une diminution plus importante que ceux des vents dans les hautes fréquences. Aux trois stations, ces spectres laissent apparaître un maximum significatif à f = 2 cpj dont l'origine physique reste incertaine. Deux des trois stations (Paulatuk et Tuktoyaktuk) présentent également un maximum faiblement significatif pour  $f \sim 0.2$  cpj probablement lié aux phénomènes météorologiques locaux.

Le calcul des spectres croisés courants VS vents et courant VS  $P_{atm}$  offre des résultats intéressants. Ces deux types de spectres ont un profil très similaire (voir figure 3.23-c.) et bien que la densité spectrale croisée des courants avec les vents semble être systématiquement plus importante qu'avec les  $P_{atm}$  il ne faut pas perdre d'idée que les unités de ces deux densités spectrales sont différentes. A tous les sites, ces résultats montrent en premier lieu un maximum dans les basses fréquences trahissant le lien entre les mouvements de l'océan et les phénomènes atmosphériques aux longues échelles temporelles.



Figure 3.23: Densité spectrale de la variance des vents (a., composante U, V et variance totale), de la Patm (b.) et densité spectrale croisée (c., courant VS Patm, trait plein, courant VS vent, tirets) calculés avec les données de la station météorologique de Paulatuk et du mouillage CA05 à 26 m.



**Figure 3.24**: Densité spectrale de la variance croisée (courant VS pression atmosphérique, trait plein, courant VS vent, tirets) calculés avec les données de la station météorologique de Sachs Harbour et du mouillage CA12 à 79 m.

Un second maximum est également visible dans la bande semi-diurne. La valeur de ce dernier augmente avec la profondeur dans les couches de surfaces et atteint son maximum entre 50 et 100 m. Au-delà de ces profondeur, son amplitude tend à diminuer et devient de moins en moins significative. Deux autres maxima, moins importants, sont également visibles pour des fréquences proches de la bande semi-diurne ( $f \sim 0.9$  cpj) et dans les moyennes fréquences ( $f \sim 0.1$  cpj). Le premier de ces maxima secondaires n'est significatif que pour les sites à l'intérieur du golfe (CA03, CA05, CA06, CA08, CA15, CA16, CA18 et CA20) et est particulièrement important au site CA03 alors que le second est observé à tous les sites. Lorsque la profondeur augmente, la densité spectrale croisée des fréquences comprises entre 0.7 et 2 cpj diminue, surtout pour les spectres courants VS vents. Ainsi, le maximum quasi-diurne tend à disparaitre avec la profondeur, apparait alors une discontinuité entre les bandes moyennes et hautes fréquences (clairement visible sur la figure 3.24) qui tend à augmenter en s'éloignant de la surface.

## 3.7. Pulses

Lors des différentes phases d'analyse des séries temporelles de données de courant, une particularité remarquable est apparue pour certains sites. La plupart des mouillages situés en bordure du plateau du Mackenzie (CA04, CA07, CA09, CA10 et CA13) présentent un ou plusieurs évènements (ou pulses) au cours desquels les vitesses enregistrées atteignent leur valeur maximale annuelle (voir figure 3.25). La durée de ces évènements est très limitée (de l'ordre d'une dizaine de jours) et la valeur maximale observée ne se maintient que quelques heures. En termes de profondeur, ces pulses sont aussi bien observés autour de 200 m (CA04, CA07 et CA13) que moins profondément (à partir de 90 m à CA04, à 47 m à CA09 et entre 52 et 84 m à CA10).



**Figure 3.25 :** Séries temporelles (cm sec<sup>-1</sup>) des composantes U (a.), V (b.) et de la norme de la vitesse (c.) enregistrées à 202 m au site CA04 entre l'automne 2003 et l'automne 2004.

Parmi ces évènements, le plus important est observé en janvier et se propage d'ouest en est en 3 jours (Tableau 3.10). Selon la profondeur, ces pulses transportent ainsi vers l'est des eaux d'origine pacifique, de types BSW et ATh.

Mauillaga	Date	observation	– Prof. –	Caractéristiques			Tuno
Moumage	j. julien	j. calendaire		Direction	Т	S	Type
CA03	/	/	/	/	1	1	/
CA04	372	7 jan. 2004	90 - 202	N-E	/0,9	/ - 34	/ - ATh
CA05	/	/	/	/	/	/	/
CA06	/	/	1	/	/	/	/
CA07	372	7 jan. 2004	186	N-E	-1,2	33,6	ATh
CA08	/	/	/	/	1	/	1
CA09	371	6 jan. 2004	47	N-E	/	/	/
CA10	372	7 jan. 2004	52 - 84	S-E	/	/	/
CA11	/	1	1	/	/	/	1
CA12	1	1	1	/	/	1	1
CA13	373	8 jan. 2004	217	S-E	-0,8	33,6	ATh
CA15	1	1	/	/	1	1	1
CA16	1	1	/	/	1	1	1
CA18	1	- /	/	/	/	/	1
CA20	1	1	1	/	/	/	1

**Tableau 3.10 :** Caractéristiques (profondeur, date, direction, température et salinité) du pulse le plus important, observé au début du mois de janvier 2004.

# 3.8. Discussion et conclusion

Grâce à l'utilisation des nombreuses données fournies par les programmes CASES et ArcticNet, nous avons pu mettre en évidence de nouveaux aspects du système formé par le sud de la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. En utilisant une méthode d'analyse objective, nous avons obtenu une cartographie de la distribution de température et salinité pour six saisons, réparties entre l'automne 2002 et l'automne 2006. Ainsi, il est apparu que seules les couches supérieures de l'océan présentent un cycle annuel avec de réelles variations de leurs propriétés, à diverses échelles temporelles et spatiales.

Du point de vue spatial, trois observations ont été faites. Tout d'abord, les champs calculés montrent une forte variabilité à petite échelle, avec des gradients horizontaux de l'ordre de 1 et 3 pour 10 km (respectivement en température et salinité). Cette hétérogénéité ne présente pas de schémas particuliers et doit être attribuée à de effets locaux, notamment météorologiques, à la présence de fronts aux interfaces entre les

différentes masses d'eau, à des upwellings côtiers voir à des courants inertiels ou des tourbillons. A plus large échelle, des différences sont apparues systématiquement entre le nord et le sud du golfe d'Amundsen. Ainsi, la première de ces deux régions montre des températures plus élevées que la seconde durant l'automne et plus faibles durant l'été, sans que ces différences ne soient visibles sur les champs de salinité. Cette observation semble être liée à la circulation mise en évidence dans le golfe qui fait pénétrer les masses d'eau de surface au sud de l'île de Banks pour les faire ressortir au nord du cap Bathurst après avoir suivi un parcours anticyclonique. De ce fait, l'eau de surface occupant le nord du golfe d'Amundsen provient de la mer de Beaufort et probablement du nord du bassin Canadien d'où elle a été transportée par la gyre de Beaufort alors que celle occupant le sud a séjourné dans le golfe où elle a subit des conditions sensiblement différentes menant à des transformations de ses propriétés. Cette observation, issue de l'analyse des nombreuses données de courants, contraste avec la vision généralement admise des échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. En effet, tous les travaux précédent (notamment Ingram et al., 2009) indiquent un schéma de circulation inverse et ne mentionnent aucune variation verticale. Nos résultats permettent également de comprendre certaines propriétés régionales des champs de température et salinité. En effet, sur les cartes de salinité, la région juste au nord du cap Bathurst montre systématiquement l'existence d'un maximum, également visible dans le canyon Mackenzie au cours du printemps et de l'été. Ce résultat correspond bien à ce que l'on connaît déjà de ces deux zones qui sont connues pour être favorables aux phénomènes de upwelling (Carmack et Kulikov, 1998; Williams et al., 2006; Williams et al., 2008). En effet, le gradient de salinité positif présent juste sous la PML impose une élévation de salinité en cas de remontée d'eau plus profonde. Cependant, les travaux très récents de Williams et Carmack (2009), ont montrés que ces phénomènes pouvaient apparaître au cap Bathurst par combinaison d'une circulation ouest-est et de la divergence locale des isobathes. Ainsi, il devient évident que la circulation régionale dans le golfe d'Amundsen participe à la présence du *upwelling* observé presque constamment à ce dernier site.

Du point de vue temporel, les observations nous ont montré que la fin de l'hiver et le printemps correspondent avec la période de minimum de température et maximum de salinité pour les couches de surface. Ce résultat, en accord avec les descriptions antérieures du cycle annuel de la région (voir par exemple Carmack et Macdonald, 2002) et les observations récentes, faites à la station hivernale durant le programme CASES (Données non publiées), est expliqué par l'épaississement de la couche mélangée hivernale qui atteint son maximum au printemps sous l'influence de la formation de la glace de mer et du rejet de sel en surface. Il apparait de plus, que cette période de l'année, précédant le début de l'été, correspond au moment où la plus grande homogénéité spatiale est observée en termes de température de surface. A l'opposé, l'automne présente la plus grande variabilité horizontale avec des champs de salinité extrêmement hétérogènes. La répétition des échantillonnages à cette période de l'année nous permet de généraliser cette observation tout en mettant en évidence des patrons récurrents. Ainsi, comme nous l'avons déjà évoqué, des différences marquées entre le nord et le sud du golfe d'Amundsen apparaissent pour les quatre années échantillonnées. En 2002, 2003 et 2006 les champs de températures sont très similaires pour la moitié est de la région et le nord du golfe est nettement plus chaud que le sud. En ce qui concerne l'année 2005, la situation est inverse mais il faut remarquer que la période d'échantillonnage est pour cette année bien plus précoce (d'un mois, voir tableau 3.3). Ainsi les conditions observées en 2005 sont plus proches de celles observées à l'été 2004. De plus, parmi les cinq années échantillonnées, l'année 2005 correspond à une situation exceptionnelle qui a mené à l'enregistrement du plus petit minimum de glace jamais observé dans l'Arctique, minimum battu depuis au cours de l'automne 2007 (Levinson et Lawrimore, 2008). La combinaison de ces conditions particulières et d'une période d'échantillonnage plus précoce que les autres années est à l'origine des très grandes différences observées entre l'automne 2005 et les automnes 2002, 2003 et 2006. Enfin, la saison estivale, représentée par l'année 2004 montre une situation inverse dans le golfe d'Amundsen, cette fois plus chaud au sud. Comme nous l'avons évoqué, cette observation est confortée par les mesures de l'automne 2005, qui présentent la même structure. Au large du plateau par contre (i.e. dans la moitié ouest de la région), les données de 2004 et 2005 montrent deux situations très différentes. Selon les mesures de 2004, il apparait qu'une différence sensible de température peut exister au cours de l'été entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Le golfe étant une région plus protégée, le développement de maxima de température en surface y est plus probable. Par ailleurs, la présence de la polynie favorise l'apparition plus précoce de tels maxima par rapport à la mer de Beaufort pour laquelle le couvert de glace se maintient plus tard dans la saison. La différence observée dans cette dernière région entre les données de 2004 et celle de 2005 trouve ainsi une possible explication dans les quelques semaines qui séparent les deux périodes d'échantillonnage.

Ainsi, l'analyse des champs de température et salinité en surface nous permet de mettre en évidence plusieurs éléments formant le cycle annuel de notre région d'étude, notamment à l'intérieur du golfe d'Amundsen, et qui seront examinés en détails au chapitre IV. A la fin de l'hiver, les couches de surface sont froides, salées et relativement homogènes dans l'espace. Avec la disparition du couvert de glace, ces couches se réchauffent mais de façon inégales selon les régions. Alors que le sud du golfe d'Amundsen montre d'importantes élévations des températures, le nord reste soumis à l'advection d'eau issue de la mer de Beaufort et probablement de glace de mer, dont la présence fait barrière au rayonnement solaire et diminue le flux de chaleur vers l'océan. De ce fait, le golfe est divisé en deux selon son axe est-ouest. A l'automne, cette séparation demeure mais les gradients s'inversent. Sous l'action combinée de la baisse des températures atmosphériques et du mélange induit par le vent, les températures de surface commencent à diminuer mais là encore, le sud du golfe réagit plus rapidement au changement de saison car probablement moins protégé par les glaces. L'automne est également la saison au cours de laquelle les champs de température et salinité sont les plus hétérogènes, à cause de l'action très localisée des coups de vent qui influencent les flux de chaleur et le mélange vertical.

Avec la profondeur, ces différents cycles et tendances disparaissent rapidement. Dès 50 mètres, les gradients horizontaux ont diminués par dix et mis à part quelques maxima locaux les champs sont très homogènes. Néanmoins une légère différence persiste entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Sur ce point précis, le tracé de la profondeur de la couche atlantique (AL, figure 3.9) et des sections de température et salinité (figures 3.7 et 3.8) nous ont permis de mettre en évidence le double effet généré par le passage des masses d'eau au dessus du seuil qui sépare la mer de Beaufort du golfe d'Amundsen (seuil d'Amundsen). Ce seuil, dont la profondeur se situe autour de 300 mètres, empêche les masses d'eau plus profondes de pénétrer dans le golfe. Cependant, le point le plus profond à l'intérieur du golfe d'Amundsen se situe autour de 600 mètres. De ce fait, il existe une différence entre l'intérieur et l'extérieur du golfe au-delà de 300 mètres de profondeur. En effet, nous avons vu qu'en dessous d'une limite située autour de 250 mètres, les masses d'eau sont d'origine atlantique et leur température augmente jusqu'à atteindre un important maximum ( $\theta > 0^{\circ}$ C) vers 500 mètres. A cause de la présence du seuil, le golfe d'Amundsen n'est pas alimenté en eau atlantique profonde et son eau de fond se trouve donc être plus froide que celle de la mer de Beaufort à profondeur équivalente. Par contre, la salinité n'évoluant presque pas au-delà de 300 mètres, l'effet sur ce paramètre n'est que peu visible. Du point de vue dynamique, l'écoulement des masses d'eau au dessus du seuil lors de leurs entrée et sortie du golfe d'Amundsen est perturbé ce qui génère des déplacements verticaux significatifs de la colonne d'eau (figures 3.7 et 3.8). Cet effet, clairement visible sur le tracé de la profondeur de la limite supérieure de la couche atlantique (isotherme 0°C), est particulièrement important sur les données des automnes 2002 et 2003 et semble être associé à la génération d'ondes internes. Le tracé de la profondeur de l'isotherme 0°C permet également de mettre en évidence les interactions avec la bathymétrie, notamment le long de la limite du plateau du Mackenzie et dans le canyon du même nom. Dans ces deux régions, connues pour être favorables aux upwellings et downwellings selon les régimes de vents (Ingram et al., 2009), les paramètres  $\theta$  et S présentent des anomalies très visibles, positives ou négatives selon les saisons.

Grâce à l'analyse des données de courants, nous avons pu mettre en évidence la circulation pour l'ensemble de la région. La comparaison de nos résultats avec ceux déjà publiés (Kulikov et al., 1998 ou Ingram et al., 2009) nous permet de conforter leur

validité et de mettre en évidence de nouveaux éléments. Dans le sud de la mer de Beaufort, nous avons observé une circulation divisée selon deux couches. Dans les 100 premiers mètres, cette circulation est globalement orientée au sud-ouest au cours de l'automne 2003 et de l'hiver 2004, sous l'influence de la gyre de Beaufort. Les vitesses mesurées augmentent avec la profondeur et atteignent leur maximum autour de 100 mètres. A partir de juin 2004, cette circulation s'inverse et tourne au nord-est jusqu'à la fin des enregistrements en septembre. Ce renversement de la circulation au cours de l'été est probablement la conséquence de fluctuations de la gyre de Beaufort à grande échelle sous l'influence du déplacement des zones de dépressions au dessus de l'Arctique telles que décrites par Lukovich et Barber (2006). A 200 mètres, le nombre de points de mesures diminue mais on enregistre la même tendance qu'en surface avec deux régimes opposés. Encore plus profondément, à 400 mètres, les quelques données disponibles montrent que seul un flux continu persiste, tout au long de l'année, orienté au nord-est et qui correspond bien à la description du Beaufort Undercurrent faite originalement par Aagaard (1984) et détaillée plus récemment par Pickart (2004). Les calculs effectués à la limite du plateau continental permettent d'affirmer qu'une partie du flux orienté au nordest mesuré au-delà de 200 mètres à une origine géostrophique. Cette composante est observée au cours de cinq des six saisons échantillonnées avec une intensité de 6 à 7 cm sec<sup>-1</sup>, comparable à celle observée le long des côtes de l'Alaska (Pickart, 2004), et son noyau semble se déplacer horizontalement pour former des méandres. En dehors de ces schémas généraux qui font circuler les masses d'eau parallèlement à la ligne de côte, la circulation dans le sud de la mer de Beaufort porte également la trace d'échanges entre les régions côtières et le large. Cette remarque est particulièrement valable pour le canyon Mackenzie à l'ouest dans lequel les vitesses mesurées sont systématiquement orientées selon la plus grande pente. Cette observation, valable pour toutes les profondeurs, est associée aux mouvements verticaux décrits par Williams et al. (2006) et qui jouent un rôle important dans les processus de transformations des masses d'eau sur le plateau du Mackenzie. De tels échanges existent également dans une moindre mesure le long du plateau du Mackenzie où des courants de faibles intensités sont fréquemment mesurés perpendiculairement à la côte. Dans le golfe d'Amundsen, les observations effectuées nous permettent de décrire pour la première fois la circulation et offrent des résultats cohérents avec les précédents. Ainsi, on observe dans cette région une circulation à deux régimes opposés selon deux couches. En surface (entre 0 et 150 m), les mesures font apparaitre une trajectoire anticyclonique qui fait pénétrer les masses d'eau au sud de l'île de Banks et les transporte autour du golfe jusqu'à les faire ressortir au nord du cap Bathurst. Selon ce schéma, la baie de Franklin, au sud, est alimentée en surface par de l'eau provenant du nord du golfe et ultimement du nord de la mer de Beaufort et de la gyre de Beaufort. Cette observation est en accord avec le mécanisme proposé par Benoit et Simard (2008) pour expliquer l'agrégation des morues arctique dans la baie de Franklin au cours de l'hiver 2003-2004 ainsi qu'avec les observation faites par Kulikov et al. (1998) mais ne correspond pas avec l'image donnée par les travaux de Ingram et al. (2009) qui proposent une circulation inverse. Ainsi, il est normal que peu d'eau originaire du Mackenzie ne soit observée en baie de Franklin au cours de l'hiver 2003-2004 (Tremblay et al., 2008) puisque selon nos observations, seule une petite partie de cette eau peut pénétrer le golfe d'Amundsen, directement au nord du cap Bathurst, où de faibles vitesses sont parfois mesurées orientées au sud-est notamment en été. Malgré quelques fluctuations à l'entrée du golfe, cette circulation est observée tout au long de l'année et alimente un upwelling au nord du cap Bathurst. Un très net ralentissement de ce schéma est observé au cours du mois d'avril, au moment où le maximum de glace est atteint. A cette période, les fluctuations du champ de vitesse deviennent importantes en comparaison des moyennes, ce qui expliquerait les mouvements de glaces observés par Peterson et al. (2008), en sens opposé à la circulation moyenne.

En profondeur (au-delà de 200 m) les trajectoires des masses d'eau se font en sens inverse. Les mesures disponibles montrent que les eaux profondes pénètrent le golfe au nord du cap Bathurst et le quitte au sud de l'île de Banks. Bien que peu d'informations ne soient disponibles à l'intérieur du golfe, ces échanges imposent aux eaux de fond de circuler de façon cyclonique. Selon ces observations, l'eau profonde de la baie de Franklin provient du sud de la mer de Beaufort d'où elle a été transportée par le *Beaufort Undercurrent* avant de pénétrer dans le golfe d'Amundsen. Sur le plateau par contre, les vitesses moyennes mesurées sont extrêmement faibles comparées aux fluctuations, ce qui correspond aux observations de Kulikov et al. (1998). Malheureusement, l'absence de données dans la moitié est du golfe d'Amundsen, à l'est du cap Parry, nous empêche d'avoir une vision globale de la circulation de cette région. Cependant, il est légitime de penser qu'une part des masses d'eau qui circulent dans l'ouest du golfe prolonge le schéma vers l'est. Il est également légitime de penser qu'une partie de se détroits du Prince de Galle et celui du Dauphin et de l'Union (ce dernier aspect sera également discuté au chapitre V.). Malgré ce manque d'information, la précédente description de la circulation dans la partie ouest du golfe d'Amundsen apporte un élément nouveau à la compréhension du fonctionnement de la région. Bien que dans sa partie profonde elle corresponde avec les propositions faites par Ingram et al. (2009) ou plus anciennement par McLaughlin et al. (2005), ses deux régimes opposés n'avaient encore jamais été décrits et devront être pris en compte, notamment pour l'analyse des données récoltée en baie de Franklin au cours de l'hiver 2003-2004.

Enfin, nous avons appliqué des méthodes d'analyse spectrales à l'ensemble des données de courants disponibles, ce qui nous a permis d'approfondir la connaissance de leurs propriétés dans cette région. Une fois encore, de nombreuses différences sont apparues entres les sites de mesures, liées notamment aux effets de la glace et de la bathymétrie. De plus, la comparaison entre les mesures effectuées en un même site à différentes profondeurs, font apparaître d'importantes variations verticales des caractéristiques des courants, sur l'ensemble du spectre, ce qui confirme l'importance de la baroclinicité dans la région déjà évoquée par Kulikov et al. (2004).

En comparant tous les sites et toutes les profondeurs, le seul élément commun qui apparaisse est la présence d'un pic de variance dans la bande de fréquence semi-diurne. Ce résultat est en accord avec les études déjà réalisées dans la région, notamment l'analyse harmonique des niveaux d'eau réalisée en exemple par Pawlowicz et al. (2002), les analyses spectrales de Kulikov et al. (1998) et celles de Kulikov et al. (2004). Dans cette bande de fréquence (entre 1.5 et 2.5 cpj), nos observations mettent en évidence les propriétés particulières des courants, notamment en ce qui concerne leur comportement

rotatoire. En effet, nos mesures montrent que la composante négative (horaire) domine nettement cette partie du spectre avec des pics de densité spectrale larges et amples alors que leurs homologues positifs sont étroits et précis. Malgré quelques variations spatiales, cette observation reste valable pour l'ensemble des sites de mesure. Selon Kulikov et al. (2004) cette différentiation des composantes, visible notamment sur la figure 3.16, est un indicateur clair du comportement barocline des courants semi-diurnes. En effet, grâce à la bonne résolution verticale apportée par les ADCP, nous avons pu observer que la forme des spectres antihoraires est constante avec la profondeur alors que celle des spectres horaires varie de façon importante. La composante négative de la densité spectrale semidiurne augmente avec la profondeur dans les cinquante premiers mètres de la colonne d'eau et diminue au-delà pour devenir similaire à la composante positive en proximité du fond. Ainsi la densité spectrale totale varie avec la profondeur et devient maximale autour de 50 m, soit sous la couche mélangée de surface. Or cette observation est également valable pour le pic de variance semi-diurne des spectres croisés ce qui semblent montrer qu'il existe bien un échange d'énergie de l'atmosphère vers l'océan via la création de mouvements inertiels et que cette énergie contribue de façon importante à la génération des courants de cette bande de fréquence.

Les résultats de Kulikov et al. (2004) nous permettent de mieux comprendre le comportement barocline prononcé de la composante négative des spectres rotatoires mesurée sur l'ensemble de notre région d'étude. En effet, l'une des particularités de la région CASES est que sa latitude moyenne est proche d'une latitude critique ( $l_c$ ), pour laquelle la fréquence des mouvements inertiels ( $f_i$ ) devient égale à celle d'une des harmoniques de marée. Dans notre cas précis,  $f_i$  est presque égale aux fréquences des l'harmoniques de marée semi-diurne N<sub>2</sub> ( $l_c = 70.98^\circ$ ) et M<sub>2</sub> ( $l_c = 74,47^\circ$ ). De ce fait les courants associés aux marées internes générées par ces harmoniques sont amplifiés par résonance, avec une énergie concentrée dans les courants (équation 3.18 ; Gonella, 1972) en fonction de la fréquence ( $\omega$ ), la composante négative devient dominante lorsque  $\omega$  s'approche de  $f_i$  soit à proximité d'une latitude critique :

$$\frac{S^+(\omega)}{S^-(\omega)} = \frac{(\omega - f_i)^2}{(\omega + f_i)^2}$$
 (équation 3.18)

Ainsi, seule la composante rotatoire négative des courants de marée barocline subie cette amplification résonante. De plus, la position de la limite du plateau du Mackenzie, directement au sud des latitudes critiques, est une particularité régionale qui favorise d'autant la génération de marées internes, ce qui amplifie encore le phénomène (Kulikov et al., 2004). Nous savons par ailleurs que les mouvements inertiels, soumis à la force de Coriolis, ont dans l'hémisphère nord un comportement rotatoire horaire pur (i.e. une composante positive nulle). De ce fait cette composante des signaux contient à la fois des marées internes amplifiées et les mouvements inertiels et il est très difficile de les distinguer car leurs comportements spectraux sont similaires. Cependant, n'ayant pas la même origine, ces deux types de mouvements n'évoluent pas de la même façon dans le temps et l'espace. Bien que localement l'énergie des mouvements inertiels dépasse celle des marées internes (en proximité du canyon Mackenzie par exemple, Kulikov et al., 2004), il semble que ce cas de figure soit exceptionnel dans notre région d'étude et que la composante associée aux marées baroclines y soit généralement dominante. Nous avons donc calculé les variations des estimés spectraux en fonction du temps et de la profondeur. Pour ce faire, nous avons utilisé une méthode similaire à celle choisie pour générer la figure 3.22, à savoir l'application d'une fenêtre mobile de 30 jours sur les séries temporelles de mesures et les calculs densité spectrales pour chaque souséchantillon. Nous avons ensuite extrait les valeurs de densité spectrales de la composante négative pour les bandes de fréquences contenant les deux principales harmoniques de marée semi-diurnes et la fréquence inertielles (M2 et N2+fi) que nous avons tracées en fonction du temps et de la profondeur. Un exemple de ces résultats est présenté par la figure 3.26, réalisée avec les données du mouillage CA05.

Sur cette figure, les variations de densité spectrales sont comparées aux données de vitesse de vent mesurées à la station météorologique la plus proche (3.26-a.) ainsi qu'à une prévision des courants de marée réalisée grâce à l'analyse harmonique des donnés de courants issues du même mouillage (3.26-d.). De plus l'épaisseur de la couche mélangée

de surface (PML) est surimposée aux densités spectrales (trait plein, 3.26-b. et 3.26-c.) ainsi que la limite temporelle de la période période hivernale déterminée précédemment. L'épaisseur de la PML est issue des profils CTD réalisés à la station fixe CASES en baie de Franklin, entre décembre 2003 et juin 2004. En premier lieu, ces résultats montrent que le cycle de marée est le facteur principal de la variabilité temporelle dans les deux bandes de fréquence observées. En effet sur les deux figures (3.26-b. et 3.26-c.) les cycles de vives-eaux et mortes-eaux identifiable sur la figure 3.26-d. apparaissent clairement et les dates des grandes marées sont en phase avec les maxima de densité spectrale.

En ce qui concerne la vitesse du vent, sont influence n'est pas clairement identifiable sur les figures. Seuls les maxima mesurés fin novembre et début décembre 2003 semblent avoir un impact visible sur les densités spectrales mesurées avec l'existence de maxima en sub-surface (entre 20 et 30 m). De façon étonnante, les deux maxima les plus importants de l'ensemble des données sont observés en fin de période, au mois de juin et juillet, alors que l'activité météorologique est faible, sans vent mesuré au-dessus de 20 km h<sup>-1</sup>. Deux explications sont alors possible, tout d'abord la distance entre le site de mesure et la station météorologique (~ 200 km) peut jouer un rôle car un coup de vent localisé à proximité du mouillage CA05 peut ne pas être enregistré à Tuktoyaktuk. De plus, il faut avoir à l'esprit que les mois de juin et juillet sont ceux au cours desquels la quantité de glace mobile est la plus importante. En effet, au printemps le couvert de glace commence par se fracturer et partir à la dérive avant de fondre au cours de l'été. A cette période, le transfert d'énergie depuis l'atmosphère vers l'océan est maximal (Chapman et Carmack, 2003), les vents mesurés autour de 20 km h<sup>-1</sup> peuvent alors avoir un effet très supérieur à celui qu'ils auraient à l'automne, au moment où l'étendue du couvert de glace est la plus faible de toute l'année. De plus, il apparait clairement qu'au cœur de l'hiver (entre les mois de janvier et mai) la densité spectrale mesurée en surface est très inférieure à celle mesurée à l'automne et au printemps, ce qui met en évidence l'effet d'atténuation hivernal de l'énergie dans les deux bandes de fréquence étudiées. Par ailleurs, les variations verticales du signal observées tout au long de l'année, associées au comportement barocline des courants, deviennent beaucoup plus

importantes au cours de l'hiver. Sur ce point, la comparaison avec l'épaisseur de la couche de mélange semble montrer un lien entre la stratification et la profondeur du gradient maximal de densité spectrale. En d'autres termes, l'énergie contenue dans les courants semi-diurnes mesurés au sein PML en hiver est très faible, même lorsque cette énergie est maximale en profondeur, comme cela se produit au cours du mois d'avril. Puisque la génération de mouvements inertiels est interdite en hiver par la présence du couvert de glace, l'énergie contenue dans les courants à cette période provient uniquement des marées baroclines et se propage depuis le fond vers la surface. Il devient alors légitime de penser que la stratification importante à la base de la thermocline interdit à l'énergie des marées baroclines de se propager jusqu'à la surface et maintient les premiers mètres de la colonne d'eau à des niveaux d'énergie très faibles. Malheureusement l'absence de données dans les premiers mètres sous la surface ne permet pas de vérifier si cette hypothèse est également valable à l'automne, lorsque la PML est très peu épaisse. L'effet à cette période pourrait être inverse et empêcher l'énergie inertielle de se propager en profondeur. Cependant, la position très haute des maxima de densité spectrale observés fin octobre et début décembre et associés à des coups de vent semble bien correspondre avec cette dernière hypothèse. Sur ce poïnt, la réserve formulée en section 3.6.2. (effet saisonnier sur la phase des marées) concernant la mauvaise correspondance entre la période hivernale déterminée et l'effet observé reste valable, à savoir que le site de mesure CA05 se trouve dans une région où le couvert de glace se forme plus tard et disparait plus tôt en comparaison du reste de notre région d'étude.

L'étude des variations de la densité spectrale en fonction du temps et de la profondeur pour les composantes rotatoires négatives des bandes de fréquences contenant les harmoniques de marée  $M_2$  et  $N_2$  et les mouvements inertiels nous permet donc de comprendre les propriétés des mouvements semi-diurnes décrites plus haut. En profondeur (près du fond) l'absence de différences entre les composantes rotatoires positive et négative des courants montrent qu'ils sont exclusivement influencés par les marées externes. Dans les couches supérieures (au-dessus de 200 m) la multiplicité des

forçages génère des courants à forte tendance barocline. Cela est d'autant plus vrai au cours de l'été lorsque la surface de l'océan est libre et la génération de mouvements inertiels permise. Ces mouvements se propagent alors vers le fond et sont atténués par la stratification de l'océan. En tout état de cause, leur propagation ne semble pas dépasser beaucoup la profondeur maximale annuelle de la PML, observée autour de 50 m. En hiver, la présence du couvert de glace interrompt le forçage de surface et la génération de mouvements inertiels n'a plus lieu. Au cours de cette période l'énergie des courants trouve sa source dans les marées internes qui se propagent depuis le fond vers la surface et laisse apparaitre les cycles de vives-eaux et mortes-eaux de façon très nette. La stratification à la base de la PML joue à cette période un rôle de barrière et maintient sous la surface un niveau d'énergie très faible. En moyenne sur l'année, l'énergie totale contenue dans les courants semi-diurnes est maximale autour 50 mètres, là où les contributions des signaux inertiels et des marées baroclines sont toute les deux présentes. Dans leur étude, Kulikov et al. (2004) ont utilisé des données récoltées à deux profondeurs seulement (40 et 100 m) mais comme pour nous, leur analyse avait mis en évidence le comportement barocline des marées semi-diurnes. Notamment, à leur site SS2, équivalent à CA05, la variance de la bande M<sub>2</sub> était deux fois plus importante à 40 qu'à 100 m, en accord avec nos propres observations.

**Figure 3.26 (page suivante) :** Composantes négatives de la densité spectrale pour les bandes contenant les fréquences  $M_2$  (b.) et  $N_2+f_i$  (c.) exprimées en dB (valeur relative à 700 cm<sup>2</sup> sec<sup>-2</sup> cpj<sup>-1</sup>) en fonction du temps et de la profondeur (m) pour le mouillage CA05. Sur les figures sont surimposées la profondeur de la couche de mélange (trait plein) estimée à partir des données de l'hiver 2003-2004 à la station fixe CASES et les limites de la période hivernale (pointillés, voir section 3.6.2.). Les courbes présentées en a. et c. correspondent respectivement à la vitesse du vent mesurée à la station de Tuktoyaktuk (m sec<sup>-1</sup>, filtrée à 7 jours) et à la prédiction de marée réalisée à partir de l'analyse harmonique des données de courants issues du même mouillage (cm sec<sup>-1</sup>, filtrée à 7 jours).



Dans les hautes fréquences, les pics associés aux marées d'ordre élevées sont faibles ou inexistants pour la plupart des mouillages. Seule exception flagrante, le site directement au nord du cap Bathurst (CA03) présente des variances importantes pour les harmoniques MK<sub>3</sub> (tiers-diurne) et M<sub>4</sub> et MS<sub>4</sub> (quart-diurne). Les autres sites où apparaissent ces fréquences particulières sont les trois situés à la frontière entre le golfe et la mer de Beaufort (CA05, CA15 et CA16) et dans une moindre mesure les deux sites les plus proches localisés à l'intérieur du golfe (CA06 et CA08). Sachant que ces harmoniques de marées sont le fruit de l'interaction entre les ondes principales et la bathymétrie, il semble que dans notre cas ces mouvements soient générés au voisinage du cap Bathurst (là où leur amplitude est la plus grande) et qu'elles se propagent au nord-est le long du seuil et vers l'est où leur énergie est rapidement dissipée. De façon similaire, les marées diurnes (harmoniques K<sub>1</sub>, P<sub>1</sub> et O<sub>1</sub>) n'apparaissent qu'à l'intérieur du golfe d'Amundsen, principalement aux sites CA03, CA05, CA15 et CA16 en accord avec les observations faites par Kulikov et al. (1998). Ce dernier résultat est confirmé par l'analyse harmonique qui met en évidence l'absence de variance significative pour ces trois fréquences à tous les sites hors du golfe. De la même façon que pour les harmoniques d'ordre élevés, le site du mouillage CA03 présente la plus grande variance dans la bande diurne qui est même supérieure à celle de la bande semi-diurne (seul site dans ce cas). Cette observation confirme la prédiction de Kowalik et Proshutinsky (1994) selon laquelle les courants sur le plateau sont dominés par les marées diurnes. Dans les basses fréquences par contre, la variance mesurée à ce site est faible, ce qui est également le cas du mouillage CA12, le plus au large de tous. Le calcul de la répartition de l'énergie selon les trois mêmes bandes de fréquences que celles utilisées par Kulikov et al. (1998) confirme la particularité du premier de ces deux sites pour lequel près de 85 % de l'énergie est contenue dans les hautes fréquences ( > 0.7 cpj) qui incluent toutes les harmonique de marée importantes. La valeur moyenne de cette répartition, calculé en tenant compte de tous les sites et toutes les profondeurs et en excluant les valeurs extrêmes est assez différente de celle obtenue par les travaux de Kulikov et al. (1998), avec 42 % pour les basses fréquences (0.01 - 0.07 cpj), 35 % pour les moyennes fréquences (0.07 - 0.7 cpj) et 27 % pour les hautes fréquences ( > 0.7 cpj) (contre 65 %,

15 % et 20 % respectivement). Plusieurs éléments peuvent expliquer ces différences. Tout d'abord, le nombre de sites de mesure est très différent entre les deux études (4 sites avec chacun 2 profondeurs pour Kulikov et al. contre 16 sites avec chacun 3 à 4 profondeurs en moyenne dans notre étude) avec dans notre cas une proportion de mesures à faible profondeur beaucoup plus importante. Vu la très importante variabilité des propriétés des courants dans la région, tant horizontalement que verticalement, on peut penser que plus le nombre de mesures augmente, plus la valeur moyenne calculée devient précise. Compte tenu de cette variabilité, il devient alors légitime de s'interroger sur l'intérêt de ce calcul, qui perd beaucoup en représentativité régionale. Malgré cela, il apparait que si la répartition de l'énergie selon les trois bandes de fréquence est différente, la valeur absolue de la variance dans les basses fréquences est comparable. Ceci implique que les changements de rapport sont associés à une augmentation de la variance dans les moyennes et hautes fréquences. En ce qui concerne les hautes fréquences, cette augmentation movenne est en partie associée à la prise en compte des sites à l'intérieur du golfe, pour lesquels les harmoniques de marées diurnes, tier-diurne et quart-diurne sont non négligeables. De plus, il faut noter que les travaux publiés par Kulikov et al. en 1998 et Kulikov et al. en 2004 ont été réalisés à partir de données récoltées à la fin de années 80, or nous savons que depuis ces époque l'océan Arctique est entré dans une période de transition (Melling, 1998 ; Polyakov et al., 2005). Ainsi, la diminution du couvert de glace et la disparition progressive de la glace pluriannuelle observée dans la région CASES (Melling et al., 2005; Galley et al., 2008) peut avoir une influence sur le transfert d'énergie entre l'atmosphère et l'océan. Cet effet peut être particulièrement important en hiver car, avec la disparition de la glace ancienne, le couvert hivernal devient plus fragile. Ainsi, il est plus susceptible de se rompre par endroit et de devenir mobile. Dans un tel cas, le transfert de quantité de mouvement peut devenir très important, parfois même supérieure à ce qu'il serait en absence totale de glace (Chapman et Carmack, 2003). Ce scénario est encore plus probable dans notre région d'étude qui, à cause de la présence de la polynie, possède déjà un couvert de glace plus mobile qu'ailleurs. Associé à la diminution de la période de glace, ce phénomène tend à faire diminuer l'effet saisonnier d'atténuation de l'énergie (winter damping) et peut faire augmenter la moyenne annuelle de la variance dans les moyennes et hautes fréquences. Afin d'explorer cette hypothèse nous avons calculé l'effet saisonnier du couvert de glace sur la répartition de l'énergie et avons comparé les spectres calculés avec les séries temporelles complètes avec ceux calculés en tenant compte de cette période seulement. Les résultats montrent que les différences sont très faibles, et remarquablement plus petites que celles observées par Kulikov et al. (1998). Dans les basses fréquences, cet effet est généralement négatif avec une diminution de l'énergie observée à CA05 ou CA08 mais dans la plupart des cas, les différences ne sont pas significatives. A certains sites (comme CA15) l'effet observé est positif, ce qui semble indiquer une plus grande mobilité locale du couvert de glace. Pour les moyennes et hautes fréquences, aucune différence significative n'est observée en dehors de la bande semi-diurne dont nous avons parlé plus haut, ce qui semble aller dans le sens de notre hypothèse. En menant cette étude à 20 et 50 mètres, il apparait que l'effet devient encore plus faible avec la profondeur, comme l'avaient déjà observé Kulikov et al. (1998). Malgré ce résultat qui semble expliquer l'augmentation de l'importance relative des moyennes et hautes fréquences dans la variance totale, on peut se demander si le critère choisi pour définir la période hivernale ne devrait pas être plus strict. En effet, lors de l'étude de la circulation, nous avons remarqué un net ralentissement entre les mois de février et d'avril. Cette diminution des vitesses moyennes mesurée devrait normalement impliquer une diminution importante de la variance dans la moitié basse du spectre. Ainsi, en menant de nouveau l'analyse de l'effet saisonnier avec un critère plus strict (80 ou 90 % de couverture de glace par exemple) nous devrions au moins voir apparaitre des différences plus proches de celles rapportées par Kulikov et al. (1998) pour les basses fréquences. Cependant, pour obtenir un tel résultat, il faudrait réduire la période hivernale utilisée pour le calcul à trois mois seulement et ne pas tenir compte du reste de l'hiver.

Le calcul de l'effet de la profondeur sur l'énergie contenue dans le signal de courant confirme partiellement le résultat que l'étude de la circulation avait déjà mis en évidence, à savoir l'augmentation de l'énergie avec la profondeur dans la couche de surface. En effet, nous avions remarqué lors de l'analyse des courants que les vitesses
moyennes mesurées autour de 100 mètres étaient souvent supérieures à celle de surface. En calculant les spectres des données d'ADCP pour toutes les profondeurs, cette constatation à été vérifiée pour certains sites, notamment ceux situés à la frontière entre le golfe d'Amundsen et la mer de Beaufort et ne semble pas être attribuable à un manque de réflecteurs dans les couches de surface. Il apparait cependant que cette observation n'est valable que pour les basses fréquences, inférieures à 0.2 cpj ( $f_L$ ), et que l'effet diminue avec la profondeur. Ainsi l'augmentation de la variance avec la profondeur est la plus importante dans les 30 premiers mètres de la colonne d'eau et peu de variations sont observées sous la PML. Au dessus de la fréquence limite ( $f_L$ ), l'effet observé est inverse et les couches de surfaces deviennent les plus énergétiques sauf autour de la bande semidiurne, comme nous l'avons dit précédemment. Dans les deux cas, si la moyenne des différences observée est tout juste significative, elle peut devenir localement particulièrement visibles, comme c'est le cas aux sites CA08 et CA12. Au-delà de 100 m, le tendance s'inverse et les spectres montrent une diminution de la variance sur l'ensemble des fréquences lorsque la profondeur augmente.

Tous ces éléments nous confirment la dominance des courants baroclines dans la région. Dans les basses fréquences, les cycles saisonniers et forçages à grande échelle sont à l'origine de courants, dont l'intensité tend à augmenter avec la profondeur dans les cent premiers mètres. A l'inverse, dans les moyennes et hautes fréquences (fréquences des phénomènes à l'échelle synoptique) la variance en surface est en général supérieure à celle plus en profondeur sauf pour la bande semi-diurne pour laquelle la résonance des harmoniques de marée à proximité des latitudes critiques combinée à l'apport d'énergie inertielle déplace ce maximum sous la PML. Seules les marées diurnes semblent montrer un comportement barotrope, comme le montre la constance de la variance totale dans cette bande entre les différentes profondeurs.

Au cours de cette étude, le système formé par le sud de la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen nous est apparu comme un milieu à très forte variabilité, et ce pour l'ensemble des paramètres étudiés, à toutes les échelles temporelles et spatiales. Cette

constatation vient s'ajouter à celles des nombreux travaux récents réalisés dans la région (notamment McLaughlin et al., 2005) et confirme la complexité des zones marginales du bassin arctique. Bien qu'une part importante de ces variations (notamment temporelles) soit attribuable aux effets des différents cycles saisonniers auxquels cette région est soumise, les particularités géographiques qu'elle comporte jouent également un rôle important. Loin d'être une simple extension de la mer de Beaufort, le golfe d'Amundsen s'est révélé être une région aux multiples particularités, dont il est nécessaire de tenir compte pour pouvoir la comprendre. Au cours de nos travaux, nous avons pris conscience que le seuil existant entre ces deux parties de la région CASES joue un rôle capital dans la génération de ces différences, avec un impact particulier sur la répartition verticale des masses d'eau et sur les propriétés des courants. Malgré cela, la circulation régionale mise en évidence est cohérente avec celle du sud de la mer de Beaufort, connue depuis longtemps.

# 4. Cycles annuels d'évolution de la colonne d'eau le long de la section du cap Bathurst

# 4.1. Introduction

Dans l'arctique, l'étude de la structure verticale de l'océan a été l'objet d'un grand nombre de travaux au cours des trente dernières années (voir notamment Aagaard et al., 1981, Carmack et al., 1989, Aagaard and Carmack, 1994, McLaughlin et al., 1996, Shimada et al., 2001 ou McLaughlin et al., 2004). Si dans cette région, la vision d'un océan relativement homogène et présentant peu de variations dans le temps et l'espace a dominé jusqu'au milieu des années 90, les études les plus récentes ont mis en évidence les différences importantes qui existent entre les propriétés physiques des nombreuses régions de l'arctique (McLaughlin et al., 1996, Shimada et al., 2001, McLaughlin et al., 2004, Shimada et al., 2005). Dans le sud de la mer de Beaufort, les travaux de McLaughlin et al., (2004) ont montrés l'existence de trois types de structures verticales au moins, ajoutant ainsi un niveau de complexité supplémentaire à la vision précédente (McLaughlin et al., 1996) et mettant un terme définitif à l'idée d'un océan Arctique homogène. Malheureusement, les conditions climatiques extrêmes qui prédominent dans les régions polaires rendent très difficile la prise de données océanographiques en période hivernale, ainsi les informations concernant les cycles annuels de cet océan particulier sont rares. Dans ce contexte, un des objectifs principaux du programme CASES était de suivre l'évolution du système complexe formé par le sud de la mer de Beaufort, le plateau du Mackenzie et le golfe d'Amundsen tout au long de son cycle annuel entre l'automne 2003 et l'automne 2004.

Plus spécialement, ce chapitre de nos travaux avait deux objectifs; premièrement, identifier les masses d'eau et décrire en détails leur distribution verticale le long de la section du cap Bathurst, deuxièmement, présenter l'évolution saisonnière de la colonne d'eau et mettre en évidence le cycle annuel de cette évolution.



**Figure 4.1 :** Position géographique de la section du cap Bathurst dans la région CASES avec localisation des stations océanographiques (point noirs) et des mouillages (étoiles rouges) utilisés dans ce chapitre.

Le site choisi pour cette partie de notre étude, la section du cap Bathurst (SCB), est située à la frontière entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen (voir figure 4.1.). Elle s'étend depuis le plateau continental au nord du cap Bathurst jusqu'au cap Kellett, à la pointe sud ouest de l'île de Banks. La SCB est le principal exutoire du golfe d'Amundsen et représente l'extrémité ouest du passage du nord-ouest, elle est orientée au nord-est et mesure 155 km de long. La profondeur est très variable le long de cette section qui comporte une portion peu profonde (les 50 km au sud) sur le plateau du Mackenzie où la profondeur augmente doucement de 30 à 60 m. Après la limite du plateau, située à 50 km de l'extrémité sud, la profondeur augmente rapidement pour atteindre 350 m. Le point le plus profond de la section est situé à au kilomètre 115 là où le fond atteint 445 m. Ainsi, la SCB présente des conditions de plateau continental le long de son tiers sud et des conditions océaniques le long des deux autres tiers. Peu d'informations sont disponibles concernant cette région et le golfe d'Amundsen en général et le programme CASES fut une opportunité unique de documenter les régimes hydrographiques de cet écosystème.

# 4.3. Matériel et méthode

## 4.3.1. Présentation des données

Les données utilisées dans cette partie de notre travail sont les mêmes que celles utilisées en section III. et possèdent donc les mêmes caractéristiques. Dans la présente section, nous avons seulement sélectionné parmi toutes celles à notre disposition, les données de température, salinité et oxygène dissous récoltées le long de la SCB.



**Figure 4.2 :** Vue en coupe de la section du cap Bathurst avec tracé de la bathymétrie (gras), position des stations océanographiques numérotées de 400 à 415 (pointillés), des 4 mouillages (traits plein) et des instruments dont les données sont utilisées dans ce chapitre (cercles pleins).

Le long de cette section, quatre mouillages étaient déployés pour l'année 2003-2004 (voire figures 4.1 et 4.2 pour localisation et tableau 4.1 pour caractéristiques). Trois d'entre eux étaient équipés de capteur SeaBird SBE37 ou Alec (voir section 3.2.1.) proches de la surface (autour de 30 mètres de profondeur). Trois étaient également équipés de courantomètres Anderaa RCM-11 (voir section 3.2.1.) placés en profondeur aux sites CA05 et CA15 et dans la partie peu profonde au sud de la section (CA03). Au cours des campagnes océanographique CASES et ArcticNet entre 2002 et 2006, 63 profils CTD ont été réalisés le long de la SCB, tous ont été utilisés dans le présent chapitre.

Sito	Position		Prof.,	Prof. Instrument, m			Enregistrement	
Site	Lat, N	Long, O	m	RCM11	A lec CT	SBE37	Début	Fin
CA03	71° 09.182'	128° 07.569'	64	47	27		11 oct. 03	29 sept. 04
CA05	71° 25.225'	127° 22.495'	250	202		33	12 oct. 03	28 juil. 04
CA15	71° 32.232'	127° 01.434'	400	189	20		10 oct. 03	22 juil. 04
CA16	71° 47.886'	126° 27.354'	250		36		10 oct. 03	22 juil. 04

**Tableau 4.1 :** Position des mouillages immergés le long de la section du cap Bathurst au cours de l'année 2003-2004 et caractéristiques des appareils dont les données sont utilisées dans ce chapitre.

### 4.3.2. Traitement des données

**Données CTD :** Les données CTD utilisées dans cette section font partie de celles utilisées en section III. Tous les détails concernant leurs traitements sont donnés en section 3.2.2.

**Données de mouillages :** En ce qui concerne les données de mouillages, elles ont été sous-échantillonnées aux heures après extraction des hautes fréquences par filtration (supérieures à 24 cpj, filtre basse-bas elliptique du 5<sup>ième</sup> ordre). Ensuite, les données  $\theta$  et S ont été filtrées une seconde fois pour supprimer les signaux de marées semi diurnes et diurnes (filtre elliptique passe-bas du 5<sup>ième</sup> ordre avec fréquence de coupure de 36 h) puis moyennées aux jours (valeur moyenne calculée à midi).

### 4.3.3. Méthode

Dans la suite de ce chapitre, la présentation des résultats sera séparée en deux sections. D'abord nous utiliserons les données CTD prises le long de la SCB pour évaluer les caractéristiques moyennes de la colonne d'eau et pour déterminer la composition des masses d'eau. Comme mentionné plus avant, l'identification des masses d'eau sera réalisée en utilisant trois variables : température potentielle ( $\theta$ ), salinité (S) et concentration en oxygène dissout ([O]). Comme il a été largement discuté dans de précédentes études (Macdonald et al., 2002, McLaughlin et al., 2002, McLaughlin et al., 2005), l'utilisation de traceurs chimiques et d'isotopes stables doit être considérée par qui veut comprendre les processus de création des masses d'eau et identifier leurs trajectoires. En ce qui nous concerne, aucune donnée chimique ou isotopique n'était disponible lors de nos travaux mais puisque notre objectif principal était de décrire et comprendre le cycle annuel d'évolution de la colonne d'eau, l'utilisation combinée de  $\theta$ , S et [O] a été considérée suffisante et nous a permis d'atteindre le niveau de précision voulu. Pour la classification des masses d'eau, nous avons comparé notre jeu de données à une liste de caractéristiques issue de la littérature et présentée en annexe 1.

Num. Section	Début	Fin	Nombre de stations visitées	Mission
I.	5 nov. 2003	7 nov. 2003	16	CASES
II.	12 juin 2004	17 juin 2004	15	CASES
III.	21 juil. 2004	25 juil. 2004	6	CASES
IV.	2 sept. 2005	8 sept. 2005	14	ArcticNet
V.	4 oct. 2006	6 oct. 2006	12	ArcticNet

**Tableau 4.2 :** Paramètres décrivant l'échantillonnage de la section du capBathurst entre 2003 et 2006.

Ensuite, nous avons combiné les sections de CTD avec les séries temporelles de données issues des mouillages pour décrire le cycle annuel d'évolution de la colonne d'eau tout au long de l'année. Nous avons utilisé les cinq sections disponibles (sections I. à V., voir tableau 4.2) comme images instantanées considérées représentatives de la période de l'année à laquelle elles ont été échantillonnées. Puis, nous avons utilisé les

données de mouillages pour discuter de l'évolution des différentes portions de la SCB (couches de surface et intermédiaires, zone de plateau et région profondes) et pour faire le lien entre les différentes sections. Ainsi, en commençant par la section I. échantillonnée début novembre, nous avons suivi le cycle annuel d'évolution jusqu'à la section V., échantillonnée début octobre. Comme nous l'avons signalé plus tôt, les données de mouillages utilisées couvrent une période comprise entre l'automne 2003 et l'automne 2004, ainsi, une bonne correspondance avec les sections I. à III. est attendue aux dates correspondantes. En ce qui concerne les sections IV. et V., (respectivement échantillonnées à l'automne 2005 et 2006), des différences significatives sont à prévoir à cause de l'importante variabilité inter-annuelle déjà observée dans la région (voir chapitre III.).

## 4.4. Observations

#### 4.4.1. Profils moyens le long de la section et composition des masses d'eau

Tout au long de l'année, les couches de surface soumises aux influences de l'atmosphère et de la glace (*i.e.* la PML) présentent un haut niveau de variabilité, très visible sur le profil moyen de température potentielle (figure 4.3-a.). Juste sous la surface, ce profil présente un maximum remarquable ( $\theta > 0.5^{\circ}$ C) avec une déviation standard importante (+/- 2°). Sur le profil de salinité (figure 4.3-b.), ce  $\theta_{max}$  correspond à un minimum, lui aussi accompagné d'une forte variabilité. Sous ces valeurs extrêmes, audelà de 20 m, les deux profils présentent une couche à très fort gradients, négatif en température et positif en salinité, d'une quinzaine de mètres environs étendue jusqu'à 35 m de profondeur. La limite inférieure de cette couche à fort gradient apparait sur le profil de stabilité (fréquence de Brunt-Vaïssala, figure 4.3-c., Pond et Pickard, 1983) calculée grâce à l'équation 4.1. Sur ce profil, un important maximum autour de 35 m trahis la position de la limite inférieure de la PML. Comme lors du calcul des profils moyens au chapitre III., cette stratification apparente des couches de surface n'est qu'un artefact lié au calcul de ces profils. En regardant les données utilisées dans ce calcul, il apparait qu'une couche mélangée d'épaisseur variable est présente sur la majorité d'entre elles (entre 3 et 15 m).

(équation 4.1)



Avec:  $\rho$  la densité (kg m<sup>-3</sup>), g l'accélération gravitationnelle (m sec<sup>-2</sup>) et  $N^2$  en (rad / s)<sup>2</sup>

Figure 4.3 : Profils moyens (traits pleins) et déviations standards (pointillés) de température potentielle (a.), salinité (b.), concentration en oxygène dissous (c.) et fréquence de Brunt-Vaïssala (d.) calculés avec l'ensemble des données récoltées le long de la SCB.

Au-dessus de ce maximum, le profil de stabilité est lui aussi extrêmement variable, avec une déviation standard maximale autour de 25 m. Il est à noter qu'à l'intérieur de la PML, la déviation standard de  $N^2$  couvre des valeurs négatives,

indicatrices d'activité convective. L'étude individuelle des données utilisées pour le calcul de ces profils moyens montre que de telles valeurs bien été enregistrées à l'automne, au moment où la formation de glace est la plus intense.

Sous la PML, la transition vers les eaux relativement chaudes de la BSSW (Bering Sea Summer Water) est difficilement identifiable par les seuls paramètres  $\theta$  et S, le maximum de température, généralement associé à cette couche, étant fondu avec la base de la couche de surface. Néanmoins, en utilisant la définition généralement admise de cette couche  $(31 \le S \le 32)$  cette position est comprise entre 25 et 60 m juste sous la limite de la PML. Sur les profils de  $\theta$  et S, la position de la BSSW semble être confirmée par les légères variations de gradients visibles dans cette gamme de profondeur. Bien que cette position soit moins profonde que la moins profonde déjà observée, la présence du maximum de [O] associé à cette couche, visible autour de 35 m pour une salinité de 31.3 (figure 4.4) confirme la faible profondeur des eaux de la uHW (upper Halocline Water). En se basant sur la position du  $\theta_{min}$  local, le centre de la couche BSWW (Bering Sea Winter Water) est trouvé autour de 115 m, et présente une température proche du point de congélation (~ -1.5°C) et une salinité de 32.9. Sur le profil d'oxygène, cette profondeur correspond à un point d'inflexion de la courbe marquant un minimum local. Cette couche BSWW, présente la plus faible variabilité de toute la colonne d'eau aussi bien en température qu'en salinité. Sa position la place également à une profondeur moins grande qu'attendu et le décrochement qui lui est associé sur le profil de salinité correspond bien à celui de la Cold halostad (Ch) décrite par Shimada et al. (2005). Le minimum d'oxygène important, marquant la position de la basse halocline (IHW, lower Halocline Water) est observée à une salinité de 34.3, autour de 215 m de profondeur et correspond bien avec la région à forts gradients de température et salinité. Contrairement aux masses d'eau observées au dessus, salinité et profondeur associée à la ATh (Arctic Thermocline) se situent exactement entre les valeurs observées McLaughlin et al. (2004) dans le sud de la mer de Beaufort et à l'ouest de l'île de Banks.

La limite entre les eaux atlantiques et pacifiques est identifiée autour de 260 m (pour S ~ 34.4) en se basant sur la position de l'isotherme  $\theta = 0^{\circ}$ C. Cette valeur proche de celles observées par McLaughlin et al. (2004) dans le sud de la mer de Beaufort

correspondant bien à la définition généralement admise de la limite supérieure de la AL. A cause de la profondeur relativement faible le long de la SCB ( $p_{max} \sim 450$  m.), la couche atlantique est celle qui s'étend jusqu'au fond. Son maximum de température est identifié autour de 400 m et présente des caractéristiques proche du type III de McLaughlin et al. (2004), avec S ~ 34.79 et  $\theta \sim 0.33^{\circ}$ C.



**Figure 4.4 :** Diagrammes  $\theta$ -S (a.) et [O]-S (b.) tracés à partir des propriétés moyennes de la SCB. Sur le diagramme  $\theta$ -S, sont reportés la position de

certaines isopycnes (pointillés verticaux) et de la ligne de congélation (tirets horizontaux).

Ainsi pour résumer, la colonne d'eau le long de la SCB est composée de deux couches seulement. En surface, les eaux d'origine pacifique forment une PML peu épaisse s'étendant jusqu'à 25-30 m. La couche halocline montre la superposition de la BSSW (au dessus de 60 m.), de la BSWW (autour de 115 m.) et de la ATh. Sous la limite Atlantique-Pacifique observée à 260 m, les caractéristiques de la AL sont très proches de celles du type III de la WA (*Western Assembly*).

### 4.4.2. Evolution saisonnière et cycle annuel

Comme nous l'avons mentionné dans la section précédente, la plupart de la variabilité dans les caractéristiques  $\theta$  et S au cours de l'année 2003-2004 est observée dans les couches de surfaces. Au dessous de 100 m, les propriétés de la colonne d'eau demeurent stables et ne présentent que des variations mineures sans cycle annuel apparent.

Section automnale (section I. - Novembre): La section automnale a été échantillonnée juste avant le déploiement des mouillages (voir tableaux 4.1 et 4.2) et présente des conditions quasi hivernales. Les couches de surface sont très homogènes, avec une température proche du point de congélation et une salinité faible (figures 4.8-a. et -b.). Cette section est la seule des cinq dont nous disposons où existe une véritable couche mélangée. L'épaisseur de cette PML varie entre 10 et 20 m le long de la section avec la valeur la plus faible observée au sud, à la limite du plateau continental. Sur le plateau, la colonne d'eau présente une température assez homogène jusqu'au fond mais est clairement stratifiée en salinité. Cette variation horizontale est à l'origine de la faible pente observée tant sur les champs de salinité que sur ceux de densité (figure 4.8-b. et 4.8-b.). Cette pente, accentuée à limite du plateau continental rappelle les observations faites par Williams et al. (2006) plus à l'ouest et suggère la présence d'un *upwelling*. L'évaluation de l'amplitude du déplacement vertical des masses d'eau par rapport à leur



Figure 4.5: Diagrammes  $\theta$ -S représentant l'évolution temporelle des caractéristiques enregistrées par les appareils proches de la surface (triangles pointant le haut) et en profondeur (triangles pointant le bas) aux sites CA03 (a.), CA05 (b.), CA15 (c.) et CA16 (d.). Sur chaque diagramme, la position de la ligne de congélation est identifiée en pointillés ainsi que celle du profil  $\theta$ -S moyen de la section (trait plein). Les étoiles de couleurs mettent en évidence les caractéristiques enregistrées par chaque instrument au moment de l'échantillonnage des sections (I. à V).

profondeur d'équilibre (en comparant leurs température et salinité par rapport au profil moyen de référence, voir Williams et al., 2006) nous indique que dans cette région de la section, l'eau transportée sur le plateau provient d'une profondeur de 100 m environ et a subi un déplacement vertical de plus ou moins 60 m. Ainsi, on retrouve à 40 m de profondeur, à la limite du plateau des eaux de type BSWW qui normalement résident audelà de 100 m. Le long des deux tiers nord de la section, un faible  $\theta_{max}$  persiste sous la PML entre 20 et 50 m et marque la position de la BSSW.



**Figure 4.6 :** Evolution de la température potentielle (trait plein) et de la salinité (pointillés) enregistrés à 27 m (a.) et 47 m (b.) au site CA03 entre octobre 2003 et septembre 2004. Sur chaque figure, les pointillés verticaux identifient le début et la fin de la période de couvert de glace supérieure à 50% pour le golfe d'Amundsen.

**Evolution hivernale :** Entre novembre et juin, les capteurs proches de la surface aux sites CA03, CA05 et CA16 présentent une évolution similaire (figures 4.6-a., 4.7-a. et 4.11-a.). A partir des conditions de faibles température et salinité décrites plus haut, les caractéristiques évoluent rapidement pour atteindre un état relativement stable (31 < S < 32 et  $\theta \sim -1^{\circ}$ C) autour du 1<sup>er</sup> novembre, correspondant aux caractéristiques de la BSSW. Après cette transition, seuls des évènements sporadiques modifient sensiblement  $\theta$  et S jusqu'à la fin de l'hiver. L'un d'eux est observé presque en même temps au trois sites à la mi-décembre lorsqu'une diminution drastique de température et salinité se produit. Seul CA05 présente un second évènement similaire, plus tôt, fin novembre (figure 4.7-a.). Au cours de la même période de temps, le capteur supérieur du mouillage CA15 enregistre des paramètres en constante d'évolution, en lien possible avec sa position moins profonde et l'évolution de la PML. Les données à CA15 suggère que l'épaisseur de la PML atteint 20 m en décembre lorsque  $\theta$  et S diminue rapidement pour atteindre -1.5°C et 27.4 respectivement. Durant le reste de l'hiver, la salinité enregistrée à ce site augmente régulièrement pour atteindre 31.5 en juin alors que la température reste toujours proche du point de congélation. Cette tendance, correspondant à l'évolution d'une PML, est seulement perturbée par trois évènements majeurs. Autour du  $1^{er}$  décembre,  $\theta$  et S évolue rapidement depuis les caractéristiques de PML vers celles de BSSW et demeurent stables pendant deux semaines avant de retrouver leur état initial. Le même type d'évènement se produit également entre le 20 janvier et le 25 février. Les trois autres appareils proches de la surface présentent un changement abrupt de leurs paramètres (jusque là restés stables) et évoluent vers des caractéristiques de PML à la fin de l'hiver. Ce changement est mesuré d'abord à CA03, le 19 mars, puis à CA05 et CA16, respectivement les 29 mars et 9 avril avec les deux derniers sites présentant un bref retour aux caractéristiques de BSSW fin mai.

En profondeur, les comportements observés sont très différents de la surface. Sur le plateau, les caractéristiques proches du fond (*i.e.* CA03, 47 m, figure 4.6-b.) évoluent depuis des conditions de BSWW vers celle de BSSW entre novembre et juin. Au large, les évolutions en profondeur sont similaires entre elles bien que celle observée à CA05 soit plus stable, centrée sur  $\theta = -0.6$  °C et S = 34.4 (figure 4.7-b.). Au site CA15 (figure 4.10-b.), une importante diminution de  $\theta$  et S est observée au cours de la première moitié de décembre, simultanément au premier évènement observé au même site proche de la surface. Plus tard, en janvier et février, deux autre évènements consécutifs et moins importants sont enregistrés et sont également synchronisés avec ceux mesurés en surface. Aux deux sites CA05 et CA15, les variations de  $\theta$  et S révèlent une forte corrélation entre elles (figures 4.7-b. et 4.10-b.).



**Figure 4.7 :** Evolution de la température potentielle (trait plein) et de la salinité (pointillés) enregistrés à 33 m (a.) et 202 m (b.) au site CA05 entre octobre 2003 et juillet 2004. Sur chaque figure, les pointillés verticaux identifient le début et la fin de la période de couvert de glace supérieure à 50% pour le golfe d'Amundsen.



**Figure 4.8 :** Sections de température potentielle (°C, gauche) et de salinité (droite) réalisées le long de la SCB (sections I. à V., lignes 1 à 5 respectivement) avec positions des stations visitées (points noirs en surface). Sur les sections de température, la position de l'isotherme  $\theta = 0$ °C est signalée en pointillés.



**Figure 4.9 :** Sections de concentration de oxygène dissous (mg l<sup>-1</sup>, gauche) et d'anomalie de densité (kg m<sup>-3</sup>, droite) réalisées le long de la SCB (sections I. à V., lignes 1 à 5 respectivement) avec positions des stations visitées (points noirs en surface).

Section de fin de printemps (section II. - juin) : Cette section montre de grandes différences du nord au sud. Alors que la moitié nord présente encore des conditions hivernales avec une couche de surface quasi isotherme jusqu'à 150 m, la moitié sud présente un important maximum de température en surface, centré sur la limite du plateau continental (entre les km 20 et 80, figure 4.8-c.). Ce  $\theta_{max}$  s'étend jusqu'à 25 m de profondeur et crée en surface un gradient de température le long de la section (-1.5 <  $\theta$  < 2°C) très peu visible sur les profils de salinité (figure 4.8-d.). L'absence presque totale de  $\theta_{max}$  autour de 50 m à l'extrémité nord de la section suggère que l'épaississement hivernal de la PML a injecté les eaux de BSSW dans les couches de surface et a temporairement fait disparaitre leurs caractéristiques. Seule, la présence d'un faible maximum de température autour de 40 m entre la limite du plateau et le kilomètre 130 marque encore la présence d'une petite quantité de ces eaux. Dans la partie profonde de la section (entre les km 50 et 150), la présence d'une halocline très marquée autour de 50 m semble indiquer la profondeur maximum atteinte par la PML à la fin de l'hiver bien que les couches supérieures restent stratifiées en salinité. En profondeur (au-delà de 50 m), température et salinité sont homogènes horizontalement et la colonne d'eau présente une stratification normale avec des isopycnes plats (figure 4.9-d.). Tous les profils ( $\theta$ , S, [O] et densité) montrent clairement l'existence d'un upwelling sur le plateau (figures 4.8-c. et -d. et 4.9-c. et -d.). Dans cette partie, la colonne d'eau présente des profils similaires à ceux rencontrés entre 80 et 100 de profondeur au large. Cette hypothèse est confirmée par la pente des isopycnes à la limite du plateau. L'isohaline S = 31, normalement présente autour de 45 m, se trouve déviée verticalement et atteint la surface autour du kilomètre 25.

Retrait des glaces et réchauffement de surface printanier : La période entre les sections II. et III. est marquée par un réchauffement de surface rapide correspondant à la disparition du couvert de glace. Partant de températures proches du point de congélation à la fin de l'hiver, les eaux de la PML se réchauffent rapidement. La variation de température journalière maximale ( $\Delta \theta = 0.53^{\circ}$ ) est enregistrée à CA15 début juillet (figure 4.10-a.). Cette variation de  $\theta$  est quasi-isohaline et s'accompagne de très faibles



**Figure 4.10 :** Evolution de la température potentielle (trait plein) et de la salinité (pointillés) enregistrés à 20 m (a.) et 189 m (b.) au site CA15 entre octobre 2003 et juillet 2004. Sur chaque figure, les pointillés verticaux identifient le début et la fin de la période de couvert de glace supérieure à 50% pour le golfe d'Amundsen.

variations de salinité (figure 4.5). Le début de ce réchauffement se produit progressivement du sud au nord de la section. En commençant par CA03 le 25 mai, l'évènement se propage à CA05 CA15 et CA16 les 3, 7 et 16 juin respectivement (figures 4.6-a., 4.7-a., 4.10-a. et 4.11-a.). Ce réchauffement de surface dure 5 semaines et les maxima annuels de températures sont atteints progressivement du sud au nord les 6, 10, 13 et 22 juillet (pour CA03, CA05, CA15 et CA16 respectivement). La valeur de ce maximum annuel varie d'un site à l'autre mais semble liée à la profondeur de

l'instrument de mesure, les capteurs les plus profonds montrant des valeurs maximales plus faible que ceux plus proches de la surface.

Sur le plateau, le réchauffement de surface estival s'accompagne d'une légère élévation de température en profondeur, sans variation de salinité (figure 4.5-a.). Au large, les mesures de  $\theta$  et S autour de 200 m laissent apparaître une diminution après une longue période de stabilité au printemps. Cette variation est observée d'abord à CA05 mijuin (figure 4.7-b.), suivit par CA15 début juillet (figure 4.10-b.) et perdure jusqu'à la fin des enregistrements, au milieu de l'été.



**Figure 4.11 :** Evolution de la température potentielle (trait plein) et de la salinité (pointillés) enregistrés à 36 m au site CA16 entre octobre 2003 et juillet 2004. Sur chaque figure, les pointillés verticaux identifient le début et la fin de la période de couvert de glace supérieure à 50% pour le golfe d'Amundsen.

Section estivale (section III. - juillet) : La section estivale correspond à la fin du réchauffement de surface, au moment où CA16 atteint son maximum de température annuel et où CA03 et CA05 commencent déjà à refroidir (figures 4.5-d., 4.5-a. et 4.5-b. respectivement). Le gradient de température qui existait au moment de la section de fin de printemps a disparu et une couche chaude de 20 à 25 m d'épaisseur couvre la section. Comparée à la section II., la salinité des couches de surface a diminuée, en lien probable avec l'injection d'eau issue de la fonte de la glace de mer et des précipitations (Sea Ice

Melt et Meteoric Water). Avec cette diminution de salinité, la stratification augmente dans les 50 premiers mètres et la PML montre les caractéristiques estivales attendues. Une fois encore, la pente des isopycnes suggère la présence de *upwelling* à la limite du plateau

**Mélange estival :** Après la section estivale, seul le mouillage CA03 reste encore immergé. Au cours de la fin de l'été, ce site présente une tendance au refroidissement et à l'adoucissement (figure 4.6-a.). Avec la glace qui continue de fondre, l'injection de SIM dans les couches de surface continue. Associée aux apports de MW et sous l'influence du vent, température et salinité de la PML commencent à décroitre. Malgré cette tendance, de brusques variations sont observées dans les données, plus importantes en température qu'en salinité.

Section de fin d'été (section IV. - septembre) : Cette section présente la structure la plus complexe de toutes et n'est que partiellement échantillonnée. Alors que les parties nord et sud présentent des maxima de température en surface similaires à la section III., le centre (entre les km 50 et 100) est occupé en surface par une masse d'eau froide (figure 4.8-g.). De façon surprenante, cette particularité n'est visible que sur les données de température et pas sur celles de salinité (figure 4.8-h.). Sur ces dernières apparait une masse d'eau très douce au sud en surface à l'origine d'un gradient horizontal de salinité compris entre 26 et 31.5 (du sud au nord). Sur le plateau, sous cette couche d'eau douce et chaude ( $\theta \sim 2.5^{\circ}$ C) épaisse de 30 m, des eaux aux caractéristiques  $\theta \sim 0^{\circ}$ C et S ~ 32.5 s'étendent jusqu'au fond.

Section de début d'automne (section V. - octobre) : Sur cette dernière section on retrouve des caractéristiques de température proches de celle observée lors de la section III. La couche chaude de surface à commencé à refroidir et un gradient horizontal significatif de température apparait à la surface ( $2.3 < \theta < -0.5^{\circ}$ C du nord au sud, figure 4.8-i.). En termes de salinité, la structure de la section V. est comprise entre celles des sections I. et IV. La salinité de surface est très basse (S ~ 27 au nord) et présente un gradient inverse à celui de température (figure 4.8-j). Ainsi, la section V. est composée en surface par des eaux chaudes et douces au nord devenant froides et salées vers le sud. Autour de 40 m, des traces de BSSW semblent apparaître. La pente des isopycnes observée à la limite du plateau continental est la plus importante de toutes les sections (figure 4.11-j.)

# 4.5. Discussion

Nous avons suivi l'évolution de la colonne d'eau le long de la SCB dans son cycle annuel, entre novembre et octobre. A cause de la faible profondeur de cette section, la composition des masses d'eau est un assemblage de deux couches seulement avec la ACH occupant les 260 premiers m de la colonne d'eau et la AL s'étendant jusqu'au fond. De façon surprenante, les profondeurs généralement associées avec les particularités de la couche halocline sont observées moins profondes que lors des études précédemment publiées (voir par exemple McLaughlin et al., 2004). La profondeur de la PML est mesurée entre 25 et 30 m en moyenne bien que la section II. nous permet d'évaluer sa profondeur maximale autour de 50 m à la fin de l'hiver, ce qui correspond aux valeurs les moins profondes proposées par Carmack et Macdonald (2002). Contrairement à nos attentes et à la vision généralement admise, les eaux de la PML présentent toujours une stratification en sel. Cette observation doit néanmoins être modérée par le fait qu'aucun profil CTD n'est disponible le long de la SCB entre novembre et juin, lorsque l'activité convective est la plus intense. Cependant, les mesures effectuées durant le programme CASES au cours de l'hiver 2003-2004 (données non publiées) corroborent l'idée d'une PML présentant une stratification haline au cours de l'hiver. Sous cette couche, apparaissent des eaux présentant les caractéristiques de BSSW, mais dont la profondeur est supérieure à toutes celles observées pour cette masse d'eau. En se basant sur leur propriétés  $\theta$  et S, la BSSW est identifiées entre 30 et 60 m, valeurs confirmées par les concentrations en oxygène dissous. Cette gamme de profondeurs extrêmement faible chevauche en partie celle de la PML permettant le mélange partiel de ces masses d'eau et l'injection d'une partie de la chaleur contenue dans la couche BSSW vers les couches de surfaces à la fin de l'hiver. Une évaluation de la quantité d'énergie ainsi transférée peut

être faite en utilisant l'équation d'état de l'eau de mer (équation 4.2) et en considérant que les 20 premiers mètres de la couche de BSSW sont injectés dans la PML, avec une différence de température moyenne de  $0.5^{\circ}$ .

$$\Delta E = m. C_p. \Delta T \qquad (équation 4.2.)$$

Avec : *m* la masse d'eau concernée (kg)

 $C_p$  la chaleur spécifique de l'eau de mer (en J kg<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>)

 $\Delta T$  la variation de température (en °C)

On obtient alors :

$$\Delta E = 4.11.10^{10} J m^{-2}$$

De plus amples investigations serait nécessaires pour évaluer l'effet de l'injection de ce cette énergie dans la PML mais l'on peut s'attendre à ce qu'il soit significatif sur l'épaisseur du couvert et la production de glace. En effet, la répartition de cette énergie dans les 50 premiers mètres de l'océan est susceptible d'engendrer une élévation de température maximale et 0.2°. Selon la période de l'année à laquelle elle se produit, une telle variation de température peut déclencher le processus de fonte et avoir une influence sur la date de disparition du couvert de glace comme l'ont déjà montrés Shimada et al. (2006).

Autour de 115 m on trouve la couche BSWW, clairement identifiée par sa température, présentant un  $\theta_{min} \sim -1.5^{\circ}$ C. La salinité de cette couche est mesurée juste sous 33, exactement comme celle du type II.c (McLaughlin et al., 2004), plaçant cette couche moins profondément qu'attendu. Le large minimum d'oxygène dissous marquant la position de la basse halocline est observé vers 215 m et la thermocline arctique (Ath) présente un rapport  $\Delta\theta/\Delta S$  proche de 1 entre 33.1 et 34.4 de salinité. Cette valeur est très inférieure à celle estimée par McLaughlin et al. (1996) pour la WA mais semble comparable aux valeurs mesurées dans l'est de la mer de Beaufort (type III., McLaughlin et al., 2004). La limite supérieure de la couche atlantique est évaluée à 260 m en se basant sur la position de l'isotherme  $\theta = 0^{\circ}$ C, pour une salinité juste en dessous de 34.6. Le cœur de cette couche présente les caractéristiques du sud du bassin canadien (type II.c, McLaughlin et al., 2004) avec des températures, salinité et profondeur mesurées à 0.33, 34.79 et 410 respectivement. Ainsi, les propriétés de la colonne d'eau de la SCB sont comparables à celles du sud et de l'est du bassin canadien, ce qui correspond à sa position géographique, avec la particularité de présenter une couche halocline surélevée.

Tout au long de l'année, la majorité de la variabilité est observée dans les 50 premiers mètres. Néanmoins, une remarque majeure doit être faite au regard de la répartition temporelle des cinq sections CTD (voir tableau 4.2). L'échantillonnage de la SCB s'étend depuis l'automne 2003 (section I.) jusqu'à l'automne 2005 (section V.), ce qui représente une période de temps relativement longue considérant la variabilité interannuelle naturelle de cette région mise en évidence par Arrigo et van Dijken (2004). De plus, l'année 2005 reste parmi les record de minimum d'étendu de glace jamais observés dans l'Arctique et a présenté des différences majeures d'étendue de couvert de glace de mer par rapport aux années 2003, 2004 et 2006 (voir par ex. Levinson et Lawrimore, 2008). Ces différences interannuelles doivent être considérées comme part de la variabilité temporelle mais ne peuvent être attribuées à l'évolution saisonnière. Ainsi, une attention particulière doit être portée sur les différences entre les sections I. à III., échantillonnées la même année, et les sections IV. et V., échantillonnées les années suivantes parce que des variations interannuelles dans le moment d'apparition d'évènements saisonniers peuvent rendre leur comparaison difficile.

A la fin de l'automne (section I.), avant que ne débute la formation de glace, la salinité de surface est la plus faible de l'année (26 < S < 27). A cette période, les couches supérieures de l'océan sont conditionnées pour la formation de glace, avec un point de congélation  $\theta$ c haut due à la faible salinité (-1.5 <  $\theta$ c < -1.4°C). L'existence d'une PML précoce, douce et froide, est alors étroitement liée aux conditions météorologiques de la saison. Les faibles températures atmosphériques associées aux tempêtes d'automne

augmentent la perte de chaleur de l'océan et refroidissent les 15-20 premiers mètres de la colonne d'eau. De même, les grandes quantités d'eau douce (SIM et MW) stockées dans les tout premiers mètres au cours de l'été sont mélangées avec les autres couches de surface, faisant diminuer la salinité. Durant l'hiver, l'évolution de  $\theta$  et S enregistrée par les instruments proches de la surface aux quatre sites de mouillage sont en accord avec l'idée d'une PML s'épaississant avec le temps, comme observé durant CASES dans le sud du golfe d'Amundsen. Alors que l'instrument proche de la surface à CA15 (le moins profond des 4 sites) enregistre des conditions de PML (i.e. 0 proche du point de congélation) à partir de décembre, les trois autres mouillages présentent des caractéristiques de BSSW (en accord avec leur position verticale) et restent relativement stable jusqu'à leur entrée dans la PML en fin d'hiver. Ce changement abrupte des paramètres  $\theta$  et S se produit en respectant la profondeur, avec les instruments les plus profonds entrant dans la PML en dernier. Néanmoins, cette tendance est perturbée par des évènements sporadiques qui modifient de façon importante les propriétés des couches de surface pour de courtes périodes de temps, probablement causés par des restratifications temporaires, l'advection de masses d'eau étrangères, des tempêtes ou des évènements convectifs. Le plus important de ces évènement est enregistré mi-décembre à tous les sites. En profondeur,  $\theta$  et S restent stables au long de l'hiver, tant sur le plateau qu'au large et seul le capteur profond du mouillage CA15 présente des variations notables, concomitantes avec les évènements de surface. A la fin de l'hiver, la PML atteint son épaisseur maximale et les caractéristiques de BSSW ont presque totalement disparues de la SCB. Avec le retrait des glaces, la température de la PML évolue très rapidement et des gradients de température horizontaux apparaissent causés par les différences spatiales de concentration de glace. En cinq semaines, la PML a atteint son maximum de température annuel et la plus importante variation journalière est enregistrée autour du ler juillet. L'amplitude du réchauffement estival dépend de la profondeur et les senseurs plus profonds présentent un  $\theta_{max}$  annuel moins important que ceux de surface à cause de la faible pénétration de l'énergie solaire en profondeur. Ce phénomène est à l'origine de la stratification thermique estivale observée sur la section III. Le flux de chaleur à travers la surface s'inverse fin juillet et les températures de surface commencent à diminuer.

Avec la diminution rapide de l'ensoleillement et le mélange induit par le vent,  $\theta$  et S diminuent pendant la seconde moitié de l'été. La grande quantité d'eau douce issue des précipitations, des débits de rivières et de la fonte de la glace de mer (MW et SIM) contenue dans les premiers mètres de la colonne d'eau sont progressivement incorporés aux couches plus profondes. Parce que le taux de mélange dépend fortement des évènements météorologiques, les conditions automnales sont très différentes d'une année à l'autre. Malgré ces différences interannuelles, la fin de l'automne présente toujours des couches de surfaces préparées pour l'hiver et la production de glace, comme décrit par Carmack et Macdonald (2002).

D'un point de vue géographique, des différences majeures apparaissent le long de la SCB entre les parties situées sur le plateau et celle situées au large. Sur le plateau, les séries temporelles de données présentent plus de fluctuations en surface, particulièrement durant l'été. Des variations rapides de température et salinité suggèrent une plus grande activité de mélange et plus d'advection d'eau douce. En profondeur, alors que les variations de température et salinités à CA05 et CA15 sont extrêmement bien corrélées à cause de la position des instruments au cœur de la thermocline, celle mesurées à CA03 semble ne présenter aucun lien entre elle. Ce comportement très différent suggère que la région au sud de la section, sur le plateau, est le lieu de transformation des masses d'eau entraînant des modifications importantes de leurs caractéristiques.

Mouillage	Smin		Smax		θmin		θmax		$T = T_c$	
	Date	Valeur	Date	Valeur	Date	Valeur	Date	Valeur	Début	Fin
CA03	4 dec.	29.78	29 oct.	32.1	25 mai	-1.58	6 juil.	1.85	19 mars	25 ma
CA05	7 dec.	29.39	21 mars	32.32	3 juin	-1.61	10 juil.	0.39	29 mars	3 juin
CA15	1 nov.	27.1	11 fev.	31.87	29 mai	-1.64	13 juil.	2.1	17 dec.	7 juin
CA16	22 dec.	28.4	27 nov.	32.03	23 avr.	-1.65	22 juil.	0.43	9 avr.	16 juir

**Tableau 4.3 :** Résumé des évènements importants enregistrés aux 4 sites demouillages au cours de l'année 2003-2004.

# 4.6. Conclusion

Comme l'on pouvait s'y attendre, les couches de surface le long de la SCB sont celle qui présentent le plus haut niveau de variabilité mais sont également les seules à être soumises à un cycle annuel d'évolution. En démarrant de la situation froide et douce de la fin de l'automne, la PML hivernale se forme et s'approfondie avec le temps, atteignant sa profondeur maximale début juin. Pendant la même période de temps, les couches situées sous la PML présente des paramètres stables, correspondant à leur position dans la colonne d'eau. A la fin du printemps, les couches de surface réagissent très rapidement à la disparition du couvert de glace et leur réchauffement se produit en 5 semaines. A cette période, les différences locales de concentration de glace sont à l'origine de gradients horizontaux importants. A la fin de juillet, la surface de l'océan a atteint la température maximale de son cycle annuel et commence à se refroidir, marquant le renversement du flux entre océan et atmosphère. Pendant la fin de l'été, les touts premiers mètres de l'océan continuent d'engranger de l'eau douce issue de la fonte de la glace et des débits de rivières que les tempêtes de septembre commencent à mélanger avec les couches plus profondes. En deux mois, de septembre à novembre, les couches de surface retrouvent leurs propriétés d'origine, douces et froides, et sont prêtes pour une nouvelle période de formation de glace.

# 5. Evaluation des échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen

# 5.1. Introduction et site d'étude

La connaissance des transports entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen est précieuse sous de nombreux aspects. A titre local, elle permet de mieux comprendre les différences et similarités existant entre ces deux régions, au-delà des seules limites de l'océanographie physique. Elle apporte également une information nécessaire à l'échelle globale et participe à la description et la quantification et les échanges entre l'Arctique et l'Atlantique via l'Archipel Arctique Canadien (AAC).

Si le premier de ces deux aspects n'a jamais été abordé auparavant puisque aucune étude ne s'est déjà intéressée spécifiquement au golfe d'Amundsen, le second est le sujet d'études depuis plus de 40 ans (Collin et Dunbar, 1963 ; Muench, 1971 ; Sadler, 1976 ; Rudels, 1986 ; Prinsenberg et Bennett, 1987 ; Rudels 1999 ; Prinsenberg et Hamilton, 2005 ; Cuny, 2005). En effet, sachant que l'apport d'eau issue du Pacifique via le détroit de Béring est assez faible (0.8 Sv en moyenne, Rudels 1999), une connaissance précise de tous les éléments qui composent le bilan de l'océan Arctique est nécessaire à une bonne compréhension de ce système ainsi qu'à la validation des résultats des nombreuse études de modélisation passées, en cours et à venir. Bien que de nouveaux résultats continuent d'être publiés régulièrement sur le sujet, les transports via les voies principales de l'AAC que sont le détroit de Barrow ou de Smith sont aujourd'hui assez bien connu et les valeurs de référence ne manquent pas pour valider les résultats fournis par les modèles. L'ouest de l'AAC par contre, reste encore assez mal connu. Ainsi, les données récoltées lors des campagnes CASES offrent pour la première fois la possibilité d'obtenir une évaluation de ces transports.

La région sur laquelle porte cette dernière partie de nos travaux est la même que celle du chapitre précédent, soit la section du cap Bathurst (SCB). Comme nous l'avons déjà mentionné, cette région marque la frontière entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen et constitue la porte de sortie du passage du Nord-ouest. Bien qu'une description géographique détaillée ait été faite au paragraphe 4.2, il est important d'ajouter ici que la superficie de cette section est de 32.175 km<sup>2</sup>. Cette valeur, assez faible comparée à celle du détroit de Fram par exemple, doit être mise en perspective car il faut avoir à l'esprit qu'une vitesse moyenne de 0.025 m sec<sup>-1</sup> sur l'ensemble de cette section suffirait à générer un transport équivalent à celui qui traverse de détroit de Béring. Connaissant l'importance de l'apport venant du Pacifique pour l'hydrographie du bassin arctique, on réalise le besoin d'évaluer avec précision les échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen via la section du cap Bathurst.

# 5.2. Données utilisées



**Figure 5.1 :** Vue en coupe de la section du cap Bathurst avec tracé de la bathymétrie (gras), position des stations océanographiques numérotées de 400 à 415 (pointillés), positions des 4 mouillages (traits plein) et des instruments dont les données sont utilisées dans ce chapitre (RCM11, cercles pleins et ADCP, traits gras).

Dans cette partie de notre travail nous avons utilisé deux types de données différentes. Des profils CTD, les même que ceux utilisés au chapitre IV., et des données de vitesses de courants. Ces dernières ont été mesurées par les différents courantomètres placés sur les lignes de mouillage aux sites CA03, CA05 CA15 et CA16 (voir figure 5.1).

### 5.2.1. Répartition spatio-temporelle

En ce qui concerne les données CTD, les dates d'échantillonnage de la section ont déjà été discutées en section 4.3 (tableau 4.2) et sont réparties entre l'automne 2003 et l'automne 2006 suivant les stations présentées sur la figure 4.1.

Concernant les données de mouillage, elles ont été enregistrées par les différents courantomètres immergés aux quatre sites de la section entre l'automne 2003 et l'été 2004. Sur trois de ces mouillages (CA05, CA15 et CA16), des courantomètres acoustiques de types ADCP (voir section 3.2.1.) étaient placés à une profondeur proche de 100 m et orientés vers la surface, donnant les directions et vitesses des courants par tranches de 8 m d'épaisseur. Trois mouillages étaient également équipés de courantomètres RCM-11 donnant des mesures en profondeur (CA05 et CA15) et proche du fond au site CA03 sur le plateau. Les caractéristiques de ces instruments (localisation, profondeur, etc...) sont résumées par le tableau 5.1.

0.4	Position		Prof.,	Prof. Instrument, m		Enregistrement	
Sile	Latitude, N	Longitude, O	m	ADCP	RCM11	Début	Fin
CA03	71° 09.182'	128° 07.569'	64		47	11 oct. 2003	29 sept. 2004
CA05	71° 25.225'	127° 22.495'	250	100	202	12 oct. 2003	28 juil. 2004
CA15	71° 32.232'	127° 01.434'	400	85	189	10 oct. 2003	22 juil. 2004
CA16	71° 47.886'	126° 27.354'	250	100		10 oct. 2003	22 juil. 2004

**Tableau 5.1 :** Position des mouillages immergés le long de la section du capBathurst au cours de l'année 2003-2004 et caractéristiques des appareils dontles données sont utilisées dans ce chapitre.

## 5.2.2. Traitement

**Données CTD :** Les données CTD utilisées sont les mêmes qu'au chapitre II. et IV. Leur traitement est décrit en section 3.2.2.

**Données de mouillages :** Ces données ont subit un traitement préliminaire identique à celui décrit en section 3.2.2. et menant à l'obtention de données horaires. Comme les données utilisées pour la description de la circulation régionale (chapitre III.), elles ont été filtrées une seconde fois pour soustraire le signal de marée, l'hypothèse étant faite que les courants de marées n'interviennent pas dans le bilan de masse et ne sont responsables d'aucun transport net. Ces données ont ensuite été moyennées pour obtenir des données journalières (voir section 3.2.2.). Enfin, pour pouvoir calculer des transports, les composantes U et V ont été projetées sur les axes principaux de la section pour obtenir deux nouvelles coordonnées U' et V', respectivement orthogonale et parallèle à la section. Cette opération à été réalisée en calculant l'angle  $\alpha$  de déclinaison de la droite passant par les stations 400 et 415 (aux extrémités de la section) par rapport au nord géographique, le résultat obtenu est  $\alpha = 51.6^{\circ}$ .

# 5.3. Méthode

Comme nous l'avons mentionné en section 5.1., l'objectif de cette partie de notre travail est de quantifier les transports au travers de la SCB. Pour ce faire nous avons utilisé une méthode comparable à celle de Cuny et al., (2005) car elle est apparue comme la plus applicable à notre jeu de données. En effet, la répartition des données CASES ne nous permettait pas d'utiliser la méthode inverse développée par Wunsch (1996) et la forte tendance barocline des courants (voir chapitre III.) interdisait d'utiliser une méthode par régression comme l'ont fait Roach et al. (1995) pour le détroit de Béring. L'idée principale de la méthode choisie est d'utiliser les mesures de courants faites le long de cette section pour évaluer les transports. Pour ce faire, il est nécessaire d'attribuer à chaque instrument de mesure une portion de la section sur laquelle les données qu'il enregistre seront considérées comme représentatives. Ainsi, en appliquant la vitesse mesurée à la portion correspondante, on peut déduire le transport au travers de cette

portion. Reste à faire la somme de toutes les portions pour obtenir le transport total. Trois problèmes se posent alors. En premier lieu il faut établir un critère à partir duquel le découpage de la section va être fait. La logique veut qu'en l'absence d'information, ce découpage soit arbitraire et que l'on place les limites des portions de section à égale distance des instruments de mesure mais cette méthode ne tient évidemment pas compte des particularités de la région étudiée. Dans un second temps, il est absolument nécessaire que la somme des superficies des portions soit égale à la surface de la section. Bien que cette remarque paraisse élémentaire, nous allons voir que la satisfaire oblige parfois à avoir recours à certaines astuces. Enfin, pour pouvoir discuter les résultats obtenus, il est nécessaire d'avoir des valeurs de transport de référence car sans elles il est impossible évaluer l'erreur associée aux calculs.

## 5.4. Sections de transports géostrophiques

### 5.4.1. Calcul

Pour le calcul des transports géostrophiques, seule la composante géostrophique orthogonale à la section nécessaire. Ainsi on ne conserve des équations 3.4 et 3.5 que le terme  $u'_g$ , projeté de  $u_g$  et vg sur l'axe orthogonal à la section (équation 5.1). Le reste de la méthode de calcul est similaire celle utilisé en section III.

$$u'_g = -\frac{10}{f} \cdot \frac{\partial h_{dyn}}{\partial x'}$$
 (équation 5.1)

Pour estimer les transports géostrophiques, les vitesses  $u'_g$  (m s<sup>-1</sup>) ont été multipliées par la surface d'une maille d'interpolation (m<sup>2</sup>) pour obtenir un flux (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). A fin de simplification et de comparaison avec les résultats issus de la littérature, ces résultats ont ensuite été exprimés en Sverdrup (Sv, 1 Sv =  $10^6$  m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>).

### 5.4.2. Résultats

Les résultats du calcul des vitesses géostrophiques transversales à la SCB sont donnés par la figure 5.2. Ils montrent tout d'abord que la pente des isopycnes à la limite du plateau continental (déjà décrite en section 4.4) est à l'origine d'un flux géostrophique presque constant. Le fait est particulièrement évident sur les sections II., IV. et V. pour lesquelles les vitesses associées sont proches de 0.4 m sec<sup>-1</sup>. La section III. porte également la trace de ce flux, avec des vitesses beaucoup plus faibles (de l'ordre 0.1 m sec<sup>-1</sup>), mais le petit nombre de stations de mesures ne permet pas de d'obtenir une vision précise du phénomène. Sur la section I., la situation est inverse, avec des vitesses géostrophiques négatives, de l'ordre de -0.2 m sec<sup>-1</sup>.

Sur les sections III. à IV., ce flux est compensé par un second en sens inverse, directement plus au large. En dehors de cet élément, les cinq sections de vitesses géostrophiques sont assez dissemblables. Deux d'entre elles (II. et IV.) présentent des vitesses presque nulles sur le reste du domaine sans structure apparente. Les sections III. et V. montrent un flux positif important au nord de la section avec des vitesses de l'ordre de 0.3 m sec<sup>-1</sup>, mais là encore le faible nombre de stations à l'origine du calcul incite à la prudence quand à la qualité des résultats. Enfin les sections, I., III. et V. laissent apparaître un flux assez homogène (de signe variable) au centre de la section.

## 5.5. Sections de transports absolus

Pour obtenir des valeurs de transports absolus, il est nécessaire d'évaluer la composante résiduelle qui n'est pas prise en compte dans les calculs de la section précédente. En général, cette composante résiduelle prend la forme d'une vitesse barotrope, estimée par comparaison des mesures *in situ* et des vitesses géostrophiques calculées. La valeur résiduelle choisie est alors souvent la moyenne sur la verticale des différences observées entre mesure et estimations. On considère alors que la vitesse absolue  $Va_i$  mesurée en un point *i* de notre section, est la somme d'une composante géostrophique  $Vg_i$  et d'une composante résiduelle  $Vr_i$ . Ainsi on peut écrire :

$$Va_i = Vg_i + Vr_i$$
 (équation 5.2)

D'où :

$$Vr_i = Va_i - Vg_i$$
 (équation 5.3)



Figure 5.2: Vitesses géostrophiques transversales à la SCB (m sec<sup>-1</sup>) calculées pour les cinq sections disponibles (sections I. à V., a. à e. respectivement).

La méthode proposée par Cuny et al. (2005) consiste à utiliser les N sections de vitesses géostrophiques disponibles pour les comparer aux données de courants et calculer pour chacune d'entre elles une valeur :

$$Vr_{i,j} = Va_{i,j} - Vg_{i,j}$$
 (équation 5.4)

en chaque point i de la section j, puis de calculer la moyenne verticale de ces valeurs. Reste enfin à calculer la moyenne de cette vitesse résiduelle barotrope pour les N sections

$$V_{R,i} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} V r_{i,j} \qquad (\text{équation 5.5})$$

La valeur  $V_{R,i}$  ainsi calculée est considérée comme représentative de la composante résiduelle moyenne observée au point *i* de la section, reste à interpoler cette valeur sur toute la section pour obtenir la composante résiduelle en chaque point de la section. Finalement, pour obtenir les sections de référence, on ajoute à chacune des sections de vitesses géostrophiques les valeurs  $V_R$  calculées pour obtenir en chaque point de ces sections une évaluation de la vitesse absolue:

$$Va_{i,i} = Vg_{i,i} + V_{R,i}$$
 (équation 5.6)

et en déduire les valeurs du transport absolu utilisés comme références.

La principale hypothèse sous-jacente à cette méthode est qu'elle considère que dans le temps, seule la composante géostrophique du champ de vitesse varie et que la partie résiduelle (barotrope) reste assez constante pour pouvoir être représentée par sa valeur moyenne observée. Dans leur étude, Cuny et al. (2005) peuvent légitimement faire cette hypothèse pour deux raisons principales. Tout d'abord, leurs observations montrent que les courants au travers du détroit de Davis fluctuent en intensité mais peu en direction. Ensuite, leur observations montrent que cisaillement vertical relativement faible, avec des vitesses observées relativement barotropes.
Dans notre cas, les observations sont très différentes. En effet, comme nous l'avons évoqué en au chapitre I. et observé au chapitre III., la circulation dans le sud de la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen est assez variable à cause des cycles saisonniers et interannuels auxquels elle est soumise et qui sont bien souvent l'expression locale de variations à plus grande échelle (comme l'étendue de la gyre de Beaufort). Ainsi, nous avons observé des renversement de circulation au cours de l'année 2003-2004 dont l'origine semble liée au mouvement à grande échelle dans le basin canadien et non aux champs de propriétés locaux. De plus, notre étude nous a permis de mettre en évidence deux schémas de circulation opposés entre la couche de surface et celle du fond. Ces deux éléments nous interdisent de corriger nos champs de vitesse géostrophiques avec une composante constante sur la verticale et dans le temps. Les tentatives réalisées au cours de nos travaux pour faire correspondre nos profils verticaux de vitesses géostrophiques avec les mesures in situ par l'ajout d'une composante barotrope se sont toutes soldées par des échecs. Ainsi, il semble nécessaire d'appliquer une méthode différente pour le calcul des transports de référence dans notre région. Dans notre cas, la composante résiduelle calculée doit contenir le signal barotrope mais également une composante barocline, liée notamment aux mouvements dont la durée est relativement courte, inférieure au temps d'équilibre géostrophique.

Le choix que nous avons fait est donc, à partir de l'équation 5.4, de calculer pour chaque section un champ de vitesse résiduelle propre par interpolation et d'ajouter ce champ aux valeurs de Vg calculées pour obtenir une vitesse absolue en chaque point de chaque section et en déduire les transports absolus de référence :

$$Va_{i,i} = Vg_{i,i} + Vr_{i,i} \qquad (\text{équation 5.7})$$

C'est ce que nous avons fait, pour les trois sections pour lesquelles nous avions simultanément les données CTD nécessaires au calcul de Vg et les mesures de courants sans lesquelles le calcul de Vr est impossible, soit les sections I., II. et III.

Malgré les arguments avancés plus haut, nous avons testé l'efficacité de notre méthode en comparaison de celle employée par Cuny et al. (2005). Pour cela nous avons tracé la figure 5.3 suivante sur laquelle sont comparées les vitesses observées (abscisse) aux estimations (ordonnée) faite avec notre méthode (trait plein) et celle utilisés dans les travaux de Cuny et al. (2005). Ce résultat montre que notre méthode génère une meilleure estimation du champ de vitesse. En particulier, il apparait que la méthode des vitesses résiduelles barotropes sous-estime les vitesses de façon assez importante (valeur absolue). Compte tenu de l'objectif de nos travaux (calcul de transport), une telle erreur d'estimation doit être évitée car elle affecterait d'autant l'estimation du flux traversant notre section.



**Figure 5.3 :** Tracé des vitesses estimées avec notre méthode (cercles) et une méthode similaire à celle employée par Cuny et al. (2005, croix). Pour chacun des deux jeux de données une régression linéaire à été calculée et ajoutée à la figure.

#### 5.5.1. Correction des composantes résiduelles

Nous avons donc commencé par interpoler les vitesses géostrophiques calculées avec les données des sections I. à III. sur l'ensemble de la section (figures 5.4-a., -d., -g. et annexe 9.1). La composante résiduelle à été calculée puis également interpolée (par krigeage) sur l'ensemble du domaine. Sur les résultats (figures 5.4-b., -e. et -h.) la position des appareils de mesure (RCM11 et ADCP) apparait clairement sous la forme de valeurs extrêmes. En dehors de ces points, la valeur de *Vr* tend rapidement vers 0.



**Figure 5.4 :** Composantes géostrophiques (gauche), résiduelles (centre) et absolues (droite) du champ de vitesse transversal à la SCB (m sec<sup>-1</sup>) calculées pour les sections I. (novembre 03, haut), II. (juin 04, milieu) et III. (juillet 04, bas).

En additionnant les deux composantes (Vg et Vr), on obtient finalement trois sections de vitesse absolue Va (figures 5.4-c., -f. et -i.). Sur celle-ci, les principales structures des flux géostrophiques continuent d'apparaître, notamment en limite du plateau (sections II. et III.). Pour le reste, les fluctuations des champs de vitesse calculées ne doivent pas être considérées comme représentatives de la réalité, car trop entachées par les erreurs associées aux différentes interpolations.

#### 5.5.2. Calcul des transports absolus

Les valeurs du transport absolu ont été obtenues en multipliant les vitesses absolues calculées (section précédente) par la taille des mailles de la grille utilisées pour l'interpolation de Vg et Vr soit 25000 m<sup>2</sup>.

	Section I.			Section II.			Section III.		
	Pos.	Nég.	Net	Pos.	Nég.	Net	Pos.	Nég.	Net
Trans. Géostrophique	0.925	-1.043	-0.118	0.515	-0.466	0.049	1.179	-1.442	-0.263
Trans. Résiduel	0.256	-0.746	-0.49	0.302	-0.463	-0.161	0.64	-0.427	0.213
Trans. Absolu	0.615	-1.221	-0.608	0.488	-0.6	-0.112	1.391	-1.441	-0.05

**Tableau 5.2 :** Valeur des transports géostrophiques, résiduels et absolus (en Sv) des sections I. à III. (composantes positive, négative et transport net). Les valeurs positives correspondent à des flux entrant dans le golfe.

Pour les trois sections disponibles, le transport absolu net est négatif, soit sortant du golfe vers la mer de Beaufort, mais varie fortement (de -0.608 à -0.05 Sv). Ces écarts sont moins importants pour les composantes (positive et négative) de ce transport qui sont plus stables dans le temps. Ainsi la section III. pour laquelle le flux net est le plus faible, est également celle pour laquelle ces composantes atteignent leur valeur la plus importante avec 1.391 et -1.441 Sv (composante positive et négative respectivement).

### 5.6. Transports journalier

#### 5.6.1. Découpage de la section

Comme nous l'avons évoqué plus avant, il est nécessaire d'attribuer à chaque instrument de mesure, une portion de la section sur laquelle on considère les données enregistrées comme représentatives. Lorsque qu'aucune information n'est disponible quand à la structure des courants ou lorsque le nombre d'instruments est assez important, la logique veut que les limites de ces surfaces d'influence soient placées à égale distance des instruments les plus proches. Dans notre cas, cette méthode s'applique bien aux couches de surface, dans la portion profonde de la section. En effet, la présence des trois ADCP (CA05, CA15 et CA16) donne une très bonne information sur le champ de vitesse dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, alors que les deux RCM11 des sites CA05 et CA15 permettent d'étendre cette connaissance jusqu'à 200 m dans le sud de la partie profonde. Le problème se pose alors d'évaluer les vitesses pour le reste de la section. Dans le sud (i.e. les 50 premiers km), seule l'information du mouillage CA03 à 47 m est disponible. Cependant il est légitime de penser que le transport dans cette région sera relativement faible. En effet, les vitesses moyennes mesurées à ce site sont faibles et majoritairement orientées tangentiellement à la section (voir section 3.4.2.), ce qui ne génère presque aucun transport au travers de la section. De plus, les observations de Carmack et Macdonald (2002) ont montrées que les courants moyens sont généralement faibles sur l'ensemble du plateau du Mackenzie. Il devient alors légitime de considérer que l'appareil mouillé au site CA03 est assez représentatif du champ de vitesse dans la partie sud de la section pour pouvoir y appliquer les données qui y sont mesurées. Dans la partie profonde de la section par contre, un manque flagrant d'information apparait. Au site CA16, aucune information n'est disponible en profondeur. Cela est problématique, car notre description de la circulation régionale (chapitre III.) nous a montré que les courants enregistrés en surface à CA15 et CA16 sont parfois similaires, parfois très différents (voir opposés) et que de plus, la circulation de surface est généralement opposée a celle observée plus en profondeur. De ce fait il semble impossible d'étendre l'influence de l'appareil profond du site CA15 (RCM11, 202 m) jusqu'à la limite nord de la section, tout comme il semble impossible d'appliquer jusqu'au fond les vitesses mesurées à 100 m par l'ADCP du mouillage CA16. Il nous faut donc trouver un moyen d'évaluer les vitesses en profondeur au site CA16 à partir des informations dont nous disposons. Toutes ces considérations nous ont amené à imaginer le découpage de la section tel que décrit par la figure 5.5.



**Figure 5.5 :** Découpage de la section du cap Bathurst en surface d'influence des différents appareils de mesure.

Dans ce découpage, nous avons délimité trois couches, entre la surface et 30 m, entre 30 et 150 m et au-delà jusqu'à 350 m. Le choix de ces couches a été motivé par la connaissance de la circulation acquise au chapitre III. ainsi que par l'étude des sections de vitesse absolues. En effet, nous avons observé que l'effet vertical d'atténuation de l'énergie était principalement sensible entre la surface et 30 m, les variations verticales en dessous de cette limite étant beaucoup moins importantes (section 3.6.2). De plus, notre étude de la circulation régionale est basée sur un découpage des couches de surface par rapport à cette profondeur de référence. Ainsi, le choix de cette première profondeur est cohérent avec nos observations, et permet également d'être cohérent avec les autres parties de nos travaux. Plus profondément, nous ne disposons pas d'information entre 100 et 200 m. Néanmoins nous avons observé que les vitesses à ces deux profondeurs sont fréquemment opposées. N'ayant aucun autre argument objectif, nous avons placé notre limite entre ces deux valeurs. Enfin, les sections de vitesse absolue, aussi bien que celles de vitesse géostrophique et résiduelle semblent montrer que les vitesses proches du fond sont quasi nulles. De plus, le seuil existant à l'entrée du golfe d'Amundsen (visible sur les figures 3.6 et 3.7) nous laisse penser que le transport au-delà de 350 m doit être également très faible. Ces deux élément nous ont poussés attribuer une vitesse nulle aux parties de la section en dessous de cette profondeur. Nous avons néanmoins testé l'effet de cette hypothèse sur nos résultats en comparant les résultats de transport avec et sans prendre en compte cette boîte de fond. Il apparait que bien que relativement faible, le choix d'attribuer une vitesse nulle au fond améliore la qualité des résultats car les valeurs ainsi obtenues sont plus proches de celle de référence. Sur le plateau par contre, aucune limite de profondeur n'a été fixée et nous avons attribué une vitesse égale sur toute la colonne d'eau.

Les limites verticales que nous avons choisies ont toutes été fixées à égale distance des sites de mouillage. Cependant, il apparait que sur les différents champs de vitesses géostrophiques calculées, leur correspondance soit assez bonne avec le contour des principales structures observées. Ainsi, ces limites sont fixées aux kilomètres 59, 88 et 114 de la SCB. Ce découpage fait apparaître dix surfaces distinctes (si l'on ne tient pas compte de celle de fond qui n'intervient pas dans le calcul du transport), réparties selon trois couches (A à C) et quatre colonnes (1 à 4). La surface A1 occupe toute la région sud de la section jusqu'au kilomètre 59 et couvre une surface de 3.45 km<sup>2</sup>, ce qui en fait la plus grande des quatre surfaces de la couche A. La vitesse appliquée à toute cette surface est celle mesurée par le mouillage CA03 à 47 m. Les trois autres surfaces de cette couche sont de dimensions assez proches (entre 0.625 et 1 km<sup>2</sup>) et pour chacune, la vitesse appliquée est la moyenne de celles mesurées par les trois ADCP (CA05, CA15 et CA16) entre 0 et 30 m. Pour la couche B, les trois surfaces sont également de dimensions similaires (entre 3.125 et 4.85 km<sup>2</sup>). Dans ce cas, les vitesses appliquées aux surfaces sont la moyenne des mesures faites par les trois mêmes ADCP en dessous de 30 m. Enfin, la couche C est celle qui pose un problème car si l'on peut appliquer les mesures faites par les RCM11 des mouillages CA05 et CA15 aux surfaces C2 et C3 respectivement (représentant chacune 3.25 et 5 km<sup>2</sup>), aucune mesure n'est disponible pour la surface C4. Cette dernière, d'une superficie de 4.55 km<sup>2</sup> représente presque 15 % de la surface totale (en excluant la surface au fond) et il est primordial d'être très attentif au choix de la vitesse à lui attribuer.

#### 5.6.2. Reconstruction des données manquantes



**Figure 5.6 :** Vitesses (m sec<sup>-1</sup>) observées dans les boites C2 (croix) et B4 (cercles) en fonction de celles observées dans les boites B2 et B3 respectivement. Pour les deux jeux de données une régression linéaire à été calculée et surimposée à la figure (trait plein pour  $V_{B4}$  et pointillés pour  $V_{C2}$ ).

Pour reconstituer une série de données à appliquer à la surface C4, nous avons cherché à évaluer ce qu'aurait mesuré<sup>-</sup>un appareil placé au site CA16 à une profondeur proche de 200 m à partir des informations dont nous disposons. Pour ce faire nous avons calculé dans un premier temps les corrélations verticales et horizontales qui existent entre les données mesurées par les différents appareils. Cette analyse nous a montré que ces corrélations sont en général faibles (voir presque nulles). Mis à part le mouillage CA15 pour lequel il existe une corrélation positive assez forte entre toute les profondeurs, les seules non négligeables sont celles calculées entre les vitesses des couches A et B. Tous les autres calculs montrent que les vitesses mesurées entre deux sites à profondeur égale ou à un même site entre une des deux couches A ou B et la couche C ont un lien très faible entre elles. Cet état de fait est illustré par la figure 5.6 pour laquelle les vitesses mesurées en C2 et B4 sont tracées en fonction de celles mesurées en B2 et B3 respectivement. Sur cette figure, il apparait qu'il n'existe pas de relation mathématique simple entre ces différentes vitesses qui puisse permettre de reconstituer la vitesse existante en C4 à partir des vitesses mesurées par les instruments les plus proches. Nous avons donc cherché dans les informations apportées par notre connaissance de la circulation régionale, celles qui pourraient nous être utiles pour évaluer cette vitesse manquante.

Lors de notre étude de la circulation au chapitre III., nous avons mis en évidence le fait que celle-ci comporte dans le golfe d'Amundsen deux régimes opposés, entre la surface (0-150 m) et les couches profondes. En effet, si en surface les eaux de la mer de Beaufort entrent par le nord de la SCB et ressortent par le sud, l'inverse se produit en profondeur et le nord de la section devient la voie de sortie des eaux de fond du golfe. Par ailleurs, le mouillage CA15 échappe à cette division verticale, puisque il présente un comportement beaucoup plus barotrope en accord avec la corrélation verticale positive observée à ce site. Selon ces informations les vitesses dans la couche de fond doivent être opposées entre le nord et le sud de la section. Cette hypothèse a été confirmée au cours de l'été 2009 lors du déploiement de bouées dérivantes a proximité du site de mouillage CA16 dans le cadre du programme de recherche MALINA. En effet, les trajectoires observées de ces bouées correspondent avec notre description de la circulation à deux couches et montrent que dans le nord de la SCB les masses d'eau pénètrent bien dans le golfe d'Amundsen en surface et ressortent en profondeur (Doxaran, D., communication personnelle). Ces éléments nous ont poussées à choisir d'évaluer la vitesse appliquée à la surface C4 en fonction de celle appliquée à C2, soit celle mesurée à 189 m au site CA05. Ainsi nous avons posé l'égalité :

 $V_{C4} = \alpha . V_{C2}$  (équation 5.8)

En partant de l'hypothèse d'un flux inversé entre les surfaces C2 et C4 déduite du schéma de circulation que nous avons proposé (figures 3.11 et 3.12), nous avons mené une série de tests de sensibilité pour évaluer l'effet de différents coefficients linéaires négatifs sur les valeurs de transport obtenues. Nous avons ainsi testées des valeurs du coefficient  $\alpha$  comprises entre -0.5 et -1.5 pour couvrir une gamme de vitesses réalistes en comparaison de celle mesurées aux sites voisins.

Les résultats obtenus au cours de ces tests sont présentés par la figure 5.7 sur laquelle les transports totaux calculés avec trois valeurs de  $\alpha$  sont comparés aux valeurs de référence (sections I. à III.). Il apparait tout d'abord, que l'influence du coefficient  $\alpha$ sur le transport total est faible lorsqu'il est compris dans la gamme de valeurs que nous avons choisies. En effet, les moyennes annuelles calculées avec ces trois valeurs ne diffèrent que de 0.05 Sv environ ce qui parait très inférieur à la précision que nous pouvons espérer obtenir par notre calcul. Il apparait de plus, que cette influence varie dans le temps et n'est pas directement fonction du transport total puisque les différences les plus importantes observées entre les trois estimations (~ 0.45 Sv autour du 1<sup>er</sup> novembre 2003) ne correspondent pas aux périodes de transport les plus intenses (midécembre). Cette observation indique que le transport total au travers de la section ne dépend pas de façon importante des échanges au travers de la boite C4 et que celui-ci ne se fait pas de la même façon en surface et en profondeur, la vitesse appliquée à la boite C4 n'ayant d'influence que sur le transport profond. Par ailleurs, la comparaison entre le transport calculé et les valeurs de références montre que nos estimations sont de bonnes qualités, notamment pour les sections II. et III. (bien qu'il faille rester prudent pour ce qui

est de la section III., voir paragraphe 5.6.3.). En ce qui concerne la section I. par contre, la comparaison met en évidence une différence entre valeur estimée et référence de l'ordre de 0.5 Sv, la valeur de référence étant inférieure à celle calculée. Cependant, cette différence apparait à une période pour laquelle l'influence du facteur  $\alpha$  est quasi nulle (< 0.01 Sv) et doit donc être liée à une mauvaise estimation de transport dans les autres boites de la section. Ainsi, n'ayant pas de raison de choisir entre les trois valeurs testées, nous avons choisi d'utiliser  $\alpha = -1$  comme facteur pour le reste de nos calcul. Notre égalité 5.8 devient alors simplement :



 $V_{C4} = -V_{C2}$ 

(équation 5.9)

**Figure 5.7 :** Résultats du transport net au travers de la SCB, calculé pour trois valeurs de  $\alpha$  (-0.5 en bleu, -1 en noir et -1.5 en rouge). Les valeurs annuelles moyennes déduites sont présentées en pointillés et les valeurs de référence des trois sections par les croix cerclées.







Nous avons donc calculé les transports annuels (valeur journalières) pour toute la période d'enregistrement commune aux quatre mouillages de la SCB, soit du 12 octobre 2003 au 22 juillet 2004. Les résultats des composantes positive et négative, ainsi que du transport net (figure 5.8) montrent tout d'abord que la moyenne du transport net pour la période de mesure est négative. Cela signifie que le golfe d'Amundsen exporte plus d'eau vers la mer de Beaufort qu'il n'en reçoit. La valeur de ce transport net est de  $-53 \times 10^6$  m<sup>3</sup>, pour une moyenne de  $-0.19 \times 10^6$  m<sup>3</sup> sec<sup>-1</sup> (ou -0.19 Sv). Lorsqu'étendue à 365 jours, cette moyenne journalière donne un transport net annuel de  $-69.13 \times 10^6$  m<sup>3</sup>. En ce qui concerne

les composantes positive et négative de ce transport, elles sont respectivement de 0.63 et - 0.82 Sv ce qui permet de les estimer à  $229.89 \times 10^6$  et  $-299.02 \times 10^6$  m<sup>3</sup> pour l'année entière.

La valeur maximale du transport net est obtenue le 27 avril 2004, avec 1.42 Sv importé dans le golfe d'Amundsen ce qui ne correspond pas aux jours où les valeurs extrêmes des composantes positive et négatives sont observées. Le transport net minimum par contre, avec une valeur de -2,54 Sv, est obtenu le 9 décembre 2003 lorsque la composante négative maximale en atteinte avec -2.97 Sv. La valeur minimale de cette dernière apparait le 28 février 2004 avec -0.03 Sv, quand à la composante positive du transport, elle atteint son maximum le 17 janvier 2004 avec 1,73 Sv et son minimum le 20 février 2004 avec 0.05 Sv.

Composante	Max. (sv)	Min. (sv)	Moy. (sv)	Tot (× $10^6$ m <sup>3</sup> / 280 j.)	Tot $(\times 10^6 \text{ m}^3 / 365 \text{ j.})$
Trans. Net	1.42	-2.54	-0.19	-53.03	-69.13
Trans. Pos.	1.73	0.05	0.63	176.4	229.9
Trans. Neg.	-0.03	-2.97	-0.82	-229.6	-299
Couche A	0.65	-0.4	0.002	0.66	0.85
Couche B	1.28	-1.49	-0.09	-24.26	-31.63
Couche C	0.56	-1.12	-0.1	-29.42	-38.35

**Tableau 5.3 :** Valeurs extrêmes, moyennes et totales des différentescomposantes du transport au travers de la SCB.

En dehors de ces valeurs extrêmes, le transport au travers de la SCB montre une variabilité inégale. Entre le commencement des enregistrements (le 12 octobre 2003) et le début de l'année 2004, les deux composantes (positive et négative) et le transport net présentent des variations importantes et rapides, et c'est au cours de cette période que la valeur nette minimale est observée. Au début de 2004, les variations diminuent largement, et le transport reste positif ( $\sim 0.5$  Sv) pendant près d'un mois. Cette seconde période prend fin lorsque la composante positive atteint son maximum, fin janvier. Le

transport net varie alors brutalement et devient fortement négatif (entre -1.5 et -1 Sv) tout en restant très fluctuant pendant une nouvelle période d'un mois. Cette dernière prend fin avec le mois de février lorsque la composante négative atteint son minimum proche de 0 et que la valeur nette redevient positive, entre 0 et 0.5 Sv.

Durant une longue période, jusqu'au début du mois de juillet, le transport net se maintient dans cette gamme de valeurs, en dehors d'évènements ponctuels, dont celui du 27 avril au cours duquel il atteint son maximum. Avec l'arrivée de l'été, l'amplitude des variations augmente de nouveau et se maintient jusqu'à la fin des mesures, le 22 juillet. Ainsi, en dehors d'évènements et de périodes assez courtes, le transport net au travers de la SCB est légèrement positif et assez constant. L'importance des évènements est assez grande pour inverser la moyenne et la forcer à devenir négative.

Lorsque que l'on étudie le transport par couche (voir figure 5.9), on observe qu'il n'est pas réparti de façon égale sur la verticale. Ainsi, la couche A contribue de façon presque négligeable au transport total, avec une valeur moyenne de 0.002 Sv et des extrema évalués à 0.65 et -0.4 Sv (pour les max. et min. respectivement). Les deux composantes du transport (positive et négative) dans cette couche sont également faibles et ne dépassent jamais 0.5 Sv (en valeur absolue) en dehors d'un unique évènement au tout début de l'année 2004 au cours duquel la composante positive atteint presque 1 Sv. Comme pour le transport total, l'automne et le début de l'hiver sont les périodes montrant la plus grande variabilité. Entre janvier et juillet, les variations sont extrêmement limitées et les composantes presque nulles.

Plus profondément, la couche B joue un rôle beaucoup plus important dans le bilan de masse du golfe d'Amundsen. Avec un flux moyen de -0.09 Sv et des valeurs extrêmes de 1.28 et -1.49 Sv (valeurs min. et max respectivement), cette couche est responsable de près de la moitié du transport total calculé. A cette profondeur, le flux volumique reste extrêmement variable tout au long de l'année, mis à part une période relativement plus calme entre avril et juillet. Les deux composantes du transport dans

cette couche suivent ce schéma, avec la composante négative présentant des amplitudes plus importantes à l'origine de sa moyenne annuelle négative.



**Figure 5.9 :** Transports journaliers au travers de la SCB (composantes positive et négative - bleu, rouge - et valeur nette - noir -) et valeur moyenne pour toute la période de mesure (pointillés) calculés pour les couches A (a.), B (b.) et C (c.)

Au fond de la section, la couche C participe au transport d'une façon comparable à la couche B. La valeur moyenne observée dans cette partie est de -0.1 Sv bien que les valeurs extrêmes y soient très inférieures à celle de la couche B, avec un maximum de 0.56 et un minimum de -1.12 Sv (contre 1.28 et -1.49 respectivement). Ces deux composantes présentent par ailleurs des comportements assez différents. Alors que la composante positive fluctue peu et reste toujours proche de sa valeur moyenne (0.17 Sv), son équivalente négative présente d'importantes variations, aux mêmes périodes que celles mises en évidence par l'étude du transport total. Ainsi, mis à part durant la seconde moitié de l'hiver et le printemps, le transport net de la surface C est soumis aux variations de sa composante négative qui tire sa moyenne annuelle vers les valeurs négatives.

Ces observations doivent être mises en lien avec la superficie respective des trois couches étudiées. Bien que sa superficie en fasse la plus petite  $(5.83 \text{ km}^2)$ , le transport de la couche A ramené par unité de surface reste très faible, avec  $3.43 \times 10^4$  Sv km<sup>-2</sup> en moyenne. Le même calcul appliqué aux couches B et C donnent un résultat de  $-7.68 \times 10^{-3}$  et  $-7.81 \times 10^{-3}$  Sv km<sup>-2</sup> (pour des surface de 11.73 et 12.8 km<sup>2</sup> respectivement). Ainsi, bien que seulement deux fois moins étendue que la couche B, la couche A participe 20 fois moins au transport total par unité de surface. Par contre, la légère différence entre le transport moyen des couches B et C est compensé par leur superficie, ces deux dernière participent ainsi à part égale aux échanges entre la mer de Beaufort et le Golfe d'Amundsen.

#### **5.7. Discussion et conclusion**

Dans cette troisième partie de nos travaux, nous avons calculé les différentes composantes du transport entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen, au travers de la section du cap Bathurst (SCB). Les valeurs obtenues sont d'un grand intérêt sous plusieurs aspects, notamment parce qu'elles sont les premières jamais obtenues pour toute la partie ouest de l'AAC à partir de données *in situ*. Elles font état d'un transport net moyen de -0.19 Sv, soit d'un flux orienté depuis le golfe d'Amundsen vers la mer de Beaufort (d'est en ouest). Ainsi, contrairement à l'idée présentée dans toutes les études de

la circulation et du transport au travers de l'AAC (voir McLaughlin et al, 2005), le golfe d'Amundsen n'est pas une région au travers de laquelle l'océan Arctique exporte de l'eau vers l'Atlantique Nord. Bien que surprenant, ce résultat confirme l'hypothèse avancée par Melling (2000) et Kliem et Greenberg (2003) selon laquelle le flux au travers de l'AAC se fait aussi bien depuis l'Arctique vers l'Atlantique qu'en sens inverse.

Grace aux nombreux instruments immergés le long de la SCB entre 2003 et 2004, nous avons pu obtenir une description détaillée des courants traversant et tenir compte de la composante barocline du transport, reconnue pour être importante dans l'ACA (Melling, 2000). En utilisant le même découpage vertical que lors de l'étude de la circulation, et grâce aux informations apportées par le calcul de section de transport absolues, nous avons calculés les valeurs du transport au travers de dix surfaces (ou boîtes) réparties selon trois couches. Ainsi, nous avons pu prendre en compte dans nos calculs les transports générés par les deux circulations opposées ainsi que les effets de variation de l'intensité des courants dans les 30 premiers mètres de la colonne d'eau mis en évidence au chapitre III. En comparaison d'autres études similaires réalisées dans l'arctique canadien (voir par exemple Prinsenberg et Hamilton, 2005) le nombre de points de mesure utilisés dans nos calculs est important et leur répartition couvre assez bien la surface de la section étudiée. Seule la boîte de fond au nord de la section ne possède aucun instrument de mesure et nous avons été contraints de reconstruire une série temporelle de mesure à partir des informations disponibles. Après avoir étudié la structure des courants au travers de la SCB, nous avons fait le choix d'exprimer la vitesse manquante en fonction de celle mesurés dans la boîte C2 au moyen d'un simple coefficient linéaire (a). Afin d'estimer l'erreur engendrée par ce choix, nous avons testé plusieurs valeurs de  $\alpha$  et avons comparé les résultats aux valeurs de transport absolu définie comme référence. Cette comparaison nous a montré que le choix de la valeur attribuée à a n'a que peu d'influence sur l'estimation du transport net. Elle nous a également permis de faire une première évaluation de la qualité de nos résultats. Nous avons comparé les transports calculés aux trois valeurs de référence disponibles, les différences obtenues (en valeur absolue) sont assez variables avec 0.48, 0.27 et 0.01 Sv pour la comparaison avec les sections I., II. et III. respectivement, aux dates

correspondantes. Malgré cette variabilité, les erreurs mesurées restent inférieures à la déviation standard du transport net, estimée à 0.83 Sv. La même comparaison par composante montre que la composante négative présente une erreur moyenne plus importante (0.4 Sv contre 0.32 Sv) ainsi qu'une déviation standard supérieure (0.7 Sv contre 0.34 Sv). Ces informations nous laissent penser que nos résultats surestiment la composante négative du transport. Bien que le calcul de la vitesse attribuée à la boite C4 semble être *a priori* le point faible de notre méthode, il apparait que le choix de la valeur de  $\alpha$  influe peu sur la qualité des résultats et que la source de l'erreur se trouve plus probablement dans le choix du découpage de la SCB.

Au-delà de la seule moyenne annuelle nette, nos calculs nous ont permis de mettre en évidence certaines caractéristiques du cycle saisonnier auquel sont soumis ces transports. Bien que la valeur maximale du transport net (1.42 Sv) soit atteinte fin avril, la fin de l'hiver et le printemps apparaissent comme les périodes de l'année au cours desquelles les échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen sont les moins importants. Ce ralentissement correspond assez bien avec la période au cours de laquelle le couvert de glace est présent (voir chapitre III.) puisqu'il est observé entre la fin du mois de février et le début du mois de juin. Par contre, c'est à la fin de l'automne et au début de l'hiver, au cours des mois de novembre, décembre, janvier et au début février que le transport se montre le plus intense et variable et que la valeur minimale est atteinte (-2.54 Sv le 9 décembre). Il est néanmoins important de noter que les séries temporelles utilisées pour nos estimations ne couvrent pas une année entière. Le manque de données à la fin de l'été et au début de l'automne, ne nous permet ainsi pas de vérifier si cette période présente des valeurs importantes, comme il l'a été observé pour le détroit de Davis par Cuny et al. (2005) ou au contraire faibles, comme observé dans le détroit de Lancaster par Prinsenberg et Hamilton (2005).

Verticalement, nous avons observé que les boîtes de surface, incluant la boîte continentale A1, ne participent pas au transport qui se répartit presque également entre les couches B et C. Cette constatation concernant le transport superficiel ne semble pas corroborer les estimations de transport de glace faite par Kwok (2006) qui placent le golfe d'Amundsen en tête des exportations de glace vers l'océan Arctique. En effet, un transport de glace vers la mer de Beaufort durant la période hivernale devrait normalement être accompagné d'un flux volumique dans la couche de surface suivant la même direction ce qui n'est pas le cas. Au contraire, les valeurs calculées pour la période hivernale sont même les plus faibles de toute l'année et montrent un effet saisonnier plus long que celui observé sur le transport global. Deux raisons peuvent expliquer ce paradoxe, soit les mouvements de la glace de mer et ceux des couches de surface sont décorrélés comme cela a été observé le long de la limite ouest de l'AAC (Karcher et Oberhuber, 2002), soit il existe une très nette différence de concentration de glace entre le golfe d'Amundsen et le sud de la mer de Beaufort permettant aux courants sortant de transporter plus de glace que ceux entrant. Entre les deux couches profondes, les comportements du transport sont assez différents. La couche B montre une forte variabilité de ses deux composantes avec un effet saisonnier peu marqué alors que la couche de fond (couche C) présente une composante positive presque constante au long de l'année. Ainsi, pour cette dernière couche, le flux net est sous l'influence très importante des variations de sa composante négative, majoritairement mesurée au travers de la boite C4.

D'un point de vue plus large, nos résultats semblent montrer que le golfe d'Amundsen n'est pas une voie privilégiée pour le transport des masses d'eau hors de l'Arctique, mais bien une région de circulation secondaire. La valeur moyenne du flux calculé impose qu'il soit alimenté en eau via le détroit du Prince de Galles et celui du Dauphin et de l'Union. Malheureusement, aucune mesure n'est aujourd'hui disponible pour confirmer cette hypothèse. Comparés aux différentes estimations du transport via les détroits qui forment l'AAC, les échanges au travers de la SCB semblent faibles mais non négligeables et représentent 50% de ceux mesurés dans les détroits de Barrow et de Smith (voir Prinsenberg et Bennet, 1987), 30% de ceux via le détroit de Lancaster (voir Prinsenberg et Hamilton, 2005) et 10% du flux total estimé au travers de l'AAC (voir Melling, 2000). Pour que le bilan soit équilibré, nos résultats imposent un flux d'autant plus important dans le détroit de McClure, pour lequel aucune mesure n'existe. En comparaison du volume d'eau franchissant le détroit de Béring et dont l'influence à l'échelle globale est si importante, celui de la section du cap Bathurst représente 25%. Le fait de replacer le golfe d'Amundsen, non plus sous la seule influence de la mer de Beaufort, mais également sous celle du reste de l'AAC, apporte également un éclairage différent sur les particularités de cette région, mise en évidence au chapitre III. Notamment, les masses d'eau de type nouveau, observées dans la baie de Franklin au cours de l'hiver 2003-2004 et dont l'origine restait incertaine (Lanos et al., 2007) peuvent avoir été formée par le passage d'eau dans les canaux de l'AAC (voir Prinsenberg et Bennet, 1987) avant d'être transportées vers le golfe d'Amundsen.

Bien que nos résultats ne correspondent pas avec ceux attendus, leur valeur semble être réaliste. Cependant l'analyse de leur importance par couche pose une nouvelle interrogation. A cause de la stratification verticale assez importante, les seuils présents dans les détroits de l'AAC forment de véritables barrières pour les masses d'eau profondes (voir chapitre III. ou Prinsenberg et Bennet, 1987). Or la profondeur maximum du détroit du Dauphin et de l'Union et celle du détroit du Prince de Galles sont faibles, respectivement inférieure à 50 mètres et entre 100 et 150 mètres. Ceci impose que le transport au travers de notre couche profonde (couche C) devrait être nul en tout temps, ce qui n'est pas le cas dans nos calculs. En considérant que cette erreur a pour origine la méthode utilisée et non une particularité de la couche de fond, nous pouvons faire une seconde estimation de l'erreur associée à nos résultats par unité de surface. Une fois rapportée à la surface totale de la section, on obtient une erreur sur l'estimé des transports de +/- 0.22 Sv. Comparée aux différences entre les transports calculés et les ceux mesurés (sections de transport absolues), ce nouveau calcul d'erreur offre une valeur comparable, ce qui confirme nos résultats. Par rapport aux autres estimations de transport faites dans l'AAC, la valeur relative de l'erreur associée à nos mesures est du même ordre de grandeur. Ainsi, la valeur du flux volumique au travers de la SCB est de 0.19 +/- 0.22 Sv en moyenne et varie au cours de l'année de -2.54 à 1.42 Sv.

Malgré l'importance de l'estimation des flux d'eau douce au travers de l'AAC mise en évidence par Melling (2002) ou Myers (2005), la complexité de leur calcul nécessite un grand nombre de données pour offrir des résultats précis (Melling, 2000). N'ayant pas à notre disposition les données nécessaires, nous n'avons pas fait de telles estimations. Cependant, la connaissance précise des flux volumiques traversant l'AAC est encore à acquérir et reste aujourd'hui une priorité (Melling, 2000). Pour atteindre cet objectif, il serait intéressant de faire le calcul des transports au travers de la SCB en utilisant la méthode inverse développée par Wunsh (1996) car bien que complexe, son application permet d'obtenir des résultats de bonne qualité (voir par exemple Vetrano et al., 2004). Ces nouveaux résultats permettraient d'évaluer de façon plus précise la qualité de nos estimations mais nécessiteraient l'acquisition de nouvelles données. Par ailleurs, pour nous faire une idée de la variabilité interannuelle des échanges entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen et comprendre mieux le rôle joué par cette région marginale de l'océan Arctique dans le système complexe que forme l'AAC, il est nécessaire de continuer d'y mener des campagnes de mesures. Bien que peu nombreux, les mouillages mis en place dans le cadre du programme d'échantillonnage ArcticNet le long de la SCB permettront probablement d'appréhender une part de la variabilité interannuelle. La mise en place de tels mouillages dans le détroit du Prince de Galles ainsi que dans celui de Dauphin et de l'Union sera néanmoins nécessaire pour valider les hypothèses quand aux échanges entre le golfe d'Amundsen et le reste de l'AAC et offrir notamment des valeurs de références aux nombreuse études de modélisation en cours et à venir. Si elle se confirmait dans le futur, l'ouverture saisonnière du détroit de McClure observée en 2007 permettrait d'y faire les mesures nécessaires à la fermeture du bilan volumique de l'Archipel Arctique Canadien et de l'ensemble de l'océan Arctique.



# 6. Conclusions et perspectives

Au cours de nos travaux, nous nous sommes efforcés d'apporter de nouveaux éléments à la description de la région d'étude du programme CASES, comprenant le sud de la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Cette région marginale de l'océan Arctique forme un système complexe où se côtoient tous les types d'environnements polaires. Parce qu'elle englobe une part du bassin canadien, elle est soumise à la circulation à grande échelle de l'océan profond et subit avec lui les changements climatiques en cours. Avec son vaste plateau continental et le fleuve Mackenzie qui s'y déverse, elle joue son rôle d'estuaire et participe à la formation des eaux caractéristiques du bassin arctique. Enfin, via le golfe d'Amundsen elle appartient à l'Archipel Arctique Canadien et contribue aux échanges entre l'océan Arctique et le reste de l'océan mondial.

L'exploitation de très nombreuses données nous a permis de cartographier et décrire les propriétés de l'océan sur l'ensemble de la région, et ce pour six saisons réparties entre 2002 et 2006. Nous avons ainsi pu souligner les variabilités temporelle et l'hétérogénéité spatiale de ces propriétés, liées notamment au cycle saisonnier et aux effets du seuil d'Amundsen qui interdit la communication profonde entre ses parties est et ouest (effet mécanique) et perturbe l'écoulement des masses d'eau qui le franchissent (effet dynamique). Ainsi, le printemps est clairement apparu comme la saison au cours de laquelle les propriétés de l'océan sont les plus homogènes avec une couche de surface froide et salée ( $\theta \sim -1.5^{\circ}$ C et S  $\sim 30$ ). A l'inverse, l'automne est la saison à la plus grande hétérogénéité avec des différences interannuelle importante due à l'arrivée plus ou moins tardive des premières tempêtes. De plus, nous avons vu apparaitre une forte variabilité des champs de température et salinité aux petites échelles de distance (~10 km) dont l'absence de structure visible nous pousse à lui attribuer une origine locale uniquement. Régionalement (~100 km), des différences quasi-systématiques sont apparues entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen, notamment en profondeur, ainsi qu'à l'intérieur du golfe où un gradient de température nord-sud apparait à toutes les saisons en surface.

Grâce aux nombreuses données de courant, nous avons pu décrire en détail la circulation régionale et en présenter pour la première fois un schéma incluant le golfe

d'Amundsen. Dans ce dernier, nous avons ainsi fait apparaitre deux régimes de circulation opposés, l'un pour la surface, l'autre pour les couches profondes, avec une profondeur de séparation estimée à 150 m. Selon ce schéma, l'eau de surface suit dans le golfe une trajectoire anticyclonique et pénètre au sud de l'île de Banks pour ressortir au nord du cap Bathurst. En profondeur, le mouvement des masses d'eau est inverse et leur trajectoire cyclonique. Au large du plateau du Mackenzie, les observations confirment l'importance de la gyre de Beaufort qui, selon sa position, fait varier la direction des mouvements de surface et impose des renversements de circulation. En profondeur, la variabilité des courants diminue et nos données confirment la présence d'un Beaufort Undercurrent régulier tout au long de l'année. Le calcul des vitesses géostrophiques en bordure du plateau continental nous a permis de mettre en évidence la part de cette composante dans la circulation moyenne et de confirmer l'existence de la continuité du courant côtier d'Alaska sous une forme similaire à celle décrite par Pickart (2004). Les vitesses ainsi estimées (6 à 7 cm sec<sup>-1</sup>) sont du même ordre que celles mesurées *in situ* et les déplacements horizontaux du noyau géostrophique laissent croire à l'existence de méandres.

Enfin l'analyse spectrale des courants, appuyée par des résultats d'analyse harmonique, nous a permis de décrire leurs propriétés et les différences importantes entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. Nous avons ainsi montré que ces différences découlent pour partie d'effets locaux pour lesquels la topographie régionale joue un rôle important. Elle nous a également permis de montrer les variations verticales de ces propriétés, liées à l'apport important d'énergie en surface ainsi qu'au cycle saisonnier et à la présence du couvert de glace.

Nous avons ainsi confirmé l'augmentation de l'énergie contenue dans ces courants avec la profondeur pour plusieurs bandes de fréquences. Dans les basses fréquences et la bande semi-diurne, cette énergie atteint son maximum entre 50 et 100 m, juste sous la couche mélangée de surface. Si dans la moitié inférieure du spectre cette constatation est liée à l'intensification des courants avec la profondeur, l'origine de cette observation est plus complexe pour les fréquences proches de 2 cpj. En effet, nous avons montré que dans la bande semi-diurne, l'énergie contenue dans les courants possède deux

origines possibles, les marées et les mouvements inertiels. Grâce à une analyse temporelle, nous avons montré que la présence du couvert de glace et la stratification hivernale maintiennent les courants semi-diurnes de la couche mélangée à un niveau d'énergie très bas durant cette saison. Cet effet saisonnier est à l'origine de la diminution moyenne de l'énergie dans les trente premiers mètres de la colonne d'eau. Dans les basses fréquences par contre, cette partie de nos travaux nous a poussée à remettre en question les résultats existants concernant l'effet du couvert de glace sur le contenu énergétique des courants car les variations observées entre l'hiver et le reste de l'année sont plus faibles qu'attendu. De même, nous avons obtenu des résultats beaucoup plus contrastés que ceux déjà publiés concernant la répartition de l'énergie par bande de fréquences. Sur ce point nos valeurs ne permettent pas de dégager de schéma régional et sont très différentes de celles trouvées dans la littérature.

Enfin, nous avons fait apparaitre la génération d'harmoniques de marée d'ordre élevés (*shallow water tides*) au voisinage du cap Bathurst et confirmé la présence de *upwellings* dans cette région, favorisés par l'interaction entre la circulation moyenne et la bathymétrie.

En focalisant notre attention sur la frontière entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen nous avons pu suivre l'évolution de la colonne d'eau tout au long de son cycle annuel et identifier en détail les masses d'eau qui la compose. Nous avons ainsi constaté la position anormalement haute de la couche halocline qui permet la communication entre la BSSW et la PML lors de l'épaississement cette dernière en hiver et être témoins de la réaction très rapide des températures de surface à la disparition du couvert de glace à la fin juin. Ainsi, le réchauffement estival au sein de la PML à lieu en cinq semaines seulement avec une variation journalière observée supérieure à 0.5° par jour. Les maxima annuels de température apparaissent fin juillet au moment où les flux de chaleur à la surface de l'océan s'inversent. Débute alors un refroidissement progressif, associé à une baisse de salinité via l'injection d'eau douce en surface. A l'automne, les tempêtes mélangent les couches de surface, élevant ainsi leur point de congélation pour les préparer à la formation de glace du début de l'hiver.

Enfin, nous avons quantifié pour la première fois les flux entre la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen, à partir de données *in situ*. Les valeurs obtenues offrent ainsi la première estimation des échanges entre l'océan Arctique et la façade ouest de l'Archipel Arctique Canadien. La moyenne du transport ainsi calculée est de  $-0.19 \pm 0.22$  Sv ce qui implique que le golfe d'Amundsen exporte plus d'eau vers l'océan Arctique qu'il n'en reçoit. Les dates d'apparition des valeurs extrêmes de ce transport (-2.54 et + 1.42 Sv les 9 décembre et 27 avril respectivement) ne correspondent pas exactement avec son cycle annuel, marqué par des échanges importants au cours des mois de novembre et décembre et une activité faible au cœur de l'hiver. Notre estimation du transport moyen représente 10% du volume qui traverse l'Archipel Arctique Canadien en direction de l'Atlantique Nord, de ce fait le golfe d'Amundsen doit être considéré comme une région de circulation secondaire non négligeable.

Au-delà de leur valeur propre, la mise en parallèle de ces résultats permet d'accéder à des informations pertinentes pour d'autres études en cours et à venir. A la lumière de la circulation mise en évidence, la répartition spatiale des propriétés de l'océan se comprend mieux. Au sein du golfe notamment, les différences nord-sud observées semblent être liées à l'advection d'eau du large par le nord et à leur temps de parcours qui permet aux couches de surface de se réchauffer dans les régions plus abritées du golfe, où la présence de la polynie autorise un apport d'énergie solaire plus important en début d'été. Cette circulation permet également d'expliquer, grâce aux travaux de Williams et Carmack (2009), les anomalies de température et salinité observés au nord du cap Bathurst, par la présence d'un upwelling. Enfin, elle fournit les éléments nécessaires à la compréhension des différences visibles entre le sud de la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen puisque contrairement à ce que l'on pouvait croire, ce dernier ne reçoit pas simplement un flux en provenance directe de l'ouest mais échange également avec le reste de l'Archipel Arctique Canadien. Comme nous l'avons rapidement évoqué, le schéma de circulation identifié par nos travaux confirme déjà les hypothèses d'études récentes réalisées à la station hivernale du programme CASES et offre une explication possible à la présence de masses d'eau de type nouveau dans le golfe; il devra

nécessairement être pris en compte dans le futur. Tant le calcul des transports que l'analyse de la circulation ont mis en évidence les relations existantes entre le sud de la mer de Beaufort et le golfe d'Amundsen. A la fois liées et indépendantes, ces dernières ont leurs spécificités propres et les échangent entre elles se font dans les deux sens. La valeur moyenne du transport montre que le golfe d'Amundsen exporte plus d'eau vers l'océan Arctique qu'il n'en reçoit, ce qui bouscule l'idée généralement admise et nous oblige à envisager cette région comme une voie de circulation secondaire communiquant également avec le reste de l'Archipel Arctique Canadien. De ce fait, elle reporte sur les autres canaux de l'archipel la responsabilité du transport de l'eau issue du Pacifique vers l'Atlantique. Ce dernier point est fondamental car on sait l'importance de ce transport pour le maintient de la circulation océanique planétaire et nos résultats permettront peut être d'aider à mieux le quantifier. Au cours des différentes analyses, les cycles annuels de notre région sont apparus et traduisent la pression exercée sur cet environnement par les conditions climatiques extrêmes qui y règnent. Ainsi, la majorité des paramètres étudiés présente des variations saisonnières dont la connaissance est primordiale à la compréhension du fonctionnement de l'écosystème régional. A cause des conditions climatiques qui règnent en Arctique en hiver, l'acquisition de telles connaissances est rendue très difficile. Ainsi, avec les travaux réalisés par Woodgate et al. (2005) en mer de Chukchi, notre suivi de l'évolution de la colonne d'eau sur une année entière représente une des premières études du genre en un point fixe. A ce titre, nos résultats pourront servir de base à d'autres recherches, dans tous les domaines de l'océanographie polaire.

Ensemble, ces éléments font apparaitre la très grande hétérogénéité spatiale qui règne sur la région et correspond bien avec le développement récent des connaissances de l'Arctique soulignés par les travaux de McLaughlin et al. (1996), Shimada et al. (2001) ou encore McLaughlin et al. (2004). Nos travaux confirment si besoin était que les observations locales ne peuvent sans précautions être étendues aux plus grandes échelles.

Comme nous l'avons déjà évoqué, l'environnement arctique est condamné à faire face à des bouleversements brutaux qui transformeront irrémédiablement son fonctionnement avant la fin du siècle. Sur ce point le consensus est atteint au sein de la communauté scientifique car tous les indices montrent que cet océan est en cours de transition vers un nouvel état d'équilibre (Polyakov et al., 2005). Dans le bassin canadien, la couche atlantique se réchauffe (Melling, 1998; Shimada, 2004) et les patrons de distribution de la glace de mer se modifient (Melling, 2005). Dans l'Archipel Arctique Canadien, les changements en cours pourraient bien entrainer une augmentation de la quantité de glace en changeant les schémas de circulation (Melling, 2002) et rendre encore plus hasardeuse la navigation dans le passage du Nord-ouest. Ils pourraient également accroître la variabilité de l'ensemble des paramètres physiques et biologiques de cet environnement (Michel et al., 2006) et compliquer d'autant la vie des communautés autochtones. Dans la région CASES, la diminution de l'étendue de la glace côtière au profit de glace multi-annuelle, telle qu'observé par Galley et al. (2008), aura des impacts naturels, économiques et sociaux nombreux (Dumas et al., 2005). En changeant le rythme saisonnier d'ouverture et de fermeture de la polynie, les changements climatiques modifieront profondément le fonctionnement de l'écosystème régional (Carmack et Macdonald, 2002).

Afin de prévoir au mieux tous ces phénomènes, il est de première importance d'améliorer encore notre connaissance du milieu arctique. Notamment les incertitudes concernant les résultats de modélisation à grande échelle et l'estimation du bilan d'eau douce de l'Arctique nécessitent une meilleure estimation des flux entre cet océan et ses régions marginales (Melling, 2000; Yang, 2005). Dans ce contexte il est fondamental de valider les valeurs de transport calculées dans nos travaux et de réaliser un bilan précis des échanges entre le golfe d'Amundsen et ses régions voisines en acquérant de nouvelles données. Pour mieux comprendre la région CASES une attention particulière devra être portée sur les nombreux effets du seuil d'Amundsen et sur la dynamique du courant géostrophique observé en bordure du plateau continental dont l'instabilité pourrait être à l'origine des tourbillons observés dans le golfe d'Amundsen. Enfin, la présence des eaux d'été de la mer de Béring (BSSW) à des profondeurs anormalement faible devra être suivie avec attention car l'on sait aujourd'hui l'influence majeure qu'elle peut avoir sur le couvert de glace (Shimada et al., 2006).

L'océan Arctique est en cours de changement et nul ne peut prédire quel sera son visage futur. Souhaitons qu'il trouve un nouvel équilibre qui lui permette de garantir encore la vie de ceux qui en ont fait leur monde et qui lui donnent sa place, si importante dans l'imaginaire collectif.



## **Bibliographie**

- Aagaard, K. 1981. On the deep circulation in the Arctic Ocean. Deep-Sea Res., 28: 251-268.
- Aagaard, K., L. K. Coachman et E. C. Carmack. 1981. On the halocline of the Arctic Ocean. Deep-Sea Res., 28: 529-545.
- Aagaard, K. 1984. The Beaufort Undercurrent. Dans: P. Barnes et E, Reimnitz (Eds). The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments, Academic Press, New-York. p. 47-71.
- Aagaard, K. et E. C. Carmack. 1989. The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation. J. Geophys. Res., 94: 14485-14498.
- Aagaard, K. et E. C. Carmack. 1994. The Arctic Ocean and climate : A perspective.
  Dans: O. M. Johannessen et al. (Eds.). The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. The Nansen Centennial Volume, Geophysical Monograph Series 85, American Geophysical Union, Washington, D.C. p 5-20.
- Alekseev., G. V., L. V. Bulatov et V. F. Zakharov. 2000. Fresh Water Freezing/Melting Cycle in the Arctic Ocean. Dans: E. L. Lewis et al. (Eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. p. 589-608.
- Arctic Climate Impact Assessment, 2004. Impact of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, Cambridge, 139 p.
- Arrigo, K. R. et G. L. van Dijken. 2004. Annual cycles of sea ice and phytoplankton in the Cape Bathurst polynya, southern Beaufort Sea, Canadian Arctic. Geophys. Res. Lett., 31, L08304, doi: 10.1029/2003GL018978.

- Backhaus, J. O., H. Fohrmann, J. Kämpf, et A. Rubino. 1997. Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas – process studies of oceanic convection. ICES J. Marine Sc., 54: 366-382.
- Barber, D. G., J. Hanesiak, W. Chan et C. Blouw. 2003. An overview of the Ocean-Sea ice-Atmosphere (OSA) system in the CASES study region over the period 1978 to 2001. Center for Earth Observation Science Technical report # CEOS-Tech-2003-1.
- Barber, D. G. et J. M. Hanesiak. 2004. Meteorological forcing of sea ice concentrations in the southern Beaufort Sea over the period 1979 to 2000. J. Geophys. Res., 109, C06014, doi: 10.1029/2003JC002027.
- Barber, D., L. Fortier et J. Michaud (eds). 2009. On Thin Ice : a synthesis of the Canadian Arctic Shelf Exchange Study (CASES). Aboriginal Issues Press, Winnipeg, Canada, 215 p.
- Benoit, D., Y. Simard et L. Fortier. 2008. Hydro-acoustic detection of large winter aggregation of Arctic cod (*Boreogadus saida*) at depth in ice-covered Franklin Bay (Beaufort Sea). J. Geophys. Res., 113, C06S90, doi: 10.1029/2007JC004276.
- Carmack, E. C., R. W. Macdonald et J. E. Papadakis. 1989. Water Mass Structure and Boundaries in the Mackenzie Shelf Estuary. J. Geophys. Res., 94: 18043-18055.
- Carmack, E. C., R. W. Macdonald, R. G. Perkin, F. A. McLaughlin et R. J. Pearson. 1995. Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: Results from the Larsen-93 expedition. Geophys. Res. Lett., 22: 1061-1064.
- Carmack, E. C., E. A. Kulikov. 1998. Wind-forced upwelling and internal Kelvin wave generation in Mackenzie Canyon, Beaufort Sea. J. Geophys. Res., 103: 18447-18458.
- Carmack, E. C. 2000. The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, Storage and Export. Dans: E. L. Lewis et al. (Eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. p. 91-126.

- Carmack, E. C.et R. W. Macdonald. 2002. Oceanography of the Canadian Shelf of the Beaufort Sea: A Setting for Marine Life. Arctic, 55 (supp 1): 29-45.
- Carmack, E. C. et D. C. Chapman. 2003. Wind-driven shelf/basin exchange on an Arctic shelf: The joint roles of ice cover extend and shelf-break bathymetry. Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2003GL017526.
- Carmack, E. C., R. W. Macdonald et S. Jasper. 2004. Phytoplankton productivity on the Canadian Shelf of the Beaufort Sea. Mar. Ecol. Porg. Ser., 277: 37-50.
- Carmack, E. C. et P. Wassmann. 2006. Food webs and physical-biological coupling on pan-Arctic shelves: Unifying concepts and comprehensive perspectives. Prog. Ocean., 71: 446-477.
- Cavalieri, D. J. et S. Martin. 1994. The contribution of Alaskan, Siberian and Canadian coastal polynyas to the cold halocline layer of the Arctic Ocean. J. Geophys. Res., 99: 18343-18362.
- Davis, J. C. 1986. Statistics and Data Analysis in Geology. 2<sup>nd</sup> ed, John Wiley & Sons. New York, 289 p.
- Cuny, J., P. B. Rhines et R. Kwok. 2005. Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes. Deep-Sea Res., 52: 519-542.
- Coachman, L. K., K. Aagaard et R. B. Tripp. 1975. Bering Strait : the regional physical oceanography, University of Washington Press, Seattle, 172 p.
- Collin, A. E. et M. J. Dunbar. 1963. Physical oceanography in Arctic Canada. Dans: Barnes, H. E. (Eds). Oceanography and biology, annual review 2. p. 45-77.
- Dumas, J., E. C. Carmack et H. Melling. 2005. Climate change impacts on the Beaufort shelf landfast ice. Cold Regions Science and Technology, 42: 41-51.

- Denman, K. L. et H. J. Freeland. 1985. Correlation scales, objective mapping and a statistical test of geostrophy over the continental shelf. J. Mar. Res., 43: 517-539.
- Ekwurzel, B., P. Schlosser, R. A. Mortlock, R. G. Fairbanks et J. H. Swift. 2001. River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution and mean residence times in the Arctic Ocean. J. Geophys. Res., 106: 9075-9092.
- Emery, W. J. et R. E. Thomson. 2001. Data analysis method in physical oceanography: second and revised edition, Elsevier Sciences, Amsterdam, Netherlands, 658 p.
- Forest, A., M. Sampei, R. Makabe, H. Sasaki. D. G. Barber, Y. Gratton, P. Wassmann et L. Fortier. 2008. The annual cycle of particulate organic carbon export in Franklin Bay (Canadian Arctic): Environmental control and food web implications. J. Geophys. Res., 113, C03S05, doi: 10.1029/2007JC004262.
- Galley, R. J., E. Key, D. G. Barber, B. J. Hwang and J. K. Ehn. 2008. Spatial and temporal variability of sea ice in the southern Beaufort Sea and Amundsen Gulf: 1980-2004. J. Geophys. Res., 113, C05S95: doi: 10.1029/2007JC004553.
- Gonella, J. 1972. A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. Deep-Sea Res., 19: 833-846.
- Gratton, Y. 2002. Le krigeage: la method optimal d'interpolation spatial. Les articles de l'Institut d'Analyse Géophysique, Juin 2002.
- Guillot, P. 2003. Sea-Bird CTD Processing and Quality Control Procedure. Québec-Océan, Technical Report. 42 p.
- Hanesiak, J. M., D. G. Barber et G. M. Flatto. 1999. Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover. J. Geophys. Res., 104: 13593-13603.
- Ingram, R. G., W. J. Williams, B. van Hardenberg, J. T. Dawe et E. C. Carmack. 2009. Seasonal Circulation over the Canadian Beaufort Shelf. Dans: D. Barber, L. Fortier et

J. Michaud (Eds). On Thin Ice : a synthesis of the Canadian Shelf Exchange Study (CASES). Aboriginal Issues Press, Winnipeg, Canada. 215 p.

- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001. Third Assessment Report, Climate Change 2001: Synthesis Report. Dans: Watson, R. T. (Eds.), The Core Writing Team IPCC, Geneva, Switzerland, 184 p.
- Jones, E. P., L. G. Anderson et J. H. Swift. 1998. Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation. Geophys. Res. Lett., 25: 765-768.
- Journel, A. G. et C. J. Huijbregts. 1992. Minning geostatistics. Academic Press, New-York. 600 p.
- Karcher, M. J. et J. M. Oberhuber. 2002. Pathways and modification of the upper and intermediate waters of the Arctic Ocean. J. Geophys. Res., 107, doi : 10.1029/2000JC000530.
- Kliem N. et D. A. Greenberg. 2003. Diagnostic simulation of the summer circulation in the Canadian Arctic Archipelago. Atm.-Ocean, 41: 273-289.
- Kogan, B. A. et E. V. Sofina. Sous presse. Ice induced seasonal variability of tidal constituents in the Arctic Ocean. Cont. Self Res. doi:10.1016/J.CSR.2009.05.010.
- Kowalik, Z. et A. Y. Proshutinsky. 1994. The Arctic Ocean Tides. Dans: O. M. Johannessen et al. (Eds.). The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. The Nansen Centennial Volume, Geophysical Monograph Series 85, American Geophysical Union, Washington, D.C. p 137-158.
- Kulikov, E. A., E. C. Carmack et R. W. Macdonald. 1998. Flow variability at the continental shelf of the Mackenzie Shelf in the Beaufort Sea. J. Geophys. Res., 103: 12725-12741.

- Kulikov, E. A., A. B. Rabinovich et E. C. Carmack. 2004. Barotropic and baroclinic tidal currents on the Mackenzie Shelf break in the Southeastern Beaufort Sea. J. Geophys. Res., 109, doi : 10.1029/2003JC001986.
- Kutitonsky, V. G., R. E. Wilson et M. I. El-Sabh. 1990. On the Seasonal Response of the Lower St Lawrence Estuary to Buoyancy Forcing by Regulated River Runoff. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 31: 359-379.
- Kwok, R. 2006. Exchanges of sea ice between the Arctic Ocean and the Canadian Arctic Archipelago. Geophys. Res. Lett., 33, L16501, doi: 10.1029/2006GL027094.
- Lanos, R., M. Kamali Nezhad, Y. Gratton, P. Galbraith, L. Prieur, C. Bélanger et M.-E. Rail. 2007. Evolution of physical properties and halocline water formation during winter in the Amundsen Gulf, Canadian Arctic. Poster présenté à l'assemblée générale annuelle CASES, Quebec (Canada).
- Levison, D. H. et J. H. Lawrimore. 2008. State of the Climate in 2007. Bull. Am. Meteorol. Soc., 89 (7 supp. special). 187 p.
- Lukovich J. V. et D. G. Barber. 2006. Atmospheric control on sea ice motion in the southern Beaufort Sea. J. Geophys. Res., 111, D18103, doi: 10.1029/2005JD006408.
- Macdonald, R. W., E. C. Carmack, F. A. McLaughlin, K. Iseki, D. M. Macdonald et M. O'Brien. 1989. Composition and Modification of Water Masses in the Mackenzie Shelf Estuary. J. Geophys. Res., 94: 18057-18070.
- Macdonald, R. W., E. C. Carmack, F. A. McLaughlin, K. K. Falkner et J. H. Swift. 1999. Connection among ice, runoff and atmospheric forcing in the Beaufort Gyre. Geophys. Res. Lett., 26: 2223-2226.
- Macdonald, R. W. 2000. Arctic Estuaries and Ice: A Positive-Negative Estuarine Couple. Dans: E. L. Lewis et al. (Eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. p. 383-407.
- Macdonald, R. W., F. McLaughlin et E. C. Carmack. 2002. Fresh water and its source during the SHEBA drift in the Canada Basin of the Arctic Ocean. Deep-Sea Res., 49: 1769-1785.
- Macdonald, R. W., E. Sakshaug et R. Stein. 2004, The Arctic Ocean: Modern Status and Recent Climate Change. Dans: R. Stein et R. W. Macdonald (Eds.). Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 6-21.
- Manson, G. K. et S. M. Solomon. 2007. Past and Future Forcing of Beaufort Sea Coastal Change. Atm.-Ocean, 45: 107-122.
- McIntosh, P. C. 1990. Oceanographic Data Interpolation: Objective Analysis and Splines. J. Geophys. Res., 95: 13.529-13.541.
- McLaughlin, F., E. C. Carmack, R. W. Macdonald et J. K. B. Bishop. 1996. Physical and geochemical properties across the Atlantic/Pacific water mass front in the southern Canada Basin. J. Geophys. Res., 101: 1183-1197.
- McLaughlin, F., E. C. Carmack, R. W. Macdonald, A. J. Weaver et J. Smith. 2002. The Canada Basin, 1989-1995: Upstream events and far-field effects of the Barents Sea. J. Geophys. Res., 107 (C7), 3082, doi: 10.1029/2001JC000904.
- McLaughlin, F., E. C. Carmack, R. W. Macdonald, H. Melling, J. H. Swift, P. A. Wheeler, B. F. Sherr et E. B. Sherr. 2004. The joint roles of Pacific and Atlantic-origin waters in the Canada Basin, 1997-1998. Deep-Sea Res., 51: 107-128.
- McLaughlin, F., K. Shimada, E. C. Carmack, M. Itoh et S. Nishino. 2005. The hydrology of the southern Canada Basin, 2002. Polar Biol., 28: 182-189.
- McLaughlin, F., E. C. Carmack, R. G. Ingram, W. J. Williams et C. Michel. 2005.
  Oceanography of the Northwest Passage. Dans: A. R. Robinson et K. H Brink (Eds.).
  The Sea (Vol. 14) The Global Coastal Ocean, Harvard University Press, Cambridge (MA). p. 1213-1244.

- Melling, H. et E. L. Lewis. 1982. Shelf drainage flows in the Beaufort Sea and their effetc on the Arctic Ocean pycnocline. Deep-Sea Res., 29: 967-985.
- Melling, H. et R. M. Moore. 1995. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea Shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients. Cont. Shelf Res., 15: 89-113.
- Melling, H. 1998. Hydrographic changes in the Canada Basin of the Arctic Ocean, 1979-1996. J. Geophys. Res., 103 : 7637-7645.
- Melling, H. 2000. Exchanges of freshwater through the shallow straits of the American Arctic. Dans: Lewis et al. (Eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. p. 479-502.
- Melling, H. 2002. Sea ice of the northern Canadian Arctic Archipelago. J. Geophys. Res., 107, doi : 10.1029/2001JC001102.
- Melling, H., D. A. Riedel et Z. Gedalof. 2005. Trends in the draft and extend of seasonal pack ice, Canadian Beaufort Sea. Geophys. Res. Lett., 32, L24501, doi: 10.1029/2005GL024483.
- Michel, C., R. G. Ingram et L. R Harris. 2006. Variability in océanographic and ecological processes in the Canadian Arctic Archipelago. Prog. Ocean., 71: 379-401.
- Monson, G. K. et S. M. Solomon. 2007. Past and Future Forcing of Beaufort Sea Coastal Change. Atm.-Ocean. 45: 107-122.
- Muench, R. 1971. The physical oceanography of the Northern Baffin Bay region. The Baffin Bay North Water project. Scientific report n°1, Arctic Institute of North America. 150 p.
- Myers, P. G. 2005. Impact of freshwater from the Canadian Arctic Archipelago on Labrador Sea Water formation. Geophys. Res. Lett., 32, L06605, doi : 10.1029/2004GL022082.

- Newton, B, L. B. Tremblay, M. A. Cane et P. Schlosser. 2006. A simple model of the Arctic Ocean response to annular atmospheric modes. J. Geophys. Res., 111, C09019, doi: 10.1029/2004JC002622.
- Nikiforov, Y. G., Y. V. Belysheva et N. I. Blinov. 1966. The structure of water masses in the Eastern part of the Arctic Basin. Oceanology, 6: 59-64.
- Olbers, D. J. et J. Willebrand. 1984. The Level of No Motion in an Ideal Fluid. J. Phys. Ocean., 14: 203-214.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley et S. Lentz. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T TIDE. Comp. Geos. 28 :929-937.
- Peterson, I. K., S. J. Prinsenberg et J. S. Holladay. 2008. Observations of sea ice thickness, surface roughness and ice motion un Amundsen Gulf. J. Geophys. Res., 113, C06016, doi: 10.1029/2007JC004456.
- Pickart, R. S. 2004. Shelfbreak circulation in the Alaskan Beaufort Sea: Mean structure and variability. J. Geophys. Res., 109, C04024, doi: 10.1029/2003JC001912.
- Polyakov, I. V., A. Beszczynska, E. C. Carmack, I. A. Dmitrenko, E. Fahrbach, I. E. Frolov, R. Gerdes, E. Hensen, J. Holford, V. V. Ivanov, M. A. Johnson, M. Karcher, F. Kauker, J. Morison, K. A. Orvik, U. Schauer, H. L. Simmons, Ø. Skagseth, V. T. Sokolov, M. Steele, L. A. Timokhov, D. Walsh, et J. E. Walsh. 2005. One more step toward a warmer Arctic. Geophys. Res. Lett., 32, L17605, doi:10.1029/2005GL023740.
- Pond, S. et G. L. Pickard. 1983. Introductory Dynamical Oceanography, 2<sup>nd</sup> edition. Pergamon Press, Oxford, England. 329 p.
- Prinsenberg, S. J. et E. B. Bennet. 1987. Mixing and transports in Barrow Strait, the central part of the Northwest Passage. Cont. Shelf Res., 7: 913-935.

- Prinsenberg, S. J. et J. Hamilton. 2005. Monitoring the volume, freshwater and heat fluxes passing through Lancaster Sound in the Canadian Arctic Archipelago. Atm.-Ocean, 43: 1-22.
- Proshutinsky, A. Y et M. A. Johnson. 1997. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. J. Geophys. Res., 102: 12493-12514.
- Rixen, M. et J.-M. Beckers. 2002. A synopticity test of a sampling pattern in the Alboran Sea. J. Mar. Syst., 35: 111-130.
- Rudels, B. 1986. The outflow of polar water through the Arctic Archipelago and the oceanographic conditions in Baffin Bay. Polar Res., 4:161-180
- Rudels, B., E. P. Jones, L. G. Anderson et G. Kattner. 1994. On the Intermediate Depth Waters of the Arctic Ocean. Dans: O. M. Johannessen et al. (Eds.). The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. The Nansen Centennial Volume, Geophysical Monograph Series 85. American Geophysical Union. Washington, D.C. p 33-46.
- Rudels, B., H. J. Friedrich et D. Quadfasel. 1999. The Arctic Circumpolar Boundary Current. Deep-Sea Res., 46: 1023-1062.
- Roach, A. T., K. Aagaard, C. H. Pease, S. A. Salo, T. Weingartner, V. Pavlov et M. Kulakov. 1995. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait. J. Geophys. Res., 100 : 18443-18457.
- Sadler, H. E. 1976. Water, heat and salt transports through Nares Strait, Ellesmere Island. J. Fish. Res. Bd. of Canada, 33: 2286-2295.
- Shimada, K., E. C. Carmack, K. Hatakeyama et T. Takizawa. 2001. Variety of Shallow Temperature Maximum Waters in the Western Canadian Basin of the Arctic Ocean. Geophys. Res. Lett., 28: 3441-3444.

- Shimada, K., F. A. McLaughlin, E. C. Carmack, A. Proshutinsky, N. Nishino et M. Itoh. 2004. Penetration of the 1990s warm temperature anomaly of Atlantic Water in the Canada Basin. Geophys. Res. Lett., 31, L20301, doi: 10.1029/2004GL020860
- Shimada, K., M. Itoh, N. Nishino, F. A. McLaughlin, E. C. Carmack et A. Proshutinsky. 2005. Halocline structure in the Canada Basin of the Arctic Ocean. Geophys. Res. Lett., 32, L03605, doi: 10.1029/2004GL021358.
- Shimada, K., T. Kamoshida, M. Itoh, N. Nishino, E. C. Carmack, F. A. McLaughlin, S. Zimmermann et A. Proshutinsky. 2006. Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of ice cover in the Arctic Ocean. Geophys. Res. Lett., 33, L08605, doi: 10.1029/2005GL025624.
- Tremblay, J.-E., K. Simpson, J. Martin, L. Miller, Y. Gratton, D. Barber et N. Price. 2008. Vertical stability and the annual dynamics of nutrients and chlorophyll fluorescence in the coastal, southern Beaufort Sea. J. Geophys. Res., 113, C07S90, doi: 10.1029/2007JC004547
- Vetrano, A., G. P. Gasparini, R. Moclard et M. Astraldi. 2004. Water flux estimates in the central Mediterranean Sea from an inverse box model. J. Geophys. Res., 109, C01019, doi: 10.1029/2003JC001903.
- Weingartner, T. J., D. J. Cavalieri, K. Aagaard et Y. Sasaki. 1998. Circulation, dense water formation, and outflow on the northeast Chukchi shelf. J. Geophys. Res., 103: 7647-1661.
- Williams, W. J., E. C. Carmack, K. Shimada, H. Melling, K. Aagaard, R. W. Macdonald, R. G. Ingram. 2006. Joint effects of wind and ice motion in forcing upwelling in Mackenzie Trough, Beaufort Sea. Cont. Shelf Res., 26 : 2352-2366.
- Williams, W. J., H. Melling, E. C. Carmack et R. G. Ingram. 2008. Kugmallit Valley as a conduit for cross-shelf exchange on the Mackenzie Shelf in the Beaufort Sea. J. Geophys. Res., 113, C02007, doi: 10.1029/2006JC003591.

- Williams, W. J. et E. C. Carmack. 2009. Combined effect of wind-forcing and isobaths divergence on upwelling at Cape Bathurst, Beaufort Sea. J. Mar. Res., in press.
- Woodgate, R. A., K. Aagaard, J. H. Swift et K. K. Falkner. 2005. Pacific ventilation of the Arctic Ocean's lower halocline by upwelling and diapycnal mixing over the continental margin. Geophys. Res. Lett., 32, L18609, doi: 10.1029/2005GL023999.
- Woodgate, R. A., K. Aagaard et T. J. Weingartner. 2005. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990-1991. Deep-Sea Res., 52: 3116-3149.
- Wunsch, C. 1996. The Ocean Circulation Inverse Problem, Cambridge University Press, New-York. 442 p.

Yang, J. 2005. The Arctic and Subarctic Ocean Flux of Potential Vorticity and the Arctic Ocean Circulation. J. Phys. Ocean., 35: 2387-2406.

Annexes



Annexe 1.1. Liste alphabétique des masses d'eau ayant un lien avec la région CASES recensées dans la littérature

Notez que les références dans cette section sont numérotées comme suit :

[1]: Pickart, 2004

[2]: Macdonald et al., 1989

[3]: Rudels et al., 1994

[4]: Carmack et Kulikov, 1998

[5]: Carmack et al., 1989

[6]: Ekwurzel et al., 2001

[7]: Weingartner et al., 1998

[8]: Shimada et al., 2001

[9]: Carmack et Chapman, 2003

#### Alaskan Coastal Water (ACW): [1]

Masse d'eau équivalente à la **ECSW** mentionnée par [8]. Elle, présente des températures anormalement élevées en été (jusqu'à 5°C) et est souvent considérée comme une seule masse lorsqu'elle est associée avec la BS.

### Anadyr Water (AnW): [1]

Non définie.

#### Atlantic Layer (AL): [2]; [3]; [4]; [5]

Masse d'eau située sous les couches de surface. Elle présente un important  $\theta_{max}$  autour de 500 m [4]. Selon [5], elle est contenue dans la catégorie uAIW. On trouve référence à ce type de masse d'eau à différentes profondeur, soit:

Profondeur : 200 < D < 600-800 selon [3] ou bien : 400 < D < 1000 selon [4]

### Atlantic Layer Transition (ALT): [4]

Cette couche présente les caractéristiques suivantes:

Salinité : 34.2 < S < 34.8

Profondeur : 200 < D < 400

C'est une couche thermocline et elle semble bien correspondre avec la couche AT définie par [5].

### Atlantic Water (AW): [5]; [6]

Ce sont les eaux qui pénètrent dans l'Arctique via la me de Norvège [6]. Dans l'Arctique, elles sont comprises dans les couches de surface [5] et leurs caractéristiques sont assez variables dans le temps [5].

### Arctic Cold Halocline (ACH): [5]

Présente les caractéristiques suivantes:

Température :  $\theta < -1^{\circ}C$ 

Salinité: 30.4 < S < 34.4

Elle est comprise dans la catégorie **PW** et présente deux extrema de température,  $\theta_{max}$  pour S  $\approx$  32 (**BSSW**) et  $\theta_{min}$  pour S  $\approx$  33 (**BSWW**).

#### arctic Deep Water (DW): [5]

C'est le nom général donné à l'eau de fond de l'Arctique bien qu'il existe des différences dans les caractéristiques de ces eaux entre l'Est et l'Ouest, d'où l'existence de la catégorie **CBDW** de [4].

### Arctic Intermediate Water (AIW): [3]

Cette couche présente des profils de température et salinité caractéristiques constants ou augmentant légèrement avec la profondeur. Elle comprend les deux sous couches **uAIW** et **IAIW** mentionnées par [5] et [6].

#### lower Arctic Intermediate Water (IAIW): [5]; [6]

Cette couche est une sous division de la couche intermédiaire AIW de [3].

### upper Arctic Intermediate Water (uAIW): [5]; [6]

Également comprise dans la couche intermédiaire AIW mentionnée par [5], elle représente le cœur de la couche Atlantique (AL) [6].

### Arctic Surface Water (ASW): [5]

Couche comprise dans la couche de surface, elle présente mode possible dont les caractéristiques sont les suivantes :

Température:  $\theta_1 > 2^{\circ}$ C ou  $\theta_2 > 0^{\circ}$ C Salinité: 34.7 < S1 < 34.9 ou 34.4 < S2 < 34.7

## Arctic Thermocline (ATh): [5]

Ses caractéristiques sont:

Température:  $\theta < 0^{\circ}$ C Salinité: 34.4 < S

Dans cette couche la température augmente avec la profondeur (dT/dz > 0). Il semble y avoir une bonne concordance de cette couche avec la couche ALT de [4], elle est contenue dans la catégorie **PIW** [5].

#### Bering Seawater (BS): [1]

Masse d'eau qui présente des maxima de température très élevés en été (jusqu'à 5°C). Elle est souvent considérée comme une seule masse lorsqu'elle est assemblée avec la **ACW**.

### Bering Summer Water (BSW): [2]

Non définie.

### Bering Sea Summer Water (BSSW): [4]; [6]

Cette masse d'eau a la particularité de présenter un faible  $\theta_{max}$  autour de S = 32 [4], également définit par [6] comme  $\theta_{max}$  pour -1.55 <  $\theta$  < -0.65°C et 31.6 < S < 32.4. La profondeur associée à cette masse d'eau par [4] est:

Profondeur : 0 < D < 100 [4]

### Bering Sea Winter Water (BSWW): [1]; [4]; [6]

Cette masse d'eau est positionnée directement en dessous de la couche **BSSW** définie plus avant. Elle présente également un extrême sous la forme d'un large  $\theta_{min}$  autour de S = 33 [4], également définit par [6] comme  $\theta_{min}$  pour -1.5 <  $\theta$  < - 1.25°C et 32.4 < S < 33.2. C'est la moins dense des masses d'eau présentes au nord du détroit de Béring en hiver, elle est incluse dans la **WTBW** [1]. La profondeur mentionnée par [4] pour cette couche est:

Profondeur : 100 < D < 200

### Bering Shelf Water (BShW): [1]

Non définie.

#### Canada Basin Deep Water (CBDW): [4]

C'est l'eau de fond du Bassin Canadien. Elle est présente selon [4] en dessous de toutes les autres couches, soit pour les profondeurs suivantes: Profondeur : D > 1000

### Canada Basin Surface Water (CBSW): [6]

Cette couche présente des fluctuations de température avec un  $\theta_{max}$  (-1.55 <  $\theta$  < - 0.65°C pour 31.6 < S < 32.4) et un  $\theta_{min}$  (-1.5 <  $\theta$  < -1.25°C pour 32.4 < S < 33.2) autrement connus sous les noms de BSSW et **BSWW** respectivement.

#### Chukchi Sea Summer Water (CSSW): [7]

Définie par les paramètres suivants: Température:  $\theta < -1.4$ °C Salinité: S  $\approx 32.5$ 

# Eastern Chukchi Summer Water (ECSW): [8]

Seulement définie par : Salinité : 31 < S < 32 Cette masse d'eau est comprise dans la catégorie **STM** définie par [8] dont elle est la plus chaude. Elle correspond à la catégorie Alaskan Costal Water (**ACW**) de Coachman et al., 1975.

### Lower Halocline Water (LHW): [6]

Non définie.

### upper Halocline Water (uHW ou UHW): [2]; [6]

Cette masse d'eau est principalement identifiée par [2] en termes de salinité, la valeur de référence étant de 33.1 en son centre.

### Hyper-Saline Water (HSW): [1]

La plus dense des masses présentes au nord du détroit de Béring en hiver. Semble être produite dans les polynies côtières situées au nord-est de cap Lisburne.

### Intermediate Salinity Water (ISW): [1]

Masse incluse dans la WTBW.

#### Météoric Water (MW): [2]

Cette eau est définie pour la mer de Beaufort et représente l'assemblage des eaux issues du Mackenzie et des précipitations directes sur l'océan.

#### pacific origin Chukchi Summer Water (CSW): [9]

Masse d'eau relativement chaude, salée et riche en nutriments. Elle est présente dans le bassin Canadien selon [9] à une profondeur de: Profondeur : 80 < D < 100

### Polar Intermediate Water (PIW): [2]; [6]

Elle est définie de façon identique par [2] et [6] comme : Température :  $\theta < 0^{\circ}C$ 

Salinité : 34.4 < S < 34.7

Elle est comprise dans la couche intermédiaire définie par [4].

### **Polar Water (PW):** [5]; [6]

Cette couche représente la couche de surface Arctique au sens large. Selon [4] et [6], elle comprend dans sa partie supérieure (50 premiers mètres) la couche de mélange saisonnière ou **PML** et la couche halocline juste en dessous dans sa partie basse ( $\theta < -1^{\circ}$ C et 30.4 < S < 34.4). Les masses d'eau de cette couche présentent des températures proches du point de congélation [6].

### upper Polar Deep Water (uPDW): [3]

Définie comme :

Température :  $-0.5 < \theta < 0^{\circ}C$ 

Elle présente une augmentation de salinité et une diminution de température avec la profondeur.

#### Sea Ice Melt (SIM): [2]

Cette catégorie regroupe toute l'eau issue de la fonte du couvert de glace. Notons que la valeur donnée par [2] pour la température comporte une erreur (valeur minimale indiquée -80°C), nous avons corrigé par:

Température :  $-0.8 < \theta < 0^{\circ}C$ 

en tenant compte de la faible salinité mais cette correction nécessite une vérification plus approfondie.

#### Shallow Temperature Maximum waters (STM): [8]

Assemblage de différentes masses d'eau défini par [8]. Cette catégorie regroupe les types **SMLW**, **ECSW** et **WCSW**.

### Summertime Bering Water (SBW): [1]

Formée par l'assemblage de ACW, BS et un mélange de BShW et AnW.

### Surface Mixed Layer Water (SMLW): [8]

Définie comme :

Salinité : S < 30

C'est une masse d'eau comprise dans la catégorie **STM**, elle en est la composante la plus douce.

### Western Chukchi Summer Water (WCSW): [8]

Définie comme :

Salinité : S > 32

Comprise dans la catégorie **STM**, elle correspond à la catégorie Summer Shelf Water (**SSW**) de Coachman et al., 1975. Elle est la plus froide et la plus salée des **STM** avec un maximum historique de température de  $\theta = -0.6$ °C (observé en 1994).

### winter Polar Mixed Layer (PML): [2]; [5]

Souvent nommée simplement Polar Mixed Layer, elle est la couche mélangée de surface qui apparaît en hiver sous la glace. Elle est généralement définie par saprofondeur comme:

Profondeur : D < 50

### Winter-Transformed Bering Water (WTBW): [1]

Assemblage d'eau qui comprend les catégories ISW et BSWW.

Annexe 1.2. Caractéristiques connues des masses d'eau énumérées en annexe 1.1 (partie 1).

Туре		Temp.	Sal.	Prof. (m)		Origine
Nom	Acronyme	(°C)		Lim. Sup.	Lim. Inf.	
Arctic Cold Halocline	АСН	×				
Alaskan Coastal Water	ACW					Pacifique
	AIW					
upper Arctic Intermediate Water	uAIW	< 2	34,7 - 34,9			
		< 2	34,7 - 34,9			
lower Arctic Intermediate Water	lAIW	0 - 3	34,9 - 35,1			
		0 - 3	34,9 - 35,1			
Atlantic Layer	AL	> 0	34,4 - 34,8	400	1000	Atlantique
		>0		200	700	Atlantique
		>0		200	600 - 800	Atlantique
		>0				
		0,48	34,92			
core of AL				~ 500		
		0,5	34,84	400		
Anadyr Water	AnW					Pacifique
Arctic thermocline	ATh		< 34.4			Tuomquo
Atlantic Water	AW		> 34			Atlantique
		>3	> 34.9			Atlantique
		>3	> 34.9			Atlantique
Bering Sea Water	BSW					Pacifique
Bering Sea Summer Water	BSSW		~ 32	50	100	Pacifique
			31-32	50	80	Pacifique
			32			
Bering Sea Winter Water	BSWW		~ 33	100	200	Pacifique
			33,1	150		Pacifique
			33,1			
			33			
Bering Shelf Water	BsW					Pacifique
Canada Basin Deep layer	CBDL	-0,50,4	34,96			
Canadian Basin surface water	CBSW					
Canada Basin Deep Water	CBDW	< 0	> 34,86	> 1000		
		< 0	34,4 - 34,7			
Cold halostad	Ch		32 - 33,5	50 - 170		Pacifique
Chukchi Summer Water	CSW			80 - 100	1	Pacifique
	DW					

Annexe 1.3. Caractéristiques connues des masses d'eau énumérées en annexe 1.1 (partie 2).

	Туре		Temp.	Sal.	Prof. (m)		Origine
	Nom	Acronyme	(°C)		Lim. Sup.	Lim. Inf.	
E	Eastern Chukchi Summer Water	ECSW		31 - 32			
	Eastern Arctic assembly	EA					
	cold halocline	cH			30	200	Pacifique
	halocline layer	HL					
	HyperSaline Water	HSW					
	upper Halocline	uHW		32,85 - 33,5			
				33,1			
				31 - 32			Pacifique
				31 - 33			
			-1,7	33,1			
	upper Halocline Water	uHW		33,1			
	middle halocline	mHW		33,1			Pacifique
				33,1			
	lower Halocline	lH		33,5 - 34,25			
	lower Halocline Water	IHW		34,2			Arctique de l'Es
	Intermediate Salinity Water	ISW					Pacifique
	Meteoric Water	MW	0 - 1,7	0,15	0	50	
	Polar Intermediate Water	PIW	< 0	34,4 - 34,7		494754 (11 dine dine 1 1 1 1 1 1 1	
			< 0	34,4 - 34,7			
	upper Polar Deep Water	uPDW	-0,5 - 0				
	Polar Mixed Layer	PML		< 31	0	50	
			-1,72	31,6	0	50	
	Pacific Water	PW		32 - 34			Pacifique
	Polar Water	PW	< 0	< 34,4			-
				< 34,4			
	summertime Bering water	SBW			-		Pacifique
	Summer Bering Sea Water	SBSW	-1,550,65	31,6 - 32,4			Pacifique
	Sea Ice Melt	SIM	-0,8 - 0	5	0	50	
	Surface Mixed Layer Water	SMLW		< 30			
Sł	nallow Temperatures Maximums	STMs					
	thermocline	Th		34,2 - 34,8	200	400	Pacifique
				33,1 - 34,4	200		
	Western Arctic assembly	WA	1				
	Winter Bering Sea Water	WBSW	-1,51,25	32,4 - 33,2			Pacifique
W	Vestern Chukchi Summer Water	WCSW		> 32			*
W	inter-transported Bering Water	WBW					Pacifique

### Annexe 2

Sur toutes les figures de l'Annexe 2, les isolignes en noir représentent l'erreur standard de l'estimation par le krigeage au point p, s<sub>p</sub>, obtenue de la façon suivante (Davis, 1986)

$$s_p^2 = W^T \cdot B$$

Le vecteur des poids, W, est obtenu à partir du système matriciel suivant

 $A \cdot W = B$ 

où 
$$A = \begin{bmatrix} \gamma(h_{11}) & \gamma(h_{12}) & \cdots & \gamma(h_{1m}) & 1 \\ \gamma(h_{21}) & \gamma(h_{22}) & \cdots & \gamma(h_{2m}) & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \gamma(h_{m1}) & \gamma(h_{m2}) & \cdots & \gamma(h_{mm}) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix}, W = \begin{bmatrix} W_1 \\ W_2 \\ \vdots \\ W_m \\ \lambda \end{bmatrix}$$
et  $B = \begin{bmatrix} \gamma(h_{1p}) \\ \gamma(h_{2p}) \\ \vdots \\ \gamma(h_{mp}) \\ 1 \end{bmatrix}$ 

Les  $\gamma(h_{ij})$  sont les valeurs du semi-variogramme qui correspondent à la distance  $h_{ij}$  entre les points  $x_i$  et  $x_j$ . Pour que la solution soit non-biaisée, la somme des poids, les  $W_i$ , doit être égale à 1. Cette dernière contrainte introduit un degré de liberté supplémentaire dans le problème. Ce degré supplémentaire est utilisé en ajoutant une variable libre,  $\lambda$  (un multiplicateur de Lagrange), dans le but de minimiser l'erreur d'estimation.



Annexe 2.1. Température à 25m (°C) interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06.



Annexe 2.2. Salinité à 25m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06.

Longitude



Annexe 2.3. Température à 100m (°C) interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06.







Annexe 2.5. Température à 200m (°C) interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06.



## Annexe 2.6. Salinité à 200m interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06.



Annexe 2.7. Température à 400m (°C) interpolée pour les saisons Fall02 à Fall06.







Annexe 3.1. Courants moyens enregistrés à 50m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.).



Annexe 3.2. Courants moyens enregistrés à 50m pour les périodes 7 à 11 (respectivement a. à e.).







Annexe 3.4. Courants moyens enregistrés à 100m pour les périodes 7 à 11 (respectivement a. à e.).



Annexe 3.5. Courants moyens enregistrés à 200m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.).



Annexe 3.6. Courants moyens enregistrés à 200m pour les périodes 7 à 11 (respectivement a. à e.).



Annexe 3.7. Courants moyens enregistrés à 400m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.).



Annexe 3.8. Courants moyens enregistrés à 400m pour les périodes 7 à 11 (respectivement a. à e.).



Annexe 3.9. Courants moyens enregistrés à 800m pour les périodes 1 à 6 (respectivement a. à f.).



Annexe 3.10. Courants moyens enregistrés à 800m pour les périodes 7 à 11 (respectivement a. à e.).







Annexe 3.12. Courants moyens enregistrés à 1000m pour les périodes 7 à 11 (respectivement a. à e.).
Annexe 4.1. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 20 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20.





Annexe 4.2. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 50 m aux sites CA03 à CA12, CA15, CA16 et CA20.

Annexe 4.3. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 100 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16, CA18 et CA20.



Fréquence (cpj)













Annexe 4.7. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes U et V des courants mesurés autour de 1000 m aux sites CA11 et CA12.





Annexe 5.1. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 20 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20.

Annexe 5.2. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 50 m aux sites CA03 à CA12, CA15, CA16 et CA20.



Fréquence (cpj)



Annexe 5.3. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 100 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16, CA18 et CA20.

Annexe 5.4. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 200 m aux sites CA04 à CA08, CA11 à CA13, CA15 et CA18.



Fréquence (cpj)





Annexe 5.6. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 800 m aux sites CA11 et CA12.





Annexe 5.7. Densités spectrales d'énergie calculées pour les composantes rotatoires positives et négatives des courants mesurés autour de 1000 m aux sites CA11 et CA 12.

Fréquence (cpj)

Annexe 6.1. Effet de la profondeur sur l'atténuation de l'énergie contenue dans les mesures de vitesse (U + V) mesurées aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20. Séries temporelles complètes.





Annexe 6.2. Effet de la profondeur sur l'atténuation de l'énergie contenue dans les mesures de vitesse (U + V) mesurées aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20. Période hivernale seule.

Annexe 7.1. Effet de la saison sur l'atténuation de l'énergie contenue dans les mesures de vitesse (U + V) mesurées autour de 20 m aux sites CA04 à CA08, CA10 à CA12, CA15, CA16 et CA20.





**Annexe 7.2.** Effet de la saison sur l'atténuation de l'énergie contenue dans les mesures de vitesse (U + V) mesurées autour de 50 m aux sites CA03 à CA12, CA15, CA16 et CA20.

Mouillage	Prof.	Bf	Sf	Hf
CA03	47	6.9	8.4	84.7
CA04	18	43.2	32.3	24.6
CA04	50	52	26.6	21.4
CA04	90	56.8	35.6	7.6
CA04	202	55.3	32.5	12.2
CA05	18	29.1	25.8	45.1
CA05	50	56.3	27.6	16.1
CA05	90	57.7	27.5	14.8
CA05	202	27.5	16.6	55.9
CA06	20	54.3	34.5	11.2
CA06	52	53.5	33.3	13.2
CA06	92	43.1	44.6	12.3
CA07	17	32.6	36	31.3
CA07	49	33.6	40	26.4
CA07	73	37.8	52.1	10.1
CA07	186	29.3	46.4	24.3
CA08	389	44.2	42.4	13.4
CA08	16	51.3	24.6	24.1
CA08	48	54.7	27.1	18.2
CA08	80	56.8	27.1	16.1
CA08	190	56.5	20.7	22.8
CA09	47	32.6	50.4	17
CA10	20	40.4	44.1	15.5
CA10	52	52.3	44	3.7
CA10	84	50.2	47.2	2.6

Annexe 8.1. Répartition par bande de fréquence (%) de l'énergie contenue dans les courants mesurés aux sites CA03 à CA10.

Mouillage	Prof.	Bf	Sf	Hf
CA11	23	59.4	31.8	8.8
CA11	47	58.4	36.5	5.1
CA11	103	54.9	41.5	3.6
CA11	223	31.4	29.4	39.2
CA11	840	34	29.9	36.1
CA11	1021	13.6	38	48.4
CA12	19	17.5	28.6	53.9
CA12	51	42.8	31.8	25.4
CA12	79	46.5	35.3	18.2
CA12	188	20.3	18	61.7
CA12	396	8.1	26.5	65.4
CA12	801	13.2	56.1	30.7
CA12	1007	12.1	44.9	43
CA13	217	57.9	30.5	11.6
CA15	19	39	29.9	31.1
CA15	51	58.4	29.2	12.4
CA15	75	60.1	27.6	12.3
CA15	189	37.9	28.3	33.8
CA16	19	29.7	20.6	49.7
CA16	51	32.2	35.6	32.3
CA16	91	35.1	42.2	22.7
CA18	100	64.5	26.9	8.6
CA18	202	42.9	20.2	36.9
CA18	403	26.1	40.5	33.4
CA20	22	45.4	33.6	21
CA20	46	52.8	32.7	14.5
CA20	86	58.4	31.7	9.9

Annexe 8.2. Répartition par bande de fréquence (%), de l'énergie contenue dans les courants mesurés aux sites CA11 à CA20.

Annexe 9.1: Résultats d'interpolation des vitesses géostrophiques sur l'ensemble de la section du cap Bathurst (colonne gauche) et estimé de l'erreur associée à cette interpolation (colonne droite) pour les sections I. à V. (lignes 1 à 5).



