

PJ パターンの構造と力学

小坂 洋介・中村 尚 (東大・理)

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を示しており, 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を持つ. 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

月平均 NCEP-DOE 再解析データおよび NOAA OLR データを 1979 年から 2003 年の 6 月から 8 月まで用いる. 水平解像度はいずれも $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ である. また, NOAA OISST(1982 年から 2003 年まで, 水平解像度 $1^\circ \times 1^\circ$)も用いる.

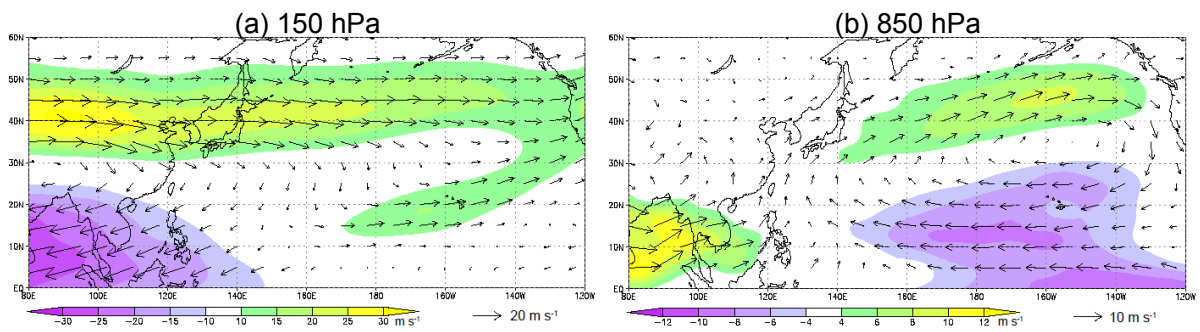


図 1. (a)150 hPa, (b)850 hPa における風速場(ベクトル) および西風風速(カラー)の気候場.

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.

以下の解析では Takaya and Nakamura (2001)の wave-activity flux を用いるが, その計算には流線関数(微分だけではなく, 流線関数そのもの)が用いられる. 流線関数は積分量であるため, 上記のデータから気候値および偏差を定義すると極東域全体が負偏差に覆われてしまうことがあり, wave-activity flux をうまく計算できない. これを避けるため, $[10^{\circ}\text{N}-40^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}]$ で平均した流線関数偏差が ± 1 標準偏差を越える月を解析対象から除外し, 新たに気候値と偏差を定義した.

コンポジットを以下のようにして作成した. まず, $[10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{E}]$ の領域で最大の OLR 偏差を各月ごとに求め, 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).

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と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作っている. 西太平洋域は, 下層では高気圧の西, 上層では高気圧の東に位置し, 鉛直シアアを持った南北風が卓越する.

3.2 PJ パターンの構造

OLR 偏差および渦度偏差のコンポジットを図 2 に示す. 中心を $[17.5^{\circ}\text{N}, 127.5^{\circ}\text{E}]$ 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. 下層の渦度偏差は, 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 PJ パタ

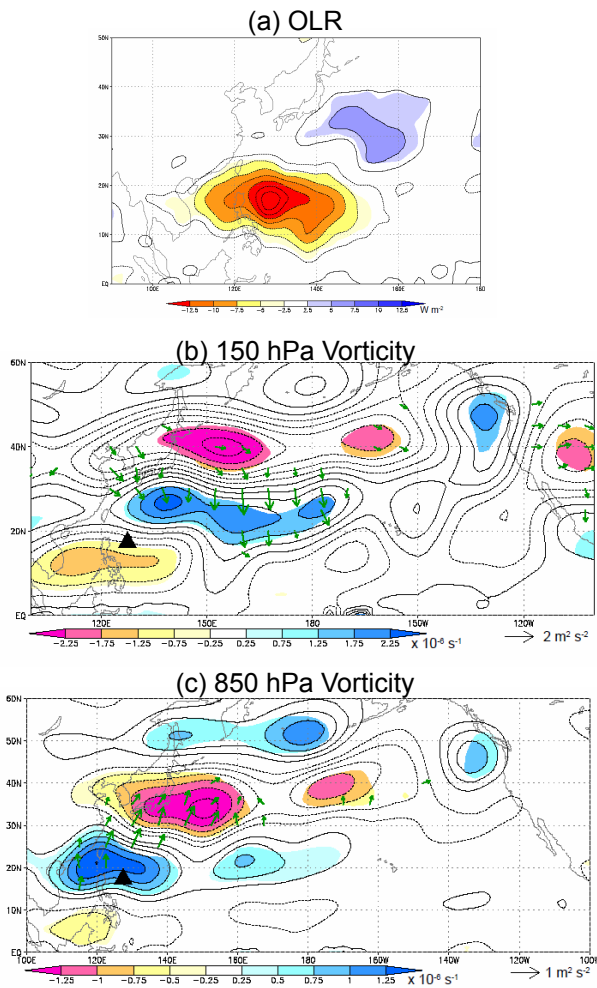


図 2. (a)OLR, (b)150 hPa および(c)850 hPa 渦度偏差のコンポジット. 90%以上で有意な偏差にカラーを施してある. (b), (c)ではベクトルで wave-activity flux を, ▲で OLR 偏差の中心を示してある.

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 は, 下層では北向き成分, 上層では南向き成分が卓越している.

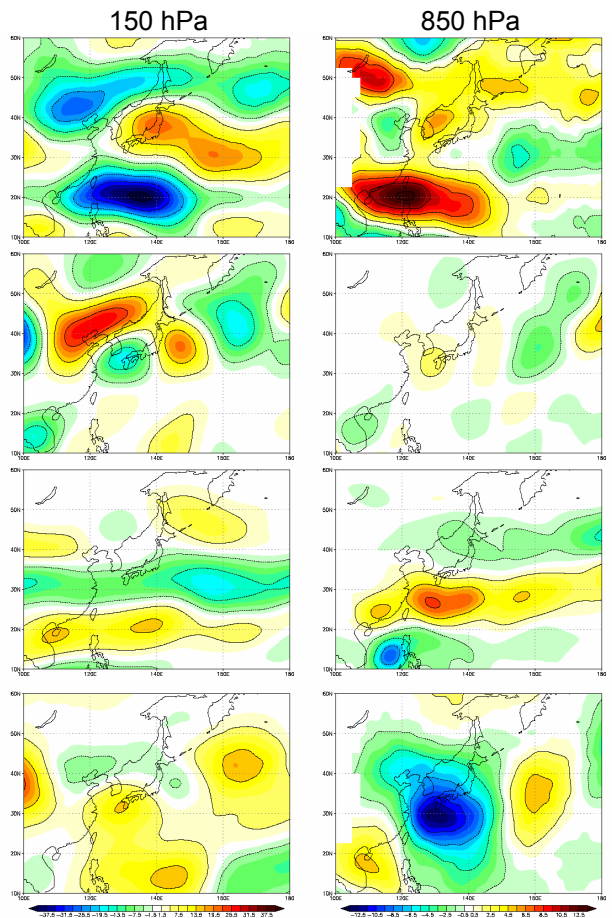


図 3. (左段) 850 hPa, (右段) 150 hPa における (最上段) Rossby wave source $-\nabla \cdot \{ \mathbf{u}'_z (f + \bar{\zeta}) \} - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{u}}_z \zeta')$, (中上段) 東西移流項 $-\bar{u}'_y \partial \zeta' / \partial x$, (中下段) 南北移流項 $-\bar{v}'_x \partial \zeta' / \partial y$, (最下段) β 項 $-u'_y \partial \bar{\zeta} / \partial x - v'_x \partial (f + \bar{\zeta}) / \partial y$ の寄与.

3.3 渦度収支

図 3 は, 線形化された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 2b 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.

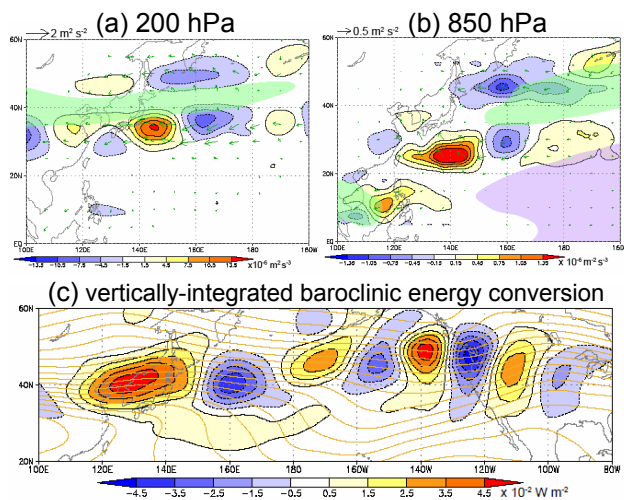


図4. (a) 200 hPa, (b) 850 hPaにおける順圧エネルギー変換, および(c)地表から100 hPaまで積分した傾圧エネルギー変換. (a)(b)では拡張EPフラックスをベクトルで示す. (a), (b)で緑の影はそれぞれ気候場で $u > 22.5$ m/s, $u > 5$ m/s の領域, (b)で紫の影は $u < -5$ m/s の領域を表す. (c)では気候場の400hPaにおける等温線を1Kごとに描いてある.

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

気候場と偏差の間のエネルギー変換を調べる。図4(a, b)は200 hPaおよび850 hPaにおける順圧エネルギー変換を示しており、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4(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あるいは有効位置エネルギーの北半球での積分値をエネルギー変換および対流性加熱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積分すると、傾圧エネルギー変換が半月程度で擾乱の有効位置エネルギーを生成できる。西部北太平洋(0° - 60° N, 100° - 150° E)および中部北太平洋(0° - 60° N, 150° E- 180°)のエネルギー変換の寄

表1. 北半球全体の偏差場のエネルギーを、それぞれの領域で積分したエネルギー変換で生成するのにかかる時間。順圧エネルギー変換は運動エネルギーを、傾圧エネルギー変換および対流性加熱は有効位置エネルギーを生成する時間を表す。傾圧エネルギー変換、対流性加熱の効果については鉛直積分したものから求めてある。

		北半球全体	0° - 60° N, 100° - 150° E	0° - 60° N, 150° E- 180°
順圧エ ネルギ ー変換	850hPa	58.0日	35.9日	-60.8日
	200hPa	-132.5日	51.3日	-25.9日
鉛直積分		315.7日	61.6日	-33.1日
傾圧エネルギー変換		15.9日	28.6日	135.6日
対流性加熱		-74.6日	46.2日	-89.4日

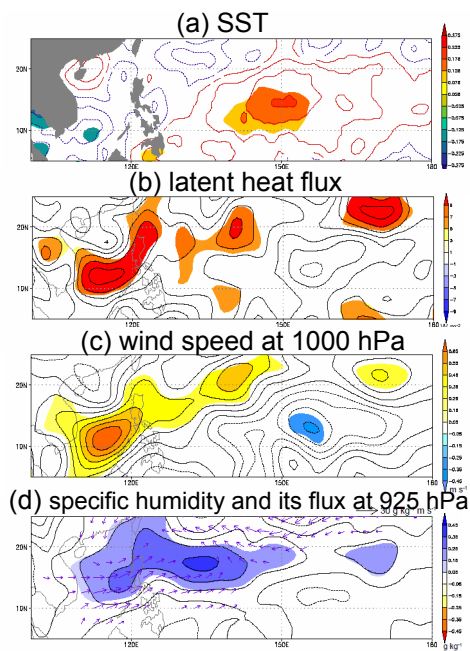


図 5. (a) SST, (b) 潜熱フラックス, (c) 1000 hPa 風速, (d) 925 hPa 比湿および比湿フラックス偏差のコンポジット. 90%以上で有意な偏差にカラーを施してある.

与だけを見ると、西部北太平洋域はいずれも 1-2 ヶ月で北半球全体の偏差場のエネルギーを生成し、中部北太平洋域では負の値(偏差場から気候場へエネルギーが渡されている) かもしれない。従って、エネルギー変換および対流性加熱は極東域で PJ パターンを維持し、中部北太平洋域で減衰させる傾向がある。

5. 海面との関係

SST 偏差のコンポジット (図 5a および図 6) は、フィリピン東沖から日付変更線付近にかけて正偏差を示す。潜熱フラックス偏差 (図 5b) は、南シナ海および西太平洋 20°N 付近で正で、これは PJ パターンに伴う下層の風速偏差パターン (図 5c) によく対応しており、風速が大きいところで蒸発が活発になっていることを示唆している。これに対応して、SST はこれらの領域で負偏差を示している

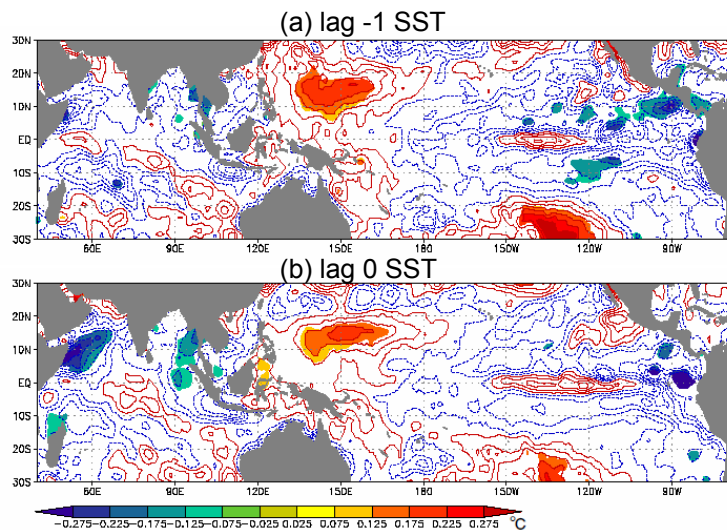


図 6. (a) 1 ヶ月前, (b) 対流活発化月の SST 偏差のコンポジット(ただし, non-shifted composite). 90%以上で有意な偏差にカラーを施してある.

(ただし、有意性は低い)。一方、比湿フラックス偏差 (図 5d) は強い蒸発と PJ パターンに伴う下層循環偏差により、対流活発化領域に向かって収束する傾向にある。従って、PJ パターンは下層循環偏差を通して対流活動を維持する傾向にあることが示唆される。

図 6 に示された SST 偏差のコンポジットは、有意性は低いものの、La Niña 的な傾向を示している。2 節で定義した OLR index と Niño 3.4 (1+2) SST との相関は対流活発化月の前月で 0.22 (0.26), 対流活発化月で 0.11 (0.27) である。これらの結果は Nitta (1989) 等と整合的ではあるものの、相関係数はあまり高くない。これは、PJ パターンが季節内変動であるためと考えられる。実際に、OLR index の自己相関はラグ 1 ヶ月で 0.15 以下である。

6. まとめ

月平均偏差として見られる PJ パターンの

構造をコンポ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。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が持つ力学モードである可能性がある。

また、PJ パターンに伴う下層の循環偏差は、気候場にみられる収束的な水蒸気輸送をさらに強め、これを通して対流活動を維持する傾向が見られた。

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.
- Kuirihiara, 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.
- Nitta, T., 1989: Global features of the Pacific-Japan oscillation. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **41**, 5-12.
- 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. Kuirihiara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **67**, 231-247.