

1975年5月31日日中 鳥取県を襲った顕著雷雨に関する解析*

岸 田 和 博**

要 旨

1975年5月31日の日中鳥取県沿岸部で発達し、降ひょうを伴った顕著雷雨は、総観的には上層寒冷うずの南東部で、亜熱帯ジェットの前側の北側300 km以内で発達したものである。

しかしながら、山陰地方ではドーム状安定層に伴う中規模の小寒気核が600 mb高度で解析され、またSPAWINDによる流線解析では、南側にinflow、北側にoutflowをもったWSWの特徴的な流れの場が、鳥取県から兵庫県の日本海沿岸沿いに存在していたことが分かった。

とりわけ、南よりの一般風の風下側に当たる大山の北東部山麓地帯は、集中的な対流活動の発生源で、その対流活動の主体は海風循環場の中で発達していた。これについては、風下側山麓で発達した海風循環細胞と、山岳の力学的効果や熱源効果によって形成された風上側山麓の収束点とが相互に作用し合って、風下側山麓での対流活動の発達に寄与するようなモデルが想定された。

1. まえがき

1975年5月31日の正午前から夜半過ぎにかけて、鳥取・島根両県に突風・竜巻・ひょうを伴う激しい雷雨が襲い、農作物に大きな被害を与えた。このときのひょうの直径は、鳥取県気高郡気高町の3~5 cmが大きいものであった。また、鳥取県東伯郡関金町では、ひょうが10 cmも積もったという報告もある。

この日の対流活動については、武田(1976)が地上の中規模解析を行ない、日中の鳥取県沿岸部における対流活動の発達は、海風前線と地形効果によるものであり、夕刻から夜半過ぎにかけての対流活動は、メソ低気圧、雷雨高気圧および追尾低気圧からなるメソじょう乱に伴うものであることを報告している。

後述するように、日中の場合大山の北東部山麓地帯は集中的な対流活動の発生源となっており、大山の地形効果を受けていることは確かと思われる。

そこでこの報告では、海風や地形が対流活動の発達にどのような仕組みで関与したのかということについて、

解析と考察を加えることにしたい。

2. レーダ・エコーからみた対流活動の発達状況

まず、福岡・広島・松江・大阪の各レーダによるエコー合成図(第1図)を用いて、31日の対流活動発達の経過をあらまし説明しておこう。

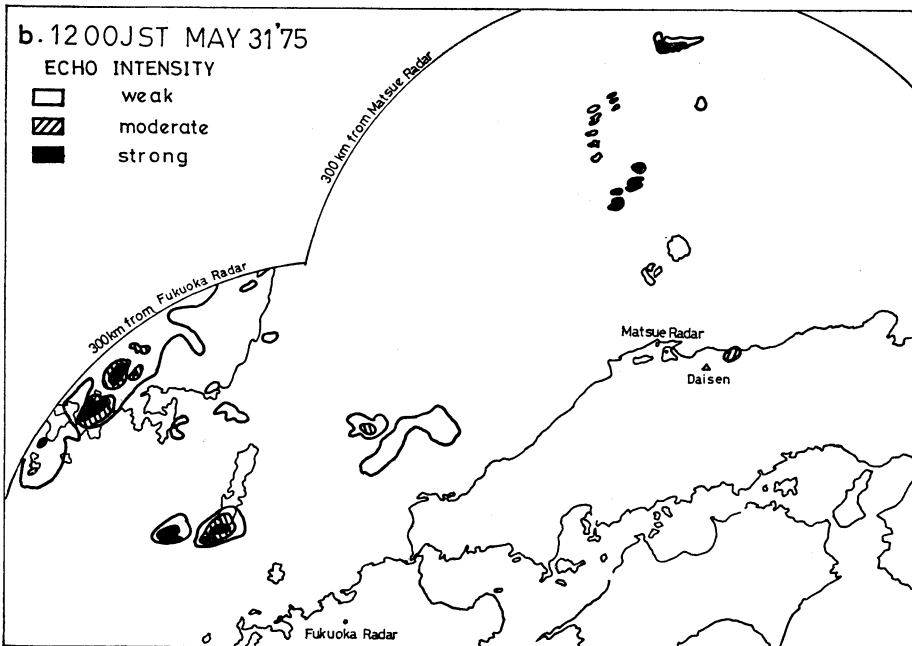
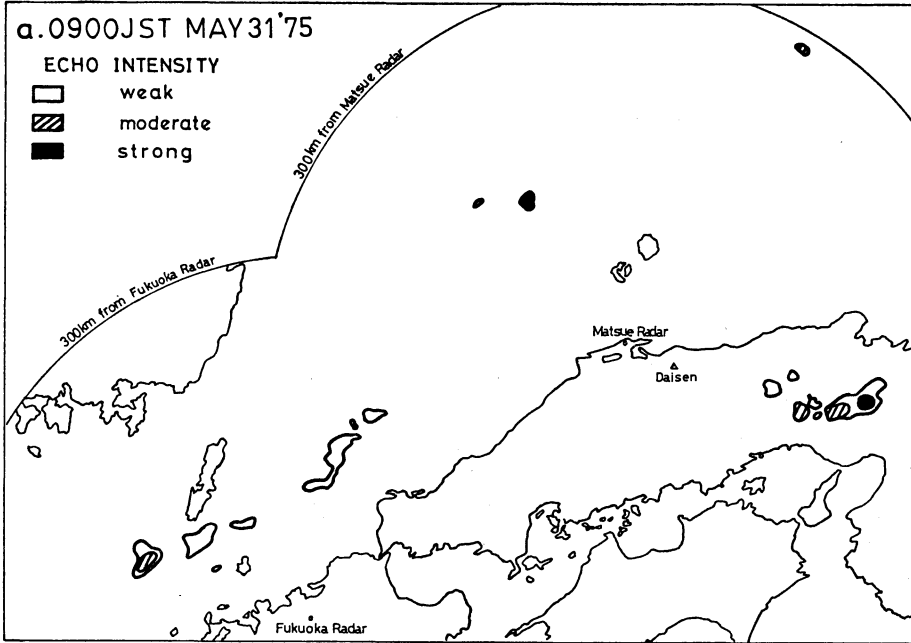
降ひょうは、31日の10時ごろ大山の北東部山麓にある東伯町で発生したというのが、最初に得られた報告である。けれども、この日の9時にも11時30分にも、レーダは、この地域のじょう乱を全く捕えてはいない。ただ、朝鮮海峡から日本海中部にかけて、散在したエコーが少しあるだけである。したがって、このときの降ひょうは一時的なものであったのであろう。

12時のレーダでは、まだエコーは散在的であるが、朝鮮半島の南部にある程度まとまったエコー・クラスターの片りんが捕えられているほか、11時30分には何も捕えられなかった大山の北東部山麓地帯の上空に、初めて点エコー(MOD., TOP 7.5 km)の発生が捕えられている。このころから、鳥取県の沿岸部では急速に降ひょう域が広がっていった。

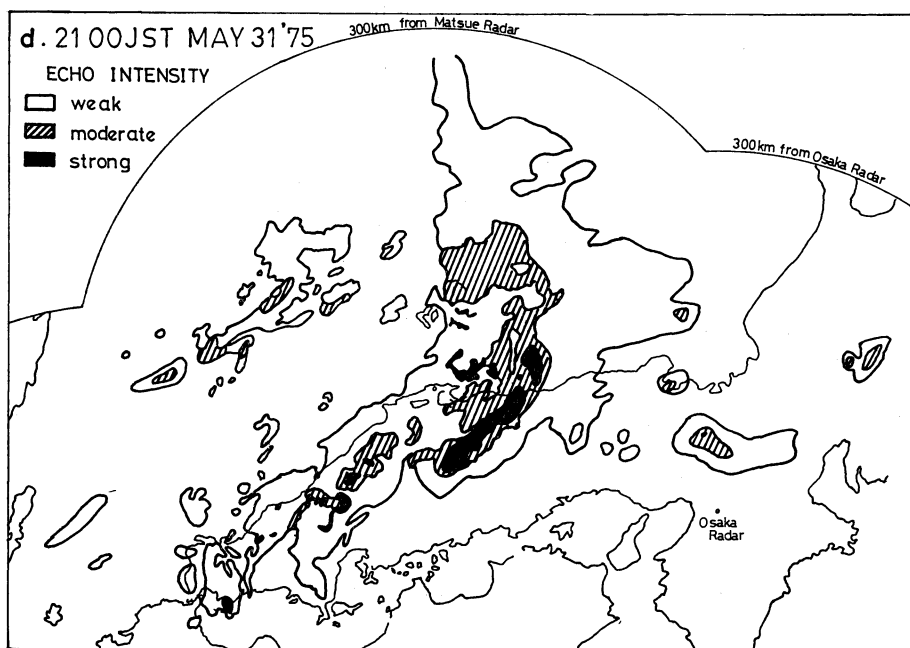
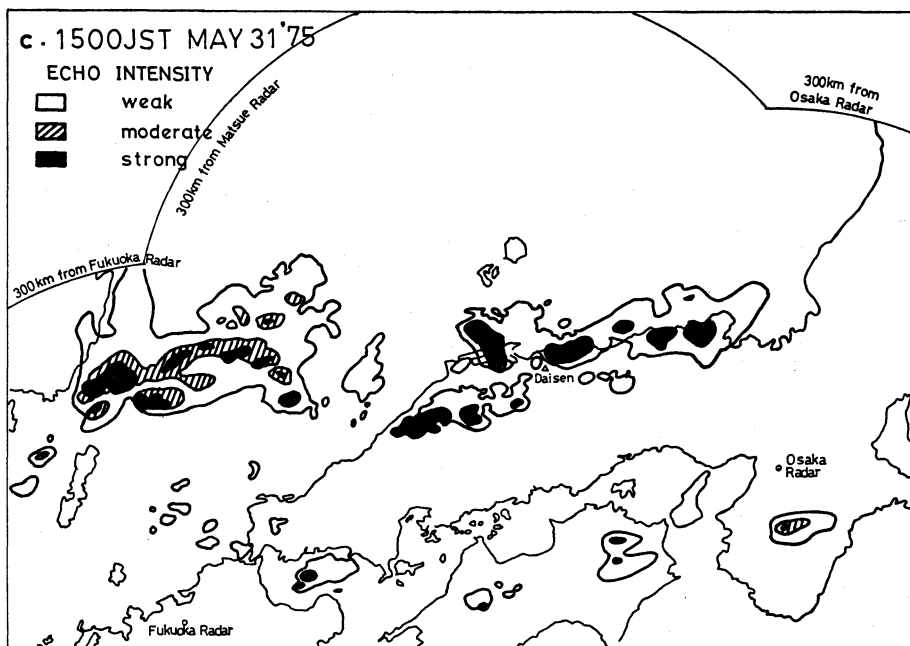
15時のレーダでは、山陰東部沿岸に中規模的スケールをもったレイン・バンドが発達し、また、12時に朝鮮半島の南部にあったエコー・クラスターが日本海西部に抜けている。そして、これら二つの中規模的スケールをもったエコー・クラスターが主体となって、東西に約

* The Analysis of the Severe Thunderstorms in Tottori-prefecture during the day-time on May 31st, 1975.

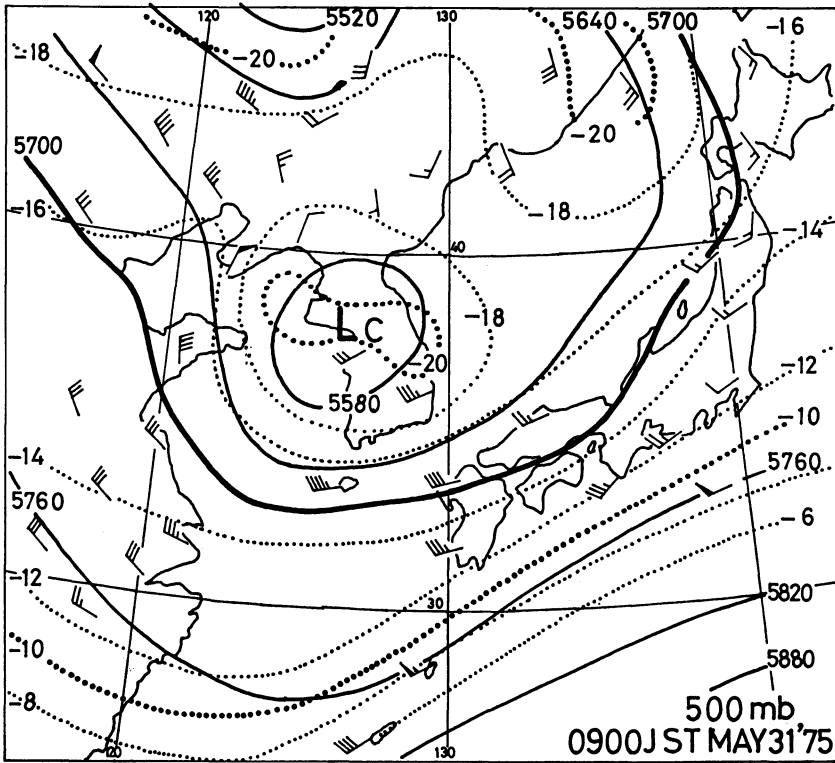
** K. Kishida, 大阪管区気象台予報課。
—1976年12月18日受領—
—1977年12月1日受理—



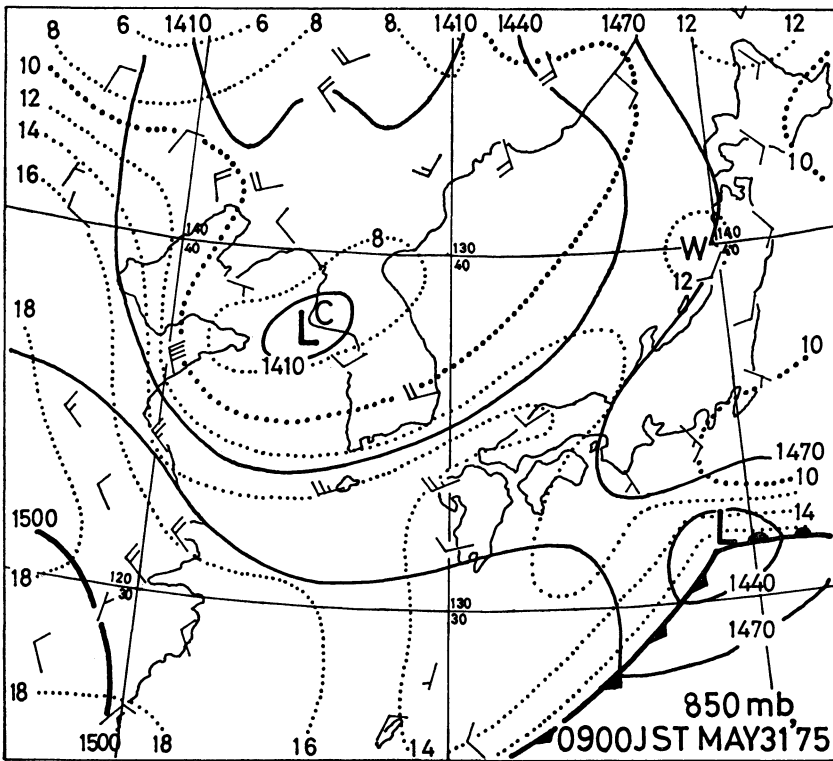
第1図 レーダ・エコー合成図。



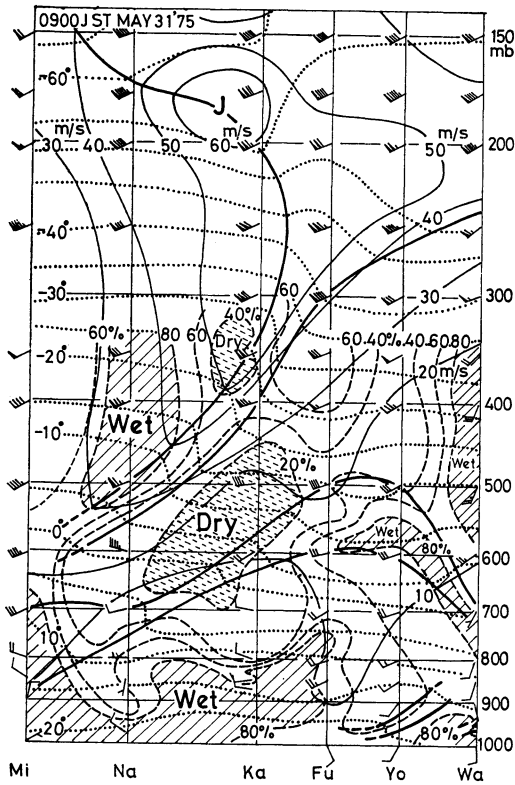
第1図 つづき



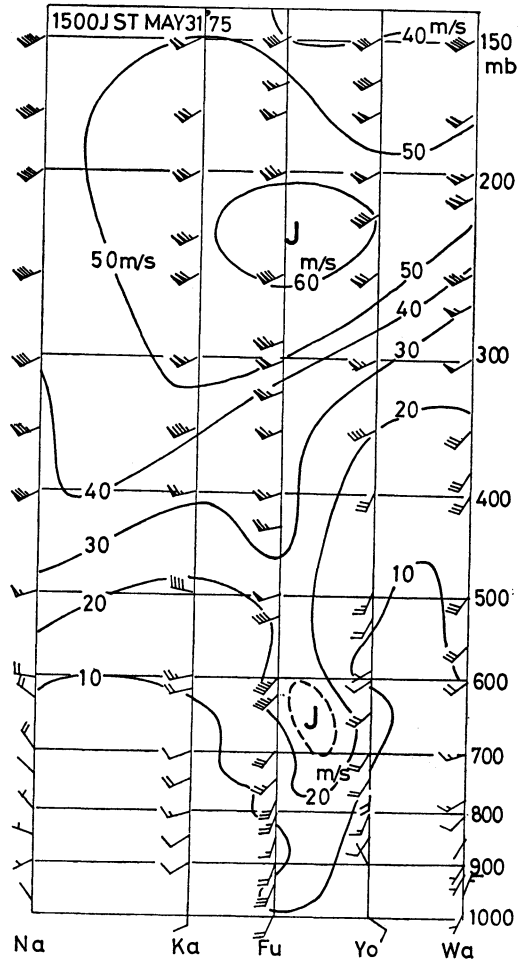
第2・A図
500mb 天気図. 実線：等
高線 (gpm), 点線：等
温線 (°C).



第2・B図
850mb 天気図. 前図に同
じ.



第3・A図 鉛直断面図。Mi：南大東島，Na：名瀬，Ka：鹿児島，Fu：福岡，Yo：米子，Wa：輪島。実線：等風速線(m/s)，点線：等温線(°C)，破線：等湿度線(%)，太線：安定層または圏界面。



第3・B図 風の鉛直分布図(m/s)。

600 km に及ぶ大きなレイン・バンドを構成しているのがみられる。

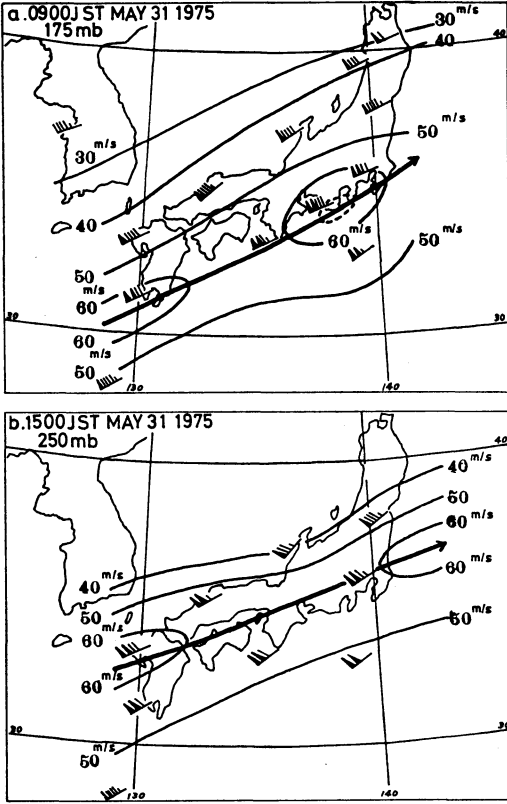
その後、この大きなレイン・バンドの中で、日本海西部にあったエコー・クラスターがさらに東進を続け、18時過ぎ島根半島に達したことは、17時のレーダ観測から推定できる。このとき、日御碕で竜巻を伴い、各地に突風（たとえば、出雲空港では18時40分過ぎ瞬間風速W 25.8 m/s、米子では19時25分ごろ瞬間風速 WNW 20.6 m/sの突風を記録）や降ひょうをもたらした強い線状エコーが、21時には鳥取県中部に達している。

以上のように、31日の対流活動は、日中のもものと夕刻から夜半にかけてのものとは、その発生・発達機構に相違があるようで、以下問題を日中の鳥取県沿岸部における対流活動の発達にしばって検討を行なうことにする。

3. 総観場の特徴

9時の500 mb 天気図（第2・A図）では、朝鮮半島の北部西岸に -20°C の寒気を伴った寒冷うずが、山陰地方はこの南東部に当たっている。また、日本の太平洋岸沿いに温度の集中帯があり、奄美大島付近を経て八丈島付近を通る強風域がある。この温度の集中帯と強風域は、言うまでもなく亜熱帯前線と亜熱帯ジェットに伴う強風域である。このときの鉛直断面図（第3・A図）によると、亜熱帯ジェットの中心域は鹿児島島のすぐ南の180 mb 高度にある。そこで、175 mb 高度における風速分布を調べると、第4図aのように、強風軸は鹿児島と館野を結ぶ線の付近を太平洋岸沿いに走っている。

降ひょう中の15時における風の鉛直分布図（第3・B



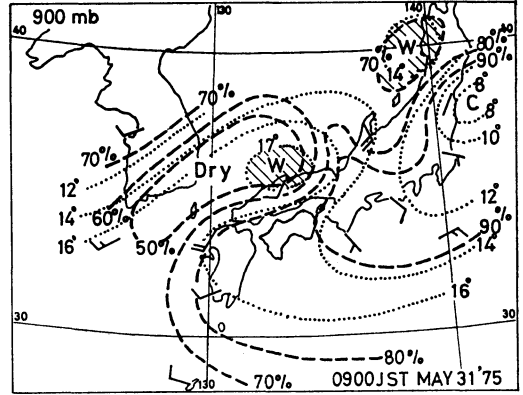
第4図 亜熱帯ジェット高度の風速分布図 (m/s).
矢線は強風軸。

図)をみると、亜熱帯ジェットの中心域が225 mb 高度付近にまで下がっており、亜熱帯ジェットの北上傾向もみられる。そこで、15時の場合は、250 mb 高度の風速分布を調べてみると、第4図bのように強風軸が山陰地方から150 km 以内にまで北上していることが分かる。

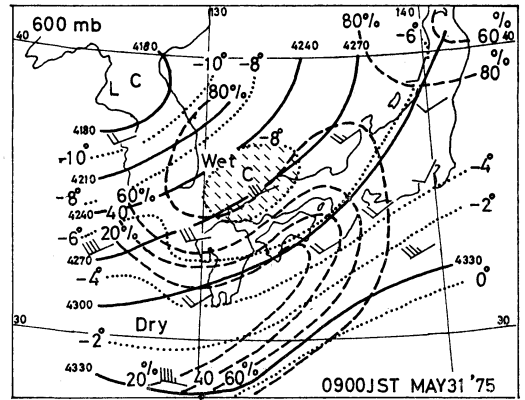
このように、降ひょう域がかなり広がった15時になると、亜熱帯ジェット軸の北上と下降がみられることが特徴的である。

他方、下層では、降ひょう直前の9時には認めることのできなかった下層ジェットが、第3・B図でみられるように、降ひょう中の15時になると米子と福岡の間の650 mb 高度付近にSW 20m/s以上の強風域として出現している、下層ジェットの生成が対流混合による上層運動量の下層への輸送結果とする Matsumoto・Ninomiya (1971) の説を支持している。

次に、9時の850 mb 天気図(第2・B図)をみると、朝鮮半島北西岸の低気圧に伴う寒気と、東海道沖の低気



第5・A図 900 mb 高度の気温と湿度の分布。点線：等温線(°C)，破線：等湿度線(%)。



第5・B図 600 mb 天気図。実線：等高線(gpm)。他は前図と同じ。

圧の北側を流れる寒気との間を、朝鮮海峡から山陰地方にかけて舌状に流入する暖気がある。

特に900 mb 高度では、第5・A図のように米子付近を中心とする地域に小暖気核が形成されている。けれども、この高温域は乾燥していて、とても湿潤暖気と言えるようなものではない。

このときの600 mb 高度では、第5・B図のように山陰地方を中心とする地域に小寒気核があり、朝鮮海峡から日本海南西部にかけての地域は湿潤域となっていて、この地域の下層における気温や湿度の分布とは、全く相反した分布となっている。

9時の鉛直断面図(第3・A図)によると、福岡と米子の上空600 mb から500 mb にかけての中層にはドー

気圧(mb)	温位(°K)	相当温位(°K)	備考	気圧(mb)	温位(°K)	相当温位(°K)	備考
1006.7	294	322	安定層	635	305	313	安定層
973	295	321		616	306	313	
960	296	321		597	305	313	
925	299	318		580	307	314	
896	300	316		562	309	315	
875	300	318		546	310	315	
855	301	316		537	312	316	
829	301	316		515	314	317	
809	301	316		498	315	318	
788	302	316		484	315	318	
771	302	315		467	317	319	
749	303	316		448	318	320	
729	304	316		435	319	320	
707	304	316		420	320	321	
692	303	312		406	320	321	
672	305	314		392	322	323	
652	305	314		380	323	324	
635	305	313		368	324	325	

□ : 乾燥中立, ▨ : 絶対不安定, ▩ : 対流中立, ■ : 対流不安定

第1表 1975年5月31日9時の米子上層における温位と相当温位。

ム状をなした安定層があり、600 mb 高度で解析された上述の小寒気核は、実は、この寒気ドームの頂上付近におけるものであることが分かる。この中層の安定層は、850 mb 天気図(第2・B図)の中で示される日本の南海上の前線に連なるものであるが、この上は乾燥していて沈降を起こしているらしい。

また、米子の上層についてみると、中層の安定層下部は比較的湿潤であるが、そこから下向きに湿度が減少し、950 mb 高度付近の低層に、もう一つの安定層が形成されている。この低層の安定層は、その下部で湿度が高く、下向きに湿度が減少していることと、地上からこの安定層までの気温減率が乾燥断熱的であるということから、地上対流によって生じた不連続-対流性不連続と考えられ、ここから850 mb 高度くらいまでは、周囲に比べて比較的乾燥した高温域となっている。この乾燥した高温域が、900 mb 高度で小暖気核として解析されているわけである。

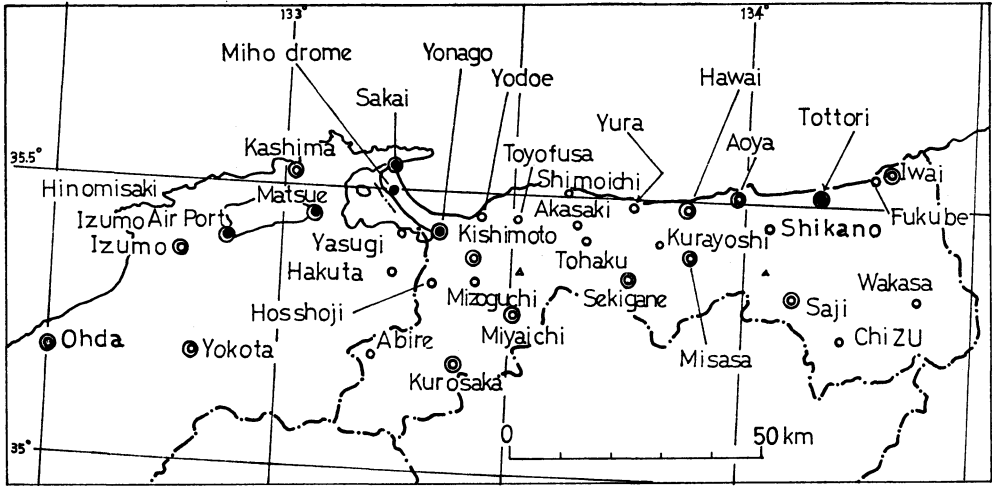
9時の米子における安定度について検討してみると、第1表のように、温位からみれば特に中層の安定層から低層の安定層の間で安定度が悪く、乾燥中立に近い状態が卓越し、また、相当温位からみれば、中層の安定層以

下ほとんどの層が対流中立的ないし不安定な状態となっていて、米子付近では、地上から600 mb 付近の安定層に至るまで安定度の悪い厚い成層が形成されていたことが分かる。

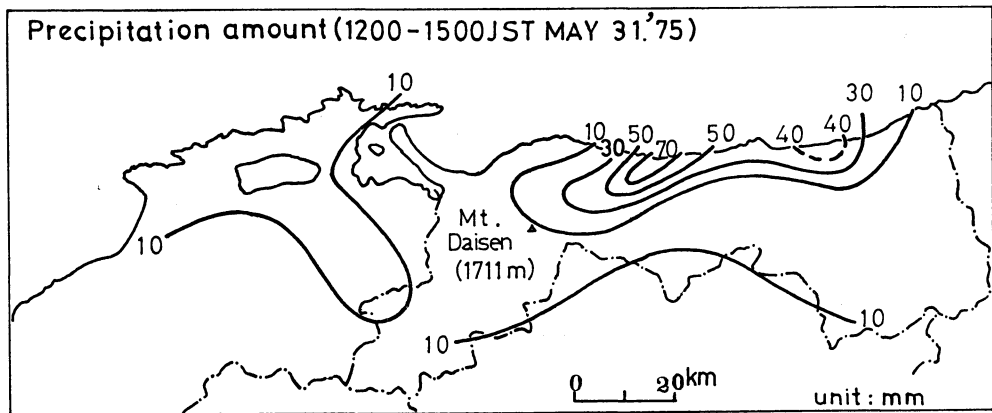
したがって、下層では舌状に暖気が流入し、また、中層では小寒気核が侵入した地域では、成層が不安定化して対流混合が発達し、これに伴い下層の水蒸気が上向きに輸送された結果、下層低湿・中層多湿な特徴的湿度分布が形成されたものと思われる。

そして、このときから僅かに1時間ぐらいては大山の北東部山麓地帯の一部にでも降ひょうがあったことを考えると、このとき既に盛んな上昇運動が起こっていて、その補償流としての下降流が、米子付近の下層に乾燥した小暖気核を形成したのかも知れない。

上層寒冷うずの南東部では激しい対流現象が起こりやすく、寒冷うずから切離した小寒気核の通過に伴い激しい対流現象が起こった例について、Ninomiya (1971)、二宮・秋山 (1972) の解析がある。北陸豪雪の場合にも対流圏中層で安定層の盛り上がりがあり、これに伴う大小さまざまな寒気核が解析される(松本, 1968)。また、直径3 cm 以上の場合の降ひょうは、亜熱帯ジェットの内



第6図 観測所配置図。●：自記風向風速計設置点，○：自記雨量計設置点，◎：総合気候観測装置設置点，⊙：気象官署。



第7図 3時間降水量分布図 (mm)。

北側 400 km 以内で発生しやすいという統計結果もある (中山, 1968)。

本例の場合の対流活動も、上層寒れうずの南東部、亜熱帯ジェットの前側 300km 以内で発達したという点や、また中層に小寒気核が存在したという点など、上にあげた解析例と類似しており、また統計結果にも一致している。ただ、北陸豪雪の場合に、下層に現われる小暖気核は凝結熱の放出によるものであって、本例の場合に解析された下層の小暖気核は、これとは質的に異なっている。

上層寒れうずに伴って、その南東部で激しい対流現象

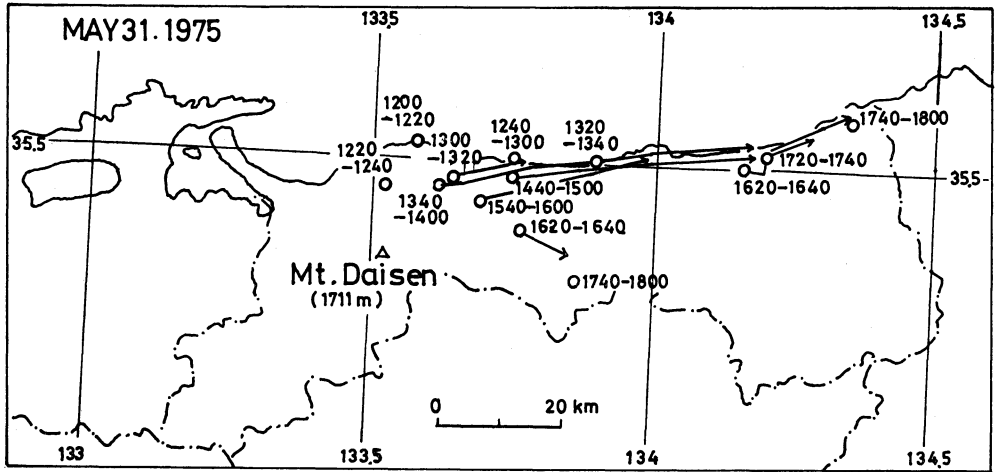
が起こる場合、そこには小寒気核が存在するのが普通の形なのかも知れない。

4. 鳥取県沿岸部における降水の特徴

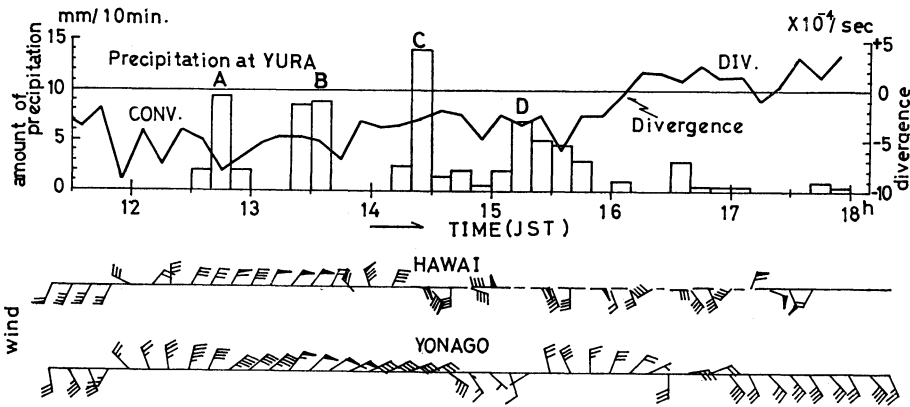
この節以下では、地上の解析資料に航空自衛隊美保基地、鳥取・島根両県内の気象官署、農業気象観測所、および区内観測所の自記記録を用いている。

参考のために、これら観測所の配置図を第6図に示しておく。

さて、これら観測所における雨量の自記記録で降水が認められるようになり、レーダでも鳥取県の上空にエコーが捕えられるようになった12時から15時までの3時間



第8図 強い降水の発生地点とその移動。発生地点は○印で、その発生時分は4数字で示されている。



第9図 降水強度(由良)、風(米子・羽合)および発散量(岸本・黒坂・宮市間)の時間変化。矢羽根1本1m/s、ペナント一つ5m/s。

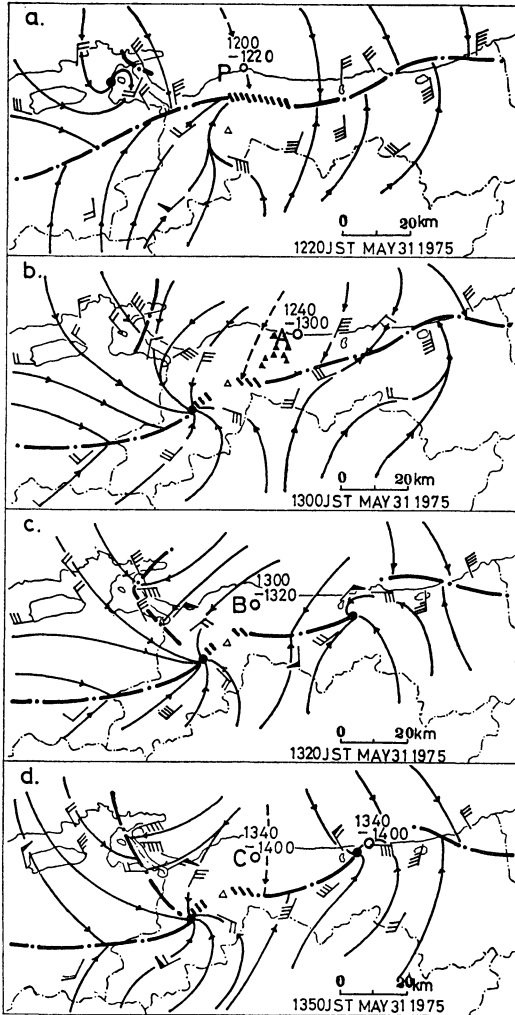
降水量分布を調べてみると、降水域は鳥取県の日本海沿岸沿いをバンド状に分布していて、その中でも大山の北東部山麓地帯が降水量の最も多い地域であることが分かる(第7図)。

20分間降水量が0.5mm以上の極大域の発生地点と、その移動状況を調べてみると、降水域はたいていE~ENEに移動しているが、その発生地点のほとんどが大山の北東部山麓地帯に集中している(第8図)。

降水量の最も多い由良での10分間降水量の変化と、羽合および米子の風の変化を第9図に示す。これによれば、由良では12時30分から16時までの間に、A、B、C、Dの四つの強い降水群が出現し、これらのピークは50分くらいの周期で規則正しい現われ方をしている。また、風

の変化をみると、ちょうどレーダで、大山の北東部山麓にはじめて点エコーを観測した12時ごろ、米子でも羽合でも風が南よりから北よりの風が変わっており、このころから鳥取県の西部沿岸では、一般的に地上風が北よりの風の場に変ったようである。そして、強い降水群A、B、Cの三つが北よりの風の場の中で発達しているのに対し、強い降水群Dの出現時には風向が非常に激しく変動しており、降水群Dの発生機構が、前三つの降水群の発生機構とは異なることを示唆しているように思われる。

そこで、降水群A、B、Cについては5節で、また、降水群Dについては6節で、それぞれの発生機構を検討することにする。



第10図 地上風流線図。破点線：海風前線又は収束線，▲：降ひょう域，○印：20分間降水量の極大域（発生時分は4数字で示されている）。矢羽線。ペナントは第9図に同じ。

5. 海風循環場における対流活動の発達に関する解析と考察

以下では、前節で述べた降水群 A, B, C, D に対応する降水域を、それぞれ降水域 A, B, C, D と呼ぶかえることにする。

降水域 A, B, C について検討する前に、12時20分の地上風流線図（第10図 a）を検討しよう。この図では、鳥取県の沿岸部には南よりの流れと北よりの流れとがあって、その間に収束線が形成されていることが分かる。この収束線を、武田（1976）は海風前線と言っている。

12時すぎ発生した下市付近の降水域（P）は、この海風前線の通過に伴って発生している。ここで注目しておきたいのは、大山の南西部山麓で SW 系の気流と SE 系の気流とが合流していることであって、これは山岳の肩効果によるものと考えられる。

さて、問題の降水域の一つ A が発生したときの地上風流線図（第10図 b）をみると、海風が第11図 a で指摘した山岳の肩効果による気流の合流域に及んで、ここに収束点を形成していることが分かる。しかし、ひょうを伴った降水域（A）の方は大山の北東部山麓地帯における海風循環場の中で発生している。

降水域 B や C も、やはり大山の北東部山麓地帯で、海風循環場の中で発生しており、大山の南西部山麓地帯には依然として収束点のあることが、第10図の c と d をみれば分かるであろう。

ベラミーの方法により、岸本・黒坂・宮市間（第6図参照）における地上風の発散量の変化を調べてみると、第9図の中に示しているように、この地域が収束域となっている間に、由良では強い降水群 A, B, C, D が発達し、発散域に変わった16時以後は、もはや強い降水が発生しなくなっていることが分かる。したがって、この地域の収束場の発達は大山の北東部山麓地帯における対流活動の発達に無関係であるとは、必ずしも言えないように思われる。

一つの考え方として、このような大山の南西部山麓地帯における地上風の収束場では、これに伴い水蒸気フラックスの水平収束が起こると同時に、この水蒸気は上昇流によって上向きに輸送される一方、次節で分かるように、この地域における一般風としての南西気流によって大山の風下側に運ばれることになる。けれども、このままでは、山越え気流が大山の風下側で下降するので、対流雲の発達は起こらない。このことは、第9図で示したように、既に12時よりも前から大山の風上側の地域が収束域となっていたのにもかかわらず、海風が発達しない間には対流活動も発達しなかったことに対応する。しかしながら、陸地が日射により加熱されるに従って、海風が発達して山地に及ぶようになる。いっぽう、山越えをした南西気流は、海風循環細胞の発達のために、今度は逆に上昇するようになる。かくして、この南西気流が輸送した水蒸気と、風下側の海風循環細胞により地上付近から上向きに輸送された水蒸気とで、大山の北東部山麓地帯の上空は湿潤となり、対流雲の発達に好適な場が形成されることになる。

以上の考察を模式的に表わすと第11図のようになるが、この考察は、由良における降水強度の周期性を説明できないことに問題がある。

山体が熱せられた場合に、山岳周囲の気流が対流雲の発生・発達に及ぼす効果について Orville (1967) が行った数値実験では、山岳波を与えてやると、風下側斜面上では熱的循環細胞が発達して湿潤域を形成し、風上側山麓では加熱によって周期的に波動が発達する。そして、暖湿気泡がこの波動と重なり、増幅しながら、一般風によって風下側の湿潤域の中に運ばれる結果、山岳の風下側で対流雲が生成されている。Orville は、これが風下側斜面上の熱的循環細胞中に生成された定常雲に、パルスを与える一つの方法であると言っている。

本例の場合、山岳波が発達していたとしても、大山の南西部山麓地帯で発達した収束点は定常的なものであって、Orville の得た、周期的に発達し山岳斜面上を移動するようなじょう乱とは異なっている。

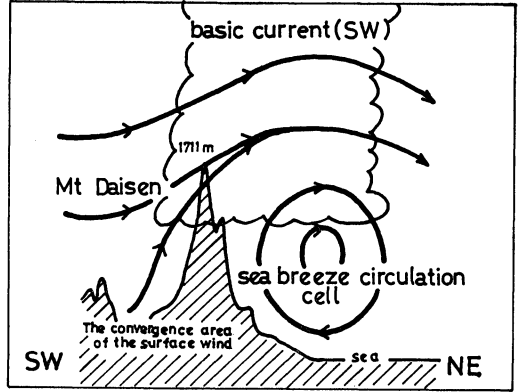
しかし、少なくとも、大山の風上側山麓地帯における地上風の収束に伴う水蒸気フラックスの水平収束が、一般風を媒介して風下側山麓地帯の海風循環場における対流活動の発達に貢献することは、Orville の数値実験からも類推できることであろう。

6. 降ひょうシステムの構造に関する解析と考察

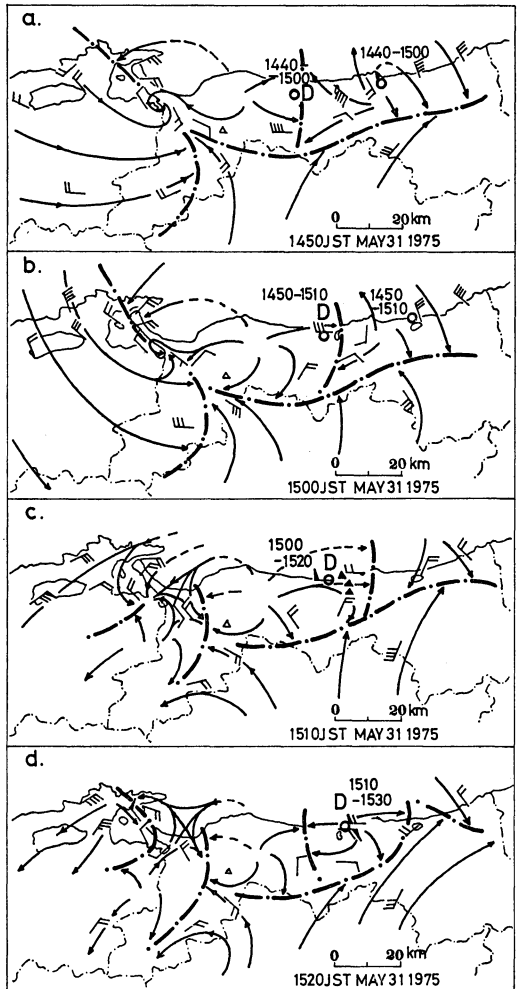
第12図 a から分かるように、由良付近に降水域Dが発生したころの14時50分ごろになると、おそらく度重なる強い降水に日射量の減衰も加わって、大山山岳地帯では冷却気塊が増大したためであろうか、海風が衰弱して、代わりに発散風が発達している。この発散風は、既存の降水システムからの発散風と収束し、大山の東部山麓地帯で収束線を形成し、降水域Dの発生を伴っているが、また同時に、大山の西部山麓地帯にも収束線を形成している。第9図で、由良における強い降水群は、大山の西部山麓地帯が地上風の収束域である間に発生していることを指摘したが、それには、降水域Dの場合、大山山岳地帯で発達した発散風が関係しているわけである。

大山の東部山麓地帯で形成された収束線は、約 60 km/h で東進するとともに、降水域Dもその強度を増しながら東進し、15時00分から15時30分までの間に三朝・羽合・青谷間の地域でひょうを降らせている(第12図 a ~ d 参照)。

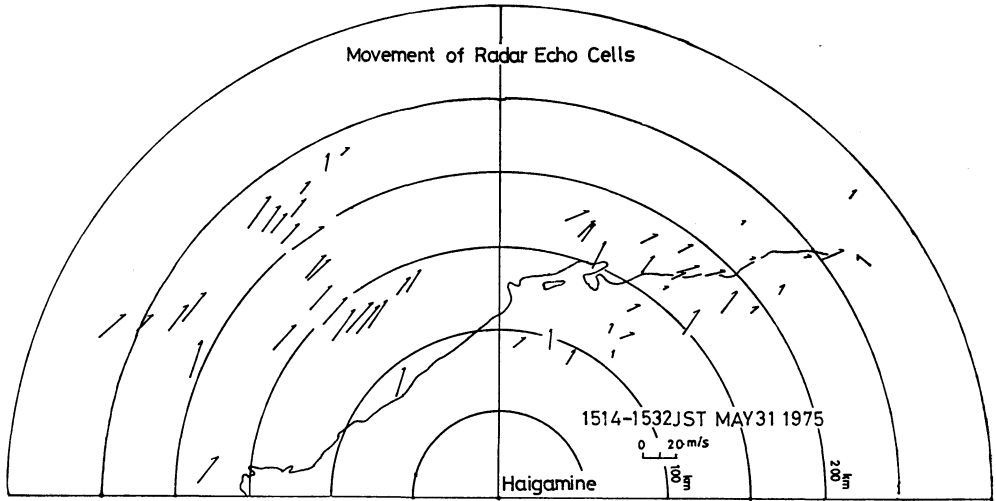
15時20分には、第12図 d で示されているように、降水域Dの前面における収束線が鳥取の西に達している一方、降水域Dの後面にも収束線が解析できる。この収束



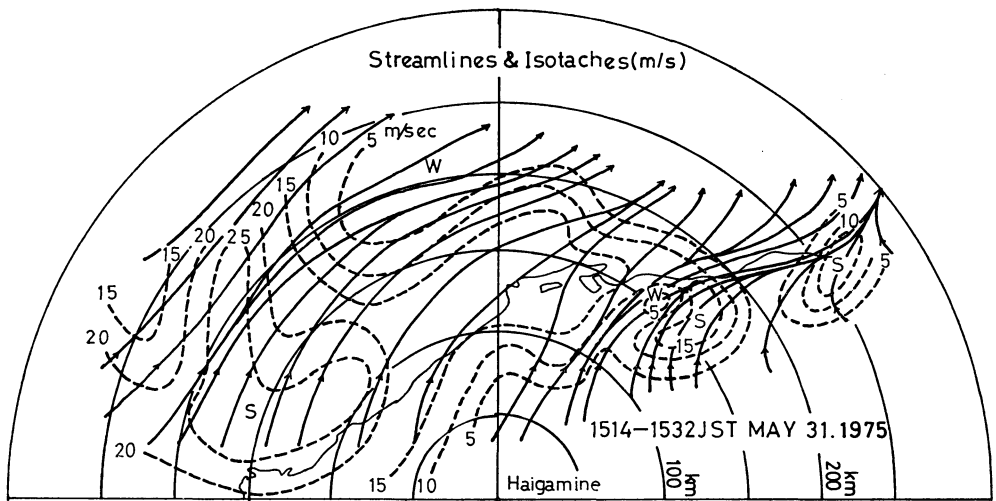
第11図 海風循環場における対流雲の発達機構模式。



第12図 地上風流線図。第10図に同じ。



第13図 レーダ・エコーセルの移動図.

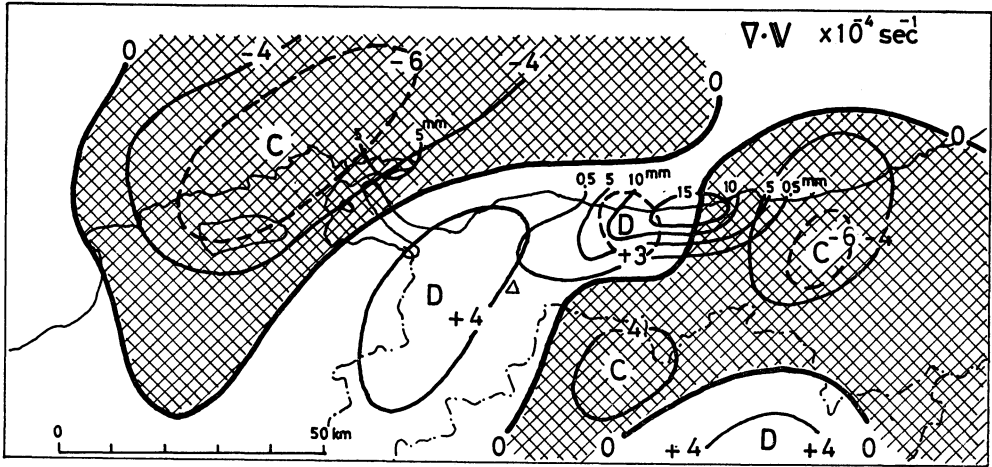


第14図 SPAWIND の流線図. 破線：等風速線 (m/s), W：弱風域, S：強風域.

線も、大山山岳地帯からの発散風と降水域Dからの発散風との間に形成されたもので、実は風の資料の不足のために、このときまで解析できなかったものなのかも知れない。

さて、個々のエコー・セルの移動は、700 mb 付近の風を最もよく近似することが知られている（小平・立平，1972）。幸いにして、広島レーダの6分ごとのシネ・フィルムにより、15時14分から15時32分までエコー・セルの移動を追跡することができた。

第13図は、この18分間におけるエコー・セルの移動をベクトル的に表示したもので、これから、Sandströmの方法によって SPAWIND (Small Precipitation Area Wind) の流線図を作成したものが、第14図である。この流線図によると、全体としては南よりの流れが卓越しているが、この流れの中で大山の東の地域から兵庫県の日本海沿岸部には、WSW の流れがバンド状に存在し、この南側には inflow、北側には outflow をもった特徴的な SPAWIND の流線場が形成されていることが分か



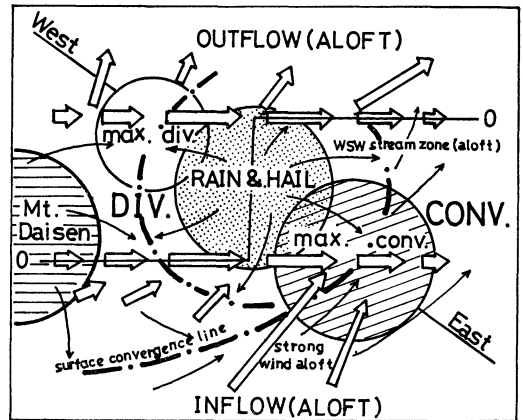
第15図 SPAWIND 発散分布と降水量の分布. 太線：発散分布 ($\times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$, C:収東域, D:発散域), 細線：降水量分布 (mm, 本文参照).

る。そして、この特徴的な流れの場の中で、inflow の流れの中には 100 km 位の間隔ではぼ東西に配列された二つの強風域があるが、その一つは大山のすぐ東に存在していて、この付近に一つのじょう乱系が存在していることを示しているようである。

そこで、第13図から Houghton・Austin の方法を用い、12.5 km 間隔の格子点ごとに求めた SPAWIND の水平発散の分布と、15時10分-15時30分の20分間降水量の分布とを重ねあわせたものが第15図である。この図で特徴的なのは、降水域Dの東側には SPAWIND の収東の極大域が、西側には SPAWIND の発散の極大域が位置している、これらが一つの降水システムを構成しているようにみえることである。このように、一つの降水域上に発散域と収東域とが同時に存在する事実は、Byers・Braham (1949) が数個の対流性セルからなる雷雨は、上昇流域に存在するセルと下降流域に存在するセルとから成り、新しいセルは親セルの後面よりも前面で発生する確率が高いことを示していることと同様なことを示すものではないかと思われる。

そこでいま、15時20分における地上風の流線図 (第12図d) と SPAWIND の流線図 (第14図), さらに SPAWIND の発散分布および降水量分布 (第15図) とを重ねあわせ、これを模図的に表わすと第16図のようになる。

エコー・セルの移動は、基本場の流れのほかに、エコー・セル自身の力学的構造に伴う流れが加わっているが、SPAWIND やその発散分布は、ほぼ 700 mb 高度付



第16図 降ひょうシステム付近における流れの模図. 2重矢線は SPAWIND の流線, 細い矢線は地上風の流線を表わし, 発散分布は SPAWIND の発散分布を示す.

近の風や発散分布のおよその状況を表わしていると考えられる限り、第16図に示した模図からは、降水域Dの中心域では下降流、地上の収東線付近では上昇流が期待できる。特に降水域東側の地上における収東線の上空では、収東の極大域が存在していることから、ここでは地上からはほぼ 700 mb 高度以上のかかなり厚い層にわたる上昇流と、また同時に、inflow の中の強い南よりの流れに伴う多量の水蒸気の供給を得ることによって、対流雲が鉛直方向に著しく発達し得る場になっており、結果的に強い降水域が今後この地域に移動していくことが示されてい

ると考えられる。

7. むすび

本例は、ある一定の総観的条件の中で、山岳が力学的に、また熱源あるいは冷源としても作用して、山岳の周囲に小規模ないし中規模じょう乱を生成し、これらが一定の仕組みで相互に作用し合って、一定の地域に集中的な対流活動を発達させ得ることを示している。

大山の北東部山麓地帯は、鳥取県の中でも比較的降水量の多い地域である。5節で述べたような考察ができるのであれば、過去の大雨の中にも、この考察と同じ機構によるものが幾つかあるはずである。これについては、さらに調査して立証しなくてはならないが、対流雲の発達に及ぼす大山の地形効果を解明するために、それ自体をテーマとした稠密な観測網の展開が望まれる。

この解析は、「山陰地方に顕著な気象現象をもたらしたメソじょう乱の解析的研究」の一部として、昭和50年度日本気象学会奨励金により行なったものである。

謝 辞

この研究に対して、ご激励いただいた日本気象学会、川鍋安次潮岬測候所長、ご指導いただいた後藤大喜夫金沢地方気象台長、今田克大阪管区気象台予報課長ならびに大西慶市同調査課長、また、資料の提供を心よく引き受けていただいた航空自衛隊美保基地、広島・松江・鳥取各地方気象台に対し、記して謝意を表する。

文 献

- Byers, H.R. and R.R. Braham, 1949: The thunderstorm, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 287pp.
- 小平信彦・立平良三, 1972: 気象レーダ特集号, 気象研究ノート, 112, 171 pp. (第Ⅱ部気象レーダの利用, 第3章 § 3. 2, 3. 2. 2 対流性エコーの移動を参照).
- 松本誠一, 1968: 寒冷うずの立体構造, 気象庁技術報告, 66, 60~69.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971: On the mesoscale and medium scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation, J. Met. Soc. Japan, 49, 648~661.
- 中山 章, 1968: 総観の立場からみた雲, 気象研究ノート, 96, 115pp.
- Ninomiya, K., 1971: Mesoscale modification of synoptic situations from thunderstorms development as revealed by ATS-Ⅲ and aerological data, J. Appl. Met., 10, 1103~1121.
- 二宮洸三・秋山孝子, 1972: 大雨を伴う梅雨期の rain band, 梅雨末期集中豪雨プロジェクト速報, 気象研究所予報研究部, 18, 1~9.
- Orville, H.D., 1968: Ambient wind effect on the initiation and development of cumulus clouds over mountains, J. Atmos. Soc., 25, 285~403.
- 武田尚之, 1976: 降ひょうについて, 昭和51年度大阪管区気象研究会誌.

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
月例会「長期予報・大気大循環」	昭和53年3月1日	日本気象学会	気象庁予報部会議室
月例会「レーダ気象」	昭和53年3月 ¹⁰ / ₆ 日	日本気象学会	気象庁
日本気象学会 昭和53年総会・春季大会	昭和53年5月23日~25日	日本気象学会	気象庁
WMOシンポジウム「成層圏成分の変化に関する地球物理量的状態とその影響」	昭和53年9月26日~30日	国際気象機構 WMO	トロント(ヨーク大学)
第15回理工学における同位元素研究発表会	昭和53年6月27日~29日		国立教育会館