

# 天気図上の梅雨前線出現域の変動と前線帯への 下層南風域の東西スケールについて

## Eastward extension of the Baiu front on the surface weather maps in relation to zonal scale of the area with strong low-level southerly wind toward the front

中山祐貴\*(Yuuki NAKAYAMA\*), 大和田道雄\*\*(Michio OWADA\*\*),  
池田祥一郎\*\*\*(Shoichiro IKEDA\*\*\*), 加藤内蔵進\*\*\*\*(Kuranoshin KATO\*\*\*\*)

Eastward extension of the Baiu front in relation to zonal scale of the area with strong low-level southerly wind toward the front was examined based on the operational surface weather maps and the NCEP/NCAR re-analysis data mainly for the mature Baiu period (15 June to 31 July) from 1991 to 2000. During that period, the Baiu front on the surface weather maps appeared from the Changjiang River Basin to the east of the Japan Islands accompanied by the strong low-level southerly wind toward it in a wide zonal scale (~3500 km), in many cases. However, the situations when the appearance of the Baiu front was limited to the western part of the Japan Islands or limited to its eastern part are sometimes found with relatively narrow zonal scale of the strong low-level southerly wind toward the front, although the appearance frequency of such cases was not so high. As such, the present results illustrate the importance of the zonal scale of the subtropical high for the spatial activity of the Baiu front.

**Keywords :** variation of the Baiu front, southerly wind in the subtropical high area, zonal extension of the Baiu front

### 1. はじめに

梅雨前線帯付近における多量の降水は、特に梅雨最盛期には、亜熱帯高気圧域から前線帯へ向かう下層南風成分による大きな水蒸気輸送によって維持されている(Akiyama 1973; Ninomiya 1984; Kato 1989等)。一方、前線帯へ向かう水蒸気フラックスの変動も大きく、その増減は前線帯での降水の増減に大きく影響することが知られている(Akiyama 1975; Ninomiya 1999)。

ところで、このような下層南風の変動は、単に高気圧の位置がそのままシフトするだけでなく亜熱帯高気圧の形状自体の変動により梅雨前線帯へ向かう下層風の東西幅が変化とも連動していることが指摘されている(加藤・栗原 1989; Kato 1992)。しかし、西太平洋域の亜熱帯高気圧域における下層南風の強い領域の分布がどのくらい変動するのかという点で、梅雨前線活動との対応も含めて十分に研究されているわけではない。もちろん、梅雨前線の東西方向の

活動の違いは、前線の北方のシステムの特徴の違いも大きく反映している。例えば、大陸側の前線帯の北西方には高温・乾燥した気団が、東日本の前線の北方には背が低い冷涼なオホーツク気団が覆っていることによる東西の違いがある(Kato 1985, 1987; Ninomiya 1989, 2000; Ninomiya and Muraki 1986)。しかし、梅雨前線での降水やその空間分布の変動に関わる多量の水蒸気輸送とその変動を理解するためには、亜熱帯高気圧に覆われる領域やその縁辺域での風系の特徴や変動に関する知見の整理が不可欠である。また、前線帯南方の下層風系が、どのような北側のシステムとの接点をなすかによっても、前線帯での降水の強さや時空間的な分布が異なってくる。

一般に梅雨前線は、東西に伸びる準定常的な前線としての特徴を持つ。後述するように、梅雨期には、通常は大陸から日本の東海上まで前線が伸びるパターンが多いものの、西日本にのみ梅雨前線が現れ東日本側には不明瞭であったパターン、および東日本

\*\*\*\*岡山大学教育学部理科教室, 〒700-8530 岡山市津島中三丁目の一

\*\*\*\*(Corresponding author) Faculty of Education, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan

\*岡山大学大学院教育学研究科理科教育専攻 (2006年3月修了)

\*Graduate School of Education, Okayama University

\*\*愛知教育大学理科教育講座

\*\*Department of Science, Aichi University of Education

\*\*\*岡山大学大学院自然科学研究科先端基礎科学専攻

\*\*\*Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University

側にのみ梅雨前線が現れ西日本側は不明瞭であったパターンも見られる。そこで本研究では、これらのパターンに該当する事例を毎日の地上天気図に基づき抽出し、それぞれのパターン毎の亜熱帯域での下層風系間の違いを解析した。

II. データ

本研究で用いた主なデータは次の通りである。

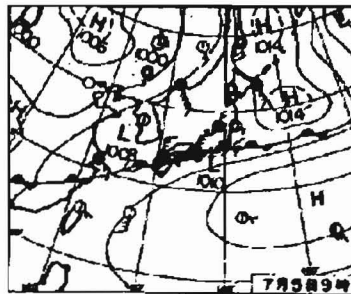
(1) 日々の地上天気図：

1991年～2000年の6月16日～7月31日について(ほぼ梅雨最盛期)、「気象」(日本気象協会発行)

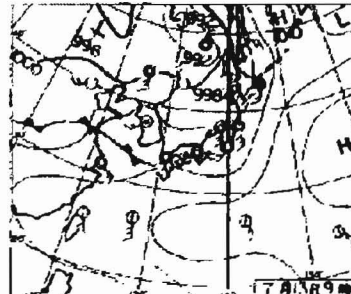
に掲載の日本時間(JST)の午前9時(00UTC に対応)の毎日の地上天気図を利用した。

(2) 大気場の解析：

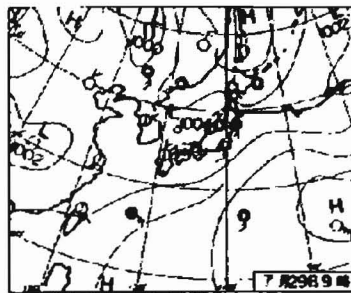
上記期間中の NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research)の再解析データ(2.5° × 2.5° グリッド, 6時間毎)を利用した。なお、本研究では数日程度以上の持続性を持つ梅雨前線を念頭に置いており、合成の際には日平均データに直して使用した(00, 06, 12, 18UTCの平均)。



(a) 基本型(1995年7月5日9時JST)



(b) 西日本型(2000年7月13日9時JST)



(c) 東日本型(1998年7月29日9時JST)

	出現日数(日)	出現割合(%)
基本型	312	67.8
東日本型	41	8.9
西日本型	41	8.9

第1図 各タイプの地上天気図例と、各タイプの総出現日数(日)と出現頻度(%)。1991～2000年の6月16日から7月31日について集計。なお、出現頻度は、期間の総日数に対する割合で示した。

第1表 合成解析のために抽出した日付。

パターン	抽出した事例の日付
基本型	1992年6月18・19日
	1993年7月19・20日
	1995年7月3・4・5・6・7日
	1996年6月23・24日 1998年6月22・23日
東日本型	1998年7月28・29・30日(東日本型1) 1999年7月24・25日(東日本型2)
	1993年7月10・11日 1994年7月16日 1996年7月13・14・15日 2000年7月13・14・15・16日

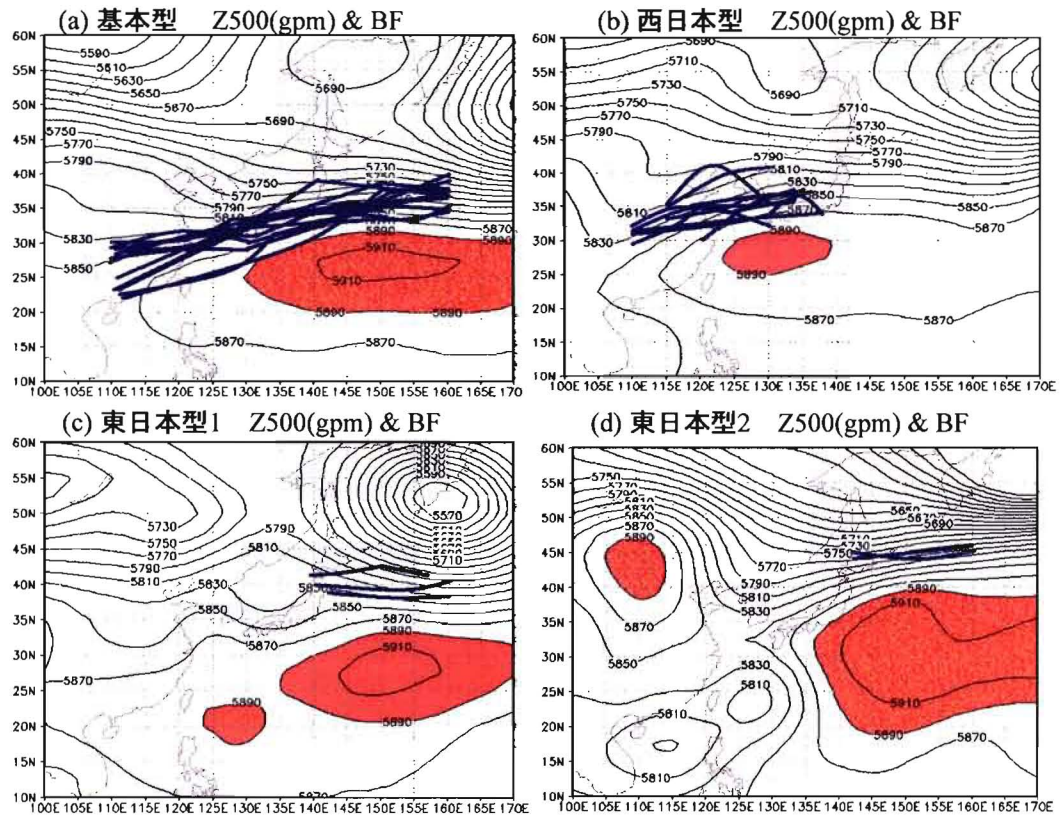
III. 各パターンの分類と出現傾向

毎日の地上天気図上の気圧配置の特徴を眺めると、

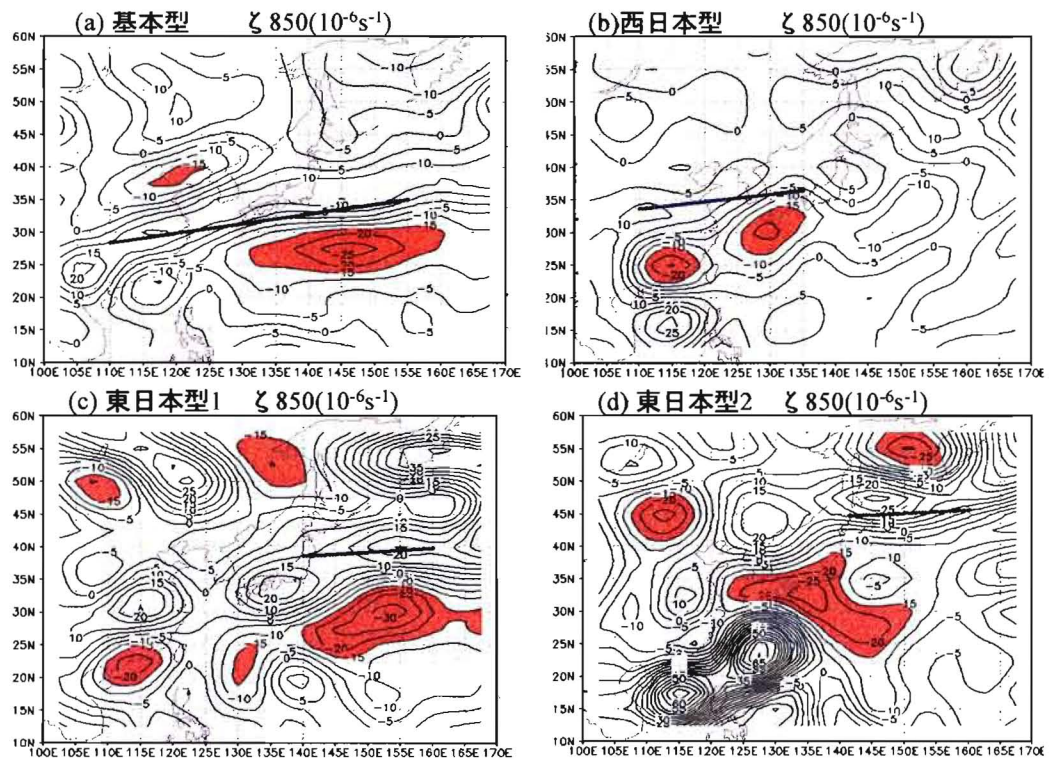
I. でも述べたような3つのパターンに大まかに分

類できた。そこで、毎日の天気図を一枚一枚眺めて判定し、大陸から日本の東海上まで梅雨前線が伸びているパターンを基本型、西日本にのみ地上天気図上の梅雨前線が現れ東日本側には不明瞭であったパターンを西日本型、および東日本側だけにのみ梅雨前線が現れ西日本側は不明瞭であったパターンを東日本型として、それぞれに該当する日を抽出した。第1図は、各パターンに該当する日の地上天気図の例と、各パターンの出現頻度を示す。

梅雨前線が大陸から日本の東海上まで東西に伸びる基本型の出現頻度は、期間全日数の67.8%を占めており、他の型に比べ多く出現している。一方、東日本型と西日本型は、出現頻度がいずれも8.9%と必ずしも割合としては多くないが、西日本にのみ、および東日本にのみ梅雨前線が現れるパターンも少なからずあることがわかった。



第2図 (a)~(d)の各パターンにおける 500hPa 等圧面高度場 Z500 の合成(細い実線, gpm)に, 各事例の 09JST 地上天気図上の前線の位置を模式的に重ねたもの(太い実線)。Z500 $\geq$ 5890gpm の領域に影をつけた。



第3図 (a)~(d)のパターンにおける 850hPa 面における相対湿度 $\zeta_{850}$  の合成( $10^{-6}s^{-1}$ )。太い実線は, 前線存在頻度の高い領域を模式的に示す。また,  $\zeta_{850} \leq -15 \times 10^{-6}s^{-1}$  の領域に影をつけた。



そこで、3つのパターンにおける亜熱帯高気圧付近の下層風系を記述するために、(生の事例の特徴もある程度反映されるように) サンプル間で共通性の高い事例を第1表のように抽出し、次章以降で合成解析を行った。但し、東日本型においては、亜熱帯高気圧の形状が多少異なっているため、2つのタイプに分けて解析を行った。

#### IV. 亜熱帯高気圧の形状や空間スケール

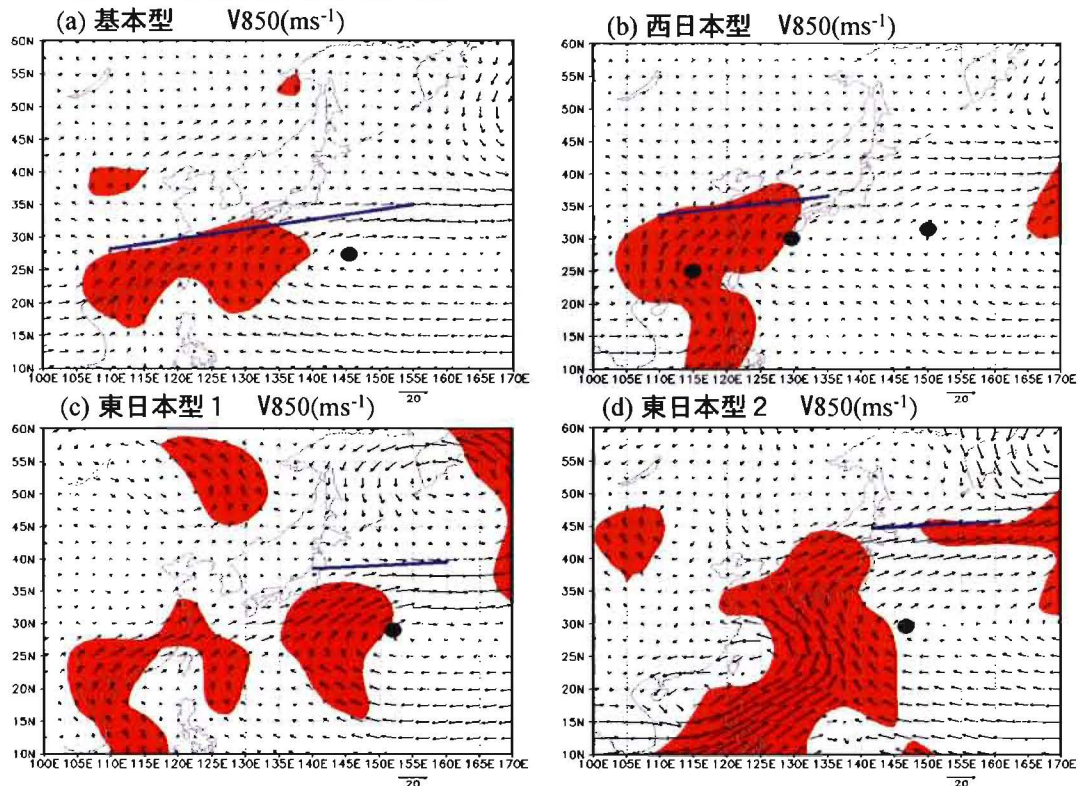
第2図は、各パターンにおける500hPa等圧面高度場の合成図に、各事例の09JST地上天気図上の前線の位置を重ねたものである。850hPa面における相対渦度の合成も第3図に示す。

基本型においては、500hPa面における高圧部(梅雨前線南方の亜熱帯高気圧)が日本列島の南海上を東西に広い範囲を覆い、その中心示度は5910gpmと強い。それに対応して、850hPa面での負の渦度域(高気圧性循環)が東西に大きく広がっている(第3図)。

しかし、西日本型における亜熱帯高気圧は、850hPa

の渦度の分布図で分かるように、複数のセルに分かれているように見える。また、渦度 $-15 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 以下の領域は(影をつけた領域。強い高気圧性循環に対応。)、基本型に比べ西にシフトしている。これに対応して、500hPa面における高気圧の中心は $\sim 130^\circ \text{E}$ と、基本型に比べてやや西側にシフトしている。また、等圧面高度や渦度で見た西日本型における亜熱帯高気圧は、その東西スケールが基本型に比べて小さいこともわかる。

一方、東日本型においては、亜熱帯高気圧の中心こそ基本型よりも多少東にシフトしている程度に過ぎないが、閉じた等圧面高度の等値線で囲まれる領域の広がりや(例えば、5890gpmのような大きな値)、850hPa面の強い負渦度域に対応するようなセルの西縁は、大きく東に後退している。つまり、亜熱帯高気圧の東西スケール自体が、基本型に比べて小さい点が注目される。なお、東日本型1と2では(第2, 3図(c)と(d))、高気圧の形状が多少異なっているものの、比較的類似した特徴であった。



第4図 (a)~(d)の各パターンにおける850hPaの水平風のベクトル合成(風速の大きさのスケールは各図の右下の凡例を参照)。陰影部は、南風成分が $4 \text{ ms}^{-1}$ 以上の領域を示し、地上の梅雨前線の存在頻度の大きかった場所を模式的に太線で示した。また、亜熱帯高気圧に対応して850hPa面での相対渦度(負値)が極小となった地点を黒丸で示した。

#### V. 亜熱帯高気圧付近の風と温度場の比較

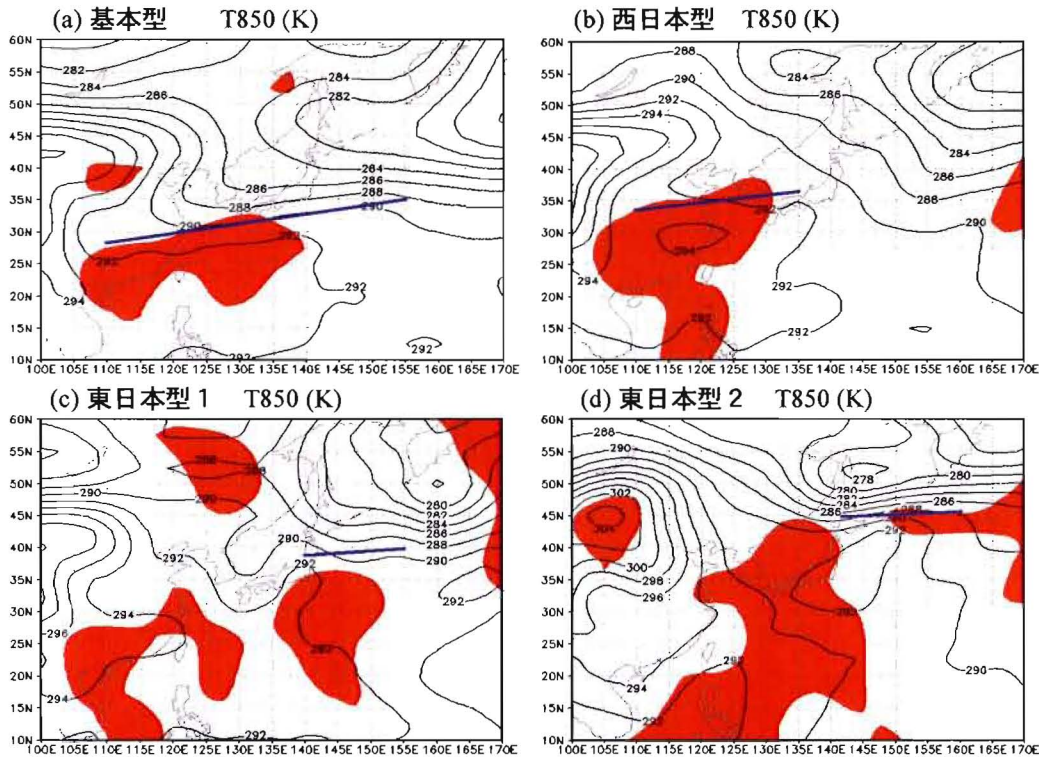
第4図は、各パターンにおける850hPaの風ベクトルの合成図である。IV.において、基本型では亜

熱帯高気圧の勢力が強く、その高度が高く負渦度の大きな領域の東西スケールが大きいことを述べたが、それに加えて、基本型では亜熱帯高気圧中心の西側の



南風成分が  $4\text{ms}^{-1}$  以上の領域（下層南風が比較的強い領域に対応）が東西に広く伸びており、東経 105 度から 140 度付近までの約 3500km もの東西スケールを持つ。

一方、西日本型では、基本型と同様に亜熱帯高気圧の中心から西方に、強い南風成分を持つ領域が広がっている。しかし、西日本型の合成では、上述したような比較的強い南風成分を持つ領域の東西スケールは、東経 105 度から東経 130 度付近までの約 2500km 程度と、基本型に比べて狭い。一方、東日本型においても、亜熱帯高気圧域における比較的強い下層南風成分を持つ領域の東西スケールは、約 1500km（東シナ海中部～関東）と西日本型よりさらに狭くなっている。しかも東日本型では、東日本側でより北方まで下層南風域が侵入し、地上前線の位置もかなり北に位置していることも注目される。



第5図 (a)~(d)の各パターンにおける850hPa気温T850の合成(K)。陰影部は、南風成分が  $4\text{ms}^{-1}$  以上の領域を示し、地上の梅雨前線の存在頻度の大きかった場所を模式的に太線で示した。

ところで、梅雨前線の活動やそこでの降水特性は、これまで述べてきたような亜熱帯高気圧域からの水蒸気輸送に関わる下層南風風系だけでなく、前線帯付近での傾圧性の役割の違いによっても大きな差異がある点が知られている。そこで、各パターンにおける850hPa面での気温分布の合成を第5図に示す。西日本以西における南北の温度傾度は、いずれのパターンにおいても小さく、これまで知られているように（Kato 1985; Ninomiya 2000 等）、下層の南北温度傾度が小さくなくても地上前線は維持されうることになる。

一方、東日本側においては、それぞれのパターンによって傾圧性の特徴が異なっている。西日本型においては、先に述べた南風が東日本側の南方で弱いだけでなく、そこでの南北の温度傾度もそれほど大きくない。従って、南からの暖湿気流の流入が弱く

北側の寒気の影響もあまり受けにくいいため、東日本付近の地上前線はあまり活発でないことが示唆される。しかし、東日本型においては、東日本側の前線付近へ下層南風が強く吹き込むだけでなく、そこでの南北の温度傾度が基本型よりも更に大きいことが分かる（基本型で約  $8^\circ\text{C} / \text{緯度 } 10^\circ$  なのに対し、東日本型では約  $10\sim 12^\circ\text{C} / \text{緯度 } 10^\circ$  もある）。

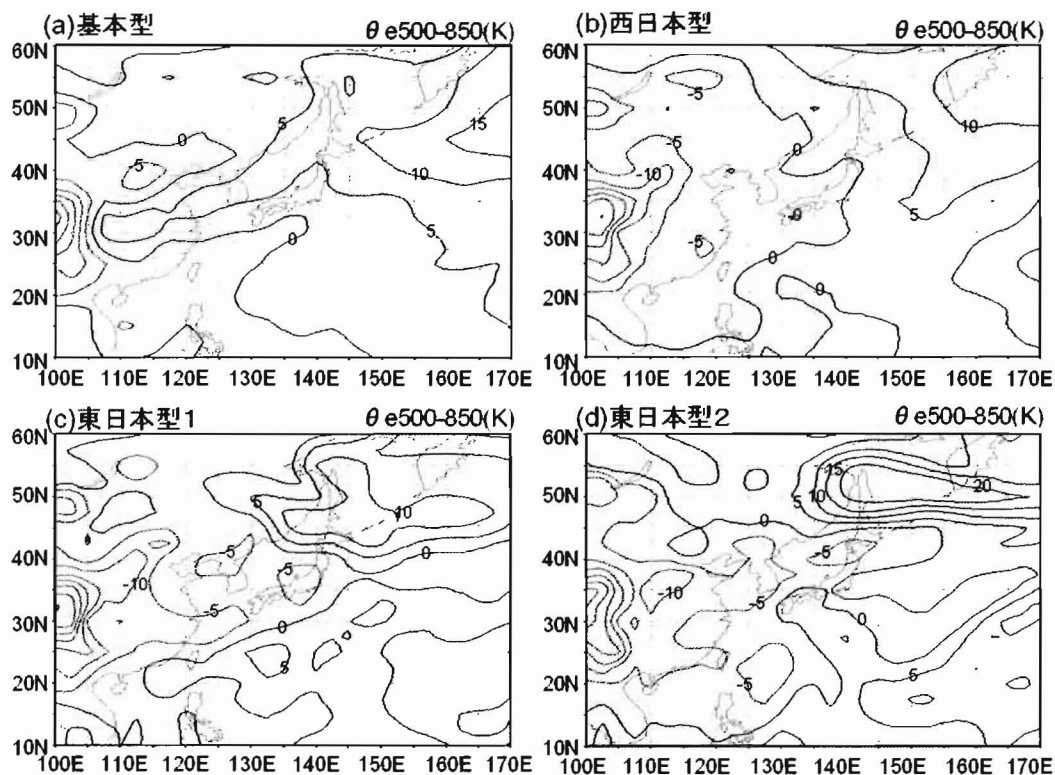
一般に、傾圧性は比較的弱い西日本以西の梅雨前線帯では、下層南風強風に伴う前線帯への水蒸気輸送が、そこでの多量の降水のみならず、相当温位の differential advection による成層の不安定化を通して、積乱雲の集団のような背の高い対流雲の活動に伴う集中豪雨も頻出しやすい状況が維持されている（Ninomiya 1984）。しかし、東日本型の場合には、強い下層南風が比較的強い傾圧帯に吹き込むという

点で、むしろ秋雨前線帯での特徴に似ているとも考えられる(加藤他 2004; Matsumoto 1988; 高橋 2003)。

そこで第6図は、湿潤対流に対する安定度の示標として、500hPa面での相当温位から850hPaの値を引いた差( $\theta_{e_{500}} - \theta_{e_{850}}$ )の分布の各パターンでの合成を示した。この値の正値は安定、負値は対流不安定な状態を示す。梅雨最盛期には、一般にオホーツク海気団の影響を強く受けて下層の傾圧性の大きな東日本側で、大気鉛直安定度も大きく、層状性の雲による降水がより卓越する(Kato 1985; Ninomiya and Muraki 1986; Ninomiya 2000)。本研究で比較した3つ全てのパターンで、多かれ少なかれ安定度のこのような東西の違いも確かに認められる。その中で東日本型1, 2においては、地上前線の南側に隣接した領域では中立かやや対流不安定な成層が見られ

るものの、その北方の隣接域では、3つのパターンの中で特に顕著に安定度が大きくなっている。

すなわち、東日本型では、単に東日本側を中心に強い下層南風に伴って水蒸気が流入するだけでなく、特に安定な成層を伴って比較的強い傾圧帯に流入するという点が興味深い。例えば、東日本型において大きな水蒸気フラックスが流入した場合、西日本での梅雨前線帯のような対流性降水の卓越による時空間的に集中性の高い降水というよりは、安定成層を持つ前線面に沿ってゆっくり上昇する層状性の降水に伴い、それなりに多量の雨が比較的広範囲に降るような特性を示しうる。このように、西日本型や東日本型における降水は、事例数は少ないものの、梅雨最盛期の降水量や降水特性の時空間的変動を深く理解する際には大変興味深い現象と考えられる。



第6図 (a)~(d)の各パターンにおける、500hPa面での相当温位から850hPaの値を引いた差( $\theta_{e_{500}} - \theta_{e_{850}}$ )の分布の各パターンでの合成(K)。正値は湿潤対流に対して安定、負値は対流不安定な状況を示す。

## VI. まとめ

梅雨最盛期頃における地上天気図上の梅雨前線の東西分布の変動と、前線帯への下層南風強風域の東西スケールについて、1991年~2000年の毎日の地上天気図とNCEP/NCAR再解析データに基づき解析を行なった。

6月後半~7月の期間には、地上天気図上の梅雨前線は、大陸~日本の東海上まで東西に伸びるパタ

ーンの出現頻度が期間全体の3分の2を超えていた。このパターン(基本型と名付けた)では、前線帯への下層南風の強い領域が東西に広く分布し(東西に3500km程度もの広がりを持つ)、西日本以西へ向かう南風は特に強かった。梅雨最盛期にはこのような「基本型」が毎日のベースで見ても頻りに現れることに対応して、平均場で見られた強い下層南風が定常的に卓越しやすいことになる。

一方、頻度こそ特に多くはないものの、地上前線の出現域が西日本以西に限られる「西日本型」や、東日本以东に限られる「東日本型」もしばしば見られた。西日本型では、下層南風の強い領域が西日本以西の亜熱帯高気圧付近に限定されており、東日本型では東日本側のそれに限定されていた。しかも、これらの下層南風強風域の分布の違いは、亜熱帯高気圧の中心の位置が単に東西方向にシフトしたためだけでなく、その高気圧性循環域の東西スケールの大きな変動に対応していた点が明らかになった。

しかも興味深いことに、東日本型では前線帯付近で下層の傾圧性も強く、しかも地上前線～その北方域で湿潤対流に対して大変安定な成層であった。このことは、東日本型では西日本型と同様な大きな水蒸気フラックスの流入があっても、V. で展望したような前線付近での降水特性の違いを示す可能性を示唆している。その詳細な解析は、今後の検討課題として興味深い。

#### 謝辞

本研究は、中山祐貴の愛知教育大学在学中の卒業研究の結果をベースに（中山 2004）、その後、解析を進めたものである。なお中山が本学への入学後の解析や取りまとめの際に、平成 16～18 年度科学研究費補助金（基盤研究 C）「東アジア前線帯付近の気候・水循環系にみる季節進行の歪みと異常気象に関する研究」（代表者：加藤内蔵進，課題番号：16540399）の経費も一部使用した。

#### 引用文献

Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Pap. Meteor. Geophys.*, 24, 157-188.

Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 53, 304-316.

Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.

Kato, K., 1987: Air mass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737-750.

Kato, K., 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 249-265.

加藤内蔵進, 栗原泰子, 1989: 水蒸気輸送場でみた亜熱帯高気圧の季節内変動と梅雨前線の雲分布に関する事例解析(1979年6月中旬内の2つの時期での比較). *天気*, 36, 221-232.

Kato, K., 1992: Synoptic features on moisture field and shallow convection in the subtropical high area around Japan in early July of 1988. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70,

757-768.

加藤内蔵進, 福田維子, 平沢尚彦, 東(趙)峇, 武田喬男, 松本淳, 2004: 東アジアの季節進行の中で見た梅雨と秋雨について. *月刊海洋*, 38, 235-242.

Matsumoto, J., 1988: Large-scale features associated with the frontal zone over East Asia from late summer to autumn. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 565-579.

中山祐貴, 2004: 東アジアにおける梅雨前線の変動. 愛知教育大学 2003 年度卒業論文(2004年2月).

Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 880-894.

Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during Baiu period in 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 639-658.

Ninomiya, K., 1999: Moisture balance over China and the South China Sea during the summer Monsoon in 1991 in relation to the intense rainfalls over China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 737-751.

Ninomiya, K., 2000: Large- and meso- $\alpha$ -scale characteristics of Meiyu front associated with intense rainfalls in 1-10 July 1991. *J. Meteor. Soc. Japan*, 78, 141-157.

Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over the East Asia during the Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 409-429.

高橋信人, 2003: 日本における秋雨期の季節推移の特徴と年々変動. *地理学評論*, 76, 935-956.