

降水要素の成長過程について

— 気象学会 シンポジウム (1956年度) —

今回の気象学会のシンポジウムでは降水機構のうち、特に降水要素すなわち雲粒・水晶・雨滴の成長過程に関するものを取りあげた。最近雲物理の基本的研究が急速に進歩した結果個々の過程がかなり明かにされてこれにもとづいて降水機構を明らかにしようとする試みが盛んに行われている。この段階で降水要素の成長過程について種々の角度から討論を行うことは今後の研究の発展に意義深いことと思われる。この様な主旨にもとづき次の方々に御講演をおねがいしつつ討論を行ったが非常に盛会のうちに終ることが出来たことは喜ばしい。尙、都合により掲載の順序が逆になりましたことを御諒承下さい。(編者)

場 所：学 士 会 館 日 時：1956年5月19日 9時~17時 座長：磯野 謙 治 (東京大学)

講 演：雪の成長について 花島政人(運輸技研) 降水要素と空中電気 孫野長治(北海道大学)
 暖い雨 藤原美幸(気象研究所)
 駒林 誠(東京大学) 降水要素の化学 杉浦吉雄(気象研究所)

I 降 水 の 荷 電 (降水要素と空中電気)

孫 野 長 治

§ 1. 序 論

降水要素の電氣的性質を、雨滴や雪片の荷電の観測と実験の両面からすすめているが、荷電を観測する場合は次にあげるような降水要素の荷電機構を念頭においている。

I Simpson の雨滴分裂説¹⁾

雨滴は大きく成長すると分裂するが、この場合大きい方の水滴は正に帯電し、小さい方の水滴や周囲の空気は負に帯電する。後者は上昇気流で雲の上方に運ばれるので電気分離がおきる。この場合は雷雲の底は正に帯電するから地上の空中電場は正で、降ってくる雨滴も正が多い筈である。

II Wilson の誘導説²⁾

正の空中電場内では静電誘導で雨滴の上側が負、下側は正に帯電するから雨滴は落下中に負イオンの方を多くつかまえて全体としては負に帯電する。したがってこの機構で帯電する場合は雨滴の荷電と地上の空中電場の符号は常に逆になる筈である。同様な機構は雪片の場合にも予想されている。³⁾

III Workman, Reynolds の理論⁴⁾

過冷却した微水滴が氷(この場合は雪)に衝突凍結する際に氷の方が負に帯電し、正に帯電した微水滴の残りがはねかえされて上昇気流で上方に運ばれる。この場合は

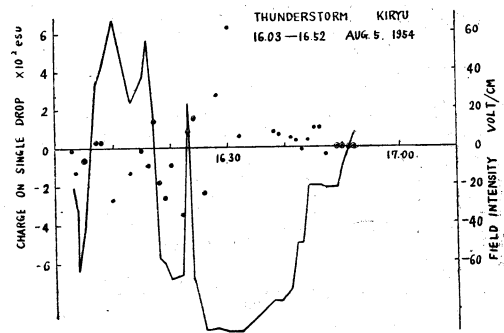
氷着された雪が霰または雹となり負の電気をおびて降ってくる筈である。Weickmann, aufm Kampe⁵⁾ の場合も負の霰が降る筈である。

IV 氷・雪片の衝突・分裂による電気分離

これについては多くの実験が報告⁶⁾されているが、大体正電荷の雪が多く降ることになる。

§ 2. 雨 滴 の 荷 電

上の四機構を念頭において雨滴の荷電の観測結果を調べてみよう。一例として1954年8月の雷雨(桐生市)の観測結果を第1図に示す。横軸が時刻、縦軸が個々の雨



第1図 雷雨の際の電場と雨滴荷電との関係

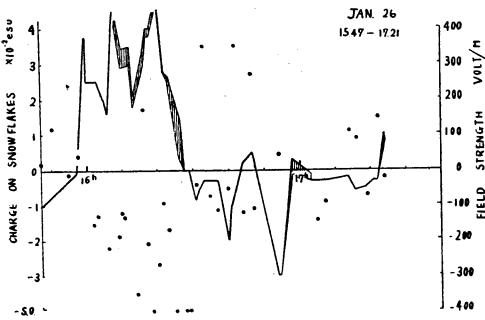
滴の荷電（・印）および空中電場（実線）を示す。電場が正の時は負の雨滴が多く、電場が負になると正の雨滴が多く観測された。ほかにも同様な結果が多いが、雨滴と電場の符号が忠実に逆関係で変動してゆくことから雷雲下のような強電場の下では Wilson の誘導説がよくあてはまるようである。ただ空中電場の符号が転接する前後（◎印）には同符号になる傾向があつたが、これが Simpson の分裂説に対応するかどうかはわからない。

Smith⁷⁾ は雷雲中にすでに荷電された雨滴が雲底下でさらに誘導によるイオンの撰択吸収で帯電するものとして彼の観測結果を詳細に論じている。しかしこの種の観測値は雨滴の大きさや電場の強さをおさえておいても大きなばらつきを免れないものであり、このばらつきの機構 I, II, IV によるものと考えてもその中のどれに帰するかを決めるのはまだ難しい。

また雷雲以外の雨の荷電は別に考えなくてはならないであろう。氷晶に基づかない雨の場合は II, IV は考えられないし、分裂も少いであろう。I, II との関係を探るには空中電場の同時測定が一つの決め手になる。

§ 3. 雪片の荷電

雨滴の荷電とはけて地上に達するまでにイオンの撰択吸収で変化をうける恐れがあるが、雪ならば電気分離の源に近いから、電気分離の機構を調べるには有利と考えられる。第 2 図が 1955 年 2 月新潟県関山で観測した雪片



第 2 図 電場と雪片荷電との関係

の荷電を表わす。この場合でも雪片の荷電と空中電場の符号は大体逆関係にある。電場変化を示す直線にハッチングをほどこしてあるのは、この範囲で電場が振動していたことを示す。これは雲中の擾乱に関係していると考えられるが、こういう際には極端に大きい負の荷電が観測されることが多い。図の S.O. は負のスケールアウトを示す。

上の例は比較的傾向の揃った場合である。

ぬれ雪、霰を含めて雪の荷電と電場の関係は非常に不規則である。電気分離の源に近づいたために II 以外の機

構もあらわに現われて反って複雑になる故であろうか。空中電場の同時測定で II の変化を受けない荷電が区別できれば、機構 III, IV を判別する見込がある。いまのところ未だ同時測値が少ないので何ともいえない。

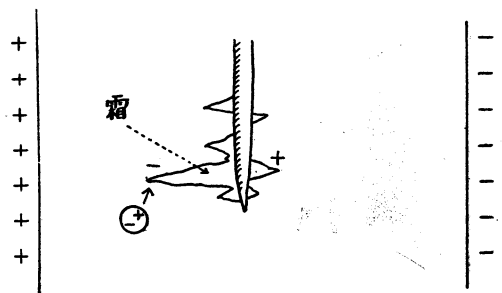
落雷のあるような強い雷雲の荷電機構が注目をあつめてきたが、ふつうの雲でも電気を帯びていることは、雲が近づくと空中電場の変ることから想像される。強い雷雲と弱い雲の荷電機構は全然ことなるものであろうか。程度の差にすぎないとすれば、弱い雲を調べた方が機会が多いだけ有利である。また II 以外の雲の帯電機構はすべて上昇気流の存在を仮定しているが、上昇気流と雲の帯電機構との関係が明かになれば、雲中の上昇気流の強さを知る手懸が得られないであろうか。

最近 Ross, Gunn⁸⁾ が雲粒の帯電を理論と実験の両面から調べて、イオンの拡散で説明し、この機構をさらに雨滴の帯電にまで拡張している。

§ 4. 降水要素の成長と電場

雲の帯電が Coagulation に何等かの影響を及ぼすか否かは古くから議論されてきた。Ross, Gunn の見積⁹⁾によると雲粒が帯電すれば recombination coefficient が 2 割ふえ、これに空中電場が加われば相対速度の効果に匹敵することもあるとしている。微水滴の成極による電気引力を考慮に入れればさらに coagulation がますます考えられる。一方、Smith¹⁰⁾ は 15mm/hour 以上の豪雨は強電場を伴うことを指摘しているが、どちらが原因かわからない。両方とも大きな上昇気流を伴うし、また雪が分裂すれば電気分離もおきるし、核にもなり得る。

空中電場の中で雪の成長を調べた例がないが、霜については Schaefer¹¹⁾ や著者¹²⁾ の実験によれば霜の成長は 1000 volt/cm で最大で、少なくとも数倍成長が促進される。これには第 3 図に示すように電場内の微水滴と霜の



第 3 図 電場間の微水滴と霜の成極

成極が効いているように思われる。電場内で雪が成極すれば同様な成長の促進がおこらないであろうか。活動的な雷雲中では 1000 volt/cm 程度の電場は珍しくない。

Workman, Reynolds の実験では水が凍る際に氷との

間に電位差を生じた。もし逆に水と氷の間に電位差を与えれば凍結速度が変わるかも知れない。水面が凍る際に附近に電場を生じるといふ実験もあるから電位が凍結速度を変える可能性が多い。裏返しの関係で電気分離の機構を調べるのも一方法と思われる。

参 考 文 献

- 1) Simpson, G. C. ; Proc. Roc. A, **111** (1926), p. 56
- 2) Wilson, C. T. R. ; J. Frank. Inst., **208** (1929), p. 1
- 3) Chalmers, J. A. , ; Q, J, Roy. Met. Soc., **73** (1947) p. 324
- 4) Workman, E. J. and S. E. Reynolds ; Phys. Rev., **78** (1950), p. 254
- 5) Weickmann, H. K. and H. J. aufm Kampe ; J. Met., **7** (1950), p. 404
- 6) Mason, B. J., ; Tellus, **5** (1953), p. 23
- 7) Smith, L. G. ; Q. J. Roy. Met. Soc., **81** (1955), p. 23
- 8) Gunn, Ross ; J, Met. **12** (1955), p. 511 and p. 562
- 9) Gunn, Ross ; J. Colloid Science, **10** (1955), p. 107
- 10) Smith, L. G., ; Q. J. Roy. Met. Soc., **80** (1954), p. 291
- 11) Schaefer, V. J. ; Final Rep., Project Cirrus, Pt. I, General Electric Lab. (1953)
- 12) Magono, C. and S. Sekiya : J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. II, **4** (1955), p. 359

討 論

黒岩 (北大) : 変動の振巾はどのくらいでしょうか？

その振巾より空中の電場の強さは判りませんか。

孫野 (北大) : 風が強いとき多い。電位計のふれるのをみているとこの位です (指で示す) (1mにつき二、三百ボルトの範囲)

黒岩 : アンテナの出し方はどんな具合になっているのですか？

孫野 : ビニール被フク線で、その先を少しさらしてあります。

北川信一郎 (気研) : 風塵のとき、0.1sec くらいで空中電場が fluctuate しているという観測があります。

磯野 (東大) : 先ほど孫野さんが空中電場の短周期の変動から、雷雲の中の乱流が推定出来るというようなお話しでしたが、北川さんのお話しから考えると、このような電場の変動は観測点のすぐ近くのローカルな原因によると思われませんが、この点どうお考えになりますか。

孫野 : そうかも知れませんが、しかしこういう時に荷電の極端に大きい雪片が観測される傾向が強いです。

当舎万寿夫 (気研) : 雪片の荷電と、雪片の乾湿の間に関係がありますか？

孫野 : 乾・湿のいずれの方が荷電が多いか一寸言えません。

北川 : aufm Kampe と Weickmann の実験を Mason は thunder に apply して「ice crystal と過冷却水滴とが、ぶっかると ice crystal の方が⊖になることが thunder cloud の発生に最も有力である」と言っております。これが今では最有力な説だと思われております。御講演と、このことについてどうお考えですか？*

孫野 : そういう機構で荷電されるのは霰と思われるのですが、なかなかチャンスがないし、あっても受板からはねるので未だはっきりしたデータがとれていません。

黒岩 : 過冷却水滴が樹氷になるときに樹氷は⊕になると言う実測例もありますね。

丸山晴久 (気研) : Snow-growth に微水滴が役目をするらしいと言われておりますが、このことと、この charge の結び付きが考えられますね。crystal growth のとき微水滴が、そのまま crystal につくとすると charge が出る筈ですね。

孫野 : そのねらいで霜の荷電を測ろうとしたのですが、電気誘導の effect に妨げられて測られませんでした。

座長 (磯野) : いろいろと有益な御講演と活潑な討論をしていただきまして、御講演の方並びに皆様にも厚くお礼を申し上げます。

Ⅱ 降 水 要 素 の 化 学

一と続きの雨水中における化学成分
の濃度の時間化

杉 浦 吉 雄

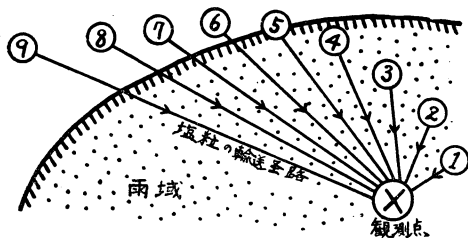
一続きの雨水中の化学成分の濃度が降りはじめから止むまでの間に、時の経過とともに変化する経過にはいろ

* なお、1954年5月 Wentwarth-by-the-Sea において開催された空中電気の会議で Weickmann は上記の自己の実験に誤りがあったと述べている。〔Geophysical Res. Pap. No. 42 P. 238〕(編者註)

いろいろのタイプがある。それらのうちで、特に菅原健教授のいわゆる「基本形式」について述べる。

雨水に溶存する化学成分の濃度を左右する因子

第1図について、降雨時の実況を考えよう。観測点O



第1図 塩粒子の径路と降水継続時間との関係模型図

に雨が降りはじめから、 t 時間の後にOに到着する気塊が、Oに雨が降りはじめた時刻に占める位置を①とする。同様に、時刻 t_2, t_3 には、②、③の位置が対応する。①、②...から移動する気塊が塩粒を輸送する。斜線で囲んだ部分は雨域の範囲を示す。雨域内では、塩粒は輸送経路上を移動する間に、雨滴にたたかれて雨滴に溶入すると同時に、その分だけ大気中から失われる。

Oで採集される雨水の中の塩の濃度は、Oの上空を占める大気中の塩の量や、Oで観測された雨滴の大きさ、数や塩粒の大きさによって決まる。一方、Oの上空を占める大気中の塩の量は、①、②...などの位置において、Oに雨が降りはじめた時刻における大気中の塩の量や、それぞれの経路上における雨滴および塩粒の大きさ、雨滴の数、経路の長さ、塩粒の輸送速度、経路上における塩粒の発生および消失によって、左右される。前述の大気中の塩の量とは、地上から雲底までの気柱内にある塩の全量をいう。

以上の因子をことごとく評価することができれば、雨水中の塩の量を定めることができる。しかし、これは容易なことではない。すなわち、観測が十分に行き届かない因子については、適当な仮定を設けねばならぬ困難がある。

さて、 D を、単位面積の地上を底面とし、地上からほぼ雲底までの高さとする角雩状の気柱内における塩の量とし、 n を単位時間に単位面積に降下する雨滴の数、 a を雨滴の断面積、 σ を雨滴の塩粒に対する捕捉率、 t を降りはじめからの経過時間とすれば、

$$D = D_0 e^{-na\sigma t}$$

D_0 は雨が降る前の気柱内の塩の量。雨水が地上に運ぶ塩の量 S は、

$$S = D_0 e^{-na\sigma t} (1 - e^{-na\sigma t})$$

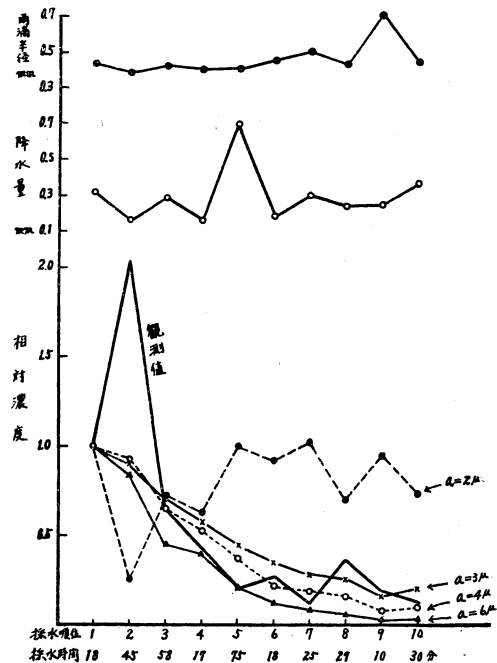
ただし、これは、降りはじめから t の時に、 τ 時間、採水した試水についてである。雨水中の塩の濃度を C 、雨滴半径を r を降水量を P とすれば、

$$C = \frac{D_0}{P\tau} e^{-\frac{3\sigma}{4r} P t} \left(1 - e^{-\frac{3\sigma}{4r} P \tau}\right) \quad (1)$$

となる。

降りはじめにおける雨水の中の塩の濃度に及ぼす塩粒の大きさの影響

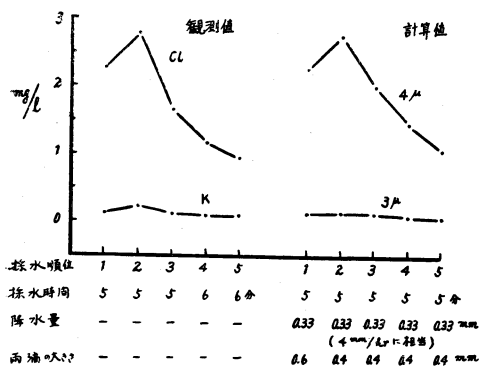
第2図は、雨水中の塩素イオン濃度とともに濾紙法で



第2図 塩素イオン濃度と雨滴半径の時間変化

求めた雨滴の半径の時間を示す。この場合、塩粒の半径をそれぞれ2, 3, 4, 6 μ として(1)式によって塩素イオンの濃度を計算すると、図の4つの曲線となる。捕捉率 σ の値には Langmuir & Blodette の理論値³⁾を用いた。第2図より塩粒の半径が3~4 μ のとき、実測値にもっともよく一致することが判る。降雨時における大気中の湿度は90%以上のことが多いが、A.H. Woodcock⁴⁾によれば、湿度90%で液滴をなす海塩粒子の直径は、30%では乾いてはその大きさははじめのほぼ半分になる。従って、半径3 μ の溶液滴の中の塩粒は、乾いた状態では約1.5 μ の半径の球とみなすことができる。これより塩粒が含む塩素イオンの量を求めると、 $1 \times 10^{-11}g$ となる。Woodcock はこれくらいの大きさの海塩粒子を比較的多く空気中から検出した。

第3図は、降りはじめの5分ないし10分後における濃度変化を示す。これは、九州大学の高島良正氏の測定⁵⁾である。このように、降りはじめの直後に、濃度は一時かえって増大することが多い。これについて、筆者は、降りはじめにおける雨滴の粒径の変化に起因すると考え



第3図 降雨初期の濃度変化

て、(1)式によってこのときの濃度を計算した。図の左右に計算値と実測値を並べて示した。この場合降水量と雨滴の測定を行っていないので、それを次のように仮定した。雨は終始 4mm/hr で降り、はじめの5分間は雨滴半径が 0.6mm で、その後はずっと 0.4mm であったとする。そうすると、図のようになりにかなりよく一致する。特に興味深いのは、Naが半径 3μ のときによく一致する。これは、塩粒の粒径が違えば組成が違うことを暗示していると思う。この傾向は、さきに三宅・杉浦⁶⁾が台風の雨について明らかにした点とほぼ一致する。また、C.E. Junge⁷⁾もこれと同様の観測結果を報告し、注目を集めている。

一と続きの雨における化学成分の濃度の時間変化安定期における濃度変化

再び第1図に戻って説明しよう。降りをはじめから時が経つとともに、観測点に到達する気塊の移動経路は概して長くなり、大気中の塩は観測点に到達する前に、雨に洗い落されるために、雨水中の濃度は時とともに減る。しかし、降りをはじめからある程度以上時が経れば、それだけの時間を経過したのちに、観測点上に到達する気塊のはじめの位置は、ついに、雨域の外に出る。雨域の外では、雨域の中ほど経路の長短によって、大気中の塩の量は変化しないと考えられるから、観測点における雨水中の塩の濃度は、その後あまり変化がないであろう。

気塊の移動経路にそって風上の観測点から雨域の端までの距離を l とし、経路上の平均風速* を v とすれば、観測点における雨水中の塩の濃度は、

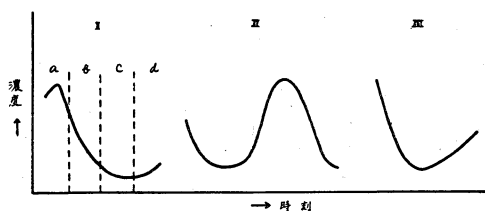
$$C = \frac{3\sigma}{4r} D_0 \cdot e^{-\frac{3\sigma}{4r} P \frac{l}{v}}$$

ただし、 P は1時間の平均降水量。

風向、風速および雨域や降水状態に変化がないかぎり、上記の濃度が保たれるであろう。

降りやむときに少し濃度を増すことがあるが、これは、雨域の後退や縮小、雨滴径、風向、風速の変化などで説明できるであろう。

以上を要約すると、一と続きの雨における化学成分の濃度の時間変化は、第4図のIのように図示できる。こ



第4図 化学成分の時間変化型

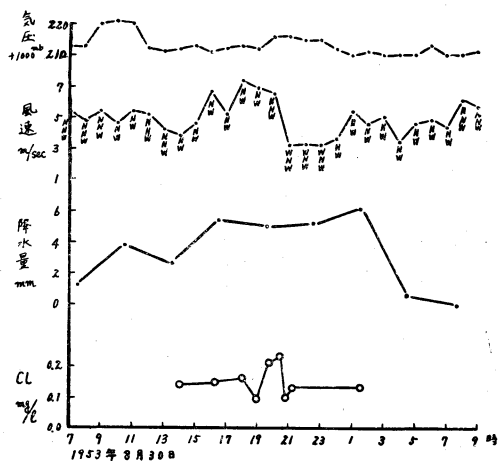
れは、菅原教授のいわゆる基本形式である。基本形式は四つの時期に区分できる。それを次に摘記する。

- | 区分 | 特質 | 原因 |
|-----|-----------|-------------------------|
| 初期 | 一つの濃度の極大 | 雨滴の大きさ変化 |
| 減少期 | 濃度の顕著な減少 | 雨水の洗濯作用 |
| 安定期 | 濃度の変化が少ない | 雨域、降水条件の安定、凝結核としての溶入 |
| 末期 | 濃度の尻上り | 雨域の後退又は縮小、雨滴の大きさ、降水量の減少 |

実際には、この形式の外に、第4図のIIやIIIの型もあるが、これについては別に述べたい。

安定期における濃度変化

第5図は、停滞前線に伴う長雨の例である。この試料



第5図 長雨の時の濃度変化

を得る以前にすでに5日間も雨が降り続いた。このような長雨の化学成分が如何なる濃度を示し、また、時とともに如何に変化するか、この点を確かめるために観測を行った。この外にも、これに近い状況で数回観測を行ったが、その結果、塩素イオンの濃度は決して零にはならない。大体、0.04~0.20mg/l くらいの範囲内をわずかに上下し、とくに、0.1mg/l くらいのことが多い。第5図の例では、観測期間中、気象要素はどれもほぼ一定

し雨域もほぼ固定しているかに見受けられた。そこで、天気図の資料をもとにして、次のように仮定し雨水中の濃度を(2)式により計算した。観測点から風上に雨域の端までの距離を 200km, 風速を 10m/sec, 雨端の半径を 0.05cm, 捕捉率を 0.31, $D_p = 7 \times 10^{-7} g/cm^2$, 降水強度 1.5mm/hr とすれば、計算値は 0.07mg/l となる。これに対して、実測値は約 0.15mg/l である。従って、塩素イオン濃度にして 0.08mg/l に相当する塩は、凝結核として雨滴生成のはじめに溶入したものと見ることができ。雨滴の半径を 0.05cm とすれば、凝結核の重量は、 CI として $4 \times 10^{-11} g$ となる。この数字の当否は、後日、雲底で採集した雨水中の塩素イオン量を測定して決めたいと考えている。

参 考 文 献

1. 菅原健, 寺田喜久雄, 川崎暢子, 1956: 雨の中の化学成分の時間変化の基本形式について, 日本化学会第9年会(昭和31年4月京都)講演
2. Miyake, Y. and Sugiura, Y., 1950: the Mechanism of the Atmospheric Chloride into Rain Water, Pap. Meteor. Geophys. **1**, 222~226.
3. 丸山晴久, 1956: 雲粒の併合過程, 気象研究ノート, **7** (1), 33~37 より引用.
4. Woodcock, A. H. and Gifford, M. M., 1949: Sampling Atmospheric Sea Solt, J. Mar. Res. **8**, 177~197.
5. 高島良正, 1955: 雨水中のカリウムについて, 日化 **76**, 1148~1151.
6. 三宅泰雄, 杉浦吉雄, 1952: 台風に伴う雨水に溶在する化学成分の異常について海と空, **29**, 1~5,
Miyake, Y. and Sugiura, Y., 1954: The Chemical Studies of Rain Water Accompanied by a Typhoon, Geophys. Mag. **26**, 29~34.
7. Junge, C. F., 1954: The Chemical Composition of Atmospheric Aerosols. I: Measurements at Round Hill Field station, June-July, 1953. J. Met. **11**, 323~333,

討 論

黒岩 (北大): 塩素イオンの source としては saline particle 以外のものも考えられないか。

杉浦(気研): 考えられる。Jungeは大粒子の CI は海洋性で、小粒子の CI は内陸性だと述べている。小粒子の CI は内陸に向かってかえって増加する。しかし、日本の研究者の観測結果には、まだ、そういうのはない。

孫野(北大): 霧水の分析では Mg や K などが高い値を示すか。霧水は雨水より含塩量が多少高いと考えてよいか。

杉浦: 霧水でも雨水でも概して M や K は、 Na や CI に比べて相対的に濃い場合が多い。霧水と雨水の含塩量はあらゆる場合を通じてみて、ほぼ同程度であるといえる。

大喜多 (北海道学芸大): cold front だと CI が高くなる。

杉浦: 観測点に対する front の相対位置の変化が、濃度 CI の上に与える影響は大きいと思う。例えば、front が観測点上を通過したために風向が変われば、流跡線に沿う雨域の端から観測点までの距離が急変し、そのために、観測点における雨水中の CI 濃度が変わることもあり得ると考えられる。

大喜多: 私も雨域内の空気の path によつて、 CI 濃度が変わると考えている。

駒林(東大): 一つ一つの雨滴について化学分析できないか。

杉浦: 満足な方法はまだない。

駒林: 乾板の上に drop をおいて ring の拡る速度により CI 濃度を求める方法があるそうだが。

杉浦: 名大の小穴教授の創案された方法のことだと思ふが、これも十分満足な方法とは言えない。私は、Woodcock が用いた isopiestic method を適用したいと考えている。しかし、それには雨滴を適当な膜の上または油層の中に入れて、蒸発させたときに液滴が球形を保ちながら濃縮されなければいけない。

座長: いろいろと有難うございました。この辺で終らせていただきたいと思ひます。

(文責・東大・山中義昭)

次回には“暖かい雨 I, II,” の講演および討論をけいさいの予定。