

月平均場に見られる PJ パターンの構造と力学

東京大学大学院理学系研究科 小坂 洋介(KOSAKA Yosuke)
中村 尚(NAKAMURA Hisashi)

要旨

熱帯西太平洋(フィリピン付近)での積雲対流活動の変動と東アジア夏季の循環場に関連があることが知られており, Pacific-Japan (PJ)パターンと呼ばれている(Nitta, 1987). いくつかの先行研究では, PJパターンは積雲対流活動の変動に伴う加熱偏差に励起されたロスビー波列もしくは順圧不安定モードと考えられているが, その詳細な構造や力学は十分に理解されていない. 本研究ではデータ解析を通して, 月平均場に見られる PJ パターンの構造を明らかにし, その形成要因を考察した.

PJ パターンに伴う渦度偏差は, 対流圏下層では東西に伸びた偏差の南北ダイポール構造を示し, これは先行研究と整合的であるが, 鉛直方向には上層ほど北に傾いており, 対流圏上層では3極構造を示した. 渦度収支および気候場とのエネルギー変換を調べた結果, この構造の形成には気候場の東西非一様性が重要であることがわかった. また, 様々な領域で同様の解析を行った結果, PJパターンが西太平洋域に存在する大気の力学的不安定モードである可能性が示唆された.

気候場の東西非一様性の重要性は, PJパターンがなぜ夏季の西太平洋域に見られるかを説明するだけでなく, モンスーンと亜熱帯高気圧には含まれた他の領域でも同様のテレコネクションが起りうることを示唆している. そのような気候場を持つ他の領域についても解析した結果, PJパターンに類似した偏差パターンが確認できた.

1. はじめに

北半球夏季に, 熱帯西太平洋における積雲対流活動と東アジアの 500 hPa 高度場に正の相関があることが, Nitta (1986, 1987)の月平均データ解析などで示されており, このテレコネクションパターンは Pacific-Japan (PJ) パターンと呼ばれている. さらに Nitta (1987)は 5 日平均データを用いた解析から, 熱帯西太平洋での積雲対流活動の変化に伴い太平洋岸に沿って北米にまで達する波列が見られることを示しており, 月平均場に見られる相関はこの波列の一部に伴うものであると述べている.

Nitta (1987)はこの波列を, 積雲対流活動に伴う非断熱加熱偏差によって励起されたロスビー波であると考えており, Kurihara and Tsuyuki (1987)は 300 hPa における東西一様な基本場を与えた順圧モデルを用いた数値実験から, この説を支持している. 一方, Tsuyuki and Kurihara (1989)や Lau and Peng (1992)は東西非一様な基本場を用いた順圧モデルにおいて, PJパターンに似た不安定モードが見られることを示し, これが熱帯からのロスビー波によって励起されることにより PJパターンが現れると述べている. いずれの説明においても, 熱帯西太平洋から日本付近までロスビー波が伝播することが要求される.

このような熱帯から中緯度へのロスビー波伝播が起こるのは, ロスビー波が等価順圧構造を持

つときに限られることが知られており(Hoskins and Karoly, 1981), Nitta (1987)も PJ パターンに伴う中高緯度の擾乱は順圧的であると述べている。一方, 積雲対流活動に伴う潜熱解放は対流圏中層にピークを持ち, 傾圧的な渦度強制として働くため, どのようにして順圧擾乱を励起するかが問題になる。Lim and Chang (1986), Kato and Matsuda (1992)等は, 鉛直シアーを持った基本場東西風の下では順圧擾乱が励起されうること示しており, Lu (2004)はこれに着目して梅雨期と盛夏期での PJ パターンの現れ方の違いを説明しようとした。しかし PJ パターンが見られる夏の西部北太平洋は, 西側にあるモンスーンと東側にある北太平洋亜熱帯高気圧に挟まれており, 平均風速場は東西成分よりも南北成分が卓越し, さらに暖かい大陸と冷たい海洋との間で鉛直シアーを持つ(図 1)。傾圧強制に対する順圧擾乱の励起においては, 対流圏上層と下層の異符号の渦度強制に対し異なる渦度バランスが成り立つことが本質であるので, 鉛直シアーを持った基本場南北風の効果によっても順圧擾乱が励起される可能性がある。

このような背景から, 本研究ではまず PJ パターンの立体構造を月平均データに基づく解析を通して明らかにした上で, その形成要因について議論する。

2. データと解析方法

Japanese Re-Analysis 25 years (JRA-25)再解析データ, NOAA OLR データ(いずれも 1979 年から 2003 年まで, 解像度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), NOAA OISST(1982 年から 2003 年まで, 解像度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$)の月平均値を用いた。

流線関数, 渦度, 水平発散は東西風速および南北風速から, T42 のスペクトル展開により求めた。その際, 波数 n の成分に対し $n=24$ 成分の振幅が 20%になるような $e^{-Kn(n+1)}$ の形の空間フィルターをかけた。

コンポジットを以下のようにして作成した。まず, $[10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{E}]$ の領域で絶対値が最大となる OLR 偏差を 6-8 月(JJA)について月ごとに求め, これを OLR index とした。次に, この index が標準偏差の-0.5 倍以下になる月(対流が平年より活発な月)を選んでコンポジットを計算した(non-shifted composite)。さらに, このコンポジットで OLR 偏差が最大になる点(reference point)を調べ, 上で選んだ各月について, OLR 偏差が最大となる場所を reference point から 500 km 以内の範囲で探し, これが reference point に重なるように変数を球面上で移動させて新たにコンポジットを計算した(shifted composite)。この手続きによる各変数場の移動距離は最大で 500km であり, PJ パターンの水平スケールより十分小さいため, 偏差場の空間構造を大きく変えることなく, より鮮明で有意性の高いコンポジットが得られる。

3. PJ パターンの構造

3.1 気候値

図 1 は 150 hPa および 850 hPa における風速場の JJA における気候値を示している。対流圏下層では, インド洋上のモンスーンジェットと北太平洋高気圧に伴う貿易風がフィリピンの東で合流し, 南風になる。この南風は中緯度で北太平洋高気圧の北辺に沿う南西風となる。一方, 対流圏上層では下層のモンスーン低気圧の上にチベット高気圧が存在し, ユーラシア大陸上の強い亜熱帯ジェットと熱帯西太平洋上の北東風を伴っている。西部北太平洋域は, 下層では高気圧の西,

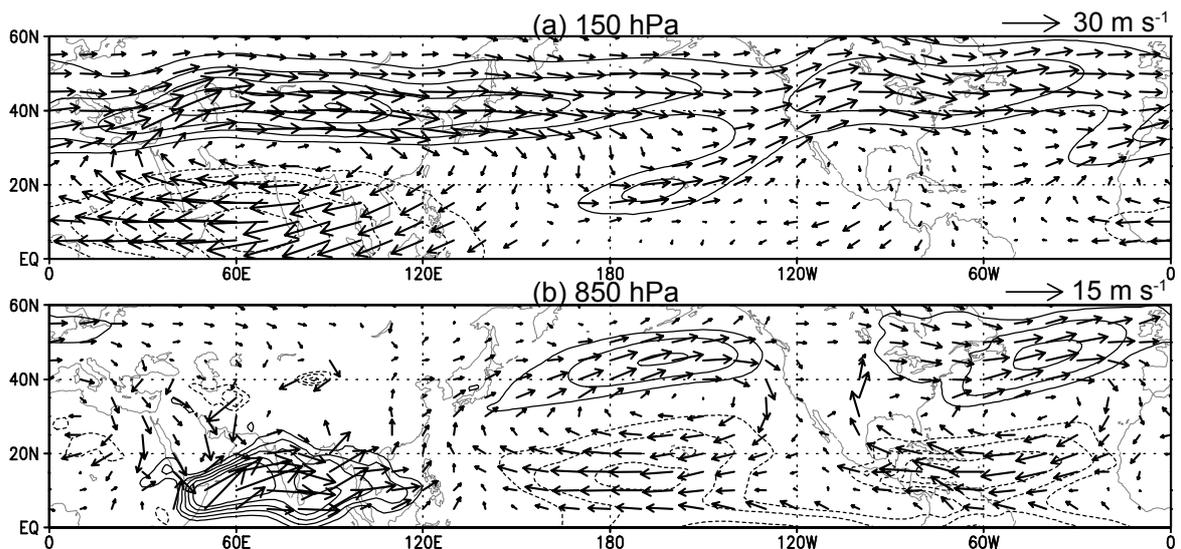


図 1. (a)150 hPa, (b)850 hPa における風速場(ベクトル) および西風風速(コンター)の気候場. コンター間隔は(a)5 (± 10 , ± 15 , ± 20 , ...) $m s^{-1}$, (b) 2 (± 4 , ± 6 , ± 8 , ...) $m s^{-1}$.

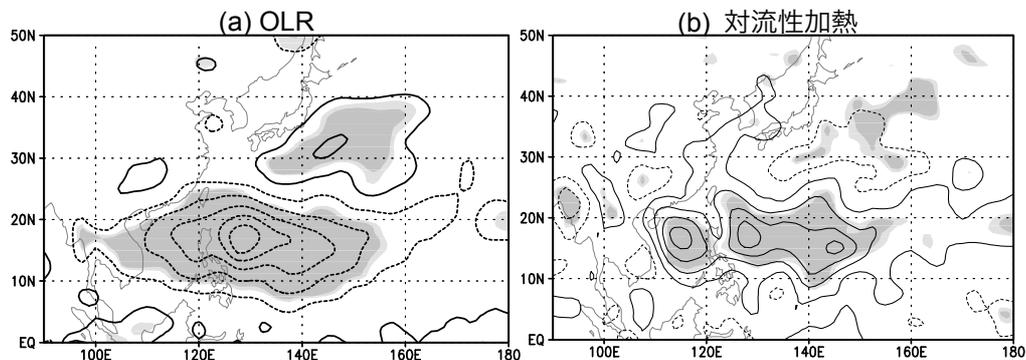


図 2. (a)OLR, (b)400 hPa における対流性加熱偏差のコンポジット. コンター間隔は(a) 4 (± 2 , ± 6 , ± 10 , ...) $W m^{-2}$, (b) 0.5 (± 0.25 , ± 0.75 , ± 1.25 , ...) $K day^{-1}$. 薄影, 濃影はそれぞれ 90%, 95%以上で有意な偏差であることを示す.

上層では高気圧の東に位置し, 鉛直シアーを持った南北風が卓越する.

3.2 PJ パターンの構造

OLR 偏差および対流性加熱偏差のコンポジットを図 2 に示す. 中心を[17.5°N, 127.5°E]にもつ OLR 負偏差は対流の活発化を示唆しており, CMAP 降水データのコンポジットもほぼ同様のパターン(ただし逆符号)を示す. これに対応して, 対流圏中層で対流性加熱偏差が見られる. 図 3 は, この対流活動偏差に伴う渦度偏差のコンポジットを示す. 対流圏下層では, OLR 偏差中心のやや北西に低気圧性偏差があり, 日本の南東に高気圧性偏差が見られる. このダイポール型構造は Nitta (1987)が示した PJ パターンの特徴である. 上層では, OLR 偏差中心の南西および日本の北部から北西太平洋にかけて高気圧性偏差が見られ, その間に低気圧性偏差が位置している. 熱帯の高気圧性偏差と亜熱帯の低気圧性偏差のノードは OLR 偏差中心に位置しており, 上層の偏差は下層の偏差に比べておよそ 4 分の 1 波長南北にずれている. Wave-activity flux (Takaya and Nakamura, 2001)は, 下層では北向き成分, 上層では南向き成分が卓越しており, また中緯度では上向き成分が見られる.

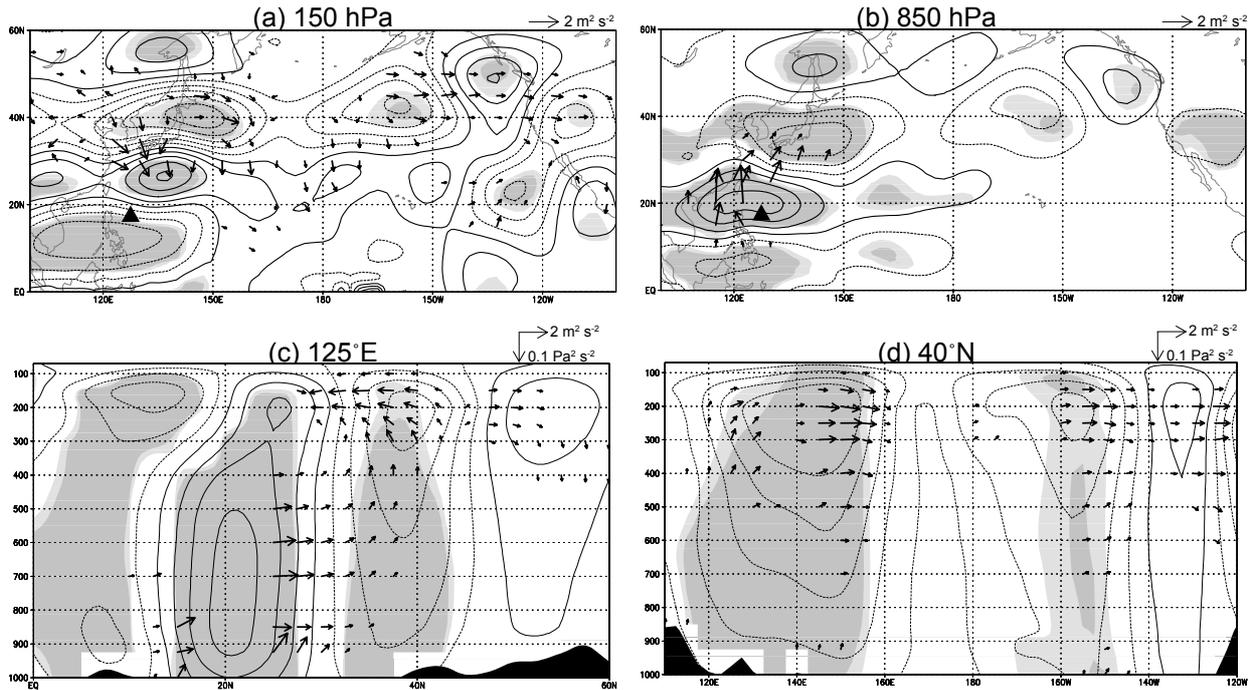


図 3. (a)150hPa, (b)850 hPa, (c)125°E および(d)40°N における渦度偏差のコンポジット. コンター間隔は $0.5 (\pm 0.25, \pm 0.75, \pm 1.25, \dots) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. 薄影, 濃影は図 2 と同様. ベクトルは wave-activity flux を, ▲は OLR 偏差の中心を示す.

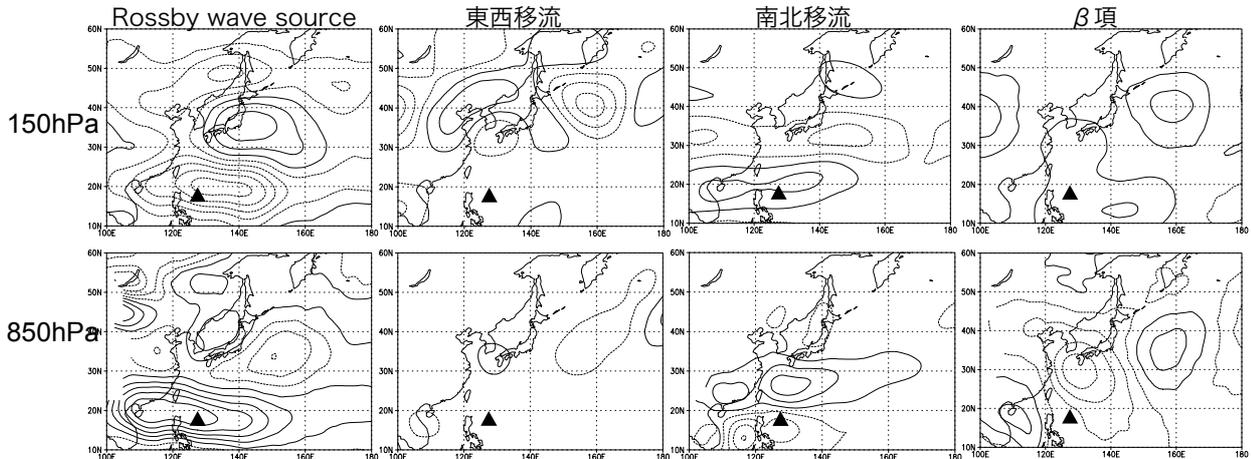


図 4. (上段) 150 hPa, (下段) 850 hPa における(左から) Rossby wave source $-\nabla \cdot \{ \mathbf{u}'_x (f + \zeta) \} - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{u}}_x \zeta')$, 東西移流項 $-\bar{u}'_y \partial \zeta' / \partial x$, 南北移流項 $-\bar{v}'_x \partial \zeta' / \partial y$, β 項 $-u'_x \partial \zeta' / \partial x - v'_y \partial (f + \zeta) / \partial y$ の寄与. コンター間隔は(上段) $9 (\pm 4.5, \pm 13.5, \pm 22.5, \dots) \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$, (下段) $3 (\pm 1.5, \pm 4.5, \pm 7.5, \dots) \times 10^{-12} \text{ s}^{-2}$.

3.3 渦度収支

図 4 は, 図 3 から求めた線形渦度方程式の各項の寄与を示している. 対流圏上層では, OLR 偏差中心のやや北に高気圧性の Rossby wave source が見られ, これが南北移流および β 項とバランスしており, 特に南北移流の寄与が大きい. これは図 3(a)において, 高気圧性偏差が対流中心の南西側に見られたことと整合的である. 下層では, 低気圧性 Rossby wave source が OLR 偏差中心付近に見られ, これを β 項と南北移流が打ち消すように働いている. このように西太平洋で卓越する南北移流は, 北に傾いた渦度偏差と北風シアを持った気候場のために, 上層と下層で 4 分

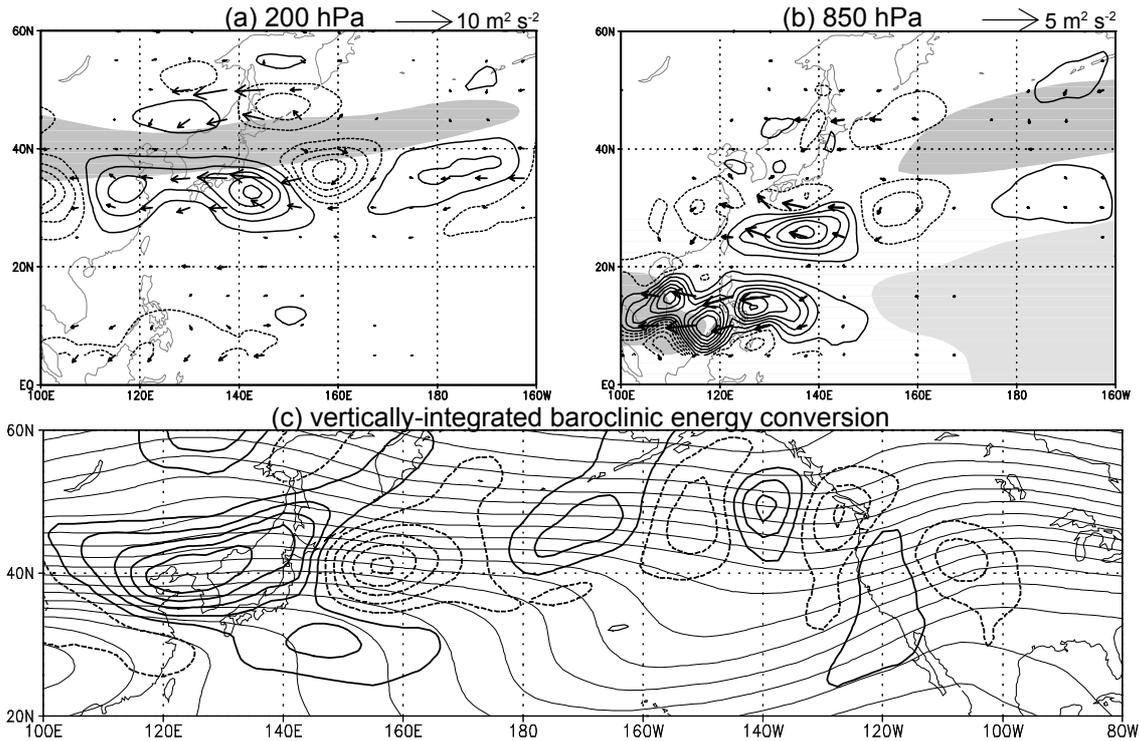


図 5. (a) 200 hPa, (b) 850 hPa における順圧エネルギー変換, および(c)地表から 100 hPa まで積分した傾圧エネルギー変換. (a)(b)では拡張 EP フラックスをベクトルで示す. コンター間隔は(a) 3 ($\pm 1.5, \pm 4.5, \pm 7.5, \dots$) $\times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, (c) 0.5 ($\pm 0.25, \pm 0.75, \pm 1.25, \dots$) $\times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, (c) 1 ($\pm 0.5, \pm 1.5, \pm 2.5, \dots$) $\times 10^{-2} \text{ W m}^{-2}$. (a), (b)で濃影はそれぞれ気候場で $u > 22.5 \text{ m s}^{-1}$, $u > 5 \text{ m s}^{-1}$ の領域, (b)で薄影は $u < -5 \text{ m s}^{-1}$ の領域を表す. (c)では気候場の 400hPa における等温線を細線で 1K ごとに描いてある.

の 1 波長ずれており, このような渦度バランスの違いが偏差の順圧成分を励起していることを示唆している.

4. エネルギー変換

前節で求めたコンポジットについて, 気候場と偏差の間のエネルギー変換を調べる. 図 5(a, b) は 200 hPa および 850 hPa における順圧エネルギー変換(CK)を示しており, 正の値は気候場から偏差に運動エネルギーが渡されていることを表す. 対流圏下層では, モンスーンジェットの出口に当たる南シナ海, および日本の南にある貿易風の出口の北側の領域で, 東西に長い擾乱に対する正の値が見られる. 亜熱帯ジェットの入り口付近では負の値が見られる. 上層では日本の南東でアジアジェットの出撃付近の正の値が見られる.

図 5(c)は地表から 100 hPa まで鉛直積分した傾圧エネルギー変換(CP)を表している. 極東域に正の値, その東に負の値が見られるが, これらは主に北に傾いた高気圧性偏差によるもので, 気候場の南北温度勾配が下流ほど弱いために正味では上流側の正の変換の寄与が卓越する. 一方北東太平洋の波列状のパターンはほとんどキャンセルされる. また, 日本の南東に見られる東西に長い正の領域は, 東西温度勾配を持った気候場の中の南北に傾いた擾乱に対して働くものである.

エネルギー変換の定量的な寄与を評価するために, 偏差場の運動エネルギー(KE)あるいは有効位置エネルギー(APE)の北半球での積分値をエネルギー変換(CK, CP)および非断熱加熱偏差による APE 生成(CQ)により生成するのにかかる時間を求めた(表 1). エネルギー変換を北半球全体で

表 1. 北半球全体の偏差場のエネルギーを、北半球全体、"西太平洋"(5°-60°N, 100°-150°E), "中央太平洋"(5°-60°N, 150°E-180°)で積分したエネルギー変換および非断熱加熱の効果で生成するのにかかる時間. 鉛直積分は地表面から 100hPa まで行っている. KE/CK , APE/CP , $(KE+APE)/(CK+CP)$, $(KE+APE)/CQ$ はそれぞれ、分子の北半球全体の積分値を、分母の領域積分値で作るのにかかる時間を表している.

		北半球全体	5°-60°N, 100°-150°E	5°-60°N, 150°E-180°
KE/CK	850hPa	43.5 日	20.2 日	-88.3 日
	200hPa	73.2 日	55.2 日	-68.9 日
	鉛直積分	52.2 日	35.8 日	-66.2 日
APE/CP	鉛直積分	14.8 日	24.2 日	-47.4 日
$(KE+APE)/(CK+CP)$	鉛直積分	23.9 日	29.2 日	-55.8 日
$(KE+APE)/CQ$	鉛直積分	39.7 日	20.3 日	-55.8 日

表 2. 西太平洋の 27 領域の OLR 偏差から求めたコンポジットにおけるエネルギー変換効率. 各点を中心とする 10°x10°の領域の OLR 偏差を index としたコンポジットにおける北半球全体の偏差場の全エネルギーを、index 定義域を中心とする東西 50°, 5°N から 60°N まで、地表面から 100hPa の領域で積分した順圧エネルギー変換+傾圧エネルギー変換で生成するのに要する時間. 30 日以下の値をグレーで示す.

	105°E	110°E	115°E	120°E	125°E	130°E	135°E	140°E	145°E
20°N	50.9 日	26.4 日	24.8 日	22.5 日	22.6 日	34.6 日	58.9 日	36.4 日	19.3 日
15°N	73.2 日	68.2 日	79.3 日	25.0 日	29.2 日	28.0 日	38.3 日	35.6 日	61.0 日
10°N	104.7 日	90.4 日	87.0 日	56.8 日	82.6 日	46.1 日	515.4 日	73.7 日	152.0 日

積分すると、CP は半月程度で擾乱の有効位置エネルギーを生成できる。西太平洋(5°N-60°N, 100°E-150°E)および中央太平洋(5°N-60°N, 150°E-180°)のエネルギー変換の寄与だけを見ると、西太平洋域はいずれも 1 ヶ月程度で北半球全体の偏差場のエネルギーを生成するのに対し、中央太平洋域では負の値で、偏差場から気候場にエネルギーが渡されている。したがって、エネルギー変換および非断熱加熱は西太平洋域で PJ パターンを維持し、中央太平洋域で減衰させる傾向がある。また偏差場の全エネルギーに対するエネルギー変換(CK+CP)と非断熱加熱の効果(CQ)の寄与は同程度で、dry なエネルギー変換と wet な積雲対流活動とがいずれも PJ パターンの形成・維持に寄与していることが示唆される。

5. 積雲対流活動の位置が異なる場合

前節のエネルギー変換の解析において、西部北太平洋域の気候場の東西非一様性、即ち下層でモンスーンジェットと貿易風の出口に、上層でアジアジェットの出口に位置し、亜熱帯に東西温度勾配があることが重要であった。このような東西非一様性の卓越する領域は限られていることから、PJ パターンの励起にとってエネルギー変換効率のよい領域が存在することが示唆される。

そこで、熱帯西太平洋域の 27 領域の OLR 偏差について、前節までと同様に index を定義し

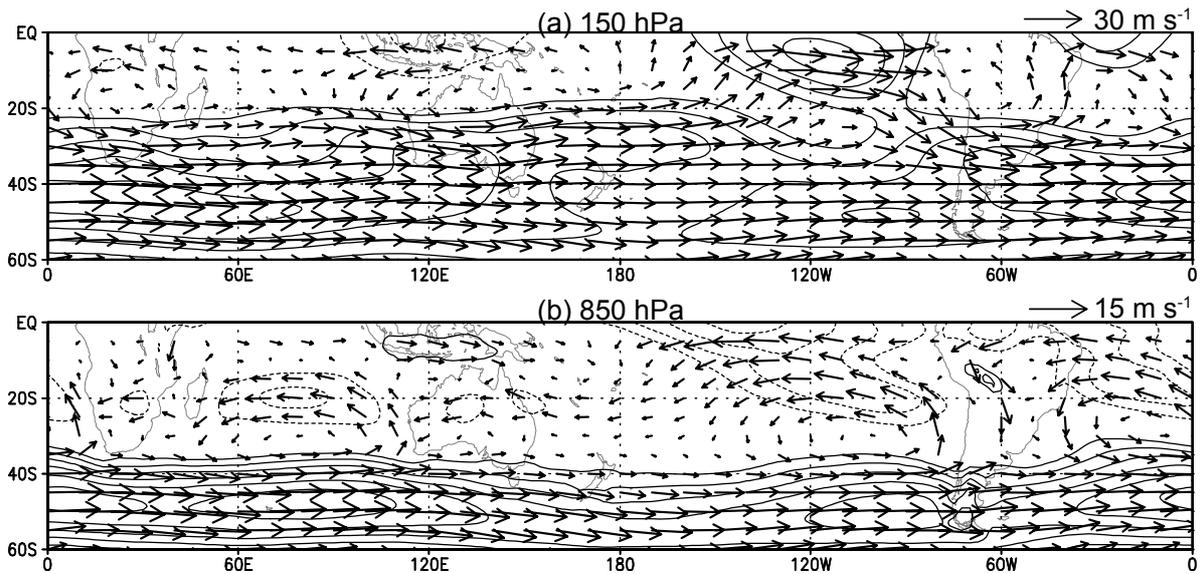


図 6. 図 1 と同様. ただし, 12-2 月の南半球の気候場.

ンポジットを作成した. 各コンポジットにおけるエネルギー変換効率(偏差場の北半球全体のエネルギーを, 西太平洋域におけるエネルギー変換で生成するのにかかる時間)を表 2 に示す. 南シナ海北部からフィリピン北部および東方沖にかけての領域での対流活動を伴う偏差において, エネルギー変換の効率が良く, このことから PJ パターンはこの領域の対流活動に伴って励起される力学的不安定モードである可能性が示唆される.

6. 西太平洋域以外の領域における同様のテレコネクションの可能性

PJ パターンの渦度・エネルギー収支の解析において, 気候場の東西非一様性, 即ち西のアジアモンスーンと東の北太平洋高気圧に挟まれた領域にあることが重要であることが示唆された. このことから, モンスーンと亜熱帯高気圧に挟まれた, 同様の気候場を持つ他の領域でも, PJ パターンに似たテレコネクションが起こりうるということが考えられる. 気候場における下層の熱帯域でインド洋ほど強い西風が卓越する領域は他にはないが, 北大西洋高気圧の西縁では下層で貿易風の出口にあたり南風が卓越し, 上層で西に高気圧があるなど西部北太平洋と似た場を示す(図 1). また, 12-2 月の南半球では, 西部南インド洋, 中部南太平洋, 西部南大西洋が, 比較的条件を満たしている(図 6). これらの領域は SST が高く可降水量も多く, 対流活動が活発である.

そこで, 上記と同様の $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ の領域の最大の OLR 偏差を index とするコンポジットを, 10°N - 30°N のすべての経度帯について, 南北・東西とも 5° ごとに作成した(合計 360 コンポジット). 図 7(c)は, 西部北太平洋域および西部北大西洋域において, 対流活動に伴う下層の渦度の南北ダイポールが見られることを示している. これらの領域のコンポジットでは, 下層で極向き, 上層で赤道向きの wave-activity flux が診断されている(図 7a, b). また同様のコンポジットを南半球の 12-2 月についても作成した(図 8). 対流圏下層の南北渦度ダイポールは西部南インド洋, 中部南太平洋, 西部大西洋西岸で確かに見られるが, 他の領域(中部南インド洋, オーストラリア北岸, 東部南太平洋)にも同様の傾向が認められる. ただし, 対流圏下層で極向き, 上層で赤道無機の wave-activity flux が診断されているのは西部南インド洋, 中部南太平洋, 西部南大西洋の 3 領域である.

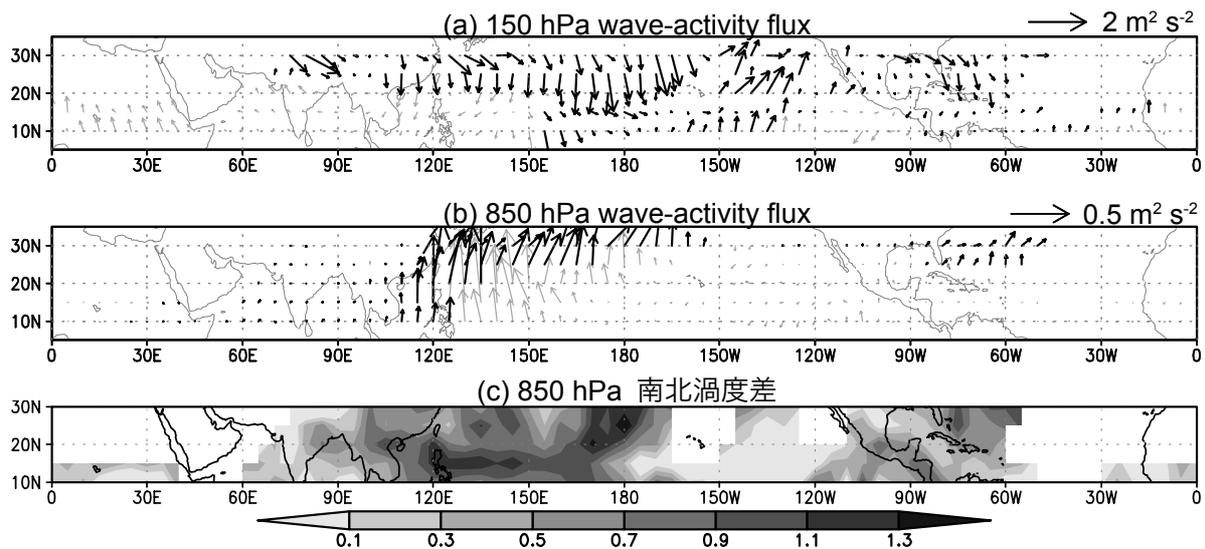


図7. 北半球熱帯・亜熱帯の対流活動を index とした 360 のコンポジットにおける, index 定義域の北側での(a)150hPa, (b)850hPa における wave-activity flux, および(c)850hPa における南北渦度差. Index 定義領域の緯度・経度を(ϕ_c , λ_c)とすると, (a), (b)では $\phi_c - (\phi_c + 10^\circ)$, $\lambda_c \pm 5^\circ$ の領域で平均した値を(ϕ_c , λ_c)にプロットしている. ただし平均をとる領域の気候場が東風となる場合はグレーで示している. (c)では $(\phi_c + 20^\circ) - (\phi_c + 30^\circ)$, $\lambda_c \pm 10^\circ$ の領域と, $\phi_c - (\phi_c + 10^\circ)$, $\lambda_c \pm 10^\circ$ の領域について平均した渦度偏差(ただし, 各領域の渦度偏差の標準偏差で規格化)の差を(ϕ_c , λ_c)にプロットしている. ただしコンポジットにおける OLR の値(気候場+偏差)が 260 W m^{-2} 以下のものは, 明らかに対流活動を伴っていないものとして除外してある.

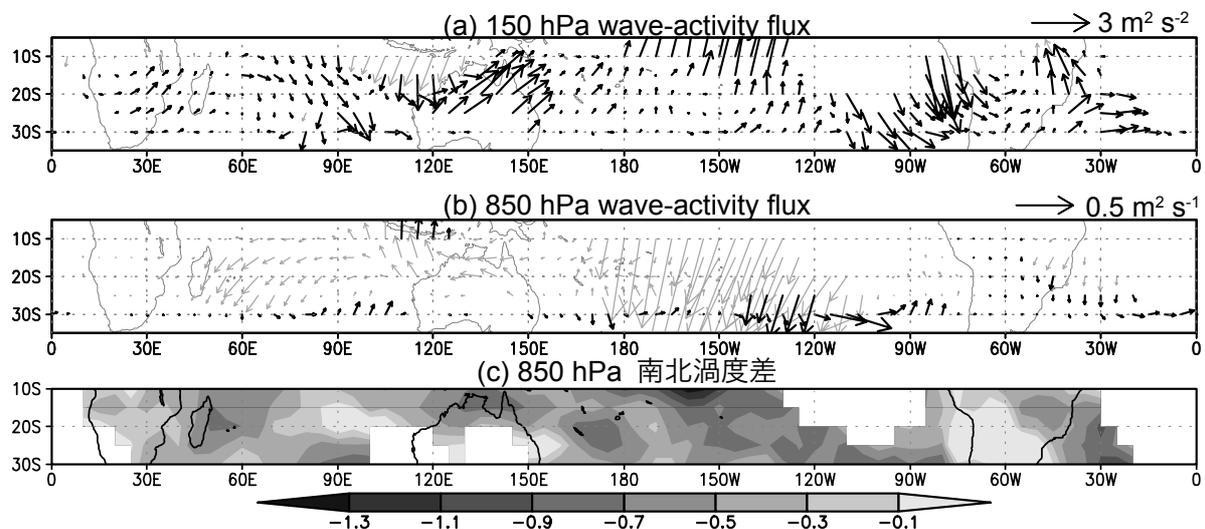


図8. 図7と同様. ただし, 12-2月の南半球の場合. ただし平均する領域は index 定義領域に対して南北に反転している.

例として, 西部北大西洋の $[15^\circ\text{N}-25^\circ\text{N}, 90^\circ\text{W}-80^\circ\text{W}]$ および中部南太平洋の $[20^\circ\text{S}-30^\circ\text{S}, 150^\circ\text{W}-140^\circ\text{W}]$ での OLR 偏差を index としたときの渦度偏差のコンポジットをそれぞれ図9, 10に示す. ただし後者は12月から2月までを解析期間としている. 西部北大西洋では(図9), 有意性は低いものの対流圏下層で対流域付近の低気圧偏差とその北東側の高気圧偏差, 上層で対流域の南東側の高気圧偏差とその北側の低気圧偏差, さらにその北の高気圧偏差が見られ, 南北に傾いた構造を持っている. 一方中部南太平洋では(図10), 気候場の南北温度勾配の逆転が起こらず常に上層

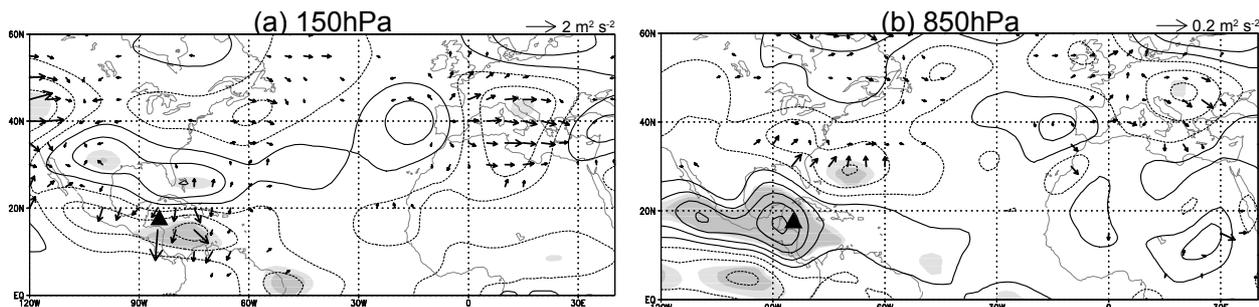


図9. 図3(a), (b)と同様. ただし, $[90^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{W}, 15^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}]$ の OLR 偏差を index としたとき. (b) のコンター間隔は $0.2 (\pm 0.1, \pm 0.3, \pm 0.5, \dots) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

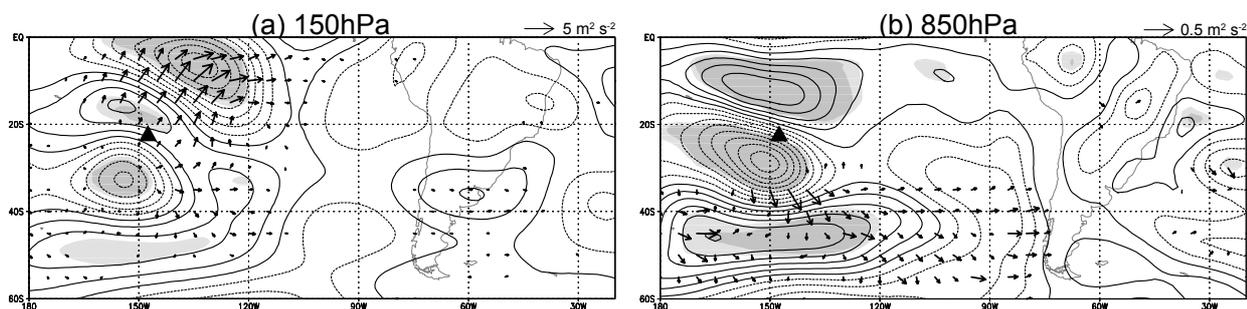


図10. 図9と同様. ただし, $[150^{\circ}\text{W}-140^{\circ}\text{W}, 20^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{S}]$ の OLR 偏差を index としたとき.

の西風が強いため上層で赤道に向かう波列が見られるが, 下層では極向きの気候場に対応して極向きの wave-activity flux が見られ, 渦度偏差の南北の傾きも見られる.

7. まとめ

月平均偏差として見られる PJ パターンの構造をコンジット解析で調べた結果, 熱帯西太平洋での対流活動偏差に伴い, 東西に長く鉛直方向には北に傾いた渦度偏差が見られた. この構造は北東風シアを持つ気候場中の傾圧的な渦度強制によって励起されたものであることが示唆された. また, 対流圏下層の北向き wave-activity flux は, 下層の南西風に乗って熱帯から中緯度へエネルギー伝播が起こることを意味している.

気候場の東西非一様性はエネルギー変換にも寄与している. 熱帯西太平洋は下層のモンスーンジェットおよび貿易風の出口にあたり, また上層では極東域がアジアジェットの出口であることから, 順圧エネルギー変換が見られた. またジェットの出口付近にあたることと気候場の東西温度勾配による傾圧エネルギー変換も, 西部北太平洋域での PJ パターンに伴う偏差を維持する傾向にあることが示唆された. また, 南シナ海北部からフィリピン東沖での対流活動に伴う偏差場が特にエネルギー変換の効率が高かった. 以上の結果から, PJ パターンは夏季の西部北太平洋の複雑な気候場を持つ力学モードである可能性がある.

さらに, 西部北太平洋と似た気候場を持つ他の領域に関しても, 熱帯での対流活動偏差に伴う渦度偏差パターンが見られた.

本研究では月平均場に見られる PJ パターンを解析した. しかし, PJ パターンは季節内振動のタイムスケールを持ったイベントとして現れる(Nitta, 1987)ことから, daily データを用いて PJ パ

ターンの時間発展を解析することが今後の課題である。

参考文献

- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Kato, T. and Y. Matsuda, 1992: External mode induced by tropical heating in the basic flow with vertical shear and its propagation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **70**, 1057-1070.
- Kuirihara, K. and T. Tsuyuki, 1987: Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific: Analysis of August 1984. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 237-246.
- Lau, K.-M. and L. Peng, 1992: Dynamics of atmospheric teleconnections during the northern summer. *J. Climate*, **5**, 140-158.
- Lim, H. and C.-P. Chang, 1986: Generation of internal- and external-mode motions from internal heating: Effects of vertical shear and damping. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 948-957.
- Lu, R., 2004: Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **82**, 155-165.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud-amount in the western Pacific region. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **64**, 373-390.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 373-390.
- 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.
- Tsuyuki, T. and K. Kuirihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **67**, 231-247.