

台風に伴う対流活動の周期的変動に関する数値実験

*沢田雅洋、岩崎俊樹（東北大院理）

1. はじめに

台風に伴う上層雲には、衛星赤外面像より日変動が観測されており (Kossin 2002)¹⁾、TRMMによる降水データを用いて、台風に伴う降水を各時刻でコンポジットした結果からも降水の日変動が示されている (Jiang et al. 2011)²⁾。これは放射過程が対流活動に影響していると考えられるが、詳細なメカニズムは明らかにされていない。一方、放射過程を含まなくとも、台風に伴う対流活動が周期的な変動をすることが数値実験から報告されている (Xu and Wang 2010)³⁾。これは台風の境界層が、対流活動に伴う下降流による安定化、そこからの海面フラックスによる回復、を繰り返すことで起こると示唆されている。台風に伴う対流活動の周期的な変動特性には、どのような物理過程が重要なかを明らかにすることは興味深い課題である。本研究では台風に伴う対流活動の周期的な変動メカニズムについて調べるため、理想化した環境場において台風の数値実験を行った。

2. モデル概要と実験設定

使用したモデルは気象庁・気象研究所で共同開発された非静力学モデル (JMA-NHM) である (Saito et al. 2007)⁴⁾。3kmの水平格子で1500km四方の計算領域を覆い、鉛直は40m-1400mのストレッチング格子で36層取り、上端は約24.0kmである。境界層過程には乱流エネルギーを予報するスキーム (Deardorff 1980)⁵⁾を用いた。対流パラメタリゼーションは使用しない。側面境界は開放境界条件を使用した。側面200km、高度17km以上でレイリーダンピングをかけた。ここでは台風内に在する対流活動の変動に注目するため、太陽高度を固定して実験 (CTL 実験) を行った (短波加熱の日変化なし)。水蒸気の海面交換係数 (C_q) が対流活動の周期への影響を調べるため、 C_q を CTL 実験の1.2倍にした実験も行った (C_{q12} 実験)。

計算領域の中心に軸対称な渦を与え、その発達の様子を調べる。初期の風速分布は以下の式、

$$v_{\text{tan}} = \begin{cases} \frac{2\hat{v}_r/\hat{r}}{1+(r/\hat{r})^3} & (z < 10\text{ km}) \\ 0 & (z \geq 10\text{ km}) \end{cases} \quad \hat{r} = 90\text{ km}, \hat{v} = 15\text{ m/s}$$

に従って与えた。 r は領域中心からの距離を表す。この渦を台風の初期擾乱として与えた。温位、相対湿度は熱帯域の気候プロファイル (Jordan 1958)⁶⁾を用いた。計算時間は360時間である。海面水温は302Kで一定とした。

3. 結果

3.1 台風の発達の様子

図1aに中心気圧の時間変化を示す。CTL 実験では、積分時間 $T=60\text{h}$ で中心気圧が下がり始め、 $T=160\text{h}$ に約970hPa

に達する。 $T=168-288\text{h}$ では中心気圧が少しずつ上がり、その後再び中心気圧は下がる。半径150km内で領域平均した降水量を見ると (図1b)、台風の発達とともに徐々に降水量が増加し、 $T=168-288\text{h}$ では増加傾向は見られず、 $T=288\text{h}$ 以降に増加する。降水量の変動には、周期10-20hが見られる。

3.2 降水の伝播と水蒸気量偏差

降水帯の振舞と水蒸気量の関係を調べるため、軸平均した降水量と高度20mの水蒸気量偏差の半径時間断面図を図2に示す。水蒸気量偏差は±24時間の移動平均からの差とする。ここでは、降水量の変動が顕著に見られた $T=72-168\text{h}$ について示す。降水帯は半径30km付近から約120kmまで外側へと移動していく様子が見られ、伝播速度は約2m/sであった。下層には冷氣プールが形成され、その前線面でバンド状の降水帯が形成され、外側に伝播していた。半径約30km付近において対流活動が強まる直前には、水蒸気の正偏差が見られた。これはレインバンドの外側で水蒸気が収束し、水蒸気量の多い領域が形成されるように見えた。

3.3 対流活動と下層水蒸気量の関係

降水量の極大値前後での水蒸気量の時間変化を調べるため、領域平均した降水量と水蒸気量の時系列を図3に示す。壁雲付近とその外側では降水量ピークの時間帯が異なるので、半径0-40km (壁雲付近) と40-80km (壁雲外側) に分けて考える。壁雲付近を見ると (図3a)、 $T=97, 115, 134, 151\text{h}$ 付近に降水の極大値が見られる。この1-3時間前に水蒸気量の極大が現れる。壁雲外側 (40-80km) でも同様の傾向が見られる (図3b)。壁雲外側の降水量極大値の時間は、内側の極大値の時間から3-4時間ほど遅れて現れているが、 $T=150\text{h}$ 以降では顕著なピークは見られない。レインバンドの発達した時 ($T=120\text{h}$) と発達しなかった時 ($T=160\text{h}$) の違いを示すため、下層の温位偏差を示す。壁雲外側では水蒸気量は十分あるにもかかわらず、 $T=157-160\text{h}$ では冷氣プールが十分に出来ないため、外向き伝播するレインバンドは形成されなかった。これは下層水蒸気量だけが十分にあれば対流活動が活発になるわけではないことを示し、Xu and Wang (2010)で述べられた境界層の安定化・不安定化のみでは説明し切れない点である。

3.4 水蒸気の交換係数を増加した実験

境界層の安定度が対流活動の変動の要因であるなら、潜熱フラックスを増加することで下層の不安定化を早めれば、対流活動の変動周期が短くなると考えられる。

C_{q12} 実験は潜熱フラックスが CTL 実験と比べて

1. 1-1.2 倍多く (半径 200km 内)、CTL 実験に比べてやや発達
 達が早い (図 1)。また、降水量の変動の周期は Cq12 実
 験の方が短いときもある。一方、レイnbandの伝播は
 CTL 実験に比べて顕著とは言えず (図 2b)、単純に水蒸気
 量がレイnbandの伝播周期に影響を与えているわけ
 ではないと考えられる。

4 まとめ

台風に伴う対流活動の変動周期を調べるため、理想化
 した台風の数值実験を行った。壁雲付近の対流活動が強
 まっても、周辺の対流活動が強まらないときが見られた。
 壁雲の対流活動が強まる前やレイnbandの伝播前には
 下層水蒸気量の増加が見られたが、下層水蒸気量の増加
 がレイnbandの形成に至らないときも見られた。1 つ
 の要因として、冷氣プールの形成がレイnbandの形
 成・伝播に必要であるためと考えられる (Sawada and
 Iwasaki 2010) ⁷⁾。今後は水蒸気量と冷氣プールに対す
 る対流活動の関係を明らかにしたい。

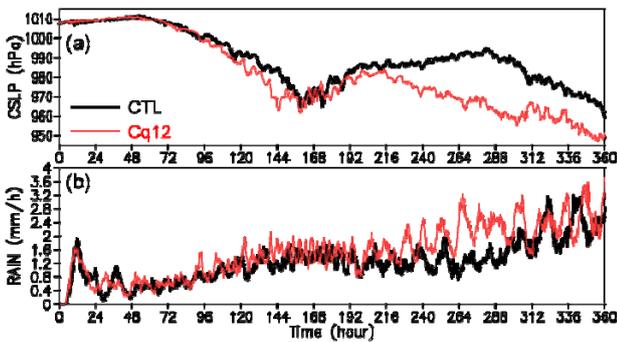


図 1. (a)中心気圧と(b)半径 150km 内で領域平均した降水量の時系
 列。黒線は CTL 実験、赤線は Cq12 実験。

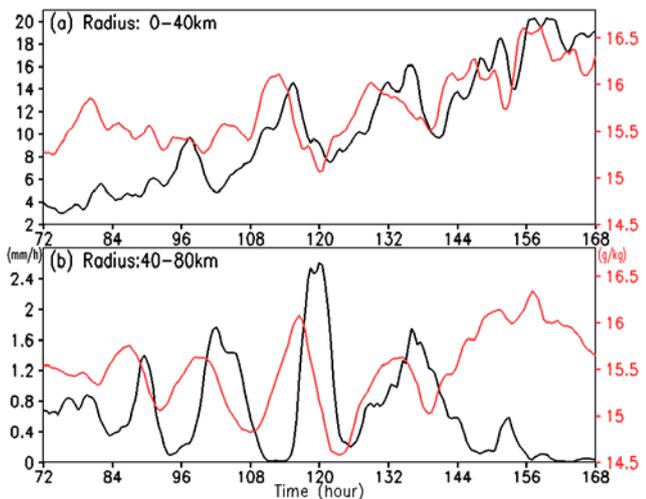


図 3. CTL 実験における領域平均した降水量 (黒線) と水蒸気量
 (赤線) の時間変化。(a) 半径 40km 以内での平均、(b) 半径 40-80km
 での平均。水蒸気量は高度 1km 以下で平均した値。左縦軸は降水
 量、右縦軸は水蒸気量。

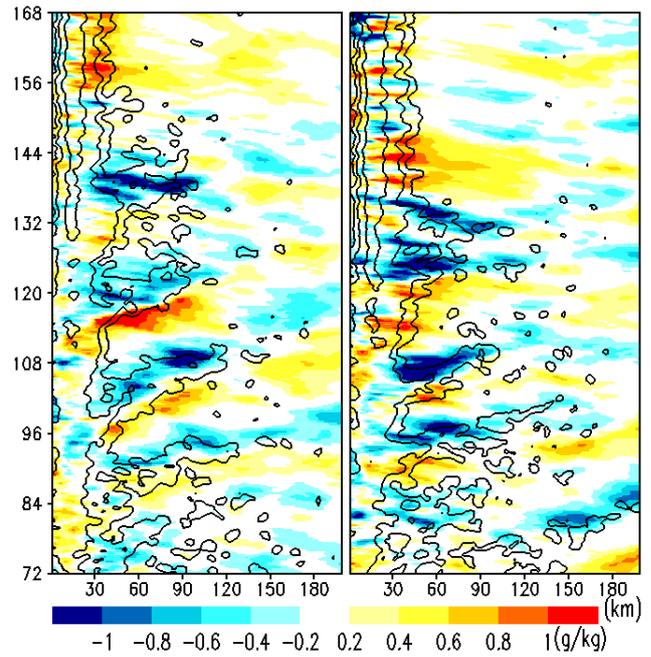


図 2. 軸平均した降水量と水蒸気偏差の半径時間断面図。等値線
 は降水量 (0.5, 4, 32 mm/h) を表す。カラーは水蒸気量偏差で赤
 は正偏差、青は負偏差を表す。横軸は半径、縦軸は時間。

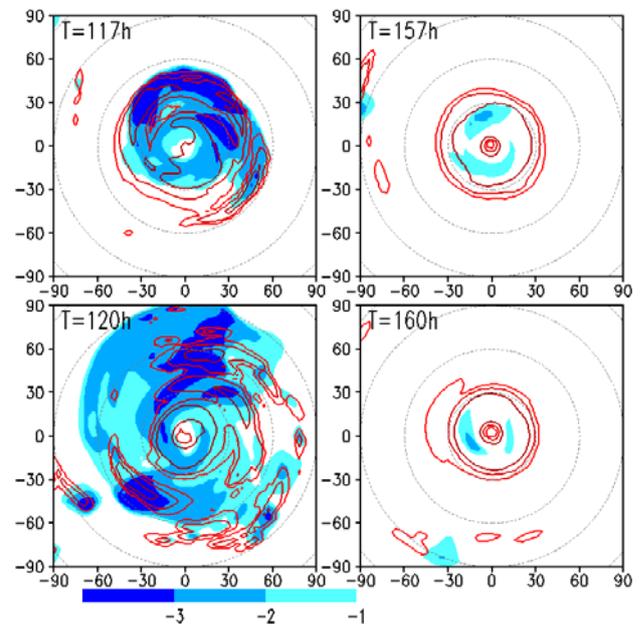


図 4. 降水量 (赤線: 1, 4, 16 mm/h) と高度 20m の温位偏差。偏差
 は領域平均値からの差。180km 四方を描画。

参考文献

- 1) Kossin: Mon. Wea. Rev., 130(2002) 2260.
- 2) Jiang et al: J. Appl. Meteor. Climatol., 50(2011) 1255.
- 3) Xu & Wang: Mon. Wea. Rev., 138(2010) 4135.
- 4) Saito et al: J. Meteor. Soc. Japan, 85B(2007) 271.
- 5) Deardorff: Bound.-Layer Meteor. 18(1980) 495.
- 6) Jordan: J. Meteor. 15(1958) 91.
- 7) Sawada & Iwasaki: J. Atmos. Sci., 67(2010) 84.