

ERRATA

Page	Line	Read	For
115	第4表.初期電荷, 負イオンのみ	$Q > 3X_a^2$	$Q > 3 \times a^2$
115	第4表.初期電荷, 負イオンのみ	$3X_a^2 > Q > -3X_a^2$	$3 \times a^2 > Q > -3 \times a^2$
126	12 (from the bottom)	非対称性を示し, 雲の後方に	非称性を示し, 雲の後方 にその変化対を
129	3 (from the bottom)	0.5 amp.	50 amp.
130	3 (from the bottom)	雲	雪

降水現象とその気象電気要素との関係 (総合報告)

河 村 謙

Precipitation and its Relation to the Atmospheric Electric Elements.

By MAKOTO KAWAMURA

目 次

Abstract.

摘 要

§ 前 書 き

第一章 降 水 の 電 荷

- § 1. 雨水電荷の観測
- § 2. 雨水電荷の観測結果
- § 3. 個々の降水粒子の持つ電荷
- § 4. 個々の降水粒子の電荷の観測結果
- § 5. 降水電荷の季節変化及び日変化

第二章 降水電荷と電場その他との関係

- § 1. 降水の電荷と電場との関係
- § 2. Whipple and Chalmers の計算
- § 3. Simpson の観測
- § 4. Hutchinson and Chalmers の観測
- § 5. Smith の研究
- § 6. Chalmers の研究

第三章 天候と電位傾度変化型

- § 1. 天候と電位傾度変化
- § 2. 快晴時の電場
- § 3. 晴天時の電位傾度変化
- § 4. 曇天時の電場
- § 5. 霧又はもやの中の電位傾度
- § 6. 連続的降雨の場合の電位傾度

- § 7. 驟雨時の電位傾度
- § 8. 電位傾度変化に及ぼす尖端放電の影響
- § 9. 連続的な雪又は霽の場合の電位傾度変化

第四章 結 び

- § 1. 地球負電荷の保持
- § 2. Mirror Image Effect の解釈
- § 3. 雨滴電荷の起源

謝 辞

引 用 文 献

Abstract

For a long time, it has been noticed that the electrical and meteorological phenomena of precipitation are to be closely connected with the separation of the electricity of cloud and the mechanism of the maintenance of the earth's negative charge, which are the essential problems of the atmospheric electricity. And therefore, various investigations have been continued along this line over half a century; but because of the complex natures of those phenomena and besides the difficulty of the accurate measurements, we have scarcely succeeded to obtain the definite interpretation of the very question. However, it seems likely that the recent rapid progress in this field can give us some definite images of those phenomena.

In the present report, we shall attempt to review the previous worker's results and discuss some of the most interesting and important problems in this field.

摘 要

降水電気現象は気象電気学の中心課題である雲の帯電機構と地球負電荷の保持機構とに最も密接に関連する現象として、ずっと以前から注目されており、その研究の歴史も既に半世紀余りに及ぶが、その現象の複雑性と精密な測定 of 困難性から、明確な結論をうることは非常に難しかった。然し最近数年間に、此の分野に於いても飛躍的な研究が行われ、現在我々に或一つの現象像を与える。

此の分野の研究の足跡を辿つて、現在此の問題の焦点が何処にあるかを明らかにすることが、此の綜合報告の目的である。

§. 前 書 き

雨水の電荷の測定は、第一に、地球の負電荷の保持機構に於いて雨水の電荷が果す役割を調べ、次に、雲の帯電機構を雨水電荷によつて推定するという二つの主要目的を持つて、1887年に Elster and Geitel (1888) によつて初めて行われた。

第一の負電荷保持の問題に関しては、現在一つの略確実と考えられる解釈が一般に認められている。観測結果によると、降水は全体として過剰正電氣量を地球に運び込み、従つて最初考えられていた様に、降水電流は晴天域の伝導電流を補う為に、地球に負電荷を運び込む

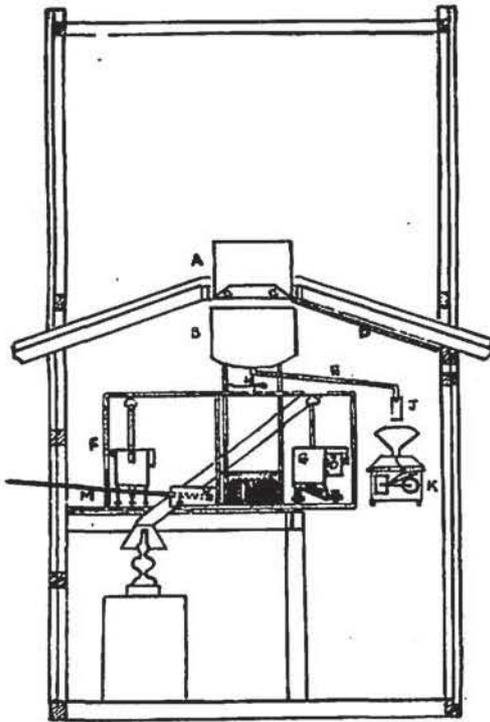
ものではなく、本来伝導電流に附け加わつて、地球の負電荷を中和させようとする働きを持つものである。これ等の正の伝導電流及び降水電流に対して地球の負電荷を保持するものは擾乱域（特に雷雨活動域）の落雷及び尖端放電々流であり、地球上の一地域を限定すると、一般に正負電気量の出入に差が生ずるが、地球全体を総括して考える場合には、正負電気量の収支は均衡が保たれていると考えて差支えないであろう。中緯度の陸上のみでなく、各種条件の異なる多くの観測点で、之等各要素の同時連続観測が行われれば、このことは一層明確に認められる筈である。

第二の問題に就いては、現在次の様な見解がえられている。雲特に雷雲の帯電機構は、Simpson and Scrase (1937) の Alti-electrograph 以来、直接に雲の中の電場が測定され、確かに降水粒子の帯電が雲の帯電に大きな役割を演じているが、現在、Chalmers (1951), Smith (1951, 1955) 等によれば、地表で観測される降水粒子の持つ電荷は、此の雲の中の帯電過程よりは、その降水粒子が雲底を離れて落下して来る途上で行われる帯電過程によつて主として支配されるものであり、従つて第二の問題は、雲の帯電機構を雨水の電荷によつて推定するという最初の目的から、現在では、雲の帯電過程には余り触れずに、地上で観測される雨水の帯電が、どの高度で、どの様な機構で行われるかということの追求に変わりつゝある。この為には、これ迄の様に降水電流として測定するのでは不十分で、個々の雨滴の持つ電荷の迅速な測定が他の要素の測定と共に行われねばならず、最近、Ross Gunn (1947, 1949, 1950), Hutchinson and Chalmers (1951), Smith (1951), Federov (1951) 及び Banerji and Lele (1952) 等の観測が実施され、Chalmers (1951) 及び Smith (1951, 1955) 等によつて、この問題に関して一つの説明が行われており、これ等は今後の観測によつて確かめられなければならないものである。

I 降水の電荷

§ 1. 雨水電荷の観測

これ迄雨水の電荷の測定は Elster and Geitel (1888), Gerdien (1903), Simpson (1909), Kähler (1909), Schindelbauer (1913), Benndorf (1910), Baldit (1912), Berndt (1912), McClelland and Nolan (1912), McClelland and Gilmour (1920), Miss Marwick (1930), Banerji (1932), Scrase (1938) 及び菊池 (1943) 等非常に多くの人達によつて行われて来た。この中で、Elster and Geitel, Simpson, Kähler, Schindelbauer, Benndorf, Baldit, Berndt 及び Banerji 等は一定時間の間に受水器に降つて来た降水を集めて其の電荷を測定したが、McClelland and Nolan (1912), McClelland and Gilmour (1920), Miss Marwick (1930), Scrase (1936) 及び菊池 (1943) 等は、所謂転倒罎を用いて、一定量の雨水を

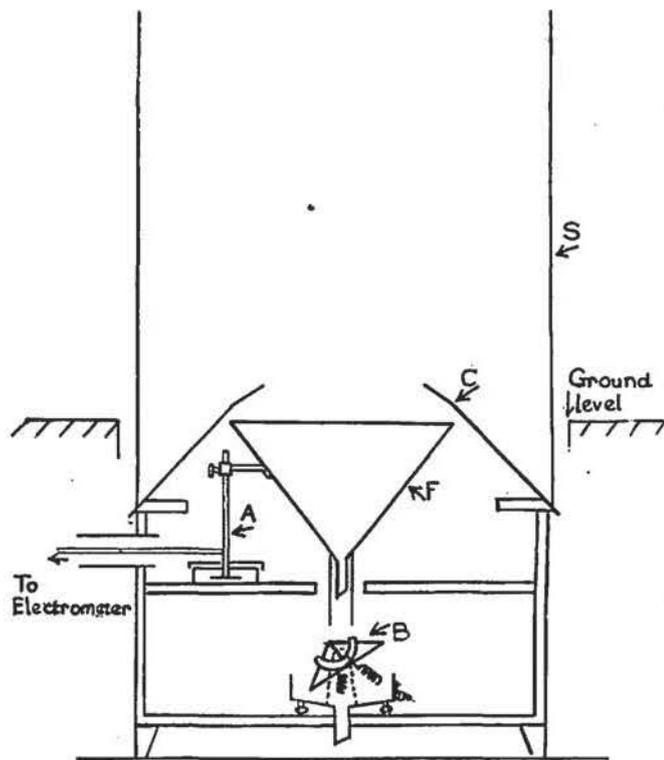


第1図 Simpson の装置 (Simpson, 1909)

されて了う。又擾乱時の空地伝導電流が晴天時の電流と全く同じものであるかどうかということにも疑問がある。このことは、特に地球負電荷の保持機構の解明を目標として観測が行われる場合には、大きな欠陥となるであろう。其の為に Weiss (1906), Herath (1914), Wilson (1916), Schonland (1928); Chalmers and Little (1940, 1947) 及び Simpson (1948, 1949) 等は受水器を電場中に露出して使用した。此の方法によると、降水電流と同時に伝導電流等も測定して了うので、降水電流だけを取り出して考察することは出来なくなる。彼等の中、Wilson, Schonland

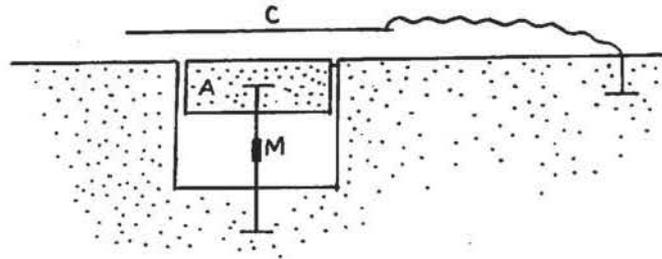
集めて、その電荷を測定した。Gerdien は $10^{12}\Omega$ の高低抗をシャントに持った電位計を受水器に結んで電位計のフレを読み、電位計の電圧値と高低抗値とから降水電流の瞬時値を測定した。一定時間毎に雨水電荷を測定する方法の代表的なものは Simpson の装置で、第1図に図示される。第2図は Scrase の装置で転倒枳法である。

以上の観測では、受水器を地球電場から遮蔽して観測を行つたので、“bound charge” の変化の影響は取除くことが出来たが、反面、降水時に地表面で起つている総ての現象をそのままの姿で観測することは不可能となる。というのは、遮蔽装置の為に、受水器で受けた降水の量は実際の降雨量よりもずつと少くなることが考えられ、又飛沫等の作用により実際に行われている電荷授受過程も見逃



第2図 Scrase の装置 (Scrase, 1938)

及び Chalmers and Little 等は飛沫の作用を自然状態と同じくするために“guard-ring”を使用している。代表例として Wilson の装置を第 3 図に示す。これ等の観測中、Simpson, Schindelbauer, Scrase 及び Chalmers and Little



第 3 図 Wilson の装置 (Wilson, 1916)

等はあらゆる気象状態に於いて連続観測を行つているが、他の人達は、雷雨その他の特定の状態で観測を行つているに過ぎず、且方法も殆んど目視観測であり、全体的な姿を知るためには都合が悪い。第 1 表に雨水電荷の観測者の一覧表を示す。

第 1 表 雨水電荷の観測者

観測者	観測地	測定期間	測定法	受水器
Elster and Geitel (1888)		1887	定時間法	遮蔽受水器
Gerdien (1903)	Göttingen	1902~1903	瞬間電流測定法	遮蔽受水器
Weiss (1906)				露出受水器
Simpson (1909)	Simla	1909	定時間法	遮蔽受水器
Kähler (1909)	Potsdam	1909	定時間法	遮蔽受水器
Schindelbauer (1913)	Potsdam	1909~1911	定時間法	遮蔽受水器
Benndorf (1910)			定時間法	遮蔽受水器
Baldit (1911, 1912)	Puy-en-Velay	1910~1911	定時間法	遮蔽受水器
Berndt (1912)	Buenos Aires	1911~1912	定時間法	遮蔽受水器
M'Clelland and Nolan (1912)	Dublin	1911~1912	定容積法	遮蔽受水器
Herath (1914)	Kiel		瞬間電流測定法	露出受水器
Wilson (1916)	Cambridge	1914~1915	定時間法	露出受水器
M'Clelland and Gilmour (1920)	Dublin	1919	定容積法	遮蔽受水器
Miss. Marwick (1930)	Otago	1922	定容積法	遮蔽受水器
Schonland (1928)	Cape Town	1927	定時間法	露出受水器
Banerji (1932)	Bombay	1930~1931	定時間法	遮蔽受水器
Scrase (1938)	Kew	1935~1936	定時間法及瞬間電流法	遮蔽受水器
Chalmers and Little (1940, 1947)	Durham	1938~1939	定時間法	露出受水器
菊池 (1948)	柿岡	1941~1942	定容積法	遮蔽受水器
Simpson (1948, 1949)	Kew	1942~1946	定時間法及瞬間電流法	半露出受水器

§ 2. 雨水電荷の観測結果

上述の観測によつて得られた結果について概説的に述べる。観測者毎に其の結果は非常に区々で統一的な結論を抜き出すことは大変困難であるが、其の結果を次の様に降水の種類によつて分類すれば、幾分良い一致がえられるものと思われる。

- (1) 連続降雨 (Continuous rain; Landregen)
- (2) 驟 雨 (Showers; Böenregen)
- (3) 雷 雨 (Thunderstorm rain; Gewitter)
- (4) 雪其の他

勿論、各観測者は測定装置、測定地の地理学上気候上の特性、測定時期及び期間等が夫々異なるので、其の結果も亦当然差違があるであろう。又之等の測定は主として中緯度の陸上に限られ、僅かに熱帯地方で、主として雷雨中に二三の観測が行われたにすぎないので、此処に与えられた結果は全地球上を代表するものではないが、一般的な特性に就いて若干の結論はえられるものと思われる。此処では先づ一般的事項について述べ次に各降水の種類別に其の特性に言及することとする。

(I) 一般的結果

- (1) 夫々正又は負電荷の過剰はあるが、総ての降雨は通常両符号の雨水をあわせ持つている。
- (2) 降水は全体として負電荷よりも多量の正電荷を地球に運び込む。
- (3) 正の降水のあつた時間の方が、負の降水のあつた時間よりも一般に長い。
- (4) 一般に正電荷を持った降水よりも負電荷を持った降水の方が、同じ体積の降水をとれば、多量に電気を帯びている。
- (5) 降水電流密度は 10^{-10} amp./cm² から 10^{-12} amp./cm² まで変化する。観測された最大電流密度は 2.0×10^{-11} amp./cm² (Simpson) であるが、之は幾分疑わしいとされている。Chalmers and Little は Soft hail 中で -7.3×10^{-12} amp./cm² の電流を観測した。
- (6) 単位体積の降水の持つ電気量は 0.01esu/cc から 2.0esu/cc まで変化する。連続降雨に対する平均値は 1esu/cc より小さいが、驟雨及び雷雨に対する平均値は 2esu/cc の値に達する。

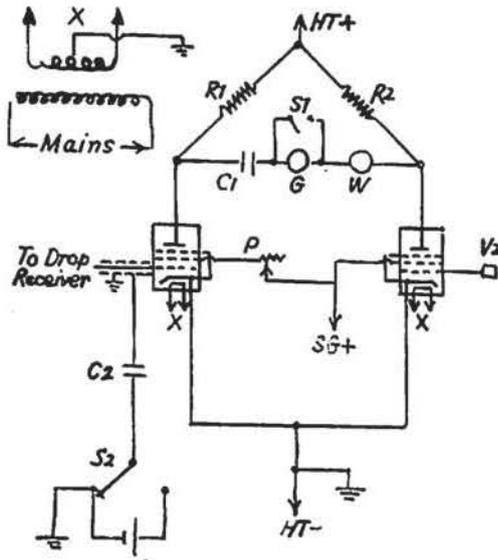
(II) 降水の種類別による性質

- (1) 連続降雨は一般に過剰正電気量を地球へ運び込む。地球へ運ばれる正負全電気量の比は 1.1~1.5 程度である。
- (2) 驟雨は過剰負電気量を地球へ運ぶ。
- (3) 雷雨は一般に過剰正電気量を地球へ運び込む。雷雨時の降水電荷の符号は、他の降水の場合よりも頻繁に変化する。
- (4) 雪其の他の電荷については観測結果は区々で、結論をうることは出来ない。Simpson (1909) は雪の電荷は一般に負よりも正が多く、降水電流密度及び単位容

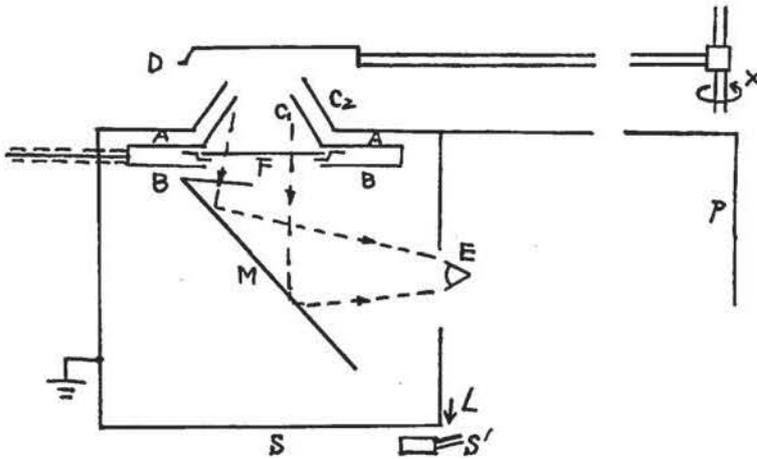
積当りの電荷は、雨の場合よりも大きいということを見出した。Weiss (1906), Miss Marwick (1930), Gschwend (1922) 及び Chalmers and Pasquill (1938) も同様の結果を得ている。然し, Elster and Geitel (1888), Kähler (1909), Schindelhaner (1911), McClelland and Nolan (1912), McClelland and Gilmour (1920) 及び Ross Gunn (1949) は逆に負電荷の過剰を認めた。以上の結果に現われた相違は、観測条件の相違によつて生ずるものと考えられる。Simpson (1949) 及び Chalmers and Little (1947) は静かに降っている雪は通常負に、擾乱状態で降っている雪は正に帯電していることを見付けた。Nakaya and Terada (1934) は雪の電荷の符号を測定し、負電荷の雪片の多いことを見出したが、雪片に雨滴が附着した時には一般に正になることが多いということを知つた。霰、雹は一般に正電荷を持つていることを見出されている。McClelland and Nolan (1912) は小さな雹粒は負に大きな雹粒は正に帯電していることを認めている。

§ 3. 個々の降水粒子の持つ電荷

以上の観測では、或る量の降水の持つ平均電荷を測定しているので、各期間又は各降水量毎の降雨が全て同符号の電荷を運んで来たものであるか、或は両符号の電荷の差が観測されているのであるかという様な点でさえ明瞭でない。特に観測の主眼を雨滴の電荷の性質や起源の検討に置く場合には、どうしても個々の雨滴の電荷を測定しなければならない。個々の降水粒子の持つ電荷を最初に測定したのは Gschwend (1922) である。彼はそれまでの観測者と同様な遮蔽受水器を用い、蓋を開閉して必要時間だけ雨中にそれを露出した。取入口の径を非常に小さくした(直径約 3.85 cm)ので、強い雨の場合でも個々の雨滴を捕えてその電荷を測定することが出来た。電荷は繊維電位計を用いて目で測定され、同時に受水器の底に吸取紙をおいて、雨滴によつて出来たしみを測つて、其の径が決定された。次に Banerji and Lele (1932) は、二つの孔(一つは固定円筒で、一つは回転円板の周囲にある孔)を通過して受水器に入つて来た雨滴の電荷を金箔驗電器を用いて、光学的に記録した。円板の廻轉週期を降雨強度に応じて適当に調節して、一個の雨滴が測定し終る迄、次の雨滴が受水器に入つて来ない様にすることが出来た。同時に毛管圧力計を用いて雨滴の大きさと数とが記録された。Chalmers and Pasquill (1938) も矢張り口径の小さな受水器を真空管増幅器を通つて検流計に結び、目視で個々の雨滴の電荷を観測したが、増幅器の感度不足のため余り小さな雨滴を測定することは出来なかつた。Ross Gunn (1947) は雨滴を 75 cm 離れた二つの金属環の間を通つて落下させ、金属環に生じた誘導電流を増幅してオツシログラフに入れ連続して生じたパルスの振幅と間隔とから雨滴の電荷と大きさとを測定する装置を作り、



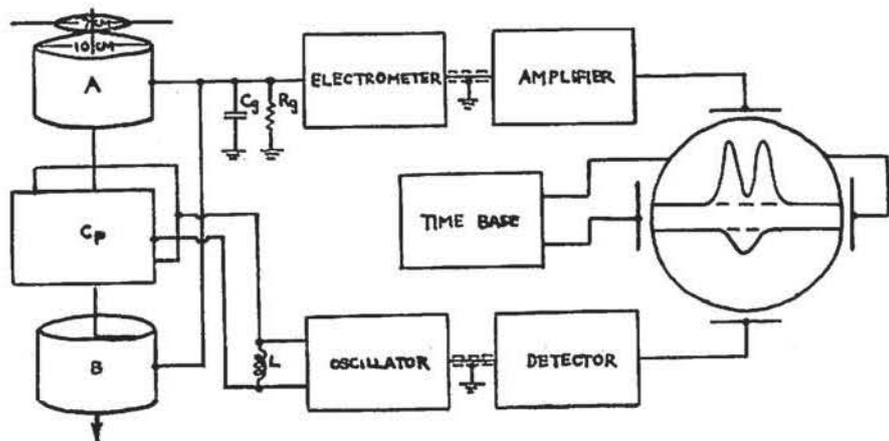
第4図 (a) Hutchinson and Chalmers の受水装置(Hutchinson and Chalmers, 1951)



第4図(b) 増幅器(Hutchinson and Chalmers, 1951)

飛行機で、地上から 26000 呎までの高度に於いて寒冷前線型の閉塞前線に伴う天候の場合の降水粒子の自由電荷を測定した。 Ross Gunn(1949) はまた、新しい型の誘導法による雨滴電荷の測定装置を用いて、活動中の雷雲から降つて来る雨滴の電荷を地上で測定した。同様に雪片の電荷も観測された。彼(1950) は前述の装置を飛行機に載せて 1945 年 7 月 24 日に種々の高度で即ち(5000 呎より 20000 呎まで、2500 呎毎に) 雷雲中を横断飛行し電位傾度及び雨滴電荷の大きさと符号及び対応する雨滴の数を測定した。 Hutchinson and Chalmers(1951) は受水器の取入口の上に口径の

小さな円錐(直径 1.8 cm) を載せ、受水器に入つて来る雨滴の数を調節して、個々の雨滴の電荷を観測した。電荷は真空管増幅器によつて増幅され光学的に



第5図 Smith の装置(Smith, 1955)

記録され、雨滴の大きさは吸取紙法で目で観測された。又同時に電場と尖端放電々流を測定した。此の装置では測定所要時間をかなり短縮出来、最高では14分間に45個の雨滴を観測した。第4図はその装置を示す。最近 Smith (1951, 1955) は極めて短い時間に非常に沢山の雨滴を(約300分に9000個以上) 測定する装置を作りそれを用いて雨滴の電荷と大きさを測定した。其の他 Federov (1951) 及び Banerji and Lele (1952) の観測がある。第5図は Smith の装置を図示する。更に Chapman(1953) は雪片の電荷を測定する装置を考案した。

§ 4. 個々の降水粒子の電荷の観測結果

個々の降水粒子の持つ自由電荷の観測値は第2表に示されている。降水電流の観測と同様に、どの様に短い時間を取つても大抵の場合に両符号の降水粒子が同時に観測される。一個の降水粒子の持つ電荷は正の降水粒子より負の降水粒子の方が一般に大きい。一個の降水粒子の持つ電荷の範囲は非常に広く 10^{-5} esu/drop から 10^{-1} esu/drop まで変化した。

第2表 個々の降水粒子の持つ電荷の観測結果 (esu $\times 10^3$) (R. Gunn, 1951)

	高度(呎)	符号	連続降雨	驟雨	雷雨	連続降雪	驟雪
Gschwend (1922)	地表	+	0.24	1.75	8.11	0.09	5.64
		-	0.53	5.43	5.88	0.06	4.78
Banerji and Lele (1932)	地表	+		6.4	6.9		
		-		6.7	7.3		
Chalmers and Pasquill (1938)	地表	+	2.2	1.3	3.7	10.5	
		-	3.0	2.3	9.2	5.7	
Gunn (1947)	4,000	+		—			
		-		24			
	12,000	+		41			
		-		100			
Gunn (1949)	地表	+			15	0.67	
		-			19	1.0	
Gunn(1950)	5,000	+			81		
		-			63		
	10,000	+			148		
		-			112		
	15,000	+			123		
		-			76		
20,000	+				52		
	-				62		

§ 5. 降水電荷の季節変化及び日変化

降水電荷の季節変化に関しては Scrase (1938) 及び Chalmers and Pasquill (1938) の観測がある。其の結果を第3表に示す。一般に冬季には正電氣量が卓越し、夏季には逆に負電氣量が多く運ばれる。

第3表 降水電荷の季節変化

観測者	季節	全正電氣量(esu)	全負電氣量(esu)	差額(esu)	比
Chalmers and Pasquill (1938)	春	10.82	8.65	+2.17	1.25
	夏	3.63	5.54	-1.91	0.65
	秋	3.07	2.18	+0.89	1.41
	冬	15.54	9.15	+6.39	1.70
Scrase (1938)	冬	473	231	+243	2.1
	春秋	711	711	0	1.0
	夏	1028	1065	-37	1.0
	年平均	2212	2007	+205	1.1

Scrase (1938) は降水電流の日変化を観測し、午後に極大、早朝に極小になることを見出した。この結果は尖端放電々流の日変化と良く一致しているが唯その符号は逆である。

II. 降水と電場其の他との関係

§ 1. 降水と電場との関係

雨の電荷と電場との関係も多くの観測者によつて論じられて来た問題である。古くは Elster and Geitel (1888) や Benndorf (1910) が降水電流と電場との間に一定の逆関係のあることを見出した。然し Simpson (1909) は雨の電荷の符号と電位傾度との間に何等の関係を見出すことも出来なかつた。Scrase (1938) は正電荷を持つた雨の降る時には、電位傾度は負であることが多いが、負帯電の雨の場合には、両者の符号の間に明瞭な関係はないということを観測した。Chalmers and Little (1940, 1947) も特別な場合を除いて、両者の間に特別な関係を見出さなかつた。Kew に於いて行われた観測結果から、Simpson (1948, 1949) は尖端放電を起す強い電場が地表にある場合に、雨の電荷と電場との符号の間に明瞭な逆関係の存在を見出し、それを解析した。更に Hutchinson and Chalmers (1951) も亦、個々の雨滴の電荷を観測して、大抵の場合に雨の電荷の符号は電場の符号と反対であるが、同時にまた常に電場と同じ符号の雨滴も存在することを認めた。Smith (1951, 1955) は Cambridge で短時間に非常に沢山の雨滴を測定して、小さな雨荷は電場と反対符号の電荷を運ぶのに、大きな雨滴は屢々電場と同じ符号の電荷を持っていることを発見した。

§ 2. Whipple and Chalmers の計算

Whipple and Chalmers (1944) は、層流状態の大気を考え、一様な鉛直電場を仮定して存在するイオンと雨滴の初期電荷に対して種々の仮定を行い、その中を落下する雨滴が Wilson の過程によつてイオンを捕捉し、そうして雨滴が帯電して行く速さと、その雨滴の持ちうる最終電荷とを計算した。其の結果は第 4 表に与えられる。

第 4 表 Whipple and Chalmers の計算結果 (Whipple and Chalmers, 1944)

イオン	初期電荷	荷電速度	最終電荷
負イオンのみ	$Q > 3 \times a^2$	$-4\pi\lambda_2 Q$	$-3Xa^2$
	$3 \times a^2 > Q > -3Xa^2$	$-\frac{\pi\lambda_2(Q+3Xa^2)^2}{3Xa^2}$	$-3Xa^2$
	$Q = 0$	$-3\pi\lambda_2 Xa^2$	$-3Xa^2$
	$Q < -3Xa^2$	0	Q
正イオンのみ ($w_1 X > V$)	$Q > 3Xa^2$	0	Q
	$3Xa^2 > Q > -3Xa^2$	$\frac{\pi\lambda_1(3Xa^2 - Q)}{3Xa^2}$	$+3Xa^2$
	$Q = 0$	$3\pi\lambda_1 Xa^2$	$+3Xa^2$
	$Q < -3Xa^2$	$-4\pi\lambda_1 Q$	$+3Xa^2$
正イオンのみ ($w_1 X < V$)	$Q > 0$	0	Q
	$Q < 0$	$-4\pi\lambda_1 Q$	0
負イオンと 速い正イオン	$Q > 3Xa^2$	$-4\pi\lambda_2 Q$	0
	$3Xa^2 > Q > -3Xa^2$	$-4\pi\lambda Q (\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda)$	0
	$Q < -3Xa^2$	$-4\pi\lambda_1 Q$	0
負イオンと おそい正イオン	$Q > 3Xa^2$	$-4\pi\lambda_2 Q$	$-0.515Xa^2$
	$3Xa^2 > Q > 0$	$-\frac{4\pi\lambda_2(Q+3Xa^2)^2}{3Xa^2}$	$-0.515Xa^2$
	$0 > Q > -0.515Xa^2$	$-\pi\lambda(Q^2 + 18QXa^2 + 7X^2a^4)$ ($\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda$)	$-0.515Xa^2$
	$-0.515Xa^2 > Q > -3Xa^2$	同上	$-0.515Xa^2$
	$Q < -3Xa^2$	$-4\pi\lambda_1 Q$	$-0.515Xa^2$

§ 3. Simpson の観測

Simpson (1948, 1949) は雨の電荷と電位傾度との関係は、電位傾度が充分に大きく尖端放電が起つている場合と、電場がそれ程大きくなく、尖端放電が起つていないと考えられる場合とでは、全く様子が違つていることを見出し別々に区別して論じている。

(1) 電位傾度 > 20 v./cm の場合

電位傾度が ± 20 v/cm より大きくなると、地上にある各尖端からの尖端放電が起つていると考えてよく、この場合には、雨水の電流と尖端放電々流（従つて電場）とは一般に符号が

反対であるばかりでなく、屢々その符号は同時に反転することが見出された。彼は此の作用を“mirror image effect”と名付けた。此の作用は必ず起るとは限らないが、大抵の場合には、相当明瞭に認められた。この降水電流と尖端放電々流との関係は直線的ではなく、両者の比は降雨強度の増加に伴つて増す。彼はこの降水電流、降雨強度及び尖端放電々流の間を調べ次の三種の実験式を得た。

$$(1) \quad i = 0.80 \times 10^{-5} IR^{0.57}$$

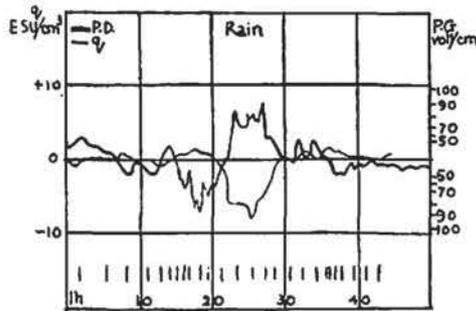
$$(2) \quad i = \frac{I}{5.5 \times 10^8} (1 - e^{-2.1 \times 10^3 R})$$

$$(3) \quad i = \frac{IR}{4 \times 10^8 (R + 5.5 \times 10^{-4})}$$

此処で i は降水電流密度 ($\text{esu}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$)、 I は尖端放電々流 (esu/sec) 及び R は降雨強度 (cm/sec) である。この mirror image effect から尖端放電を起させる十分に強い電場の場合には、

- (1) 降雨電流は尖端放電によつて空中に放出されたイオンから其の電荷を得る。
- (2) 一定の降水率に対しては、降雨電流は尖端放電々流に比例して増減する。
- (3) 非常に激しい雨の場合には、雨滴は落下中に尖端放電によつて発生した空間電荷を全部捕捉し、その時降水電流は限界に達する。

ということが考えられる。第6図は mirror image effect の一例を示す。



第6図 Mirror Image Effect の一例
(Simpson, 1948)

$|20| \text{ v/cm}$ 以上の電位傾度の際の mirror image effect は雨の場合よりも雪の場合に一層顕著に現われる。然し雪の場合資料は少く、又雪の強度を測定出来なかつたので、彼は実験式を求めることは出来なかつた。又雨の場合と同様に、雪によつて運ばれる電荷は尖端放電々流と共に増減したがその雪の電荷は同じ強度で降り同じ尖端放電々流の場合の雨滴より時々大きいことがある。

(2) 電位傾度 $< |10| \text{ v/cm}$ の場合

此の大きさの電場は主として弱い一様な雨の場合に現われる。Simpson は此の場合の結果を解析して次式を得た。

$$q = -0.0145 (P - 4)$$

$$i = -0.0145 (P - 4) \cdot R$$

ここで、 q は単位体積の降雨の持つ電荷 (esu/cm^3)、 P は電位傾度 (v/cm) 及び R は降雨強度 (cm/sec) である。従つて、この様な場合には、

- (1) 雨の持つ電荷 (q) は降水の強度 (R) には無関係である。
- (2) $+4v/cm$ は Kew に於ける晴天時の電位傾度の値であり、従つて電位傾度が此の値を持つ時には降水は電荷を運ばず、電位傾度が零の時には $+0.06 \text{ esu/cm}^3$ の正電荷を持っている。
- (3) 雨の持つ電荷は $+4v/cm$ より小さな電位傾度に対しては正である。
- (4) q と P との間には直線的な関係がある。

ということが言える。又弱い様な雪が降っている場合の観測から、雪の電荷は電位傾度が符号を変える場合に同時に其の符号を変え、 $P=0\sim 4v/cm$ の電場の時の雪の電荷は負で、雨の場合の様に正ではないということが見出された。

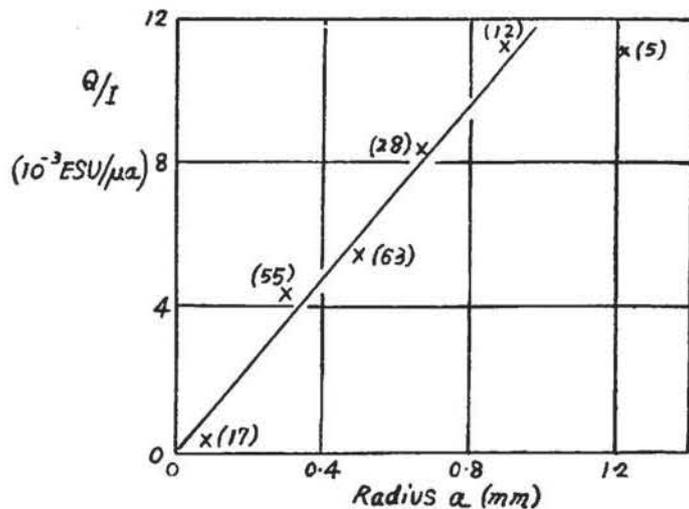
§ 4. Hutchinson and Chalmers の観測

Hutchinson and Chalmers (1951) は真空管増幅器を用いて個々の雨滴の電荷を測定し、同時に吸収紙法によつて雨の半径を求めた。其の結果を要約すると次の様になる。

- (1) 大抵の場合に雨滴の電荷の符号と電場の符号とは反対であつたが、又常に同じ符号を持つ雨滴も観測されている。
- (2) 尖端放電のある場合の $-Q/I$ と a の間にはかなり良い相関がある。但し Q 及び a は夫々雨滴の電荷 (esu) 及び半径 (mm) I は尖端放電々流 (μA) である。第7図は $-Q/I$ と a との関係を与える。
- (3) $-Q$ と a との間にも或る関係があり、最も大きな雨滴は負電荷を持つ傾向がある。

彼等は其の結果を他の観測者特に Simpson (1948, 1949) の結果と比較し、雨の電荷が尖端放電々流従つて電場と反対の符号を有するという一致した特性に注目し、其の解釈として、

- (1) 最初に(地表の)電場が作られ、其の後雨滴は尖端放電によつて出来たイオンを捕へ乍ら落下して来る。
- (2) 雲の中又は下で電荷の分離が起り、其の雨は一方の電荷を下に運び、後に残された電荷が反対の



第7図 $-Q/I$ と a との関係 (Hutchinson and Chalmers, 1951)

電場を作る。

という二つの過程の可能性のあることを論じた。(1)の場合には降雨電流は尖端放電々流によつて決まる限界を超えて大きくなることは出来ないが、(2)の場合には一般に雨の電流密度は尖端放電々流密度より大きいと考えられる。Simpsonの結果は降水率が非常に強くなると降雨電流は飽和状態になり又尖端放電の有無によつて違つた関係が成立つということで、Hutchinson and Chalmersは之が(1)の過程の有力な証拠となりうることを認め、彼等はWilson(1929)の過程に基いてWhipple and Chalmers(1944)が計算した理論値と其の観測値を比較し、雨滴がWilsonの過程によつて電荷をうるためには、雨滴は地上で観測される電場よりも少くとも一桁以上大きな電場中を落下して来なければならないということを示した。

§ 5. Smith の 研 究

前述の如く、Simpson (1948, 1949) 及び Hutchinson and Chalmers (1951) は、尖端放電が起つている様な強い電場の場合には雨滴の電荷は通常尖端放電々流と符号が反対であることを見出し、此の電荷は尖端放電によつて空中に放出されたイオンを捕捉することによつてえられたものであるということを示した。Smith (1951, 1955) は短時間の中に雨滴の電荷と大きさを非常に迅速に、且確実に測定する装置を考案し、それを用いて 9000 個の雨滴を測定した。雨滴の電荷は R. Gunn (1947) が行つた様に、2 個の金属円筒中を雨滴が順次に落下する時にそれに生ずる静電誘導を用いて測定された。小さな雨滴の場合には雨滴の質量 (即ち大きさ) は二個の円筒の間の落下時間から決定されたが、大きな雨滴の場合には雨滴が平板コンデンサーの電極間を落下する場合に、そのコンデンサーに生ずる容量の変化からその大きさが決定された。尖端放電々流、電場の強さ及び降水電流も同時に観測された(第 5 図参照)。

Smith の観測結果を要約すると

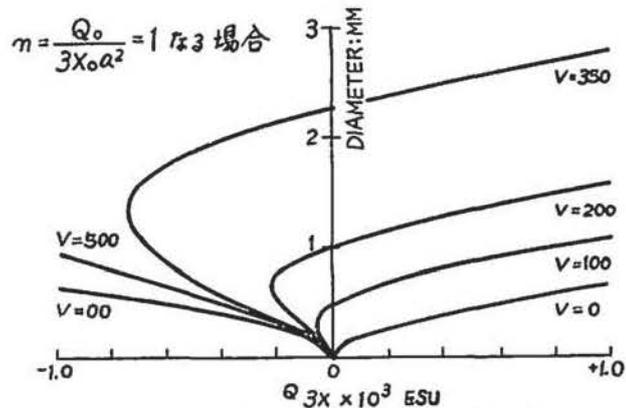
- (1) 1 個の雨滴の持つ電荷は、その雨滴の大きさが一定であり、外部の条件が殆んど等しい場合でも、非常に広い範囲に亘つており、屢々両符号にまたがり、この範囲は、どの様に短い時間に観測された雨滴をとつて考えても余り小さくはならない。
- (2) 雨滴の平均電荷と電荷の範囲とは、雨滴の大きさに対して規則的な関係がある。任意の大きさの電場に対して、雨滴が或る一定の大きさを持つ場合に、その雨滴の電荷は零となり、それよりも小さな雨滴は電場と反対の符号を持ち、逆にそれより大きい雨滴は電場と同じ符号を有する。
- (3) 或る場合には、雨滴の電荷は小さすぎて測定することが出来なかつた。この様な時には、電場は通常小さな負の値 ($-5 \sim -10 \text{V/cm}$) を取つた。この雨滴は電氣的に中

性な或は僅かに帯電している雲から降つて来たものと考えられ、電場の逆転は地上に於ける雨滴の分裂によつて生ずるとということが示された。

- (4) 降水電流の観測結果によると、降雨電流は電場と反対符号を持つ場合よりも同じ符号を持つ場合の方が多く、Simpson (1948, 1949) の mirror image effect に矛盾するが、此の装置の欠点のために、小さな雨滴の電荷を見逃したので、そうなつたのであろうと考えられる。実際に彼は mirror image effect を数回見出している。

更に Smith は雨滴の初期電荷と雨滴が落下して来る空間の電氣的狀態とに関して合理的な仮定を行い、雨滴が帯電した雲の下にある尖端放電の起つている領域を落下する際に、Wilson の過程によつて、尖端放電々流のために放出されたイオンを捕捉すると考えて、其のモデルに従つて計算を行い、地上に達した雨滴の電荷と大きさとの関係を概算した。其の関係は観測結果と定性的に良く一致する。第8図は此の雨滴の電荷と大きさとの関係を表はす。

理論と観測とを比較して、電場は尖端放電によつて出来た空間電荷のために高さと共に増加していると考えられている。更に雨滴の電荷の持つ非常に広い範囲は、違つた電流密度を持つた領域で雲底を離れた雨滴が落下中に混合したために起ると考えられる。このことは強い電流密度の領域は直径百米以下の小さな領域であるということが必要とする (Davies, 1950)。



第8図 雨滴の電荷と大きさとの関係 (Smith, 1955)
 $V = \pi J x_0 / X_0$, J : 尖端放電々流密度 (ESU/cm²),
 x_0 : 雲底の高さ (cm)
 X_0 : 雲底における電場の強さ (ESU)

§ 6. Chalmers の 研究

Chalmers (1951) は尖端放電が起つている場合に、適当な仮定と近似とを行い、平均的な値を採用して、Wilson の過程によつて、地上の電場又は尖端放電々流と雨の電荷及び雨の大きさ又は降雨強度間との関係を定量的に説明することが出来た。

雲の中で起つている或る電荷分離過程によつて、例えば降水粒子に負、雲粒等に正の電荷が与えられる。従つて雲底に負電荷があり、地表に負電場が現われる。この電場が地上で尖端放電を起させる程十分に強ければ、尖端放電によつて空中に放出された正電荷は上方へ昇つて行く。最初負電荷を持つて落下して来た降水粒子は、その落下中に Wilson の過程により此の正イオンを捕捉して、初期の負電荷は中和されて次第に減少し、遂に或る高度で零になり、其の後正帯電を続け乍ら地上に達する。従つて、地上では電場と雨滴の電荷との間に一

一般的な逆関係が見出されると考えた。

Chalmers は其の定量的説明に当り、次の様な假定並びに近似を用いている。

- (1) 簡単のために地上の電場は負で、尖端放電による正の空間電荷（正イオン）のみが存在する場合を考え、此の尖端放電イオンとエイトケン核との結合は無視出来るものとする。
- (2) 電気的狀態は定常的で、且等電位面は水平である。
- (3) 空間電荷理論によつて電場は高さと共に増す。
- (4) 或る降雨期間中の総ての雨滴は同じ大きさで、平均の半径を持つている。
- (5) 或る時間に降つてゐる総ての雨滴は平均電荷を持つている。
- (6) 降水電流とイオン電流とに比して、鉛直対流電流は無視出来る。
- (7) “尖端の実効距離 (d)” は電流の大きさに関係しない。
- (8) x_4 (電場が零になる高さ) の平均高度を考え、これは総ての降雨強度即ち総ての雨滴の大きさに対して一定である。
- (9) イオンの捕捉は水粒子によつては行われず、総て雨滴によつて行われる。

Whipple and Chalmers(1944) によれば、一様な負電場中に負の雨滴と正イオンとが存在する場合の雨滴によるイオンの捕捉は次式によつて与えられる。

$$\frac{dP}{dy} = -\frac{M}{4sF} (sF - P)^2 \quad (sF > P > -sF) \quad (1)$$

$$\frac{dP}{dy} = 0 \quad (P > sF) \quad (2)$$

$$\frac{dP}{dy} = MP \quad (P < -sF) \quad (3)$$

又假定 (2) 及び (6) から連続方程式は次の様を書くことが出来る。

$$MF = 1 + P \quad (x < x_4 \text{ なる全ての } x \text{ に対し}) \quad (4)$$

更に Poisson の方程式は

$$\frac{dF}{dy} = M + P \quad (5)$$

で表わされる。ここに F , M , P , s , y 等は夫々無次元の量で次式で与えられる。

$$F = wX/V \quad (6)$$

$$M = ne/NT : T = -Q_4 \quad (7)$$

$$P = Q/T \quad (8)$$

$$s = 3a^2V/wT \quad (9)$$

$$y = \frac{4\pi wNTx}{V} = \frac{12\pi a^2Nx}{s} \quad (10)$$

a は雨滴の半径 (cm), V は雨滴の落下速度 (cm/sec), Q は雨滴の電滴 (esu), x は地上からの高さ (cm), $-X$ は電場 (esu), N は雨滴の数密度 (cm^{-3}), n は正イオンの数密度 (cm^{-3}), e 及び w はイオンの電滴と移動度 (共に esu) を表わす. 更に考えている空間を四つに分け各境界の値を 0 から 4 までのサフィックスで示す. 0 は地上, 1 は $Q=3Xa^2$ なる点, 2 は $Q=0$ なる点, 3 は $Q=-3Xa^2$ なる点, 4 は $X=0$ なる点を夫々表わす.

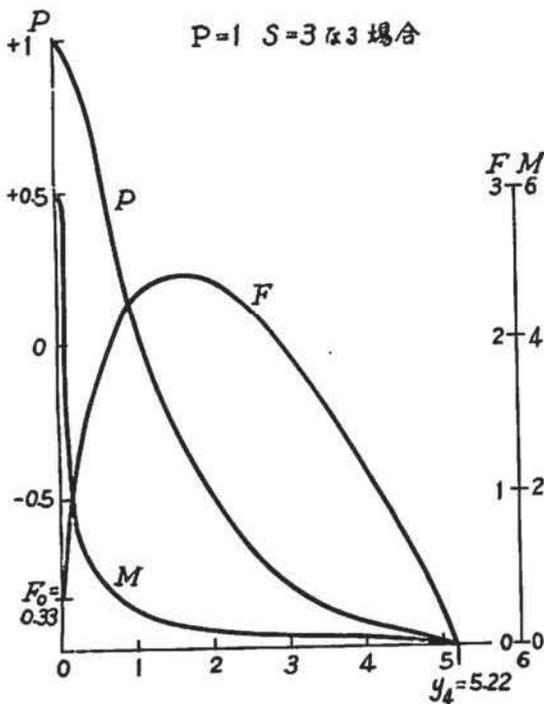
地上から $Q=3Xa^2$ なる所までの間では方程式 (2) (4) 及び (5) が成立ち、之は簡単に積分出来る.

$$y_1 = \frac{1}{s} - \frac{1+P_0}{P_0} \log \left\{ 1 + \frac{P_0^2}{s(1+P_0)} \right\} \quad (11)$$

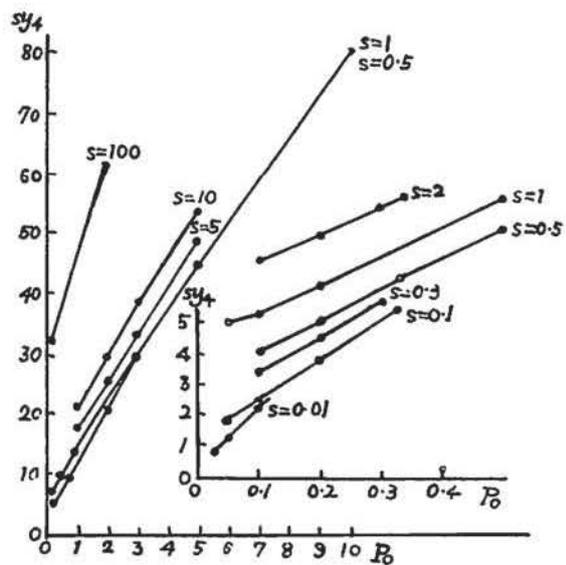
この領域では $\frac{dQ}{dx} = 0$. 従つて $P=P_0$ (一定), $F=P_0/s$ (一定) である. この上の領域 1 ~ 3 では, 方程式 (1), (4) 及び (5) が成立するがこれは簡単に解くことは出来ないので数値積分を行う. 更に其の上の領域では方程式 (3), (4) 及び (5) が成立し引続いて数値積分が $F=0$ になる迄行われる. この高度が x_4 である. Chalmers は 63 個の s 及び P_0 の組合わせに対して, この計算を行い, P_0-sy_4 曲線を書いた. 第 9 図は $P_0=1, s=3$ なる場合の F, M 及び P の高度による変化を示す. 又第 10 図は P_0-sy_4 曲線群を表わす.

Chalmers は以上の計算結果を, Simpson(1948, 1949) 及び Hutchinson and Chalmers

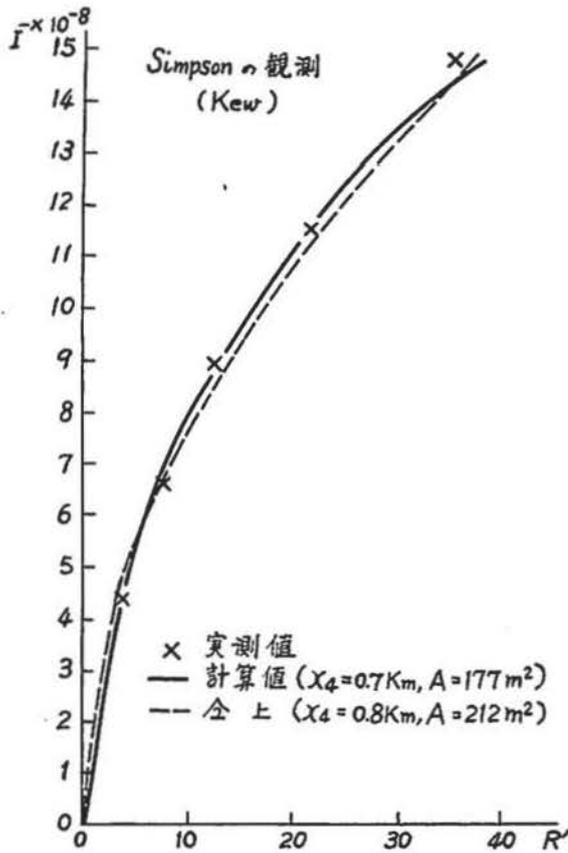
(1951) の観測結果に適用し, それらの観測結果に良く合う Kew 及び Durham に対する x_4 及び $A(=d^2)$ を得ることが出来た. 其の



第 9 図 P, F 及び M の高度変化 (Chalmers, 1951)



第 10 図 sy_4-P_0 曲線群 (Chalmers, 1951)



第11図 Chalmersの計算結果
(Chalmers, 1951)

ものと考えられている。

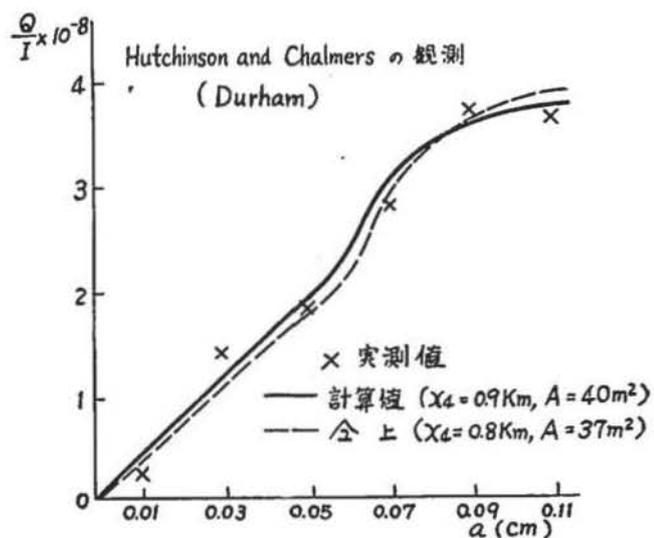
Chalmers は此処では、平均的な結果だけを取扱い、平均からの偏倚には触れていないが実際には種々の条件の相違によつて其の結果の広い変化範囲が起りうるであろうといっている。

III. 天候と電位傾度変化型

§ 1. 天候と電位傾度変化

地表面の電位傾度は、世界中の各観測所其の他で非常に多種多様の方法で測定されて来た。電位傾度の日変化、年変化や雷放電によつて起る非常に急激な電位傾度の変化は、これ迄非常に多くの人々

結果は第11~12図に示されている。各点は観測値を降雨強度又は雨滴の半径により数個の群に分けて統計した平均値で、実線及び破線は夫々 x_d 及び A の各仮定値に基く曲線である。この x_d は実際のKew及びDurham上の平均の凝結高度より幾分低い。このことは初期電荷分離過程によつて帯電されるものは氷粒子よりは水滴であるという初めの仮定を支持する。然し、Hutchinson and Chalmers (1951)の観測は、大きな降水粒子は a と Q との間の相関が負になろうとする傾向を持つという事実を指摘した。この事はW. and E. Findeisen (1943)の氷片帯電説によつて良く説明出来る。従つて又氷粒子による初期過程を全く無視することは出来ない。 A の値は夫々妥当な



第12図 Chalmersの計算結果 (Chalmers, 1951)

によつて詳細に研究されたが、数分乃至数十分程度の変化に対しては余り注意が払われて来なかつた。然し最近はこの分野にも関心が持たれ、Simpson (1948, 1949), Chalmers (1952) 及び Whitlock and Chalmers (1956) 等の研究が行われている。以下電位傾度の色々の変化型と天候との関係について述べる。

§ 2. 快晴時の電場

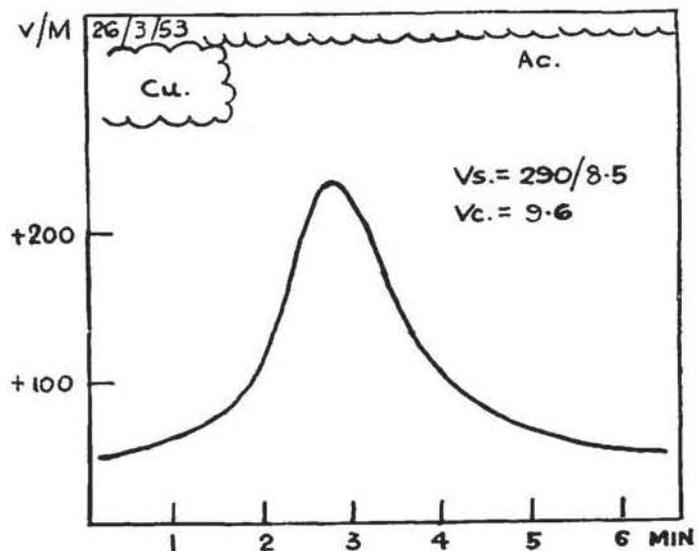
Simpson (1948, 1949) は快晴時の電位傾度は常に正で、主として日変化による小さな規則的变化を示すにすぎないといつている。Whitlock and Chalmers (1956) も同様の結論を得、快晴時には電場は著るしく定常的であり、下層大気中に存在する空間電荷は水平断面内に一様に分布しているということを推論した。

§ 3. 晴天時の電位傾度変化

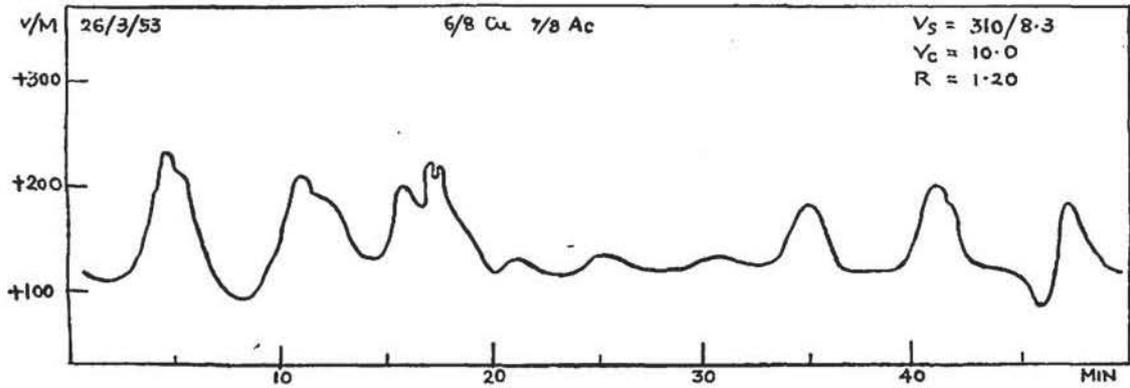
Whitlock and Chalmers (1956) は晴天時に二種の特徴ある電位傾度変化が現われることを知つた。一つは“field pulse”であり、他は“cusp variation”である。

此の field pulse は全くの快晴時ではない晴天時に現われ、時々2~3分後に平常値に戻る平常値の約二倍位迄の電位傾度の一時的増加をいう。之は変化継続時間、規模等から非常に局所的な空間電荷の集中によつて惹き起されるものと考えられる。この様なパルスの起つた時の風向の調査から、Israël (1950) の結論と同様に、Whitlock and Chalmers (1956) は、此の様なパルスは正に帯電した機関車の煙によつて生ずるということを示した。

cusp variation は割合頻繁に出現する。此の変化の型は数回繰返されて、一時消失し、其の後再び現われる。大抵の場合に、1.5 乃至 9.0 分の間を変化し 6.2 分という平均値を持つた一定の週期のあることを見出した。此の変化は“convection cell”又は“bubble”と関係があると考えられている。其の機構は極作用によつて地表附近に出来た正電荷が対流過程の上昇気流によつて運び上げられ、セル状の空間電荷が現われ、その移動によつて変化を引き起す。



第13図 Field Pulse (Whitlock and Chalmers, 1956)

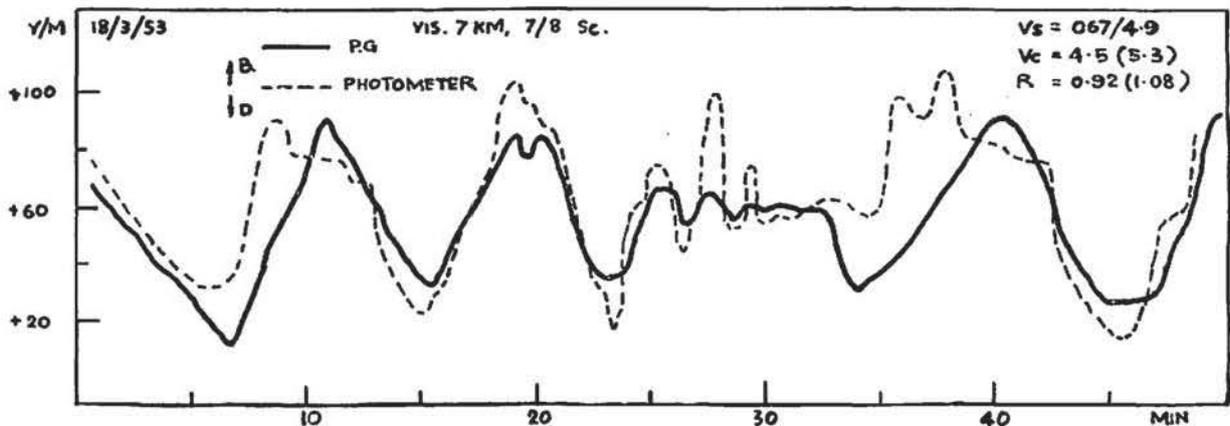


第14図 Cusp Variation (Whitlock and Chalmers, 1956)

この様に晴天時の電位傾度の変化は比較的に下層の大気中を風によつて運ばれる空間電荷のポケットの移動によつて生ずると推論されている。第13図及び第14図は夫々 field pulse 及び cusp variation の一例を示す。

§ 4. 曇天時の電場

Whitlock and Chalmers (1956) は曇天時の電位傾度は、晴天時の平常の電位傾度の値よりもかなり小さく、屢々負に逆転することもあることを観測し、其の原因は雲底に存在する負電荷に依ることを知つた。此の電位傾度の変化と sky-photometer で観測した中空の明るさとは良い対応を示している。空が明るい時に電位傾度は高い。第15図は曇天時の電場変化を表わす。此の事は Ross Gunn (1935) 及び Frenkel (1947) の雲の帯電過程に関する説と一致する。同様にまたこれは Wilson の説によつても説明出来る。現在の段階では一方の説を採用する根拠は見出されていない。



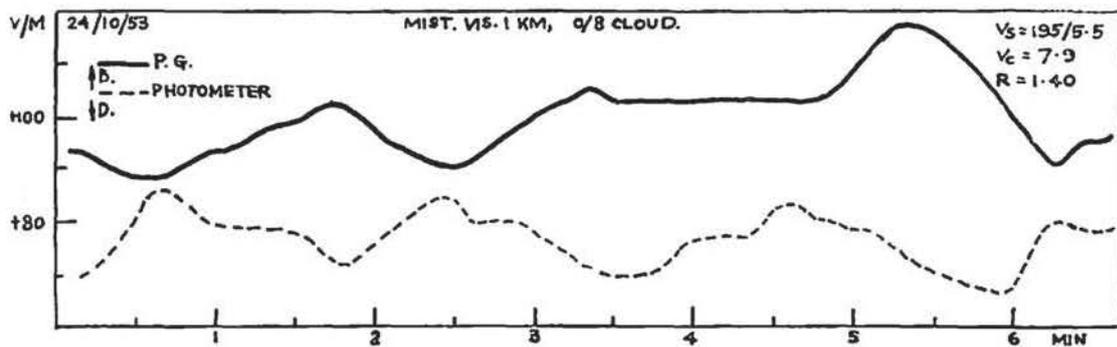
第15図 曇天時の電位傾度と空の明るさの変化(Whitlock and Chalmers, 1956)

§ 5. 霧又はもやの中の電位傾度

霧やもやの中では通常伝導度の減少が予想される。Israël and Kasemir (1952) は通常値の $\frac{1}{3}$ になることを知った。彼等は降水が認められなかつた場合に伝導電流と電場とが反対符号になる事を見出した。従つてこの場合には晴天時の伝導電流の他に別の電流が加わつていてと考えざるをえない。降水は認められなかつたが時々霧によつて物体がぬらされたので多分非常に弱い降水が負電荷を下向きに運んだのであろうと考えられている。

山頂の霧即ち雲の中の観測で Israël and Kasemir (1952) は平地の結果と違う結果を得た。電場の僅かな変化に伴つて、鉛直電流の相当の減少があり、伝導度は平常値の $\frac{1}{3}$ に減少した。山頂では電流は低伝導度の層を迂回出来たが、平地の広い範囲の霧では迂回出来ないということで説明されている。

Chalmers (1952) は高圧線の近所で、霧やもやの中では、風上に正電場、風下に負電場あることを発見した。之は霧やもやのために、高圧線の絶縁物に絶縁破壊が起り、それによつて空中に作られた負イオンが風によつて運ばれて、風下の電位傾度に影響を及ぼすと考えられた。適当な条件の下では、此の作用は送電線から数哩離れても明瞭に認められた。又 Whitlock and Chalmers (1956) によると、霧の時の記録は屢々波状変化を示し、或る場合には高い電位傾度の時に却つて空は暗く、従つて濃い霧の際に高い電位傾度が現われることを示し、第 16 図はその一例であるが、又電場が負の時には負の極値と暗い空とが対応することもあり、之等を十分に説明することは未だ行われていない。兎に角、此の観測結果によると、大気の比較的低い所に、その変化を生ぜしめる空間電荷が存在することが結論されている。



第 16 図 もやの場合の電位傾度と空の明るさの変化 (Whitlock and Chalmers, 1956)

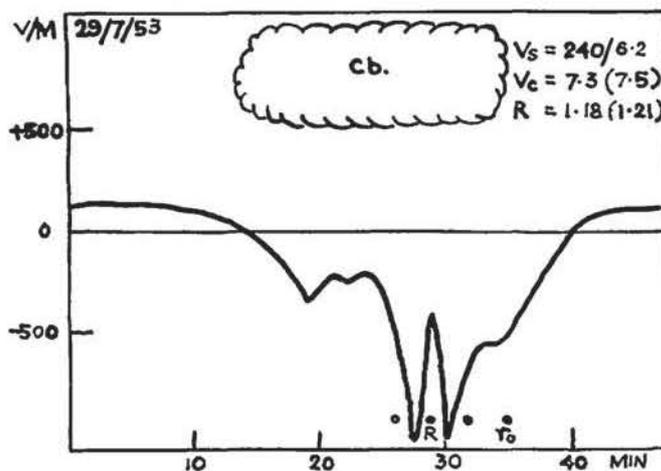
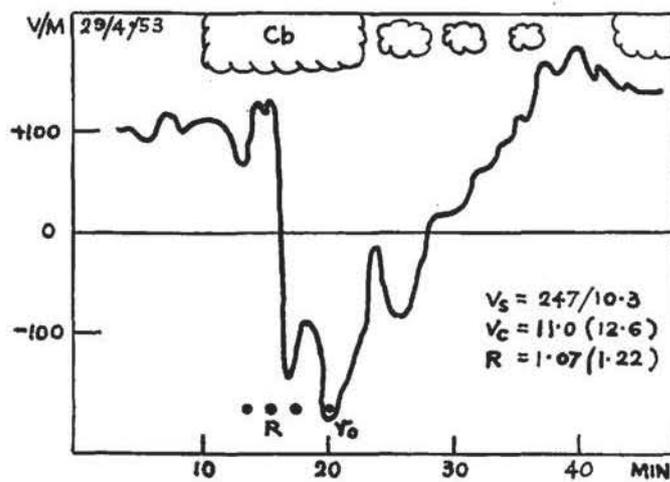
§ 6. 連続的降雨の場合の電位傾度

Simpson (1948, 1949) は降水中に電位傾度が負で余り急激な変化が起らない場合の降雨は、

温暖前線、閉塞前線又は明瞭には大気の不連続と関係しない雲の層に関係があるということを知った。即ち空気の運動の鉛直成分に局所的変化がない様な一様な雲から降つて来る雨の場合には、電位傾度は通常負で余り大きな変化をしない。又 Whitlock and Chalmers(1956)は乱層雲から降る連続的な雨は通常曇天時の電場よりも強い電場を生ぜしめ、且一層急激な変化の起ることを見出した。此の変化は雲の中にあるかなり大きな電荷によつて惹き起されるのであろう。

§ 7. 驟雨時の電位傾度

Simpson (1948, 1949) は電位傾度が符号を変え乍ら大きな変化をする様な場合には、大気中に局所的に強い上昇気流があり、或は寒冷前線の通過に関連していることが分る。此の



第17図 驟雨時の電位傾度変化
(上) V型変化 (下) W型変化
(Whitlock and Chalmers, 1956)

様な大気の状態は驟雨時の特性である。彼は驟雨性の天候の時には電位傾度は屢々対称型 (V型, W型, N型等) を示し、その変化の範囲は非常に大きく $20 \sim 200 \text{ V/cm}$ に亘ることを見付けた。然し必ずしも地上では降水が観測されなかつた。Whitlock and Chalmers (1956) は低い電位傾度の驟雨は一般に V型の電位傾度変化を示すことを認めた。又此の V型は屢々非称性を示し、雲の後方にその変化対を起す電荷がある様な印象を与えるということを指摘した。彼等も Simpson と同様に必ずしも地上で降水を認めることは出来なかつたが、雲の中又は下には降水があると考へている。然し大抵の場合には電位傾度の極値は降雨の最も激しい時に現われている。更に強い降雨になると電位傾度は V型から W型に変形し、此の場合中央

のピークは最大降雨強度の時間と一致しており、正電荷の雨が降つたことを示す。一層降雨が激しくなると、其の変化は複雑になり、明瞭な特性を示さなくなる。Simpson(1948, 1949)はN型の変化の場合に次の様な特徴のあることを知つた。電場は或程度急速に一方の極値に達し、次には殆んど一直線に反対の極値に達し、最後にまた或程度急速に減少する。Whitlock and Chalmers (1956)は或る場合に約 10V/cm 程度の瞬間的電場変化を十数回に亘り観測したが、其の時電鳴は聞かれなかつた。之等の変化は Gunn (1954)が雷雨中に見出した現象と同じものであろう。第 17 図は V 型及び W 型変化の一例を表わす。

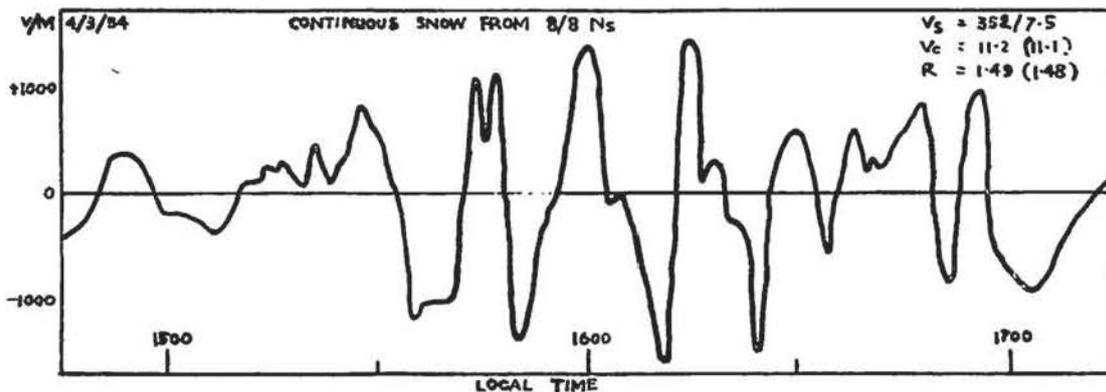
§ 8. 電位傾度変化に及ぼす尖端放電の影響

Whitlock and Chalmers (1956)は非常に強い驟雨や雷雨の場合には尖端放電によつて出来た空間電荷の作用が電場の型をこわすことを指摘した。尖端放電が起る様な擾乱状態では、風は通常激しい息をし、現われる電位傾度の型は往々波動状をなす。Davis and Standring (1947)は繫留気球からの尖端放電を考え或る簡単な仮定を行い、それによつて生じた空間電荷による電位傾度変化を計算したが、その値は観測値の約 $1/3$ にすぎず、これは仮定を極端に単純化したためであると考えられる。

§ 9. 連続的な雪又は霽の場合の電位傾度変化

Simpson (1948, 1949)は弱い連続的な雪が降る場合の電場は正で余り大きな変化を示さないと云つている。Whitlock and Chalmers(1956)も層状の雲から降つて来る雪や霽の場合にかなり大きな正の電場の出現を認め彼等はこれを地ふぶきによつて出来たものと考えている。

Simpson 及び Whitlock and Chalmers はまた乱層雲から降つて来る雪の場合に電位傾度が規則的な“波動型”を示すことを見出した。其の週期は数十分から一時間程度であつた。此の変化はまた柿岡でも同じ条件の時に認められる(三崎, 1953)。第 18 図は波動型変化の



第 18 図 降雪時の波動型電場変化 (Whitlock and Chalmers, 1956)

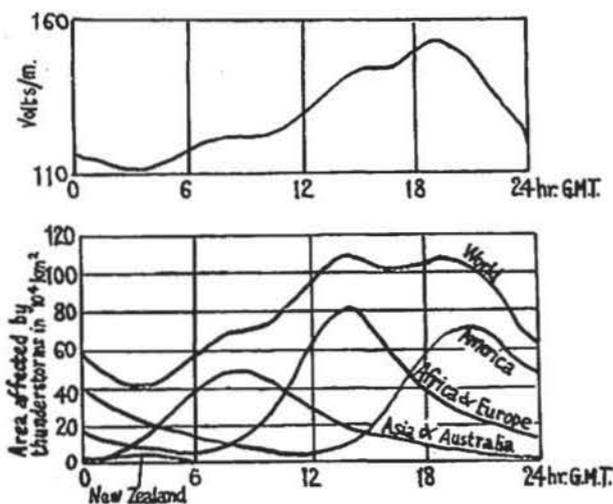
一例を表わす。

IV. 結 び

§ 1. 地球負電荷の保持

晴天時の地表電場は正であるから、地表には負の電荷が存在する。一方、大気中には、その伝導度のために、地球へ向う正電荷の流れが存在する。この空地電流は、これ迄 Wilson (1906, 1916), Simpson (1910), Chalmers and Little (1947) 及び Scrase (1933) 等多くの人達によつて観測された。観測値の間には僅かの差があるが、 10^{-10} amp/cm² 程度であることは確実である。従つて地表へ負電荷を補う様な他の過程がなければ地表の負電荷は数分 (Mauchly : 海上, $i=3.2 \times 10^{-10}$ amp./cm², $t=6$ 分) から数十分 (例, Scrase : 陸上, $t=48$ 分) の間に中和されてしまう筈である。ところが実際には地表の負電荷は常に略一定値を保持している。従つて当然地球へ負電荷を運び込む他の作用がなければならぬ。降水の電荷を観測したごく初期の研究者達は、晴天時の伝導電流を補償して地表の負電荷を保持するものは、少くともその一部は擾乱域に於ける降水によつて地球に運び込まれる電荷であると考へて降水電荷を観測したが、その後多くの人々によつて、而も個々の雨滴についての精密な観測が行われるに至り其の結果は寧ろ否定的であつた。即ち観測された降水の正電荷の過剰は、降水が地球負電荷を保つ役目をになうものでないことを示し、降水電流は空地電流に加わつて地表へ正電荷を運び込むものであることが分つた。

一方 Wilson (1920) は早くより晴天時の電流を補償するものは雷雨活動であると考えた。Mauchly (1923) は局所的な汚れない所では、電場は全地球上で同じで、19h G. M. T. に



第19図 海上に於ける電場の日変化曲線と全地球上に於ける雷活動の日変化 (Whipple and Scrase, 1936)

極大を持つ一日週期の日変化をすることを発見した。Appleton (1925) は此の 19h G. M. T. の極大は其の時間に於ける全地球上での雷活動の極大と対応していることを発見した。其の後 Whipple (1929) 及び Whipple and Scrase (1936) は雷発生頻度を統計して、極大出現時許りでなく、曲線の一般的形や極大極小値の比も良い対応をなしていることを示した。第19図は海上に於ける電場の日変化と全地球上の雷活動度の日変化を示す。此の結果は

Wilson の考えを支持するが、雷雨時に地球へ運び込まれる電荷を直接測定することによって確められなければならない。

周知の通り、地球へ電荷を運び込む過程としては (1) 空気中の伝導、(2) 尖端放電、(3) 降水、(4) 雷放電が考えられる。Wormell (1930) は Cambridge で一年間に一平方杆の地面に与えられる全電気量を概算し

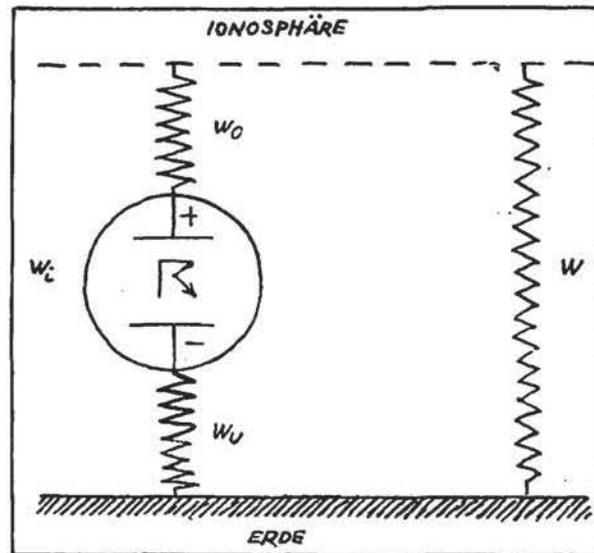
伝導電流	+60 coulomb
尖端放電々流	-100 coulomb
降水電流	+20 coulomb
雷放電	-20 coulomb

を得た。従つて其の差額は約 -40 coulomb である。その後 Kew に於ける観測からもつと正確な概算が出来る様になり、Kew に於ける差額として約 -100 coulomb がえられた。Chalmers and Little (1947) も Durham に於いて同じ様な計算を行つている。

然し海上では晴天電流は Cambridge や Kew の値よりも大きく尖端放電もないであろうから多分正電荷の過剰がある筈である。又熱帯地方ではもつと頻繁に雷雨があり、負電荷の過剰は更に大きいであろう。一方沙漠や極地方では、仮令あつても雷雨は少いから正電荷の過剰が考えられる。全地球上について上記の四つの過程を合せ考えて、それらが全く釣合うであろうということが当然期待される。

Brooks (1925) の統計によると、全地球上で同時に活動している雷雨は 1800 個である。晴天時の空地電流を 1630 amp (3.2×10^{-10} amp./cm²) とすると一個の雷が供給すべき電流は

0.9 amp. でなければならない。然し之は非雷雨性の擾乱を無視した値である。実際に Wormell (1927, 1930) は尖端放電々流は驟雨でも雷雨でも変わらないことを示している。この統計結果を確めるため Gish and Wait (1950) は雷雲上を飛行機で飛び、電場と伝導度とを測定した。その結果を雷雲上の全域について積分し雷雲上の全垂直電流を概算したところ、その電流は $0 \sim 1.4$ amp. で平均は 50 amp. であつた。彼等は晴天域の空地電流密度を 3.5×10^{-10} amp./cm² とし、全電流を



第20図 Israël のモデル (Israël u. Lahmeyer, 1948)

1800 amp. と考えた。従つて同時に 3600 個の雷が活動していることとなる。実際に Brooks の 1800 個という値は過少評価されており、現在では約 3000 個という値が妥当であると考えられている。伝導電流に対して地球の晴天電場を保持するのは雷雨であるということを疑う余地はない様に思われる。

Israël and Lahmeyer (1948) は上記の結果に基づいて、大気電流系の等価回路図を画いている。第 20 図は此の Israël のモデルを表わす。

§ 2. Mirror Image Effect の解釈

Simpson (1948, 1949) は降水電流と尖端放電々流との同時観測から、所謂“mirror image effect”を発見した。

雨滴は地上で観測されるその電荷を雲の中又はすぐ下で得、反対符号の電荷をそこへ残しそれが地上の電場を作るとすれば、雨滴は地上に達する迄に数分を要し、他方雲の高度で起る電気的狀態の変化は大気の遅滞時間によつて、地上には直ちには反映されず、地表の伝導度の局所性によつて一率ではないが 5~30 分のおくれが生ずる筈であり、一般に地上の電場と反対符号の電荷の雨滴との出現時間の間には遅速が認められなければならない。更に Simpson は降水電流と電場との間の関係が尖端放電の有無によつて全く異り、又降水電流に限界のあることを発見した。Scrase (1938) や Banerji and Lele (1952) はこの過程で電荷と電場の関係を説明しようと試みたが、上記の理由から、この過程は mirror image effect を説明するには都合が悪い。

然し、雨滴が Wilson の説の如き電場と関係のある過程によつて地面附近で其の電荷を得たものと考えれば、この mirror image effect の定性的説明は容易である。Simpson (1948, 1949), Hutchinson and Chalmers (1951) 及び Smith (1951, 1955) はこの立場から定量的に観測される雨滴の電荷を説明しようと試みた。其の結果によるとかなり高い所（其処では地上よりも充分大きな電場が存在する）でのイオン捕捉が重要となつて来て、従つて mirror image effect の解釈は余り簡単にはいかないことが認められている。

§ 3. 雨滴電荷の起源

Simpson (1948, 1949) の結果から電場がそれ程強くなく尖端放電が起つていない時の連続降雨の場合には、雨滴は高い所でその電荷を得て、反対符号の電荷を後へ残して来、その電荷が地表の電場に影響するものと考えられる。

強い地表電場の場合には、雨滴は雪の中の電荷分離作用によつて先づ電帯し、雲の下に先在する電場によつて偏極し、落下中に尖端放電によつて出来た初期電荷と反対符号のイオンを Wilson の過程によつて選択的に捕捉し乍ら地面へ降つて来るといふ説が最も有力であ

ると考えられている。この考えは最初 Simpson (1948, 1949) によつて提出され、其の後 Hutchinson and Chalmers (1951), Chalmers (1951) 及び Smith (1951, 1955) によつて引継がれた。Simpson 及び Hutchinson and Chalmers は Whipple and Chalmers (1944) の結果に基いて計算値と観測値とを比較し、観測された雨滴の電荷は計算値よりも1桁以上大きく、上層の電場が地上の値と同じであれば此の Wilson の過程によつて到底この様な電荷を取ることは出来ず、雨滴は地上の値よりもずっと大きな電場の中を落下して来ることが必要であると結論した。Chalmers は電場が高い所で相当大きくなつてゐることを考慮して尖端放電イオンと雨滴との空間電荷を含めて Wilson の過程に基いて計算を行い Simpson や Hutchinson and Chalmers の観測結果を定量的にも説明することが出来た。Smith も同じ立場から計算を行い、大きな雨滴は落下速度が速く、且初期電荷も大きいので、地表に達した時にも初期の符号を維持するが、小さな雨滴は同一条件でも符号を変えることを示し、自分自身の観測結果を説明した。Hutchinson and Chalmers は Smith に比し電場と異符号の雨滴を同符号の雨滴よりも多く観測したが、これは多分装置の相違によるものであろう。Chalmers は受水器又は誘導環の遮蔽装置が小さな雨滴の入つて来る事を妨げるということを指摘し、之が最近まで電場と電滴との逆関係の明白な存在の発見をおくらせたといつてゐる。

要するに地上で観測される雨滴の電荷は雲の下で行われる過程(恐らくは Wilson の過程)によつて与えられるということは間違いない様に思われる。

謝 辞

終りに臨み、此の総合報告の発表に当り、終始懇篤なる御指導、御鞭撻を賜りました吉松所長に衷心より謝意を表します。

参 考 文 献

- Chalmers, J. A. ; Atmospheric Electricity (1949)
 Gunn, R. ; Compendium of Meteorology, Atmospheric Electricity, Precipitation Electricity (1951)
 品山, 川野 : 気象電気学 (1955)
 Wormell, T. W. ; Review of Modern Meteorology, Atmospheric electricity, Some recent trends and problems (1953)
 Appleton, E. V. (1925) : Proc. Phys. Soc., **37**, 490
 Baldit, A. : Comp. Rend. **152**(1911), 807, and **154**(1911), 731 ; Le Radium, **9**(1912), 92
 Banerji, S. K. (1932) : Phil. Trans. Roy. Soc. A, **231**, 1.
 Banerji, S. K. and S. R. Lele, (1932) : Nature, **130**, 998.
 Banerji, S. K. and S. R. Lele, (1952) : Proc. Nat. Inst. Sci., India, **18**, 93.
 Benndorf, H. (1910) : Wiener Ber. **119**, 89.
 Berndt, G. (1912) : Phys. Zeit **13**, 151.
 Brooks, C. E. P. (1925) : Met. Off., Geoph. Mem., London, No. 24
 Chalmers, J. A. (1951) : Q. J. R. Met. Soc., **77**, 249.
 Chalmers, J. A. (1952) : J. Atmosph. Terr. Phys., **2**, 155.
 Chalmers, J. A. and E. W. R. Little, (1940) : Terr. Mag. and Atm. Elec., **45**, 451
 Chalmers, J. A. and E. W. R. Little, (1947) : Ibid. **52**, 239.

- Chalmers, J. A. and F. Pasquill, (1938) : Proc. Phys. Soc., **50**, 1.
- Chapman, S. (1953) : Thunderstorm Electricity, IX. Thundercloud Electrification in relation to Rain and Snow Particles
- Davies, D. R. (1950) : Proc. Camb. Phil. Soc., **46**, 500.
- Davis, R. and W. G. Standring, (1947) : Proc. Roy. Soc. A, **191**, 304.
- Elster, J and H. Geitel, (1888) : Met. Zeit, **5**, 95
- Federov, E. K. (1951) : C. R. Acad. Sci., U. S. S. R. (Doklady), **78**, 1131.
- Findeisen, W. and E. (1943) : Met. Zeit., **60**, 145.
- Frenkel, Y. I. (1947) : J. Franklin Inst., **243**, 287.
- Gish, O. H. and G. R. Wait, (1950) : J. Geophys. Res., **55**, 473.
- Gerdien, H. (1903) : Phys. Zeit., **4**, 837.
- Gschwend, P. P. (1922) : Beilage zum Jahresber. der Kant. Lehranstalt in Sarnen.
- Gunn, R. (1935) : Terr. Mag. and Atm. Elec., **40**, 79.
- Gunn, R. (1947) : Phys. Rev., **71**, 181.
- Gunn, R. (1949) : J. Geophys. Res., **54**, 57.
- Gunn, R. (1950) : Ibid., **55**, 171.
- Gunn, R. (1954) : J. Met., **11**, 130.
- Herath, F. (1914) : Phys. Zeit., **15**, 155
- Hutchinson, W. C. A. and J. A. Chalmers, (1951) : Q. J. Roy. Met. Soc., **77**, 85
- Israël, H. (1950) : Arch. Met. Geoph. Biokl., A, **3**, 1
- Israël, H. and H. W. Kasemir, (1952) : Arch. Met. Geoph. Biokl., A, **5**, 71
- Israël, H. and G. Lahmeyer, (1948) : Terr. Mag. and Atm. Elec., **53**, 373
- Kähler, K. (1909) : Veroff. K. Preuss. Met. Inst., **213**
- 菊池 (1943) : 地磁気観測所要報, 第4巻, 第2号, 1
- M'Clelland, J. A. and A. Gilmour, (1920) : Proc. Roy. Irish Acad. A, **35**, 13
- M'Clelland, J. A. and J. J. Nolan, : Ibid., **29**(1912), 81 and **30**(1912), 61
- Marwick, Miss. T. C. (1930) : Q. J. Roy. Met. Soc., **56**, 39
- Mauchly, S. J. (1923) : Terr. Mag. and Atm. Elec., **28**, 61
- 三崎 (1953) : 地磁気観測所要報, 第6巻, 第2号, 101.
- Nakaya, U. and T. Terada (1934) : J. Fac. Sci. Hokkaido, **1**, 181
- Schindelbauer, F. (1913) : Phys. Zeit., **14**, 1292
- Schonland, B. F. J. (1928) : Proc. Roy. Soc. A, **118**, 252
- Scrase, F. J. (1933) : Met. Off. Geoph. Mem., No. 58
- Scrase, F. J. (1939) : Ibid., No. 75
- Simpson, G. C. (1909) : Phil. Trans. Roy. Soc. A, **209**, 379
- Simpson, G. C. (1910) : Phil. Mag, **19**, 715
- Simpson, G. C. (1948) : Terr. Mag. and Atm. Elec., **53**
- Simpson, G. C. (1945) : Met. Off. Geoph. Mem., No. 84
- Simpson, G. C. and F. J. Scrase, (1937) : Proc. Roy. Soc. A, **161**, 307
- Smith, L. G. (1951) : Dissertation, University of Cambridge
- Smith, L. G. (1955) : Q. J. Roy. Met. Soc., **81**, 23
- Weiss, E. (1906) : Wiener Ber., **115**, 1285
- Whipple, F. J. W. (1929) : Q. J. Roy. Met. Soc., **55**, 351
- Whipple, F. J. W. and J. A. Chalmers, (1944) : Ibid., **70**, 103
- Whipple, F. J. W. and F. J. Scrase, (1936) Met. Off. Geoph. Mem., No. 68
- Whitlock, W. S. and J. A. Chalmers, (1956) : Q. J. Roy. Met. Soc., **82**, 325
- Wilson, C. T. R. (1906) : Proc. Camb. Phil. Soc., **13**, 363
- Wilson, C. T. R. (1916) : Proc. Roy. Soc. A, **92**, 555
- Wilson, C. T. R. (1920) : Phil. Trans. Roy. Soc. A, **221**, 73
- Wilson, C. T. R. (1929) : J. Franklin. Inst., **208**, 1
- Wormell, T. W. (1927) : Proc. Roy. Soc. A, **115**, 443
- Wormell, T. W. (1930) : Ibid., **127**, 567