



Title	北海道の局地的大雨（Ⅱ）：道北と道南の集中豪雨の降雨機構について
Author(s)	武田, 栄一; TAKEDA, Eiichi; 菊地, 勝弘 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 38, 1-16
Issue Date	1979-11-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.38.1">https://doi.org/10.14943/gbhu.38.1</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14077">https://hdl.handle.net/2115/14077</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	38_p1-16.pdf



北海道の局地的大雨 (II)  
—道北と道南の集中豪雨の降雨機構について—

武田 栄一・菊地 勝弘

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和53年5月4日受理)

**Local Heavy Rainfalls in Hokkaido Island, Japan (II)**  
**— On the mechanism of the heavy rainfalls in the Dohoku**  
**and Iburi districts —**

By Eiichi TAKEDA and Katsuhiko KIKUCHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 4, 1978)

Case studies of heavy rainfalls which occurred in the Kami-Otoineppu area in the Dohoku district on the 7th July 1972 and at the southeastern slope of Orofure mountain range in the Iburi district on the 17th September 1970 were carried out from a view point of synoptic and mesoscale analyses.

In the Dohoku district, the case analysed was the most remarkable in the past ten years with respect to the concentration of rainfall in time and space. The maximum daily amount of rainfall recorded was 170 mm on the 7th July 1972 at Kami-Otoineppu. Results of the analysis showed that warm and humid air indicated by the movement of isoline of mixing ratio (13g/kg) on the 850 mb surface flowed into the low atmosphere over Hokkaido Island from the Pacific Ocean and the cold air aloft indicated by the movement of the isotherm of  $-10^{\circ}\text{C}$  progressed eastward. When both different air masses crossed over Hokkaido Island, the atmosphere became unstable.

The stability index indicated negative values. It was estimated that cumulonimbi occurred when this unstable condition was disorganized. In fact, thunder in routine observations at Monbetsu Weather Station located eastward from heavy rainfall area was reported. These cumulonimbi frequently passed over the Dohoku district and caused the heavy rainfall locally.

On the other hand, on the southeastern slope of the Orofure mountain range, it was shown in the previous paper (Takeda and Kikuchi, 1978) that the local heavy rainfall occurred at least once a year. In this paper, the local heavy rainfall recorded the maximum daily rainfall (557 mm /day at Tachibanaike) for the past ten years was analysed. The local heavy rainfalls in this district were estimated to be results of warm and humid air from the south or southeast when a cyclone progressed eastward over the Japan Sea. When the warm and humid air flow against the mountain range from the south or southeast, the ascending motion may be created by the mountain and the air flow may well produce convective clouds. The convective clouds

generate heavy rainfall locally and so long as the wind direction was south or southeast in the low atmosphere, heavy rainfalls continued. In addition to the orographic effect, it was assumed that a cloud structure consisting of three layers along the vertical was an important factor for this local heavy rainfall. The cloud structure consisting from three layers is shown by A, B and C in Fig. 23. The precipitating particles containing ice crystals were seeded from the upper layer cloud (A) to the second layer cloud (B). Then the cloud droplets in B fed these precipitating particles and increased the cloud and rain water content. The precipitating particles from (B) after repeated collision and coalescence in the lowest layer cloud (C) which included a number of sea-salt particles from over the Pacific Ocean, and grew to be large water droplets. These water droplets fell on the southeastern slope of mountain range and caused the local heavy rainfall.

## I. はじめに

局地的大雨や集中豪雨は、降雨による被害ばかりでなく、土砂崩れや山津波などの二次的な災害を起こす点で社会に及ぼす影響が大きい。この局地的大雨や集中豪雨に関しては多くの研究がなされている。総観的なスケールの解析から、竹永（1959）は、中層における湿潤空気の流入が重要であることを指摘している。又、竹永・矢花（1959）は、諫早豪雨の際にくさび状の湿潤空気が出現することを見出した。更に、今井等（1960）は、南西風の侵入を指摘している。一方、二宮（1961）は、台風へ随伴した高湿気流による前線強化が重要であると考えている。このように、最も大きな要因として挙げられるのが、湿舌と呼ばれる太平洋からの湿った空気の流入である。この流入を定量的にとり扱ったものとして、豪雨の水収支解析（二宮，1974；秋山，1975）がある。

また、降雨の時間的、空間的集中性から積乱雲のような対流雲の存在が考えられ、これを引き起こす対流不安定層の形成に関するものとして、大沢等（1959）は、寒暖両気塊の交叉を、安田（1959）は、cold cut off low の重要性を挙げている。また、山鹿（1962）、小楠等（1964）は、上層への寒気の流入を指摘しており、長井等（1965）は、対流不安定の解消時に発生する対流雲が豪雨をもたらすと考えている。このような上層への寒気移流が、対流不安定成層を形成し、これが解消する時、時空間の降雨の集中がみられるようである。更に、気候学的研究に関連して、地形と豪雨を指摘する論文もある。

これらの研究は、大半が関東以西に限られている。北海道に関しても近年研究が進められている。（内田・その他，1975）。本論文では、先の論文の結果（武田・菊地，1978）を考慮し、局地的大雨のケーススタディを行い、メカニズムについて考えた。

## II. 解析資料

この研究では、総観場からとメソ的な視野から解析を試みた。総観場の解析には、気象庁発行の「印刷天気図」と「Aerological Data of Japan」を使用した。また、時間雨量等、メソ的に現象を捕えるために、全道の気象台、測候所、農業気象観測所の降雨量、風向、風速の資料を使用

した。

### Ⅲ. ケーススタディ

この論文では、1972年7月7日、道北地方に生じた局地的大雨と、1970年9月17日、道南の胆振地方に生じた局地的大雨の2例について解析を行なった。

#### Ⅲ-1 1972年7月7日の道北地方の局地的大雨

1972年7月7日から8日にかけて、道北の上音威子府を中心に局地的大雨があった。道北地方は、全道的にみても大雨の頻度が少なく、また過去10年の記録からもせいぜい1~2回程度であることがわかっている（武田・菊地，1978）。ちなみに、この大雨が記録される以前の記録は、1970年10月25日、道北のかなり広い地域で100mm/day以上の降雨量をもたらした例にとどまり、いかにこの局地的大雨が道北地方には珍しいものであるかがわかる。

1972年7月は、全国的に集中豪雨が起っており、四国の天坪では、2日間で843mmの超豪雨が生じ、山津波で多くの死者を出した。この梅雨末期の典型的な集中豪雨は、7月上旬から中旬まで続いた。前半の大雨は、低気圧に吹き込む形で形成された湿舌が、また後半は、南下した梅

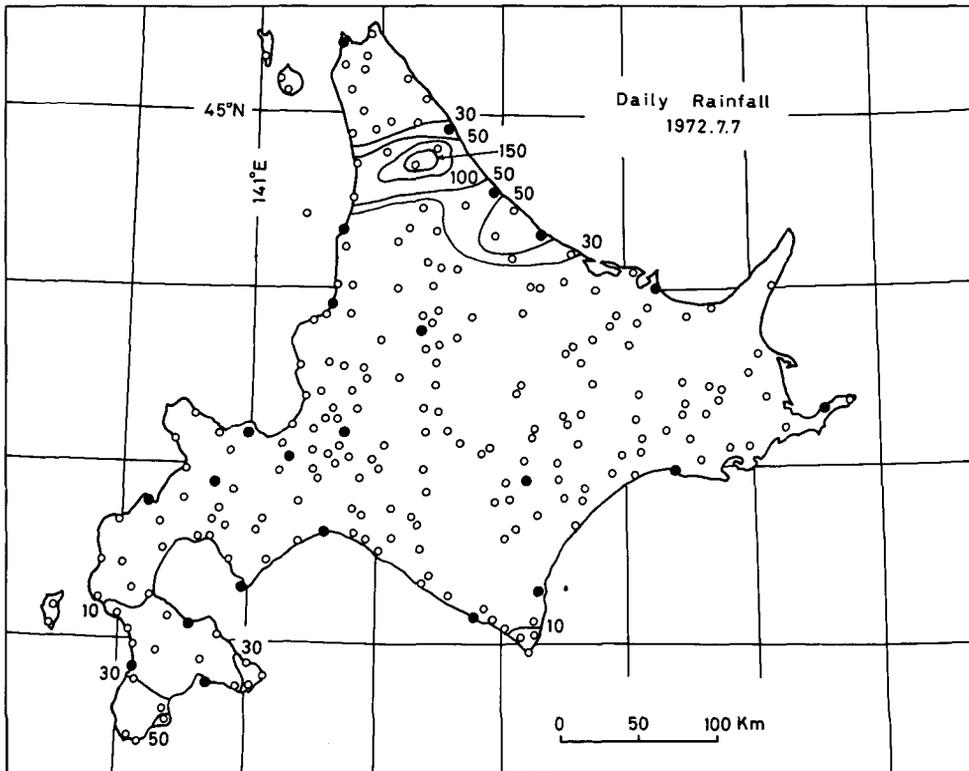


Fig. 1. Daily rainfall distribution (mm) on the 7th July 1972 in Hokkaido Island and the position of observation stations. (Dots : Meteorological Observatories, Circles : Agricultural Meteorological Stations)

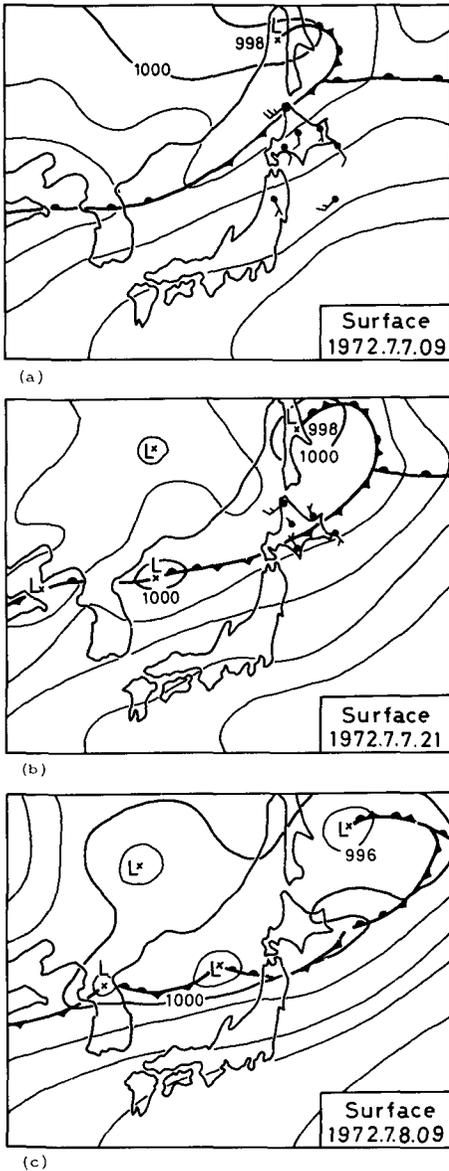


Fig. 2. Surface weather maps from 09 LST on the 7th to 09 LST on the 8th July 1972.

空間的な降雨の局地性がみられる。Fig. 2 は、大雨前後の地上の低気圧と前線の動きを示している。中国東北部に中心を持つ低気圧が東進し、7日09時には (Fig. 2a)、低気圧の中心から南西に延びる寒冷前線が稚内に到達し、低気圧の移動に伴い、北海道を通過しつつあり (Fig. 2b)、この寒冷前線の通過中に大雨は起きている。この時、地上風は、warm sector に収束するよう

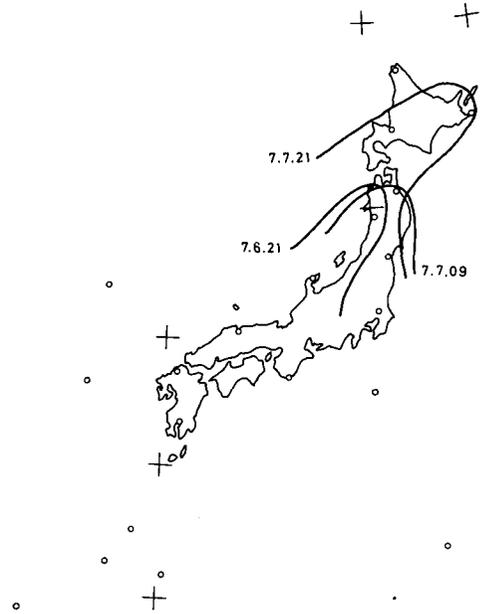


Fig. 3. Movement of isoline of mixing ratio (13g/kg) at 850mb surface from 21 LST on the 6th to 21 LST on the 7th July 1972.

雨前線によるものと推察された。この大雨について、秋山 (1975) は、東北日本のこの大雨の水収支解析を行ったが、この期間の北海道の大雨に関しては、まだ解析が行なわれていない現状である。

### III-1-1. 総観場の解析

Fig. 1 に 7 月 7 日の日降雨量と観測地点を掲げる。図から降雨は、道北地方の約 80 km × 50 km の地域に帯状に分布し、特に上音威子府を中心とした内陸地域では、150 mm/day 以上の時間的・

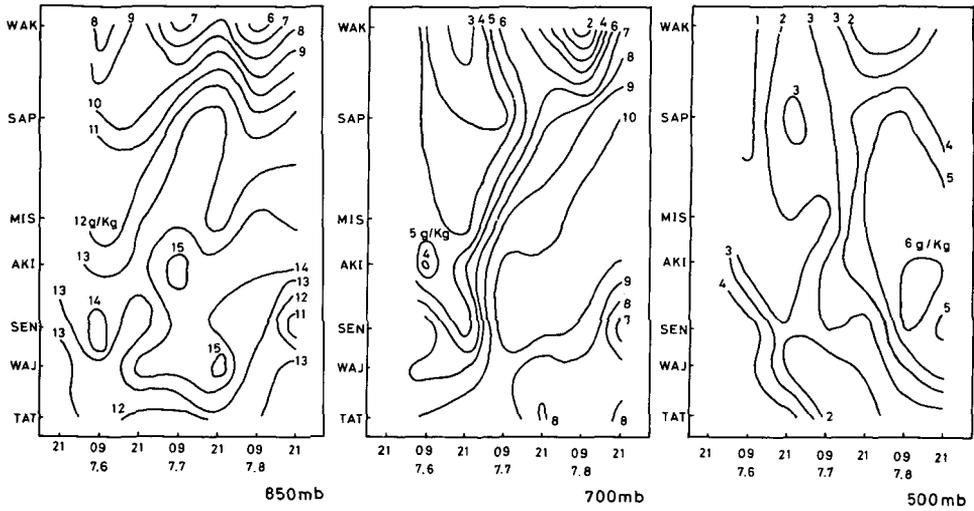


Fig. 4. Time cross-sections of mixing ratio from Tateno to Wakkanai at the 850 mb, 700 mb and 500 mb surfaces.

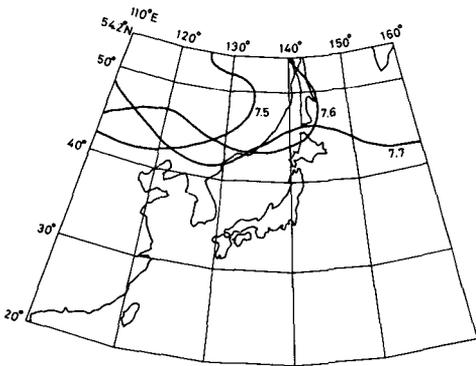


Fig. 5. Movement of isothermal of  $-10^{\circ}\text{C}$  at the 500 mb surface from 21 LST on the 5th to 21 LST on the 7th July 1972.

に南よりの成分を持って吹き込んでいることがわかる。前線が完全に北海道を通過し東北部まで南下した時点 (Fig. 2c) で、降雨は終了していた。

下層大気の状態は、Fig. 3 に示す 850 mb 面の 13g/kg の等混合比線の動きから明らかである。ほとんど飽和にちかいこの 13g/kg の等値線の形から、これは、まさしく湿舌であり 7日09時から21時にかけて、北海道の中央部まで入り込んでいるのがわかる。Fig. 4 は、6日09時から8日21時までの館野 (TAT) から稚内 (WAK) までの 850mb, 700mb, 500mb 面での混合比の time cross-section を示している。850mb 面の 13g/kg の等値線が、大雨時には三沢 (MIS) — 札幌 (SAP) にかけてすどく入り込んでいる。上層の 700mb, 500mb 面ではこれに対応するような

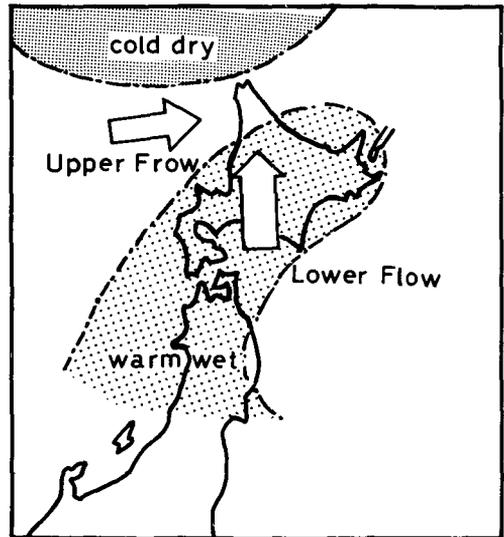


Fig. 6. Synoptic model when the heavy rainfall occurred.

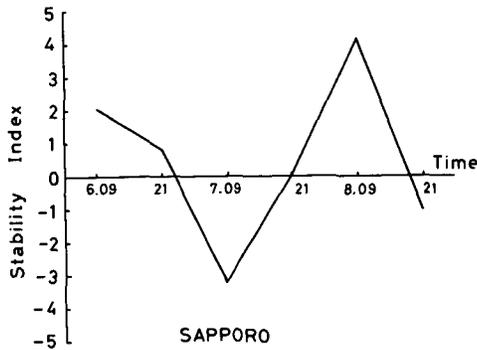


Fig. 7. Time variation of the stability index at Sapporo from 09 LST on the 6th to 21 LST on the 8th July 1972.

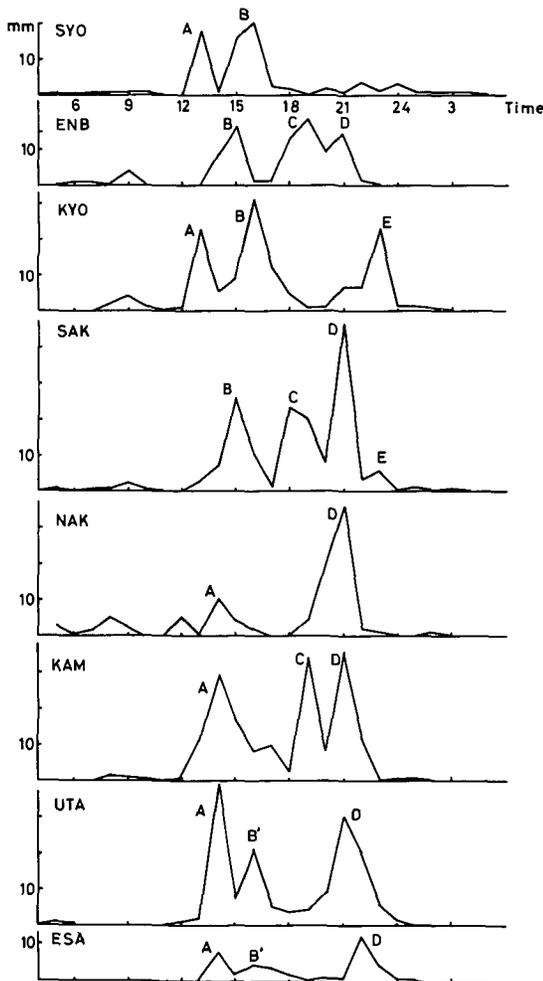


Fig. 8. Time variation of the amount of hourly rainfall at 8 stations.

高い混合比の入み込みはみられなかった。このように、大雨時の北海道は、下層大気が非常に湿った状態にあったことがわかる。したがって、Fig. 3, Fig. 4 にみられる下層大気に現われた湿舌は、南東進する前線に収束するような形で侵入したものであろう。

Fig. 5 は、上層の寒気の動態をみるために7月5日21時から7日21時までの500mb面における $-10^{\circ}\text{C}$ の等温線の動きを示したものである。図から $-10^{\circ}\text{C}$ の等温線は、時間とともに東進し、北海道北部まで南下した。この期間北海道上空は西風が卓越しており、寒気の移流がみとめられた。

以上のことから、北海道の大気の状態は、下層には南寄りの高温多湿の空気が、上層には西寄りの寒冷な大気が入り込んでいた。この性質の異なる温度移流が、対流不安定な成層を形成したものと考えられ、これをモデル的に図示するとFig. 6のようになる。

この成層状態を札幌の安定指数の時間変化から考察してみた (Fig. 7)。大雨が始まる7日09時に大気は非常に不安定で、強雨の開始とともに大気は徐々に安定となり、不安定が解消していく様子が明らかである。

以上、総観場からみた今回の局地的大雨の原因を要約すると、i) 太平洋から湿った暖気が、下層の南寄りの風で低気圧の warm sector に収束するように運ばれたこと、ii) 上層では、乾燥した寒冷な大気が接近し、成層が対流不安定になったこと、である。大雨は、i) ii) が互いに関連して生じたと考えられる。

### III-1-2. メソスケールからみた局地的大雨の降雨特性

Fig. 8 に、降雨帯に沿った初山別から北見

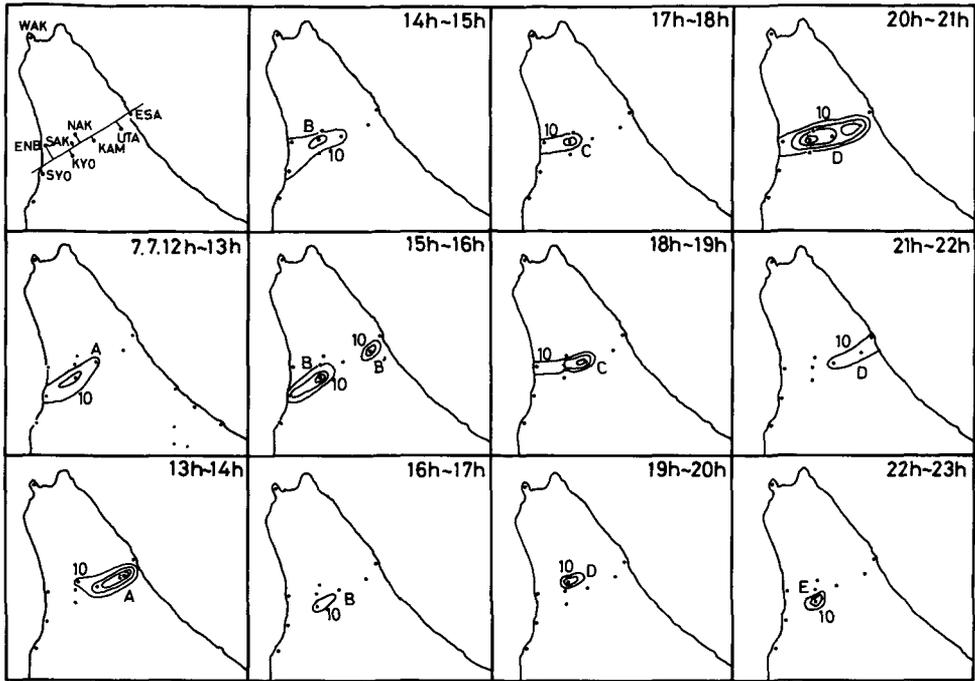


Fig. 9. Horizontal distribution of the amount of rainfall from 12 LST on the 7th to 23 LST on the 7th July 1972.

枝幸までの8ヶ所の観測点での時間雨量変化を、Fig. 9に、7日12時から23時までの時間雨量の水平分布図を示した。コンターは、10mm/hr毎に引いてある。Fig. 8から各観測所で2～4個の降雨のピークがみられるが、観測所によりピークが2つあるもの、3つあるものに分かれており、必ずしも降雨パターンは一致していないことがわかる。Fig. 8のピークに付したA、B、……Eは、Fig. 9に現われた降雨群と対応している。観測点により通過する降雨群が異なるが、A、Dに対応する降雨は比較的多くの観測点でみられたが、時間とともに東進したことがわかる。Fig. 9より、12時から13時に共和（KYO）を中心とした20mm/hrを越える降雨セル（これをAとする）が現われた。13時から14時に、このAは東に移動し中心は歌登（UTA）で降雨強度は40mm/hrに増加した。14時から15時にかけて佐久（SAK）を中心として25mm/hrを越える降雨セル（B）が現われた。このセルBの中心は、先のAと比較すると少し北よりであった。15時から16にかけて、セルBはさらにこの付近に停滞し、佐久の南約10kmの共和を中心として30mm/hrのピークを示した。一方、同時間にこのセルの前方の歌登にも20mm/hrを越すピーク（B'）が現われた。16時から17時の間は、セルBが減衰しながらもまだ共和付近にみられた。17時から18時にかけて日本海側からセルCが現われた（佐久を中心してピークは20mm/hr以上）。次の18時から19時にかけて、このセルは東進し、降雨強度は30mm/hrに達した。19時から20時には、降雨Dが中川（NAK）に現われ、つぎの20時から21時には、このセルによる降雨域はほとんど全領域にわたり、そして21時から22時の間にオホーツク海側に、衰弱しながら進んでいった。21時から22時にかけては共和を中心して20mm/hrを越すセルがみられたが、次の時間にこれは消滅しこ

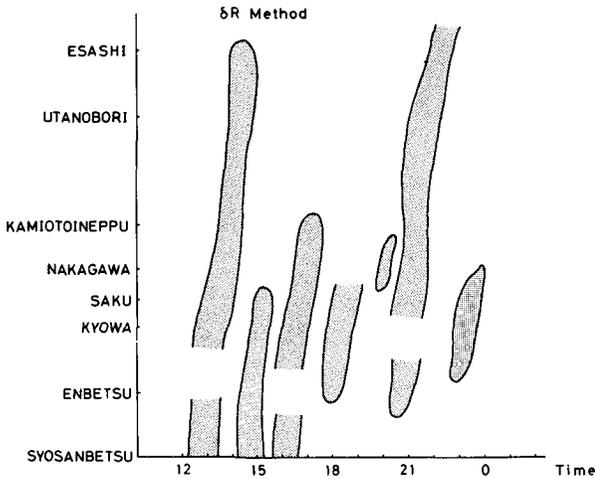


Fig. 10. Time section of positive  $\delta R$  from Syosanbetsu to Kitamiesashi.

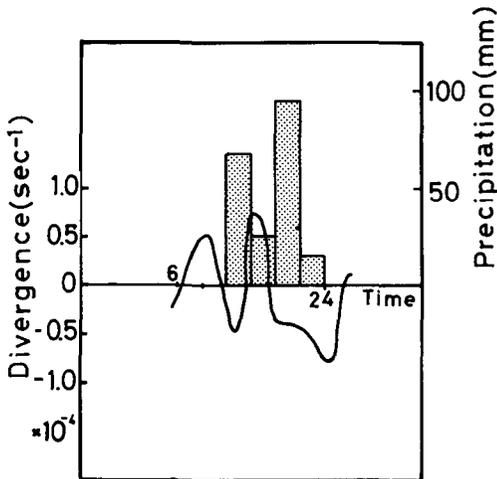


Fig. 11. Comparison between the divergence used surface wind and the rainfall amount at Kami-Otoineppu.

を示している。すなわち、強雨域が、波状に繰返しこの道北地方を通過していることを示している。移動方向は、西南西から東北東で上層の風向と良い一致を示していた。

Fig. 11 は、遠別、羽幌、美深の地上風のデータを使用して計算した収束量であり、これを上音威子府の降雨量の3時間変化と比較したものである。図から3~4時間周期で収束がみられ、発散時にはそれに対応して降雨が減少し、収束時には降雨が増加しているのがわかる。ただ、大雨地域の高層観測が稚内に限られるため、上層での収束・発散状態を推察することはできなかった。

降雨量解析から、今回の局地的大雨について次のように要約される。i) 初山別から進んできた周期性をもつ強い降雨セルが、大雨域で発達したこと。ii), i) の強雨を実質的に担っていたの

の地域の降雨はすべて終わった。このように、時間雨量10mm/hr以上の強雨域は、日本海側から始まり東北東に移動し、オホーク海に抜けたものもあったが(セル, A, D), セルB, Cのように日本海から始まりながら、途中で停滞し、そのまま消滅するものもあった。

東大気象学教室(1970)は、降雨強度の時間変化をみるために、次式で定義される $\delta R$ をもちいた。

$$\delta R(x, y, t) = 2R(x, y, t) - \{R(x, y, t - \Delta t) + R(x, y, t + \Delta t)\}$$

$R(x, y, t)$  : 地点  $(x, y)$  で

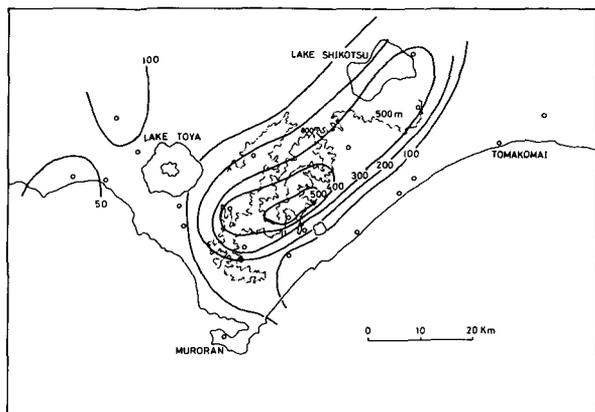
時刻  $t$  までに降った単位時間雨量

$\Delta t$  : 単位時間 (20分間, 1時間)

ある時刻  $t$  にその前後の時間より相対的に雨が強く降れば  $\delta R > 0$  となる。

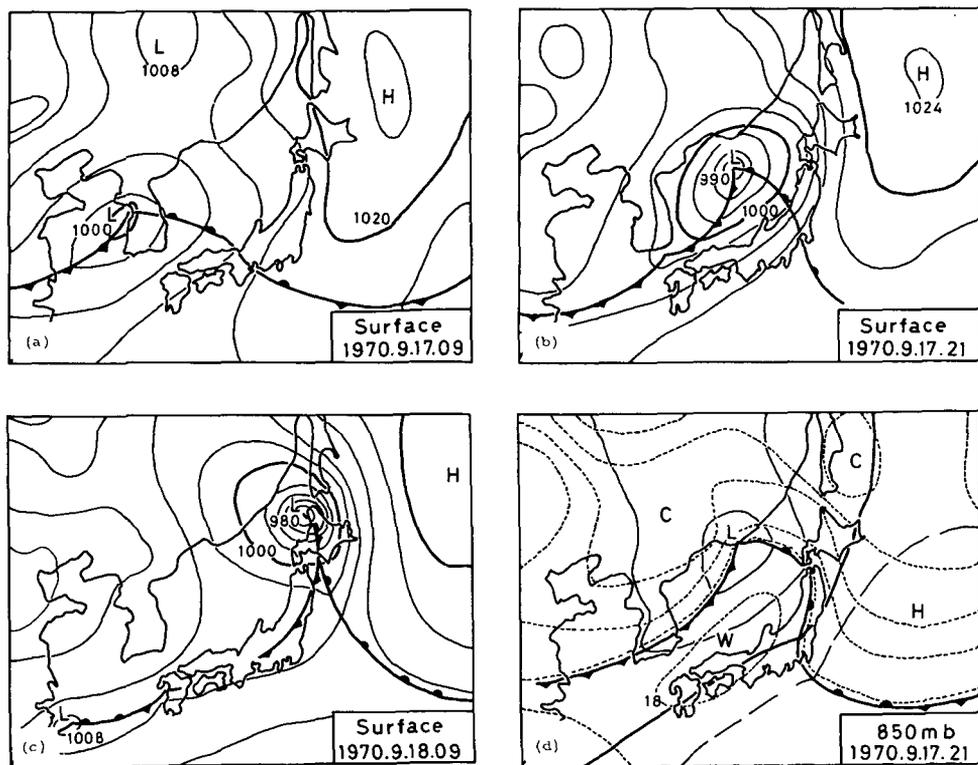
ここでは、 $\Delta t$  を1時間とし、 $\delta R$  の時間断面を初山別から北見枝幸までとって Fig. 10 に示した。 $\delta R > 0$  の部分が、斜線域で表わされており、これは、初山別、遠別等の大雨領域の西方(日本海側)地点より、ほぼ2時間周期で現われ、時間的な遅れをもって北見枝幸(オホーク海側)に進んで行くものや、途中で消滅するものの動き

は、雷を伴うほどにまで成長した積乱雲と考えられること。iii), ii)の積乱雲の発達に一因を与えたのは、地上で観測された収束であろうと推定される。



**Fig. 12.** Horizontal distribution of the amount of daily rainfall (mm) on the 17th September 1970 and the observation stations at Iburi district.

今回の大雨の機構は次のように考えられる。総観場の解析で指摘したように、大気は成層不安定な状態にあり、これが解消される時、積乱雲が発達したと考えられる(この積乱雲の発達を裏付けるように、北見枝幸測候所では、7月7日18時から8日06時にかけて雷が観測されている)。すなわち、初山別西方の海上で形成された積雲系の雲が、上層の風に支



**Fig. 13.** Surface weather maps from 09 LST on the 17th to 09 LST on the 18th September 1970 and 850 mb map 21 LST on the 17th September 1970.

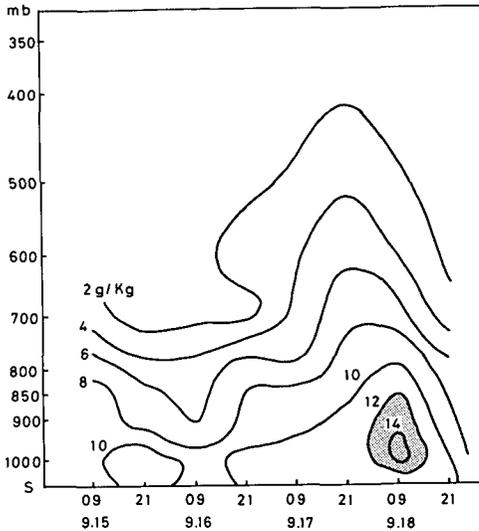


Fig. 14. Time section of mixing ratio at Sapporo from 09 LST on the 15th to 21 LST on the 18th September 1970.

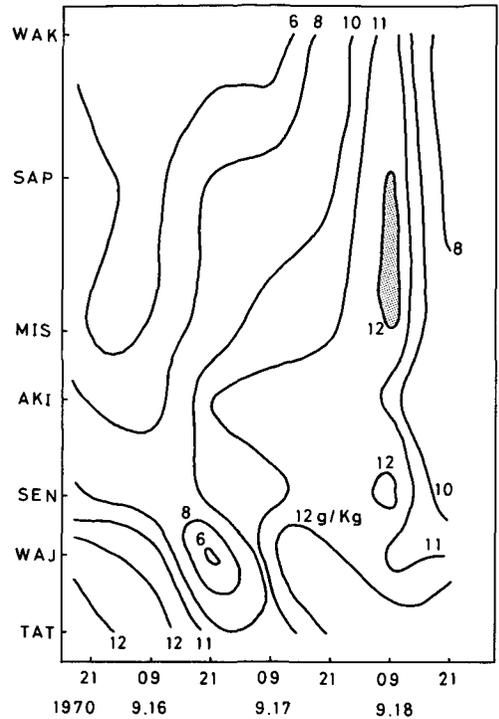


Fig. 15. Time cross-section of mixing ratio at 850 mb level from Tateno to Wakkanai.

配され東進し、そこに形成された収束域で、積乱雲にまで発達し強雨をもたらされ、これが繰り返したために、局地的大雨が生じたと考えられる。

### III-2. 1970年9月17日の胆振地方の局地的大雨

次に、地形性的大雨が生じると考えられる胆振地方の大雨を解析した。胆振地方、特にオロフレ山系を中心とした地域に大雨の頻度が高いことは、すでに先の論文で指摘した(武田・菊地, 1978)。ここでは、オロフレ山系南東斜面で生じた1965年から1973年の中で最大日雨量を記録した例を解析した。日降雨量分布と解析に使用した観測地点をFig. 12に示した。最高値は、橘池で557mm/dayを記録し全体的にみるとオロフレ峠から支笏湖にかけて山岳南東斜面に帯状に分布している。

#### III-2-1. 総観場の解析

1970年9月14日に華南に上陸した台風16号は、弱い熱帯性低気圧となり北上を続け、揚子江流域から東進してきた低気圧と併合して発達した。Fig. 13(a), (b), (c)に示すように、低気圧は、朝鮮半島で998mbとなった(a)。北海道付近は、オホーックから三陸沖に張り出した強い高気圧と低気圧の発達のために気圧の傾きが急となって、17日夜から(b)18日朝(c)にかけて、

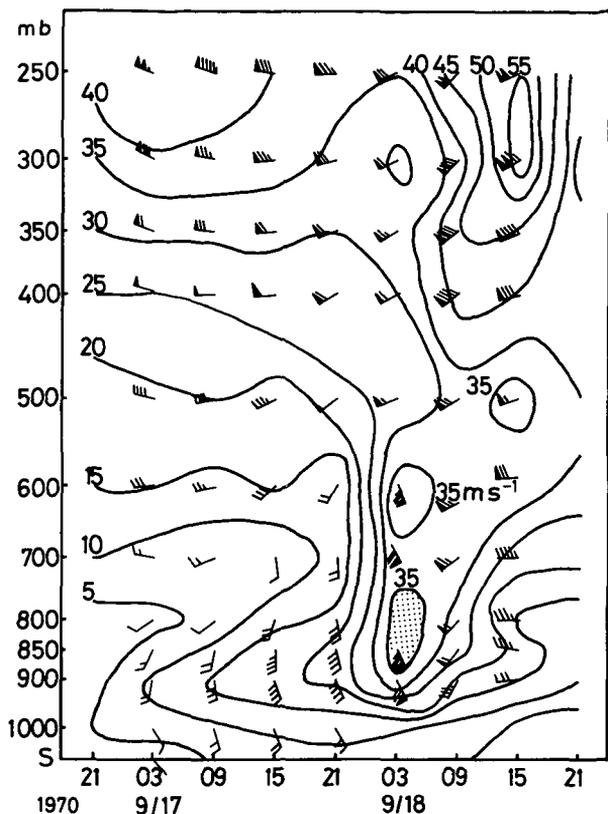


Fig. 16. Time section of wind at Sapporo from 21 LST on the 16th to 21 LST on the 18th September 1970.

北海道全域にわたり風雨が強かった。Fig. 13 (d) の9月17日21時の850mb面の天気図から、著るしい暖気が低気圧に向かって入り込んでいるのがわかる。

オロフレ山系の局地的な強雨は、17日夜半から18日前半にかけて生じている。Fig. 14はこの時期を含んだ前後の期間（9月15日09時～18日21時）の札幌での混合比のtime-sectionを示している。17日09時より下層に高い混合比がみられ、21時から翌18日09時にかけて、地上から850mb面の間に14g/kg以上の値をもつピークが通過していた。Fig. 15には、850mb面でのtime cross-sectionを示している。図から17日21時から18日09時にかけて、三沢（M

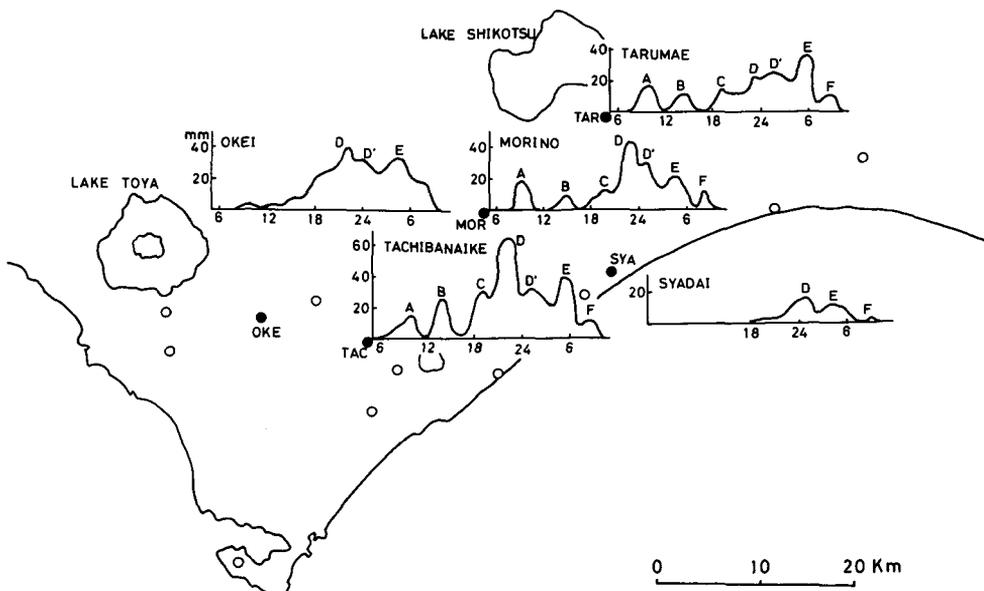


Fig. 17. Time variation of the amount of hourly rainfall at several stations. Tachibanaike, Morino and Tarumae are located on the southeast slope in the mountain range. Okei is located on the west slope and Syadai is located near the sea shore.

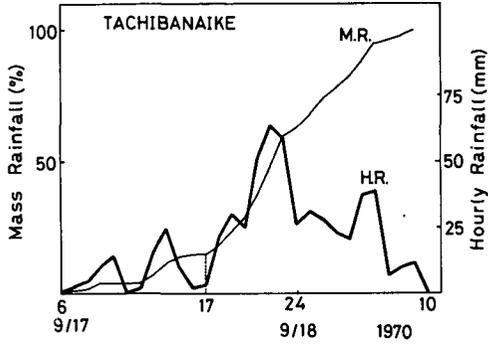


Fig. 18. Time variation of the amount of hourly rainfall and mass rainfall at Tachibanaike.

IS)一札幌 (SAP) に高い混合比 (12g/kg) が入り込んでいるのがわかる。以上のことから、大雨時にかけて北海道の下層大気は、非常に湿った状態にあったといえる。

Fig. 16 は、札幌での風の time section を示している。降雨の終わった9月18日午後、上空 300 mb 付近に 55m/s を越す Jet が認められるが降雨の強かった9月17日夜半から9月18日03時にかけて 850 mb 付近に 35m/s を越す下層 Jet が現われている。一般には、対流

が上空の運動量を下層に運んだ結果として、下層 Jet が生じると考えられている。また、18日03時までは、下層での風向は、南南東であったが、09時には、南南西に、15時には西と大きく変化している。これは、閉塞前線が、ちょうどこの時間に通過していたためであろう。

### III-2-2. メソスケールからみた局地的大雨の降雨特性

Fig. 17 は、オロフレ山系南東斜面上 (橘池, 森野, 樽前) と、山系西側 (黄溪) と、海岸部

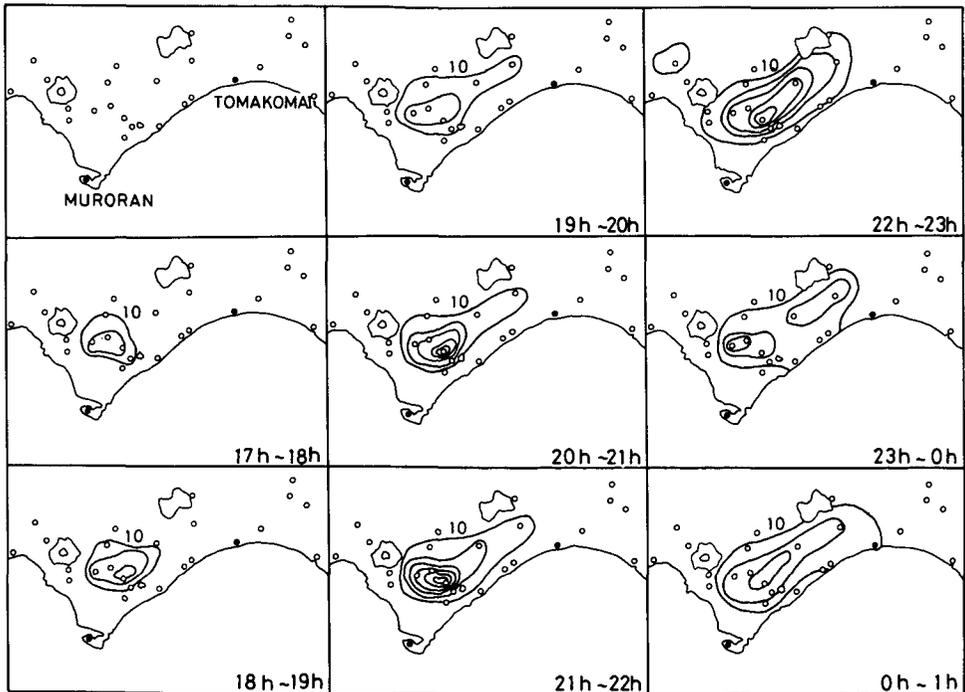


Fig. 19. Horizontal distribution of the amount of hourly rainfall from 17 LST on the 17th to 01 LST on the 18th September 1970.

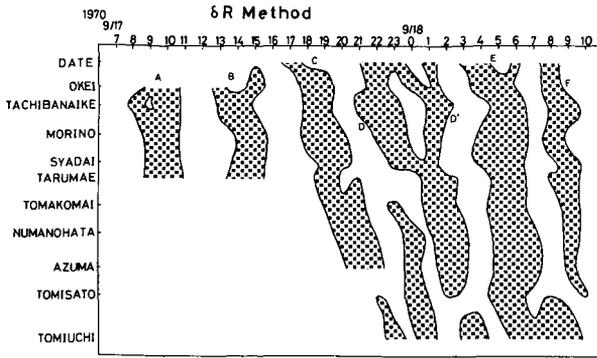


Fig. 20. Time section of positive  $\delta R$  from Date to Tomiuchi.

と、山岳南東斜面上の降雨は、この部分で組織的で特徴的であったことがわかる。Fig. 17でもみられたように、橋池の時間雨量と積算雨量の変化をみると (Fig. 18), 特に強い雨は17日17時以後に現われていることがわかった。それで、Fig. 19には、17時以降の時間雨量の水平分布を示した。これらの時間雨量図をみると10mm/hr以上の降雨域の中心部はあまり変わらず、ただ、降雨域の範囲が時間によって変動しているだけで、前節の道北の大雨のように降雨域が東進する傾向がないように見える。そこで、III-1-2で用いた  $\delta R > 0$  の部分について降雨域西端の伊達から東端の富内までの時間断面をとり、Fig. 20に示した。図では斜線域が  $\delta R > 0$  の強雨域を示してあり、オロフレ山系南東斜面上の橋池から樽前にかけては7つの強雨域がみられた。これらの強雨域を図に示すようにA、B、C、D、D'、E、Fとした。A、Bは、橋池から樽前かけ

(社台)の各観測所の1時間雨量の変化を示したものである。この図から、オロフレ山系南東斜面上の観測点では、降雨のピークが3~4時間毎に通過していることがわかる。一方山系の西側では、南東斜面上にみられたピークとの対応がつかないものがあつた。更に、海岸部の社台においては、17日24時にピークがみられるにすぎなかったこと等を考える

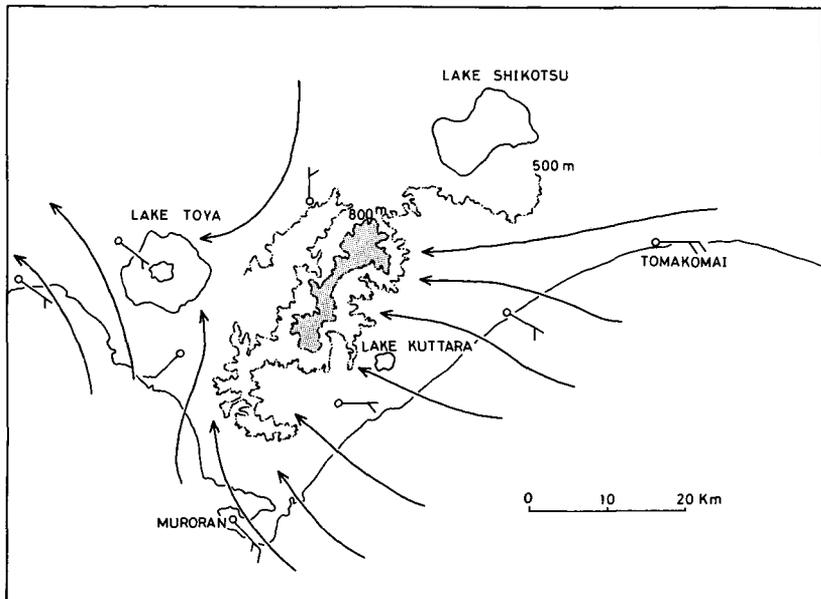


Fig. 21. Streamlines in the Iburi district at 09 LST on the 17th September 1970.

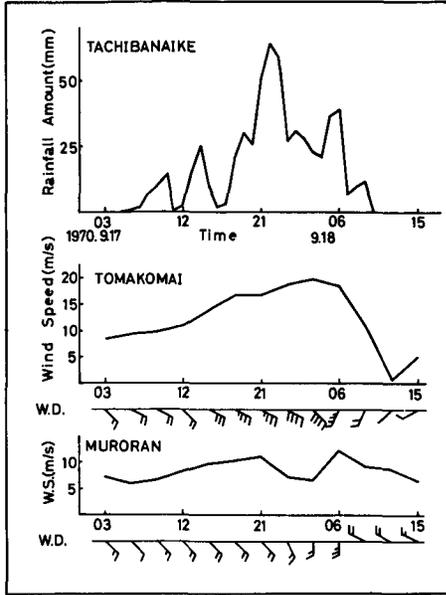


Fig. 22. Relation between the amount of hourly rainfall at Tachibanaike and the time variations of surface wind at Tomakomai and Muroran.

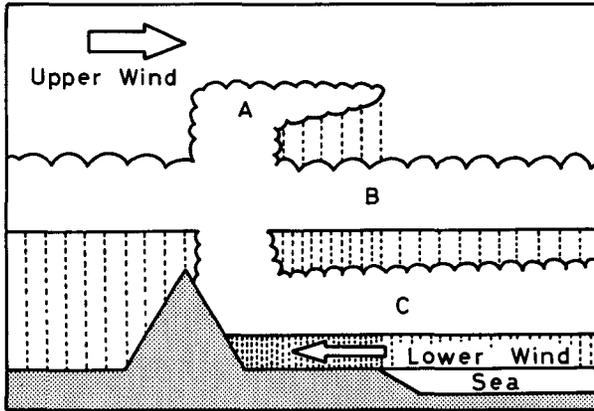


Fig. 23. Model of the orographic heavy rainfall in Orofure mountain range.

は南東～東南東の風が卓越し橘池の降雨量からみると強雨が終る時期に室蘭では北寄りに、苫小牧では西よりに大きく風向が変化している。このようにオロフレ山系の大雨には、下層の風向が大きな影響を与えていることがわかる。地形効果による降雨の増巾作用については、いくつかの考え方があがるが、Browning (1974) は、イギリスの Welsh hills の地形的降雨について、seeder clouds と feeder clouds のあることを提出し、Takeda et al (1976) は、尾鷲の豪雨に対して層状の下層雲に対流性の雲が貫入するモデルを考えている。彼らの考え方及び今回の解析をもとにして、オロフレ山系の局地的大雨の降水雲のモデルを Fig. 23 のように考えてみた。オロフレ山系東側で

だけみられ、傾向としては時間的に立っているの、同地域に同時に生じた現象であろう。しかし、C, D, D' は傾向がやや傾きをもち東進することがわかる。また、これらのA, B, ……、F, は Fig. 17 の降雨量のピークと対応するものであり、この内C, D, D' のピークに注目すると、伊達方面から出現し（海上には観測点がないのでわからない）、橘池で発達し、また東進しながら衰退している様子が明白である。強雨域の移動速度は、25km/hr で方向は西南西から東北東であった。Fig. 19 の時間雨量の水平分布図からは、全体的にみると、オロフレ山系南東斜面上に停滞しているようにみられた帯状降雨域では、6～7個の強雨が出現し、これらのあるものは、明らかに移動していたことがわかった。

また、Fig. 21 は、17日09時の地上風の流線を示したものであるが、これから風系は東～南東で、オロフレ山系に衝突するように吹いていた。Fig. 22 は、室蘭、苫小牧の風向、風速と橘池の降雨量の時間変化との対応を示している。図から大雨時には、室蘭では南東～南南東、苫小牧で

は、対流的な構造をもつ雲（積乱雲）Aと、低気圧に伴う中層雲Bがあり、更に海上から南東風によって寄せられる層状の下層雲Cの三層構造からなる一連の雲系があると考えられる。風系は、下層では南東風、上層では西風である。雲Aから氷晶を含む降水があり、これが雲Bに seed されることによりB内の雲粒がこれを feed し雲水量を増すと同時に並程度の降雨をもたらすであろう。この雲Bからの降水粒子は、海塩粒子等を数多く含んだ海上からの最下層の雲C内で、衝突、併合を繰返し大きな雨滴に成長し、南東斜面に降ってくるのであろう。上層の雲が seeder clouds（種播きする雲）、中層の雲が feeder clouds（育てる雲）だとすれば、最下層の雲は雨滴や雲粒をさらに（太らせる雲）というべきであろう。

メソスケールからみた降雨特性は、次のように要約される。i) 6～7個の強雨が出現しこれらの2～3個は東進し、大雨域で発達したこと。ii), i) で述べた強雨をもたらした実体は単位時間の雨量、又移動から積乱雲が担っていたと考えられる。iii) 更に積乱雲を発達させる要因としては、大雨期間中に卓越していた南東風が大きな役割を果たしていたと考えられる。

#### IV. お わ り に

以上、道北、道南地方の典型的な局地的大雨を、総観場とメソスケールの降雨特性に分けて解析を行った。それらの結果を Table 1 に示した。両者の大きな違いは、日降雨量にみられる。これは、大気中の混合比の違いによると思われる。大雨期間中は、両ケースともその前後の期間に比べ、850 mb 面でより湿った空気が入っていた。しかし、道北の場合は、10g/kg であったが、道南の例では 14g/kg であったことがそれを示している。

更に、決定的な違いは、そのメカニズムにある。すなわち、道北の例では、成層不安定に起因

**Table. 1.** Comparison between Dohoku and Iburi heavy rainfalls in some meteorological factors.

	DŌHOKU	IBURI
Synoptic	Cold Front	Occluded Front
Mechanism	Atmos. Instability	Orographic Effect
Total Precip.	170 mm/day	557 mm/day
Max. Intensity	34.5 mm/hour	64.0 mm/hour
Low Level Jet	—	○
Wet Tongue	○	○
Divergence	$-1 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$	—
Precip. Pattern	band	band
Cell Size	30×15 ( km <sup>2</sup> )	25×15 ( km <sup>2</sup> )
Cell Duration	2 hours	3 - 4 hours

するものであり、これが解消された段階で降雨は終了するであろうから、大雨といつてもその量は、それほど期待できないであろう。一方、オロフレ山系の場合は、低気圧が日本海上を東進する際の気流の地形効果によるものであるもので、上層西風、下層南東風という風系が、持続している限り、降雨が続くであろう。更に、地形効果に加えて、垂直方向に三層からなる雲系が大雨を担うものと考えられる。

両ケースとも、実質的な降雨を担う部分としては、積乱雲の存在が重要であるらしい。ただ、両地域ともレーダーの探知外にあるために、個々の積乱雲の高さ、大きさ、移動とかが不明確であるので、例えば、メソスケールのネットワークを張る等の観測をふまえて検証されなければならないであろう。

**謝辞** この研究の一部は、文部省自然災害特別研究費“集中豪雨の実態に関する研究”(代表者、名古屋大学水圏科学研究所、磯野謙治教授)によるものである。また、多くの資料を提供して下さった各地方气象台、測候所に感謝いたします。

#### 文 献

- 秋山孝子, 1975. 梅雨期の降雨帯へ南側面から流入する水蒸気流速。—47.7豪雨の水収支—。梅雨末期集中豪雨プロジェクト速報, **29**, 1—6.
- Browning, K. A., F. F. Hill and C. W. Pardoe, 1974. Structure and mechanism of precipitation and the effects of orography in a wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **100**, 309—330.
- 今井一郎・柳沢善次・廖学鎰, 1960. 1957年8月5—8日の関東地方の局地性大雨のレーダーおよびメソ解析。研究時報, **12**, 9—37.
- 小楠純一郎・鈴木乙一郎, 1964. 1964年6月27日静岡県山沿いの局部的豪雨について。研究時報, **11**, 600—608.
- 二宮洗三, 1961. 1959年8月12—13日の近畿・東海・北陸地方の豪雨について。研究時報, **13**, 47—52.
- 二宮洗三, 1974. 梅雨前線豪雨の水収支解析。気象庁技術報告第86号, 53—66.
- 長井達夫・深津林, 1967. 1965年9月14—15日の岐阜県北西部における集中豪雨のレーダーエコーとメソ解析。研究時報, **19**, 399—411.
- Staff. Memb. TOKYO. Univ., 1969. Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298—309.
- 武田栄一・菊地勝弘, 1978. 北海道の局地的大雨(I)。年間降雨量に対する大雨の寄与について。北海道大学地球物理学研究報告, **34**, 19—29.
- 竹永一雄, 1959. 梅雨期の大雨予想について。研究時報, **11**, 52—58.
- 竹永一雄・矢花和一, 1959. 諫早大雨の局地解析と予報。研究時報, **11**, 839—850.
- Takeda, T., N. Moriyama and Y. Iwasaka, 1976. A case study of heavy rain in Owase. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 32—41.
- 内田英治・今野真悦・田村和也, 1975. 1973年9月の道南集中豪雨の特性。研究時報, **27**, 247—257.
- 安田清美, 1959. 多治見の豪雨について。研究時報, **11**, 901—913.
- 山鹿 延, 1962. 1961年7月5日の熊本県北部における豪雨について。研究時報, **14**, 500—506.