



Title	降水のタイプと雨滴粒度分布の関係 : (雨滴の気候学 ; その1)
Author(s)	菊地, 勝弘; KIKUCHI, Katsuhiko; 小林, 利章 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 52, 33-54
Issue Date	1989-09-14
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.52.33
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14202
Type	departmental bulletin paper
File Information	52_p33-54.pdf



降水のタイプと雨滴粒度分布の関係 (雨滴の気候学 ; その1)

菊地 勝弘・小林 利章*

北海道大学理学部地球物理学教室

(1989年5月10日受理)

On the Relation between Rainfall Types and Raindrop Size Distributions (Raindrop Climatology ; Part 1)

Katsuhiko KIKUCHI and Toshiaki KOBAYASHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 10, 1989)

To understand the relation between rainfall types, rainfall intensity and raindrop size distributions, observations of raindrops using filter paper were carried out in the Cloud Physics Observatory, Hokkaido University at Mt. Teine (1,024m a. s. l.) and the university campus of Hokkaido University (15m a. s. l.) in October 1982 and July 1983. Rainfall types were classified by the following three types based on the radar echo patterns recorded by the Sapporo District Meteorological Observatory and rainfall intensity.

Type A : The temperature at the cloud top is about 0°C and the time change of rainfall intensity is relatively constant,

Type B : The temperature at the cloud top is lower than 0°C and the time change of rainfall intensity is violent,

Type C : The temperature at the cloud top is lower than 0°C and the time change of rainfall intensity is relatively constant.

As a result, the following characteristics of rainfall types were clarified ; The rainfall of type A is characterized by the increase of raindrops smaller than 1.0 mm in diameter and their contribution to rainfall intensity is approximately 80%. The rainfall of type B is characterized by the increase over all size ranges of raindrops, however, their contribution to rainfall intensity is different at 10 mm/h in the rainfall intensity. In the cases weaker than 10 mm/h, the contribution of 1.0 to 2.0 mm in diameter to rainfall intensity is remarkable. On the other hand, in the cases stronger than 10 mm/h, the contribution of 2.0 to 3.0 mm in

* 現在所属 : 日本気象協会北海道本部

* Present affiliation : Hokkaido Branch, Japan Weather Association

diameter to rainfall intensity is predominant. The rainfall of type C is characterized by the change of spatial distribution of 1.0 to 2.0 mm in diameter and their contribution to rainfall intensity is larger than 50% independent of the rainfall intensity.

Furthermore, the characteristics of raindrop size distribution in three rainfall types were analyzed. As a result, they were founded to express different distributions from each other. Namely, type A expressed an exponential distribution and type B expressed a concave down distribution on a plot of the normalized spatial distribution versus normalized diameter. However, type C expressed different distributions in observation periods, namely, the concave down distribution in July and exponential distributions in October, respectively.

To decide the distribution shapes for raindrops, a probability density function in the gamma function was used and raindrop size parameters were decided using the maximum likelihood method. These parameters were compared with the Ulbrich (1983) distribution formula. The shape parameter (μ) and scale parameter (Λ) corresponded to his formula, however, the (No) was relatively small.

I. はじめに

降水システムの違いによる降水機構の研究は、1960年代後半からイギリス、アメリカを中心にレーダー観測、航空機観測や雨量計を密に配置して行われてきた。Browning and Harrold (1969)によると、地上の温暖前線前方の降水は、比較的弱く一様な降水であり、温暖前線前方から暖域内にかけては一様な降水域と降水強度の強い降水域が存在することを示した。

一方、アメリカでは、ワシントン大学の Hobbs が中心になって CYCLES (CYCLonic Extratropical Storms) PROJECT が行われた。このプロジェクトによって、温暖前線の前方、温暖前線暖域、寒冷前線およびその後面のレーダーエコーの特徴 (Hobbs et al., 1980 ; Herzegh and Hobbs., 1980) や雲内の微物理過程 (Houze et al., 1981) などが示された。又、閉そく前線や先駆寒冷前線付近の特徴 (Wang and Hobbs, 1983) についても研究されてきた。

しかしながら、これら一連の研究では雨滴粒度分布には注目していない。雨滴粒度分布は、雲内の微物理過程の最終的なものであり、雲や Large Scale System に用いる雲のパラメタリゼーションに用いる雨滴の粒度分布式は Marshall-Palmer (1948) の指数分布式が用いられていた。しかし、これまでの観測から、Marshall-Palmer 分布式からずれることもあることがしばしば指摘されてきた。Waldvogel (1974) は、しゅう雨の場合、Marshall-Palmer 分布にくらべて小さな雨滴の個数が増加することを指摘し、塩月他 (1971)、Shiotsuki (1974) も、梅雨末期の観測から小さな雨滴と大きな雨滴が増加することを示した。Willis (1984)、Yokoyama and Ishizaka (1985) は、1~3 mm の雨滴が Marshall-Palmer 分布にくらべて増加することを示した。また、近野他 (1980) も中間付近の雨滴の個数が増加することを指摘している。

一方、高度の異なる2点で雨滴の同時観測もこれまでに行われている。Ohtake (1969) は、融解層を含む2点で観測を行い、粒度分布に変化のないことを示し、Yokoyama et al. (1985) は、同様な観測を富士山頂で行い、粒度分布に変化があるというまったく逆の結果を示した。

このように雨滴粒度分布については、多くの研究者がいろいろな分布や分布式を提唱している。

しかし、降水機構や降水システムとの対応を調べたものはあまり多くない。本研究では、降水を3種類に分けて、それぞれに共通する特徴を求め、分布を決めるパラメーターを求めることを目的とした。

II. 観測および解析方法

雨滴粒度の観測は、北大構内と北大から西に約10 km離れた手稲山(海拔1,024 m)の北大雲物理観測所で1984年10月、1985年7月に集中して行った。また、高度の異なる2点間の雨滴粒度分布を詳しく調べるために、1985年の観測は、手稲山頂から東に約4 km離れた札幌市西区土木事業所でも行った。

雨滴の観測は、Water Blue ろ紙法を用い、観測は、5～10分ごとに行い、ろ紙上の15 cm×20 cm内の雨滴のこん跡を画像解析装置(KONTRON MOP/AM02)でその面積を読みとった。1枚のろ紙の雨滴の個数は300～500個、最高で1200個に達した。これらの値を、NEC 9800-Eのディスクにおさめた。ろ紙上のこん跡の円相当直径をもとめ、次式で表される補正曲線を用いて雨滴の直径とした。

$$d = 0.812 D^{2/3} (1 + 0.1605 D - 0.0243 D^2) \quad (1)$$

d : 雨滴の直径

D : こん跡直径

強い雨の場合はろ紙表面で雨滴の飛散が考えられるので、この影響を除くため直径0.4 mm以下の雨滴は排除した(Caton, 1966)。このように処理した雨滴から水平分布(N_H)を求め、降水強度(R)を求めた。

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N_H D^3 dD \quad (2)$$

水平分布から空間粒度分布に変換する場合の雨滴の落下速度としてGunn and Kinzer (1949)の値を用いた。

III. 解析結果

1. 降水のタイプの分類

今回解析した降水のタイプは、札幌管区気象台のレーダーエコスケッチと降水強度から次の3つに分類した。

TYPE A : 雲頂が0℃付近に存在し、降水強度が比較的安定しているタイプ

TYPE B : 雲頂が0℃以下で、対流性の雲によるしゅう雨で降水強度が急激に変化するタイプ

TYPE C : 雲頂が0℃以下で、ブライトバンドを伴った地雨性で降水強度が比較的安定しているタイプ

2. 1984年10月20~21日解析例

1984年10月20日21時に低気圧は日本海北部にあり (Fig. 1-a), 温暖前線が青森県付近を通過していた。一方, 850 mb 面では温暖前線面は既に札幌を通過していた (Fig. 1-b)。この低気圧は, 中心示度を強めながら, 時速10数 km で北東進し, 翌日9時に温暖前線は札幌の南2~30 km のところに位置していた (Fig. 1-c)。このことから, 手稲山では暖域内の降水, 北大構内では, 温暖前線前方の降水とみなすことができる。温暖前線通過に伴う降水強度の変化を Fig. 2 に示した。手稲山では夜半過ぎから1 mm/hr 前後の降水が続いていたが, 両地点とも5~7時かけて降水強度が急激に強くなり手稲山では15.9 mm/hr, 北大では21.5 mm/hr を記録した。7時以降は, 2 mm/hr 前後となり11時過ぎまで続いた。次に, 10月21日1時, 6時, 9時の札幌管区気象台のレーダーエコースケッチを Fig. 3 に示した。01時に弱い対流性エコーが存在していたが, エコートップは2 km 前後と低いものであった。6時には急激に降雨域が拡がりエコートップが5 km をこえる混合性のエコーが存在しており, この強いエコーにより降水強度が激しく変

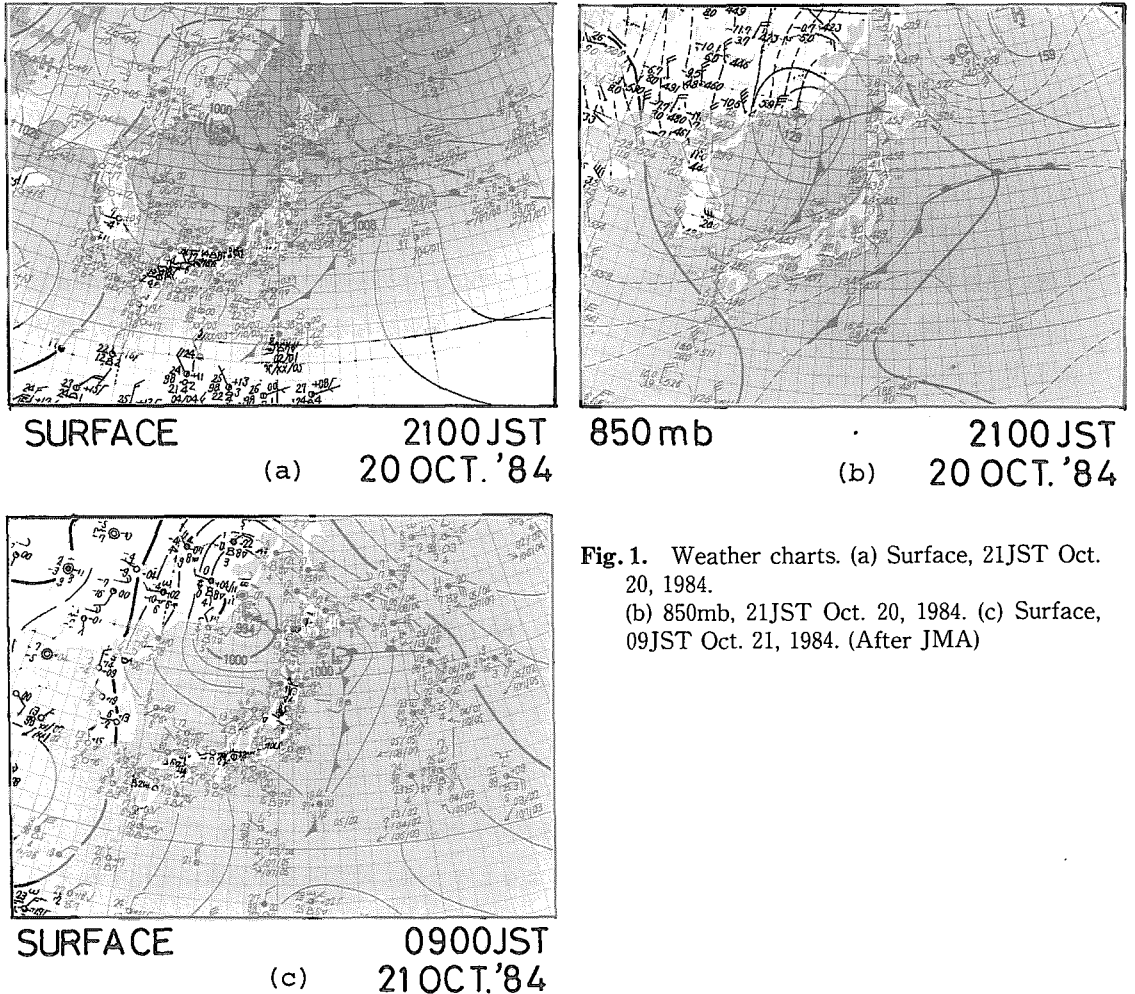


Fig. 1. Weather charts. (a) Surface, 21JST Oct. 20, 1984.
 (b) 850mb, 21JST Oct. 20, 1984. (c) Surface, 09JST Oct. 21, 1984. (After JMA)

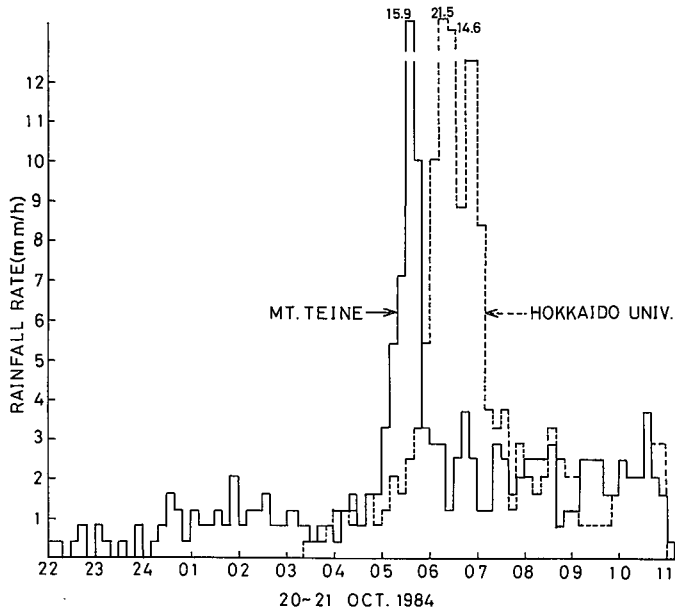
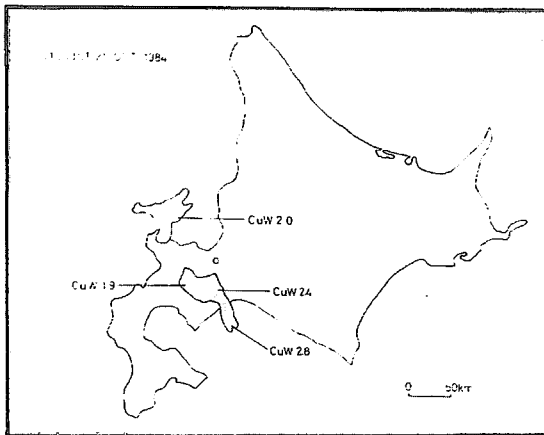
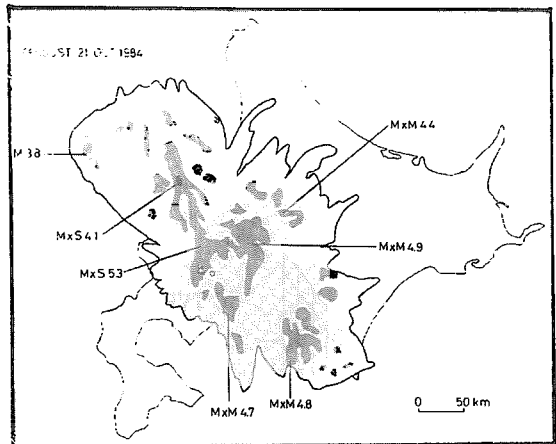


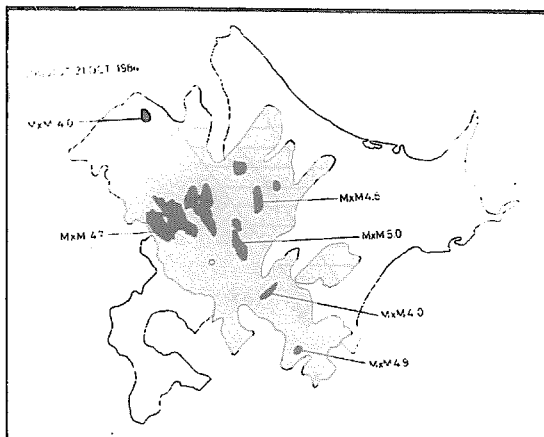
Fig. 2. Time change of rainfall intensity on Oct. 20-21, 1984.



(a)



(b)



(c)

Fig. 3. Radar echo sketches of Sapporo District Meteorological Observatory.

(a) 01JST Oct. 21, 1984. (b) 06JST Oct. 21, 1984. (c) 09JST Oct. 21, 1984. (After JMA)

化したものと考えられる。9時には強いエコーは観測点付近に存在しなかった。札幌管区気象台の高層データによると0℃層は750~770 mb付近に存在していた。これらのことから、3時までの弱い降水域をTYPE A、降水強度が急激に変化した5~7時の降水をTYPE B、8~11時までの降水強度の安定していた降水をTYPE Cとした。この時間帯の代表的な雨滴粒度分布をFigs. 4, 5に示した。Fig. 4(手稲山)から、TYPE Aでは小さな雨滴が多く、分布形も指数分布

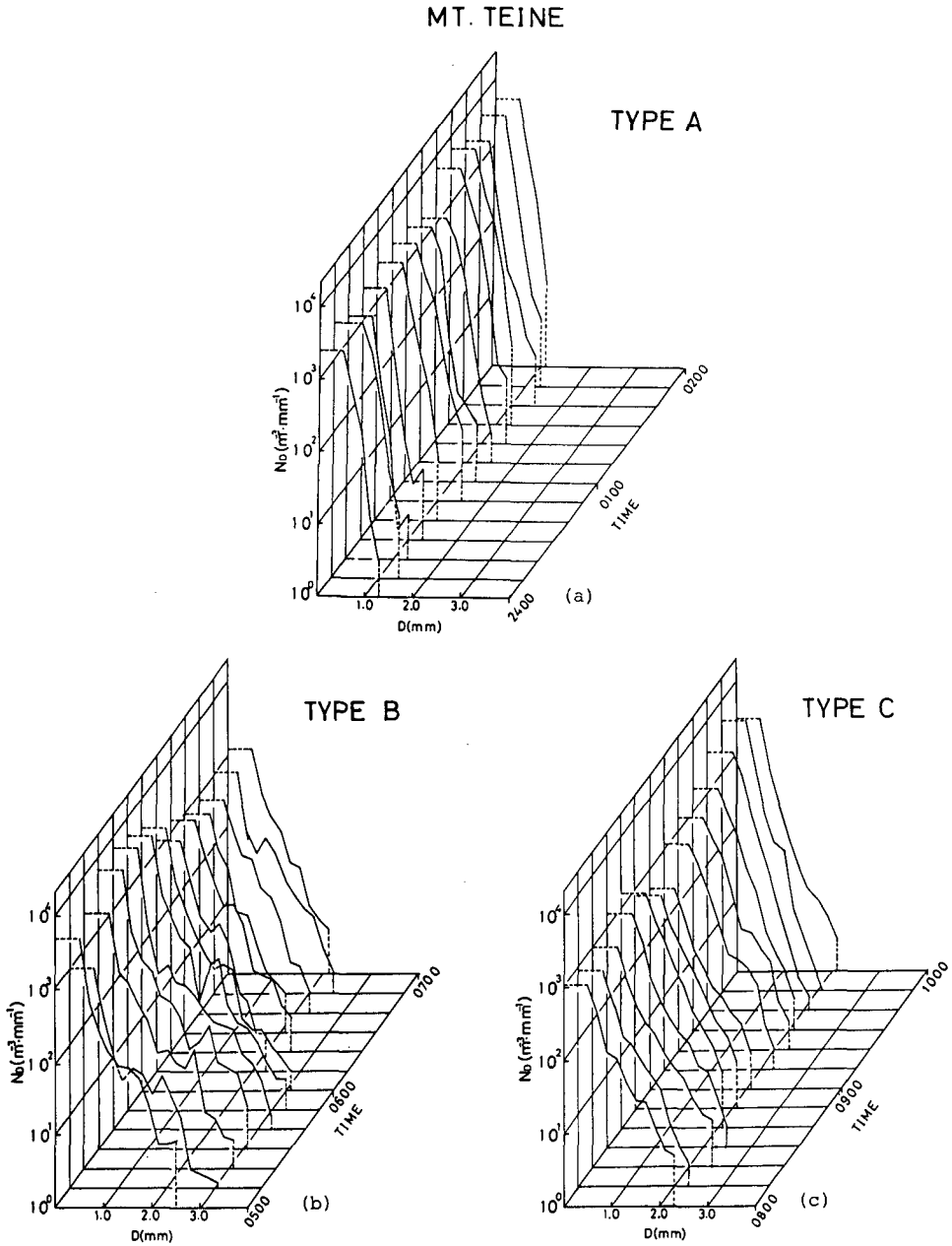


Fig. 4. Time changes of raindrop size distributions at Mt. Teine.
(a) Type A. (b) Type B. (c) Type C.

に近い形をしている。TYPE Bになると大きな雨滴があらわれ、分布形もバイモーダルに近い分布もあらわれ、幅広い分布になる。さらに、降水強度がピークに達する時間付近になると小さな雨滴も急激に増加した。TYPE Cでは、分布は指数分布に近いが、2.0 mm以上の大きな雨滴が存在している。一方、Fig. 5に示した北大構内の分布も、手稲と同様な傾向を示すが、TYPE Bでは4.0 mmに近い雨滴もあらわれている。

HOKKAIDO UNIV.

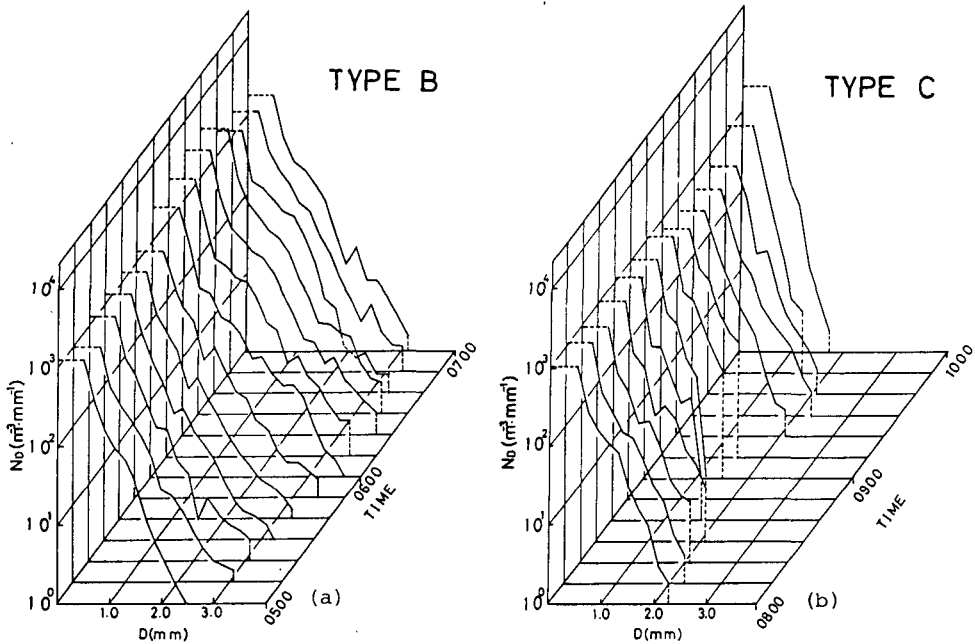


Fig. 5. Time changes of raindrop size distributions at the Hokkaido University campus. (a) Type B. (b) Type C.

次に、雨滴の直径を4階級 (<1.0, 1.0~2.0, 2.0~3.0, >3.0 mm) に分け降水量に寄与する各粒径の割合を求めたのが Fig. 6 である。TYPE A の領域では、1.0 mm 以下の雨滴が降水量の80%を占めるのに対し、TYPE B では2.0 mm 以上の大きな雨滴が降水量の50%以上を占め、1.0 mm 以下の雨滴は10%前後となる。地上の北大構内では2 mm 以上の雨滴の割合は60%にも達した。TYPE C では、1.0~2.0 mm の雨滴が降水量の約50%を占める。この結果、TYPE A では1.0 mm 以下、TYPE B は2.0 mm 以上、TYPE C では1.0~2.0 mm の雨滴の寄与が大きいと考えられる。4階級に分けた雨滴の個数を調べたのが Fig. 7 である。TYPE A と TYPE C では、1.0 mm 以下の雨滴の個数はほぼ一定であるが、TYPE B では4つの階級の雨滴の個数がすべて増加している。また、TYPE C は、1.0~2.0 mm, 2.0~3.0 mm の雨滴の変化が激しい。このことから、TYPE B は、雲内で活発に衝突併合、分裂が行われたと考えられ、TYPE C では1.0~2.0 mm と2.0~3.0 mm の雨滴が降水強度を調節していると考えられる。

これまでみたように粒度分布の時間変化は複雑な形をとっている。そこでこの分布の特徴を簡

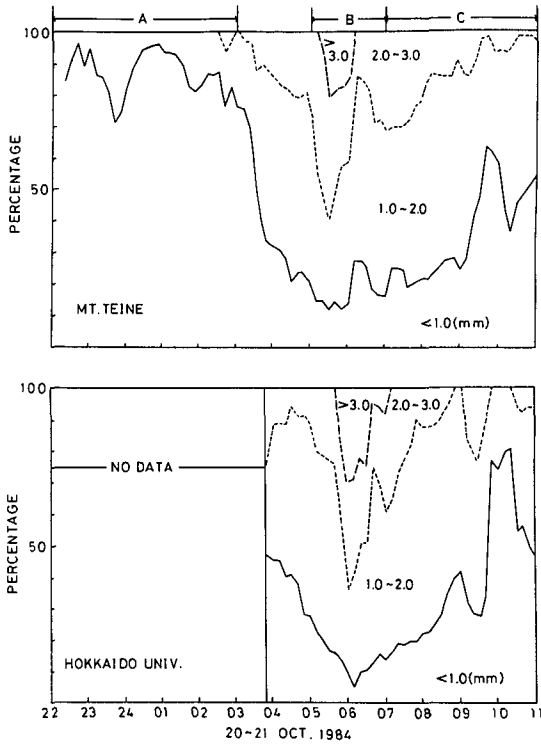


Fig. 6. Time changes of contribution ratio of raindrop sizes to rainfall intensity.

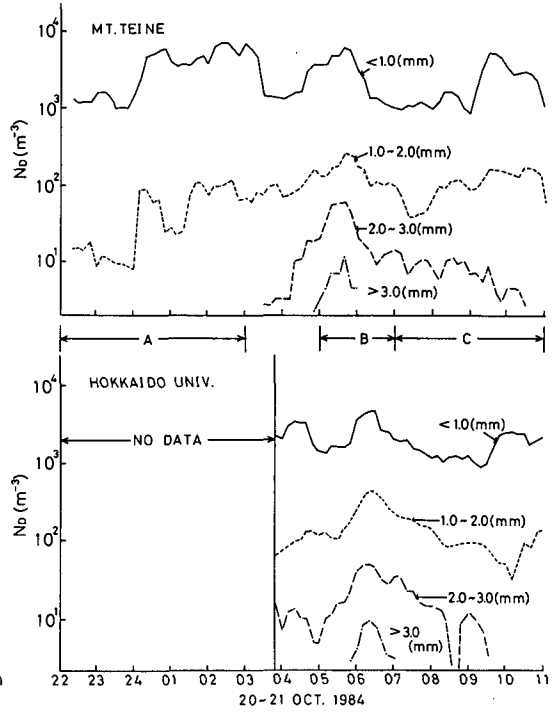


Fig. 7. Time changes of number concentration of raindrop sizes to rainfall intensity.

単にあらわすために、最大直径 (D_{max}) と降水強度 (R) および粒度分布の傾き (Λ) の関係を調べた (Fig. 8). 傾き (Λ) は最小二乗法で求めた. TYPE A では D_{max} に比して R , Λ の変化が大きく, TYPE B は, $R-D_{max}$ の傾きは大きくなり, $\Lambda-D_{max}$ では D_{max} の変化が大きい. TYPE C では, TYPE A の傾向に近くなる.

次に、降水強度別の $\Lambda-D_{max}$ について調べた. 降水強度は、エコー強度に相当するように5つの段階に分けた. この結果を Fig. 9 に示した. VW では D_{max} は 2.0 mm をこえず, Λ も 30~80 の間を変化する. W の場合, D_{max} は 1.0~2.5 mm で変化し, Λ も 20~70 の間で変化する. M では, D_{max} は 1

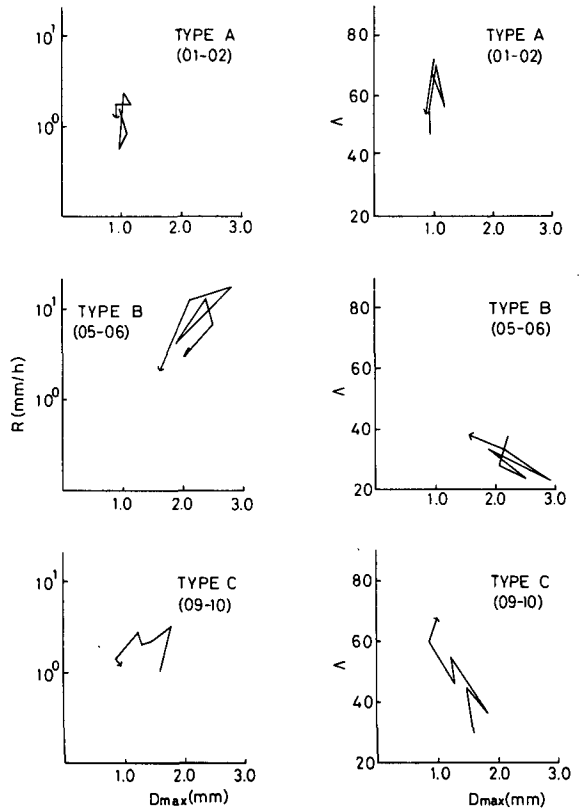


Fig. 8. Relation between D_{max} and R (left), and D_{max} and Λ (right) on Oct. 21, 1984.

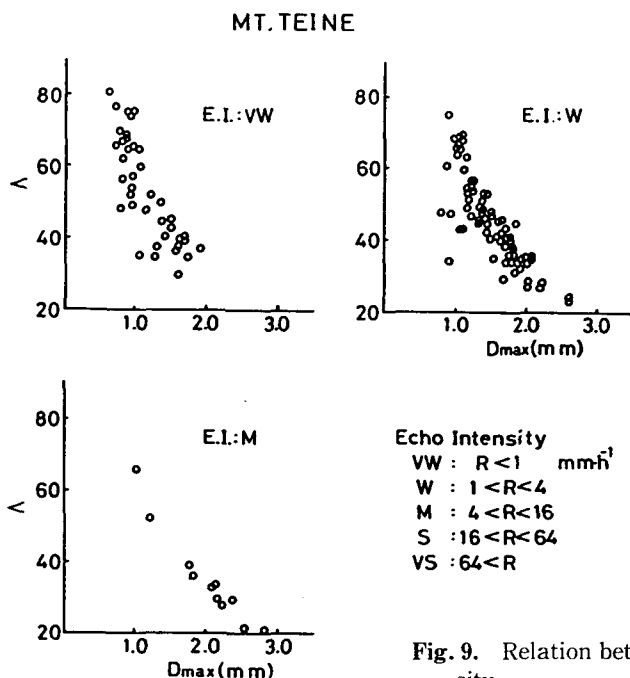


Fig. 9. Relation between Dmax and Λ in echo intensity.

~3.0 mm で変化し、 Λ の変化も 20~70 の間で変化する。この3つの段階で Dmax、 Λ の変動の範囲は大きく、Dmax は降水強度の大きくなるにつれて変動範囲が大きくなる傾向を示す。

3. 雨滴粒度分布の時間変化

この節では、TYPE B と TYPE C の雨滴粒度分布の時間変化を詳しく調べた。特に、TYPE B の降水は、雲の寿命が短かく、降水強度も急激に変化するので、1985年7月22日に2分おきに雨滴を観測した例について述べる。

沿海州の低気圧が北海道の北部を通りオホーツク海に抜けたその後も気圧の谷となり大気の状態が不安定で7月22日、7時55分ごろから降水がはじまり、8時20分ごろまで続いた。特に、8時~8時10分の間に約7mmの降水量を記録した。この時間の降水量に占める各粒径の割合と個数を示したのが Fig. 10 である。降水の始めに、2mm以上の大きな雨滴の寄与が大きく、後半は2.0mm以下の寄与が大きく、短時間のうちに降水に占める割合が大きく変化している。個数も降水強度の強かった前半に大きな雨滴があらわれ、後半(8時6分~10分)では、1.0~2.0mmの個数が多かった。この傾向は、前節の5時~7時のTYPE Bでも同様であった。このときの雨滴粒度分布を示したのが Fig. 11 である。点線は、M-P分布で(3)式で表現される。

$$N_D = N_0 \exp(-\Lambda D) \tag{3}$$

$$N_0 = 8400 (\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1})$$

$$\Lambda = 4.1 R^{-0.21}$$

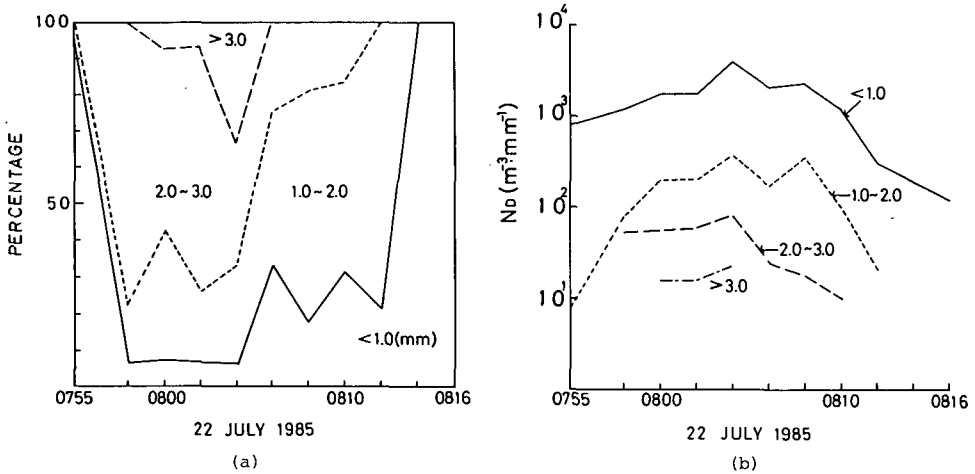


Fig. 10. Time changes of contribution ratio of raindrop sizes to rainfall intensity (a) and number concentration of raindrop sizes to rainfall intensity (b).

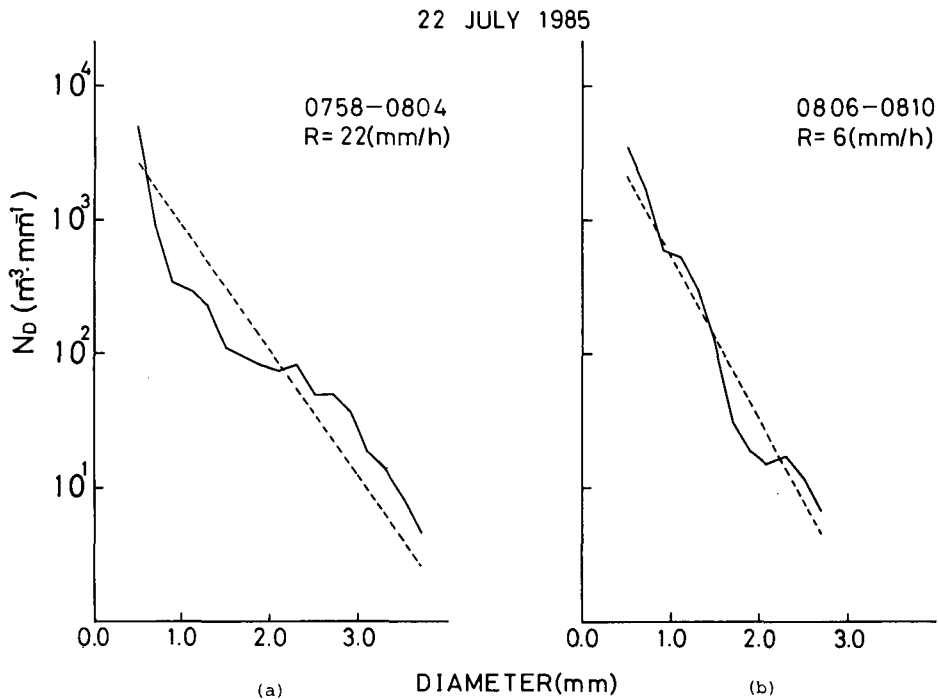


Fig. 11. Raindrop size distributions on July 22, 1985. (a) 07:58-08:04.
(b) 08:06-08:10.

Fig. 11 (a)では、M-P分布にくらべて、2.0 mm以下の雨滴の個数が少なく、逆に2.0 mm以上の雨滴は多い。一方、Fig. 11 (b)では、分布はM-P分布に近くなっている。このような結果は、Dingle and Hardy (1962)と同様であった。

TYPE Cの解析例として、1985年7月1日12時~15時のものをあげる。7月1日9時には、温暖前線がえりも岬付近を東西に通っていたことから、この雨は、温暖前線前方のもののみならず

ことができる。このときのエコートップは5~7 kmであり、0℃レベルは3600 mであった。

降水強度に占める各粒径の割合と各粒径の個数を示したのが Fig. 12 である。Fig. 12(a)から明らかなように、1.0~2.0 mm の雨滴の寄与率が常に50%をこえ、もっと大きいときには、約90%にも達している。Fig. 12(b)から、1.0 mm 以下の個数はほとんど変化していないのに対して、1.0~2.0 mm、2.0~3.0 mm の雨滴の個数の変化が大きい。しかし、TYPE Bのように、寄与率や個数が急激に変化するような現象はあらわれていない。つまり、TYPE Cの降水では、1.0 mm 以上の雨滴が降水強度を調節していると考えられる。このときの雨滴粒度分布を Fig. 13 に示した。図から明らかなようにどの時間帯でも、1.0~2.0 mm の雨滴が

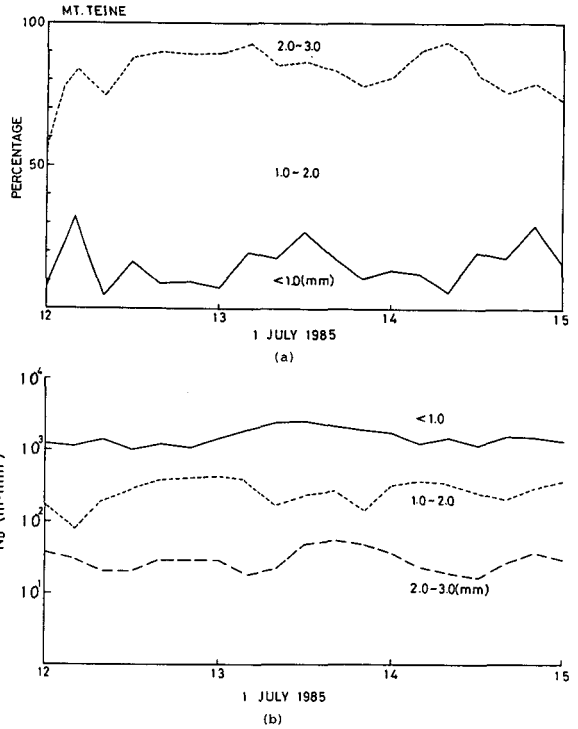


Fig. 12. Time changes of contribution ratio of raindrop sizes to rainfall intensity (a) and number concentration of raindrop sizes to rainfall intensity (b) at 12:00-15:00 on July 1, 1985.

1 JULY 1985

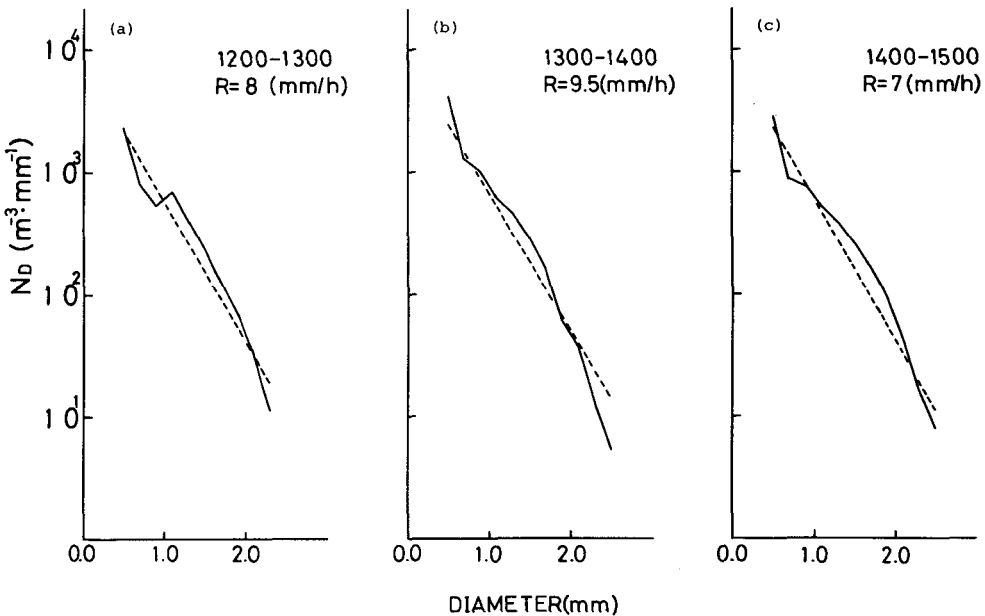


Fig. 13. Raindrop size distributions on July 1, 1985. (a) 12:00-13:00. (b) 13:00-14:00. (c) 14:00-15:00.

M-P 分布にくらべて多く存在し、逆に、2.0 mm 以上の雨滴は少ないことがわかる。この結果は、7月22日のTYPE Bの解析結果とは逆である。このことから降水のタイプが異なると各粒径の寄与率や粒度分布に違いがあると考えられる。

4. 降水のタイプと雨滴の寄与

前節では、降水強度に寄与する雨滴の粒径範囲が降水のタイプにより異なることを示した。この節では、観測した7例について、降水強度に対する各粒径ごとの降水強度を求めた。Fig. 14にTYPE Aの結果を示した。横軸は全降水強度、縦軸は各粒径範囲の降水強度を示している。この図からTYPE Aでは、1.0 mm 以下の雨滴が降水強度を支配し、寄与率は80%以上にも達する。また、1.0 mm 以上の雨滴はほぼ一定の値を示すことがわかる。TYPE Bの結果をFig. 15に示した。図から明らかなように、1.0 mm 以下の降水強度の寄与が非常に少なく、降水強度10 mm/hを境にして寄与する粒径の範囲が異なっている。降水強度が10 mm/h以下の場合、1.0~2.0 mm の雨滴の寄与する割合が、降水強度の増加とともに一様に増加するが、10 mm/hをこえるとほとんど一定の値(5 mm/h)をとる。2.0 mm 以上の雨滴の寄与する割合は、20 mm/h位まで一様に増加している。これらのことからTYPE Bの降水は、TYPE Aとはまったく異なり、降水強度10 mm/hを境にして、それ以下では1.0~2.0 mm の雨滴が、それ以上では2.0 mm 以上の雨滴が降水強度を支配する。TYPE Cの場合をFig. 16に示した。1.0 mm 以下の雨滴はTYPE Bと同様な傾向を示す。しかし、1.0~2.0 mm の雨滴は、降水強度の増加とともに寄与する割合は一様に増加していく。2.0 mm 以上の雨滴は降水強度にかかわらずほぼ一定の値(約2 mm/h)をしめす傾向にある。すなわちTYPE Cの降水は、降水強度にかかわらず1.0~2.0 mm の雨滴が降水強度を支配する傾向にあるといえる。

これまでは、海拔1,024 mの手稲山で観測した結果について述べてきたが、海拔15 mの北大構内および札幌市西区土木事業所で観測した雨滴についても同様な解析を行った。その結果をFig.

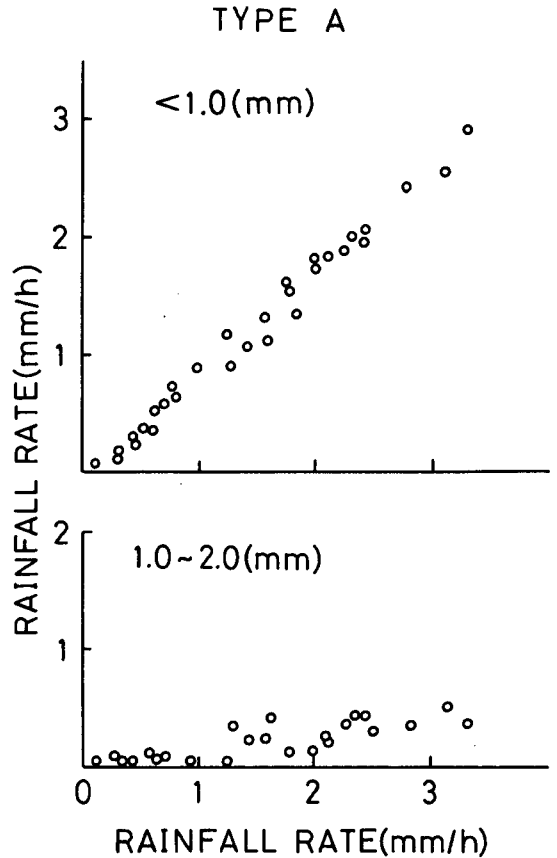


Fig. 14. Relation between rainfall intensity and rainfall intensity of each raindrop size of Type A at Mt. Teine.

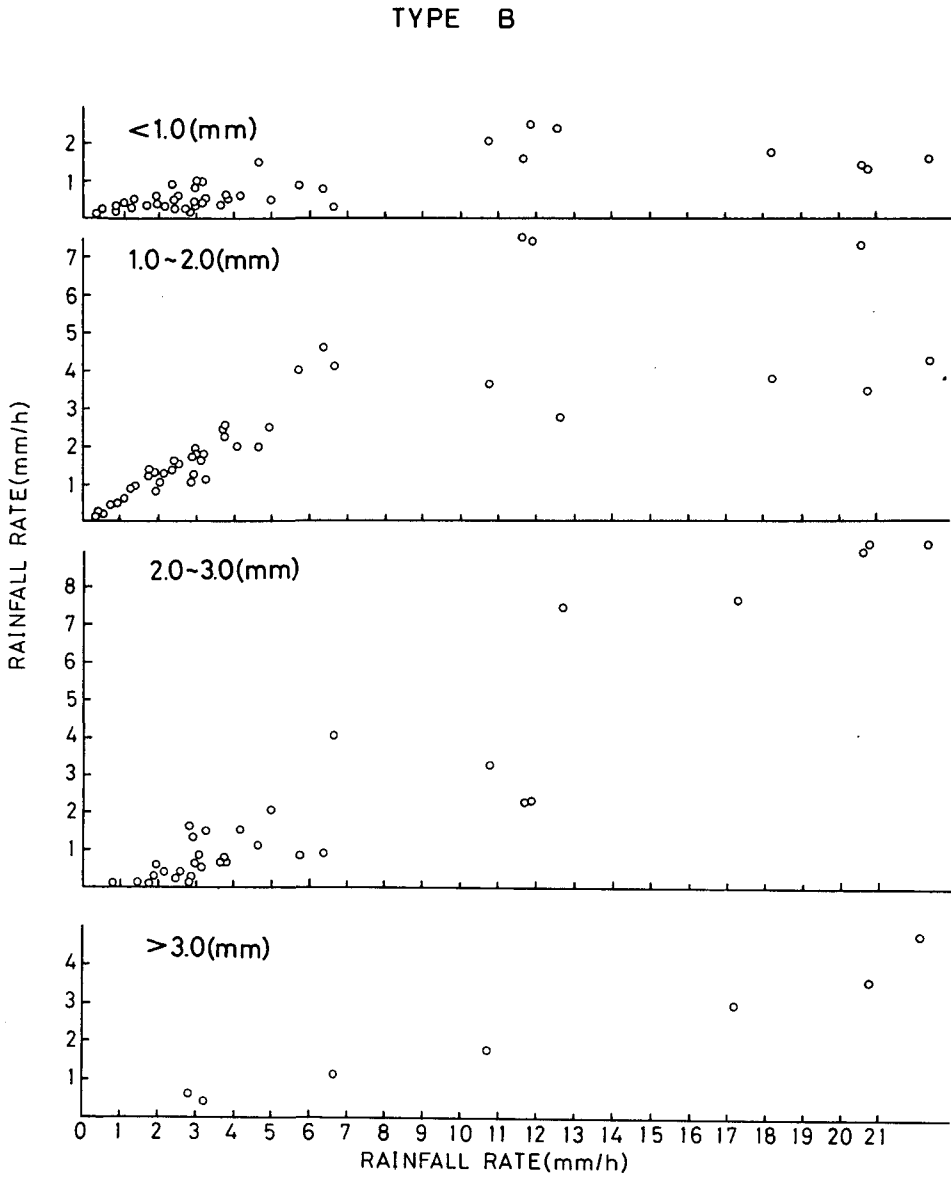


Fig. 15. Same as Fig. 14 but for Type B.

17(a), (b), (c)に示した。各タイプとも、手稲山で観測された結果と著しい違いはなかった。すなわち TYPE A では、1.0 mm 以下の雨滴が降水強度を支配し、TYPE B では、降水強度 10 mm/h を境にして、それ以下では 1.0~2.0 mm の雨滴が、それ以上の場合には、2.0 mm 以上の雨滴が降水強度を支配する。TYPE C では、降水強度にかかわらず、1.0~2.0 mm の雨滴が降水強度を支配する。

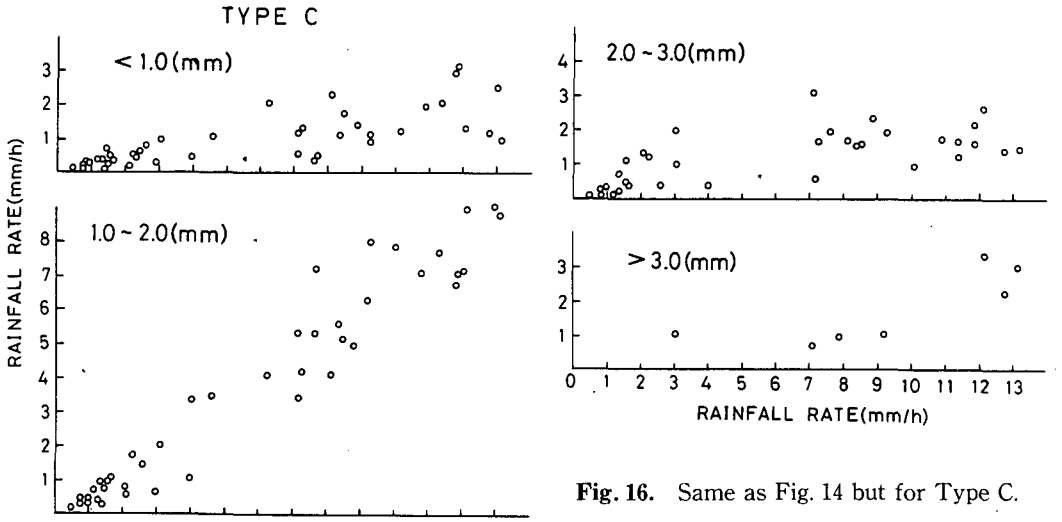


Fig. 16. Same as Fig. 14 but for Type C.

HOKKAIDO UNIV. AND NISHI P.W.O.S.

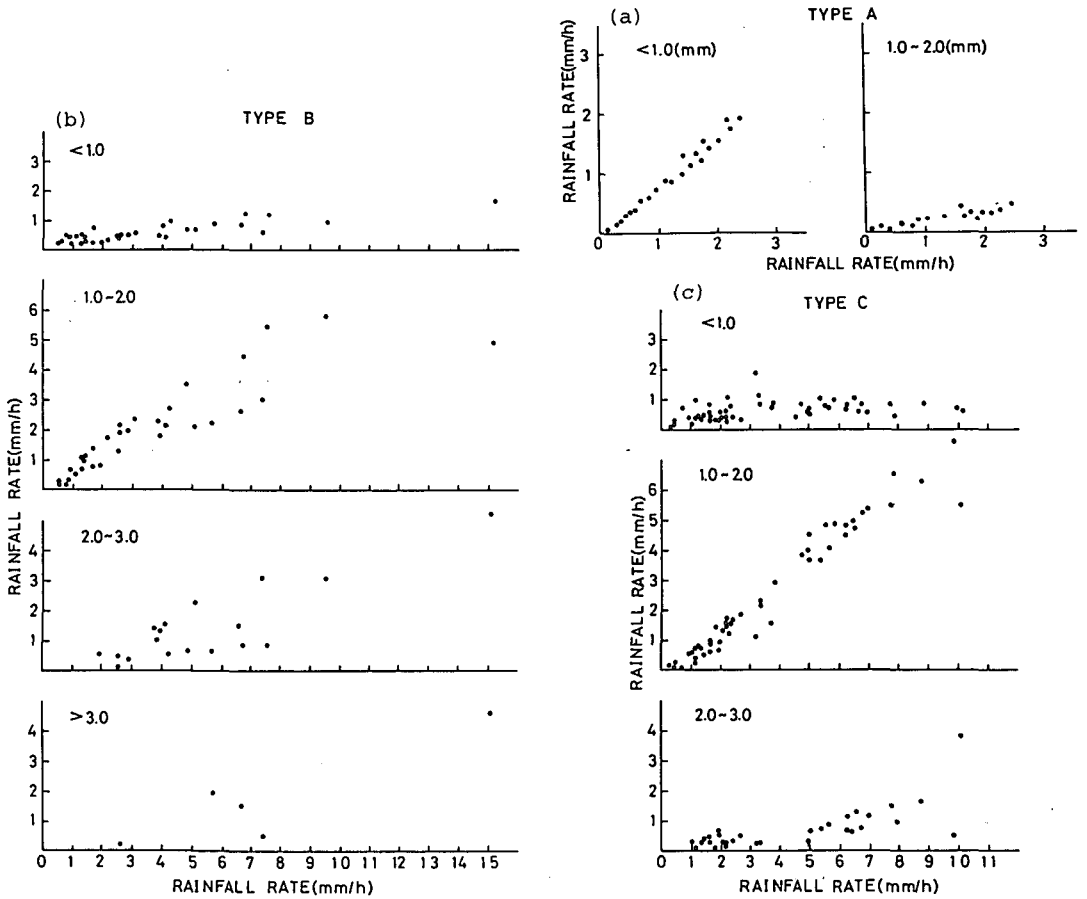


Fig. 17. Same as Fig. 14 but for at Hokkaido Univ. and Nishi P. W. O. S.
(a) Type A. (b) Type B. (c) Type C.

IV. 考 察

これまでの解析結果から、降水タイプと降水強度に寄与する雨滴粒径範囲に対応関係がみられ

MT, TEINE

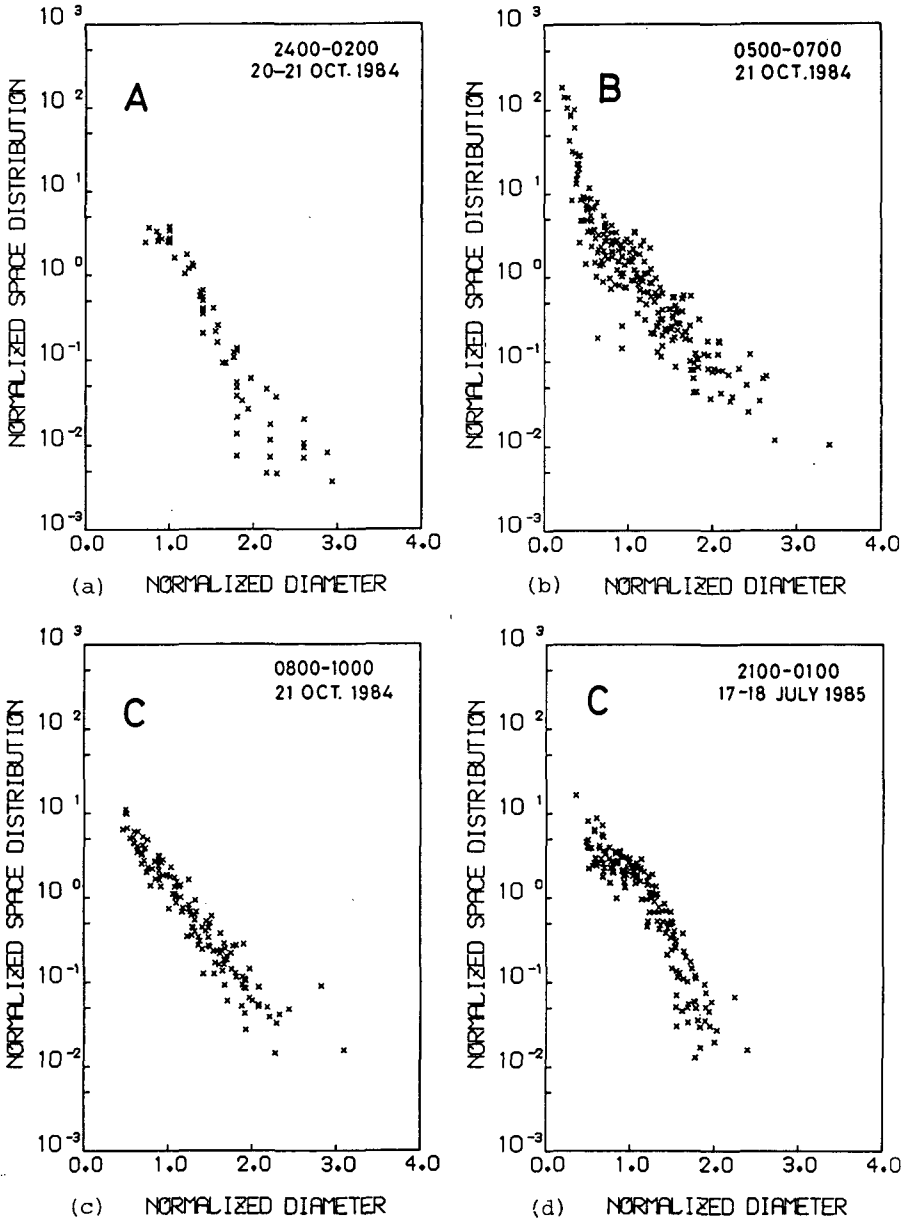


Fig. 18. Raindrop size distributions normalized at Mt. Teine.

(a) 24 : 00 - 02 : 00 Oct. 20 - 21, 1984. (b) 05 : 00 - 07 : 00 Oct. 21, 1984.

(c) 08 : 00 - 10 : 00 Oct. 21, 1984. (d) 21 : 00 - 01 : 00 July 17 - 18, 1985.

た。このことは、降水タイプと雨滴粒度分布の間にも対応関係があると考えられる。これまで見てきたように雨滴粒度分布は複雑な形をしているものもあり、また、降水強度によって分布形も変化する。このような影響を取りのぞくために、降水タイプごとに雨滴粒度分布を規格化した。この方法は、Sekhon and Srivastava (1971) が雷雲内の粒度分布を調べるさいに用いた方法で

HOKKAIDO UNIV. AND NISHI P.W.O.S.

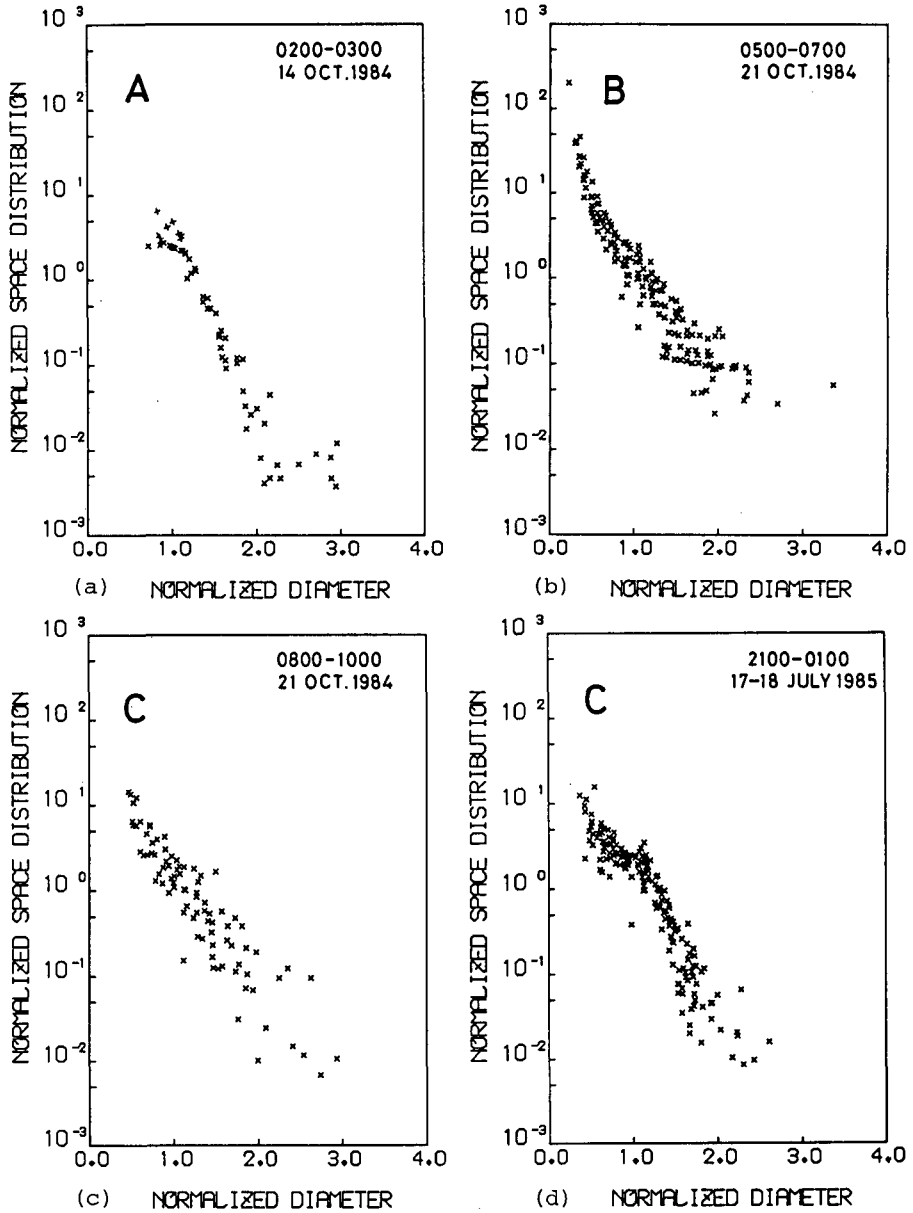


Fig. 19. Same as Fig. 18 but for at the Hokkaido Univ. and Nishi P. W. O. S.

(a) 02 : 00 - 03 : 00 Oct. 14, 1984. (b) 05 : 00 - 07 : 00 Oct. 21, 1984.

(c) 08 : 00 - 10 : 00 Oct. 21, 1984. (d) 21 : 00 - 01 : 00 July 17-18, 1985.

ある。直径 (D) は、中位体積直径 (median volume diameter ; D_0) で規格化し、空間密度は含水量 (precipitation water content ; M) と D_0 で規格化した。中位体積直径は、含水量を2等分する直径である。このようにして、規格化して表した手稲山での観測結果の分布を Fig. 18 に示した。横軸は (D/D_0)、縦軸は ($D_0 D_0^4 \rho / M$, ρ : 密度) をあらわしている。図中、A, B, C はそれぞれ降水タイプを表している。TYPE A では指数分布、TYPE B では下に凸の分布を示す。TYPE C では、1984年10月の観測例と1985年7月の観測例の分布が多少異なっている。すなわち、10月は、指数分布であり、7月は上に凸の分布を示した。北大構内および札幌市西区土木事業所の分布を Fig. 19 に示した。TYPE A は、指数分布、TYPE B は下に凸の分布を示した。TYPE C は、1984年10月が指数分布、1985年7月が上に凸の分布となり、手稲山頂の結果とほぼ等しいものであった。高度の異なる2点で違いがあらわれなかったのは、2点間の高度差は約1000 m、この距離を落下するのに要する時間は、直径2.0 mm の雨滴で約2分30秒必要とし、このような短い時間内で雨滴同志の衝突、併合、雲粒捕捉による成長があまり行われていなかったためであろう。

次に、このような粒度分布を形成する要因について考えてみる。TYPE C では、10月と7月の分布に違いがあらわれた。この原因は、融解層の高度差によるものであると考えられる。融解層の高度は、10月21日の例では約750 mb (2.5 km)、7月17~18日では約630 mb (4 km) と約1.5 km の違いがあった。融解層付近で併合により成長した大きな雨滴が融解層下部で分裂した小さな雨滴が衝突、併合により成長し、7月の場合は D/D_0 が1付近の雨滴が増加したのでであろう。

同様なことをTYPE Bについても行った。1985年7月22日の規格化を行った例を Fig. 20 に示す。9時の融解層の高度は約650 mb、10月の例では750 mb と違いがあるにもかかわらず、分布形は Fig. 18 とほとんど同じである。このタイプの降水は、融解層の影響をあまり受けず、雲内衝突、併合、分裂が活発に行われ、小さな雨滴、大きな雨滴が増加するものと考えられる。

さらに、雲内の上昇気流の大きさも雨滴粒度分布を決める重要な要因であろう。落下速度の大きな雨滴は、上昇気流にうちかって落下し、たえず下方から供給される雲粒を併合することにより成長してさらに大きな雨滴と

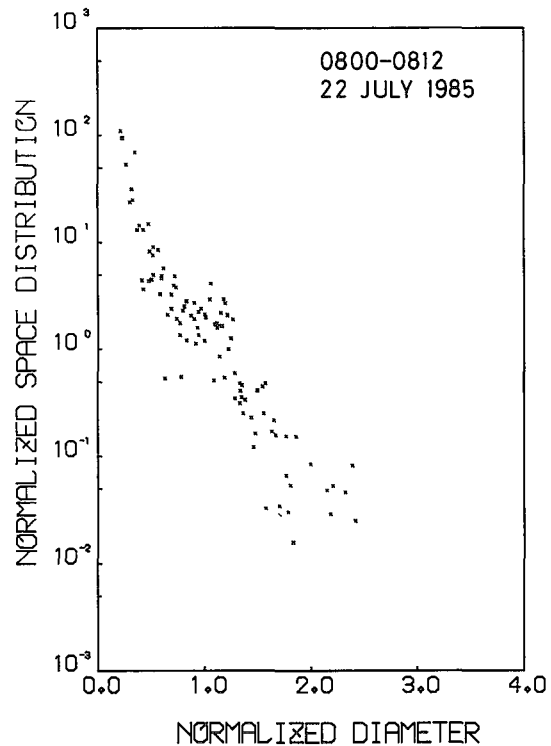


Fig. 20. Raindrop size distribution normalized at Mt. Teine. 08 : 00 - 08 : 12 July 22, 1985.

なる。上昇気流が、弱くなると、小さな雨滴も落下するようになる。上昇気流の存在により最初大きな雨滴があらわれ、次第に小さな雨滴があらわれてくる。この例が、1985年7月22日のものであろう。以上のようにTYPE Cの降水は、融解層の影響を受けると考えられるので、雨滴粒度分布には季節的、地理的变化があると考えられる。

次に、降水タイプを表す最適な粒度分布関数を求めてみる。Fig. 18~20からわかるように、粒度分布を指数形式で表すことは、適当でない。そこで、Ulbrich (1983) が提唱したガンマ関数を用いた。ガンマ関数は、次のように表すことができる。

$$N_D = N_0 \times D^\mu \exp(-\Lambda \times D) \quad (4)$$

ここで、 N_D は係数、 μ は形のパラメーター (shape parameter)、 Λ は尺度のパラメーター (scale parameter) である。ガンマ関数の特徴を示したのが Fig. 21 である。この図

から、 μ が正の場合、幅のせまい分布になり、負になると幅広い分布となる。また、 μ がゼロの場合は指数分布となる。すなわち、ガンマ関数の形は、 μ によって特徴づけることができる。雨滴粒度分布にガンマ関数が用いられる利点を簡単に述べると、個々の分布は複雑な分布をしているが、平均するとほぼ一様な分布になる。そして、降雨のパラメーター (降水強度; R 、レーダー反射因子; Z など) を簡単に表現できる。また、 $\mu = 0$ という特別な場合が指数分布となり、これまでの結果を利用できるという点である。雨滴の粒度分布を表すために、Bartnoff and Atlas (1951) は、3次元モーメントを用いて分布を表し、Joss and Gori (1978) も分布を決めるパラメーターを求めた。また、Ulbrich (1983, 1985) は、降水パラメーターの関係からガンマ関数の μ を求めた。彼の方法は、 $Z = AR^b$ の係数 A と指数 b が降水の微物理過程により異なる値をとり、特に b は、最大直径と最小直径の影響を受けないことを示した。Fujiwara (1965) は、降水タイプと A 、 b のとりうる範囲の関係を示した。

この研究では、ガンマ関数の確率密度関数を用い、最尤法から2つのパラメーター μ 、 Λ を求めた。この方法は、Schiokedanz and Krause (1970)、Mielke (1973) が降水量分布の近似式を求めるのに用いている。Shiotsuki (1975) は、含水量分布の確率密度関数を用いて雨滴粒度分布式を求めている。

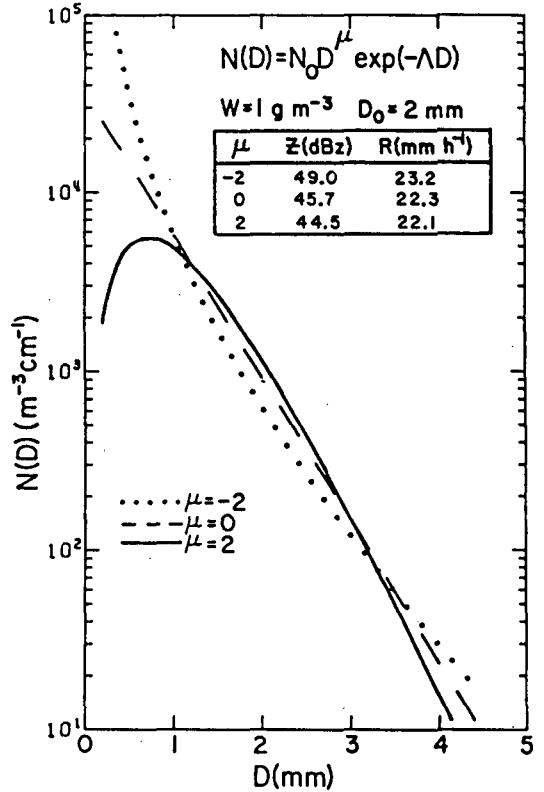


Fig. 21. Examples of the gamma raindrop size distribution (Ulbrich, 1983).

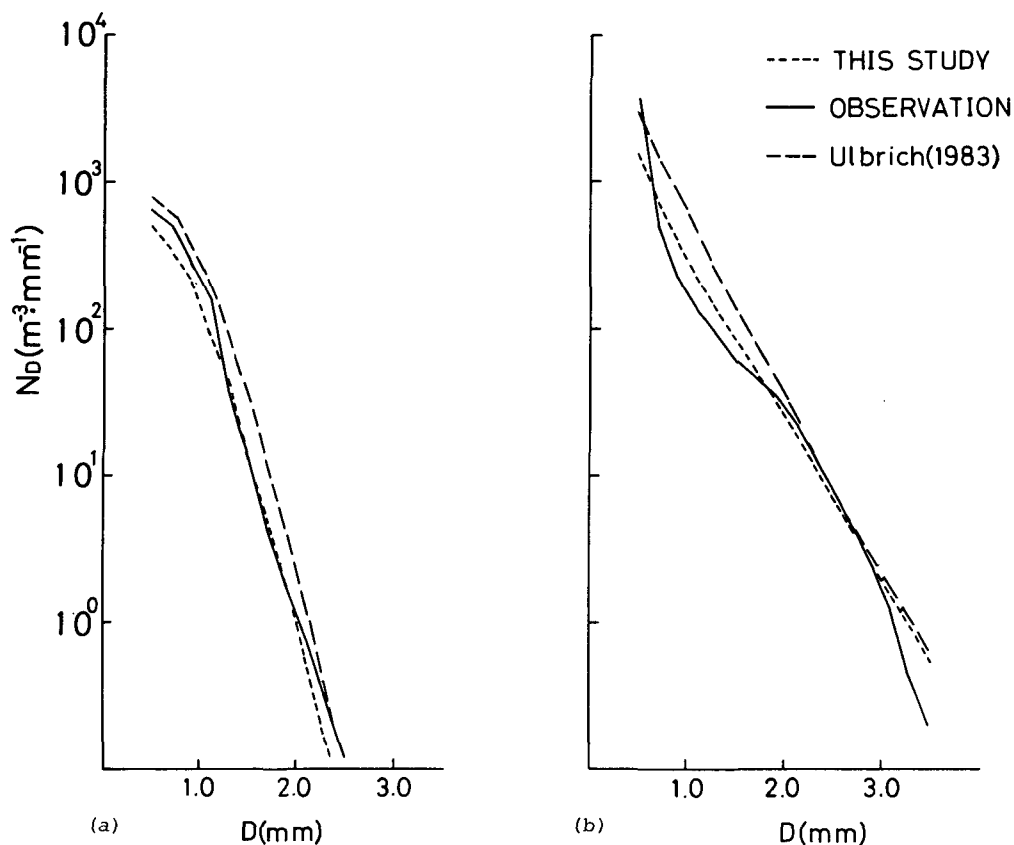


Fig. 22. Comparison between this study, observation and Ulbrich (1983).
 (a) July 17-18, 1985. (b) Oct. 21, 1984.

この研究で得られた粒度分布式と Ulbrich (1983) の方法で求めた結果を比較したのが Fig. 22 である。この図から、Ulbrich の方法は個数を過大に見積もる傾向があることがわかる。パラメーターを比較すると(a)の場合には、本研究では μ , Λ , N_0 はそれぞれ 3.33, 6.25, 1.03×10^5 に対して、Ulbrich の μ , Λ , N_0 はそれぞれ 3.83, 6.79, 5.3×10^5 である。また(b)の場合、本研究では μ , Λ , N_0 が -0.55 , 2.22, 4.30×10^3 , Ulbrich の μ , Λ , N_0 は -0.46 , 2.53, 8.24×10^3 である。 μ , Λ はそれほど大きな違いはないが、 N_0 の違いが非常に大きい。Ulbrich は、Z-R 関数からこれらのパラメーターを求めている。Z は、直径 D の 6 乗に比例するから、直径の大きなものの影響をかなり受けると考えられる。そのために N_0 を過大に見積もり、個数が多くなるのであろう。今回の観測例についてパラメーターをまとめたのが Table 1 である。この表から、TYPE B は μ が負の値をとり、 Λ も小さいことから、下に凸の幅広い分布となることがわかる。TYPE A では、 μ が 0 に近いことから、指数分布に近い形をとる。TYPE C は、7 月と 10 月で μ の値が異なっている。したがって、先に述べたように、分布が季節変化や地理的变化があることを示唆している。TYPE A の 10 月 20-21 日、TYPE C の 7 月の例はともに温暖前線前方の降水である。 μ の違いはあるが、 Λ の値はほぼ同じ値をとることから、温暖前線前方の降水は、大きな雨滴の出現

Table 1. Values of the parameters of μ , Λ , and N_0 .

TYPE	DATA	μ	Λ	N_0
A	14 OCT. 1984	0.30	6.67	8.36×10^4
	20~21 OCT. 1984	0.26	5.88	5.47×10^4
B	21 OCT. 1984	-0.55	2.22	4.30×10^3
	11 JULY 1985	-0.32	2.91	1.63×10^3
	22 JULY 1985	-0.48	2.41	7.53×10^3
C	21 OCT. 1984	0.45	4.76	2.82×10^4
	1 JULY 1985	3.12	5.82	1.24×10^5
	17~18 JULY 1985	3.33	6.25	1.03×10^5

はあまりないということができる。

V. ま と め

降水システムの違いによる降水機構の特徴を調べるために、雨滴粒度分布に注目した観測を行った。雨滴の観測は、手稲山と北大構内等で行い、降水を3つのタイプに分けて雨滴粒度分布の特徴を調べた。

その結果、TYPE Aの降水は、1.0 mm以下の雨滴が卓越し、降水強度に対する寄与率は80%前後となる。TYPE Bは、雨滴の個数が増加するが、寄与率は、降水強度10 mm/hを境にして、寄与する粒度が異なる。10 mm/h以下の場合、降水強度が増加するにつれて、1.0~2.0 mmの雨滴の寄与は増加するが、10 mm/hをこえると2.0~3.0 mmの雨滴の寄与が大きくなる。TYPE Cでは、1.0 mm以下の雨滴の個数の変化はあまりなく、1.0~2.0 mmの雨滴の個数の変化が大きく、降水強度にかかわらず、1.0~2.0 mmの雨滴の寄与する割合が大きい。

次に、3つのタイプの雨滴粒度分布の特徴を調べた。TYPE Aは指数分布、TYPE Bは下に凸の分布を示した。TYPE Cは、7月と10月で分布が異なっていた。前者は、上に凸の分布、後者は、指数分布を示した。北大構内等で観測した場合も同様な傾向を示し、違いはほとんど表れなかった。雨滴粒度分布形を決めるために、ガンマ関数の確率密度関数を用い、最尤法でパラメータを決定した。求めた分布式をUlbrich (1983)の方法で得られた結果と比較した。形(μ)と尺度(Λ)パラメータにはあまり差はなかったが、切片 N_0 はUlbrichの方が数倍大きかった。そのためUlbrichの方法は、雨滴の個数を過大に見積もってしまう傾向にあることがわかった。この研究で得られた結果と降水のタイプの間をみると、TYPE Bは形のパラメータは負で尺度パラメータも小さいことから幅広い分布であることがわかる。TYPE Cの形のパラメータは、7月と10月でかなりの違いがあることから、降水機構や降水システム、また季節的、地理的变化によるものと思われる。これらのことから、温暖前線前方の降水は、大きな雨滴の出現はあまりないということができる。

謝辞 観測にあたって、北大理学部気象学講座および環境科学研究科気象学講座の大学院生の

協力を受けたことを感謝いたします。高層のデータ、ならびにレーダーエコースケッチを貸して下さった札幌管区气象台高層課およびレーダー係にも感謝いたします。

雨滴の観測には札幌市西区土木事業所に御協力いただきました。記して感謝の意を表します。

文 献

- Bartnoff, S. and D. Atlas, 1951. Microwave determination of particle size distribution. *J. Meteor.*, **8**, 130–131.
- Browning, K. A. and T. W. Harrold, 1969. Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 288–309.
- Caton, P. G. F., 1966. A study of raindrop size distributions in the free atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 15–30.
- Dingle, A. N. and K. R. Hardy, 1962. The description of rain by means of sequential rain-drop size distribution. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 301–314.
- Fujiwara, M. 1965. Raindrop-size distribution from individual storms. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 585–591.
- Gunn, R. and G. D. Kinzer, 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243–248.
- Herzogh, P. H. and P. V. Hobbs, 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II : Warm front clouds. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 597–611.
- Hobbs, P. V., 1978. Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. *Rev. Geophys. Space. Phys.*, **16**, 741–755.
- Hobbs, P. V., T. J. Matejka, P. H. Herzogh, J. D. Locatell and R. A. Houze, Jr., 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of cloud and precipitation in midlatitude cyclones. I : A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 568–596.
- Houze, R. A., S. A. Rutledge, T. J. Matejka and P. V. Hobbs, 1981. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. III : Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rainband. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 639–649.
- Joss, J. and E. G. Gori, 1978. Shapes of raindrop size distributions. *J. Climate Appl. Meteor.*, **17**, 1054–1061.
- 近野好文, 菊地勝弘, 若原勝二, 鈴木和史, 1980. 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性(II). 北海道大学地球物理学研究報告. **39**, 19–35.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr., and P. V. Hobbs, 1980. Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 29–56.
- Mielke, P. W. Jr, 1973. Another family of distributions for describing and analyzing precipitation data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **12**, 275–280.
- Ohtake, T., 1969. Observation of size distributions of hydrometeors through the melting layer. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 545–557.
- Schickedanz, P. T. and G. A. Krause, 1970. A test for the scale parameters of two gamma distributions using the generalized likelihood ratio. *J. Climate Appl. Meteor.*, **9**, 13–16.
- Sekhon, R. S. and R. C. Srivastava, 1971. Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983–994.
- 塩月善晴, 藤原輝男, 清野裕, 早川誠而, 1971. レーダー雨量に関する研究(第1報). 山口大学工学部研究報告, **22**, 27–36.
- Shiotsuki, Y., 1974. On the flat size distribution of drops from convective rainclouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 42–60.
- Shiotsuki, Y., 1975. An equation for size distribution of precipitation elements based on the normal distribution of liquid water content. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 75–86.

- Ulbrich, C. W., 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764–1775.
- Ulbrich, C. W., 1985. The effects of drop size distribution truncation on rainfall integral parameters and empirical relation. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 580–590.
- Waldvogel, A., 1974. The No jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067–1078.
- Wang, P. Y. and P. V. Hobbs, 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. X. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1950–1964.
- Willis, P. T. 1984. Functional fits on some observed size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648–1661.
- Yokoyama, T., K. Akaeda, T. Ohtani, N. Yoshizawa, M. D. Yamanaka, A. Mita, Y. Ishizaka and A. Ono, 1985. Observation on microphysical processes in the stratiform precipitations including melting layers at Mt. Fuji. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 100–111.
- Yokoyama, T. and Y. Ishizaka, 1985. Two-wavelength (0.86cm and 3.2cm) radar observation of microphysical process in stratiform precipitation. Part II. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **63**, 1109–1126.