

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)*

加藤 内蔵進**・栗原 泰子***

要旨

亜熱帯高気圧の下層風場や水蒸気場でみた構造の変動と、梅雨前線での雲や降水の広域分布の変動との関係の理解への第1歩として、2つの対照的な期間(1979年6月中旬頃)の事例に関する比較解析を行った。

期間(I)(11日00 GMT~14日00 GMT)の梅雨前線は、華南~日本の東海上と東西に広く伸びる背の高い雲帯からなる。前線帯での下層の水蒸気(あるいは相当温位)傾度が期間(II)よりも大きい。一方、期間(II)(14日12 GMT~17日12 GMT)の亜熱帯高気圧の中心は期間(I)に比べて北偏し、前線帯上の背の高い雲域は九州~東シナ海域に限定される。東日本側の梅雨前線付近での水蒸気傾度は小さく降水も多くない。

このような雲帯の東西分布の差異は、下層風による前線帯への水蒸気輸送の大きい領域、すなわち、亜熱帯高気圧「縁辺部」の東西スケールの差異による。期間(I)での「縁辺部」は中心の西側の140°Eから120°E以西へと2000 km以上に達するのに対し、期間(II)では1000 km程度と狭い(130°E付近)。また期間(II)の高気圧は、東日本付近の梅雨前線の南側に「大変乾燥し風も弱いため、南から北への水蒸気輸送も大変小さい」領域を広範囲に持つ。

このことは、亜熱帯高気圧の位置が変動するのみならず、梅雨前線の雲・降水の広域分布を特徴づける高気圧「縁辺部」などの空間分布(特にその東西スケール)の特徴が大きく変動することを例示している。

1. はじめに

梅雨前線は、海洋性熱帯気団の北縁に位置し、東西に伸びる準定常的な雲帯および大きな比湿傾度で特徴づけられ、しばしば激しい豪雨をもたらす。梅雨前線帯での降水は、他の中緯度帯に比べてかなり多く、それは亜熱帯高気圧域から前線帯への水蒸気輸送により維持される(Akiyama, 1973; Ninomiya, 1984)。このように梅雨期の亜熱帯高気圧は、低緯度から中緯度への水輸送という

点で東アジアの水循環において重要な役割を果たす。

ところで、梅雨前線に対応する雲域の位置および空間分布は季節内変動も大きい。例えば、東西方向に広く伸びる雲帯となることもあれば、西南日本に比較的集中することもある(Akiyama, 1973)。

一方、亜熱帯高気圧の位置や水蒸気輸送と関係の深い下層風場の特徴の季節進行に伴う変化や、季節内変動も大きい(Murakami and Huang, 1984; Ninomiya and Muraki, 1986; Kato, 1989; 加藤, 1987; 加藤ら, 1987; Nitta, 1986, 1987; Kurihara and Tsuyuki, 1987)。

Akiyama (1975) による日本列島上の詳しい水蒸気収支解析によれば、5日平均の前線帯での降水量の増加は、雲のあまりない亜熱帯高気圧域の下層の南風による前線帯への水蒸気フラックスの増加と定量的にもよく対応する。しかし、東アジアスケールの水循環の理解の一環としての梅雨研究において、高気圧域での北向き水蒸

* Case study on intraseasonal variations of the subtropical high as a moisture transport system and the Baiu cloud distributions (Comparison between the two periods around the middle of June 1979).

** Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所。

*** Taiko Kurihara, 都立大学地理学教室。

—1987年9月28日受領—

—1988年12月20日受理—

気フラックスの大きい領域の東西方向の広がり（高気圧の中心の位置のみでなく）、およびそれに伴う梅雨前線の雲（降水）の空間分布の変動についての記述も必要である。

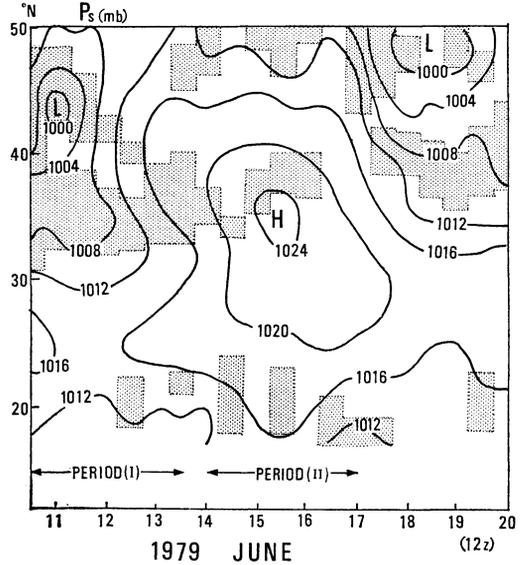
日本の梅雨最盛期の平均では（6月後半～7月前半）、前線帯の水蒸気フラックスの大きい領域が亜熱帯高気圧の北西縁に位置する（Ninomiya, 1984）。このような領域を亜熱帯高気圧の「縁辺部」と呼ぶことにするが、本稿では高気圧「縁辺部」の位置やスケール（主に東西方向）の変動に着目するわけである。

もちろん、梅雨前線帯での降水量や、層状性・対流性・集中性などの降水特性、の変動は、その北側の気団の特徴や各種スケールの擾乱にも大きな影響を受ける（Ninomiya, 1978; Ninomiya *et al.*, 1981; Akiyama., 1984; Murakami and Huang, 1984; Ninomiya and Muraki, 1986; Kato, 1985, 1987; Ninomiya and Mizuno, 1987）。しかし、半旬程度よりも長い時間スケールの梅雨前線帯での降水分布を維持する水蒸気源での変動という意味で、まず亜熱帯高気圧の「縁辺部」に着目した。

1979年6月中旬頃、梅雨前線の活発な雲域は、はじめ東西に伸びて分布していたが、4日過ぎから東西方向に大きなコントラストを持つ分布へと変化した。そしてその状態が5日近く持続した。今後様々な事例の蓄積が必要であるが、本研究では、これらの2つの対照的な期間を対象とし、梅雨前線の特徴と亜熱帯高気圧の構造（「縁辺部」のスケールなど）との関係を比較し記述する。まず、第2、3章で梅雨前線に対応する雲域や周辺の熱力学場の特徴を記述する。次に第4章で、亜熱帯高気圧の下層風場を比較し、第5章では高気圧域での水循環過程の側面として水蒸気輸送場の特徴を定性的に議論する。

これらの事例は、Ninomiya and Muraki (1986) の“Early Baiu”の期間での季節内変動の例である。また、梅雨前線も含めた北半球夏のモンスーンシステムは約40日周期の変動も大きい（Lau and Chan, 1986）、それとの関係に関してはここでは立ち入らない。

なお、本稿での梅雨前線は、その南側の相当温位の絶対値は考慮せず、「準定常的雲帯で亜熱帯高気圧北縁に位置する相当温位傾度極大ゾーン」という意味で定義する。また、対流圏上層の偏西風帯の南側（いわゆる亜熱帯ジェット気流の南側）に中心を持つ対流圏中下層の高気圧を亜熱帯高気圧と呼ぶことにする。



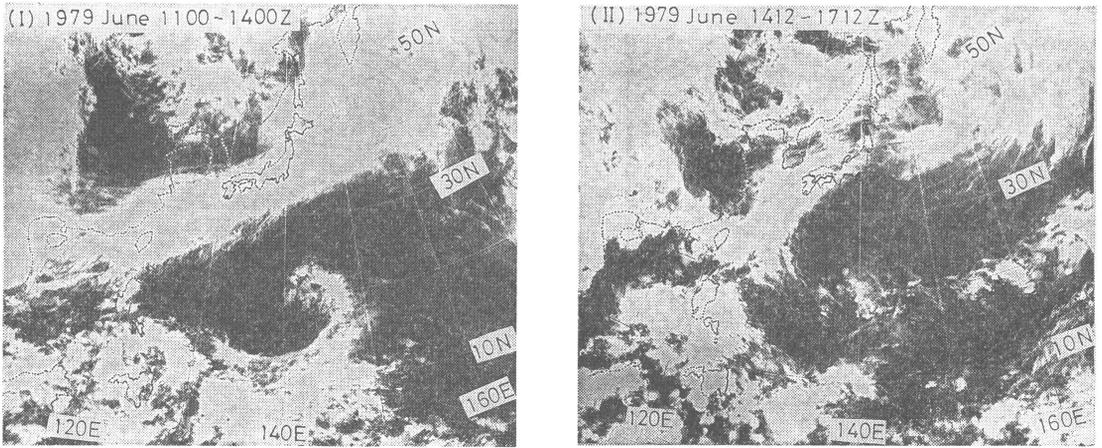
第1図 1979年6月11日～20日における140°Eに沿う海面気圧 (mb, 実線) および「雲域」(影)の緯度時間断面。

2. 概況

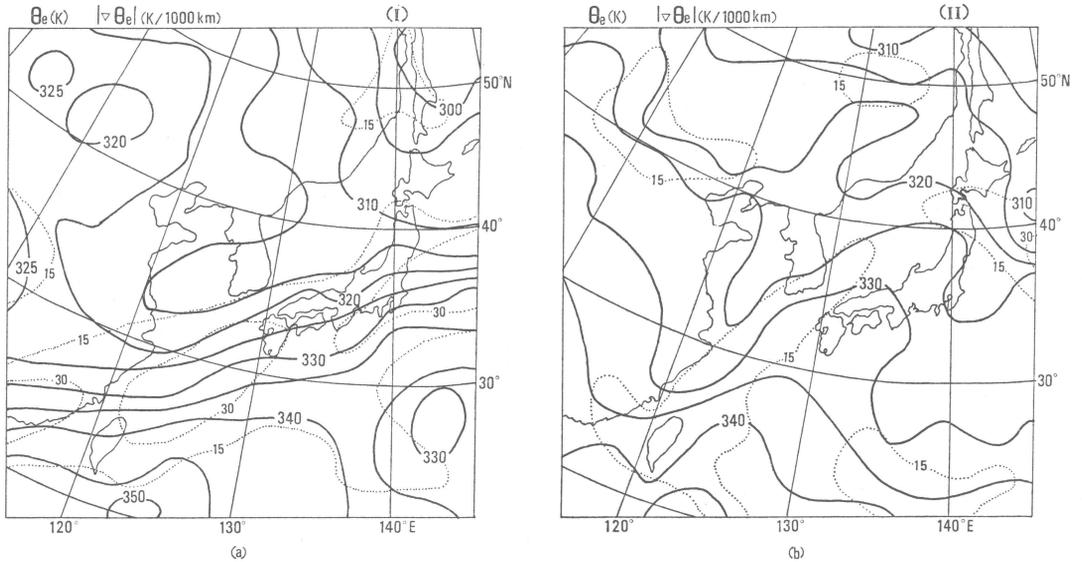
第1図は、1979年6月11日～20日における140°Eに沿う海面気圧、および雲域の緯度時間断面である。海面気圧は、気象庁客観解析資料に基づく（以下、ANLMONと呼ぶ。断わらない限り、データはANLMONに基づく）。また、Monthly Report of Meteorological Satellite Center（気象庁）のネファナリシスにおいて、メイジャー・クラウド・システムとして解析された領域、すなわち、雲頂が対流圏中上層に達する層状性や対流性の比較的厚い雲の存在する領域を「雲域」と定義した。

東日本付近では14日頃まで、25°N付近の地上リッジの北側の35°N付近にはほぼ定常的な雲帯が存在する。この雲帯は、後述のように大きな相当温位傾度を持ち、梅雨前線に対応する。その後、35°N付近に中心を持つ地上の高気圧が強まる。雲帯は40°N付近に北上して弱まり、関東地方では梅雨小休止期となる。この東北地方の雲帯も、前章の定義に従い梅雨前線と呼ぶ。図は省略するが、18日過ぎには東日本付近でも、北からのトラフのゆっくりした南下による傾圧性の強化に伴い、梅雨前線に対応する雲帯が38°N付近で再び強まる。

一方九州～東シナ海域付近では、15日過ぎにも「雲域」が明瞭に認められた（図は略。このように、14日ごろを境として、梅雨前線の雲の空間分布の違いが認められ



第2図 GMS 赤外画像の35mm フィルムの重ね焼き(1日2回)。(a): 期間(I)。(b): 期間(II)。



第3図 850 mb 面における $\bar{\theta}_e$ (K, 実線), $|\nabla\bar{\theta}_e|$ (K (1000 km)⁻¹, 破線) の分布。
(a): 期間(I)。(b): 期間(II)。

る。そこで、11日 00 GMT から14日 00 GMT を期間 (I)、14日12 GMT から17日12 GMT を期間 (II) と して、2つの期間の総観場の特徴を比較する。

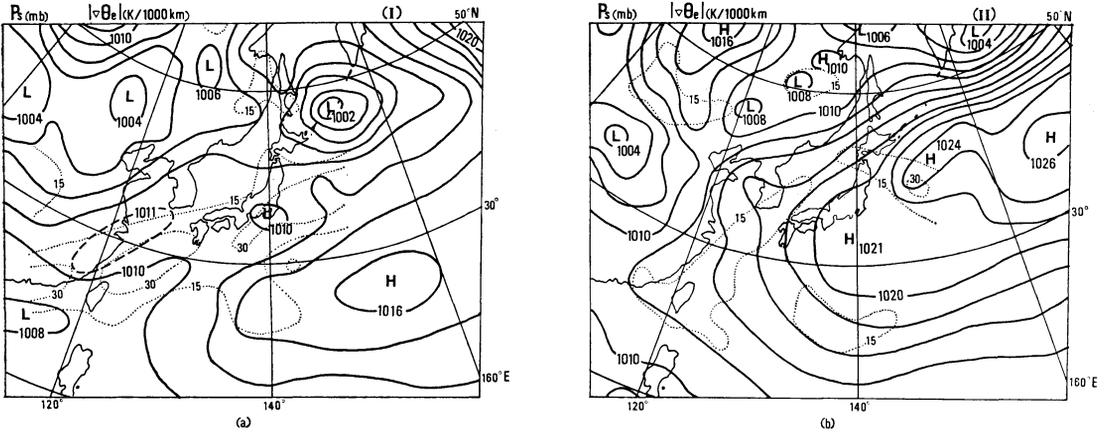
3. 2つの期間における梅雨前線活動の比較

3.1 梅雨前線の空間分布と亜熱帯高気圧との位置 関係

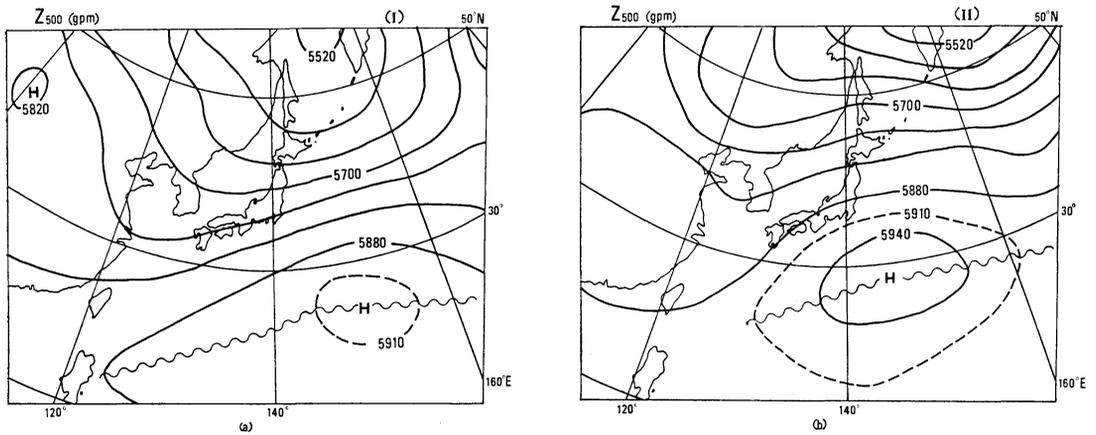
第2図(a),(b)は、各日 00 GMT および 12 GMT に 1989年4月

における GMS 赤外画像の 35 mm フィルムを、それぞれ 期間 (I)、(II) について重ね焼きしたものである。白 白い部分が等価黒体輝度温度 (TBB) が低く、雲頂高度の 高い雲に平均的に覆われている領域に対応する。また、 それぞれの期間で平均した 850 mb 面における相当温位 (θ_e) およびその期間平均値の傾度の大きさ、 $|\nabla\bar{\theta}_e|$ の 分布を第3図に示す (破線は期間平均)。

期間 (I) では、華南～東日本に東西に伸びる雲帯が



第4図 期間平均の海面気圧の分布 (mb, 実線). 第3図の領域について $|\nabla\theta_e|$ ($K (1000 km)^{-1}$, 破線) の分布も示す. (a): 期間(I), (b): 期間(II).



第5図 期間平均の500 mb 高度 (gpm). (a): 期間(I), (b): 期間(II).

停滞する. この雲帯に対応する下層の相当温位傾度極大ゾーンも東西にベルト状に伸びる. 第2章で述べたように, これが梅雨前線である.

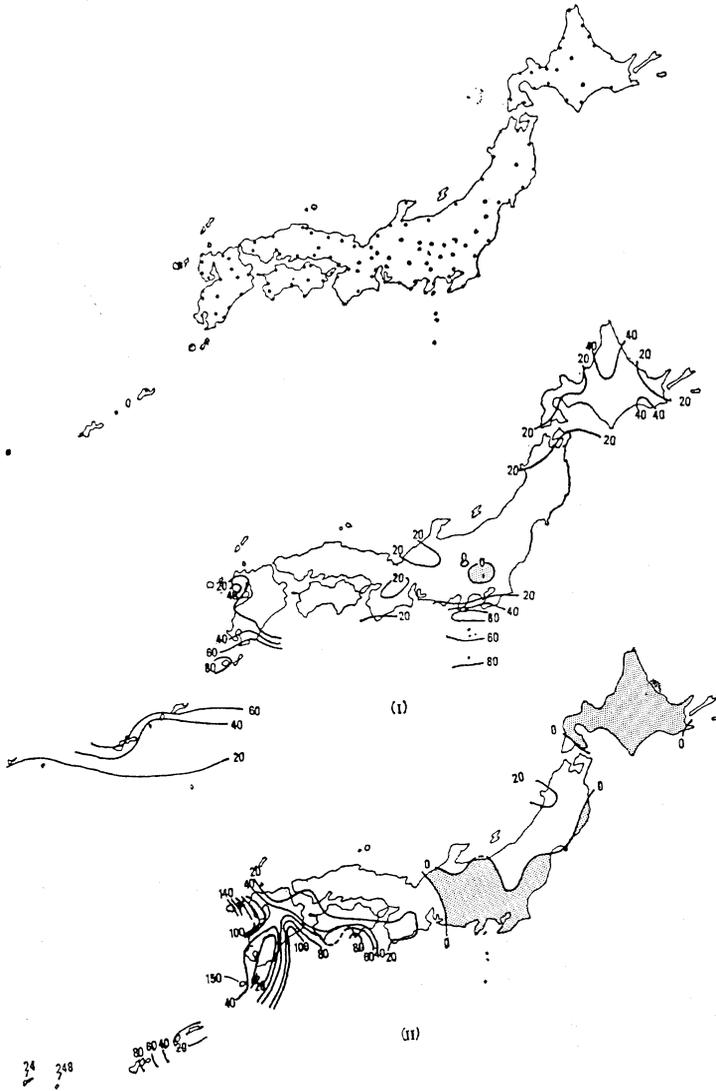
期間(II)では, 梅雨前線が東日本側で北上する. 約 $130^\circ E$ 以西 (華南~東シナ海) の梅雨前線では雲頂高度が高いが, 東日本付近ではさほど高くない (第2図(b), 第7図も参照). つまり, 前線の位置のみでなく, 背の高い雲の活動の東西分布自体も (I) と差異が大きい.

第4図は, それぞれの期間平均の海面気圧, および第3図に示した $|\nabla\theta_e|$ の分布を示す. 期間(I)では, $|\nabla\theta_e|$ 極大ゾーンの南側の $20^\circ N/120^\circ E$ 付近から $25^\circ N/$

$160^\circ E$ 付近にかけて, 地上のリッジが東西に伸びる. これは, 500 mb 面における偏西風帯の南側の東西に伸びるリッジとほぼ同じ位置であり, 第1章でいう亜熱帯高気圧に対応する (第5図).

一方, 期間(II)では, 亜熱帯高気圧の中心は地上で $32^\circ N/140^\circ E$ 付近と (I) に比べて北西側にあり, 500 mb での中心示度は上昇している. またこれは, 対流圏上層でも閉じた等高線をもつ高気圧として明瞭に認められる (図は略). 但し, 毎日の地上天気図によれば, (I) での高気圧の中心が移動したというより, 新たに中心が形成されたと考えるべきである.

この亜熱帯高気圧の中心から $40^\circ N/150^\circ E$ 以東に伸び



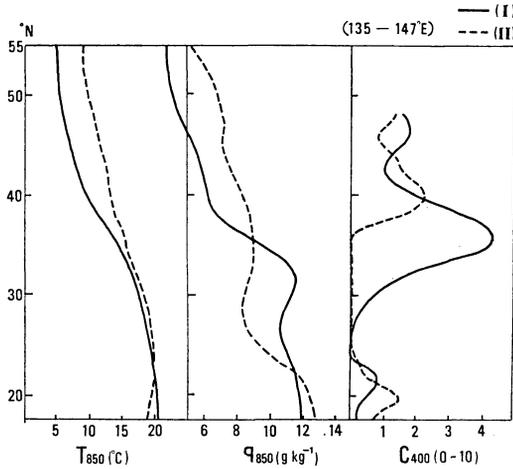
第6図 各期間の積算降水量の分布 (mm). 上段は、用いた観測点の (気象官署) の分布. 中段: 期間 (I) 但し, 11~13日の合計, 下段: 期間 (II) 但し, 15~17日の合計. ハッチは降水量 0 mm の領域.

る地上の高圧帯が存在する. しかしこれは, 500 mb 面では不明瞭な, 下層の寒気を伴う背の低い高気圧であり, 亜熱帯高気圧の一部ではない. なお期間 (I) では, 西太平洋の ITCZ に対応する雲帯が, フィリピンの東を中心に北上する (第2図(b)). 本稿ではこれ以上立ち入らないが, ITCZ と高気圧中心との位置関係は Kurihara and Tsuyuki (1987) に示されるような日本列島上で亜熱帯高気圧が発達して暑夏をもたらす時の状況

と似ている.

3.2 梅雨前線付近の降水活動および熱力学場

各期間で積算した雨量分布を気象庁月報の日雨量 (日界は日本時間の0時) に基づき第6図に示す. 上段には, 用いた観測点の分布を示した. 期間 (I) では, 第2図 (a) の雲帯の南半分を中心に, 梅雨前線に沿って20~80 mm (3 days)⁻¹ と雨量が多い. すなわち, 第2図 (a) にも示されるように, 活発な降水帯 (雲帯) が東西



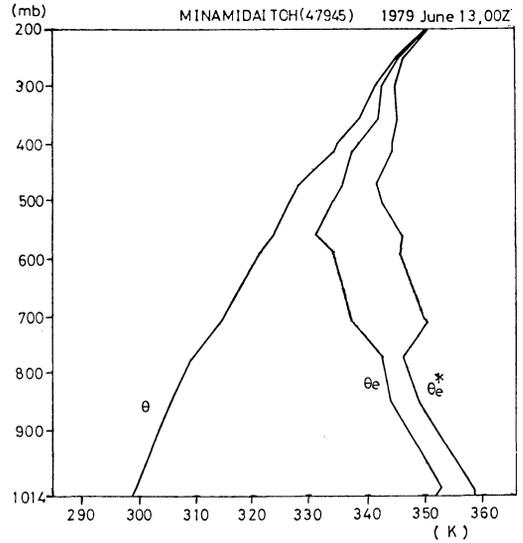
第7図 各期間における135°E~145°Eで平均した850 mbにおける $T(^{\circ}C)$, $q(gkg^{-1})$, および $C_{400}(0\sim 10)$ の南北分布. 但し, C_{400} は135~147°Eの平均で, 本文に述べる半月平均で代用.

方向に広く伸びるのが特徴である. 一方, 期間(II)では, 関東地方や北海道方面にハッチで示す雨量0 mmの領域が広がる. 梅雨前線での雨量は, 南西諸島~西日本にかけて多く, 135°E以東(~40°N)ではかなり少ない.

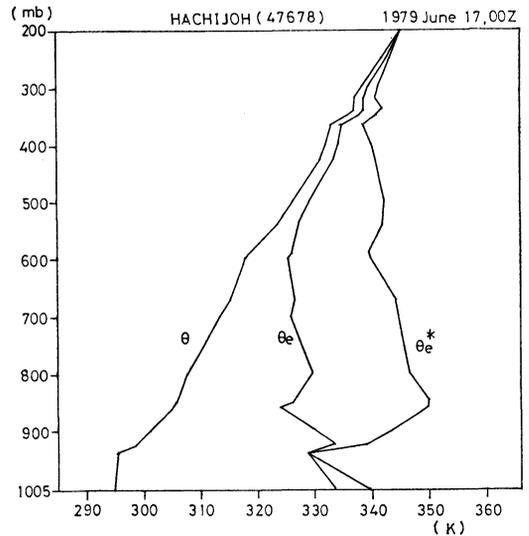
135°E~140°Eで平均した850 mb面における期間平均気温(T), 比湿(q), および, 400 mb面よりも雲頂の高い雲の雲量(上層雲量, C_{400} と記す)(Monthly Report of Meteorological Satellite Center, JMA)の南北分布を両期間について第7図に示す. なお, 上層雲量は, 半月平均データが, 海上の $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ グリッドに対してのみ算出されているので, これに関しては, (I): 1979年6月10~14日, (II): 15~19日の135°E~147°Eにおける海上の平均値で代用した.

期間(II)の140°E付近の梅雨前線帯での上層雲量は(~40°N), 期間(I) (~35°N)に比べてかなり小さく, 前線帯に相対的にみた降水量の減少と対応する.

また, 梅雨前線付近の850 mb面における相当温位傾度の大きさも期間(II)では140°E付近でかなり弱まる. これは, 雲帯に相対的にみたその南側の気団の850 mb面における相当温位の減少, および前線の北側での増加による(第3図). 雲帯の南側での θ_e は, 325~330 Kしかなく, 期間(I)の335~345 Kに比べてかなり低い. Saito (1965) や Akiyama (1973) の分類に従えば, その空気は高温多湿な海洋性熱帯気団やモンスーン気団としての性質が失われている.



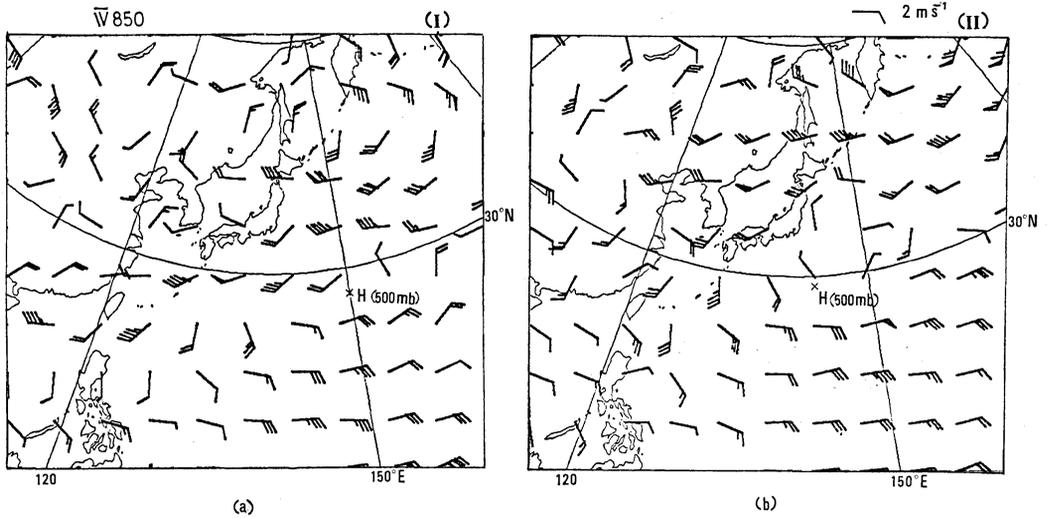
(a)



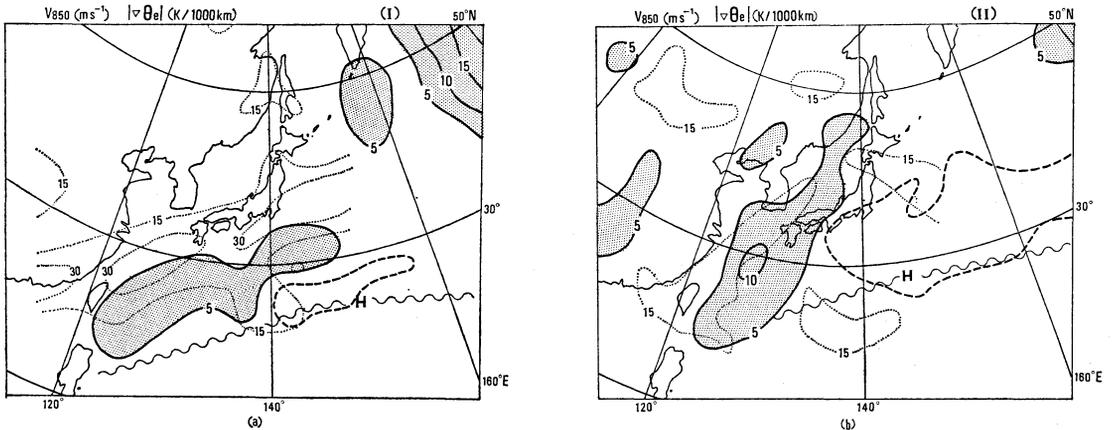
(b)

第8図 亜熱帯高気圧域の成層の例(温位 θ , 相当温位 θ_e , 飽和相当温位 θ_e^*). 期間(I): 1979年6月13日00GMTの南大東島(47945, ~25.5°N/131.5°E), 期間(II): 同17日00GMTの八丈島(47678, ~33°N/140°E).

第7図によれば, 梅雨前線の北側での相当温位の増加は気温の上昇やそれに伴う比湿の増加によるが, 前線の南側すなわち亜熱帯高気圧域での相当温位の低下は比湿



第9図 V_{850} の分布. 長い矢羽は 2 ms^{-1} , 短い矢羽は 1 ms^{-1} , フラグは, 10 ms^{-1} を表す. ×印は, 500 mb 面における亜熱帯高気圧の中心. (a): 期間 (I), (b): 期間 (II).



第10図 期間平均の $v_{850} (\text{ms}^{-1})$ をその値が 5 ms^{-1} 以上の領域について示す (実線). 第3図の領域について $|\nabla \theta_e| (\text{K}/1000 \text{ km})^{-1}$, 点線) の分布も示す. また, 日本の南の亜熱帯高気圧の中心付近の弱風域 $|V_{850}| \leq 4 \text{ ms}^{-1}$ の領域を破線で囲んだ. ×印は, 500 mb 面における亜熱帯高気圧の中心で, その東西方向のリッジ軸を波線で示す. (a): 期間 (I), (b): 期間 (II).

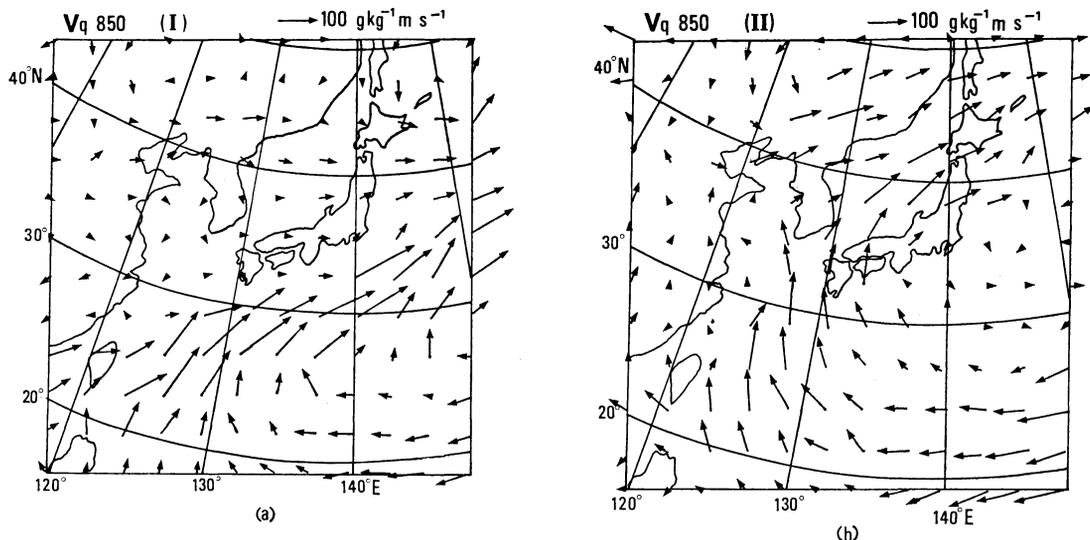
の減少による. つまり, 850 mb 面での比湿は $\sim 12 \text{ g kg}^{-1}$ から $\sim 8 \text{ g kg}^{-1}$ へ減少するのに対し, 気温の変化は大変小さい.

第8図 (a), (b) はそれぞれ, 亜熱帯高気圧域にあたる期間 (I) の南大東島 ($25.5^\circ \text{N}/131.5^\circ \text{E}$), 期間 (II) の八丈島 ($\sim 33^\circ \text{N}/140^\circ \text{E}$) における成層の例である. 八丈島では 900 mb 付近 (地上からわずか $\sim 1 \text{ km}$ の高度) に明瞭な沈降性の安定層が存在し, それより上層では相

対湿度約 50% 程度と大変乾燥している. つまり, 期間 (II) の 140°E 付近の亜熱帯高気圧域では, 上層の乾いた空気が沈降し, 高温でありながらも水蒸気量が減少したものと考えられる.

4. 亜熱帯高気圧域における下層風場

第9図は, それぞれの期間で平均した 850 mb 面における風, V_{850} , の分布である. 図中の×印は, 500 mb に



第11図 期間平均の850 mbにおける $\bar{V}q$ の分布。スケールは図中を参照。(a): 期間(I), (b): 期間(II)

おける前述の亜熱帯高気圧の中心である。いずれの期間も、亜熱帯高気圧の西側に梅雨前線帯へ向かう南風の強い領域が存在するが、以下に述べるように、その空間分布の特徴には2つの期間で大きな違いがみられる。

第10図は、各期間で平均した850 mb面の南風成分、 v_{850} および亜熱帯高気圧中心付近の弱風域 ($|V_{850}| \leq 4 \text{ ms}^{-1}$ の領域) の分布である。 v_{850} については、 5 ms^{-1} 以上の等値線のみを描き、第3図の領域について850 mbの $|\nabla\theta_e|$ の分布も示した。下層の亜熱帯高気圧の中心やリッジラインの位置は、地上~500 mbで若干の違いはあるが、ここでは、500 mb面での高気圧の中心と東西方向に伸びるリッジ(500 mb高度の極大軸)の位置も第10図に記した。

期間(I)では、下層の南風成分の強い領域($v_{850} \geq 5 \text{ ms}^{-1}$)は500 mbの亜熱帯高気圧のリッジ近くまで広がる。その領域の東西スケールは2000 kmを超える。一方、期間(II)では、南風強風域が東シナ海付近で南北方向に広がるが、東西方向には1000 km程度の幅しかない。高気圧の中心付近には弱風域が広く分布する。

この事例はNinomiya and Muraki (1986)のいう“Early Baiu”での季節内変動であり、期間(I)でも下層の南風成分の強さや、南風の強い領域のリッジ軸に相対的な南方への広がり、北半球夏モンスーン開始後に(6月後半)華南~南西諸島付近でみられるものに比べて必ずしも強くはない(Murakami and Huang, 1984;

Ninomiya and Muraki, 1986; Kato, 1989)。しかし、亜熱帯高気圧域の下層南風強風域の東西スケールは“Early Baiu”の中でもかなり変動することがわかる。

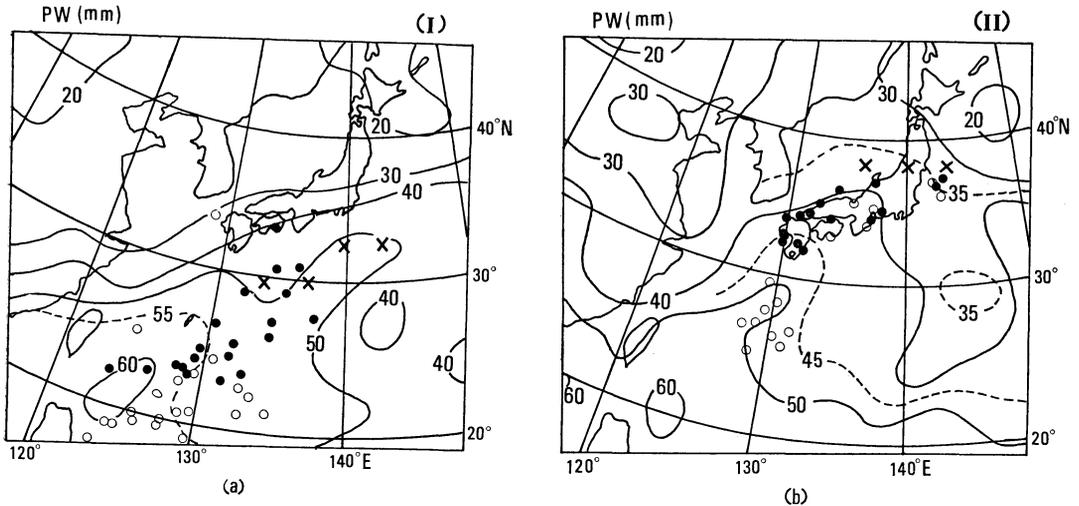
5. 亜熱帯高気圧域の水蒸気輸送場の比較

第11図は、それぞれの期間で平均した850 mb面における水蒸気フラックス、 $\bar{V}q$ の分布である。

期間(I)の亜熱帯高気圧域では、 $120^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$ の広範囲にわたり、梅雨前線へ向かう南からの水蒸気フラックスが大きく、前線帯でのフラックス収束をもたらす。なお、雲帯の南半分での前線帯に沿う方向のフラックスは更に大きい、その収束は前線を横切る方向の成分による(図は略)。一方期間(II)でも、東シナ海から九州にかけて南南西~北北東に伸びる雲帯へ向かう、南東風による水蒸気フラックスが大きい(東シナ海域の雲帯に沿っても大きなフラックスが観測され、その方向にも九州方面で収束している)。

いずれの期間においても、Akiyama (1973, 1975)が指摘したように、前線帯へ向かう下層の水蒸気フラックスの大きい領域の風下側で、梅雨前線の雲は活発である。しかし、期間(II)での前線帯へ向かう水蒸気フラックスの大きい領域が東シナ海付近に限定される点は重要である。

次に2つの期間で降水活動に大きな差異のみられた、東日本付近の梅雨前線へ到達した気塊のトラジェクトリ



第12図 500 mb～地上で積分した可降水量の分布 (mm), および×印の各地点に到達した気塊の1日前 (●), 2日前 (○) における位置の分布を重ねて示す. (a): 期間 (I), (b): 期間 (II). なお, トラジェクトリーの追跡は, 850 mb 面の風を用いる. また, (a), (b) には, それぞれ, 11日 00GMT～13日 00GMT, 15日 12 GMT～17日 12 GMT に×印の地点へ到達したものについて示した.

ーを追跡する. トラジェクトリーは, 850 mb 面における風のデータを用いて, 水平運動の仮定により追跡する. 1日2回 (00 GMT, 12 GMT) の各マップタイムのデータを3時間毎に直線的に時間内挿し, 3時間間隔で計算した. もちろん, 途中の海からの蒸発や気塊の鉛直運動を無視したこの解析では実際の水蒸気のオリジンの追跡とは意味が異なるかも知れない. しかし, 衛星写真で見る限り雲の少ない亜熱帯高気圧域の水蒸気が, どこへ到達してはじめて降水に寄与するかについての議論は可能である.

第12図は, 期間内のそれぞれのマップタイムの×印のグリッドポイント (梅雨前線帯に対応する雲帯の南端) へ到達した気塊の1日前, 2日前の位置の分布をそれぞれ, ●印, ○印, でまとめて示す. なお, (a), (b) はそれぞれ, 11日 00 GMT～13日 00 GMT, 15日 12 GMT～17日 12 GMT に×の地点への到達した気塊の追跡結果である. また, 500 mb～地上で積分した期間平均の可降水量の分布も重ねて示した.

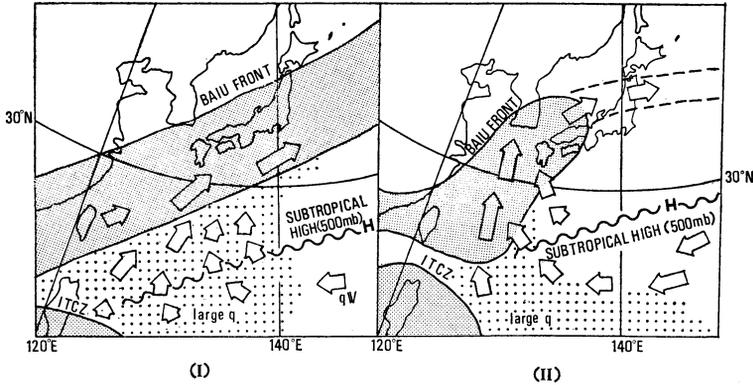
850 mb 面における相当温位場の比較でも示されたように, 期間 (I) の日本南方の亜熱帯高気圧域では可降水量が 50 mm 以上と多い (~140°E 以西). これは 700 mb 付近の弱い沈降性の安定層の下方に, 厚い湿潤層が存在することを反映する (第8図 (a) 参照). 期間 (I)

の東日本の梅雨前線帯へ到達した下層の気塊は, 1日前には南西諸島の南東海上 (~25°N), 2日前には亜熱帯高気圧のリッジ軸より南側である 20°N 付近までさかのぼれる. このように雲の少ない (第2図) 広い亜熱帯高気圧域の多湿な気塊は, 東西に伸びる高気圧「縁辺部」の存在のために, 途中で降水として消費されることなくその北側の梅雨前線帯へ運ばれ, 東西に伸びる活発な降水帯の維持に寄与することになる.

一方, 期間 (II) では, 亜熱帯高気圧リッジの南側 (その位置は第10図 (b) を参照) や「縁辺部」での可降水量は大きい, ~130°E 以東の高気圧域での可降水量は 35~45 mm と少ない. 3.2 で述べたように, ~130°E 以東では, 沈降に伴い 900 mb 付近より上層の相対湿度が大変低いことを反映する.

期間 (II) でも, 降水量の多い九州～南西諸島の梅雨前線への気塊は, 20°N/135°E 付近の可降水量の多い領域から, 亜熱帯高気圧「縁辺部」の南東風により輸送されてきたものである (図は略). しかし, 東日本の梅雨前線の南側の気塊の南北方向の動きは小さく, しかもその付近の可降水量は小さい. むしろ, 東日本の前線帯への水蒸気は多量の降水のあった九州方面を経て南西諸島付近へとさかのぼれる.

つまり, 期間 (II) では, 水蒸気量は多いが雲の少な



第13図 期間 (I) (左), 期間 (II) (右) における模式図. 梅雨前線および ITCZ に対応する雲帯 (第2図に基づく, 比較的雲頂高度の高い雲の出現領域) を濃い影で示す.

い亜熱帯海域から直接気塊が来るのではない. 東西に幅の狭い高気圧「縁辺部」に沿って運ばれ, 途中でも多量の水蒸気が降水として消費される. また, 期間 (II) の亜熱帯高気圧は, 「沈降により大変乾燥しており下層風も弱いため, 南から北への水蒸気輸送が大変小さい」領域を $\sim 130^{\circ}\text{E}$ 以東に広範囲に持つ構造となる.

Akiyama (1973, 1975) は, 梅雨前線の上にある領域での降水量と南からの水蒸気フラックスの増減についての対応を示したが, 2つの事例間の比較で示されるように, 高気圧「縁辺部」の, 高気圧中心に相対的な位置やその広がりの変動も大きい. これに対応して, 梅雨前線の雲分布も変動する. 今後は, 各期間での亜熱帯高気圧域や前線帯での水蒸気収支などの定量解析も行う必要がある.

7. まとめ

1979年6月中旬頃にみられた2つの期間における事例について, 亜熱帯高気圧の下層風や水蒸気場の構造と梅雨前線活動の空間分布の比較解析を行った.

第13図は本事例についての模式図である. 期間 (I) (11日 00 GMT \sim 14日 00 GMT) では, 梅雨前線に対応する背の高い活発な雲域が東西に広く伸び, 前線帯での下層の水蒸気 (あるいは相当温位) 傾度も大きい. 一方, 期間 (II) (14日 12 GMT \sim 17日 12 GMT) では, 東日本の南東方へ亜熱帯高気圧の中心は北偏し, 前線帯上の背の高い雲域は九州 \sim 東シナ海域に限定される.

活発な雲域の南側 (期間 (I)) あるいは南東側 (期間 (II)) には Akiyama (1975) の指摘したような, 雲

帯へ向かう下層風による多量の水蒸気輸送束が観測された (亜熱帯高気圧「縁辺部」). 「縁辺部」では水蒸気量自体も大きい. [しかし, 「縁辺部」の東西スケールは, 期間 (I) では 2000 km 以上に及ぶのに対し, 期間 (II) では 1000 km 程度しかなかった. また, 期間 (II) の亜熱帯高気圧は, 活動の弱かった東日本付近の梅雨前線の南側に, 「沈降により大変乾燥した風も弱いため, 南から北への水蒸気輸送の大変小さい領域」を広範囲に持つ.

2つの事例間で梅雨前線の雲・降水, あるいは, 相当温位傾度の広域分布に大きな差異がみられたが, これは亜熱帯高気圧の位置の違いというよりも, 高気圧「縁辺部」などの空間分布の特徴 (高気圧中心に相対的な位置, 形状, 特にその東西スケール) の違いによる. このように, 梅雨前線の広域変動と関連の深い水蒸気輸送システムとしての, 亜熱帯高気圧の水平構造の変動が大きい点を本研究は例示している.

さらに様々な事例解析を蓄積すること, 「縁辺部」, 梅雨前線帯, などの各領域での水蒸気バランスについて, 詳しい定量解析を行うことは, 今後に残された課題である.

ところで, 日本列島の「梅雨明け」時は, 単に梅雨前線が北上するのみならず, その強さや前線帯に相対的な総観場などの特徴も「梅雨期」とは異なると言われている (Yoshino, 1965; Matsumoto, 1985; Ninomiya and Muraki, 1986). しかし現在は, 日本付近の降水帯の盛夏期における前線帯の振舞いは十分理解されているわけではない. 加藤ら (1987) によれば, 九州で梅雨前線が不活発になるとき, 特に梅雨明け後は, 九州付近に中心

(リッジの軸)を持ちその付近の下層風の弱い亜熱帯高気圧が現れることも少なくない。つまり高気圧中心に相対的には、本研究における期間(Ⅱ)に似た高気圧の下層風構造も現れやすい。従って、本研究は、日本の盛夏期の特徴を南北の水蒸気輸送と降水帯という観点で理解する上でも、1つの示唆を与えてくれるものと思われる。

謝 辞

この研究を進めるにあたり、名古屋大学水圏科学研究所の武田喬男教授とは、梅雨前線や亜熱帯高気圧域での水循環に関する議論の機会を持って頂いていることに感謝いたします。また、様々なコメントを頂いた東京大学海洋研究所海洋気象部門、筑波大学地球科学研究科の皆様、および東京大学地理学教室の松本淳氏、そして特に、本稿の改訂にあたり貴重なコメントを頂いた2人のレフリーの方々に、深く感謝の意を表します。なお、東京大学海洋研究所海洋気象部門には、GMS 35 mm フィルムを貸して頂きました。

文 献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Pap. Meteor. Geophys.*, 24, 157-188.
- , 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 53, 304-316.
- , 1984: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part I. Evolution process and fine structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 485-504.
- 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.
- , 1987: Airmass 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.
- , 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, No. 2 (in press).
- 加藤内蔵進, 1987: 東アジア循環場の季節進行と梅雨前線 (昭和62年度日本気象学会春季大会, シンポジウム「梅雨とモンスーン」報告), 天気, 34, 685-688.
- 加藤内蔵進・堤雅也・黒田友二, 1986: 梅雨前線とモンスーンについて, I. 大陸の前線帯付近の下層風系の変動, 気象学会1986年秋季大会予稿集(講演番号234).
- 加藤内蔵進・仮屋久則・福永秀一, 1987: 西日本の梅雨前線活動を支配する亜熱帯高気圧域の下層風系とモンスーンとの関係について, 昭和61年度全国長期予報技術検討会資料(昭和62年2月鹿児島地方気象台), 10-24.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987: Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific: Analysis of August 1984. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 237-246.
- Lau, K.M. and P.H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the Northern Summer as inferred from Outgoing Longwave Radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354-1367.
- Matsumoto, J., 1985: Precipitation distribution and frontal zone over East Asia in the summer of 1979. *Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo No.* 17, 45-61.
- Murakami, T. and W.G. Huang, 1984: Orographic effects of the Tibetan Plateau on the rainfall variations over Central China during the 1979 summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 895-909.
- Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region. (I) Synoptic-scale features. *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 253-266.
- , 1984: Characteristics of the the Baiu front as a predominant subtropical front in summer Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 880-894.
- , M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 564-577.
- , and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 409-429.
- , and H. Mizuno, 1987: Variations of Baiu precipitation over Japan in 1951-1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 115-127.
- Nitta, Ts., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 373-390.
- , 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the

Northern Hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan. 65, 373-390.
Saito, N., 1966: A preliminary study of the summer monsoon of the Southern and Eastern Asia. J.

Meteor. Soc. Japan, 44, 44-59.
Yoshino, M. M., 1966: Four stages of rainy season in early summer over East Asia (Part II). J. Meteor. Soc. Japan, 44, 209-217.



河村 武・岩城英夫編

環境科学 I

—自然環境系—

朝倉書店 1988年
316頁, 5,500円

この数年、人間活動の巨大化ともなう自然環境の変化の兆しが顕在化しはじめて来ている。これは、多くの科学者により指摘されて来たことであり、さらにこの1, 2年、政治の問題としても取りあげられるようになった。

これに関連する分野は広く、単に自然科学だけの問題ではなく、特にそれへの対策となると、社会科学も重要になってくる。したがって、環境科学としても、学際的な、広い視野が必要になってくる。今回出版され始めた環境科学は、これに答えるものであり、I, II, IIIの3つの系に別れている。

そのうちのIは自然環境系であり、その内容はつぎの

ようである。

1. 序説(河村武), 2. 大気環境(河村武), 3.1. 地形と地質(新藤静夫), 3.2. 水文(田瀬則雄), 4. 土壌環境, 5. 海洋環境(高野健三), 6.1. 化学物質の種類と特性, 6.2. 環境中における農薬の動態(石塚皓造), 7. 環境と人間の生体反応(藤原喜久夫), 8.1. 生態系の構造と機能(岩城英夫), 8.2. 生物の相互作用と動態(藤井宏一), 9. 水域生態系(高橋正雄)

これを見ればわかるように、狭い意味での環境だけではなく、生態学的視野も入れた、広い範囲の問題を、それぞれの専門家が書いている。専門家はとかく奥行きは深いが見視野が狭い。そのため、他の分野のものにはわかりづらいが、本書はこの点、多少教科書的でといえるが、それだけわかりやすい。広い視野が重要になって来た時代、この種の著書は重要であり、さらにIIの人間社会系、IIIの測定と評価の出版も期待するものである。

(高橋浩一郎)