

平成 27 年度 卒業論文

北極振動と南極振動の「メタ・テレコネクション」

～ 成層圏は両半球を繋ぐ航路 ～

“Meta – Teleconnection” of the Arctic Oscillation

& the Antarctic Oscillation

~ Stratosphere route connecting both hemispheres ~

三重大学 生物資源学部共生環境学科

自然環境システム講座 気象・気候ダイナミクス研究室

512309 井上裕介

指導教員：立花義裕教授

概要

気象学では、エルニーニョ・南方振動（El Nino-Southern Oscillation; ENSO）のような熱帯海水温の変動が両半球中高緯度の気候に影響を与えることが通説である。また近年北半球中高緯度の大気場が、熱帯に影響を及ぼすことが指摘されている。例えば、冬季北大西洋振動が半年後に ENSO を引き起こし、翌冬の中緯度の西太平洋域の天候に影響を及ぼす研究がある [Oshika et al., 2014]。しかし、南半球中高緯度の大気場が熱帯へ影響を及ぼすことについては未だ研究事例がない。これを解明することで現在の異常気象の解明や気象研究の発展につながるのではと考えている。

解析結果から、南極の極渦の影響が成層圏を通して、北半球中高緯度まで影響を及ぼすことを示唆する結果となった。この現象の要因として、8、9月の南極上空の極渦が継続して負の傾向を持つとき、上部成層圏を通過して影響が伝播することが示唆された。

目次

1章 序論.....	4
1-1 研究背景	
1-2 研究目的	
2章 大気・海洋.....	6
2-1 大気	
2-1-1 AAO (南極振動) パターン	
2-1-2 ジオポテンシャル高度	
2-1-3 極渦	
2-1-4 QBO (成層圏準2年周期振動)	
2-1-5 BDC (ブリューワー・ドブソン循環)	
2-1-6 SSW (成層圏突然昇温)	
2-2 海洋	
2-2-1 ENSO (エルニーニョ・南方振動)	
3章 使用データ.....	11
3-1 JRA-55 データ	
3-2 AGCM	
4章 解析手法.....	14
4-1 AAO index の定義	
4-2 ラグ相関回帰	
4-3 Eliassen - Palm flux	
5章 解析結果.....	16
5-1 JRA-55 と AGCM の比較	
5-2 QBO の検討	
5-3 2002 年南半球成層圏突然大昇温の特徴	
6章 考察・まとめ.....	26
参考・引用文献.....	28
謝辞.....	30

1章 序論

1-1 研究背景

気象学では、エルニーニョ・南方振動 (El Nino-Southern Oscillation; ENSO) のような熱帯海水温の変動が両半球中高緯度の気候に影響を与えることが通説である。しかし近年では、北半球中高緯度の大気場が、熱帯に影響を及ぼすことも指摘されている。例えば、冬季北大西洋振動が半年後に ENSO を引き起こし、翌冬の中緯度の西太平洋域の天候に影響を及ぼす研究がある [Oshika et al., 2014]。また、冬季北半球の大気場において 1950 年代は ENSO との関連が強く、1980 年代からは北極振動 (Arctic Oscillation; AO) との関連が強くなったことが指摘されている [鈴木, 2015]。

この長期的な時間スケールに対する南半球、特に南極の気候変化を見ると、1980 年代を境に、オゾン層の大幅な減少や地球温暖化による影響で成層圏の極渦や海氷の分布が変化したこと知られている [Zhang, 2007]。南極の気候変動を示す現象として南極振動 (Antarctic Oscillation; AAO) があり、AAO も近年急激に変化している。

また、成層圏と対流圏の相互関係についての研究も盛んに行われていて、成層圏の気象現象について多くのことが解明されてきた。例えば、赤道上空における下部成層圏で見られる東西風振動である成層圏準 2 年周期振動 (Quasi biennial oscillation; QBO) [Ebdon, 1960; Richard, 1961] や、成層圏の循環の 1 つである熱帯から両半球中高緯度に向かう大気大循環であるブリューワー・ドブソン循環 (Brewer-Dobson Circulation; BDC) [Brewer, 1949; Dobson, 1956]、北半球成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) による対流圏への影響 [Baldwin and Dunkerton, 2001] については多くの研究事例がある。

しかし、南半球中高緯度対流圏の現象が熱帯対流圏へ影響を及ぼすことについては未だ研究事例がない。また、南半球中高緯度成層圏から熱帯成層圏へ影響を及ぼすことについても、2002 年南半球成層圏突然大昇温の解析事例 [Kodera, 2003] しかない。これを明らかにすることで現在の異常気象の解明につながるのではと考えている。

1-2 研究目的

近年、地球温暖化やオゾン層の減少などにより南極の気候が大きく変動していることに着目した。その変動した南極の気候が、以前には考えられていなかった現象を引き起こしているのか、そしてその現象が熱帯にどのような影響を与えているのかについて関心を持った。

以上のことから、本研究では、未だ研究事例がない南半球中高緯度、近年の南極の気候変動の影響が熱帯に及んでいるのか、それとも全球規模にまで及んでいるのかを明らかにすることを目的とする。

2章 大気・海洋

2-1 大気

2-1-1 AAO (Antarctic Oscillation; 南極振動) パターン

AAO とは, 南半球における極渦の強弱を示すパターンである[Gong and Wang,1999]. このパターンは, 1 年を通して安定して現れ, 冬季 (7~8 月) に最も卓越する変動パターンである. Fig. 1 で示したように, 南半球における中緯度域と高緯度域の海面更正気圧 (Sea Level Pressure; SLP) の大規模なシーソー現象で, 南半球の気候場において重要な現象である.

AAO が正であるとき, 南半球高緯度域の南極を中心に気圧が負偏差を示し, 中緯度域の海洋上を中心に正偏差を示す状態であり, 高緯度域と中緯度域の気圧傾度が大きくなる. そのため西風が卓越する. Fig. 1 の状態が正である. 逆に, AAO が負であるとき, 南半球高緯度域の南極を中心に気圧が正偏差を示し, 中緯度域の海洋上を中心に負偏差を示す状態であり, 高緯度域と中緯度域の気圧傾度が小さくなる. そのため西風が弱まる.

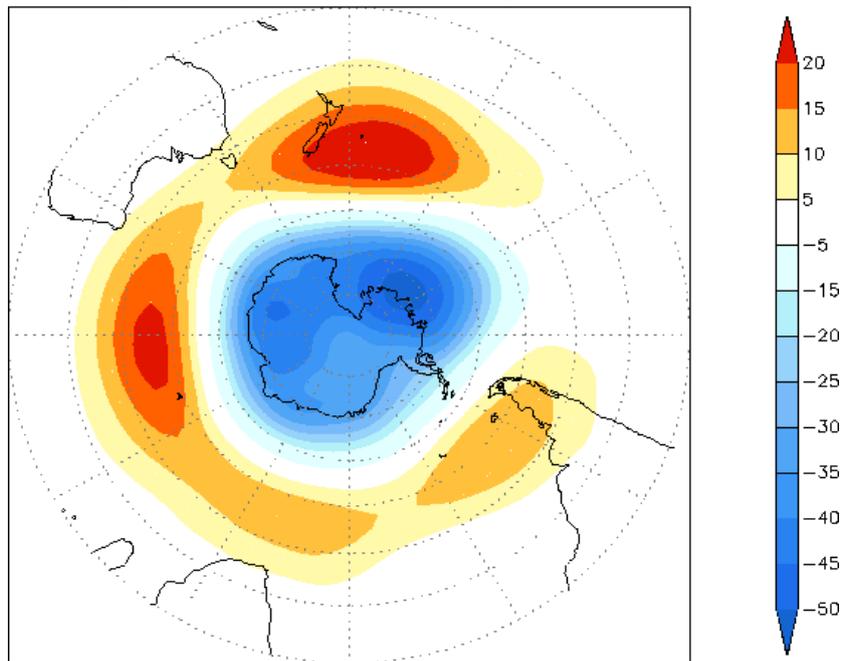


Fig. 1 AAO (700hPa 面でのジオポテンシャル高度における EOF 第 1 モード)

(National Weather Service Climate Prediction Center より引用;

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.loading.shtml)

2-1-2 ジオポテンシャル高度

ジオポテンシャル高度とは、地球上のある場所の高度を示す指標であり、単位質量を平均海面からその高度の場所まで引き上げるのに要する仕事量で表される。すなわち、位置エネルギーを質量で割った値に等しい。また、地球の平均海水面を基準として、鉛直方向に z 軸をとって計算を行う。

平均海水面からの高さを z として、ジオポテンシャルを次のように定義する。

$$\Phi \equiv \int_0^z g dz$$

Φ : ジオポテンシャル, g : 重力加速度, z : 高度

そして、ジオポテンシャル Φ を標準重力加速度 g_0 で割った量をジオポテンシャル高度 Z と定義する。

$$Z \equiv \frac{\Phi}{g_0} = \left(\frac{1}{g_0}\right) \int_0^z g dz$$

対流圏での重力加速度 g の値は、標準重力加速度 g_0 の値とほとんど一定である。また、ジオポテンシャル高度 Z と通常の高さ z もほとんど同じである。この指標は多くの場面で便利であるため、気圧ではなく、ジオポテンシャル高度を用いて解析を行った。

2-1-3 極渦

成層圏において、気温（気圧またはジオポテンシャル高度）の大きな南北勾配が存在する場所では、温度風バランスを満たすように極夜ジェットと呼ばれるジェットが吹く。この極夜ジェットで囲まれた低気圧性で低温の渦を極渦という。強い極夜ジェットは、特に水平スケールの大きなプラネタリー波以外は侵入できないため安定であり、極渦の中の空気は低緯度域の空気と混合せず孤立する。極渦は、1年中持続するが季節変化が大きく、冬季に最も強まり、夏季に最も弱まる。

北半球では、高地の影響や海陸間の熱コントラストの影響を受けることで、ゆがんだ形になりやすく偏西風が曲げられる。そのため熱の南北輸送が顕著である。南半球では、大部分を海洋に覆われているため地形の影響を受けることがなく、ほとんど円形である。そのため熱輸送が起きにくい。

2-1-4 QBO (Quasi Biennial Oscillation; 成層圏準2年周期振動)

QBOとは、赤道上空約16~30kmの高度における下部成層圏で見られ、約26ヶ月の周期で西風と東風が入れ替わる東西風振動である[Ebdon, 1960; Richard, 1961]。このような現象は、ケルビン波とロスビー混合重力波の対流圏からの鉛直伝播によって東西風が加速されることで形成されると考えられている[Holton and Lindzen, 1972]。

ここでは、JRA-55における70~8hPaの1985年1月から2009年12月までの東西風データを東西平均し、赤道上で東西風の時系列図を作成した(Fig. 2)。Fig. 2では、西風と東風がほぼ1年おきに入れ替わっていることが確認でき、風の位相が下方に伝播していることが分かる。

また、赤道上空における上部成層圏で東西風が半年周期で変動する半年周期振動(Semi-Annual Oscillation; SAO)がある。これは、春分・秋分時に西風、冬至・夏至時に東風が吹き、QBOの影響を大きく受けるとされている。

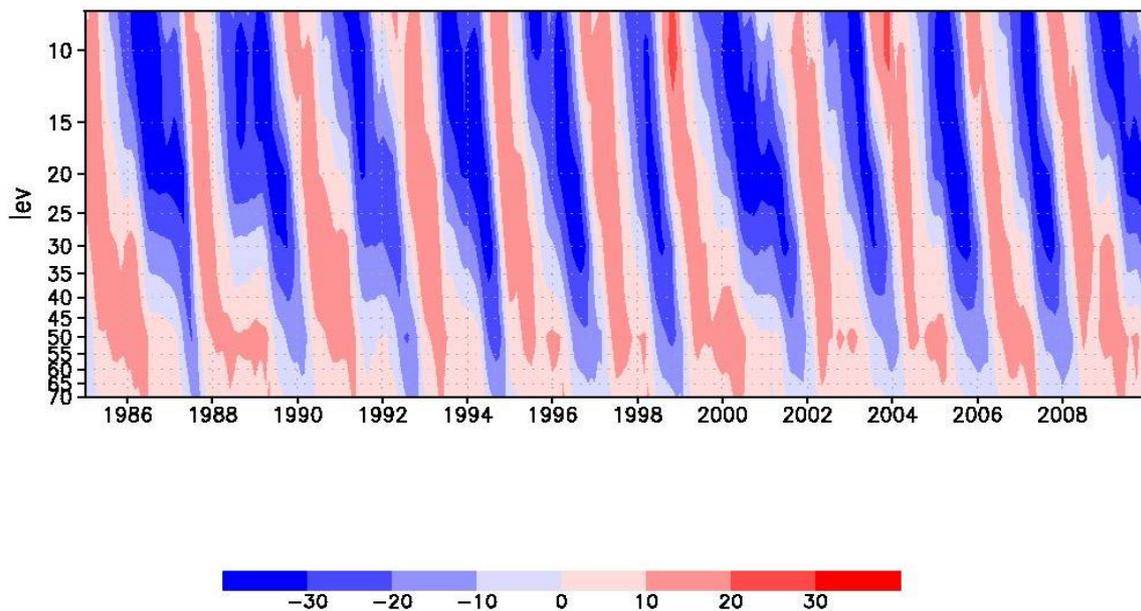


Fig. 2 QBO (1985年1月から2009年12月までの東西風時系列データ)

2-1-5 BDC (Brewer-Dobson circulation; ブリュウワー・ドブソン循環)

BDC とは、成層圏で起こる大気循環のことである[Brewer, 1949; Dobson, 1956]. 高度 10km~30km で、熱帯域の対流圏境界面付近で上昇し、南北両半球中高緯度の下部成層圏で下降するように流れる (Fig. 3) . この循環は、熱帯上空で生成されたオゾンを経極に輸送していると考えられている. 中上部成層圏においては、特に冬半球側の子午面循環が強まる.

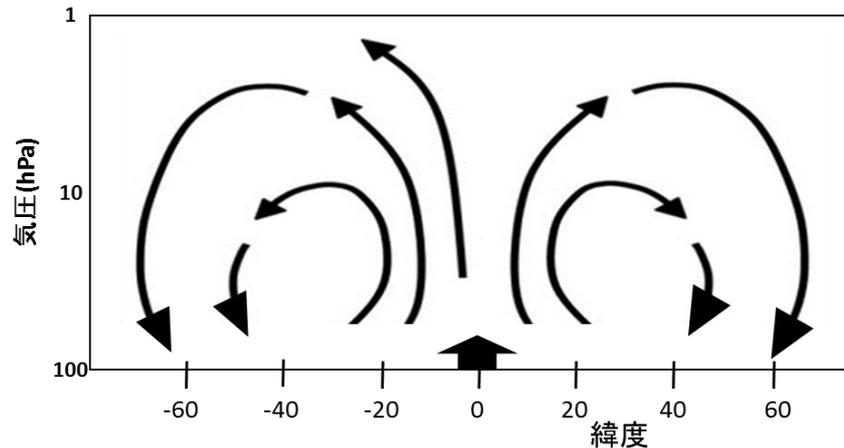


Fig. 3 BDC の模式図

2-1-6 SSW (Stratospheric Sudden Warming; 成層圏突然昇温)

SSW とは、冬季の極域成層圏で数日の間に急激に、気温が数度上昇する現象である[Scherhag, 1952]. これは対流圏で励起されたプラネタリー波が成層圏へ伝播し引き起こされる現象である. また、プラネタリー波は成層圏が西風の場合、つまり冬季のみ上方に伝播し、成層圏内でジェットを減速させ温度風バランスを崩し、極渦を弱め、子午面循環を駆動させるため、SSW は冬季にしか発生しない. SSW は、北半球では頻繁に発生するが、南半球ではあまり発生しない. 突然昇温発生後には、高度 50km 以下の成層圏の気温が上昇するのに対して、高度 50km 以上の中間圏では気温が下降することが知られている.

北半球での突然昇温について、1978/79 年の冬以降に、過去 31 の冬季の内 19 の冬季の計 22 回大昇温が発生している. その発生月を見ると、2 月に最も多く 1, 12, 3 月にもある程度発生している. また、1980-90 年代と 2000-10 年代に頻繁に発生しているが、1990-2000 年代は全く発生していない. このような大昇温発生頻度の 10 年スケールの変動の原因については、太陽活動や AO, ENSO, QBO との関連性が指摘されているが、未だ分かっておらず、様々な経年変動の重ね合わせの結果として、引き起こされている可能性もある.

南半球での突然昇温について、小昇温は数回発生しているが、大昇温は 2002 年 9 月が唯一の事例である[Kodera, 2003]. そのため、なぜ 2002 年にだけ南半球で大昇温が発生したのかについては、はっきりとは解明されていない.

2-2 海洋

2-2-1 ENSO (El Nino - Southern Oscillation; エルニーニョ・南方振動)

エルニーニョ現象 (Fig. 4a) とは、太平洋赤道域での南米ペルー沿岸における広い海域で海面水温が平年に比べて高くなり、その状態が1年程度続く減少である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象をラニーニャ現象 (Fig. 4b) と呼ぶ。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起こると考えられている。この2つの現象は共通して、4~5年ごとに1度発生し、数ヶ月から1年維持される。

また、南方振動は、南太平洋東部で海面気圧が平年より高いときは、インドネシア付近で平年より低く、南太平洋東部で平年より低いとき、インドネシア付近で平年より高くなるというシーソー現象をいう。南方振動は、貿易風の強弱に関わることから、エルニーニョ/ラニーニャ現象と連動して変動する。そのため、南方振動とエルニーニョ/ラニーニャ現象を大気と海洋の一連の変動としてとらえ、ENSOと呼ばれている。

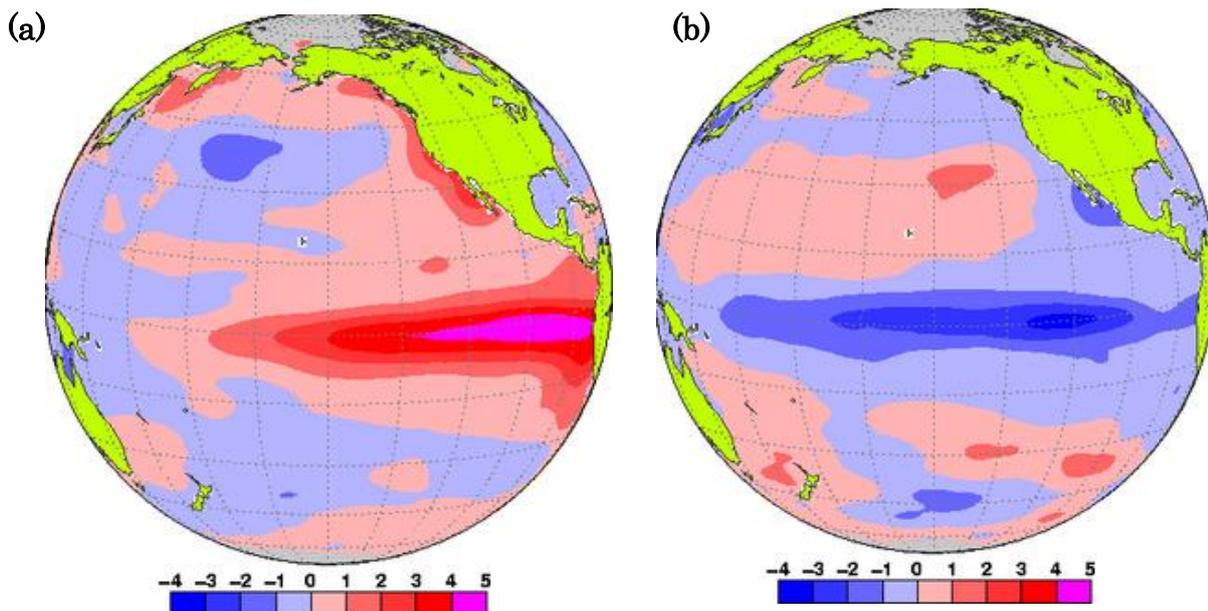


Fig. 4 (a) 1997年11月のエルニーニョ現象時の最盛期であった月平均海面水温平年偏差,
(b) 1988年12月のラニーニャ現象時の最盛期であった月平均海面水温平年偏差
(平年値は、1981~2010年の30年間の平均値)

(気象庁より引用; http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/el_nino/learning/faq/whatiselnino.html)

3章 使用データ

3-1 JRA-55 再解析データ

再解析データとは、同一の数値予報モデルとデータ同化手法を用いて、過去数十年間にわたりデータ同化を行い、長期間にわたってできる限り均一になるように作成したデータセットである。このような均質な大気解析データセットは、極めて信頼度の高い資料となる。特に、気候変動の解明や大気大循環の解析と全球のエネルギー循環の解析等に有効である。

本研究では、JRA-55 (気象庁 55 年) 再解析データを利用する [Kobayashi et al., 2015]。JRA-55 とは、過去半世紀以上の気候変化をより高精度に解析することを目的とした気候データセットであり、また過去の客観解析データを統一的な手法に基づいて再解析したデータセットである。提供されているデータは、SLP、気温、ジオポテンシャル高度、相対湿度、風等である。水平グリッド間隔は、1.25 度×1.25 度であり、鉛直方向に 37 層持つ 3 次元データである。時系列データは、1958 年以降のデータが提供されている。

本研究では、SLP、ジオポテンシャル高度、気温、東西風、南北風の月平均データと、気温、東西風、南北風の日平均データを使用している。解析期間は、1985 年から 2009 年の 8 月から 10 月を対象とする。この解析期間は、地球温暖化やオゾン層の減少等で南極の気候が変化した時期であり、データの精度に関しても信頼できる。また、この季節は南半球の冬から春の時期であり、両半球ともに西風ジェットが強まるため大気の波動が伝播しやすい時期であると考えたためである。下記に、JRA-55 再解析データの SLP の例を示す (Fig. 5)。2002 年 9 月は、負の AAO パターンとなっていることが分かる。また、8~10 月の 1000~1hPa までを東西平均した東西風と Eliassen - Palm flux (4-3 章参照) のその月の 25 年分の気候値を示す (Fig. 6)。Fig. 6 より、9、10 月と春にかけて両半球ともに西風が卓越し、波動が伝播しやすい大気場であることが分かる。

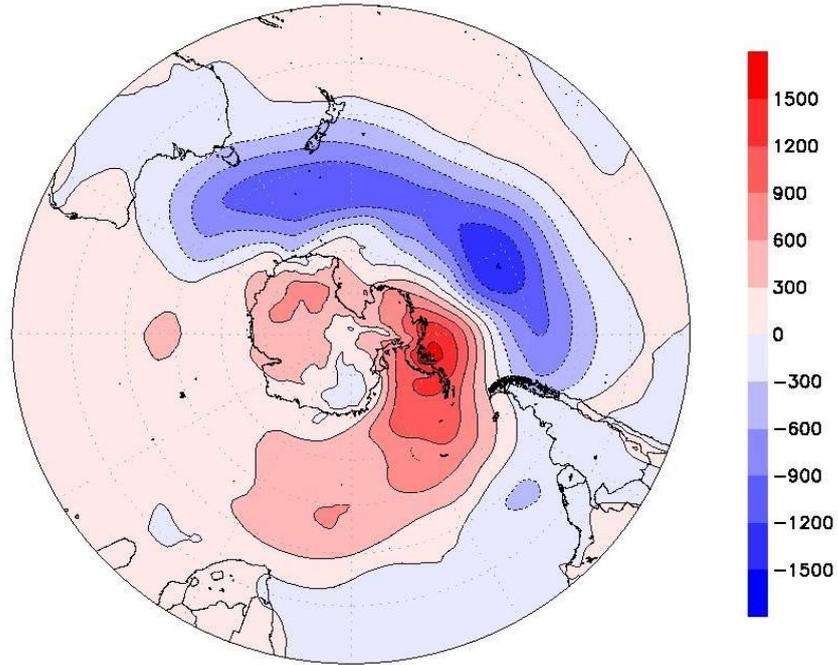


Fig. 5 JRA-55 再解析データの例

2002年9月のSLP偏差 (偏差は、9月の1985-2009年の計25年間の気候値からの差)

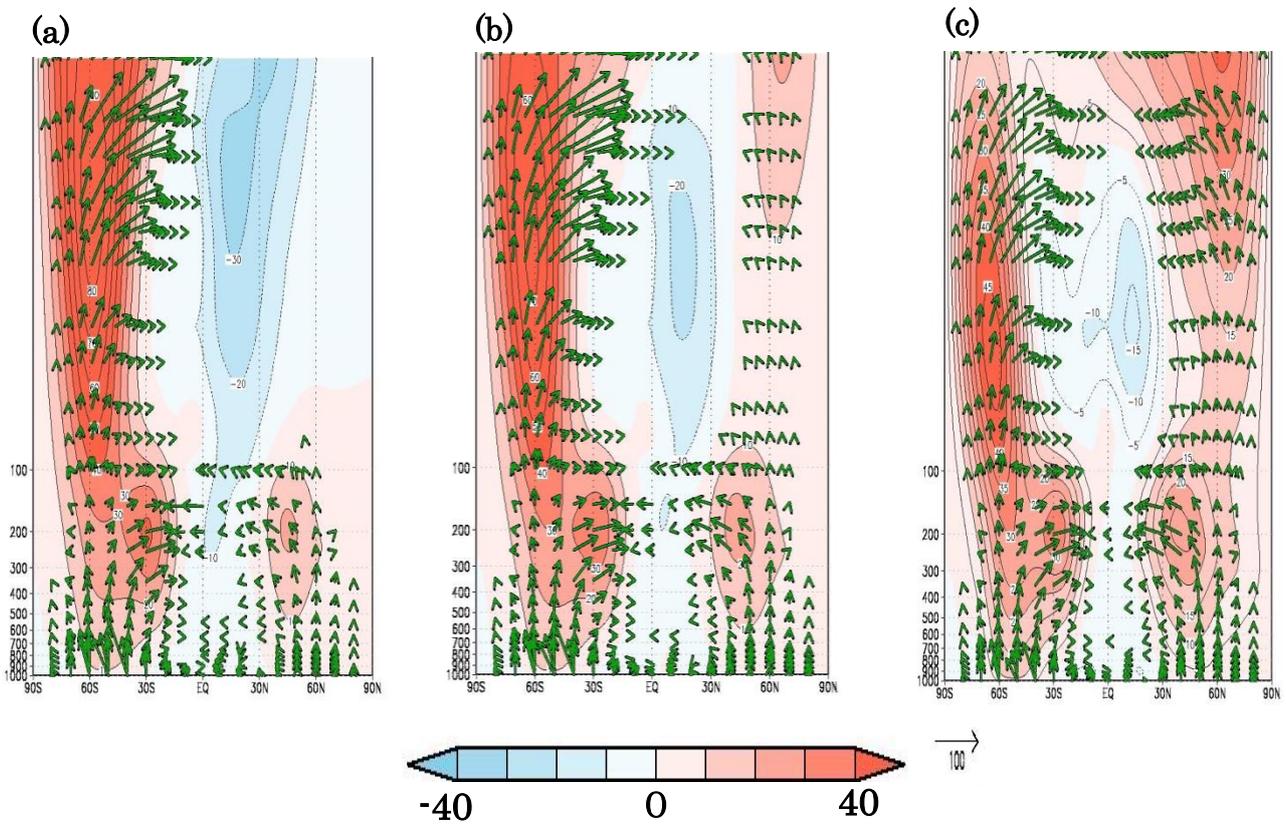


Fig. 6 1000~1hPaまでを東西平均した1985年から2009年までの東西風とEliassen - Palm flux

の月の気候値. (a) 8月の気候値, (b) 9月の気候値, (c) 10月の気候値

3-2 AGCM (Atmospheric General Circulation Model ; 大気大循環モデル)

AGCMとは、大気大循環モデルを指し、物理法則にそった大気の3次元的时间発展を見ることが出来る。AGCMでは、様々な物理量に対する境界条件を用いて大気を駆動される。その境界条件の1つが海氷や海面水温である。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、海面水温には月の気候値を与えることで経年変化することなく、ENSOなどの海水温による海洋の影響が発生しない。そのため、海氷がどのように大気へ影響を与えているのか明確に出来る。

本研究では、[緒方ら, 2013]で解析された計算結果を使用した。計算期間は55年分で、境界値は6~11月(冬~春)の南極の海氷条件を変化させた3つの解析を行っている。鉛直方向の計算領域は1000~8hPaまでで、出力データは10hPaまでである。3つの境界値での計算結果を5年分 spin up した。計150年分の計算結果を自然大気の状態に近いものと仮定して使用する。JRA-55再解析データでは、AAO以外にENSOなど熱帯の影響など様々な現象が含まれているため、AGCMと比較することで、南極起源の応答と熱帯起源の応答を分離し、南極起源の応答を明確にする。

4章 解析手法

4-1 AAO index の定義

本研究では、南極の下部成層圏が及ぼす影響を評価するために、[Gong and Wang, 1999]によって定義された AAO の強さを示す南極振動指数 (AAO index) を参考として index を作成した。本研究では、月平均した 50hPa 面のジオポテンシャル高度を南緯 40 度と南緯 65 度の各緯度で東西平均して、それぞれを標準化したもの差を南極下部成層圏極渦 index (以下、AAOI) と定義した。(1)式で 1985 年から 2009 年までの 9 月の index を作成した (Fig. 7) 。極域が高気圧偏差で、中緯度域が低気圧偏差であるとき、index は負である。

$$AAOI = Z50^*_{40S} - Z50^*_{65S} \dots (1)$$

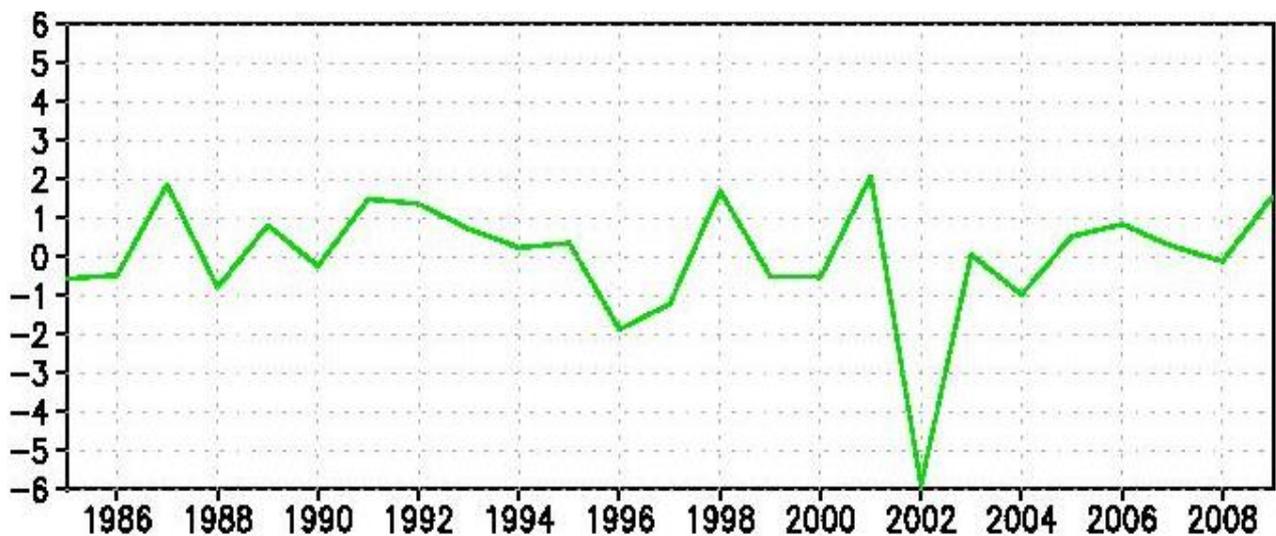


Fig. 7 1985 年から 2009 年の 9 月の AAOI

4-2 ラグ相関回帰

冬季から春季にかけて南極の気候変動と大気場の関係性を評価するために相関回帰を行った。本研究ではさらに、どのような大気場から構成され、どのような大気場を形成するのか、時間変化の関係性を理解するために、ラグ相関回帰を行った。JRA-55 と AGCM において、それぞれで作成した9月のAAOIを前月の8月から翌月の10月まで1ヵ月ごとに3ヶ月間、大気場にラグ相関回帰を行った。

本研究では、特に極渦が弱まった(突然昇温)時の大気の応答を評価していくためにAAOIを逆転させた(以下、AAOI(負))25年分のデータを使用して相関回帰を行った。また回帰させる大気場には、ジオポテンシャル高度と東西風、気温の各高度で東西平均した緯度高度断面図と、Eliassen-Palm flux の場を使用した。Eliassen – Palm flux については、次節で説明する。

4-3 Eliassen – Palm flux (EP flux)

Eliassen-Palm flux (EP flux) は、子午面でのロスビー波束の群速度伝播や波と平均流の相互作用による基本場への影響を考えるのに役立つ指標である[Eliassen and Palm, 1961]。また、EP flux は子午面での波活動度を測る簡易的な指標である。ここでは、log-p 座標系における EP flux について評価していく。

$$F^{(\phi)} \equiv \rho a \cos \phi (\overline{u_z v' \theta'} / \overline{\theta_z} - \overline{v' u'}) \dots (2)$$

$$F^{(z)} \equiv \rho a \cos \phi \{ [f - (a \cos \phi)^{-1} (\overline{u \cos \phi})_\phi] \overline{v' \theta'} / \overline{\theta_z} \} \dots (3)$$

ρ : 密度, a : 地球の半径, ϕ : 緯度, u : 東西風, v : 南北風, θ : 温位, f : コリオリパラメーター

(2), (3)において、バーは東西平均、ダッシュは東西平均からのズレを表し、下付文字は微分、上付括弧内はその成分を意味している。ここで、 $F^{(\phi)}$, $F^{(z)}$ はそれぞれ EP flux の ϕ 成分、 z 成分であり、EP flux は ($F^{(\phi)}$, $F^{(z)}$) の値のうち、どちらか一方の回帰係数が90%以上の有意性を示した場合のみ表示する。

5章 解析結果

5-1 JRA-55 と AGCM の比較

まず初めに、9月のAAOI(負)を1000hPaから10hPaまで東西平均を行ったジオポテンシャル高度とEP fluxの場に、8月から10月にかけての3ヶ月間にラグ相関回帰を再解析とAGCMの両方で行った(Fig. 8)。再解析とAGCM共に、8月の南半球成層圏において、極域で高気圧偏差、中緯度域で低気圧偏差を示していて、極渦が弱まる傾向にあることが分かる。また、EP fluxが上方に伝播傾向である(Fig. 8a)。9月は、8月から継続して極渦が弱まる傾向であり、EP fluxも同様に上方に伝播傾向であり、8月よりも低緯度域に向かうfluxが増加している(Fig. 8b)。10月は、再解析とAGCMともに両半球の対流圏中高緯度において、極域で高気圧偏差、中緯度域で低気圧偏差を示していて、AAOとAOともに負であることが分かる。そして、8月と9月では確認できなかった北半球成層圏に、EP fluxの下方に伝播傾向であることが確認できた(Fig. 8c)。北半球対流圏では、極域にfluxが伝播傾向あり、エネルギーを輸送していることが示された。

次に、東西風(Fig. 9)と気温(Fig. 10)でも同様の解析を行った。Fig. 9より、再解析とAGCM共に、8月と9月継続して南半球成層圏から対流圏において負偏差を示し、熱帯成層圏において正偏差と負偏差を示している(Fig. 9a, b)。そして、10月には共に北半球対流圏で負偏差を示している(Fig. 9c)。Fig. 10より、再解析とAGCM共に、8月と9月継続して極域に正偏差、低緯度域に負偏差を示している(Fig. 10a, b)。そして、10月には共に北半球対流圏で有意なシグナルを示している(Fig. 10c)。

結果より、ジオポテンシャル高度と東西風、気温において再解析とAGCM共に、8月から10月にかけて整合的な結果が得られた。

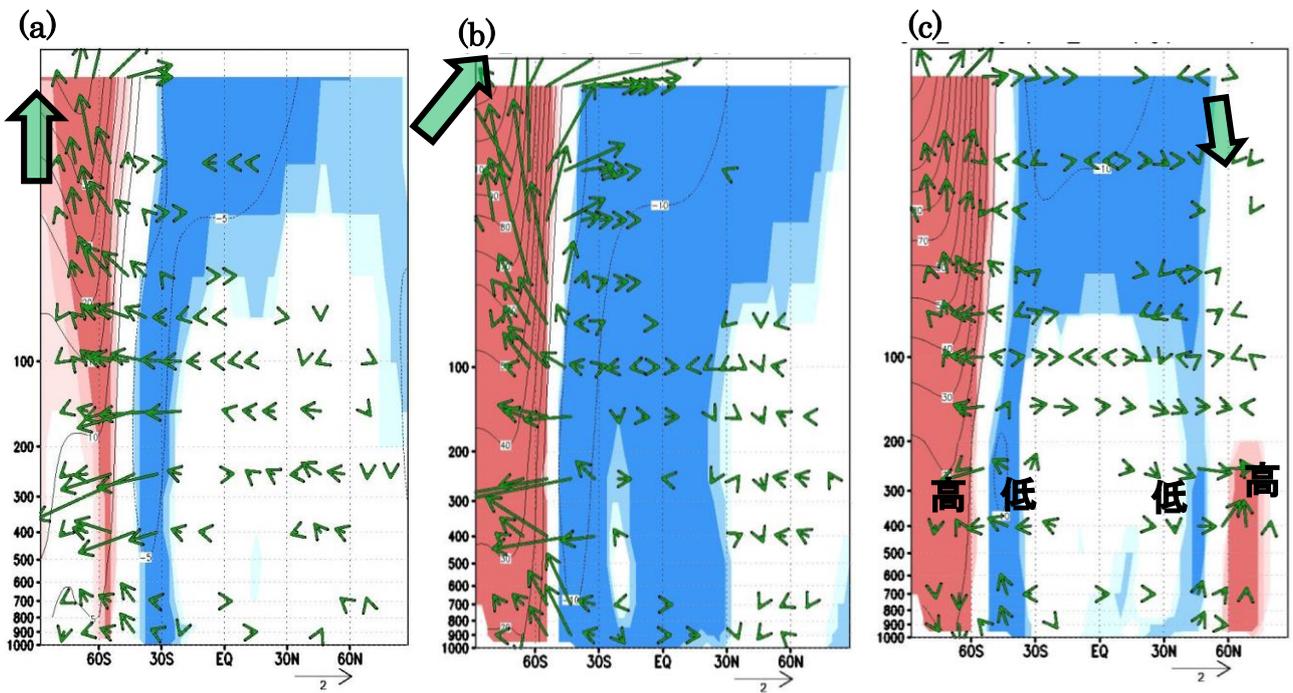
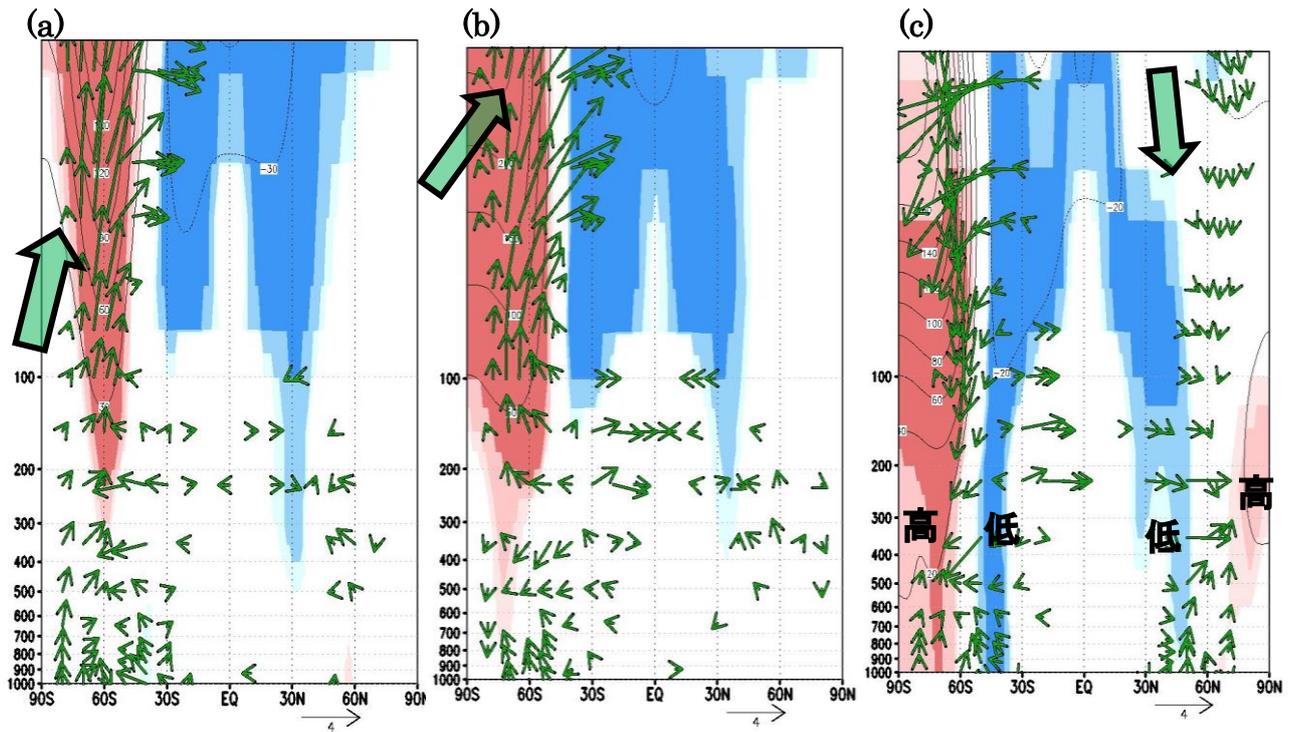


Fig. 8 再解析データ (上図) と AGCM (下図) を使用した. 9月の AAOI (負) に対する (a) 8月 (b) 9月 (c) 10月 のジオポテンシャル高度と EP flux のラグ相関回帰の緯度高度断面図.

(Shade: 有意性, Counter: 回帰係数, Vector: EP flux)

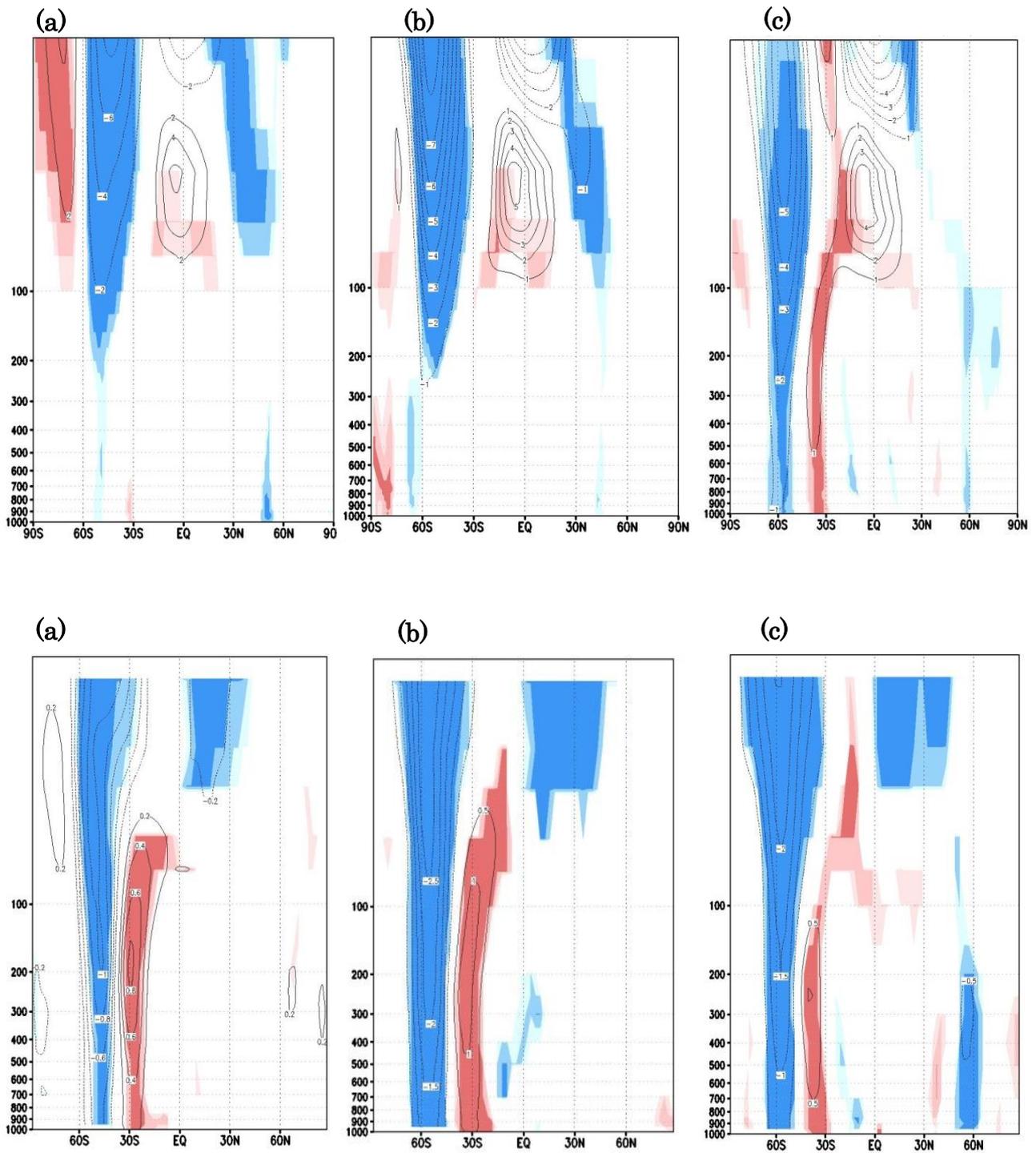


Fig. 9 再解析データ (上図) と AGCM (下図) を使用した. 9月のAAOI(負) に対する
 (a) 8月 (b) 9月 (c) 10月 の東西風のラグ相関回帰の緯度高度断面図.
 (Shade: 有意性, Counter: 回帰係数)

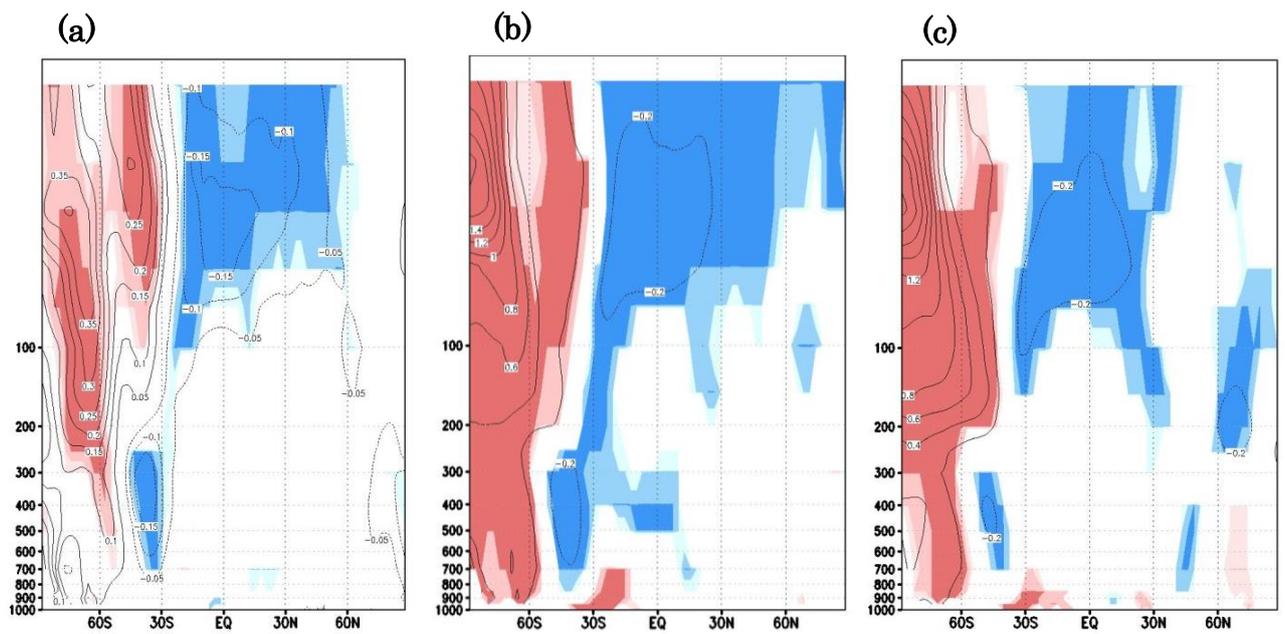
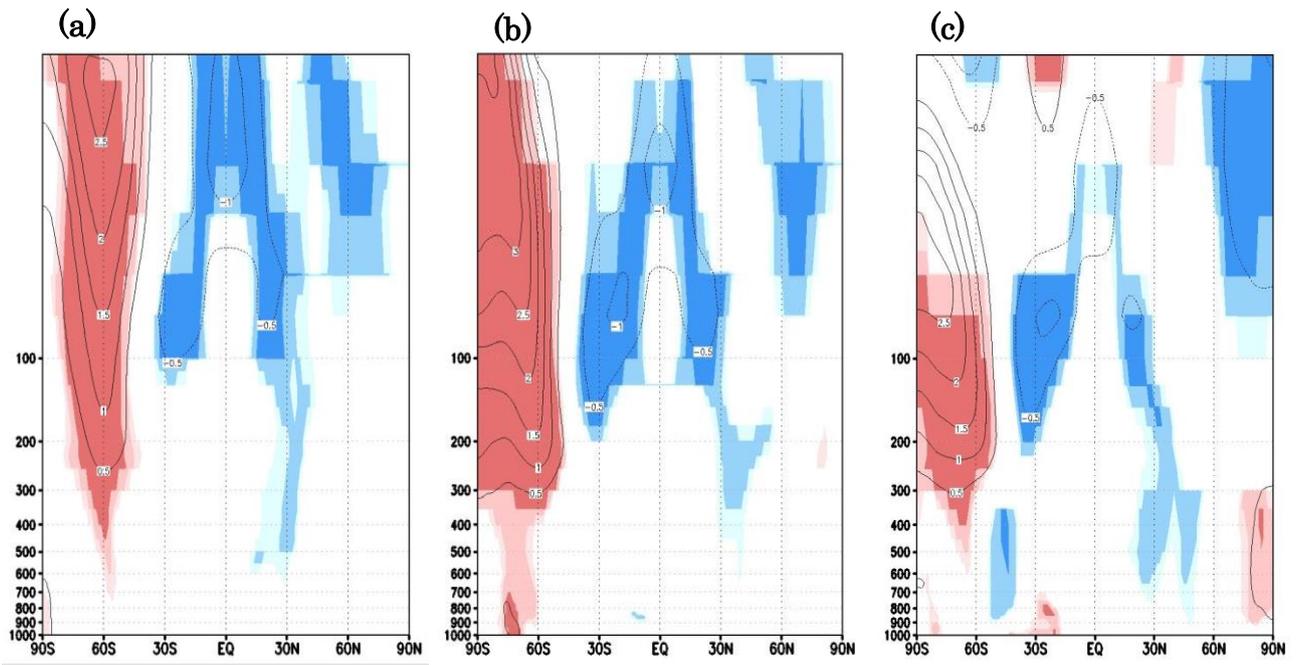


Fig. 10 再解析データ (上図) と AGCM (下図) を使用した. 9月の AAOI (負) に対する
 (a) 8月 (b) 9月 (c) 10月 の気温のラグ相関回帰の緯度高度断面図.

(Shade: 有意性, Counter: 回帰係数)

5-2 QBO の検討

JRA-55 再解析データでは、1hPa までのデータを提供しているため、上部成層圏まで考慮した解析を行う。本研究では、熱帯上空での QBO が大きく関わっていると推測し、QBO の西風が卓越する年と東風が卓越する年に分けて解析を行う。

それに当たって高度を検討するために、1985 年 1 月から 2009 年 12 月までの期間で、50hPa での QBO と 50hPa 以上の高度での 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa の QBO と同時相関を行い、相関係数を求めた (Fig. 11)。結果から、50hPa と 30hPa が正相関であり、20hPa は無相関、10, 7, 5hPa が負相関であることが分かる。5hPa 以上の高度になると相関係数が低い値を取っていて、これは SAO と QBO の相互関係のためであることが推測される。そのため本研究では、QBO との関係性に注目するため 5hPa 以上の変動は考慮しないこととした。また、この結果から 50hPa と相関の高い 30, 10, 7, 5hPa は 50hPa と同様の結果を示すと仮定して、着目する高度を 50hPa, 20hPa の 2 層とした。50hPa と 20hPa の高度の各高度において西風年と東風年を抽出し、5-1 章と同様にラグ相関回帰を行った。本研究での抽出の仕方は、その年の 9 月に各高度における南緯 5 度から北緯 5 度を領域平均した風の場合、0m/s 以上の西風が卓越する年を西風年、-10m/s 以下の東風が卓越する年を東風年とした (Fig. 12)。各高度で南緯 5 度から北緯 5 度を領域平均したのは、赤道上空の局所的な変動を含めないためである。

まず初めに、20hPa 面での QBO を西風年と東風年に分けて、9 月の AAOI(負) を全球で 1000hPa から 1hPa まで東西平均を行ったジオポテンシャル高度と EP flux の場に、8 月から 10 月にかけての 3 ヶ月間にラグ相関回帰を行った (Fig. 13)。Fig. 13 より、20hPa 面において東風年より西風年で、8, 9 月において南半球で有意性を示し、10 月に北半球に有意な結果を示している。

次に、50hPa 面での QBO で同様の解析を行った (Fig. 14)。Fig. 14 より、50hPa 面においても西風年の時、8, 9 月において南半球で強い有意性を示し、10 月に北半球で有意な結果を示している。また、Fig. 13 と Fig. 14 を比較すると、50hPa 面で西風年の時に、北半球対流圏に強い有意性を示すことが分かった。確認のため、30, 10, 7, 5hPa においても同様の解析を行ったところ、30hPa でも西風年において、10, 7, 5hPa では東風年において同様の結果を示した。

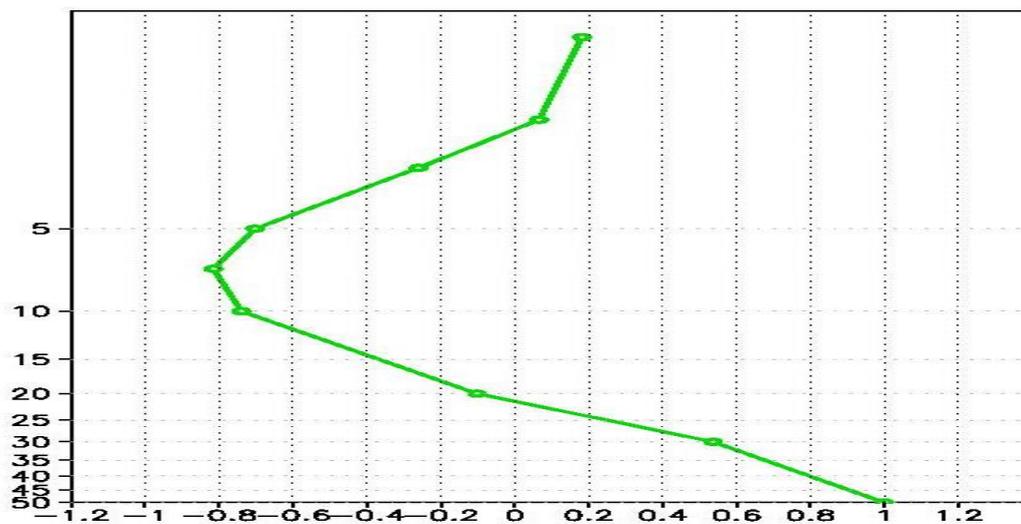


Fig. 11 50hPa の QBO と各高度での QBO との相関係数

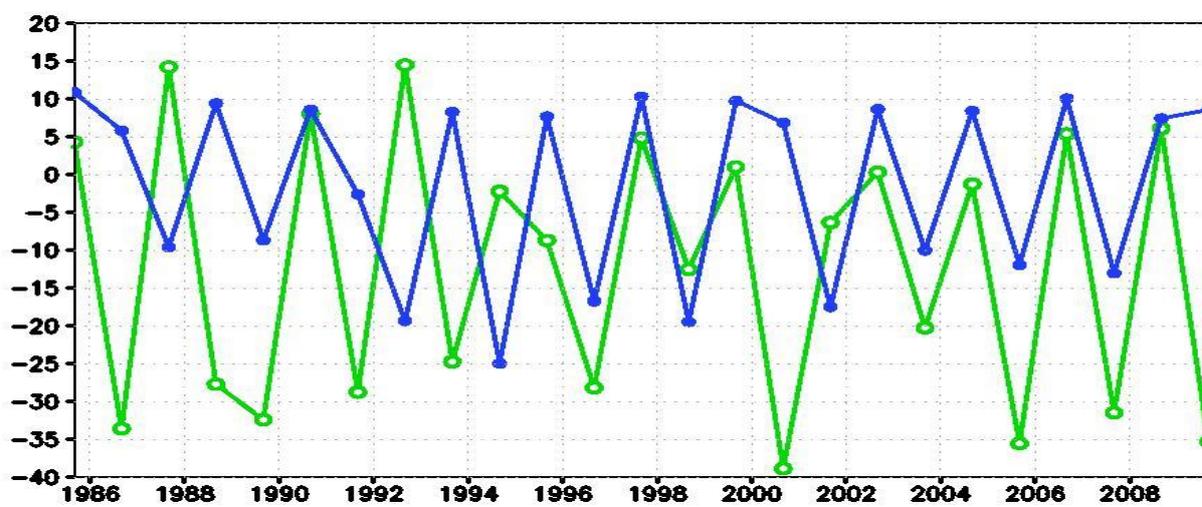


Fig. 12 1985 年から 2009 年までの 9 月の QBO の時系列データ。緑が 20hPa, 青が 50hPa.

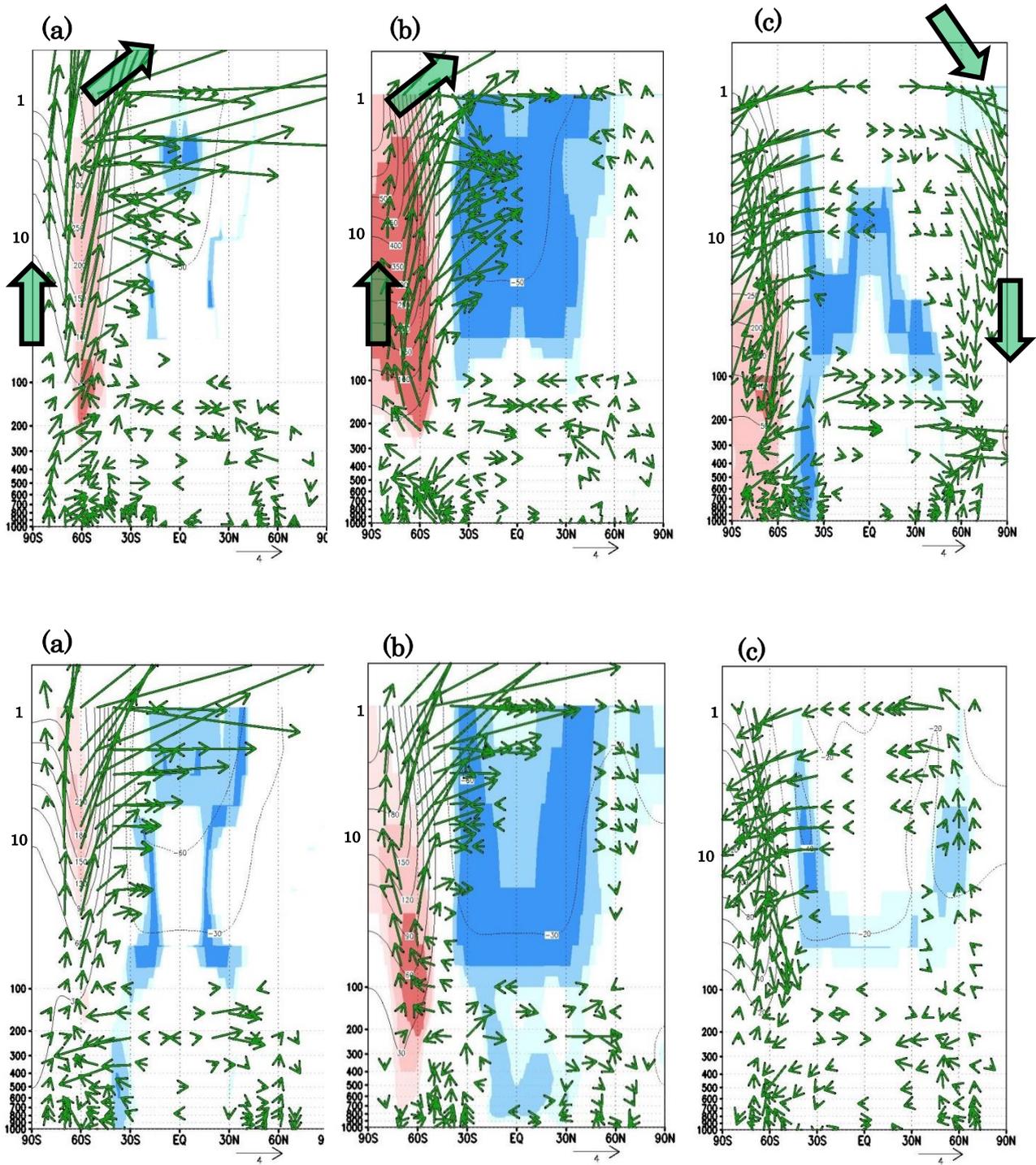


Fig. 13 再解析データでの 20hPa 面の QBO によって西風年 (上図) と東風年 (下図) に分類した.

9月の AAOI(負) に対する (a) 8月 (b) 9月 (c) 10月の
 ジオポテンシャル高度と EP flux のラグ相関回帰の緯度高度断面図.

(Shade: 有意性, Counter: 回帰係数, Vector: EP flux)

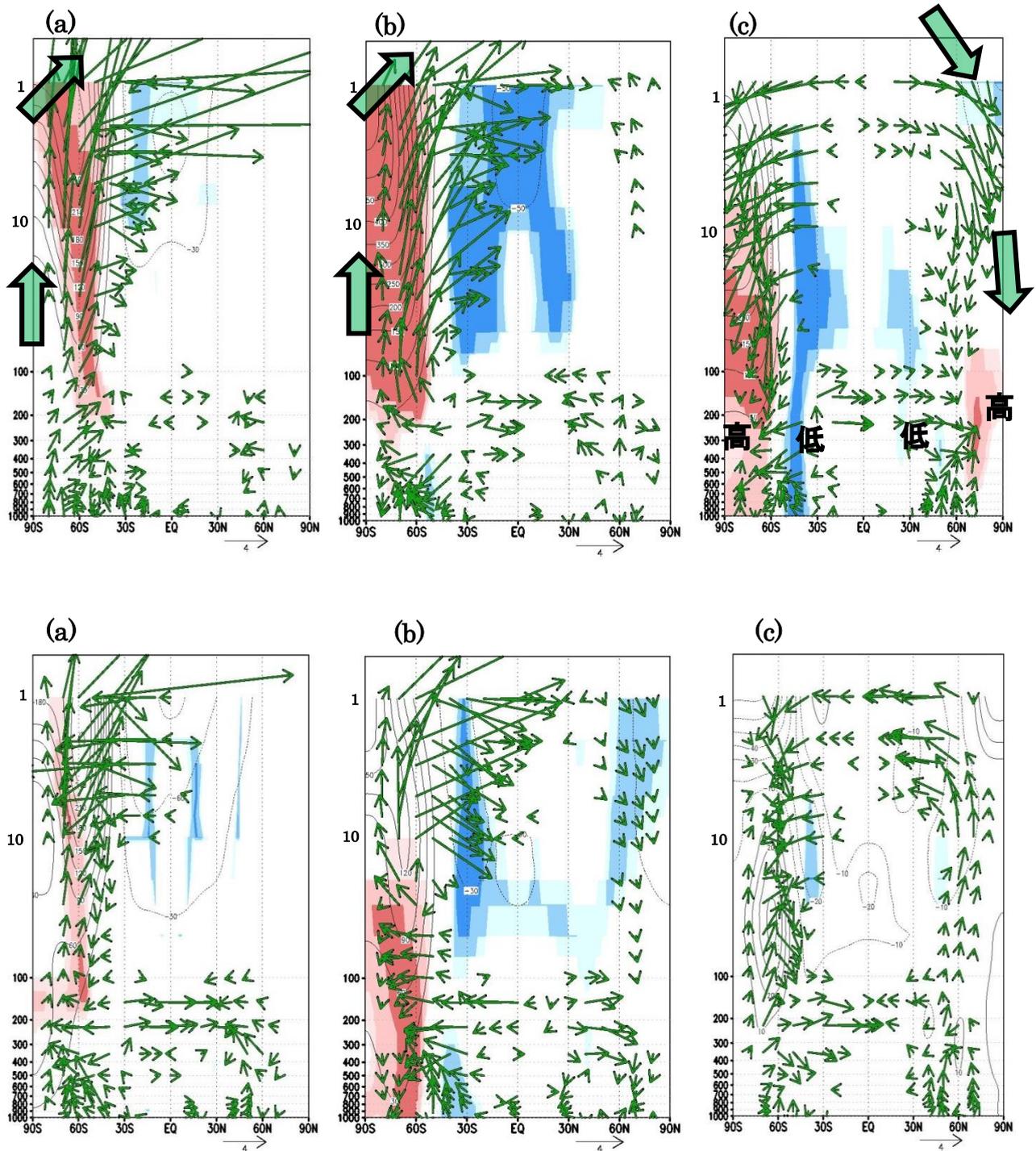


Fig. 14 再解析データでの 50hPa 面の QBO によって西風年 (上図) と東風年 (下図) に分類した.

9 月の AAOI (負) に対する (a) 8 月 (b) 9 月 (c) 10 月の
 ジオポテンシャル高度と EP flux のラグ相関回帰の緯度高度断面図.

(Shade: 有意性, Counter: 回帰係数, Vector: EP flux)

5-3 2002 年南半球成層圏突然大昇温の特徴

以上の統計解析から、8、9 月にかけて形成される南極上空の下部成層圏における極渦が弱まることで、10 月に北半球中高緯度対流圏に影響を与えることが示唆された。しかし、これまでの統計解析による研究結果では、具体的な過程を証明するまでには至らない。そのため過去の観測で 1 度しか発生していない、2002 年南半球成層圏突然大昇温の事例のような極端な現象に注目する。大昇温の解析を行うことで、実際に極渦が弱まることによる大気場の応答を評価する。

まず、8 月から 10 月まで 1985 年から 2009 年までの 25 年間のそれぞれの月の東西平均した気温と東西風と EP flux の気候値を作成する。そして 2002 年の実際の大気場と作成した気候値の偏差を見ることで、2002 年の大気場の特徴を明らかにする (Fig. 15, Fig. 16)。

Fig. 15 から、8 月から 10 月にかけて継続して極域が正偏差であり、高いところでは 10 度を超えている。Fig. 16 では、継続して西風が弱まる傾向であり、10 月には、北半球対流圏でも西風が弱まる傾向である。これは 5-1 章で示した結果と一致する。EP flux も同様の結果である。

また、熱帯成層圏に着目すると、50hPa 付近で西風が強まる傾向であり、10hPa 付近で西風が弱まる傾向であることが分かり、この結果も 5-2 章で示した結果と一致する。

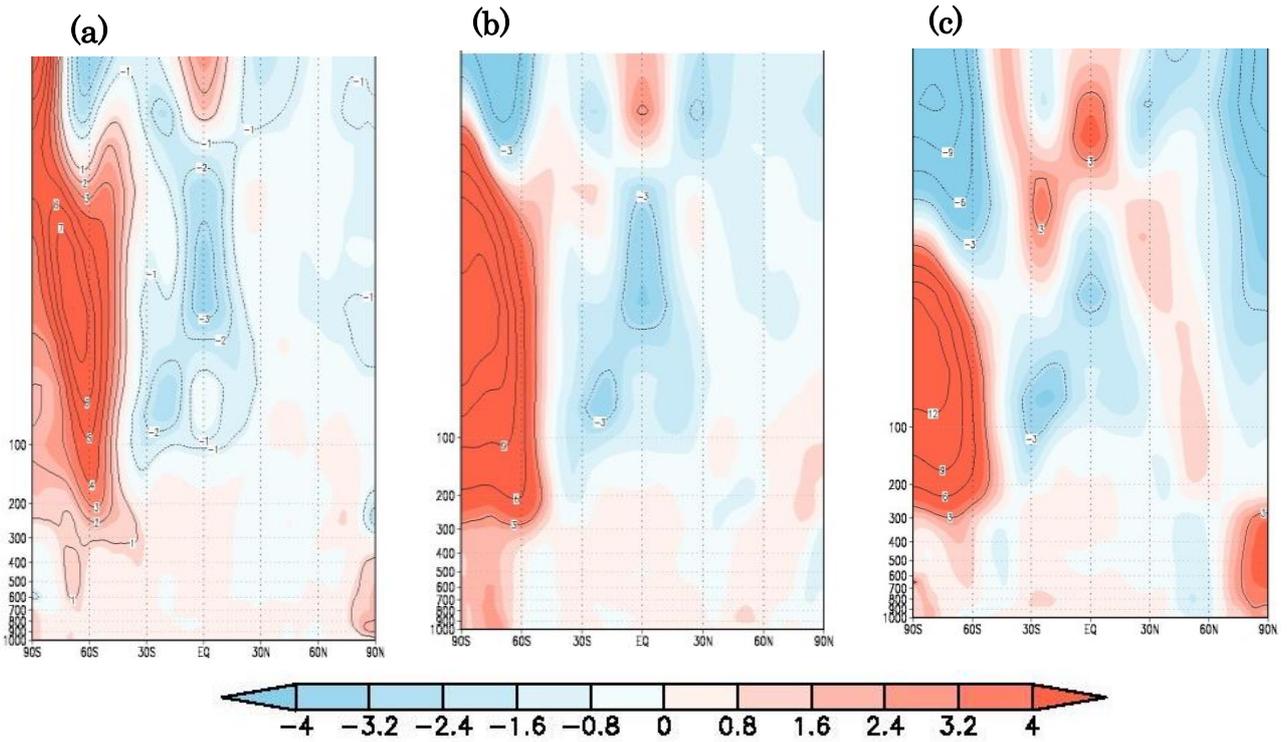


Fig. 15 1000hPa から 1hPa まで東西平均した気温の 2002 年南半球成層圏突然大昇温時の月の気候値からの偏差。(a) 9 月。(b)10 月。(c)11 月。

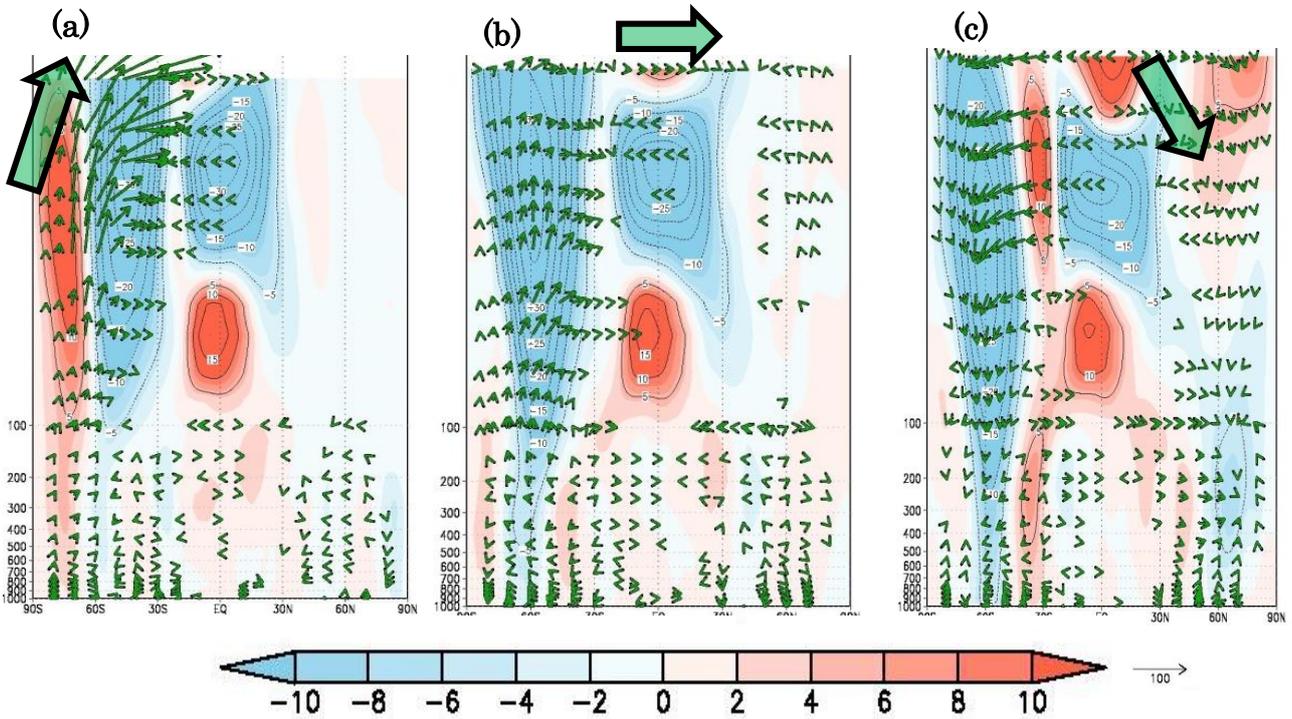


Fig. 16 1000hPa から 1hPa まで東西平均した東西風と EP flux の 2002 年南半球成層圏突然大昇温時の月の気候値からの偏差。(a) 9 月。(b)10 月。(c)11 月。

6章 考察・まとめ

結果から、再解析と AGCM で共通した南極上空の下部成層圏極渦の影響が確認でき、現実大気でも南極が熱帯や北半球中高緯度まで影響を及ぼすことが示唆された。特に、5-1 章の再解析と AGCM の結果から AAO の影響が北半球の高緯度にまで影響を及ぼし、AO に影響している可能性が考えられる (Fig. 8, 9, 10) 。この過程は、次のように考えられる。8-10 月の時期は南極上空において成層圏と対流圏が相互作用し易い。冬から春にかけて継続して、対流圏と下部成層圏において、AAO が継続して弱まる (AAOI が負になる) ことで、上部成層圏でも同様の現象が発生し、南極上空の極渦が大きく弱まる。成層圏の大規模な西風の循環である極渦が弱まることで温度風バランスの結果、気温が南半球成層圏の極域で上昇し、中低緯度域で下降する。また、南半球成層圏の西風が弱まることで、南半球側の BDC が強まるため、南北の温度勾配が更に弱まる。そのため、温度偏差が熱帯を越えて北半球低緯度にまで広がる時、熱帯下部成層圏が変化し、成層圏下部で赤道から両半球中高緯度に向かう大気大循環である BDC を強める。その結果、北半球の BDC にも影響を与え、北半球成層圏でも温度勾配を発生させる。北半球成層圏の変動が対流圏に影響を与え、AO を弱める。この過程を経て北半球に、南極の気候変動の影響が伝播した可能性が考えられる (Fig. 17) 。この様な過程は 2002 年 9-10 月に実際に発生した南半球成層圏突然昇温でも確認した。

また、再解析において QBO との関連を検討した結果、熱帯成層圏の東西風の分布が重要な要素であることが示唆された。5-2 章から、冬から春にかけて 50hPa 面において西風が卓越するときに、AAO による影響が北半球中高緯度にまで及ぼしやすいことが示唆された。20hPa 面よりも 50hPa 面において有意な結果を示したのは、50hPa 面より上空の風の場合も強く関係していると推測される (Fig. 11, 16) 。50hPa 面と各高度面での相関関係を示した Fig. 11 と 2002 年南半球成層圏突然昇温の解析結果である Fig. 16 の熱帯成層圏の風の場合は、50hPa 面付近と 1hPa 面付近で西風が卓越し、10hPa 面付近で東風が卓越していた。図では示していないが、5-1, 5-2 章での再解析における東西風の結果と整合性があった。以上の結果から、50hPa, 10hPa, 1hPa 間で東西風の鉛直シアが存在する大気場が、南半球中高緯度の影響を北半球中高緯度にまで及ぼすための重要な要因であると考えている。

以上のような研究結果は、今後の気象学に関わる重要なテーマであると同時に、このような南極から北極へ熱帯を越えて伝播する遠隔応答を、「メタ・テレコネクション」と名付けた (Fig. 18) 。

しかし今回使用した AGCM は、成層圏境界面や海洋を考慮していないため、今後成層圏境界面まで考慮したモデルや大気海洋結合モデル等でより詳細な力学過程を解明していく必要がある。そして海洋航路の検討も重要な課題である。

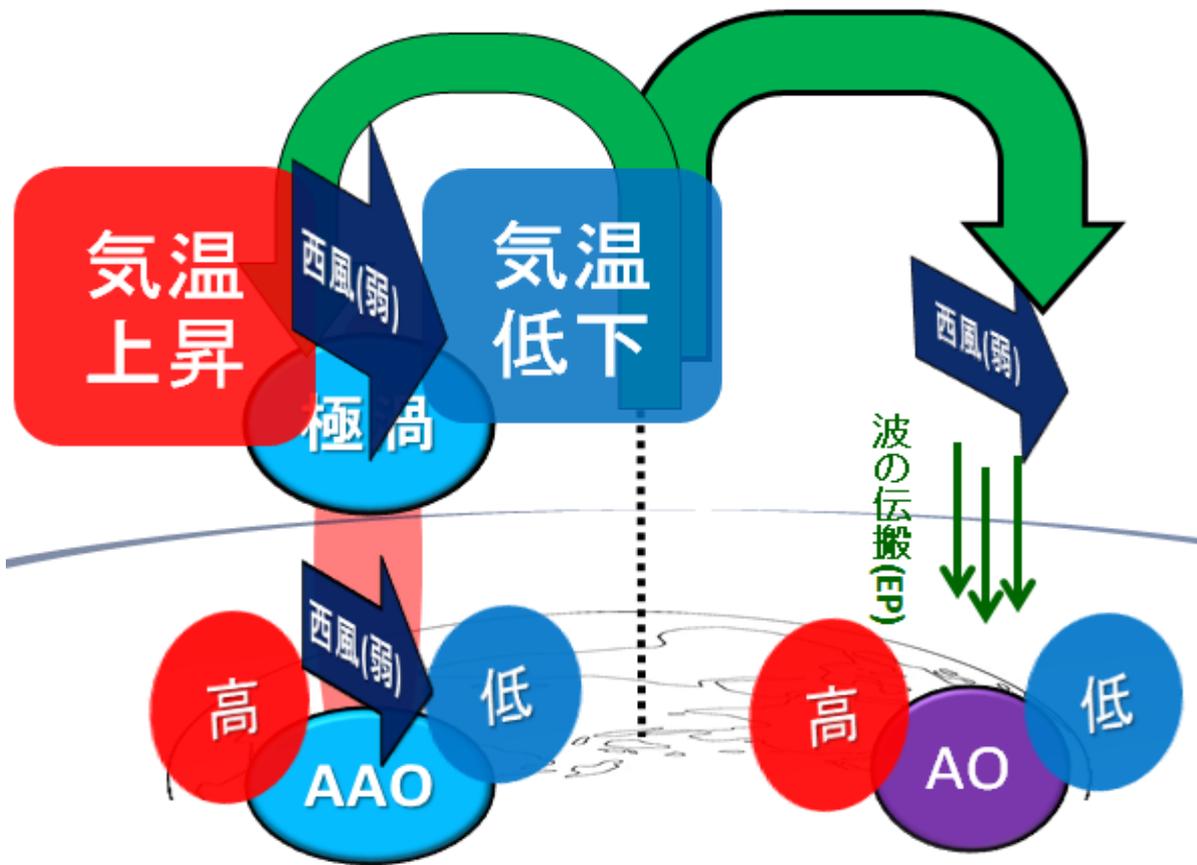


Fig. 17 南極の変動が北半球中高緯度に影響を与える過程の模式図

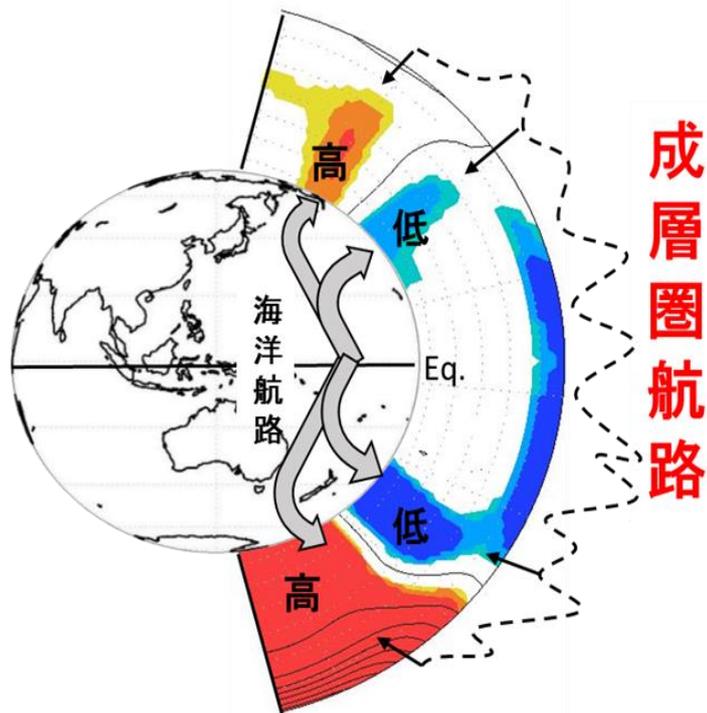


Fig. 18 メタ・テレコネクションの模式図

参考・引用文献

Baldwin M. P, and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science*, **294(5542)**, 581-584, DOI: 10.1126/science.1063315.

Brewer A. W, 1949: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **75(326)**, 351-363, DOI: 10.1002/qj.49707532603.

Dobson G. M. B, 1956: Origin and Distribution of the Polyatomic Molecules in the Atmosphere. *Proceedings of the Royal Society*, **236(1205)**, 187-193, DOI: 10.1098/rspa.1956.0127.

Ebdon R. A, 1960: Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **86(370)**, 540-542, DOI: 10.1002/qj.49708637011.

Eliassen A, and E. Palm, 1961: On the transfer of energy in stationary mountain wave. *Geophysics Public*, **22(3)**, 1-23

Gong D, and S. Wang, 1999: Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters*, **26(4)**, 459-462, DOI: 10.1029/1999GL900003.

Holton J. R, and R. S. Lindzen, 1972: An Updated Theory for Quasi – Biennial Cycle of the Tropocal Stratosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29(6)**, 1076-1080. DOI: 10.1175/1520-0469.

Kobayashi S, and Coauthors, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **93(1)**, 5-48, DOI: 10.2151/jmsj.2015-001.

Kodera K, and K. Yamada, 2003: Impact of the SH major stratospheric warming on the Hadley circulation: A case study. *Meteorology and Geophysics*, **54(3)**, 111-116, DOI: 10.2467/mropapers.54.111.

Oshika M, Y. Tachibana, and T. Nakamura, 2014: Impact of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) on the Western Pacific pattern in the following winter through Arctic sea ice and ENSO. Part I: observational evidence. *Climate Dynamics*, **45(5)**, 1355-1366.4, DOI: 10.1007/s00382-014-2384-1.

Richard J, and Couthors, 1961: Evidence of a downward – propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, **66(3)**, 813-818, DOI: 10.1029/JZ066i003p00813.

Scherhag R, 1952: Die explosionsartigen Stratospharmungen des Sparwinter 1951-52, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes (US - Zone)*, **6(38)**, 51-63.

Zhang J, 2007: Increasing Antarctic Sea Ice under Warming Atmospheric and Oceanic Conditions. *Journal of Climate*, **20(11)**, 2515-2529, DOI: 10.1175/JCLI4136.1

緒方香都,立花義裕,宇田川佑介,大島和裕,吉田康平, 2013 : 南大洋太平洋セクターの水温偏差がその上空の大気循環に及ぼす影響. *海と空*, **89(1)**, 19-23

鈴木はるか, 2015: 近年の北極振動の増幅と変調は何故生じたのか?. 三重大学大学院生物資源学研究所修士論文

田口裕貴, 2008: 成層圏 QBO とオゾンを中心とした気候要素との関係. 北海道大学大学院環境学科院環境起学専攻総合コース修士論文

西井和晃, 中村尚, 2004 : 2002 年 9 月に南極上空のオゾンホール分裂・縮小を引き起こした成層圏突然昇温について

廣岡俊彦, 2008 : 成層圏突然昇温と中層大気循環, *MTI Hand-Book Electronic Archives*, MTI 研究会サイエンスセッション MTI-他領域間結合の物理過程, 基調講演 3

謝辞

本研究を進めるにあたり、日々のゼミ活動から研究の方針や解析まで幅広くご指導頂き、自身の研究に対して議論に多くの時間を割いてくださった、気象・気候ダイナミクス研究室の立花義裕教授には、深く感謝いたします。特定事業研究員として本気象・気候ダイナミクス研究室にお越し頂いている小寺邦彦氏、山崎孝治氏には、本研究に関わる助言を多く頂き、解析手法等も多くのアドバイスを頂きましたこと深く感謝いたします。また、三重大学生物資源学部共生環境学科自然システム学講座の先生方には、合同ゼミでの貴重なご意見、授業を通しての幅広い分野の研究手法と研究に必要な物理学の知識を多く教えて頂き深く感謝いたします。

AGCM の解析に関して丁寧に指導して頂きました緒方香都氏、多くの研究者の方を紹介して下さい、優しくご指導して頂きました北海道大学西川はつみ氏、計算機の使い方やプログラミングの組み立て方を一から丁寧に教えて頂いた気象・気候ダイナミクス研究室の先輩方、日常の議論を通じて多くの知識やアドバイスを頂いた研究室の皆様には大変お世話になりました。

また、学会、研究会等で貴重なご意見やご指導頂きました、各大学、各機関の方々にもこの場を借りて御礼申し上げます。

最後に、これまでの4年間困難を共に経験し、日々助け合い切磋琢磨してきた同級生の皆様、そして日々支えて下さった家族に、深く感謝いたします。