

高層風およびレーダによる宮崎県東部の大雨の解析*

笠 村 幸 男*

要旨

宮崎県の、東よりの風による降雨の特性は、下層の東成分の風向が上層への増大か、下層へ減少する型であるかで分類できる。

ここでは青島の集中豪雨の2例の解析により、低気圧が九州に接近する時には九州南東部にうず状エコーが形成され、北高パターンのときには背の低いエコーが日向灘方面から西進して、沿岸沿いの地方で大雨を降らしていることが分かった。

なおこの解析には、啓風丸などによる3か年間にわたる特別観測資料を利用した。

1. はじめに

宮崎県の沿岸付近の大雨については、黒木(1970)の報告を始めとして多くの人によって解析されている。中村(1973)の調査によると、台風が直接の原因の場合を除くと例数の3分の1は下層の東よりの強い風が入ったあとで大雨になっている。

これらの雨の降雨開始の時期が、低層における東成分の風の層厚の減少過程に当たるか、または増大過程に当たるかなどにより、鹿児島の上層風シークエンスがはっきりした季節差を持つ4つの型に分類され、また、それらの型により雨の降り方や地域性に系統的な差が認められる。

本文では下層の風向の変化に対応したエコーの異なる現われ方について解析し予報則を究明したい。

なお、1974年から3か年間、啓風丸などによる特別観測が実施されたので、従来の大雨なども含めて解析結果を報告したい。

2. 東西成分境界層の高度変化型とその発現日数

単に東よりの風といっても、たとえば低気圧が九州に接近する過程で吹走するものと、日本海方面に高気圧があって北高パターンが続くときに吹走するものに分類される。じょう乱が九州に接近する場合には雨の降り方や

量的なものはおおよそ見当づけられるであろう。その殆んどは熊本・鹿児島県の隣接県の状況を把握しておくことにより大きな誤りを犯すことはないといわれている。

ところが、北高パターンの場合には、従来から雨の降り始めを予測するにしても、また、その量的なものを計算するにしても予報則すらつかめていなかった。

これらのことについては笠村(1974)の報告があるが、その後の調査により、われわれは鹿児島の上層風の東成分の層の変化型を次の4つの型に分類できることが分かった。

東と西成分の風向の境界層(以下0ライン層と示すことにする)の変化型は、強雨の開始時期が0ライン層の上昇過程か下降過程かということ、変化が最下層まで及ぶか及ばないか、当初からの下層の状態により4分類される。

A型: 0ラインの下降が最下層まで及んでいる場合で、強雨は0ラインが急下降するころ始まるが、降雨のピークは西風に転換した後が多い。すなわち、偏西風のじょう乱に伴ったもので、九州を通過する低気圧はすべてこの型となる。

これについては笠村・中村(1975)の解析したものである。

B型: 0ラインの高度が増大する過程、ないし、そのピーク時に降り出している。

一般的には北高型のパターンあるいは日本の南海上に前線が停滞している場合で、本来の東風によるものはこの型のものであり、雨の量的予想が最も困難なものとされている。本文中に示す1975年の例がこれに相

* Heavy Rainfall in Eastern Part of Miyazaki Prefecture Used the Upper Wind and Radar Echo.

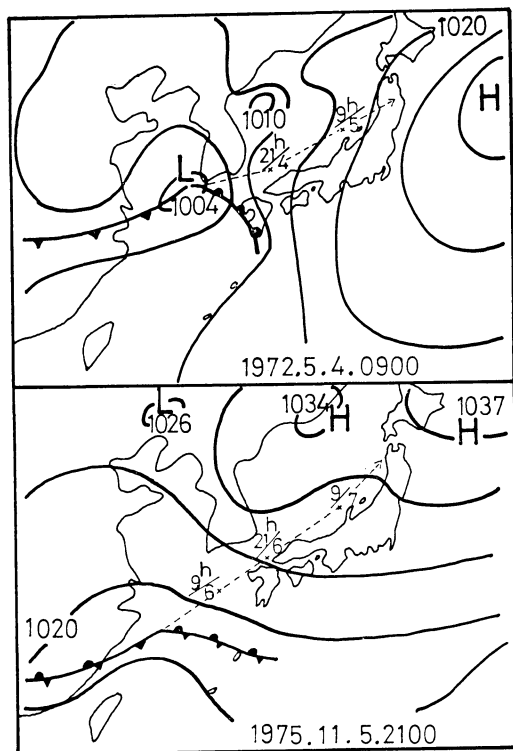
** Y. Kasamura, 宮崎地方気象台.

——1976年11月16日受領——

——1977年3月3日受理——

型	年	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
A型	1966				1	3		1					1		6
	67					1									1
	68					3	1	1						1	6
	69						4								4
	70			1	2	3	2	1							9
	71				1										1
72							4				1			5	
	小計			1	4	10	11	3			1	1	1	1	32
B型	1966					1					1	2			4
	67							1		1					2
	68				1		1				2				3
	69			1						1					2
	70						1			1					2
	71									2					2
72	1	1			1					2	2			6	
	小計	1	1	1	1	1	3			9	4			21	
C型	1966					1					1	1			3
	67														
	68						1								1
	69													1	1
	70					4									4
	71					2	1			2					5
72										1				1	
	小計					7	2			3	2		1	15	
D型	1966						1								1
	67									2					2
	68														
	69									2	1	1			4
	70				1	1									2
	71														
72									4	1	1			6	
	小計	1	1	2	6	19	17	3		16	7	2	2	27	

第1表 下層の東風による宮崎県の大雨時の上層風の東西成分境界層の変化型別の発現日数(1966-1972).



第1図 1972年5月4日9時と1975年11月5日21時の地上天気図(点線は低気圧の径路を示す).

当している。

C型: 摩擦層上限くらいまで0ラインは下降し、下層は東成分のまま経過する場合で、いわゆる北高型の場合。強雨は0ライン層が最も下降した頃が多いが、A型に似ている。

D型: 下層のかなり厚い部分で東成分の風が続いているなかで、中層以上の変化に対応して強雨が降るがB型に似ている。

以上の4つに分類できるが、実際の大雨は2~3日続くか、あるいは数個の強雨が含まれるなどのため、一連の大雨と0ライン層の変化型とは必ずしも一対一には対応しない。

一連の大雨の型別分類に当たっては雨の主要部分に注目し、ここでは1日単位の数個といった見当で年別にとり、それぞれの月別の回数を宮崎地方気象台(1973)の資料からとり第1表に示した。

第1表から分かるように、年によりかなり偏った現われ方をしているが、偏西風の強さの季節変化から当然期

待されるように、春から夏への過渡期と、夏から秋への過渡期に多発し、そのうち0ライン層の下降過程で始まるA型とC型は春から夏にかけて、上昇過程で始まるB型とD型は夏から秋にかけて多発し、はっきりした季節差を示している。

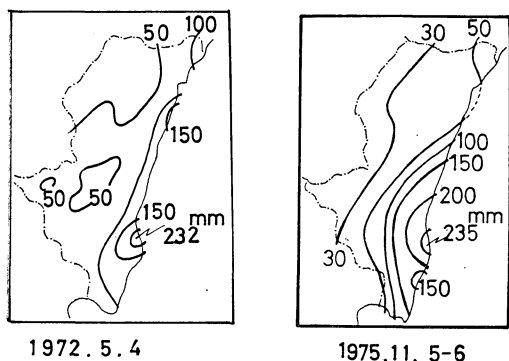
また、A型は宮崎県にとっては九州山地の山越えの気流の型で、九州南東部にうずが発生し、B型は日向灘方面から西進する背の低いうずの流入の型が示されているので、次に2つの例について示したい。

なお第1表によると、1972年の1~2月に、秋に現われやすいB型が現われている点が注目されるが、最近の異常気象の一端を物語るものといえるかもしれない。

3. 東よりの風による集中豪雨の解析例

東よりの風による集中豪雨の解析は笠村(1974)の文献に示してあるように数多くのものがある。

ここで示す例は、とくに県南東部(青島付近を中心とした地域)で日降水量が200mmを超えた1972年5月4日(A型)と、1975年11月5~6日(B型)の2例を



第2図 1972年5月4日(左)と1975年11月5~6日(右)の総降水量分布。

とりあげ、型別によって違いのあるレーダエコーについて述べたい。

(1) 集中豪雨時の状況

解析例としてとりあげた2例とも気圧の谷が中国中部方面から追跡され、それに伴うじょう乱が第1図に示すように朝鮮海峡付近を通過している。

第1図に示した地上天気図は青島で集中豪雨が発生した直前のもので、点線でその後の経路を示した。

このときの宮崎県内の総降水量分布図を第2図に示したが、青島で集中豪雨が発生したのは2例とも低気圧の中心が九州を通過するまでであったことから、現象的には温暖前線の前面における大雨と解釈されよう。

しかし、レーダエコーの項で示すように大雨を降らせたエコーの現われ方が全く異なることが注目される。このことは東成分の風の層の変化型の違いに結びつくものと考えられる。

1972年5月3~5日と1975年11月5~6日の鹿児島の高層資料のタイムセクションと、大雨が降った青島の時間降水量の変化を第3図と第4図に示した。

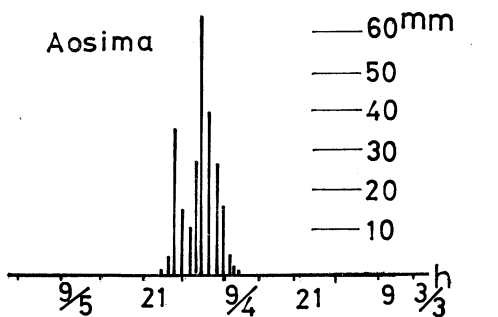
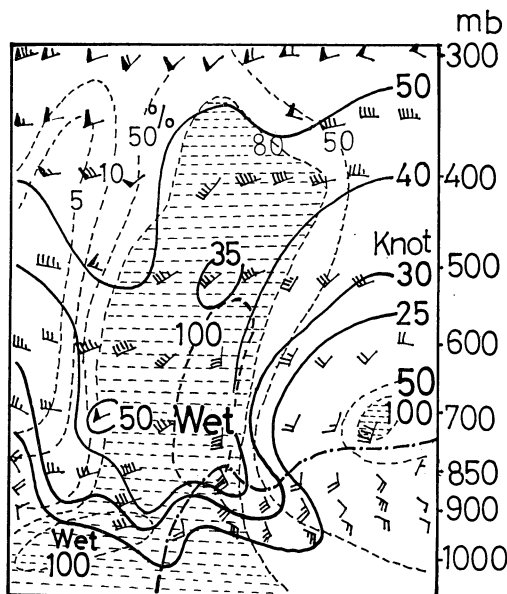
1972年5月の例では、4日の9時以降、東よりの風が次第に下層へと減少してゆく過程で大雨になっている。

第3図から分かるように、4日の9時ごろは中層から下層にかけて飽和し、下層では850~900mbの風速が次第に強くなっている。

ところが、第4図に示す1975年11月の例では青島の降水量のピークは5日の夜半ごろまでで、東成分の風の層が次第に増大する過程で大雨になっている。

なお、5日21時を中心とする時刻は下層での風速も強く、中層にかけて飽和している。

雨の降り方の違いは型別によって共通していることで



第3図 1972年5月3~5日の鹿児島の高層資料の時間変化図(上)と青島の1時間降水量(下)の変化。
(—; 風速, - - - -; 東西風成分の)境界, ...; 湿度。

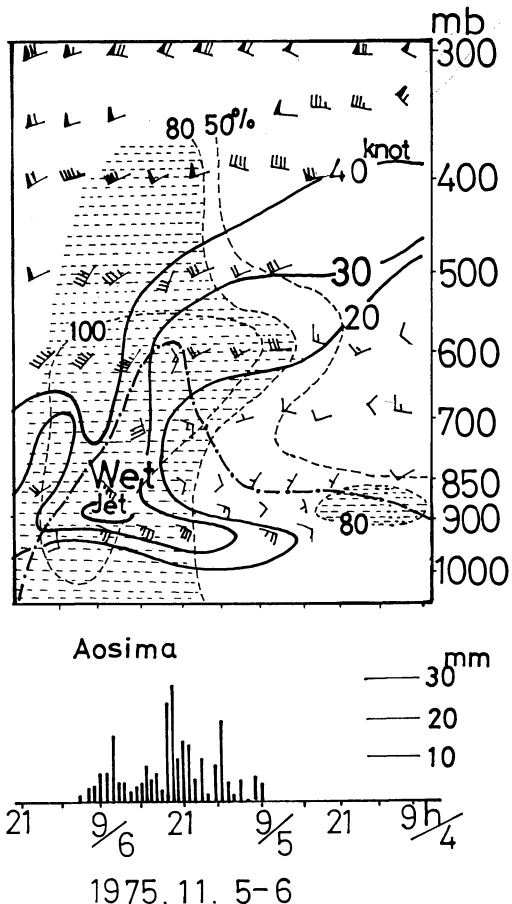
ある。

(2) 850mbの流線と相当温位場の解析

青島で集中豪雨が発生した前後の850mbの流線と等相当温位線について、1972年のものを第5図に、1975年のものを第6図に示す。

(i) 1972年5月4日

大雨の降った直前の4日9時に、ラージスケールの場として日本の南東海上と中国大陸に中心を持つ高気圧性循環の間の山東半島の南に中間規模じょう乱が解析されている。



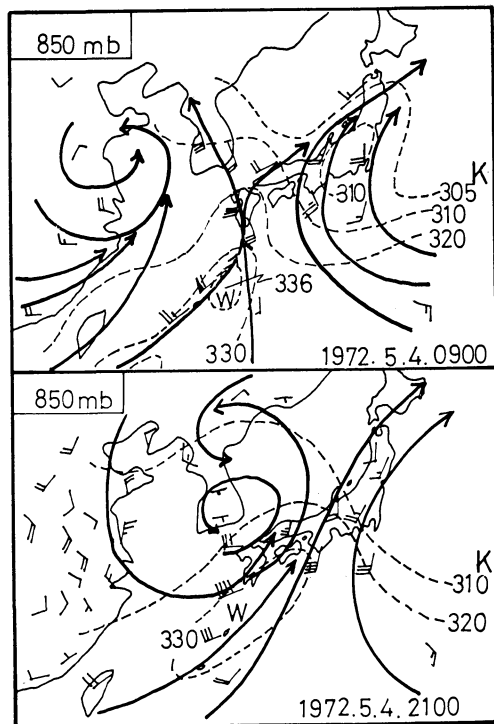
第4図 1975年11月5～6日の鹿児島市の時間変化図 (上) と青島の1時間降水量 (下) の変化。
 (—; 風速, - - - -; 東西風成分の) 境界, ...; 湿度.

日本の南海上に中心を持つ高気圧性循環は中国大陸方面から日本上空を移動してきたものである。

青島の大雨は4日9時ごろから始まっているが、九州付近の流線を見ると、日本の南東海上に中心を持つ高気圧性循環に伴う南東風と南西諸島方面からの南西風との合流域に当たり低気圧性循環が形成されている。

さらに相当温位の分布では、九州南部は南西諸島方面から 330°K 以上の高相当温位と、南海道沖からの低相当温位の合流域に当たっている。

このようなパターンは黒木 (1970) の解析によっても明らかであるが、900 mb (850 mb でもよい) の等温線または等相当温位線が乙字型のパターンをしているこ



第5図 1972年5月4日9時と21時の850 mb面の流線(実線)と相当温位(点線)。

と、すなわち、日本の南海上に低温な気塊の流入があって、しかも南西諸島方面から 327°K をこす高温な気塊の流入が大雨を降らせる条件の一つとなっている。

さて、名瀬では4日9時に南西の風60ノットの強風が観測されているが、積雲対流に伴う下層ジェットが存在が示唆され、名瀬では前12時間降水量が 140 mm に達している。このジェットは4日21時には潮岬方面へ東進している。

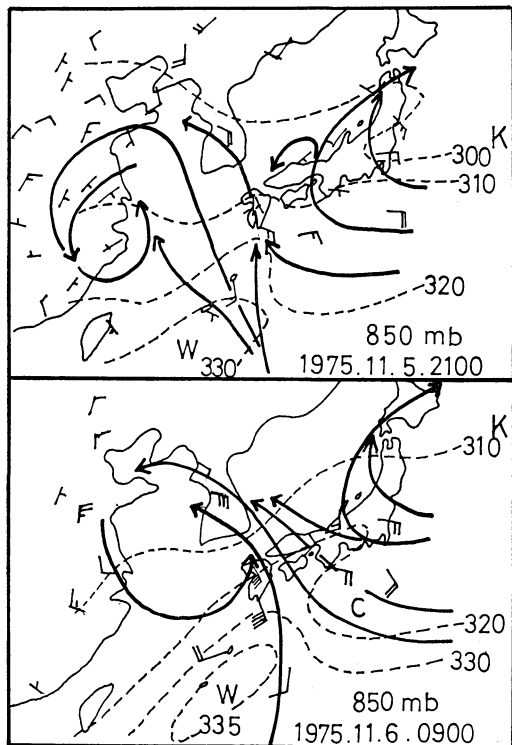
(ii) 1975年11月5～6日

5日から6日にかけて中間規模じょう乱は東シナ海を北東に進み、対馬海峡を通過している。

ラージスケールの中では、5日21時に中間規模じょう乱は上海付近にある。

しかし、九州南部では日本海を東進した高気圧の中心が北海道の南東海上にあり、それに伴う高気圧性循環は日本の南海上から九州南部にかけて東よりの風として流入し、九州の南海上からの南風との合流域になっている。しかも、330°K を超す高相当温位の気流が南西諸島方面から九州南部を指向している。

11月の平均相当温位は名瀬 315°K、鹿児島 306°Kを



第6図 1975年11月5日21時と11月6日9時の850 mb 面における流線(実線)と相当温位(点線).

示し、平均値をかなり上回っていることなどにも注目する必要がある。

さて、5日21時には観測されていないが、6日9時には福岡・鹿児島とも南東40ノットの強風が観測され、積雲対流に伴った下層ジェットが存在が示唆され、前12時間降水量も青島で206 mm、宮崎で187 mmを観測している。

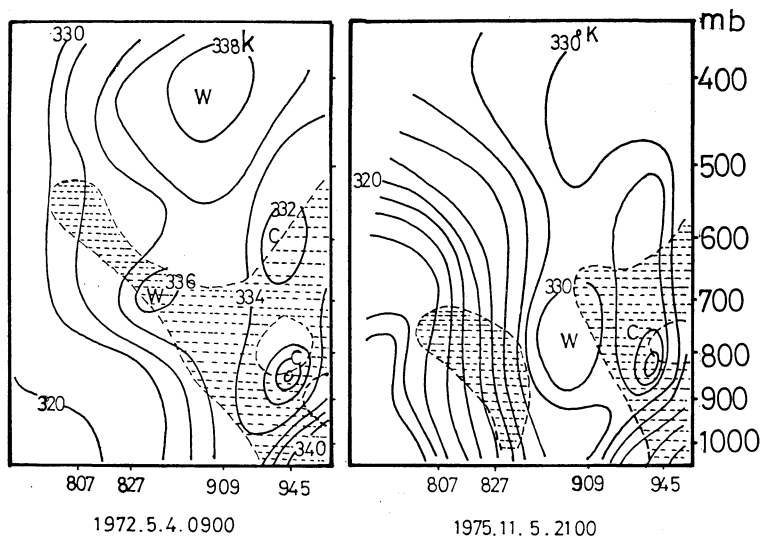
なお、このジェットは東に移動し、6日21時には米子で南風50ノットが観測されている。

1972年5月の例との相違点は、九州南部でメソじょう乱の形成がないことであるが、1975年の例では6日18時ごろ四国の南海上で中規模じょう乱が発生している。じょう乱の発生が九州のすぐ南海上か、あるいは四国の南海上かの違いが、レーダエコーの現われ方の違いに関連するものとも思われるが、これは今後究明したいことの1つでもある。

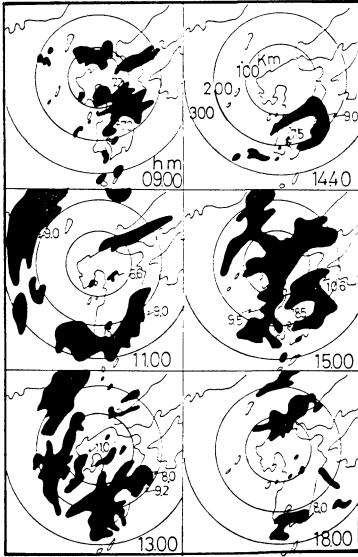
(3) 東径130度線に沿った地域の相当温位の鉛直断面図

大雨が発生した直前の1972年5月4日9時と1975年11月5日21時の東径130度線に沿う地域の高層観測点の相当温位の鉛直断面図を第7図に示した。図の網目部分は対流不安定の領域である。

1972年5月4日については、南大東島の900 mb以下の層に334°K以上の高相当温位があるが、850 mb付近に330°K以下の安定層があって、これが900 mb以



第7図 1972年5月4日9時と1975年11月5日21時の東径130度線に沿った高層観測点の相当温位の鉛直断面図(点線は不安定域を示す)。



1972.5.4 Radar

第8図 1972年5月4日9～18時のレーダエコー (14時40分のはうず状のもののみを示す)。

下の下層の暖気流を強化していると考えられる。

また、600～850 mb を中心とした層に低相当温位の層があって、下層との間に対流不安定層を形成している。

1975年11月についてもパターンそのものは非常に類似

し、2例とも低層での不安定化が目立つ。

(4) レーダエコー

偏西風系のじょう乱の通過に伴うA型の場合と、北高型のパターンが続くB型の場合には特徴的なエコーが現われる。

すなわち、A型の場合には九州南東部にうず状のエコーが発生し、宮崎県沿岸沿いに北上するか、日向灘方面へ北東進している。

また、B型の場合には日向灘方面から背の低いエコーが西進して沿岸付近に定着して大雨を降らせている。

このことは常にわれわれが経験していることではあるが、抽出した2例の概略を示す。

(i) 偏西風系のじょう乱に伴うもの (A型)

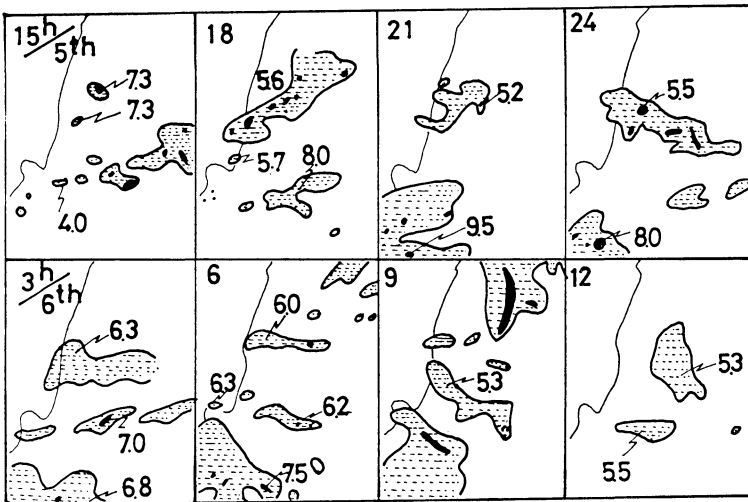
うず状エコーの発生 (1972年5月4日の例)

この大雨による最大日および1時間雨量は青島で記録され、各々 232 mm と 66 mm であった。

4日9時から18時までのレーダエコーの分布を第8図に示した。

4日9時に九州付近には細かくみれば北東から南西に伸びた全体としては南北の走向をもったエコーがある。このエコーは7時30分の観測では九州山地の西側にあったものが、東へ進んできたものである。

このエコーは第5図に示した 850 mb の高相当温位の九州南部への流入を示すものであろう。11時の観測では宮崎県東岸まで進み、13時には更に東方へ去ったのであ



1975.11.5-6 Radar

第9図 1972年11月5～6日のレーダエコー (並以上を示すが●は強いエコー、図の中に示す数値はエコー頂高度)。

ろう。

11時に九州の西方およそ 200 km の海上に南北に立ったエコーが現われ、15時に九州西岸に到達している。このエコーは当時の天気図からみると、低気圧の暖域内の不安定線とみられるものであろう。

さらに14時40分の臨時観測および15時の観測では、宮崎県内でうず状のエコーが観測されている。このうず状エコーが21時に四国の南海上に解析されている小低気圧に相当するものと思われる。

15時に九州西岸に到達し南北に走向をもったエコーは、18時には観測されていない。

第2図に示した総降水量分布をみると、100 mm 以上の大雨域は沿岸部に限られている。

1時間雨量のピークは宮崎・青島とも4日12時になっている。これより南の油津では11時に、北の延岡では14時にピークとなっており、沿岸部で大雨を降らせる状態が北に移っている。

エコーとの対応をみると、15時に現われているうず状エコーは、県北部の1時間雨量のピークに、また青島付近における第2のピークに対応するようである。青島・宮崎における12時のピークに対応するのは、11時に九州の東岸にあるエコーであり、10時から12時までの2時間雨量は、もちろん青島で 100 mm を超え最も多いが、県中部の沿岸でも 20~30 mm に達している。

なお今回の場合と同じように解析される最近の例として1975年9月26日の例や1976年10月19~20日のものがあげられる。

(ii) 日向灘に発生し西進するエコー (B型)

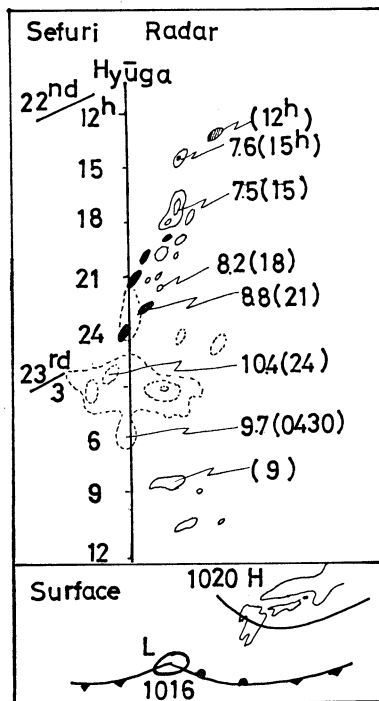
(1975年11月5~6日の例)

5日15時から6日12時までのレーダエコーを第9図に示した。

5日15時に日向灘方面に散在していたエコーは西進し、18時ごろから6日9時までの15時間にわたり青島付近に定着していた。この期間、鹿児島の下層で南東風が卓越していたが、低気圧の東進とともに下層でも西成分の風が変わった6日12時にはエコーも日向灘方面に進んだ。

第2図の雨量分布をみると、エコーの定着していた青島を中心とする県南部の沿岸部で 200 mm を超す大雨となっており、また、宮崎で雨が降り始める前に最大雨量を記録した青島ではすでに早くから雨になっていたことが注目される。

1972年5月の例と比較すると、東風成分の層が急に薄



第10図 1974年9月22~23日の日向付近に定着したエコー (上) と、地上天気図 (下). (上図のエコーに示す数値はエコー高度と観測時間を示す).

くなり始める頃強雨のピークとなるA型の1972年5月の場合、中規模のエコー群から成る大規模なエコー域が東進している。それに対して東風成分の層が厚くなる過程での降雨であるB型のこの例では、エコー分布域は小規模で、室戸レーダ観測などからみても、宮崎県の海岸からせいぜい 50 km 内外の海上で発生するようで、いつの場合でもエコー頂が 5~6 km の背の低い西進するエコーで大雨になっていることが特徴である。

東よりの風に伴う悪天については、日向灘方面から西進するエコーの実体把握が予報のポイントになる。

九州東岸における西進するエコーについて、1974年8~9月の数回の集中豪雨から、その振舞の一端が解析された。

すなわち、日向灘方面で生成されたばかりの暖かい雲タイプの降水能力を持つ雲が東の海上から陸上に入ってきて、ある程度背が高くなると雨を降らせながら運動が反転して、南北に伸びたバンド状のエコーとなり、その後全体が再び海上に出て行くようである。

たとえば、1974年9月22～23日の例では、九州のすぐ南海上を低気圧が東進したが、第10図に示すように低気圧の北東方にあたる日向灘方面に現われたエコーが西進し、6～9時間の間、日向付近に定着して大雨を降らせたと雨雲は東に去っている。

ところが、1974年8月24日の例では、南西諸島付近にあった台風14号のアウトバウンドに相当するエコーが西進して、坪谷付近に12時間程度定着していたが、南下していた寒冷前線の接近を待って東進した。

この場合でも、海上で次々に発生したセルが発達しながら内陸に入り、セルの移動方向に伸びる走向を持つ線状エコーに変形する。

時間的変化に従って、次第にエコー強度や高度が増大し、上層の風の影響を受けて風向に沿った配列をし、内陸でバンド状のエコーパターンを形成している。

西進したエコーが内陸にどの程度の時間定着するかが降水量予報のポイントになるが、平均的なじょう乱の速度から推定されることは6～12時間を見込めばよさそうである。

しかし、台風が南西諸島付近の 130°E 付近にあって、台風自体の速度が遅い時には、1974年8月29日の高千穂の大雨のときのように、内陸にエコーが停滞する時間が1日以上長時間になることもある。

4. 東よりの風に伴う予報則のまとめ

東よりの風による大雨の解析からは末尾の文献に示したものに数多くの予報則が開発されている。

ここではそれらの中から予報上の要点を記述する。

(1) 日本海を東進する高気圧の性格をみきわめること。

850 mb の等温線（または等相当温位線）が乙字型のパターンを形成し、日本の南岸か南海上に寒気が入っているかどうか。

(2) 鹿児島島の850 mb 層に 327°K 以上の相当温位が流入しているかどうかをみること。

寒候期には 320°K 以上に注意すること。

(3) 850 mb の流線解析を行ない、低気圧性の循環がどこにあるかをみること。

(4) 大雨時には上層発散、下層収束を示すが、700 mb の上下の層の発散を調べること。

700 mb より上層で発散の場合、大雨地域は内陸に入り、700 mb 以下まで発散がきけばそれほどの大雨にならない。

(5) 700 mb 層の上下の風速に注目すること。下層の

風速が25ノット以下のとき大雨は沿岸に限られる。

風速が次第に強くなり（25ノット以上）、しかも東風の層が700 mb 以上になると大雨域は内陸に入る。

しかし、700 mb 以下でも風速が25ノット以上になると内陸でも大雨になる。

(6) 地上および下層の風向による降雨の特性に着目すること。

北東～東；沿岸から内陸に入った所で多い。

南東；内陸に入る。青島の雨の降り方には特に注意すること。

南；沿岸沿いに定着、大分県南部まで多くなる。

(7) 天気図解析上は温暖前線型であっても、雨の降り方は寒冷前線型の場合が多い。

(8) レーダエコーの利用について

(i) 偏西風系のじょう乱の通過によるもの(A型)

ア) 九州西岸にはぼ南北に立ったエコーが接近すると九州南東部でうず状のエコーが形成され、これによる大雨が発生する。

イ) 九州西岸に接近したエコーは消滅するか南下するかして、このエコーによる顕著な現象の発生することはまれである。

ウ) 九州南東部で形成されたうず状エコーは宮崎県東岸沿いに北上するか、そのまま東進するかして、日向灘から南西に伸びる寒冷前線が形成される。

エ) 九州西方海上でうずが形成され、そのまま追跡されることもあるが例は少ない。

ただ、このうずが通るときに短時間の突風や大雨を伴うことがある。

(ii) 北高型するとき(B型)

ア) 東よりの風の層が次第に上層に及ぶときに現われるエコー頂は何れの場合も5～6 km の背の低いもので大雨になる。

イ) 日向灘（陸岸から40～50 km くらい）で対流性のエコーが発生する。

ウ) このエコーは10～20 km/h の速度で西進し、沿岸か多少内陸に入ったところで大雨を降らせる。

場の変化が非常にゆるやかなため、長時間にわたって海上で発生して西進し、陸上で消滅という過程をくり返しているようである。

エ) 西進したエコーは最終的には寒冷前線型で南下し、本体のじょう乱との距離が200 km 以内になると反転して東進し、一連の大雨は終わる。

5. おわりに

東よりの風が吹走するとき沿岸沿いに降る大雨の解析は山形(1964)などによって始められていた。

しかし本格的なとり組みは、その後の黒木(1970)などによる偏東風による大雨の解析で1967~1972年の間、予報則の開発に着手し、利用できるものが多い。また、当台の大雨資料(1973)の作成はその後の調査に大いに役立った。

1973年以降は中村(1973)による精力的な労作に負うものが多い。

今回の3か年計画による黒潮流域上における啓風丸などによる特別観測はわれわれに数多くの貴重なものを残してくれた。

この調査を行なうにあたり、気象研究所より研究費を、また多くの官署からその都度資料を提供していただいた。また本文の清書、作成などについては多くの方々の協力を得た。

厚くお礼申し上げたい。

文 献

- 福岡管区気象台, 1973: 種子島レーダエコーの観測ノート, 福岡管区気象台技術解説資料, 1-85.
 福岡管区気象台レーダ班, 1974: 福岡のレーダからみた九州の空, 天気, 21, 265-279.
 笠村幸男, 1974: 宮崎県における下層の東よりの風

- による大雨の解析, 天気, 21, 193-202.
 笠村幸男, 中村理祐, 1975: 1974年9月26日の九州南東部(日南・青島)の集中豪雨の解析, 研究時報, 28, 167-173.
 笠村幸男, 1976: 東よりの風による宮崎県の大雨, 大気, 16, 33-52.
 気象庁予報部, 1967: レーダ資料の予報への利用, 予報作業指針, 10, 1-154.
 気象庁観測部, 1973: 地方気象レーダ文献のまとめ, 昭和47年度レーダ技術打合せ資料, 1-108.
 気象大学校編, 1971: 気象衛星からみた日本列島周辺の雲分布解析, 日本気象協会, 1-32.
 駒林 誠, 1975: 雲物理と雨量予報, 天気, 22, 133-118.
 黒木義明, 1970: 宮崎県の大雨特性, 天気, 17, 103-607.
 宮崎地方気象台, 1973: 宮崎県の大雨資料(1966-1972), 1-239.
 中村理祐, 1973: 偏東風による大雨, 昭和48年度管内予報技術検討会資料, 29-51.
 中村理祐, 笠村幸男, 1974: 下層の東よりの風による大雨解析, 昭和49年度気象学会秋期大会予稿集, 74.
 殿村清人, 1975: 主として気象衛星写真よりみた中間規模低気圧とその鉛直構造について, 天気, 22, 63-71.
 山形英雄, 1964: 宮崎県の大雨調査, 西部管区気象研究会誌, 25, 13-18.
 渡辺忠夫, 1964: 南東風による宮崎県の大雨, 西部管区気象台研究会誌, 25, 19-21.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
昭和52年度 日本気象学会 春季大会	昭和52年 5月24日~26日	日本気象学会	気象庁
第21回 山の気象シンポジウム	昭和52年 6月18日	日本気象学会	気象庁 第1会議室
第11回 夏季大学「新しい気象学」教室	昭和52年 7月26日~29日	日本気象学会	気象庁講堂
第14回 自然災害科学総合シンポジウム	昭和52年 8月29日~30日		北海道大学工科大学部