#### UNIVERSITÉ DU QUÉBEC INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE CENTRE EAU TERRE ENVIRONNEMENT

### INVENTAIRE ET CARACTÉRISATION DES TOURBILLONS MARINS OBSERVÉS DANS LE GOLFE D'AMUNDSEN AU COURS DES PROGRAMMES CASES ET CFL

Par

## Jessy BARRETTE

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur externe

Dr. Denis Gilbert Pêches et Océans Canada Institut Maurice-Lamontagne

Dr. Monique Bernier INRS-ETE

Monsieur Yves Gratton INRS-ETE

Examinatrice interne

Directeur de recherche

© droits réservés de Jessy BARRETTE, 2012

à mes grands-parents, Phébée et Marius qui auront vécu les retours de mes grands voyages sans en voir le travail achevé

iv

### REMERCIEMENTS

L'appel de la nature, de l'aventure et des grands espaces occupera toujours une place importante pour moi. C'est pourquoi après avoir passé de nombreuses années sur les bancs d'école, l'idée d'appliquer ces connaissances à notre environnement m'était si chère. Les sciences de l'eau et l'océanographie physique constituaient alors des disciplines de choix dans lesquelles je pourrais m'épanouir personnellement et intellectuellement. Par conséquent, je tiens à adresser mes premiers remerciements à mon directeur de recherche, le professeur Yves Gratton, qui m'aura initié aux différentes facettes de la recherche scientifique en océanographie et aux particularités des campagnes de terrain en milieu polaire. Je remercie également le professeur Louis Prieur pour ses commentaires qui m'auront été d'une grande aide. Je remercie également les professeurs Jean-Éric Tremblay, Al Mucci et Helmuth Thomas de m'avoir partagé une partie de leurs données. Je souhaite aussi remercier l'ensemble de l'équipage de l'Amundsen qui m'aura permis de vivre, à deux reprises, une expérience unique et hors du commun dans un décor d'une beauté indescriptible à en faire rêver plus d'un. Ces semaines passées en mer auront été pour moi révélatrices et extrêmement enrichissantes. Je remercie aussi la communauté du réseau ArcticNet et de Québec Océan, que j'ai côtoyée au cours de ces années, les échanges que j'ai eu avec plusieurs d'entre vous m'auront ouvert sur d'autres facettes de la science.

Effectuer une maîtrise dans une nouvelle université signifie également faire de nouvelles connaissances et s'intégrer au sein d'une grande famille. Je suis ainsi entièrement reconnaissant envers les professeurs de l'INRS pour le partage de leur savoir et de leur passion de même qu'envers Suzanne Dusseault et Jean-Daniel Bourgeault, votre travail dévoué et votre énergie m'auront permis d'atteindre mes objectifs. Je tiens aussi à remercier toutes ces personnes que j'aurai côtoyées quotidiennement dans cet établissement et qui seront devenues et resteront à jamais de grands amis. Votre présence aura été pour moi très importante et m'aura permis d'en apprendre un peu plus sur moi-même et sur le monde.

Pour conclure, je réserve mes derniers remerciements à mes parents, à mon frère, à Laurence, de même qu'à l'ensemble de ma famille. Tous ces gens qui m'auront suivi et appuyé dans cette grande aventure, tant dans les moments heureux que dans ceux qui furent plus difficiles à traverser. Je vous serai toujours reconnaissant de votre appui.

Merci à vous tous.

## RÉSUMÉ

Ce mémoire présente le résultat de l'analyse de l'ensemble des séries temporelles de profils de salinité et de température obtenues à l'intérieur du golfe d'Amundsen au cours des campagnes de terrain des programmes CASES et CFL. Les profils utilisés proviennent essentiellement du navire NGCC Amundsen présent dans la région au cours de ces périodes de même que de mouillages déployés pendant CFL à l'embouchure du golfe d'Amundsen dans le cadre de la campagne océanographique du réseau d'excellence ArcticNet. Cette analyse des profils permit en un premier temps d'atteindre le premier objectif du mémoire qui était d'identifier l'ensemble des structures cohérentes observées obtenus au cours des années 2003-2004 et 2007-2008. Ainsi, 18 structures cohérentes ayant des caractéristiques typiques du passage d'un tourbillon marin furent retenues. Le second objectif consistait à établir une classification des structures en se basant sur leurs propriétés physicochimique de manière mettre en évidence les différences et similitudes observées. Ainsi, quatre classes de structures furent établies. Par la suite, considérant les propriétés internes de chacune des classes de structures de même qu'en comparant ces observations à d'autres observations effectuées auparavant à proximité de la région d'étude, il fut alors possible d'émettre certaines hypothèses quant à l'origine de ces différentes classes de structure, ce qui correspond au troisième et dernier objectif du mémoire. Les structures de Classe 1 et 3 sont présentes à l'intérieur de la couche halocline supérieure et correspondent à des tourbillons anticycloniques. Ces structures semblent être intimement reliées au « Beaufort Shelfbreak Current » présent au-dessus du talus continental de la mer de Beaufort et qui semble se prolonger jusqu'à la région du plateau Mackenzie. Les structures de Classe 2 sont quant à elles présentes à une faible profondeur et sont caractérisées par une température interne près du point de congélation et par la présence de matière en suspension à l'intérieur. En se basant sur ces caractéristiques, il est suggéré que ces structures soient associées aux processus de convection près de la surface due à la formation de glace. Finalement, les structures de Classe 4 sont présentes à l'intérieur de la couche halocline supérieure et sont de type cyclonique.

Somme tout, l'analyse des propriétés de l'ensemble des structures cohérentes observées suggère que celles-ci soient intimement reliées aux régions des plateaux continentaux. Les résultats présentés dans ce mémoire constituent une première description exhaustive de tourbillons marins à l'est

vii

de la mer de Beaufort de même qu'à l'intérieur du golfe d'Amundsen. Ce travail ouvre la porte à d'autres travaux futurs en lien à la présence de ces structures à l'intérieur du golfe d'Amundsen. Il suggère par la même occasion une étude plus approfondie de la région du talus continental du plateau Mackenzie où semble être présent le « Beaufort Shelfbreak Current ».

# Table des matières

Re	emerc	ciement	S	V
Ré	sum	<b>é</b>	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	vii
Та	ble d	es mati	ères	ix
Li	ste de	es table	aux	xi
Li	ste de	es figur	es	xiii
1	Intro	oductio	1	1
	1.1	Objecti	fs de la recherche	4
	1.2	Contex	te du projet	5
		1.2.1	CASES	6
		1.2.2	CFL	6
		1.2.3	ArcticNet	8
	1.3	Structu	re du mémoire	8
2	Rég	ion d'ét	ude et revue de littérature	9
	2.1	Mer de	Beaufort	9
		2.1.1	Structure verticale	11
		2.1.2	Tourbillons observés	12
	2.2	Plateau	continental alaskien de la mer de Beaufort	14
		2.2.1	Circulation	14
		2.2.2	Origine des tourbillons anticycloniques froids observés à l'ouest de la mer de Beaufort	16
		2.2.3	Autres processus de formation proposés	19
		2.2.4	Destin du «Beaufort shelfbreak current»	20
	2.3	Plateau	u continental du Mackenzie	21
		2.3.1	Caractéristiques physiques de la région	21
		2.3.2	Sensibilité de la région aux conditions atmosphériques	21
		233	Courants observés	22
		2.3.4	Tourbillons observés	23
	2.4	Golfe	l'Amundsen	24

3	Prop	oriétés	et mécanismes de formation	27
	3.1	Notion	s théoriques	27
		3.1.1	Formalisme	27
		3.1.2	Courants géostrophiques et vent thermique	30
		3.1.3	Conservation de la vorticité potentielle	32
		3.1.4	Rayon de Rossby	32
		3.1.5	Fréquence de Brunt-Väisälä	33
		3.1.6	Anomalie de hauteur dynamique maximale	34
		3.1.7	Vortex de Rankine	35
		3.1.8	$\delta^{18}O$	37
	3.2	Définit	ions et terminologie	39
		3.2.1	Propriétés et caractéristiques des tourbillons marins	39
		3.2.2	Observation	42
	3.3	Mécar	iismes de formation	44
		3.3.1	Instabilité	44
		3.3.2	Phénomènes convectifs	49
		3.3.3	Subduction de la couche de mélange	52
4	Stru	ictures	cohérentes observées pendant les programmes CASES et CFL	53
-			· · · · ·	
	4.1	Matéri	el et données	55
	4.1	Matéri 4.1.1	el et données	55 55
	4.1	Matéri 4.1.1 4.1.2	el et données	55 55 57
	4.1 4.2	Matéri 4.1.1 4.1.2 Détect	el et données	55 55 57 59
	4.1 4.2 4.3	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi	el et données	55 55 57 59 62
	4.1 4.2 4.3	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1	el et données	55 55 57 59 62 64
	4.1 4.2 4.3	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2	el et données       Données utilisées         Données utilisées       Traitement des données         Traitement des données       Image: Construction des structures         ion et caractérisation des structures       Image: Construction des structures         fication et propriétés de ces classes de structure       Image: Construction des structure         Classe 1       Image: Construction des structure         Classe 2       Image: Construction des structure	55 55 57 59 62 64 66
	4.1 4.2 4.3	Matéri 4.1.1 4.1.2 Détect Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3	el et données       Données utilisées         Traitement des données       Traitement des données         ion et caractérisation des structures       Image: Classe 1         Classe 2       Classe 3	55 55 57 59 62 64 66 67
	4.1 4.2 4.3	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4	el et données       Données utilisées         Traitement des données       Traitement des données         ion et caractérisation des structures       Image: Classe 1         Classe 1       Image: Classe 3         Classe 4       Image: Classe 4	55 55 57 59 62 64 66 67 69
	<ul><li>4.1</li><li>4.2</li><li>4.3</li><li>4.4</li></ul>	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin	el et données       Données utilisées         Traitement des données       Traitement des données         ion et caractérisation des structures       fication et propriétés de ces classes de structure         Classe 1       Classe 2         Classe 3       Classe 4         es et Discussion       Estatus	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72
	<ul><li>4.1</li><li>4.2</li><li>4.3</li><li>4.4</li></ul>	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1	el et données       Données utilisées         Traitement des données       Traitement des données         ion et caractérisation des structures       fication et propriétés de ces classes de structure         Classe 1       Classe 2         Classe 3       Classe 4         Classe 1       Classe 1         Classe 4       Classe 1         Classe 1       Classe 1	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 72
	<ul><li>4.1</li><li>4.2</li><li>4.3</li><li>4.4</li></ul>	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2	el et données       Données utilisées         Traitement des données       Traitement des données         ion et caractérisation des structures       Fication et propriétés de ces classes de structure         Classe 1       Classe 2         Classe 3       Classe 4         Classe 1       Classe 4         Classe 1       Classe 4         Classe 2       Classe 4         Classe 1       Classe 4         Classe 2       Classe 4         Classe 3       Classe 4         Classe 4       Classe 4         Classe 5       Classe 4         Classe 6       Classe 4         Classe 7       Classe 4         Classe 8       Classe 4         Classe 1       Classe 4         Classe 2       Classe 4         Classe 4       Classe 4         Classe 5       Classe 4         Classe 6       Classe 4         Classe 7       Cl	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 72 73
	<ul><li>4.1</li><li>4.2</li><li>4.3</li><li>4.4</li></ul>	Matéri 4.1.1 4.1.2 Détect Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2 4.4.3	el et données       Données utilisées         Traitement des données       Traitement des données         ion et caractérisation des structures       Ion et caractérisation des structures         fication et propriétés de ces classes de structure       Ion et caractérisation des structures         Classe 1       Ion et caractérisation des structure         Classe 2       Ion et caractérisation des structure         Classe 3       Ion et caractérisation des structure         Classe 4       Ion et caractérisation         Classe 1       Ion et caractérisation         Classe 2       Ion et caractérisation         Classe 3       Ion et caractérisation	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 73 75 75
	<ul><li>4.1</li><li>4.2</li><li>4.3</li><li>4.4</li></ul>	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2 4.4.3 4.4.4	el et données   Données utilisées   Traitement des données   ion et caractérisation des structures   fication et propriétés de ces classes de structure   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4   es et Discussion   Classe 2   Classe 3   Classe 3   Classe 4	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 72 73 75 78
5	<ul> <li>4.1</li> <li>4.2</li> <li>4.3</li> <li>4.4</li> <li>Con</li> </ul>	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2 4.4.3 4.4.3 4.4.4	el et données   Données utilisées   Traitement des données   ion et caractérisation des structures   fication et propriétés de ces classes de structure   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4   es et Discussion   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 73 75 78 81
5	4.1 4.2 4.3 4.4	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2 4.4.3 4.4.4 <b>bclusio</b>	el et données   Données utilisées   Traitement des données   ion et caractérisation des structures   fication et propriétés de ces classes de structure   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4   es et Discussion   Classe 2   Classe 3   Classe 4   Classe 4   Classe 4   Classe 4	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 73 75 78 81 85
5 Bi	4.1 4.2 4.3 4.4 Con bliog	Matéri 4.1.1 4.1.2 Détect Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2 4.4.3 4.4.4 aclusio	el et données   Données utilisées   Traitement des données   ion et caractérisation des structures   fication et propriétés de ces classes de structure   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4   es et Discussion   Classe 2   Classe 3   Classe 3   Classe 4   Classe 4	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 72 73 75 78 81 85
5 Bi Ar	4.1 4.2 4.3 4.4 Con bliog	Matéri 4.1.1 4.1.2 Déteci Classi 4.3.1 4.3.2 4.3.3 4.3.4 Origin 4.4.1 4.4.2 4.4.3 4.4.4 <b>iclusio</b> <b>iraphie</b> <b>e I : Ob</b>	el et données   Données utilisées   Traitement des données   ion et caractérisation des structures   fication et propriétés de ces classes de structure   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4   es et Discussion   Classe 2   Classe 3   Classe 4   Classe 4   Classe 4   Classe 4   Classe 5   Classe 6   Classe 7   Classe 7   Classe 8   Classe 9   Classe 1   Classe 1   Classe 2   Classe 3   Classe 4   Classe 4	55 55 57 59 62 64 66 67 69 72 73 75 78 81 85 93

# Liste des tableaux

4.2 Synthèse des observations effectuées à l'intérieur du golfe d'Amundsen . . . . . . . . . 61

## Liste des figures

1.1	Carte de la région d'étude. La position géographique de chacun des mouillages utilisés	
	dans ce mémoire est identifiée par un point rouge. La station WS correspond à l'empla-	
	cement auquel séjourna le brise-glace Amundsen au cours de l'hiver 2003-2004. La ligne	
	A présente au-dessus du plateau Mackenzie correspond quant à elle à une section ayant	
	régulièrement été effectuée par la navire Amundsen au cours des programmes CASES,	
	CFL et ArcticNet.	3

- 1.2 Carte de la région d'étude présentant la position de l'ensemble des profils complétés au cours du programme CFL (2007-2008) qui sera considéré au cours de ce travail.
   7
- 2.1 Carte bathymétrique de l'ensemble du territoire couvert par l'océan Arctique. Cette carte est une adaptation du « International Bathymetric Chart of the Artic Ocean» (Jakobsson *et al.*, 2000).
  10
- 2.2 Profils typiques de température (gauche) et de salinité (droite) observés dans la mer de

   Beaufort.
   11

2.3 Carte de la région de la mer de Beaufort et schéma de circulation. Le « Beaufort Shelfbreak Current » se forme à la marge de la mer des Tchouktches et de la mer de Beaufort. Ce courant est en partie nourri par l'apport d'eau d'origine Pacifique transportée par le courant côtier alaskien présent à l'ouest des côtes de l'Alaska et qui s'écoule par le canyon de Barrow pour finalement former le courant BSC. Le destin de ce courant suite à son passage le long des côtes de l'Alaska demeure à ce jour incertain.

14

- 3.1 Diagramme présentant trois coupes possibles d'un tourbillon idéalisé de Rankine. Les trois graphiques inférieurs décrivent la variation spatiale du champ de vitesse le long de chacune des sections.
   36

xiv

- 3.4 Variation verticale de la vitesse des courants dirigés vers le nord au sein d'un tourbillon anticyclonique. Schéma de gauche : isolignes de densité présentant une coupe d'un tourbillon effectuée parallèlement à l'orientation est-ouest tout comme il est effectué à la figure 3.3. Schéma de droite : coupes verticales effectuées respectivement à l'ouest du centre du tourbillon (vert), au centre du tourbillon (bleu) et à l'est du centre du tourbillon (rouge).

- 3.7 La présence d'une onde sinusoïdale se propageant à un vitesse c à l'intérieur d'une des deux couches d'eau a pour effet d'induire un déplacement latéral d'un volume d'eau. Ce déplacement produit une circulation cyclonique (b,d) ou anticyclonique (c,e) à l'ensemble de la colonne d'eau. Le sens de circulation induit est fonction de la transformation appliquée à la parcelle d'eau initiale. Ainsi, un étirement vertical du volume initial aura pour effet d'induire un mouvement cyclonique, alors qu'à l'inverse, une compression verticale d'un volume produit un mouvement anticyclonique. La variable Ω décrit la vitesse de rotation angulaire associé au volume de fluide.
- 3.8 La production d'eau dense à l'intérieur d'une région libre de glace permet la formation d'un front salin au pourtour de la région qui, par équilibre géostrophique, tend à former un courant de type vent thermique.
  49

3.9	Schéma de la formation d'un tourbillon par subduction de la couche de mélange près	
	d'un front océanique. [Inspiré de Spall (1995)]	52
4.1	Diagramme de traitement des données et d'analyse des structures observées	54
4.2	Schéma représentant l'ensemble des ressources qui ont été utilisées afin de mener à	
	terme ce projet.	56
4.3	Exemple de contours de la salinité (couleurs et lignes). La structure identifiée par une	
	flèche sous le graphique correspond à une des structures cohérentes observées par le	
	MMP présent sur la ligne de mouillage CA16MMP-07 au cours de l'hiver 2008.	59
4.4	Diagramme TS de l'ensemble des structures cohérentes observées à l'intérieur du golfe	
	d'Amundsen (points noirs). Les points blancs correspondent à d'autres observations de	
	structures similaires observées à l'intérieur de la mer de Beaufort et ayant été répertoriées	
	dans la littérature.	62
4.5	Diagramme DO-S(haut) et T-S(bas) de l'ensemble des observations de structures cohé-	
	rentes effectuées à l'intérieur du golfe d'Amundsen en fonction des années d'observations	
	(points noirs). Toutes les observations obtenues durant CASES sont regroupées du côté	

(points noirs). Toutes les observations obtenues durant CASES sont regroupées du côté gauche alors que toutes les autres observations obtenues à l'intérieur du golfe d'Amundsen au cours des années 2007-2008 sont présentées du côté droit (CFL, CA05MMP-07, CA16MMP-07). La ligne noire correspond au profil moyen calculé sur l'ensemble des données obtenues par la rosette du navire au cours des phases stationnaires des programmes CASES [2003-2004] (Gauche) et CFL [2007-2008] (Droite). L'espace occupé par la zone grise regroupe 60 % de l'ensemble des données et est limitée par les 20e et 80e centiles. La signification des symboles utilisés afin de présenter les propriétés des structures cohérentes est similaire à celle employée à la figure 4.4.

xvi

- 4.7 Histogrammes de l'ensemble des données récupérées au cours de la période stationnaire du programme CASES pour les échantillons ayant une salinité dans l'intervalle 32.6 < S < 32.8. Les sections blanches de l'histogramme correspondent aux mesures obtenues à l'aide des échantillons récupérés à l'intérieur du tourbillon de Classe 1 observé le 10 janvier 2004 à partir de l'Amundsen.</li>
- 4.8 Contours de salinité (lignes) et température (couleurs) observées au cours du passage
  de la structure cohérente de Classe 2 observée à la fin avril 2004 dans le cadre du
  programme CASES à l'intérieur de la baie de Franklin.
- 4.9 Histogrammes des données récupérées au cours de la période stationnaire du programme CFL et qui possèdent une salinité présente dans l'intervalle 33.09 < S < 33.20. Les sections blanches de l'histogramme correspondent aux mesures obtenues à l'aide des échantillons récupérés à l'intérieur du tourbillon de Classe 3 observé le 26 janvier 2008 à partir de l'Amundsen.</li>
- 4.10 Tourbillon observé le 12 février 2008 aux mouillages CA16-07 (a-e) et CA16MMP-07 (f).
  (a) Courants nord-sud (couleurs) et est-ouest (lignes) observés près de la surface. (b et c) Séries temporelles de salinité mesurées à partir du mouillage CA16-07. (d et e) Séries temporelles de température mesurées à partir du mouillage CA16-07. (f) Contours de salinité (lignes) et de température (couleurs) obtenus à partir de l'appareil MMP présent au mouillage CA16MMP-07.

4.11 Tourbillon cyclonique observé le 7 février 2008 à partir du navire Amundsen au cours du programme CFL. (Haut) Vitesses de courants mesurées à partir du SM-ADCP présent sous le navire. Les courants dirigés vers le nord sont représentés en couleurs alors que les contours de lignes décrivent les courants selon l'axe Est-Ouest et positif vers l'Est. (Bas) Contours de salinité (lignes) et de température (couleurs) présentant la structure observée.

70

71

73

76

- 4.12 (Haut) Vitesse des vents d'est favorables à la remontée des eaux dans la région du sud du golfe d'Amundsen. Les données utilisées proviennent du modèle de réanalyse NARR et correspondent à la moyenne obtenues sur la région bornées par les limites suivantes : [69.3 71]°N et [-127 -125] °O. (Bas) Contours de salinité (lignes) et de température (couleurs) obtenus à partir du navire *Amundsen*. La figure présente la structure observée au cours du programme CASES à l'intérieur de la baie de Franklin qui selon Tremblay *et al.* (2008) correspond à un tourbillon cyclonique.
- 4.13 Présentation de deux exemples typiquement observés de la variation de la température (couleurs) et la salinité (isolignes) en fonction de la profondeur le long de la ligne A (voir fig. 1.1). La configuration présentée en (a) est semblable à la configuration WWC observée par Pickart (2004). La section présentée en (b) est similaire à la configuration AWC présentée par le même auteur.
- 4.14 Variation temporelle des propriétés observées au mouillage CA04-07 au cours de l'hiver 2007-2008. Les graphiques A et B présentent respectivement la température et la salinité mesurées à différentes profondeurs en fonction du temps. Les profondeurs associées à chacune des droites sont présentées dans la légende du graphique B. La figure C présente les courants observés près du fond à 285 m. Le graphique D présente les vents observés au-dessus du mouillage au cours de la même période. Les données utilisées proviennent du modèle de réanalyse NARR et correspondent à la valeur moyenne simulée au-dessus du plateau continental alaskien, soit la région bornée par les latitudes [70.5 71.8] °N et longitudes [-132 -126]°O.

xviii

## **Chapitre 1**

# Introduction

Les tempêtes tropicales présentes aux basses latitudes sont bien connues. Par contre, leurs équivalents océanographiques qui peuplent nos océans demeurent plutôt méconnus. Bien moins destructeurs que les tempêtes atmosphériques, ces ouragans des mers prennent la forme de tourbillons marins dont le diamètre peut varier d'une dizaine à plus d'une centaine de kilomètres. Nous ne connaissons l'existence de ces imposantes structures que depuis le milieu du XX<sup>e</sup> siècle, notamment grâce aux projets POLYGON (Brekhovskikh et al., 1971), MODE (MODE Group, 1978) et POLYMODE (Shen et al., 1986) qui, au cours des années 70, étudièrent les tourbillons présents dans l'océan Atlantique. Aujourd'hui, les nombreuses publications scientifiques traitant de ce sujet témoignent de l'omniprésence de ces structures ainsi que de leurs effets insoupçonnés sur l'ensemble de la dynamique physique, biologique et chimique des océans. Les régions polaires n'en sont pas pour le moins épargnées et semblent aussi intimement reliées à la présence de ces structures, notamment dans les mers du Labrador et du Groenland où ces tourbillons semblent avoir une grande importance dans la formation des eaux profondes atlantiques (Marshall & Schott, 1999). Bien que leur présence dans l'océan Arctique soit aujourd'hui reconnue, notre connaissance quant à l'étendue de leur présence, de même que les caractéristiques qui leur sont rattachées, demeure à ce jour incertain et d'un grand intérêt pour la recherche scientifique.

Le présent mémoire s'intéresse plus particulièrement à ces nombreuses structures tourbillon-

naires qui semblent peupler les eaux polaires de la région Arctique. Il constitue une suite logique des divers travaux effectués précédemment à l'ouest de la mer de Beaufort (Newton *et al.*, 1974; Hunkins, 1974; Manley & Hunkins, 1985; D'Asaro, 1988b; Padman *et al.*, 1990; Muench *et al.*, 2000; Pickart *et al.*, 2005; Kadko *et al.*, 2008) et présente de nouvelles observations de structures tourbillonnaires à l'est de la mer de Beaufort. Plus précisément à l'intérieur du golfe d'Amundsen, un milieu où la présence de ces structures ne fut soulignée que brièvement par le passé (Tremblay *et al.*, 2008; Barber *et al.*, 2010). Ce présent travail présente une description exhaustive des différentes structures cohérentes observées et apporte quelques suggestions sur leur origine. Il se base sur le résultat de deux importantes expéditions de recherche canadiennes d'envergure internationale, soit les programmes « Canadian Arctic Shelf Exchange Study » (CASES) et « Circumpolar Flaw Lead study » (CFL). En plus des données obtenues au cours de ces deux expéditions, le présent mémoire se base aussi sur l'ensemble des données provenant du premier déploiement de deux profileurs autonomes « McLane Moored Profilers » (MMP) disposés à l'embouchure du golfe d'Amundsen au cours des années 2007 et 2008 (figure 1.1). L'utilisation des données acquises par ces appareils automatisés à l'intérieur de ce mémoire constitue une première application de ces instruments dans le cadre d'un projet ArcticNet.





Figure 1.1 – Carte de la région d'étude. La position géographique de chacun des mouillages utilisés dans ce mémoire est identifiée par un point rouge. La station WS correspond à l'emplacement auquel séjourna le brise-glace Amundsen au cours de l'hiver 2003-2004. La ligne A présente au-dessus du plateau Mackenzie correspond quant à elle à une section ayant régulièrement été effectuée par la navire Amundsen au cours des programmes CASES, CFL et ArcticNet.

#### 1.1 Objectifs de la recherche

L'objectif général de ce mémoire est d'approfondir notre compréhension des processus de mésoéchelle présents dans la région du golfe d'Amundsen (figure 1.1). Nous nous concentrons plus particulièrement sur la présence de structures cohérentes tourbillonnaires observées à l'intérieur de la région d'étude. Afin d'atteindre cet objectif, l'ensemble du travail effectué peut être subdivisé en trois sousobjectifs.

Un premier objectif est d'identifier l'ensemble des structures cohérentes présentes à l'intérieur des profils profondeur-température-salinité (CTD) obtenus au cours des années 2003-2004 et 2007-2008 lorsque le navire Amundsen a hiverné à l'intérieur du golfe d'Amundsen (tableau 4.2). La méthode utilisée afin de permettre l'identification de ces structures cohérentes est fondée sur différents critères qui sont énumérés au tableau 4.1. Chacune des observations répertoriées est représentée sous forme graphique en annexe.

Nous proposons comme second objectif d'<u>établir une classification des différentes observations</u> en fonction des propriétés physicochimiques internes caractéristiques de chacune des structures. Cette classification a pour but de déterminer si un certain lien unit l'ensemble ou un sous-groupe de structures.

Le troisième objectif consiste à <u>déterminer l'origine de ces structures cohérentes observées à</u> <u>l'intérieur du golfe d'Amundsen</u>. L'atteinte de cet objectif se base principalement sur une analyse complète des différentes propriétés de chacune des classes de structures observées. Cette analyse permettra d'abord de déterminer si ces structures observées correspondent bien à des tourbillons marins. Puis, une comparaison sera effectuée entre les propriétés internes des différentes classes de structures et les eaux de la région d'étude de même que les autres tourbillons observés à l'intérieur de la mer de Beaufort. Cette comparaison permettra par la suite d'apporter différents indices importants quant à l'origine de ces structures.

#### 1.2 Contexte du projet

Ce projet est principalement basé sur le résultat des programmes scientifiques canadiens d'envergure internationale CASES et CFL de même que d'une partie du programme d'échantillonnage du réseau de centres d'excellence ArcticNet. Ces programmes multidisciplinaires s'inscrivent dans un contexte de changement climatique et ont pour objectif de permettre à la communauté scientifique internationale d'étudier la région Arctique, le tout en réunissant dans un cadre multidisciplinaire et interinstitutionnel des spécialistes de différents domaines scientifiques (océanographie physique, biologie marine, météorologie, biogéochimie, écotoxicologie, glaciologie, science de la santé, etc.). Dans un contexte de changement climatique, l'étude des milieux arctique est d'autant plus primordiale du fait que ces milieux extrêmement vulnérables subissent aujourd'hui d'importantes modifications dont les conséquences futures demeurent à ce jour incertaines. Dans cette optique, les programmes de recherche CASES, CFL et ArcticNet ont pour objectifs de permettre l'étude de ces milieux éloignés et difficiles d'accès de manière à acquérir une meilleure connaissance de ces régions. Ces connaissances pourront par la suite être intégrées au sein même de l'élaboration de stratégies d'adaptation et de politiques nationales afin de mieux préparer la société canadienne aux conséquences des changements climatiques de même qu'aux nouvelles opportunités associées à l'Arctique moderne.

Pour permettre l'étude de ce type de milieu au cours de l'hiver, les programmes CASES et CFL se sont plus particulièrement concentrés sur la région du golfe d'Amundsen et du plateau Mackenzie. Le choix de cette région repose en bonne partie sur le fait que ce lieu est régulièrement associé à la présence d'une importante polynie, soit une étendue libre de glace ou couverte d'une très mince couche de glace au sein même de la banquise. Ces régions bien particulières agissent littéralement comme oasis des régions polaires et jouent un rôle important à l'intérieur de divers processus chimiques, biologiques (productivité primaire) et physiques (échanges atmosphère-océan, convection, formation/fonte du couvert de glace). Cet environnement particulièrement sensible aux changements climatiques constitue donc un intéressant terrain d'étude du fait qu'il regroupe sur une faible superficie un nombre important de phénomènes associés aux régions polaires. Du même coup, les recherches effectuées sur ce territoire dans le cadre des programmes CASES, CFL et ArcticNet s'enrichissent d'autres travaux effectués dans la même région au cours des années précédentes (Carmack *et al.*, 1989; Melling, 1993; Melling & Moore, 1995).

#### 1.2.1 CASES

Le programme CASES qui se déroula de 2002 à 2004 permit d'établir des connaissances de bases solides quant aux propriétés physiques, chimiques et biologiques du milieu d'étude. Une première étape effectuée au cours de l'année 2002 consistait à effectuer un relevé initial de la région ainsi qu'à y implanter un réseau de huit lignes de mouillages. Le tout, en prévision de l'expédition suivante qui s'échelonna de 2003 à 2004. Cette dernière mission était répartie en quatre phases distinctes. Une première phase complétée au cours de l'automne 2003 consistait à effectuer un relevé complet de la région d'étude à l'aide du navire Amundsen. Au même moment, les mouillages déployés l'année précédente furent récupérés et redéployés tout en ajoutant des mouillages supplémentaires aux endroits stratégiques. Par la suite, la deuxième phase de type stationnaire consistait à volontairement emprisonner le navire à l'intérieur des glaces côtières de la baie de Franklin (figure 1.1, Station WS) afin d'y établir une base scientifique semi-permanente qui demeura opérationnelle jusqu'à l'ouverture des glaces au printemps 2004. Pendant cette période, l'ensemble des mesures était effectué à partir du puits de lancement interne du navire (moonpool) ainsi qu'à partir de stations temporaires déployées sur la banquise à proximité du navire. Une troisième phase similaire à la première fut complétée au cours du printemps et de l'été 2004. Finalement, à l'automne 2004, la quatrième phase permit la récupération des mouillages déployés à l'automne 2003.

Dans le cadre de ce mémoire, uniquement les profils effectués au cours de la phase 2, dite stationnaire, sont considérés, soit l'ensemble des profils obtenus à la station WS (figure 1.1) du 10 décembre 2003 au 27 mai 2004.

#### 1.2.2 CFL

Le programme d'échantillonnage de CFL était pour sa part réparti en trois phases distinctes. Deux phases mobiles, avant et après la période hivernale, consistaient à effectuer un relevé complet de la région d'étude. Entre ces deux phases, la phase stationnaire s'axa principalement sur la région mobile du couvert de glace présente au sud de l'île de Banks et formant le « chenal de séparation circumpolaire » (Circumpolar flaw lead). En raison de la mobilité des glaces, il était alors impossible pour le navire de demeurer à une position fixe durant l'ensemble de la période d'hivernage et, par



Figure 1.2 – Carte de la région d'étude présentant la position de l'ensemble des profils complétés au cours du programme CFL (2007-2008) qui sera considéré au cours de ce travail.

conséquent, l'établissement d'une série de stations de dérive fut favorisé. Ainsi, le navire était englacé pour une période de plusieurs jours à l'intérieur de la banquise mobile afin de se laisser dériver avec le couvert de glace jusqu'à ce que les conditions de glace ne le permettent plus. En conditions de glace dangereuses, le navire était délogé pour, par la suite, regagner une nouvelle position de dérive plus sécuritaire. Au total, 44 stations de dérives furent échantillonnées entre le 28 novembre 2007 et le 31 mai 2008 avec une durée moyenne d'environ 3 à 4 jours. Lors de conditions favorables, certaines stations ont pu être échantillonnées sur une plus grande période pouvant aller jusqu'à 22 jours consécutifs. Pendant la fonte de mai à juin, une série de stations fut aussi effectuée au-dessus de certaines régions ayant un couvert de glace côtière (Landfast ice) complet. La figure 1.2 présente la position de l'ensemble des profils utilisés dans le cadre de ce mémoire et issues de la phase stationnaire du programme CFL.

#### 1.2.3 ArcticNet

Le réseau de centres d'excellence canadien ArcticNet regroupe une importante communauté formée de scientifiques et de gestionnaires œuvrant dans le domaine des sciences naturelles, de la santé et des sciences sociales qui a pour objectif d'étudier les impacts des changements climatiques, le tout en partenariat avec différents organismes gouvernementaux, privés et autochtones. Initié en 2004, la branche océanographique d'ArcticNet permit d'effectuer au fil des années, différentes campagnes scientifiques de terrain à travers le passage du Nord-Ouest, la mer de Beaufort, de même qu'à l'intérieur de la baie d'Hudson. Ce vaste territoire couvert par le programme d'échantillonnage d'ArcticNet permet aussi un suivi du territoire sur lequel se sont concentrés les programmes CASES et CFL. Ce suivi est en partie réalisé grâce au déploiement de mouillages aux mêmes positions initialement choisies lors du programme CASES. Cette pratique a pour objectif de prolonger la série temporelle pour chacune des stations de mouillages présentes dans le golfe d'Amundsen et d'ainsi permettre d'évaluer la variabilité interannuelle des différentes propriétés de la colonne d'eau.

Dans le cadre de ce présent mémoire, nous nous intéressons particulièrement aux 5 mouillages déployés au cours de l'année 2007-2008 aux stations : CA04-07, CA05-07, CA05MMP-07, CA16-07 et CA16MMP-07 (figure 1.1).

#### 1.3 Structure du mémoire

Ce mémoire est divisé de la façon suivante : le chapitre 2 présente une description sommaire de la région de la mer de Beaufort et du golfe d'Amundsen de même qu'une revue de la littérature des différentes observations de tourbillons effectuées à l'intérieur de la mer de Beaufort. Le chapitre 3 présente avant tout quelques notions importantes rattachées aux tourbillons marins. Par la suite, il présente une description des différentes propriétés des tourbillons marins de même que quelques processus de formations susceptibles d'être à l'origine des tourbillons observés dans le golfe d'Amundsen. Le chapitre 4 présente la méthode employée afin de détecter et caractériser les structures cohérentes observées dans le golfe d'Amundsen. Il présente aussi une description complète de chacune des classes de structures distinguées et discute de l'origine possible de ces structures. Pour conclure, le chapitre 5 synthétise l'ensemble du travail et suggère différentes avenues possibles pour des études ultérieures.

## **Chapitre 2**

# Région d'étude et revue de littérature

Comme énoncé au chapitre précédent, les programmes CASES, CFL de même qu'une partie du programme d'échantillonnage du réseau ArcticNet ont concentré leurs efforts sur le golfe d'Amundsen et le sud de la mer de Beaufort. C'est pourquoi le présent chapitre effectue un bref survol des différentes propriétés océanographiques de la région de la mer de la Beaufort et du golfe d'Amundsen. Par la même occasion, une revue de littérature des différentes observations de tourbillons effectuées à l'intérieur de cette même région est présentée. Cette section n'étant qu'une brève synthèse, le lecteur est invité à parcourir les ouvrages Carmack & Macdonald (2002), Lanos (2009) et Ingram *et al.* (2009) afin d'obtenir une revue plus exhaustive des différentes propriétés océanographiques de la région d'étude du plateau du Mackenzie et du golfe d'Amundsen.

#### 2.1 Mer de Beaufort

La mer de Beaufort fait partie intégrante de l'océan Arctique. Elle se situe au nord des côtes de l'Alaska, du Yukon et des Territoires du Nord-Ouest et à l'ouest de l'archipel canadien (figure 2.1). Sa limite supérieure est déterminée par une ligne reliant Point Barrow en Alaska à Land Ends situé à la pointe sud de l'île du Prince-Patrick dans l'archipel canadien. La circulation de cette mer est fortement influencée par la présence de la gyre<sup>1</sup> de Beaufort dont l'étendue dépasse celle de la mer de Beaufort pour s'étendre plus au nord dans le bassin canadien. Influencée par les vents dominants, cette gyre

<sup>1.</sup> Gyre : Courant circulaire quasi fermé présent sur une grande échelle.



Figure 2.1 – Carte bathymétrique de l'ensemble du territoire couvert par l'océan Arctique. Cette carte est une adaptation du « International Bathymetric Chart of the Artic Ocean» (Jakobsson *et al.*, 2000).

présente en surface une circulation anticyclonique qui tend à s'inverser plus en profondeur de manière à former un courant de fond appelé «*Beaufort Undercurrent*» (Aagaard, 1984). La présence de cette circulation anticyclonique en surface a une forte influence sur les caractéristiques de la mer de Beaufort par le fait qu'elle tend à retenir une importante quantité d'eau douce issue de la fonte des glaces et des rivières avoisinantes. Avec l'aide des vents, cette circulation près de la surface a pour effet d'induire une circulation anticyclonique au couvert de glace qui n'est cependant pas constante au cours de l'année et qui peut varier en fonction des systèmes de basses et de hautes pressions atmosphériques présents au-dessus de la gyre. Dans certaines conditions, cette circulation des glaces en surface peut même tendre à s'inverser (Lukovich & Barber, 2006).

En général, les eaux constituant la mer de Beaufort de même que l'ensemble de l'océan Arctique ne peuvent provenir que de quatre origines : atlantique, pacifique, météorique<sup>2</sup> ou de la fonte de la glace

<sup>2.</sup> Le terme général «eau météorique» est utilisé afin de désigner l'ensemble des eaux issues de précipitations, autant sous forme de pluie que de neige. Il regroupe par le fait même les eaux terrestres présentes à l'intérieur des cours d'eaux, les eaux souterraines et les eaux de fonte des glaciers qui, indirectement, proviennent de précipitations.



Figure 2.2 – Profils typiques de température (gauche) et de salinité (droite) observés dans la mer de Beaufort.

de mer. Ces eaux de même que les différents processus physiques en vigueur en surface ont pour effet d'induire une structure verticale très particulière à la colonne d'eau qui est fortement influencée par la salinité. À de faibles températures telles qu'observées dans l'océan Arctique, la température n'a que très peu d'influence sur la densité. Par conséquent, la dynamique océanique associée au milieu arctique est fortement influencée par la variation de salinité et peut se rapprocher de ce qui est observé dans un milieu estuarien ou côtier.

#### 2.1.1 Structure verticale

La structure verticale de la mer de Beaufort peut être divisée en quatre couches distinctes (figure 2.2). Sous la surface (<50 m) est présente une première couche appelée la couche de mélange polaire (Polar Mixed Layer, PML). Cette PML, associée à une grande variabilité de température, est influencée par les divers processus physiques présents près de la surface (échanges thermodynamiques atmosphère-océan et les apports d'eau douce, eau de fonte et eau terrestre). Au printemps et à l'été, l'évolution de cette PML est marquée par une augmentation de la stratification causée par le réchauffement des eaux de surface et par l'apport d'eaux douces provenant de la fonte des glaces de la banquise arctique et des nombreux fleuves et rivières présents en périphérie de la mer de Beaufort. À l'automne et l'hiver, le rejet de sel causé par la formation de glace en surface de même que les forts vents ont pour effet de réduire cette stratification estivale de la PML. De façon générale, la salinité rattachée à cette couche est inférieure à 31.8. La température quant à elle possède une forte variabilité. Au cours de l'hiver, elle tend vers le point de congélation alors qu'à l'été, sous l'effet des eaux douces provenant des rivières présentes en périphérie, les eaux de surface peuvent atteindre des températures parfois supérieures à 5°C.

Plus en profondeur se trouve une couche halocline <sup>3</sup> qui peut être subdivisée en deux parties distinctes appelées respectivement couche halocline supérieure (Upper Halocline Layer, UHL) et inférieure (Lower Halocline Layer, LHL) (Shimada *et al.*, 2005). La couche supérieure située entre 50 et 180 m de profondeur est caractérisée par une salinité intermédiaire de 33.1, un minimum de température et un maximum de concentration en nutriments (Carmack *et al.*, 1989; Shimada *et al.*, 2005). L'origine de cette couche froide demeure toujours incertaine. L'hypothèse la plus généralement admise est que ces eaux froides soient le fruit de l'advection latérale des eaux formées au-dessus des plateaux continentaux, notamment ceux de la mer des Tchouktches et du sud de la mer de Beaufort (Cavalieri & Martin, 1994; Melling & Moore, 1995; Signorini & Cavalieri, 2002). L'apport d'eau pacifique provenant du détroit de Béring et ayant séjourné à l'intérieur de la mer des Tchouktches semble aussi agir de façon importante sur le renouvellement des eaux de l'UHL (Pickart, 2004; Shimada *et al.*, 2005; Nikolopoulos *et al.*, 2009). La couche halocline inférieure est quant à elle formée d'eaux atlantiques caractérisées par une salinité de 34.2 (Carmack *et al.*, 1989). L'ensemble de cette couche halocline froide constitue une importante particularité de l'océan Arctique qui permet de limiter les échanges entre les eaux de surface et les eaux chaudes présentes plus en profondeur (Shimada *et al.*, 2005).

Ces eaux chaudes présentes sous les 250 m de profondeur sont d'origine Atlantique et forment la couche atlantique (Atlantic Water, ATW). Cette couche est généralement associée à une salinité de 34.8 et une température de 0.5°C.

Finalement, une dernière masse d'eau plus froide est présente sous la couche Atlantique. Cette couche très profonde est formée des eaux profondes du bassin canadien (Canadian Bassin Deep Water, CBDW) et est associée à une température de -0.4°C et une salinité de 34.96 Carmack *et al.* (1989).

<sup>3.</sup> Halocline : Couche d'eau ayant un fort gradient vertical de salinité

#### 2.1.2 Tourbillons observés

Les premières observations de tourbillons à l'intérieur de la mer de Beaufort proviennent du programme « Arctic Ice Dynamics Joint Experiment » (AIDJEX) (Newton *et al.*, 1974; Hunkins, 1974; Manley & Hunkins, 1985). Ces études démontrent l'existence d'un nombre important de tourbillons marins à l'intérieur de la colonne d'eau. Manley & Hunkins (1985), par exemple, observèrent plus de 127 tourbillons uniques au cours des 14 mois successifs du déploiement de quatre camps de glace en pleine mer de Beaufort. D'un diamètre de 10 à 20 km, ces structures sont présentes entre 50 et 300 m de profondeur et sont associées à de forts courants parfois supérieurs à 0.60  $m s^{-1}$ . La très grande majorité d'entre eux sont anticycloniques (rotation horaire dans l'hémisphère nord) bien que la présence de tourbillons cycloniques est aussi notée. Ces structures semblent couvrir plus du quart de la superficie de la mer de Beaufort tout en étant concentrées du côté ouest de la mer. Temporellement, la majeure partie des observations obtenues par Manley & Hunkins (1985) furent complétées entre les mois de juin et de janvier avec un maximum d'observations au cours du mois de septembre.

Ces tourbillons marins sont caractérisés par des eaux internes ayant des propriétés TS différentes de ce qui est retrouvé à l'intérieur de la mer de Beaufort. En se basant sur cette dernière caractéristique, Hunkins (1974), Newton *et al.* (1974) et Manley & Hunkins (1985) s'entendent pour dire que ces structures ne sont pas formées localement, mais bien advectés jusqu'à l'intérieur de la mer de Beaufort. Les régions de faibles profondeurs présentes au pourtour semblent plus propices à la formation de ces structures (Hunkins, 1974; Hart & Killworth, 1976). Manley & Hunkins (1985) vont plus loin encore et montrent que ces tourbillons sont caractérisés par des eaux ayant des propriétés TS similaires à celles observées à l'intérieur de la mer des Tchouktches et sur le plateau continental alaskien.

Bien qu'ils occupent une place importante à l'intérieur de la mer de Beaufort, ces tourbillons présents à l'intérieur de l'halocline ne sont pas les seuls à y être présents. En effet, plusieurs autres tourbillons furent observés à l'intérieur des eaux arctiques au cours des années et semblent être rattachés à des origines différentes. Timmermans *et al.* (2008), par exemple, montrent la présence de tourbillons observés à de faibles profondeurs (42 - 69 m) au nord de la mer de Beaufort. La similarité entre les eaux internes de ces tourbillons et les eaux de surface de la couche de mélange présente plus au nord suggèrent que ces tourbillons sont formés à l'aide d'instabilités induites par un front de surface



Figure 2.3 – Carte de la région de la mer de Beaufort et schéma de circulation. Le « Beaufort Shelfbreak Current » se forme à la marge de la mer des Tchouktches et de la mer de Beaufort. Ce courant est en partie nourri par l'apport d'eau d'origine Pacifique transportée par le courant côtier alaskien présent à l'ouest des côtes de l'Alaska et qui s'écoule par le canyon de Barrow pour finalement former le courant BSC. Le destin de ce courant suite à son passage le long des côtes de l'Alaska demeure à ce jour incertain.

observé à 80°N (Timmermans *et al.*, 2008). Manley & Hunkins (1985) et D'Asaro (1988b) et Manley & Hunkins (1985) témoignent aussi de l'observation d'un autre type de tourbillons présents, cette fois, plus en profondeur à l'intérieur des eaux Atlantique. En se basant sur des données de courants obtenues au pourtour du plateau continental de l'Alaska, Nikolopoulos *et al.* (2009) suggèrent que le courant formé à la suite de périodes de remontées d'eau (upwelling) le long du talus continental au sud de la mer de Beaufort est propice à la formation de tels tourbillons profonds composés d'eaux atlantiques. Finalement, d'autres tourbillons chauds présents à la surface sont observés au nord de l'Alaska par Pickart *et al.* (2005) qui suggèrent que ceux-ci soient formés à partir du courant côtier alaskien (Alaskan Coastal Current) présent en surface le long des côtes de l'Alaska à proximité du canyon de Barrow (fig 2.3).

#### 2.2 Plateau continental alaskien de la mer de Beaufort

Le plateau alaskien de la mer de Beaufort (plateau alaskien) se situe au sud de la mer de Beaufort et au nord de l'Alaska. Long de près de 600 km et large de 80 km, ce plateau continental est limité à l'ouest par le canyon de Barrow et à l'est par le canyon du Mackenzie.

#### 2.2.1 Circulation

La circulation au-dessus du plateau alaskien peut-être divisée en deux courants. Un premier appelé le courant côtier alaskien (Alaskan Coastal Current) transporte les eaux chaudes des côtes de l'Alaska et de la mer de Béring vers le nord dans la mer des Tchouktches le long des côtes de l'Alaska pour rejoindre le plateau alaskien où les eaux chaudes rattachées à ce courant sont régulièrement observées pendant l'été (Pickart, 2004; Nikolopoulos *et al.*, 2009). Puis, au cours de l'hiver, les forts vents venant de la direction nord-est ont pour effet d'affaiblir ce courant de même que l'apport d'eau provenant du détroit de Béring. Le refroidissement et la formation de glace en surface ont aussi un effet important sur les eaux de la mer des Tchouktches et transforment ces eaux en des eaux denses et froides que nous appellerons du terme général : eaux hivernales de la mer des Tchouktches (Winter-transformed Pacific water). Au cours du printemps, les vents nord-est tendent à s'affaiblir et ces eaux denses présentes dans la mer des Tchouktches sont rapidement expulsées vers l'océan Arctique. Qu'arrive-t-il lorsque ces eaux sont évacuées vers l'océan Arctique ? Le résultat des simulations de Chapman (2000) et Gawarkiewicz (2000) semblent démontrer que ces eaux présentes sur le plateau continental de la mer des Tchouktches sont difficilement rejetées vers le bassin intérieur et tendent à demeurer au-dessus du talus continental de manière à former un courant dirigé vers l'est au pourtour du plateau continental.

De récentes observations semblent bien démontrer l'existence de ce courant. Pickart (2004) se basa sur 33 sections hydrographiques perpendiculaires au plateau continental et une multitude de données de courantomètre pour démontrer qu'un courant important est bien régulièrement observé audessus du talus continental du plateau alaskien et de la mer des Tchouktches (figure 2.3). Ce mince courant large d'environ 20 km et qu'il nomme « Beaufort Shelfbreak Current » (BSC) présente au cours de l'année trois configurations distinctes (Nikolopoulos *et al.*, 2009) (figure 2.4). La première configuration qui correspond à la plus régulièrement observée est constituée d'un courant de subsurface dirigé

vers l'est et centré à la marge du plateau continental (Nikolopoulos *et al.*, 2009) (figure 2.4[A et B]). Au printemps, ce courant transporte vers l'est les eaux hivernales de la mer des Tchouktches dont la température la plus froide est rattachée aux eaux de l'halocline supérieure. Au cours de l'été, ce même courant prend la seconde configuration (figure 2.4[C et D]), il s'intensifie alors en surface en réponse au courant côtier alaskien et transporte des eaux douces et chaudes provenant des côtes de l'Alaska. Finalement, au cours de l'automne et de l'hiver, on retrouve encore une fois un courant de subsurface toujours centré au point de rupture du plateau continental auquel se rajoutent deux autres courants. Un premier à la surface se dirige vers l'ouest et un second, plus en profondeur (~ 250 m), dirigé vers l'est. Cette dernière configuration est la conséquence des importants vents d'est présents au cours de l'automne et de l'hiver dus autres d'est présents au cours de l'automne et de l'hiver du plateau se suportants vents d'est présents au cours de l'automne et de l'hiver dus se profondeur (~ 250 m), dirigé vers l'est. Cette dernière configuration est la conséquence des importants vents d'est présents au cours de l'automne et de l'hiver dans la région et qui ont pour effet de produire une remontée des eaux atlantiques au-dessus du talus continental. Dans certain cas, ces vents d'est très importants peuvent ralentir, voir même inverser le courant de subsurface (Nikolopoulos *et al.*, 2009).

### 2.2.2 Origine des tourbillons anticycloniques froids observés à l'ouest de la mer de Beaufort

Manley & Hunkins (1985) suggèrent que les tourbillons observés sont issus d'un courant présent en bordure de la mer de Beaufort à proximité de la mer des Tchouktches et du plateau alaskien. Ils identifient le courant côtier alaskien comme étant une source possible (figure 2.3). Ce courant semble bien capable de produire des tourbillons (Pickart *et al.*, 2005). Cependant, ceux-ci ainsi formés sont associés à des eaux douces et chaudes ne leur permettant pas d'atteindre les profondeurs de l'halocline de la mer de Beaufort. Par conséquent, Pickart *et al.* (2005) concluent que le courant côtier alaskien ne peut être à l'origine des tourbillons observés par Manley & Hunkins (1985) à l'intérieur de l'halocline de la mer de Beaufort.

Les nouvelles connaissances acquises par rapport au courant BSC démontrent que celui-ci présente de grandes similarités avec les tourbillons observés dans la mer de Beaufort et qu'il puisse même être à l'origine de ces tourbillons. Des sections complétées à l'été 2002 perpendiculairement à la marge du plateau continental alaskien et de la mer des Tchouktches vont aussi en ce sens et démontrent une forte relation entre la présence de ce courant et les tourbillons anticycloniques présents plus au large (Pickart *et al.*, 2005). Dans certains cas, ces sections présentent des tourbillons en plein processus de



Figure 2.4 – Sections de courant (*cm* s<sup>-1</sup>), température potentielle et salinité moyennes mesurées au cours de l'automne 2003 (A,B), des étés 2002 et 2003 (C,D) et l'hiver 2002-2003 (E,F) au-dessus du talus continental alaskien, le long du méridien 152° Ouest. Les courants présentés correspondent au courant aligné selon la direction d'azimut de 125° qui est parallèle au talus continental et parallèle à la direction dominante du courant observé [modifiée à partir de la figure 7 de Nikolopoulos *et al.* (2009)] formation et toujours reliés à ce même courant. En réponse à ces nouvelles observations, Spall *et al.* (2008) analysent, à l'aide de simulations numériques et de données de mouillages, l'effet de la présence de ce courant le long du plateau alaskien ainsi que sa capacité à transporter les eaux pacifiques froides vers l'intérieur du bassin via la production de tourbillons. Ces résultats démontrent que l'apport d'eaux denses, faiblement stratifiées au-dessus d'un plateau continental peut permettre la formation d'un courant tel que celui observé par Pickart *et al.* (2005). De plus, les résultats de ces simulations démontrent aussi que ce courant ainsi formé est fortement variable et permet la formation d'un nombre important de tourbillons marins qui ont pour effet de transporter les eaux présentes sur les plateaux continentaux vers le bassin intérieur. L'analyse du courant observé par les mouillages de même que celui simulé démontre que ceux-ci respectent les conditions nécessaires à la production d'instabilités baroclines et que ces instabilités permettent la formation de ces tourbillons. Par conséquent, les résultats de Pickart *et al.* (2005) et Spall *et al.* (2008) suggèrent fortement que les tourbillons marins présents à l'intérieur de la mer de Beaufort sont formés par le courant présent au pourtour du plateau continental via la formation d'instabilités baroclines tout comme sont formés les tourbillons marins qui sont, présent à l'intérieur de l'océan Atlantique. Une description plus détaillée de ces instabilités est présentée à la section 3.3.1.

Ces conclusions sont aussi en accord avec d'autres études complétées dans la même région, notamment celles de Muench *et al.* (2000) qui effectua un relevé complet d'un tourbillon anticyclonique froid observé en août 1997 au large du plateau alaskien. L'étude de la composition des eaux présentes à l'intérieur du tourbillon révèle que ces eaux possèdent des caractéristiques typiques des eaux retrouvées sur le plateau de la mer des Tchouktches et de la mer de Beaufort. En se basant sur l'âge tritium-hélium des eaux internes du tourbillon, Muench *et al.* avancent que le tourbillon observé serait âgé de plus d'un an. Or, tel que souligné par Pickart *et al.* (2005), ce type de datation tend à surestimer l'âge des eaux. En se basant sur la variation de la hauteur dynamique engendrée par la présence du tourbillon et ses propriétés internes, Pickart *et al.* suggèrent plutôt que ce tourbillon n'était âgé que de quelques mois et fut aussi formé par des instabilités baroclines du courant .

Mathis *et al.* (2007), Kadko *et al.* (2008) et Llinás *et al.* (2009) effectuèrent une analyse similaire d'un tourbillon observé près du plateau alaskien au cours de septembre 2004 et formé à partir du BSC. Ce tourbillon âgé que de quelques mois transportait des eaux pacifiques riches en nutriments et en carbone organique de même qu'une importante quantité de particules en suspension. De ces observa-
tions, Mathis *et al.* (2007) concluent que les tourbillons formés en bordure du plateau continental de la mer de Beaufort constituent un important moyen de transport de nutriments, de carbone et d'oxygène à l'intérieur de l'halocline du bassin canadien. De plus, les fortes concentrations en nutriments rattachées à ces tourbillons suggèrent que ceux-ci jouent un rôle significatif quant au maintien du maximum de nutriments de la couche halocline. Finalement, ces tourbillons semblent aussi transporter avec eux une forte communauté biologique (Llinás *et al.*, 2009). Le tourbillon observé en septembre 2004 présentait une plus forte concentration zooplanctonique que ce qui était présent au même moment dans les eaux environnantes. L'analyse des espèces présentes à l'intérieur démontre une importante présence d'espèces d'origine pacifique telle qu'il est normalement observé au-dessus du plateau de la mer des Tchouktches. Face à ces résultats intéressants, les auteurs suggèrent que l'apport périodique de zooplancton par ces tourbillons dans un milieu peu productif qu'est le bassin intérieur peut induire d'importantes modifications à ce milieu et ainsi affecter l'ensemble de la chaîne trophique qui y est présente.

#### 2.2.3 Autres processus de formation proposés

Plusieurs autres mécanismes de formation ont été avancés afin d'expliquer l'existence de ces structures dans la mer de Beaufort. Sachant que les eaux présentes à l'intérieur de ces tourbillons sont à l'origine de la mer des Tchouktches et qu'une importante quantité de ces eaux s'échappent du canyon de Barrow pour former le BSC (figure 2.3), D'Asaro (1988a) proposent que la friction imposée au courant lors de son passage à l'intérieur du canyon de Barrow a pour effet de réduire la vorticité potentielle (voir section 3.1.3) de la masse d'eau et de par le fait même permettre la production de tourbillons anticycloniques. Or, ce type de formation nécessiterait un important cisaillement du champ de vitesse à l'intérieur du canyon, ce qui pour le moment ne fut jamais observé (Munchow & Carmack, 1997; Pickart *et al.*, 2005). De façon générale, la faible vorticité potentielle caractéristique des tourbillons semble être plutôt associée à la convection des eaux d'origines présentes dans la mer des Tchouktches.

Les auteurs Chao et Shaw présentent, à l'aide d'une approche numérique, une série de mécanismes propices à la formation de tourbillons tels que ceux observés à l'intérieur de la mer de Beaufort (Chao & Shaw, 1996, 1998, 2002, 2003a,b). Un premier mécanisme décrit par ceux-ci propose qu'une augmentation de la densité des eaux de surface engendrée par des phénomènes tel que le rejet

saumure due à la formation de glace en surface peut engendrer une diminution locale de la vorticité potentielle (Chao & Shaw, 1996, 1998). Ce phénomène a pour particularité de produire par ajustement géostrophique un courant cyclonique en surface et anticyclonique en profondeur. Cependant, la présence de glace en surface augmente la friction près de la surface, ce qui a pour effet de réduire la circulation cyclonique. Il en résulte alors un seul tourbillon anticyclonique en profondeur. De manière à obtenir un tourbillon similaire à ce qui est retrouvé dans la mer de Beaufort, les auteurs utilisèrent une forte anomalie de salinité de 2.0 sur une très petite surface d'un rayon de 500 m. Or, cette forte anomalie est bien supérieure à une anomalie de 0.1 qui semblent être plutôt observée en condition réelle (Morison & McPhee (1998), cité par Muench et al. (2000)). Ainsi, la production d'un tel tourbillon nécessite un rejet de sel beaucoup trop important pour être considérée comme étant réaliste (Muench et al., 2000; Spall et al., 2008). Un second mécanisme est aussi proposé par les mêmes auteurs en utilisant une approximation de la configuration des courants présents dans la région du canyon de Barrow. Chao & Shaw (2002, 2003a,b) proposent que la production d'eau dense sur un plateau continental et que son interaction avec différents courants représentatifs de la région du plateau alaskien a pour effet de produire des tourbillons anticycloniques froids. Cependant, ces auteurs imposèrent un fort courant vers l'ouest au-dessus du talus continental censé représenter le courant de la gyre de Beaufort. Cette configuration ne représente pas la réalité due au fait que de récentes observations démontrent plutôt qu'un courant vers l'est est présent en bordure du plateau continental (Pickart, 2004; Spall et al., 2008; Nikolopoulos et al., 2009).

Une série d'articles de Gawarkiewicz et Chapman (Gawarkiewicz & Chapman, 1995; Chapman & Gawarkiewicz, 1995, 1997; Chapman, 1998, 1999, 2000) explore à l'aide de simulations numériques l'idée selon laquelle les polynies présentes en périphérie de la mer de Beaufort sont à l'origine de tourbillons froids. Les résultats de ces travaux démontrent que les eaux denses formées à l'intérieure d'une polynie sont par la suite expulsées latéralement hors de la région couverte par la polynie par le biais de tourbillons anticycloniques. Ces tourbillons sont formés en bordure de la polynie par les courants produits par ajustement géostrophique qui sont barocliniquement instables. Bien que ce mécanisme de formation permette la formation de tourbillons anticycloniques, il ne semble pas être à l'origine des tourbillons froids décris par Manley & Hunkins (1985). Gawarkiewicz (2000) montre que dans un milieu fortement stratifié tel qu'il est le cas dans la mer de Beaufort, ces tourbillons présents sur le plateau

continental ne permettent pas de ventiler le bassin intérieur. Au contraire, ces tourbillons tendent à s'amasser en bordure du plateau continental de manière à former un courant longeant le plateau continental. Les auteurs suggèrent donc que d'autres processus sont nécessaires au transport des eaux denses de polynies côtières vers le bassin intérieur.

#### 2.2.4 Destin du «Beaufort shelfbreak current»

Comme présenté à la section 2.2.2, les plus récentes publications confirment que le courant BSC présent le long du plateau continental alaskien et de la mer des Tchouktches permet de produire des tourbillons froids à l'intérieur de la couche halocline supérieure et formés d'eaux pacifiques. Qu'advientil de ce courant une fois qu'il a franchi la région du plateau continental Alaskien? Selon Pickart *et al.* (2005), environ 30 à 75% des eaux hivernales présentes à l'intérieur du BSC sont transportées au large par la production de tourbillons. Le reste de ces eaux étant possiblement acheminé à l'intérieur de l'archipel canadien et au nord du Groenland où l'on retrouve un important pourcentage d'eau Pacifique (Jones *et al.*, 2003, 2008; Newton & Sotirin, 1997). Les résultats des simulations de Spall *et al.* (2008) démontrent que ce transport n'est cependant pas aussi simple et que l'interaction entre le BSC et les courants présents dans le bassin intérieur, notamment la gyre de Beaufort, peut grandement influencer le comportement du BSC et affecter le transport des eaux pacifiques.

## 2.3 Plateau continental du Mackenzie

Le plateau continental du Mackenzie (figure 2.1) fut régulièrement le sujet de diverses campagnes scientifiques par le passé (Carmack *et al.*, 1989; Melling, 1993; Melling & Moore, 1995) et fait partie intégrante de la région d'étude des programmes scientifiques CASES et CFL de même que de la campagne d'échantillonnage océanographique du réseau ArcticNet.

#### 2.3.1 Caractéristiques physiques de la région

La région présente un important plateau continental d'une profondeur moyenne de 35 m et d'une superficie supérieure à 60 000 km<sup>2</sup>. La région est délimitée au nord par la mer de Beaufort, à l'est par le golfe d'Amundsen, au sud par les Territoires du Nord-Ouest, et finalement à l'ouest par le canyon du Mackenzie (figure 2.3).

Les eaux du plateau Mackenzie sont fortement influencées par l'important apport d'eaux douces provenant du fleuve Mackenzie qui est le quatrième plus grand fleuve en importance de l'Arctique et le plus important de l'ouest Arctique. Au cours de l'hiver, un Stamukhi<sup>4</sup> se forme au sud de la mer de Beaufort sous l'effet de la convergence des glaces de la banquise côtière et de la glace mobile présente au large. Cette barrière de glace qui s'étend en profondeur a pour effet de retenir les eaux douces provenant du fleuve Mackenzie, ce qui a pour effet de former un important lac d'eau douce connu sous le nom de lac Herlinveaux. Plus au large du stamukhi apparaît un chenal d'eau libre (lead), ce chenal est formé par la divergence entre la banquise arctique et les glaces côtières. L'exposition des eaux océaniques à l'atmosphère permet ainsi une importante production de glace et, par le fait même, un important rejet de sel qui contribue au mélange de la couche de surface (30-50 m) du plateau continental (Carmack & Macdonald, 2002). À la fonte, la quantité importante d'eau turbide retenue par le stamukhi est alors rejetée sur la région lors de la disparition de celui-ci et crée un important nuage de sédiment à la surface.

4. Stamukhi : Barrière de glace se formant à la limite de la glace côtière.

#### 2.3.2 Sensibilité de la région aux conditions atmosphériques

La région du plateau du Mackenzie est particulièrement sensible aux processus d'«upwelling» et de «downwelling» causés par les forts vents longitudinaux présents à l'automne et à l'hiver. Dans certaines conditions, ces vents sont même capables de faire remonter sur le plateau des eaux capables de ventiler l'halocline et ayant une salinité de 1.5 à 7 PSU supérieur à la normale observée sur le plateau (Carmack & Kulikov, 1998; Melling, 1993; Melling & Moore, 1995; Williams & Carmack, 2008; Tremblay et al., 2011). Ces eaux une fois présentes sur le plateau continental sont difficilement expulsées vers le bassin intérieur dans l'espace d'un hiver et tendent à demeurer sur le plateau où un front salin est formé. Ce front présent au pourtour du plateau sépare les eaux froides et salées du plateau des eaux plus chaudes et douces du talus continental. Au cours de l'hiver, la formation de glace en surface du plateau continental tend à augmenter la salinité de ces eaux denses tout en n'affectant que très peu leur concentration en nutriment de même que le rapport  $\delta^{18}O$  (voir section 3.1.8). Par conséquent, pour une même salinité, les concentrations en nutriment de ces eaux diffèrent de ce qui est généralement retrouvé dans la mer de Beaufort. Cette différence de concentration a pour effet d'éroder plutôt que d'entretenir le maximum de nutriment rattaché à l'halocline supérieure. Par conséquent, Melling & Moore (1995) suggèrent que la formation d'eaux denses au-dessus du plateau continental du Mackenzie ne constitue pas une source dominante des eaux haloclines arctigues.

#### 2.3.3 Courants observés

De façon générale, les courants moyens présents sur le plateau du Mackenzie sont faibles et bien inférieurs aux fortes fluctuations généralement observées (Melling, 1993; Lanos, 2009). Sur le talus continental, ils sont généralement alignés parallèlement au talus continental. Lanos (2009) et Ingram *et al.* (2009) observent au-dessus de 100 m de profondeur, un courant parallèle au talus continental et changeant de direction au cours de l'été. Plus au large, la direction des courants s'oriente sud-ouest sous l'influence de la gyre de Beaufort. En profondeur (400 m), un courant constant dans la direction nord-est est présent et est associé au *Beaufort Undercurrent* (Lanos, 2009).

Lanos (2009) effectue aussi une analyse géostrophique des différentes sections complétées perpendiculairement au plateau continental (figure 1.1, Ligne A) au cours des années 2002 à 2005. Le

résultat de ces calculs géostrophiques suggèrent la présence d'un noyau géostrophique à la limite du plateau continental, centré à 200 m de profondeur, et s'intensifiant près du talus continental. Les vitesses associées à ce noyau sont cependant relativement faibles (0.06-0.07  $m s^{-1}$ ), mais demeurent du même ordre de grandeur que ce qui est observé par Pickart (2004) près des côtes de l'Alaska. Ces résultats de même que d'autres observations obtenues aux mouillages CA04 (Forest *et al.*, 2007) apportent de nouveaux arguments en faveur de la présence du « Beaufort Shelfbreak Current » en bordure du plateau du Mackenzie.

#### 2.3.4 Tourbillons observés

Tout comme la région du plateau alaskien, la région du plateau du Mackenzie semble aussi être associée à la présence de tourbillons marins. Kulikov *et al.* (1998) se penchèrent sur les courants observés en bordure du plateau du Mackenzie et démontrèrent que les courants horizontaux associés à la bande de fréquences intermédiaire (0.07 - 0.7 cycle par jours) sont faiblement corrélés aux évènements de vents à la surface. Dans ces conditions, Kulikov *et al.* suggèrent que ces fluctuations sont associées à la présence de tourbillons marins. Les observations de O'Brien *et al.* (2011) témoignent aussi de la présence de tourbillons marins cycloniques et anticycloniques dans la région qui semblent permettre un transport des sédiments du plateau Mackenzie vers le bassin intérieur.

## 2.4 Golfe d'Amundsen

Situé au sud-est de la mer de Beaufort, le golfe d'Amundsen (figure 2.1) possède une configuration géographique qui s'apparente à celle d'un fjord. Limité au nord par l'île de Banks et à l'ouest par l'île Victoria, ce golfe est situé au-dessus de la limite nord de la région continentale des Territoires du Nord-Ouest (figure 2.3). D'un point de vue océanographique, cette vaste étendue d'eau communique avec l'océan Arctique par l'entremise d'une grande ouverture large d'environ 150 km située entre l'île de Banks et le cap Bathurst. Cette ouverture présente un seuil ( $\sim 300$  m) inférieur à la profondeur maximale présente à l'intérieur du golfe (> 500 m), ce qui a pour effet de limiter les échanges entre les eaux de la mer de Beaufort et celles du golfe d'Amundsen sous les 300 mètres de profondeur. Deux autres passages caractérisés par un seuil très peu profond permettent un échange des eaux de surface (< 100 m) avec l'archipel canadien, soit le détroit du Prince de Galles situé entre l'île de Banks et l'île Victoria de même que le détroit du Dauphin et de l'Union présent au sud de l'île Victoria.

La structure verticale du golfe d'Amundsen est généralement similaire à celle observée dans la mer de Beaufort. En surface, la couche de mélange présente une grande variabilité fortement influencée par la formation de glace et l'apport d'eaux douces en grande partie dû au fleuve du Mackenzie présent plus à l'ouest. Sous cette couche sont présentes les eaux de l'halocline supérieure et inférieure. Cependant, en raison de la présence du seuil à 300 m de profondeur à l'embouchure du golfe, une différence notable est observée sous les 250 m. Ainsi, le golfe d'Amundsen ne peut être alimenté par les eaux atlantiques profondes de la mer de Beaufort et, en conséquence, ses eaux de fonds sont plus froides que celle observée à l'intérieur de la mer de Beaufort. La salinité quant à elle demeure constante sous les 300 m de profondeur.

À ce jour, la circulation océanique à l'intérieur du golfe d'Amundsen demeure toujours à débattre. L'étude des données provenant des mouillages déployés au cours du programme CASES démontra l'existence d'une circulation résiduelle cyclonique en profondeur (Ingram *et al.*, 2009; Lanos, 2009). Par contre, près de la surface, cette circulation ne semble pas aussi clairement définie. Ingram *et al.* (2009) subdivisèrent l'ensemble des données en quatre périodes temporelles de même que 3 intervalles de profondeur distincts. Par la suite, la moyenne de chacune de ces séries temporelles fut calculée. De cette méthode, Ingram *et al.* (2009) en concluent que la circulation près de la surface du golfe

d'Amundsen est cyclonique. D'un autre côté, Lanos (2009) subdivisa l'ensemble des données en 11 périodes temporelles de même que 4 couches de profondeurs. Puis, il appliqua un filtre de 36h à chacune des séries de données pour finalement en déterminer la moyenne observée. De cette méthode, Lanos (2009) conclue que la circulation résiduelle présente en surface dans le golfe d'Amundsen durant les années 2003-2004 est anticyclonique. Ces conclusions à première vue opposées sont en partie dues au fait que Lanos (2009) considèrent uniquement la composante résiduelle du courant observé alors que Ingram *et al.* (2009) considèrent l'ensemble du jeu de données non filtré. Malgré tout, les deux auteurs s'entendent pour dire que la variabilité des courants marins présents à l'intérieur du golfe d'Amundsen demeure avant tout bien plus importante que le courant moyen observé.

D'un point vue biologique, la région du golfe d'Amundsen est très particulière, notamment en raison du caractère de polynie qui y est associé. En effet, les eaux du golfe d'Amundsen présentent généralement une période d'ouverture beaucoup plus importante que les régions avoisinantes (1 à 4 mois de plus selon les années). Les observations provenant d'images satellites démontrent que ce sont les vents d'est qui en sont la cause. Ces forts vents régulièrement présents dans la région du golfe au cours de l'hiver et de l'automne créent une forte advection du couvert de glace vers l'ouest, à l'extérieur du golfe. Ce retrait des glaces vers l'extérieur du golfe auquel est associée bien souvent à la formation d'un pont de glace entre les côtés nord et sud du golfe d'Amundsen a pour effet de produire une polynie de type latente (Galley, 2009). Par le fait même, la présence de cette polynie latente a pour effet d'associer au golfe d'Amundsen un taux de formation de glace beaucoup plus important que ce qui est retrouvé dans le reste de la mer de Beaufort.

La présence de tourbillons à l'intérieur du golfe d'Amundsen fut rapportée à deux reprises à l'intérieur de la littérature scientifique (Tremblay *et al.*, 2008; Barber *et al.*, 2010). Par contre, ces deux articles ne traitent que brièvement de la présence de ces structures à l'intérieur de la région d'étude sans décrire de façon exhaustive l'ensemble des propriétés de ces structures. Le présent mémoire tente par conséquent de combler ce manque et d'apporter de nouvelles informations importantes quant aux différentes caractéristiques de ces structures.

## **Chapitre 3**

# Propriétés et mécanismes de formation

L'étude des tourbillons marins nécessite tout d'abord une bonne connaissance des caractéristiques et des propriétés de ces structures. Dans cette optique, le présent chapitre présente d'abord diverses notions théoriques de l'océanographie physique utiles à l'analyse des tourbillons marins. Par la suite, une description complète des caractéristiques et propriétés de ces structures est offerte. Finalement, quelques mécanismes de formation susceptibles d'être à l'origine des structures observées dans le golfe d'Amundsen sont énumérés.

## 3.1 Notions théoriques

#### 3.1.1 Formalisme

D'un point de vue eulérien, le mouvement d'une parcelle de fluide associée à un milieu continu en rotation peut être décrit à l'aide des équations de Navier-Stokes dans un référentiel en rotation. Ces équations sont basées sur trois principes à la base même de la physique mécanique, soit les notions de conservation de la masse, de conservation de la quantité de mouvement et de conservation de l'énergie. Pour le cas particulier qui nous intéresse, uniquement les deux premières peuvent être considérées. Elles sont représentées de façon vectorielle à l'aide des expressions mathématiques suivantes :

#### Conservation de la masse

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \bullet (\rho \vec{v}) = 0 \tag{3.1}$$

Conservation de la quantité de mouvement

où :

- $-\rho$  désigne la densité du fluide
- $-\vec{V}$  décrit la vitesse eulérienne d'une particule fluide
- p représente la pression appliquée au fluide
- T décrit le tenseur de contraintes visqueuses
- $\Omega$  est définit comme étant la vitesse de rotation de la terre
- $(\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \ rad \ s^{-1})$ - *g* correspond à l'accélération gravitationnelle
  - $(q \approx 9.81 \ m \ s^{-2}).$

Ces équations forment un système complexe d'équations non-linéaires aux dérivées partielles dont une solution générale demeure, à ce jour, toujours inconnue. Par conséquent, l'unique moyen de permettre la résolution partielle de ce système d'équations est par l'application d'approximations simplificatrices. Dans ces conditions, considérant que le fluide à l'étude est l'eau de mer, les approximations suivantes sont appliquées :

- le fluide est considéré comme étant **non visqueux** ( $\nabla \bullet T = 0$ )
- l'approximation de Boussinesq est appliquée ( $\rho = \rho_0 + \rho'(x, y, z)$ ). Cette dernière approximation est associée au fait que l'eau de mer possède une très faible variabilité de densité généralement inférieure à 3% (Cushman-Rdoisin & Beckers, 2011). Par conséquent, il devient possible de décrire la densité de l'eau de mer par l'addition de deux termes : un premier terme constant ( $\rho_0$ ) et un second décrivant cette faible variation ( $\rho'$ ). Cette approximation nous permet ainsi de remplacer le terme de densité par une constante  $\rho_0$  dans l'ensemble du système d'équations, exception faite du terme associée à l'accélération gravitationnelle pour lequel la variable  $\rho$  demeure considérée.
- Nous négligerons l'effet de la variation de la hauteur de la surface et du fond marin qui seront

considérés comme plats.

- Les structures étudiées dans le cadre de ce mémoire sont d'une dimension de l'ordre de 10 à 100 km de diamètre et sont donc très peu influencées par la courbure de la terre. Ainsi, nous appliquerons l'**approximation d'un plan** f qui considère l'effet de la rotation de la Terre comme étant constant sur l'ensemble de la région d'étude. La notation suivante sera utilisée :  $f = 2\Omega \sin \theta$ , où  $\theta$  correspond à la latitude moyenne où se situe le milieu d'étude. f est communément appelé le terme de Coriolis.

Ces considérations n'ont que très peu d'impact sur le comportement général du fluide et permettent d'obtenir un système d'équations simplifié duquel peuvent être déduites diverses propriétés importantes quant à la dynamique du système. En coordonnées cartésiennes<sup>1</sup>, le système d'équations simplifié obtenu est le suivant :

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$
(3.3a)

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}$$
(3.3b)

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho g}{\rho_0}$$
(3.3c)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$
(3.3d)

où 
$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \bullet \nabla$$

Ce dernier système d'équations permet de mettre en évidence que les approximations utilisées ont pour effet de considérer le fluide comme étant incompressible (éq. 3.3d).

<sup>1.</sup> Le plan cartésien utilisé est disposé de manière à ce que l'axe des x soit orienté vers l'est, l'axe y orienté vers le Nord et finalement, l'axe des z dirigé vers le haut

#### 3.1.2 Courants géostrophiques et vent thermique

Une analyse dimensionnelle du système d'équations 3.3 démontre que ce système peut être réduit en ne considérant que les termes les plus importants. Les grandeurs caractéristiques utilisées pour cette analyse sont les suivantes :

X,Y	$\approx$	$10^4 m$
Z	$\approx$	$10^2 m$
U,V	$\approx$	$10^{-1} m s^{-1}$
T	$\approx$	$100jours\approx 10^7s$
g	$\approx$	$10 \; m  s^{-2}$
f	$\approx$	$10^{-4} \ s^{-1}$

Le choix de ces grandeurs est basé sur les caractéristiques des tourbillons marins préalablement observés dans la mer de Beaufort (Manley & Hunkins, 1985; Muench *et al.*, 2000; Pickart *et al.*, 2005; Kadko *et al.*, 2008) (X, Y, U, V et T) ainsi que sur les caractéristiques propres au golfe d'Amundsen (Lanos, 2009,  $Z, f et f_*$ ). En se basant sur ces grandeurs caractéristiques ainsi que sur l'équation 3.3d, il est d'abord possible d'en déduire la dimension caractéristique des vitesses verticales du milieu :

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \Longrightarrow \frac{W}{Z} \simeq \frac{U}{X} \Longrightarrow W \simeq \frac{UZ}{X} = 10^{-3} m s^{-1}$$

Par la suite, en appliquant l'ensemble de ces grandeurs caractéristiques au système d'équations 3.3a-c, il devient alors possible de déterminer quels termes sont de plus grande importance. Utilisons l'équation 3.3a à titre d'exemple :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$
$$10^{-8} + 10^{-6} + 10^{-6} + 10^{-8} - 10^{-5} \approx -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Cette analyse révèle que par rapport aux dimensions utilisées, le terme de Coriolis (fv) est celui qui agit le plus sur le gradient de pression horizontal du milieu. De plus, l'analyse des grandeurs associées aux autres termes démontre que le fait de négliger ces derniers n'apporte qu'une erreur

de l'ordre de 1% sur le calcul. Par conséquent, dans une optique de compréhension sommaire de la dynamique associée aux tourbillons marins, il est alors possible de ne considérer que le terme de pression et le terme de coriolis de l'équation 3.3a. La même méthode peut être appliquée aux équations 3.3bc de manière à obtenir le système d'équations simplifié (éq. 3.4) qui correspond à une juxtaposition de deux approximations, soit l'approximation géostrophique (éq. 3.4ab) et l'approximation hydrostatique (éq. 3.4c).

$$fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$
(3.4a)

$$fu = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}$$
(3.4b)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$
 (3.4c)

En combinant l'équation 3.4c à la dérivé selon z des équations 3.4ab, il en résulte alors la notion de vent thermique qui permet de déterminer la variation verticale des vitesses horizontales en fonction de la densité. De façon mathématique, ce principe peut être décrit de la façon suivante :

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial x}$$
(3.5a)  
$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial y}$$
(3.5b)

De ces équations, il est possible d'en déduire qu'une variation horizontale de la densité aura pour effet d'induire un cisaillement vertical des courants géostrophiques horizontaux. À titre d'exemple, une augmentation de la densité le long de l'axe des x à une profondeur  $z_0$  produit un courant dirigé vers le nord plus faible au-dessus de  $z_0$  qu'en dessous. Il demeure important de mentionner que cette notion ne permet que de déterminer le champ de vitesse relatif associé à un fluide. Afin de déterminer le champ de vitesse absolu, d'autres méthodes sont nécessaires. Dans le cadre de ce mémoire, l'utilisation de ce principe n'a pour unique but que de décrire la circulation interne des structures à l'étude tout en n'accordant que peu d'importance aux valeurs réelles de courant. Dans ces conditions, l'approximation du vent thermique constitue donc un outil efficace.

#### 3.1.3 Conservation de la vorticité potentielle

L'effet d'une compression ou d'un étirement d'un volume de fluide permet aussi d'induire un mouvement à l'intérieur de ce volume. Par exemple, considérant un fluide barotrope d'une hauteur H, il est alors possible d'en déduire à partir du système d'équations 3.3 le principe de conservation de la vorticité potentielle (Pond & Pickard, 1983).

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{\zeta+f}{H}\right) = 0 \tag{3.6}$$

où  $\zeta$  est défini comme étant la vorticité relative :  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ .

Ainsi, en négligeant l'effet de la vorticité planétaire  $\left(\frac{\partial f}{\partial t}=0\right)$ , l'étirement (compression) de la hauteur (*H*) d'un volume de fluide produira une augmentation (diminution) de la vorticité relative du fluide, induisant ainsi une circulation cyclonique (anticyclonique) au fluide.

#### 3.1.4 Rayon de Rossby

Le rayon Rossby ou rayon de déformation de Rossby constitue une unité de grandeur importante utile à l'étude des processus de méso-échelle. Dans un référentiel en rotation comme celui de notre Terre, cette grandeur permet de fixer un ordre de grandeur à partir duquel les effets de la rotation du référentiel deviennent aussi importants que le gradient de pression. Règle générale, le rayon de Rossby peut être subdivisé en deux catégories de rayons distincts (interne ou externe) selon le type de fluide à l'étude. La première catégorie correspond au rayon externe de Rossby qui s'applique à un fluide barotrope et est déterminé par la relation suivante :

$$L_{RE} = \frac{(gD)^{1/2}}{f_0}$$

où g correspond à l'accélération gravitationnelle, D la profondeur du fluide et  $f_0$  le paramètre de Coriolis.

La seconde catégorie s'applique à un fluide barocline et correspond aux rayons de déformations internes de Rossby. Dans ce cas particulier, un rayon de déformation interne de Rossby est associé à chacun des modes propres d'oscillations baroclines du fluide. Pour ce mémoire, nous n'insisterons pas sur les différents modes et n'utiliserons que le rayon associé au premier mode d'oscillation qui correspond au rayon de plus grande importance. De façon mathématique, ce rayon est définit par la relation suivante :

$$L_{RI} = \frac{NH}{f_0}$$

où N est la fréquence de Brunt-Väisälä; H, une hauteur caractéristique du milieu et  $f_0$  le paramètre de coriolis.

Pour l'ensemble du mémoire, uniquement le rayon de déformation interne de Rossby du premier mode sera considéré et l'appellation «rayon de Rossby» y sera associée.

#### 3.1.5 Fréquence de Brunt-Väisälä

Dérivée de la seconde loi de Newton, la fréquence de Brunt-Väisälä correspond à la fréquence d'une onde de gravité interne dans un fluide et permet de décrire la stabilité d'un milieu en fonction de sa stratification. Cette propriété d'un fluide est décrite mathématiquement à l'aide de l'expression suivante :

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z}}$$
(3.7)

où  $\rho_0$  correspond à la densité caractéristique du fluide à l'étude. g l'accélération gravitationnelle et z la profondeur à laquelle elle se retrouve. La fonction  $\rho(z)$  décrit la variation de la densité en fonction de la profondeur.

Ainsi, lorsque  $N^2 > 0$ , la stratification du milieu est considérée comme étant stable, car la densité du fluide s'accroit en fonction de la profondeur  $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} < 0\right)$ . Dans ces conditions, une parcelle de fluide déplacée verticalement tendra à retourner vers sa position initiale suite à l'effet de la gravité et de la poussée d'Archimède. Le cas  $N^2 = 0$  correspond quant à lui à l'approximation barotrope où la densité est constante sur tout la colonne d'eau  $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} = 0\right)$ . À l'intérieur de ce type de milieu, le déplacement vertical d'une parcelle de fluide n'aura aucune influence sur celle-ci qui demeurera à sa position perturbée. Finalement, la stratification sera considéré instable lorsque  $N^2 < 0$ . Dans ce cas, le profil de

densité observé est inversé, ce qui signifie qu'un fluide plus dense est présent au-dessus d'un fluide moins dense  $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0\right)$ . Ainsi, une parcelle de fluide déplacée vers le haut se retrouvera entourée d'un fluide plus dense. Or, sous l'effet de la poussée d'Archimède, cette parcelle de fluide ayant une flottabilité supérieure au fluide environnant de même profondeur sera alors repoussée toujours plus haut vers la surface et par conséquent tendra à s'éloigner de sa position initiale. Ce type de comportement est caractéristique d'un milieu instable. La convection produite à la surface des océans par la formation de glace ou par l'évaporation peut avoir pour effet d'engendrer ce type de milieu instable.

#### 3.1.6 Anomalie de hauteur dynamique maximale

L'anomalie de hauteur dynamique maximale (AHDM) est utilisée au cours de ce mémoire afin de pouvoir quantifier l'impact de la présence des structures cohérentes sur le profil de densité. La méthode employée reproduit celle utilisée par Pickart *et al.* (2005)[Fig. 13]. Cependant, par souci de synthèse, nous ne présentons dans ce travail que la variation maximale observée. Pour ce faire, nous utilisons avant tout la hauteur dynamique qui est définie mathématiquement selon l'expression suivante :

$$D = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{\rho} dp$$
 (3.8)

Cette mesure est directement associée à l'inverse de la densité moyenne de la colonne d'eau entre les pressions  $p_1$  et  $p_2$ . Ainsi, un profil ayant une densité moyenne plus faible sera associé à une hauteur dynamique plus élevée. Connaissant cette particularité, il devient alors possible d'utiliser la hauteur dynamique afin de permettre de quantifier l'effet de la présence d'une structure cohérente sur le profil de densité d'un milieu. Cet outil permet par le fait même de mesurer de façon systématique la puissance associée à une structure. Lorsque la topographie dynamique associée à une structure est connue, elle peut aller plus loin en permettant de déterminer les courants géostrophiques associés à la structure (exemple Pickart *et al.*, 2005).

Dans le cadre de ce mémoire, la variation spatiale ne peut être connue puisque les données utilisées ne décrivent qu'une variation temporelle des paramètres de la colonne d'eau en un point géographique fixe. Par conséquent, il ne peut être possible de déterminer par géostrophie les courants associés aux structures observées. Cependant, il demeure néanmoins possible de quantifier l'impact

de ces structures sur le profilé de densité de même que la puissance associée à ces structures. Par conséquent, nous étudierons plus particulièrement la variation temporelle de la hauteur dynamique et en retiendrons plus particulièrement l'anomalie de hauteur dynamique maximale engendrée par la présence de la structure cohérente. Le calcul de cette anomalie est effectué à partir du calcul suivant :

$$AHDM = D_{struc} - \left(\frac{D_a + D_b}{2}\right) \tag{3.9}$$

où  $D_{struc}$  correspond à la hauteur dynamique maximale observée à l'intérieur de la structure.  $D_a$  et  $D_b$  sont quant à eux la hauteur dynamique observée avant et après le passage de la structure.

Pour chacune des observations, la position des pressions de référence  $p_1$  et  $p_2$  sont respectivement choisies comme étant la limite supérieure de la structure où la présence de celle-ci n'a aucun effet sur le profil de densité  $(p_1)$  et la profondeur associée au centre de la structure observée  $(p_2)$ . Dans certains cas, l'effet de la présence de la structure sur le profil de densité est observé jusqu'à la limite supérieure du profil à proximité de la surface. Dans ces conditions, la pression  $p_1$  utilisée correspond à la pression associée à la plus faible profondeur mesurée. Le même intervalle de pression  $[p_1p_2]$  est utilisé pour le calcul des hauteurs dynamiques  $D_{struc}$ ,  $D_a$  et  $D_b$ . Un exemple complet du calcul de l'anomalie de hauteur dynamique maximale tel qu'effectué dans ce mémoire est présenté à l'annexe 2.

#### 3.1.7 Vortex de Rankine

Le vortex de Rankine (Saffman, 1992) est une approximation théorique permettant de décrire la variation du champ de vitesse associée à un tourbillon présent à l'intérieur d'un fluide réel et visqueux. Parfois appliqué dans le domaine de l'atmosphère, ce modèle constitue aussi un très bon outil pour décrire la variation spatiale des courants associés au passage d'un tourbillon marin près d'une station de mesure fixe (Lilly & Rhines, 2002; Timmermans *et al.*, 2008; Aagaard *et al.*, 2008). Ce modèle simple considère le vortex comme étant composé de deux parties distinctes. Une première partie interne présente entre  $0 < R < R_0$ , décrit une rotation solide ( $V(r, \theta) \propto r$ ), où le rayon  $R_0$  est à la distance par rapport au centre du tourbillon pour lequel une vitesse maximale est atteinte. La deuxième partie du vortex située à l'extérieure du noyau solide ( $R_0 < R$ ) présente une vitesse de courant variant selon l'inverse du rayon ( $V(r, \theta) \propto \frac{1}{r}$ ). Ce type de variation est basé sur la conservation du moment angulaire

(*rV*). En coordonnée cylindrique, ce modèle mathématique peut être représenté à l'aide de l'expression suivante :

$$v(r) = \begin{cases} V_0 \frac{r}{R_0} & : r \leq R_0 \\ V_0 \frac{R_0}{r} & : r > R_0 \end{cases}$$
(3.10)

Les méthodes de mesure en océanographie ne permettent généralement d'obtenir qu'une coupe plus ou moins parfaite d'un tourbillon marin, soit à l'aide de sections ou bien à l'aide d'un appareil ancré à une position fixe au-dessus de laquelle le tourbillon sera advecté. Dans ces conditions, il demeure impossible d'observer l'entièreté tridimensionnelle d'un tourbillon, mais bien qu'une simple coupe de celui-ci. Ainsi, l'utilisation du vortex de Rankine permet de représenter de façon idéalisée la variation spatiale du champ de vitesse associé au tourbillon observé et, par le fait même, d'en déduire certaines de ses caractéristiques (trajectoire, points de référence,etc.). La figure 3.1 présente différentes coupes d'un même tourbillon selon la position de la section transversale observée.



Figure 3.1 – Diagramme présentant trois coupes possibles d'un tourbillon idéalisé de Rankine. Les trois graphiques inférieurs décrivent la variation spatiale du champ de vitesse le long de chacune des sections.

#### **3.1.8** $\delta^{18}O$

La signature  $\delta^{18}O$  permet de comparer le rapport des concentrations isotopiques des isotopes stables  ${}^{16}O$  et  ${}^{18}O$  d'un échantillon d'eau par rapport à un standard établi. Le calcul de cette signature est effectué à l'aide de l'équation suivante :

$$\delta^{18}O = \left[\frac{\binom{18_O}{16_O}_{ech}}{\binom{18_O}{16_O}_{std}} - 1\right] \cdot 1000$$
(3.11)

où le résultat obtenu est exprimé en partie pour mille et les indices associés à chacune des fractions correspondent à la valeur du rapport des concentrations isotopiques obtenues pour un échantillon quelconque (*ech*) et un échantillon standard (*std*). Pour les mesures présentées dans ce travail, l'échantillon standard utilisé provient du «Vienna Standard Mean Ocean Water» (VSMOW).

De manière générale, la signature  $\delta^{18}O$  constitue un important traceur en chimie de l'océan afin de déterminer l'origine d'une eau. La variation de cette signature dans l'eau est en majeure partie causée par les phénomènes d'évaporation et de condensation de la vapeur d'eau qui favorisent le transport de la vapeur d'eau associé à un isotope <sup>16</sup>O vers les hautes latitudes (Emerson & Hedges, 2008). C'est pourquoi il est possible d'observer aux hautes latitudes des eaux météoriques ayant une très faible signature  $\delta^{18}O$ . Pour le golfe d'Amundsen, le fleuve Mackenzie constitue la plus importante source d'eau météorique de la région et est associée à une signature  $\delta^{18}O$  de l'ordre de -22 (Macdonald *et al.*, 1989). Les eaux Atlantiques présentes plus en profondeur dans l'océan Arctique sont pour leur part caractérisées par une signature de 0.3 (Macdonald *et al.*, 1989). Cette importante différence a pour effet d'induire une grande variabilité de la signature  $\delta^{18}O$  qui lorsque jumelé à la salinité, constitue un important traceur des eaux météoriques.

En temps normal, la variation de  $\delta^{18}O$  en fonction de la salinité s'effectue de façon linéaire le long de ligne de mélange reliant les eaux météoriques et atlantiques (figure 3.2). Par contre, l'effet de la formation et de la fonte de glaces de mer en surface induit un déplacement latéral de la signature  $\delta^{18}O$ -S d'une masse d'eau, l'éloignant ainsi de la droite de mélange. En un premier lieu, la formation de glace en surface a pour effet d'éliminer une majeure partie du sel des eaux nouvellement transformées en glace. Ce surplus de sel que l'on appelle saumure est alors rejeté sous la glace, ce qui a pour



Figure 3.2 – Synthèse des phénomènes pouvant modifier la signature  $\delta^{18}O$ -S des eaux Arctiques. [Inspiré de Macdonald *et al.* (1989)]

effet d'augmenter la salinité des eaux de la couche de mélange. Cette augmentation de la salinité n'a cependant qu'un effet négligeable sur la signature  $\delta^{18}O$ . Dans ce cas, une eau soumise à un rejet de saumure subi un déplacement latéral vers la droite à l'intérieur d'un diagramme  $\delta^{18}O$ -S (figure 3.2). L'eau contenue à l'intérieur de la glace subit quant à elle l'effet inverse et effectue un déplacement vers la gauche dans le diagramme  $\delta^{18}O$ -S (figure 3.2). Par conséquent, il est possible de conclure qu'une eau de mer soumise à la formation de glace présentera une signature  $\delta^{18}O$ -S bien différente des eaux de même salinité n'ayant pas été soumises au même processus.



Figure 3.3 – Représentation d'une observation idéalisée d'un tourbillon anticyclonique (a) et cyclonique (b) à l'intérieur d'une section de densité. Les lignes noires correspondent à des isolignes de densité. Une coupe (ligne grise pointillée sur la figure du haut) de chacune des structures est représentée en dessous. En bleu est représentée la variation de la densité et en rouge la variation de la vitesse en direction nord.

## 3.2 Définitions et terminologie

#### 3.2.1 Propriétés et caractéristiques des tourbillons marins

Les tourbillons marins présents à l'intérieur des océans sont littéralement l'équivalent océanique des tempêtes tropicales. Ces vortex d'un rayon allant de 10 à 500 km de diamètre peuvent survivre de quelques jours à plusieurs mois et sont associés à des vitesses de courant pouvant atteindre plus de  $1.5 m s^{-1}$  (Backus *et al.*, 1981).

La présence d'une telle structure dans l'océan a pour effet de grandement modifier les propriétés de la colonne d'eau, particulièrement son profil de densité. En effet, la présence d'une circulation anticyclonique (horaire dans l'hémisphère nord) a pour effet de réduire localement la stratification. À l'intérieur d'une série temporelle ou spatiale de profils CTD, l'observation d'une telle structure est associée à un éloignement local des isolignes de densité (figure 3.3 a). Une circulation inverse (tourbillon cyclonique) produit pour sa part l'effet opposé et donc un rapprochement des isolignes de densité (figure 3.3 b).

Cette interdépendance entre la circulation interne d'un tourbillon et son influence sur le profil de densité peut être expliquée grâce au principe de vent thermique qui affirme qu'une variation horizontale

de la densité a pour effet d'induire une variation verticale du champ de vitesse horizontal. Prenons pour exemple un tourbillon de type anticyclonique tel que représenté à la figure 3.3a. Dans des conditions réelles, ce tourbillon est soumis à divers courants barotropes et baroclines. Cependant, afin de simplifier l'exemple, nous négligerons ces courants extérieurs et nous concentrerons uniquement sur les courants relatifs au tourbillon lui-même. Ainsi, en suivant la ligne pointillée de gauche à droite présente sur la figure 3.3a, nous observons en un premier lieu une augmentation de la densité. Selon le principe de vent thermique, une telle augmentation a pour effet d'induire un cisaillement des courants dirigés dans la direction nord (y positif) de manière à ce que les courants présents au-dessus de la ligne pointillée soient inférieurs à ceux présents dessous. Ainsi, nous pouvons conclure de ce raisonnement que les courants relatifs au tourbillon étant nuls au-dessus de celui-ci tendent à augmenter plus en profondeur jusqu'à atteindre une vitesse maximale à la profondeur d'équilibre, soit la profondeur à laquelle la densité interne du tourbillon est égale à la densité externe et où par conséquent le vent thermique est nul. En descendant plus profondément sous cette profondeur, nous observons une diminution des courants vers le nord étant donné que les eaux internes du tourbillon sont d'une densité plus faible que les eaux environnantes ( $\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial y} < 0$ ). De retour à ligne pointillée, l'augmentation de la densité est suivie par une zone centrale où la densité varie très peu horizontalement. Cette faible variation a pour effet, selon le principe de vent thermique, de diminuer le gradient vertical de vitesse qui a pour effet de faire tendre vers zéro tout courant relatif au tourbillon. Puis, plus à l'est du tourbillon, une diminution de la densité est observée sur le plan horizontal, ce qui produit un courant vers le sud (y négatif) à l'intérieur du tourbillon. Encore une fois, les courants relatifs au tourbillon sont nuls au-dessus de celui-ci et tendent à augmenter vers la direction sud en descendant plus en profondeur pour finalement atteindre une vitesse maximale à la profondeur d'équilibre. Ces courants tendront à diminuer sous la profondeur d'équilibre de manière à tendre vers une vitesse nulle relative au tourbillon. Finalement, toujours en continuant vers l'est le long de la ligne pointillée, la diminution de la variation de densité horizontale a pour effet de réduire la vitesse des courants associés au tourbillon qui finalement tendent vers zéro à l'extérieur de celui-ci. La figure 3.4 présente de façon visuelle la variation verticale des vitesses de courants dirigés vers le nord à l'intérieur d'un tourbillon anticyclonique tel qu'il vient d'être décrit précédemment. Cet exemple décrit le cas typique d'un tourbillon anticyclonique présent sous la surface. Un raisonnement similaire peut être appliqué à un tourbillon de type cyclonique.



Figure 3.4 – Variation verticale de la vitesse des courants dirigés vers le nord au sein d'un tourbillon anticyclonique. Schéma de gauche : isolignes de densité présentant une coupe d'un tourbillon effectuée parallèlement à l'orientation est-ouest tout comme il est effectué à la figure 3.3. Schéma de droite : coupes verticales effectuées respectivement à l'ouest du centre du tourbillon (vert), au centre du tourbillon (bleu) et à l'est du centre du tourbillon (rouge).

Certains tourbillons sont présents à la surface des océans [Surface-Intensified Eddies] (Pickart *et al.*, 2005). Dans ce cas particulier, uniquement la partie inférieure présente sous la profondeur d'équilibre tel que présenté à la figure 3.3 peut être considérée. De façon générale, le comportement de ces structures est similaire à ce qui fût tout juste décrit au paragraphe précédent.

Ces tourbillons marins sont donc bien particuliers d'un point de vue océanographique, notamment en raison des forts courants qui leur sont associés qui dans certains cas, peuvent atteindre des vitesses supérieures à 0.60  $m s^{-1}$  (Manley & Hunkins, 1985), ce qui est de loin supérieur aux courants normalement observés dans l'océan Arctique qui sont plutôt de l'ordre de 0.10  $m s^{-1}$ . L'analyse des données de courants obtenues lors du programme AIDJEX à l'intérieur de la mer de Beaufort témoigne aussi de l'importante quantité d'énergie associée à ces structures. En se basant sur ces données, Manley & Hunkins (1985) affirment que près de 60% de l'énergie cinétique présente entre 30 et 200 m de profondeur à l'intérieur de la mer de Beaufort est associée à la présence de ces tourbillons marins

Un autre aspect très particulier de ces tourbillons est que très peu d'interactions ont lieu entre les eaux internes et externes des tourbillons. Cette particularité est en majeure partie dû au fait que ces structures sont associées à une vorticité potentielle interne très différente des eaux externes. Sachant qu'une masse d'eau présente en profondeur ne peut être altérée par les conditions de surface, il est possible de conclure que les eaux internes de ces structures ne peuvent être modifiées que par contact avec d'autres eaux de même densité et de même vorticité. Or, puisque ces structures sont associées à de très forts courants circulaires produisant une importante vorticité relative, il est possible de conclure que très peu d'échanges sont possibles entre les eaux internes et les eaux environnantes de faible vorticité relative. Par conséquent, nous pouvons considérer que les propriétés internes des eaux d'un tourbillon sont directement reliées au processus de formation et/ou au milieu d'origine où la structure fut produite (Manley & Hunkins, 1985; Pickart *et al.*, 2005; Nikolopoulos *et al.*, 2009).

Les appellations « tourbillon froid » et « tourbillon chaud » sont régulièrement utilisées dans la littérature scientifique afin de désigner respectivement les tourbillons cycloniques et anticycloniques observés à la surface des océans des faibles latitudes. Or, cette appellation est basée sur le fait que la densité des eaux de ces régions est fortement influencée par la température et de façon bien moindre par la salinité. Ainsi, sachant qu'une circulation cyclonique à la surface a pour effet de remonter les eaux plus denses vers la surface, un tourbillon cyclonique est alors associé à la présence d'eaux froides en surface. L'inverse est observé pour un tourbillon anticyclonique qui transporte des eaux moins denses et par conséquent plus chaudes. Cette appellation ne peut cependant pas s'appliquer aux régions polaires comme l'océan Arctique où la densité de l'eau de mer n'est que très peu influencée par la température. Dans ces conditions, la température interne d'un tourbillon n'a aucune influence sur le sens de circulation de celui-ci et donc les appellations «tourbillon chaud » et « tourbillon froid » ne permettent que de décrire la température interne de ces structures, le sens de la circulation étant pour sa part décrit par les termes «cyclonique» et «anticyclonique».

#### 3.2.2 Observation

Les connaissances acquises à la section précédente permettent d'établir certaines conditions qui nous permettront de confirmer si oui ou non, un tourbillon est bien observé à l'intérieur d'une série temporelle de profils de température-salinité. Une première caractéristique très particulière de ces tourbillons marins est l'effet de ces structures sur le profil vertical de densité du fluide (figure 3.3). Ainsi, l'observation d'un tourbillon marin à l'intérieur d'une série temporelle sera caractérisée par une importante variation de l'espacement dans le plan vertical entre les isolignes de densité. Lorsque ces isolignes tendent à se rapprocher (éloigner), la structure observée est alors associée à une circulation cyclonique (anticyclonique). Une seconde particularité des tourbillons est les forts courants qui leur sont associés. Ces courants sont circulaires et peuvent être bien supérieurs aux courants normalement ob-

servés dans la région. La variation de ces courants à l'intérieur de la structure peut être représentée de façon idéalisée grâce au modèle de Rankine (sec. 3.1.7).

Ces deux particularités des tourbillons marins sont donc nécessaires afin de clairement démontrer que les structures observées à l'intérieur de la colonne d'eau soient bien issues de la présence de tourbillons marins. Or, il n'est pas toujours possible d'obtenir l'observation simultanée d'une structure de densité caractéristique d'un tourbillon et des courants qui lui sont associés. Dans ce cas, afin de clarifier le type d'observation discuté, les appellations suivantes sont utilisées à l'intérieur de ce mémoire :

**Structure cohérente.** Cette appellation est associée à l'ensemble des observations de structures océanographiques observées à l'intérieur du golfe d'Amundsen pour lesquelles une variation de l'espacement entre les isolignes de densité est observé. Cette variation doit être similaires à celle obtenue lors du passage d'un tourbillon marin. De plus, afin d'être considérée, l'observation d'une telle structure cohérente devra respecter les critères d'identification énumérés au tableau 4.1.

**Tourbillon** Bien que l'unique observation de la variation du profil de densité peut être considérée comme étant suffisante pour l'identification d'un tourbillon (Timmermans *et al.*, 2008; Pickart *et al.*, 2005), les critères utilisés dans ce présent mémoire sont plus nombreux et nécessitent à la fois une série de profils de densité et une série temporelle de courant. Ainsi, afin d'être considérée comme étant bien reliée à la présence d'un tourbillon marin, une structure cohérente doit être associée à d'importants courants supérieurs à ceux de la région environnante (>  $0.10 \ ms^{-1}$ ) et dont le comportement du courant au cours du temps peut être expliqué à l'aide du modèle idéalisé de vortex de Rankine.

## 3.3 Mécanismes de formation

La présente section expose quelques-uns des nombreux mécanismes les plus susceptibles de créer les tourbillons observés à l'intérieur de la mer de Beaufort.

#### 3.3.1 Instabilité

De facon générale, l'effet d'une faible perturbation sur un milieu n'a que peu de conséquences sur celui-ci. Dans certains cas, cette perturbation sera atténuée de manière à revenir à la configuration initiale. Alors, le milieu sera considéré comme étant stable. Dans d'autres conditions, la perturbation demeurera stable et ne sera pas affectée par le milieu. Ce comportement est caractéristique d'un milieu neutre. Cependant, pour certaines conditions, une perturbation initiale de faible amplitude peut tendre à s'amplifier au cours du temps et avoir pour effet d'apporter d'importantes modifications au milieu. Dans ces conditions, le milieu est considéré comme étant instable à ce type de perturbation et est donc propice à la formation d'instabilités. De manière plus formelle, une instabilité est définie en mécanique des fluides comme étant une croissance spontanée d'une perturbation initialement de faible amplitude. Dans les océans, la formation d'une telle instabilité se traduit par le développement d'une onde initialement de faibles amplitudes (< 1 m) et qui au fil du temps, tend à s'accroître en amplitude jusqu'à atteindre une dimension parfois supérieure à plusieurs kilomètres. Plusieurs types d'instabilités sont possibles, parmi celles-ci nous n'en retiendrons que deux types nommés respectivement des instabilités barotropes et baroclines. Ces types d'instabilité sont d'un important intérêt pour ce mémoire puisqu'elles permettent la formation de tourbillons marins. Pour de plus amples renseignements ainsi que pour un aperçu complet du développement mathématique en lien à la formation de ces instabilités, le lecteur est invité à parcourir les ouvrages suivants : Leblond & Mysak (1977), Gill (1982), Pedlosky (1987), Cushman-Rdoisin & Beckers (2011) et Senneville (1995).

**L'instabilité barotrope** est caractéristique d'un milieu barotrope où la densité du fluide n'est qu'uniquement fonction de la pression. Ainsi, considérant le concept de vent thermique, l'absence de variation horizontale de la densité sur les surfaces de même pression d'un fluide a pour effet d'éliminer toutes variations verticales du champ moyen de vitesse horizontale, ce qui a par le fait même pour effet d'éliminer toutes variations verticales du champ de vitesse vertical  $\left[\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial v}{\partial z} = 0\right]$ . Or, considérant que les



Figure 3.5 – Simulation numérique présentant la formation d'une série de tourbillons produits par des instabilités barotropes causées par un cisaillement horizontal des courants dans un milieu barotrope. Le code couleur utilisé décrit la vorticité du milieu. Ainsi les zones blanches sont associées à une vorticité nulle. La couleur bleue est associée à une vorticité négative, ce qui signifie que le fluide tend à effectuer une rotation dans le sens horaire. À l'opposé, la couleur rouge correspond à une vorticité positive (circulation antihoraire). La simulation utilisée provient de Cushman-Rdoisin & Beckers (2011).

vitesses verticales doivent être nulles à la surface et au fond du fluide, l'approximation géostrophique a donc comme conséquence d'éliminer tous courants verticaux dans un fluide (w = 0). Par conséquent, l'unique source d'énergie à partir de laquelle le développement d'instabilité peut être effectué correspond à l'énergie cinétique des courants horizontaux.

Concrètement, la production d'une instabilité barotrope se produit lorsqu'un cisaillement horizontal des courants horizontaux est présent à l'intérieur d'un fluide (Cushman-Rdoisin & Beckers, 2011, Chap. 10.1). Ce cisaillement a pour effet d'induire un gradient de vorticité relative ( $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ ) et donc un gradient de vorticité potentielle ( $PV = \zeta + f$ ). De façon générale, une onde présente dans ce gradient de vorticité sera distortionnée et détruite en raison du cisaillement des courants. Cependant, lorsque la vitesse de propagation de l'onde coïncide avec la vitesse du courant en un point donné, ce point devient alors critique et permet typiquement un important transfert de l'énergie cinétique associée au courant vers l'onde. Cette onde à laquelle l'énergie est transférée tend à s'amplifier au cours du temps jusqu'à pouvoir permettre une importante modification du courant de manière à permettre la création de méandres et de tourbillons. La figure 3.5 présente un exemple d'instabilités barotropes obtenues à l'aide d'un modèle numérique. Cushman-Rdoisin & Beckers (2011) présentent un développement mathématique complet permettant de déterminer quelles sont les conditions nécessaires afin de permettre cet important transfert d'énergie cinétique vers l'onde.



Figure 3.6 – Modèle à deux couches de densités différentes et à l'interface non-rigide.

Les instabilités baroclines sont présentes à l'intérieur d'un milieu barocline où les surfaces de même densité sont inclinées et non parallèles aux surfaces de même pression. La densité du fluide n'est donc pas uniquement fonction de la pression, mais est aussi influencée par d'autres variables qui dans le cas de l'eau de mer sont la salinité et la température. Cette inclinaison des surfaces de même densité a pour effet d'augmenter l'énergie potentielle associée au système, laquelle étant à l'origine de la formation des instabilités baroclines. Ainsi, la formation de ces instabilités permet un transfert d'énergie potentielle en énergie cinétique, ce qui a pour effet d'affaiblir l'inclinaison des surfaces de même densité et d'ainsi stabiliser le système. Ce type d'instabilité est régulièrement observé dans l'atmosphère où il est notamment à l'origine de la formation des tempêtes tropicales. La même chose est aussi présente dans les océans tel l'océan Atlantique où la production de ces instabilités est à l'origine des tourbillons marins associés au Gulf Stream (Backus *et al.*, 1981). La description de ce type d'instabilité étant fastidieuse et complexe, nous ne nous limiterons qu'à une explication sommaire du phénomène. Le lecteur est invité à parcourir l'ouvrage de Cushman-Rdoisin & Beckers (2011)[Chap. 17] afin d'obtenir une explication plus détaillée du mécanisme à la base de la formation des instabilités baroclines, de même que de l'analyse mathématique de ce phénomène.

Conceptuellement, ce type d'instabilité plus complexe que l'instabilité barotrope peut être étudié à l'aide d'un modèle à deux couches tel que décrit par Cushman-Rdoisin & Beckers (2011). Chaque couche étant de densité différente et séparée par une interface non-rigide et inclinée (figure 3.6). L'inclinaison de l'interface a pour effet d'induire un gradient horizontal de densité et par le fait même un courant géostrophique en accord avec la notion de vent thermique (section 3.1.2). De plus, chacune des couches, comme dans un océan réel, propage des ondes de diverses longueurs d'onde qui peuvent avoir pour effet d'appliquer un mouvement latéral et infinitésimal à la colonne d'eau de manière à dépla-



Figure 3.7 – La présence d'une onde sinusoïdale se propageant à un vitesse c à l'intérieur d'une des deux couches d'eau a pour effet d'induire un déplacement latéral d'un volume d'eau. Ce déplacement produit une circulation cyclonique (b,d) ou anticyclonique (c,e) à l'ensemble de la colonne d'eau. Le sens de circulation induit est fonction de la transformation appliquée à la parcelle d'eau initiale. Ainsi, un étirement vertical du volume initial aura pour effet d'induire un mouvement cyclonique, alors qu'à l'inverse, une compression verticale d'un volume produit un mouvement anticyclonique. La variable  $\Omega$  décrit la vitesse de rotation angulaire associé au volume de fluide.

cer les eaux perpendiculairement au plan incliné (figure 3.7 a et f). Or, en réponse à ce déplacement, la parcelle d'eau est alors sujette à un(e) étirement (compression) vertical(e) (Fig 3.7 b-e). Ce mouvement a pour effet d'induire, par conservation de la vorticité potentielle, un mouvement de rotation qui est selon la transformation appliquée anticyclonique (compression) ou cyclonique (étirement).

Utilisons comme exemple la figure 3.7 b. Pour ce cas, le déplacement d'une parcelle d'eau ayant initialement une vorticité relative nulle ( $\Omega = 0$ ) vers un environnement dont la hauteur de la colonne d'eau est plus importante a pour effet d'étirer le volume. Or, par conservation de la vorticité potentielle, cet étirement du volume d'eau a pour effet d'augmenter sa vorticité relative afin de conserver un rapport  $\frac{\zeta+f}{H}$  constant ( $\Omega > 0$ ). De façon mathématique, ce phénomène peut être interprété à l'aide de l'équation suivante :

$$PV(t) = PV(t + \Delta t)$$
$$\frac{f}{H} = \frac{\Delta \zeta + f}{H + \Delta H}$$

De plus, l'interface entre les deux couches étant non rigide, l'effet de cet étirement est aussi ressenti dans la couche inférieure où une circulation cyclonique est aussi initiée. Par conséquent, le déplacement latéral d'un volume de fluide dans la couche inférieure ou supérieure a pour effet d'induire un mouvement circulaire cyclonique (anticyclonique) à l'ensemble de la colonne d'eau sous l'effet de l'étirement (compression) de la colonne d'eau.

Ce type de mouvement, par lui-même, ne permet que de développer une onde de vorticité qui ne tend pas à s'accroître avec le temps. Cependant, dans un système faiblement perturbé, ces étirements et compressions des couches d'eau apparaissent un peu partout et ont pour effet de créer une importante distribution de minuscules tourbillons dans l'ensemble de la colonne d'eau pouvant interagir les uns avec les autres. Dans certaines conditions, cette interaction peut agir de façon constructive de manière à permettre l'accroissement de la perturbation initiale, déformant ainsi le courant intial de manière à éloigner le système de son état initial. Ces déformations permettront éventuellement la formation de méandres et voir même de tourbillons.



Figure 3.8 – La production d'eau dense à l'intérieur d'une région libre de glace permet la formation d'un front salin au pourtour de la région qui, par équilibre géostrophique, tend à former un courant de type vent thermique.

#### 3.3.2 Phénomènes convectifs

Les phénomènes convectifs permettent aussi la formation de tourbillons. Dans l'océan Arctique, cette convection est surtout rattachée à la formation de glace près de la surface alors que pour les régions de plus faible latitude, c'est plutôt l'évaporation. L'eau de mer présente en surface de l'océan Arctique a généralement une salinité supérieure à 25. Or, la salinité de la glace de mer est pour sa part bien inférieure et se situe généralement entre 5 et 10. Par conséquent, lorsque la glace de mer est formée, une importante quantité de sel est rejetée vers l'océan et a pour effet de densifier les eaux de surface. Lorsque le taux de formation de glace est important, ces eaux salées près de la surface deviennent plus denses que les eaux situées en dessous, ce qui rend la colonne d'eau instable. En conséquence, les eaux nouvellement denses se mettent à couler en profondeur afin de rejoindre un niveau d'équilibre où la densité est la même. À la surface ces eaux sont remplacées par des eaux moins salées qui verront à leur tour leur densité augmenter par le rejet de sel et finalement couleront plus en profondeur. C'est ce mécanisme qui est appelé convection est dite peu profonde lorsqu'elle n'affecte qu'une partie de la colonne d'eau. Dans le cas contraire, cette convection est dite profonde, car elle eut un effet sur l'ensemble de la colonne d'eau.

De manière générale, la formation de tourbillons marins par des phénomènes convectifs se produit lorsqu'une région soumise à de la convection présente une colonne d'eau beaucoup plus dense que les eaux environnantes. Ainsi, un front salin se forme au pourtour de la région convectée et, par le fait

même, un courant de type vent thermique est alors produit par équilibre géostrophique (figure 3.8). Or, comme discuté à la section précédente, ce type de configuration est propice à la formation d'instabilités baroclines qui à leur tour permettent la formation de tourbillons. Ces tourbillons ainsi formés ont pour effet de transporter avec eux les eaux denses nouvellement formées hors de la région de convection.

Très importante dans les régions arctiques, ce phénomène l'est particulièrement dans le golfe d'Amundsen et le plateau Mackenzie où la présence de chenaux de glace et de polynies est régulièrement observée (Galley, 2009). Considérant la présence de ces milieux à l'intérieur de la banquise de la région d'étude et sachant que certains mécanismes de formation de tourbillons sont rattachés à ces types de milieux (Chapman & Gawarkiewicz, 1995; Smith IV *et al.*, 2002), il est possible de considérer que la convection par formation de glace puisse être une source de tourbillons dans le golfe d'Amundsen.

Les chenaux de glace sont des fractures à l'intérieur du couvert de glace qui présentent une absence ou une faible épaisseur de glace. Ces ouvertures sont généralement formées par la divergence du couvert de glaces causée par les vents et les courants de surface. Pouvant s'étaler sur plusieurs kilomètres et d'une largeur pouvant aller de quelques mètres à plusieurs kilomètres, ces brèches peuvent dans certains cas survivre pendant plusieurs jours consécutifs. Le golfe d'Amundsen est régulièrement associé à la présence de ces chenaux au cours de l'hiver, notamment le chenal de séparation circumpolaire qui fût le sujet d'étude du programme CFL au cours de l'hiver 2007-2008. Or, ces structures sont aussi associées à d'importants échanges thermodynamiques pouvant être jusqu'à 100 fois supérieurs à ce qui est observé dans les régions avoisinantes. Grâce à ces échanges, d'importantes quantités de glace sont ainsi formées, ce qui a pour effet de modifier les propriétés de l'eau présente sous les chenaux et d'induire une certaine convection près de la surface. Bush & Woods (1999), Smith IV et al. (2002) et Matsumura & Hasumi (2008) suggèrent que cette convection présente à l'intérieur des chenaux de glace peut permettre la production de tourbillons marins anticycloniques. Ces tourbillons ainsi formés en l'espace de quelques jours sont d'une dimension de l'ordre de 3 à 5 km, présents à la limite inférieure de la couche de mélange et sont associés une température interne près du point de congélation (Matsumura & Hasumi, 2008). Les résultats de simulations tels que présentés par Matsumura & Hasumi (2008) semblent démontrer que ces tourbillons peuvent survivre plus de 50 jours à l'intérieur de la colonne d'eau.

Les polynies sont des régions qui au cours de l'hiver devraient être associées à un important couvert de glace alors qu'au contraire, celles-ci présentent une faible épaisseur, voir même, une absence de glace. Ce phénomène est généralement causé par deux possibilités permettant chacune de produire un type de polynie. Le premier type étant les polynies de chaleur sensible qui peuvent être formées par une remontée des eaux profondes vers la surface (upwelling), la diffusion verticale de chaleur ou par de la convection. Chacun de ces phénomènes permet un transport de chaleur sensible vers la surface en provenance des profondeurs, ce qui a pour effet d'empêcher ou limiter la formation des glaces en surface. Le second type étant des polynies de chaleur sensible qui sont pour leur part causées par l'advection du couvert de glace hors de la polynie. Les eaux de surface étant très froides et libres de glace permettent alors une importante production de glace capable de modifier l'ensemble de la colonne d'eau.

Gawarkiewicz et Chapman (Chapman & Gawarkiewicz, 1995, 1997; Gawarkiewicz & Chapman, 1995; Chapman, 1999, 2000; Gawarkiewicz, 2000) effectuèrent une analyse de la dynamique associée à la formation des eaux denses de ces polynies en se basant sur différentes simulations numériques. Le résultat de ces simulations suggère que ces eaux denses formées à l'intérieur des polynies sont transportées latéralement à l'extérieur de la région soumise à la convection par la formation de tourbillons marins au pourtour de la polynie. Les tourbillons ainsi formés sont d'une dimension de l'ordre 15 à 30 kilomètres et possèdent une anomalie de densité parfois supérieure à 1  $kg m^{-3}$ . Cependant, bien que ces structures puissent être présentes sur les plateaux continentaux, l'interaction de celles-ci avec le plateau continental semble limiter leur transport vers le bassin intérieur. En effet, Gawarkiewicz (2000) analyse l'effet de la stratification et de la présence d'un talus continental sur le transport des tourbillons d'eau dense vers le large. L'analyse des résultats des simulations suggère que ces tourbillons tendent plutôt à demeurer sur le talus continental où ils forment un courant. Suite à ces résultats, Gawarkiewicz propose que d'autres processus permettent le transport des eaux denses des polynies du talus continental vers le bassin intérieur.

De façon générale, une eau dense formée par convection est facilement reconnaissable en raison de la faible température et des propriétés physicochimiques de celle-ci qui diffèrent des eaux environnantes. Tel que discuté à la section 3.1.8, la convection a d'importantes conséquences sur la relation  $\delta^{18}O - S$  et permet donc de déterminer si une eau fut modifiée par la formation de glace en surface.

Un phénomène similaire semble aussi observable pour ce qui est des concentrations en nutriments par rapport à la salinité (Macdonald *et al.*, 1989; Melling & Moore, 1995). Considérant ces particularités, il est possible de conclure qu'une eau ayant été soumise à de la convection localement sera caractérisée par des propriétés internes différentes des eaux de même salinité présente dans ce même milieu, mais n'ayant pas été soumises à la convection.



Figure 3.9 – Schéma de la formation d'un tourbillon par subduction de la couche de mélange près d'un front océanique. [Inspiré de Spall (1995)]

#### 3.3.3 Subduction de la couche de mélange

Spall (1995) propose que la subduction d'une parcelle d'eau de la couche de mélange à proximité d'un front de surface par la formation d'instabilités peut permettre la formation de tourbillons marins (figure 3.9). Lorsque la parcelle d'eau est transportée de l'autre côté du front de densité, celle-ci se met à couler plus en profondeur afin de rejoindre une profondeur d'équilibre où la densité des eaux environnantes est similaire. Cette subduction a pour effet d'induire un mouvement de compression à la parcelle d'eau qui par conservation de la vorticité potentielle tend à produire une circulation anticyclonique à l'intérieur de celle-ci. L'effet opposé est effectué de l'autre côté lorsqu'une parcelle d'eau passe d'un milieu profond vers la couche de mélange où un tourbillon cyclonique est alors formé.

Ce mécanisme de formation de tourbillons semble être à l'origine de tourbillons observés au nord de la mer de Beaufort (Timmermans *et al.*, 2008). Ces tourbillons d'un faible diamètre sont associés à une faible salinité (< 32) et une température près du point de congélation. En se basant sur la température, la salinité et la vorticité potentielles caractéristiques de ces structures, les auteurs montrent que les eaux internes de ces tourbillons sont similaires aux eaux de la couche de mélange présentes plus au nord de la mer de Beaufort. De ces observations, ces mêmes auteurs suggèrent que ces tourbillons observés puissent être formés à la limite sud de cette couche de mélange où un important front salin est présent.
### Chapitre 4

# Structures cohérentes observées pendant les programmes CASES et CFL

L'analyse des tourbillons marins présents à l'intérieur de l'océan Arctique nécessite un nombre important de données provenant de différents modes d'acquisition (mouillages, rosette, échantillonnage, etc.). Ainsi, afin d'établir une cohérence dans l'analyse de chacune de ces observations, une méthode fut développée et est présentée de façon schématique à la figure 4.1. Cette méthode permet d'effectuer une étude exhaustive de chacune des structures observées tout en s'assurant d'apporter une rigueur et une continuité à notre analyse. Dans cette optique, nous présentons d'abord les données utilisées, de même que la méthode selon laquelle celles-ci ont été obtenues. Par la suite, il sera question de la méthode de détection et d'analyse des structures cohérentes présentes à l'intérieur des séries temporelles de profils de salinité et de température. Finalement, nous présenterons les différentes classes de structures ayant été observées et discuterons de l'origine possible de ces dernières en nous basant sur leurs propriétés internes.



Figure 4.1 - Diagramme de traitement des données et d'analyse des structures observées

#### 4.1 Matériel et données

#### 4.1.1 Données utilisées

Comme mentionné au premier chapitre, les données utilisées dans le cadre de ce mémoire sont issues des campagnes d'échantillonnage des programmes CASES, CFL et ArcticNet. Ces campagnes ont permis d'obtenir un nombre considérable de profils salinité-température-profondeur pouvant être répartis en deux catégories distinctes. La première catégorie de profils a pour objectif d'étudier la variation spatiale de la colonne d'eau à l'intérieur du golfe d'Amundsen et près du plateau Mackenzie. Ces profils sont issus des phases mobiles des programmes CASES et CFL et sont répartis sur l'ensemble de la région d'étude sous forme de sections formant de grandes lignes droites. Or, la résolution de ces sections est généralement supérieure à 20 km et ne permet pas de résoudre les variations présentes à une plus faible échelle. Sachant que les tourbillons observés à l'intérieur de la mer Beaufort sont d'une dimension de l'ordre de 10 à 20 km de diamètre, nous ne considérerons donc pas cette catégorie de données pour l'étude de structure semblable dans le golfe d'Amundsen. Ce travail se base plutôt sur le second type de profils qui a pour objectif d'étudier la variation temporelle de la colonne d'eau en un point fixe. Ces données sont issues des phases stationnaires des programmes CASES et CFL durant lesquelles le navire était maintenu en position fixe ou laissé à la dérive. Une partie des données provient aussi de mouillages déployés par le programme ArcticNet au cours des années 2007-2008 à l'embouchure du golfe d'Amundsen. Les mesures obtenues témoignent de l'importante variabilité temporelle des propriétés de la colonne d'eau et permettent de résoudre de fortes variations associées au passage de tourbillons marins à proximité de la position d'étude. La figure 4.2 présente schématiquement l'ensemble des ressources utilisées dans le cadre de ce mémoire.

L'ensemble des données obtenues lors des programmes CASES et CFL provient de la rosette et du profileur acoustique par effet Doppler (Ship-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler, SM-ADCP) présent à bord du brise-glace canadien *Amundsen*. La rosette est une cage cylindrique tubulaire sur laquelle sont disposés différents appareils électroniques permettant de mesurer les propriétés de la colonne d'eau (profondeur, salinité, température, oxygène dissous, etc.). À ces appareils électroniques



Figure 4.2 – Schéma représentant l'ensemble des ressources qui ont été utilisées afin de mener à terme ce projet.

s'ajoutent aussi des bouteilles Niskin<sup>1</sup> qui permettent de recueillir des échantillons à différentes profondeurs dans la colonne d'eau de manière à permettre une analyse plus poussée en laboratoire des propriétés de la colonne d'eau (Nutriments,  $\delta^{18}O$ , carbone inorganique dissous (DIC), Baryum, Alcalinité totale (TA)). Selon les conditions de glace présentes en surface, la rosette est déployée du côté tribord du navire ou par le « moonpool » présent sous le navire.

Le SM-ADCP est quant à lui un profileur acoustique utilisant l'effet Doppler afin de mesurer la vitesse des courants présents sous le navire. Ainsi, l'appareil envoie tout d'abord une impulsion sonore ayant une fréquence connue, puis enregistre l'écho qui en retourne. À l'aide de l'effet Doppler, il est alors possible de déduire la vitesse et la direction des courants présents en profondeur en fonction de la différence de fréquence entre l'impulsion sonore émise et l'écho réfléchi.

En plus des données du navire, nous nous intéressons aussi aux données de mouillages dé-

<sup>1.</sup> Bouteille Niskin : La bouteille Niskin est une bouteille possédant une ouverture à chaque extrémité et qui est dotée d'un mécanisme permettant la fermeture de ses extrémités de manière à capturer et conserver l'eau présente à l'intérieure de la bouteille.

ployés à l'intérieur de la région d'étude par le programme ArcticNet au cours des années 2007-2008. Sur deux de ces mouillages, soit CA05MMP-07 et CA16MMP-07, était présent un « McLane Moored Profiler » (MMP). Cet appareil révolutionnaire a permis d'obtenir un profil vertical de salinité, de température et de fluorescence d'une partie de la colonne d'eau toutes les deux heures, et ce, pour une période de près d'un an. L'intervalle de profondeur mesuré à chacune des stations de mouillage était entre 40 et 130 m pour CA05MMP-07 et entre 40 et 190 m pour CA16MMP-07. Trois autres mouillages furent aussi déployés au même moment à proximité des mouillages MMP et en bordure du plateau Mackenzie, soit CA04-07, CA05-07 et CA16-07. Ces mouillages étaient équipés d'appareils fixes sur la ligne de mouillage capables de mesurer les propriétés T-S à une profondeur fixe, les courants (ADCP, courantomètre), le flux sédimentaire (pièges à sédiments) ainsi que l'épaisseur de glace sous la surface océanique (IPS).

Finalement, afin de vérifier les conditions atmosphériques présentes à la surface de la mer, nous nous baserons sur les résultats du modèle de réanalyse « North American Regional Reanalysis» (Mesinger *et al.*, 2006).

#### 4.1.2 Traitement des données

**Données du navire :** Le traitement et le contrôle de qualité appliqués à l'ensemble des données acquises par la rosette du navire lors des campagnes CASES et CFL est présenté en détail à l'intérieur des rapports Simard *et al.* (2010) [CASES] et Rail & Gratton (2011) [CFL]. En résumé, ce traitement consiste avant tout en un calcul de la salinité de la colonne d'eau en fonction de la température, la conductivité et la profondeur mesurées. Puis, une postcalibration des appareils de mesures est effectuée : la méthode par titration de Winkler est appliquée aux concentrations d'oxygène et les données de salinité sont comparées à des échantillons d'eau analysés par un autosalinomètre Guildline 8400B à bord du navire. Les données sont par la suite moyennées au mètre.

Les protocoles appliqués afin de permettre la mesure des concentrations de nutriments, du rapport  $\delta^{18}O$ , concentration en baryum(Ba), de l'alcalinité totale(AT) et du carbone inorganique dissous (CID) sont présenté dans les articles suivants : Tremblay *et al.* (2008)[nutriments], Thomas *et al.* (2011)[ $\delta^{18}O$  et Ba] et Shadwick *et al.* (2011)[CID et AT].

Quant aux données du SM-ADCP, bien que l'appareil fût présent à bord de l'Amundsen au cours du programme CASES, des problèmes techniques reliés à l'appareil lui-même ont rendu inutilisables les données récoltées (communication personnelle, Yves Gratton). Cependant, les données issues du programme CFL sont quant à elles bien disponibles. Somme toute, les données moyennées aux 10 minutes furent utilisées sur lesquelles, une analyse fut appliquée afin de retirer tous pics prononcés provoqués par la présence d'une donnée erronée à l'intérieur des profils de vitesse de courant. Une interpolation linéaire fut, par la suite, appliquée sur les données retirées.

**Mouillages :** L'ensemble du protocole de traitement des données de mouillages, exception faite des appareils MMP, est présenté à même les rapports Rail & Gratton (2011) et Guillot (2010).

L'utilisation des appareils MMP pour ce mémoire constitue une première application pour ce type d'appareils dans le cadre du programme ArcticNet. Il fut donc nécessaire de développer un protocole de contrôle de qualité afin permettre d'évaluer l'exactitude des données recueillies (Barrette & Gratton, 2012). En résumé, les données recueillies par les appareils furent comparées aux données provenant de la rosette du navire Amundsen qui séjourna durant tout l'hiver à l'intérieur du golfe d'Amundsen. Uniquement les profils de rosette se trouvant à une distance inférieure à 15 km des mouillages furent considérés. La comparaison des mesures obtenues démontre une bonne cohérence entre les différents appareils tout au long du déploiement des mouillages. Une seconde vérification fut tout de même effectuée en comparant les données provenant des MMPs aux mesures enregistrées par les appareils présents sur les mouillages voisins respectifs, soit CA05-07 et CA16-07 (figure 1.1). Pour ce qui est des mouillages CA16-07 et CA16MMP-07 distants de 4 km, la comparaison des mesures montre des valeurs très similaires. Par contre, les données provenant de CA05-07 et CA05MMP-07 ne démontrent pas d'aussi grandes similitudes. Ces différences sont en bonne partie dues à la distance séparant les mouillages qui est de 10 km, soit une distance supérieure au rayon de déformation interne de Rossby de la région d'étude (7-10 km). En nous basant sur ces résultats, nous pouvons donc conclure que les données recueillies par les MMP présents aux stations CA05MMP-07 et CA16MMP-07 sont de bonne qualité et peuvent être utilisées avec assurance au cours de ce mémoire.



Figure 4.3 – Exemple de contours de la salinité (couleurs et lignes). La structure identifiée par une flèche sous le graphique correspond à une des structures cohérentes observées par le MMP présent sur la ligne de mouillage CA16MMP-07 au cours de l'hiver 2008.

#### 4.2 Détection et caractérisation des structures

Tout comme pour Timmermans *et al.* (2008), la détection des structures cohérentes fut avant tout effectuée de façon visuelle par l'utilisation d'un contour de salinité<sup>2</sup> comme celui présenté à la figure 4.3. Suite à la détection visuelle des structures, une étude plus approfondie de chacune des observations est complétée à l'aide du logiciel « Ocean Data View 4 » (ODV) (Schlitzer, 2012) afin de vérifier si celles-ci respectent bien l'ensemble des conditions énumérées au tableau 4.1. Dans le cas contraire, les observations faisant défaut à une quelconque condition sont alors immédiatement rejetées. Par la suite, afin de ne considérer que les plus importantes structures observées, un second critère d'admissibilité basé sur l'anomalie maximale de hauteur dynamique occasionné par la présence de la structure à l'intérieur de la colonne d'eau est appliqué (voir section 3.1.6). Ainsi, uniquement les structures caractérisées par une anomalie maximale de hauteur dynamique supérieure ou égale à 0.004 dyn-m sont considérées. Le calcul d'anomalie de hauteur dynamique est effectué à l'aide du programme ODV.

<sup>2.</sup> À de faibles températures, la densité de l'eau de mer est fortement influencée par la salinité alors que la température n'agit que de façon négligeable.

#### Tableau 4.1 – Critères d'identification des structures cohérentes observées

- Une modification de l'espacement entre les isolignes de salinité dans le plan vertical doit être observée.
- La structure est observée à l'intérieur d'au moins trois profils successifs.
- La structure est caractérisée par une température interne relativement constante.
- Les isolignes de salinité doivent être déplacées d'au moins 10 m à l'intérieur de la colonne d'eau lors du passage de la structure à comparer à avant et après son passage.
- L'entièreté de la structure doit être observée.
- Un intervalle de 25h entre deux structures est nécessaire afin de considérer chacune d'entre elles comme étant unique.\*

\* Le choix d'un intervalle de 25h est basé sur les travaux de Manley & Hunkins (1985) qui utilisèrent ce même intervalle de temps.

Puis, les observations sont divisées en deux groupes distincts en fonction du type de structure observé. Si la structure s'apparente à un tourbillon cyclonique (rapprochement des isohalines), alors la profondeur d'équilibre à laquelle est centrée la structure est conservée de même que les valeurs de température, de salinité et d'oxygène dissous associées à cette même profondeur. Pour les structures s'apparentant à un tourbillon anticyclonique (éloignement des isohalines), la méthode de sélection des propriétés se base essentiellement sur la différence observée entre les eaux internes de la structure observée et les eaux environnantes. Ainsi, lorsque les eaux internes sont plus froides que les eaux environnantes, la température interne la plus froide est sélectionnée de même que la profondeur, la salinité et la concentration en oxygène qui y sont associées. Lorsque les eaux internes sont d'une température égale ou similaire aux eaux environnantes, les valeurs de température, de profondeur, de salinité et de concentration d'oxygène sélectionnées proviennent du centre de la structure où un minimum de la fréquence de Brunt-Väsäilä est observé. Cette méthode de sélection des propriétés internes de chacune des structures permet de minimaliser l'effet de mélange entre les eaux internes et externes du tourbillon et ainsi obtenir des caractéristiques internes propres à l'origine de ces structures. Le tableau 4.2 présente l'ensemble des observations conservées ainsi que les propriétés internes leurs étant assignées. Une représentation graphique de chacune de ces observations est aussi présentée à l'annexe I. Finalement, un exemple d'analyse de la structure observé le 26 janvier 2008 durant le programme CFL est présenté à l'annexe II.

Jeu de données	Date [aaaa-mm-jj]	Profondeur [dbar]	Salinité [PSU]	Température [°C]	Oxygène dissous[mL/L]	AHDM [Dyn m]*	Classe
CASES	2004-01-10	105	32.69	-1.48	5.83	0.010 (50/100)	1
	2004-01-15	50	32.01	-1.75	6.44	0.007 (10/45)	2
	2004-01-20	45	32.01	-1.73	6.41	0.004 (10/45)	2
	2004-02-05	55	32.38	-1.42	6.14	-0.015 (10/55)	4
	2004-02-09	94	32.72	-1.51	5.78	0.005 (40/90)	1
	2004-04-30	38	32.01	-1.73	6.29	0.004 (10/40)	2
	2004-05-15	42	32.01	-1.73	6.31	0.004 (10/40)	2
CFL	2008-01-26	83	33.13	-1.69	6.47	0.069 (10/110)	3
	2008-02-07	65	32.56	-1.33	6.70	-0.020 (10/65)	4
	2008-03-31	72	32.85	-1.57	6.23	0.010 (10/85)	1
CA05MMP-07	2008-01-29	70	32.78	-1.32		-0.016 (40/70)	4
	2008-03-15	82	33.10	-1.68	10	0.010 (40/100)	3
	2008-03-29	100	33.10	-1.68	(m.)	0.025 (40/100)	3
	2008-04-15	90	33.11	-1.68		0.018 (40/90)	3
	2008-05-20	75	32.85	-1.78		0.010 (40/75)	2
CA16MMP-07	2008-02-12	98	33.12	-1.68	-	0.027 (40/100)	3
	2008-03-03	85	32.83	-1.48	-	-0.015 (40/85)	4
	2008-06-23	131	33.12	-1.68	-	0.012 (40/130)	3

Tableau 4.2 – Synthèse des observations effectuées à l'intérieur du golfe d'Amundsen

\* Les valeurs entre parenthèses  $(p_1/p_2)$  correspond à l'intervalle de pression utilisé pour le calcul de hauteur dynamique. (section 3.1.6)



Figure 4.4 – Diagramme TS de l'ensemble des structures cohérentes observées à l'intérieur du golfe d'Amundsen (points noirs). Les points blancs correspondent à d'autres observations de structures similaires observées à l'intérieur de la mer de Beaufort et ayant été répertoriées dans la littérature.

#### 4.3 Classification et propriétés de ces classes de structure

De l'ensemble des structures répertoriées au cours des expéditions CASES, CFL et des mouillages ArcticNet, 18 structures cohérentes ont été observées. Parmi celles-ci, quatre présentaient une variation de densité comparable au passage d'un tourbillon cyclonique. Les quatorze autres structures observées présentaient pour leur part des caractéristiques typiques du passage d'un tourbillon anticyclonique. En se basant sur les caractéristiques de chacune de ces observations (sens de rotation, température, salinité, profondeur, oxygène dissous), il est possible de subdiviser l'ensemble de ces structures en 4 classes distinctes comme présenté à la figure 4.4. Ces structures sont pour la plupart associées à des eaux ayant des propriétés similaires aux eaux observée à l'intérieur du golfe d'Amundsen au cours de la même période. Cependant, quelques différences sont tout de même observées (figure 4.5). La présente section est un résumé des différentes propriétés physiques rattachées à chacune de ces classes de structure.



Figure 4.5 – Diagramme DO-S(haut) et T-S(bas) de l'ensemble des observations de structures cohérentes effectuées à l'intérieur du golfe d'Amundsen en fonction des années d'observations (points noirs). Toutes les observations obtenues durant CASES sont regroupées du côté gauche alors que toutes les autres observations obtenues à l'intérieur du golfe d'Amundsen au cours des années 2007-2008 sont présentées du côté droit (CFL, CA05MMP-07, CA16MMP-07). La ligne noire correspond au profil moyen calculé sur l'ensemble des données obtenues par la rosette du navire au cours des phases stationnaires des programmes CASES [2003-2004] (Gauche) et CFL [2007-2008] (Droite). L'espace occupé par la zone grise regroupe 60 % de l'ensemble des données et est limitée par les 20e et 80e centiles. La signification des symboles utilisés afin de présenter les propriétés des structures cohérentes est similaire à celle employée à la figure 4.4.

#### 4.3.1 Classe 1

De toutes les observations de structures cohérentes obtenues dans le golfe d'Amundsen, les structures de Classe 1 sont les plus chaudes. Présentes au-dessus de 110 m, ces structures démontrent des caractéristiques similaires aux tourbillons anticycloniques et sont associées à une salinité d'environ 32.7. Un faible coefficient de transmissibilité est aussi rattaché aux eaux internes de ces structures, ce qui suggère la présence de matière en suspension à l'intérieur de ces structures. La température et la concentration en oxygène dissous des eaux internes de ces structures sont quant à elles similaires aux eaux de même salinité observées respectivement au cours des campagnes CASES et CFL (figure 4.5). Des échantillons furent récoltés au cœur même de la structure observée le 10 janvier 2004 et révèlent des concentrations en nutriments de  $12\mu mol/L$  en nitrate,  $1.51 \mu mol/L$  en phosphate et 26.6  $\mu mol/L$  en silicate. Ces concentrations étaient constantes entre 75 et 125 m de profondeur et sont similaires aux eaux de même salinité observées au cours de la même période du programme CASES (fig 4.7). Un tourbillon similaire fut aussi observé au cours du programme CFL (figure 4.6) et est clairement associé à la présence d'un important courant circulaire relativement similaire à celui décrit par le modèle de Rankine (section 3.1.7). Cette dernière observation démontre bien que ces structures cohérentes de Classe 1 sont bien associées au passage d'un tourbillon anticyclonique.



Figure 4.6 – Tourbillon anticyclonique de Classe 1 observé à la fin mars 2008 dans le cadre du programme CFL au sud de l'île de Banks. (Haut) Courants dirigés vers le nord durant le passage de la structure ; les courants est-ouest observés au même moment étaient inférieures à 0.05 m s<sup>-1</sup> et ne sont donc pas représenté ici. (Milieu) Courants observés à 68 m de profondeur. (Bas) Contours de salinité (lignes) et température (couleurs) observés au cours du passage du tourbillon anticyclonique.



Figure 4.7 – Histogrammes de l'ensemble des données récupérées au cours de la période stationnaire du programme CASES pour les échantillons ayant une salinité dans l'intervalle 32.6 < S < 32.8. Les sections blanches de l'histogramme correspondent aux mesures obtenues à l'aide des échantillons récupérés à l'intérieur du tourbillon de Classe 1 observé le 10 janvier 2004 à partir de l'Amundsen.



Figure 4.8 – Contours de salinité (lignes) et température (couleurs) observées au cours du passage de la structure cohérente de Classe 2 observée à la fin avril 2004 dans le cadre du programme CASES à l'intérieur de la baie de Franklin.

#### 4.3.2 Classe 2

Les structures cohérentes de seconde classe semblent aussi démontrer une circulation anticyclonique. Ces dernières sont caractérisées par une température interne très froide près du point de congélation et une concentration en oxygène dissous similaire aux eaux environnantes (figure 4.5). Ces structures sont présentes à une faible profondeur près de la limite supérieure de l'halocline [<80 m](figure 4.8). Tout comme pour les structures de Classe 1, l'intérieur des structures de Classe 2 est aussi caractérisé par un coefficient de transmission inférieur à ce qui est retrouvé dans les eaux environnantes et y suggère la présence de matières en suspension. Malheureusement, en raison de l'absence de mesures de courant à bord du navire pendant CASES et sur le mouillage CA05MMP-07, il fut impossible d'associer des mesures de courant à une quelconque observation de cette classe de structures cohérentes.



Figure 4.9 – Histogrammes des données récupérées au cours de la période stationnaire du programme CFL et qui possèdent une salinité présente dans l'intervalle 33.09 < S < 33.20. Les sections blanches de l'histogramme correspondent aux mesures obtenues à l'aide des échantillons récupérés à l'intérieur du tourbillon de Classe 3 observé le 26 janvier 2008 à partir de l'Amundsen.

#### 4.3.3 Classe 3

La troisième classe de structures ne fut observée qu'au cours de l'année 2007-2008 et correspond aux structures les plus importantes observées à l'intérieur du golfe d'Amundsen (figure 4.10). Particulièrement les deux premières observations obtenues au cours des mois de janvier et février 2008 présentent une anomalie de hauteur dynamique de loin supérieure à toute autre observation. Tout comme les structures de Classe 1, ces structures sont présentes à l'intérieur de l'halocline supérieure ( $\approx 33.1$ ) entre 50 et 200 m de profondeur. L'analyse des propriétés internes de ces structures démontre que les eaux présentes à l'intérieur de ces structures sont similaires aux eaux environnantes, exception faite de la température ( $\approx -1.68$ °C) et de la concentration en oxygène dissous rattachées à ces structures qui sont respectivement plus froides et plus élevées que ce qui fut observé au cours de la même période à l'intérieur du golfe d'Amundsen (figure 4.9). Parmi l'ensemble des observations obtenues, deux d'entre elles permirent d'associer à ces structures d'importants courants circulaires pouvant atteindre une vitesse maximale de 0.30  $m s^{-1}$  (figure 4.10). Par conséquent, ces observations démontrent que ces structures cohérentes de classe 3 correspondent bien à des tourbillons anticycloniques.



Figure 4.10 – Tourbillon observé le 12 février 2008 aux mouillages CA16-07 (a-e) et CA16MMP-07 (f). (a) Courants nord-sud (couleurs) et est-ouest (lignes) observés près de la surface. (b et c) Séries temporelles de salinité mesurées à partir du mouillage CA16-07. (d et e) Séries temporelles de température mesurées à partir du mouillage CA16-07. (f) Contours de salinité (lignes) et de température (couleurs) obtenus à partir de l'appareil MMP présent au mouillage CA16MMP-07.

#### 4.3.4 Classe 4

Les structures de Classe 4 sont bien différentes des trois premières classes dans le sens que celles-ci sont associées à une circulation cyclonique qui a pour effet d'induire un rapprochement des isolignes de densité vers le centre de la structure (figure 3.3). Un total de quatre structures fût observé. De manière générale, ces structures sont centrées à près de 65 m de profondeur et sont associées à une température interne supérieure à ce qui fut normalement observé au cours de la même période dans le golfe d'Amundsen (figure 4.5). Parmi ces quatre observations, l'une d'elles fut obtenue à partir du navire alors que le SM-ADCP était fonctionnel. L'analyse des courants présents sous le navire démontre que cette structure était associée à de forts courants d'abord vers le sud-ouest et qui par la suite se dirigea vers le nord-est avec une vitesse maximale observée de 0.30  $m s^{-1}$  (figure 4.11). Une autre particularité de cette structure est qu'elle présente aussi une transmissibilité qui est très faible. Tout d'abord dans les eaux présentes entre le fond à environ 340 m jusqu'à 250 m environ. Au cœur de la structure, cette faible transmissibilité demeure faible près du fond pour par la suite revenir à une valeur normale. Dans l'ensemble, les données associées à ces structures de Classe 4 suggèrent qu'au moins certaines de ces structures sont bien associées à des tourbillons marins cycloniques.

Tremblay *et al.* (2008) suggèrent avoir observé un tourbillon cyclonique au cours du mois de décembre 2003, pendant le programme CASES. Cette structure telle que présentée à la figure 4.12 est associée à une remontée des isohalines près de la surface tout comme il peut être normalement observé lors du passage d'un tourbillon cyclonique de surface. Or, ce type d'observation peut aussi être relié à une remontée des eaux profondes vers la surface causée par les vents en surface (upwelling). L'analyse des vents présents au-dessus de la région au cours de la même période semble plutôt supporter cette dernière origine. Tel qu'illustré à la figure 4.12, la remontée des isohalines vers la surface est associée à la présence de vents favorables en provennance de l'est en surface. Après le 26 décembre, ces vents s'inversent et, au même moment, un abaissement des isohalines est alors observé à l'intérieur de la colonne d'eau. Un phénomène similaire fût observé à proximité de cette même région au cours du printemps 2008. Mundy *et al.* (2009) associent ces observations à une remontée des eaux profondes en bordure de la banquise arctique (ice-edge upwelling) causée par les vents d'est présents dans la région



Figure 4.11 – Tourbillon cyclonique observé le 7 février 2008 à partir du navire Amundsen au cours du programme CFL. (Haut) Vitesses de courants mesurées à partir du SM-ADCP présent sous le navire. Les courants dirigés vers le nord sont représentés en couleurs alors que les contours de lignes décrivent les courants selon l'axe Est-Ouest et positif vers l'Est. (Bas) Contours de salinité (lignes) et de température (couleurs) présentant la structure observée.



Figure 4.12 – (Haut) Vitesse des vents d'est favorables à la remontée des eaux dans la région du sud du golfe d'Amundsen. Les données utilisées proviennent du modèle de réanalyse NARR et correspondent à la moyenne obtenues sur la région bornées par les limites suivantes : [69.3 71]°N et [-127 -125] °O. (Bas) Contours de salinité (lignes) et de température (couleurs) obtenus à partir du navire *Amundsen*. La figure présente la structure observée au cours du programme CASES à l'intérieur de la baie de Franklin qui selon Tremblay *et al.* (2008) correspond à un tourbillon cyclonique.

au cours de cette période. Somme toute, ces dernières observations apportent quelques incertitudes par rapport à l'origine de la remontée des isohalines sous le navire au cours du mois de décembre 2003. Dans ces conditions, cette dernière structure observée par Tremblay *et al.* (2008) et présentée à la figure 4.12 ne sera pas considérée à l'intérieur de mémoire.

#### 4.4 Origines et Discussion

Tel que mentionné précédemment, les tourbillons marins ont comme particularité de permettre très peu d'échange entre les eaux internes et externes de la structure. Par conséquent, les eaux présentes à l'intérieur de chacune des structures observées sont directement reliées à leur l'origine. Dans cette présente section, nous nous basons sur l'ensemble des caractéristiques associées à chacune des classes de structures afin de proposer quelques suggestions quant à l'origine de celles-ci. Nous nous basons aussi sur les caractéristiques associées à des structures similaires observées précédemment à proximité de la région d'étude et présentées dans la littérature scientifique.

#### 4.4.1 Classe 1

Barber et al. (2010) suggérent qu'une de ces structures soit formée par le rejet de saumure lors de la formation de glace en surface (section 3.3.2). Or, ces structures de Classe 1 présentent une température et des concentrations en nutriments internes similaires aux eaux environnantes de même salinité (figure 4.5 et 4.7). Cela va à l'encontre des conclusions de Melling & Moore (1995) selon lesquelles les propriétés d'une eau modifiée par la formation de glace en surface présente une température près du point de congélation et des concentrations en nutriments différentes des eaux environnantes de même salinité. Cette différence est attribuable en un premier lieu au fait que les eaux présentes à l'intérieur de la PML sont généralement associées à de plus faibles concentrations en nutriments que les eaux de l'halocline supérieure. Ainsi, considérant que la formation de glace a un effet important sur la salinité de l'eau de mer convectée, mais faible sur les concentrations en nutriments (Melling & Moore, 1995), il est alors possible de conclure qu'une eau soumise à la formation de glace sera associée à une concentration en nutriments inférieure aux eaux de même salinité. Particulièrement, la concentration en silicate qui est très faible au-dessus et en-dessous de l'halocline supérieure et très importante dans l'halocline. Par conséquent, l'absence de différences entre les eaux internes des tourbillons de Classe 1 et les eaux environnantes permet de conclure que ces tourbillons ne sont pas issus de la formation de glace en surface à proximité de la région d'étude.

Une comparaison des propriétés de température, de salinité et d'oxygène dissous des eaux caractéristiques de ces structures de classe 1 avec ce qui est observé dans la région révèle que, bien



Figure 4.13 – Présentation de deux exemples typiquement observés de la variation de la température (couleurs) et la salinité (isolignes) en fonction de la profondeur le long de la ligne A (voir fig. 1.1). La configuration présentée en (a) est semblable à la configuration WWC observée par Pickart (2004). La section présentée en (b) est similaire à la configuration AWC présentée par le même auteur.

que similaires aux eaux environnantes, les eaux formant cette classe de structures présentent aussi d'importantes similarités avec le courant observé à plusieurs reprises au nord du plateau Mackenzie tel que présenté à la figure 4.13(a) et observé par Forest et al. (2007) et Lanos (2009). Ces derniers suggèrent que ce courant est en réalité le prolongement du courant observé plus à l'ouest par Pickart (2004) et Nikolopoulos et al. (2009) qui présente une configuration similaire et qui semble permettre la formation de tourbillons anticycloniques via la formation d'instabilités baroclines (Pickart et al., 2005; Spall et al., 2008). En longeant le talus continental du plateau Mackenzie, ce courant semble pouvoir remettre en suspension les sédiments du talus continental et ainsi contribuer au transport des sédiments plus au large, particulièrement en présence de forts courants supérieurs à 0.30  $ms^{-1}$ (Forest *et al.*, 2007). Considérant ces particularités, les observations présentées suggèrent que ce courant présent régulièrement le long du plateau continental du Mackenzie constitue une source potentielle pour les tourbillons de classe 1 observés à l'intérieur du golfe d'Amundsen. Cette possible origine permet ainsi d'expliquer la présence de matière en suspension à l'intérieur des tourbillons de Classe 1. La similitude entre le courant observé à l'ouest par Pickart (2004) et Nikolopoulos et al. (2009) et celui le long du plateau Mackenzie laisse suggérer que tout comme à l'ouest, la formation d'instabilités baroclines à l'intérieur de ce courant est à l'origine des tourbillons de Classe 1.

#### 4.4.2 Classe 2

Bien que régulièrement observées au cours de CASES, une seule de ces structures fut observée au cours du programme CFL. Cette particularité peut être en partie expliquée par le fait que les appareils de mouillage utilisés au cours de CFL ne sont présents qu'à des profondeurs supérieures à 30-40 m. Or, les structures de classes 2 sont généralement observées à des profondeurs égales ou inférieures à 50 m, ce qui a pour effet de réduire les possibilités d'observation à l'aide des mouillages. Quant aux données du navire, la méthode d'échantillonnage employée au cours de CFL favorisa l'obtention de plusieurs courtes séries temporelles <sup>3</sup> à la différence du programme CASES qui permit d'obtenir une longue série temporelle. Ainsi, ces plus courtes séries temporelles obtenues pendant CFL ont pour effet de diminuer nos chances d'observation. Par conséquent, nous pouvons affirmer que le faible nombre d'observations obtenues au cours de CFL ne témoigne pas d'une plus faible présence de ces structures dans les eaux du golfe d'Amundsen, mais peut être plutôt dû aux plus faibles chances d'observer ces structures en raison des méthodes d'observation employées. Ce faible nombre d'observations obtenues pendant CFL peut aussi être causé par une variation spatiale de la concentration de ces structures, sachant que le programme CFL s'est concentré au nord du golfe alors que CASES s'est déroulé au sud.

Même si le peu d'informations dont nous disposons aujourd'hui par rapport à ces structures ne nous permet pas de clairement leur associer une origine, il est tout de même possible d'avancer quelques hypothèses. La faible température associée à ces structures de même que leur faible profondeur suggèrent que celles-ci soient reliés à des échanges atmosphère-océan effectués près de la surface au cours de l'hiver. Comme présenté au chapitre précédent, la formation de glace en surface peut permettre la formation de tourbillons similaires. Ainsi, une première possibilité est que ces tourbillons soient formés lors de la formation de glace à l'intérieur des chenaux de séparation présents à l'intérieur du golfe d'Amundsen au cours de l'hiver tel que présenté par Matsumura & Hasumi (2008). Cependant, cette origine ne permet pas d'expliquer la présence de matière en suspension à l'intérieur de structures. Tout comme pour les tourbillons de Classe 1, la présence de matière en suspension à l'intérieur des structures de Classe 2 peut suggérer une origine côtière. Dans ce cas,

<sup>3.</sup> Le tout en raison du changement de position du navire lorsque les conditions navigation en surface l'imposaient.

une seconde possibilité est que ces structures de Classe 2 soient formées à partir des polynies présentes au pourtour de la région du golfe d'Amundsen. Comme discuté à la section 3.3.2, Chapman et Gawarkiewicz (Chapman & Gawarkiewicz, 1995; Gawarkiewicz & Chapman, 1995; Chapman & Gawarkiewicz, 1997; Chapman, 1999, 2000; Gawarkiewicz, 2000) démontrent que ces polynies permettent la formation de tourbillons au-dessus des plateaux continentaux. Or, le résultat de simulations numériques présentées par Gawarkiewicz (2000) montre que lorsque ces eaux formées sont denses et capables d'atteindre le talus continental, celles-ci tendent à y demeurer et à y former un courant se propageant parallèlement au talus continental. Or, la faible densité associée aux structures cohérentes de Classe 2 ne leur permet pas d'atteindre ces profondeurs, éliminant par le fait même toutes interactions possibles avec le talus continental. Dans ces conditions, les conclusions de Gawarkiewicz (2000) ne s'appliquent pas aux structures de Classe 2 puisque ces structures ne sont pas suffisamment denses. Ainsi, il est possible de conclure que des tourbillons marins similaires aux structures de Classe 2 et formés sur le plateau continental par la présence d'une polynie peuvent être transportés au-delà du talus continental.

#### 4.4.3 Classe 3

Tout comme pour les structures de Classe 1, les similitudes du rapport  $\delta^{18}O$  (sec. 3.1.8) et de la concentration en nitrate entre les eaux internes des structures de Classe 3 et les eaux environnantes suggèrent que ces structures ne sont pas formées à partir de phénomènes convectifs (figure 4.9). De plus, l'analyse des eaux internes de ces structures démontre que celles-ci présentent des caractéristiques internes très similaires à celles associées aux tourbillons observés en bordure du plateau alaskien par Muench *et al.* (2000), Pickart *et al.* (2005) et Mathis *et al.* (2007), notamment leurs propriétés TS (figure 4.4). Les mesures obtenues à l'aide d'échantillons à l'intérieur de l'une de ces structures de Classe 3 démontrent des valeurs de concentration en oxygène dissous et en nitrate ainsi qu'un rapport  $\delta^{18}O$  (figure 4.9) du même ordre que ce qui est observées par Muench *et al.* (2000) dans un tourbillon similaire observé au large du plateau alaskien. Par conséquent, ces similitudes suggèrent que les structures de Classe 3 sont d'une origine semblable à ces tourbillons observés plus à l'ouest.

De récentes études suggèrent fortement que ces tourbillons présents à l'ouest sont formés par le « Beaufort Shelfbreak Current », via la formation d'instabilités baroclines (Pickart *et al.*, 2005; Mathis *et al.*, 2007; Spall *et al.*, 2008), lorsque celui-ci transporte au cours du printemps les eaux hivernales de

la mer des Tchouktches le long du plateau alaskien. Est-il possible que ces structures se soient formées le long du plateau alaskien, puis aient été advectées à l'intérieur du golfe d'Amundsen? La distance de plus de 800 km séparant les deux sites d'observations de même que la direction inverse des courants de la gyre de Beaufort ne favorisent pas un tel transport. De plus, la valeur de AHDM associée à certaines de ces structures de Classe 3 suggèrent plutôt que ces structures ne soient agées que de quelques mois tout comme les tourbillons similaires observés par Pickart et al. (2005) et Muench et al. (2000) au près du plateau alaskien. Une seconde possibilité est que ces structures soient formées à proximité du golfe d'Amundsen grâce au prolongement de ce courant en direction du golfe d'Amundsen. Pickart et al. (2005) estiment qu'environ 30 à 75% des eaux hivernales de la mer des Tchouktches s'écoulant à l'intérieur du BSC sont transportées au large par la formation de tourbillons. Qu'arrive-t-il au reste de ces eaux? Une partie d'entre elles semblent atteindre l'archipel canadien de même que le détroit de Fram (Pickart et al., 2005). En se basant sur le ratio Nitrate-Phosphate, Jones et al. (2003) démontrent qu'une majeure partie des eaux de l'archipel canadien et du détroit de Fram ayant une salinité propre à l'halocline supérieure sont d'origine pacifique. Par conséquent, ces observations sont donc en faveur de la présence du BSC à proximité du golfe d'Amundsen. Ces conclusions vont aussi dans le même sens que nos observations (figure 4.13) et celles de Forest et al. (2007), Lanos (2009) qui aussi suggèrent la présence de ce courant le long du plateau Mackenzie.

L'ensemble des observations des structures de Classe 3 que nous avons obtenues provient de l'année 2007-2008. D'un point de vue océanographique, cette année est très particulière pour la région du golfe d'Amundsen en raison de la présence de forts vents d'est qui eurent pour effet une importante remontée des eaux denses au-dessus du plateau continental du Mackenzie (Tremblay *et al.*, 2011). Les mesures obtenues à bord du navire *Amundsen* au cours du programme CFL à l'automne 2007 témoignent de ce phénomène et démontrent que les eaux présentes en surface étaient alors d'une salinité de 7 à 10 unités supérieures à celle des années précédentes. À l'intérieur de la colonne d'eau, la même chose est aussi observée, notamment au mouillage CA04-07 où une forte augmentation de la salinité est observée à toutes les profondeurs mesurées (figure 4.14A). Or, la remontée de ces eaux le long du sud de la mer de Beaufort peut avoir une forte influence sur le courant BSC en réduisant les courants qui sont associés au BSC, voir même dans certains cas, complètement les inverser (Pickart, 2004; Nikolopoulos *et al.*, 2009). Le début décembre marque quant à lui la fin de ces vents d'est, dans



Figure 4.14 – Variation temporelle des propriétés observées au mouillage CA04-07 au cours de l'hiver 2007-2008. Les graphiques A et B présentent respectivement la température et la salinité mesurées à différentes profondeurs en fonction du temps. Les profondeurs associées à chacune des droites sont présentées dans la légende du graphique B. La figure C présente les courants observés près du fond à 285 m. Le graphique D présente les vents observés au-dessus du mouillage au cours de la même période. Les données utilisées proviennent du modèle de réanalyse NARR et correspondent à la valeur moyenne simulée au-dessus du plateau continental alaskien, soit la région bornée par les latitudes [70.5 71.8] °N et longitudes [-132 -126]°O. la colonne d'eau cela se traduit par une forte diminution de la salinité. Par la même occasion, la fin de cette remontée des eaux permet un rétablissement de la structure verticale de la colonne d'eau, ce qui a pour effet d'induire un courant dirigé vers l'est plus en profondeur entre les isobathes de 200 et 300 m tout comme il est observé par Nikolopoulos *et al.* (2009) sur le talus continental alaskien. Ce courant transporte initialement des eaux chaudes atlantiques, cependant, une forte modification des eaux qu'il transporte est observée au cours des mois de janvier et décembre 2008 alors que ce courant atteint son maximum d'intensité. À ce moment, les eaux qui lui sont associées sont plutôt anormalement froides  $(T < -1.5^{\circ}C)$ .

Deux origines sont possibles pour ces eaux denses et froides. Une première possibilité est que ces eaux proviennent du dessus des plateaux continentaux où ils furent d'abord remontés par les forts vents d'est et par la suite modifiés au contact avec l'atmosphère et par la formation de glace en surface. Ces eaux présentes sur le plateau continental sont par la suite difficilement rejetées dans le bassin intérieur et tendent plutôt à former un courant parallèlement au pourtour du plateau continental comme il fut observé dans le passé sur ce même plateau Mackenzie par Melling (1993) et simulé par Gawarkiewicz (2000). La seconde possibilité est que ces eaux anormalement froides observées à la station CA04-07 correspondent aux eaux hivernales de la mer des Tchouktches qui furent transportées par le courant BSC le long du plateau continental de la mer de Beaufort. Cette dernière origine se base particulièrement sur le fait que des eaux similaires associées aux eaux hivernales de la mer des Tchouktches sont observées au cours du printemps en bordure du plateau alaskien (Spall et al., 2008, Fig. 4). Sachant qu'environ 800 km séparent les deux lieux d'observations et que le courant du BSC est habituellement associé à des vitesses de courant de l'ordre 0.10-0.15  $m s^{-1}$  (Nikolopoulos *et al.*, 2009), il est possible de conclure que 2 à 3 mois sont nécessaires afin de permettre à ces eaux hivernales d'atteindre la position du mouillage CA04-07. Ce calcul ne considère cependant pas l'effet des remontées d'eaux qui ont pour effet de retarder l'arrivée de ces eaux à proximité de plateau Mackenzie. Par conséquent, considérant que les eaux hivernales de la mer des Tchouktches sont observées par Spall et al. (2008) au cours des mois d'avril à juin et que d'importantes remontées des eaux le long du talus continental furent présents du mois d'août à décembre, il est alors possible de conclure que ces eaux froides observées le long du plateau Mackenzie au cours des mois de janvier et février 2008 puissent correspondre aux eaux hivernales de la mer des Tchouktches. Somme toute, les mesures dont nous disposons demeurent insuffisantes afin de clairement identifier la véritable origine de ces eaux. Une superposition de ces deux masses d'eau est notamment possible.

Dans l'ensemble, ces observations permettent de suggérer qu'un courant transportant des eaux denses et froides produites au-dessus des plateaux continentaux fut présent au pourtour du plateau Mackenzie au cours de l'hiver 2007-2008 et particulièrement au cours des mois de janvier et février où les eaux les plus froides y furent observées. Ce courant semble partager d'importantes similarités avec le courant observé au printemps par Spall *et al.* (2008) et Nikolopoulos *et al.* (2009) sur le talus continental du plateau alaskien. Sachant que ce dernier courant présent plus à l'ouest de la mer de Beaufort semble être à l'origine de tourbillons marins anticycloniques ayant des propriétés similaires aux tourbillons de Classe 3, il est possible de conclure que ce courant présent en bordure du plateau Mackenzie au cours de l'hiver constitue une source possible de ces tourbillons de Classe 3 observés de janvier à juin 2008. La plus grande valeur de AHDM rattaché aux premières observations obtenues au cours des mois de janvier et février est aussi en accord avec cette dernière hypothèse et suggère que ces premiers tourbillons observés sont plus récents que ceux observés plus tard au printemps. Comme pour les tourbillons observés par Pickart *et al.* (2005), la formation d'instabilités baroclines peut être le mécanisme permettant la formation de ces tourbillons.

#### 4.4.4 Classe 4

Les tourbillons cycloniques sont présents en minorité à l'intérieur de la mer de Beaufort. Manley & Hunkins (1985) affirment que moins de 10 % des tourbillons observés dans la région sont de type cyclonique. Malgré tout, quelques observations témoignent de leur existence. Padman *et al.* (1990) décrivent notamment un tourbillon cyclonique observé à l'intérieur de la mer de Beaufort. Centré à 120 m de profondeur près de l'isohaline 32.6, ce tourbillon est présent entre entre 30 et 270 m de profondeur et est associé à d'importants courants pouvant atteindre une vitesse maximale de 0.38  $m s^{-1}$ . Une série de tourbillons cycloniques fut aussi observée plus au sud, au-dessus du talus continental de la mer de Beaufort (O'Brien *et al.*, 2011). Ces tourbillons étaient présents entre 60 et 162 m de profondeur et étaient associés à d'importants courants atteignant une vitesse de 0.64  $m s^{-1}$ . Fait intéressant, certains de ces tourbillons observés semblent aussi permettre le transport de sédiments à l'intérieur. O'Brien *et al.* (2011) démontrent à l'aide de trappes à sédiments déployés à même un mouillage qu'un

maximum de sédiments fut récolté par les trappes durant la période de passage de tourbillons cycloniques. Les sédiments ainsi récoltés sont en majeure partie terrigènes et présentent une concentration en chlorophylle- $\alpha$  un peu plus élevée que la normale. De cette composition, O'Brien *et al.* suggèrent que les sédiments recueillis lors du passage de ces tourbillons proviennent essentiellement d'une partie élevée du talus continental, voir même de sur le plateau continental. Par conséquent, O'Brien *et al.* concluent que ces tourbillons cycloniques sont intimement reliés à la région sud de la mer de Beaufort où est régulièrement présent au cours de l'année le courant BSC.

Les structures de Classe 4 observées dans le golfe d'Amundsen possèdent des caractéristiques qui sont très similaires à celles des tourbillons observés par Padman *et al.* (1990) et O'Brien *et al.* (2011) dans la mer de Beaufort. Tout comme O'Brien *et al.* (2011), un tourbillon observé par l'Amundsen au cours du programme CFL est associé à la présence de matières en suspensions à l'intérieur. Ces similitudes suggèrent donc que tout comme les tourbillons observés par O'Brien *et al.*, les structures de Classe 4 observées dans le golfe d'Amundsen sont intimement reliées aux régions des plateaux continentaux, notamment celui du plateau Mackenzie où le courant BSC fut préalablement observé.

Il est cependant difficile d'associer un mécanisme de formation à ces structures, notamment en raison du fait que bien peu de ces structures furent étudiées de près au cours du passé à l'intérieur de la mer de Beaufort. En se basant sur les travaux de Griffiths & Linden (1982) (tel que cité par Padman *et al.*, 1990), Padman *et al.* (1990) affirment que la formation de méandres à l'intérieur d'un courant côtier perturbé peut permettre la production de tourbillons cycloniques, notamment lorsque deux méandres anticycloniques sont formés simultanément l'un à côté de l'autre. À ce moment, un pincement des isohalines caractéristique d'un tourbillon cyclonique est alors effectué entre les deux méandres. Somme toute, une analyse plus détaillée du courant côtier est nécessaire afin de bien déterminer le mécanisme à l'origine de ces structures.

## Chapitre 5

## Conclusion

Le présent mémoire s'inscrit à la suite d'une série de travaux exécutés à l'intérieur de la mer de Beaufort qui permirent d'y démontrer l'existence d'un nombre important de tourbillons marins (Newton *et al.*, 1974; Hunkins, 1974; Manley & Hunkins, 1985; Padman *et al.*, 1990; Muench *et al.*, 2000; Pickart *et al.*, 2005; Mathis *et al.*, 2007). Il permet notamment d'apporter de nouvelles connaissances quant à la présence de ces structures au sud-est de la mer de Beaufort, plus particulièrement à l'intérieur du golfe d'Amundsen, soit un milieu où la présence de ces structures ne fut que brièvement rapportée par le passé (Tremblay *et al.*, 2008; Barber *et al.*, 2010). Il constitue par le fait même un travail exhaustif présentant une analyse complète de l'ensemble des observations de structures cohérentes tourbillonnaires recueillies dans le golfe d'Amundsen au cours des années 2003-2004 et 2007-2008 lors des campagnes de terrain des programmes CASES et CFL de même que par des mouillages déployés par le réseau d'excellence ArcticNet.

Le premier objectif de ce travail était avant tout d'effectuer une analyse complète de l'ensemble des profils de salinité et de température obtenus à l'intérieur du golfe d'Amundsen au cours des années 2003-2004 et 2007-2008. Cette analyse avait pour but d'identifier l'ensemble des structures cohérentes présentes. Au total, 18 structures respectant les critères d'identification préalablement établis (tableau 4.1) furent relevées. Ces structures sont présentes sous la couche de mélange et à l'intérieur de la couche halocline supérieure.

Par la suite, le second objectif nécessitait une analyse plus détaillée de chacune des observations de manière à relever certaines caractéristiques communes à plusieurs structures. Ces caractéristiques permirent de définir quatre classes de structures en fonction de leurs propriétés particulières(salinité, température, profondeur d'équilibre et convergence ou divergence des isohalines).

Parmi ces quatre classes, les structures de Classe 2 sont associées à un éloignement des isohalines similaire à ce qui est associé aux tourbillons anticycloniques. Ces structures présentes à de faibles profondeurs (< 75 m) sont caractérisées par une température interne près du point de congélation de même que par la présence de matières en suspension à l'intérieur. Or. le peu d'information que nous disposons par rapport à ces structures et l'absence de témoignage d'observations de structures similaires à l'intérieur de la mer de Beaufort rendent difficiles la détermination d'une quelconque origine. Malgré tout, les caractéristiques particulières rattachées à ces structures semblent indiquer que celles-ci sont associées à des phénomènes de convection dans un milieu peu profond. Deux origines ont alors été suggérées. Une première possibilité est que ces structures soient formées par la convection des eaux présentes à l'intérieur des chenaux de la banquise arctique. Matsumura & Hasumi (2008) montrent à l'aide de simulations numériques que ce type de milieu peut permettre la formation de tourbillons ayant des caractéristiques très similaires aux structures de Classe 2. Une alternative est que ces structures proviennent des polynies régulièrement présentes sur les plateaux continentaux environnants le golfe d'Amundsen. Ces polynies permettent une importante formation de glace en surface, ce qui a pour effet de modifier la densité de l'eau et d'ainsi permettre la formation de tourbillons marins au pourtour de la polynie (Chapman & Gawarkiewicz, 1995; Gawarkiewicz & Chapman, 1995; Chapman & Gawarkiewicz, 1997; Chapman, 1999). Cette seconde hypothèse est d'autant plus intéressante du fait qu'elle permet d'expliquer la présence de matière en suspension à l'intérieur de ces structures.

Les structures de Classe 1 et 3 correspondent à des tourbillons anticycloniques présents à l'intérieur de la couche halocline supérieure. Ces structures semblent être intimement reliées au « Beaufort Shelfbreak Current » présent au-dessus du talus continental de la mer de Beaufort et qui semble se prolonger jusqu'à la région du plateau Mackenzie où fut observé à plusieurs reprises un courant de subsurface (figure 4.13a) similaire à celui décrit par Nikolopoulos *et al.* (2009) (figure 2.4) et Pickart (2004). La première classe de structure est caractérisée par des propriétés TS similaires à celles des eaux transportées par le courant subsurface présent au-dessus du talus continental du plateau du Mac-

kenzie. Quant aux tourbillons de Classe 3, ils possèdent des caractéristiques similaires à celles des tourbillons observés à l'ouest de la mer de Beaufort (Muench *et al.*, 2000; Pickart *et al.*, 2005; Kadko *et al.*, 2008) et qui selon Pickart *et al.* (2005) et Spall *et al.* (2008) semblent être formés à partir du « Beaufort Shelfbreak Current » lorsque celui-ci transporte au cours du printemps les eaux hivernales de la mer des Tchouktches. Considérant la présence du « Beaufort Shelfbreak Current » à proximité du golfe d'Amundsen et que ce dernier puisse permettre la formation de tourbillons marins ayant des caractéristiques similaires aux tourbillons de Classe 1 et 3, il est alors possible que ce dernier courant soit à l'origine de ces deux classes de tourbillons. Tout comme à l'ouest (Pickart *et al.*, 2005), la formation d'instabilités baroclines pourrait être le mécanisme de formation de ces structures.

Finalement, une quatrième classe de structures fut observée. Ces structures correspondent à des tourbillons cycloniques présents entre 20 et 200 m de profondeur et qui, dans certains cas, sont associés à la présence de matières en suspensions dans la colonne d'eau. Des tourbillons similaires furent observés dans le passé à l'intérieur de la mer de Beaufort, notamment par Padman *et al.* (1990) et O'Brien *et al.* (2011) qui suggèrent que ceux-ci proviennent du sud de la mer de Beaufort où la présence du courant BSC puisse permettre dans certaines conditions la formation de ce type de structures. En se basant sur ces dernières études et sur la présence de matières en suspension dans certaines de ces structures, il est alors que suggéré que ces structures de Classe 4 puissent provenir de ce même courant. Le processus par lequel ces structures sont formées demeure incertain et une étude plus approfondie de ce courant est nécessaire.

Somme toute, les informations disponibles par rapport à chacune des classes de structure demeurent insuffisantes afin de permettre de démontrer de façon claire et hors de tous doutes l'origine de chacune des classes de structure. Cependant, ces informations demeurent tout de même importantes et permettent d'émettre quelques suggestions quant à l'origine de ces structures, ce qui a pour effet de permettre ainsi une réussite partielle du troisième objectif de ce mémoire quant à l'origine de ces structures. Les informations dont nous disposons demeurent encore insuffisantes afin de savoir si ces structures sont formées localement à l'intérieur du golfe d'Amundsen ou si elles y sont plutôt advectées. Ces conclusions laissent par conséquent la porte ouverte à d'autres travaux de recherche sur l'origine de ces structures.

Pour conclure, les résultats obtenus dans ce mémoire suggèrent que les plateaux continentaux présents au pourtour de la région d'étude semblent être intimement reliés à la présence des tourbillons marins à l'intérieur du golfe d'Amundsen. Le plateau du Mackenzie semble notamment jouer un rôle important en raison de la présence de la polynie du cap Bathurst et du prolongement du courant BSC à son extrémité nord. Cependant, nous ne disposons aujourd'hui que de très peu d'information par rapport à ce courant à proximité du golfe d'Amundsen. Ceci est en partie dû à sa faible largeur de moins de 20 kilomètres et à la position des précédents mouillages dans la région qui, règle générale, étaient situés plus au large au-dessus du talus continental. Ainsi, le déploiement de mouillages en bordure du plateau Mackenzie, plus près de la jonction entre le plateau et le talus continental du Mackenzie, pourrait permettre d'apporter de nouvelles connaissances par rapport à la présence de ce courant dans la région. Sa présence à proximité du golfe d'Amundsen soulève par le fait même plusieurs questions, notamment par rapport à la proportion de celui-ci qui fait son entrée à l'intérieur du golfe. Est-il entièrement dévié vers le golfe, partiellement ou continue-t-il sa course vers l'ouest de l'île de Banks? L'entrée de ce courant à l'intérieur du golfe peut notamment avoir d'importantes répercussions sur la région, autant d'un point de vue physique que chimique et biologique. Par conséquent, les résultats présentés dans ce mémoire démontrent le besoin d'un nouveau programme d'échantillonnage à haute résolution spatiale de la région du talus continental du plateau Mackenzie dans la mer de Beaufort et à l'intérieur du golfe d'Amundsen, particulièrement au cours de l'été où les faibles vents présents sur la région ont peu d'influence sur la structure verticale de la colonne d'eau. Ces données ainsi obtenues pourront permettre de mieux comprendre les différents mécanismes physiques, chimiques et biologiques en vigueur dans cette région, ceux-ci pouvant avoir une importante influence sur les régions avoisinantes tel le golfe d'Amundsen.

# **Bibliographie**

- Aagaard, K. (1984) The Beaufort undercurrent. *The Alaskan Beaufort Sea : ecosystems and environments*, (Réds.) P.W. Barnes, E. Reimnitz & D.M. Schell, Academic Press, San Diego, Calif., p. 47–71.
- Aagaard, K., Andersen, R., Swift, J. & Johnson, J. (2008) A large eddy in the central Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 35(9).
- Backus, R.H., Richardson, P.L., Wiebe, P.H., Flierl, G.R., Kester, D.R., Olson, D.B., Vastano, A.C. & Wormuth, J.H. (1981) Gulf Stream cold-core rings- Their physics, chemistry, and biology. *Science*, 212 : 1091–1100.
- Barber, D.G., Asplin, M.G., Gratton, Y., Lukovich, J.V., Galley, R.J., Raddatz, R.L. & Leitch, D. (2010) The International Polar Year (IPY) Circumpolar Flaw Lead (CFL) System Study : Overview and the Physical System. *Atmosphere-Ocean*, 48(4) : 225–243.
- Barrette, J. & Gratton, Y. (2012) ArcticNet 2007-2008 McLane Morred Profiler Data Quality Control Report. Report No R1370. Rap. tech., INRS-ETE, Québec (Qc).
- Brekhovskikh, A., Fedorov, K., Fomin, L., Koshlyakov, M. & Yampolsky, A. (1971) Large-scale multibuoy experiment in the Tropical Atlantic. *Deep-Sea Research*, 18(12) : 1189–1206, doi :10.1016/ 0011-7471(71)90026-X.
- Bush, J.W.M. & Woods, A.W. (1999) Vortex generation by line plumes in a rotating stratified fluid. *Journal of Fluid Mechanics*, 388 : 289–313.
- Carmack, E.C. & Kulikov, E.A. (1998) Wind-forced upwelling and internal Kelvin wave generation in Mackenzie Canyon, Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103(C9) : 18418–18447.

- Carmack, E.C. & Macdonald, R.W. (2002) Oceanography of the Canadian Shelf of the Beaufort Sea : a setting for marine life. *Arctic*, 55(0) : 29.
- Carmack, E.C., Macdonald, R.W. & Papadakis, J.E. (1989) Water mass structure and boundaries in the Mackenzie Shelf estuary. *Journal of Geophysical Research*, 94(C12) : 18018–18043.
- Cavalieri, D.J. & Martin, S. (1994) The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the cold halocline layer of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99(C9) : 18343–18362.
- Chao, S.Y. & Shaw, P.T. (1996) Initialization, asymmetry, and spindown of Arctic eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 26(10) : 2076–2092.
- Chao, S.Y. & Shaw, P.T. (1998) Eddy maintenance and attrition in a vertically sheared current under arctic ice. *Journal of Physical Oceanography*, 28(12) : 2427–2443.
- Chao, S.Y. & Shaw, P.T. (2002) A numerical investigation of slanted convection and subsurface anticyclone generation in an arctic baroclinic current system. *Journal of Geophysical Research*, 107(3) : 3019.
- Chao, S.Y. & Shaw, P.T. (2003a) A numerical study of dense water outflows and halocline anticyclones in an arctic baroclinic slope current. *Journal of Geophysical Research*, 108(7) : 11–19.
- Chao, S.Y. & Shaw, P.T. (2003b) Heton shedding from submarine-canyon plumes in an Arctic boundary current system : Sensitivity to the undercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 33(9) : 2032–2044.
- Chapman, D.C. (1998) Setting the scales of the ocean response to isolated convection. *Journal of Physical Oceanography*, 28(4) : 606–620.
- Chapman, D.C. (1999) Dense water formation beneath a time-dependent coastal polynya. *Journal of Physical Oceanography*, 29(4) : 807–820.
- Chapman, D.C. (2000) The influence of an alongshelf current on the formation and offshore transport of dense water from a coastal polynya. *Journal of Geophysical Research*, 105(C10) : 24007.

- Chapman, D.C. & Gawarkiewicz, G. (1995) Offshore transport of dense shelf water in the presence of a submarine canyon. *Journal of Geophysical Research*, 100(C7) : 13313–13387.
- Chapman, D.C. & Gawarkiewicz, G. (1997) Shallow convection and buoyancy equilibration in an idealized coastal polynya. *Journal of Physical Oceanography*, 27(4) : 555–566.
- Cushman-Rdoisin, B. & Beckers, J.M. (2011) Introduction to geophysical fluid dynamics : Physical and numerical aspects. Academic Press, 2<sup>e</sup> éd., 875 p.
- D'Asaro, E.A. (1988a) Generation of submesoscale vortices : A new mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 93(C6) : 6685–6693.
- D'Asaro, E.A. (1988b) Observations of small eddies in the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 93(C6) : 6669–6684.
- Emerson, S. & Hedges, J. (2008) *Chemical oceanography and the marine carbon cycle*. Cambridge University Press, Cambridge, 468 p.
- Forest, A., Sampei, M., Hattori, H., Makabe, R., Sasaki, H., Fukuchi, M., Wassmann, P. & Fortier, L. (2007) Particulate organic carbon fluxes on the slope of the Mackenzie Shelf (Beaufort Sea) : Physical and biological forcing of shelf-basin exchanges. *Journal of Marine Systems*, 68(1-2) : 39–54.
- Galley, R.J. (2009) Sea Ice Thermodynamic and Dynamic Processes in the Ocean-Sea Ice-Atmosphere System of the Canadian Arctic. Thèse de doctorat, University of Manitoba, Winnipeg.
- Gawarkiewicz, G. (2000) Effects of ambient stratification and shelfbreak topography on offshore transport of dense water on continental shelves. *Journal of Geophysical Research*, 105(C2) : 3307–3324.
- Gawarkiewicz, G. & Chapman, D.C. (1995) A numerical study of dense water formation and transport on a shallow, sloping continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 100(C3) : 4489–4507.

Gill, A.E. (1982) Atmosphere-ocean dynamics. Academic Press, San Diego, 662 p.

- Griffiths, R.W. & Linden, P.F. (1982) Laboratory experiments on fronts. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 19(3-4): 159–187, doi: 10.1080/03091928208208954.
- Guillot, P. (2010) Rapport de traitement de l'ADCP Continental Nortek 6085 du mouillage CA16-2007. Rap. tech., Québec Océan, Québec.

Hart, J.E. & Killworth, P.D. (1976) On open ocean baroclinic instability in the Arctic. *Deep-Sea Research*, 23(7): 637–645.

Hunkins, K.L. (1974) Subsurface eddies in the Arctic ocean. Deep-Sea Research, 21(12): 1017-1033.

- Ingram, R.G., Williams, W.J., Hardenberg, B., Dawe, J.T. & Carmack, E.C. (2009) Seasonal Ciruclation over the Canadian Beaufort Shelf. On Thin Ice : A synthesis of the Canadian Arctic Shelf Exchange Study (CASES), (Réds.) L. Fortier, D.G. Barber & J. Michaud, chap. 2, Aboriginal Issues Press, Winnipeg (Canada), p. 13–36.
- Jakobsson, M., Cherkis, N., Woodward, J., Macnab, R. & Coakley, B. (2000) New Grid of Arctic Bathymetry Aids Scientists and Mapmakers. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 81(9) : 89–96.
- Jones, E.P., Swift, J.H., Anderson, L.G., Lipizer, M., Civitarese, G., Falkner, K., Kattner, G. & McLaughlin, F.A. (2003) Tracing Pacific water in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108(C4) : 3116, doi :10.1029/2001JC001141.
- Jones, E.P., Anderson, L.G., Jutterström, S. & Swift, J.H. (2008) Sources and distribution of fresh water in the East Greenland Current. *Progress in Oceanography*, 78(1) : 37–44, doi :10.1016/j.pocean. 2007.06.003.
- Kadko, D., Pickart, R.S. & Mathis, J. (2008) Age characteristics of a shelf-break eddy in the western
  Arctic and implications for shelf-basin exchange. *Journal of Geophysical Research*, 113(C02018) : 15.
- Kulikov, E.a., Carmack, E.C. & Macdonald, R.W. (1998) Flow variability at the continental shelf break of the Mackenzie Shelf in the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103(C6) : 12725–12741, doi :10.1029/97JC03690.
- Lanos, R. (2009) Circulation régionale, masses d'eau, cycles d'évolution et transports entre la mer de Beaufort et le Golfe d'Amundsen. Thèse de doctorat, Université du Québec. Institut National de la Recherche Scientifique, Québec.

Leblond, P.H. & Mysak, L.A. (1977) Waves in the Ocean. Elsevier, New York, 1re éd., 602 p.
- Lilly, J.M. & Rhines, P.B. (2002) Coherent eddies in the Labrador Sea observed from a mooring. *Journal* of *Physical Oceanography*, 32(2) : 585–598.
- Llinás, L., Pickart, R.S., Mathis, J.T. & Smith, S.L. (2009) Zooplankton inside an Arctic Ocean cold-core eddy : Probable origin and fate. *Deep-Sea Research*, 56(17) : 1290–1304.
- Lukovich, J.V. & Barber, D.G. (2006) Atmospheric controls on sea ice motion in the southern Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 111(D18103) : 12.
- Macdonald, R.W., Carmack, E.C., McLaughlin, F.A., Iseki, K., Macdonald, D.M. & O'Brien, M.C. (1989) Composition and modification of water masses in the Mackenzie Shelf Estuary. *Journal of Geophysical Research*, 94(C12) : 18018–18057.
- Manley, T.O. & Hunkins, K. (1985) Mesoscale Eddies of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 90(C3) : 19.
- Marshall, J. & Schott, F. (1999) Open-ocean convection : Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37(1) : 1–64.
- Mathis, J.T., Pickart, R.S., Hansell, D.A., Kadko, D. & Bates, N.R. (2007) Eddy transport of organic carbon and nutrients from the Chukchi Shelf : Impact on the upper halocline of the western Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 112(C0511) : 14.
- Matsumura, Y. & Hasumi, H. (2008) Brine-driven eddies under sea ice leads and their impact on the Arctic Ocean mixed layer. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1): 146–163.
- Melling, H. (1993) The formation of a haline shelf front in wintertime in an ice-covered arctic sea. *Continental Shelf Research*, 13(10) : 1123–1147.
- Melling, H. & Moore, R.M. (1995) Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf : evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients. *Continental Shelf Research*, 15(1) : 89–113.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E.H., Ek, M.B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G.,

Parrish, D. & Shi, W. (2006) North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3) : 343–360.

MODE Group (1978) The Mid-Ocean Dynamics Experiment. Deep-Sea Research, 25(10): 859–910.

- Morison, J.H. & McPhee, M.G. (1998) Lead convection measured with an autonomous underwater vehicle. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2) : 3257–3281.
- Muench, R.D., Gunn, J.T., Whitledge, T.E., Schlosser, P. & Smethie Jr, W. (2000) An Arctic Ocean cold core eddy. *Journal of Geophysical Research*, 105(C10) : 23 997–24 006.
- Munchow, A. & Carmack, E.C. (1997) Synoptic flow and density observations near an Arctic shelf break. *Journal of Physical Oceanography*, 27(7) : 1402–1419.
- Mundy, C.J., Gosselin, M., Ehn, J., Gratton, Y., Rossnagel, A., Barber, D.G., Martin, J., Tremblay, J.E., Palmer, M. & Arrigo, K.R. (2009) Contribution of under-ice primary production to an ice-edge upwelling phytoplankton bloom in the Canadian Beaufort Sea. *Geophysical Research Letters*, 36(L17601) : 5.
- Newton, J.L. & Sotirin, B.J. (1997) Boundary undercurrent and water mass changes in the Lincoln Sea. Journal of Geophysical Research, 102(C2) : 3393–3403.
- Newton, J.L., Aagaard, K. & Coachman, L.K. (1974) Baroclinic eddies in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research*, 21(9) : 707–719.
- Nikolopoulos, A., Pickart, R.S., Fratantoni, P.S., Shimada, K., Torres, D.J. & Jones, E.P. (2009) The western Arctic boundary current at 152W : Structure, variability, and transport. *Deep-Sea Research*, 56(17) : 1164–1181, doi :10.1016/j.dsr2.2008.10.014.
- O'Brien, M.C., Melling, H., Pedersen, T.F. & Macdonald, R.W. (2011) The role of eddies and energetic ocean phenomena in the transport of sediment from shelf to basin in the Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 116(C8) : 1–10, doi :10.1029/2010JC006890.
- Padman, L., Levine, M., Dillon, T., Morison, J. & Pinkel, R. (1990) Hydrography and microstructure of an Arctic cyclonic eddy. *Journal of Geophysical Research*, 95(C6) : 9411–9420.

Pedlosky, J. (1987) Geophysical fluid dynamics. Springer, New York, 2<sup>e</sup> éd., 710 p.

- Pickart, R.S. (2004) Shelfbreak circulation in the Alaskan Beaufort Sea : Mean structure and variability. Journal of Geophysical Research, 109(C04024) : 14.
- Pickart, R.S., Weingartner, T.J., Pratt, L.J., Zimmermann, S. & Torres, D.J. (2005) Flow of wintertransformed Pacific water into the Western Arctic. *Deep-Sea Research*, 52(24-26) : 3175–3198.
- Pond, S. & Pickard, G.L. (1983) Introductory dynamical oceanography. Pergamon Press, Oxford, 2<sup>e</sup> éd., 349 p.
- Rail, M.E. & Gratton, Y. (2011) Distribution of temperature and salinity in the Canadian Arctic Archipelago during the 2007 and 2008 ARCTICNET sampling expeditions. Report No R001243. Rap. tech., INRS-ETE, Quebec (Qc).

Saffman, P. (1992) Vortex dynamics. Cambridge University Press, New York, 311 p.

Schlitzer, R. (2012) Ocean Data View. URL http://odv.awi.de.

- Senneville, S. (1995) *Étude de la stabilité des courants côtiers curvilignes.* Thèse de doctorat, Université du Québec à Trois-Rivières, Trois-Rivières.
- Shadwick, E.H., Thomas, H., Chierici, M., Else, B., Fransson, A., Michel, C., Miller, L.A., Mucci, A., Niemi, A., Papakyriakou, T.N. & Tremblay, J.E. (2011) Seasonal variability of the inorganic carbon system in the Amundsen Gulf region of the Southeastern Beaufort Sea. *Limnology and Oceanography*, 56(1): 303–322.
- Shen, C.Y., Mcwilliams, J.C., Taft, B.A., Ebbesmeyer, C.C. & Lindstrom, E.J. (1986) The mesoscale spatial structure and evolution of dynamical and scalar properties observed in the northwestern atlantic ocean during the POLYMODE local dynamics experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 16(3): 454–482.
- Shimada, K., Itoh, M., Nishino, S., McLaughlin, F., Carmack, E. & Proshutinsky, A. (2005) Halocline structure in the Canada Basin of the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 32(L03605) : 5, doi :10.1029/2004GL021358.
- Signorini, S.R. & Cavalieri, D.J. (2002) Modeling dense water production and salt transport from Alaskan coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research*, 107(9) : 11–19.

- Simard, A., Rail, M.E. & Gratton, Y. (2010) Distribution of temperature and salinity in the Beaufort Sea during the Canadian Arctic Shelf Exchange Study sampling expeditions 2002-2004. Report No R1187. Rap. tech., INRS-ETE, Quebec (Qc).
- Smith IV, D.C., Lavelle, J.W. & Fernando, H.J.S. (2002) Arctic Ocean mixed-layer eddy generation under leads in sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 107(8) : 11–17.
- Spall, M.A. (1995) Frontogenesis, subduction and cross-front exchange at upper ocean fronts. *Journal of Geophysical Research*, 100(C2) : 2543–2557.
- Spall, M.A., Pickart, R.S., Fratantoni, P.S. & Plueddemann, A.J. (2008) Western arctic shelfbreak eddies : Formation and transport. *Journal of Physical Oceanography*, 38(8) : 1644–1668.
- Thomas, H., Fransson, A., Papakyriakou, T., Sternberg, E., Miller, L.a., Tremblay, J.E., Monnin, C., Shadwick, E.H., Dehairs, F., Lansard, B., Mucci, A., Navez, J., Gratton, Y., Prowe, F.A.E. & Chierici, M. (2011) Barium and Carbon fluxes in the Canadian Arctic Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 116 : 1–16, doi :10.1029/2011JC007120.
- Timmermans, M.L., Toole, J., Proshutinsky, A., Krishfield, R. & Plueddemann, A. (2008) Eddies in the Canada Basin, Arctic Ocean, observed from ice-tethered profilers. *Journal of Physical Oceanography*, 38(1): 133–145.
- Tremblay, J.E., Simpson, K., Martin, J., Miller, L., Gratton, Y., Barber, D.G. & Price, N.M. (2008) Vertical stability and the annual dynamics of nutrients and chlorophyll fluorescence in the coastal, southeast Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 113(C7) : C07S90, doi :10.1029/2007jc004547.
- Tremblay, J.E., Bélanger, S., Barber, D.G., Asplin, M., Martin, J., Darnis, G., Fortier, L., Gratton, Y., Link,
  H., Archambault, P., Sallon, A., Michel, C., Williams, W.J., Philippe, B. & Gosselin, M. (2011) Climate
  forcing multiplies biological productivity in the coastal Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*,
  38(18) : L18 604, doi :10.1029/2011GL048825.
- Williams, W.J. & Carmack, E.C. (2008) Combined effect of wind-forcing and isobath divergence on upwelling at Cape Bathurst, Beaufort Sea. *Journal of Marine Research*, 66(5) : 645–663.

# Annexe I

### **Observations retenues**

Jeu de données	Date [aaaa-mm-jj]	Profondeur [dbar]	Salinité [PSU]	Température [°C]	Oxygène dissous[mL/L]	AHDM [Dyn m]*	Classe
CASES	2004-01-10	105	32.69	-1.48	5.83	0.010 (50/100)	1
	2004-01-15	50	32.01	-1.75	6.44	0.007 (10/45)	2
	2004-01-20	45	32.01	-1.73	6.41	0.004 (10/45)	2
	2004-02-05	55	32.38	-1.42	6.14	-0.015 (10/55)	4
	2004-02-09	94	32.72	-1.51	5.78	0.005 (40/90)	1
	2004-04-30	38	32.01	-1.73	6.29	0.004 (10/40)	2
	2004-05-15	42	32.01	-1.73	6.31	0.004 (10/40)	2
CFL	2008-01-26	83	33.13	-1.6 <del>9</del>	6.47	0.069 (10/110)	3
	2008-02-07	65	32.56	-1.33	6.70	-0.020 (10/65)	4
	2008-03-31	72	32.85	-1.57	6.23	0.010 (10/85)	1
CA05MMP-07	2008-01-29	70	32.78	-1.32	_ ·	-0.016 (40/70)	4
	2008-03-15	82	33.10	-1.68	-	0.010 (40/100)	3
	2008-03-29	100	33.10	-1.68	-	0.025 (40/100)	3
	2008-04-15	90	33.11	-1.68	-	0.018 (40/90)	3
	2008-05-20	75	32.85	-1.78	-	0.010 (40/75)	2
CA16MMP-07	2008-02-12	98	33.12	-1.68	-	0.027 (40/100)	3
	2008-03-03	85	32.83	-1.48	-	-0.015 (40/85)	4
	2008-06-23	131	33.12	-1.68	-	0.012 (40/130)	3

### Tableau synthèse des observations retenues

\* Les valeurs entre parenthèses  $(p_1/p_2)$  correspond à l'intervalle de pression utilisé pour le calcul de hauteur dynamique. (Section 3.1.6)



### CASES

Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2004 - 01 - 10	105	32.69	-1.48	5.83	0.010 (50/100)	1



Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2004 - 01 - 15	50	32.01	-1.75	6.44	0.07 (10/45)	2
2004 - 01 - 20	45	32.01	-1.73	6.41	0.004 (10/45)	2



0.5 1 1.5 2 2.5

Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2004- 02 - 05	55	32.38	-1.42	6.14	-0.015 (10/55)	4



Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	MDHA	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2004 - 02 - 09	94	32.72	-1.51	5.78	0.005 (40/90)	1



Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2004 - 04 - 30	38	32.01	-1.73	6.29	0.004 (10/40)	2



Date [aaaa-mm-jj]	<b>Profondeur</b> [dbar]	<b>Salinité</b> [PSU]	Température $^{\circ}C$	Oxygène dissous [mL/L]	AHDM [Dyn m]	Classe
2004 - 05 - 15	38	32.01	-1.73	6.31	0.004 (10/40)	2



CFL

Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	°C	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 01 - 26	83	33.13	-1.69	6.47	0.069 (10/110)	3



0

### Rosette

0.005 0.01 0.015 0.02 0.025 0.03 0.035 0.04



SM-ADCP

Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 02 - 07	65	32.56	-1.33	6.70	-0.020 (10/65)	4



#### Rosette



SM-ADCP

Date [aaaa-mm-jj]	<b>Profondeur</b> [dbar]	Salinité [PSU]	Température $^{\circ}C$	Oxygène dissous [mL/L]	AHDM [Dyn m]	Classe
2008 - 03 - 31	72	32.85	-1.57	6.23	0.010 (10/85)	1



Rosette



SM-ADCP

### Mouillage : CA05MMP-07

Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 01 - 29	70	32.78	-1.32		-0.016 (40/70)	4



Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 03 - 15	82	33.10	-1.68		0.010 (40/100)	3
2008 - 03 - 29	100	33.10	-1.68	-	0.025 (40/100)	3



Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 04 - 15	90	33.11	-1.68	-	0.018 (40/90)	3



Date [aaaa-mm-jj]	<b>Profondeur</b> [dbar]	Salinité [PSU]	Température $^{\circ}C$	Oxygène dissous [mL/L]	AHDM [Dyn m]	Classe
2008 - 05 - 20	75	32.85	-1.78	82	0.010 (40/75)	2



### Mouillage : CA16-07 et CA16MMP-07

Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 02 - 12	98	33.12	-1.68	-	0.027 (40/100)	3

#### CA16MMP-07





<b>Date</b> [aaaa-mm-jj]	Profondeur [dbar]	<b>Salinité</b> [PSU]	Température $^{\circ}C$	Oxygène dissous [mL/L]	AHDM [Dyn m]	Classe
2008 - 03 - 03	85	32.83	-1.48	-	-0.015 (40/85)	4



### CA16MMP-07



Date	Profondeur	Salinité	Température	Oxygène dissous	AHDM	Classe
[aaaa-mm-jj]	[dbar]	[PSU]	$^{\circ}C$	[mL/L]	[Dyn m]	
2008 - 06 - 23	131	33.12	-1.68	-	0.012 (40/130)	3



#### CA16MMP-07



# Annexe II

## Exemple d'analyse d'une structure



Cette annexe présente un exemple d'analyse d'une structure cohérente à l'aide de la méthode décrite à la section 4.2. Nous nous pencherons plus particulièrement sur un tourbillon anticyclonique de Classe 3 observé au cours du programme CFL en janvier 2008. La série temporelle des profiles de salinité et de température sont présentées à la figure suivante :



Figure A – Contours de salinité (ligne) et de température (couleur) observés lors du passage d'une structure cohérente sous le navire pendant la série D19.

Tout comme pour l'ensemble de ce mémoire, nous considérons la densité de l'eau de mer comme étant fortement influencée par la salinité. La température des eaux arctiques généralement froides et d'une faible variabilité n'a pour sa part qu'une influence négligeable sur la densité et nous permet donc de la considérer comme un traceur passif. Dans ces conditions, l'utilisation des isolignes de salinité est équivalent aux isolignes de densité. Aux plus faibles latitudes, l'influence de la température est beaucoup plus importante et par conséquent l'utilisation des isolignes de vigueur.

#### Critères d'identification

Lorsqu'une structure est identifiée, une première étape consiste à examiner l'observation de la structure de manière à vérifier si celle-ci respecte bien les critères d'identification préalablement établis et présentés au tableau 4.1. En nous basant sur la figure présentée à la page précédente, il est alors possible d'examiner la structure en fonction de chacun des critères :

 Une modification de l'espacement entre les isolignes de salinité dans le plan vertical doit être observée.

La figure précédente démontre bien que cette condition est respectée.

- La structure est observée à l'intérieur d'au moins trois profils successifs.

Oui

- La structure est caractérisée par température interne relativement constante.
   Oui
- Les isohalines doivent être déplacées verticalement d'au moins 10 m lors du passage de la structure par rapport à avant et après son passage.

Oui

- L'entièreté de la structure de la structure doit être observée.

Oui

 Un intervalle de 25h entre deux structures est nécessaire afin de considérer chacune d'entre elles comme étant unique.

Ne s'applique pas à ce cas

L'ensemble de ces critères est donc respecté.

En plus de ces derniers critères, le critère d'anomalie maximale de hauteur dynamique doit aussi être respecté. Considérant cette structure, l'intervalle de pression sélectionné est entre 10 dbar, puisque la structure affecte la colonne d'eau jusqu'à la surface et 110 dbar qui correspond approximativement au centre la structure. Le calcul de hauteur dynamique est effectué grâce au logiciel « Ocean Data View ». La figure suivante présente la hauteur dynamique présente entre ces deux profondeurs au cours du passage de la structure.



Figure B – Variation temporelle de la hauteur dynamique observée au cours du passage de la structure cohérente entre les limites de pressions de 10 et 110 dbar. Les valeurs de hauteurs dynamiques désignées par les variables  $D_{struc}$ ,  $D_a$  et  $D_b$  sont utilisés dans le calcul de l'AHDM.

Ainsi, connaissant la variation de la hauteur dynamique pendant le passage de la structure, il est alors possible de calculer l'anomalie engendrée par le passage de la structure à l'intérieur de la colonne d'eau. Par conséquent, une moyenne des valeurs présentes avant et après le passage de la structure est soustraite à la valeur maximale observée de manière à obtenir l'anomalie maximale de hauteur dynamique engendrée par la présence de la structure :

$$AHDM = D_{struc} - \frac{D_a + D_b}{2}$$
$$AHDM = -0.1481 - \frac{-0.2212 - 0.2119}{2} = 0.0685 \ m.dyn > 0.0040$$

Nous pouvons donc considérer que l'ensemble des critères d'identification pour cette structure est respecté.

Finalement, il devient alors nécessaire de déterminer les caractéristiques internes de cette structure. Ainsi, comme observé à première figure de cette annexe, cette structure est caractérisée par un éloignement des isohalines par rapport à une profondeur centrale de 110 dbar, ce qui est caractéristique d'une circulation anticyclonique. De plus, la température interne de la structure est plus froide que les eaux environnantes. Par conséquent, nous sélectionnerons les propriétés internes de la structure en fonction du minimum de température observé à l'intérieur de la structure. La figure suivante présente le profil obtenu à l'intérieur de la structure lorsque la hauteur dynamique entre 10 et 110 dbar était à son maximum. Ce profil est aussi identifié sur la première figure par une ligne noire.



Figure C – Profils obtenus à l'intérieur de la structure cohérente.

Ainsi, les valeurs de salinité, d'oxygène dissous et de profondeur sont sélectionnées en fonction de la température minimale observée. Soit,

Température	Profondeur	Salinité	Oxygène dissous
[°C]	[dbar]	[PSU]	[mL/L]
-1.69	83	33.11	6.47