

下層の dryline 的前線と上空の前線の結合としての 中国大陸上の梅雨前線

北 畠 尚 子*

要 旨

日本で梅雨末期豪雨のあった期間中の1983年7月21日12 UTCを中心として、上流にあたる中国大陸の梅雨前線の総観場の解析を行い、他の事例に関する過去の研究も比較しながらその特徴について検討した。大陸上の梅雨前線に関係する現象のうち、圏界面ジェット気流に関連する対流圏中上層の前線は対流安定な成層の古典的アナフロントの構造を持つ。一方、下層ではモンゴル～華北の乾燥した高地で特に高温となり、その周辺に前線が生じる。この下層前線は相対的な暖気側が乾燥しているのに対して相対的な寒気側である華中以南が湿潤であるため、対流不安定な前線層を持つ dryline の性質を持ち、上昇運動により対流雲が発生しやすい。これら成因と高度の異なる2種類の前線が中層の暖気核と寒気移流を通して結合することにより、特に背の高い対流雲の発達を持続しやすい構造となると考えられる。

1. はじめに

梅雨前線は初夏の日本列島にまとまった量の降水をもたらす、長雨と短時間強雨によりしばしば土砂災害を引き起こすため、日本では大規模場・メソスケール現象とともに以前からよく研究されている。このうち大規模場（及びそれとメソスケール現象との関連）に関する最近の日本における研究については、Ninomiya and Akiyama (1992) のレビューにまとめられている。これまでで梅雨前線の一般的特徴としては、東日本～北西太平洋では下層の水平温度傾度が大きいのに対して、西日本～中国大陸では下層の水平温度傾度が小さく、あるいは「消失」するが、水蒸気傾度が大きいことが指摘されている。ただし、このどちらの領域も下層の相当温位 (θ_e) の水平傾度が大きいという点と、雲・降水域の点では空間的に連続している。そして天気図上には一連の前線として解析されることが多い。

しかし本来、前線は気温(または温位 θ) の水平傾度

で特徴づけられる。そこでは水平温度移流と、温度(温位) 傾度の変化 (frontogenesis) に伴う2次循環により鉛直運動が生じる。中国大陸～西日本の梅雨前線において下層の水平温度傾度が消失しているということは、雲・降水域を生じさせる上昇運動の原因を他に求めなければならないということである。梅雨期～夏期のチベット高原上空には強い水平発散があり (Krishnamurti, 1971), 広範囲で上昇流を生じさせていることが知られているが、これだけでは東西に伸びる帯状の上昇流域の組織化には不十分である。

上の記述では実は、「前線とは下層に特徴を持つ現象である」ということが前提とされている。これに対して、例えば Keyser and Shapiro (1986) のレビューで指摘されているように、前線は発生する場所(高度) と原因によって大きく2つに分けて考えられる。それは地表面の影響を受けて異なる性質を得た気団の境界である下層の前線と、圏界面ジェット気流に関連して力学的に生じる対流圏中上層の前線である。これら成因と高度の異なる2種類の前線の各々に関して鉛直循環が生じるため、それらの位置関係により対流活動などに変動が生じると考えられている。すなわち、中上層の前線(及びそれと関連するジェット気流) と下層

* 気象研究所台風研究部。

—1998年8月11日受領—

—2000年6月30日受理—

の前線は必ずしも一連のものである必要はない。

水平温度傾度で特徴づけられる前線について、ここでもう一度考える。水平温度傾度の大きいところでは、密度差（浮力）により、相対的な暖気が上側に位置する静的安定な成層になるよう、前線面・遷移層が傾斜する。また、そのような場所で空気塊は θ_e を保存しながら運動するので、大規模な 3 次元運動としては実際には傾斜した等 θ_e 面に沿って斜めに上昇・下降することになる。多くの場合、相対的な暖気は高 θ_e でもあるため、 θ_e の水平傾度の大きい地域と傾度の方向は気温（温位）の水平傾度とほぼ一致し、それを鉛直方向に見ると相対的な高 θ_e 空気が上に位置する対流安定成層となる。このような成層の空気が前線面（等 θ_e 面）に沿って上昇すると、層状雲が発生する。一般に前線沿いに大規模な雲バンドが見られるのはこのためである。ここでは、このような構造の前線を「古典的アナフロント」と呼ぶことにする。

一方、同様に水平温度傾度の大きい前線でも、相対的に寒気側が湿潤で暖気側が乾燥しているために、 θ_e 傾度が逆となる場合もある。この場合、乾燥暖気（低 θ_e ）が湿潤空気（高 θ_e ）の上側に位置する対流不安定成層となるので、このような空気層を上昇させると、古典的アナフロントと同様に傾斜した等 θ_e 面に沿って斜めに上昇したのち、ある程度上昇したところで対流雲が発生する点が異なる。

このように遷移層が対流不安定成層となるのは、その上流側で極側の寒気（低 θ_e 空気）が南下・下降することによって生じることが知られている。これはカタフロントであり、それに伴って生じた対流不安定な空気層がさらに地上寒冷前線前方で上昇することにより対流雲列が生じる形となるのが Browning and Monk (1982) や北島・三井 (1998) のスプリットフロントである。ただし、中国大陸上の梅雨前線に関しては、上述のようにチベット高原周辺で上昇流が卓越し、また山岳による加熱のため寒気移流に伴う強い沈降は生じにくいと推測される。

対流不安定成層を持つ前線は、地形の影響によって下層に生じることも知られている。例えば北米大陸のロッキー山脈の東側では、メキシコ湾からの下層湿潤空気（高 θ_e ）が流入するが、その西側（山脈側）にはさらに高温の空気が存在することがある。この高温の空気は、ロッキー山脈やメキシコ高地により加熱された乾燥混合層を起源とする低 θ_e 空気、Carlson *et al.* (1983) が elevated mixed layer と称したものである

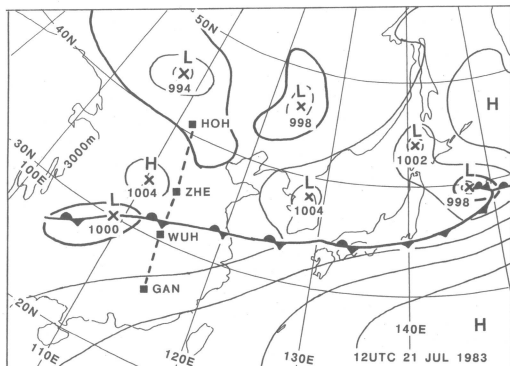
(Carlson, 1994, 第16章も参照)。そして山脈の東斜面には相対的に高温・低 θ_e 空気と低温・高 θ_e 空気の境界である dryline (例えば Bluestein, 1993, p282-290) が現れ、対流不安定な遷移層が上空ほど東へと傾斜する。これは北米大陸内陸部のシビアウェザーとの関係がしばしば指摘されるものである。

ここでは、(1) 前線は基本的に水平温度傾度で特徴づける。(2) 対流圏中上層の前線と下層の前線は必ずしも一連のものではない。(3) 水平温度傾度と水平 θ_e 傾度の向きは同じとは限らず、特に大陸上では地形の影響で逆転することもあり、それが成層状態を決定し雲と降水の発生メカニズムにも影響する。という3点に注意して、中国大陸上の梅雨前線の構造について考察を試みる。まず、第2章で(1)(2)について各高度における水平分布を見て、東日本など他の地域の前線とも比較しながら構造を考える。第3章ではさらに鉛直断面で検討し、また(3)について議論する。

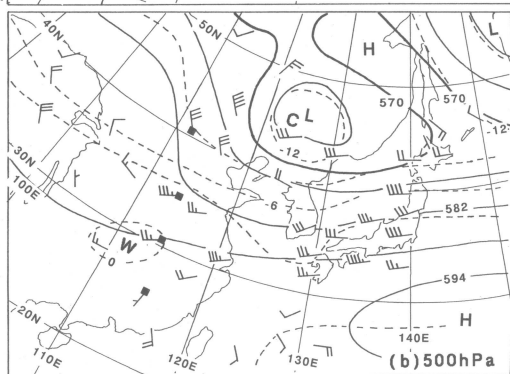
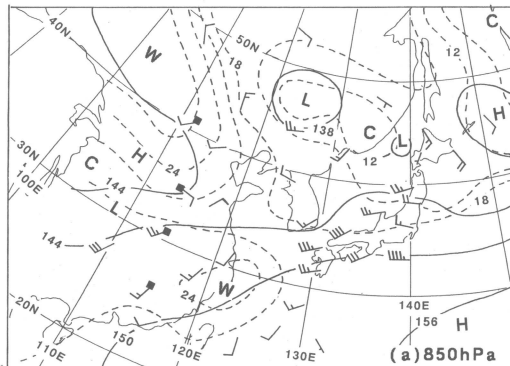
なお、(3)の点に関して、本稿では水平温度傾度が大きい点では前線と同様だが θ_e 傾度が逆転していて対流不安定成層を持つ下層前線について dryline 的前線と呼び、対流安定成層を持つ古典的アナフロントと区別することにする。ただし北米大陸の dryline は習慣的には気圧の谷と地上収束の位置に解析されるが、この性質を持つ現象については Hobbs *et al.* (1997) では drytrough と呼び、dryline の性質と区別している。ここでも気圧の谷よりも特に水平温度傾度で特徴づけられる前線としての性質を強調するために、前線と同様に「水平温度傾度の大きい地域の暖気側の端」を dryline 的前線の位置としておく。

また、以後は特に断らない限り、この時期の気象庁印刷天気図において中国大陸上に停滞する地上前線として解析されているものを、習慣に従って便宜上「地上梅雨前線」と呼ぶ。すなわち、本稿で水平温度傾度により「前線」の範疇に「地上梅雨前線」が含まれるとは限らないことに注意が必要である。

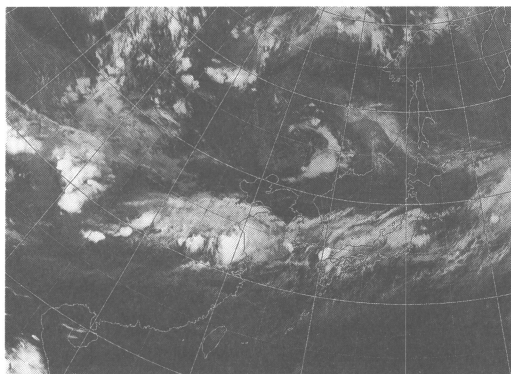
ここでは事例としては、日本ではいわゆる「梅雨末期豪雨」である「昭和58年7月豪雨」（通称「山陰豪雨」）が発生したころの、1983年7月21日12 UTC の大陸（地方時20時ごろ）の梅雨前線の構造を中心に検討する。使用したデータは気象庁印刷天気図に掲載されている指定気圧面の高層観測データである。



第1図 1983年7月21日12 UTCの地上天気図(気象庁印刷天気図による)。細実線は海岸線と3000 mの等高線を表す。■は第7図・第8図の断面図に使用した観測地点。HOH: Hohhot (国際地点番号53463, 標高1065 m), ZHE: Zhengzhou (57083, 111 m), WUH: Wuhan (57494, 23 m), GAN: Ganzhou (57993, 125 m)。



第3図 1983年7月21日12 UTCの高層天気図。実線は等高線(60 mごと, 単位10 m), 破線は等温線(3°Cごと)。短矢羽根は5ノット, 長矢羽根は10ノット, ペナントは50ノット(1ノット=0.51 m/s)。(a) 850 hPa面, (b) 500 hPa面。



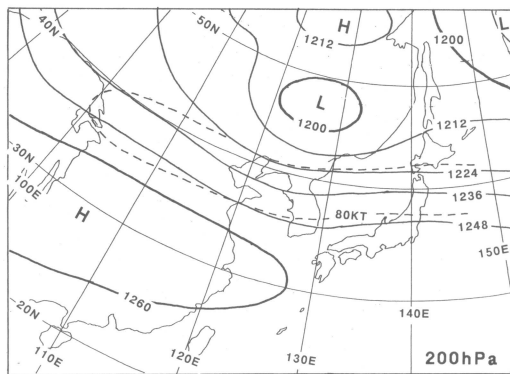
第2図 1983年7月21日12 UTCのGMS赤外画像。

2. 21日12 UTCの総観場(水平分布)

2.1 総観場の概要

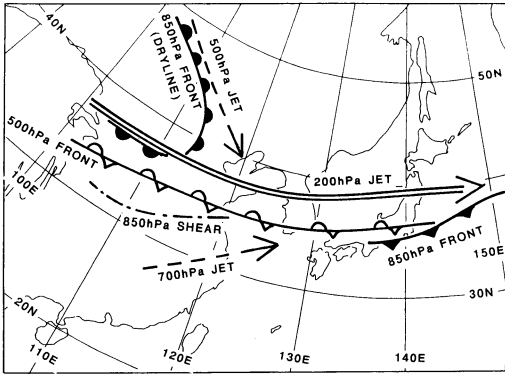
ここではまず、21日12 UTCの総観場を概観する。地上天気図(第1図, 気象庁印刷天気図による)では大陸から日本列島にかけて30~35°N付近に梅雨前線が解析され、その位置には顕著な雲バンドが停滞していた(第2図)。同じ時刻の850 hPa面(第3図a)では、東日本付近では地上梅雨前線・雲バンドに沿って水平温度傾度が大いだが大陸ではそうではなく、第1章で述べたような東西の前線構造の違いが現れているという点では典型的な状況となっている。

500 hPa面(第3図b)では、中国南部からの南西流とシベリアからの北西流が黄海で合流し、中国東北区



第4図 1983年7月21日12 UTCの200 hPa面天気図。実線は等高線(120 mごと, 単位10 m), 破線は80ノットの等風速線。

付近には顕著なトラフが停滞している。このトラフは Ninomiya and Muraki (1986)の「梅雨トラフ」に対応するものである。また700 hPa面(図は省略)では中



第5図 1983年7月21日12 UTCのジェット・前線の位置関係。詳細は本文を参照。

国大陸の30°N付近で広く35ノット程度の南西～西南西の風（いわゆる梅雨（下層）ジェット，例えば Ninomiya and Akiyama (1992) 参照）が吹いている。これらの点でも梅雨期の典型的な特徴となっている。

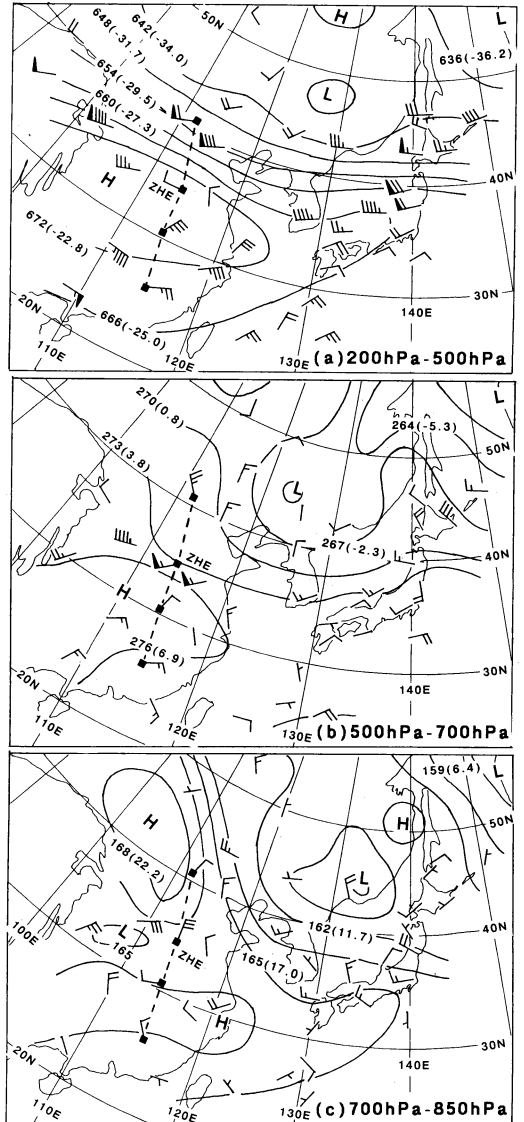
一方，200 hPa 面（第4図）では，38°N付近で東西にほぼまっすぐなジェットとなっており，顕著なトラフは見られない。

このように，これらの図からはこれまでの研究で指摘された「梅雨前線の活動が活発な時期の一般的特徴」が見られる。次節以降では，さらにこれらの図から読み取れる特徴を述べ，それらのまとめとして第5図に示す。

2.2 対流圏中上層のジェット・前線系

ここでは，圏界面ジェット気流に関連した対流圏中上層の前線に着目する。対流圏中層の500 hPa 面（第3図b）では，200 hPa 面（第4図）のジェット気流に沿って水平温度傾度が大きく，上空の前線となっている。これを第5図に白抜ききの停滞前線記号で示した。

等圧面高度の分布と温度場は層厚で関係づけられる。第6図には，2つの指定面高度の差としての層厚と，そこから計算されるその層の平均仮温度を示した。200 hPa～500 hPa の層厚（対流圏上部の平均仮温度；第6図a）の等値線は，200 hPa 面ジェット（第4図）とほぼ平行に大きな傾度で分布し，その南端は500 hPa 面（第3図b）の水平温度傾度の大きい領域に対応している。これらの現象に関しては温度場と高度場（地衡風）の対応が良く，500 hPa 面の前線は圏界面ジェット気流との関係が深いと言える。この対流圏中層の前線は，水平方向には大陸から日本列島上空まで一連のものとなっている。そして梅雨前線の雲バンド（第2



第6図 1983年7月21日12 UTCの層厚の分布（単位10m）。カッコ内は気層の平均仮温度を°Cで表したもの。矢羽根は鉛直シアベクトルで，大きさは第3図の風速と同じ。(a) 200 hPa～500 hPa の層厚（60 m ごと）。(b) 500 hPa～700 hPa の層厚（30 m ごと）。(c) 700 hPa～850 hPa の層厚（15 m ごと）。

図）は中層の前線の南側（暖気側）に分布している。

500 hPa 面の気温分布については，Akiyama (1989, 以後 A89) が1982年の梅雨前線の活動との関連で言及しており，active phase に温度傾度が大きくなってその暖気側に雲が分布することを指摘している。この高

度の水平温度傾度については、Akiyama (1990, 以後 A90) で述べられているように「亜熱帯前線の特徴である」とされる以外には、水平温度傾度に基づく古典的な下層の前線のイメージとの類似として述べられることはなかった。しかし、この上空のジェット・前線が、東西に長く連なった雲バンドの維持に寄与していると考え、両者が位置的に良く対応していることを説明しやすい。梅雨前線が500 hPa より上空の水平温度傾度と200 hPa 面のジェット気流で特徴づけられるということは Ding (1994, p. 201) でも指摘されている。

なお、この500 hPa の前線は、第3図bでは水平温度傾度の他に、「梅雨トラフ」及びそこから南西～西に伸びる風のシアラインと、その位置の寒気移流も特徴とする。

2.3 850 hPa 面の温度分布

第2.1節で述べたように、850 hPa では大陸上では日本付近～東海上のような南北の温度傾度がない。ただしこの温度分布をよく見ると、40°N を中心としたモンゴル～華北の乾燥した高地（モンゴル高原・黄土高原など）では広く高温になっており、27°Cを超える地域もある。中国南部が21～24°C程度であるのと比較すると、明らかに北の方が高温である。このことは下層の層厚の分布（第6図c）にも現れている。すなわち、地上梅雨前線に沿った30～35°N を中心とする地域では水平温度傾度が通常とは逆（北に向かって気温が上昇）となっている。

この地域の水平温度傾度の特徴ははじめに述べたように「消失」として知られていたが、「逆転」としては認識されて来なかった。ただし Kato (1987) の Fig. 2 では4年間の平均で6月下旬に逆転が生じることが現れている。「逆転」を認めた上で定義どおりにその「暖気側の端」に前線の位置を決めるとすれば、第5図の38°N 付近に温暖前線記号で記入したように、850 hPa 面の風のシア（32～33°N 沿いで地上梅雨前線の位置に相当）の数100 km 北側に位置する。ただし、前線記号の向きも水平温度傾度の向きに対応していることに注意が必要である。

第3図a及び第6図cでは、上述の、地上梅雨前線に平行な下層の（逆向き）温度傾度とは別に、40°N 以北、110°E 付近のシベリアから中国東北区にかけても北西～南東に伸びる温度傾度の大きい領域が存在する（第5図も参照）。これは同じモンゴル高原などの高温域の縁辺にあたり、Akiyama (1984, 以後 A84) の N-front (northern frontal zone) に対応するものである。

この地域は水平温度傾度が大きいのは下層に限定されることと、下層の水平温度傾度が大きいにもかかわらず地上前線が解析されない（第1図参照）のが特徴である。この上空は、500 hPa 面では A90 の W-jet (upper westerly jet) に相当する強風帯（第5図の“500 hPa JET”）になっていて、梅雨トラフを形成しているが、200 hPa 面のジェットとは対応が悪く、対流圏下層に限定された現象となっている。

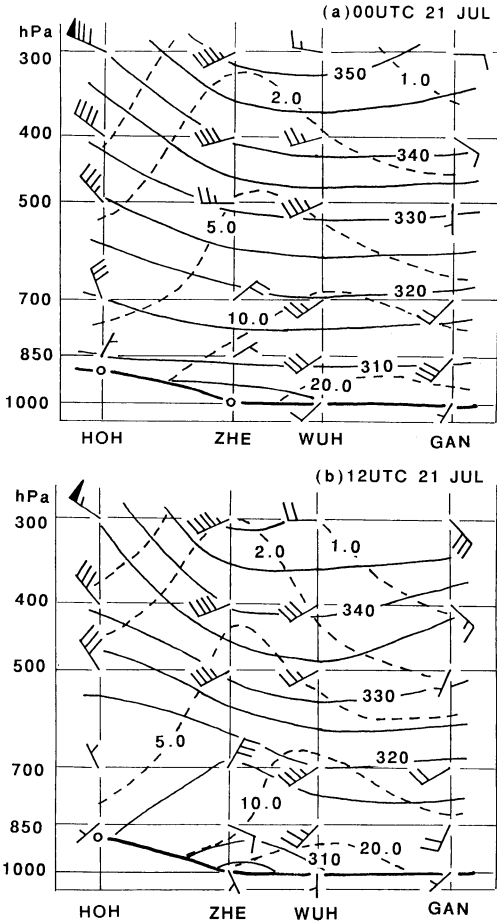
一方、東日本では下層から上層まで水平温度傾度が大きく方向も同じで、上空の前線（及び圏界面ジェット気流）と下層の前線の結合という古典的な polar front のイメージで理解しやすい構造である。

2.4 大陸上の中下層の温度場と風系の関係

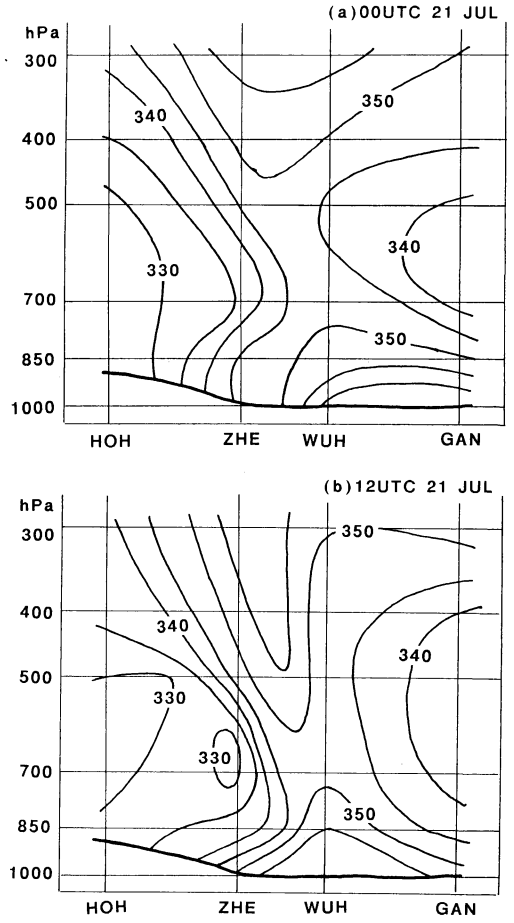
前節で見た下層の温度場（第3図a及び第6図c）をさらに詳細に見ると、地上梅雨前線に相当する風のシアラインに沿って低温域となっている。このような分布は、Ninomiya and Muraki (1986) が1979年の梅雨期間の調査において、850 hPa 面の θ_e 傾度が最大となる peak Baiu period に存在していたことを指摘している。また、Ding (1994, p. 198) では“sandwich pattern”と表現されていて、さらに「700 hPa より上の暖気ベルトに覆われている」ことが指摘されている。

下層寒気は、その下の気圧を上昇させる（層厚が小さいため下側の等圧面高度は上昇する）はずであり、この寒気は最下層（850 hPa 面あるいは地上）の低気圧性シアを弱める性質を持つ。逆に言えば、この時刻の低気圧性シアは850 hPa 面より700 hPa 面で大きい（図は省略）。このことは、A90 (Fig. 3) や Ding (1994, Fig. 3.29) に示されているように、大陸の梅雨前線に沿った低気圧性渦度（及び水平収束）が700 hPa 面付近で最大になることに対応する。そして700 hPa 面で低気圧であるためには、それより上空では相対的に暖気でなければならない。

第6図の鉛直シアベクトルは、地衡風平衡を仮定すれば温度風であり、その層の水平温度傾度に対応する。第6図cで30°N 付近が低気圧性循環になっているのはその中心が温度場の極小であることを表し、ほぼ同じ地域が第6図a, b で高気圧性循環になっているのは中心が温度場の極大であることを表す。そう考えると、地上梅雨前線として解釈される低気圧・低圧部（第1図）や、850 hPa 面の低気圧性シア（第3図a）の本質は、700 hPa 面より上の暖気核構造である。同様の暖気は500 hPa 面の気温分布にも現れている（第3図b）。この地域の中上層に現れる大規模な暖気は梅雨



第7図 第1図の太破線に沿った鉛直断面図。実線は θ_e (K), 破線は混合比 (g/kg). (a) 00 UTC, (b) 12 UTC.



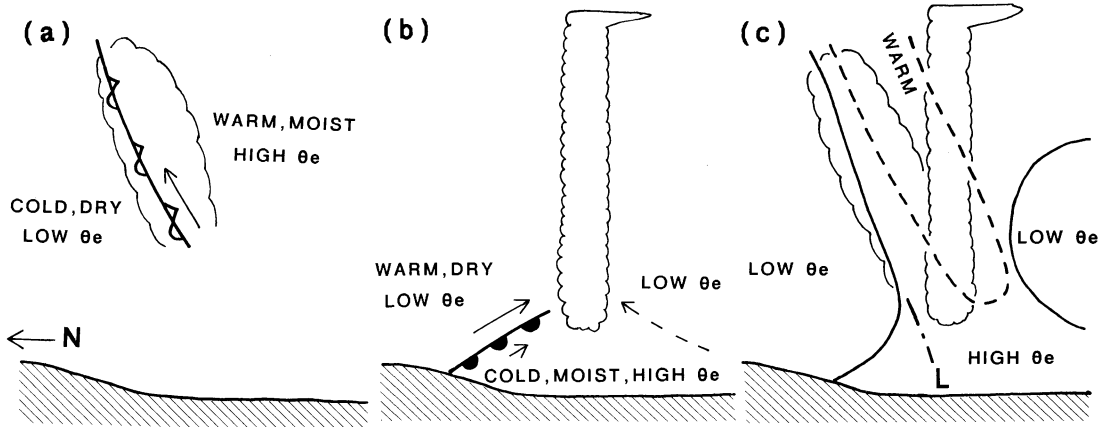
第8図 第7図と同じ。ただし θ_e (K).

期～夏期にはよく見られるもので、基本的には山岳(チベット高原)による加熱によるものと思われる。しかし、Yamazaki and Chen (1993) は、東シナ海～西日本の梅雨前線を中心とした解析で、対流圏中上層を中心とする暖気核構造の存在と、それに寄与する非断熱加熱を指摘している。大陸上で下層の低気圧性シアーをもたらす暖気核についても凝結による非断熱加熱の寄与が大きいと考えられる。

大陸上の地上梅雨前線に沿った下層の低温については、A84は大陸上の他の地域と比較して日変化が小さいことを指摘している。この地域(地上前線に沿った雲域)の下層気温が周囲よりも低い原因の1つとして、日射による昇温が小さい(逆に言えば、前線からある程度離れた位置では日射による昇温が大きい)ことが

考えられる。さらに、周辺からの乾燥空気内での降水の蒸発の寄与も考えられる。

なお、中上層の暖気核とそれに対応する温度風(鉛直シアー)の分布から、700 hPa面より上空では、地上梅雨前線(及び中層の暖気核)の北側では上空ほど西風(東向き成分)が強く圏界面ジェット気流と関連する。逆に、地上梅雨前線(及び中層の暖気核)の南側では水平温度傾度に対応して上空ほど東向き成分が弱くなる。このため、地上梅雨前線の南側である華南上空の西よりの風の極大は、700 hPa付近の高度に出現することになる。このことは逆に、中層の暖気とその南側の下層の南西風を強め、梅雨(下層)ジェット(第5図の“700 hPa JET”)の発現に寄与する可能性も示唆する。



第9図 大陸上の梅雨前線の鉛直断面のモデル。(a) 上空の前線に関する気団及びその運動と雲。対流圏中上層では梅雨前線に伴い斜めに上昇する空気は対流安定成層のため、層状雲が発生する。(b) 下層の dryline 的前線に関する気団及びその運動と雲。乾燥高地の地表面の影響を受けた低 θ_e 空気が南下して湿潤 (高 θ_e) 空気の上に乗れば、強い対流不安定成層を形成する。南側からも対流不安定で湿潤な空気が流入し、対流雲の発生持続に寄与する。(c) (a) と (b) が結合したときの気団と雲。下層の dryline 的前線の上に上空の前線に伴う上昇域が位置することにより、背の高い対流雲の発生が持続する。潜熱開放に伴う暖気核の形成により、下層では気圧の谷となる。

3. 大陸上の梅雨前線の鉛直構造

前章では、水平分布で見て対流圏中上層の前線と下層の前線が一連のものではないことを述べた。ただし、そこでは水平温度傾度に着目したが、水蒸気の分布や θ_e には言及しなかった。この章では、水蒸気の分布も含め、大陸上の南北断面で梅雨前線の構造を見た上で、2種類の前線がどのように関連し、またそれが地上梅雨前線付近の対流活動にどのように寄与するかについて議論する。

3.1 鉛直断面と上空の前線の構造

対流圏中層では顕著な前線であり、下層では温度傾度が南北逆転しているという分布について、115°E 付近の鉛直断面で考える。第7図は第1図の太破線の鉛直断面で、比較のため12時間前のものとあわせて示した。なお、この地域では水蒸気の水平傾度が大きいことも考慮し、第7図では仮温度 θ_p を採用した。さらに第8図には、第7図と同じ時刻・断面の θ_e の分布を示した。そしてさらに、その断面から考えられる気団と雲分布のモデルを第9図に示す。

第7図では、どちらの時刻も500 hPa 面付近より上空では、ZHE (Zhengzhou) 以北で相対的に低温・乾燥空気の上に高温・湿潤空気が位置している。これは低 θ_e 空気の上に高 θ_e 空気が位置する対流安定成層であり(第8図)、空気層が上昇すれば層状性の雲が生じる。ZHE で相対湿度が70%以上なのは最下層及び700

hPa より上となっていて(図省略)、中上層の前線の暖気側(高 θ_p 、高 θ_e 側)に雲が存在することに相当する(第9図a)。これらのことから、中上層の前線は古典的アナフロントの性格を持つ。

また、第2.4節で指摘した700 hPa 面より上の暖気核は、第7図では上空の前線の雲に対応する湿潤空気と、その南側の乾燥空気との境界付近に沿って位置していて、前線の暖気側での非断熱加熱の寄与が示唆される。

3.2 下層の鉛直構造

前節と同様に第7図で、さらに下層の構造を検討する。ZHE~HOH (Hohhot) の θ_p 水平傾度は700 hPa 面付近では小さくなっている。そしてさらに850 hPa 付近では、00 UTC (地方時08時ごろ)には地表近くまで等 θ_p 線がほぼ水平となっているのに対して、12 UTC (地方時20時ごろ)には主として HOH の下層 θ_p が上昇していることにより水平傾度が南北逆転している(特に $\theta_p = 315$ K 線が北ほど下層に位置することに注意)。これは第2章で述べた下層温度傾度の逆転に相当する。この時刻の HOH の θ_p と混合比は、地表面(地上気圧は885 hPa)から700 hPa (海面からの高度は3095 m, 地表面からの高度は2030 m) 付近までほぼ同程度の値であることから、日中の乾燥混合層の発達によると考えられる。このような00 UTC と12 UTC の変化は、翌22日も同様である(図は省略)。この付近で6月以降に厚さ2000~3000 m の乾燥混合層が発達し、

それに伴い下層の気温等に日変化が生じることは Kato (1985; 1987) が指摘している。これらのことから、第2.3節の「南北が逆転した下層前線」は、比較的乾燥していて、また12 UTC に強まり00 UTC に弱まる性質を持つと言える。

一方、HOH よりさらに梅雨前線に近い ZHE では複雑な構造である。ZHE の850 hPa 付近の乾燥空気は00 UTC に比べて12 UTC に乾燥の度合いが大きく、また静的安定度 ($d\theta_e/dz$) が小さくなる傾向がある。この特徴は、乾燥高地である HOH の混合層の特徴と同じであり、 θ_e や混合比の値もかなり近い。このような ZHE 上空の成層の変化は、日中に高地で発達した乾燥混合層の空気 (高温、低 θ_e) が、風下側の低地の湿潤混合層 (相対的に低温、高 θ_e) の上空に流入するという Carlson *et al.* (1983) の elevated mixed layer と同様のものと考えられる。そして ZHE の700 hPa 面より下層では北米大陸の dryline と同様、最下層の低温 (低 θ_e)・高 θ_e 空気の上に高温 (高 θ_e)・低 θ_e 空気が位置する対流不安定な成層になっている (第8図)。さらにその対流不安定は乾燥暖気の昇温に伴って12 UTC に大きくなる傾向がある。

3.3 下層の dryline 的前線と対流雲の発達

前節の下層前線が通常の前線と異なるのは、暖気側 (北側) が乾燥・低 θ_e で寒気側 (南側) が湿潤・高 θ_e であるという点である。この水平温度 (θ_e) 傾度のため、その前線面は南ほど上へと傾斜することになる。

対流不安定な構造を持つ dryline では、空気層が古典的アナフロントと同様に前線面に沿って斜めに上昇しても、対流不安定を開放するためには空気層をある程度上昇させなければならない。このことから、対流雲が発生するのは、下層暖気から下層寒気の側 (この場合は南側) にある程度離れた位置であり、またその位置に下層収束 (及び低気圧性シア) も発生するであろう (第9図 b)。対流不安定層の大規模上昇という点での同様の現象は、北米大陸の dryline に関するものとしては Martin *et al.* (1995) の pre-drytrough rainband があり、dryline ではなく地上寒冷前線に関連するが同様の構造を持つものとしては Browning and Monk (1982) や北畠・三井 (1998) の UCF (upper cold front) がある。これらはいずれも下層の前線や dryline とは離れた位置にレインバンドが発生する。

前節の最後に見た ZHE 上空の θ_e 極小である700 hPa 面では、風は北東～北よりとなっている (第7図)。そこから低 θ_e の空気塊が21日12 UTC の風速 (北

北東14 m/s) で南下するとすれば、そこから約200 km 離れた下層シアの位置には4時間程度で達し、またそれより北の黄土高原 (38°N 付近) 上空からでも半日程度で達することになり、梅雨前線の北側の低 θ_e (高温・乾燥) 空気に関する対流不安定が梅雨前線の雲の発生に寄与していると考えるのは不自然ではない。

Ding (1994) Fig. 3.30 では強雨時の鉛直循環を示し、「北からの寒気と熱帯からのモンスーンの流れが合流して背の高い鉛直運動になる」としている (北からの乾燥空気も上昇するとしていることに注意)。この上昇運動はほとんど直立しており、また前線北側は寒気としているが同じ Fig. 3.28 には下層暖気が存在することも示されている。これらの、「寒気の上を湿潤暖気が下層から上層へと斜行上昇する」通常の前線とは異なる特徴は、上述のモデルと共通点が多い。

なお、A89で1982年の梅雨期の active phase とされている period 3～5 は、700 hPa 面 (Fig. 5) の110～115°E 付近を見ると、30°N 付近では強い南西風 (梅雨ジェット)、35°N 以北では北～北西風となって、35°N 付近が顕著な合流域となっている。一方、inactive phase とされた period 2 は、30°N 付近の南西風は見られるが北よりの風との合流は40°N 付近である。その合流域は黄土高原 (38°N 周辺) の北側であり、さらにその北も乾燥高地のため、地表面からの加熱差による下層前線は生じにくい。そのことと高 θ_e 空気の北上のため、気温・ θ_e 共に北ほど相対的に低い古典的前線の構造になる。そしてその時期、合流域付近での雲の発達は組織的でない (Fig. 2 及び13)。これらのことは、大規模場で黄土高原上空に北風が吹きやすくまたその南側で dryline 的前線の構造になる時には対流雲が組織的に発達し、逆に黄土高原上空で南風が吹くときにはその北側では雲は発生するが発達は小さい傾向があることを示唆している。ただし、黄土高原付近の北よりの風が最も顕著なのは period 5 だが、対流雲の発達が多かったのはむしろ period 4 である。period 5 は下層の θ_e 傾度が比較的小さく (Fig. 6)、下層前線の dryline 的性質が弱かったことが推測される。

梅雨前線に関連した雲の発達が混合層の発達に関係しているとすれば、日変化が見られるはずである。これについては A89が、active phase の大陸上の梅雨前線の雲域について00 UTC には12 UTC よりも北へ約200 km 移動するような顕著な日変化が見られるとしている (p. 67)。このような1日周期の南北変異は、混合層の発達に伴う dryline 的前線の変化が関連する可

能性を示唆している。

3.4 下層前線と中上層の前線の結合

前節まででは、大陸上の梅雨前線について、中上層で大きな水平温度傾度を持った前線と下層の dryline 的前線をそれぞれ別の現象として扱った。一方、第8図では、鉛直断面の θ_e で見た梅雨前線が、上空から下層まで連続して傾斜の大きい構造を持ち、その南側で雲バンドが発達しているように見える。それを、第9図 a, b の結合として第9図 c に示した。

下層の dryline と中上層の前線の結合した現象としては、北米大陸で pre-drytrough rainband (Martin *et al.*, 1995) が Locatelli *et al.* (1995) でさらに中上層の寒冷前線と結合した形でモデル化され、CFA (cold front aloft) とされている (Hobbs *et al.*, 1996 も参照)。

大陸上の梅雨前線に関しては、第7図の高度による風向変化によれば、梅雨前線南側の WUH (Wuhan) では風向変化がほとんどなく暖気移流が比較的小さいが、北側 (ZHE, HOH) では反時計回りの風向変化となっており、寒気移流が顕著である。大陸上の中層の前線における寒気移流は第2.2節でも触れたように第3図 b でも見られる。これらの水平温度移流からはこの中層の前線が寒冷前線として南下すると考えられるが、前日または翌日の 500 hPa 面 (省略) と比較すると、実際にはこの前線の南下は最大でも 100 km/日程度と小さい。これにはおそらく非断熱加熱の寄与がであろう。一方、中層の暖気核 (第2.4節) に伴い中層の前線が特に強まっていることは、第6図 b の ZHE 上空における 700~500 hPa の層の鉛直シアーに現れている。これらのことから、この地域の対流圏中層では、frontogenesis と、寒気移流に伴う下降と非断熱加熱に伴う上昇の熱的循環の傾向があると考えられる。

梅雨前線に関連する中層の前線はほとんど停滞しているが、北米大陸で東進する Locatelli *et al.* (1995) の CFA と基本的には同様に考えることのできる現象であるように思われる。特に、ほぼ同じ位置で活発な対流雲の発生が継続する梅雨前線においては、上空の寒気移流やその前面の暖気に伴う循環が下層収束と対流不安定層の上昇に寄与するのに加えて、それに伴う下層からの背の高い対流雲による潜熱解放が前線前面の暖気を強める正のフィードバックもあるかもしれない。第2.2節でも引用したように A89 では梅雨前線の active phase に 500 hPa 面の水平温度傾度が大きくなることが示されており、対流活動がこの高度の frontogenesis に寄与していることが示唆される。

3.5 大陸の梅雨前線周辺の静的及び対流安定度

前節まで、大陸上の梅雨前線の北側の成層に着目してきた。これに対して過去の研究では、梅雨前線の降水に寄与する対流不安定の解放は、南方からの水蒸気フラックスと関連付けて、梅雨前線の南側の対流不安定層 (例えば第8図では WUH, GAN (Ganzhou) の 700 hPa 面より下層) が着目されがちであった。例えば Ninomiya (1984) や A84 では、対流不安定の指標として 850 hPa (または 900 hPa 等) と 500 hPa の θ_e の差を取り上げているが、その場合は梅雨前線の南側の方が不安定が大きいことになる。一方、ここで問題にしている梅雨前線北側では、下層の対流不安定は主として 700 hPa 面よりも下に限定されていて、中層には上空の前線に伴う安定層があり (たとえば第8図 a, b の ZHE 上空の 500~600 hPa に注意)、機械的に 500 hPa までの厚い層を考えると下層の不安定が十分に評価されない。この中層の安定層を含まないように地表面~700 hPa の層を考えると、第8図 a では梅雨前線南側の GAN が最も対流不安定だが、第8図 b では GAN よりも梅雨前線北側の ZHE の方が対流不安定となることに注意が必要である。

一方、静的安定度を考えると、ZHE では 850 hPa より下の湿潤層の上は 700 hPa まで静的に乾燥中立に近い成層になっており (第7図 b)、最下層の湿潤空気塊に対しては条件付き不安定成層で自由対流高度も低く、対流雲が生じやすい構造になっている。さらに、第7図では ZHE の 500 hPa より下層で鉛直シアーが顕著である (第6図 b, c も参照)。特に 850~700 hPa の層は、12 UTC は静的安定度が小さい上に鉛直シアーが大きいので、 Ri (リチャードソン数) は 0.5 程度であり、擾乱の発生しやすい環境となっている。ただし、翌22日 00 UTC は鉛直シアーが同程度であったが安定度が比較的良好になった。それでも Ri は 1 程度で、比較的小さい値である。一方、地上梅雨前線の南側である WUH の 21日 12 UTC の 850~700 hPa では、相対的に静的安定度が大きく鉛直シアーが小さい (第7図) ため $Ri=11$ 程度である。この点でも、梅雨前線の北側の成層が梅雨前線付近の対流雲発達のトリガーになりやすいことが考えられる。ただしその場合でも、水蒸気を補給する点では梅雨前線南側の下層の流れが重要であることには変わりはない。

4. まとめと課題

梅雨前線の構造を考えるため、1983年7月21日 12

UTC を中心にして、他の事例に関する過去の研究も比較しながら、中国大陸の梅雨前線の総観場の解析を行った。

梅雨前線に関係する現象は対流圏中上層と下層では異なる原因によって生じるが、それらが適切に働くことで、梅雨前線全体としての活動に寄与すると考えられる。ここではこれまでの議論のまとめとして、取り上げた下層と中上層の諸現象の相互作用について考えられることを記述する。

- (1) 中国大陸から日本の東まで連続した梅雨前線の雲バンドの形成に関係が深いのは、圏界面ジェット気流に関連し古典的アナフロントの構造を持つ対流圏中上層の前線である。東日本ではそれと下層の前線の水平温度傾度の方向が同じで、古典的な「圏界面ジェット気流と下層の前線の結合」の形で説明しやすいが、大陸上では下層の前線の水平温度傾度が上空とは逆で、北ほど気温が高くなっている。
- (2) (1) の大陸上の下層前線は、モンゴル～華北の乾燥高地における下層昇温と乾燥混合層の発達に関連して、その周辺で発生したものである。この下層前線は、水平方向には温度傾度とは逆の θ_e 傾度を持ち、鉛直方向には対流不安定成層の dryline の性質を持つ。このため地表における下層前線の位置から数100 km 離れた位置に対流雲列が発達しやすい。
- (3) 大陸上の地上梅雨前線は、習慣的に水平温度傾度にかかわらず下層の低気圧性シアアの位置に解析される。この低気圧性シアアは対流圏中上層の暖気核に対応する。暖気核の形成にはチベット高原による加熱と、対流雲の発達に伴う潜熱解放が寄与していると思われる。
- (4) 圏界面ジェット気流が適当な位置に存在すると、中上層の暖気核と、その北側の寒気移流により、対流圏中層では特に前線が強化され、それに伴う上昇運動と、下層の dryline 的前線に伴う対流雲の発達が強化される。また、下層暖気の上空に寒気が配置されることになり、静的安定度が低下することも、対流雲の発生に寄与することが考えられる。

すなわち、中上層の前線（あるいはそれを伴う圏界面ジェット気流）が、下層の dryline 的前線が形成されるのに適切な地形的位置に位置することにより、両者による現象が結合して「梅雨前線の活動」が活発にな

ることが考えられる。ただし、これらについて本稿では定性的に述べたに留まるので、各過程それぞれの重要性と相互作用に関して定量的な議論を行う必要がある。

さらに、本文では述べていないが、ここで述べたものと複合して梅雨前線沿いの雲と降水の組織化に寄与している可能性があるメカニズムには次のものも考えられる。

- (1) 中上層の前線の暖気側に発生する中上層雲による seeding の寄与。
- (2) チベット高原東側の lee trough に関連する上昇運動。ロッキー山脈の東側の dryline に関する上昇運動については、Martin *et al.* (1995) で lee trough の重要性が強調されている。

これらの点も含め、大陸上の梅雨前線、及びそれと関連していると考えられる東シナ海～西日本の梅雨前線の構造について、さらに解析を行う必要がある。また、大陸上の梅雨前線でも下層寒気が十分に南下すれば、北側が寒気となる通常の前線構造になることもあるであろうから、事例解析を行う際には注意する必要がある。

謝 辞

鈴木和史氏（気象衛星センター）には衛星写真を提供していただきました。またレフリーの方と担当編集委員の坪木和久氏（名古屋大学大気水圏科学研究所）には貴重なコメントをいただき、感謝いたします。

参 考 文 献

- Akiyama, T., 1984: A medium scale cloud cluster in a Baiu front, Part I: Evolution process and fine structure, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485-504.
- Akiyama, T., 1989: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982, Part I: cloud features, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 57-81.
- Akiyama, T., 1990: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982, Part II: Frontal structure and disturbances, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 557-574.
- Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Volume II: Observations and Theory of Weather Systems*, Oxford University Press, 594pp.
- Browning, K. A. and G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts,

- Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **108**, 435-452.
- Carlson, T. N., 1994 : Mid-Latitude Weather Systems, Routledge, 507pp.
- Carlson, T. N., S. G. Benjamin and G. S. Forbes, 1983 : Elevated mixed layers in the regional severe storm environment : Conceptual model and case studies, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1453-1473.
- Ding, Y.-H., 1994 : Monsoons over China, Kluwer Academic Publishers, 419pp.
- Hobbs, P. V., D. J. Locatelli and J. E. Martin, 1996 : A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1169-1178. 邦訳は測候時報, **64** (1997), 1-12.
- Kato, K., 1985 : On the abrupt change in the structure of the Baiu front over China Continent in late May of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-36.
- Kato, K., 1987 : Air mass transformation over the semi-arid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 737-750.
- Keyser, D. and M. A. Shapiro, 1986 : A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 452-499.
- 北島尚子, 三井 清, 1998 : スプリットフロントを伴う温帯低気圧の総観解析, *天気*, **45**, 455-465.
- Krishnamurti, T. N., 1971 : Tropical east-west circulations during northern summer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1342-1347.
- Locatelli, J. D., J. E. Martin, J. A. Castle and P. V. Hobbs, 1995 : Structure and evolution of winter cyclones in the central United States and their effects on the distribution of precipitation. Part III : The development of a squall line associated with weak cold frontogenesis aloft, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2641-2662.
- Martin, J. E., J. D. Locatelli, P. V. Hobbs, P. -Y. Wang and J. A. Castle, 1995 : Structure and evolution of winter cyclones in the central United States and their effects on the distribution of precipitation. Part I : A synoptic-scale rainband associated with a dryline and lee trough, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 241-264.
- 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. and H. Muraki, 1986 : Large scale circulations over the East Asia during Baiu period of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 409-429.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992 : Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the east Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Yamazaki, N. and T.-C. Chen, 1993 : Analysis of the East Asian monsoon during early summer of 1979 : Structure of the Baiu front and its relationship to large-scale fields, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 339-355.

Structure of the Baiu (Meiyu) front over China Continent : A Lower Dryline-like Front Coupled with an Upper Front

Naoko Kitabatake*

* *Typhoon Research Department, Meteorological Research Institute,
Tsukuba 305-0052, Japan.*

(Received 11 August 1998 ; Accepted 30 June 2000)
