

東京大学新領域創成科学研究科
海洋技術環境学専攻

2020 年度

修士論文

人工衛星データを用いた
南極海氷面積の変動要因の解明

(Processes on a change of sea ice area in the Southern Ocean
revealed by satellite observation data)

2021 年 1 月 22 日提出

指導教員 菊地 隆 客員教授



小野村 知之

目次

1. 緒言	6
1-1. 研究背景	6
1-1-1. 南極海の海氷と地球環境	6
1-1-2. 南極海の海氷面積	8
1-1-3. 南極海の海氷漂流	9
1-1-4. 大気・海洋の変動と海氷動態の変動	12
1-2. 研究目的	14
2. 南極海の海氷動態の特徴	16
2-1. 人工衛星による観測データ	16
2-1-1. 海氷密接度データ	16
2-1-2. 海氷漂流速度データ	16
2-2. 海氷分布の季節変化	18
2-3. 海氷密接度と海氷漂流速度の経年変化	21
2-4. 海氷面積と海氷漂流の方向の関係	26
3. 海氷と大気の変動の関係	30
3-1. EOF 解析	30
3-2. 海氷密接度の EOF 解析	30
3-3. 海氷の収束・発散の EOF 解析	33
3-4. 海面気圧の EOF 解析	36
4. 海氷域の変動メカニズム	42
4-1. 海氷面積増減の要因の分類	42
4-1-1. 海氷面積増減における力学的要因と熱力学的要因	42
4-1-2. 氷縁の抽出	44
4-2. 海域ごとの海氷動態の力学的要因と熱力学的要因	46
4-2-1. 各海域の季節変化	46
4-2-2. 海氷拡大期の海氷変動の要因	50
4-2-3. 海氷後退期の海氷変動の要因	54
4-3. 海氷動態の力学的要因と熱力学的要因の要約	56
5. 結言	62
参考文献	63

第 1 章

緒言

1. 緒言

ここでは、本研究の背景となる南極海の家氷動態の変動についての総説と本研究の目的を示す。

1-1. 研究背景

1-1-1. 南極海の家氷と地球環境

海氷とは海水が凍結したもので、地球気候システムの重要な役割を担っている。海氷はそのできる場所から、沿岸から凍ったものが広がる定着氷と、沖合を漂流する流氷に分けられる。また、南極大陸やグリーンランドの氷床から流れ出た氷山も漂流しているが、氷山は海水が凍結したものではなく、大陸上に降り積もった雪が長年かけて固まったものであるため、海氷とは区別される。南極海など極域の海を覆い、地球気候に影響を与えるのは流氷になる。本研究ではこれを海氷と称する。

Fig.1-1 は人工衛星による観測で得られた 2019 年 9 月 1 日の海氷密接度分布を示す。ここで、海氷密接度とはある範囲の海域で海氷が占める面積の割合を 0 から 100 の値で表したものである。また、海氷面積とはある海域の面積にその海域の海氷密接度の値を百分率として掛け合わせることで表現される面積を指す。類似的な意味を表す値として海氷域面積がある。海氷域面積とはある海域の海氷密接度が 15 以上だった場合にその海域の面積全てを海氷がある海域として計上する面積を指す。研究内容に応じて、海氷面積と海氷域面積は使い分けられる。そもそも南極海とは南極大陸を取り囲む海域を指している。南極海はその経度帯によって、ウェッデル海、ロス海、アムンゼン海、ベリングスハウゼン海などの海域に分けられる。これらの海域を、主に冬季に海氷が覆っている。

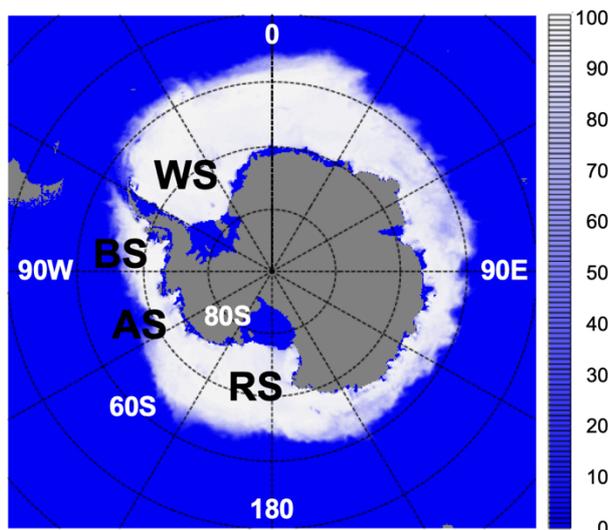


Figure 1-1. 2019 年 9 月 1 日の海氷密接度分布
(カラーバー：海氷密接度)

(WS：ウェッデル海 RS：ロス海 AS：アムンゼン海 BS：ベリングスハウゼン海)

このように海氷が存在するため、大気と海洋との間の熱力学的関係が変化する。海氷が存在する海域は海氷の存在しない開放水面と比較して、入射光に対する反射光の比であるアルベドが非常に高い。このため、海氷面積の変化が海洋と大気のエネギー収支の変化に影響を及ぼし、気候の変化へとつながる。ある海域において海氷密接度が低下したとすると、アルベドの低い開放水面の面積が増加し、その海域における日射の吸収量が増加することで海洋上層が暖められる。この結果、海氷は融解しやすくなりさらに海氷密接度が低下することになる。反対に、海氷密接度が高くなると海水面のアルベドが高くなり海氷面積の増加につながる。この関係はアイスアルベドフィードバックと呼ばれ、海氷面積の増減が気候変動に影響する要素の一つとされている (Fig.1-2) [1]。また、海氷の生成時には塩分濃度が高い海水が排出される。高塩分の海水は密度差により海底へと沈み込む。南極大陸の沿岸の一部ではこの高塩分の沈み込む水が海底地形を下り、南極底層水となる。南極底層水は全世界の底層に広がっており、海洋深層循環を駆動している。このため、南極沿岸の海氷生成量が増えることは海洋深層循環の変動へとつながり、地球全体の気候変動に大きく影響を与えることとなる。さらに、極域海洋において海氷はその特徴的な海洋生態系の維持にも重要な役割を果たしている。例えば南極海の場合、海氷に生息するアイスアルジーと呼ばれる藻類はオキアミなどの重要な餌になっている。そしてこのオキアミが魚類や海棲哺乳類の餌となることで、南極海の生態系が成り立っている。海氷動態が変化することは、アイスアルジーやオキアミの生態に影響を与えることとなり、さらには海洋生態系全体にその影響が及ぶことになる。

このように、気候変動によって海氷動態が変化する一方で、海氷変動が広範囲の環境に大きな影響を与えるため、海氷動態の変動を把握することは地球環境の変動の理解・予測に貢献することとなる。特に南極海では、海氷変動は海洋深層循環や海洋生態系へ大きな影響を与えると考えられている。しかしながら、南極海の海氷の変動要因は十分に理解されていない。

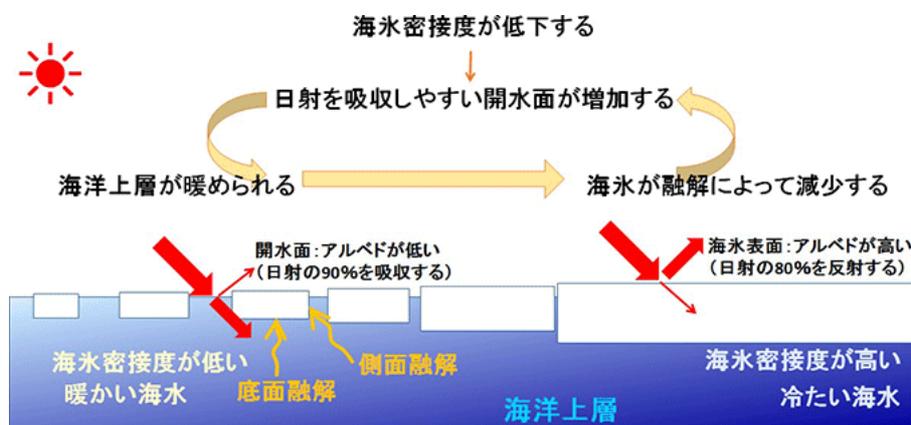


Figure 1-2. アイスアルベドフィードバックの概念図[1]

1-1-2. 南極海の海氷面積

近年、地球温暖化の影響により北極海の海氷面積が激減していることが注目されているが、南極海の海氷面積の変化は北極海とは異なる傾向を示している。

Fig.1-3 は、人工衛星による観測で得られた南極海の海氷域面積の経年変化を示す。南極海の年平均海氷域面積は、人工衛星による海氷の観測が開始された 1979 年から 2014 年までは微増傾向にあった。しかし、2014 年に観測史上最大の年平均海氷域面積を記録した後には急激に減少し 2017 年には観測史上最小面積を記録した。その後、最小値を更新することはないものの、2014 年以前の平均と比較して小さい値であったことが Claire (2019)^[2]によって報告されている (Fig.1-3)。ただし、2015 年以降の数年間の急激な変化の要因は未だ明らかにされていない。この報告の中では、1979 年から 2018 年までの年平均海氷域面積の変化傾向を見ると、1979 年から 2014 年までの変化傾向と比較して 1 年あたりの年平均海氷域面積の増加率が約半分になっているものの、いまだに増加傾向を示している。また、南極海を海域ごとに分けてみると、年平均海氷域面積が増加傾向にある海域、減少傾向にある海域が見られることが報告されている。例えば、アムンゼン海、ベリングスハウゼン海の海域では、1979 年から 2018 年までの 40 年間の変化では減少傾向を示しているが、2007 年から 2018 年までの変化傾向をみると増加傾向を示している。また、大気・海洋の条件をさらに研究することで南極海の海氷変動の傾向とエルニーニョ・南方振動などの大気の変動とをより密接に関連づけることができるとしている。

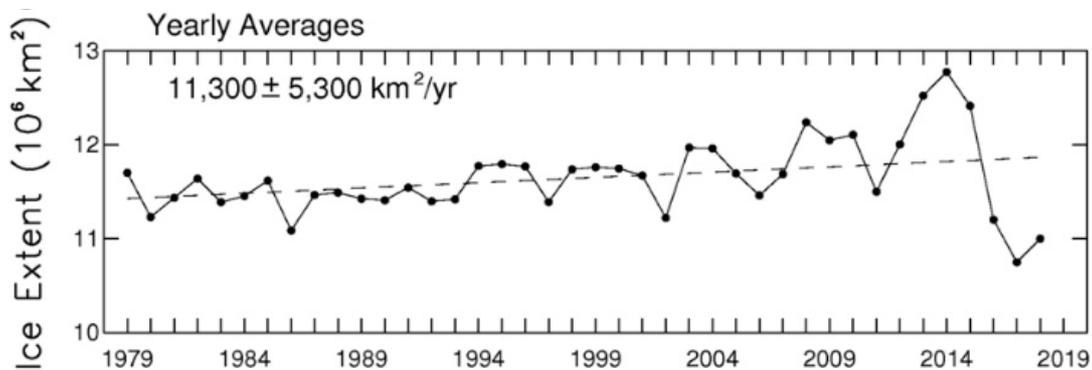


Figure 1-3. 1979 年から 2018 年までの年平均海氷域面積の変化^[2]

1-1-3. 南極海の海氷漂流

海氷は風、海流、海氷同士の相互作用により運動し、海氷の漂流することで海水分布が変化する。このことから、海氷漂流速度の変化と海氷密接度の変化を関連づけるための研究が活発に行われてきている。Thorndike (1982)^[3]では、長期的な海氷漂流速度の平均を計算するとその半分は地衡風と直接関係しており、残りの半分は海流と関係があるとしている。Holland (2012)^[4]では 1992 年から 2010 年までの 4 月から 10 月までの平均的な海氷漂流速度が南極大陸沿岸を除いて海面気圧の等圧線に沿っていることを示し (Fig.1-4)、風速の変化と海氷漂流速度の変化の関係、さらに海氷漂流速度の変化と海氷密接度の変化の関係についての報告を行った。南極大陸沿岸部では沖の部分よりも海氷が密集していることが多いために風の影響を受けにくく、沿岸部で特徴的な西向き海流の影響を受けているとした。

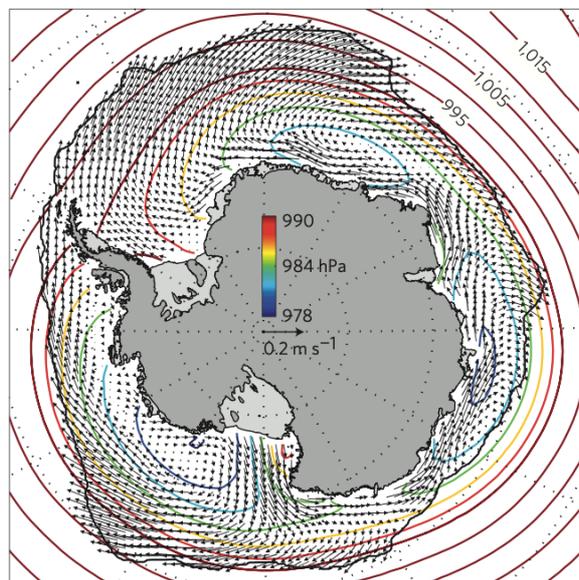


Figure 1-4. 1992 年から 2012 年までの、
4 月から 10 月までの平均的な海氷漂流と海面気圧^[4]

4 月から 6 月までを南極海の秋の期間として、秋季の海氷漂流速度のトレンドと海氷密接度のトレンドを計算した結果、北向きを正とした南北成分の海氷漂流速度のトレンドと海氷密接度のトレンドの正負が一致している海域が見られた。特に、大西洋域、太平洋域でトレンドの正負が一致しており、夏季からの海氷分布のフィードバックによるものと考えられた (Fig.1-5)。また、秋季の海面気圧と風速のトレンドを計算し、アムンゼン海、ベリングスハウゼン海で顕著に海面気圧に負のトレンドが見られることを示した。さらに、海氷漂流速度の変化が海氷密接度の変化に与える影響を評価するため、海氷密接度の変化を海氷の移流成分、収束・発散成分、熱力学的成分に分ける計算を行った。海氷漂流速度データを用いて海氷の移流成分と収束・発散成分を計算し、これらを海氷密接度の変化から差し引く

ことで、残った成分を熱力学的成分として計算した。この解析についても 1992 年から 2012 年まで秋季のデータに対して行い、海氷の移流成分、収束・発散成分、熱力学的成分の海氷密接度変化への寄与率の平均とトレンドを示した。

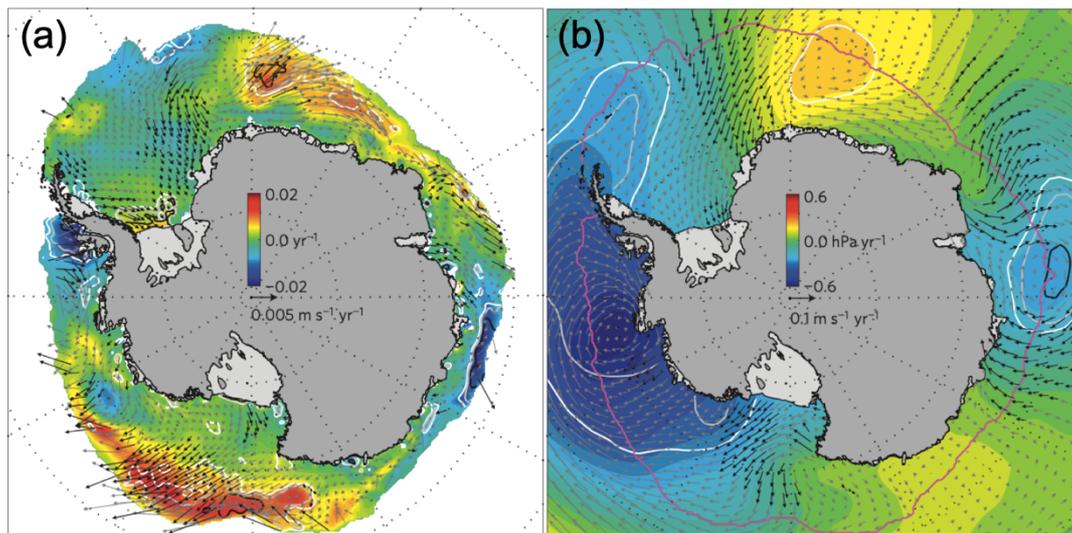


Figure 1-5. 秋季（4月から6月まで）の海氷動態と気象条件のトレンド^[4]

(a) 海氷密接度（カラー）と海氷漂流速度（矢印）のトレンド

(b) 海面気圧（カラー）と風速（矢印）のトレンド

また、Kwok (2017)^[5]では 1982 年から 2015 年までの海氷漂流の変化傾向について調査した結果を報告している。南極海の家氷の漂流の速さは風速に対して平均して約 1.4%であり、北極海における風速に対しての漂流の速さの割合よりも約 50%高く、これは海氷が薄く風の変化の影響を受けやすいためとしている。風に対する海氷漂流の応答については Kimura (2000)^[6]などで風力係数や偏角といった値を用いて評価されており、大気と海氷動態の関係を明らかにするための研究が行われてきた。Kwok (2017)^[5]では、南極海では海氷が風の影響を受けやすいことから、アムンゼン海、リーセルラルセン海、デーヴィス海の低気圧の位置と強さによって 1982 年から 2015 年までの海氷漂流の変動の約 40%を説明できると報告している。また、氷縁の位置の変化傾向と東西成分の風速および海氷漂流速度の変化傾向に関係があることが示唆されている (Fig.1-6)。このように、海氷漂流速度と風速を南北方向の成分と東西方向の成分に分けることは周極的な大規模変化を捉えることに有用であるとしている。

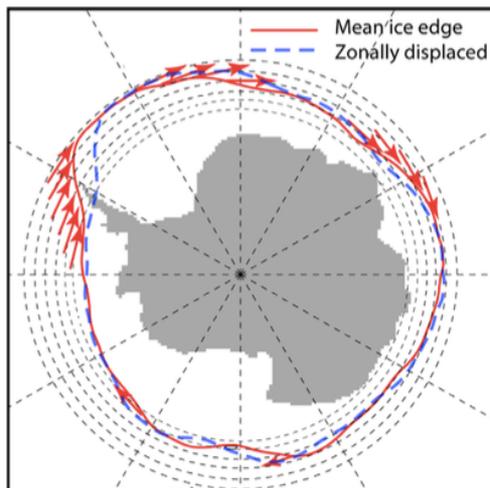


Figure 1-6. 東西成分の風速と海水漂流速度の氷縁位置への影響^[5]
 (赤線は氷縁位置、赤矢印は氷縁への東西成分の風の影響、
 青点線は東西成分の海水漂流によって変化した氷縁位置を示す)

また、Kimura and Wakatsuchi (2011)^[7]では、2003年から2009年までの海水氷密接度データと海水漂流速度データを用いて海水域内部での海水氷の生成・融解、氷縁部での海水氷の生成・融解、東西成分の海水氷の移流による海水氷面積の変化を定量的に示した。Fig.1-7は西経30度から東経30度までのウェッジル海域の海水氷面積の季節変化を示す。

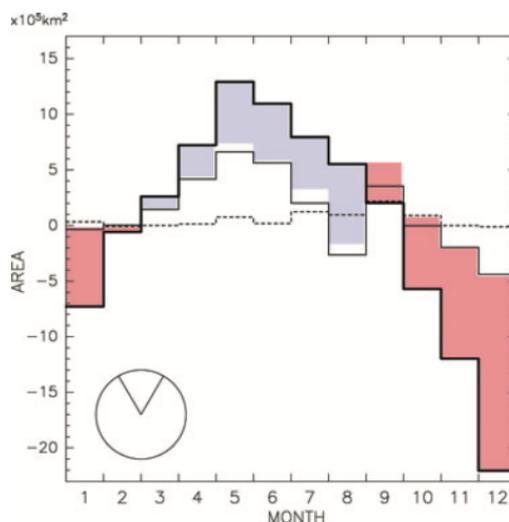


Figure 1-7. 西経30度から東経30度までの海域の海水氷面積の季節変化^[7]
 (太線：各月の海水氷面積の変化
 細線：海水域内部の海水氷生成による面積変化
 着色：氷縁部での海水氷の生成・融解による面積変化
 点線：東西成分の海水氷移流による面積変化)

この海域のように、一般的には氷縁部および海氷域内部での海氷の生成・融解により海氷面積の季節変化が起こり、東西成分の海氷の移流による面積変化への寄与は海氷の生成・融解と比較して1桁小さい程度であるとした。また、海氷面積の変化に与える影響を定量的に評価したことで、海域によって海氷域の季節変化のメカニズムが異なることを示した。一方で、この報告の中では氷縁部での海氷面積の変化は残差としてのみ計算されており、沖向きの漂流による海氷面積の拡大は直接的には計算されていない。

これらのことから、風と海氷漂流には密接な関係があり、海氷分布の変化を海氷漂流速度の変化を用いて説明できる場合があると考えられる。

1-1-4. 大気・海洋の変動と海氷動態の変動

先に述べたように、海面気圧の変化による海氷漂流速度の変化や、海水温をはじめとする海洋の条件の変化と海氷動態の関係を明らかにするための研究も活発に行われてきた。Comiso (2017)^[8]では、1981年からの34年間の海氷域面積と海面の気温の関係について調査した報告の中で、海氷域面積のトレンドが海面の気温のトレンドに強く影響されていることを示している。一方で、南極振動と呼ばれる南極域の気圧を示す指標と海氷域面積には密接な関係が見られなかったと報告している。海氷域面積が観測史上最大であった2014年とその翌年の2015年のデータを用いたケーススタディにおいても海面の気温の変化に対しての海氷域面積の変化の応答が強く、海面の気温を再現する精度を向上させることで、気候モデルと南極海の家氷動態の予測精度の改善が期待できるとしている。

また、Stammerjohn (2012)^[9]では、北極海と南極海の家氷の拡大期間と後退期間の経年変化について調査した結果が報告されている。南極海においてロス海では海氷の拡大期が始まる時期が早く、また後退期の始まる時期が遅くなっており、反対にベリングスハウゼン海では海氷の拡大期が始まる時期が遅く、後退期の始まる時期が早くなっている傾向にあると述べている (Fig.1-8)。そして、この傾向は熱帯の温暖化によって南極振動指数がより高い正の値になることで継続し、さらに顕著になる可能性があるとしている。

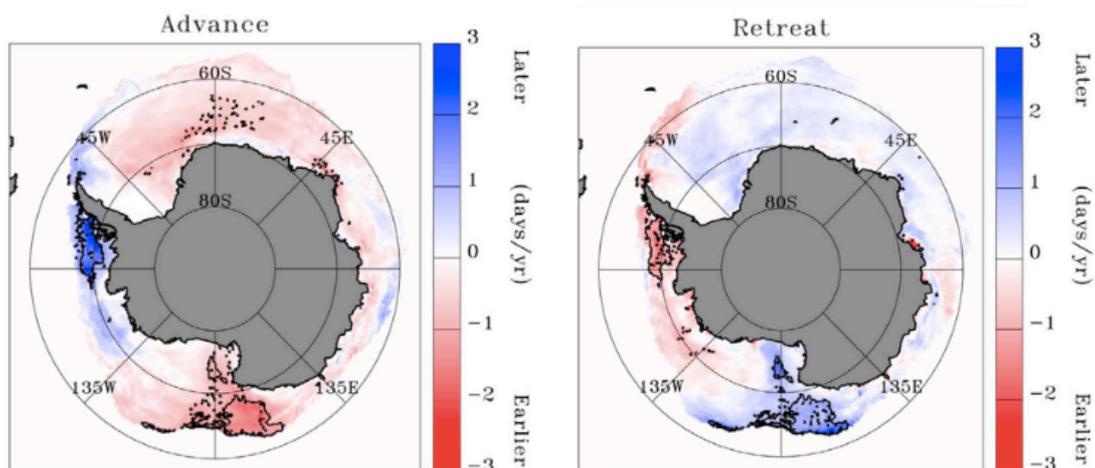


Figure 1-8. 海氷拡大期と海氷後退期の開始時期のトレンド^[9]

さらに、Purich (2016)^[10]では 1979 年から 2013 年にかけてアムンゼン海の低気圧が強化されたことにより、ロス海の東側で海氷密接度が増加し、ベリングスハウゼン海で海氷密接度が減少したことを説明できると報告している。熱帯太平洋で観測された海面水温の偏差によって制約されたモデルと、熱帯で観測された海面の風応力によって制約されたモデルを用いて海氷密接度の変化が再現されたことを示し、低緯度帯と高緯度帯のテレコネクションを考慮してモデルシミュレーションと観測を行うことが重要であると述べた。上記に加え、大気の変動と海氷分布の変動の関係については Pope (2017)^[11]で示されたエルニーニョ現象による秋季の西南極の海氷分布への影響や、Doddrige (2017)^[12]で示された南極振動による秋季の南極海の海面水温および海氷分布への影響のように多数報告されている (Fig.1-9)。一方で、先述の Comiso (2017)^[8]のように南極振動と海氷域面積に関連が見られないなど、調査の対象とする時期・海域により大気との関係について様々な指摘がされているため、さらに研究を行う必要があると考えられる。また、Lecomte (2017)^[13]では海洋の条件について、ロス海の表面混合層における捕捉された熱量を定量化し、海氷の体積の変化と熱量の変化が同じオーダーの値になったことを示した。このように、海洋と海氷の相互作用が海氷動態の変動に大きく影響することも示されている。

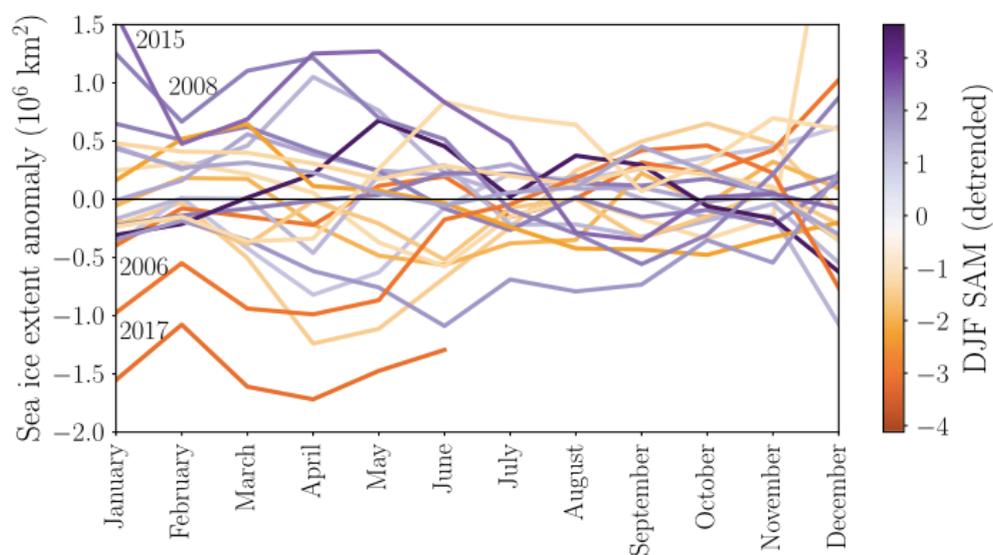


Figure 1-9. 1979 年から 2013 年までの海氷域面積の偏差と
12 月から 2 月までの南極振動指数との関係^[12]
(色は南極振動指数の強さを示す)

1-2. 研究目的

本研究では人工衛星による海氷密接度と海氷漂流速度の最新のデータを用いて、近年の南極海の家氷分布の変化の実態を明らかにする。研究対象期間を 2003 年から 2019 年とすることで、2015 年以降の急激な変化が起きた期間を解析に含める。

また、海氷分布の変化に対する海氷漂流による力学的要因と海氷の生成・融解による熱力学的要因の寄与を明らかにする。氷縁部の海氷漂流による海氷面積変化の計算を行うことで、先行研究では直接計算されていない氷縁部の沖向きの海氷漂流の影響を評価する。さらに、海氷分布の経年変化に着目し、その要因を明らかにする。

これらを踏まえ、近年の急激な変化を含めた南極海の家氷動態の変化の原因を説明することを目的とする。

第 2 章

南極海の海氷動態の特徴

2. 南極海の海氷動態の特徴

本章では人工衛星に搭載されているマイクロ波放射計 AMSR2 および AMSR-E の観測データを用いて、南極海の平均的な海氷分布および海氷漂流の特徴と 2003 年から 2019 年までの南極海全体の海氷変動の傾向について明らかにする。

2-1. 人工衛星による観測データ

2-1-1. 海氷密接度データ

日本の人工衛星である水循環観測衛星「しずく」(GCOM-W) に搭載されている高性能マイクロ波放射計 (AMSR2) は、同じく高性能マイクロ波放射計である AMSR および AMSR-E の後継であり、地球表面および大気から放射されるマイクロ波帯の電波を測定し、気候に関する長期的なデータセットを作成している。マイクロ波を使用したリモートセンシングは気象の影響を受けにくく、地表面を連続的にモニタリングすることが可能である。AMSR2 の 7 種類の周波数のうち、18.7 GHz の垂直偏波と 36.5 GHz の垂直および水平偏波の輝度温度データを利用して海氷密接度データが計算される。この計算には経験則に基づいたアルゴリズムである Bootstrap Algorithm が用いられ、計算された海氷密接度データは国立極地研究所と JAXA との協定の下に配布されている。本研究ではこの配布された海氷密接度データを使用した^[14]。

海氷密接度データはポーラステレオ図法と呼ばれる地図投影法を用いて南極点を中心とした 900×900 grid のデータとして表現されており、データの水平解像度は 10 km となっている。本研究では主に 2003 年 1 月から 2019 年 12 月までの海氷密接度データを用いる。このうち、2003 年 1 月から 2011 年 9 月までは AMSR-E の海氷密接度データを使用し、2012 年 8 月から 2019 年 12 月までは AMSR2 の海氷密接度データを使用する。2011 年 10 月から 2012 年 7 月までは AMSR-E から AMSR2 へのセンサの移行期間であったため、データが欠損している。

配布されている海氷密接度データは 1 日につき、人工衛星の上昇軌道と下降軌道による 2 つのデータが存在するが、本研究では 2 つの軌道の海氷密接度データの平均を計算することで 1 日につき 1 つの海氷密接度データを作成し使用した。

2-1-2. 海氷漂流速度データ

本研究では海氷漂流速度のデータとして、Kimura (2004)^[15]などで従来使用されてきた海氷漂流速度の算出手法によって計算されたデータセットを使用した。この手法ではパターンマッチングの一種である MCC (Maximum cross correlation method) が用いられ、AMSR2 の周波数のうち冬季は 36 GHz、夏季は 19 GHz 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。この手法は、ある日の輝度温度の分布と翌日の輝度温度の分布を比較し、ある範囲の輝度温度の分布パターンと最もよく似た分布パターンを持つ範囲を翌日の輝度温度分布から探す手法である (Fig.2-1)。AMSR2 ではある日のテンプレート範囲を 60 km×60 km とし、翌日の周囲 200 km×200 km の範囲に対して、比較する探査範囲の中心を 1 pixel (10 km×10 km) ずつ移動させることで、テンプレート範囲に対する探査範囲の相関

係数が最も高くなるような探査範囲の中心点を得る。これにより、ある日のテンプレート範囲の中心が翌日の最も相関係数が高い探査範囲の中心に移動したと考え、10 km×10 kmの海氷漂流速度データが得られる。さらにデータの信頼性を高めるため、得られた海氷漂流速度データを60 km×60 kmの範囲で空間的に平均化することで60 km×60 km解像度の海氷漂流速度データが得られる。これを上昇軌道と下降軌道のそれぞれで計算を行い、それらの平均をとることで145×145 gridの1日ごとの海氷漂流速度データセットが作成されている。

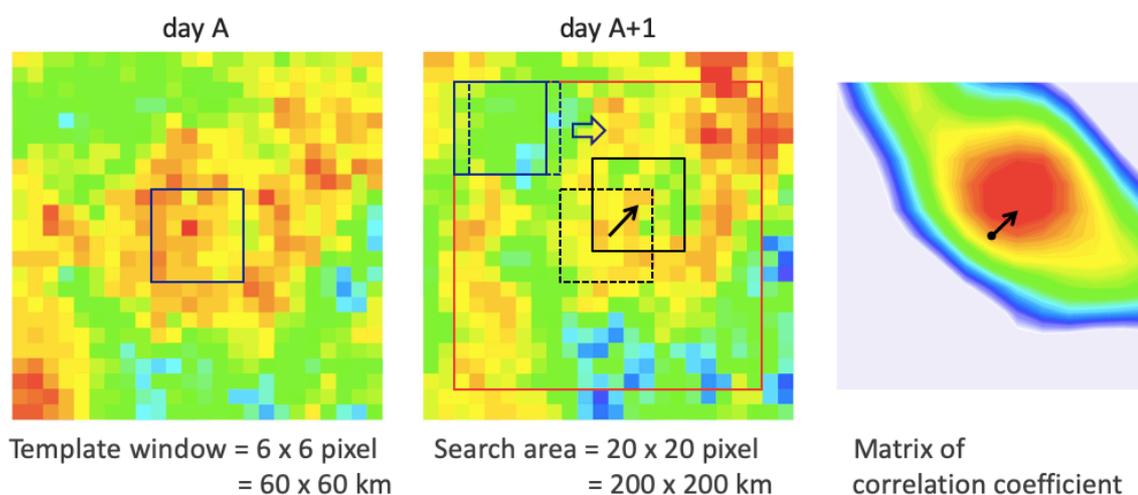


Figure 2-1. 海氷漂流速度の計算手法の概念図^[16]

海氷漂流速度データについても海氷密接度データと同様、主に2003年1月から2019年12月までのデータを使用しており、センサの移行期間であった2011年10月から2012年7月まではデータが欠損している。このため、以降の解析では海氷密接度と海氷漂流速度のデータに対してセンサの移行期間のデータを含まない。例えば、6月のみの海氷密接度データの平均を計算する場合は2003年から2019年までの、2012年6月を除いた16年間の6月のデータの平均を計算することとする。

2-2. 海水分布の季節変化

ここでは、上記に述べた1日ごとの海水密接度データ、海水漂流速度データを月ごとに平均して図に表すことで南極海の海水分布の平均的な季節変化を捉えることを目的とする。

2003年の1月のデータ、2004年の1月のデータというように、2003年から2019年まで月ごとに平均した海水密接度分布を Fig.2-2 に示す。

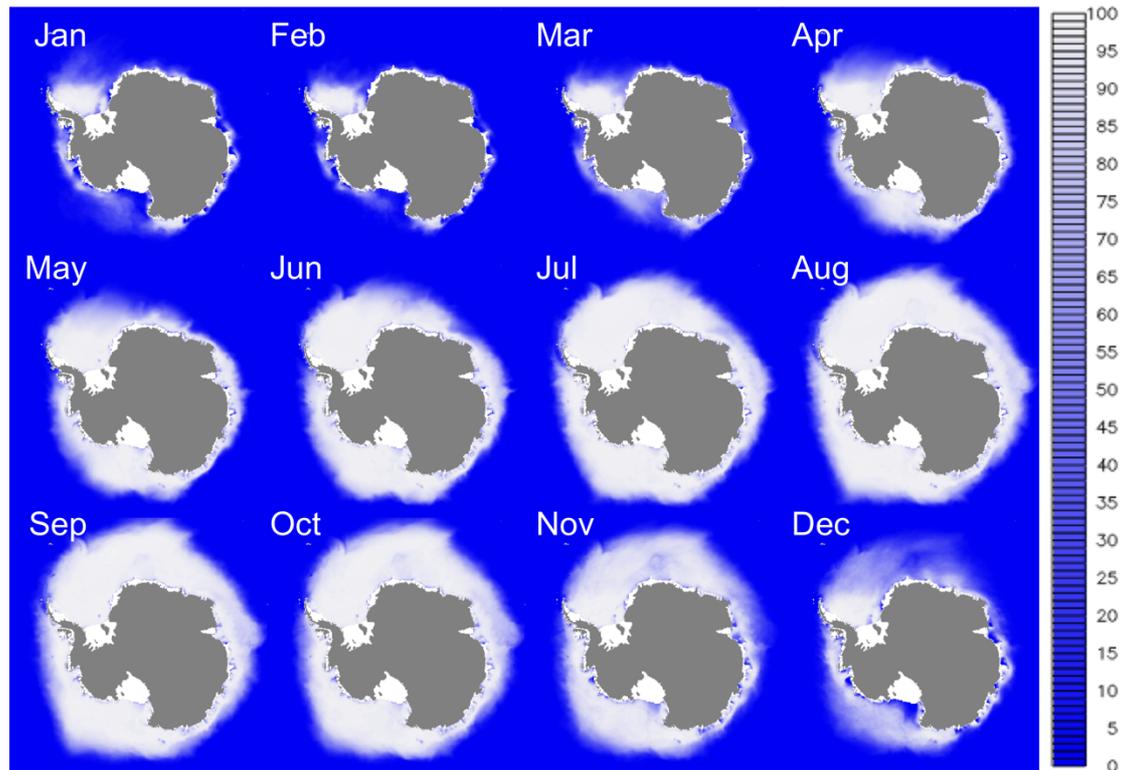


Figure 2-2. 2003年から2019年までの海水密接度の平均的な季節変化
(カラーバーは海水密接度[%]を示す)

また、同じく2003年から2019年まで月ごとに平均した海水漂流速度図を Fig.2-3 に示す。

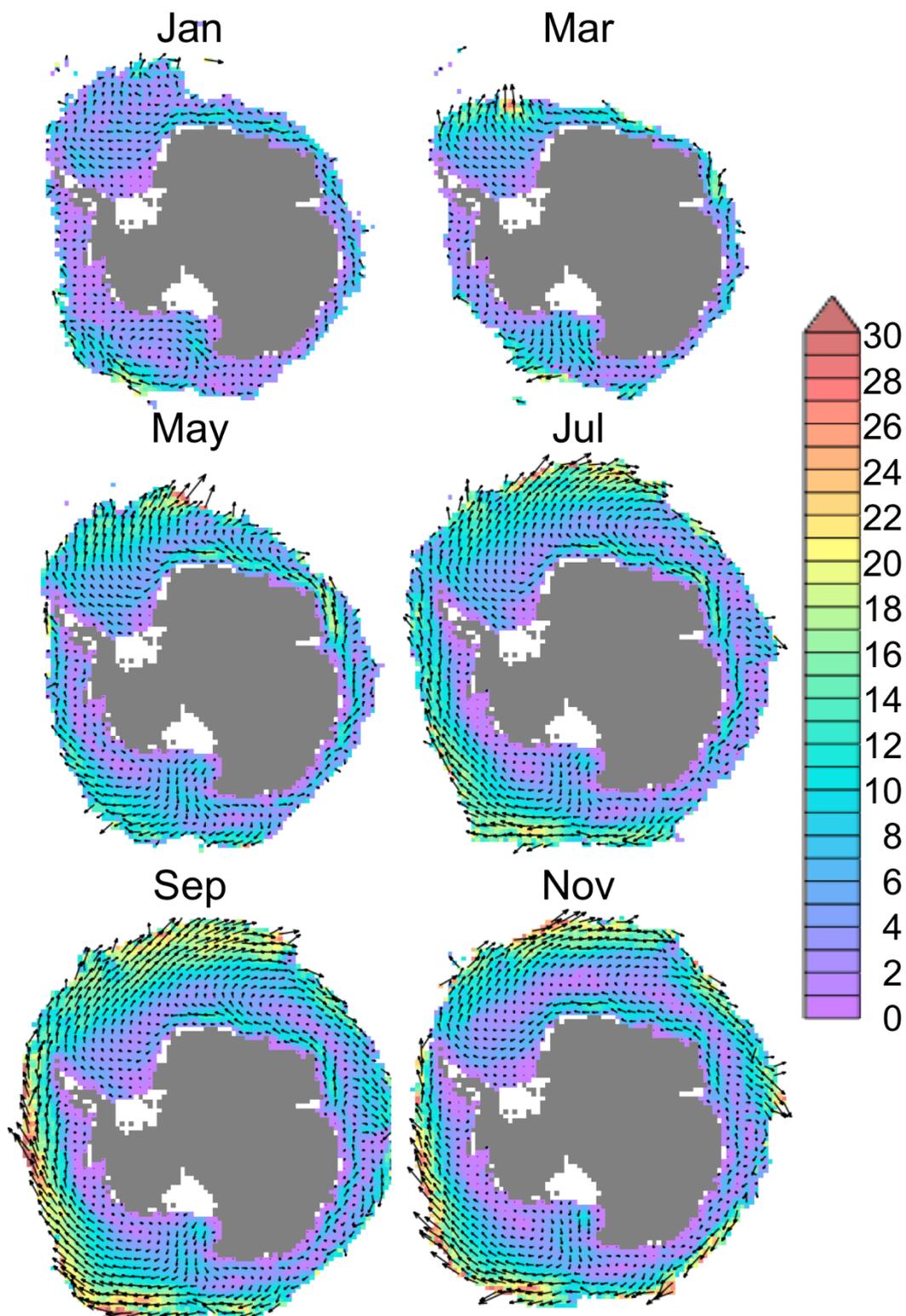


Figure 2-3. 2003 年から 2019 年までの隔月の平均的な海氷漂流速度
 (矢印は海氷漂流速度、カラーバーは海氷漂流の速さを示す 単位：cm / s)

Fig.2-2 に示すように、南極海の海氷は 1 年間の季節変化の中で海氷面積が最小になる 1 月から 3 月の夏季にはウェッデル海と大陸沿岸以外でほとんど海氷がなくなっている。海氷面積の変化に対応して Fig.2-3 の海氷漂流速度図を見ると、年間を通して氷縁部の海氷漂流速度が海氷域内部と比較して速く、海氷の動きが一定でないことがわかる。Fig.2-4 は 2003 年から 2019 年までの南極海の海氷面積の平均的な季節変化を示す。海氷面積は季節によって大きく変化していることが分かるが、Fig.2-3 の海氷漂流の方向のみに着目すると、海氷拡大期、海氷後退期に明確な違いは見られない。このような海氷動態の季節変化および経年変化について、以降の節および章で詳細に解析を行う。

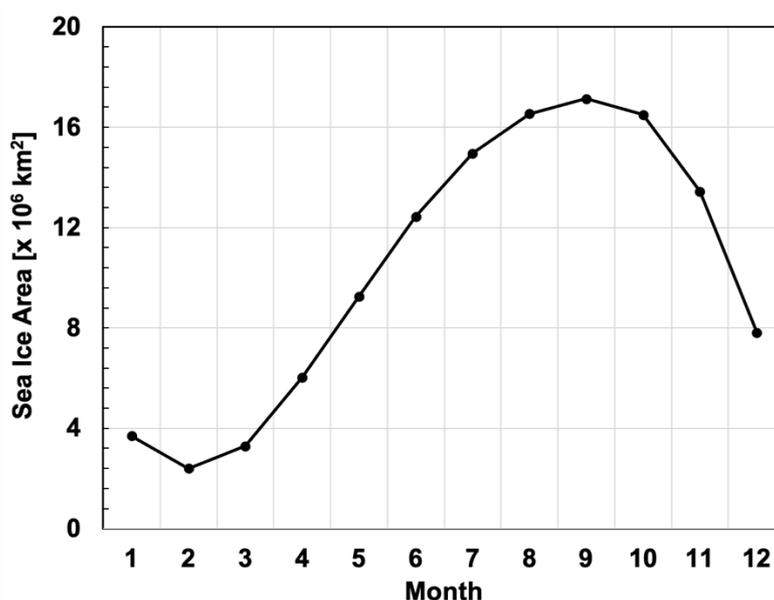


Figure 2-4. 2003 年から 2019 年までの南極海の海氷面積の平均的な季節変化

2-3. 海氷密接度と海氷漂流速度の経年変化

本節では、2-2 で述べた南極海の平均的な海氷動態について、年平均海氷密接度と月平均海氷密接度、また、年平均海氷漂流速度と月平均海氷漂流速度のトレンドを計算することで近年の変化傾向を明らかにする。トレンドとは気候の解析で用いられる考え方で、ある観測値についての長期変化傾向のことを指す。本研究ではトレンドとして、2003 年から 2019 年までの海氷密接度、海氷漂流速度の経年変化に対して最小二乗法による回帰直線を求め、この回帰直線の傾きの値を用いた。Fig.2-5 に 2003 年から 2019 年までの年平均海氷密接度の経年変化を示す。

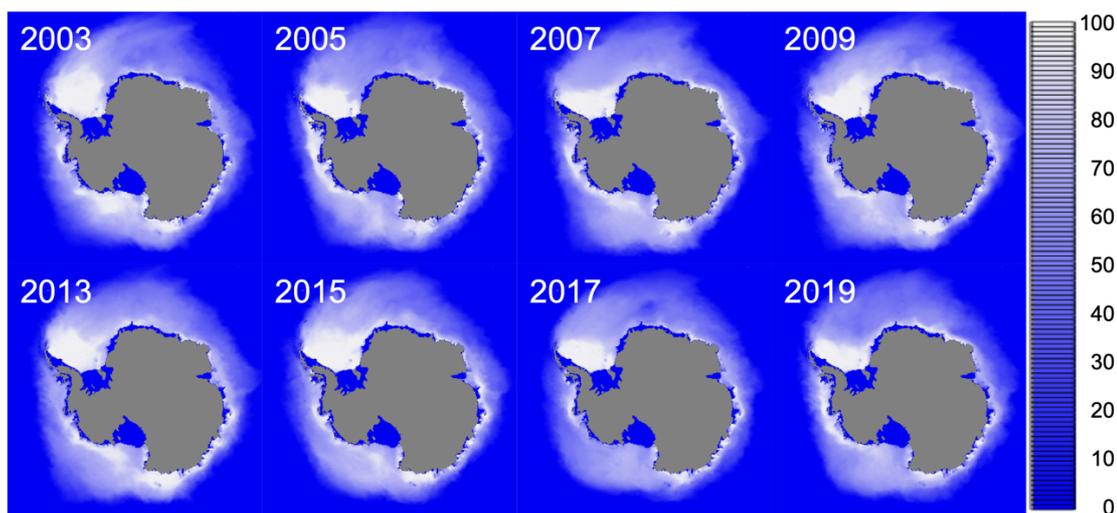


Figure 2-5. 年平均海氷密接度の経年変化
(カラーバーは海氷密接度[%]を示す)

Fig.2-5 に示すように、各年の年平均海氷密接度を計算し、これを用いて年平均海氷密接度のトレンドを計算した。年平均海氷密接度および月平均海氷密接度を計算する際に、沖側の夏季に海氷がない地点は海氷密接度 0 のデータとして計算を行っているため、年平均海氷密接度では沖側の海氷密接度が沿岸の海氷密接度と比較して低くなっている。Fig.2-6 に 2003 年から 2019 年までの年平均海氷密接度のトレンドを示す。また、Fig.2-7 に 2003 年から 2019 年までの年平均海氷面積および 9 月の月平均海氷面積の経年変化を示す。

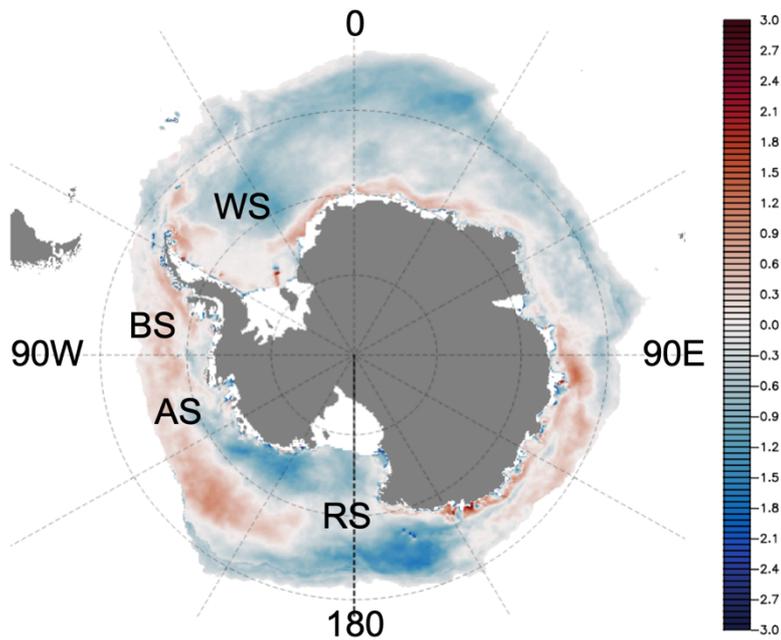


Figure 2-6. 2003 年から 2019 年までの年平均海氷密接度のトレンド
(カラーバー単位：/year)

(WS：ウェッデル海 RS：ロス海 AS：アムンゼン海 BS：ベリングスハウゼン海)

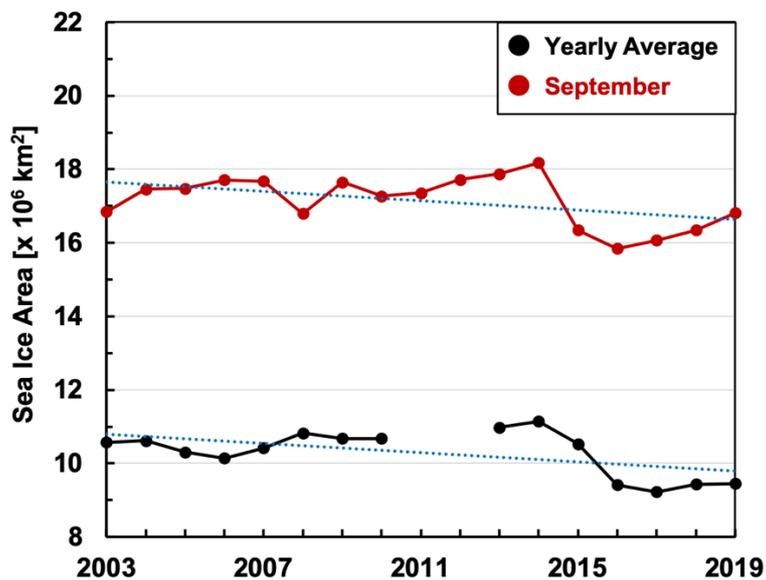


Figure 2-7. 年平均海氷面積（黒線）と9月の月平均海氷面積（赤線）の経年変化
(青点線はそれぞれの近似直線を示す)

Fig.2-6 の年平均海氷密接度のトレンドでは、海域によってトレンドの正負が異なっており、特に年平均海氷密接度の減少傾向と増加傾向が顕著な海域があることがわかる。冬季に

海氷分布が大きく拡大するウェッデル海沖やロス海沖では年平均海氷密接度のトレンドは減少傾向にあり、Fig.2-7 に示す南極海全体の年平均海氷面積の減少トレンドに影響を与えていることが考えられる。一方でアムンゼン海、ベリングスハウゼン海、東経 90 度から東経 150 度の海域においては年平均海氷密接度のトレンドは増加傾向にあることがわかる。さらに、ロス海からアムンゼン海にかけての海域では、沿岸部に減少傾向が見られるものの沖では増加傾向が見られる。これらのトレンドの原因となるような海氷密接度の変動が大きい時期・海域を捉えるため、海氷密接度の経年変化による分散の値を計算した。Fig.2-8 に月平均海氷密接度の分散を示す。

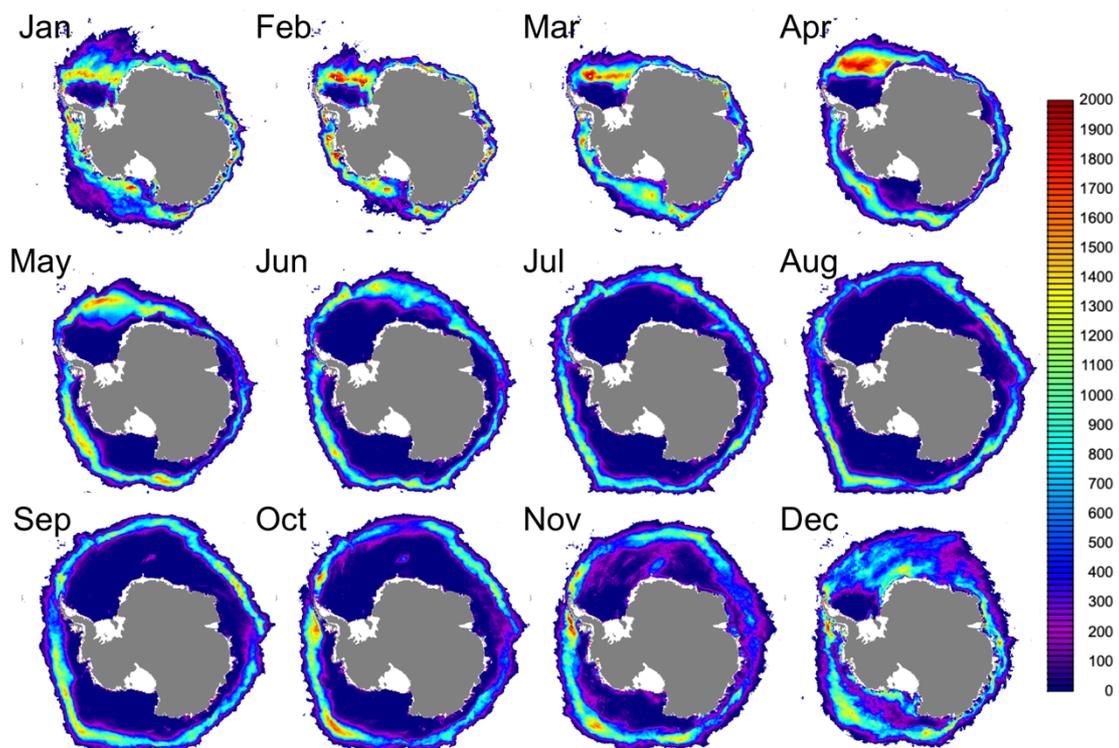


Figure 2-8. 2003 年から 2019 年までの月平均海氷密接度の分散の分布
(カラーバーは分散の強さを示す)

Fig.2-8 に見るように、海氷密接度の分散は季節ごとの氷縁部で大きく、海氷面積が大きい時期の海氷分布内部ではほとんど変化がない。7 月から 10 月にかけては、ロス海の東側からアムンゼン海にかけての海域とベリングスハウゼン海で特に海氷密接度の分散が大きくなっている。このことから、経年変化の原因を明らかにするために氷縁部の海氷動態の変動を正しく評価することが必要であると示唆される。また、海氷密接度の分散を計算したことと同様に、海氷密接度の変動が大きい時期・海域を捉えるため、月平均海氷密接度のトレンドを月ごとに計算した。月平均海氷密接度のトレンドを Fig.2-9 に示す。

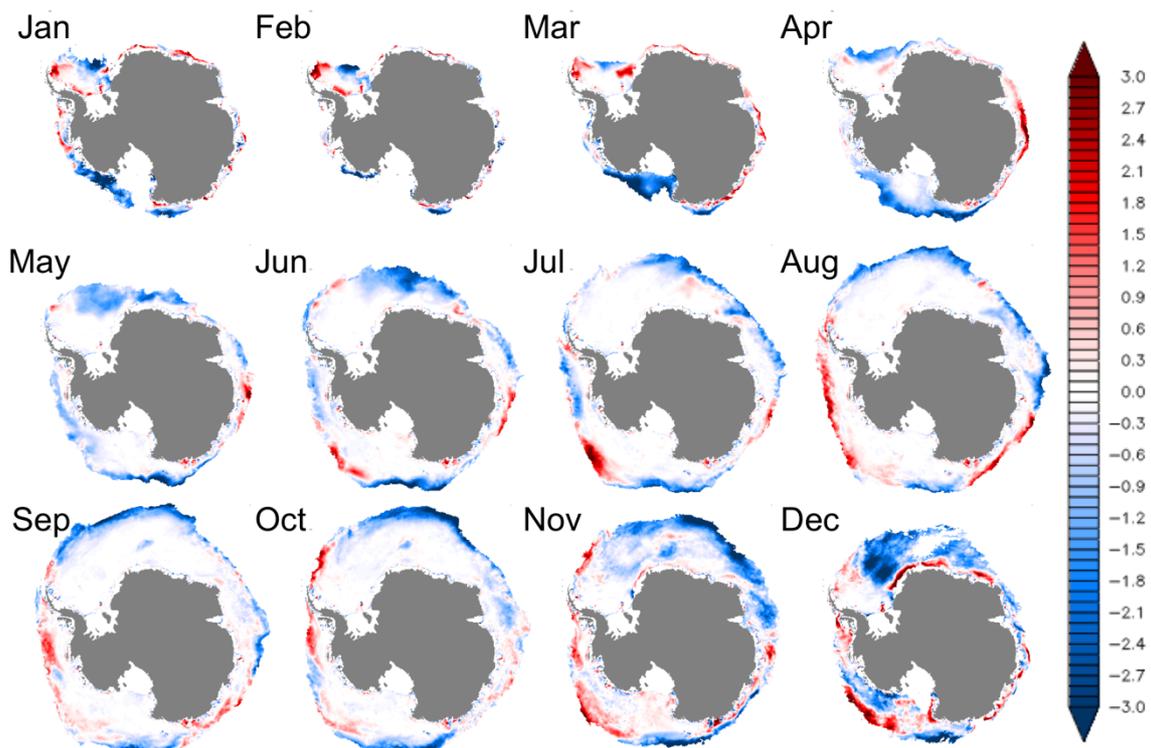


Figure 2-9. 2003 年から 2019 年までの月平均海氷密接度のトレンド
(カラーバー単位 : /year)

Fig.2-9 の月平均海氷密接度のトレンドでは、海氷面積が小さい 12 月から 4 月までの期間に着目すると、沿岸部では図中赤色で示されている海氷密接度の増加傾向が見られる。海氷面積が大きい 7 月から 10 月の期間では沿岸部の増加傾向は見られなくなっているため、Fig.2-6 の年平均海氷密接度のトレンドで見られた沿岸部の増加傾向は夏季の沿岸の増加傾向の影響によるものだと考えられる。また、ウェッジル海沖、ロス海沖の氷縁部では年間を通して減少傾向を示していることから、年平均海氷密接度のトレンドにおけるウェッジル海沖およびロス海沖の全体的な減少傾向は氷縁部の減少傾向によるものと考えられる。一方、ロス海の東側からアムンゼン海、ベリングスハウゼン海にかけては海氷面積が大きい 7 月から 11 月の冬季に増加傾向が顕著に見られる。

次に、海氷密接度の経年変化と海氷漂流速度の経年変化の関係を明らかにするため、年平均海氷漂流速度および月平均海氷漂流速度のトレンドを計算した。Fig.2-10 に年平均海氷密接度のトレンド、Fig.2-11 に月平均海氷漂流速度のトレンドを示す。

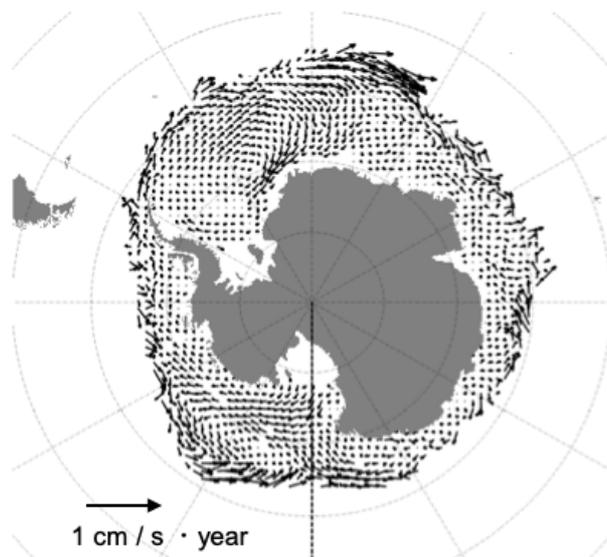


Figure 2-10. 2003 年から 2019 年までの年平均海氷漂流速度のトレンド

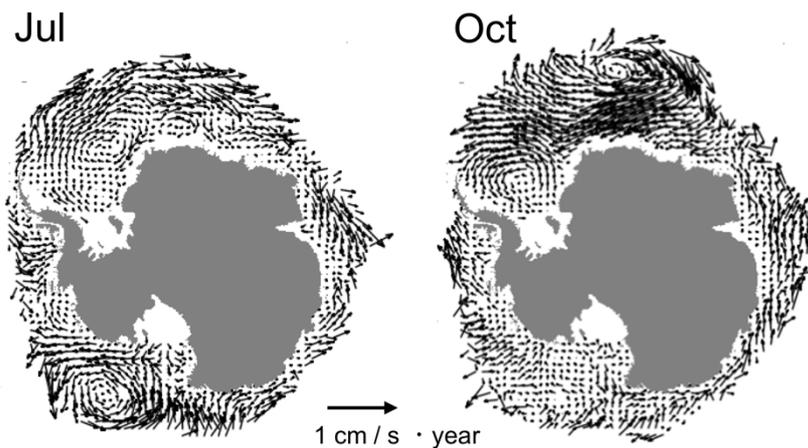


Figure 2-11. 2003 年から 2019 年までの月平均海氷漂流速度のトレンド
(左 : 7 月 右 : 10 月)

Fig.2-10 の年平均海氷漂流速度のトレンドでは氷縁部で沖向きの漂流のトレンドと陸向きの漂流のトレンドが混在している。そこで、Fig.2-11 の月平均海氷漂流速度のトレンドに着目すると、7 月、10 月には一部の海域でトレンドを示す矢印が渦形を成している様子が見られる。7 月のロス海沖、10 月のウェッデル海沖に見られる渦形の海氷漂流速度のトレンドと Fig.2-9 の 7 月、10 月のそれぞれの月平均海氷密接度のトレンドを比較すると、沖向きの漂流のトレンドが見られる海域では海氷密接度が増加傾向にあり、陸向きの漂流のトレンドが見られる海域では減少傾向にある。これについて、海氷が沖に流れ出ることによって海氷が存在しなかった海域に海氷分布が広がり、その海域の海氷密接度が増加するというメカニズムが考えられる。

2-4. 海氷面積と海氷漂流の方向の関係

本節では、2-3 で述べた海氷密接度のトレンドと海氷漂流速度のトレンドとの関係について解析を行う。海氷密接度データから月ごとの月平均海氷面積を算出し、各年の月平均海氷面積との差を計算した。また、海氷漂流速度について、月平均の海氷漂流速度から南北成分（経度線方向）と東西成分（緯度線方向）の海氷漂流速度を計算し、各年の南北成分と東西成分の海氷漂流速度との差をそれぞれ計算した。海氷漂流速度は、南北成分では北向き、東西成分では東向きを正の値の方向として定めている。さらに、南極海全体を東経 0 度から経度 30 度ごとに 12 の海域に分けることで、時期・海域ごとに分類された海氷密接度と海氷漂流速度のデータセットを作成した。Fig.2-12 に西経 60 度から西経 30 度までのウェッジル海域における、海氷面積と南北および東西成分の海氷漂流速度の偏差を経年変化として表した図を示している。このような経年変化のデータについて、海氷面積と海氷漂流の方向に特徴的な関係がある時期・海域を明らかにするため、海氷面積と南北成分の海氷漂流速度の 2003 年から 2019 年までの平均からの偏差、同様に海氷面積と東西成分の海氷漂流速度の偏差のそれぞれについて相関係数を計算した。Fig.2-13 に海氷面積と南北および東西成分の海氷漂流速度との相関係数を示す。

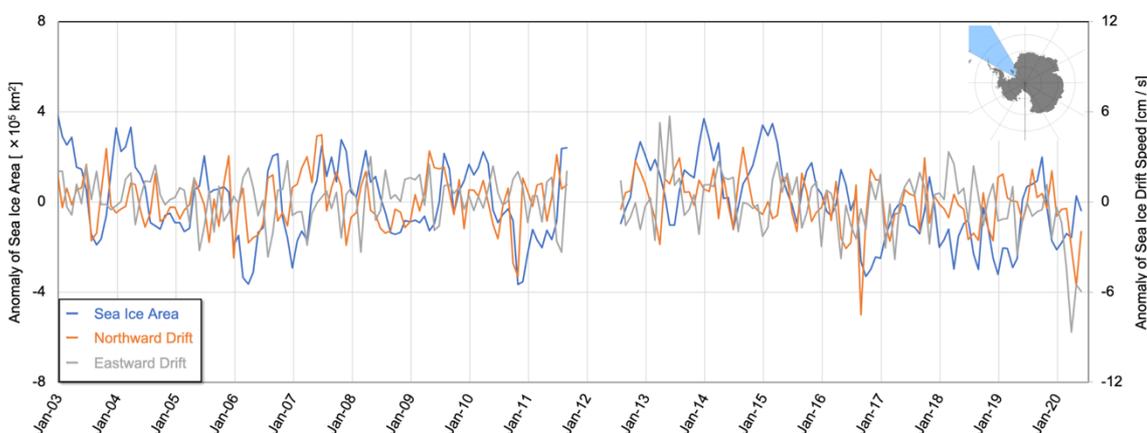


Figure 2-12. 西経 60 度から西経 30 度までのウェッジル海域における海氷面積と南北および東西成分の海氷漂流速度の経年変化

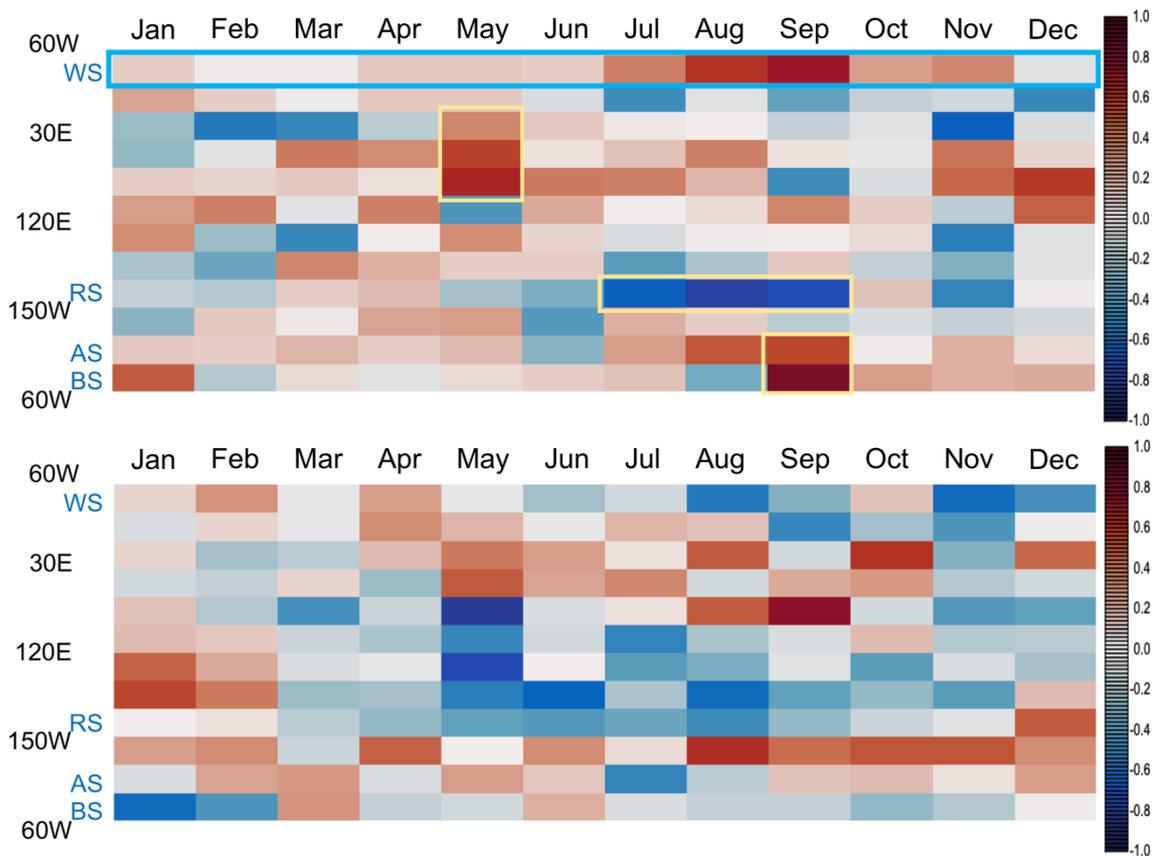


Figure 2-13. 海氷面積と南北および東西成分の海氷漂流速度との相関係数
 (上図：南北方向 下図：東西方向 カラーバー：相関係数)
 (南北方向 95%信頼区間の下限値 0.54)

Fig.2-13 より、南北成分の海氷漂流速度について海氷面積が特に大きい7月から9月までの期間に着目すると、ウェッデル海沖では図中の青枠で示すように正の相関が見られるのに対し、ロス海沖では図中の黄枠で示すように負の相関が見られている。また、5月の東経0度から90度の海域、9月の西経120度から西経60度の海域においても図中の黄枠で示すように隣接した海域で正の相関が見られる。正の相関が見られることは北向きの海氷漂流が強いほど海氷面積が大きい傾向にあることを示している。これについては2-3で述べたように、海氷が沖に流れ出ることによって海氷が存在しなかった海域に海氷分布が広がり、その海域の海氷密接度が増加するというメカニズムが働いていることが示唆される。一方で、北向きの海氷漂流速度と海氷面積に負の相関が見られる海域や、強い正の相関が見られない海域があることについて、海氷が沖に流れ出ることによって低緯度帯の高い気温・海水温に触れやすくなること、または海氷密接度の低い状態から海氷が流れ出ることによって海氷が発散し融解が促進されるために海氷面積が増加しないというメカニズムが働いていることが考えられる。

ここでは冬季のウェッデル海沖のような相関係数が高い時期・海域について述べたが、それぞれの時期によって海水温をはじめとする海洋の条件が異なり、またそれぞれの海域に

よって海氷漂流の方向も異なるため、南北および東西成分の海氷漂流速度のみでは海氷面積の経年変化のメカニズムを一概に説明することはできない。海氷動態の経年変化の原因を明らかにするため、以降の章では海氷漂流を駆動する大気と海氷漂流速度の関係、また海氷の生成・融解についての解析を行う。

第 3 章

海氷と大気の変動の関係

3. 海氷と大気の変動の関係

本章では、海氷と大気の経年変化における変動のパターンを抽出することでそれぞれの変動の特性を把握し、それらの変動の関係性を明らかにすることを目的とする。

【使用データ】

- ・ 海氷密接度 (900 × 900 grid, 10 km × 10 km)
- ・ 海氷漂流速度 (145 × 145 grid, 60 km × 60 km)
- ・ 海面気圧 (0.25 度 grid)

3-1. EOF 解析

EOF (Empirical Orthogonal Function) 解析とは、データを集約するため気象・海洋の分野で用いられる代表的な手段であり、多数のデータからモードと呼ばれる少数の時間・空間関数を抽出し、もとのデータの持つ特徴を理解しやすくするための手法である^[17]。詳細な計算手法についてはここでは述べないが、本研究で使用した手法の概略を以下に示す。

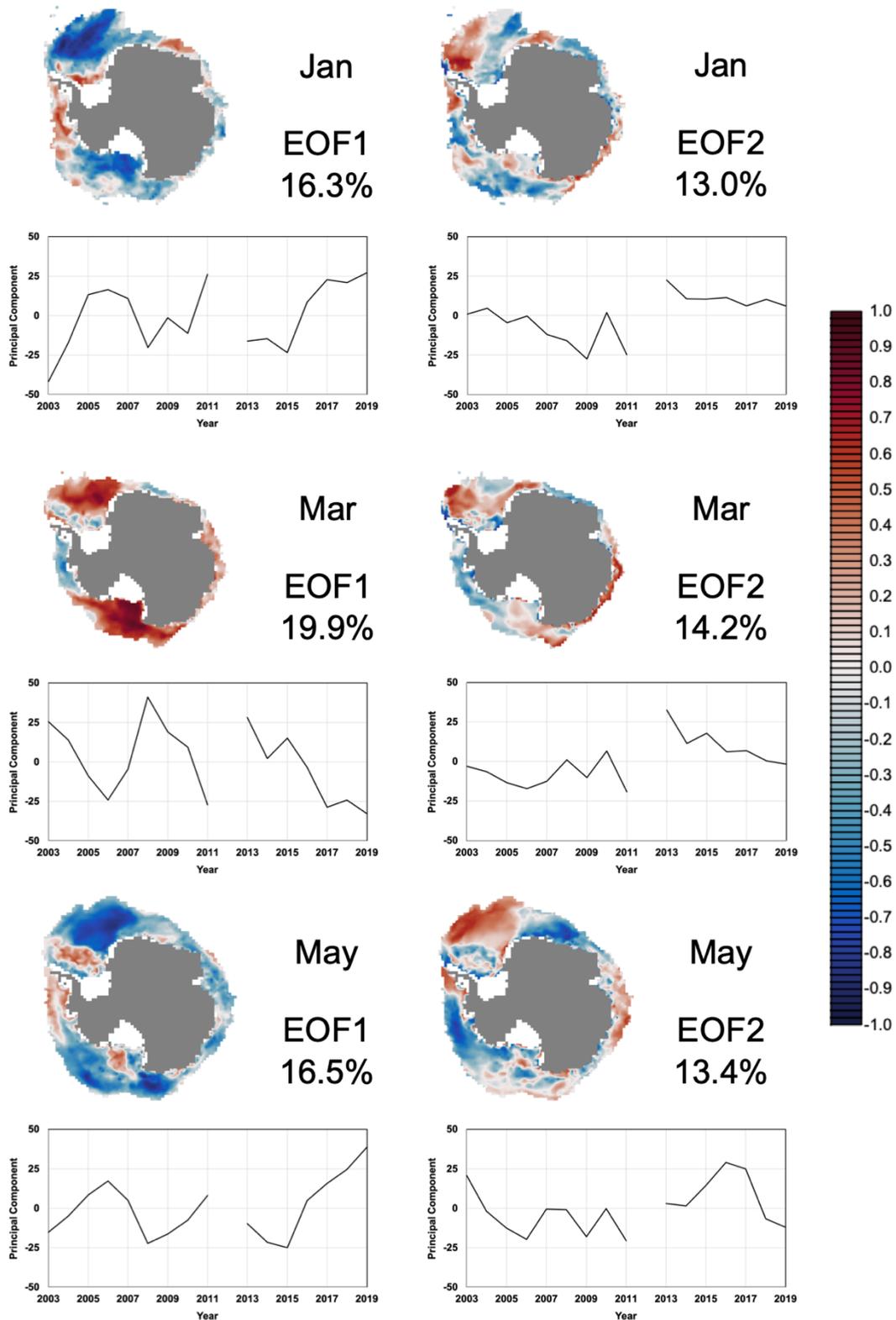
例として、2003 年から 2019 年までの 9 月の月平均海氷密接度についての EOF 解析を挙げる。まず、時間を行、空間を列とするデータ行列 Z を作成する。すなわち、 Z の 1 行目には 2003 年 9 月の地点 A の海氷密接度、2003 年 9 月の地点 B の海氷密接度というようにデータが並び、 Z の 1 列目には 2003 年 9 月の地点 A の海氷密接度、2004 年 9 月の地点 A の海氷密接度、というようにデータが並ぶこととなる。次に、データ行列 Z の相関行列 R を作成する。ここで、相関行列 R は対称行列なのでヤコビ法と呼ばれる解法により固有値問題を解くことができる。得られた固有値を大きい順に並べ、それに対応する固有ベクトルとして主成分である空間関数 EOF が得られ、このときの固有値の大きい順に EOF 第 1 モード、EOF 第 2 モードとなる。ここで、一般にデータ行列 Z から分散共分散行列 V を作成し V の固有値問題を解く手法と、 V からさらに相関行列 R を作成し R の固有値問題を解く手法が存在する。本研究では R を作成する手法を用いており、これによって得られる EOF の値はあるモードともとのデータの相関係数となる。また、データ行列 Z にあるモードの固有ベクトルをかけることで、EOF に対応する時間関数 PC (Principal Component) が得られる。さらに、あるモードにより説明できる分散の割合を寄与率と呼び、そのモードの固有値を固有値の総和で除することで算出される。本研究における EOF 解析では、第 1 モードから第 4 モードまでの EOF、PC、寄与率を計算した。

3-2. 海氷密接度の EOF 解析

海氷密接度の変動パターンを抽出するため、3-1 で述べた手法を用いて 2003 年から 2019 年までの月平均海氷密接度データに対して月ごとに EOF 解析を行った。ここで、月ごとに EOF 解析を行ったのは時系列に季節変化を含めた場合、主要な変動成分として現れると考えられる南極海全体の基本的な海氷動態の季節変化の影響を除くためであるのに加え、時期ごとの経年変化の変動を捉えるためである。

月平均海氷密接度データは 900 × 900 grid のデータであるが、データの解像度を変えずに 17 年間のデータに対して相関行列を計算した場合、計算量が膨大になるため 100 × 100 grid

のデータに変換して計算を行った。Fig.3-1 に海氷密接度の EOF を示す。ここでは代表的なものとして隔月の第 1 モードと第 2 モードの空間関数、時間関数、寄与率を示している。



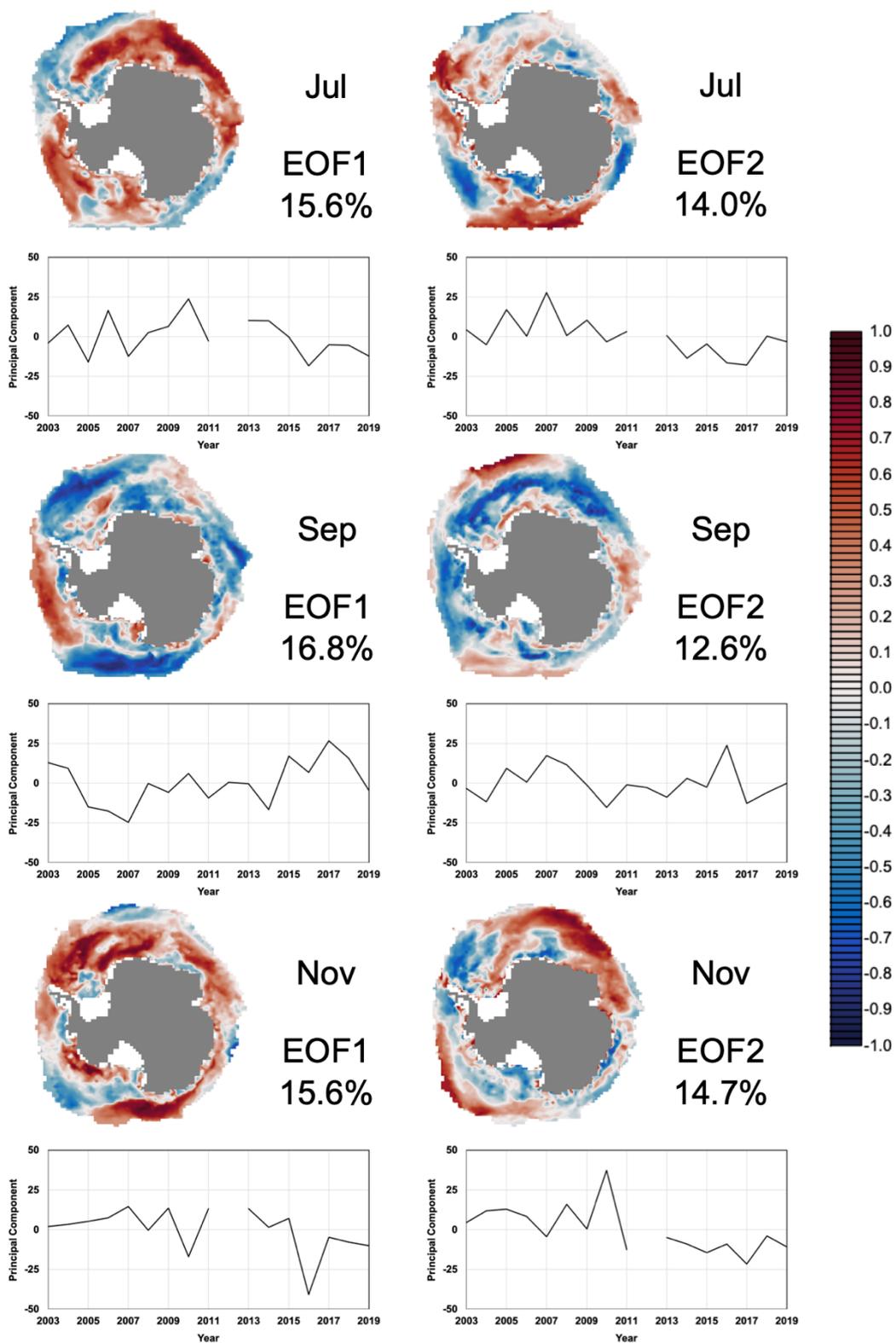


Figure 3-1. 隔月の海氷密接度の EOF 解析結果

(左：第1成分 右：第2成分)

(カラー：各モードとの相関係数の分布 グラフ：時間関数の経年変化)

年間を通して第1モードの寄与率は15%から20%と特筆して高い値ではなく、第2モードの寄与率との差がほとんどなかった。第1モードの空間関数に着目すると、1月、3月、5月の分布パターンに類似性が見られる。ウェッデル海沿岸およびベリングスハウゼン海とそれ以外の海域で第1モードに対する相関係数が逆符号になっている。一方で、7月、9月、11月の空間分布には類似性は見られなかった。また、時間関数ではそれぞれの月に共通点は確認できなかった。

3-3. 海氷の収束・発散の EOF 解析

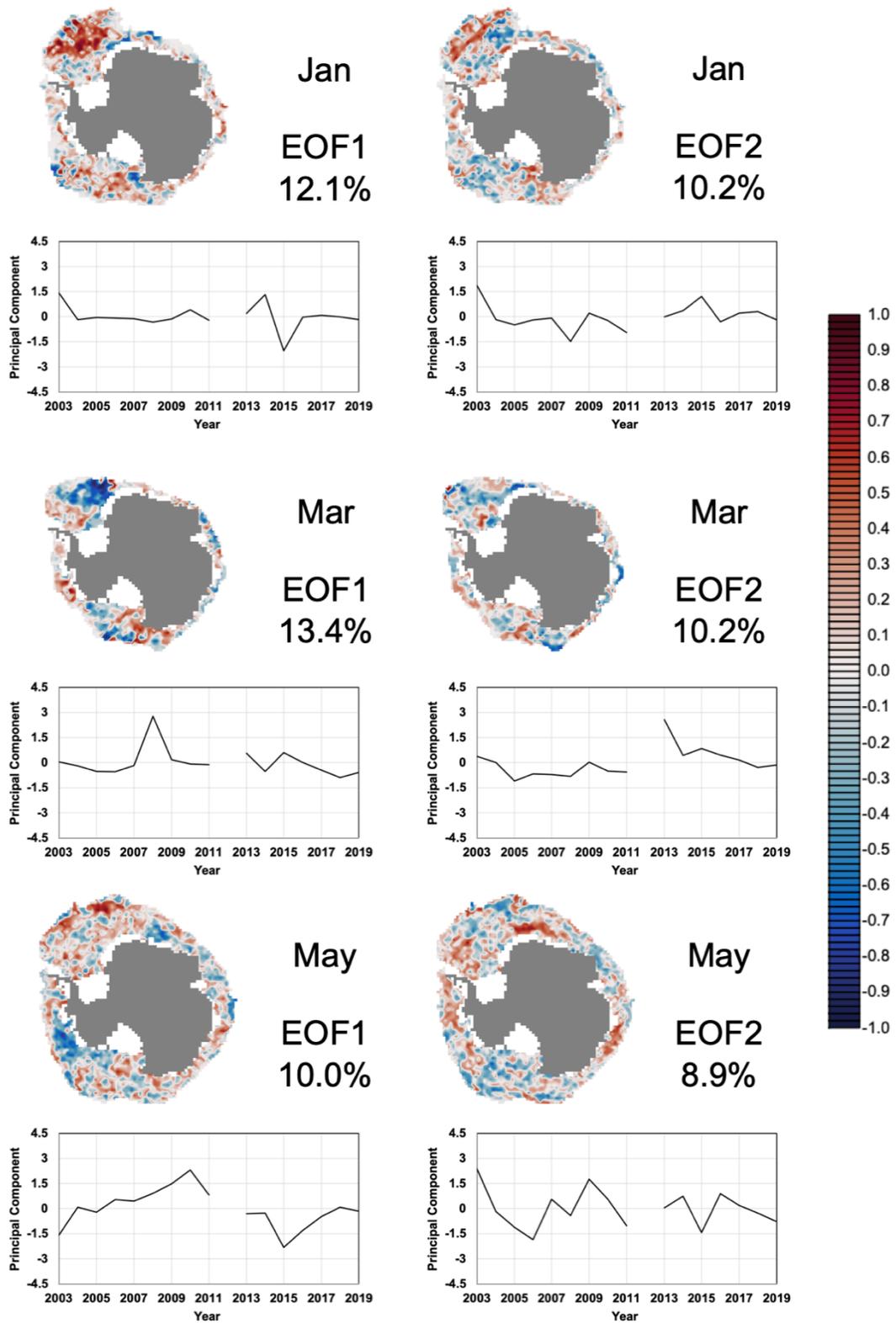
次に、海氷密接度の EOF 解析の結果と別のデータの EOF 解析の結果を比較するため、海氷漂流速度についての EOF 解析を行った。海氷密接度が1地点に対して1成分のデータであるのに対し、海氷漂流速度はベクトルデータであるため、1地点に対して2成分のデータが含まれる。この場合、伝播成分を表現することができる CEOF (Complex EOF) 解析を適用することが望ましいが、複素数を含む行列計算を行うことにより計算が煩雑になることがある。そこで本研究では、ある地点についての海氷の収束・発散を海氷漂流速度データから簡潔な方法で計算することで1地点に対して海氷漂流速度データ1成分を対応させ通常の EOF 解析を行った。

ある地点の海氷漂流速度データが x 方向の速度 $u(x, y)$ と $u(x, y)$ に直交する y 方向の速度 $v(x, y)$ で表現されているとき、ある地点の海氷の収束・発散 $D(x, y)$ を直近の周囲4点の海氷漂流速度データを用いて次のように表現することとした。

$$D(x, y) = u(x-1, y) - u(x+1, y) + v(x, y-1) - v(x, y+1)$$

この収束・発散のデータを用いて、海氷密接度の EOF 解析と同様に2003年から2019年までのデータに対して EOF 解析を行った。海氷漂流速度データについても 145×145 grid のデータを 100×100 grid に変換して計算を行った。

Fig.3-2 に海氷の収束・発散の EOF 解析結果を示す。ここでも代表的なものとして隔月の第1モードと第2モードの空間関数、時間関数、寄与率を示している。



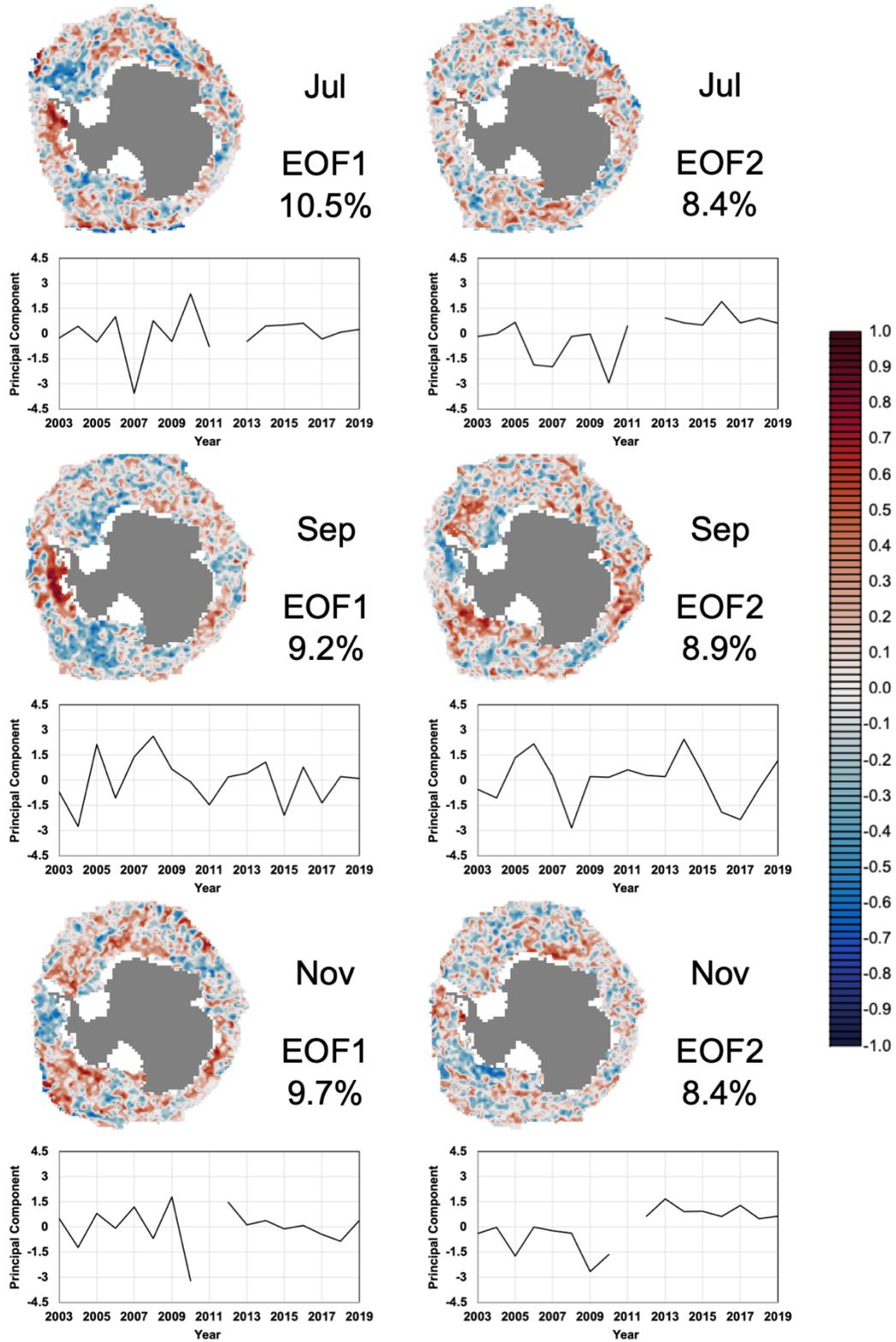


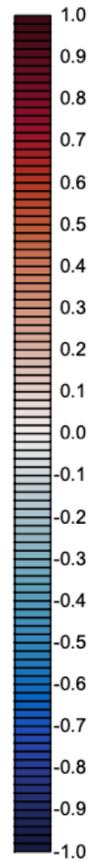
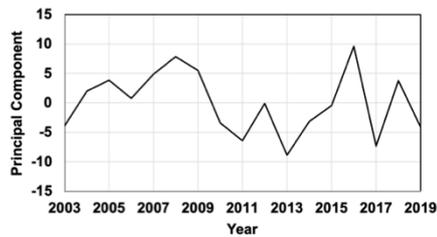
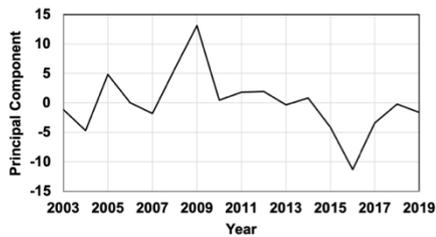
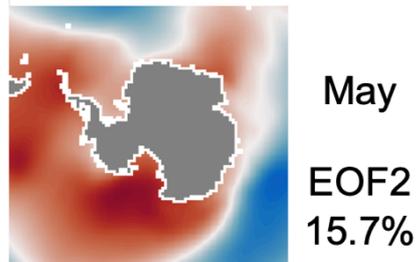
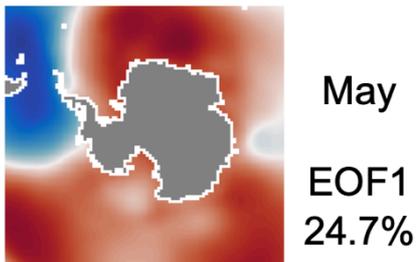
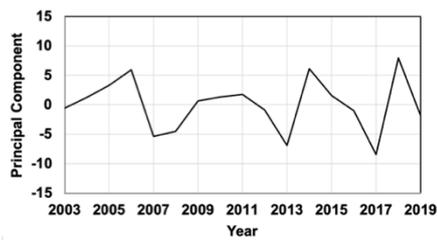
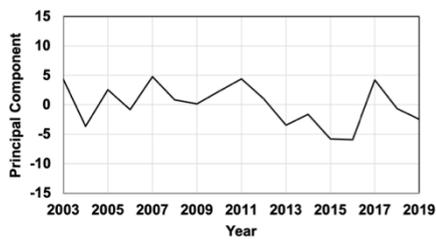
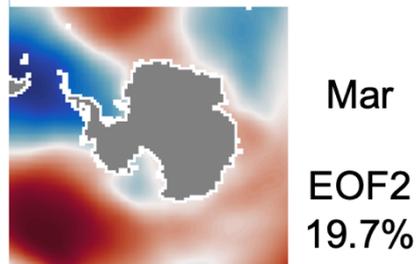
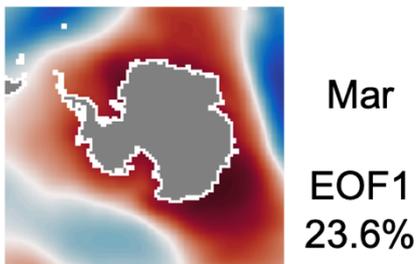
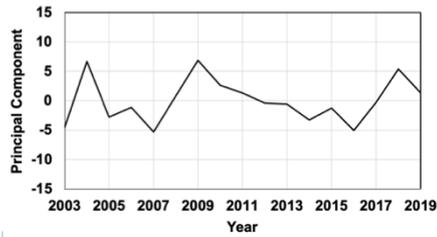
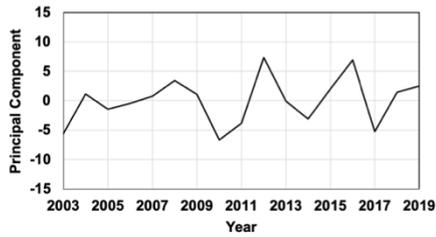
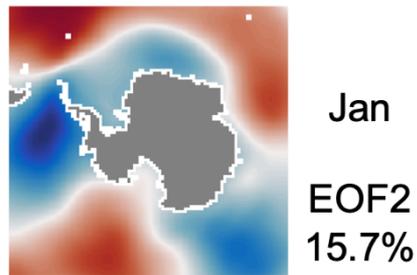
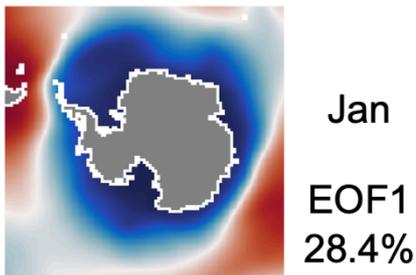
Figure 3-2. 海氷の収束・発散の EOF 解析結果
 (カラー、グラフは Fig.3-1 と同じ)

Fig.3-2 より寄与率について、年間を通して第 1 モードの寄与率は 10%から 15%程度と低い値となり、第 2 モードの寄与率との差はほとんどなかった。空間関数について第 1 モード、第 2 モード共に相関係数の正負が反転する箇所が点在しており、海域ごとにまとまって分布を示すパターンは見られなかったが、1 月と 3 月のウェッデル海沖、7 月と 9 月のベリグスハウゼン海で集中して高い相関係数を示す海域が見られた。また、時間関数についてもそれぞれの月に共通点は確認できなかった。

海氷密接度の EOF 解析結果と空間関数を比較したところ、類似性のあるパターンが見られる月は確認できなかった。海氷漂流速度の EOF 解析をより精度よく行う方法として、先に述べた CEOF 解析を行う方法や、収束・発散データを計算する際に参照する海氷漂流速度データを周囲 4 点からさらに増やす方法が挙げられ、これらの解析を行う必要があると考えられる。

3-4. 海面気圧の EOF 解析

次に、海氷密接度の EOF 解析結果との比較を行うため海面気圧の EOF 解析を行った。海氷の漂流は主に等圧線沿いに吹く風によって駆動されるため、海面気圧の EOF 解析を行うことで海氷漂流速度の変動パターンについて考察することができると考えられる。海面気圧データは欧州中期気象予報センターから提供されている大気再解析データの ERA5 データセットから使用した。使用した海面気圧データは月平均海面気圧として緯度経度方向に 0.25 度 grid で表現されている。海氷密接度と同様にポーラステレオ図法の 100×100 grid の月平均海面気圧データに変換して計算を行った。



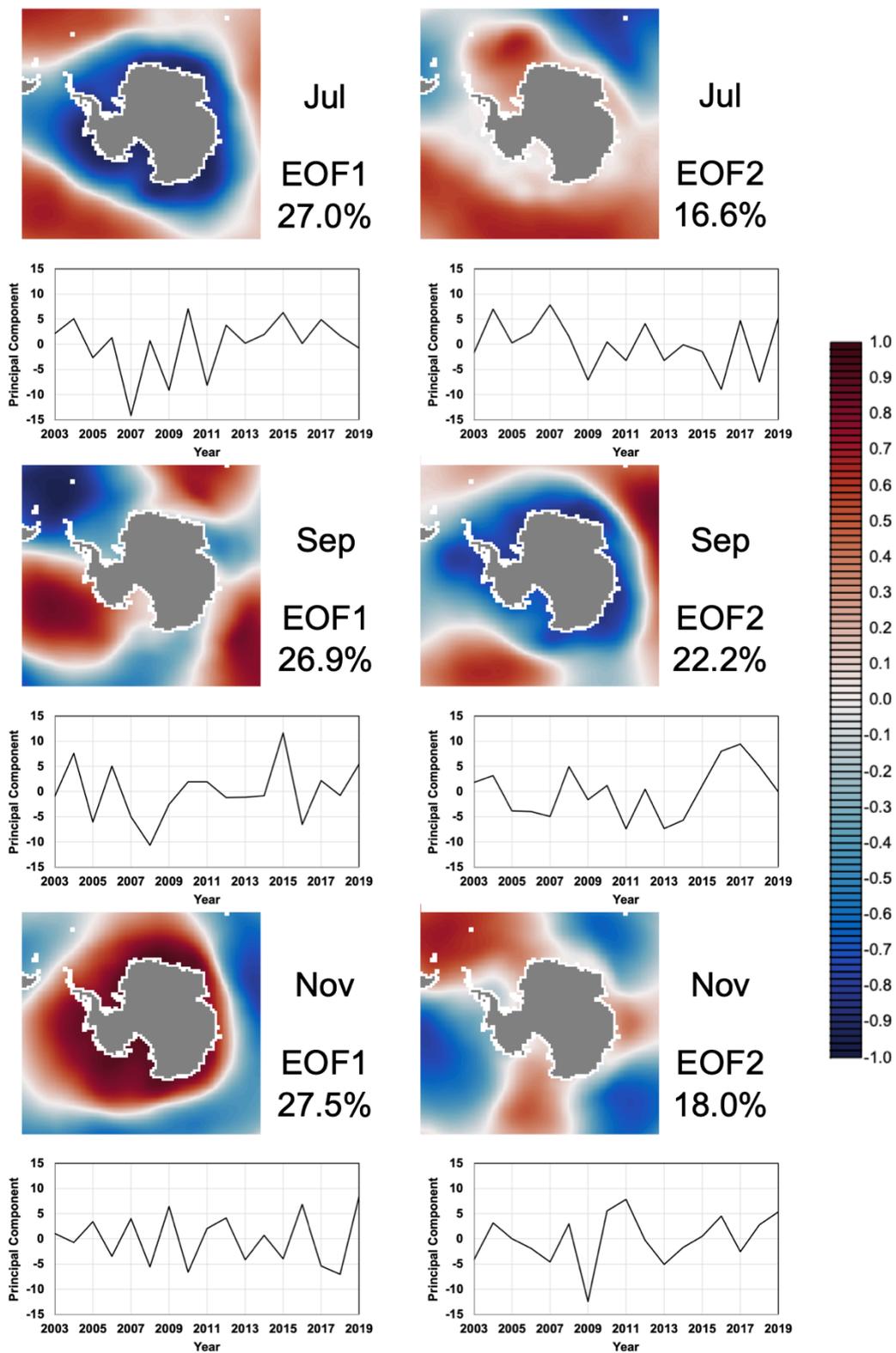


Figure 3-3. 海面気圧の EOF 解析結果
(カラー、グラフは Fig.3-1 と同じ)

Fig.3-3 より、第 1 モードの寄与率は 20%から 30%程度と低い値となった。空間関数に着目すると、9 月を除いて南極大陸の周囲が全体的に同位相になっている様子が確認できる。今回、海面気圧データに対して通常の EOF 解析を行ったが、海面気圧は南極大陸の周囲において低気圧が移動しながら変動する値であるため、海氷漂流速度と同様に伝播成分を表現できる CEOF 解析を適用することが望ましい。このようなデータに対して通常の EOF 解析を行った場合、第 1 モードの空間関数に全体的な同位相のパターンが現れることがあるとされている。このため、今回の海面気圧の EOF において南極大陸周囲の同位相が現れたと考えられる^[17]。

以上の EOF 解析結果からは海氷密接度の経年変化と海氷漂流速度の経年変化の関係について推察することはできなかったが、先に述べた CEOF 解析のようなもとのデータの変動をより正確に表現する解析により、海氷密接度と海氷漂流速度の関係の推察が可能になることが期待される。

第4章

海氷域の変動メカニズム

4. 海氷域の変動メカニズム

本章では、第2章で得られた海氷密接度の分散が氷縁部で大きいという結果に着目し、氷縁部の海氷動態の変動について力学的要因と熱力学的要因の与える影響を明らかにする。

【使用データ】

- ・ 海氷密接度 (900 × 900 grid, 10 km × 10 km)
- ・ 海氷漂流速度 (145 × 145 grid, 60 km × 60 km)
- ・ 海面水温 (0.25 度 grid)

4-1. 海氷面積増減の要因の分類

本節では、海氷密接度データと海氷漂流速度データから各点における1日の海氷密接度の変化を算出し、海氷の移流による力学的要因の成分と移流以外の熱力学的要因、すなわち生成・融解による成分に分ける。さらに、氷縁部と海氷域内部とで力学的要因と熱力学的要因を分類することで、海氷面積の増減の要因を氷縁部の力学的要因、氷縁部の熱力学的要因、海氷域内部の力学的要因、海氷域内部の熱力学的要因の4つの要因で表す。

4-1-1. 海氷面積増減における力学的要因と熱力学的要因

力学的要因とは、ある海域に海氷が移流してくるか、またはその海域から別の海域に海氷が流出していくことでその海域の海氷面積が増減することを指す。本章では60 km 四方の海域ごとに、その海域に海氷が流入してくる収束成分を正の力学的要因とし、流出していく発散成分を負の力学的要因としている。熱力学的要因とは、その海域で新たに海氷が生成するか、またはその海域にすでに存在する海氷がその海域内で融解することでその海域の海氷面積が増減することを指す。本章では60 km 四方の海域ごとに、その海域における海氷の生成を正の熱力学的要因、海氷の融解を負の熱力学的要因としている。

10 km 四方の海氷密接度データを海氷漂流速度データのスケールである60 km 四方のデータに換算し、ある日の海氷密接度と次の日の海氷密接度を比較して60 km 四方の海域ごとの1日の海氷面積の変化を計算した。この海氷面積の変化について、計算の対象とする海域の周囲8つの海域の海氷密接度、海氷漂流速度のデータを用いて海氷の移流、すなわち力学的要因による海氷面積の変化を算出した。次に、海氷の生成・融解による熱力学的要因を計算する際に、本来は海洋と大気の温度をはじめとした気象データを用いて海氷の熱収支を計算することが考えられるが、本研究では海氷面積の変化は海氷の移流による力学的要因と移流以外の熱力学的要因による変化の和として表現することができるものとした。各海域における1日の海氷面積の変化から力学的要因による変化を差し引いたものを熱力学的要因による変化とした。

この計算を2003年1月から2019年12月までのデータに対して行い、さらに東経0度から経度30度ごとに南極海全体を12の経度帯による海域に分けて、経度帯ごとに1ヶ月間の海氷面積の変化、力学的要因による変化、熱力学的要因による変化の和を計算した。

作成されたデータセットを用いて、南極海全体の各月における海氷密接度の変化と力学的要因による変化、熱力学的要因による変化の様子を図で示した。

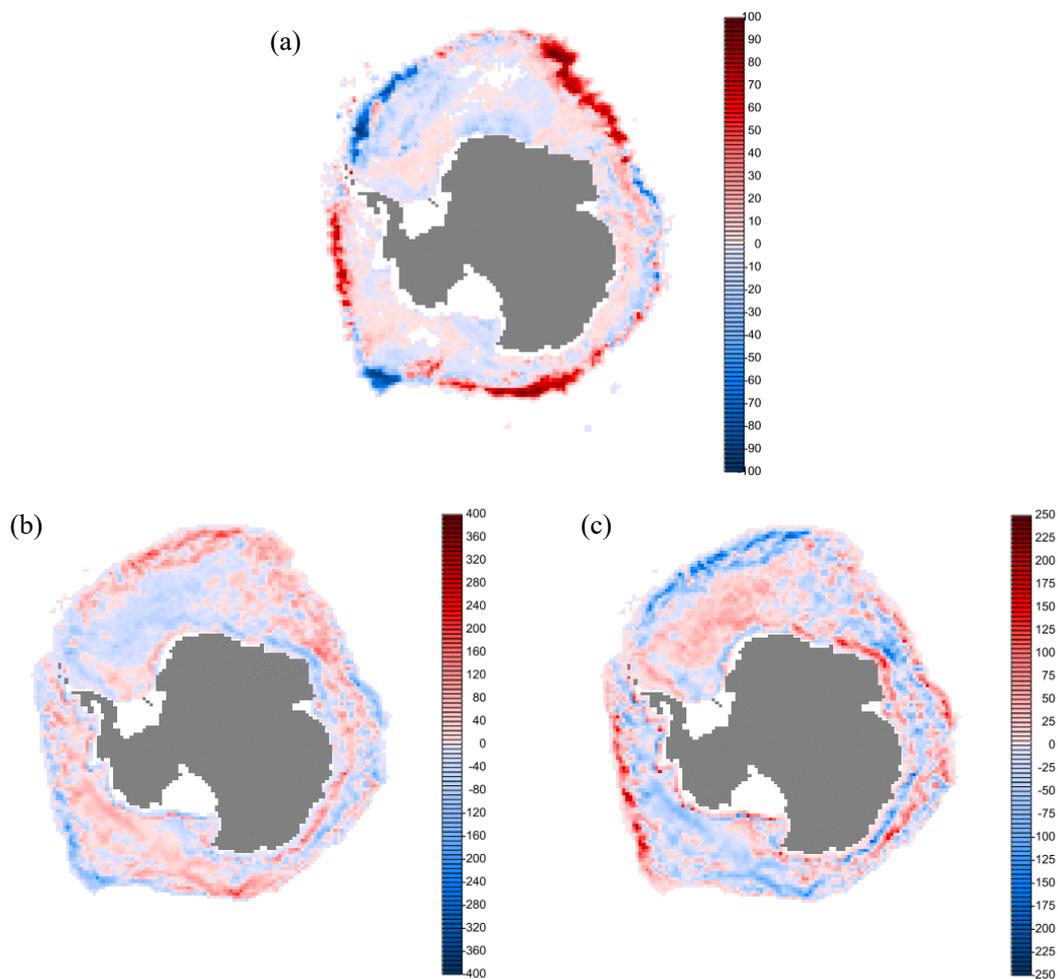


Figure 4-1. 2003 年 9 月の各要因による海氷密接度変化量（月積算）の分布

(a) 海氷密接度 (b) 熱力学的要因 (c) 力学的要因

Fig.4-1 は南極海全体における 1 ヶ月間の各要因による海氷密接度変化の例として、2003 年 9 月のデータを描画したものを示している。(a)は海氷密接度の変化であり、この値に 60 km 四方の海域の面積である 3600 km^2 をかけた値が海氷面積の変化となる。海氷域内部で白くなっている海域は海氷密接度変化が 0 の海域である。Fig.4-1 は 9 月の海氷密接度変化を示した図であることから、9 月 1 日、9 月 30 日のいずれも海氷密接度が 100 であったために海氷密接度変化が 0 となっていると考えられる。(b)、(c)はそれぞれ熱力学的要因と力学的要因による海氷密接度変化量の月積算であり、カラーバーは海氷密接度のスケールで表現されている。1 ヶ月間の変化量を積算する際に海氷密接度の値は 0 から 100 であるため、海氷密接度変化の範囲は-100 から 100 までであるが、熱力学的要因と力学的要因では海域によって海氷が流出し続ける海域や生成し続ける海域が存在するため、積算した変化量の値の範囲が広がっている。(a)、(b)、(c)のいずれにおいても氷縁部で変化量が大きいことが確認できる。

4-1-2. 氷縁の抽出

第 2 章で海氷密接度の分散を計算した結果から、海氷密接度の変化が大きく全体の海氷分布の変動に大きく影響を与えるのは氷縁部であることが分かったため、計算された力学的要因と熱力学的要因のデータセットをさらに氷縁部と海氷域内部に分けた。

10 km 四方の海域ごとに氷縁部分を抽出する条件として、

- 1) その海域自身の海氷密接度が 5 より大かつ 100 以下である
- 2) 自身を中心とした周囲 7×7 の海域内に海氷密接度 0 以上 5 以下の海域が存在する
- 3) 2)と同じ探査範囲内に陸がない

と定めた。

ここで 3)の条件を定めているのは、本章では沖の海氷動態に着目しており、沿岸ポリニアにおける海氷生成を氷縁部の海氷生成として計上しないためである。一方、沖に発生するポリニアは沖の海氷動態に影響を与えるため、氷縁部として考慮することとした。上記の氷縁を抽出する計算は 900×900 grid の海氷密接度データを使用しているため、海氷密接度データを 145×145 grid に変換する際に参照する 900×900 grid のデータに氷縁部が含まれている場合に、変換先の海域も 145×145 grid において氷縁部であるとした。

また、抽出された氷縁部のデータを力学的要因と熱力学的要因の解析に用いるにあたって、ある日に氷縁部でない海域 A に、氷縁部である海域 B からの海氷の移流によって海域 A の海氷密接度が変化した場合、海域 A は次の日に氷縁部となっているが、計算に用いられているデータの日では氷縁部でないとされている。このため、海域 A における海氷面積の増減は氷縁部でない海域（海氷域内部）として計上されることとなる。これを正しく氷縁部における海氷増減として計上するため、上記の条件を用いて氷縁部を抽出する計算を行ったのち、ある日またはその次の日に氷縁部として抽出されている海域がある場合は、ある日においてその海域は氷縁部であるとして計算を行った。

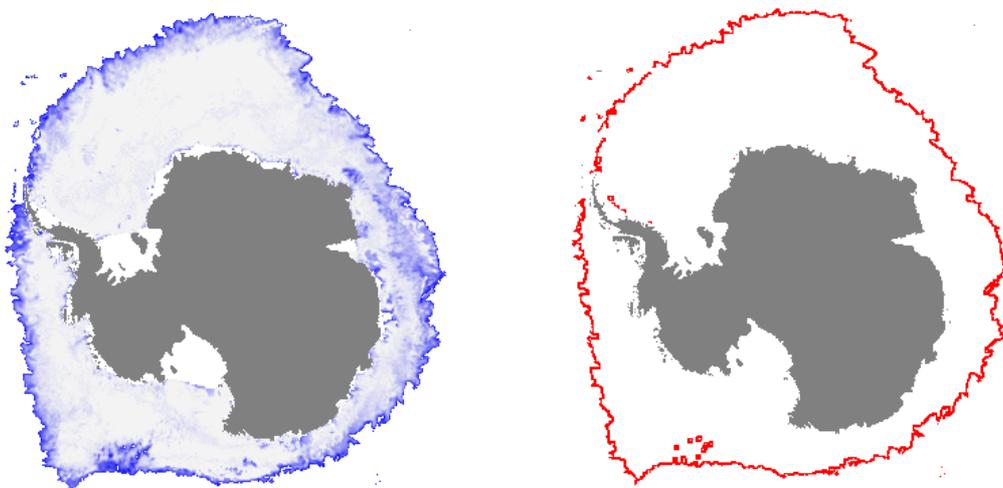


Figure 4-2. 2003 年 9 月 1 日の海氷密接度分布（左）と抽出された氷縁部（右）

Fig.4-2 (右) に 900×900 grid で抽出された 2003 年 9 月 1 日の氷縁部を示している。上記に定めた条件より、海水密接度が 0 になる点付近の海域が正しく氷縁部として抽出されている様子が確認された。海水分布の外側に氷縁部として抽出されている場所が散見されるが、これは元の海水密接度データのノイズによるものであり、その海水密接度は 0 に近い値であるため海水面積の増減の計算にはほとんど影響しないものと考えられる。

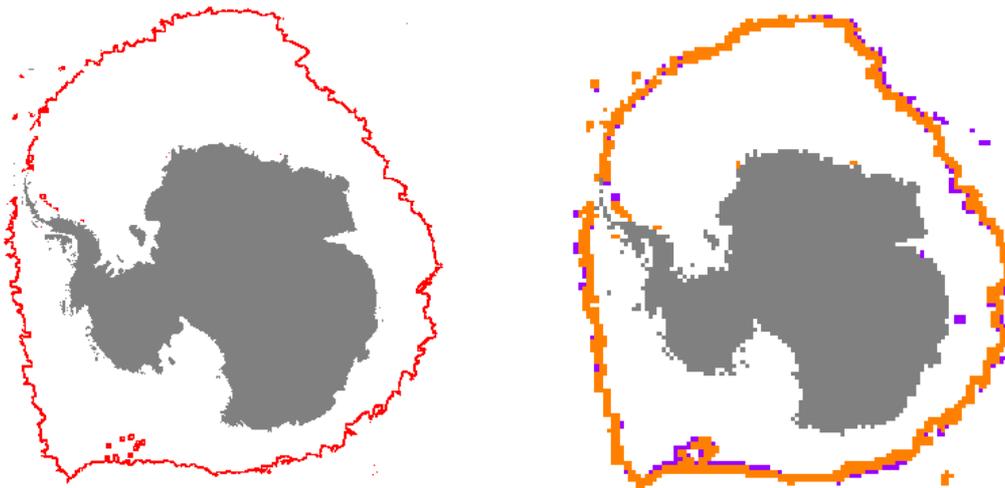


Figure 4-3. 抽出された 900×900 grid の氷縁部 (左) と
変換された 145×145 grid の氷縁部 (右)
(右図で、オレンジは 9 月 1 日、紫は 9 月 2 日の氷縁部を示す)

Fig.4-3 に 145×145 grid に変換した氷縁部を示している。オレンジで示された海域が 9 月 1 日の氷縁部であり、紫で示されている海域が 9 月 2 日に氷縁部となっている海域である。 900×900 grid で抽出された氷縁部を正しく 145×145 grid に変換できていることが確認されたため、上記の 3 条件で定めた抽出方法を用いることとした。これにより、1 日ごとの面積は小さいものの海水変動において重要と考えられる海水域末端を氷縁部として抽出することができた。

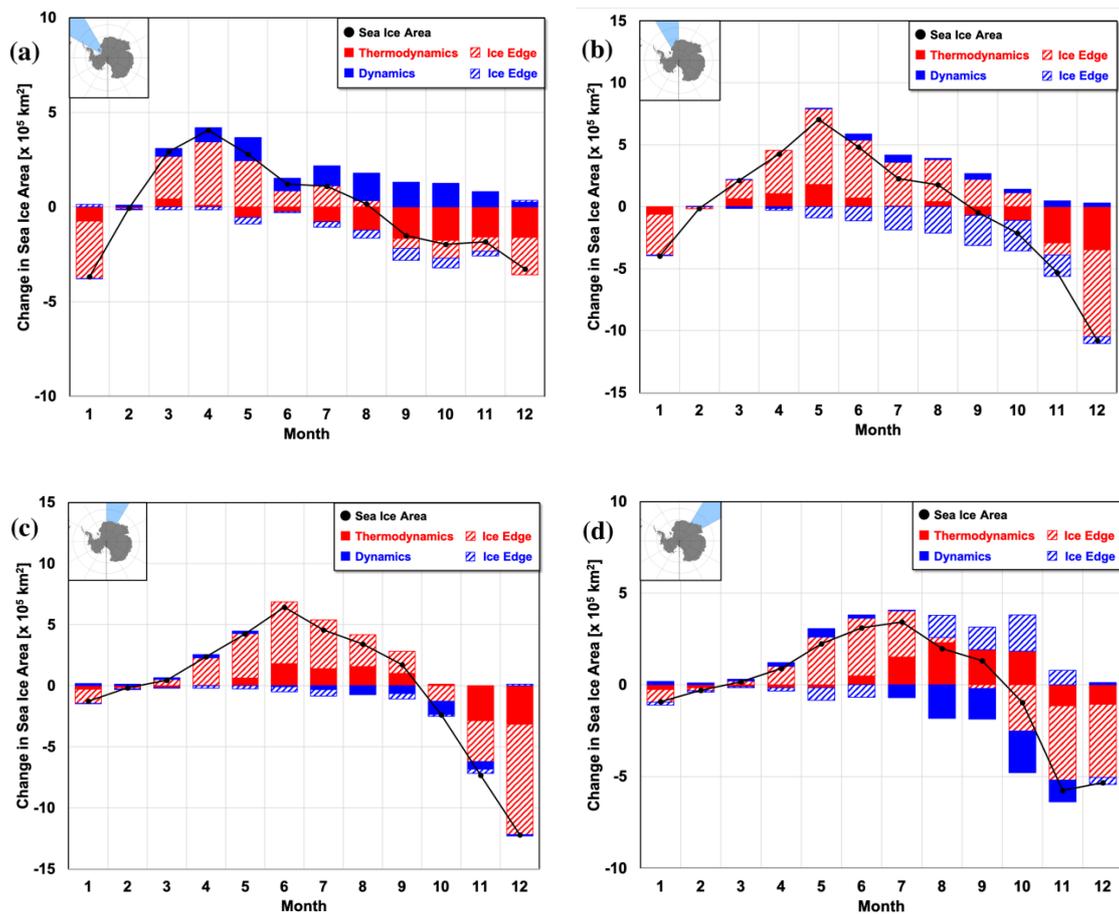
4-1-1 で計算された 1 日ごとの海水面積増減における力学的要因と熱力学的要因による変化量をいずれも氷縁部と海水域内部の成分に分け、氷縁部の力学的要因、氷縁部の熱力学的要因、海水域内部の力学的要因、海水域内部の熱力学的要因の 4 成分のデータセットを作成した。このデータセットについても東経 0 度から経度 30 度ごとに海域を分けて、経度帯ごとに 4 成分の月積算の変化量をそれぞれ計算した。

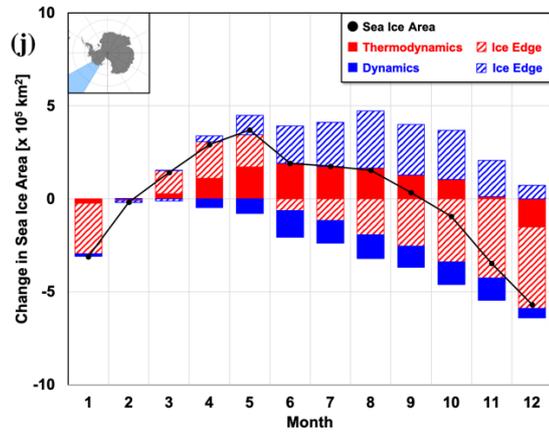
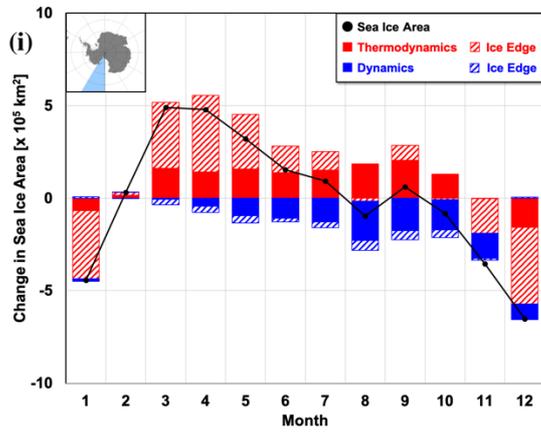
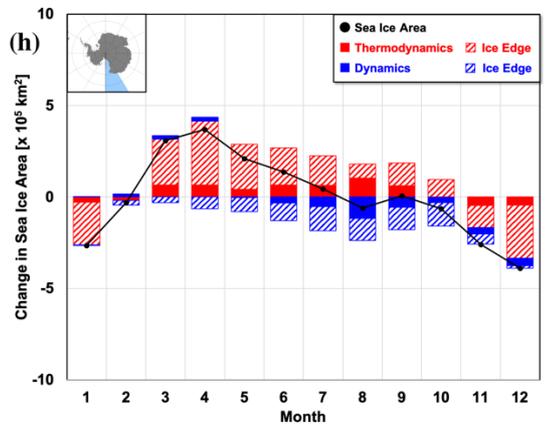
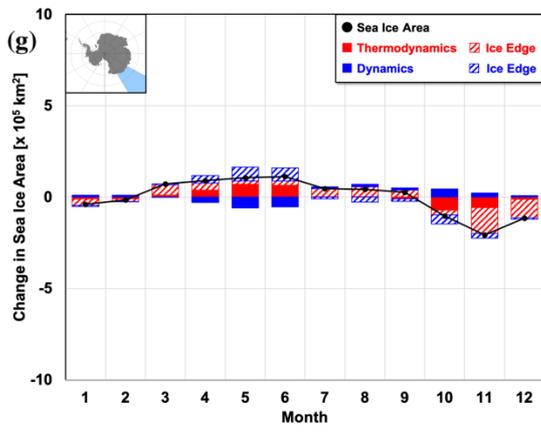
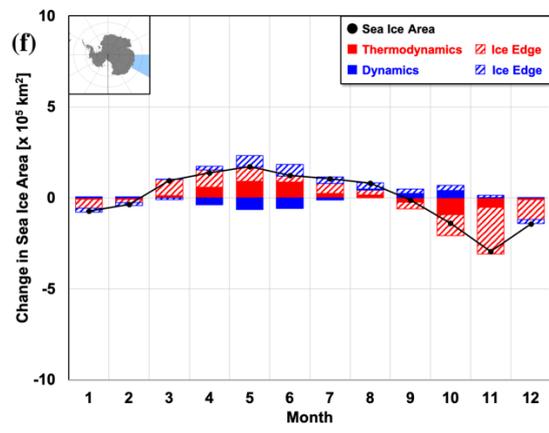
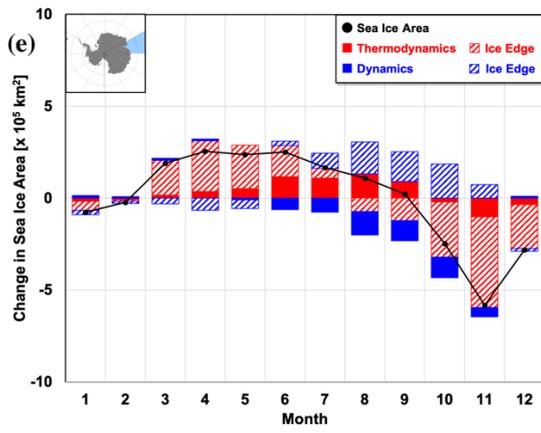
4-2. 海域ごとの海氷動態の力学的要因と熱力学的要因

本節では、4-1 で作成された 4 成分による海氷面積変化量のデータセットを用いて時期・海域ごとに海氷動態の季節変化と経年変化における力学的要因と熱力学的要因の寄与を明らかにする。

4-2-1. 各海域の季節変化

まず、経度 30 度ごとの海域に分けて各月の海氷動態の平均的な特徴を明らかにする。東経 0 度から東経 30 度までの海域における 2003 年 1 月のデータ、同海域の 2004 年 1 月のデータというように、海域ごとに 2003 年から 2019 年までの各月ごとの 4 成分による海氷面積変化量の平均を計算した。Fig.4-4 に海域ごとの海氷面積の変化における氷縁部と海氷域内部の力学的要因と熱力学的要因による変化量を示す。グラフの左上に経度帯を示す海域図、横軸に月を示している。縦軸は月間の海氷面積の変化を示しており、その月の初めと末日の海氷面積の差を表している。





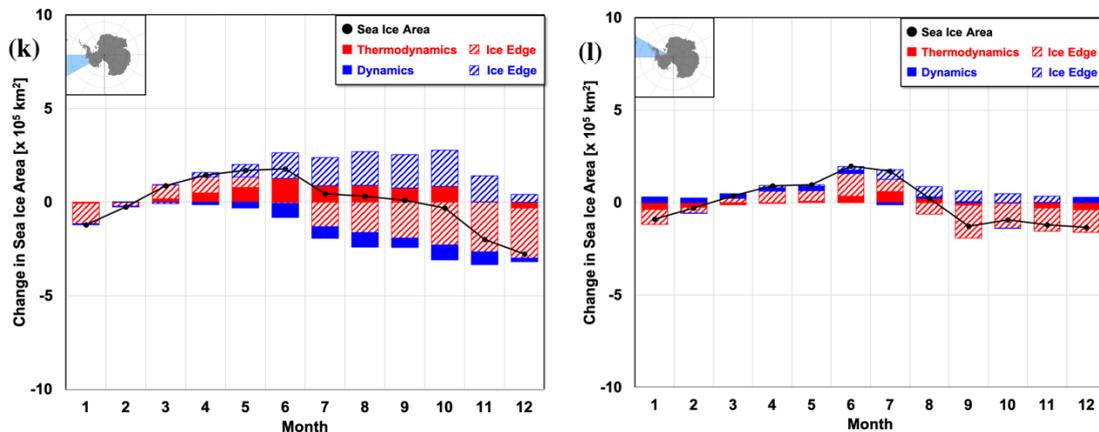


Figure 4-4. 海域ごとの海氷動態の季節変化
 (黒折れ線：海氷面積の月変化量
 赤斜線：氷縁部の熱力学的要因
 赤塗り潰し：海氷域内部の熱力学的要因
 青斜線：氷縁部の力学的要因
 青塗りつぶし：海氷域内部の力学的要因)

氷縁部の力学的要因としては、氷縁部で海氷が沖向きまたは陸向きに漂流することで海氷面積が増加または減少すること、または氷縁部で海域を区切る経度 30 度ごとの経度線を横切るように海氷が漂流し、海域内外に海氷が流入または流出していくことでその海域の海氷面積が増加または減少することを示している。ただし、Fig.4-2 および Fig.4-3 で示したように 1 日ごとの氷縁部の面積および南北方向の氷縁部の幅は小さいため、氷縁部の力学的要因は主に沖向きまたは陸向きの漂流による海氷面積変化を指す。一方で、内部の力学的要因は主に経度 30 度ごとの経度線を横切る海氷の移流を示す。

西経 60 度から西経 30 度までのウェッジル海の海域 (Fig.4-4 (a)) では、3 月から氷縁部の熱力学的要因によって海氷面積が増加している。一方で海氷域内部の熱力学的要因は 5 月から融解成分となっている。海氷面積が拡大し始める 3 月から海氷が急激に減少する 12 月まで、海氷域内部で力学的要因が流入成分となっており、これは沿岸部の西向きの漂流の影響によるものと考えられる。また、この海域は西経 60 度線付近に南極半島が存在することで西向きに海氷が流出しないことも海氷域内部で力学的要因が流入成分となっている原因であると考えられる。

西経 30 度から東経 30 度までの海域 (Fig.4-4 (b,c)) をまとめてウェッジル海沖東側として、この 2 つの海域に注目するとその海氷動態に同様の特徴が見られる。海氷面積の拡大が始まるのは西経 30 度から 0 度までの海域が 3 月、0 度から東経 30 度までの海域が 4 月であり、主に氷縁部の熱力学的要因によって海氷面積の拡大が始まる。その後、9 月に海氷面積が最大となり、10 月から氷縁部の熱力学的要因により海氷面積の縮小が始まっている。ま

た、氷縁部の力学的要因は年間を通して流出成分となっている。

さらに東側の海域である東経 30 度から東経 90 度までの海域 (Fig.4-4 (d,e)) では、8 月から 11 月まで氷縁部の力学的要因が流入成分となっている。このことから、西経 30 度から東経 30 度までのウェッデル海沖東側で流出成分だった氷縁部の力学的要因は、この海域への東向きの海氷漂流による流入が起こっているためと考えられる。

東経 90 度から東経 150 度までの海域 (Fig.4-4 (f,g)) では海氷面積が最大となる 9 月においても最大面積の値が他の海域と比較して小さく、年間の海氷面積の変動が小さい。

東経 150 度から西経 150 度までの海域 (Fig.4-4 (h,i)) をまとめてロス海域とすると、ロス海域では 3 月の氷縁部の熱力学的要因による海氷の拡大面積がウェッデル海沖東側と比較して大きく、海氷面積の拡大が始まる時期が早いことがわかる。180 度から西経 150 度のロス海内部では熱力学的要因が 3 月から 10 月まで生成成分であり、7 月から 10 月にかけての海氷域内部の熱力学的要因による拡大面積が同時期の氷縁部の熱力学的要因による拡大面積よりも大きい。この 2 つの海域では 8 月の全体の海氷面積が減少傾向となっており、海氷域内部の力学的要因が年間で最小となっていることも特徴的である。しかし、この海域は沿岸部の西向きの漂流、沖の東向きの漂流の双方が見られる海域であり、いずれの影響であるかを明確にすることはできない。

西経 150 度から西経 120 度までの海域 (Fig.4-4 (j)) と、西経 120 度から西経 90 度までのアムンゼン海域 (Fig.4-4 (k)) では同様の傾向が見られる。この 2 つの海域では氷縁部の熱力学的要因が 6 月から減少成分となっていることが特徴として挙げられるが、全体の海氷面積では 9 月まで拡大傾向となっている。一方で、氷縁部の力学的要因は 4 月から 12 月まで拡大成分となっている。これは、6 月以降は氷縁での融解を北向きの海氷漂流で補うことで 9 月までの海氷域の拡大が維持されていることを示している。

西経 90 度から西経 60 度までのベリングスハウゼン海の海域 (Fig.4-4 (l)) では、3 月から海氷面積の拡大が始まり 8 月に最大面積となっている。氷縁部に注目すると、熱力学的要因が 8 月から融解成分になっているのに対し、力学的要因が 8 月から 11 月まで流入成分となっていることで、平均的には 8 月まで拡大傾向となっていることがわかる。

4-2-2. 海氷拡大期の海氷変動の要因

次に、各海域について海氷面積の年々変動に影響を与える要因を明らかにするため、4成分のデータセットを海氷拡大期と海氷後退期の2つの時期に分けた。一般的に海氷面積が増加し始める3月から海氷面積が最大になる9月までを海氷拡大期とし、海氷面積が減少し始める10月から海氷面積が最小となる2月までを海氷後退期とした。2003年3月から2003年9月までのデータを2003年の拡大期、2003年10月から2004年2月までのデータを2003年の後退期というように時期ごと4成分それぞれを積算した。ここで、2020年1月および2020年2月のデータについても4-1の計算を行い、2003年の拡大期から2019年の後退期までのデータセットを作成した。

ここでは、海氷拡大期について各海域における海氷動態の特徴を明らかにする。Fig.4-5に各海域の拡大期における海氷の拡大面積と4成分による変化量を示す。

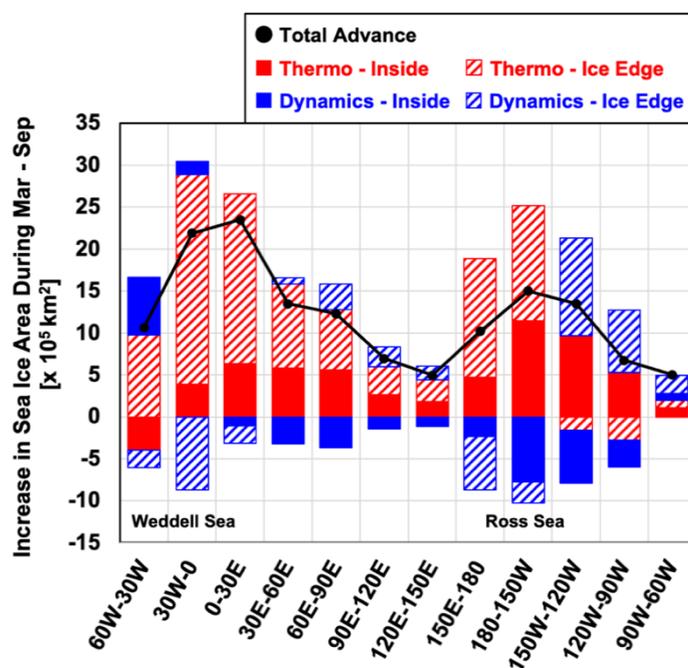


Figure 4-5. 各海域の海氷拡大期における、4要因による面積変化量

- (黒折れ線：海氷拡大面積
- 赤斜線：氷縁部の熱力学的要因
- 赤塗り潰し：海氷域内部の熱力学的要因
- 青斜線：氷縁部の力学的要因
- 青塗りつぶし：海氷域内部の力学的要因)
- (Fig.4-9 で同色を用いる)

Fig.4-5 では 2003 年から 2019 年までの海氷拡大期の拡大面積と 4 成分による海氷面積変

化量の平均を縦軸に表している。Fig.4-5 に示されているように、海氷拡大面積が最も大きいのはウェッデル海沖で、次にロス海沖が大きい。ウェッデル海沖は氷縁部の熱力学的要因による拡大面積が最も大きく、海氷域内部の熱力学的要因は西経 60 度から西経 30 度までの海域で融解成分であり、海氷域内部の力学的要因は東側の海域ほど流出成分が強くなっている。東経 30 度から東経 150 度までのインド洋からロス海にかけての海域では 4 成分の正負が同様の傾向を示している。ロス海からアムゼン海にかけては西経 150 度の経度線の東西で傾向が分かれており、東側の東経 150 度から西経 150 度までの海域では氷縁部の熱力学的要因、西側の西経 150 度から西経 90 度までの海域では氷縁部の力学的要因がそれぞれ海氷域内部の熱力学的要因とともに海氷拡大面積に占める面積の割合が大きいことがわかる。また、海氷拡大面積の年々変動と 4 成分の関係に注目し、各年のデータを用いて海氷拡大面積と 4 成分それぞれによる海氷面積変化量の相関係数を計算した。Fig.4-6 に各海域の海氷拡大面積の経年変化を示す。

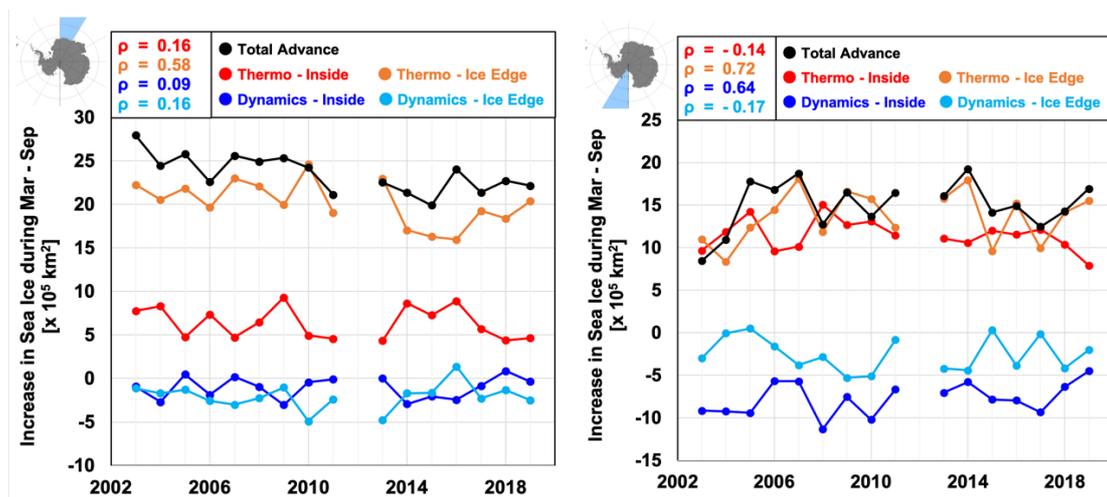


Figure 4-6. 海氷拡大期の各要因による海氷面積変化量の経年変化

(左) 0 度から東経 30 度までのウェッデル海側の海域

(右) 180 度から西経 150 度までのロス海域

(黒：海氷拡大面積

赤：海氷域内部の熱力学的要因

オレンジ：氷縁部の熱力学的要因

青：海氷域内部の力学的要因

水色：氷縁部の力学的要因)

(以下、Fig.4-7、4-8 で同色を用いる)

Fig.4-5、4-6 について、海氷分布に特に影響を与える氷縁部の熱力学的要因と氷縁部の力学的要因に注目し、全体の海氷拡大面積と氷縁の 2 成分による拡大面積を比較した。

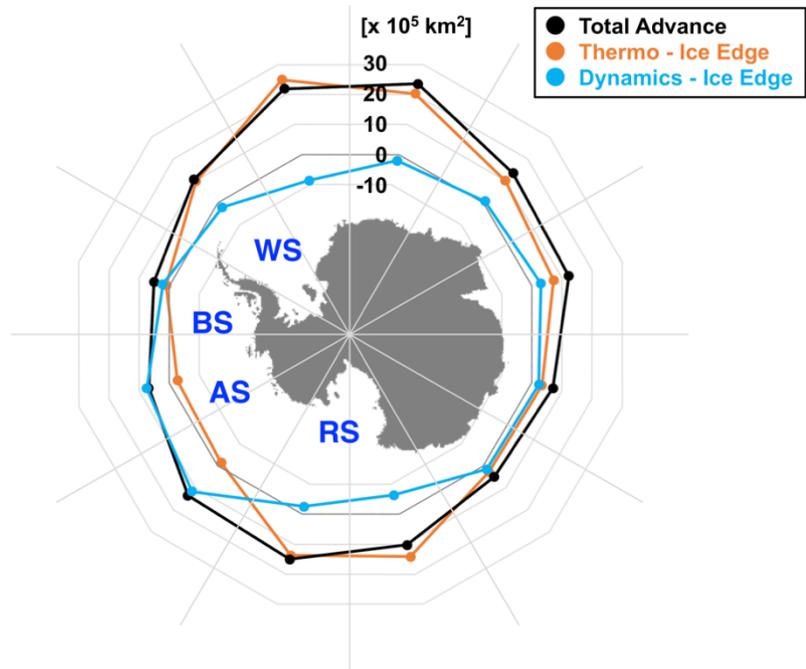


Figure 4-7. 海氷拡大期の海氷面積の変化（黒線）および氷縁部の熱力学的要因（オレンジ）と力学的要因（水色）による変化量

さらに、Fig.4-8 に海氷拡大面積と氷縁部の2成分による拡大面積の相関係数を示す。

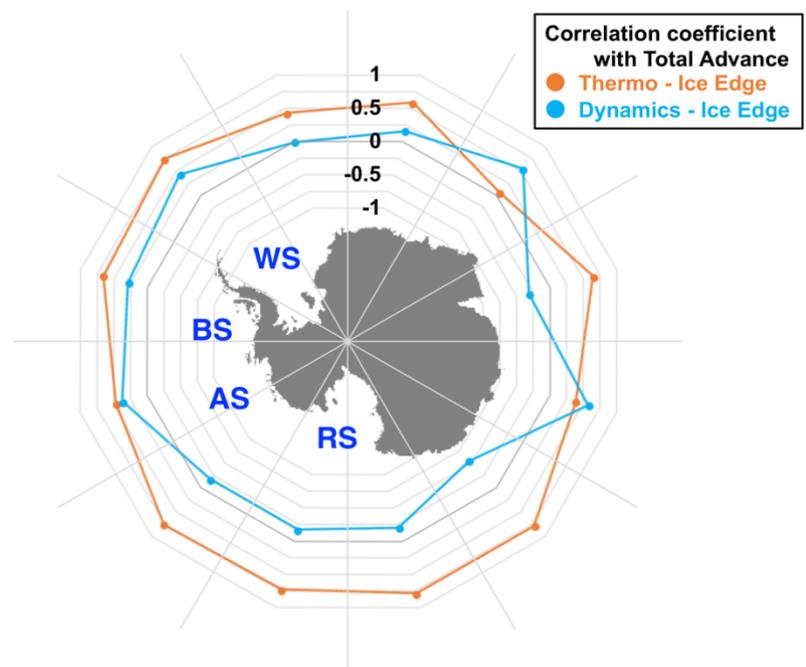


Figure 4-8. 海氷拡大面積と氷縁部の2成分による拡大面積の相関係数（色は Fig.4-6 に準ずる）

Fig.4-7 より、ウェッデル海沖、ロス海沖では氷縁部の熱力学的要因による拡大面積が最も大きく、全体の海氷拡大面積とほぼ等しく、氷縁部の熱力学的要因による面積拡大で全体の海氷面積の拡大がほぼ説明できることが分かる。一方で、西経 150 度から西経 120 度までの海域では氷縁部の力学的要因による拡大面積が最も重要であり、氷縁部の熱力学的要因は融解成分となっている。これについては西経 120 度から西経 90W までのアムンゼン海域、西経 90 度から西経 60 度までのベリングスハウゼン海域においても、同様に氷縁部の力学的要因による拡大面積が熱力学的要因による拡大面積よりも大きい傾向が見られる。

Fig.4-8 より、全体の海氷拡大面積と氷縁部の熱力学的要因、力学的要因による拡大面積の相関関係に注目すると、ウェッデル海沖、ロス海沖をはじめとするほとんどの海域で氷縁部の熱力学的要因による拡大面積と全体の海氷拡大面積の相関係数が高く、0.5 から 0.8 程度の値となっている。氷縁部の力学的要因による拡大面積が大きい西経 150 度から西経 120 度までの海域およびアムンゼン海、ベリングスハウゼン海の海域においても氷縁部の熱力学的要因の相関係数が高いため、海氷面積の年々変動に対して支配的であるのは氷縁部の熱力学的要因であることが示唆される。一方東経 30 度から東経 60 度までの海域および東経 90 度から東経 120 度までの海域では、氷縁部の力学的要因による拡大面積は大きくないものの、全体の拡大面積との相関係数は高くなっており、年々変動に対する支配的な要因となっていることが示唆される。

4-2-3. 海氷後退期の海氷変動の要因

次に海氷後退期に注目して、各海域における海氷動態の特徴を明らかにする。4-2-2 の海氷拡大期と同様に、各海域の後退期における海氷の後退面積と 4 成分による変化量を Fig.4-9 に示す。

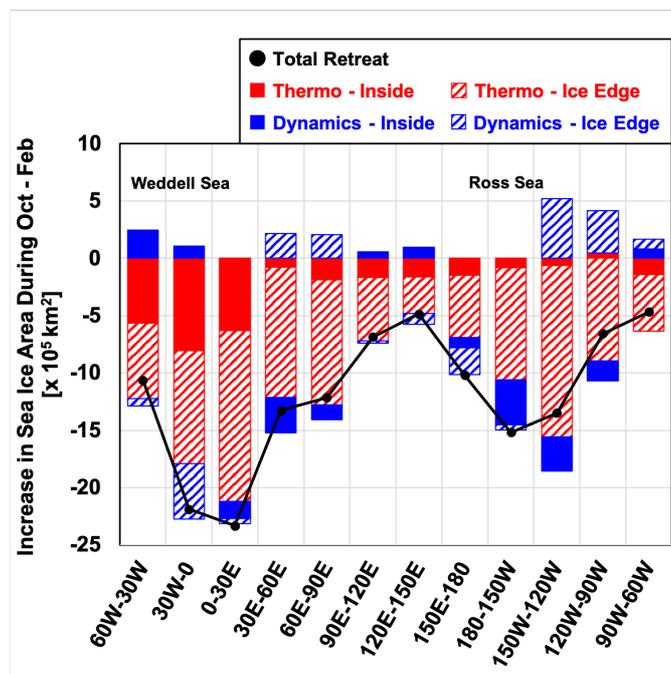


Figure 4-9. 各海域の海氷後退期における、4 要因による面積変化量 (色は Fig.4-5 と同じ)

Fig.4-9 は 2003 年から 2019 年までの海氷後退期の後退面積と 4 成分による海氷面積変化量の平均を縦軸に表しており、南極海全体で氷縁部の熱力学的要因による後退面積が最も大きいことが分かる。ウェッデル海沖の海氷域内部の熱力学的要因による後退面積は他の海域と比較して大きく、ウェッデル海における海氷後退のメカニズムの特徴として挙げられる。これについて、本章の計算では海氷域内部でポリニアのような海域が存在する場合、その海域は氷縁部として計算される。このため、海氷域内部の融解成分は海氷密接度が徐々に低下しはじめた海域から周囲の融解が始まり、全体の海氷密接度が低下することで海氷面積が減少していくことを表していると考えられる。

氷縁部の力学的要因に着目すると、拡大期において流入成分となっていた東経 30 度から東経 90 度までの海域、西経 150 度から西経 120 度までの海域、アムンゼン海、ベリングスハウゼン海の海域は後退期においても流入成分となっている。

全体の海氷後退面積の年々変動と 4 成分による後退面積の関係について、海氷後退面積と 4 成分それぞれによる海氷面積変化量の相関係数を計算した。Fig.4-10 に各海域の海氷後

退面積の経年変化を示す。

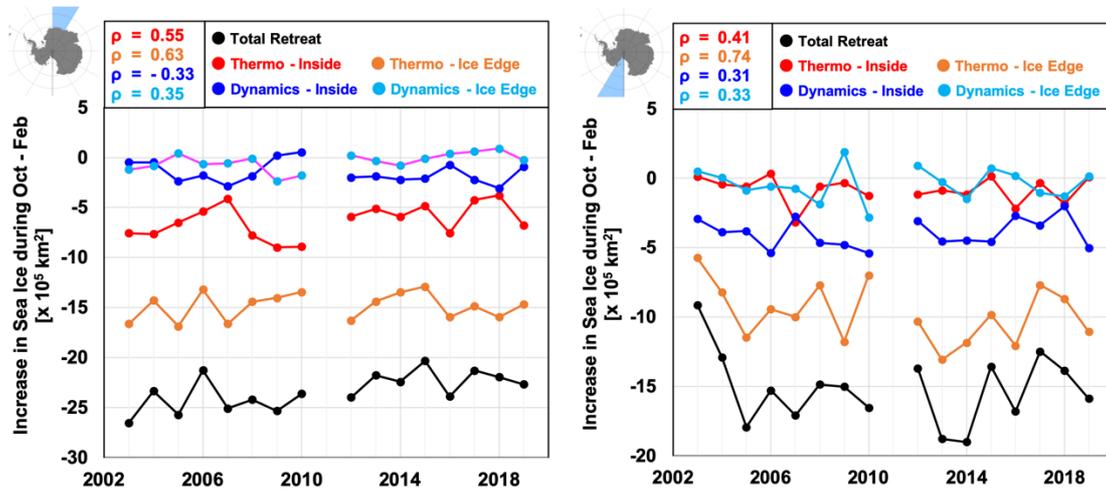


Figure 4-10. 海氷後退期の各要因による海氷面積変化量の経年変化
(海域、色は Fig.4-6 と同じ)

Fig.4-9、4-10 について、拡大期と同様に氷縁部の熱力学的要因と氷縁部の力学的要因に注目し、全体の海氷後退面積と氷縁部の2成分による後退面積を比較した。

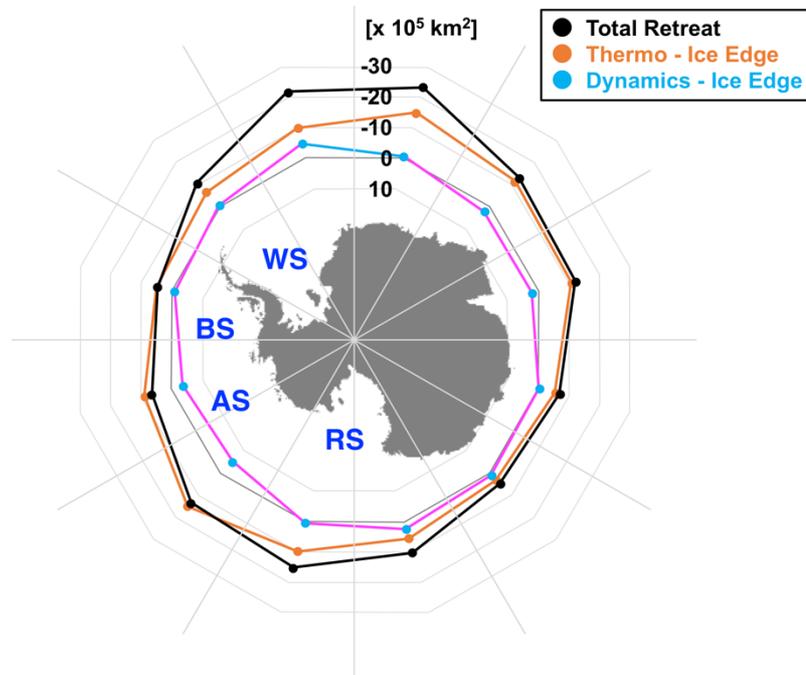


Figure 4-11. 海氷後退期の海氷面積変化と各成分による変化量
(色は Fig.4-7 と同じ)

さらに、Fig.4-11 に海氷後退面積と氷縁部の 2 成分による後退面積の相関係数を示す。

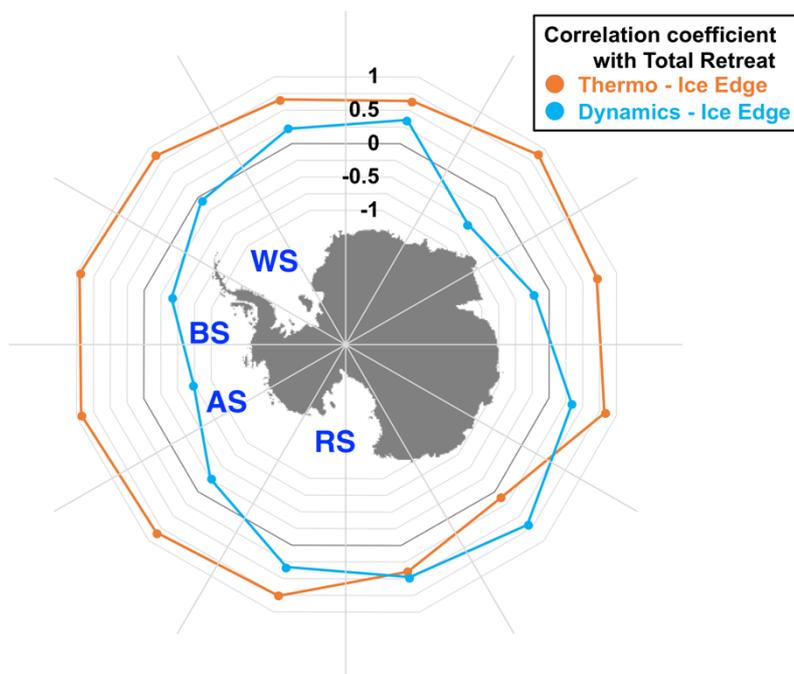


Figure 4-12. 海氷後退面積と氷縁部の 2 成分による後退面積の相関係数
(色は Fig.4-6 に準ずる)

Fig.4-12 に示した海氷後退面積と氷縁部の 2 成分による後退面積の相関関係では、海氷拡大期と同様に南極海全体で氷縁部の熱力学的要因の相関係数が高く、概ね 0.75 以上である。アムンゼン海、ベリングスハウゼン海の海域では特に熱力学的要因の相関係数が高くなっている一方で、力学的要因は負の相関を示している。また、東経 120 度から 180 度までの海域においては力学的要因との正の相関が強くなっているが、拡大期に力学的要因との正の相関が強かった東経 30 度から東経 60 度および東経 90 度から東経 120 度までの海域では、後退期には力学的要因との正の相関は見られない。

4-3. 海氷動態の力学的要因と熱力学的要因の要約

本節では 4-2 の結果から氷縁部に着目した場合の、海氷拡大期と海氷後退期のそれぞれにおける海氷の拡大または後退の季節変化の主要因と、海氷拡大面積、海氷後退面積の年々変動を決定していると示唆される要因が熱力学的要因と力学的要因のいずれであるかを要約する。Table 4-1 に海域ごとの海氷拡大期と海氷後退期における氷縁部の支配的要因を示す。季節変化の主要因として、拡大または後退面積の値が拡大の場合には正、後退の場合には負である要因のうち絶対値が最も大きい要因を挙げている。また、経年変化の決定要因として、Fig.4-8、4-12 に示した相関係数の絶対値が 0.5 以上の要因を挙げている。

Table 4-1. 海域ごとの海氷拡大期と海氷後退期における氷縁変動の支配要因

(表中着色：相関係数の絶対値 0.5 以上 () 内数字：相関係数)

(オレンジ：熱力学的要因 水色：力学的要因)

海域	経度帯	季節変化の主要因		経年変化の決定要因	
		拡大期	後退期	拡大期	後退期
ウェッデル海	60W - 30W	Thermo	Thermo	Thermo (0.74)	Thermo (0.85)
	30W - 0	Thermo	Thermo	Thermo (0.43)	Thermo (0.66)
	0 - 30E	Thermo	Thermo	Thermo (0.58)	Thermo (0.63)
インド洋	30E - 60E	Thermo	Thermo	Dynamics (0.54)	T - (0.88)
				D - (-0.55)	Thermo (0.70)
	60E - 90E	Thermo	Thermo	Thermo (0.65)	Thermo (0.70)
	90E - 120E	Thermo	Thermo	Dynamics (0.57)	Thermo (0.83)
ロス海	120E - 150E	Thermo	Thermo	T - (0.88)	Dynamics
				D - (-0.55)	(0.67)
	150E - 180	Thermo	Thermo	Thermo (0.78)	Dynamics (0.47)
アムンゼン海	180 - 150W	Thermo	Thermo	Thermo (0.72)	Thermo (0.74)
				150W - 120W	Dynamics
ベリングス ハウゼン海	120W - 90W	Dynamics	Thermo	Thermo (0.46)	T - (0.92)
				D - (-0.74)	Thermo (0.95)
ベリングス ハウゼン海	90W - 60W	Dynamics	Thermo	Thermo (0.66)	Thermo (0.95)

Table 4-1 において着色されている海域は相関係数の絶対値が 0.5 以上である。さらに、相関係数の絶対値が熱力学的要因と力学的要因のいずれも 0.5 以上である場合には双方を記載し、絶対値がより大きい要因を上段に示している。

拡大期には、西経 150 度から西経 60 度までの海域では氷縁部の力学的要因によって海氷面積が拡大する一方で、経年変化の決定要因は氷縁部の熱力学的要因である。また、海氷面

積の最大値は小さいものの、東南極の一部では氷縁部の力学的要因が経年変化を決定していると考えられる海域もある。後退期には南極海全体で氷縁部の熱力学的要因により海氷が後退する。また、ここでも海氷面積の最大値が小さい海域で氷縁部の力学的要因が経年変化を決定していると考えられる海域が見られた。

拡大期で季節変化の主要因が氷縁部の力学的要因であった西経 150 度から西経 60 度までの海域は、第 2 章で示した年平均海氷密接度のトレンドが他の海域と異なって増加傾向を示していた海域と一致する (Fig.2-6)。このことから、海氷変動要因の解析が長期の変化傾向の原因の解明に有用である可能性が示唆されるが、これにはさらなる解析が必要である。

以上の解析による仮説を詳細に検討するため、海水温をはじめとした海洋のデータを使用した解析を行うことが考えられる。その例として、大気再解析データである ERA5 のデータセットから月平均海面水温のデータを用いて、2003 年から 2019 年までの月ごとの海面水温の平均を計算した。Fig.4-13 に南極海の平均的な海面水温の分布を示す。

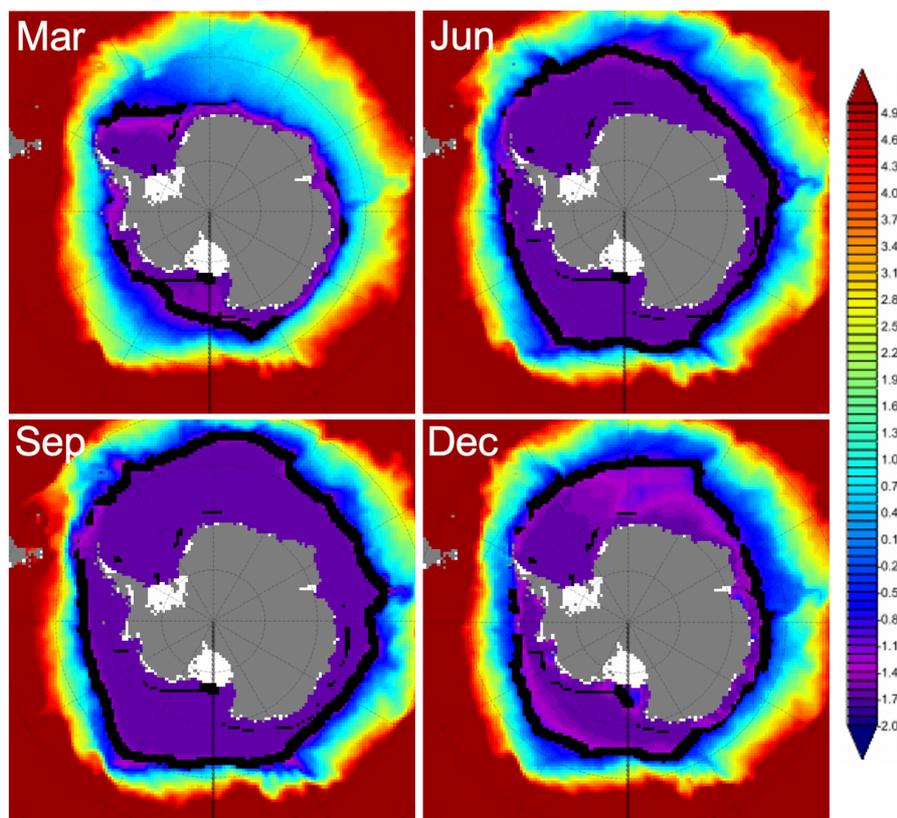


Figure 4-13. 2003 年から 2019 年までの南極海の平均海面水温 (カラー) と氷縁位置 (黒線) の季節変化 (カラーバー単位 : °C)

Fig.4-13 に示した氷縁と海面水温の位置関係から、アムンゼン海、ベリングスハウゼン

海の海域では年間を通して暖かい海水が他の海域と比較して高緯度帯にあることが分かる。このことから、この海域では沖向きの海氷漂流は海氷が暖かい海水によって融解されることを促進するメカニズムが働くことが考えられる。本研究では海水温データと海氷のデータを複合した解析を行なっていないため、さらなる海洋データの収集および解析が必要である。

第 5 章

結言

5. 結言

本研究では人工衛星によって観測された最新の海氷密接度データおよび海氷密接度データを用いて、南極海の家氷分布の変化における力学的要因と熱力学的要因の与える影響と海氷変動メカニズムを明らかすることを目的とした。

はじめに 2003 年から 2019 年までの海氷動態の平均的な季節変化と変化傾向を調査し、南極海全体としてこの期間は海氷面積が減少トレンドにあること、海域によってトレンドに違いがあること、海氷密接度の分散が氷縁部で大きいことを明らかにした。また、南北および東西成分の家氷漂流速度の偏差のみでは海氷面積の偏差を説明するには及ばないことが確認された。

続いて、海氷動態と大気の変動の関係を推察するため海氷密接度、海氷の収束・発散、海面気圧について EOF 解析を行ったところ、海氷密接度と海氷の収束・発散では主要なモードの寄与率が低く、変動パターンや関係性が説明できなかった。また、同様に海氷密接度やその収束・発散と海面気圧の EOF との間に類似性が確認されなかった。

次に、海氷密接度の変動に重要であることが示唆された氷縁部の力学的要因と熱力学的要因によるメカニズムに着目し、解析を行った。その際には、南極海を経度帯によって 12 の海域に分けることで海域ごとの季節変化における海氷面積の変動メカニズムを明らかにした。この結果を踏まえて海氷域の季節変化を 3 月から 9 月までの海氷拡大期と 10 月から 2 月までの海氷後退期に分け、海氷の拡大または後退の主要因と、海氷分布の年々変動を決定している要因が熱力学的要因と力学的要因のいずれであるかを明らかにした。多くの海域で氷縁部の熱力学的要因が最も重要であることが示されたが、拡大期のロス海からアムンゼン海にかけての海域では氷縁部の力学的要因が支配的であった。氷縁部の力学的要因が支配的である海域は年平均海氷密接度のトレンドが他の海域と異なって増加傾向を示していた海域と一致しており、海氷変動要因の解析が長期の変化傾向の原因の解明に有用である可能性が示唆された。さらに氷縁位置と海面水温分布を比較することで、氷縁部の力学的要因が支配的である海域において沖向きの海氷漂流によって海氷の融解が促進されるメカニズムが働いていることが示唆されたが、これにはさらなる海洋データの収集および今後の検証が課題である。

本研究で用いたデータおよび手法はさらに長期間の解析を対象とすることが可能であり、海氷動態の変動と気候変動の関係を明らかにしていくための方法として発展していくことが期待される。

参考文献

- [1] Kashiwase Haruhiko et al., *Scientific Reports*, **7.1**, (2017), 1-10.
- [2] Parkinson Claire L., *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **116.29**, (2019), 14414-14423.
- [3] Thorndike A. S. and R. Colony, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **87.C8**, (1982), 5845-5852.
- [4] Holland Paul R. and Ron Kwok., *Nature Geoscience*, **5.12**, (2012), 872-875.
- [5] Ron Kwok et al., *Elementa: Science of the Anthropocene*, **5**, (2017).
- [6] Kimura Noriaki and Masaaki Wakatsuchi, *Geophysical Research Letters*, **27.22**, (2000), 3735-3738.
- [7] Kimura Noriaki and Masaaki Wakatsuchi., *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **63.4**, (2011), 828-840.
- [8] Comiso Josefino C. et al., *Journal of Climate*, **30.6**, (2017), 2251-2267.
- [9] Stammerjohn Sharon et al., *Geophysical Research Letters*, **39.6**, (2012).
- [10] Purich Ariaan et al., *Journal of Climate*, **29.24**, (2016), 8931-8948.
- [11] Pope James O. et al., *Geophysical Research Letters*, **44.12**, (2017), 6200-6208.
- [12] Doddridge Edward W. and John Marshall, *Geophysical Research Letters*, **44.19**, (2017), 9761-9768.
- [13] Lecomte Olivier et al., *Nature communications*, **8.1**, (2017), 1-8.
- [14] Comiso J.C., (1985), SSM/I Concentrations using the Bootstrap Algorithm, NASA RP, 1380, 40pp
- [15] Kimura Noriaki, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **Ser.II 82.4**, (2004), 1223-1231.
- [16] 東京大学 大気海洋研究所 木村詞明氏
- [17] 伊藤久徳, 見延庄士郎, (2010) , 気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法, 日本気象学会

謝辞

本研究は、2019年4月から2021年1月までの約2年間、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 菊地研究室において行われたものです。本研究を進めるにあたり、多くの方々にご指導・ご鞭撻をいただきました。この場をお借りして、皆様に感謝の意を申し上げます。

本研究の機会を与えてくださった菊地隆客員教授に感謝致します。菊地先生にはご勤務先の横須賀から院生室のある柏までわざわざ何度もお越しいただき、その度に親身になって研究の打ち合わせをしてくださいました。研究テーマに関連する論文の紹介や資料作り、発表方法に至るまで多大なご指導をいただきました。この2年間、菊地先生にご指導いただいたおかげで研究の進め方や資料作りの技術に加え、人間的にも大きく成長できたと自分で感じております。来年度からは就職して仕事をしていくこととなりますが、菊地研究室での経験を今後の人生に生かし、さらに大きく成長することで菊地先生に御恩を返していきたいと思っております。誠にありがとうございました。

アドバイザー教員の山口一教授に感謝致します。修士1年の11月から3月まで第61次南極地域観測隊に参加させていただいたことはとても素晴らしい経験になりました。一生忘れないような思い出ができました。山口先生のご専門である海氷を題材とした研究テーマということで、アドバイザー面談や毎週の合同ゼミでは手厚いご指導や助言をしていただきました。誠にありがとうございました。

研究指導をしていただいた大気海洋研究所の木村詞明研究員に感謝致します。研究テーマの基礎的な知識から研究で使うプログラミング、解析の方法まで幅広くご指導をいただきました。ゼミでも木村様に多くの助言をいただいたおかげで研究方針を決めることができました。誠にありがとうございました。

菊地研究室と山口研究室の皆様には感謝致します。山口研の先輩方や菊地研の後輩の佐野君には院生室で非常に仲良くしていただきました。お世話になりました。

山口研秘書の亀井麻子様には数々の事務的手続きを行っていただき、大変感謝しております。快適に研究室生活を送ることができました。誠にありがとうございました。

最後に、日々の生活を支え、私を応援してくれた家族に心より感謝申し上げます。

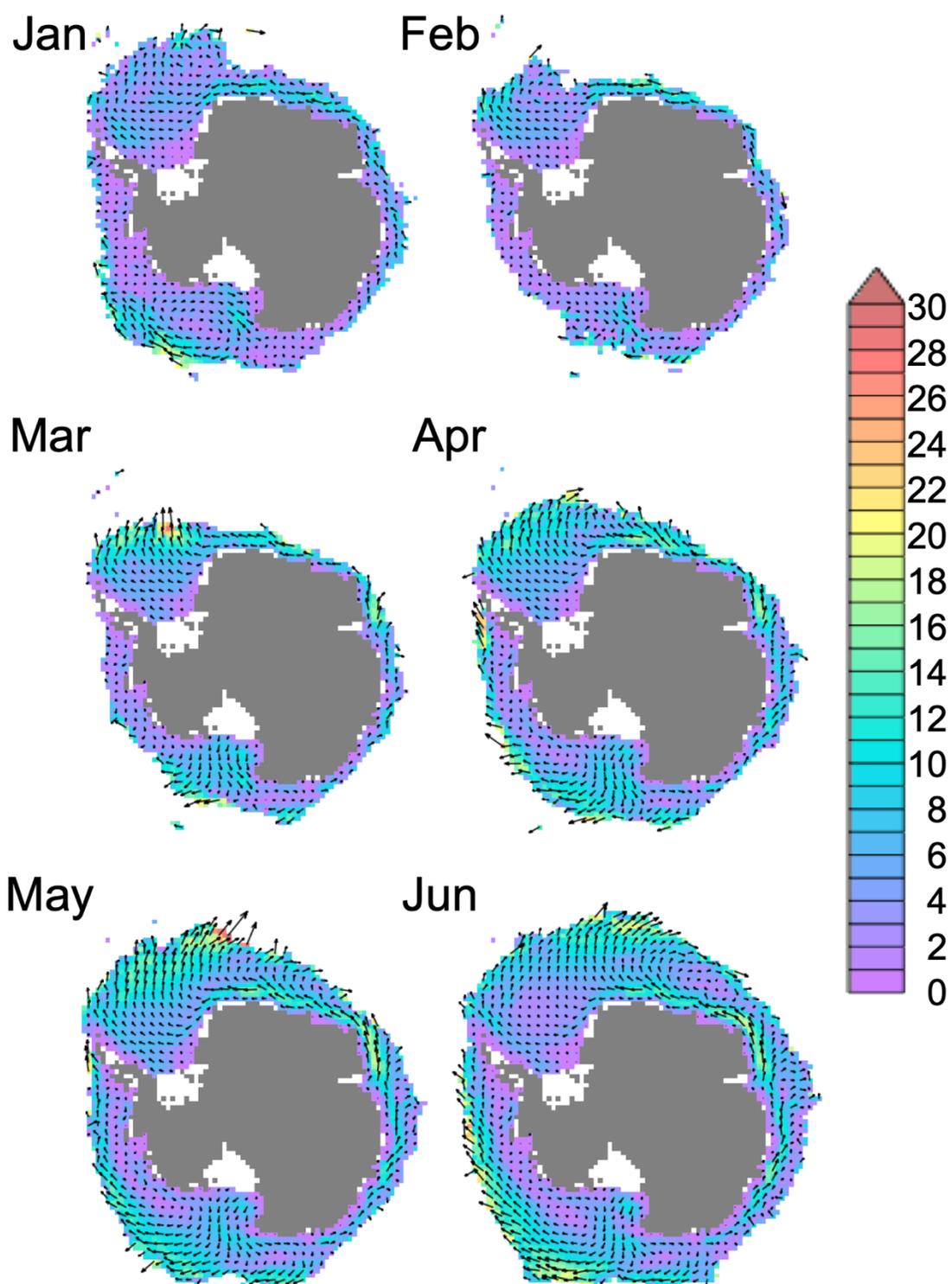
2021年1月22日
小野村知之

資料編

目次

A. 月平均海氷漂流速度	3
B. 月平均海氷漂流速度のトレンド.....	5
C. 海域ごとの海氷動態の季節変化.....	7
C-1. 60W - 30W	7
C-2. 30W - 0	10
C-3. 0 - 30E	13
C-4. 30E - 60E	16
C-5. 60E - 90E	19
C-6. 90E - 120E	22
C-7. 120E - 150E	25
C-8. 150E - 180	28
C-9. 180 - 150W	31
C-10. 150W - 120W	34
C-11. 120W - 90W.....	37
C-12. 90W - 60W	40
D. 各要因による海氷面積変化量の経年変化	43
D-1. 海氷拡大期	43
D-2. 海氷後退期	45
E. 海氷拡大期と海氷後退期の各要因による海氷密接度変化量.....	47
F. 海氷拡大期と海氷後退期の平均海氷漂流速度のトレンド	48

A. 月平均海水漂流速度



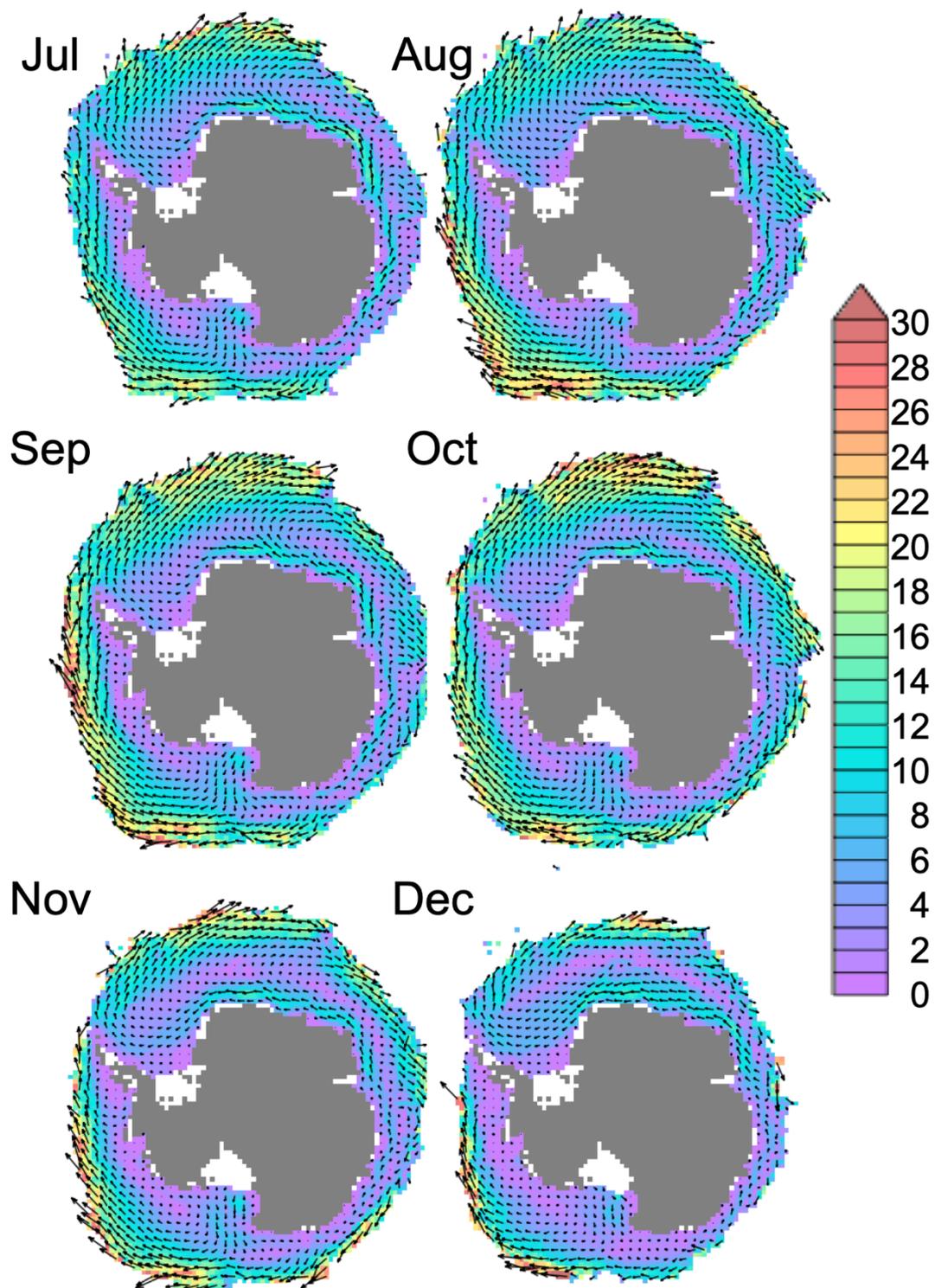


Figure A. 2003 年から 2019 年までの各月の平均的な海氷漂流速度
 (矢印は海氷漂流速度、カラーバーは海氷漂流の速さを示す 単位：cm / s)

B. 月平均海氷漂流速度のトレンド

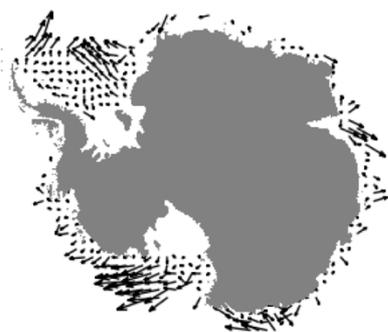
Jan



Feb



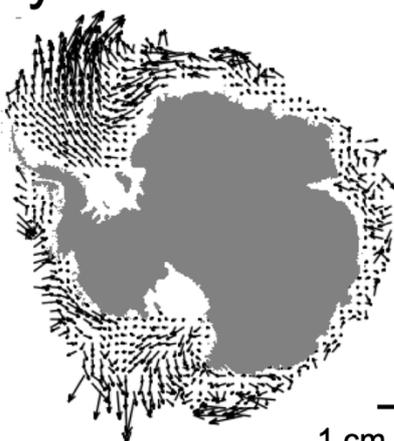
Mar



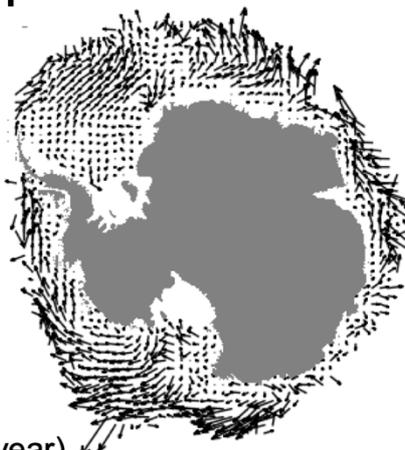
Apr



May



Jun



→
1 cm / (s · year)

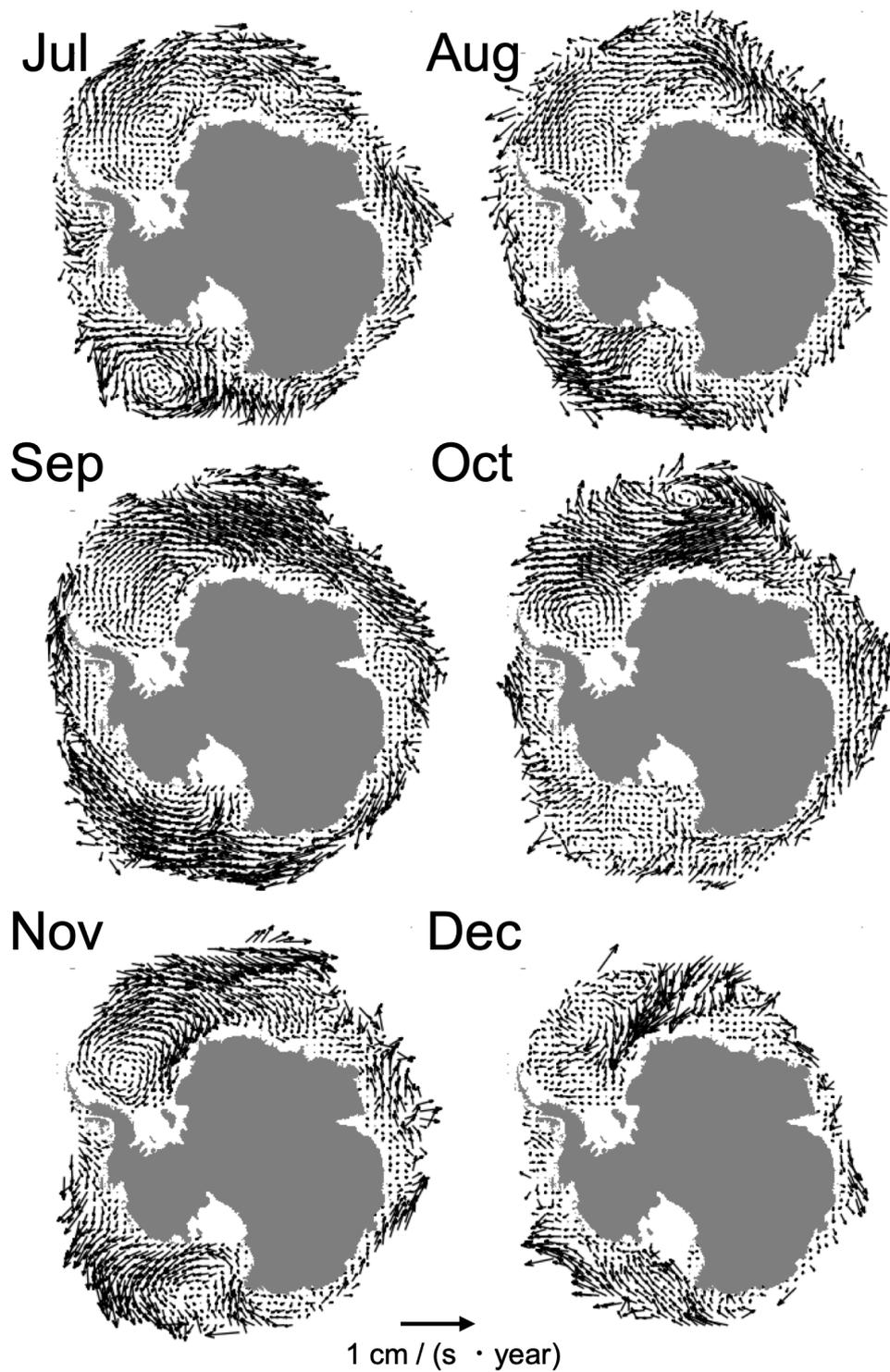


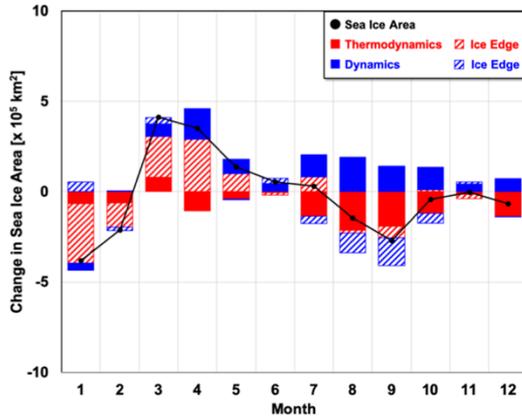
Figure B. 2003 年から 2019 年までの各月の月平均海氷漂流速度のトレンド

C. 海域ごとの海水動態の季節変化

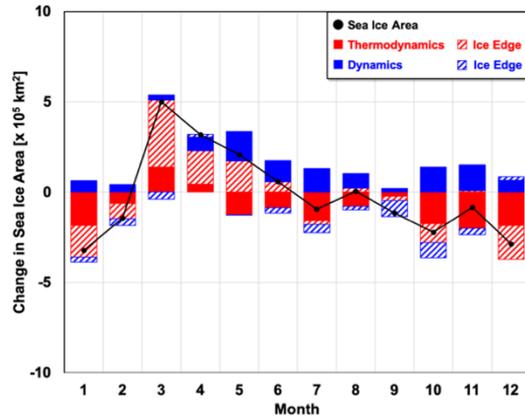
C-1. 60W - 30W



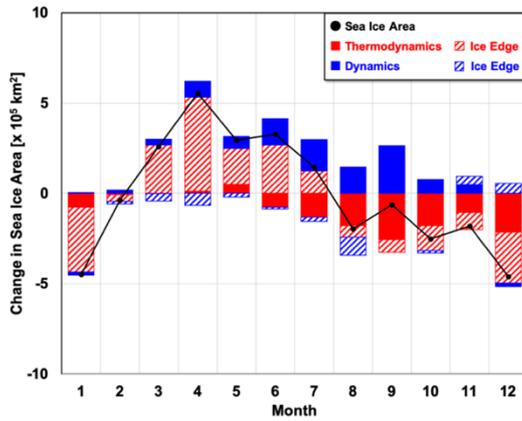
2003



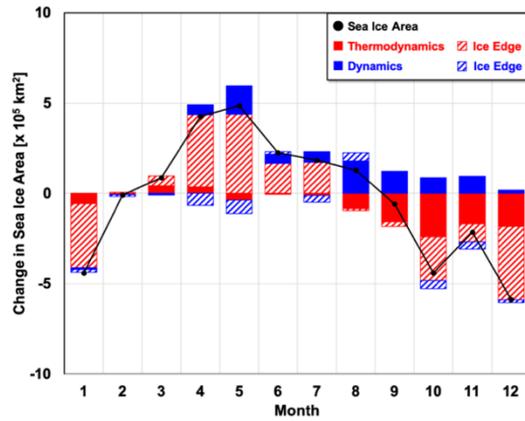
2004



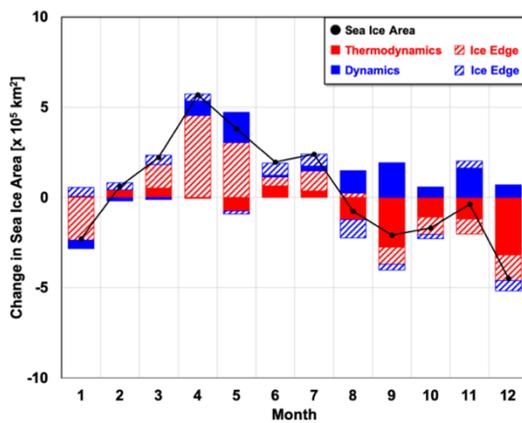
2005



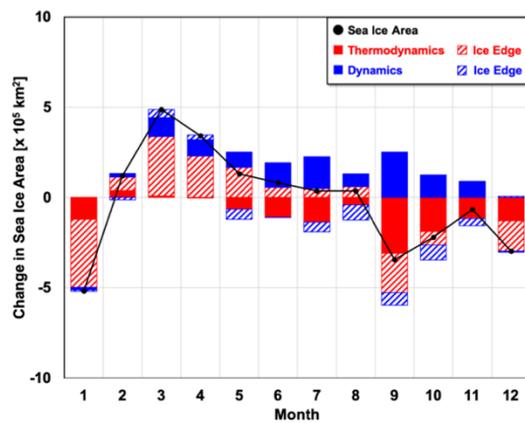
2006



2007

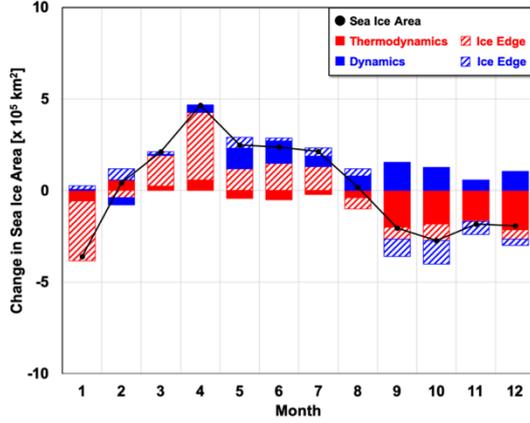


2008

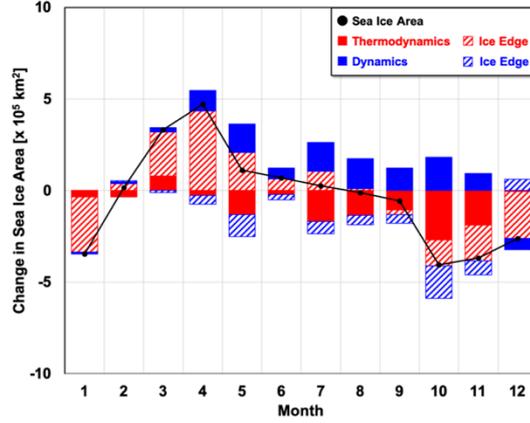




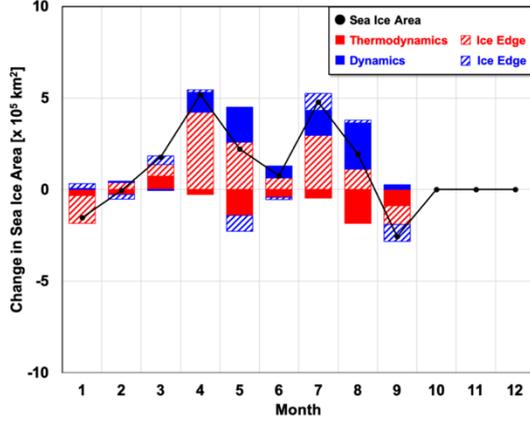
2009



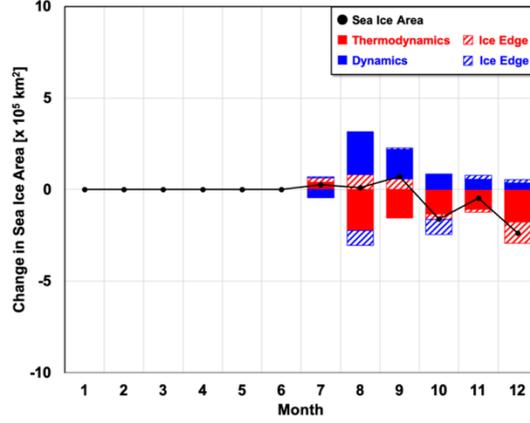
2010



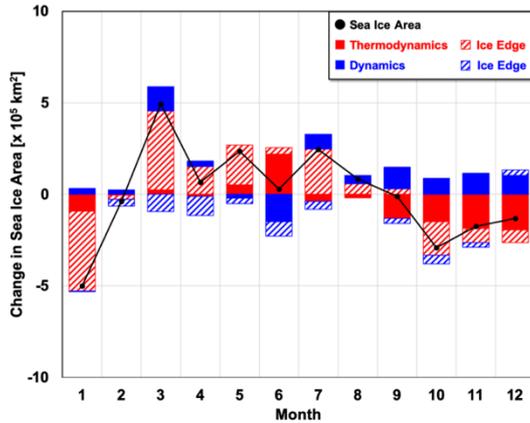
2011



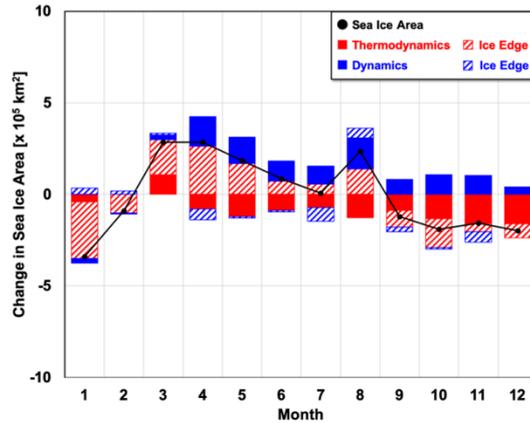
2012



2013

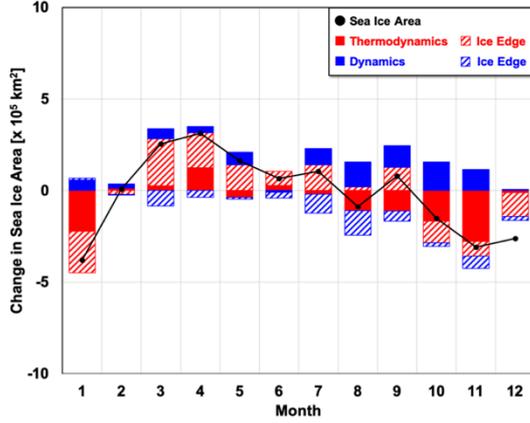


2014

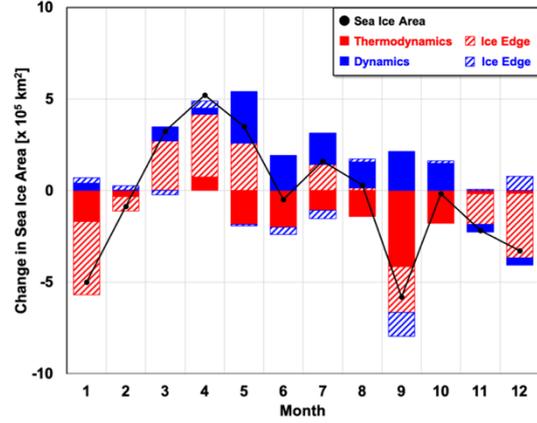




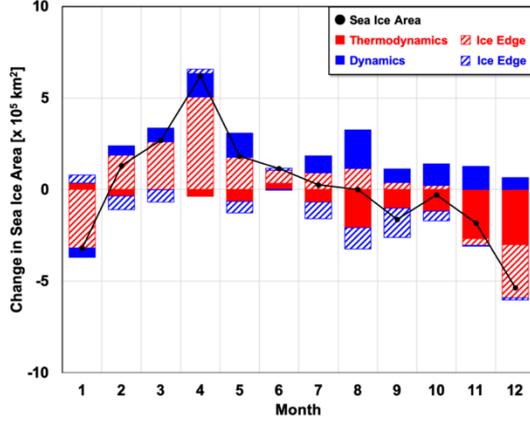
2015



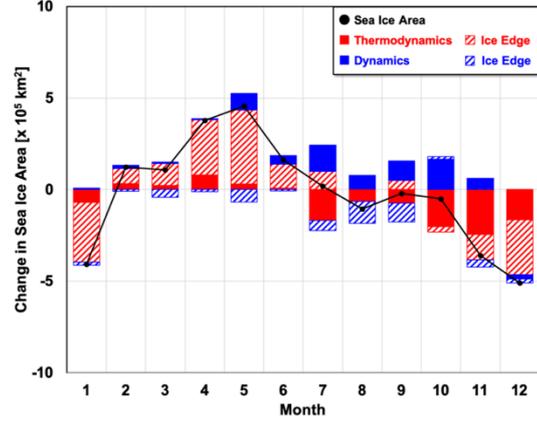
2016



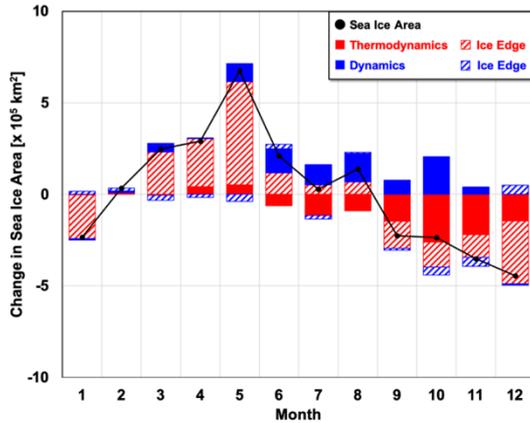
2017



2018



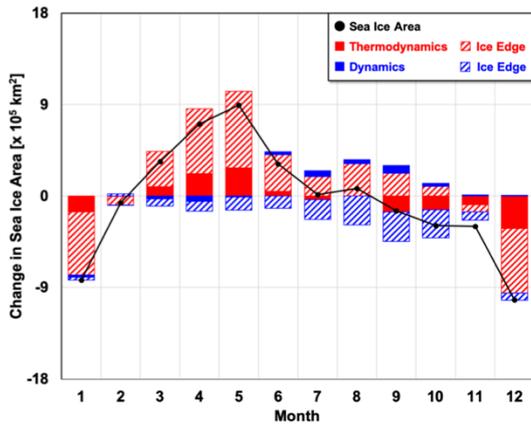
2019



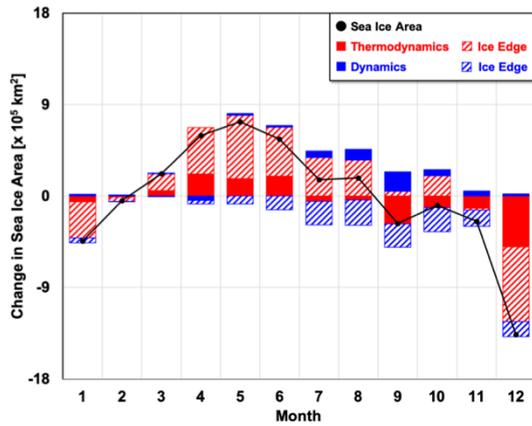
C-2. 30W - 0



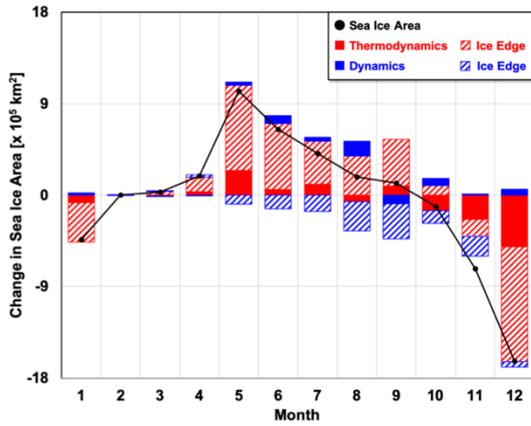
2003



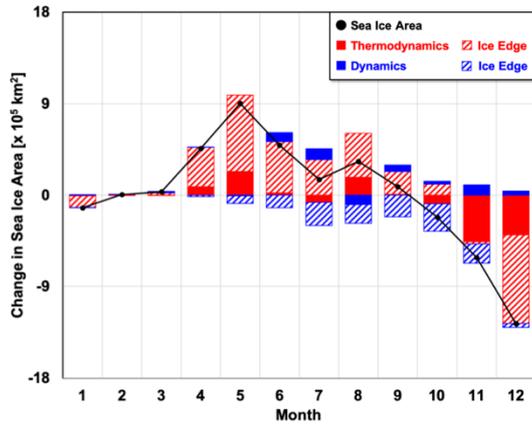
2004



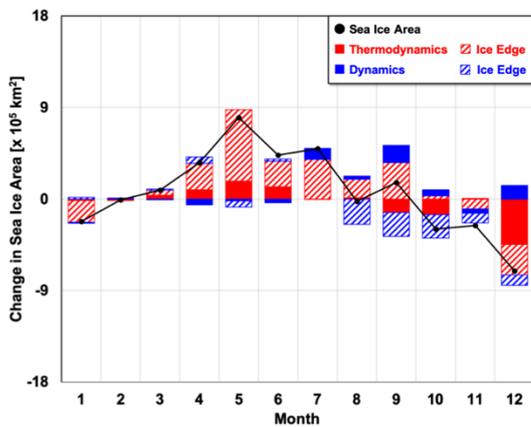
2005



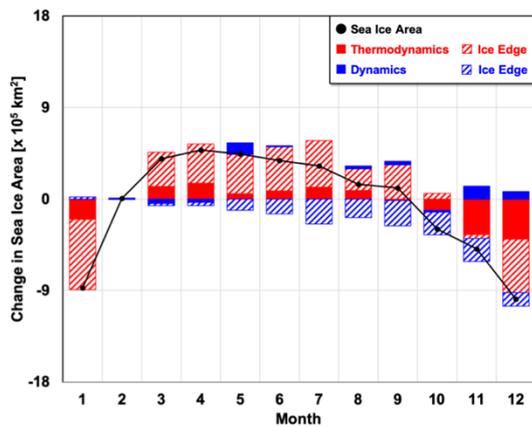
2006



2007

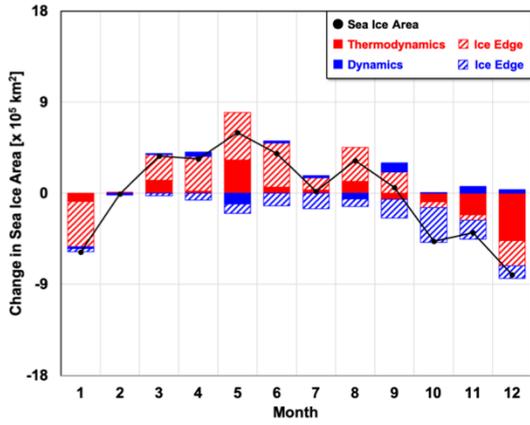


2008

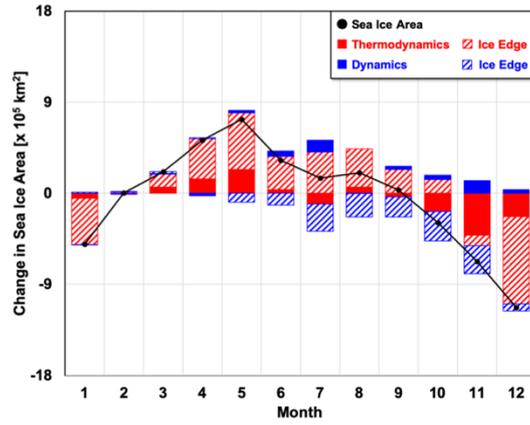




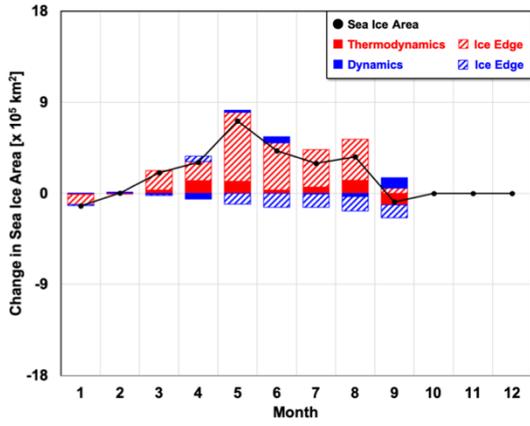
2009



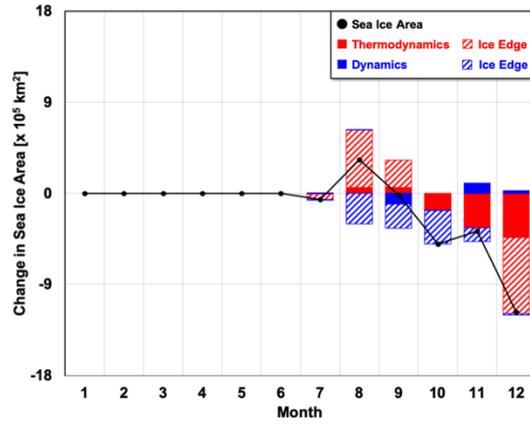
2010



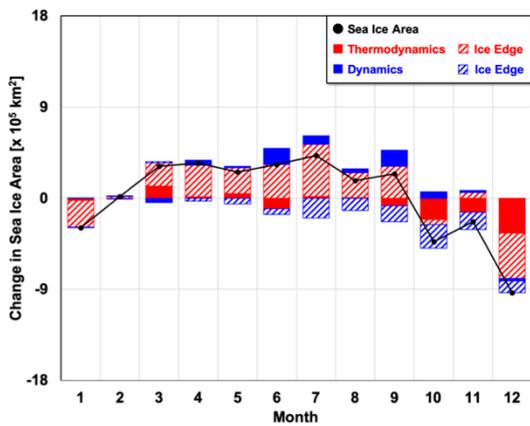
2011



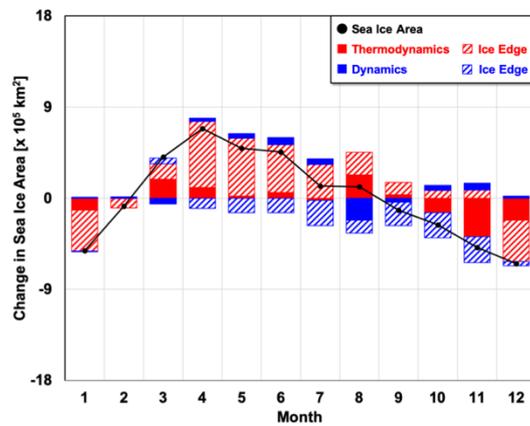
2012

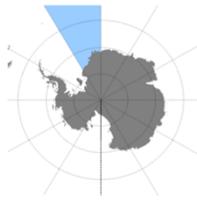


2013

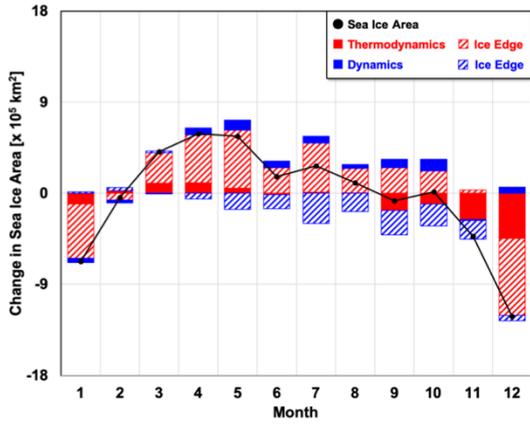


2014

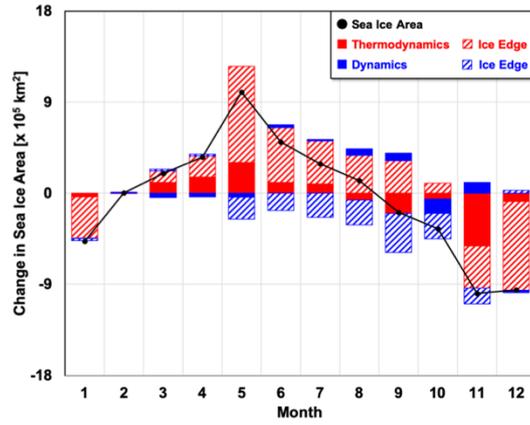




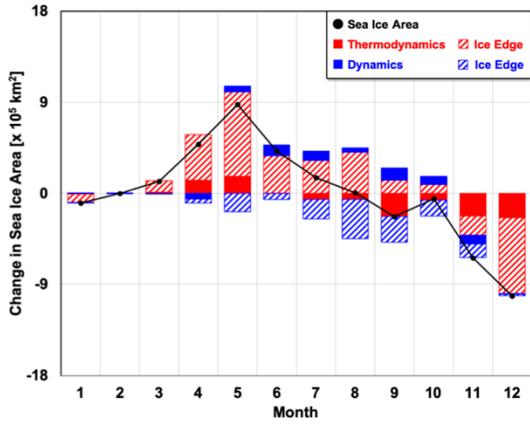
2015



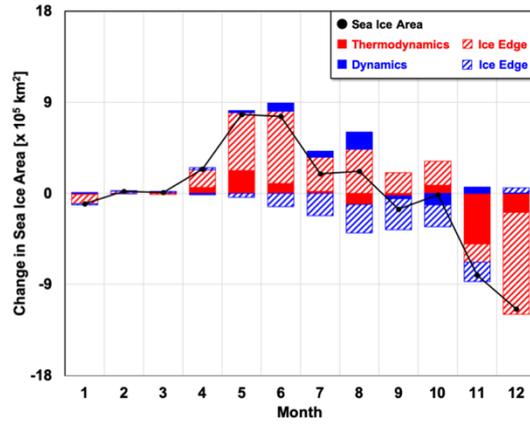
2016



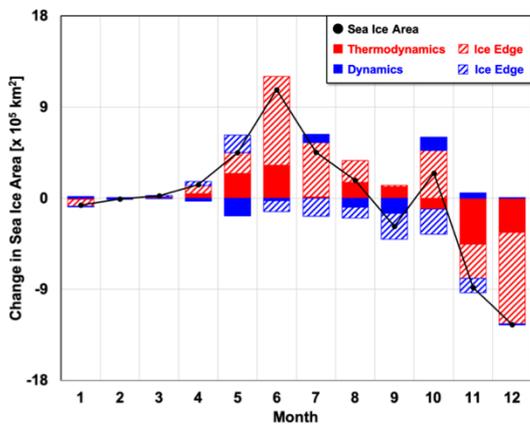
2017



2018



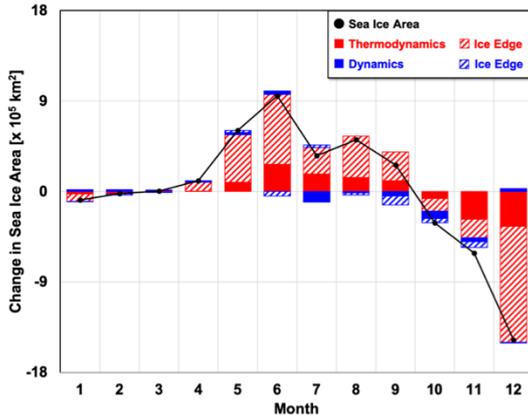
2019



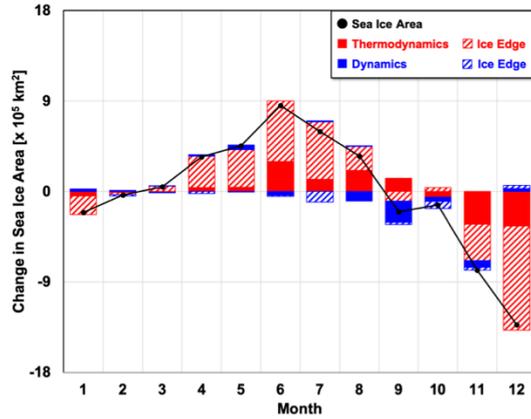
C-3. 0 - 30E



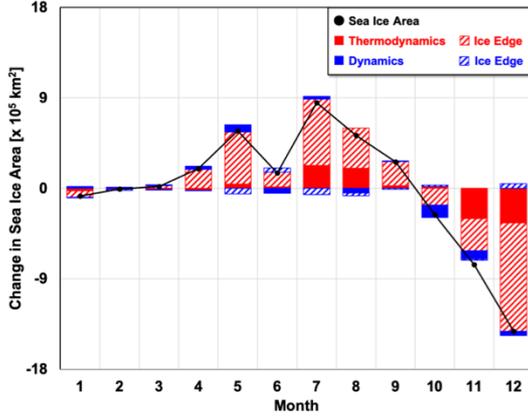
2003



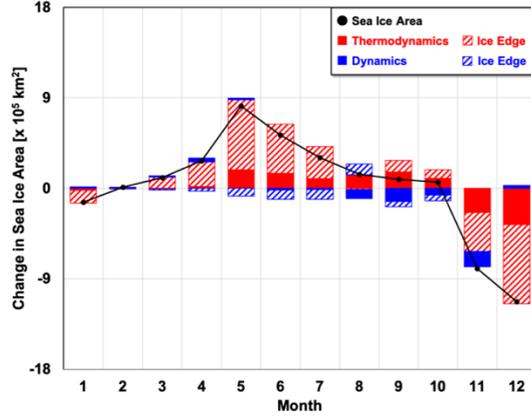
2004



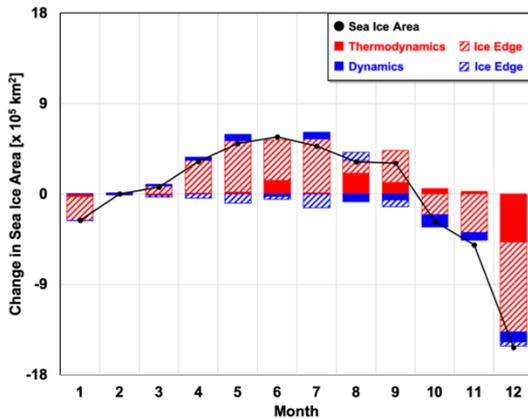
2005



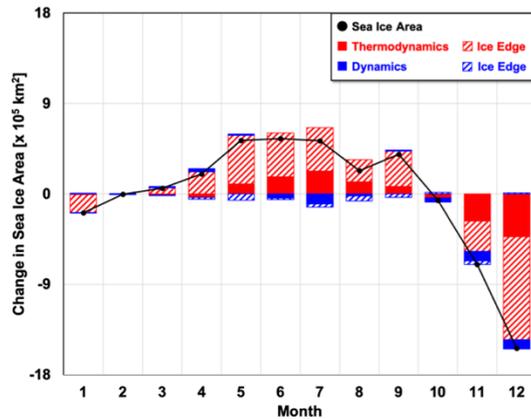
2006



2007

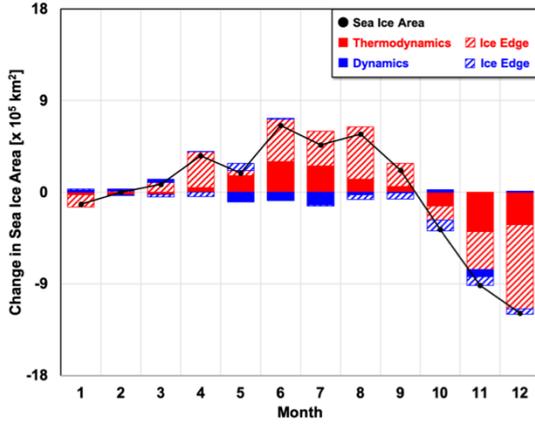


2008

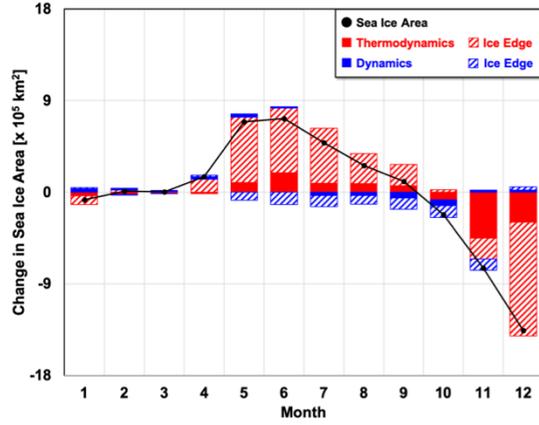




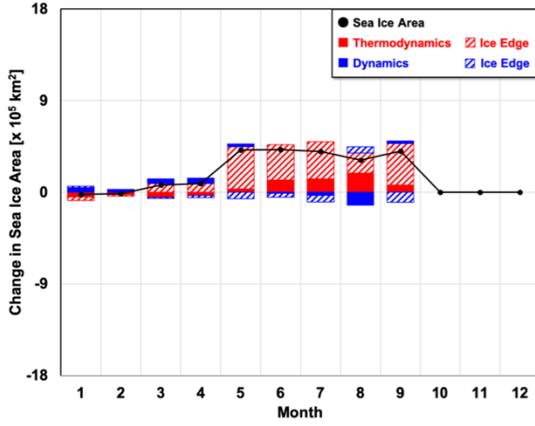
2009



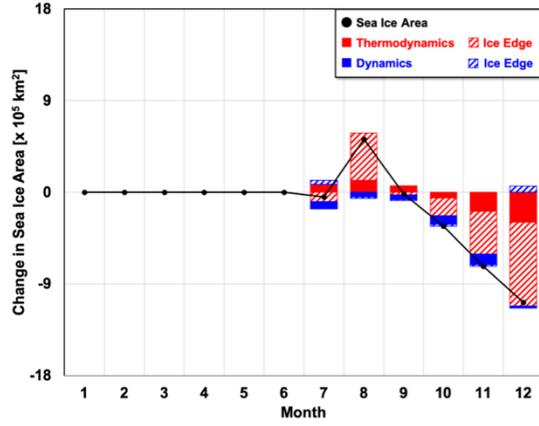
2010



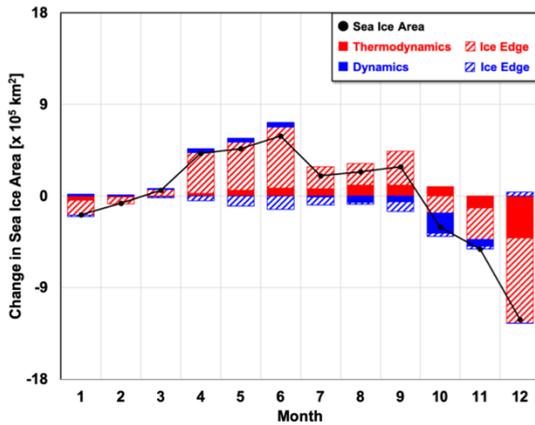
2011



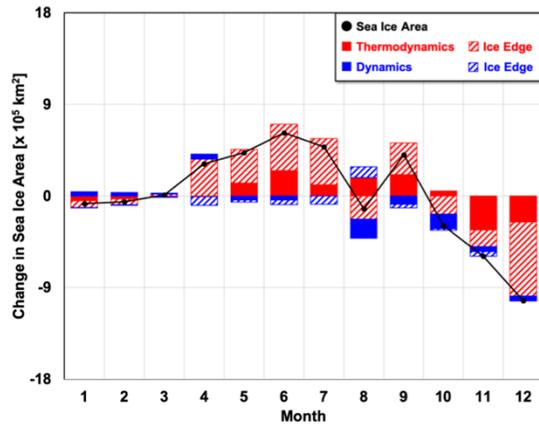
2012



2013

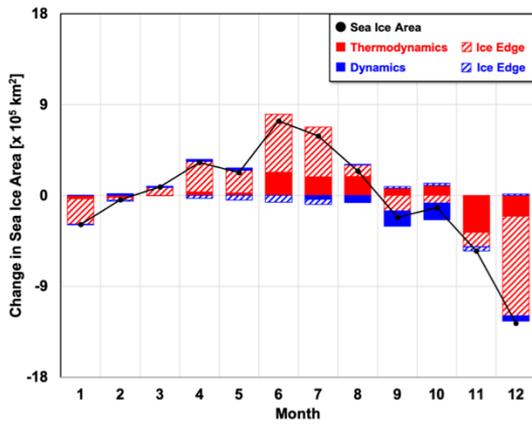


2014

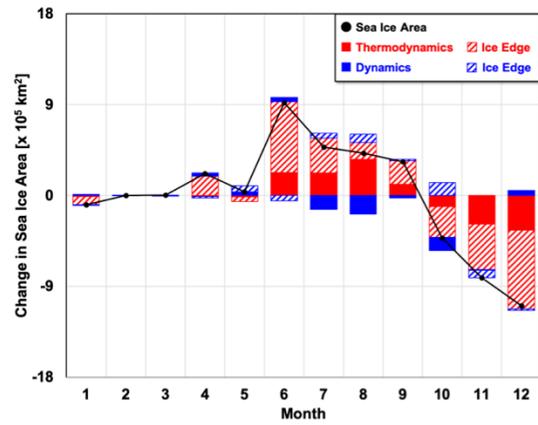




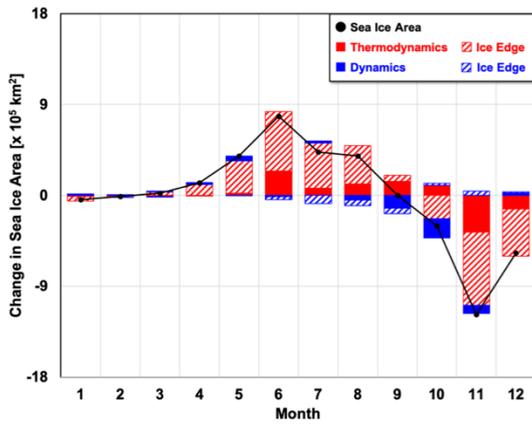
2015



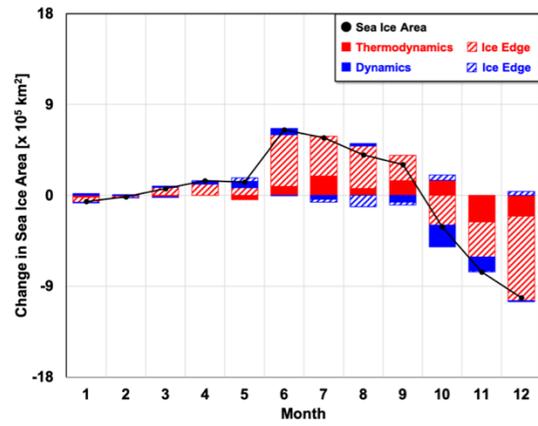
2016



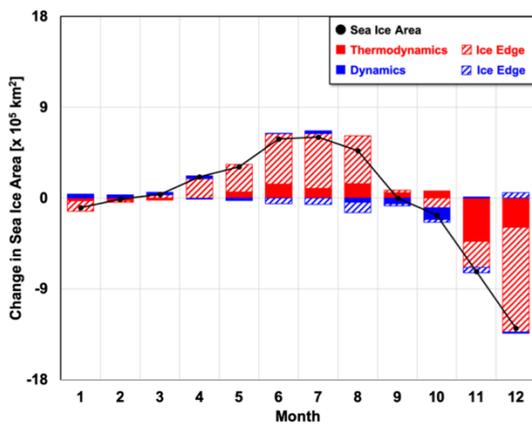
2017



2018



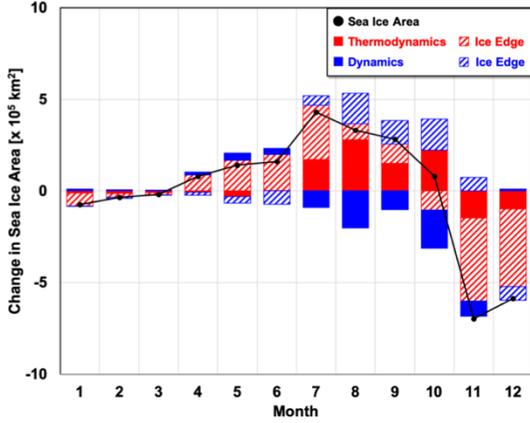
2019



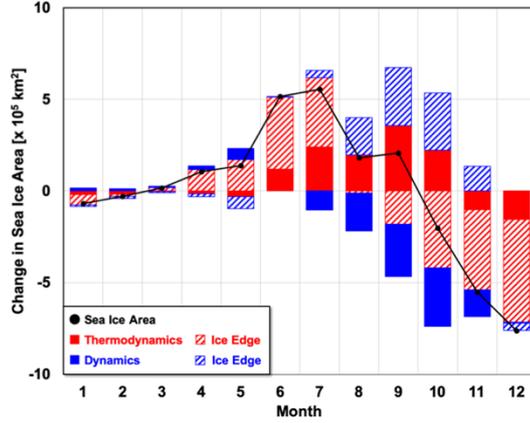
C-4. 30E - 60E



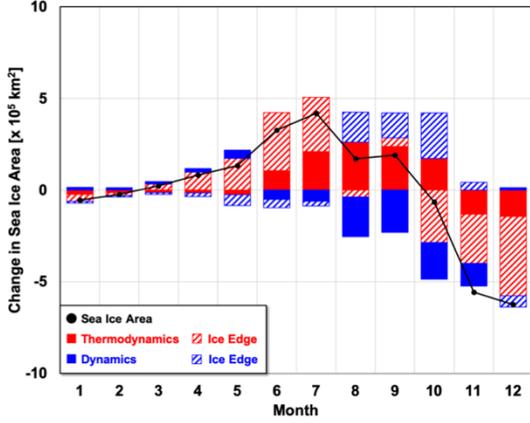
2003



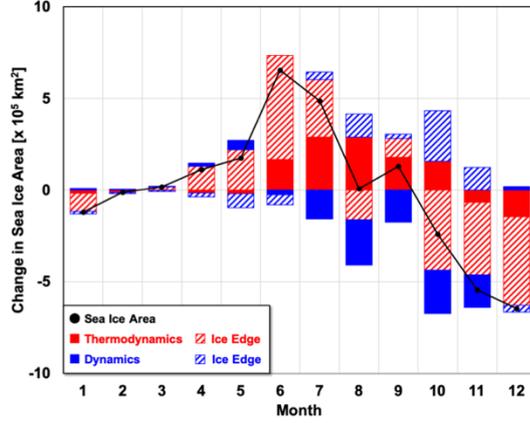
2004



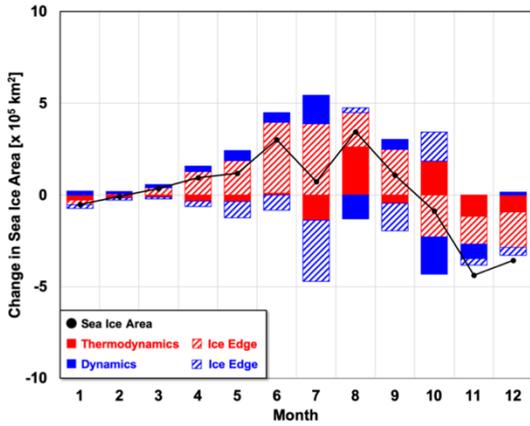
2005



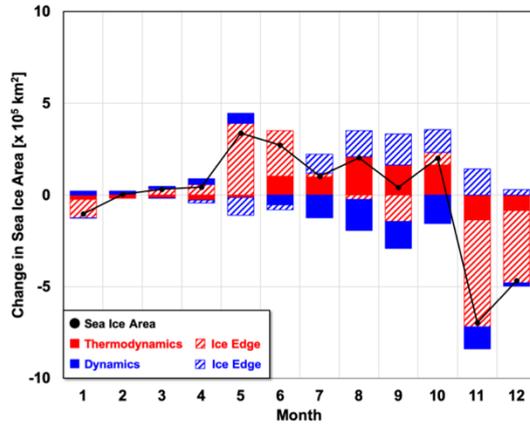
2006



2007

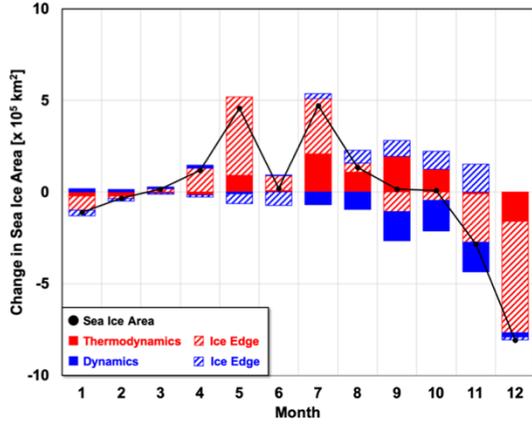


2008

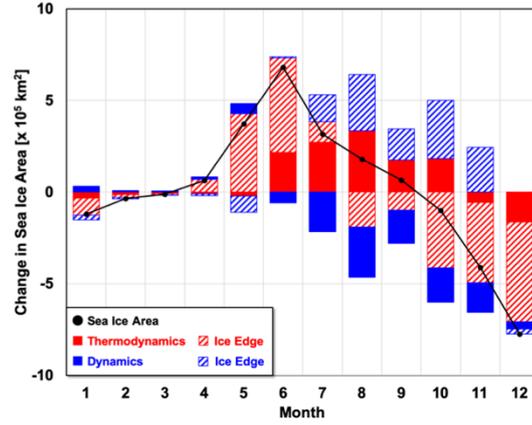




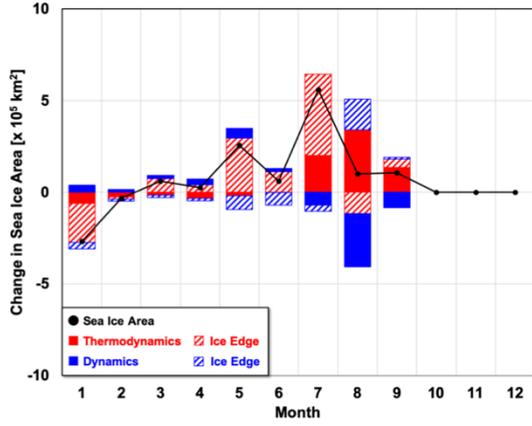
2009



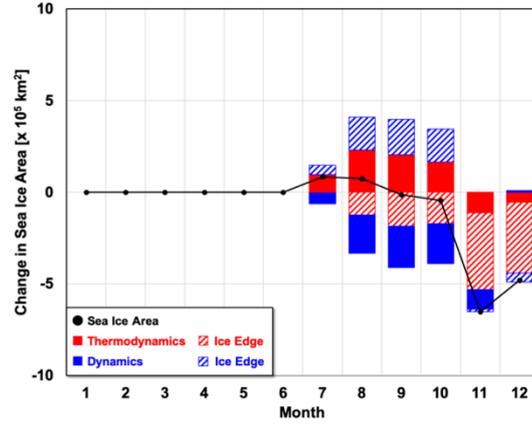
2010



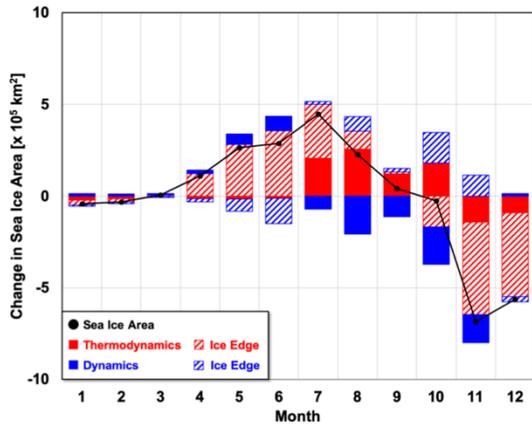
2011



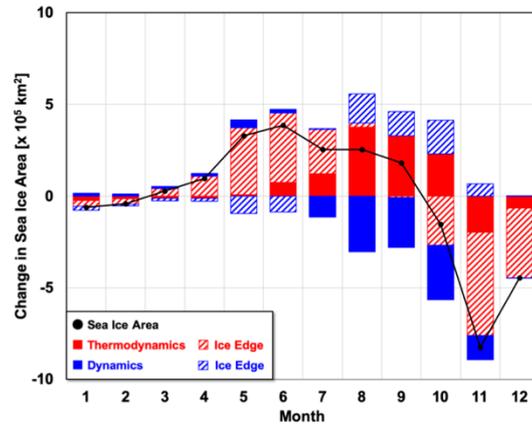
2012



2013

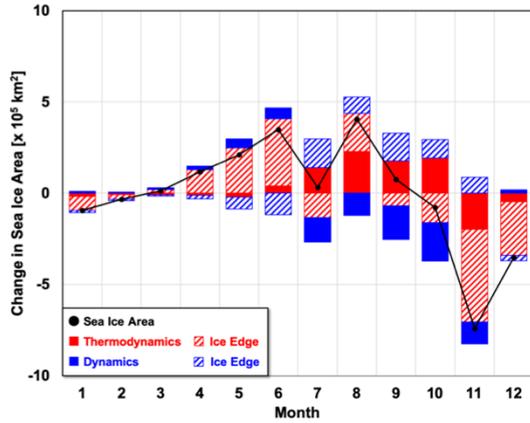


2014

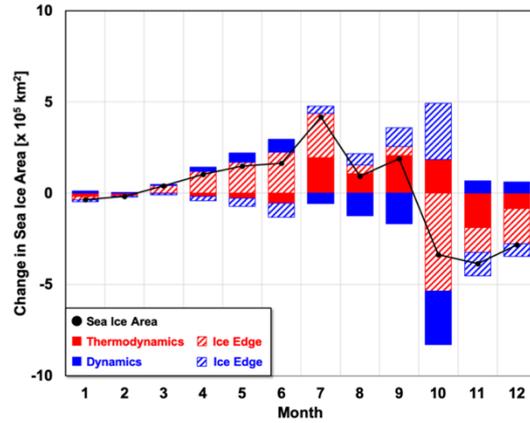




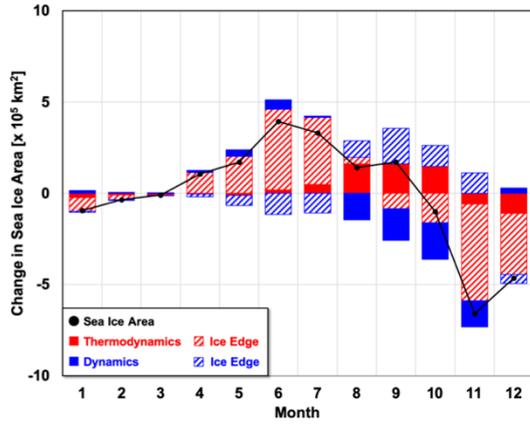
2015



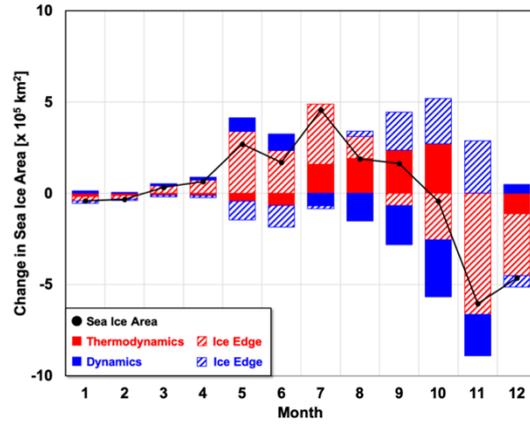
2016



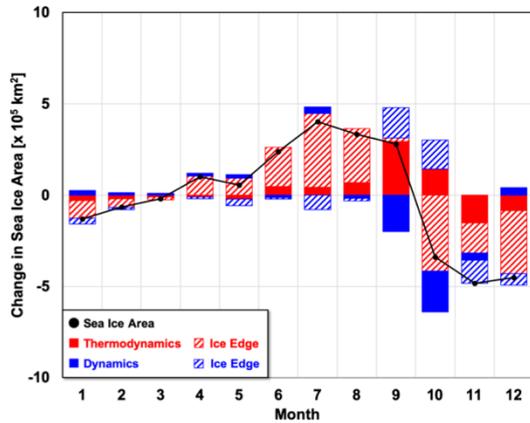
2017



2018



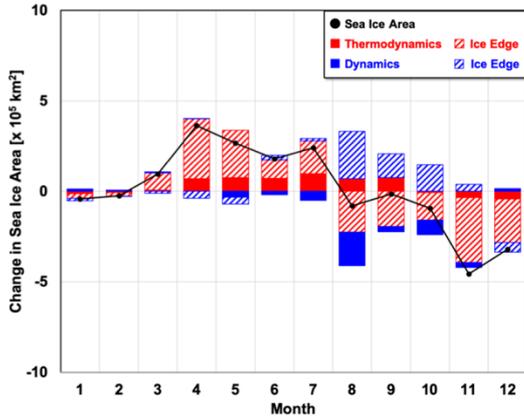
2019



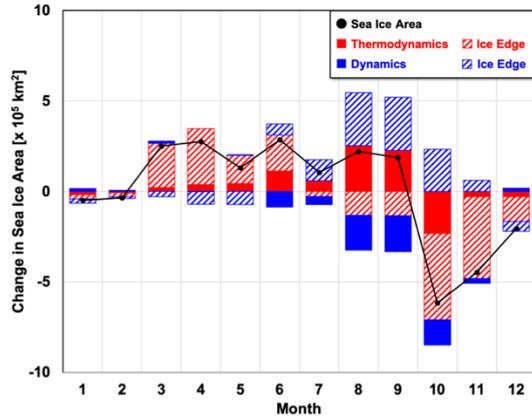
C-5. 60E - 90E



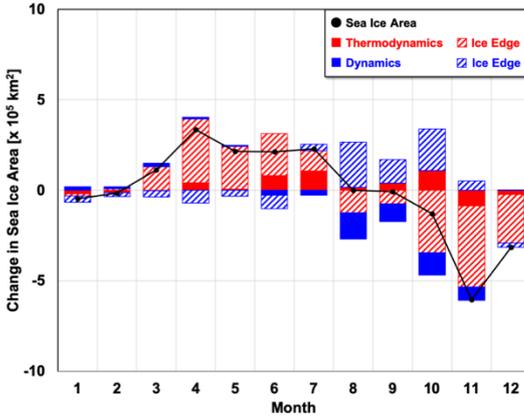
2003



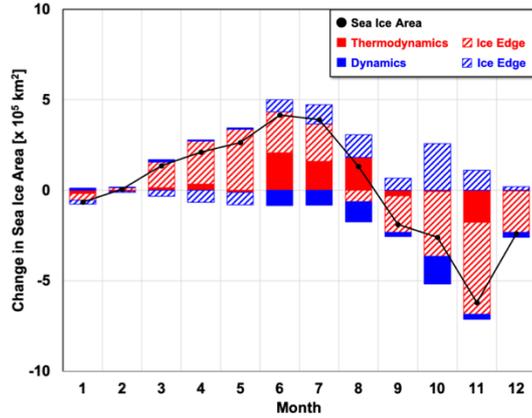
2004



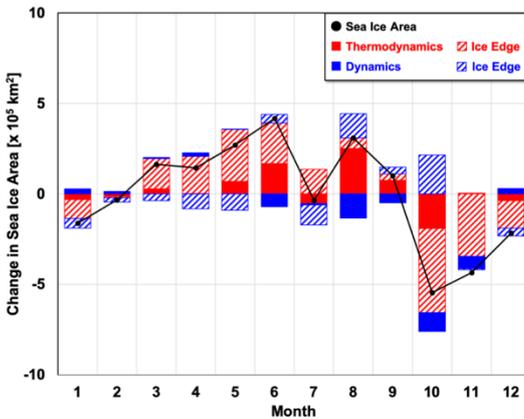
2005



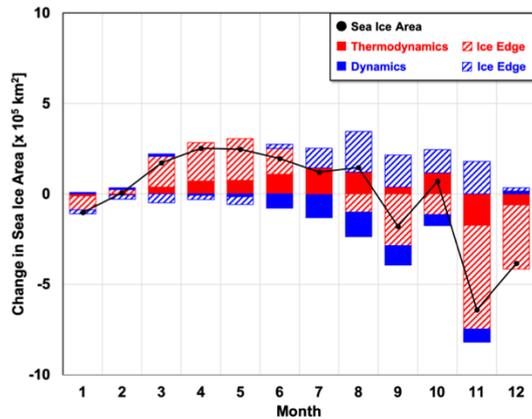
2006

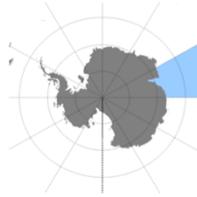


2007

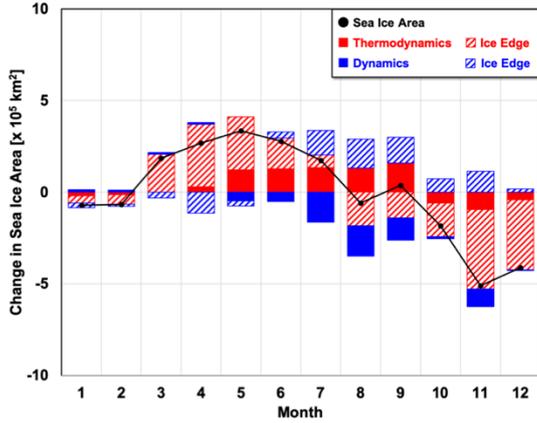


2008

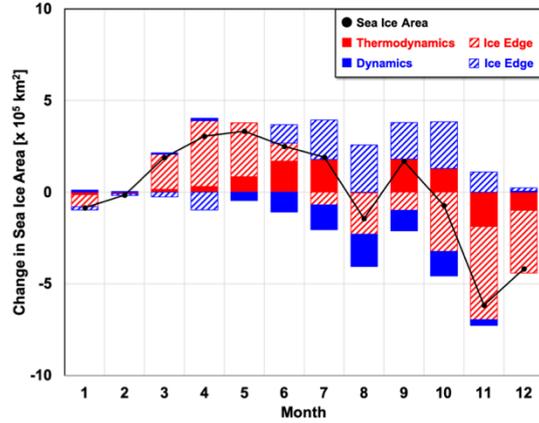




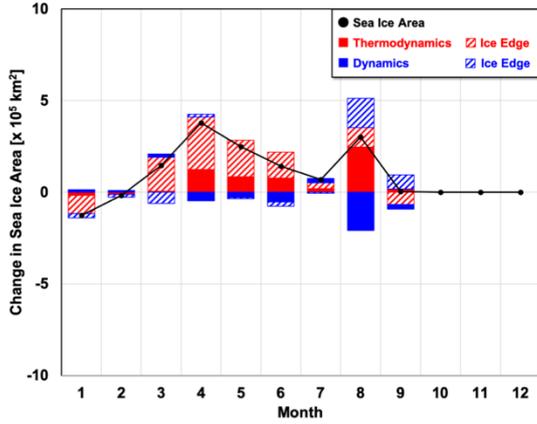
2009



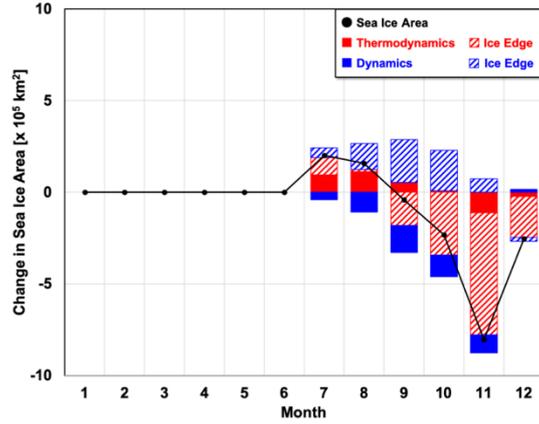
2010



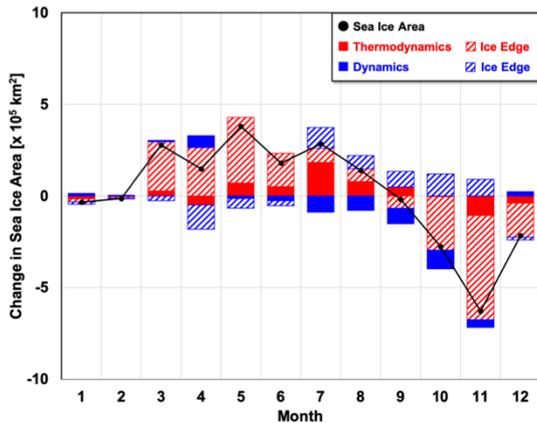
2011



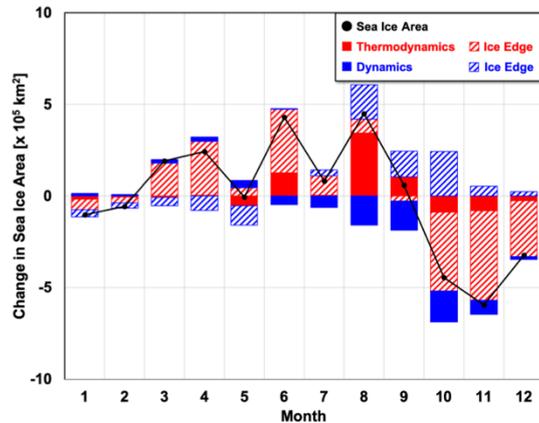
2012



2013

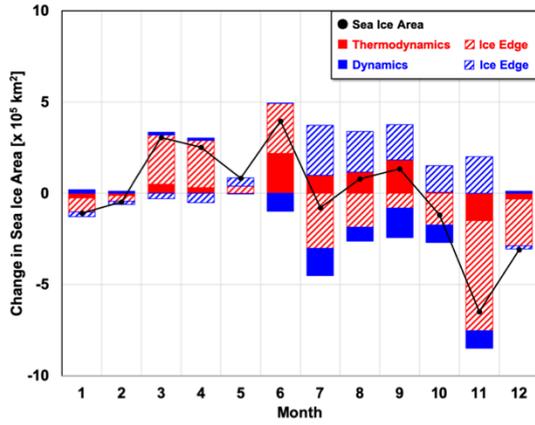


2014

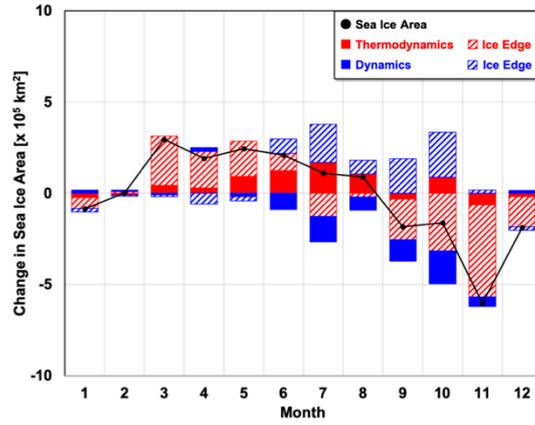




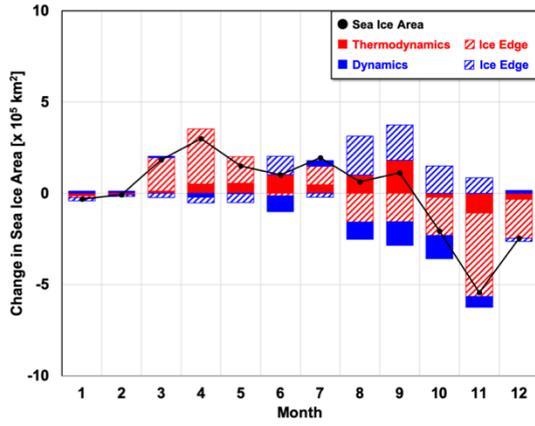
2015



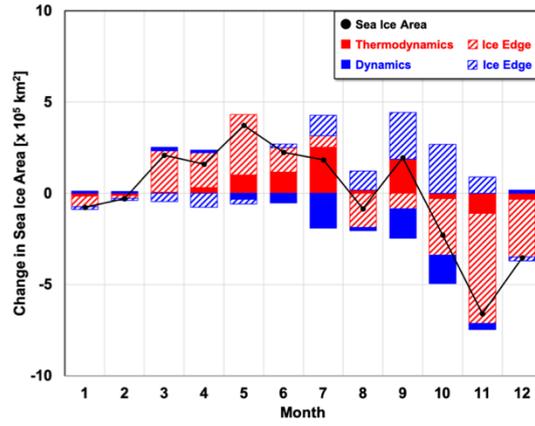
2016



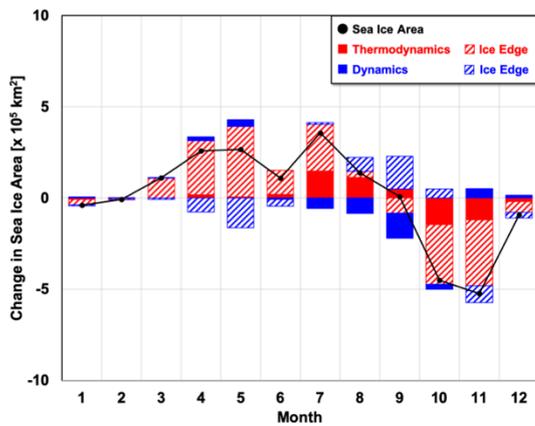
2017



2018



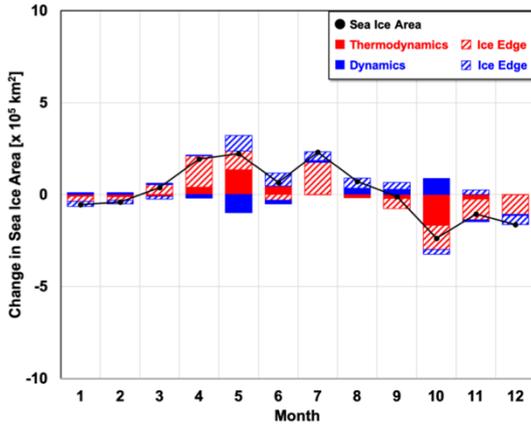
2019



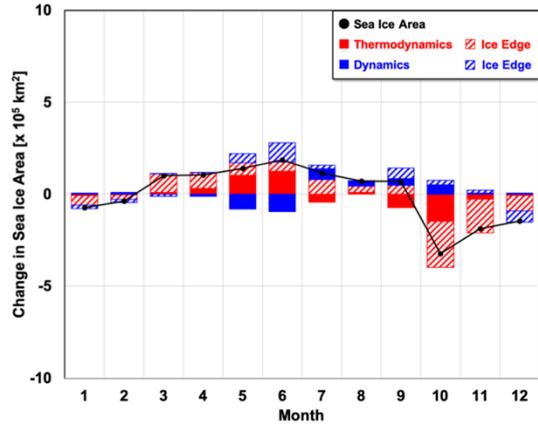
C-6. 90E - 120E



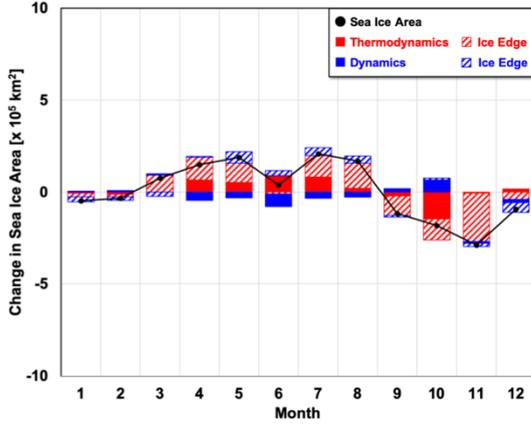
2003



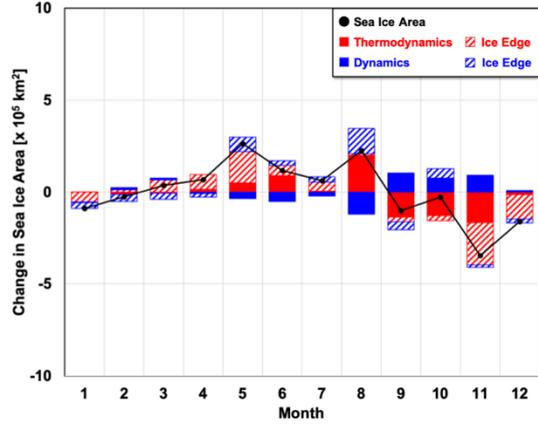
2004



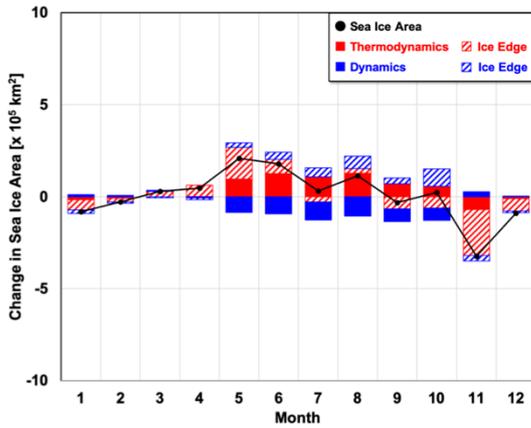
2005



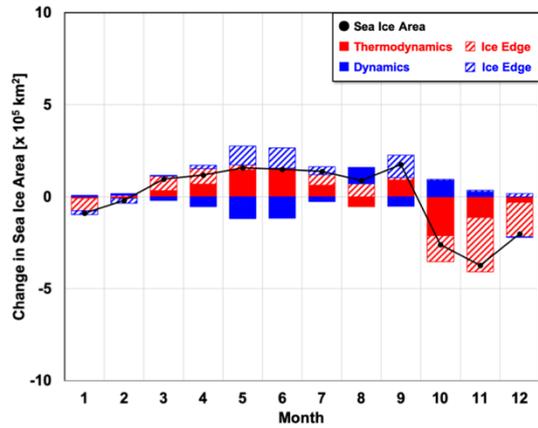
2006



2007

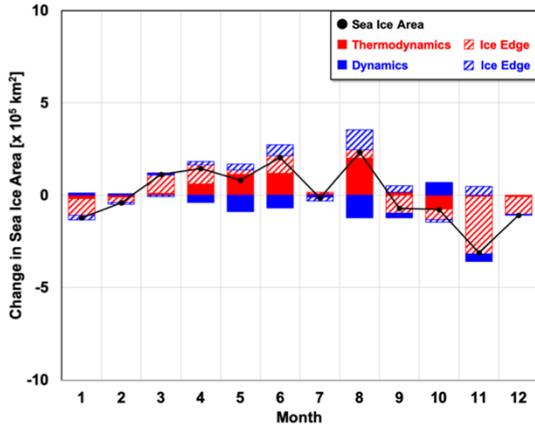


2008

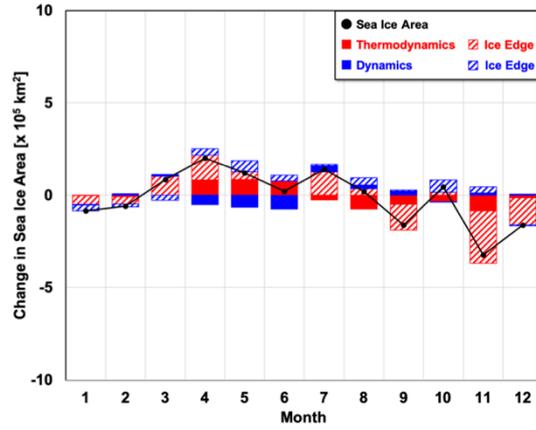




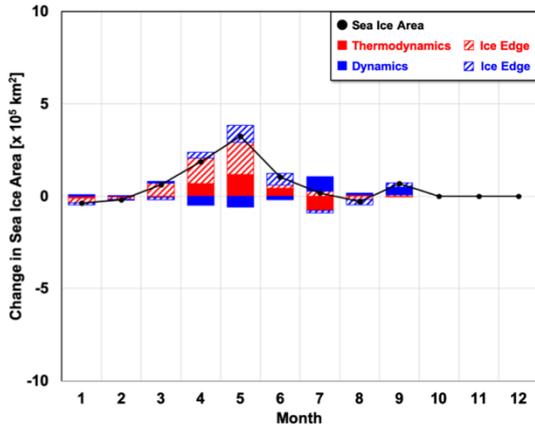
2009



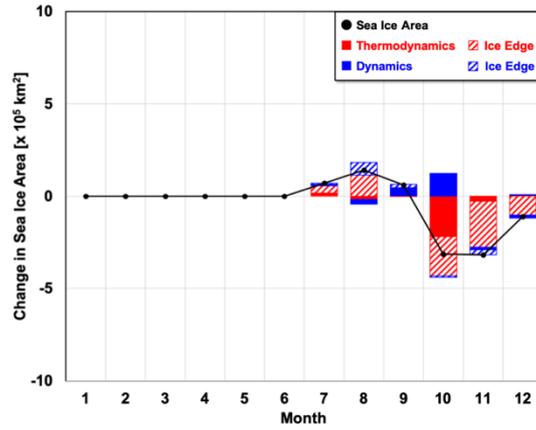
2010



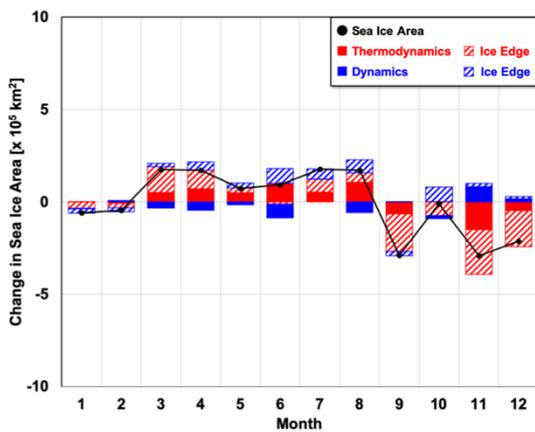
2011



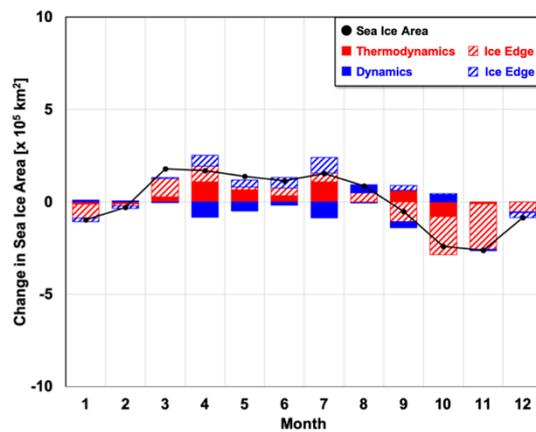
2012

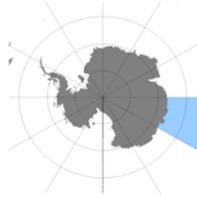


2013

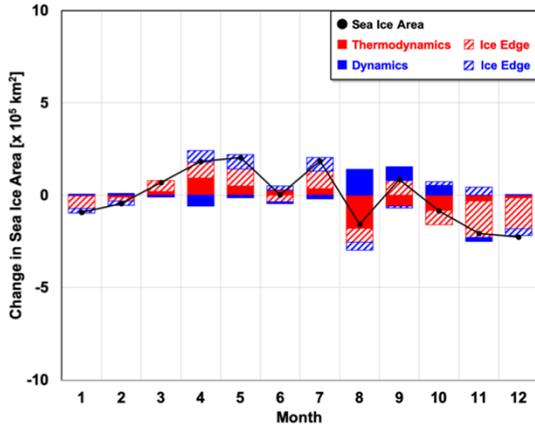


2014

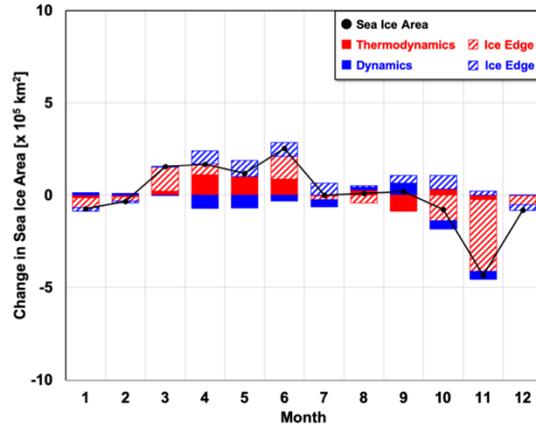




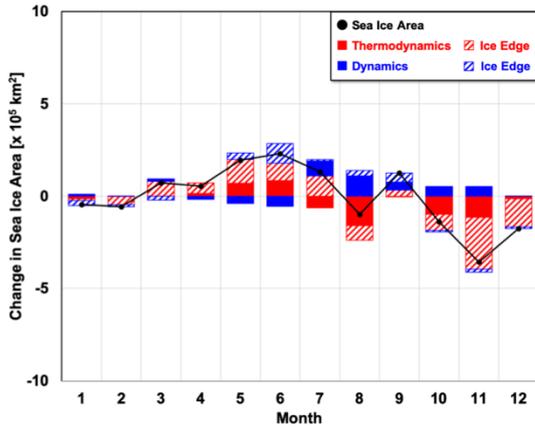
2015



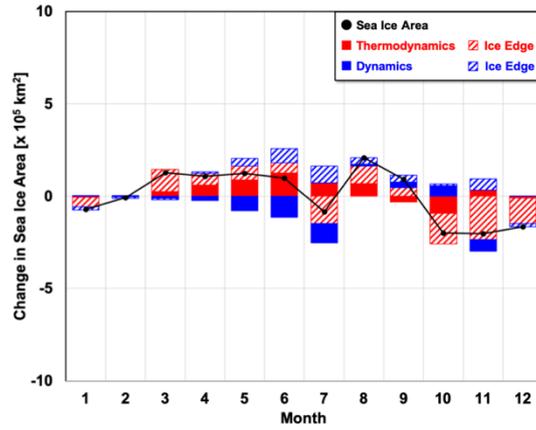
2016



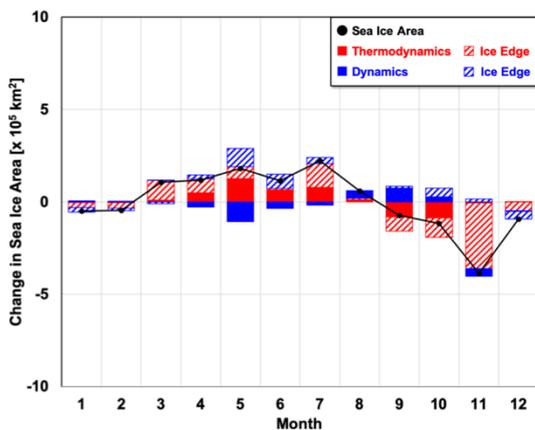
2017



2018



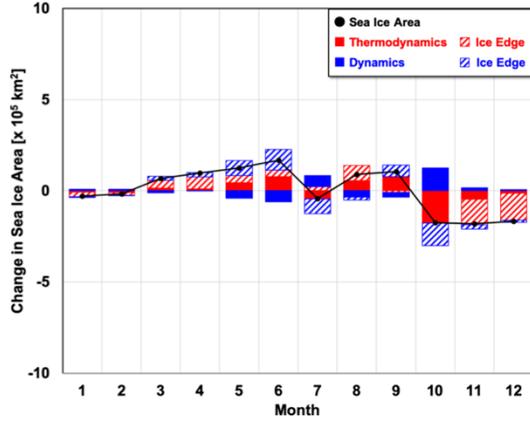
2019



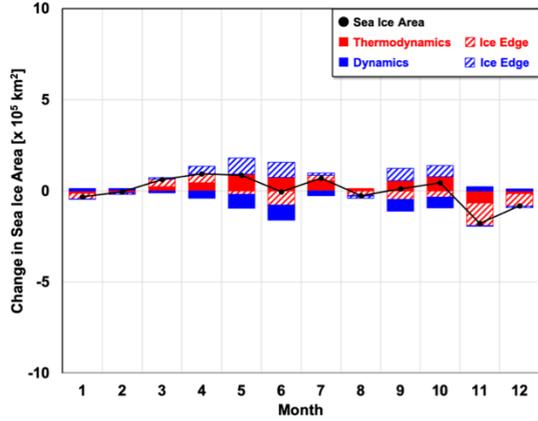
C-7. 120E - 150E



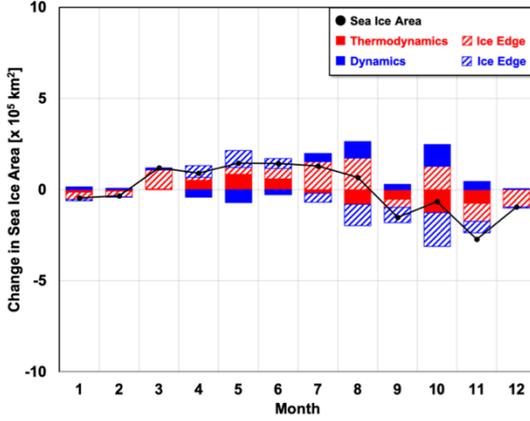
2003



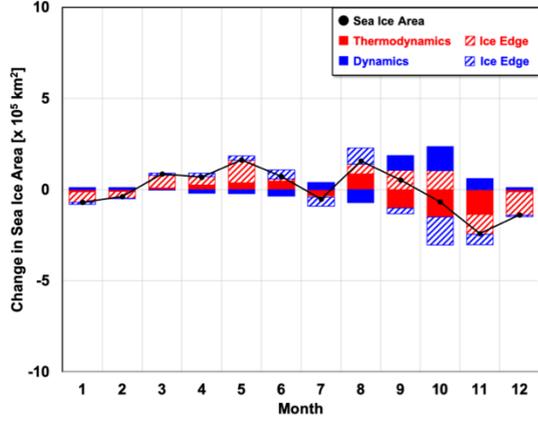
2004



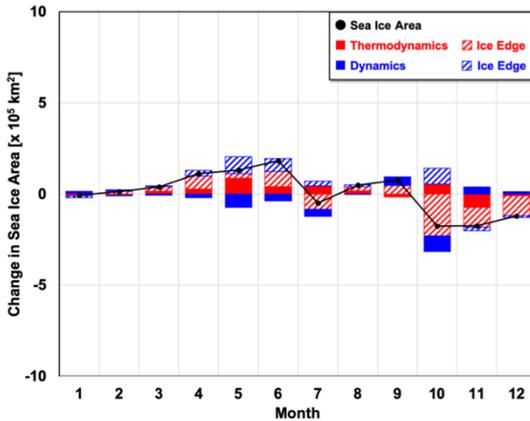
2005



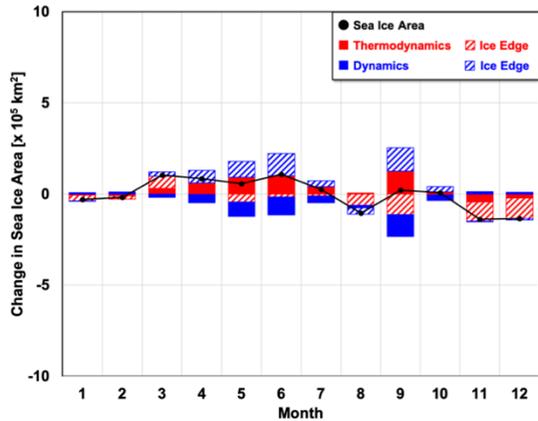
2006



2007

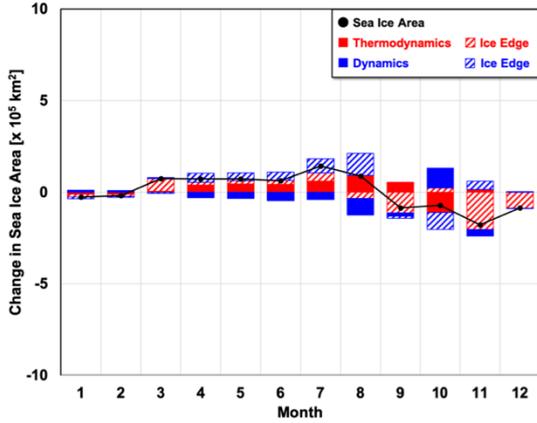


2008

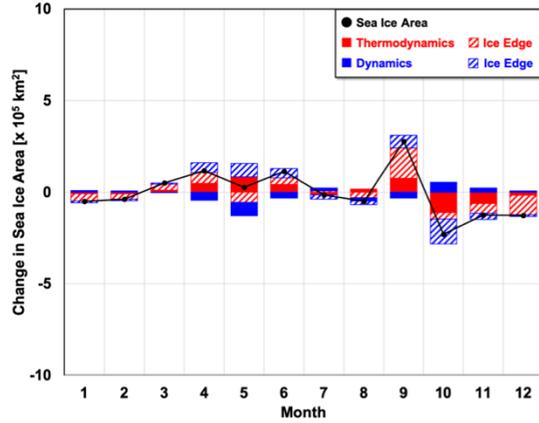




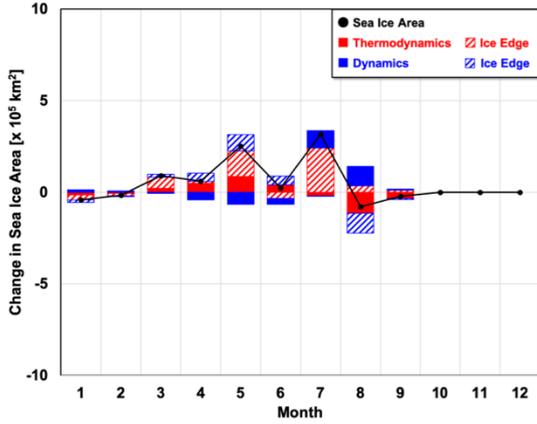
2009



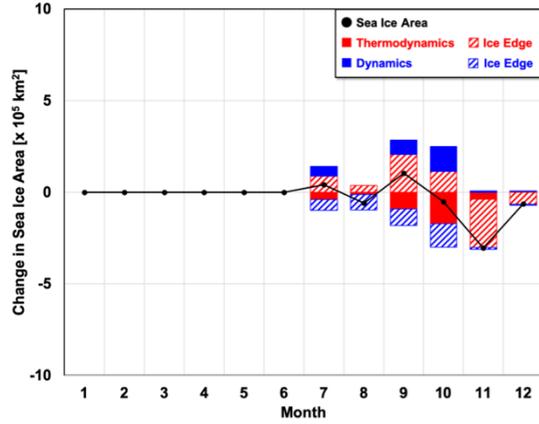
2010



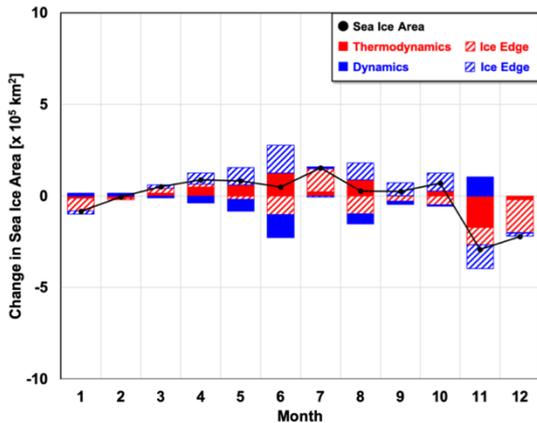
2011



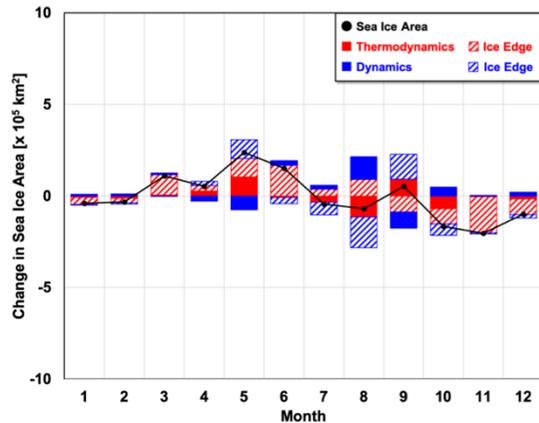
2012



2013

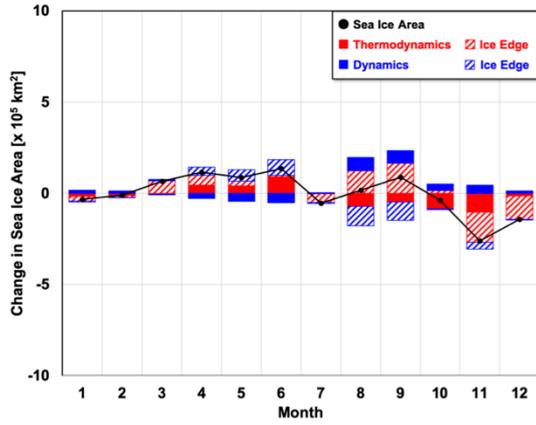


2014

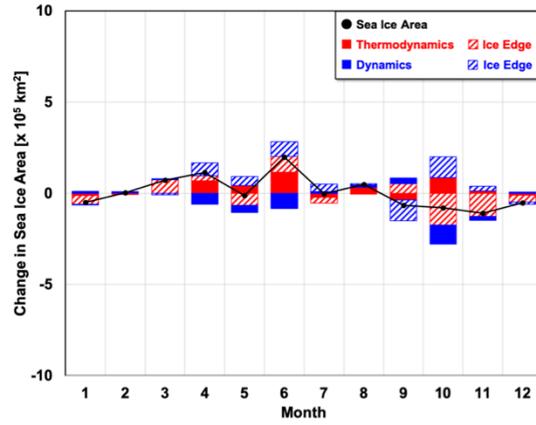




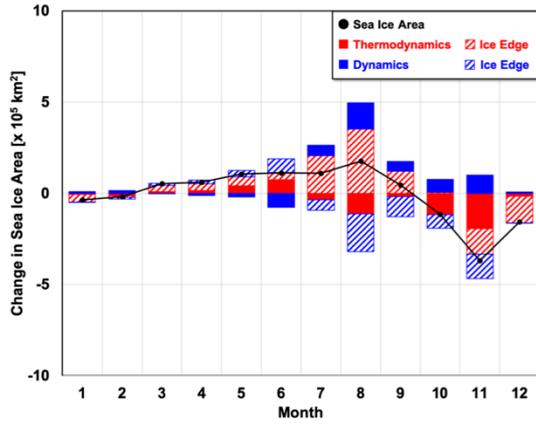
2015



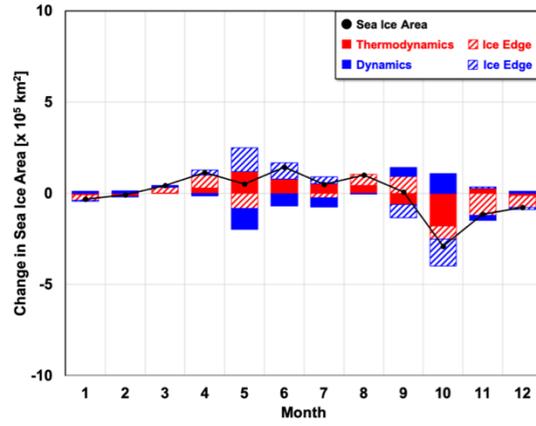
2016



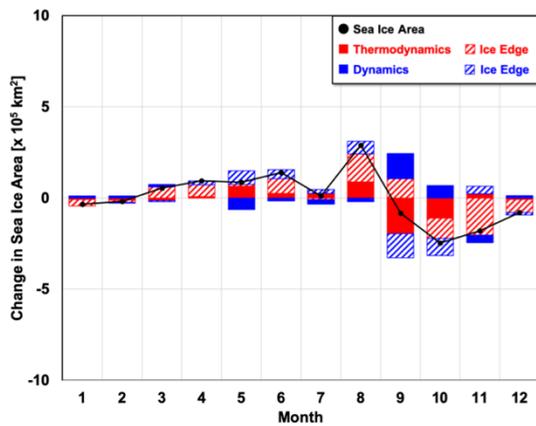
2017



2018



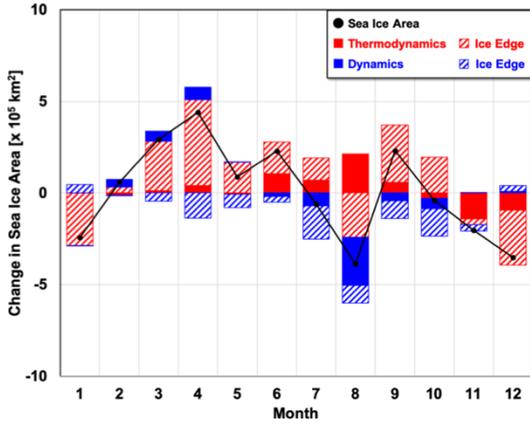
2019



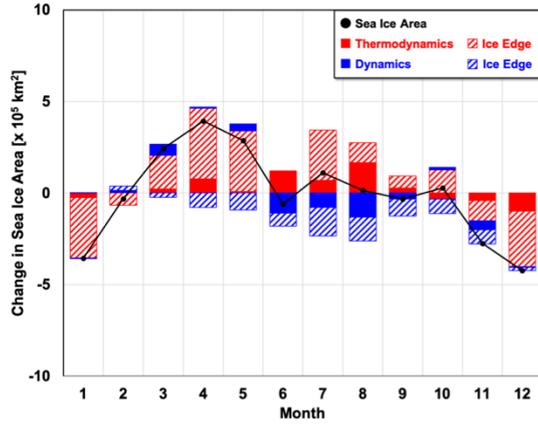
C-8. 150E - 180



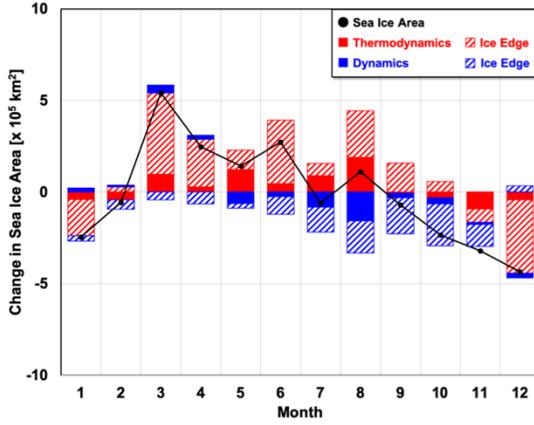
2003



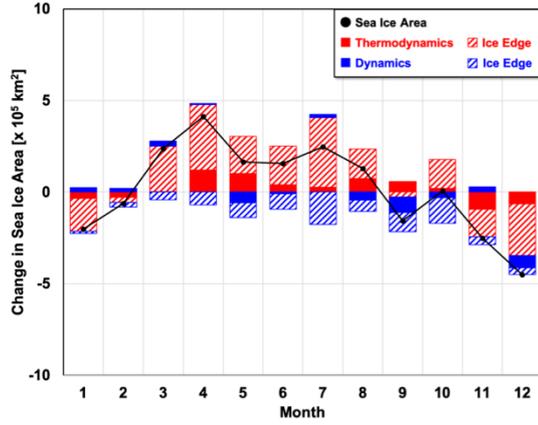
2004



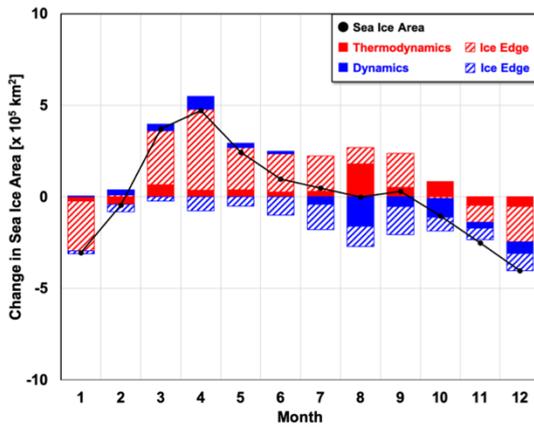
2005



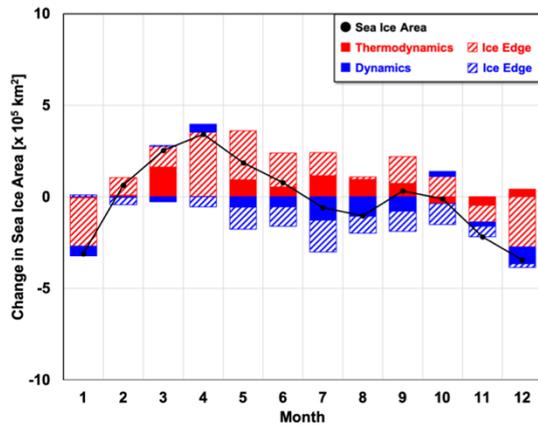
2006



2007

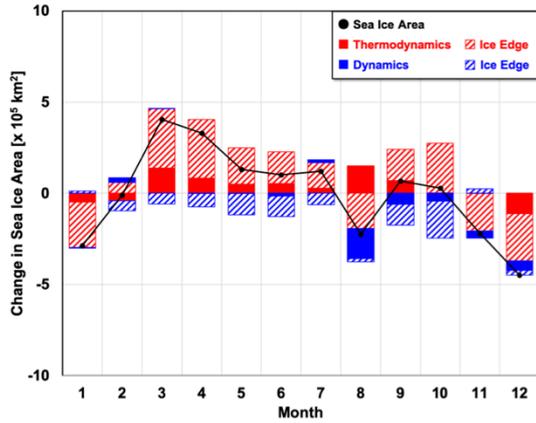


2008

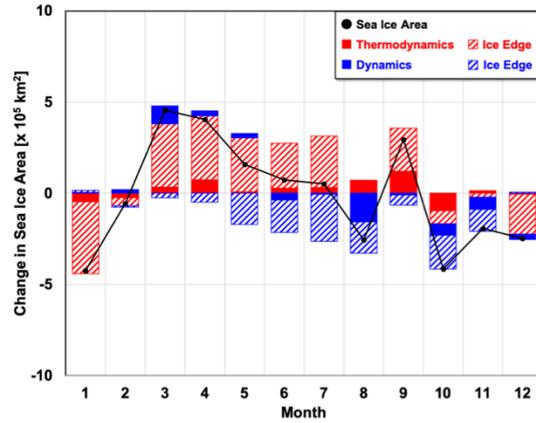




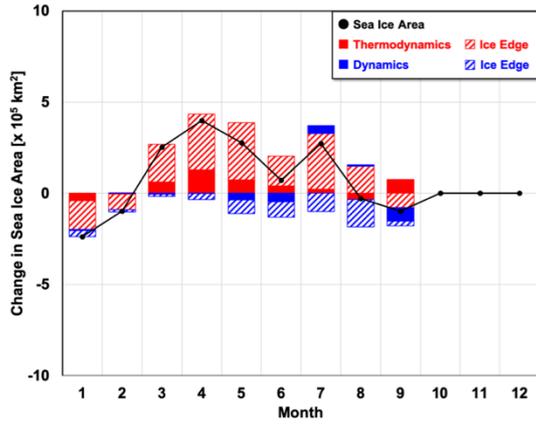
2009



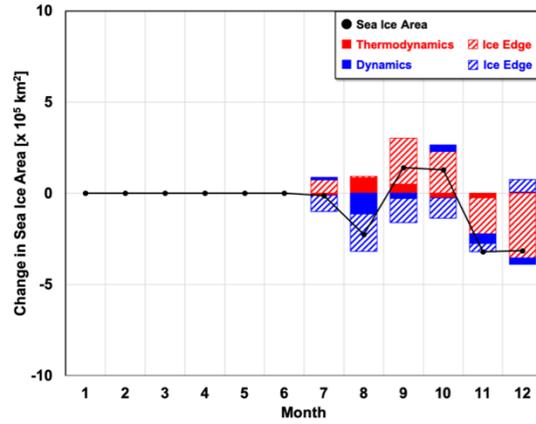
2010



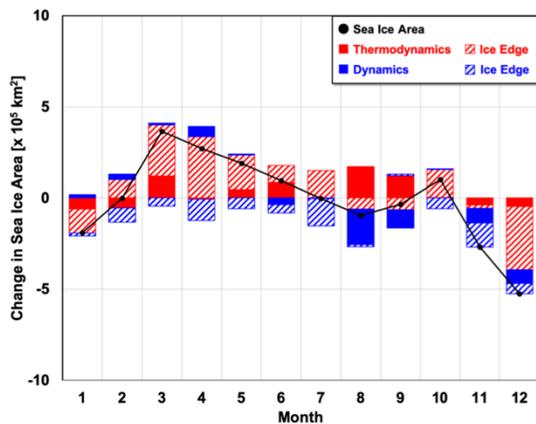
2011



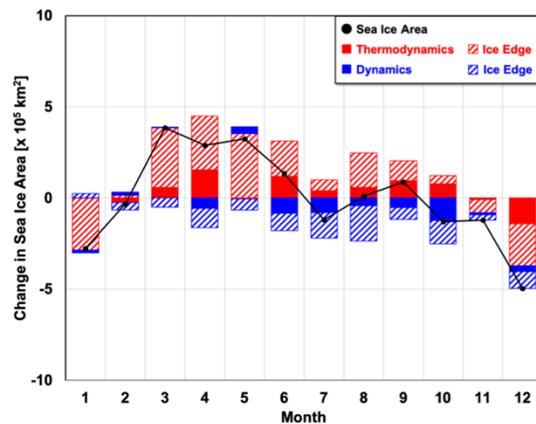
2012



2013

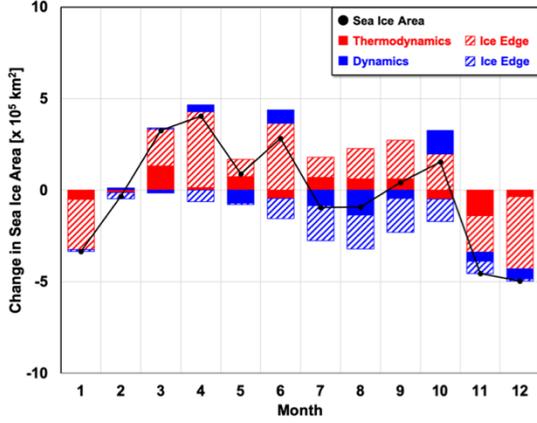


2014

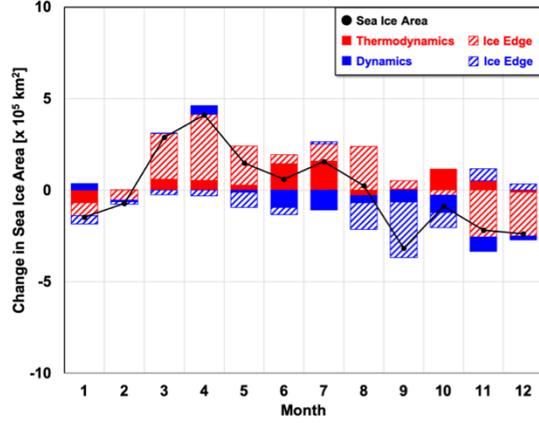




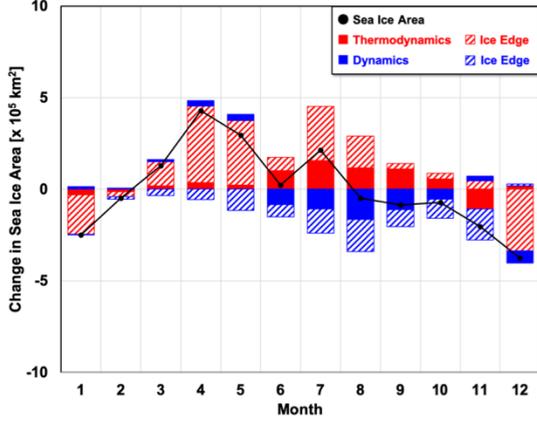
2015



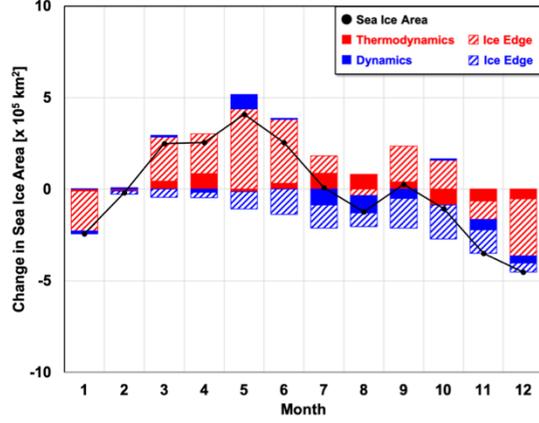
2016



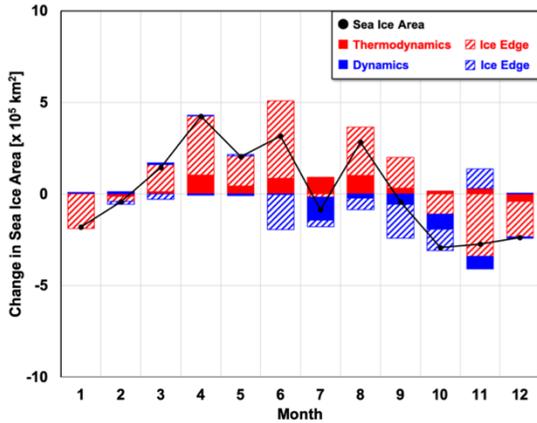
2017



2018



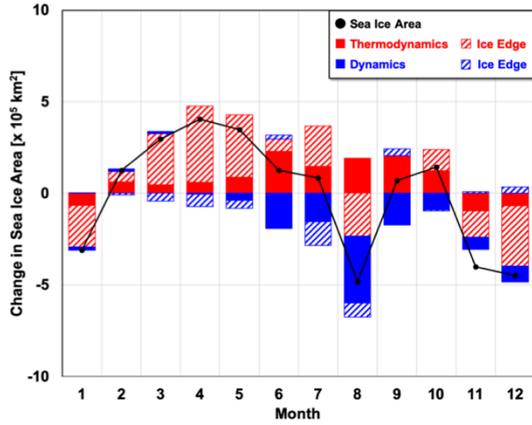
2019



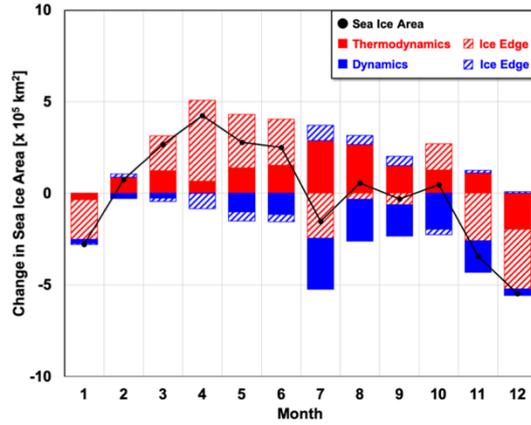
C-9. 180 - 150W



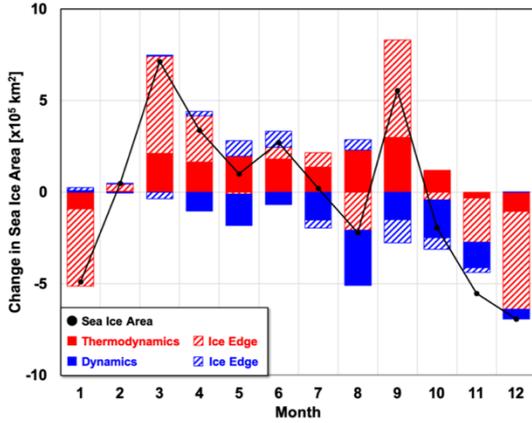
2003



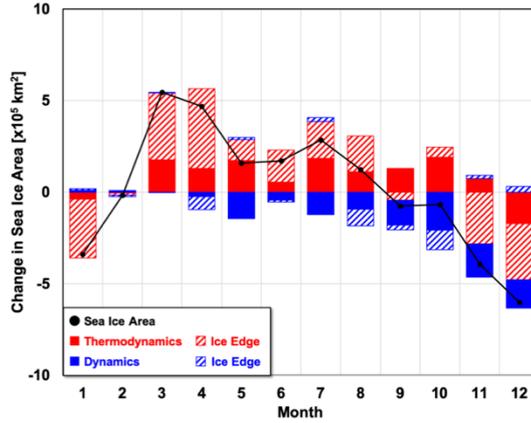
2004



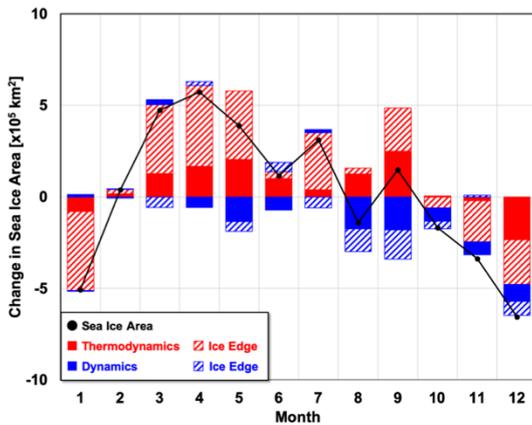
2005



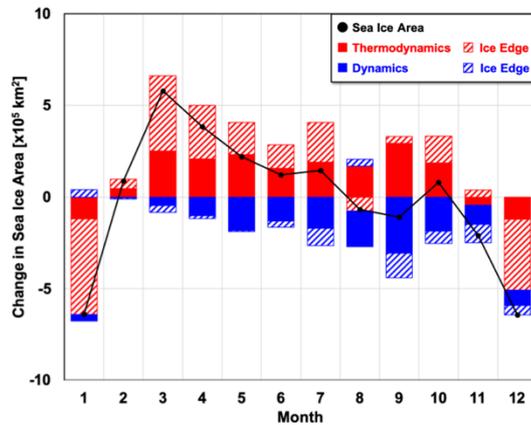
2006



2007

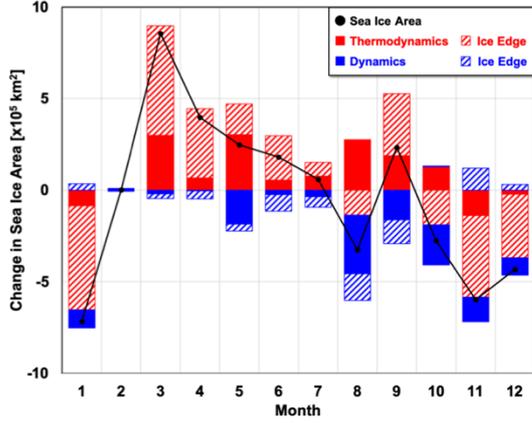


2008

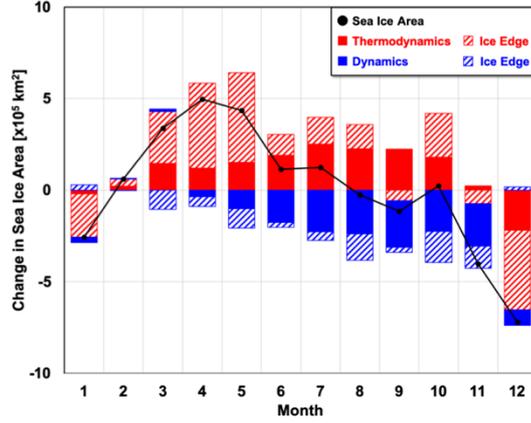




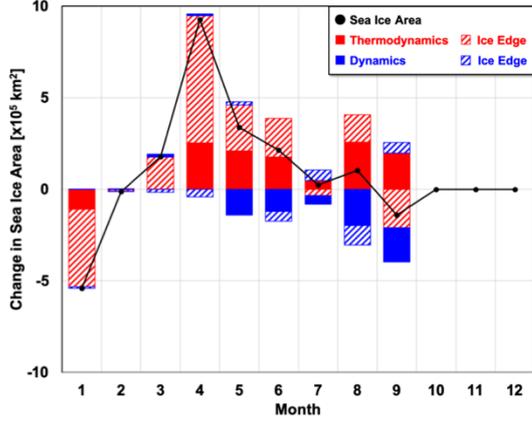
2009



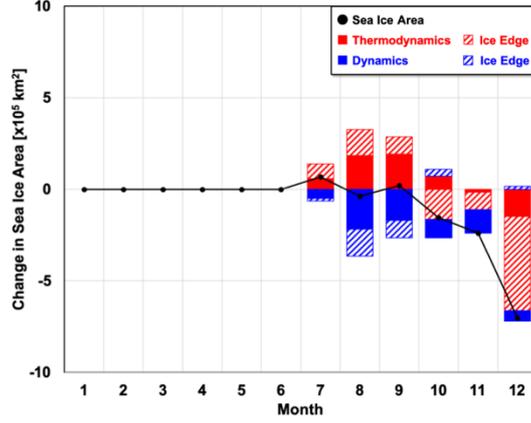
2010



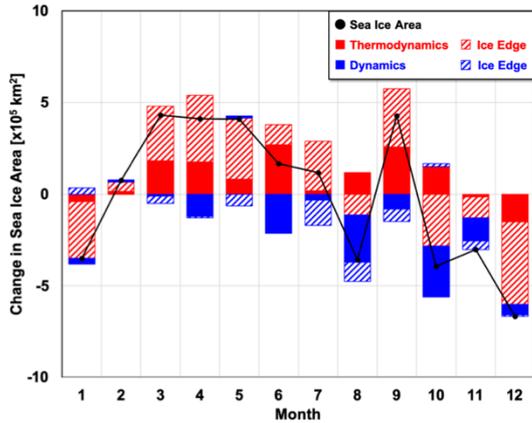
2011



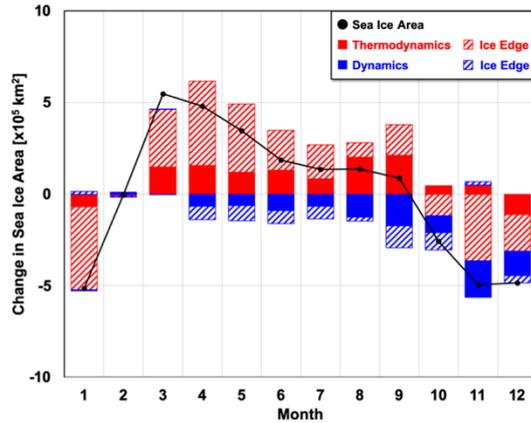
2012



2013

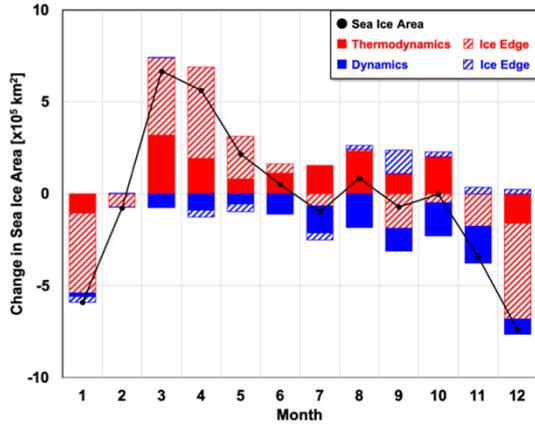


2014

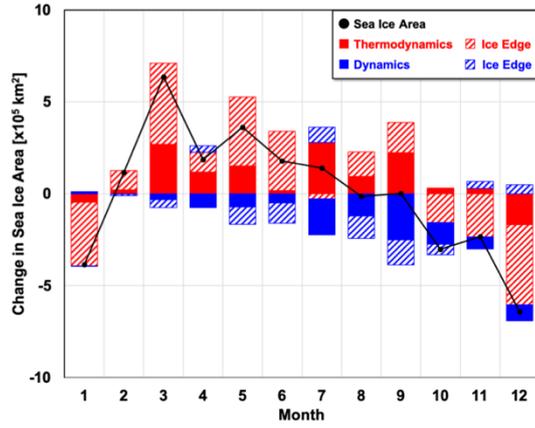




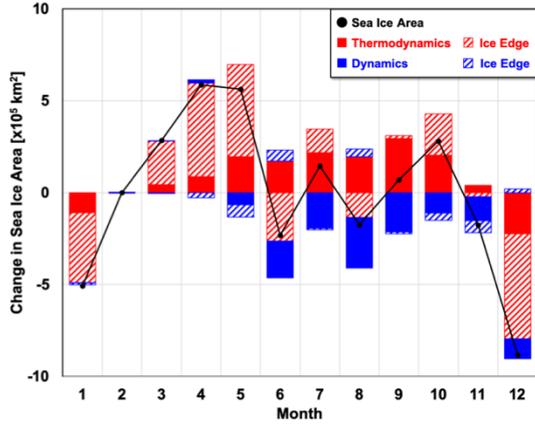
2015



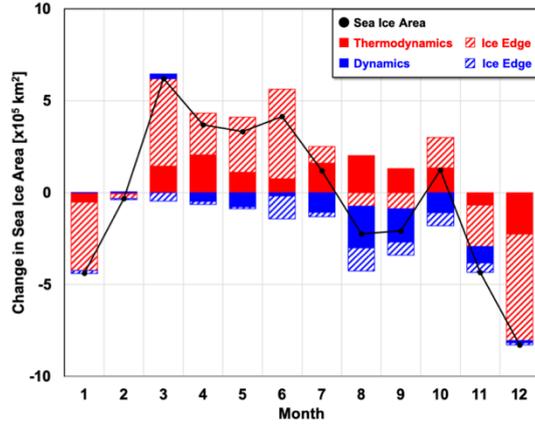
2016



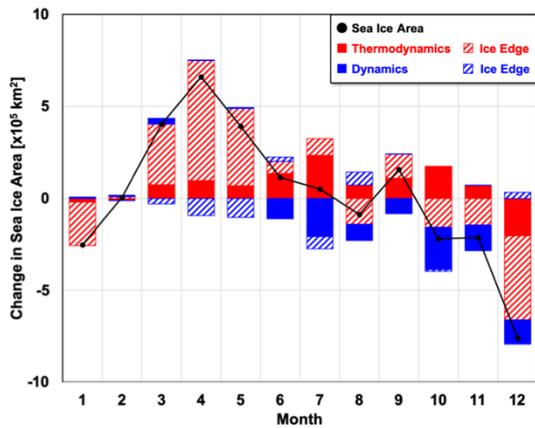
2017



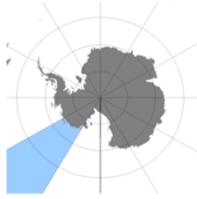
2018



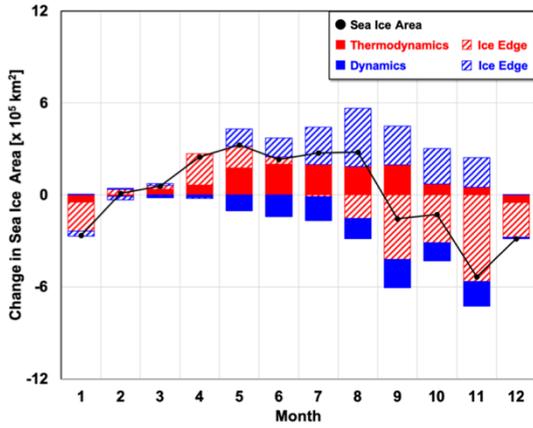
2019



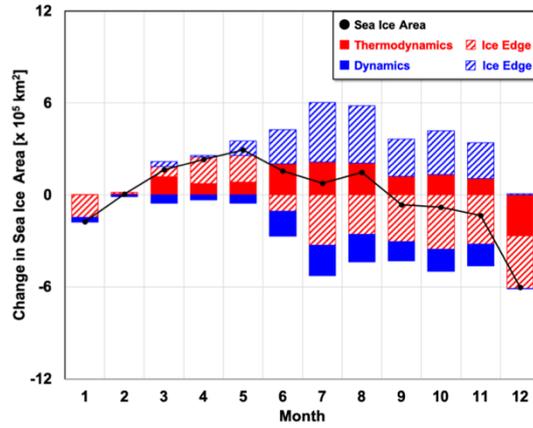
C-10. 150W - 120W



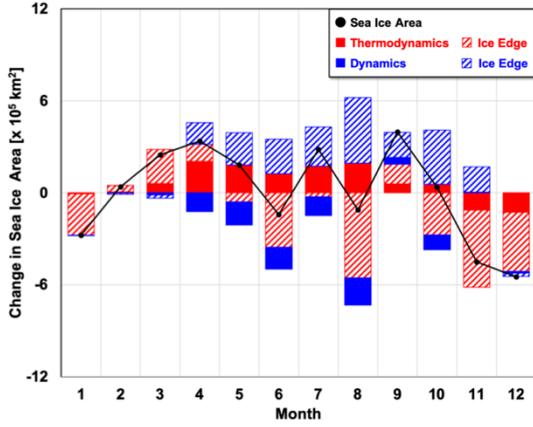
2003



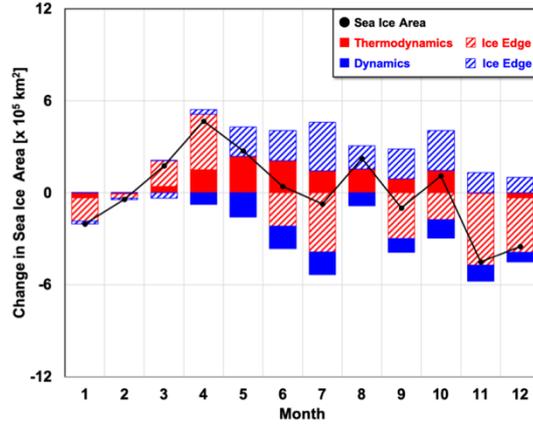
2004



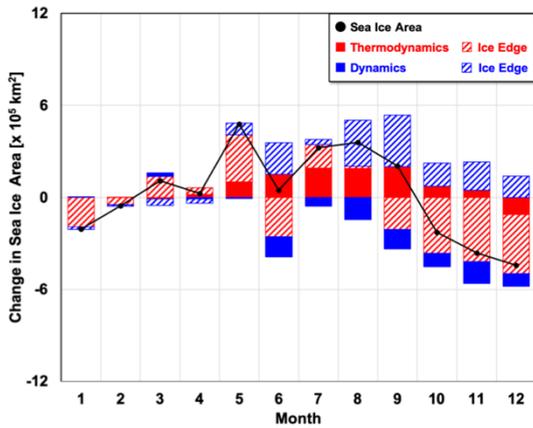
2005



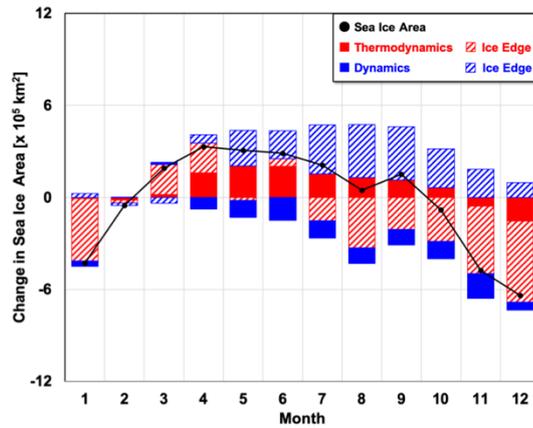
2006



2007

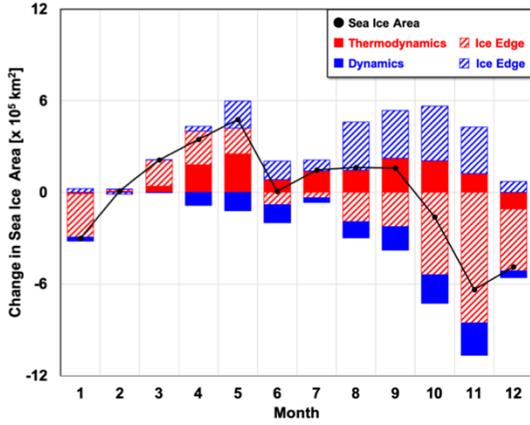


2008

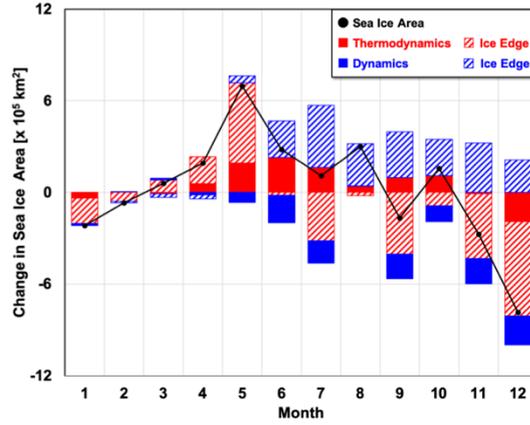




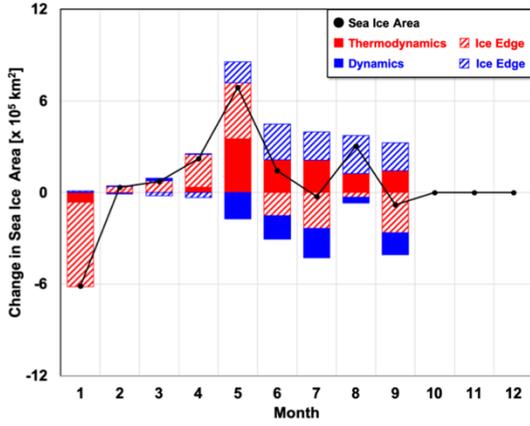
2009



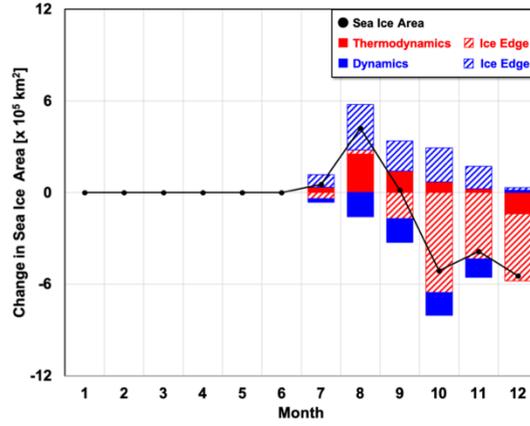
2010



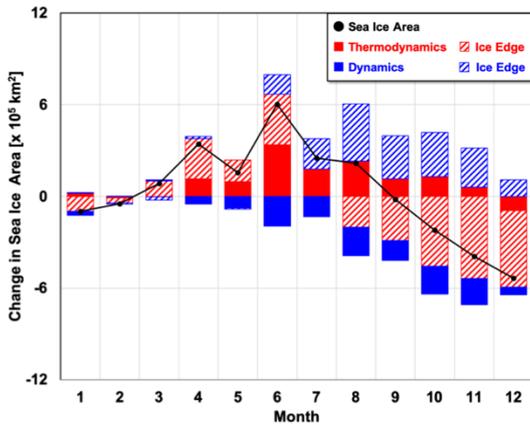
2011



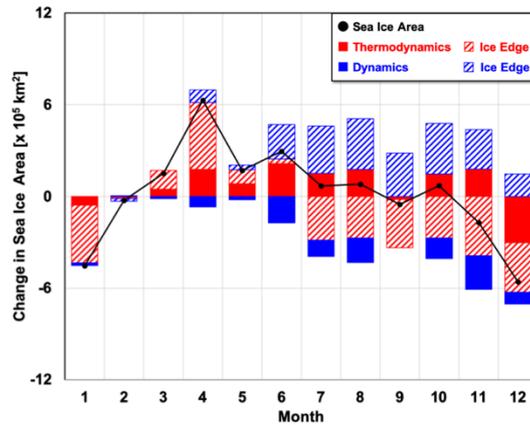
2012



2013

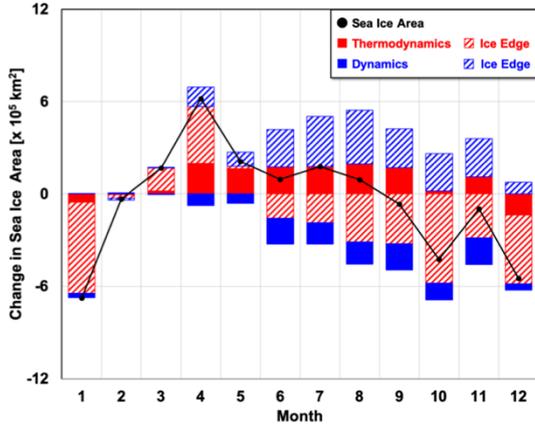


2014

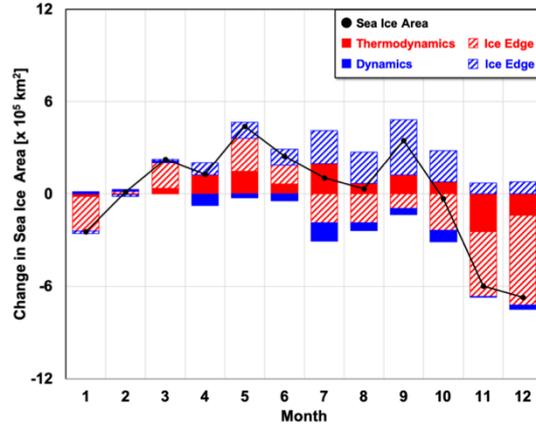




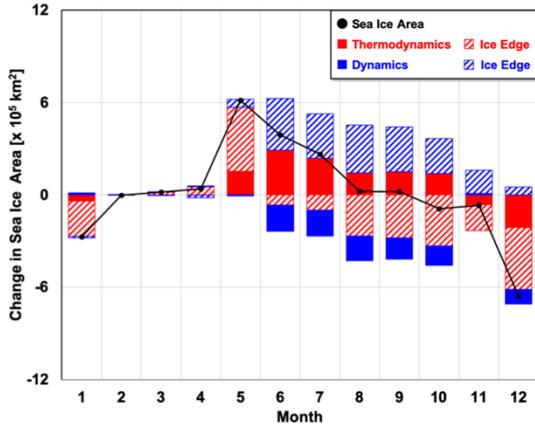
2015



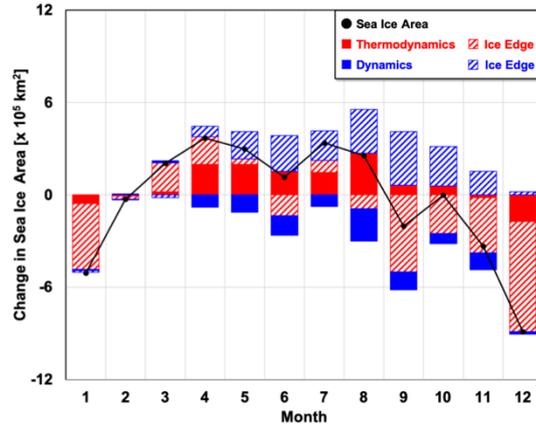
2016



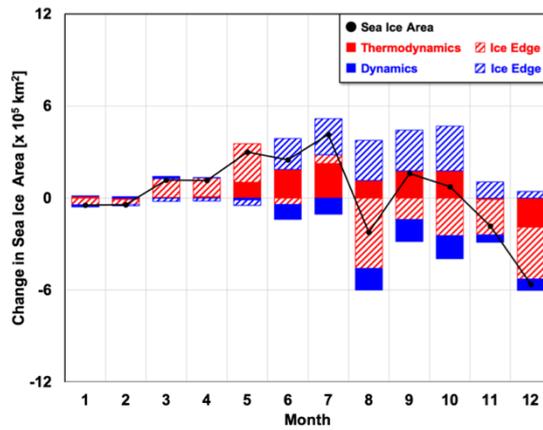
2017



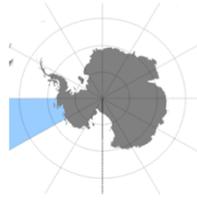
2018



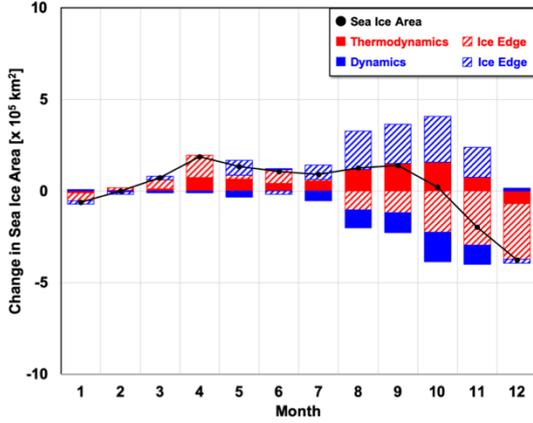
2019



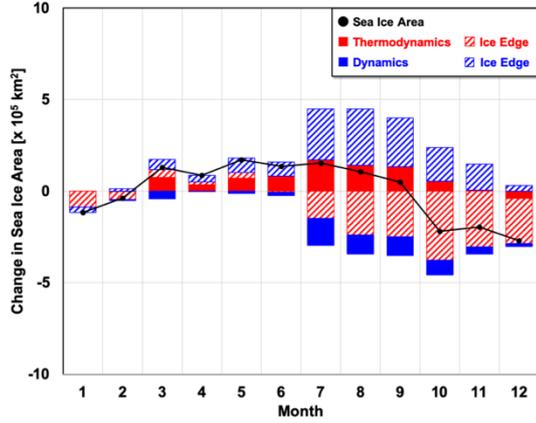
C-11. 120W - 90W



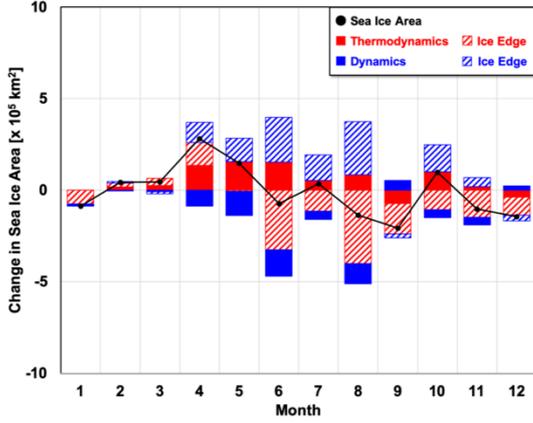
2003



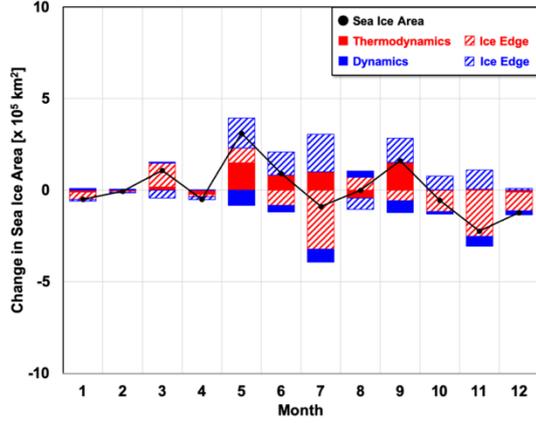
2004



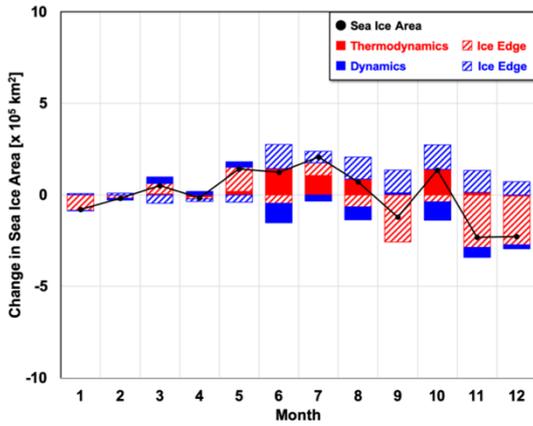
2005



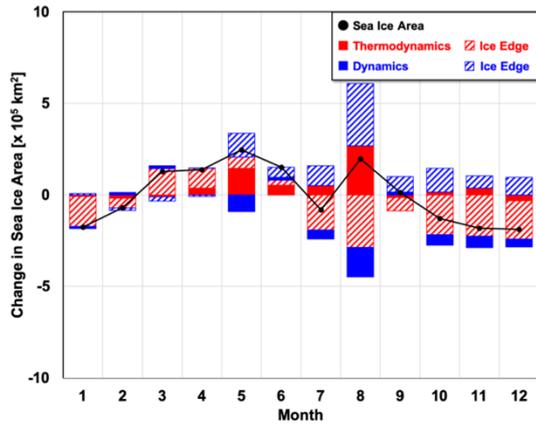
2006



2007

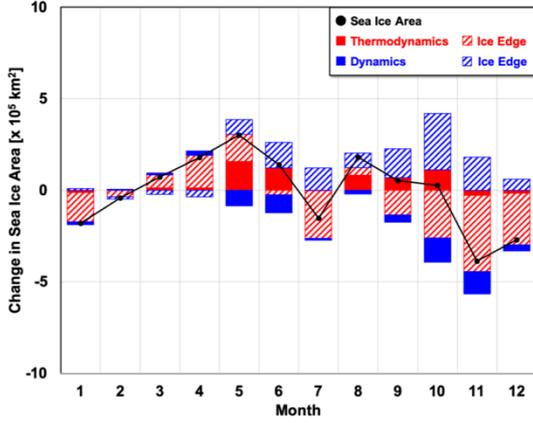


2008

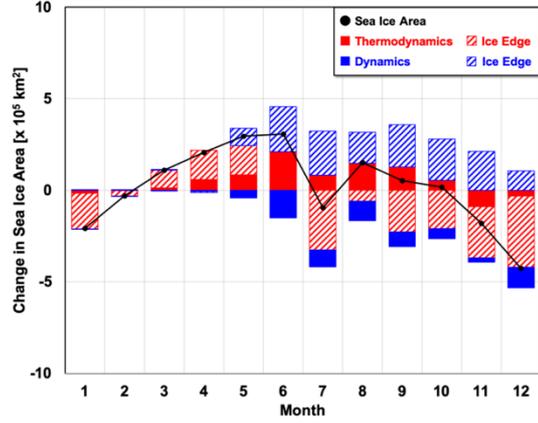




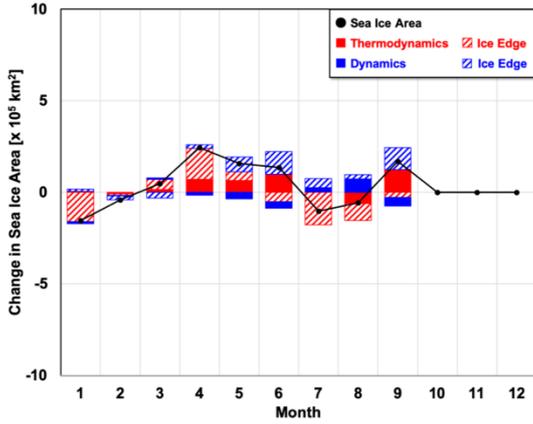
2009



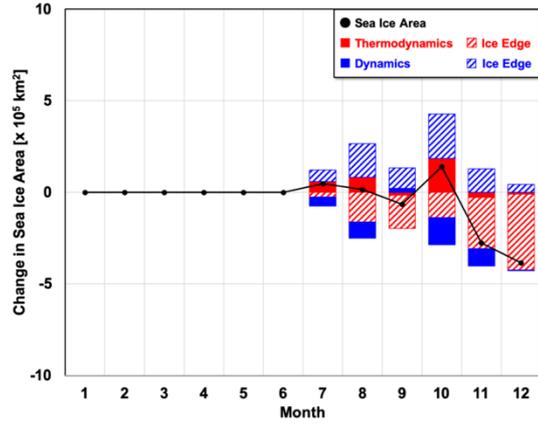
2010



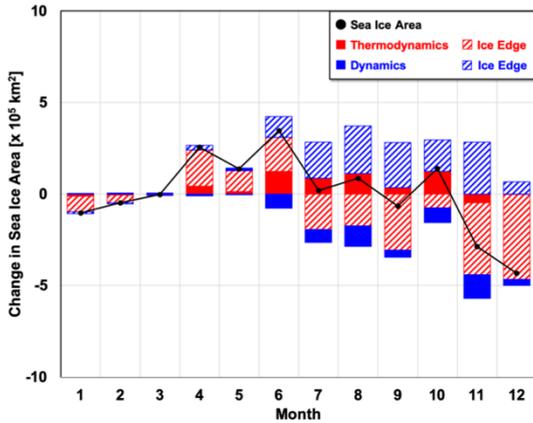
2011



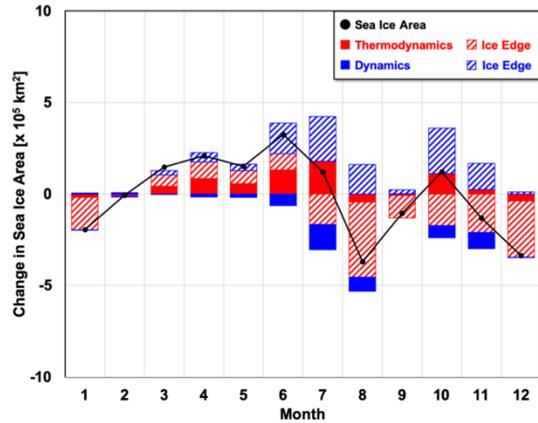
2012



2013

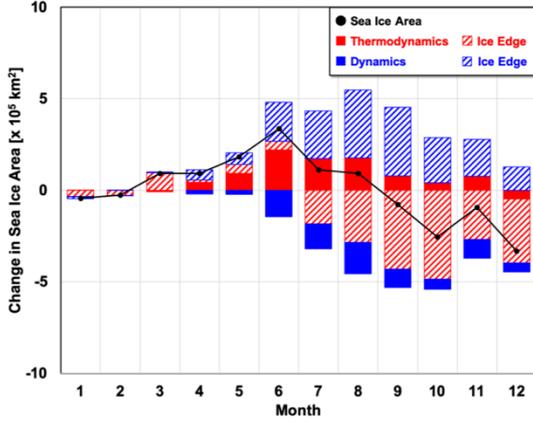


2014

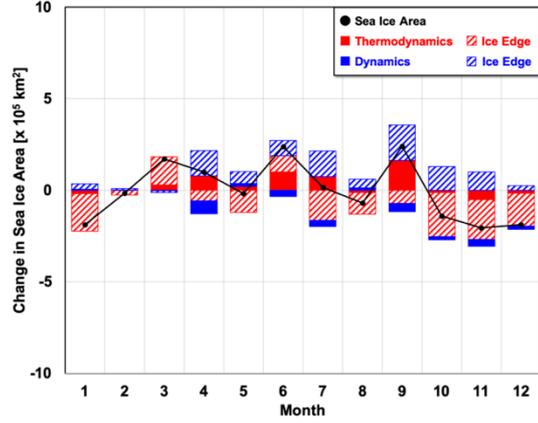




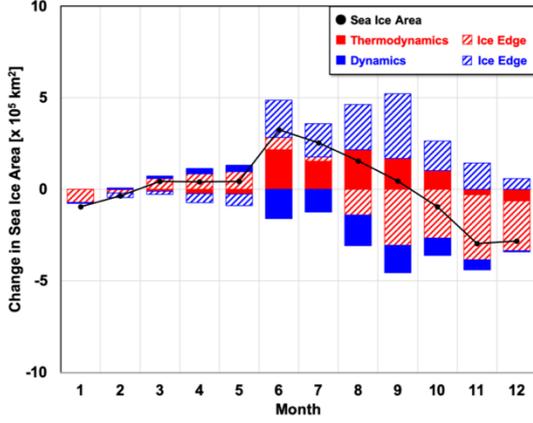
2015



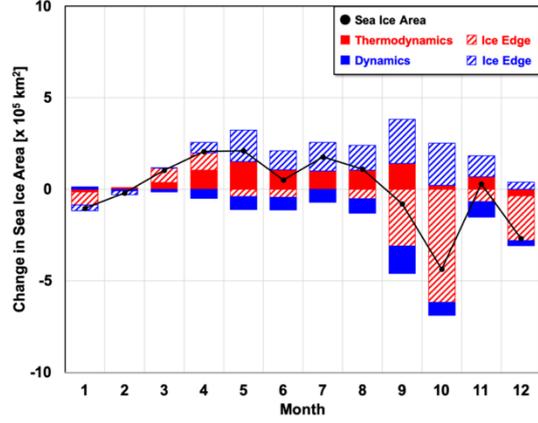
2016



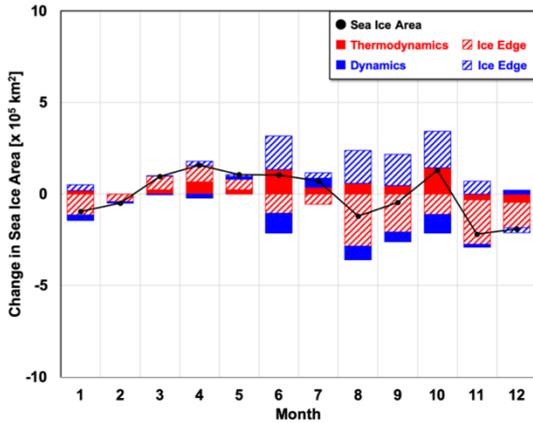
2017



2018



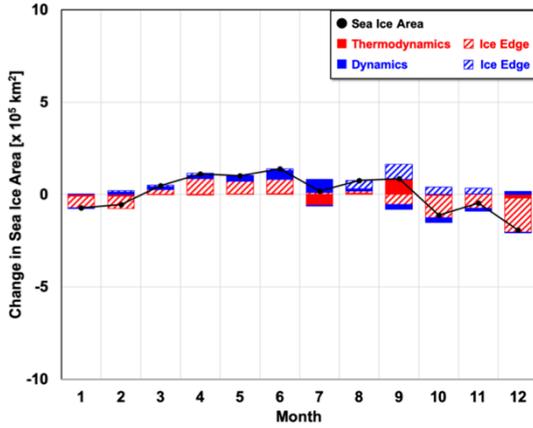
2019



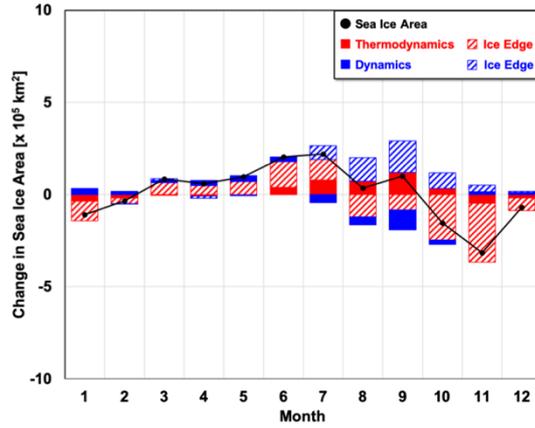
C-12. 90W - 60W



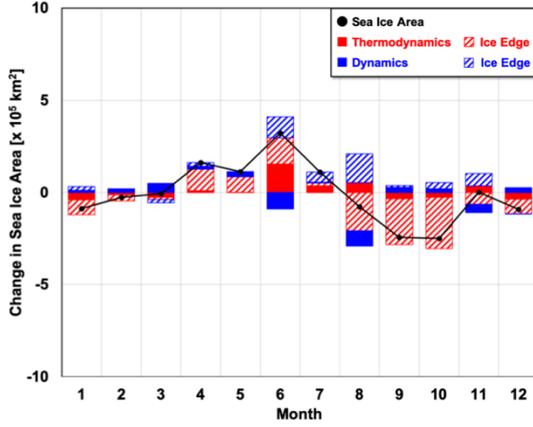
2003



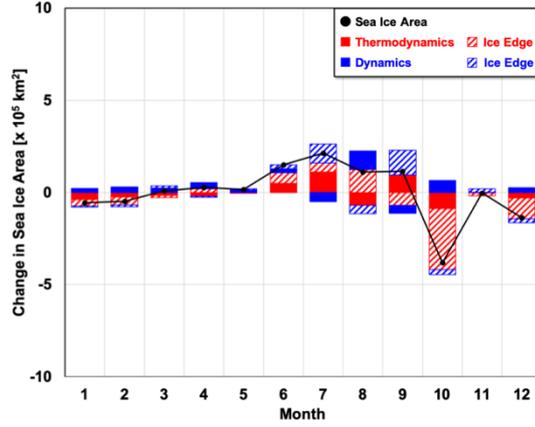
2004



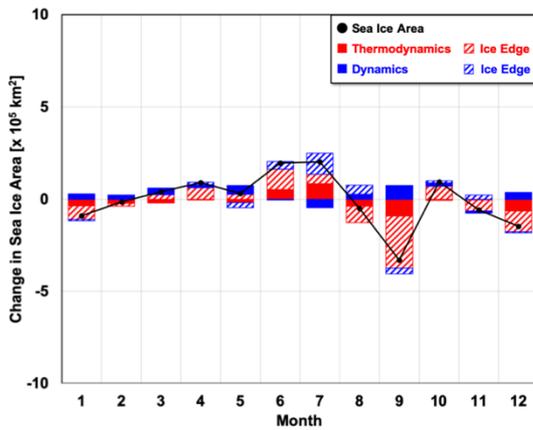
2005



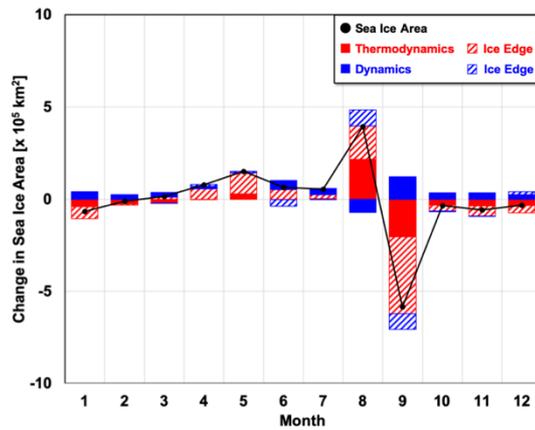
2006



2007

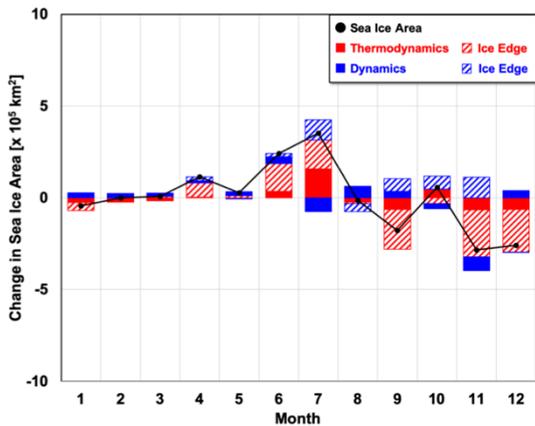


2008

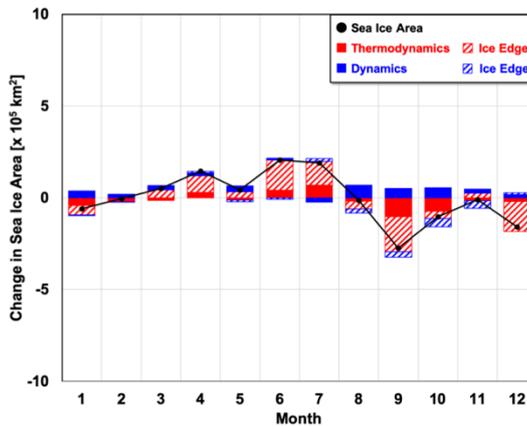




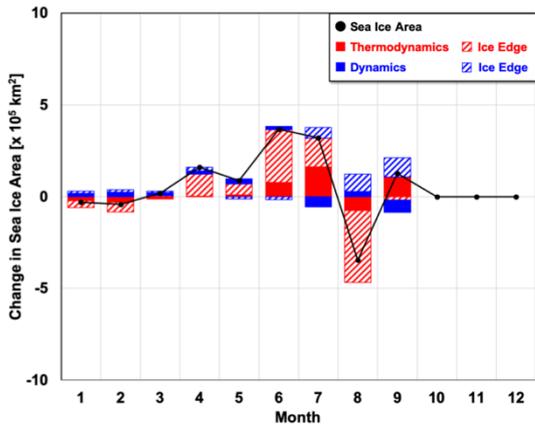
2009



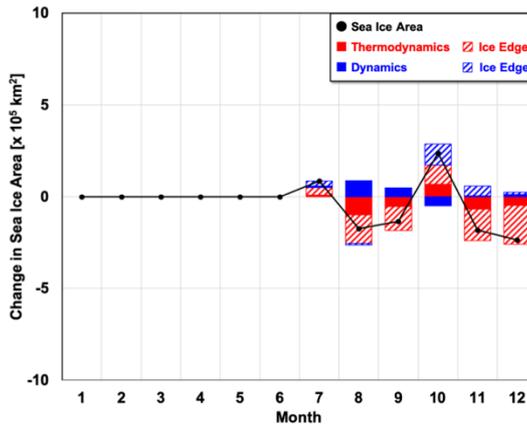
2010



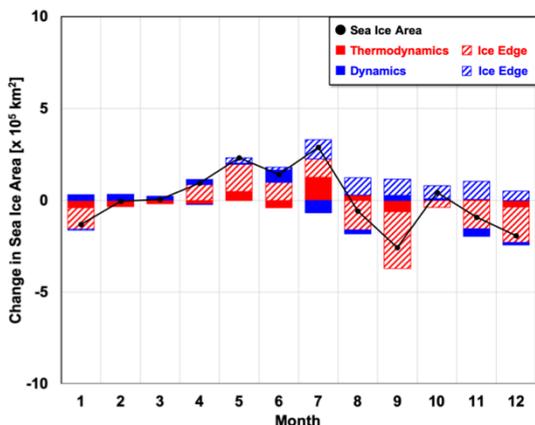
2011



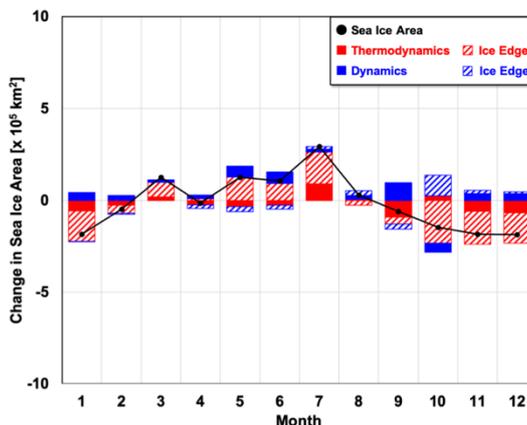
2012



2013

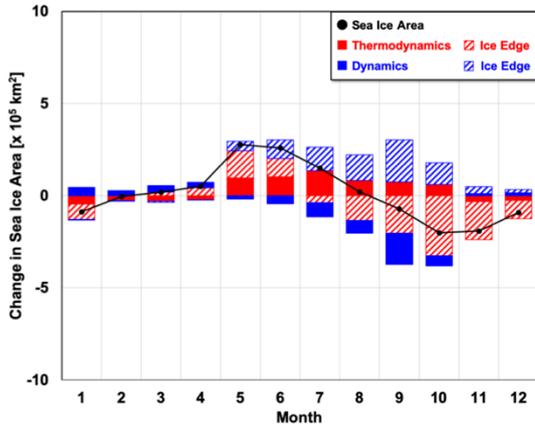


2014

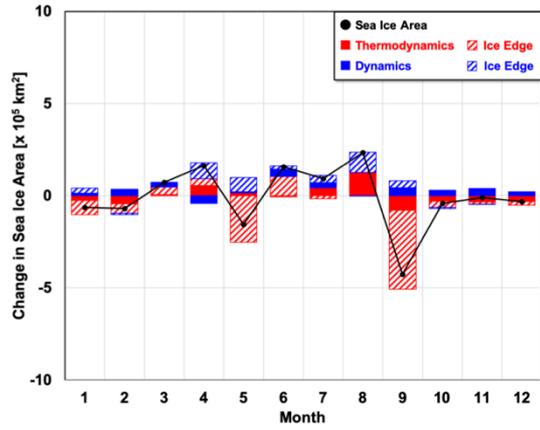




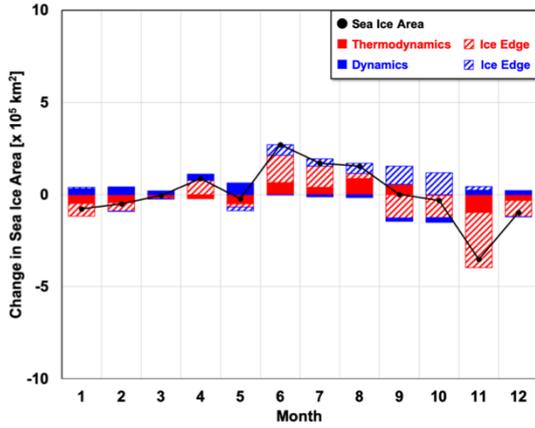
2015



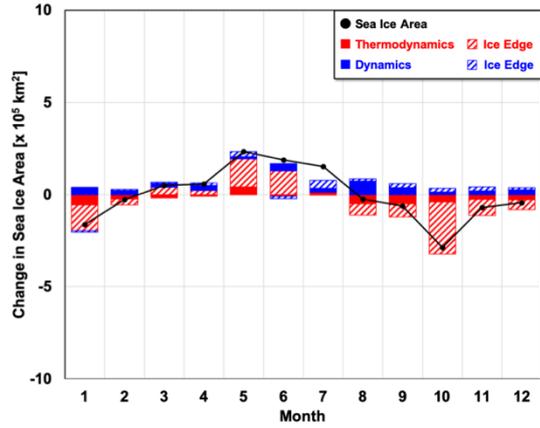
2016



2017



2018



2019

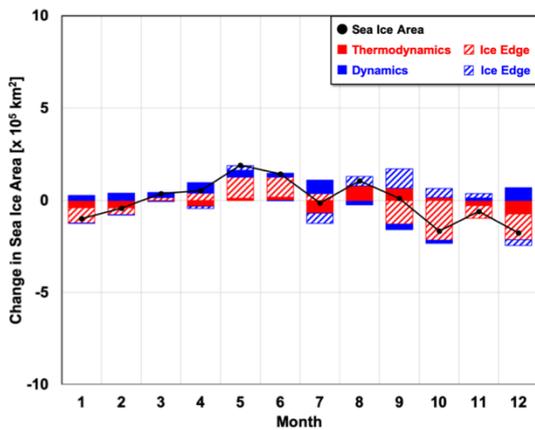
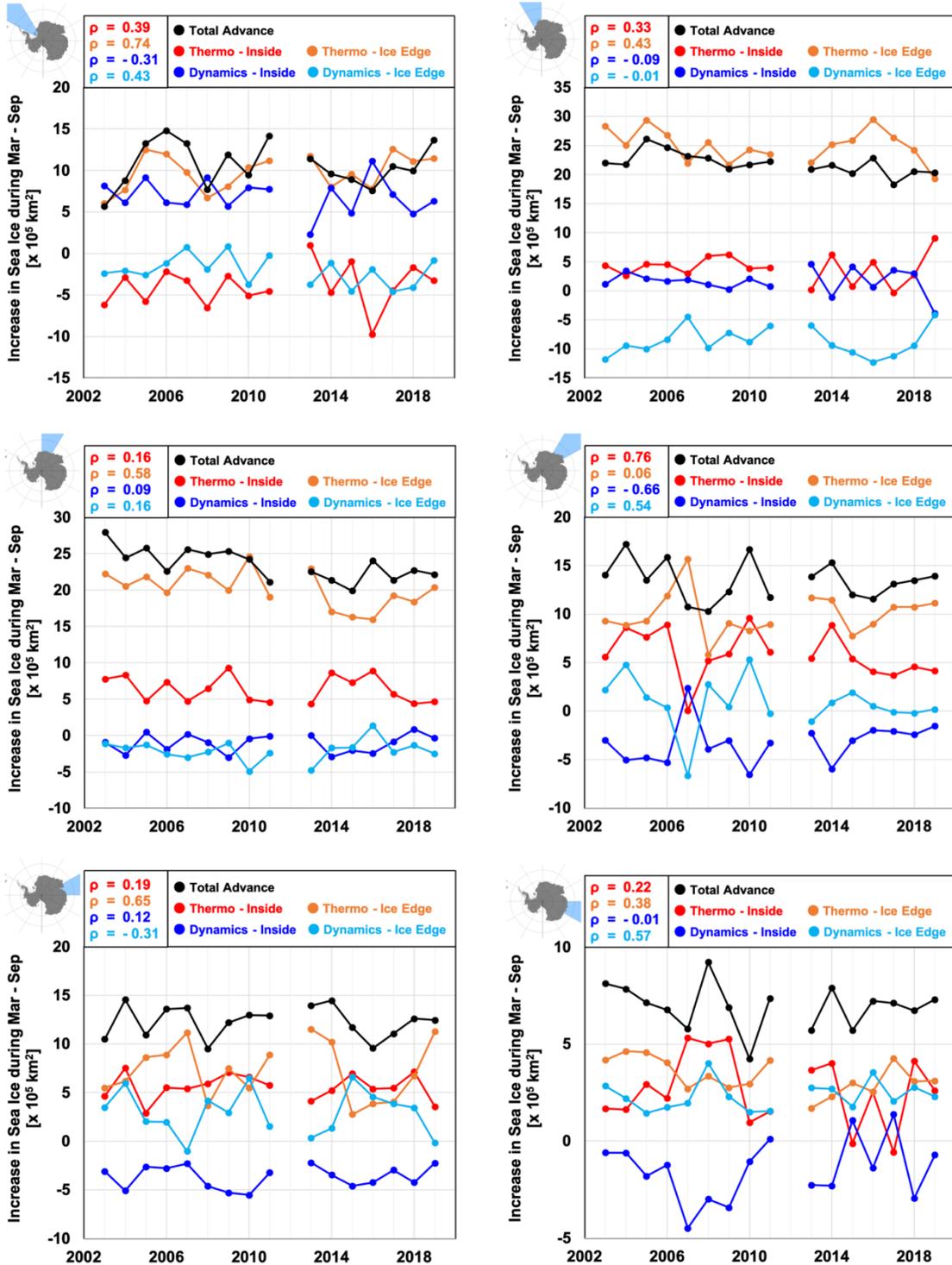


Figure C. 海域ごとの海氷動態の季節変化 (色は Fig.4-4 と同じ)

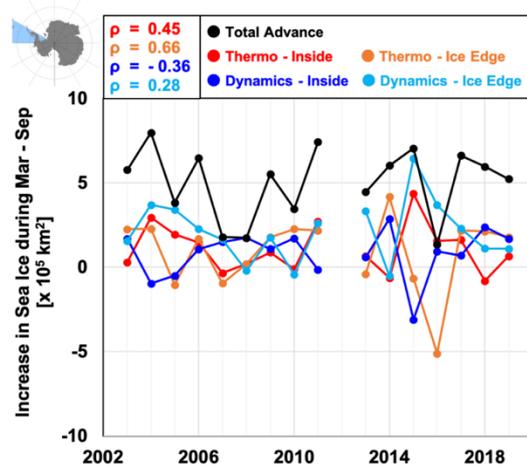
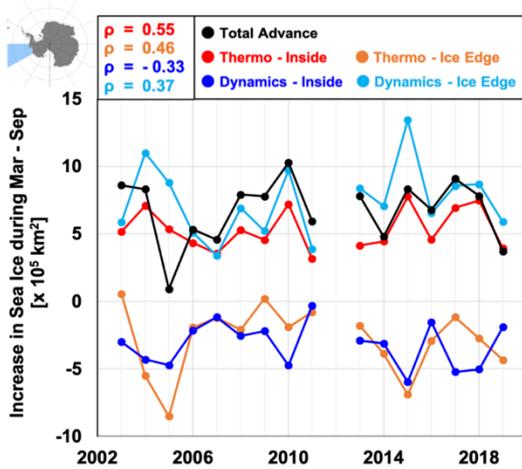
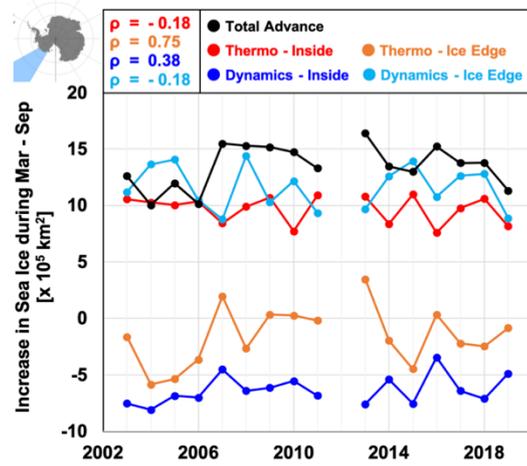
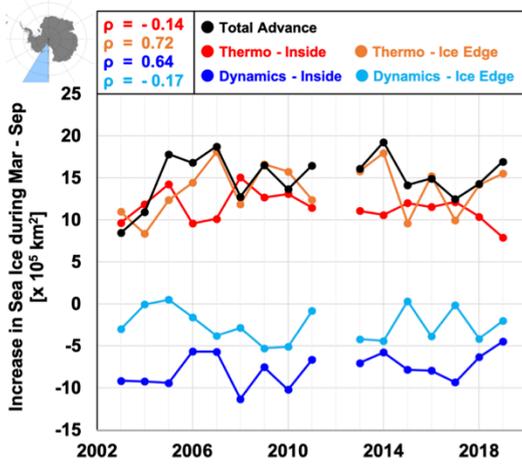
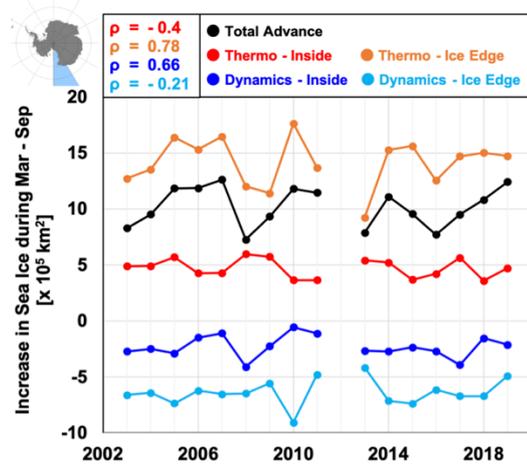
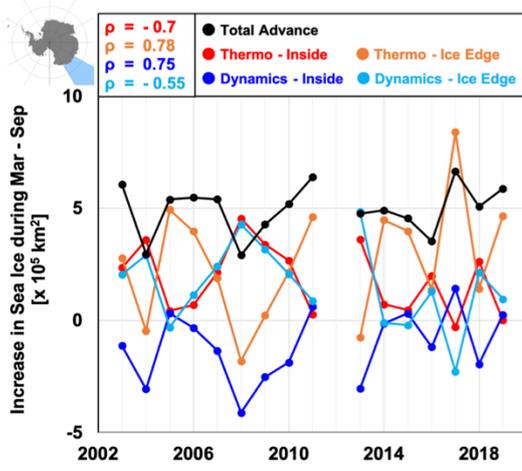
D. 各要因による海氷面積変化量の経年変化

D-1. 海氷拡大期

海氷拡大期

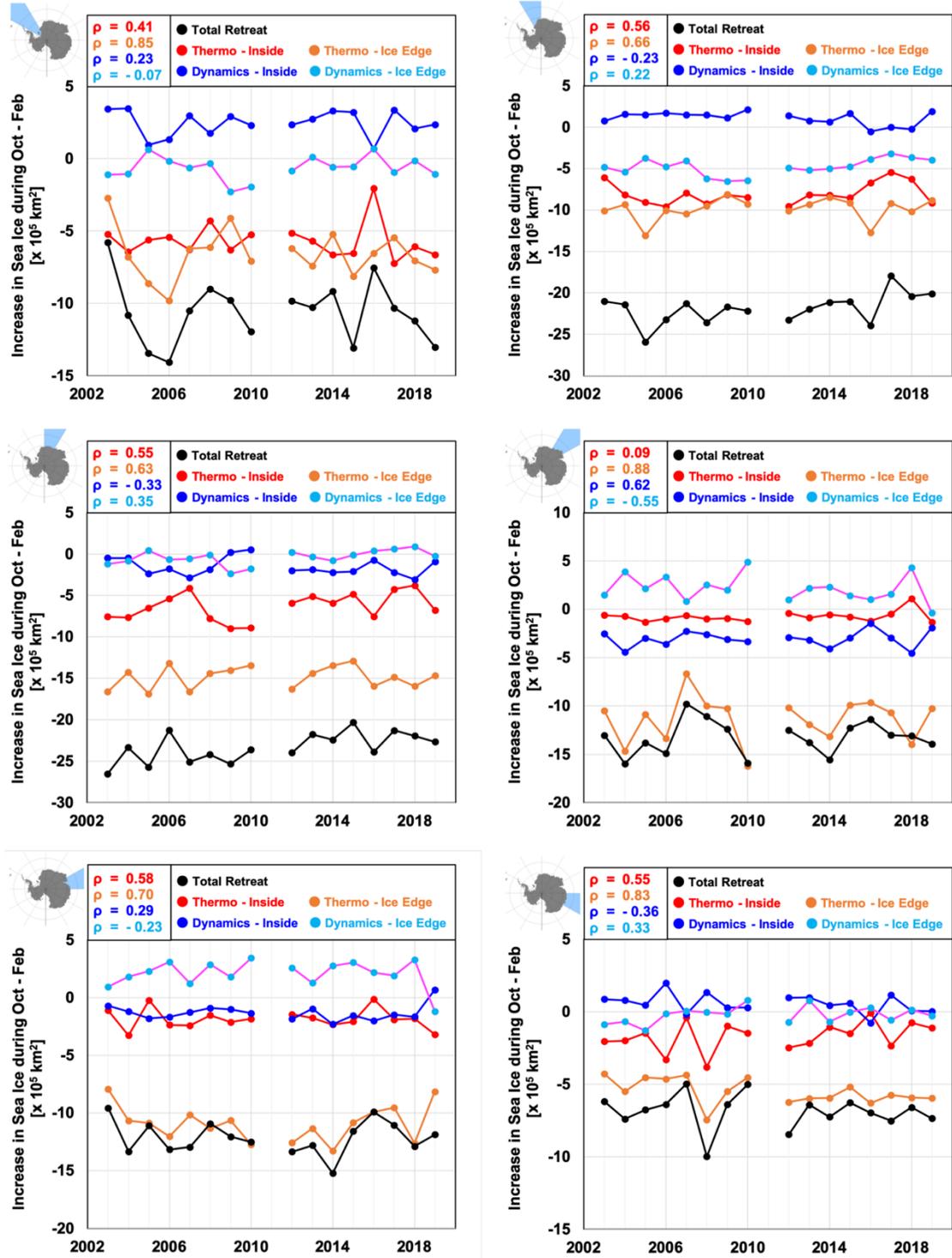


海水拡大期



D-2. 海水後退期

海水後退期



海水後退期

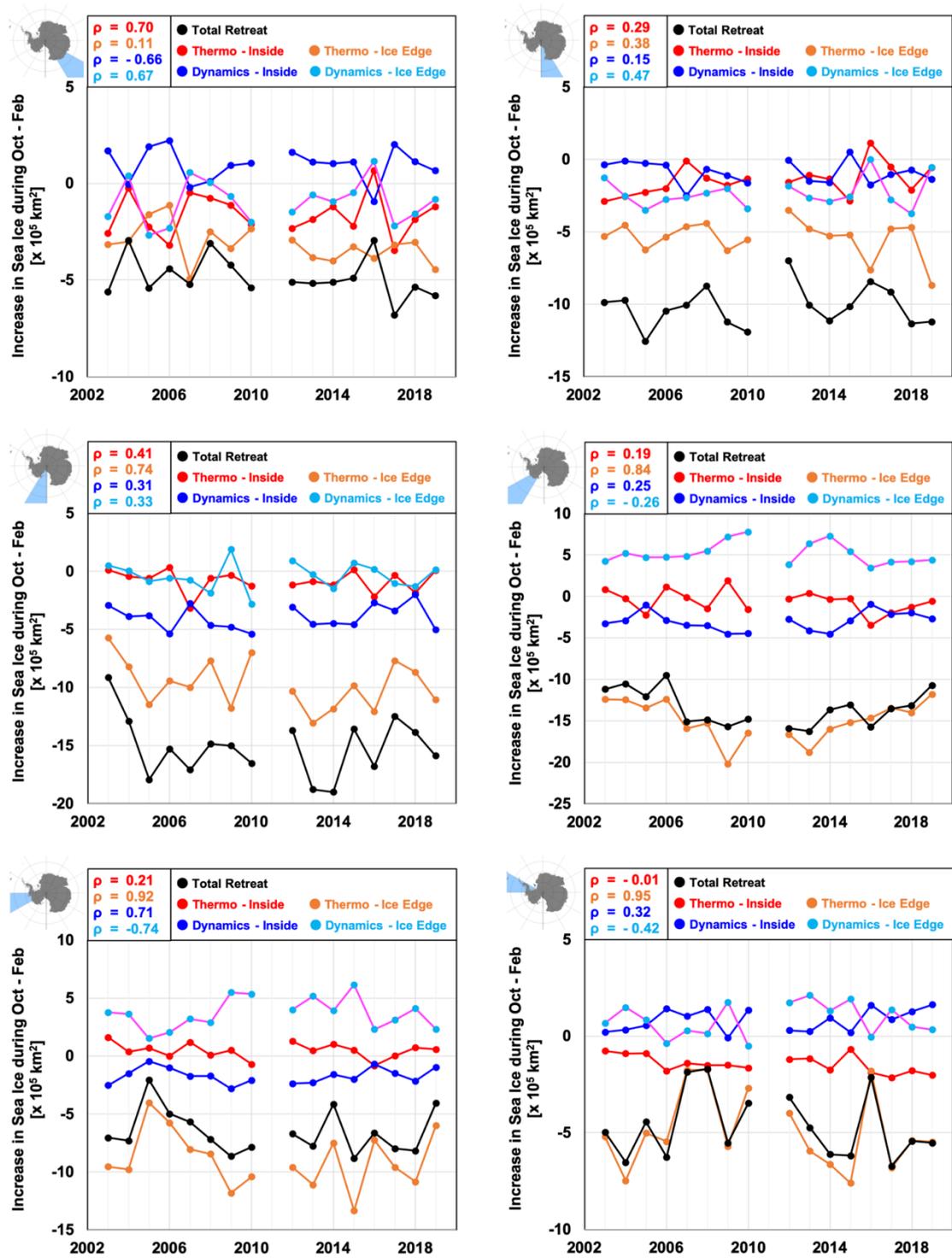


Figure D. 各要因による海氷面積変化量の経年変化
(色は Fig.4-6 および Fig.4-10 と同じ)

E. 海氷拡大期と海氷後退期の各要因による海氷密接度変化量

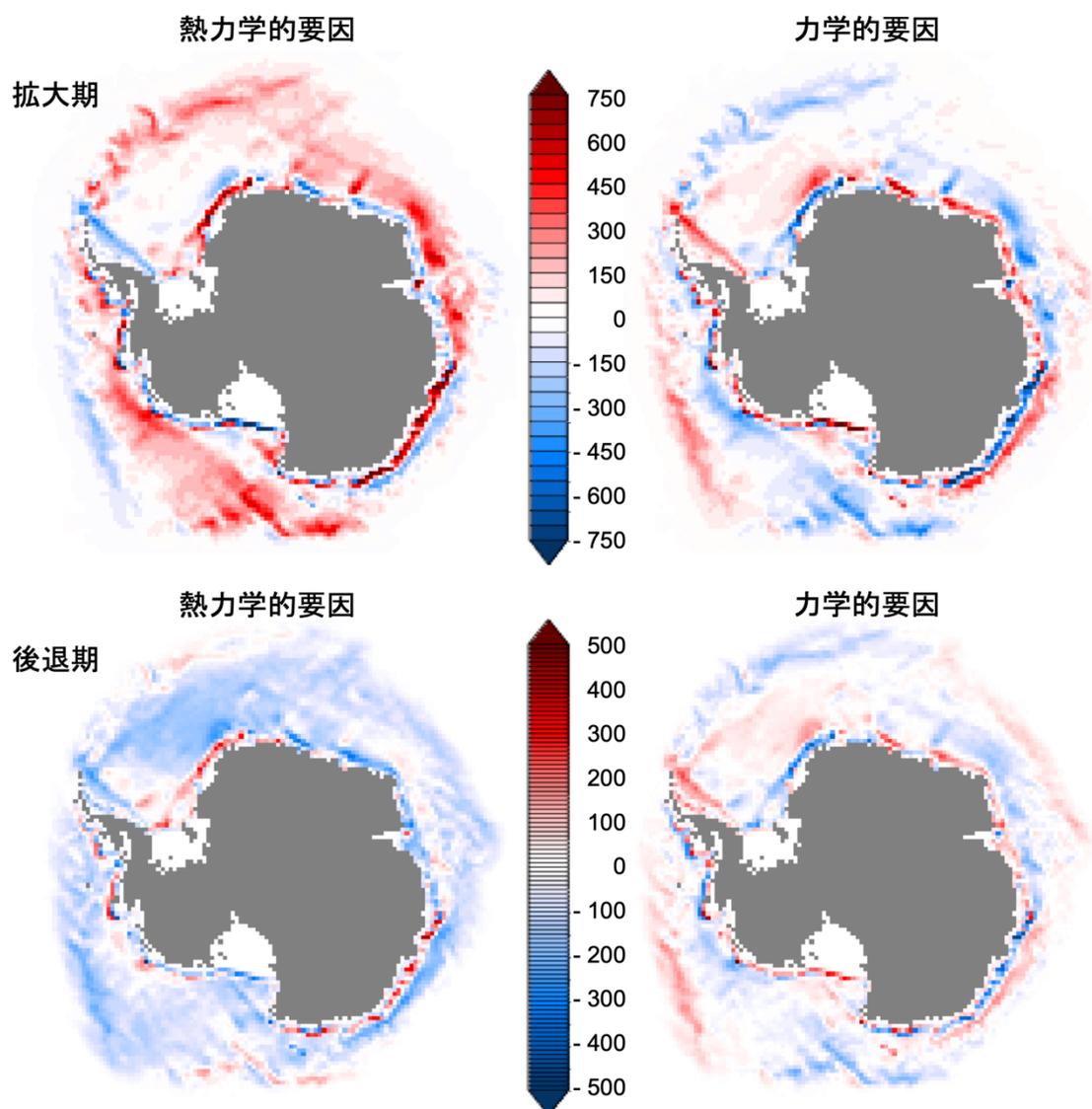
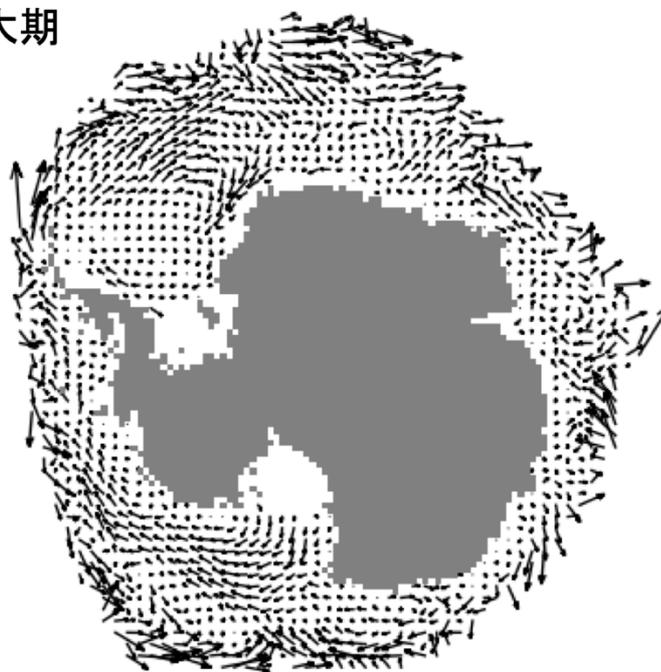


Figure E. 海氷拡大期と海氷後退期の各要因による海氷密接度変化量

Figure E.は、海氷拡大期については3月から9月までの熱力学的要因と力学的要因による海氷密接度変化量を積算したものを示している。海氷後退期については10月から2月までの値を表す。カラーバーのスケールはFig.4-1と同じく海氷密接度スケールを示す。

F. 海氷拡大期と海氷後退期の平均海氷漂流速度のトレンド

拡大期



→ 1 cm / (s · year)

後退期

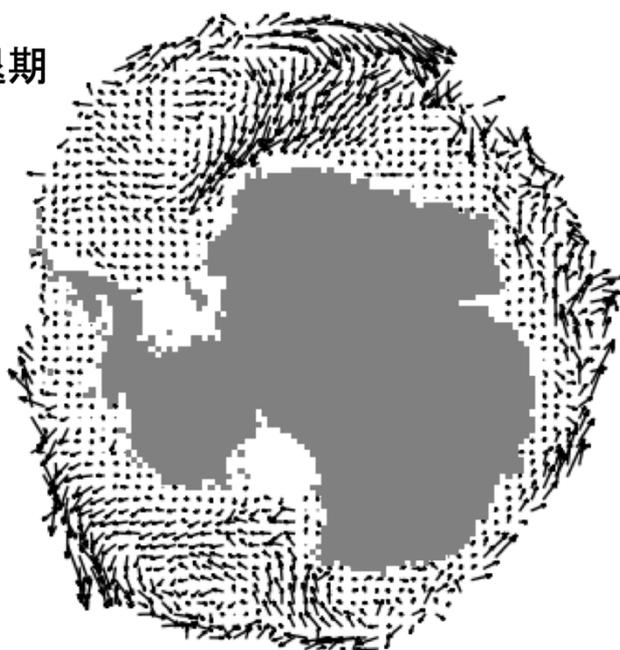


Figure F. 海氷拡大期と海氷後退期の平均海氷漂流速度のトレンド