

マッデン・ジュリアン振動と冬期の日本の天候 および循環場との関係

遠藤 洋和*・原田 やよい**

要 旨

24年間の日別の地上気象観測データを用いて、冬期（11～3月）におけるマッデン・ジュリアン振動（MJO）と日本の天候の関係について統計解析した。あわせて、再解析データを用いて循環場との関係も示し、その全体像を明らかにした。

日本における地上気温は、20～70日の周期帯において、インド洋で対流活発な時期に高温傾向、インドネシア付近で対流活発な時期に低温傾向を示した。このような傾向は特に西日本で見られた。降水量や日照時間は、多くは統計的に有意な水準には達していないものの、MJOの位相変化に伴い、太平洋側地域を中心に系統的な変化を示した。大雨の出現頻度においてもおおむね同様の変化が見られた。また、太平洋ストームトラック域の擾乱活動は、MJOの位相変化に伴い有意に変化した。MJOは中高緯度の循環場の変動を介して冬期の日本の天候に影響を及ぼしている。

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なされている。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MJO (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）。これまでに、MJOの影響はプロセスが複雑であるが中・高緯度循環場にも現れることが多くの研究から示されている（たとえば Lau and Phillips 1986 ; Knutson and Weickmann 1987 ; Higgins and Mo 1997 ; Kim *et al.* 2006）。また、MJO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MJOの東進に重要な役割を果たしていると主張する研究もある

(Ferranti *et al.* 1990 ; Meehl *et al.* 1996 ; Hsu 1996)。MJOと中緯度域の天候要素との関連については、主に北アメリカ大陸西岸における極端な降水量の出現頻度について調べられており、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)。

冬期のMJOの極東域への影響については、シベリア高気圧からの寒気の吹き出しやPNAパターンとの関係に注目した研究はあるが (Meehl *et al.* 1996 ; Compo *et al.* 1999 ; Knutson and Weickmann 1987 ; Higgins and Mo 1997 ; Jeong *et al.* 2005 ; 森・渡部 2006)、日本の天候との関係や、それに影響を及ぼす循環場変動という観点で行われた研究はこれまでにほとんど存在しない。唯一、気象庁内の資料で河原ほか (1989) や林・河原 (1990) による先駆的な研究結果があるが、解析対象とした循環場データが500 hPa高度に限られていること、日本の天候との関係には触れていないことから、その全貌は十分に明らかにされていない。

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用いて行われている。その予測精度向上に対して、MJOの予測精度向上が一つの鍵になると言

* 仙台管区気象台技術部気候・調査課（現所属：気象研究所気候研究部）
hendo@mri-jma.go.jp

** 気象庁地球環境・海洋部気候情報課。

—2006年11月15日受領—

—2008年1月8日受理—

われているため(尾瀬 2003), MJO の予測可能性評価(久保田ほか 2005, 2006)や, 数値予報モデルの改良(新保ほか 2003)が精力的に行われている。一方でこれと並行して, MJO により日本の天候がどのような影響を受けているのか, さらにはその影響メカニズムに関して, 理解を深めておく必要がある。これは, 予報官が実況資料や1か月予報の数値予報資料を解釈する際に必要とされる知識でもある。

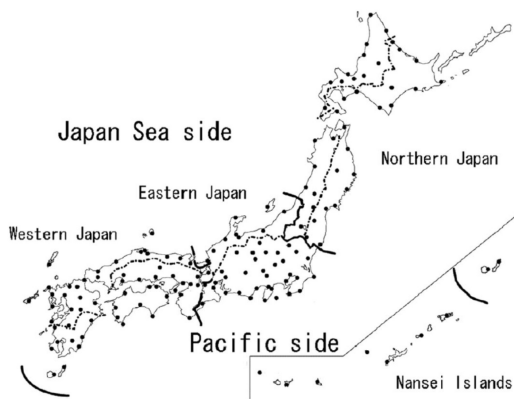
以上のような背景から, 本研究では, 冬期の MJO と日本の天候の関係および, それと関係する大規模循環場の特徴を統計解析から示すことを目的とする。

本論文の構成は以下のとおりである。第2章ではデータと解析方法について述べる。また, 用いた統計的検定方法について詳述する。第3章で解析結果を示す。主に MJO の位相別の合成図から示す。第4章では, 第3章で示された, MJO の位相変化に伴う地上気温や降水量の変化に関する議論を行う。そして第5章で全体のまとめを行う。

2. データと解析方法

2.1 データ

使用したデータは, 循環場データは NCEP/NCAR 作成の再解析データ (CDAS/DOE: Kanamitsu *et al.* 2002), 対流活動の指標となる OLR (Outgoing Longwave Radiation) データは CDC/NOAA が作成した Interpolated OLR (Liebmann and Smith 1996), 地上観測データは気象庁保有の地上気象観測原簿である。



第1図 解析に使用した地上気象観測点配置と地域区分。気象庁(2006)の Fig. E1を改変して転載。

解析対象期間は1979/1980年~2002/2003年の冬期(11~3月)とし, 3630日分(151日×24年+6日(閏年))の日別データを元に統計解析した。日照時間については, 1980年代後半にジョルダン式日照計から回転式日照計への変更があったことから(気象庁2005), 1990年~2003年の期間のデータを使用した。

解析に用いた地上気象観測地点の配置を第1図に示す。地域平均値を算出する際は図中に示されている地域区分に従った。

平年値を次のように作成した。循環場については, 解析期間内で単純平均した日別値に対し121項の60日ローパス・フィルタを施した。時間フィルターとしてランチョスフィルター(Duchon 1979)を用いた。地上気温, 降水量, 日照時間については, 気象庁(2005)が作成した平年値を使用した。これは, 1971~2000年の30年の単純平均値に対し, 9日移動平均を3回繰り返して作成されている。

2.2 MJO の位相の特定

本研究では Knutson and Weickmann (1987) の用いた方法を参考に, MJO の位相を特定した。141項の20-70日のバンドパス・フィルターを施した200 hPa 速度ポテンシャル平年偏差データを, 南緯20度から北緯20度で平均し, それを通年で主成分分析し, その第1, 第2主成分のスコア(PC1, PC2)を用いて対流活動域の経度を特定した。なお, Knutson and Weickmann (1987) は, 30~60日周期の250 hPa 速度ポテンシャルを用いて主成分分析を行っている(彼らが用いたオリジナルデータは半月平均値)。MJO を捉えるための周期帯は, 過去の研究では様々である。おおむね, 20~30日周期以下の高周波変動成分, 60~90日以上での低周波変動成分をカットしていれば問題ないと考えられ, 本研究では20~70日周期帯を用いた。

第2図に第1, 第2主成分の固有ベクトル分布を示す。第1主成分(EOF1)はインドネシア付近で極小, 南アメリカ付近で極大, 第2主成分(EOF2)は中部太平洋で極小, インド洋で極大を示している[†]。EOF1とEOF2の固有ベクトル分布は, 東西波数1で, およそ4分の1波長ずれていることから, 波数1のMJOの位相は, EOF1スコア(PC1)とEOF2スコア(PC2)から特定することができる。寄与率を見ると, EOF1が45%, EOF2が37%, 両者で82%になることから, この周期帯では波数1のMJOが卓越している

[†] 冬期のみで主成分分析を行った場合も, これとほぼ同様の固有ベクトル分布, 寄与率であった。

ことが分かる。

MJO の振幅と位相は、PC1と PC2を用いて (1) 式、(2) 式から見積もられる。

$$A(t) = \sqrt{(PC1(t))^2 + (PC2(t))^2} \quad (1)$$

$$\phi(t) = \tan^{-1} \left[\frac{PC2(t)}{PC1(t)} \right] \quad (2)$$

ここで、 $A(t)$ は MJO の振幅、 $\phi(t)$ は MJO の位相に対応する。 t は時間で毎日に与えられる。

この定義に基づき MJO の位相を追跡した例を第 3 図に示す。MJO が順調に東進している場合、この図では反時計回りにプロットされていく。2002年11月から2003年1月上旬は MJO の振幅が大きく、順調に東進している。その後は振幅が小さくなり追跡が困難となるが、2003年3月になると再び振幅が大きくなり、順調に東進している。このように、ある程度振幅の大きな MJO の位相は本研究で用いた簡便な手法で追跡できると考えられる。

2.3 解析方法

主に MJO の位相毎の合成解析から MJO と日本の天候、循環場の関係を示す。MJO の位相ごとにデータを層別化する必要があることから、(2) 式で定義される偏角 ($\phi(t)$) を、 $\pi/6$ 毎に phase 1~phase 12の

カテゴリーに区分した。合成解析を行う際は、比較的振幅の大きな MJO が存在する日のデータを対象とした。 $A(t) < 1.0$ の基準でデータを除外したところ、合成解析に用いられる資料数は総資料数の約半分となった。

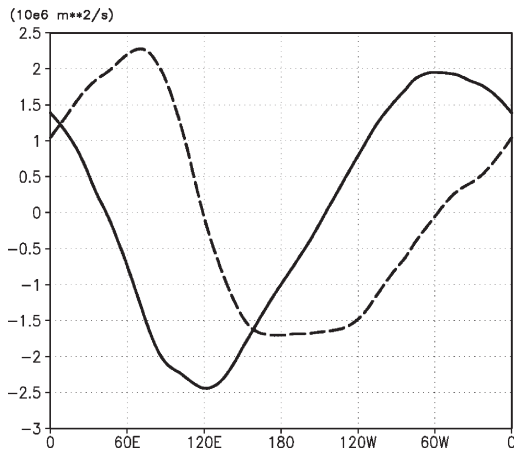
第3.1節、第3.2節の合成解析では、循環場、OLR、地上気温を対象とし、平年偏差に対し141項の20~70日バンドパス・フィルターをかけたものを使用した。MJO とコヒーレントな周期帯の変動を見るためである。一方、第3.3節で合成解析を行う降水量平年比と日照時間平年比については、周期性が弱いと考えられることから、時間フィルターを施すことは不適切であると考え、そのまま使用した。

2.4 有意性検定

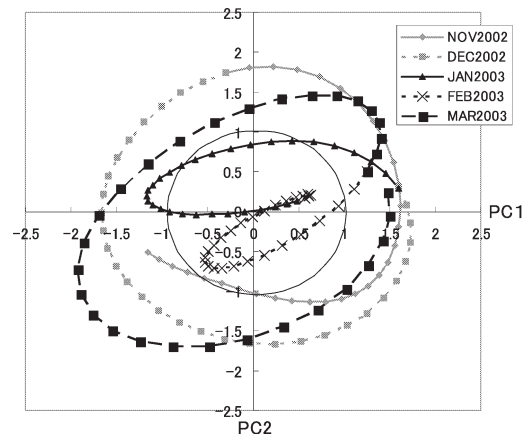
MJO の位相ごとの平均値について、以下のような統計的有意性の検定を行った。帰無仮説を「延べ3630個のデータは MJO の位相に無関係であり、同一の均質母集団からのデータである」と設定した。

循環場および地上気温の日平均偏差の母集団分布は正規分布で近似でき、標本の大きさは十分に大きく大標本法の適用が可能である。このとき、各位相の標本分散を3630個のデータ(対象とする24年分の全データ)から計算される標本分散で代用した検定統計量 Z は次のように表される。

$$Z = \frac{\bar{X} - \mu}{\frac{\sigma}{\sqrt{n}}} \quad (3)$$



第 2 図 南緯20度~北緯20度で平均した200 hPa速度ポテンシャル平年偏差 ($m^2 s^{-1}$) の固有ベクトル分布。実線が EOF1、破線が EOF2。20~70日周期帯。寄与率はそれぞれ45%、37%。対象期間は1979~2003年の通年。



第 3 図 PC1と PC2の推移 (2002年11月~2003年3月)。横軸が PC1、縦軸が PC2。原点を中心とする半径1の円を細い実線で描画。

ここで、 \bar{X} が各位相の標本平均、 μ が全データの平均、 σ^2 が全データの分散、 n は各位相の標本の大きさに相当する自由度である。データ相互の自己相関の影響を排除するため、MJOの東進により一つの位相に時間的に連続してデータが入る場合は一つしか自由度を増やさないように自由度を見積もった。これにより、データが持つ自己相関による Z のみかけの増加を考慮することができる。各位相の標本の大きさおよび自由度を第1表に示す。自由度は標本の大きさの3分の1程度となり、これはひと冬(11~3月)あたり2~3回の頻度に相当する。位相ごとに計算した Z の絶対値が1.96以上の場合、当該位相の標本平均 \bar{X} と全データの平均 μ が統計的有意(危険率5%)に異なることが大標本検定から導かれ、当該位相の循環場や気温の平均が偶然ではなく有意に全平均と異なっていると言える。

第3.3節で用いる日降水量平年比および日合計日照時間平年比は、母集団分布として正規分布を仮定するのが難しく、上述の検定方法は適用できないため、母集団の分布を仮定しないノンパラメトリックな検定を行った。また第4.2節で示す総観規模擾乱の運動エネルギー(KE_eddy)の検定についても同様の方法を用いた。検定はいわゆるモンテカルロ法で行った。延べ3630個のデータから、MJOの各位相の自由度と同じ大きさの標本を無作為に10000回抽出し、その標本

第1表 MJOの位相別の資料数と自由度。左列がMJOの位相番号、中列が合成解析の対象となる資料数(2183個)、右列が見積もられた自由度。中列は(1)式の $A(t) \geq 1.0$ を条件として抽出された資料数、自由度の見積もり方法は本文を参照、 $A(t) < 1.0$ を含めた総資料数は3630個。

MJO phase	sample size	degree of freedom
1	172	57
2	165	54
3	180	59
4	188	60
5	162	56
6	191	60
7	189	61
8	163	61
9	174	59
10	210	62
11	195	64
12	194	64
sum	2183	
total	3630	

平均の分布を求める。そして、MJOの各位相の平均値が標本平均分布の上位250番目(500番目)以内、下位250番目(500番目)以下であれば危険率5%(10%)で統計的に有意な偏差であるとした。降水量、日照時間、KE_eddyの日別値は、時間フィルターを施した気温に比べて自己相関が小さいと考えられるが、自由度を見積もる際は気温と同様の方法を用いた。

3. 結果

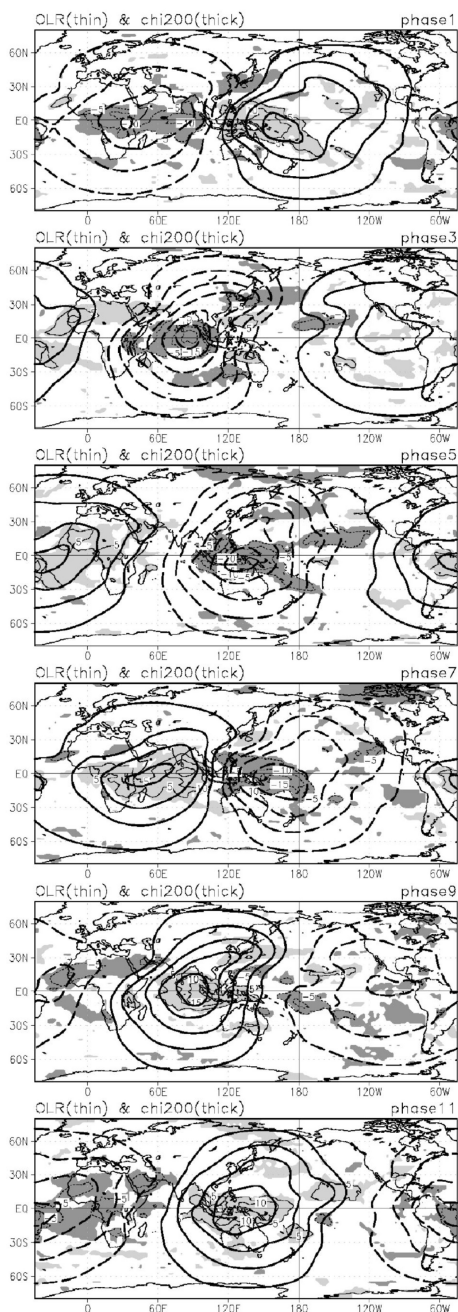
3.1節でMJOの位相別の層別化の様子を確認した後、3.2節で主にMJOの位相毎の合成解析からMJOと日本の天候、循環場の関係を示す。

3.1 全球の200 hPa速度ポテンシャルとOLR(20~70日周期)

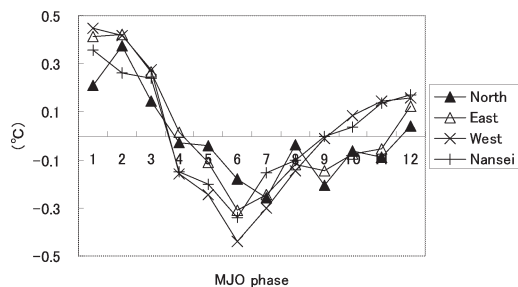
第4図は、200 hPa速度ポテンシャル偏差、OLR偏差のMJOの位相別合成図である。いずれも20~70日のバンドパス・フィルターを施したデータを合成したものである。200 hPa速度ポテンシャル偏差を見ると、波数1の波が赤道付近を中心に全球的に分布し、位相番号が大きくなるに従い東に移動している。OLRの負偏差/正偏差域はおおむね200 hPaの大規模発散/収束域に対応している。OLRの変動は東半球側で明瞭である。OLR偏差から推定される対流活発域は、phase 1~3はインド洋付近、phase 5ではインドネシア付近、phase 7~9は太平洋赤道域、phase 11は大西洋付近に位置している。なお、アフリカ~中東の亜熱帯域におけるOLR偏差では水蒸気量や地面温度の変化の影響が大きいと考えられる。第4図はKnutson and Weickmann (1987)の示した位相別合成図(彼らのFig. 8)とほぼ同様である。また、循環場の他の要素における合成図の特徴についても、彼らの示したものとほぼ同様である(全球の循環場の合成図は遠藤・原田(2006)で示されている)。

3.2 地上気温と極東域の循環場(20~70日周期)

MJOの位相別に平均した地上気温偏差を第5図に示す。また、各位相の偏差の統計的有意性を第2表に示す。地域区分は第1図の通りである。20~70日のバンドパス・フィルターを施したデータを使用している。phase 1からphase 3にかけて全国的に有意な高温偏差が見られる。位相番号が大きくなるにつれて次第に気温は下降し、phase 6からphase 7にかけては西日本を中心に低温偏差となる。北日本以外では危険率5%で有意な低温偏差である。地域間で比べると、西



第4図 MJOの位相別に合成した200 hPa速度ポテンシャル偏差(太線)とOLR偏差(細線). 上から順に phase 1, phase 3, phase 5, phase 7, phase 9, phase 11. 実線(点線)が正(負)偏差. 等値線間隔は, 200 hPa速度ポテンシャルは $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, OLR偏差は 5 W m^{-2} . 危険率5%で有意なOLR偏差に陰影を施し, 薄い(濃い)陰影が正偏差(負偏差)に対応. 20~70日周期帯.



第5図 MJOの位相別に合成した地上気温偏差(°C). 凡例の略称は, Northは北日本, Eastは東日本, Westは西日本, Nanseiは南西諸島で, いずれも地域平均値. 20~70日周期帯.

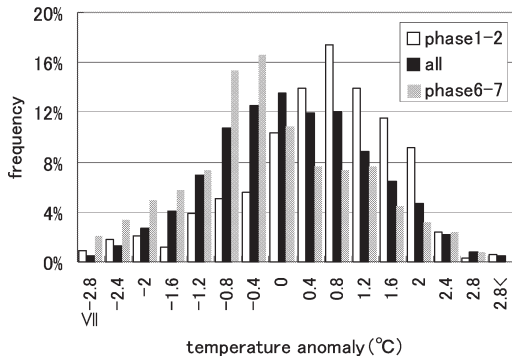
第2表 第5図の統計的有意性. 大文字が危険率5%, 小文字が危険率10%で有意な位相を表す. 左列がMJOの位相番号. +記号は正偏差, -記号は負偏差を表す.

Temperature (20-70 day)				
phase	North	East	West	Nansei
1		+	+	+
2	+	+	+	+
3		+	+	+
4				
5				
6		-	-	-
7	-	-	-	
8				
9				
10				
11				
12				

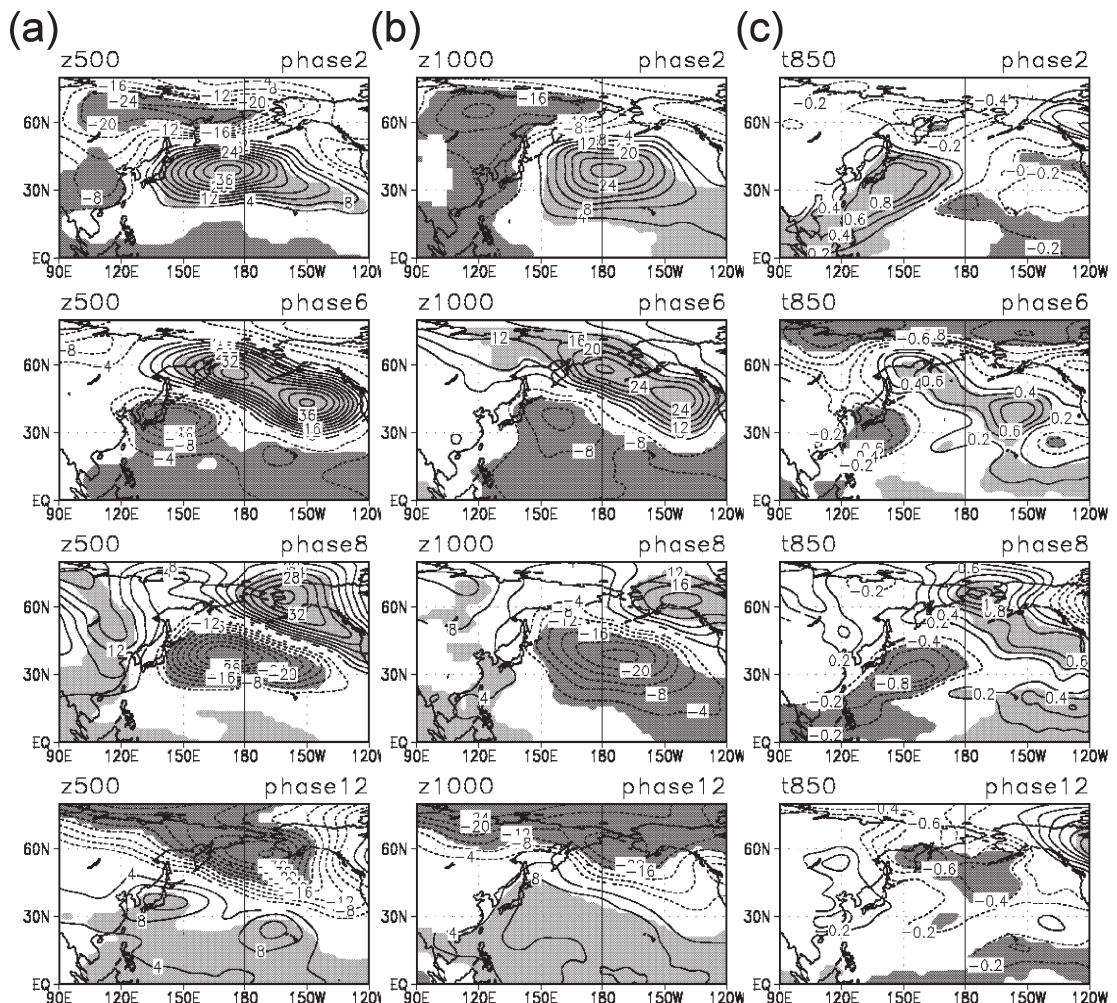
日本の変動が最も大きく, phase 1と phase 6の差は 0.89°C に達する.

第6図に西日本における低温期 (phase 6~7), 高温期 (phase 1~2), 平年の気温偏差の出現頻度分布を示す. 低温期の分布は高温期に比べて全体的に低温側に変位しており, -0.4°C 以下, $+1 \sim +2^\circ\text{C}$ 前後の階級ではその出現確率に2倍程度の違いが見られる. 低温期の平均は -0.37°C , 高温期の平均は $+0.43^\circ\text{C}$, 平年の標準偏差 $\sigma = 1.15^\circ\text{C}$ であることから, 低温期(高温期)の平年からのずれは -0.32σ ($+0.37\sigma$)である.

次に, このような地上気温変化がどのような大規模場の変化と関係しているか示す. 第7図に500 hPa高度(Z500)偏差, 1000 hPa高度(Z1000)偏差, 850 hPa気温(T850)偏差の位相別合成図を示す. ここ



第6図 西日本気温偏差の階級別出現率(%)。白抜きは phase 1と phase 2の平均、灰色は phase 6と phase 7の平均、黒色は全資料。20~70日周期帯。



第7図 第4図と同じ、ただしMJOの位相別に合成した (a) 500 hPa 高度偏差, (b) 1000 hPa 高度偏差, (c) 850 hPa 気温偏差。上から順に phase 2, phase 6, phase 8, phase 12。等値線間隔はそれぞれ (a) 4 m, (b) 4 m, (c) 0.2°C。(b) と (c) は標高1500 m 以上を描画していない。

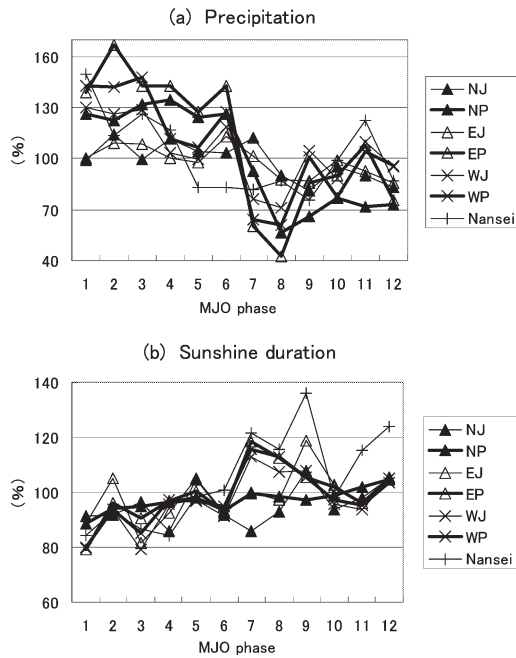
では特徴的な位相として phase 2, phase 6, phase 8, phase 12を取り上げる。Z500偏差のピークはZ1000偏差のピークよりもやや西側にずれる傾向があり、対流圏中～下層の温度偏差はZ500偏差よりも西側にずれている。すなわち、傾圧的な構造を示している。全国的に高温傾向となる phase 2を見ると、Z500, Z1000ともに北太平洋スケールで正偏差となり、アリューシャン低気圧が弱いことに対応する。一方、ユーラシア大陸のZ500およびZ1000は負偏差でシベリア高気圧が弱いことに対応する。このため、日本付近は南西流偏差場で季節風は弱い。T850を見ると、北東-南西の走向をもつ正偏差が日本の南海上に見られ、日本付近を+0.6°C以上の正偏差が覆う。次に、西日本中心に低温傾向となる phase 6を見ると、日本付近はトラフ場が強化され、Z500では東海上を中心とする数千 km スケールの円状の負偏差が明瞭である。T850

の負偏差域は南西日本を中心に分布している。phase 8の偏差分布は、phase 2の反対符号であり、北太平洋の高度場は負偏差である。また、中国大陸の高度場は正偏差である。このため、日本付近は北西流偏差場で季節風が強い。T850では、北東-南西の走向をもつ負偏差が日本の南海上に見られるが、phase 2に比べ南寄りである。phase 12の偏差分布は、おおむね phase 6の反対符号であるが、偏差の大きさは phase 6ほど小さくなく、日本付近のT850偏差は不明瞭である。

以上のように、地上気温はMJOの位相の違いにより統計的に有意な偏差を示した。循環場との対応を見ると、低温期の日本付近はトラフ場、高温期の日本付近は南西流偏差場の傾向にあることが分かった。

3.3 降水量、日照時間（時間フィルターなし）

第8図にMJOの位相別の降水量平年比、日照時間平年比を示す。また、各位相の偏差の統計的有意性を



第8図 MJOの位相別に合成した(a)降水量平年比(%), (b)日照時間平年比(%). 日本海側(太平洋側)を細線(太線)で示す。凡例の略称は、NJ (NP)は北日本日本海側(太平洋側), EJ (EP)は東日本日本海側(太平洋側), WJ (WP)は西日本日本海側(太平洋側), Nanseiは南西諸島で、いずれも地域平均値。時間フィルターをかけていない。

第3表 第2表と同じ、ただし第8図の統計的有意性。(a)が降水量平年比, (b)が日照時間平年比。

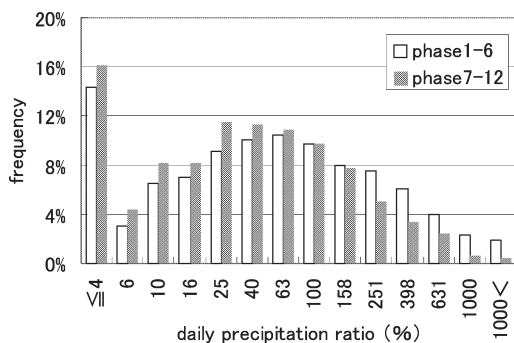
(a) Precipitation							
phase	NJ	NP	EJ	EP	WJ	WP	Nansei
1							+
2							
3							
4							
5							
6							
7							
8							
9							
10							
11							
12							

(b) Sunshine Duration							
phase	NJ	NP	EJ	EP	WJ	WP	Nansei
1				-	-	-	
2							
3					-		
4							
5							
6							
7				+			
8							
9							+
10							
11							
12							

第3表に示す。降水量や日照時間は、多くの位相で統計的に有意な水準には達していないものの、太平洋側地域を中心に系統的な変化が見られる。おおむね、phase 1~phase 6で降水量が多く、phase 7~phase 12で降水量が少ない。日照時間は、おおむね降水量とは反対の変化を示し、phase 1~phase 6で日照時間が少なく、phase 7~phase 12で日照時間が多い。

降水量の合成値で見られた太平洋側地域を中心とした系統的な変動は、統計的有意性が乏しいものの興味深い特徴である。そこで、次に降水強度別の出現頻度を示す。東日本と西日本の太平洋側の出現頻度分布においては、日降水量年平均比4%以下の資料が全体の半数程度を占め（冬期は晴天日が多いため）、それ以外の階級の資料数が少なくサンプリング誤差が目立つため、ここではその影響の小さい北日本太平洋側のヒストグラムを示す（第9図）。多雨期（phase 1~6）と少雨期（phase 7~phase 12）の2カテゴリーで示している。年平均比100%以上（以下）の階級になると、多雨期の出現頻度は相対的に多い（少ない）。これはすべての階級で一貫して見られる傾向である。特に、年平均比250%以上の階級では両者の違いが明瞭である。

第10図は、大雨の出現頻度をMJOの位相別に示したものである。南西諸島の傾向はこれと異なるためここでは示していない。これまでの解析と同様に(1)式の $A(t) \geq 1.0$ を満たす日を対象として、日降水量年平均比の上位100事例（これを大雨と定義する）を抽出し、(2)式の $\phi(t)$ を用いてMJOの位相を特定した。 $A(t) \geq 1.0$ を満たす日は約2200日なので、上位100事例とは全資料の上位約5%に相当する。第10図



第9図 北日本太平洋側降水量年平均比の階級別出現率(%)。白抜きがphase 1~phase 6平均、灰色がphase 7~phase 12平均。横軸を常用対数スケールで表示し、0.6から3.0（階級を0.2ずつ区分）に対応。

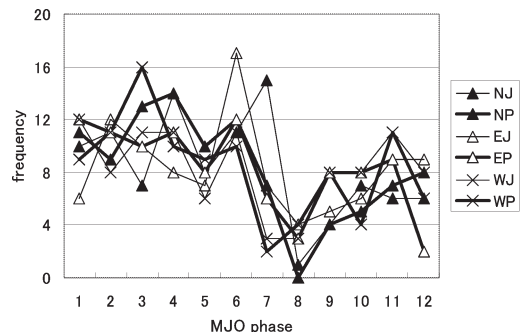
を見ると、大雨の出現頻度がMJOの位相に依存して変化しているように見える。全般的にphase 1~6の頻度が多く、phase 8前後が最も少ない。これは位相別平均値（第8図a）で見られる変化とおおむね一致している。

降水量については、統計的に有意な偏差を示すMJOの位相はわずかであったものの、太平洋側地域を中心に系統的な変動が見られた。また、大雨の頻度でもおおむね同様な変動を示しており興味深い。第4.2節で詳しく議論する。

4. 議論

4.1 地上気温

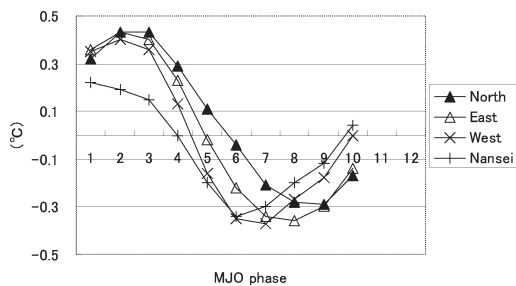
地上気温は、20~70日周期帯では特定のMJOの位相で統計的に有意な正偏差/負偏差を示した。本研究の結果の信頼性を確認するため、過去の研究結果と比較する。これまでの研究で日本の地上気温を扱ったものはないが、季節内変動スケールの対流活動と極東域のZ500の関係については河原ほか（1989）やJeong *et al.* (2005) が示している。第4図を見ると、高温傾向を示すphase 2前後はインド洋、低温傾向を示すphase 6前後はインドネシア付近にMJOに伴う対流活発域が存在する。これらphaseに対応するZ500を見ると、phase 2は中国大陸で負偏差、日本から北太平洋で明瞭な正偏差、phase 6は日本付近で負偏差である（第7図）。河原ほか（1989）はOLRとZ500の相関解析から、日本付近のZ500はスマトラ~ニュージーニア付近のOLRと正相関であることを示してい



第10図 日降水量年平均比の上位100事例におけるMJOの位相別出現回数。日本海側（太平洋側）を細線（太線）で示す。事例の抽出基準は本文を参照。凡例の略称は第8図と同じ。南西諸島の傾向は異なるため示していない。

る。また、Jeong *et al.* (2005) が Wheeler and Hendon (2004) の手法で MJO の位相を特定して作成した Z500 合成図では、対流活発位相がインド洋にある時は中国大陸が負偏差で日本付近からその東海上で正偏差、対流活発位相がインドネシア付近にある時は日本付近で負偏差である (彼らの Fig. 2 と Fig. 3)。このような特徴は本研究の結果と良く一致している。

Chang and Lau (1980) や Compo *et al.* (1999) など多くの研究は、シベリア高気圧から吹き出す短周期の寒気 (コールドサージ) がインドネシアから西部太平洋熱帯域の対流活動のトリガーになることを示しているため、第 5 図で示した合成図には、phase 6 前後をイベントの始まりとする MJO が含まれている可能性がある。そこで、比較的大きな振幅を持ちながらインド洋から太平洋にかけて東進した MJO を抽出し、それを元に地上気温の位相別合成値を計算した。各事例の抽出にあたっては、① phase 1 から phase 10 まで一つずつ位相番号が増えること、② 常に $A(t) \geq 0.7$ を満たすことを条件とした。その結果、39 事例が抽出された。1 phase あたりの平均日数を求めると、phase によらずほぼ一定で約 3 日 (2.9~3.4 日) であった。位相別の地上気温の合成結果を第 11 図に示す。phase 1~phase 3 が正偏差のピークで、位相番号が増えるに従い負偏差に向かっている。第 5 図と比べると、振幅は同程度であり全体的な変化傾向は似ていることから、第 5 図の変化傾向の多くは、インド洋方面から東進する MJO によって構成されていると考えられる。ただし細かく見ると、東日本や北日本では気温の極小となる位相が第 5 図とやや異なっている。



第11図 第5図と同じ、ただし時間的に連続したデータを使用した MJO の位相別平均の地上気温偏差 (phase 1~phase 10). phase 1 から phase 10 まで一つずつ位相番号が増えること、常に $A(t) \geq 0.7$ を満たすことを条件として抽出した。39 事例の平均値。

第 5 図や第 11 図をみると、西日本や南西諸島などでは、気温の高極は phase 2 前後であるが、気温の低極は MJO の逆位相時すなわち phase 8 前後ではなく、phase 6 前後に見られる。同様の特徴は大規模場からも確認できる。第 7 図の T850 を見ると、① 気温の高極となる phase 2 とそれと逆位相の phase 8 では、どちらも日本の南海上を中心とする偏差域が分布するが、phase 8 の偏差域は phase 2 に比べて若干南寄りである。また、② phase 6 では数千 km スケールの低温域が西日本を中心に見られる一方、逆位相の phase 12 では気温偏差が不明瞭である。原因として推測されることを挙げておく。① については、MJO の位相変化に伴う基本場の違いにより傾圧性擾乱の活動度や移動経路が変わり (第 4.2 節で言及する)、擾乱による熱輸送の偏差パターンに非対称性が生じることが考えられる。② については、phase 6 の 200 hPa 南北風合成図ではユーラシア大陸南部から太平洋にかけて波列パターンが見られるが、phase 12 では不明瞭であることから (図略)、定常ロスビー波の活動度の違いが考えられる。また phase 6 では、対流活発域が東部インド洋から西部太平洋に移る際に誘発されやすい短周期のコールドサージ (Meehl *et al.* 1996; Hsu *et al.* 1990; Weickmann and Khalsa 1990) の影響を受けていることも考えられる。

4.2 降水活動

降水量の MJO の位相別合成値では、有意な偏差を示す位相はわずかであったものの、太平洋側地域を中心に系統的な変化が見られたこと (第 8 図 a)、大雨の頻度でもおおむね同様な変化が見られたこと (第 10 図)、および以下に挙げるいくつかの理由により、MJO が太平洋側地域を中心に降水活動に影響を及ぼしている可能性は高いと考えられる。

まず、本研究における有意性検定では、一つの位相内に連続してデータが入る場合は一つしか自由度を増やさないようにして自由度を算出しているために、実際よりも少なく自由度を見積もっている可能性がある。検定の基準が厳しい恐れがある。

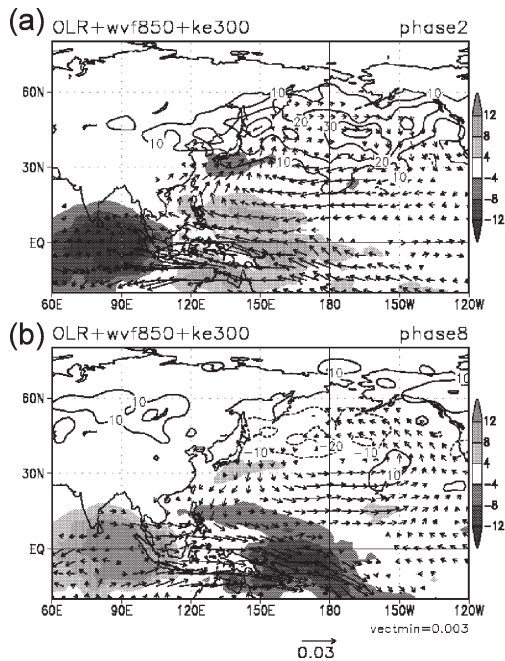
また、本研究および過去の研究で示された MJO の位相別の OLR 合成図を見ると、その抽出手法や解析期間は多様であるものの、多くの場合、日本の南岸に東北東-西南西の走向を持つ偏差分布が現れている (本稿の第 4 図; Jones (2000) の Fig. 3; Knutson and Weickmann (1987) の Fig. 9; Lau and Chan (1986) の Fig. 4; Kim *et al.* (2006) の Fig. 2; Fer-

ranti *et al.* (1990) の Fig. 3).

さらに、以下のように定義される総観規模擾乱の運動エネルギー (KE_eddy) からその活動度を見積ると、MJO の位相変化とともに太平洋ストームトラックの擾乱活動が有意に変化していた。

$$KE_eddy = \frac{u'^2 + v'^2}{2} \quad (4)$$

ここで、 u' 、 v' はそれぞれ 300 hPa 東西風、300 hPa 南北風成分に 2~8 日周期のバンドパス・フィルターを施したものである。第12図は、多雨期である phase 2 と少雨期である phase 8 の KE_eddy の合成値、および、OLR、850 hPa 水蒸気フラックスの合成値である。OLR および 850 hPa 水蒸気フラックスは 20~70



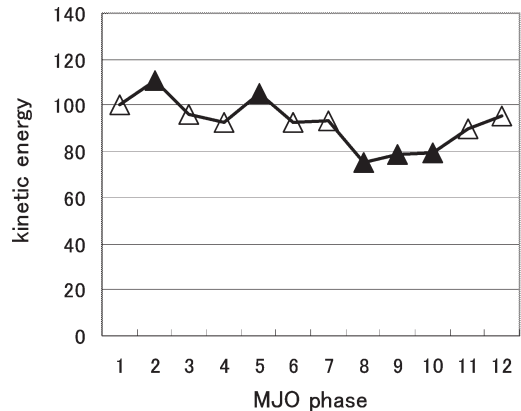
第12図 MJO の位相別に合成した総観規模擾乱の 300 hPa 運動エネルギー偏差、OLR 偏差、850 hPa 水蒸気フラックス偏差。(a) は phase 2, (b) は phase 8. 線は運動エネルギー偏差 ($m^2 s^{-2}$), ベクトルは水蒸気フラックス偏差 ($kg kg^{-1} m s^{-1}$) を表し、ベクトルのスケールは右下, $0.003 (kg kg^{-1} m s^{-1})$ 以上を图示, 陰影は OLR 偏差 ($W m^{-2}$). 等値線間隔は $10 m^2 s^{-2}$. 実線 (破線) は正 (負) 偏差. OLR 偏差と 850 hPa 水蒸気フラックスは 20~70 日周期帯.

日のバンドパス・フィルターを施したものであるが、(4) 式で計算された KE_eddy に対しては時間フィルターを施していない。日本付近から北太平洋に伸びるストームトラック域の擾乱活動は、phase 2 では活発、phase 8 では不活発であり、日本域の降水量偏差や本州南岸の OLR 偏差の傾向に一致している。また、太平洋ストームトラックの KE_eddy を各位相で計算すると、統計的に有意な変化が見られ、それは日本域の降水量変化とほぼ同期している (第 8 図 a, 第 13 図)。

第12図を見ると、MJO の位相変化に伴いフィリピン付近の下層循環が変化し、日本の南海上に流入する水蒸気フラックスが変化していることから、これが擾乱活動の変化に関与している可能性がある。また、MJO の位相変化により太平洋ジェットの高さや存在緯度、擾乱生成域にあたる日本付近の傾圧性や鉛直流などの平均分布が変化していることも影響しているのではないかと考える (第 7 図)。これに関する検討は今後の課題である。

5. まとめ

本研究では、24 年間の日別の地上観測データを用いて、冬期における MJO と日本の天候の関係について統計解析した。あわせて、再解析データを用いて循環場との関係も示し、その全体像を明らかにした。解析は主に MJO の位相別の合成解析により行われた。本研究で示されたことを以下にまとめる。



第13図 MJO の位相別に合成した太平洋ストームトラック域の総観規模擾乱の 300 hPa 運動エネルギー ($m^2 s^{-2}$)。平均領域は北緯 35~55 度, 東経 140~210 度。危険率 5% で有意に異なる値を塗りつぶしてプロットした。

地上気温は、20~70日の周期帯において、インド洋で対流活発な時期に高温傾向、インドネシア付近で対流活発な時期に低温傾向を示した。このような傾向は特に西日本で見られ、低温期（高温期）の平年からのずれは -0.32σ ($+0.37\sigma$) だった (σ は標準偏差)。大規模循環場は、低温期の日本付近はトラフ場が強化され、T850では南西日本を中心に数千kmの円状の負偏差が分布した。高温期の日本付近は南西流偏差場で、Z500, Z1000ともに北太平洋全域で明瞭な正偏差が分布し、T850では北東-南西の走向をもつ正偏差が日本の南海上から日本にかけて広がっていた。

降水量や日照時間は、多くは統計的に有意な水準には達していなかったものの、太平洋側地域を中心に系統的な変化を示した。対流活発域がインド洋からインドネシア付近に位置している時期に降水量が多く、それ以外の時期に降水量が少なかった。日照時間は、おおむね降水量とは反対の変化を示した。大雨の頻度においてもおおむね同様の変化が見られた。さらに、太平洋ストームトラック域の擾乱活動は、MJOの位相変化に伴い有意に変化し、おおむね日本域の降水量と同期していることが示された。

冬期のMJOと日本の天候の関係を理解する上で鍵になると考えられるのが、北太平洋の循環場（アリューシャン低気圧；太平洋ジェット）の変動である。この変動は日本付近での総観規模擾乱の活動度や経路、大陸からの寒気の吹き出しに影響を及ぼすと考えられる（Nakamura *et al.* 2002）。また最近の研究では、Takaya and Nakamura (2005) がシベリア高気圧の強化とその後の寒気の吹き出しをもたらす一つのパターンとして、北太平洋起源のブロッキング高気圧が北東シベリア方面へ西進する事例を示している。このブロッキングの励起に対してMJOが関与している可能性は十分に考えられる。しかしながら、MJOの北太平洋循環場への影響メカニズムは多く議論があるものの（たとえばHsu 1996；Higgins and Mo 1997；Kim *et al.* 2006；森・渡部 2006）、良く分かっていない点が多い。これを明らかにすることが今後の課題である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、気象庁気候情報課の前田修平予報官からは多くのアドバイスと激励を頂きました。統計解析に関して同課の高橋俊二予報官からアドバイスを頂きました。また、東京大学の中村 尚准教

授、地球環境フロンティア研究センターの高谷康太郎博士から有益なコメントを頂きました。この場を借りてお礼申し上げます。また、論文の改稿にあたり、貴重なご助言を下された2名の査読者の方々、担当編集委員の榎本 剛博士に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. Forecasting*, **18**, 600-613.
- Chang, C.-P. and K. M. W. Lau, 1980 : Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the Winter MONEX area during December 1974. Part II : 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. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 29-54.
- Duchon, C. E., 1979 : Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016-1022.
- 遠藤洋和, 原田やよい, 2006 : 季節内変動スケールの対流活動と循環場の関係 (冬期). 平成17年度「異常気象と長期変動」研究会報告書, 18-28.
- Ferranti, L., T. N. Palmer, F. Molteni and E. Klinker, 1990 : Tropical-extropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2177-2199.
- 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. and K. C. Mo, 1997 : Persistent North Pacific circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. *J. Climate*, **10**, 223-244.
- 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., B. J. Hoskins and F. F. Jin, 1990 : The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 823-839.
- Hsu, H.-H., 1996 : Global view of the intraseasonal oscillation during northern winter. *J. Climate*, **9**, 2386-2406.
- Jeong, J.-H., C.-H. Ho, B.-M. Kim and W.-T. Kwon, 2005 : Influence of the Madden-Julian oscillation on

- wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11104, doi: 10.1029/2004JD005408.
- Jones, C., 2000 : Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **13**, 3576-3587.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter, 2002 : NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- 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.
- Kim, B.-M., G.-H. Lim and K.-Y. Kim, 2006 : A new look at the midlatitude-MJO teleconnection in the northern hemisphere winter. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 485-503.
- 気象庁, 2005 : 気象観測統計指針. 125pp.
- 気象庁, 2006 : 気候系監視報告, 2006年1月号.
- 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.
- 久保田拓志, 向川 均, 岩嶋樹也, 2005 : 気象庁1か月予報を用いたマッデン-ジュリアン振動の予測可能性についての研究. 平成16年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書, 145-153.
- 久保田拓志, 向川 均, 前田修平, 佐藤 均, 岩嶋樹也, 2006 : 熱帯域における季節内振動の予測可能性評価. 平成17年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書, 1-11.
- Lau, K. M. and T. J. Phillips, 1986 : Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 948-957.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996 : Description of complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Meehl, 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. Geophys. Res.*, **101**, D10, 15033-15049.
- 森 正人, 渡部雅浩 : 2006 : PNA のライフサイクル. 2006年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, (89), 48.
- Nakamura, H., T. Izumi and T. Sampe, 2002 : Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and east Asian winter monsoon. *J. Climate*, **15**, 1855-1874.
- 尾瀬智昭, 2003 : 季節予報の対象としての熱帯マッデンジュリアン振動研究の紹介. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 29-33.
- 新保明彦, 佐藤 均, 古林絵里子, 2003 : 1か月予報モデルの変更とその影響. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 15-23.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005 : Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.
- Weickmann, K. M. and S. J. S. Khalsa, 1990 : The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific Ocean during a 30-60 day oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 964-978.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004 : An all-season real-time multivariate MJO index : Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

The Relationships between the Madden-Julian Oscillation (MJO) and Climate in Japan and Atmospheric Circulation in Boreal Winter

Hirokazu ENDO* and Yayoi HARADA**

* *Climate and Weather Research Division, Sendai District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency, Sendai 983-0822, Japan.*

Present affiliation : Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.

** *Climate Prediction Division, Japan Meteorological Agency.*

(Received 15 November 2006 ; Accepted 8 January 2008)

Abstract

The relationship between the Madden-Julian Oscillation (MJO) and winter (November–March) climate of Japan is statistically investigated using daily surface observation data (surface temperature, precipitation, sunshine duration) in Japan for 24 years. In order to reveal the relationship with the features of the large scale circulation, reanalysis data is also used.

It is found that the surface air temperature anomaly in Japan in the 20–70 day band tends to be positive (negative) with statistical significance when the convection associated with the MJO is active over the Indian Ocean (over Indonesia). This is especially evident in Western Japan. Although less statistically significant, precipitation, frequency of extreme rainfall and sunshine duration are found to be systematically changed with the MJO phase, mainly along the Pacific coast. Interestingly, activities of the synoptic scale disturbance over the North Pacific also fluctuate with statistical significance, synchronous with the variability of rainfall in Japan. Therefore, it is suggested that the winter climate of Japan is affected by the MJO not only directly but also indirectly through the variability of the extratropical atmospheric circulation.
