



天 気

1985年7月
Vol. 32, No. 7

104 (梅雨前線帯の全体像)

極東における梅雨現象について —春から夏の梅雨各時期における中国大陸上 や日本列島付近の梅雨前線帯の特徴の比較—*

加藤 内蔵進**

1. はじめに

「梅雨前線帯はいったいどのような性質の前線帯であるのか？また、それは、いつごろ、どのようなプロセスで形成され、前線帯の活動が維持されるのか？」このような疑問に答えるために、様々な立場から梅雨前線帯について研究されてきた。これまでの梅雨前線帯の研究は大きく2つの立場からなされている。

1つは、集中豪雨と関連する梅雨前線帯の特徴を調べたものである（例えば、気象研究ノート第138号（1979）「梅雨前線帯の豪雨」を参照）。もう1つは、気候学（自然地理学）の立場から梅雨前線帯の季節的な位置の変化などを記述した研究である（例えば、Yoshino, 1965, 1966）。

しかし、前者の関心は主に日本列島での梅雨最盛期に限定されている。また、後者は、降水帯、地上天気図上の前線、500 mb 面での強風軸などのみに基づく記述であるため、いずれの立場の研究も、冒頭に掲げた疑問を解決し「梅雨」の全体像を示すには致っていない。

* A review on the "Baiu" phenomena in the Far East (comparison between the characteristics of the Baiu frontal zone over the China Continent and those near the Japan Islands in the several stages of the "Baiu").

** Kuranoshin Kato, 東京大学海洋研究所（現在、鹿兒島地方気象台）。

次章以下で述べるように、5月頃には華南から日本の南方海上にかけての地域で東西に伸びる前線帯が存在する（「梅雨前線帯」、第2章参照）。しかし、「梅雨前線帯」の特徴（温度場、下層風系、降水特性）は、時間的にも（例えば中国大陸上の5月と6月）、空間的にも（日本列島付近と中国大陸上）違いがある。そこで、この解説では、時期や地域毎に春から夏にかけての梅雨前線帯の特徴を比較する。特に、1979年の事例解析を中心に、中国大陸上の梅雨前線帯についての最近の興味ある話題を詳しく述べたい。

梅雨前線帯は季節とともに単に位置が北上していくのみでなく、次の2つの現象のように、その性質の変化も伴うこと等を3章・4章で述べる（1979年の事例）。すなわち、①大陸上の梅雨前線帯が華南から華中へ移動する6月後半に、華南付近（25°N 付近）で高気圧性循環が強まり、前線帯へ吹き込む南風が強化される。この変化はインドモンスーンの影響も受けているようである。②大陸上の梅雨前線帯が華南に停滞している5月後半に、大陸上では梅雨前線帯における下層の水平温度傾度が急激に消失する。この前線帯の「構造変化」の前後で降水特性も変化する。

最後に第5章では、1979年5月後半に起きた大陸上の梅雨前線帯の構造変化に対して、華北（梅雨前線帯の北側）での地面からの顕熱による大気の加熱が重要な影響を及ぼしている点を述べる。

第1表 気候学的な梅雨前線帯の位置

	日本 (~135° E 付近)	中国大陸 (115° E 付近)
4月	日本の南 (25~35°N) (但し, 「菜種梅雨」と呼ばれる悪天の 数日以上続く期間が時々出現する他は, 定常性はない.)	華南 (~25°N 付近) (定常的な前線帯. この雨域は華中にも 広がり, 華中では4月初め~5月中ばは 「春雨」と呼ばれる雨期)
5月	日本の南 (25~30°N) (定常性を持ち, 日本でも「梅雨の走り」 と呼ばれる)	華南 (25°N 付近) 5月後半には大陸上で前線帯の構造が急 変 (3. 以降の本文参照)
6月前半	日本の南岸 (30~35°N) (日本列島も梅雨に入る)	華南 (25°N 付近)
6月後半~ 7月前半	日本列島上 (~35°N 付近) (日本列島上で梅雨の最盛期)	華中 (30~35°N)
7月後半	日本列島上 (35~40°N) (西南日本, 東日本で梅雨明け)	華北 (40°N 付近)

第2表 華中の上海 (31°N, 121°E) における「春雨」(Yan et al., 1980), 華中の揚州 (32°N, 119°E) (Yu, 1980), 南西諸島の那覇 (26°N, 128°E), 九州の福岡 (34°N, 130°E) における「梅雨」(気象学ハンドブック, 1979) の「開始」と「終了」が宣言された平均の月日. 括弧内の数字は, その標準偏差を示す.

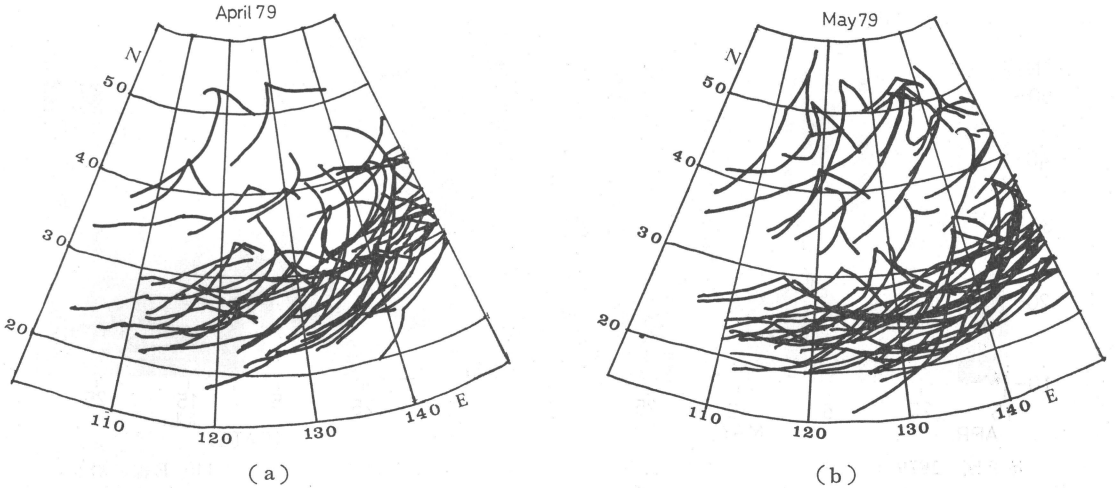
	開始日	終了日	統計期間
上海の「春雨」	4月1日 (9日)	5月22日 (12日)	1954年~1978年
揚州の「梅雨」	6月19日 (7日)	7月10日 (10日)	1954年~1979年
那覇の「梅雨」	5月12日 (7日)	6月22日 (7日)	1950年~1978年
福岡の「梅雨」	6月6日 (8日)	7月17日 (6日)	1950年~1978年

2. 極東における梅雨前線帯の位置の季節的な変化

梅雨前線帯は, 高温多湿な海洋性熱帯気団 (T_m) あるいはモンスーン気団 (M) の北縁にあたり, 東西に伸びる定常的な雲帯 (降水帯でもある) と大きな比湿傾度で特徴づけられる (Murakami, 1959; Saito, 1959; Akiyama, 1973). この解説では, T_m 気団や M 気団の北縁として大きな比湿傾度で特徴づけられる定常的な多雲量帯を, 対象とする期間 (4月~7月) を通じて, 「梅雨前線帯」と呼ぶことにする. この定義による「梅雨前線帯」は, 極東の地上天気図上に解析される前線の存在頻度極大ゾーンのうち, 一番南側のものに対応する (Yoshino, 1965, 1966). 一方, 雨期の名称に関しては, 各地域での呼び方に従う.

気候学的な (平均的な) 「梅雨前線帯」の位置を Gao

・Xu (1962), Yoshino (1965, 1966), Saito (1966), Akiyama (1973) 等を参照して第1表に示す. また, 上海における「春雨」, 揚州 (32°N, 119°E), 沖縄, 福岡における「梅雨」の平均期間を第2表に示す (気象学ハンドブック, 1979; Yan et al., 1980; Yu, 1980). 日本列島南岸沖 (30°N 付近) では, 総観規模の高低気圧の経路にあたり, 4月でも前線の存在頻度が大きい (第1図(a)). 華南から日本の南方海上を東西に走る多雲量帯は, チベット高原の南をまわる対流圏中層の西風ジェットに対応する前線帯にあたり, 2月にはすでに存在する (Ninomiya and Akiyama, 1973). 5月には日本の南方海上でも定常性を持つ前線帯となり (第1図(b)), 以降, 「梅雨前線帯」として認識されるようである. なお, 沖縄地方の入梅日は5月10日ごろである (第2表). Gao



第1図 12Zの気象庁印刷天気図(地上)に解析された前線の位置。(a)1979年4月。(b)1979年5月。

・ Xu (1962), Masuda (1984), 新田(1984)からも, 上記の前線帯が冬からずっと存在することがわかる。

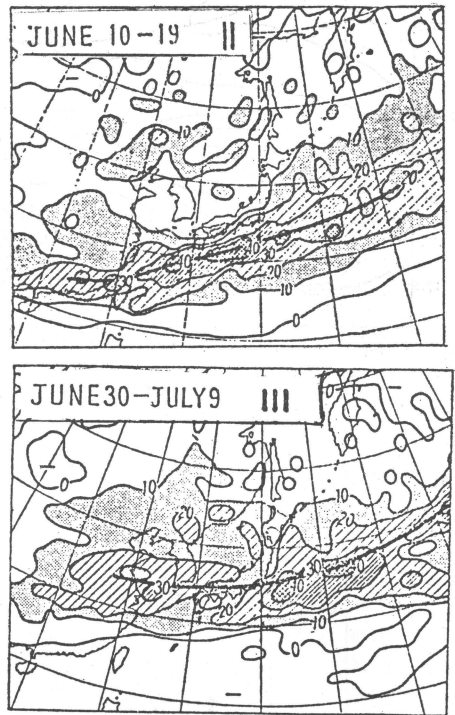
6月には, 「梅雨前線帯」が北上し日本列島で入梅する。6月後半にはさらに35°N付近まで北上し, 九州から関東地方の梅雨最盛期となる(第2図, Yoshino(1965)より引用)。

一方, 第3図の1979年における GMS 可視画像のモザイク写真(加藤, 1983)に示されるように, 中国大陸上では比較的定常的な雲帯が華南(25°N付近)に存在する。この雲帯が大陸上の「梅雨前線帯」である。

中国大陸における半旬平均雨量の累年平均値*の南北時間断面(Gao and Xu, 1962)を第4図に示す。2月から6月前半には華南に降水量極大軸が停滞する。但し, 降水量のピークは初夏にかけて次第に増加する。特に, 25°N付近での降水量が(時間的に)ピークに達する5月後半から6月前半の1カ月間が華南の「梅雨期」である(Ramage, 1971; Chen, 1983)。

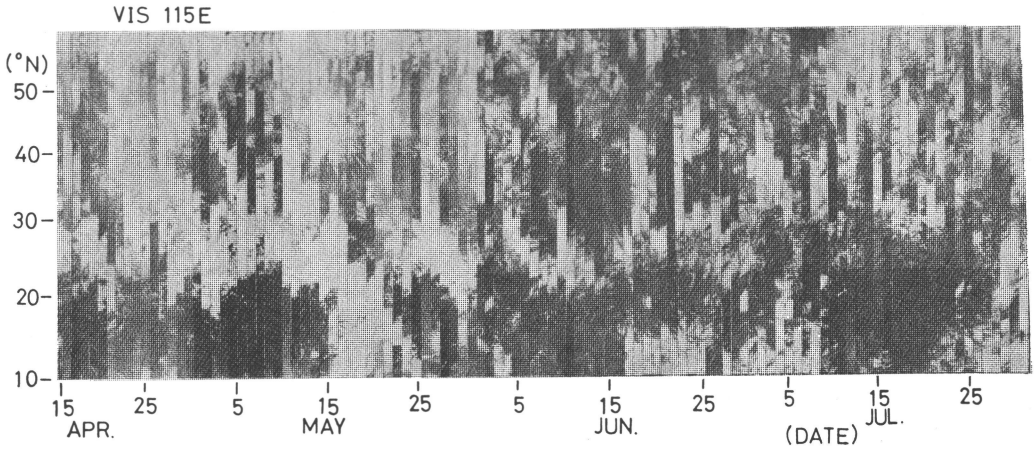
6月後半になると「梅雨前線帯」は華南から華中へ移動する。7月前半まで華中に停滞し, 華中では「梅雨」と呼ばれる雨期になる。7月後半に梅雨前線帯は華北へ移動する。

4月上旬から5月中旬には, 華南に停滞中の梅雨前線帯の雨域が華中まで広がっている(第3図, 第4図を参照)。華中ではこの期間は公式に「春雨」と呼ばれ, 前

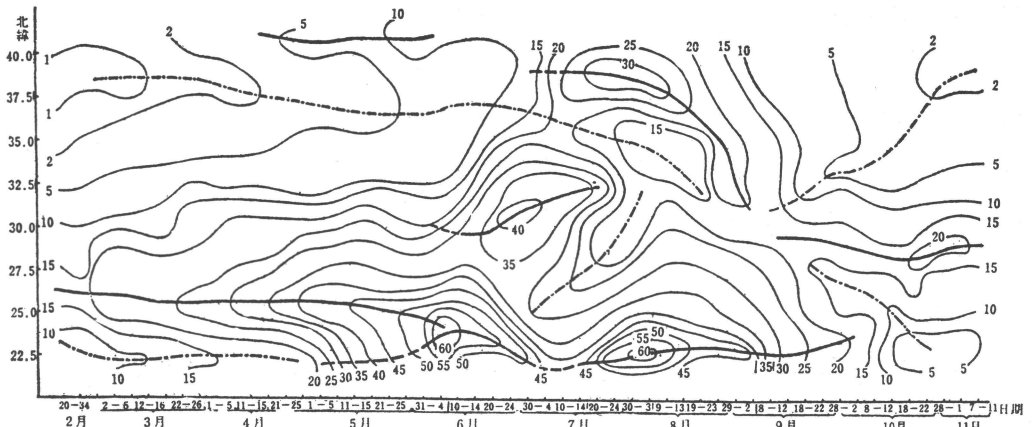


第2図 東アジアにおける雨期の各段階の旬別地上前線の出現頻度(%). 図中II, IIIの期間はそれぞれ第1表の6月前半, 6月後半~7月前半に対応する(Yoshino, 1965).

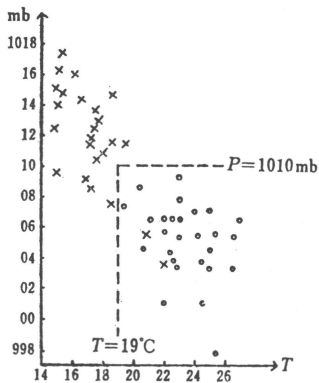
* 原論文にはこの図の統計期間が明示されていないが, 内容より判断すれば, 5年間の平均のようである。



第3図 1979年4月15日～7月31日の気象衛星「ひまわり」の可視画像より作成した115°E線に沿うモザイク(各06Z)(加藤, 1983).



第4図 110～120°Eで平均した累年平均の5日雨量の緯度・時間断面 (mm (5 days)⁻¹). 太い実線は最大雨量帯, 太い破線は雨量の急増域, 1点鎖線は少雨帯を表す (Gao and Xu, 1962).



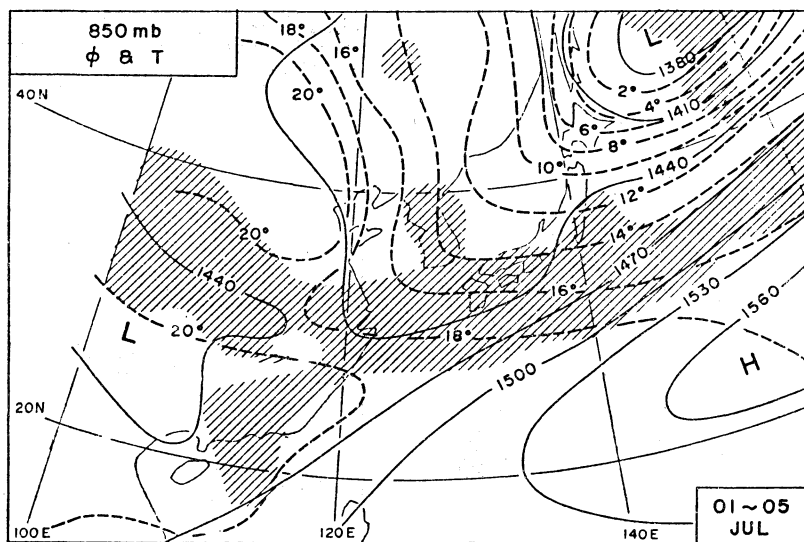
第5図 上海における地上の半旬平均気温と気圧との相関図。×印, ○印はそれぞれ, 「春雨」期, 「梅雨」期の各半旬を表す (Xu, 1965).

述の「梅雨」とは区別されている。「春雨」期間では、「梅雨」期間に比べて気温が低く地上気圧は高い(第5図 (Xu, 1965)). そして, 地雨性の降水が持続する。但し, 「春雨」期間の降水量も, 上海で 4.5 mm day^{-1} (25年間の平均 (Yan et al., 1980)) と多い。「春雨」の開始は, 華中での降水量が相対的に増加する時として定義されるようである。「春雨」の終了は, 4.2節で述べる大陸上の梅雨前線帯の構造変化と同じ気象学的内容であろう。

なお, 7月後半から8月前半の華南での降水量のピークは, 南シナ海の ITCZ の北上に対応する (Ramage, 1971).

3. 梅雨前線帯付近の風系や温度場

3.1. 日本列島や華中の梅雨最盛期(6月後半～7月前



第6図 1968年7月1～5日で平均した850 mbにおける高度(gpm)を実線、気温(°C)を破線で示す。斜線域は雲量4以上の領域(Akiyama, 1973)。

半)

日本列島における梅雨最盛期の梅雨前線帯の構造の特徴に関しては、二宮・秋山(1979)や吉住(1979)の解説を御参照したいが、ここでも若干の点に触れておきたい。

① 梅雨前線帯は下層の大きな比湿傾度で特徴づけられる。前線帯上を通常の総観規模の低気圧の他に、比較的短波長(波長1000～2000 km)の中間規模擾乱が次々と東進し、梅雨前線帯上で豪雨をもたらす(Ninomiya and Akiyama, 1971, 1972, 1973; 秋山・二宮, 1979; 吉住・二宮, 1979)。

② 第6図(Akiyama, 1973)に示されるように、日本列島付近(130°E 以東)の梅雨前線帯(30°N 付近を東西に走る帯状の高雲量域)での水平温度傾度も比較的大きい。なお、第6図は、850 mb 面での5日平均(1968年7月1～5日)の高度、気温を示したもので、斜線域は雲量4(10分位)以上の領域を示す。一方、中国大陸上では、梅雨前線帯での下層の温度傾度は無い(比湿傾度のみで特徴づけられる)。別の期間について倉嶋・平沼(1970)、Ninomiya et al. (1981)、Kato (1985)が示すように、日本や華中の梅雨最盛期の大陸上の梅雨前線帯では下層の水平温度傾度を伴わないのは一般的な特徴のようである(但し、後述するように、5月の大陸上の梅雨前線帯では水平温度傾度も小さくない)。

③ 6月後半以降は、太平洋高気圧の周辺をまわり北上する南寄りの風が梅雨前線帯の南側で卓越する。第7図(a)(Ninomiya, 1984)に示されるように*、この風系によって水蒸気が前線帯へ輸送され、梅雨前線帯の活動が維持されている。

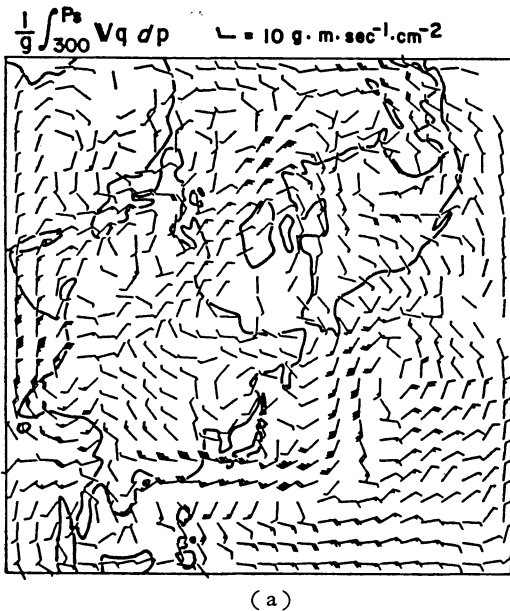
ところで、第7図(b)に示されるように、500 mb 面での渦度の標準偏差(S.D. $\zeta 500$)の極大域が50～60°N 付近にあり、帯状に北半球をとりまく。これは極前線帯に対応し(吉村, 1967)、総観規模の高・低気圧の経路である傾圧帯として特徴づけられる。一方、梅雨前線帯(30°N 付近)でのS.D. $\zeta 500$ は小さく、極前線帯上の擾乱との性質の違いが示唆される。

但し、3.2, 3.3で述べるように、梅雨前線帯付近の風系や温度場の特徴は時期によっても大きく異なる。従って、「梅雨前線帯」とひとくちに言っても、どの時期における話なのかは充分注意する必要がある。

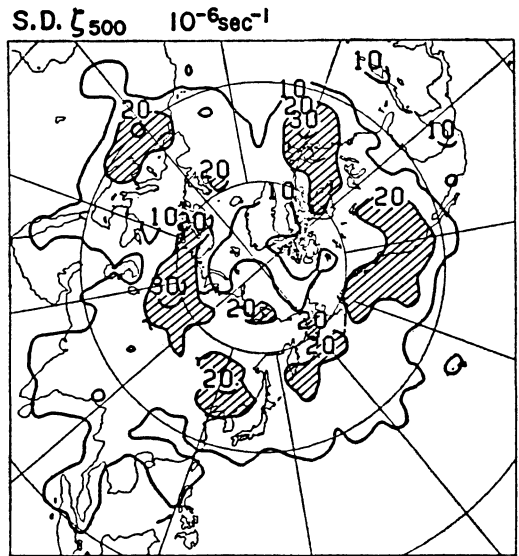
3.2. 大陸上の梅雨前線帯の華中への移動と下層風系の変化(1979年の事例)

日本の梅雨最盛期には太平洋高気圧の周辺をまわり北

* Ninomiya (1984) は、1975年6月18日12Z～25日12Zの12時間間隔の計15回の各 map time の観測を初期値とする北半球6層プリミティブモデルによる24時間予報値をデータとして解析した。予報結果ではあるが、この節の議論の範囲内では、実際の観測資料と見なしてよい。



(a)



(b)

第7図 (a) 全気柱で積分した水蒸気フラックスの分布. 1975年6月19日12Z~26日12Z. (b) 500 mb 面における (a) と同期間の渦度の標準偏差. いずれも Ninomiya (1984) による.

上する風系が梅雨前線帯への水蒸気輸送にとって重要である事を3.1で述べた. Murakami (1959) によれば, 日本の梅雨前期(6月前半)には, インド方面から梅雨前線帯へ向かう下層の南西風が卓越するという. このような下層風系の変化と6月後半の梅雨前線帯の華南から華中への移動, インドモンスーンとの間の事実関係を整理しておこう. この節では, 1979年の事例に基づき議論する.

第8図は Luo・Yanai (1983) による 850 mb 平均風(矢羽で表示)と雨量で, (a) 1979年5月26日~30日, (b) 1979年6月20日~24日に対するものである. 1979年のインド中央部でのモンスーンの開始(以下, 「モンスーン onset」と呼ぶ)は6月19日に宣言された(Sikka and Grossman, 1981). モンスーン onset 後, インド大陸やアッサム地方で雨量が増加する((a)と(b)を比較). (a)はモンスーン onset 前, (b)はモンスーン onset 後に対応する.

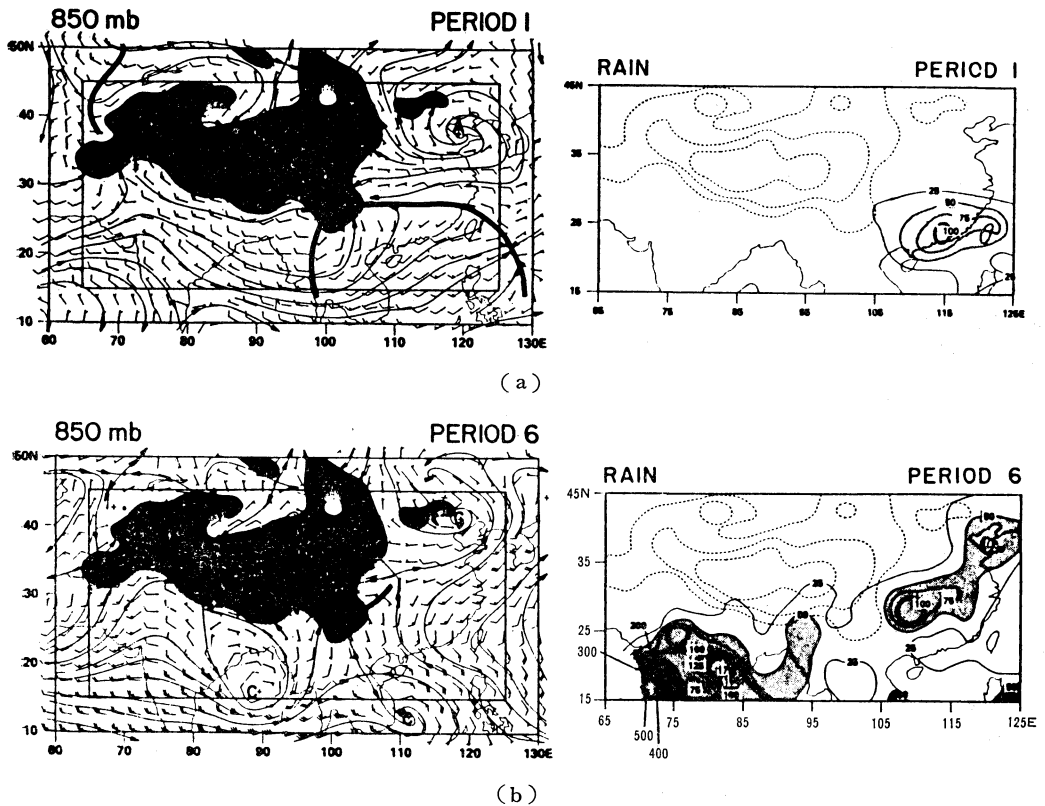
雨量分布で示されるように, 中国大陸上の梅雨前線帯は, モンスーン onset 前には華南(25°N 付近)に, モンスーン onset 後には華中(30°N 付近)にある.

モンスーン onset 前には, インド方面からチベット高原の南縁に沿って吹く下層の西風帯が梅雨前線帯へ連なる. これが Murakami (1959) によって指摘された南西

気流である. しかし, この西風帯の風速は, モンスーン onset 後((b)図)に比べてかなり弱い. また, この西風はチベット高原南縁の局所的な風系である(「局所的」とはいても, 東西方向に数 1000 Km のスケールを持つ).

モンスーン onset 後には, アフリカの東海上, アラビア海, ベンガル湾を経て南シナ海南部へのびる時計まわりの大規模な強風帯が現れる(Murakami et al. (1984)の図など参照). 北半球では西風であるので, この風系は monsoon westerly と呼ばれる. monsoon westerly の風速は, (a)の「南西気流」に比べて大きい.

モンスーン onset 後, 115°E 付近の経度では, 南シナ海南部(12°N 付近)で低気圧性シア(ITCZ に対応する)が強まる. 同時に 25°N 付近では下層で高気圧性循環(「華南高気圧」)も強まった. 天気図上では, モンスーン onset 後, 太平洋高気圧が中国大陸南部まで張り出すこととして認識される. そして「華南高気圧」から強い南寄りの風が大陸上の梅雨前線帯(30°N 付近)へ向かう. モンスーン onset 前の「南西気流」は梅雨前線帯へ連なる風系であったが, モンスーン onset 後の monsoon westerly は南シナ海の ITCZ の南側へ連なる風系である点に注意したい. Luo・Yanai (1983) および Tao et al. (1983) による半月平均 850 mb 風系の

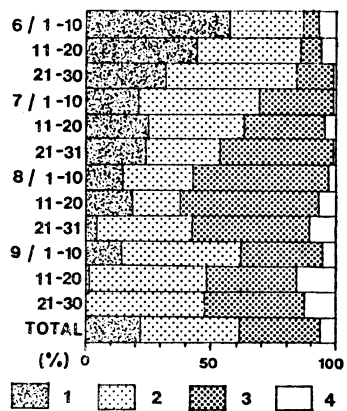


第8図 雨量 ($\text{mm}(5 \text{ days})^{-1}$) を右図に、850 mb における平均風系を左図に示す。左図で長い矢羽1本が10ノット ($\equiv 5 \text{ ms}^{-1}$) で短い矢羽1本が5ノットを表す。左図の細い実線は流線で、太い実線はトラフ・ラインである。(a)(b)はそれぞれ1979年5月26~30日、1979年6月20~24日の平均である (Luo and Yanai, 1983)。

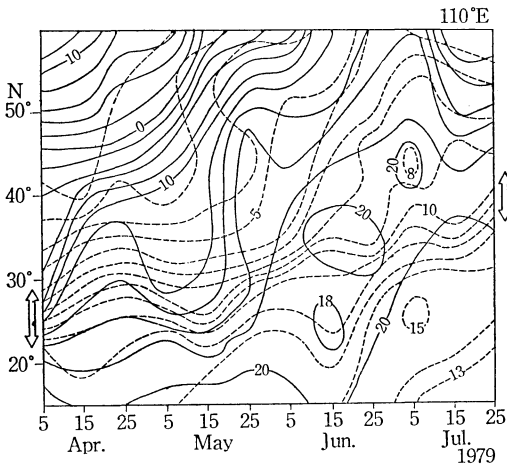
図によれば、モンスーン onset と梅雨前線帯の華南から華中への移動は時期を同じくし、しかも急激に起こるようである (1979年の華中の揚州における入梅は6月19日に宣言された (Yu, 1980))。

以上のように、華中の「入梅」は、単に梅雨前線帯の位置が北上することのみでなく、南シナ海の ITCZ と 25°N 付近の「華南高気圧」が強まり大陸上の梅雨前線帯へ向かう南風が強くなるという下層風系の変化を伴うことが注目される。しかも、これらの変化はインドモンスーン onset のころ起きている。この節の議論は原論文の図 (原論文の主張点に沿った引用ではないかも知れないが) を用いて筆者なりの解釈を試みたもので、今後、事実関係の吟味や解釈など詳しく検討する必要がある。これは、梅雨とモンスーンとの関係を理解するための重要な鍵の1つであると筆者は考えるからである。

第9図は、毎日の850 mb における風系を主観的に分



第9図 各型の850 mb 風系の出現頻度。1971~1980年における毎日の天気図に基づく。(1)~(4)型の説明は本文を参照のこと (松本, 1984)。



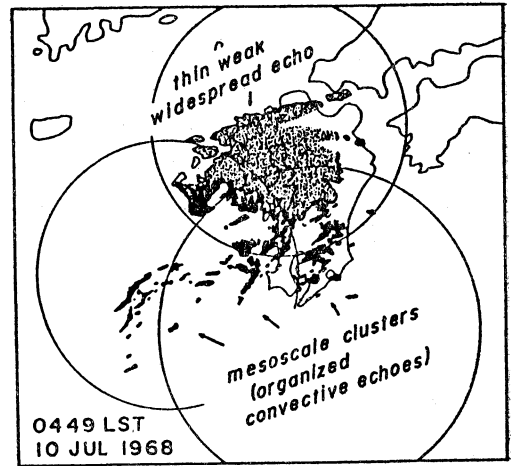
第10図 1979年における110°E線に沿う旬平均の850 mb 気温(実線, °C)と比湿(破線, $g\ kg^{-1}$)の南北・時間断面。左端, 右端の矢印は, それぞれ5月前半, 7月後半の梅雨前線帯の大体の位置を表す(Kato, 1985)。

類し, 各型の出現頻度を1971~1980年について統計したものである(松本, 1984)。 (1)型, (2)型はそれぞれ, 第8図(a), (b)のタイプに対応する。(3)型は, (2)型の風系全体が北に変位し「華南高気圧」が華中に位置する状況(華中の「梅雨明け」後を代表する)を示す。(4)型は(1)~(3)いずれにも該当しない場合である。インドモンスーン onset は平年で6月中旬であるが(Ramage, 1971), 6月上旬には(1)型, 下旬には(2)型が卓越する日数が多いことが10年間の統計によって示されている点は興味深い。

3.3. 1979年5月後半に起きた中国大陸における梅雨前線帯付近の温度傾度の消失

850 mb 面における旬平均気温と比湿の110°E線に沿う緯度時間断面(1979年)を第10図に示す(Kato, 1985)。中国大陸上でも, 梅雨前線帯(20~30°Nの比湿傾度極大ゾーン)の下層の水平温度傾度は5月なかばまでは小さくない。しかし, 梅雨前線帯がまだ華南に停滞している5月後半に華北(40°N付近)で気温が上昇し, 梅雨前線帯での下層の水平温度傾度が急激に消失した。

この急変期までは, 大陸上の梅雨前線帯を, チベット高原の南まわりの中層ジェットに対応する傾圧帯(冬からずっと存在する)として把握出来る。しかし, その後は下層の温度傾度を伴わず比湿傾度のみを持つ構造の前線帯となる(3.2で述べた前線帯の華中への移動とは別の現象である)。日本列島付近の梅雨前線帯では温度傾



第11図 九州地方で観測された梅雨末期の中間規模擾乱の模式図(Akiyama, 1978)。

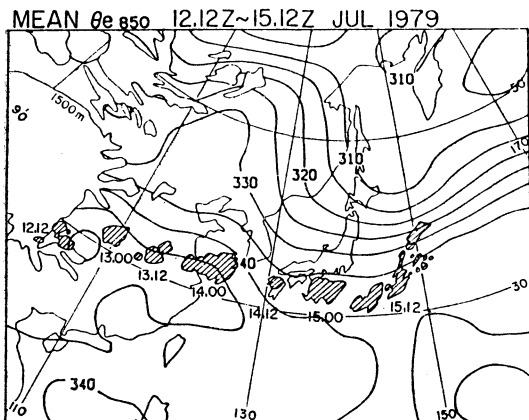
度の急消失はない。

詳しくは今後の研究を待たねばならないが, 1975~1978年においても大陸上の梅雨前線帯の下層の温度傾度の急激な消失が5月後半ごろみられた点を付け加えておく(加藤, 1984)。

4. 梅雨前線帯における降水特性——地域や時期による比較——

4.1. 日本の梅雨最盛期(6月後半から7月前半)にみられる日本列島付近や大陸上の前線帯上の中間規模擾乱
3.1で述べたように, 日本の梅雨最盛期のころ, 中国大陸上の梅雨前線帯での下層の水平温度傾度はほとんど無いのに対し, 日本列島付近では温度傾度も弱くない。両者の中間の領域である九州地方で豪雨時に観測された中間規模擾乱の模式図を第11図に示す(Akiyama, 1978)。中間規模擾乱の南半分は背の高い組織化された対流雲群で構成され, そこでは豪雨が発生している。擾乱の北半分は比較的低い雲頂高度(対流圏中層)を持つ層状雲からなり, 地雨性の降水があるという。

ところで, 中国大陸から日本列島を通り東進した中間規模のC_b(積乱雲)クラスターは(第12図, Ninomiya et al., 1981), 中国大陸上で卵型の形状をなし, 対流雲のみで構成されていた。九州付近では第11図に示されるような構造へと変化する(Akiyama, 1984 a, b)。クラスターは日本付近を東進しながら, トラフの軸が西に傾く傾圧不安定波的な鉛直構造を持つ小低気圧として発達したという(Ninomiya et al., 1981)。



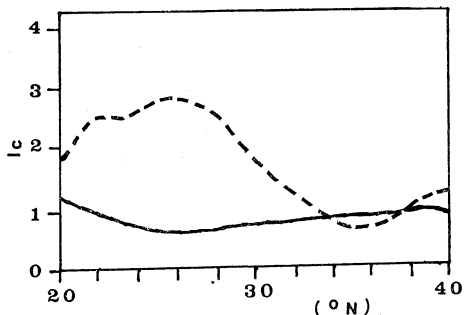
第12図 1979年7月12日～15日における期間平均の850 mb 面での相当温位 (K). 気象衛星「ひまわり」の画像に基づく Cb クラスタの位置と形状を斜線域で示す (数字は日時 (GMT) を表す) (Ninomiya, 1981).

現在のところ、中間規模擾乱に伴う雲や降水系および熱力学場の構造の解析は未だ不十分である。また、総観場の違い (温度傾度, 下層風系) を念頭に置いて中間規模擾乱を数値実験で再現することもなされていない。しかし、本節で若干の議論を試みたように、梅雨前線帯における基本場の温度傾度の有無が中間規模擾乱の構造に及ぼす影響が大きいと示唆される点は興味深い。

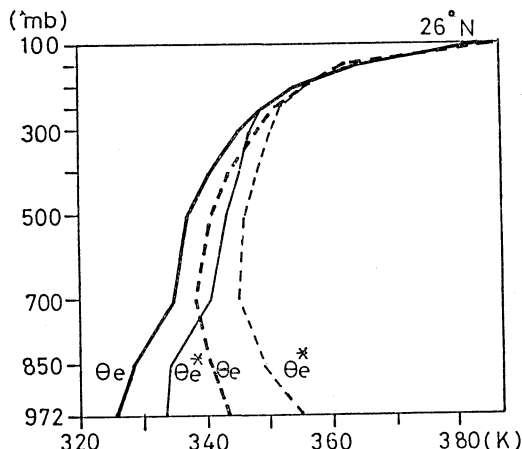
4.2. 中国大陸上の梅雨前線帯における降水特性 (1979年の事例に基づく「構造変化」前後での比較)

中国大陸上の梅雨前線帯の構造が急変した前後の期間として、それぞれ (I): 1979年5月上中旬, (II): 1979年6月中下旬, を考える。第13図 (Kato, 1985) は、背の高い対流雲の活動度指標 (I_c) (0~10) の南北分布である。 I_c は気象衛星「ひまわり」の赤外放射の観測に基づき Murakami (1983) が作成した資料である。 I_c は $1^\circ \times 1^\circ$ の各メッシュ毎に定義され、そのメッシュ内に積雲が存在しないと判定される場合 (メッシュ内の各画素の等価黒体輝度温度 T_{BB} の標準偏差が 5 K 未満) や積雲の雲頂が 400 mb の高度に達しない場合には 0, 対流雲の平均雲頂が圏界面に達した時に 10 の値をとる。

期間 (II) では、期間 (I) に比べて梅雨前線帯での I_c が大きい。期間 (II) の I_c のピーク値は、インドモンスーン onset 後のチベット高原南側斜面や ITCZ における値にほぼ等しい (Murakami (1984) を参照)。しかし、梅雨前線帯における降水量は 5 月でも少なくないこ



第13図 107~119° E で平均した $I_c(0\sim 10)$ (Murakami (1983) の作成した資料を使用) の南北分布. 実線は (I) (1979年5月上中旬), 破線は (II) (1979年6月中下旬) を表す (Kato, 1985).



第14図 26°N (107~119° E の平均) における相当温位 $\theta_e(K)$, 飽和相当温位 $\theta_e^*(K)$ の鉛直分布. 実線, 破線は第13図のそれぞれ期間 (I), (II) におけるプロファイルを表す (Kato, 1985).

とに注意したい (23~32°N での大陸上の平均降水量は, (I): 6.5 mm day⁻¹, (II): 9.8 mm day⁻¹ (Kato, 1985)). 毎日の衛星写真によれば、6 月には背の高い対流雲のみである。一方、5 月には対流圏中層に雲頂を持つ層状雲も広く前線帯を覆う (Kato, 1985)。つまり、梅雨前線帯の構造変化前には層状雲からの降水も多いのに対し、構造変化後は対流性の降水に変化することになる。

第14図は、梅雨前線帯付近の 26°N (107~119° E の平均) における成層状態を示す (Kato, 1985)。5 月には

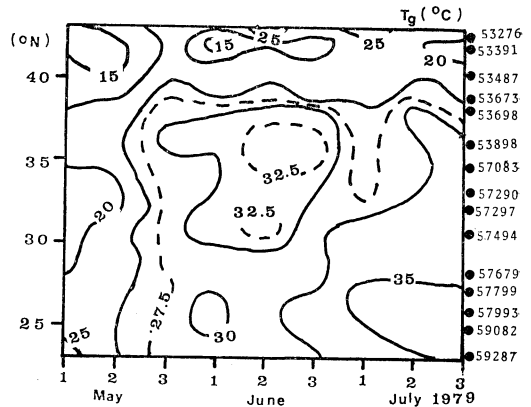
第3表 華北の3つの地上気象観測点, 延安(53845) (36°36'N, 109°30'E), 太原(53772) (37°47'N, 112°33'E) 及び濟南(54823) (36°41'N, 116°59'E) で平均した $T_g \text{ day}$, $T_g \text{ max}$, ($T_g \text{ max} - T_g \text{ min}$) をそれぞれ °C で, 雨量 (mm day^{-1}) 及び日照時間 (hour day^{-1}) のそれぞれの月平均値を1979年1月~7月について示す. Kato (1985) の表に日照時間をつけ加えた.

	$T_g \text{ day}$	$T_g \text{ max}$	$T_g \text{ max} - T_g \text{ min}$	雨量	日照時間
1月	- 2.1	12.8	23.0	0.3	5.6
2月	1.3	18.7	26.6	0.6	7.1
3月	7.3	25.2	27.3	1.0	6.5
4月	13.3	31.1	27.8	0.9	6.7
5月	23.5	48.0	39.4	0.3	9.2
6月	27.8	49.7	34.7	2.3	9.2
7月	26.3	40.4	22.4	6.6	6.2

相当温位が上層で大きく, 湿潤対流に対して安定な成層である(飽和相当温位も上層ほど大きく, 絶対安定な成層である). しかし, 6月には対流不安定な成層に変化する. 2つの期間の間で梅雨前線帯の下層の平均温度が上昇して(梅雨前線帯での温度傾度の消失は前線帯の北側での気温の上昇を意味する), 構造変化後に下層の前線帯での飽和相当温位が高くなる点が注目される(第14図の破線を参照).

台湾や華南では, 「梅雨期」の後半にあたる6月前半に積雲活動が活発化し, 雲帯の南北幅が狭くなるという(Chen, 1981). 1979年についても, 華南に停滞中の梅雨前線帯の南北幅が6月はじめから狭くなっている(第3図). 華中まで広がる梅雨前線帯に伴う層状雲が6月には消失するため(華南の対流雲のみとなる), 華中では梅雨前線帯の構造変化後にいったん雨期が中断することになる. 「春雨」の特徴や期間(2. を参照. なお, 1979年の上海での春雨の終了は, 5月16日に宣言された Yan et al. (1980)) を考えれば, 華中での「春雨」の終了は梅雨前線帯の構造変化の一側面として理解出来る.

Ninomiya (1978) は, 梅雨期の総観規模低気圧に伴う豪雨を解析し「豪雨域は低気圧の暖域内にあるが, 温暖前線の前面での広範囲にわたる地雨性の降水も時間・空間で積分すれば「豪雨域」をしのぐ雨量になる」とも指摘した. この節で述べたように, 梅雨前線帯全体の降水量の変動は, 対流性降水のみでは第1近似としても正しく表現出来るとは限らないことに注意したい. 梅雨前線帯で収束する水蒸気の全量が同じでも, 前線帯の基本場の温度傾度や鉛直安定度, 極前線帯上の擾乱との相互作用(本解説では割愛)等の要因により, 実に多様な降



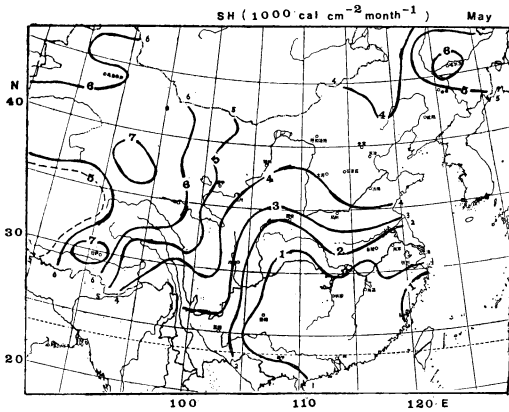
第5図 1979年5~7月のほぼ114°E線に沿う旬平均地面温度(°C)の緯度・時間断面(Kato, 1985). 右端の数字は用いた観測点番号を示す.

水特性の違い(降水の空間的, 時間的な集中性など)が生じるのである.

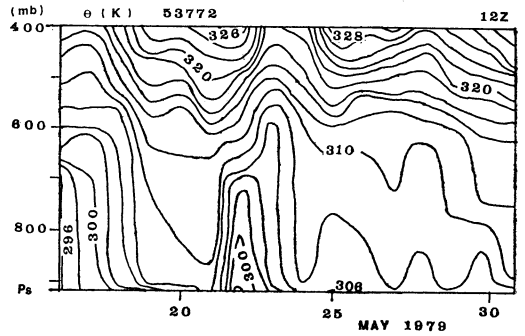
5. 華北での地面からの加熱と梅雨前線帯の「構造変化」(1979年の事例解析)

3.3 で指摘したような梅雨前線帯の構造変化をもたらした華北の気温上昇について考察する.

中国地面気象記録月報に基づき, 1979年1月から7月において華北での地表面温度の日平均値 ($T_g \text{ day}$), 日最高値 ($T_g \text{ max}$), 日較差 ($T_g \text{ max} - T_g \text{ min}$) (但し, $T_g \text{ min}$ は日最低値), 雨量および日照時間の月平均を第3表に示す(Kato, 1985). 但し, 華北の3つの観測点での平

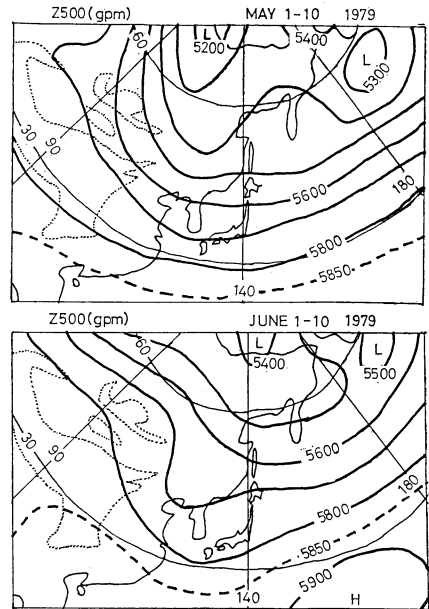


第16図 気候学的な5月におけるSHの分布 ($1000 \text{ cal cm}^{-2} \text{ month}^{-1} \doteq 15 \text{ Wm}^{-2}$) (Gao and Lu, 1981).



第17図 華北の太原 (53772) ($37^{\circ}47'N$, $112^{\circ}55'E$) における1979年5月後半の12Zでの温位の鉛直・時間断面(K). 特異点の値も使用 (Kato, 1985).

均である。華北では冬から初夏にかけて日照時間が長く雨量は大変少ない。地面温度は日射の吸収によって3月以降急激に昇温する。第15図のはぼ $114^{\circ}E$ 線に沿う旬平均の断面 (Kato, 1985) に示されるように、5月下旬には地面温度が年間の最高値近くに達する。5月ごろは、地面に達する日射が多く、地面が大変乾燥している (冬からずっと少雨) ことが、地面温度の急激な上昇の要因となる。事実、地面の乾燥度の指標になる ($T_{g \text{ max}} - T_{g \text{ min}}$) が5月に最大値をとる。また、図は省略するが、地面温度と地上気温の差も5月と6月に最も大きく ($4 \sim 5^{\circ}C$)、地面での上向き顕熱フラックス (SH) が最大になることが示唆される。5月後半に、 $40^{\circ}N$ 以南での $T_{g \text{ day}}$ の南北傾度がなくなり、下層の気温がそれに追従することになる。Kato (1985) による大気中の収支解析によると、華北では1979年5月、6月にSHが 50 Wm^{-2} を超えるのに対し、華南では小さいという。気候学的にも第16図 (Gao and Lu, 1981) に示されるように、華北と華南でのSHの値の差異は明瞭である。第17図 (華北の太原 ($37^{\circ}47'N$, $112^{\circ}55'E$) における1979年5月後半の12Zの温位の鉛直時間断面 (Kato, 1985)) に示されるように、約650 mb レベルより下層で温位がほぼ一定である。すなわち、地面からの顕熱輸送は、dry convection によって厚さ約250 mb (約2500 m) に達する厚い混合層を形成し大気を加熱している事が示唆される。下層での熱収支解析によっても、梅雨前線帯の北側である華北での下層の昇温に対し非断熱加熱が最も寄与するという (Kato, 1985)。



第18図 1979年5月上旬 (上図) と6月上旬 (下図) における500 mbの平均高度場 (gpm). 気象庁電計室の客観解析資料に基づく。細い点線は、標高1500 mの等高線を表す。

このように、中国大陸上の梅雨前線帯の構造の急変に対して、華北方面での地面からの顕熱輸送が重要な役割を果たしていることがわかる。

1979年5月には、チベット高原の北および北東側の台地上で (海拔約1000 mのモンゴルから華北一帯) で dry convection によると示唆される混合層が発達し、下層が

急激に昇温した(加藤, 1984). また, 下層での昇温に対応して, 月中旬ごろ 500 mb の高度もモンゴルから華北一帯で上昇する(第18図). そして, 松本(1983)も指摘したように, チベット高原の北をまわる対流圏中層ジェットに対応する大陸上の極前線帯の位置が 45°N 付近から 60°N 付近へ5月中旬ごろ急激に移動することになる.

このように, 中国大陸上の梅雨前線帯の構造の急変は, 5月ごろみられるモンゴルから華北一帯での地面からの顕熱輸送による深い混合層(dry convectionによる)を伴う気団変質過程の一側面としても理解される. また, モンゴル地方の気団変質は, ユーラシア大陸上の極前線帯の季節変化を支配する重要な要因の1つとして注目されるのかも知れない.

6. おわりに

初夏の極東における梅雨前線帯は, 湿潤な熱帯気団からの水蒸気輸送によってその活動が維持される. しかし, 梅雨前線帯への水蒸気輸送にあずかる下層風系や, 降水特性(対流性か層状雲からの降水か, 前線帯での中間規模擾乱の構造など)に大きく影響を与える温度場の特徴は, 日本列島付近と中国大陸上とで異なる. また, 大陸上の5月と6月のように, 時期によっても差異がみられる. 従って, 梅雨前線帯に関する研究の際, どういう地域のどういう時期を対象とするのかを明確に意識する事が必要であると筆者は考える.

本稿で述べたように, 中国大陸上の梅雨前線帯に関しては, (1)5月後半の前線帯の構造変化, (2)6月後半の華南から華中への移動の際, 南シナ海の ITCZ や 25°N 付近の華南高気圧および華南高気圧から前線帯へ向かう南風の強化, という2つの現象を境に3つの段階を考えることが出来よう.

なお, 梅雨やモンスーンの onset とチベット高原の南をまわる中層や上層の西風ジェットとの関係も古くから指摘されている(Dao and Chen, 1957; Yeh et al., 1959 他). また, Murakami・Ding(1982)は, インドモンスーン onset に先立ち, ユーラシア大陸でのグローバルな風系や温度場の急変があることを指摘した. しかし, これらの現象と梅雨やモンスーンとの関係についてはまだ明らかではない.

春から夏にみられる梅雨前線帯の全体像を把握するために今後明らかにする必要があると筆者が考える問題の一部を列挙する(他にも言い尽くせぬほど梅雨に関する未

解決な問題は多いが).

① 4, 5月ごろの日本列島南岸の前線帯が総観規模の高・低気圧の通り道から, 停滞性の日々に悪天を伴う前線帯に変わる点は, 定量的にどのように表現されるのか. 5月ごろ定常的な前線帯へ変化するとしたら, それに関与する主要な要因は何か.

② 華南では冬から定常的な前線帯が存在するが, 雨量は5月ごろかなり増加する(Gao and Xu, 1962; Ramage, 1971)華南で「入梅」が宣言される5月ごろに(Chen, 1983), 梅雨前線帯の南側で風系の変化があるのか.

③ 大陸上の梅雨前線帯の構造変化の後もその位置は華南に停滞したままであるのは何故か.

④ 日本列島付近の梅雨前線帯での温度傾度や前線帯の位置を決めるのに海面水温の南北傾度がどのくらい重要なのか.

⑤ 大陸上の梅雨前線帯の構造変化後, チベット高原の北側の極前線帯は急激に北上する. これは日本の梅雨にどのような影響を与えるのか.

⑥ 6月後半のインドモンスーン onset の際に南シナ海の ITCZ, 25°N 付近の華南高気圧およびそこから梅雨前線帯への南風の強化という一連の風系の確立が, どのくらい確かな事実なのか, 様々な資料を用いて確かめる必要がある. このことは, インドモンスーンと梅雨(特に中国大陸での)との関係を理解するための重要な鍵の1つになると筆者は考える. それで, 定量解析や数値実験によって, 風系確立の際に介在するプロセスをも考察する必要がある.

謝辞

この解説を書くにあたり, 東京大学海洋研究所の浅井富雄教授, 木村竜治助教授をはじめとする同海洋気象部門の皆様と梅雨に関して議論する機会を日常持って頂いている事に大変感謝致します. また, I. の資料の使用を許可され, 資料提供の便宜を計って下さった気象庁気象研究所の村上勝人氏に深謝の意を表します.

文献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front, *Pap. Meteor. Geophys.*, **24**, 157-188.
- , 1978: Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 267-283.
- , 1984a: A medium-scale cloud clus-

- ter in a Baiu front, Part I. Evolution process and fine structure, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 485-504.
- , 1984 b: Ibid. Part II. Thermal and kinematic fields and heat budgets, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 505-521.
- 秋山孝子・二宮洗三, 1979: 中間規模擾乱に伴う降雨の微細構造, 気象研究ノート第138号「梅雨前線帯の豪雨」, 171-196.
- Chen, G.T. J., 1981: On composite structure of Mei-yu system near Taiwan, Tech. Rep. No. Mei-Yu-004. Dept Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., pp. 106 (in Chinese with English abstract).
- , 1983: Observational aspects of the Mei-yu phenomenon in subtropical China, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 306-312.
- Dao, S.Y. and L.S. Chen, 1957: The structure of general circulation over continent of Asia in summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 75 th Ann. Vol. 215-229.
- Gao, G.D. and Y.R. Lu, 1981: Physical Climatological Charts in China (in Chinese), *Non-ge-Chubanshe*, pp. 184 (「中国物理気候図表」, 農業出版社).
- Gao, Y.X. and S.Y. Xu, 1962: The advance and retreat of the monsoon in the East Asia and the beginning and terminal of the rainy season (in Chinese), Some problems on the monsoon in the East Asia, 78-87. 邦訳: 東アジアの季節風の進退および雨季の始まりと終わり (陳国彦訳, 吉野正敏編著), 「中国の雨と気候」(大明堂, 1975), 111-121.
- 加藤内蔵進, 1983: 梅雨前線帯の季節的な変動について, *天気*, 30, 108-109 (口絵写真つき, 2月号).
- , 1984: 中国大陸における梅雨前線帯の構造の急変とモンゴル・華北一帯の気団変質, 1984年気象学会秋季大会講演予稿集, 46 (講演番号230).
- 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.
- 気象学ハンドブック編集委員会, 1979: 気象学ハンドブック, 朝倉書店, pp. 698.
- Kurashima, A., 1968: Studies on the winter and summer monsoons in East Asia based on dynamic concept, *Geophys. Mag.*, 34, 145-235.
- 倉嶋厚・平沼亮治, 1970: 梅雨前線帯は寒帯前線か, *天気*, 17, 245-246.
- Luo, H.B. and M. Yanai, 1983: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, Part I: Precipitation and kinematic analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 929-944.
- Masuda, K., 1984: Diabatic heating during the FGGE (a preliminary report), *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 702-708.
- 松本淳, 1983: ユーラシア大陸における前線帯の北上過程, 日本地理学会予稿集, 24, 36-37 (講演番号109).
- , 1984: 東アジアにおける夏季の気流系について, *地理学評論*, 57, 137-155 (英文要約つき).
- Murakami, M., 1983: Analysis of the deep convective activity over the Western Pacific and Southwest Asia, Part I: Diurnal variation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 60-76.
- , 1984: Ibid. Part II: Seasonal and interseasonal variations during northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 88-108.
- Murakami, T., 1959: The general circulation and water-vapor balance over the Far East during the rainy season. *Geophys. Mag.*, 29, 131-171.
- and Y.H. Ding, 1982: Wind and temperature changes over Eurasia during the early summer of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 183-196.
- , T. Takazawa and J.H. He, 1984: On the 40-50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere Summer, Part II: Heat and moisture budget, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 469-484.
- Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region (I), *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 253-266.
- , 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 880-894.
- and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 663-677.
- and ————, 1972: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part I), *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 558-569.
- and ————, 1973: Ibid (Part II), *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 108-118.
- and ————, 1973: Characteristic features of cloud and echo distribution and their temporal variation over the East Coast of Asian Continent in February 1968 as revealed by satellite and radar observations, *Pap. Meteor. and Geophys.*, 21, 357-378.

- 二宮洗三・秋山孝子, 1979: 極東における梅雨前線帯, 気象研究ノート第138号「梅雨前線帯の豪雨」, 1-29.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian Subtropical humid region, *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 564-577.
- 新田 勳, 1984: 熱帯西部太平洋雲量の季節変動と経年変化, 気候変動研究集会報告集(1984年8月, 気象庁にて), 83-86.
- Ramage, C.S., 1971: *Monsoon Meteorology*, Academic Press, pp. 296.
- Saito, N., 1966: A preliminary study of the summer monsoon of the Southern and Eastern Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 44-59.
- Sikka, D.R. and R. Grossman, 1980: Summer MONEX Chronological Weather Summary, International MONEX Management Center, New Delhi, India.
- Tao, S.Y., S.X. He and Z.F. Yang, 1983: An observational study on the onset of the summer monsoon over Eastern Asia in 1979 (in Chinese with English Abstract), *Scientica Atmos. Sinica*, 7, 347-355.
- Xu, Q., 1965: Mei-yu in the central and downstream regions of the Yanagzi-River during the last 80 years (in Chinese), *Acta Meteor. Sinica*, 35, 507-518. 邦訳: 最近80年間における揚子江中・下流の梅雨 (陳 国彦訳, 吉野正敏編著), 「中国の雨と気候」(大明堂, 1975), 160-170.
- Yan, J. Y., X.C. Shi, and J.Y. Zhu, 1980: Seasonal forecast of Spring Rainfall at Shanghai (in Chinese with English abstract), *Acta Meteor. Sinica*, 38, 243-249.
- Yeh, T.C., S.Y. Dao and M.T. Li, 1959: The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October, *Atmos. and Sea in Motion*, 249-267.
- 吉村 稔, 1967: 北半球の前線帯の年変化, 地理学評論, 40, 393-408 (英文要約つき).
- Yoshino, M., 1965: Four stages of rainy season in early summer over East Asia (Part I), *J. Meteor. Soc. Japan*, 43, 231-245.
- , 1966: Ibid (Part II), *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 209-217.
- 吉住禎夫, 1979: 大雨を伴う梅雨前線帯の構造, 気象研究ノート第138号「梅雨前線帯の豪雨」, 30-50.
- ・二宮洗三, 1979: 梅雨前線帯の中間規模擾乱の構造, 気象研究ノート第138号「梅雨前線帯の豪雨」, 51-73.
- Yu, D.R., 1980: The divisions of area Mei-yu season and single station Mei-yu period (in Chinese), *Meteor. Mon.*, 1980 (No. 10), 12-13.

京都大学超高層電波研究センター 共同利用研究の公募について

当センターが滋賀県甲賀郡信楽町に昭和56年度より建設中であった MU (Middle and Upper Atmosphere) レーダーは, 昭和59年度に完成し, 昨年10月より一般公募による当センターの共同利用が開始されました。現在昭和60年度後期(60年10月~61年2月)の研究課題を公募中です。

共同利用研究の中心的設備となる MU レーダーは我が国最初の中層・超高層大気観測用 VHF 帯大型レーダーであり, 昭和58年度より部分的運用を開始しています。同レーダーは送信周波数 46.5 MHz. 尖頭送信出力 1MW のモノスタティック・パルスレーダーであり, 475 本の直交三素子八木アンテナとその各々に接続された固体送信機によるアクティブ・フェーズドアレイを構成しています。この方式を用いることによって, 高速度のアンテナビーム走査やアンテナの分割使用といった, 従来の大型レーダーにない自由な使用が可能となっています。

現在は高度 3~25 km の対流圏・下部成層圏と高度 60~90 km の中間圏領域の観測が主に行われています。MU レーダーはハードウェアはほぼ完成していますが, ソフトウェア開発の多くの部分が今後の研究課題として残されており, 実験的な観測が行われているにすぎません。多くの研究者の参加による共同利用が望まれます。他に共同利用に供される設備としてはアイオンゾンデ, TSS 端末等があります。

利用を希望される方は, 下記に申請書類等が用意されていますので御問い合わせ下さい。なお, 今回の締切りは 8 月 20 日ですので御留意下さい。

問合せ先

〒611 京都府宇治市五ヶ庄

京都大学超高層電波研究センター事務室

TEL. 0774-32-3111 (内線 3330)