高分解能3次元大気海洋結合モデル を用いた 熱帯積雲活動に伴う大気海洋結合過程

*石川洋一、里村雄彦
(京都大学大学院理学研究科)

1. はじめに

Madden-Jullian 振動 (MJO) は熱帯域で特徴的な季節内変動であり、西太平洋では強い西風を伴うことによってエルニーニョの引き金となる (Kessler et al. 1995; McPhaden and Yu, 1999) など全球規模の気候現象にも大きな影響を与えている。MJO はインド洋から西太平洋では活発な積雲対流を伴っているが、この積雲対流は組織的な階層構造を持つことが観測されている (Nakazawa, 1988; Chen et al., 1996)。このような組織的な積雲活動は西太平洋における 29℃を超える高い海面水温と活発な蒸発と密接な関係があり、また積雲活動によって海面水温が変動する (Sui et al., 1997) など、大気海洋間の相互作用が MJO に対して重要な役割を果たしていると考えられている。そこで積雲活動に伴う大気海洋相互作用について調べるために、雲解像非静力学大気モデルと海洋表層モデルを結合した高分解能大気海洋結合モデルを開発した。昨年度の本シンポジウムではこのモデルによって積雲対流の組織化が再現されたことを発表したが、本発表では昨年度の結果ををを踏まえ、いくつかのケーススタディを行い、組織化のメカニズムについて調べた結果について発表する。

2. 高分解能大気海洋結合モデル

本研究で用いた大気海洋結合モデルは雲解像 3 次元大気モデルと 3 次元海洋混合層モデルと両者を結合するフラックスカップラによって構成される。

大気モデルは Satomura(1989) による非静力学モデルであり、以下のような特徴がある。

・雲微物理過程として、Lin et al. (1983) をもとにした Ikawa et al. (1987) のバルク法を使用。
・サブグリッドスケールの乱流パラメタリゼーションは成層の効果を考慮した k-□方程式を使用。大気最下層に等フラックス法を仮定。

海洋モデルは京都大学海洋大循環モデル (Toyoda et al., 2004) をもとにしており、

・鉛直座標系として σ -z 座標系を用いており、静水圧近似をした支配方程式に従う。
・混合層過程のパラメタリゼーションとして Noh (2005) による乱流クロージャースキームを用いる、という特徴がある。

それぞれのモデルはフラックスカップラによって結合した。フラックスカップラは海洋モデルによって予報された海面水温を大気モデルの下部境界条件として与え、大気モデルによって得られた熱フラックス (短波放射、長波放射、潜熱、顕熱)、淡水フラックス (蒸発、降水、降雪)、運動量フラックス (風応力、乱流エネルギー) を海洋の上部境界条件として与える。これらのフラックスの交換は 10 分毎に行った。計算領域は熱帯海洋上を対象とした東西 500km、南北 100km の領域を水平分解能 1km でと設定した。また鉛直方向のレベル数は、大気モデルで 58 レベル (下層で 10m の分解能)、海洋モデルは 200 レベル (全層 0.5m) とした。

3. ケーススタディの設定

(a) 基本実験

後述のケーススタディと比較するための基本実験として、計算の初期条件として、大気モデルには TOGA-COARE キャンペーンにおいて啓風丸が観測した成層と東西風の鉛直分布を領域一様に与え、大気下層の気温に乱数で擾乱を与えた。また海洋モデルは水温 29℃、塩分 34psu の一定値で静止状態を初期条件とした。境界条件は東西、南北方向ともに周期境界条件とし、大気の上層 15km 以上は重力波を吸収するスポンジ層とした。また、背景場による強制力として、大気モデルに対して、領域平均した気温、水蒸気量、東西風の値を初期条件で用いた観測値にリストアした。以上の条件を用いて、積分開始時刻の午前 0 時から、6 日間の積分を行った。

(b) ケーススタディ

積雲の組織化のメカニズムを調べるために以下のように条件を変えた実験を行った。

Case1: 背景風中層の東風成分の速度を 1/2
Case2: 背景風中層の東風成分の速度を 0
Case3: WISHE の効果をなくすため、カップラに与える SST および海上風速を領域平均

それぞれのケースにおいて、ここにあげた以外の条件はすべて基本実験と同じとした。図 1 に基本実験で用いた背景風と温位の鉛直プロファイルおよび Case1,2 で用いた背景風の鉛直プロファイルを示した。

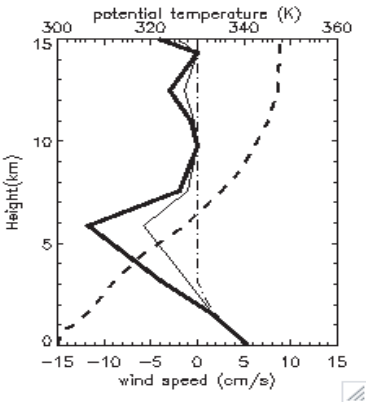

図 1: 基本実験で用いた東西風速 (太線) と温位 (点線) の鉛直プロファイルと Case1(細線)、Case2(一点鎖線) で用いた東西風速

4. 実験結果

図２は基本実験から得られた南北平均した海上風速の東西分布の時間変化を南北平均した降水強度とともに示したものである。海上風の分布には水平スケール 10km 程度の東向きに伝播する成分と、強い降水を伴った水平スケールおよそ 200km の大きな西向きに伝播する成分が見られる。これらはそれぞれ個々の積雲対流と積雲の組織化したクラスターに対応していると考えられる。この実験では初期条件としてはランダムな気温の擾乱のみ与えられており、このような組織化した構造は数値モデルの内部の物理過程によって形成されたものである。

この積雲の組織化のメカニズムを調べるために行ったケーススタディの結果を図３に示す。Case1 の結果は基本実験と比べ、降水が多くなっており、より強く組織化された積雲が見られる。またとこのクラスターの西向きの伝播速度は基本実験と比べ約半分と遅くなっており、クラスターの移動速度は中層の背景風によって決まっていることがわかる。一方中層の背景風を０とした Case2 の結果では東向きに伝播する積雲活動は見られるものの、はっきりとしたクラスターの伝播構造は見られない。このことは背景風における鉛直シアーの存在が積雲活動の組織化に非常に重要な役割を果たしていることを示唆している。WISHE(Wind Induced Surface Heat Exchange) の効果をなくした Case3 の結果は基本実験の結果と良く似ており、WISHE の効果はそれほど重要ではないようである。ただ、Case3 では降水強度が基本実験とくらべやや弱くなっており、WISHE は一旦組織化されたクラスターを強化する働きがあると考えられる。

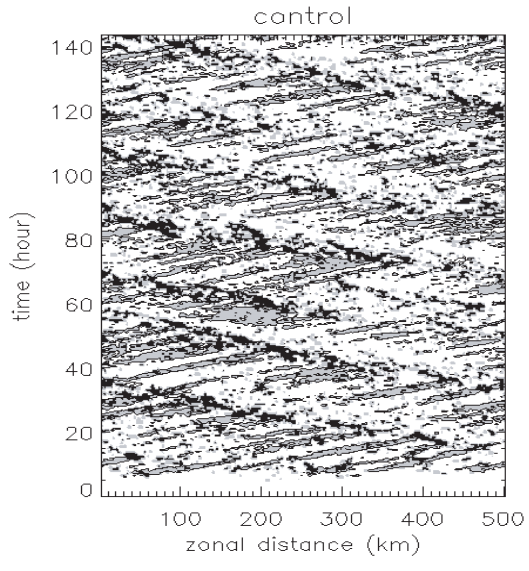

図 2: 南北平均した海面風速の時系列。コンター間隔は 3m/s。6m/s の領域にうすいシェードをつけてある。また、南北平均した降水強度が 4mm/hour を超える領域を黒く塗りつぶしてある。

謝辞

本研究は文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」課題７および京都大学２１世紀ＣＯＥプログラム：活地球圏の変動解明」の援助をうけておこなわれた。

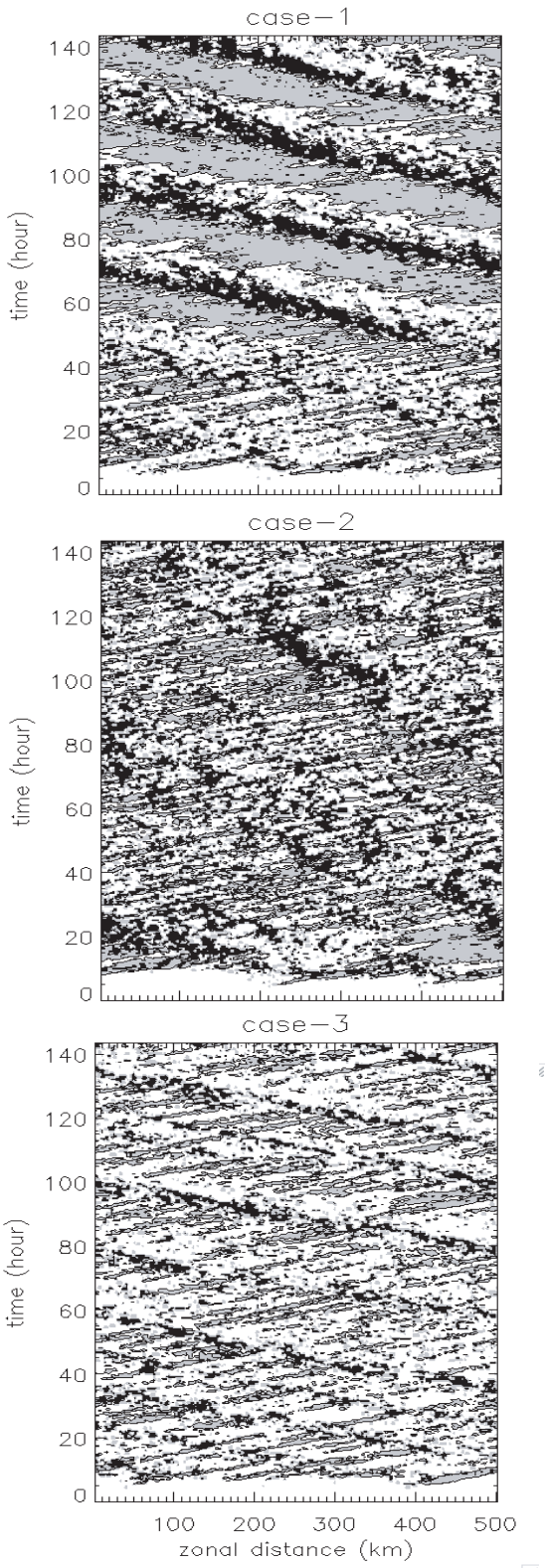

図 3: 図２と同じ。上から順に Case1, Case2, Case3 の結果。