

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

修士論文

北極海の海水移流が
夏季海水分布に及ぼす影響

平成 23 年 2 月提出

指導教員
山口 一教授

47-096655 田中洋平

目次

第1章	序論	5
1.1.	海氷の形態	5
1.2.	北極海における海氷の特徴	5
1.2.1.	北極海の地理	5
1.2.2.	北極海の家氷面積の季節変化	6
1.2.3.	季節変動の年変化	8
1.3.	北極海の航路利用	9
1.4.	既往研究と本研究の目的	11
1.5.	人工衛星を用いた海氷域の観測	11
1.5.1.	使用したデータ	11
1.5.2.	リモートセンシングの原理	12
1.5.3.	海氷密接度	14
1.6.	本論文の構成	15
第2章	漂流速度データセットの作成	16
2.1.	計算手法	16
2.2	漂流ブイとの比較	16
2.2.1.	夏季における漂流速度計算	16
2.2.2.	粒子追跡	16
2.2.3.	ブイデータとの比較	16
2.2.4.	漂流速度データセットの作成	16
第3章	夏季の家氷融解過程	26
3.1.	計算手法	26
3.2.	計算結果・考察	26
3.2.1	計算結果	26
3.2.2	まとめ	26
第4章	海氷移流と夏季面積の関係	39
4.1	前置き	39
4.2	多年氷の動き	39
4.2.1.	手法と精度検証	39
4.2.2.	多年氷面積と海氷域面積との比較	39
4.2.3.	多年氷面積と最小海氷面積との相関	39
4.3.	12月からの計算	39
4.3.1.	計算手法	39
4.3.2.	12月時点に存在した海氷域の面積と海氷面積の比較	39
4.3.3.	冬季の家氷移流と最小面積の相関	39
4.4	考察とまとめ	39
第5章	結論	68

参考文献.....	70
謝辞.....	72

図表目次

図 1-1 北極海地形図[1].....	6
図 1-2 北極海の海氷分布の季節変化 (IARC NASA[2])	7
図 1-3 海氷面積の年変化(IARC NASA[3]).....	7
図 1-4 北極海の夏季海氷分布の変動 (IARC NASA[2])	7
図 1-5 北極海最小面積の経年変化 (気象庁[4])	8
図 1-6 各種シミュレーションにおける北極海の海氷衰退予測と観測値の比較[6]	8
図 1-7 北極海航路[1]	9
図 1-8 北西航路[1].....	10
図 1-9 3種の表面に対する周波数・偏波方向の放射率依存性	14
図 2-1 面相関法	16
図 2-2 北極海低層雲の海域別月平均雲量 (Herman,1986[1]).....	17
図 2-3 データの欠測率	18
図 2-4 異なるチャンネルデータの計算成功率.....	18
図 2-5 漂流速度データ(補間前、2008年7月8日).....	18
図 2-6 補間曲線の変更	19
図 2-7 融解期におけるブイとの比較 (89GHz 補間後)	20
図 2-8 融解期におけるブイとの比較 (37GHz)	20
図 2-9 融解期におけるブイとの比較 (19GHz)	21
図 2-10 ブイの流速と漂流速度の比較(89GHz、夏五ヶ月間).....	21
図 2-11 ブイの流速と漂流速度の比較(37GHz、夏五ヶ月間).....	21
図 2-12 ブイの流速と漂流速度の比較(19GHz、夏五ヶ月間).....	22
図 2-13 ブイ 2416 のみの比較 (19GHz から抽出)	23
図 2-14 作成した漂流速度データセット	23
図 2-15 漂流速度とブイデータとの比較	24
図 2-16 ブイの流速と漂流速度の比較(1/1-4/30)	24
図 2-17 漂流速度とブイデータとの比較	25
図 3-1 海域のセクター分け	26
図 3-2 流出入量と融解量の推移(2003年)	28
図 3-3 面積減少における融解量の割合(2003年).....	28
図 3-4 流出入量と融解量の推移(2004年)	29
図 3-5 面積減少における融解量の割合(2004年).....	29
図 3-6 流出入量と融解量の推移(2005年)	30
図 3-7 面積減少における融解量の割合(2005年).....	30
図 3-8 流出入量と融解量の推移(2006年)	31

図 3-9	面積減少における融解量の割合(2006 年).....	31
図 3-10	流出入量と融解量の推移(2007 年)	32
図 3-11	面積減少における融解量の割合(2007 年).....	32
図 3-12	流出入量と融解量の推移(2008 年)	33
図 3-13	面積減少における融解量の割合(2008 年).....	33
図 3-14	流出入量と融解量の推移(2009 年)	34
図 3-15	面積減少における融解量の割合(2009 年).....	34
図 3-16	流出入量と融解量の推移(2010 年)	35
図 3-17	面積減少における融解量の割合(2010 年).....	35
図 3-18	換算海水域面積と海水域面積の推移 (2010 年).....	37
図 4-1	多年氷の分布比較(2004 年 3 月 1 日)	40
図 4-2	多年氷の分布比較(2007 年 3 月 1 日)	40
図 4-3	多年氷の分布比較(2008 年 3 月 1 日)	41
図 4-4	5 月時点での粒子分布 (9 月より計算)	42
図 4-5	最小時期の海水密接度.....	43
図 4-6	セクター8 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	44
図 4-7	セクター1 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	45
図 4-8	セクター2 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	45
図 4-9	セクター3 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	45
図 4-10	セクター4 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	46
図 4-11	セクター5 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	46
図 4-12	セクター6 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	46
図 4-13	セクター7 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	47
図 4-14	セクター8 の多年氷面積と海水域面積の推移 (再掲)	47
図 4-15	セクター9 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	47
図 4-16	セクター10 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	48
図 4-17	セクター11 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	48
図 4-18	セクター12 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	48
図 4-19	セクター13 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	49
図 4-20	セクター14 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	49
図 4-21	セクター15 の多年氷面積と海水域面積の推移.....	49
図 4-22	セクター12 の多年氷面積 (5 月 1 日時点) と最小海水域面積の分布	51
図 4-23	多年氷面積 (5 月 1 日時点) と最小面積の相関係数の分布	52
図 4-24	最小面積とある時点の粒子数 (9 月より計算) の相関係数の推移	52
図 4-25	5 月時点での粒子分布 (12 月より計算)	54
図 4-26	最小時期の海水密接度(再掲).....	55
図 4-27	セクター12 の換算海水域面積と海水域面積の推移	56
図 4-28	セクター1 の換算海水域面積と海水域面積の推移	57
図 4-29	セクター2 の換算海水域面積と海水域面積の推移	57
図 4-30	セクター3 の換算海水域面積と海水域面積の推移	57

図 4-31	セクター4 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	58
図 4-32	セクター5 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	58
図 4-33	セクター6 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	58
図 4-34	セクター7 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	59
図 4-35	セクター8 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	59
図 4-36	セクター9 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	59
図 4-37	セクター10 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	60
図 4-38	セクター11 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	60
図 4-39	セクター12 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移（再掲）	60
図 4-40	セクター13 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	61
図 4-41	セクター14 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	61
図 4-42	セクター15 の換算海氷域面積と海氷域面積の推移	61
図 4-43	セクター12 の換算海氷域面積（5 月 1 日）と最小海氷面積の分布	63
図 4-44	換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小海氷面積の相関係数の分布	63
図 4-45	最小面積とある時点の換算海氷域面積の相関係数の推移	64
図 4-46	セクター9 の多年氷面積（5 月 1 日時点）と最小面積の分布	65
図 4-47	セクター9 の 12 月の計算における換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小面積の 分布	65
図 4-48	セクター3 の 12 月の計算における換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小面積の 分布	66
図 4-49	セクター6 の 12 月の計算における換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小面積の 分布	66
図 5-1	最小海氷面積との相関係数の分布	68

第1章 序論

1.1. 海氷の形態

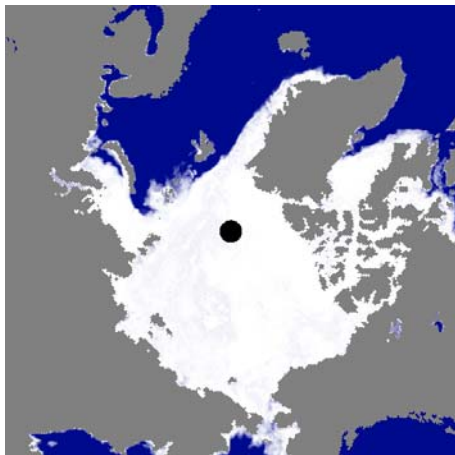
海氷とは、海水が凍結したものである。一般的な海水の結氷点は約マイナス 1.8℃である。海水面が結氷点に達すると、海水面が凍結し始め、晶氷（Frazil ice）と呼ばれる微細な純氷が発生する。波がない時には、これらの晶氷は互いに凍りついて比較的硬いニラス（Nilas）あるいは氷殻（Icerind）と呼ばれる氷の枝になり、次第に厚くなっていく。また、波がある時には、砕かれた晶氷が互いに集まり水面にスープ状の層をなすグリース・アイス（Grease ice）となり、さらにぶつかり合うと縁がめくれ円板状のはす葉氷（Pancake ice）となる。やがてはす葉氷の間も凍り、氷厚と硬度を増していくと板状軟氷となる。板状軟氷は成長し、厚さ 30cm 以上になると一年氷（First year ice）と呼ばれる。一年氷が夏を越えて次の冬を迎えると二年氷（Second year ice）、さらに冬を重ねると多年氷（Multiyear ice）となる。多年氷の厚さは平坦部で 3m から 6m 位に達するものが多く、一般に一年氷と比較して融解しにくい。また海氷は圧迫作用を受けて山脈のようになる（氷脈化:Ridging）もの、たがいに重なりあっている（Rafting）ものも存在し、その形は一様でない。

また海氷の氷量を表す指標として、一般的に海氷密接度が用いられる。これは海面に対して氷の覆われている海面の占める割合を表したものである。

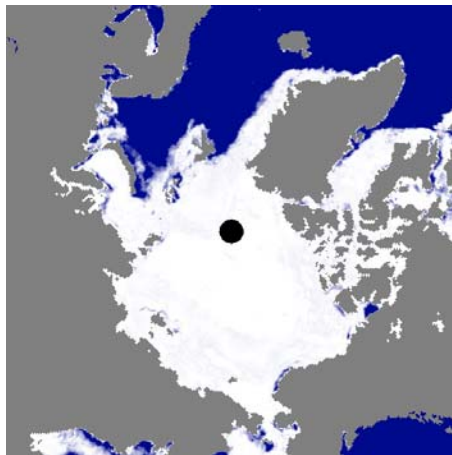
1.2. 北極海における海氷の特徴

1.2.1. 北極海の地理

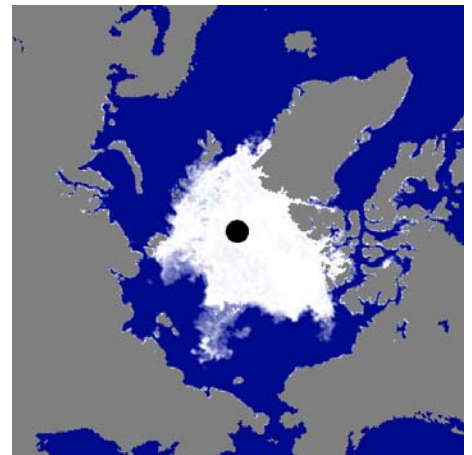
北極海は、ユーラシア大陸、北米大陸、グリーンランドに囲まれた面積およそ 1,400 万 km² の海である。極付近に陸地がなく周囲を大陸で囲まれている点が低緯度側に開けた南極海とは大きく異なる。スカンジナビア半島とグリーンランドの間には深海平原が広がり、その東部はノルウェー海、西部はグリーンランド海と呼ばれて北大西洋に隣接する。ユーラシア大陸と北米大陸の間はベーリング海峡であり、ベーリング海を経て北太平洋につながる。北極海は大陸棚が沖合までに広がり、中央部を除き比較的その水深は浅い[1]。



(a) 2009 年 12 月 1 日



(b) 2010 年 5 月 1 日



(c) 2010 年 9 月 15 日

図 1-2 北極海の水氷分布の季節変化 (IARC NASA[2])

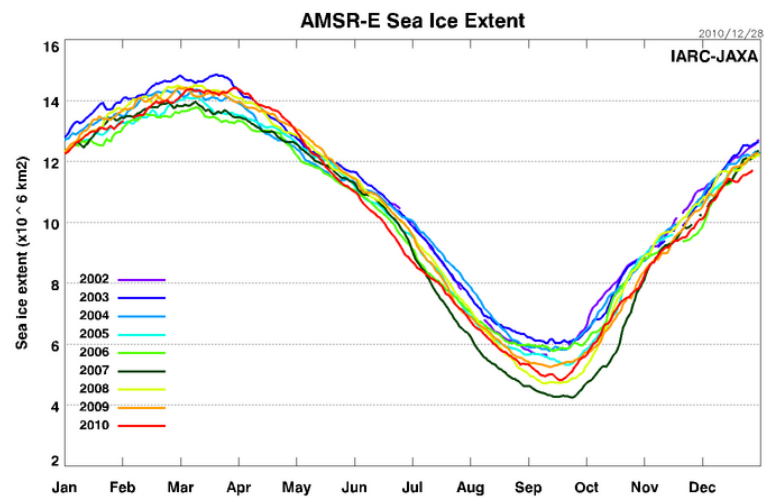
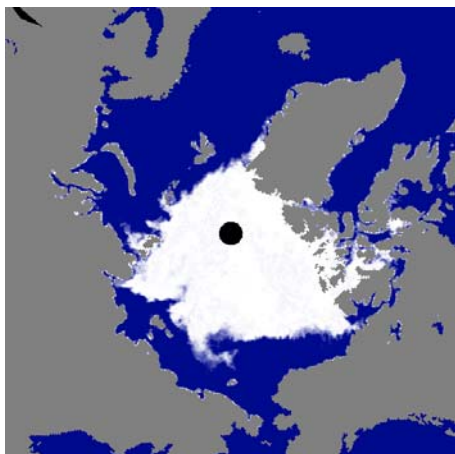
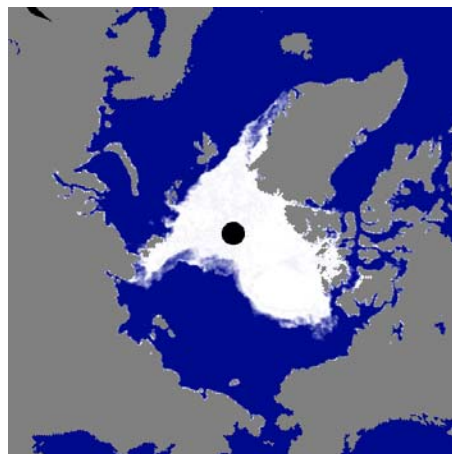


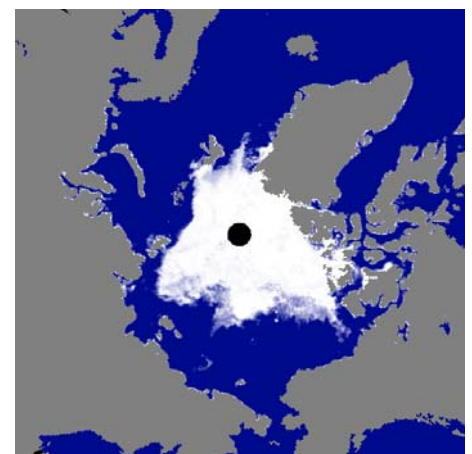
図 1-3 海氷面積の年変化(IARC NASA[3])



(a) 2004 年 9 月 15 日



(b) 2007 年 9 月 15 日



(c) 2008 年 9 月 15 日

図 1-4 北極海の夏季海氷分布の変動 (IARC NASA[2])

1.2.3. 季節変動の年変化

近年北極域の夏季の海氷の面積は減少傾向にあり、2007年には最小海氷域面積が観測史上最低の413km²となった。これは1999年の年最小値587km²から約30%も減少していることになる。図1-5は1979年から2009年における、北極域の海氷域面積の年最小値の経年変化を表しており、その減少率（図内点線）は8.3万平方キロメートル/年にもなる。

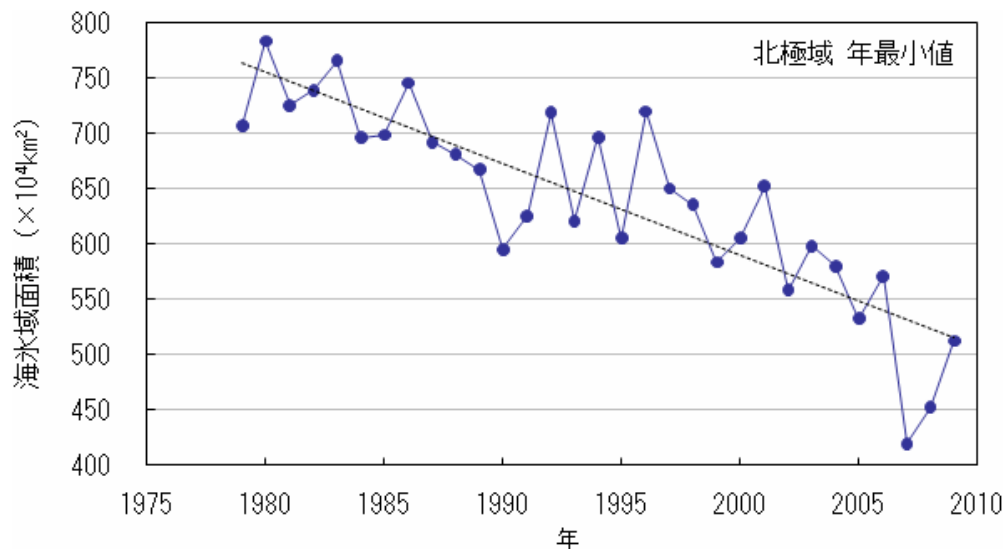


図 1-5 北極海最小面積の経年変化（気象庁[4]）

気候変動に関する政府間パネル（Intergovernmental Panel on Climate Change : IPCC）の第4次評価報告書（AR4）[5]では、この原因が地球温暖化によるものであり、温暖化は人間の社会活動と共に排出される温暖化ガスによるものとした。

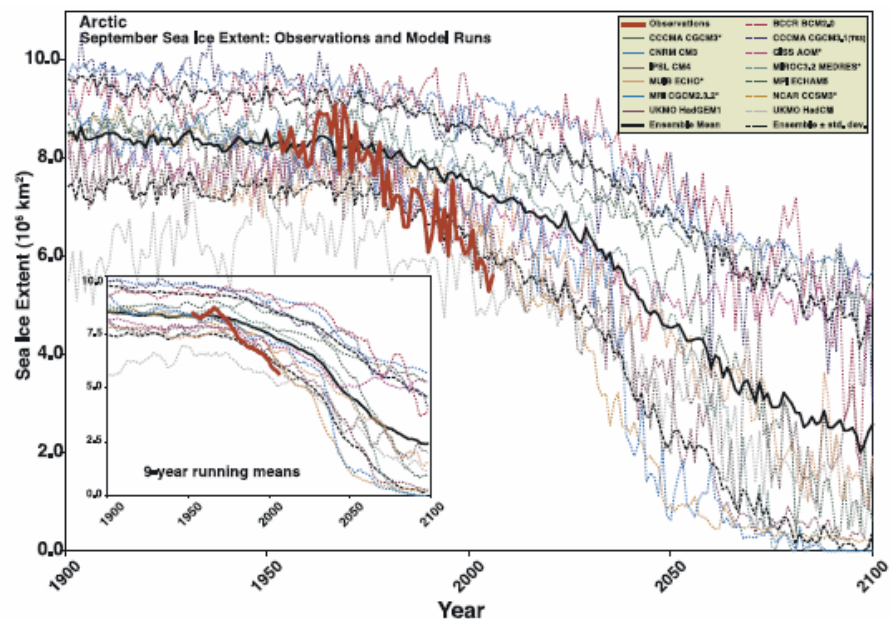


図 1-6 各種シミュレーションにおける北極海の海氷衰退予測と観測値の比較[6]

2007年の最小海氷域面積はこの報告書での予測よりも急速に減少した。図1-6は9月の

北極域海氷面積を表している。黒太線はIPCC AR4に参加した気候モデルのアンサンブル平均を表し、黒点線はその標準偏差、赤太線は観測値である。また内挿された図は9年平均を表す。この図を見ると、観測値がモデルによる予測値よりも大きく減少している様子がわかる。特に、近年の減少はほぼ全てのモデルで表現できていない。つまり、北極海氷面積の減少には現在考慮されていないメカニズムが働いていると考えられる。

この原因に対して、北極振動や北大西洋振動という北極域で周期的に起こる大気循環変動によるものだという説明[7]やベーリング海からの温暖水が流入による説明[8]などがなされているが、面積減少についてどの要因がどれだけ寄与しているのかまでは未だに明らかではない。

1.3. 北極海の航路利用

北極海における海上輸送はロシア西部のみで行われてきており、その貨物輸送量は他航路と比べて非常に少ない。これは航路上に存在する氷が大きな障害となっているからである。そのため、北極海を通航するには砕氷あるいは耐氷能力を持つ氷海船舶が必要となり、一般に船舶の航行は困難である。

北極海には2つの航路がある。ヨーロッパからロシア沿岸を通って北太平洋に抜ける北極海航路（Northern Sea Route：NSR）（図 1-7）と、カナダ多島海、北極海を通航してヨーロッパからアメリカ西海岸、東アジアに向かう北西航路（図 1-8）である。



図 1-7 北極海航路[1]



図 1-8 北西航路[1]

前節の通り、北極海の氷は減少していくことが予測されており、夏季限定での北極海の航路利用が現実味を帯びてきた。諸外国は試験航海を行っており、ロシアの海運企業は耐氷型タンカーの初運航に乗り出した。

北極海を航路として利用できれば、船舶がヨーロッパから東アジア間を現在より短距離で行き来できることになる。例として、横浜からドイツのハンブルグまでスエズ運河を経由する航路（南回り航路）と北極海を経由した場合では北極海経由：6920 海里、南回り航路：11073 海里となり、北極海経由はスエズ経由の約 60%の航程となる。航海時間、燃料費の面でその経済効果は非常に大きい。さらには航行する船舶から排出される CO₂ の量も大きく減らすことができる。

現在、北極海の航路利用の課題はその採算性と安全性の向上にある。何よりも先にまず安全な氷海航行ができるためには、救難設備や航行性能の優れた船舶の建造が必要である。だがこのようなハード面でのインフラだけでなく、航路沿いの気象・氷況データが得て航海の適性を判断できる情報技術などのソフト面での航行支援も航路実現に欠かすことはできない。

ここでは航行支援に必要不可欠な氷況予測についてまとめる。表 1 は、予測期間と必要な決定事項の関係をまとめたものである。このうち、②については海氷運動の数値予報モデルの改良によって高い精度で解決できる。また、③については現在行っている 100 年レンジの海氷面積予測の期間を短くすることで精度が上がるであろう。しかし、①については、前節に述べたように海氷面積変動の要因が解明されていないので難しい。しかし、航路決定のためには北極海夏季氷況を数ヶ月に予測することが必要である。春の段階で夏季の海氷分布が予測できれば、北極海航路の実現のために大きく貢献できる。

表 1. 航路沿い氷況予測とその効果（高石[9]）

	予測期間	決定事項
①	1 ヶ月から半年程度（中期）	北東航路・北西航路の決定
②	1 週間程度の予測（短期）	氷海突入後の航路決定
③	10 年レンジの予測（長期）	経済効果など長期効果を図る、造船計画の決定

1.4. 既往研究と本研究の目的

本研究の目的は海氷移流と夏季海氷面積との関連性の解明とこれを利用した夏季海氷面積予測の手法を検討することである。

先行研究の高石[9]は、前年の冬から春にかけての海氷の動きが夏の最小面積を決定する要因の一つであることを示した。ただこの研究ではデータが冬・春季に限られるため、融解期以降の漂流が全く考慮できていない。

まずこれまで海氷漂流速度データが作成されていなかった夏季を含めた通年のデータセットを作成する。そのデータを用い、

1. 夏季海氷域の減少過程
2. 海氷の動きが最小海氷面積に及ぼす影響

について解析を行う。

1.5. 人工衛星を用いた海氷域の観測

1.5.1. 使用したデータ

本研究では海氷密接度と海氷漂流速度の 2 種類の海氷情報を用いる。これらのデータは人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測データから計算されたものである。

解析には NASA の地球観測衛星 Aqua に搭載されている AMSR - E（Advanced Microwave Scanning Radiometer）によるデータを用いた。AMSR-E は 2002 年に打ち上げられた。6.9~89GHz までの 6 周波数帯で、水平偏波、垂直偏波で観測を行っている。89GHz には A、B2 つの受信機があり、総チャンネル数は 14 である。マイクロ波放射計としては最大級の 1.6m 口径のアンテナを搭載し、従来の 2~3 倍の空間分解能をもつ。表 2 は AMSR-E センサーの詳細である[10]。

表 2. AMSR-E センサーの詳細

周波数 (GHz)	偏波	空間分解能	観測幅
6.9	V	43×75km	1450km
6.9	H	43×75km	
10.65	V	29×51km	
10.65	H	29×51km	
18.7	V	16×27km	
18.7	H	16×27km	
23.8	V	18×32km	
23.8	H	18×32km	
36.5	V	8.2×14km	
36.5	H	8.2×14km	
89.0	V (受信機 A)	3.5×5.9km	
89.0	H (受信機 A)	3.5×5.9km	
89.0	V (受信機 B)	3.5×5.9km	
89.0	H (受信機 B)	3.5×5.9km	

1.5.2. リモートセンシングの原理

リモートセンシングとは、航空機や人工衛星に搭載したセンサーから音波や電磁波を手がかりに地上の物体の種類やその状態を特定する技術である[11]。

センサーをその特徴で大別したときに以下のように分けることができる。

- ・ 使用する波の周波数による分類（可視光、赤外線、マイクロ波）
- ・ 衛星自らが電磁波を発するかどうかによる分類（能動型、受動型）

使用される電磁波ごとの特徴は以下の通りである。

可視光

太陽光のエネルギーの直接的な反射現象を利用して観測される。つまり、地上の物質の反射特性の違いから物体の判別を行うものである。大気によるノイズを受けやすい。

赤外線

物体の地表面の放射温度を観測することができる。海洋における温度分布、温排水などの観測、火山、温泉地帯の噴気といった対象物の熱的情報を知るのに役立つ。可視光と違って夜の地表面の観測が可能である。ただし上記二つは海氷観測において雲があるときは観測不可能になる。

マイクロ波

マイクロ波は微小な水滴には散乱されにくいので、雲を透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と、海氷域を連続的にモニタリングすることが可能である。ただしマイクロ波は波長が長いため、可視光・赤外線に比べて高い解像度を得ることが難しい。

熱を持つ物質は全て電磁波を放射しており、その放射の特性は物体の種類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電磁波をよく放射するという特性もある。したがって、完全吸収体の場合は温度のみで放射量が決定される。このようにあらゆる波長の電磁波を吸収・放射する理想物体を黒体 (black body) と呼び、黒体の放射エネルギーは次のプランク (Planck) の法則によって示される。

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

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、波長と絶対温度によって放射エネルギーを導くことができる。温度が高くなるにつれ最大放射量を与える波長は短くなる。

理想放射物体としての黒体の特性は、太陽・地球を物理的にマクロに捕らえるのに役立つ。しかし、現実にはこのような理想物体はないので、以下のキルヒホッフの式で与えられるエミッシビティ (Emissivity) ε によって現実物体と結び付けることになる。

$$\varepsilon = B / B_b$$

ここで、 B は現実物体の単位面積あたり放射エネルギー、 B_b は黒体の単位面積放射エネルギーであり、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、人工衛星によるリモートセンシングにおいては、各物質の周波数、輝度温度 (brightness temperature) の値を観測するが、輝度温度についても同様に以下の式で表される。

$$T_B = \varepsilon T$$

T_B : 物質の輝度温度、 T : 物質絶対温度

以上のように、物体の輝度温度の値の違いによって物体を識別することができる。海氷は厚さ、冠雪、表面状態が輝度温度の値に影響するため、輝度温度を観測することで氷の種類や密接度を知ることができる[11]。

1.5.3. 海氷密接度

上記で述べた原理を応用して、海氷密接度を算出することが可能である。データから海氷密接度を計算する主なアルゴリズムとして、NASA Team Algorithm (Cavalieri (1986)[12]) と Bootstrap Algorithm (Comiso (1986)[13])がある。そのうち、本研究では Enhanced NASA Team Algorithm (NASA Team Algorithm の改良版) で計算されたものを用いている。

NASA Team Algorithm [14,15]

このアルゴリズムの特徴は、各周波数で観測された輝度温度は 3 種類の異なる水面・海氷面が放射している電磁波で構成されていると仮定したことである。すなわち北半球では開氷域・一年氷・多年氷という 3 種類の異なる表面からの電磁波が各周波数帯での輝度温度を構成していることになる。これを式にすると以下ようになる。

$$T_B = T_w C_w + T_{FY} C_{FY} + T_{MY} C_{MY}$$

$$(C_w + C_{FY} + C_{MY} = 1)$$

T_w ; T_{FY} ; T_{MY} : 開水面・一年氷・多年氷の各周波数帯での輝度温度

C_w ; C_{FY} ; C_{MY} : 開水面・一年氷・多年氷の密度

ここで各輝度温度において 3 種類の地表面を区別するのに用いられるのが図 1-9である。

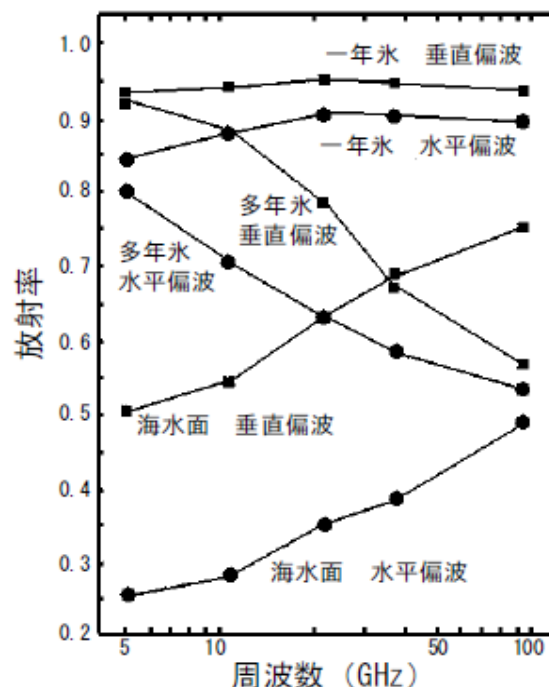


図 1-9 3種の表面に対する周波数・偏波方向の放射率依存性
(Norwegian Remote Sensing Experiment, 1983)

図 1-9を見ると、多年氷は周波数が高くなるほど輝度温度が低い値を示すのに対して、

一年氷では周波数依存性が少ない。また開水面は周波数が高いほど輝度温度が上がるこ
とが分かる。この特性を用いて、以下polarization, PRとspectral gradient ratio, GRと
いう変数を定義し、海氷密接度Cを計算する。

$$PR = \frac{T_b(19V) - T_b(19H)}{T_b(19V) + T_b(19H)}$$

$$GR = \frac{T_b(37V) - T_b(19V)}{T_b(37V) + T_b(19V)}$$

PR は海水面と海氷域を識別するために用いられ、GR は一年氷と多年氷を識別するた
めに用いられる。これらの PR、GR 値を用いて、下式によって海氷密接度を計算できる。

$$C_{FY} = \frac{a_0 + a_1 \cdot PR + a_2 \cdot GR + a_3 \cdot PR \cdot GR}{c_0 + c_1 \cdot PR + c_2 \cdot GR + c_3 \cdot PR \cdot GR}$$

$$C_{MY} = \frac{b_0 + b_1 \cdot PR + b_2 \cdot GR + b_3 \cdot PR \cdot GR}{c_0 + c_1 \cdot PR + c_2 \cdot GR + c_3 \cdot PR \cdot GR}$$

a_n, b_n, c_n は観測値の統計データから求められる定数である。

1.6. 本論文の構成

第 2 章以降の構成は以下の通りである。

- ・海氷漂流速度データセットの作成とその検証（第 2 章）

今回作成した漂流速度データには複数の周波数チャンネルデータを用いている。こ
の点について説明した後に、実際に漂流しているブイとの軌跡の比較を行い、データ
の誤差を検証する。

- ・融解期の海氷面積減少要因の推察（第 3 章）

融解期に海氷面積が減少していく要因について融解と流出のそれぞれの寄与の大き
さを定量的に把握する。

- ・海氷移流と夏季海氷面積との関係（第 4 章）

漂流速度データを用いて 9 月と 12 月時点に存在した海氷を追跡する。それにより海
域ごとの多年氷と冬季の海氷の再分配が夏季最小面積に及ぼす影響を示す。

- ・結論（第 5 章）

本研究の結論について述べる。

第2章 漂流速度データセットの作成

2.1. 計算手法

海水漂流速度の計算には、Aqua 衛星搭載のマイクロ波放射計 AMSR-E による輝度温度データを用いる。

計算には、パターンマッチングの手法の一つである面相関法を用いた。これは、ある輝度分布のパターンと最も相関の良い場所を次の時刻の分布の中から見つけ出すという方法である。本研究で用いるデータは、輝度温度データに対して 6×6 ピクセルの大きさの窓画像を用いて計算した[16]（図 2-1）。相関関係は 1 グリッドおきに計算され、まず 6.25km でベクトルが算出される。さらにデータの信頼性を高めるために 6×6 の範囲において相関係数が低いものを除き、空間的に平均化された結果、37.5km グリッドの速度データとして得られる。

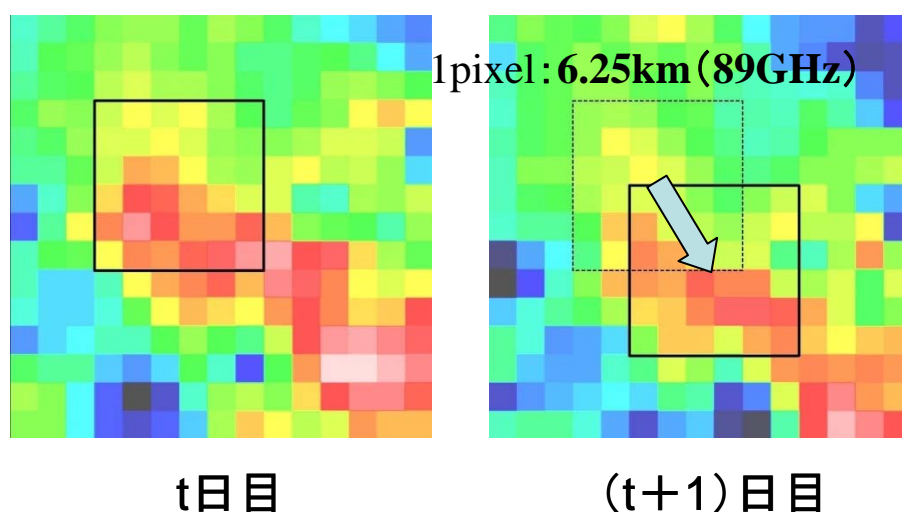


図 2-1 面相関法

また、AMSR-E による観測データは衛星の上昇軌道のものと下降軌道のものがそれぞれ 1 日に 1 回ずつ提供されている。漂流速度の計算は 1 日間隔の上昇軌道同士、下降軌道同士それぞれに対して行い、得られた 2 つの結果を平均してその日の漂流速度とした。

計算結果にはパターンが維持されないなどの理由により結果が得られない場所が存在する。本研究では周囲のグリッドで空間的に補間し前後 2 日の値とで時間的に補間することで海氷域上に欠測値のないデータセットを作成した。本研究では密接度 20%以上の海域を海氷域と定義する。

解析期間は AMSR-E データが利用可能な 2002 年 9 月から 2010 年 9 月までの 8 年間とした。

2.2. 漂流ブイとの比較

2.2.1. 夏季における漂流速度計算

海水漂流速度は先行研究においては12月～4月末までの計算しかなされていない。そこで本研究では5月から11月までの漂流速度データセットを作成した。これまで漂流速度の計算にはAMSR-Eの中でも最も分解能の高い89GHzチャンネルの輝度温度画像を用いられることが多かった。このチャンネルの空間分解能は約6km×4kmで、6.25km格子のデータとして米国のNSIDC (National Snow and Ice Data Center) [17]から配布されている。ただ、89GHzのデータは他の周波数に比べて波長が短いため雲の影響を受けやすく、夏の雲量が多い北極海では計算がうまくいかない(図2-2)。そこで本研究ではより波長の長い周波数チャンネル(19GHz, 37GHz)の利用を検討する。空間解像度は14km×8kmで、12.5km格子のデータである。

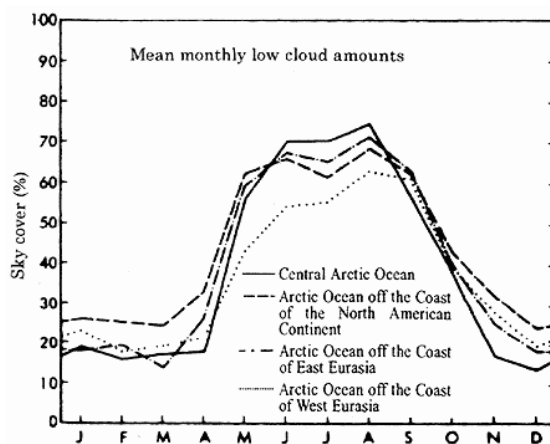


図 2-2 北極海低層雲の海域別月平均雲量 (Herman,1986[1])

最も顕著な北極海中央部では、6～8月の月平均低層雲雲量は70%、総雲量は80～90%に達する。

図2-3は2008年の19, 37, 89GHzのチャンネルデータの欠測率を示す。一年を通して欠測率は変化しない。そこで前節で述べた面相関法にて19, 37, 89GHzの2008年の速度計算を行った。計算では、一日の間にパターンが大きく変化している場合などに正しい結果が得られない。図2-1に示す窓画像同士の相関が低い場合や周囲の結果との整合がとれていない場合は、正しい結果が得られないと判断し、欠測とした。図2-4にその欠測を差し引いた計算の成功率の時間変化を示す。

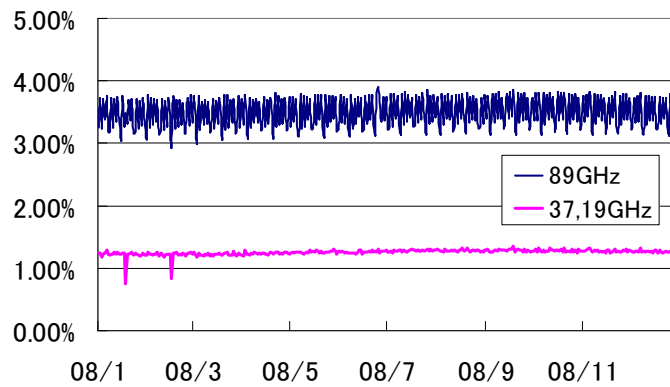


図 2-3 データの欠測率

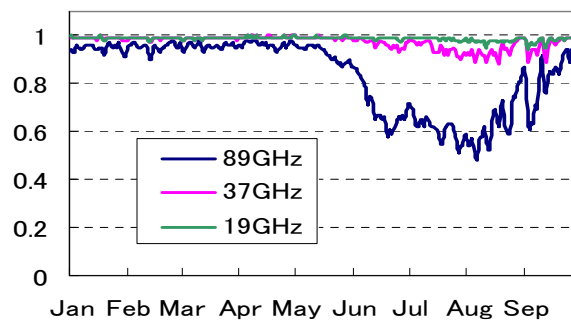


図 2-4 異なるチャンネルデータの計算成功率

89GHz の計算では6月半ばから9月半ばにかけてその成功率は低い。しかし 37GHz や 19GHz を用いることにより成功率は大幅に改善される。特に 19GHz を用いることにより、ほぼ全ての海氷域で漂流速度の計算が可能になる。

また、図 2-5は夏季の漂流速度分布の例である。

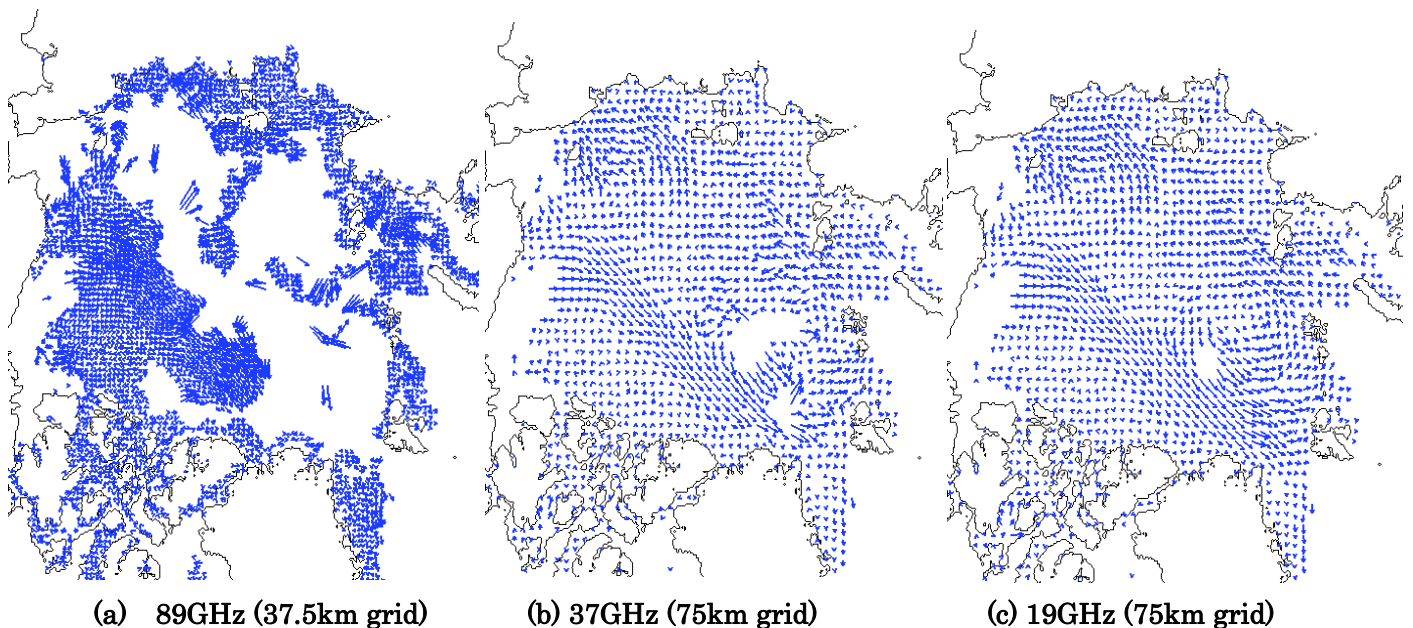


図 2-5 漂流速度データ(補間前、2008 年 7 月 8 日)

青い矢印は一つ一つが漂流速度のデータを表す。この図からも 19GHz の計算はデータがない極点を除いたグリッドはほぼ計算できていることが分かる。37GHz は 19GHz と比べて若干計算できていない部分が多い。89GHz では北極海域の大半が計算できておらず、例え補間を行ったとしてもその誤差は大きくなることが予想される。

2.2.2. 粒子追跡

作成した海氷漂流速度データセットを用いて、任意の粒子の挙動を追跡する。計算は一日間隔のデータを用いて行い、粒子上の漂流速度は周囲のグリッドの速度データから計算した。

周囲のデータを重み付けして粒子の速度を計算する際に用いる関数は以下のグラフの通りである。なお 19, 37GHz のデータは 89GHz よりもデータ間隔が 2 倍広いいため曲線を変更した (図 2-6)。図から分かるとおり 0.5 の重み付けを約二倍の範囲から取るように調整した。図内のdisは粒子とデータの距離である。

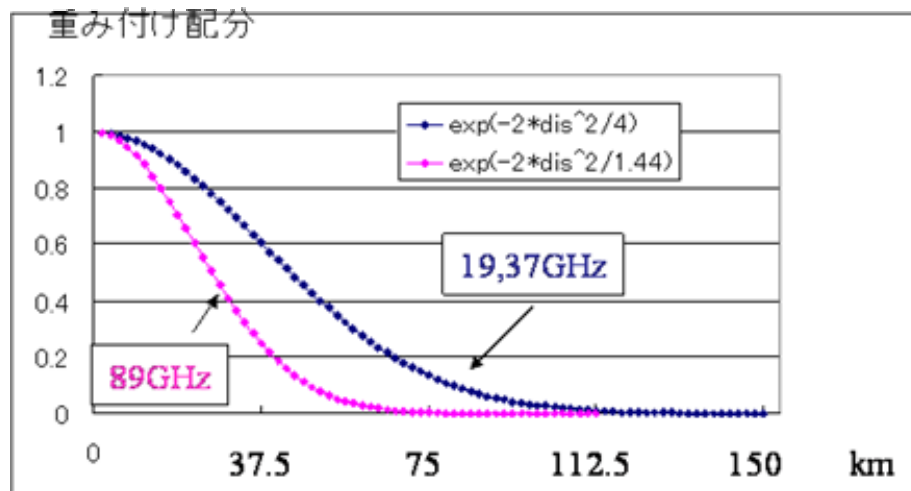


図 2-6 補間曲線の変更

また、図のように約 2 グリッド内に速度データが存在しない場合は粒子が海氷域から外れた、即ち海氷が融解したと見なした。

2.2.3. ブイデータとの比較

5月から11月までの漂流速度について、19, 37, 89GHzの3つの周波数チャンネルから計算された結果の精度を、漂流ブイの位置データを用いて検証する。ここでは漂流ブイの軌跡と、始点を合わせた粒子を漂流速度データ上で流した軌跡を比較する。比較に用いたのはIABP (International Arctic Buoy Programme [18])が配布しているブイの位置データである。データは半日ごとに存在するが、ブイによっては欠測も多く存在する。またデータはアラスカ・カナダ多島海沿岸～グリーンランド北部沿岸のみのものとなっている。

まず海氷融解期の 2008 年の 5 月 1 日から 9 月 30 日までの軌跡を比較した。89, 37, 19GHzの順に見ていく。始点、ブイ番号は図 2-9に表示してある。なお赤点がブイの位置、青点が漂流速度で計算された一日ごとの粒子の軌跡を表す。図 2-10-12 は二つの速度を前後二日で平均したもの一つの点として平面上にプロットしたものである。同じ色の点は同じブイを表している。

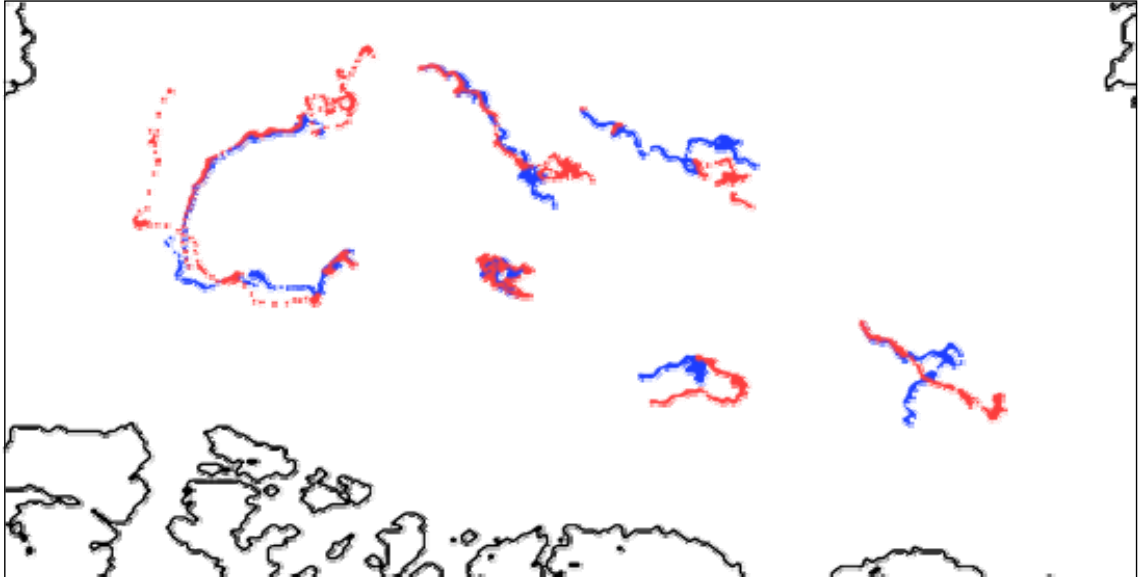


図 2-7 融解期におけるブイとの比較（89GHz 補間後）

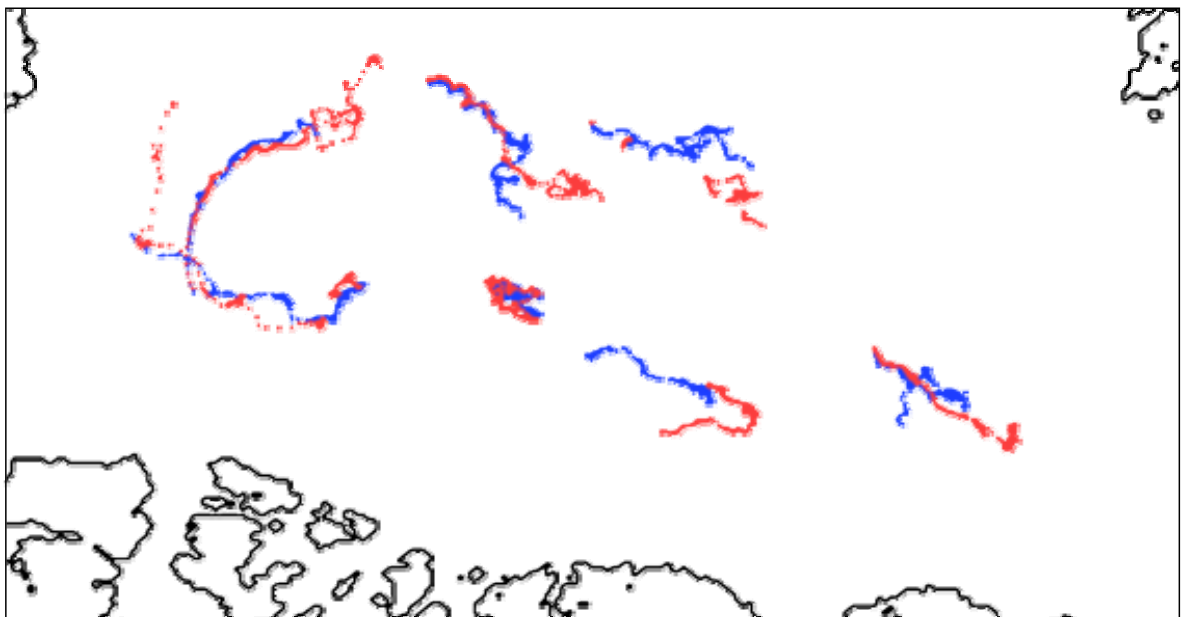


図 2-8 融解期におけるブイとの比較（37GHz）

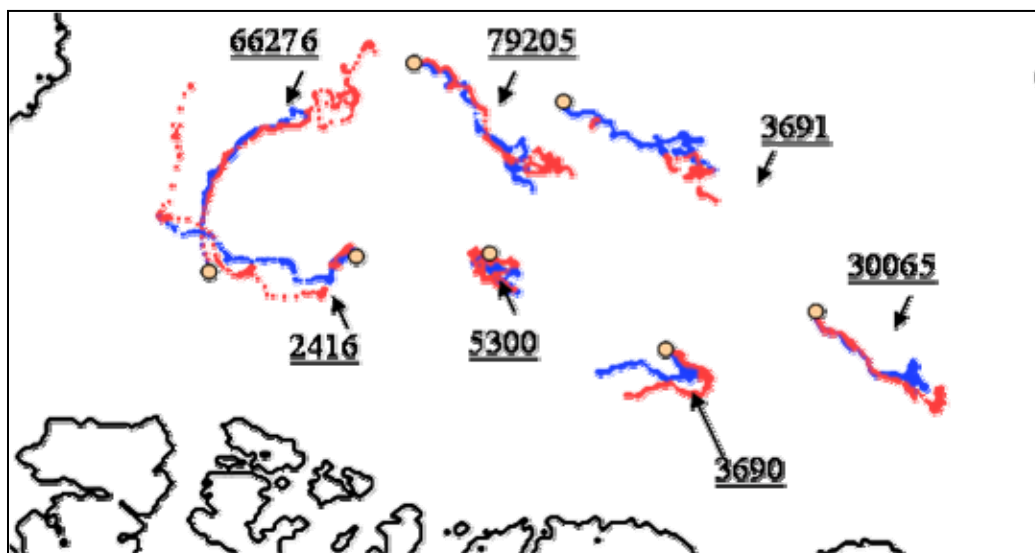
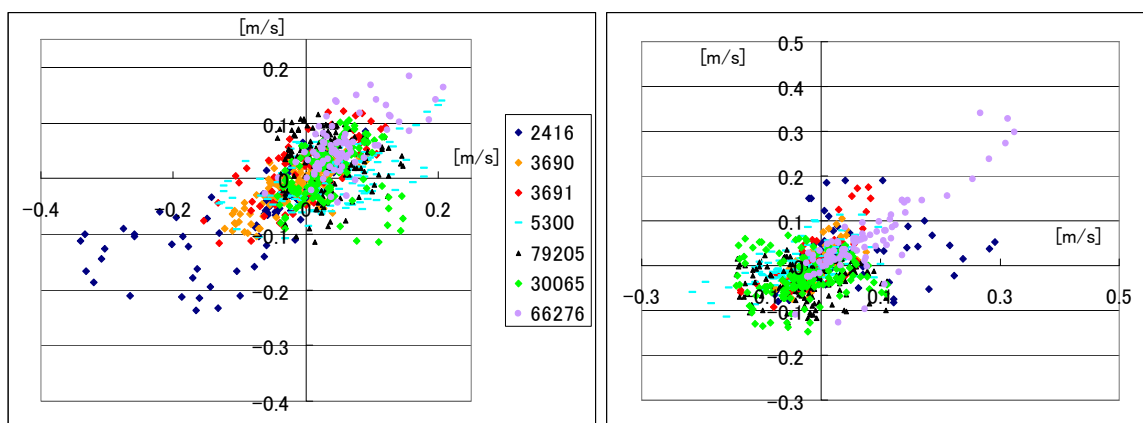


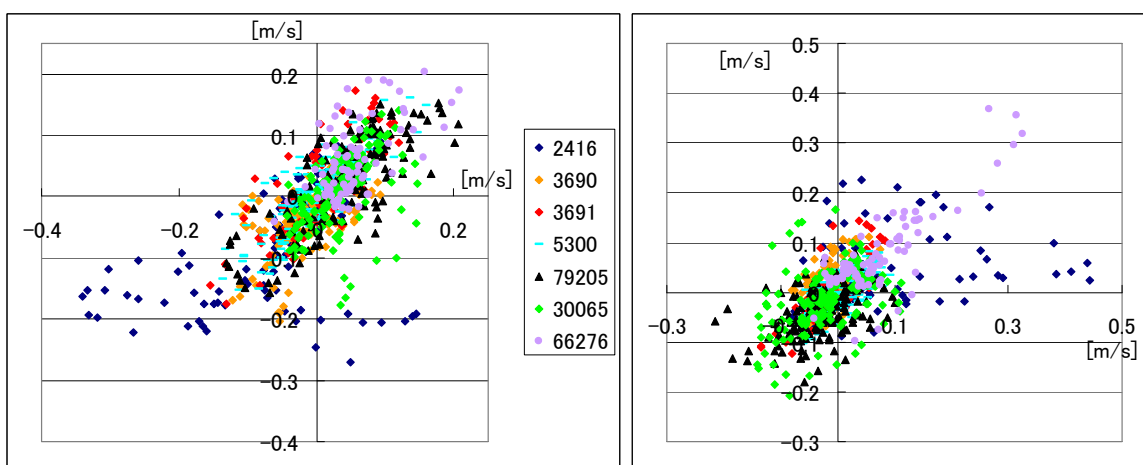
図 2-9 融解期におけるブイとの比較 (19GHz)



(a) u 方向

(b) v 方向

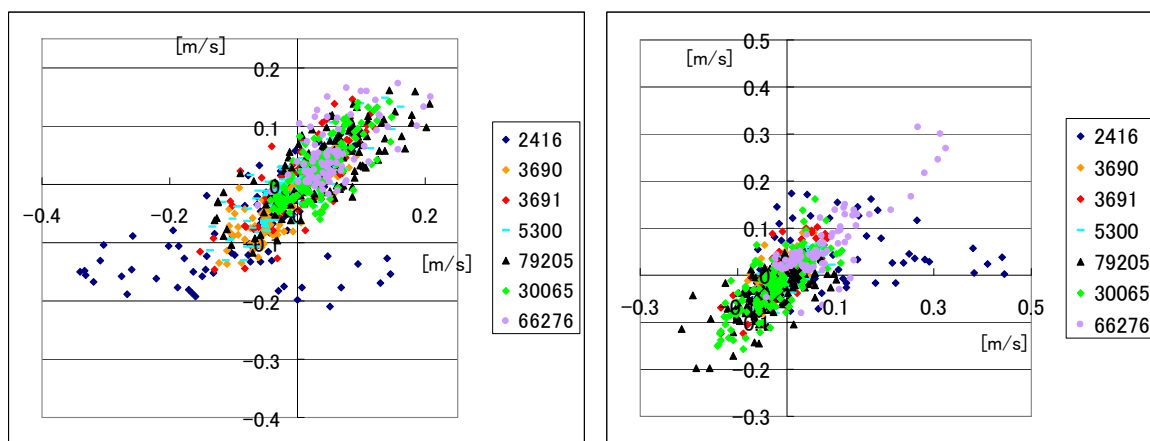
図 2-10 ブイの流速と漂流速度の比較(89GHz、夏五ヶ月間)



(a) u 方向

(b) v 方向

図 2-11 ブイの流速と漂流速度の比較(37GHz、夏五ヶ月間)



(a) u 方向

(b) v 方向

図 2-12 ブイの流速と漂流速度の比較(19GHz、夏五ヶ月間)

表 2-1 u 方向の比較におけるパラメータ

	89GHz	37GHz	19GHz
近似直線	$y = 0.5087x - 0.0008$	$y = 0.7488x - 0.0091$	$y = 0.6814x - 0.0025$
決定係数	0.3749	0.4829	0.5808
主成分軸傾き	1.3390	0.9028	1.1588

表 2-2 v 方向の比較におけるパラメータ

	89GHz	37GHz	19GHz
近似直線	$y = 0.4473x - 0.0013$	$y = 0.5377x + 0.0005$	$y = 0.5055x - 0.0034$
決定係数	0.2904	0.3579	0.4543
主成分軸傾き	1.8886	1.2213	1.5388

夏の海氷は総じてカナダ多島海沿岸において大きく時計回りに漂流している。ブイ 2416, 66276 の漂流速度が途中で消えてしまっているのは、9 月初めにこの辺りの海氷が無くなってしまい、漂流速度が計算できなくなってしまったことによる。またブイ 3690, 30065 の動きより極点近辺は誤差が大きいようである。

図 2-12の中で明らかに誤差の大きいブイとして 2416 を取り上げる。誤差の大きい点は殆どが最後一ヶ月分のものが多く、誤差が蓄積している様子が分かる (図 2-13)。なお図中の赤い点が最後の一ヶ月の間に計算されたものを示す。

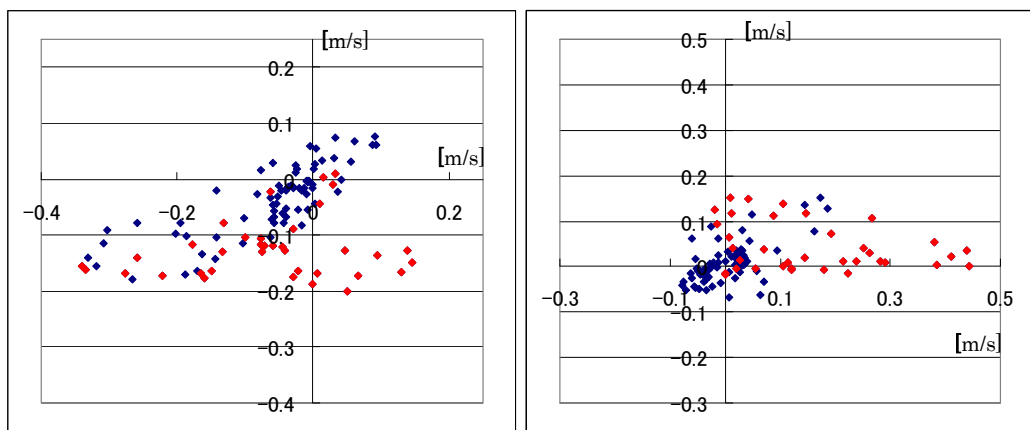


図 2-13 ブイ 2416 のみの比較 (19GHz から抽出)

3 種類のデータから計算した軌跡を比較してみると、19GHz データから計算した海氷漂流速度を用いた軌跡が最もブイの軌跡に近いことが分かる。計算成功率の高さと得られた結果の誤差の小ささから、本研究では 5 月から 11 月までの海氷漂流速度として 19GHz チャンネルデータから新たに計算したものを用いる。

2.2.4. 漂流速度データセットの作成

これまでの結果より通年で漂流速度データセットには 89GHz と 19GHz の二つを用いることにした (図 2-14)。

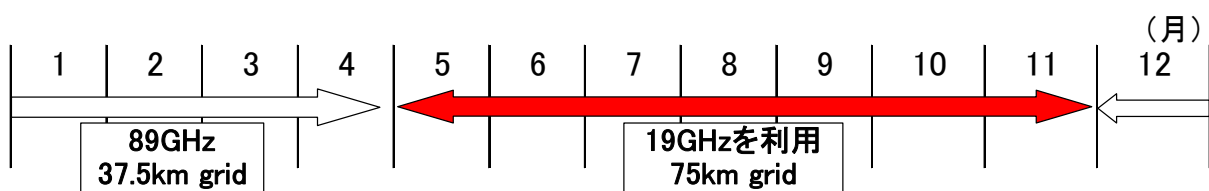


図 2-14 作成した漂流速度データセット

このデータセットを用いて前節と同様の手法で 2 種類の計算期間において軌跡の誤差を評価する。

夏季を除いた 2008 年 1 月 1 日～4 月 30 日の 5 カ月間でブイの軌跡を比較したものを図 2-15 に示す。赤い点がブイの位置を表し、青い点が漂流速度で計算された一日ごとの粒子の位置である。オレンジの丸が始点を表し、数字はブイの番号を表している (図 2-16 と対応)。

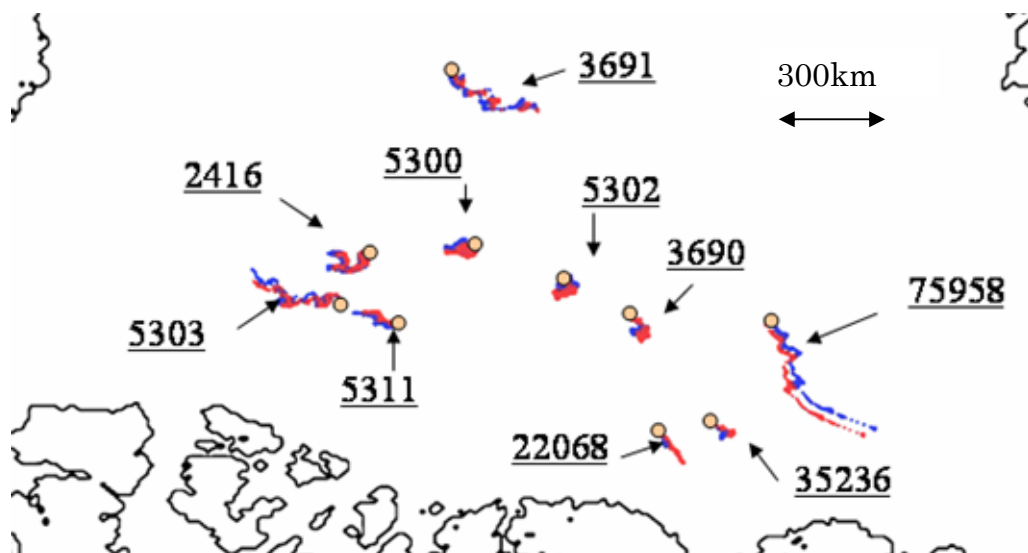
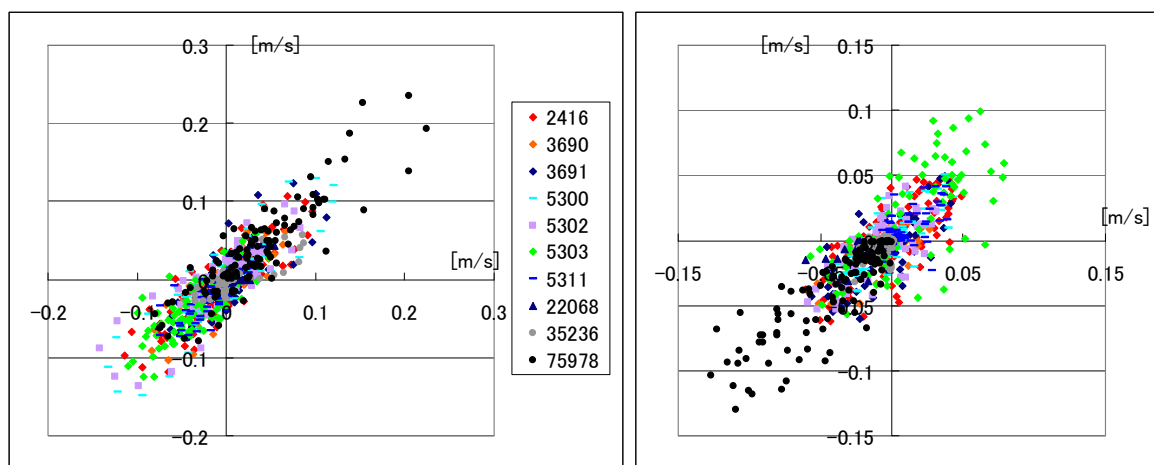


図 2-15 漂流速度とブイデータとの比較

図 2-15を見ると漂流のパターンが酷似しており、観測で得られた漂流パターンとの誤差が非常に小さいことが分かる。4月30日での位置の誤差はおよそ70km以内に収まっている。冬から春にかけての北極海内部は氷で詰まっているためか、中心部の氷の速度は低くパターンも変わりにくいようである。

また漂流速度のベクトルとブイデータのポジションデータから計算できるベクトルの比較も同様に行った。ブイデータからの速度を縦軸方向に、漂流速度を横軸方向にとる。グリッド上の縦方向 u と横方向 v について前後二日分と平均した値をプロットした。同じ色の点は同じブイを表している。



(a) u 方向

(b) v 方向

図 2-16 ブイの流速と漂流速度の比較(1/1-4/30)

図 2-16を見ると分かる通り、 u 方向は特に $y=x$ の直線のまわりに点が多く集まっているといえる。12月1日から4月30日までの計算に関しては漂流速度の誤差が極めて小さいことが分かった。

表 2-2 図 2-16のパラメータ

	(a) u 方向	(b) v 方向
近似直線	$y=0.8197x-0.0013$	$y=0.8014x-0.0028$
決定係数	0.7421	0.6733
主成分軸傾き	0.9306	0.9782

次に 1 年間の軌跡を比較した例を示す。計算期間は 2007 年 9 月 15 日から 2008 年 9 月 14 日までである。オレンジの点はそれぞれの始点を表す。



図 2-17 漂流速度とブイデータとの比較

この場合も両者は非常によく一致する。誤差が蓄積されたためか途中から反れてしまっているブイが極点に近い方に存在した。この時のブイの最終点の距離は最大で約 300km となっている（途中で計算できなくなったものは除く）。北極海は局地的に速い流れがないため、このスケールの誤差なら実用に耐えうると考えられる。

第3章 夏季の海氷融解過程

3.1. 計算手法

北極海の海氷面積は5月から9月にかけて急速に減少する。最小期の海氷分布を考える上で海氷域がどのように減少しているかを知ることが非常に重要である。減少の主な過程として、海氷の融解と大西洋への流出の2つが考えられる。双方とも海氷の動きを追跡することによって検出可能である。

その検出のため、ここでは海氷域の後退が始まる前の5月1日の海氷域上に粒子を37.5km間隔に配置し、海氷面積が最小となる9月までその動きの追跡を行った。解析を行うにあたり、局地的な特徴を見るために北極海を図3-1の15のセクターに区分した。各セクターの大きさは675km×675kmである。

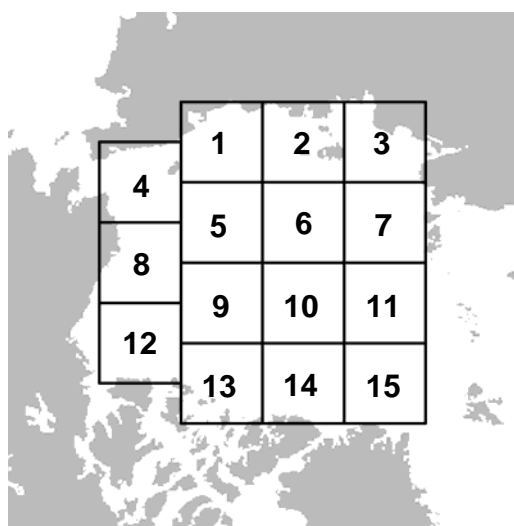


図 3-1 海域のセクター分け

5月1日の時点で全てのセクターはほぼ完全に海氷に覆われている。そこから毎日の海氷漂流速度データをもとに個々の粒子を移動させる。各セクターからの流入量から流出量を引くことによって正味の流出量が得られる。また粒子が海氷域から外れたときを海氷の融解と考える。

3.2. 計算結果・考察

3.2.1. 計算結果

2003 年から 2010 年まで年ごとに結果を見ていく。

図 3-2内の青線は粒子数に 37.5^2 を乗じた値を示しており、ひとつの粒子が $37.5\text{km} \times 37.5\text{km}$ の海氷域を代表していると考えたときの海氷域面積の変化である。以下、この面積を「換算海氷域面積」と呼ぶ。また赤線は各セクターに隣接する海域への流出・流入による粒子数変化から計算した換算海氷域面積である。赤線と青線の差が海氷の融解量を示す。

図 3-3の融解量の割合は、9 月末の最終日までの融解量を 5 月 1 日の面積からの総減少量で割った値となっている。空白のセクターは初期位置と比べ不変または計算上増えたセクターである。

一例として 2003 年セクター8を取り上げる。図 3-2は 2003 年 5 月から 9 月までの流出入量と融解量の推移を示している。

8 月以降に換算海氷域面積が減少し 9 月下旬には流出入量と大きな差が生まれている。この差がまさに融解量を示しており、主に融解によってこのセクターの海氷が消失したことが分かる。結果、この年は面積減少における融解の割合は 94%であることが図 3-3からも分かる。

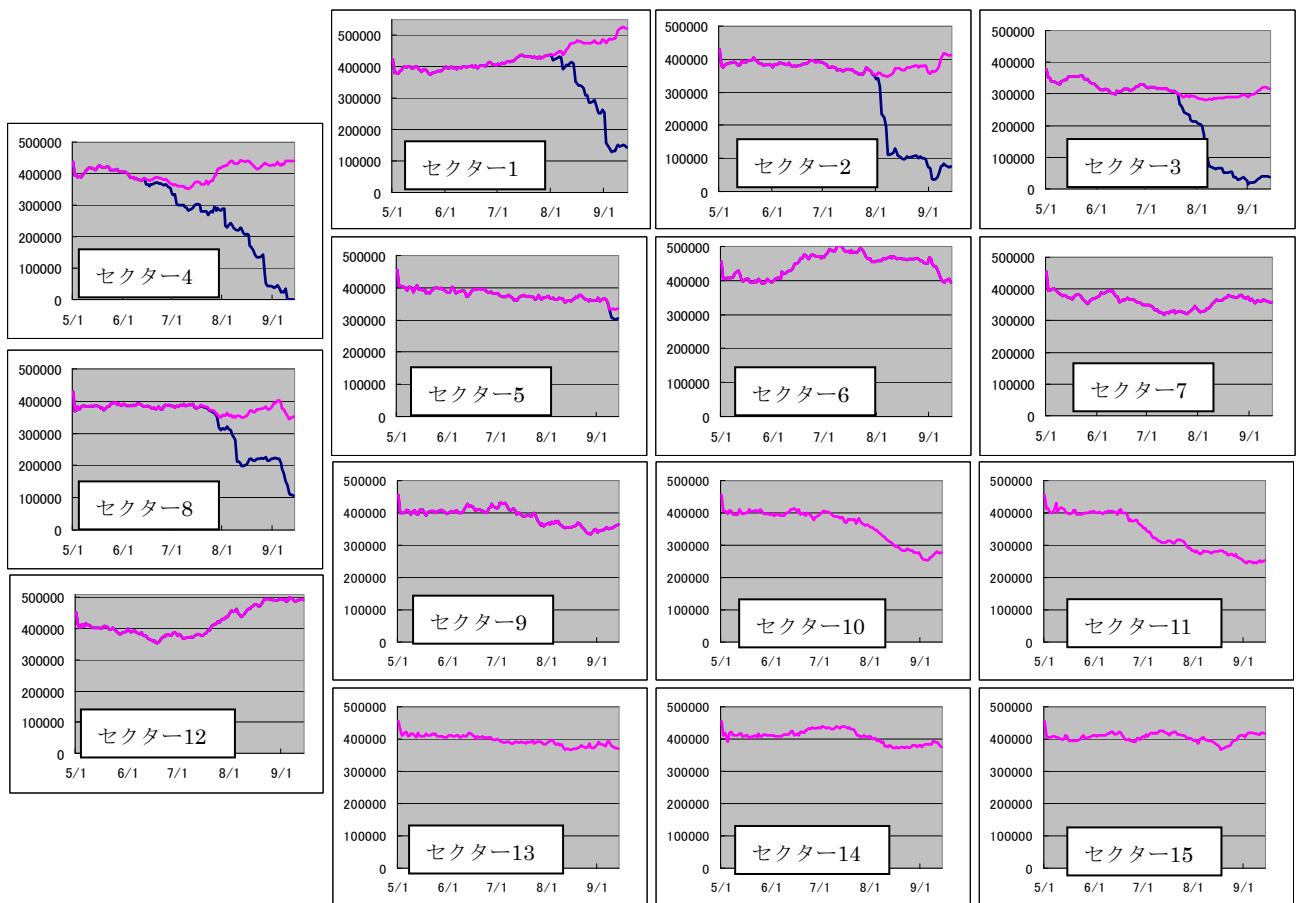


図 3-2 流出入量と融解量の推移(2003 年)

青線は粒子数より計算された海氷域面積、赤線が流出・流入のみを考慮した海氷域面積を示す。

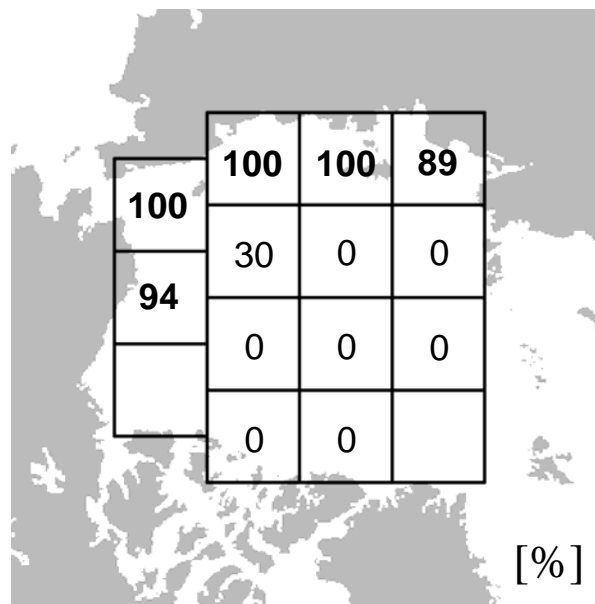


図 3-3 面積減少における融解量の割合(2003 年)

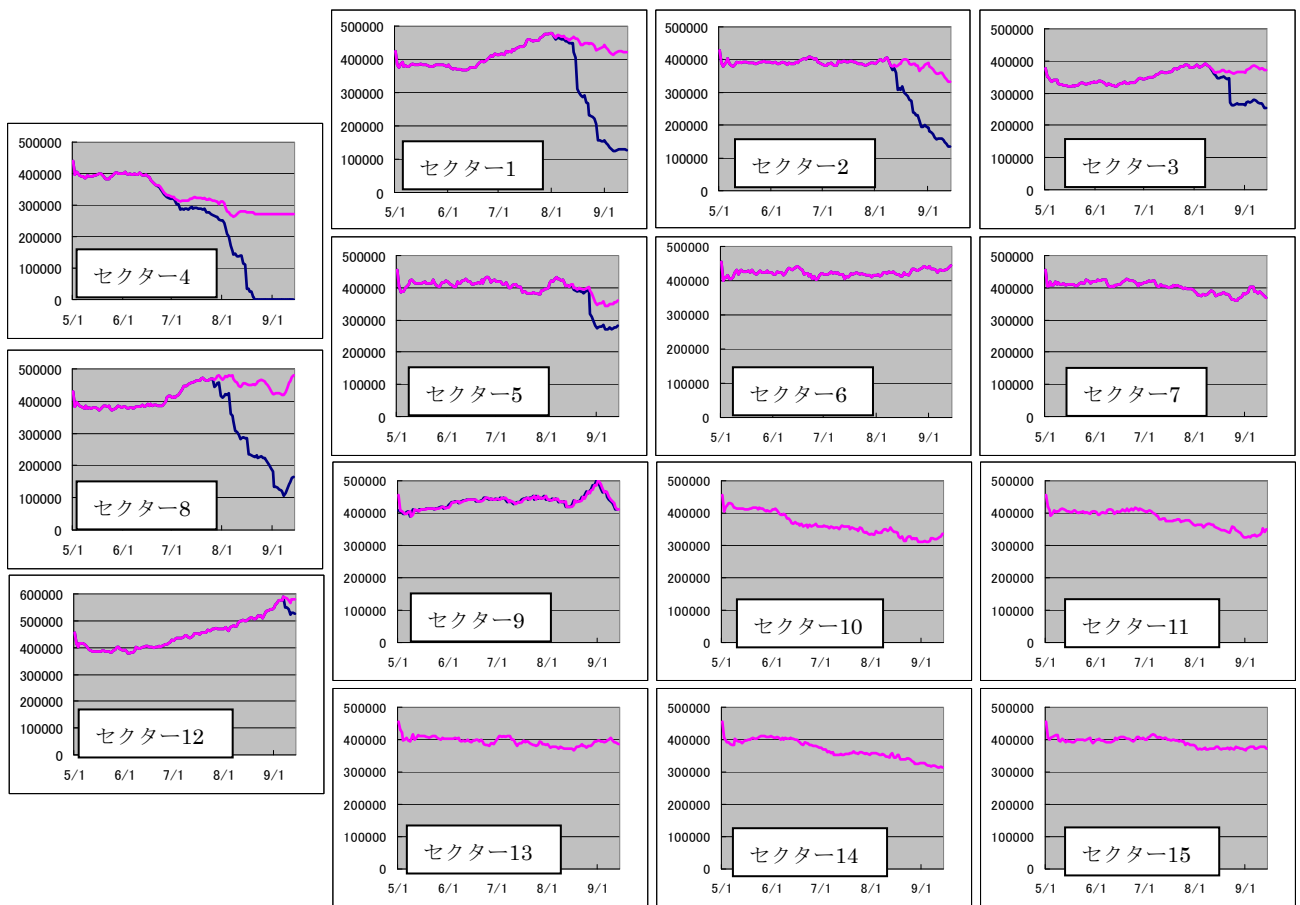


図 3-4 流出入量と融解量の推移(2004 年)

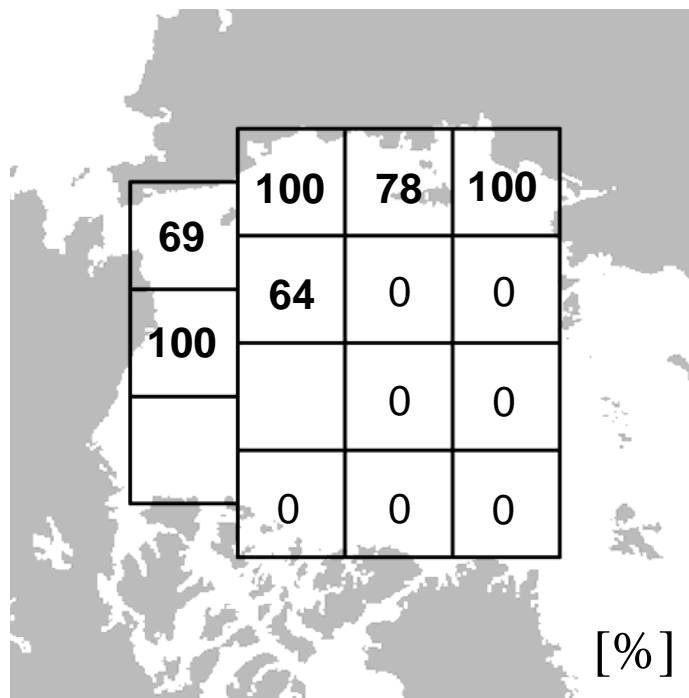


図 3-5 面積減少における融解量の割合(2004 年)

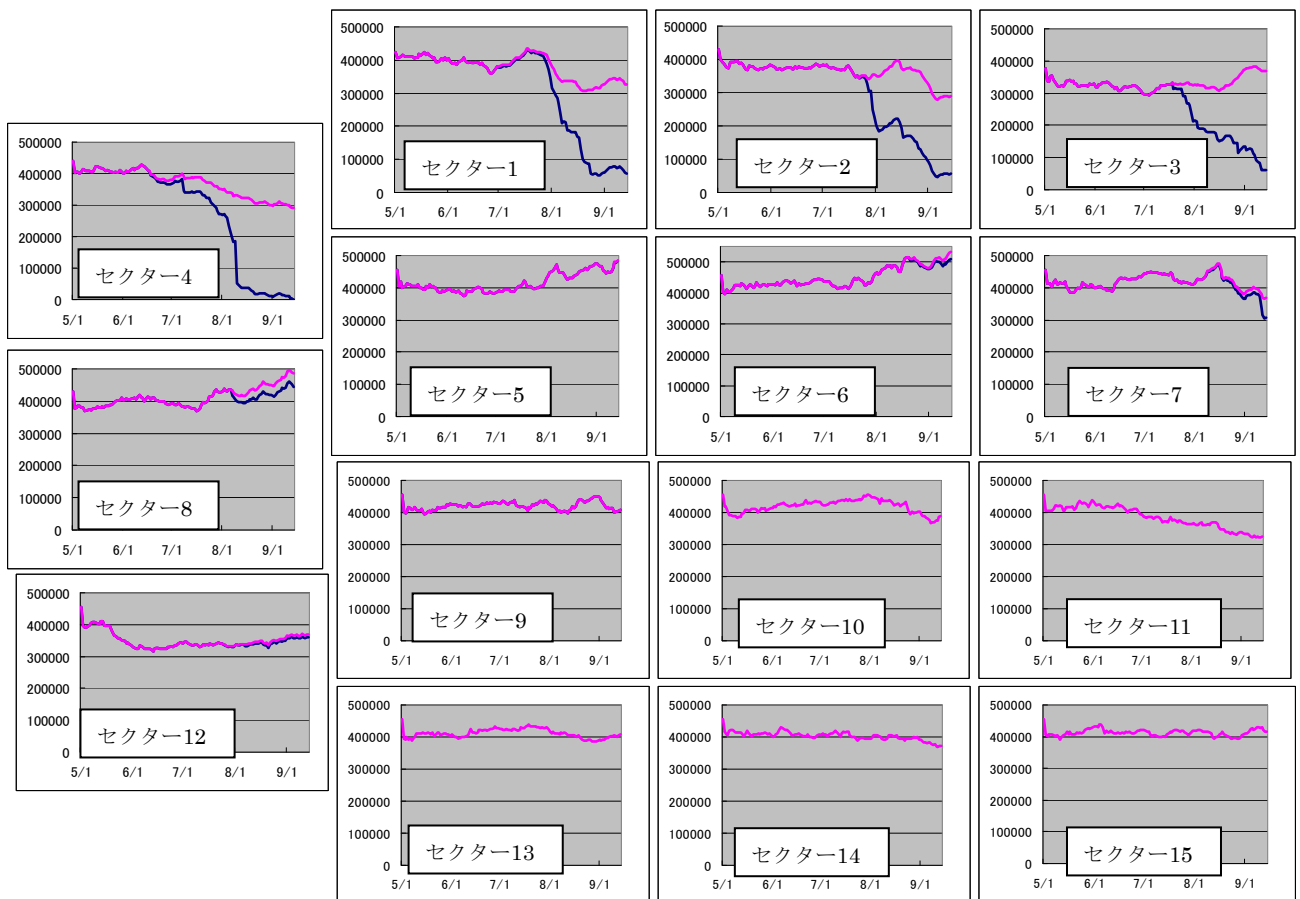


図 3-6 流出入量と融解量の推移(2005 年)

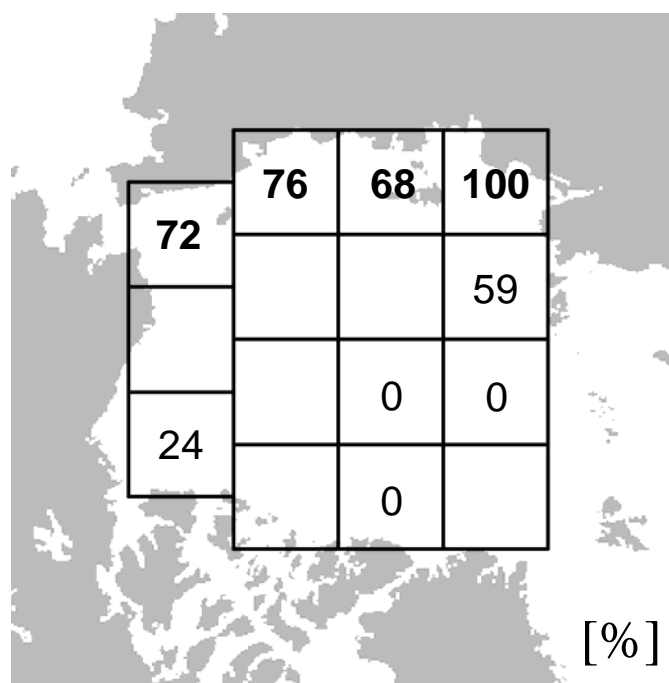


図 3-7 面積減少における融解量の割合(2005 年)

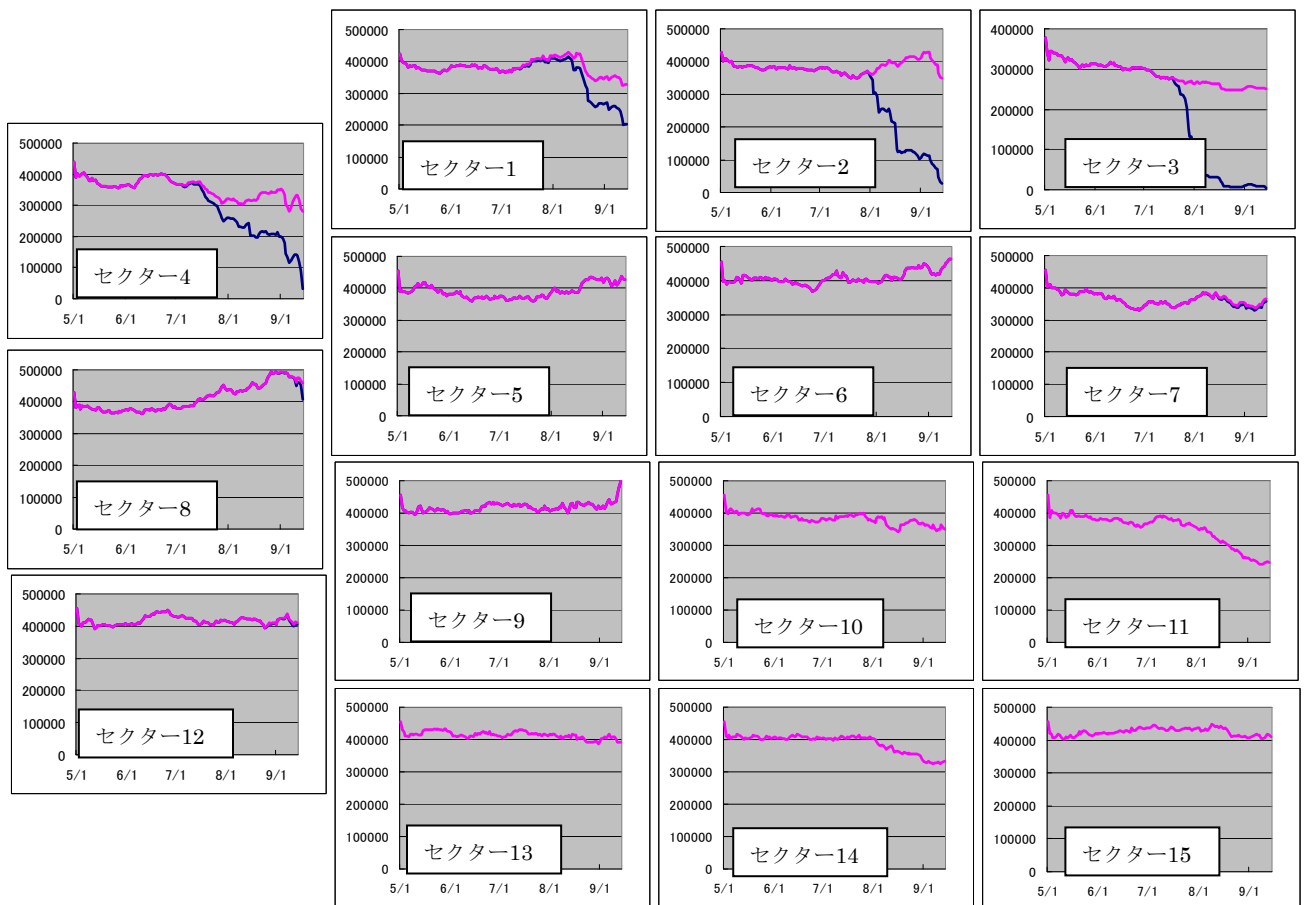


図 3-8 流出入量と融解量の推移(2006 年)

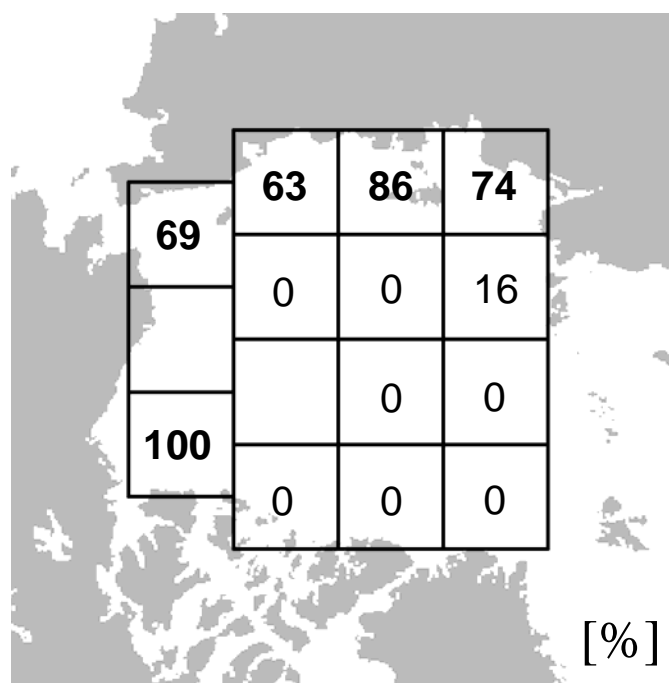


図 3-9 面積減少における融解量の割合(2006 年)

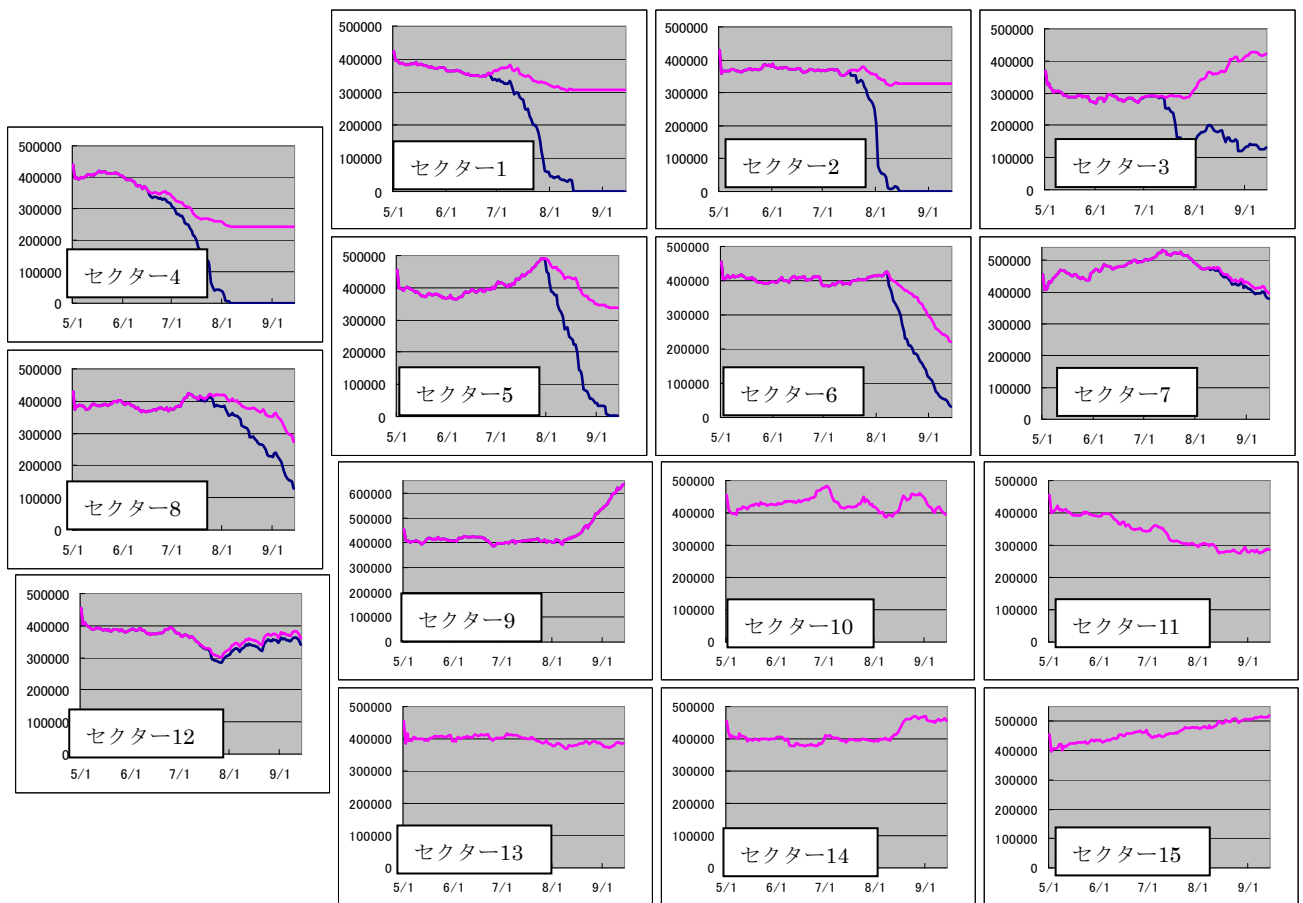


図 3-10 流出入量と融解量の推移(2007 年)

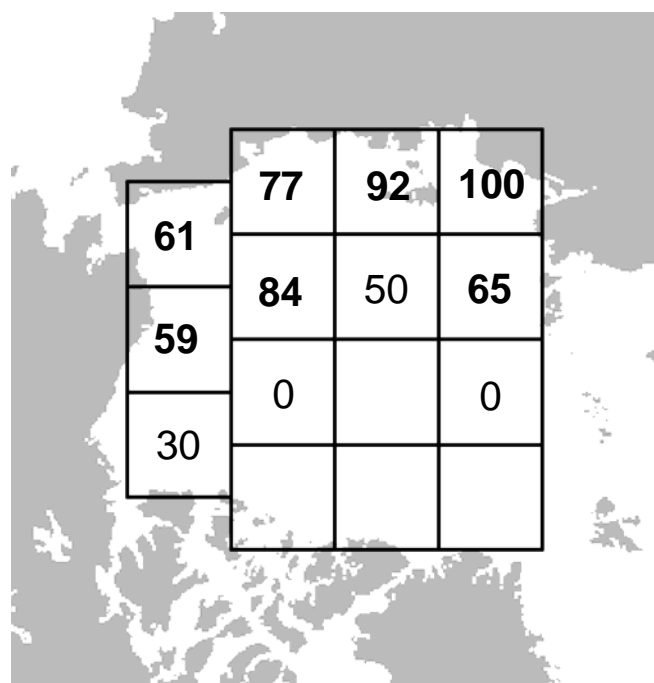


図 3-11 面積減少における融解量の割合(2007 年)

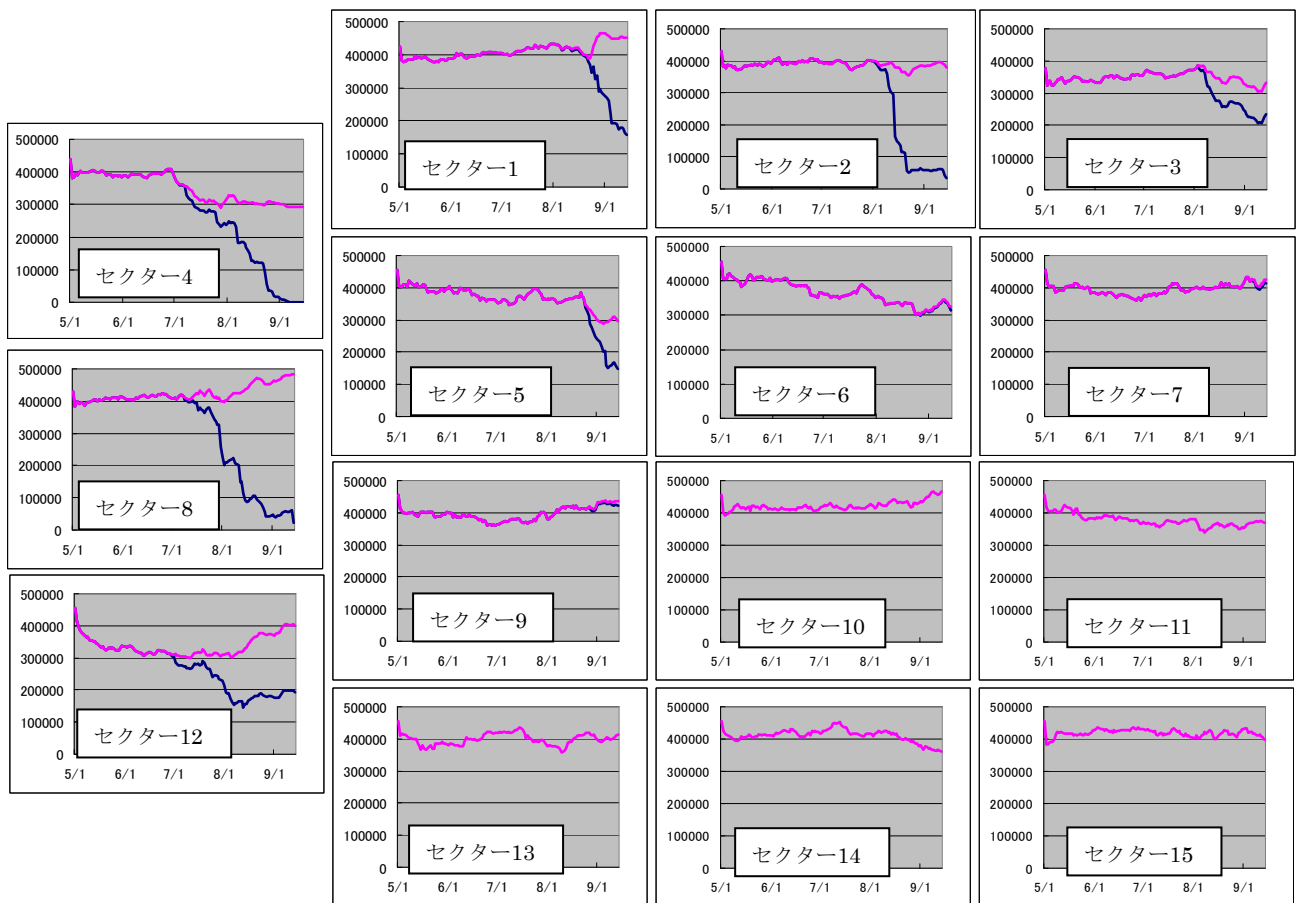


図 3-12 流出入量と融解量の推移(2008 年)

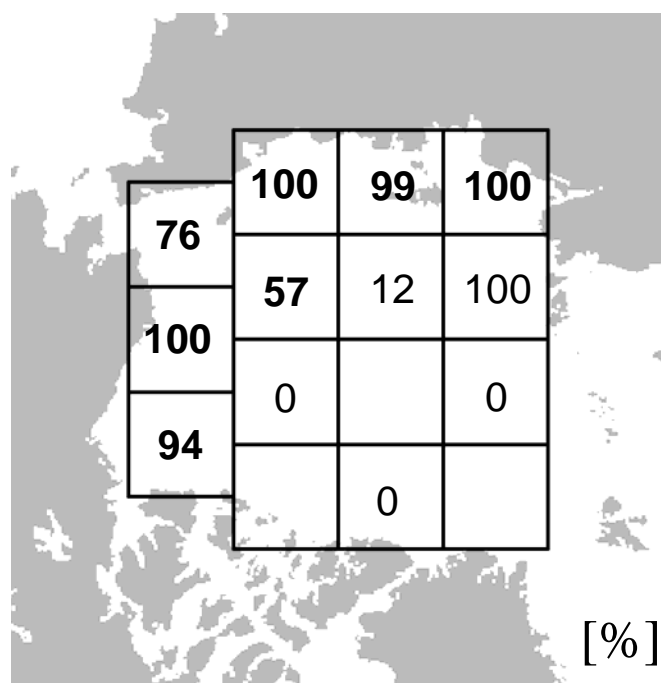


図 3-13 面積減少における融解量の割合(2008 年)

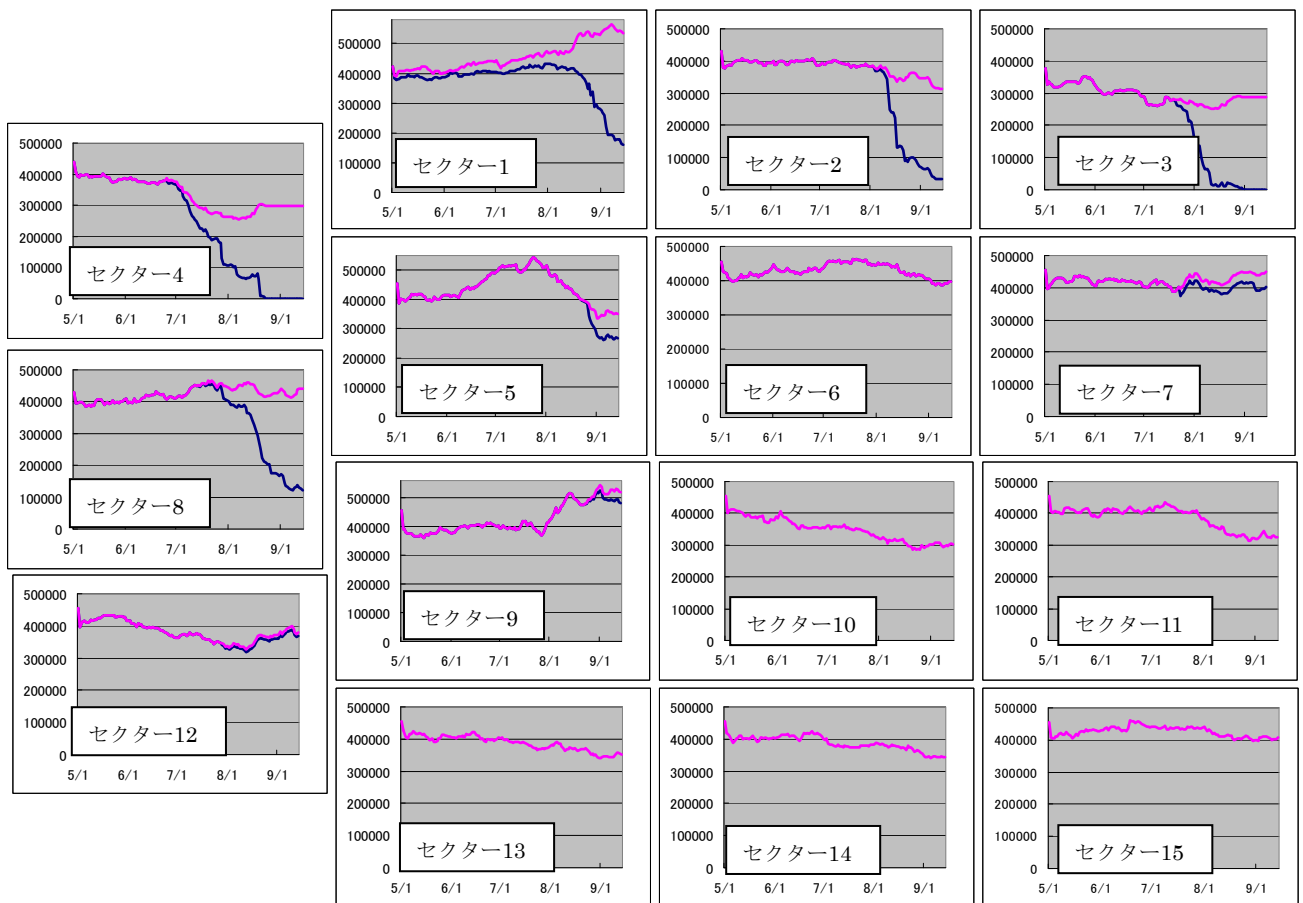


図 3-14 流出入量と融解量の推移(2009 年)

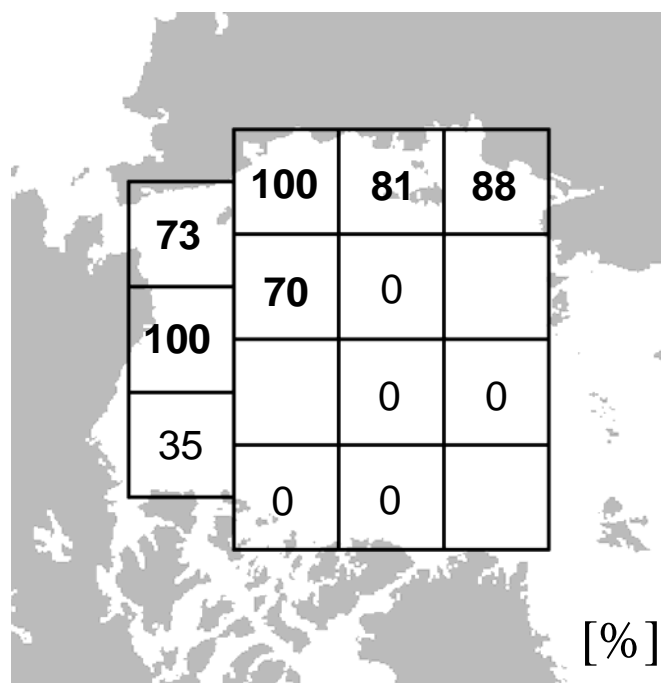


図 3-15 面積減少における融解量の割合(2009 年)

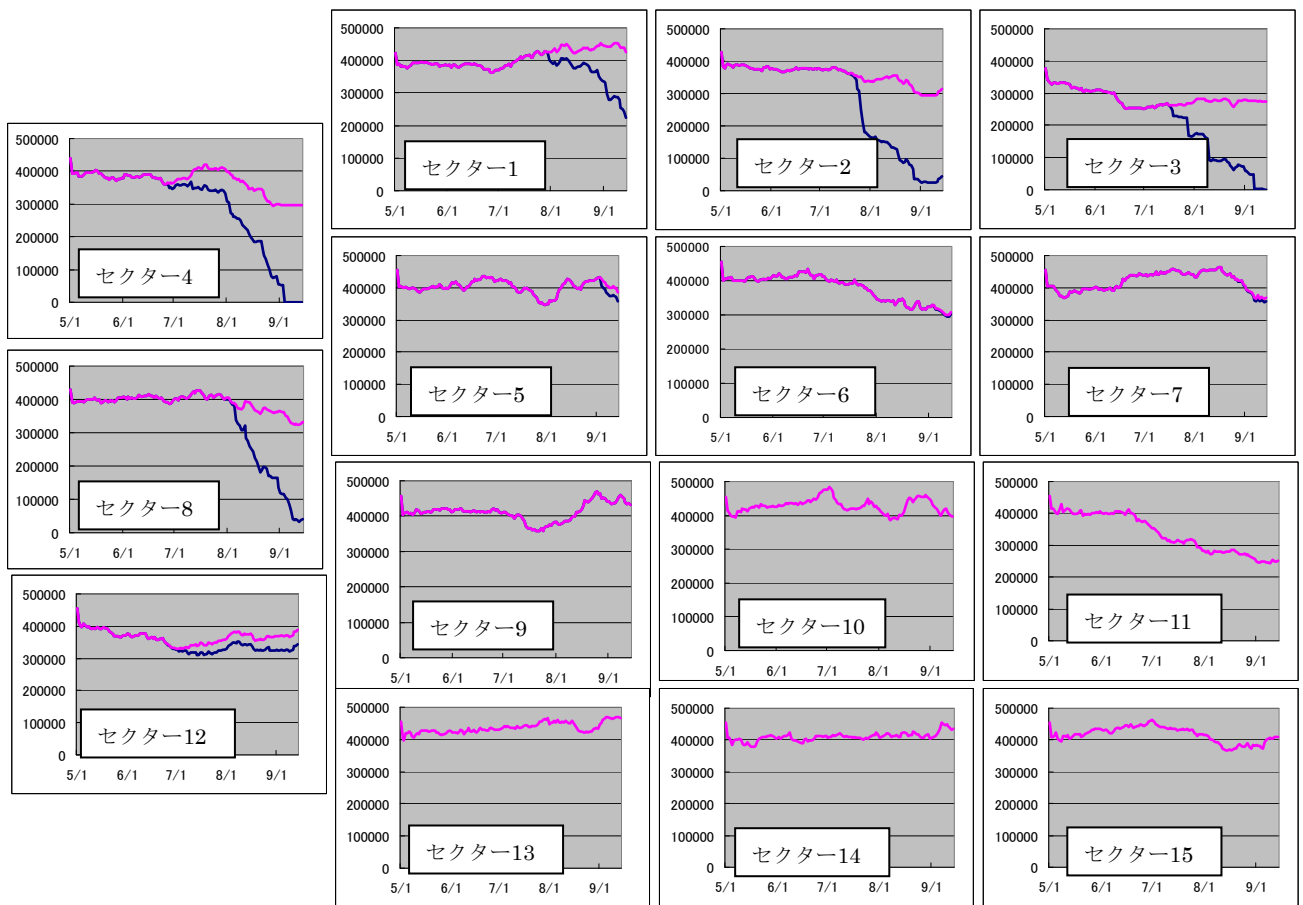


図 3-16 流出入量と融解量の推移(2010 年)

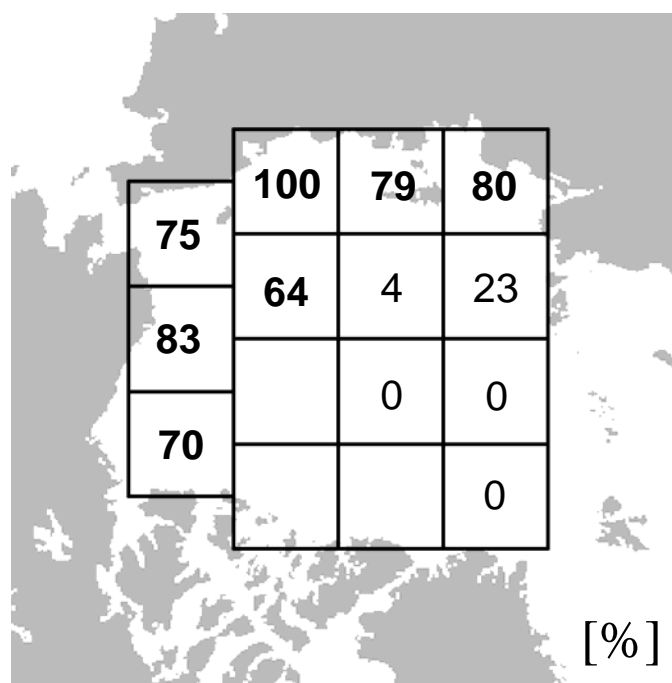


図 3-17 面積減少における融解量の割合(2010 年)

次に各セクターの特徴を見てみる。特に注目すべきは面積の減少が大きい海域である。セクター10,11,13,14,15 は夏季にも海氷が残るため、海氷域面積の減少が少ない。

セクター1,2,3は海氷域の減少における融解の割合が全ての年において7割以上を占めている。特にセクター1 は 2004 年や 2009 年、2010 年など 7 月以降の海氷の流入が多いにも関わらず融解によって面積が減っている。

セクター4 もどの年も融解が 60%以上とその割合が高い。

セクター5 は、殆どの年で融解の割合が多いものの絶対量としては幅がある。融解量として一番大きいのは 2007 年であり、8 月上旬から流出と共に融解が進み、海氷域面積も 0 となっている。

セクター6 は、2007 年の一例を除いて融解よりも流出の影響が大きい海域である。多くの年で海氷の流出と流入がつり合っており換算海氷域面積も融解期全体において大きな減少はない。

セクター7 は面積減少における融解の割合は 2007 年と 2008 年において大きい値をとっているが、これは 5 月上旬からの面積減少量がさほど大きくないためである。融解の絶対量自体は小さい。

セクター8 は融解が支配的な年が多く、これらの年には大部分の海氷が 8 月以降に融けていることが分かる。例外として 2005 年と 2006 年は海氷が多く流入しており、融解量自体も小さくなっている。

セクター9 は 2009 年を除いて換算海氷域面積はほぼ変化がない。

セクター10,11 において融解はない。セクター11 においては海氷が多く流出しているのが分かる。ただこの海域は常に海氷が存在している。海氷の生成が 5 月以降も起きていると考えられる。

セクター12 は 2008 年を除いて海氷域面積減少に融解が与えている影響は小さい。2008 年は 8 月以降海氷が多く流入しているにも関わらず融解によって海氷域が縮小している。

セクター13,14,15 は換算海氷域面積がどの年もほぼ一定である。5 月と比べて面積が減っておらず、流出が少ない。特徴的なのはセクター15 の 2007 年である。フラム海峡に向けて流れる海氷が非常に多い年だったことが分かる。

また、換算海氷域面積と密接度データより計算した海氷域面積にどのような関係があるのか確かめておく。図 3-18は 2010 年 5 月から 9 月末までの換算海氷域面積と実際の海氷域面積の推移である。図内青線は換算海氷域面積であり、緑線はAMSR-Eの密接度データにより計算した海氷域面積である。

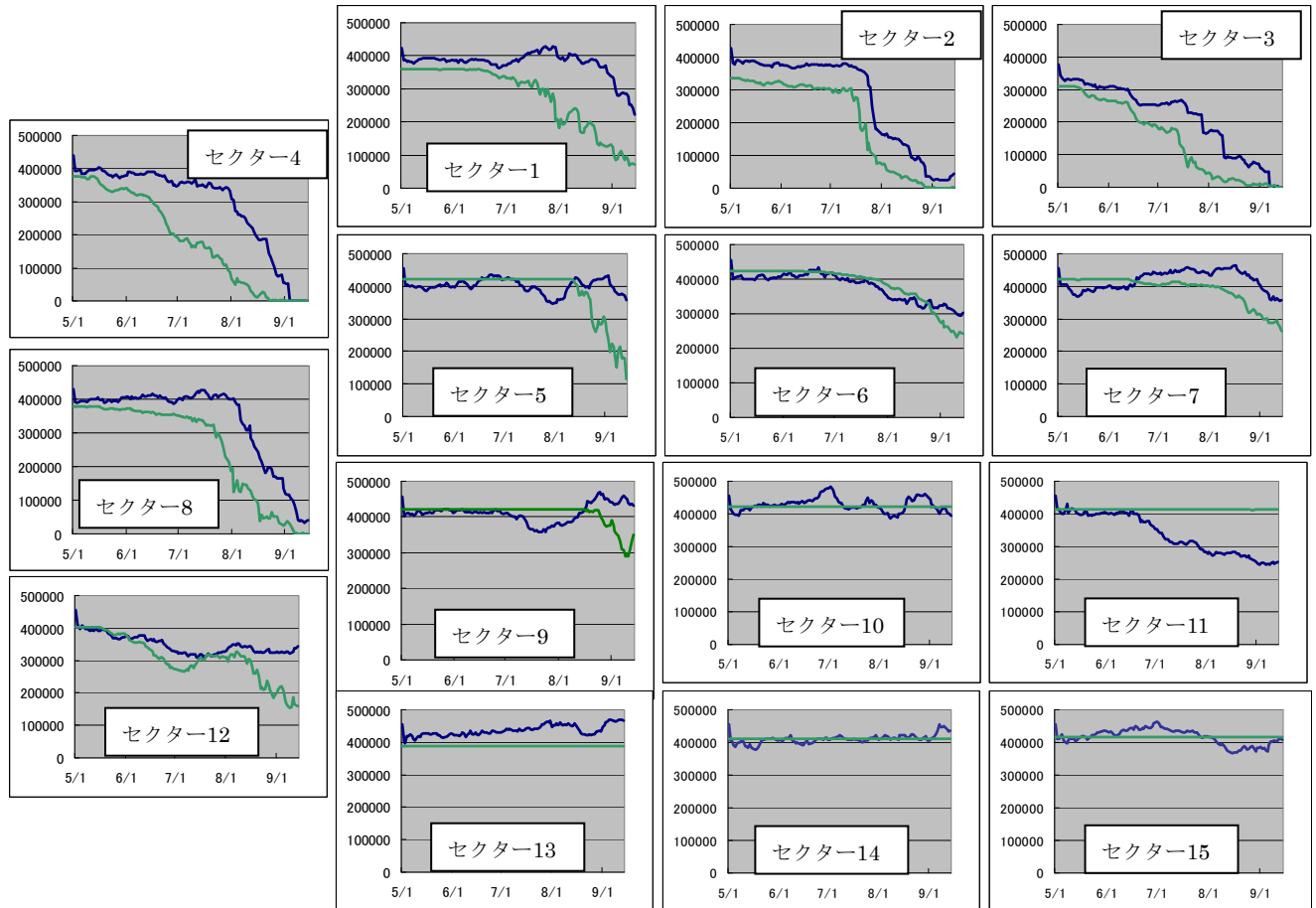


図 3-18 換算海氷域面積と海氷域面積の推移（2010 年）

図 3-18より分かるのはセクター1,4,8 など面積減少において融解の割合が高い海域において換算海氷域面積が海氷域面積を上回ること、またセクター11 や 15 など夏季に海氷が残る海域において換算海氷域面積が海氷域面積を下回ることが分かる。

換算海氷域面積が海氷域面積を上回るのは、海氷が収束する際に積み重なる（Raftingする）ことによって海氷域面積が減少するためと考えられる。これは換算海氷域面積には反映されない。また換算海氷域面積が海氷域面積を下回るのが極点付近で見られるのは、5 月以降もその海域で新しい海氷が生成されているため、粒子は流出しても、海氷域面積には変化がないという推移になっている。

換算海氷域面積と実際の海氷域面積に差は存在するものの、融解の割合が高いセクターにおいては海氷域面積が換算海氷域面積を下回り、結果として融解の割合が高いことが分かる。

3.2.2. まとめ

この節では海氷の移流を見ることによって北極海の海氷域面積減少が融解によるものか、流出によるものか 15 の海域ごとに調べた。夏季の海氷域の減少が顕著な領域において融解が主な面積減少要因であることが分かった。

第4章 海氷移流と夏季面積の関係

4.1. 前置き

第3章の結果より夏季の海氷面積減少は主に融解によって起こることが明らかになった。海氷域の融解の速さを左右する主な要素として以下の2点が挙げられる。

1. 融解期の熱的条件
2. 融解期開始時点の海氷の様子、特に厚さ分布

本研究では2.の影響について注目する。しかし、北極海を網羅した毎年の氷厚データは存在しない。そのため氷厚が夏季の海氷減少に及ぼす影響については殆ど注目されてこなかった。本研究では海氷の動きに注目することにより、氷厚分布の時間変化を間接的に推定することを試み、それと夏季海氷分布との比較を行う。

氷厚分布の推定は2つの時期に存在する海氷がどのように移動するかを計算することによって行う。第3章で用いた手法と同様に、海氷域に粒子を等間隔に配置し、毎日の海氷漂流速度データを用いてその移動を計算する。

4.2. 多年氷の動き

4.2.1. 手法と精度検証

一つ目は9月の海氷の動きである。これは最小期に残った多年氷を追跡することになる。多年氷は厚い氷が多いため、多年氷が多く存在する海域は翌年の夏に溶けにくいと予想できる。その分布の変化を見るため9月15日の海氷域上に粒子を置き、1年間の変化を追跡した。9月15日の海氷分布は年によって大きく異なるため、粒子の数とその初期分布はその年々によって大きく異なる。

特に粒子数の5月以前の推移と9月の最小面積に関連性があるかに着目して解析を進める。

図4-1, 2, 3の左図はそれぞれ2003年9月15日から2004年3月1日まで、2006年9月15日から2007年3月1日まで、2007年9月15日から2008年3月1日までの、粒子の動きを追跡した結果であり、それぞれ3月1日時点での多年氷の分布を示している。右図は同じ3月1日の多年氷の密接度分布を示すSSM/Iデータから計算された。

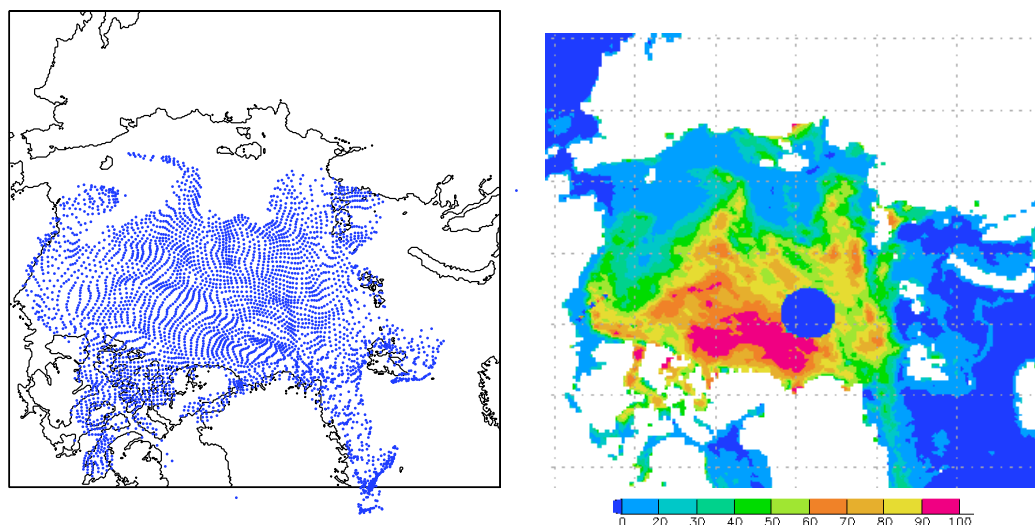


図 4-1 多年氷の分布比較(2004 年 3 月 1 日)

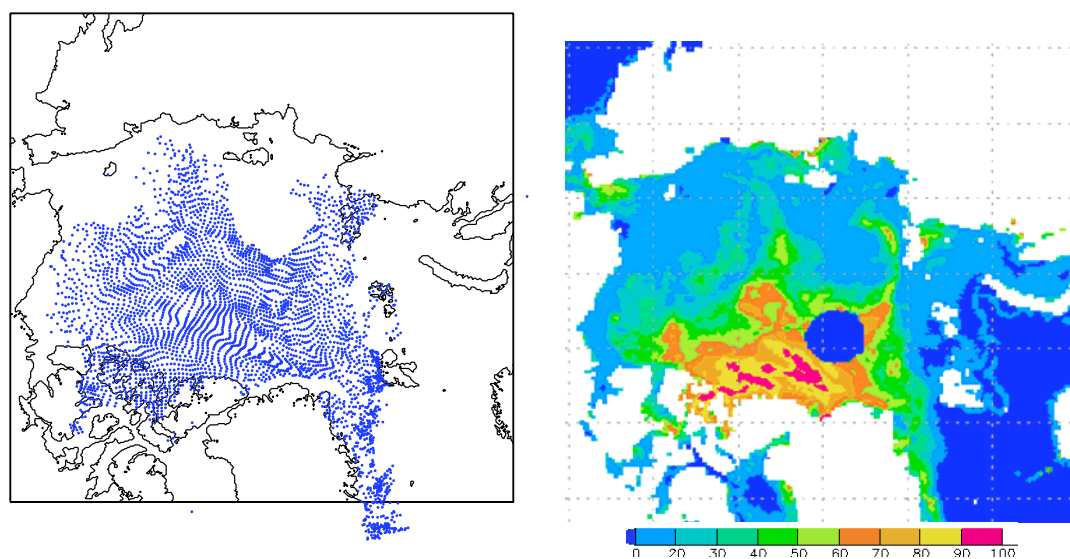


図 4-2 多年氷の分布比較(2007 年 3 月 1 日)

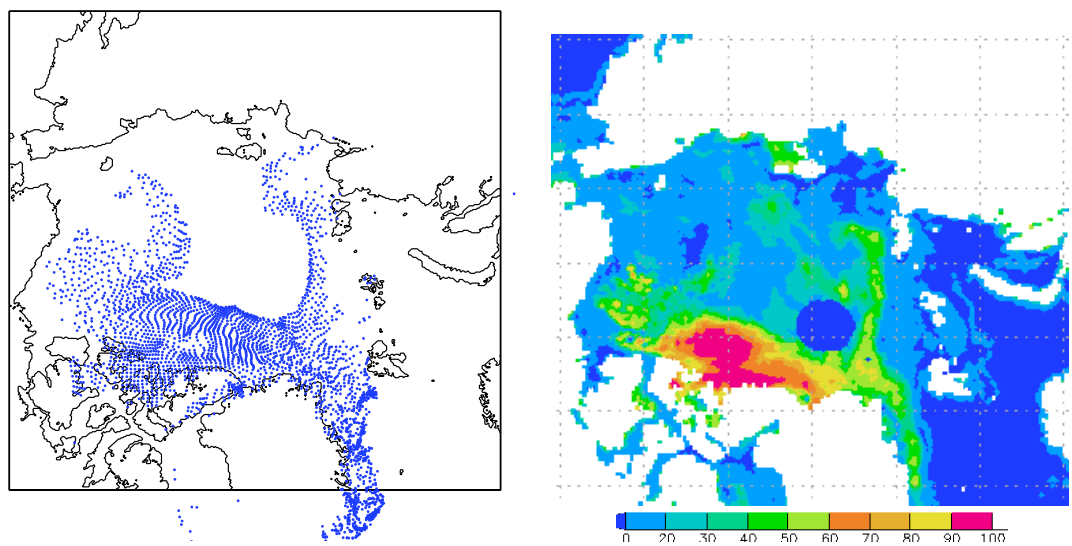


図 4-3 多年氷の分布比較(2008 年 3 月 1 日)

粒子の追跡による多年氷の分布はマイクロ波放射計データから計算された多年氷の分布とどの年も非常によく一致しており、密接度 30 から 40%に対応していることが分かる。この結果から、9 月の海氷域に配置した粒子の追跡により、冬季や春季の多年氷分布が高い精度で把握できることが確認された。

図 4-4に 2003 年、2004 年、2005 年、2006 年の 9 月 15 日から粒子を計算した際の、翌年の 5 月 1 日の分布を示す。

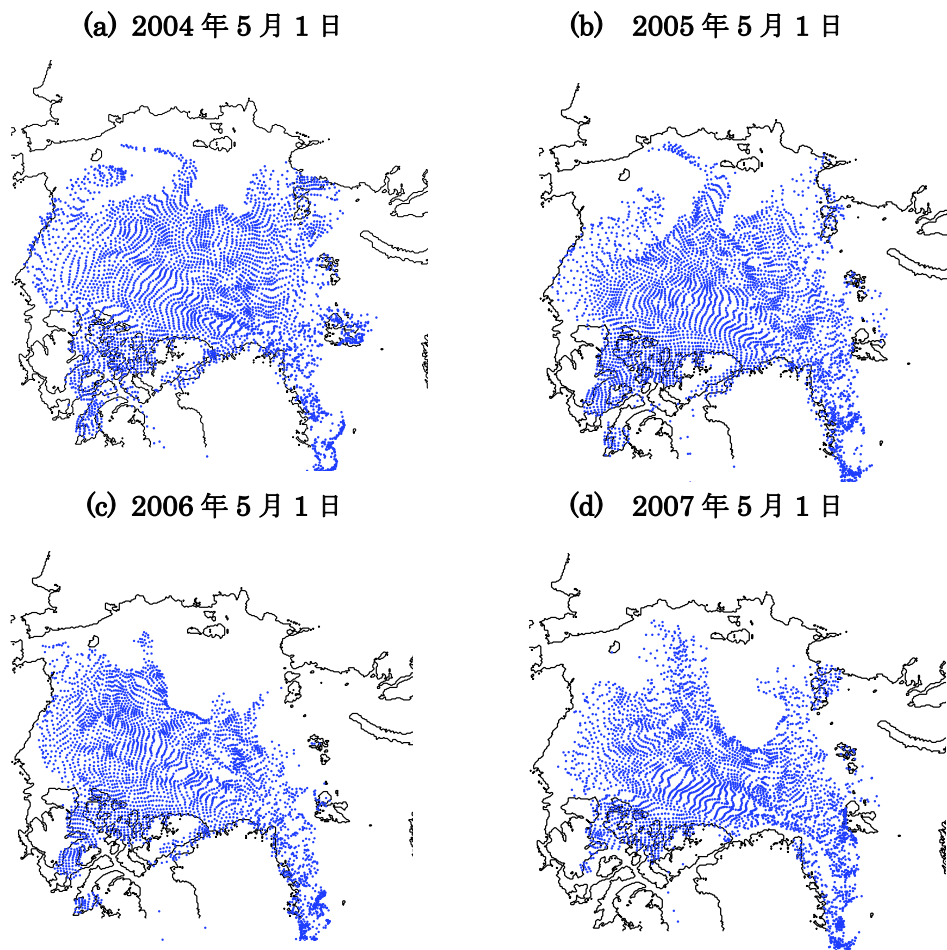


図 4-4 5月時点での粒子分布（9月より計算）

年によって海域ごとの粒子の分布が全く異なることが分かる。すなわち、5月時点での多年氷の分布は年によって大きく異なる。一方、図 4-5は海氷面積が最小になる 9月15日の海氷密接度分布を示したものである。図 4-4と図 4-5を比較すると特にアラスカ沖などで粒子の分布と密接度の分布に関連性が見られる。図 4-4にて 2003, 2004, 2005 年では 5月時点の粒子の密度が比較的に高く、海氷も最小期に多く残っている一方、2007 年は他の 3 年に比べると密度は疎であるといえる。図 4-5を見ると確かに 2007 年最小期のアラスカ沖の海氷は他の 3 年と比べて大きく融解している。

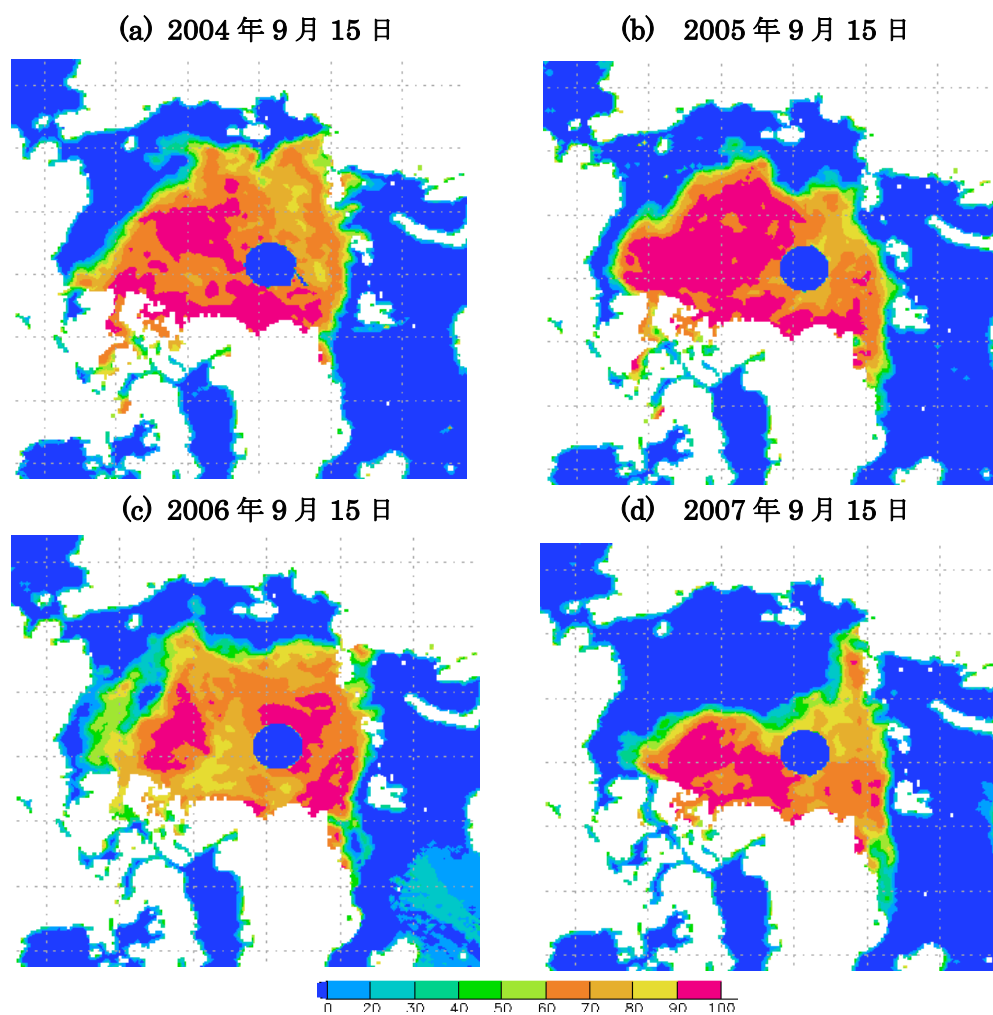


図 4-5 最小時期の海氷密接度

4.2.2. 多年氷面積と海氷域面積との比較

次に一例として、アラスカ沖のセクター8 での換算海氷域面積（以下、多年氷面積と呼ぶ）と実際の海氷域面積の推移を見ていく。図 4-6内の青線はセクター内の粒子数から換算された多年氷面積である。9 月 15 日の海氷域上に 37.5km間隔で粒子を配置し、一つの粒子が 37.5²(km²)の面積を代表しているとして計算した。赤線はAMSR-Eデータから計算した海氷域面積を表す。密接度 20%以上の海域を海氷域とした。

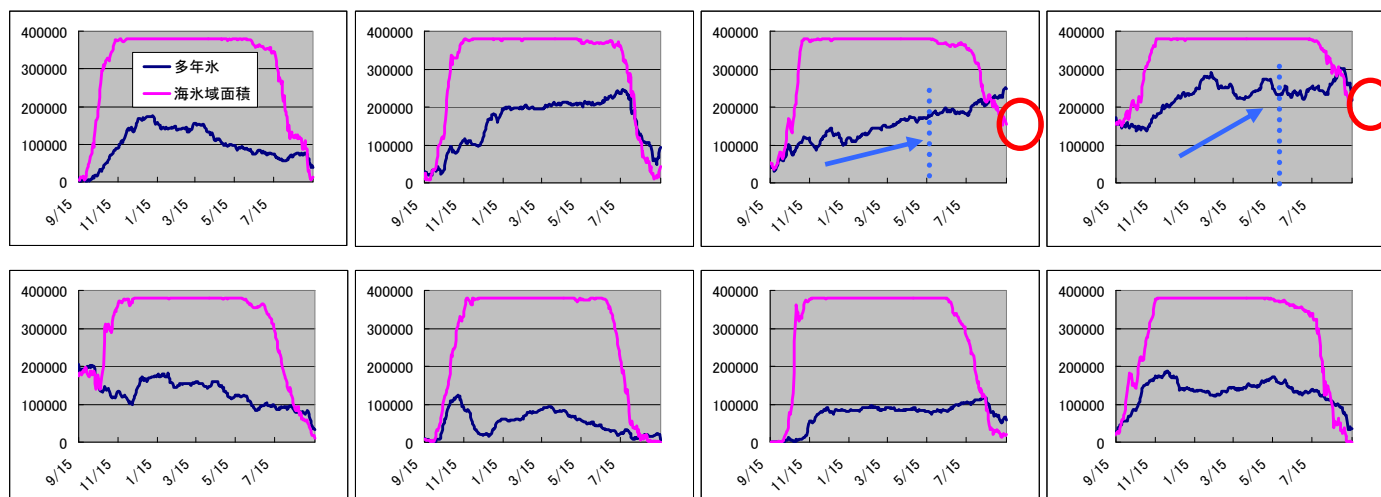


図 4-6 セクター8の多年氷面積と海氷域面積の推移

上段左より 2002 年 9 月から 03 年 9 月の推移。右に 03-04 年、04-05 年、05-06 年
下段左より同様に 06 - 07 年、07-08 年、08-09 年、09-10 年（以下図 4-21まで同様の配列）

特に注目したいのは多年氷の 5 月頃までの推移と海氷域面積の最小値である。このセクターでは多くの年で最小期には海氷域が殆ど無くなるのに対し、2005 年と 2006 年は約半分の領域が最小期にも海氷に覆われたままである。それらの年の多年氷面積の推移を見ると、冬季から春季にかけて多年氷面積が増加しており、周囲の海域からこのセクターに多年氷が流入していることが分かる。厚い氷が多く流入することにより、2005 年と 2006 年は海氷の融解が他の年に比べて遅くなったと考えられる。この様なセクターは多年氷の分布と最小面積に関係があることが分かる。

図 4-7から図 4-21までセクターごとに 2002 年から 2010 年までの 8 年分の結果を示していく。

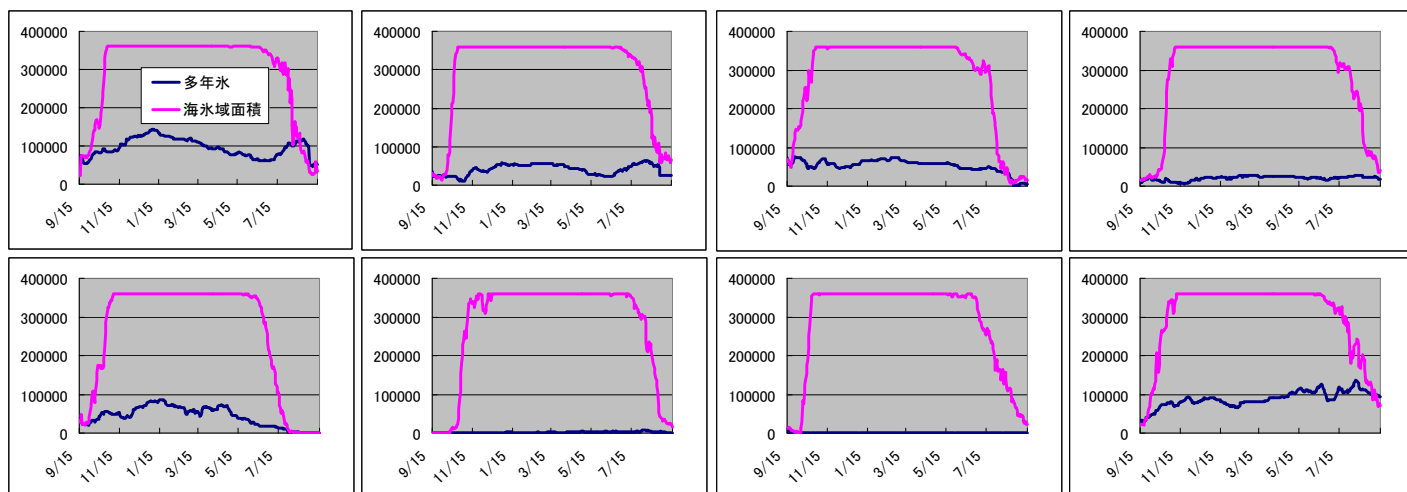


図 4-7 セクター1の多年氷面積と海水域面積の推移

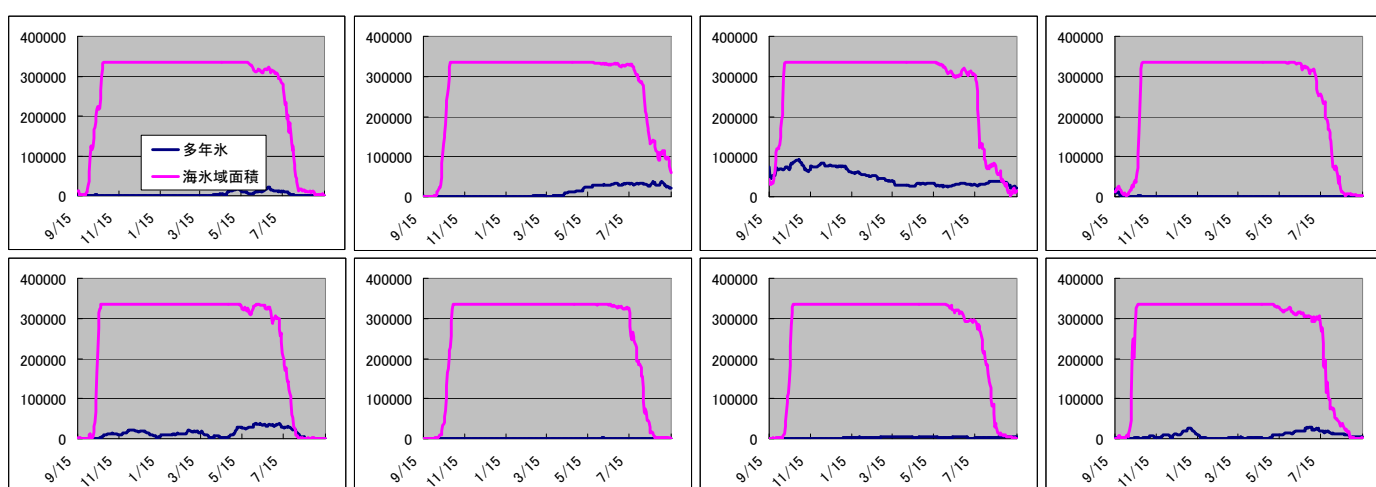


図 4-8 セクター2の多年氷面積と海水域面積の推移

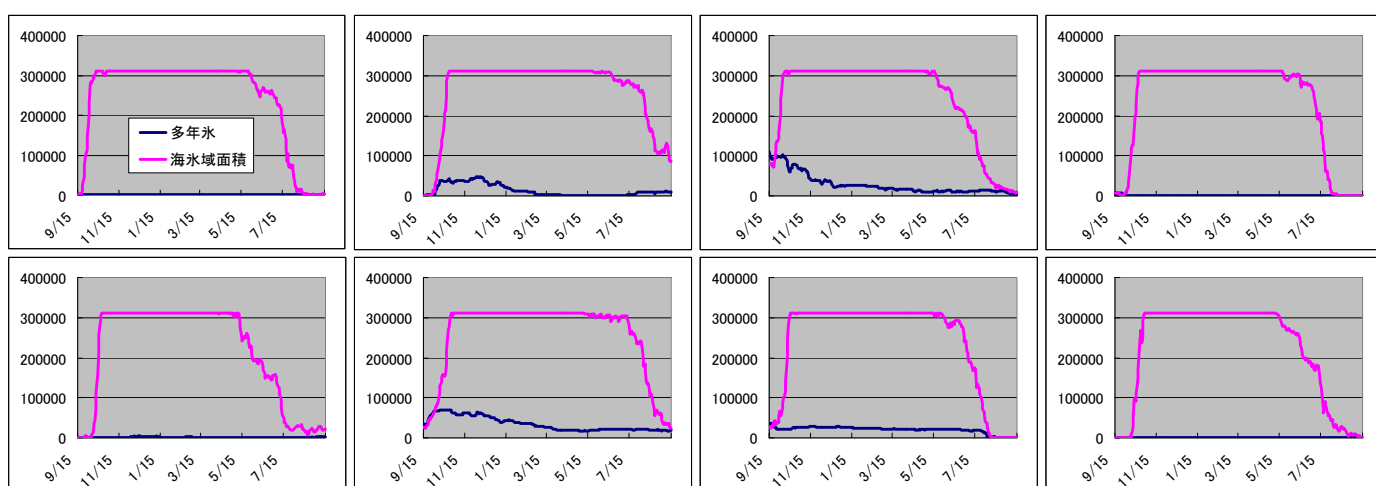


図 4-9 セクター3の多年氷面積と海水域面積の推移

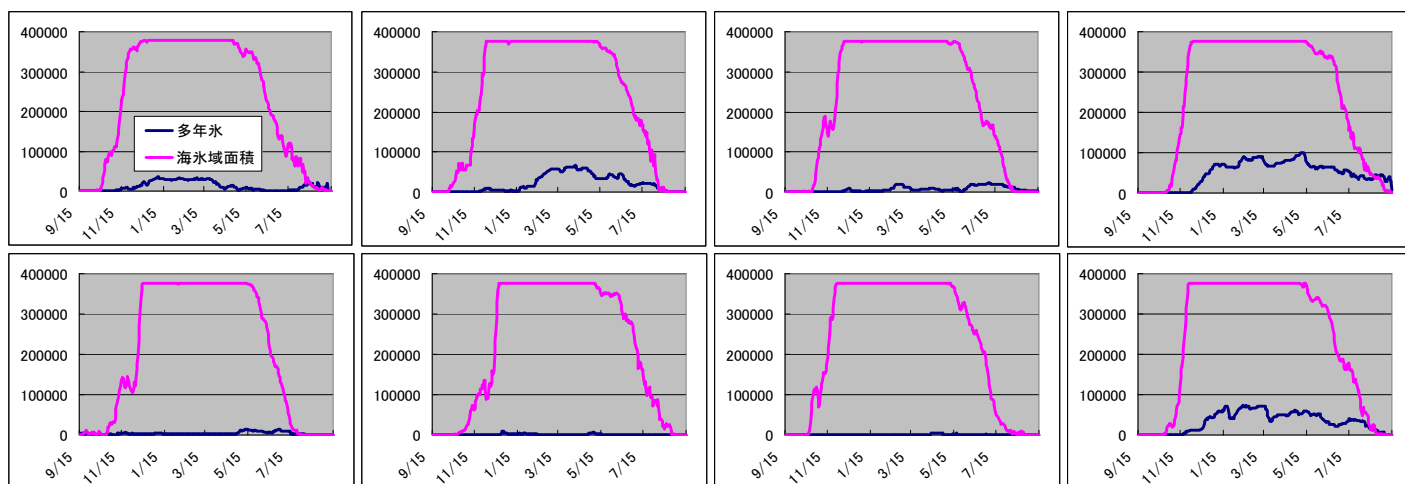


図 4-10 セクター4の多年氷面積と海水域面積の推移

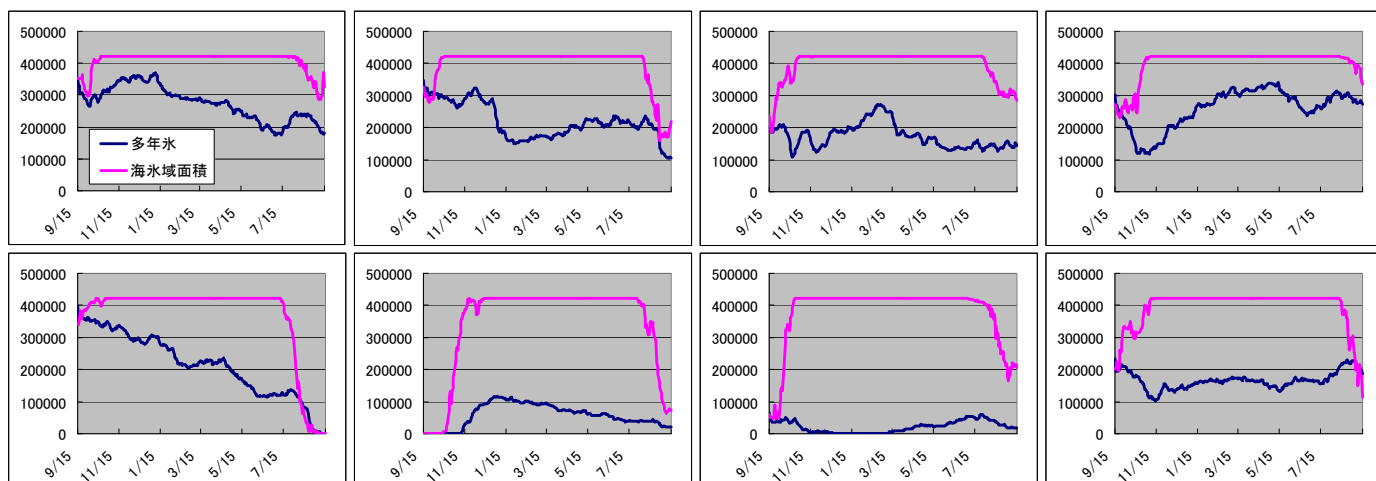


図 4-11 セクター5の多年氷面積と海水域面積の推移

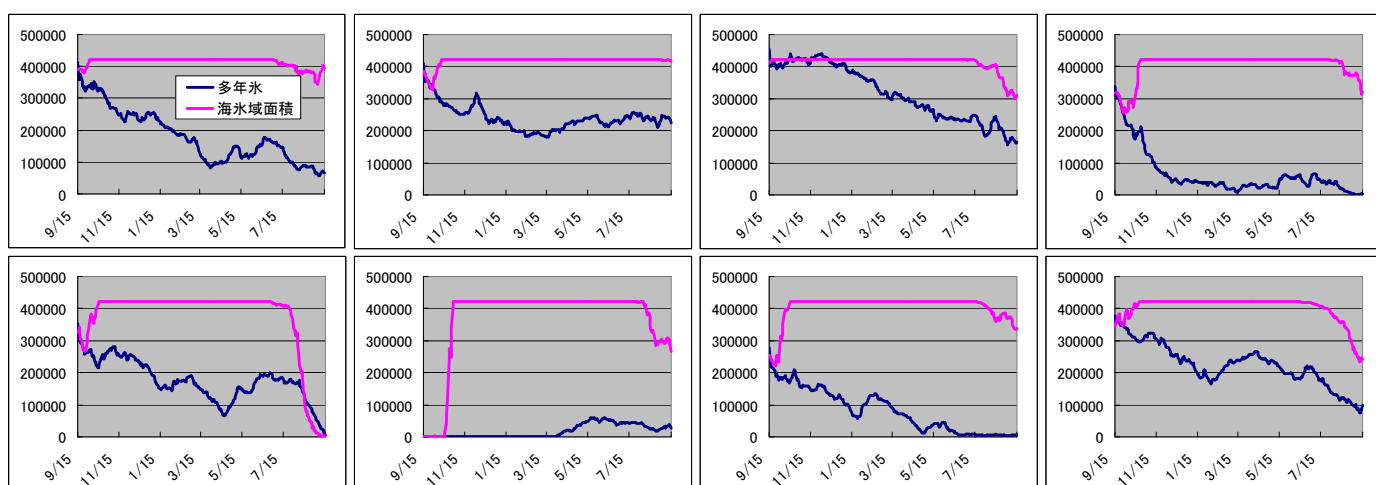


図 4-12 セクター6の多年氷面積と海水域面積の推移

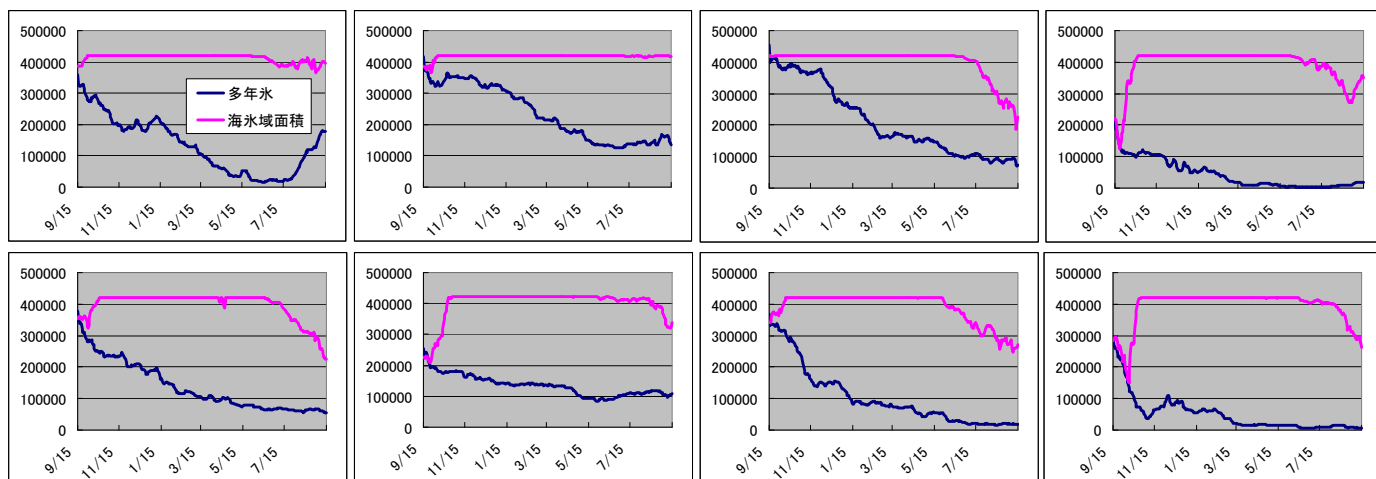


図 4-13 セクター7の多年氷面積と海氷域面積の推移

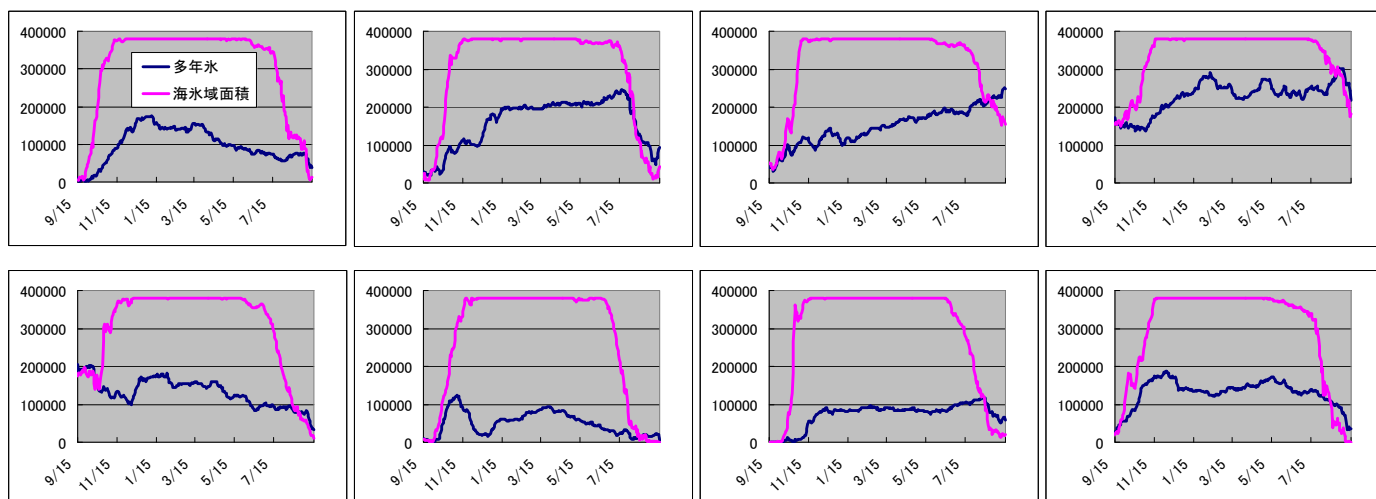


図 4-14 セクター8の多年氷面積と海氷域面積の推移（再掲）

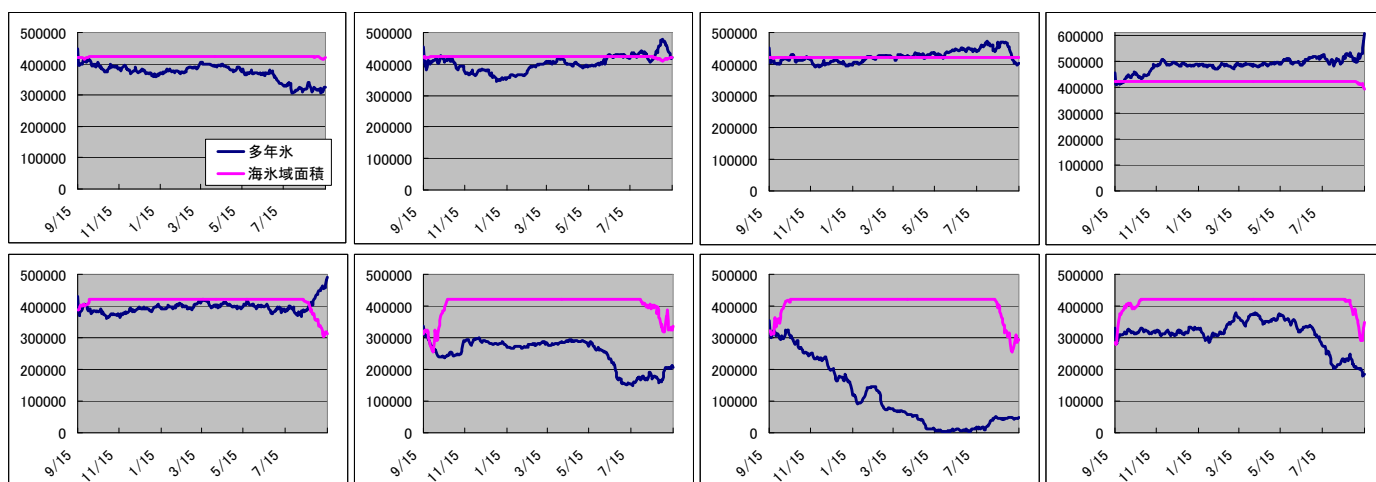


図 4-15 セクター9の多年氷面積と海氷域面積の推移

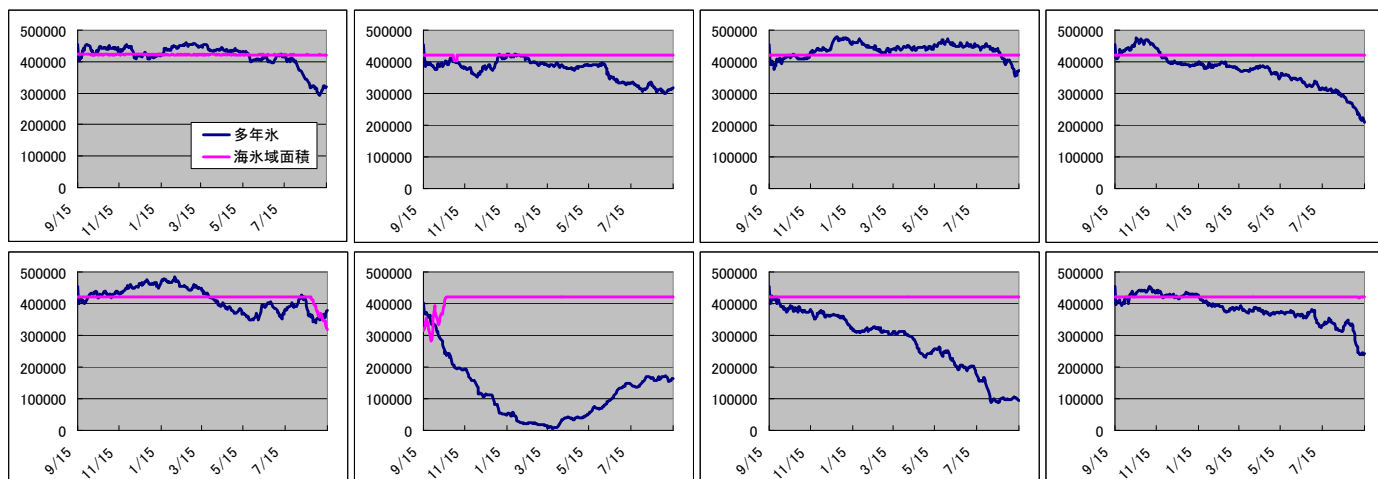


図 4-16 セクター10の多年氷面積と海水域面積の推移

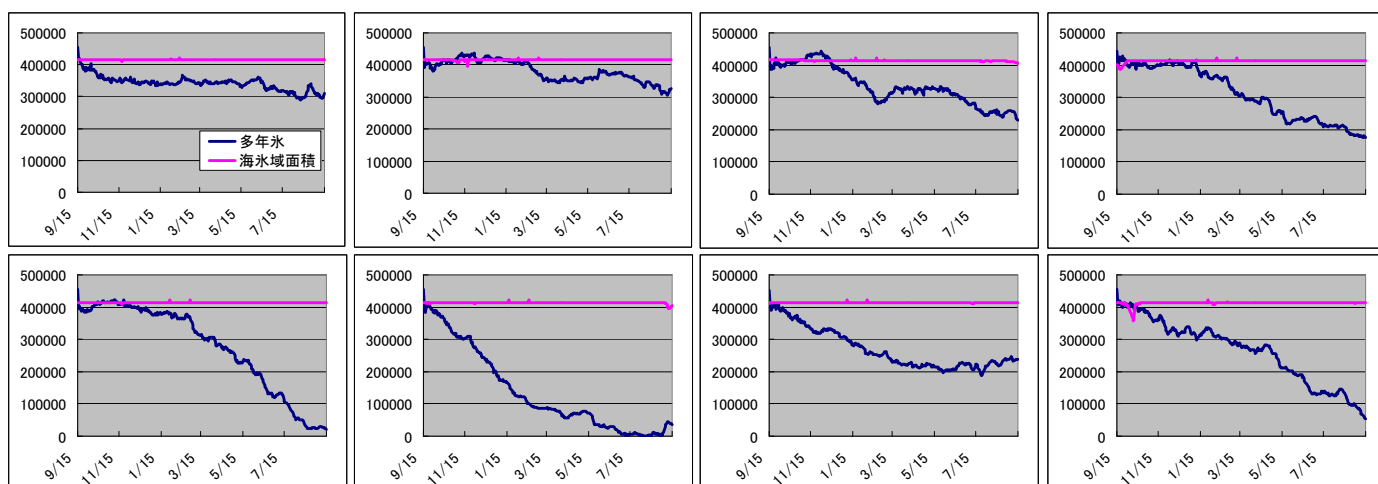


図 4-17 セクター11の多年氷面積と海水域面積の推移

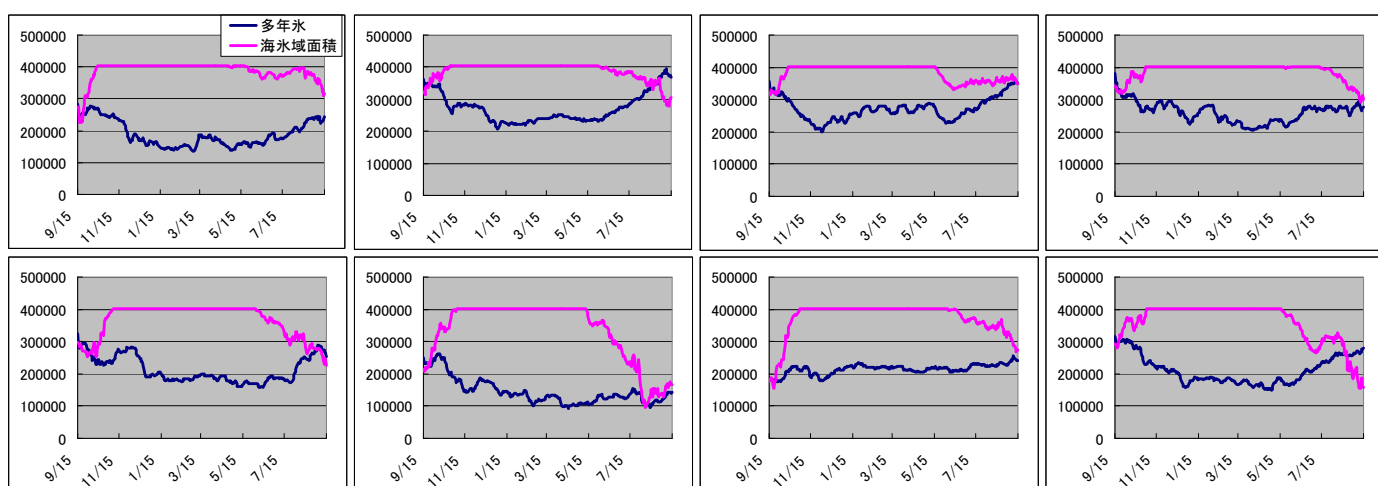


図 4-18 セクター12の多年氷面積と海水域面積の推移

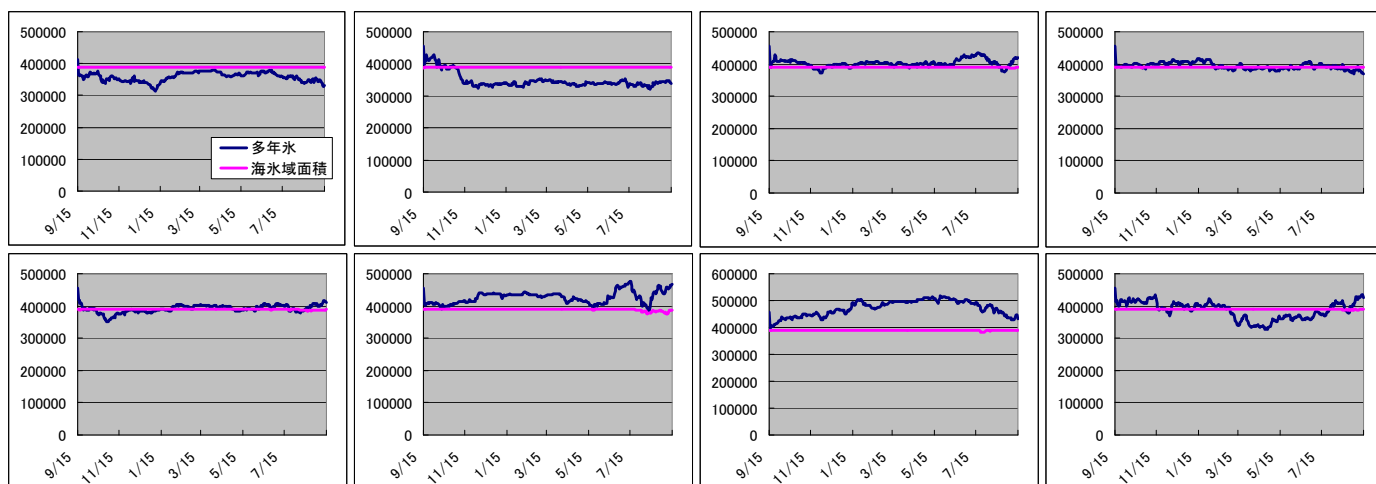


図 4-19 セクター13の多年氷面積と海氷域面積の推移

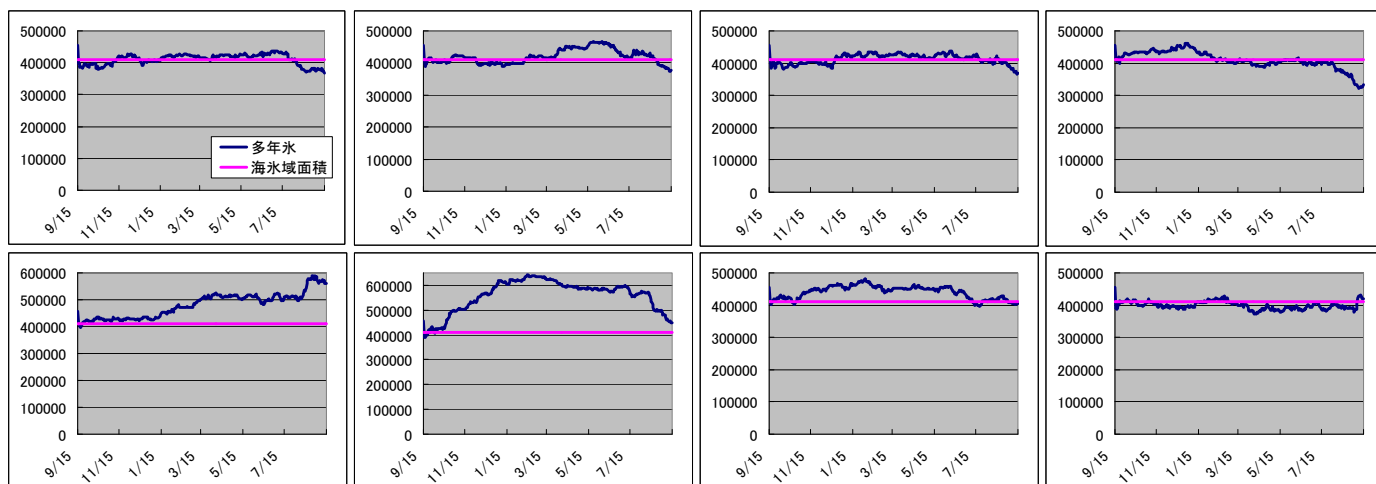


図 4-20 セクター14の多年氷面積と海氷域面積の推移

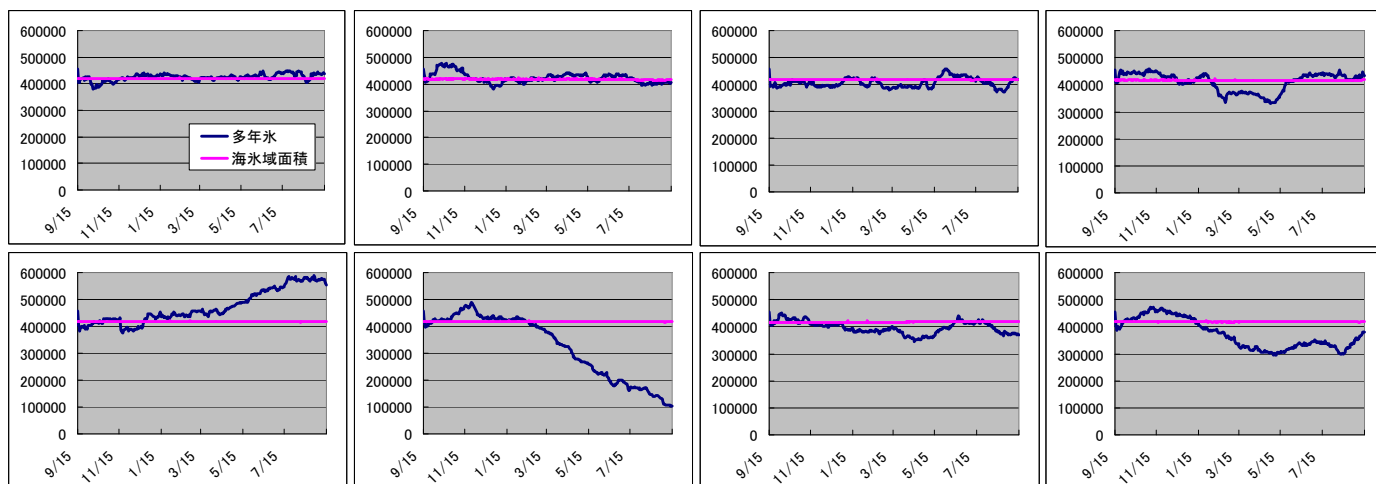


図 4-21 セクター15の多年氷面積と海氷域面積の推移

各セクターの特徴を述べていく。

セクター1は最小海氷域面積が0になっている年が多いが、2002, 2003, 2010年の9月は海氷域が残っている。これらの年は多年氷が多く流入している。

セクター2,3については2004年9月を除いて最小面積が0になっている。流入してくる多年氷の量自体も一年を通して少ない。どちらも2004年9月に最小期に海氷域が残っているが、多年氷面積との関連性は低い。

セクター4については8年分全て最小期に海氷域面積が0に近い値をとっている。多年氷の量が多めの2005年9月から2006年9月の分布においては、他の年よりも融けるスピードが遅く、海氷域面積が最小になる時期が9月上旬以降になっている。

セクター5は多年氷面積が高い推移を示している年には最小面積が高い値をとっている場合が多い。例外として、2006 - 2007年のように多年氷が春先まで多く存在するのに最小面積がほぼ0になる年が存在した。

セクター6は冬から春にかけての多年氷面積の変動と最小海氷域面積との関係が明瞭でない。例えば、2006年から2007年の分布においてセクター内に多年氷が一定量存在するが、7月下旬以降解けるスピードが非常に速く、9月初旬には最小面積が0になっている。

セクター7も同様に多年氷面積の推移と最小海氷域面積との関連性が薄い。例えば、2004年から2005年の分布においてセクター内に多年氷が一定量存在するが、最小面積は全て覆われている時の半分ほどに縮小している。

セクター8については先に述べたが、多年氷面積の推移と最小面積に関連性が見られるセクターである。

セクター9も多年氷の推移と最小面積に関連性が見られる。2008, 2009, 2010年の夏前の多年氷の推移は他の年と比べて低い。これと対応して同年の9月の最小面積がより大きく縮小していることが分かる。

セクター10, 11は8年間通じて最小面積にほぼ変化はないため、夏以前の多年氷面積との関連性を見ることはできない。セクター11からは多くの多年氷が流れ出ている。

セクター12は夏以前の多年氷面積の変動と最小面積との関連性がありそうである。2007, 2008, 2010年のように冬から春にかけての多年氷面積の推移が10万から20万km²と他の年と比べて低い年は、厚い氷が少ないことから解けるスピードが速くなり、海氷域面積は最小期に半分ほどに縮小していることが分かる。ただ2003年も同様の条件を満たしているが、海氷域面積の減少はさほど大きくない。

セクター13,14,15 は一年を通じて海氷域面積が変わらないので関連性を示すことができない。その他特徴としては、セクター14 は 2007, 2008 年に一年を通じて非常に多くの多年氷が流入したこと、またセクター15 では 2008 年 3 月以降から継続して多くの多年氷が流出したことが分かる。多年氷が多く流出したことで、多年氷の厚さも薄くなっていることが予想される。

15 のセクターのうち、セクター4, 8, 9, 12 の推移が 5 月以前の多年氷面積の変動と最小面積との関係が明瞭に見られた。

4.2.3. 多年氷面積と最小海氷面積との相関

上記の結果から、いくつかのセクターにおいて海氷融解が始まる前の 5 月までの多年氷の面積と最小期の海氷面積との間に関係があることが示唆された。図 4-22はセクター12での 5 月の多年氷面積と最小海氷面積との関係を示したものである。両者の間には有意な正の相関が見られ、5 月に多年氷が多くある年ほど、その後の海氷面積の融解が少なくなることが分かる。同様の関係を全てのセクターで調べ、両者の相関係数を示したのが図 4-23である。

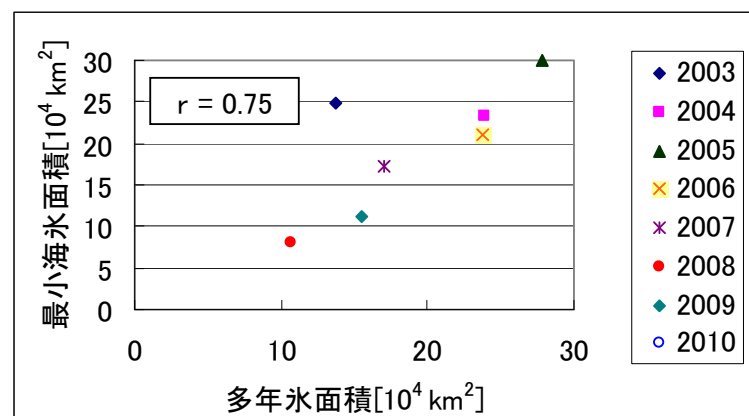


図 4-22 セクター12 の多年氷面積（5 月 1 日時点）と最小海氷面積の分布

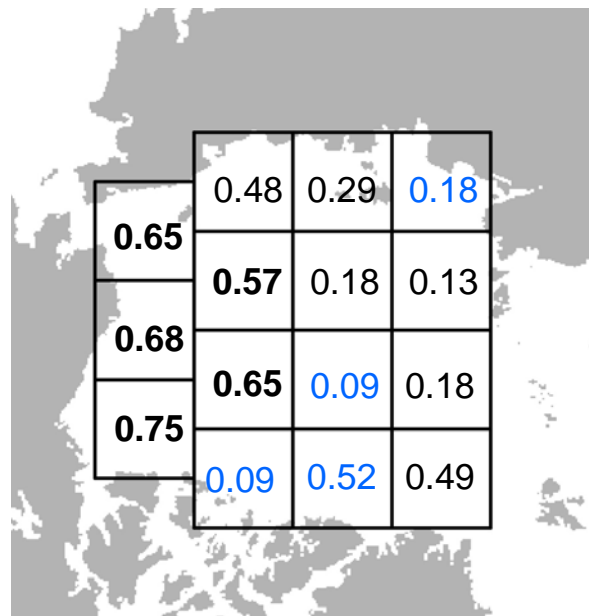


図 4-23 多年氷面積（5 月 1 日時点）と最小面積の相関係数の分布
青い値は負の値を表す

アラスカ沿岸のセクターで相関係数が高い値となっている。次に 5 月以外の月を含めた多年氷面積と最小海氷面積との相関係数の季節変化を図 4-24 に示す。

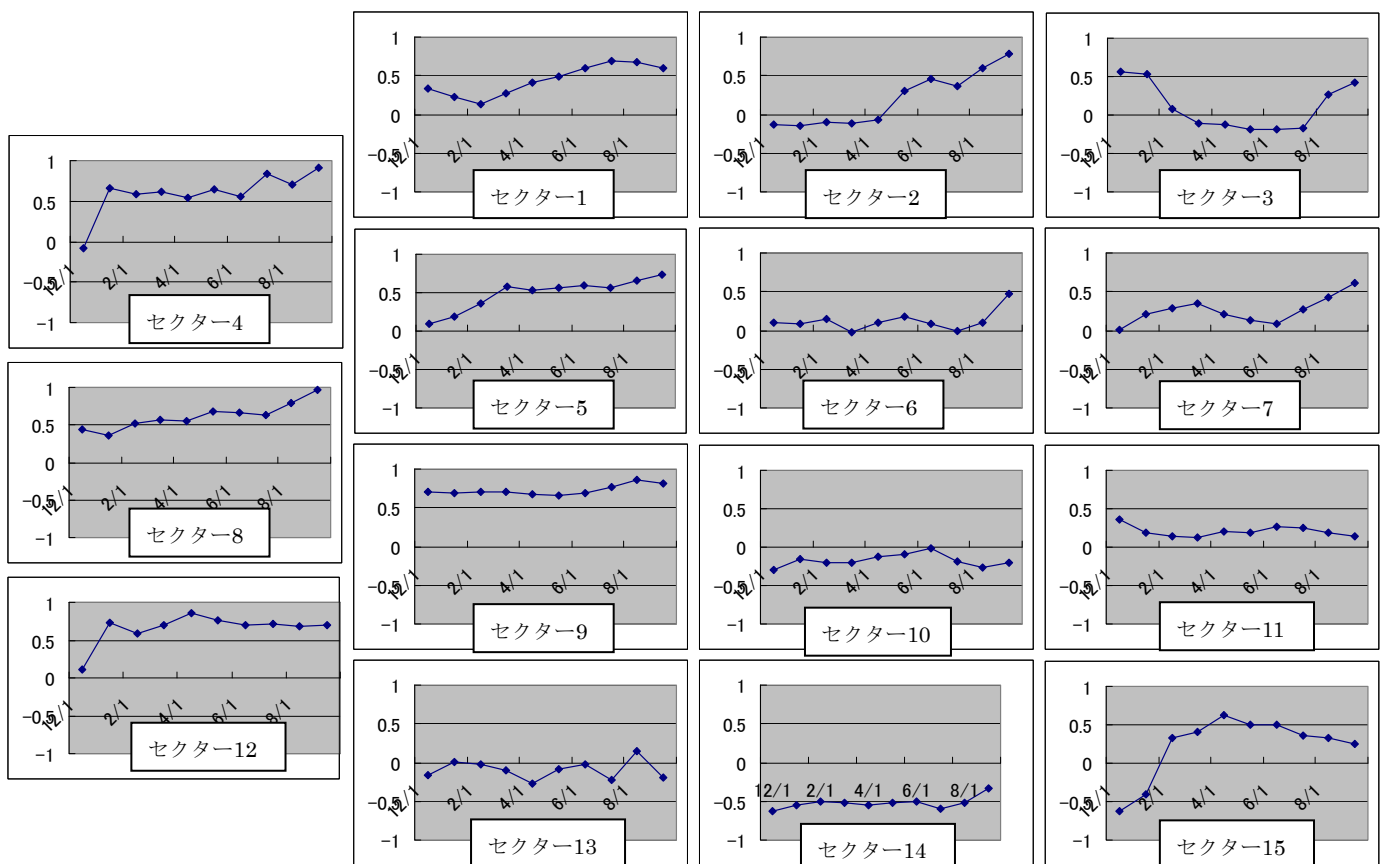


図 4-24 最小面積とある時点の多年氷面積の相関係数の推移

相関係数の月による変化の様子は海域ごとに大きく異なる。セクター4, 9, 12 が 1 月にはかなり高い相関係数となっているのに対し、セクター5 では 3 月に相関係数が 0.5 を超えている。

4.3 12月からの計算

4.3.1 計算手法

次に12月1日時点の海氷域上に配置した粒子の移動と最小海氷面積との関係について解析を行う。これは冬から春にかけての海氷の収束と発散に着目したものである。12月には北極海全体が海氷に覆われているため計算初期の粒子分布による差はほぼない。

12月から粒子の移動を計算した際の5月時点での分布を図4-25に示す。

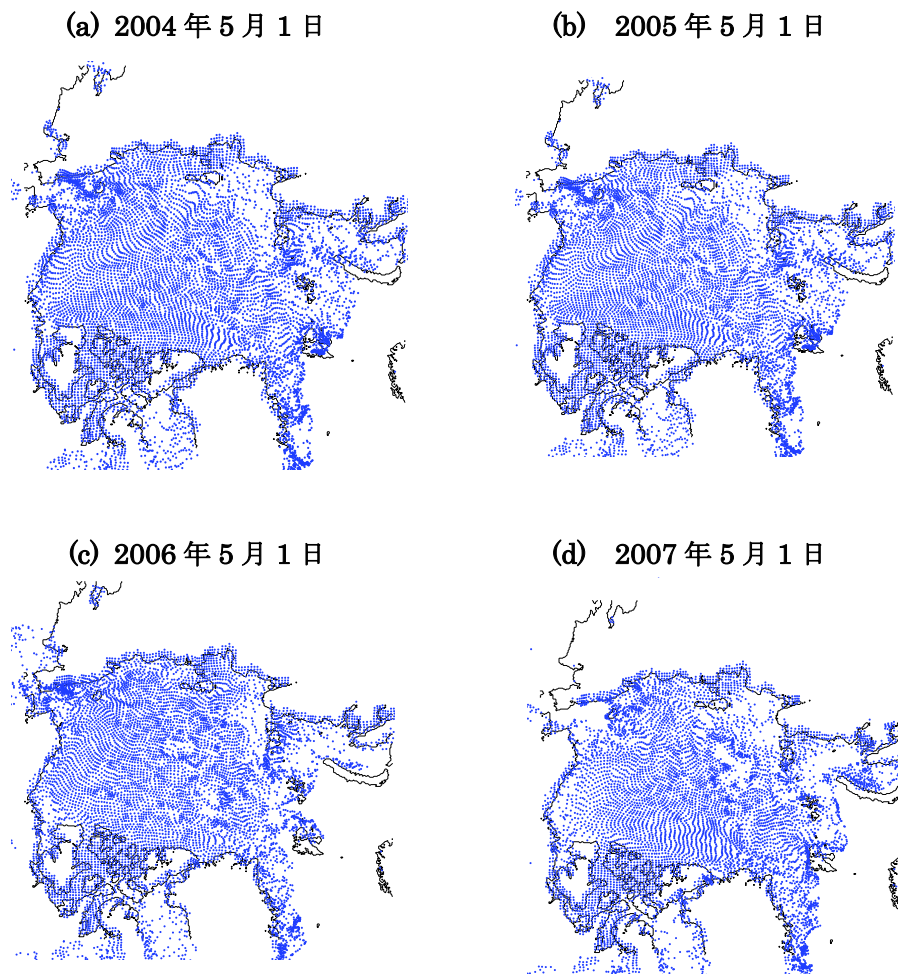


図 4-25 5月時点での粒子分布（12月より計算）

12月から計算をしても、年毎に粒子分布の差があり、5月時点で12月から存在する厚い氷の分布に大きな違いがあることが分かる。また粒子が密になっている海域では、海氷同士が乗り上がることによって海氷の厚さが力学的に増していることが予想される。

一方、図4-26は最小期の海氷密接度分布を表したものである。図4-25と図4-26を比較すると、多年氷の計算のときと同様、アラスカ寄りの多島海沿岸において2004, 2005, 2006年5月の粒子の密度が高く、2007年5月の密度が低い点と、図4-26において2007年の海氷密接度が他の3年よりも小さい分布になっている。

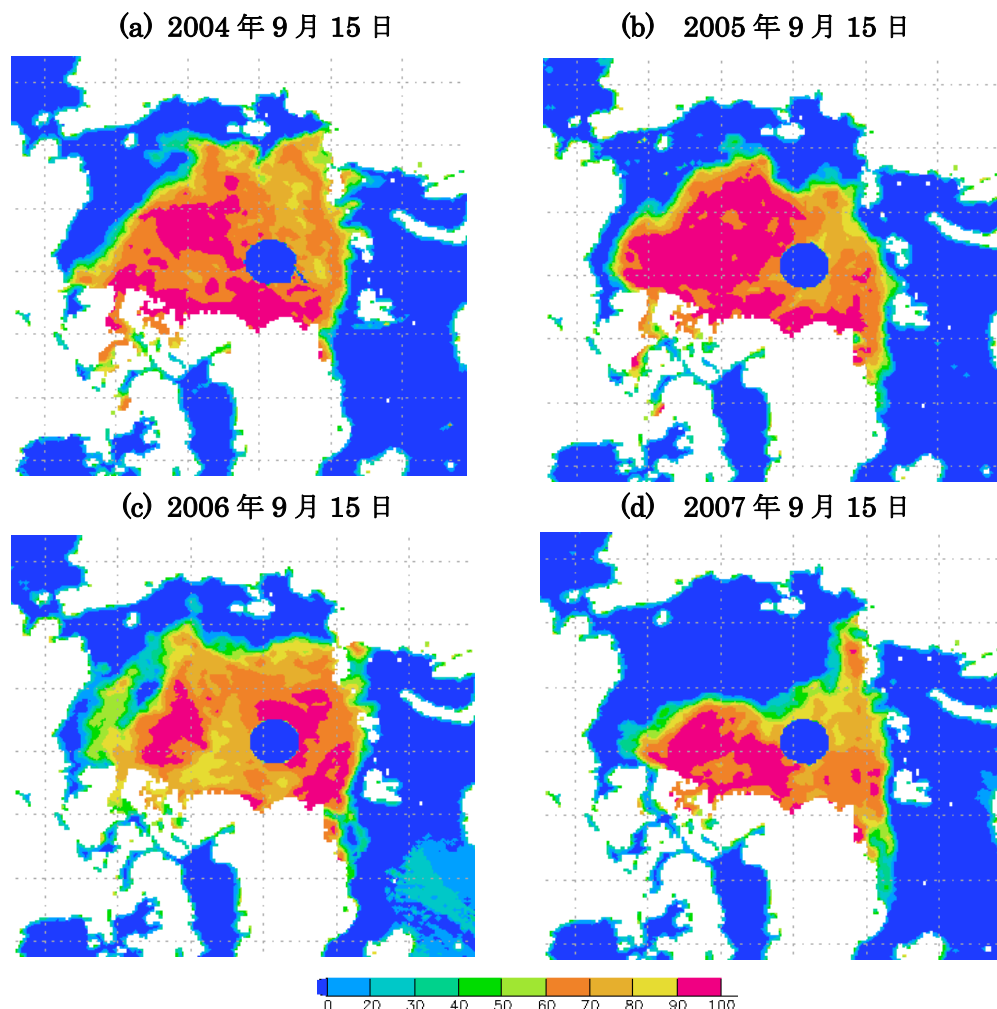


図 4-26 最小時期の海氷密接度(再掲)

そこで多年氷の際と同様に、海氷の融解が始まる前の 12 月の厚い氷の 5 月時点での分布と 9 月の最小期の海氷分布との関係に注目した。

4.3.2. 12月時点に存在した海氷域の面積と海氷面積の比較

まず、例としてカナダ多島海沿岸のセクター12にて12月時点に存在した海氷域の面積と密接度データにより計算した海氷域面積の推移を見ていく。図4-27内の青線はセクター内の粒子数から換算された12月時点に存在した海氷域の面積(km²)、即ち換算海氷域面積(km²)である。12月1日の海氷域上に37.5km間隔で粒子を配置し、一つの粒子が37.5²(km²)の面積を代表しているとして計算した。赤線はAMSR-Eデータから計算した海氷域面積を表す。密接度20%以上の海域を海氷域とした。

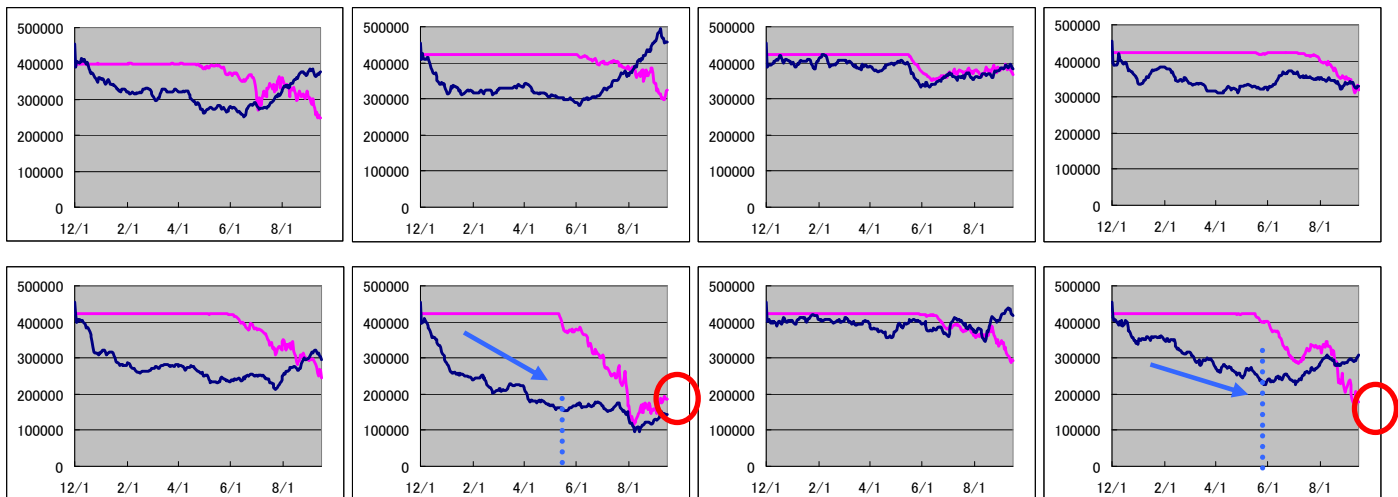


図 4-27 セクター12の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

上段左より2002年12月から2003年9月の推移。03-04年、04-05年、05-06年の推移。

下段左より同様に06-07年、07-08年、08-09年、09-10年

(以下図4-42まで同様の配列)

特に注目したいのは換算海氷域面積の5月近辺までの推移と海氷域面積の最小値である。このセクターでは最小期の海氷域面積がその年によって大きく異なっている。2008年や2010年は中でも最小期の海氷域が約半分の領域ほどに縮小してしまっている。これらの年の換算海氷域面積推移を見ると、冬季から春季にかけて海氷が他のセクターに多く流出していることが分かる。12月から存在する厚い氷が多く流出したことによって、融解するスピードが速まり、他の年よりも最小面積が大きく縮小したと考えられる。

このようなセクターはまさに冬季から春季にかけての海氷の再配分が最小面積を左右しているといえる。

図4-28から図4-42までに全てのセクターの2002年から2010年までの8年分の結果を示していく。

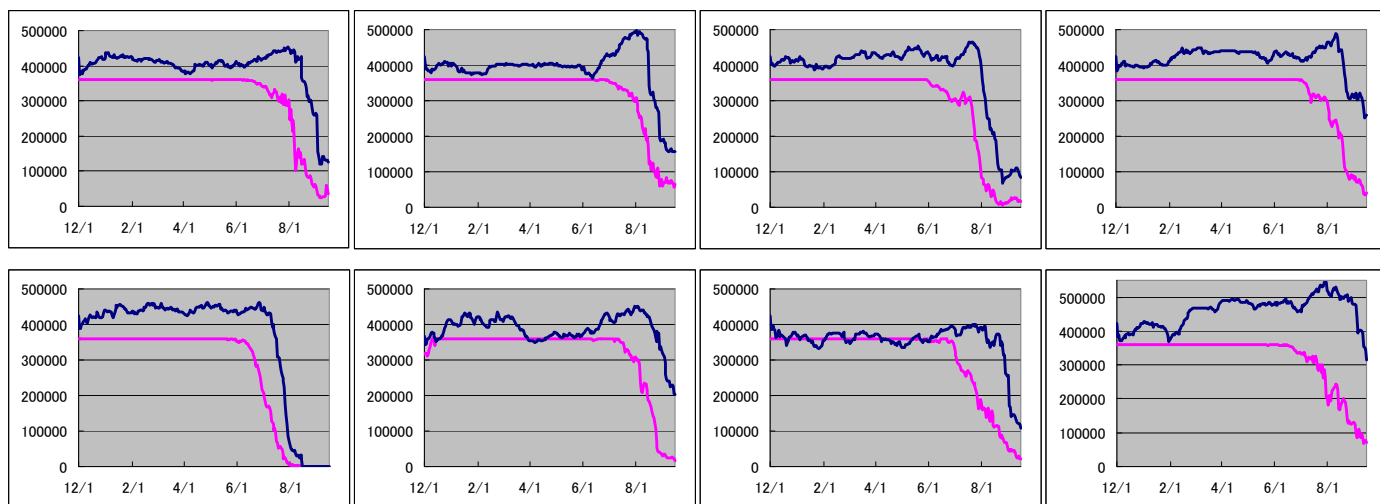


図 4-28 セクター1の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

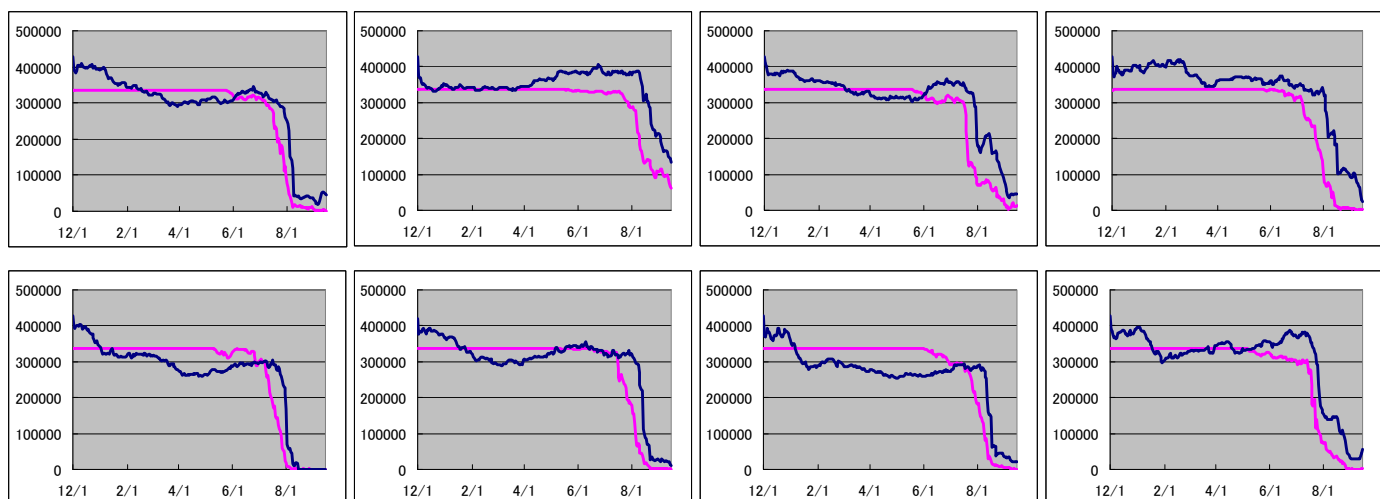


図 4-29 セクター2の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

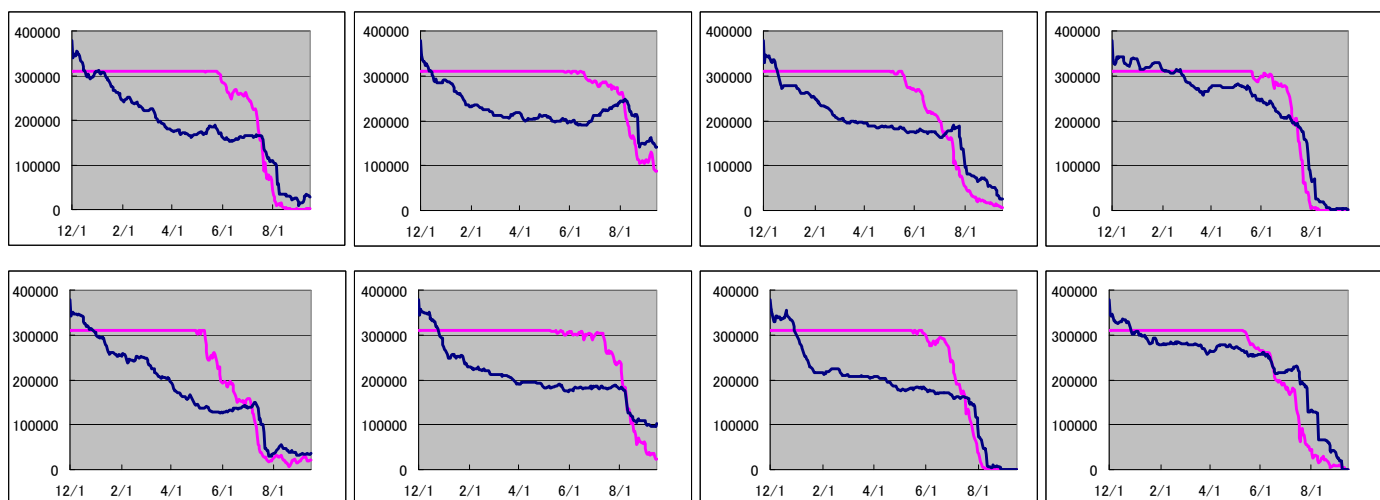


図 4-30 セクター3の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

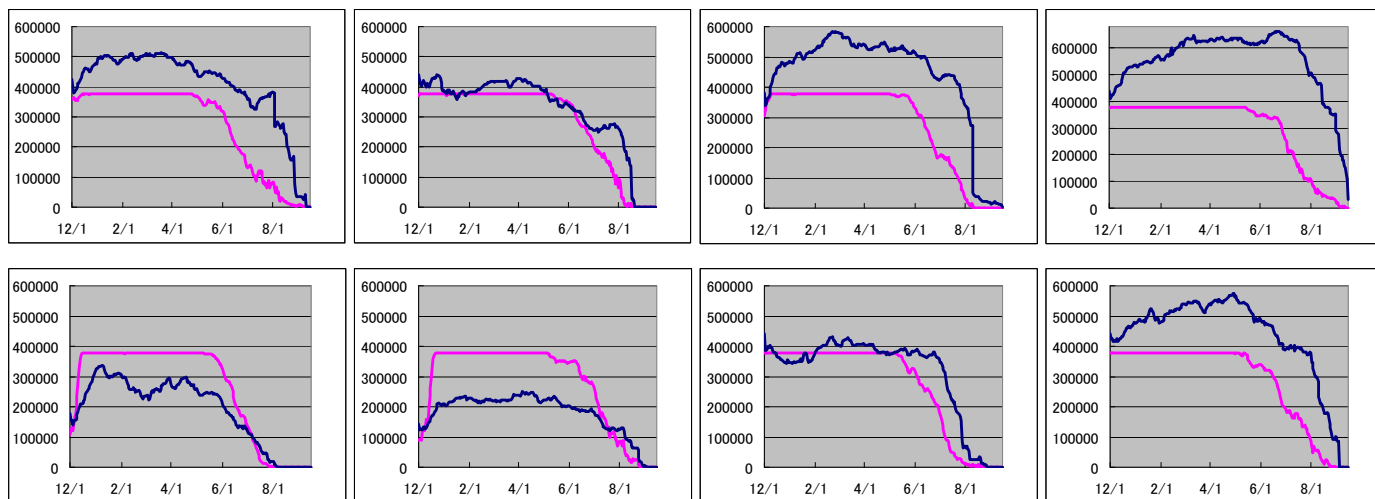


図 4-31 セクター4の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

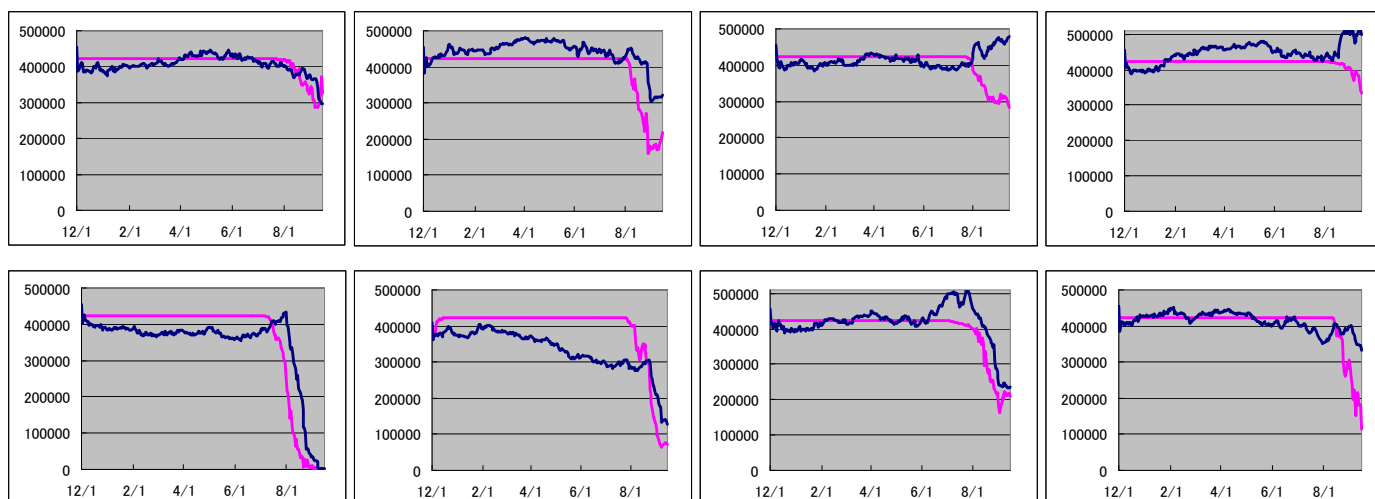


図 4-32 セクター5の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

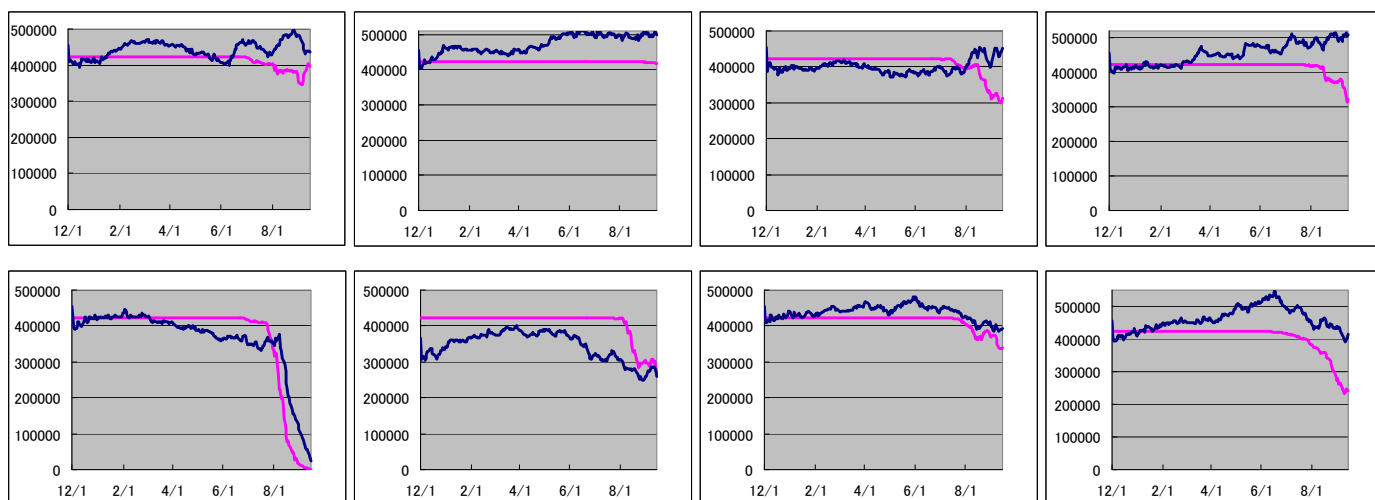


図 4-33 セクター6の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

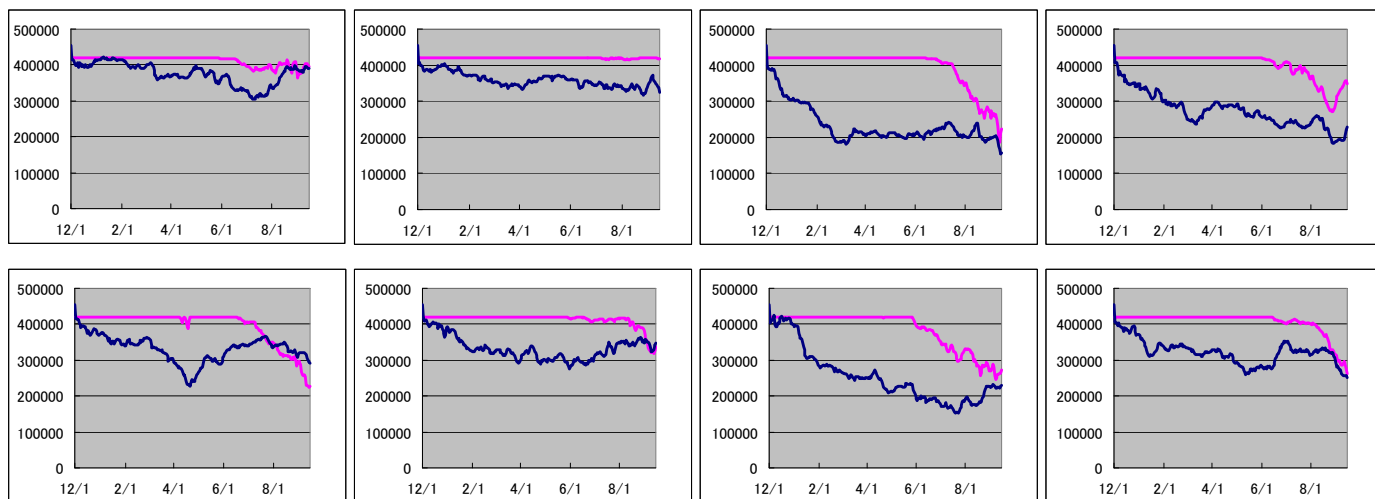


図 4-34 セクター7の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

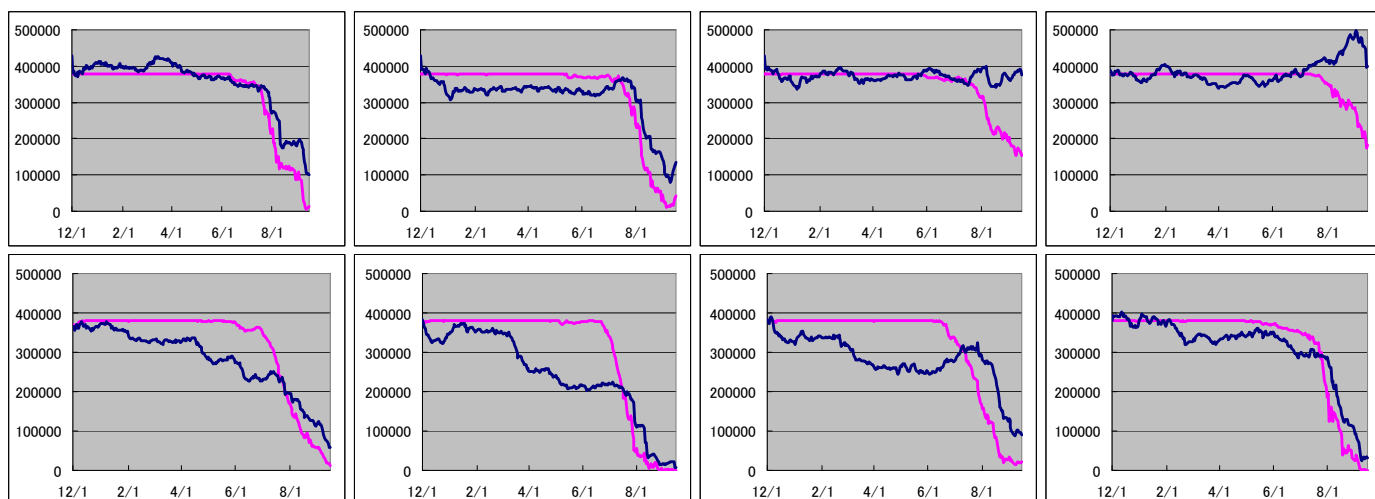


図 4-35 セクター8の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

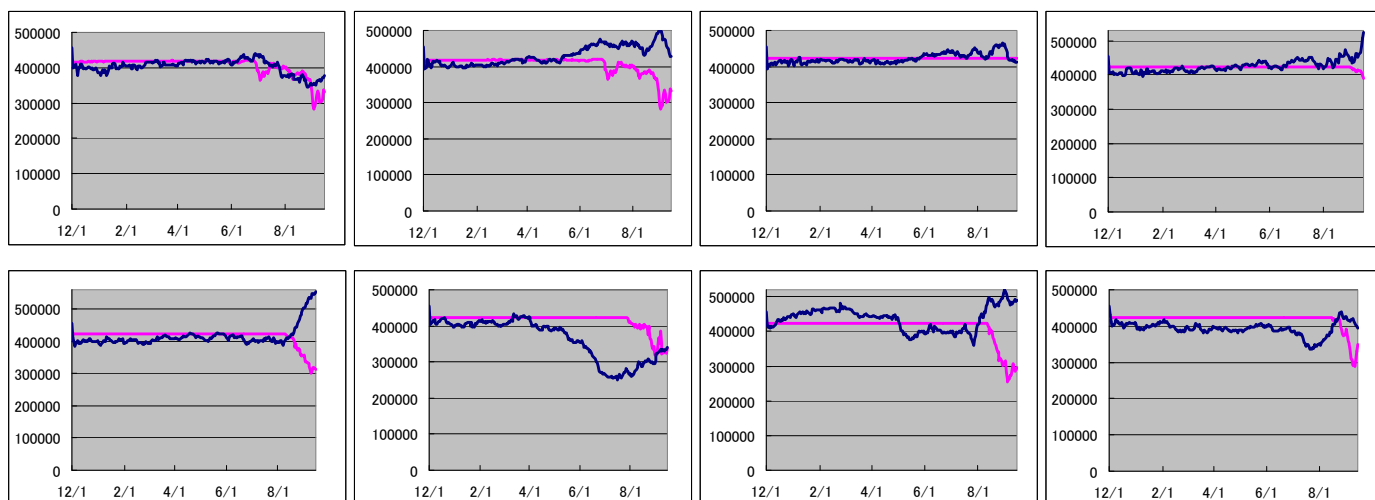


図 4-36 セクター9の換算海氷域面積と海氷域面積の推移

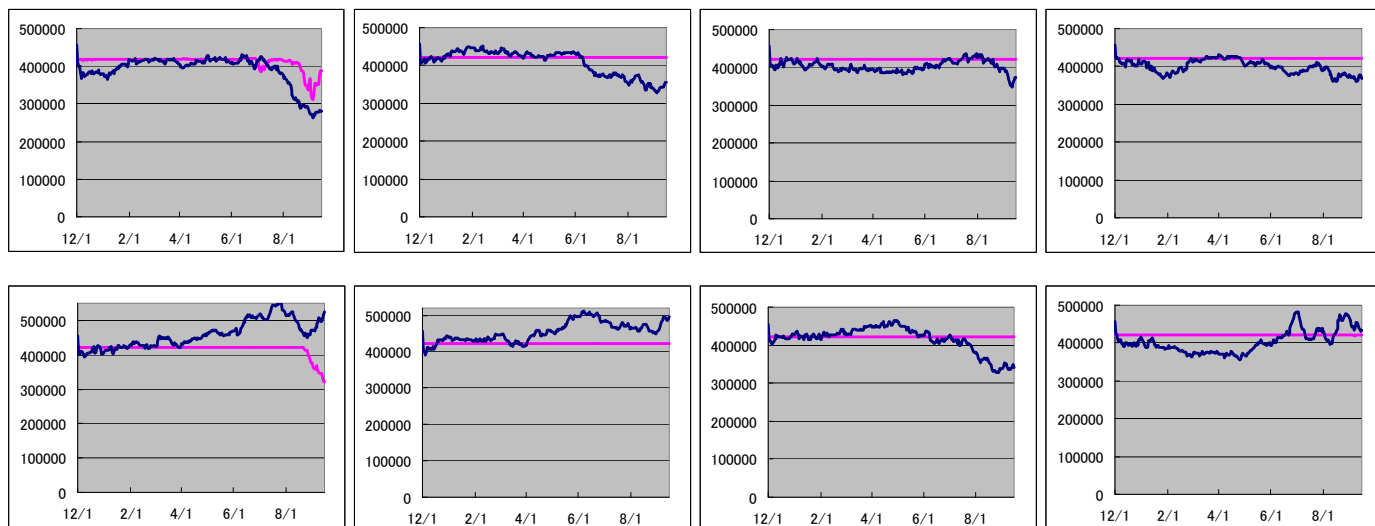


図 4-37 セクター10 の換算海水域面積と海氷域面積の推移

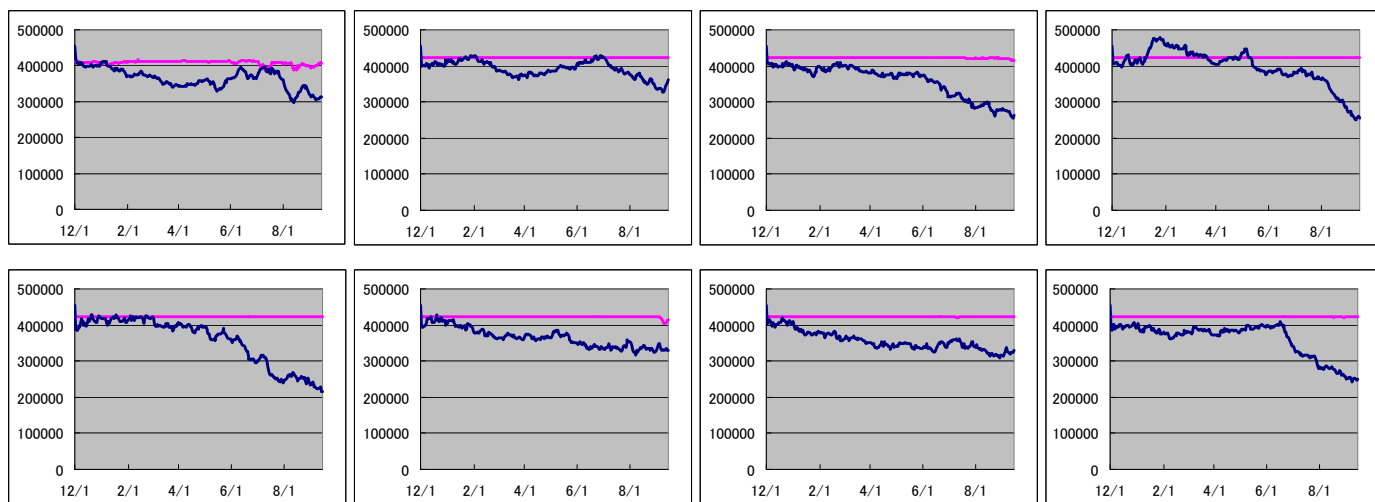


図 4-38 セクター11 の換算海水域面積と海氷域面積の推移

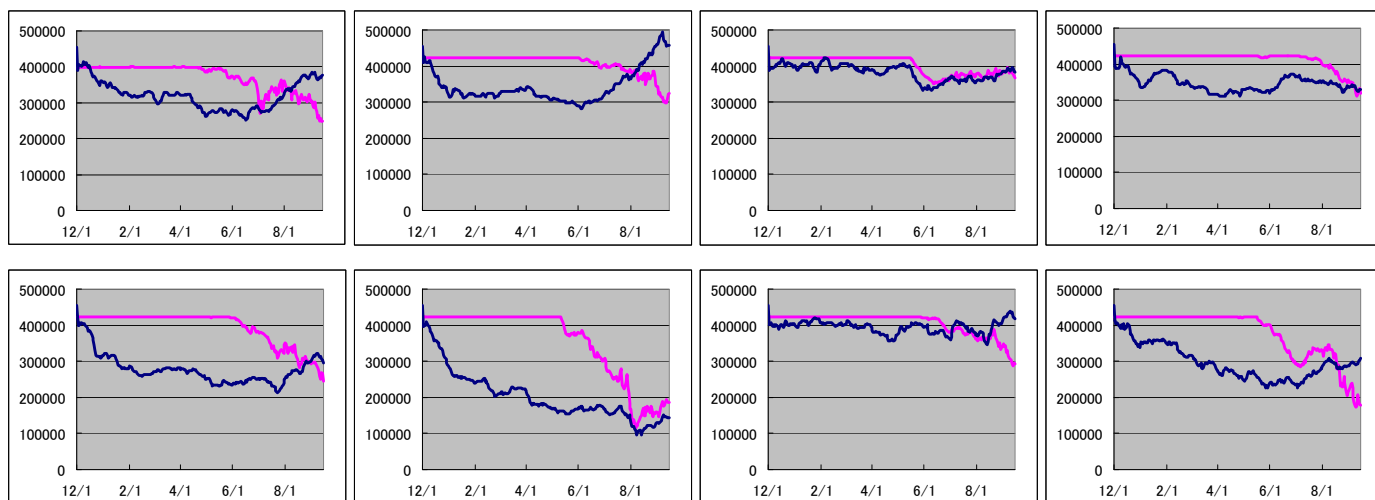


図 4-39 セクター12 の換算海水域面積と海氷域面積の推移（再掲）

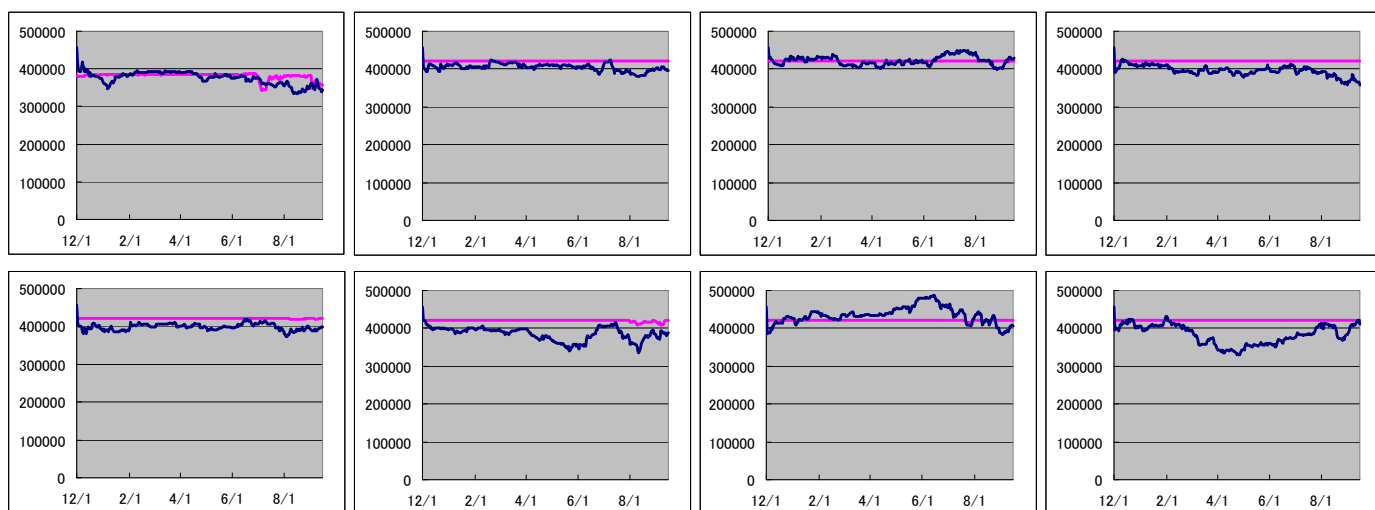


図 4-40 セクター13 の換算海水域面積と海氷域面積の推移

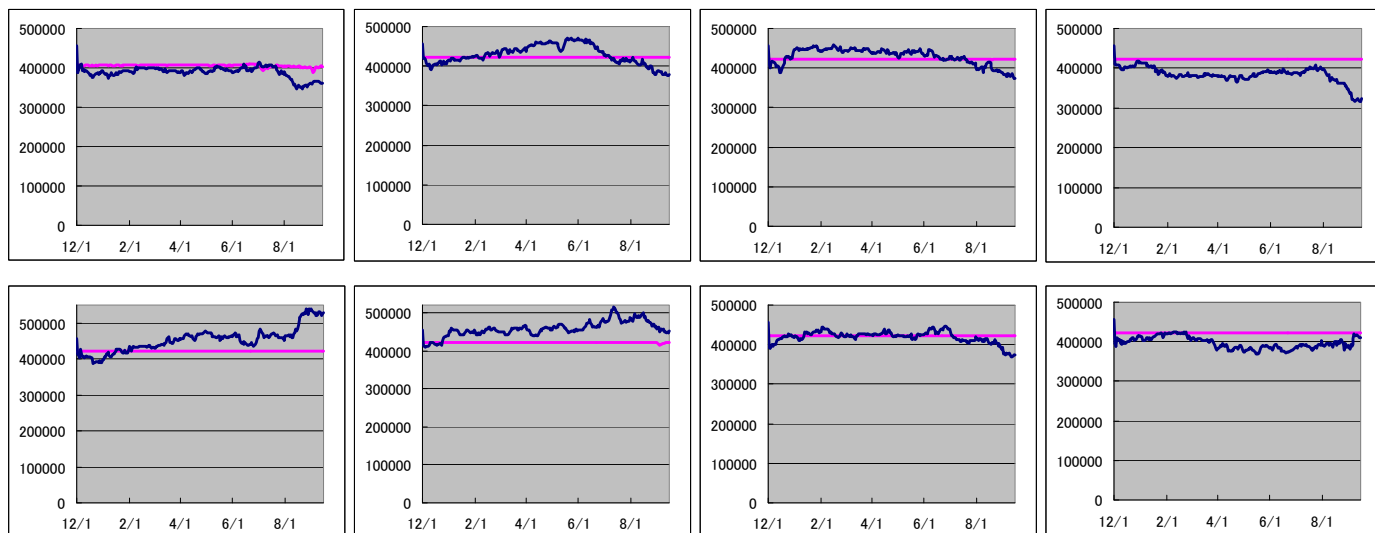


図 4-41 セクター14 の換算海水域面積と海氷域面積の推移

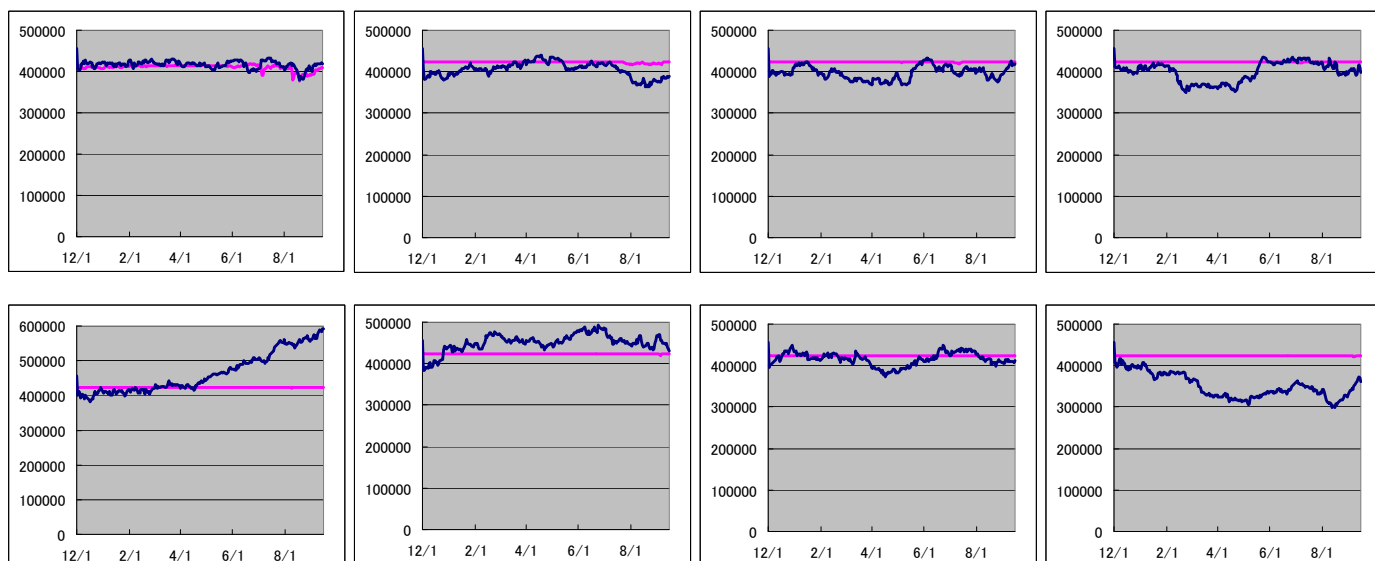


図 4-42 セクター15 の換算海水域面積と海氷域面積の推移

セクター1は冬季から春季にかけての海氷の動きと最小海氷域面積との関連性は小さい。2007年は海氷域面積が8月下旬にも0に近い値をとっているが、冬季から春季にかけての海氷の移流は少なくむしろ流入が上回る場合も多い。2004年や2006年、2010年のように最小期に海氷域が残る年は6月以降の氷の流入と関連性がありそうである。

セクター2は2004年9月を除いて9月上旬には海氷域面積が0に近づく。2004年のみ海氷域が残っているが、夏より前の海氷の流出は他の年と比べても高くなく、最小面積との関連性は低そうである。

セクター3は最小期の海氷域面積がほぼ0になるセクターである。2004年のみ最小期にも海氷が多く残るが、春までの海氷流出量が他の年との違いは見られない。換算海氷域面積が年間を通して減少しており、流出の多いセクターである。

セクター4は前節と同様に初期状態の面積が大きく異なる年が存在するがどの年も海氷が沢山流入し最小面積は0付近に近づく。2002年、2006年、2010年など12月の氷が大量に流入している年は最小面積に達する時期が遅い年が多い。

セクター5は5月近辺での冬季から春季にかけての海氷移流と最小時の海氷域面積に関連性が見られる。2007年と2008年は他の年に比べて海氷の流出が夏前に多く、それに対応して海氷域の急激な減少が見られる。

セクター6は換算海氷域面積が殆どの年であまり変化がない。前節でも触れたように、2007年の9月のみ異常に低い最小面積になっている。

セクター7は海氷の動きと最小時面積の関連性が分かりやすい海域である。2005, 2007, 2009年において海氷の流出が夏前に高く、それに応じて最小期の海氷域面積が小さいことが分かる。

セクター8も2004年9月を除けば海氷の移流と最小時面積の関連性が分かりやすい。

セクター9は5月以前の海氷の流出入が年によらずほぼ一定で、最小面積との関連性は見えづらい。

セクター12は上記で述べた通り、冬季から春季にかけての海氷の動きと最小面積との関係が良く現れている。

セクター10, 11, 13, 14, 15については海氷面積の変化が少ない海域なので関連性は薄い。

15のセクターのうち、セクター4, 5, 7, 8, 12において冬季から春季にかけての海氷の移流と最小面積との間に関連性がありそうである。

4.3.3. 冬季の海氷移流と最小面積の相関

前節の結果から、多年氷の解析の際と同様、いくつかのセクターで冬季から春季にかけての海氷の動きと最小期の海氷域面積との間に関係があることが分かった。

図 4-43は多島海沿岸のセクター12 での換算海氷域面積と最小海氷面積との関係を示したものである。両者の間には有意な正の相関が見られ、海氷の流出が少なかった年ほど、その後の海氷面積の融解が少なくなることが分かる。

同様の関係を 15 全てのセクターで調べ、両者の相関係数を示したのが図 4-44である。

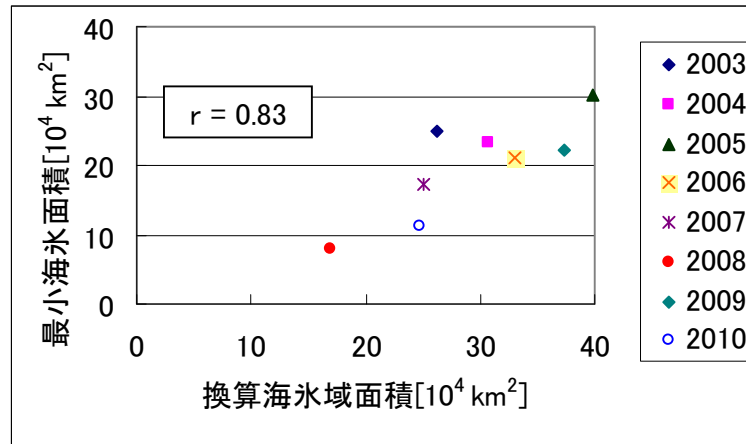


図 4-43 セクター12 の換算海氷域面積（5 月 1 日）と最小海氷面積の分布

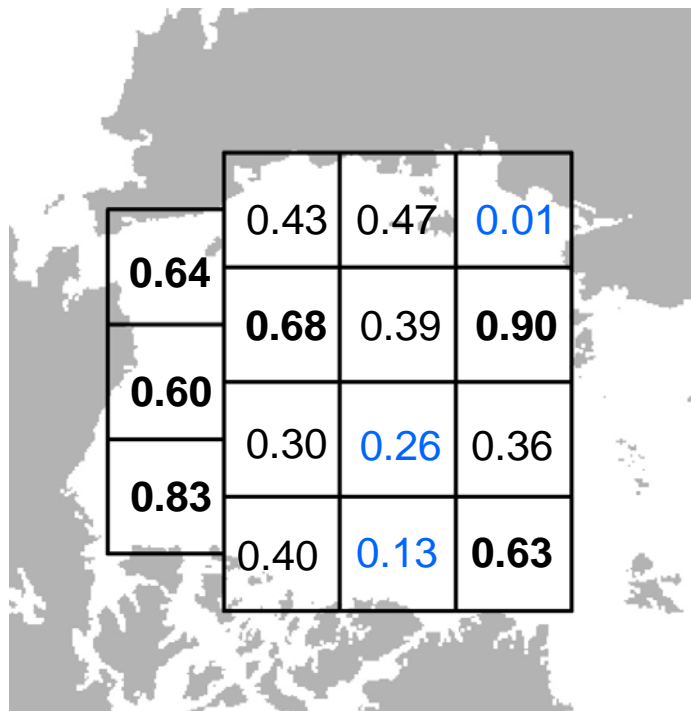


図 4-44 換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小海氷面積の相関係数の分布
青い値は負の値を表す

図から分かる通り、アラスカ沿岸の相関係数が他と比べて高い値となった。5 月以外の月を含めた換算海氷域面積と最小海氷面積との相関係数を示したのが図 4-45である。

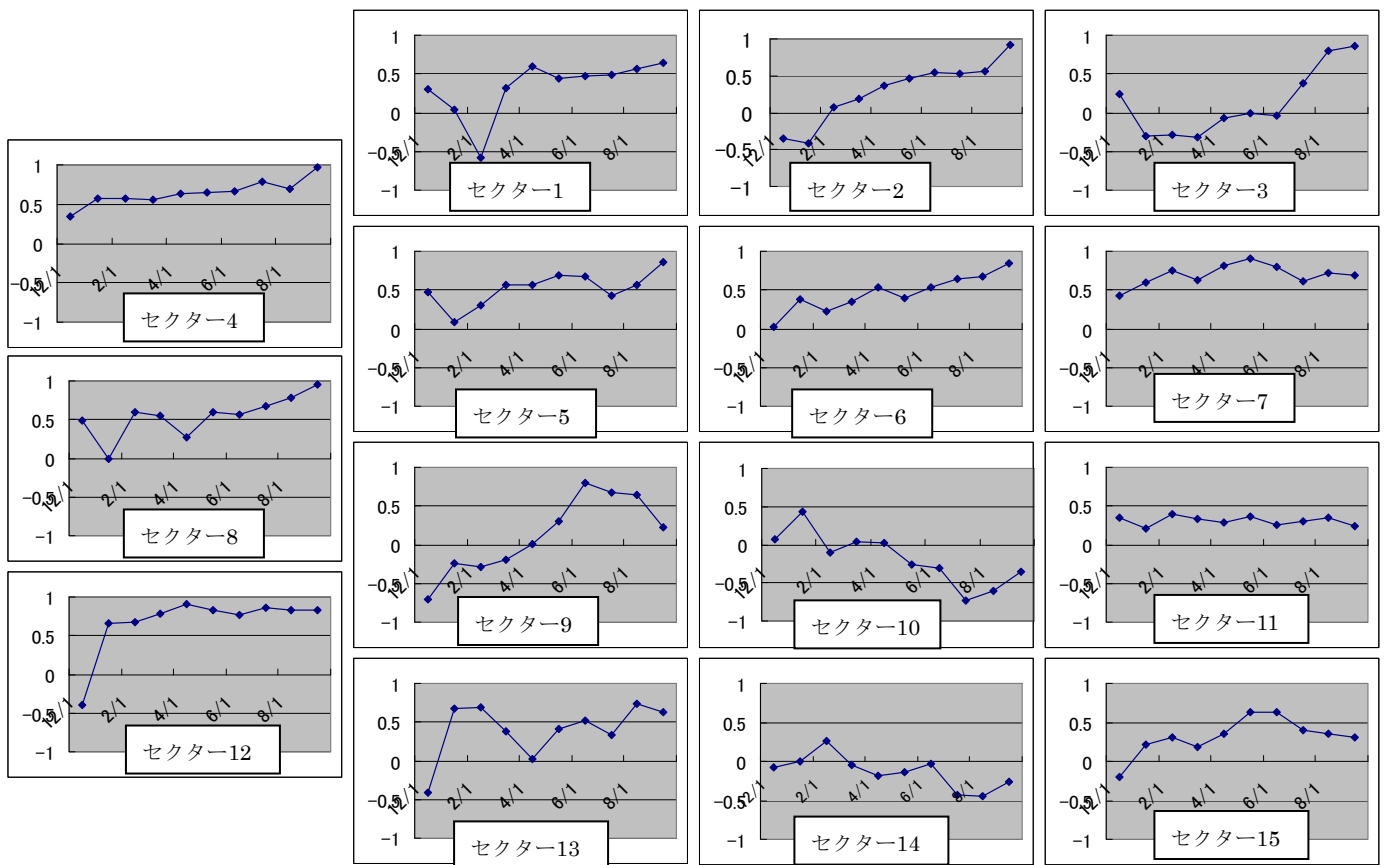


図 4-45 最小面積とある時点の換算海氷域面積の相関係数の推移

相関係数の月による変化の様子は海域ごとに大きく異なっており、傾向は多年氷のものと似ている。セクター7においては1月以降から0.5より高い値を示しているなど、多年氷の際より高い相関が見られる海域が多かった。ただ、セクター9においては多年氷の場合よりも相関係数が低い値になっている。

このように冬季から春季までの海氷の再分配が最小面積に大きく効いていることが分かった。

4.4. 考察とまとめ

以上の結果より、多年氷と冬季から春季にかけての海氷の再分配がともに最小面積に大きく効いていることが分かり、多年氷よりも冬季から春季にかけての海氷の再分配の方がより多くの海域において関連性が高いことが分かった。

セクター9は図 4-24に示したとおり、多年氷の際に早い時期から最小面積との相関が高い値を示したが、一方12月の氷との相関係数はそうはならなかった。(図 4-45)。この二

つの計算で生まれた差を詳細に見る。

図 4-46は 5 月の多年氷面積と最小海氷面積の分布を示しており、図 4-47は 5 月の 12 月の計算における換算海氷域面積と最小海氷面積の分布を示している。

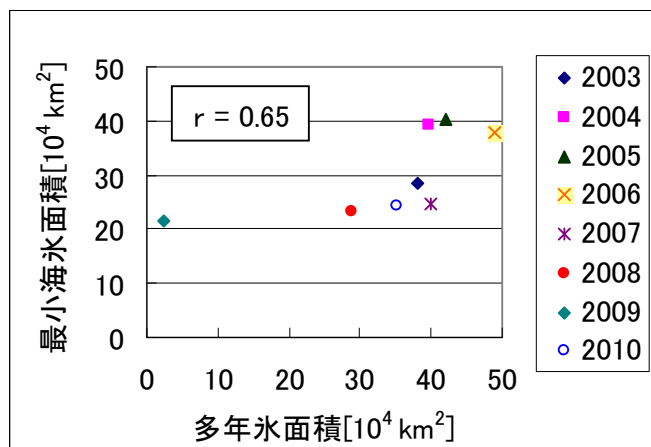


図 4-46 セクター9の多年氷面積（5月1日時点）と最小面積の分布

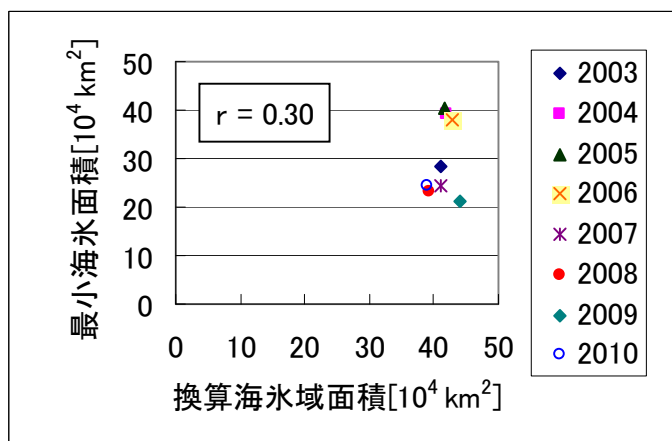


図 4-47 セクター9の12月の計算における換算海氷域面積（5月1日時点）と最小面積の分布

図 4-46と図 4-47を比較すると、多年氷面積の方が12月計算の換算海氷域面積より相関が良いことがひと目で分かる。計算上、12月時点に存在する海氷の中には勿論多年氷も含まれている。セクター9では12月以降の海氷の動きによる年の違いが小さく、多年氷の分布を追跡することで、良い関連性を見出せるという結果になっている。

海氷の動きと最小海氷面積との関係が明瞭でないセクターについて、より詳細に見ていく。これらが合わなかった理由として、

1. 最小海氷面積の年による違いが少なかったこと
2. 夏季の海氷融解に融解期の気象条件が大きく働いたなどが考えられる。

図 4-48はロシア沿岸のセクター3における5月1日時点での12月から追跡した換算海氷域面積と最小海氷面積との分布を示したものである。セクター3の海域は多くの年で密

接度データより計算した最小面積がほぼ 0 になっている。

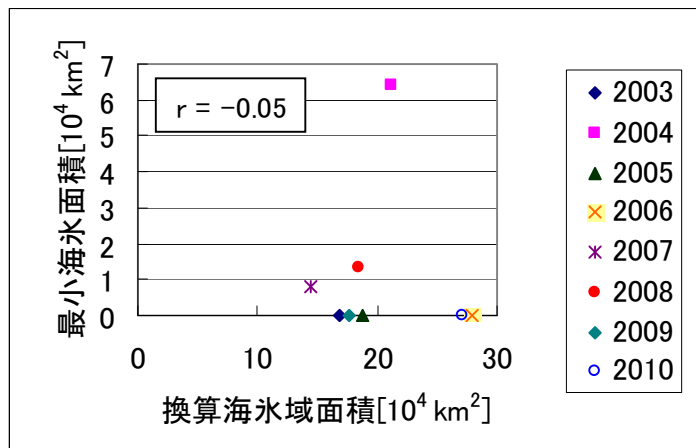


図 4-48 セクター3 の 12 月の計算における換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小面積の分布

セクター1,2 も同様で、7 月下旬以降から急激に海氷域面積が減少し最小面積が 0 に達する。このようなセクターでは最小面積の年変化を議論することに意味はない。

しかし、第 1 章に述べた北極海航路の夏季氷況予測への貢献を考えると重要な海域であり、陸地周辺のより細かな海氷の存在が航路利用に大きな影響を及ぼすため、さらに細かいスケールにて解析を進めていくことが必要になる。

セクター6 は多年氷の分布と 12 月時点に存在した海氷、どちらの場合の解析においても最小面積との関連性が低かった。図 4-49はセクター6 における 5 月 1 日時点での 12 月の計算における換算海氷域面積と最小海氷面積との相関係数を示したものである。

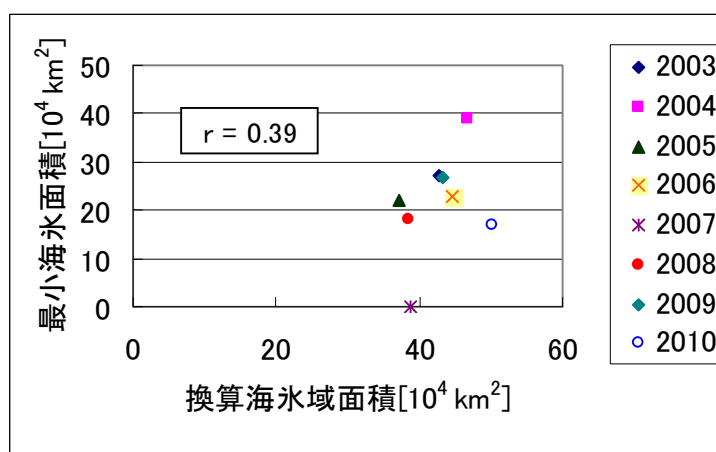


図 4-49 セクター6 の 12 月の計算における換算海氷域面積（5 月 1 日時点）と最小面積の分布

他の年の分布と比べると 2007 年の分布のみ、異常に最小海氷面積が小さい値を示している。このような単年度での異常値は融解期の気象条件を疑うべきなのではないかと考える。第 3 章の結果からこの年は 8 月以降、急激に多くの海氷が流出したと共に融解したことが分かっている。海氷に与える気象条件のパラメータとして風速や気温、雲量などに注目し、考慮していくことで関連性をより正しく表現できることが可能になるかもしれない。

以上の結果から、多年氷の分布と 12 月時点の氷の分布の追跡を行うことで、多年氷が最小面積に大きく影響を与えている海域がある一方で、冬から春にかけての海氷の再分配が最小面積により大きく効いている海域もあることが分かった。二つの結果を合わせれば 5 月以前に相関係数が 0.5 を超えている海域が広く存在する。この結果を利用することで夏季の最小面積をある程度予測することができるだろう。またどちらの関連性も低い海域に関しては融解期の気象条件を考慮することで改善の余地がある。

また、多年氷でも 9 月 15 日時点にてそれ自体にも大きな厚さ分布のばらつきが存在する。作成したデータセットを用いて過去から何年間も計算していくことで海氷の年齢を推定できる。多年氷の年齢を知ることで年々変動との関連性も明らかにできる可能性がある。

第5章 結論

本研究では海氷移流が夏季海氷面積に与える影響を探ることによって、夏季の海氷分布に与える影響を把握するための解析を行った。以下に本研究の成果を述べる。

- 通年での海氷漂流速度データセットを作成した。
 - これまで欠けていた夏季海氷の漂流速度データは、夏季データとして最も精度良く計算することができる、19GHz のデータから算出した。また、ブイのデータや SSM/I のデータを用いて、作成したデータセットの妥当性を検証し、その高い精度を示した。
- 粒子追跡によって夏季の海氷融解過程を融解・流出に分け、それぞれの割合を示した。
 - ロシア沿岸・アラスカ沿岸の多くの海域において流出よりも融解が海氷減少の主たる過程あることが明らかになった。
- 海氷の移流に着目し、多年氷の存在や冬から春にかけての海氷の再分配と夏季最小面積との関連性を示した。
 - 9月から追跡した多年氷と12月時点の海氷、二つの海氷域面積の推移と最小面積との関連性を調べ、多年氷の存在や冬季から春季にかけての海氷の再分配が最小面積と大きく関わっていることを示した。また関連性の強さは海域によって異なり、二つの解析をあわせることで広い海域にて5月以前に高い相関関係を得ることができる。

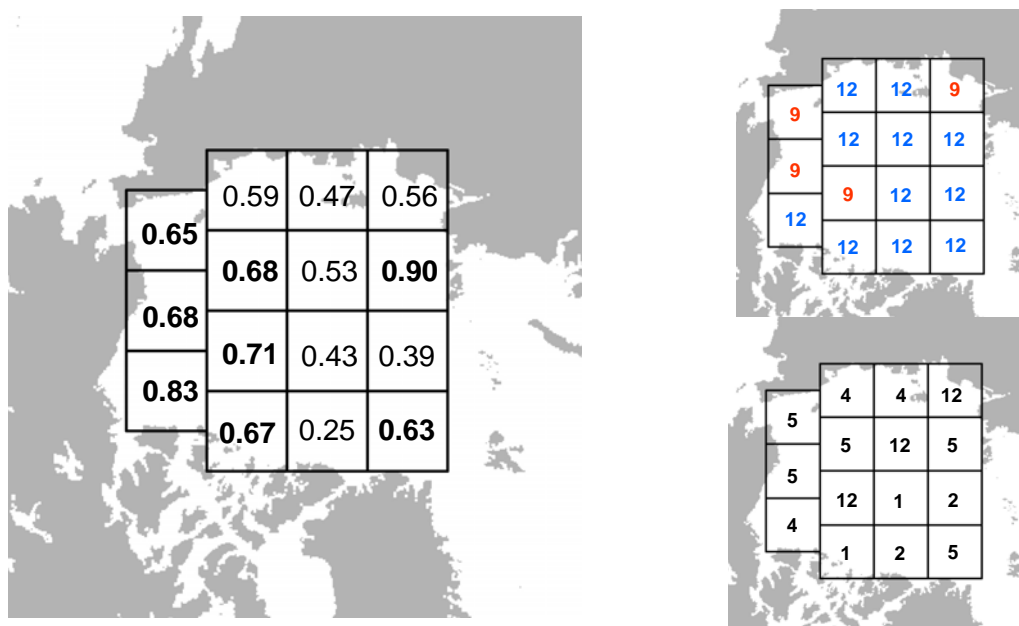


図 5-1 最小海氷面積との相関係数の分布

二つの解析において5月以前の値で一番高い値を抽出（左図）。右上、右下図は係数を抽出した解析（9月からの計算または12月）と月（12月から5月まで）を示す。

今後の課題としては、セクターをさらに細かく区切りより局所的な特徴を見ることや、融解期の影響として厚さ分布以外の気象条件を上手く取り入れることが挙げられる。また、正確な海氷厚さの推定のためにリモートセンシングデータから氷厚が計測できるアルゴリズムの研究発展が望まれる。

参考文献

- [1] 財団法人 シップアンドオーシャン財団
“北極海航路 東アジアとヨーロッパを結ぶ最短の海の道”
- [2,3] JAXA IARC
海氷モニター <http://www.ijis.iarc.uaf.edu/cgi-bin/seaice-monitor.cgi?lang=j>
海氷面積情報 <http://www.ijis.iarc.uaf.edu/jp/seaice/extent.htm>
- [4] 気象庁 Web page “海氷域面積の長期変化傾向（全球）”
http://www.data.kishou.go.jp/shindan/a_1/series_global/series_global.html
- [5] IPCC FOURTH ASSESSMENT REPORT
<http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>
- [6] Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze (2007): Arctic sea ice decline: Faster than forecast. Geophysical Research Letters, vol.38
- [7] Rigor, I. G. and J. M. Wallace and R. L. Colony (2002): Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation. Journal of Climate, 15, 2648-2663
- [8] Shimada, K. et al (2006): Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. Geophysical Research Paper, 33
- [9] 高石脩平(2010), “北極海における冬季海氷データを用いた夏季氷況の予測”, 東京大学工学部, 卒業論文
- [10] AMSR-E Web Page http://sharaku.eorc.jaxa.jp/AMSR/ov_amsre/sensor_j.html
- [11] 石井吉徳 “リモートセンシング読本” オーム社 1981
- [12] Cavalieri, D. J. and P. Gloersen (1984): Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR. Journal of Geophysical Research, 89(D4)
- [13] Comiso, J. C. (1995): SSM/I sea ice concentrations using the Bootstrap Algorithm. NASA Reference Publication 1380
- [14] 中込暢彦 (2002), “衛星リモートセンシングデータを用いた海氷分布計算用アルゴリズムの

検討”，東京大学工学部，卒業論文

[15] 近藤雄生 (2002), “GIS を用いた海氷の衛星リモートセンシングデータの応用”，東京大学大学院環境海洋工学専攻，修士論文

[16] Kimura, N. and M. Wakatsuchi (2000): Relationship between sea-ice motion and geographic wind in the Northern Hemisphere. *Geophysical Research Letters.*, **27**(22)

[17] The National Snow & Ice Data Center (NSIDC), <http://nsidc.org/>

[18] International Arctic Buoy Programme (IABP), <http://iabp.apl.washington.edu/>

謝辞

修士論文を終えられたのは周囲の方々の手助けがあったからこそ実感しております。この場を借りて個人的に感謝の言葉を述べていきたいと思います。

同じ修士2年の同期とは本当に良い仲でお互い励ましながら研究を進めることができたと思います。渋谷直樹君の手際よく研究を進めて行く姿や西崎大祐君の昼夜を逆転させて取り組む真面目さには頭が下がり、これ以外にも多くの影響を二人から受けました。卒論の時よりも精神的に楽に進められたのも彼らのおかげです。これからも宜しく。

副査である河野健客員教授にもお礼を申し上げます。面談・中間審査において、研究内容に対し客観的な意見をおっしゃって頂けただけでなく、スライド・発表の仕方までを親身に指導して下さいました。JAMSTEC 見学も非常に面白かったです。有難うございました。

木村詞明助教には最初から最後までご指導頂きました。毎日、研究の進捗以外にも雑談に花を咲かせ、進捗報告と共にそれが一つの楽しみでもありました。

木村さんの休むときは休み、研究・教育活動を手際よくやる姿、それと研究の合間に季節の移ろいを楽しみ、自然・家族との触れ合いを大事にする姿勢を非常に魅力的に感じました。お金をかけなくても面白いことはすぐそこにあるのか・・・と気づかされ、激務な仕事をこなすことの意味を省みるなど、自分が院生時代に大きく影響を受けた人の一人になっています。ただ、昼食に「はま」に頑なに通うことだけは院生一同、理解に苦しみました。時間があるときは是非また一緒に長八に行きたいです。海にも連れて行って下さい。

指導教員である山口一教授には毎回の輪講にて叱咤激励の言葉を頂きました。先生のお言葉は私に対しては特に、自分の研究に対しての「あるべき姿勢」に関しての指摘が多かったように思われ、その都度自分を省みました。学士のときも含めて3年間、私の面倒を見て頂き本当に有難うございました。個人的には卒業論文よりも(期間が長いので当然ですが)計画的に進められましたし、この研究室にて本当に充実した二年間が過ごせたと自負できるように過ごせたと考えています。全く関係性のない企業に勤めるわけなのですが、院にて学んだことを忘れず胸を張って仕事をしたいと思います。

最後に大学院まで通うことを許してくれた両親とその他精神的に支えてくれた人に心から感謝します。本当に有難う。