

# 1993, 1994, 1995年における東アジアの 秋雨前線帯付近の雲分布や大気場の総観的特徴の比較

## Comparison of large-scale cloud distribution and atmospheric fields around the Akisame (autumn rainfall) front in East Asia among 1993, 1994 and 1995

福田維子(Shigeko FUKUDA)\*, 加藤内藏進(Kuranoshin KATO)\*\*

In order to examine year-to-year variability of the Akisame (autumn rainfall) frontal zone in East Asia, large-scale cloud distribution and atmospheric fields around the frontal zone were compared among 1993, 1994 and 1995, when their characteristics were rather different among each other. While the Akisame frontal zone extended zonally and the deep convective clouds tended to appear in that frontal zone near the southern coast of the Japan Islands in 1993, the frontal zone extends from southwest to northeast and the large amount of precipitation was brought mainly in the northern Japan. In 1995, although the surface front on the weather maps appeared frequently also around the southern coast of the Japan Islands, the rainfall amount there was not so large. The area with frequent appearance of the deep convective clouds in the Akisame frontal zone was seen only to the east of the Japan Islands. As such, it is noted that the active area of the Akisame frontal zone shows rather large year-to-year variability also in the zonal direction. It is also suggested that such great variability of the Akisame frontal zone in the zonal direction seems to correspond to the variations of the subtropical high and the ITCZ in the western Pacific region around September..

Keywords: Akisame (autumn rainfall) front, STFZ in early autumn, year-to-year difference of Akisame front

### I. はじめに

東アジアの暖候期には、梅雨と秋雨（秋霖）という2つの雨季が出現する。それぞれの雨季に形成される準定常的な梅雨前線や秋雨前線は、高温湿潤な気団の北縁の、いわゆる亜熱帯前線帯（STFZ: subtropical frontal zone）として特徴づけられる（Ninomiya, 1984; Matsumoto, 1988; 高橋2003）。しかし、東アジア周辺域の季節進行のタイミングのずれを反映して、梅雨前線と秋雨前線付近の大規模場の特徴の違いも大きい（Murakami and Matsumoto 1994; 加藤他 2004; 加藤他 2009）。

加藤他（2004）は、preliminary study ではあるが、  
1) 秋雨前線への平均場としての下層南風の流入は、南アジアのモンスーン降水域の南下と弱まりに伴って、梅雨前線へのそれよりも弱い。  
2) 中国乾燥地域による地面加熱の影響の大きい梅雨期と、大陸の高緯度域が冷え始める秋雨期との違いを反映して、秋雨前線付近における下層の傾圧性が梅雨前線よりも強い、等の違いを指摘している。

また、梅雨期から盛夏期にかけての日本付近の降水量や大規模場の年々変動も大きい。例えば、

1993 年には顕著な冷夏・多雨となったのに対し、1994 年夏には猛暑・少雨となった（安成編, 1997; 加藤他, 2000）。更に、加藤他（2004）は、1993 年、1994 年、1995 年の日本付近の前線帯の活動状況が秋雨期にも大きく異なっていたことを、preliminary study ではあるが指摘した。

ところで、Kodama（1992, 1993）は、南半球側にも梅雨前線帯と類似した性質を持つ降水帯である南太平洋収束帯（SPCZ: South Pacific Convergence Zone）や南大西洋収束帯（South Atlantic Convergence Zone）の特徴を記述するとともに、それらは、梅雨前線帯と違って年々や空間的な変動性も大変大きいことを指摘した。SPCZ や SACZ での多量の降水は、梅雨前線帯と同様に、夏モンスーンの降水域に対応する下層低圧域の東側の、亜熱帯高気圧域での多量の水蒸気輸送により維持されている。しかし、そのモンスーン降水域自体の東西の位置や季節的タイミングの年々変動も大きく、梅雨前線帯と違って、SPCZ, SACZ 自体の出現時期や出現経度の年による違いが大きいことも示唆される。

梅雨前線帯の形成に関わる北半球夏モンスーン

\*岡山大学教育学部理科教室 (Faculty of Education, Okayama University) (現, 石合小学校 (Ishiai Primary School))

\*\*岡山大学大学院教育学研究科自然教育学系理科教育講座, 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

\*\*Graduate School of Education, Okayama University, Okayama, 700-8530, Japan

の降水域の形成・維持には、ユーラシア大陸と周辺の海洋との大規模な海陸コントラストだけでなく、チベット高原という標高 3km 程度を超える広大な台地の広がりも重要な因子となっている (Hahn and Manabe 1975; 鬼頭 2005)。しかし、南半球側の夏モンスーン降水域は、このような標高の高い地形と連動した地域に見られるわけではない。地球温暖化などの地球規模の環境変化に対する東アジアにおける地域規模での気候変化の応答を理解する際には、季節サイクルのベースや変動性に関する知見を蓄積することが不可欠である。しかも、上述のように、前線帯の変動性の理解がその平均状態の形成・維持要因の理解の上でも重要な情報の一つになり得る点は興味深い。

一方、亜熱帯前線帯は、亜熱帯高気圧域からの不安定で湿った空気の流入と中緯度のシステムの双方の影響を受けるので、前線帯での降水は、組織化された積乱雲の集団の頻出に伴う時空間的に集中した降水域と、安定成層での強制上昇流に伴う広範囲での地雨性の降水域との分布状況により、季節や地域による多様性が大きい。

例えば、Hirasawa et al. (1995)は 5 月半ば頃に、東南アジアモンスーン開始に伴い、華南～南西諸島域に停滞中の梅雨前線帯で（それまでは層状雲的な雲帯）、クラウドクラスターのような背の高い雲の出現頻度が増大することを示した。また、加藤他 (2000) は、日本列島付近で冷夏・多雨となった 1993 年における 7 月初め頃の西日本に停滞する梅雨前線に伴う大雨と、8 月に台風が日本海西部を北上した時のその東方での降水との比較解析も行っている。前者の事例では、深い対流雲の出現頻度が高かったが、後者では、深い対流雲の出現頻度は低いものの降水量は小さくなくなったという。従って、『深い対流雲』と『層状雲』がどのように重なって出現するか、という点も、亜熱帯前線帯に関する気候学的記述では重要である。

以上のような観点から、長期的なデータに基づく統計的解析により一般的な特徴を把握する必要もあるが、具体的な雲・降水特性やその分布の変動との関連も含めた変動のレンジを把握するためには、まず、特徴のかなり異なる幾つかの年について、相互比較しながら事例解析を積み重ねることも有用と考える。

そこで本研究では、秋雨前線に関連する雲域の出現域が大きく異なっていた 1993 年、1994 年、1995 年について、比較解析を行った。なお、加藤他 (2004) では、これらに年の秋雨期の雲量分布の比較等について、その第 4 章の第 3 節で紹介しているが、本稿では、地上天気図上の前線の出現

状況や Hirasawa et al. (1995)で使われている指標を用いた『深い対流雲』と『層状雲』の出現状態や前線帯付近の大気場の解析結果等も示しながら、更に詳しく記述する。

## II. データ

本研究では、主に次のデータを利用した。

(a) 「天気図集成」(1991～1995 年) (日本気象協会刊行)

本冊子に収録された 1 日 1 回 (00UTC (09 JST)) の地上天気図より、1993～1995 年の 8～10 月の期間について利用した。地上前線等の出現状態の集計には、この天気図を用いた。

(b) 地上気象観測時日別編集データ (SDP データ, 気象庁作成)

日本の各気象官署 (全国で約 150 地点) における 1993～1995 年の 8～10 月の日降水量データを抽出し、解析に利用した。

(c) Monthly Report of Meteorological Satellite Center (気象庁刊行)

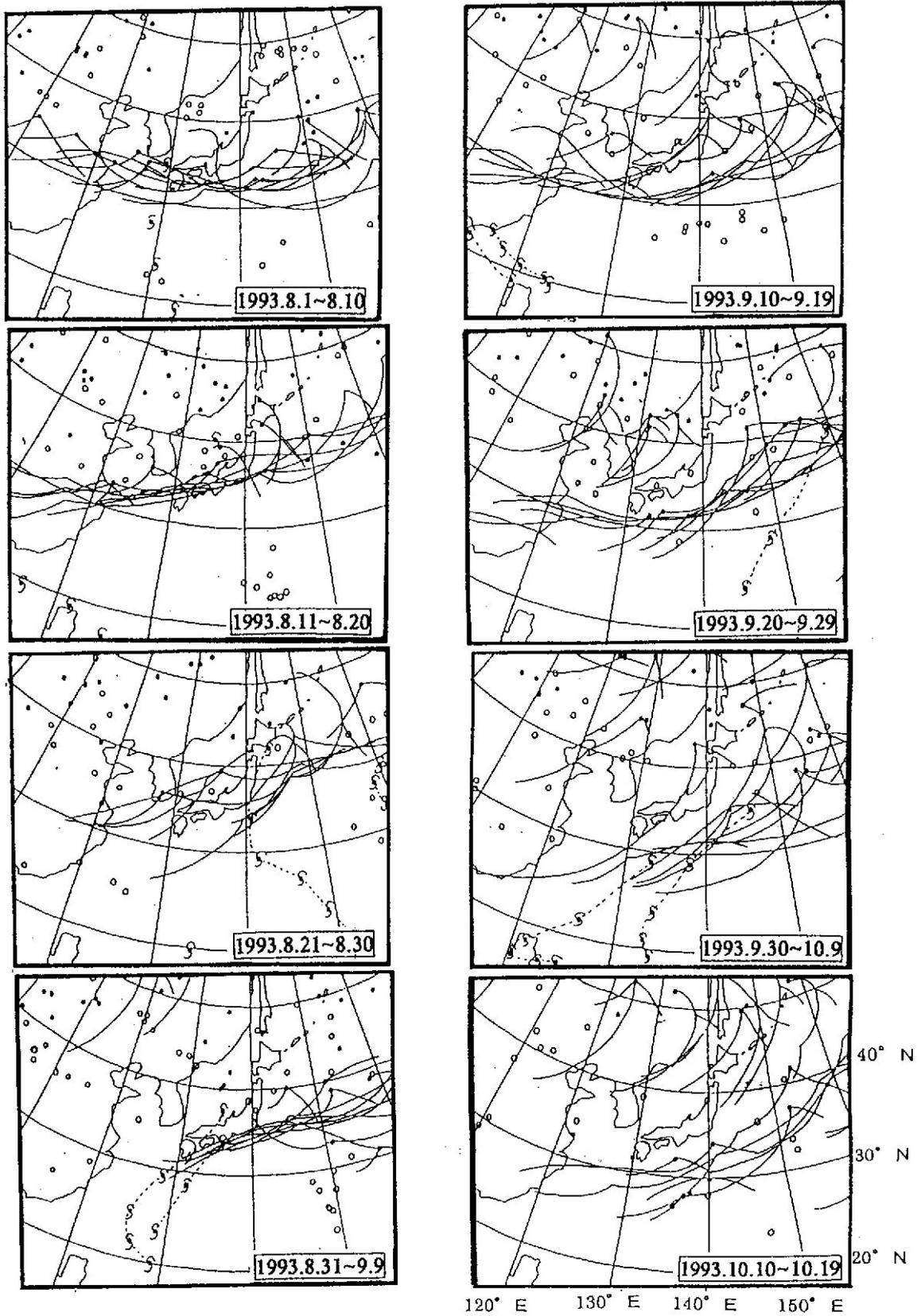
1993～1995 年の 8～10 月の日本付近の前線帯付近の雲帯の季節経過の概観のために、本冊子に掲載された、 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  緯度経度領域毎の 5 日平均上層雲量データも参照した。なお、雲頂高度が 400hPa 面よりも上方にある雲の雲量が、『上層雲量』として定義されている。

(d) GMS 雲データ (気象庁作成)

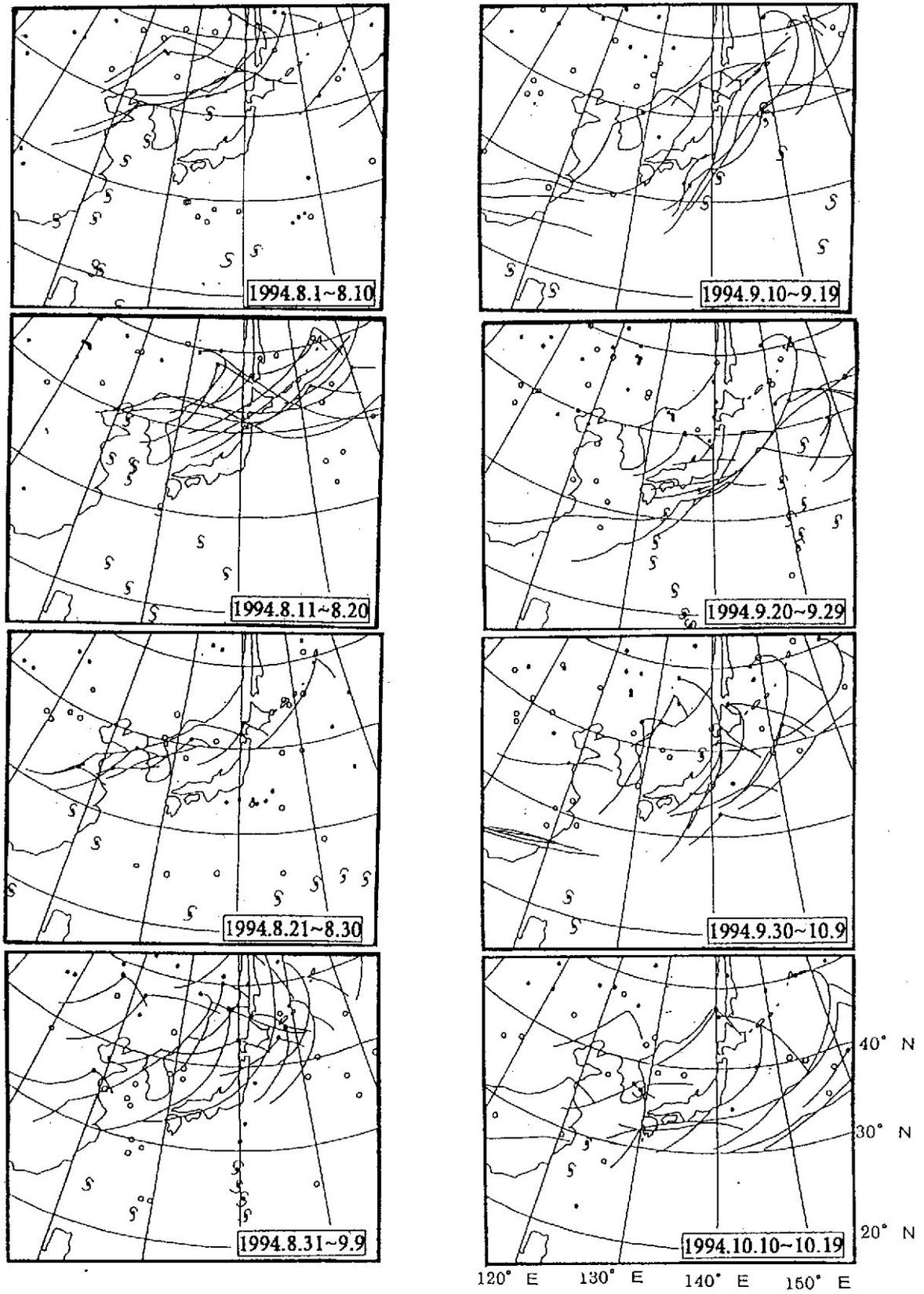
気象庁にリアルタイムで入電する種々の生の観測データが編集・収録された "Decoded Data" (磁気媒体) 中の『GMS 雲データ』( $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  緯度経度領域毎) から、(c) で述べた『上層雲量』(以下、CA40 と略す)、及び、『雲域平均  $T_{BB}$ 』( $T_{BB}$  は、等価黒体輝度温度。 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  緯度経度領域内で、雲域と判定された画素のみで平均した  $T_{BB}$  の値) を抽出した。更に、日本付近の暖候期には、『雲域平均  $T_{BB}$ 』が  $-50^{\circ}$  以下の  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  緯度経度領域 (『Hc-Area』と呼ぶことにする) は、発達した積乱雲群を含む雲システムの占める領域に概ね対応するので (Hirasawa et al. 1995), 『上層雲量』と『Hc-Area』の出現頻度という 2 つの指標に基づき、雲帯の特徴について解析した。1 日 4 回 (00, 06, 12, 18UTC) のデータに基づく。

(e) 全球客観解析データ (気象庁作成)

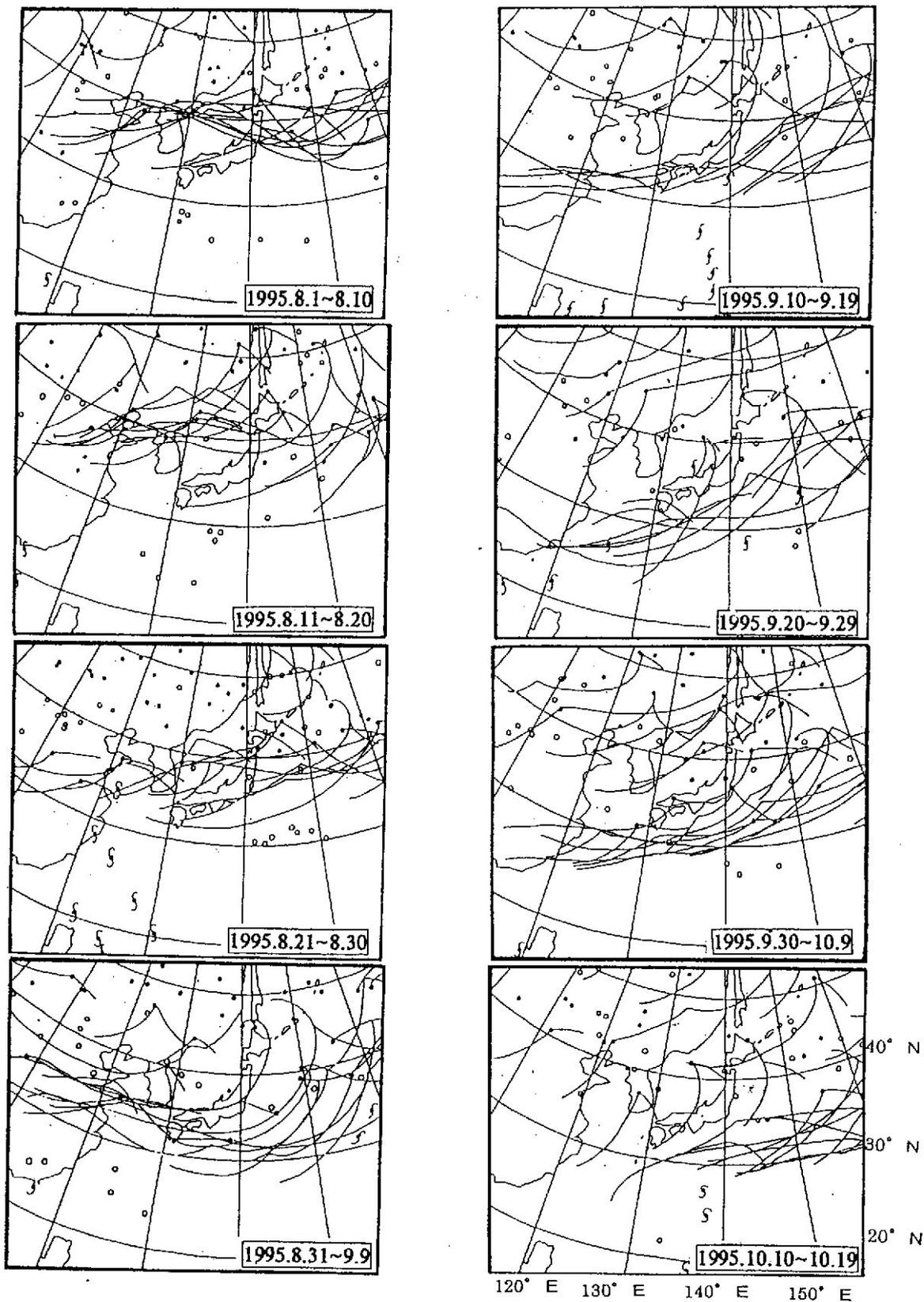
大気場の解析のために、気象庁が作成した全球客観解析データ (1 日 2 回 (00UTC と 12UTC),  $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$  緯度経度格子, 以下, GANAL (Global Analysis の略称) と呼ぶことにする) を利用した。



第1図(a) 00UTC における地上天気図上の前線 (実線), 低気圧中心 (黒丸), 高気圧中心 (白丸), 台風中心 (渦のマーク) を10日毎に重ねて, 8月1日から10月19日まで並べたもの。なお, 台風については, 各日の中心を破線で結んである。



第1図(b) (a)と同様。但し、1994年。



第1図(c) (a)と同様。但し、1995年。

(f) 『気候系監視報告』(気象庁刊行)  
1993～1995 年の各年の気候状況に関して概観するために利用した。

### Ⅲ. 地上天気図上の前線出現状況の季節経過

第1図は、00UTCにおける地上天気図上の前線、低気圧中心、高気圧中心、台風中心を10日毎に重ねて、8月1日から10月19日まで並べたものである。1993年、1994年、1995年について、それぞれ、(a)、(b)、(c)に示す。

顕著な冷夏・多雨であった1993年夏には、8月に見られた日本列島南岸付近の前線出現頻度の集中帯(梅雨前線帯)が、位置をあまり変えずに、9月になっても九州～本州南岸に維持された(秋雨前線帯)。

一方、北日本も含めて日本列島で顕著な暑夏・少雨であった1994年夏には、前線出現頻度の集中帯(北上した前線帯)は45N以北に位置しており、日本列島域では、亜熱帯高気圧に覆われやすかった。この前線帯は、日本列島の梅雨明けに対応して梅雨前線帯が北上したのではあるが、加藤他(1997)が指摘したように、温帯低気圧の通り道(ストームトラック)としての前線帯の特徴も示していた。9月上旬になると、このストームトラックに対応する総観規模の中心の通り道は若干南下する程度で、低気圧は基本的に東進しているが、その後面に伸びる寒冷前線は、西日本の南岸近くまで南下するようになった。しかも興味深いことに、140E以東では前線が40～45N付近に位置するのに対し、130E以西では30N付近に位置していた。つまり、前線帯の走向が南西から北東へ大きく傾いていた点が注目される。

1995年夏には、8月になっても梅雨前線は東北北部～北海道までしか北上しなかったが、北日本を除いて1994年と同様な暑夏・少雨傾向を示した(Ⅱ. で挙げた気象庁の『気候系監視報告』も参照)。9月上旬になると、前線出現頻度の集中帯は、日本列島南岸付近まで南下・停滞しやすくなった(秋雨前線帯)。しかし、9月の前線帯は、西日本側では準定常的傾向を示したが、日々で見ると、前線上の小低気圧が東進するにつれて少々発達し、前線の日々の南北振動も140E以東では大きくなった(9月上中旬には、～40N以北を東進してきた低気圧と、日本の東海上で合体しやすかったようにも見える)。

このように、秋雨前線帯に対応する地上前線の出現頻度の集中帯は、3つの年で日付のずれが多少あるものの、9月上旬・中旬頃を中心に特に明瞭に見られた。そこで、その期間を含む9月3日

～22日を『期間A』(A: autumn)として、各年の雲の特徴の分布や大気の平均場について比較する。

## Ⅳ. 期間平均した秋雨期における日本付近の雲分布や大気場の特徴の3つの年での比較

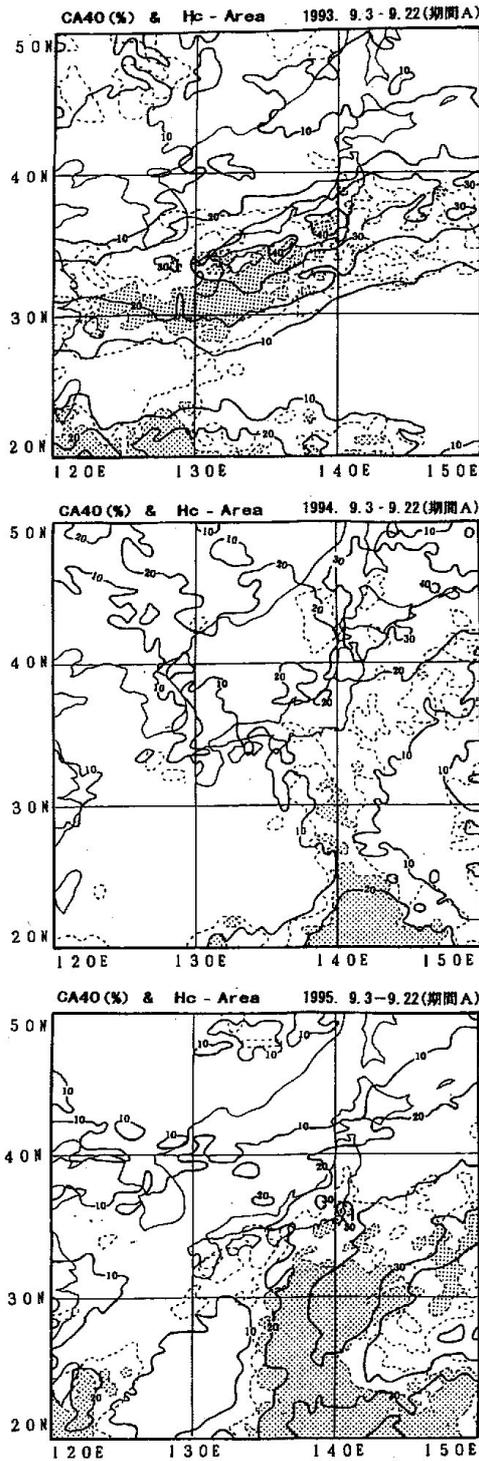
### 4.1 雲分布の特徴と日本列島での降水量の比較

1993, 1994, 1995年における期間A(9月3日～22日)で平均した上層雲量(CA40)、及び、Hc-Areaの出現頻度の分布を、第2図に示す。Hc-Areaの出現頻度に関しては、10日あたりの回数、すなわち、4回/日×10日=40マップタイムあたりの回数に換算して表示してある。

1993年の秋雨期には、第1図で示された日本列島付近の地上前線出現頻度の集中帯にほぼ対応して、平均雲量極大ゾーンが明瞭に見られた(その南北の境界もシャープ)。しかも、その雲量極大ゾーンの南半分では、深い対流雲群の出現に対応すると考えられるHc-Areaの高頻度での出現域も、大陸東岸～九州南部～東海地方にかけて広く東西に伸びていた。

ところで、Hc-Areaの出現頻度が1～2回/40マップタイム(10日間あたり)という、少ない値に思えるかもしれない。しかし、もし、南北500km、東西1000kmの範囲の全ての $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 領域で、Hc-Areaが40マップタイムあたり2回出現した場合、(緯度経度 $0.5^\circ$ で50km程度に対応するので)領域全体で $(500/50) \times (1000/50) = 10 \times 20 = 200$ 個のHc-Areaが出現したことになる。もしも、1個の積乱雲群(クラウドクラスター)の平均的なサイズが $100\text{km} \times 200\text{km}$ 程度とすると、積乱雲群1個でHc-Areaが $2 \times 4 = 8$ 個分であり、この $500\text{km} \times 1000\text{km}$ の領域に、40マップタイム(10日間)で $200/8 = 25$ 個の積乱雲群が出現した場合の値に相当することに注意されたい(つまり、1日のうちの半分から2/3を占める時間帯には、 $500\text{km} \times 1000\text{km}$ の領域に1個程度の割合で積乱雲群が出現した場合の値に相当する)。

また、SDPデータに基づく各年の期間Aにおける各地域で平均した総降水量を、第1表に示す。1993年には、九州から東海地方にかけての広い範囲で降水量が多かった。従って、1993年の秋雨前線帯は、特に西日本を中心に積乱雲群の頻出も伴って多量の降水を日本列島域にもたらしたシャープな雲帯として特徴づけられる。



第2図 期間A(9月3日~22日)で平均した上層雲量(CA40, %), 及び, Hc-Areaの出現頻度の分布。上段から順に, 1993年, 1994年, 1995年を示す。なお, Hc-Areaの出現頻度は, 10日あたりの回数, すなわち, 4回/日×10日=40マップタイムあたりの回数に換算して表示し, この単位で1, 及び2ユニットの等値線のみ描いた。影をつけた領域は, Hc-Area出現頻度が2ユニット以上であることを示す。

第1表 期間A(9月3日~22日)における総降水量の各地域での領域平均値(mm)。SDPデータに収録された全ての地上気象官署における日降水量の値を単純に平均して, 期間で積算した。地域の区分は、『気候系監視報告』(気象庁)と同様。なお, 沖縄については省略した。

地域	1993年	1994年	1995年
北海道	48	162	69
東北	106	185	90
北陸	266	54	77
関東甲信	194	194	176
東海	285	217	90
近畿	222	107	37
中国	223	107	30
四国	233	31	41
九州北部	229	53	82
九州南部	386	36	124

1994年には, 地上前線出現頻度の集中帯の中でも, 北海道付近で上層雲量は特に大きかった。その南西方の関東~近畿地方にかけては, 地上前線の出現は比較的多く見られたものの, 上層雲量は大きくなかった(但し, 東海地方での総降水量は約220mmに達した)。

更に興味深いことに, 地上前線出現頻度の集中帯で上層雲量が比較的小さかった30N/140E付近(八丈島近海)で, Hc-Area出現頻度が最も大きい傾向を示した。一方, 上層雲量が大きく総降水量も160mmに達した北海道付近では, Hc-Areaの出現頻度は大きくなかった(気候系監視報告によれば, 北海道や東北地方での9月の平年の降水量に比べてもかなり大きかった)。このように, 1994年には, 北日本付近まで秋雨前線が伸び, しかも, そこでは比較的広範囲に広がる層状雲に関連して総降水量がかなり多くなっていた可能性が示唆される。

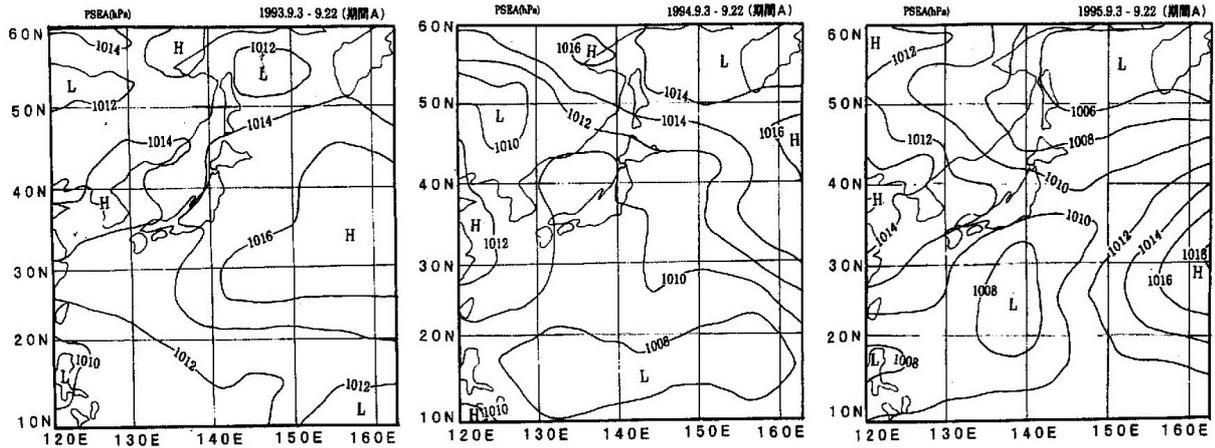
1995年には, 東日本からその東方海上にかけて上層雲量極大ゾーンが伸びていた。日本列島東方の秋雨前線に対応する多雲量域では, Hc-Areaの出現頻度も比較的大きかった(但し, Hc-Area出現頻度に関しては, ~30N/140E以南の方が更に高かった)。それ以西の西日本側でも, 地上前線出現頻度は比較的大きかったものの, 上層雲量の値やHc-Area出現頻度は小さかった。また, 西日本側では, 降水量もかなり少なかった。つまり, 1995年には, 日本の東海上に上層雲量が大きな雲帯が伸びており, 秋雨前線帯の主要な活動域が, かな

り東側に位置していることが分かる。

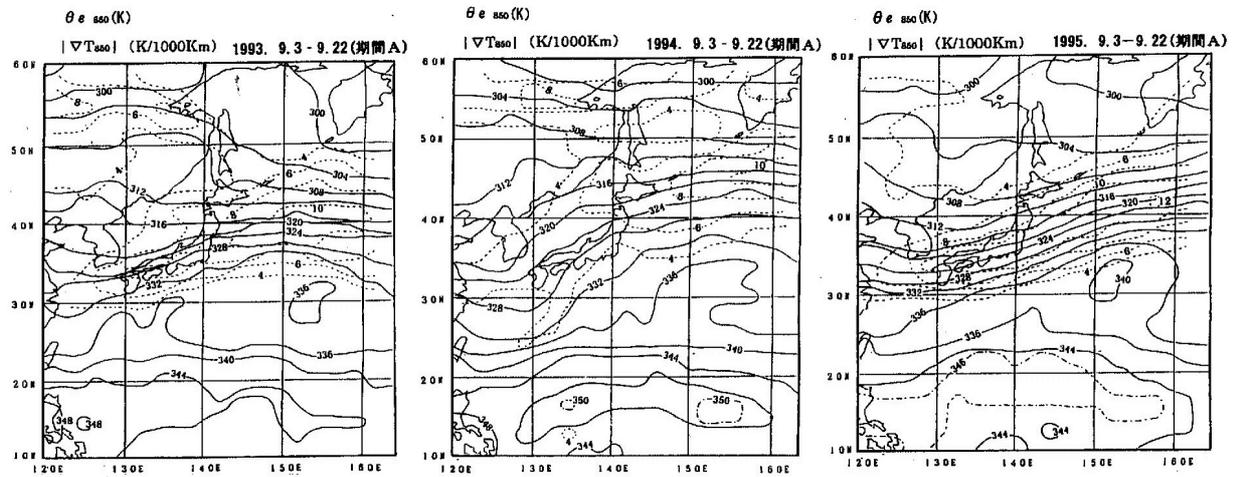
以上のように、秋雨前線帯に関連した広域の雲・降水分布は、単に南北の位置だけでなく、雲帯の走向や主たる活動域の東西の違い、更には、Hc-Area で示唆されるような雲頂の高い雲域（恐らく、積乱雲群に対応）の出現状況の違いのような、大きな年々の差異が見られうるようになった。

次に、GANAL に基づく大気場の解析を行った。期間 A で平均した各年における海面気圧の分布のを、第 3 図に示す。また、各年の期間 A で平均した 850hPa における相当温位  $\theta_e$  と、期間平均気温の水平傾度の絶対値  $|\nabla T_{850}|$  の分布を第 4 図に示す。また、26, 25N（南西諸島付近の緯度）における、850 hPa 面での 5 日移動平均の南北風成分（V850）の時間・経度断面を第 5 図に示す。

4.2 前線帯付近の大気場の比較



第 3 図 期間 A（9 月 3 日～22 日）で平均した海面気圧の分布（hPa）。左から順に、1993 年、1994 年、1995 年。



第 4 図 期間 A（9 月 3 日～22 日）で平均した 850 hPa における相当温位  $\theta_e$  (K, 実線), 及び、期間平均気温の水平傾度の絶対値  $|\nabla T_{850}|$  ( $^{\circ}\text{C}/1000\text{ km}$ ) の分布。 $|\nabla T_{850}|$  については、 $4^{\circ}\text{C}/1000\text{ km}$  以上の値の等値線のみ示した。左から順に、1993 年、1994 年、1995 年。

1993 年の期間 A（秋雨期）には、地上の太平洋高気圧に対応するリッジが、冷夏であった 8 月からあまり位置を変えず、 $\sim 28\text{N}$  に東西に伸びて停滞していた（第 3 図（左））。8 月については、『気候系監視報告』（気象庁）を参照）。但し、次章の第

6 図からも、太平洋高気圧に覆われて上層雲量の小さな領域が分かる（以下、1994 年、1995 年 8 月についても同様）。

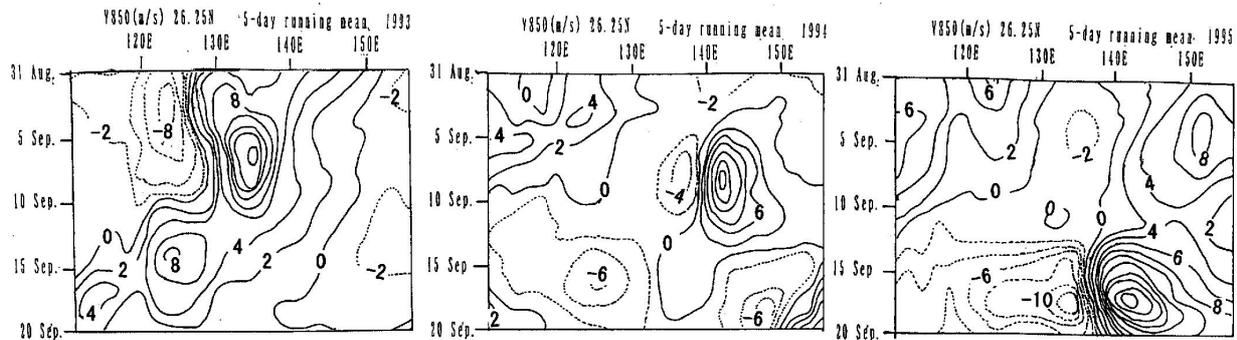
秋雨前線帯は、梅雨前線帯と同様に、高温多湿な海洋性熱帯気団の北縁に位置する準定期的前線

帯であり、特に西日本の前線出現頻度の集中帯は、850 hPa での  $\theta_e$  が 336K 以上の領域の北縁に対応していた (第 4 図(左))。1993 年には、1994 年、1995 年に比べて、東シナ海～西日本の南方で前線帯へ吹き込む南風成分が強かった (9 月上旬と中旬頃で、26.25N での南風成分の強さや極大域の経度が異なっていたが)。それに対応して、4.1 で述べたように、Hc-Area の出現頻度も大きかった。その前線出現頻度の集中帯は、850 hPa における気温の水平傾度の絶対値の極大軸にも対応していたが、西日本付近の  $|\nabla T_{850}|$  の値は、6~8°C/1000 km 程度であり、1995 年における西日本付近のそれよりも小さかった。

1994 年には、8 月に日本列島を覆っていた太平洋高気圧の中心は、期間 A には 45N/165E 付近まで東にシフトする一方、10-20N/130-160E 付近には熱帯の対流活動域 (次章参照) に対応した低圧域が東西に伸びていた (第 3 図(中央))。興味深いこ

とに、これらの高圧域と低圧域に挟まれる領域では、南東から北西方向に走る等圧線が混んでいた。地衡風の関係から示唆されるように、東日本～東海地方にかけて、下層の強い南東風が吹き込んでいたことが示唆される (第 5 図(中央)) で見られる、140~150E 付近の強い南風成分に対応。但し、9 月 15 日過ぎには不明瞭になったが)。

東日本から北日本にかけての多量の降水は、この下層の南東風 (前線帯にほぼ直交する方向) による水蒸気輸送が大きく寄与していたことが示唆される。なお、東日本～北日本付近の前線出現頻度の集中域では、 $\theta_e=336K$  の等値線は、前線出現頻度の集中域よりも 500~1000 km ほど南東側にあった。つまり、東日本～北日本の秋雨前線帯付近の 850 hPa での  $\theta_e$  はやや小さめの値であった。その点も、その地域で、降水量の割に Hc-Area の出現頻度が大きくなかった点と関連して興味深い。



第 5 図 26.25N における 850 hPa 面での 5 日移動平均した南北風成分 (V850) の時間・経度断面 ( $m s^{-1}$ )。正値が南風を示す。左から順に、1993 年、1994 年、1995 年。

一方、西日本では、10-20N/130-160E 付近の低圧域と 30-40N/120E 以西の高圧域に挟まれて、下層で、地衡風的には平均場の北風成分が侵入しやすい場となっており、まとまった降水をもたらす上で好都合な状況とは言えなかった。実際、 $\theta_e=328K$  の等値線が 30N 以南まで侵入するなど、東シナ海域～九州西部にかけては、相当温位が比較的低い空気に覆われていた。また、 $|\nabla T_{850}|$  の値も 1993 年よりも更に小さかった。

1995 年には、太平洋高気圧の中心は 9 月になると、日本列島はるか東方の 35N/175E 付近まで後退し、そこから西に伸びる地上のリッジも、25N/145E 付近までしか伸びていなかった (第 3 図(右))。その西方には、25N/138E 付近を中心とする低圧域が見られ、西日本へは、大陸に中心を持つ高気圧の一部が北西方から覆っていた。西日本付近の 850

hPa での水平温度傾度は、1995 年が、1993, 1994 年に比べて大きく (傾圧帯の中心軸で 10~12°C/1000 km)、850 hPa 相当温位も西日本付近で大変混み合っていた (第 4 図(右))。つまり、気温で見ても相当温位で見ても、西日本付近における平均場での南北の気団の違いは、3つの年で最も際立っていた。しかしながら、西日本付近では、今述べたような大陸に中心を持ち相当温位の小さな空気の領域に位置していた。

第 1 図によれば、1995 年には、西日本付近の地上前線上で発生した小低気圧が東進しながら日本の東海上で多少発達する様子も、すでに 9 月上旬頃から明瞭であった (春や秋の典型的な傾圧不安定波の発達に比べると、それほどの発達とは言えないが)。これは、西日本付近でも下層の傾圧性が他の年よりも大きかったことと整合しており、ま

た、このような小低気圧東進後、後面で下層に寒気・乾気が流入しやすかったものと考えられる。

なお、第5図(右)に示されるように、5日移動平均で見ても、東シナ海域～本州南方における南風成分は大変弱く、北風成分が卓越した時期も多かった。従って、西日本付近では、平均場の前線帯付近での温度傾度や相当温位傾度は大きくても、そのことが湿潤な気団の侵入による多雨には結びつかなかった点に注意が必要である(第2図に示されるように、西日本付近では、上層雲量やHc-Area出現頻度も小)。

一方、145E以東では、亜熱帯高気圧域から前線帯への地衡風の南西風も強いことが示唆された(第3図(右))。実際、26.25Nにおける5日移動平均の南風成分も期間Aを通して持続しており(第5図(右))、850hPaで336～340K程度の高い相当温位を持つ空気が(第4図(右))、亜熱帯域からその北側の秋雨前線帯へ流入しやすい状況であったと考えられる。このため、1995年には、日本列島の東方海上を中心に、秋雨前線帯での上層雲量やHc-Area出現頻度が大きくなったものと考えられる。

以上のように、本研究では3つの年での事例のみの比較ではあるが、

- ①秋雨前線帯での雲・降水活動は、単にその南北の位置や強さだけでなく、東西方向にも年による大きな偏りがあること、
  - ②それは、秋雨前線の南側の太平洋高気圧の広がり方やそれに伴う南側からの高温多湿な気団の侵入状況の年々の違いの大きさを反映するものであること、
- が明らかになった。

## V. 熱帯の対流活動域などの年々の違い

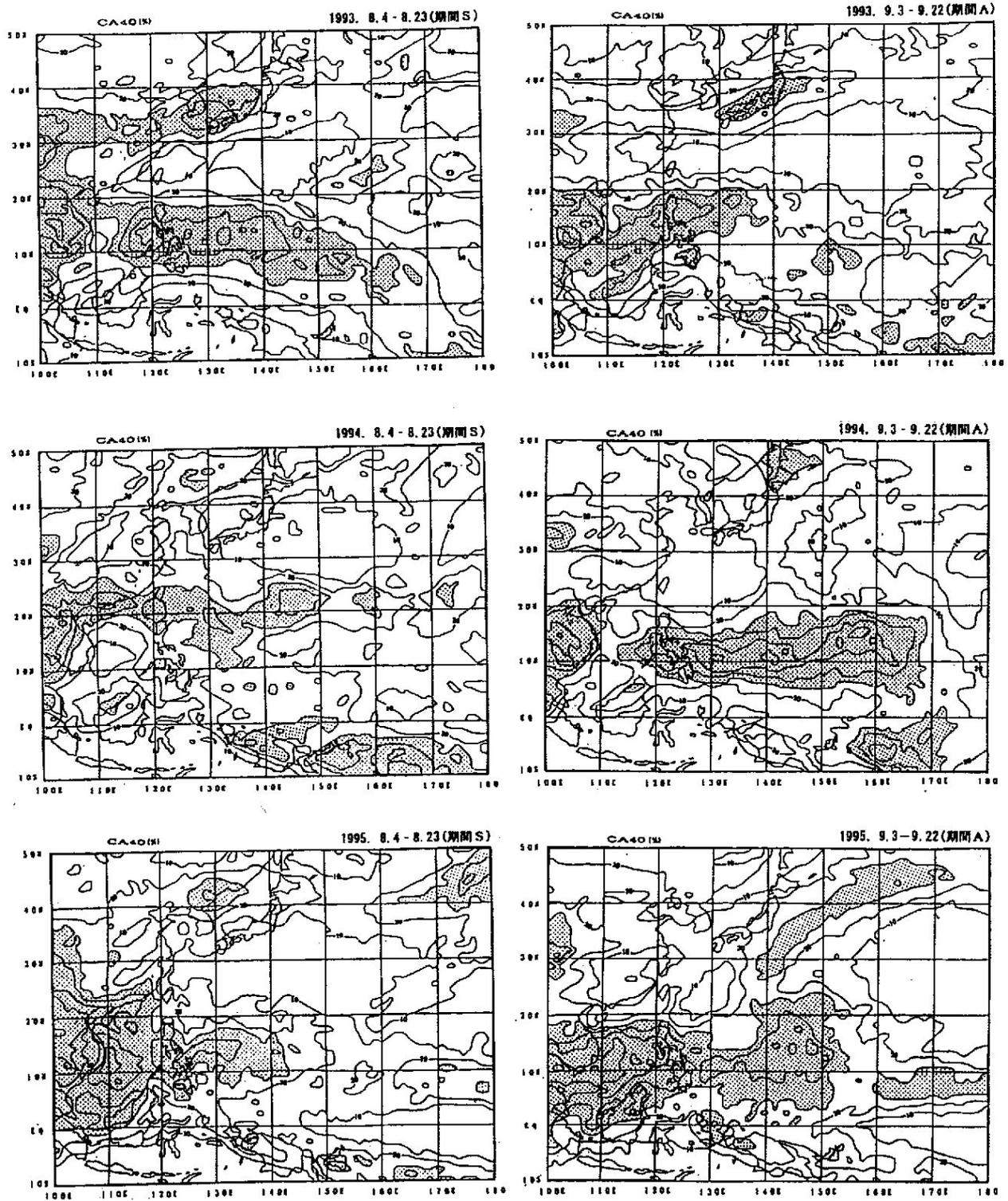
第6図に、各年の期間S(S: Summer, 8月4日～23日)、A(9月3日～22日)でそれぞれ平均したGMS上層雲量の分布を示す。1993年には、9月になると、熱帯西太平洋の対流活動域(上層雲量の大きな領域)が140E以東では弱まって南下したものの、日本列島南方では8月よりも僅かに北上した。亜熱帯高気圧域に対応する低雲量域は、9月になっても日本のすぐ南方で東西に細長く伸びていた。東シナ海西部以西では、梅雨期と違って、30N以南で東西の海面気圧傾度は小さく、前線帯への下層南風成分も弱かったが(第3図、第5図)、西日本の南方では、梅雨期と同様に、秋雨前線帯への強い下層南風成分が卓越していた。なお、図は略すが、今述べた西日本南方での東西の気圧傾度は、9月上旬に、台風が2個、南西諸島域をゆ

っくりと北上したことにも関連していた(第1図(a))。このように1993年には、熱帯の対流活動域の中心が西太平洋側にあり、亜熱帯高気圧に対応する上層雲量極小域で下層南風の強い経度帯が、少なくとも130E付近よりも西方まで伸びていた点が、西日本での秋雨前線帯に伴う活発な雲・降水活動の維持に関連して注目される。

一方、1994年には、8月から9月にかけて、熱帯収束帯に対応する西太平洋域の対流活動域が全体として500～1000km程度南下するとともに、その中心が東方の140～160Eの経度帯に移った。上層雲量の値やその大きな値を持つ領域の広がりも、8月よりも9月の方が大きくなった。それに対応して、日本の北東海上では、地上でも、亜熱帯高気圧のリッジが中緯度の偏西風帯のリッジと合体し、50N付近まで伸びていた(第3図。また、第6図(中段)の上層雲量極小域分布を参照)。前述の1994年における秋雨前線帯に対応する雲帯の走向や、そこへの強い下層風の吹く領域の分布は、このような熱帯収束帯や高気圧域の東方への偏り対応していたことになる。

また1995年には、8月から9月にかけて、130E以西では熱帯収束帯が弱まって南下したが、145E以東では、その北縁部は逆に北上した。それに対応して、日本列島のはるか東海上では、西縁に強い下層風を伴う亜熱帯高気圧が維持されていた。

なお、中国大陸の内陸部では(例えば、第6図(下段)100～110E付近を参照)、上層雲量の大きな領域が8月には南アジアから30N以北まで伸びていたが、9月には20N以南に南下した。この特徴は、1993年、1994年、1995年に共通して見られた。9月頃は、北半球夏モンスーン期に見られるチベット高原を中心とする下層の巨大な熱的低気圧(Kawamura and Murakami 1998)が9月頃には弱まって南下する時期に対応するものと考えられ、チベット高原の北側には冷たい空気を持つ高気圧へと次第に変化し始める時期にあたる(加藤他 2004)。従って、もしこのような影響を受けるとすれば、大陸～東シナ海西部にかけては秋雨前線での降水活動は必ずしも活発でないことも不思議ではない。それ以東でも、毎年同様な領域で熱帯収束帯に対応する雲域が見られるわけではなく、秋雨前線帯の活動には、かなり大きな年々変動が東西方向にも見られる点が注目される。IV章で述べた秋雨前線に対応する雲・降水活動やそれに関わる亜熱帯高気圧域やその周辺の下層南風の分布の東西方向への大きな年々の違いは、このような130E以東での熱帯の対流活動域の東西方向への年々の違いにも対応することが分かった。



第 6 図 期間 S (8 月 4 日～23 日), 及び, 期間 A (9 月 3 日～22 日) でそれぞれ平均した上層雲量 CA40 の分布 (%). 30%以上の領域に影をつけた。左側が期間 S, 右側が期間 A。また, 上段から順に, 1993 年, 1994 年, 1995 年を示す。

## VI. まとめ

日本列島付近で顕著な冷夏・多雨年であった1993年、暑夏・少雨年であった1994年、北日本を除いて初夏・少雨年であった1995年为例に、それらの夏に続く秋雨前線帯の雲分布や大気場の違いについて、気象庁によるルーチン観測データ等に基づき比較解析を行った。その結果、次の特徴が明らかになった。

(1) 1993年には、秋雨前線帯に対応して、地上前線出現頻度の集中帯や上層雲量極大域が東西に伸びており、積乱雲群にほぼ対応する Hc-Area (GMS 雲データで雲域平均  $TBB \leq -50^\circ\text{C}$  なる  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  領域) の出現頻度や降水量も、特に西日本付近で高かった。一方、1994年には、秋雨前線帯は東海から北日本にかけて伸びていたが、そこでの Hc-Area の出現頻度はあまり高くはないにも関わらず、前線帯付近での降水量は比較的多かった。1995年には、日本列島付近でも地上天気図上の前線の出現頻度は大きかったが、そこでの降水量は少なかった。1995年における秋雨前線の上層雲量や Hc-Area 出現頻度の大きい領域は、日本列島の東方海上に限定されていた。

このように、秋雨前線に対応する雲・降水活動は、その東西方向の年々の差異も大変大きいことが分かった。

(2) 秋雨前線に対応する雲・降水活動の違いは、亜熱帯高気圧域から前線帯へ向かう下層南風成分の比較的強い領域の年々の違いにも、大きく依存していた。すなわち、亜熱帯高気圧域の下層南風成分の分布状態も、秋雨期には東西方向に大きな年々を呈しうることが示唆された。

(3) 更に、秋雨前線帯の走向がかなり南北に近くなった1994年、及び、秋雨前線帯に対応する活発な雲域（そこで Hc-Area も比較的頻出）が日本列島の東方に限定されていた1995年には、熱帯西太平洋の対流活動域（いわば熱帯収束帯）がかなり東方に偏っていた。亜熱帯高気圧の位置、強さ、形状の3つの年での差異は、このような熱帯西太平洋での対流活動域の分布（上層雲量の分布）の東西方向の変動に対応していた。

気候学的には、熱帯西太平洋の9月の海面水温はまだ十分に高く（例えば、Murakami and Matsumoto (1994)を参照）、どこでも活発な対流が起きてもおかしくない。従って、夏の熱帯海域での対流活動域の偏りが何らかの形で9月頃の熱帯西太平洋での対流活動分布へのトリガーを与えれば、南北のみならず東西方向にも対流活動域の大

きな年々の変動を生じ、秋雨前線の活動へも大きく影響しうるかも知れない。

もちろん、日本の夏の天候に関連した亜熱帯高気圧の振る舞いは、上野と新田 編 (1990), Nitta (1987), Kurihara and Kawahara (1986), Kurihara and Tsuyuki (1987), Ueda et al. (1995), Ueda and Yasunari (1996)らが指摘するような熱帯の対流活動ばかりではなく、チベット高原上空付近の対流圏上層の亜熱帯ジェット（アジアジェット）やユーラシア高緯度域の寒帯前線帯に対応する偏西風帯での定常ロスビー波列の伝搬にも大きく影響を受け得る（Tsuyuki and Kurihara 1989; Enomoto et al. 2003等）。しかし、SPCZ や SACZ の東西の位置や活動時期の大きな年々変動と南半球夏モンスーン降水域の年々変動との対応が見られることも考えると（Kodama 1992, 1993）、このような9月頃の熱帯西太平洋の対流活動域の東西方向の年々の違いと、秋雨前線の活動域の年々の変動やそこでの水収支過程との具体的関わり方に関連して、今後詳しく検討する余地があると考えられる。また、8月の年による大規模場の環境の違いが9月の特徴にどのように影響しうるのかについても、今後の検討課題として興味深い。

## 謝辞

本稿は、著者の一人である福田維子の卒業研究（1999年1月提出。共著者である加藤内藏進が指導教員）をベースとして解析を追加し、昨今の国内外における研究の状況を踏まえて加筆・修正したものである。なお、本稿の取りまとめは、平成21~23年度科学研究費補助金（基盤研究(B)）「日本付近の気候系の広域季節サイクルの中でみた日々の降水コントラストと年々の変動」（代表：加藤内藏進）の一部として行った。また、解析の一部は、名古屋大学大型計算機センター（現在、情報基盤センター）も利用した。

## 引用文献

- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and M. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 157-178.
- Hahn, D. G. and S. Manabe, 1975: The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *J. Atmos. Sci.*, 32, 1515-1541.
- Hirasawa, N., K. Kato and T. Takeda, 1995: Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in the subtropical East Asia around the middle of May. *J. Meteor. Soc.*

- Japan, 73, 221-239.
- 加藤内蔵進・福田維子・平沢尚彦・東苓・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 (号外), No. 38「流体力学から見た大気と海洋-木村龍治教授退官記念論文集-」, 235-242。
- 加藤内蔵進・金政瑞穂・木下綾子・劉国勝, 2000: 衛星から見た梅雨前線帯と水収支過程 (1993 年の冷夏・多雨に注目して)。月刊海洋, 32 (No. 5), 345-351。
- 加藤内蔵進・加藤晴子・別役昭夫, 2009: 東アジア気候環境とその変調を捉える視点の育成へ向けた学際的授業開発の取り組み (多彩な季節感を接点に)。環境制御, 第 30 号, 9-20。
- 加藤内蔵進・劉国勝・森昌彦・武田喬男・牧原康隆, 1997: 1993 年冷夏時の梅雨前線活動と水循環。気象研究ノート第 189 号「1993/94 年夏の異常気象の解明」(日本気象学会), 72-87。
- Kawamura, R. and T. Murakami, 1998: Baiu near Japan and its relation to summer monsoons over south-east Asia and the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 619-639.
- 鬼頭明雄, 2005: チベット高原の隆起がアジアモンスーンに及ぼす影響に関する気候モデルシミュレーション。地質学雑誌, 111 (No. 11), 654-667。
- Kodama, Y. -M., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 813-836.
- Kodama, Y. -M., 1993: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations of generating the STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 581-610.
- Kurihara, K. and K. Kawahara, 1986: Extremes of East Asian weather during the post ENSO years of 1983/1984 - severe cold winter and hot dry summer-. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 493-503.
- 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.
- 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.
- Murakami, T. and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 719-745.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of the Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 880-894.
- Nitta, Ts., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- 妹尾ゆかり・加藤内蔵進, 2008: 1990 年代における東北日本の冷夏に関わる大規模場について (1970 年代との比較)。岡山大学地球科学研究報告, Vol. 15, No. 1, 67-77。
- 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。
- Tsuyuki, T. and K. Kurihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 231-247.
- Ueda, H., T. Yasunari and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the Northern Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 795-809.
- Ueda, H. and T. Yasunari, 1996: Maturing process of summer monsoon over the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 493-508.
- 上野達雄・新田勅 編, 1990: 「熱帯の対流活動と日本の天候」。気象研究ノート第 168 号, 日本気象学会, 全 122 頁。
- 安成哲三 編, 1997: 「1993 年/94 年夏の異常気象の解明」。気象研究ノート第 189 号 (日本気象学会), 全 290 頁。