



雷雲の静電気発生の子衝突によるイオン生成効果(I)
):
一つの有効な物理的効果の提案とその信頼性の確認

メタデータ	言語: jpn 出版者: 静電気学会 公開日: 2008-12-03 キーワード (Ja): 衝突によるイオン生成効果 (IPE), 雷の静電気発生の一統的機構 キーワード (En): 作成者: 織笠, 桂太郎 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10258/417

雷雲の静電気発生の子子衝突によるイオン生成効果 (I)

— 一つの有効な物理的効果の提案とその信頼性の確認 —

織笠桂太郎*

(2007年2月28日受付; 2007年11月22日受理)

A Unified Mechanism on Generation of Static Electricity in Thunder Clouds (I)

— Proposal of an Effective Physical Effect and Confirmation of Its Reliability —

Keitaro ORIKASA*

(Received February 28, 2007; Accepted November 22, 2007)

From the experimental simulation and study of blowing snow and blowing dust with strong electric field, it was confirmed that the electric field are produced by the space charge of ions and micro particles generated by the mutual collision of snow or dust in a strong wind. To elucidate the ion production mechanism, several kinds of semiconductors of known type (P or N-type) were used for experiment and these experimental results suggest that the ion production should be produced by conductive carriers released from materials. This interesting physical effect is called "Impact Ion Production Effect" (IIPE) in this paper. This paper shows that the many static electrification phenomena in natural precipitation can be expected by IIPE confirmed by the observation in natural snowfall at the Niseko Observatory of Muroran Institute of Technology.

1. はじめに

筆者は、雷雲内の静電気の子発生機構を解明する目的で、1956~1962年に北海道大学構内と札幌市郊外の手稲山頂で、1968~1990年に室蘭工業大学構内および同大学ニセコ大気電気実験観測所で実験と観測を行った。これらの実験および観測の過程で、雷雲内の電荷発生に対する一つの物理的効果、すなわち粒子間衝突によるイオン生成効果を見出した。このイオン生成効果に基づいて、これまでの観測結果を見直してその効果の信頼性を確認するとともに、降水、地吹雪、風塵などに伴う静電気現象の数多くの成因を明らかにした。ここでは、この電荷発生の子有効な物理的効果を便宜上、“粒子間衝突によるイオン生成効果 (Impact Ion Production Effect)”と呼び、この効果について解説する。

1980年頃までに提案されている雷雲の帯電機構に関する学説は、次の二つのグループに大きく分けられる。その一つは、既存の大気中のイオンに依存する Wilson¹⁾と Whipple and Chalmers²⁾のイオン捕捉説、Vonnegut³⁾の対流説などで、二つめは気象擾乱に助けられて降水物体が自ら帯電する Reynolds⁴⁾の氷粒摩擦説、Simpson⁵⁾の水滴分裂説、Workman

and Reynolds⁶⁾の凍結説、Dinger and Gunn⁷⁾の融解説、Takahashi⁸⁾の着氷説などである。しかしながら第一のグループの中で最も有力視されていた Wilson のイオン捕捉説は Chalmers⁹⁾、織笠¹⁰⁾などの観測事実および Illingworth¹¹⁾の理論的根拠から不適当であることが指摘されている。一方、第二のグループの帯電機構も実験的根拠はあっても、実際にこれらの機構が雷雲の中で効果的に行なわれているか否かを確かめることは不可能に近い。高橋¹²⁾は着氷をモデルにした理論結果が雷雲の帯電に最も有効であるとしているが、織笠¹⁰⁾は、霰のみが降るときは霰の帯電量は少なく、雪片と混合して降るときには両者の帯電量は多くなることを観測している。

そこで、実験室で得られた結果から直接雷雲の帯電機構に適用しないで、地表付近で身近に起こっている地吹雪や風塵における静電気現象に注目してみた。例えば、1962年北海道大学キャンパス内の観測点で、俗に“馬糞風”といわれる11~16 m/sの強風で著しく大量の風塵が札幌の全市にわたって充満したとき-2.2 kV/mのかなり強い地表電場を観測している¹⁰⁾。Rudge¹³⁾は、南アフリカで-10 kV/mの強い負電場を観測し、土壌の性質によって電場の極性が変わることも確認した。さらに手稲山頂の北大雲物理観測所において、真冬に山頂の北壁に強く吹き付ける北風で山頂の地表から60 m以上の上空に達する激しい地吹雪が起こった際には、晴天時の12

キーワード: 衝突によるイオン生成効果 (IIPE), 雷の静電気発生の子統一的機構

* 050-0054 室蘭市白鳥台 2 丁目 49-9
2-49-9 Hakuchodai, Muroran 050-0054, Japan

倍の正電場 (約+1.2 kV/m) を観測した. 強風によって一旦舞い上がって落下する雪片の正あるいは負電荷を観測した回数ならびに雪片の総電荷量を比較した結果, 負電荷を持つ雪片の方が圧倒的に多く, 上述の正電場は舞い上がった雪片では形成されることが判明した¹⁴⁾. したがって, この強い正電場は微氷片またはイオンの発生によるものか, という問題に直面した. これがこの本解説の粒子による衝突イオン生成効果を提案する発端となった. さらに, 舞い落ちる雪片の電荷と観測される電場の極性が異なるので, 自然の乱層雲や積乱雲からの降雪で良く見られる鏡像効果と称される現象と全く同じである. このように, 地吹雪の現象の中に降水に伴う静電気現象の謎がひそんでいるように思われた. また, 上述の地吹雪と風塵の中では雪片相互或は砂塵粒子相互の激しい衝突が起こっている. 一方, 雷雲の強い上昇気流の中では雪片相互あるいは雪片と霰相互, 火山噴火の噴煙の中では火山灰粒子相互, 竜巻の砂嵐の中では砂粒子相互の激しい衝突が起こっていることは明らかである.

以上のことから, 筆者らは地吹雪と風塵の実験的シミュレーションと調査を行い, 地吹雪と風塵がともなう強い電場は同時に生成されるイオンと微粒子の空間電荷によるものであることを明らかにした¹⁵⁾. さらに, P型とN型の半導体粉末の同様の調査結果も加えて吟味し, イオンの生成は試料粉末からの電荷担体の放出によるものであることを示唆する結果を得た. これらの結果に基づいて上述の粒子による衝突イオン生成効果を提案し, このイオン生成効果から予想される自然の降水の静電気現象を観測により確認でき, 衝突イオン生成効果の信頼性を確認した.

2. 地吹雪の模擬実験

2.1 実験方法

雪片と砂塵とでは, 粒子の大きさ, 形状, 比重などに大き

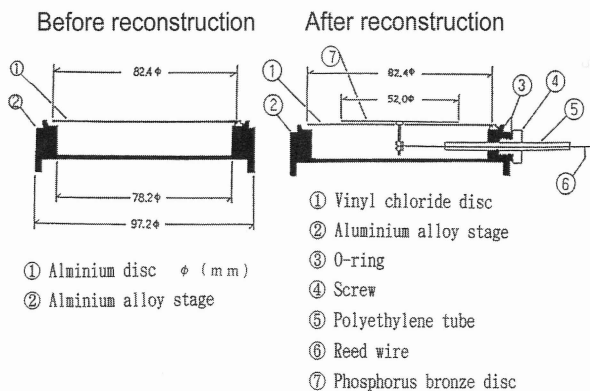


図1 アンダーセン・エアサンプラーの各ステージの改造
Fig. 1 Reconstruction of the each stage of Andersen air sampler.

な違いがあるので, そのシミュレーションの方法は異なるが, 両者ともに強風によって雪片や砂塵粒子が相互に衝突を繰返すように模擬する必要がある. 模擬実験では, 第一にイオンの生成の確認, 第二に雪片や粒子の帯電符号と粒径との関係を調べた. 特に, 粒径 0.43~11 μm の範囲の微粒子の電荷については, アンダーセン・エアサンプラーの各ステージを図1のようにその機能を損なわないように改造して, 各ステージに捕らえられる微粒子の正味の電荷を測定した. 用意した円筒コンデンサ型イオンカウンターの測定範囲は 0.014 μm の大イオンまでであるので, 0.014~0.43 μm の範囲の微粒子の電荷は測定されていない.

地吹雪の現象は比較的簡単に再現できる. すなわち, 雪片は砂塵と比較して形はかなり大きい割に軽く, 風圧を受け易く舞い上がりやすいからである. 図2は手稲山頂で起こった地吹雪を再現するための装置の概略図である. この装置を用いて, 室蘭工大ニセコ大気電気実験観測所で, 外気温-7°C~-12°Cの条件下で実験を行った. 直径 400 mm の攪拌筒の円筒内部の垂直に立ち上がった部分が手稲山の北壁に相当する. この攪拌筒の底に盛んに降り積もりつつある新雪を圧縮せずそのままの状態約 20 L を図2のように雪面が傾斜するように盛り上げ, 垂直に立ち上がった円筒の側壁に直角方向のやや上向き斜めに直径 75 mm のブロワの吹き出し口から 39.3 L/s あるいは 29.4 L/s の風を2分間送って雪片を吹き上げた. ブロワ出口の風速は, それぞれ 8.9 m/s および 6.7 m/s に相当する.

2.2 攪拌筒および集雪器電流, α 線プローブ電位の測定

3 台の振動容量型電位計を用いて, 攪拌筒に残った比較的大きな雪片の電荷による電流, 空気の粘性抵抗が少なく上部の集雪器まで吹き上げられた小さい雪片の電荷による電

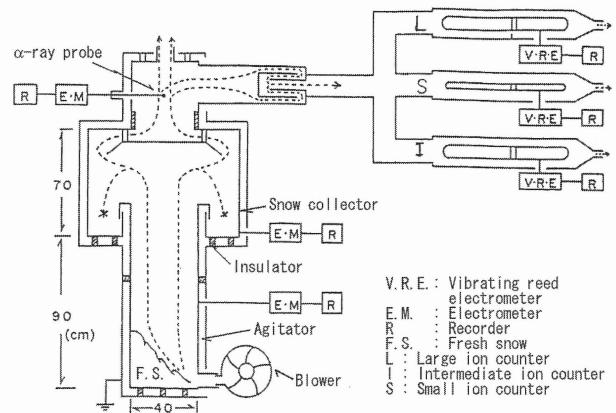


図2 地吹雪によって生ずる電荷分離の模擬実験調査装置
Fig. 2 The apparatus for simulation and experimental study of the charge separation produced by blowing snow.

流, 装置の最上部の空間に蓄積される微氷片や予想される発生イオンの空間電荷の符号を決定する α 線プローブ電位の同時測定を行なった. 図 3 (a) に示すようにプロワの空気噴出量が 39.3 L/s の場合, 攪拌筒電流は正, 集雪器電流は負を示しており, 比較的大きい雪片は正に帯電し, 比較的小さい雪片は負に帯電することが分かった. 一方, α 線プローブの電位は正であるので, 微氷片あるいは生成されることが予想されるイオンの正味の空間電荷の極性は正である. したがって, 先に述べた地吹雪による強い正電場は微氷片あるいは生成されたイオンの空間電荷によることがほぼ確実となった.

次に, 乱層雲を想定し, 図 3 (b) のように空気流量を 29.4 L/s に減らして, 大小の正負雪片の大半を分離せず攪拌筒内に閉じ込めると, 攪拌筒電流は一桁小さく, かつ負に変わり, 集雪器電流は小さくなったが負のままとなった. α 線プローブの電位も変わらず正のままであった. このようにプロワの吹き出し流量を少なくすると, 大小雪片は分離せず, 雪片全体の荷電符号は負になった.

2.3 発生イオン濃度の移動度スペクトラム

前節の実験条件において, 空間に発生しているイオンの移動度スペクトラムの測定を行なった. 大(Large), 中(Intermediate), 小(Small)イオン濃度測定用円筒コンデンサ型

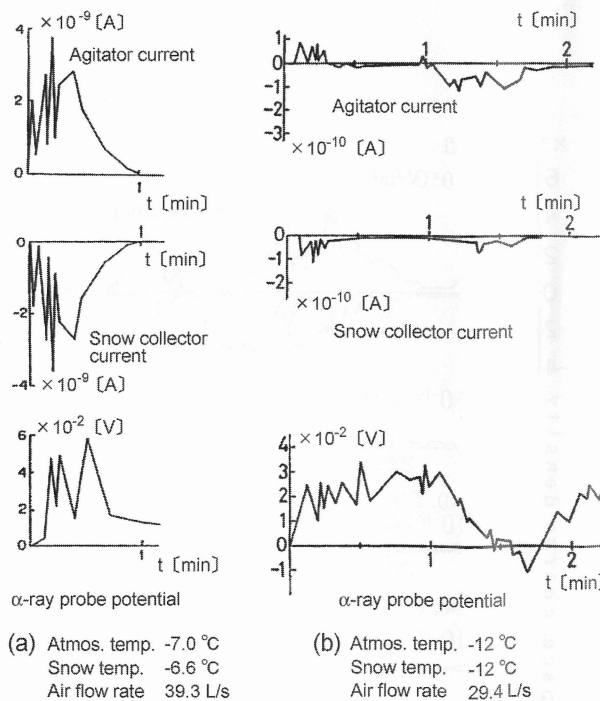


図 3 強, 弱 2 通りの地吹雪の実験の際の攪拌筒電流, 集雪器電流, α 線プローブ電位の時間変化
 Fig. 3 The time variation of Agitator current, Snow collector current and α -ray probe potential obtained in the two ways of strong and weak blowing snow experiments.

イオンカウンターの外部電極に対する印加電圧を変えて, それぞれに 4 つの限界移動度を設定し, 大, 中および小イオンに対して計 12 本の移動度スペクトラムを得ることにした. このゲルジェン型イオンカウンターの測定の理論は Misaki²¹⁾の文献を参照されたい. 4 種類の設定した限界値に対し, 正および負極性のスペクトラムを得るためには 8 回の地吹雪の再現実験が必要となる. しかしながら, 8 回の実験条件を同じにすることは困難であるので, 実験精度を高めるために, 地吹雪の実験をそれぞれ 3 回繰り返す, その平均値を移動度スペクトラムとして採用した.

図 2 において 39.3 L/s の流量でプロワを稼働させて雪片を吹き上げるとイオンが発生し, 30~40 s 後にその濃度が最大値に達した. 最大値を示している時間は 2 秒程であり, プロワを稼働させてから約 2 分後に雪面は深く掘られて固くなり, 雪片は飛ばなくなった. 移動度ごとのイオン濃度の最大値を図 4 に示す. 小イオン領域にイオン濃度の最大値が見られ, 雪片相互の衝突によりイオンが発生したと考えられる. 正イオンの方が負イオンより約 2 倍多く, 結果として, 生成されたイオンの正味の電荷は正になる. したがって, 雪片全体の正味の電荷は負になり, 手稲山頂での地吹雪による負の雪片の卓越や強い正電場の発生を裏付ける結果となった. また, 雷雲の強い上昇気流の中で雪片相互或は霰と雪片相互の衝突で発生した正イオンは上昇気流に乗って雲頂付近に蓄積され, 負に帯電した雪片や霰の集団が落下して雲底に達すれば雷雲が正極性になることも説明できる.

2.4 生成されるイオンの極性と温度との関係

これまでの -5°C 以下の実験では, 正イオンが負イオンよりも多く発生した. ここでは, 雪片の温度が融点近くでも同じように正イオンが多く発生するか否かを検討した. 融点近く

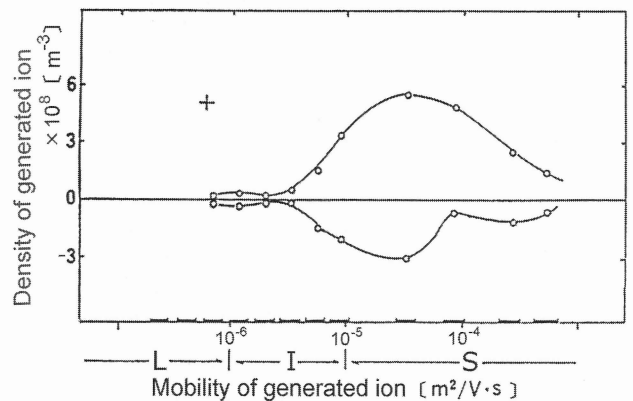


図 4 地吹雪の実験によって発生したイオン濃度の移動度スペクトラムの一例
 Fig. 4 An example of mobility spectrum of ion concentration generated by blowing snow experiment.

では雪片は湿っぽく粘り易く、前節のような雪片の吹き上げ実験はできないので、 $-2\sim-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ では直径10 mm、 $-13\sim-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ では直径30 mmの球状の氷の粒を図5に示す三角波状の底を持つアルミ板容器に入れ、容器を往復運動させることにより氷粒を互いに衝突させた。発生イオンの量は前節の実験ほど多くないので、試料空気の量が少なく済む平行板コンデンサ型イオンカウンターを用いた。室温を自由に制御でき、湿度を65%程度に保った低温実験室の中で、発生イオンの移動度スペクトラムを測定した結果を図6に示す。同図(b)は室温 $-13\sim-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ で行なわれた結果である。前節の地吹雪の結果と同様に正イオンが負イオンより多量に発生し、しかも移動度がかなり大きく $(1\sim3)\times 10^{-4}\text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$ のイオンが50%以上を

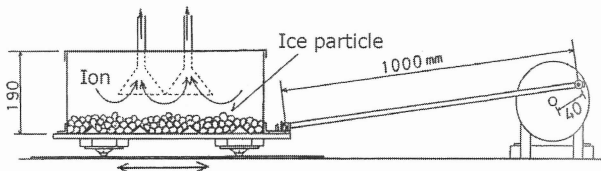


図5 氷粒相互の衝突によるイオンの発生装置
Fig. 5 The apparatus to generate ions by mutual collision of ice particles.

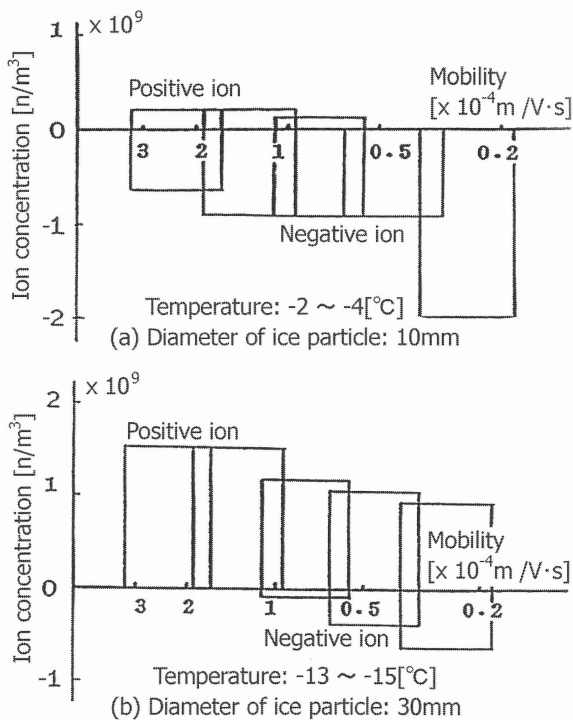


図6 氷粒相互の衝突で生成されたイオン濃度の移動度スペクトラム
Fig. 6 Mobility spectrum of ion concentration produced by the mutual collision of ice particles.

占めている。この結果は、氷相互の衝突によりイオンが確かに発生することを示している。一方、図6(a)は氷の融点に近い $-2\sim-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ で行なった結果で、 $-13\sim-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ のときとは逆に負イオンが正イオンより多く発生した。この結果から、気温が融点に近い時の乱層雲から正の雪片が降り負の電場が発生することが予想される。

2.5 氷の温度による発生イオンの違いから予想された自然現象の確認

氷粒の接触によるイオンの発生の温度依存性に対応する自然現象をニセコ大気電気実験観測所での観測で確認した¹⁶⁾。まず、低温時に対応する気温 $-7\sim-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ のときの乱層雲からの降雪時の空間電荷密度の時間変化を図7に示す。図には、地表電場の強さ、降雪電流、大イオン(移動度範囲 $10^{-7}\sim 10^{-6}\text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$)、中・小イオン(移動度 $10^{-6}\text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$ 以上)およびアンダーセン・エアサンプラーの全段で捕らえられた粒径 $11\sim 0.4\text{ }\mu\text{m}$ の微氷片の空間電荷密度を示している。図6(b)の結果から予想した通り地表電場は正極性、降雪電流は負極性の値を示し、これを大気電気学では鏡像効果と呼んでいる。また、イオンや微氷片の空間電荷密度は地表電場と同じく正極性の値を示し、しかも相互に0.6前後の相関係数を持っている。このことは、乱層雲からの降雪時における地表電場はイオンや微氷片の空間電荷によって形成されることを示唆している。

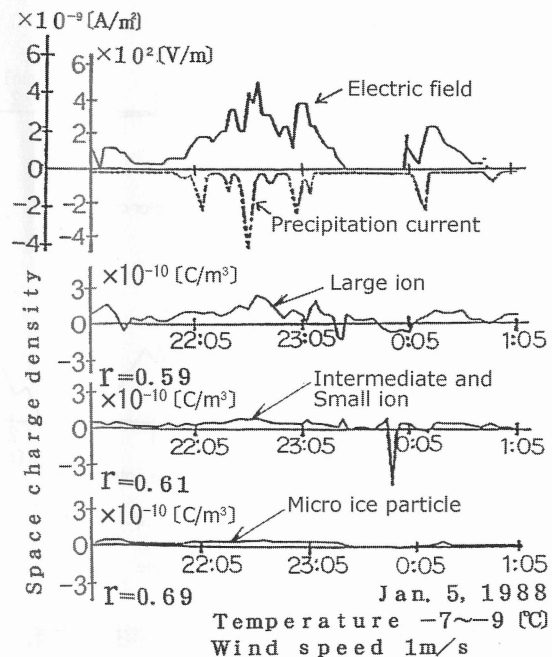


図7 気温 $-7\sim-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ での乱層雲からの降雪時の静電気現象
Fig. 7 The electrostatic phenomena in the snowfall from nimbostratus at the temperatures between $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

表 1 積乱雲からの降雪に伴う地表電場と発生イオンや微氷片の空間電荷密度との間の相関係数に対する風速や降雪強度の影響

Table 1 On the effects of wind speed and snowfall intensity to the correlation coefficient between the electric field and space charge density of generated ions and micro ice particles accompanied by snowfall from cumulo-nimbus.

Data No.	Date Time	Meteorological conditions			Correlation coefficients (r) between electric field and space charge densities of followings;			Mean value (A + B + C) 3
		Wind direction Speed [m/s]	Atmospheric temperature [°C]	Snowfall intensity [mm/h]	(A)	(B)	(C)	
					Small ion Intermediate ion	Large ion	Micro ice particle	
2	Jan. 9, 1986 17:30~18:30	—	—	—	0.73	0.78	0.85	0.79
3	Jan. 9, 1986 22:30~23:15	W 5.5	-9.0	very small amount	0.62	0.92	0.74	0.76
4	Jan. 12, 1986 4:00~ 5:00	NW 2.0	-9.0	3.10	0.30	0.87	0.52	0.56
5	Jan. 12, 1986 8:00~ 9:00	SE 1.5	-7.0	0.86	0.73	0.91	0.42	0.69
6	Jan. 12, 1986 10:00~11:00	SW 1.5	-7.2	0.98	0.77	0.75	0.53	0.68
7	Jan. 13, 1986 23:00~24:00	W 7.0	-6.0	1.32	0.76	0.84	0.51	0.70
Total					3.91	5.27	3.57	
Mean value					0.65	0.88	0.59	

次に、図 6 (a) の高温時の結果に対応するものを図 8 に示す。これは気温-2~0 °Cのときの乱層雲からの降雪時に得られたものである。降雪電流、地表電場、大・中・小の全イオン (移動度 $10^7 \text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$ 以上) の空間電荷密度を示した。気温が高いためか微氷片は全く観測されなかった。注目すべき点は、地表電場、降雪電流、イオンの空間電荷密度などの総ての符号が図 7 の結果と反対になっており、図 6 (a) から予想されることと一致している。次に注目すべき点は、図 7 の-7~-9 °Cにおける結果は地表では 1 m/s の弱風の状態で得られたものであるが、図 8 の-2~0 °C時の結果は 6 m/s のやや強い風の状態で得られ、地表電場とイオンの空間電荷密度の時間変化にかなりのずれがあり、両者の相関係数を求められる状態ではない。このように乱層雲からの降雪では風の影響を受け易いが、強い上昇、下降気流を伴う積乱雲からの降雪では次節で述べるように殆ど風の影響を受けず高い相関係数が得られることが明らかになった。

2.6 風および降雪の電荷が積乱雲による発生イオンと地表電場との相関関係に及ぼす影響

地表電場と発生イオンとの間の相関関係へ及ぼす風の影響および降雪の電荷の影響をニセコ大気電気実験観測所で観測した 6 個の単独積乱雲について調べた結果を表 1 に示す¹⁷⁾。表 1 の観測時刻は相関係数を求めた範囲を示し、中・小イオンの総て、大イオンおよび微氷片の空間電荷密度と地表

電場との相関係数の他に、これらすべての平均相関係数を示した。この平均相関係数と風速との関係を見ると、風速が強い 7 m/s で 0.70、その次に強い 5.5 m/s で 0.76 を示し、一方、風速が 1.5~2.0 m/s で弱いときには平均相関係数は 0.56~0.69 で低い値を示した。積乱雲の場合は地表電場とイオンや微氷片の空間電荷密度との相関係数は殆ど風の影響を受けず高い値を示している。次に、平均相関係数に対する降雪強

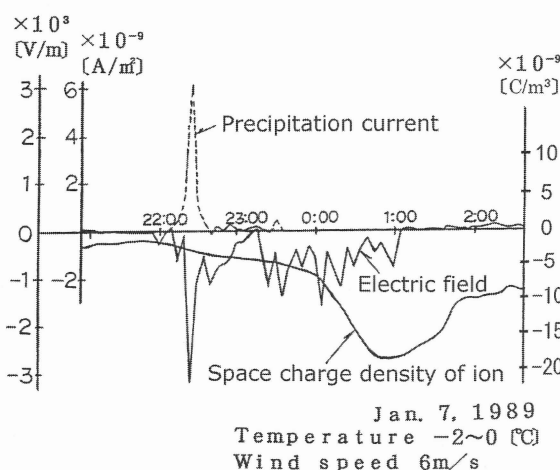


図 8 気温-2~0°Cでの乱層雲からの降雪時の静電気現象
Fig. 8 The electrostatic phenomena in the snowfall from nimbostratus at the temperatures between -2°C and 0°C.

度の影響を調べてみる. 表1のデータ番号を平均相関係数の大きなものから順に並べ, それぞれに対応する降雪強度 (mm/h) を括弧の中に記入すると, #3 (微量), #7 (1.32 mm/h), #5 (0.86), #6 (0.98), #4 (3.10) となりデータ#7だけ除けば括弧内の数値は小さな値から順に大きくなり, 降雪強度が大きくなると, 地表電場と空間電荷密度との相関係数が小さくなる傾向を示している.

最後に, 地表電場が発生したイオンで形成されることを明瞭に示した例を図9に示す. これは積乱雲からの降雪の例で地表電場と大イオン濃度との相関係数は最も高い 0.94 を示している.

3. 風塵の模擬実験

3.1 実験方法

地吹雪の現象は比較的容易に実験的に模擬することができた. 一方, 風塵の場合には, 対象となる主な物質は土砂であり, 土砂粒子は細かく比重も比較的大きいので, 粒子を舞い上げて互いに衝突させるには強い気流を必要とし, 実験装

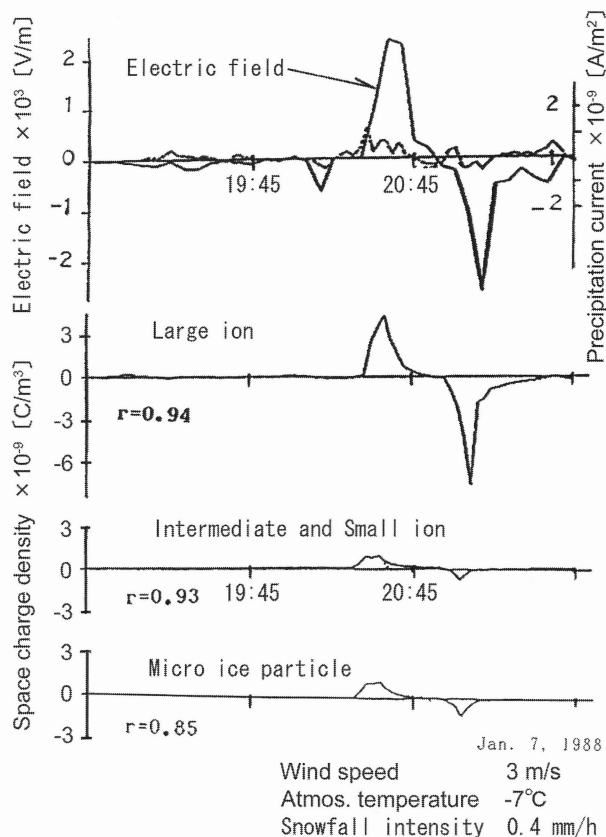


図9 積乱雲からの降雪の際の地表電場とイオンや微氷片の空間電荷密度との間の相関について

Fig. 9 Correlation between the ground surface electric field and the space charge density of ions and micro ice particles in the snowfall from Cumulo-nimbus.

置壁との衝突や摩擦を避けることが困難となる. さらに, 粒子帯電の機構を明らかにするためには, 土砂粒子だけでなく種々の純粋な物質についても検討する必要がある. 純物質の中には高価なものもあるので, できる限り微量な試料で間に合うような方法を模索した結果, 図10に示すようなものとなった. この装置では, ジェット気流の流出速度を変えることにより粒子と装置との衝突を避けられ, 必要な試料もわずかでよい.

この装置を用いた実験の手順は以下のとおりである. 1) 大, 中および小イオン用の円筒コンデンサ型イオンカウンターの吸引を開始する. 2) α 線プローブ, 粒子コレクター, イオンカウンターなどに接続された電位計の電源を入れる. 3) コンプレッサーを始動させて電氣的に遮蔽された直方体のしゃへい箱内に空気ジェットを 1 kg/cm^2 の圧力で吹き込む. 4) 粒径 $1 \sim 300 \mu\text{m}$ の範囲の試料を $1 \sim 88 \mu\text{m}$, $88 \sim 177 \mu\text{m}$, $177 \sim 300 \mu\text{m}$ の三つのグループにふるい分けし, それぞれ 0.5 cm^3 を合わせて計 1.5 cm^3 とした試料をパラフィン紙から図の様に空気ジェット流内に落とし, しゃへい箱内で分散衝突させた. 試料を三つのグループに分けてから混合した理由は, 気流の粘性抵抗を利用し, 粒径の異なる粒子間に相対速度を作り出して粒子間衝突を起しやすくするためである. 試料粒子を落とし始めてから終るまでの時間は5秒間である. 5) 試料がしゃへい箱内の空間に分散されると同時に, $11 \sim 300 \mu\text{m}$ の範囲の大, 小粒子の帯電極性は, 空気粘性抵抗による大, 小粒子の落下速度の違いを利用して, 粒子コレクターの電流極性の時間変化から決定した. これとほぼ同時に α 線プローブ電位を測定することにより, しゃへい箱内の空間に浮遊する $10 \mu\text{m}$ 以下の微粒子と生成されるイオンを含む空間電荷全体の符号を決定した. この後, α 線プローブを取り除き, 2

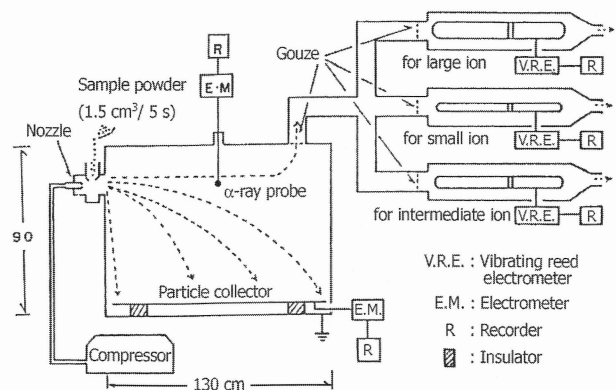


図10 風塵の電荷分離の模擬実験調査装置

Fig. 10 The apparatus for simulation and experimental study of the charge separation of blowing dust.

章の地吹雪の実験と全く同じ手順で粉末試料の分散衝突で発生するイオンの移動度スペクトラムの測定を行なった。

風塵による強い負の電場の発生、竜巻による砂嵐や火山噴火の噴煙などによる雷の発生原因を明らかにするために、試料として室蘭工大グラウンドで採集した土砂、浅間火山灰 (1973年噴火)、阿蘇火山灰 (1977年6月11日噴火)、有珠火山灰 (1977年8月7日噴火)、火山灰の主成分 SiO_2 などの他、電荷分離機構を検討する目的で純粋の半導体物質である Sb (P型)、Bi (N型) の他に、N型SiおよびP型Siを用意した。ここで、雪片、土砂、火山灰なども半導体に属する物質であることに注目しておきたい。上述の手順にしたがって得られた結果は、帯電の極性を除けば総て同様の傾向を示したので、最も典型的なP型SiおよびN型Siだけに絞って以下に説明する。

3.2 粒子コレクター電流およびα線プローブ電位

図11に示すように、P型Siの粒子コレクター電流は負極性であり、α線プローブ電位は正であるから、大粒子は負に、空間に浮遊する微粒子や発生イオンなどは正に帯電している。注意すべき点は、試料が落下し終るまでの5秒間だけ、ジェット気流が強すぎて大粒子と衝突したためかα線プロ

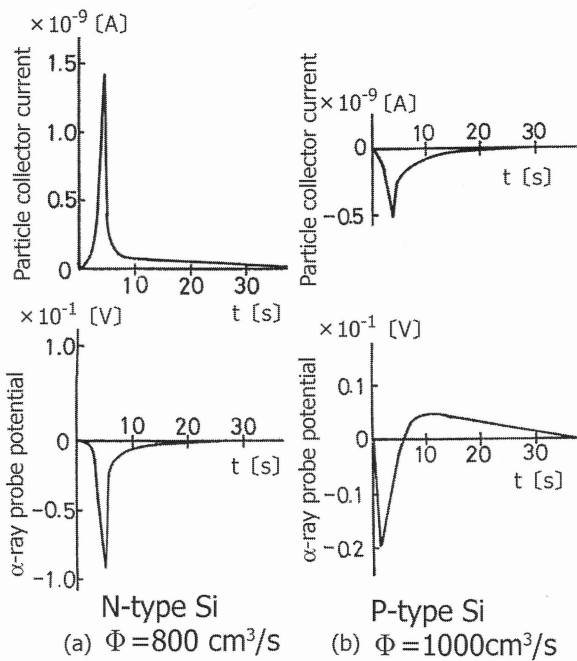


図11 P型とN型シリコン粉末の分散による粒子コレクター電流とα線プローブ電位。Φ: ジェット気流の毎秒の流量

Fig. 11 The Particle collector current and α-ray probe potential produced by the dispersion of P-type and N-type silicon powder. Φ: air flow rate of jet stream.

ーブ電位は大粒子と同じ負になったが、5秒経過後はずっと正の値を示した。一方、N型Siの場合は、P型Siとは全く反対で、大粒子は正、空間に浮遊する微粒子やイオンは負に帯電している。この時のα線プローブ電位は大粒子との衝突の影響を受けていない。この理由は、ジェット気流の毎秒の吹き出し流量Φは800 cm³/sでP型Siの場合の1000 cm³/sより少ないために、大粒子接近の影響が少なかったためと思われる。流量を変えたのは試料としゃへい箱との衝突を避けるためである。

以上の結果をまとめると、P型Siの発生する空間電荷は正、大粒子は負に帯電し、N型Siの発生する空間電荷は負、大粒子は正に帯電し、P型、N型両Siは互いに反対の極性に電荷分離している。さらに、両者とも大粒子領域に雪片のような大粒子および小粒子の間での帯電符号の変わり目がないことが注目される。しかし、大、小雪片を合わせれば負になるから、雪片はP型Siと同じ電荷分離をしていることになる。土砂についてはここに例示していないが、発生する空間電荷は負で、大粒子は負に小粒子は正に帯電し全体では正に帯電しており、N型Siと同じ電荷分離を示す。空間電荷が負であるから、風塵による強い負の電場の形成が裏付けられた。しかしながら、この極性は土質により変わることがある。

3.3 発生イオン濃度の移動度スペクトラムの測定

図12はSi粉末のジェット気流による分散衝突で発生したイオン濃度の移動度スペクトラムである。イオン濃度は5秒間で試料を落下し終えた後、30秒ほどで最大になり、4分ほ

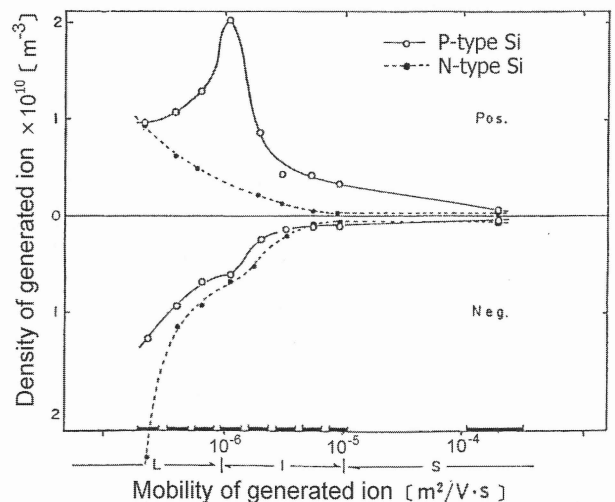


図12 P型とN型シリコン粉末の分散による発生イオン濃度の移動度スペクトラム

Fig. 12 The mobility spectrum of ion concentration generated by dispersion of P-type and N-type silicon powder.

表2 実験結果と試料の電荷分離に関する分類

Table 2 Experimental result and its classification on the charge separation of samples.

Type of charge separation	Samples	Type of samples material	Electric sign of		
			Large particles	α -ray probe potential	Generated predominant ions
P-type charge separation	P-type Si	P	-	+	+
	Sb	P	-	+	+
	Snow flake (<-4°C)	P	-	+	+
	Ice particle (<-4°C)	P	-	+	+
	Volcanic ash (Asama)	-	+	+	
	Volcanic ash (Aso)	-	+	+	
	SiO ₂	-	+	+	
Coal (Akabira)	-	+	+		
N-type charge separation	N-type Si	N	+	-	-
	Bi	N	+	-	-
	Ni	N	+	-	-
	Ice particle (>-4°C)	-	-	-	
	Earth and Sand	+	-	-	
	Volcanic ash (Usu)	+	-	-	
	Coal (Sufco)	+	-	-	

ど経過してゼロを示した。イオンカウンターによる試料空気
の吸引は試料投入前から投入後4分を経過するまで続くので、
イオンの発生消滅が激しく繰り返される不安定な状態の中
で、少なくともイオンの発生が止まってやや安定した状態と
みなし、この最大値を発生イオン濃度として採用した。これ
は地吹雪の場合も全く同じで、この測定により小イオン領域
に発生イオン濃度の最大値を見出した。しかし、図12に示
す結果は全く予想外であった。図の発生イオン濃度は、横軸
上に太い実線で示した限界移動度範囲の発生イオン濃度を
示し、各々実線と破線で結ばれた曲線は同じ実験を三度繰り
返して得た値を平均したものである。まず、大、中、小イオ
ン全域にわたって発生イオン濃度は地吹雪(図4)や氷粒の
衝突実験(図6)における値より1~2桁大きい。この図12の
実験と同様に多量の試料空気を吸引する地吹雪の模擬実験
時の値より30倍ほど大きい。次に、図4の結果は小イオン
領域の移動度 $1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$ 付近に約 $600 \text{ 個}/\text{cm}^3$ の最大値
を持つが、図12では最大値ではなく $1300 \text{ 個}/\text{cm}^3$ の値を示す。
小イオンの最小限界移動度 $0.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$ では $3000 \text{ 個}/\text{cm}^3$
に増加し、さらに、指数関数的に増加して中イオンの最小限
界移動度 $0.01 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{V}\cdot\text{s}$ 付近で $20000 \text{ 個}/\text{cm}^3$ の最大値に達
している。N型Siでは、大イオン領域でも増加し続けている。

ここで、発生イオンが多量であることと、小イオン領域に
最大値が無いことの原因について考察する。風塵の試料粉末
はわずか 1.5 cm^3 であるが、含まれる粒子の数は桁違いに多
く、強いジェット気流の中で衝突しやすい。一方、地吹雪の
模擬実験の場合、積み上げる新雪は 20000 cm^3 でかなり多い
が個々の雪片は桁違いに大きく、数密度はかなり小さく大半

はブロワの吹き付けで押し固められ、舞い上がり衝突する量
は 6000 cm^3 程度である。また、粉末微粒子の衝突により大、
中イオン領域の超微粒子が多量に生じ、発生したイオンがこ
れに吸着されて大、中イオンに移行すると考えられる。一方、
地吹雪の場合は超微氷片ができて速やかに昇華し消滅する
ので、既存の大気中の超微粒子にイオンが付着して大、中
イオンに移行し、図4の結果が得られたものと思われる。

次に注目すべき点は、P型およびN型Siともに正負両極性
のイオンを発生するが、P型Siは正イオンを、N型Siは負
イオンを多く発生する。このイオンの発生原因は、以下のよ
うに考えられる。この研究で扱った物質はすべて正および負
極性の両方のイオンを放出し、P型の物質は正イオンを多く
放出し、N型の物質は負イオンを多く放出する。一方、半導
体物質は全て正負両方の電荷担体を持っており、P型は正が
多くN型は負が多い。したがって、物質内部に存在する正負
電荷担体の多少および物質の外に放出される正負イオンの
多少と帯電符号がそれぞれ対応している。これは明らかに電
荷担体の放出がイオンの発生源であることを強く示唆して
いる。これは、今後検討すべき興味ある問題として残された。
これと類似した現象として、Rosenblum等¹⁸⁾によって金属表
面の酸化皮膜を破砕すると電子やイオンなどが放出される
ことが報告されている。したがって、上述の筆者の考えはさ
ほど無理とは思えない。

この考えをさらに検討する目的で、火山灰や土砂の他はP
型かN型かが明らかになっている物質に重点を置いて実験
を行い、以前に実験した電荷担体の型が明らかでない物質に
ついての結果も合わせて表2に示した。表の中ではP型Si

と同じ電荷分離をすることを P 型電荷分離, N 型 Si と同じ電荷分離をすることを N 型電荷分離, と名付けて分類した. P 型の物質はすべて P 型電荷分離に, N 型の物質は全て N 型電荷分離に属しており, 上記の電荷担体放出の考えの妥当性が強くなってきた. これについては次稿で更に検討する. さらに注目すべき点は, P 型か N 型か何れに属するか不明の物質でも P 型か N 型の何れかの電荷分離に属していることである. また, 火山灰の主成分 SiO_2 と阿蘇, 浅間の火山灰は同じ P 型の電荷分離を示しているが, 有珠火山灰は N 型電荷分離を示すので主成分で電荷分離の極性は決定できない. 以後の説明を簡潔にする目的で表 2 に示すような固体粒子の衝突に伴う帯電とイオンの生成に関する全ての規則性を総称して「衝突によるイオン生成効果」と呼び, 応用範囲の広い重要な一つの物理的効果としてここで初めて提案することにした.

3.4 実験結果から予想される電場の極性と自然における現象の確認

土砂は N 型電荷分離をするので風塵により負の電場と正の降砂が予想されるが, すでに述べたように, 札幌市内に発生した風塵の際に強い負電場を筆者が観測している. 使用した 1977 年 6 月 11 日噴火の阿蘇火山灰では P 型電荷分離であるので, 正電場と負の降灰が予想される. 畠山, 内川ら¹⁹⁾は 1950 年 2 月 17 日正午頃の阿蘇山噴火の際に正電場を観測しているが, 27 年前の火山灰と同じものか否か定かではない. 一方, 有珠火山灰は筆者が有珠火口から 24 km 離れた室蘭工業大学構内で 1977 年 8 月 14 日の降灰を採集したものである. この灰は N 型電荷分離を示すので, 負電場と正の降灰が予想されるが, 1977 年 8 月 14 日午前 1 時 45 分からの 30 分間, 火口から約 5 km 離れた観測点において菊地・遠藤²⁰⁾が負電場と正の降灰を観測している.

4. まとめ

真に困難な雷雲の静電気の発生機構の解明に対して真つ向から取り組まずに, とりあえず下層大気や地表の身近な所で起こる静電気現象を観測しているうちに, 地吹雪による強い正電場と風塵によるさらに強い負電場を観測した. 両者の模擬実験から, 強い電場は雪片相互または砂塵粒子相互の衝突によって発生するイオンの空間電荷によることを明らかにし, 固体粒子の帯電の規則性を見出した. 本稿では, これ

を「衝突によるイオン生成効果」と呼び, 一つの有効な物理的効果として提案した. さらに, この効果の信頼性を確認するために, 雪片 ($< -4^\circ\text{C}$) のデータから乱層雲からの負の降雪と正の電場の発生を予想して観測データでこれを確認し, 同じく氷粒 ($> -4^\circ\text{C}$) のデータから正の降雪と負の電場の発生を予想して観測データでこれを確認した. 土壌粒子のデータから風塵の中で正の落下粒子と負の電場の発生を予想し, 有珠山の火山灰のデータから正の降灰と負の電場の発生を予想したが, いずれも予想通りの結果が確認された. 以上, ここでは衝突によるイオン生成効果を提案し, その信頼性を確認した結果をまとめた.

参考文献

- 1) C. T. R. Wilson: Franklin Inst., **208** (1929)
- 2) F. J. W. Whipple and J. A. Chalmers: Quart. Jour. Roy. Met. Soc., **70** (1944) 103
- 3) B. Vonnegut and C. B. Moore: Recent advances in atmospheric electricity, (1958) 317
- 4) S. E. Reynolds, M. Brook and Mary Foulks Gourley: Jour. Met., **14** (1967) 426
- 5) G. C. Simpson: Phil. Trans., A, **209** (1909) 397
- 6) E. J. Workman and S. E. Reynolds: Phys. Rev., **78** (1950) 254
- 7) J. E. Dinger and R. Gunn: Terr. Magn., Atmos. Elect., **51** (1946) 477
- 8) T. Takahashi: Mon. Wea. Rev., **106** (1978) 1598
- 9) M. W. Ramsay and J. A. Chalmers: Quart. Jour. Roy. Met. Soc., **86** (1960) 530
- 10) 織笠桂太郎: 北海道大学地球物理学研究報告, **9** (1962) 123
- 11) A. J. Illingworth: Proceedings, 6th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, University of Manchester Institute of Science and Technology, (1980) 149
- 12) 高橋 劭: 静電気学会誌, **13** (1989) 358
- 13) W. A. Douglas Rudge: Phil. Mag., (1912) 23, Phil. Mag., (1913) 25, Proc. Roy. Soc., (1914) 90
- 14) 織笠桂太郎: 静電気学会誌, **5** (1981) 404
- 15) K. Orikasa and K. Ohta: J. Meteorol. Soc. Jpn., **59** (1981) 395
- 16) 織笠桂太郎: 静電気学会誌, **13** (1989) 394
- 17) K. Orikasa: Proceedings, Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Uppsala Sweden (1988) 302
- 18) B. Z. Rosenblum, J. P. Carrico, P. Braunlich and I. Himmel: J. Phys. E. Sci. Inst., **10** (1977) 1056
- 19) H. Hatakeyama and K. Uchikawa: Presented to Magnetism and Electricity, **11** (1951)
- 20) K. Kikuchi and T. Endo: Reprinted from Preprint Volume (1984) 231, 7th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Albany N.Y.
- 21) M. Misaki: Pap. Met. geophys. Tokyo, **1** (1950) 313