



Title	北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性、(II) : 雨滴粒度分布の二点観測
Author(s)	近野, 好文; KONNO, Takafumi; 菊地, 勝弘 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 39, 19-35
Issue Date	1981-01-31
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.39.19
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14084
Type	departmental bulletin paper
File Information	39_p19-35.pdf



北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性, (II)
—— 雨滴粒度分布の二点観測 ——

近野 好文・菊地 勝弘

北海道大学理学部地球物理学教室

若原 勝二・鈴木 和史

札幌管区气象台技術部予報課

(昭和55年8月7日受理)

**Properties of Local Heavy Rainfall on the Southeast Slope
of Orofure Mountain Range in the Iburi-District,
Hokkaido, Japan, (II)**
— Simultaneous Observations of the Size Distribution
of Rain Drops at Two Raingauge Stations —

By Takafumi KONNO, Katsuhiro KIKUCHI
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

and Katsuji WAKAHARA and Kazufumi SUZUKI

Forecast Division, Technical Department,
Sapporo District Meteorological Observatory

(Received August 7, 1980)

Simultaneous observations of the size distribution of rain drops at raingauge stations of the seaside region (S-11 : Shiraoi) and mountainous region (S-13 : Morino) on southeast slope of Orofure mountain range in the Iburi district, Hokkaido were carried out from August 24 to September 5, 1979. During the period, we observed three different types of heavy rainfalls.

As a result, in the case of convective type of orographic rainfall on the September 2, 1979, precipitating rain drops from the upper clouds as a part of a large disturbance of the synoptic scale interrelated cloud physically with rain drops precipitating from the lower clouds formed by upglide motion along the southeast slope of the Orofure Mountain Range and size distribution of rain drops observed at both raingauge stations changed from a Marshall-Palmer distribution into a bimodal distribution. Further, it showed that the interaction decreased differences between rainfall amount observed in the mountainous and seaside regions. The result coincided with observational results and numerical experiments reported in the previous paper (Konno and Kikuchi, 1980).

On the other hand, in the case of seaside of rainfall on the September 5, 1979, size distri-

butions of rain drops observed at both stations showed a Marshall-Palmer distribution throughout the rainfall period. Therefore, it was not thought a multi-layered cloud model introduced as a rainfall mechanism of convective type of orographic rainfalls. It was concluded that the difference between rainfall amount observed at both stations did not depend on the orographic effect but a large disturbance in the situation of the synoptic scale.

I. はじめに

北海道胆振地方オロフレ山系の南東斜面では、北海道では最も年間降雨量が多く、また大雨も時々発生することが武田・菊地によって明らかにされた(菊地・武田(1978), 武田・菊地(1978, 1979)). そこで、さらにこの地域の降雨特性を明らかにさせるべく、独自に16ヶ所の雨量計のメソスケールのネットワークを設置して降雨量の観測を行なった(近野・菊地(1980)). その結果、地上風向が北寄りの時には、降雨量分布は一般場の大きな擾乱に支配され、地形の影響はあまり受けないが、地上風向が南寄りの時には、地形の影響を大きく受けることがわかった。特に地上風向が南東寄りの時には、山岳性降雨が必ず発生することがわかった。この山岳性降雨は、雨の降り方から地雨性と対流性に分けられ、地雨性山岳性降雨は、下層の湿った南東風が、オロフレ山系の南東斜面を滑昇することで生じた下層雲からの降雨であり、対流性山岳性降雨は、同様にして生じた下層雲からの降雨に、上層を南西から北東方向へ移動する一般場の大きな擾乱に伴った降水雲からの降雨が加わった場合であると考えられた。ここで上空からの降水粒子と下層雲との雲物理学的相互作用が問題になるが、数値実験を行なったところ、相互作用の影響は、海岸付近での降雨量の増加として表われたが、山間部での降雨量には、単なる和の形として現われ、特に増加の影響を及ぼさなかった(近野・菊地(1980)). しかし、この数値実験では、雨滴の粒度分布に Marshall-Palmer 分布を仮定したり、温度、風速は任意に与え、また時間的に不変とするなどの多くの制約があった。

いわゆる山岳性降雨において、山岳によって生ずる下層雲と上空からの降水粒子との相互作用が重要であることを示唆したのは Bergeron (1965) である。Browning et al. (1974) もイギリスでの観測から、上空からの降水粒子により山岳によって生じた下層雲からの降雨が増幅されると結論づけた。一方、わが国においては、オロフレ山系と同様な南東斜面である尾鷲において、藤原等(1974), Takeda et al. (1976) が雨滴粒度分布の観測を行ない、藤原等は雲の二層構造、Takeda et al. は積乱雲の地形による変質、雲物理学的過程を通しての降雨量の増幅を推測している。

オロフレ山系における山岳性降雨のモデル(近野・菊地(1980))は、雲の二層構造という点では、ほゞこれらのモデルと同じであるが、上空からの降水粒子と下層雲との雲物理学的相互作用の存在、およびこの相互作用が地上降雨量に及ぼす影響については、直接確認されていないので、これらのことを調べるために、雨滴粒度分布を主とした観測を、山間部と海岸部の二地点で同時に行ない、雨量観測の結果とともに解析した。

II. 雨滴粒度分布の測定

雨滴粒度分布の測定は、山間部の森野 (Fig. 1, S-13 地点, 海拔 150 m) と海岸部の白老 (Fig. 1, S-11 地点, 海拔 7 m) の二地点で同時に行なった。雨滴は濾紙法 (東洋濾紙 2 号) により、約 5 分間隔に測定し、雨滴の痕跡は、画像解析装置 (KONTRON MOP/AMO2) でその面積を読み取り、0.2 mm 間隔で雨滴直径に換算した。痕跡は、濾紙上 15 cm 平方内のものを読みとった。

観測は 1979 年 8 月 24 日から 9 月 5 日までの約 2 週間行なわれ、その期間中に 3 回の大雨を観測することができた (近野・菊地 (1980))。

まず、8 月 27 日には、発達した低気圧が北海道胆振地方を通過したために大雨となり、森野、白老ともに 93 mm の降雨を記録した。9 月 2 日には、気圧の谷の暖域に入ったために対流性の山岳性降雨となり、森野で 42 mm、白老で 26 mm の降雨が記録された。また、9 月 5 日には、台

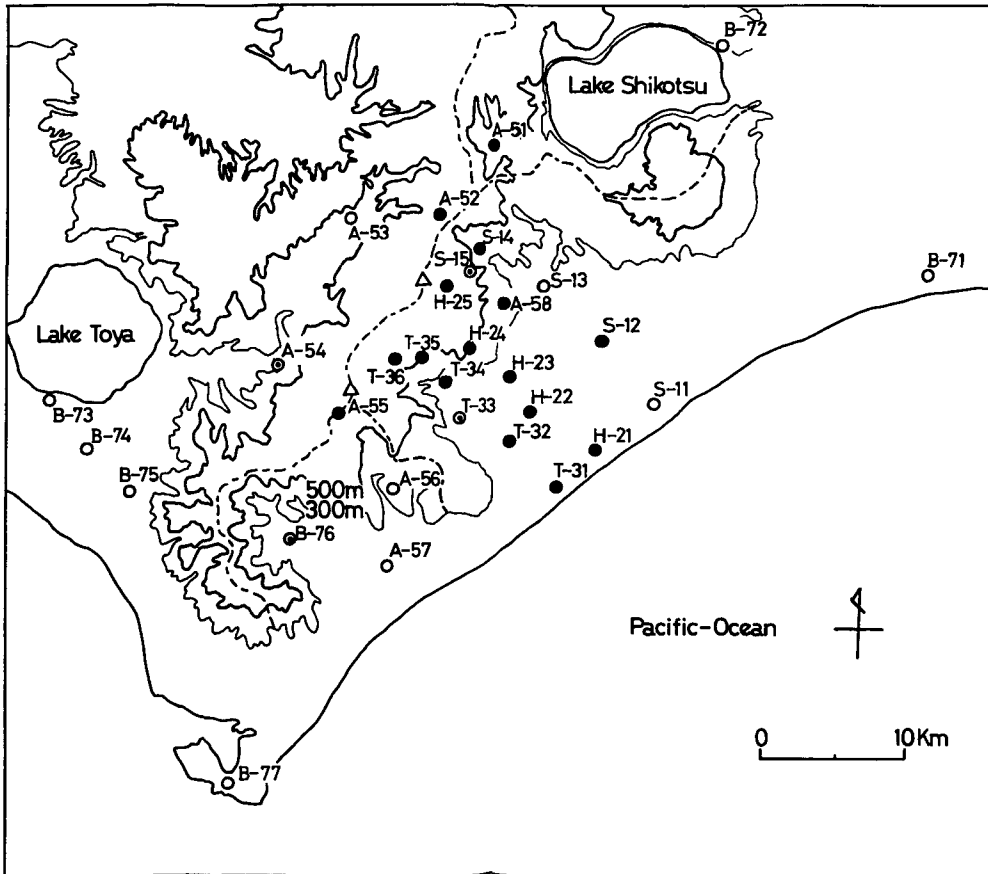


Fig. 1. Raingauge observation points. ● : Supported by Hokkaido University, ○ : Supported by J. M. A. (AMeDAS), ◎ : Supported by Hokkaido Government and Hokkaido Regional Forestry Office. B-71 : Tomakomai Weather Station, B-77 : Murooran Local Meteorological Observatory.

風 12 号崩れの温帯低気圧が北海道の南東海上を通過し、森野で 64 mm、白老で 75 mm の降雨が記録された。

こゝでは、山岳性降雨における雲物理学的相互作用の存在、およびその作用が地上降雨量へ及ぼす影響を調べるために、特に 9 月 2 日の対流性山岳性降雨を中心に、また比較のために 9 月 5 日の海岸性降雨についても解析を行なった。

III. 1979 年 9 月 2 日の降雨（対流性山岳性降雨）

III-1. 総観解析

1979 年 9 月 2 日 09 時の地上天気図 (Fig. 2) に見られるように、中国東北区から進んできた低気圧が日本海北部にあり、それから南東にのびる温暖前線が青森付近まで、また南西にのびる寒冷前線が対馬海峡を通過して東シナ海に達している。一方、南大東島付近には熱帯低気圧があり、ゆっくり北西進していた。雲量 80% 以上の区域は、図中の陰影部分で示してあるように、明らかに大きな 2 本の帯状を示している。その一つは、日本海の低気圧に伴う寒冷前線に付随したものであり、他の一つは、温暖前線の前面から低気圧の暖域内をカバーし、熱帯低気圧に達するもので、この雲バンドに沿って、南方の暖かい湿った空気を送り込んでいることが容易に想像される。胆振地方では、この日の朝から午後にかけて、強い雨を記録したが、これは温暖前線の前面から暖域内での不安定降水によるものと考えられる。一方、寒冷前線に伴う降雨は胆振地方では殆んど記録されなかったが、日高地方で 18 mm/hr の強雨をもたらした。

Fig. 3 は 850 mb 面における相当温位の分布を示している。9 月 1 日 21 時には、相当温位 320°K の線が北海道の西岸に僅かにかかっている程度で、札幌は 314°K であった。しかし、それから 12 時間後の 9 月 2 日 09 時には、北海道南西部は相当温位 330°K の範囲に入っており、札幌は 324°K と 12 時間に 10°K も上昇して

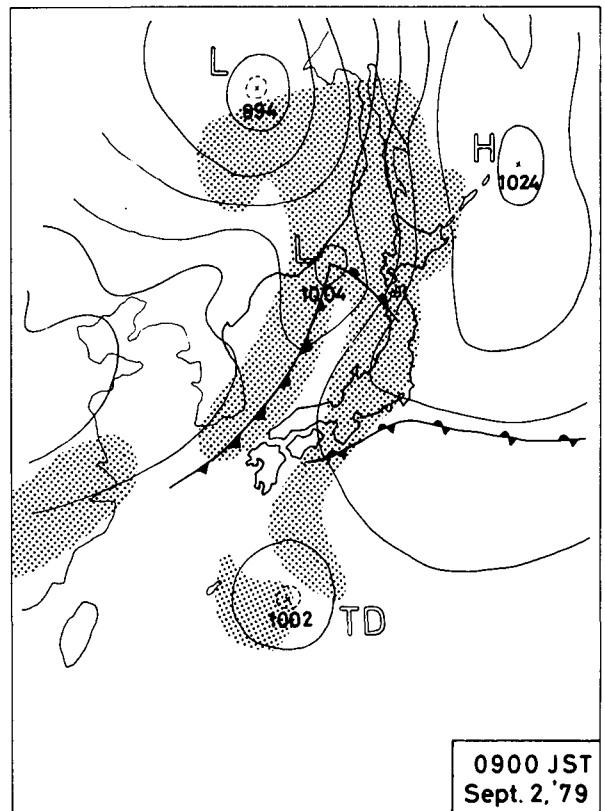


Fig. 2. Surface weather map on 0900 September 2, 1979.
Shaded : $\geq 80\%$ of cloud amount.

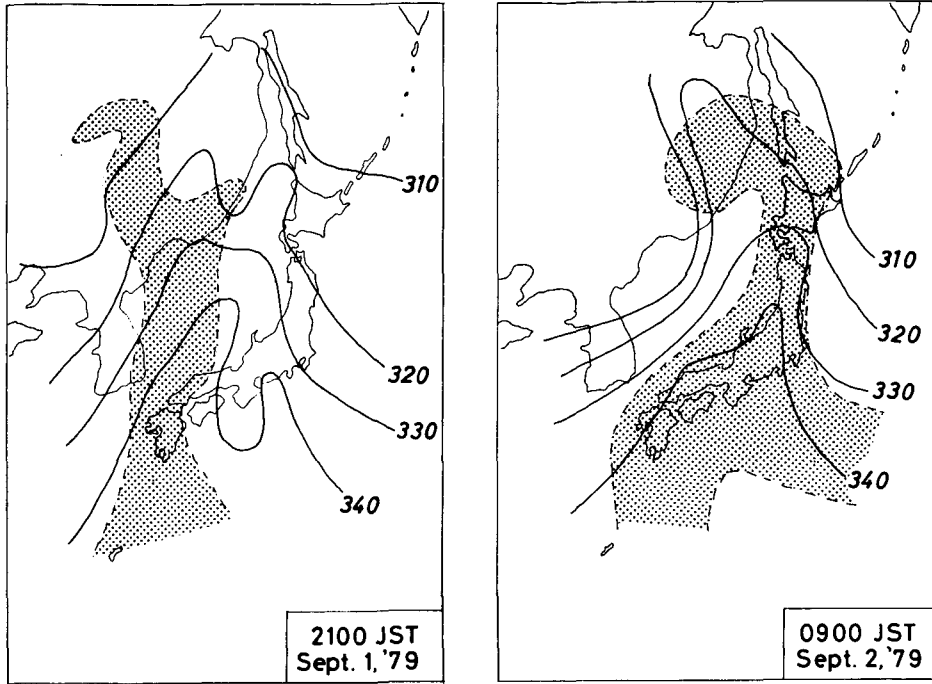


Fig. 3. Horizontal distribution of equivalent potential temperature at 850 mb on September 1-2, 1979. Shaded: Humid area ($T_a - T_d \leq 3^\circ\text{C}$ at 850 mb).

いた。それに対して、同じ高度の気温は、1日21時の 10°C から2日09時の 11°C と僅か 1°C の上昇しか記録していないことから、相当温位の上昇した原因は、南からの湿潤空気の急激な移流によるものであろう。この湿潤域(陰影部分)は、9月1日21時には、熱帯低気圧のある南西諸島から九州を通して沿海州に達していたものが、低気圧の移動と共に東に移動し、9月2日09時には、日本列島を蒙るように南から北にのびており、北海道もこの湿潤域に入ったため、気層が不安定になったのであろう。Fig.4は札幌における時間断面図である。900 mbでは、9月1日21時から湿度90%以上の湿潤域

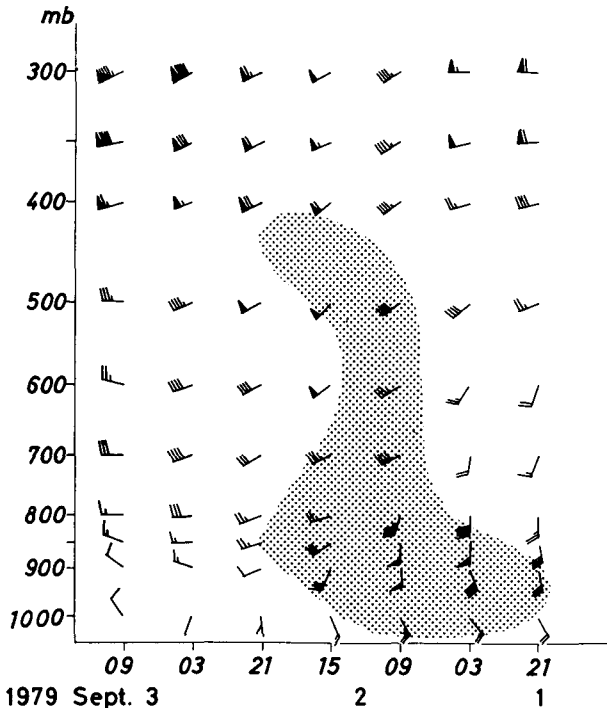


Fig. 4. Time cross section from 2100 September 1 to 0900 September 3, 1979 at Sapporo. Shaded: $\geq 90\%$ of relative humidity.

になっており、胆振地方に最初の強雨を記録した9月2日09時以前に、既下層では南から湿潤空気の移流が認められる。この湿潤空気は南寄りで40ノット以上の下層ジェットによって運ばれてきたと考えられる。特に、9月2日09時には、50ノット以上の強風が現われており、湿潤空気の急激な流入で気層が不安定になっていたと思われる。また同時刻には、風の鉛直シアが小さく、運動量の鉛直方向の混合を容易に推察させ、また湿潤域が500mb以上まで進入していることなどは、対流活動が活発だったことを表わしている。しかし、9月2日21時には風向も西寄りとなり、南からの湿潤空気の移流も少なくなり、対流活動が終ったことを示している。この時刻頃には胆振地方の雨は殆んど終っていた。

一方、函館、札幌、釧路レーダーの観測によれば、Fig.5に見られるように、9月2日09時には2本のエコーラインが見られる。Aの破線で示されたエコー群は、高度5500~7000m以上に達しており、それらにより胆振山系南東斜面の森野(S-13)や登別山(A-56)では、08時から10時の2時間に6~8mm/hrの降雨を記録した。また、Bの破線で示されたエコー群は09時の時点(Fig.5)では北海道西海上にあったが、40km/hrで東進し、3時間後の12時(Fig.6)には胆振地方に達し、高度7000~8000mと発達した。これらのエコー群により森野(S-13)、登別山(A-56)、登別(A-57)では11時から13時の2時間に8~11mm/hrのかなり強い降雨を記録した。

以上述べてきたように、1979年9月2日の胆振地方の大雨の原因は次のように考えられる。すなわち、日本海北部にあった低気圧に向かって、湿潤空気が南から下層ジェットにより吹き込み、気層が不安定となり対流活動を活発にさせたものであろう。一方、地表付近では常に南東寄りの風が吹き、近野・菊地(1980)が指摘した典型的な対流性山岳性降雨をもたらしたものと考えられる。

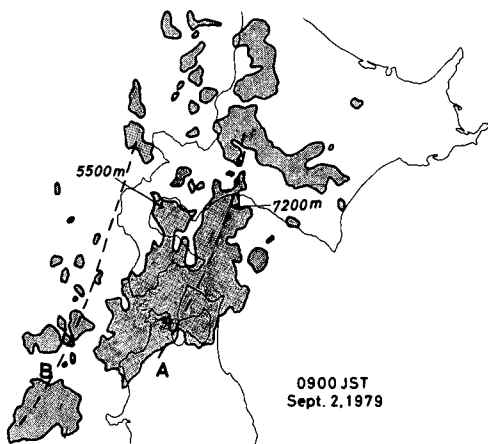


Fig. 5. Radar echo sketch by Hakodate, Sapporo and Kushiro radars on 0900 September 2, 1979.

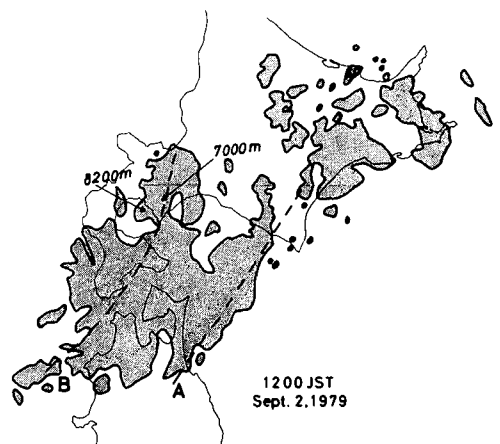


Fig. 6. Radar echo sketch by Hakodate, Sapporo and Kushiro radars on 1200 September 2, 1979.

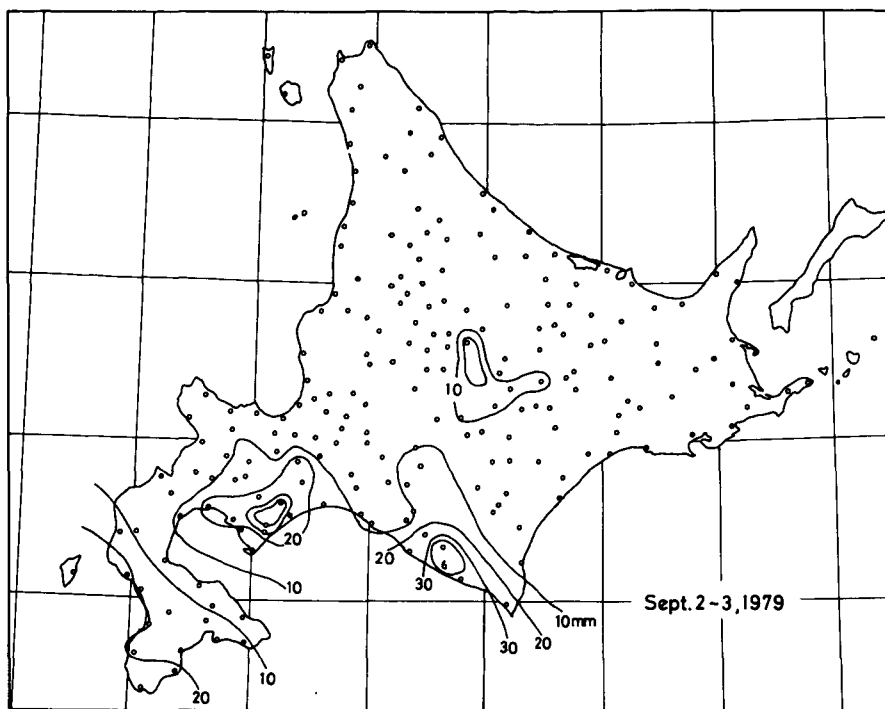


Fig. 7. Distribution of rainfall amount by AMeDAS on September 2, 1979.

III-2. 降雨量の時間変化

この低気圧による北海道内の降雨量分布を AMeDAS の記録から求めたのが Fig. 7 である。図から明らかのように、降雨は胆振地方オロフレ山系の南東斜面と、日高山系の西斜面でのみ多く、武田・菊地 (1978), 菊地・武田 (1978) が指摘した山岳性降雨であった。この降雨をオロフレ山系に数 km 間隔に張ったわれわれのメソスケールの雨量計のネットワークから更に詳しく降雨量分布を求めたのが Fig. 8 であり、総観解析の結果と合わせて、この雨は対流性山岳性降雨の典型的なものであったことがわかった。

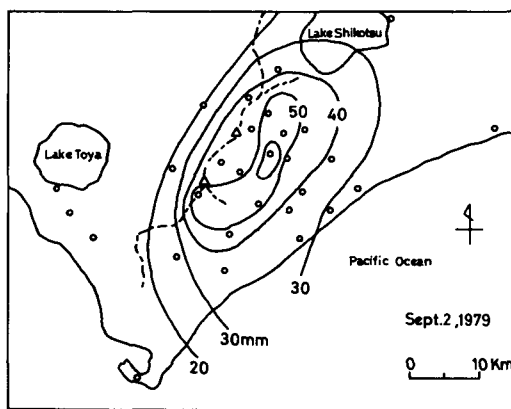


Fig. 8. Distribution of rainfall amount by mesoscale observation points in Orofure Mountain Range on September 2, 1979.

Fig. 9はわれわれの雨量計のネットワークによる、竹浦 (T) ライン、萩野 (H) ライン、および白老 (S) ラインの 20 分間雨量の時間変化である。雨量計の記録は 1 mm 単位であるため、記録紙上から 20 分間雨量を読み取っただけでは、みかけ上の変動が表われてしまう。また、20 分間

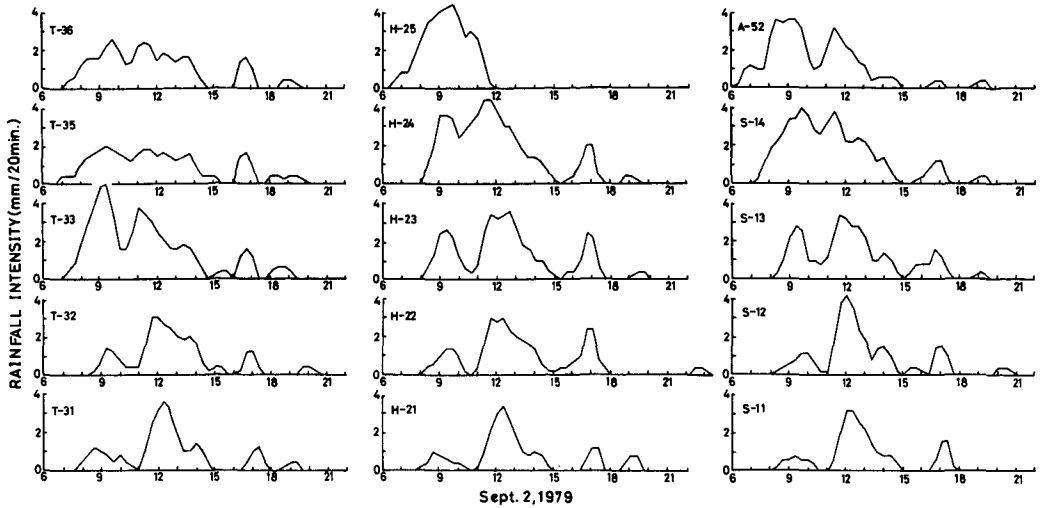


Fig. 9. Time changes of 20 min rainfall intensity at Takeura (T), Hagino (H) and Shirai (S) lines on September 2, 1979.

雨量に移動平均をかけただけでは、意味のある小さな変動も消されてしまう可能性がある。そこで、記録紙上から10分間雨量を読み取り、単純5項移動平均を求め、この値から20分間雨量を求めた。

オロフレ山系の南東斜面では、どの地点でも降雨量はほとんど同じような変化を示している。このことからみて、雨滴の粒度分布は森野(S-13)と白老(S-11)の2地点で測定したが、この両地点を、それぞれ山間部と海岸部を代表するものと考えて差し支えないであろう。

降雨量の大きなピークは09時、12時、17時頃の3回あった。このうち、09時頃のピークは、Fig. 5のAで示したエコー群によるもので、海岸付近では1mm/20minの降雨強度であるのに対し、山間部へ進むにつれて降雨強度が顕著に強くなり、4mm/hr以上になっているところもある。これに対し、12時のピークは、Fig. 6のBで示したエコー群によるものであるが、17時頃のピークと共に、山間部の方が僅かに降雨強度が強い傾向は見られるが、09時頃のピークと異なり、山間部と海岸部の差はほんの僅かであることがわかる。

III-3. 雨滴直径毎の降雨強度

各雨滴直径毎の降雨強度の時間変化をFig. 10に示した。これは、直径0.2mm間隔で求めた雨滴の粒度分布にそれぞれの質量を掛け、直径1mm単位の値を求め、降雨強度に変換したものである。

両地点共、直径1~2mmの雨滴による降雨強度が最も強いことがわかる。一方、3mm以上の雨滴は、この期間中全く存在しなかった。逆に1mm以下の雨滴は、その降雨強度が1.5mm/hrを越えることがほとんどない反面、S-13(森野)の15:00~16:30のように、1mm以上の雨滴が全く無くなって存在していた。

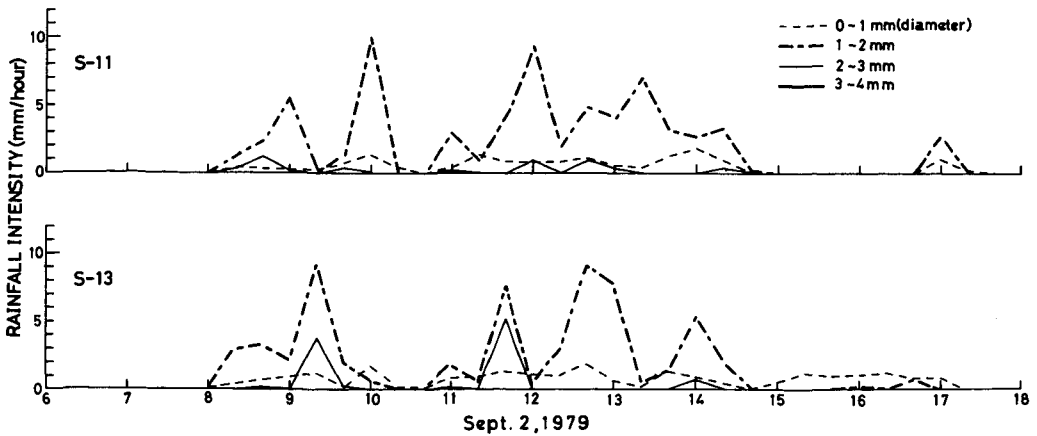


Fig. 10. Time changes of rainfall intensity of each rain drop diameter on September 2, 1979. S-11 : Shiraoi, S-13 : Morino.

TIME	S-11	S-13
8:00	\	\
8:20	∩	∩
8:40	\	∩
9:00	∩	∩
9:20	\	∩
9:40	\	∩
10:00	∩	\
10:20	\	\
10:40	\	\
11:00	∩	∩
11:20	∩	\
11:40	∩	∩
12:00	∩	∩
12:20	∩	∩
12:40	∩	∩
13:00	∩	∩
13:20	∩	∩
13:40	∩	∩
14:00	∩	∩
14:20	∩	∩
14:40	\	\
15:00	\	\

Table 1. Time change of size distribution of rain drops. S-11 : Shiraoi, S-13 : Morino. \ : Marshall-Palmer distribution, ∩ : Bi-modal distribution, ∩ : Parabolic distribution.

III-4. 雨滴粒度分布の時間変化

Table 1は、S-11 (白老) と S-13 (森野) で測定された雨滴の空間粒度分布を模式的に示したものである。地上で測定した雨滴の粒度分布を空間粒度分布に変換する場合の雨滴の落下速度としては、Gunn-Kinzer (1949) の値を用いた。Table 1で \ は雨滴直径が大きくなるにつれて、その個数が対数的に減少する、いわゆる Marshall-Palmer 分布となる一山型の粒度分布を表わしている (Fig. 11)。∩ は、ピークが二つある場合の粒度分布を表わし (Fig. 12)、2次モードは両測定点ともほとんど直径 1.3mm 前後にあった。また、この二山型の粒度分布においては、1次モードと2次モードの間の窪みがはっきりしているもののほか、この窪みがはっきりせず、2次モードとつながって台地状の分布をしているものも、この二山型の粒度分布とした。∩ は、Marshall-Palmer 分布に比べ、中間付近の直径の個数が多く、パラボラ型をしているものを表わしている (Fig. 13)。

Table 1から、S-11 (白老) と S-13 (森野) の雨滴粒度分布は、10:20以降ほとんど同じ型をしていること

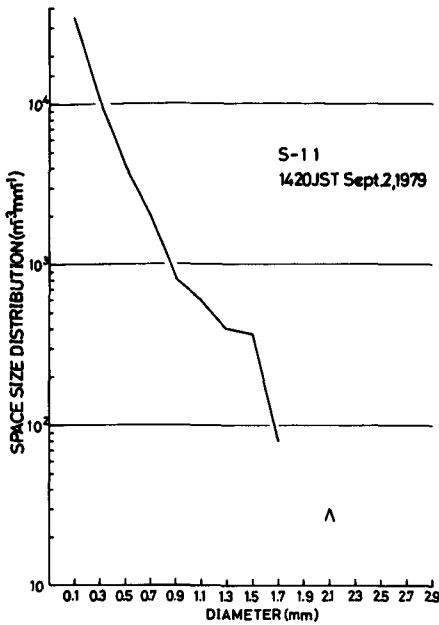


Fig. 11. A typical example of the size distribution of rain drops. (Marshall-Palmer distribution).

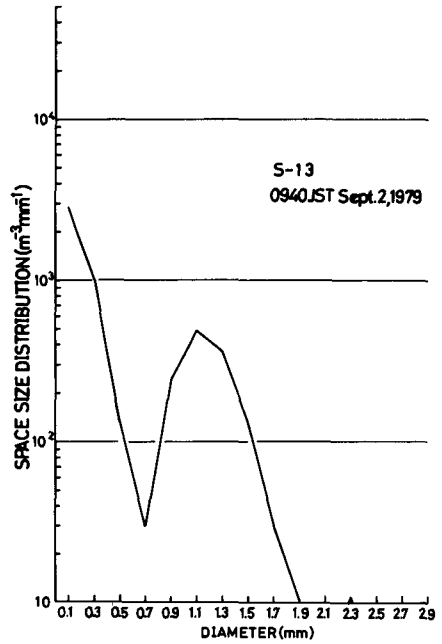


Fig. 12. A typical example of the size distribution of rain drops. (Bi-modal distribution).

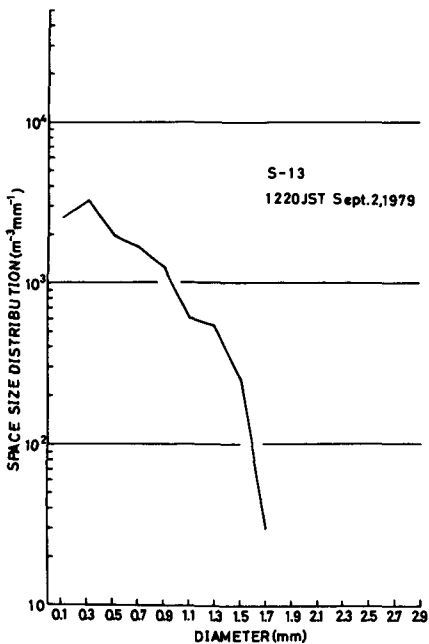


Fig. 13. A typical example of the size distribution of rain drops. (Parabolic distribution).

がわかる。

Fig. 14 は、両地点の Fig. 10 と同じ 20 分間雨量と、その降雨量の比を示している。この比の値をみると、先づ 09:00~10:00 にかけて大きな値を示しているが、これは III-2 で述べた 09 時のピークが山間部ほど降雨強度が強くなっていることに対応している。また、10:30~11:00 と 15:00~16:30 には、この比が無量大となっているが、これは S-11 (白老) での降雨量が 0 であったためである。また、11:30~14:30 には、ほぼ 1 に近い比の値を示しており、これは、山間部と海岸部の降雨強度がほとんど等しかったという III-2 の結果に対応している。もう一つのピークである 17:00 にも、比の値は同じく 1 に近い値になっている。

そこで、これら 09:00~10:00、11:30~14:30、15:00~16:30 の三つの時間帯についての粒

度分布の結果を、札幌管区気象台のレーダー観測の結果と比較し、その違いを推測し、山岳性降雨における雲物理学的相互作用の存在と、その相互作用が地上降雨量に及ぼす影響について調べてみた。

まず、15:00~16:30には、S-11 (白老)では降雨がなく、S-13 (森野)では直径1mm以下の雨滴のみが降っていた。また、札幌管区気象台のレーダーでは、白老、森野付近(190°, 50 km)は地形の影響で高度5000 m以下の現象を捉えることはできないが、Fig. 15に示されるように、周囲の状況から判断して、オロフレ山系付近の上空には降水雲のないことが推測される。これらのことから、15:00~16:30の森野での降雨は、下層の湿った南東風がオロフレ山系の南東斜面を滑昇することで生じた背の低い下層雲からの降雨であることが容易に推定される。この期間の雨滴粒度分布は、典型的なMarshall-Palmer分布をしていた。10:30~11:00の降雨も同様な下層雲からの降雨であると思われる。

次に、11:30~14:30には、両地点とも二山型とパラボラ型の粒度分布が卓越していた。札幌管区気象台のレーダーで、地形の影響を受けずに下層の現象まで捉えることができ、白老、森野の東側にあたる苫小牧付近(155°, 50 km)の状況から判断すると、大きな擾乱に伴った降

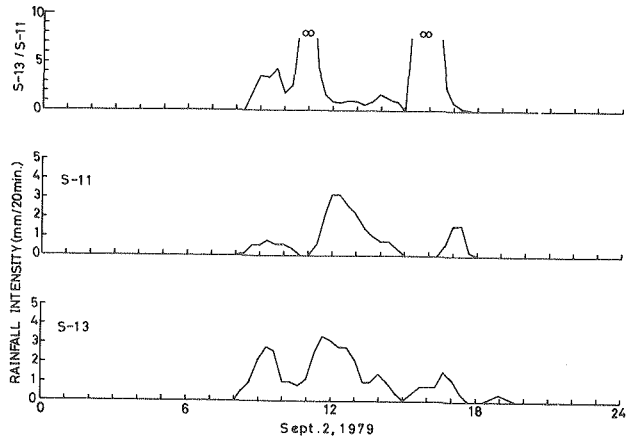


Fig. 14. Time changes of 20 min rainfall intensity and the ratio. S-11 : Shiraoi, S-13 : Morino.

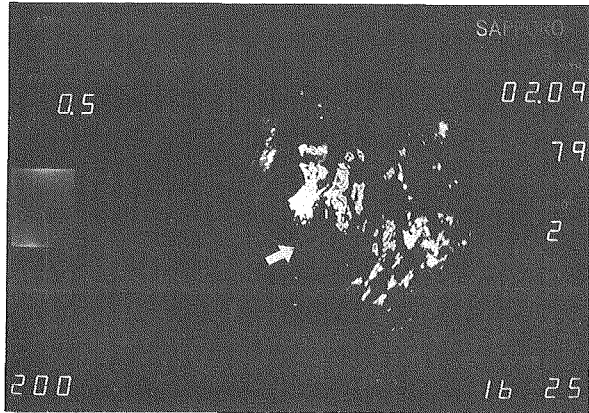


Fig. 15. Radar photograph by Sapporo radar on 1625 September 2, 1979.

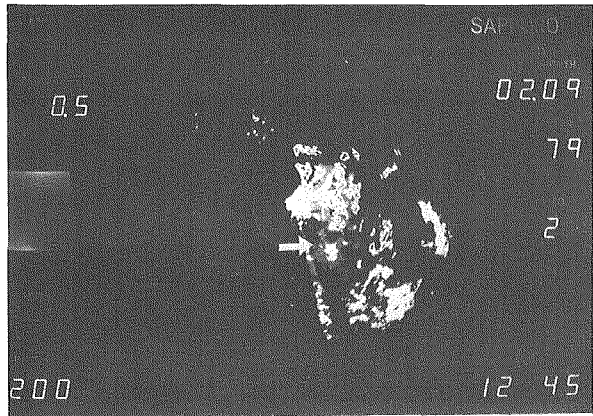


Fig. 16. Radar photograph by Sapporo radar on 1245 September 2, 1979.

水雲が上空に存在し (Fig. 16), 連続したレーダー写真およびスケッチ (Fig. 6) から, この降水雲は西から東の方へ移動していることがわかる。また, 森野では, この時間帯に何度か霧の出現が確認された。一方, 白老では, 霧は出現しておらず, この霧は, 15:00~16:30 と同じ下層雲によるものであると思われる。これらのことから, 11:30~14:30 の降雨は, 上空の降水雲の両方からの降雨であることが容易に推測される。したがって, 二山型の粒度分布は, 上空からの降水粒子と下層雲との雲物理学的相互作用によって生じたものであろう。一方, この時間帯の白老と森野の降雨量はほとんど同じになっていた。このことは, 山間部と海岸部の降雨量に違いをもたらすものは下層雲であり, 上空からの降雨は, 粒度分布を両地点とも二山型に変化させるものの, 地上降雨量におよぼす影響としては, 山間部と海岸部の降雨量の違いを減少させる方向に働くことを示しているように思われる。これは, 上空からの降水粒子による地上降雨量の増幅の効果が海岸付近でより強く働くためと思われる。この結果は, 上空からの降雨は, 海岸付近の地上降雨量を増幅させるものの, 山間部ではほとんど増幅の効果が無いという数値実験の結果に一致している (近野・菊地 (1980))。

09:00~10:00 にかけては, S-11 (白老) に比らべて, S-13 (森野) の降雨量がかなり多くなっている。雨滴粒度分布は, 白老では主に一山型であるのに対し, 森野では主に二山型になっていた。二地点の粒度分布がこのように明確に異なっているのは, 他の時間帯には見られない現象である。札幌管区気象台のレーダーの記録からは, 上空に弱い降水雲のあることが推測される (Fig. 5)。これらのことから, 白老では, 上空の降水雲, あるいは下層雲の一方からのみの降雨であり, その結果一山型の粒度分布となり, またそのため, 11:30~14:30 のような増幅の効果もなく降雨量が少なかったと思われる。これに対して, 森野では, 上空の降水雲と下層雲の両方からの降雨が加わったため, 二山型の粒度分布になり, 白老の降雨量との間に大きな差が生じたものであろう。

IV. 1979年9月5日の降雨 (海岸性降雨)

IV-1. 総観解析

1979年9月5日の大雨は, 胆振地方のみならず, 北海道の広い範囲にわたって影響を及ぼしたが, これは台風12号くずれの温帯低気圧と秋雨前線が相互に作用しあってもたらされたものである。

太平洋高気圧の南西縁をゆっくり北上していた台風12号は, 九州付近に達した9月3日21時頃から偏西風に支配されはじめ, 4日09時には, 500mb面でも東進してきた偏西風うず度と台風によるうず度が合体し, 日本海に大きな谷を形成したことによって, 台風は北東に徐々に進路を変え, 停滞していた前線に南からの湿潤空気を送り込み, その活動を活発にしはじめた。9月4日21時 (Fig. 17) には, 前線に伴う東西に延びる強い帯状エコーが北海道の南海上にあり, また台風に伴うエコーも北側に増大し, 両者は合体して一つの大きなエコー系を形成していた。これらのエコー系は約40km/hrで北上し, 5日03時には渡島半島と日高地方に達し, 温帯低気圧が襟裳岬の南を通過した09時 (Fig. 18) 以降は, それに伴う降雨域も東進し, 12時には日高山系の西

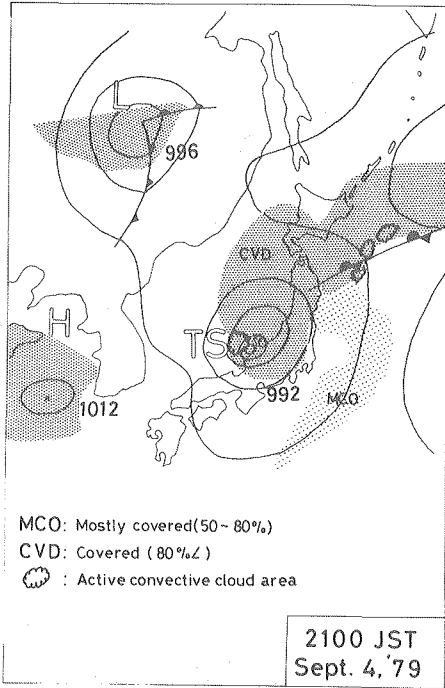


Fig. 17. Surface weather map on 2100 September 4, 1979. Shaded : cloud areas.

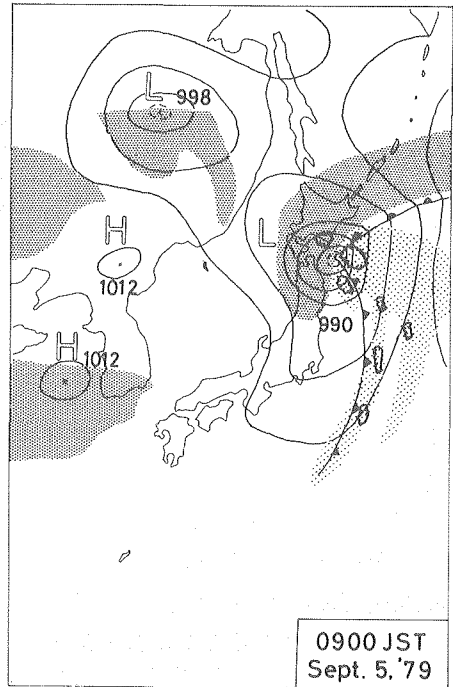


Fig. 18. Surface weather map on 0900 September 5, 1979. Shaded : cloud areas.

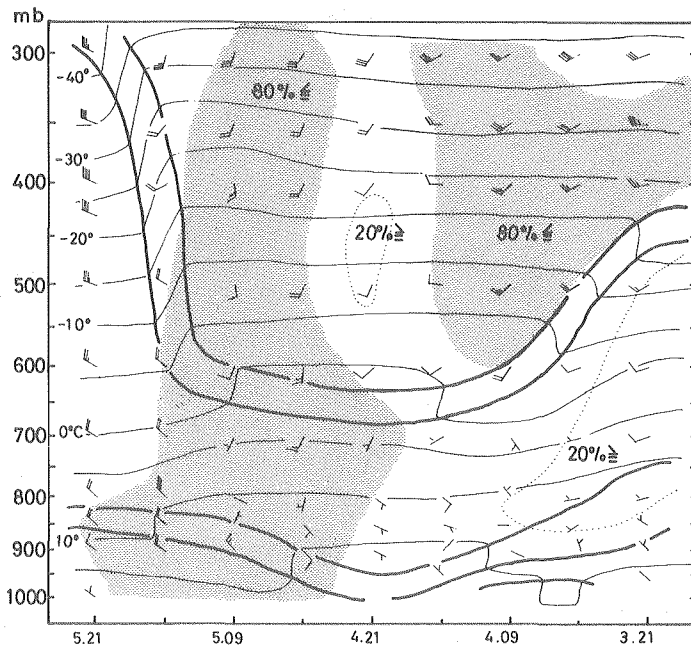


Fig. 19. Time cross section from 2100 September 3 to 2100 September 5, 1979 at Sapporo. Shaded : $\geq 80\%$ of relative humidity.

側に移動した。

Fig. 19はこの大雨をはさんだ時間の札幌における時間断面図である。9月3日21時に450mbにあった転移層は、4日21時には650mbまで下がり、この上層では偏西風上の気圧の谷の接近を示すように南西から暖気が入っていた。しかし、転移層下の700mb以下では、他の層に先行して湿潤空気の移流があり、900mb以下で暖気が入っていることから、前線が北上して、下層での湿潤不安定が増大しつつあることがわかる。また台風くずれの温帯低気圧からの活発な対流域の接近を示すように、5日03時頃から湿度80%以上の層が650mb付近の転移層を突き通して、圏界面まで達していた。

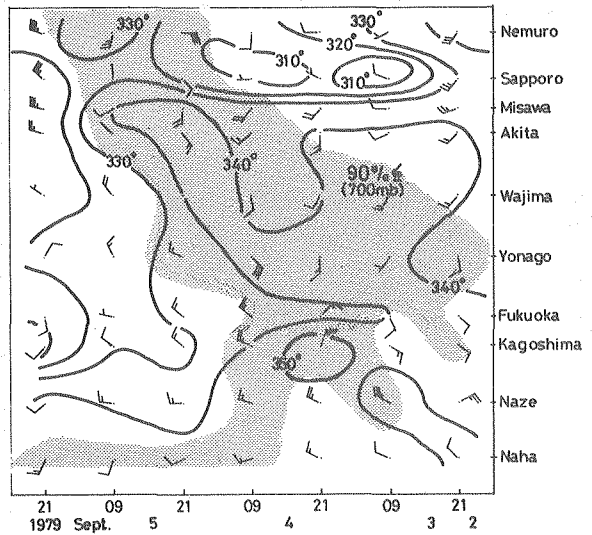


Fig. 20. Time cross section of equivalent potential temperature at 850 mb from 2100 September 2 to 2100 September 5, 1979. Shaded : $\geq 90\%$ of relative humidity at 700 mb.

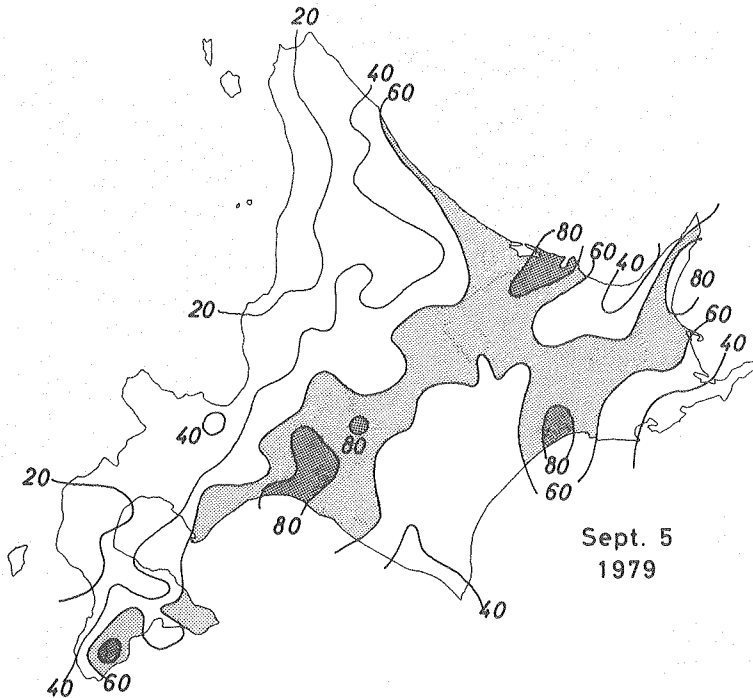


Fig. 21. Distribution of rainfall amount by AMeDAS on September 5, 1979.

オロフレ山系で大雨を記録した5日09時頃の下層風は10~20ノットで風向も一定しなく、地形性の降雨は期待できない状態であることから、この大雨は、対流不安定によるものであろう。Fig. 20は850 mb面における相当温度と、700 mb面における湿度の時間断面図である。9月3日09時から札幌と秋田の間に停滞していた前線(相当温度310~340°K)は、4日21時には温帯低気圧の北上によって、札幌の温位は306°Kから319°Kに、また5日09時には、329°Kと急激に上昇して、大雨のポテンシャルは最大となり、この頃、既に北海道南西部では大雨が発生していた。また、4日21時には40°N付近に停滞していた前線に台風からの高温位の湿潤気塊が北上して交差した形となり、北海道南西部で対流活動が活発になったことを裏付けている。このような総観場の中での北海道全域の降雨量分布はFig. 21に示されるように、帯

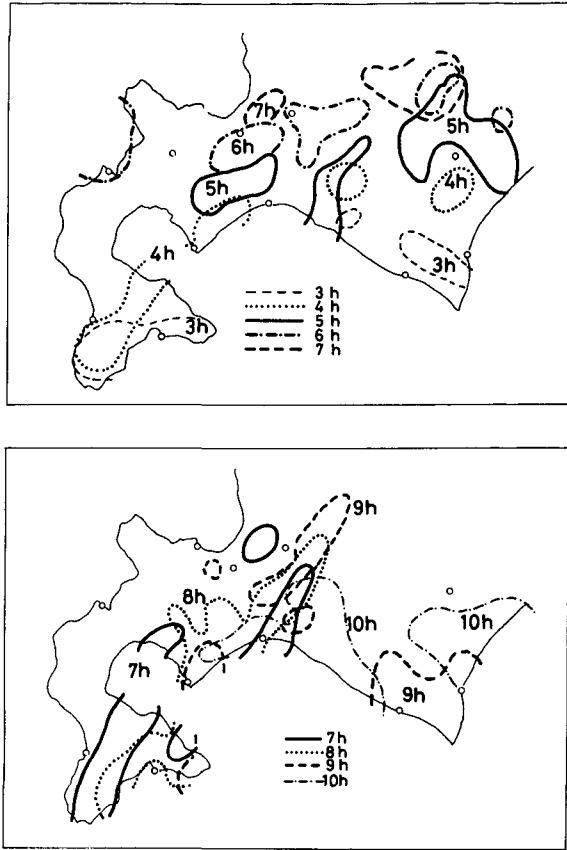


Fig. 22. Time sequence of radar echo from 0300 to 1000 September 5, 1979.

状の降雨域はほぼ前線の走向と一致しており、また温帯低気圧のコースから約200 km北であった。一方、胆振地方オロフレ山系を中心にして、エコーセルの移動をみてみると、Fig. 22に示すように、5日03時に渡島半島付近で最初に認められたエコーは、その後06時頃まで見かけ上停滞しているが、セルは北東から東北東に30~40 km/hrで移動していた。これらのエコーによってもたらされた降雨は、前線に対応するもので、1~2 mm/hrの降雨の中で、10~15 mm/hrの強雨域をもっていた。それに対して、第2の降雨群は温帯低気圧の北西側の活発な対流雲域によるもので、そのエコートップは14000 mにも達し(Fig. 18)、4~8 mm/hrの降雨の中で、20~30 mm/hrと最初の降雨群による降雨に比してかなり強かった。

以上述べてきたように、1979年9月5日の胆振地方を含め、北海道各地に大雨をもたらした原因は、北海道の南に停滞していた秋雨前線が、台風12号くずれの温帯低気圧の北上とともに活発化したこと、また温帯低気圧化した後も、低気圧は下層で上昇流を増大させ、中心付近の対流活動を維持する役目をもったことである。従って、オロフレ山系付近での最初の降雨群による大雨は、活発化した前線の北上に伴って発生したものであり、第2の降雨群による大雨は低気圧北西

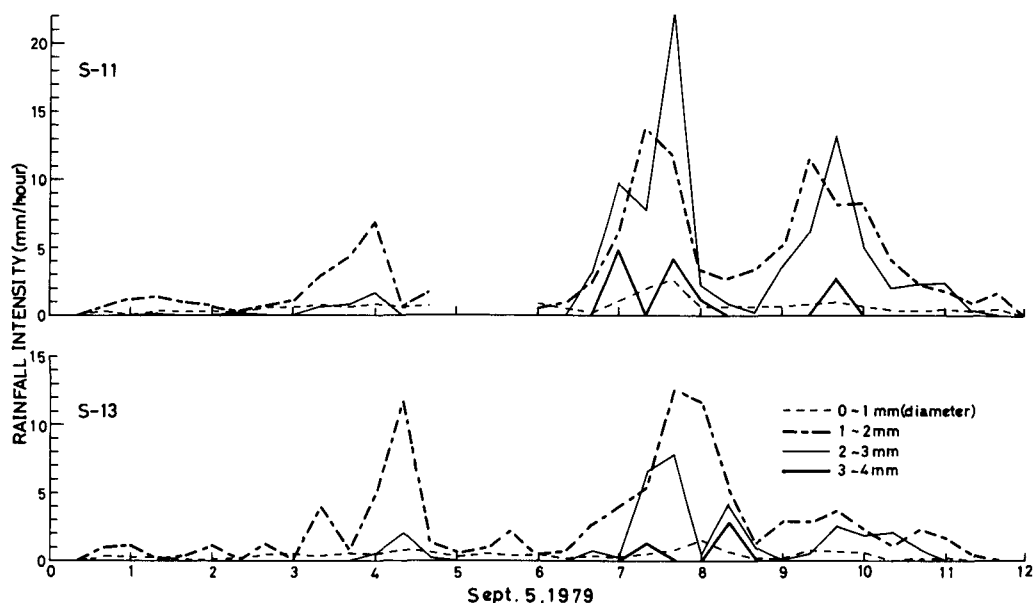


Fig. 23. Time changes of rainfall intensity of each rain drop diameter on September 5, 1979. S-11 : Shiraoi, S-13 : Morino.

側の活発な対流雲群に伴って発生したものと結論づけられた。

IV-2. 雨滴直径毎の降雨強度

前節で述べたように、この大雨は台風12号くずれの温帯低気圧と秋雨前線によるものであることがわかった。われわれのネットワークからの降雨量解析の結果から、降雨量は海岸付近の方が山間部より多かった。しかし、山間部と海岸部の降雨量の相違は、オロフレ山系特有の地形の影響によるものではなく、前報(近野・菊地(1980))で指摘したように、大きな擾乱系自身によってもたらされたものである。

各雨滴直径毎の降雨強度を Fig. 23 に示した。先に述べた1979年9月2日の降雨に比べて、両地点とも比較的大きな雨滴による降雨強度の強いことがわかる。

雨滴粒度分布は、S-11(白老)とS-13(森野)で大きな違いはなく、ほとんどの時刻において Marshall-Palmer 分布に近い一山型の粒度分布であった。このことから、9月5日の降雨においては、9月2日の対流性山岳性降雨の場合のような雲の多層構造は考えられない。このことから、9月5日の降雨における山間部と海岸部の降雨量の違いは地形の影響によるものではなく、大きな擾乱系に伴ったものであることが推論される。

V. ま と め

北海道胆振地方オロフレ山系の南東斜面での海岸部の白老(S-11)と山間部の森野(S-13)の二地点で同時に雨滴粒度分布の観測を行なった。その結果、1979年9月2日の山間部で降雨量

の多かった雨は、総観場の解析から山岳性降雨の典型である、対流性山岳性降雨であることがわかった。そして、このような降雨においては、上空からの降水粒子は、南東斜面によって発生した下層雲と、雲物理学的相互作用を行ない、地上で観測される雨滴の粒度分布を二山型に変化させるが、その相互作用は、山間部と海岸部の降雨量の違いを減少させる方向に作用することを示していると思われる結果が得られた。この結果は、第1報での観測結果および数値計算の結果と一致していた。

また、1979年9月5日の海岸付近で降雨量の多い雨は、総観場の解析から、擾乱自身によるものと推定されたが、雨滴粒度分布の測定からも、山間部と海岸部の降雨量の違いは、地形の影響によるものではないことが結論された。

謝 辞 この研究を遂行するにあたり、降雨量観測のネットワークを設置するに際して、雨量計を貸して下さった札幌管区气象台、室蘭地方气象台、浦河測候所および日本気象協会北海道本部に感謝いたします。また、雨量計の設置場所を提供して下さった白老営林署にも感謝いたします。特に雨滴粒度分布の二点観測には白老町立森野小中学校と白老町消防本部に絶大なる御協力をいただきました。記して感謝の意を表します。なお、現地観測に当っては、北海道大学大学院理学研究科地球物理学専攻気象学講座の坪谷成行、佐藤昇の両君の協力を受けました。

この研究は昭和54年度文部省科学研究費補助金自然災害特別研究(1)、課題番号402001、「北海道胆振地方の局地的大雨に関する研究」によって行なわれたものである。

文 献

- Bergeron, T., 1965. On the low level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Suppl. Proc. Int. Conf. on Cloud Physics, Tokyo 1965*, 96–100.
- Browning, K. A., F. F. Hill and C. W. Pardoe, 1974. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 309–330.
- 藤原美幸・青柳二郎・椎野純一・柳瀬利子, 1974. 尾鷲における低い降水雲の構造について。気象研究所研究報告, **25**, 23–50.
- Gunn, R. and G. D. Kinzer, 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *Jour. Meteor.*, **6**, 243–248.
- 菊地勝弘・武田栄一, 1978. 北海道の集中豪雨。文部省研究費自然災害特別研究研究成果, No. A-53-4 (研究代表者磯野謙治), 109–124.
- 近野好文・菊地勝弘, 1980. 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性(1)。北海道大学地球物理学研究報告, **39**, 1–18.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948. The distribution of raindrops with size. *Jour. Meteor.*, **5**, 165–166.
- 武田栄一・菊地勝弘, 1978. 北海道の局地的大雨(1) — 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, **37**, 19–29.
- 武田栄一・菊地勝弘, 1979. 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 —。北海道大学地球物理学研究報告, **38**, 1–16.
- Takeda, T., N. Moriyama and Y. Iwasaka, 1976. A case study of heavy rain in Owase area. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 32–41.