

東京大学大学院

新領域創成科学研究科

海洋技術環境学専攻

平成 30 年度

修士論文

可視赤外放射計 MODIS センサ を用いた海氷挙動解析

Sea ice motion analysis with optical-infrared sensor MODIS

提出日 2019 年 1 月 23 日

指導教員

山口 一 教授

47-166639 矢口 春吾

目次

序論	1
<u>第 1 章</u> 1.1. 海水	1
1.2. 北極海における海水の特徴	2
1.2.1. 北極海の地理	2
1.2.2. 北極海の海水の特徴	3
1.3. 研究背景・目的	7
<u>第 2 章</u> <u>使用データ</u>	8
2.1. 人工衛星を用いた海水域の観測	8
2.1.1. リモートセンシング	8
2.1.2. 使用したセンサおよびプロダクト	10
2.2. 気象データ	15
2.2.1. 地衡風データ	15
2.3. 現場海水漂流速度データ	16
2.3.1. 上向き ADCP による海水漂流速度データ	16
<u>第 3 章</u> <u>漂流速度プロダクトの作成</u>	18

3.1. 計算手法	18
3.2. 雲の追跡の除去.....	19
3.3. 精度検証	27
<u>第 4 章</u> <u>MODIS センサから算出した海水挙動解析</u>	<u>29</u>
4.1. 対象海域	29
4.2. 対象海域における海水の動き	30
4.3. 海水漂流速度と風速の関係.....	36
4.4. 対象海域における渦度分布.....	43
4.5. 対象海域における特徴的な現象.....	52
<u>第 5 章</u> <u>結論</u>	<u>55</u>
<u>第 6 章</u> <u>参考文献</u>	<u>57</u>

第1章 序論

1.1. 海氷

海氷とは、海水が凍結したものであり、世界の海表面の約 10%は海氷に覆われる。海水は淡水と異なり塩分を含んでいるため、結氷温度は約 -1.8°C であり、主に北極域および南極域で生成される。地上の降雪により生成された氷河や棚氷が崩落し、海上に流出した冰山とは区別される。

海水面が結氷温度である約 -1.8°C まで達すると、海水中に数ミリメートルの針状または板状の氷片である晶氷(Frazil ice)が形成される。海象が穏やかな場合、発生した晶氷が集合し、表面が滑らかな薄い板状のニラス(Nilas)が形成され、次第に厚さを増してゆき海氷板となる。海象が荒れている場合、晶氷同士が衝突し結合することで、外縁がめくれ上がった蓮葉氷(Pancake ice)が形成される。その後、蓮葉氷の間が凍結することで表面の凹凸が大きい海氷板が形成される。形成された海氷板が成長し、厚さが 30cm 以上になったものは一年氷(First year ice)と呼ばれる。一年氷が夏になっても溶けきらず、次の冬を迎えたものを二年氷(Second year ice)、さらに次の冬を迎えたものを多年氷(Multi year ice)と呼ぶ。

海氷域内部で海面が露出した場所をポリニアと呼ぶ。ポリニアはその生成要因から海底地形などの影響により海洋から熱を受け取り海水が凍結しない顕熱ポリニアと大陸から吹き込む風によって絶えず海洋から熱が奪われ、生産された海氷が風によって沖合に運ばれ続けることで開放水面になる潜熱ポリニアに分けられる。海氷生成の際に高塩分の海水が生産されるため、潜熱ポリニアはその性質上地球の海洋循環の原点である。こうしたことから、ポリニアの性質の変化は地球環境に大きな影響を与えられていると考えられている。

また、海氷は通常上面に積雪が存在するため白く見え、日射の反射率を表すアルベドが海洋と比較して高い。そのため、海氷の融解は海洋へ入射する日射エネルギーの増大を加速させ、さらなる温暖化をもたらす可能性がある。このように海氷は地球の気候変動のセンサーとしてだけでなく気候システムに重要な役割を果たしている。



図 1-1 実際の海水の様子

1.2. 北極海における海水の特徴

1.2.1. 北極海の地理

北極海は周囲をユーラシア大陸、北米大陸、グリーンランドに囲まれた面積約 1400 万 km^2 の海であり、グリーンランド海、バレンツ海、カラ海、ラプテフ海、東シベリア海、チュクチ海、ボーフォート海などで構成される。北極海は大陸棚が沖合まで発達しているため、中央部をのぞいてその水深は比較的浅い。さらに、周囲の大陸から大量の河川水が流入しており、海水が発達しやすい条件が整っている [1]。

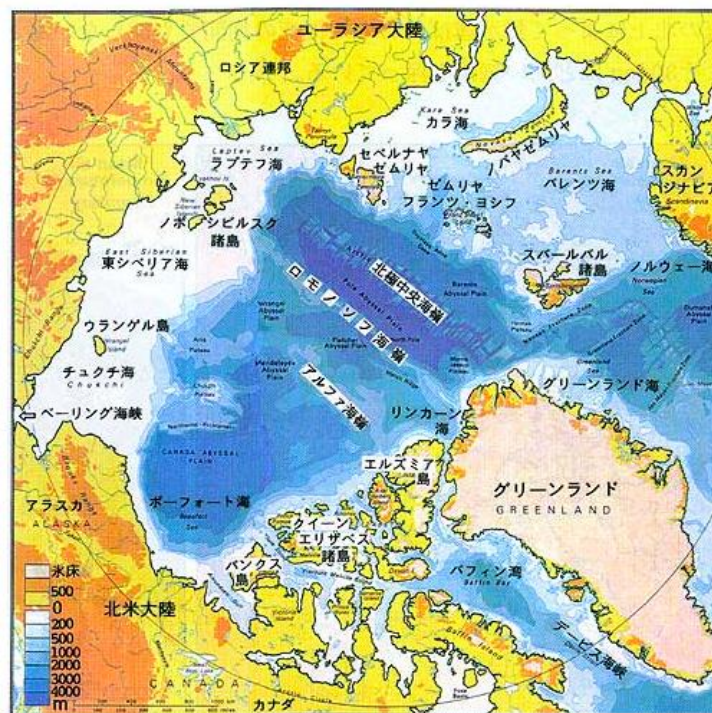


図 1-2 北極海の海底地形

(出典：北極海航路-東アジアとヨーロッパを結ぶ最短の海の道- [1])

1.2.2. 北極海の海水の特徴

図 1-3 は 2002 年以降の北極域における海水域面積の季節変化を示している。北極域の海水域面積は、3 月に北極海全域を海水が覆い最大となり、9 月に主にユーラシア大陸側および北米大陸沿いの海水が融解し、最小となる（図 1-4）。

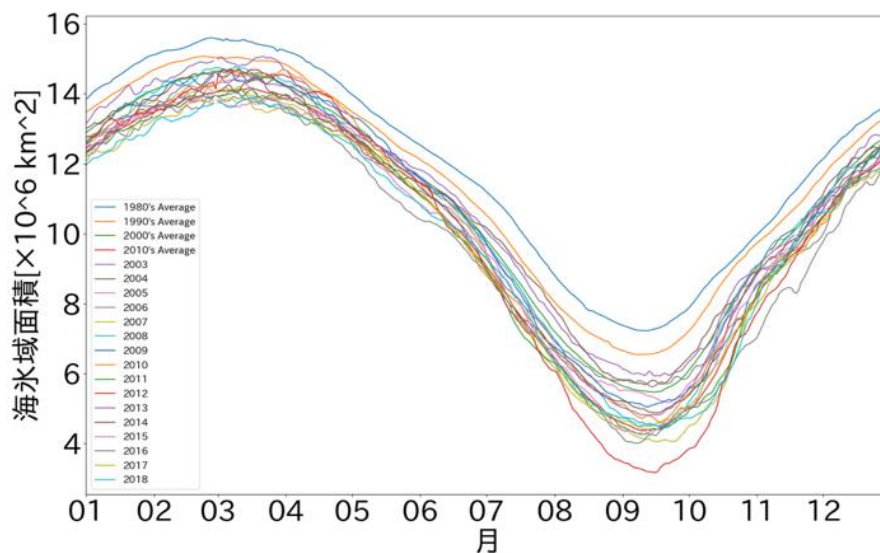


図 1-3 2002 年以降の海水域面積の季節変化 [2]

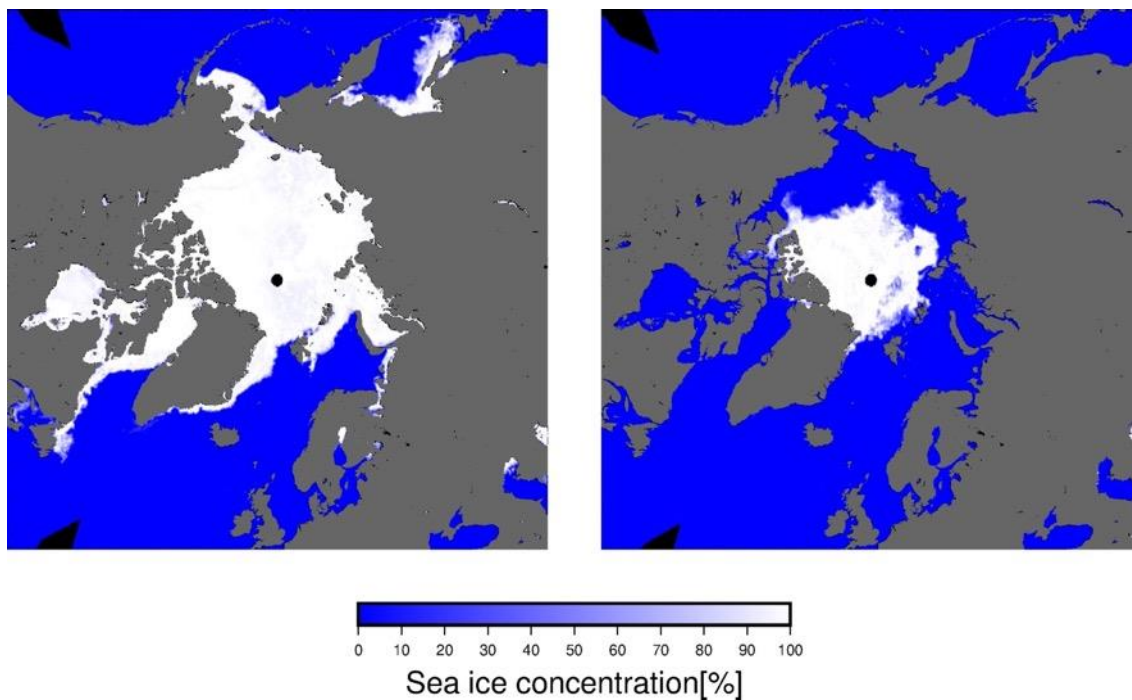


図 1-4 2017 年 3 月 10 日(左)、2017 年 9 月 11 日(右)における海水密接度(%)

海水の運動は、主に風と海流による応力によってもたらされる。北極海における特徴的な海水の流れは、ボーフォート海上に発達する高気圧による時計回りの流れであるボーフォートジャイア(Beaufort Gyre)とラプテフ海、東シベリア海からフラム海峡へと向かうトランスポーラー・ドリフト(Transpolar Drift)が存在する。トランスポーラー・ドリフトに乗って漂流する海水はフラム海峡を通過し、北極海から流出する。一方、ボーフォートジャイア内に存在する海水は流出することなく北極海にとどまるため、多年氷となりやすい。

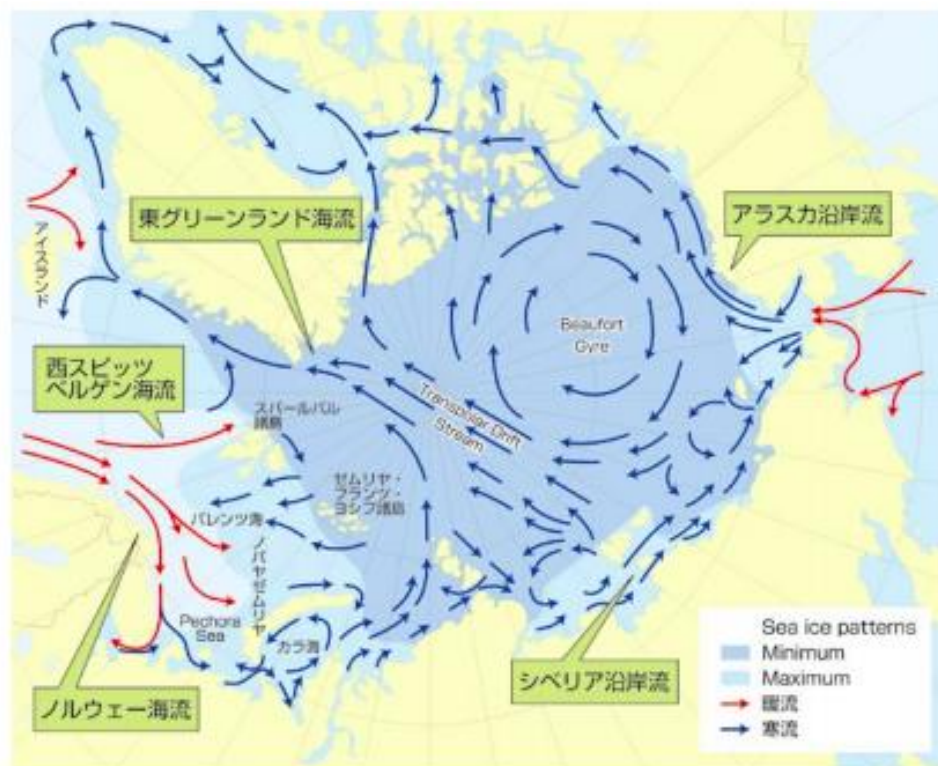


図 1-5 北極海における海表面における流れ (出典：北極海航路ハンドブック) [3]

近年北極海における海氷量が減少していることが報告されている。図 1-6 は 1978 年から 2018 年までの北極海における 9 月の月平均海氷域面積を示している。ここでの海氷域面積は海氷密接度が 15%以上の領域のことを指す。図 1-6 から見られる通り、1900 年代後半から急激に海氷域面積は減少してきており、その減少量は年間 8.2 万 km²である。海氷域面積の減少の原因として、高緯度地域における大気循環の変化によるフラム海峡からの海水流出量の増加 [4]や北極海に流入する海水温の上昇による海氷生成量の減少などが挙げられている [5]。

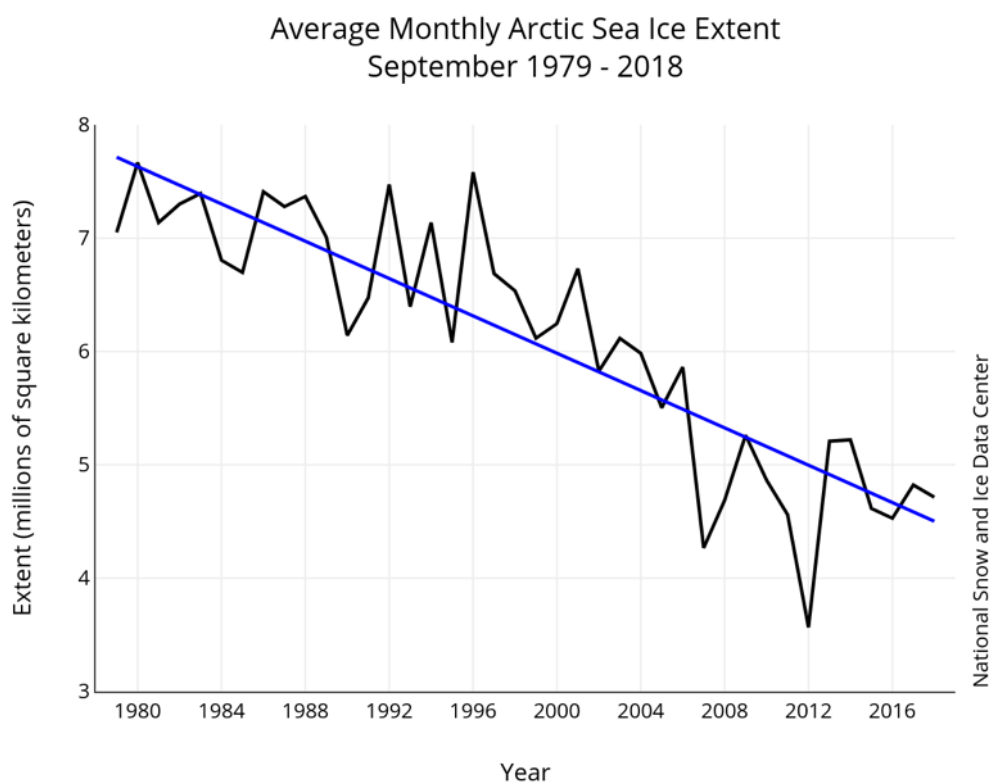


図 1-6 北極海の 9 月における月海氷域面積(出典:NSIDC) [6]

今後の海水分布の長期変化については、気候モデルを用いて予測が試みられている。図 1-7 は、IPCC 第 4 次評価報告書で用いられた 13 の気候モデルによる 9 月における海水域面積の長期予測(破線)と人工衛星観測による 9 月における海水域面積(赤線)の比較である。数値モデルのアンサンブル平均(黒線)と衛星による観測値はどちらも 1900 年代後半以降から海水域面積の減少傾向を示しているが、その減少率は、観測値の方が大きくモデルによる予測値からかけ離れている。これは気候モデルでは 2100 年付近から海水が完全に北極海からなくなる可能性があることを示しているが、それよりも早く北極海から海水がなくなる可能性があることを意味する。そのため、北極海航路の長期での計画や地球環境の急激な変化への対応を行えるようにするために、気候モデルの改善によってより精度よく長期予測を行うことが望まれる。

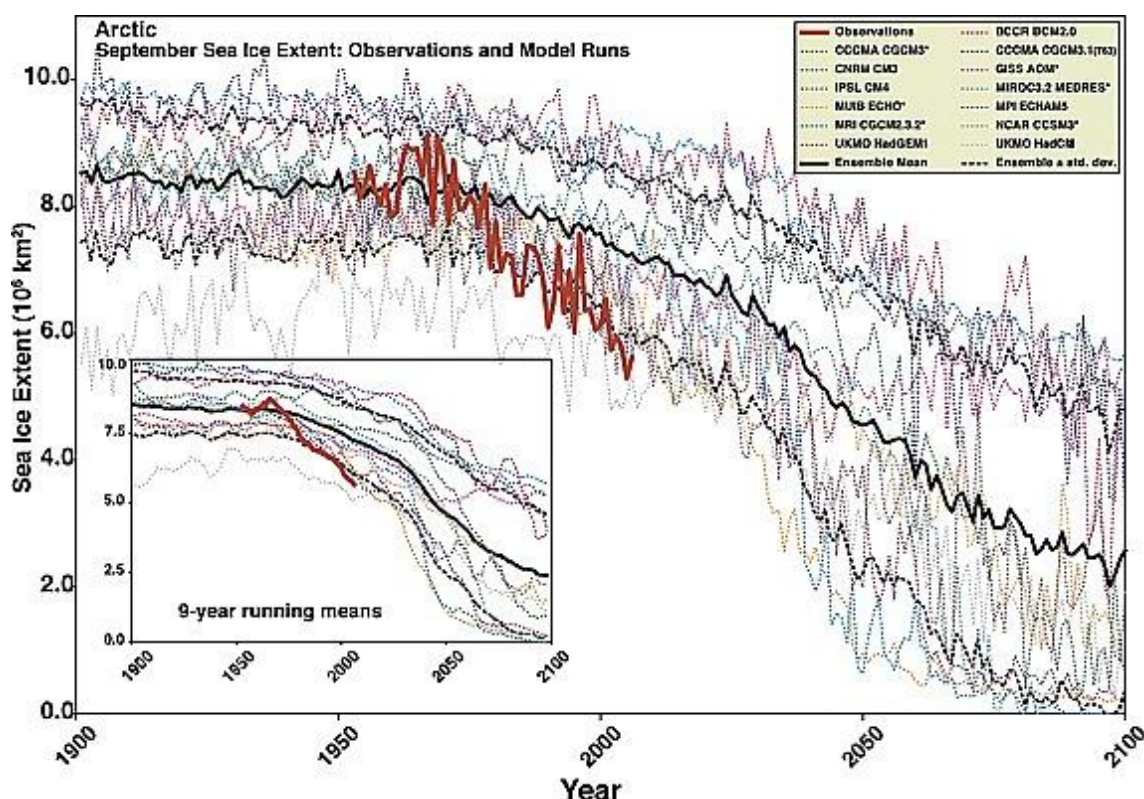


図 1-7 衛星による観測値(赤)と数値モデルによる(破線) 海水域面積の比較(出典：Stroeve, J et al (2007)) [7]

1.3. 研究背景・目的

海氷域の変動の把握は、自然科学的な課題としてだけでなく北極海航路などの社会経済的にも重要になってきている。なかでも海氷の動きは、海氷域の広がりおよび海氷厚の変動に大きく影響している。海氷の漂流速度は、漂流ブイなどの現場観測から観測できるが、それは限定的であり北極海全域を把握することはできない。近年、人工衛星によるリモートセンシングデータを用いることによって、海氷の漂流速度を算出し、北極海全体における海氷の動きを捉えることができるようになってきている (Emery et al. (1991 [8]), Kimura and Wakatsuchi (2000) [9])。Kimura et al.(2013)では、衛星データから算出した冬季の海氷の動きを解析することで、冬季に発生した海氷同士の収束によって生じるラフティングやリッジングといった海氷変形に伴う海氷厚の変化が、その次の夏季の海氷分布に大きく影響していることを示している [10]。Kwok et al.(2013) [4]、前田(2018) [11]では 1900 年代から 2013 年において北極海における海氷漂流速度が増加傾向である一方、北極海における風速が顕著な増加傾向にないことから風に対する海氷漂流速度の比率が増加傾向であることを示している。これらのように衛星から算出した海氷漂流速度によって、海氷の動きは気候環境の変化に左右される一方、海氷の分布に大きく影響していることが分かってきた

しかしながら、現在衛星リモートセンシングにおいて海氷観測で主に用いられているマイクロ波放射計による海氷漂流速度データの解像度は 60km と荒い。Horvat et al. (2016) [12]では、海氷域と開放水面の境目に形成される氷縁海域において水温および密度の傾圧不安定によって直径 10km 程度のメソスケール渦が生じ、発生した渦によって開放水面から海氷域に温暖な水が移流されることで海氷の融解が加速されることをモデルで表現している。これは、直径 1-100km 程度のメソスケールの渦現象の把握や海氷の動きに伴う海氷厚変化の定量的な把握など、より詳細な海氷の動きの現象を捉えることが、海氷モデルの改良のために重要であることを示している。そのためには、高解像度化してきている海氷モデルへ詳細な海氷の動きの情報を提供し、海氷挙動をより正確に表現することが必要であると考えられる。そのために、メソスケール現象が捉えられる高解像度の海氷漂流速度プロダクトを作成する必要がある。

金(2013)では、MODIS センサーから作成される解像度 1km の海氷表面温度プロダクトを用いて、12km 解像度の海氷漂流速度プロダクトを作成した [13]。しかしながら、海氷縁に発達するアイスバンドなどの開放水面に近い領域の海氷を捉えられないなど、メソスケールの海氷の動き現象の全体像の把握には至らなかった。

そこで、本研究では以下の 2 つを目的とする。

1. マイクロ波放射計よりも解像度が優れている、解像度 250m の可視赤外放射計 MODIS のバンドデータを用いた海氷漂流速度プロダクトの作成
2. 作成したプロダクトを用いた高解像度な海氷挙動の把握

第2章 使用データ

2.1. 人工衛星を用いた海氷域の観測

2.1.1. リモートセンシング

人工衛星によるリモートセンシングとは地球表面における対象物からの電磁波を人工衛星に搭載されたセンサで観測し、対象物に関する情報を得て、その状態を特定する技術である [14]。

センサは、受信する電磁波を自ら電磁波を観測対象物に電磁波を発生し、観測対象物から反射した電磁波を受信する能動型センサと観測対象物から放射、反射もしくは散乱された電磁波を受信する受動型センサに分けられる。

実際にリモートセンシングに用いられる波長帯は可視光、赤外、マイクロ波が用いられ、これらを使用している波長帯から、可視・反射赤外リモートセンシング、熱赤外リモートセンシング、マイクロ波リモートセンシングに大別される。

可視・反射赤外リモートセンシングは入射した太陽光エネルギーの反射を利用している。そのため、観測対象物質の反射特性から物体の判別を行う。しかしながら、太陽光エネルギーの反射を利用しているため、観測地表上に雲が存在していた場合は、雲からの反射を捉えるため地表面上の観測対象の観測を行うことができない。

熱赤外リモートセンシングは物体から放射された電磁波を観測しており、物体から放射される電磁波量は観測対象物の温度に依存するため、海水面温度の推定等に利用される。

マイクロ波リモートセンシングは微小な水滴に散乱されにくいいため、雲を通過することができる。上空の気象条件の影響を受けにくいいため、地表面を連続的にモニタリングすることが可能である。ただし、波長が長いいため可視・赤外放射計と比較して高い解像度を得ることが難しい。このようにセンサは使用する波長帯ごとに長所短所が存在し、その使用用途で使い分ける必要がある。

熱を持っている物体は電磁波を放出しており、その放射特性は物質や状態によって異なる。また、入射する電磁波をよく吸収する物体ほど、よく放出する特性もある。そのため、完全吸収体においては温度だけで放射量が一意的に決定する。このような、物体を黒体 (black body) と呼び、黒体の熱放射エネルギーはプランクの式で表すことができる。

$$B_{\nu} = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{(h\nu/kT)} - 1} \quad (1)$$

B_{ν} : 黒体の分光放射輝度、 ν : 周波数、 T : 絶対温度、

h : プランク定数、 k : ボルツマン定数

つまり、周波数 ν と温度 T より放射エネルギーを導くことができる。また、温度が上昇するにしたがって最大放射量を与える波長は短くなる。

しかし、一般の物質は理想的な黒体ではないため、その放射量は黒体よりも小さくなる。そのため、リモートセンシングによってその放射量を推定する際には、キルヒホッフの式で与えられる放射率 ε による補正が必要である。

$$\varepsilon = \frac{B}{B_b} \quad (2)$$

B : 現実物質の輝度、 B_b : 黒体の輝度

一般の物体は ε が 0 から 1 の間にある灰色体である。

また、マイクロ波帯では $h\nu/kT \ll 1$ と書けるため式(1)を近似すると以下のレイリー・ジェームズの放射則が成り立つ。

$$B_\nu = \frac{2h\nu^3 kT}{c^2} \quad (3)$$

特定の周波数について、物体の熱放射の輝度と等しい輝度で熱放射する黒体の温度をその物体の輝度温度 T_b と定義し、式(1)の輝度の代わりに用いる。代入した式に対して、式(3)の導出と同様の近似を行う。近似結果および式(2)、式(3)から以下のように書くことができる。

$$T_b = \varepsilon T \quad (4)$$

T : 物質の絶対温度、 T_b : 物質の輝度温度

以上から物体の輝度温度の値の差から物資の状態を識別することができる。

2.1.2. 使用したセンサおよびプロダクト

次に本研究で使用したセンサおよびプロダクトを示す。

・可視・赤外放射計 MODIS

MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) は、NASA(National Aeronautics and Space Administration)が打ち上げた地球観測衛星 Terra、Aqua 2 機の人工衛星に搭載されている受動型の可視・赤外放射計である。観測波長帯は 0.4nm から 14.4 μ m であり、その間を 36 バンドで観測している。1 回の観測範囲は進行方向に 10km、幅 2330km の領域である。地表解像度は観測波長帯によって異なるが、250m,500m,1000m となっている。観測波長帯が可視・赤外帯であるため、地球表面における観測対象の上空を雲が覆っている場合、もしくは太陽光が入射していない夜間および極夜期は海氷などの地球表面の観測対象を観測することができない。極域における観測頻度は、MODIS は観測幅が大きく 2 機の人工衛星に搭載されているため約 1-2 時間間隔で 1 日に複数回観測が行われる。データの利用可能期間は Terra に搭載されたものは 1999 年から現在まで、Aqua に搭載されたものは 2003 年から現在まで利用できる。MODIS センサの各バンドの詳細を表 2-1 に示す。

本研究では、解像度が 250m と最も優れている Band-1(620nm-670nm)で観測されたデータ(プロダクト L1b)をポーラステレオグラフィック座標に投影し、海氷漂流速度プロダクトの作成を行った。実際に観測された画像を図 2-1 に示す。白色の方が反射率が高いことを表している。

海氷や雲は白色であるため全ての可視光帯の波長を反射する。そのため、赤色帯である MODIS センサの band1 においても、反射率が高く白く見えている。一方で、大陸や海洋は、band1 の波長帯を吸収するため反射率が低く黒く見えている。

MODIS の band1 のデータについては NASA の地球観測データをまとめている Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS)のひとつである The level-1 and Atmosphere Achieve & Distribution System(LAADS) Distributed Active Archive Center (DAAC)から配布されているものを使用した [15]。

また、本研究では band1 のみで海氷漂流速度を作成することを目的としているが作成段階の参考情報として雲マスク(プロダクト MOD35_L2)のデータを使用した。また、海洋と陸上を区別するために雲マスクデータに含まれている陸上マスクデータについても使用した。それらも band1 データと同様に LAADS から配布されているものを使用した。

表 2-1 MODIS センサーの諸元 [16]

主用途	バンド数	波長	分解能
陸/雲/エアロゾル境界	1	620nm-670nm	250m
	2	841nm-876nm	
陸/雲/エアロゾル	3	459nm-479nm	500m
	4	545nm-565nm	
	5	1230nm-1250nm	
	6	1628nm-1652nm	
	7	2105nm-2155nm	
海色/プランクトン/生物地球化学	8	405nm-420nm	1000m
	9	438nm-448nm	
	10	483nm-493nm	
	11	526nm-536nm	
	12	546nm-556nm	
	13	662nm-672nm	
	14	673nm-683nm	
	15	743nm-753nm	
	16	862nm-877nm	
大気/水蒸気	17	890nm-920nm	
	18	931nm-941nm	
	19	915nm-965nm	
表面/雲温度	20	3660nm-3840nm	
	21	3929nm-3989nm	
	22	3929nm-3989nm	
	23	4020nm-4080nm	
大気温	24	4433nm-4498nm	
	25	4482nm-4549nm	
巻雲/水蒸気	26	1360nm-1390nm	
	27	6535nm-6895nm	
	28	7175nm-7475nm	
雲	29	8400nm-8700nm	
オゾン	30	9580nm-9880nm	
表面/雲温度	31	10780nm-11280nm	
	32	11770nm-12270nm	
雲頂高度	33	13185nm-13485nm	
	34	13485nm-13785nm	
	35	13785nm-14085nm	
	36	14085nm-14385nm	

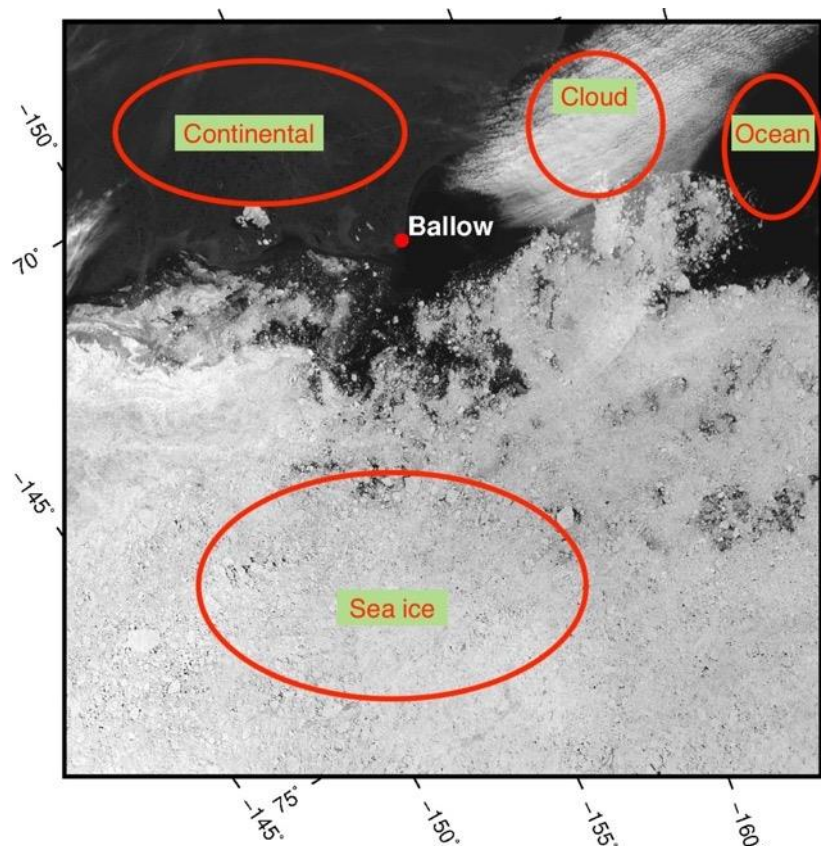


図 2-1 カナダ海盆・チャクチ海における MODIS band-1 観測画像
(例：2005 年 7 月 30 日)

・マイクロ波放射計 AMSR-E、AMSR2

・マイクロ波放射計は雲などの大気の影響を受けにくく毎日全球を観測するため、海水観測に現在最も使われている。AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS)は、NASA の地球観測衛星 Aqua に搭載された受動型マイクロ波放射計である。2003 年から 2011 年まで観測を行っていた。地表から放出される微弱なマイクロ波帯の電波を 6.9GHz から 89GHz までの周波数帯における 6 周波数帯を、水平および垂直偏波で観測するセンサである。

AMSR2(Advanced Microwave Scanning Radiometer 2)は、AMSR-E の後継機として JAXA(Japan Aerospace Exploration Agency)によって 2012 年に打ち上げられた地球観測衛星である第 1 期水循環変動観測衛星「しずく」(GCOM-W(Global Change Observation Mission 1st-Water))に搭載されたマイクロ波放射計である。観測周波数は AMSR-E の観測周波数帯に加え、電波干渉軽減のため 7.3GHz が追加された。それぞれの諸元を表 2 に示す。

表 2-2 AMSR-E センサの諸元 [17]

周波数	偏波	分解能
6.925GHz	V	43×75km
	H	
10.65GHz	V	29×51km
	H	
18.7GHz	V	16×27km
	H	
23.8GHz	V	18×32km
	H	
36.5GHz	V	8.2×14.4km
	H	
89.0GHz(A系)	V	3.7×6.5km
	H	
89.0GHz(B系)	V	3.5×5.9km
	H	

表 2-3 AMSR2 センサの諸元 [17]

周波数	偏波	分解能
6.925GHz	V	35×62km
	H	
7.3GHz	V	
	H	
10.65GHz	V	24×42km
	H	
18.7GHz	V	14×22km
	H	
23.8GHz	V	15×26km
	H	
36.5GHz	V	7×12km
	H	
89.0GHz(A系)	V	3×5km
	H	
89.0GHz(B系)	V	
	H	

本研究では、海氷情報として雲の影響を受けないマイクロ波放射計である AMSR-E および AMSR2 の輝度温度データから算出される海氷密接度および海氷漂流速度データを使用した。

海氷密接度データは、Bootstrap Algorithm (Comiso(1995) [18])を用いて 18.7GHz の垂直偏波と 36.5GHz の垂直および水平偏波の輝度温度のデータを利用して計算されたものである。

Bootstrap Algorithm は、経験則に基づいたアルゴリズムである。異なる 2つのマイクロ波帯のチャンネルで観測された輝度温度をプロットした際、海氷密接度が 95%以上の氷盤は図 2-2 で示されライン AD の周辺に分布する。分布の広がり方は海氷および大気の状態に左右される。一方、穏やかな開放水面は O の周辺に分布し、大気の状態によって OW のラインに広がって分布する。この特性を利用し、B にプロットされた場合は、OB と DA の交点である I を求め、IB と IO の内分比によって海氷密接度を推定する。

海氷密接度は国立極地研究所が JAXA と協定の下に配布しているものを利用した。水平解像度は 10km であり、北極点を中心とした 900×900 のグリッドにポーラステレオグラフィック座標で投影されている。図 2-3 に図 2-1 で示した領域における同日の海氷密接度を示す。MODIS センサでは見られていた雲が取り除かれており、海氷の分布が精度よく表されている。

AMSR-E の稼働が終了した 2011 年 10 月から AMSR2 の稼働が始まる 2012 年 8 月までの期間は海氷密接度のデータは欠測している。

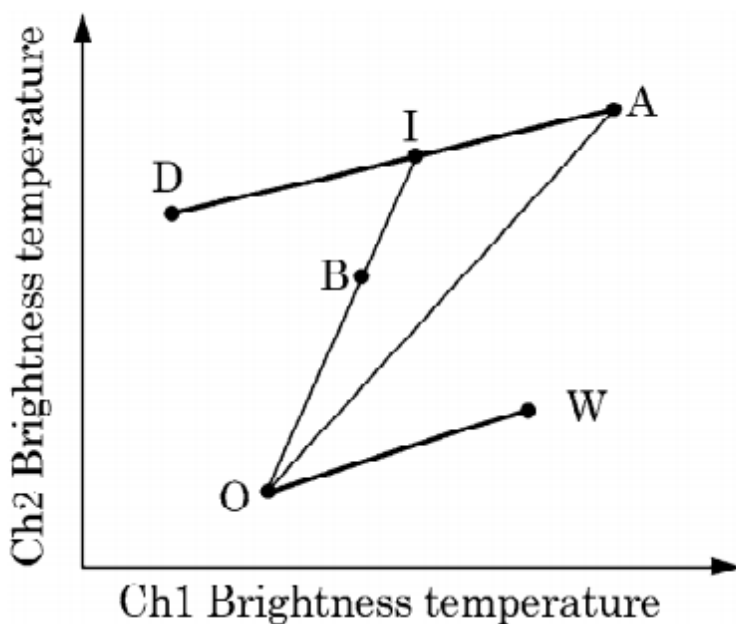


図 2-2 Bootstrap Algorithm の概念図(出典：長(2013) [19])

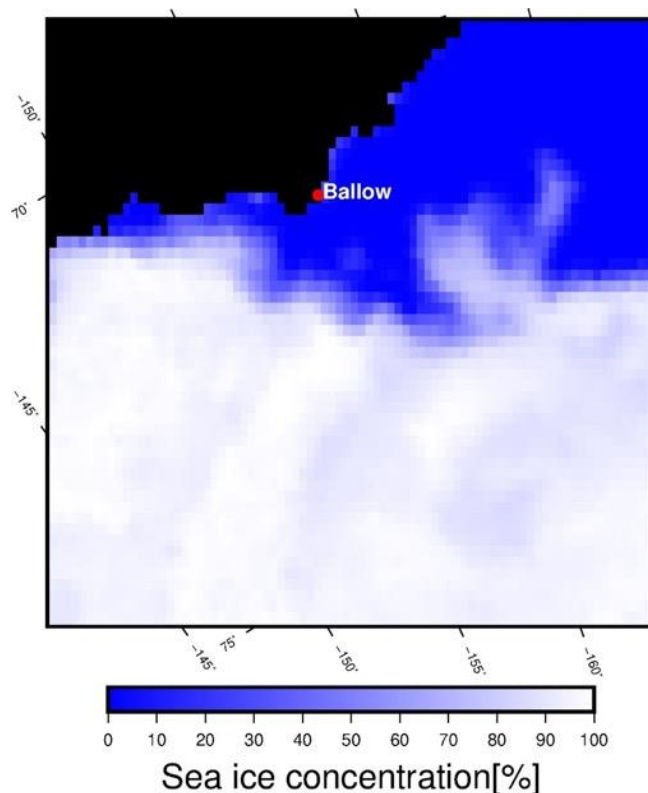


図 2-3 図 2-1 と同領域における海水氷濃度(2005 年 7 月 30 日)

従来の海水氷漂流速度データとして、kimura et al.(2013) [10]で用いられているマイクロ波放射計による海水氷漂流速度データを使用した。これは、国立極地研究所が JAXA と協定の下に配布している 36GHz(冬季)または 18GHz(夏季)の水平偏波および垂直偏波の輝度温度を用いて計算されている。計算手法は、パターンマッチングの一種である MCC(Maximum cross correlation method)を用いている。計算手法については、本研究でも用いたためプロダクト作成の章で詳細を述べる。水平解像度は 60km であり、1 日ごとに計算されている。

2.2. 気象データ

2.2.1. 地衡風データ

本研究では、海水氷の動きを解析する際の風速データとして ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)から提供されている再解析データである ERA-interim の平均海面気圧のデータを利用し、地衡風を計算し利用した [20]。

地衡風は、気圧傾度力とコリオリ力がつりあい、摩擦力が働かない状態で、等圧線に沿って平行に吹く理想的な風であり、以下の式から算出される。

$$U_g = -\frac{1}{2\rho\Omega\sin\phi}\frac{\partial P}{\partial x} \quad (5)$$

$$V_g = -\frac{1}{2\rho\Omega\sin\phi}\frac{\partial P}{\partial y} \quad (6)$$

U_g : 東西方向の地衡風、 V_g : 南北方向の地衡風、 ρ : 空気の密度、
 Ω : 地球の自転角速度、 ϕ : 緯度、 P : 気圧

2.3. 現場海水漂流速度データ

2.3.1. 上向き ADCP による海水漂流速度データ

本研究では、海水漂流速度の真値データとして北極海に設置された上向き ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) による海水漂流速度データを利用した。

ADCP は、発信した音波が水中の浮遊懸濁物で反射し、戻ってきた音波の周波数の変化 (ドップラーシフト) を利用して、流速を推定する観測装置である。

ADCP による海水漂流速度は、ADCP を海底に上向きに係留し、海水から反射する音波を利用することで観測することができる [21]。しかしながら、海水底面の形状は一定ではなく凹凸が存在する。そのため、ADCP のボトムトラック機能を用いることによって観測される。ボトムトラック機能は船底に ADCP を取り付け、水流の速度を横断観測する際に自身の対地速度を取得し、水流の対地流速を求めるために用いられる機能である。水底の識別方法は、水流の速度を観測する音波よりもパルス幅の長い音波を発することによって、対地認識精度を向上させることで判別している [22]。上向きに係留した ADCP は大きく動かないため、海水の底面における速度を観測している。

ADCP は水平方向の速度を観測するために、直下から 20 度角度をもたせ 4 方向に向けて音波を発することで 2 方向の水平成分および鉛直成分の速度を観測している。水平成分の速度に関しては、対角線上にあるセンサによってそれぞれ 1 軸の水平成分の速度を観測する。一方で鉛直成分に関しては、対角線どうしのセンサによって 2 つの観測値を得ることができる。得られた 2 つの鉛直成分の差の絶対値をエラー速度と呼び、流れ場が不均一な場合に値が大きくなり観測精度が落ちることがわかっている。そのため、本研究では、エラー速度が 5cm/s 以上になっていた場合、欠測値として扱った。

本研究で使用した上向き ADCP は、2013 年に JAMSTEC によって北極海に設置されたものである。観測情報を表 2-4 に示す。

表 2-4 使用した ADCP の観測情報

係留系名	NAP-13t
観測期間	2013 年 9 月 9 日から 2014 年 9 月 7 日
観測頻度(海水漂流速度)	1 時間
観測地点(緯度, 経度)	(北緯 74 度 31.3611 分, 西経 161 度 55.5919 分)

第3章 漂流速度プロダクトの作成

3.1. 計算手法

MODIS センサを用いた海水漂流速度の計算には、マイクロ波放射計 AMSR-E および AMSR2 による輝度温度を用いた海水漂流速度の計算に用いられている MCC(Maximum cross correlation method)を用いた。

MCC はパターンマッチング手法の 1 つである。本研究においては、ある大きさをもったテンプレートを設定し、その中の観測輝度の分布パターンにもっとも似た場所を次の時刻の衛星データの分布の中から見つけ出す方法である。

元の衛星データにおいて、テンプレート画像として大きさ $m \times n$ で中心位置を (i, j) とするブロックを $A(i, j)$ と設定し、一定時間後の衛星データにおいて、中心位置を $(i + u_x, j + u_y)$ とするブロック A と同じ大きさのブロックを $B(i + u_x, j + u_y)$ とする。ブロック A とブロック B の相互相関係数は以下の式で計算される。

$$\frac{\sum_n \sum_m (A(i, j) - \bar{A})(B(i + u_x, j + u_y) - \bar{B})}{\sqrt{\sum_n \sum_m (A(i, j) - \bar{A})^2 \sum_n \sum_m (B(i + u_x, j + u_y) - \bar{B})^2}} \quad (7)$$

\bar{A} : A の平均、 \bar{B} : B の平均

(u_x, u_y) にある一定範囲内の値を代入し、それぞれの相互相関係数を計算する。その結果、最も相関係数の値が高かった地点にブロック A が移動したと推定し、その地点の (u_x, u_y) から衛星の解像度および 2 つの衛星データの観測間隔から海水漂流速度を計算する。

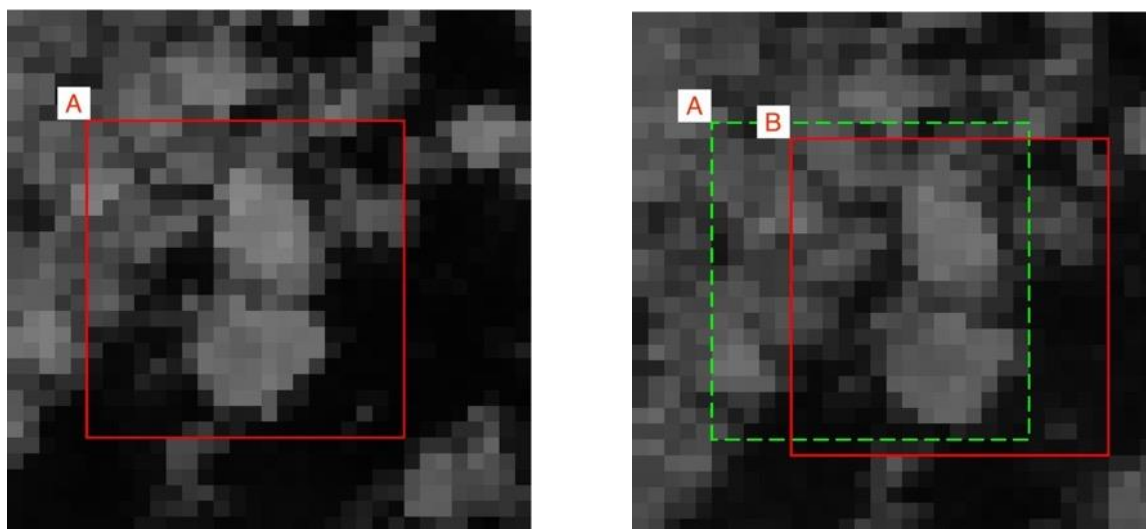


図 3-1 MCC の例（ある時間における画像データ（左）、一定時間後の画像データ（右））

MCC は、比較画像の相互相関係数から類似性を判定する。そのため、元の衛星データで捉えられていた海水が一定時間後に断裂や大きな回転運動をしていた場合、相関係数が落ちてしまい検出できない可能性が上がってしまう。本研究では、メソスケールの海水の動きを捉えることを目的としている。そのため、1 日おきに計算することが多い海水漂流速度であるが、より短い時間間隔で計算することが望ましい。そこで、1 から 2 時間の間隔で観測された衛星データを用いて海水漂流速度の計算を行うこととし、海水の断裂や急激な回転運動による計算の不成立をできるだけ回避した。

本研究では、MODIS の輝度データに対してテンプレート画像の大きさを 20×20 ピクセルとして計算を行った。相関関係は、1 グリッドおきに計算され、まず 250m の解像度で海水漂流速度が計算される。さらにデータの信頼性を高める為に個々の結果にフィルタリングを行ったのち、 20×20 ピクセルの範囲で空間的に平均化し、5km 解像度の海水漂流速度プロダクトを作成した。

3.2. 雲の追跡の除去

MODIS は可視赤外放射計であるため、マイクロ波放射計とは異なり雲があると海水を観測できない。そのため、相互相関係数の値のみでパターンマッチングの正誤判定を行うと、雲を追跡してしまう恐れがある。一方で陸地については陸地マスクを用いて区別することができ、開放水面についてはテンプレート画像が特徴を捉えにくいいため、相関係数が小さくなり追跡することはない。

図 2-2 に使用した衛星データを示す。多くの領域において海水が確認でき、画像の右下に雲が覆っているのが目視から確認することができる。雲を取り除く方法の一つに MODIS の物理プロダクトとして配布されている雲マスクを用いることが考えられる。図 2-3 に雲

マスクプロダクトによって雲だと判別された領域を示す。灰色の領域が雲だと判定された場所、青色の領域が雲がないと判定された場所を示す。目視で雲だと識別できる領域は雲マスクで雲だと判別されている。しかしながら、薄い雲に覆われ海氷が目視で識別できる場合も雲だと判別されている。そのため、雲マスクを用いて表面の状態を区別すると捉えられる海氷の動きが減少する。

雲と海氷の移動速度は雲の方が大きく、また雲は流動的である。その特徴を踏まえ、テンプレートマッチングにおいて雲と海氷を区別する手法を検討した。

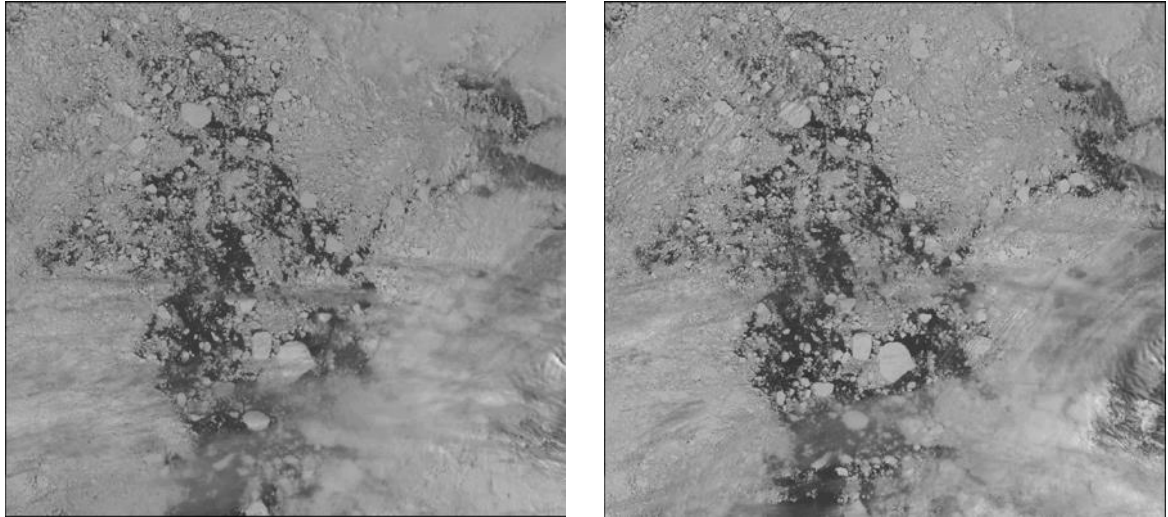


図 3-2 確認に使用した衛星データ（元画像(左)、1 時間 40 分後の画像（右））

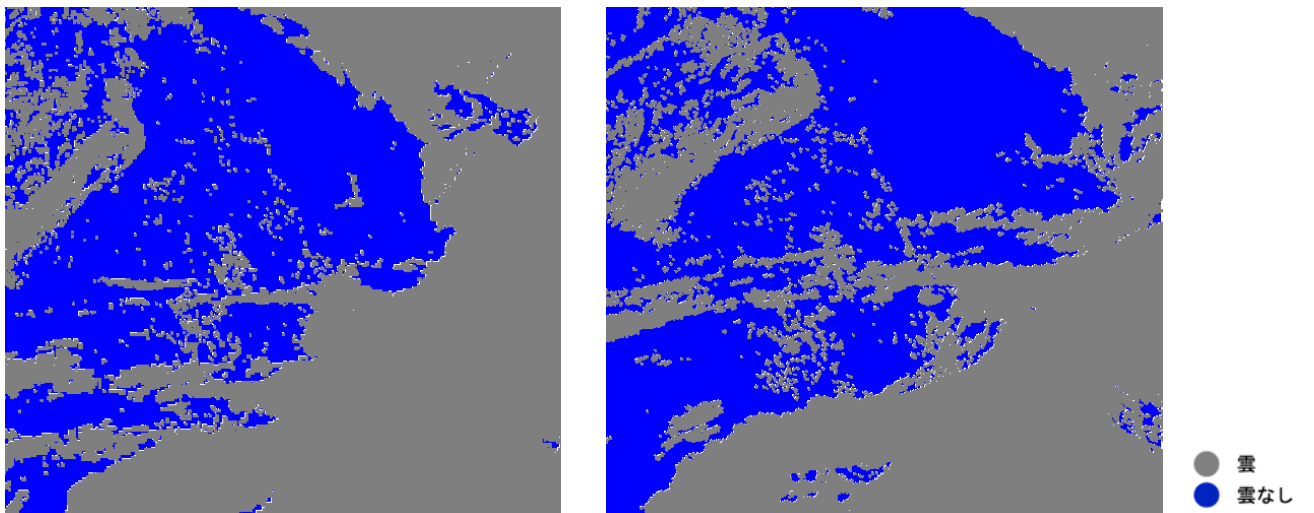


図 3-3 図 3-2 における雲マスク(元画像(左)、1 時間 40 分後の画像(右))

図 3-4 にテンプレート画像が完全に海水を捉えている場合の探索範囲内における相関係数の分布を示す。探索範囲内における相関係数の最大値は 0.7 以上となっており、テンプレートマッチングが成功している。また、相関係数が大きく出ている箇所は 1 点に集中しており、推定位置が一点に絞られている。

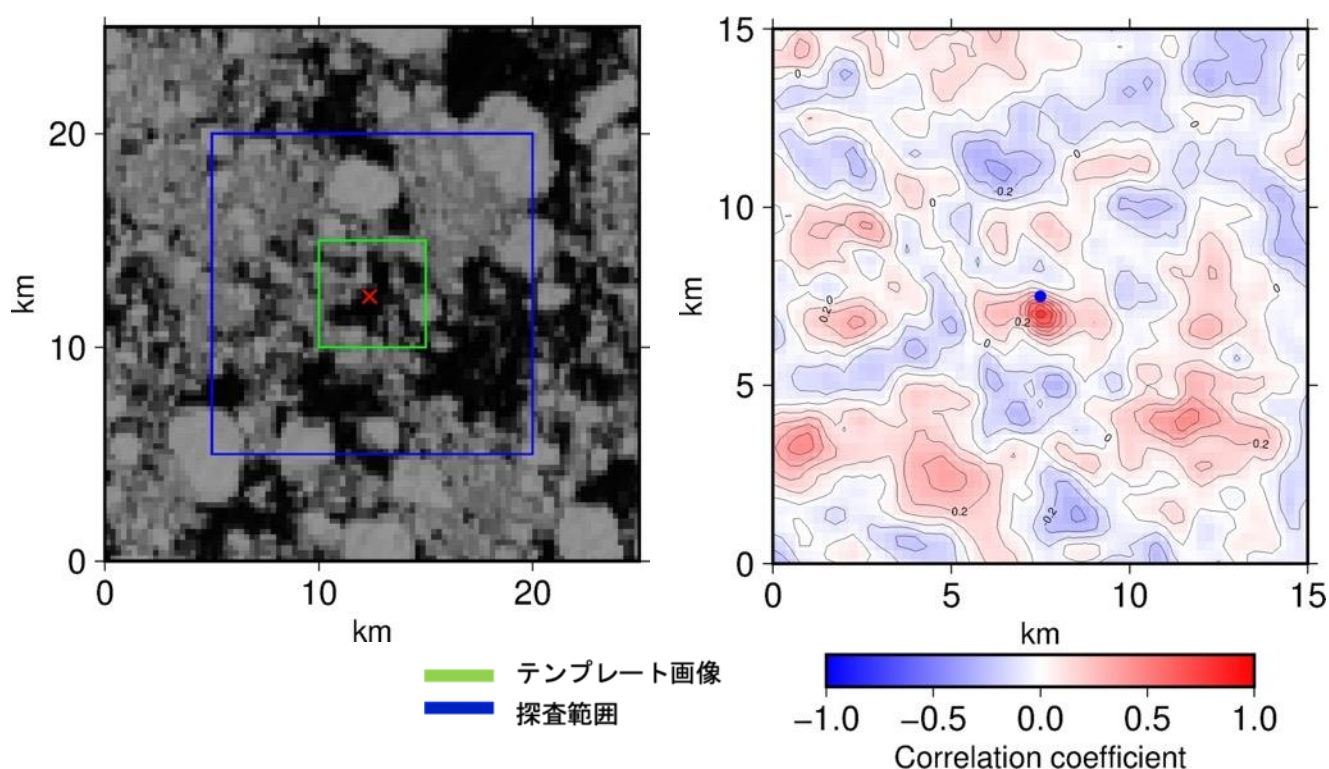


図 3-4 テンプレート画像(緑枠)が海水を捉えている場合の次の観測データにおける探索範囲内の相関係数の分布(元の衛星データの様子(左図)、探索範囲内(青枠)における相互相関係数の分布(右図))

図 3-5 に、テンプレート画像が雲を捉えている場合の探索範囲内における相関係数の分布を示す。探索範囲内における相関係数の最大値は 0.7 以上と高い値となった。そのため、テンプレートマッチングとしては、成功していると判定される。しかしながら、テンプレート画像が海水を捉えていた場合と異なり、相関係数が 0.7 以上となった箇所が 1 点だけでなく複数みられる。また、最大値をとった箇所の周囲の相関係数の分布が海水をとらえていた場合と異なり、広がりを持った分布をしている。

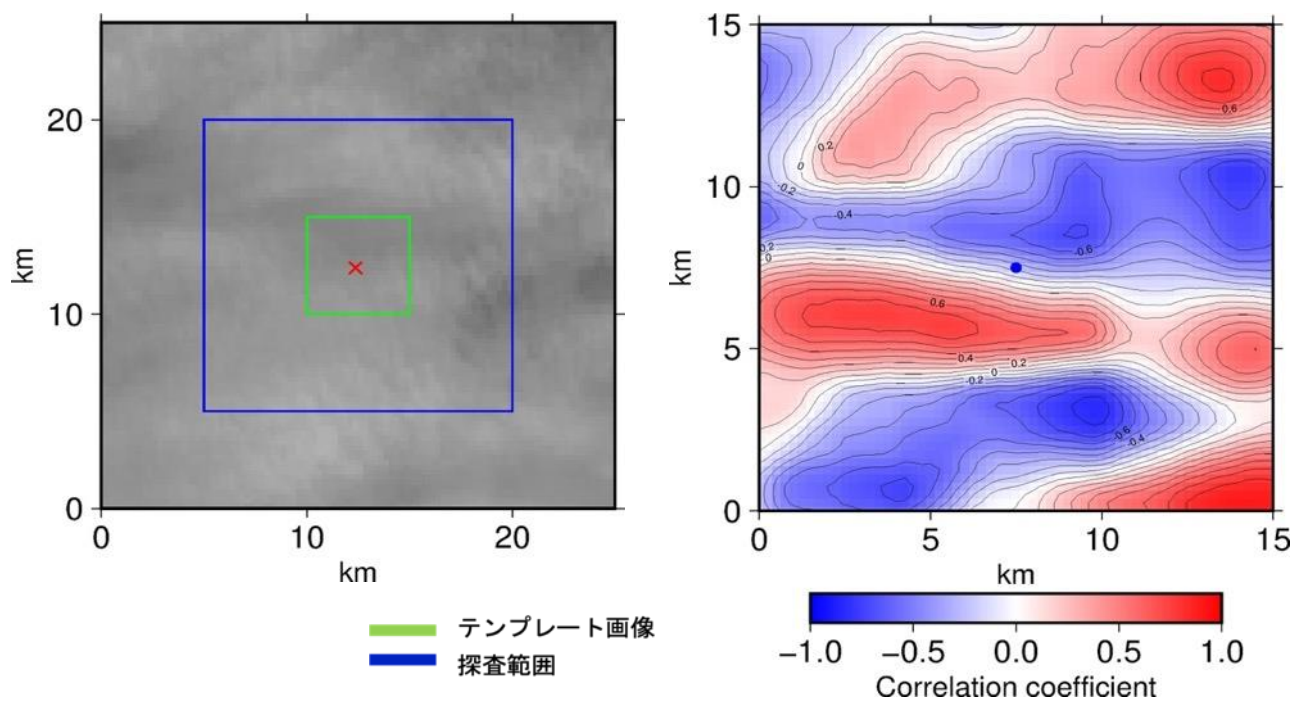


図 3-5 テンプレート画像(緑枠)が雲を捉えている場合の探索範囲内における相関係数の分布の様子(元の衛星データの様子(左図)、探索範囲内(青枠)における相互相関係数の分布(右図))

次に、雲がある場合とない場合の相関のピークの形の比較を行う。雲マスクデータを用いてテンプレート画像の 80%以上を雲だと判別された場合を雲ケース、20%以下を雲だと判別された割合を晴れケースとした。

まず、雲ケースおよび晴れケースにおける探索範囲内での相関係数の最大値の頻度を図 3-6 に示す。晴れケースにおいては、0.8 程度の相関係数が高いものが多く確認された。しかしながら、雲ケースにおいても、0.8 以上の高い相関係数が確認された。

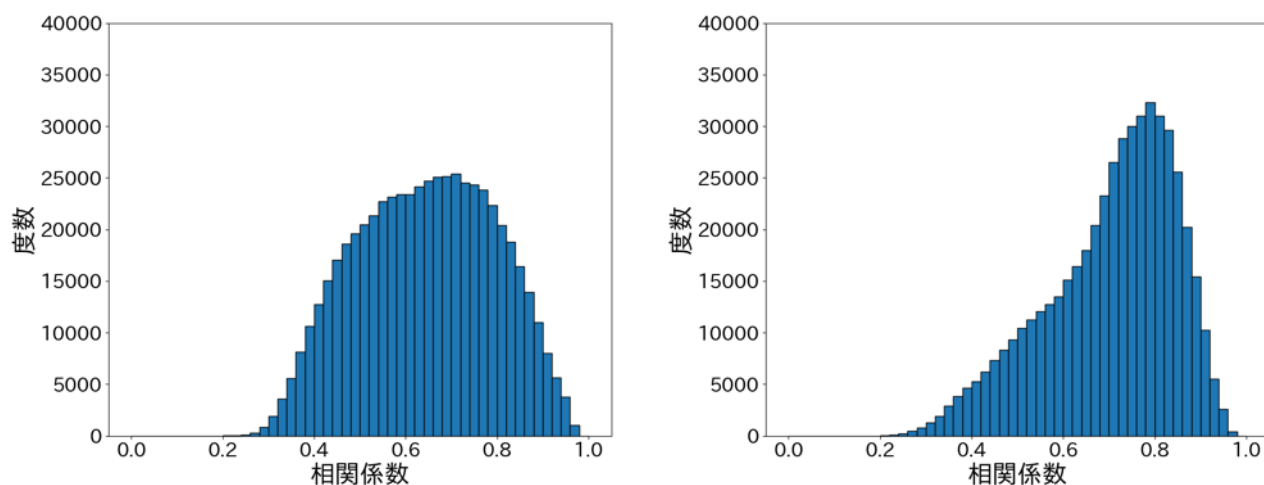


図 3-6 相関係数の最大値の頻度(雲ケース(左図)、晴れケース(右図))

この結果から、テンプレート画像が雲を捉えている場合においても相関係数の最大値の値は大きくなってしまふ場合がある。そのため、相関係数の最大値を閾値とした条件でパターンマッチングの正誤を判定し、海水漂流速度プロダクトの作成を行った場合、海水のみでなく雲も追跡してしまう可能性がある。

次に、テンプレート画像が海水を捉えていた場合と雲を捉えていた場合の相関係数の分布において特徴的な違いであった、相関係数が大きな値をとった場所の数および最大値をとった場所の周囲の相関係数の分布の比較を行う。

まず、相関係数が大きな値をとった場所の数の比較を行う。比較方法としては、雲ケースの場合に探査範囲内に2箇所以上の大きな相関係数をとる傾向があると考え、探査範囲内における相関係数の最大値と2番目に大きな値の差をとることで比較を行う。図 3-7 に曇りケースと晴れケースにおける相関係数の最大値と2番目に大きかった値の差の頻度を示す。雲ケースの場合、相関係数が高い値をとなる箇所が複数点現れる傾向にあるため、差が小さくなる傾向が見られる。一方で、晴れケースの場合は相関係数が高くなる箇所が1点に集中しやすい傾向があるため、差が大きくなる傾向が見られ、雲ケースと異なった特徴をもつことが確認された。

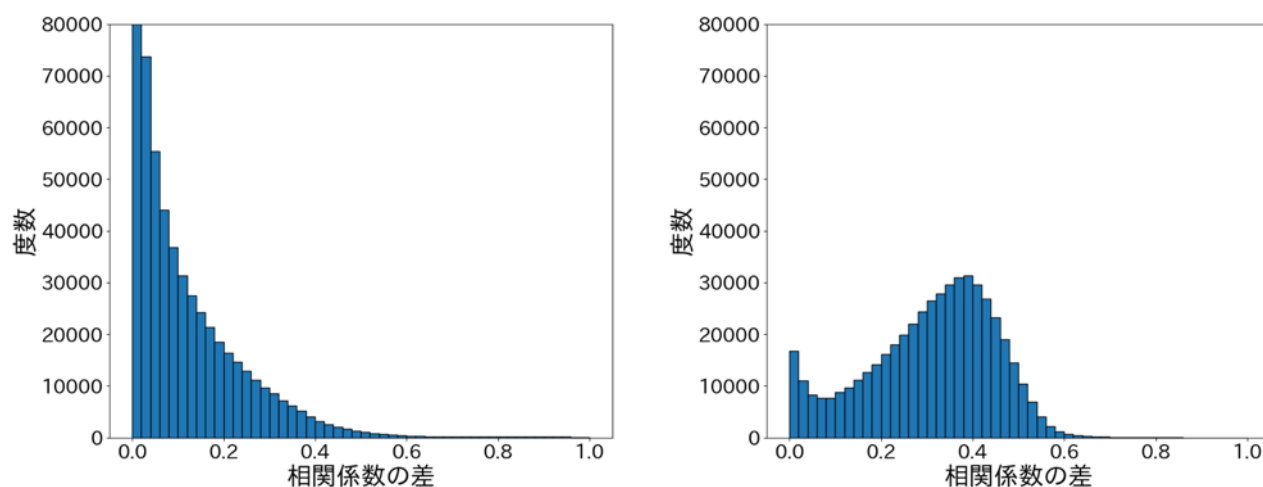


図 3-7 相関係数の最大値と 2 番目に高い値の差(雲ケース(左図)、晴れケース(右図))

次に、相関係数の最大値の箇所となった周辺の相関係数の分布の特徴の比較を行う。相関係数の最大値の場所をとった周辺の相関係数の分布による比較方法は、相関係数の最大値と最大値をとった場所から周囲 3 ピクセル離れた場所における相関係数の平均との差をとることで、雲ケースと晴れケースの比較を行う。

図 3-8 に曇りケースと晴れケースにおける相関係数の最大値と最大をとった場所の周囲における相関係数の平均の差の頻度を示す。雲ケースの場合、最大値をとった場所を中心として高い相関係数が広がりを持った分布を持つ傾向があるため、差が小さくなる傾向が見られた。一方、晴れケースの場合には相関係数の最大値の地点の 1 点のみに集中する傾向が多いため差が大きくなる傾向が確認され、こちらの特徴においても雲ケースと晴れケースは異なる特徴を持つことが確認された。

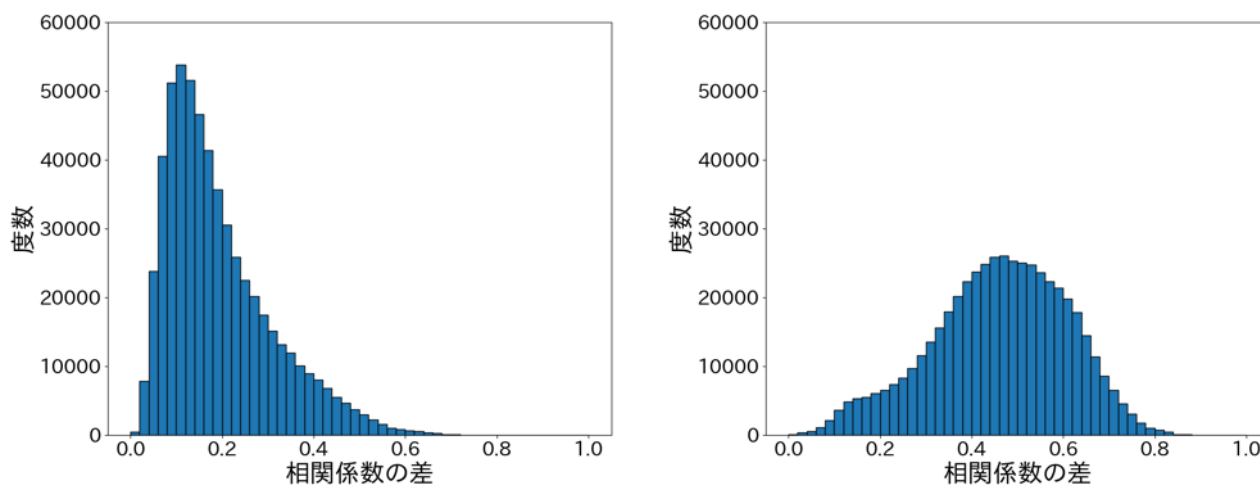


図 3-8 相関係数の最大値と最大値をとった箇所の周囲 3 ピクセル離れた箇所の平均の差(雲ケース(左図)、晴れケース(右図))

これらの結果をもとに相関係数の最大値と 2 番目に高い相関係数の値の差と相関係数の最大値と最大値の地点の周囲 3 ピクセル離れた地点の相関係数の平均の差を閾値として設けることで、テンプレート画像が海水を捉えている場合と雲を捉えている場合の区別を行う。

それぞれの閾値については、確認に使用した衛星データの対象範囲内において大きくずれている海水漂流速度ベクトルが無く、最も広範囲で海水漂流速度が計算されたものを採用し、次に述べる精度検証を重ねながら値を決定した。

その結果から以下の 3 つの閾値を満たした場合、テンプレート画像が雲ではなく海水を捉えていると判別した。

1. 相関係数の最大値が 0.55 以上
2. 相関係数の最大値と 2 番目に高い相関係数の値の差が 0.1 以上
3. 相関係数の最大値と最大値の箇所の周囲 3 ピクセル離れた箇所の相関係数の平均の差が 0.45 以上

これらの閾値の精度検証結果を次に示す。

3.3. 精度検証

3.2 章で提案した閾値を用いて、海水漂流速度の計算を行い、ADCP による海水漂流速度データを用いて精度検証を行った。

計算期間は、2014 年 3 月から 9 月である。計算領域を図 3-9 に示す。上向き ADCP の周囲 30km を計算領域とした。図 3-9 の水平方向を X 方向、垂直方向を Y 方向とする。

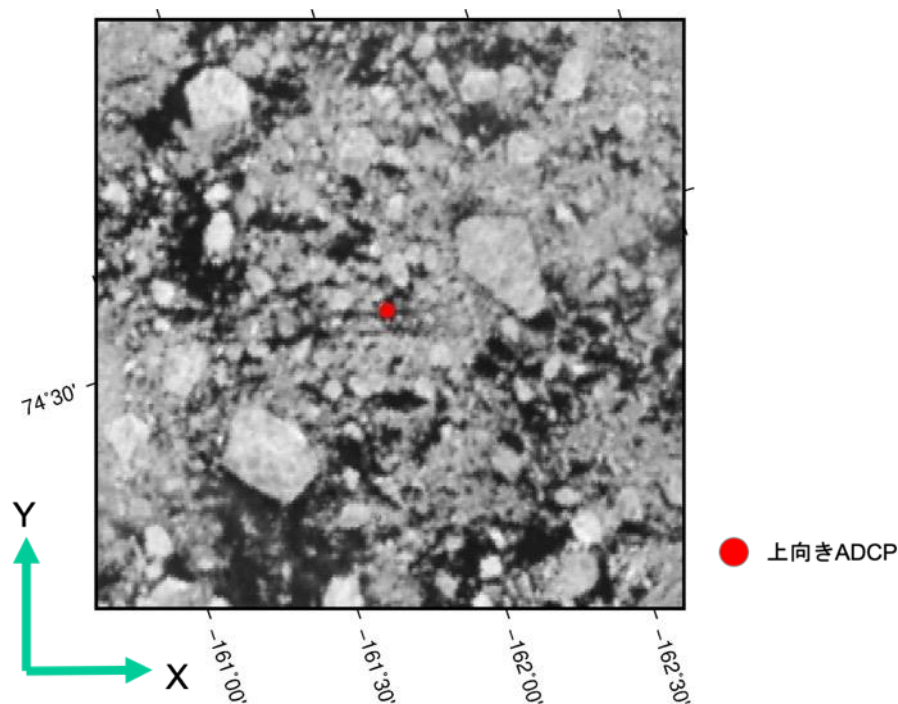


図 3-9 検証用計算領域(2014 年 7 月 29 日 22 時)

総比較数は 195 であった。月ごとの比較数を表 3-1 に示す。8 月および 9 月については、ADCP の上部に海水がなくなったため比較数が 0 となっている。

比較結果の散布図を図 3-10 に示す。X 方向および Y 方向の相関係数は X 方向が 0.9913、Y 方向は 0.9713 であった。平均 2 乗誤差(RMSE)はそれぞれ X 方向に 1.372 cm/s、Y 方向に 1.549 cm/s であった。また、計算期間における ADCP による平均海水漂流速度は X 方向が 5.961cm/s、Y 方向が-1.96cm/s であった。これらの結果から MODIS データを用いて海水漂流速度を精度よく算出できていることが確認された。本研究では上記の条件を用いて算出した海水漂流速度を用いて解析を行った。

表 3-1 海水漂流速度の比較数

対象月	比較数
3 月	40
4 月	70
5 月	28
6 月	45
7 月	16
8 月	0
9 月	0
10 月	0

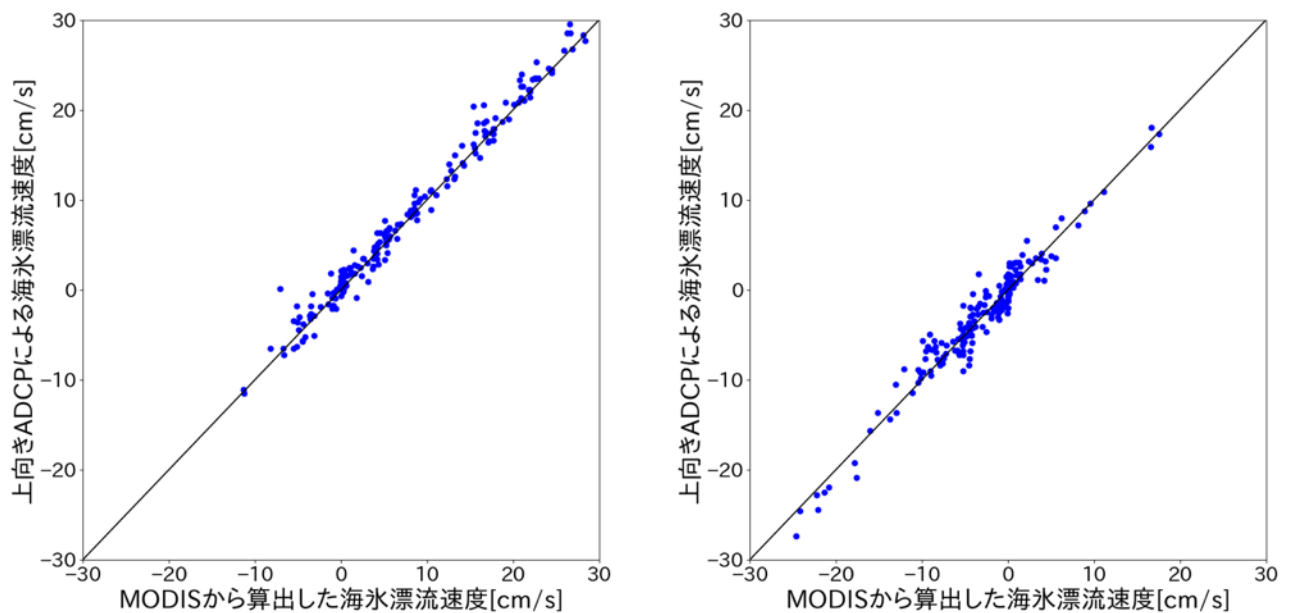


図 3-10 MODIS から算出した海水漂流速度と ADCP による海水漂流速度の比較
(X 方向(左図)、Y 方向(右図))

第4章 MODIS センサから算出した海氷挙動解析

MODIS センサから算出した海氷漂流速度プロダクトにより、マイクロ波放射計によって算出される海氷漂流速度(解像度 60km)の 12 倍の 5km 解像度で海氷の動きが捉えられるようになった。

解像度が向上したことにより、大気・海洋・海氷の相互作用が複雑な海氷縁における海氷の動きの解析が可能になる。また、局所的な海流が卓越している地域においては、海氷が海流によって動かされるため海域特有のメソスケールの海表面の流れを捉えられることも期待される。

本研究では、季節海氷域であるチャクチ海・カナダ海盆における海氷の挙動を解析した。

4.1. 対象海域

対象海域はチャクチ海・カナダ海盆の一部とした。対象領域と対象領域内における卓越している海流を図 4-1 に示す。赤矢印で描かれているのが卓越した海流を示している。

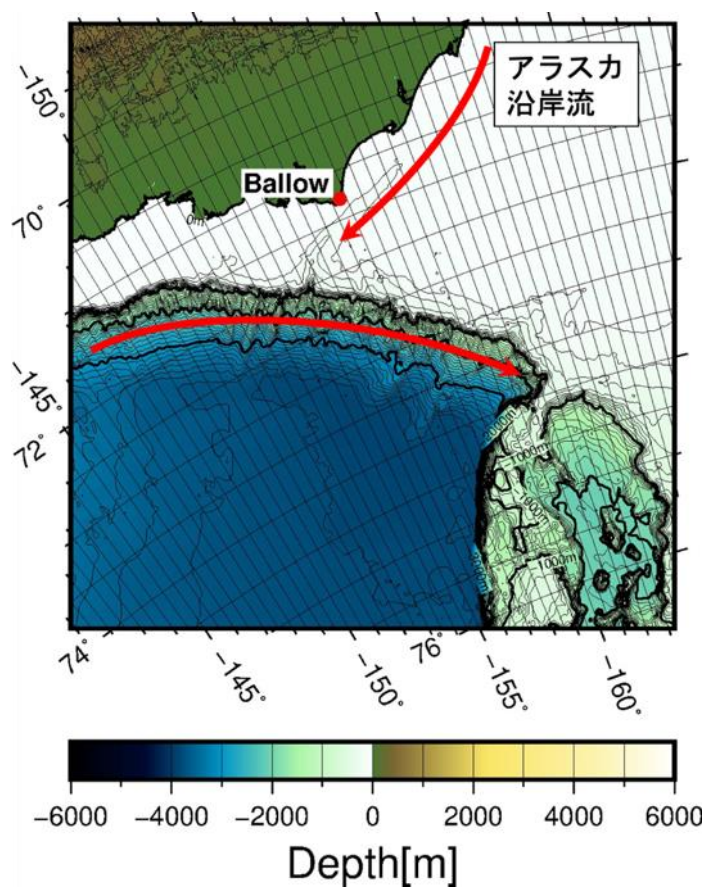


図 4-1 対象海域

まず、対象海域における海水分布の特徴を述べる。この海域は夏に海水が海域からなくなる季節海水域である。図 4-2,3,4 に 3 月から 10 月までの月海水密接度を示す。この海域は、3 月から 5 月まで全域を海水に覆われ、6 月から西のベーリング海側および東側の大陸に沿った地点から海水の融解が始まり、8 月から 9 月にかけては全域の 8 割以上の海水が無くなる。その後、10 月頃から海水が北側および大陸側から成長してくる。近年この海域は顕著な海水面積の減少が確認されている [5]。

次に、対象海域における特徴的な海象を挙げる。この海域における特徴的な海流は、アラスカ沿岸に沿って流れるバレンツ海峡を通過してきた温暖な太平洋水で構成されるアラスカ沿岸流と東側のカナダ海盆から流れ込む寒冷な大陸棚外縁に沿った海流が挙げられる。また、アラスカ沿岸流がバロー岬沖に存在する水深が急激に大きくなるバロー海底溪谷を通過する際、渦位保存から高気圧生の渦が発達することが衛星による海水温データおよび海洋モデルを用いて解析されている (Watanabe(2011) [23])。

そのため、本研究では海水融解期に発達する海水縁における複雑な運動や海域による局所的な海流の流れを海水の動きから捉えられているかを確認するためこの海域を対象とした。

解析期間については Aqua に搭載された MODIS のデータが提供され始めている 2003 年から 2017 年とし、対象月は極夜期を除く 3 月から 10 月とした。

4.2. 対象海域における海水の動き

はじめに、図 4-2,3,4 に MODIS から算出した対象海域における 2011 年の月平均海水漂流速度を示す。

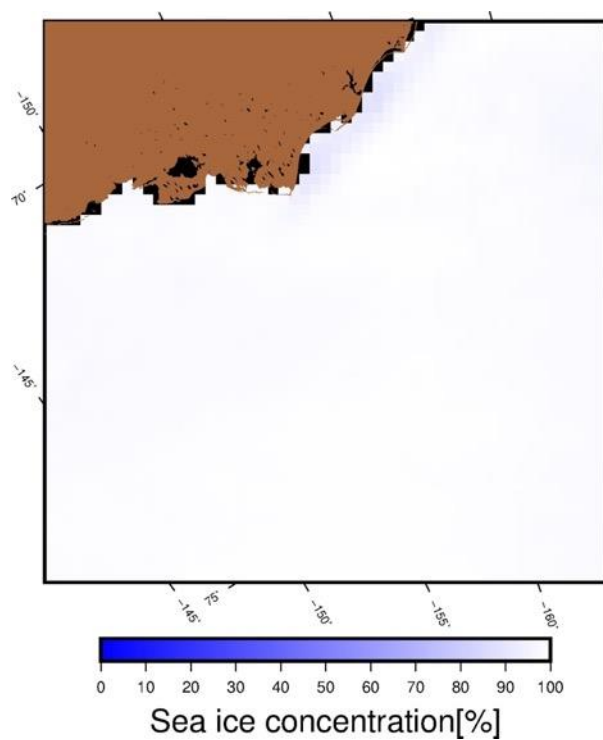
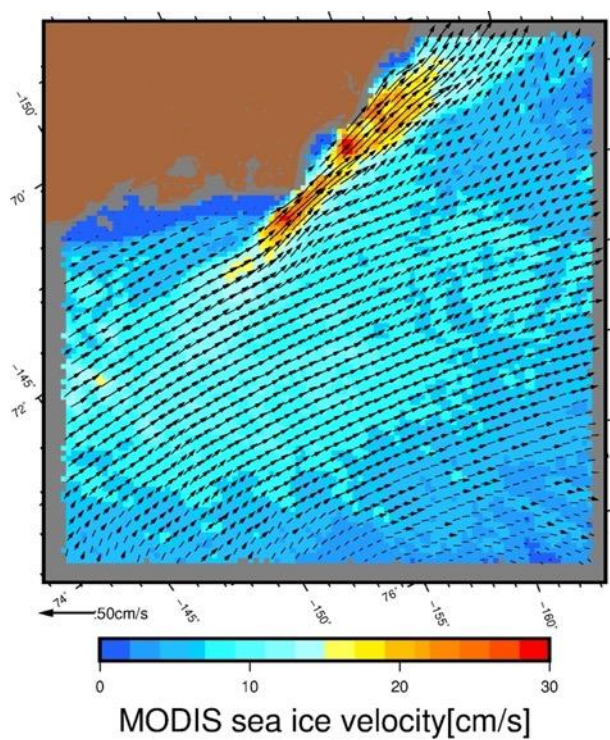
3 月および 4 月は海水密接度が大きく海水が動きにくいいため、大陸沿岸を除いて多くの領域で 10cm/s 程度の値となっている。バロー岬付近における大陸沿岸の海水漂流速度が大きくなっている原因としては、大陸から吹く沖向きの風によってもたらされる海水の生成場 (アラスカ沖バロー沿岸ポリニア) であるため海水密接度が減少することが多く、海水の動きが起こりやすいためであると考えられる。

5 月・6 月には、3 月・4 月と比較して海水密接度が減少するため、海水が動きやすくなりボーフォートジャイアによって駆動される時計回りの動きが全体的に大きくなっている。また、海水の後退に従って大陸沿岸にアラスカ沿岸流に沿った海水の流れが見られる。

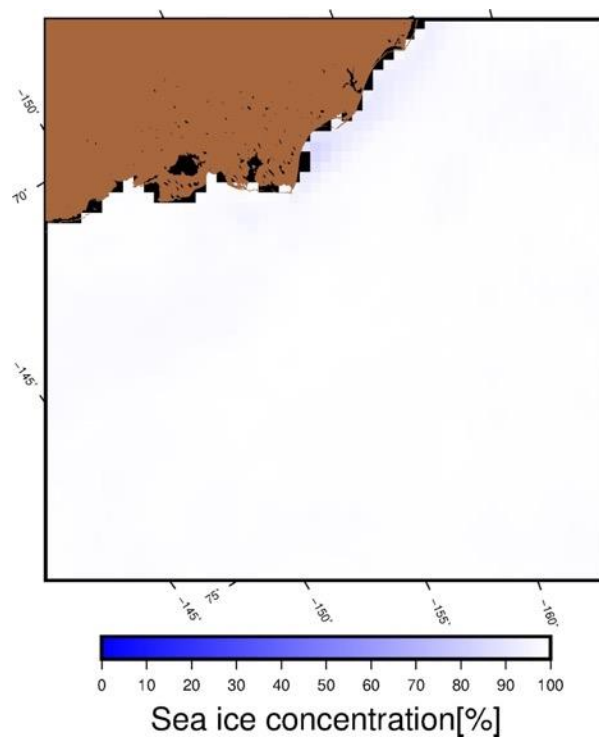
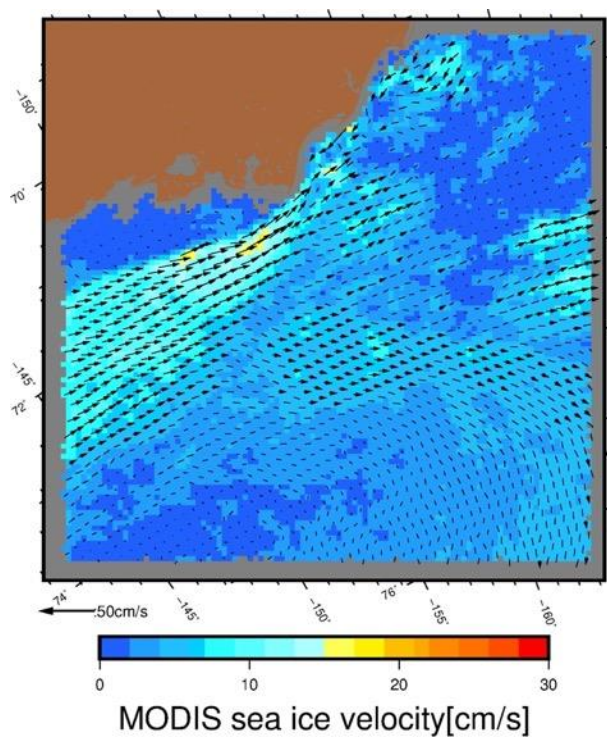
7 月から 9 月には、海水密接度がさらに減少した場所で蛇行や渦など直線的ではない動きが見られる。また、大陸棚に沿って海水漂流速度が大きくなる傾向が見られた。これは、川内(2014) [24] で報告されている大陸棚外縁流れに乗った漂流ブイの軌跡と類似している。

10 月には新しくできた海水であるため海水厚が小さいことまた海水密接度が小さいことから海水漂流速度が大きくなる傾向が見られた。海水の動きの流れはボーフォートジャイアに沿った時計回りの流れが卓越している。

これらの海氷の動きの駆動力を明らかにするため、まず漂流ブイおよびマイクロ波放射計から解析されている風との対応関係について同様の関係があるか解析した。

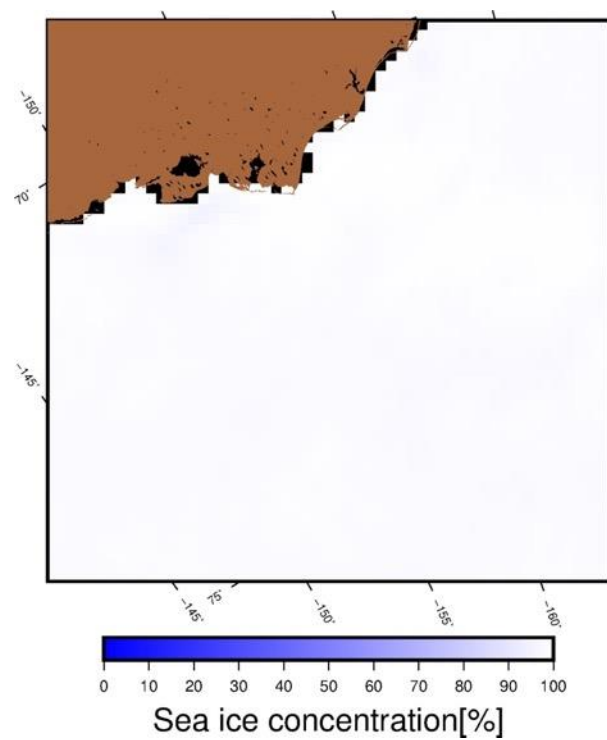
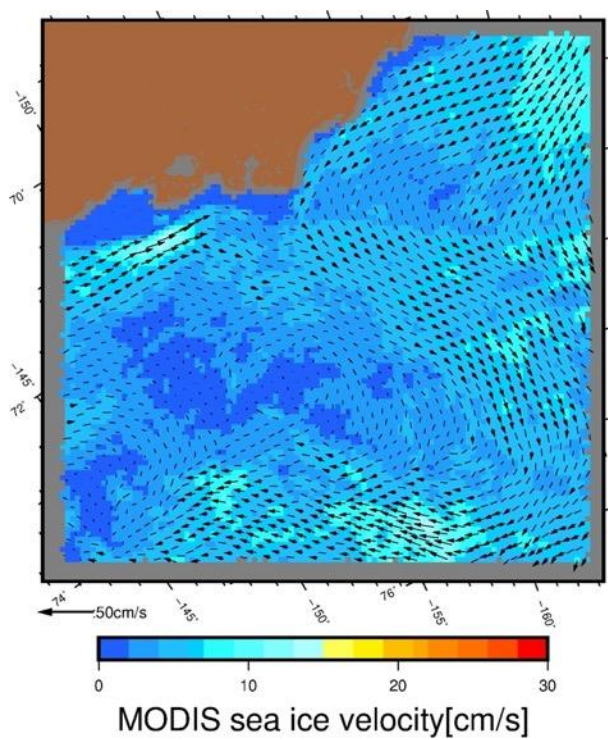


3 月

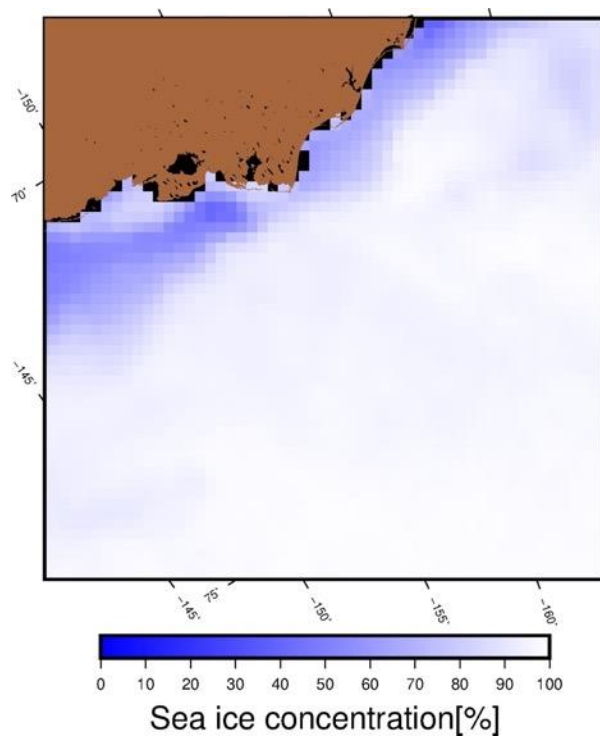
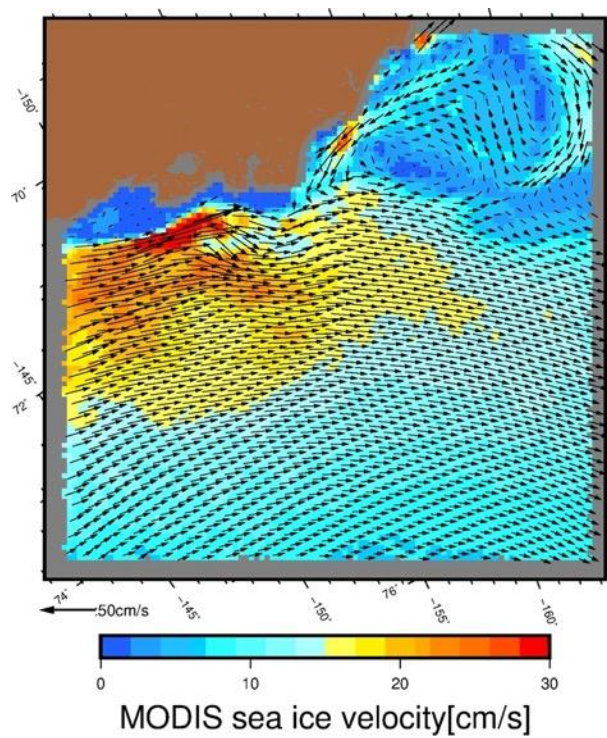


4 月

図 4-2 2011 年における月平均海水漂流速度(左図)と月平均海水密接度(右図)①

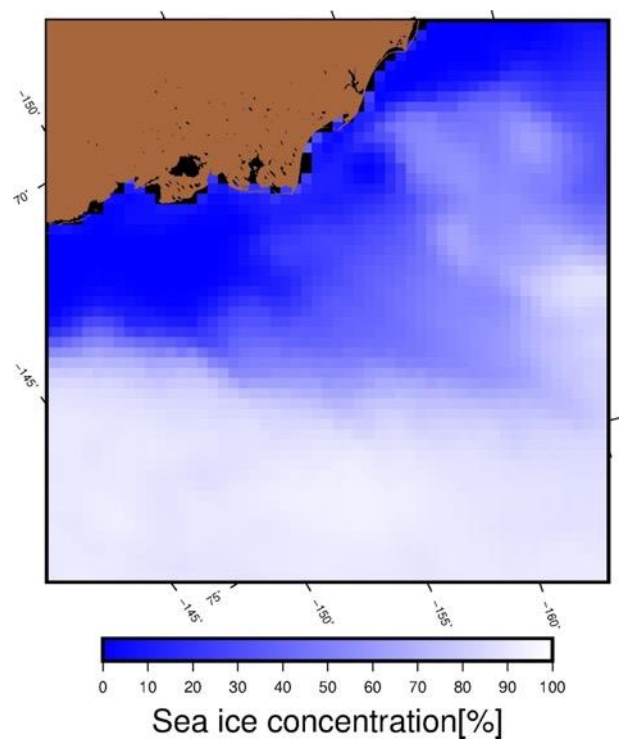
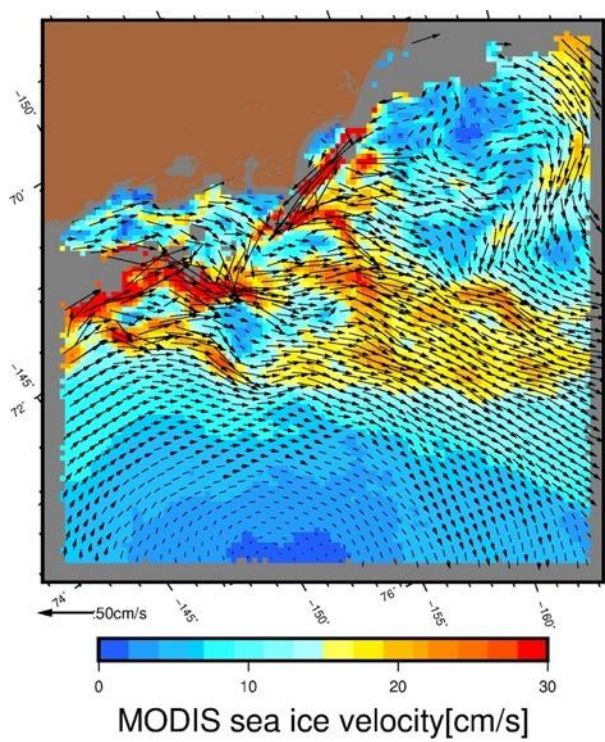


5月

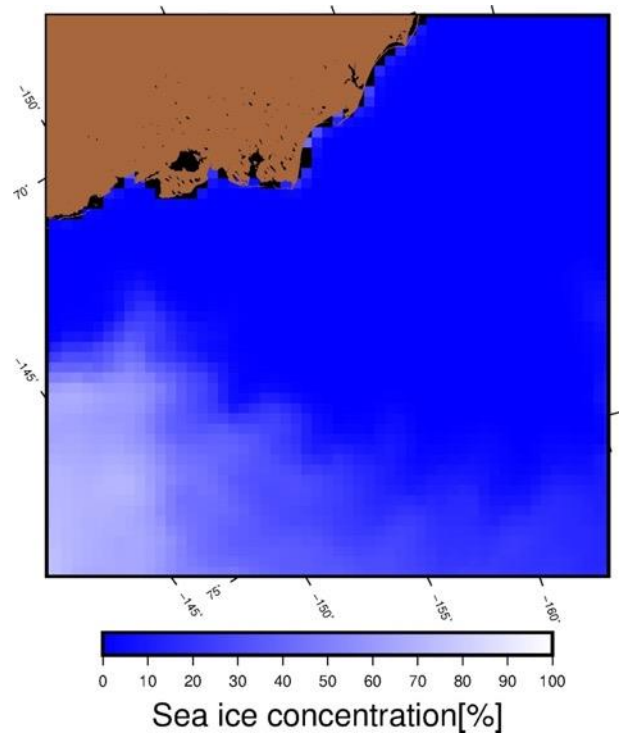
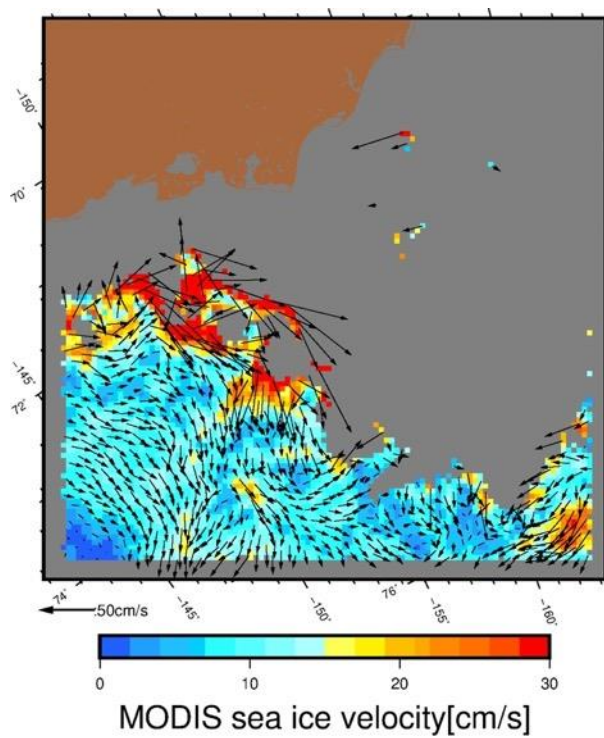


6月

図 4-3 2011 年における月平均海水漂流速度(左図)と月平均海水密接度(右図)②

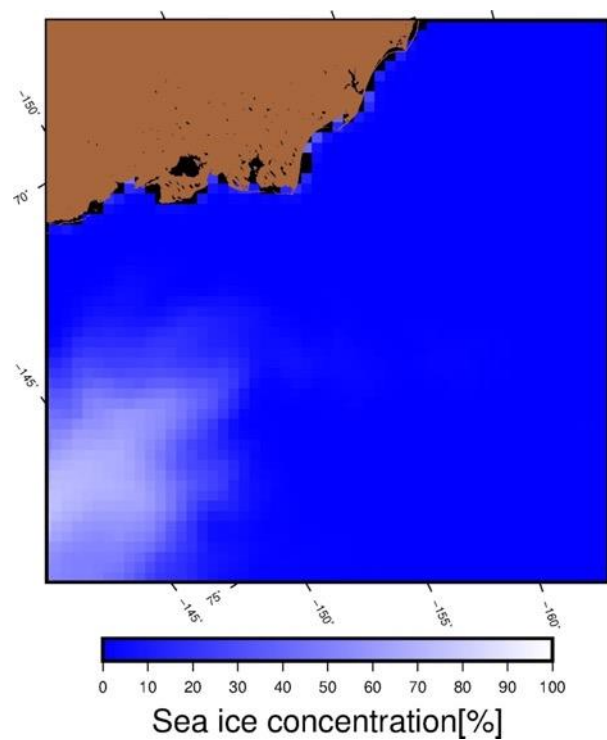
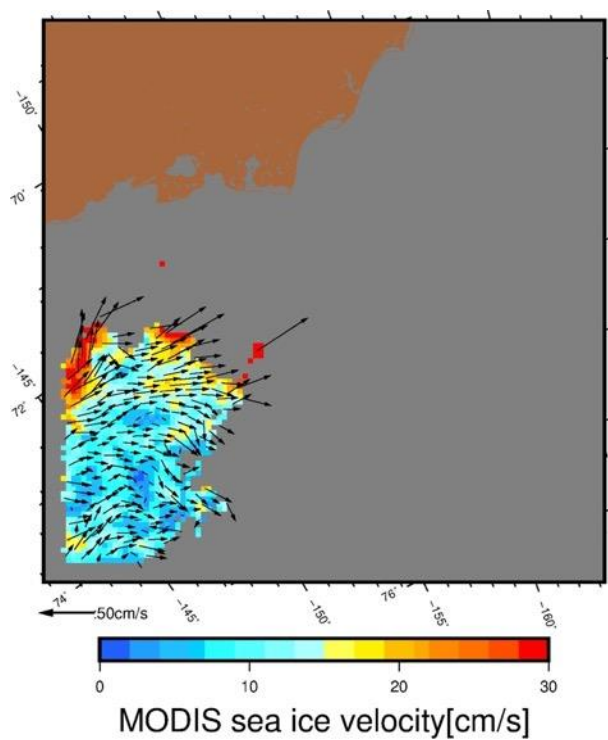


7月

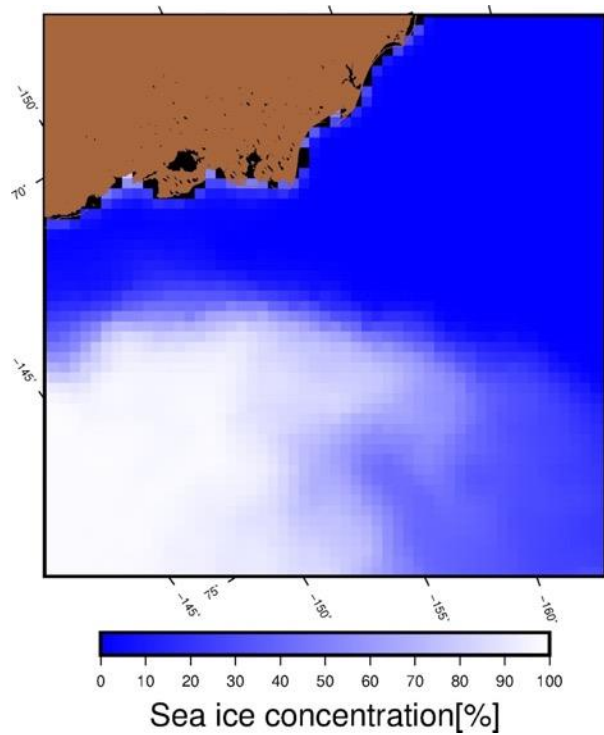
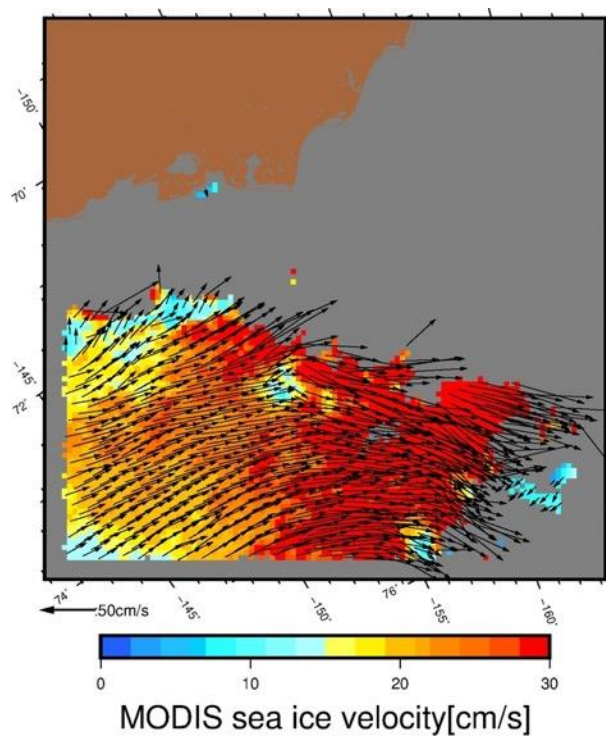


8月

図 4-4 2011 年における月平均海水漂流速度(左図)と月平均海水密接度(右図)③



8月



10月

図 4-5 2011 年における月平均海水漂流速度(左図)と月平均海水密接度(右図)④

4.3. 海氷漂流速度と風速の関係

海氷の動きは主に風、海流、海面傾度、コリオリ力によって決定される。これまで漂流ブイやマイクロ波放射計を用いた海氷の動きの解析から海氷の動きの8割は風によって駆動されることが分かっている。また、海流を一定期間定常のものと仮定すると海氷の動きは風に対しある一定の割合で、ある一定の角度に平均海流を足したものの線形関係で表されることがわかっている [25]。

本研究では海氷の動きと風との関係を確かめるために、ブイを用いて風との相関を確認した Thorndike et al. (1982) やマイクロ波放射計による海氷漂流速度データを用いて相関を確認した Kimura and Wakatsuchi (2000) [9] および前田(2018) [11] で用いられている以下の式を利用した。

$$\begin{bmatrix} U \\ V \end{bmatrix} = F \begin{bmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} c_u \\ c_v \end{bmatrix} \quad (8)$$

$U \cdot V$: 海氷漂流速度、 F : 風力係数(減衰係数)、 θ : 風向に対する海氷の運動方向の偏角

$u \cdot v$: 風速、 $c_u \cdot c_v$: 平均海流

風力係数は風速に対する海氷漂流速度の割合を示すスカラー量である。

この式を最小2乗法を用いて解き、以下の風力係数および偏角を求める。

$$\theta = \arctan \left[\frac{\sum u_{di} V_{di} - \sum v_{di} U_{di}}{\sum u_{di} U_{di} + \sum v_{di} V_{di}} \right] \quad (9)$$

$$F = \frac{c_1 - c_2 + c_3 - c_4}{\sum u_{di}^2 + \sum v_{di}^2} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} c_1 &= \cos\theta \sum u_{di} U_{di} & c_2 &= \sin\theta \sum v_{di} U_{di} \\ c_3 &= \cos\theta \sum u_{di} V_{di} & c_4 &= \sin\theta \sum v_{di} V_{di} \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} u_{di} &= u_i - \bar{u} & v_{di} &= v_i - \bar{v} \\ U_{di} &= U_i - \bar{U} & V_{di} &= V_i - \bar{V} \end{aligned} \quad (12)$$

$\bar{U} \cdot \bar{V}$: 平均海氷漂流速度、 $\bar{u} \cdot \bar{v}$: 平均風速

また、海氷の動きと風の相関係数は以下の式で得られる。

$$r = \frac{c_1 - c_2 + c_3 - c_4}{\sqrt{(\sum u_{di}^2 + \sum v_{di}^2)(\sum U_{di}^2 + \sum V_{di}^2)}} \quad (13)$$

本研究では、風速としてこれまでの研究と同様に地衡風を利用した。地衡風の計算には ERA-interim の平均海面気圧を使用した。海水漂流速度については、1 日ごとに平均化したデータを用いた。これらのデータを用いて 1 ヶ月ごとの風力係数、偏角および相関係数を求めた。

まず、春季および夏季の風力係数、偏角および相関係数の 2003 年から 2017 年の平均分布を図 4-6,7,8 に示す。

春季では多くの領域で風力係数が 0.012、偏角が $\pm 10^\circ$ 、相関係数は 0.8 以上であった。大陸沿岸にそって風力係数の値が下がっているのは、沿岸に定着氷が存在するためである。一方で風力係数が大きくなっている領域はポリニア域あるため風によって海水が動きやすくなっているためである。夏季に関しては春季と比較し、風力係数が大きくなっている領域が多く見られた。偏角については -30° 程度となり大きくマイナスの値になっている。相関係数は海水が融解してきた領域において減少傾向が見られる。次にこれらの値がこれまでの研究結果と同様なのかマイクロ波放射計によるそれぞれの結果と比較する。

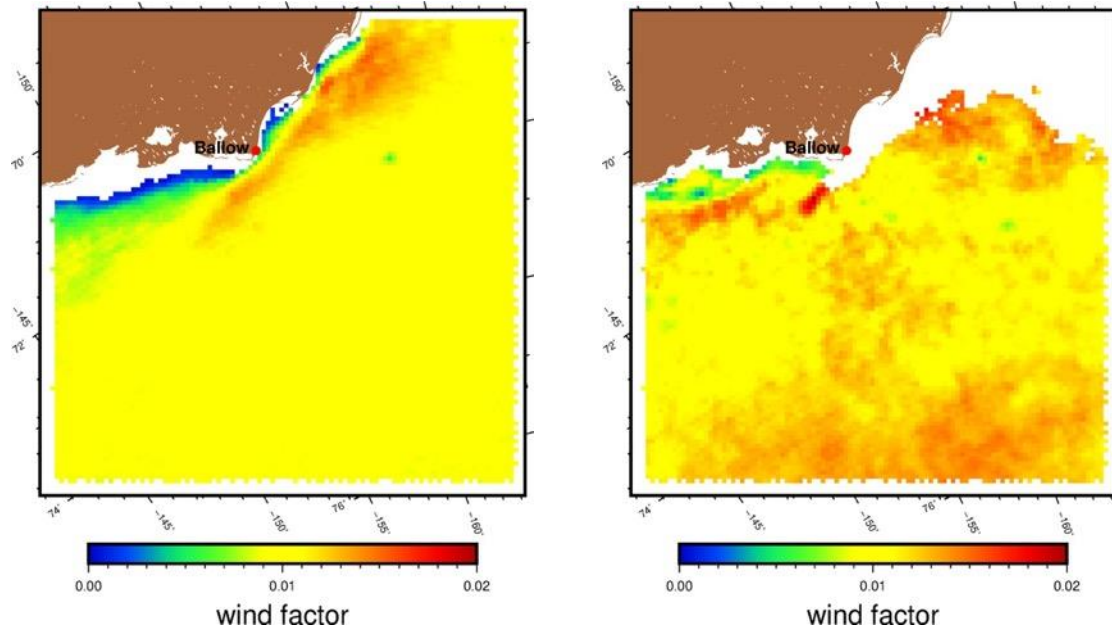


図 4-6 平均風力係数(3 月(左図)、7 月(右図))

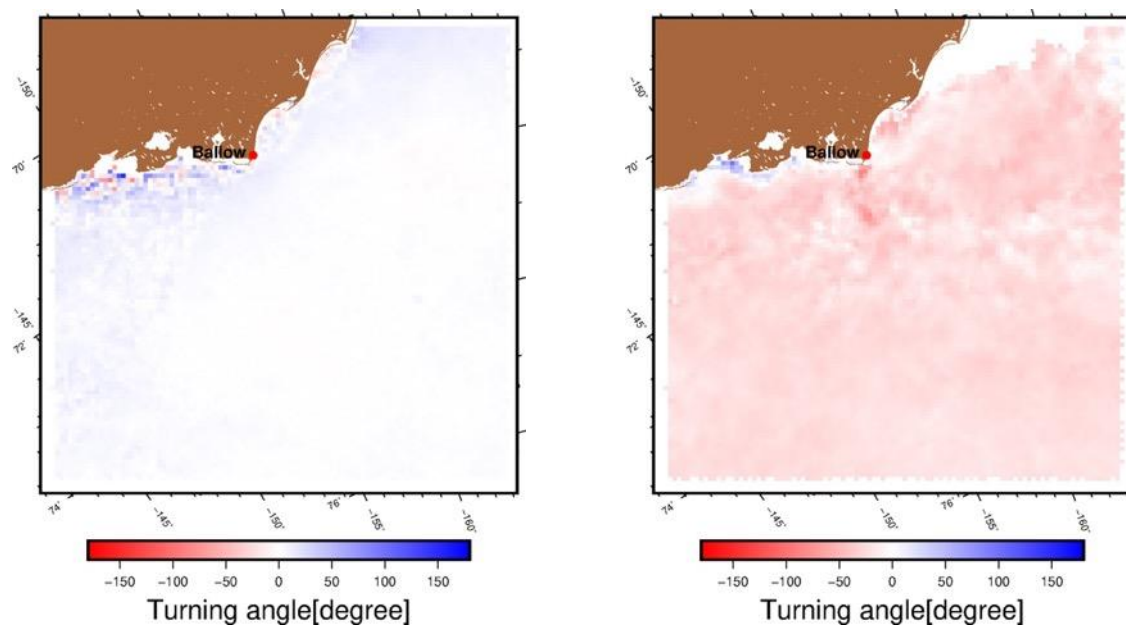


図 4-7 平均偏角(3月(左図)、7月(右図))

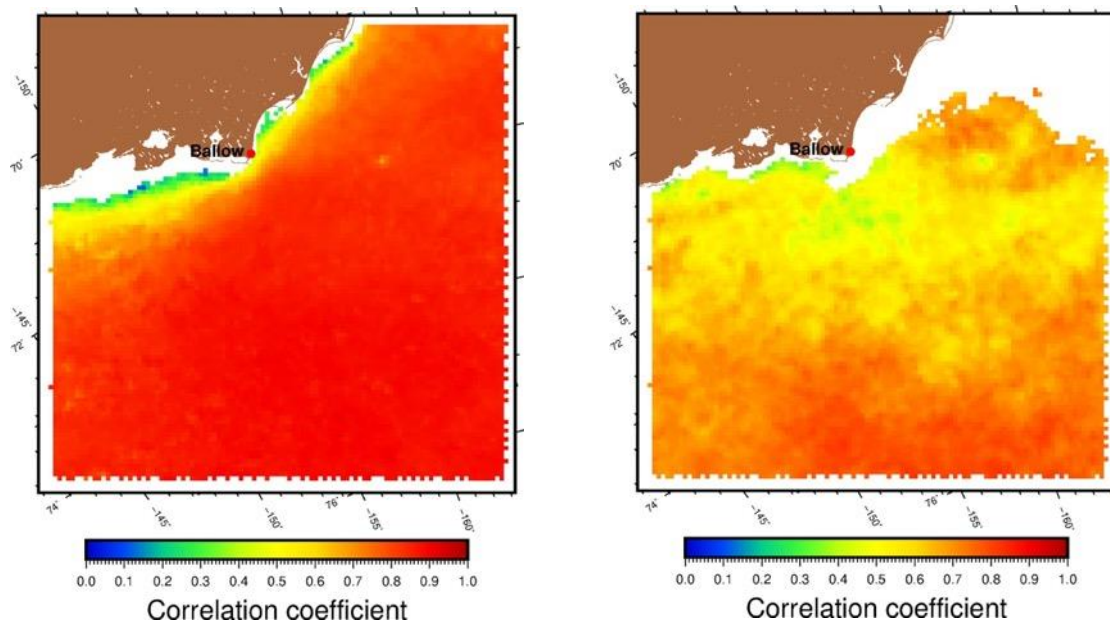


図 4-8 平均相関係数(3月(左図)、7月(右図))

図 4-9,10,11,12 に 2003 年から 2017 年までの対象領域における各月の計算数、風力係数、偏角および相関係数の平均値を MODIS から算出した海水漂流速度による計算された値とマイクロ波放射計を用いて海水漂流速度から求めた値とを示す。マイクロ放射計によるデータに関しては、前田(2018) [11]によるものを用いた。

各月の計算数は、夏季においては海水が対象海域からなくなるためどちらのセンサにおいても少なくなっている。そのため、3 月から 7 月までの結果を季節変化として重視する。MODIS における計算数が 5 月に減少しているのは、気温の上昇や海水が減少したことにより雲が発達しやすいため MODIS データの欠測が多いためである。

それぞれ計算結果のセンサ間の比較および季節変化について述べる。風力係数は MODIS およびマイクロ波放射計どちらの結果からも 3 月から 7 月にかけて約 0.002 の増加傾向が見られる。ただし、MODIS から算出した風力係数はマイクロ波放射計から算出したものより平均 0.001 大きくなっている。これは MODIS から算出された海水漂流速度は沿岸部に発達する約 50km の幅を持つ海水漂流速度を正確に算出するのに対し、マイクロ波放射計から算出した海水漂流速度では周囲と平均化され過小評価してしまうためである。偏角については夏季にかけてマイナスの値つまり風に対して海水が右向きに動くことが見てとれる。これは、海水密接度が減少したことによって内部応力が減少し、海水が風および海流によって駆動されやすくなることを示している。風力係数、偏角の値およびそれらの季節傾向は漂流ブイを用いて風との関係を解析した Thorndike and Colony(1982)と一致する。しかしながら、相関係数については、マイクロ波放射計による結果では各年に顕著な傾向が見られないのに対し、MODIS から算出した海水漂流速度については毎年相関係数が小さくなる傾向が見られた。これは解像度が向上したことによって夏季の海水密接度が減少した際に、前提条件としていた海流によって駆動される海水の動きが月平均では再現できないためであると考えられる。

この結果から MODIS から算出した海水漂流速度からも春季において海水の動きと風の関係が強いことを示している。また、大陸沿岸に広がりやすいポリニア域での風力係数を算出することができることが確認できた。夏季においては海水密接度が減少すると海水の内部応力が減少し、海水の動きと風の相関係数が顕著に減少することから海水の動きに対して海洋場が重要であることが示唆された。

そのため、まず海水密接度との関係を解析し、実際に海水が動きやすくなっているかを確認する。

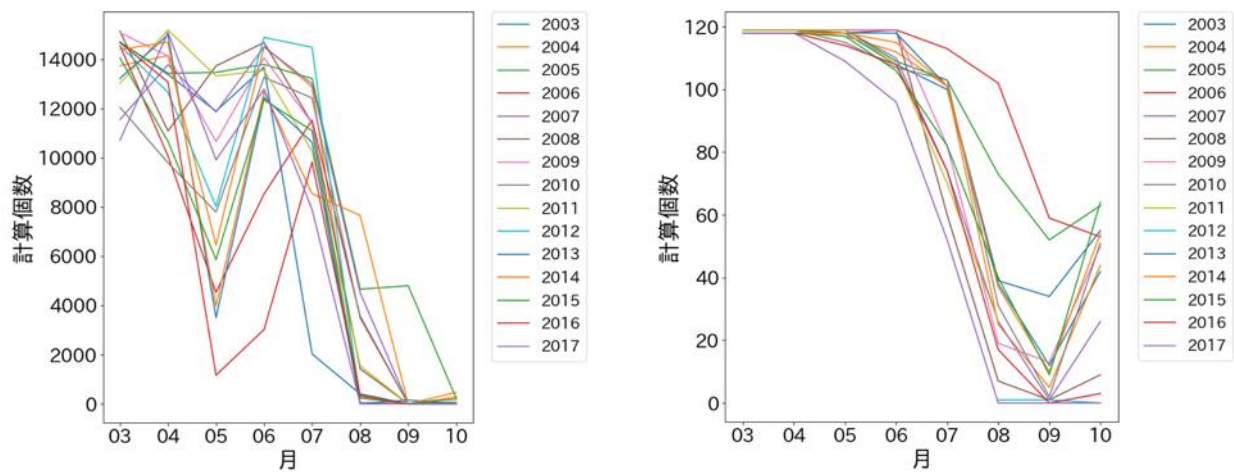


図 4-10 計算数の季節変化 (MODIS(左図)、マイクロ波放射計 (右図))

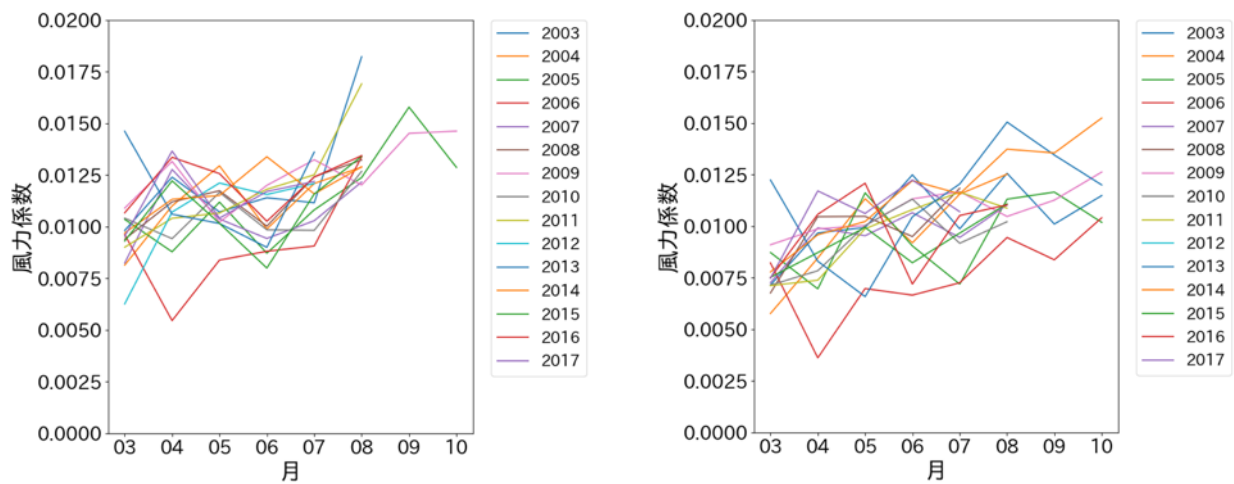


図 4-9 風力係数の季節変化(MODIS(左図)、マイクロ波放射計(右図))

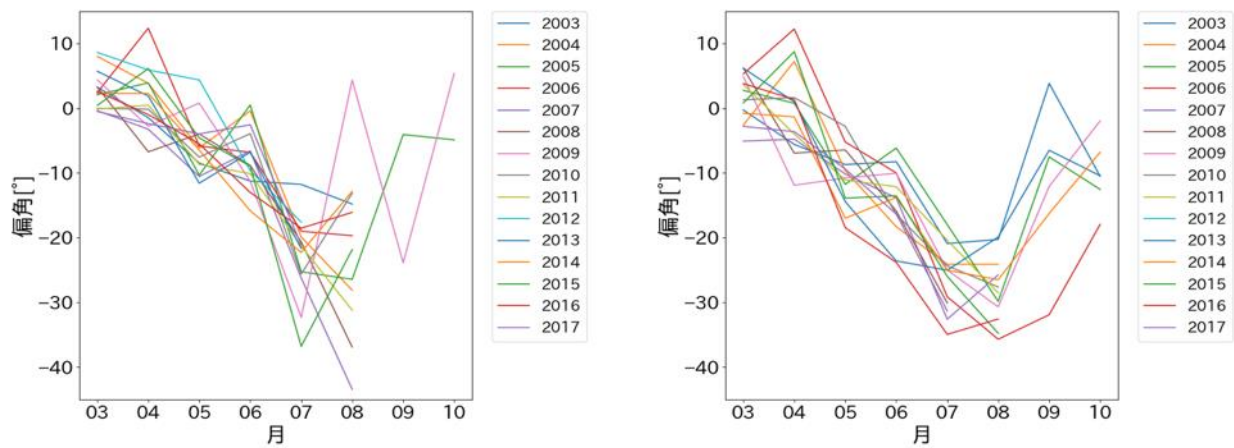


図 4-12 偏角の季節変化(MODIS(左図)、マイクロ波放射計(右図))

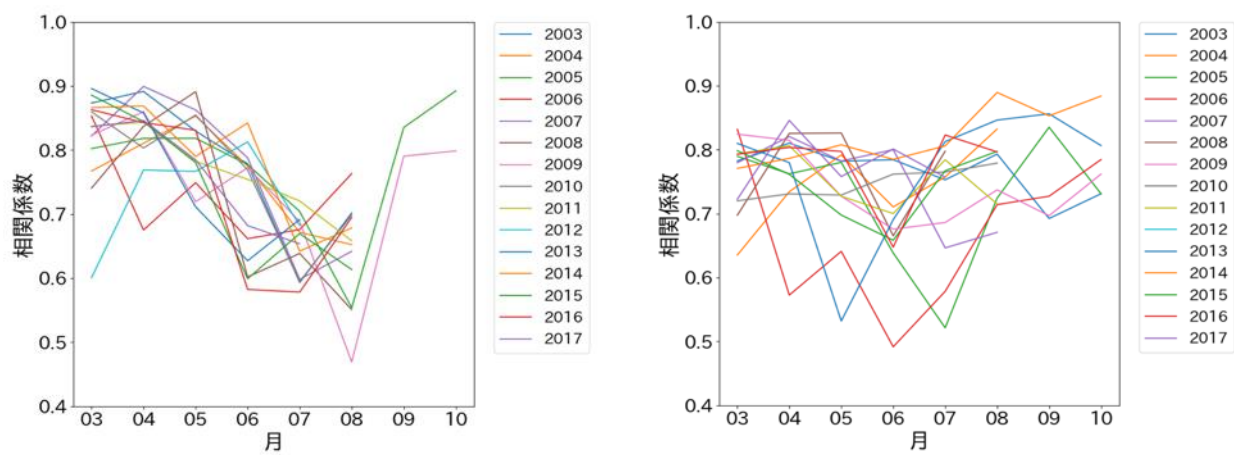


図 4-11 相関係数の季節変化(MODIS(左図)、マイクロ波放射計(右図))

図 4-13 に海氷密接度の年変動が大きい 7 月における MODIS から算出した海氷の動きと地衡風の相関係数と海氷密接度の相関係数を示す。約 7 割のピクセルにおいて正の相関が得られた。この結果から海氷密接度が減少した海氷縁においては風だけではなく、局所的な海流や海氷が減少したことによって発生する波も海氷の運動に大きな影響を与えることと考えられる。

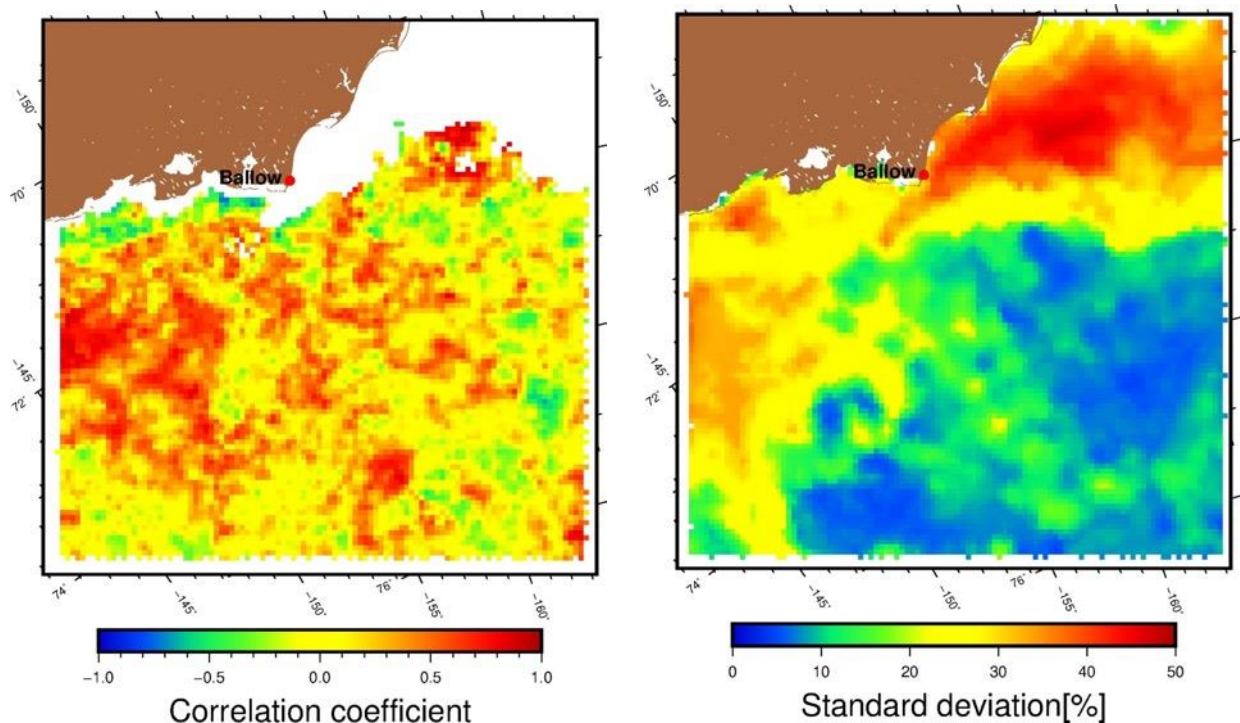


図 4-13 MODIS データから算出した海氷の動きと風の相関係数と海氷密接度の相関係数(左図)、7 月における海氷密接度の標準偏差 (右図)

次に、風力係数の夏季における増加が海氷の内部応力の減少と関係があるかを海氷密接度との相関係数を計算することで確認を行った。図 4-14 に 7 月の海氷密接度と風力係数の相関係数を示す。対象領域の 6 割のピクセルにおいて負の相関がみられた。そのため、海氷密接度が減少することによって海氷の動きが駆動されやすくなる傾向があると言える。しかしながら、正の相関も多く確認されている。これは風による海氷の動きは主に海氷面の摩擦によって生じるため、海氷の種類および表面の状態も風力係数に大きく影響してきていると考えられる。MODIS センサでは海氷の状態を海氷板や砕けた氷などの種類に大まかに分類することができるため、それらとの関係を見てみる必要があると考察される。

この結果から、海氷密接度が減少すると海氷の動きと風との相関が下がることが確認された。春季においては地衡風に対して平行に動くことが確認できたが、夏季においては未知

である。そのため、海水密接度が減少した際に海水がどのような動きをしているかを確認するため、渦度の分布場から確認する。

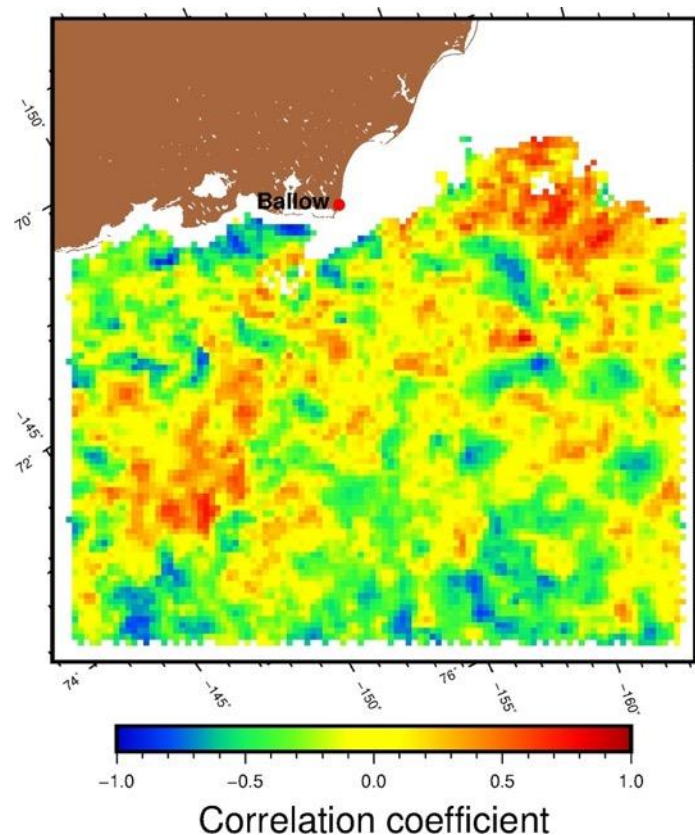
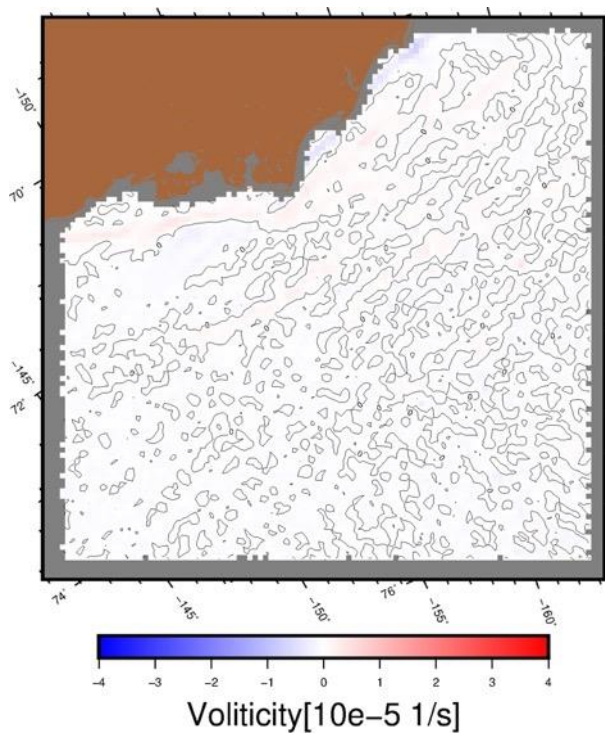


図 4-14 7月における海水密接度と風力係数の相関係数

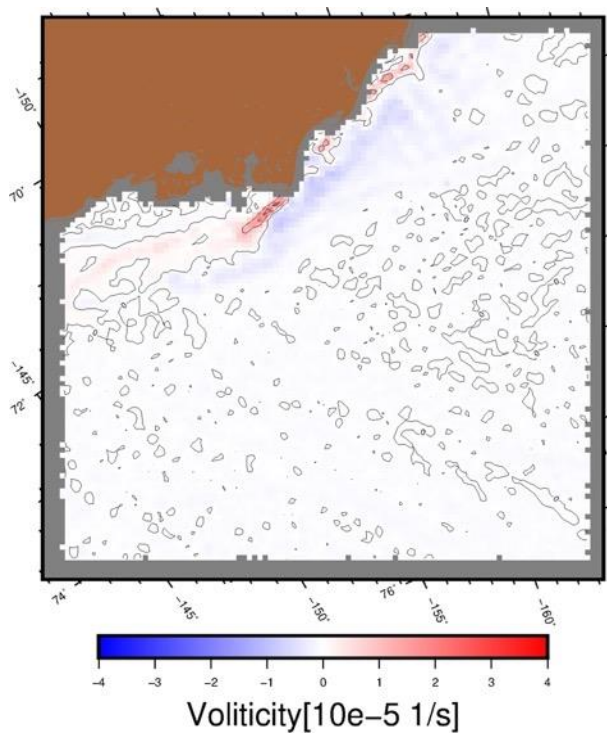
4.4. 対象海域における渦度分布

図 4-15,16 に 2011 年における月平均渦度を示す。海水密接度が大きい 3 月から 6 月にかけては定着氷に沿ったシアが確認できるがその他に目立った特徴は見られない。一方、海水密接度が減少してくる 7 月から 9 月にかけては海水の後退する地点から正負どちらの渦度の値も大きくなっていくことが確認される。この傾向が他の年でも見られるかを確認するため、図 4-17 に対象海域内での渦度の標準偏差の季節変化を示す。この結果から全ての年において春季よりも夏季において複雑な海水の動きが多くなっていくことが確認できる。しかしながら、これらの渦度の大きな値をとっている地点における海水の動きが蛇行であるか渦であるかの判別を行うことができない。

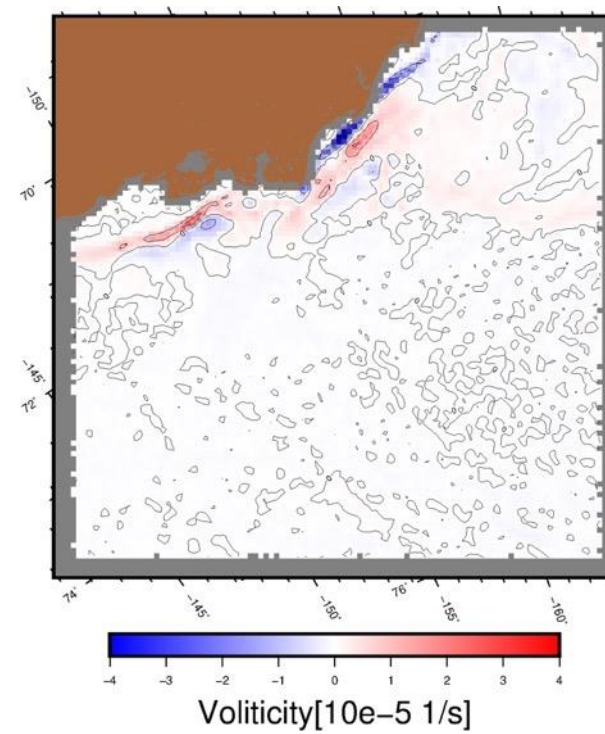
渦は熱や物質を輸送するため、海水縁に発生する渦は開放水面から海水域に熱を伝えることによって海水の融解を促進すると考えられており、渦の検出および発生頻度の観測は重要である。海水縁において海水がトレーサーとしての役割を果たし、可視光帯の衛星データから目視での渦の発生を検出できることはわかっている。しかし、海水漂流速度から検出した例はない。海水縁で発生する渦の大きさは 1-100km のメソスケールの渦だと考えられるため、本研究では作成した海水漂流速度プロダクトを用いて検出を行う。



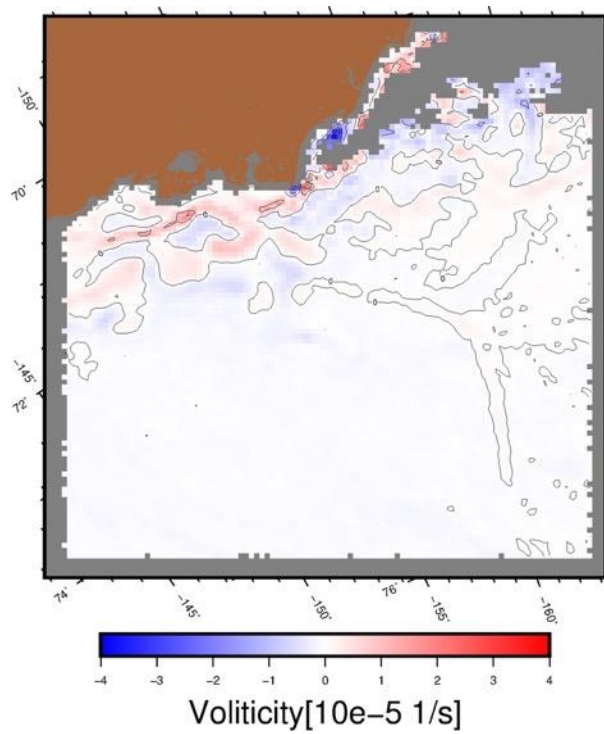
3 月



4 月

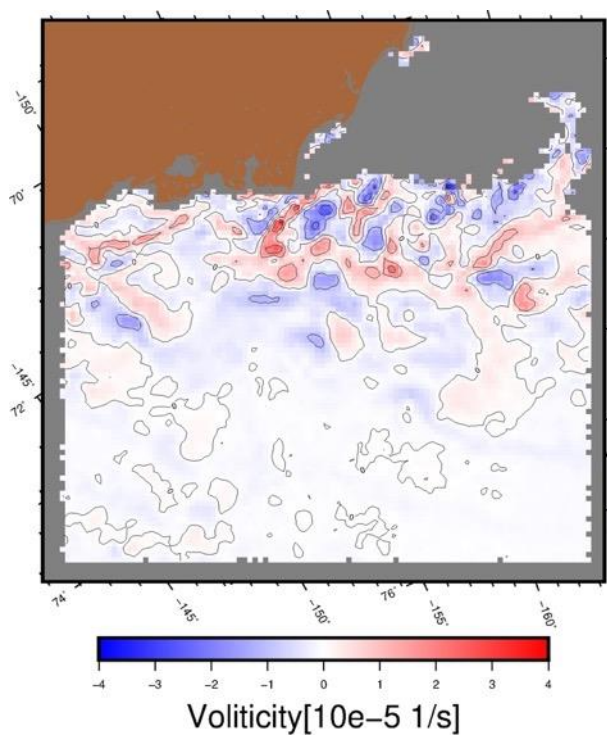


5 月

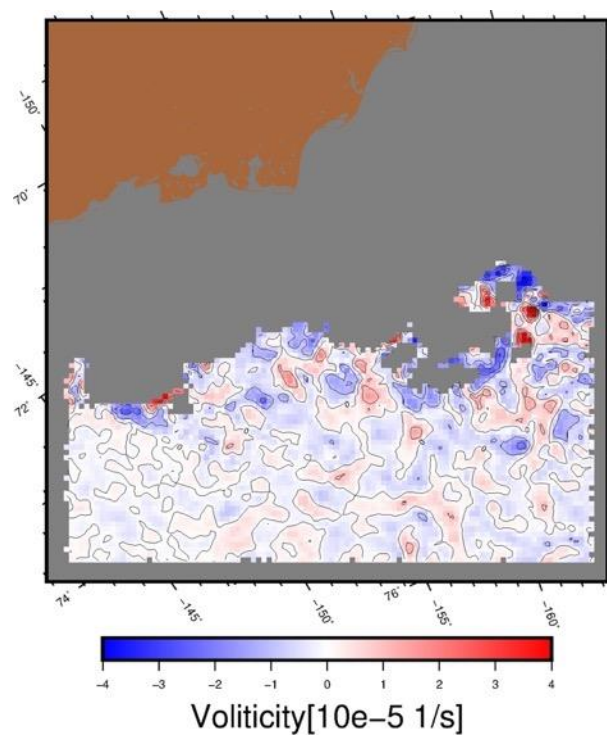


6 月

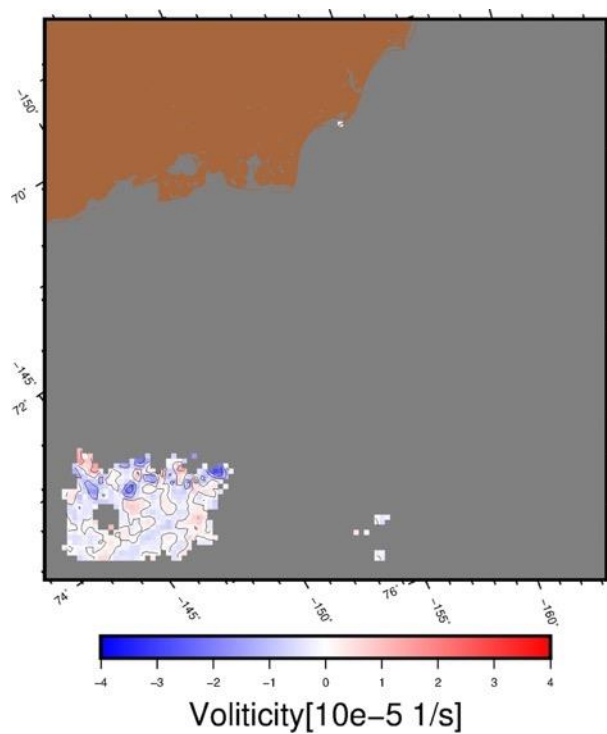
図 4-15 2011 年における月平均渦度①



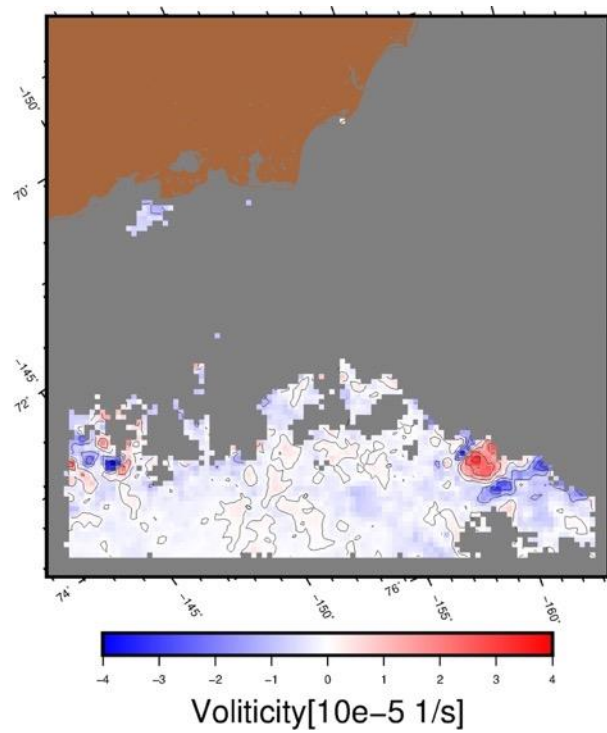
7月



8月



9月



10月

図 4-16 2011 年における月平均海水漂流速度(左図)と月平均海水密接度(右図)①

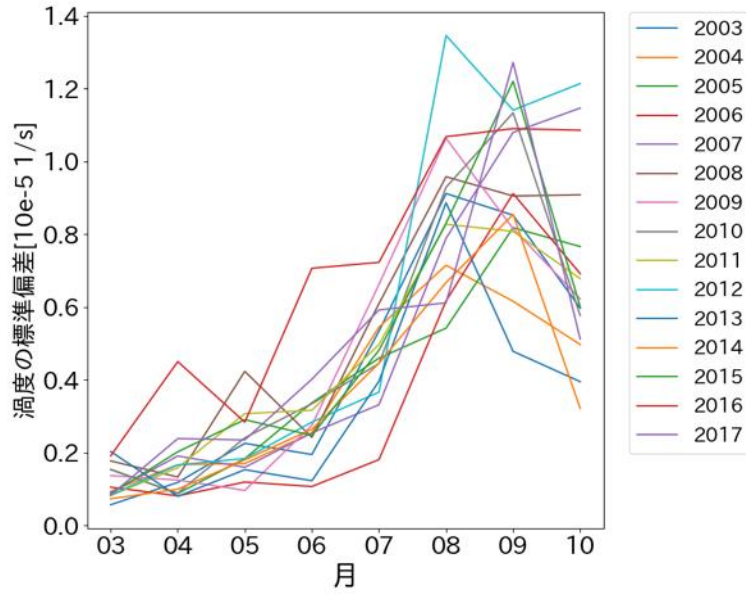


図 4-17 対象領域における渦度の標準偏差の季節変動

海洋場における渦の検出方法は海面高度計を用いた渦の凹凸の構造から検出する方法や速度場から閉じた渦構造を検出する方法が考案されている。

本研究では、速度場を用いた手法の一つである Okubo-Weiss parameter を用いた。Okubo-Weiss parameter は以下の式で表される

$$OW = S_n^2 + S_s^2 - \omega^2 \quad (1)$$

$$S_n = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2, S_s = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2, \omega = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$$

Okubo-Weiss parameter は歪み速度と渦度の相対強度を示す量であり、その値の正負によって領域を歪み卓越領域および渦度卓越領域およびどちらも卓越していない領域の3つに区別し渦を検出する。このパラメータは海面高度計を用いて算出した地衡流のデータにおける渦の検出などに用いられている [26] [27]。その領域の区別に用いられる閾値は全領域における Okubo-Weiss parameter の標準偏差などが用いられる。本研究では、以下の条件を満たしたピクセルを渦の中に存在すると判定することで渦を検出し、回転方向により分別した。

1. 対象ピクセルの OW が $-2^{-10}[1/s^2]$ 以下である。
2. 対象ピクセルの周囲のピクセルの OW が $-0.2^{-10}[1/s^2]$ 以下である。

3. 対象ピクセルから半径5ピクセル以内においてOWが0より大きいピクセルに囲まれている。

図4-18に抽出結果例を示す。1ペクトルの解像度は5kmを表し、赤色で示されているピクセルが低気圧性の渦、青色で示されているピクセルが高気圧性の渦だと判断された場所を表す。

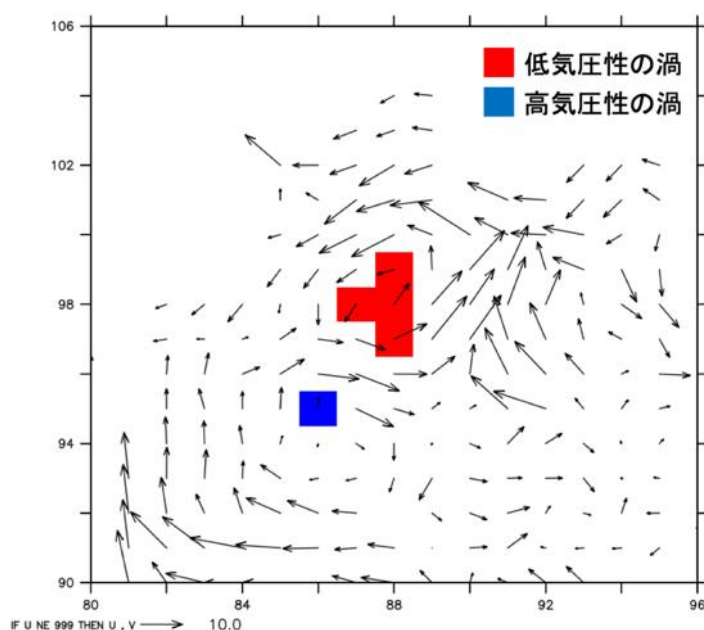


図 4-18 渦検出結果例(1グリッドは5kmを示す)

この結果から直径約30km程度の高気圧性の渦と低気圧性の渦をMODISの海水漂流速度データからそれぞれ検出できていることが確認できる。しかしながら、渦の内部全てを検出しているとは言えない。そのため、今回提案した閾値を用いた検出手法では発生した渦の個数を観測することはできるが発生した渦の大きさまで判断することはできない。本研究では、蛇行やシアなどの渦でないものを取り除くことを第一目標としたため上記のような閾値を採用した。

各月における1日ごとの渦の検出総数を図4-20に示す。図4-18の低気圧性の渦のように同じ回転方向の渦と判定された箇所が隣接されている場合はそれらをまとめて1つの渦とした。ただし、雲に覆われ連続的に渦の検出をできないケースが存在するため、本研究では渦の追跡は行えておらず1日以上継続している渦については、同じ渦であるが別の渦として同じ月においてカウントされている。

渦の検出総数の結果から海水密度度が小さい領域が広がる 7 月において最も渦が発生しやすくなることがわかる。渦の重要な性質である回転方向については、どちらも同程度数観測されており各年における頻度の傾向は見られなかった。これは顕著な卓越回転方向はなく図 4-18 ので示したような双極性の渦が発生しやすい可能性が考えられる。次に対象領域内における最も渦を検出した 7 月の平均海水密度度と渦の分布図を図 4-20,21 に示す。また、海底地形図との対応を図 4-22 に示す。

ベーリング海側から融解が開始した際には沿岸流がカナダ海盆へ流れ込む際、大陸棚外縁のジェット流に流され低気圧性の渦が生じやすくなっており、周囲に高気圧性の渦が同時に発生しやすい傾向が見られる。カナダ海盆側から融解が開始した際には、海水縁に沿って高気圧性の渦および低気圧性の渦がどちらも発達し多く検出された。これらの結果から夏季におけるメソスケールの海水の動きは風および海流が相互作用を及ぼし、春季と異なり複雑であることが再確認された。

海底地形との対応から、低気圧性の渦はアラスカ沿岸流の北側に多く位置しているのが確認された。またどちらの渦についても大陸棚外縁に位置していることも確認され、海底地形が渦の発生に重要な役割を果たしていると考えられる。しかしながら、本研究で作成した海水漂流速度データは約 1 時間ごとのデータであるため潮流など海流の日変化による影響も含まれている。今後の課題として、検出された渦の発生原因が海底地形や密度勾配などによる不安定性のものと海流の 1 日の時間変化によるものを区別する必要がある。

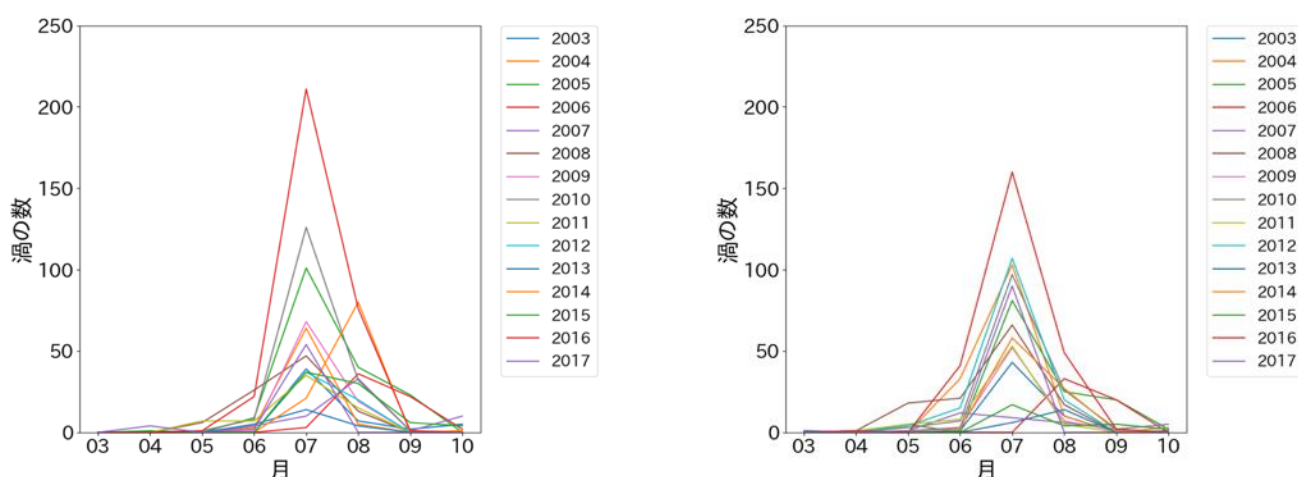


図 4-19 高気圧性の渦の数の季節変化(左図)、低気圧性の渦の季節変化(右図)

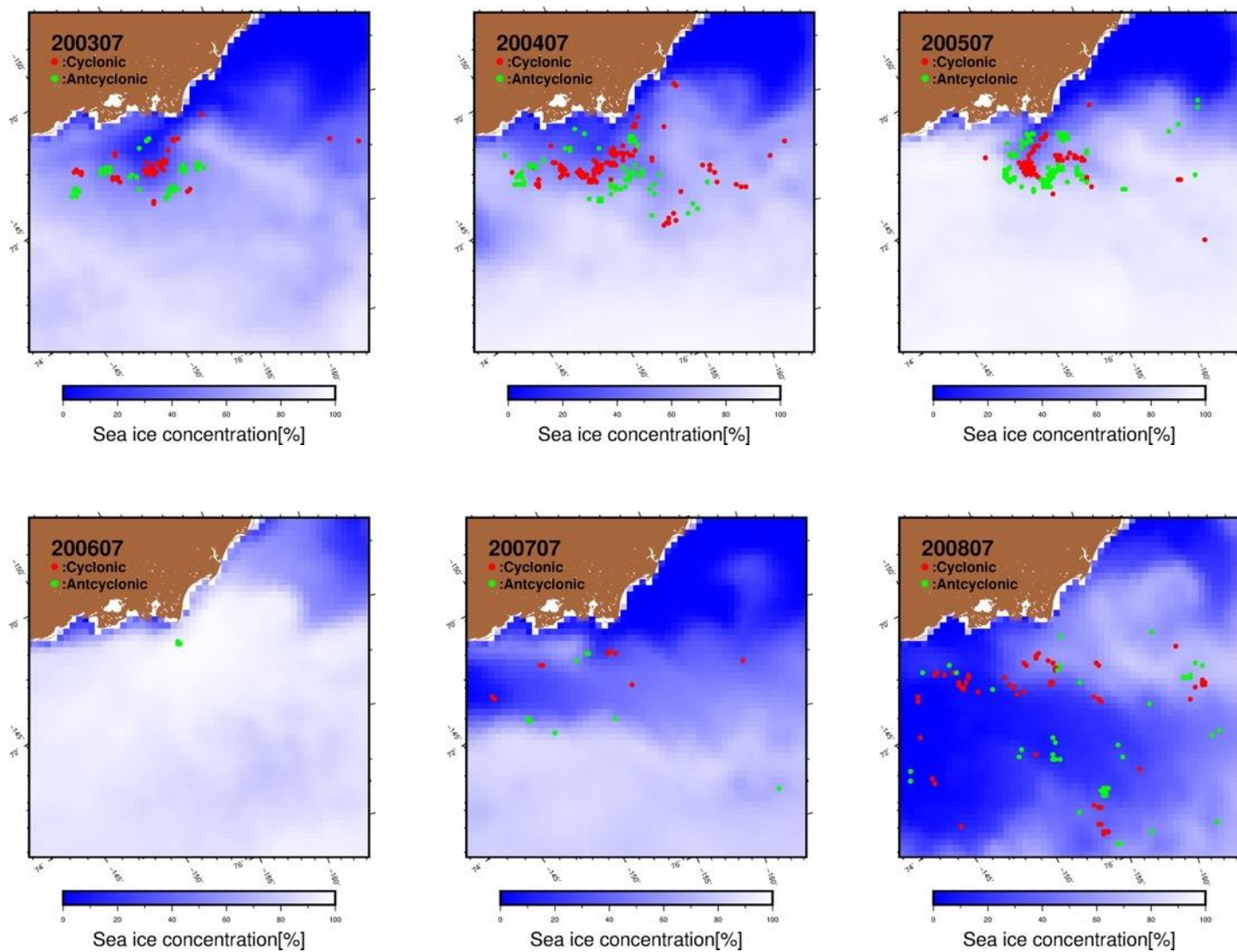


図 4-20 7月における渦の分布図および月平均海水氷密接度（左上図から 2003 年、2004 年、2005 年、右下図から 2006 年、2007 年、2008 年）

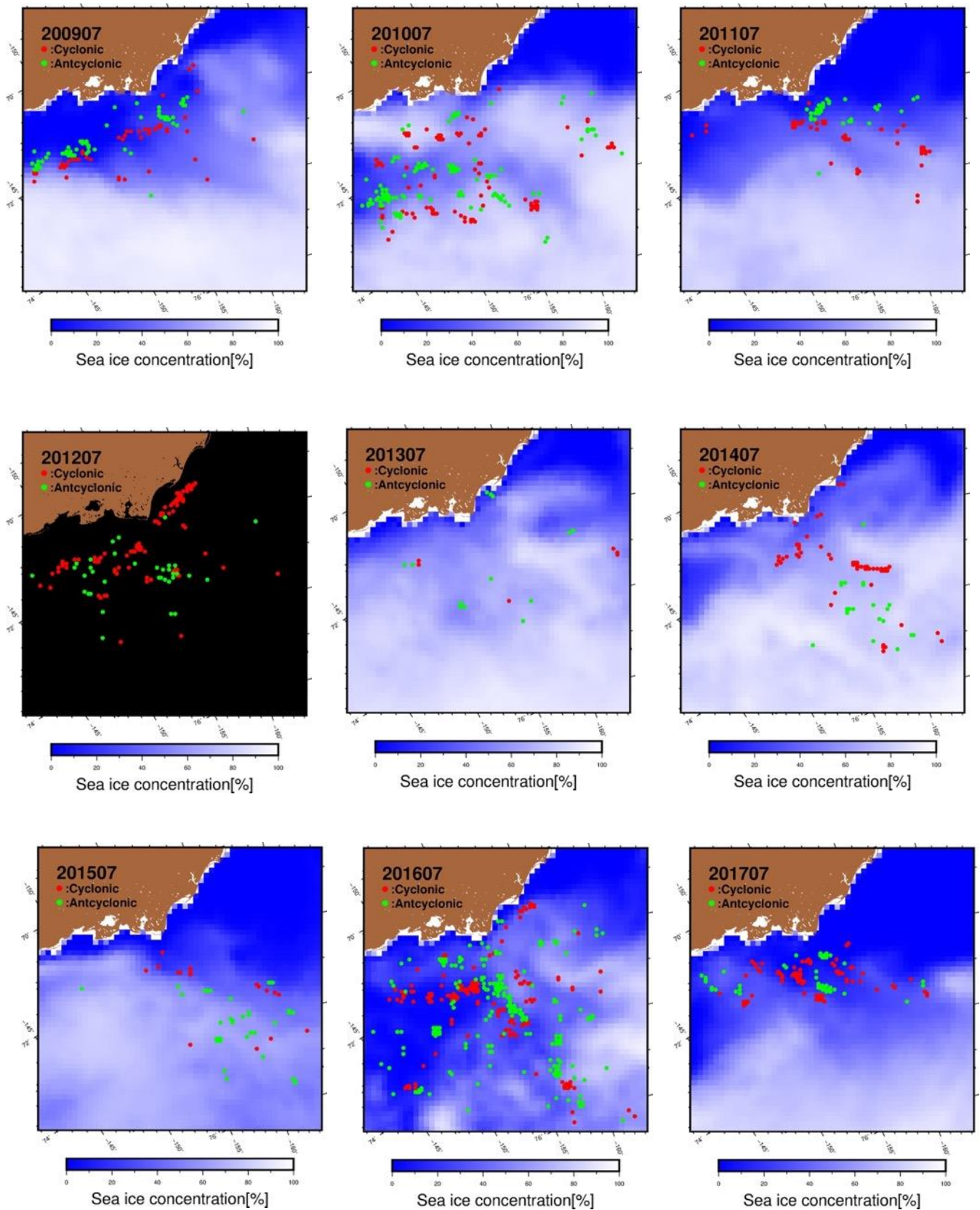


図 4-21 7 月における渦の分布図および月平均海氷密接度 (左上図から 2009 年、2010 年、2011 年、真中左図から 2012 年(海氷密接度は欠測)、2013 年、2014 年左下図から 2015 年、2016 年、2017 年)

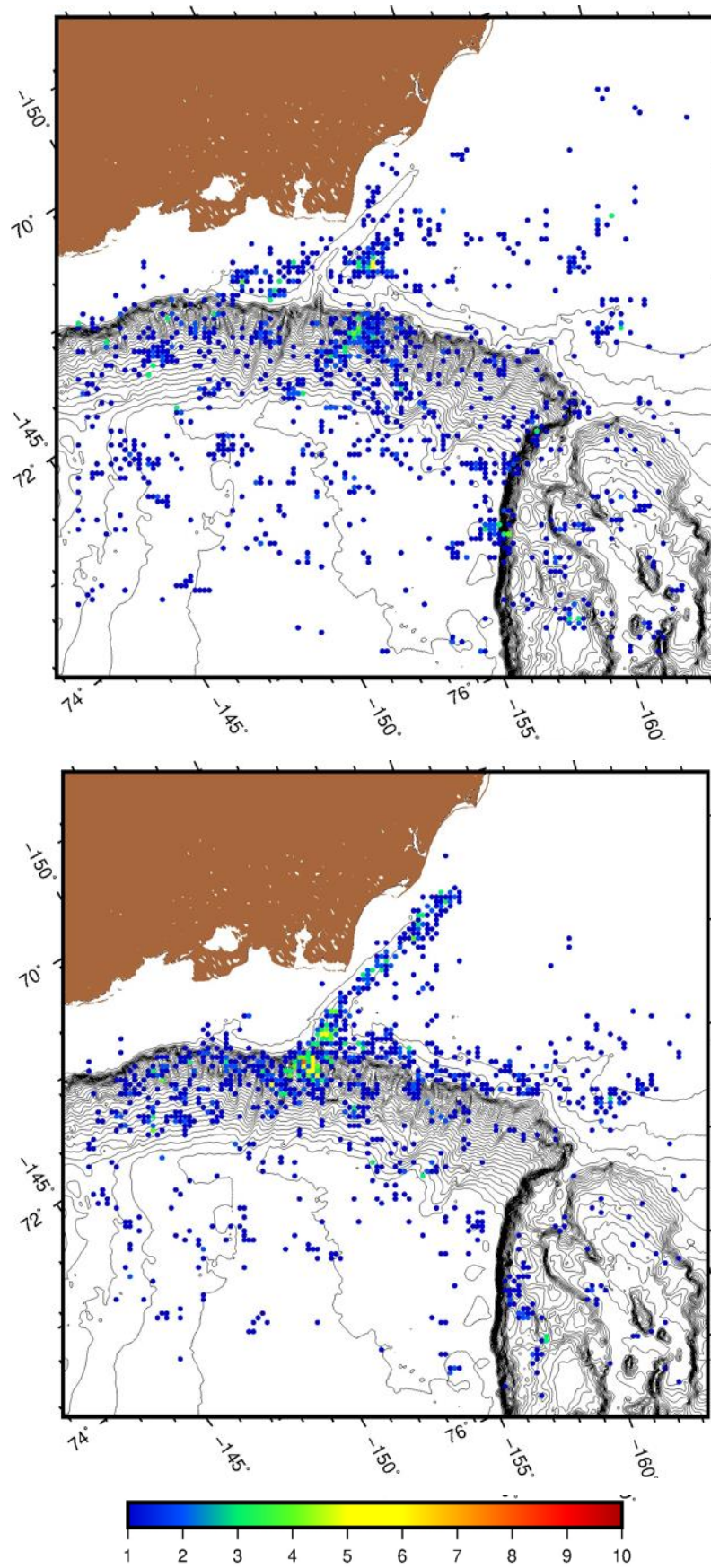


図 4-22 2003 年から 2017 年までの高気圧性の渦(上図)、低気圧性の渦(下図)の検出数(回)および場所

4.5. 対象海域における特徴的な現象

図 4-24 は 4 月の海氷漂流速と風速の相関係数を示したものである。局所的に相関係数が周囲と比較し小さい地点が存在する(図 4-23, 図 4-26)。相関係数の分布と水深を比較すると、相関係数が小さくなっている地点が水深の浅い地点(水深約 30m)と一致する。この地点はハンナショールと呼ばれている地点であり、生態系が豊かなことで知られる場所である。Stephen and Stringer[1978] [28]では北緯 72 度、西経 162 度の地点で水深が浅くなっており、海氷が発達した時期に海氷または氷山が座礁することが述べられている。そのため、この地点において相関係数が落ちる原因は、座礁した海氷や氷山が風によって移動しないためであると考えられる。また、座礁した海氷や氷山によって海氷の流れが阻害されることで図 4-25 のようなポリニアが形成される。本研究では、それを確かめるため海氷漂流速度から得られる収束発散を解析した。

3 月および 4 月における 2003 年から 2017 年までに得られた海氷漂流速度から計算した収束発散から値の正負により発散場と収束場に区別し、発散場が生じた割合を図 4-27 に示す。どちらの月においてもハンナショールの上部で発散場の割合が多くなっていることが分かる。このことからハンナショールの上部では海氷の発散によって生じるポリニアが発生しやすいことがわかる。ハンナショールの周囲に収束場の割合が多くなっている領域が 4 月の結果からは北東方向に見られるが、3 月では卓越した領域見られない。これは、主に風によって海氷が駆動され収束場が決定するためであると考えられる。

以上の結果から、海氷に覆われやすい 3 月、4 月にこの場所でポリニアが発生しやすいことが分かる。ポリニアは開放水面となるため大気と海洋の熱の交換大きくなり、太陽光が海洋へ入射しやすくなることから気候システムや生態系の中でも重要な場所である。そのため、発散場が生じた割合と生物生産量などの関係などの調査が期待される。また、今回作成した海氷漂流速度プロダクトから 50km 程度のポリニアを検出し、その発生過程を海氷漂流速度データから確認された。

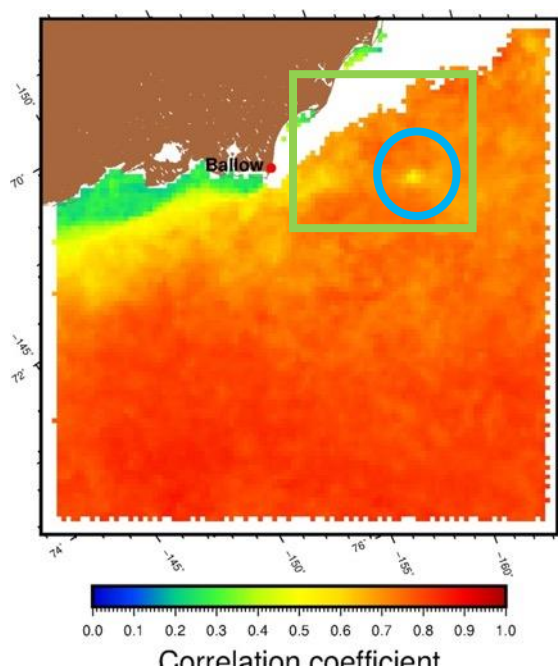


図 4-24 4月の海水の動きと風の平均相関係数

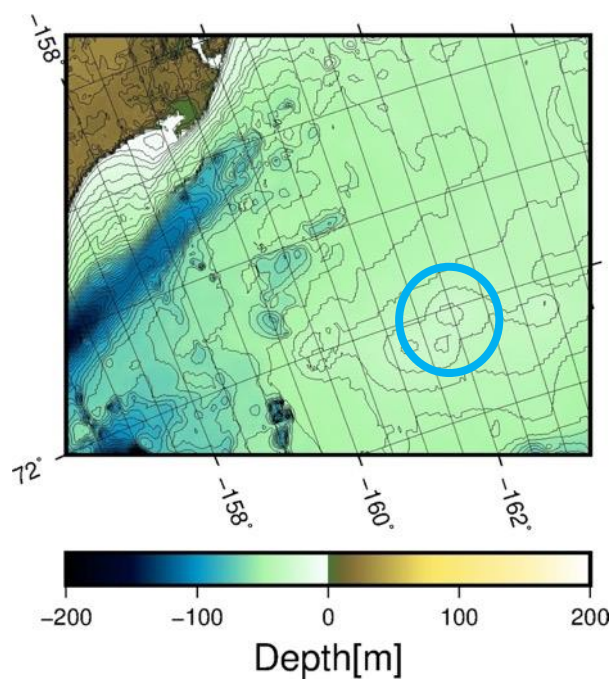


図 4-23 図 4-18 の緑枠内における海底地形

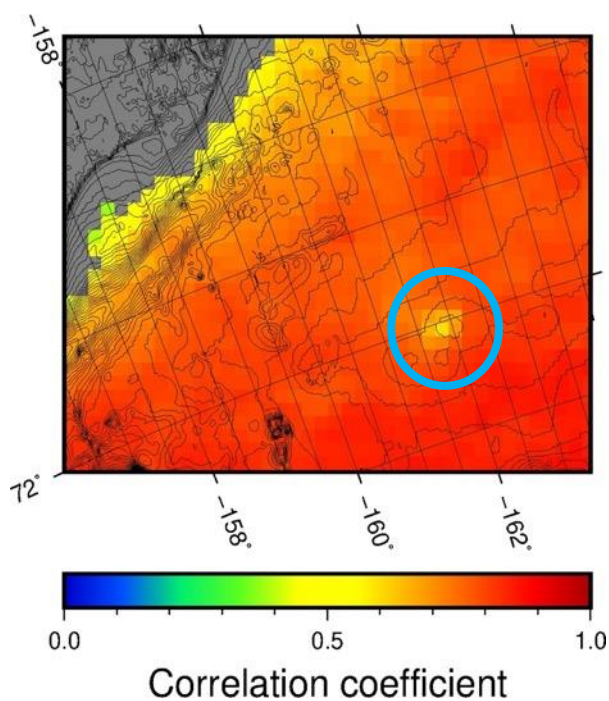


図 4-25 図 4-18 の緑枠内における海底地形
および 4 月の海水の動きと風の平均相関係数の分布

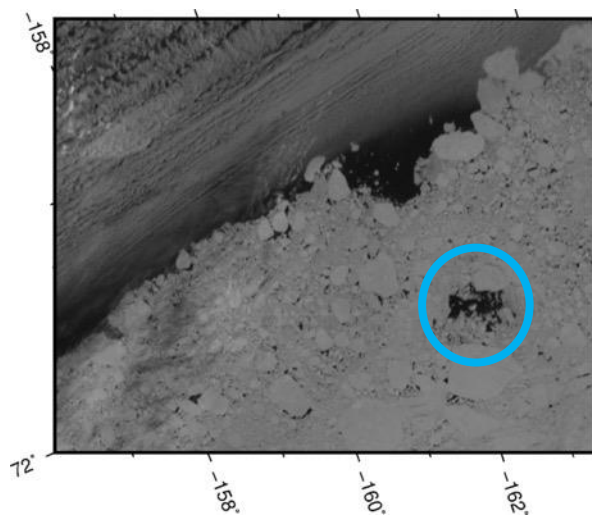


図 4-26 図 4-18 の緑枠内における
2004 年 6 月 12 日の海水の様子

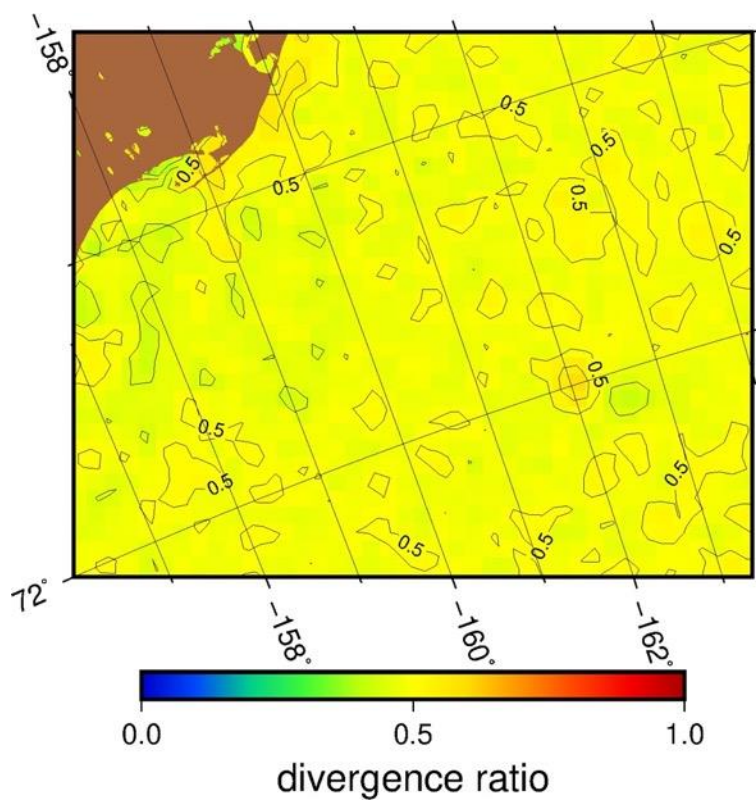
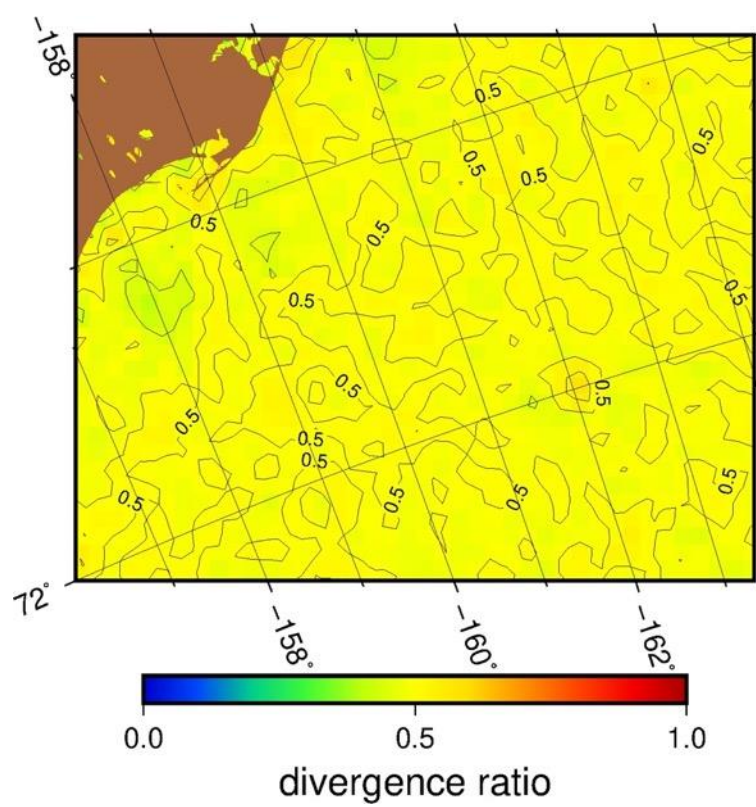


図 4-27 発散場であった割合(3月(上図)、4月(下図))

第5章 結論

本研究は、人工衛星に搭載されている可視赤外放射計 MODIS のデータを用いることで高解像度の海水漂流速度データを作成し、それを用いたメソスケールの海水の挙動を明らかにすることを目的として解析を行った。以下に本研究の結果を述べる。

1. 本研究では、MODIS の band1 のデータを使用して、パターンマッチングの一種である MCC(Maximum cross correlation)を用いて 5km 解像度の海水漂流速度データを作成した。画像内の雲の影響を除去するために、パターンマッチング時の相関係数の分布の特徴の違いから海水のみを追跡する以下のアルゴリズムを考案した。

- 1) パターンマッチングの際の相関係数の最大値が 0.55 以上
- 2) 探査範囲内における相関係数の最大値と 2 番目に大きい相関係数の差が 0.1 以上
- 3) 相関係数の最大値とその値をとった箇所の周囲 3 ピクセル離れた相関係数の平均との差が 0.45 以上

作成したアルゴリズムによる海水漂流速度データは海底に係留された上向きの ADCP による海水漂流速度と比較することでその妥当性を検証し、高い精度を示した。

2. 作成した高解像度の海水漂流速度で捉えられる海水挙動の解析を行い、その有用性を確認した。対象海域は季節海水域であり、海域特有の海流および渦が観測されているチャクチ海・カナダ海盆の一部とした。まず、漂流ブイやマイクロ波放射計から解析されてきた地衡風と海水の動きの関係について同様の解析を行った。その結果、既存の研究と同じ傾向および値を示したが、夏季における風と海水の動きの相関係数の減少はより顕著に見られた。次に、渦度の分布および Okubo-Weiss parameter を用いた渦の検出を行った。結果としてアラスカ沿岸流によってもたらされる表層の渦が多く確認された。また、海水融解期に発生する海水縁付近の渦も検出された。これらの結果から、高解像度になったことで夏季の海水密接度が減少してきた際に表面の海流によって駆動される海水の動きを検出することができるようになった。しかしながら、本研究の Okubo-Weiss parameter の閾値では渦の正確な大きさまでは判別できない。今後閾値の変更などによって大きさまで検出できるようになることが期待される。海域特有の小さいポリニアや海流も検出できた。今後の課題としては、対象海域を北極海全域に広げて計算を行う必要があると考えられる。その結果によって現場観測が難しい北極において、いまだわかっていない海域の特徴を捉えられる可能性がある。また、海水縁付近の渦は海水融解に大きな影響を及ぼしていることがモデルの結果から報告されている。海水モデルの改善のため、CTD や ITP ブイなどの海洋場の現場データと海水漂流速度データを組み合わせた解析により海水縁付近の複雑な相互作用を明らかにしていくことが必要で

ある。

MODIS は準リアルタイムでデータが提供されている。そのため、海氷域を航海する船舶に海氷の漂流速度から算出される海氷分布予測を提供することができるようになればより安全な氷海航海への重要な情報となると考えられる。

第6章 参考文献

- [1] 北川弘光,小野延雄,山口一,泉山耕,亀崎一彦(2000), 北極海航路-東アジアとヨーロッパを結ぶ最短の道-, 財団法人シップ・オーシャン財団.
- [2] 国立極地研究所, Arctic Data archive System(ADS) .
<https://ads.nipr.ac.jp/>
- [3] 北極海航路ハンドブック検討委員会(2015), 北極海航路ハンドブック, 公益財団法人日本海難防止協会.
- [4] Kwok, R., Spreen, G., & Pang, S. (2013), Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents, *Journal of Geophysical Research*, 118, 2408-2425.
- [5] Shimada, K., Kamoshida, T., Itoh, M., Nishino, S., Carmack, E., McLaughlin, F., Zimmermann, S. and Proshutinsky, A. (2006), Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 33.
- [6] NSIDC, Arctic Sea Ice News & Analysis.
<http://nsidc.org/arcticseaicenews/2018/10/>
- [7] Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze (2007) , Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, 38.
- [8] Emery, W.J., C.W. Fowler, J. Hawkins, and R.H. Preller, 1991: Fram Strait satellite image- derived ice motion, *Journal of Geophysical Research*., 96, 4751- 4768.
- [9] Kimura, N., Wakatsuchi, M.(2000), Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*, 27, 22, 3735-3738.
- [10] Kimura, N., Nishimura, A., Tanaka, Y., and Yamaguchi, H. (2013), Influence of winter sea ice motion on summer ice cover in the Arctic, *Polar Research*, 32:1,20193.
- [11] 前田健, 北極海の海氷の動きと風の相関に関する海域的・時系列的解析, 東京大学工学部卒業論文.
- [12] Horvat, C., Tziperman, E. Campin, J. (2016), Interaction of sea ice floe size, ocean eddies, and sea ice melting. *Geophysical Research Letters*, 45.

- [13] Jin, H. (2013), High resolution analysis of sea ice variability using visible infrared satellite data, 東京大学大学院新領域創成科学研究科修士論文.
- [14] 石井吉徳(1981), リモートセンシング読本, オーム社.
- [15] The Level-1 and Atmosphere Archive & Distribution System (LAADS) Distributed Active Archive Center (DAAC).
<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>
- [16] 宇宙技術開発株式会社衛星画像データサービス,Terra/Aqua(MODIS)の概要・諸元.

http://www.sed.co.jp/sug/contents/satellite/satellite_modis.html
- [17] 国立研究開発法人宇宙航空開発機構(JAXA),(2013), 第一期水循環環境変動観測衛星「しずく」(GCOM-W1) データ利用ハンドブック.
- [18] Comiso, J.C., (1985), SSM/I Concentrations using the Bootstrap Algorithm, NASA RP, 1380, 40pp.
- [19] 長幸平, 直木和宏.(2013), AMSR2 による海氷観測の高度化, 日本リモートセンシング学会誌, 33 巻 4 号, 283-292.
- [20] European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).
<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/archive-datasets/reanalysis-datasets/era-interim>
- [21] Belliveau, D. J., Buggden, G. L. (1989), Sea ice Velocity Mesurment by Upward-Looking Doppler Current Profilers., Journal of atmospheric and ocean technology, 7.
- [22] 国立研究開発法人土木研究所水工研究グループ水門チーム, 流量観測の高度化マニュアル(高水流量観測編)Ver1.2 Appendix B.
- [23] E, Watanabe. (2011), Beaufort shelf break eddies and shelf-basin exchange of Pacific summer water in the western Arctic Ocean detected by satellite and modeling analyses, Journal of Geophysical Research, 116.

- [24] 川口悠介,西野茂人.(2014), 表層漂流ブイを用いた北極海の渦・海洋環境に関する研究-「みらい」北極海航海 MR13-06 での試み-, JAMSTEC Report of Research and Development, 18 巻, 29-39.
- [25] Thorndike, A. S., and R. Colony. (1982), Sea ice motion in response to geostrophic winds, Journal of Geophysical Research., 37, 5845-5852.
- [26] Isern-Fontaneta, J.E. , Fonta, J., Garcia-Ladonaa, E., Emelianova, M., Millot, C., and Taupier-Letageb, I.(2004), Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo–Weiss parameter., Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 51, 25-26, 3009-3028.
- [27] 松岡大佑,荒木文明,井上由美,佐々木英治.(2016) ,海洋大循環モデルで再現された海洋渦の抽出,追跡および可視化., ながれ ,35 巻, 93096
- [28] BARRETT, S.A., STRINGER, W.J. (1978). Growth mechanisms of "Katie's Floeberg." Arctic and Alpine Research 10(4):775-783.

謝辞

この場を借りて私が大学院生活でお世話になった多くの方々に感謝の気持ちを述べさせていただきます。

指導教員であった山口先生には修士から入学したのにも関わらず3年間という長い間お世話になりました。海氷のことをやりたいという気持ちだけで研究室に入り、何も知識がなかったため大変頭を悩ませてしまったと思います。そんな中でも暖かい目で見守っていただきありがとうございました。また、南極観測に参加させていただき様々な人々との交流また雄大な自然の中で観測を行えたことは大変貴重な経験となりました。重ねてお礼申し上げます。

大気海洋研究所の木村さんには入学した頃には全くできなかったプログラミングから衛星データの全て教えていただきました。また、そのほかにも何か行き詰まったことがあると親身に相談に乗っていただきありがとうございました。

国立極地研究所の田村さん、牛尾さん、清水さん、柏瀬さんには自分自身初めての野外観測に対して南極観測の準備を手伝っていただくと同時に南極観測にあたっての心構えを教えてくださいました。また、田村さんと ADS の矢吹さんには極域シンポジウムの際 ALOS のデータを提供していただき大変助かりました。ありがとうございます。

南極観測を共に行っていた海洋観測メンバーである平野さん、野口さん、木村さん、伊藤さん、渡邊さんには現場において右も左もわからない自分に優しく手を差し伸べていただきありがとうございました。皆様のおかげで無事観測を行いました。

JAMSTEC の菊地さん、渡邊さんにはセミナーに参加させていただいただけではなく解析にあたっての様々なアドバイスやモデルの結果をいただきました。ありがとうございました。また、伊東さんには係留系のデータを提供していただきました。北極観測の準備でお忙しいところにも関わらず丁寧に教えていただきありがとうございます。

早稲田研の小平さんには、渦のことが全くわからない自分に丁寧に対応していただいただけでなく、研究会にも参加していただきありがとうございました。

副指導教官であった多部田先生には、専門外にも関わらず気になったことを指摘していただき大変貴重なアドバイスをいただきました。ありがとうございました。

研究室のメンバーには大変助けられました。

研究員であるワルナさんには、自分の拙い英語にも関わらず真摯に研究の相談に乗っていただきました。

先輩であったヤサーラさん、永川さん、戸田さん、今井さんには研究室での生活の仕方であったり研究の姿勢を教えてくださいました。ありがとうございます。

研究室の同期であった高橋にはいろいろお世話になりました。入学したての何もわからない自分に優しく PC の使い方や学校の課題を手伝っていただきありがとうございました。2年越しの夢であった南極観測隊と一緒に参加することができてよかったです。

後輩である伏見、岡田、吉野、松井、草川、初くん、洪くんには自分が研究に行き詰まった際、話し相手となってくれました。ありがとうございます。特に伏見には南極観測中もいろいろ笑わせていただきました。

人見知りの自分がここまで研究室になじめたのは、皆様の人柄があつてこそでした。重ねてお礼申し上げます。

最後にここまで育ててくれた両親、また長男なのに何もしないことを責めないでいてくれた兄弟には感謝しかありません。本当にありがとうございました。