

平成 21 年度 卒業論文

海氷が南極周辺の大気循環に与える影響
**Influence of Antarctic sea ice anomaly upon
atmospheric circulation in the Southern Hemisphere**

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

地球環境気候学研究室

506319

緒方 香都

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
2-1 NCEP/NCAR 再解析データ	
2-2 J-OFURO	
2-3 NSICD	
第3章 大気場.....	7
3-1 高度場	
3-2 顕熱フラックス	
第4章 研究手法.....	8
4-1 大気場と海氷の関係	
4-2 大気場の時間変化傾向	
4-3 海氷ダイポールインデックス	
4-4 高度場と海氷ダイポールインデックス	
4-4-1 高度場との相関	
4-4-2 高度場のコンポジット解析	
4-5 顕熱フラックスと海氷ダイポールインデックス	
4-5-1 顕熱フラックスとの相関	
4-5-2 顕熱負ラックスのコンポジット解析	
4-6 気温と海氷ダイポールインデックス	
4-6-1 気温との相関	
4-6-2 気温のコンポジット解析	
第5章 解析結果.....	12
5-1 高度場の解析結果	
5-2 顕熱フラックス解析結果	
5-3 気温の解析結果	
第6章 考察.....	30
第7章 AGCM.....	31
謝辞	

1章 序論

研究背景

大気と海氷における相互作用の研究は、大気が海氷に与える影響について解析を行ったものが多い。一方で、海氷から大気へ与える影響についての研究も同様に多く行われているかという点、そういうわけではなく実際はほとんど研究されていない。本研究ではその点に着目して、海氷が南極周辺の気候へどのような影響を与えているのかを解析する。大まかな南極海の紹介を以下に示す (Fig. 1-1)。

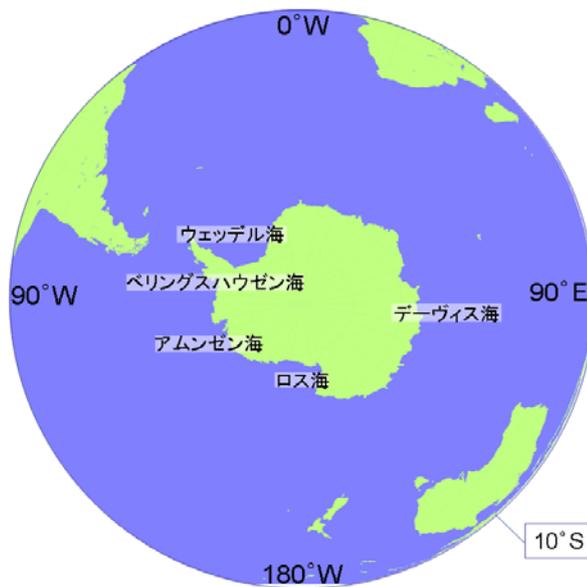


Fig. 1-1 南極域周辺の地図

本研究で対象としている南極周辺の気候には、Pacific South American (PSA) パターン (Karoly, 1989)(Fig. 1-2) と呼ばれる気圧配置が偏差場に現れる。これは、El Nino-Southern Oscillation (ENSO) イベントと呼ばれる現象に起因している。ここで El Nino はペルー沖の海面水温が平年のものと比べ、2~3度以上高くなる現象のことをいう。さらに Southern Oscillation とは赤道域の太平洋西部と中央太平洋の地上気圧差と海面水温が良い負の相関関係を持った振動のことを示す。ENSO は El Nino と Southern Oscillation の二つの関係を表し、海洋と大気が密接に連動して起こる現象である。また、ENSO は大気海洋相互作用の代表として広く知られている。これによる太平洋の赤道上の熱源としてテレコネクションがおり、南極半島上空まで高気圧と低気圧の波状パターンを生み出す。

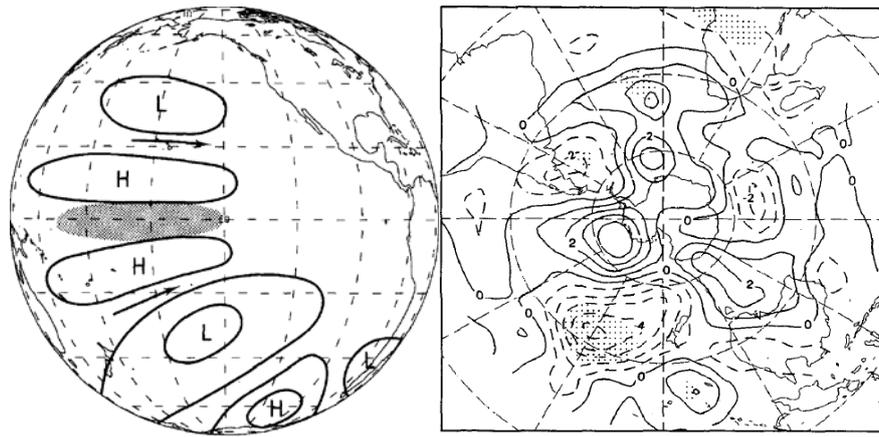


Fig. 1-2 Pacific South American (PSA) パターン (Karoly, 1989 より引用)

PSA パターンによって南極上空の大気場に生み出された高気圧と低気圧の分布が海水に与える影響として, Udagawa et al. (2009) では, 「海氷シフト」を示した. その論文は経年的に頻繁に現れる海氷のパターンをみつけだすために EOF 解析を海氷に対して行った (Fig. 1-3). EOF 解析とは Empirical Orthogonal Function analysis のことで経験的直交関数解析を指す. 経験的直交関数とは主成分分析を用いて算出された主成分ベクトルのことで, 任意の時系列に含まれる様々な気象現象に対して行くと, 複雑に絡み合った事象を直交関係にある複数のパターンに分解することが可能となる. この解析によって示される第 1 パターンとは, 指定した時系列において最もよく表れたパターンのことである. その論文では, この EOF 解析を 1979 年から 2003 年まで海氷に対して行った時に表れる特定の海水分布と PSA パターンの関係について述べられている. PSA パターンの気圧配置によって生み出された海氷の分布が, 南極の海氷の第 1 パターンとして表れる分布に等しく, また南極の海氷ダイポールと呼ばれる南極半島の東西で逆位相の海氷分布になる. ここで引き起こされた海氷分布は次段階として, 位相の違う PSA パターンの作用と南極の周囲を東向きに回る海流の影響を受けることで, 南極の周りを東へ移動する.これが Udagawa et al. (2009) で示された「海氷シフト」である.

本研究では海水が大気へどのように影響を与えているのかを上述の海氷シフトに着目して解析する.

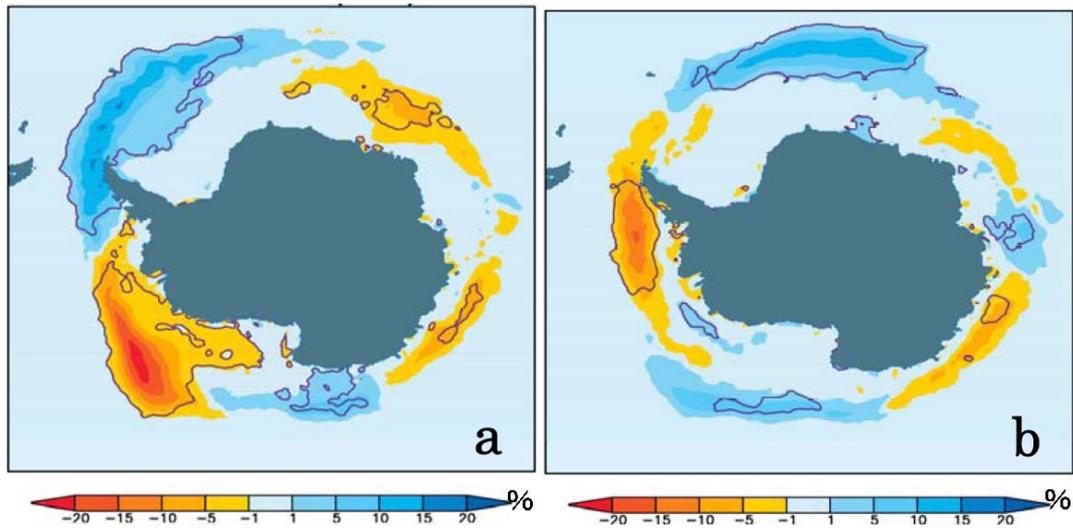


Fig. 1-3 南極周辺の海氷に対する EOF 解析結果(a:EOF-1, b:EOF-2) (Udagawa et al., 2009 より引用)
 (shade:海氷密接度)

2章 使用データ

2-1 NCEP/NCAR 再解析データ

NCEP/NCAR 再解析データとは National Center for Environmental Prediction /The National Center for Atmospheric Research Reanalysis を指し、解像度が $2.5^{\circ} \text{lon} \times 2.5^{\circ} \text{lat}$ で、17 等圧面における 6 時間平均データを使用した。期間は 1979 年～2003 年までの 6 月から 12 月の平均データを使用した。NCEP/NCAR のデータには本研究では Reanalysis1 にあるジオポテンシャル高度と気温のデータを使用した。また、本研究では南緯 30° から南緯 90° を研究対象領域とした。参考として、以下に 1988 年 2 月の月平均ジオポテンシャル高度場を示す (Fig. 3-1)。

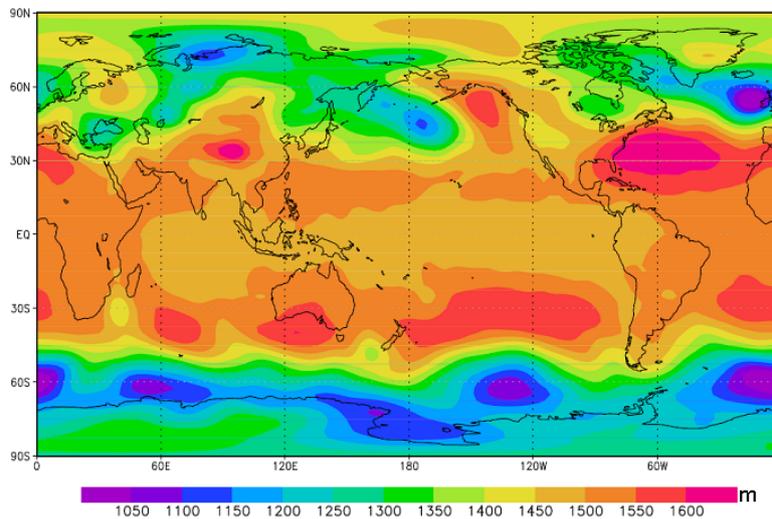


Fig. 3-1 1988 年 2 月の月平均高度場
(unit: m)

2-2 J-OFURO

J-OFURO とは Japanese Ocean Flux Data sets with Use of Remote Sensing Observations の略称で顕熱フラックスや、潜熱フラックスなどの熱フラックスだけでなく、東西運動量フラックス、南北運動量フラックスといった運動量フラックスの地表面データが公開されている。J-OFURO の解像度は $1^{\circ} \text{lon} \times 1^{\circ} \text{lat}$ であり、また時間解像度は月平均データである。解析期間は NCEP/NCAR と同じにすることが理想である。しかしながら、データが 1988 年から始まっているため、1988 年～2003 年の 16 年分のデータを用いた解析を行った。対象域は NCEP/NCAR と同じく南緯 30° から南緯 90° とした。以下の図は 1988 年 2 月の月平均顕熱フラックスである (Fig. 3-2).

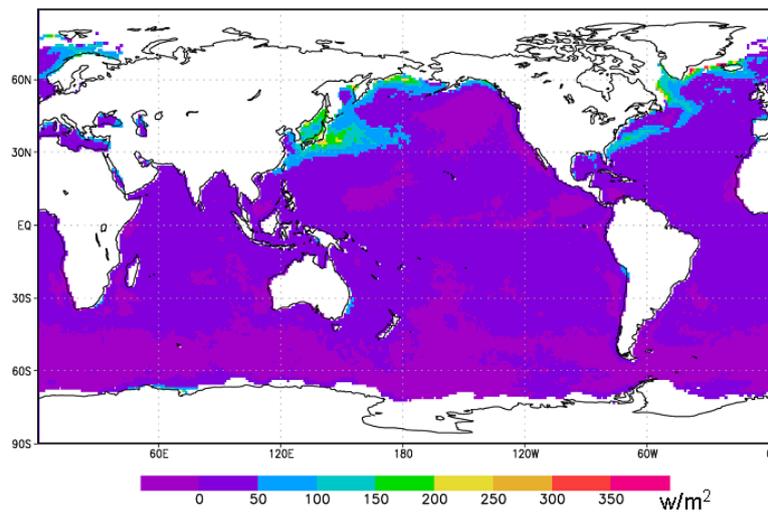


Fig. 3-2 1988 年 2 月の月平均顕熱フラックス
(unit: W/m^2)

2-3 NSIDC

海氷密接度はNational Snow and Ice Data Centerが発行しているSea Ice Concentrationsを用いた。このデータ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100分率で表されている。本研究ではこの海氷密接度にグリッドごとの面積をかけることで、海氷密接度を海氷面積に変換したデータを作り、使用した。このデータの解像度は $0.5^\circ \text{lon} \times 0.25^\circ \text{lat}$ で、本研究で用いた期間は1979年から2003年までのデータである。ただし、海氷の分布データのため、上に示したような大気場データと違い、南緯 55° から南緯 90° の範囲である。例として1979年から2003年までの年平均海氷面積分布を示す。

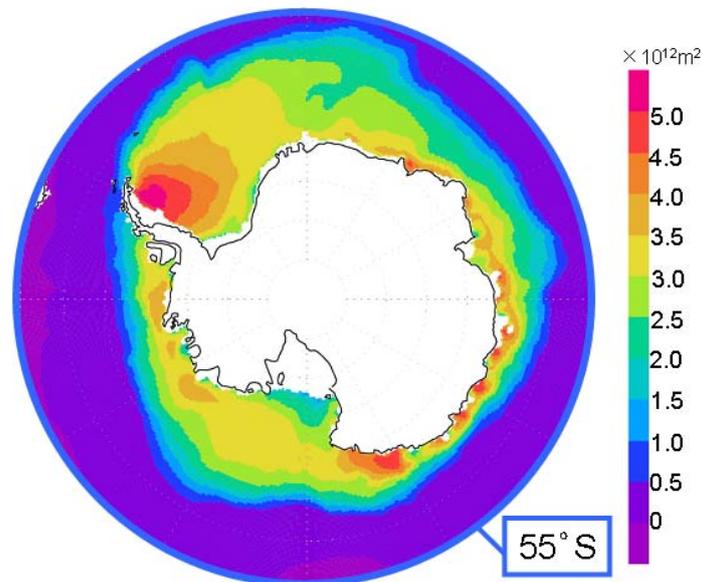


Fig.3-3 1979年から2003年までの年平均海氷面積分布
(unit: m^2)

3章 大気場

大気場を解析する上で着目した物理量は高度場と顕熱フラックスと気温の3点である。高度場とはジオポテンシャル高度場を指す。ここでは高度場と顕熱の2点について記述する。

3-1 高度場

ジオポテンシャル高度 (Geopotential hight)

天気予報などで、大気の状態を表すのによく「hPa」が用いられているが、これは地球大気がある高度面までにどの程度あるのかを圧力で表した単位になる。一般的には地表面における値が天気予報図で使われている。ただ、気圧は上空の高度面ほど値は小さく、地表面に近づいていくほど値が大きくなる単位である。そのため、Pa表記では始点となる0hPaがはっきりしない。さらにここで厄介なのは、気圧は密度の影響を受ける点にある。どのような点で問題があるかというと、例えば風は等圧線に沿って吹くが、密度が違っていると、風の強さに違いが生まれてしまう。そこで本研究では、気圧と同じく高さに依存するが密度からは独立したジオポテンシャル高度を解析に用いた。ジオポテンシャル高度は以下のように定義されている。

$$\phi = \int_0^z g dz \quad [\text{式:2-1}]$$

ϕ :ジオポテンシャル高度 z :高度 g :重力加速度

気圧との関係は以下の式で表される。

$$d\phi = -\frac{1}{\rho} dP \quad [\text{式:2-2}]$$

ρ :密度 P :気圧

気圧はデカルト座標に従うが、ジオポテンシャル高度は気圧座標に従う。

3-2 顕熱フラックス (Sensible heat flux)

顕熱は物体に状態や組成を変化させずにその物体の温度を変えるのに必要な熱のこと。また顕熱フラックスは顕熱の単位面積・時間当たりの通過量を示し、本研究では大気が熱をもらう方向、つまり海から大気への顕熱移流を正とした。

4章 研究手法

4-1 大気場と海氷の関係

大気場が海氷を原因として、線形応答し、時間変化していると仮定した時、以下の式が成立する。

$$\frac{\delta Air}{\delta t} = k(Ice) \quad [\text{式:4-1}]$$

Air:大気場 t:時間 k:係数 Ice:海氷

4-2 大気場の時間変化傾向

[4-1]式の左辺である大気の時間変化傾向は以下の式を用いて行った。

$$\delta Air = Air_{\text{後}} - Air_{\text{前}} \quad [\text{式:4-2}]$$

この式で、Airには大気場の要素が入る。高度場と気温については6月から12月の各月平均データがあるが、時間変化傾向を見るのに、そのままの1ヶ月の差や、他にも2ヶ月平均したデータを用いて1ヶ月変化傾向を算出するなど、1ヶ月平均から3ヶ月平均までのデータを作って、1ヶ月変化傾向から5ヶ月変化傾向まで様々な期間で解析した。

例)6月を基準とした時間変化傾向の解析種類

- ① 6月から7月の時間変化傾向
- ② 6・7月平均から7・8月平均への時間変化傾向
- ③ 6・7月平均から8・9月平均への時間変化傾向
- ④ 6～8月平均から7～9月平均への時間変化傾向
- ⑤ 6～8月平均から8～10月平均への時間変化傾向
- ⑥ 6～8月平均から9～11月平均への時間変化傾向
- ⑦ 6～8月平均から10～12月平均への時間変化傾向

平均データを3ヶ月平均までしか用いていないのは、基本としているUdagawa et al. (2009)での解析が7月から10月のデータで進められており、PSAパターンや海氷分布の出現期間から見ても、3ヶ月平均を用いて時間変化傾向の解析が最適であると考えられるためである。

顕熱フラックスに関しては、海氷が顕熱フラックスに与えた影響を調べるのではなく、海が顕熱フラックスを通して大気にどのような影響を与えたのかを調べるため、時間変化傾向を計算するのではなく、6月から12月までのデータから作った4つの4ヶ月平均場から解析を進めた。時間変化傾向を求めるのに使用した3ヶ月平均を用いないのは、3ヶ月平均を使って導いた時間変化傾向が4ヶ月の期間を持っているためである。

4-3 海氷ダイポールインデックス

海氷が大気へ与える影響を解析する上で、PSAパターンができた時に表れる海氷ダイポール分布に着目した。海氷ダイポールは南極周辺の西経 60° 付近で南極半島の東側に位置するウェッデル海と、西経 80° から西経 180° 辺りで南極半島の西側にあるアムンゼン・ベリングスハウゼン海からロス海の2つの領域で見られる海氷の逆位相である。Udagawa et al. (2009)で1979年から2003年までに南極周辺にある海氷に対して行われたEOF解析によると、第1パターンとして、ウェッデル海で海氷の増加が見られ、アムンゼン・ベリングスハウゼン海付近で減少傾向を示す海氷ダイポールパターンが表れた。この海氷ダイポールパターンを基に解析を進めるため、まずそれぞれの領域で海氷の面積平均を行い、面積平均時系列を25年分作成した。

このインデックスを作るのに利用した海氷領域は、増加領域として南緯 55° から南緯 90° の間にある西経 0° から西経 70° に及ぶ領域を指定し、減少領域として緯度が増加領域と等しく、西経 70° から西経 160° を使った。NSICDの月平均海氷密接度データから作った月平均海氷面積データのうち、PSAパターンが表れる南半球の冬季に限定し、6月から12月までの月平均海氷面積データを使い、増加領域と減少領域の双方で6ヶ月平均海氷面積時系列を25年分用意した。この増加領域時系列と減少領域時系列の差を取ることで、2つの領域の双極性、つまりダイポールを表す25年分の時系列を作成した。そのため、この時系列を標準化して得られるインデックス (Fig. 4-1) は、増加領域と減少領域の差が激しい時、つまり海氷第1パターンである海氷ダイポールが発達している時に高い正の値を示し、負の値であれば増加領域と減少領域の差がマイナス傾向の時なので、海氷の気候値を考えると、双方の領域に分布する海氷の量に差が見られないような海氷分布であることを示している。

確認として、6月から12月で平均した25年分の面積平均データとここで作った海氷ダイポールインデックスとの相関をとると、増加とした領域では有意な正の相関が得られ、減少とした領域に対しては有意な負の相関を示す結果が得られた (Fig. 4-2).

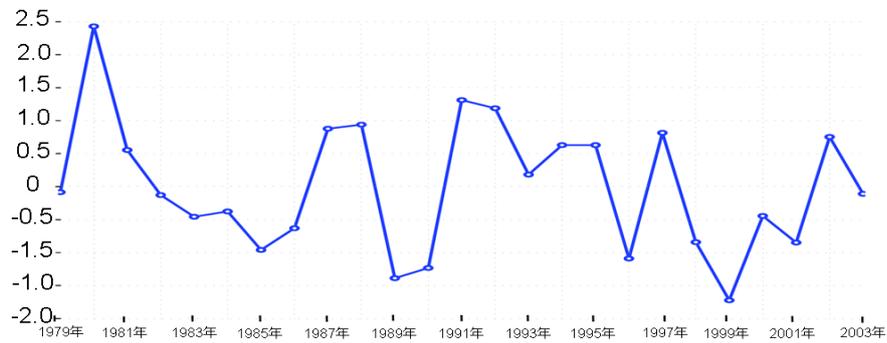


Fig. 4-1 海氷ダイポールインデックス
(横軸:年 縦軸: σ)

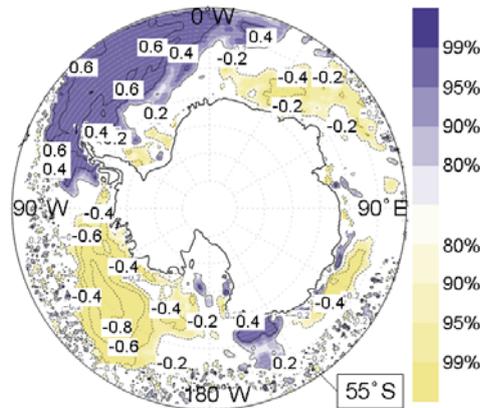


Fig. 4-2 ダイポールインデックスと海氷データとの相関
(contour:相関係数 shade:有意性)

4-4 高度場と海氷ダイポールインデックス

気象現象は高度場に強く依存している。PSA パターンにより、海氷ダイポールは形成されるが、海氷が大気を与える変化を調べるために、[式:4-1]で示された左辺を高度場の時間変化傾向と捉え、右辺に海氷ダイポールインデックスを据えることで、この2つの関係を調べた。

4-4-1 高度場の時間変化傾向との相関

高度場の時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関をとり、高度場と海氷ダイポールとの間にどのような関係があるのかを解析した。

4-4-2 高度場の時間変化傾向のコンポジット解析

海氷ダイポールインデックスから、高い正の値を持つ年、つまり海氷のダイポールパターンが発達した上位4年の1980年、1988年、1991年、1992年をI+年とし、インデックスが低い負の値を持つ下位4年の1989年、1990年、1996年、1999年をI-年とする(Fig. 4-3)。このI+年とI-年を抽出して解析するコンポジット解析を行った。ここで[式:4-1]の δt は定数であるから結果には影響しないので無視する。

このI+年とI-年の差を取ることで、特定の期間の間に海氷の面積分布の影響を受けて高度場がどのように変化したのかという時間変化傾向を知ることができる。

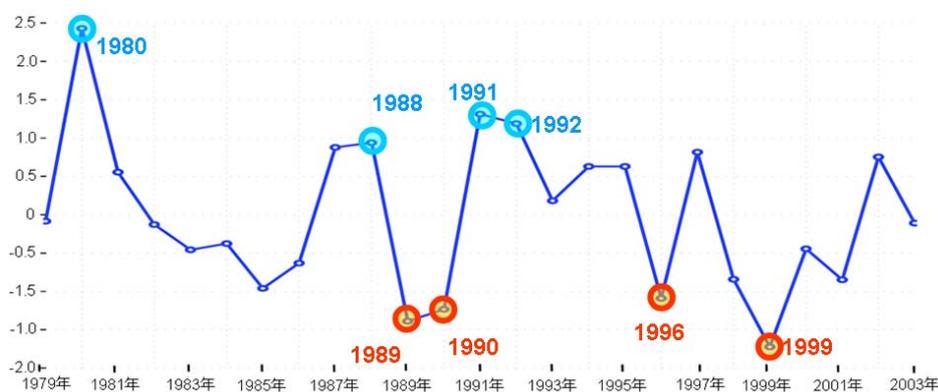


Fig. 4-3 海氷ダイポールインデックスと高度場のコンポジット解析
(横軸:年 縦軸: σ)

4-5 顕熱フラックスと海氷ダイポールインデックス

海氷が大気へ影響を与える手段として、一般的に考えられるのは、海氷によって海に蓋がされるかされないかといった変化が与えられ、そこで大気への熱輸送に大きな変化を与えている。そこで、顕熱フラックスを調べることで、大気と海洋の熱輸送が海氷ダイポールインデックスとどのような関係にあるのかを解析した。ここでは高度場と違い、海が顕熱フラックスを通して大気にどのような影響を与えたのかを調べるために、時間変化傾向ではなく、平均場とインデックスとを比較している点に注意する。

4-5-1 顕熱フラックスとの相関

顕熱フラックスと海氷ダイポールインデックスとの相関を取り、顕熱フラックスと海氷分布に関係があるのかを調べた。この顕熱フラックスには高度場のコンポジット解析とは差異がある。第3章でも記述したようにJ-OFUROはデータが1988年からしかないので、海氷ダイポールインデックスも1988年から2003年までのインデックスに期間を縮めて相関の解析を行った。

4-5-2 顕熱フラックスのコンポジット解析

高度場のコンポジット解析のように上位 4 年と下位 4 年でコンポジット解析をしたが、上述したとおり、高度場とはデータ期間に違いがあるため、1980 年のデータを拾うことができない。海氷ダイポールインデックスから 1980 年の代わりに 1997 年のデータを使い、解析を進めた (Fig. 4-4)。

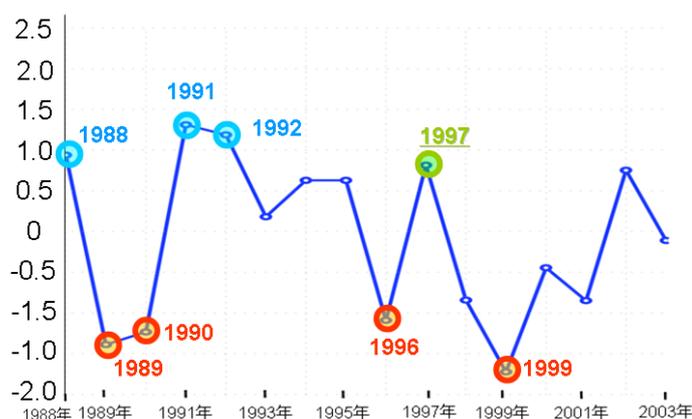


Fig. 4-4 海氷ダイポールインデックスと顕熱フラックスの解析
(横軸:年 縦軸: σ)

4-6 気温と海氷ダイポールインデックス

海氷の分布が顕熱フラックスを通して、大気場に影響を与えているのだと仮定すると、その変化はまず気温の変化に表れることが考えられる。そこで、顕熱フラックスの結果を踏まえて解析していく必要がある。ただ、顕熱フラックスと違い、こちらは海氷によってどのような変化が与えられたかという点に着目する必要があるため、時間変化傾向を解析した高度場の解析方法と同じ手法を用いる。

4-6-1 気温との相関

気温は高度場と同じく NCEP/NCAR のデータを使用しているため、海氷ダイポールインデックスとの相関の解析方法は高度場と変わらない。

4-6-2 気温のコンポジット解析

高度場と同じ年を用いてコンポジット解析を行った。

5章 解析結果

5-1 高度場の解析結果

海氷インデックスとの相関を解析した結果、多くの高度場の時間変化傾向で アムンゼン海とウィルクス・ランドに負の傾向が見られ、アルゼンチン沖とニュージーランド南東、そしてデーヴィス海沖に正の傾向が見られる特徴があった(Fig. 5-1~8)。この特徴は、海氷ダイポールを形成する PSA パターンの逆パターン (ネガティブ PSA パターン) である。このネガティブ PSA パターンは1ヶ月変化傾向や2ヶ月変化傾向ではうまく表れなかった。しかしながら、3ヶ月変化傾向を用いることで、ネガティブ PSA パターンが顕著にあらわれた。これは PSA パターンが本来1ヶ月や2ヶ月といった短い期間の現象ではないことを意味している。そのため、ここでは3ヶ月変化傾向を見ていく。ここで、ネガティブ PSA パターンは6月から9月における解析だけでなく、8月から11月における解析まで見ることができた (Fig. 5-1~3)。しかし、海氷が解け始める12月には反対に PSA パターンがみられた (Fig. 5-4)。さらに、後半の高層でもネガティブ PSA パターンが崩れている様子が見て取れる (Fig. 5-3)。コンポジット解析でも標本数が少なかつたため、有意性は相関解析に比べ、低くなっているが、相関解析の結果と似た結果を得た(Fig. 5-5~8)。

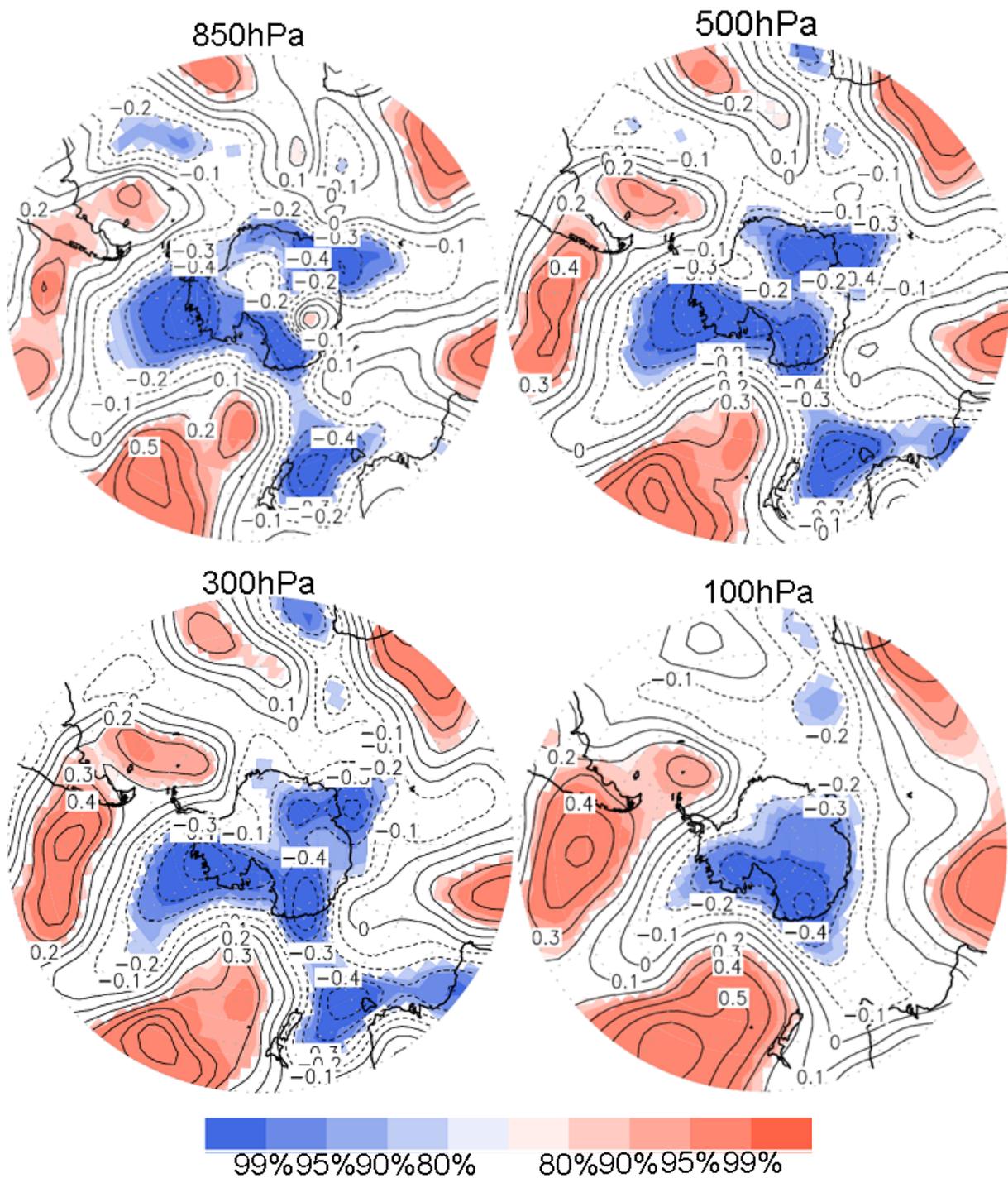


Fig. 5-1 6月から9月の高度場時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

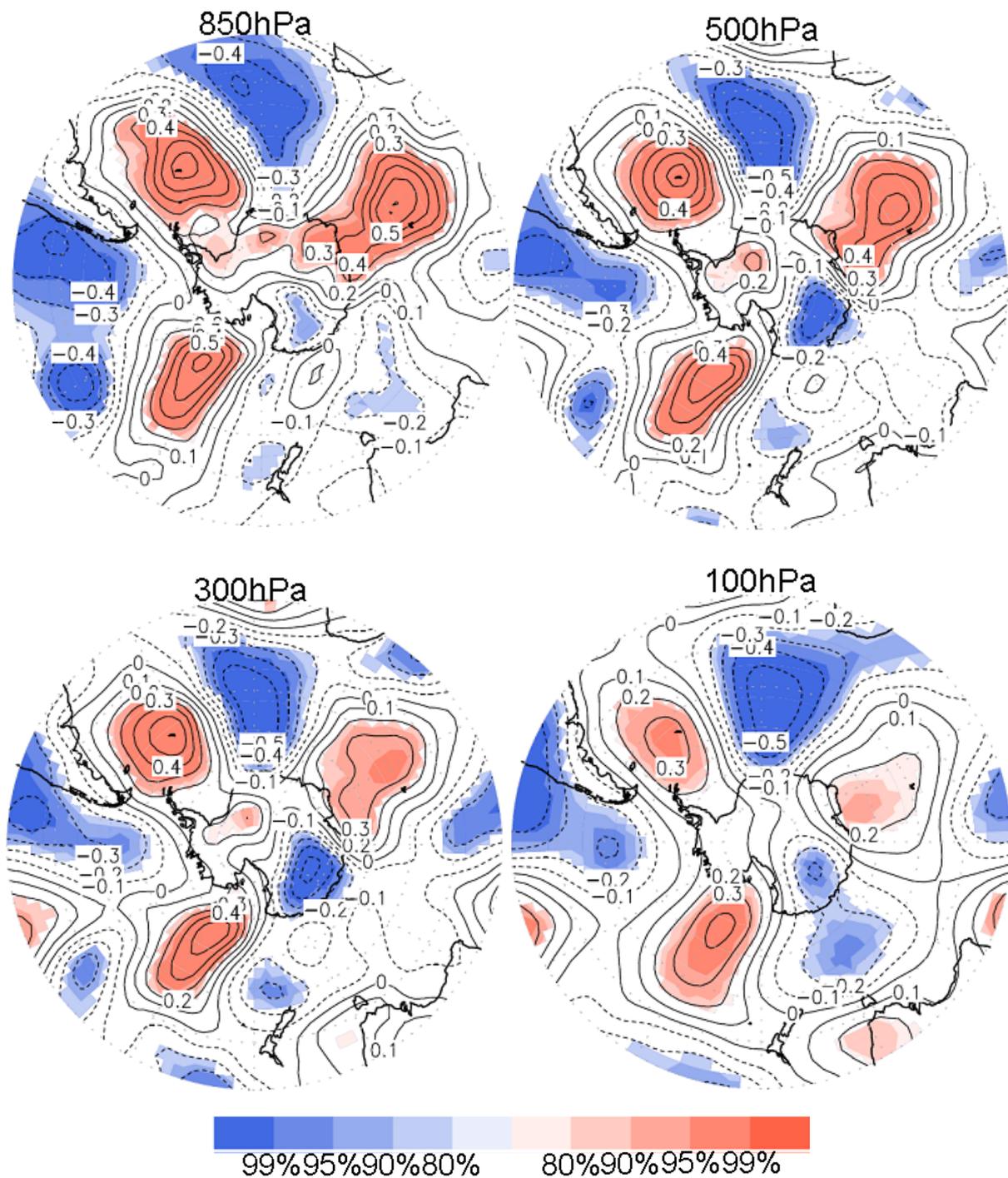


Fig. 5-2 7月から10月の高度場時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

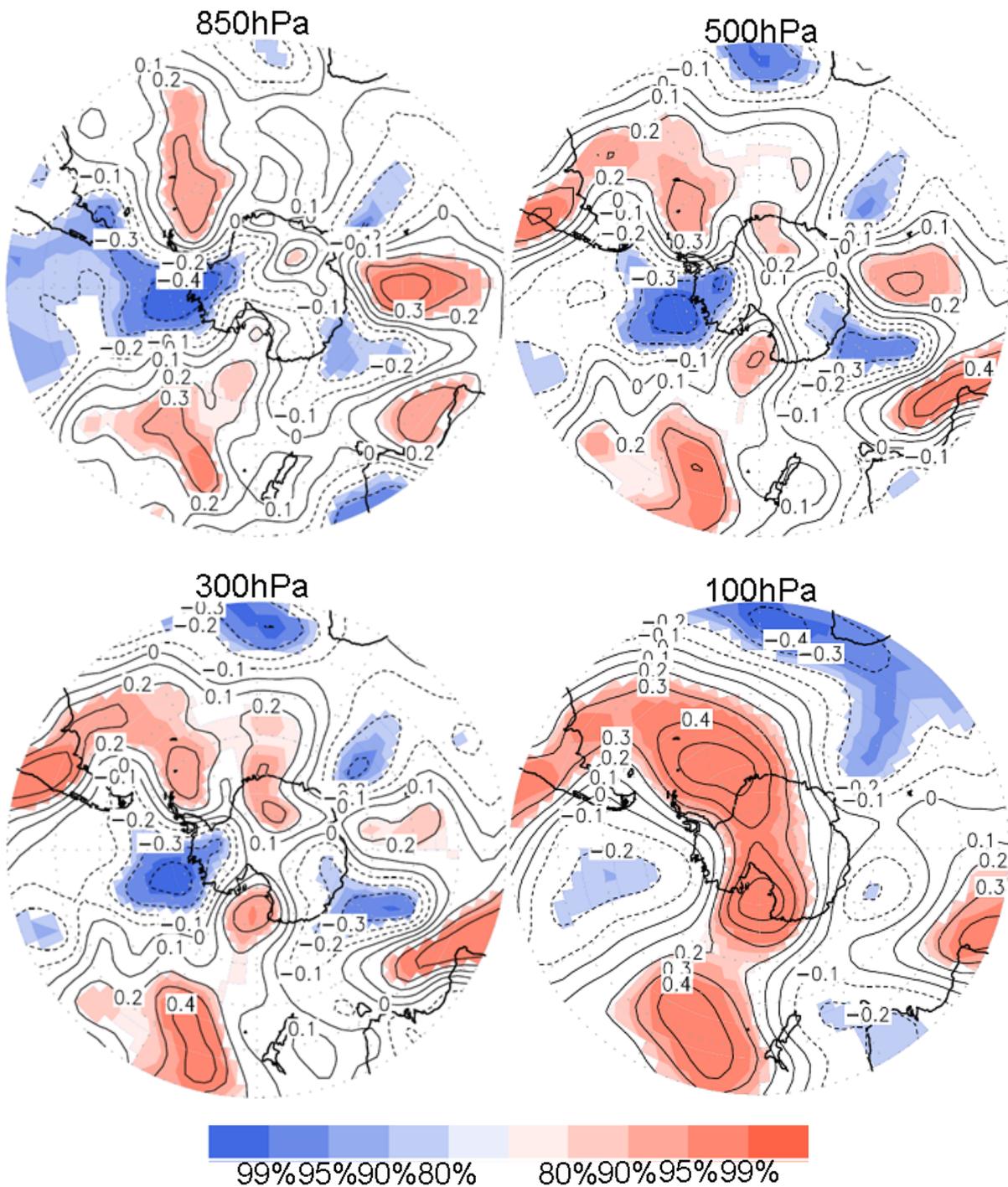


Fig. 5-3 8月から11月の高度場時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

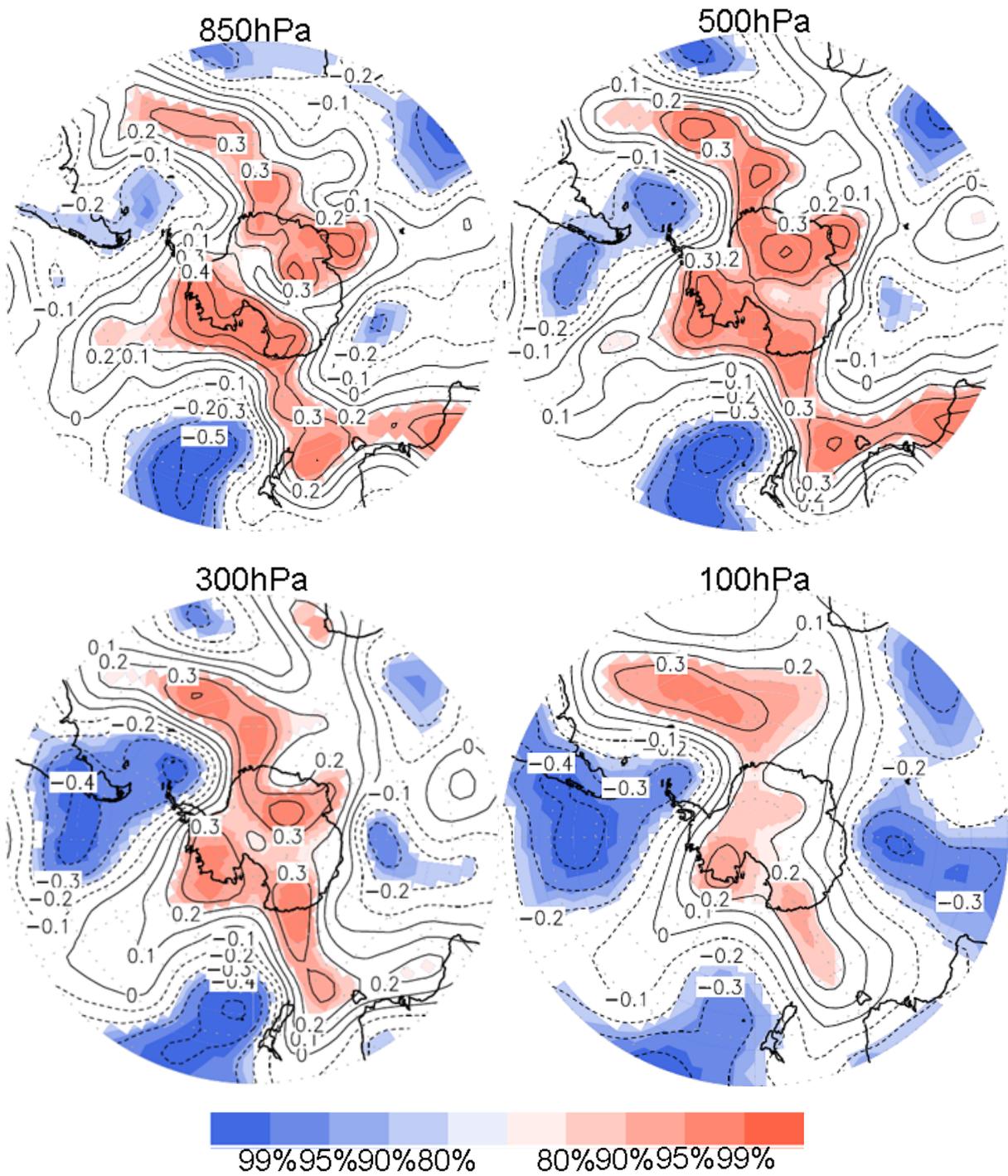


Fig. 5-4 9月から12月の高度場時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

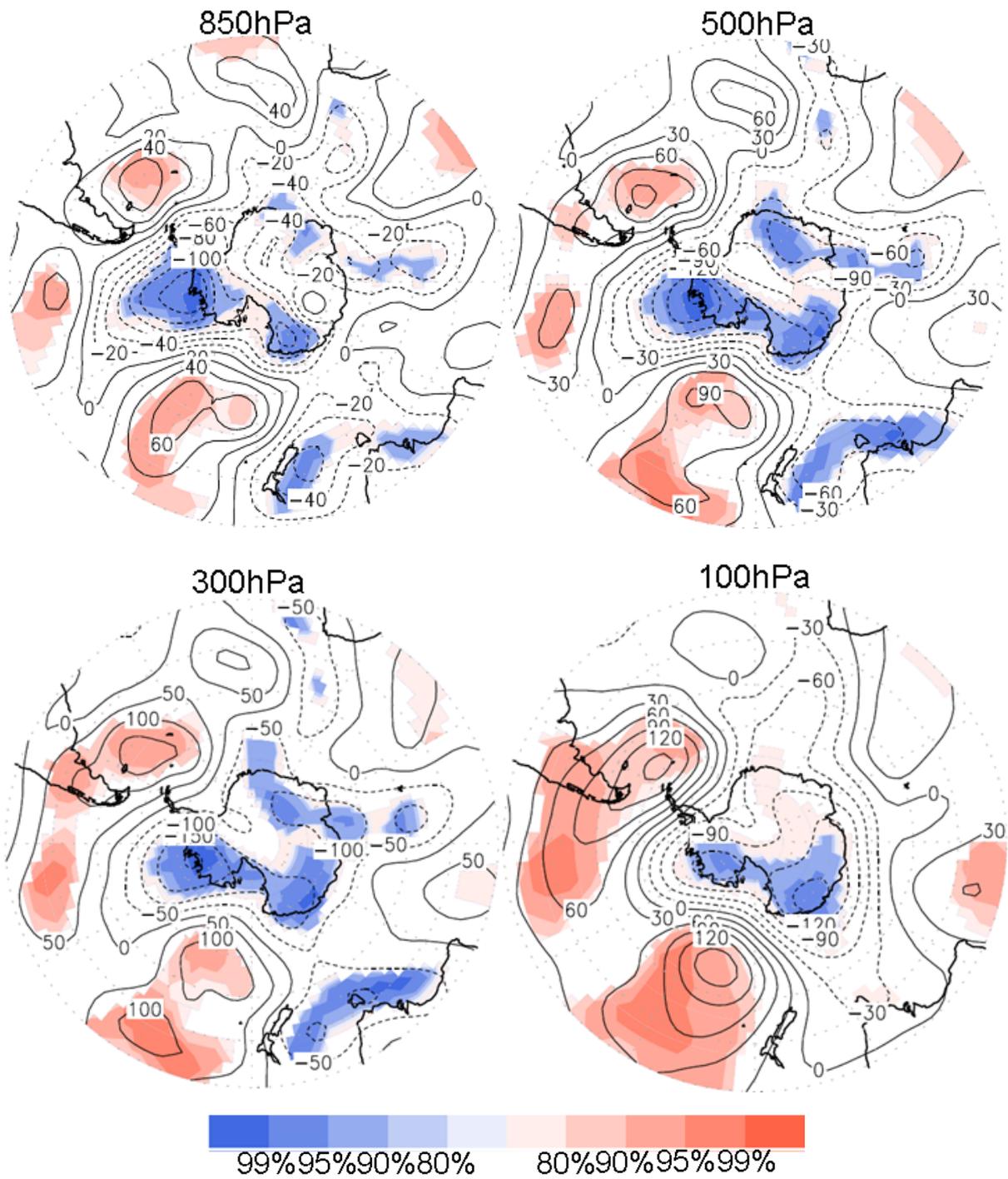


Fig. 5-5 6月から9月のコンポジット解析.
(contour:高度差 shade:有意性)

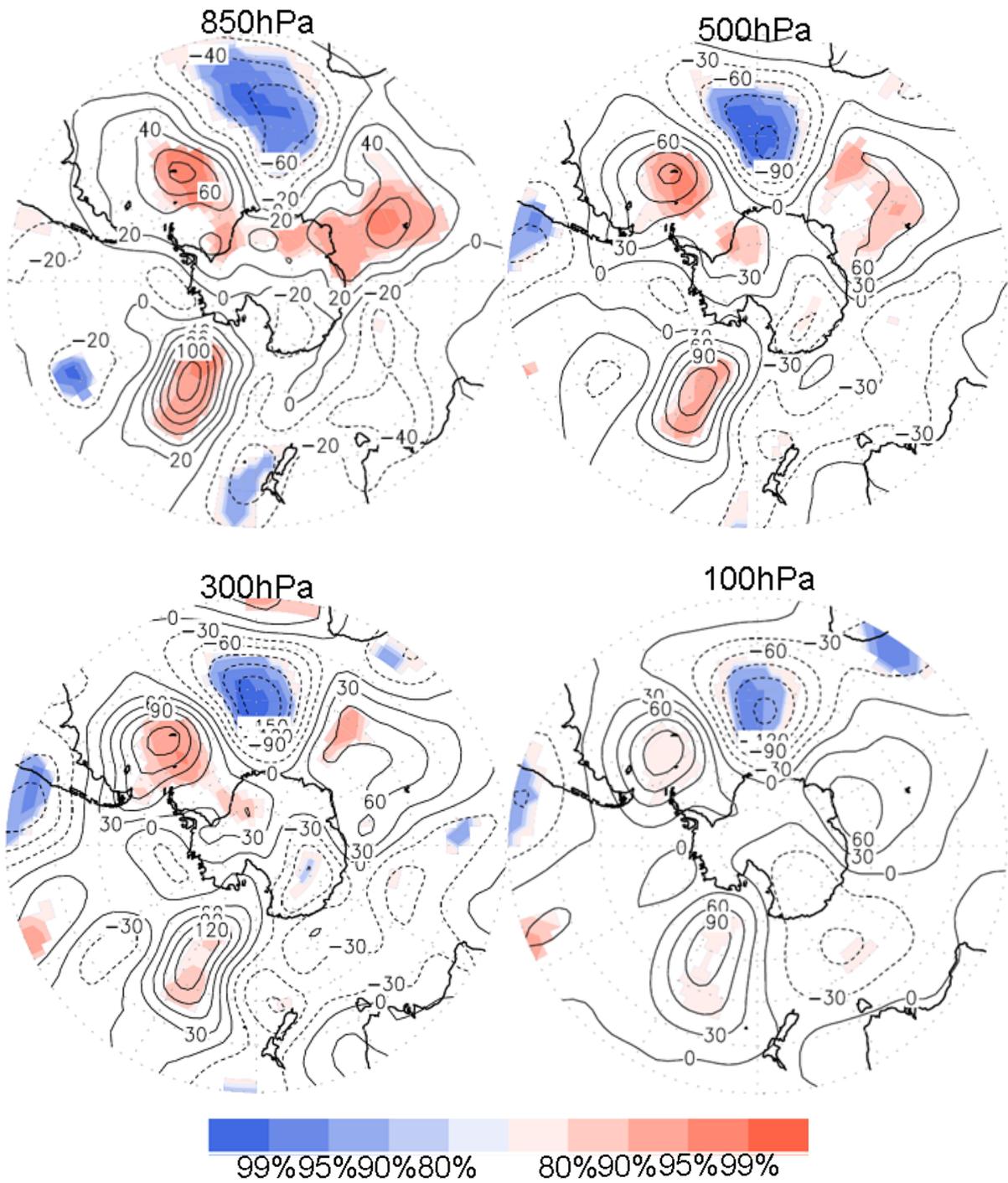


Fig. 5-6 7月から10月のコンポジット解析.
 (contour:高度差 shade:有意性)

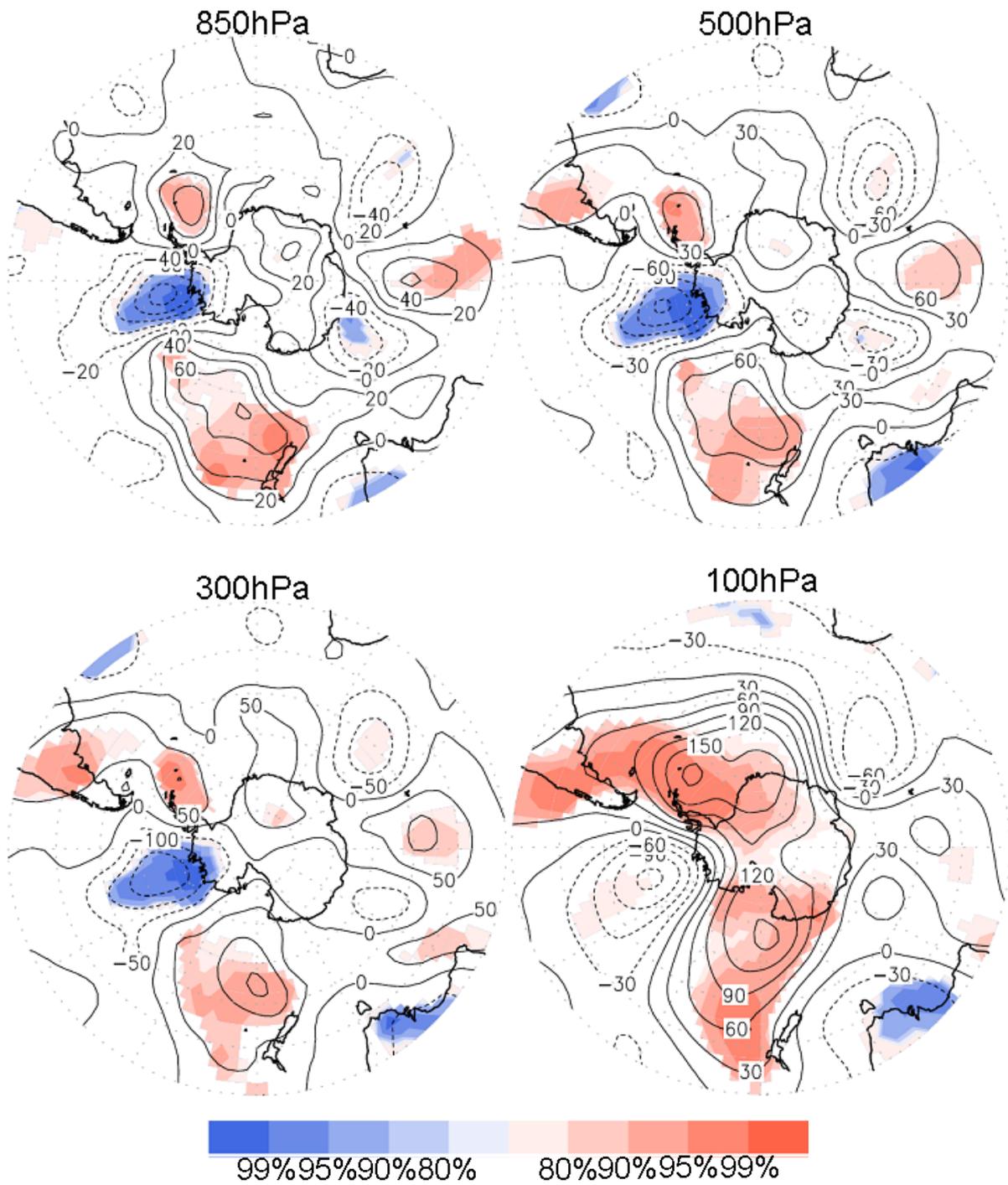


Fig. 5-7 8月から11月のコンポジット解析.
 (contour:高度差 shade:有意性)

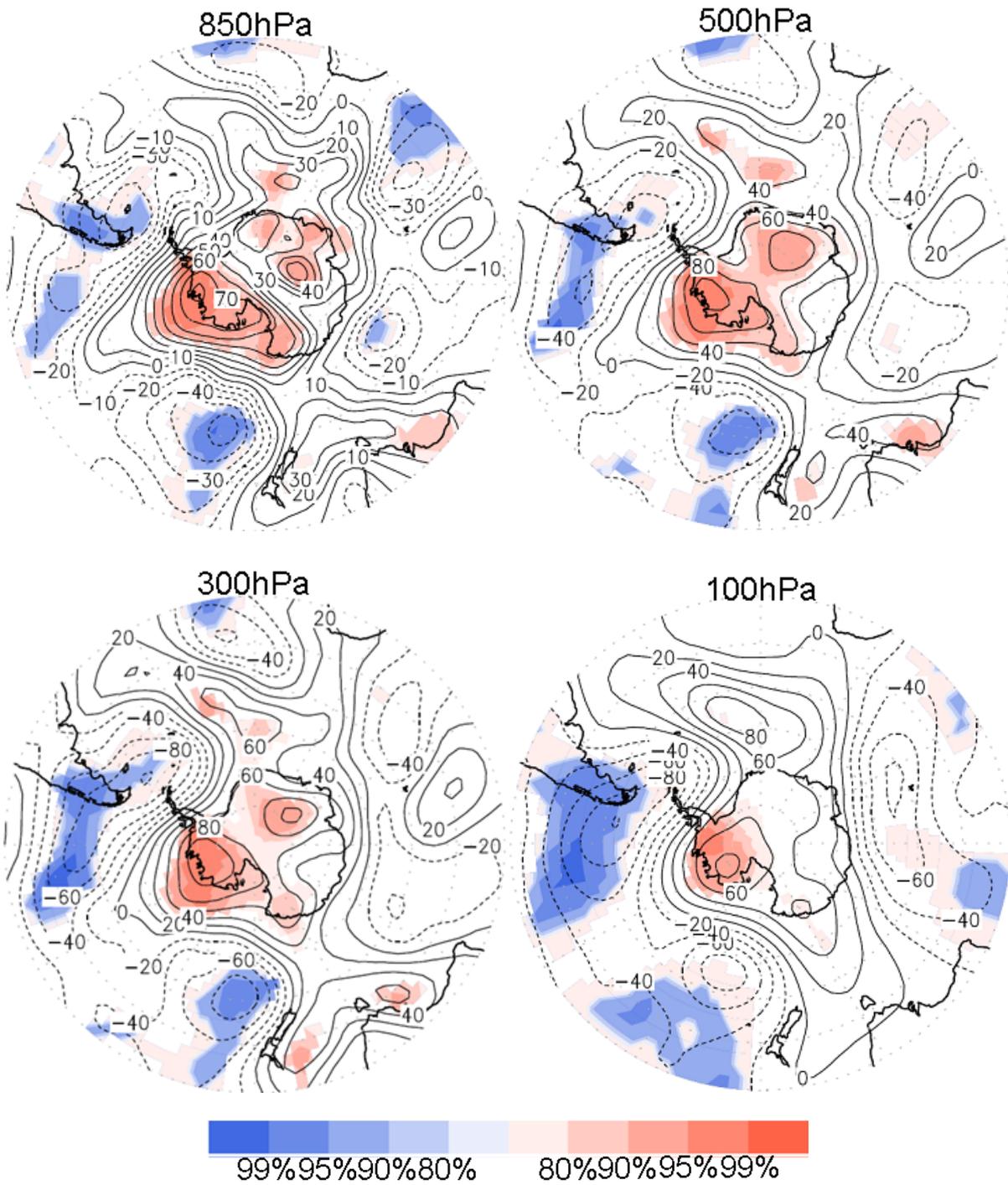


Fig. 5-8 9月から12月のコンポジット解析。
 (contour:高度差 shade:有意性)

5-2 顕熱フラックス解析結果

海氷のダイポールの位置に着目すると、南半球の冬季、南極半島北東に正の相関とアムンゼン・ベリングスハウゼン海沖に負の相関が見られる (Fig. 5-9). やはり、コンポジット解析では標本数の問題で有意性が低くなっているが、それでも相関と対応した結果が見られる (Fig. 5-10).

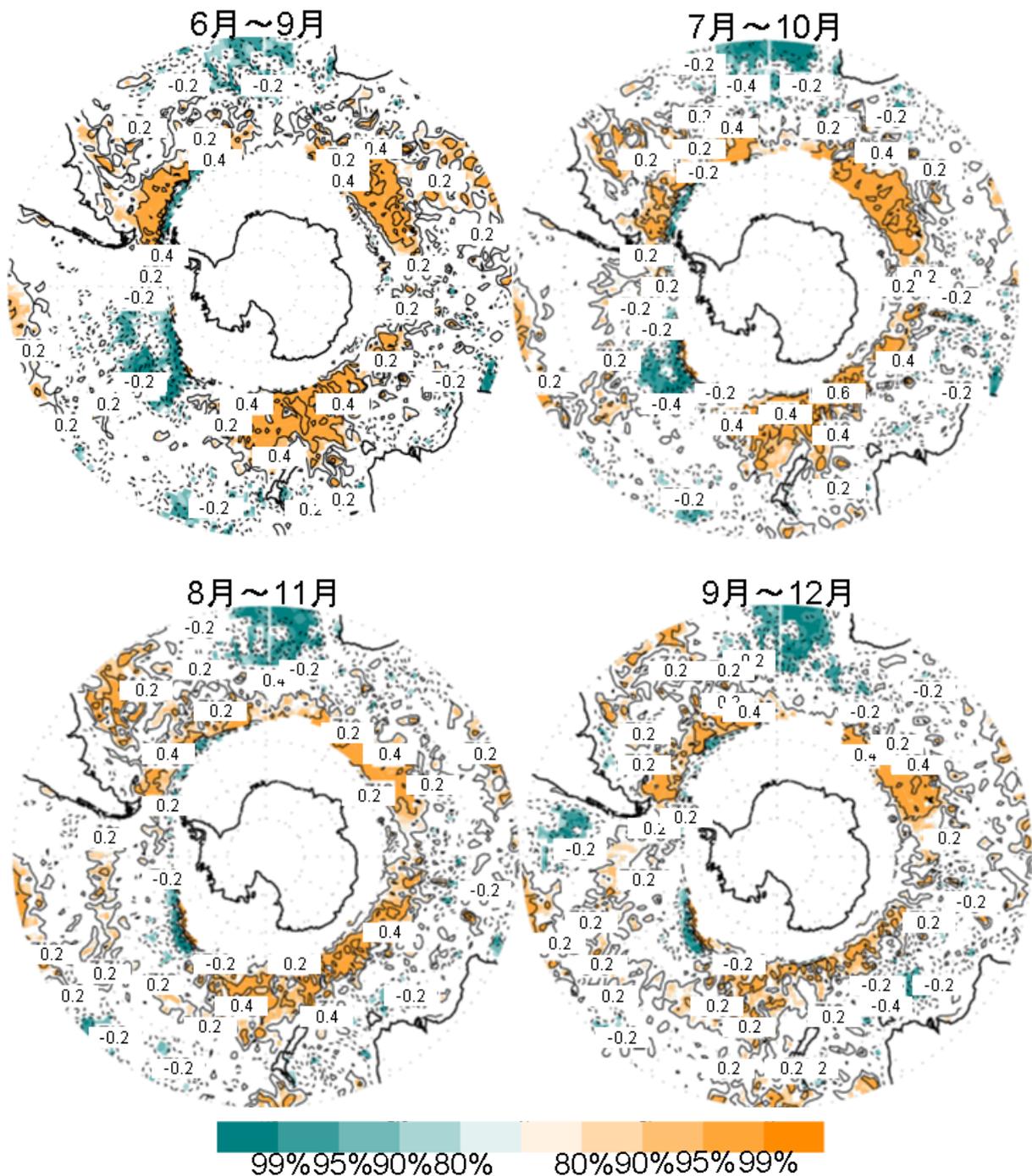


Fig. 5-9 6月から9月の顕熱フラックス平均と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

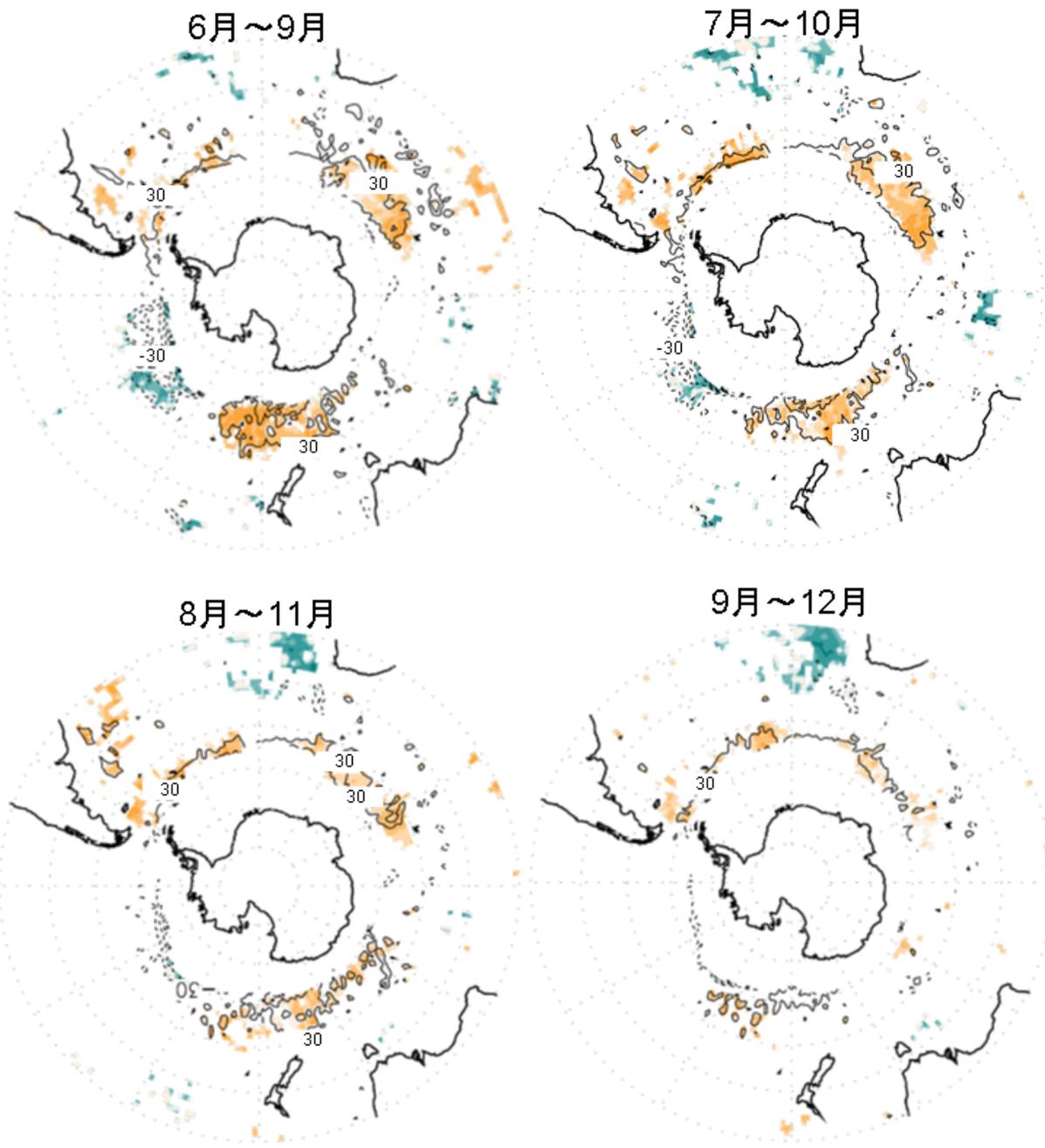


Fig. 5-10 顕熱フラックス平均のコンポジット解析.
 (contour:顕熱フラックス差 shade:有意性)

5-3 気温の解析結果

気温の時間変化傾向は高度場とは違い、下層から上空まで共通するパターンというものは見えにくい (Fig. 5-11~14). しかし、海氷に近い下層に着目するとアムンゼン・ベリングスハウゼン海からロス海にかけて負の相関を持っているものが多く、ウェッデル海沖では正の相関が多く見られる. しかし、どの期間でも上空に行くにつれ海氷との対応ポイントが少なくなっていることが見て取れる. コンポジット解析に関しては、高度場顕熱やフラックス同様有意性に乏しいが、やはり、相関解析との対応が見られる (Fig. 5-15~18).

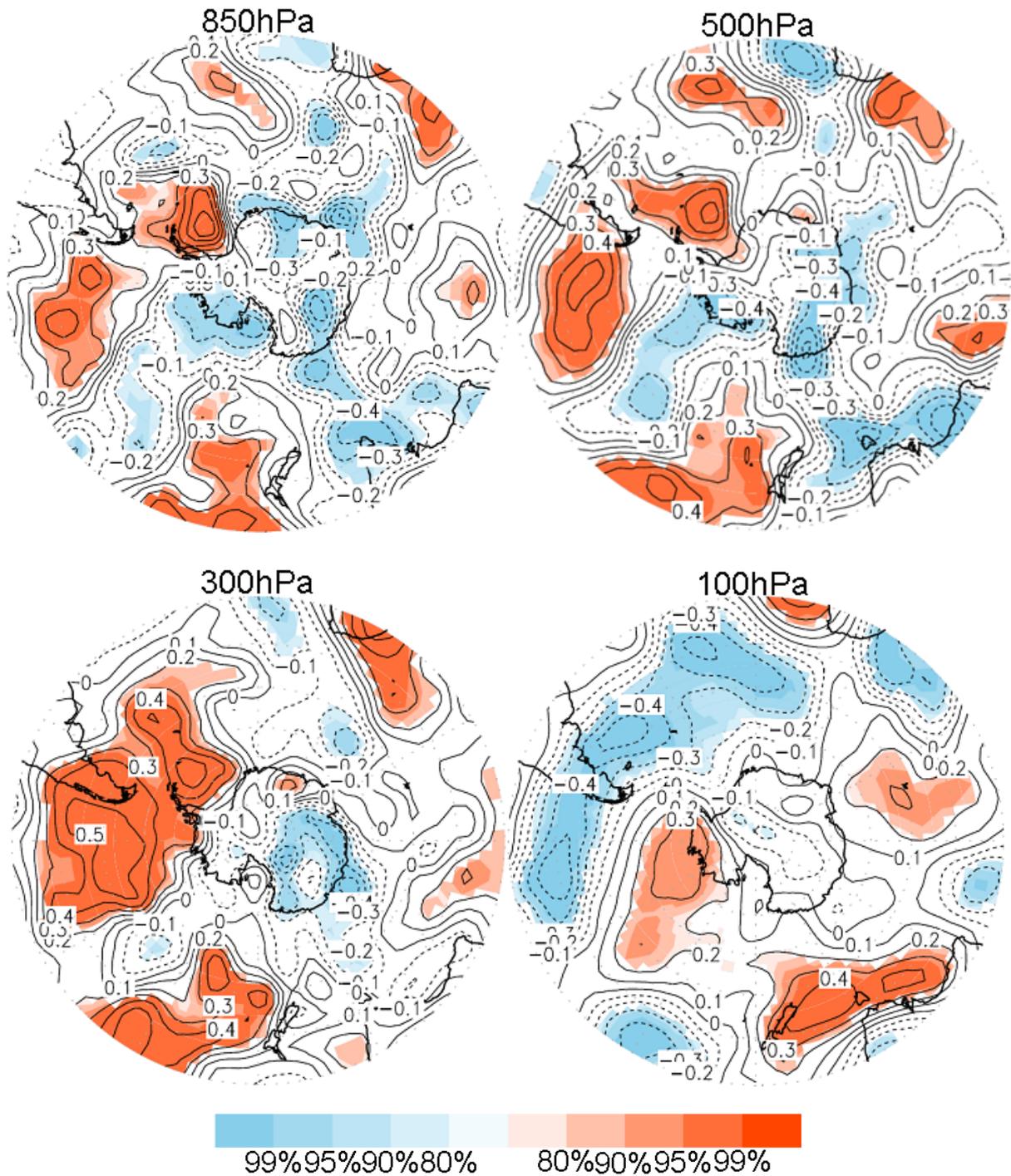


Fig. 5-11 6月から9月の気温の時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

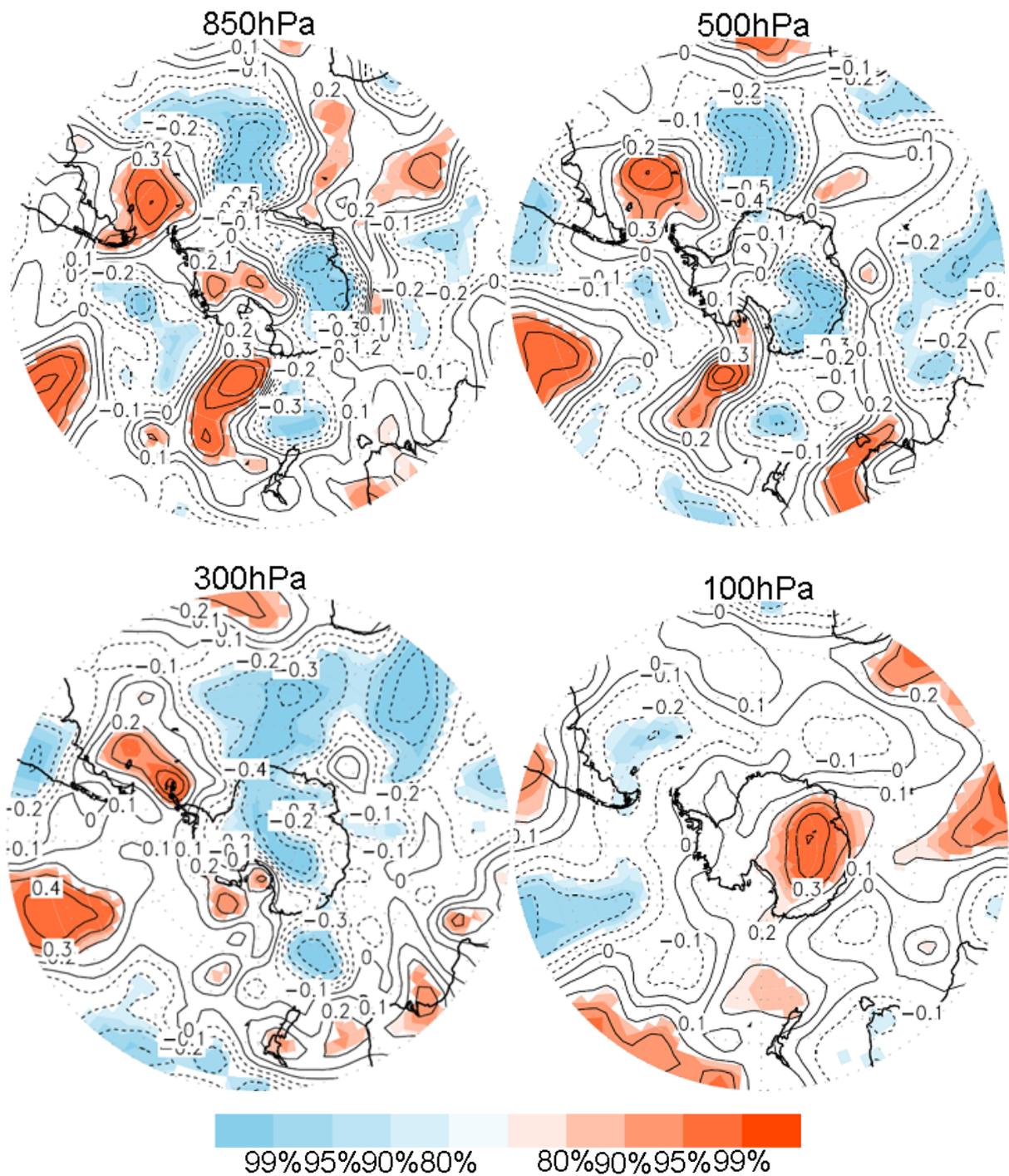


Fig. 5-12 7月から10月の気温の時間変化傾向と海水ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

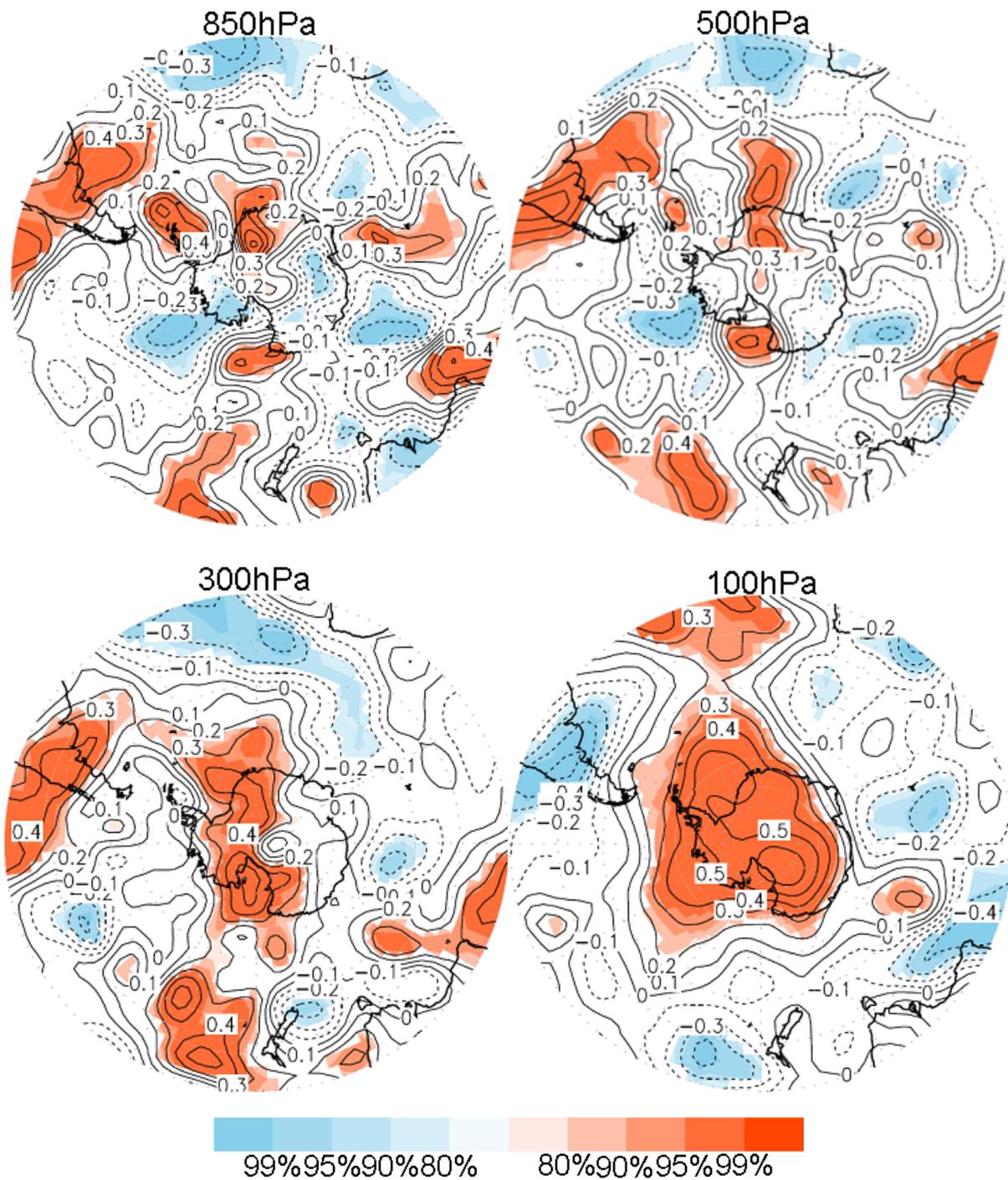


Fig. 5-13 8月から11月の気温の時間変化傾向と海氷ダイポールインデックスとの相関.
(contour:相関係数 shade:有意性)

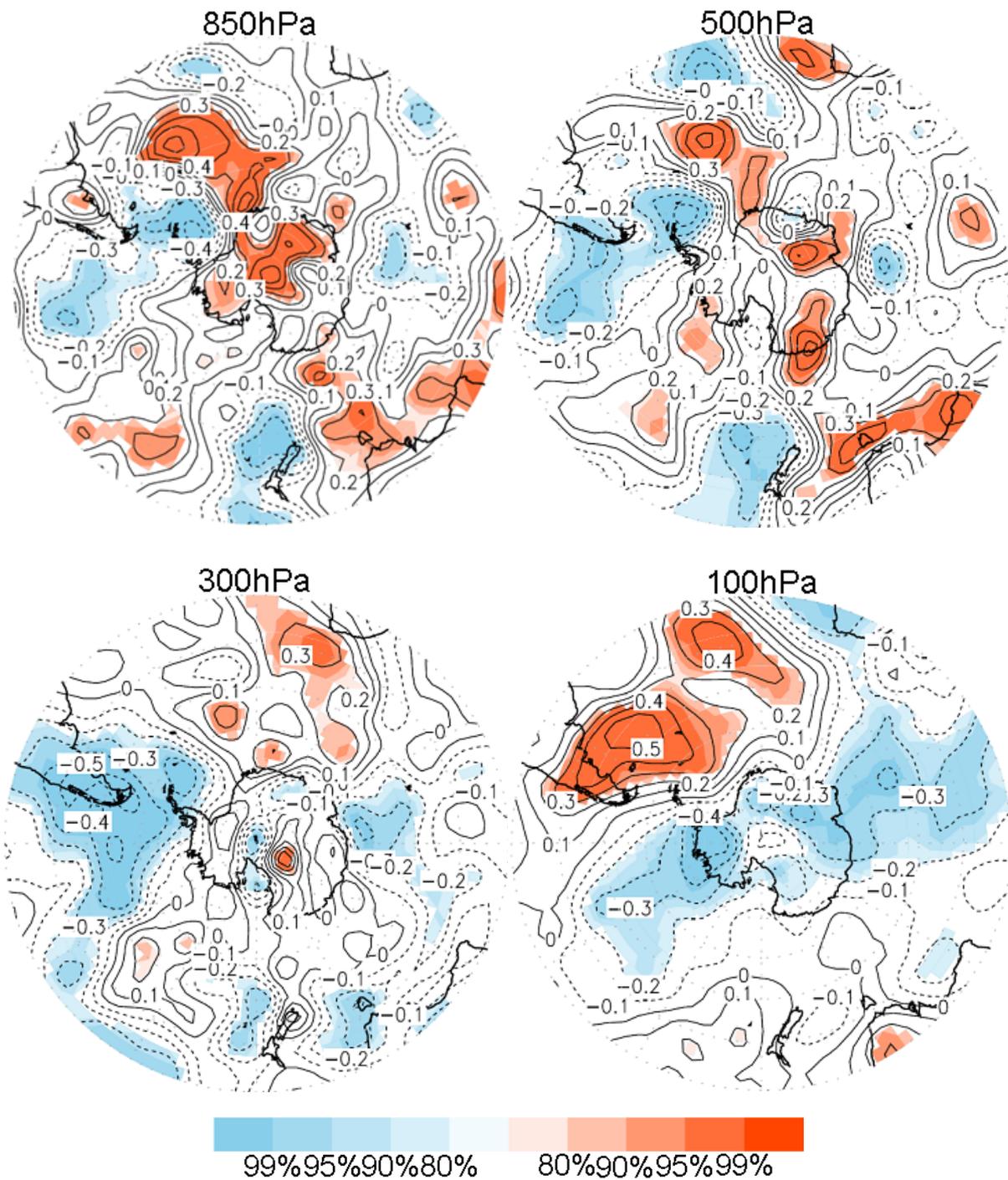


Fig. 5-14 9月から12月の気温の時間変化傾向と海水ダイポールインデックスとの相関.
 (contour:相関係数 shade:有意性)

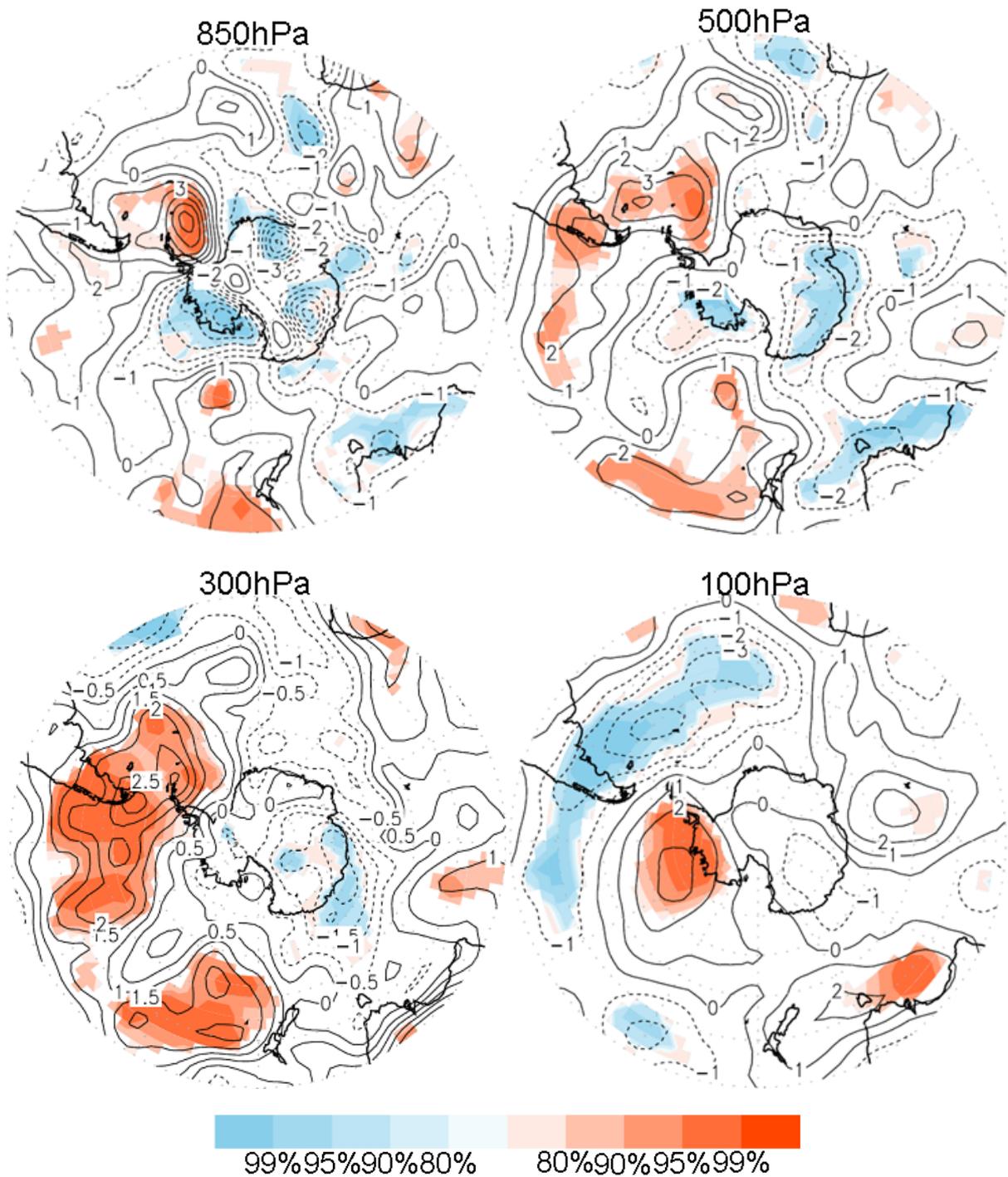


Fig. 5-15 6月から9月のコンポジット解析.
(contour:温度差 shade:有意性)

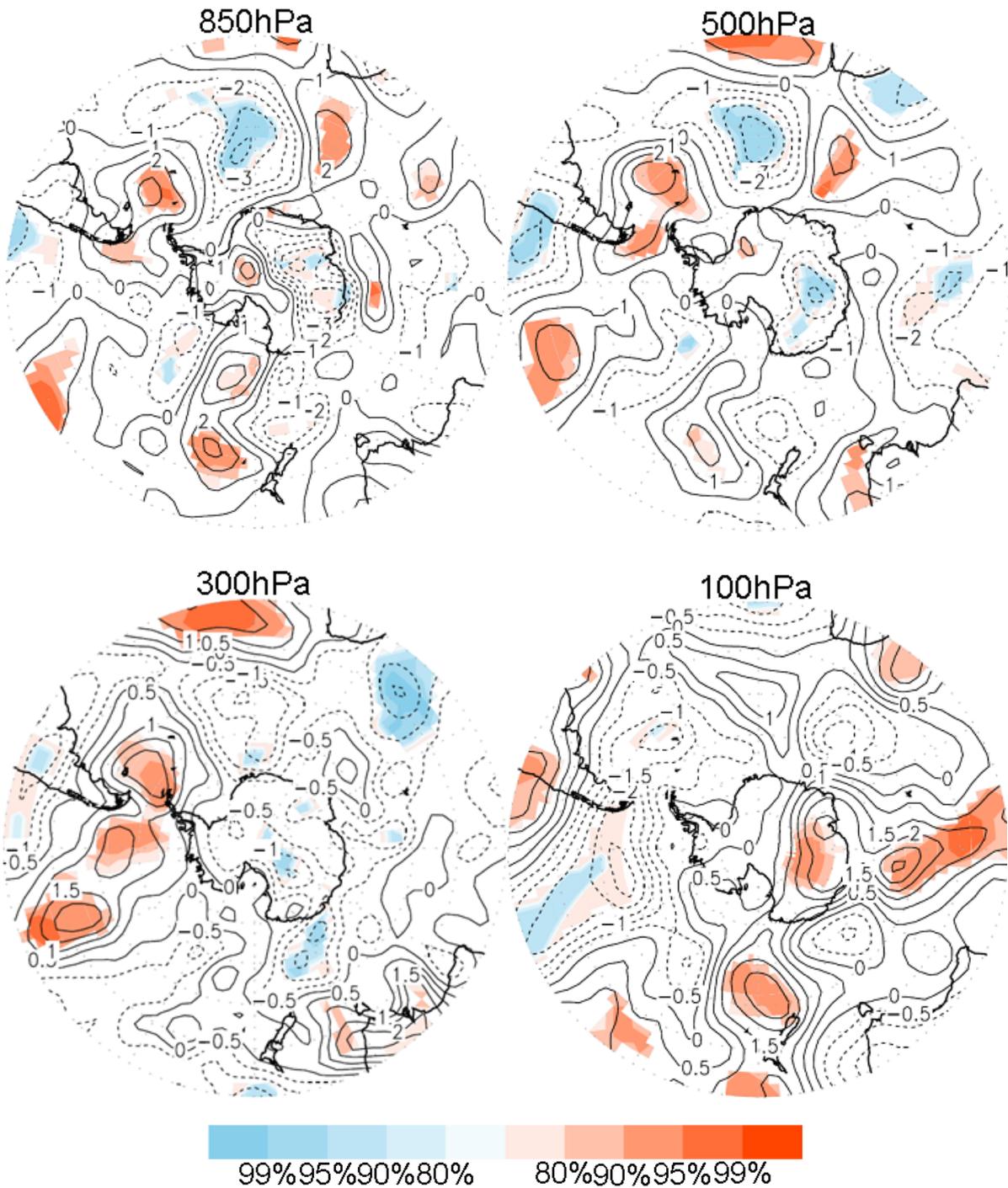


Fig. 5-16 7月から10月のコンポジット解析.
 (contour:温度差 shade:有意性)

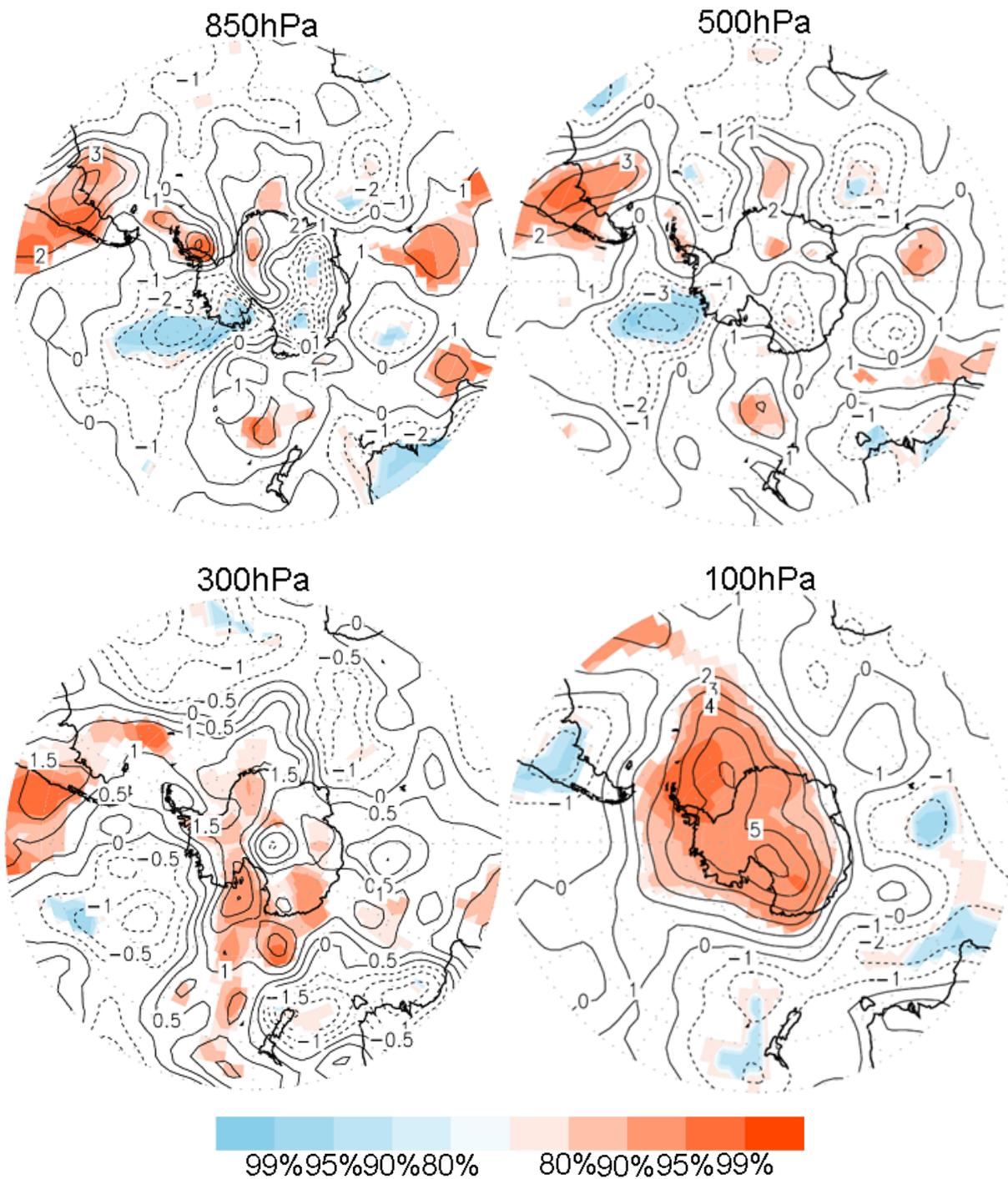


Fig. 5-17 8月から11月のコンポジット解析.
(contour:温度差 shade:有意性)

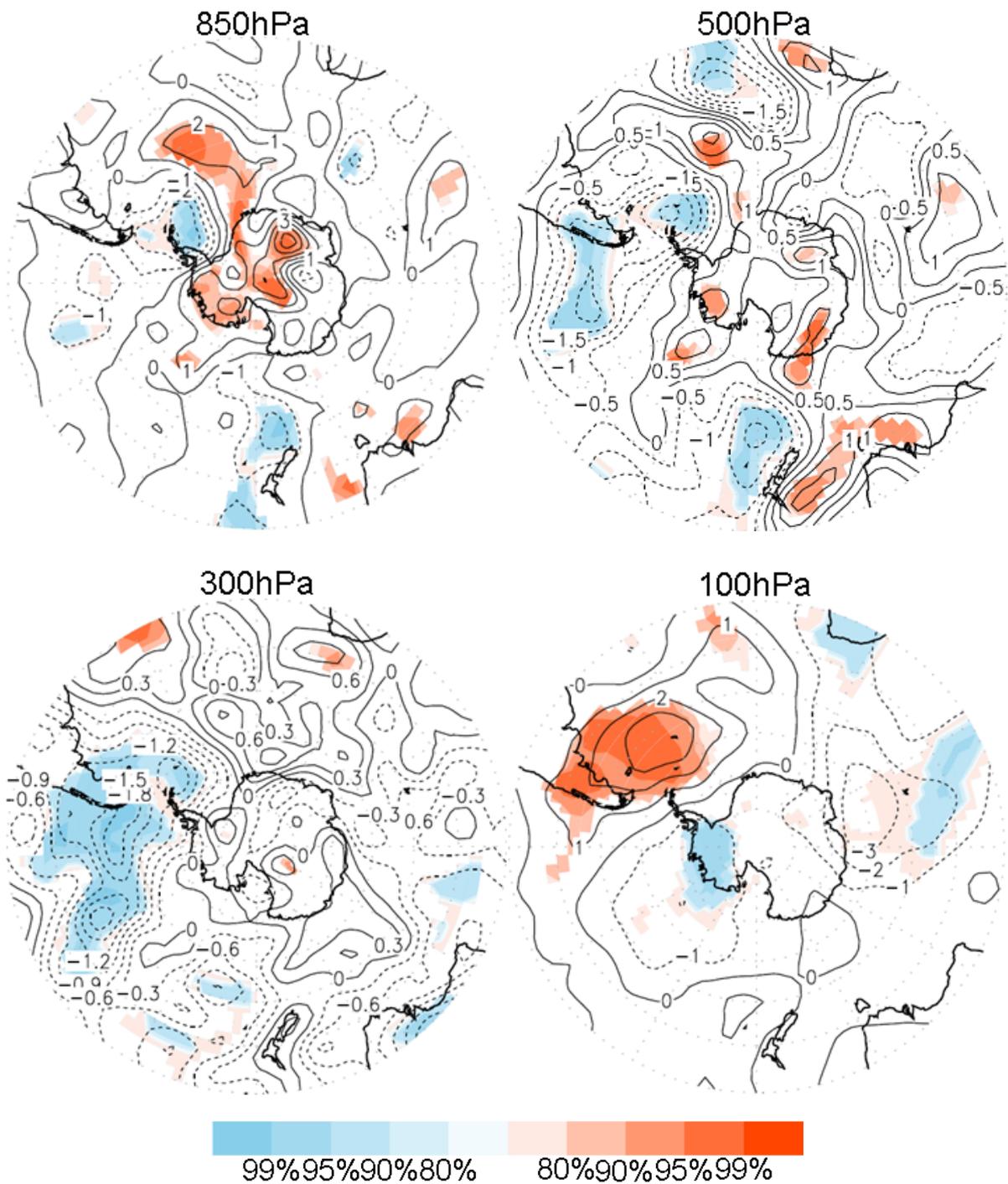


Fig. 5-18 9月から12月のコンポジット解析.
 (contour:温度差 shade:有意性)

6章 考察

インデックスとの相関解析と、コンポジット解析でも表れたネガティブ PSA パターンは、海氷のダイポールが顕著に現れた時の高度場の時間変化傾向を示している (Fig. 6-1). つまり、ネガティブ PSA パターンは、PSA パターンによる海氷面積のダイポールが原因となり形成された可能性が高い. 同期間の顕熱フラックスや気温で同様の解析結果と比較すると、顕熱フラックスで海氷の増加部分と対応した位置にある正の相関の上空に、気温の正の時間変化傾向が見られる. また、反対に海氷の減少域とリンクしている位置に顕熱フラックスは負の相関を持っている. そしてその上空の気温時間変化傾向は低下している. これは顕熱フラックスが正の場所で大気が海から熱をもらい、気温上昇を起こす現象と、顕熱フラックスが負の場所で大気が熱を奪われ気温の低下を起こす現象を表しているように見える. その結果生まれる温度分布に従った温度風の関係により、ネガティブ PSA パターンが生まれたと考えることができる.

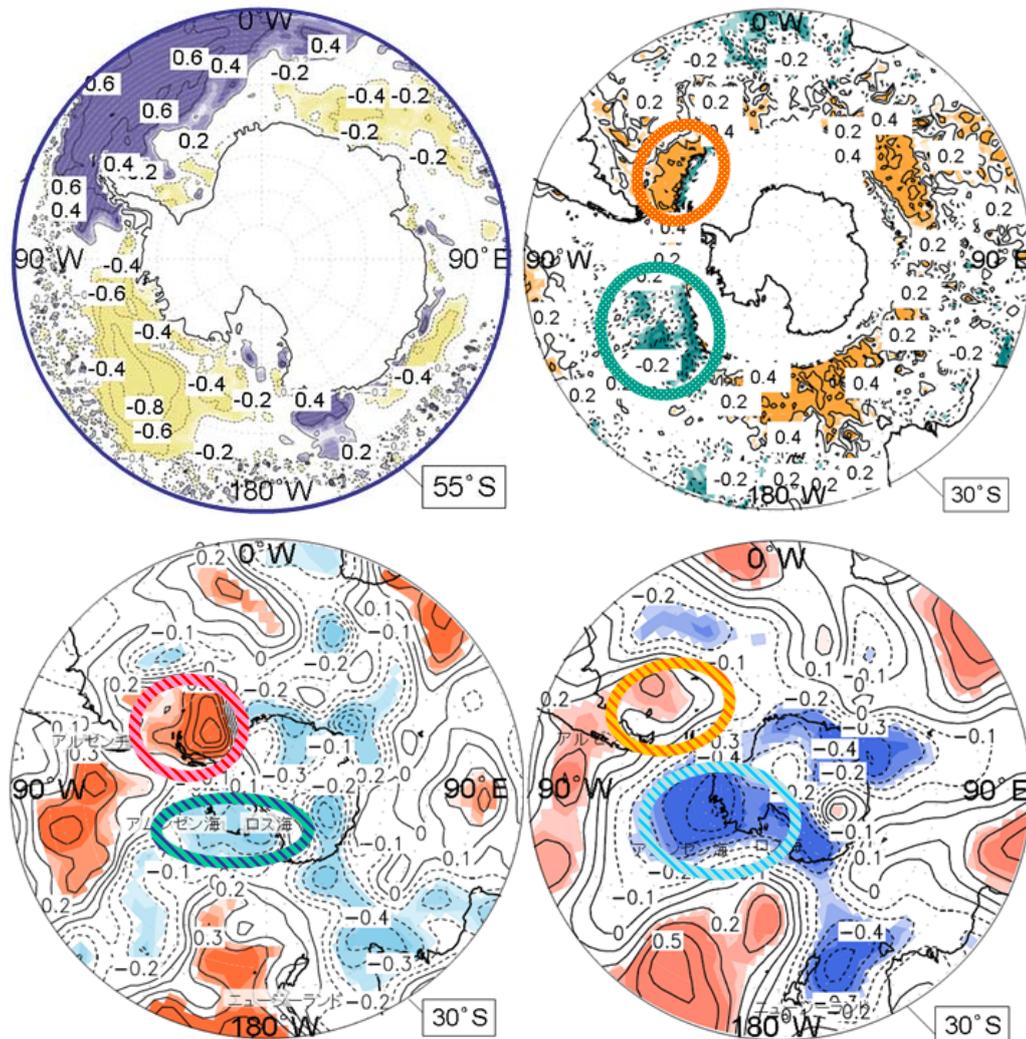


Fig. 6-1 (上段)海氷ダイポール分布・顕熱フラックス4ヶ月平均
(下段)温度・高度場の850hPa面時間変化傾向
(contour:相関係数 shade:有意性)

結論として大気と海氷の関係は一方で海氷をシフトさせるが、他方では海氷が大気場を変化させるという相互関係が見えた。

しかし、データ解析だけでは海氷と大気の関係の原因と結果を決定付けるには不十分であるため、大気大循環モデルを用いて原因と結果の相互関係を解明する必要がある。そして現在、大気大循環モデルを使用して、6月～11月の海氷の気候値を、Fig. 6-1に示したような海氷分布に変えた計算を1月25日に試み、2月12日に計算を終了した。

7章 AGCM

AGCM とは大気大循環モデルを指し、物理法則に則った大気の 3 次元的時間発展を見ることができる。AGCM では様々な物理量に対する境界条件を用いて大気が駆動される。その境界条件の一つが海氷や SST である。本研究ではこの AGCM に入っている海氷の境界条件を変化させることで海氷がどのように大気へ影響を与えているのかを解析する。

7-1 AGCM 気候値ラン

南極域の海氷では 6 月あたりから海氷が発達していき 9 月で最も広がった後、12 月ごろには減少していく境界条件が気候値ランに組み込まれている。以下に例として 3 月と 9 月の気候値の海氷の境界条件を示す(Fig. 7-1)。

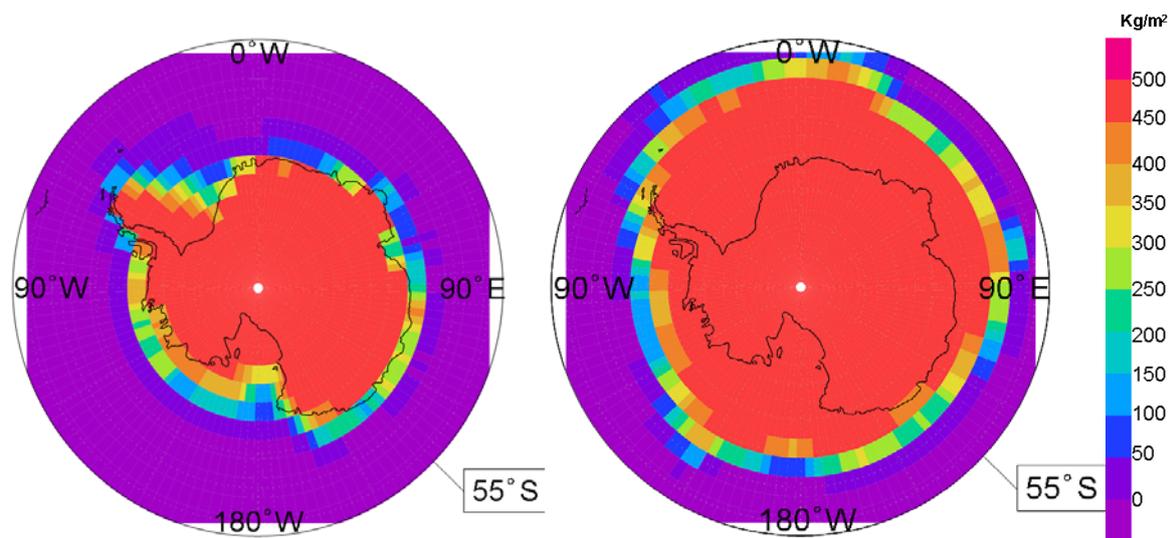


Fig. 7-1 AGCM に入っている 3 月(左)と 9 月(右)の海氷の境界条件 (unit: kg/m^2)

7-2 AGCM での計算

本研究では海氷のダイポールが大気に与える影響について研究を進めている。そのため、南極の海氷の境界条件もその海氷ダイポール分布に一致したものにすることが理想的である。ただ、海氷のダイポール分布が大気に与える影響を調べるために、単純に海氷ダイポールを境界条件として計算したのでは十分ではない。ネガティブ PSA パターンは海氷ダイポールの増加域が大気に影響を与えているのか、減少域が原因なのか、またはその両方が揃わなければ現れないパターンなのか、もしくは海氷を原因としない時間発展を捕らえているだけなのか、といったいくつかの予想を持って無駄のないように臨まなければならない。なぜなら

AGCM の計算は膨大であるため、すべての計算を一気に計算できるわけではなく、さらに一つ一つの計算に多くの時間が費やされる。そこで今回は海氷ダイポール分布の減少域に着目して AGCM にあたえる海氷境界条件のデータを作成した。

7-2-1 境界条件の設定

AGCM にあたえる海氷の境界条件を変えると場合、非現実的すぎる設定での計算は大気海洋の相互関係を解明するうえで意味を成さない。そこで、海氷データから海氷の発達時期である 6 月から 11 月に絞り、各月の海氷面積の標準偏差 (Fig. 7-2) や、南極の海氷分布に対して行った EOF 解析 (Fig.1-3 a) から、最適な変化域を選出した (Fig. 7-3)。

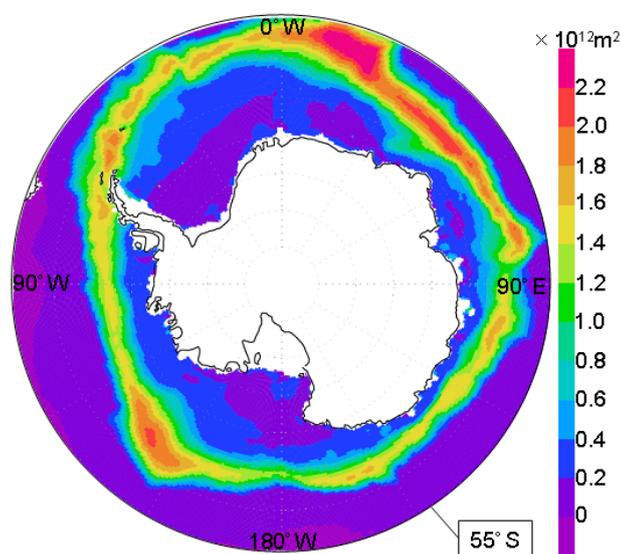


Fig. 7-2 1979 年から 2003 年までの海氷面積分布の標準偏差

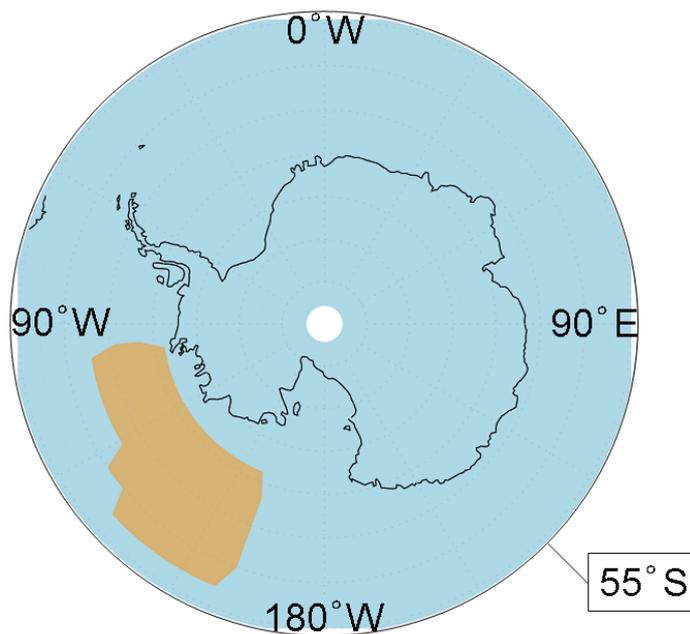


Fig. 7-3 AGCM の海氷変化域(橙)

7-2-2 境界条件の作成

先のセクションで、非現実的すぎる現象を解析する意味はないと述べたが、ある程度大げさな条件の方が大気の影響を顕在化しやすい。そこで、今回は上述した領域の海氷が 0 または最大量であった場合を想定して境界条件を作成した。

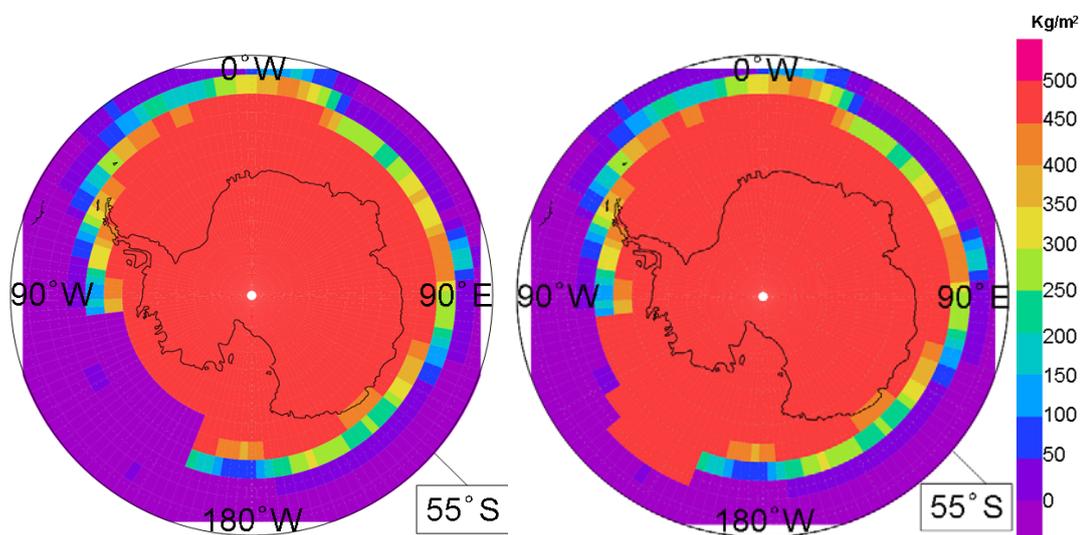


Fig. 7-4 海氷面積を設定領域で 0 と仮定(左), 最大と仮定(右)

7-3 AGCM の計算結果

1月25日(月)に作成した減少タイプの海氷データを AGCM で計算し始めて、2月12日(金)にその計算を終えることができた。次に増加タイプの計算をしてやることで、さらに次段階として海氷分布が大気場にどのような影響を及ぼすのか検証することができる。

謝辞

本研究を進めるにあたり，三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の方々には多くの面で支えていただきました。さらに，地球環境気候学研究室の先輩方からは，研究室での過ごし方や，発表の仕方，論文の書き方や計算機の使い方や基本的な構造など，多岐にわたり貴重なご支援をしてくださり，ここまで研究することができました。大気大循環モデルに関しては，北海道大学環境研究科の宇田川佑介博士，吉田康平博士のご尽力により計算することができました。そして，研究の内容につきましては，大学生活でお世話になった先生方，特に直接ご指導してくださった立花教授，気候ゼミにて大気科学に対する多くのご意見を下さった福山教授，海洋実習等で海洋と大気に関する様々な知識を教えてくださいました。関根教授には心より感謝の意を表します。

参考・引用文献

- [1] Karoly, D.J. 1989, Southern Hemisphere circulation features associated with ElNiño–Southern Oscillation Events, *J. Climate*, 2, 1239-1252.
- [2] Y. Udagawa, Y. Tachibana, and K. Yamazaki (2009), Modulation in interannual sea ice patterns in the Southern Ocean in association with large - scale atmospheric mode shift, *J. Geophys. Res.*, 114, D21103, doi:10.1029/2009JD011807.