

## 数値モデルとレーダーから見たタイの降水日変化について

里村雄彦\*・奥村晃治\*・沖大幹#

\* 京都大学大学院理学研究科

# 東京大学生産技術研究所

### 要 旨

2次元非静水圧雲解像モデルを用いた数値シミュレーションとレーダーデータ解析により、南西モンスーン期のタイの降水日変化について調べた。シミュレーションからは、スコールラインが山地の東麓で毎日午後遅くに発生して東進することにより、大循環モデルで再現できなかった内陸での夜の降水ピークが作られることが示された。レーダー観測では、エコー面積の顕著な日変化や、ほとんど毎日エコーが東進し、線状エコーも頻繁に見られることが確認された。また、平均エコー分布でもエコーのよく見られる地域が時間と共に東進するなど、数値シミュレーションの結果を支持する観測結果が得られた。

キーワード：タイ、熱帯、降水日変化、数値モデル、レーダー観測、スコールライン

### 1. はじめに

この論文は、モンスーン期のインドシナ半島での降水日変化について、数値モデルとレーダー観測から調べることが目的である。

これまでの多くの研究では、主として静止気象衛星からの観測を用いていた。それらによると、夏季のインドシナ半島では対流活動に顕著な日周期が現れることがわかっていて、そのピークは夕方から夜と解析されている(例えば、Nitta and Sekine, 1994)。陸面から大気への顕熱輸送が最大になる午後に積雲活動の最大が現れずに夕方から夜になるというこの解析結果は、興味深いものである。Houze et al. (1981) は、冬のモンスーン期の北ボルネオでの降水日変化を調べている。その結果、海陸風と冬の季節風との相互作用でこの日変化が生じていると結論した。しかし、そのような季節風と海陸風との相互作用は、Nitta and Sekine (1994) が顕著な日変化を見つけた内陸地方では起こりようがない。

一方、大気大循環モデルにおいては、夏季陸上の降水は午後に最大となるという結果が出ている(例

えば、Randall et al., 1991)。このモデルと観測との不一致の理由は、まだよく理解されていなかった。

熱帯での積雲や積乱雲は、対流圏に膨大な熱を供給し、大気大循環を駆動するという重要な役割を担っている。積雲活動の時間・空間分布は、即ち潜熱解放の時間空間分布を決めることであり、熱帯陸上での積雲活動日周期の実態を理解することは意義のあることである。

### 2. 数値実験

#### 2.1 モデル

使用したのは米国コロラド州立大学で開発されたRAMS(Regional Atmospheric Modeling System)である。このモデルは圧縮運動方程式系を用い、乱流拡散、短波・長波放射、氷晶過程を含むバルク雲微物理、植生の各パラメタリゼーションスキームを持っている(例えば、Pielke et al. 1992)。ここではRAMSを2次元非静水圧雲解像モデルとして用いた。

初期条件はインドシナ半島上北緯17.5度、東経102.5度での風、温度、湿度の6月気候値を与えた(Fig. 1)。この季節、対流圏の風はほぼ東西に吹

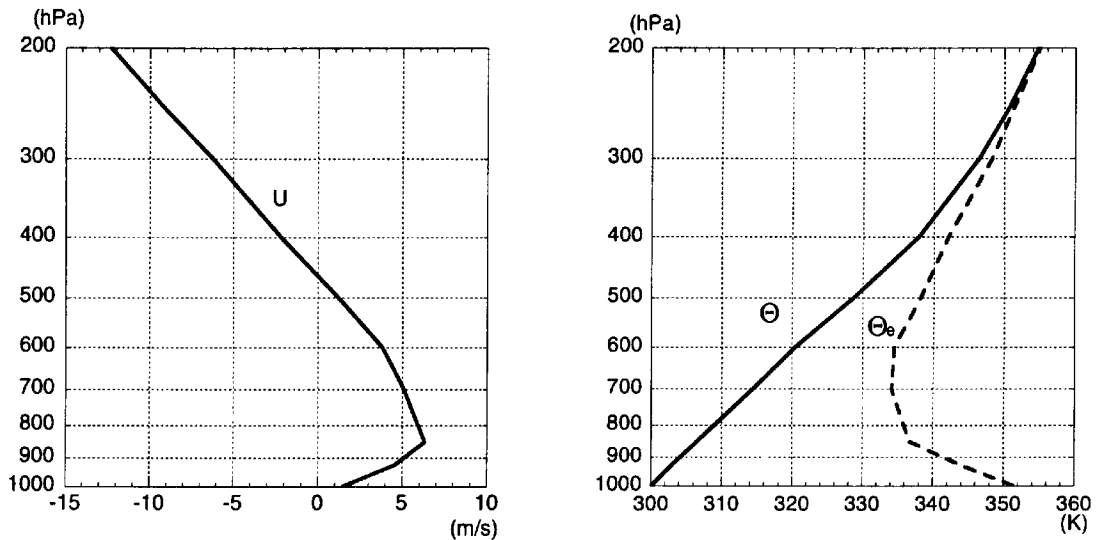


Fig. 1. Initial vertical profile of horizontal wind (left) and potential temperature and equivalent potential temperature (right).

き、上部対流圏は東風、下部対流圏は 85kPa 付近に最大  $6 \text{ m s}^{-1}$  の西風となっている。モデル計算領域は、水平格子間隔 935 m で約 1500 km、鉛直格子間隔 10 m ~ 500 m の伸張格子で高度 25.8 km までとした。地形は、現実のインドシナ半島のほぼ中央部を Fig. 2 に示すように主風向に沿った方向に切断した地形を用いた。ただし、ノイズ発生を押さえるために、地形には滑らかにしてある。なお、詳細は Satomura (2000) を参照していただきたい。

## 2.2 結果

3日間の積分を行ったが、最初の1日は初期条件の影響を受けているので、解析には積分開始後2日目と3日目の結果を用いた。Fig. 3は2日目と3日目を平均した降水強度の時間・水平断面図である。この図から、降水は東の境界付近を除き早朝にはほとんど起こらないことがわかる。朝も遅くなると、 $x = 400 \text{ km}$  付近にある Dawna 山脈の風上側（西

側）に降水が計算されている。この降水システムは、高さ約 1000m の山脈を越えることはない。Dawna 山脈の風下側で降水システムが発達するのは、午後であり、場所は山頂を越えてなお風下の  $x = 450 - 500 \text{ km}$  の付近である。このシステムは、およそ  $7 \text{ m s}^{-1}$  の速さで東進し、深夜には Dong Phraya 山地の西斜面に達する。

夕方には別の顕著な降水システムが Dong Phraya 山地の風下（東）斜面に発達し、約  $10 \text{ m s}^{-1}$  の速さで深夜まで東進している。

このように、モデルシミュレーションでは山地から遠く東に離れた内陸地方において夜間や深夜の降水日変化の極大を再現することができた。これは、午後遅くに山地の東斜面に降水システムが毎日発生し、 $7 - 10 \text{ m s}^{-1}$  の速さで東進することが原因である。

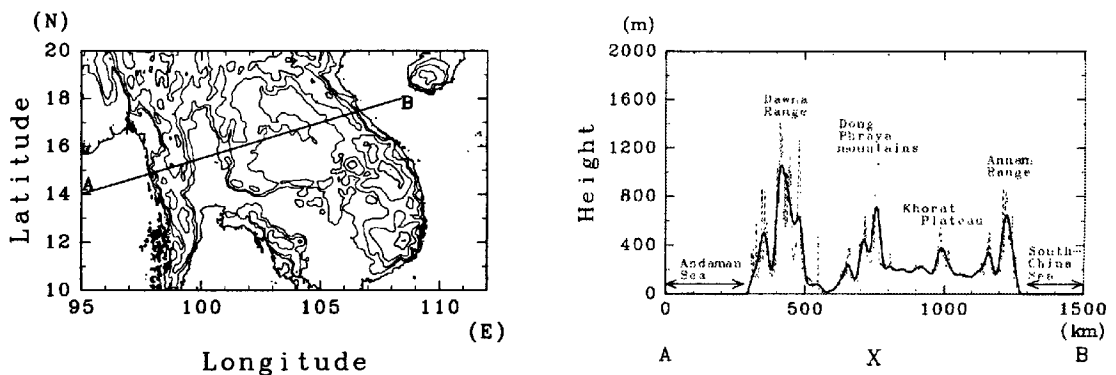


Fig. 2. (Left) Topography of the Indo-China Peninsula with contoured 100 m, 200m and 500 m surface elevation. Thick line A-B is the section used in the model. (Right) Model input topography (solid) and unfiltered topography (dotted).

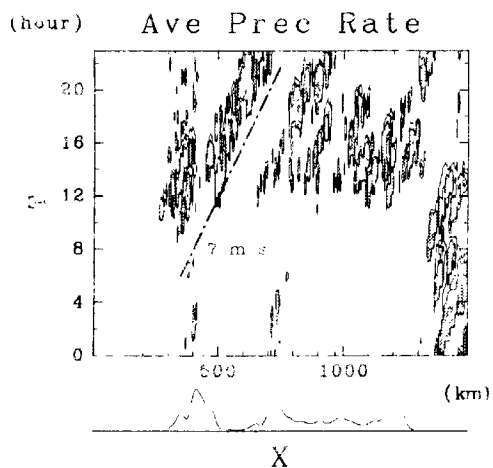


Fig. 3. Horizontal-time section diagram of precipitation rate, averaged on the second and the third days. Contours of precipitation are 0.5, 1 and 10 mm h<sup>-1</sup>. Shaded area indicates precipitation rate is greater than 1 mm h<sup>-1</sup>. Dash-dotted line indicates moving speed of 7 m s<sup>-1</sup>. The surface topography is depicted at the bottom of the figure.

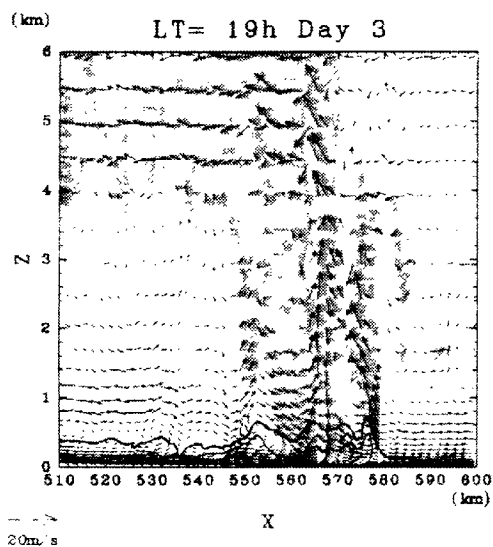


Fig. 4. Close-up of a precipitation area at  $t=19\text{h}$  on the third day. Shading depicts regions of mixed ratio of condensates greater than  $10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ . Solid lines are potential temperature smaller than 300 K with 1 K interval. Winds relative to a system moving with  $7 \text{ m s}^{-1}$  are represented by arrows. A  $20 \text{ m s}^{-1}$  reference vector is shown on the lower left. Vertical wind velocities are exaggerated by a factor of 5.

Fig. 4 に降水システム先端部の拡大図を示す。システム前面下層から流入し上昇して後面へ抜けていく風や、後面中層から流入する風、複数の降水域、降水域の下にある冷氣溜まりなどを見ることができる。また、このシステムの移動速度は下部の冷氣溜まりを重力流と考えた移動速度とほぼ等しいことや、システムの時間発展の詳しい解析からも、このシステムはマルチセル型スコールラインと結論できた。

このように、内陸の降水日変化は風上の山地と深い関係があることが示されたので、山地をなくすと降水日変化はどのように変化するかを調べてみた。Fig. 5 は陸面の地形の凹凸を全てなくして平野としたときの、2日目と3日目の降水強度の時間・水平断面図である。内陸の夜の降水極大は消失、大循環モデルと同様に午後の極大が現れている。弱い移動性降水は見られるが、山地があるときのような顕著な移動性システムは見られない。よって、風上の山地がスコールラインを毎日同じ時刻に同じ場所を駆起することが内陸の夜の降水を作っているという結論を支持するものである。

### 3. レーダー観測

#### 3.1 観測の概要

Table 1 にこれまで行ってきたレーダー観測の一覧を示す。この観測は GAME-Tropics の関連研究として実施されてきたものである。1998 年は GAME 強化観測期間に当たっており、4 カ所で観測を行った。ブーケットを除き、それぞれ2ヶ月以上の観測を行ったが、現業以外の追加観測は日中だけである。1999 年以降はチェンマイ 1 カ所で約2週間と観測規模は縮小したが、24 時間を通した追加観測を行っている。なお、追加観測は現業観測の間に高分解能ボリュームスキャンを1時間に1~2回追加するものである。以下の解析では、主としてチェンマイの現業観測データを使用した。

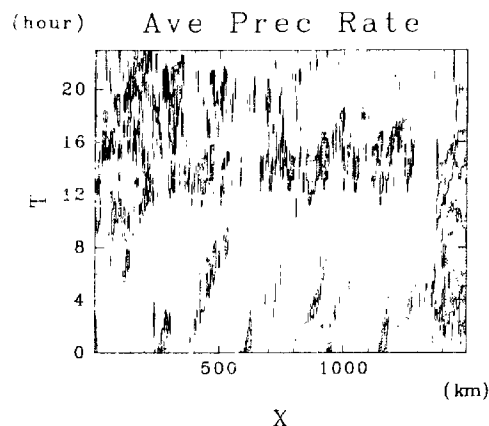


Fig. 5. Same as Fig. 3, except flat terrain.

Table 1. Radar Observation at TMD sites

Year	Period	Site	Observation Frequency
1998	4/29 - 6/14 8/1 - 9/15	Chiang Mai	Rouine : 1/ hour, 24h/24h GAME-T : 1-2/hour, daytime
	5/12 - 6/12 8/18 - 9/15	Phitsanulok	
	5/16 - 6/15 8/21 - 9/15	Khon Kaen	
	5/12 - 6/13	Phuket	
1999	8/3 - 8/16	Chiang Mai	Rouine : 1/ hour, 24h/24h (data archivings started on 7/1) GAME-T : 1-3/hour, 24h/24h
2000	8/13 - 8/25	Chiang Mai	Rouine : 1/ hour, 24h/24h (data archiving started on 7/20) GAME-T : 1-3/hour, 24h/24h

### 3.2 結果

Fig. 6 はチェンマイでの高度 3 km での 30-40 DBZ のエコー面積の時間変化を、観測全期間について示したものである。エコーのある日のほとんどについてエコー面積が顕著な日変化をしていることがわかる。また、それに重畳して周期 10-20 日程度の変動があるように見える。また、1999 年以降、エコー面積そのものが減少しているようだが、その原因がレーダー側にあるのか大気側にあるのかは現在検討中である。

Fig. 7 は観測全期間平均したチェンマイでの高度 3 km のエコー面積の日変化を示す。Fig. 6 から予想できることだが、全期間平均でもエコー面積の顕著な日変化が弱いエコーから強いエコーまで見られる。10-20 DBZ の比較的弱いエコーの面積は、地方時で 15 時（世界標準時の 8 時）にエコー面積最大となり、その後、翌朝 10 時の最小まで緩やかに減少している。一方 20-30 DBZ の比較的強いエコーの面積は少し遅れて 16 時に面積最大となり、弱いエコーより早く面積が減少する。この日変化は、まず弱いエコーが発生して強いエコーへと発達し、やがて強いエコーが減衰した後に弱いエコーが残るといった積雲システムのライフサイクルで理解できるであろう。図には示さないが、同様の変化は、タイ東北部のコンケンでのエコー面積日変化にも現れている。

Fig. 8 は 1998 年と 1999 年のある程度観測日数の確保できた月について、チェンマイとコンケンでのレーダーエコーの動きと形態についての統計を示す。このように、モンスーン期のチェンマイとコンケンでは、対流圏下層と上層とで東西風の風向きが逆になっているにもかかわらず、東へ動くエコーのある日が 60-90% とほとんどを占めている。さらに、東へ動くエコーが観測された日の約半分には、

スコールラインと思われるライン状のエコーが観測されている。

Fig. 9 は、Fig. 8 と同じ観測日について、チェンマイの南方 100 km 以上の高度 2 km の領域で南北に平均した 10 DBZ 以上の強度を持つエコーの存在密度の時間・東西断面を示す。存在する割合が高いほど濃い色を付けてある。単純に平均しただけであるが、16-17 時頃チェンマイ ( $x = 0$ ) のすぐ東にエコーがよく現れる領域が出現し、エコーのよく現れる場所が時間と共に東へ移っていつていることを見ることができる。

### 3.3 日変化の季節変動と年々変動

Fig. 10 は、1998 年と 1999 年の 7 月と 8 月について、それぞれ月平均したチェンマイの高度 2 km のエコー面積日変化を示す。1998 年は 7 月と 8 月の日変化の様子はよく似ている。しかし、1999 年 8 月の日変化の様子は、エコー面積が顕著に多いことや朝方にも 2 次ピークが見られることなど、同年の 7 月の日変化と明らかに違っている。今後継続して観測していかないと確実なことはわからないが、1997-98 年には顕著なエルニーニョが発生していたことから、1998 年の日変化の様子より 1999 年の方が平均的な日変化の推移に近いのではないかと考えられる。

## 4. 考察

数値シミュレーションからは、山地の風下側で降水システムが毎日夕方に励起され、組織化したシステムが夜間に東へ移動することにより、内陸の夜の降水日変化の極大が起こっているという結果となった。数値モデルは 2 次元でかつ気候学的な初期条件で出発している。現実大気で本当にそのようなことが起こっているのであろうか。

ECHO AREA (at 3km cappi) vs TIME

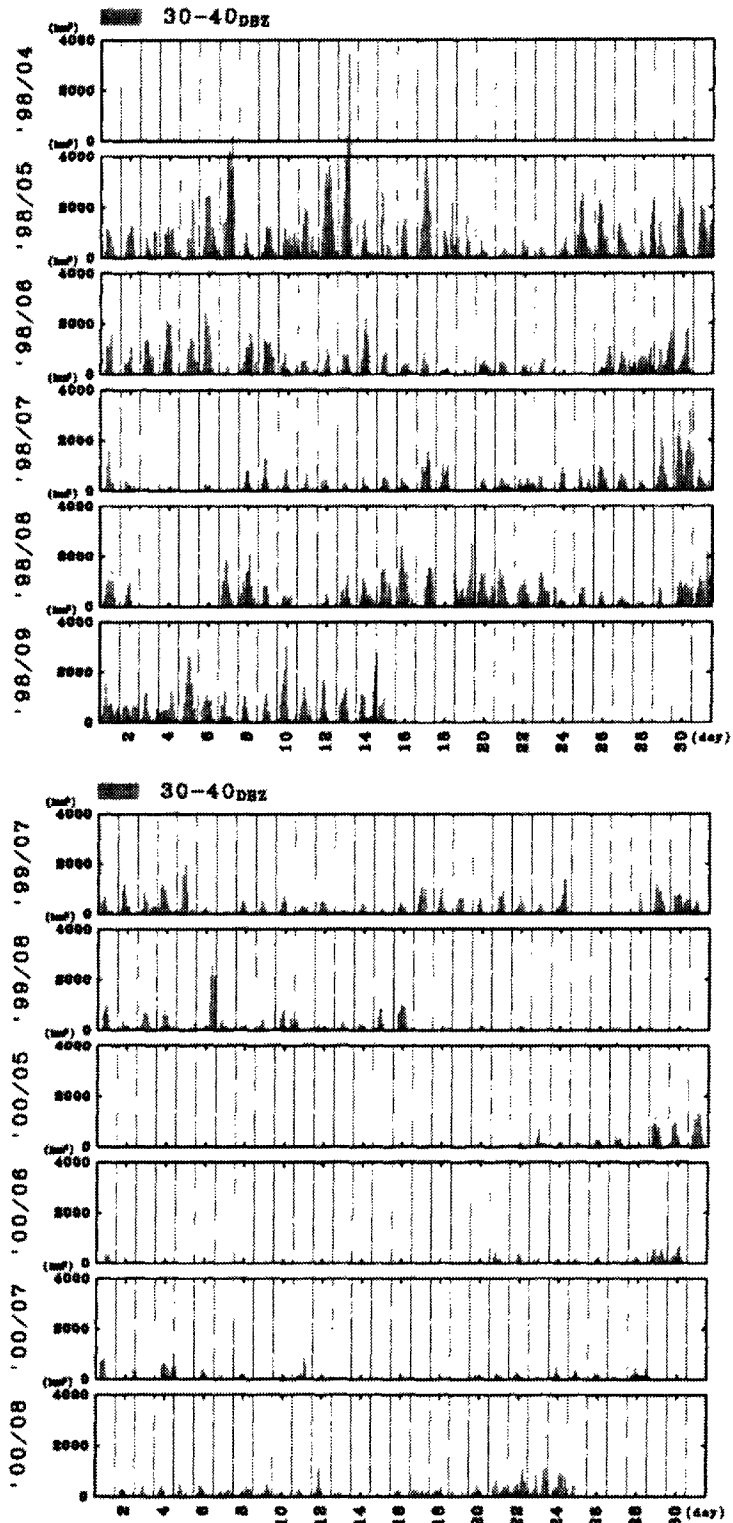


Fig. 6. Diurnal variation of echo area at 3 km height at Chiang Mai.

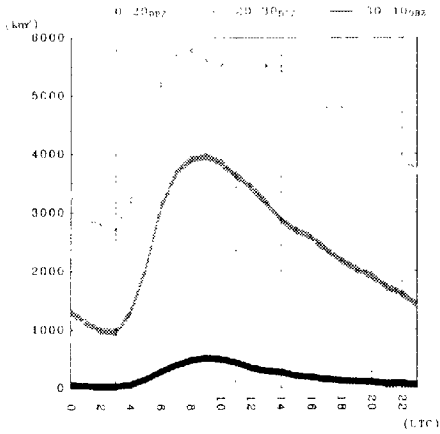


Fig. 7. Diurnal variation of averaged echo area at 3 km height at Chiang Mai for three echo intensity bands: 10-20 DBZ, 20-30 DBZ and 30-40 DBZ,

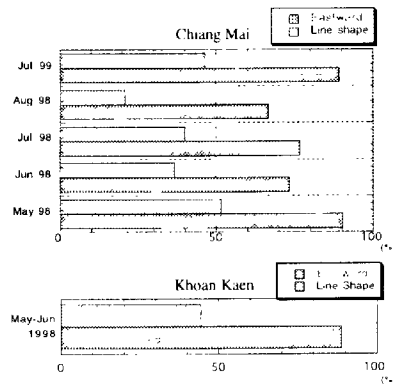


Fig. 8. Ratio (%) of days when eastward moving echoes and line-shaped echoes are observed at (upper panel) Chiang Mai and (lower panel) Khoan Kaen.

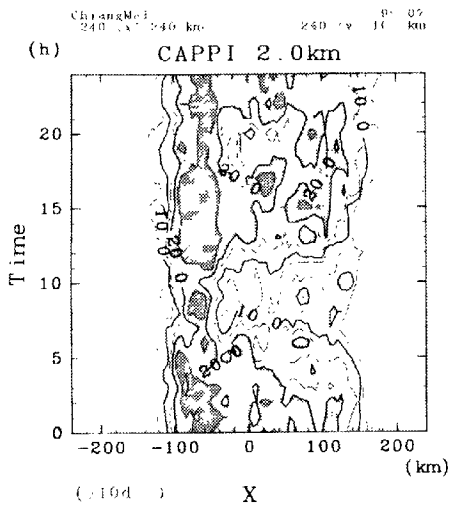


Fig. 9. Horizontal-time section diagram of echo probability in July 1999 at Chiang Mai at 2 km height. Contours are 5% interval.

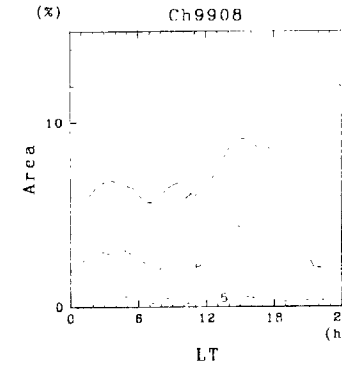
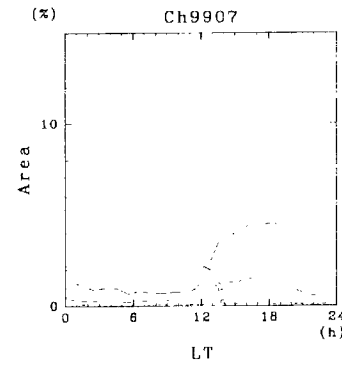
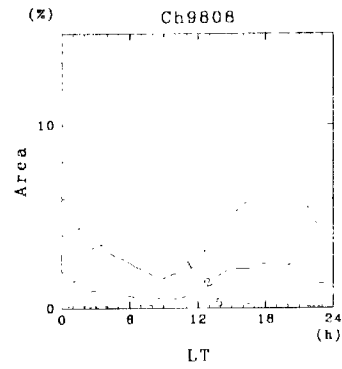
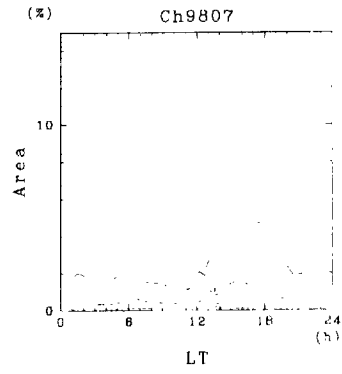


Fig. 10. Monthly averaged diurnal variation of echo area (%) in the lowest elevation angle at Chiang Mai in (top) July 1998, (second) August 1998, (third) July 1999, and (bottom) August 1999. Solid, dashed and dotted lines indicate 1, 2 and 5 dBZ, respectively.

レーダー観測は、モンスーン期間中の一部のみの観測であることやタイ全土を継続してカバーしていないことなど、幾つかの制約はあるが現実の降水システムの挙動を調べることができる。最大3年分、計200日以上のもンスーン期の観測データを解析した結果からは、タイ西部の山地の東側山麓にあるチェンマイにおいて、夕方にエコー面積のピークがあること以外に、ほとんどの観測日でエコーが東へ移動していること、スコールラインのような線状エコーが頻繁に観測されることがわかった。モデルはチェンマイのような山間ではなく、もう少し南のピサヌローク付近の横切る地形を用いているので、よりモデルとの対応を詳しく調べるには、ピサヌロークから東の地域のレーダー合成図を作成したり、同地域に展開されている雨量計観測データを解析したりする必要がある。しかし、チェンマイにおいても、エコーの移動方向、線状エコー出現の頻度、さらにエコーがよく観測される地域が時間と共に東へ移動することなどがわかっている。チェンマイだけではなく、内陸部の山地の東側にあるコンケンにおいても、同様の解析結果となった。これらのレーダー観測結果は数値モデルの予測と整合しており、数値モデル結果から結論された降水日変化機構が、実際にも働いていることを強く支持するものと考えらる。

## 5. まとめ

非静水圧2次元雲解像モデルを用い、6月の気候値を初期値として3日間のシミュレーションを行った結果、現実的な顕著な降水日変化を再現することができた。シミュレーション結果から、インドシナ半島の降水日変化について、以下のような新たなメカニズムを提案した。即ち；

- ・山地の東麓で降水システムが毎日午後後に励起され、東へ移動する。
- ・このような時間と場所が固定された降水システム励起とシステムの東への移動が、インドシナ半島内陸部の降水の夜間の極大を作り出す。

3年間のモンスーン時期のタイでのレーダー観測も行い、次のことがわかった。即ち；

- ・ほとんどの観測した日において、エコーは東へ進んだ。また、その約半分の観測日では線状エコーが現れた。

- ・チェンマイの南部では、エコーのよく観測される地域が午後遅くに解析され、その領域は時間と共に東へ移る。コンケンでも同様である。

- ・1999年では、7月と8月では日変化の様子が明らかに異なっている。8月以降の降水と7月までの降水では、その機構が違っている可能性がある。

レーダー観測と数値モデルの結果は整合しており、数値シミュレーション結果から提案された降水日変化機構が実際に起こっていると思われる。

## 謝辞

レーダー観測は、タイ気象局の協力無くしては行えなかった。また、観測にはタイ気象局の職員および東京大学、京都大学、北海道大学の職員及び学生の手で行われた。ここに記して感謝する。

## 参考文献

- Houze, R.A., S.G. Geotis, J. F. D. Marques and A.K. West, 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1595-1614.
- Nitta, T. and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627-641.
- Pielke, R.A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee and J. H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.
- Randall, D.A., Harshvardhan and D.A. Dazlich, 1991: Diurnal variability of the hydrologic cycle in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 40-62.
- Satomura, T., 2000: Diurnal variation of precipitation over the Indo-China Peninsula: Two-dimensional numerical simulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 461-475.

## **Radar Observation and Numerical Simulation of Diurnal Variation of Precipitation over Thailand**

Takehiko SATOMURA\*, Koji OKUMURA\* and Taikan OKI#

\*Graduate School of Science, Kyoto University

#Institute of Industrial Science, University of Tokyo

### **Synopsis**

Using two-dimensional, non-hydrostatic cloud ensemble model, a mechanism of diurnal variation of precipitation over Thailand was investigated. Radar data at Chiang Mai and Khon Kaen were also analyzed.

Numerical simulation successfully simulated characteristics of diurnal variation of precipitation and revealed that the night maximum of precipitation, which GCMs could not reproduce, was caused by the solar-synchronized life cycle of the squall lines triggered at eastern foot of mountains and their eastward movement during nights.

Analysis of radar observation showed a significant diurnal variation of radar echo area and eastward movement of echoes. Eastward-moving line-shaped echoes were frequently observed. It is also observed that echo-rich area appeared late afternoon and shift eastward with time. These observed characteristics strongly supported the results of numerical simulation.

**Keywords:** tropics, precipitation, diurnal variation, numerical simulation, radar observation, Thailand, squall line