

平成 19 年度 修士論文

PNA パターンの 予測可能性に関する研究

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻

林 麻利子

PNA パターンの予測可能性に関する研究

京都大学 大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻

林 麻利子

テレコネクションパターンとしてよく知られる, Pacific/North American(PNA) パターンは, ハワイ, 北太平洋, カナダ西部, 北アメリカ東部に気圧変動の中心を持つ, 大気運動における低周波変動モードの一つである。また, PNA パターンが存在する領域は, 北半球冬季において大気変動の大きい領域であり, 予報誤差も他の領域に比べて大きい。このため PNA パターンの予報誤差は, 北半球全体の予報誤差に大きな影響を与えるため, PNA パターンの予測可能性を明らかにすることは重要である。

そこで本研究では, 1992 年から 2001 年の 10 年間について気象庁現業数値予報モデルを用いて実施された, 気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験結果を用いて 11 月から 3 月の北半球冬季の PNA パターンの予測可能性を詳細に検討した。特に, Mori(2008)(以下 M08) で指摘された PNA パターンの形成と熱帯域における主要変動モードである MJO(Madden-Julian oscillation) との関連性を考慮し, MJO が PNA パターンの予報誤差に及ぼす影響について詳しい解析を行った。ここでは PNA パターンを $120^{\circ}\text{E}-60^{\circ}\text{W}, 20^{\circ}\text{N}-90^{\circ}\text{N}$ までの 500hPa 高度場偏差の EOF 第 1 主成分として定義し, それに伴うスコア (以下 PNA index) を用いて PNA の予報誤差を解析した。また解析値として JRA-25 再解析データを用いた。

まず, 全予報事例を用いた解析から, 負の PNA パターン (北太平洋域に正の高度場偏差) を予測する場合に, 正の PNA パターンに比べ, PNA パターンの予報誤差が有意に大きくなることがわかった。また, 予報初期日に, 大振幅の MJO が存在する場合, あるいはインドネシア域やインド洋域に MJO に伴う対流活発域が存在する場合, 予報 8 日目までの PNA パターンの予測精度が悪くなることが示された。

次に, PNA パターン形成期における PNA パターンの予測可能性を調べるため, 予報 9 日目までに PNA index が単調増加あるいは単調減少する事例をとりだし, 予報誤差が小さな事例 (事例群 A) と大きな事例 (事例群 B) について合成図解析を行った。その結果, 事例群 A では予報 3 日目までに $30^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ に偏西風の強風帯 (アジアジェット) 上を伝わる準定常 Rossby 波を正しく表現していることが分かった。一方, 事例群 B では, この Rossby 波列をうまく再現していない。このことから PNA パターンの形成時における, PNA パターンの予測精度は, アジアジェット上の Rossby 波列の再現性に大きく依存することがわかった。なお, この Rossby 波列が PNA パターンに果たす役割については M08 でも指摘されている。ただし, この Rossby 波列は, M08 で指摘された MJO に伴うベンガル湾付近の発散風による絶対渦度移流ではない。むしろ, さらに上流側のアフリカ大陸付近でヨーロッパから南東に射出された Rossby 波列がアジアジェットで捕捉されたために形成していることが示唆された。気象庁数値予報モデルでは MJO の東進を上手く表現できないため, 予報では停滞してしまう MJO に伴う発散風が, このヨーロッパ域から射出される Rossby 波束の伝播に悪影響を及ぼすため, MJO の振幅が大きく, 対流中心がインド洋付近に存在するときには PNA パターンの予測精度が悪くなったと考えられる。

目次

第 1 章	はじめに	1
1.1	PNA パターン	1
1.1.1	MJO と PNA パターン	5
1.2	PNA パターンの予測可能性	9
1.3	本研究の目的	11
第 2 章	データと解析手法	13
2.1	気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データ	13
2.2	検証データ	14
2.3	解析手法	14
2.3.1	PNA index の定義	14
2.3.2	MJO の定義	16
2.3.3	予報誤差の定義	17
2.3.4	Rossby wave source	17
2.3.5	波活動度フラックス	18
第 3 章	PNA index の予報誤差	19
3.1	PNA index の予報誤差と PNA の極性との関係	19
3.2	PNA index の予報誤差と循環場の関係	20
3.3	PNA index の予報誤差と予報初期日の MJO との関係	22
3.4	PNA index の予報誤差と $\chi 200$ 偏差場の関係	25
第 4 章	PNA パターン形成時の PNA パターンの予測可能性	29
4.1	PNA イベントを含む予報事例の抽出	29
4.2	$\chi 200$ を用いた回帰分析	31
4.3	予報 7 日目の PNA index の予報誤差と PNA パターンの極性との関係	33
4.4	予報誤差が小さい事例と大きい事例の比較	34
4.4.1	PNA index の時系列	34
4.4.2	解析値と予報値との比較	34

4.4.3	準定常 Rossby 波列の起源	38
4.5	アジアジェット上の Rossby 波列の成因と予報誤差	41
第 5 章	考察	46
第 6 章	結論	55
References		59

目次

1.1	PNA パターン (Wallace and Gutzler, 1981)	3
1.2	PNA パターンの符号 (Wallace and Gutzler, 1981)	3
1.3	熱帯の定常な発散強制に対する大気の定常応答 (Sardeshmukh and Hoskins, 1988)	3
1.4	300hPa の 1 月の気候学的流れに対して最も成長率の大きな順圧不安定モード (Simmons et al, 1983)	4
1.5	300hPa の 1 月の気候学的流れに対して最も成長率の大きな順圧不安定モードの E ベクトル (Simmons et al, 1983)	4
1.6	MJO に関係する偏差パターンの経度-高さ断面の模式図 (Holton, 2003).	5
1.7	正の PNA パターンが振幅のピークを迎える 9 日前のコンポジット図 (Mori, 2008)	7
1.8	負の PNA パターンが振幅のピークを迎える 9 日前のコンポジット図 (Mori, 2008)	8
1.9	赤道に沿った 200hPa 速度ポテンシャル低周波偏差の経度-時間断面のコンポジット図 (Mori, 2008)	8
1.10	1 月の月平均 500hPa 高度場のアンサンブル平均とアンサンブルメンバーとの同時相関係数の空間分布 (Reichler and Roads, 2004)	10
1.11	北半球冬季における 500hPa 高度場の予報誤差の空間分布	12
1.12	北半球, PNA 存在領域, 日本域における冬季 500hPa 高度場の根 2 乗平均誤差の時系列	12
2.1	冬季 (11 月-3 月) における 10 日の low-pass filter を施された 500hPa 高度場偏差の EOF 第 1 モードの空間構造	15
2.2	本研究で用いる日々の PNA パターン	15
2.3	30-90 日の Band-pass filter を施された 200hPa 速度ポテンシャル偏差の EOF 第 1 モードと第 2 モードの空間構造	16
2.4	30-90 日の Band-pass filter を施された 200hPa 速度ポテンシャル偏差の EOF 第 1 モードと第 2 モードの時係数	16

3.1	PNA index の予報誤差と予報初期日の PNA パターンの極性との関係 . . .	20
3.2	予報 n 日目のアンサンブル平均の PNA index の予報誤差への対応する 予報 n 日目の 7 日移動平均した 200hPa 流線関数偏差の回帰	21
3.3	PNA index の予報誤差と MJO の初期振幅との関係	22
3.4	PNA index の予報誤差と MJO の初期位相との関係 1	24
3.5	PNA index の予報誤差と MJO の初期位相との関係 2	24
3.6	アンサンブル平均の PNA index の予報誤差への, 予報初期日における解 析値の 7 日移動平均された χ_{200} 偏差場の回帰	26
3.7	アンサンブル平均の PNA index の予報誤差への, 予報初期日における解 析値の 30-90 日の Band-Passfilter を施した χ_{200} 偏差の回帰	27
3.8	アンサンブル平均の PNA index の予報誤差に回帰した, 予報初期日にお ける 7 日移動平均された解析値の χ_{200} 偏差場の, 赤道における経度-予 報時間断面	28
4.1	持続性のある PNA イベントに伴う PNA index の時間変化 (Mori, 2008)	30
4.2	PNA イベントを含む予報における, アンサンブル平均の PNA index の 予報誤差への予報初期日の 7 日移動平均された χ_{200} 偏差の回帰	32
4.3	事例群 A と事例群 B の PNA index の時系列 (コンポジット)	34
4.4	事例群 A の ψ_{200} と波活動度フラックスのコンポジット	36
4.5	事例群 B の ψ_{200} と波活動度フラックスのコンポジット	37
4.6	事例群 A の予報初期日の解析値の χ_{200} と $V_{\chi_{200}}$, ψ_{200} と波活動度フ ラックス, Rossby wave source と実効 β のコンポジット図	39
4.7	事例群 B の予報初期日の解析値の χ_{200} と $V_{\chi_{200}}$, ψ_{200} と波活動度フ ラックス, Rossby wave source と実効 β のコンポジット図	40
4.8	事例群 B の 200hPa における Rossby wave source と実効 β のコンポ ジット	42
4.9	事例群 A の 200hPa における Rossby wave source と実効 β のコンポ ジット	43
4.10	事例群 B の 200hPa における基本場 (波数 0-3 成分) の全定常波数	44
4.11	事例群 A の 200hPa における基本場 (波数 0-3 成分) の全定常波数	45
5.1	事例群 B の χ_{200} と 200hPa の発散風 (コンポジット)	48
5.2	事例群 A の χ_{200} と 200hPa の発散風 (コンポジット)	49
5.3	事例群 B の χ_{200} の赤道における経度-予報時間断面 (コンポジット)	50
5.4	事例群 A の χ_{200} の赤道における経度-予報時間断面 (コンポジット)	50
5.5	事例 C と事例 D の PNA index の時系列	51
5.6	事例 C の ψ_{200} と波活動度フラックス	53

5.7	事例 D の ψ_{200} と波活動度フラックス	54
-----	--	----

表目次

2.1	気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データ	13
4.1	全 PNA イベントの予報事例の予報 7 日目の PNA パターンの符号と予報誤差との関係	33

第1章

はじめに

1.1 PNA パターン

中緯度における大規模な大気変動の中には、テレコネクションパターンと呼ばれる地理的に固定され、持続性の高い低周波変動が存在する。Wallace and Gutzler(1981)(以下WG81)によって、冬季 500hPa 月平均高度場偏差を使って 1 点相関をとることにより、5 つのテレコネクションパターンが見出された。

このような低周波変動の 1 つが PNA パターンである。図 1.1 に WG81 により示された PNA パターンを示す。12 月, 1 月, 2 月の各月の 500hPa 月平均高度場偏差において、 20°N , 160°W との格子点値の 1 点相関係数を平均した値が示されている。相関の大きな値がハワイ、アリューシャン列島の南、カナダ西部、北アメリカ東部に存在し、これらの場所に変動の中心を持つパターンを PNA パターン (Pacific/North American pattern) と呼んでいる。その位相構造は高度とともに多少西傾してはいるが、他のテレコネクションパターンと同様に等価順圧な構造をしている。PNA パターンの極性は WG81 により図 1.2 に示すように定義されている。すなわち、北太平洋に負の高度場偏差が存在する場合は正の PNA パターンであり、北太平洋に正の高度場偏差が存在する場合は負の PNA パターンである。この PNA パターンは、季節スケールだけでなく季節内スケールの変動としても現れ、最近の日々の観測データを用いた研究から (Mori, 2008; Feldstein, 2002), PNA のライフサイクルは成長から減衰まで約 10 日 ~ 2 週間の時間スケールを持つことが知られている。

一般に PNA を含む低周波変動の形成要因として、熱帯域における非断熱加熱などの外部強制に対する大気の応答 (Sardeshmukh and Hoskins, 1988) や、東西非対称な気候学的な場の順圧不安定 (Simmons et al, 1983) などが考えられる。

Sardeshmukh and Hoskins(1988) は、順圧モデルを用いて熱帯域に与えられた発散場に対する中緯度大気の応答を数値的に解析した。図 1.3(a) は Sardeshmukh and Hoskins(1988) で与えられた発散風強制である。彼らは風を発散成分と回転成分に分

けた線形順圧渦度方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \bar{V}_\psi \cdot \nabla \zeta' + V'_\psi \cdot \nabla \bar{\zeta} &= -\nabla \cdot (V'_\chi \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{V}_\chi \zeta') + F' \\ &= S' + F' \end{aligned} \quad (1.1)$$

を用いて、150hPa の 1985 年 12 月-1986 年 2 月の平均場に与えられた定常な発散風に対する大気の定常応答を計算した。 ζ は渦度、 V_ψ は回転風、 V_χ は発散風で、 A' は擾乱場を、 \bar{A} は基本場を表す。この発散風により亜熱帯ジェット上に Rossby wave source(S') が作り出され (図 1.3(c) と (d) の和)、波数が小さいのでおおよそ $\beta v'_\psi \approx S'$ の関係を満たすように西部太平洋に低気圧偏差が分布している。そしてそこから大円に沿って定常 Rossby 波が、アラスカ、さらには北米東岸まで伝播することで定常応答が形成されている様子が分かる (図 1.3(b))。

一方、Simmons et al(1983) では線形順圧渦度方程式を用いて 1 月の 300hPa の気候学的な流れの場を基本場として、熱帯と亜熱帯に置かれた局所的な強制と、熱帯と中緯度に置かれた初期偏差に対する定常応答をそれぞれ求め、いずれの場合も PNA パターンによく似た応答が現れることを示した。そして、この応答パターンは東西非一様な気候学的流れの順圧不安定に伴う、最も不安定な成長モードに関係していることを示した (図 1.4)。また、基本場から運動エネルギーを得る力学的プロセスが主に $([v'^2] - [u'^2]) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ で表されるエネルギー変換項により支配されることを示した。図 1.5 は最も不安定なモードの 1 サイクルについて平均した、 $E = -([u'^2] - [v'^2], [u'v'])$ で定義される E ベクトルを描いたものである ($[]$ は時間平均)。擾乱の運動エネルギーの時間変化は $\frac{\partial KE}{\partial t} = \bar{E} \cdot \nabla \bar{u}$ で表される。 x 成分が先ほどのエネルギー変換項である。このモードに対する E ベクトルの x 成分は y 成分に比べて大きく、特に太平洋ジェットの出口で大きい。また、太平洋のジェットの出口では $\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} (< 0)$ は $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ に比べて大きい。したがって、ジェットの出口での基本場から擾乱への運動エネルギー変換は、 $([v'^2] - [u'^2]) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ で表されるエネルギー変換により起こっていることになる。ジェットの出口は、PNA パターンの中でアリューシャン列島の南に位置する高度場偏が存在する領域である。したがって、PNA パターンの中でアリューシャン列島の南に位置するこの高度場偏差の成長に、 $([v'^2] - [u'^2]) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ で表されるエネルギー変換が寄与している。

また最近、Feldstein(2002) と Mori(2008) は、日々の 300hPa の流線関数データを用いて PNA イベントを定義し、得られたイベントについて合成図解析を行うことで PNA パターンのライフサイクルの力学過程を調べている。彼らは渦度方程式における各項の値の水平成分を PNA パターンを定義するのに用いた 500hPa 流線関数に対する EOF 第 1 主成分に射影し、線形項の和と非線形項の和を比較することにより、PNA パターンがほぼ線形的に成長することを示した。更に、各項の空間パターンを調べることにより、Simmons et al(1983) と同様に、東西非対称な気候学的な場と線形相互作用し、基本場から擾乱場に運動エネルギーが変換されることにより、PNA パターンの中でハワイとアリューシャン列島の南に存在する偏差中心は成長することを示した。

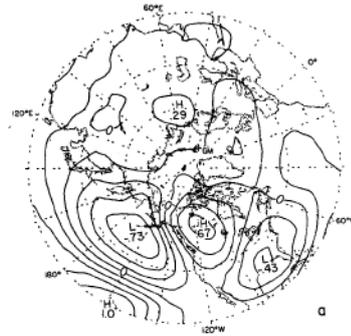


図 1.1 月平均 500hPa 高度場偏差の 20°N, 160°W と各グリッドとの相関係数を 12 月, 1 月, 2 月の各月で計算し, コンポジットした一点相関図. コンター間隔は 0.2. (Wallace and Gutzler, 1981)

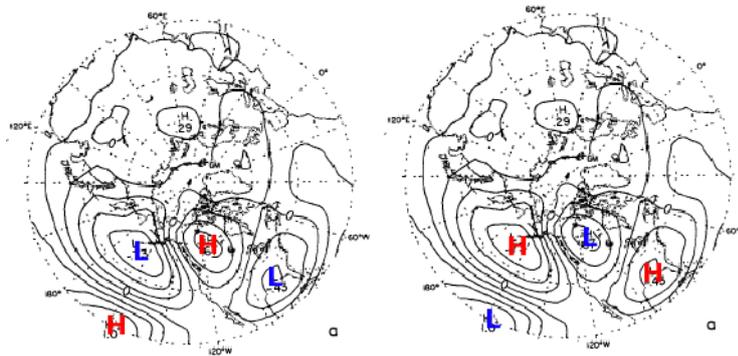


図 1.2 WG81 が示した PNA パターンを表す一点相関図 (上の図 1.1) の上に, WG81 の定義に従った PNA の符号に合わせて偏差中心の符号を書き込んだ図. 左が正の PNA パターンで右が負の PNA パターンを表す.

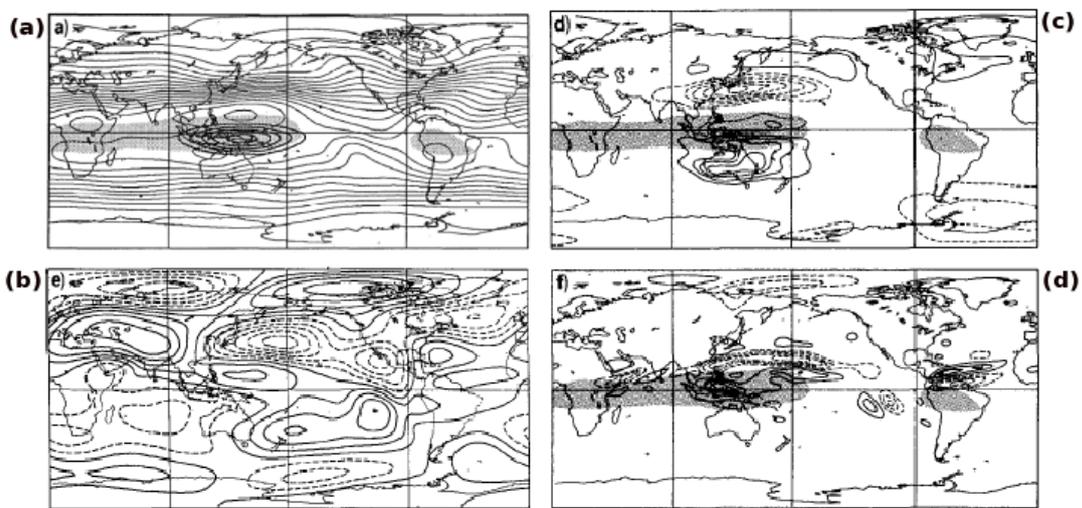


図 1.3 (a)1985 年 12 月から 1986 年 2 月の平均の 150hPa の流線関数 (細いコンター) と与える発散強制 (太いコンター) と東風領域 (陰影). 熱帯に与えた定常な発散強制により作り出される 48 日目の (b) 大気の定常応答 (流線関数偏差), (c) Rossby wave source の $-\nabla \cdot (\mathbf{V}'_x \zeta')$ で表される項, (d) Rossby wave source の $-\nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_x \zeta')$ で表される項. コンター間隔は (a): 流線関数は $10^7 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 発散は 10^{-6}s^{-1} , (b): $5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$, (c), (d): $2.5 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$. (Sardeshmukh and Hoskins, 1988)

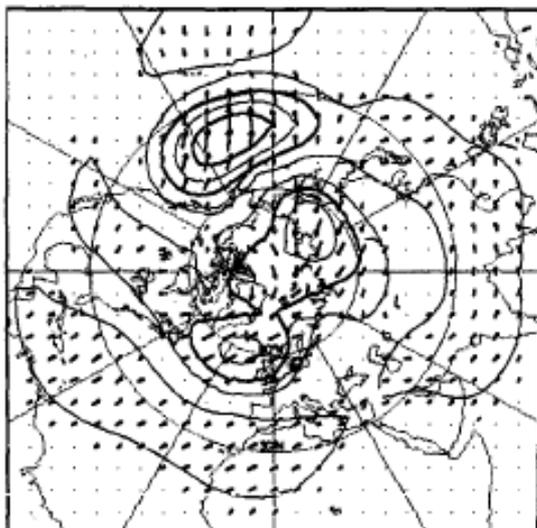


図 1.4 Simmons et al(1983) で求められた, 300hPa の 1 月の気候学的流れに対して最も速く成長する順圧不安定モードの振幅 (コンター) と位相 (矢印). 位相は時計回りに進む. コンター間隔は任意である.

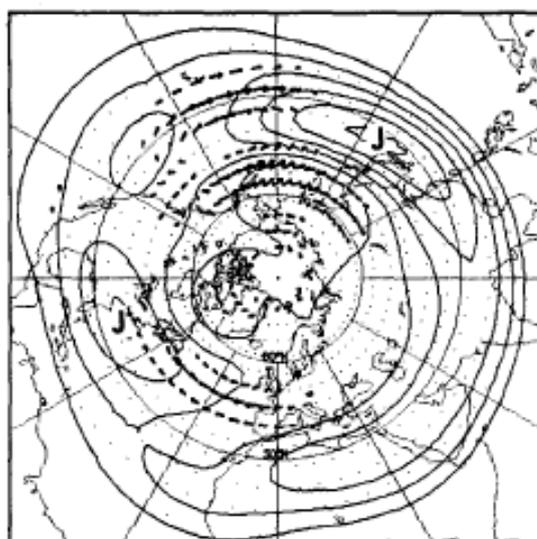


図 1.5 Simmons et al(1983) で求められた, 300hPa の 1 月の気候学的流れに対して最も速く成長する順圧不安定モードの 1 周期に渡って平均された E ベクトルと気候学的な基本場の東西風. コンター間隔は 10ms^{-1} で, ジェットの最大値は J で示されている. ベクトルの大きさは任意である.

1.1.1 MJO と PNA パターン

最近では、PNA パターンの形成に熱帯の季節内振動 (MJO) がトリガーとして働くことを示し、PNA パターンの形成に対して MJO の存在が重要である可能性を指摘した研究もある (Mori, 2008, 以降 M08)。

MJO (Madden-Julian oscillation) とは、30-60 日の時間スケールを持つ赤道域に存在する地球規模の循環である。1971 年に Madden と Julian が発見した。多くの熱帯の観測地点の記録の比較から、MJO は緯度 10° の半分の幅を持った、赤道を中心を持つ、波数 1 の構造を持った東進する擾乱であると言われている。地表面気圧場や対流圏界面の温度場、そして東西風で最もよく確認され、対流の分布や雨の分布からも確認できる。12, 1, 2 月に最も強く、6, 7, 8 月に最も弱いが、1 年中いつでも存在する。図 1.6 は MJO の構造の模式図である。赤道に沿った経度-高度断面で MJO の 10 日毎の時間発展が示されている。図 1.6 の循環は時間平均された赤道循環の偏差を表す。流線は東西循環を表す。MJO はインド洋上での、境界層の強化された水蒸気収束、活発化した対流、対流圏温度の上昇、そして対流圏界面の上昇に伴って起こる、地表面の低気圧偏差の発達から始まる。偏差パターンは約 5ms^{-1} の速さで徐々に東進し、西太平洋で最も強くなる。偏差パターンが中央太平洋の冷たい海域に近づくにつれ対流活動は徐々に弱まる。しかし、東西風偏差や速度ポテンシャル偏差など、循環擾乱は東進し続けて地球を 1 周するのを確認できる時もある。

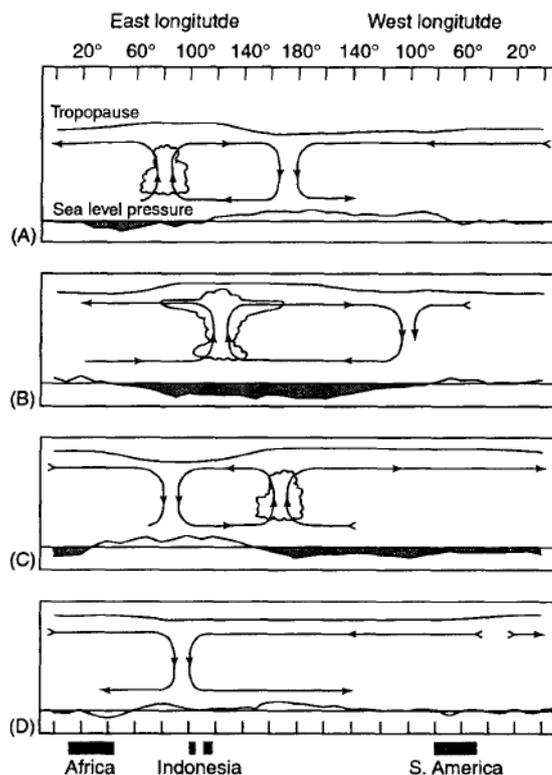


図 1.6 MJO に関する偏差パターンの経度-高さ断面の模式図 (Holton, 2003). (A)(B)(C)(D) の順に約 10 日ずつ時間が経過する。流線は東西循環で、歪んだ一番上の線は対流圏界面高度を表す。最下部の線は地表面気圧を表す (陰影は標準気圧より低いことを示す)。

図 1.7 は M08 が示した, 正の PNA パターン (北太平洋域で低気圧正偏差) が振幅の極大となる日の 9 日前の 300hPa 高度場偏差の低周波成分と波活動度フラックス (Takaya and Nakamura, 2001), 実効 β と低周波成分のみからなる Rossby wave source ^{*1}, 200hPa 速度ポテンシャルの偏差場の低周波成分と発散風偏差の低周波成分の合成図である。PNA パターンに伴う高度場偏差が一番大きい北太平洋域に北大西洋とベンガル湾から Rossby 波列が伝播していることが分かる。彼らはこのうち, ベンガル湾からの Rossby 波列に焦点をあてて解析を行った。図 1.7(b) に, アジアジェット付近に実効 β (陰影) の大きな値があり, ベンガル湾の北に負の Rossby wave source (破線のコンター) が存在している。この Rossby wave source に対応するかのようには, ベンガル湾の北に 300hPa の高気圧偏差が存在するため, この高気圧偏差は Rossby wave source により励起されたと考えられる。さらに図 1.7(c) より, 熱帯域での速度ポテンシャル場の波数 1 の構造に伴ってベンガル湾の北に北向きの発散風が存在し, それが実効 β の大きな領域に達している様子も見られる。このことは, Rossby wave source に含まれる項 $-\mathbf{V}_{\chi L} \cdot \nabla(\bar{\zeta} + f)$ によってベンガル湾の北で大きな Rossby wave source が生成しうることを意味する。図 1.9(a) は, Day0 を PNA パターンの振幅がピークとなる日にとった, 赤道での 200hPa 速度ポテンシャル偏差の経度-時間断面である。この図から, 赤道域を波数 1 の大きな構造をもった擾乱が約 $6^\circ/\text{day}$ の速さで東進していることが分かる。これは熱帯域で卓越する地球規模の擾乱である 30-60 日周期を持つ MJO (Madden-Julian oscillation) の東進を表している

以上のことから, M08 は, MJO に伴うベンガル湾の北部の発散風によりアジアジェット上に Rossby 波が形成され, アジアジェットに沿って下流に伝播し, 北太平洋上で正の PNA が形成されるきっかけとなっていることを指摘している。同様に負の PNA パターンについても, 振幅がピークとなる日の 9 日前に北太平洋上をベンガル湾から波列が伝播してきており, 負の PNA パターンの形成に MJO が関連していることを指摘している (図 1.8, 図 1.9(b))。ただし, この場合ベンガル湾の北部では南風が存在し, それがアジアジェット上で正の Rossby wave source を作り出している。

さらに, 彼らは線形傾圧モデルで MJO を模した発散域を熱帯で与え, 上流の中緯度大気の応答を求めた。その結果, 解析データに基づく結果とほぼ一致するような PNA パターンの成長減衰過程を再現することに成功している。このため, 彼らは PNA パターンの形成に MJO が重要であること指摘している。

^{*1} $S_L = -(f + \nabla^2 \bar{\psi}) \nabla \cdot \mathbf{V}_{\chi}^L - \nabla^2 \psi^L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}_{\chi} - \bar{\mathbf{V}}_{\chi} \cdot \nabla (\nabla^2 \psi^L) - \mathbf{V}_{\chi}^L \cdot \nabla (f + \nabla^2 \bar{\psi})$ で与えられる。添字の L は低周波成分であることを示す。

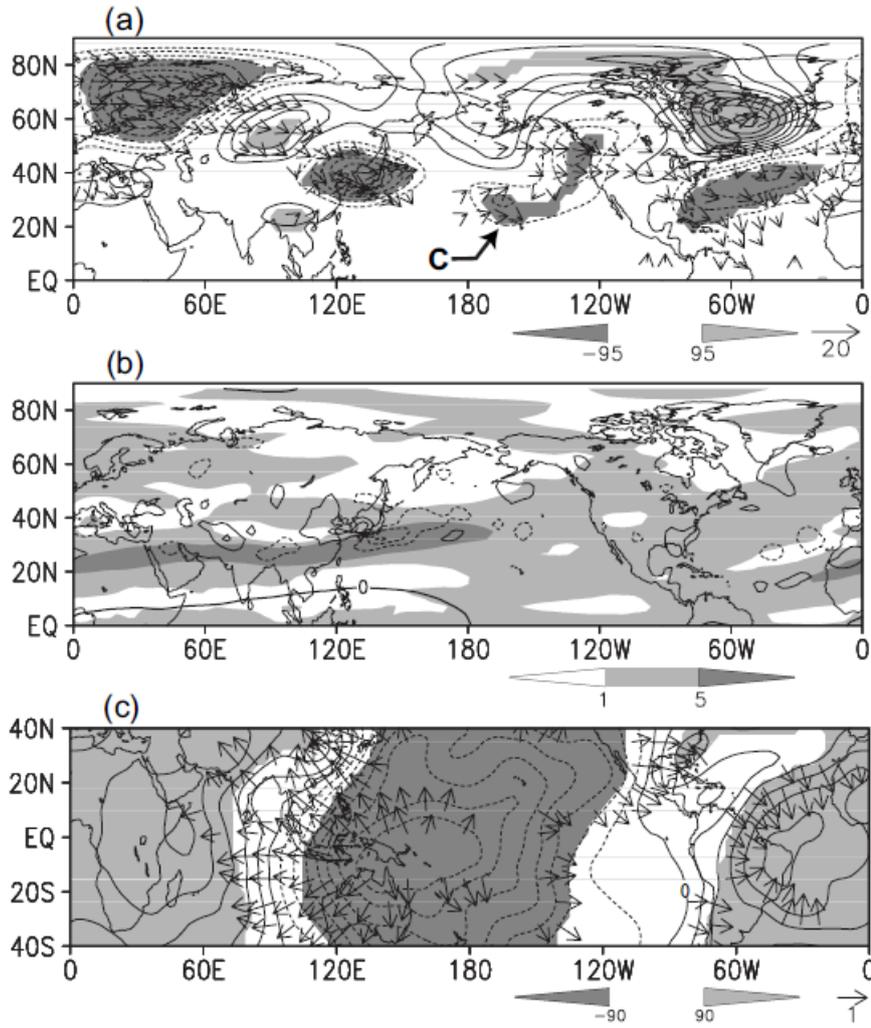


図 1.7 正の PNA パターンが振幅のピークを迎える 9 日前のコンポジット図 (a)10 日の low-pass filter をかけた 300hPa 高度場偏差 (コンター. 間隔は 15m で 0m の等値線は省略. 陰影は 95% 有意水準を満たす領域.) と 300hPa の波活動度フラックス (矢印. 単位: m^2s^{-2}). (b)300hPa の日々の気候学的な流れの実行 β (陰影. ただし $10^{-11}m^2s^{-1}$ 以上の値) と 200hPa の Rossby wave source(コンター. 間隔は $1 \times 10^{-10}s^{-2}$ で、 $0s^{-2}$ の等値線は省略.) と、200hPa 東西風の日々の気候値の 0m の等値線 (太いコンター). (c)10 日の low-pass filter をかけた 200hPa 速度ポテンシャル偏差 (コンター. 間隔は $5 \times 10^5m^2s^{-1}$, 陰影は 90% 有意水準を満たす領域.) と、10 日の low-pass filter をかけた 200hPa 発散風偏差 (矢印. 単位: ms^{-1} $0.4ms^{-1}$ を越え, 有意水準 90% を満たすもののみ描いてある.). 負のコンターは点線で描かれており, 矢印のスケリングは右隅に与えてある.(Mori, 2008)

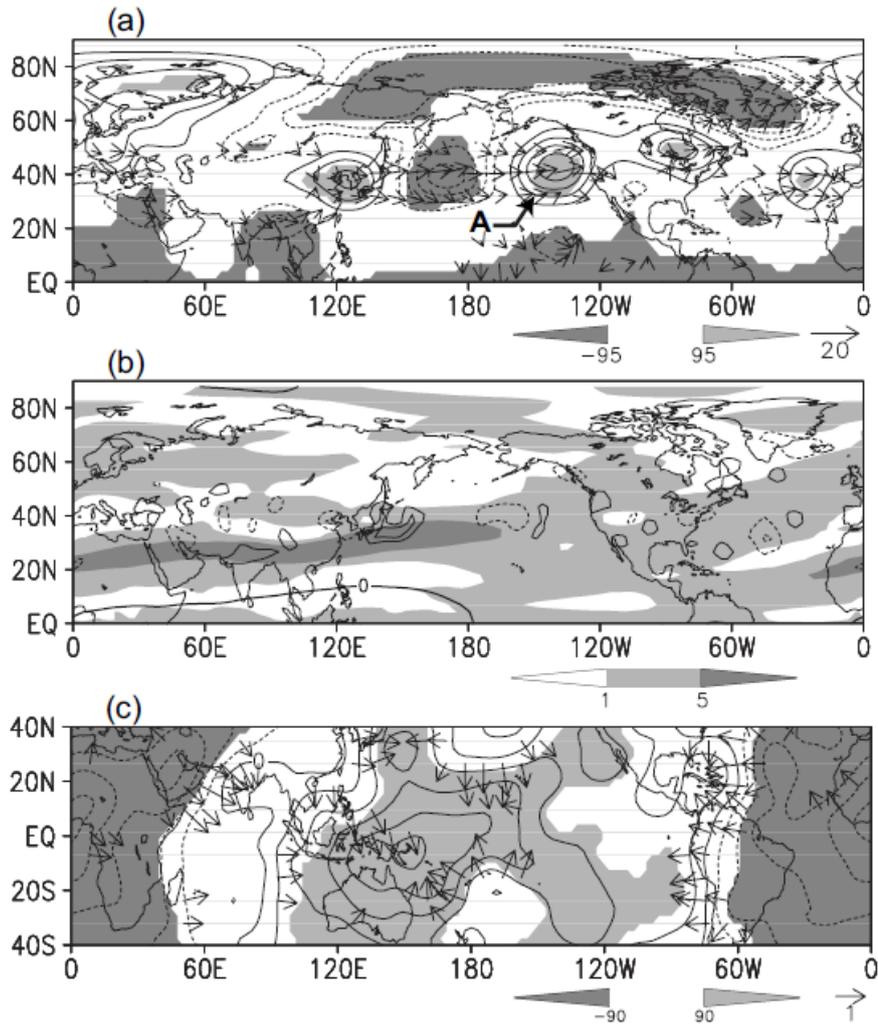


図 1.8 図 1.7 と同じ。ただし、負の PNA パターンに対する図。(Mori, 2008)

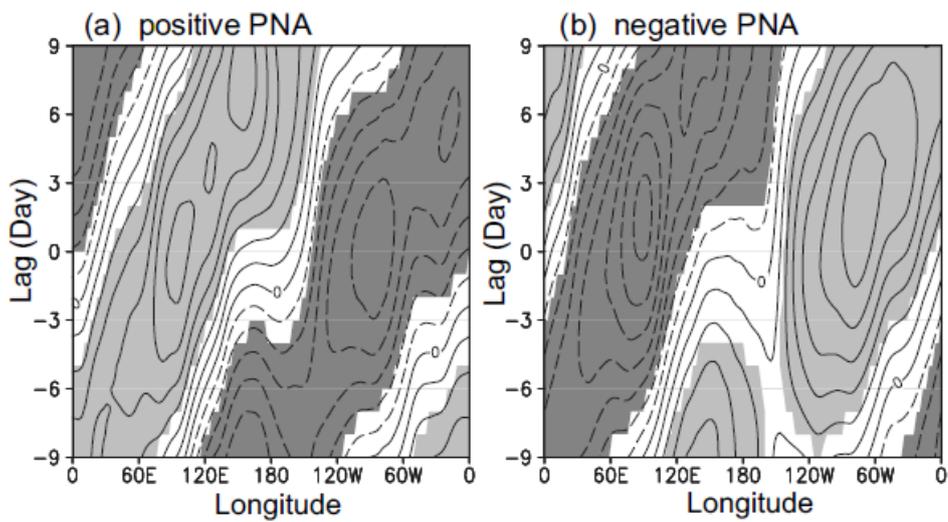


図 1.9 Day0 を PNA パターンの振幅がピークを迎える日にとった、赤道に沿った 200hPa の速度ポテンシャルの経度-時間断面。(a) 正の PNA の場合。(b) 負の PNA の場合。コンター間隔は $4 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、負の値は点線で示してある。陰影は有意水準 95% 以上の領域。(Mori, 2008)

1.2 PNA パターンの予測可能性

PNA パターンについて力学過程に焦点をあてた研究だけでなく、予測可能性に着目した研究もなされてきた。例えば、Kumar and Hoerling(1998) は、月平均の海面水温分布を与えた大気循環モデル (AGCM) を用いたアンサンブル実験の結果から、PNA パターンが存在する領域の予測可能性は ENSO が発生している時期に高いことを示している。また、彼らは、3 ヶ月平均場における 500hPa 高度場偏差の全アンサンブルメンバーの平均で定義されるアンサンブル平均と個々のアンサンブルメンバーとの相関係数と赤道域 (5°S - 5°N , 160°E - 120°W) における季節平均海面水温偏差との関係を調べ、特に冬季から春の初めにかけて、PNA パターンが存在する領域の予測可能性は SST アノマリーの大きさに依存することを示している。さらに、ENSO の warm イベント時の方が cool イベント時に比べ、PNA パターンの予測可能性が高いことを指摘している。

一方、Reichler and Roads(2003, 2004) は、PNA パターンが存在する領域は北半球の他の領域に比べて予測可能性が高いと指摘している。彼らは NCEP 季節予報モデルを用いてアンサンブル実験を行い、1 ヶ月平均場の 500hPa 高度場偏差のアンサンブル平均とアンサンブルメンバーとの同時相関係数を用いて予測可能性を評価した。その結果、一番相関の高い領域は熱帯に存在するが、北半球においては PNA パターンが存在する領域で相関係数の顕著に高い領域が存在するという特徴が得られていた (図 1.10)。また、解析値を用いて日々の 500hPa 高度場偏差の自己相関係数が $1/e$ になる e -folding time を調べたところ、この値が大きな領域と相関係数の大きな領域が一致することが示された。この結果、彼らは PNA 領域の予測可能性が高い要因は大気の持続性が高いことと関係していることを指摘している。

また、Palmer(1988) は、ECMWF の予報システムを用いて 500 個の冬季 10 日予報を行い、予報値の高度場偏差が負の PNA パターン (北太平洋域に高気圧偏差) の場合には、予報精度が悪くなることを指摘している。さらに、9 日予報の予報誤差の大きさと相関の高い、500hPa 高度場偏差を調べ、負の PNA パターンを予報した場合には、PNA パターンが存在する領域だけでなく、北半球全体の予報精度が悪くなることを示した。また、予測された負の PNA パターンの振幅が大きいほど予報精度が悪くなることも彼らは報告している。

これらの研究はいずれも、PNA パターンが予測可能性が高いことを示している。しかしどれもが予測値と解析値との比較がなされていないため、実際的な予測可能性については議論されていない。

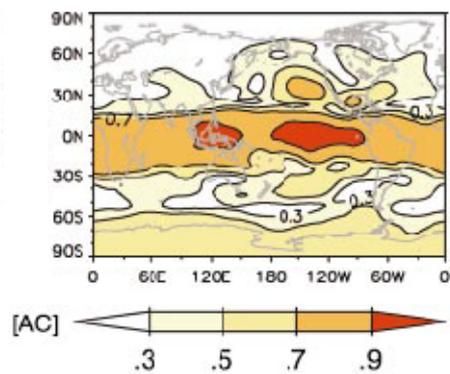


図 1.10 NCEP 季節予報モデルを用いて行われたアンサンブル実験の,1 月の月平均 500hPa 高度場のアンサンブル平均とアンサンブルメンバーとの同時相関係数の空間分布. コンター間隔 0.2 (Reichler and Roads, 2004)

1.3 本研究の目的

これまでの、PNA パターンの予測可能性について調べられた研究では、数値モデルによる予測値に基づいて予測可能性を議論しており、実際の解析値と予測値との比較はなされていない。このため、予測値が実際の観測値と異なっていた場合でも予測可能性が高いと判断されている可能性がある。

実際、図 1.11 は 2.1 節で記述する気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データの、アンサンブルメンバーの平均 (アンサンブル平均) を用いて求めた、冬季における 500hPa 高度場 (z500) の予報誤差^{*2} の分布図である。予報初期から既に北半球において PNA パターンが存在する領域は誤差が大きな領域であり、10 日、20 日と予報時間が伸びるとさらにこの領域の予報誤差は顕著に大きくなる。なお、日本は予報誤差の小さな領域にあたる。図 1.12 に冬季における、北半球、PNA 領域 (Kumer and Hoerling(1998) の定義に従った)、図 1.11 で比較的予報誤差の小さい領域 (60°E-180°E, 20°N-70°N) におけるアンサンブル平均の、領域平均的な予報誤差 (RMSE) ^{*3} の時系列を示す。PNA 領域の RMSE(赤線) は日本域 (青線) に比べて大きく、北半球全体での RMSE(黒線) は PNA 領域の RMSE の値とほぼ同じくらい大きい。これらのことから、北半球において PNA パターンが存在する領域は、北半球では北大西洋域と同等に、相対的に予報誤差が大きな領域であり、北半球全体の予報誤差の大きさに大きく影響していることが分かる。従って、Reichler and Roads(2003, 2004) では PNA パターンは予測可能性が高いと主張しているが、予報誤差が大きい領域となっていることが分かる。

また、アンサンブル予報結果を用いることにより、M08 で指摘された PNA パターンを

*2

$$\sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (\bar{X}_m(i, j) - a_m(i, j))^2}$$

位置 (i, j) における予報誤差。 M は予報事例数で、 $\bar{X}_m(i, j)$ は m 個目の予報事例の z500 のアンサンブル平均値、 $a_m(i, j)$ は m 個目の予報事例の z500 の解析値である。ただし、予報値に用いた各予報事例のアンサンブル平均値は以下のように定義される。

$$\bar{X}_m(i, j) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_{nm}(i, j)$$

*3

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M [err]_m}$$

M は予報事例数。 $[err]_m$ は $(\bar{X}_m(i, j) - a_m(i, j))^2$ の領域平均値で、

$$[err]_m = \frac{1}{S} \int_S (\bar{X}_m(i, j) - a_m(i, j))^2 dS$$

で定義した。

トリガーするベンガル湾における Rossby wave source の存在が PNA パターンの予測精度にどの程度影響をもたらすのか定量的に示すことが出来る。従って, 本研究では, 気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験結果を, JRA-25 再解析データと比較しながら解析することにより, 冬季 (11 月~3 月) における, 日々の PNA パターンの予測可能性を調べる。特に, M08 で指摘された PNA パターンの形成と MJO との関係性に注目して解析を行う。

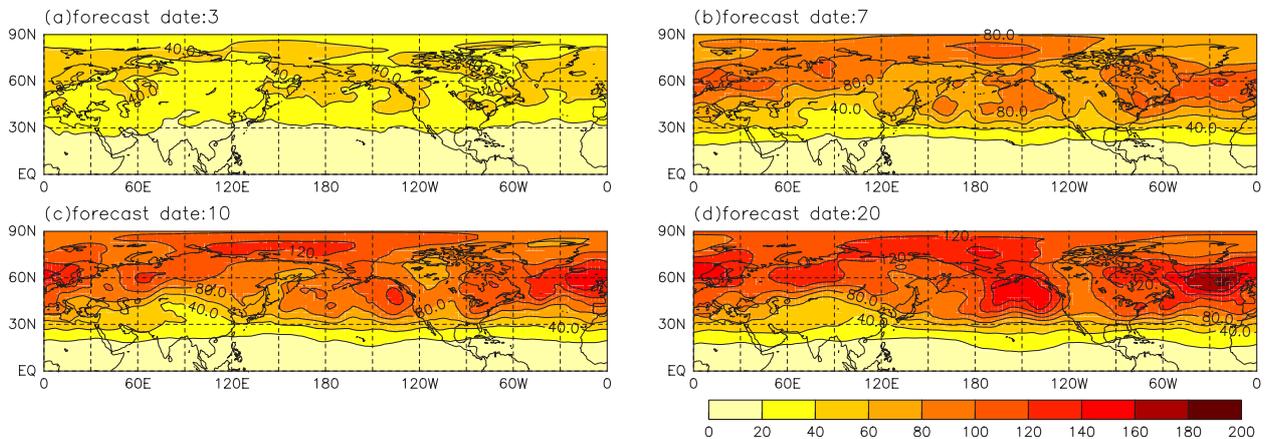


図 1.11 気象庁 気候情報課の 1 ヶ月アンサンブル予報実験データの 6 時間データを用いて計算した冬季北半球における 500hPa 高度場のアンサンブル平均の予報誤差. ただし, 12, 1, 2, 3 月 (1992/93 年~2000/01 年) の予測値を使用した. (a) 3 日予報誤差, (b) 7 日予報誤差, (c) 10 日予報誤差, (d) 20 日予報誤差. コンター間隔は 20m.

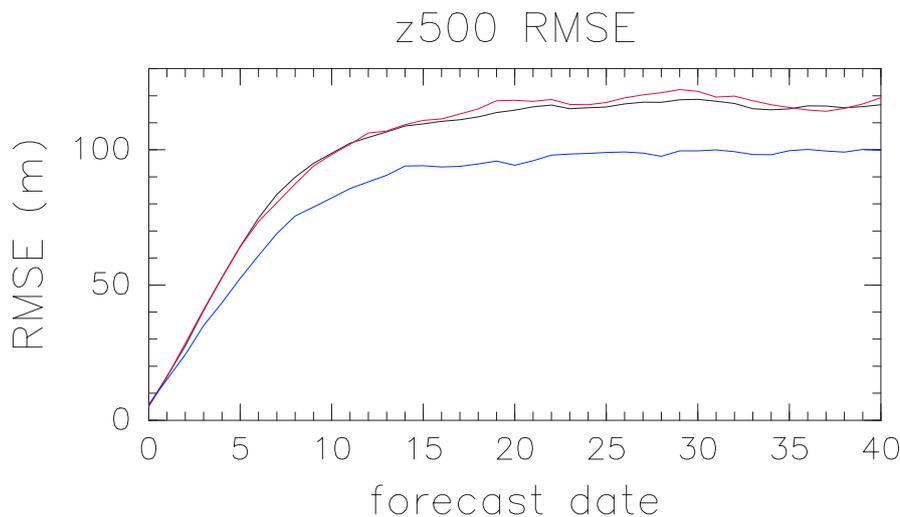


図 1.12 気象庁 気候情報課の 1 ヶ月アンサンブル予報実験データの 6 時間データを用いて計算した冬季における 500hPa 高度場のアンサンブル平均の根 2 乗平均誤差. 黒線:北半球 (20°N 以北). 赤線:PNA 存在領域 (180°E-60°W, 20°N-70°N). 青線: 図 1.11 で比較的予報誤差の小さい領域 (60°E-180°E, 20°N-70°N). ただし, 12, 1, 2, 3 月 (1992/93 年~2000/01 年) の予測値を使用した.

第 2 章

データと解析手法

2.1 気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データ

本研究では、気象庁気候情報課より提供された、1 ヶ月アンサンブル予報実験結果を用いた。これは、同課で、現業 1 ヶ月予報モデルの精度評価と系統誤差補正に使うために、過去の日時を初期値として実施された予報実験である。予報モデルの空間解像度は水平 TL159 鉛直 40 層だが、提供されたのは $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の緯度・経度格子点上の予測データである。データの時間間隔は 6 時間で、各予報は毎月 10 日、20 日、末日 12UTC を初期時刻とする 40 日間積分予報結果が提供された。予報実験データの概要を以下に示す (表 2.1)。

ここでは、冬季 (11 月～3 月) の PNA パターンの予測可能性を調べるため、予報初期日が 11 月～3 月の予報データ (ただし、10 月 31 日を初期日とする予報は含む。また 3 月 31 日を初期日とする予報は含まない。) 150 個を使用した。解析に用いた変数は 500hPa 高度場と、200hPa 流線関数、東西風、南北風、速度ポテンシャル、発散風である。流線関数と速度ポテンシャルは東西風と南北風から球面調和関数を使って求めた。発散風は速度ポテンシャルから計算した。

予報モデル	TL159L40V0603C
予報期間	1992-2001 年
水平解像度	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 緯度・経度格子点
鉛直	8 層 (1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 30hPa)
時間解像度	6 時間
初期値	JRA-25
メンバー数	11 (コントロールラン 1, 摂動入りラン 10)
初期摂動	特異ベクトル法 (SV 法) で作成し、北緯 20° 以北のみ与えた。
海面水温	COBESST, 初期偏差を固定
予報初期日	毎月 10 日 20 日 末日 12UTC (1992～2001 年)
積分時間	40 日

表 2.1 気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データ

2.2 検証データ

予報データの検証に 1992-2002 年 (1, 2, 3, 11, 12 月) の JRA-25 ^{*1} 再解析データの 6 時間値を使用した。データは $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ の緯度・経度格子点上で与えられているが、ここでは、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ の格子点値のみを使用した。また解析に用いた変数は 500hPa 高度場 (以下 Z500) と、200hPa における流線関数 (以下 ψ 200), 東西風 (以下 U200), 南北風 (以下 V200), 速度ポテンシャル (以下 χ 200), 発散風 (以下 V_χ 200) である。発散風は速度ポテンシャルから求めた。

2.3 解析手法

まず、各物理量の日平均値を作成した。予報が 12UTC を初期時刻とするため、12UTC ~ 6UTC の平均値を日平均値と定義した。各物理量の日平均値は、気候値とそれからの偏差に分けた。気候値は 1979 年から 2006 年までの日々の平均値に 60 日の Lanczos の low-pass filter を施した値として定義した。さらに、テレコネクションパターンに対応する低周波成分を取り出すため、日平均値も偏差場に対して 7 日の移動平均を施した。以降、7 日移動平均値を偏差と呼ぶ。予報データも、再解析データと同様に偏差場を作成した。ただし、2 日予報までは予測値のみでは 7 日移動平均が定義できないので、初期値より以前の再解析データを用いて予測値の 7 日移動平均を定義した。予報値には、全アンサンブルメンバー 11 個の平均で定義されるアンサンブル平均を用いた。

2.3.1 PNA index の定義

以下のように定義した PNA index を用いて、PNA パターンの予測可能性を議論する。

まず、JRA-25 再解析データを用いて日々の気候値からの Z500 偏差場に対して 10 日の low-pass filter (Duchon, 1979) を施した値に対して EOF 解析を行った。解析領域は $120^\circ\text{E}-60^\circ\text{W}$, $20^\circ\text{N}-90^\circ\text{N}$, 期間は 1979 年 ~ 2006 年の 11 月から 3 月である。得られた第 1 モードの固有ベクトルを図 2.1 に示す (寄与率 18.9%)。WG81 と比べ多少位相がずれている。しかし、この解析期間における、図 1.1 の彼らが定義した Pacific/North American pattern index ^{*2} と、EOF 第 1 モードと対応する時係数との相関係数は 0.61 であり、EOF 第 1 モードは PNA パターン表現していると考えられる。従って、7 日移動平均した日々の 500hPa 高度場偏差を EOF 第 1 モードに射影した値を、PNA index と定義する。

^{*1} Japan 25-year Reanalysis

^{*2} $\frac{1}{4}[z^*(20^\circ\text{N}, 160^\circ\text{W}) - z^*(45^\circ\text{N}, 165^\circ\text{W}) + z^*(55^\circ\text{N}, 125^\circ\text{W}) - z^*(30^\circ\text{N}, 85^\circ\text{W})]$ で定義される。 z^* は、500hPa 高度場に対して、月平均場の気候値からの偏差を、各格子点の標準偏差で標準化した値である。ここでは、月平均偏差場の代わりに、日々の気候値からの偏差に対して 10 日の low-pass filter を施した値を用いた。

ただし, その大きさは EOF 第 1 モードの大きさで規格化した。この値は PNA パターンの振幅と極性を表現する。なお, PNA index の符号は WG81 の定義に一致するように定義した (図 2.2)。すなわち, 正の PNA index は北太平洋域に負の高度場偏差が存在する正の PNA パターンに対応し, 負の PNA index は北太平洋域に正の高度場偏差が存在する負の PNA パターンに対応する。以降, PNA パターンの予測可能性は, この PNA index を用いて議論する。

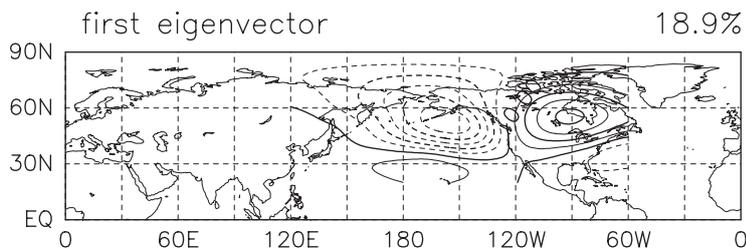


図 2.1 冬季 (11 月-3 月) における 10 日の low-pass filter を施された 500hPa 高度場偏差の EOF 第 1 モードの空間構造. コンター間隔は 15m で, 負の値は破線. 上右隅の値は寄与率である.

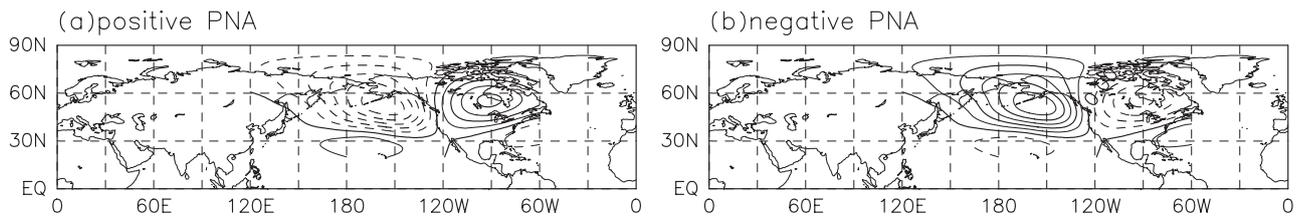


図 2.2 本研究で用いる日々の PNA パターン. 負の値のコンターは破線. (a) 正の PNA パターン (PNA index は正). (b) 負の PNA パターン (PNA index は負).

2.3.2 MJO の定義

MJO を定義するために、30-90 日の Band-pass filter を施された日々の χ_{200} 偏差について EOF 解析を行った (解析領域:0°-360°E, 30°S-30°N, 期間:1979-2006 年)。図 2.3 は、得られた第 1 モードと第 2 モードの固有ベクトルである。寄与率はそれぞれ 40.5% と 34.0% である。両者は波数 1 の構造が卓越しており、互いにほぼ 90 度位相が東西にずれている。また、第 1 モードと第 2 モードと対応する時係数を図 2.4 に示す。時係数も位相が互いにほぼ 90 度ずれており、この 2 つの固有ベクトルで MJO の東進を表現していると考えられる。従ってこれらの固有ベクトルで MJO を定義する。また、それぞれのモードの振幅と符号の指標として、それぞれの時係数を用い、pc1, pc2 とする。さらに、MJO の振幅を $\sqrt{(pc1)^2 + (pc2)^2}$ と定義する。ただし、EOF 解析を全ての季節を含む全期間で実施したので、本研究で解析する冬季の標準偏差 (1979 年~2006 年の 11 月~3 月) でそれぞれの時係数を割った値を冬季の MJO の振幅の指標とする。

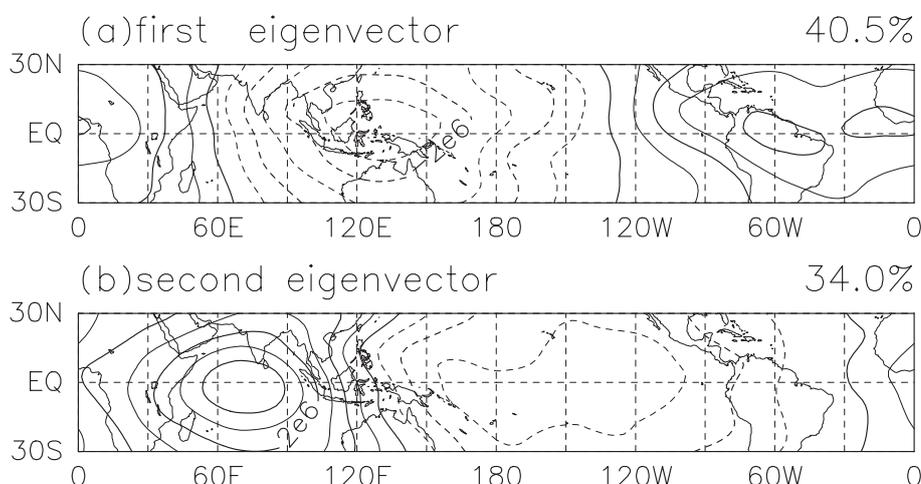


図 2.3 30-90 日の Band-pass filter を施された 200hPa 速度ポテンシャル偏差の EOF 第 1 モードと第 2 モードの空間構造. コンター間隔は $5 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ で、負の値は破線. 上右隅の値は寄与率である. 負の値は発散を示す. ただし、それぞれの時係数の標準偏差 (1979 年~2006 年の 11 月~3 月) 倍.

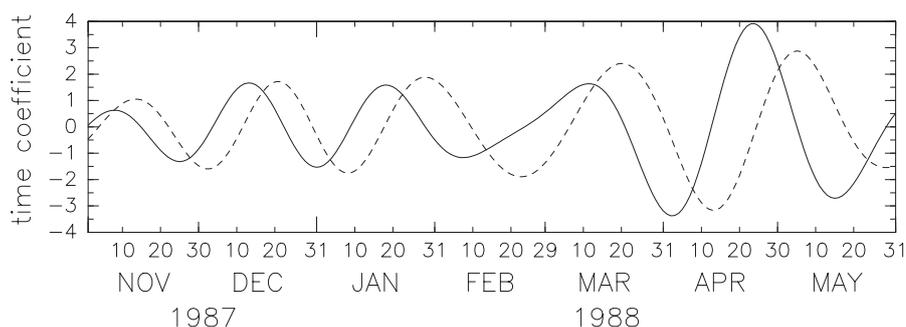


図 2.4 30-90 日の Band-pass filter を施された 200hPa 速度ポテンシャル偏差の EOF 第 1 モード (実線) と第 2 モード (破線) の時係数. ただし、それぞれの時係数の標準偏差 (1979 年~2006 年の 11 月~3 月) で割った値.

2.3.3 予報誤差の定義

2.3.1 節で定義した PNA index のアンサンブル平均値 (全アンサンブルメンバーの平均値) の予報誤差を用いて予測可能性を議論した。

予報値に用いた各予報事例のアンサンブル平均値は以下のように定義される。

$$\bar{X}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{ij} \quad (2.1)$$

j は j 個目の予報事例であることを意味する。 N はアンサンブルメンバー数で、 x_{ij} は j 個目の予報事例のアンサンブルメンバー i のデータである。

そして、アンサンブル平均の予報誤差を次のように定義した。

$$e_j = \sqrt{(\bar{X}_j - a_j)^2} \quad (2.2)$$

a_j は j 個目の予報事例の解析値である。

M 個の予報事例のアンサンブル平均の予報誤差を平均した値 (以下、根二乗平均誤差又は RMSE) は次のように定義した*3。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M (\bar{X}_j - a_j)^2} \quad (2.3)$$

2.3.4 Rossby wave source

Rossby 波列の成因を調べるために Rossby wave source の計算を行った。PNA パターンは低周波変動であるので、低周波成分を取り出すために 7 日移動平均した偏差場に式 (1.1) を適用し、右辺の Rossby wave source を計算した。すなわち、低周波成分に対する線形順圧渦度方程式は、

$$\frac{\partial \zeta^L}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}}_\psi \cdot \nabla \zeta^L + \mathbf{V}_\psi^L \cdot \nabla \bar{\zeta} = -\nabla \cdot (\mathbf{V}_\chi^L \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_\chi \zeta^L) + F_L \quad (2.4)$$

で表されるので、低周波成分に伴う Rossby wave source は

$$\begin{aligned} S_L &= -\nabla \cdot (\mathbf{V}_\chi^L \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_\chi \zeta^L) \\ &= -(f + \nabla^2 \bar{\psi}) \nabla \cdot \mathbf{V}_\chi^L - \nabla^2 \psi^L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}_\chi - \bar{\mathbf{V}}_\chi \cdot \nabla (\nabla^2 \psi^L) - \mathbf{V}_\chi^L \cdot \nabla (f + \nabla^2 \bar{\psi}) \end{aligned} \quad (2.5)$$

で与えられる。添字 L は低周波成分であることを示す。式 (1.1) の Rossby wave source と異なり、低周波成分のみによる寄与を表す。右辺第 2 項は ψ^L の 2 階微分、右辺第 3 項

*3 1.3 節の RMSE とは異なる。

は ψ^L の 1 階微分を含む。波型の解を仮定すると右辺第 2 項は波数の 2 乗が掛かり, 第 3 項には 1 乗が掛かる。従って, 定常解を仮定すると, 波数が大きな場合は第 2 項が支配的になり, 波数が小さい場合は第 3 項が支配的になる。Rossby wave source と対応する高度場偏差は位相が 90° ずれる。

2.3.5 波活動度フラックス

準定常 Rossby 波束の伝播の様子を調べるために, 波活動度フラックス (wave-activity flux) を用いた解析を行った。本研究では, Takaya and Nakamura(2001) で示されている, 東西非対象な基本場中の定滞性擾乱に対しても適用可能な, 位相依存性のない波活動度フラックス W_s を用いた。 W_s はデカルト座標系では以下のように定義される。

$$W_s = \frac{p}{2|\bar{U}|} \begin{pmatrix} \bar{U}(\psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}') + \bar{V}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') \\ \bar{U}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') + \bar{V}(\psi_y'^2 - \psi' \psi_{yy}') \\ \frac{f_0^2}{N^2} [\bar{U}(\psi_x' \psi_z' - \psi' \psi_{xz}') + \bar{V}(\psi_y' \psi_z' - \psi' \psi_{yz}')] \end{pmatrix} \quad (2.6)$$

ここで,

$$N^2 = \frac{R_a p^\kappa}{H} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$

は浮力振動数の 2 乗である。ただし, R_a は乾燥空気の気体定数, κ は R_a を定圧比熱で割った値, H はスケールハイト, $z = -H \ln p$, $p = (\text{pressure}/1000\text{hPa})$, θ は温位である。

$\bar{U} = (\bar{U}, \bar{V})$ は基本場の風, ψ' は流線関数偏差である。下の添字 x, y, z は偏微分を表す。 $f_0 = 2\Omega \sin \phi$ はコリオリパラメータである。 W_s は球面の極限では定滞性 Rossby 波の局所的な 3 次元の群速度の向きに一致する。

本研究では基本場として日平均値の気候値を用い, ψ' として 7 日移動平均された流線関数偏差を用いる。また, 200hPa 面に対して適用したので, pressure = 200hPa である。

第3章

PNA index の予報誤差

3.1 PNA index の予報誤差と PNA の極性との関係

PNA index の予報誤差と予報初期日の PNA パターンの極性との関係について、全メンバーの平均値であるアンサンブル平均値を用いて調べた。

図 3.1 の赤線は、予報初期日の解析値における PNA index の値が気候学的な標準偏差 (1σ) 以上の予報事例で平均した予報誤差 (RMSE^{*1}) を示し、青線は予報初期日の解析値における PNA index の値が -1σ 以下の予報で平均した予報誤差を示す。黒線は全予報事例で平均した予報誤差である。エラーバーは、全予報事例で計算した予報誤差の平均値が 99% の確率でとりうる値の範囲を示す。予報初期日に解析値において北太平洋域に正の高度場偏差が存在する負の PNA パターンが存在する場合 (青線)、ほとんどの予報時刻で全予報事例 (黒線) より予報誤差が大きく、予報初期日に解析値に負の PNA パターンが存在する場合、全予報期間に渡って PNA index の予報誤差は大きいことが分かる。一方、予報初期日に解析値において、北太平洋域に負の高度場偏差が存在する正の PNA パターン (赤線) が存在する場合は予報 8 日目から予報 25 日目にかけてを除き、ほとんど全予報事例 (黒線) の予報誤差と差がない。特に、予報 7 日目までは予報初期日に解析値に正の PNA が存在する場合、予報誤差は全予報の予報誤差とほぼ同じであることが分かる。

*1 2.3.3 節参照

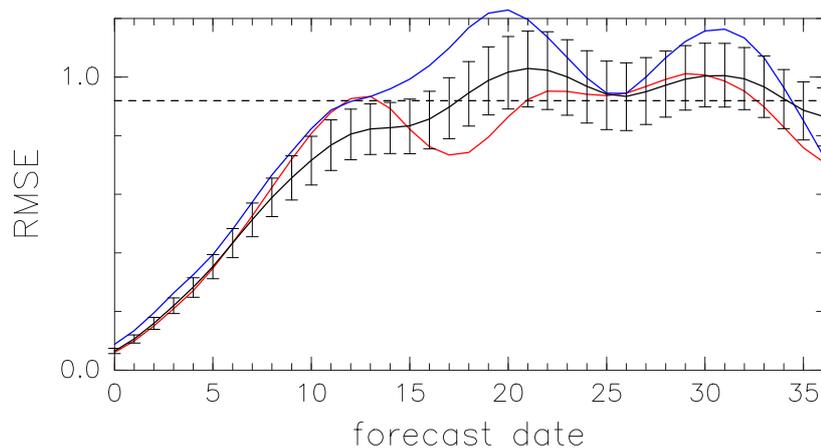


図 3.1 予報初期日における解析値の PNA index の極性で分けて平均した、アンサンプル平均の PNA index の予報誤差 (RMSE) の時系列. 解析値の PNA index が予報初期日に、赤線: 1σ 以上の予報事例の平均 (34 事例), 青線: -1σ 以下の予報事例の平均 (25 事例). 黒線: 全ての予報事例の平均 (150 事例). エラーバーはブートストラップ法^{*3}により求めた信頼度 99% 以上の値を表す. 点線は PNA index の標準偏差を表す.

3.2 PNA index の予報誤差と循環場の関係

前節で、予報初期日の解析値の PNA index が負の場合 (負の PNA パターン), PNA index の予報誤差は大きくなる傾向にあることが示された。ここでは、この関係についてさらに詳しく検討するため、PNA index の予報誤差の大きさと循環場との関係について回帰分析の手法を用いて調べた。この解析では、予報 n 日目のアンサンプル平均の予報誤差の大きさに、予報 n 日目に対応する 200hPa 流線関数 (ψ_{200}) 偏差の解析値を回帰した。なお、予報 n 日目の ψ_{200} 偏差の解析値は 2.3 節で説明した 7 日移動平均値である。

図 3.2 に示した ψ_{200} 偏差の回帰図では、予報 0 日目では、ヨーロッパからユーラシア大陸にかけて有意な ψ_{200} 偏差が波列のように存在しているが、太平洋上には目立った特徴はない。しかし、予報 3 日目以降、北太平洋域に有意な高気圧性偏差が認められ、この領域で負の PNA パターンが形成されていく。すなわち、PNA index のアンサンプル平均値の予報誤差が大きいときには、解析値の PNA index は、北太平洋域で高気圧性偏差が存在する負の PNA index であることを示している。これは、Palmer(1988) の結果と整合的である。

^{*3} 母平均の区間推定をする手法である。平均値の計算に用いた全サンプルの中から、乱数を用いてランダムに N 個とりだして平均値を計算する。この操作を 1 万回や 10 万回繰り返す、1 万個や 10 万個の平均値の 99% 信頼区間を求める。何個取り出すかは信頼度による。

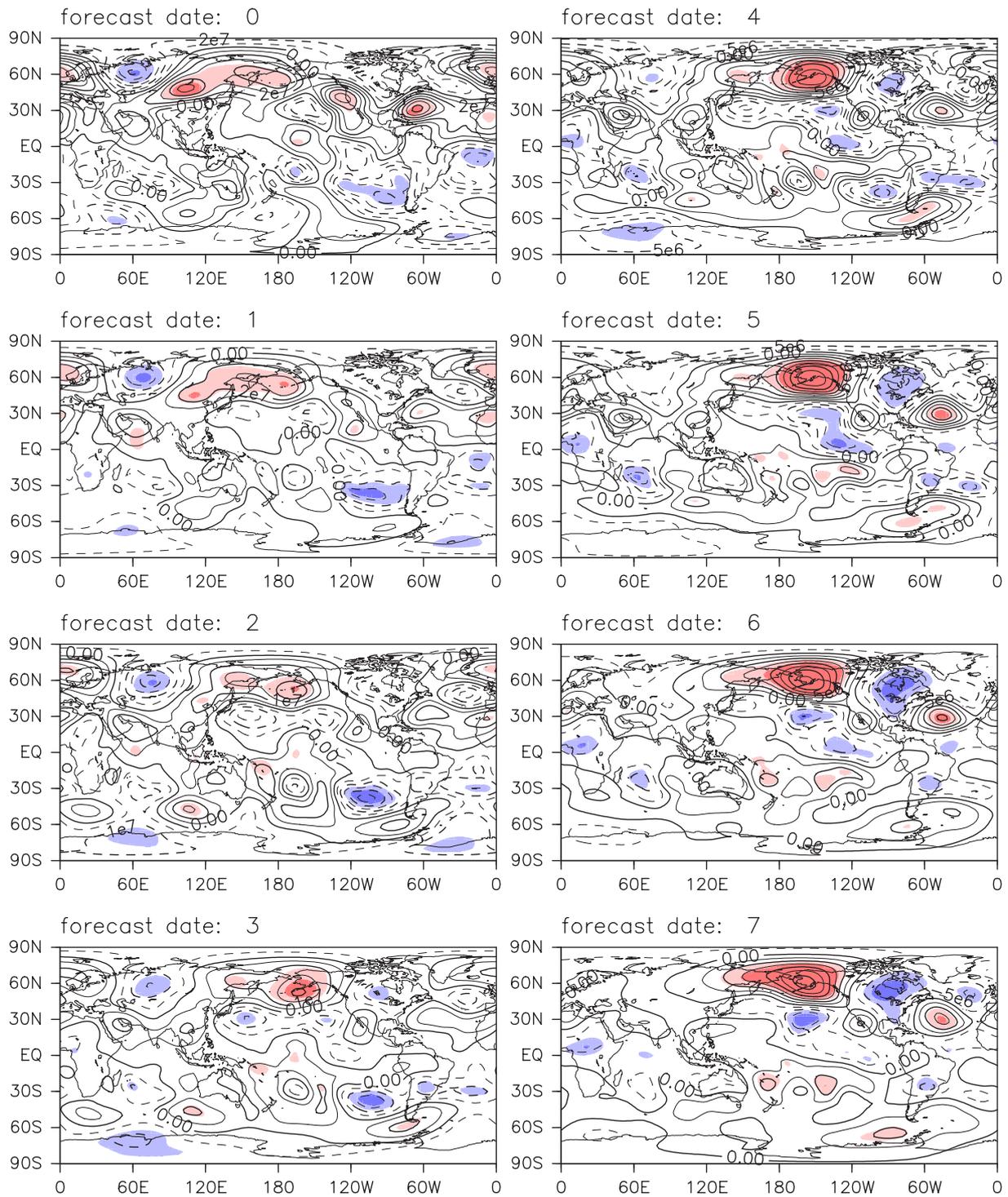


図 3.2 予報 n 日目のアンサンブル平均の PNA index の予報誤差への対応する予報 n 日目の 7 日移動平均した 200hPa 流線関数偏差の回帰 (コンター). 点線は低気圧性偏差. コンター間隔は予報 0-1 日目: $1.0 \times 10^7 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 予報 2-3 日目: $5.0 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 予報 4-7 日目: $2.5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. 薄い陰影は信頼度 95% 以上の領域を, 濃い陰影は信頼度 99% 以上の領域を表す. forecast date: n は予報 n 日目であることを示す.

3.3 PNA index の予報誤差と予報初期日の MJO との関係

M08 により指摘された、PNA パターンと 30-60 日周期を持つ東進する熱帯域で卓越する地球規模の擾乱である MJO との関係が、PNA パターンの予測可能性に影響を与えている可能性を吟味するため、PNA index の予報誤差と予報初期日における MJO の振幅との関係についてアンサンブル平均予報データを用いて調べた。なお、2.3.2 節で述べたように、MJO は 30-90 日の Band-Pass filter を施した速度ポテンシャル偏差を用いて定義されるが、各予報データは 40 日間しかないため、予報データでは MJO を定義できない。したがって、予報初期日は予報誤差は無視できるほど小さいため、予報初期日における MJO の振幅は解析データを用いて計算した。以降の解析でもとくに断らない限り、予報初期日の MJO の計算には解析データを用いた。

図 3.3 は、全 11 メンバーの平均で定義されるアンサンブル平均予報における PNA index の予報誤差と予報初期日における MJO の振幅との関係を示す。青線は、予報初期日に MJO の振幅が気候学的な標準偏差 (σ) に満たない予報データについて平均した PNA index の予報誤差 (RMSE)、黒線は全ての予報データについて平均した PNA index の予報誤差、赤線は、予報初期日の MJO の振幅が 1σ 以上の予報事例に対して平均した PNA index の予報誤差を示す。まず、MJO の振幅が小さい場合には、PNA index の予報誤差は、全予報データの予報誤差とほぼ同じであることが分かる。一方、予報初期日の MJO の振幅が大きな場合には、予報 3 日目から予報 7 日目の予報誤差は、全事例で平均した予報誤差に比べて有意に大きい。しかし、予報 10 日目から予報 27 日目までは有意に小さくなる。従って、PNA パターンの予測可能性は予報初期日に振幅の大きな MJO が存在すると予報 7 日目までは相対的に予測可能性が低く、予報 10 日目から予報 27 日目に高くなる事が分かる。M08 の、1 週間程度前の MJO に伴う発散風偏差により、PNA パターンがトリガーされるという指摘から、予報初期日に MJO が存在すれば、予報約 7 日目の PNA index の予報誤差は小さくなる事が期待されるが、この期待に反する結果である。

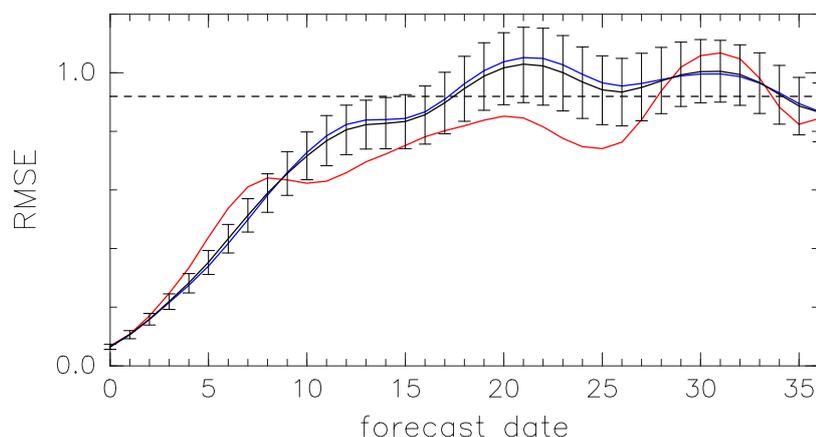


図 3.3 予報初期日における MJO の振幅で区別して求めた、アンサンブル平均の PNA index の予報誤差の時系列。MJO の振幅が予報初期日に、赤線: 1σ 以上の予報事例の平均 (18 事例)、青線: 1σ 未満の予報事例の平均 (132 事例)、黒線: 全ての予報事例の平均 (150 事例)。エラーバーはブートストラップ法により求めた信頼度 99% 以上の値を表す。点線は PNA index の標準偏差を表す。

このように、PNA の予測可能性が予報初期日の MJO の振幅に依存することが示された。次に、予報初期日の MJO の位相との関係について調べた。まず MJO の初期位相を $pc1$ の符号で区別した結果について図 3.4 に示す。ここで、赤線は予報初期日に $pc1$ が気候学的標準偏差 (σ) の 1.5 倍以上である予報データについて平均した PNA index の予報誤差、青線は予報初期日に $pc1$ が -1.5σ 以下である予報データについて平均した PNA index の予報誤差である。黒線とエラーバーは図 3.3 と同じである。 $pc1$ が気候学的標準偏差の -1.5 倍以下である場合、つまり、MJO に伴う発散域が大西洋にある場合には、全事例に比べて予報 6 日目まで、PNA パターンの予測可能性は有意に高く、EOF1 の位相に依存することを示している。しかし予報 4 日目から予報 8 日目は、予報初期日に $pc1$ が 1.5σ 以上、つまり MJO に伴う発散域がインドネシアにある場合には PNA パターンの予報誤差は大きい。これは、 $pc1$ が -1.5σ 以下の場と対象的である。これから、予報初期日に MJO に伴う発散域が大西洋に存在すると予報 6 日目まで PNA パターンを予測しやすく、予報初期日に MJO に伴う発散域がインドネシアに存在すると、特に予報 4 日目から予報 8 日目にかけて PNA パターンを予測しにくいことを意味する。

図 3.5 は、PNA index の予報誤差の予報初期日の $pc2$ に対する依存性を示す。赤線は予報初期日に $pc2$ が気候学的標準偏差 (σ) の 1.5 倍以上である予報データについて平均した PNA index の予報誤差、青線は予報初期日に $pc2$ が -1.5σ 以下である予報データについて平均した PNA index の予報誤差である。黒線とエラーバーは図 3.3 と同じである。 $pc2$ が -1.5σ 以下の場合、予報 8 日目までの PNA index の予報誤差は有意に大きくなる。一方、 $pc2$ が 1.5σ 以上の大きな正の値をとる場合の PNA index の予報誤差は、予報 6 日目から予報 10 日目で小さくなる。つまり、MJO に伴う対流の中心が予報初期日にインド洋に存在すると予報 8 日目までパターンは予測しにくく、MJO に伴う対流の中心が予報初期日に太平洋に存在すると予報 6 日目から予報 10 日目にかけて PNA パターンを予測しやすくなることを意味する。

以上から、PNA index の予測可能性に MJO が影響を与えている可能性が示された。特に、予報初期日に MJO の振幅が大きいと、予報 7 日目前後の PNA index の予報誤差は大きくなる。また、MJO に伴う対流中心が、予報初期日にインドネシアやインド洋にあると PNA index の予報誤差は大きくなる。一方、MJO に伴う熱帯域での発散風偏差が約 1 週間後の PNA パターンをトリガーしているという M08 の指摘からは (図 1.7, 図 1.8)、インドネシアに大きな振幅の MJO に伴う対流域が存在すると約 1 週間後の PNA パターンの予報誤差は小さくなる期待されるが、実際にはこの期待を裏切る結果となった。気象庁の数値モデルでは、MJO の東進を上手く表現できないことが知られており、このことが PNA パターンの予測に影響を与えている可能性がある。

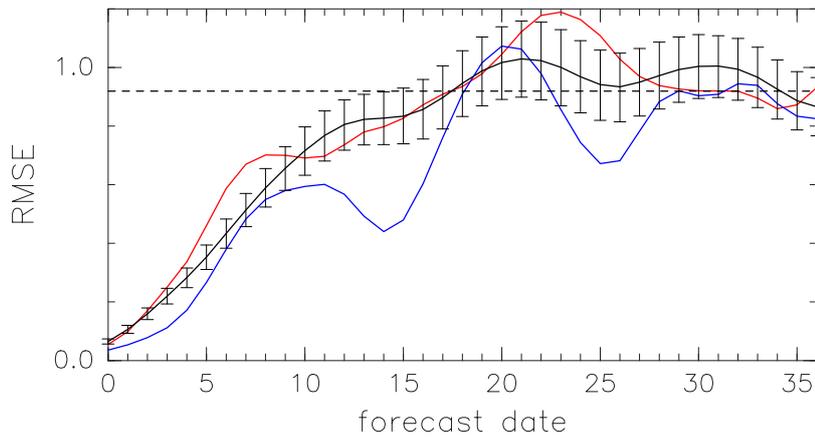


図 3.4 予報初期日における MJO の位相を pc1 の符号で区別して求めた、アンサンブル平均の PNA index の予報誤差の時系列. 予報初期日の MJO の pc1 の値が赤線: 1.5σ 以上の予報事例の平均 (9 事例), 青線: -1.5σ 以下の予報事例の平均 (7 事例). 黒線: 全ての予報事例の平均 (150 事例). エラーバーはブートストラップ法により求めた信頼度 99% 以上の値を表す. 点線は PNA index の標準偏差を表す.

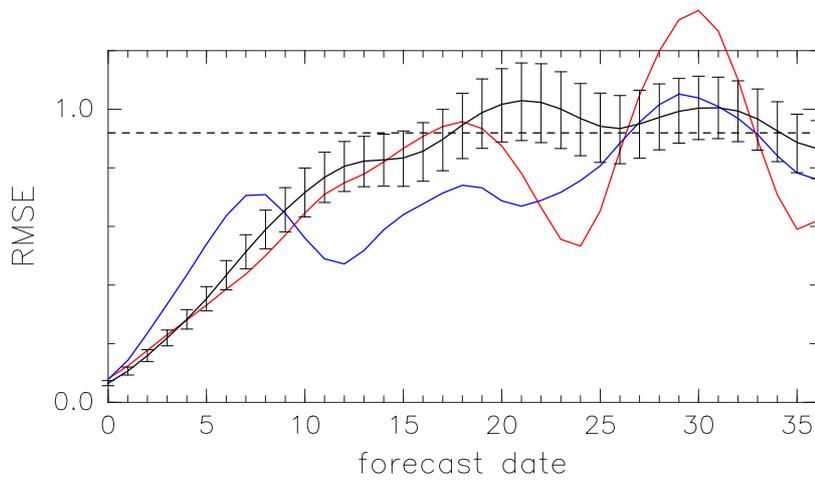


図 3.5 図 3.4 と同じ. ただし, MJO の位相を pc2 の符号で区別した. 予報初期日の MJO の pc2 の値が赤線: 1.5σ 以上の予報事例の平均 (10 事例), 青線: -1.5σ 以下の予報事例の平均 (4 事例). 黒線: 全ての予報事例の平均 (150 事例). エラーバーはブートストラップ法により求めた信頼度 99% 以上の値を表す. 点線は PNA index の標準偏差を表す.

3.4 PNA index の予報誤差と χ^{200} 偏差場の関係

3.3 節で、PNA index の予測可能性が予報初期日における MJO の振幅や位相に有意に依存することを示した。以下では PNA の予報誤差と MJO との関係を物理的に解釈するために、PNA index の予報誤差が大きな場合と小さな場合に、予報初期日の χ^{200} 偏差がどのような分布をしているのか調べた。ここでは、各予報日におけるアンサンブル平均予報の予報誤差の大きさに、予報初期日の解析値における χ^{200} 偏差場を回帰した。ただし、 χ^{200} 偏差場には、7 日移動平均値を用いた。結果を図 3.6 に示す。

図に示した予報 0 日目 (予報初期日) から予報 11 日目までの全てについて、 χ^{200} 偏差場の回帰図は、インド洋で発散、太平洋で収束と、MJO に似た波数 1 の大きな構造を示していることが分かる。すなわち、予報初期日にインド洋に発散域が存在する場合、予報 0 日目から予報 11 日目の PNA index の予報誤差が大きくなる傾向にあることが分かる。一方、統計的に有意な領域は、予報初期にはほとんど存在しないが、予報 3 日目から徐々に熱帯で有意な領域が広がり、予報 7 日目に最も大きくなる。そして、その後、有意な領域は減少してゆく。このことは、予報 7 日目の PNA index の予報誤差に予報初期日の χ^{200} の分布が最も深く関係していることを意味する。この傾向は 3.3 節で示した予報初期日に $pc1$ が 1.5σ 以上、または $pc2$ が -1.5σ 以下である場合に、PNA index の予報誤差が大きくなるという結果と矛盾しない。また、30-90 日の Band-Pass filter を施した χ^{200} 偏差を使って同様の回帰図を作成すると、回帰図における波数 1 構造はより明瞭となり、有意性も高く、有意な領域も広がる (図 3.7)。一方、予報 0 日目から予報 7 日目にかけて発散域の中心がインド洋から徐々にインドネシア域に東進することも見てとれる。これは、予報期間が延びるに従い、より東側の発散域が PNA index の予報誤差に影響を与えることを示している。これは、不明瞭ながら図 3.6 でも確認できる。図 3.8 に赤道における回帰した χ^{200} 偏差場 (7 日移動平均値) の分布の、経度-予報時間断面図を示す。有意な領域にあたるインド洋上の発散域が予報 0 日目から予報 8 日目にかけて約 $6^\circ/\text{day}$ の速さで東へ移動していることが分かる。すなわち、PNA パターンの予測可能性に東進する MJO の影響を示唆している。

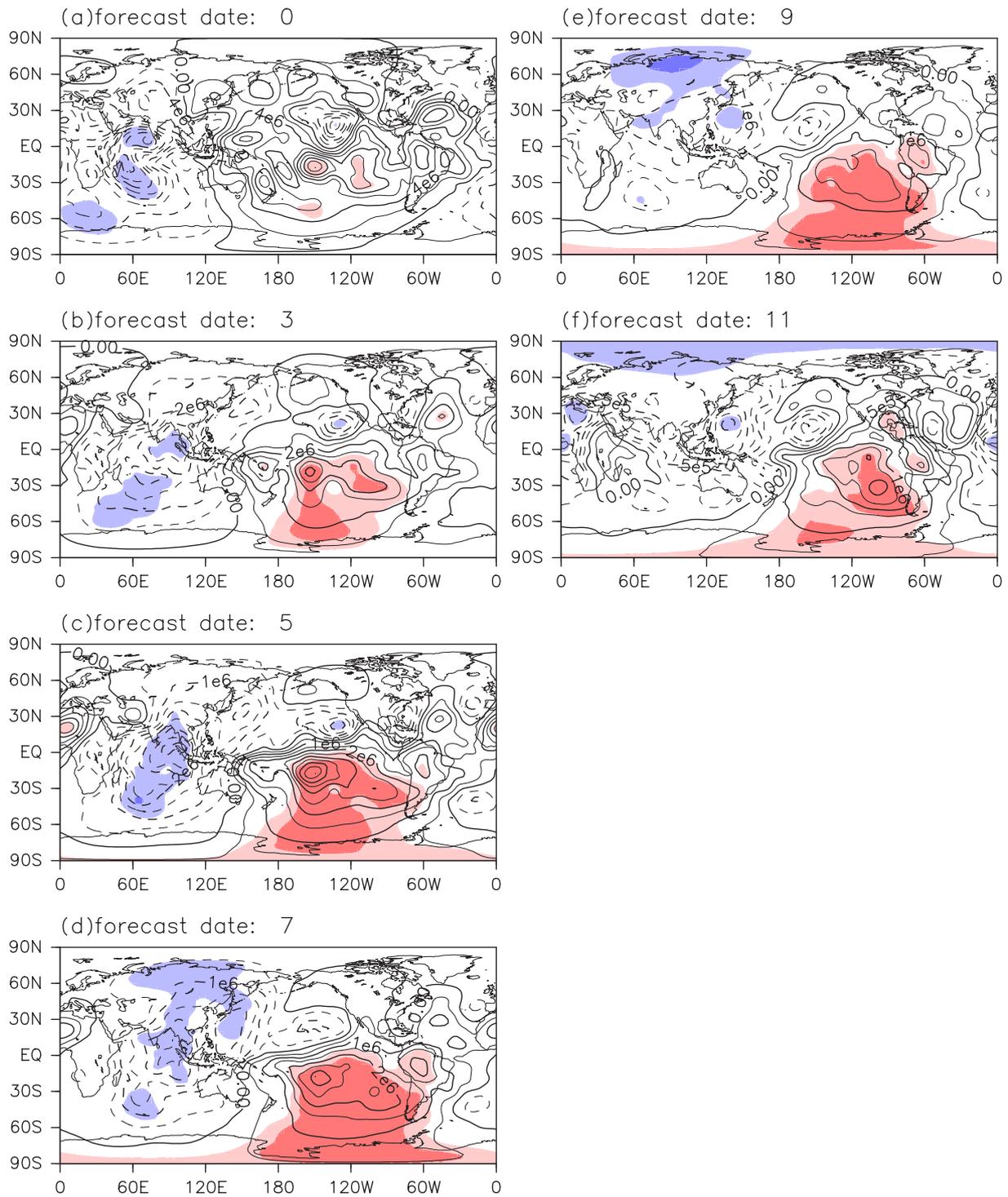


図 3.6 アンサンブル平均の PNA index の予報誤差への、予報初期日における解析値の 7 日移動平均された χ_{200} 偏差の回帰 (コンター). 点線は発散域. コンター間隔は (a): $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (b): $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (c)-(d): $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (e): $5.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (f): $2.5 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. 薄い陰影は信頼度 95% 以上の領域を, 濃い陰影は信頼度 99% 以上の領域を表す. forecast date: n は予報 n 日目であることを示す.

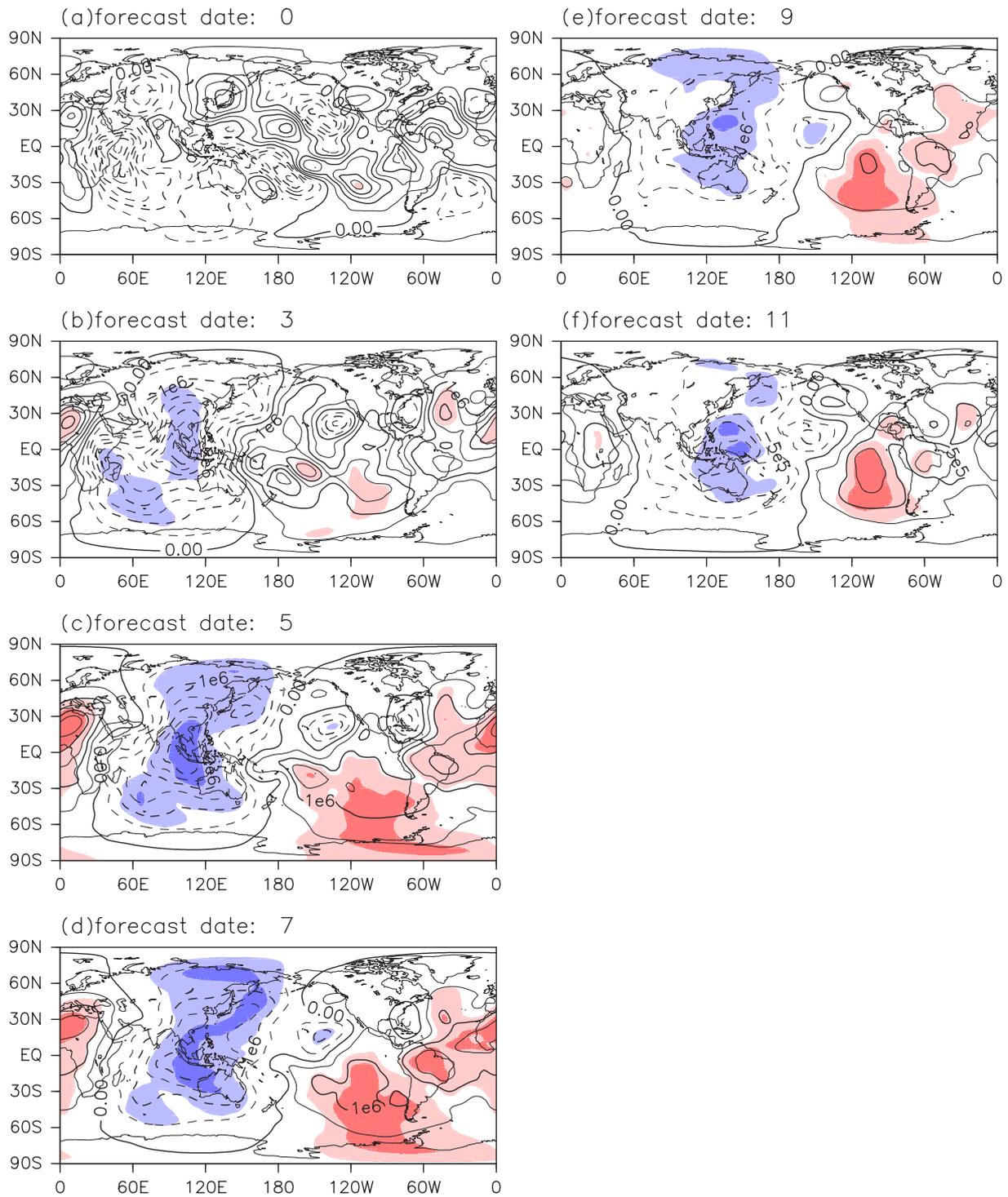


図 3.7 アンサンブル平均の PNA index の予報誤差への、予報初期日における解析値の 30-90 日の Band-Pass filter を施した χ^2_{200} 偏差場の回帰 (コンター). 点線は発散域. コンター間隔は (a): $1.0 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, (b)-(d): $5.0 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (e): $5.0 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, (f): $2.5 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. 薄い陰影は信頼度 95% 以上の領域を、濃い陰影は信頼度 99% 以上の領域を表す. forecast date: n は予報 n 日目であることを示す.

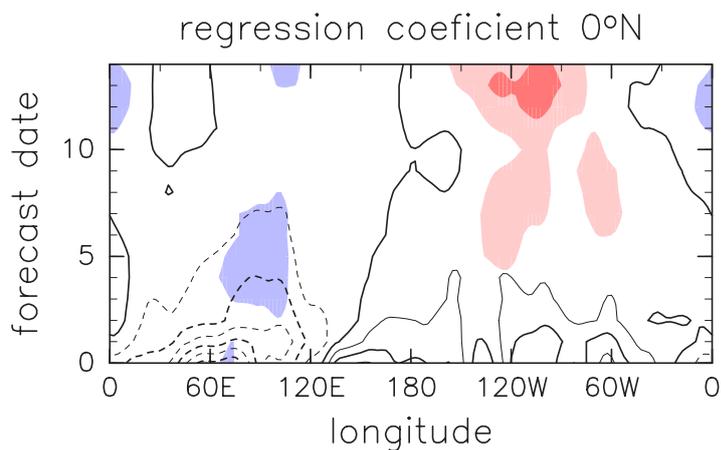


図 3.8 アンサンブル平均の PNA index の予報誤差に回帰した, 予報初期日における解析値の 7 日移動平均された χ_{200} 偏差場の赤道における経度-予報時間断面 (コンター). 点線は発散域. コンター間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. 薄い陰影は信頼度 95% 以上の領域を, 濃い陰影は信頼度 99% 以上の領域を表す.

第4章

PNA パターン形成時の PNA パターンの予測可能性

前節までは、PNA の形成・維持・減衰というライフサイクルを考慮せずに PNA index の予報誤差と中緯度循環場や熱帯循環場の関係について解析を行った。しかし、PNA の形成・維持・減衰プロセスではそれぞれ異なる力学的プロセスが関与していることが考えられる。例えば PNA の形成期では、M08 で示された上流域からの Rossby 波列の伝播、PNA 維持期では総観規模擾乱と低周波擾乱との相互作用、減衰期ではさらに下流側への Rossby 波束の射出など、が各プロセスで重要な力学過程と考えられている。従って、PNA のライフサイクルを無視した解析では、全てのプロセスが PNA index の予報誤差成長に影響を与えるため、得られた結果の解釈が困難になることが考えられる。

そのため、本章では PNA 形成期に焦点をあて、この期間における PNA index の予報誤差成長に関与する力学的プロセスを明確にすることを目的とする。またこの形成期に着目することで、M08 の研究結果との対比もうまく行えると期待する。

そこで以下ではまず顕著な PNA パターンが形成された PNA イベントを抽出し、その PNA イベントの形成期の予報誤差成長について解析する。ただし、初期値の影響を強く受けると考えられる予報 10 日目前後までに PNA イベントがオンセットする予報事例に着目する。

4.1 PNA イベントを含む予報事例の抽出

ここでは、M08 を参考にして、予報 9 日目までに PNA イベントが形成される予報事例を抽出した方法について説明する。

M08 では、まず、PNA index の絶対値がその気候学的標準偏差を 5 日以上連続して越えた日をイベントと定義した。また、同じ符号を持った PNA イベントが連続して起こる場合、それらのイベントにおける PNA index の振幅が最大になる日同士は 15 日以上離れていなければならないなどの付加条件を加えることで PNA イベントを抽出している。

図 4.1 は、このように抽出された PNA イベントにおける日々の PNA index の値を、各 PNA イベントにおいて、PNA index が極大 (極小) となる日を keyday として合成した結果を示している。横軸に並行な直線は PNA index の標準偏差を表しており、彼らの定義では、PNA index がこの値を越え始めた日が PNA イベントのオンセット日である。この図から PNA イベントの寿命は平均的には 10 日程度であり、PNA index がゼロから極大 (極小) になるまでの日数は約 9 日、各イベントがオンセットするまで約 4 日であることが分かる。以上のことを参考にして、特に PNA パターンの形成期における誤差成長を解析するため、以下のようにイベントを含む予報事例を抽出した。すなわち、解析値の PNA index が次の条件いずれもを満たした場合に、PNA イベントを含む予報事例であると定義した。

条件 1: 予報 9 日以内に解析値の PNA index の絶対値が 1σ を越える日が 5 日以上続く。

条件 2: 条件 1 を満たし始める最初の日の前 4 日間は、連続して解析値の PNA index の絶対値が 1σ 未満である。

また、条件 1 を満たし始めた最初の日をイベントのオンセットと考える。なお、PNA index の標準偏差は、予報実験が実施された期間である 1992 年から 2002 年の 1, 2, 3, 11, 12 月 (ただし、2002 年 11, 12 月は除く) の解析値のデータを用いて計算した。なお条件 1 は M08 で採用された条件と同じである。一方、予報初期日に既に PNA イベントがオンセットしている事例を排除するために、条件 2 を付けた。この 2 つの条件により、予報 9 日目までに PNA イベントが形成される予報として 48 の予報事例を抽出した。

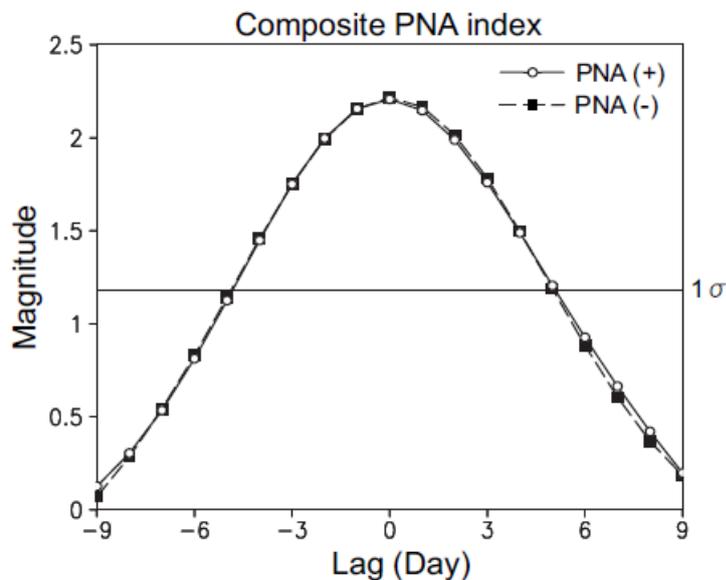


図 4.1 持続性のある PNA イベントに伴う PNA index の時間変化. 白い丸のついた実線: 正の PNA イベント (正の PNA). 黒い四角がつけた破線: 負の PNA イベント (負の PNA パターン). 負のイベントについては、符号を逆にして描いてある. 時間軸に並行な細実線は PNA index の気候学的標準偏差の値を表す. (Mori, 2008)

4.2 χ^2_{200} を用いた回帰分析

まず、PNA イベント形成期における PNA index の予報誤差の大きさに MJO が果たす役割りを明らかにするため、PNA イベントの全 48 事例を用いて予報誤差と χ^2_{200} との関係回帰分析により調べた。図 4.2 は、図 3.6 と同様に、PNA index の予報誤差の大きさに回帰させた、予報初期日における解析値の χ^2_{200} 偏差場を示す。全ての予報日について、3.4 節と同様に、予報初期日にインド洋が発散域で太平洋が収束域となる波数 1 構造が現れているときに、予報誤差が大きくなる傾向にあることが分かる。しかし、有意な領域は、図 3.6 に比べ、PNA イベント形成期のみを含む予報事例について計算した図 4.2 において、特に熱帯で顕著である。このことは、PNA パターン形成期の予報事例での予報誤差に、予報初期日における熱帯域の大規模発散場が大きな影響を与えていることを示している。この相関が有意な領域は予報期間とともに拡大し、予報 7 日目に最も大きくなる。このことは予報 7 日目の PNA パターンの予報誤差に、予報初期日の発散場が最も有意に関係することを意味している。従って以降では、予報 7 日目の予報誤差の大きさに着目して解析をすすめる。

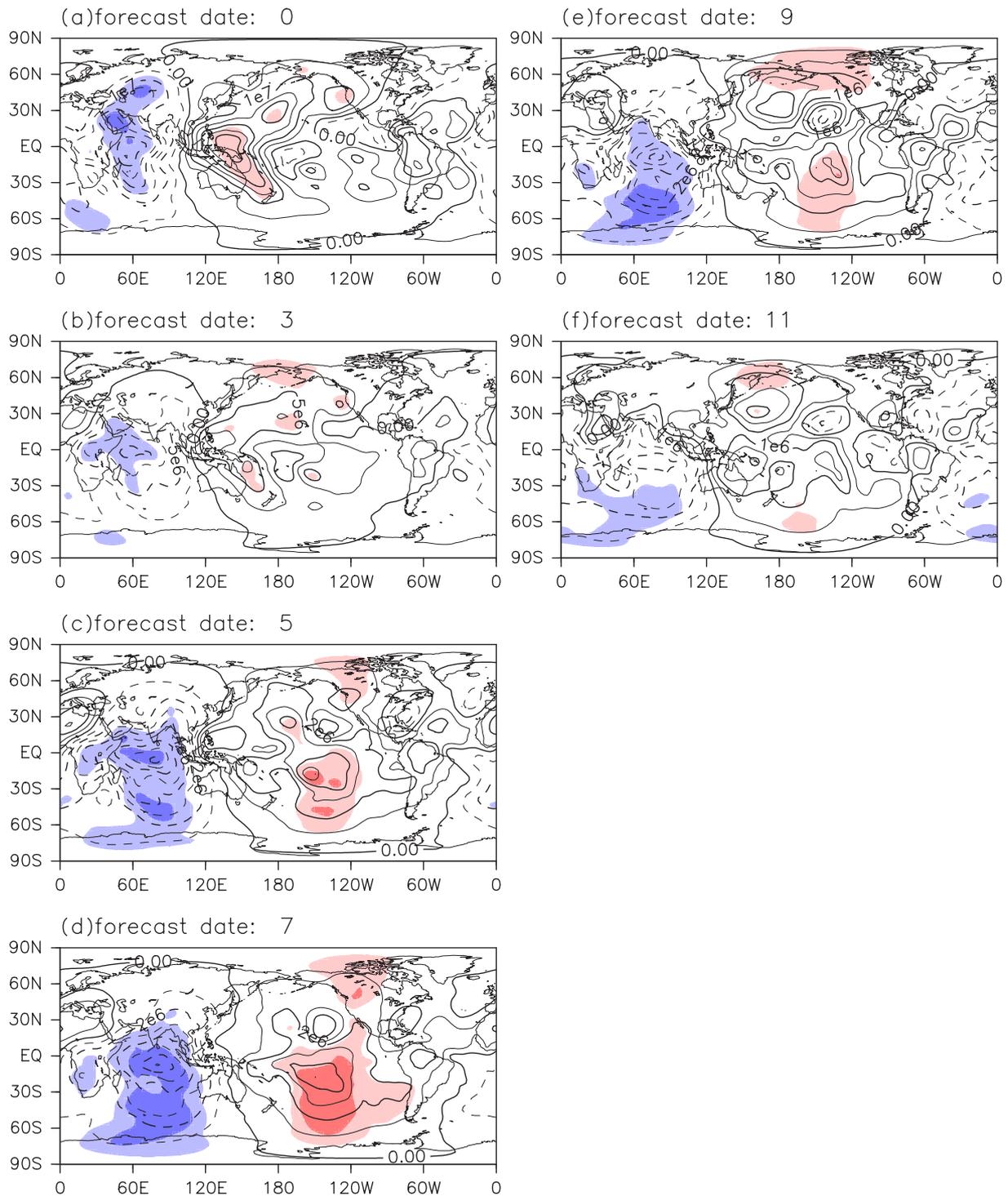


図 4.2 PNA イベントを含む予報における、アンサンブル平均の PNA index の予報誤差への予報初期日の 7 日移動平均された χ^2_{200} 偏差の回帰 (コンター). 点線は発散域. コンター間隔は (a): $5.0 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, (b): $2.5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, (c)-(d): $1.0 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, (e)-(f): $5.0 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. 薄い陰影は信頼度 95% 以上の領域を, 濃い陰影は信頼度 99% 以上の領域を表す. forecast date: n は予報 n 日目であることを示す.

4.3 予報 7 日目の PNA index の予報誤差と PNA パターンの極性との関係

ここではまず、全 PNA イベントの予報事例を用いて、予報 7 日目の PNA index の予報誤差の大きさと、予報 7 日目の解析値の PNA index の値によって表 4.1 のように区別した。表 4.1 において、7 日予報誤差の標準偏差 (σ) は、全 PNA イベントの予報事例 48 事例を用いて求めた、予報 7 日目におけるアンサンブル平均の PNA index の予報誤差の標準偏差である。一方、7 日予報の解析値の PNA index の標準偏差 (σ) は 4.1 節で求めた、PNA index の気候学的な標準偏差である。

予報 7 日目の解析値の PNA index の値が、PNA index の気候学的標準偏差の $1\sigma(-1\sigma)$ 以上 (以下) とは、大振幅の正 (負) の PNA パターンであることを意味する。予報誤差が小さい予報 (表 4.1 上段) は 7 事例で、そのうちの 3 事例が大振幅の正の PNA パターンで、大振幅の負の PNA パターンの予報事例は 1 事例である。一方、大振幅の負の PNA パターンを予報する 13 事例の中で、予報誤差が小さいのは 1 事例しかない。したがって、正の PNA パターンを予報する場合に予報誤差が小さい傾向にある。

逆に、予報誤差が大きな事例 (表 4.1 下から 2 段目) では、大振幅の負の PNA パターンを予報する事例は 5 事例で、大振幅の正の PNA パターンを予報する事例に比べて多い。したがって、大振幅の負の PNA パターンを予測する場合、予報誤差が大きくなる傾向があることが分かる。これは、3.2 節の結果と矛盾しない。大振幅の正の PNA パターンを予測した事例の中で予報誤差の小さな 3 事例を事例群 A、予報誤差の大きな 1 事例を事例 D と呼び、大振幅の負の PNA パターンを予測した事例の中で予報誤差が小さな 1 事例を予報事例 C、予報誤差の大きな 5 事例を予報事例群 B と呼ぶことにする。

7日予報のPNAindex 7日予報誤差	-1 σ 以下	-1 σ 1 σ	1 σ 以上	合計
-1 σ 以下	1 (C)	3	3 (A)	7
-1 σ 1 σ	7	11	16	34
1 σ 以上	5 (B)	1	1 (D)	7
合計	13	15	20	48

表 4.1 全 PNA イベントの予報事例の、予報 7 日目の PNA パターンの符号と予報誤差との関係を表す。単位は事例数で、 1σ は標準偏差を表す。PNA index が PNA index の気候学的標準偏差の $1\sigma(-1\sigma)$ 以上 (以下) とは、大振幅の正 (負) の PNA パターンを意味する。予報 7 日目の PNA index の予報誤差が、予報 7 日目の PNA index の予報誤差の標準偏差の $-1\sigma(1\sigma)$ 以下 (以上) とは、予報誤差が小さい (大きい) ことを意味する。(A)(B)(C)(D) は、その欄の予報事例群の呼び名を表す。

4.4 予報誤差が小さい事例と大きい事例の比較

PNA パターンの予測可能性に違いが生じた原因を探るために、とくに大振幅の正の PNA パターンを予測する事例の中で予報誤差の小さな 3 事例 (事例群 A), と、大振幅の負の PNA パターンを予測する事例の中で予報誤差の大きな 5 事例 (事例群 B) を合成図解析を用いて比較する。

4.4.1 PNA index の時系列

事例群 A と事例群 B での、解析値とアンサンブル平均予測値の PNA index の時系列を示す (図 4.3)。事例群 A では、予報 9 日目まで解析値 (赤) の PNA index は徐々に増加し、事例群 B では解析値 (赤) の PNA index は徐々に減少する。一方、予報値を見ると事例群 A では予報初期日から解析値と同様に PNA index は増加するが、事例群 B では減少傾向は小さい。このことから、事例群 B の PNA index の予報誤差が事例群 A より大きいことが分かる。このことは、3.2 節で回帰図を用いて示した結果と矛盾しない。

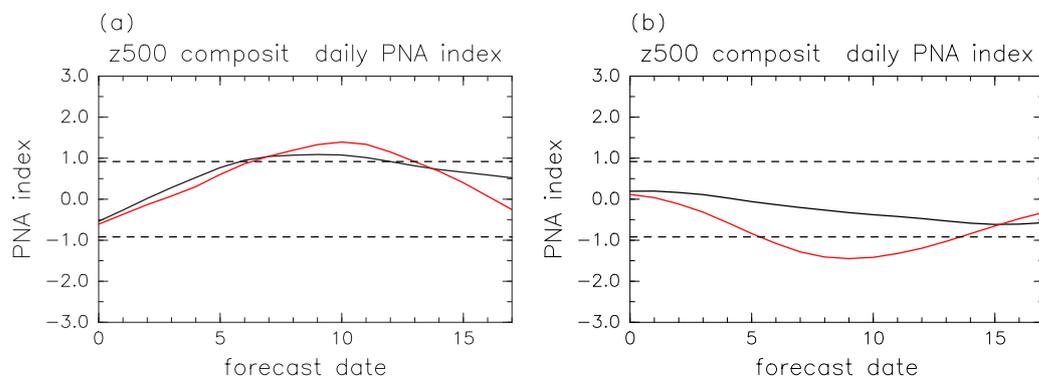


図 4.3 (a) 事例群 A と (b) 事例群 B の PNA index の時系列のコンポジット. 黒実線:アンサンブル平均. 赤線:解析値. 黒点線:PNA index の気候学的標準偏差.

4.4.2 解析値と予報値との比較

各予報日について、 ψ_{200} 偏差場の予報場について解析値と予報値を比較する。

図 4.4 に事例群 A の、図 4.5 に事例群 B の 200hPa の流線関数偏差とそれに伴う波活動度フラックスを示す。左が解析値、右が対応する予測値である。フラックスの計算には Takaya and Nakamura(2001) で導入された、東西非一様な場に適用可能な位相依存性のない波活動度フラックスを用いた。事例群 A(正の PNA イベント) の解析値を見ると、予報初期に北太平洋に既に高気圧偏差が存在し、その位置を保ったまま徐々に成長してエネルギーを射出することで正の PNA に成長していることがわかる。M08 が示したアジアジェット上を伝わる準定常 Rossby 波列も存在し、この Rossby 波列から北太平洋の高気

圧偏差へエネルギーが伝播してきている。従って、高気圧偏差の成長に準定常 Rossby 波の伝播が寄与していることが分かる。予報値では、北太平洋上の高気圧偏差の成長に重要なアジアジェット上の準定常 Rossby 波の伝播をうまく再現していることがわかる。そして太平洋上の高気圧偏差の成長、そこからの Rossby 波の射出も予報できている。

一方、事例群 B(負の PNA イベント) では解析値をみると、予報 0 日目には、中東からの準定常 Rossby 波の伝播に伴って形成されたと考えられる 180°E 付近の高気圧偏差が、予報 2 日目に 120°W の高気圧偏差と合体し、北太平洋上で成長し、さらに下流へエネルギーを射出することで負の PNA パターンを形成する(予報 7 日目)。しかし、予報値ではこの北太平洋上の高気圧偏差が成長せず(予報 3 日目)、予報誤差が大きくなったことがわかる。また、予報 3 日目以降、アジアジェットに沿った準定常 Rossby 波の伝播が弱まり、北太平洋に伝播するエネルギーフラックスが解析値に比べ弱まる。従って、事例群 B では、このアジアジェットに沿った準定常 Rossby 波の伝播をうまく再現維持できなかったために、PNA index の予報誤差が大きくなったと考えられる。

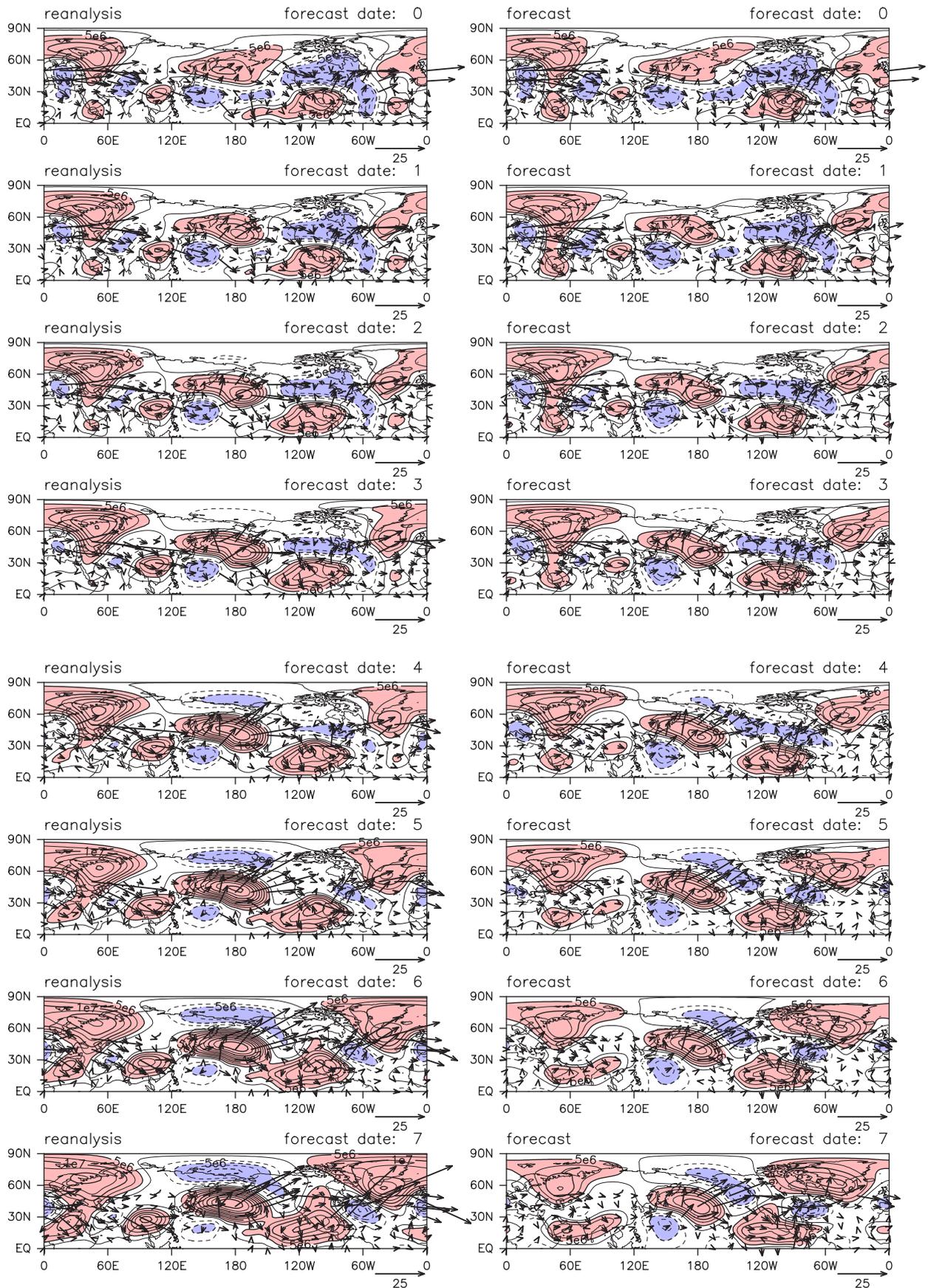


図 4.4 事例群 A の ψ_{200} (コンター. コンター間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. 陰影は赤: $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以上, 青: $-5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以下. $0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ のコンターは省略.) と波活動度フラックス (ベクトル. 単位: $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$. 60° N 以北は省略.). ベクトルの大きさは右下隅に与えてある. 左の列が解析値で, 右の列が予報値. 右上隅は予報日数を表す.

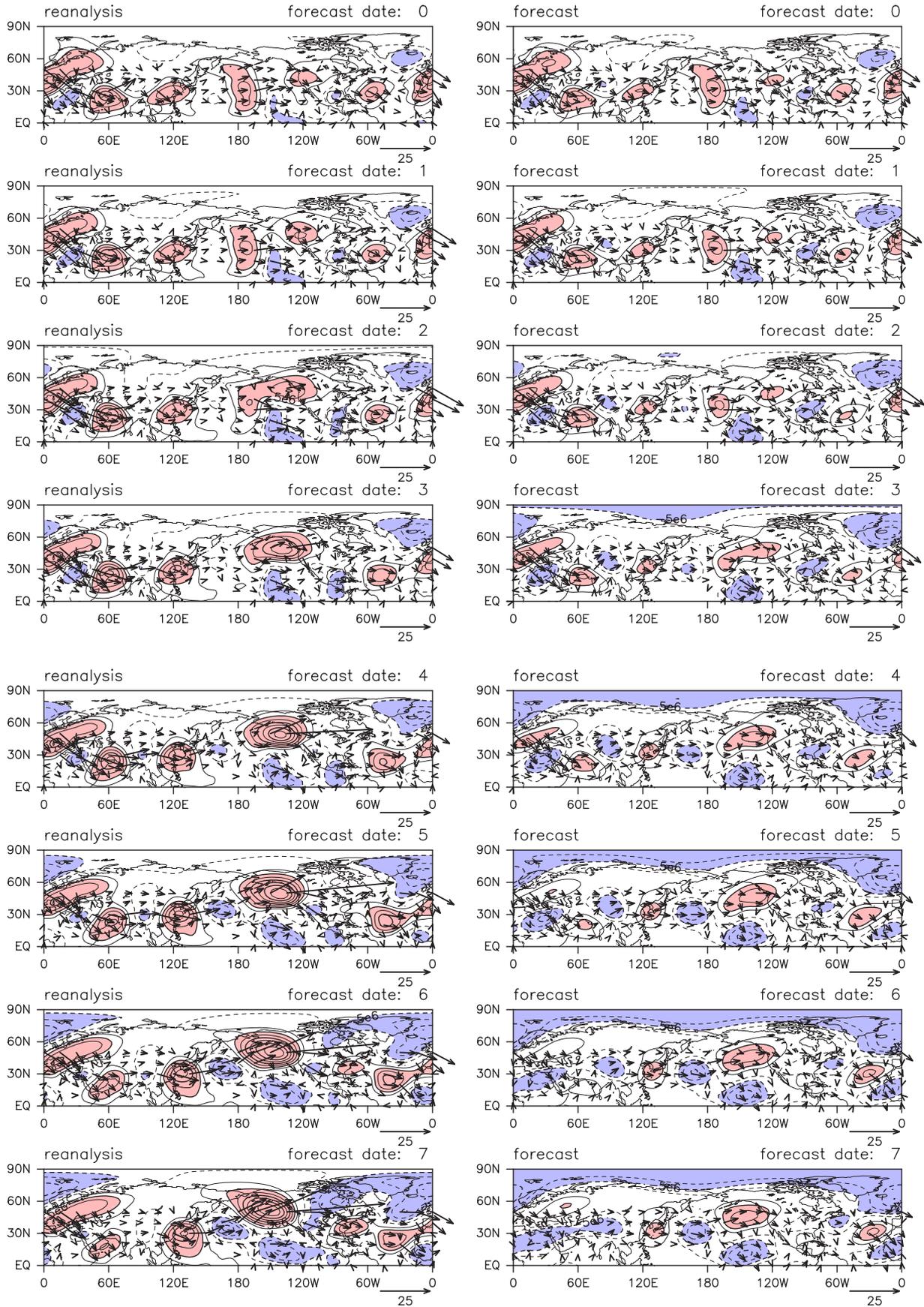


図 4.5 図 4.4 と同じ. ただし, 事例群 B に対する図である.

4.4.3 準定常 Rossby 波列の起源

前節で、アジアジェットに沿った準定常 Rossby 波の伝播の再現維持が PNA index の予報誤差に関係していることを示した。ここでは、PNA パターンをトリガーしているこの波列の起源について調べる。

予報初期日における解析値の χ_{200} 偏差と $V_{\chi_{200}}$ を示す。事例群 A(図 4.6(a)) は、波数 2 の構造をとり、インドネシアに収束域が、インド洋と東太平洋に発散域が存在する。一方、事例群 B(図 4.7(a)) では、赤道上では波数 1 の構造が卓越し、インドネシアからインド洋へ発散域、東太平洋域に収束域が存在する。また北緯 20 度付近には東西へ連なる波列構造が見える。M08 で示された PNA イベントのピークの 9 日前の発散場の分布(図 1.7, 図 1.8)と比較すると、まず、正の PNA イベントに対応する事例群 A では、M08 ではインドネシアは発散域であるのに対し、収束域になっている。一方、負の PNA イベントに対応する事例群 B では、M08 ではインドネシアは収束域であるのに対し、発散域になっている。すなわち、発散場の構造は、M08 と逆位相になっている。彼らは、正の PNA イベントをトリガーするには MJO に伴ってベンガル湾の北で発散風の南風成分が、負の PNA イベントをトリガーするには北風成分が重要であると指摘していた。一方、正の PNA イベントに対応する事例群 A も、負の PNA イベントに対応する事例群 B も、ベンガル湾の北での南北風成分は M08 と同じ符号であるが、MJO よりも小さな構造の発散に伴う発散風である。

一方、予報誤差の小さな事例群 A(正の PNA パターン)の予報初期日の次式で与えられる線形化された低周波成分に伴う Rossby wave source(以下 RWS):

$$-(f + \nabla^2 \bar{\psi}) \nabla \cdot \mathbf{V}_{\chi}^L - \nabla^2 \psi^L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}_{\chi} - \bar{\mathbf{V}}_{\chi} \cdot \nabla (\nabla^2 \psi^L) - \mathbf{V}_{\chi}^L \cdot \nabla (f + \nabla^2 \bar{\psi}) \quad (4.1)$$

と、 $\beta - \bar{u}_{yy}$ で与えられる基本場の実効 β の分布を示した図 4.6(c) から、 30°N 付近のアジアジェットに伴う実効 β の大きな領域の中の 60°E 付近に正の RWS(実線)が、中国南東に負の RWS(破線)がある。その東側の流線関数偏差は RWS に一致する符号を持っている(図 4.6(b))。事例群 B(負の PNA パターン)も予報初期日にアジアジェットに沿った Rossby 波列が存在する(図 4.7(b))。この場合も RWS の東側に RWS に一致する符号をもった流線関数偏差が存在している。

M08 は、式 (4.1) の各項のうち第 4 項が支配的であり、PNA パターン形成をトリガーした波列は、MJO に伴う発散風に伴う絶対過度移流により生成されたことを示している。しかし、事例群 A と事例群 B で RWS の各項を計算したところ第 1 項が支配的であった。これは発散風の収束・発散による過度生成効果が大きいことを意味している。 30°N 付近の発散場を見ると、MJO よりも小さな発散場の構造が存在している。これらの事実は、事例群 A と事例群 B で PNA パターンのトリガーとなったのは、アジアジェット上の Rossby 波列で、この Rossby 波列は MJO のような地球規模の大気循環偏差で励起されたのではなく、ヨーロッパなどのより上流側から伝播してきた波列がその形成要因となっていることを示唆している。成因については 4.5 節で詳しく解析する。

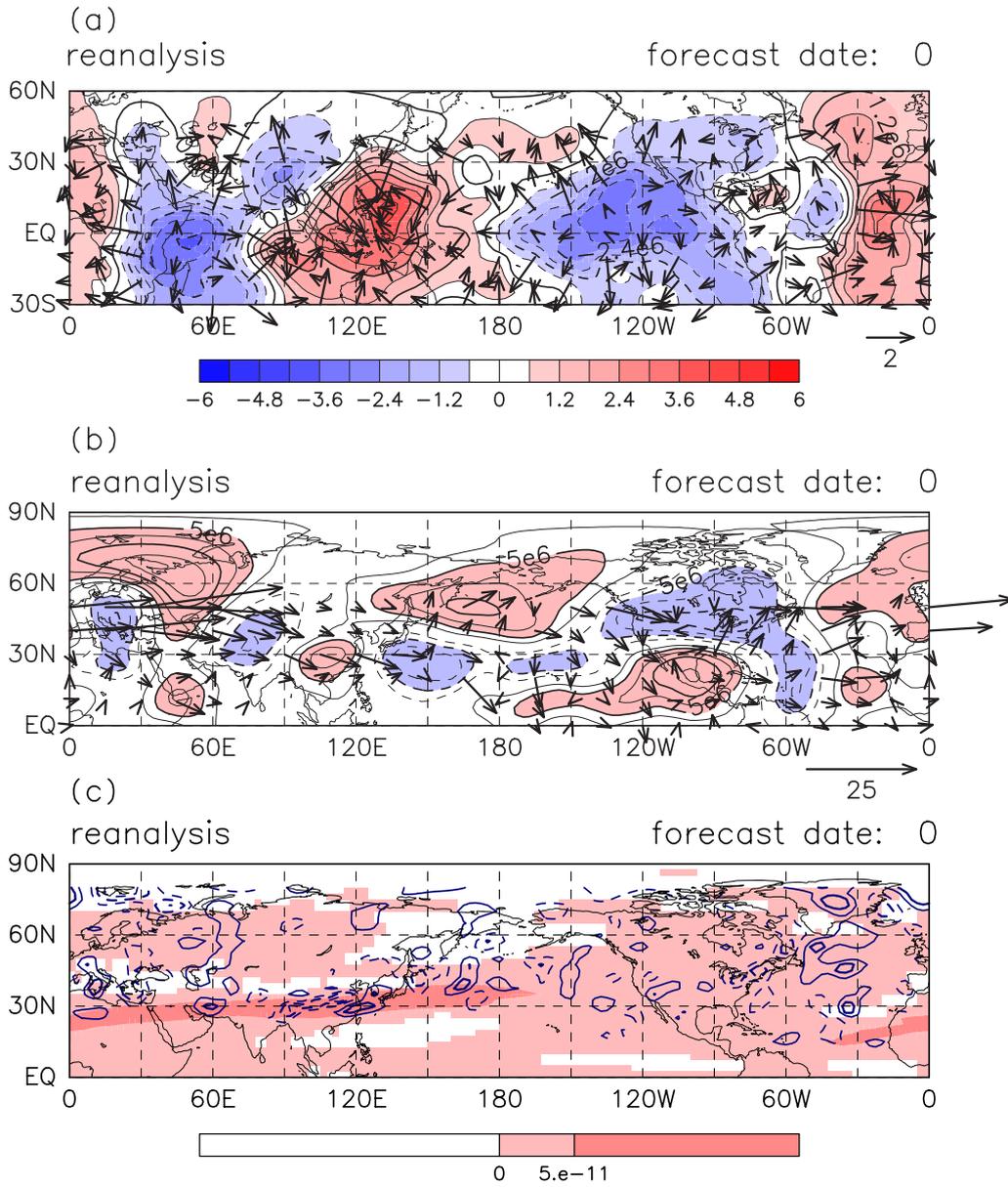


図 4.6 事例群 A の予報初期日の解析値のコンポジット図。(a) χ_{200} 偏差 (コンターとカラー. コンター間隔とカラー間隔は $0.6 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) と発散風偏差 (ベクトル. 単位: ms^{-1} . 45°N 以北は省略.). χ_{200} の負の値は発散を表す. (b) ψ_{200} 偏差 (コンター. コンター間隔は $2.5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ で $0 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ の等値線は省略. 赤: $5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 以上. 青: $-5 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 以下.) と, それに伴う波活動度フラックス (ベクトル. 単位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. 60°N 以北は省略.). (c) 200hPa における基本場の実効 β (カラー. ただし $0 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 以上の値) と, Rossby wave source (コンター. コンター間隔は $3 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ で 0s^{-2} の等値線は省略.). 各図におけるベクトルの大きさは右下隅に与えてある.

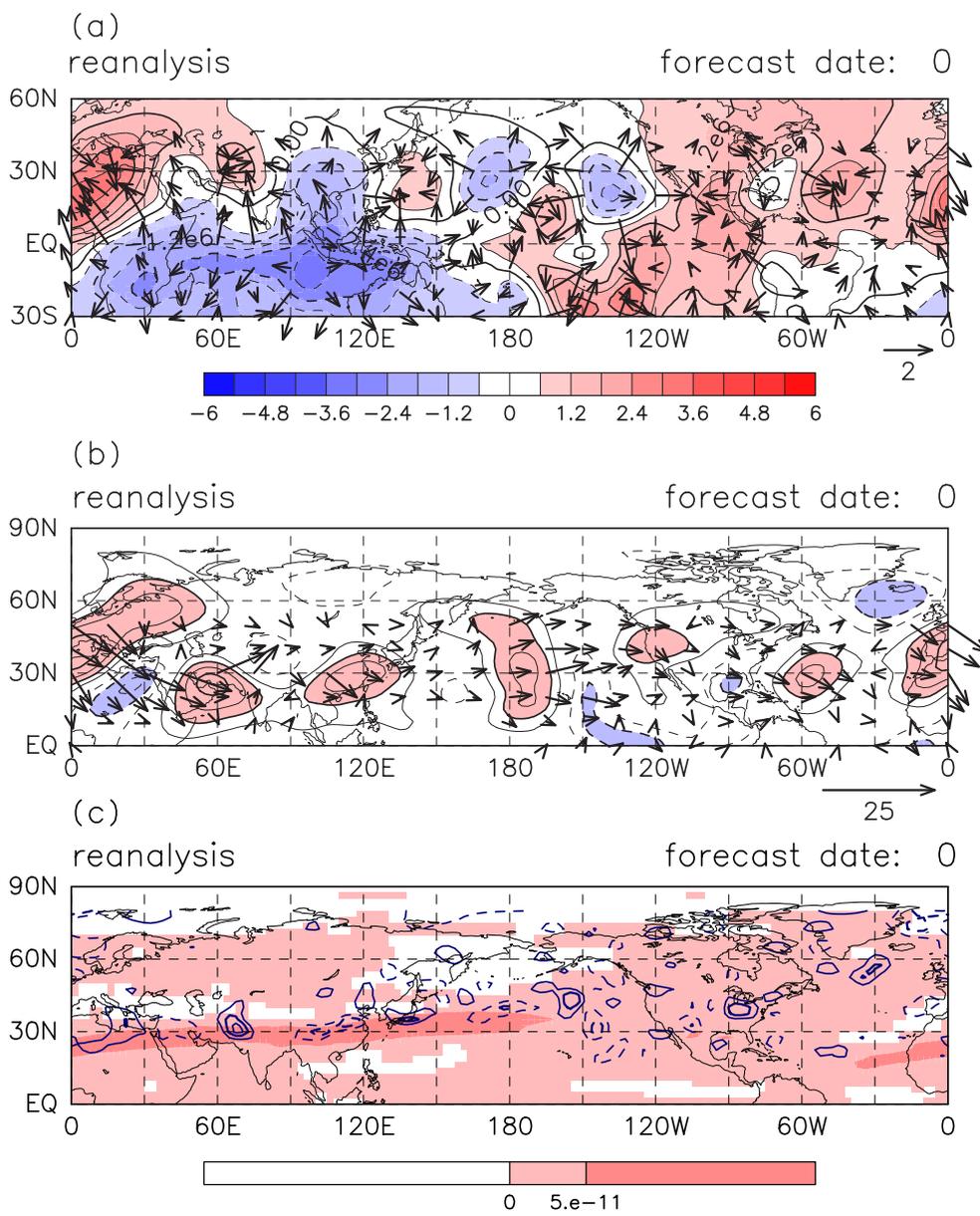


図 4.7 図 4.6 と同じ. ただし事例群 B のコンポジット.

4.5 アジアジェット上の Rossby 波列の成因と予報誤差

PNA パターンがアジアジェット上の Rossby 波列によりトリガーされ、この Rossby 波列がヨーロッパなどのより上流側から伝播してきた波列により形成されることが示唆された。ここではなぜ、この準定常 Rossby 波の予測に違いが生じたかについて調べた。可能性として

1. Rossby wave source の違い
2. 基本場の西風分布や導波管の構造の違い

の二つの原因が考えられる。不正確な Rossby wave source は当然ながら、誤った Rossby 波を形成する (Sardeshmukh and Hoskins, 1988)。Hoskins and Ambrizzi(1993) は、アジアジェットに沿った波列の伝播は、アジアジェットが Rossby 波の導波管の役割を果たすために生じる現象として理解できることを示している。従って、アジアジェットが作り出す導波管の構造が、解析値と予報値で異なれば、アジアジェットに沿った Rossby 波の伝播も異なる可能性がある。

(1)RWS の違い

まず事例群 B について示す。事例群 B では、予報 0 日目と同じように、予報 7 日目まで、実効 β の値が大きなアジアジェット上で、 0°E から 120°E にかけて RWS が東西に連なって分布し、これらの RWS の符号に対応するようにその東側に ψ_{200} 偏差が分布していた。図 4.8 に、事例群 B の予報 1, 3, 5, 7 日目における RWS と基本場の実効 β を示す。解析、予報とも、カラーは基本場 (気候値) について計算した実効 β の値 ($\beta - \bar{u}_{yy}$) を示す。濃い陰影の部分が、およそ Rossby 波の伝播可能領域を示す。一方、コンターは式 (4.1) に基づき求めた Rossby wave source を示す。解析値 (左の列) では、実効 β の値が大きなアジアジェット上でアフリカ北部とインド北部に正の RWS (実線) が存在し、図 4.5 の解析値 (左の列) を見ると、それらの東側に低気圧性偏差が存在していることが見てとれる。また、実効 β の値が大きなアジアジェット上でアラビア半島の北部と中国南東部には負の RWS (破線) が存在し、図 4.5 左の列の解析値を見てもそれらの東側には高気圧性偏差が存在していることが見てとれる。したがって、これらの ψ_{200} 偏差は RWS により作り出され、アジアジェット上を伝播していたことが分かる。一方、解析値で予報 0 日目から 7 日目まで存在しているアラビア半島の北部の負の RWS とアフリカの北部の正の RWS が、予報値 (図 4.8 右の列) では、予報 3 日目以降、弱くなり上手く再現できていない。しかも、大きな実効 β の値の上ではなくやや北偏している。それに伴い、予報では、特に、このアラビア半島の北部の RWS により作り出されている、アラビア半島の高気圧偏差が解析値に比べ小さい (図 4.5)。従って、予報 3 日目まででのアラビア半島の北部やアフリカの北部の RWS の表現が悪かったために、上流からのアジアジェットに沿った Rossby 波の伝播

が上手く予報できず, PNA index の予報誤差が大きくなったと考えられる。

一方, 事例群 A でも, アジアジェット上に東西に連なった RWS が存在し, これらの RWS と対応する符号の ψ_{200} 偏差が存在している (図 4.9 左の列, 図 4.4 左の列)。すなわち, アジアジェット上で 60°E に正の RWS が存在し, その東側に流線関数の低気圧性偏差があり, また, 90°E 付近に負の RWS が存在し, その東側に流線関数の高気圧性偏差が存在している。従って ψ_{200} 偏差は RWS により作り出され, アジアジェット上を伝播していったことが分かる。しかし, 事例群 B とは異なり, 実効 β の値の大きな上に存在する RWS を予報でも正しく表現されている (図 4.9)。従って, 事例群 A では高度場偏差を作り出した RWS が正しく予報されていたために, アジアジェットに沿った ψ_{200} の準定常 Rossby 波の伝播を正しく予報でき, PNA index の予報誤差も小さくなったと考えられる。

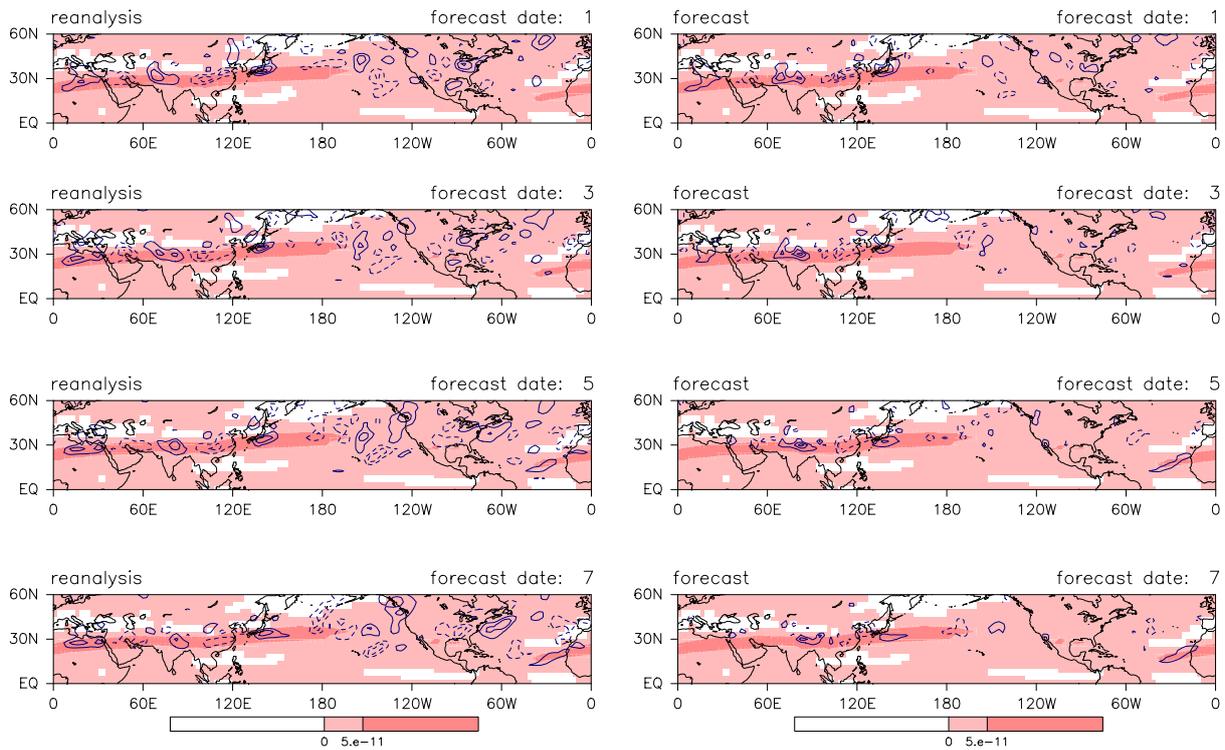


図 4.8 事例群 B の 200hPa における Rossby wave source (コンター. コンター間隔は $2 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ で 0s^{-2} のコンターは省略.) と実効 β (カラー. ただし, $0 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 以上の値.) のコンポジット. 左の列が解析値で右の列が予報値. 右上隅は予報日数を表す.

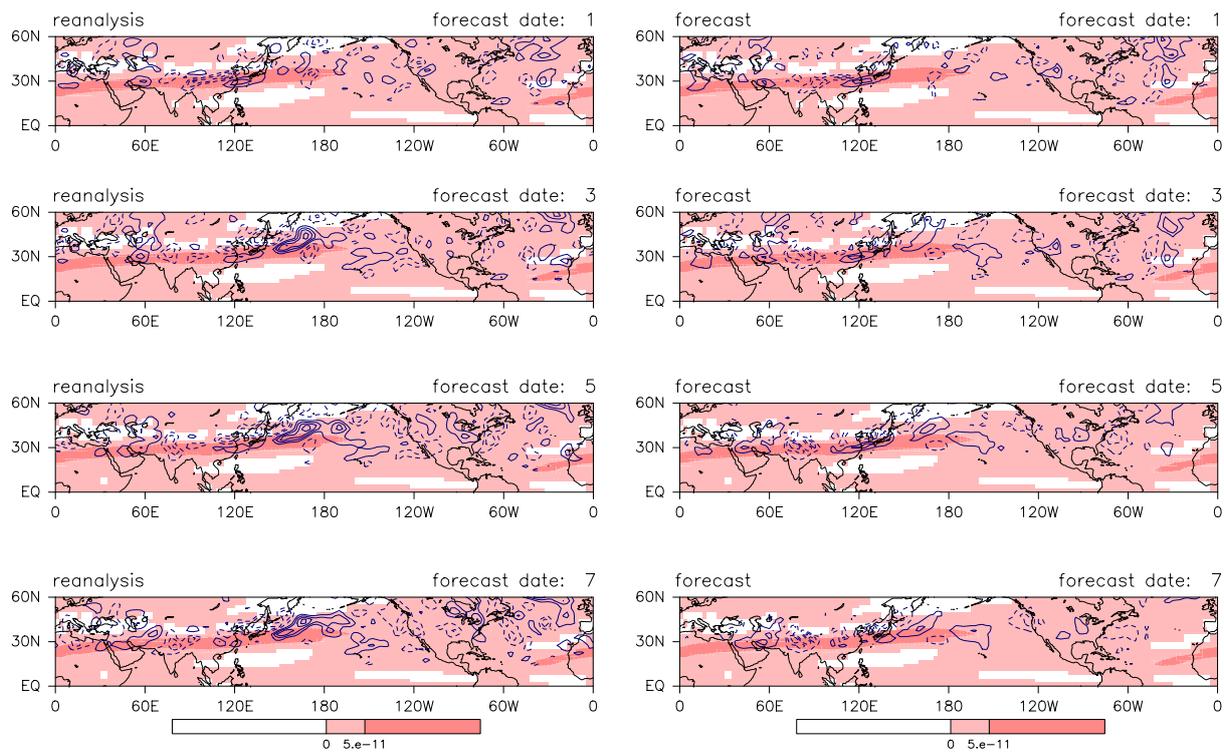


図 4.9 図 4.8 と同じ. ただし, 事例群 A に対するコンポジット.

(2) 導波管構造

次に2つ目の可能性について調べた結果を示す。解析値と予測値のそれぞれについて、波列に伴う擾乱成分を除くため波数0-3成分を基本場として与え、全定常波数を計算した(図4.10, 図4.11)。全定常波数の計算には Hoskins and Ambizzi(1993)と同じ式を用いた。デカルト座標系では以下のように定義される:

$$K_s = \sqrt{\frac{\beta - \bar{u}_{yy}}{\bar{u}}} \tag{4.2}$$

この K_s は与えられた西風分布において定在波として存在しうる最大の波数を与える。したがって、東西波数が K_s よりも小さな領域で波は南北方向に伝播出来る。このため、 K_s が南北方向に極大値をとる分布をするとき、極大値の K_s よりも小さな東西波数 (k) の Rossby 波は K_s と k が一致する緯度帯の中を伝播するようになる。したがって、南北方向に K_s の極大値が存在する場合、Rossby 波にとって導波管の構造が形成されていると考えることが出来る。すなわち、ある経度領域で南北方向に、 K_s の極大値が存在する場合、この値よりも小さな東西波数を持った波は導波管に捕捉される。

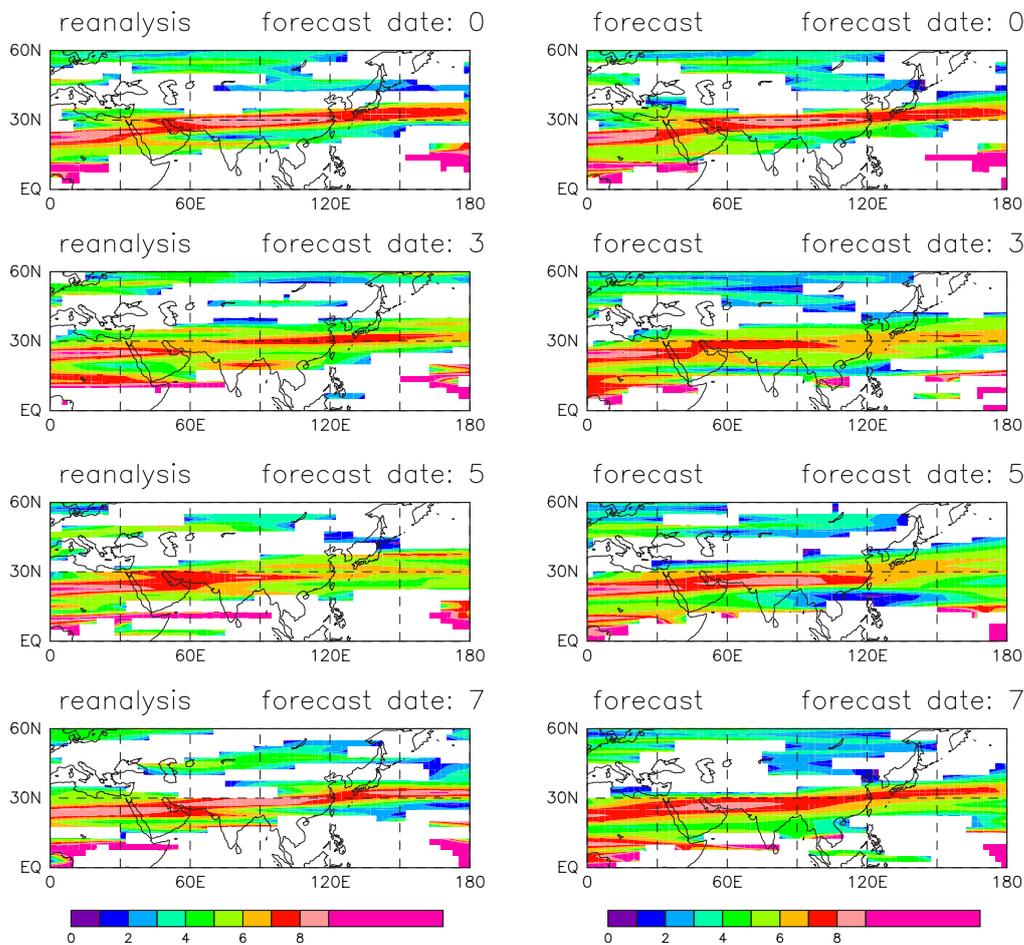


図 4.10 事例群 B の 200hPa における基本場 (波数 0-3 成分) の全定常波数. ただし, $1/a$ で無次元化した値 (a :地球の半径). 左の列が解析値で右の列が予報値. 右上隅は予報日数を表す.

まず、事例群 B について K_s を図 4.10 に示す。左が解析値で右が予報値である。予報 7 日目まで、予報値も解析値もアジアジェット上に Rossby 波の導波管が 30°N の $0^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$ に存在している。アジアジェットに沿った Rossby 波の波数は 4~5 であるが (図 4.5), この領域の全定常波数の極大値は予報も解析もそれ以上の 7~9 である。つまり、アジアジェットに沿った導波管の再現性はよく、予報でも解析でも Rossby 波を捕捉できる。したがって、導波管を有している予報値と解析値では、アジアジェットに沿った導波管の構造に差はなく、PNA パターンの予報に影響を与えていないと考えられる。事例群 A についても、予報値でも解析値でも予報 7 日目までの K_s の分布は Rossby 波にとっての導波管を有しており、アジアジェット上の Rossby 波列の導波管の再現性はよい (図 4.11, 図 4.4)。

以上の解析より、予報事例群 B では PNA パターンの予報誤差が大きくなったのは、アジアジェットに伴う導波管の上で上手く Rossby wave source を作り出せなかったことが大きな要因の一つであったと考えられる。

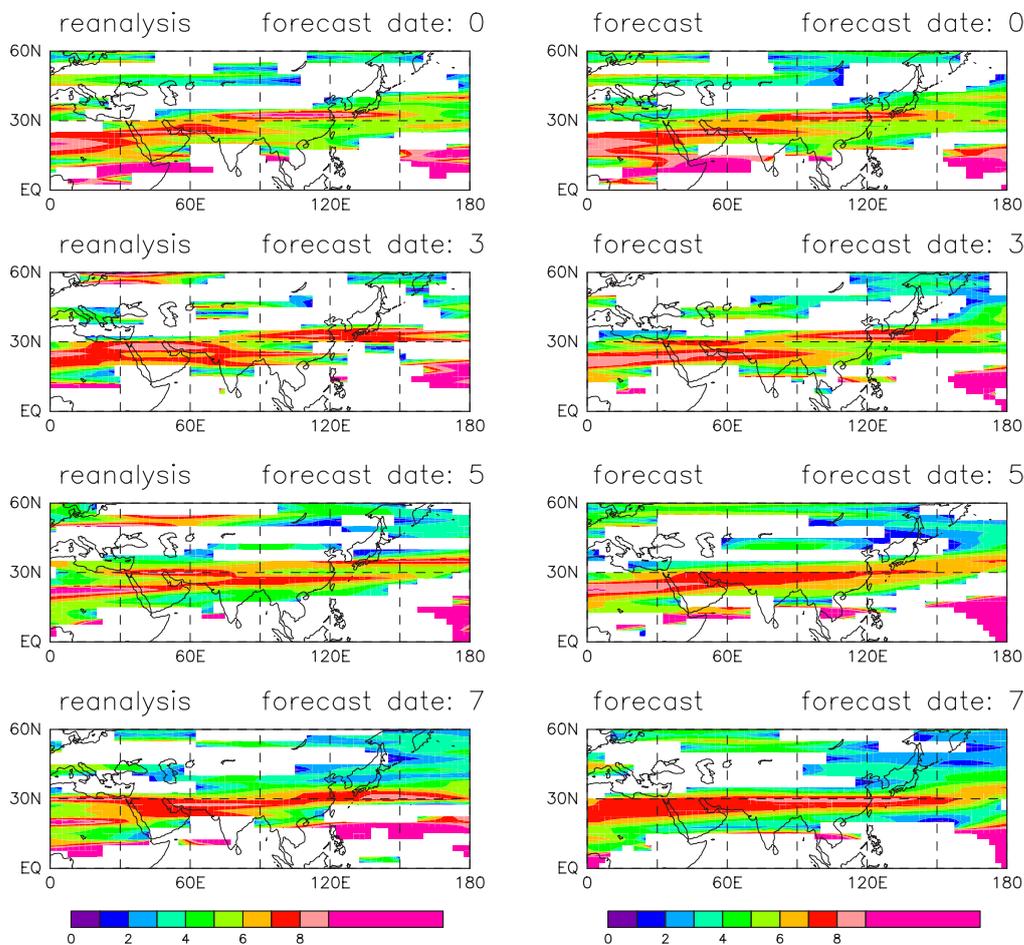


図 4.11 図 4.10 と同じ. ただし, 事例群 A に対して計算.

第5章

考察

前章で、PNA パターンの予報誤差の大きさは、アジアジェット上の導波管に捕捉されて下流に伝播する Rossby 波や、Rossby wave source の再現性に影響を受けることが示された。しかし、3.3 節で示されたように、この事実と、予報初期日の MJO の振幅や位相に PNA パターンの予測可能性が依存するという結果との関連性は明らかではない。ここでは Rossby wave source をうまく再現できない要因を考察することで両者の関係について議論する。

まず、事例群 B について式 (4.1) で表される RWS の各項を予報 7 日目まで計算した。その結果、すべての予報日で第一項の寄与が最も大きいことが分かった。この項は、収束・発散に伴う渦度生成項であり、その大きさは $f + \nabla^2 \bar{\psi}$ で表現される基本場の絶対渦度に比例する。図 5.1 に発散場の時間発展を示す。解析値の発散場の分布を見ると、予報初期日同様にアジアジェット上に小さい構造に伴って、収束と発散の中心が東西に連なって存在しており、これらと RWS が対応しているのがわかる (ただし、この発散・収束は Rossby 波が伝播していることが原因で存在するのかもしれない)。従って、この東西に連なった細かい発散場の構造を予報することが重要となる。しかし、発散場の予報値をみると、予報 2 日目以降、解析値に存在する 0°E から 60°E にかけての 30°N 帯の発散収束の中心が、予報では存在していない。同時に、やはり、その時期から 0°E の正の RWS と 60°E の負の RWS の振幅は小さくなり、大きな実効 β の値の上に存在しなくなっていくことが分かる (図 4.8)。

従って、 0°E から 60°E にかけてのアジアジェット上の発散場が正しく表現されなかったことにより RWS の再現性が悪くなったと考えられる。予報では赤道域で予報 2 日目以降 60°W から 60°E にかけての収束域が解析値に比べ急速に発達している。 0°E での収束域は、予測値では赤道上に存在しているため、赤道付近は東風領域であり、Rossby 波が射出されない。一方、解析値では、 0°E から 60°E にかけての 30°N 帯の発散収束の中心が存在し、そこから Rossby 波が射出されている。図 5.3 に、 χ_{200} の熱帯における経度-予報時間断面を示す。この図からも予報値において 60°W から 60°E にかけて、解析値では見られない収束域が発達していることが分かる。更に興味深いことは、解析値では MJO

に対応する波数 1 の構造をもつ発散場が約 6°day^{-1} の速さで東進している様子が見られるが、予測値ではこの発散場の東進をうまく表現できていない。つまり、MJO の東進を予測できなかったために、東経 40° 、北緯 30° 付近の発散場の再現正が悪くなり、うまくそこから射出する Rossby 波束を再現できなかったと考えられる。つまり、PNA パターンの予測誤差の大きさに影響を与える RWS は、M08 の示した MJO に伴う RWS ではなく、より上流側の 40°E 付近のアジアジェットに存在する RWS であり、これはさらに上流のヨーロッパから伝播した波束により形成されている可能性が高い。また、この経度領域での MJO の東進性を上手く再現出来なかったためにこの RWS の表現が悪くなったと考えられる。

事例群 A でも、予報 7 日目まで RWS の各項を計算したところ、全ての予報日で第一項が支配的であった。事例群 A では 30°N 帯の 60°E の正の RWS により低気圧偏差が、インドの北の負の渦度ソースにより高気圧偏差が作り出され、アジアジェット上を下流に伝播し PNA パターンの形成に影響を与えている (図 4.4, 図 4.9)。解析値の発散場 (図 5.2 左) を見ると、この 2 つの Rossby wave source が存在する位置には発散の中心と収束の中心が存在し、アジアジェット上の 60°E とインドの北の RWS が対応していることが分かる。予報値の発散場 (図 5.2 右) をみると、アジアジェット上の 60°E の発散の中心は解析値に比べ弱いものの、 60°E とインドの北の発散と収束の中心は予報出来ている。事例群 B と比べ、赤道付近の発散場の予報は RWS を作り出すのに重要な発散場の構造を変えるほど大きな違いは解析値と予報値で見られない。 $\chi 200$ の赤道における経度-予報時間断面 (図 5.4) を見ても、今対象としている予報 7 日目までは予報値と解析値で発散場に大きな違いがないことが分かる。そして、解析値を見ると、事例群 B とは異なり、MJO のように波数 1 をもって東進する構造は存在していない。このことは、MJO が存在した場合その東進を予報することは難しく、そのために Rossby wave source の形成に重要な発散場の構造に影響をあたえることを示唆している。

従って、以上のことから、気象庁のモデルでは、MJO の東進を再現することが難しいため、予報初期日に MJO が存在していた場合には、MJO を予報することができず、亜熱帯ジェット付近の発散場の予報が悪くなってしまふ。その結果、アジアジェットの RWS の表現が悪くなり、PNA パターンの予報に寄与するアジアジェットを伝わる Rossby 波列を上手く再現出来なくなる。このことが原因で、予報初期日に MJO に類似した発散場が存在する場合に予測可能性が低いという第 3.3 節での結果が得られていたと理解出来ると考えられる。この MJO と考えられる構造は、事例群 B の全てに含まれていた。そして、そのすべてが MJO の東進を表現できていなかった。

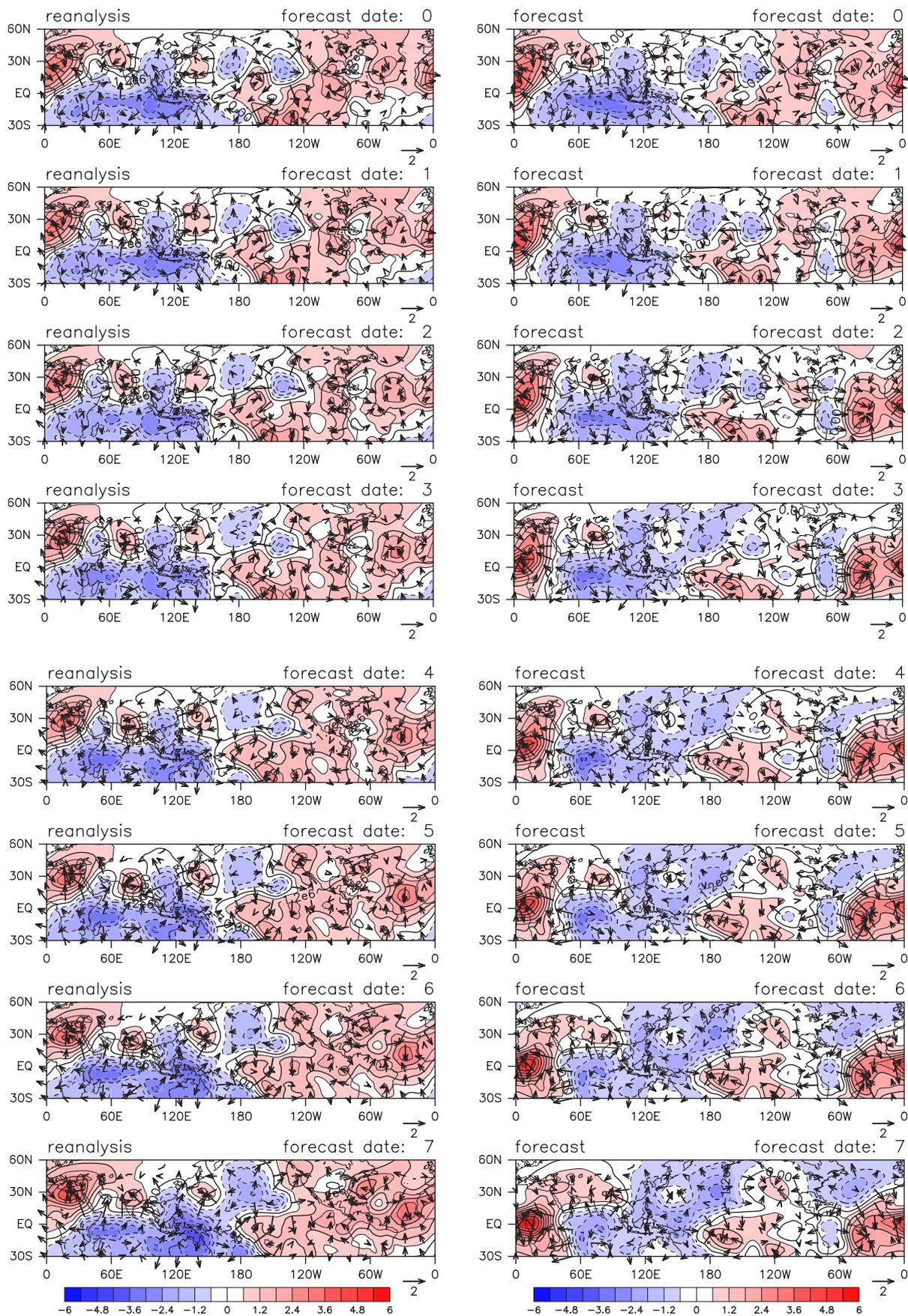


図 5.1 事例群 B の χ_{200} 偏差 (コンターとカラー. コンターとカラーの間隔は $0.6 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.) と 200hPa の発散風偏差 (ベクトル. 単位: ms^{-1} . 45°N 以北は省略.) のコンポジット. χ_{200} の負の値は発散を表す. ベクトルのスケージングは右下隅に与えてある. 左の列が解析値で右の列が予報値. 右上隅は予報日数を表す.

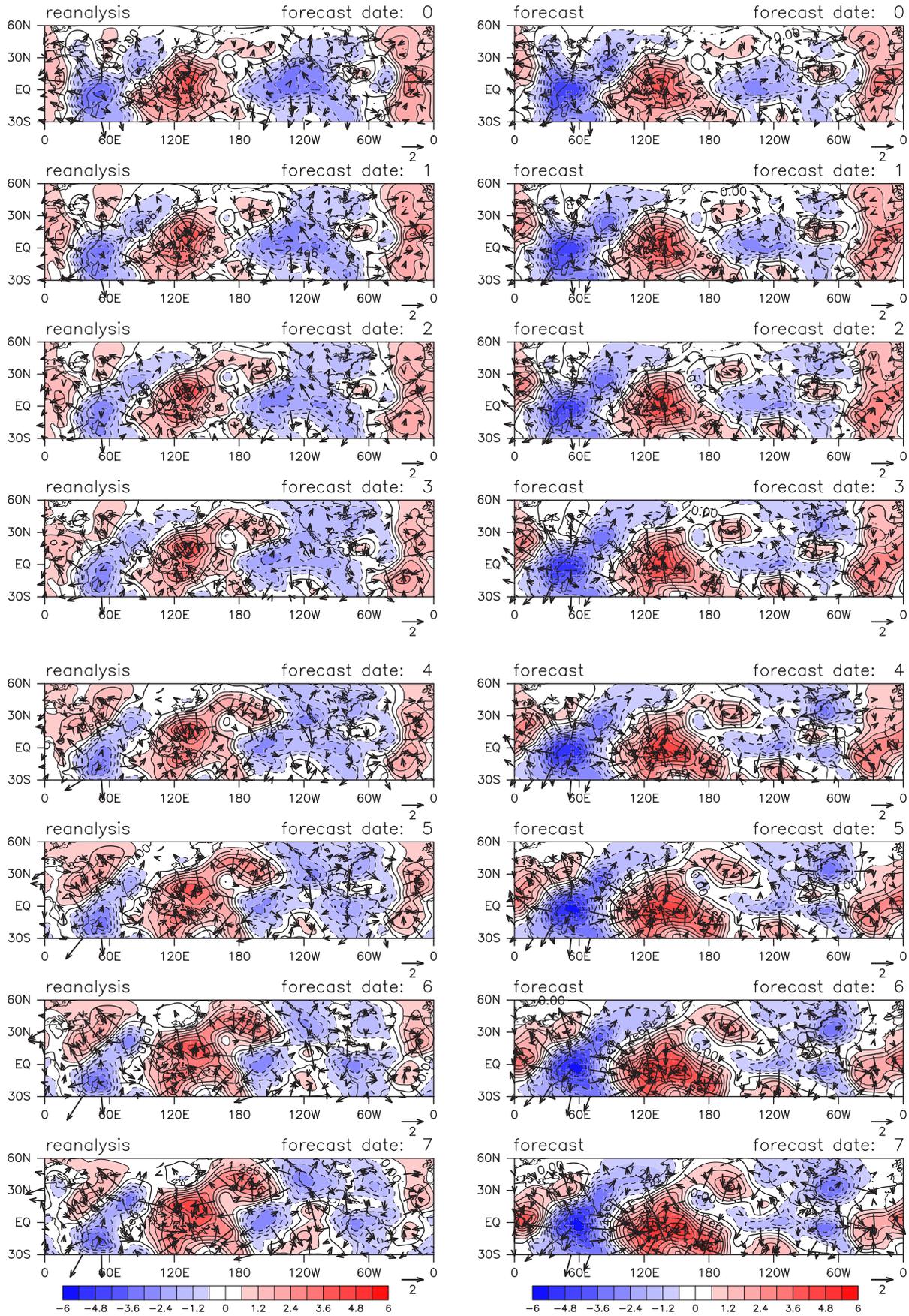


図 5.2 図 5.1 と同じ. ただし, 事例群 A に対するコンポジット.

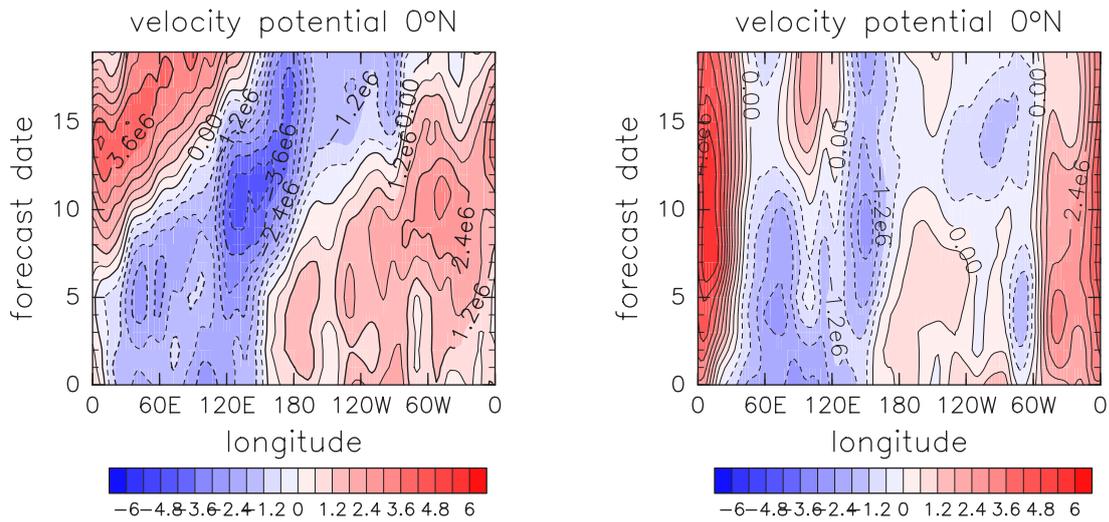


図 5.3 事例群 B の χ_{200} 偏差の赤道における経度-予報時間断面. コンターとカラーの間隔は $0.6 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ のコンポジット. χ_{200} の負の値は発散を表す. 左の列が解析値で右の列が予報値.

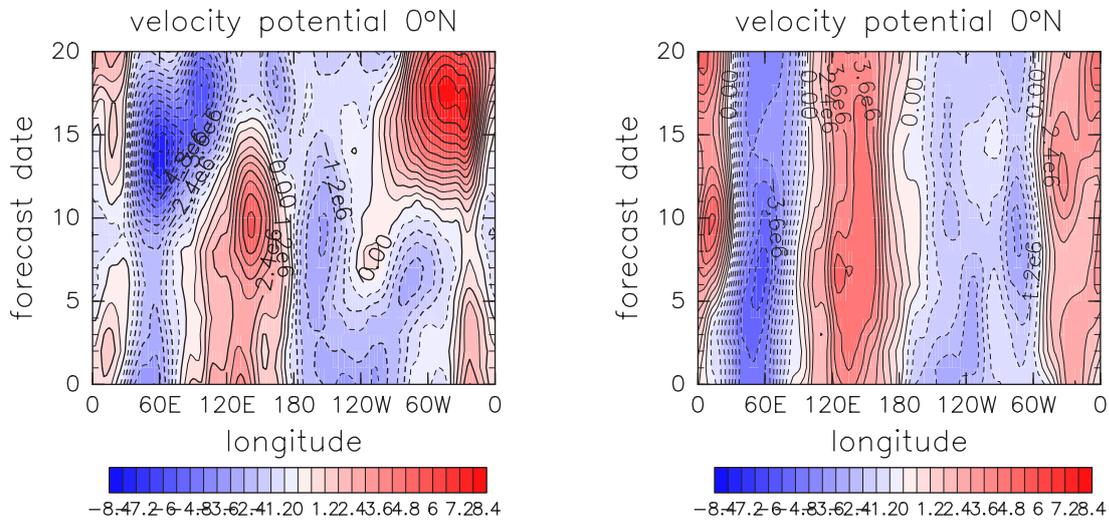


図 5.4 図 5.3 と同じ. ただし事例群 A に対するコンポジット.

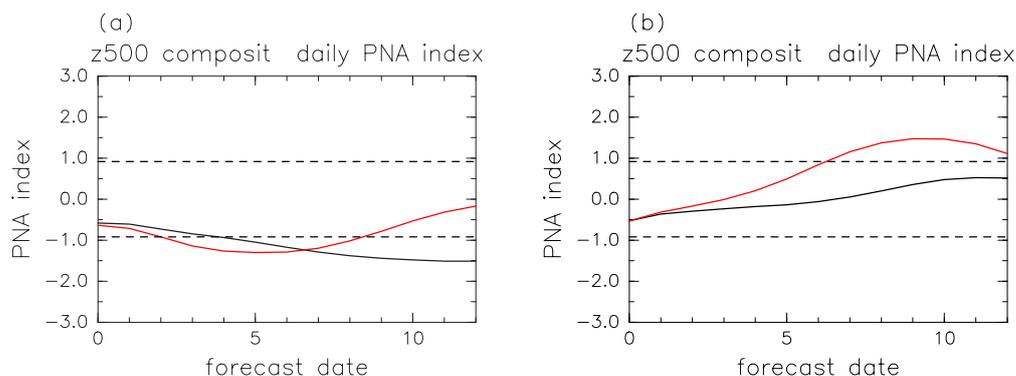


図 5.5 (a) 事例 C と (b) 事例 D の PNA index の時系列. 黒実線:アンサンブル平均. 赤線:解析値. 黒点線:PNA index の標準偏差.

次に、事例群 A, B 以外で正の PNA パターンを予測し、予報誤差が大きい事例 D(1 例) と、負の PNA パターンを予測し、予報誤差が小さい事例 C(1 例) で前章で得られた理解が正しいかどうか確認する。図 5.5 に事例 C, D の PNA index の時系列を示す。事例 C では解析 (赤線) の PNA index は減少し、予報 5 日目には負の振幅が極大をむかえ、事例 D では解析 (赤線) の PNA index は徐々に増加し予報 7 日目までに大振幅となる。一方、予測値では、事例 C では、ほぼ解析値と同様に PNA index は減少しているが、事例 D では、増加しきれていない。

まず 7 日予報誤差の小さい事例 C(負の PNA パターン) について、 ψ_{200} 偏差の時間発展を図 5.6 に示す。解析値を見ると、予報初期日からほぼ負の PNA パターンが形成されている。そして、負の PNA パターンの偏差の一つである北太平洋上の高気圧偏差から下流にエネルギーを伝播していることがわかる。しかし、事例群 A や B と異なりアジアジェット上を、北太平洋上に存在する PNA パターンの偏差中心に向かって伝播する Rossby 波列は存在しない。PNA index の時系列 (図 5.5) を見ると、この事例 C では、予報初期日に既にある程度の大きさの負の PNA パターンが存在することが分かる。このことから、この事例 C については、PNA パターンはすでに形成されているため、アジアジェット上を東側に伝播する Rossby 波によるエネルギー伝播は存在しないと考えられる。一方、予報では、北太平洋上の高気圧偏差から下流に伝わる Rossby 波のエネルギー伝播はよく予報できているため、うまく ψ_{200} 偏差場を再現することに成功している。また MJO に伴う熱帯からの Rossby 波列も予測していない。このようにアジアジェットを伝わる Rossby 波列によるエネルギー伝播が PNA パターン形成に必要なでない場合、PNA パターンの予報誤差も小さくなることが示唆される。逆に、PNA パターンの予測に対するアジアジェット上を伝わる Rossby 波束の再現性の重要性が再確認された。

次に、7 日予報誤差の大きい事例 D(正の PNA パターン) について ψ_{200} 偏差の時間発展を図 5.7 に示す。解析値を見ると予報初期日に北太平洋に高気圧偏差が存在している。波活動度フラックスの水平成分を見るとわかるように、下流の低気圧正偏差に向かってエネルギーを射出することでこの高気圧偏差は減衰する。この北太平洋の高気圧が減衰した

後、北太平洋上に低気圧偏差が出来て正の PNA パターンに成長している。つまりこの事例 C は、負から正への PNA パターンの遷移期に相当する。事例 C の PNA index の時系列を見るとより明らかである。一方、予測値では、解析値に比べて、予報初期日に北太平洋に存在した高気圧偏差からのエネルギー射出は小さく、この偏差は持続している。さらに解析に比べ、ユーラシア大陸の高気圧偏差からのエネルギー伝播が弱い。これらのことが事例 D で予報誤差が大きくなった原因と考える。この事例は、M08 や今まで見てきた予報事例とは PNA パターンの形成メカニズムが異なるため、アジアジェット上の Rossby 波列が PNA パターンの予報に重要であるというこれまでの結果を確認することはできない。

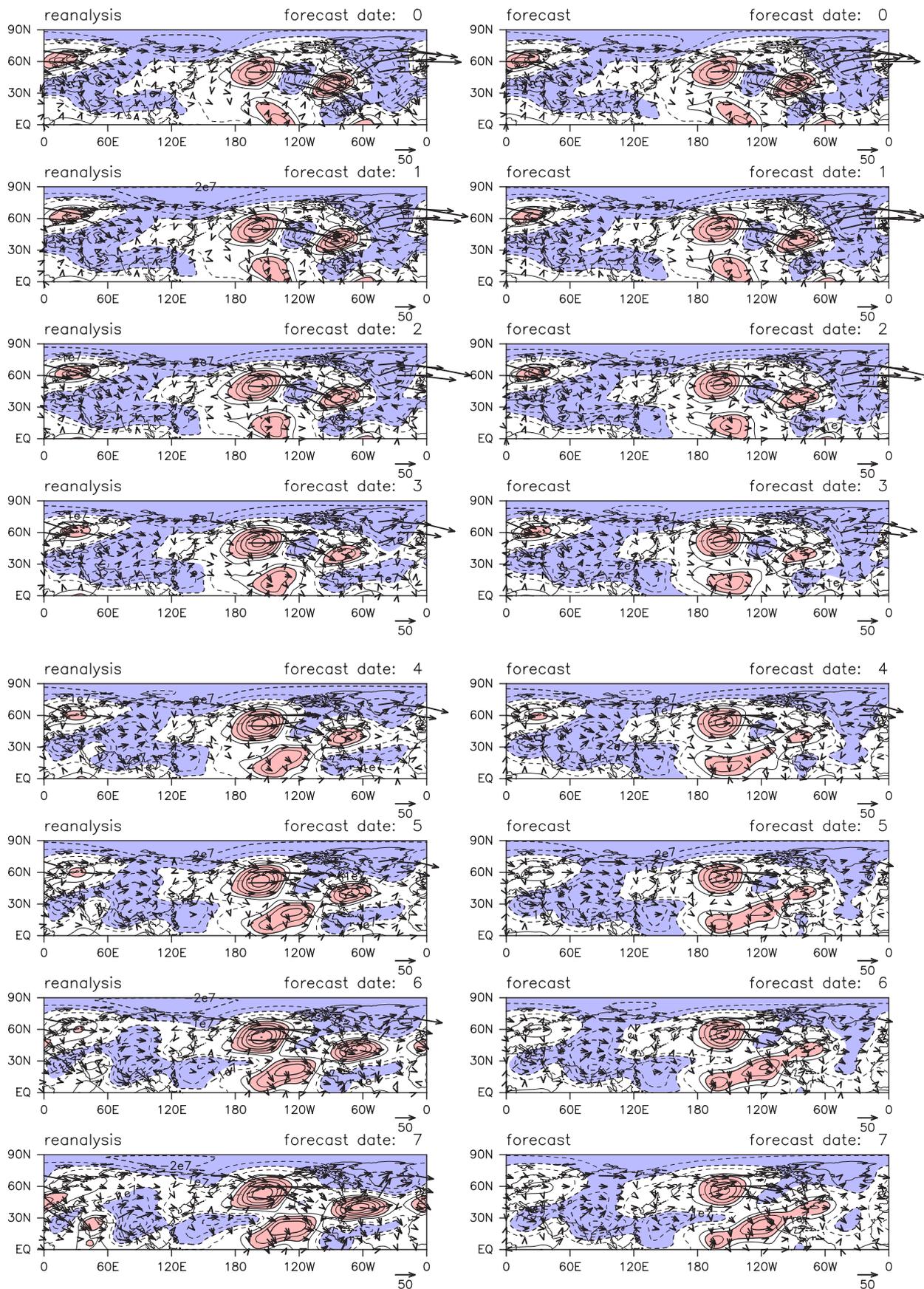


図 5.6 事例 C の ψ_{200} (コンター. コンター間隔は $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. 陰影は赤: $10 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 以上, 青: $-10 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 以下. $0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の等値線は省略.) と波活動度フラックス (ベクトル. 単位: $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$. 70°N より北は省略.). ベクトルのスケールは右下隅に与えてある. 左の列が解析値で, 右の列が予報値. 右上隅は予報日数を表す.

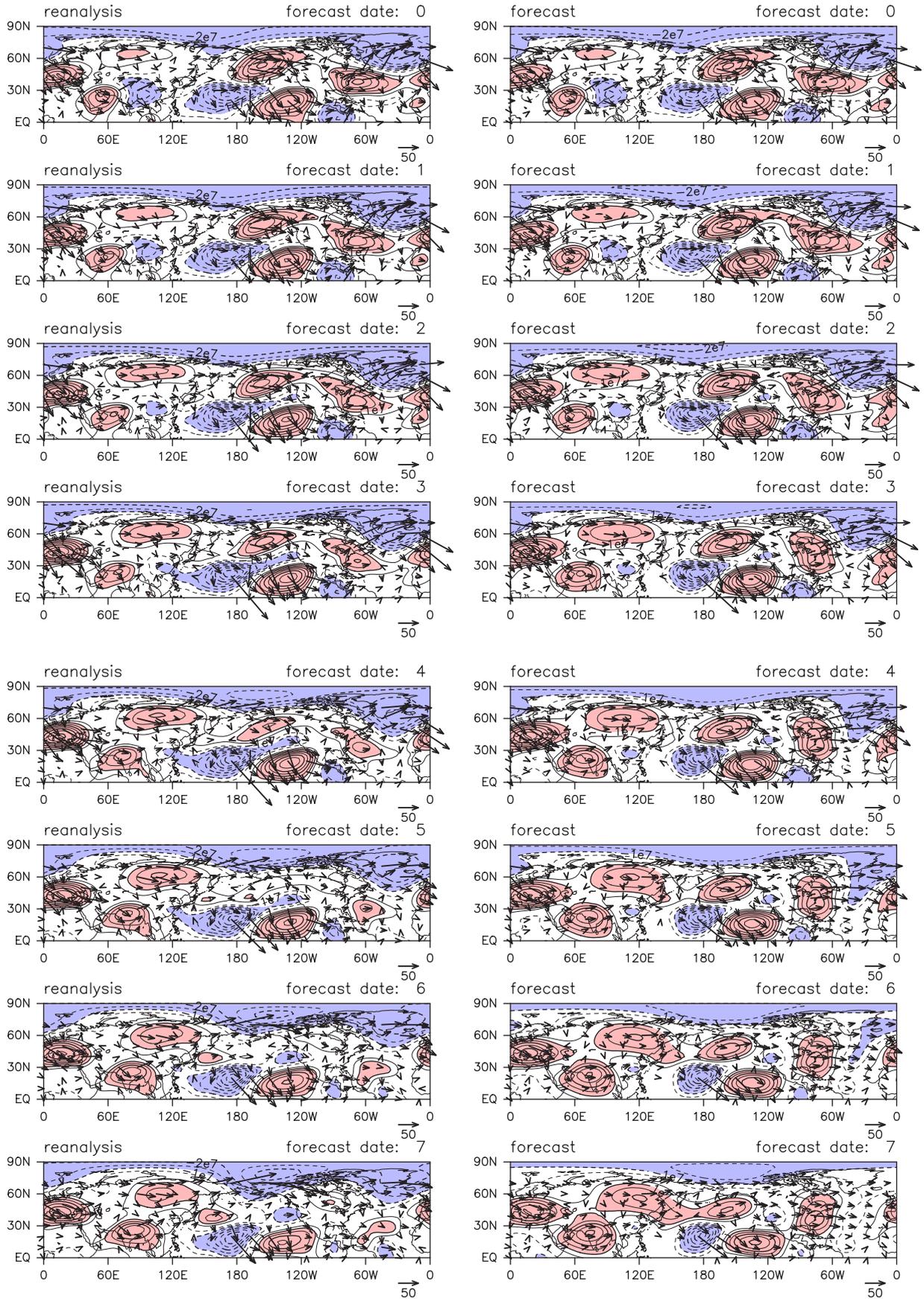


図 5.7 図 5.6 と同じ。ただし、事例 D に対する図である。

第6章

結論

中緯度における大規模な大気変動の中に存在するテレコネクションパターンの一つとしてよく知られる PNA パターン (Pacific/North American pattern) は、, ハワイ, 北太平洋, カナダ西部, 北アメリカ東部に気圧変動の中心を持つ低周波変動である。PNA パターンの下流の高度場偏差は、ハワイ, または北太平洋上の高度場偏差から Rossby 波が大円に沿って下流に伝播することで形成される。PNA パターンが存在する領域は、北半球冬季において大気変動の大きい領域であり、予報誤差が他の領域に比べて大きい。このため PNA パターンの予報誤差は、北半球全体の予報誤差に大きな影響を与えるために、PNA パターンの予測可能性を明らかにすることは重要である。

ここでは、1992 年から 2001 年の 10 年間の期間について実施された気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報実験データ結果を用いて、冬季 (11 月から 3 月) における日々の PNA パターンの予測可能性について詳細に検討した。Mori(2008) により、30-60 日周期を持つ熱帯域で卓越する地球規模の擾乱である MJO(Madden-Julian Oscillation) が PNA パターンの形成に関連していることが示されており、このことを考慮して特に、MJO が PNA パターンの予測可能性に与える影響について詳しい解析を行った。また、解析値として JRA-25 再解析データを使用した。EOF 解析に基づき、PNA パターンの極性と振幅を表現する PNA index を作成し、この PNA index の予測値と解析値の差を予報誤差と定義し、PNA パターンの予報誤差を評価した。解析値と比較する予報値には、全アンサンブルメンバー 11 個の平均で与えられるアンサンブル平均値を用いた。

まず、PNA index の予報誤差と、PNA index の予報初期日の値との関係について調べた。予報初期日に PNA index が負の値、つまり北太平洋で高気圧偏差が存在する大振幅の負の PNA パターンが予報初期日に存在する場合、予報初期日以降 PNA index の予報誤差は大きくなることが示された。また、PNA index の予報誤差と、PNA index の値との関係を回帰分析により調べた。その結果、予報 3 日目以降の予報誤差の大きさは、北太平洋での正の高度場偏差と有意に関係することが示された。つまり、負の PNA パターンを予報する場合に、PNA index の予報誤差が大きくなる傾向がある。この結果は Palmer(1988) と整合的である。

次に、PNA パターンの予報誤差の大きさと予報初期日の MJO の振幅や位相に対する依存性について調べた。その結果、MJO の振幅が、その気候学的な標準偏差 (σ) よりも大きい場合、予報 7 日目まで PNA index の予報誤差は大きいことが示された。一方、MJO に伴う発散域が予報初期日にインドネシア又はインド洋にある場合に、予報 8 日目まで、PNA index の予報誤差が大きくなることが示された。また、回帰分析の結果からも、PNA index の予報誤差が大きい場合、予報 11 日目までについての場合、予報初期日にインド洋からインドネシアに対流圏上層に発散の中心が存在する場合に、PNA index の予報誤差が大きくなる傾向にあることが示された。

次に、PNA パターンの形成過程における予報誤差に着目するため、持続する PNA パターンとして定義される PNA イベント抽出し、予報 9 日目までに PNA イベントが生じた事例について解析を行った。これらの事例では、PNA index の予報誤差が、より有意に予報初期日の対流圏上層の発散場と関係していることが回帰分析から示された。特に、予報 7 日目の PNA index の予報誤差の大きさが、最も予報初期日の対流圏上層の発散場と関係し、予報初期日に対流圏上層に発散の中心がインドネシア又はインド洋にある場合に、予報誤差が大きくなる傾向にあることが示された。まず、全イベントを予報 7 日目における PNA index の解析値と、その予報誤差の大きさを 9 通りに分類した。その結果、予報誤差の大きい(小さい)事例では PNA index は負(正)で大きくなる傾向にあることが示された。これは、前述した PNA index の予報誤差の大きさと PNA パターンの極性に関する回帰分析の結果と整合的である。次に、PNA index の予報誤差が小さく、正の PNA イベント(北太平洋で低気圧偏差をもつ正の PNA パターン)を予報する 3 事例(事例群 A)、予報誤差が大きく、負の PNA イベント(北太平洋で高気圧偏差を持つ負の PNA パターン)を予報する 5 事例(事例群 B)それぞれについて合成図解析を行った。その結果、事例群 A では PNA イベント形成期に見られる北緯 30° 、東経 $30^{\circ} \sim 120^{\circ}$ 付近のアジアジェット上を東へ伝播する東西波長約 6000km の準定常 Rossby 波列をうまく再現出来ていた。一方、事例群 B ではこの Rossby 波列をうまく予測できず、PNA パターンの形成を予測することが出来なかった。従って、アジアジェットを北太平洋に向かって下流側に伝わる Rossby 波列が PNA パターンの形成に寄与しており、この Rossby 波束の伝播再現性が PNA パターンの予測可能性に影響を与えている。また、この Rossby 波はアジアジェット上での収束や発散が作り出す渦度生成項(Rossby wave source の一部)と対応しており、この Rossby wave source の再現性が悪い場合、PNA パターンの予測可能性は低かった。この Rossby wave source において、Mori(2008)で指摘された MJO に伴う発散風による絶対渦度に伴う項の寄与は小さく、このアジアジェット上の Rossby 波列の生成には、彼らが指摘した MJO の役割りは小さいことが示唆される。さらに、このアジアジェット上の Rossby 波列の波源は、ヨーロッパ域から南東に伝播する Rossby 波束であることが示唆された。事例群 B では、大西洋域からインド洋への MJO の東進をうまく表現されず、熱帯域の発散域がアフリカから中東域に停滞したため、ヨーロッパ域から伝播する Rossby 波列がアジアジェット上に捕捉されるプロセスをうまく再現できなかったと考えられる。こ

のことから、予報初期日に MJO が存在すると、PNA index の予報誤差が大きくなる事実を理解することが出来る。つまり、MJO の北大西洋からインド洋への東進性をうまく再現できれば、PNA パターンの予測精度が向上することが期待できる。なお、事例群 B において、予報初期日の発散域はインド洋からインドネシアに存在しており、PNA index の予報初期日の MJO の位相に対する依存性を調べた結果と整合的である。

本研究では、アジアジェット上を伝わる Rossby 波束の再現性が、PNA パターンの予測精度に大きな影響を与えることを示した。しかし、PNA パターンの形成期における予報誤差の地理的分布を詳細に検討すると、この Rossby 波束以外に、北太平洋上での誤差成長も PNA パターンをうまく再現するのに重要であることがわかる。したがって、北太平洋域における PNA パターンの成長に必要な基本場からのエネルギー変換や、渦度収支解析などにより PNA パターンの誤差成長をより詳細に検討すべきである。さらに、本研究では PNA パターンの形成期に焦点をあてて解析を行ったが、維持期や減衰期では、異なるメカニズムが支配的となるため、維持・減衰期における PNA パターンの予測可能性については別途解析する必要がある。また、予報初期日に MJO に伴う発散域がインド洋からインドネシアに存在する場合に PNA index の予報誤差が大きくなることを示した。しかし、予報初期日がこの位相である場合に予報誤差が大きくなる原因については示すことができていない。したがって、PNA index の予報誤差と予報初期日の MJO の位相との関係について更に詳しく解析する必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教官である京都大学防災研究所 向川均 准教授には大変熱心な御指導を賜りました。心から感謝致します。また、京都大学防災研究所 岩嶋樹也 教授、井口敬雄 助教には研究全般にわたり議論していただきました。京都大学防災研究所 谷口 博 研究員、東京大学気候システム研究センター 近本喜光 研究員には多くの相談にのって頂き、貴重なご助言を頂きました。この場で御礼申し上げます。

2年間ともに励ましあって勉強してきた、伊藤晋悟氏、風本圭佑氏、正木岳志氏、吉田裕一氏には大変御世話になりました。また、中村貞代さんには様々な面で大変御世話になりました。京都大学理学研究科物理気候の皆様にはセミナーで貴重なご助言を頂きました。深く感謝致します。

気象庁気候情報課の気象庁 1 ヶ月予報実験データ結果を使用させて頂きました。データを提供して頂いた、気象庁気候情報課の皆様には感謝致します。また、利用した再解析データセットは気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものです。図の作成には地球流体電脳ライブラリを使用させて頂きました。

References

- Feldstein, S. B., 2002: Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 775-796.
- Ferranti, L., and T. N. Palmer, F. Molteni, F. Klinker, 1990: Tropical-Extratropical Interaction Associated with the 30-60 Day Oscillation and Its Impact on Medium and Extended Range Prediction. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2177-2199.
- Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- James, I. N., 1994: *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press, 164-184.
- Koide, H., and K. Kodera, 1999: A SVD Analysis between the Winter NH 500-hPa and Surface Temperature Fields. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 47-61.
- 小山博士, 森正人, 渡部雅浩, :2005年12月の「北極振動」の励起と予測可能性. *グロースベッター*, **45**(7月), 15-35
- Kumar, A., and M. P. Hoerling, 1998: Annual Cycle of Pacific-North American Seasonal Predictability Associated with Different Phase of ENSO. *J. Climate.*, **11**, 3295-3308.
- Mori, M., 2008: The Growth and Triggering Mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence
- Palmer, T. N., 1988: Medium and extended range predictability and stability of the Pacific/North American mode. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 691-713.
- Reichler, T., and J. O. Roads, 2003: The role of boundary and initial condition for dynamical seasonal predictability. *Nonlinear Proc. Geophys.*, **10**, 211-232. **61**, 249-263.
- Reichler, T., and J. O. Roads, 2004: Time-Space Distribution of Long-Range Atmospheric Predictability. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 249-263.

- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns., *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363-1392.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.