

気象電気に関するシンポジウム

昭和31年度日本気象学会秋季講演会に引続き、11月17日研修所東京教室で気象電気に関するシンポジウムが開催され、今道周一氏（東理大）座長の下に、次の講演が行われ、それぞれの講演に関し活発な討論が行われた。講演を担当された諸氏の周到な総合報告によつて、気象電気分野におけるそれぞれの問題について詳細にしてかつ概括的な総観が得られた。

1. 内川規一：自由大気中の気象電気現象
(地磁気観)
2. 河村 諤：降水現象と大気電場その他の気象電気要素との関係
(地磁気観)
3. 川野 実：大気中の自然放射能とその気象電気現象における役割
(電気試)

各講師に依頼し当日の講演内容の寄稿を受けここに掲載する。

551. 594. 14

大気中の自然放射能とその気象電気現象における役割

川 野 実*

地殻に存在する放射性元素から放射される透過性放射線、地殻から地表を通じて逸散してくる放射性気体及びその崩壊物によって放射される放射線が大気中に存在している。これら自然放射能及び宇宙線と大気中のイオン、凝結核などの相互作用、即ち電離平衡は特殊な場合を除き、殆んどすべての気象電気現象の過程を律するものである。本稿では、まず大気中の自然放射能の諸相について簡単に述べ、さらにイオン、凝結核との共存系について論じたいと思う。

大気中の自然放射能に関する観測は割合に数多く行われて来たのであるが、その多くは断片的である。地質の影響等、局地性が著るしくあらわれるために、断片的な測定結果では本稿の目的に沿わない。最近 Hess 及びその協力者らは⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾⁽⁴⁾ New York の Fordham大学の構内における大気中の自然放射能の系統的な測定を行っている。ここでは主として Hess らの測定結果を中心として話を進めたいと思う。宇宙線はその強い透過性のために、放射線に関するすべての測定に加わるので、宇宙線の計数もしくは、大気電離を予め正確に測定して、すべての放射線測定値から差引かねばならない。第1表は宇宙線によるイオン対生成数を示す。この測定は鉄の壁（厚さ10cm）で包まれた家と、その屋上で行われたもので、左欄は硬成分、右欄は軟成分をも含んだ総和によるイオン生成数を示している。従って軟成分による分は0.41Iである。しかし、屋上で測定したものの中には大気中に浮遊する放射性気体の崩壊物からの γ 線による分0.15Iが入っているので、宇宙線自体による分は

第1表 宇宙線による大気電離

測定番号	家の中	家の屋上
1	1.52 I	1.94 I
2	1.55 I	1.96 I
3	1.54 I	1.94 I
4	1.55 I	1.94 I
平均	1.54 I	1.95 I

Iはイオン対を示す

1.80Iとなる。又、地殻に存在する放射性元素から直接放射される透過性放射線の測定結果によれば、地上1mの高さで、 γ 線による分は3.0Iであり、 β 線による分は大気中にある放射性気体からのものをも含めて0.47Iである。

気象学的にみて最も重要な意義を持つのは大気中に浮遊存在する放射性気体及びその崩壊物である。この量は新鮮な空気を、それが老化した場合とでは異なることは当然であるから常に新鮮なものについて調べることが必要である。大気中に存在する放射性気体は主としてRn及びTnから成っているが、Tnは半減期が非常に短いために、それ自体の放射能測定は不可能であり、その崩壊物の量を測定し、平衡状態にあるとして求めなければならない。従って大気中の放射能測定は(Rn+RaA+RaC)、(ThB+ThC)の混合物について行われる。そのために、Rn及びその崩壊物と、Tn及びその崩壊物とを分離する操作が重要になる。その方法を簡単に述べる。

測定された放射能を、 $q_a, x \times q_a$ をRn系列によ

* 電気試験所

る部分, $(1-x) \times q_\alpha$ を Tn 系列による部分とする. 電離
 函に新鮮な空気を導入して時間 t の後を考えれば

$$xq e^{-\lambda_1 t} + (1-x)q e^{-\lambda_2 t} = q'_\alpha$$

変形して, $x(e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) = q'_\alpha / q_\alpha - e^{-\lambda_2 t}$

従って, $x = \frac{q'_\alpha / q_\alpha - e^{-\lambda_2 t}}{e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}}$, ここで q'_α は時間 t 後

の測定値である. 又, λ_1, λ_2 はそれぞれ, Rn, ThB
 の半減期であって, $\lambda_1 = 2.097 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$,

$$\lambda_2 = 1.82 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1} \text{ である.}$$

q_α, q'_α は共に測定値であるから, x を求めること
 ができる. 測定例を示すと, 第2表のようになる. これ

第2表 大気中の放射性物質によるイオン生成数

測定例	q_α	Rn 当量 (C/cc)
I	1.61 I	79.8×10^{-18}
II	2.21 I	109.6
III	1.57 I	78.1
IV	1.56 I	77.3
V	1.06 I	52.6
平均	1.60 I	78.2

らの値を用いて, 求めた x の平均値は 59.0% である.
 即ち, 放射能の59%は Rn 系列によるものである. 残り
 の41%はThB及び ThC によるものであるから, Tn
 をも加えた値を求めるためには補正を加える必要があ
 る. Tn 及びその崩壊物の α 粒子1個によるイオン対生
 成数は

$$\text{ThA} : 1.92 \times 10^5, \quad \text{ThC} : 1.71 \times 10^5$$

$$\text{ThC}' : 2.54 \times 10^5, \quad \text{Tn} : 1.23 \times 10^5$$

ThC から ThC' と ThC'' とへの崩壊割合はそれぞれ35
 %と65%である. 上記の値を用いて計算すれば

$$\frac{\text{ThA とその壊変物}}{\text{Tn とその壊変物}} = 0.77$$

となる. 従って, Tn をも考慮に入れるときは, この割
 合だけ高く見積らなければならない.

従って,

Rn 及びその崩壊物による部分:

$$78.2 \times 10^{-18} \times 0.59 = 46.2 \times 10^{-18} \text{C/cc} \rightarrow 0.93 \text{ I}$$

Tn 及びその崩壊物による部分:

$$\frac{78.2 - 46.2}{0.77} \cdot 10^{-18} = 41.5 \times 10^{-18} \text{C/cc} \rightarrow 0.83 \text{ I}$$

となる. この結果からみて, Tn の役割は Rn のそれと殆
 んど同じ程度である.

上述の Hess らの結果を纏めると, 第3表のようにな
 る.

これは Fordham 大学構内におけるものであるが, 場
 所による相違は大きく, New York から程遠からぬ場
 所に総計13 I に及ぶ測定値が見出されている.

第3表 大気中の自然放射能の組成

	地下から	大気中	計
宇宙線		1.88 I	1.88 I
α 線		1.76 I	1.76 I
β 線	0.4 I	00.7 I	0.47 I
γ 線	3.0 I	0.15 I	3.15 I
			7.26 I

第3表から明らかなように, 地上1mでは地下からの
 γ 線による電離作用が最も大きく, 全体の40%に及ぶこ
 とを示している.

地上における測定位置の高さを変えると, 第3表の数
 値に対応する値が如何に変化するであろうか. Hessらは
 全く同様な電離函2個を並べて測定を行っている. その
 結果が第4表である.

大気中の放射性気体が地表から交換によって垂直上方
 に運ばれるとすれば, 3cm, 15cmについて Rn は1mに
 比べて殆んど等しく, Tn は1%程度以内の相違がある
 のみである. これによって推定した値が第4表中の*印
 を附したものである.

地表の近傍では地下からの放射線(特に β 線)が地表
 を距るに従って急激に減少する有様が判る.

第4表 大気中の自然放射能の高さに
 対する分布 (宇宙線の値は第3表と
 0.08 I の差がある)

	3 cm	15cm	100cm
α 線	3.58*		1.76
β 線	2.18	} 7.76	0.47
γ 線	3.76		3.15
宇宙線	1.96		1.96
計	11.48	7.76	7.34

大気中の自然放射能の中で気象要素の影響を直接に受
 けるのは大気中に浮遊存在する放射性気体及びその崩壊
 物である. (各成分の値には各論文によって若干の差が
 みられる)

諸種の気象要素の変化によって, 大気中の放射性気体
 及びその崩壊物の量に如何なる影響がみられるであろう
 か.

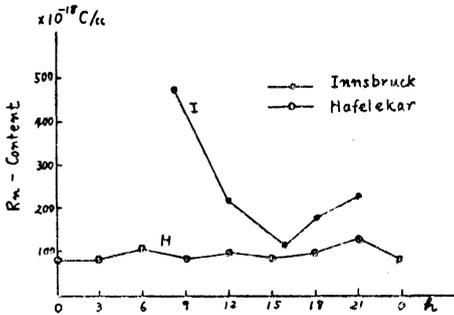
少し古いものであるが, この問題では最も詳しい調査
 を行った Priebisch 及び協力者⁽²⁾の結果を参照しよう.
 この測定は Innsbruck (500m), Hafelekar (2,300m) の
 高さの異なる2ヶ所で行われ, 平地と山上とにおける結果
 を比較している.

i) 平均値	Month	Rn ^{equi} ($\times 10^{-18} \text{C/cc}$)	No of obs
Innsbruck	Jan	642	20
	Feb	365	53
	Mar	300	39
	Apr	204	46
	May	270	67
	mean	312	

Hafelekar (Winter 1935/36) Max $275 \times 10^{-18} \text{C/cc}$
 Min $7 \times 10^{-18} \text{C/cc}$

この測定結果をみると、水上よりも平地の方が放射能が多く、又、平地では冬季の方が多いのが判る。ただ、山上における値は、山上の地表面から直接逸散してくる部分と、交換等によって遠方の低地から運搬されてくる部分との和であることを注意する必要がある。

ii) 日変化、両地における測定結果を第1図に示す。



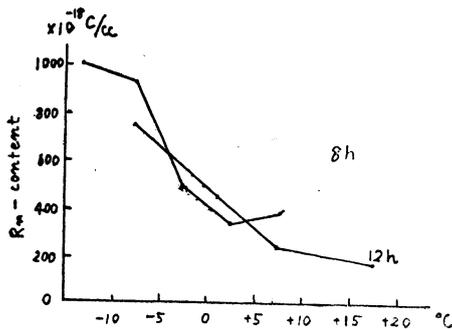
第1図 Diurnal variation of Rn-content (Innsbruck and Hafelekar)

Innsbruck では 8h から 21h までの値であるが、平地では朝早く大きく、次第に減少して15hに最小となる、又、Hafelekar では振巾が小さく、また21h頃の最大値の外は大した変化が認められない。山上での値の中で下方から交換によって運搬される部分が大きいならば、両地での日変化型は逆相関になることが期待されるが、この測定結果からみれば、山上の値は、そこの地表面から逸散する部分も可成り大きいと思われる。

平均値が小さいのは、山上における風の吹きさらしのために持ち去られるためと考えるとよいであろう。

平地における日変化曲線が早朝に最大があり、午後には最小があることは Wilkening⁽⁶⁾ によって行われた New Mexico における測定値にも明らかにみられる。

iii) 気温、第2図に測定結果を示す。即ち Innsbruck



第2図 The relation between Rn-content and temperature (Innsbruck)

では、気温が低い程、Rn 量 (Rn 当量) が多いが、Hafelekar では逆に気温が高い程、Rn 量が多い。このことは大気中の放射性浮遊物質が交換によって運ばれることを考えれば当然であろう。即ち、日変化曲線及び気温の影響をみれば、高山上における Rn 量は一般には山上の地表から逸散してくる部分が多いが、気温が高くなると交換が盛んになるために濃度の大きい平地の Rn が運ばれて、その影響が顕著となると考えられる。

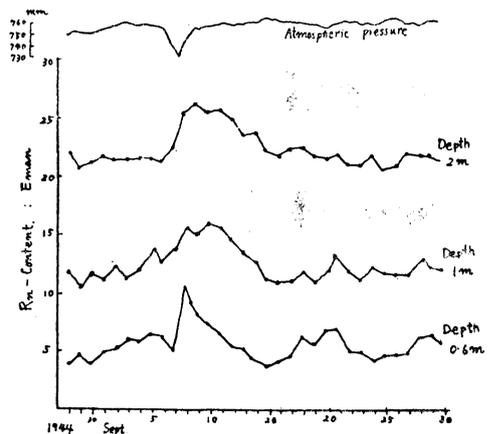
気圧 (mmHg)	$\times 10^{-18} \text{C/cc}$	No. of obs.
Hafelekar < 565	64	4
565 ~ 570	79	20
570 ~ 575	121	32
575 ~ 580	101	62
> 580	85	10

高山では気圧との関係は明らかでないともてよいであろう。

I) ~ IV) の結果をみれば、Hafelekar のような山上よりも、Innsbruck のような平地の方が気象要素の変化の影響を顕著に受けることがわかる。

地殻から地表を通して大気中に透過してくる透過性放射線については一応疑問はないが、大気中に浮遊存在する放射性気体が如何なる機構によって地殻から大気中に逸散してくるかは厳密に考えれば非常に難しい問題である。ここでは、初田⁽⁷⁾、Cullen⁽⁸⁾らによる地下気に含まれる放射能及び地下から大気中へ逸散してくる放射能についての測定結果を引用してみよう。

初田は第3図に示すように地表面下 2 m, 1 m, 60cm の

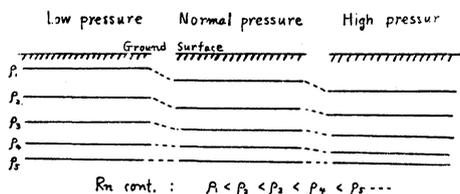


第3図 The change of Rn-cont, during the passage of the typhoon of Sept. 7-8, 1944

3点で地下に含まれる放射能の連続測定を行った。深い地下程、地下気に含まれる Rn 量が多いことがわかる。9日に台風の通過があり、気圧が急激に減少している。それに伴ない、各深さにおける地下気の Rn 量は急激に増加しているのがみられる。

大気圧の変化が直接に地下気の放射能に影響するこ

とを示し、非常に興味あるものである。この気圧変化の影響は地表からの深さが少い程、顕著にみられる。しかし、気圧増加の影響は減少の場合程には顕著に現われないことも明らかにされている。大気圧が地下気中の放射能に影響する機構について、初田は第4図に示すよう



第4図 The effect of atmospheric pressure on the Rn-cont. at a depth near the ground.

な模型を考えている。即ち、地下には地表面に平行な“放射能等濃度面”とでも呼ぶべき放射能濃度の等しい面があり、その濃度は地表を距るに従い大きくなっている。大気圧の高低に従い、等濃度面が深くなったり、浅くなったり変化する。その変化の度合は地表に近い程、著しい。大気圧減少の場合を考えると、減少が著しい程、地下のより深い部分から放射性気体が逸散してくるために、放射能が多いことが理解される。地下から放射性気体が地表を通じて大気中へ逸散してくる模様は、丁度、真空ポンプによって容器から気体を吸い出す作用に似たものと考えてよいであろう。地表から大気中へ逸散してくる放射性気体量は適当な装置を用いて測定されている。このような測定は Hess & Schmidt その他、各地で行われて来たのであるが、先述の New York の Fordham 大学構内で行われた Hess らの測定と合せて検討し得る便宜を持つので、Cullen によって同所で行われた測定結果を述べよう。

第5表に掲げたのは、月別の平均値である。この表か

Month	Mean	Max	Min	No. of Days
1944 July	8.68	19.12	2.04	11
Aug	18.48	48.14	5.68	14
Sept	12.86	24.05	0.85	8
Oct	6.69	13.73	1.15	8
Nov	10.87	29.36	2.10	13
Dec	12.58	15.01	10.68	4
1945 Jan	0.91	5.12	0.002	15
Feb	0.091	0.089	0.000	18
Mar	2.64	5.00	0.29	21

第5表 (unit: Rn-equi. $10^{-18}C/cm^2/sec$)

ら、暖季に多く、寒季に少いことがわかる。又、第6表によって、気温によって著しく差違があり、気温が高い程、逸散量が多いことが明らかにされる。

初田、Cullen らの測定結果から考えると、地下気に含

まれる放射性気体は、容器から真空ポンプによって気体を吸い出すと同様な形で大気中へ吸い出されるものであるが、地表が暖められるために起る地表付近の空気の対流によっても、大きく影響されることが判る。雪で地表面が覆われ

Mean temp.	exhalation $\times 10^{-18}C/cm^2/sec$
$95 \sim 90^{\circ}F$	19.89
90~80	25.93
80~70	17.03
70~60	9.36
60~50	9.65
50~40	5.28
40~30	5.61
30~20	3.45
20~15	0.002

たときには、放射性気体の逸散量は非常に少くなり、
 $max = 5.12 \times 10^{-18} C/cm^2/sec$, $min \sim 0$,
 $mean = 0.50 \times 10^{-18} C/cm^2/sec$

である。従って、地面が雪に覆われたときには、大気中の電離作用は大體半減すると考えられる。雨水によっては減少するが、雪に覆われた場合程、顕著ではない。

Cotton⁽⁹⁾は大気中に浮遊する放射能の日変化を長期間に亘って観測している。その結果、地表附近における放射性気体及びその崩壊物の量の日変化は交換に支配されるとしてほぼ満足に説明し得ることを示した。即ち、地表を通じて大気中へ逸散して来た放射性気体及び、その崩壊物は交換によって垂直上方に運ばれる。交換が激しいときにはより高空まで運ばれるために、地表附近ではその濃度が減少する。従って、近似的には次のように考えることができる。地表から大気中へ逸散する放射性気体量の日平均値を S 、大気中の放射性気体量を Q 、地表の近傍における値を Q_0 とすれば、

$$\lambda \int_0^{\infty} Q dz = S \dots \dots \dots (1)$$

λ は放射性気体の崩壊常数である。放射性気体の垂直分布は交換に支配されるから、次式で表わされる。

$$K \frac{d^2 Q}{dz^2} = \lambda Q \dots \dots \dots (2)$$

境界条件： $z=0$ で、 $Q=Q_0$ 、 $z=\infty$ で $Q=0$ とすれば、(2)の解は

$$Q = Q_0 e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{K}} z} \dots \dots \dots (3)$$

(3)を(1)に代入して変形すれば

$$Q_0 = \frac{S}{\sqrt{\lambda K}} \dots \dots \dots (4)$$

即ち、地表附近における放射性気体量は渦動拡散係数の平方根に逆比例する。

雷雨など極めて特殊な場合を除き、一般に気象電気現象の変化はイオン及び凝結核、細塵などの間に電離平衡を保ちながら推移していると考えらるべきである。大気中の電離作用は今まで述べて来た自然放射能及び宇宙線がその殆んどであるから、気象電気現象に及ぼすそれらの

影響は極めて大きい。例えば、イオン数の日変化曲線で、夜間2~4h頃にmaxが起るのは世界各地でみられる現象であるが、その最も大きな原因は気層の安定に伴ない、交換が最小になるために地表近傍に放射性気体が停滞して濃度が増す結果に外ならない。最も簡単な場合、即ち空気の運動がなく、大気電場も強くない場合を考えてみよう。

電離平衡状態は次式で表わされる。

$$q = \alpha n^2 + \beta nN$$

ここで q, n, N はそれぞれ、イオン生成数、小イオン数、凝結核数、 α, β はそれぞれ小イオンの再結合係数、小イオンと凝結核との間の附着係数である。工場地帯や市街地のみならず、一般に地表付近では、 $n \ll N$ であるから、 $q = \beta nN$ 、又、海上や交換層を抜けた高空では N は無視し得るから、 $q = \alpha n^2$ となる。何れの場合でも、 n は q に直接支配されることが判る。大気電気伝導度は云うまでもなく、種々の気象電気要素は直接・間接に小イオン数によって決定されることを考えれば、電離作用の果たす役割を理解し得るであろう。

交換を考慮に入れて電離平衡を議論すれば多くの気象電気現象を説明し得ることを筆者⁽¹⁰⁾の研究によって示す。

$$K \frac{d^2 n}{dz^2} + q = \beta N n \quad \dots\dots\dots (1)$$

この方程式の物理的意味は大気の単位時間中、単位体積中に交換によって持ち込まれる小イオンと、生成される小イオンの和が、凝結核との附着によって消滅する小イオンと平衡していることを示している。大気中に浮遊する放射性気体の役割を明らかにするために、大気の運動によって影響される部分 (q_1) と宇宙線や地下からの透過性放射線のように大気の運動に影響されない部分 (q_2) とに分ける。

q_1 の分布は交換に支配されると考えてよいから、

$$K \frac{d^2 q_1}{dz^2} = \lambda q_1 \quad \dots\dots\dots (2)$$

境界条件: $z=h$ で、 $q_1 = q_{1h}$ 、 $z=\infty$ で $q_1 = 0$ とし (2) を解けば、

$$q_1 = q_{1h} e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{K}}(z-h)} \quad \dots\dots\dots (3)$$

従って、(1)は次式のように書き代えることができる。

$$K \frac{d^2 n}{dz^2} + q_{1h} e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{K}}(z-h)} + q_2 = \beta N n \quad \dots\dots\dots (4)$$

境界条件: $z=h$ で $n = n_h$ 、 $z=\infty$ で $n \rightarrow$ 有限で解けば、(4)の解は

$$n = \left(n_h - \frac{q_{1h} + q_2}{\beta N} \right) e^{-\sqrt{\frac{\beta N}{K}}(z-h)} + \frac{1}{\beta N} \left\{ q_{1h} e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{K}}(z-h)} + q_2 \right\} \quad \dots\dots\dots (5)$$

この解によって、大気中に浮遊している放射能、地下からの透過性放射線及び宇宙線による電離作用のイオン数に対する役割を知ることができる。さらに、大気電場、空間電荷等をも考えてみよう。現象が定常的に変化しているとすれば、

$$i = \sigma E \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで σ は大気電気伝導度

$$\frac{dE}{dz} = 4\pi \rho \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$(6), (7) \text{ から } \rho = \frac{i}{4\pi} \frac{d}{dz} \left(\frac{1}{\sigma} \right) \quad \dots\dots (8)$$

地表に近い大気中を問題にしているから移動度 k は一定とみなして差支えない。従って σ は(5)を用いて

$$\sigma = nek = \left\{ \left(n_h - \frac{q_{1h} + q_2}{\beta N} \right) e^{-\sqrt{\frac{\beta N}{K}}(z-h)} + \frac{1}{\beta N} \left(q_{1h} e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{K}}(z-h)} + q_2 \right) \right\} ek \quad \dots\dots (9)$$

(9)を(8)に代入するとし、 $z=h$ における値をとると、

$$\rho_h = \frac{\left\{ \sqrt{\frac{\beta N}{K}} \left(n_h - \frac{q_{1h} + q_2}{\beta N} \right) + \sqrt{\frac{\lambda}{K}} \frac{q_{1h}}{\beta N} \right\} E_h}{4\pi n_h} \quad \dots\dots\dots (10)$$

(10)式中の K は適当な方法で求めなければならないが、気象電気的方法で求めることもできる。(10)式を用いると、市街地のみならず割合に空気清澄な場所での気象電気現象の定常変化を説明できる。従って、気象電気現象における大気中の自然放射能 q_{1h} 及び q_2 の役割をみることができる。

文 献

- 1) Hess, V. F., 1943: Terr. Mag. Atm. Elec., 48 203.
- 2) Hess, V. F. & G. A. O' Donnel, 1951: Journ. Geophys. Res., 56 557.
- 3) Hess, V. F., 1953: Journ. Geophys. Res., 58 67.
- 4) Hess, V. F. & R. P. Vancour, 1950: Journ. Atm. Terr. Phys., 1 13.
- 5) Priebisch, J. A. et al, 1937: Gerl. Beit. Geophys., 50 55.
- 6) Wilkening, M. H., 1952: Nucleonics, 10 No. 6, 36.
- 7) 初田甚一郎, 1953: Mem. College Sci Kyoto Univ., B, 20 285.
- 8) Cullen., E. S, 1946: Terr. Mag. Atm. Elec., 51 37.
- 9) Cotton, T. L., 1956: Geophys. Res. Papers, No. 42. (Proc. Conf. Atm. Elec.) 67.
- 10) 川野 実: 地人書館刊「気象電気学」(畠山・川野共著) p. 52~55 に概説あり。