

# 水平解像度 14km の全球シミュレーションにおける熱帯低気圧の振舞い

\* 柳瀬 亘<sup>1</sup>・伊賀 晋一<sup>2</sup>・佐藤 正樹<sup>1,2</sup>・富田 浩文<sup>2</sup>

(1: 東京大学気候システム研究センター 2: 海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター)

## 1. はじめに

水平格子間隔が 10km のオーダーにも達する全球シミュレーションは、幅広いスケールにわたる熱帯低気圧(以下、熱低)の力学を理解するのに有効なアプローチである。我々のグループではこのような高解像度を実現できる全球非静力学モデル(NICAM)を開発し(Tomita and Satoh, 2004)、実験と改良を行ってきた。最近では 7 月気候値の設定で 30 日間の積分を行なったが(伊賀ほか, 2006)、本研究ではこの実験の中で形成された熱低の振舞いを解析した。

全球モデルを用いるメリットとしては、広範囲にわたる熱低のライフサイクルを追うことができ、特に広範囲に起源を持つ熱低の発生過程を調べられることである。また、熱低の発生に関しては様々なメカニズムが報告されているが、海盆ごとの違いなどを調べることも可能である。一方で、従来の様に水平格子間隔が 100km のオーダーである全球モデルと比べると、熱低の発達に重要な半径 100km 以内の中心部の構造や、発生過程における数十 km のメソスケール対流の組織化がより良く表現されるというメリットもある。もちろん計算コストの制限から、従来の領域モデル・全球モデルと比べてのデメリットもあるので、全球高解像モデルであることを最大限に活かした熱低の研究を考える必要がある。本研究では、グローバルからメソのスケールにわたる熱低の振舞いについて紹介する。

## 2. 実験の設定

本研究では NICAM を水平格子間隔約 14km で用い、Grabowski の雲微物理スキームによって陽にメソスケール対流を表現している。今回の実験では積雲対流のパラメタ化は使用していないが、メソスケールモデルに適した積雲スキームの導入を検討中である。現実的な地形と 7 月気候値の海面温度分布を与えて実験を行ない、平衡状態に達してから 30 日間のデータを解析に用いた。モデルの開発においては標準実験に加え、雪の落下速度が小さく乱流の最大混合距離が大きい実験も行なった(実験 B と呼ぶ)。標準実験では現実的な熱低が発生したが、実験 B では熱低が全く発生しないという結果が見られたので、その結果も併せて紹介する。

シミュレーションの中で形成される熱低の検出には、Oouchi *et al.*(2006) で採用された手法を一部参考にした。すなわち、周囲  $7^\circ \times 7^\circ$  の領域で平均より 2hPa 低い海面気圧の極小値を検出し、850hPa 面渦度が  $3.5 \times 10^{-5} s^{-1}$  以上、850hPa 面風速が  $15 m s^{-1}$  以上の条件を満たす擾乱の位置を記録する。この作業を 6 時間毎に行ない、前後の時刻との位置関係から同一の現象とみなせる一連の擾乱を探し、それらの中で高度 500hPa に 2K 以上の温度偏差を伴い、低緯度で発生して 48 時間以上持続したものを熱低とみなした。

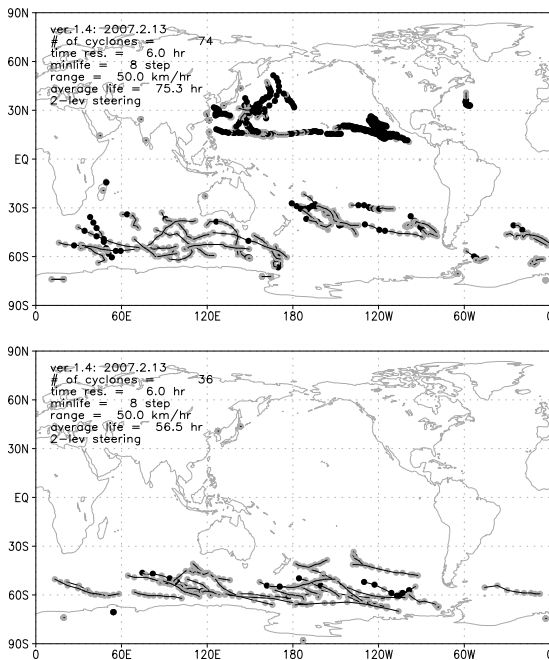


図 1: シミュレーションで形成された熱低(黒丸)とその他の低気圧(灰色の丸)の分布。(上) 標準実験。(下) 実験 B。

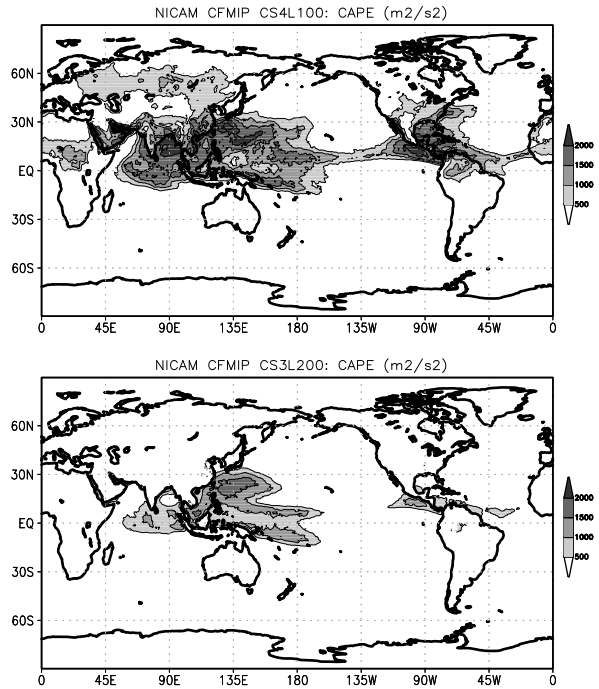


図 2: 海上での CAPE(等値線は  $500 m^2 s^{-2}$  毎)。(上) 標準実験。(下) 実験 B。

### 3. グローバルスケールの特徴

図1はシミュレーションの中で発生した低気圧の分布である。標準実験(図1上)では北太平洋の西部と東部に熱低が発生しており、現実的な夏季の分布を再現しているが、北大西洋では発生が過小評価されている。一方、実験B(図1下)では南半球での温帯低気圧の形成は見られるものの、熱低は全く発生していない。

標準実験と実験Bとの発生数の違いを理解するため、Gray (1975)による環境場指標(相対湿度・惑星渦度・鉛直シア・海面水温・相当温位の鉛直勾配・中層の相対湿度を考慮)を調べてみたが、図1のような顕著な違いを説明できる結果は得られなかった(図略)。一方で、湿潤不安定度の指標であるCAPEを比較すると(図2)、実験Bでは大気が安定化(CAPEが小さい)して熱低の発生には不利であることがわかった(図2下)。Grayの指標でも湿潤不安定性については相当温位の鉛直勾配で考慮しているが、この指標は上昇気塊の浮力を必ずしも適切には表していないため、実際の発生数との違いが生じたと考えられる。このCAPEの違いは、落下速度を変えた効果よりも、鉛直混合距離を変えた効果の方が大きいこともわかった(図略)。

### 4. 総観・メソスケールの特徴

標準実験の北太平洋西部では下層の東西風が西風から東風に変化する150°E付近で多くの熱低の発生が見られ、Holland (1995)などの集中観測と整合的である。北太平洋西部での発生領域は比較的に広範囲であるのに対し、東部では緯度15°Nの中米西岸付近に集中して、熱低が準周期的に発生する傾向が見られた。この領域での発生前後の様子を調べると、北大西洋からの擾乱

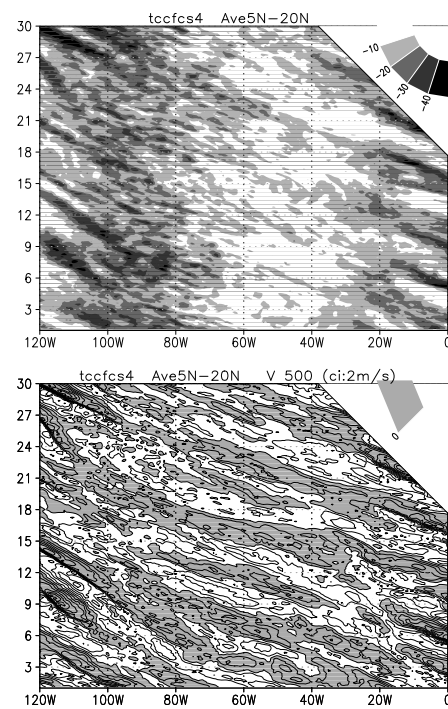


図3: 標準実験での経度-日分布(5°-20°N平均)。(上) OLR(黒体温度に換算)。(下) 500hPa面における南北風の期間平均からの偏差(等値線は2ms<sup>-1</sup>毎; 影は正の値)。中米の陸地は80°W-100°Wに位置する。

の伝播が影響するような特徴(図3; 例えば OLR の23日60°Wから30日120°Wにかけて)も見られ、Avila *et al.*, (2003)の観測とも対応しており興味深い。また、実験Bでも同様な擾乱の伝播は見られたが、北太平洋東部での環境場が安定であったため(図2下)、熱低の形成には結びつかなかったものと考えられる。

最後に台風の構造について、日本付近で発達した明瞭な事例のものを示す(図4)。高解像モデルによって、壁雲と眼の構造が表現されており(図4上)、最大風速半径は半径100km以内に位置している(図4中)。また、暖気核のピークは高度10km付近にあり(図4下)、観測とも整合的である。一方で、凝結水が上層で大きい理由は(図4上)、雲の微物理であられが考慮されていない影響であると考えられる。

### 5. まとめ

全球高解像モデルによってグローバルスケールからメソスケールにわたる熱低の振舞いが表現されることが確かめられた。今後は海盆ごとの発生メカニズムの違いについて、メソスケール対流の組織化の力学も見ながら、詳細を解析していく予定である。また、メソスケールの力学をより適切に表現できるよう、積雲スキームや雲微物理スキームを改良もグループ内で進めていく。

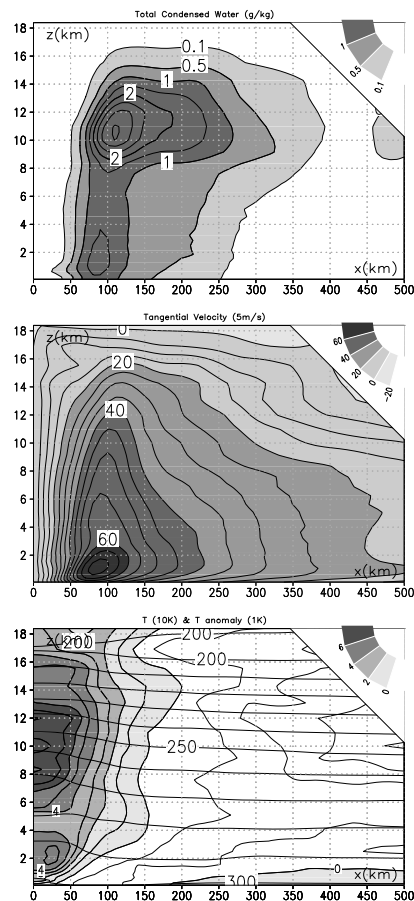


図4: 日本付近で発達した台風の動径鉛直構造(19日目における127°E, 28°Nの台風中心に対して接線方向に値を平均した)。(上) 全凝結水(雲水・雲氷・雨・雪)の混合比(単位はg/kg)。(中) 接線方向の風(等値線は5ms<sup>-1</sup>毎)。(下) 温度(等値線は10K毎)と温度偏差(影; 単位はK)。