



| | |
|------------------|---|
| Title | 12. 降雨及び降雪に伴う空中電場の擾乱 |
| Author(s) | 織笠, 桂太郎; ORIKASA, Keitaro |
| Citation | 北海道大学地球物理学研究報告, 9, 123-160 |
| Issue Date | 1962-03-06 |
| DOI | https://doi.org/10.14943/gbhu.9.123 |
| Doc URL | https://hdl.handle.net/2115/13843 |
| Type | departmental bulletin paper |
| File Information | 9_p123-160.pdf |



12. 降雨及び降雪に伴う空中電場の擾乱

織 笠 桂 太 郎

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 36 年 8 月受理 —

序 論

降水物体及び雲の帯電機構に関する理論を大別すると次の2つのグループに別けられる。その1つは既存する大気中のイオンに依存する Wilson¹⁾ のイオン捕捉説, Vonnegut²⁾ の対流説などが主なもので、その2として、気象擾乱に助けられて降水物体が自ら帯電する Reynolds³⁾ の水粒摩擦説, Simpson⁴⁾ の水滴分裂説, Workman and Reynolds⁵⁾ の凍結説, Dinger and Gum⁶⁾ の融解説などが主なものである。如何なる場合に於ても之等の過程が多少なりとも影響し合っていることは疑いないが、どのような気象条件に於て何れの過程が最も効果的かをきめる要素をつかむ事が本研究の第1の目的である。次に雷雲の中の電荷分布に関する研究は Simpson⁷⁾, Kuettner⁸⁾ などが代表的なものであるが、之に対する理論的な説明は、今のところ実験室の結果をいきなり当はめる域を脱していない様に思われるので、以上の様な実験室の結果と実際との橋渡しを行なう中間の仕事をする事が本研究の第2の目的である。その第1段階として空中電位傾度(地上附近)と降水の荷電の同時測定によって、電位傾度と降水荷電の符号の逆相関を確認し、しかも大気中のイオンに依存する帯電機構によってこの逆相関を説明するにはあまりにも矛盾する点が多すぎるので、此の逆相関の問題をもう少し深く掘下げて考えてみる必要が

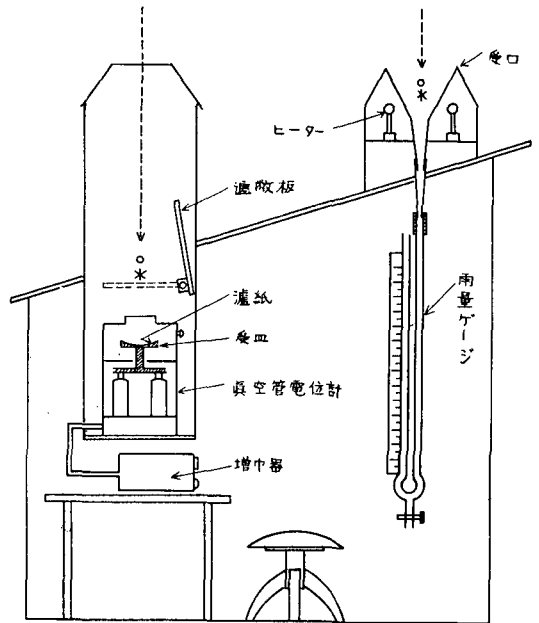
- 1) Wilson, C. T. R., 1929: Some thunder cloud problem. F. Franklin Inst., Vol. 208, pp. 1-12.
- 2) Vonnegut, B. and C. B. Moore, 1958: Preliminary attempts to influence convective electrification in cumulus clouds by the introduction of space charge into the lower atmosphere. Recent advances in atmospheric electricity, pp. 317-331.
- 3) Reynolds, S. E., M. Brook and Mary Foulks Gourley, 1957: Thunderstorm charge separation. Jour. Met., Vol. 14, No. 5, pp. 426-436.
- 4) Simpson, G. C. 1909: On the electricity of rain and its origin in thunderstorm. Phil. Trans., A. 209, pp. 397-413.
- 5) Workman, E. J. and S. E. Reynolds 1950: Electrical phenomena occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunder storm electricity. Phys. Rev., 78, pp. 254-259.
- 6) Dinger, J. E. and R. Gunn, 1946: Electrical effects associated with a change of state of water. Terr. Magn. Atmos. Elect., 51, pp. 477-494.
- 7) Simpson, G. C. and F. J. Scrase, 1937: The distribution of electricity in thunderclouds. Proc. Roy. Soc. Lond., Vol. CLXI (161), pp. 309-352.
- 8) Kuettner, J. 1950: The electrical and meteorological conditions inside thunder clouds. J. Met., 7, pp. 322-332.

生じた。第2段階に於いて空中電位傾度、降水の電荷、降水強度、降水物体の形態（雨滴ならば大、小、雪片ならば結晶形、大きさなど）の同時測定を行ない、特に定常的降雨時に於いて、電位傾度と降雨強度との間に鏡像関係がある事が発見され、雲の帯電機構として降水の落下による荷電輸送が大きな役割を果している事を確認し、此の結果電位傾度と降水の荷電の符号の逆相関が生ずるものである事がほぼ明らかになった。又冬期に於ける降雪の観測及びテイネ山頂の飛雪現象の観測から冬期積乱雲の電荷分離機構についての一つのモデルを誘導し、之を支持する現象をとらえる事も出来た。

第3段階に於いては、第2段階で行なった4要素の同時測定を積乱雲の通過線上の1.2 km 離れた2地点で行ない、この2地点間を移動する間に於ける諸要素の変化の様態を調査し、第2段階で述べた降水の荷電輸送の理論を実証する現象を直接とらえる事に成功した。以下に順を追って之を述べる事にする。

I. 測定及び測定装置

1956年から1959年までの1点観測では、北海道大学理学部の地上約15 mの屋上にすべての測器をsetして行なった。電位傾度はペンドルフ自記電位計、雨や雪の電荷は直流増幅による真空管電位計⁹⁾を使用し第1図の左側に示した様な方法をとった。雨や雪の個数や大きさは、*water blue*を附着させたロシを図の如く真空管電位計の受皿にのせ、落下して来た雨滴や雪片の電荷を測定したのちに、その痕跡から丸山と同じ方法¹⁰⁾に依って求めた。雪の結晶形は厚紙に黒のピロードを張りつけ、之に雪を受けて観察した。降雨強度は第1図の右側に示した様に直径20 cmの受口から入る雨水を細いガラス管に貯溜させ、水位の上昇を1分毎に読んで記録した。之は電位計が1分毎に記録を打つのでそれに同調した。又降雪強度は雨量計の漏斗の部分をヒーターで熱し一旦雪を融解してから雨と同様に測定した。漏斗の温度はサーミスターに依って観測室で



第1図

Fig. 1.

9) Magono, C. and K. Orikasa, 1960: On the surface electric field during rainfall. Jour. Met. Soc. Japan, Ser. II, Vol. 38, No. 4, pp. 182-194.

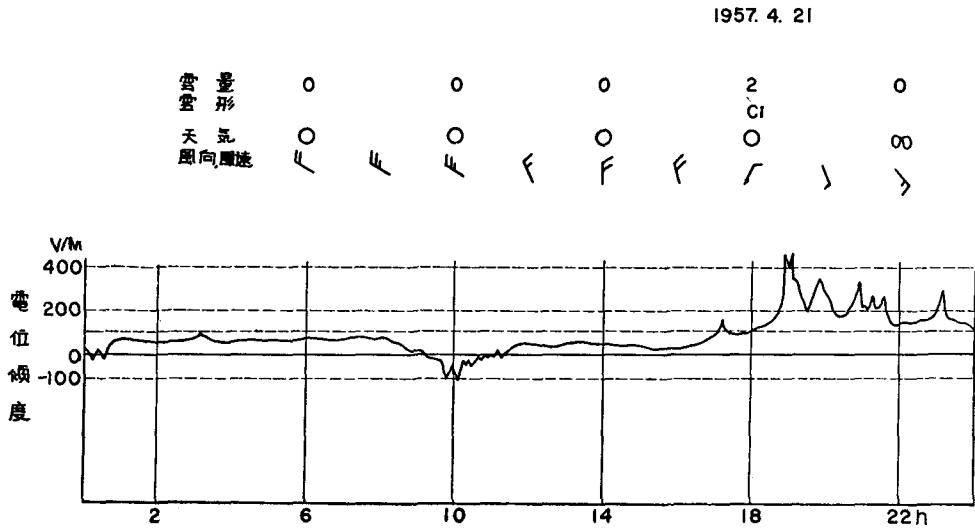
10) 丸山晴久・浜晃一, 1954: 雨滴や雪片の連続観測. "天気", Vol. 1, No. 2, pp. 50~52.

制御することが出来た。

II. 結果

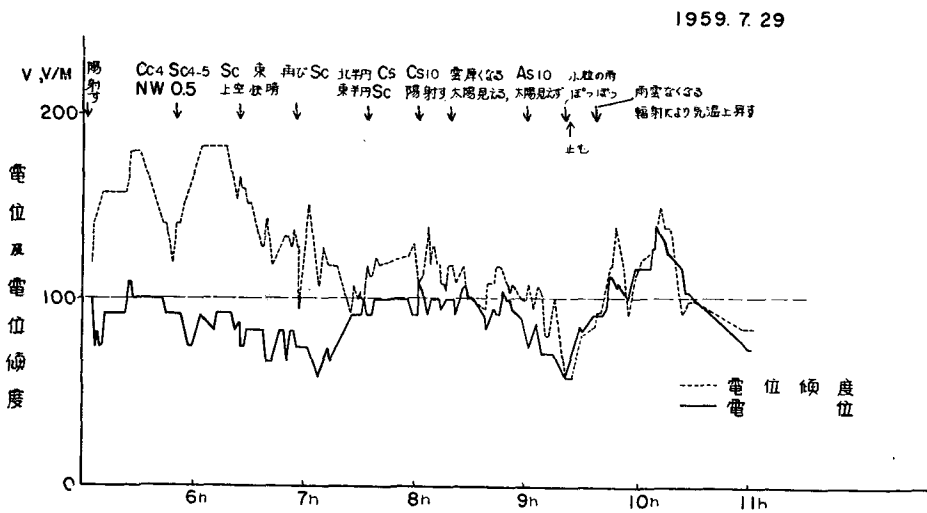
II.1. 晴天の電位傾度

気象電気学的な晴天と云うのは気象学的に晴天であるばかりでなく、静電氣的にも安定で標準の状態であればならない。この条件は風塵、媒煙、飛雪などが発生しておらなければ



第 2 図

Fig. 2.



第 3 図

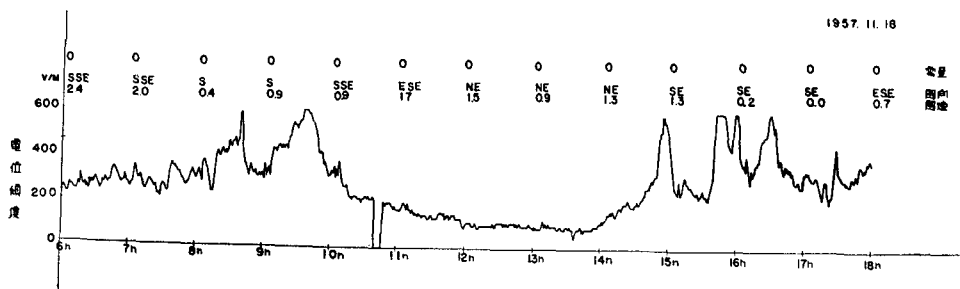
Fig. 3.

ほ満される。理学部は札幌市の北西隅に位置しているので、この様な条件が満されるためには快晴で北西から北東の間の風向で 5 m/sec 以下の風速であればよい。この状態の電位傾度は夏冬を通じてほぼ 100 V/m 前後である事が平面更正の結果明らかになった。第 2 図がその 1 例である。図中の 1 時から 8 時頃までは電位傾度はほぼ一定で 100 V/m よりやや少な目の値を示している。10 時前後の負の値は風塵の影響を受けたもので、18 時以後の強い正の値は煤煙の影響によるものである。念のため平面更正を行なった時の平地の電位傾度と理学部屋上の電位とを比較すると第 3 図に示した様になる。実線で示したのが理学部屋上の空中電位、点線が平地の電位傾度である。縦座標は空中電位 (理学部) と電位傾度 (平地) の両者を同時に表わしている。5 時から 8 時頃までは上空には電位傾度に影響を与える様な雲はなくほぼ快晴に近いのであるが、平地の電位傾度と理学部の電位との間に相当の差があるが、以後わずかではあるが雨が降ったり、雨雲が消えて日射によって地面が暖められ気温が上昇するにつれて両者の値がほとんど一致し、非常に良い比例相関を示すことが確認された。5 時から 7 時頃にかけて平地の電位傾度が大きな値になったのは、此の頃は気温が相当低くなっているので地上附近に凝結水分が多く存在し、之にイオンが吸着されて電気伝導度が悪くなり、電位傾度が大きくなったものと考えられる。理学部屋上はこの影響がない模様でほぼ 100 V 前後で一定である。8 時以後は日射の影響で対流が起り上層も下層も一樣になったために良い比例相関が得られる様になったと考えられ、降雨降雪を伴う様なはげしい気象擾乱の場合は問題なしに良い相関を示す事が予想される。更に都合の良いことに、偶然ではあるけれども 8 時以後は両者の値が殆んど一致しているので理学部屋上の空中電位をそのまま平地の電位傾度の値と見做すことが出来た。

II. 2. 煤煙に伴う電位傾度の変化

南東から南西にかけての範囲の風向で風速の非常に弱い時は、札幌市の中心は勿論、全市の煤煙が観測点の周囲に充満し近くの藻岩山や手稲山は勿論、上空の青空まで全く見えなくなる様な状態を生ずることがある。

こんな時は空には一点の雲もない晴天であっても +700 V/m 以上に達する電位傾度が生ずることがある。第 4 図がその一例で 10 時 30 分頃から煤煙が薄くなりはじめたがまだ観測点

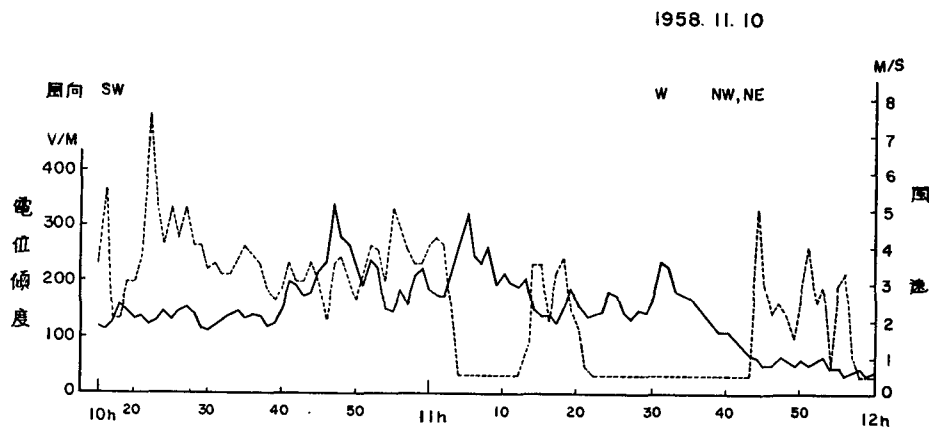


第 4 図 煤 煙

Fig. 4. Smoke.

から約 6.5 km 離れた藻岩山が全く見えず、12 時 10 分頃になってやっと藻岩山の輪郭が見える様になり電位傾度はほぼ最小となった。15 時頃再び煤煙が濃くなり電位傾度は 600 V/m 以上に達した。12 時から 14 時の間は風向が北東に変ったために、新鮮な空気が流れ込み充滿していた煤煙を薄めると同時に観測点の南西の方向に押し流したためと考えられる。

この様な現象は夏季に於いてはさほどでもないが、秋から春にかけての冬期間が最も著しい。煤煙がある時の電位傾度と風速の相関を見たのが第 5 図である。(実線は電位傾度、点線は



第 5 図
Fig. 5.

風速を示す) 10 時 15 分から 10 時 35 分頃までは平均して風速が比較的強く、電位傾度は 130 V/m 前後ではほぼ晴天の電場に近い。以後は大体比較的風が強いところでは電位傾度が弱く、風の弱いところでは電位傾度が強くなる傾向が見られ、特に 11 時 5 分から 11 時 10 分頃の風速の弱いところと電位傾度の強いところが良く一致している。11 時 30 分以後は風向が北西乃至北東に変っているので、この影響が大きいから何とも云えない。

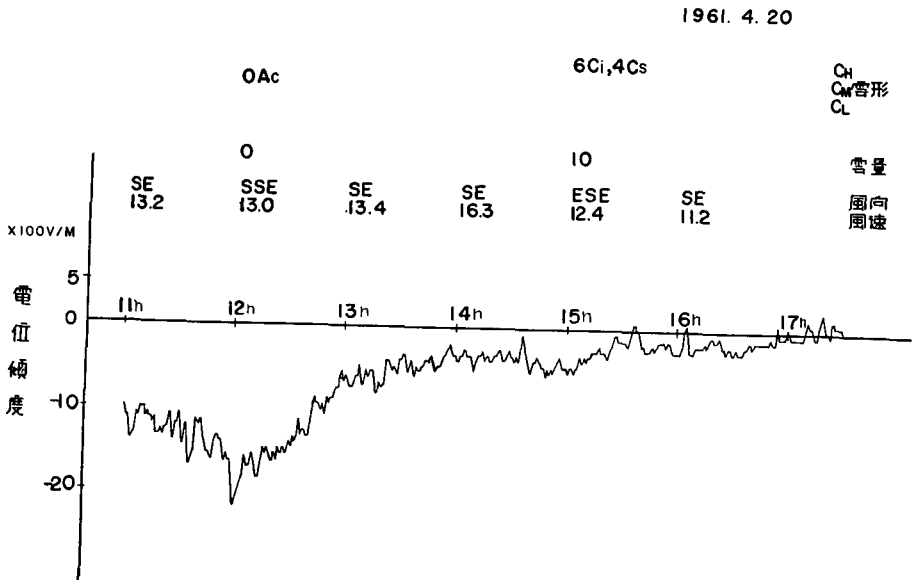
以上の事から煤煙の電位傾度に及ぼす影響を考える場合は風速も考慮に入れなければならない事が判明した。畠山¹¹⁾は機関車の煙が主として正電場を発生し、稀に負電場を与える事を報告しているが、著者の煤煙の観測ではまだ負電場は確認されていない。此の現象を徹底的に解析するには煙の粒子の電荷及び空気中の ion などの測定を行なわなければならない事は勿論であるが、同時に実験室に於いてもやってみなければならないが、之は今後の課題としておく。

II. 3. 風塵に伴う電位傾度の変化

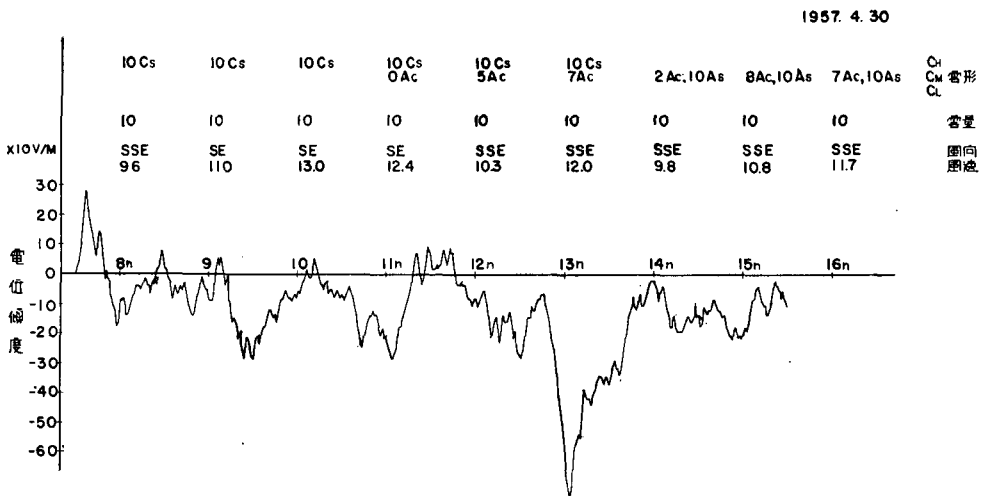
4 月頃になると支那大陸に発生した移動性高気圧が徐々に発達し乍ら日本本土を横切り、幾日も晴天が続いて異常乾燥が起り此の移動性高気圧が太平洋に去る頃に本道の北側を温帯性

11) 畠山久尚・菊地武徳, 1946: 機関車の煙による空中電位傾度の変化. 中央気象台附属技官養成所研究報告, 第 1 巻, 第 1~2 号, 空中電気特輯, 第 1~2 号, pp. 9~13.

の優勢な低気圧が通過して南東の強風を伴い(札幌では俗に**ばふんかぜ**と云われる)著しい風塵が札幌の全市に充滿する。之は市中を走る自動車などによって更に著しくなる。第6図は今までに観測したうちで最も烈しいもので -2000 V/m を越えている。風向は南東乃至南々東の範囲で平均風速は 13 m/sec 程度である。その次に強かったのは第7図の例で、之も南東乃至南々東の範囲で平均風速は 11 m/sec 、電位傾度は最大 -700 V/m となっている。第8図は煤煙と風塵が交互に現われた例で、両者の限界をきめるのに好都合なので例示した。第8図の6時から18



第6図 風 塵
Fig. 6. Dust.



第7図 風 塵
Fig. 7. Dust.

の研究に於いても風塵の場合は負の電位傾度が卓越し易い傾向がある様だ。

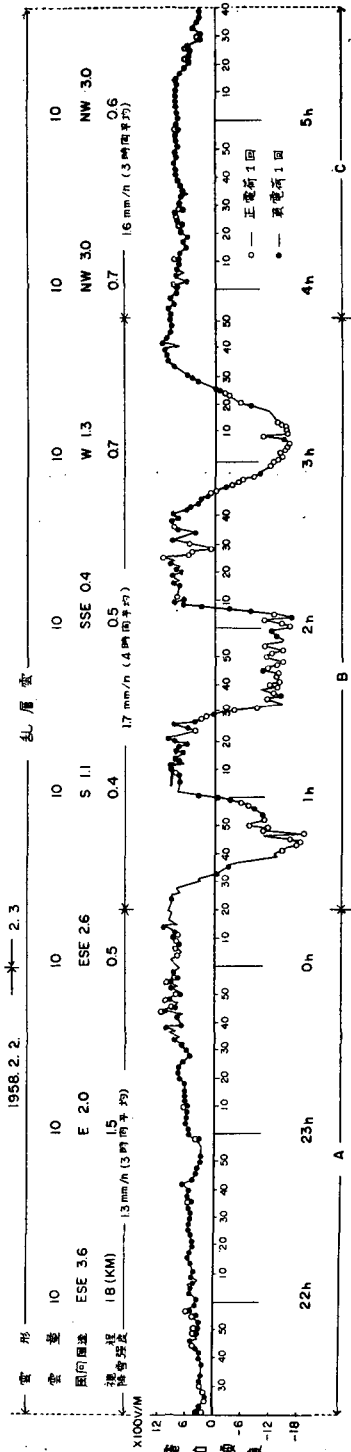
II. 4. 降雪に伴う電位傾度の変化

前節まで述べた如く、煤煙及び風塵の影響の確認によって純然たる気象擾乱のみによる電位傾度の変化を知る事が容易になった。この煤煙、風塵及び後で述べる飛雪現象による影響以外は、特に降雨や降雪を伴わない限り如何なる雲でも晴天の電位傾度より目立った変化を示さない事が明らかになった。降雪に伴う電位傾度の変化に関してはすでに著者¹⁴⁾によって報告されているがそのあらましを述べておこう。

第9図は積乱雲からの静かな弱い降雪を伴う時の例である。実線は電位傾度、点線は降雪強度破線は晴天時の平均電位傾度を夫々示し、左側の縦軸は電位傾度、右側は降雪強度を表わし、横軸は時刻を表わしている。

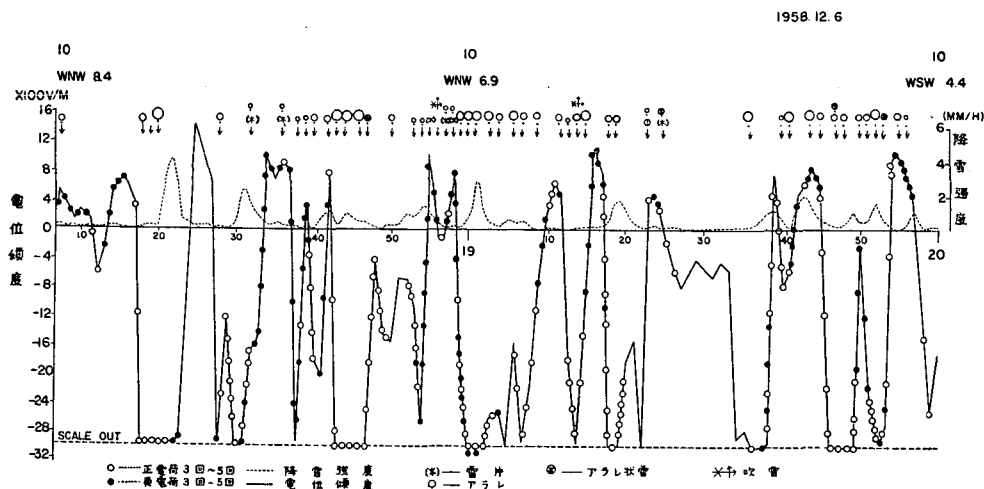
実線の上に重ねて記入した○は正の雪が、●は負の雪が夫々記入された時刻に数回観測されたことを示す。この例では1回毎にロシを交換して個数を測定しなかった。図の上部に記入した雲形雲量、風向風速は札幌管区気象台の測定値を借用したものである。

図から明らかな様に静かな弱い降雪では電位傾度は正に増加し、降雪の電荷は負が圧倒的に多く10%程度の正電荷を持った雪が混合していた。従って此の程度の正電荷の混合を一応無視すれば電位傾度と降雪の電荷符号との間に明瞭な逆相関があると云える。第10図は優勢な低気圧が本道の南海上を通過した時に得られたもので21時20分から0時20分までは低気圧の前面の乱層雲からの定常的な降雪で、電位傾度はやはり正に増加し、降雪の電荷はこの間に負が81回、正が21回観測された。従って此の場合もほぼ逆相関になっ



第10図 定常的な降雪
Fig. 10. Steady snowfall.

ているが、雪片の帯電機構とこの逆相関とを結び付けて考える時はもはやこの程度の混合でも無視出来ない。この例では降雪強度の測定は行なわなかったが、目視観測では徐々に降雪強度が増加するのが認められた。しかも降雪強度の増加に従って電位傾度も徐々に増加していった。之は図の上部に示した气象台の観測による平均降雪強度及び視程の記録からも明らかである。0時20分から3時50分に至る部分は低気圧の中心部分が特に接近した時で平均降雪強度も最大となり、図の様な典型的な **wave pattern** が発生した。この様に電位傾度が週期的に符号を変える場合でも上述の様な逆相関はほぼ成立している。しかし乍ら良く注意してみると、電位傾度の符号の変化時刻と降雪の電荷符号の変化時刻の間に進み遅れの現象が見られ^④、之も雪片の帯電機構を考える場合には無視出来ない現象である。又2時30分頃は電位傾度は正であるが、符号を変えずに電位傾度が減少しただけで、負から正の電荷をもった降雪に変わった。之と符号に関して全く逆の現象も他の例でしばしばみられ、一般に電位傾度の増減だけで或る符号の一連の降雪から他の符号の降雪に変わる現象が起り得る^⑤。第10図の例は1回毎にロシを交換し個数も測定してあるので、降雪の1個当りの符号別の平均電荷を求めてみると、Aの部分では $+1.3 \times 10^{-4}$ esu に対して -2.5×10^{-4} esu、Bの部分では $+1.3 \times 10^{-4}$ esu に対して -2.1×10^{-4} esu で、負電荷が正電荷の約2倍になっている。この様な傾向は積乱雲からの降雪でも見られ、一般に雪片の電荷は負が正より大きく、この様な傾向は電位傾度の強さ及び符号に全く無関係である^⑥。又電場が強い時は相対的に雪片の電荷が大きくなる傾向も確認された。之については更めて別の報告で述べる事にする。第11図は活潑な積乱雲が次ぎ次ぎに観測点を通して出来た比較的週期の短い wave pattern であるが、この様な数分から十数分にまた



第11図 多数の近接した積乱雲の通過による wave pattern

Fig. 11. Wave pattern caused by many C_b clouds passing over head.

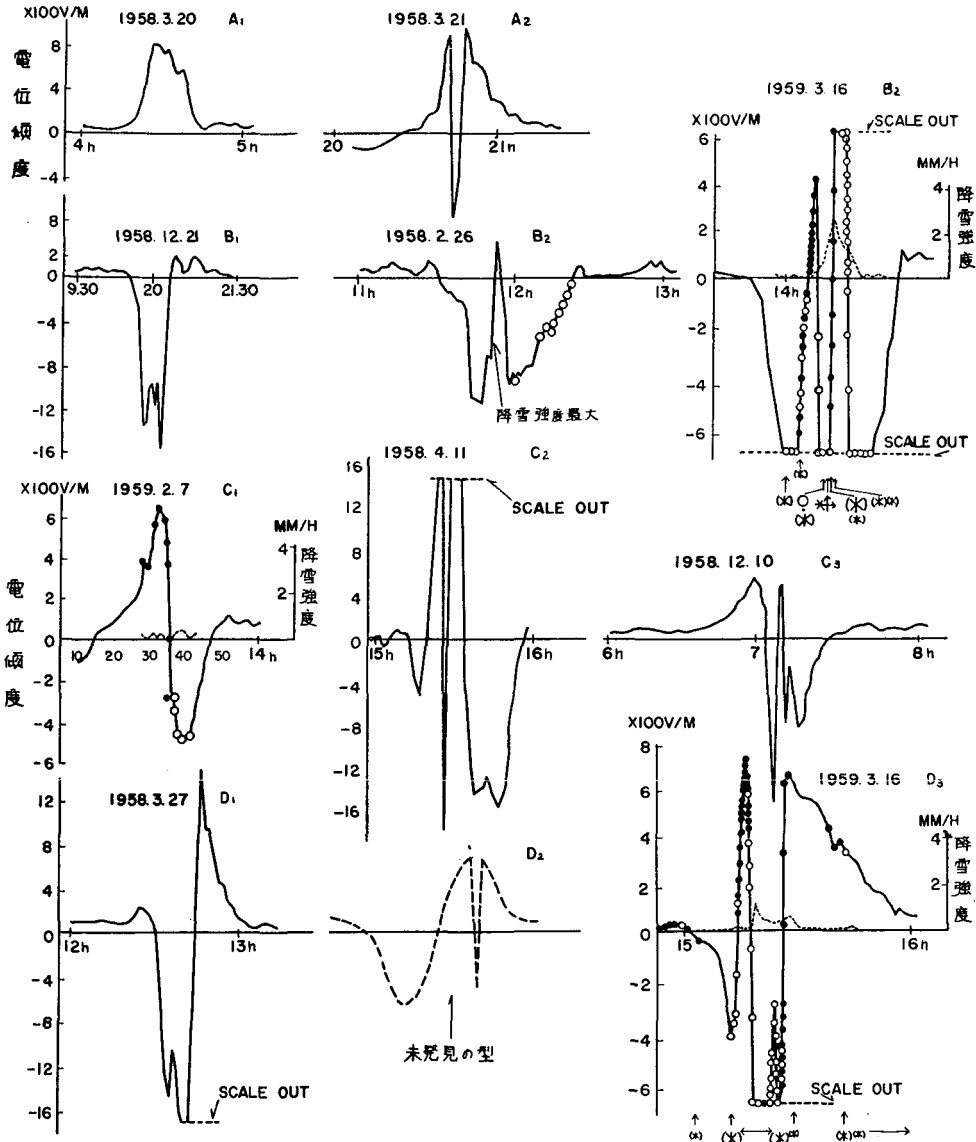
14) 織笠桂太郎, 1961: 降雪に伴う空中電位の擾乱, “雪氷”, Vol. 23, No. 3, pp. 1~10.

がる短い週期の電位傾度の変化に対応して降雪の電荷の符号も変化しており、両者の符号の間の逆相関々係もほぼ成立しているのは面白い。この様な速い変化をする時は、1回毎にロンを交換していたのでは符号の変わり目をとらえる事が出来ないので第1図に示した遮蔽板を開け放して連続的に入って来る雪片の荷電符号と電荷量の大きさのみを記録した結果、一連の同じ符号の降雪から反対符号の一連の降雪に変わるに要する時間は遅くて1分位、早くて20秒前後であり、この変わり際に於いては正負の雪片が多数混合する傾向もあるが非常に明瞭に分離されている場合もある。雪片やアラレの落下速度から判断して之は空間のわずか数十米の間隔で正負の符号に明瞭に分離された雪片とアラレの集団或いは雪片と雪片の集団が存在することを示している^④。更に注意すべき事は、正電位傾度は比較的小さく負電位傾度が圧倒的に大きい。しかも小さな正電位傾度の場合には小雪片(又は粉雪)、又大きな負電位傾度ではアラレが降っており、従って降雪強度は正電位傾度では弱く、負電位傾度では強くなっている。しかも小雪片が負電荷、アラレが正電荷をもつ傾向も明瞭にみられる事は非常に興味ある現象と云わねばなるまい。

19時40分以後は殆んどアラレだけしか降っていないがやはり正負の符号に明瞭に分離されている。積乱雲からの降雪では一般的にアラレ及び大雪片は正電荷をもつ場合が多いが負電荷をもつ場合もしばしば見られ、小雪片は負に帯電していることが多い^⑤。第12図は独立に発達した単独積乱雲の通過によって生ずる電位傾度の変化で図中のA₁, B₁, C₁, D₁は基本型で、他のA₂, B₂, C₂, C₃, D₃は基本型に図の様な正或いは負の大きく急激な電位傾度の変化を伴ったものである。1個の積乱雲でこの様な急激な変化を5回以上も伴った例がある。一般に此の様な電位傾度のピークの附近で降雪強度も急激に増大する^⑥。例えば1958年2月26日、1959年3月16日のB₂型及び1959年3月16日のD₃型の様に正のピークを生ずる場合は、この附近で非常に短時間ではあるが正電荷を持った大雪片又はアラレが強く降っている。之に反して負のピークの発生回数は正に較べてはるかに少ないが、しばしば発見され負電荷を持った強い降雪を伴うことがある。(第31図1961年3月3日7時45分)更に注意すべき事は1959年3月16日のB₂型、同D₃型に於いて強度ははるかに弱いけれども強い正の降雪に前後して負の降雪が観測されていることである。以上降雪時の観測の何れをみても、一般に正又は負の雪だけが単独で観測される事はなく如何なる場合と云えども多少なりとも両者が混合するか又は互に前後して観測される^⑦。

以上降雪時の観測で電位傾度と降雪の電荷の符号の逆相関々係が成立することはほぼ確認された。この逆相関の説明に主として用いられて来たWilsonのイオン捕捉説が妥当であるか否かは本説で述べて来た事を振かえって見れば明らかである。即ち以上の降雪の観測で得られた①から⑦までの一般的な結果のうち⑥を除いた他の6つの結果はWilsonのイオン捕捉説ではどうしても説明出来ない事ばかりで、しかも之が説明出来なければ雪片の荷電機構の第1近似としてWilsonの説を適用出来ない様な大きな問題を含んでいる。即ちWilsonの説で

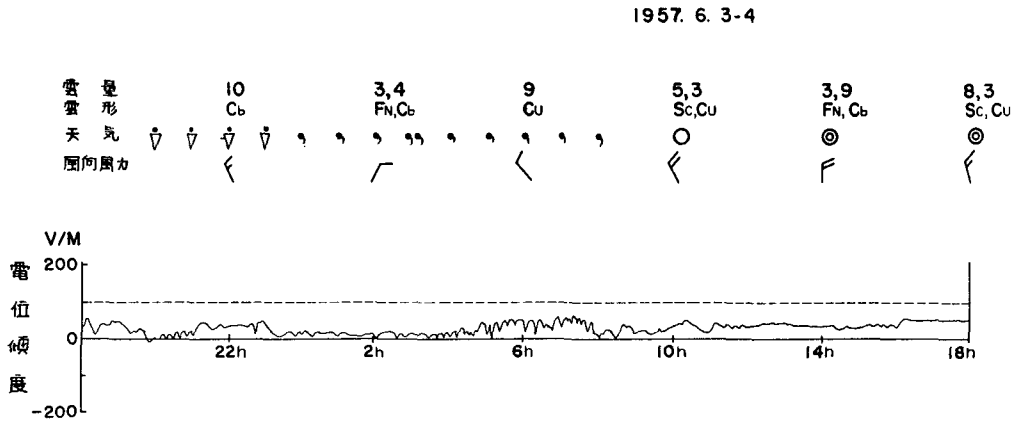
は雲底以下の電場に依存しているにもかかわらず、これらの結果は殆んどこの電場とは無関係であることを暗示している。従って雪片の帯電機構として大気中のイオン及び既存する電場に依存するものよりむしろ気象擾乱に助けられて雪片自身又はお互の衝突による摩擦破壊などで帯電する機構が妥当であると考えられる。この理由はあとで述べる。



第12図 単独積乱雲からの驟雪に伴う電位傾度の擾乱の型
 Fig. 12. Typical pattern of potential gradient caused by snowfall from single C_b cloud.

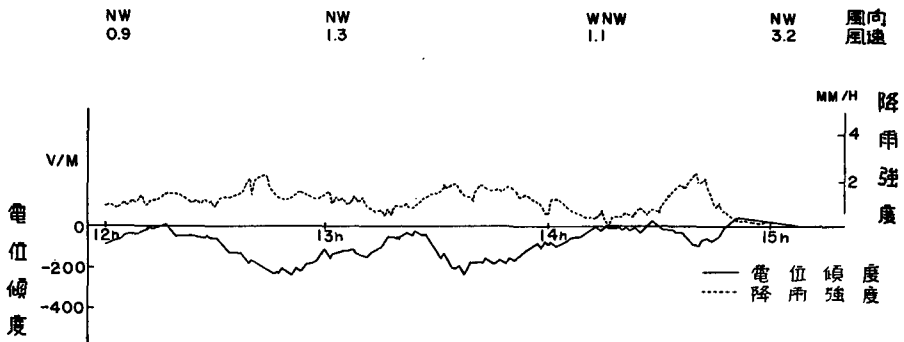
II. 5. 降雨に伴う電位傾度の変化

降雪時の静かな弱い降雪に対応するものとして霧雨が之に該当するものと思われるが、霧雨の荷電量が小さいために今回使用したエレクトロメーターでは測定出来なかつたので霧雨のときの電位傾度の記録だけをここに示しておく。第13図がその1例であるが平均電位傾度は晴天時の約1/2以下で静かな降雪の場合とは全く正反対に電位傾度は負に増加する傾向がある。次に第14図は台風21号の接近による定常的降雨によるもので第10図の定常的降雪のA及びCの部分に対応するものとして取上げてみた。第10図のAの部分では降雪強度が徐々に



第13図 霧雨

Fig. 13. Drizzle.

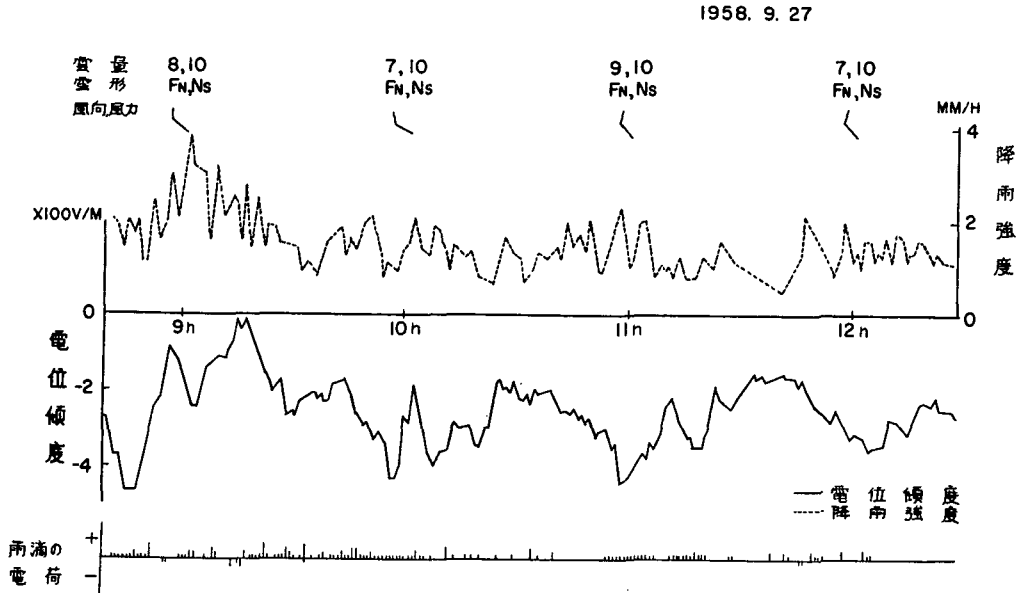


第14図 定常的降雨 (1958. 9. 19)

Fig. 14. Steady rainfall. (18. Sep 1958)

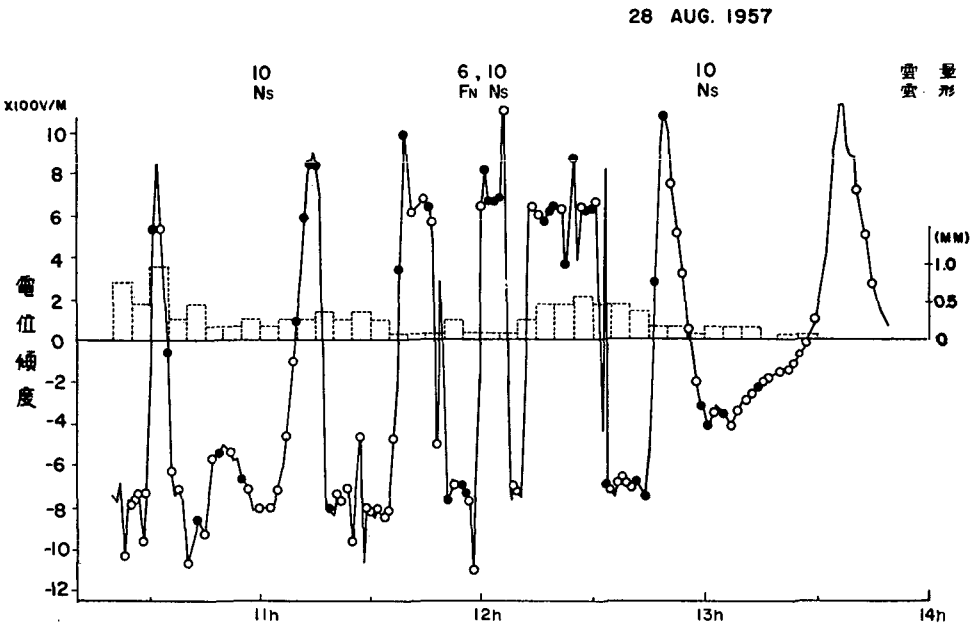
増すにつれて電位傾度は正に徐々に増加し、Cの部分では降雪強度が徐々に減少するにつれて電位傾度も徐々に減少し、降雪強度と電位傾度との間に第1近似として比例的関係がみつめられたのであるが、第14図の場合は降雨強度が1時間位のなめらかな週期的変化をなし、電位傾度も全く之に順応してきれいな鏡像関係を示し、やはり第1近似として電位傾度と降雨強度との間に比例的関係はみつめられるが比例常数は常に同じではない。第15図も定常的降雨の

例で、降雨強度の外に降雨電荷も測定し、図中の一番下に示した。即ち零線を堺にして上に引いた棒線は正電荷を示し、下に引いたものは負電荷を示し、長短は相対的な大きさを表わして



第15図 定常的降雨

Fig. 15. Steady rainfall.

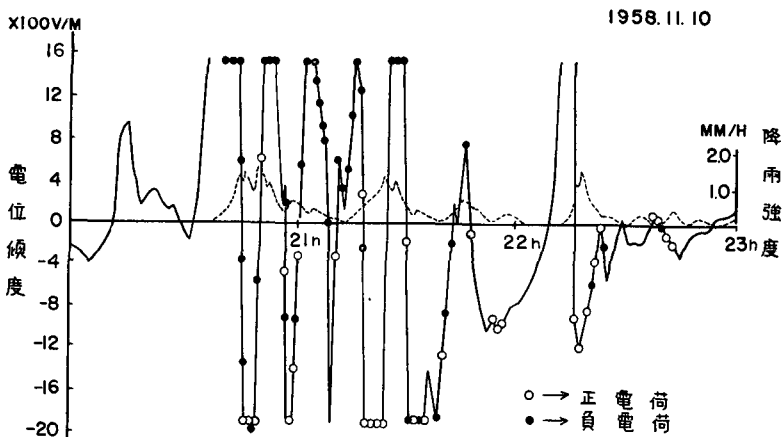


第16図 非定常的な連続降雨

Fig. 16. Continuous rainfall.

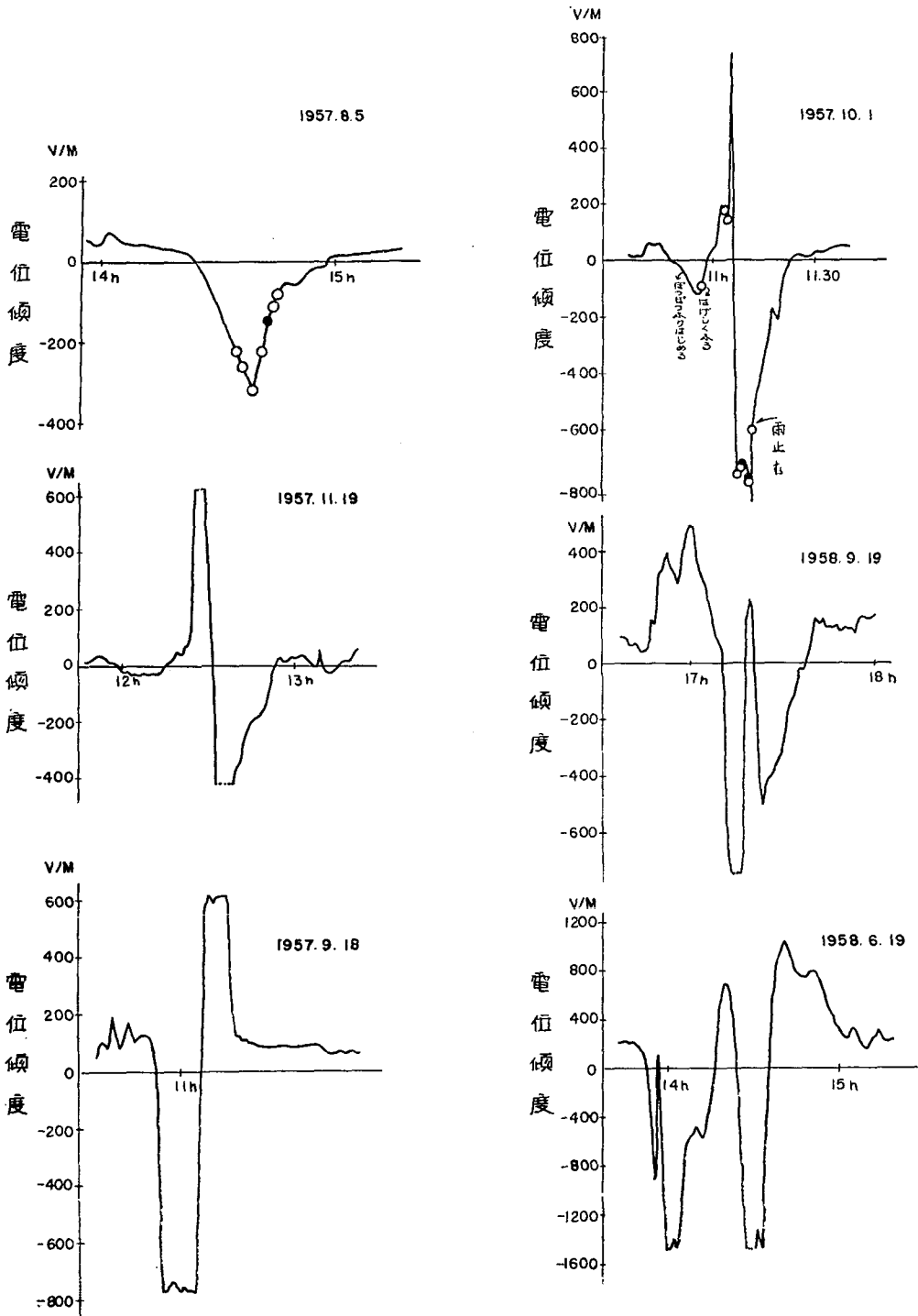
いる。1回毎の平均電荷は 5×10^{-4} esu (最大 5×10^{-3} esu) であるから1個当り 2×10^{-4} esu 程度と思われるが荷電量については別の報告で詳しく述べる予定である。降雪の場合と異なる大きな点は、電位傾度が負で降雨の電荷が正が圧倒的に多く、逆相関が明らかにみとめられることは同様であるが、符号に関して全く正反対になっている。ここに乱層雲からの降雨及び降雪の帯電機構を考える一つの糸口が存在すると考えられる。一般に積乱雲からの降雨及び降雪以外、雨は正電荷を運び易く雪片は負電荷を運び易い^⑧。第16図は乱層雲からの連続降雨による wave pattern で、此の場合もやはり電位傾度と降雨電荷の符号の逆相関がほぼ成立しているが13時以後は少しみだれている。

図中に点線で示した矩形の棒グラフは、矩形の横の幅の時間(5分)内に降った降雨量を矩形の高さで示したもので、札幌管区気象台の記録から求めたものである。観測点から南西方向に約1.8 km 離れているけれども層雲から発達した乱層雲であるのでさほどの相違はないと思われるので参照してみた。これによると10時30分、11時50分、12時30分頃では降雨強度はその前後に比較して強く、特に10時30分、11時50分頃だけが集中的に降ったためと思われる、降雨強度が急増している。しかも此の時刻には降雪時と同様に電位傾度の急激な変化を伴っている。従って一般に降雨降雪何れの場合でも降水強度に大きな急増がある時は電位傾度の急激な変化が生じ、変化の方向はその時刻の降水物体の荷電符号と一致する^⑧。第17図は積乱雲からの驟雨によって生じたやや不規則な変化の wave pattern であるが、正電場では殆んど逆相関は成立しているが負電場では少々乱れている。第18図は単独積乱雲からの驟雨による電位傾度の変化の型を分類したもので第12図の驟雪の例に対応させて整理した結果、第12図のA₁に相当するものが観測されていない。即ち雨滴の電荷が負で電位傾度が正の状態が単独では発生しにくい様である。他は降雪の場合と全く同じ型が得られており、良く発達した積



第17図 積乱雲からの驟雨に伴う wave pattern

Fig. 17. Wave pattern caused by rainfall from some C_b clouds passing over head.



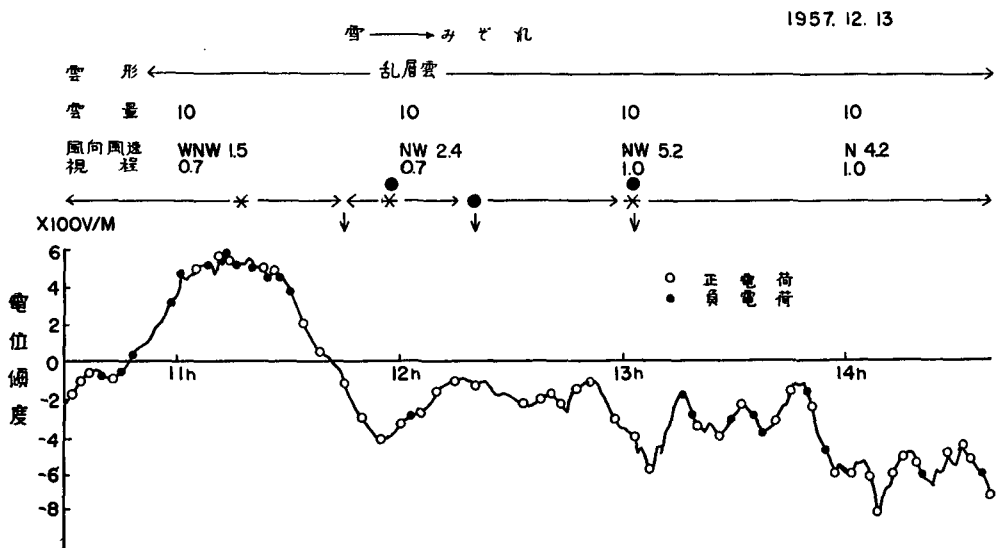
第18図 単独積乱雲からの驟雨に伴う電位傾度の擾乱の型

Fig. 18. Typical pattern of potential gradient caused by rainfall from single C_b cloud.

乱雲に関する限り、電荷分離機構は夏でも冬でも全く同じものと考えられ、この主電荷分離は主として 0°C 以下で行なわれると推定される^⑩。

II. 6. みぞれに伴う電位傾度の変化

秋から冬、冬から春へのシーズンの変わり目にはみぞれがしばしば降るが、第19図がその1例である。図に於いて11時40分頃に電位傾度は正から負に変わり、負の雪片から正のみぞれに変っている。しかし猶30%前後の負の電荷が混合しているので濾紙の痕跡に注意してみると、小粒で丸く数多い痕跡を示す時は正電荷、痕跡が不規則で大きく雪片の痕跡と判断されるものは負電荷を持っていた。即ち雪片の形態を保っているものはそのまま負の電荷を保持し、小雪片は融解して雨滴となって正に帯電した様な傾向が見られ、この場合は Dinger and Gum^⑨の融解説が第1近似として適用されて良いのではないかと考えられ、一般の乱層雲からの降雨も **warm rain** でない限り一度此の過程を経なければならないので考慮すべき機構と考えられる。



第19図 み ぞ れ

Fig. 19. Sleet.

III. 定常的降雨による乱層雲の帯電機構

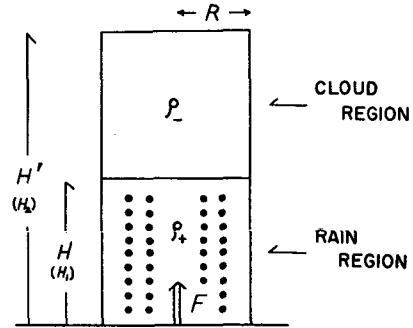
III. 1. 理 論

降雨の場合でも II. 4. の降雪の場合に得られた一般的結果のうち ①, ④, ⑦ と同様の事が確認されているので Wilson の説を全面的に第1近似として受け入れることは依然として困難である。ところが第14図に示した様に電位傾度と降雨強度との間に鏡像関係がしばしば見られるので当然次の様な事が考えられそうである。即ち雨滴の帯電機構には一応立入らないこと

にして、雨滴は先ず雲の中で何らかの機構で帯電し、落下によって雲の中から或符号の電荷を運ぶために、降雨によつて運び去られた正味の電荷と逆符号の電荷が雲の中に蓄積されるために問題の逆相関が生ずるものと考えられる。但しここで述べた雲の定義であるが、之は雨滴の帯電が行なわれる空間のすべてを意味しており、場合によつては地上附近まで含まれても何等差支えない。勿論以上の理論は降雪の場合に於いても適用されることである。この様に考えれば、大気中のイオン並びに電場に依存する理論ではどうしても説明出来なかつた第1章で述べたような諸問題は全く解消される事は論をまたない。しかし乍ら次の様な大きな問題が考慮されねばならない。即ち雨滴の帯電が主として雲の中即ち地上から高い所で行なわれるならば、少なくとも雨の降りはじめは雨滴の空間電荷の影響で電位傾度と降雨電荷の符号が同じ状態が適当な時間続かねばならない。しかるに第1章で述べた様に殆んどが逆相関を示した(勿論正相関の例もあるが之は後で示す)。之はたまたま観測点に近づいてから雨を降らせる雲は極稀にしかないと考えれば問題はない。1932年 Banerji¹⁵⁾ は雷雲の雲底附近の負帯電の説明に之とほぼ同じ概念を持っていた様であるが、それ以後はほとんどこの様な考えは省みられていなくなつたようである。之について以下に吟味して見よう。

III. 2. 雨滴の空間電荷の影響を考慮した理論の検討

以上の理論を実際の場合に一步近づけるために著者等¹⁶⁾は次の様なモデルを考えた。即ち観測点に対して有効に影響を与える降雨域及び雲の範囲を第20図の如く半径 Rm の円筒で囲んだ部分で近似し、雲及び降雨域の空間電荷密度を夫々 ρ_- , ρ_+ とし夫々の範囲に一様に分布すると考え次の様な式を導いた。



第20図
Fig. 20.

$$\begin{aligned}
 F &= F_+ + F_- \\
 &= 4\pi\rho_+ (H+R-\sqrt{H^2+R^2}) \\
 &\quad + 4\pi\rho_- (H'-H+\sqrt{H^2+R^2}-\sqrt{H'^2+R^2}) \quad (1)
 \end{aligned}$$

F_+ , F_- は夫々雨滴のもつ正電荷及び雲の中に残された負電荷によって観測点(図の中の太い矢印で示した所)に与える電位傾度である。上式の計算を行なうために実際の測定値に基づいて次の様な可能な仮定を行なつた。

- 雨滴の数の空間密度 (n) $3 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-3}$
- 雨滴の平均直径 1 mm

15) Banerji, S. K., 1932: The electric field of overhead thunder cloud. Phil. Trans., A, 231, pp. 1-27.
 16) Magono, C. and K. Orikasa, 1961: On the surface electric field caused by the space charge of charged raindrops. Jour. Met. Soc. Japan, Ser. II, Vol. 39, No. 1, pp. 1-11.

| | | |
|--------------------------------|-------|---|
| 雨滴の落下速度 (v) | | $4 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ |
| 雨滴 1 ケ当りの電荷 | | $4 \times 10^{-4} \text{ esu}$ |
| 降 雨 強 度 | | $2 \text{ mm} \cdot \text{hour}^{-1}$ |
| 標準状態に於ける雨滴の空間電荷密度 (ρ_s) | | $1.2 \times 10^{-7} \text{ esu} \cdot \text{cm}^{-3}$ |
| 降雨域の半径 (R) | | 500 m |
| 雲 の 半 径 (R) | | 500 m |
| 雲 の 厚 さ | | 1000 m |
| 雲 底 の 高 さ | | 500~1000 m |

又雲の中に残された電荷密度 ρ_- はイオン伝導によって減少すると仮定し, relaxation time を β とすれば

$$d\rho_-/dt = a - \rho_-/\beta \quad (2)$$

$t=0$ で $\rho_- = 0$ とすれば積分の結果

$$\rho_- = a\beta(1 - e^{-t/\beta}) \quad (3)$$

(2), (3)式に於いて t は雨滴が雲から離れた時から経過した時間, a は正電荷を持った雨滴が落下する事によって雲の中の単位体積中に負の電荷が発生する割合である。前述の仮定により

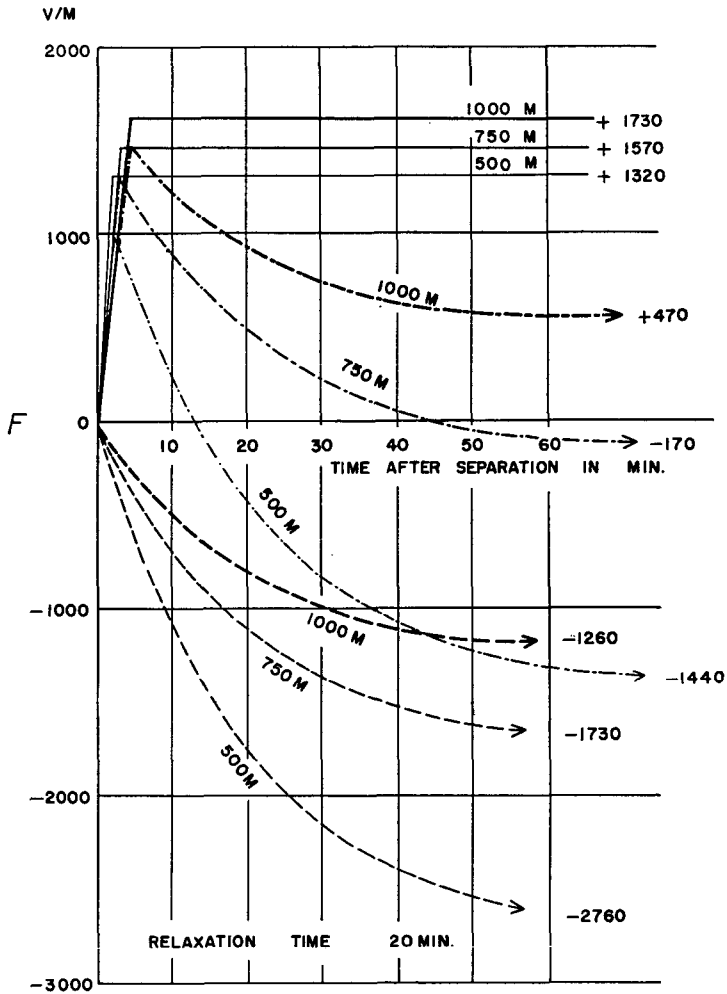
$$a = \pi R^2 \rho_s v / V = 0.24 \rho_s \text{ esu} \cdot \text{min.}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$$

となる。 V は cloud region の体積である。又地上附近に於ける β の値は 5~40 分の範囲内にあると考えられているので, 今 β の値として 10 分及び 20 分の二つの場合について計算すると,

$$\rho_- = 2.4 \cdot \rho_s (1 - e^{-t/10}) \quad (4)$$

$$\rho_- = 4.8 \cdot \rho_s (1 - e^{-t/20}) \quad (5)$$

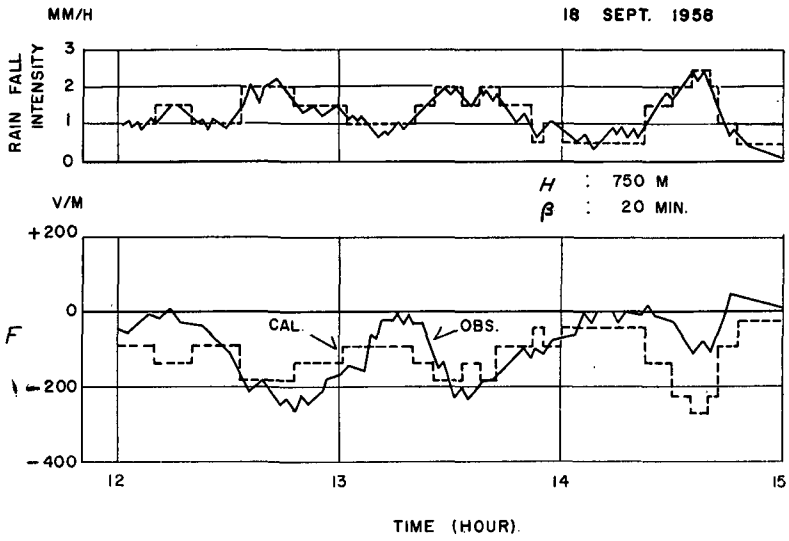
今 $\beta=20 \text{ min}$ の場合の (5) 式を (1) 式に代入し, 雲底の高さをパラメーターとして雨滴が雲を離れはじめてからの観測点に於ける電位傾度の変化の様を計算した結果が第 21 図である。但し降雨域の電荷密度は最初の雨滴が地面に到達するまでは一様ではないが, 之を一様と考えて計算した。実線で表わしたのが雨滴の空間電荷による電位傾度の変化であるが, 之ははじめ雨滴が地面に到達するまでは直線的に増加し, 地面に到達すると同時に一定となる。雲の中に発生した空間電荷による電位傾度の変化は破線で示した様に指数函数的に負に増加する。之を合成した実際の正味の電位傾度は鎖線で示した様になり, 雲の高さは 1000, 750, 500 m の 3 つの場合について示した。図から明らかな様に雨滴の空間電荷の影響はかなり大きなものになる。又雲底が低ければ低い程早く負の電位傾度に突り第 1 章で述べた様な逆相関の状態となる。しかし雲底が 1000 m の高さにある場合は最早や電位傾度は負になり得ず逆相関は見られなくなる。乱層雲の場合は雲底が 1000 m 以下である事は間違いないから此れは問題にならない。今仮りに $H=750 \text{ m}$, $\beta=20 \text{ min}$ と仮定して第 14 図の定常的降雨に適用してみたのが第



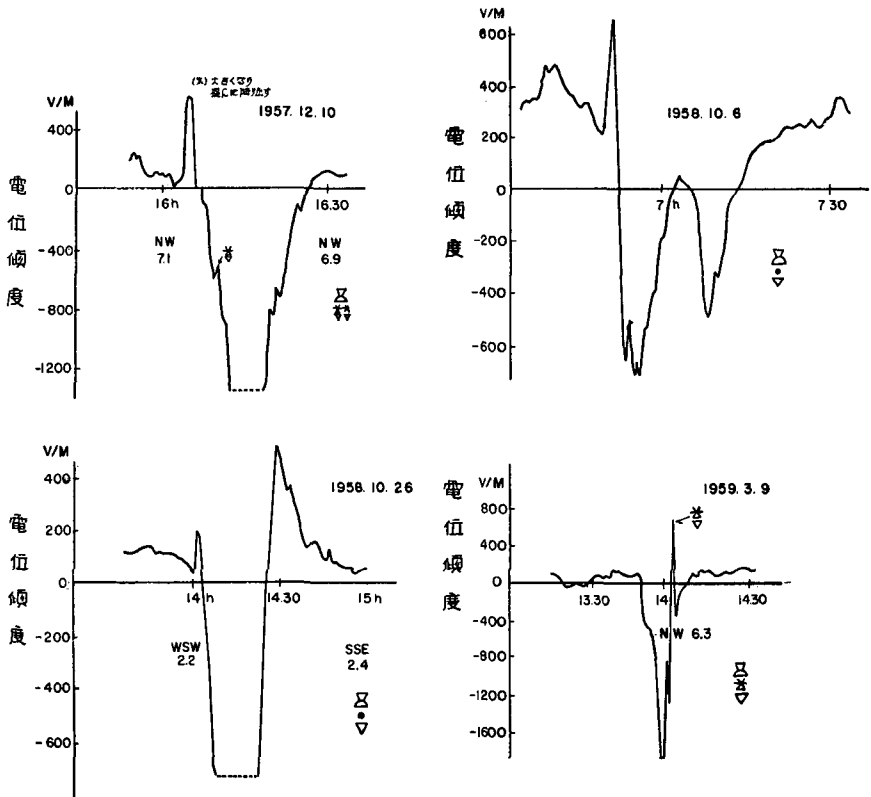
第 21 図

Fig. 21.

22 図である。図中の上に示したのは降雨強度曲線(実線)が破線で示した様な一定の降雨強度を持ったいくつもの定常的な降雨域の通過によって生じた事を表わし、下の図は此の様な定常的な降雨域によって与えられる定常状態に達した電位傾度(破線)と実際の電位傾度(実線)とを比較したものである。雲底が 750 m と云うのは少々高すぎるかも知れないが、かりに 500 m としても雨滴の空間電荷の影響が 1000 V/m 程度もあるにかかわらず最大 200 V/m (平均すれば 50 V/m) 程度の誤差範囲で一致しているので、本章で述べた降水の荷電輸送による乱層雲の帯電機構は相当確実性を持っているものと考えられ、更に別の観点から之を確かめる必要があると思う。之については更に第 4 章に於いて述べる。



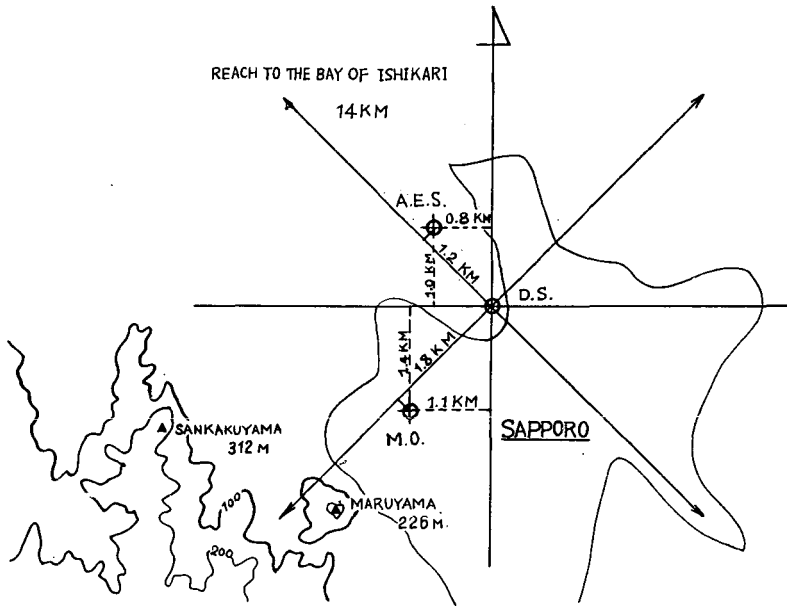
第 22 図
Fig. 22.



第 23 図
Fig. 23.

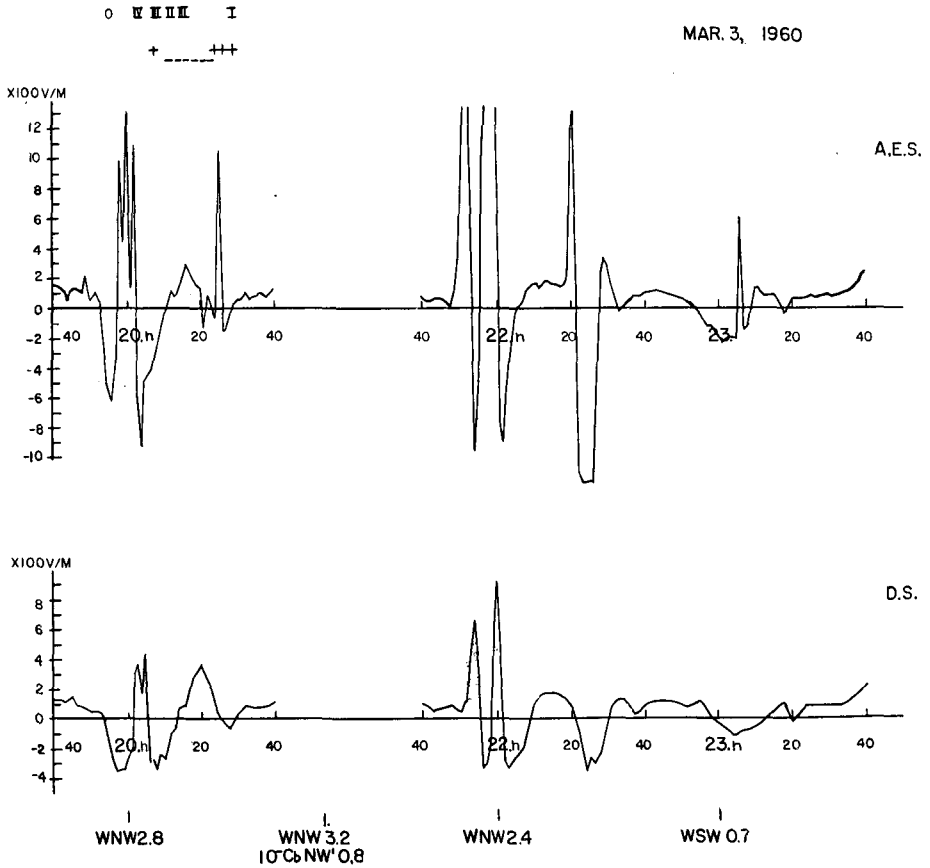
IV. 集中的な強い降水に伴う急激な電位傾度の変化

第3章で述べた様な空間電荷の影響は直接目に訴えるものではないので、直接認められる様な現象がないか調べた結果、II.5.で述べた一般的結果⑨が之に該当すると思われる。即ち積乱雲からの強い驟雪、驟雨などに伴う尖鋭な電位傾度の変化がそれである。第23図はその一例であるが、第12図の単独積乱雲からの驟雪に於いても之と全く同じ現象がすでに認められており、しかもこんな時には必ず集中的な強い降雪又はアラレを伴っているので、之は集中的に落下する雪片やアラレのもつ空間電荷によるものであることは殆んど間違いないであろう。もしこの予想が当たっているとすれば、活潑な積乱雲の通過線上の或適当な距離をへだてた2つの観測点で、一方の観測点では降水強度が比較的強くて電位傾度の変化も大きく、他の観測点では降水強度が比較的弱くて電位傾度の変化も比較的小さいと云う様な結果が得られる筈である。そこで第24図に示した様に、今までの観測点 (D.S.) の北西約1.2 km 離れた道立農業試



第 24 図
Fig. 24.

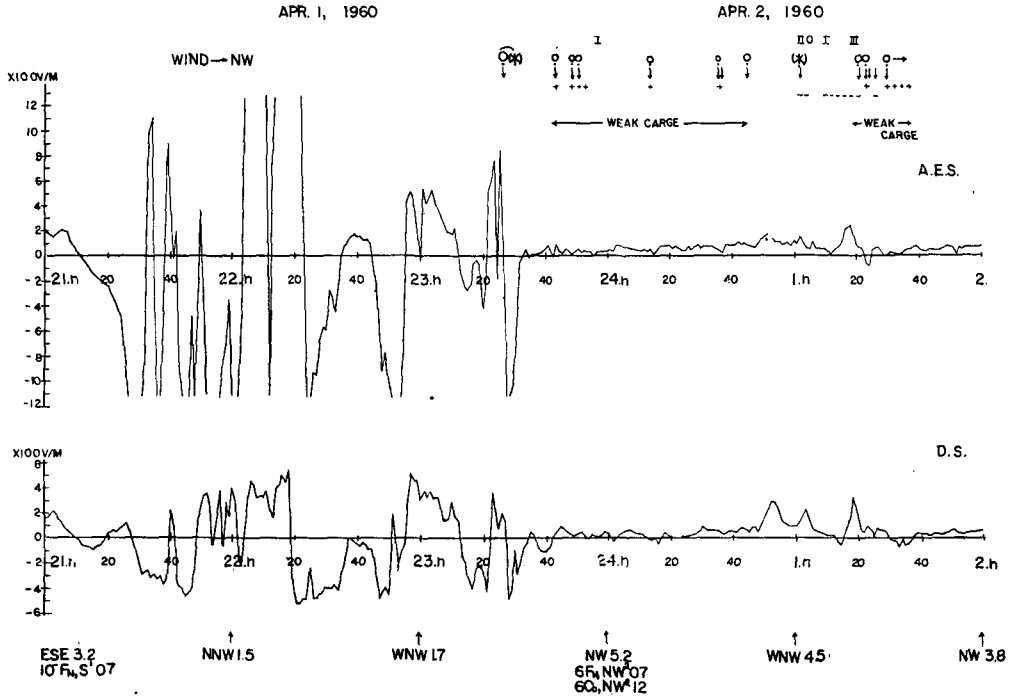
験場 (A.E.S.) の露場に更に観測点を設け、はじめに両地点の電位傾度の記録だけを記録してみたのが第25図である。図の上の記録は農場 (A.E.S.) で下に示したのが理学部 (D.S.) である。図の最上欄に 0, I……IV と記したのは降雪強度を5段階に分けて目視観測を行なったもので、0はちらちら降っていると云うだけで雨量計では計れない。Iはやっと雪量計で計れる程度で0.1 mm/hour程度、Vは3~5 mm/hour又はそれ以上の強さに相当する。図の下には地



第 25 図

Fig. 25.

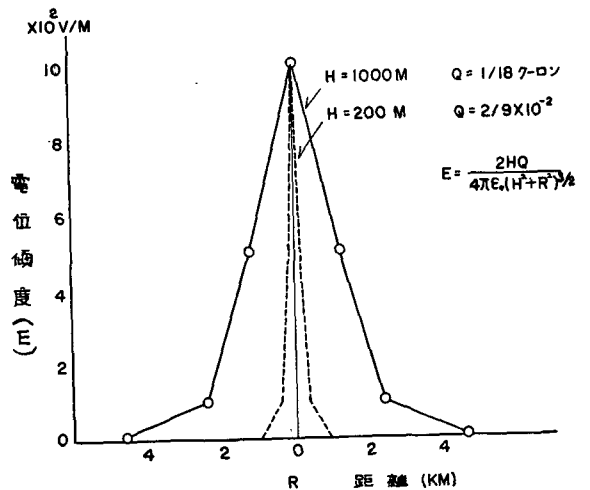
上の主風向及び雲の移動方向及び速さなどの札幌气象台の記録を記入した。地上の主風向は特に地形の影響などもあって高い上空の主風向は勿論雲の移動方向と一致しないけれども凡その目安のために記入した。勿論目視観測では第 25 図の記録をもたらした積乱雲の中心はほぼ上述の 2 地点を結んだ線上を農場から理学部の方向に通過している。以後述べる例は皆之に準ずる。第 25 図に於いて、農場では 20 時 25 分頃は正の雪が降って非常に尖鋭な電場のピークが発生しているが理学部では発生しておらず、同様のことが 22 時 20 分、23 時 06 分頃に発生している。従ってこのような電位傾度の急変は予想外に局所的な現象である事が判明した。第 26 図の 13 時から 13 時 02 分まで約 2 分間強いアラレを伴い、強い電位傾度のピークが発生した。アラレの電荷は正で 1×10^{-1} esu と云う大きな値を持っており、アラレの空間電荷の影響であることはほぼ確実である。理学部でこんなピークが全く現われていないのは、アラレの継続時間がわづか 2 分前後であるから、農場でふりはじめて理学部の上空に達するまでに降り終わったものらしい。理学部の南西約 1.8 km の札幌气象台 (M.O.) では勿論このアラレは観測されていない。第 27 図の 23 時 26 分頃にも正電荷を持ったアラレと雪片の集中的落下によって非常



第 27 図

Fig. 27.

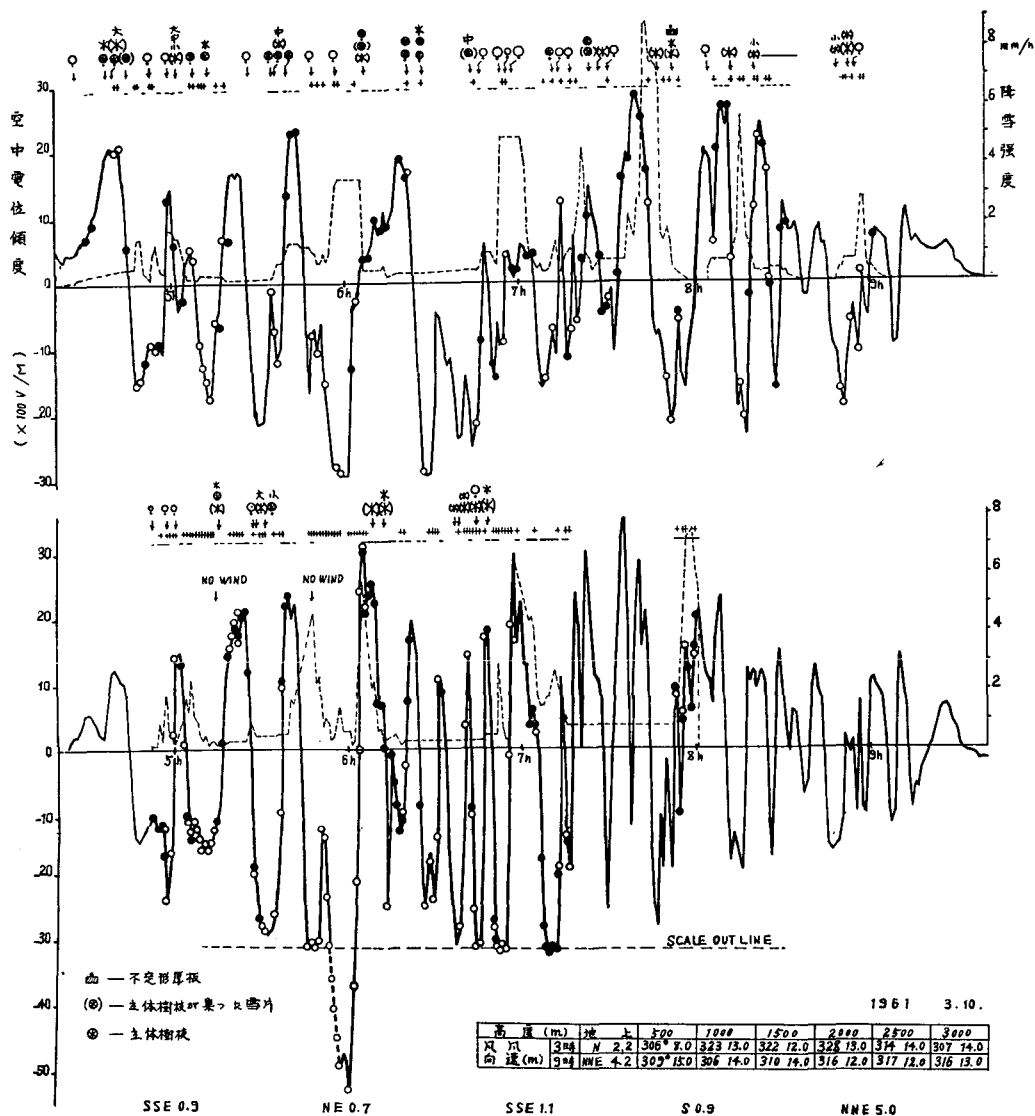
る様に調整してあるので、 $R=4.6\text{ km}$ の上空に点電荷が近づいた時から電位傾度が増加しはじめると考えて良い。今この点電荷が水平方向に観測点に向って 10 m/sec の早さで進んで来たと仮定すると、増加しはじめてから最大電位傾度 1000 V/m を与えるまでの時間は $7\text{ 分 } 40\text{ 秒}$ であるから到底 2 分 で終るピークの説明は出来ない。第 28 図に実線で之を示した。又点電荷 Q が観測点の真上から落下した場合には、観測点に対して 10 V/m の電位傾度を与えてから 1000 V/m の最大電場を与えるまでの時間は、アラレの場合には落下速度を 1.6 m/sec とすると 19 分 もかかるので増々具合が悪く、雪片ならば更に落下速度が小さいから増々だめ



第 28 図

Fig. 28.

である。雨の場合でも落下速度が 5 m/sec 前後であるから 6 分以上かかるので之も具合が悪い。下降気流を考慮してもまだ足りないと思われるが、之については更めて調査を進める必要があると思う。そこで今点電荷 Q が高さ 200 m の上空を 10 m/sec の速さで水平に移動する場合を考えると、 $Q=2/9 \times 10^{-2}$ クーロントすれば、 $R=906$ m の上空に到達したときに電位傾度を増加しはじめ、1 分 30 秒で最大電位傾度 1000 V/m を与える。第 28 図に破線で示したのが之で、之ならばほぼ説明出来る。以上の議論はすべて点電荷について行なったものであるから、出来るだけ之に近い状態のものでなければならない。従って此の様な電位傾度のピークを与える原



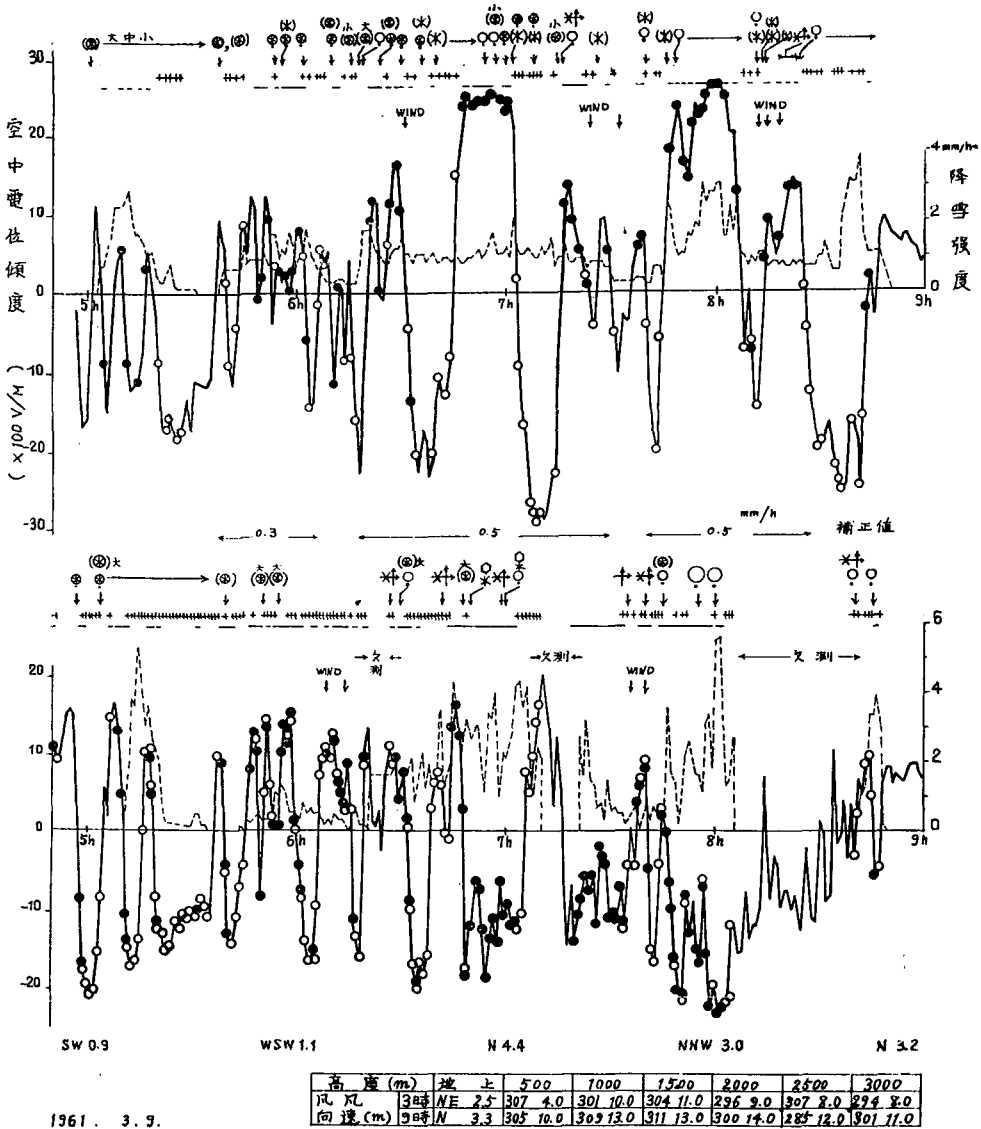
第 29 図

Fig. 29.

因となるものは、比較的小さな空間的広がりを持ち、大きな空間電荷密度を持ったものが低い所を水平方向に大きな速度を持って移動し乍ら落下する事によるものと考えられる。之に近い現象は寒冷前線に伴って早い速度で移動して来る積乱雲からの驟雪(特にアラレ)及び驟雨にほぼ限られるわけで、本論文に示した例は第16図の乱層雲からの連続降雨による **wave pattern** のときに現われたもの以外は全部寒冷前線に伴った積乱雲からの降水によるものである。第29図の上に示した農場の記録に於いて4時59分、5時58分、7時19分、7時31分、7時37分のアラレを採集した結果、7時19分の場合が最も空間密度が大きく、しかも此の時だけ電位傾度のピークが発生している。此の外にも10回程他の例でアラレの測定を行なったが、何れもピークが出ておらず、しかも何れも第29図の7時19分の場合よりもはるかに空間密度が小さかった。同時に荷電量も測定出来るだけ測定し空間電荷密度を大ざっぱに当てみると半数以上が数千ボルト以上のピークが現われても良い位の電荷密度をもっているにもかかわらず認められなかったのは、丁度うまく最大電位傾度を与える状態が観測点の位置で起る事がいかにむずかしいかと云うことを暗示しており、之からも非常に狭い範囲に起る局部的現象であることが推定出来る。

V. 2点観測による冬期積乱雲の帯電状態の変化及び その他の現象の推移についての検討

第4章では2つの観測点の中の1点だけに観測者が付いていて電位傾度、降雪の電荷、降雪強度、降雪の種類を同時測定を行なったのであるが、之では2点観測の本来の目的は達成出来ない。本章では両方の観測所に観測者が配置されて上述の4要素を同時に観測した結果について述べる。第30図はその1例であるが、少し図の説明をしておく。第4章と同様に上部に農場の結果、下部に理学部の結果を示した。実線は電位傾度、破線は降雪強度を示している。農場の結果の下に示した補正值と云うのは、雪量計の捕捉率が悪いので目視観測によって補正した値で、矢印で示した範囲内の降雪強度は示した数値丈の補正を施した事を意味している。理学部の方はそれが出来なかったので生の値をそのまま記入した。雪の結晶形の記号の下に+-と記したのは降雪の荷電符号である。WINDと記した所は風が強かった事を示す。欠測と記したのは矢印の部分だけ電位傾度以外の3要素の測定を一時中止した事を示す。一番下に示したのは札幌气象台のゾンデによる地上から高度3000mまでの風向風速の測定値で、その上に同气象台に於ける地上の風向風速を示しておいた。第30図の結果は連続的にいくつもの積乱雲が通過したために得られたもので特に注目すべき点は、6時40分頃から8時頃に至るまで農場の方は電位傾度と降雪の荷電符号の間に非常に明瞭な逆相関が成立しているにもかかわらず、理学部では之とは反対に正相関を示している。つまり両地点とも同じ負の降雪であるにもかかわらず電位傾度の符号が正反対になっている。降雪強度に注意してみると、農場の方は補正值を加えたにもかかわらず理学部よりも弱く1/2以下である。此の積乱雲はやはり農場



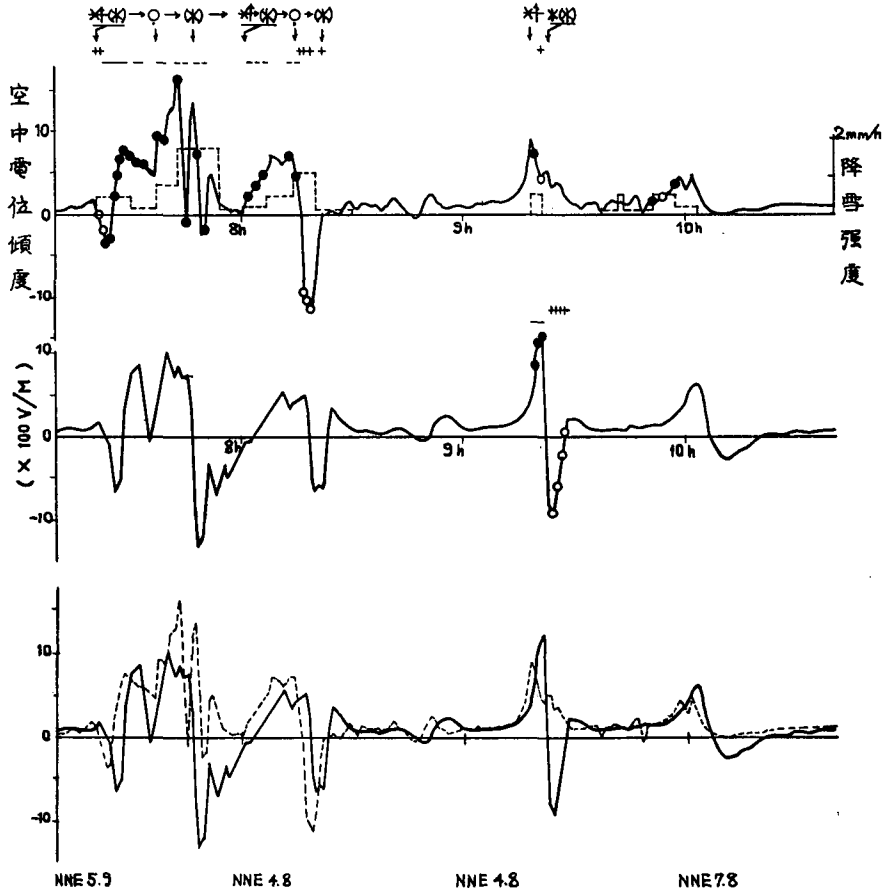
第 30 図

Fig. 30.

から理学部に向って移動しているのであるから、農場ではほぼ定常的な降雪に近かったのが理学部の上空に来て急に降雪強度を増したために降雪の空間電荷の急増で正相関となったものと考えられ、第3章に於いて予言した事がこの例によって明確に実証されたと言えるであろう。

次に第31図は単独積乱雲の通過に於ける結果を示したもので、一番上に農場、二番目に理学部の結果を示し、三番目は参考のため両者の電位傾度の変化を重ねてみたものである。理学部の方は連絡不十分のため、9時15分から9時35分にまたがる唯一つの積乱雲だけしか測定出来なかったが、此の唯一つの測定は非常に興味ある結果をもたらした。即ちこの降雪 cell の

前半の部分が農場を通過した時は負の降雪をもたらし、電位傾度は正に増加して最大に達し、後半に移るところで電位傾度は急に半減し弱い正の降雪に変わり電位傾度は徐々に減少した。理学部ではこの cell の前半は正の電位傾度が農場より更に大きくなっているだけで他は皆同じ状態であるが、後半の部分は降雪は依然として正であるが電位傾度は負になっておりすでに逆相関を示している。即ち cell の後半の部分は農場では正相関であったものが理学部に到達するまでに逆相関になっている。これは農場では正の雪が降りはじめたばかりで、空間電荷の影響で正相関をなし、理学部に達するまでに正の降雪が相当量あったために電位傾度が負になって逆相関を示した事になる。第 30 図の場合の理学部に於ける正相関は降雪強度の急増によるものであるに反して、この場合の農場に於ける正相関は降りはじめに起る正相関である事を明瞭に示している。しかもこの例は明らかに正の降雪がはじまった後に電位傾度が負になった事を示



NNE 5.9 NNE 4.8 NNE 4.8 NNE 7.8

1961 3.3.

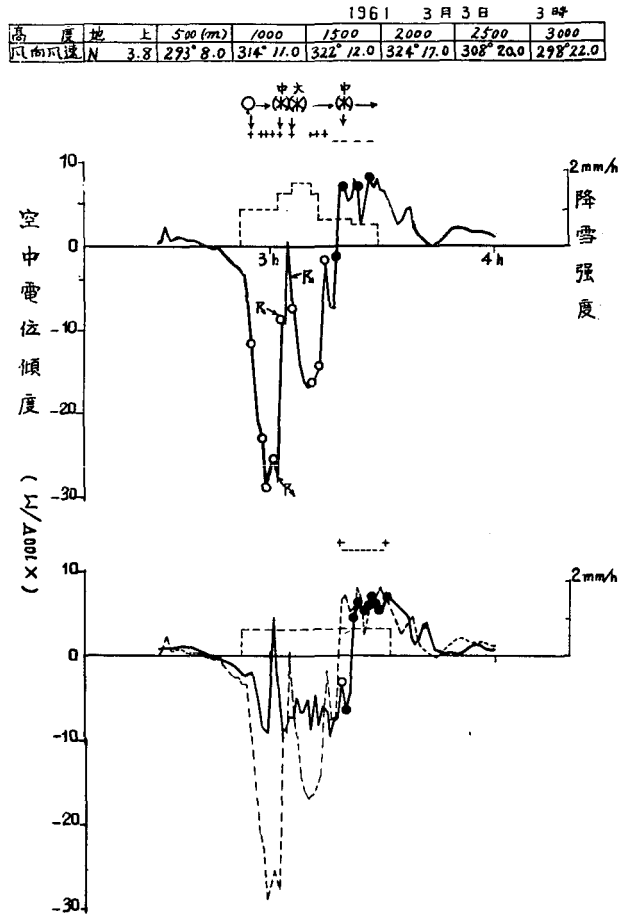
| 高度(m) | 地上 | 500 | 1000 | 1500 | 2000 | 2500 | 3000 |
|-------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 風速 | 9時 N 3.8 | 2.93 8.0 | 3.14 11.0 | 3.22 12.0 | 3.24 17.0 | 3.08 20.0 | 2.98 22.0 |
| 向 | 9時 NNE 4.7 | 3.48 13.0 | 3.27 13.0 | 3.15 12.0 | 3.22 13.0 | 3.34 17.0 | 3.54 17.0 |

第 31 図

Fig. 31.

しており、第3章で述べた理論の根本概念が正しい事を証明している。猶この研究は降雪又は降雨強度を正確にとらえる必要があるので今後更に驟雨について観測を行なえば面白い結果が得られるであろう。理学部の方では雪の結晶形の記録がないが農場では正の雪が降り始めるまでは負の樹枝の単結晶と樹枝の雪片であったが、正の雪が観測された時のロシを調べると小さなアラレ状の雪と判断されたので理学部で多量に観測された正の雪も多分アラレ状の雪と思われる。この単独積乱雲は目視観測では勿論2つの観測点を結んだ線上を通過した事は勿論であるがゾンデによる500~1000 mの上空の風向は此の例が最も良く2つの観測点を結んだ方向と一致している。両地点の電位傾度の記録を重ねてみると各々の降雪 cell によって与えられた電位傾度の擾乱の継続時間はほぼ同じであって、平均3分前後の位相差が認められ、この降雪 cell の移動速度は7 m/sec 程度である。従って最初の正の雪が降り出してからわづか3分位の間に電位傾度が負に変わった事を示しており、第3章の理論から雲底が500 m以下と推定され、冬期積乱雲の電荷分離過程は雪片

やアラレの落下中にも行なわれると考えられる。之は大小の雪片或いはアラレなどの相互の衝突による摩擦電気の発生に依る所が大きいのではないかと考えられる。次にもう一つ注目しておかねばならないことがある。即ち第31図に於いて明らかな様に、7時20分から8時、8時から8時30分、9時10分から9時35分、9時37分から10時20分までの4個の単独積乱雲の中で、第2番目の8時~8時30分に通過したものを除いて全部が、農場ではII.4.の第12図に示したA₁型の状態であり、理学部に到達した時にはC₁型に変っている。従って第1章で分類したA₁型は積乱雲の発達の過程で現われる一時的なものである事が判明した。まだはっきりしないのはC₁とD₁型の区別である。弱い正電場を与える部分の位置が

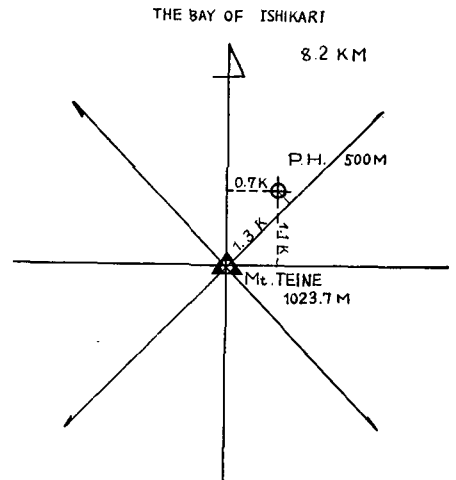


第32図
Fig. 32.

active center の風上になったり風下になったりすることなので、積乱雲の中の気流の状態にも関係すると思うが、電荷分離機構を考える上に考慮すべき問題であると思う。第 32 図はこの日の 3 時に発生した雷雲であるが D₁ 型を示し active center の風上に正電荷の部分が出来ている。正電場は両地点とも全く同じ強さに観測されているにもかかわらず、負電場は理学部では半分以下に減少している。従って正電荷の部分は負電荷の部分より安定であり、与える電場が弱いことから考えて比較的高いところに位置しているのかも知れない。もし之が当たっているとすればこの正電荷は比較的軽い物質で構成されていることも予想される。又雷鳴を伴った時刻には電位傾度が正に急激に増加しておりしかも強い正のアラレ又は大雪片が降っているので、放電を伴う程の帯電が行なわれるためにはアラレや雪片の集中的な落下に依って短い時間で多量の電氣量が運ばれる事が必要である事を暗示しているものと思われる。

VI. 冬期の手稲山頂での 2 点観測

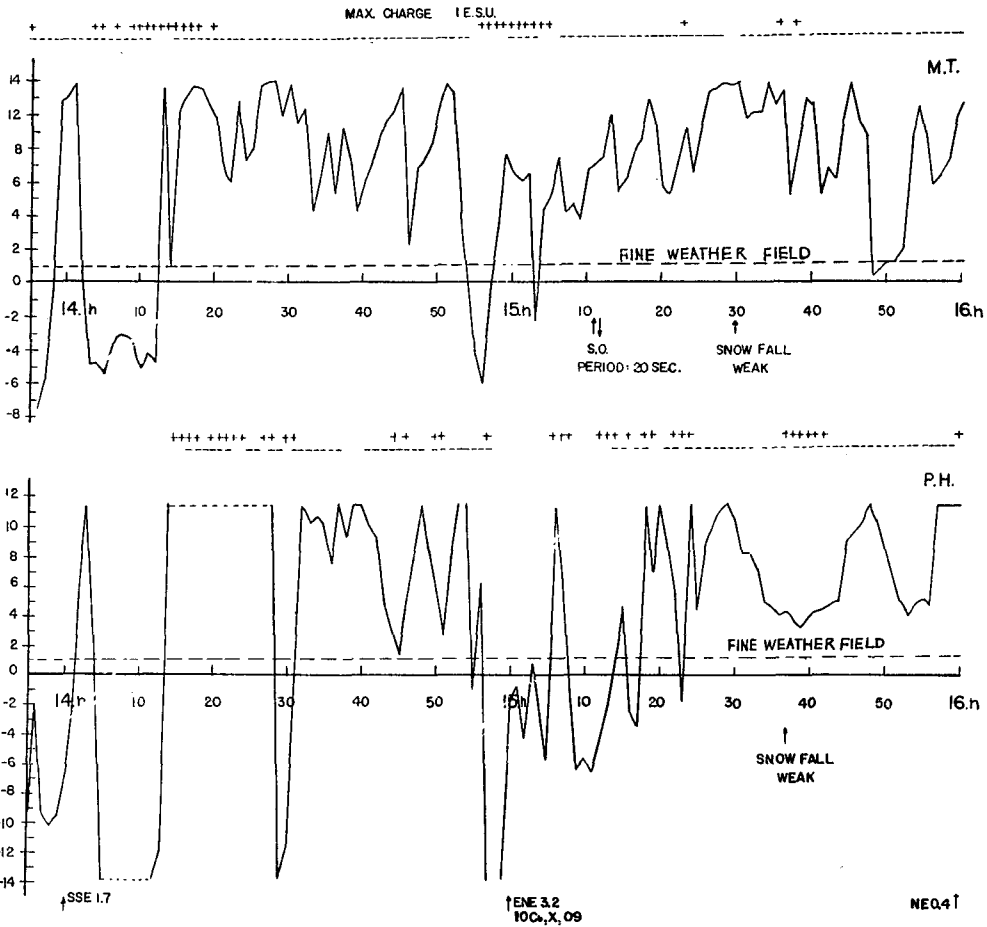
今までは平地に於ける観測だけで種々議論を進めて来たのであるが、一步進めて高度差に依る相異点があるかないかを調べることは興味ある事である。以下簡単に 1960 年 1 月に手稲山頂及びその下のパラダイスヒュッテの 2 地点で行なった結果を述べよう。第 33 図に示した手稲山は海拔 1023.7 m でこの山頂に観測点を一つ設け、その北東約 1.3 km、海拔 500 m のパラダイスヒュッテにも一つの観測点を設け空中電位傾度と降雪の電荷の同時測定を行なった。第 34 図はその一例で積乱雲からの強い驟雪を伴ったものである。図の上に示したのが手稲山頂(M.T.)で下に示したのがパラダイスヒュッテの記録である。縦軸が晴天の



第 33 図
Fig. 33.

電位傾度を 1 とした電位傾度の値で、破線で示したのが晴天の電位傾度であるがこの絶対値は平面更正を行なう事が出来なかつたので不明である。図の上に示した +, - の記号は降雪の荷電符号である。図から電位傾度と降雪の荷電符号との逆相関はほぼ成立し、両者共平地の結果とはあまり変りはなく、正電荷が多く観測されると電位傾度が減少する傾向も顕著に現われている。次に第 35 図に於いて山頂の正の電場はパラダイスの正電場の約 2 倍以上、逆に負電場はパラダイスの方が 2 倍以上大きく観測されている。この積乱雲の帯電状態が両地点の上空附近を通過する間にあまり変らなかつたとすれば、明らかに正電荷は高いところに、負電荷はかなり低いところを通過したと考えられる。之は単独積乱雲であるから、第 32 図の雷雲の場合の様に負電場が非常に変化する易いので疑問は残るが少なくとも正電場の相違は明瞭に現われ

JAN. 29, 1960

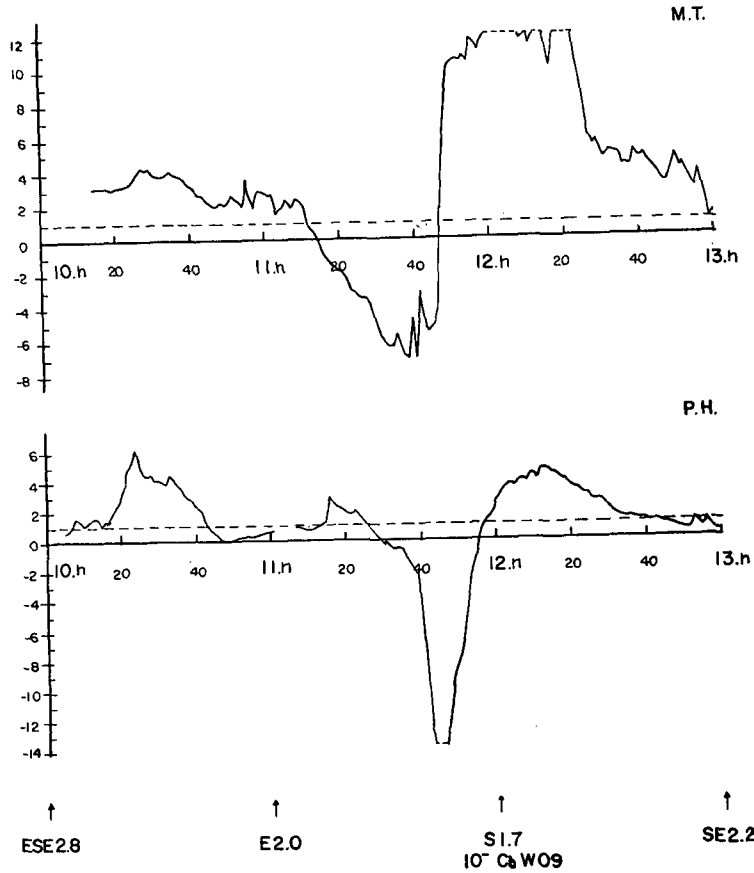


第34図 手稲山に於ける2点観測

Fig. 34. Tow points observation at the Mt. Teine.

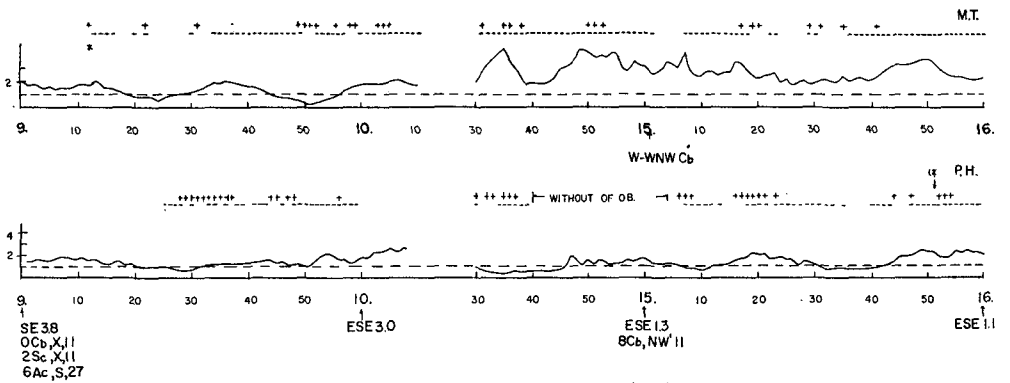
ていると思われる。従って積乱雲の正に帯電した部分は軽い物質で構成され負に帯電した部分よりも高い所にある事は確かと思われる。又第36図は積乱雲からの弱い降雪を伴った場合で電位傾度は正で降雪の電荷は負が圧倒的に多く、全く平地に於ける結果と変わらない。しかも此の例ではしばしば正の降雪が観測されているが、その様なときには電位傾度が減少する傾向が明瞭に示されており、晴天の電位傾度を堺にして wave pattern を形成しているのも面白い(山頂9時から10時の間)。以上海拔1000mの山頂と平地の結果に目立った相違が発見されなかったことから、雪は主としてそれ自身が生成される所で帯電すると解釈することも出来るし、もう一つ生成から地面に到達するまでの空間が帯電の過程に含まれると云ふ解釈の仕方があると考えられ、之についてはいくらここで議論しても結論は得られないので更に今後の研究がまたれる事である。強いて述べれば第3章の理論からは後者に軍配が上りそうである。

JAN. 29, 1960



第35図 手稲山に於ける2点観測
 Fig. 35. Tow points observation at the Mt. Teine.

JAN 27, 1960

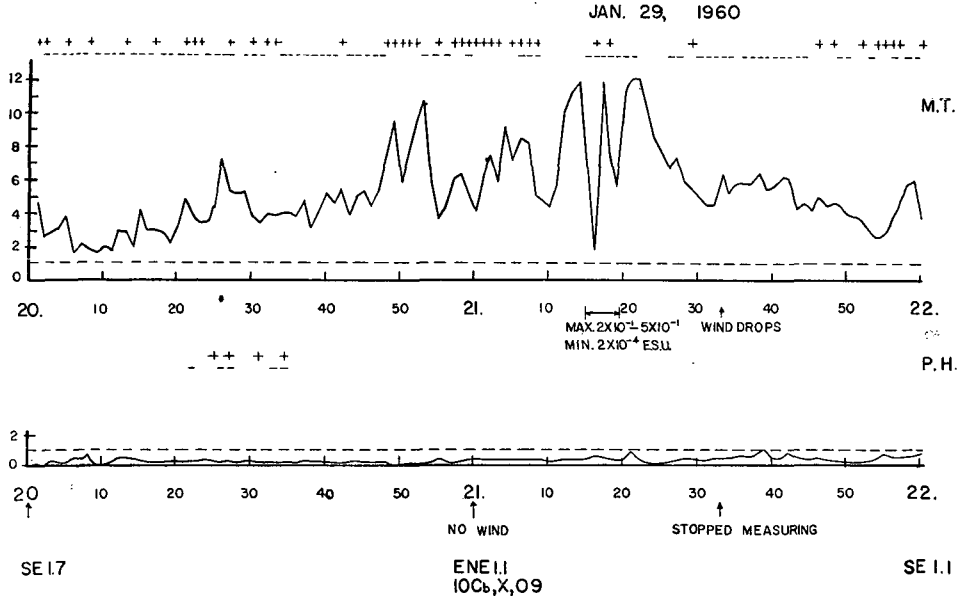


第36図 手稲山に於ける2点観測
 Fig. 36. Tow points observation at the Mt. Teine.

VII. 冬期積乱雲の帯電機構に関する一つの提案

雷雲の帯電機構については多くの研究者によってしばしば論ぜられているが、冬期積乱雲だけにしぼって論ぜられた例は殆んど見当たらない。それで今までの観測事実だけをもとにした一つのモデルを考えて見る事にする。先ず第1に夏冬を通じて積乱雲が最も強い電荷分離を行なうことは明らかであるが、この積乱雲の中でもあまり活潑でないものは普通の層雲からの降雪に伴う現象と全く変らない。従って普通の層雲や乱層雲より異常な強い帯電が行なわれるためには、強い上昇気流を持ち強い降雪を伴うものでなければならない。既存するイオンや電場に依存する理論以外にこの特別な条件を特に必要とする様な電荷分離機構としては Reynolds の氷粒摩擦説、吉田¹⁷⁾の氷の摩擦破壊の実験、Kähler¹⁸⁾の雪片の摩擦実験などがある。この様な氷粒の摩擦機構を支持する様な筆者の観測事実を以下に述べる。

第27図の23時26分頃にはアラレと雪片が混合して強く降っており、1個当り 1×10^{-1} esu 程度の大きな値の電荷を持ったアラレが観測されたが、23時40分以後に正電荷を持った大ききの揃った小粒のアラレだけが単独で shower の様に降る事がしばしばあったが、このアラレの電荷は非常に小さく $+10^{-4}$ esu 以下であり、この様な時はあまり目立つた電位傾度の変化もない。之は雪片とアラレの摩擦が強い帯電には必要である事を示している。第37図はテ



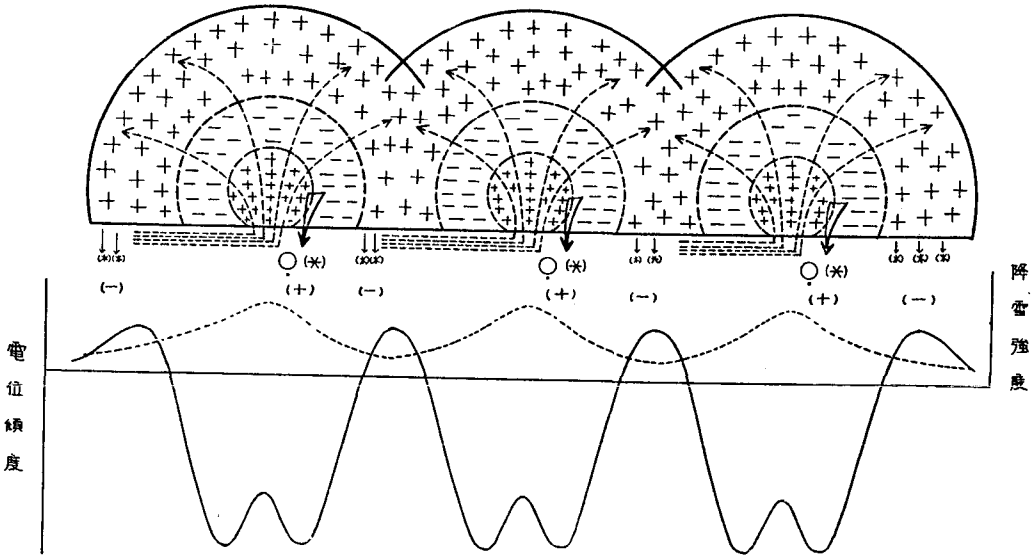
第37図 手稲山に於ける飛雪による正電場
 Fig. 37. Positive field pattern caused by blowing snow at Mt. Teine.

17) 吉田順吾, 1944: 氷の摩擦破壊に依って生ずる電気並びに雷の電気の発生機構. 低温科学, 第1輯, pp. 149~187.
 18) Kähler und Dorno, 1925: Ann. d. Phys., Bd 77, 71S.

イネ山頂に於ける飛雪の観測で、地上の軽い新雪が強風で 50 m 以上も高く舞い上った時に生じた電位傾度の擾乱で、図の見方は第 6 章で述べた通りである。図から明らかな様に山頂だけに起った現象である事は間違いない。電位傾度は正で晴天の時の 12 倍にも達している。落下して来る雪片の電荷は明らかに負が多く一般の降雪時と同様な逆相関を示しており、正電荷が多く観測されると電位傾度が減少する傾向もみられることは非常に興味ある現象と云わねばならない。この現象は単に地上の積雪が舞上って落ちて来ただけであるから、帯電機構を之に当はめるとすれば、今のところ雪片の摩擦及び破壊以外にない。しかも負電荷が多く観測されたのであるから負電荷を持った雪片が多く舞い上ったと考えられるので負の電位傾度を与えそうなものであるが、逆に強い正電場を与えている事から、負電荷を持った雪片よりはるかに軽い正電荷を持ったイオン状のものが空間に残らなければならない。吉田の実験を考慮に入れて之は正のイオンと考えた。即ち大小の積雪片の摩擦によって比較的大きな雪片は正に比較的小さな雪片は負に帯電すると同時に正イオンが発生すると考えた。これを考慮して、もう一度現象をふりかえって見ると、大きな雪片は小さな雪片に比較して舞い上る数が少ないのは当然であるから負の雪が正の雪よりも多く観測されることが説明出来る。又同時に正イオンが発生するので之は最も長時間空中に浮遊しているので正電場を与える事も説明出来る。落下して来る雪片の電荷を調べてみると、1 回毎の電気量を平均してみると負の方が正の 1.5 倍以上になっているので、1 個当りの電荷も多分負の方が大きいであろうから、上述の吉田の実験をもとにした飛雪時の電荷分離の機構のモデルは相当の可能性を持っていると言わねばなるまい。しかし実際にまだ飛雪時のイオンの測定がなされていないので、之を行なって確認しなければならない。次に実際の降雪の 1 個当りの電荷の測定結果を吟味してみよう。第 10 図の **A** の部分では正が 1.25×10^{-4} esu, 負が 2.5×10^{-4} esu で負が正の 2 倍, **B** の部分では正が 1.3×10^{-4} esu, 負が 2.1×10^{-4} esu で負が正の 1.6 倍, 1957 年 12 月 20 日 (雪氷¹⁴⁾ 第 7 図) の単独積乱雲では正が 6×10^{-3} esu, 負が 9.1×10^{-3} esu で負が正の 1.5 倍になっており何れも負電荷が正電荷よりも大きい事を示しており、摩擦の際に同時にイオンを発生する吉田の実験結果を、もう一度普通の雪片について同様の実験を行ない吟味してみる価値が充分にあると思う。この機構がもし実際に行なわれているとするならば第 2 章で述べた一般的な結果の中で、雪片が負に帯電し易いと云うのは上述の機構で説明出来る。次ぎにあげられる事は、第 2 章で述べた様に大雪片が正に、小雪片が負に帯電する傾向がある事は Kähler の雪片の摩擦実験と一致し、雪片が負でアラレが正の電荷をもつ傾向がある事は、符号は一致しないが Reynolds の氷粒の摩擦実験とはほぼ一致する。それはアラレは常に正であるとは限らず負になる場合もあるからである。以上の結果を総合して、冬期積乱雲の主電荷分離機構は雪の摩擦破壊によるものと考えるのが妥当であろう。以上の結果を用いて冬期積乱雲の帯電機構に関する一つのモデルを考えてみよう。

積乱雲の中心部の上昇気流の烈しい所で雪片やアラレなどが衝突した際に、大雪片やアラレなどは正に帯電してほぼその中心附近に集り、小雪片やその他の小粒のものは負に帯電して

上昇気流で更にその上方や外周に運ばれ、更にその外周に正のイオン状の軽いものが吹き上げられて広がることが予想される。この結果、夏期の雷雲についての Simpson の雷雲のモデルとはほぼ同様の電荷分布が得られる。且つ又正の比較的重いものは軽い負の雪よりも早く落下し雲底附近では次第に負電荷が優勢になる。又前述の様に負電荷が正電荷よりも大きいとすれば増々雲底附近の負電荷は優勢となり強い負電場を与えることが予想される。実際の例では一般に正電場よりも負電場が強い事が多いので、之で一つの問題は片附いた。又積乱雲の中心附近でも負の降雪が見られ、正の降雪と明瞭に分離されて降る場合とばらばらに混合して降る場合とがあるが、何れの場合も正の大雪片や正のアラレの量に較べたら遙かに少ないので、之も上述のモデルの予想と一致する。正電荷を運ぶ降雪が大粒のアラレであるならば此の電荷分離は最も効果的に行なわれる事になる。以上の様に考えると積乱雲の両端では電場は比較的弱い正で負の小雪片が多く降り、降雪強度は弱い。又中心附近では常に正の大雪片かアラレが強く集中的に降るので降雪強度が強く、電場は強い負を示すことが想像される。この様な状態の積乱雲が次ぎ次ぎと連続的に通過する場合には第 38 図の上の様なモデルが考えられ、之によって



第 38 図 冬期積乱雲の電荷分離機構についてのモデル (実線……電位傾度 点線……降雪強度)

Fig. 38. The model of charge separation mechanism for C_b cloud in winter.

その下に示した様な結果が得られると予想される。そこで実際にこの結果と一致する例が観測されていれば上述のモデルが生きて来るのであるが、之に最も近いと思われる例をあげると、第 11 図の例が比較的之に近いものと思われる。即ち 11 図をふりかえてみると、負電荷を持った小雪片が比較的弱い正電場で観測され、正電荷を持ったアラレが強い負電場で観測されており、正電場では降雪強度が弱く負電場では圧倒的に強い。しかも此の負の電場は著者が観測

したものの中で最も強かったものに属し、scale outのため不明だが、多分5000 V/mに達しているものと思われる。第29図の2点観測の場合にも正電荷を持ったアラレが強く降った時に-5000 V/m以上の強い電位傾度を示しており、しかも正電場よりも負電場が強い傾向が明瞭に見られた。以上の事から積乱雲の強い帯電にはアラレが必要である事を暗示しており、之はアラレの落下速度が最も早い事から中心附近の正電荷が最も早く持ち去られ、電荷分離が速やかに行なわれるので当然のことと考えられる。その証拠と思われる一つの例を次に述べる。冬期の雷雲について2回程観測されているが、之は札幌では実にめずらしいことでひと冬に1回位しか発生しないもので全く発生しない年の方が多いのである。1958年1月18日及び第32図の1961年3月3日の何れの場合も強いアラレが降りはじめると同時に或いは降っている最中に雷鳴が発生している。

本章のはじめで述べたように上昇気流の弱い不活潑な積乱雲からの降雪は、一般の層雲からの降雪と同じ様な帯電をしている事や負電荷が正電荷よりも優勢だと云う観点から、一般の層雲や乱層雲中の電荷分離機構も本質的には積乱雲と同じものと考えられ、氷片のお互の摩擦に起因しているものと考えられる。即ち氷晶が或程度大きくなると互に衝突して大小の氷晶が夫々正負に帯電し同時に正イオンも発生するならば、この大小の氷晶が結合して次第に雪片として成長するにつれて、正電荷は負電荷より小さいために正電荷をもった氷晶が次第に減少し負の雪片が多くなることが想像される。これが特に効果的に行なわれるためにはこれらの氷晶の集団と発生した正イオンを分離する程度の上昇気流があれば良いのでこの程度の上昇気流なら一般の層雲や乱層雲でも充分に伴う可能性がある。以上の事から一般の層雲や乱層雲からの降雪が負が圧倒的に多い事の説明が氷粒の摩擦理論で説明出来たのであるが、この様にして出来た静電気は、一旦分離した電気が再結合し小さな方が打消されて大きなものが残り、発生したイオンによって持ち去られた分の何%かがこの氷晶の集団に残されて出来たものであるから非常に小さなものであるに違いない。そこで発達した積乱雲からの強い降雪の場合の降雪の電荷と一般の層雲や乱層雲からの降雪の電荷を比較してみると前者の方が後者の10~100倍又はそれ以上大きい場合がある。一般の乱層雲からの降雪では雪片が大きい程負電荷量が大きくなる傾向があるが、之は前述の氷晶の摩擦理論でも説明できる。しかし積乱雲からの強い降雪の場合はもはやこの傾向は陰をひそめるのが通例である。これは一旦成長して大きくなった雪片やアラレなどが特に強く衝突し合って摩擦ばかりでなく破壊も起り、更に強い上昇気流を伴う様なき時は比較的多くさんの氷晶が出来るからお互の衝突のチャンスも大きくなるので帯電量が大きくなる。こんな事が一般の層雲や乱層雲と積乱雲との相違点ではないかと考える。上昇気流が強ければ一旦発生した静電気は速やかに三つのグループ(即ち中心の正、その周囲の負、更にその外周の正イオン)に分離され異なった符号の雪片が再結合するチャンスが少なくなる。之も一般の層雲や乱層雲と異なる見逃してはならない特徴である。

結 論

電位傾度と降水の荷電の符号の逆相関々係は降水が地上に運んだ正味の電気量と逆符号に雲が帯電するために見られる現象で、降水の始め又は降水強度が急増する場合は降水の持つ空間電荷の影響で正相関になり得るもので、常にしかも何れの場所でもこの逆相関が成立するものではない。

雨滴や雪片の帯電機構は大気中のイオンや電場に依存する機構が第1近似として作用するものでなく、雨滴及び雪片それ自身が気象擾乱に助けられて帯電する、雨滴の分裂、雪片の融解、雪片の摩擦などの機構が妥当である。

積乱雲からの強い降水を伴う場合は、降雨の場合も降雪の場合も全く同じ電位傾度の変化の型が得られており、主電荷分離機構は両者全く同じものと考えられる。しかも冬期に発生する雷雲によって示される電位傾度の擾乱の型も上述の型と全く同じものである事が確認されたので、夏期に於ける一般の雷雲の主電荷分離機構も 0°C 以下の氷相が存在する範囲で主として行なわれるものと予想される。一般の層雲や乱層雲の帯電は主として降水の荷電輸送に依存しているが、積乱雲の場合は強い上昇気流に依存している所が多いので、この効果を合理的且つ有効に作用させる事が出来る**氷粒の摩擦破壊理論**が最も有力な雷雲の主電荷分離機構と考えられる。

降水に伴う降水物体のもつ空間電荷の影響は相当大きなものである事が確認され、地上観測だけに頼って雲の中の電荷分布を定量的に扱うことは非常に困難である。

この研究を更に一步進めるためには更に数多くの観測点を増設し雲の帯電の変化の模様を更に詳細にとらえる事が必要である。

謝 辞

此の研究は終止北大理学部孫野長治教授の懇切な指導のもとに行なわれたもので、著者は同教授に深甚なる謝意を表す。又2点観測のために露場を提供して下さった道立農業試験場並びに観測に協力していただいた旭川学芸大学助手桜井兼市、北大理学部地球物理教室修士課程木村忠志の両君に深く感謝の意を表す。終りに種々の気象観測データーを提供された札幌管区气象台に対し厚く御礼を申し上げる。

12. On the Disturbance of the Surface Electric Field Caused by Rainfall and Snowfall

By Keitaro ORIKASA

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Simultaneous observations of the surface electric fields, the charge on raindrops and snow particles, the form of snow particles and intensity of rain and snowfall were carried out from Mar. 1956 to Apr. 1960 at Hokkaido University, Sapporo, Japan. In the winter of 1960 and, 1961, similar observations were carried out simultaneously at two stations 1.2 km apart by two observers.

Analysing the data of these records, the following conclusions were reached. When the rainfall was light or steady, positive field patterns relatively smaller than those of fine weather and negative field patterns were observed, but when there was light or steady snowfall, positive field patterns were observed.

During continuous heavy rain or snowfall, and heavy continuous rain or snow shower, wave patterns of the field were often observed.

When various form of snow particles alternately fell from Cb cloud, some relation between the form of snow particles and the sign of the charge on them were found.

In the almost all the cases of positive or negative fields and in the wave patterns of field, roughly inverse relations were found, between the sign of field and of the charge on rain or snow particles. In contrast with this, when rapid increase of intensity of rain or snowfall occurred, the same sign of the field and charge on particles were found.

But the time at which the field changed its sign did not exactly coincide with that of change in sign of the charges of snow particles, that is, the changes in the field preceded or followed the charges of the particles. It was observed that continuous fall of snow particles of the same sign changed suddenly to that of particles having the opposite sign. The time interval required for such a change was about 10~30 sec. Furthermore, when a remarkable depression or convexity in the field pattern suddenly occurred with out changes in sign, the sign of charge on snow particles often changed.

Thus Wilson's ion capture theory can not always be applied to explain the inverse relation mentioned above.

To explain the inverse relation mentioned above, the author considered that the rain or snow particles were mainly electrified in the cloud and carried both positive and negative charges simultaneously down to the ground, consequently the cloud may be electrified to the sign opposite to the net charge which was carried down to the ground by the particles. This theory was confirmed by calculation and by the results of the simultaneous observations at two stations.

Considering many results which are described in this paper the author concluded that the electrification of snow particles may be caused mainly by friction of the snow particles with each other.