

第5回 気象電気シンポジウム (Ⅲ)

雷雲中における電荷分離の機構*

河 村 譜**

要 旨

気象電気学的に最も顕著な現象であり、而も最近漸く解決の緒についた此の分野の最大の研究課題である雷雲中における一連の気象電気的過程——降水粒子の帯電、それら粒子の気流及び重力による分離によって起る大きな空間電荷の発生及びそれに伴う激しい気象的・電気的活動（下降突風、激しい降水及び頻繁な雷放電）——の発生機構に関するこれまでの諸理論について述べ、併せて定性的には勿論出来るだけ定量的にも、それらの諸説がどの程度まで実際の雷雲中又は雷雲下の地上で得られる種々の観測事実に合うかということと比較検討する。勿論雷雲の気象学的・電気的構造は画一的なものでなく、極く一部分に限れば、種々の帯電機構が種々の条件のもとに起りうるであろうが、ここでは雷雲の最も著しい特性である正双極の主電荷分離について議論を進めることが最も適切であろう。然し雷雲底に屢々存在する正電荷や乱層雲中の電荷についても簡単に言及したい。

1. 序 説

雷の帯電機構を述べる前に、此の分野の研究が現在置かれている立場即ち研究の難勢を予め明らかにしておくことが望ましいであろう。雷の電荷発生機構は、Elster and Geitelの感応説(1913)以来、Simpson & Scrase(1913)及びSimpson and Robinson(1941)がアルチ・エレクトログラフを用いて雷雲中で尖端放電電流を直接に観測することによって、その中の電場従って空間電荷分布を考察して、雷雲の主電荷分布従ってその帯電機構に関する有名なSimpson(1909, 1927)とWilson(1929)の論争に一旦終止符を打つに至るまで、主として液体の水が関連する電荷分離機構が論じられてきた。然し最近、古典的な地上における電場の多点観測に加えて、高山における観測や航空機及びレーダーの駆使によって、雷雲内の電気的狀態ばかりでなく、関連するその気象学的構造に関しても、実測に基く知識が次第に蓄

えられつつあり、その結果、雷雲の電気的活動特に主電荷の分離とその放電は、非常に密接に固態の降水粒子の出現に関係することが認められて来た。然し現在もお、全く別の観点に立ってその機構を論じようとする二三の研究者(例えばVonnegut; 1955)がある。然しながら、現在一般には、低温室内における各種の実験(例えばWorkman and Reynolds; 1950, 1953)の結果からの類推とあわせて、固態の降水との関連において雷雲内における主電荷の分離機構を、出来るだけ定量的な考察に基いて、説明しようとする試みが、多くの研究者によって行われている。雷の帯電機構に直接関係するものとして、熱対流の構造や降水物理学的な諸現象(例えば降水粒子の生長)も極めて重要であるが、ここでは都合によってそれには余り深く立入らないことにしたい。

次に雷雲の気象学的及び電気的構造について、観測事実を要約することが必要であろう。

2. 観測結果

初期の観測においては、雷雲下の地上で(1)静電場の緩やかな時間的推移(2)雷放電に伴う電場の急変化(3)観測点と放電点の距離及び方向(4)雷雨時の降水の持つ電荷を測定して、僅かに雷雲の電荷分布(位置と極性)及び放電電量量が推測しえたに過ぎなかった、これらの推測は、地上における静電場の緩変化がその雷雲が頭上を通過する時間を中心にして略対称であるという事実を基いて、鉛直方向の電気能率を持った双極子電場であるという極めて簡単な模型を仮定することによって可能となる。この様な観測はElster and Geitel(1888), Wilson(1916, 1920), Simpson(1909, 1927), Schonland(1928), 田村(1940, 1943)その他非常に多くの研究者によって行われた。

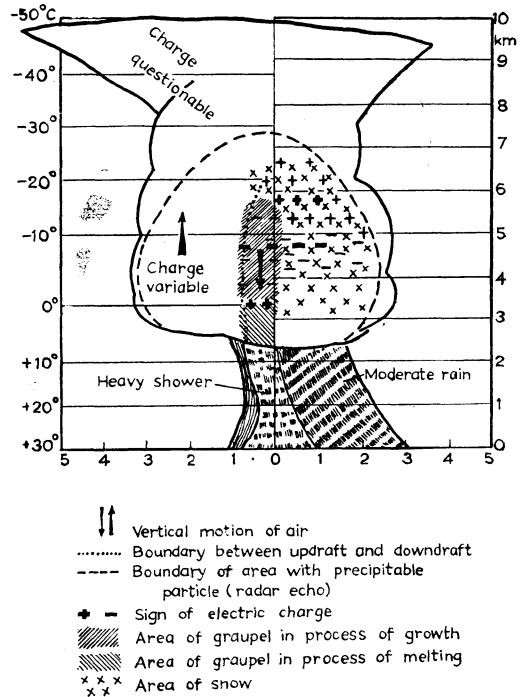
雷放電の位置と放電電量とをより厳密に測定するには、少くとも7点における同時観測が必要である。この種の観測の代表的なものとしてWorkman and Holzer(1942), Workman, Holzer and Pelsor(1942)及びReynolds and Neill(1955)の観測がある。Workman等は1939年及び1940年の夏季にNew MexicoのAlbu-

* Mechanism of Charge Separation in Thundercloud

** Makoto Kawamura, 地磁気観測所

querque で直径約 6 km の地域に 8ヶ所の観測点を設け、回転集電器を用いて急変化電場の同時観測を行った。その結果は次のように要約される：(1) 正負電荷の中心域の高度は夫々平均して地上 5.8km 及び 5.2km にあって、その鉛直分離距離は平均 1 km 以内であるが、雲間放電から推測される水平分離距離は平均 3 km あり、双極の配置は寧ろ水平に近い。この電荷中心域は -5°C と -25°C の温度域に対応する。(2) 対地放電は負電荷を地面へ運ぶ。多重放電の一回の雷撃によって中和される平均電気量は 6.5 クーロン、一回の放電の全電気量は平均 24 クーロンである。(3) 雷雲の中には 10 分乃至 30 分続く明瞭な電荷域が幾つか存在する。その細胞状の構造の中心は強い上昇気流域で、負電荷は此の領域内に凝集しており、正電荷はこの上昇気流によって強制的に分離される。殆んど同じ時期に (1940年~1944年)、日本でも前橋附近で大規模な観測が行われ (畠山: 1946, 1958)、全ての放電は鉛直で、正負空間電荷は夫々半径 2 km、高さ 4 km の拡りをもち平均 12km 及び 8 km というむしろ高い空間にあると考えられた。Reynolds and Neill は 1952 年夏に New Mexico の Socorro に近い San Augustin 平原 (高度 7000 呎) で 30 平方哩の地域に 11 台の電場計を設置し放電点の位置と放電々気量を観測して、負電荷域は海拔 25000 呎 (-16°C)、正電荷域はその上方 2000 呎にあり、更に β 型の階段形先駆の観測から負電荷域の下方 (12000 呎) に正電荷域の存在することを認めた。負電荷域の温度範囲とレーダーで観測された降水粒子の大きさ (それから推定される降水粒子の種類) とから、その帯電機構は雨氷よりはむしろ霧氷の生成によるものであろうということを示した。最近 Tamura (1958) は京都市を中心に 8 観測所を設け雷雨電場の同時観測を行い、地上 6 ~ 8 km に対地放電に寄与する一つの負電荷域があり、またこれとは明らかに別に他の一つの正極性の空間電荷域を見出し、活動期には夫々一つの正極性及び負極性の双極が存在するという Kuettner (1950) の二重双極説に符合することを示した。Kuettner は 1945 年~1948 年に Zugspitze (標高約 3000 米で通常は雷雲底の上方に位置する) に於いて次の観測結果を得た：(1) 略氷点層に正電荷、その真上 (-8°C) に負電荷の中心があり、これらの電荷は強い上昇気流、激しい降水及び放電の発生によって特徴づけられる同一気柱内にあるが、他の一つの正電荷域がその後方上部に存在する。(2) 大部分の雷雲では固態の降水電粒子特に雪あられが卓越し、雹は極めて稀にしか観測されないので、その出

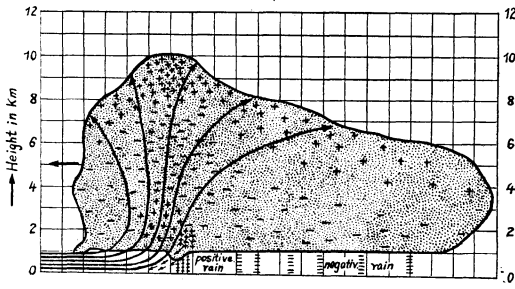
現は雷雲に本質的な現象ではない。(3) よく発達したセルの中には二つの鉛直な双極——上方の負電荷の方が濃密な “graupel dipole” と上方の正電荷の方が濃密な “snow dipole” ——が並んで存在する。上述の結果に基づいて得られた雷雲の模型が第 1 図に示される。



第 1 図 Kuettner の雷雲模型 (Kuettner: 1950)

1 に述べた様に雷雲の中の電場を最初に実測したのは Simpson & Scrase (1937) 及び Simpson & Robinson (1941) であり、アルチ・エレクトログラフを用いて、上方の正電荷は通常 -20°C 以下、負電荷は 0°C 以下の温度領域内にあり、また大抵の雷雲は主負電荷の下方に凝集した正電荷域を有することを見出し、雲の主双極電荷は氷晶同志の摩擦衝突により、また雲底の正電荷は上昇気流中での雨滴の分裂によって起ると推論し、第 2 図に示す様な雷雲の模型を示し、同時に 6 km (-30°C) の高さを中心とする半径 2 km の体積内に分布した +24 クーロンの正電荷、3 km (-8°C) の高さを中心をもつ半径 1 km の空間にある -20 クーロンの負電荷及び 1.5 km ($+1.5^{\circ}\text{C}$) に中心をもつ半径 0.5 km 内にある +4 クーロンの正電荷の鉛直配置で示されることを述べた。

Schonland and Malan (1951) は (1) 先駆放電の持

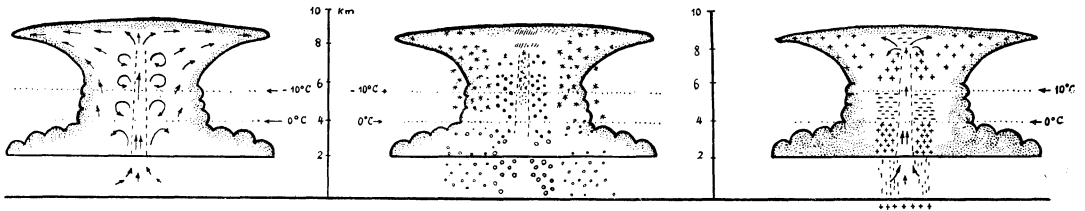


第2図 Simpson and Scrase の雷雲模型 (Simpson and Scrase: 1937)

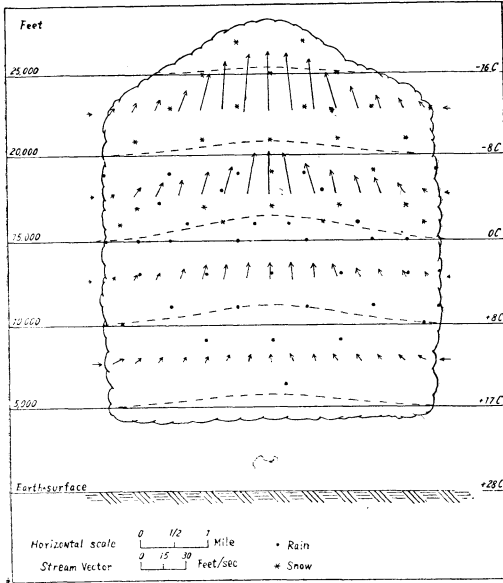
(1) 雷雲中には細長い円錐状の上昇気流域 “Schlot” が存在し、雲底で2~3 m/sec であるが雲の中では湿潤不安定のために10~30m/sec に達する。Schlot の内部は層流だが、その境界面には乱れが卓越する。大きな雷雲中には多数の Schlot があり、夫々種々の段階にある。

(2) 上昇気流が一定限界を超えとる初めて雷雲に発達し、Schlot が周囲の空気を吸い上げている間活動し続ける。(3) 雷雲の中では必ず電が発見される。降水は Schlot の最上部で重力によって分離され、重い降水(ひょうやあられ)は Schlot に沿って落下し、これが周囲の空気を引きずって下降突風を生ずる。軽い降水は雲頂まで運び上げられ、そこで側方へ吹き払われる。Schlot が消滅すると、この氷晶の一般的な下降が始まり、下層で弱い雨が観測される。第3図は Wichmann の雷雲模型である。Byers and Braham (1949) は、地上におけるレーダー観測と共に飛行機による大規模な雷観測を行った。その結果は次の通りである：(1) 大きな雷雲は幾つかの対流的、微物理学的及び電氣的活動の著しい単位領域——セル——から成り、その電氣的活動即ちレーダー・エコーや雷放電の平均持続時間は約30分で、交互にまた或るものは同時に、発達し消滅する。(2) 一つのセルはその生涯を生長期、最盛期及び消滅期の三つの時期に区分出来る。生長期(積雲期)は一般的な而も雲の中央部で上層に行く程強くなる上昇気流域によって特徴づけられる。0°C 以下では中程度又は強度の雨、その上には雪が存在し、中間に共存域(0°C~-15°C)がある。最盛期には集中的な上昇気流域及び下降気流域が激しい乱流域を境にして並存する。上昇気流域は上層程また下降気流は下層程大きい。上昇気流域については積雲期と同じであるが、下降気流域では 0°C 以上で雪、最上部に氷晶が認められる。消滅期は降水粒子の一般的な下降と弱い一様な下降気流によって特徴づけられ、氷晶、雪及び雨が高度順に分布する。雷雲の発達消滅に対しては、周囲からの空気の引き込み——エントレインメント——が非常に大きな役割を演ずる。最盛期に於いても、電は極めて稀にしか観測されなかった。(3) 雲頂が凍結高度を超

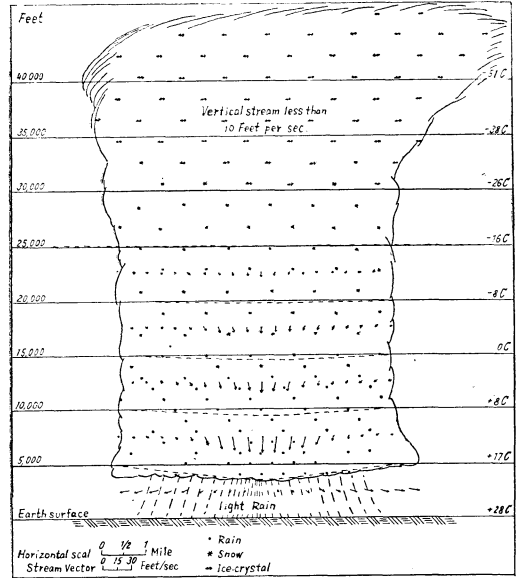
続時間 (2) 先駆放電による電場変化型の距離による変化 (3) 多点観測網によって観測された電場変化という異った三つの方法で負電荷中心の高さを求め、それが永点以下の温度高度にあることを確めて、氷と雪を含む過程によって雷雲の主電荷分離を説明すべきであるとする Simpson 等の考を支持したが、雲底の正電荷は尖端放電イオンが収斂気流によって運び上げられると推論した。更に彼等 (Malan and Schonland; 1951) はまた多重雷撃に際しての放電点の上昇を認め、負電荷域が略 -5°C から -40°C に至る細長い柱状をなすことを示し、其の後も Malan (1952, 1954) は多重雷撃の最後の過程の考察から、負電荷域の上限が屢々 -41°C の高度に達することを繰返し主張している。最近 Kitagawa and Kobayashi (1958) も前橋における観測で同様の結果をえている。Barnard (1951) は三点観測により対地放電の発出点が 2.5km 乃至 8.5km に亘り、平均 5.2 km であることを示した。Hacking (1954) も同様の三点観測から Malan 等の結果を支持したが、また負電荷柱が雲底の真上に存在するという単純な考察は妥当でなく、数軒水平にずれていることを示した。Malan の模型では、10km に +40クーロン、5 km に -40クーロン、2 km に +10クーロンが存在する。然し英国において Pierce (1955 a, b) は Malan 等の結果をむしろ否定する結果をえている。Wichmann (1950, 1952) は1938年にグライダーによる雷雲の観測を行い次の結果をえた。



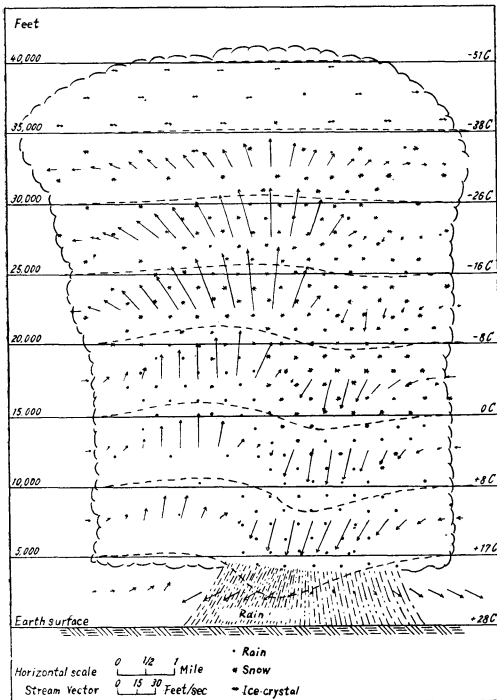
第3図 Wichmann の雷雲模型 (Wichmann: 1948)



第4図 1. 生長期



第4図 3. 消滅期



第4図 2. 最盛期

Thunderstorm Project による雷雲模型

えるとレーダー・エコーが現われ始め、エコーが -21°C $\sim -29^{\circ}\text{C}$ (9km \sim 10km) を超えると最初の放電が起る。

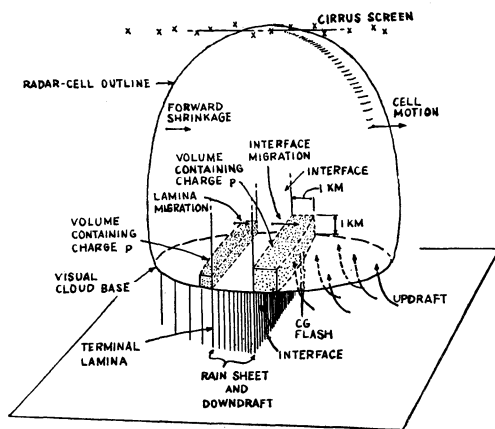
エコーが現われてからセルが最高々度に達するまでに平均16分を要する。最盛期には 0°C 層の下方にある強い下降気流と降水の存在域に強い正電場、またその周囲に負電場が卓越する。それは雲底下の激しい降雨域における下層正電荷、その上の負空間電荷の存在を意味する。この雷雲模型が第4図に与えられる。

Gish and Wait (1950) は雷雲上 (43,000呎) を飛行機で通過中に一般的な負電場を観測し、その電場は 20,000呎に $+39$ クーロン、10,000呎に -39 クーロンの正双極性電荷分布に対応し、また一つの雷雲から上層を経て静穏域に供給される平均の電流は 0.5アンペアであることを確めた。Simpson等 (1937, 1941) の探測では、限られた電氣的活動域においても高々 100v/cm 程度の雷雲内電場しか測定しなかったが、これは測定方法にむしろ問題があったと考えられている (Banerji; 1938)。Rossmann (1950) はグライダーで 90v/cm の雷雲下の電場を観測し、雲内ではこの値よりもかなり大きいであろうと推論している。また Chapman (1953) はラジオゾンデで210v/cm という雷雲内電場を観測し、Thunderstorm Project (Byers and Braham; 1949) に際してもアルチ・エレクトログラフの結果より1桁程度大きな電場が観測された。Gunn (1948) は飛行機を用いて平均 1,300v/cm また機体への落雷直前には 12,900呎の高度で $-3,400$ v/cm の電場を認めた。然し乍ら上の値は雷雲内の温度及び気圧から予想される空気の破壊電圧

1.5×10⁴v/cm より遥かに低い (Reynolds: 1954). 他方長い火花に対しては Norinder and Salka (1951) は 2.7×10³v/cm という値をえているが、これは Gunn の観測した最大電場と同程度である (Gunn: 1948). また Norinder and Pucher (1954) は雲を楕円体とし、地上における電場の観測値から、雷雲内の電荷密度 1~2×10⁻⁵esu/cm³, 最大電場 1~5 kV/cm を推定した。一回の放電によって中和される電気能率に関して、Wormell (1939, 1953) は雲間放電に対し、110C-km, 対地放電に対し 130C-km の値を得、Wilson (1920) 及び Schonland (1928) もそれぞれ同様の値を出した。その後 Barnard (1951) は平均 190C-km と概算し、また Pierce (1955a) も Wormell の値と一致する結果を得た (大きな電場変化を除いて 150C-km をえた)。彼は放電の各段階別に電気能率の変化を求め、単一の雷撃から成る雷放電の“L変化”(先駆部)に対し、35C-km, “R変化”(帰還部)に対し29C-km 及び“S変化”(最終部)に対し25C-km をえ、また例えば三重雷撃より成る放電に対しては L変化: 27C-km, 第一R変化: 27C-km, 第二R変化: 31C-km, 第三R変化: 32C-km, S変化: 22C-km 及び“J変化”(結合部): 22C-km をえた。更に雷放電によって中和される全電気量について、Schonland (1928)は 15 クーロン, Workman and Holzer (1942) は 20~50 クーロンという平均値を示した。放電後の電場は約7秒の時定数(初期再生速度 1/7 秒⁻¹)で指数函数的に再生される (Wilson: 1929, Wormell: 1939)。此の初期速度と一回の放電で中和される平均電荷20クーロンより、放電直後の雲内の電流は3アンペアであるが、分離が進むにつれて、それを妨げようとする電気力の増加、尖端放電及び上層大気への漏洩等によって分離速度が次第に減少し、これが回復曲線を指数的にする。従つて平均の帯電電流は1アンペア程度と考えられる。これはまた観測される平均の放電時間々隔約20秒と一致する。多くの研究者の一致した見解に基づいて、この電荷分離が重力による降水粒子の空気との相対運動によるものとすれば、この分離速度は静止空気中における降水粒子の自由落下速度(主としてその大きさに関係する)を超えることは出来ない。Wormell (1953) は粒子の落下速度を5~6 m/sec と仮定して分離に関与する正負の空間電荷量を1400クーロンと計算した。落下速度がこれより小さいと更に大きな電荷量を必要とする。Mason (1953a) も同じ様な概算を行っている。此の結果は非常に重要である。(1) 一回の放電によって中

和される電荷(20クーロン)はこの10³クーロン程度と考えられる全電気量の極く一部にしか過ぎず、一次的な電荷生成機構がなくても、二次的分離過程のみによって、かなりの回数の放電量を補給出来る。(2) この分離過程は相当広範な領域で進行する。従つて一定温度または一定高度に限定される分離機構にとっては都合が悪い。(3) 関与する降水粒子は数 m/sec の相対速度で上昇気流中を落下出来るものでなければならない。然し乍ら、Kuettner (1950) の二重双極説では上昇風と下降風の相対速度が分離速度に相当することになり、必ずしも上記の結論を必要としないであろう。

現在、雲底の正空間電荷域の存在は、大多数の研究者によって認められているが、最近 Williams (1958) はこれ迄にえられた観測事実に基いて、その特性を要約した。第5図はその模型である。



第5図 雲底正電荷域の模型 (Williams: 1958)

Ross Gunn (1948) は一様な降水と弱い対流活動を伴う雲の中では40V/cm 程度の電場しか存在しないということを観測した。Reiter (1958) は乱層雲底は通常正空間電荷を有することを観測し、Fitzgerald and Byers (1958) は積雲中で正極性の空間電荷分布を観測した。Chalmers (1958) はこれ迄の観測結果 (例えば Chalmers and Little: 1940) より (1) 乱層雷雲中には小規模だが雷雲の主電荷分離と同じ分離過程が起っており、その規模の差は乱流の規模、関連する温度及び降水粒子間の作用の相違によること及び (2) 乱層雨雲では雪雲に起る上方の過程に加えて、それに勝る負双極性の分離過程があり、これは雲底附近における融解作用によるものであらうと示し、地上における降雨時の負電位傾度は Israel and Lahmeyer (1940) 及び Smith (1955) の

言うように飛沫の作用ではないことを明らかにした。(また Chalmers: 1955 を参照)。同様の批判は Simpson (1956) も行っている。Vonnegut 等は地上附近に何れかの符号の電荷の大きな過剰があれば、対流機構によって雷雲の帯電が起るとする自説を確めるために、一連の観測を行っている(例えば Vonnegut and Moore: 1958)。

次に以上の観測結果を要約して、雷雲の主電荷分離過程に対する必要条件を述べる。

3. 主電荷分離過程の充たすべき諸条件

雷雲の主電荷分離過程を満足に説明しうる理論は次の諸条件を充たすものでなければならない。この諸条件については、これ迄 Workman (1948), Workman and Reynolds (1953), Mason (1953b), Chalmers (1956) 及び Twomey (1957) 等が取扱っており、ここでも参照された。

- (1) 大きな活動的雷雲は種々の発達段階にある数個のセルより成り、一つのセルの電氣的活動及び降水活動の平均持続時間は約30分である。
- (2) $-5 \sim -10^{\circ}\text{C}$ 等温面附近の強い降水域に負電荷中心、その上方数 km に正電荷中心をもつ正双極性の電荷分離を起す。
- (3) この分離過程は相当広範な空間(大体 -5°C と -40°C 等温面で境される半径約 2 km の領域)で同時に進行しうる。これは氷と過冷却雲粒の共存域に相当する。
- (4) 一回の雷放電で破壊される平均の電気エネルギーは約 100C-km, 対応する電荷は約 20クーロンであり、平均の放電間隔は約20秒で1アンペア程度の実効電荷分離率を持つ、分離過程に関与している空間電荷の大きさは恐らく1000クーロン程度である。
- (5) この過程は固態の降水粒子特にあられの発達に関連する。この降水粒子は数 m/sec の上昇気流中を落下しうるものでなければならない。
- (6) レーダーで探知しうる大きさの降水粒子が出現してから、10~20分以内に雷放電を起すに足る電荷を分離しうる。
- (7) この過程は雷雲中の強い乱流状態と密接に関係する。
- (8) 雲底が氷点以上の温度にある場合に雷雲に発達し易い。雲底附近の 0°C 等温面又はその下方に副次的正空間電荷が一般に存在する。

以上の諸条件に加えて、先在する静穏時の正電場を仮定する理論は、その電場をその方向に急速に強めると共に、

非較的短い時間内に何等かの原因によってその過程を抑止しうるものでなければならぬし、またイオンの存在を必要とする理論は、当然補給されるイオン量即ちイオン生成率によって制限を受けるであろうということが考慮されるべきである。

4. 電荷生成及び分離に関する諸理論

先ず、現在までに与えられた諸理論について概説する。

(1) Elster and Geitel (1885, 1913) の感応説

先在する電場中を落下する雨滴はその電場によって偏極される。この雨滴が落下径路にある小さな雲粒に接触すると、雲粒は雨滴の頭部(下面)を電荷を取って離れ、雨滴には反対符号の電荷が残される。重力の作用によって雨滴と雲粒の分離が起り、この作用は先在電場を強めるように働く。従って正極性の電荷分離が起る。

(2) Simpson (1909, 1927) の水滴分裂説

Lenard 効果——水滴が固体表面に当って分裂する場合に、水滴表面の電気二重層のために、分裂した水滴は正に周囲の空気は負に帯電する(Lenard: 1892)——により、強い上昇気流中を気流に逆つて落下して来る降水は分裂して正に帯電し、周囲の空気は負電荷を得て雲の上部に運びあげられる。こうして負極性の電荷分離が起る。

(3) Wilson (1929) の感応説(イオン捕捉説)

先在する電場によって偏極した雨滴が正イオンの速度(移動度×電場の強さ)より速く落下する場合には、雨滴の前面では、正イオンは斥力を受けてそれ、負イオンのみが選択捕捉される。他方雨滴の後面では、正イオンより早く落下しており、また正イオンは前面で反洗されているので、正イオンの捕捉を殆んど行わない。こうして雨滴は負に帯電し、空気中に取り残された正イオンと共に正双極性の電荷分離になり、先在電場は強められる。

(4) Simpson and Scrase (1937), Simpson (1919, 1942) の氷晶摩擦説

氷晶同志が衝突する場合には、氷晶は摩擦によって負電荷を取り、周囲の空気には正イオンが与えられる。此のイオンが雲粒について上方に運ばれ、正極性の電荷分離が起る。此の説はアルチ・エレクトログラフによる探測及び北極地方の大吹雪中での観測(Simpson: 1919)の結果から得られた。

(5) Findeisen and Findeisen (1940, 1943) の氷碎片説

冷い表面に接触した場合に起る水蒸気の昇華や水滴の凍結によって(夫々樹霜型及び樹氷型の)霧氷層が作ら

れる場合及びその霧氷層が蒸発する場合に、気流によってひきちぎられて氷の碎片が出来るが、その場合の碎片と堆積物の帯電（昇華及び凍結に際しては碎片が負に、堆積物が正に帯電し、蒸発に際しては此の関係が逆になる）の観測結果より類推すれば、雲の上層域では昇華によって出来た氷晶が正に、また雲の下層域では蒸発中の氷粒が負に帯電して正双極性の電荷分離が起る。他方同時に発生した碎片はイオンに対する Wilson の過程と略同様に二次的にその電場を強める働きをする。

(6) Chalmers (1943) の凍結説

過冷却水滴の突然の凝固は、自由表面をこわすこととなるので、水滴分裂説と丁度逆に動き正双極性の電荷分離を起し、その氷粒に負電荷を周囲の空気に正電荷を与える。此の説は分裂説よりの類推で実験的証拠はない。

(7) 吉田 (1944) の氷粒摩擦説

氷粒の摩擦及び破壊に関する実験によって、(1) 氷粒同志の衝突によって氷粒は正に周囲の空気は負に帯電し、(2) 温度の異なる氷粒の摩擦によって高温のものが負に低温のものが正に帯電すること及び(3) 大きさの異なる氷粒の摩擦によって大きい方が正に小さい方が負に帯電することを認め、(2) の効果は小さいと考えて負双極性の電荷分離過程を出した。

(8) Frenkel (1944, 1946, 1947) の二重層吸着説

コロイド溶液の電気化学から得られる事実に基けば、水（水滴又は氷晶）は表面の分子の様な指向性による表面電気二重層のために、正イオンより負イオンに対して大きな親和力を持っているので、正負イオンの存在する大気中では負に帯電する。電荷は粒子の半径に比例するので凝結によって出来た雲粒はその大きさに比例する負電荷を得、周囲の空気は正に帯電して、重力の作用によって正双極性の電荷が分離される。

(9) Dinger and Gunn (1946) の融解説

空気を含む氷が融解する場合に、融解した水は 1.25 esu/gm の正電荷を得、遊離した気泡は等量の負電荷を持ち去るという観測事実に基いて、あられや雪が融解する際に負極性の電荷分離の起ることを示した。然し Gunn も此の説は主電荷分離を説明するものではなく、下層負電荷の分離及び雨滴の正電荷を示すものであると考えている。

(10) Chalmers (1947) のイオン捕捉説

導体偏極を誘導体偏極に換えて Wilson の感応説を拡張すれば、氷粒による負イオンの選択捕捉により正極性の電荷分離がえられる。

(11) Wall (1948) の “Assymetry effect” 説

Wilson 説の一般化で、イオン大気中を重力の作用の下で鉛直電場を貫いて落下する降水は、反対方向に動くイオンと同じ符号の電荷をうるので、電場中でのその運動は重力を消費して電場のエネルギーを増加させるという所謂 “Assymetry effect” 説に基づき、氷晶は下面が正に帯電した六角板状結晶で結晶主軸を鉛直にして落下し、負イオンを選択捕捉すると共に新しい分子が附着して正電荷を持った表面が現われてその過程が継続して、全体として正双極性の電荷分離を与える。

(12) Rossmann (1948) の焦電気作用説

氷晶は焦電気作用によって偏極しており此の偏極の大きさは電気石の約10倍である。巻雲頂で浮遊状態にある此の様な氷晶は空気の抵抗によって一様な排列をとり、こうして出来た電場が他の偏極氷晶に廻転能率を与え同方向の電場を作らせる。この様な排列が次第に下方に伝わると共に合流及び過冷却雲粒の着氷による生長を伴って落下し、雹核や霰核の偏極もそのまま保持される。こうして正極性の電荷分離が与えられる。

(13) Wichmann (1948, 1952) の凍結説

雲の中の気流構造に関する観測事実と Findeisen の氷碎片説とを組合わせた理論である。上昇気流域で Findeisen の帯電過程によって作られた氷晶（正）、霰核（正）及び氷碎片（負）はその気流によって雲頂まで運び上げられ、そこで重力によって分離される。氷晶と碎片は尚雲頂に止まり重い降水粒子（霰核と雹核）は落下し、過冷却雲粒域における Findeisen の過程と乱流域における Lenard 効果とによって更に正電荷をうる。同時に過冷却雲粒域には卓越した負空間電荷が残され、負双極性の電荷分離を与える。更に彼は初期段階の氷晶（正）及び上昇気流が弱まった後のその氷晶の降下による強い正電場内での負イオンの選択捕捉（Wilson の過程）によって上層の電荷分離が起りうることを強調して、全体として正一負一正の空間電荷を与え、彼の説による負極性は雲の下層における分離を説明するものであると述べている。

(14) Workman and Reynolds (1948, 1950, 1953) の凍結説

水や稀薄水溶液が凍結する場合、固相液相界面に電位差が現われ、その符号や大きさは溶質の性質や濃度に関係するという自身の実験結果に基いて出された理論である。雹は -10°C ~ -15°C の領域では濡れており、落下中に過冷却雲粒と衝突してそれを捕える時には、融解の

潜熱の働きによりその水のほんの一部だけが凍り残りは沫となって撒き散らされる。この界面では負イオンが選択的に固相と結合するので、沫は正電荷を運び去り電を負に帯電させて、重力の作用の下で正極性の電荷分離が起る。この電が凍結高度に達して融解を始める時には周囲の雲粒は最早過冷却ではなく電から滴る水は電の持つ過剰な負電荷を持ち去り、之が雲粒として上昇気流によって運び上げられ再び過冷却域で電に捕えられ電の負電を強める。この循環過程によって大きな電場が作り出される。

(15) Lueder (1951a, b) の凍結説

山頂でフアラデー箱を用いて自然の過冷却雲粒の着氷による帯電の実験を行い、霧氷の堆積物は強く負に帯電することを観測し、氷結せずに離れ去つた水滴に等量の正電荷が与えられると考えると、Workman and Reynolds と同様の正極性の電荷分離説を示した。この過程は温度が低く凍結が急速に進む程著しい。

(16) Kumm (1951) の氷碎片説

Findeisen と同様の実験から、氷碎片は一般に正に帯電していることを知り、氷晶は正帯電面を空気中に露出させるような結晶構造を持つことを示し、破碎過程に加えて Frenkel の説と同様に負イオンを選択的にとると考えた。従って正極性の電荷分離が行われる。

(17) Chapman (1952) の水滴分裂説

大きな水滴を強い噴気流中に落下させて激しく破壊すると水滴は非常に強く帯電し、量的にも雷雲の電荷分離を起すに足る値を示すということを実験によって確かめ Simpson と同様の水滴分裂説を唱えた。

(18) Mason (1953a) の凍結説

主として Weickmann and Aufm Kampe (1950) の実験結果に基づき、適当な仮定の下に計算を行い、 -5°C ~ -12°C の温度領域を落下中に、過冷却雲粒の附着凍結によって生長しつつある比較的小さな（従って密度は高い）氷粒（霰）は、彼の示した (1953a, b) 雷の主電荷分離過程が充たされなければならない諸条件に量的にも殆ど良く一致する値の帯電々量を示し、十分な雲の電荷分離を与えるということを明らかにした。

(19) Müller-Hillebrand (1954) の氷粒衝突説

正電場内で偏極している氷粒（雪あたられ及び樹氷）の下面に氷晶が衝突して離れ去る過程では、 -10°C ~ -20°C の温度域では氷は殆んど導体と考えてよい程の短い時間内に電荷の授受を行うことが出来るので、氷晶は正電荷を、氷粒は負電荷をえて正極性の電荷分離を与

え、もとの電場を更に強める。

(20) Gunn (1954b, 1955) の拡散説

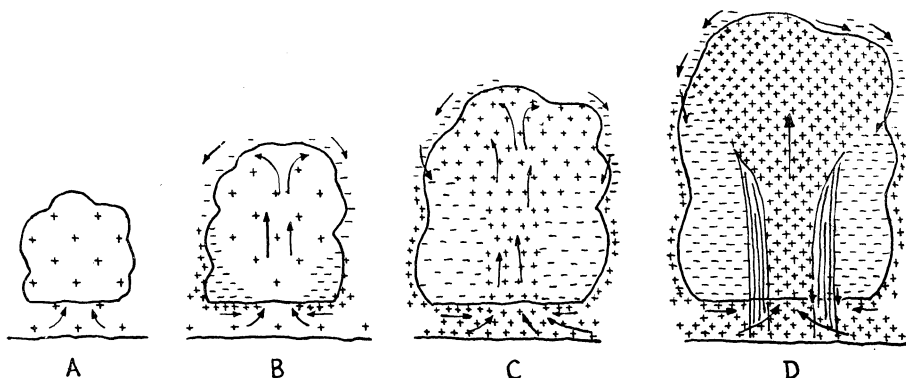
雲粒と水蒸気、小イオンを含む空気とが恰も濃淡電池の様に作用し水蒸気が凝結中の雲粒は正に帯電して重力によって分離されるという初期の理論 (Gunn: 1935) を修正して、Gunn (1954b) 及び Phillips and Gunn (1954) の実験に基づいて出された理論——周囲の空気と相対運動をしている導体球状水滴へ拡散過程によって運ばれる電気の符号は正伝導度が負伝導度より大きい場合に正である——を大気中の初期帯電過程に適用し、下層大気中では一般に正伝導度が過剰であるという観測事実 (例えば Gish and Wait: 1950) を参照して、雨滴又は雲粒は落下行程で拡散によって正イオンを選択捕捉し、弱い雨やもやの様に静かに落下する降水ではそれは電荷を保持しながら会合によって生長するというを示した。乱流のない場合の弱い雨の正電荷の説明にはなるが、主電荷分離はもつと強力な別の過程によって行われるということも Gunn 自身も認めている。

(21) Reynolds (1954) の氷粒摩擦説

実験によると氷粒と氷粒が摩擦衝突をする場合には温度が高いかまたは不純物を多く含むかによってより伝導性になった氷粒が負に帯電する。最初氷晶及び過冷却雲粒を含み周囲の空気と同温度にある霰の様な大きな氷粒は、昇華によって出来た氷晶より多くの不純物を含むと共に、この氷粒表面への雲粒の着氷現象（昇華及び凍結）は放出された潜熱によって氷粒の温度を高めるので、氷粒と氷晶との摩擦衝突は大きな氷粒を負に、氷晶を正に帯電させ、重力の作用の下に正極性の電荷分離が行われる。尚此の理論に対する数量的裏付けも与えられている。

(22) Vonnegut (1955, 1958) の対流説

大気最下層には一般に下層程大気の比抵抗が高いことと極作用とによって正の空間電荷が存在する。雷雲の帯電の初期過程においては此の僅かな正の空間電荷が対流によって上方に運び上げられ弱い帯電の積雲を作る。雲が発達して周囲の空気の伝導度が非常に高くなる高度迄達すると雲頂には強い負電場が作られ、電離層から雲へ向う負の伝導電流を生ずる。此処でその負小イオンは雲粒やエイトケン核に附着して移動度を失い、雲の表面の下降気流——地表の熱的不安定によつて惹き起された対流に起因するもので上昇気流に連続する——によつて下層に運ばれるが、上昇気流と下降気流が約合いを保つ雲の下層の或る高度に蓄積され負電荷中心を形成する。



第6図 対流による帯電過程 (Vonnegut: 1955)

此の電荷が次第に増大すると、雲粒の合体による降水の開始と共に、地上の負電場を高め遂には尖端放電を起させるに至る。その正小イオンは上昇途上で雲粒やエイトケン核に附着して移動度を失うので雲の下層の負電荷に電氣的に引き寄せられずに上昇気流につつて雲頂に運ばれその正電荷を更に増大させる。強い対流が続く限り、この再生的帯電過程が働き、雷放電を起すに足る強い正極性の電荷分離を与える。第6図にこの帯電過程を示す。尚 Grenet (1947) も以前に同様の説を出している。

(23) Wilson (1956) の対流説

初期段階に於いては Wilson の感応理論によって正極性の電荷分離——正イオンより速い速度で落下する大きな雨滴は負に帯電し、落下速度のおそい小さな雲粒は正に帯電しこの両者の相対速度によって分離される——が行われ、この上向きの携帯電流が初期の伝導電流に打ち勝つと雲の上方と下方で上向きの伝導電流が起される。この電離電流中のイオン（上方では正、下方では負）が雲粒等に附着して Vonnegut に類似の対流過程によって正極性の電荷を蓄積し、矢張り尖端放電イオンが此の過程を更に促進する。

5. 主電荷分離に関する理論の要約と検討

雷雲の主電荷の生成と分離に関する諸理論については前節に述べたが、それを要約すると第1表のようになる。これらの諸理論は、時には実験或は観測によって証明されていない——実験によって反証の与えられているものさえる——様々の仮説の上に組立てられたものも含むが、それは扱っておき 3 に述べた雷雲の主電荷分離過程の充たすべき条件に立帰ると先ず第一に、正しい理論は液体の水ではなく固体の降水に関係するものであって而も正極性の電荷分離を与えるものでなければなら

い。従って Chalmers 及び Müller-Hillebrand の説を除く感応理論、水滴分裂説、降水の電氣的性質に基づく Frenkel の説と Gunn の二つの理論、吉田の説及び Dinger and Gunn の説は此の点から主電荷分離の機構を説明しえない。また Wilson の対流説（初期帯電過程は感応理論に基づく）を含めた感応理論は、一般に (1) 先在する正電場 (2) 層流状態の気流 (3) イオンの継続的補給を仮定するので、雷雲中の激しい乱流や雷放電を起すに至る電荷の急速な蓄積を説明することは恐らく不可能であろう。Elster and Geitel の説における大きな欠陥は合体を伴わずに電氣的接触が起りうることを仮定したことにあるが、これに対し Sartor (1954) は鉱物油を用いた実験でその可能性を見出したが、大気中の水滴にそのまま当てはまるかどうかは疑問であろう。Frenkel の理論はイオンの補給に関して感応理論に対する同様の疑問が残ると共に、その理論を氷晶に拡張する際に氷を誘電体としてではなく導体として扱っている点が問題となろう。Rossmann の焦電気作用説、氷晶に対する Wall の説及び Kumm の理論は何れも氷晶の性質について実験によって未だ証明されていない仮説に基づくものであって、それを検討しうる段階に至っていないであろう。上述の観点を離れてもなお、Rossmann の説は層流又は気流のない状態を仮定している上に、若しもその氷晶の整頓が外部電場の作用で行われるものであればそれは初期電場を弱める方向でなければならない。Kumm の理論は負イオンの継続補給を必要とする。また Chalmers の凍結説も水滴分裂説からの類推によって出された仮説で、実験的証明は与えられていない。Wichmann の凍結説は雲底の正電荷は寧ろ副次的存在であって、雷雲の電氣的活動を保持するものは正双極性の主電荷であるという点が顧みられていない。対流理論

第1表 雷雲の電荷分離に関する諸理論

理論の分類		分離の極性	分離にあずかる電荷運搬体	
			上方の正電荷	下方の負電荷
静電感応に基づく理論	Elster and Geitel (1885, 1912) の感応説 Wilson (1929) のイオン捕捉説 Chalmers (1947) の氷粒によるイオン捕捉説 Wall (1948) の "Assymetry effect" 説 Müller-Hillebrand (1954) の氷粒衝突説	正	雲	雨
		正	イオン	雨
		正	イオン	氷
		正	イオン	氷
		正	氷	氷粒(雪あられ)
降水粒子の分裂に基づく理論	Simpson (1909, 1927) の水滴分裂説 Chapman (1952) の水滴分裂説	負	雨	空
		負	雨	空
降水粒子の電氣的性質に基づく理論	Gunn (1935) の濃淡電池説 Frenkel (1944, 1946, 1947) の二重層吸着説 Rossmann (1948) の焦電気作用説 Gunn (1954, 1955) の拡散説	負	イオン	雲
		正	空	雲
		正	(降水粒子の)	偏極)
		負	イオン	雨滴又は雲粒
氷粒の摩擦衝突に基づく理論	Simpson and Scrase (1937) の氷晶摩擦説 Findeisen and Findeisen (1940, 1943) の氷碎片説 吉田 (1944) の氷粒摩擦説 Kumm (1951) の氷碎片説 Reynolds (1954) の氷粒摩擦説	正	空	氷
		正	氷	氷
		負	氷	空
		正	大きい氷粒	小さい氷粒
		正	イオン	氷
降水粒子の相の転移に基づく理論	Chalmers (1943) の凍結説 Dinger and Gunn (1946) の融解説 Wichmann (1848, 1952) の凍結説 Workman and Reynolds(1948, 1950, 1953) の凍結説 Lueder (1951) の凍結説 Mason (1953) の凍結説	正	空	氷
		負	氷	空
		負	氷	氷粒(雹や霰)
		正	雲	粒
		正	雲	粒
		正	雲	粒
空気の対流活動に基づく理論	Vonnegut et al (1952, 1955, 1956, 1958) の対流説 Wilson (1956) の対流説	正	(大気の対流)	活動)
		正		

は非常に興味深い暗示を与えるものであるが、現在では実験的手段を通じてその可能性を確認することに努力が払われてる段階であろう。

以上の様に考察すると、主電荷分離を説明する理論は氷粒の摩擦による Reynolds の説か或は降水粒子の相の転移に関する Workman and Reynolds, Lueder 及び Mason の凍結説の何かであると思われる。勿論 Reynolds の理論は過冷却雲粒の氷粒への着氷を前提とするものであり、凍結説は氷粒への雲粒の衝突捕捉に基くものである。此の両者は或は一つの理論に統一出来るものであるかもしれない。たゞ此の中で Workman and Reynolds だけは降水粒子として雹を考えているが、現在一般に認められているところでは、もっと小さな氷粒(霰や霧氷)が電荷分離の主役を演じるらしい。以後は摩擦説及び凍結説を基礎として議論を進める。これ等の説に対しては非常に多くの人達が実験的手段や観測事実に基づく計算によって定量的な証明を与えるための試みを行っている。

6. 氷粒の帯電に関する最近の実験

氷片の摩擦、破壊及び凍結等に関する Findeisen and Findeisen(1940, 1943) の最初の実験以来、非常に多く

の研究者がその実験を実施したが、発生する電荷の大きさや符号について統一ある結果はえられなかった。これは一つには雷雲の主電荷分離域の物理的或は気象的狀態に関する有力な資料が与えられていなかったために、実験の条件を一致させることが出来なかったことによるであろう。Workman (1948) 及び Workman and Reynolds(1950) は細長い容器に入れた水や稀薄水溶液を一方の端から凍らせる実験で水と氷の界面に電位差が現われ、その大きさや符号は溶質の種類や濃度によって異なり、特にアンモニウム塩の水溶液では 100volt を超える値を示すことを知った。Weickmann and Aufm Kampe (1950) は $-5^{\circ}\text{C} \sim -12^{\circ}\text{C}$ に保たれた冷却室内に金属棒を置き、それを真空管電位計に結んで、之に直径 $5\mu \sim 100\mu$ の水及び稀薄水溶液の粒を噴霧器で吹きつける実験を行った。吹きつけの速度は霰及び雹の落下速度に対応して $5\text{m/sec} \sim 15\text{m/sec}$ が選ばれた。生成された氷は水滴の組成に関係なく近似的に等しい負電位を示し、電荷の生成率は吹きつけの速度即ち着氷の速度が増すにつれて増加し、 15m/sec の速度では $5 \times 10^{-12}\text{C/cm}^2\text{sec}$ に達した。雷雲を 600m 立方の体積を有し、 1m^3 に 5 個の断面積 1cm^2 を有する雹を含むと仮定すれば 5

C/minの電荷生成率となる。棒の近傍の水滴は僅かに過冷却にあったが、棒が濡れると此の帯電は終わった。又非常に細かい過冷却霧粒の吹きつけは電荷の生成を伴わず、氷点以上の温度で水を吹きつけると僅かに正に帯電した。Meinhold (1951) は 80m/sec の速度で過冷却雄大積雲中を飛行して、着氷によって機体が強く負に帯電することを認め機体表面の電場測定から $5 \times 10^{-12} \text{C/cm}^2 \text{sec}$ という帯電速度を求めた。Mason (1953a) は Weickmann and Aufm Kampe の実験と雷雲の電荷は霰によって分離されるという観測事実とに基づく計算を行い、2.5mm の霰 (落下速度 10m/sec) に対し 2730 クーロンという全電荷を得た。彼の条件では約 800 クーロンが得られれば充分であるが、此の粒子の最終電荷は 3.75×10^{-10} クーロンで Gunn (1950) が観測した最大電荷の約 4 倍となることから幾分過大評価されているであろう。然し彼の理論による電荷分離機構は数値的にも観測事実と合うと結論出来る。Reynolds (1953) は着氷による電荷分離機構が理論的降水粒子生長速度と良く合うことを示した。加納 (1954) は Workman and Reynolds の過程による氷粒の帯電について詳しい計算を行い、得られた氷粒の電荷 (0.5esu) が Gunn (1950) の観測に一致することを示した。Twomey (1957) は衝突した過冷却雲粒の着氷による氷の負帯電を、一般に認められている雲の含水量 ($0.4 \text{g/m}^3 \sim 2.5 \text{g/m}^3$)、気温減率 ($5 \times 10^{-3} \text{C/m}$) 及び凍結核スペクトルに基づく氷粒の運動方程式、凍結高度及び生長方程式の解から概算し、初期の積雲中で氷晶の出現と共に電荷分離が始まるが雲頂高度が 0°C 等温面上 $5 \sim 6 \text{km}$ ($-25^\circ \text{C} \sim -30^\circ \text{C}$) に達する迄は余り大きくなく、その後急速に電荷分離が進み $10 \sim 20$ 分以内に数千クーロンに達することを示した。従って Wormell (1953) 等の概算によれば約 20秒で 100C-km 程度の電気能率分離が可能となる (100μ の氷粒の落下速度は 1.3m/sec で生成された全電荷を 2500 クーロンとすれば、電気能率の分離速度は約 6.5C-km/sec)。また負帯電氷粒は雲底の非過冷却雲粒域で濡れたり融解したりし始めるの共に帯電を止め、以後は正帯電雲粒を衝突によって捕捉し始めるので、地上で観測される降水粒子の電荷は雲底附近の雲粒に関係する帯電に支配され主電荷分離過程には殆んど関係しないことを示した。Reynolds et al (1957) は氷粒同志の摩擦接触による帯電を調べ、初期の Reynolds (1954) の実験と同様の結果を得た。Brook (1958) も同様の実験に於いて、(1) 蒸溜水氷の接触では凡ての実験温度 ($-8^\circ \text{C} \sim -27^\circ \text{C}$) に対し温度差の逆転

と同時に電位の逆転が起り常に高温の方が負に帯電し、(2) 蒸溜水氷と食塩水氷との接触では食塩水氷が数度低温のところまで電位が逆転し、此の偏倚は氷の温度に関係し蒸溜水氷の温度が低くなる程増し、(3) 氷を分離させる速さが増す程瞬間的に現われる電位差は大きく、特に逆転点附近では氷に現われる電位の符号は分離速度に左右されるが、接触速度はそれ程電位に影響しないということ及び(4) 接触分離を行わなくても温度勾配だけで電位差が現われることを認め、この効果は(1) 暖い氷から冷い氷へのプロトンの移動か(2) 氷の温度勾配による一時的誘導双極能率に基づく焦電気作用の何れかによると推論したが、定量的検討は行われなかった。Kuettner and Lavoie (1958) はワシントン山観測所で自然の過冷却雲粒の着氷による帯電を観測し、雲又は吹雪を伴う霧の中で大きな負電荷 ($5 \times 10^{-12} \text{C/cm}^2 \text{sec}$) の発生を認め、過冷却雲粒と氷晶の共存が主要な要因であるという Reynolds (1954) の実験を認めた。最近 Hutchinson (1960) は Faraday 箱を用いた実験で同温度又は違った温度の昇華氷晶の瞬間的接触による帯電を調べ、接触の強弱や温度差の有無に係らず、期待した帯電を認めなかった。因みに彼の測器で検出する最小電荷は 2×10^{-14} クーロンであった。此の結果より彼は氷粒の帯電は温度差より寧ろ不純物等の存在が決定的要素ではないかと考えたが、その実験は行っていない。Mason and Maybank (1960) は凍結中の雨滴の粉砕機構とそれに伴う帯電を調べ、その値が極めて小さい(雨滴1個当り 10^{-8}esu 程度)ことから、この過程は主電荷分離に余り寄与しないであろうということを示した。

7. 雲底の正電荷

雲底の正電荷の存在については Simpson and Scrase (1937) 以来 Kuettner (1950), Byers and Braham (1949), Reynolds and Neill (1955) 及び Malan and Schonland (1958) 等多くの研究者によって認められており、最近 Williams (1958) はこれ等の観測結果をまとめてその電荷の特性を要約した：(1) 降雨域に接しその前面の上昇気流域に在る。(2) その領域は雷雲底又は雲の最下層 1km 以内に相当し、観測者によって相当の差違があるにしても、 0°C 又はそれより数度高い温度域と考えられる。(3) 形状は厚み、幅共約 1km で横長の角柱状をなす。(4) 対地放電の先駆段階でその全電荷が中和される。以上の性質に加えて、(5) その空間電荷の大きさは数クーロン乃至 10 クーロン程度で、(6) 多分液態の水がその電荷の分離に重要な役割を演じているであ

ろう。此の電荷の発生は、Chalmers (1956) の言う様に、(1) 主電荷分離とは全く独立に別の機構によるものであれば、 0°C 以上の温度で働き且負極性の電荷分離過程でなければならぬし、又若しも(2) 先づ主電荷分離が起り、その二次的な作用によるものであれば、発生した強い電場とか激しい降水等によってのみ此の領域に正電荷を蓄積出来る過程でなければならぬ。前者としては、Simpson(1909, 1927) の水滴分裂説、Dinger and Gunn (1946) の融解説及び Wichmann(1948) の着氷説があり、また後者としては Smith (1951, 1955) 及び Malan and Schonland (1951) の尖端放電イオン説、Wall (1948) の融解説及び同じく Wall (1948) の主電荷転位説がある、独立の過程と考えられる場合には、上層の主電荷分離と同じ性質の過程でなければならず、氷粒摩擦説が氷晶又は氷粒の破碎を伴う過程であれば、下層の電荷分離は水滴の分裂によるであろうし、また着氷の様に固態から液態への相の転移が上層の分離を起すならば下層の過程は融解の様な他の一つの相転移過程であろう。尖端放電イオン説では強い負電場によって大気中に放出された正イオンが上昇途中で雲粒に捕捉されて不活潑になり雲底附近に蓄積される。これ等のどの説に対しても未だ充分な定量的裏付けは与えられていない。

8. 結 尾

雷雲の主電荷分離に関する諸理論の中、現在定性的に雲の中の気象学的、物理学的状態に関する観測事実にも最も良く合致するものは、氷の破碎、摩擦及び着氷に関する理論である。之等の過程に関して種々の実験が行われて来たが、実験の結果は必ずしも一致せず、此の中で何れの過程がより本質的なものであるかについても未だ殆ん

ど確認されていないように思われる。例えば Reynolds (1954) は着氷による帯電は -15°C 以下では効果的でないことと過冷却雲粒の外に氷晶が存在しなければ帯電が起らないという事実から着氷は衝突による帯電を起すための環境を作り出す現象に過ぎないと考えている。凍結説は過冷却雲粒域における雲粒の捕捉凍結と非過冷却域における水滴の融解分離とによる循環過程で下層負電荷は主として雲粒にあり、またそれが 0°C 面以下に拡っている場合に雷雲に発達しようという観測事実を説明しよう。また摩擦説は -15°C 以下の低温でも作用しよう上に、雷雲中の激しい乱流状態が雷雲とその他の雲との電氣的活動の大きな差を与えるものであると見做しよう。Mason (1953a) その他は実験室内における観測結果を直ちに自然の雷雲に適用して、僅かに計算によって定量的に説明しようことを示したにすぎず、あくまで推論の域を出ないであろう。更に概算の結果は、氷粒の生長帯電の過程や大気中における氷結核分布に対する仮定によって大きく左右されるであろう。雲の中における気象的、電氣的及びコロイド物理学的観測資料の蓄積と共に、それに基づいて、出来るだけ雷雲内の状態と同一にした条件下で、より定量的な実験を行い、電荷分離の過程を解明して行くことに今後の期待がかけられている様に思われる。

〔謝辞〕 この報告の発表に当り、終始御懇切なお取り計らいと共に、御鞭達を賜りました気象研究所三崎方郎氏に衷心より御礼申し上げます。

(引用文献は編集の都合上次号に廻さして頂きました。——編集部)

理 事 会 便 り (II)

第16回 常任理事会議事録

日 時 昭和36年6月16日(金) 16.30~19.00

場 所 神田学士会館

出席者 正野、松本、藤田、岸保、神山、吉武、
根本、淵各理事(順序不同)

決 議

1. 国際学術交流委員会として札幌大会における日

中学術交流に関する決議を知らせ、20日に訪中する日中友好協会長谷川事務局長を通じ協力方同会長宛申入れることとなった。

2. 気象研究ノートの編集委員に清水逸郎氏をお願いすることとなった。