

平成 30 年度 卒業論文

2017/18 年冬季の異常な中高緯度大気循環に影響した
異常なチャクチ海の海氷減少

**Did a Chukchi sea-ice decline cause hemispheric extreme cold
winter in 2017/18 ?**

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 地球環境学プログラム

気象・気候ダイナミクス研究室

515307 太田 圭祐

指導教員 立花 義裕 教授

目次

第 1 章	序論	3
第 2 章	使用データ	5
第 3 章	解析手法	7
	3-1 EOF 解析	
	3-2 海氷インデックス定義	
	3-3 線形傾圧モデル実験	
第 4 章	EOF 解析結果	12
	4-1 EOF 各モードの時係数と大気場への回帰計算	
	4-2 各モードの散布図による 2017/18 年の大気場の検討	
第 5 章	2017/18 年初冬のチャクチ海周辺の偏差場	16
	5-3 チャクチ海の家氷密接度	
	5-4 チャクチ海上の地表面の偏差	
	5-5 チャクチ海上の大気場の偏差	
第 6 章	線形傾圧モデル (LBM) 実験	25
	6-1 LBM の実験設定	
	6-2 LBM の実験結果	
第 7 章	議論	33
	7-1 チャクチ海以外に異常な偏差場であった領域	
	7-2 海氷インデックスの回帰計算	
	7-3 LBM の実験結果	
第 8 章	まとめ・今後の課題	33
	謝辞	34
	付録	35
	参考引用文献	50

第 1 章 序論

2017/18 年冬季は日本全体で平年よりも気温が低く、冬季を通じて気温の負偏差が続く冬となった。特に西日本の平均気温平年差は -1.2°C で、1986/87 年冬季以降の 32 年間では最も寒い冬となった（気象庁, 2018）。冬季の寒さを示す指標として北極振動があるが、2017/18 年冬季はこの北極振動指数(Ogi *et al* 2004)が冬季を通じて負であった。冬季を通じて負の北極振動指数であった年はいくつか見られた。しかし、2017/18 年冬季は北極上空の過去最高値の高気圧偏差（ 2.0σ 以上）を中心とした中高緯度大気循環場が冬季を通じて持続した異常な事例である。

東アジアに寒冬をもたらす要因と全球規模かつ長周期の要因として、熱帯域で発生し地球規模で様々な場所に影響を及ぼす海面水温変動のエルニーニョ現象、その逆の海面水温分布となるラニーニャ現象がある。ラニーニャ現象が発生すると東南アジアの積雲対流が活発化し、日本付近での亜熱帯ジェットを南下させることは一般的にも知られている。また、ここ数十年急激に北極海の海氷は減少してきたが、北極海の海氷の減少することが北半球規模で中緯度の寒冬に寄与しているという研究はここ数十年活発にされている。特にノルウェー北東沖のバレンツ・カラ海の海氷減少が東アジアに寒冬をもたらす大気場に影響する研究は近年数多くなされている(Honda *et al* 2009, Nakamura *et al* 2014, Mori *et al* 2015)。例として、(Honda *et al* 2009)は大気大循環モデルを用いて、晩秋のバレンツ海の海氷が後退することによって初冬の中緯度大気に遠隔影響を及ぼすことを示した。全球規模な要因のラニーニャ現象、北半球規模な要因でここ十数年注目されているバレンツ海・カラ海の海氷減少については、気象庁(2018)によって 17/18 年冬季の異常な大気場への影響の可能性が指摘されている。しかし、ラニーニャ現象は 2~7 年の周期で発生する現象である。バレンツ・カラ海を含む北極海の海氷はここ十数年異常に溶け続けているため、この 2 つの要因のみに注目した場合、17/18 年と同様な事例が近年に幾度か起きていてもおかしくないと考えられるが、実際には同様な事例は見られなかった。つまり、これらの要因は 2017/18 年の寒冬に寄与していると考えられるが、約 30 年ぶりの異常な現象をこの 2 つの要因のみで説明することは難しいといえる。

一方で、2017/18 年は初冬のチャクチ海の海氷の張り出す速度が極めて遅い年であった(Hartfield *et al* 2018)。チャクチ海の海氷は気候値的には 12 月中旬にはベーリング海峡まで海氷が張り出して閉じている状態である。つまり、2017/18 年は初冬のチャクチ海の海氷の異常な後退がみられた年である。また、同様な年は過去見られなかった。チャクチ海の初冬のチャクチ海の海氷が大気循環に及ぼす影響について見た研究はこれまで存在しなかったが、近年注目され始めている(Tachibana *et al* 2019)。地球温暖化により北極海の海氷は今後も減少していき、チャクチ海の海氷が 2017/18 年と同様に大きく後退する事例が起きやすくなるかもしれないと考えられる。つまり、2017/18 年チャクチ海の異常な海氷減少と 2017/18

の寒冬をもたらした異常な大気場との関係の考察は、2017/18 年の事例を理解する上でも、今後の冬季の気候システムを考える上でも重要であるといえる。

以上のことから本研究では、初冬の異常なチャクチ海の海氷減少がもたらす 2017/18 年冬季の異常な中高緯度大気循環について考察することを目的とする。

第 2 章 使用データ

JRA-55 再解析データ

JRA-55 再解析データ(KOBAYASHI *et al* 2015, HARADA *et al* 2016)は気象庁 55 年長期再解析データのことである。観測データを使って数値予報モデルとデータ同化し再計算されたデータセットのことである。解像度は 1.25 度 (経度) × 1.25 度 (緯度) で鉛直層は 37 層である。公開されているデータは主に再解析が行われたものと、数値モデルによる予報値のものの 2 種類に区分され、本研究では、再解析データとして、ジオポテンシャル高度 (m)、水平風 (m/s)、流線関数 (m^2/s)、気温 (K)、鉛直速度 (Pa/s)、2m 気温 (K)、予報値データとして、鉛直拡散による加熱率 (K/day)、対流による加熱率 (K/day)、潜熱フラックス (W/m^2)、顕熱フラックス (W/m^2) のデータを使用した。また、これらのデータについて、1988/89 年から 2017/18 年までの 30 年間の日平均データ 30 年分を使用した。

OISST 再解析データ

OISST データ(Reynolds *et al* 2007)は National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA : アメリカ海洋大気庁) で公開されている海面水温と海氷密接度のデータである。地上観測や衛星観測によるデータから optimum interpolation (OI : 最適内挿法) により算出されたデータで、解像度が 0.25 度 (経度) × 0.25 度 (緯度) の日平均データである。本研究では、海氷密接度と海面水温 (°C) のデータについて、1988/89 年から 2017/18 年までの 30 年間の日平均データ 30 年分を使用した。海氷密接度はグリッドごとに海氷がどのくらいの割合を占めているのかが最大を 1 としたときの割合で表されている。

第3章 解析手法

3-1 EOF 解析

Empirical orthogonal functions (EOFs : 経験的直交関数解析) は, 多数の時系列からなる空間データを要約するための代表的な手段である. データからモードと呼ばれる数個の時間・空間関数を抽出し, 次元を減らすことにより, 元のデータの持つ意味を理解しやすくなることができる.

本研究ではこの特性を利用して, 2017/18 年の大気の偏差場が統計的に表れやすいどのような空間パターンからなるかを確認し, 2017/18 年の大気場が過去にもよく表れるパターンなのか, それとも珍しいパターンなのかを検討した. 北極振動が負で持続した冬季の期間を SV NAM インデックス (Fig. 1) より, 11 月 16 日から 2 月 15 日の 3 か月 (92 日) 間とし, 3 か月の平均データを 30 年分用意して解析を行った. ジオポテンシャル高度の 3 か月平均データから作られる 500hPa 面の偏差場から, 時間方向として 1988/89 年から 2017/18 年の 30 年, 空間方向として, 3 か月平均データの 500hPa 面のジオポテンシャル高度のうち, 2017/18 年の 3 か月平均データの 30 年の平均値 (気候値とする) からの差が大きい北極と中緯度 5 点の領域平均をした計 6 点 (Fig. 2) を用いて共分散行列を作成した. この共分散行列について以下のように固有値計算を行うこととで, 主要変動成分を取り出した.

まず, EOF の空間構造を求める, 固有値・固有ベクトル問題は

$$\mathbf{V}\vec{x}_m = \lambda_m \vec{x}_m \quad (1)$$

である. ここで, λ_m は固有値, $\vec{x}_m$ は固有ベクトル, m はモード, $\mathbf{V}$ は 500hPa 面ジオポテンシャル高度偏差の 6 点同士の分散共分散行列,

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} \sigma_{11}^2 & \cdots & \sigma_{1K}^2 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{K1}^2 & \cdots & \sigma_{KK}^2 \end{bmatrix} \quad (2)$$

である. σ_{ij}^2 は, 領域平均した各 6 点の共分散

$$\sigma_{ij}^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N Z_i' Z_j' \quad (3)$$

N は時系列の長さ ($N=30$) であり, 偏差 Z' は領域平均した各 6 点の偏差データである. 領域平均の際には, データの緯度 (ϕ) 依存による疎密の補正を行った. 固有値・固有ベクトル問題の計算には LAPACK95 を用いた.

次に松山, 谷本 (2008) を参考に第 1 から第 2 モードまでの時係数を算定する. 各モードについて,

$$I = Z' \times \vec{x}_m \quad (4)$$

の行列計算を行うことで時系列が算定される. 本研究では算定された時系列を時間方向に標準化を施すことによって, 各モードのインデックスと定義した.

領域平均した 6 点は Fig. 2 に示すとおりで、詳しい緯度経度は Table 1 にまとめた.

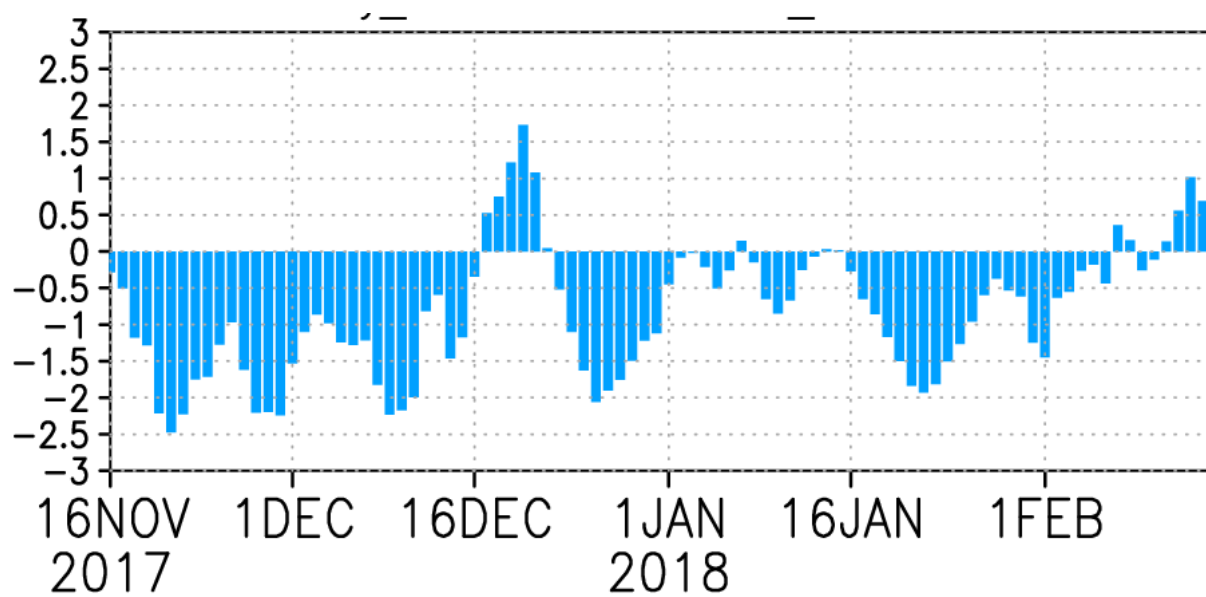


Fig. 1 2017 年 11 月 16 日から 2018 年 2 月 15 日の北極振動 (SVNAM) インデックス
Ogi et al. (2004) より算出

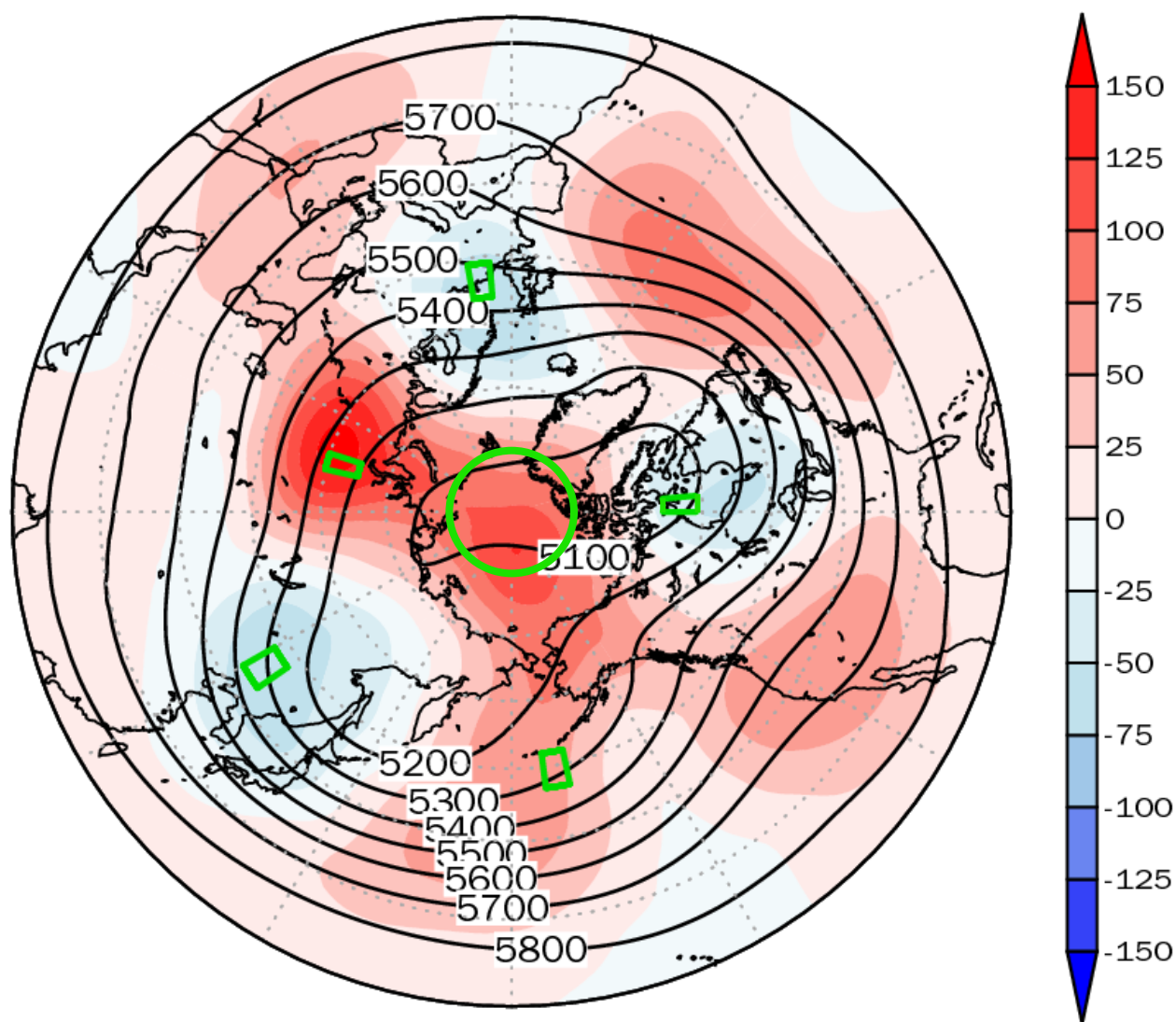


Fig. 2 2017/18 年の 3 か月平均データの 500hPa 面ジオポテンシャル高度偏差図 陰影：偏差，等値線：30 年の平均値（気候値とする） いずれも単位は（m）
EOF 解析に利用した 6 点は緑線で囲んだ領域である．

Table 1 6 点の領域平均

地点	北極	ヨーロッパ域	シベリア域	東アジア域	北太平洋域	北アメリカ域
緯度	北緯80-90度	北緯51-56度	北緯60-65度	北緯43-48度	北緯47-52度	北緯61-66度
経度	東経0-360度	東経5-10度	東経72-77度	東経120-125度	東経187-192度	東経270-275度

3-2 海氷インデックス定義

冬季のチャクチ海の海氷の経年変化を見るために、海氷インデックスを作成した。2017/18 年のチャクチ海の海氷は 12 月の末には海氷が張り出して穴が閉じた（付録 1.1）。本研究ではまず、異常な海氷後退がどのような影響をもたらすのかを考察するために 11 月 16 日から 12 月 15 日の 1 か月（30 日間）の平均データを用いた。

1 か月平均データに対して、チャクチ海の海氷インデックスを解析期間の 30 年間の海氷密接度の分散（付録 1.2）を参考に東経 160 度から 220 度、北緯 60 度から 78 度の領域で領域平均した海氷密接度の値を標準化して作成した（Fig. 7）。

3-4 線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model : LBM) 実験

海氷が平年よりも後退することによる大気場への応答を考察する手法の一つとして、大気大循環モデルのような完全非線形気候モデルによる感度実験が考えられる。しかし、非線形気候モデルでは実験で得られる結果が複雑になるため、その解釈が困難になってしまう。

本研究で使用した LBM(Watanabe and Kimoto 2000)は大気中の線形的な力学を調べるための線形モデルである。LBM では渦度強制や非断熱加熱偏差（以下熱源）などに対する定常応答を計算することができる。本研究の目的は、海氷が平年よりも後退することと大気場との関係を考察することにあるため、非線形性を除去することによって単純化された線形モデルを使用して得られた結果を考察することで、海氷の後退が大気場に影響を及ぼすという仮説の可能性について検討できると考え使用した。

LBM 実験の使用データは JRA-55 再解析データの 1988 年から 2017 年の 30 年分の 12 月の月平均データの気候値を、水平格子間隔は 2.8 度×2.8 度で鉛直層数 20 層の設定で行った。本研究では異常に後退した海氷が凝結する際の潜熱による加熱と考えられる地表面加熱を熱源と仮定しチャクチ海周辺に熱源をあたえた実験を行う。本解析においては熱源強制をあたえてから 30 日から 40 日の平均場を解析に使用している。詳しい LBM 実験の熱源の設定は第 6 章で説明をする。

第4章 EOF 解析結果

この章では 2017/18 年の 500hPa 面のジオポテンシャル高度の偏差場に対して 3 か月平均データに行った EOF 解析の結果を示し，2017/18 年冬季の中高緯度の大気循環場が解析期間の中で異常な事例であったことを考察する．

4-1 EOF 各モードの時係数と大気場への回帰計算

EOF 解析によって得られた第 1, 2 モードのインデックスを解析に使用したジオポテンシャル高度の場に線形回帰することで，各モードの偏差パターンを得ることができる．また，この偏差パターンは，6 点の分散が大きくなる偏差パターンの中でも，統計的に出やすいものから順に第 1, 2 と各モードとして得られる．以下，各モードの偏差パターンを示し，2017/18 年の大気の偏差場を比較する．また，EOF 解析によって得られた各モードの寄与率は Table 2 に示す通りである．

第 1 モードは東アジアに寒気をもたらすことで知られる EU パターン(Wallace and Gutzler 1981)と相関係数が 0.81 で非常によく似た大気パターンである (Fig. 3a)．また，インデックスには明らかな正の線形傾向がみられる (Fig. 3b)．第 2 モードは負の PNA パターン(Wallace and Gutzler 1981)と相関係数が 0.77 でよく似た大気パターンがみられる (Fig. 4a)．負の PNA パターンがみられる第 2 モードは，ラニーニャ現象と関係のある場であることが考えられる(He *et al* 2013)．インデックスには明瞭な線形傾向は見られなかった (Fig. 4b)．

Table 2 EOF 解析によって得られた各モードの寄与率

	第1モード	第2モード	第3モード	第4モード	第5モード	計
寄与率 [%]	43.4	25.4	15.7	9.5	3.4	97.4

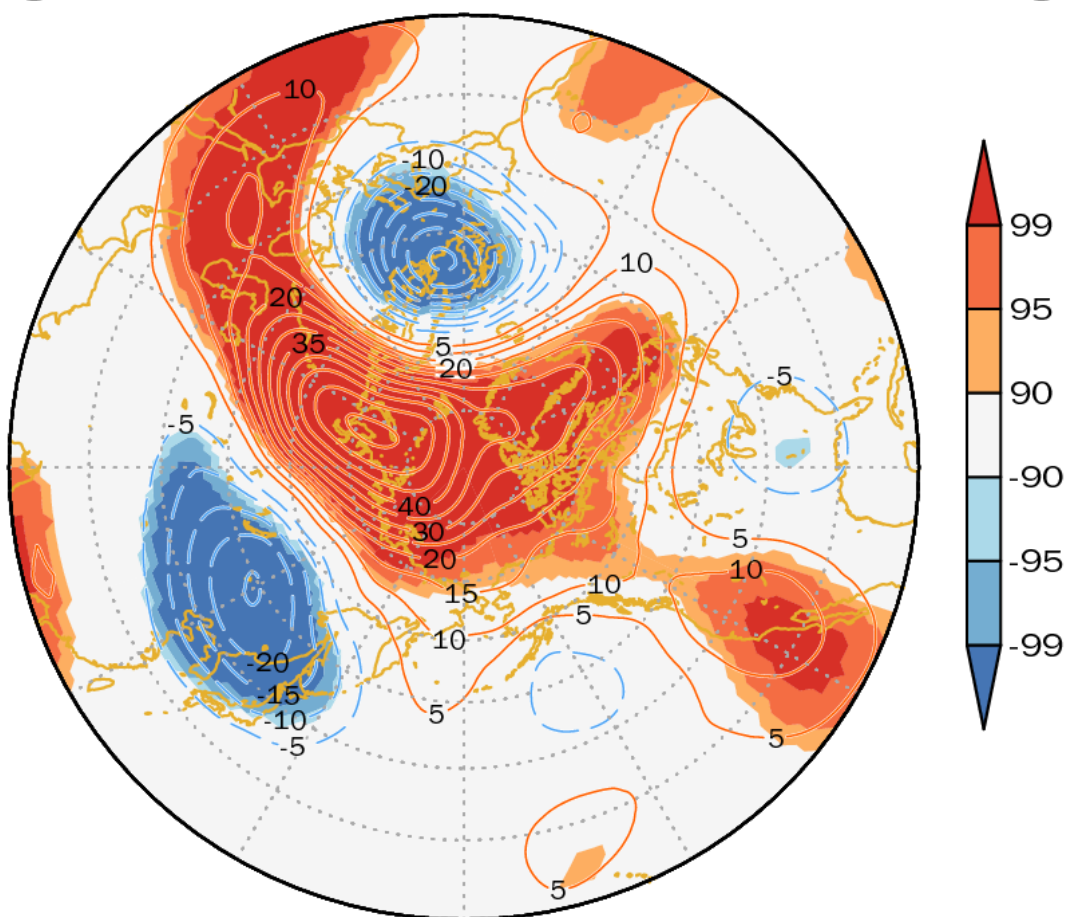


Fig. 3a EOF 第1モードの時係数の500hPa面の大気場への回帰計算の結果の図. 等値線はジオポテンシャル高度の回帰係数 (m), 陰影は信頼水準90%以上の値に回帰係数の値に応じて正負と色を付けている.

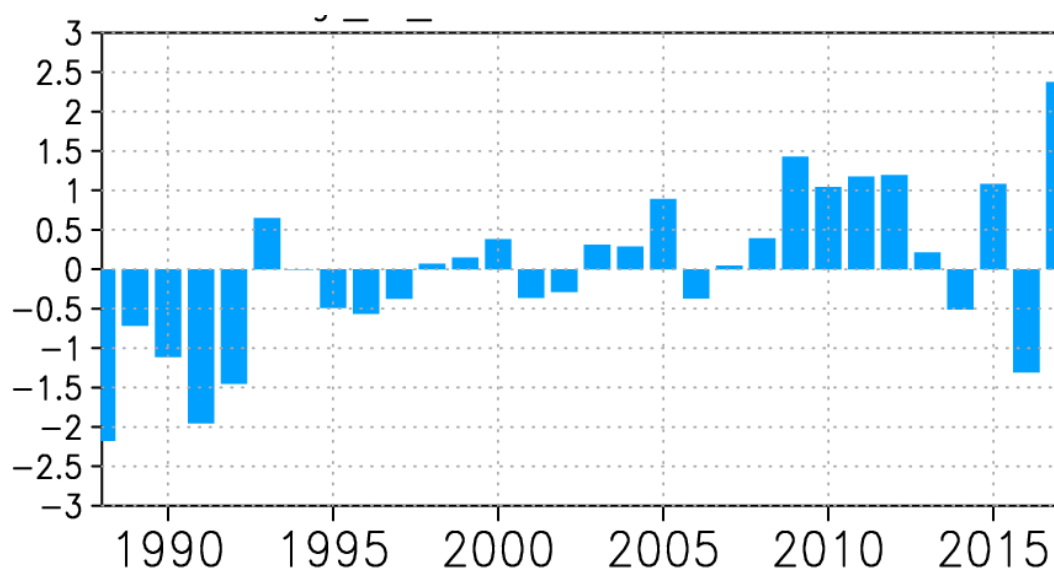


Fig. 3b EOF 第1モードのインデックス

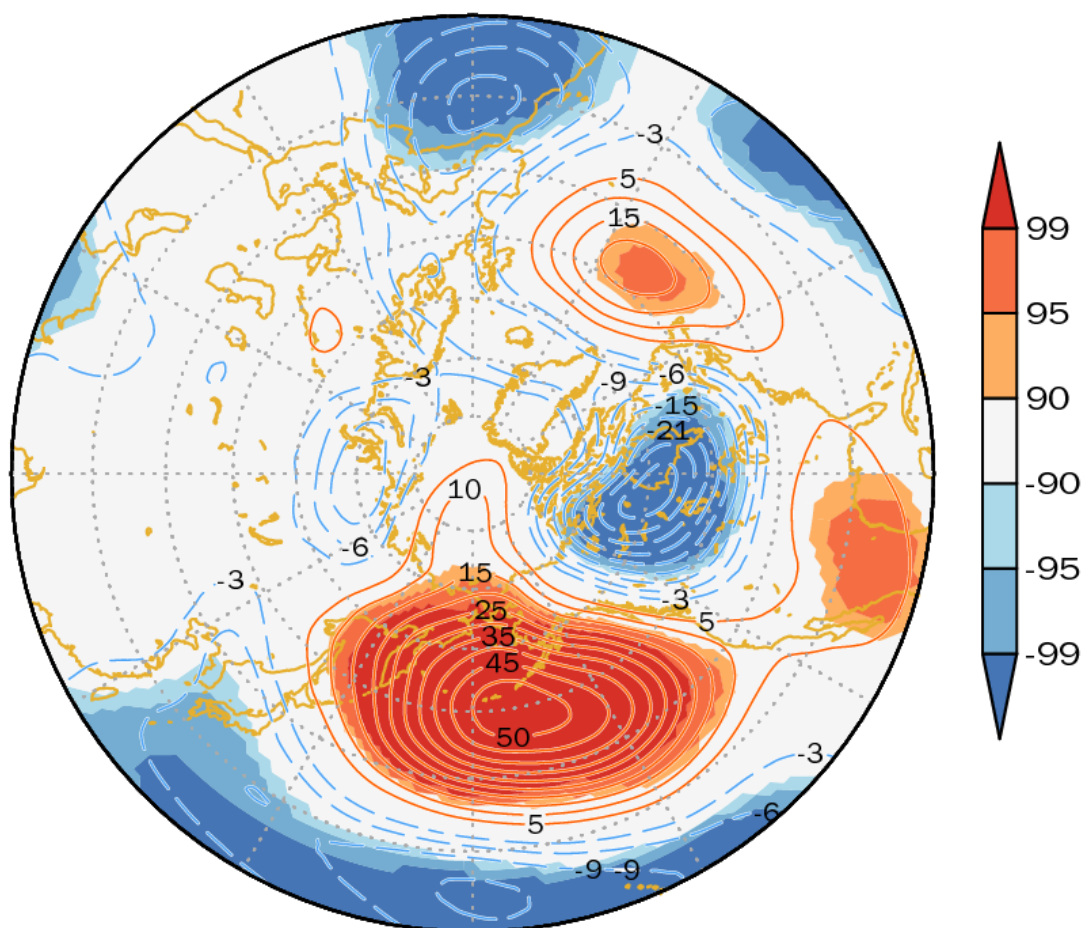


Fig. 4a EOF 第2モードの時係数の500hPa面の大気場への回帰計算の結果の図。等値線はジオポテンシャル高度の回帰係数 (m)，陰影は信頼水準90%以上の値に回帰係数の値に応じて正負と色を付けている。

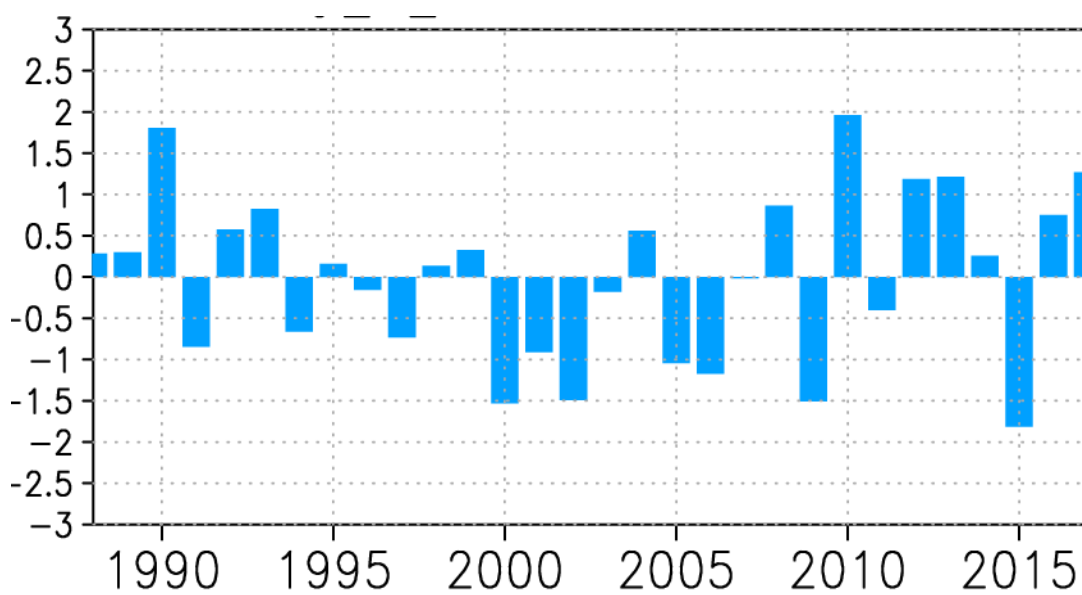


Fig. 4b EOF 第2モードのインデックス

4-2 各 MODE の散布図による 2017/18 年の大気場の検討

各モードのインデックスを比較するために横軸を第 1 モード、縦軸を第 2 モード、色をチャクチ海
の海氷インデックスとした散布図 (Fig. 5) を作成した。過去 30 年で 2017/18 年と同様に第 1 モード、第
2 モードが共に卓越し、初冬チャクチ海の海氷が後退している年は見られなかった。2010/11 年、2012/13
年は第 1 モードと第 2 モードが卓越しているため、正の EU パターンと負の PNA パターンが卓越した
年であると考えられるが、これらの年には海氷減少は見られなかった。以上のことから、2017/18 年と非
常によく似た事例は存在せず、異常な事例であったといえる。また、第 1 モードと第 2 モードのインデ
ックスと海氷インデックス（傾向をそろえるために符号を反転させた）を足し合わせた時係数を大気場
に回帰した図 (Fig 6) を作成したところ、2017/18 年の偏差パターンと非常によく似ていることがわか
る。回帰計算から 2017/18 年を抜いた場合でもほとんど同様な結果が見られた。

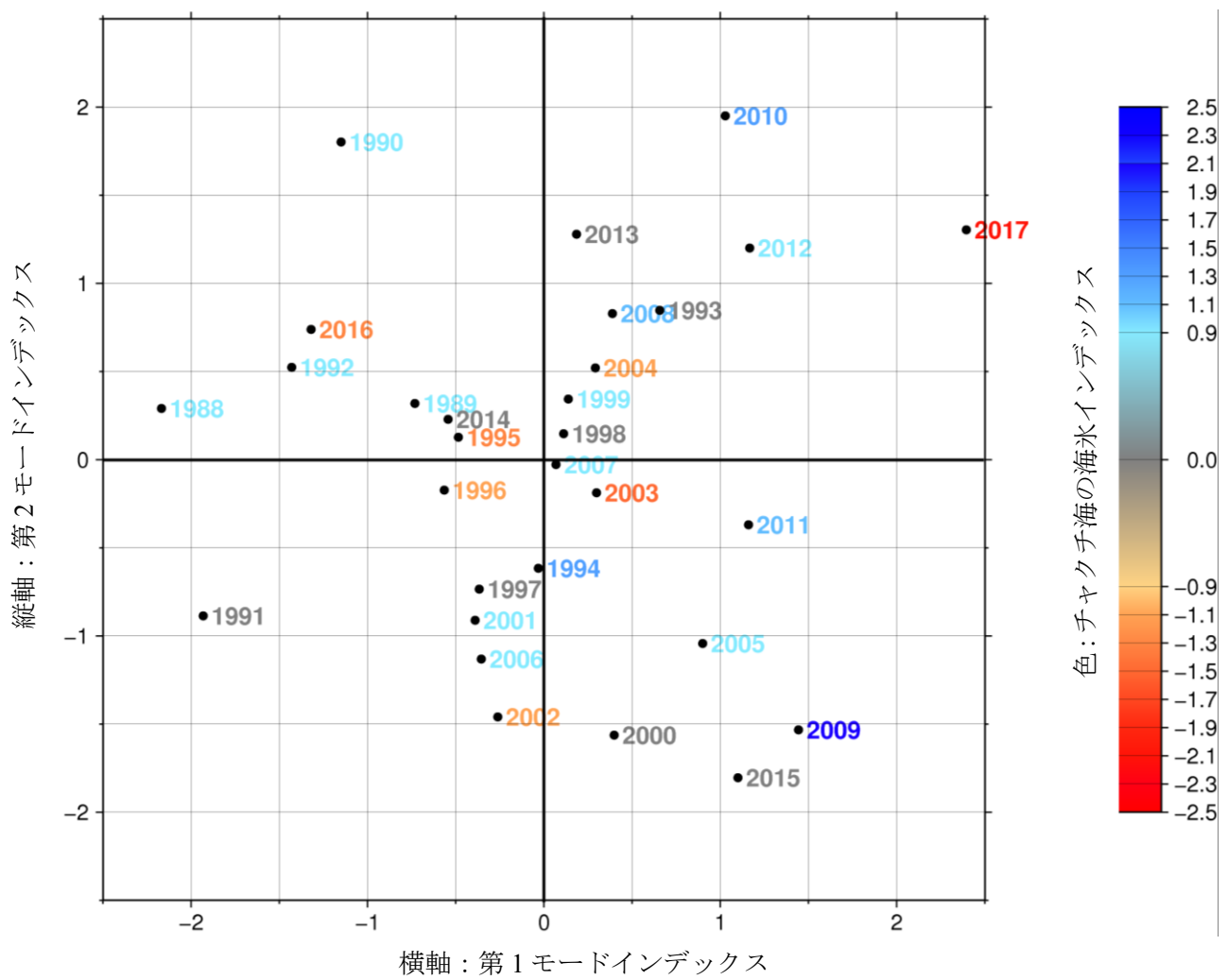


Fig.5 第1,2モードの散布図

横軸が第1モード，縦軸が第2モードので各時系列の値に応じて散布図を描画した．

色は1か月平均データから作成したチャクチ海の家氷インデックスの値に応じている．

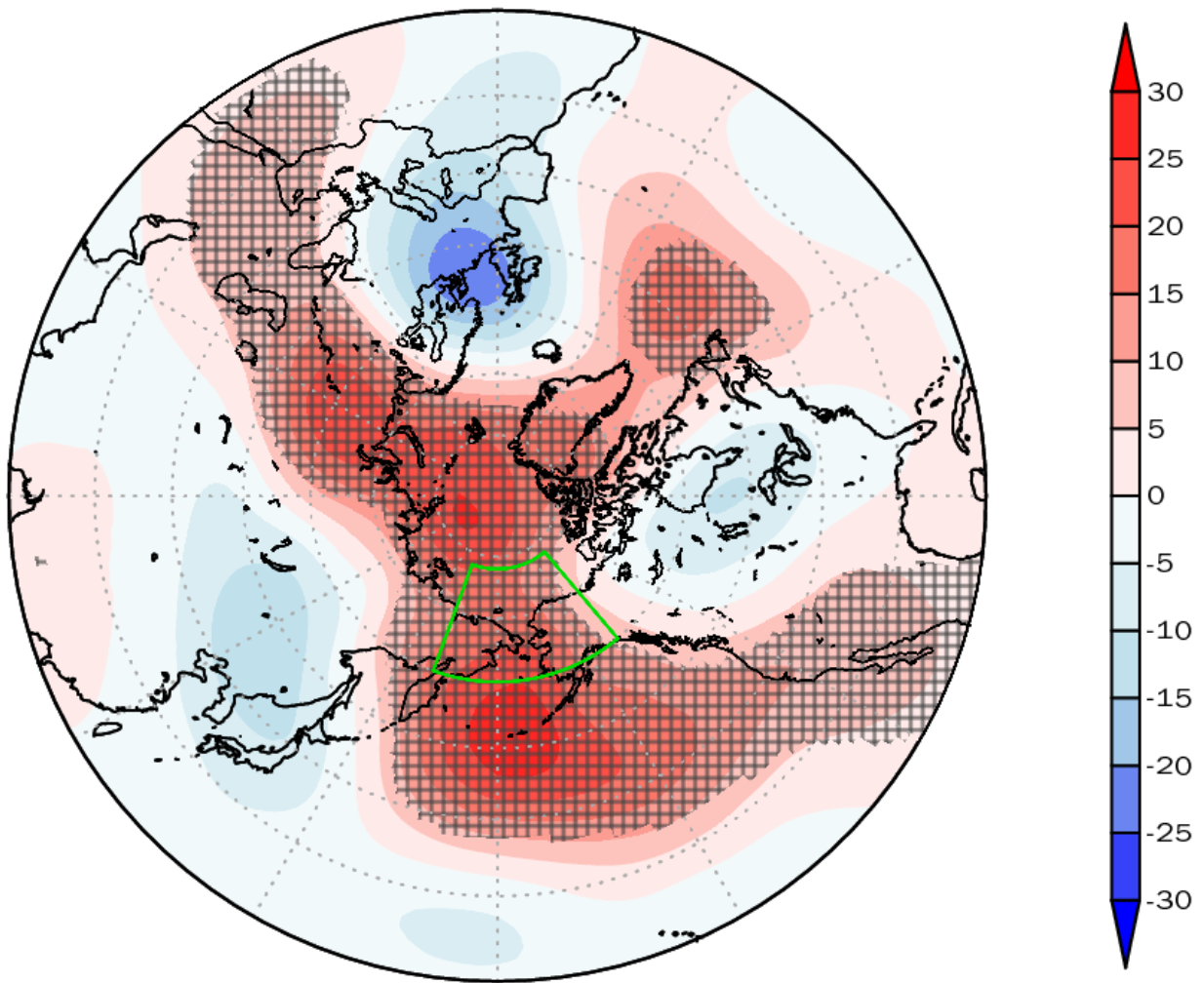


Fig.6 第1モード, 第2モード, チャクチ海の海氷それぞれのインデックスを足し合わせたものの大気場への回帰計算の結果

陰影が回帰係数, 網が信頼水準 90%以上を示している. インデックスを足し合わせる際に, 傾向をそろえるためにチャクチ海の海氷インデックスの符号を反転させた.

第5章 2017/18年初冬のチャクチ海周辺の偏差場

前章では大気パターンに加え、チャクチ海の水氷が平年よりも大きく後退していることが2017/18年の異常であることを確認した。この章ではチャクチ海の水氷が平年よりも後退した2017/18年の初冬について、大気や地表面の偏差場を見ていき、水氷の異常な後退と同時に発生している物理場の異常な偏差がないか検討していく。2章で示した通り、本研究ではまずチャクチ海の水氷が異常に後退した初冬の期間に注目するために、以降の解析では11月16日から12月15日の1か月平均のデータを使用していく。

5-1 チャクチ海の水氷密接度

1か月平均データから作成したチャクチ海の水氷インデックス (Fig. 7) を見ると、2010年代に入ってから正の指標が弱まる傾向にあり、初冬のチャクチ海の水氷は近年後退していることがわかる。チャクチ海の水氷インデックスで領域平均した水氷密接度の日データの時系列 (Fig. 8) を見ると、2017/18年は気候値と比較して1か月平均データに使用した11月下旬から12月上旬にかけての期間で後退していることがわかる。また、近年として2011/12年から2016/17年の6年間での平均値と比較しても大きく後退していることがわかるため、2017/18年が初冬に異常に水氷が後退した年であることがわかる。

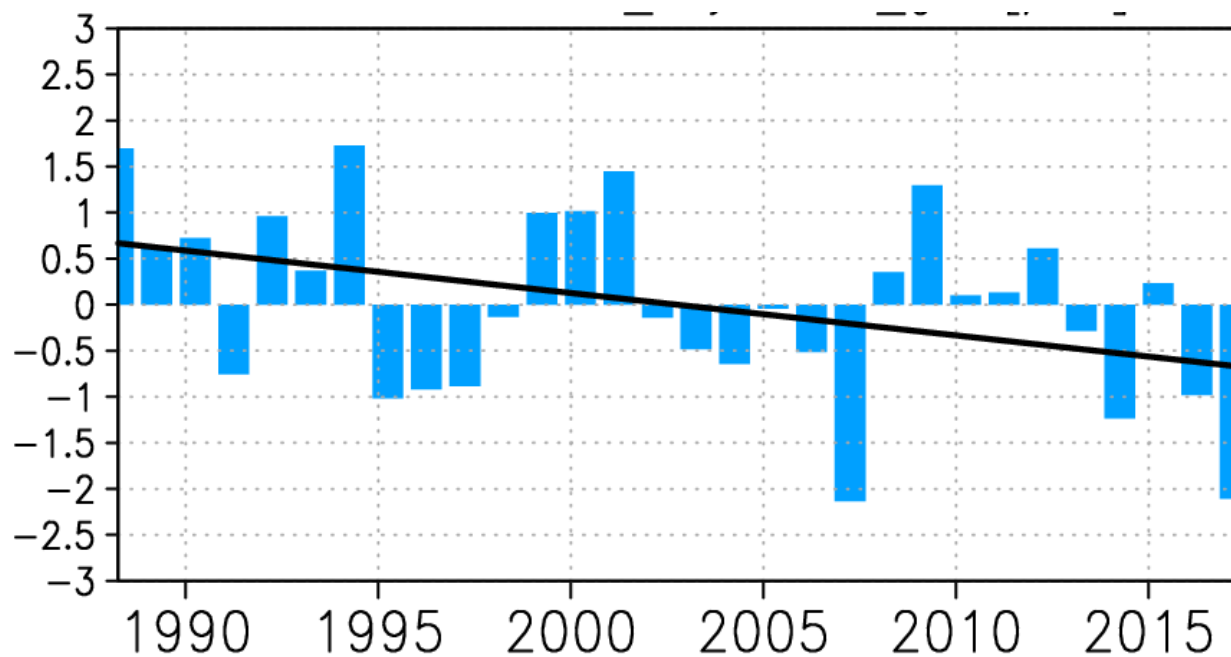


Fig. 7 11月16日から12月15日までの1か月平均を施したチャクチ海の水氷密度度インデックス
詳しい定義は3章で述べる．黒線は線形の減少傾向を示す．

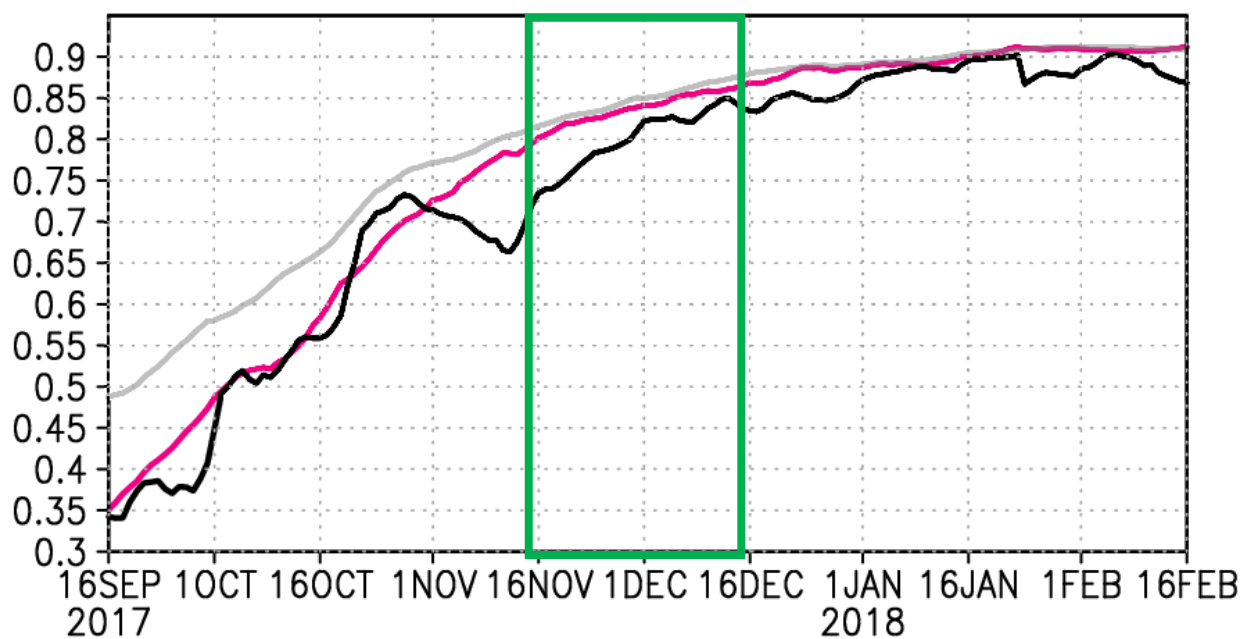


Fig. 8 チャクチ海の水氷密度度の日データの時系列 黒色が 2017/18 年，灰色が気候値，桃色が
2011/12 から 2016/17 の6年間の平均値を示している．緑線で囲んだ領域が海氷インデックスの作成
に使用した期間（11月16日から12月15日の1か月間）

5-4 チャクチ海上の地表面の変化

チャクチ海の海氷の異常な後退と同時にチャクチ海上の地表面の各データは気候値と比較してどのような値であったのかを1か月平均データについて確認した。

チャクチ海の海氷の平年よりも後退した領域に対応して強い熱フラックス（潜熱フラックスと顕熱フラックスの和）の正偏差が見られた（Fig. 13）。海氷の後退によってむき出しになった海面は海氷よりも温度が高いため、潜熱フラックスを平年よりも強めると考えられる。潜熱によって放出された熱は顕熱となって地表面大気を加熱すると考えられ、地上気温の偏差（Fig. 14）の結果とも一致する。

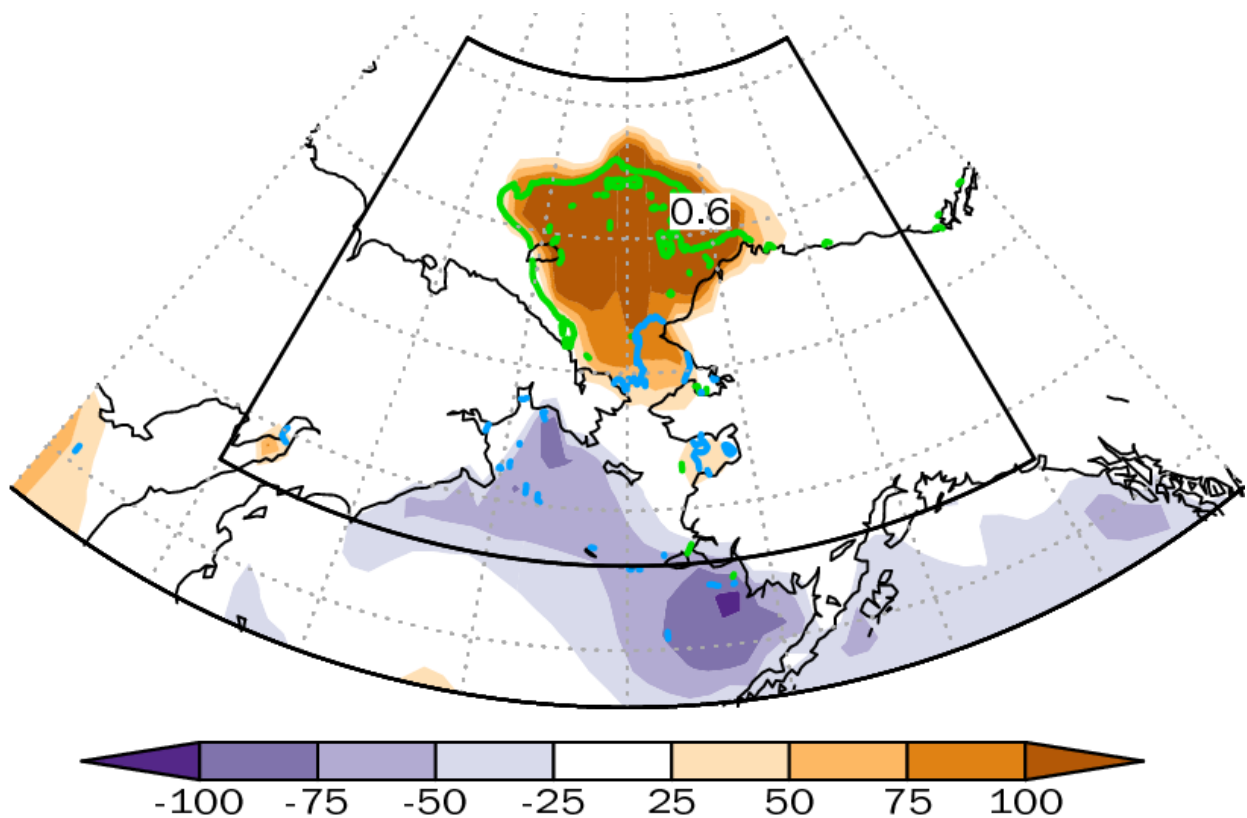


Fig.9 1 か月平均の地表面偏差図 陰影は熱フラックスの偏差 (W/m^2), 等値線は緑色が 2017/18 年の海氷密接度 0.6, 青色が気候値の海氷密接度 0.6 を示している. 本研究では熱フラックスは潜熱フラックスと顕熱フラックスの合計によって算出している.

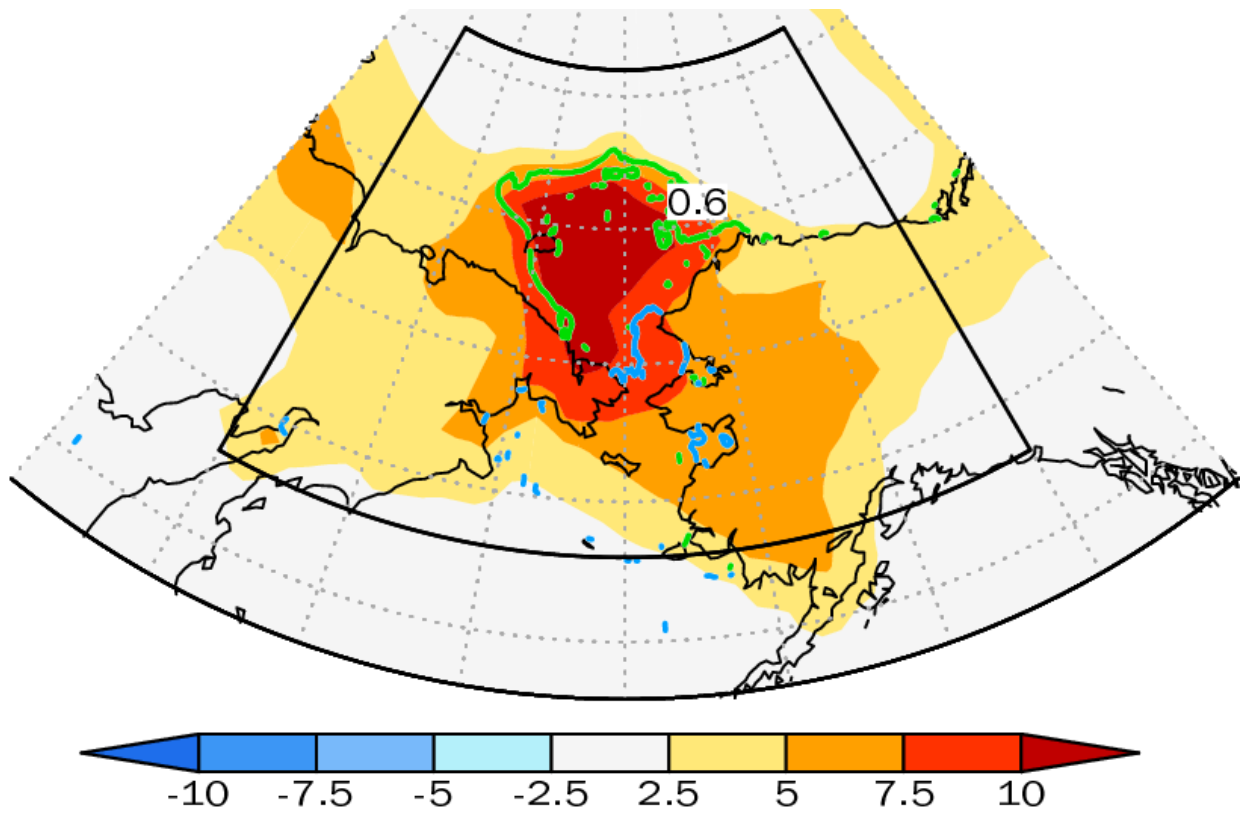


Fig. 10 1 か月平均の地表面偏差図 陰影は地上気温の偏差 (K), 等値線は Fig. 12 と同じ海水密接度を示している.

5-5 チャクチ海上の大気場の変化

チャクチ海の海氷の異常な後退と同時にチャクチ海上の大気場の各データは気候値と比較してどのような値であったのかを1か月平均データについて確認した。

チャクチ海の海氷インデックス作成時に使用した領域の東経160度から220度付近に注目すると、地表付近で気温の正偏差、下層で上向きが負の上昇流偏差がみられる (Fig. 15) . また地表付近で低気圧偏差が見られ、対流活動が平年よりも活発であったことが考えられる (Fig. 16) .

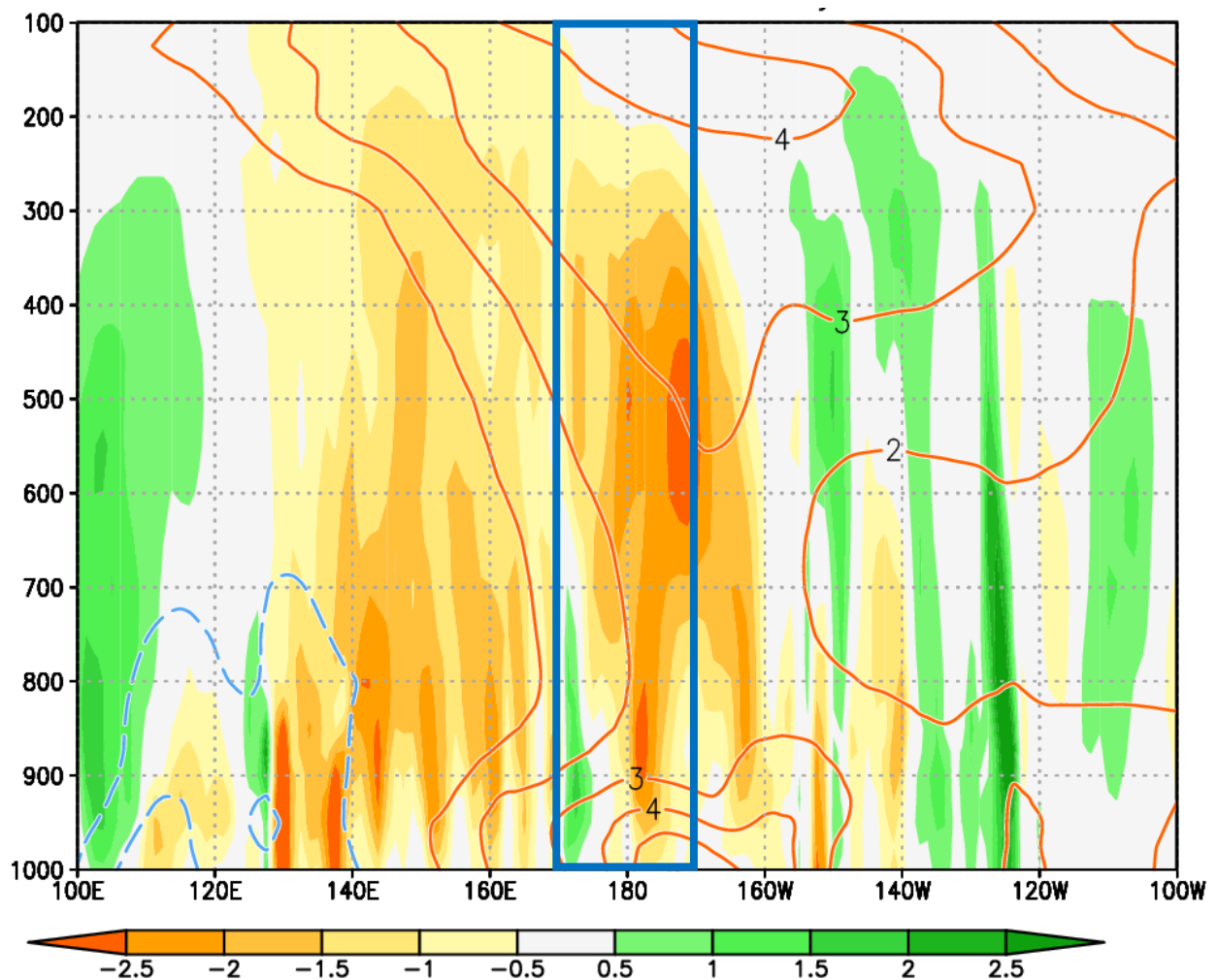


Fig. 11 1か月平均の北緯60度から80度の緯度平均断面図 陰影が鉛直速度偏差 (Pa/s), 等値線が気温偏差 (K) を示している. 青色の線で囲んだ領域は Fig 9 や Fig 10 より, チャクチ海の海氷に穴が開いているとされる領域である.

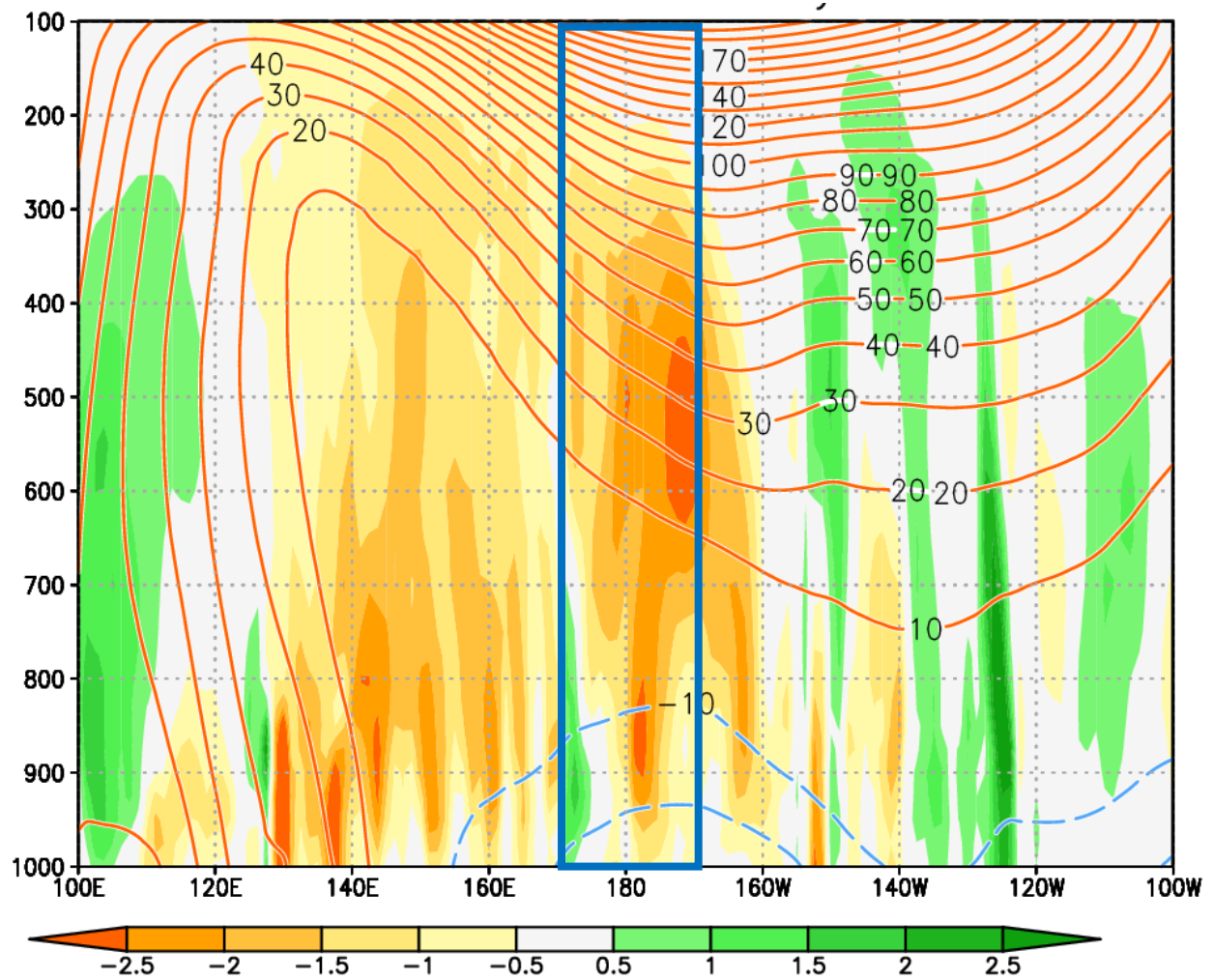


Fig. 12 1 か月平均の北緯 60 度から 80 度の緯度平均断面図 偏差が鉛直速度偏差 (Pa/s), 等値線がジオポテンシャル高度の偏差 (m) を示している. 青色の線で囲んだ領域は Fig 9 や Fig 10 より, チャクチ海の家氷に穴が開いているとされる領域である.

第 6 章 線形傾圧モデル (LBM) 実験

6-1 LBM の実験設定

5 章の結果から、初冬のチャクチ海海氷の異常な後退により、地表面大気が温められることが確認された。しかし、ここまでの解析は再解析データの解析であるため、地表面加熱偏差と上空の高気圧偏差について原因と結果の切り分けができない、という課題が生じる。そこで、LBM 実験を用い、地表面加熱による大気場への応答を明らかにする。

1 か月平均データの非断熱加熱偏差 (Fig. 13a) の値を参考に熱源強制 (Fig. 13b) を Fig. 14 で示すチャクチ海上の 0.9σ までの大気場の 12 月月平均の気候値に与えた。非断熱加熱項として、対流による加熱、鉛直拡散による加熱、長波放射による加熱、短波放射による加熱の合計を用いた。

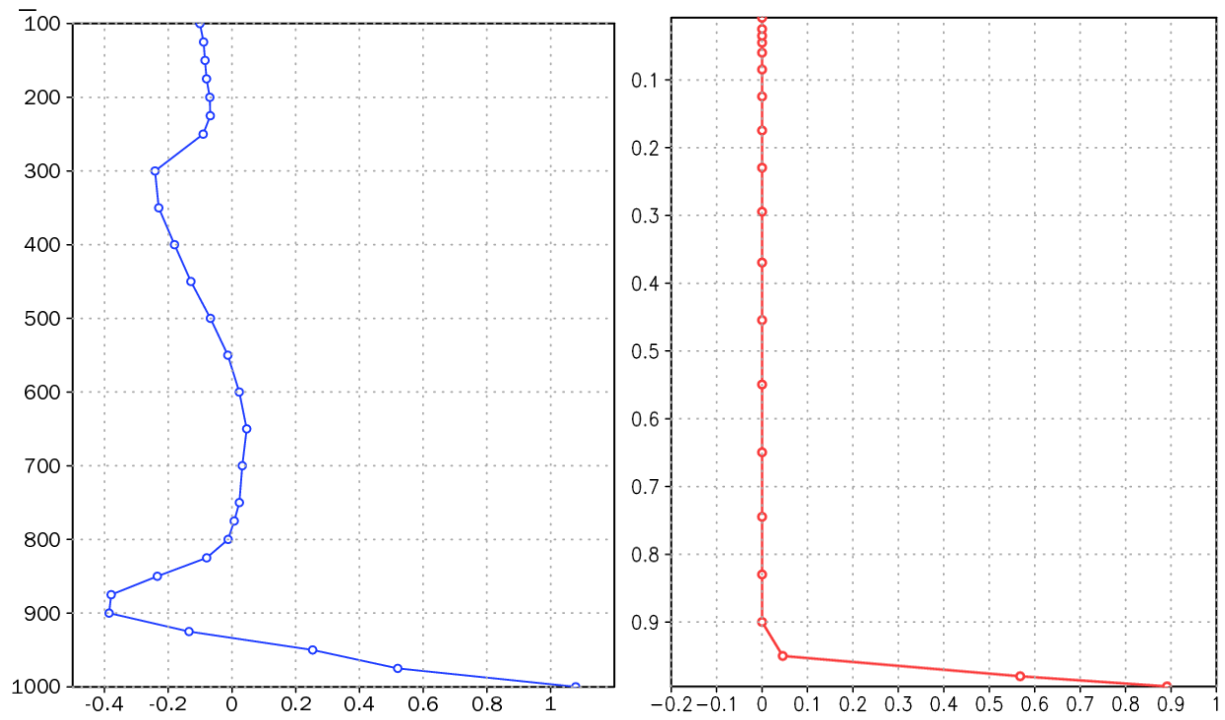


Fig. 13a 1 か月平均データの非断熱加熱偏差図 (K/day) チャクチ海の領域平均のデータの鉛直分布を示している. 非断熱加熱項として, 対流による加熱, 鉛直拡散による加熱, 長波放射による加熱, 短波放射による加熱を合計した.

Fig. 13b LBM 実験で与える熱源強制の鉛直分布図 (K/day)

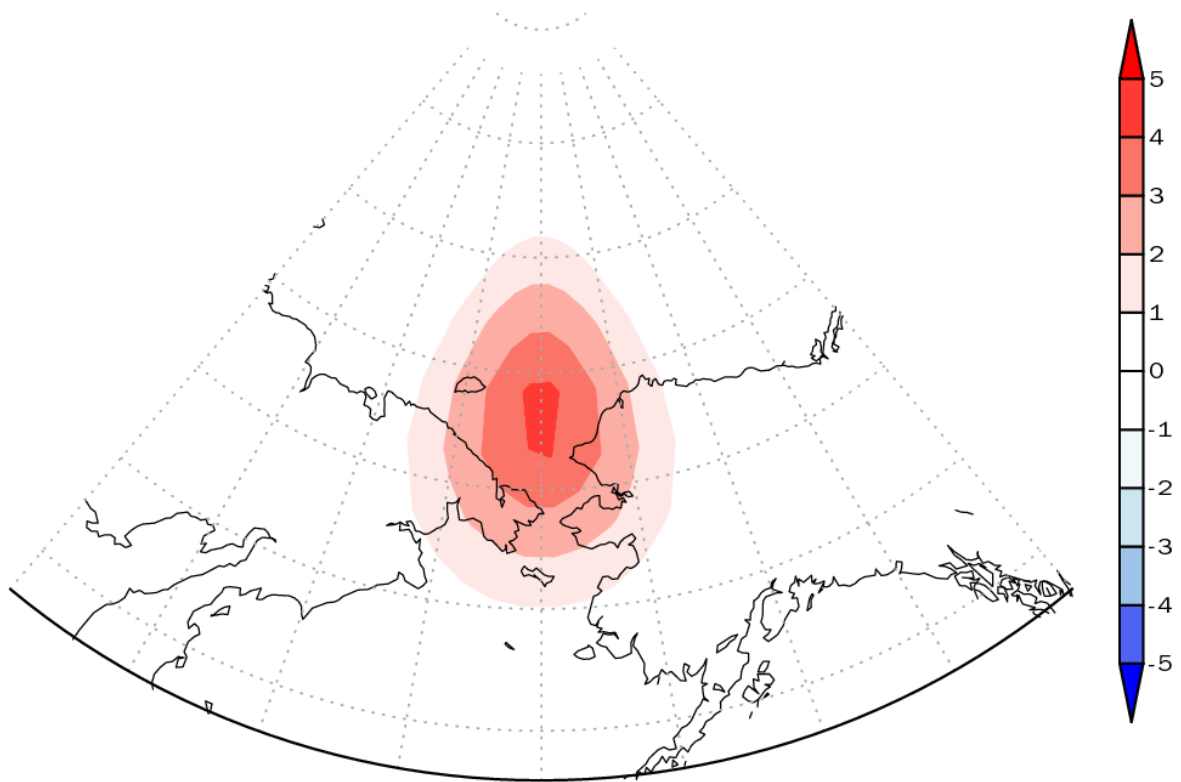


Fig. 14 LBM 実験において熱源強制を与えた領域を陰影で示した図 (K/day)

6-2 LBMの実験結果

熱源強制を与えてから 30 日から 40 日の 10 日間平均の大気の高気圧面のジオポテンシャル高度偏差場で、チャクチ海付近で高気圧偏差、北アメリカで低気圧偏差の高低の偏差パターンがみられることがわかる (Fig. 15) . この偏差パターンは再解析データとも整合性がみられる (Fig. 16) .

しかし、LBM 実験の結果は再解析データの偏差と比較して 600 分の 1 程度と値がとても小さい。この結果については以下のように考察できる。(Tachibana *et al* 2019)では地表面から対流圏下層にかけて本研究よりも強い熱源を与えることによる定常応答が再解析データの偏差の 5 分の 1 程度の偏差になっていることを示した。本研究では地表付近の加熱のみの影響を確認するため、先行研究の実験と比較して地表付近のみ ($\sim 0.9\sigma$) に実際の偏差と同じオーダーの熱源を与えて実験を行った。つまり、地表付近のみの加熱による対流圏中層への影響が偏差パターンとしては見られるが、非常に強い影響をもたらしているかは今回の実験結果からは考えられないということである。対流圏下層 ($\sim 0.7\sigma$) まで熱源を与えた実験では先行研究と同じくらいのオーダーの偏差が得られた (付録 5.2) . このため、チャクチ海の地表付近の加熱がもたらす対流圏中層への影響を理解するためには、チャクチ海上の地表面と下層大気の鉛直方向の相互作用を理解することが重要であると考えられる。

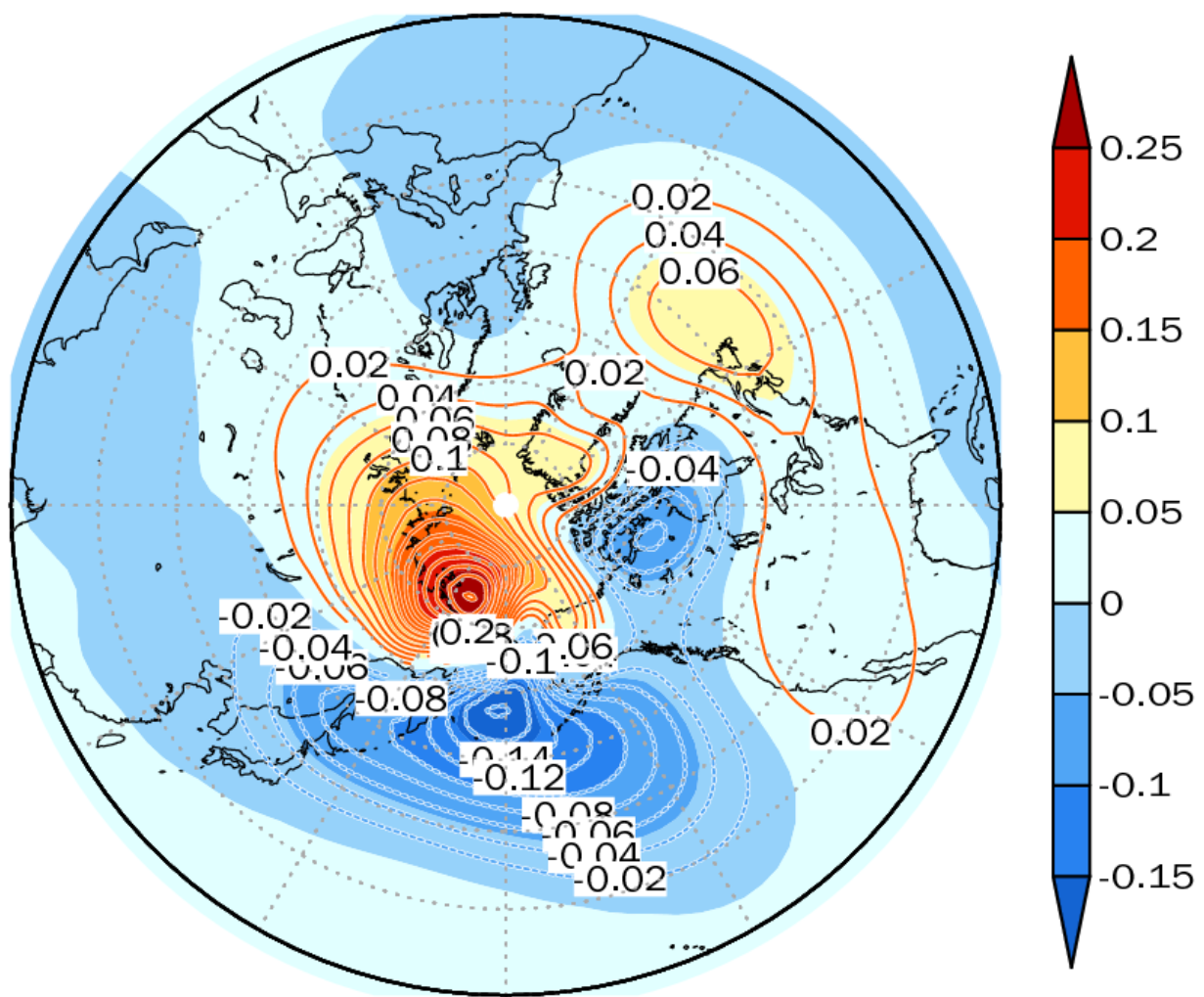


Fig. 15 12月の月平均気候値場に熱源強制を与えてか30日後から40日後の平均をした500hPa面ジオポテンシャル高度偏差図 陰影, 等値線共に熱源強制によるジオポテンシャル高度の偏差を表す. 単位は (m).

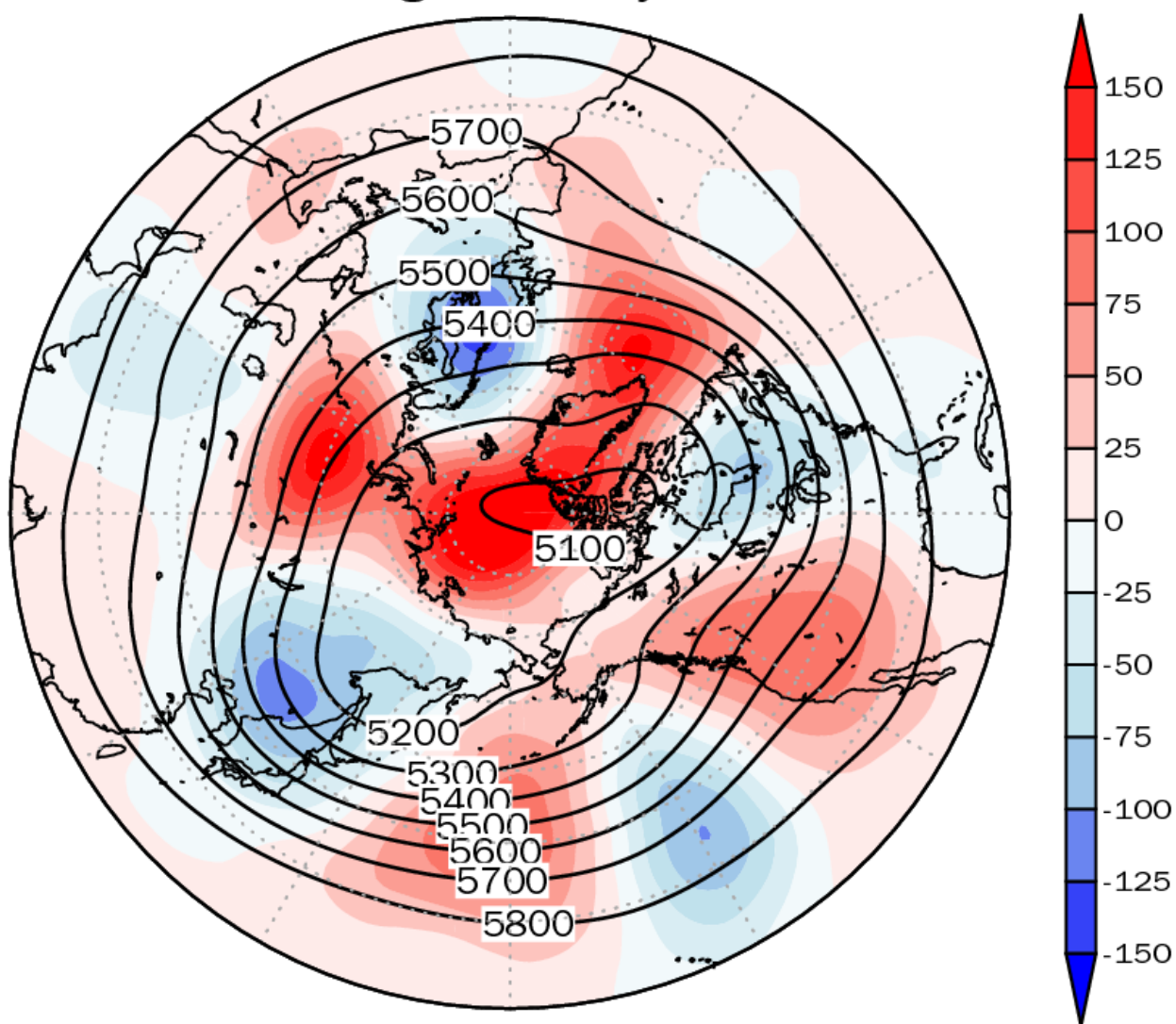


Fig. 16 1 か月平均データの 500hPa 面のジオポテンシャル高度偏差図 陰影は偏差，等値線は気候値を表す．単位はいずれも (m) である．

第 7 章 議論

7-1 チャクチ海以外に異常な偏差場であった領域

2017/18 年の冬季に異常な偏差場であったのはチャクチ海周辺のみではなかった。海面水温に注目すると、北大西洋域で強い正偏差が見られた (Fig. 17)。中緯度海洋は大気から一方的に影響を受けるとされてきたが、近年中緯度海洋が大気に影響を及ぼす研究が盛んに行われている (Minobe *et al* 2008, 2010, Sato *et al* 2014)。冬季の北大西洋については、初冬の大西洋の海面水温の上昇が寒冬をもたらす大気循環場に影響を及ぼしていることを再解析データの解析と LBM 実験によって先行研究で示されている (Sato *et al* 2014)。2017/18 年の北大西洋の海面水温や潜熱フラックスも先行研究と同様な偏差が見られ、異常な大気パターンの形成に関与していると考えられる。しかし、初冬のチャクチ海の穴の開いた領域の海面水温は北大西洋が $+2\sim 3\sigma$ であるのに対し、 $+3\sim 4\sigma$ となっている。2017/18 年は何が異常であったか、他の年には見られないような偏差があるのかという点で考えると、まずはチャクチ海の穴の開いた領域周辺から理解することが重要であると考えられる。

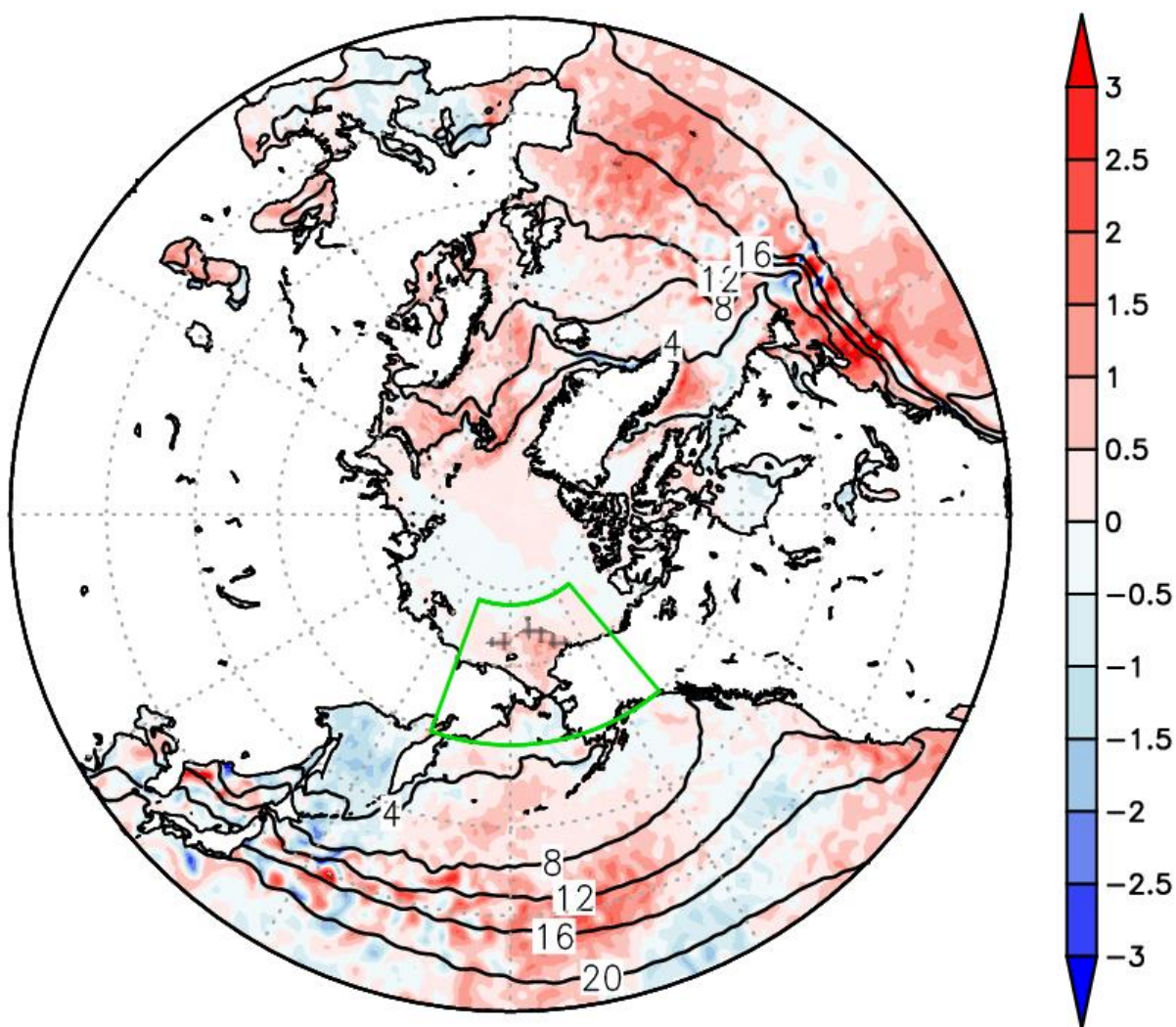


Fig. 17 1 か月平均データの海面水温の偏差図 陰影は 2017/18 年の海面水温の偏差, 等値線は気候値をあらわし, 単位はいずれも ($^{\circ}\text{C}$) である. 網の領域は $\pm 3.0\sigma$ 以上である. 緑線で囲んだ領域はチャクチ海の水氷インデックス作成に使用した領域である.

7-2 海氷インデックスの回帰計算

統計的にチャクチ海の家氷が少ない時はどのような大気パターンであるかを理解するために、1 か月平均データから作成したチャクチ海の家氷インデックスについて3 か月平均データのジオポテンシャル高度の場に線形回帰計算を行った。線形回帰については付録2に示す。

チャクチ海の家氷上に有意な高気圧偏差が見られた。また、チャクチ海から見て西風の下流にあたる西半球側では2017/18年の偏差パターンと似た結果が得られた。海氷インデックスの年々変動の傾向は温暖化などの線形の強い傾向を持つと考えられるため、海氷インデックスと物理場の両方の線形傾向を除去した結果を見ると、偏差パターンに大きな変動はないが、有意性が大きく減少した（Fig. 18）。これらのことから、海氷が少ない時にチャクチ海の家氷上で高気圧偏差が卓越するがその傾向は線形の時間経過の傾向によるものが多い、と考えられる。

同様の解析を初冬の家レンツ海・カラ海の家氷について作成した海氷インデックスで行った（インデックスの定義については付録3を参照）。バレンツ海・カラ海の家氷上に有意な高気圧偏差が見られ、東半球で2017/18年の偏差パターンと似た結果が得られた。一方で、線形の傾向を除去した結果を見ると、有意性が見られなくなった（Fig. 19）ことから、バレンツ海・カラ海の家氷についてもチャクチ海の家氷と同様の考察ができると考えられる。

しかし、前節で述べたようにチャクチ海の家氷が初冬に大きく後退した事例は2017/18のみである。このため、穴が開くほどの異常な海氷後退がどのような影響を及ぼすかという研究の目的に対して背景理解の点では重要であると考えられる。

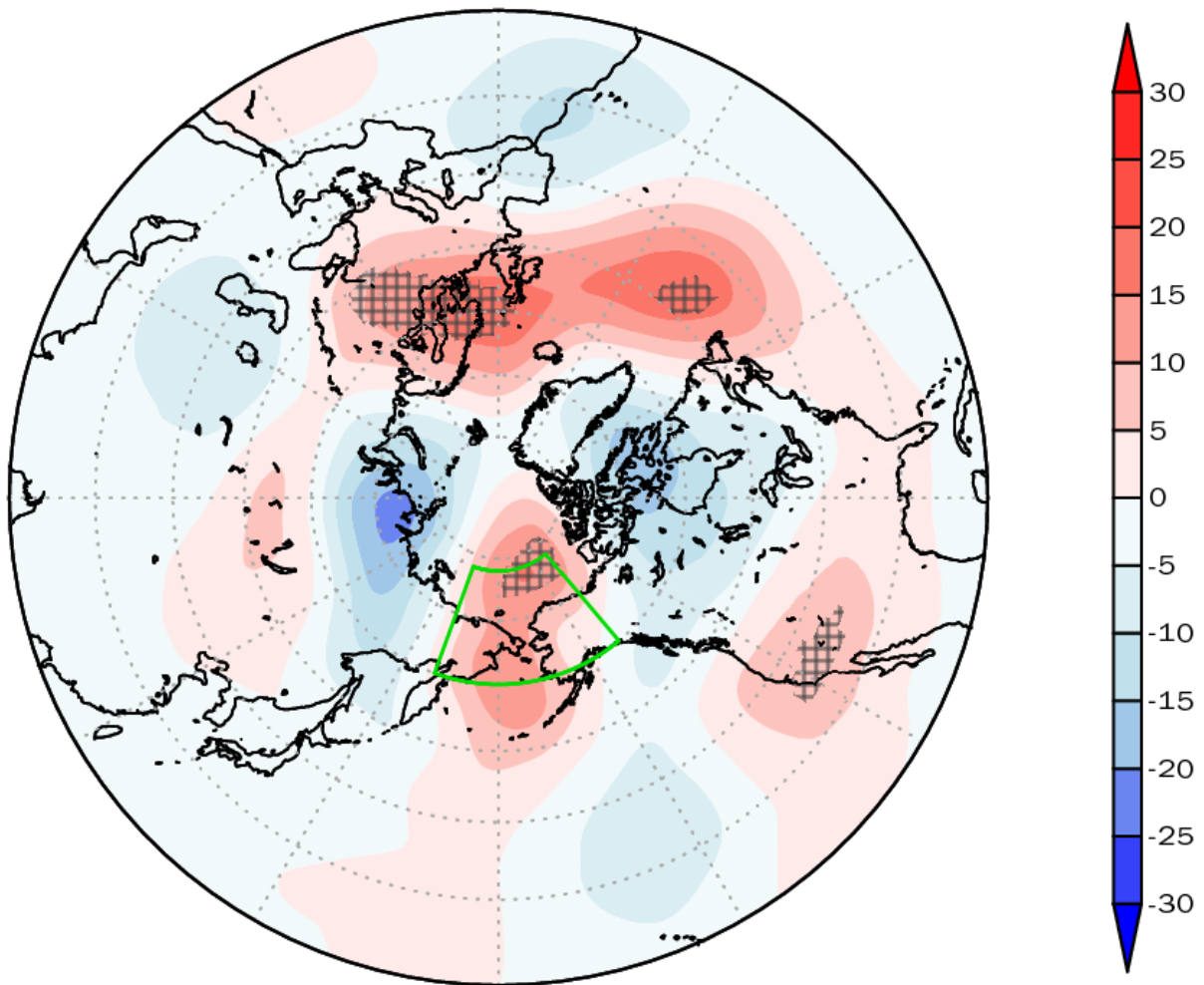


Fig. 18 チャクチ海の海氷インデックスを3か月平均のジオポテンシャル高度の場への回帰計算した結果 陰影が回帰係数，網が信頼水準90%以上を示している．緑線で囲んだ領域はチャクチ海
の海氷インデックス作成に使用した領域である． インデックスと物理場の両方の線形の傾向を除去した．

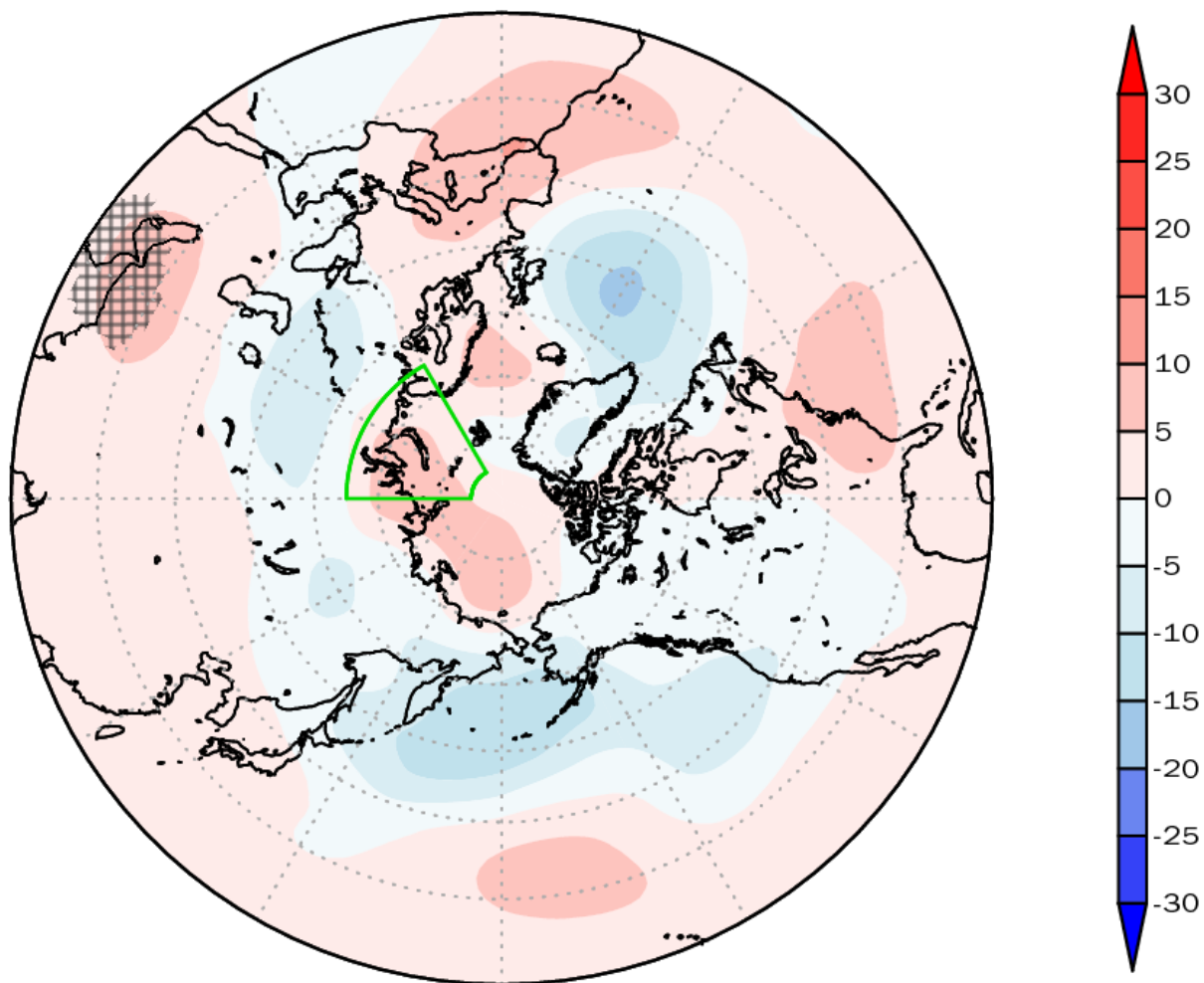


Fig. 19 バレンツ海・カラ海の海氷インデックスを3か月平均のジオポテンシャル高度の場へ回帰計算した結果 陰影が回帰係数，網が信頼水準 90%以上を示している．緑線で囲んだ領域はバレンツ海・カラ海の手氷インデックス作成に使用した領域である．インデックスと物理場の両方の線形の傾向を除去した．

7-3 LBM 実験の結果

6 章で述べた LBM 実験では地表面に与えられた熱源が海氷の後退によるものかについては明言できない。この問題点に対して、WRF によるモデル実験でチャクチ海の海氷の変化のみの影響を考察した（実験設定は付録 4 を参照）。950hPa 面気温（付録 4.1）、潜熱フラックス（付録 4.2）、顕熱フラックス（付録 4.3）はそれぞれ明瞭な正偏差を示したことから、地表付近では海氷が大きく後退することにより、地表付近の気温、上向きの熱フラックスが正偏差になる影響が確認できた。

しかし、異常な大気場として主に見てきた対流圏中層の 500hPa 面を見てみると（Fig. 20a）、モデル間のばらつきを示す標準偏差の大きさが偏差よりも非常に大きい結果がチャクチ海の直上で見られた（Fig. 20b）。初冬の中高緯度のジオポテンシャル高度は気候値的にばらつきが大きいため、アンサンブルメンバー間のばらつきが大きくなることと矛盾しないといえるが（Fig. 20c）、対流圏中層の大気についての感度実験の結果として考察をすることは難しい。モデル実験によってチャクチ海の海氷後退の影響を考察するためには、GCM（大気大循環モデル）を用いた研究(Honda *et al* 2009)のように数多くのアンサンブルメンバーを用いる必要があると考えられる。

気候値的には北太平洋と同じくらいに北大西洋のばらつきが大きい（Fig. 20c）。しかし、5 本のアンサンブルメンバー間のばらつきは北大西洋よりも北太平洋でより大きく見られた（Fig. 20b）。きちんとした根拠は示せていないが、2017/18 年の初冬は北太平洋において気候値からのばらつきが大きくなりやすい初期値の事例であったかもしれないと考えることができる。海氷が大きく後退した事例は 2017/18 だけであるため統計的な考察は難しいとしてきたが、北太平洋の対流圏中層の大気が他の中高緯度帯に比べて大きく異常な事例を見ていくことで、本研究の内容の一般化につながるかもしれない。

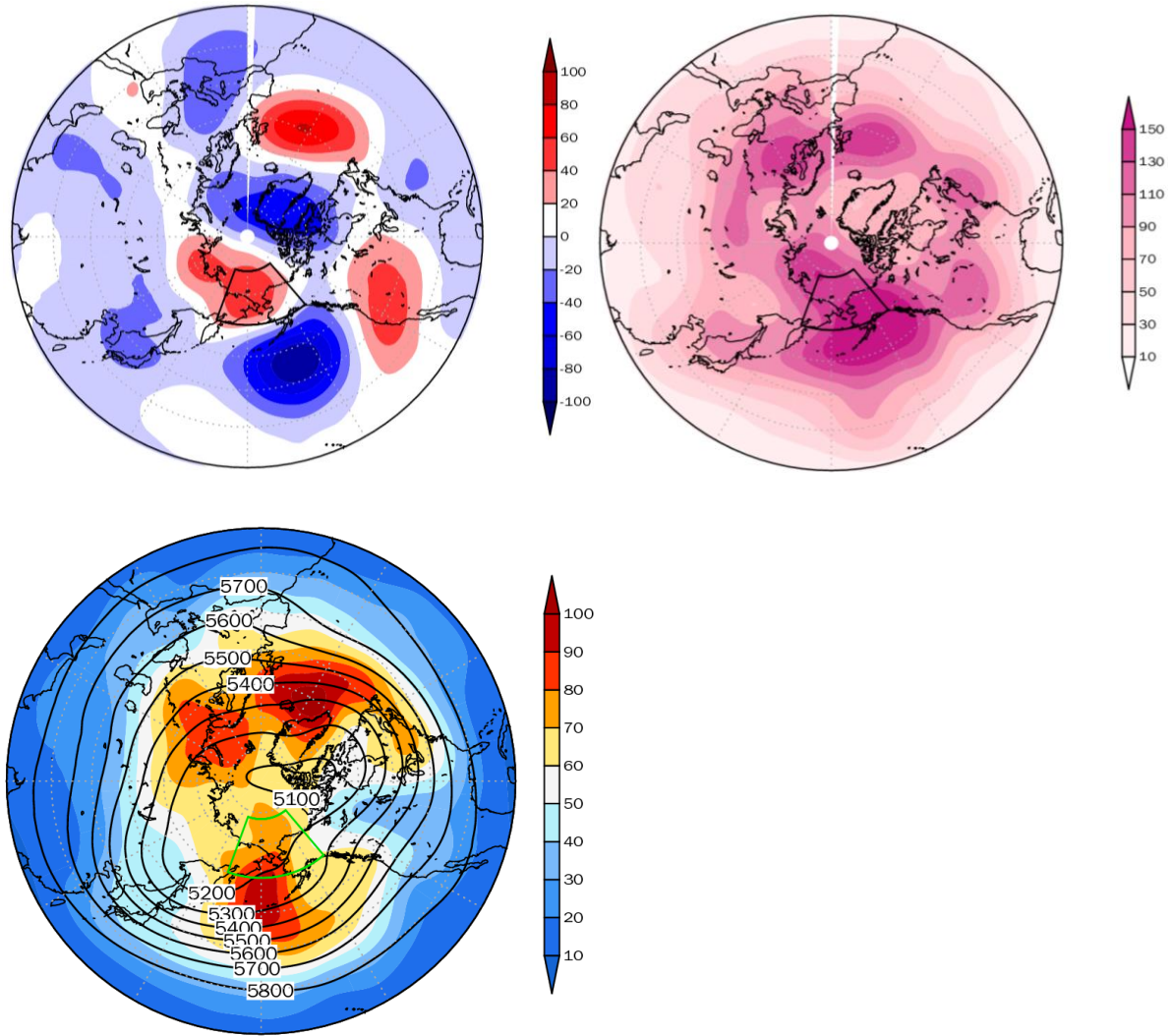


Fig 20 1 か月平均の期間の 500hPa 面ジオポテンシャル高度について a は CTLー海氷増加の結果, b は CTL 実験の 5 本のメンバー間の標準偏差, c は 30 年間の標準偏差をそれぞれ表している. 各図の線で覆われた領域はチャクチ海を示している. 単位はいずれも (m)

第8章 まとめ・今後の課題

本研究では、初冬の異常なチャクチ海の海氷減少がもたらす 2017/18 年冬季の異常な中高緯度大気循環について考察した。2017/18 年の中高緯度の大気循環場がどのように異常であるかを検討するために、6 点 EOF 解析を行った結果、2017/18 年は正の EU パターンと負の PNA パターンが卓越した大気場であることが分かった。この二つのパターンの卓越に加え、チャクチ海の海氷が大きく後退した事例は 2017/18 年だけであることが確認できた。再解析データの解析で海氷の異常な後退と同時に発生している物理場の異常な偏差がないか検討した結果、地上気温、海面水温、上向きの潜熱・顕熱フラックスに強い正偏差が見られた。地表付近の大きな加熱偏差は直上の大気場にどのような応答を示すのかを LBM 実験を行って確認した。LBM 実験の結果から、温められた地表面大気は直上の大気に 2017/18 年の偏差パターンと似た大気パターンを形成することがわかった。以上のことから、初冬の異常なチャクチ海の海氷は地表付近の加熱によって直上の大気に影響を及ぼす可能性が示唆されたといえる。

しかし、本研究にはいくつかの課題が残されている。LBM 実験の結果だけでは地表面の加熱偏差の原因までは示せていない。前章で議論したように、地表と対流圏下層の相互作用の関係を理解しないと、海氷の減少が地表の加熱偏差を生み出していることや、その影響が対流圏中層まで及んでいるかどうかについては議論できない。また、チャクチ海の海氷の後退にのみ注目すると 2017/18 は異常な年であるといえるが、大気パターンであれば、6 点 EOF 解析の結果からも類似した事例が多くはないが発見できた。チャクチ海の海氷が大きく後退した事例は 2017/18 年のみであったが、1 章でも触れたように今後の冬季の気候システムを理解するためには今回の仮説の一般化が重要である。この点を踏まえるとこれまでの解析では深く検討してこなかった過去の大気場や、北大西洋やバレンツ海・カラ海などの海洋の場について統計的に検討していく必要があると考えられる。今後はこれらの課題に挑戦していきたい。

謝辞

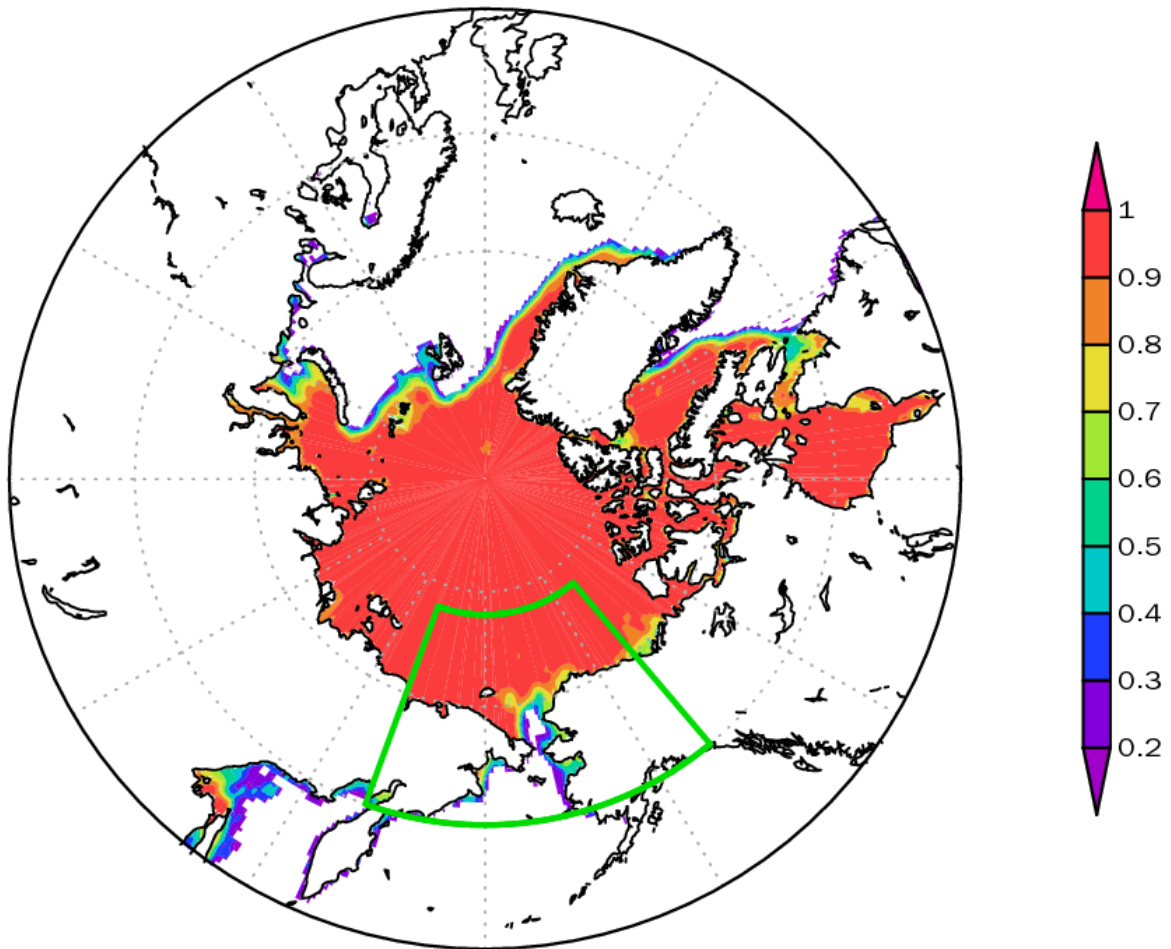
本研究を進めるに当たり、立花義裕教授には研究開始の当初から、研究手法や方針など貴重なお時間を割いて熱心にご指導していただきました。また、研究を始めるきっかけとなった北海道雨竜演習林での研究室合宿や、各地で行われる研究集会への参加、気象学・気候学を研究する外部の研究者の方の三重大学への招待と交流といった研究のモチベーションを高める働きかけを常にしていただきました。西井和晃准教授、万田敦昌准教授、山田二久次准教授、飯島慈裕准教授には指導学生でないにもかかわらず、協働ゼミでは研究に重要なコメントやアドバイスをいただきました。地球環境学プログラムの先生方には、これまでの学部生の授業で専門知識をご教授していただき、合同ゼミや中間発表で研究に対して質問やアドバイスをしていただきました。専門分野が異なる方へ発表をする経験が得られ、頂いたご指摘が自分の中でもう一度研究の中身について考える機会を与えてくれました。立花先生を始めとする地球環境学プログラムの多くの先生方には大変お世話になり、深く感謝いたします。

気象・気候ダイナミクス研究室の皆様には大変お世話になりました。小松謙介博士には研究室のゼミにおいて研究方針や研究の動機、モデルの使い方等、的確な指摘をもって根気強くご指導いただきました。安藤雄太氏には LBM 実験結果のデータを提供していただきました。また、モデルの使い方や気象物理に関する知識、解析結果の解釈、研究手法について数多くのことでも大変お世話になりました。関陽平氏には研究の方針や悩みなどで数多くの助言や励ましをいただきました。杉原直樹氏、松岡優輝氏、永田桃子氏にはプログラムの組み方やデータの所得や利用方法、モデルの使い方、研究手法など多くの助言をいただきました。4年生、3年生の学生の皆様には、発表練習や学生生活の相談など、身近なところで大変お世話になりました。

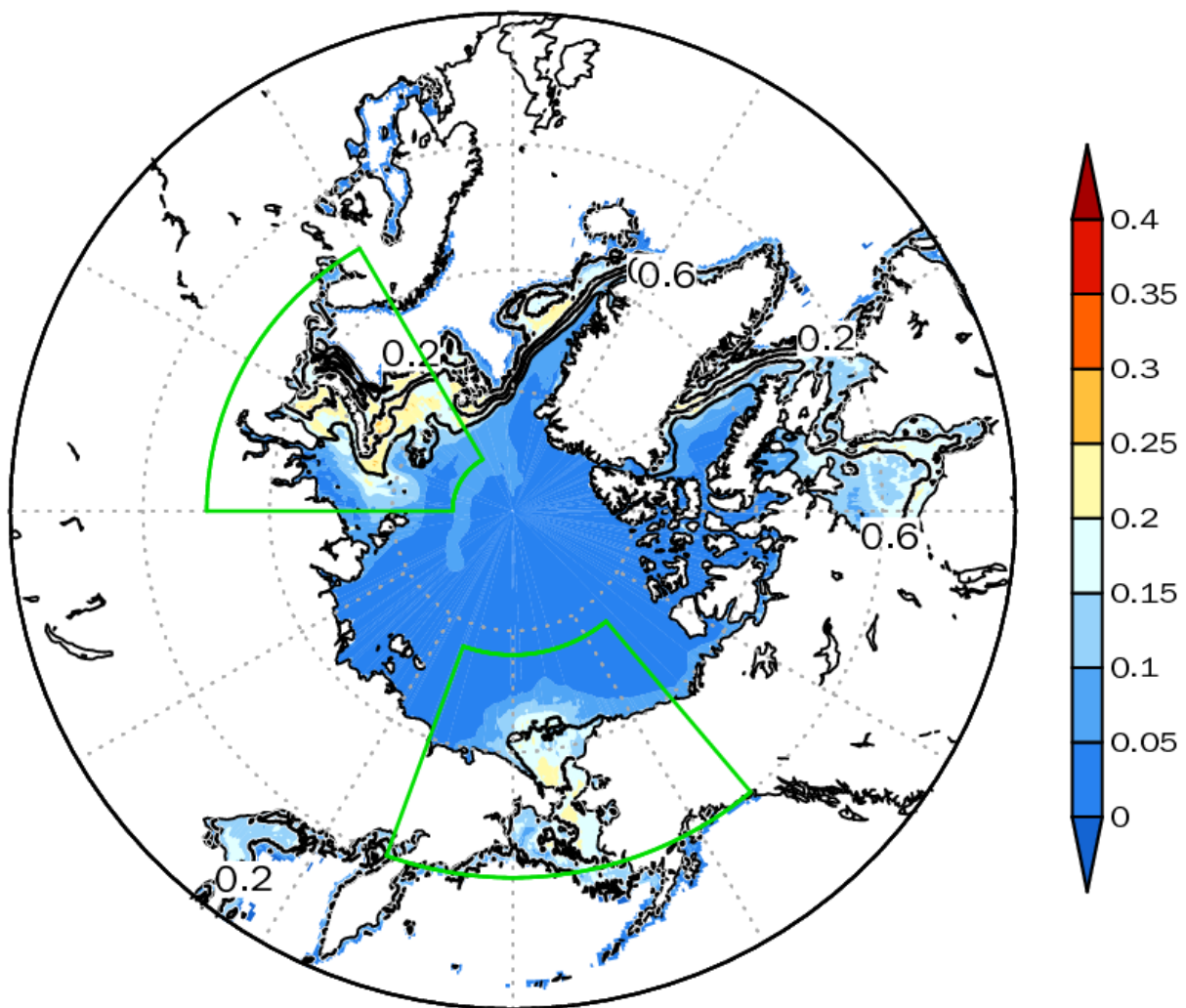
学部生の4年間の生活を常に陰ながら応援し、経済面や精神面で支えてくれた両親を始めとする家族には本当に感謝しております。家族も含めて自分は非常に恵まれた環境の中で研究をすることができました。ここまで押し上げていただいたすべての方々へ改めて心より感謝申し上げます。

付録

付録 1 チャクチ海の海水密接度



付録 1.1 2017 年 12 月 31 日の海水密接度 緑線で囲んだ領域はチャクチ海の海水インデックス作成に使用した領域を示している。



付録 1.2 11 月 16 日から 12 月 15 日の 1 か月平均の海氷密接度 陰影が 30 年間の解析期間の標準偏差，等値線は 30 年間の解析期間の平均値（気候値）を表す．緑線で囲んだ領域はそれぞれ海氷インデックス作成に使用した領域を示していて，ユーラシア大陸の西側がバレンツ海・カラ海，東側がチャクチ海としている．

付録 2 回帰計算

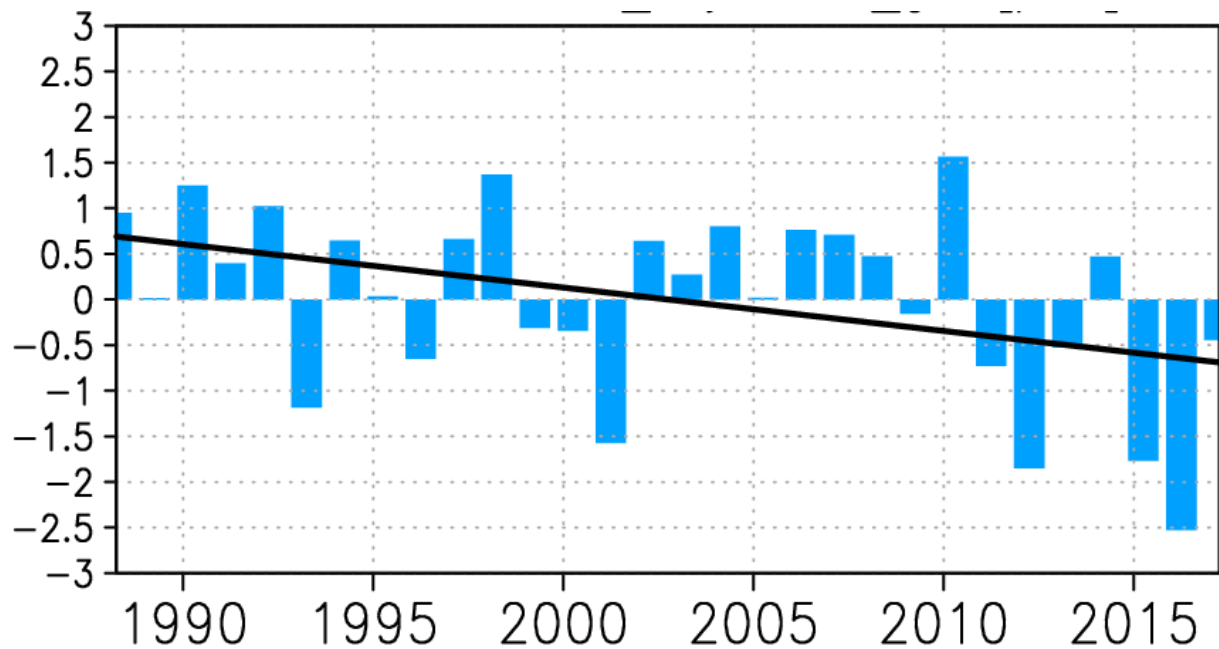
本研究では初冬の海氷と大気場との経年変化の関係性を評価するために線形回帰計算を行った。地球温暖化などの長期傾向を除くために、チャクチ海の海氷インデックス、バレンツ海・カラ海の海氷インデックス、ジオポテンシャル高度の場について線形の減少または増加の傾向を除去したデータを用いて回帰計算を行った。回帰係数の有意性の検討手段として、t 検定を用いた。「回帰式による説明が全く成り立たない」を帰無仮説として両側 t 検定にかけると、得られた有意水準で仮説は棄却される。本研究では検定によって得られた有意水準 α について

$$A = (1 - \alpha) \times 100 \quad (3.5)$$

を用いて「回帰式による説明が信頼水準 A%である」と結果を考察するものとする。

付録3 バレンツ・カラ海の水氷インデックス

1 か月平均データに対して、バレンツ海・カラ海の水氷インデックスを解析期間の30年間の水氷密度の分散（付録1.2）を参考に東経30度から160度、北緯65度から85度の領域で領域平均した水氷密度の値を標準化して作成した（付録3.1）。



付録 3.1 一か月平均データのバレンツ海・カラ海の水氷インデックス 黒線は線形の減少傾向を表す。

付録4 WRF による感度実験

海氷が平年よりも後退することのみの影響を考察するために、数値予報モデルの WRF (Weather Research and Forecast) Version 3.4.1 を使用したモデル実験を行った。

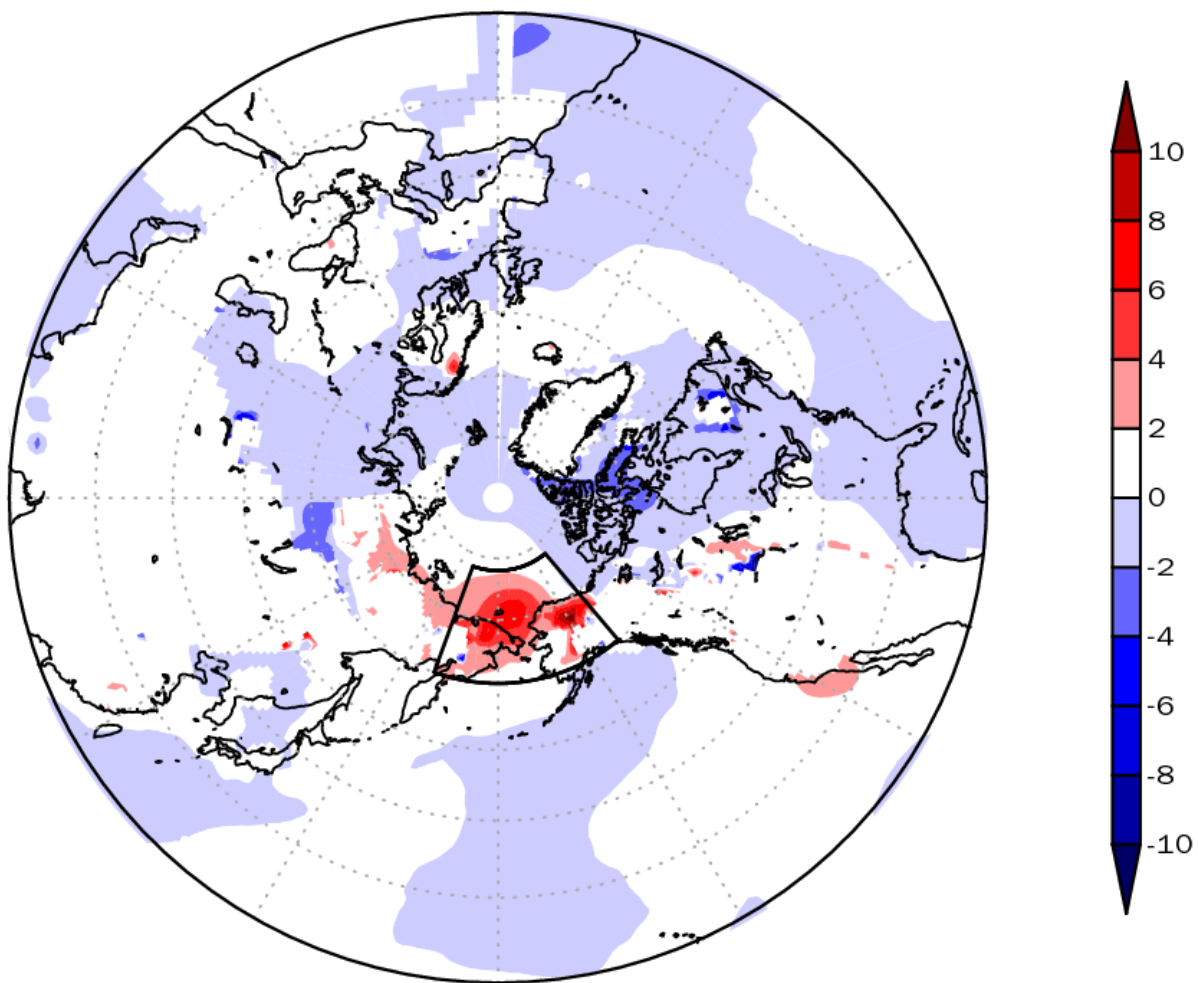
Table 3 に示す設定で計算を行う。境界条件と初期値についてすべて 2017/18 年のデータを使用したものを CTL 実験、チャクチ海の海氷のみ 1988/89 年のデータに変更したものを海氷増加実験として、CTL－海氷増加をすることで海氷密接度の減少による効果をみるという感度実験を行った。それぞれの実験は初期値を 1 日ずらした 5 本のアンサンブルメンバーの平均をとった結果を使用している。

Table 3 WRF の設定

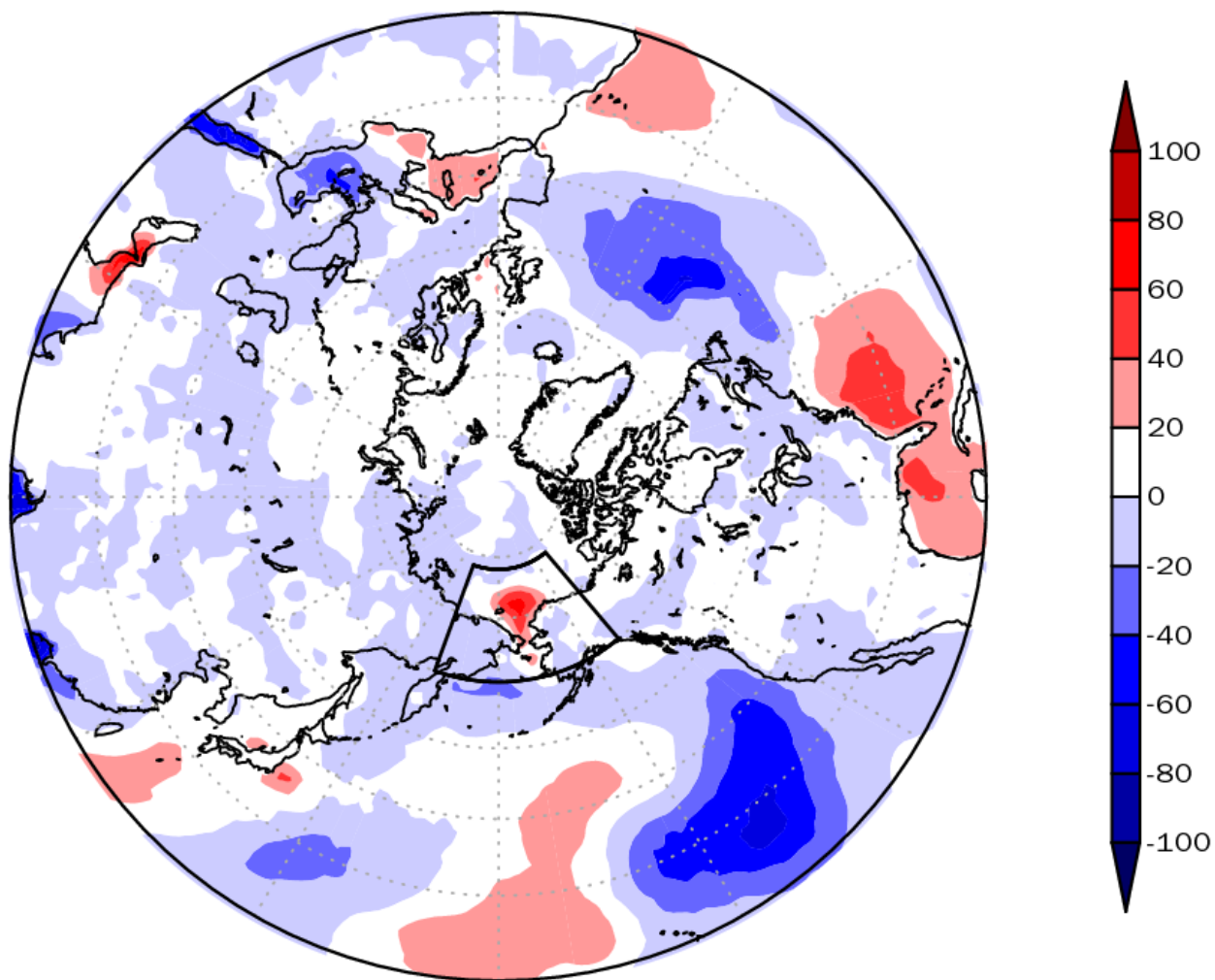
項目	設定値
水平格子間隔	200km
格子数	100 × 100
Map Projection	polar (truelat1 90)
time step	360s
初期値・境界値	ERA-interim, OISST (海面水温, 海氷密接度)
計算期間	2017/10/14 00UTC～2017/12/15 18UTC

※海面水温, 海氷密接度の境界値は 1 日ごとに更新する。

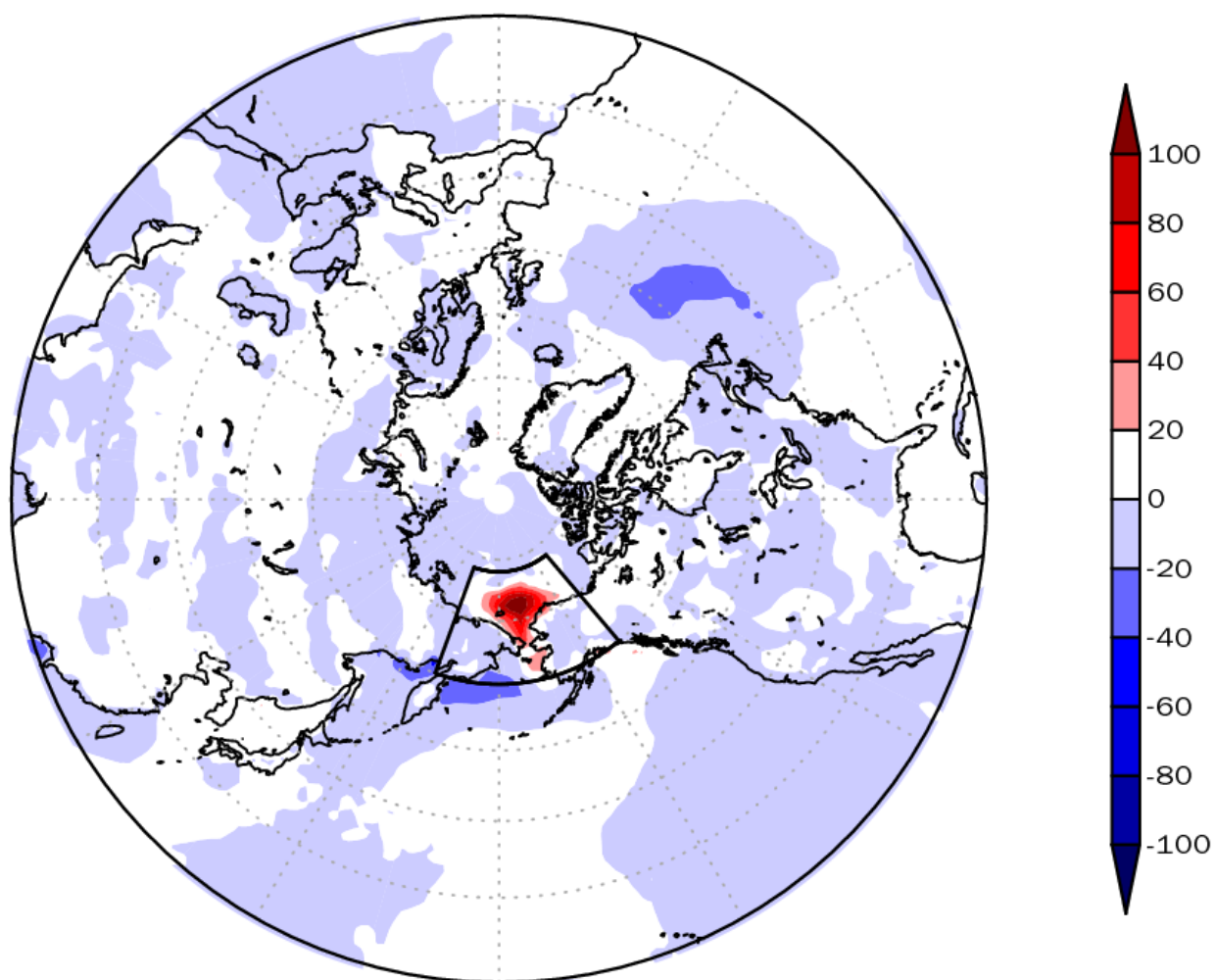
※計算結果の初めの 1 か月間のデータはならしの期間として解析結果からは省く。



付録 4.1 CTL－海氷増加の 950hPa 面気温 (K)



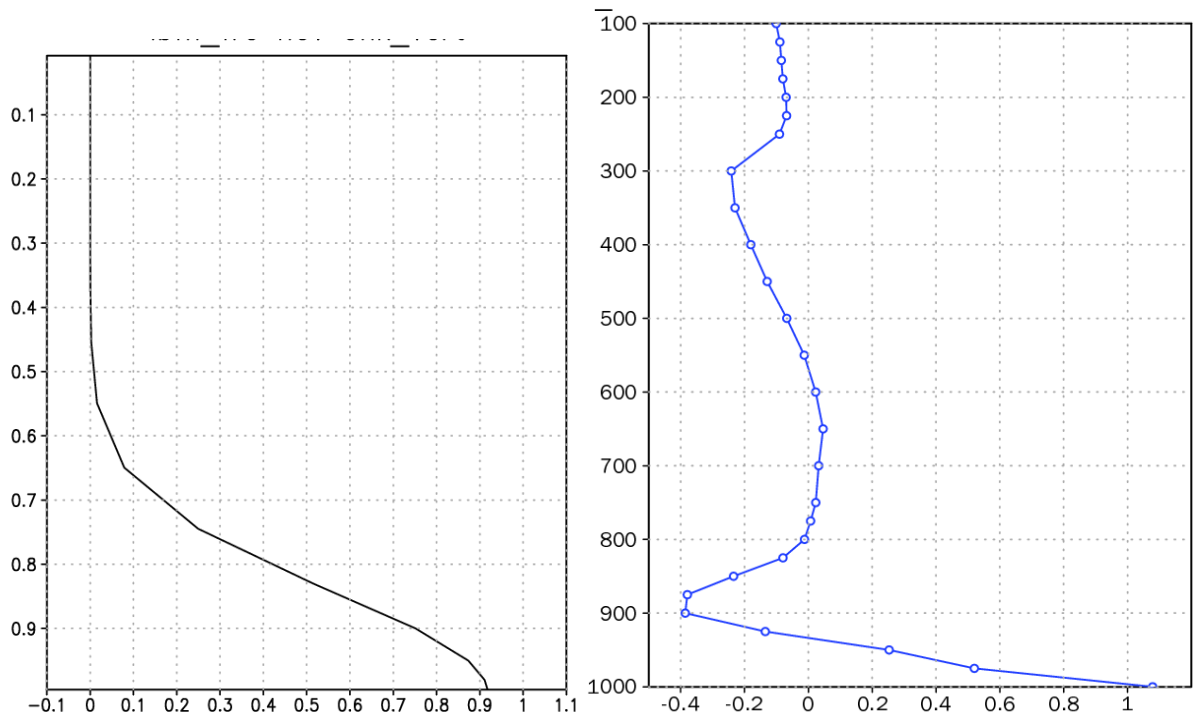
付録 4.2 CTLー海氷増加の潜熱フラックス (W/m²)



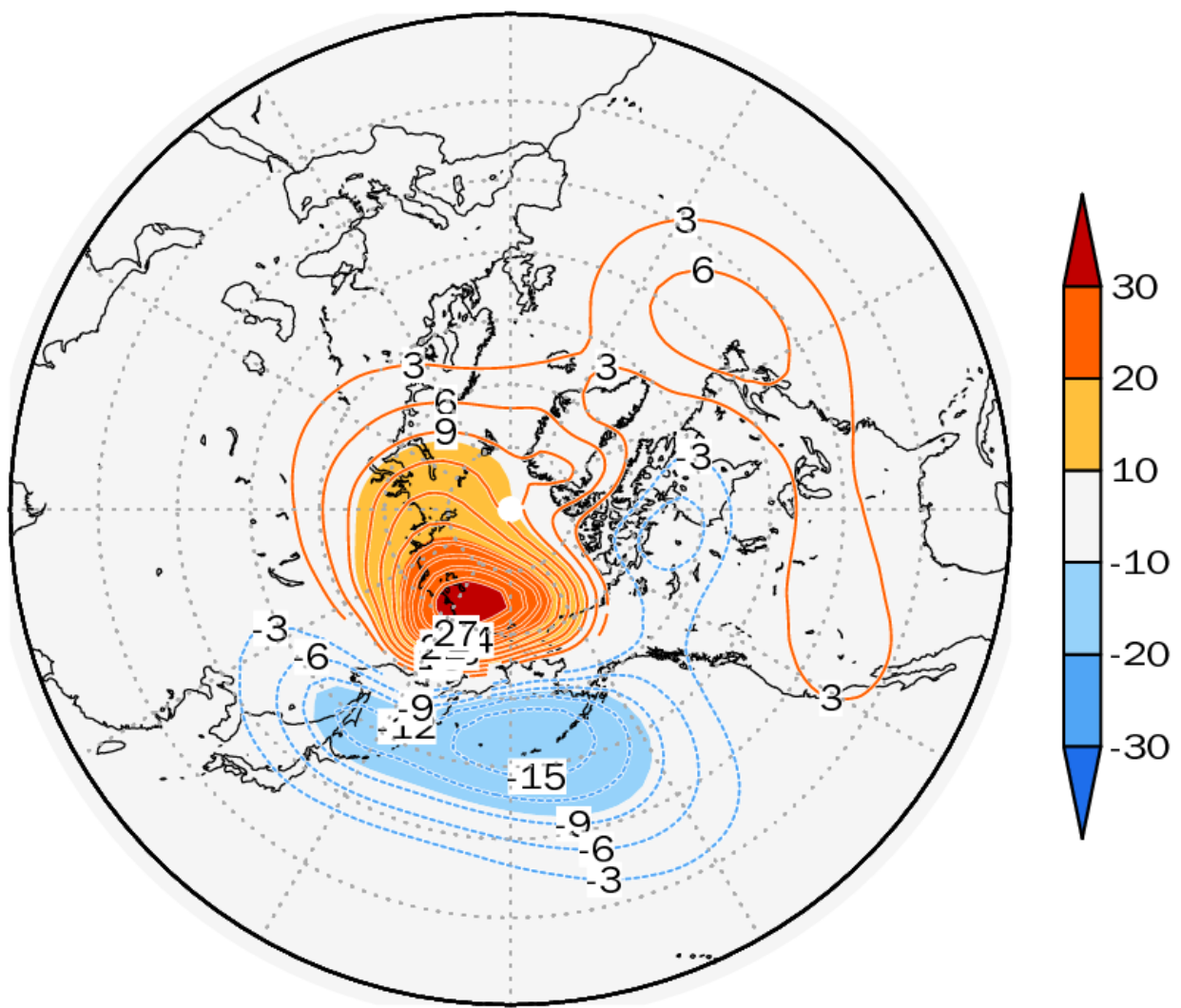
付録 4.3 CTLー海氷増加の顕熱フラックス (W/m^2)

付録5 LBM 実験補足

5 章で行った LBM 実験と比較して対流圏下層まで熱源を与えた実験を行った。



付録 5.1 a は対流圏下層まで熱源を与えた図, b は Fig.13a と同じ非断熱加熱偏差の図



付録 5.2 12 月の月平均気候値場に対流圏下層まで熱源強制を与えてから 30 日後から 40 日後の平均をした 500hPa 面ジオポテンシャル高度偏差図 陰影, 等値線共に熱源強制によるジオポテンシャル高度の偏差を表す. 単位は (m).

参考引用文献

- 気象庁 平成 30 年冬の天候の特徴とその要因について～異常気象分析検討会の分析結果の概要～(2018 年 3 月 5 日発表)
- 松山 洋・谷本 陽一 (2008) UNIX/Windows/Macintosh を使った 実践！気候データ解析 第二版 古今書院
- HARADA Y, KAMAHORI H, KOBAYASHI C, ENDO H, KOBAYASHI S, OTA Y, ONODA H, ONOGI K, MIYAOKA K and TAKAHASHI K 2016 The JRA-55 Reanalysis: Representation of Atmospheric Circulation and Climate Variability *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II* **94** 269–302 Online: https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/94/3/94_2016-015/_article
- Hartfield G, Blunden J, Arndt D S, Hartfield G, Blunden J and Arndt D S 2018 State of the Climate in 2017 *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **99** Si-S310 Online: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1>
- He S, Wang H and Liu J 2013 Changes in the Relationship between ENSO and Asia-Pacific midlatitude winter atmospheric circulation *J. Clim.* **26** 3377–93
- Honda M, Inoue J and Yamane S 2009 Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters *Geophys. Res. Lett.* **36** 1–6
- KOBAYASHI S, OTA Y, HARADA Y, EBITA A, MORIYA M, ONODA H, ONOGI K, KAMAHORI H, KOBAYASHI C, ENDO H, MIYAOKA K and TAKAHASHI K 2015 The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II* **93** 5–48 Online: https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/93/1/93_2015-001/_article
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, Xie S P and Small R J 2008 Influence of the Gulf Stream on the troposphere *Nature* **452** 206–9
- Minobe S, Miyashita M, Kuwano-Yoshida A, Tokinaga H and Xie S P 2010 Atmospheric response to the Gulf Stream: Seasonal variations *J. Clim.* **23** 3699–719
- Mori M, Watanabe M, Shiogama H, Inoue J and Kimoto M 2015 Erratum: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades (Nature Geoscience (2014) 7 (869-873)) *Nat. Geosci.* **8** 159 Online: <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2348>
- Nakamura T, Yamazaki K, Iwamoto K, Honda M, Miyoshi Y, Ogawa Y and Ukita J 2014 A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn Tetsu *Agu* 3209–27
- Ogi M, Yamazaki K and Tachibana Y 2004 The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode *J. Geophys. Res. D Atmos.* **109** 1–15
- Reynolds R W, Smith T M, Liu C, Chelton D B, Casey K S and Schlax M G 2007 Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature *J. Clim.* **20** 5473–96
- Sato K, Inoue J and Watanabe M 2014 Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter *Environ. Res. Lett.* **9**
- Tachibana Y, Komatsu K K, Alexeev V A, Cai L and Ando Y 2019 Warm hole in Pacific Arctic sea ice cover forced mid-latitude Northern Hemisphere cooling during winter 2017–18 *Sci. Rep.* **9** 5567 Online: <http://www.nature.com/articles/s41598-019-41682-4>

- Wallace J M and Gutzler D S 1981 Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter *Mon. Weather Rev.* **109** 784–812 Online: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281981%29109%3C0784%3ATITGHF%3E2.0.CO%3B2>
- Watanabe M and Kimoto M 2000 Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback *Q. J. R. Meteorol. Soc.*