

## 熱帯域における季節内振動の予測可能性評価

久保田 拓志\*・向川 均・近本 喜光・前田 修平\*\* 佐藤 均\*\*・岩嶋 樹也

\* 大阪府立大学大学院工学研究科

\*\* 気象庁地球環境・海洋部気候情報課

### 要 旨

熱帯域大気中における季節内振動の力学的な予測可能性を調べるため、気象庁現業の数値天気予報モデルを用いて、熱帯大気中の季節内振動のアンサンブル予報に適した摂動を生成するように、成長モード育成法の改良を行った。得られた初期摂動は、位相速度が約 30 m/s で東進する、対流とは結合しない、東西波数 1 の Kelvin 波と良く似た空間構造を持っていることが示された。また、摂動の成長率は、中高緯度における傾圧不安定にくらべ大変小さい。これらの結果は、熱帯域における季節内振動が、力学的にわずかに不安定であることを示している。

**キーワード:** 予測可能性, 季節内振動, アンサンブル予報, 成長モード育成法

### 1. はじめに

熱帯域における季節内振動は、大規模な大気波動と積乱雲群とが相互作用しながら赤道帯を東進し、30~60 日かけて一周する現象で、マッデン-ジュリアン振動 (MJO) としてよく知られている (e.g., Madden and Julian, 1994; Lau and Waliser, 2005)。熱帯季節内振動は、熱帯域のみならず中・高緯度大気にも大きな影響を与える。熱帯域の季節内振動の予測精度が良い場合、日本を含む中高緯度域の予測精度も向上する可能性があることがこれまでの研究により指摘されている (Ferranti et al., 1990; Tsuyuki, 1990)。このため、MJO は気象庁が実施しているアンサンブル 1 か月数値予報の予測対象として重要な大気現象であり、その力学的予測可能性を解析することは重要である。

しかしながら、MJO の予測精度は十分でなく、積雲対流のパラメタリゼーション (e.g., Slingo et al., 1996; Randall et al., 2003) や大気海洋結合 (e.g., Waliser et al., 1999; Inness and Slingo, 2003) がその予測精度に大きく影響することが指摘されている。

さらに、MJO の予測精度を評価するさいには、アンサンブル 1 か月数値予報に用いている初期摂動が

熱帯域の季節内振動の予測に適合したものとなっていないことが大きな問題である (例えば、久保田ら, 2005)。また、MJO の位相や振幅による予測精度の違いなどに関する MJO の予測可能性は明らかではなく、関連する研究の進展が国際的にも重要な課題として挙げられている。

京都大学防災研究所と気象庁気候・海洋気象部の共同研究「熱帯域における季節内振動の予測可能性評価」は、熱帯域の大気循環場に適合した初期摂動を作成し、アンサンブル数値実験を実施することにより、MJO の予測可能性を評価することが目的である。本研究計画では、まず、気象庁の現業の週間予報及び 1 か月予報に用いられている気象庁全球予報モデル (GSM) を用いて、現業のアンサンブル予報での初期摂動作成法である BGM (Breeding of Growing Mode, 成長モード育成) 法 (Toth and Kalnay, 1993; 1997) を改良することにより、MJO の予測可能性評価に適切な初期摂動を作成する。次に、作成された初期摂動を用いて、GSM で多数のアンサンブル予報実験を行い、MJO の位相や振幅に対する予測可能性の依存性を評価することを計画している。

ここでは、上記のうち、BGM 法を改良することにより、MJO の予測可能性評価に適切な初期摂動

を作成した結果について報告する。

## 2. 実験の設定

気象庁のアンサンブル予報における摂動作成手法は、NCEP で開発された BGM 法であり (経田, 2000), 次のような手順で摂動を求めている。まず、摂動を加えない 12 時間予報と、摂動を加えた 12 時間予報を行い、その予測値の差 (誤差成長) を求める。その誤差成長を規格化・直交化し、これを新たな摂動として繰り返し積分することで各時刻における初期摂動を求める。なお、この繰り返し摂動を求めることを、今後、摂動サイクルと表記する。なお、2002 年 2 月 5 日以降 (EPS-0202), 摂動を作成する範囲は南緯 20 度以北である。また、摂動の 500hPa 高度成分が、気候値的変動の 14.5% の大きさとなるように、全要素・全レベルの摂動の大きさを規格化する。ただし、湿度成分のみを、さらに 40% 大きく (気候値的変動の 21% の大きさ) している (経田, 2002)。

それを踏まえ、本研究では次のような変更を行い、実験を行った。まず、規格化の基準とする変動量を、熱帯域における 200hPa 面での水平方向の流れに伴う運動エネルギー ( $= \frac{1}{2} (u^2 + v^2)$ ), 以後、KE200 と記述), もしくは、200hPa 速度ポテンシャル ( $\chi_{200}$ ) に変更した。KE200 と  $\chi_{200}$  は似た特徴を示したので、ここでは KE200 を用いた結果について報告する。

摂動を規格化する際には、KE200 成分が、20S ~ 20N の領域で気候値的変動の 14.5% の大きさとなるように、全要素・全レベルの摂動の大きさを低減させた。ただし、現業用摂動のように、湿度成分のみを大きくすることは行わない。なお、規格化する際に、緯度 20 度より極側の全要素の値  $X$  を、次のように Gaussian でゼロに減衰するように設定した。

$$\begin{cases} X & \text{for } \theta \leq 0 \\ X_0 \exp(-\theta^2/50) & \text{for } \theta > 0 \end{cases} \quad (1)$$

ここで、緯度を  $\phi$ ,  $\theta = |\phi| - 20^\circ$  とした。これは、Gaussian で減衰させない場合、中・高緯度域で摂動が増幅するためである。これは、大きな成長率を持つ中高緯度域における傾圧不安定モードを有効に減衰させ、熱帯域循環に特徴的な摂動のみを取出すためである。

なお、気候値的変動は次のように計算した。まず、2000 年 1 月 ~ 2004 年 12 月の気象庁全球客観解析 (GANAL) データで、KE200 の日平均値から 5 年平均値を求め、気候値とする。この気候値から年平均

値、1 年周期成分、半年周期成分を計算し、その和を季節サイクルと定義する。さらに、この季節サイクルからの差を偏差とし、5 年間について偏差の標準偏差 (RMS) を 20S ~ 20N の領域で求め、それを月毎で平均する。さらに、現業での手法に従い、この月毎の気候値的変動を 10 日毎に線形内挿した値を気候値的変動として用いている。

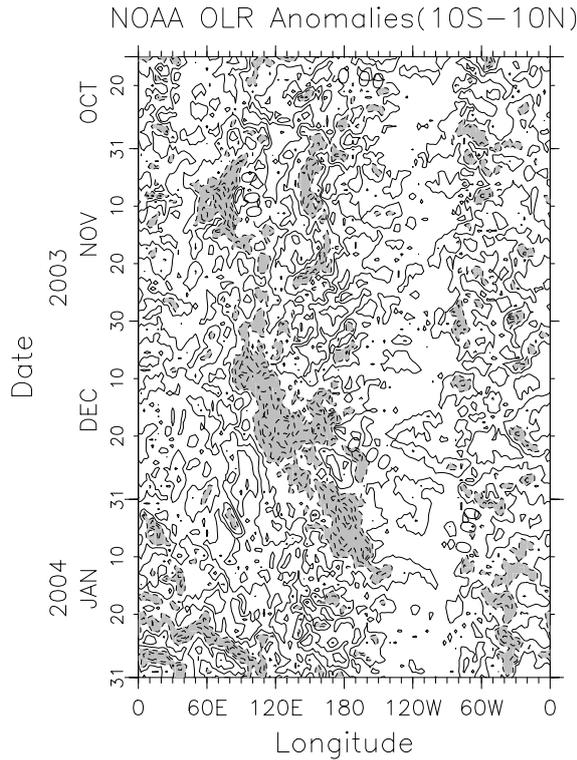
摂動サイクルにおける積分時間は 12 時間と 24 時間の 2 種類で実験した。本実験では、2003 年 10 月 15 日 12UTC の現業で使用された予報用初期摂動 1p と 2p を用いて、上記の摂動サイクルを 2004 年 1 月 31 日まで実行した。ここで、1p・2p は、それぞれ最も成長率の大きい 1 番目と 2 番目の摂動を表す。摂動サイクル開始時に用いられた摂動 1p と 2p は、グラム・シュミットの正規直交化法により直交されている。以下では、各摂動サイクルの積分時間が 12 時間 (24 時間) で 1p から出発したサイクルを KE12h1p (KE24h1p), 2p から出発したサイクルを KE12h2p (KE24h2p) とと呼ぶ。なお、現業では毎日 12UTC で摂動の直交化を行うが、本実験では直交化を行わない。これは、摂動サイクルを繰り返す過程で、1p と 2p の空間パターンがよく似てくれば、MJO に付随する不安定モードの存在を、この摂動作成実験から示唆できるからである。また摂動の鉛直  $p$  速度と降水量も出力するように摂動サイクルプログラムを変更した。ただし、この両者は初期摂動としては使用されないことに注意する。

使用したモデルは GSM0305 (新保ら, 2003) で、モデルの分解能は T106L40 である。積雲スキームは Prognostic Arakawa-Schubert (Randall and Pan, 1993) を用いている。データは、緯度経度ともに  $1.25^\circ$  間隔の格子点値として出力した。

## 3. 結果

### 3.1 解析期間中の熱帯循環の特徴

本実験を行った期間において、MJO の活動は、2003 年 12 月初旬から 1 月にかけての活発であった。Fig. 1 はこの時期の OLR 偏差を、Fig. 2 は  $\chi_{200}$  偏差を示している。MJO は 12 月に入って明瞭となり、 $\chi_{200}$  の正偏差域 (Fig. 2) は、12 月の前半はインド洋、後半は太平洋をゆっくりと東進し、これに伴って、OLR の負偏差 (Fig. 1) で示されているように、インド洋東部から太平洋西部にかけての対流活動もかなり強まった。その後、1 月 10 日から 25 日にかけて、インド洋東部 ~ インドネシア付近の対流活動は強く抑制された。また、11 月の終



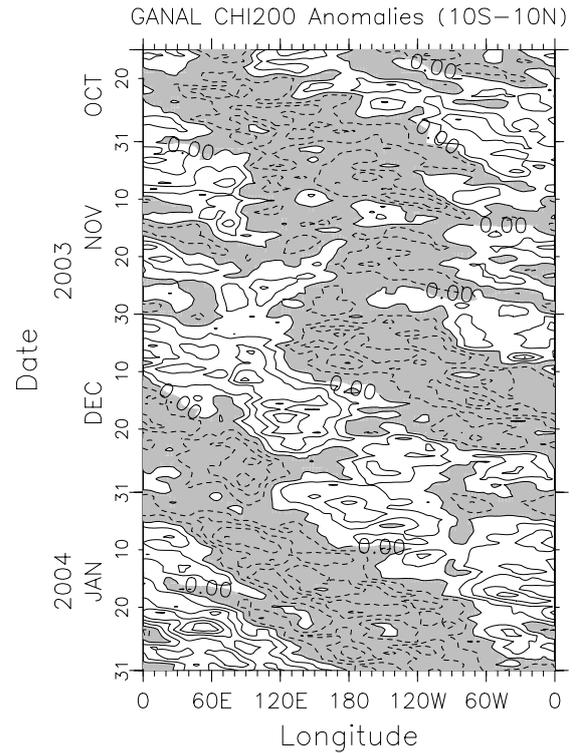
**Fig. 1** Time-longitude cross section for NOAA OLR anomaly from 16 Oct. 2003 to 31 Jan. 2004. Shaded regions are where values are smaller than  $-20\text{W}/\text{m}^2$ .

わり頃から太平洋西部の赤道域下層に東風偏差が存在し、対流活発域とともに東風偏差域も東進した。また、対流活発域の西側に存在する西風偏差域も、同様に東進した。

### 3.2 現業の摂動の特徴

まず、2003年10月16日～2004年1月31日の現業で使用されている予報用摂動の特徴を示す。このFig. 3は、現業の1pの $\chi_{200}$ の経度時間断面を示している。図に示されるように、摂動 $\chi_{200}$ は $10^6\text{m}^2/\text{s}$ のオーダーで変動している。一方、2001～2004年の北半球冬季(10月～5月)におけるGANALの赤道域(10S～10N) $\chi_{200}$ 偏差の気候学的な標準偏差は $5.6 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ であり、現業で用いられている初期摂動は解析誤差を大きく上回る値であることがわかる。

また現業の摂動の特徴として、発散偏差が2003年12月中旬まで日付変更線付近に停滞していることが挙げられる。ただし、2004年～2005年冬季ではこの特徴は存在しない(図省略)ので、モデルの系統誤差ではない。また2004年1月からはこの発散

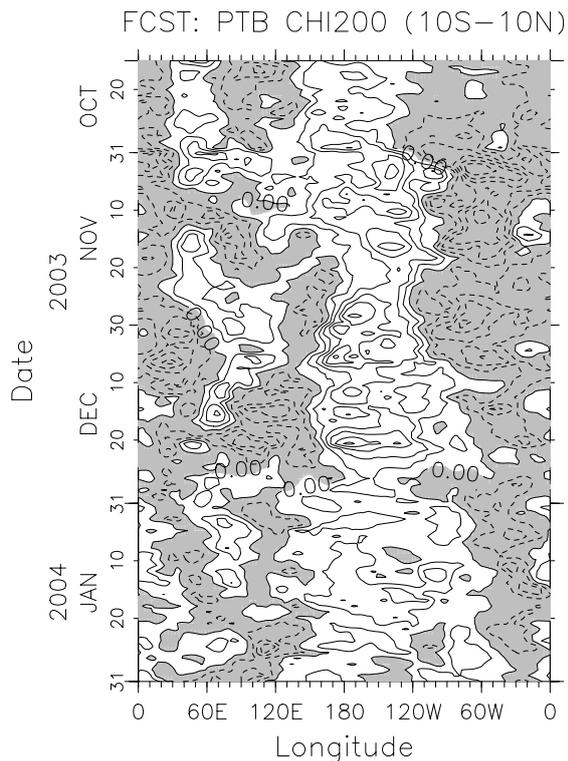


**Fig. 2** Time-longitude cross section for GANAL  $\chi_{200}$  anomaly from 16 Oct. 2003 to 31 Jan. 2004. Negative values are shaded. Contour interval is  $4 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ .

偏差は弱まり、その水平分布は北半球と南半球とで反対称となる(図省略)。この時期は解析値での $\chi_{200}$ の発散偏差が、日付変更線付近を東進する期間に相当する(Fig. 2)。

### 3.3 開発した摂動と現業の摂動の比較

開発した摂動の例として、2004年1月5日12UTCのコントロールラン、摂動ラン(KE24h1p)、その差の $\chi_{200}$ をFig. 4で示す。2004年1月5日は、MJOの東進に伴い、南太平洋収束帯(SPCZ)で対流域が活発となる時期に相当し、解析値の $\chi_{200}$ でもSPCZ上に発散偏差が見られる(Fig. 4a)。Fig. 4bは、2004年1月4日12UTCを初期時刻として24時間積分して求めたコントロールランの予測値である。一方、Fig. 4cは、2004年1月4日12UTCの初期値に新たに開発した摂動サイクルで求められた初期摂動(1p)を加えて24時間積分して得られた摂動ランの予測値である。さらに、この摂動ランとコントロールランとの差として定義される「成長し



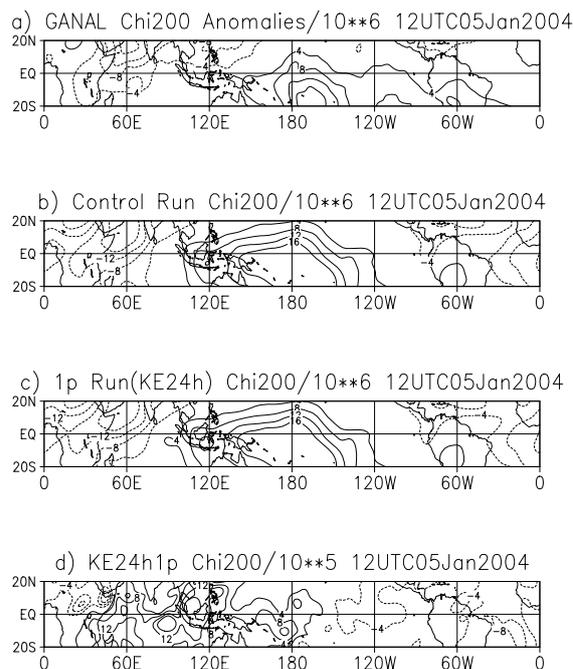
**Fig. 3** Time-longitude cross section for  $\chi_{200}$  of the initial perturbation in the operational JMA forecast from 16 Oct. 2003 to 31 Jan. 2004. Contour interval is  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ .

た」摂動を Fig. 4d に示す。次の摂動サイクルでは、この「成長した」摂動を規格化して、2004年1月5日12UTCでの解析値に加えて24時間積分を行い、摂動を加えないコントロールランとの差を計算することにより、2004年1月6日12UTCでの摂動を求める。

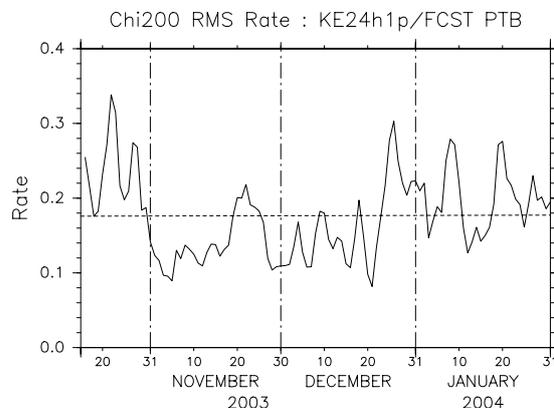
すでに示したように、現業で使われている初期摂動で振幅が大きいという問題があるが、それが本実験の変更により改善されたかどうかについて調べた。現業の摂動と開発した摂動のそれぞれの  $\chi_{200}$  で、20S~20Nの領域でRMSを計算し、その比の大きさを調べた (Fig. 5)。全期間で平均した値は0.18で、振幅が1/5~1/6程度に抑えられていることがわかる。

### 3.4 12時間サイクルと24時間サイクルの違い

Fig. 6は12時間サイクル・24時間サイクルに対する赤道域(10S~10N)摂動  $\chi_{200}$  の経度時間断面図である。まず、現業の摂動と比較すると、振幅が



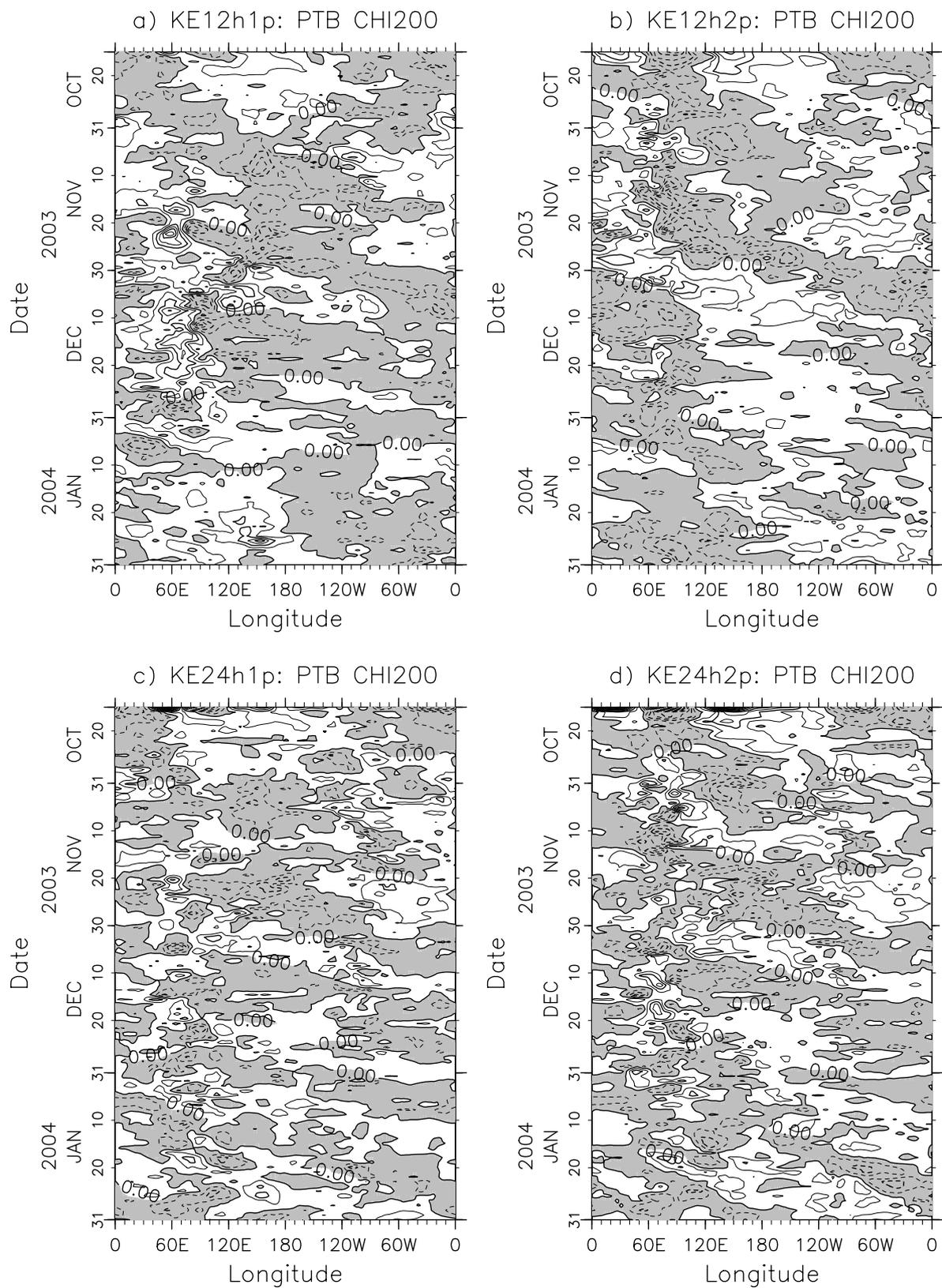
**Fig. 4** Longitude-latitude cross section of  $\chi_{200}$  anomaly for GANAL (a), 24-hr control forecast (b) and the corresponding perturbed forecast (KE24h1p) at 1200UTC 5 Jan. 2004. The panel (d) shows the difference between (b) and (c). Values are divided by  $10^6$  for (a)~(c), and by  $10^5$  for (d).



**Fig. 5** Time variation for the ratio of RMS of KE24h1p perturbation to that of the operational one. RMS is computed for  $\chi_{200}$  of the region from 20S to 20N.

小さいことがわかる。また、12時間サイクルと24時間サイクルで見られるパターンが異なっており、特に、24時間サイクルで  $\chi_{200}$  の東進が明瞭で、しかも変動が大きいことがわかる。

次に摂動サイクルを繰り返すことにより、初期摂



**Fig. 6** Time-longitude cross section for  $\chi_{200}$  perturbation for (a) KE12h1p, (b) KE12h2p, (c) KE24h1p, (d) KE24h2p from 16 Oct. 2003 to 31 Jan. 2004. Values are averaged over the region from 10S to 10N. Contour interval is  $8 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ .

動 1p からスタートして得られた摂動と 2p からスタートして得られた摂動の空間パターンが、どの程度似てくるのかを調べた。空間パターンの類似性は、熱帯域 (20S~20N) におけるアノマリー相関を用いて評価した。Fig. 7 は、熱帯域  $\chi_{200}$  から求められた結果である。12 時間サイクルでは、10 月末から 11 月のはじめにかけてアノマリー相関は 0.6 近くになるが、その後、0.6 を上回ることはなく、値は負となり、 $-0.6$  を下回ることもある。このように値は、正負で大きく変動、1p と 2p から得られた摂動が同じ空間パターンを持つという傾向は見られない。

一方、24 時間サイクルでは、11 月末以降、0.6 を上回る時期が多い。これは、24 時間サイクルで 12 月以降、初期摂動によらない卓越したパターンが出現することを示している。すなわち、この結果は、MJO に伴う不安定モードの存在を予期している。

さらに赤道域 (10S~10N) での摂動  $\chi_{200}$  に対して時空間スペクトル解析を行い、卓越するスペクトルピークについて調べた。12 時間サイクルのうち、KE12h1p(Fig. 8a) は東西波数 1 で極大となるが、レッドノイズ的で、定在性成分で最大値をとる。一方、KE12h2p(Fig. 8b) は、周期 27 日で東進する東西波数 1 の成分が極大値を持っている。このピークの違いは、アノマリー相関の結果 (Fig. 7a) で、KE12h1p と KE12h2p の空間パターンが似ていないことと矛盾しない。また、経度時間断面図 (Fig. 6) で、KE12h1p では、西インド洋に振幅の大きな停滞性擾乱が存在するが、KE12h2p では、11 月中旬から 11 月下旬にかけてゆっくりと東進する  $\chi_{200}$  の摂動があることにも対応している。

一方、24 時間サイクル (Fig. 8c, d) ではともに、15 日から 20 日の周期をもつ東進性擾乱が大きな振幅をもっている。この擾乱は、赤道上を 30m/s の速い位相速度で東進する dry な Kelvin 波 (Milliff and Madden, 1996; Bantzer and Wallace, 1996) と近い。

Fig. 9 は 12 時間サイクル、Fig. 10 は 24 時間サイクルの KE200 からリアプノフ指数 (成長率で単位は 1/day) を求めた結果である。Fig. 9・Fig. 10 のいずれにおいても、数日で正負の符号が変わり、大きく変動している。期間全体で平均した値は、KE12h1p は  $-0.059$ 、KE12h2p は  $-0.052$ 、KE24h1p は  $-0.020$ 、KE24h2p は  $-0.017$ 、で、いずれも負であった。このことは、熱帯域では、中高緯度域とは異なり、大きな成長率を持つ不安定モードが存在しないことを示唆している。

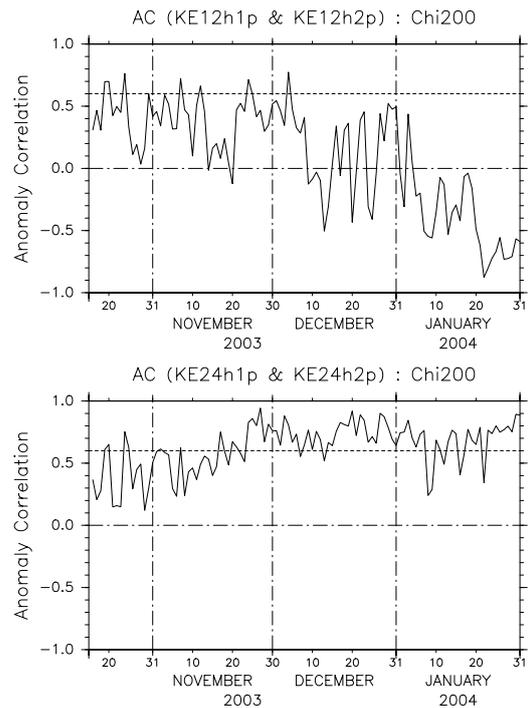


Fig. 7 (a) Time variation of anomaly correlation between KE12h1p and KE12h2p evaluated by  $\chi_{200}$  for the region between 20S and 20N. (b) As in (a), but for between KE24h1p and KE24h2p.

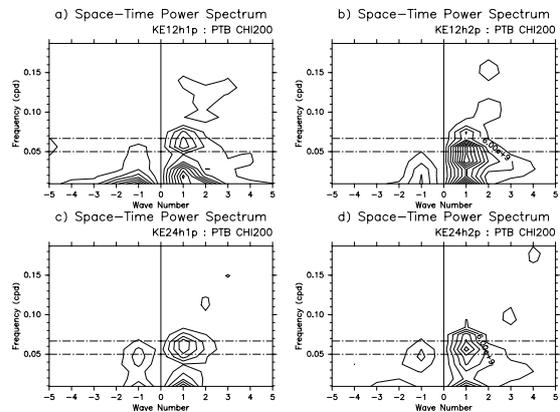
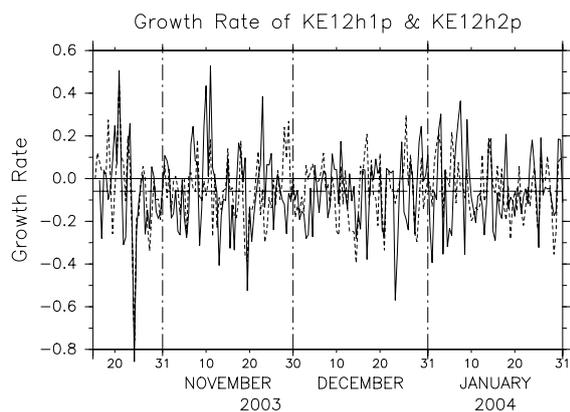


Fig. 8 Time-space spectral density of  $\chi_{200}$  averaged over the region from 10S to 10N for (a)KE12h1p, (b) KE12h2p, (c) KE24h1p, and (d) KE24h2p. Horizontal dashed lines are for the period of 20-day and 15-day.

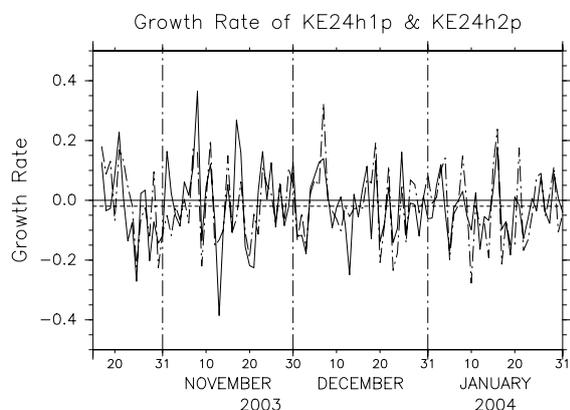
### 3.5 摂動に伴う鉛直速度の特徴

前節では、 $\chi_{200}$  に関連する大規模な発散・収束パターンについて調べたが、本節では空間スケールのより小さなパターンを調べるために、500hPa 面対流圏鉛直 p 速度 ( $\omega_{500}$ ) を解析する。

Fig. 11 は、2003 年 12 月 10 日 12UTC と 2004 年



**Fig. 9** Time variation of Lyapunov exponent for KE12h1p (solid line) and KE12h2p (dashed line). Horizontal dotted line is for the time averaged value of the Lyapunov exponent of KE12h1p during the period.



**Fig. 10** As in Fig. 9, but for KE24h1p and KE24h2p. Horizontal dotted line is for the time averaged value of the Lyapunov exponent of KE24h1p during the period.

1月5日12UTCのKE24h1pの摂動 $\omega_{500}$ とNOAA OLRの値を示している。2003年12月10日はインド洋で、2004年1月5日はSPCZ付近で、OLRが $180\text{W}/\text{m}^2$ より低い対流の活発な領域がある。一方、摂動に伴う $\omega_{500}$ は、12月10日と1月5日とともに、OLRが低い領域で $\omega_{500}$ が大きく変動していることがわかる。この図から、対流が活発な領域で摂動 $\omega_{500}$ の振幅が大きくなる傾向にあることが示唆される。

さらに、この両者の関連について、2003年10月16日~2004年1月31日の全期間で経度時間断面図から調べてみた。Fig. 12はKE24h1pもしくはKE24h2pの摂動 $\omega_{500}$ の赤道域におけるRMSとOLRとの関係を示している。領域 $10\text{S}\sim 10\text{N}$ で平均したOLRが $210\text{W}/\text{m}^2$ よりも低い対流活発域は、

12月中にインド洋から太平洋に東進する。それに伴い、 $\omega_{500}$ の変動の大きな領域もまた東進している。この特徴は、特にKE24h2pで明瞭に見られている。

次に、2004年1月5日12UTCに対する、コントロールランと摂動ランの24時間予測値について、 $\omega_{500}$ の分布を詳しく調べる。まず、両者に共通して、OLRの低い領域では、 $\omega_{500}$ が負となり、上昇流域となっていることがわかる。Fig. 13cに、コントロールラン (Fig. 13a) と摂動ラン (Fig. 13b) の予測値の差を示す。この事例では、コントロールランや摂動ランの上昇流が最も強い領域の南西側で両者の差が大きく、摂動ランで予測される上昇流は、コントロールランに比べ強くなることがわかる。

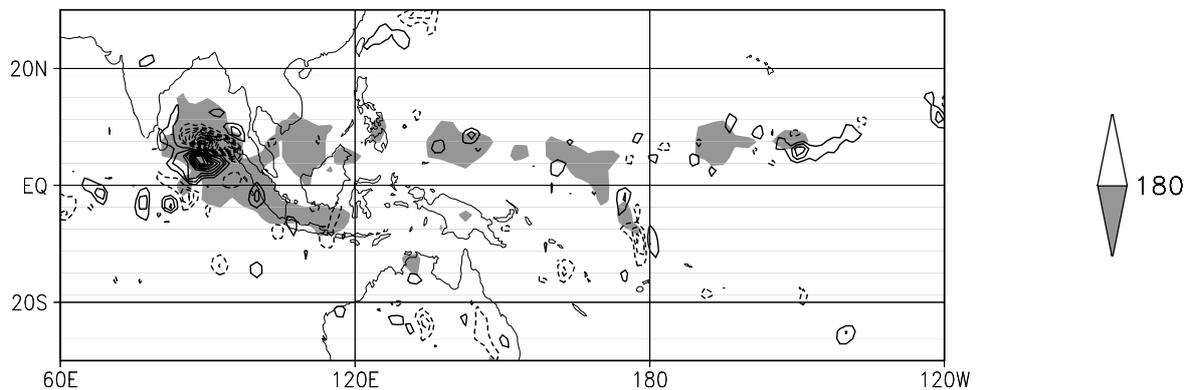
一方、摂動ランに用いた初期摂動の $\omega_{500}$ がFig. 13dであるが、Fig. 13dの $\omega_{500}$ の負のピークはFig. 13cの負のピークとは一致せず、北西側に位置している。

この2004年1月5日12UTCに対する予測値で、摂動 $\omega_{500}$ の振幅が大きい領域での摂動の鉛直構造をFig. 14に示す。この図は、摂動に伴う $20\text{S}\sim 15\text{S}$ で平均した比湿の鉛直経度断面図と東西鉛直循環を示している。まず、東西風の摂動は上層と下層で反対称のパターンを示し、傾圧的な構造であった。また、下降流の領域で比湿が減少している傾向があった。

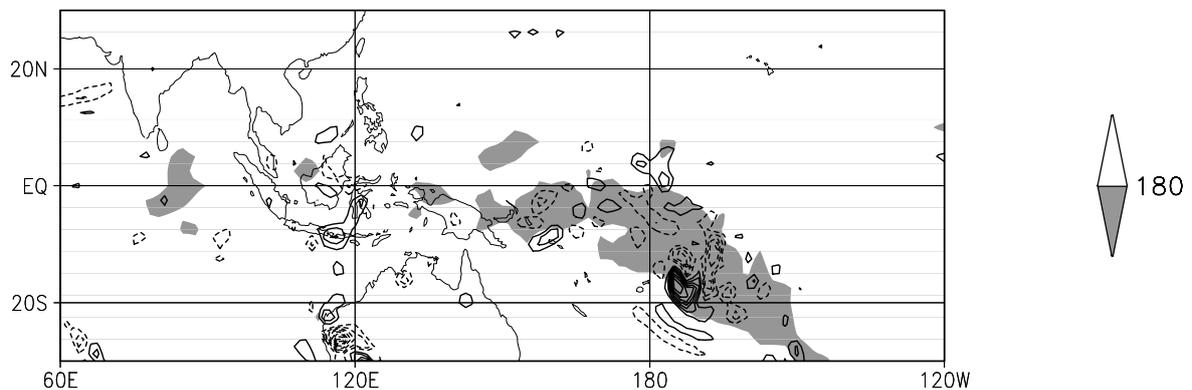
#### 4. まとめ

気象庁のアンサンブル数値予報に用いている初期摂動は、熱帯域での発散風に対して解析誤差を上回る大きな振幅を持つために、熱帯域の季節内振動(MJO)の予測可能性を評価するには不適切であることが知られている(久保田ら, 2005)。本研究では、現業で使用されている摂動サイクルを改良し、MJOの予測可能性評価に適した初期摂動の作成を行った。本研究で改良した摂動サイクルと、従来の現業摂動サイクルとでは、次の点で大きく異なる。まず、改良された摂動サイクルでは、MJOに適合するように、摂動を作成する範囲を $20\text{S}\sim 20\text{N}$ とした。また、熱帯域における $200\text{hPa}$ 面での水平風に伴う運動エネルギーを使用して摂動の規格化を行った。さらに、摂動サイクルで直交化を行わない。このように改良された摂動サイクルを、2003年10月15日12UTCから2004年1月31日まで、現業の予報解析システムを用いて実行し、毎日の摂動を求め、その特徴について詳しく調べた。また、各摂動サイクルにおけるモデル積分時間を、現業と同じ12

KE24h1p Omega500 : 12UTC 10 Dec 2003



KE24h1p Omega500 : 12UTC 5 Jan 2004

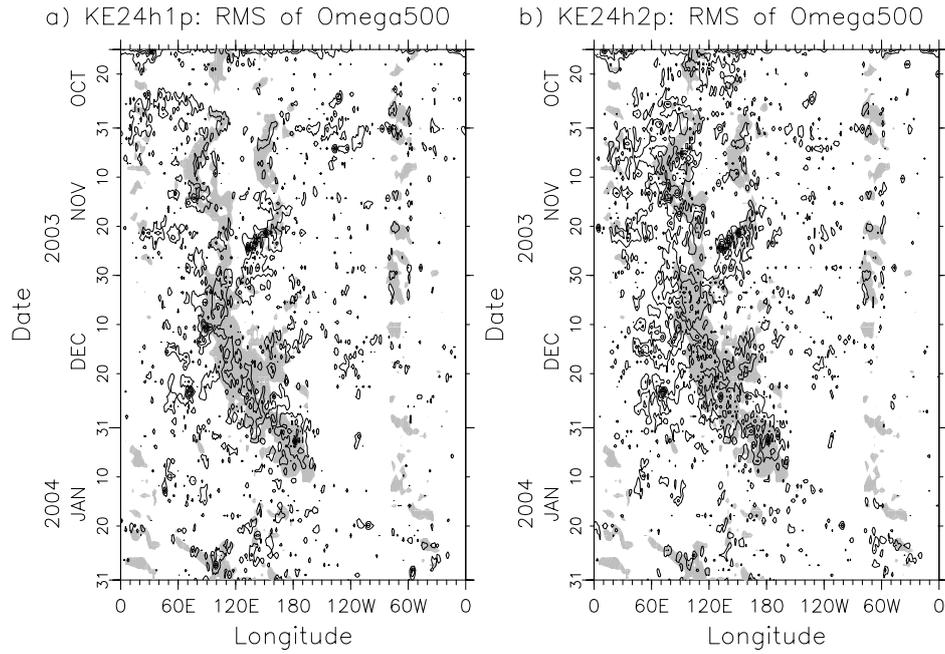


**Fig. 11** Vertical p-velocity at 500 hPa for KE24h1p perturbation at 1200UTC 10 Dec. 2003 (upper panel) and 1200UTC 5 Jan. 2004 (lower panel) is shown by contour lines. Contour interval is 0.05 hPa/s (contour line for zero is omitted). Shaded regions are where NOAA OLR is smaller than  $180\text{W}/\text{m}^2$ .

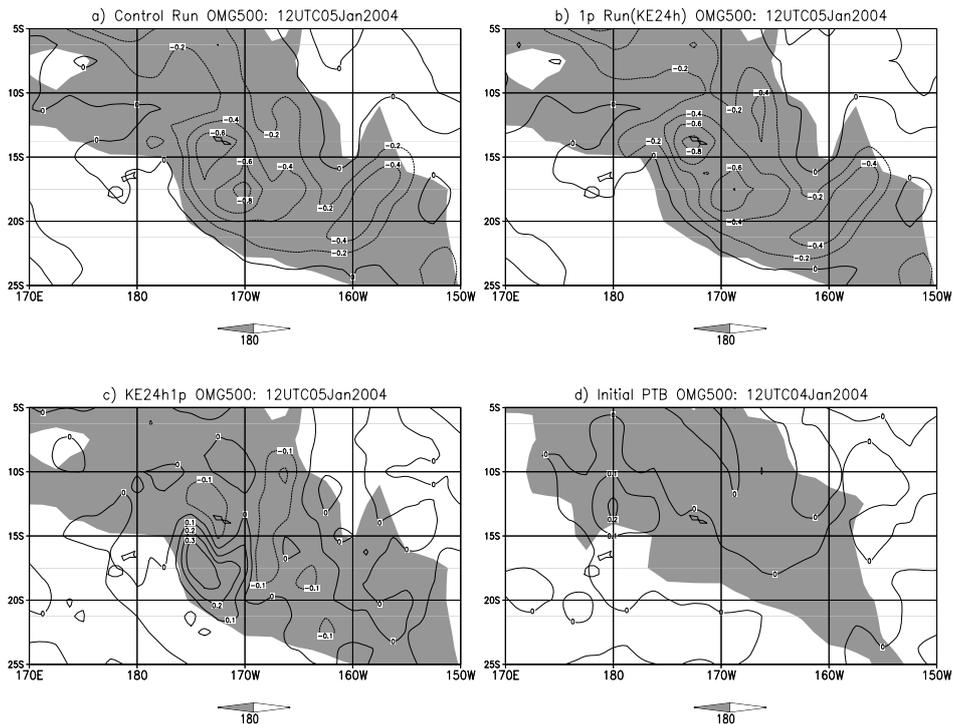
時間だけではなく、24時間にして摂動を求め、両者の違いについても詳しい検討を行った。

このように作成された新しい摂動の振幅の大きさは、現業の摂動の  $1/5 \sim 1/6$  程度に抑えられ、現業の摂動に伴う  $\chi_{200}$  の振幅が熱帯域で解析誤差よりも明らかに大きくなるという問題点は解決された。また、異なった初期摂動である 1p と 2p から開始した摂動サイクルから求められる摂動を比較した結果、各摂動サイクルの積分時間が24時間の場合、両者の摂動に伴う速度ポテンシャルの水平パターンが一致する傾向があった。この特徴は、両者で周期15日~20日を持つ東進性の東西波数1成分が卓越するという、 $\chi_{200}$  に対する時空間スペクトル解

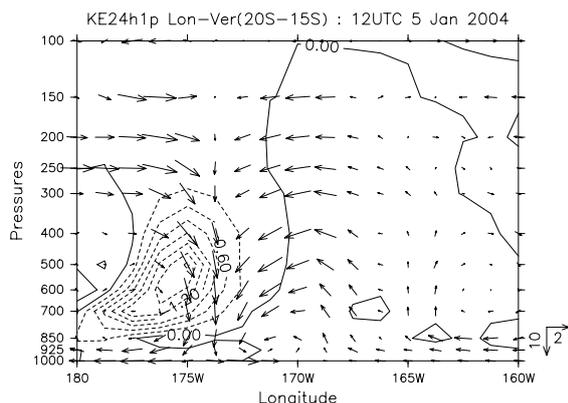
析の結果とも一致する。一方、積分時間が12時間の場合には、両者の水平パターンのアノマリー相関は有意な値とはならない。また、両者で時空間スペクトルピークの位置も大きく異なっている。このことは、12時間積分サイクルでは、摂動として「対流モード」が卓越するのに対し、24時間積分サイクルでは、MJOに付随する不安定モード(いわゆる「循環モード」)がより成長しやすくなり、対流モードよりも大きな振幅を持つためと考えられる。しかし、成長率の解析からも、この不安定モードの成長率は、中高緯度における傾圧不安定モードに比べ、極めて小さなものであることが示された。一方、MJOの対流活発域で摂動の  $\omega_{500}$  の振幅が大きくな



**Fig. 12** RMS values of  $\omega_{500}$  of KE24h1p (a) and KE24h2p (b) perturbation evaluated for the region from 10S to 10N are shown by contours. Contour interval is 0.04hPa/s. Shaded regions are where NOAA OLR is smaller than  $180\text{W/m}^2$ .



**Fig. 13** Horizontal distribution of  $\omega_{500}$  for 24-hr control forecast (a), perturbed 24-hr forecast (KE24h1p) (b) at 1200UTC 5 Jan. 2004. The panel (c) shows the difference between (a) and (b), whereas the panel (d) is for the initial perturbation of (b). Contour values are 0.2 hPa/s for (a) and (b), 0.1 hPa for (c) and (d). Shaded regions are where NOAA OLR is smaller than  $180\text{W/m}^2$ .



**Fig. 14** Longitude-height cross section of mixing ratio of water vapor (contour; g/kg), zonal wind and vertical velocity (vector) averaged from 20S to 15S for the perturbation KE24h1p at 12UTC 5 Jan. 2004.

る傾向が見られた。得られた摂動は、傾圧的な鉛直構造を持ち、下降流域で比湿は負(解析値よりも乾燥傾向)となることも示された。

今後は、この初期摂動を用いて、現業の予報解析システムを用いて多数のアンサンブル予報実験を行い、MJOの予測可能性を評価する予定である。

### 謝 辞

本研究に協力して頂いた、気象庁数値予報課ならびに気候情報課の皆様深く感謝いたします。図の作成には地球流体電脳ライブラリとGrADS(The Grid Analysis and Display System)を用いました。

### 参考文献

経田正幸 (2000): 週間アンサンブル予報システムの性能, 平成 12 年度数値予報研修テキスト, 気象業務支援センター, pp. 86-93.

経田正幸 (2002): 週間アンサンブル予報, 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象業務支援センター, pp. 30-34.

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. 京都大学防災研究所年報, 第 48 号 B, pp. 475-490.

新保昭彦・佐藤均・古林絵里子 (2003): 1 か月予報の改善, 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象業務支援センター, pp. 15-23.

Bantzer, C. H. and Wallace, J. M. (1996): Intraseasonal variability in tropical mean temperature and precipitation and their relation to the

tropical 40-50 day oscillation, *J. Atmos. Soc.*, Vol. 53, pp. 3032-3045.

Ferranti, L., Palmer, T. N., Molteni F. and Klinker, E. (1990): Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction, *J. Atmos. Soc.*, Vol. 47, pp. 2177-2199.

Inness, P. M. and Slingo, J. M. (2003): Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part I: Comparison with observations and an atmosphere-Only GCM, *J. Climate*, Vol. 16, pp. 345-364.

Lau, W. K. and Waliser, D. E. (2005): Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system, Springer, 436pp.

Madden, R. A. and Julian, P. R. (1994): Observation of the 40-50 day tropical oscillation — A review, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 122, pp. 814-837.

Milliff, R. F. and Madden, R. A. (1996): The existence and vertical structure of fast, eastward-moving disturbance in the equatorial troposphere. *J. Atmos. Soc.*, Vol. 53, pp. 586-597.

Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A. and Grabowski, W. (2003): Breaking the cloud parameterization deadlock, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 84, pp. 1547-1564.

Randall, D. A. and Pan, D.-M. (1993): Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. The representation of cumulus convection in numerical models, American Meteorological Society, pp. 137-147.

Slingo, J. M. and coauthors (1996): Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, Vol. 12, pp. 325-357.

Toth, Z. and Kalnay, E. (1993): Ensemble forecasting at NMC : The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 74, pp. 2317-2330.

Toth, Z. and Kalnay, E. (1997): Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp. 3297-3319.

Tsuyuki, T. (1990): Prediction of the 30-60 day oscillation with JMA global model and its impact

on extended-range forecasts. J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 68, pp. 183–201.

Waliser, D. E., Lau, K. M., Kim, J-H. (1999): The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian Oscillation: A model perturbation experiment. J. Atmos. Soc., Vol. 56, pp. 333–358.

## Predictability of Intraseasonal Oscillation in the Tropical Atmosphere

Takuji KUBOTA\*, Hitoshi MUKOUGAWA, Yoshimitsu CHIKAMOTO,  
Shuhei MAEDA\*\*, Hitoshi SATO\*\* and Tatsuya IWASHIMA

\* Graduate School of Engineering, Osaka Prefecture University

\*\* Global Environment and Marine Department, Japan Meteorological Agency

### Synopsis

In order to examine dynamical predictability of the intraseasonal variability in the tropics, we devise a new breeding method for initial perturbations appropriate to the ensemble forecast of the intraseasonal variability in the tropics using the operational numerical weather forecast system of the Japan Meteorological Agency. The obtained initial perturbations have spatial structure similar to the eastward propagating dry Kelvin wave with phase speed of 30 m/s. The growth rate of the perturbation is very small compared with the baroclinic instability in the extratropics. These results imply marginally unstable properties of the intraseasonal variability in the tropics.

**Keywords:** predictability, intraseasonal oscillation, ensemble forecast, BGM