

# 季節内変動スケールの対流活動と循環場の関係（冬期）

遠藤洋和（仙台管区気象台気候・調査課） \*原田やよい（気象庁気候情報課）

## 1. はじめに

季節内変動スケールの対流活動と循環場の関係についての研究はこれまでに数多く成されている。特に冬期の季節内変動の時間スケールにおいては、赤道域を東進する MJ0 (Madden Julian Oscillation) が支配的であるため、これに伴う対流活動の変動と循環場の関連に焦点があてられることが多い(たとえば Knutson and Weickmann, 1987)。MJ0 に伴う循環場の応答は、プロセスは複雑であるが中・高緯度にも現れることがこれまで多くの研究から示されている(たとえば Knutson and Weickmann, 1987)。加えて、MJ0 が中高緯度の循環場に一方的に影響を与えるだけでなく、それらとの相互作用が MJ0 の位相が東進する上で重要であると主張する研究もある (Meehl et al, 1996; Hsu, 1996)。MJ0 の位相と中緯度域の具体的な天候要素との関連については、主にアメリカ大陸西岸における極端な降水量の出現頻度との関連が調べられており、統計的に有意な偏差が現れることが報告されている (Higgins et al., 2000; Jones, 2000; Bond and Vecchi, 2003)。

現在、気象庁の発表する 1 か月予報は力学的数値予報モデルをベースにして行われている。2 週目以降および月平均場の予測資料を解釈する上で MJ0 の東進に伴う循環場の変動は無視できず、予報担当者はこれらの関係を理解しておく必要がある。これまでに、冬期の季節内変動スケールの対流活動と日本付近の循環場の関係については河原ら(1989)や林と河原(1990)によって調べられているが、循環場データが 500hPa 高度に限られていることから、もう一度体系的に再調査する必要がある。すなわち、本調査は MJ0 による対流活動変動と循環場の関係の概念モデルを作成することを目的とし、主に日本付近の循環場や天候要素との関係に焦点を置く。作成された概念モデルは予報担当者が実況および数値予報資料を物理的に解釈や理解をする、および明らかにモデル内で MJ0 の東進が悪い場合に数値予報資料を修正するための補助資料としたいと考えている。

今回は冬期(通常は 12~2 月だが、本調査においては 11~3 月とする)について調査結果を述べる。

## 2. 調査方法

Bond and Vecchi (2003) の行った解析に類似した方法で MJ0 の位相を抽出し、位相別の年平均偏差合成図を作成して偏差の有意性検定を行った。

解析に使用した循環場データは CDAS-2/NCEP の 6 時間解析値 (1979~2003 年)、OLR データは CDC/NOAA の日平均 OLR (1979~2003 年)、地上観測データは気象庁保有の地上気象観測原簿データ (1979~2003 年) である。

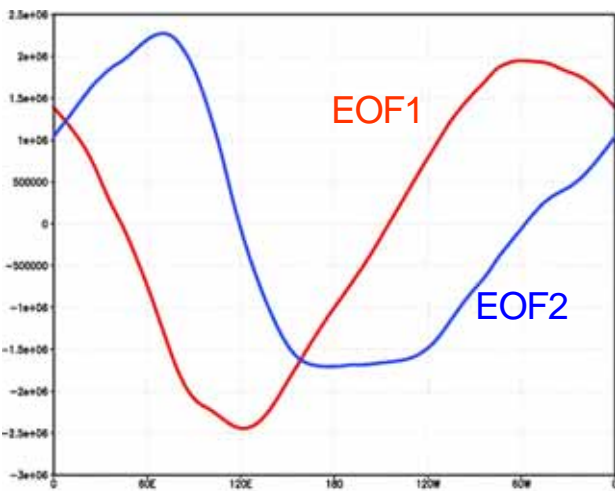
処理方法を具体的に書くと、MJ0 の周期帯を抽出するた

めに 6 時間解析値から作成した各種日別データセットに対して 20-70 日周期のバンドパスフィルターを施した。MJ0 に伴う対流活発/不活発な位相を抽出するために、20S-20N で南北平均した 200hPa 速度ポテンシャル年平均偏差を通年で主成分分析にかけた。そして EOF1 スコア、EOF2 スコア (日別値) で張られる 2 次元空間の偏角を日別毎に計算し、位相空間を 12 等分 (30 度毎、phase1 ~ phase12) したうえで、偏角から各サンプルを phase1 ~ phase12 に振り分けた。更に  $(\text{EOF1 スコア})^2 + (\text{EOF2 スコア})^2 > 1.0$  を満足するサンプルを対象に、それぞれ phase1 ~ phase12 の合成図を作成した。このような閾値を設けたのは、ある程度大きな振幅をもつ MJ0 を抽出するためである。これにより約半分のサンプルがフィルターされた。

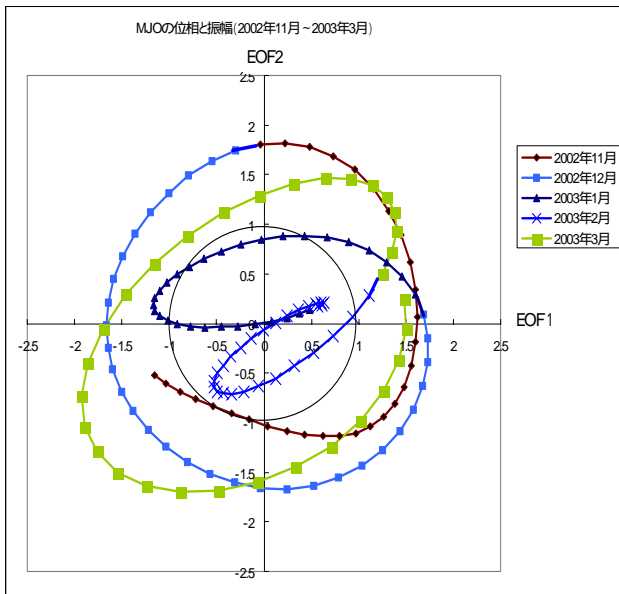
抽出した phase 別合成値の年平均偏差について、統計的有意性の判定も行った。時間方向に連続したデータを取り扱う場合、データの自由度をどのように扱うかが問題となる。phase 別のデータの自由度については、MJ0 の振幅が明瞭な時には phase は順調に東進すると仮定し、同 phase 内に時間的に連続してサンプルが存在する際はひとつの波と見なして自由度を増やさないようカウントした。平年の自由度の算出は Livezey (1999) を参考に、総サンプル数を自己相関係数から求めた effective time で割るという方法を用いた。時間ラグ 25 日で自己相関係数はおよそ 0.1 を下回るが、余裕を見て effective time を 60 日として計算を行った。以上の手順により計算された自由度によって「phase 別の合成値」と「平年値」との平均値の差を t 検定によって判定した。

## 3. 調査結果

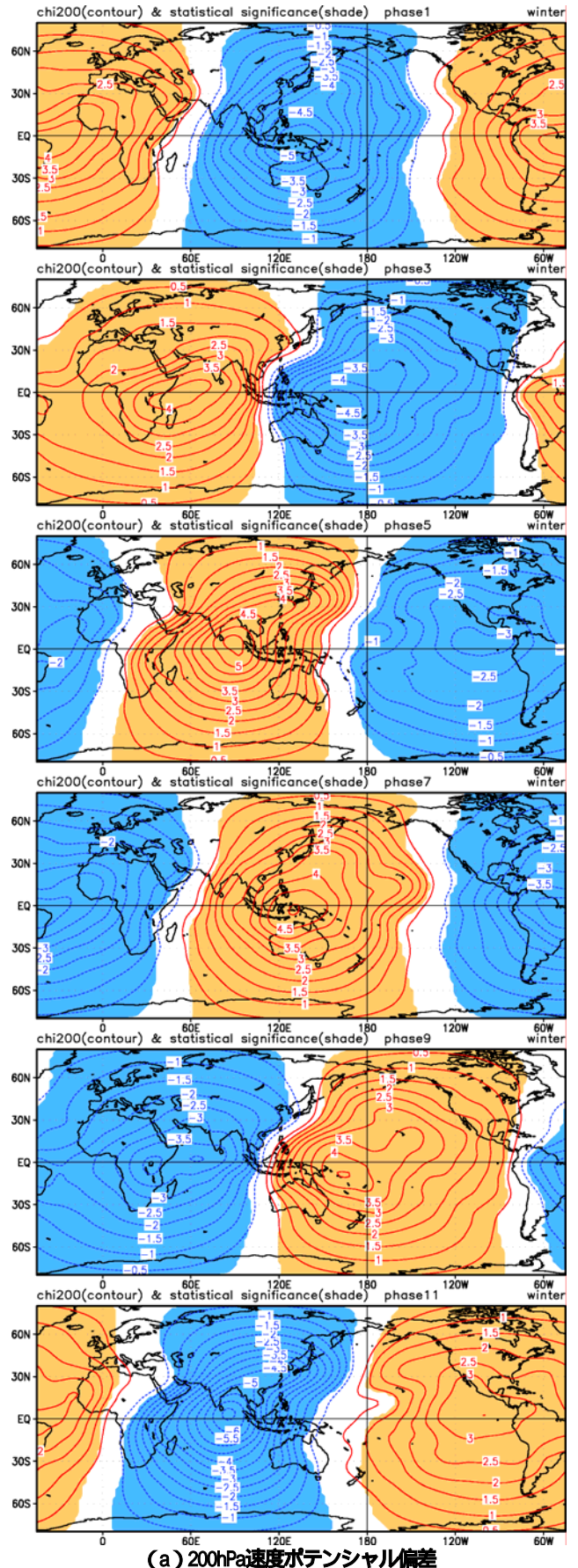
第 1 図に主成分分析の結果を示す。第 1 主成分は海洋大陸で対流活動が活発な位相 (EOF1)、第 2 主成分については西部から中部太平洋で対流活動が活発な位相 (EOF2) を表わしている。2 つの主成分の寄与率を加えると 82% にもなることから、上位 2 つの主成分で MJ0 の東進を十分に表現できると考えられる。第 2 図に位相と振幅の 2002 年 11 月~2003 年 3 月の抽出例を示す。位相空間上では MJ0 の振幅が比較的大きな時には順調に東進していることが分かる。このように、解析データの速度ポテンシャルの精度に問題がなければこの手法によりある程度振幅の大きな MJ0 の位相の追跡は可能であると考えられる。



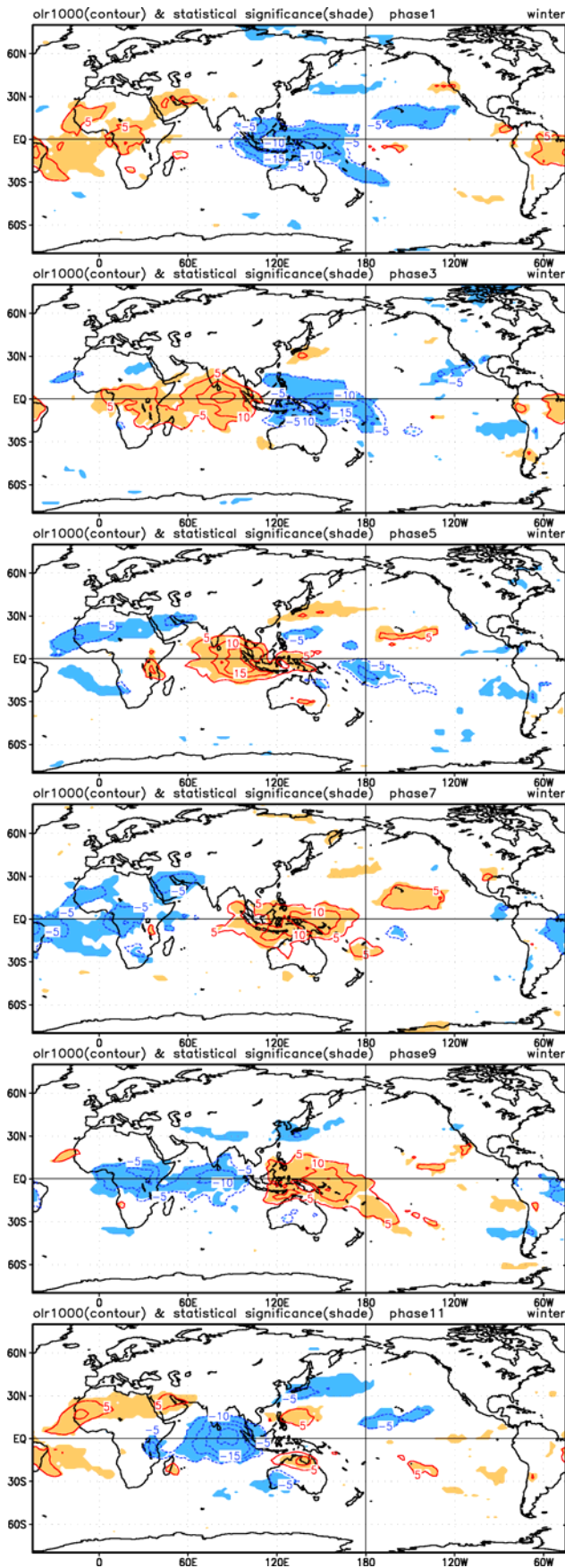
第1図 20S-20Nで南北平均した200hPa速度ポテンシャル  
 平年偏差のEOF1(寄与率45%)、EOF2(寄与率  
 37%)、単位:  $m^2/s$ 。



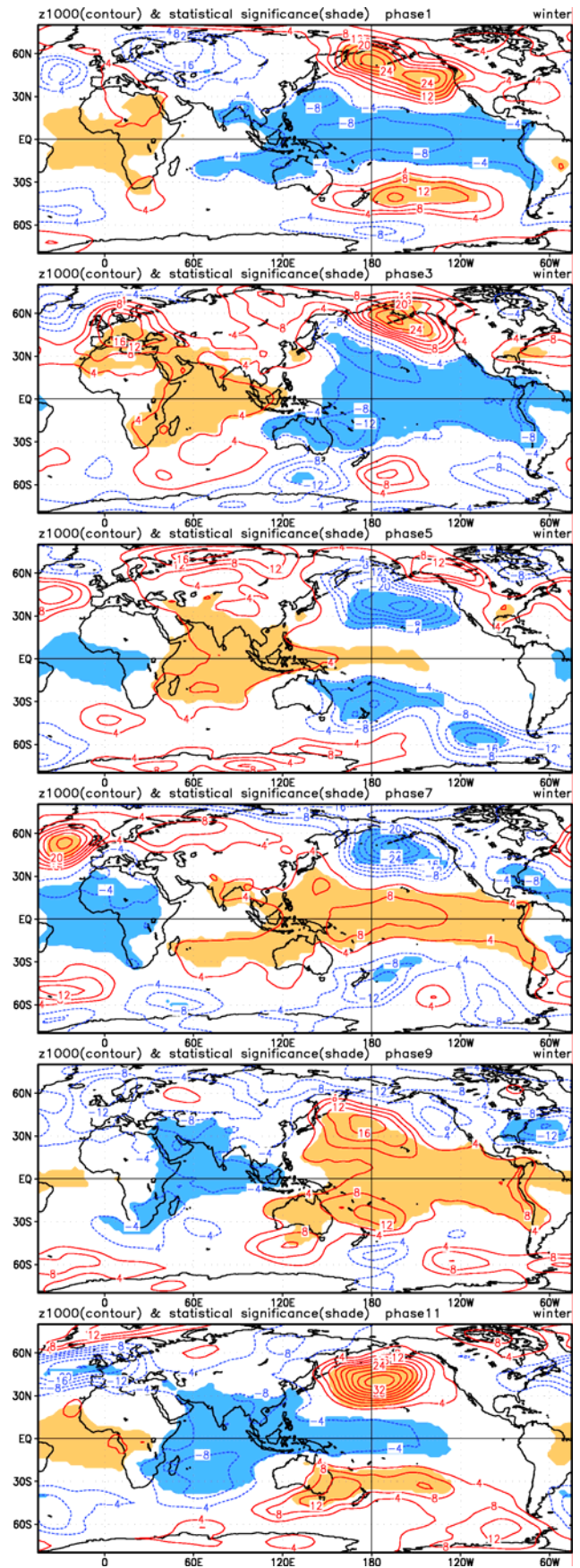
第2図 MJOの位相と振幅の抽出例  
 期間は2002年11月~2003年3月。



(a) 200hPa速度ポテンシャル偏差  
 第3図 MJOの各phase1,3,5,7,9,11におけるOLR、速度ポテンシャル  
 ジオポテンシャル、風東西成分の冬期合成図  
 図の陰影域は危険率5%で統計的に有意な偏差を示す。



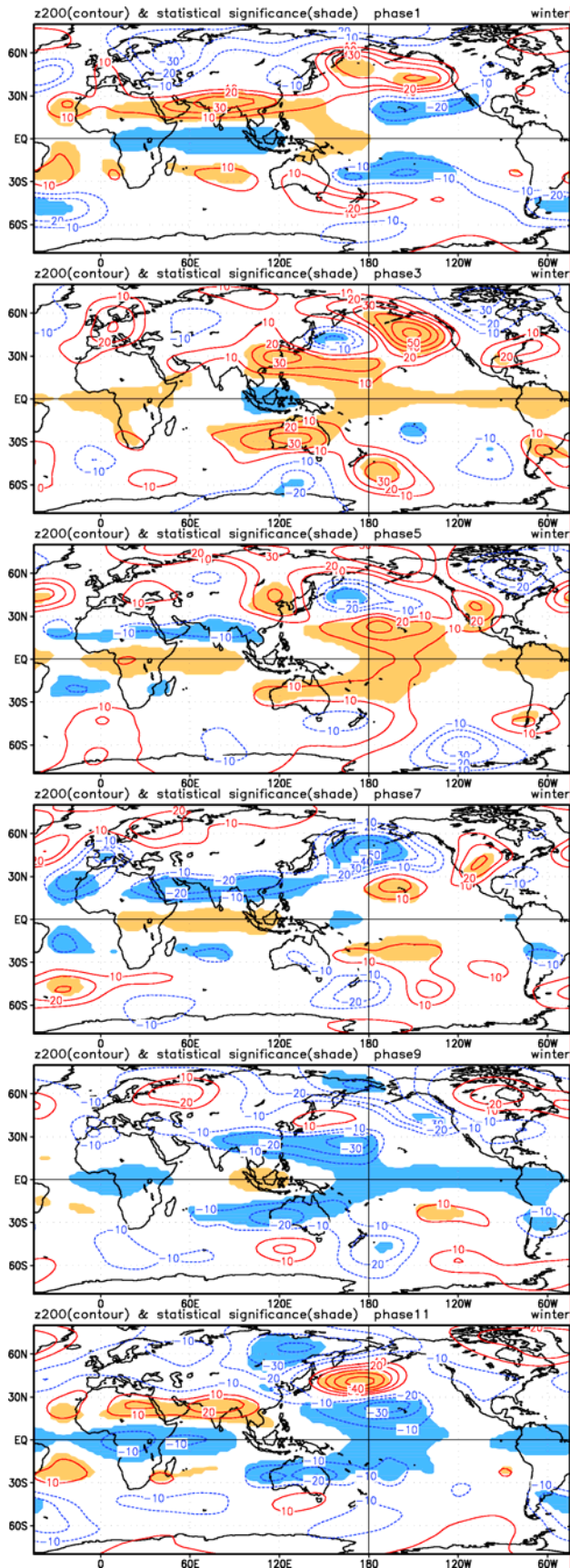
(b) OLR偏差



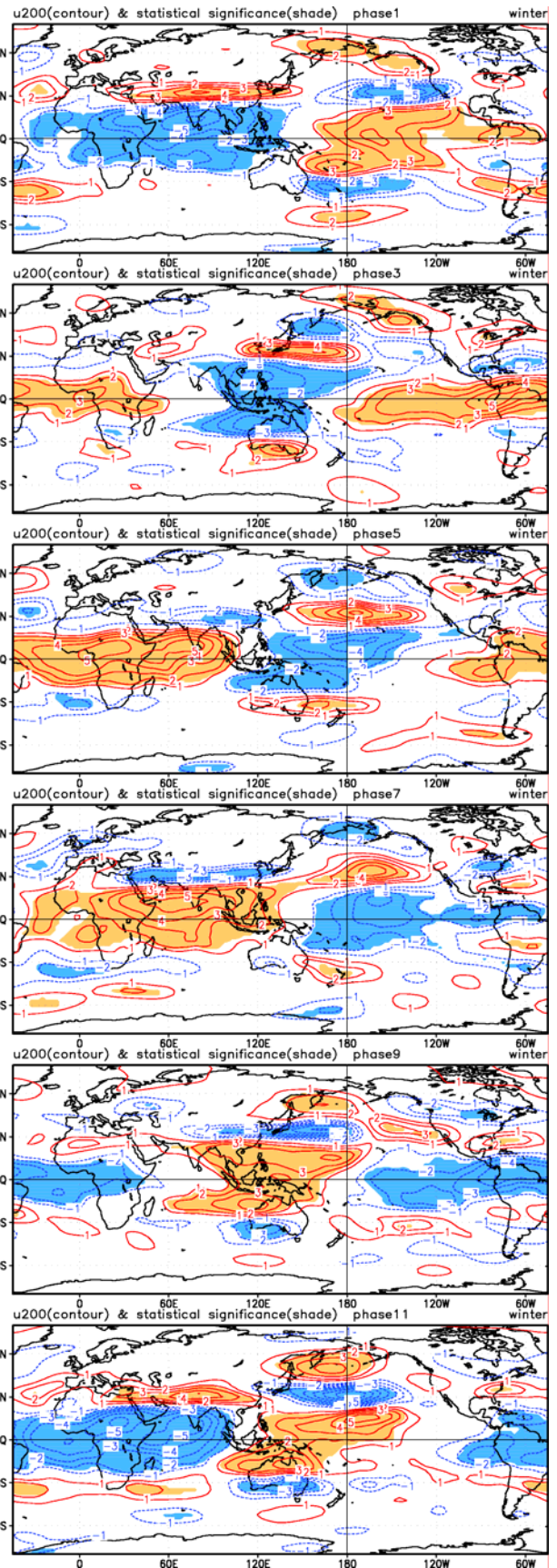
(c) 1000hPa高度偏差

第3図つづき MJ0の各phase1,3,5,7,9,11におけるOLR、速度ポテンシャル、ジオポテンシャル、風東西成分の冬期(11~3月)合成図 図の陰影域は危険率5%で統計的に有意な偏差を示す。





(d) 200hPa高度偏差



(e) 200hPa風東西成分偏差

第3図つき MJ0の各phase1,3,5,7,9,11におけるOLR、速度ポテンシャル、ジオポテンシャル、風東西成分の冬期(11~3月)合成図 図の陰影域は危険率5%で統計的に有意な偏差を示す。

### (1) 全球的な特徴

第3図にOLR偏差、200hPa速度ポテンシャル偏差、1000hPa高度偏差、200hPa高度偏差、200hPa風東西成分偏差を位相別に合成した結果を示す。200hPa速度ポテンシャル偏差を見ると、対流活動の活発域（赤道付近のOLRの負偏差域）がアフリカ付近から太平洋西部にある時（phase9～phase3）では、対流活発域の東進に対応して波数1の波動が東進する様子が良く表われており、MJ0を良く捉えている。また、対流活発域が太平洋中部から東部に東進した時（phase5）には、波動が対流活動の活発域に先行するように大西洋へと東進しているのが分かる。このような対流活発域と波動の位相のずれは、太平洋中部から東部では海面水温が相対的に低いため、波動と対流とのカップリングが起こりにくい所であり、Knutson and Weickmann(1987)らの解析結果とも矛盾しない。

OLRの偏差とあわせて1000hPa高度の偏差を見てみると、対流活動にตอบสนองして卓越するMJ0の波の構造が比較的良く抽出できている。特に対流活動の活発域がインド洋～海洋大陸（phase11～phase1）に入った時に、対流活発域の西側には赤道を挟んで対の負偏差が明瞭に見られ、これは赤道ロスビー波に対応する偏差と考えられる。850hPa流線関数偏差からもこのような特徴が確認できる（図略）。また赤道付近では、対流活発域の東側には負偏差の有意な領域が見られ、ケルビン波の構造が見られる。対流活動の活発域が太平洋西部から中部に東進する（phase3～phase5）と、赤道ロスビー波に対応する偏差は北半球では不明瞭となるが、ケルビン波に対応する偏差は弱まりつつも、やはり対流活動の活発域に先行するように大西洋へと東進している。

次に200hPa高度偏差を見てみると、赤道付近では1000hPa高度偏差とおおよそ逆の偏差が現れており、傾圧的な構造となっている。ただし、北半球の15～30°N帯では、1000hPa高度偏差とは異なる特徴が見られる。例えば、対流活動の活発域がインド洋～海洋大陸（phase11～phase1）に東進した時には、中東付近からユーラシア大陸の南部にかけて正偏差が、太平洋では負偏差が最も明瞭となっており、200hPa風東西風偏差を見ると、同時に亜熱帯ジェットのコアがユーラシア大陸上での加速、太平洋上での分流が最も明瞭となっている。このような亜熱帯ジェットの変調は冬半球にのみ見られる特徴である。これは冬期になると北半球の亜熱帯ジェットが30°N付近まで南下することに伴い、対流活動変動の直接的な影響を受けやすくなるためと考えられる。

中高緯度においても明瞭な偏差が現れている。特に北太平洋のアリューシャン低気圧付近の振幅が大きくなっている。phase5とphase11における太平洋の循環偏差に注目すると、対流活発、不活発な位相が大西洋に東進していったにもかかわらず、MJ0の東進から取り残されて明瞭な偏差が見られる。Phase10前後の上層の循環場を見ると（第3図）西部太平洋の対流不活発な偏差に関連して、

Z200では25N付近を中心に負偏差域が広がっている。そしてその北側に正偏差域が見られる。これは500hPa高度で日本の東海上で見られた明瞭な正偏差に対応している。過去の研究によれば、このような中緯度の明瞭な偏差は、熱帯の対流活動の直接的な影響だけでなく、亜熱帯ジェットが介在した中緯度の傾圧性擾乱との相互作用による維持や、順圧的な不安定性などによって現れるようである。

### (2) 日本付近の特徴

日本付近の地上気温で統計的に有意な偏差が見られたphase2およびphase10の地上気温偏差、循環場偏差の合成図を第4図と第5図に示す。

Phase2は西日本を中心に気温が負偏差となっており、MJ0の対流活発域がインドネシア付近に存在する時期にあたる。500hPa高度を見ると、日本付近は負偏差に覆われており、いわゆる日本谷の傾向を強める偏差パターンである。第3図200hPa東西風より、アジアジェットが華中から日本の東海上にかけて加速されている。ジェットの加速域の少し北側の東日本付近では、500hPa高度の負偏差がphase1に比べて急速に強まっており（phase1の図は省略）、同時にベーリング海の正偏差も強まっている。200hPa高度を見ると華南付近からアラスカの南海上にかけて波列状の偏差パターンが見られ（図略）、定常ロスビー波の伝播を示唆している。なお日本付近の負偏差のピークは、中～下層では下層へ行くに従い東側へ若干シフトしており、擾乱による南北熱輸送も存在している。

次に全国的に高温となるphase10の循環場を見ると、500hPa高度では日本の東海上の正偏差が明瞭な一方で大陸方面は負偏差となっており、いわゆる西谷を強める偏差パターンである。このような場合、華中から日本海にかけて傾圧性擾乱が発達しながら通過するために、擾乱の前面で暖気移流が顕著となって地上気温が高くなりやすいことは経験的にも良く知られており、phase10の地上気温偏差分布と合致している。また、phase2と同様に日本付近の高度偏差の位相が中～下層では下層へ行くに従い東側へシフトしており、擾乱による熱輸送の効果があるものと考えられる。第3図のOLR分布図を見ると、phase9～phase11にかけて日本付近は負偏差となっており、この時期に擾乱や前線の活動が活発であることを示している。またこの負偏差域は、亜熱帯ジェットの出口（加速偏差と減速偏差の中間位置とイメージ出来る）の位置と良く一致している。

### (3) 事例紹介

第6図には、2004年1月21～2004年2月10日の事例を示す。この期間はMJ0の振幅が比較的明瞭で、赤道域では海洋大陸から太平洋西部で対流活動が活発となっており、おおよそphase1～2に該当する。対流活動の活発域に対応してユーラシア大陸南部の上層では高気圧性循環偏差が明

瞭となり、太平洋のジェットは分流している。また下層では対流活動の活発域の西側で、低気圧性循環偏差が明瞭となっている。2004年2月上旬はおおよそphase2の期間に該当するが、この時の日本付近の循環場は、500hPa高度で見ると朝鮮半島付近を中心に負偏差が見られ、西日本中心の低温となっている。

#### 4. 議論とまとめ

##### (1) ジェット出口の2次循環

phase11~phase1において、200hPa速度ポテンシャルに注目してみると、対流活動の波動に先行して日本付近で発散偏差が強まっているのが分かる。これは冬半球にのみ見られる特徴であり、夏半球側にはほとんど見られない。亜熱帯ジェットの減速が明瞭に見られる領域と非常によく対応している。図は省略するが、この領域では500hPaの上昇流の有意な偏差が見られており、亜熱帯ジェットの出口で2次循環の発散風成分が生じて渦管が引き伸ばされ、この付近の低気圧性循環偏差を強化している可能性がある。

##### (2) フィリピン下層の循環偏差の役割

第2節で述べたように、第3図のOLR偏差では日本の南岸ではMJ0のphaseの違いにより明瞭な違いが見られる。これは擾乱や前線活動がMJ0の位相により変化することを示している。このような違いをもたらす要因として、アリューシャン低気圧の変動や華南上層の高度場の変動に伴い、500hPa高度がphase3からphase5にかけてはいわゆる東谷パターン、phase9からphase11にかけては西谷パターンになっていることが挙げられる(図略)。さらにここではもう一つの要因として、赤道域の対流活動の応答として形成されるフィリピン下層の循環偏差を挙げたい。この循環偏差に伴い、日本の南海上へ流入する暖湿気変動するものと考えられるためである。同様の指摘は、エルニーニョ現象時の冬季から初夏にかけて華南付近から日本の南海上の降水量が増大する現象に関して、Wang(2000)によってされている。

##### (3) 熱帯の対流活動とcold surge

前節ではインドネシア付近で対流活発になるphase2後に日本付近では気温が低くなることを示したが、シベリア高気圧から吹き出すcold surgeが西部太平洋熱帯域の対流活動の変動に影響を与えているとする考え方が一方ではある(たとえばChang and Lau, 1980; Compo et al., 1999)。そこで、領域平均したOLRの時間ラグ関係について調べてみた(第7図)。データは20-70日の時間フィルターをかけたものを使用し、キー領域をインドネシア付近(5S-5N, 110-130E)とフィリピン東海上(10-20N, 125-145E)に設定した。インドネシア付近で対流活動偏差が現れる前12日からの推移に注目すると(第6図(a))、対流活動偏差がインド洋から東進してくる様子が明瞭で

あり、下層気温偏差が先行しているようには見えない。つまり、20~70日の周期帯におけるインドネシア付近の対流活動の変動に対しては赤道域の東進モードが支配的であり、北からの寒気の影響は小さいと考えられる。一方で、フィリピン付近の対流活動偏差から時間を遡ると(第6図(b))、前12日における対流活動偏差は不明瞭で、前6日から急激に対流活動偏差が強まっている。東アジア域下層の気温偏差域は前6日にはフィリピン付近まで南下しており、寒気の吹き出しに伴う対流活動の活発化を示唆している。また、上層の循環場とのラグ帰帰図では(図略)フィリピン付近の対流活動偏差に先行して、EUパターンが明瞭に現れている。

しかしながら、ここで示した結果は対流活動の活発時/不活発時の両方を含んでいるため、厳密には対流活発時のみの時間ラグ関係から再確認する必要がある。また、そもそもMJ0は中高緯度との相互作用を通して実現しているとする見方もあるため(Meehl et al, 1996; Hsu, 1996)、両者を敢えて分離せずに一体の変動として捕らえる方が良いのかもしれない。

##### (4) まとめ

ここでは調査結果を全て示すことはできなかったが、MJ0の日本の天候への影響を念頭においた循環場の特徴、日本の地上気温偏差をまとめると第8図のようになる。ただしこれはMJ0の振幅がある程度大きな場合に限り有効であること、そしてこれはあくまで熱帯側からの影響であって、冬期の循環場の変動は中高緯度起源の変動が卓越する点には留意する必要がある。

MJ0の日本の天候への影響を理解する上で着目すべき循環系として、華南上層の循環偏差およびそこから伝播する波のエネルギー、アジアジェットの伸縮とそれに伴う発散風成分の変動、フィリピン下層の循環偏差、

アリューシャン低気圧などが挙げられる。これらは傾圧性擾乱の活動に対しても大きな影響を与えられられる。今後は、国内の降水量、日照時間についても解析対象に加える予定である。日本付近はOLR偏差でphase間の違いが明瞭に見られることから、これら要素についても統計的に有意な偏差が現れることが期待される。さらに、日本付近の循環場、天候の特徴を物理的なプロセスで解釈できるよう、傾圧性擾乱の活動度との関係や、ジェットの変動を介した力学的メカニズムについても明らかにしていきたい。

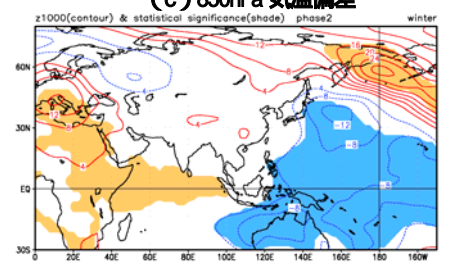
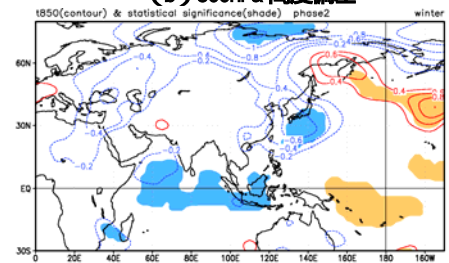
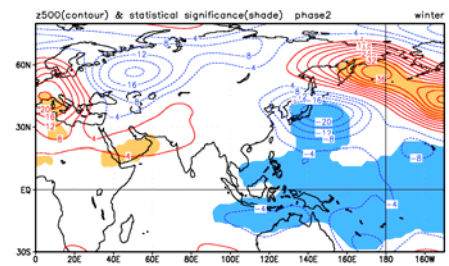
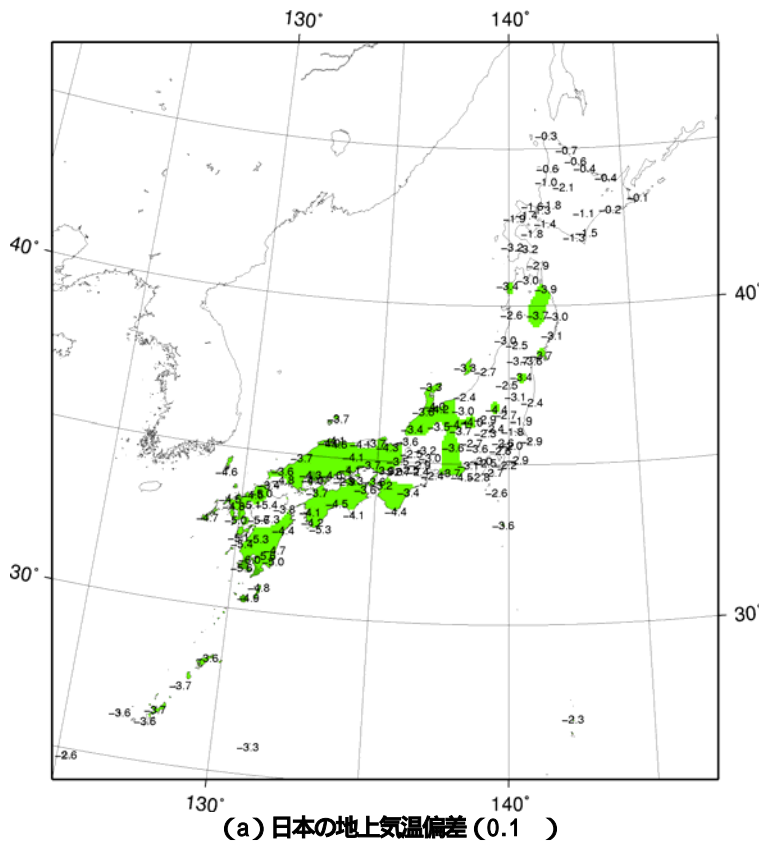
#### 謝辞

本調査を進めるにあたり、気候情報課の前田修平予報官には度々相談に乗って頂いた。また統計的検定を行うにあたって高橋俊二予報官から貴重なアドバイスを頂いた。深く感謝いたします。

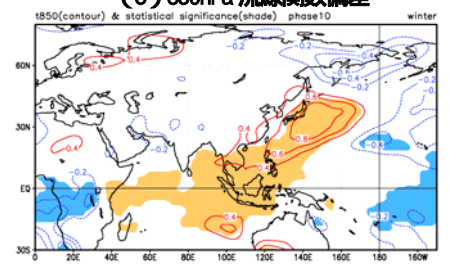
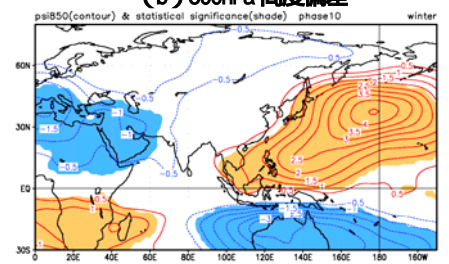
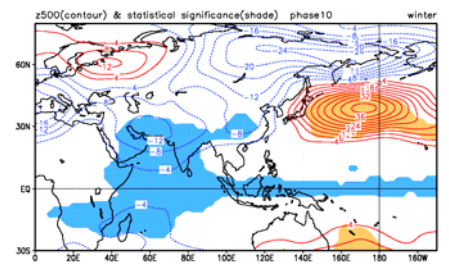
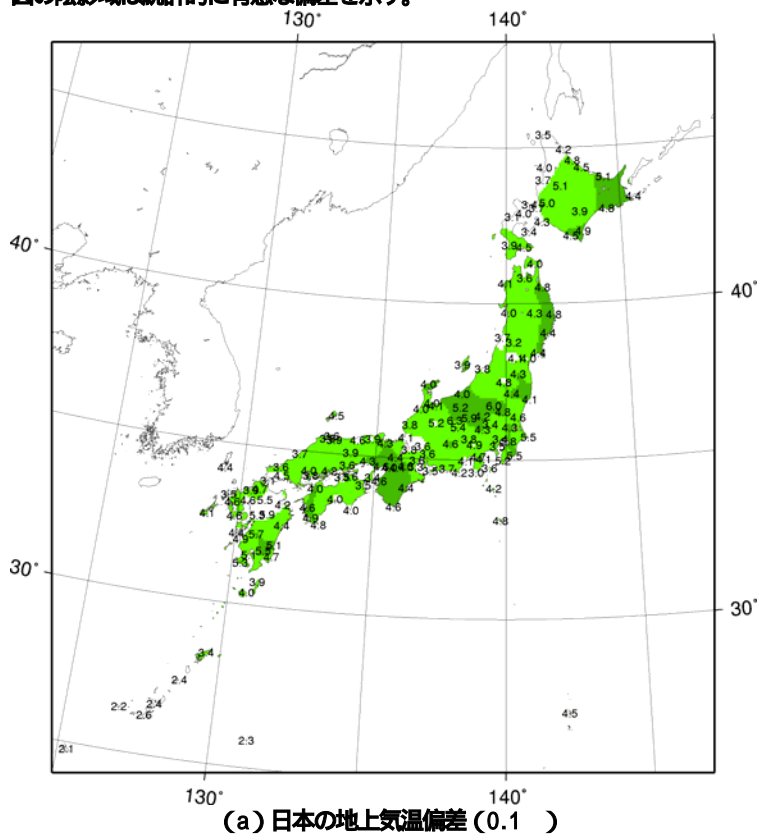
## 参考文献

- Bond N. A. and G. A. Vecchi, 2003: The Influence of the Madden-Julian Oscillation on Precipitation in Oregon and Washington. *Wea. and Forecast.*, 18, 600-613.
- Chang, C.-P. and K.-M. Lau, 1980: Northeasterly Cold Surges and Near-Equatorial Disturbances over the Winter MONEX Area During December 1974. Part : Planetary-Scale Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 298-312.
- Compo, G. P., G. N. Kiladis and P. J. Webster, 1999: The horizontal and vertical structure of east Asian winter monsoon pressure surges. *Q. J. Meteorol. Soc.*, 125, 29-54.
- 林久美, 河原幹雄 1990: 冬季の季節内変動と日本付近の循環場 (第2報: ラグ関係), 全国長期予報技術検討資料 (気象庁予報部), 2-21.
- Higgins R. W., J.-K. E. Schemm, W. Shi and A. Leetmaa, 2000: Extreme Precipitation Events in the Western United States Related to Tropical Forcing. *J. Climate*, 13, 793-820.
- Hsu, H.-H., 1996: Global View of the Intraseasonal Oscillation during Northern Winter. *J. Climate*, 9, 2386-2406.
- Jones, C., 2000: Occurrence of Extreme Precipitation Events in California and Relationships with the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, 13, 3576-3587.
- 河原幹雄, 渡辺文雄, 林久美, 1989: 冬季の季節内変動と日本付近の循環場 (第1報: 同時関係), 全国長期予報技術検討資料 (気象庁予報部), 37-56.
- Knutson T. R. and K. M. Weickmann, 1987: 30-60 Day Atmospheric Oscillations: Composite Life Cycles of Convection and Circulation Anomalies. *Mon. Wea. Rev.* 115, 1407-1436.
- Livezey, R. E., 1999: Field Intercomparison, Analysis of Climate Variability (chapter 9). Springer, 161-178.
- Mheel, G. A., G. N. Kiladis, K. M. Weickmann, M. Wheeler, D. S. Gutzler and G. P. Compo, 1996: Modulation of equatorial subseasonal convective episodes by tropical-extratropical interaction in the Indian and Pacific Ocean regions. *J. G. R.*, 101, D10, 15033-15049.
- Wang, B. Pacific-East Asian Teleconnection : How Does El-Nino Affect East Asian Climate?, *J. Climate*, 9, 1517-1536.





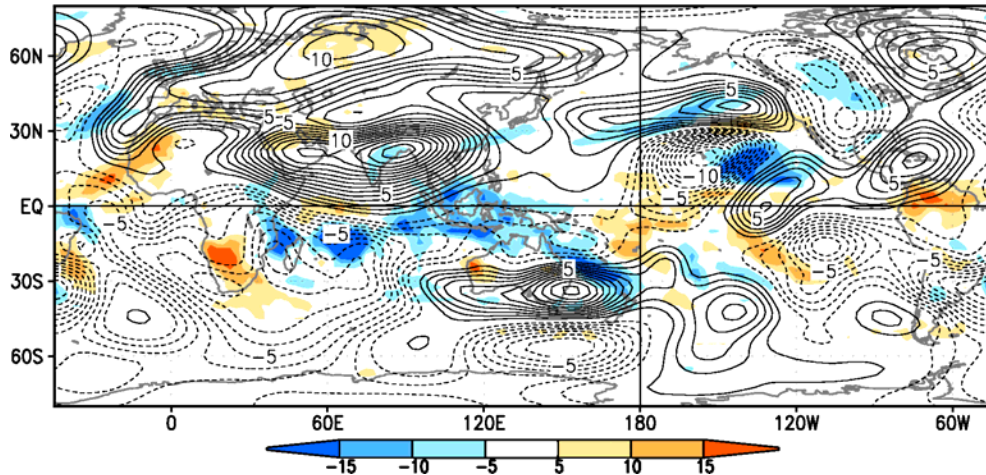
第4図 MJ0のphase2における日本の地上気温、500hPa高度、850気温、1000hPa高度の各偏差  
図の陰影域は統計的に有意な偏差を示す。



第5図 MJ0のphase10における日本の地上気温、500hPa高度、850流線関数、1000hPaの各偏差  
図の陰影域は統計的に有意な偏差を示す。

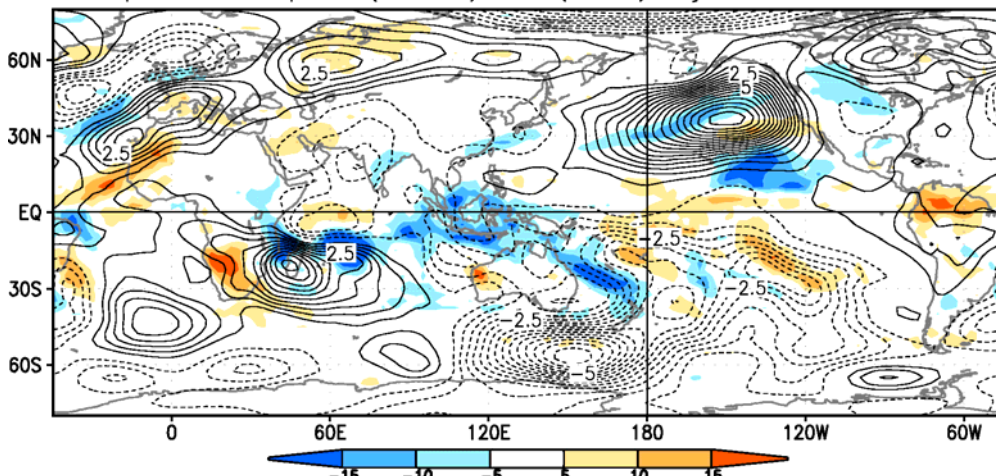


band pass filtered psi200(contour) & olr(shade) 21jan2004-10feb2004

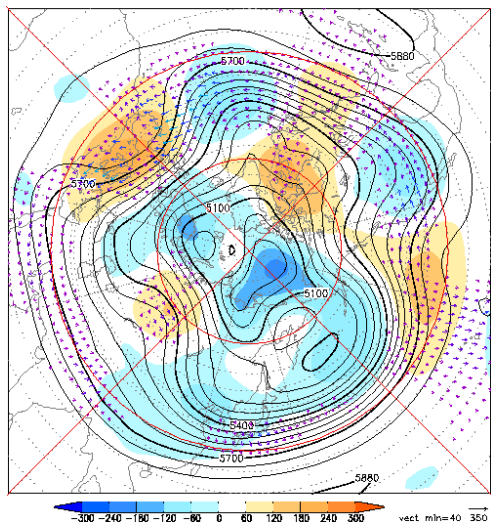


(a) 2004年1月21日~2月10日平均の200hPa流線関数年平均偏差とOLR (20~70日のバンドパスフィルター済み)

band pass filtered psi850(contour) & olr(shade) 21jan2004-10feb2004



(b) (a)と同期間の850hPa流線関数年平均偏差とOLR (20~70日のバンドパスフィルター済み)  
2.1 - 2.10



(c) 2004年2月1~10日平均の500hPa高度と年平均偏差 (フィルターはかけていない)

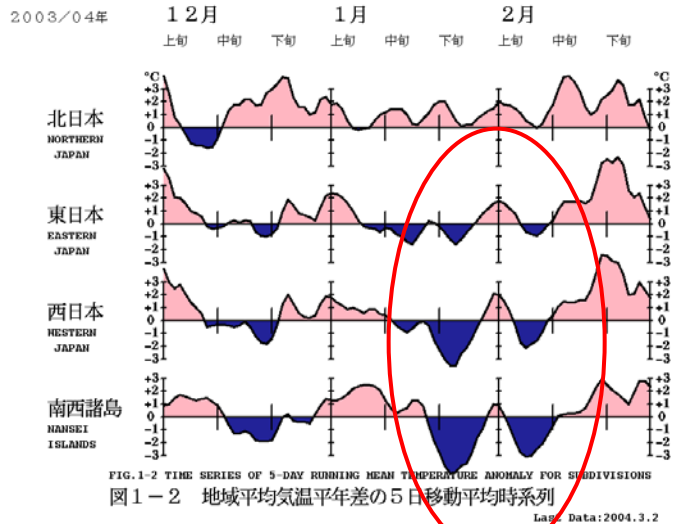


FIG.1-2 TIME SERIES OF 5-DAY RUNNING MEAN TEMPERATURE ANOMALY FOR SUBDIVISIONS

図1-2 地域平均気温年平均偏差の5日平均時系列図

Lat. Data: 2004.3.2

(d) 2003年12月~2004年2月の地域平均気温年平均偏差の5日平均時系列図

第6図 MJ0 の位相が phase1~2 に東進してきた時に西日本に寒気が入った事例

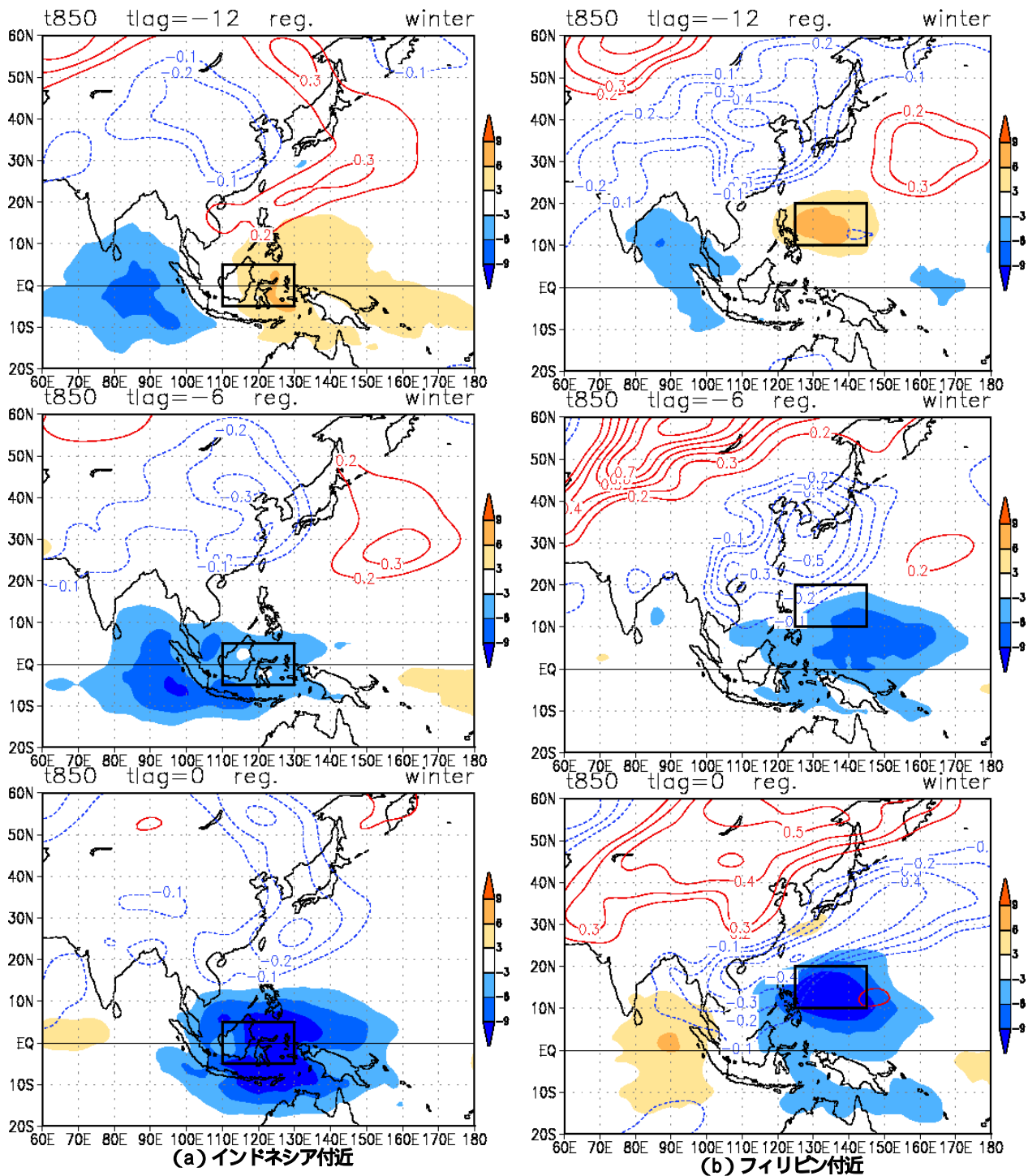
(a)2004年1月21日~2月10日平均の200hPa 流線関数年平均偏差(実線)、OLR 年平均偏差(陰影域)

(b) (a)と同期間の850hPa 流線関数年平均偏差(実線)、OLR 年平均偏差(陰影域)

200hPa、850hPa 流線関数年平均偏差には20~70日のバンドパスフィルターが施されている。

(c)500hPa 高度(実線)、500hPa 高度年平均偏差(陰影域)

(d)2003年12月~2004年2月の地域平均気温年平均偏差の5日平均時系列図

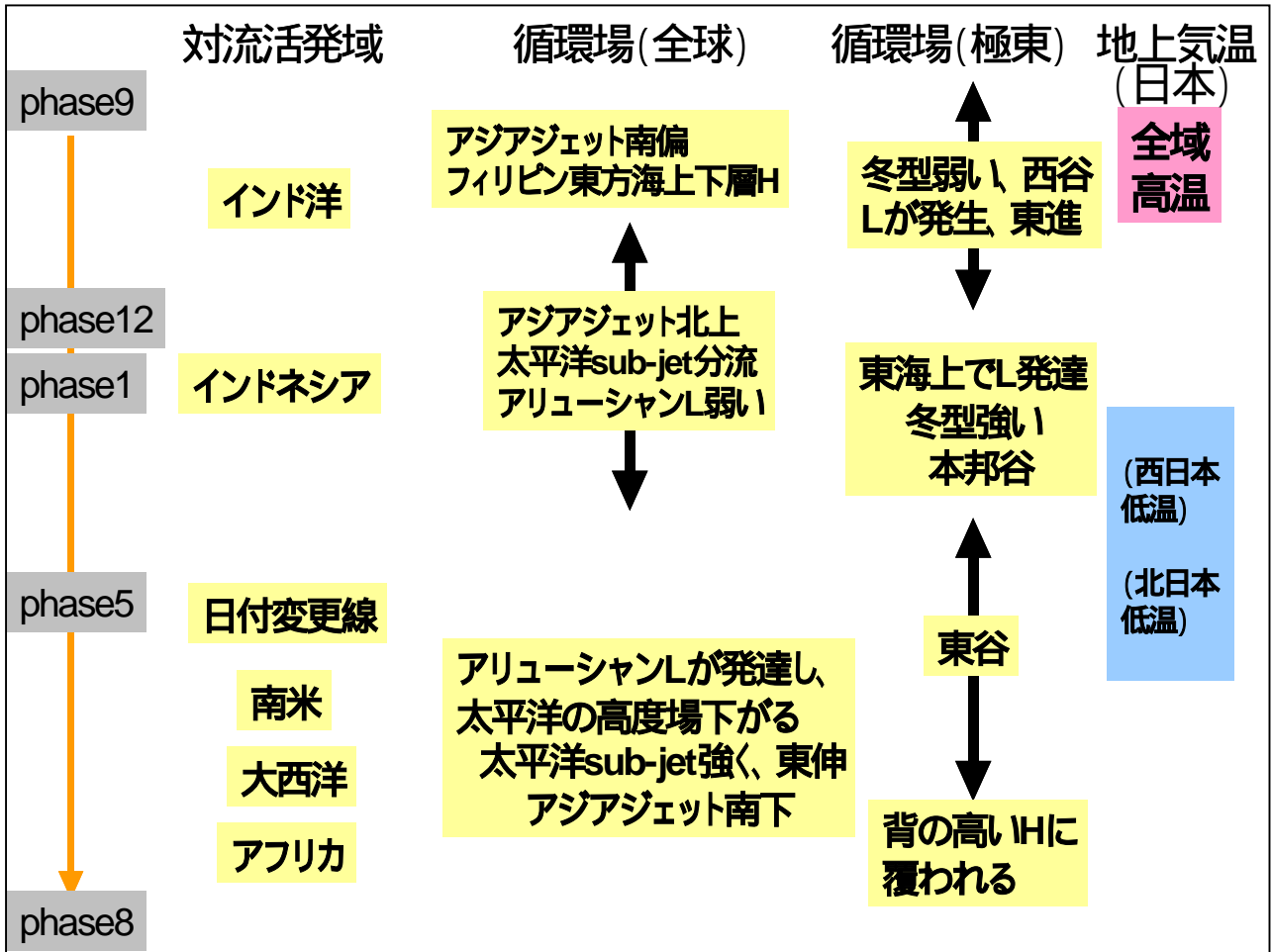


第7図 領域平均したOLR年平均偏差と850hPa気温年平均偏差とのラグ回帰分布図

上から順に対流活動のピークの12日前、6日前のラグ回帰、同時回帰分布図を示す。

MJOの合成図と同様にOLR、850気温年平均偏差ともに20~70日周期のバンドパスフィルターをかけている。

キー領域はインドネシア付近 (a) は5S-5N、110~130Eに、フィリピン付近 (b) は10-20N、125-145Eに設定。



第8図 MJOの位相と循環場の関係の模式図(冬期)