

361

3

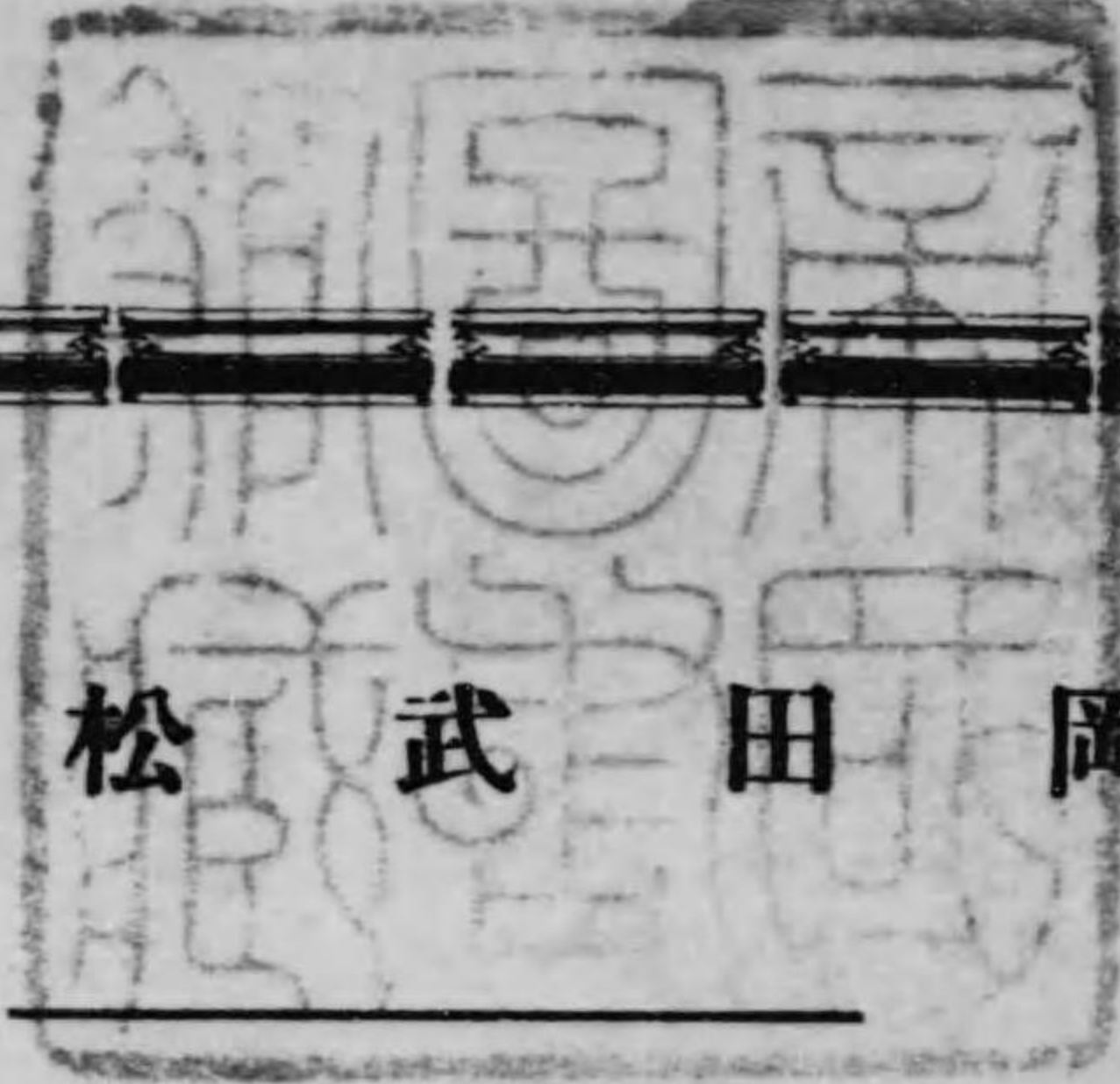
家藏本
ハヤシ
35P-46P
75p-86p

8 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10^{18m} 1 2 3 4 5

始



361-3



著 松 武 田 岡

雨

降水量
霧 霜 露 霧 雨 凍 霰 雹 雪 雨
水 水 雨

京 東

刊 年 五 正 大

大 正

5 10 12

内 交

序

この書は、大正四年十月、各縣測候所の主任諸君が、東京で會合せられた折、編者がその會上で雨雪その他の降水に關し述べた講演を骨子として起稿したものである、固より専門家の爲めに編纂したもの故、随分高尙な理論も入つては居るが、然し編者は本書を氣象専門家のみならず、農事、林業、土木、交通その他の業務に従事せらるゝ人士と、地理學、物理學その他氣象學と關係のある學問を修めらるゝ諸君の、参考ともなる様にした企望であるから、記述を丁寧にし、繁に流るも簡に失せぬ様に勉めた、夫故書中に左程難澁の箇所は無からうと思ふ。

本書は雨と題してあるが、雨は固より雪、雹、霜、露、雨水、霧水、霧等所謂降水の現象に就て、主なる事實と學說とを記してある、故に降水論と題するが適當な様に見える、然し餘り専門的の名では面白くないから、暫らく雨とのみ題することゝした。

本書は普通の参考書と辭典とを兼ねた様なもの故、内容には創作的の氣分が至

つて乏しい、故に著述と云ふよりも寧ろ編集と云ふのが當つてゐる、従つて此種の著書には出典を明らかにするのが編者の義務であると思ふ、夫故繁を厭はず一々引用文書を明記した、これは一方から見れば新研究を試みようとする人士が文献搜索の便利になると考へる。

本書の内容に就いて尙ほ一言したいことがある、書中に蛙雨とか、巨雹とか、雪中の往來とか、幾多の珍現象の記事が掲げてあるのは、學術の書物には相應はしくない様であるが、これは測候事業に従事せらるゝ諸君が諸種の問合に接する時に、應答の資料ともせんとするに過ぎない又全體の記事に就ても原論文が得難いものはその綱要を成る可く詳記し、得易いものは簡単に敘してその詳細を原論文に譲つた、夫故記事により多少精粗の別がある。

本書の校訂には高山四郎氏及大地四郎氏の援助を蒙り挿畫と装幀とは岡順次君を煩はした、茲に記るして三君に感謝の意を表はしたいと思ふ。

大正五年八月十九日

東京中央氣象臺官舎に於て

岡田武松識す

目次

一、雨	一	一七、水蒸氣凝結の心核	六四
一、雨滴の形状	一	一八、雨滴の増大	六八
二、雨滴の大きさ	三	一九、雨滴の蒸發	七三
三、雨滴の落ちる速さ	一一	二〇、雨足	七四
四、雨水の混有物	一九	二一、雪の結晶	七五
五、雨水の成分	二〇	二二、雪片	八〇
六、雨水の温度	二三	二三、雪片の落ちる速さ	八二
七、雨水の電荷	二六	二四、雪の色	八三
八、雨水の放射能	三三	二五、雪の成分	八五
九、天泣	三五	二六、雪の電荷	八七
一〇、怪雨	三九	二七、雪の放射能	八八
一一、雨の成因	四六	二八、降雪時の氣温	八九
一二、飽和	四七	二九、霰	九〇
一三、空氣の直接冷却	四九	三〇、雪の成因	九一
一四、寒暖兩氣の混合に依る冷却	五〇	三一、初雪	九一
一五、空氣の斷熱的膨脹に依る冷却	五三	三二、高山の初雪	九二
一六、上昇氣流中の水蒸氣の凝結	六二	三三、積雪と臥雪	九六
二一、雪の結晶	七五		
二二、雪片	八〇		
二三、雪片の落ちる速さ	八二		
二四、雪の色	八三		
二五、雪の成分	八五		
二六、雪の電荷	八七		
二七、雪の放射能	八八		
二八、降雪時の氣温	八九		
二九、霰	九〇		
三〇、雪の成因	九一		
三一、初雪	九一		
三二、高山の初雪	九二		
三三、積雪と臥雪	九六		

三四、積雪計.....九六
三五、積雪の深さの消長.....九八
三六、積雪の密度.....九八
三七、積雪の温度.....一〇一
三八、積雪の熱傳導.....一〇五
三九、積雪面の輻射.....一〇七
四〇、雪面の蒸發.....一〇九
四一、積雪の深さの減少.....一一五
四二、吹雪.....一一八
四三、雪丘.....一二〇
四四、雪浪.....一二一
四五、雪塵.....一二一
四六、積雪と往來.....一二五
四七、積雪と交通.....一二七
四八、防雪.....一三一
四九、雪達磨.....一三三
五〇、屋根の積雪.....一三四
五一、雪紐.....一三六
五二、雪冠.....一三七

五三、雪崩.....一三八
五四、雪汁.....一四〇
五五、萬年雪.....一四一
五六、雪線.....一四二
五七、雪の聲.....一四三
五八、雪起.....一四四
五九、水平雪.....一四五
六〇、雪の光.....一四五
六一、日本の積雪.....一四六

三、電.....一六〇
六二、電.....一六一
六三、電の形.....一六二
六四、電の大きさ.....一六三
六五、電の混有物.....一六九
六六、電の色.....一七一
六七、電中の氣泡.....一七一
六八、電の温度.....一七一
六九、電の容器.....一七二

七〇、電の構造.....一七二
七一、電の觀察法.....一七五
七二、電の落ちる速さ.....一七七
七三、水電.....一七八
七四、降電と氣温.....一七八
七五、降電の音.....一七九
七六、降電の繼續時間.....一八一
七七、降電と雷電.....一八二
七八、降電の區域.....一八四
七九、降電と地形.....一八四
八〇、降電と森林.....一八五
八一、海上の降電.....一八五
八二、山頂の降電.....一八六
八三、降電回数.....一八七
八四、降電の害.....一八九
八五、電害豫防.....一九〇
八六、電害保險.....一九二
八七、相當温度.....一九三
八八、水の過冷却.....一九五

八九、電雲.....一九六
九〇、電の生因.....一九九

四、霰.....二〇二
九一、霰.....二〇二
九二、降霰と氣温.....二〇三
九三、降霰回数.....二〇三
九四、降霰時の天氣.....二〇四
九五、霰の成因.....二〇五

五、凍雨.....二〇五
九六、凍雨.....二〇五
九七、凍雨の實例.....二〇六
九八、凍雨の生因.....二〇八

六、雨水.....二一二
九九、雨水.....二一二
一〇〇、雨水の實例.....二二三
一〇一、雨水の成因.....二二三

七、霧氷

一〇二、霧氷……………二二四
 一〇三、霧氷の種類……………二二五
 一〇四、花ボロ……………二二六
 一〇五、木花……………二二七

八、露

一〇六、露……………二二九
 一〇七、露量計……………二三〇
 一〇八、露量……………二三二
 一〇九、露の成分……………二三四
 一一〇、甘露……………二三五
 一一一、露の放射能……………二三六
 一一二、御光……………二三七
 一一三、露の生因……………二三九
 一一四、露珠……………二四一
 一一五、霜……………二四三

九、霜

一一五、霜……………二四三

一一六、霜の量……………二四五
 一一七、霜の成分……………二四五

一〇、霧

一一八、霧……………二四六
 一一九、霧滴……………二四六
 一二〇、霧の含水量……………二四八
 一二一、霧中の明視距離……………二五一
 一二二、霧の濃淡……………二五三
 一二三、霧中音響到達距離……………二五四
 一二四、陸の霧……………二五五
 一二五、海の霧……………二五六
 一二六、河川の霧……………二五七
 一二七、氷霧……………二五七
 一二八、都市の霧……………二五八
 一二九、霧虹……………二五九
 一三〇、プロクケン妖怪……………二五九
 一一、降水量……………二六〇

一二一、降水量……………二六〇
 一二二、測雨史……………二六二
 一二三、雨量計……………二六三
 一二四、雪量計……………二六八
 一二五、簡單雪量計……………二七〇
 一二六、雨量計の誤差……………二七二
 一二七、自記雨量計……………二七九
 一二八、雨量計の妨碍……………二八三
 一二九、自記雨量計自記紙の讀取……………二八四
 一四〇、降水日月年量……………二八五
 一四一、降水日數……………二八六
 一四二、降水時間……………二八七
 一四三、降水密度……………二八七
 一四四、降水確度……………二八八
 一四五、降水量一日中の變化……………二九〇
 一四六、降水量一年中の變化……………二九一
 一四七、降水量三十三年の週期……………二九五
 一四八、降水年量の不同……………二九六
 一四九、降水量の十一年の週期……………二九七

一五〇、雨量圖……………二九八
 一五一、平均雨量の算法……………三〇一
 一五二、地球上降水量の配布……………三〇一
 一五三、降雨の類別……………三〇四
 一五四、梅雨……………三〇七
 一五五、時雨……………三一二
 一五六、森林と降雨……………三一四
 一五七、樹雨……………三二〇
 一五八、山脈と降雨……………三二一
 一五九、地雨と村雨……………三二三
 一六〇、強雨の強さ……………三二四
 一六一、豪雨……………三二六
 一六二、雨水の滲透量……………三三二
 一六三、雨水の樹冠を漏る量……………三三四

- (1) 引用文書(邦文)
- (2) 引用圖畫
- (3) 引用文書(歐文)

雨

岡田武松著



一、雨滴の形状 空中を落ちて来る雨滴は略々球状をなして居る、凡そ水滴は表面張力の作用で完全な球をなす筈であるが、雨滴は重力の作用を受け又空気の抵抗を受けるから、表面張力のみが作用する時とはその形が少しく異なる、併し大體に於ては、雨滴の形は球と大差がない。

雨滴の落ちるのは可なり速かであるから、その形を肉眼で見ることが出来ない、併し落ちるところを早取寫眞で撮れば兎も角もその形が寫る、但しこれは餘程手際が善くないと成功の望はない、千八百九十三年六月二十日伯林に雷雨があつたので、同地の氣象臺の「カスネル」氏が電光の寫眞を撮つたら、電の光で偶然にも雨滴を撮影することが出来た、其形は下は丸

いが先きが尖つてゐて丁度椎の實のやうである、併しこれが實際雨滴の形であるか、又は雨滴が種板と平行に落ちなかつた爲めに、かう寫つたのであるか、一寸判断が付き兼ねる、或は電光が一閃する間にも、雨滴が多少は落下するから、寫つた形が細長くなつたのかと考へられるが、電光は極めて短い時間の現象であるのに、雨滴の落ちる速さは之れに比べては頗る小さいから、多分さうではなからうと思ふ、併し雨滴の撮影に就いては、まだ研究すべき餘地がある。

空中を落下する水滴は、その形が週期的に變化する、即ち一種の振動をなしつつ、落ちて来る、この事は昔から物理學者の注意を惹いてゐた、獨逸の「レナルト」氏(2)はこれを寫眞に撮つて研究したが、それに依ると或瞬間に横橢圓であつたものは、少し経つと縦橢圓になり、丁度週期丈け経つと元の横橢圓になる、即ち横に膨らむだ時刻から次に横に膨らむ時刻までの時間は、丁度週期に相當する、又この間に落ちた距離は週期と速さとの相乗積に等しい、而して振動の周期は「ロード、レーリー」氏(3)の計算に依ると

$$T = \sqrt{\frac{3\pi p}{8fg}}$$

で表はし得る、式中 T は週期、p は雨滴の質量、g は重力、 σ は水の表面張力である。

奥國の氣象學者「シュミット」氏(4)は種々の質量の水滴に就いて、振動の週期と、その間に落下する距離とを計算して、次の表に示す結果を得た。

質 量 (厘)	週 期 (秒)	速 さ (秒厘)	距 離 (厘)
三〇	〇、〇二二	七六〇	一六、六
一〇	〇、〇一三	六六〇	八、三
一	〇、〇〇四	四五〇	一、八
〇、一	〇、〇〇一	二六五	〇、四
〇、〇〇四	〇、〇〇〇四	一三〇	〇、〇五

これは人工の水滴に就き計算したものであるが、自然の雨滴も之と全く同様の振動をなしつつ落下するものと思はれる、併し寫眞に撮つて實驗した結果はまだない、「シュミット」氏は俗に狐の嫁入と稱する天氣の時に、雨滴が日光に照らされて閃々と光るのを観察して、この閃々と光る週期が丁度振動の週期であると云つた。

二、雨滴の大きさ 雨滴の大きさを細密に測定することは學術上非常に重要な事である、奥國の植物學者「ウキズナー」氏(5)は千八百九十三年の末から翌年の始めまで、瓜哇島の「ポイテンゾルグ」の植物園に滞在して熱帯植物の研究に従事してゐたが、ある時粒の非常に大きい雨滴がバラ／＼と樹葉を打つてを見て、それが爲め植物が害を受けることがないかどうか

か、之を決定する材料にしたいと思つて、雨滴の大きさや落ちる速さを測定した、同氏の用いた方法は地質の一樣な濾紙に雨滴を受け、浸みた面積を測り、別に前以て定量の水滴を以て同質の用紙に「シミ」を作り、其面積を測つて置いたものと比較して、雨滴の水量を計算するのであつた、これは用紙の質さへ一樣であれば、水量の等しい水滴の作る「シミ」はその面積が等しいと云ふことに基いてゐる。

千九百〇五年奥國の氣象學者「デフアント」氏(6)は、同國の「インスブルク」で同じ方法を用いて雨滴の大きさを測つた、尤も「ウキズナー」氏は雨滴の浸みた痕の輪廓を細い鉛筆でなぞつて置いて、面積を測つたのであるが、「デフアント」氏は紙に洋紅の粉を打つて置いて、雨滴の浸みた痕が自然に紙上に殘るやうにした、此方法は其後「ベツケル」氏(7)が實驗して少しも不都合のないことを立證した。

雨滴の重量と雨痕の直径との關係は、使用する紙質で異なるのは勿論である、「ベツケル」氏は獨國「ドレスデン」市の「マックス、ドレフエルホッフ」工場で製造した上等濾紙第三一一號に就て試験をして、雨痕の半径「 r 」と滴重「 g 」の間に、次の式で示す様な關係のあることを見出した。

$$g = r^2 \pi (0.0222 + 0.0062r - 0.000233r^2)$$

著者は吸取紙と電信送達紙とに付て、同様の試験をし、同氏のと少しく異なる結果を得た、次に同氏と著者の結果を表示しよう、尤もこの表中で「ベツケル」氏の値の雨痕直径七耗以上の分は、著者が同氏の公式より新たに算出したものである。

雨痕直径	吸取紙	電信紙	濾紙
1	0.15	0.05	0.089
2	0.30	0.10	0.128
3	0.55	0.21	0.283
4	0.80	0.47	0.49
5	1.10	0.90	0.76
6	1.40	1.40	1.12
7	1.80	2.10	1.58
8	2.40	2.92	2.18
9	3.15	3.90	2.89
10	4.07	5.00	3.72
11	5.00	6.10	4.69
12	6.40	7.40	5.87
13	9.00	8.80	7.00
14	—	10.20	8.34
15	—	11.48	9.84
16	—	12.70	11.44
17	—	14.00	13.19
18	—	15.20	15.04
19	—	16.47	16.65
20	—	17.90	19.13

「ウキズナー」氏の用いた方法を吸取法と稱へる、これと異つた方法で雨滴の大きさを測らうと試みた人も少くない、「ローウエ」氏(8)は雨滴を石盤に受けて、その擴つた面積から水量を測り出した、併し石盤の如き堅い物で雨滴を受けるのは穩當な方法でない、従つて同氏は正確な成績を得ることが出来なかつた。

米國の「ベントレー」氏(9)も雨滴の大きさに就いては千八百九十九年頃から詳細な研究をして

居る、同氏は平たい盆に粉を盛り之を平らし、厚さを約一寸ばかりにして、之に雨滴を受け、すると雨滴は粉の中に落ち、粉が固まり丸薬のやうになるので、その大いさから雨滴の大いさを測つた、又「ベントレー」氏は此丸薬の如きものを寫真に撮つて更に種々の調査をなした。

さて、そこで、以上多くの學者が研究した結果を綜合して見るといろいろ面白い事實がある、「ウキズナー」氏が瓜哇で測定したところに依ると、熱帯地方の雨であつても、最も大滴のものですら、其目方が〇、二瓦を超えない、乃ち直徑で云へば七耗三を超すものがない、さうして目方が〇、〇六乃至〇、〇八瓦、即ち直徑が四、九乃至五、三耗位のもものが最も多く降つたと云ふことである、「レナルト」氏⁽¹⁰⁾が獨國で實測したところでは、驟雨の際でも、直徑が五、二耗を超ゆるものがない、直徑五、五耗以上の雨滴になると落下する際に割れて仕舞ふのであらう、「ベントレー」氏は三百四十四回の降雨に就いて雨滴の大いさを測つたが、雨滴には大小の差が甚しくあつて、大いなものになると直徑が六耗四位もあり、小さいものになると直徑が〇、五耗にも達しない、前記三百四十四回の降雨を雨滴の大いさに依つて區分すると

雨滴の大いさ

雨滴の直徑

回数

甚小	〇、八耗以下	一四九
小	〇、八耗乃至一、四耗	二八八
中	一、五耗乃至三、四耗	二五四
大	三、五耗乃至五、一耗	一四一
甚大	五、一耗以上	三五

となる、乃ち小と中とが最も多く降ると云ふ結果になる、回数の合計が合はないのは重複したものであるからである。

「デフアント」氏は「インスブルク」市で三十八回の降雨に就て雨滴の重量を測定した、その中で地雨七回の平均と驟雨十三回の平均回数を表で示さう。

滴重(匙)	地雨	驟雨
0.000-0.024	110	271
0.025-0.074	318	441
0.075-0.124	324	375
0.125-0.174	270	361
0.175-0.224	145	188
0.225-0.274	264	306
0.275-0.324	87	77
0.325-0.374	88	172
0.375-0.424	74	66
0.425-0.524	178	250
0.525-0.624	66	73
0.625-0.724	111	182
0.725-0.824	34	47
0.825-0.949	110	198
0.950-1.14	29	93
1.15-1.34	32	81
1.35-1.54	73	180
1.55-1.74	7	26
1.75-1.91	38	104
1.95-2.14	0	21
2.15-2.34	6	42
2.35-2.54	14	22
2.55-2.74	4	37
2.75-3.24	12	45
3.25-3.74	10	44
3.75-4.24	13	44
4.25-4.74	4	23
4.75-5.24	3	20
>5.25	13	260

同氏は三十八回の降雨に就いて雨滴の大きさを調査した結果、非常に面白い事實を發見した、即ち一と雨毎に雨滴の大きさを測つて見ると、最も多く降る雨滴の目方は 1:2:3:4:6:8:12:16... の比をしてゐる、就中最も多いのは目方の割合が 1:3:4:8... になつてゐるものであると云ふ事實である、此事は他の土地の雨でも同様であるか、一つ確かめて見たいものである、兎も角も「デフアント」氏の研究の結果は、雨滴は滴の大きさが同じものは異なつたものよりも互ひに結合し易いと云ふことを示してゐる。

雨滴の大きさはそれを降らす雲の各部分で同じでない、「ベントレー」氏の研究に依れば、雨を起す雲の中央部では滴が概して大きい、縁邊では概して小さい、又雲の種類によつても異なる、亂雲のやうな低い雲から落ちる雨滴は概して小さい、要するに落下の途中通過する雲層が厚い程滴は大きい。

森直藏氏(一)は明治四十四年十一月に帯廣に於て、電報送達紙を利用して、吸収法により雨痕の大きさを測定した、同氏は地上五尺の所に、一〇厘平方の用紙を水平に置き、五秒間雨に曝らし雨の痕を附かせ、その痕跡を鉛筆でなぞり、痕の直径を測つた、然しながら、不幸にして痕徑と雨滴の重量との比を測定されなかつた。

同氏の測定は、本邦では此種の研究の嚆矢であるから、痕徑と滴量との比を知り、之を外國での研究と比較して見るのは非常に面白い、著者は電報送達紙を約二厘平方に切り、硝子函内でその重量を測り、次に水滴をその上に落として再びその重量を測り、その差から水滴の重量を求めた、又紙上の痕跡を鉛筆で輪廓をとり、其直径を測つた、水滴を紙上に落すには多少の困難がある、硝子管をとり其端に護謨管を附け、他の端は之を引延ばして毛細管とし管中には水を含ませて置き、護謨管を少しく壓すと、その押し加減で略々望み通の滴が管端に出来る、之を紙面に僅かに接觸させると、滴はポロリと紙面に落ちて、水は紙に浸み痕跡を残す。

著者の測定は僅々數回であるから、勿論正確ではないが、然し、大體の見當を附けるには不足がないと思ふ。

滴	重	量(匙)	〇、〇	〇、六	三、一	五、三	一〇、五	一三、一	一七、一
痕	跡	徑(耗)	〇、〇	四、五	八、〇	一〇、〇	一三、五	一六、〇	一九、五

この成績から模圖法によつて挿入し、森氏の測定した雨痕の直径からその滴の重量を計算した、勿論森氏の使用した紙は、著者のとは同一物ではない、然しながら本邦各地の電信局で

使用する送達紙は、紙質に大差はない様であるから、多少不十分ではあるが同様の紙質であつたと見做しても差問へはあるまい。

今次に森氏の測定した種々の大いさの雨痕の回数と著者の測定した種々の大いさの雨痕と之に對する雨滴の重量を表で示さう。

同数	雨重 (滴量)	直徑 (痕)
42	0.05	1
42	0.10	2
34	0.21	3
26	0.47	4
25	0.90	5
19	1.40	6
9	2.10	7
9	2.92	8
2	3.90	9
9	5.00	10
4	6.10	11
2	7.40	12
2	8.90	13
4	10.20	14
2	11.48	15
1	12.70	16
1	—	24

この結果を見ると、微細な雨滴が多く、滴粒が大きい程その数が少くなる、乃ち「デファン」氏の得た結果とは異なる様である、尤も森氏の測定はその度数が少いと云ふ點は考へねばならない。

大きな雨滴が空氣中を落ちて來ると、分裂して幾多の小滴になると述べたが「レナルト」氏(11)は其分裂する理由を滴の内部に一種の流動が起る爲めだとしてゐる、雨滴の大きなものは空氣中を落ちて來ると、扁平な球狀になるが、これは下面に空氣の抵抗が垂直の壓力を及ぼす爲めではないのは、雨滴が暫らくの間空氣中を通過した後ちでない扁平にならないから

である、實際雨滴の扁平になるのは、空氣の摩擦力が滴の側面に切線的に作用する爲め、雨滴内に一種の環流を起すによる、元來水は粘性の大きなものであるから、却々環流が起り得ないが、之を起さんとする力が永い間作用し續くと、漸々流動が起る様になる、此環流が出來るとその遠心力の爲めに雨滴は扁平になる、扱また雨滴が大粒であると、その落下する速度は大きいから、空氣の摩擦力も大きい従つて滴内の環流も強い、夫れ故に遠心力が非常に大きくなるから著るしく扁平になる、甚だしくなると、雨滴は水球でなくて水環になる、勿論丁度水環になつてゐることは極く稀であつて、大體は環が分裂して幾多の斷片になり之が表面張力の作用で何れも小水球になつてしまふ。

以上の理由で、雨滴には非常な大粒のものはない、勿論電が空中で融解したものは随分大粒の雨になるが、大體は割れて小滴になつてしまふ、尤も地面に近い空中で融解するものであると、随分大粒のまま落ちることがある、水雹など、云ふのはこれであらう。

三、雨滴の落ちる速さ 雨滴が雲から離れて空氣中を落下すると、重力の爲めに速さが刻々に増して次第に速くなる、然るに空氣の抵抗が絶えずこれに作用し速さを減らさうとする、抵抗力の大いさは雨滴の落ちる速さが増すに従つて増加するから、結局雨滴がある距離丈

け落ちて来ると、これに作用する重力と空気の抵抗力とが丁度等しくなる時がある、さうすると、この以後は速さは増しも減りもしないから、等速で落ちることになる、即ち一秒間に五米落ちるものであれば二秒間には十米、三秒間には十五米落ちると云ふ割合になる、元來重力は雨滴の容積に比例し、空気の抵抗力はその切口の大きさに比例するから、何れも雨滴の大きさに依つて異なり、結局大滴は小滴よりも速かに落下する。

今空気の密度を d 、水の密度を σ 、雨滴の半径を r (厘)、その落下する途中、等速となつた時の速度を v (秒厘) とする、雨滴に作用する重力は $\frac{4}{3}\pi r^3 g \sigma$ である、又空気の浮力力は $\frac{4}{3}\pi r^3 g d$ である、然るに空気の抵抗力は $6\pi r^2 \mu v$ となる、此抵抗力は既に述べた通り、滴の切口に比例し且又空気の密度に比例するものである、雨滴が等速となつた時は重力と浮力力の差が抵抗力と丁度等しい、故に

$$\frac{4}{3}\pi r^3 g(\sigma - d) = 6\pi r^2 \mu v$$

扱て $\sqrt{\frac{g}{k} \times \frac{4}{3}}$ を c と置くこと、

$$v = c \sqrt{\frac{\sigma - d}{d}} r = c_1 \sqrt{r} = 1344 \sqrt{r}$$

「ハン」氏は c_1 乃ち c の値を一三四四としてゐる、尤も此値は空気の密度 d によつて異なり従つて氣壓によつて異なる、茲に擧げた値は氣壓 B が七六〇耗の時のであるから、若し氣壓が μ 耗の時は、この常數の値は $\sqrt{\frac{B}{760}}$ を乗じたものになる。

極く微細な水滴では空気の抵抗力は主としてその粘性から来る、「ストクス」氏は (12) 球が粘性係數 μ なる流體中を落下する時に受ける抵抗力は數理上 $6\pi r^2 \mu v$ であることを論じた、依つて

$$\frac{4}{3}\pi r^3 g(\sigma - d) = 6\pi r^2 \mu v$$

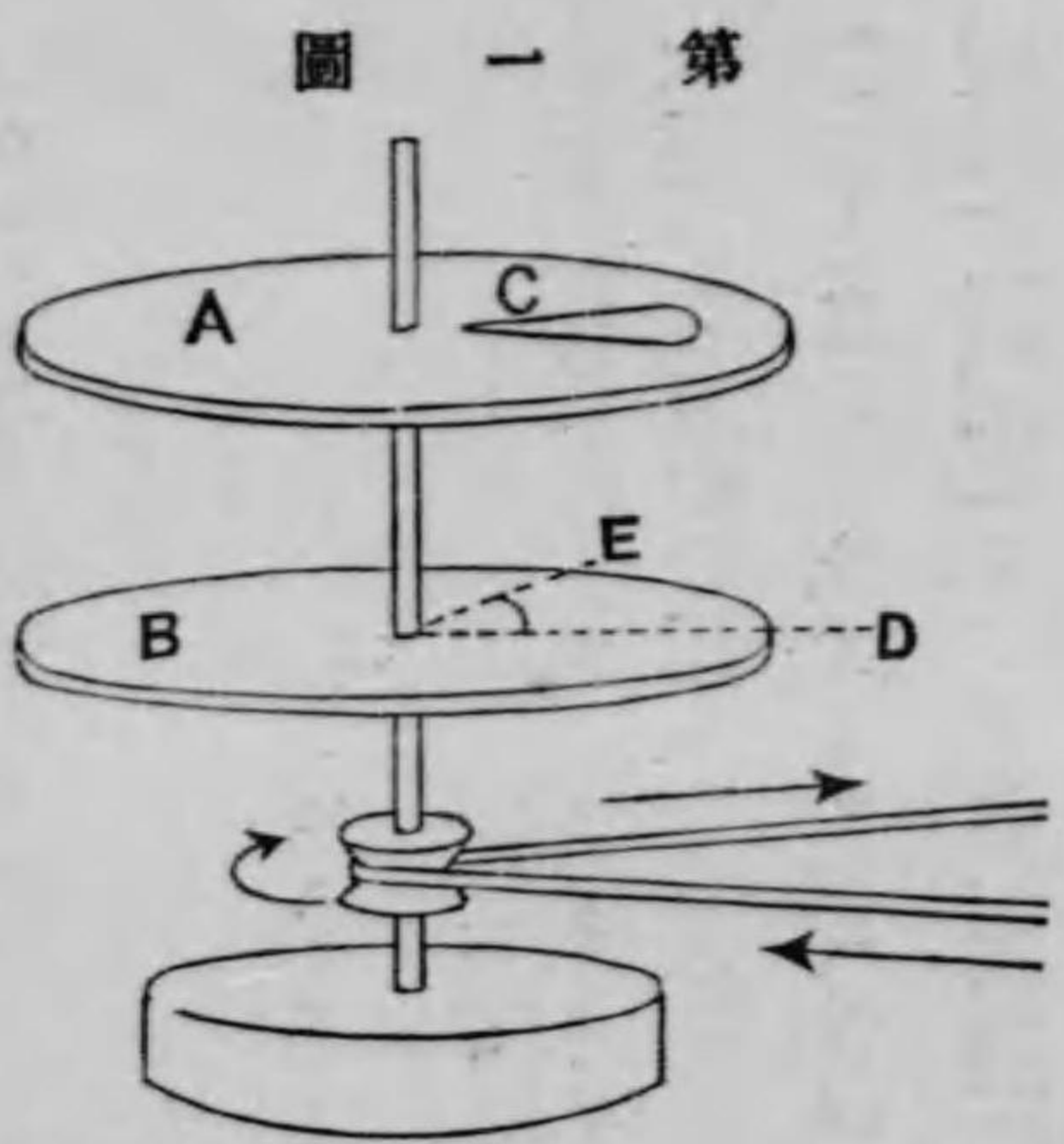
$$v = \frac{2}{9} \frac{(\sigma - d)}{\mu} g r^2 = c_2 r^2 = 1280000 r^2$$

水滴が空氣中を落ちる場合には、 $\sigma = 1$ 、 $d = 0.00129$ 、 $\mu = 0.00017$ であるから、 c_2 は一二八〇〇〇〇となる、此式は r が 0.0006 厘以下の場合にのみ適用が出来る。

微細な雨滴にも、普通の雨滴にも、共用の出来る公式は、 v を r^2 と \sqrt{r} の函數として示すべきものであらう、「シュミット」氏は

$$\frac{1}{v} = \frac{a}{r^2} + \frac{b}{\sqrt{r}}$$

と假定して、實驗からβの値を定め、αには1-c₂の値を襲用した、雨滴の落ちる速さを實測する方法は、「シュミット」氏(13)の考案したものが最も巧妙である、之は第一圖に示すやうに、



垂直な心棒に二枚の圓板A、Bを取り付け、上の板Aには細長い孔Cを穿ち、下の板Bには濾紙を布いて置く、雨の降る時これを屋外に据付け、先づ傘で覆ふて置いて、A、Bを矢の向きに回轉させる、回轉の速さが略々一樣になつた時を見計らつて傘を取り除け、一寸の間、雨滴をA板に受けさせる、さうすると數箇の雨滴がC孔を通つてB板の上に落ちる、兩板が回轉してゐないならば雨滴はCの直下にあるD線の上に落ちる筈であるが、回轉してゐるから、E線の上に落ちる、

假にA、B兩板の距離を二十糎とし兩板は一秒間に二回轉するものとす、又DとEとの角度を三十度であるとすれば、雨滴がA、B兩板の間を落ちるには $\frac{30}{360 \times 2}$ 秒かゝつたことになる、依つてこの雨滴の落ちる速さは、

$$20 + \frac{30}{360 \times 2} = \frac{2 \times 360 \times 20}{30} = 480 \text{ 糎/秒}$$

即ち一秒に付き四米八であることが知れる、又B板に布いた濾紙の上の雨痕の大きさを測れば雨滴の大きさが知れる、そこで徑何耗の雨滴は何程の速さで落ちるかを測ることが出来る。「シュミット」氏は此器械を用ゐて、多數の雨に付き落ちる速さを測つて次の表に示す結果を得た。表の中に計算値とあるは同氏が得た實驗公式

$$V = \frac{1}{\frac{0.00787}{r^2} + \frac{0.159}{\sqrt{r}}}$$

を用ゐて計算したものである、式中Vは雨滴の落ちる速さを一秒間米で示し、rは雨滴の半徑を耗で示したものである。

雨滴の半徑	一、五	一、五	一、五	一、〇	〇、七五	〇、五	〇、五	〇、三	〇、二五	〇、二
速さ(實測値)	七、四	六、六	六、三	五、七	四、九	三、九	三、四	三、〇	二、七	二、六
速さ(計算値)	八、二	七、五	六、九	五、九	五、〇	三、九	三、〇	二、五	二、三	二、二

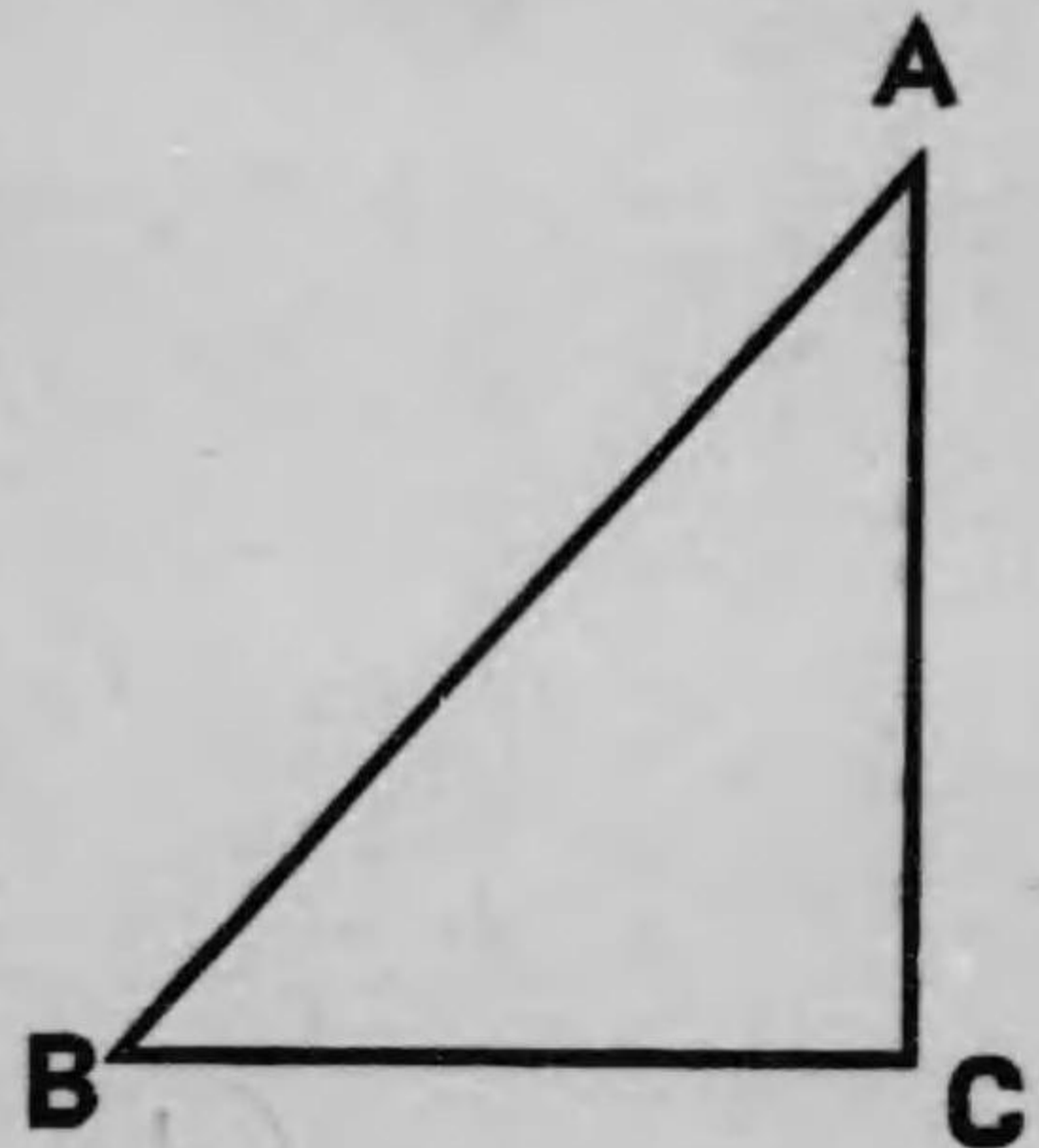
この表で見るとやうに雨滴の落ちるのは可成速い。

雨滴の落ちる速さは寫眞に依つて測定することも出来る「マヘ」氏(14)の方法は屋外に黒布を張つた衝立を立て、その前方四米の所に寫眞の暗箱を据付け、三米の距離にピントを合せて置く、雨が降つてゐる時一瞬間閃光で照らすと、合せて置いた距離の所を落ちる雨滴が短い

線となつて種板に寫る、此線の長さを測れば、これと閃光の續いた時間とレンズの焦點距離との三つから、雨滴の落ちる速さを計算することが出来る、只此方法は滴の大いさを知ることが出来ないのが缺點である。

雨滴の落ちる速さは、雨滴が進行してゐる汽車の窓板に残す痕を測つて計算することも出来る、獨國の「カスネル」氏は此方法で測定した、今第二

圖二第



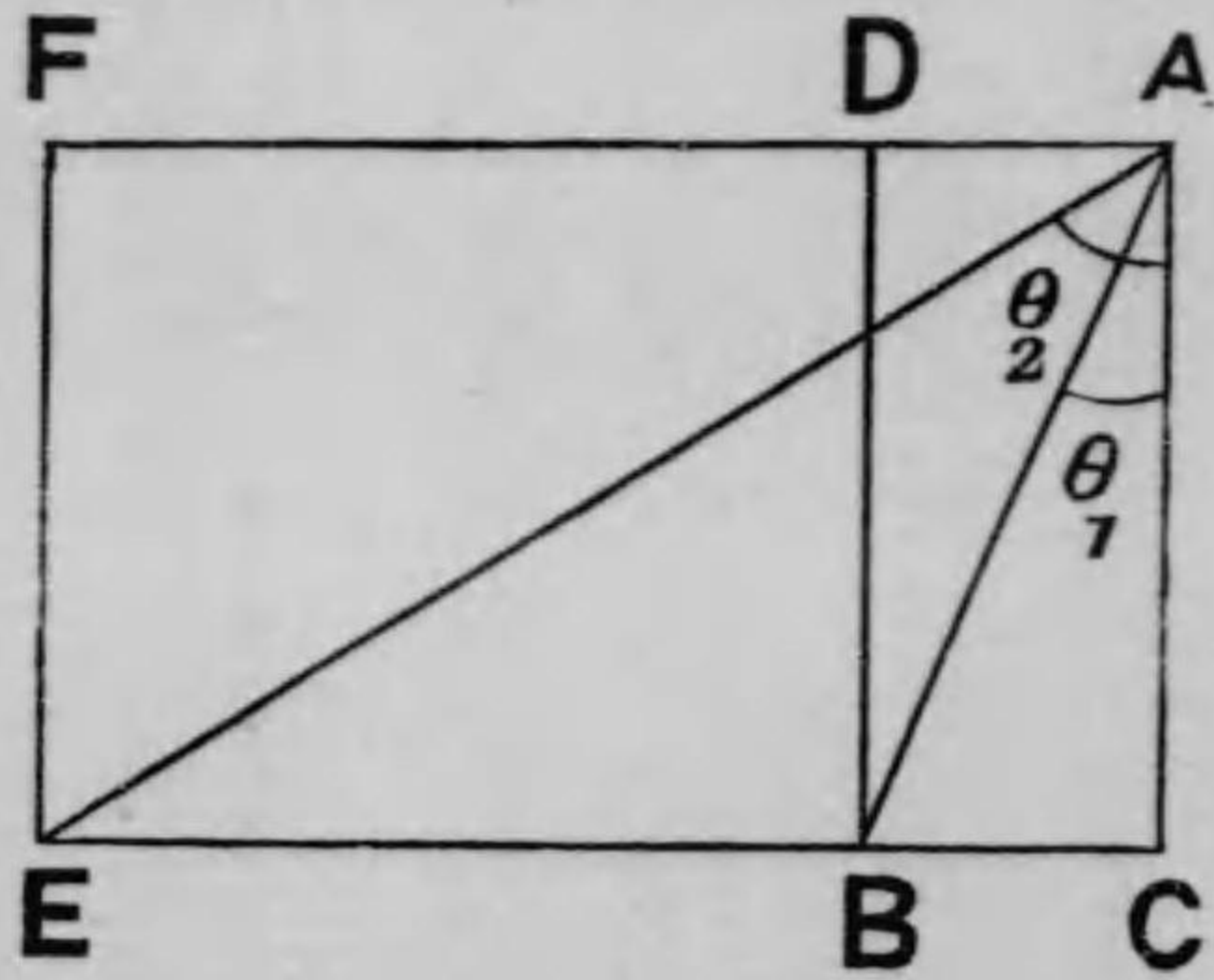
圖のABを雨滴の痕としAから垂直にACを引いて水平BCとCで交はらせる、BCは雨滴がAC丈け落ちる間に汽車の走つた距離である、「カスネル」氏は汽車の平均の速さでBCを割つて時間を出し、その時間でACを割つて雨滴の速さを求めたのである、風のある時は停車中に出来た雨滴の痕から風速を出して上述の結果と差引するのである、「カスネル」氏の方法は一吋よい思ひ付きではあるが、時間を出すのに平均の速さを用ゐたのが宜しくない、これはその時の速さを用ふべきである、汽車の車輪が軌條と軌條との繼ぎ目を通る時、ガタン、ガタンと響を發す、この響と響との間の時間を歩時計か又は普通の懐中時計で測る、こ

れがuであるとし、軌條の長さをlとすればその時の汽車の速さuは

$$u = \frac{wl}{t}$$

である、これを用ゐて計算するがよろしい、軌條の長さは普通三十呎即ち九米一四である。

圖三第



「カスネル」氏は雨滴の痕の長さを測つたが、寧ろその傾斜を測つて風の影響を消す方が得策である、即ち第三圖のやうにACを雨滴の落ちる速さADを風の速さとすれば、雨滴の痕はABの方向に走り、傾斜はtheta_1となる、風が汽車を追ひかける向きに吹いてゐるとし汽車の速さをDFで示す時は、雨の痕はAEの方向をとり傾斜はtheta_2となる、雨滴の落ちる速さをV、風の速さをW、汽車

の速さをuとすれば、

$$\tan \theta_1 = \frac{W}{V}$$

$$\tan \theta_2 = \frac{W+u}{V}$$

$$\therefore \frac{V}{u} = \frac{\tan \theta_2}{\tan \theta_1} - 1$$

風が汽車の進行する向きと反対の方向に吹いてゐる時も推して考へることが出来る、無風の時は θ_1 は零であるから

$$\therefore V = \frac{u}{\tan \theta_2 - \tan \theta_1}$$

$$V = u \cot \theta_2$$

となつて單に進行中に作る雨滴の痕の傾斜を測るばかりで雨滴の落ちる速さを計算することが出来る、著者⁽¹⁶⁾が明治四十四年五月五日津と山田との間で實測した例を掲げよう。

$$t = 1.9 \quad \theta_1 = 18^\circ \quad \theta_2 = 32^\circ \quad u = \frac{9.14}{1.9} = 4.8$$

$$V = \frac{4.8}{0.62 - 0.32} = \frac{4.8}{0.3} = 16$$

即ち一秒間十六米であつた「カスネル」氏及著者の用ゐた方法は、勿論幾分の缺點があるから正式の測定には用ゐられない、併し教育上の意味から見れば多少の價値はないでもなからう。

雨滴の落ちる速さは可なり大きい、又光の刺激は網膜の上に〇、一秒位は殘存するから落ち來る雨滴は線の様になつて、恰も棒か、絲かのやうに見える、李白の詩に白雨映寒山森々似

銀竹とあるは、正にこの狀を詠じたものであらう。

四、雨水の混有物 飲用水の良いのを得られない土地では、雨水を使はなければならぬ、故に雨水の質を調査することは衛生上から見ても甚だ肝要である、元來雨滴は主に空中に浮遊してゐる細塵を心核として出来るものであり、又落下する途中で多數の細塵を含むて來るが、これ等の細塵は砂土、煙末等の有機無機の物體であるから、雨水には多數の固形物を含むてゐることになる、就中降り始めてから暫らくの間は殊に不純物を多く含むから、飲用水には勿論のこと、洗滌用にも使はぬ方がよろしい、特に夏は生物なども混じてゐるので、降り始めの雨水は兎角腐敗し易いから注意せねばならぬ、併し降り出してから暫らく経つた後に取るのは差支ない。

雨水の混有物が都市と田舎とで異なるのは勿論である、殊に工業の盛な土地では煤煙が空中に漲り渡つてゐるから、雨水は夥しく煙末を混じてゐる、歐米の工業市では久しく煤煙に苦しめられた結果、近頃雨水中に含まれる煤煙量の測定を始めた、我國でも昨今漸くこの問題が市民の念頭に上つて、大阪市では既にこの調査を開始した。

雨水中に含む煤煙の量を測る爲には、英國の「ド、ブラー」、「オーエンス」兩氏の煤煙計があ

る、これは「ロンドン」市の煤煙量を測る目的で造つたものである、面積四平方呎の方形の漏斗があり、その中央は大形の硝子瓶に連なつてゐる、雨水が漏斗の中に入ると、雨水中に含んでゐた煤煙は瓶の底に沈澱するから、この量を凡そ一月毎に測るのである、「コウヘン」「ラストン」の兩氏⁽¹⁷⁾は「リーズ」の煤煙を測つたが、兩氏は徑十二吋の硝子製の漏斗を用ゐ、雨水を大形の瓶に導いて一月毎に瓶中の煤煙量を測つた。

これ等の測定に依れば、雨水が含むで来る煤煙の量は、年量平均一平方哩に付き、「ロンドン」市では二百六十噸、「リーズ」市では二百二十噸である、大阪市(二)のは何分調査の日が浅いから精確な平均量は知り難いが、一平方哩に付き四百八十九噸に上ると云ふ、實に驚くべき大量ではないか、茲に煤煙と總稱するものは、實は種々の物質の混合物であつて、主に炭素、タール、硫黄、鹽化物等から成り立つてゐる。

五、雨水の成分 雨水中に含む不溶性の混り物は前節に述べた通りであるが、雨水が溶解してゐるものも決して些少ではない、雨水は空中の硝酸やアンモニアの化合物を溶解して居り、これ等の物質は作物に益を與へると云ふので、其分析は夙に多數の農學者の手に依つて行はれた、我國では明治十六年十七年に今の東京帝國大學農科大學の前身、駒場農學校(三)

で分析を行つた、近頃は農事試験場及その支場で大仕掛にこれを行つてゐるが、その成績は未だ發表されてゐない。

雨水の混成分として定量すべきものはアンモニア、硝酸、鹽酸等である、定量の方法はいろいろあるが、「ミラー」氏⁽¹⁸⁾の用ゐたのが最も簡便であらう、氏の方法はまづアンモニアを定量する爲、雨水一立に少量のマグネシヤを加へて蒸餾し、これを二百五十立方厘になるまで煮つめる、この内の百立方厘を取り、これに「ネスラー」氏液二立方厘を加へて處理すると適當な色が付く、その色を純粹の水に鹽化アンモニウムの標準液の既知量を加へたものゝ色と比較する、これを兩三回試みると遂に兩者の色が相合一するに至る、これに依つて雨水中のアンモニアの量は知れる。

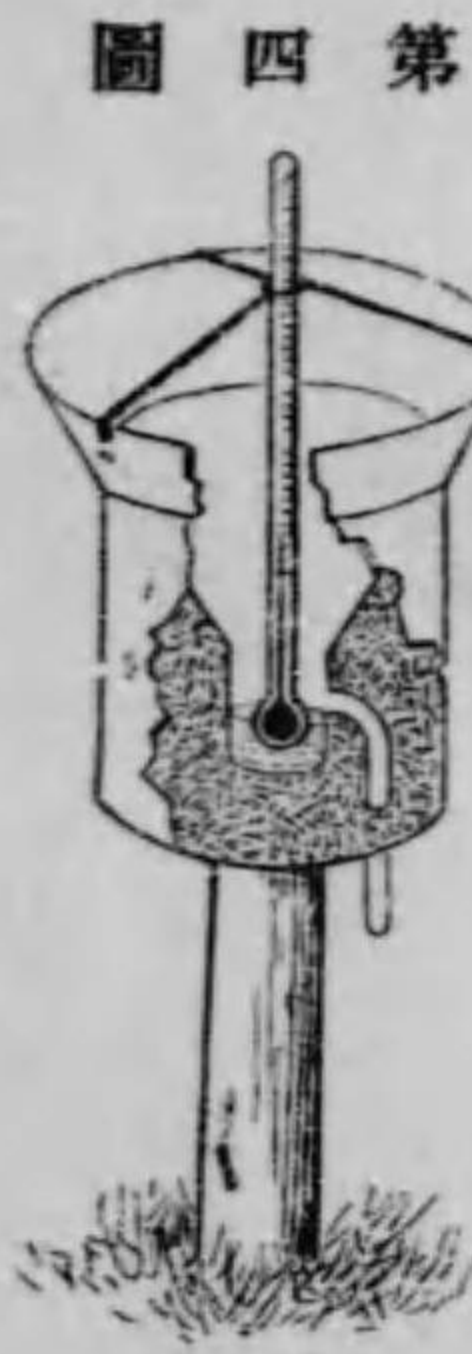
硝酸鹽類を定量するは、アンモニアを蒸餾し去つた残りの七百五十立方厘に就いて行ふ、その方法は亞鉛箔に銅鍍金したもの約六枚をこの液の中に入れる、溫度を二十六度位にして一日二日放置すると、硝酸鹽類は皆アンモニアになるから、これを前と同じ方法で定量するのである。

雨水の分析はこれを行つた所が非常に多い、地球上では少なく見積つても五十箇所はあらう

其中で永年の成績がある分丈けを次の表に掲げよう。

國名	地名	年雨量	安謨尼亞鹽	硝酸鹽	窒素全量
英國	ローザムステッド	七一二	〇、二五三	〇、一一四	〇、三六七
丁抹	コーベンハーゲン	五五八	〇、三〇三	〇、一一九	〇、四二二
獨逸	レーゲンワルデ	五七七	〇、九七七	〇、三〇〇	一、二七七
佛國	モンズリー	五四七	〇、九五〇	〇、二九四	一、二四四
伊國	フィレンツェ	一一三五	〇、九三二	〇、三三二	一、二六四
露國	プロテ	四一〇	〇、三三五	〇、〇一九	〇、四〇四
奧國	サンクト、ミシエレ	一一一六	一、〇七九	〇、五二六	一、六〇五
米國	ミシシッピ	一一二〇	〇、二一五	〇、〇六八	〇、二八三
加奈太	ヲツタワ	八一八	〇、三三六	〇、一五九	〇、四九五
濠洲	ブリスベーン	一一五四	〇、二〇四	〇、一七五	〇、三七九
印度	カルカッタ	一一六九	〇、一六四	〇、一〇九	〇、二七三
印度支那	海防府	一七八一	〇、八三六	〇、六五四	一、四九〇

この表は前記の「ミラー」氏の蒐集した材料により、改算したもので、年雨量は耗、鹽類は雨水の百萬分中の量、窒素全量はこの兩鹽類を皆窒素に直し、一段歩に付き軒で示したのである。雨水中の窒素の量は四季で大差がないが、「ローザムステッド」に於ける測定によると、夏の



雨水は冬の雨水に較べると安謨尼亞を含むことが稍々多い、然し硝酸鹽の量は夏も冬も大差がないと云ふことである。

六、雨水の温度 雨水の温度を知ることはその成分を知ること、同様に應用上大切である例へば寒雨が降れば作物は多少の被害を受ることがあらうし、温雨が降れば田圃は幾分の熱量を附與されるであらうから、雨水の寒温とそれの及ぼす利害得失とは農業上では考慮すべき問題である、學理上から見れば高所の氣層の消息を齎らし來ると云ふ點から此調査は頗る大切と思ふ。

雨水の温度を測定してその成績を公にしたのは英國の「ベーツ」氏⁽²⁰⁾で千八百六十五年のことであつた、その後千八百七十七年に英國の「ステブソン」氏⁽²¹⁾は雨水の温度を測定する新考案を公にした、同氏の案によると第四圖に示す様に、硝子の漏斗を作り、之を木函中に安置し、兩者の間隙には鋸屑を詰めて熱の傳導を妨ぐ、漏斗の縁は外方へ折り曲げて木函と漏斗の界目から雨水の侵入しない様にしてある、又漏斗の管端は函の外に出てゐる、「サイモンズ」氏はこれは圖にあるやうにするより

も、寧ろ木函の側面へ突出させる方がよからうと述べた、さて降雨があると雨水は器中に溢り新陳更代するから、器中の寒暖計はよく雨水の温度を示すことになる、此装置では曲管寒暖計を用ゐる方が、反つて便利の様に思はれる、又雨水の温度を計ると共に當時の気温を「アスマン」氏通風寒暖計で測らなければならぬ、尤もこれは百葉箱中の寒暖計でも間に合ふ。

伊太利の「パッサセリニー」氏(22)は雨水を集めるのに大形の硝子漏斗を用ゐたが、獨國の「アーレント」氏(23)は受水面積一千平方糎深さ三十糎の亞鉛板製大漏斗を用ゐた、この漏斗の足は細長い管になつてその先丈は一寸膨らましてある、受水器は矢張亞鉛で製した圓筒の中に載せて置く、この圓筒は白色に塗つてある、又蓋を備へてあつて日が照る時は、覆うて置く、雨水の温度は圓筒に差込むのである寒暖計で測る、寒暖計の球部は丁度受水器の足の先の所にあるので雨が降り込むと間断なくこれにかゝるから、其示度は雨水の温度を示すことになるのである、寒暖計の示度は室内に望遠鏡を置いてそれに依つて讀むことも出来るが、窓硝子は完全な平面ではないから、特に設備をすれば格別だが、普通の場合には窓越に讀むことは出来ない。

雨水の温度を自記させるには、矢張り「アーレント」氏(24)の考案した方法が簡便と思ふ、これは受水器としては前に述べた漏斗を用ゐ、自記させるには「リシヤール」式自記寒暖計を使ふ尤も普通の式の「ブルドン」管では少し都合が悪いから、その代りに細長い管を環狀に曲げたものを用ゐる、又空氣の温度の變化がきかないやうに工夫してある。

「パッサセリニー」氏が伊國「フイレンツエ」市の農學校構内で測つた結果に依ると、雨水の温度は地面附近の気温よりはいつも低く、六、七、八、九の四箇月の平均では三度一低い、又五、十、十一の三箇月の平均では一度一低い。

雷雨、降雹等の場合には雨水の温度は気温に比べて殊に低い「アーレント」氏が千八百九十四年八月獨國「ポツダム」氣象臺構内で測つた成績は、よく之を立證してゐる。

日次	時刻	気温	雨水温	記事
七 日	午後三時五分	二八、九	一五、三	強雨降雹
十五日	午後九時九分	一七、九	一六、〇	雷 雨
十九日	午後二時七分	一七、三	一一、六	雷 雨
十九日	午後三時五分	—	二、三	降 雹
十九日	午後五時六分	—	一〇、八	—

これから見ても雷雨の時に降る大滴の雨は、高い所では雹か霰であつたものが、低い所に來

て溶けて雨となつたものであることがわかる。

雨水の温度は大抵の場合には気温より低い、気温より高いことも勿論ある、高い所には温かい空気が流れて居り、低い所には急に寒風が吹いて来て気温を低下させたときか、低い所は寒冷であり高い所には温かい空気が流れ込むで来て雨を降らすときかには雨水の方が却つて高温のこともある筈である。

七、雨水の電荷 雨滴は多少帯電してゐる、此電荷を測定することは雷雨及び雨の成因を闡明する一手段である、「エルステル」、「ガイテル」兩氏(25)が千八百八十八年から千八百九十三年までの間時々、獨國「ウルヘン」、「ビュッテル」で雨滴の電荷を測定して以來、同様な測定をなした人が少なくない、兩氏は直徑二十三糎の鍍力盤を絶縁臺上に置き、その上に降り来る雨滴を受けて、その電量を象限電位計で測つた、元來地面及其の上の空氣中は常に電場になつてゐるから、その感應でこの鍍力盤が自然電荷を帯びる様になる、之を避ける爲にこの受水器は鍍力製の圓筒で包み、更にこの圓筒を金屬網で圍むだ、兩氏は別段纏つた結果を得られなかつた様である、千九百〇三年「ゲルデイエン」氏(26)が獨國「ゲツチンゲン」で同様の測定をしたが、氏は電位計の示度を直接に讀み取らず自記させたのである、その結果に依れば普

通の降雨では雨滴は概して陰電を帯びてゐる、又雨が電荷を帯び空中から地上に降つて來るから、空中から地面に若干量の電氣が流れて來ることになる、その電氣の量を電流として見積ると、この電流の強さは一平方糎に付き 10^{-11} アンペール位の程度である、早手に伴ふ降雨では雨滴は陽電を帯ぶるものもあり、陰電を帯ぶるものもあり、週期的に交互して降る、その電流の強さは一平方糎に付き 10^{-11} アンペール位の程度である、電雷を伴ふ降雨では矢張り陰のことも陽のこともあり週期的に交互して降る、電流の強さは一平方糎に付き 10^{-11} アンペール位である。

千九百〇五年「ワイズ」氏(27)は獨國の「ウキン」で雨水の電荷を測定したが、その結果に依れば雨滴は陰電を帯びてゐるものが多いとは云はれない、又箇々の雨滴の電荷は非常に差があるが重量と電荷との比は略々一定してゐると云ふ、千九百〇八年「ケーラー」氏(28)が獨國の「ポツダム」で「ベンドルフ」自記電位計を用ゐて雨滴の電荷を測定したが「ワイズ」氏と同様な結果を得た、英國の「シンプソン」氏(29)は千九百〇八年から千九百〇九年に互り英領印度の「シムラ」で雨滴の電荷を測定した、その結果に依れば雨滴は陽電を帯ぶることもあれば陰電を帯ぶることもある、さうして陽電は陰電の三倍二程であると云ふ、又その電量は平均一立方糎

に付き六静電單位である、降雨の強さと電荷の關係は簡單ではない、雨が二分間に〇、六耗以下の割合で降るときは降雨の強さが増せば雨水の電量は減少する、若し降雨の強さが二分間に〇、六耗以上の場合では陽電量は降雨の強さに關係なく、陰電量は降雨の強さが増すに従つて減少する。

佛國の「バルヂ」氏⁽³⁰⁾は千九百十年の五月より十月まで「フユイ、オン、ベケ」に於て雨水の電荷を測定した、氏の得た結果に依れば、雨滴は陽電を帯べる場合は陰電より多く約一倍五二に當る、雨が一秒間に一平方糎上に持つて來る電量は 0.1×10^{-12} 乃至 7.9×10^{-12} アムペールである、千九百十三年に獨國の「シンデルハワー」氏⁽³¹⁾が「ボツダム」で三年間測定した結果に依ると、雨水は陽電を帯ぶる場合は陰電を帯ぶる場合よりも多い、さうして電量は普通の降雨では雨水の一立方糎に付き〇、四静電單位である、雷雨や早手に伴ふ降雨では二乃至三静電單位である、又雨水の一立方糎の電量は降雨の強さが増すと共に減少する、元來陰電量は同じ強さの雨では陽電量よりも多いが、その差は降雨の強さが増すと共に大きくなる。

「シンブソン」及「シンデルハワー」兩氏が雨水の電氣を測定した方法は大同小異である、今その要旨を述べよう、金屬の受水器を作り之を絶縁臺上に安置し、之を自記電位計に連接さ

せる、勿論外界の影響を避ける爲めに此装置全體を亞鉛の如き金屬板で圍む、扱て降雨があると受水器に入るから其電荷の爲めに電位計の針が動き電位を自記紙上に記るす、尤も「ベンドルフ」式電位計では二分毎に紙上に點を打つて電位を記るす様になつてゐる、さうして點を打つと同時に受水器等を地と接続させて之を放電させる工風が施してある、夫故に自記紙からは電位が讀取れる、任意時の電位をVとし、全装置の電氣容量をC、受水器面の半徑をrとす、然らば降雨が持つて來た電氣の量は、靜電單位で示すと一平方糎に付き

$$\frac{CV}{\pi r^2} \times \frac{1}{300}$$

例へば此丈の電氣が二分間に雨と共に降下したとすれば、これは一種空氣中の垂直電流と見做し得可きものであるその電流の強さは「アンペアール」で示すときは、

$$\frac{CV}{2 \times 60 \times \pi r^2} \times \frac{1}{300} \times \frac{1}{3 \times 10^9} = \frac{CV}{\pi r^2 \times 300} \times \frac{10^{-11}}{3.6} \quad \left[\frac{\text{アンペアール}}{\text{一平方糎}} \right]$$

又この二分間に降つた雨の量をq立方糎とすれば、雨水の一立方糎毎の電量は

$$\frac{CV}{\pi r^2} \times \frac{1}{300} \times \frac{1}{q} \quad \left[\frac{\text{靜電單位}}{\text{一立方糎}} \right]$$

である、此測定には種々の障病が多いが、就中雨滴が受水器を打つと「レナルト」効果を起し

雨滴は陽電を帯びる様になり、その電荷は雨水固有の電荷に加はることになる、従つて誤が出来、然しこれは大きなものではないことは「ワイス」氏が實驗上立證してゐる、同氏は雨滴の「レナルト」効果を防ぐ爲めに、金屬板へ雨を受けるのを廢めて、金屬製の刷毛へ受ける様にした。

雨滴が電荷を帯びてゐる原因に就ては、學説が區々であつて未だ一定しない、「ゲルディエン」氏⁽³²⁾は、「ウキルソン」氏の發見した事實に基き水蒸氣が凝結するとき「イオン」を心核とするからであると説いてゐる、空氣中に細塵が無いと「イオン」を心核とする水滴が出来るのは勿論であるが、この場合には空氣中は餘程高度の過飽和でなければならぬ、實際斯の如き現象は極端の時でなければ起らない、且つ又陰「イオン」は陽「イオン」に較べると過飽和の度が弱くても水蒸氣の凝結を起すから、雨滴は陰電を帯びるものが多いと云ふことになる、然るに實測の結果は必ずしもさうばかりと限らないから、此學説は少しく當を得ない。

「シンデルハワー」氏⁽³³⁾は「エルステル」及「ガイテル」の兩氏⁽³⁴⁾が唱へ出した所謂感應説が能く實測から得た事實を説明することが出来ると云つてゐる、此説は大分古い學説であるが、近頃幾分か之を修正して新らしいものとした、之によると稍々大なる水滴が雲中を落下して來

ると途中、雲を成してゐる小水滴と衝突する、然るにこの場合に大滴と小滴とは相融合せず多くは一吋と接觸した許りで離れ、大滴は小滴を超越して下に降る、扱て地球及大氣中は常に電場に成つてゐて、電位は地面が負で空中が正である、夫故に水滴が空中を落ちて來ると、この電場の感應によつて滴中の電氣は分極し、其上半は陰電を帯び、下半は陽電を帯び、この水滴が雲を成してゐる小水滴と衝突すると、接觸するのは滴の下半である、依つて小滴はこの大滴の下半にある陽電を取つて離れ去るから、結局大滴は陰電を帯びて落下し、雲滴は陽電を帯びると云ふことになる、乃ち此説では雨滴は概ね陰電を帯びてゐると云ふ結論になる、依つて雨滴の電荷が負號の場合は説明することが出来るが、正號である場合は別に説明を要することになる、尤も雲を成す水滴中紋上の様な接觸を爲したものは陽電を帯びるから、この陽電を帯びた小滴が集合して雨滴になつて降つて來るとすれば、雨滴中には正號の電荷を有するものもある理であるから、必ずしも別に説明を要しないとも云へる、然し此理論で説明の困まるのは、晴天の時は地球は正電を帯び空氣は負電を帯びてゐるのであるが、雨が降り出すと之が全く反對になつて、地球の面は陽電を帯びる様になる事實である、此説では雨は陰電を帯びて地面に降るのであり、陽電は空氣中に残るのであるから、地球の電場

は符號が反對になる道理が無い、此點は「エルステル」及「ガイテル」兩氏も既に認めてゐること、實は此說の弱點の一である。

雨の電氣の原因に就ては、英國の「シンプソン」氏⁽³⁵⁾の雨滴分裂說が最も當を得てゐると思ふ。この說は雨滴が割れて幾多の小滴になると、その小滴は皆な陽電を帯び、この雨滴に接觸してゐた空氣は同量の陰電を帯びると云ふ實驗上の事實に基てゐる。「レナルト」氏⁽³⁶⁾の實驗によると、雨滴が上昇氣流の中に生ずる時に、之に支へられて空中に浮んでゐる際に次第に成長し、その直徑が五耗以上になると分裂して小滴になり、その小滴は皆な陽電を帯びる、又此小滴がこの上昇氣流に撥かれて上昇しながら亦た成長し、極量に達すると、分裂して小滴になる、乃ち雨滴は多くは陽電を帯びて地上に降る、以上は雷雨の様な急激な上昇氣流のある時に生ずる雨滴の場合であるが、普通の降雨の場合も近時同氏⁽³⁷⁾が提出した考で説明が出来る、普通の降雨の際に、背景に黒ばんだ建物か地物のある所に立つて雨の降り方を見ると雨滴は垂直と多少傾斜を爲して互に平行な途を描いて落ちる、この傾斜は當時の風の強さによる、然るに急に風が強くなつたり弱くなつたりすると、雨滴の落ち方が混亂し、その際に大部分裂して小滴が出来る、この分裂するのは、風の直接の作用であるか、又は雨滴が互に

衝突して分裂するのかは判然しないが、兎も角も雨滴の分裂が起るのは事實である、この分裂によつて普通の雨も陽電を帯びる、「シンプソン」氏の說は雷雨の電氣も普通の降雨の電氣も、數量的に略々説明が付くと云ふ點に氣強いところがあるが、勿論その他種々の點を説明するに都合がよい、第一雨の陽電を帯びるのは紋上の通りの説明で宜しいが、雨の陰電を帯びるものは上層には陰電が蓄積するから、其氣層で生じたものとして説明が付く、第二降雨の始まる前から、空中電氣の電位差の符號が、晴天の時と逆になることは、雨が降つてゐる場所で、雨滴が分裂する爲めに陰電氣を帯びる様になつた空氣が、此地へ吹き來たる爲であるとしても説明が付く、寺田博士(四)は陰の電荷を帯びた雲の近づく事で之を説明することが出来る云はれた。

八、雨水の放射能 降つたばかりの雨水は放射能を持つてゐる、「ウキルソン」氏⁽³⁸⁾は千九百二年にこの事實を發見した、同氏は降りたての雨水約五〇立方糎を白金の皿に入れて之を蒸發させた、すると放射能のある殘滓を得た。

朋を眞鍮で造り、上下の底は「アルミニウム」箔で造つた電離槽に、小形の電位計を取り付け槽内の空氣の電離の度合を測つた後ち、雨水の殘滓をその箔の上に置いた、すると電離の度

合が五倍以上増したことが知れた、乃ち雨水の殘滓は「アルミニウム」箔を透して空氣を電離する故に、 α 線を出すことが判る、又同氏は雨水の放射能は約三十分間で半減し、數時間経てば全く消失することを確認した。

雨水でも降りたてのものでなければ放射能を認め難い、降つて暫らく経つたものは此性質が無い、夫故に雨水の放射能を測定するには餘程手早くせなければならぬ。

「ウキルソン」氏以後に雨水の放射能を研究した學者が少くない、「ヤウフマン」氏⁽³⁹⁾が獨國の「ミュンヘン」市で測定したものによると、雨水は皆な多少放射能を持って居るが、雷雨の雨水は殊に強い、シト／＼と永く降つた雨は放射能が甚だ微弱である、又一降雨に就て測定してみると、降り初めは放射能が強いが、降り終りの頃の雨水は至つて弱い、殊に雨が降り止んでから暫時の後に再び降り出したものでは、雨水の放射能がまた強くなるのは面白い、又霖雨であると放射能が無くなるのも注意す可きこと、思はれる。

「コスタンツ」氏及「ネグロ」氏⁽⁴⁰⁾が千九百六年に伊太利の「ボロニヤ」で雨水の放射能を測定したが、その結果は同様である、乃ち雨水はどれも放射能を持つてゐるが、降雨後約二時間も経つと全く消失する、又雷雨の雨水の放射能は特に著るしい。

欠

温度	重量	温度	重量
-29	0.50	1	5.18
-28	0.54	2	5.54
-27	0.59	3	5.92
-26	0.65	4	6.33
-25	0.71	5	6.76
-24	0.77	6	7.22
-23	0.84	7	7.70
-22	0.91	8	8.22
-21	0.99	9	8.76
-20	1.08	10	9.33
-19	1.17	11	9.93
-18	1.27	12	10.57
-17	1.38	13	11.25
-16	1.49	14	11.96
-15	1.61	15	12.71
-14	1.74	16	13.50
-13	1.88	17	14.34
-12	2.03	18	15.22
-11	2.19	19	16.14
-10	2.36	20	17.12
-9	2.55	21	18.14
-8	2.74	22	19.22
-7	2.95	23	20.35
-6	3.17	24	21.54
-5	3.41	25	22.80
-4	3.66	26	24.11
-3	3.93	27	25.49
-2	4.21	28	26.93
-1	4.51	29	28.45
0	4.84	30	30.04

飽和水蒸氣一立方米の重量

水蒸氣が飽和すること、第二飽和した水蒸氣が凝結して小水滴となること、第三小水滴が結合して大水滴となることである。

一二、飽和 空氣中には常に多少の水蒸氣を含むのである、その量は如何程までも増加することが出来るかと云ふに、さうは行かない、自ら一定の極量があつて、この極量以上に多く含むことは通常出来ない、さうしてこの極量は温度ばかりに關して定つてゐる、例へば立積一立方米の内に含み得る水蒸氣の極量は、温度が十度の時は九瓦三、二十度の時は十七瓦一であつて、この温度では、これ以上は含み得ないのである、以下單に極量と云ふのは、立積一立方米中に含み得る水蒸氣の量である。

欠

空氣中の水蒸氣の量が極量に達したとき、その空氣は水蒸氣で飽和したと云ふ、又この空氣を飽和空氣と云ふ、實驗に依るに、飽和の極量はその立積の空間に空氣があると、無いとに殆んど全く關係しない、夫故に空氣が水蒸氣で飽和したと云ふよりも、寧ろその空間が水蒸氣で飽和したと稱へる方が合理である、併し大抵の場合には、殊更にかう區別して云ふ必要はない、空氣は陸地や海面から蒸發した水蒸氣を以て飽和することもある筈である、併し水蒸氣は空氣中を擴散して高所に逸れて行くから、空氣の層が此原因の爲め飽和することは困難である、實際空氣が飽和するのは多くは水蒸氣の量が増加するからではなくて、空氣の溫度が降る爲である、今例へば空氣の溫度が二十五度、濕度が八十五%であるとする、その一立方米中に含む水蒸氣の量は十九瓦四である、この空氣の溫度が二十二度二に降つたとすると飽和したことになる、何故ならば、溫度二十二度二のときの水蒸氣の極量は十九瓦四だからである、然らば空氣の溫度が下るのは如何なる原因に依るか、これを闡明するのは甚だ重要な問題である、現今ではこの原因を數へて次の三つとしてある、第一空氣の直接冷却、第二溫度の異なる空氣の混合、第三空氣の斷熱的膨脹である、以下節を分けて詳細にこれを論じよう。

一三、空氣の直接冷却

空氣が寒冷な物體に接觸すると、傳導に依つて熱を失ふからその溫度が下る、併しこの原因に依つて降雨が起つた實例は未だ聞かない、空氣が他の寒冷な空氣と單に接觸するときも、同じ道理で溫度が下る、これ等の原因に依つて冷却する空氣が、水蒸氣を可なり含むで居たとすれば、遂に飽和に達して降雨を來さないとも限らない、例へば溫度が二十五度、濕度が八十五%である空氣が寒冷な物體に接觸した爲に、溫度が十五度に降つたとすると、その一立方米の中から六瓦七丈け水蒸氣が凝結して出る譯である、夫故に、かういふ方法でドン／＼冷却すれば、可成多量の雨が降ることにならう、併し一體空氣の大塊が寒冷な物體に接觸したところで、成る程接觸してゐる部分は冷えもするが、その大塊全體が冷えることは容易でない、加之その間に物體の溫度が昇らないとは保證し難いから、全體が冷却するまでに要する時間は益々長くなるものと見なければならぬ、さすれば寒冷な空氣のあるところに温い空氣が流れ込むで來ても、そればかりの原因では仲々雨となり得る程は水蒸氣の凝結が起り得ない、温い空氣が寒冷な物體、例へば山などに接觸したときも矢張り同様である、夫故に雨は濕潤な空氣が上昇して、空中の寒冷なる空氣に會したる爲冷却し、水蒸氣が凝結して生ずるのであると、漫然説明するは理に合はない。

空氣が輻射して冷却するのも直接冷却の一つである、之に依れば、空氣の大塊全體が一時に冷えないとしても、その大部分が冷えるから、降溫の原因としては前の接觸に依る冷却よりも有力である、赤道から昇騰して大氣の高層を流れる空氣が冷却するのは、高層の冷氣と接觸するからでもあるが、寧ろ主なる原因は輻射に依つて熱を失ふことにある、併し高層では空氣は稀薄であるから、輻射に依る冷却が顯著なのであるが、低層では空氣が濃密であるから、これに依る冷却は僅少である、外から温い空氣が流れて來る場合に於て殊にさうである夫故に普通の雨はこの方法で生ずるものとは、考へられない、事は少し異なるが地面に極く近い氣層では、細塵や水蒸氣や炭酸瓦斯を含むことが多いから、輻射能が大い、即ち熱を輻射することが速いから、夫よりも高い氣層に比べては冷却することが著しい、晴れた夜には殊にさうである、従つて此高い氣層が未だ左程冷却しないのに、地面に近い氣層は餘程冷却して水蒸氣で飽和し、遂に凝結を起すことがある、これは霧の成因の一つになるが、その水量は元より至つて少ない。

一四、寒暖兩氣の混合に依る冷却 現に水蒸氣で飽和してゐる溫度の異つた空氣が混合すると、溫度の高い方が冷却して、含むでゐる水蒸氣が凝結して水滴になる、併しかうして生

ずる水量も矢張り至つて少ない、例へば溫度二十五度の飽和空氣と零度の飽和空氣と各々一立方米宛が混合すると溫度が十四度九になる、二十五度の飽和空氣一立方米中には二十二瓦八、零度の飽和空氣一立方米中には四瓦九の水蒸氣を含むで居るから、混合空氣一立方米中には十三瓦九の水蒸氣がある筈である、然るに十四度九の空氣が含み得る水蒸氣の極量は十二瓦六であるから、過剰になつた一瓦三の水蒸氣は凝結して分れ出る、これが全部雨となつて落ちるものと假定すると、高さ千米の兩氣柱が混合しても雨量としては僅かに一耗三にしかならない、従つてこの原因から雨が降ることは先づ稀であらう、然しながら今述べた暖氣の層が靜止してゐて、之に冷氣の層が衝突し、兩氣の接觸する所で絶えず兩氣が混合する様な場合には、可なり多量の雨が降る、例へば前述の冷氣層の厚さが一〇〇米で、その速さが一秒間一米であると、一時間の雨量は四六八耗になる、尤も茲に述べた例は極端な場合であるから、實際斯様な場合は起ることは無からうが、兎も角も、萬一この様な混合が起つたとすれば、多量の降雨があると考へられ得なくもない。

以上の計算中に混合空氣の溫度は兩氣の溫度の中數一二度五でなく、一四度九であるとしたが、これは次の様な算法によるからである、一體零度と二五度の飽和空氣各一立方米が混合

しても、水蒸氣の凝結が起らないとすれば、混合したものの温度は $(0 + 25) \div 2 = 12.5$ 、乃ち一二度五である、然るに此混合空氣一立方米中には、水蒸氣は $(4.9 + 22.8) \div 2 = 13.9$ 、乃ち一二瓦九ある筈である、又一方では温度一二度半では、一立方米中に水蒸氣が一瓦しか含み得ない、夫故に $13.9 - 11.0 = 2.9$ 乃ち二瓦九丈けが凝結することになる、この凝結が起ると 2.9×0.6 盪「カロリ」の熱を遊離する、従つてこの熱の爲め混合空氣は一二度五より更に α 度丈け温度が高くなり、且又既に凝結した水分二瓦九中の一部分が蒸發して水蒸氣になる。

この蒸發した水分の量を求めよう、温度一二度と一四度の間では、一立方米中に含み得る水蒸氣の極量は、一度に付き〇、六八瓦づゝ増す割合である、故に α 度増せば 0.68α 瓦増す理である、夫故に蒸發した水分は結局 0.68α 瓦である、この水分を蒸發して水蒸氣とするに要した熱量は $0.68\alpha \times 0.6$ 盪「カロリ」である。

次に混合空氣一立方米を、 α 度丈け昇温するに要する熱量を略算しよう、空氣一盪を一度丈け熱するには、〇、二三八盪「カロリ」の熱を要す、然るに空氣一立方米は一、二九三盪であるから、之を一度丈け熱するには $0.238 \times 1.293 = 0.31$ 盪「カロリ」を要す、依つて α 度丈け昇温させるには 0.31α 盪「カロリ」を要す。

扱て元の問題にもどり式を立てると、

$$2.9 \times 0.6 = 0.31\alpha + 0.68 \times 0.6\alpha$$

$$\alpha = \frac{2.9 \times 0.6}{0.31 + 0.68 \times 0.6} = 2.4$$

依つて、混合空氣の温度は $12.5 + 2.4 = 14.9$ 、乃ち一四度九になる。

この計算は勿論粗略のものであつて、嚴正に批評すれば缺點が多い、例へば混合空氣の容積の變化、熱容量の變化及容積の變化による仕事等は皆な略してある然しこれ等は微細な點を論ずるには考へなければならぬが、算法の大略を述べるには略して差問へはないと思ふ。

「フォン、ベッオルト」氏⁽⁶²⁾や「ブリルアン」氏⁽⁶³⁾は、寒暖兩氣の混合は、雲霧の成因として有力なものであると主張してゐる、近頃「ウエゲナー」氏⁽⁶⁴⁾はこれに反對して雲霧もこの原因で出来ることは至つて少ないと論じてゐるが、それは少し極端な議論であらう。

一五、空氣の斷熱的膨脹に依る冷却　いま大氣中にある立積一立方米の空氣に就いて考へて見よう、この空氣は氣體の性質として限りなく膨脹しようとするが、外氣の爲め四周から壓せられてゐるから膨脹することが出来ない、又自己の壓力が外氣の壓力と丁度等しいから

收縮することも無い、つまり外壓と自己の壓力とが均衡の状態にあるから、丁度一立方メートルの立積を保つてゐる、今この空氣が何かの原因で上昇したとすると、高所に行くに従つて氣壓は低くなる、即ち外壓が小さくなるから、この空氣は膨脹して自己の壓力を減じ、丁度その外壓と等しくなるまで立積を増す、外壓に對抗して立積を増すにはエネルギーを消費する譯であるが、外からエネルギーを與へられることがないとすれば、自己の内部のエネルギーを消費して膨脹するよりほか仕方がない、然るに氣體の溫度の昇降は内部のエネルギーの増減に依るから、この空氣の溫度は高所に行くに従つて低くなる、勿論實際には、昇騰して行く途中で太陽の輻射熱を吸収し、或は自己から空間に向つて熱を輻射し、又は傳導に依つて四周から熱を受け、若しくは四周に傳導して熱を失ふ、かやうな事があるから絶対に外界に對しエネルギーの出入がないとは云へない、併し昇騰する速さが可成大きいとすれば、これ等の熱の出入は至つて少ないから、大體から云ふとエネルギーの出入がないとしてよしい、かやうに外界と熱の出入がなしに空氣が冷却することを斷熱的に冷却すると云ふ。水蒸氣を可なり含むだ空氣が上昇して、斷熱的に膨脹すると溫度が降るから、若干の高さまで行くと飽和になる、尙ほ引き續いて上昇すれば益々冷却するから、遂に水蒸氣の凝結が起

つて水分が排泄される、一例を取つて述べれば溫度二十五度の飽和空氣一立方メートルが海面上二千米の高所に上つたとすると、この空氣の溫度は約十七度に降る、二十五度の飽和空氣中には水蒸氣は二十二瓦八含み得るが、十七度になると十四瓦三しか含み得ない、尤も一立方メートルの空氣は二千米の高所に行くと、膨脹して立積が一立方メートルになるから、實は 1.43×1.25 即ち十七瓦九丈の水蒸氣を含み得ることになる、依つて差引四瓦九の水分が排泄されることになる、今若しこの空氣が毎秒一米の速さで上昇するとすれば、一時間に排泄される水量は約十八畝である、これが皆雨となつて降るとすれば、雨量は一時間に付き十八畝に當る、これは可なりの大雨である、茲に昇騰の速さを毎秒一米と假定したが、少し過大であるから、毎秒〇、五米として計算して見ると、一時間に約九畝の雨量となつて、これでもまた可なりの大量である、實際普通の降雨では一時間に一畝か二畝のことが少くない、さすれば昇騰の速さは毎秒〇、一米か〇、二米位でよいことになる。

空氣が上昇すると、斷熱的に膨脹する爲め、その溫度が下ることは、以上説明した通りであるが、其溫度の下る割合を知る必要がある、先づ事を簡單にする爲めに、空氣中に水蒸氣の凝結の起らない場合を「フェレル」氏の所説に依つて論じよう、さうしてまた之を論ずるには

必要な二つ三つの準備をなさなければならぬ。

第一に述べなければならぬのは、壓力のことである、一平方糎に就き七六〇耗の壓力は、一平方米に就き一〇三三三呎に等し。

$$76 \times 13.596 = 1033.3 \text{ 瓦/糎}^2 = 10333 \text{ 呎/米}^2$$

但し水銀の密度を一三、五九六として計算してある。

第二に述べなければならぬのは、空氣の膨脹する時に爲す仕事の量である、溫度零度、氣壓七六〇耗の空氣一立方米が、溫度一度上ると、一米の二七三分の一丈け膨脹する、これは一方にのみ膨脹するものと考へるのである、此空氣の受けてゐる壓力は一平方米に就き一〇三三三呎であるから、結局この膨脹する爲め外壓に對して爲す仕事は三七、八五呎米になる、

$$10333 \times \frac{1}{273} = 37.85 \text{ 呎米}$$

乾燥空氣の定壓比熱は一呎に付き〇、二三七五呎「カロリー」又空氣一立米の質量は一、二九二七八呎である、故に一立方米の空氣を一度昇温させ、且つ七六〇耗の外壓に對し二七三分の一米丈け膨脹させるには、〇、三〇七〇三呎「カロリー」の熱が入用である、乃ち〇、三〇七〇三

呎「カロリー」の熱を一立方米の空氣に附與すると、外壓に對し三七、八五呎米の仕事をする、依つて一呎「カロリー」の熱を之に附與すれば一二三、二八呎米の仕事をする。

$$\frac{37.85}{0.30703} = 123.28 \text{ 呎米}$$

然るに一呎「カロリー」の熱は四三〇呎米の仕事に等しい、夫故に單位の熱量を空氣に附與すると、仕事をすする部分は、

$$\frac{123.28}{430} = 0.2867$$

で、殘餘の部分〇、七一二三は、溫度を上げるのに使はれる。

乾燥空氣 の上昇する場合は極めて簡單である、空氣の一立方米を一度上温する丈けの熱を附與すると、その中の〇、二八六七丈けは、仕事をする爲めに使はれる、夫故に熱を附與しないで膨脹させ仕事をさせると、空氣の溫度は〇、二八六七度丈け下がる理である、乃ち零度の立積の二七三分の一丈け膨脹すれば、〇、二八六七度丈け冷却する、依つて一度冷えるには約七八分の一丈け膨脹しなければならぬ。

$$\frac{1}{273 \times 0.2867} = \frac{1}{78.27}$$

大氣の高は七九九三米であるから、一米上れば壓力は七九九三分の一づゝ減少する、依つて七九九三分の一づゝ膨脹する、夫故に此上昇空氣が一度冷えるには、一〇二米上らなければならぬ。

$$\frac{1}{78.27} : \frac{1}{7993} = 102^*$$

乃ち一〇〇米上昇すれば、〇、九八度づゝ溫度が下ることになる。

$$\frac{100}{102} = 0.98$$

此計算によれば、水蒸氣を含まない空氣が空中に上昇して行くと、溫度が一〇〇米毎に約一度降る、逆に空氣が空中を下降して來ると、同じ割合で溫度が上る。

水蒸氣を含んでゐる空氣 が上昇しても、その中の水蒸氣が凝結をしない限りは、溫度の下る割合は乾燥空氣と大差がない、乾燥空氣の定壓比熱は〇、二三七「カロリー」であるが、水蒸氣を含んでゐると、これが多少異なると云ふに過ぎない、然しこれとても大差はない、例へば溫度二〇度、濕度六〇%の空氣があるとする、然らば此空氣一立方米中の水蒸氣の量は一〇、

三瓦である、溫度二〇度では空氣一立方分の質量は一二〇〇瓦である、又水蒸氣の比熱を〇、四八〇五とすればこの空氣の定壓比熱は〇、二三九「カロリー」になる。

$$\frac{0.237 \times 1200 + 0.4805 \times 10.3}{1200 + 10.3} = 0.239$$

乾燥空氣では〇、二三七「カロリー」であるから、凡んど差違が無いと云つてよい、夫故に上昇の際、溫度の下る割合は、矢張一〇〇米に付て〇、九八度に過ぎない。

水蒸氣を含んだ空氣が上昇し、若干の高さに至ると、遂に飽和に達し、水蒸氣の凝結が始まる、この高さを凝結高度と云ふ、上記の例で溫度二〇度、濕度六〇%の空氣が、地上附近にあると、その露點は一〇、四度である、故に一〇〇米に付き〇、九八度の割合で冷却すれば、

$$\frac{10.4 \times 100}{0.98} = 1061$$

乃ち一〇六一米で露點に達する筈である、然るに空氣は上昇するに従ひ膨脹するから、立積が大となり水蒸氣を含み得る割合が増してくる、従つて露點は地上の時よりも低くなる、換言すれば地上にある時よりも餘程冷えなければ水蒸氣の凝結が起こらない、「フェレル」氏(65)は理論上から凝結高度を計算する表を算出したが、「ヘンニツヒ」氏(66)の公式は反つて便利であ

る、温度 t 、露点 t' の空氣の凝結高度 H は、米で示すと、

$$H = 125(t - t')$$

前記の例で凝結高度は一二〇〇米となる。

$$125 \times (20 - 10.4) = 125 \times 9.6 = 1200$$

飽和空氣 が上昇するときは、上昇するに従つて水蒸氣が凝結するから、熱を遊離し、従つてこの空氣の冷える割合が小さくなる、この場合の冷却の割合を計算するのは少々複雑な計算を要するから、茲には之に立ち入らない積である、然しながら大要の割合を略算するのは左程六づかしくはなす。

例へば茲に温度二〇度の飽和空氣が上昇すると、水蒸氣の凝結が起らないとすれば、一〇〇米上れば〇、九八度冷える、然し二〇度の飽和空氣一立方米中の水蒸氣は一七、一二瓦で、一九度では一六、一四瓦であるから、一度冷えると、一立方米中から〇、九八瓦だけ水蒸氣が凝結する割合になる、故に〇、九八度冷えれば 0.98×0.98 乃ち〇、九六瓦だけ凝結する、その爲めに熱が遊離し、空氣全體を幾分か上温し、且つ既に凝結した〇、九八瓦の水分中の幾分かを蒸發して、再び水蒸氣にする、夫故に實際は〇、九八度程は冷却せず、 α 度だけしか冷却し

ない、然らば實際凝結した水蒸氣の量は $0.98 \times \alpha$ 瓦である、氣化の潜熱を五九〇「カロリー」とすれば、凝結の爲め遊離した熱量は $590 \times 0.98\alpha$ 「カロリー」である、又空氣一立方米を一度温めるに要する熱量は三〇七瓦「カロリー」である、空氣の温まつた度は 0.98 度から、 α 度を引いた残乃ち $(0.98 - \alpha)$ であるによつて、要した熱量は $(0.98 - \alpha) \times 307$ となる、又蒸發した水分は 0.96 瓦と $0.98 - \alpha$ 瓦の差乃ち $(0.96 - 0.98\alpha)$ 瓦である、故に蒸發するに要した熱量は $(0.96 - \alpha) \times 590$ となる、依つて

$$590 \times 0.98\alpha = (0.98 - \alpha) \times 307 + (0.96 - 0.98\alpha) \times 590$$

$$\alpha = \frac{0.96 \times 590 + 0.98 \times 307}{0.98 \times 590 \times 2 + 307} = 0.59$$

乃ちこの空氣は、一〇〇米上昇して〇、六度冷えた割合になる、嚴密の計算より僅か〇、一五多い、此温度の下る割合は含んでゐる水蒸氣の量や、氣壓等で異なる、「ハン」氏⁽⁶⁷⁾は種々の場合に於けるこの割合を算出して表にした、この表の第一縦行は上昇空氣の上昇當初の温度で、第一横列は上昇當初の氣壓、最も下の横列はその所の海拔高を米で示したものである。

上昇飽和空氣の温度遞減率表

高	度		0	700	1900	3300	5100	7300	10600
	耗	度							
30	0.93	0.93	0.93	0.92	0.91	0.89	0.87	0.84	
25	0.91	0.91	0.88	0.88	0.86	0.84	0.80	0.74	
20	0.86	0.85	0.83	0.83	0.80	0.77	0.72	0.64	
15	0.81	0.80	0.77	0.74	0.74	0.71	0.65	0.57	
10	0.76	0.74	0.71	0.68	0.68	0.63	0.57	0.49	
5	0.69	0.68	0.65	0.62	0.62	0.57	0.51	0.48	
0	0.63	0.62	0.58	0.58	0.55	0.50	0.44	0.37	
10	0.60	0.59	0.55	0.55	0.51	0.47	0.42		
15	0.54	0.53	0.49	0.49	0.46	0.42			
20	0.49	0.48	0.44	0.44	0.41	0.38			
25	0.45	0.44	0.40	0.40					
30	0.41	0.40	0.37	0.37					

一六、上昇氣流中の水蒸氣の凝結 水蒸氣を含んでゐるが、然し未だ飽和してゐない空氣が昇騰すると、初の内は一〇〇米に付き一度の割合で溫度が降り、若干の高に至つて飽和する様になる、乃ち未だ水蒸氣の凝結の起らない内を乾燥級にあると云ふ、既に飽和に達した後は少し冷えると水蒸氣が凝結して雨になる、さうして凝結の爲め熱を遊離するから、溫度

の遞減することが緩かになる、此状態にある時は、空氣中に水蒸氣もあれば水滴もある、此状態を成雨級と云ふ、この空氣が尙ほ一層高い所へ昇騰して行くと、冷却して結氷點に達するさうすると空氣の溫度は零度で、其中的水滴は氷結し始め、夫が悉く氷結し終るまでは空氣が昇騰しつつあるも溫度が變らずにゐる、此状態を成電級と云ふ、近時は之を結氷級と云ふこともある、さて此水滴が皆凍つて仕舞つた後は、空氣が昇騰するに従つて溫度が下り、空氣中の水蒸氣は直に雪の結晶になる、之れを成雪級と云ふ、昇騰する空氣は一般にこの四態の階級を踏む可きものであるが、昇騰する當初から氷點以下に冷えてゐる時は乾燥級から一足飛びに成雪級に至るのである、此四級を銘名したのは獨國の物理學者の「ヘルツ」氏(68)である、その後「ノイホフ」氏(69)は之に就て精密の研究を遂げた、次に同氏の擧げた一例をこの四級中の水蒸氣凝結の分量を述べよう。

茲に氣壓七六〇耗、溫度二〇度、濕度八六%の空氣が昇騰したとする、此空氣は乾燥空氣のみが一軒で水蒸氣は一二、五瓦ある割である、乾燥級の終には氣壓は七三三耗、溫度は一七度濕度は一〇〇%で、水蒸氣の量は一二、五瓦ある、成雨級の終になると、氣壓は四八七耗、溫度が零度で、水蒸氣が五、九瓦、水分が六、六瓦になる、成電級の末には氣壓は四七六耗、溫

度零度で、水蒸氣が六、一瓦、氷が六、四瓦あり、既に水分であつた〇、二瓦は蒸發して、水蒸氣に復したことになる、成雪級に入つてから氷點下二〇度まで冷却したと假定すると、氣壓は三一二耗、溫度は勿論氷點下二〇度であつて、水蒸氣は一、八瓦、氷は六、四瓦、雪は四、三瓦あることになる。

一七、水蒸氣凝結の心核　水面に接觸してゐる水蒸氣の飽和張力は、水面の曲率に依つて異なるは「ロード、ケルビン」(70)の論じたところである、通常飽和と云ふのは、水面が平面である場合を指す、若し水面が水球のやうに凸面であれば、これに接觸してゐる空氣が水蒸氣で飽和するには、普通の飽和張力以上に張力が増さねばならぬ、即ち過飽和の状態にあらねばならぬ、而してこの凸面の曲率が大きい程即ち曲り方が激しい程、過飽和の度が強くなければならぬ、水球であれば半径が小さい程過飽和の度が大きくなければならぬ、さうでない場合には水分が引き續いて蒸發する。

空中に小なる水滴が生じたとするに、若しその空中が普通の意味で云ふ飽和をしてゐても、その水滴は蒸發してしまふ、この水滴が存続する爲には、普通の飽和以上に水蒸氣を含まなければならぬ、換言すれば過飽和であらねばならぬ、かやうな譯であるから、空氣中に小

な水滴の生ずるには、餘程過飽和の度が甚しくなければならぬ、併しながら、空氣中には無數の細塵が浮遊して居るから、水蒸氣は此細塵の上に凝結して薄い層を作る、さすればその水面は微細な小球となるに較べれば曲りの度が至つて小さいから、よし空氣が左程過飽和になつて居なくても蒸發し去ることはない、即ち細塵を心核として凝結すれば水滴となり易い、このやうに細塵が水蒸氣の凝結を助くることは、「クウリエー」(71)が發見し、其後「アイケン」(72)が詳細に研究した事實である。

空氣中から細塵を除き去つても、過飽和の度が或程度に達すれば、水蒸氣の凝結が起る、「ウキルソン」(73)の研究に依ると、空氣中から細塵を除き去つて斷熱的に膨脹させると、其立積が一、二五倍になるまでは、水蒸氣の凝結は起らないが、一、二五倍以上になると、僅少なから水滴が出来る、其立積が一、三八倍になると、水滴の数が急に増加して濃密な霧になる、これは空氣中に自然に存在する、陰陽イオンを心核として、水蒸氣が凝結するのである、若し豫め空氣をX線又は放射物質によつて電離して置いて、同様のことをすると、矢張立積が一、二五倍になるまでは水滴は出来ないが、一、二五倍になると急に濃霧が出来る、これは陰イオンを心核として水蒸氣が凝結を起したのである、立積が更に増加して一、三八倍にな

ると霧が益々濃くなる、これは陽イオンを心核とする水滴が出来始めたからである、總じて陰イオンは陽イオンに較べて、過飽和の度が弱くても水滴の心核となることが知れる。

元來イオンが水蒸氣の凝結を補けると云ふことは、「ジェー、ジェー、ダムソン」氏⁽⁷⁴⁾の考に依れば、水面に電氣を帯びて居れば、その蒸發が少いと云ふ事實に基いて居る、換言すれば水面が平面であるときでも、帯電して居れば、之に接觸して居る水蒸氣が飽和張力以下であつても蒸發しない、又水滴が帯電して居るときは、帯電して居ないときに較べると、過飽和の度が弱くても蒸發せずに存続して居ることが出来る、夫故にイオンを心核として水滴が出来れば、過飽和の度が左程でなくとも存続することが出来る。

大氣中には常に陰陽イオンが存在して居るから、水蒸氣は細塵を心核とする外に、別に「イオン」を心核として凝結することもあり得べきことである、然しながら「イオン」は細塵に較べては一層微細であるから、之れを心核として凝結を起すには過飽和の度が細塵を心核とするときに較べて一層強くなければならぬ、夫故に水蒸氣は先づ細塵を心核として凝結する、細塵が無くなつて、且つ過飽和の度が進むで居るときに、「イオン」を心核として凝結する、普通雲霧の生ずる高空までは細塵が夥しく存在して居る、さすれば水蒸氣が凝結して雲や雨と

なるのに、細塵を心核とするは自然であつて、「イオン」を心核とするのは寧ろ特別な場合に限られて居るものと思ふ。

細塵や「イオン」が、水蒸氣の凝結に際し、心核となることは、前述の通りであるが、この細塵や「イオン」の性質に就ては尙ほ論及すべきものがある、「ウキガント」氏⁽⁷⁵⁾の實驗によると、毛氈又は石炭などから出る細塵は容易に水蒸氣凝結の心核とならず、煙草又は石油燈の煙烟から出る細塵は、水蒸氣の凝結を起し易い、この煙烟中には、亞硫酸瓦斯 SO_2 及その他の吸濕性の瓦斯を含んでゐる爲めであるが、又一つは火焰の附近には、所謂大きな「イオン」が多數出來て、これが水蒸氣凝結の心核となる爲めとも思はれる、大氣中には前に述べた様な微細な陰陽「イオン」の外に、矢張陰陽兩種の大きな「イオン」が存在することは、千九百五年に、佛國の「ランジュバン」氏が、實驗上立證したので、之を「ランジュバン」氏「イオン」とも稱へる、普通の陽「イオン」は、電位差が一極に付き一「ボルト」の電場にては、その速度が一秒間一、〇二極、陰「イオン」は一、二五極位で、可なり速く運動するが、「ランジュバン」氏「イオン」は、一極の一千乃至三千分の一位で、極めて遅緩である、「ポロツク」氏⁽⁷⁶⁾の研究によると、此大きな「イオン」には著るしい吸濕性がある、且つ左して過飽和の時でなくとも、水蒸氣

を凝結させるから、工業地の様な煙烟の多い土地では、これが降水の心核となり易い、「キユリ」夫人(77)は、獨り地面に近い氣層中に限らず、地上二千米位までの所では、雲は大抵細塵やこの「ランジュバン」氏「イオン」を心核として生ずるのであらう、元來空氣が昇騰して高所に行くとき、溫度が降つて飽和に達し、遂に細塵や大「イオン」を心核として雲が出来るが、これは自己の重量の爲めその所に殘留し、空氣は尙ほ昇騰を續け、遂に一萬米位の高所に行くとき、過飽和の度が著るしくなるから、遂に普通の「イオン」を心核として水蒸氣が凝結するのであらうと説いてゐる、要するに細塵にしても、「イオン」にしても、水蒸氣の凝結の心核となるには、吸濕性があることが大切なこと、思はれる。

一八、雨滴の増大 水蒸氣が空中で凝結して、微細な水滴となり、群つて雲を成してゐることは、前條に述べてある事實であるが、その小滴が増大して雨滴となるか、又は雨滴は雲を成す小水滴とは別物であるか、此種の問題は今日未だ解決が付いてゐない、成雨の理の不明な點は實にこゝにある。

舊來の學說によると、雲中の水滴の大きなものは、小なるものよりも落ちるのが速いから、途中で小滴に會し之を併合し、漸々と増大して、遂に地上に降り、雨になると云ふのである

が、此說では、雲中には、初めから大小の水滴が出来て居なければならぬが、これは如何なるものであらうか、假に水滴に初めから大小があるとしても、大小の滴が相遇して併合するが爲め増大するとすれば、これは餘程間怠いことであるから、益を覆へす様な大雨は勿論のこと、普通の降雨でも、この方法では生じ得まいと思はれる、尤も英國の「クレイデン」氏(78)は、雨雲の高さを測定して、雲が厚くないと大粒の雨は降り得ないことを發見した、同氏の說によると、雲の頂上の水滴は、輻射による放熱の爲めに溫度が降がる、すると、冷體を飽和水蒸氣の中に置いたと同様の結果になるから、水蒸氣の凝結が起こり、雲頂では大きな水滴が出来る、これが雲中を落下して小滴を併合して増大し、遂に雨滴になると云ふのである、一寸と面白る考ではあるが、雲頂では、放熱もあるが、又日射を受けることも強いから、反つて水滴の蒸發を起すと云ふのが至當であらうと思ふ、「グリブランド、アツベ」氏(79)は雲中に初めから大小の水滴があるのではない、雲の上部にては過飽和を爲してゐるところがある、此過飽和の状態が一定の度を越ゆると、水蒸氣が一時に凝結を起して、大粒の水球になり、雲中から落下する、夕立の様な雨は全く之による、又普通の降雨でも、この方法で大滴が出来るのであるまいかと説いてゐる、雲中に過飽和の部分の出来るのは、雲が高い所まで

上昇する時でなければ出来悪いから、「クレイデン」氏の實測の結果とも矛盾しない、又大粒の水滴が雲中の高所で出来て、雲中を落下する途中に小滴を併合し、益々増大するとすれば都合がよくなる。

只茲に困ることは、地上に降つた雨滴は重量の比が、「1:2:4:8...」であること云ふ、「デフアン」の發見した事實を説明することが困難なことである、「シュミット」氏⁽⁸⁰⁾は、雨滴の増大するのは、滴と滴とが相併んで空中を落ちる時に、互に相接近して、遂に併合するからであると考へてゐる、今茲に甲乙の雨滴が、相併んで空中を落下して來ると、雨滴間の空氣は動き出すから、其壓力が減り、甲は右から、乙は左からと云ふ具合に、外氣に壓され、次第に接近し、遂に合して一滴になる、元來雨滴の大きなものは、小さなものよりは速く落ちるから、相接近して列んで落ちるには、滴の大きさが等しいものでなくてはならない、依つて、重量一のものは一のものと結合し易く、二は二と結合するが、然し一と二は結合し難たく、二と三も結合し悪い、依つて地面に落下する雨は、目方の割合が、一とか二とか四とか、又は八とか云ふ様なものが多いことになる、此説明は誠に甘いが、少しく技巧に失する憾がある、殊に長時間の間、同大の兩水滴が併んで落下して來るとは、少しく考へ悪いと思ふ、これは寧ろ雲中

で起る事實であると考へれば、餘程ありさうなことを思はれる、依つて春雨の様な地雨に就ては、或は好箇の説明となるかも知れない、然し夕立や雷雨の様な強い雨は、この説明ではちと困難であらう。

要するに「デハント」氏の發見した事實は、地雨でも村雨にでも、何れも存在するか、又何れの邦土でもこの事があるかを實驗するは、成雨の理を研究する端緒となると思ふ。

雲中の水滴の、結合することに就て考ふ可きは、電氣の作用である、「ロード、レーリー」⁽⁸¹⁾の實驗は、此點に就て興味がある、小さい口径の管の端から、水を略々垂直に迸出させると管端から若干の處までは、水柱となつてゐるが、夫れから先は多數の水滴に分裂し、互に衝突して四周に散亂する、然るに封蠟に電氣の起つたものを、その近くに置き、水柱附近の電場の模様を變ると、水滴は互に衝突して反撥することがなくなり、反つて併合してしまふから、水柱は分裂して散亂せない様になる、若又電氣を非常に強くすると、水滴間の反斥力が強くなるから、相接觸することがなくなり、互に併合しない様になる、雲中に電氣の影響があるときは、水滴の併合を起し、雨滴になるのはこの實驗から想像が付く、然しながら空中に於ける電場の強さの變化と、降雨の關係は、未だ十分に研究を遂げたるものはない。「フ

「キンランド」の「ライネ」氏⁽⁸²⁾は同國「ワサ」市の附近で、千九百八年八月三日の雷雨の際に出
 顯した虹の色彩と幅とを觀測した、この時は第一虹は非常に顯著であつて、第二虹も亦た能
 く見ることが出來た、此兩虹は地平線の一方から他方に橋を懸けてゐた、同氏は虹の色彩に
 注意してゐると、雷聲の聞ゆると同時に虹、殊に第二虹の色が消え去り、各色の境界も、虹
 の縁邊も、拭ひ去つた様になつて、同時に虹全體が振動したことを認めた、此奇異なる現象
 は雷聲の轟く度に起つた、電光が閃いてから、雷聲の聞えるまでは、二〇秒乃至二五秒か、
 つたが、此間には此の現象が起らずに雷が聞えてから起るところを見ると、此奇異な現象
 は電の爲めでなく、雷聲の爲であることが知れる、一體虹は各波長の光波の雨滴に當つて起
 す廻折の現象であつて、その色は各光の強さの極大極小の値の混合の結果である、然るにこ
 の値は雨滴の大いさに關係がある、夫故に「ライネ」氏は此奇異な現象を以て、雨滴が増大し
 た爲めに起つたものと解釋し、雷聲の如き空氣の振動はその中に浮んでる雨滴の併合を生ぜ
 しむるものと結論した。

雨滴の併合するに就き、一考すべきは、既に述べた「エルステル」及「ガイテル」兩氏の實驗の
 結果である、即ち大なる水滴が雲中を落下して來る途中に、小水滴と衝突すると、互に相融

合しないで、多くは一寸と接觸した許りで離れ、大滴は小滴を超越してしまふと云ふのである
 「シンプソン」氏は、此事實は未だ十分の實證を有するものでないと述べてゐる、然し若し大
 小の滴は併合し難いが、略々同大の水滴は併合し易いと云ふ事實があると、「デフアント」氏
 の發見した、雨滴の大いさが定比をしてゐると云ふ事實は、容易に説明が付く、一體水滴が大
 きい速さで運動して、互に衝突すると、相反撥するか、若くは分裂するが、若しヤワリと衝
 突すると併合し易い、同一の雲より落下する雨滴でも、大いさが略々等しいものは、落下する
 速さが略々等しいから、互に衝突するも併合し易いと思ふ、然しこの事は、固より單に一箇
 の私見に過ぎない。

一九、雨滴の蒸發　雲中では、水蒸氣が飽和若しくは過飽和になつてゐるから、雨滴が蒸
 發しないのでゐるが、一旦雲中を出ると、空氣が飽和をしてゐることは少いから、雨滴は蒸發
 し、遂に落ちる途中で消失してしまふものもある、乃ち雲が生じて、必ずしも雨が降らな
 いのは、多くは雨滴が途中で蒸發するのであらう、然し途中で蒸發すると、その水蒸氣の爲
 め、途中の空氣が次第に濕潤になるから、暫時の後は落下する雨滴は蒸發はすることはして
 も、途中で消失する程ではなくなり、遂に地上に降る様になる、この理由から考ふると、降

雨の際は、高所から順次低所に濕潤になつてくる様に見える、實際降雨が始まつたばかりでは、地上の空氣は飽和に達することは稀であるのを見ても察せられる。

雨滴の蒸發する割合を測つたものは、未だ公になつてゐない、著者⁽⁸³⁾が嘗つて水滴の蒸發の割合を測定したのに、飽差が三耗の函中で、直徑一耗四の水滴は、半徑が一分間に〇、〇〇二耗づゝ減することを知つた、之は空氣の殆んど靜止してゐる場合の話であるから、直ちに雨滴の蒸發する割合とは見做し難いが、位數だけは誤がなからう。

二〇、雨足 雲の上部からは、大抵水滴が落下するが、積雲の様な雲では、その底面の所へ來ると、蒸發して仕舞ふから、雨にならない、然るに積亂雲や亂雲であると、雲中から落ちて來る水滴や氷晶は、雲を放れてからも、随分長い距離を落下し、遂に地面に達して雨や雪になるが、或は途中で蒸發して仕舞ふものもある、兎も角も此場合は兩方共に、雲底から長い雲脚が垂れる、これを俗に**雨足**(あまあし)と稱へる、虹は日光の雨足に映じて生ずる現象である、尤も雨足は水滴に限らず、雪片や霰粒から出來てるものもあるから、雨足が必ず虹を生ずるものとは限らない。

遠方を驟雨の通過する時などに、その雲の側面を見ると、雨足が長く垂れて、如何にも物凄

欠

欠

硫酸に作用される爲である、我々が松上の雪など、云うてその趣を賞してゐる間に、その松は時々刻々恐るべき害毒を受けてゐるのである、都市の樹木の煙害に就いては、近來大分喧しく論議されてゐるが、降雪が間接に煙害を助長することは、考究すべき問題であると思ふ。

二六、雪の電荷　雪の電荷は、雨と同様な装置で之を測定することが出来る、「エルステル」及「ガイテル」兩氏が獨逸の「ウルヘンビツテル」で測定した時には、雪の電氣が陰陽不定であつて、陰のことも陽のこともあつた、「ケーラー」氏が獨國の「ポツダム」で實測したところでは、矢張り陰陽兩方あつたが、然し陰電を帯びてゐるものが多かつたと云ふ、「シンプソン」氏が英領印度の「シムラ」で測定した結果では、雪には陽電を帯びてゐるものが多く、降雪の陽電荷と陰電荷の比は恰も三、六と一の比であつた、さうして降雪の持ち來たる電氣を垂直電流としてその強さを計上すると、降雨の時よりは遙かに強大である、又質量を取つて比較すると雪の方が電氣が多いことが知れた。

雪が電氣を帯びるのは「シムプソン」氏⁽¹⁵⁾の説では、雪片が空氣中を降下する途中、互に摩擦するからである、元來雪片と雪片が空氣中で摩擦すると、共に陽電を帯び、雪片の周圍の空氣は陰電を帯びる、夫故に雪は陽電を帯びて降つて來る、雪片が空中で摩擦する時は、多量の電

荷を帯びる様になるから、雪の電荷が雨滴に比して大きいのは當然と思ふ、然し降雪の際に雷電を伴ふことが稀であるのは、雪片が空中を落ちるのが、雨滴に比べると餘程徐々であるからその電氣が途中で中和されることが多い爲であらう、又雪に陰電を帯びるもの、あるのは、多分高空の空氣中の陰電を受けたものであらう、元來雪も雨と同様に、上昇氣流中に生ずるのである、その上昇氣流中の水蒸氣の一部は、途中で雲になり雪が生じたすると、この雪片は空中又は雲中を落ちる際に、互に摩擦して陽電を帯び、空氣は殘餘の水蒸氣と共に陰電を帯び、その雲より遙かに高く上昇する、夫故にその雲より上の空氣中には、陰電氣が蓄積する依つて若しこの空氣中に雪が出来ると、これは陰電を貰つて來ることになる、勿論この陰電氣を帯びた雪片は、途中で雲中を通り越さなければ、地上に來ることが出来ないから、この雲中で電氣が中和されるものが多くあらう、故に丁度適當な境遇にあつた雪片のみが、陰電を帯びたまゝ、地上に降つて來るものと思はれる、然しこの理論は、尙ほ十分研究をせなければならぬ所がある様に見える。

二七、雪の放射能 降りたての雪は、雨と同様に放射能を持てゐるのは「ウキルソン」氏が(16)が、千九百二年に發見した、その後「アレン」氏や「マクレナン」氏も、之を測定したこと

がある、之によると、雪の放射能は約三十分で半減することが知れた、雪が放射能を持つてゐるのは雨滴と同様、大氣中に浮遊してゐる「エマナチオン」の沈降物が、之に附着して共に落下する爲めである、若し雪片なり雨滴なりが陰電氣を帯びてゐると、その周圍は電場になつてゐるから、放射性の沈降物を自體に蒐集するので、その放射能が増大する。

二八、降雪時の氣温 空中に雪が出来するには、その所の氣温は勿論氷點以下でなければならぬ、併し雪の降る時地面附近の氣温は、必ずしも氷點以下であるとは限らない「カス子ル」氏は、伯林の降雪回数を、降り始めの時の地上の氣温に就いて、之を度別に調査したが、それに據ると、降雪は氣温が二度と零度との間にあるとき最も多く、全回数の約四十%を占めてゐる、その次は零度と二度との間で二十一%、次は氷點下二度と同四度との間で十一%、次は氷點下四度と同六度との間で六%と云ふ割合である、氷點下八度と同十度との間になると僅かに一%しかない、高い方に就いて云ふと、八度と六度との間で二%である、獨國「ポツダム」(18)に、千九百十三年十一月四日朝八時に降雪があつたが、午前九時の氣温が九度で朝の最低は六度五であつたから、降雪當時の氣温は低くとも八度位あつたと思はれる、又瑞西の「オベレ、エンガダイン」(19)には千八百二十九年六月九日、氣温が十度九の時に降雪があ

つた、低い方に就いて云ふと、氷點下四十度以下でも降雪することがある、嘗つて西比利亞の「ヤクツク」で、氷點下四十六度の時、降雪があつたのを觀測した。

地面附近の氣温が氷點以下である時は、降水は皆雪か霰の形になるものと想像する人が少なくないが、必ずしもさうとは限らない、氷點下數度の時に雨の降つた例も決して乏しくない。高山四郎氏(六)の調査によると明治三十八年十二月二十三日に根室で氣温が氷點下七度六位であつたが、雨が降つて雪にはならなかつた、同氏の説では此種の現象は氣温の逆轉がある場合に生ず、その場合は二つに分れる、其一は上層が氷點以上の時である、此時は其上層に降水が生ずれば必ず雨であるべきであらう、其二は地上も上層も共に氷點以下であるが、中間に氷點以上の氣層が存する時である、この時は上層で雪が生じても落下する途中で融解し地上に來る時には雨になる、又は一部分融解して霽となつて降ることもある。以上は主因と見る可きであるが、空氣が氷點下である時水蒸氣で強度の過飽和をしてゐる時に凝結が起ると氷晶も出來れば水滴も出來る、乃ち雪と共に雨も出來る、さうすると氣温が氷點下の時に雨が降ることになる。その他種々の原因から此現象が出來る。

二九、霽

氣温が高い時には、雪片が半ば融解して落ちて來る、又雨が雪と雜つて降ること

ともある、これ等が霽である、和漢三才圖會には、「雨雪相雜也蓋其雪淡而不甚白」とある。

三〇、雪の成因

雨の成因の條で説いた通り、空氣は昇騰して斷熱的に膨脹すると冷却する、その空氣が割合に濕潤であると、遂にその内の水蒸氣が飽和に達して凝結を起す、この時氣温が氷點以下であると、水蒸氣は凝結して水滴とならないで、直ちに氷の結晶となる、かうして出來るのが雪雲である、「カスナー」氏⁽²⁰⁾の説に依ると、雪雲が生ずるのは、その所の氣温が、零度と氷點下十度との間に最も多い、又その高さは、地上千二百米乃至四千二百米であると云ふ、千八百六十三年六月二十六日「グレイシャー」氏は、英國に於て自由氣球に坐乗して、三萬九千六百五十米の高所まで騰り、親しく氷雪を觀察したが、その層の厚さは實に千五百米もあり、又その雪は全部微細な氷の結晶の群で出來てゐて、結晶の形は極めて鮮かであつたと云ふ、かくの如く雪雲は氷の結晶が群がつて出來たものである、然しその結晶が如何やうに集合して雪華となるか、今日では未だ十分判明してゐないが、雪温が氷點に近い時は、結晶の表面が融解し易いから、互ひに相粘着して雪片になるのであると、一應説明されてゐる。

三一、初雪

雪が降る爲には、氣温の低いことが必要である、併しいくら氣温ばかり低く

ても、降水の起る機会がなければ雪が降る譯はない、それであるから、各地の初雪の早晩は必ずしも寒冷の來る遲速を示すものではない、併し降水の起る機会が、年々同じであると假定して差支ない土地では、初雪の早晩を以て、寒冷の來る遲速を知る標準とすることが出来る、勿論初雪の日取を調査するのは、その爲ばかりではなく、降雪が人生と甚だ密接な關係を有してゐるからである。

樺太では平均十月下旬既に降雪を見るが、北海道南部では十一月上旬に至つて初めて雪を見る、然るに仙臺邊になると十一月中旬でなければ雪が降らない、更に南下して宇都宮邊に至ると十二月中旬になつて降雪を見るのが常である、東京では十二月下旬にならなければ降雪がない、名古屋大阪邊は略々東京と同じである。それからずつと南下して鹿兒島邊に至ると一月の初旬でなければ降雪がない。さうして琉球以南では平地に雪を見ることがない、離島でも八丈島では一月中旬に初雪があるが、小笠原列島では全く降雪を見ない、朝鮮では北部には十一月の初旬に初雪を見るが、南部には下旬でなければ初雪がない、滿洲では十一月の始めに初雪を見る。

三三、高山の初雪 高山の初雪に就いては、未だ十分の材料がないが、比較的多年の成績

がある分を次に掲げる、これ等は山頂を仰いで觀測した結果であるが、降雪しつゝある時は、雲に覆はれてゐるから山頂が見えない、雲がはれてから雪が山頂にあるのを見て始めて降雪のあつたことを知るのであるから、實際と數日の差があることは免れない。

山名	初雪月日	山名	初雪月日
鳥海山	十月九日	吾妻山	十月二十日
立山	十月十四日	筑波山	十二月四日
白山	九月二十日	手稻山	十月十四日
月山	九月十三日	ヌタツブカウシユヘ山	十月二十日
八甲田山	十月九日		

富士山の初雪に就いては、沼津測候所及甲府測候所で多年間觀測した成績がある、次ぎの表に示すは長友金田鏐太郎氏及大西尙友氏から寄送された貴重なる資料である。

一、富士山初雪表 (沼津測候所の觀測による)

年次	初雪月日	記事	年次	初雪月日	記事
明治十七年	十月六日	微雪	明治二十年	十月二日	大
同十八年	九月廿七日	微雪	同二十一年	十月一日	雪
同十九年	十月七日	微雪	同二十二年	九月廿五日	雪

同	二十三年	十月四日	微	雪	同	三十六年	九月廿七日	微	雪
同	二十四年	十月十二日	大	雪	同	三十七年	九月廿六日	微	雪
同	二十五年	九月廿五日	微	雪	同	三十八年	十月二日	微	雪
同	二十六年	十月七日	大	雪	同	三十九年	九月廿七日	微	雪
同	二十七年	九月廿二日	微	雪	同	四十年	九月廿三日	微	雪
同	二十八年	十月三日	微	雪	同	四十一年	九月廿六日	微	雪
同	二十九年	九月廿一日	微	雪	同	四十二年	九月廿六日	微	雪
同	三十年	十月五日	大	雪	同	四十三年	九月廿三日	微	雪
同	三十一年	九月廿六日	大	雪	同	四十四年	十月四日	微	雪
同	三十二年	九月十六日	大	雪	大正元年	九月廿七日	微	雪	
同	三十三年	九月廿五日	微	雪	同	九月十八日	微	雪	
同	三十四年	九月廿六日	微	雪	同	九月廿六日	微	雪	
同	三十五年	九月十九日	微	雪	平均	九月廿八日	微	雪	

二、富士山初雪表

(甲府測候所の観測による)

明治二十七年	初雪月日	九月廿二日
同 二十八年	初雪月日	十月三日
同 二十九年	初雪月日	九月二十一日
同 三十年	初雪月日	九月廿二日
同 三十一年	初雪月日	九月廿二日
同 三十二年	初雪月日	九月廿二日
同 三十三年	初雪月日	九月廿二日
同 三十四年	初雪月日	九月廿二日
同 三十五年	初雪月日	九月廿二日

同	三十三年	九月廿五日	同	四十一年	九月廿四日
同	三十四年	九月廿六日	同	四十二年	九月二十二日
同	三十五年	九月十九日	同	四十三年	十月五日
同	三十六年	九月廿七日	大正元年	九月廿六日	
同	三十七年	九月廿五日	同	九月廿二日	
同	三十八年	九月廿五日	同	八月十二日	
同	三十九年	十月五日	平均	九月二十二日	
同	四十年	九月廿五日			

臺灣の中央連山の平均初雪日は、近藤久次郎氏(七)の調査に依ると十二月十日であつて、冷気が早く来る年には十一月中旬に降雪を見ることがある、又臺灣の北部にある、大屯山(標高三千六百七十尺)の初雪日は次表に示す通りである。

明治二十九年十二月二十三日	八合目以上降雪	同 四十一年 二月十九日	山頂降雪
同 三十年十二月一日	山頂降雪	同 四十二年 二月二十五日	降雪なし
同 三十一年二月七日	山頂降雪	同 四十三年 二月二十五日	山頂降雪
同 三十二年二月五日	山頂降雪	同 四十四年	降雪なし
同 三十三年二月三日	山頂降雪	大正元年	降雪なし
同 三十四年二月二日	山頂降雪	同 二年 一月二十七日	山頂降雪
同 三十五年二月一日	山頂降雪		
同 四十年二月一日	山頂降雪		

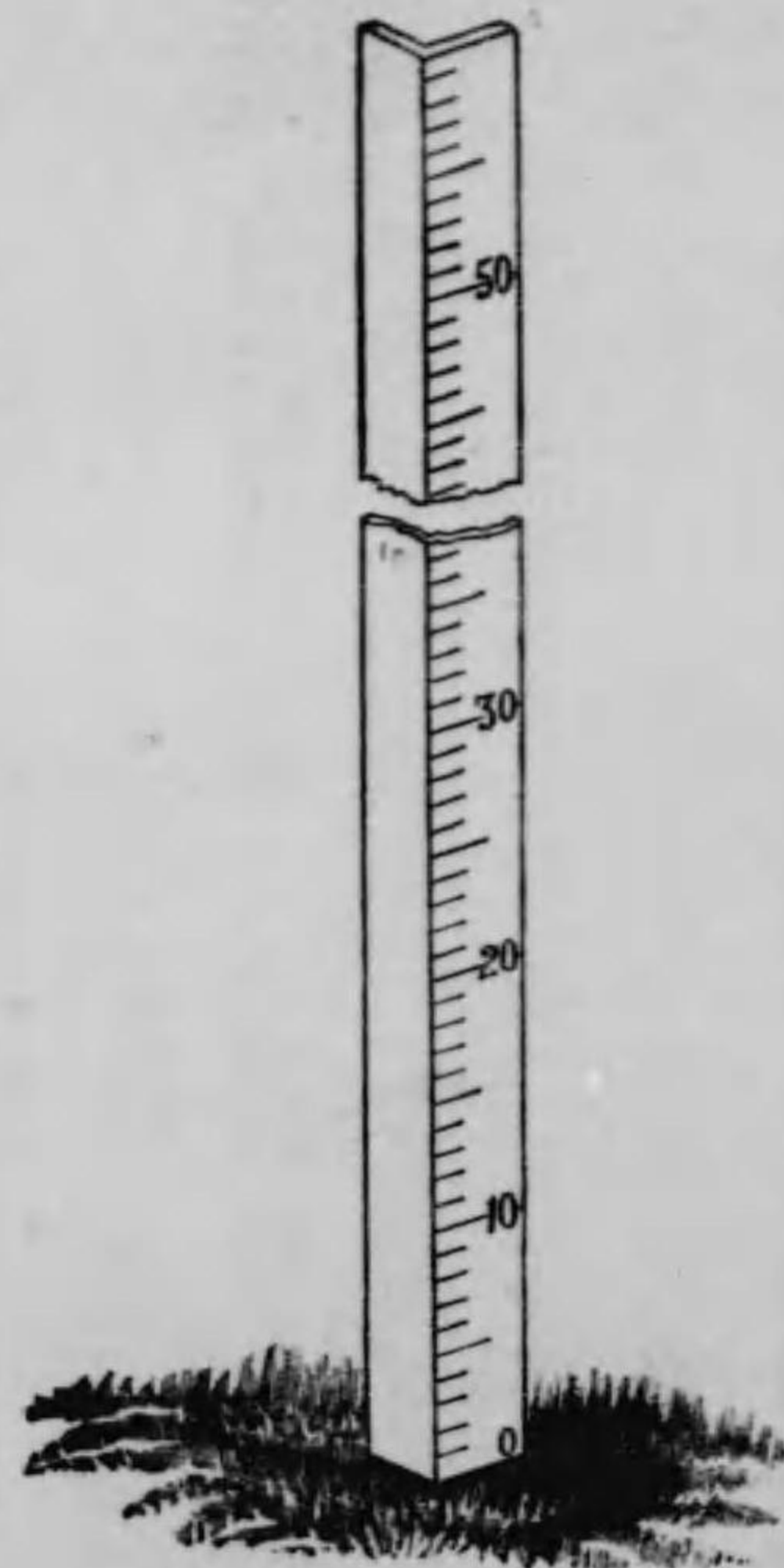
同氏の話に依るに、臺灣の高山に降雪する時は、氣節風が強烈で臺北の氣温が七度以下に降る時である。

三三、積雪と臥雪 雪が地上に積むだのが積雪である、積雪が融けないで永く存在するのを臥雪と云ふ、又は根雪とも書くが何れが正しいか判断が付かない、臥雪となるには空氣の温度も、地面の温度も、共に氷點若くは氷點以下でなければならぬ、故に臥雪は寒地に於てのみ見るものである、併し寒地でも降雪期の初めと終りとの頃に降る雪は、一旦は積つても臥雪とならないで消える。

積雪の表面はその小部分を見れば平であるが、全體を見渡すと決して平でない、或は打ち寄せたる波の如く、或は起伏せる丘陵の如く、諸所に凸凹がある、これは地面が平でないことにも依るが、多くは風の爲である、雪が風に吹き送られて物蔭のやうな風の弱い場所か、又は抵抗が大きくて風勢を殺されるやうな場所に積つたものが雪丘である、高山の上では積雪が夏も融けないで次第に粗い粒となつて固まる、これを萬年雪と名付ける、我國でも白馬山の谷などには萬年雪がある、アルペン山などでは萬年雪が化して遂に氷河となつて下る。

三四 積雪計 積雪の深さを測るには積雪計を用ゐる、最も簡単な積雪計は、細い木桿に

目盛を施したものを平地に垂直に樹て、目盛の零點を丁度地面の所にあるやうにしたものである、昔はこれを雪竿(ゆきさ)と稱した、天保六年の刊行の北越雪譜に、『高田御城大手の廣場に木を方に削り尺を記して建て給ふ是を雪竿といふ長一丈なり』とある、併し木製の積雪計は風雨の爲に狂ひを生ずるから、永久に用ゐることは出来ない、



第六圖

「マルビン」氏(21)の考案した積雪計は、この點を注意したもので、第七圖に示す如く、直角にした鐵板所謂「アングル」で出

來た尺度であるが、地中に埋むべき部分には平板を取り付けてあるから、垂直に樹て、置いても、位置に狂ひを生ずることはない。積雪計は空濶の場所を選んで樹てる、雪竿のやうな簡単な積雪計は、地面を平にして樹て、重錘で垂直を驗し、周圍を堅めて置きさへすればよろしいが、「マルビン」式積雪計のやうな半永久的のものになると、それではいけない、地面を六寸乃至八寸位の深さまでは、混凝土で

固める必要がある。

積雪の深さを測定するには、雪面に相當する目盛を讀んでこれを所要の深さとする、併し風の爲に積雪計附近の雪面は平でないことが多いから、その時は積雪計の幹から雪を拂ひ落して、周圍の雪面と同様にして讀み取るがよろしい。

積雪の深さは觀測時に於ける現在の深さである、元來積雪の深さは、その後降雪があれば増加するが、降雪がなければ漸次減少するのであるから、今日測つたものが、昨日測つたものよりも、必ずしも大であるとは限らない。

三五 積雪の深さの消長 積雪の深さは新たに降雪ある時、又は霜、霧氷、雨水等のある時に増加する、併し霜や霧氷等の爲に増加することは至つて少ない、積雪の深さは融解すること、雪面から蒸發することに依つて減少する、降雨があつて雪を融かすこと、強い風が吹いて積雪の面を押しつけること、雪自身の重みで押し付けること等は、皆積雪の深さを減少させる、このやうな種々の原因からして、積雪の深さは絶えず變る、これ等は項を更めて詳しく記述しよう。

三六 積雪の密度

積雪の密度は雪面から深い所に入るに従つて増大する、實際北海道で

實驗して見るに、表面は粉のやうに粗鬆であつても、五尺も六尺も深い所では、まるでザラメ糖のやうに粒が大きく緻密である、雪の密度は通常³/₄の單位で表はす、著者が明治三十七年二月に、札幌で測定した結果は次の通りである。

深さ(釐)	五	二五	三四	四五
密度	〇.一三	〇.二五	〇.二九	〇.三五

深さ四十五釐位までの處では、密度は深さに略々比例するから、以上の結果は次の式に依つて表はせる。

$$f = 0.101 + 0.0055z$$

表中 z は深さ、 f は雪の密度を示す。

その後、故阿部幸次氏(八)が明治四十一年一月に、同所で測定した成績は次の通りである。

深さ(釐)	五	一五	二五	三五	四五	五五	六五
密度	〇.一八八	〇.二三六	〇.二五〇	〇.二九〇	〇.三四六	〇.三四九	〇.三四九

同氏はこの結果を次の式で表はした。

$$f = 0.0738 + 0.1453logz$$

一色至哲氏(九)も、又明治四十四年一月三十日に、同所で測定した、その結果は次の通りである。

深さ(糎)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50
密度	0.14	0.18	0.23	0.26	0.29

奥國の「デファント」氏(22)は、千九百八年八月に、同國の高山「ゾンブリク」の頂上で、雪の密度を測定して、阿部氏の公式を用ひて表はした「ゾンブリク」の頂は、海拔三千百六米であつて、富士山よりは稍々低い、「デファント」氏の得た結果は次の通りである。

深さ(糎)	三、五	三、七	五、三	五、八	五、九	一三、五	一三、七	一五、三	一五、五	一八、七	二二、五	二二、七	二六、三	二六、五	三三、三	三三、五
密度	0.160	0.168	0.155	0.163	0.168	0.158	0.158	0.152	0.152	0.156	0.156	0.156	0.156	0.156	0.156	0.156

この結果は次の式で表はせる、雪面下八十糎までは、

$$\log f = \log 0.2404 + 0.00329z$$

雪面下百六十二糎五より三百十二糎五までは、

$$\log f = \log 0.4863 + 0.00025z$$

積雪の密度は雪が古い程大きい、今種々の雪に就いて密度を見ると、高山の頂などにある夏

越の雪は、密度が頗る大きい、「バロー」氏(23)が「モンブラン」山の氷河上の雪の密度を測つたら0.48であつた、これは多分萬年雪であらう、「ラッツェル」氏(24)が「ブロッケン」その他の高山の萬年雪の密度を測つて得た値は0.40乃至0.50であつた、氷河の氷の密度は0.89から0.91まで位であるが、純粹の氷の密度は約0.92である。

三七 積雪の温度 積雪の温度が何れも氷點以下であるは勿論のことである、積雪の各部分の温度に就いて見ると、概して表面の温度が最も低く、深い所ほど高温である、山田順太郎氏(一〇)が、明治四十年二月十六日から同二十三日まで八日間、旭川で測定した結果を一例として次に掲げる。

深さ(糎)	0	5	10	20	30
雪温	-15.0	-13.2	-11.3	-8.4	-6.3

これは曲管水銀寒暖計を雪中に挿入して、測定したのである、氣温の平均は氷點下十三度九であつた。

故阿部幸次氏(一一)が、明治四十年二月に八日間、札幌で測定した結果は次の通りである。

深さ(糎)	0	5	10	20	30
-------	---	---	----	----	----

雪温

〔八、一〕 〔六、一〕 〔五、〇〕 〔二、七〕 〔一、八〕

積雪下の地面の温度は、本邦のやうな多雪の地では、概して零度である、北海道などでは、二月頃には、積雪の下に麥の芽が青々としてゐるのを見る、これは積雪の層が厚ければ熱の傳導が遅い爲め、表面は非常に冷却しても、中程の所は割合に冷却せず、況して底になると冷却しやうが至つて少ないからである、併し積雪の層が薄ければ、積雪下の地面も零度以下數度まで降る、一例を挙げれば瑞西の「バーゼルランド」の「ブウウス」(25)で千八百九十三年十二月五日午前七時に測定したところに依ると、積雪の深さは六糎であつて、氣温は氷點下二度〇、地面の温度は氷點下一度五であつた、これに依つても積雪下の地面の温度は、いつも氷點であるとは云へない、積雪が薄ければ、積雪下の地面が、凍結することあるは勿論である。積雪の温度は、一日中に整然とした變化をする、前掲の阿部氏の測定に依ると、各層に於ける最高最低温度の起時は左表の通りである、これで見ると、最高最低の起る時刻は深い所ほど遅い。

雪 温 表

深き(糎)	最高	最低	起時	較差
〇	〔一〇、二七〕	〔一二、三七〕	午後一時	一三、一〇
五	〔一、三四〕	〔九、六五〕	午後三時	八、三一
一〇	〔二、〇五〕	〔七、一六〕	午後四時	五、一一
二〇	〔二、〇五〕	〔三、三六〕	午後八時	一、三一
三〇	〔一、七五〕	〔二、〇七〕	午後一時	〇、三二

一、札幌の雪温表

故阿部氏が、札幌測候所構内で測定した雪温の毎時平均値を次に掲げる。

深 時	0	5	10	20	30
1	-12.37	-8.89	-5.77	-2.12	-1.49
2	-12.37	-9.14	-6.09	-2.32	-1.52
3	-12.37	-9.18	-6.42	-2.48	-1.56
4	-12.37*	-9.24	-6.70	-2.64	-1.61
5	-11.78	-9.39	-6.89	-2.79	-1.65
6	-11.60	-9.49	-6.99	-2.98	-1.73
7	-11.72	-9.65*	-7.10	-3.11	-1.80
8	-10.11	-9.13	-7.16*	-3.25	-1.85
9	-7.45	-7.85	-6.89	-3.35	-1.90
10	-4.55	-6.16	-6.26	-3.36*	-1.92
11	-1.74	-4.54	-5.30	-3.34	-1.96
12	-0.51	-2.92	-4.35	-3.20	-2.01
13	-0.27	-1.77	-3.39	-3.00	-2.06
14	-0.60	-1.37	-2.64	-2.85	-2.06
15	-1.24	-1.34	-2.20	-2.49	-2.07*
16	-2.37	-1.69	-2.05	-2.32	-2.05
17	-6.09	-2.40	-2.20	-2.20	-2.00
18	-8.10	-3.67	-2.70	-2.07	-1.86
19	-9.64	-4.57	-3.40	-2.05	-1.81
20	-10.36	-5.56	-3.97	-2.10	-1.80
21	-10.87	-6.45	-4.65	-2.24	-1.75
22	-11.15	-7.05	-5.22	-2.35	-1.75
23	-11.77	-7.55	-5.64	-2.49	-1.75
24	-12.02	-8.00	-6.06	-2.65	-1.79
平均	-8.06	-6.13	-5.00	-2.65	-1.82

是は明治四十年二月五、七、八、乃至十八日の八日間降雪の無い日の観測である。

二、旭川の雪温表

山田氏が、旭川の上川測候所構内で測定したる雪温の毎時平均値を次に掲げる。

深 時	気温	0	5	10	20	30
1	-18.54	-20.91	-17.06	-12.46	-7.92	-5.92
2	-19.60	-21.65	-17.80	-12.96	-8.11	-5.97
3	-20.50	-22.40	-18.37	-13.47	-8.32	-6.06
4	-21.15	-22.65*	-18.80	-13.92	-8.51	-6.09
5	-21.49*	-22.64	-19.07	-14.36	-8.75	-6.13
6	-21.07	-22.40	-19.14*	-14.41	-8.95	-6.24
7	-19.80	-21.67	-18.90	-14.86*	-9.10	-6.27
8	-18.07	-18.84	-17.42	-14.76	-9.24	-6.31
9	-14.96	-13.65	-14.29	-14.09	-9.27	-6.37
10	-11.65	-9.81	-10.77	-12.91	-9.34*	-6.41
11	-9.49	-6.09	-8.17	-11.30	-9.26	-6.47
12	-7.93	-4.45	-7.06	-9.97	-9.14	-6.49
13	-6.36	-3.77	-5.70	-8.76	-8.95	-6.50
14	-5.51	-3.82	-5.22	-7.77	-8.62	-6.51
15	-5.16	-6.19	-5.77	-7.34	-8.32	-6.51
16	-5.91	-8.64	-7.60	-7.37	-8.07	-6.52*
17	-8.09	-12.56	-9.81	-7.64	-7.92	-6.49
18	-10.35	-14.91	-11.40	-8.55	-7.72	-6.45
19	-12.26	-15.66	-12.64	-9.25	-7.66	-6.36
20	-13.57	-16.40	-13.46	-9.96	-7.61	-6.31
21	-14.56	-17.49	-14.22	-10.55	-7.64	-6.21
22	-14.66	-17.57	-14.66	-11.09	-7.75	-6.21
23	-15.47	-17.79	-15.02	-11.51	-7.89	-6.22
24	-16.71	-18.45	-15.49	-11.84	-8.04	-6.19
平均	-13.87	-15.02	-13.24	-11.31	-8.42	-6.30

是は(一二)明治四十年二月十六日より二十三日に至る八日間の観測に係る。
積雪の温度は一と冬中にも亦整然たる變化をする、「サットケ」(26)氏が、千八百九十五年の末から千八百九十六年の始めにかけて、「ガリチエン」の「タルノポール」で測定した成績は次の通りである。

深さ(糶)	十一月	十二月	一月	二月	三月	平均
〇	〔四、七〕	〔四、八〕	〔七、一〕	〔五、九〕	〔一、八〕	〔四、九〕
五	〔〇、六〕	〔五、五〕	〔五、四〕	〔一、四〕	—	〔三、二〕

これに依ると、雪温は浅い所では、冬の初めから次第に降り、一月に至つて最低となる、それから漸次に上昇するものである、併し雪面の高さは始終變つてゐるから、等しく雪面下五糶と云うても、地面に對しての位置は月に依つて異なる、夫故に雪温の變化は嚴密に云ふと、かくの如く單一ではない。

三八 積雪の熱傳導 雪の熱傳導率を初めて測定したのは、「フランツ、ノイエマン」である

「アンドリュクス」氏は、雪と氷との熱傳導率を比較したが、絶對の單位で表はしたのではない
「ヤンスソン」氏(27)は千九百一年「ウプサラ」の理科大學で實測の結果、雪の熱傳導率を、そ

の密度 f の函数として次のやうに表はした。

$$k = 0.00005 + 0.0019f + 0.006f^2$$

積雪層の熱傳導率を測定したのは、「ヒェルストローム」氏⁽²⁸⁾である、同氏は「ストックホルム」で積雪層の温度を實測し、その變化から間接に計算し、密度 ρ 、一八三の雪に就いて、 k の値 0.00051 を得た、千八百九十二年「アーベルス」氏⁽²⁹⁾は、「カタリネンブルグ」で同じ測定を繰り返して、次の結果を得た。

$$k = 0.0068f^2$$

著者⁽³⁰⁾が明治三十七年札幌で測定した結果は密度 ρ 、一八四の雪に就いて k の値が 0.00029 、密度 ρ 、二三九に就いて 0.00040 である、要するに積雪の熱傳導率は雪の密度の外に雪粒の大小、雪温の高低等に依つて異なるから、尙ほ種々の場合に就いて詳密に測定することが必要と思ふ。

積雪の層の温度の變化から熱傳導率を出す算法は、藤原理學博士の改良したものがある、愛知理學博士も新規の方法を考案せられたが、未だ公刊されておない、要するにこの問題は、數理の方面からも考究の餘地は多大である。

三九 積雪面の輻射

雪面から輻射する熱量は可なり大きい、「マウラー」氏⁽³¹⁾は、これを測定するに次の方法を用いた、先づ一枚の銅の圓板を取り、その面を新鮮な雪で被ひ、これを一つの輪の中央に吊り、雪面からの輻射を妨げること、又傳導に依つて外物から熱を受けることのないやうにして、これを晴夜天空に向けて放置し、時々銅板の温度の低落する割合を測定する、銅板の温度は、その中に挿入してある寒暖計で測り、銅板の周圍の氣温は、銅板の裏面に取り付けてある寒暖計で測る、銅板の質量を M 、比熱を c 、面積を F とし、又雪面から輻射する爲に、銅板が z 時間中に冷却した度数を θ とし、測定の初めに於ける銅板の温度 θ と周圍の氣温 θ' との差を θ'' とする、元來銅板は輻射に依つて周圍の氣温より低温であるから、従つて空氣から熱を受けて多少その温度が昇ることになる、この受熱量は板の温度と氣温との差に比例するものと假定しても大差はない、温度の差は測定當初は θ'' であるが、 z 時間の後には $(\theta'' + \theta''_z)$ になる、この時間は可なり短いものであるから、平均温度は $(\frac{1}{2}\theta'' + \theta''_z)$ としてよろしい、銅板の冷却する割合を m とすれば、 z 時間中には、板は $mz (\frac{1}{2}\theta'' + \theta''_z)$ だけ昇温す可き理である。

今若し銅板が周圍の空氣から熱を受けず、板上の雪面からの輻射する爲め冷却するばかりで

あるとすると、z 時間中には、板の温度は $\theta_0 + m z$ ($\theta_0 + \theta_0'$) 丈け降温すべき筈である、即ち雪面の放射の爲めに失つた熱量は $MC(\theta_0 + \theta_0' z + \theta_0' m z + \theta_0' m z)$ である、然るに一方では、雪面の単位面積から、天空に對し単位時間中に放射する熱量を S とすれば、全雪面 F から z 時間中に放射する熱量は $S F z$ である、依つて

$$SF = \frac{MC}{z} \left[\theta_0 + \theta_0' \frac{m}{2} z + \theta_0' m z \right]$$

である、これに依つて放射量を知るのである、「マウラー」氏が用ゐた銅板は、質量三百六十九瓦五〇、厚さ〇糎五三、半徑四糎五、比熱〇.〇九五であるから、MC は三五.〇六五、F は六十三平方糎六一七となる、冷却の割合 m は天空への放射を遮断して特に實驗を行ひ〇.〇六七を得た。

同氏は、千九百六年二月十一日、瑞西の「チュリツヒ」で雪面の放射量を測定したが、その方は夕刻に豫め用意して置いた銅板を取り出し、これを天空に曝らすこと五分間の後に、一分間丈け全器を「ボール」紙の蓋で被ひ、雪面の放射を遮断するのである、その観測の成績は次に掲げる。

時	7 ^h 52 ^m	7.53	7.54	7.55	7.56	7.57
板温	-6.00	-6.10	-6.15	-6.25	-6.30	-6.40
		平均氣温	-4.50			
時	7.58	7.59	8.00	8.01	8.02	8.03
板温	-6.40	-6.45	-6.50	-6.55	-6.60	-6.75
		平均氣温	-4.40			
時	8.04	8.05	8.06	8.07	8.08	8.09
板温	-6.75	-6.80	-6.90	-6.95	-7.00	-7.10
		平均氣温	-4.50			

この観測の結果を用ゐて上式を計算すれば、S の値は〇.一一五「カロリー」となる、但し時間の単位は分である、この値は勿論精確ではないが、雪面の放射率の位數丈けは窺はれる。

四〇、雪面の蒸發 積雪面からは絶えず多少の蒸發がある、勿論これは雪が一旦融けて水になり、その水が蒸發するのではなく、雪が直ちに水蒸氣になる、元來氷面上の飽和水蒸氣の張力は、氷面上の飽和張力に比較すると、同温度では稍々小さいから、雪面からの蒸發は水面からの蒸發よりは遅緩であるは免れない、又空氣中が飽和に達しなくとも、雪面からの蒸發は止んで仕舞ふ、氷河の附近の空氣が割合に乾燥してゐることは、歐洲の登山者が皆等

しく經驗するところであるが、これは氷河の上に空氣中の水蒸氣の凝結が起り、空氣中に含まれる水蒸氣の割合が減少する爲である、地理學者の「ブルークナー」氏⁽³²⁾は、積雪の上でもこれと同様なことがあらうと論じてゐる、

雪面の蒸發を直接に測定したのは、「ウエストマン」氏⁽³³⁾を初めとする、同氏は積雪の面から圓板を切り取り、その大いさを丁度「ウキルド」蒸發計に合ふやうにして、蒸發計を積雪中に穿つた穴の中に入れ、蒸發計に入れた雪の面を丁度附近の積雪面と同じにして蒸發量を測定した、同氏が千九百一年三月「ウプサラ」市で行つた觀測の結果を次に掲げる。

日次	10	11	12	13	14	17	18	19	20
蒸發(耗)	—	—	+0.11	+0.07	+0.14	—	+0.23	+0.16	+0.63
凝結(耗)	-0.11	-0.34	—	—	—	-0.15	—	—	—

かくの如く、時によつては蒸發せず、却つて雪面へ水蒸氣の凝結が起ることがある、兎も角も雪面の蒸發量は實際小なり。

故阿部幸次氏^(二三)は、札幌で明治四十年二月十四日から同二十四日まで十日間、全く降雪のなかつた時を選んで、雪面の蒸發を測定した、同氏は直径二粉、深一粉の亞鉛製蒸發計を使用した、同氏は之に雪を盛るには口を積雪面に宛て、押し込み、丁度雪が蒸發計に一杯に

なるやうにして、後靜に之を引き出し、成るべく雪を自然のままに保たして、蒸發計全部を雪中に埋め、口面を附近の雪面と同じ高さにし、自在に日光及外氣に曝露して置いて、毎日午前十時に取り出し天秤でその質量を測つた、いまその成績を次に掲げる。

日次	雪面の蒸發 耗	水面の蒸發	雪温	氣温	濕度
14-15	7 0.22	1.4	-2.8	-1.7	68
15-16	5 0.16	1.9	-7.5	-6.2	70
16-17	8 0.25	1.8	-7.0	-7.5	68
17-18	6 0.19	1.8	-11.6	-9.7	65
18-19	5 0.16	1.5	—	-9.7	74
19-20	4 0.13	1.2	—	-8.3	85
20-21	4 0.13	1.2	—	-5.7	80
21-22	9 0.29	1.7	—	-5.8	66
22-23	13 0.41	1.8	—	-7.7	70
23-24	8 0.25	1.7	—	-7.2	74
平均	7 0.22	1.6	—	-6.9	72

茲に水面の蒸發とあるのは、雪面上三粉の上にある普通の蒸發計で測つたものである、併し水は夜間は勿論のこと、晝の間も凍結することがあるから、かうして測つたものは必ずしも水面の蒸發量とは云へない、夫れに加へてこの蒸發計は全く空中に露出されてあるから、その側面までも日光を受ける、それであるから、この方法で測つた水の蒸發は、その點丈けでも雪面の蒸發に較べて著しく大きい理である。故にこれを以て完全に比較することは出来な

い。
阿部氏の測定に依つて見ても、雪面の蒸發は割合に小さい、これは多分夜の間に、雪面に水蒸氣の凝結が起る爲であらう、故に雪面の溫度が空氣の露點より遙か下である晝の間のみに同じ測定を行つて見たら面白いことであらう。

「ロルフ」氏⁽³⁴⁾は、瑞典の「ウプサラ」で、千九百五年の末から千九百六年の夏まで、積雪の蒸發と凝結とを測定した、その方法は、亞鉛製の方函に雪を盛り、函を雪中に埋め、函中の雪面を積雪面と水平にして、冬の間は毎二十四時間に、夏の間は毎十二時間乃至毎二時間にその重さを測つて、蒸發又は凝結の量を求めた、函の面積は六百十五平方糎、深さは三糎三であつた。

同氏は主として雪面に凝結する水蒸氣の量を研究して、次の關係を得た、今 f を積雪面と均衡を保つ筈の水蒸氣の飽和張力、 F を空氣の現在の水蒸氣張力とすれば、 t 時間中に雪面に凝結する水蒸氣の量 C は、

$$C = at + b(F - f)t$$

である、表中差とあるは、觀測値と計算値との差、凝結に(一)とあるは蒸發量を表はす。

一 冬期の觀測

氣温 (度)	張力 (耗)	雪温 (度)	凝結 (耗)	差 (耗)
- 11.0	1.44	- 15.1	+ 0.08	+ 0.04
- 7.2	2.33	- 11.2	+ 0.25	+ 0.03
- 17.2	1.00	- 19.3	+ 0.08	- 0.03
- 11.9	1.52	- 15.8	+ 0.14	+ 0.02
- 27.5	0.40	- 31.4	+ 0.06	+ 0.01
- 18.1	0.91	- 20.8	+ 0.07	- 0.02
- 11.7	1.48	- 15.5	+ 0.11	+ 0.01
+ 0.9	4.01	- 2.4	+ 0.09	- 0.03
- 6.5	1.78	- 10.1	- 0.09	+ 0.01

$$C = 0.0174(F - f)t$$

二 春期の観測

気温 (度)	張力 (耗)	凝結 (耗)	差 (耗)
3.1	3.4	-0.04	0.00
4.7	4.5	-0.02	-0.01
4.2	4.3	-0.00	+0.01
3.5	4.1	-0.02	0.00
4.9	5.1	+0.01	-0.02
4.2	5.0	+0.02	+0.01
5.1	5.2	+0.01	-0.02
7.3	5.0	+0.02	0.00
8.0	4.2	-0.02	0.00
8.7	3.8	-0.02	-0.01
6.5	3.6	-0.05	0.00

$$C = -0.0010t + 0.0168(F - 4.6)t$$

露國の氣象學者「ウキコフ」氏⁽³⁴⁾によると、雪面は気温よりも低温であるから、この表面より蒸發するのは遅緩になる、又雪面の温度はその上の空氣の露點よりも少くとも高いと云つてゐる然しこれは一考を要することである、「ブルクナー」氏や「エクホルム」氏⁽³⁴⁾によると雪や氷の面上の飽和水蒸氣の張力は同温度の水面のものよりは小さい、夫故に雪面上の空氣は未だ飽和してなくとも、雪面上へ凝結することになる。乃ち空氣は未だ普通の意味で飽和してゐなくとも、雪面に對しては飽和してゐることになるから、その水蒸氣が雪面に凝結する様になる、水蒸氣張力と水蒸氣張力との差違は次の表で明らかである。

温度 (°C)	氷蒸氣 張力(耗)	水蒸氣 張力(耗)	比 (%)
0	4.63	4.43	100
-1	4.27	4.31	99
-2	3.93	4.01	98
-3	3.62	3.74	97
-4	3.34	3.48	96
-5	3.07	3.24	95
-6	2.83	3.02	94
-7	2.60	2.81	93
-8	2.40	2.62	92
-9	2.20	2.44	90
-10	2.03	2.28	89
-11	1.86	2.13	87
-12	1.71	1.99	86
-13	1.57	1.86	84
-14	1.44	1.74	83
-15	1.32	1.63	81
-16	1.21	1.53	79
-17	1.11	1.44	77
-18	1.01	1.35	75
-19	0.92	1.27	72
-20	0.84	1.20	70

四一、積雪の深さの減少 積雪は空氣の温度が氷點以下である時も、温度以外の種々の原因から漸次その深さを減少するが、温度が氷點以上である時は、その減少は殊に著しい、實際積雪の深さを左右するものは気温の高低である、「ウエストマン」氏⁽³³⁾が「ウプサラ」氣象臺の構内で、千九百一年三月、降雪のない日を選んで、積雪の深さの消長を測定した、その成績を次に掲げる、表の中で深さは棒で示してある。

變化	気温
3.98	2.26
0.36	-0.23
0.71	-0.32
2.13	0.97
1.00	0.35
0.70	0.13
0.32	-1.52
0.13	-2.37
0.38	-1.38
0.28	-3.77
2.08	-1.83
3.67	1.48
-	-

日次	雪深
11	23.10
12	22.17
13	21.81
14	21.10
15	18.97
17	16.98
18	16.28
19	15.96
20	15.83
21	15.45
22	15.17
23	13.09
24	9.42

同氏は、又別に一日を三分して、其間の雪の深さの變化をも測定した、十一日間の平均では深さの減量は、午前零時から同十時までは〇、二三糎、午前十時から午後六時までは一、〇四糎、午後六時から夜半までは〇、〇五糎であつた、同氏が千九百五年七月に、瑞典の「バツシジャウル」で、雪の深さの減少を測定したが、その成績は次に示す通りである。

日次	深さの減少	氣温
12	4.8	2.6
13	5.6	4.5
14	7.7	6.8
15	12.6	9.7
16	17.2	11.7
17	16.4	12.2
18	14.0	13.5
19	15.5	13.6
20	18.3	14.5
21	17.3	13.0
22	18.6	16.0
23	15.6	14.8
24	18.8	17.2

さうして、深さの減少 δ は、略々次の式を以て表はせる。

$$\delta = -1.0 - 1.14t$$

t は空氣の溫度である。

我國では積雪の深さを日々測定した成績は、山に積むほどあるが、不幸にしてこれの公刊されたものが少ない、旭川の上川測候所の測定に依ると、大正三年一月二十一日から同二十六日までの同所構内の積雪量は次の通りである、この期間には全く降水がなかつた、又これに依つて見ると、溫度との關係が別段表はれてゐない。

日次	積雪深(耗)	氣温
21	68.0	-14.5
22	67.0	-23.5
23	65.0	-17.1
24	64.0	-26.1
25	63.5	-24.8
26	63.0	

奉天測候所の測定に依ると、大正三年二月五日から同十五日までの同所構内の積雪量は次の通りである、この期間にも降水はなかつた、これに依つて見ると、積雪の深さの消長が直接に氣温と比例するのは、氣温が氷點以上である場合に限るやうに思はれる。

日次	積雪深	気温
5	6.0	-14.8
6	4.5	-16.2
7	3.7	-15.6
8	3.7	-19.3
9	3.6	-16.6
10	3.5	-15.9
11	3.5	-13.0
12	3.2	-7.8
13	3.0	-8.7
14	2.5	-3.8
15	0.0	

積雪の融解を起しその深さの減少を來たすのは、気温の高いのが主因であるが、日射の影響も仲々大きい、日射は雪中に透入して可なりの深さまで達するから、稍々深い層の雪も熱を受けて融解する。

風は雪面に壓力を加へるから、積雪の内部が融解して孔隙が多くなつてゐる時か、或は組織の變化の爲に粗鬆になつてゐる時は、風の爲に積雪の深さが減少する、風は又雪面に吹き渡つて、これに熱を與へて融解を助け、或は雪面の蒸發を促すから、風速の大小と、風向の如何とは、直接、間接に積雪の深さに關係を有してゐる。

四二、吹雪 風が積雪の面を吹く時は、既に積んでゐる雪を吹き上げて、空中に飛散させる、これを吹雪と稱へる、降りつゝある雪が、風の爲に飛散するのを吹雪と稱へることもあ

る、古書に雪吹(フブキ)と書いてある、海員の云ふ吹雪も多くはこれである、併しこれは風雪と稱して區別したい、外國でも同様の問題が起つて、千八百八十五年に巴里で開催した萬國氣象會議では、英佛獨三語を以て次のやうに術語を定めた。

吹雪 drifting snow. Chasse-neige. Schneetreiben.

風雪 Snow storm. tourmente de neige. Schneegestörber.

併し獨逸版の國際氣象通典⁽³⁵⁾には、↑→を風雪(Schneegestörber)の記號に用ゐてゐるのに、英國版の同書⁽³⁶⁾には、これを吹雪(Snow drift)の記號に用ゐてゐるのはチト矛盾してゐる又伯林の氣象臺では、獨逸版の通典に依つてゐるのに、同臺の「カスネル」氏⁽³⁷⁾は Schneegestörber を吹雪の意に用ゐ、Schneetreiben を風雪の義に用ゐてゐる、同國漢堡の海洋氣象臺⁽³⁸⁾では、「Schneegestörber は、強風の際雪片の空中に飛散してゐるのを云ふ、その雪片の一部は地上より、一部は空中より來たる」と、極く鼠色の定義を下してゐる、兎も角も吹雪の定義は、萬國共通のものが行はれてゐないやうに思はれる。然し原因の如何を問はず、單に雪が風に吹かれて空中に飛散してゐるのを、吹雪と云へば別に六づかしきことはなからう。我國では氣象學上の術語としては、中央氣象臺刊行の氣象觀測法では吹雪は地上に降り積つ

た雪の風に吹かれて空中に舞ふものを云ふと定めてあるから、議論はない、併し世間では吹雪を風雪の意味にも用ゐてゐることは昔も今も變りがないやうに見える、南谿子の東遊記に、手取川の風雪を記した中に、「極月十二日雪降れれど加賀の國小松の城下を立て安宅篠原などいふ所を過ぐ是は街道より少し濱手に依れり……雪いよく降しきり風ますく烈し粟生といふ所に來れるに寒苦殊に甚しかりければかの鉢の木ハチノキの佐野の夕暮の事など思出せり殊に粟生と水島との間に手取川と云ふ大河ありて川原幅一里其中に七筋八筋の川流れたり此雪吹ユキフイには河原は越し難し逗留したまへとす、ひる人あれど云々」とある、雪吹のことは北越雪譜には、「暖國にては雪吹を花のちるさまに擬したる詩作詠歌あれど我國にては雪吹にあふは死一生云々」とある。

吹雪の起るのは、温度が低い時に多い、温度が低いと、降り積むた雪片が乾燥してサラ／＼してゐる、かう云ふ時に風が吹いて諸所に空氣の小渦動を起すと、吹雪が生ずるのである、温度が氷點に近い場合には、雪が粘着し易いから、吹雪は起り難い、併し風雪は温度の如何に關係なく起る。

四三、雪丘 風雪や吹雪の烈しい時には、積雪の面に所々凹凸が出來て、丘陵の起伏する

やうに見える、この凸所を雪丘と名付ける、雪丘の出來るのは砂丘の生ずるのと同じ理であらう、これがよく發生するのは打開いた平原である、米國のやうに茫漠たる荒野のある所では、雪丘は偉大なる高さになる、千八百九十年一月米國の「シルラ、ネバダ」に大風雪があつた時に生じた雪丘は、高さ七米もある電柱が雪面から三米も下に隠されて仕舞つたと云ふ。

四四、雪浪 吹雪の爲め積雪の面に浪が出來る、これが出來るのは、堅い積雪のある上に、新たに粉雪が降り積み、そこに吹雪の起る場合である、「コルニツシュ」氏(39)が「カナダ」の「モントリオール」府附近で、千九百年一月五日に觀測したところに依ると、雪の浪の波長は平均約四米七、高さは十二浬であつた、この日の午前十時頃の氣温は氷點下二十二度、風速は一秒間十三米四であつた、さうして前夜古い雪のある上に新しい雪が八浬ばかり降り積つた、その雪は乾いてサラ／＼として粉のやうであつた、雪の波は移動して行くもので、この時の移動の速さは一分間五浬の割合であつたと云ふ。

四五、雪轆 強い風が積雪の面を吹き續けると、雪面の諸所に圓筒狀の雪團が出來て、ゴロ／＼と轉がり、これが轉がつて歩きながら増大する、其状態が恰も道普請に用ゐる石轆(ローラー)に似てゐるから、英國では Snow-rollers 獨國では Schneewalzen と稱へる、第八圖

第八圖



はその有様を示す、然し實際は西洋婦人の使用する「マフラー」に似てゐる、又時としては必ずしも圓筒状をしてゐない、團塊をしてゐるものもある、我邦でも、この現象は稀でない、既に述べた「アリ」と稱する現象も之と類似のものである、秋田縣の大曲邊では、平地でもこの現象が時々起り、雪の圓筒の長さが一尺から三尺位に及ぶものがある、山陰道では傾斜地などに此現象を見ることがあり、俗に「ユキマクリ」又は「イキマクリ」と云ふ、「マクリ」は方言で轉がると云ふ義である、今は假に此現象を雪轆（ユキマクリ）と稱へる。

雪轆の現象を詳細に観察して之を研究したのは、英國「オルクネー」島「サンドウツク」の「クルストン」師である、同地には此現象が稀でない、千八百四

十七年に公にした論説によると、この島の雪轆は、丁度西洋婦人の「マフラー」に似た形をしてゐる、其最大なるものは直徑が〇、七六米、長が一、〇七米もあつたと云ふ、次に雪轆の例一つ二つを掲げる。

一、千八百七十六年四月十三日英國「ステインス」州「サンニングデール」町字「リンウツド」に大降雪があつたが、同地の「グレー」氏⁽⁴⁰⁾の報文によると、翌日積雪面上に、丸石の様な雪團が諸所に散在してゐるのを見た、雪團の小さなものは雪球位であるが、大きいものは立積一立方呎位もあつた、さうして團塊は皆々一條の軌跡を雪面上に残してゐる、此現象を目撃した友人の言によると、當時風が強く雪が風の爲めに轉々と轆がつて行き、この様な雪團を作つたのであるとのことである。

二、千八百八十九年二月十一日、獨國「バイエルン」の「ミイエスバッハ」附近の原野の積雪上で顯著な雪轆が生じた、此原野は西方に少しく坂になつてゐて、西の端には幅が約五〇米の窪谷があり、其對岸に丘陵が連なつてゐる、「ハース」氏⁽⁴¹⁾の實見談によると、當時は風が強くて、雪轆は西の方から轉がつて來て、原野中諸所に夥しく散在した、此原野の西は谷であるから、その對岸の丘陵上を轉がつて來たものではないのは明らかである、且つ同氏は他

の平地にも之と同様の雪轆を見たと言ふ、この雪轆は直径が二〇糎もあつた。

三、米國では雪轆は稀ではない、「ベントレー」氏⁽⁴²⁾は千九百六年一月十八日の夜に、「パーメント」州「ゼリコ」附近で珍らしい雪轆を観察した、同地方では前二十四時の間に雪が降つて十三糎許り積つた、氣温は氷點下一〇度乃至氷點下五度、五であつた、然るに十八日の夜雪轆の生じた頃には、氣温は氷點下四度四より一度一まで昇り風位は西から南に廻り強い息をしなから吹いた、氣温が高くなつた爲め雪面が少し融けて、雪の結晶は粘性を帯びて來た、そこへ風が息をつきながら吹いたから、雪轆が出來たと見える。この前日に「ミチガン」州「マウント、フレザント」にも同様の現象が生じた。

四、千九百七年二月十九日には「ニューヨーク」州「カントン」村にも雪轆が出來た、「フウラー」氏⁽⁴³⁾によると、當日は地に積雪あり、深さ約一〇糎で其表面は平で且つ乾いてゐた、すると又この日の午後から雪が降り出し約二糎積つた、さうする内に氣温が急昇し氷點以上になり午後六時は一度一まで昇つた、當日朝の内は北東風が吹いて風速が僅か一秒間二乃至五米位であつたが、午後三時二十五分頃から南西風が急に吹き出し風速一秒間一三乃至一八米に達した、雪轆の出來たのは午後五時と六時との間であつた。

五、千九百七年一月二十九日に英國の「コベントリ」附近の「リトン、オン、ダススモーア」村にも雪轆が生じた、「プロウエット」氏⁽⁴⁴⁾によれば當日は風雪があつて、積雪が約四糎に及んだ、翌日早朝地上を見ると積雪面に所々雪の團塊が點々としてゐて、其轉がつた跡を残してゐた、當夜は氣温は一度位であつた。

雪轆の出來るのは、雪温が零度に近い時で、加之も風が餘程強くなければならない、風が小渦動なして吹渡ると、雪面に雪の團塊が出來る、これが風に吹かれて、雪面上を轉がる時に雪が附着し、次第に増大し、遂に大塊となる様に見えるが、詳細なとは尙研究を要するところである。

四六、積雪と往來 暖國では雪が降つても直ぐに消えて仕舞ふ、積つたところで雀の三里にも届かない、併し寒國で加之も降水の多い北陸、北海道邊では積雪の深さが十餘尺に及ぶ所が多い、これが町中であると道路と屋根との高さが同一になるから、按摩が窓から降つたと云ふ話もある位である、それ故に北國の都市では、家屋の構造が異つて廂を長く突き出して、その下を廂傳ひに通行出來るやうにしてある、道路は勿論積雪の上であるが、こちら側の家から向ふ側の家に行くには、まさか二階から出入りも出來ないから、所々に雪の隧道を明ける。

積雪の上を歩むには足駄では不都合である、札幌のやうな都會では、男も女も毛足袋の上に「オーバー、シューズ」を突っかけてゐる、中以下の人には藁の雪靴を履くのも多い、北海道では降雪の時は傘を用ゐる者は凡んどない、大抵は毛布を頭から被る、中以上の人は頭巾のある二重廻し又は外套を用ゐる、富山縣、石川縣などでは、村落の子供が莫莖の頭巾を被るが、あれは輕便で面白い。

雪國の人の衣服で趣があるのは「モンペ」である、尤もこれは積雪期節と限らず四時用ゐる、「モンペ」は山形秋田邊で最も広く用ゐられ、丁度達付のやうな袴であつて、信州や甲州では「カラサン」又は「カルサン」新潟では「モックラ」と稱へる、仕立方は男も女も同じであつて、普通地質は木綿で盲編か又は縦編を用ゐるが、富裕な人は絹地でこしらへる、「モンペ」は座敷に座つてゐる時も外出の時も用ゐる、雪國では至つて重寶なものと思ふ。

暖國では降雪の際に雨傘や洋傘を使用するが、寒地ではその必要がなく又使用し難い事情もある、北海道邊では外套の頭巾があれば十分である、又毛布を頭から冠るもよろしい、寒地の雪はサラ／＼してゐるから衣類へ着ても振へば落ちて仕舞ふ、北海道の様な吹雪の強い土地では傘の類は使用し悪い、石川縣では昔から眞座帽子と謂ふのが行はれてゐる、これは普

通の着莫莖に帽子が付いてゐるもので、小供のは勿論大人用のもあり、至つて簡便な雪中用具である、福井、富山兩縣の一部にも行はれてゐるが形が多少異つてゐるものもある、これは暖國でも村落の學校通ひの小供などの雨傘代用としても便利であらう。

四七・積雪と交通　積雪が交通の障礙となることは殊更に述べるまでもない、海上の交通は、風雪の烈しい時は凡んど杜絶する、風雪が甚しいと展望が全くなりかなくなるから、船舶は丁度濃霧に遭遇した場合と同じく進退に窮して仕舞ふ、北海道の近海でこれが爲め船舶が擱座したり、衝突したりする例は枚擧に遑がない、汽車が降雪の爲め困難することは、海上の船舶のそれ譲らない、降雪の爲め鐵道線路が埋められても、積雪が僅か數寸である内は差支ないが、數尺に及ぶ時は排雪をしなければ運轉が出来ない、殊に風雪が烈しい時は、吹き溜りが夥しく出来るから、汽車が雪中に埋没されることがある、明治四十五年一月三十日信越線の新井、高田間で、貨物列車が埋められたなどはその一例である、鐵道線路の積雪を排除するに、人工排雪を行ふことがある、これは排雪車又は機關車排雪器を俟たず行ふ時か、若くはそれ等に依ることが不可能の場合である、只雪を線路の左右に切り擴げる丈けであるが、全部人力に依るのであるから、費用が莫大にかゝる、鐵道院の調査に依ると、本邦全院

線を通じて一冬期間の人工排雪費は、二十餘萬圓に上ると云ふことである、積雪が一尺位までの間は、排雪器を機關車の前部に装置して進行すれば排雪し得られる、併しそれ以上の積雪に對しては効力がないから、その場合には「ラッセル」式排雪車を使用する、これを用ゐれば積雪がよし一丈餘になつても、長さが百呎以内ならば容易に突破することが出来る、併しそれ以上の長さまで連亘する時は効力がない、依つて一部は人工排雪をしなければならぬ、これを「窓開け」と稱へる、我國で目下使用してゐる「ラッセル」式排雪車は七臺ある、自動車でも積雪上では餘程運轉が困難である、水分を夥しく有する積雪の上では車輪が滑つて空回りをすることが多い、かゝる時は輪に繩を巻き付ければ滑りが多少少くなる。

積雪は往々却つて行旅の便を助けることがある、都市の街路では臥雪のある時は却つて交通に都合がよろしい、札幌の市街などでは積雪期には歩行にも運搬にも寧ろ便利を感ずることが多い、併し積雪があつてもこれが融解し易いところでは、道路が泥濘になるので困難が少なくない、仙臺の市街の如きはその例である、これは氣候の影響で如何ともし難いことであるが、除雪の方法に依つては幾分か都合よくすることは出来る、尤もそれも費用の問題である、伯林市では毎冬除雪費のみが十五萬圓もかゝると云ふ。

臥雪が交通の便利になることは前述した通りであるが、こゝに一つ困ることがある、それは雪が降つては積り、積つては降るから、積雪の中には馬糞や塵芥が層をなして存在する、冬中は埋もれてゐて目に付かないが、春暖の候になつて雪が融けて仕舞ふと馬糞や塵芥が路上一面に敷かれてあるので、風が吹くとこれが一時に吹き立つから堪まつたものでない、四月頃札幌に行くと、この有様を見ることが出来る。

降雪には飛行家も随分閉口する、雨とは異なつて雪は飛行機の翼上又は飛行船の氣囊に積もるから、その重量を増す故である、夫故に風雪を犯して飛行を試むることは餘程考へものだとの話である。

降雪や積雪の爲に、交通機關が障礙を受けることは上に述べた通りであるが、通信機關も亦同様な障礙を受ける、電信電話の線が大雪の時に往々切斷されるが、これは雪温が割合に高く氷點附近である時に多い、又雪と共に雨水の出来る場合に殊に甚だしい、實際電線の雪害は多くは雨水の爲である、明治四十一年四月九日東京に大雪があつて電線が諸所で切斷され、通信の途が一時全く絶えたことがあつたが、あれは實際は雪のみの爲ではなくて、同時に出来た雨水の爲である。兎も角も雪害の起るのは雪温が高い場合である、さうして積雪の爲に

重量が増し、又面積が増す爲め風が強くなるから、電線は切斷し易くなる。郵便の運搬は、船舶又は汽車に據るものは、降雪や積雪の爲に遅延することは免れない、殊に郵便局所間の運搬は馬車又は自動車の便に據るから著るしく遅延する、又車馬の積載力も甚だしく減じる、郵便の集配も無論困難を感じる、山間僻地では集配人が積雪中に凍死する例なども少なくない、伯林の郵便局では降雪の時には郵便函の開函を十分乃至十五分早くすることになつてゐる、東京中央郵便局でも年賀郵便の集配の頃には、降雪の豫報があると、人員の配分を加減して遅延を少くする方法を取ると云ふ話である。

降雪及び積雪が、交通、通信兩機關に障碍を及ぼす例は大凡以上の如くであるが、却つて便益を與へることも少なくない、積雪の上では車を用ゐるには不便であるが、その代りに橇が使へる、大荷物の運搬には多くは馬橇を用ゐるが、大橇も多少用ゐる、冬期北海道では人力車の代りに人力橇を使ふ、平常は道路でない所も、橇は通れるから近道が出来る利益があつて便利である、南谿子の東遊記には、この間の消息を説いて、次の如く記してある。『津輕の外が濱邊蟹田、蓬田邊よりも今別三馬邊へ雪中には眞直に山を越えて甚近くて行る、事なり其餘一里二里五里七里の程ちかき所はかくのごとく雪の上を越て近道となる所甚多し常に皆

雜樹或は熊篠など生ひ茂りて通ひがたき所なり北地數十丈の雪積り殊に嚴寒の國なれば雪皆積るより氷て甚緊くいかに踏とも落入るといふ事なし南國の雪の様とは大に違ひたるものなり寒中に彼地に遊ばざれば信じがたき事なり仙臺御先祖政宗の和歌に「中々につらりをりなる道たえて雪に隣の近き山里」といへるも兼ては解しがたく覺えしが是等の事を耳聞て初て此歌を感せり。」

積雪は深山の木材を運搬するに好個の機關である、實際北海道其他の雪國では、山から材木を伐り出すのに、夏季は道路が不完全な爲め不可能であるが、冬季は積雪が山野を埋めて好個の道路をつくり、加ふるに氷結せる雪面上は平滑であるから、材木を運搬するには極めて好都合である。

積雪上では自轉車の使用は困難であるが、少し土地が傾斜してゐれば「スキー」を使用することが出来る、「スキー」はもと「スカンデナビヤ」邊の雪國で弘く使用されるものである、我國では數年前から漸くこれを使用する人が出來た位である、實用上は兎も角も、冬季の戶外運動具として最も適當なものであらう。

四八、防雪

鐵道では雪の吹き積もるのを防ぐ爲め種々の防雪装置を設けてある、雪堤は

線路の中央から數十尺を隔て、高さ六呎乃至九呎位につくる雪の堤である、大抵の吹雪はこれ吹き止める效力がある、併しこれは多少積雪のある時でなければ勿論つくり得ない、雪覆は木造又は木鐵混造の半永久的の建物である、恰も隧道のやうになつてゐるから、汽車でこの中を通ると陰氣で頗る不愉快である、雪の降る時は致し方ないとしても、春秋の頃の旅で殊に展望の欲しい時は如何にも堪へられない、鐵道院(二三)の調査に依ると、雪覆の大なるものは岩越線の翁島、大寺間の二千四百呎、東北本線の千曳、野邊地間の二千二百二十五呎、奥羽本線の森岳、機織間の千八百六十六呎、信越線の田口、關山間の七百十三呎、函館本線の蔵袋、黒松内間の千二十呎、釧路線の狩勝、新内間の千八百九十五呎等である。雪塀は吹止と吹抜の二つ通りある、これは冬の間丈け設けて置くものである、吹止塀は普通の塀であるが多くは筵又は蘆を用ひてつくる、吹抜塀は間に隙間のある塀である、風がこの隙間を吹き抜く時は風速が大となるから雪を吹いて線路の向ふ側に落すのである、防雪林は樹林を仕立て、自然の防雪垣となすものである、我國でも近來大分出來た、東北本線の盛岡と淺蟲との間には諸所に見事な防雪林がある、樹種は主に杉であつて扁柏はその次である、防雪林が何程の距離まで效力があるものかは未だ十分研究されてゐない、「コルニツシュ」氏⁽³⁹⁾に依ると、五

呎の垣根なら少なくとも百二十呎まで、三十呎の防雪林なら七百五十呎までは效があると云ふ。

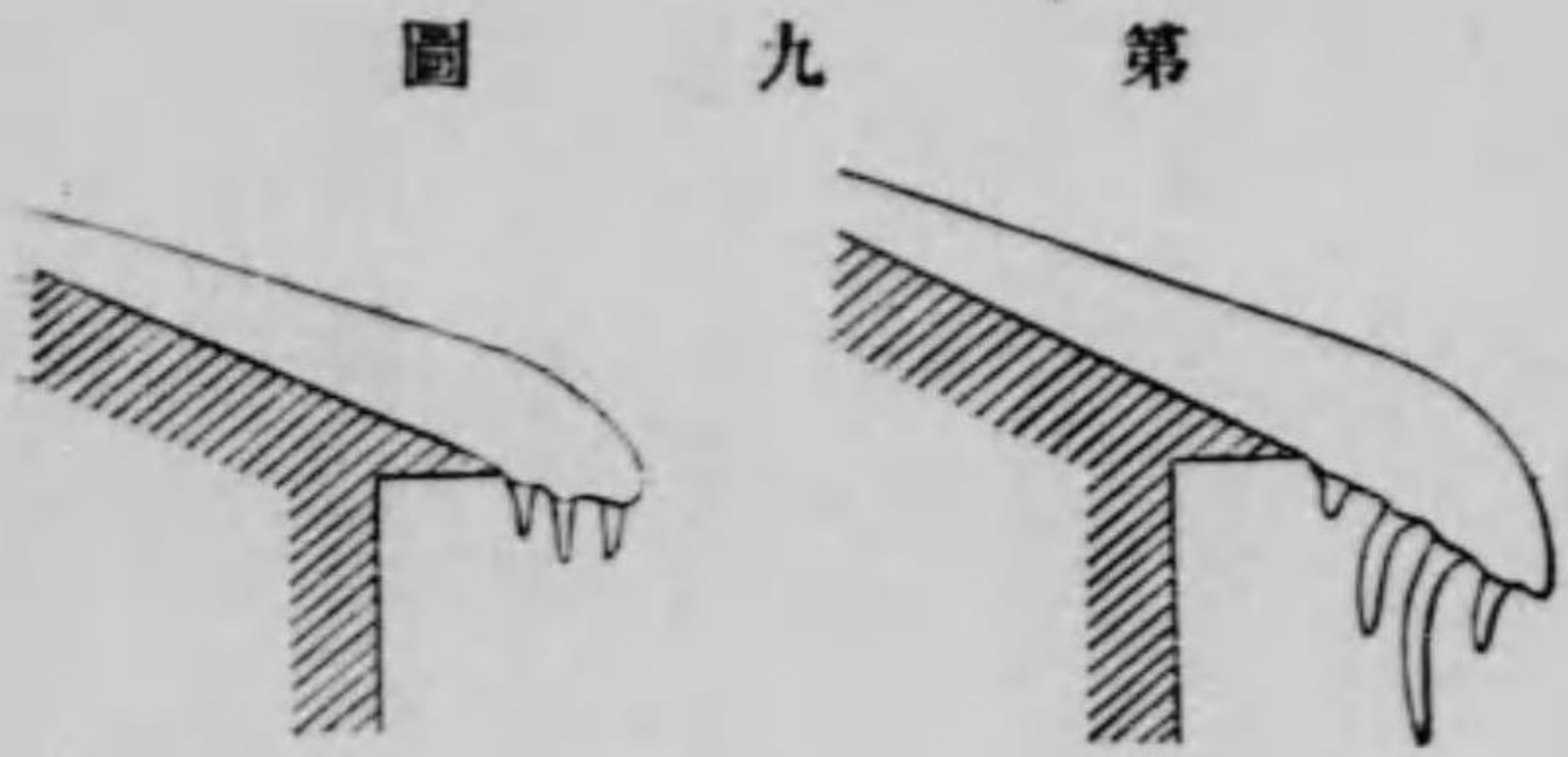
四九、雪達磨 雪國では小供が積雪を利用して種々の戯をなすが、その中でも雪達磨をつくるのは何處も同じである、又東京邊では女の子が盆に雪を盛つて鬼の形をつくる、南天の實で赤い眼を入れて遊ぶが、誠に可愛らしい、山形や新庄邊では、男の子が雪で馬の形をつくつて遊ぶ、モンペを穿いてこれに跨つた姿は勇ましくてよろしい、小供が集まつて雪合戦を試みるのも面白い。

雪礫や雪達磨をつくるには、雪温が氷點に近い時が最も適當である、之は雪の粘着性が最も強いからである、雪温が低い時はサラ／＼として纏まり難い、併し低温の時でも雪を手で推し付けるか、又は板のやうな物で打つと固まる、これは主に雪の結晶と結晶とが密接するから、相互の間隙がなくなり、親和力が作用するからであらう、この現象を昔から雪が固まるのは、壓力を受けるから復氷の理で雪が融け合つて又再び凍り付く爲であると説明されてゐるが、一平方糎に付き百萬ダインの壓力を加へても、雪の結氷點は僅かに一度の千分の七位しか降らないのであるから、手や板で打つた位では、復氷の現象は起りさうもない。

五〇、屋根の積雪

雪が積もると屋根は仲々大きい重量を受ける、殊に降雪後に寒暖の天氣が交々來ると積雪が固まつて密度が一層大きくなる、「ペロー」氏⁽⁴⁴⁾が瑞西で測定したところに依ると、一立方米に付き五百七十斤乃至六百斤の重量があつたと云ふ、それであるから屋上の雪の深さが六十糎乃至八十糎あると、屋根の水平射影面へは一平方米に付き三百六十斤乃至四百八十斤の重量が加はることになる、山田順太郎氏^(一四)が旭川で測定したところでは、新らしい積雪であつて密度が〇、〇六四位のものがあつた、かやうな雪が一尺も積ると一坪面に付き十七貫餘、即ち一平方米に付き二十斤程の重量を受けることになる、これは驚くべき大重量であるから左程堅牢でない家屋は押し潰されることがある、我國は多雪であるから、寒村僻地の民屋で年々この災害に遭ふものが少なくない、又家屋が押し潰されないにしても、壓力の爲め、家内の戸障子が動かなくなるのが多い。

屋上の積雪が時が経つに連れて一種奇妙な流動をすることは、「ハインリッヒ、ヘルツ」氏⁽⁴⁵⁾が注意したところである、千八百八十五年十二月末「カ



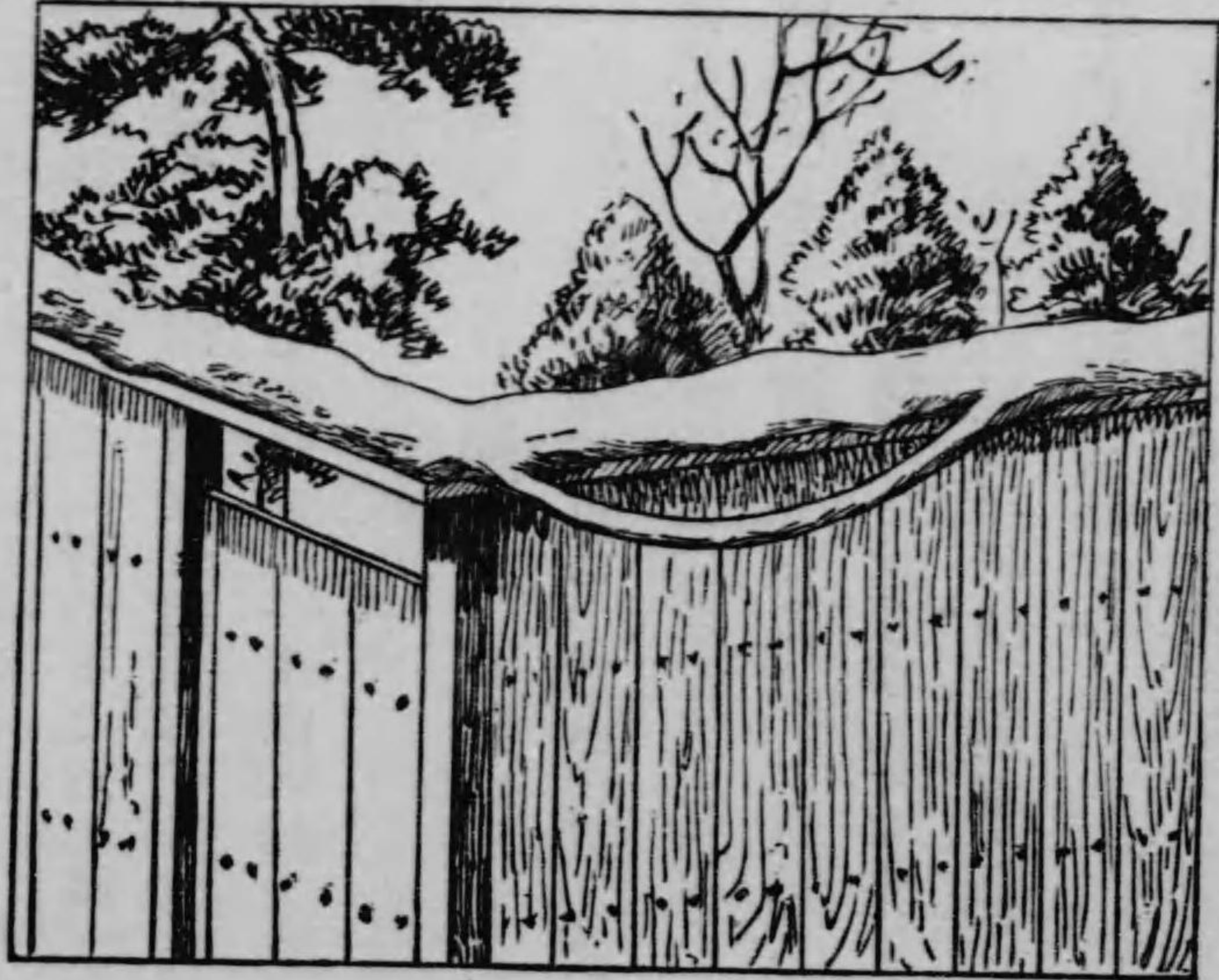
ールスルーエ」に大雪があつた、當時の氣温は氷點に近かつた、屋上の積雪が初日には、自己の壓力の爲め徐々内部の變形を起し、恰も粘體の流れるやうに、或は氷河の流れるやうに流動を起し、二日目には軒のところを外に出て來、三日目には先端が垂れ、四日目には第九圖の左圖で示す様に垂氷が出來、五日目には同右圖にある様にこれが非常に生長して次第に彎曲して來て、その長さは一米餘に達した、積雪がこのやうに流動することに就いては、未だ十分研究されたものがない。

屋上の積雪が割合に浅いと、日射が雪を透して瓦を暖める、従つて瓦に接する所の雪が融けるから積雪の一部分が自己の重みの爲め滑り落ちる、これが爲め軒下を通る人などが不慮の災害を蒙ることがある、北國では屋根に木材を横たへ、又は瓦の凸起あるものを用ゐて雪の滑り落ちるのを防いでゐる。

屋上の積雪が滑り落ちる速さは「ベサント」氏⁽⁴⁶⁾が簡単な力學の問題として論じたことがある、例へば今屋の棟に平行な、長さ b 幅 a の雪が滑り落ちるとする、屋根の勾配を α とすれば速さ V は次の式で表はされる。

$$V^2 = \frac{2}{3} (g \sin \alpha) a$$

第十圖



スネル」氏(48)は、千九百七年一月三十一日、

即ち加速度は一つの固まつた物體が、この屋上を滑り降りる時の三分の一である。

五一、雪紐 屋上の積雪に亞いで面白いのは雪紐 (Scheerirlande) である、塀又は木の枝の上に雪が細長く積もり、日光に射られ流れて落ちかゝるとその状が恰も飾紐を垂れたやうなのでこの名がある、珍しい現象である、「ヘルマン」氏(47)が千八百八十九年二月晦日に、伯林に大雪の降つた時、雪紐の非常に美麗なのを観測した、この時は大雪の後に暖い天氣となつて氣温は略々氷點であつた、樹枝の上の積雪が流動を始めて綱のやうに一方に垂れかゝり、恰も雪でつくつた花環のやうであつたとのことである、「カ

伯林の氣象臺の窓の縁に美麗な雪紐を認めたこ

とを記してゐるが、その長さは約四十樞厚さは七樞乃至十二樞であつて、圓弧として矢の長さが一樞餘あつたと云ふ。第十圖は雪紐を示す。

五二、雪冠

多量の降雪があると、第十一圖で示す様に門柱の頂上や柵の杭の頂上に雪が

第十圖



丸く積む、これが雪冠 (Snow cap) である、雪國では降雪が頻繁であるから、雪冠が著るしく發達する、「コルニツシュ」氏(49)は、米國の「セルカーク」の連山中で顯著な雪冠を観測してこれを研究した、この山中を通る鐵道の線路に當る「グレイシャ、ハウス」の附近に森林がある、その森林には樹木を伐採したのがあるが、何れも根元からで

なく、地上六呎の所から切つてある、この附近は降雪は多く風は餘りないから、切株の頭には見事な雪冠が出来る、さうして切株の直径は大抵二呎位であるのに、雪冠の直径は九呎位も

あるので、結局四方へ三呎半位宛突き出てゐる、その雪の厚さは四呎半位もあり、數多の層からなつてゐることは度々の降雪に依つて出来たものであることを證してゐる、又雪冠の縁邊が下へ彎曲してゐるのは自己の重さの爲である、雪冠は仲々丈夫であるから冬の末まで存続するさうである。

五三、雪崩

山腹に積もつた雪が、多量に滑り下ちて、谷や麓に落ちるのを總稱して雪崩(なだれ)と云ふ。北越雪譜に『山より雪の崩頽を里言になだれといふ又なでともいふ按になだれは撫下るなりるをれといふは活用ことばなり云々』とある。雪崩にもいろ／＼ある、風雪崩(かせなだれ)は山地に大風雪があつて新しい粉雪が古い雪の上に多量に積もり、これが風の方で一時に押し下されて山腹を滑り始め、粘着その他の原因で次第に量が増して、大きい雪塊となつて山麓に下るのを云ふ、雪崩を起す原動力が風であるから、かく名付けたのであらう、冬期に多い現象である、曾つて奥國の山地に起つた風雪崩は、猛烈を極めたものであつた、「ウムラウフト」氏⁽⁵⁰⁾の記述に依つてその状況を述べよう、時は千八百七十九年二月二十五日、「ケルンテン」州の「ドブラッチ」山の北側にある、「グライベルグ」村に風雪崩が押し寄せて全村を埋めた、この村はその地方の亞鉛鑛區の中心であつて、人口は七百人に近

い可なり繁華な處である、押し寄せた雪崩は幅百十米、厚さ五米もあつたから、山腹から谷まで一面の雪と化し、數多の民家は住民諸共に皆この下に埋められた、變を聞いて諸所から馳せ集まつた多數の人も救助に盡力してゐる内、亦もや押し寄せた風雪崩の爲に全滅して仕舞つた。底雪崩(そこなだれ)は、冬の間山腹に堆積して固まつてゐた雪が、春暖の候になつて滑り落ちるのを云ふ、これは勿論岩石樹木などを運んで來る、底雪崩が起る原因は積雪中には幾分かの空穴があるから、日射が底まで通り易くなり、山腹の岩石に接してゐる雪が融けて水が多少出来る、さうすると面が滑らかになつて雪の重みを支へることが出来なくなるからである、底雪崩は山麓に下ると、日射の爲に融解して土地を灌漑する、氷雪崩(こほりなだれ)は、氷河の一部が融解して山腹を滑り下り、その上にある萬年雪が共に落ち來る、我國にはその例がないが、歐洲の山地には時々起る現象である。

我國でも山地には雪崩の起ることは屢々ある、南谿子の東遊記には雪崩のことを説いて、『惣て雪國には「ナダレ」と云ふ事あり、又「アワ」といふ事ありて、年々人の損する事なり、「アワ」といふは冬多し「ナダレ」は三四月の頃にあり、「アワ」といふは雪最中降時分に山上の木梢より雪泡一つ落るとき其「アワ」段々ころび落るに従ひ雪こかしをすることく次

第に大に成り籠に至る頃は大山のごとくに成りて落下る是に當るものは大木の根ごとくに成り折悪敷通りかゝる時には人馬ともによけさくるにいとまあらずみぢんに打碎かるゝ事なり、「ナダレ」といふは春の末に成り地中より陽氣出るに従ひ數丈積たる雪の下よりゆるみ附て山上よりなだれ落るに其勢に動かされて其邊の雪一同に崩れ落ち川も谷も埋む事なり人馬の響又人聲にてもなだれ落る事ありとなり是にうたるゝ者即死するのみならず數十丈の雪に埋もれて雪消盡す迄は知る人もなし此二つは北地の人の恐るゝ事なり」と云うてゐる。「アワ」の事は、北越雪譜にも越後にては「ホフラ」と謂ふ、又處により「をほて」「わや」「あわ」は「わたり」ともいふ由を記してある。

五四、雪汁 雪崩の如く、山腹から雪そのものが滑り下るのではなく、雪の融解して水となつたものが、一時に押し出すことが往々ある、これを雪汁と云ふ、我國でも奥羽地方の山地では、四月頃よくこれを見る、富士山から五月頃雪汁が押し出すのは毎年のことである、雪汁は河川の出水の一因となる、信濃川が毎年四月頃に出水するのはその一例である、北越雪譜に『雪の漸く止み春を迎へて寒氣次第に和ぎ年の暖氣につれて雪も止みたる二月(舊曆)の頃雪は下より解けて積雪の下を潜り堤の決するが如く譬に言ふ寢耳に水の災難に遭ふ事寒

中の洪水寒國の艱難暖地の人憐み玉ふ可し』とあるはまた、別様に雪汁を説いたものである。然しながら雪汁は必ずしも災害のみを起すのではない、土地によつては、雪汁の爲めの出水を利用し、深山から木材を運び出す便利がある、又この出水は下流の土地に肥料を持來たり、又用水を供給したりする。

五五、萬年雪 高山に降る雪は粉状をなしてゐる、これは温度が低い爲である、山上では日中日射が強いから雪が徐々に融解するが、夜間は冷却するから再び氷結して粗粒の雪となる、これが萬年雪である、萬年雪は普通の雪のやうに純白でない、又融解し難い、さうして温度が高い時は多孔性を帯びるが、低い時は堅緻であつて、密度は〇、五以上ある、萬年雪が多量に堆積して萬古消えることがないやうであると、自己の壓力の爲に往々氷と化す、これが氷河の源である。

萬年雪が凹地の上の稍々廣大な面積に積もつてゐるのを雪田と云ふ、高山の頂が雪を冠つてゐるのも、廣い意味で云へば、雪田である、萬年雪が溪谷を埋めてゐるのが雪溪である、雪田は地球上到る處の高山にある、さうして温帯では割合に低い處に存在し、極地では平地に存在してゐる、我國で雪田の壯大なるのは白馬山にある、針木峠の雪田も亦有名である、俳人

碧梧桐氏(一五)は大正四年の夏針木の雪田を跋渉したが、その紀行に「間もなく雪田にとりつくつと、緩勾配の踏み心地のよい雪の原だ、原といふよりは態々人の踏むに都合よくした雪の床なのだ、堅くも柔くもない脚ざはりの中庸を得た真に藁蒲團のやうなものだ」とある、同氏が針木峠に行かれたのは盛夏の頃であつたから、雪田は餘程多孔性になつてゐたであらう。

五六、雪線 海拔の大なる所では、熱帯地方でも、降水は雪であるから、夏でも積雪がある、夏積雪の在る所を雪線と云ふ、實際では山頂を被ふ万年雪の在る所と一致する、雪線の高さは主として空氣の温度と降雪量とに依つて定まる、氣温が高い土地では雪線も従つて高い、併し降雪が多い所では氣温が高くて雪線が低いのは勿論である、印度の「ヒマラヤ」山脈の北側では、その南側より氣温が低いに拘はらず雪線が高いのは、南側は降雪が夥しいからである、この外土地が乾燥してゐるか或は濕潤であるかに依つて雪線に高低がある、乾燥してゐる所では蒸發の爲に雪が消えるから雪線が高いのである、この點から雪線の高さは風の強弱にも亦關係する、又地形に依つても雪線に高低が出来る、例へば日射を遮ざるやうな地形なれば雪線が低い、併し土地の乾濕及び地形の影響は、氣温及降雪量のそれに較べれば

多少少ない、次に参照の爲め「マルトンヌ」氏(51)の調査により二三の高山に於ける雪線の高さを示す。

山名	緯度	雪線の高さ
キリマンジャロ	三(度)	五三八〇(米)
ボボカテベトル	一八	四六〇〇
ヒマラヤ	三〇	四五〇〇
アララツト	四〇	四四〇〇
モンブラン	四八	三〇〇〇
アルペン	四六	二六〇〇
アルタイ	五〇	二三〇〇
アラスカ	六〇	六〇〇

本邦には雪線の在る高山は存在しない。

五七、雪の聲 雪が降る時は一種の音を立て、カサ／＼と降るが、温度が割合に高く雪片が大きい時は音が餘り聞えない、これから考へると雪の降る音は雪華が相打つ時に發するものであると思はれる、併し歌人や俳人が雪の聲と云ふのは樹枝又は竹などに積もつた雪が落ちる時の音らしい、温度の低い時に積雪を踏むで歩るとキュー／＼と音がする、北海道邊

では雪を踏む音がキュー／＼云ふ晩は必ず寒いと云ふのはこれを逆に見たのである、總じて寒國では戸外を通る車輪が雪に軌る音を聞けば、凡そ温度の當りが付くと云ふが誠に面白い話である、元來雪は氷點近くであると粘性が強いが、温度の低い時はサラ／＼してゐて、靴や車輪に踏まれると雪華が粘着しないで互ひに摩擦するから一種の軌音が出るのであらう。

五八、雪起 降雪の時期になると、時々遠雷の様な響を聞くことがある、この響が聞えることと大雪が近いとしてある、このことは中國、北陸、關東、北海道等で俗間では、一般に唱へることの様である、中國では之を**雪起**(ユキオコシ)と呼び、關東では**雪下**(ユキオロシ)と云ふ、雪起は遠雷や砲聲の様に一種の鳴動をする、この響が聞えても、必ずしもその土地に降雪があると云ふのではなく、遠方の山地又は地方に雪が降ると云ふのである、北越雪譜に「北越地方雪の將に降らんとするや(中略)海ある所は海鳴り、山深き處は山鳴る遠雷の如し、里言之を胴鳴と云ふ」とあるのは雪起のことであらう、雪起の原因は判然しないが、多分は遠雷の聲であらう、馬琴の俳諧歲時記に「北地にて雪おこらんとするとき、かならず雷これに應ずることあり、これを雪おこしといふとぞ」とある、日本海岸及び北海道邊には冬期雷雨が時々あるからさう思はれ、且又降雪毎に雪起があると限らないから、雷聲と考へても不都合

がないと思ふ、然し雪起のことは事實が十分判つてゐないから、更に深く觀察する必要がある。

五九、水平暈

積雪の上に水平暈の現はれることがある、これを初めて發見したのは、千八百四十一年の一月で、その人は「ラングベッグ」氏であると、「カスネル」氏⁽⁵²⁾が説いてゐる「ホイトニー」氏⁽⁵³⁾の觀測に依ると、冬季好晴の日の夕刻日没の約半時間前に新鮮な積雪の面上にV状をなしたる二條の光帯が見える、その光輝は著るしくはないが優に認めることは出来る、このV光は光頭が觀測者の所にあつて太陽の方に向つて開いてゐる、さうして一方のV光の光頭は觀測者から約六呎位の所にあつて、開きの角度は九十度ある、他の一方のV光は光頭が十五呎の所にあつて開きの角度は六十度である、V光の光線は散光ではなくて諸所に光輝の強い點がある、これ等の諸點は觀測者の眼と太陽とを通る直線を軸として、角度二十二度と四十六度との二つの圓錐上にある、氏はこれを積雪上にある新しい雪の結晶が生ずる暈の現象であると説明した、この光帯はV状ではなく雙曲線状をなすものであつて水平暈とも名付くべきものであらう、偏に雪國人士の觀測を企望して止まない。

六〇、雪の光

雪は日中は太陽の光を反射することが甚しいから、好晴の日に積雪のある

所を歩むには、特に薄い黒色の眼鏡を懸けないと、眼映ゆくて眼を損ふ虞がある、又月夜には月光を反射するからあたりは殊の外明るい、古から螢雪など、云ふので判る、雪は暗夜にも微光を發することがある、これは雪に混じてゐる微生物か何かの作用であらうが、未だ深く研究されてゐない。

六一、日本の積雪 本邦に於て多雪の地方は、北陸道を中央として日本海岸一帯と東北地方、北海道及樺太の全部、それから信飛高原等である、太平洋に面する地方では東北地方以北を除いては時々積雪はあつても臥雪になる所はない、併し積雪量を測定した成績は公になつてゐるものが甚だ乏しいから全國の積雪の分布を調査することは困難である、能く人に依ると冬季の降水量を全部降雪量と見做し雪の密度から積算した雪の深さに換算して全積雪量とするがあれは誤謬である、元來積雪量と稱へるものは、實際地上に積もつた雪の深さであるから、換算したものは全く異つたものである、加之も冬季間の降水は必ずしも雪のみに限らず、又地面附近の気温が氷點以下であつても雨が降ることがあるし、又雪の密度は降雪毎に異なるのであるから、換算法の假定が根本に於て既に誤つてゐる。

北海道では豊倉鑿吾氏(一六)の調査に依ると、石狩及膽振の北部は全道中雪の最も深い地方

である、後志及北見はその次になつてゐる、雪の最も少ないのは渡島の南端及太平洋岸であつて一尺に満たない。

積雪が臥雪になるのは、各地とも十一月下旬であるが、その深さは二分か三分位である、然るに十二月になると深さが漸次に増し、多雪の場合には一尺から二尺位にまでになる、最も深くなるのは二月から三月の始め頃までである、三月の中旬以後は浅くなるばかりで、四月の上旬には跡を止めない、尤も二三の場所では五月の初までも臥雪の痕跡がある。今次に豊倉技師の報告書から平均最大積雪量と絶對最大積雪量とを抄出する。

一、北海道平均最大積雪量(寸)

二、北海道絶對最大積雪量(寸)

地名	十一月	十二月	一月	二月	三月	四月	五月	十一月	十二月	一月	二月	三月	四月	五月
函館	は、だて	二	五	七	二〇	六	一	五	三	三	五	八	一	一
壽都	すつ	四	九	六	三	七	一	六	四	四	五	七	一	一
倶知安	くちやん	八	三	四	五	四	一	六	三	三	四	五	一	一
札幌	さつぽろ	五	三	六	三	三	一	三	二	三	三	三	一	一
旭川	あさひがは	八	九	三	三	三	一	三	三	三	三	三	一	一
帯広	おびひろ	三	二〇	三	三	八	一	三	三	三	三	三	一	一
標茶	しべつちや	三	八	三	三	三	一	六	三	三	三	三	一	一

根室	れむろ	二	三	五	七	九	二	六	八	三	三	八	六
網走	あぼしり	五	八	二	四	六	五	二	七	元	三	三	二
名寄	なよろ	一	一	一	一	一	一	八	元	三	三	元	二
恵比島	えびしま	一	一	一	一	一	一	一	一	三	一	一	一

今まで知れてゐる範圍では北海道の最深雪地は石狩國雨龍郡恵比島村である、森直藏氏（一七）の談に依ると明治四十四年三月十六日に、同氏が札幌から留萌に行く途中、恵比島村の雪の深いのを見て驚いたと云ふ、同氏の報文に「當時札幌は積雪は全く無く道路乾燥し塵埃を揚ぐるに恵比島峠附近は未だ積雪の爲め平屋は僅に屋根を現し晝間と雖も燈を用ひ夜間の如きは二階屋の燈火二三點を見市中頗る静寂の感あり云々」とある、同村の北より西は石狩天鹽の國境山脈で南方は石狩平原である、同村はこの谷間の小村である、同村の積雪は明治四十四年二月九日より同十三日までの平均雪深は、一丈二尺二寸で、同十四日より同十八日までのは一丈一尺七寸である、さうして十三日には積雪の深さが一丈二尺二寸に達したと云ふ。青森縣の積雪は之を調査するに十分な資料を得ることが出来ないから、その配布の模様を述べることが不可能である、只青森市では明治三十五年二月十九日に五尺四寸八分に達したのが積雪の最深であつた、又同縣下で雪の深い土地は西津輕郡木造町、北津輕郡五所川原町、上

北郡野邊地町等であるが、積雪の観測したもののが公になつてゐない、然し平均では最深が四尺位であつて、年によつては六尺位にはなることもあるとの話である。

秋田縣で雪の最も深い土地は阿仁合で、明治三十九年の二月に一丈一尺五寸に達したことがあつた、之に亞いで雪の深いのは皆瀬で、大正二年の三月に六尺一寸に及んだ、奥羽線に沿うた土地では、湯澤や横手、大曲が多雪であつて、湯澤では明治三十九年の二月に雪の深さが四尺四寸に達したことがあつた、横手では明治三十七年一月に五尺二寸に及んだのが最深である又大曲では同年の同月に五尺五寸に達した。

秋田縣氣象年報の明治三十六年より大正三年までの統計によつて、同縣下各地の平均最大積雪量を掲げる、表の中で雪の深さは寸を單位として示してある。

一、秋田縣平均最大積雪量(寸) 二、秋田縣絶對最大積雪量(寸)

地名	十二月	一月	二月	三月	四月	十二月	一月	二月	三月	四月
象潟	六、三	八、一	九、〇	二、九	一	一八、〇	二二、〇	一九、〇	二二、〇	一
本庄	六、九	一〇、八	一三、五	六、一	一	一九、〇	二〇、〇	三三、〇	三三、〇	一
秋田	七、四	一三、二	一四、四	一〇、四	一	一七、七	二八、〇	二六、三	二四、四	一
土崎	四、五	〇、三	三、六	九、〇	一	二二、〇	三三、〇	二五、〇	一九、〇	一

大鳥	おほどり	四八七	五五、六	七〇、七	四〇、一	三六	二元、三	七	六	二八	五九	〇
鶴岡	つるなか	一三、九	一七、七	一四、六	〇、四	一四	二、〇	五	三	元	三	〇
天童	てんどう	一三、四	二二、七	八、三	—	—	—	—	—	—	—	—
寒河江	さがえ	一四、四	一六、七	一〇、七	—	一四	九、〇	三	三	元	三	〇
大井澤	おほゐざは	五三、一	六七、六	七〇、九	五、六	六一	三〇、六	三	三	元	三	〇
楯岡	たてなか	三三、六	三〇、一	三二、一	三、一	一四、九	—	—	—	—	—	—
尾花澤	おほなさは	四〇、九	四八、七	四三、九	一四、九	五、一	三、六	七	五	元	三	〇
温海	あつみ	五、三	九、三	四、六	—	—	—	—	—	—	—	—
加茂	かも	七八	九、〇	五、三	—	—	—	—	—	—	—	—
酒田	さかた	八、三	七、七	四、四	—	—	—	—	—	—	—	—
吹浦	ふくらうら	一三、五	一四、三	八、二	—	—	—	—	—	—	—	—

新潟縣の積雪の模様は、北越雪譜にも多少の記載はあるけれど、數量的の記述は寧ろ新潟縣所出版の「新潟縣下の雪」と題する冊子に詳かである、今同冊子と同所の氣象年報によつて縣下の積雪の模様を述べよう、同縣下で積雪の最も深い所は西頸城郡の南部、中頸城郡の中央より僅か南に偏したる部分に互る一帯の地方である、又東頸城郡の東部、刈羽郡の南部より中魚沼郡の中部に互る地方も雪の深い地方である、又南魚沼郡の一部から北魚沼郡に至る地方も雪が深い、此三地方では積雪二十尺に及ぶ所がある。

縣下で最大積雪地と云ふのは中頸城郡楡池村大字青柳で明治二十六年には二十五尺も積つたことがあつた、東頸城郡奴奈川村でも明治四十三年に積雪二十一尺に達したことがあつた。富山縣の積雪の模様は伏木測候所長大森技師の好意により次表を得たるにより明らかになつた、同氏の言によると富山縣下の最も深雪地は立山々脈中に在る黒部峽谷であるとのことである、同地にては未だ永年に互る觀測は存せないが最深雪は三十尺に達すとの話もある、縣下の深雪地の最深雪を表示しよう。

地名	積雪量(寸)	年月日
下新川郡舟見町	ふなみ 六〇	明治三十七年一月二十五日
同郡内山村字内山	うちやま 六八	同日
同郡片貝谷村字島尻	しまじり 六五	同日
同郡浦山村字浦山	うらやま 六〇	明治三十七年一月二十六日
中新川郡白萩村字伊折	いをり 五五	同日
同郡大岩村字若荷谷	みやうがだに 六〇	同日
同郡立山村字蘆麻寺	あしくらじ 七二	同日
同郡東谷村字上白岩	かみしらいは 六五	同日
上新川郡福澤村字東福澤	ふくさは 五八	明治三十七年一月二十五日

同郡同村字長棟	ながむね	八六	大正四年一月十七日
上新川郡大久保町	おほくぼ	五六	明治三十七年一月二十六日
婦負郡大長谷村字花房	はなふさ	九三	明治四十三年三月十三日
同郡細入村字片掛	かたかけ	九五	明治三十七年一月二十六日
同郡仁歩村字平澤	ひらさは	九四	大正二年二月十一日
同郡山田村字湯	ゆ	六二	明治三十七年一月二十七日
射水郡伏木町	ふしき	五七	明治二十四年一月十八日
東礪波郡井口村字井口	ゐのくち	六一	大正二年二月十一日
同郡井波町	ゐなみ	六一	大正二年二月十二日
同郡利賀村字下利賀	しもとが	一〇〇	明治四十三年二月十四日
同郡平村字下梨	しもなし	九七	大正二年三月二日
同郡上平村字赤尾	あかを	八五	明治三十七年一月二十五日
同郡大鋸屋村林道	おがやむら、りんどう	六八	大正二年二月十二日
同郡城端町	じやうはな	五〇	大正二年三月二日
同郡檜檀山村字井栗谷	ゐくりだに	八〇	大正二年一月二十二日
西礪波郡津澤町	つさは	五八	明治三十七年一月二十六日
同郡南蟹谷村字砂子谷	みなみかんだ、すなごだに	一〇一	大正二年二月十二日
同郡太美山村字栗美	ふとみやま、くりみ	九七	明治三十七年一月二十六日
同郡福光町	ふくみつ	五一	同

この表で見ると富山縣下は却々多雪の地である、殊に立山や劍山下の峡谷では非常に深雪の地が多い。

長野縣下では雪の深い土地が多い、殊に縣下の北部で新潟縣に近い所に深雪地がある、長野測候所長西澤技師の手記によると、縣下の最深雪地は下高井郡豊郷村字野澤であつて明治三十二年一月には積雪一丈に及んだことがある、飯山村も深雪地で明治三十三年二月には九尺八寸に達した、其次は下水内郡岡山村であつて大正二年三月八日には八尺五寸の積雪があつた、今次表に野澤に於ける年々の最深積雪量を列挙しその變化を明瞭にしよらうと思ふ。

明治三十一年三月	九八(寸)	明治四十年二月十七日	六六(寸)
同 三十二年一月	一〇〇	同 四十一年一月五日	八六
同 三十三年三月	七六	同 四十二年二月二十六日	九五
同 三十四年三月五日	六九	同 四十三年二月二十三日	八八
同 三十五年二月十日	九〇	同 四十四年二月二十二日	四二
同 三十六年二月二十四日	五五	同 四十五年一月十六日	七八
同 三十七年一月二十七日	七四	大正二年二月十二日	八九
同 三十八年二月十日	七一	同 三年二月四日	六二
同 三十九年二月十四日	七九	同 四年二月二十二日	五九

福井縣の積雪

の模様は友人三木材三郎氏の手記によつて之を述べる、一體福井縣でも若狹地方並に越前沿海地方及平原部では雪は綿の如く片々とし且つ濕めつてゐる、降雪中は時霰又は霜にかはることがある、霰に變じて降る場合は美觀云ふばかりなしと云ふ、此地方の雪は關東方面の雪と同様である、然るに加賀、飛驒、美濃等の國境に接する山嶽地方では降雪の模様が丁度東北地方の状態に似てゐて、雪は灰の様に微細であるから衣服などに附着しても、之を拂へば直ちに落ちて別に濕り氣を感じない、又風力によつては路上の積雪が飛散して吹雪となり、咫尺を辨じないことがある、又目前に寸位の積雪が一陣の強風が吹き渡ると瞬時に身を没する程の積雪になる、福井縣下で積雪の最も深い土地は南條郡の大河内で一丈に及ぶことがある、之に次いで深いのは同郡の今庄邊で七尺餘に達することが少くない、然し三國や敦賀の様な海岸では積雪は僅かに二尺餘に過ぎない。

福井縣最大及最小積雪量(寸)

觀測所	地名	所在地	最深	年月日	最淺	年月日
高濱	たかはま	大飯郡高濱村宮崎	一一、五	明治四十二年二月廿二日	四、〇	明治四十三年十二月廿日
中名田	なかなた	遠敷郡中名田村	一八、五	大正三年二月三日	八、三	大正二年一月三十一日
熊川	くまかは	同郡熊川村熊川	三六、五	明治四十三年二月廿一日	一四、一	大正二年二月十一日

この表で最淺とあるは各年の最深積雪量中の最も淺いものとの意である、積雪の最深最淺を知ることは實用上からは平均積雪量を知るよりも都合がよいことが多い。

小濱	こはま	同郡小濱町	一五、〇	明治四十三年二月廿二日	五、〇	明治四十四年一月二日
三方	みかた	三方郡八村三方	二一、〇	明治四十五年一月十七日	四、〇	明治四十三年正月廿一日
敦賀	つるが	敦賀郡敦賀町川崎	二二、〇	大正二年三月一日	五、〇	明治四十四年二月三日
武生	たけふ	南條郡武生町吾妻	三一、〇	明治四十三年三月八日	五、〇	大正三年二月三日
西田中	にしたなか	丹生郡朝日村西田中	四二、五	明治四十三年三月八日	五、五	大正三年二月三日
福井	ふくい	福井市	四三、〇	大正二年二月十一日	四、五	大正三年二月一日
東郷	とうがう	足羽郡東郷村東郷三	三五、〇	大正二年二月十一日	四、五	明治四十三年十二月十七日
松岡	まつおか	吉田郡松岡村本	二八、〇	大正二年二月十日	六、五	大正三年一月三日
三國	みくに	坂井郡三國町大門	二六、二	明治四十三年三月七日	三、〇	大正三年二月二日
今庄	いましやう	南條郡今庄村今庄	七二、〇	大正二年二月十二日	一七、〇	明治四十四年一月一日
大河内	おほかはち	同郡堺村大河内	一〇〇、〇	大正三年三月五日	五、〇	大正三年二月四日
稻荷	いなり	今立郡上池田村稻荷	五〇、〇	大正二年二月十日	一四、〇	大正三年二月一日
下山	しもやま	大野郡下穴馬村下山	七四、〇	明治四十三年三月八日	四〇、二	大正三年二月四日
大谷	おほや	同郡上穴馬村大谷	四七、五	大正二年二月廿七日	三一、〇	明治四十四年一月一日
石徹白	いしてしろ	同郡石徹白村	七二、〇	大正二年二月五日	三九、〇	大正三年一月九日
大野	おほの	同郡大野町	五〇、〇	大正二年二月十一日	一一、〇	大正三年一月四日

滋賀縣 國の積雪量を彦根測候所刊行の滋賀縣氣象年報によつて調査すると、同縣下で最も雪の深い土地は中河内である、此地は近江と越前の國境にある山間の土地である大正二年三月月に積雪八尺九寸に達したことがある、又湖北の木之本も積雪が深く明治四十二年二月には二尺に達した日があつた、湖西には積雪の深い所が多い若狹の國境に近い市場では明治四十二年二月に四尺四寸五分に及んだことがある、今津は湖岸にあるが割合に雪が深い。

滋賀縣平均最大積雪量(寸)

地名	一月	二月	三月	四月	十一月	十二月
大津	一八	〇一	〇一	—	—	—
草津	一四	一	〇九	—	—	—
野洲	一六	一九	一四	—	—	—
多羅尾	四七	三三	〇九	—	—	—
水口	四二	一八	〇四	—	—	—
土山	四九	三五	二一	—	—	—
八幡	四一	四八	二三	—	—	—
日野	六四	三七	二五	—	—	—
龍田	三七	四〇	一七	—	—	—
愛知川	五三	三〇	一九	—	—	—

滋賀縣絕對最大積雪量(寸)

地名	一月	二月	三月	四月	十一月	十二月
大津	八五	〇五	〇七	—	—	—
草津	二五	二〇	三〇	—	—	—
野洲	四〇	三五	四五	—	—	—
多羅尾	九二	六六	二〇	—	—	—
水口	五二	四〇	二〇	—	—	—
土山	七五	七五	六〇	—	—	—
八幡	八二	三三	四六	—	—	—
日野	三〇	一〇	五五	—	—	—
龍田	七三	一〇	六〇	—	—	—
愛知川	三〇	九〇	五〇	—	—	—

山陰道方面でも山間部には可なり多量の降雪があるが、其積雪量は到底北陸道や奥羽方面に比較するに足りない。

石川縣 下では山地には多雪の所が多い、白山の麓なる能美郡白峰村は縣下で最深地として有名になつてゐる、明治四十三年三月八日には一丈五寸の積雪があつた、之に亞ぐのは妙法山下の石川郡吉野谷村字中宮で大正二年二月十一日に八尺五寸に達した、能美郡須納谷でも大正三年二月十日に八尺に及んだ、又江沼郡西谷村字管谷も多雪地であつて大正二年二月十日に五尺三寸に達した、以上は何れも加賀にあるが、能登では之に較れば雪は浅い、同地の

山上	やまかみ	九五	八九	三五	—	—	〇九	四〇	一三	九	二	四	八	二	三	三	八	二	
彦根	ひこね	二七	六三	二〇	—	—	二七	七六	二	五	六	六	—	—	—	—	—	七	三
木之本	きのもと	一一	一九	六一	—	—	八五	一八	〇	〇	一	三	—	—	—	—	—	一七	〇
中河内	なかのかわち	四〇	七	五三	—	—	一八	二	五	三	二	八	—	—	—	—	—	八	三
竹生島	ちくぶじま	一六	三	一六	—	—	〇五	四	〇	七	〇	五	—	—	—	—	—	二	〇
今津	いまづ	六四	三三	一六	—	—	一九	一四	〇	〇	二	五	—	—	—	—	—	四	五
市場	いちば	二二	一七	九〇	—	—	八三	一六	〇	〇	四	五	—	—	—	—	—	〇	五
北小松	きたこまつ	四八	六八	一九	—	—	二二	八	〇	五	八	五	—	—	—	—	—	六	〇
堅田	かただ	二五	二二	一三	—	—	〇六	六	〇	三	六	三	—	—	—	—	—	二	〇

深雪地と云ふ鳳至郡柳田村でも大正二年二月十二日に三尺六寸に達したのが最深である。以上記るすところを見ると、裏日本一帯は冬季積雪があるが、就中北陸道地方が最も多雪であつて、北海道方面が之に亞ぎ、山陰地方は寧ろ雪が少い、裏日本がかく多雪なる原因は既に學者の説き古るしたことである、乃ち冬季本邦は北西の氣節風卓越し大陸より日本海を越えて本邦に吹き來たる途中海面より多量の水蒸氣を含み來たり裏日本の陸地に會し昇騰氣流となり、溫度の低落を來たし、その水蒸氣は雪となつて凝結するによるのである、故に裏日本にては平地も山地も多雪であるが山地が最も多い、乃ち本邦の多雪であるは冬季寒冷なるが上に、氣節風が日本海面を渡りて來たり多濕となる爲めである、只從來學者の説明せざる事實は北陸道の最も多雪であると云ふ事實である、按ずるに、之は北西氣節風の日本海面を吹走し來たる路程は北陸道に吹き來たるもの最も長いから、風の水蒸氣を含み來たることも多大なる爲であらう、北海道の西岸に吹いて來るもの之に亞ぎ、山陰地方に吹いて來るものは途中に朝鮮半島が存在し且つ土地の氣溫が他に比すれば稍々高きが爲であらう。

三、雹

六二、雹 降雹は左程稀な現象ではないから、雹がどんなものであるかを知らない人はまづない、併し雹にも大きい小さいがあり又種々の變形があるから、それ等を述べることは無用な業ではない、雹は如何なるものか、中央氣象臺刊行の氣象觀測法には『雹は雲中より下降する氷塊にして主として雷雨に伴うて生ず其大さ豆大より鶏卵大なるを普通とすれども其大なるものに至つては直徑十糎に及ぶものあり』と記してある、これは廣義に雹を定義したものである、雹の字音に就いて、白石はその著東雅に『日本紀に雨水の字讀でヒサメフルといふは、ヒとは氷也、サメとはアメと云ふ語の轉にて、卽是雹なり、今俗是をヒヨウといふは氷雨の字の音によりて呼びしなり』と説明してゐるが、何だか少し故事付けらしい感がある、寧ろ雹の支那音「パオ」の轉と見た方が穩當ではあるまいか。

雹は英語では Hail 佛語では Grêle 獨語では Hagel と云ふ、獨語には尙ほこの外に Schlossen の語がある、「シュミット」氏(1)に依ると、これは雹の核が大きく堅く且つ透明になつたものである、その大きくなるのは雪が粘着するのみでなく、外部に氷の層を被むるからであると云ふ、「ハンブルグ」の海洋氣象臺(2)の用語では、Schlossen は直徑十糎以上の大なる雹を云ふ、「カスネル」氏(3)もこれを同様の意義に用ゐてゐる、然るに「ゴツケル」氏(4)に依ると、これは

小さな雹であつて、方言では Kiesel. Kirzebölnchen. Riesel. など、稱するものである。「プレステル」氏(5)は Riesel は Gries と同義で直径一耗以下の雹を、Schlossen は直径十耗以上の雹であると云うてゐる。「ハム」氏(6)は Riesel は小雹、Schlossen は大雹、Hagel はその中間に位するものであると云うてゐる。要するにこれ等は何れも皆氣象學上に云ふ雹の方言に過ぎないと思ふ。

六三、雹の形 雹の外形は大抵不規則な、球又は橢圓であるが、圓錐體をなすものも少なくない。「プレステル」氏(5)は雹の形態を分類して一、球状の雹、二、角柱状の雹、三、結晶状の雹、四、球状雹の破片、五、聚合状の雹の五種とした、聚合状の雹には種々の形がある二箇以上附着したものは殊に面白い形をしてゐる、尤もこれには雹が地上に落ちた後に互ひに融合したのが多い、大正四年六月二十日、丸龜市に降つた亞鈴形の雹は球状の雹が兩箇附着したものらしい。

雹は降つて来る途中で、その一部が融解すると、珍奇な形になるから、一見したばかりでは以上の五種の何れに属するか一寸判断し難いことがある、一體雹はその形からして成因を多少想像し得るものであるから、その形を精しく観測するのは重要なことである、故に降雹が

あつた節は出來得るならば寫眞にとるか、少なくとも寫生畫だけは是非作つて置くことにしたい。次に参考の爲め珍奇な形の雹を三つ掲げる。

千八百七十七年四月二十八日に米國「バージニヤ」州「モルガンタウン」(8)に降つた雹は、面白い螺旋が入つてゐて、大きいのは高さ五厘で徑が三厘八位あつた。

千八百六十九年七月九日に高架索の「チフリリス」市(9)に降つた雹は、中央部には普通の球状雹があつて其周圍には氷晶が簇生してゐた。

千八百九十七年七月二日奥國「ケルンテン」州に降つた雹は中央に核があり、氷柱が四方に射出してゐる様が見える。

六四、雹の大きさ 昔の書物を見ると巨大な雹が降つた例が澤山出てゐる、「フラマリオン」氏の著書には曾つて印度の「セリングバタン」に象大の雹が降つたことがあると書いてあるが隨分人を馬鹿にした話である、少し珍奇な現象があると、無暗に仰山にして愈々珍奇なものにして仕舞ふのは悪い癖である、明治四十一年六月八日東京に徑三寸五分の雹が降つたが、ある新聞には「バケツ」大と記してあつた、成る程「バケツ」にも色々ある、玩具のならば口徑四寸位な物もあるが、通常「バケツ」大と云へば直径が少なくとも一尺位はあるものといれ

る、象大と云ふのもその類であらうけれども、それにしても少し誇張し過ぎてゐる。茲には猥りに巨大を誇るものは面白くないから、怪しいのは總て之を採らず、且つ單に鶏卵大とか、桃實大とかと云ふのは成る可く避け、重量か又は直徑の知れたものばかりを蒐集した。

(一)、明治三十一年五月二日、群馬縣佐波郡山王堂村(一)に雷雨降雹があつて、樹木は悉く折れ、人家の底は茶碗大に打抜かれ、小鳥の斃されたもの無數で犬の打殺されたものもあつた、雹塊の大きさは徑四寸、その重さは二十五匁あつて水晶の結晶のやうであつたと云ふ。

(二)、明治三十二年五月十二日、丹後國の南部、丹波山城の北部(二)に雷雨降雹があつたがその雹の大きさは桃の實位で目方は十六匁許あつた、これが爲め苗代其他農作物等の被害が尠なくなつた。

(三)、明治三十三年七月九日午後九時三十分頃、埼玉縣秩父郡野上村白鳥村(三)等に降つた雹塊は直徑一寸餘もあつて地上に一尺餘も積もつた。

(四)、明治三十五年五月十九日午後八時、青森縣東津輕郡後潟村に雷雨降雹があつたが、雹塊の大きさは徑二寸から三寸位で地上に數寸積もつた。

(五)、明治三十五年九月十九日午後四時過ぎ、千葉縣山武郡横芝町及匝瑳郡榮村に降雹があつたが、直徑は一寸位あつて地上に三寸餘も積もつた。

(六)、明治三十六年六月十五日千葉縣香取郡佐原町に降雹があつたが、その雹の徑は一寸以上であつた、同月二十二日靜岡縣濱名郡和地村にも直徑二寸餘の雹が降つたがその量が澤山であつた爲め、家屋、樹木の受けた損傷が甚だしかつた。

(七)、明治三十九年七月三日正午頃、武藏國比企郡八和田村附近の降雹の時は、雹塊の直徑二寸もあつて農作物に大被害があつた。

(八)、明治四十一年六月八日、東京市の郊外の駒場に降つた雹は徑三寸五分、目方五十一匁あつた、品川の日本乾電池製造株式會社工場では六分板の屋根が打ち貫かれた。

(九)、明治四十一年七月二十八日午後四時十分頃、信州岩村田町に降雹があつて、雹塊の最も大きかつたものは直徑二寸重量四十八匁もあつた。

(一〇)、明治四十二年九月二十七日午後二時半頃、秋田縣淺舞沼館及吉田村に降雹があつたが、雹塊の直徑一寸餘もあつて地上に堆積すること四寸に及んだ。

(一一)、明治四十三年五月二十六日、美濃北部、飛騨、及び信濃南部に降つた雹は直徑一寸

二分許で重さは八匁位あつた。

(一二)、大正元年四月十九日午前四時頃、周防國に降雹があつたが、雹塊の大きいものは徑一寸五分、重量十八匁あつた、最も大きかつたものは徑が三寸もあつた。

(一三)、大正三年四月二十四日鹿兒島縣下大島郡笠利村に周圍約一尺の雹が降つたと云ふ。以上は最近十五年間に我國に降つた大粒の雹の實例である、これ等は未だ巨大とは云ひ得ない、今諸國にて巨大なる雹塊の降つた實例を掲げる、これは手元にある材料のみに依つたので、弘く蒐集した譯ではないから遺漏あることは免かれない。

千二百九十五年三月、西刺比亞の「エイナン」⁽¹⁰⁾に降つた雹は長さが三十吋あつた、伊太利の「ボロニヤ」には千五百三十七年に重量二十八磅の雹が降つたことがある、千八百二年五月二十八日には洪國の「ブツツエミヘル」村に長さ二呎、高さ二呎の氷塊が降つた、「フアマリオン」氏⁽¹¹⁾に依ると千八百二十九年六月十五日、西班牙の「カヅルタ」に降つた雹は四磅半の重さがあつて屋根を突き抜いて家内に落下したといふ話である、然しながらこれ等の事實は正確な記録が存在せぬから、一々眞偽を判断し難い、故に假令實際の話であるとしても多少割引して聽かなければならぬ。

近世になつて信用すべき記録の存在する巨雹の例は次の通りである。

(一)、千八百八年七月十五日、英國の「グルスターンシャイヤ」⁽¹²⁾に降つた雹は周圍が七十六耗乃至二百二十九耗位あつた。

(二)、千八百十一年六月八日、英國の「バーミンガム」⁽¹³⁾に降つた雹は直徑が百六十五耗あつた。

(三)、嘉永五年六月十八日(千八百五十二年)上州に降つた雹は巨大なものである、神田選吉氏^(四)が嘉永雜記より拔萃した記事には「嘉永五年六月十八日、上野前橋は川越侯陣屋にて毎年祇園祭禮參詣群集せり然るに其日八つ時(午後二時)頃一天俄かにかき曇り風雨烈しく雷嚴しく折柄大雹降ること夥しく其大きき五合樹の如くにして立木を倒し或は家を破り瓦を碎き其有様言はんかたなく(中略)六つ時(六時)雹靜まり止み、兩家村へ降りたる雹は重量四百九十匁(千八百三十八瓦)後閑村は三百九十匁(千四百六十三瓦)小桐木村は三百八十匁(千四百二十五瓦)積深日向にて一尺五寸、日蔭にて二尺」とある。兎に角この雹は巨大のものであつたやうに見える。

(四)、千八百七十八年八月一日、英京「ロンドン」⁽¹⁴⁾に降つた雹は目方が五十七瓦あつた。

(五)、千八百七十八年八月三日、英國「ルツターウオース」の「アスピ」⁽¹⁵⁾に降つた雹は周圍が百三十三耗あつた。

(六)、千八百八十三年七月三日、英國の「ノース、リンカーンシャー」⁽¹⁶⁾に降つた雹は、目方が五十七瓦乃至百七十瓦あつて、その中には周圍が百五十二耗位のものもあつた。

(七)、千八百八十八年八月十五日、佛國の「モンテロウ」⁽¹⁷⁾に降つた雹は周圍が百七十八耗あつた、さうして重量が二百六十瓦位のが少なくなかつた。

(八)、千八百九十二年十月十三日、濠洲「ニウ、サウス、ウエルズ」の「タルクンバ」⁽¹⁷⁾に降つた雹は周圍百六十五耗あつた、これを完全な球であつたとすると直徑は五十三耗に當る。

(九)、千八百九十七年七月二日、英國の「ケルンテン」と「スタエルマルク」⁽¹⁸⁾とに降つた雹は直徑百五十耗あつた、また重さが千瓦に達したのもあつた。

(十)、千八百九十八年七月二日、佛國「アン」州⁽¹⁹⁾に降つた雹は、重さが五百瓦乃至八百瓦位あつて、その中には直徑百四十耗位のものもあつた。

(十一)、千八百七十九年八月三日、英國「リッチモンド」⁽²⁰⁾に降つた雹は周圍百四十五耗であつたから、これを球であつたとすれば直徑四十七耗に當る。

(十二)、千八百九十八年十月二日、亞弗利加の「チュニス」國「ビヤルト」市⁽²¹⁾に降つた雹は二百瓦乃至三百五十瓦位あるものが多かつた、その中でも最も大きかつたのは六百二十瓦から千二百瓦位まであつた。

(十三)、千八百八十二年八月十五日、米國「カンサス」州「サルビヤ」⁽²²⁾に降つた雹は非常に大きなもので、その最も大きかつたものは四十斤もあつた。

(十四)、千九百十二年五月二十四日、米國「カンサス」州「ウキチタ」⁽²³⁾に降つた雹は卵形をなしてゐて、長徑七十六耗短徑五十一耗あつた、最も大なるものは周圍百九十七耗、重さ百十三瓦あつたと云ふ。

(十五)、千八百九十三年五月二十日に、米國「ペンシルベニヤ」州⁽²⁴⁾に非常な大雷雨と降雹とがあつた時に、同州の「アレグニー」に降つた雹塊は六十三耗五もあつた。

(十六)、千九百十五年六月二十二日の午後米國「メリランド」州⁽²⁵⁾に非常な大降雹があつた同州の「アナポリス」の海軍大學校で測定したところでは、大きなものは直徑が二吋五位のものも少くなかつた。

六五、雹の混有物

雹の中には種々の物質を含んでゐることがある、千七百五十五年、氷

洲の「カトレギア」火山の噴火の際降つた雹は、内部に砂礫又は火山灰を含んでゐた、千八百二十一年六月二十一日、西班牙のマジョ州に降つた雹は、中心に黄鐵鑛を含んでゐた、千八百二十四年八月十五日、「オーレンブルグ」州の「ステルリタマンスク」に降つた雹も同様のものを含有してゐた、又曾つて鐵を含んだ雹が伊太利の「バドバ」に降つたことがあるが、隕石の破片を含んでゐたのであらう。

北極探險家として有名な「ノーレシヨール」男⁽²⁶⁾は千八百八十三年七月四日、瑞典の「ウエストマンランド」の「ブロービー」で石の入つてゐる雹が降るのを實見した、この時の雹は頗る大きく、その重さは八十瓦乃至百瓦あつた、婦人がこの雹を以て牛乳を冷やしてゐたところ雹が融けた跡に白い岩石の破片が残つた、その岩石の目方は〇瓦九乃至五瓦八、比重は二、六五であつた、顯微鏡で検査したら、この岩片は石英、長石、片麻岩等の混合物であつた、併し雹が石英、長石等を含む原因は一向わからなかつた。

千八百九十四年五月十一日に米國の「ミシシッピ」州、「ビックスバーグ」⁽²⁷⁾に大雹が降つた時に、長さ一握乃至二握位の石膏片を含んでゐるものがあつた、又この時に甲の長さ約二十握、幅十五握の龜が全く氷の中に包まれたまゝ、雹と共に降つた。

六六、雹の色

雹は純白ではないとしても白色であると云ふは差問ない、併し時に依るとまざり物の爲め異なつた色をなすことがある、「アレキサンデル、フオン、フンボルト」氏⁽²⁸⁾は南米「ウルグエー」國の「ボゴタ」より「ポバヤン」へ赴く途中で赤色の雹を観察した、又「トムソン」氏⁽²⁹⁾に依ると千八百十三年三月、伊太利にも赤色の雹が降つたと云ふ。

六七、雹中の氣泡　雹塊の中には空氣が氣泡となつて入つてゐる、故に雹を水中に入れて融かすと中の空氣が水の泡となつて出る、「ライニツシュ」⁽³⁰⁾氏の研究に依ると、雹中の空氣は非常に壓縮されて存在してゐる、この事實は氣泡を含んでゐる氷層は、徐々に氷結したものでなく、急劇に氷結したものであることを示してゐる。

六八、雹の温度　雹の温度を實測したものは至つて少ない、「ルーミス」氏⁽³¹⁾に依ると降つたばかりの雹の温度は通常零度位であるが、氷點下四度位のものもある、「ゴツケル」氏⁽³²⁾に依ると氷點下零度五乃至氷點下十五度の間にあると云ふ、「ブーサンゴ」氏⁽³³⁾は千八百七十五年佛國「ロアル」州「ウニウ」に降雹のあつた時、雹塊に寒暖計を突き差して測つたら、その温度は氷點下十三度であつた、千八百七十七年「エルサス」州に降つた雹の温度は氷點下二度乃至同四度であつた、同年七月二十八日、「カイユテー」氏⁽³⁴⁾の測定した雹の温度は氷點下九度で

あつた「プロハスカ」氏⁽³⁵⁾の報告に依ると千八百九十七年七月二日奥國「ケルンテン」州に非常な降雪があつたが、一観測者の測定した雹の温度は氷點下五度五であつた、要するに雹の温度を測定した成績は未だ斷片的に公表されてゐるのみであるから、今後多數に之を測定したいものである。

六九、雹の容器

雹は大抵暑い時候に降るから兎角融解し勝ちである、故にこれを集めてそのまま保存しようとするには特別な容器が必要である、露國の「ウワキンベルヒ」氏⁽³⁶⁾が製作した容器は三重の圓筒から出来てゐて、内筒には雹を容れ中筒には氷と丹礬との寒劑を入れて雹の融解を防ぐ、外筒には氷を入れて外界から来る熱を奪ふやうにしたものである、氏は雹と雹とが互に融解して密着するのを防ぐ爲に、雹を「ベンツル」と「トリオル」との混合液中に入れて、これを容器の内筒中に入れて置いたので永く保存することが出来たのである。

七〇、雹の構造

雹を斷ち割つて内部の構造を見ると、その中心には固まつた雪のやうな心核がある、その核を包む透明な氷の層があり、又この層を包む不透明な層がある、この透明と不透明の氷の層は交互して、幾重もあることがある、「ブランホード」氏の観測に依ると、千八百六十四年三月二十四日に、印度に降つた雹は層の数が十四もあつた、この層の数は不定

である、通常は三か五位である、然しいつも最も上の層は透明であるか又は不透明であるかは未だ之を確定したものがない、又心核の数は大抵は一つであるが、二つ以上のこともある千八百四十六年九月九日、和蘭國「ウトレヒト」市⁽³⁷⁾に降つた雹は心核が二つある、千九百六年六月二十日、米國の「テキサス」州、「フォート、ウオーズ」に大降雪があつた時、同地測候所員「ランデイス」氏⁽³⁸⁾が、雹塊を割つて内部の構造を観察したが、この時の雹は大抵は橢圓體であつて、中心には核が一つあり、これを包む層の数は三か五か七か九かであつて、何れも奇數である、雹の表面の層は氷の結晶から出来てゐて、頗る滑らかである、その次の層は雪の固まつたやうなもので白色無定形であつた、之を水に溶かして見ると氷の層からは氣泡が出なかつたが、雪の層からは多數の泡が立つた、これは雪層には空氣が入つてゐることを立證する、又中心の心核は或は結晶せる氷のもあり、或は無定形の氷のもあつて一定しないこれは雹の出来る時の温度、湿度、又は海拔が異なるに依るのであらう、「ウワラー、ハルチング」等の諸氏が顯微鏡にて、検査したところに依ると、雹の心核は數多の雪片の固まつたものである、多數の氣泡が間にあるから白色に見えるのである、實際雹塊を水中に入れて溶かすと、無數の氣泡が水中から出ると云ふ⁽³⁹⁾、又透明な氷層は密な氷から出来てゐる、大抵

の場合には雹核を完全に取り巻いてはゐないで、一寸球葱の鱗片のやうな形をなしてゐる、この氷層を細かに観察すると、各層は澤山の小氷球から成り立つてゐる、勿論その球の間には無数の氣泡がある、ものに依つては氷球の發達が著るしい爲め、氷層が層状をなすと云ふよりも、寧ろ雹核に輻射状に附着してゐる、千八百十九年七月四日、佛國「マエンヌ」州の「ラ、ブラコニール」⁽⁴⁰⁾に降つた巨雹は内部に透明な氷の部分があつて輻射状をなしてゐた、又千八百六十九年七月九日高加索の「チフリス」に降つた雹は、その球状の部分の直径は約三十耗あつて結晶の模様が頗る鮮明であつた、雹の内部が結晶状の氷層から出來てゐる例は甚だ多い。

「ロビンソン」氏⁽⁴¹⁾が観察した雹は一種特異なものである、その切斷面は圓形であつて、直径二十九耗ある、中心の核はやはり圓形で不透明な氷である、透明な氷層が之を包み、その上を又不透明な氷層が被うてゐる、その又上には透明な氷層があるが、それには微細な線が入つてゐる、更にこの透明の層を包むてゐるのは不透明の氷層で凸凹をなしてゐる、又その上を包む層が外皮で透明な氷である。

千八百九十三年五月二十日米國「アレゲニー」に降つた雹は奇異の構造を有してゐた「ベリー」氏⁽⁴²⁾がその二箇を研究したところによると、其一箇は中央には雹塊の心核があつて、其の周圍には透明な氷層があり、層中に數箇の點々が存在してゐた、此氷層の周圍には乳房状の突起が簇生してゐる、その上に此突起層を包んでゐる氷層があり、層内に多數の孔があつて、孔中に水が入つてゐた、此層の周圍には亦た透明な氷層があり、その外圍には不透明な雪層があつた。

又他の一箇は中央には不透明な雹核があり、其周圍には透明な氷層があり、層内には多數の孔が輻射状に存在してゐて、孔中には水が入つてゐた、此層の周圍には數重の雪層と氷層とが交互に重なつてゐて、層形は所々乳房状の突起のある爲め壠々になつてゐた、「ベリー」氏の説では此氷雪交互の層の生じたのは、雹核が水滴から出來た雲と雪雲とを幾つか通過したものでらしいとのことである。

雹の構造を知るには切斷面を作り、蟲眼鏡か何かで少し廓大して見て見取圖を書きて研究するのが大切である。

七一、雹の觀察法

雹を研究する爲の材料は未だ十分でない、元より各國の氣象報告、學會の雜誌等には降雹の記事は随分多いが、研究の資料としては未だ不足の點が多い「コラドン」

氏⁽⁴³⁾及「アツベ」氏⁽⁴⁴⁾は雹の観察法を述べて精細なる観察を奨励してゐる、次にそれに聊か私意を加へて述べる。

- (一) 降雹の始めと終との時刻を知ること。
- (二) 雹の平均の大きさ、最大の大きさ及びその重量を測ること。
- (三) 雹の形を寫眞にとるか又は寫生すること。
- (四) 雹を割つてその心核の數、氷層と雪層との順序及びその數、層の厚さ層の構造を蟲眼鏡等を以て検査すること、層中の氣泡の存在を検査すること。
- (五) 雹の切口の寫生をなすこと。
- (六) 雹雲の形態、高度及び運動の有様等を觀察すること、特に雲中に於ける渦動の有無を注意すること。
- (七) 降雹中の氣温を觀測してその變化を知ること。
- (八) 雹塊の温度を測ること、これは普通の水銀寒暖計を雹中に突き差して測ればよろしいから成るべくは表面の層と内部の層との温度を測ること。
- (九) 出來得べくんば降雹の區域を調査すること。

(一〇) 降雹の積堆量と融氷の量とを知ること。

(一一) 雹が着色してゐるや否やを検査し、又内部に夾雜物があるかないかを調べること。この外降雹に伴ふ風雨、雷電、鳴響等を精しく調査すること。

七二、雹の落ちる速さ 雹が雲を放れて落ちて來る速さは、可なり大きいものであることは、樹枝を折り板屋根、窓板等を打ち抜く勢を見ても想像がつく、その落下する速さは矢張り粒が大きいもの程大である、理論上の計算に依ると落下の速さは粒の半径の平方根に比例する、「ハン」氏⁽⁴¹⁾はこれを次の式を以て表はした。

$$V = 1246 \sqrt{r}$$

r は半径を糎で示す、V は速さで一秒間糎で表はす、尤も之は氣壓Bを七百六十糎として計算したものであるから、氣壓がb糎である時には常數一二四六に $\sqrt{\frac{B}{b}}$ を掛けなければならぬ、試にこの式に依つて種々の大きさの雹塊の落ちる速さを計算すれば次表の通りである。

半径(糎)	一、〇	一、五	二、〇	二、五	三、〇	三、五
速さ(米)	一二、五	一五、三	一七、六	一九、七	二一、六	二三、三

かくの如く、大なる雹塊は驚くべき速さで落ちて來るものである、併しこれは雹塊が靜かな大氣中を落ちて來る場合の速さである、雹雲の中には可なり速かな上昇氣流があるから、實

際は雹が雲中を落下するのは割合に徐々たるものであらうと思はれる。

降雹は突發的の現象であるから落下の速さを實測するのは少しく困難である、従つて實測の結果の公になつてゐるものがない、尤も硝子板や木板を打ち抜いた事實から見積もつたものはあるが勿論正確でない。

七三、水雹 雹は落下する際に溫暖な氣層中を通過して融解して水滴となることがある、既に水滴となれば分裂し易いから、融けた雹そのまゝの大いさではなくなるが、普通の雨滴に比較すれば甚だ大きい、地面近い所に來て融けた時に殊にさうである、朝倉慶吉氏(五)に依ると神奈川縣の北部ではこれを水雹(みづへう)と呼ぶさうである。

外國でも水雹が降つた實例が少くない、海洋學者の「クリュンメル」氏(42)が千八百八十四年七月二日夕刻に、獨國「キール」港で實見した水雹は窓板に約六粒の跡を止めた。

七四、降雹と氣温 雹は大抵氣温の高い時に降る、降雹後には氣温が著るしく低くなるとは昔からよく云ふことであるが、「ラッセル」氏(43)はこれを否定してゐる、併し要するに觀測が未だ充分でない點がある。

「プロハスカ」氏(44)に依ると、千八百九十七年七月二日、奧國「ゲルンテン」州の「ブル・ユツク

ル」に大降雹のあつた時の氣温は、午後三時には三十二度であつたが、午後五時から同六時頃まで降雹があつて、その最中には氣温が七度に降つた、さうして降り止むだ後には又上昇して、午後九時には十八度になつたと云ふ。明治三十一年五月二十五日、前橋市に降雹があつた時に、大村信之助氏(六)の觀測したところに依ると、この日は朝來晴天であつたが、午後一時三十分、北西なる榛名山の方向に黒き雷雲が棚曳くと見る間に、遠雷の聲轟々と聞え、同一時四十五分には、天頂に強雷が數回あつて、同五十五分から雹が礫のやうに降り來り、同二時十分に雨に變つたのであるが、氣温は午後一時には二十三度であつたのが、午後二時には十六度まで劇しく降つたと云ふ。

七五、降雹の音 雹の降る時には一種の音が聞えることは、「アリストトーテレス」や「リュクレチウス」の昔からよく云ふことであるが、これを否定する人もある、「フラマリオン」氏(45)はこの音を聞いたと云ふ例證を二つ三つ擧げてゐる、即ち「カルム」氏は千七百八十八年七月十三日佛國にて、「テシエー」氏は千七百四十四年四月三十日、「モスコ」にてこれを聞いた、「ペルチエー」氏は「ハム」で降雹に先だつて、丁度騎兵の一隊が疾走する時のやうな音を聞き、「プツソー」氏は千八百七十一年に佛國の「ドウルバン、ルシヤートウ」で、矢張り降雹の前に同様の音を聞いたと云ふのである。

「ブリュマンドン」氏(46)は降電の音を鮮明に聞いたことは屢々あるが、この音は降電に先だつて聞えるのではない、降電してゐる時だけ聞えるのである、雨でも霰でも降りが烈しい時は強弱の差こそあれ同様の音が聞えると云うてゐる、同氏は佛國の「ビユイ、ド、ドーム」山氣象觀測所長であるが、曾つて降電の烈しかつた時、丁度山を登りつゝあつたので、雷雲と平地との中間に在つたが、雷雲が次第に近づいて、自分の近傍にも電が降り始めると、暫らくして、恐ろしい呻が聞えた、その音は多數の車馬が疾走する時の音、汽車の走る音、瀑布の轟く音に似てゐたと云ふ、この時に限らず、同山では屢々この種の音を聞いたが、いつも降電中のみに聞え、且つ地面の方から聞えて雲中から聞えることはなかつたと云ふ。

電の降る時の音は、電が落下して来る途中で相衝突して發するのだとも云ひ、又急速に落下して来るから空氣中に振動が起つて發するのだとも云ひ、電と電とが接近して落下して來ると相互間に放電が起る爲だとも云ふが、英國の「サンモンズ」氏(47)は、この音は主として電と電とが空中で相打つ時に起るが、一部は家屋その外の建物を打つから起るのであると説いてゐる、「ブリュマンドン」氏はこの音は單に電が地面を打つ時、就中樹木の葉を打つ時に發するものに過ぎない、故に降電中に限つて聞えるのであると説いてゐる、千九百六年三月十八

日の早曉「メキシコ」灣に大雷雨があつて、丁度航行中であつた英艦「チャマイカン」はこれに會した、同船の二等運轉士「ビンドウ」氏の談に依ると、午前零時三十五分と同四十五分との間に降電があつたが、これが船に接近して來るのは一種の音で知れた、この音は全く電が海水面を打つ爲めに起つたのである。

七六、降電の繼續時間 降電は極めて短時間しか繼續しない、「ブリュマンドン」氏(48)の調査に依ると繼續時間は一地方では普通四分か五分である、併し十分、二十五分、三十分、一時間位續いたものも稀でない、千九百一年に「ビユイ、ド、ドーム」に電の降つた回数は百二十五回であるが、その中で單に電が降つたと云ふ位に止まるもの五十回、一分乃至五分間繼續したもの三十一回、六分乃至十分間繼續したもの二十四回、十分乃至十五分間繼續したもの九回、十六分乃至二十分間繼續したもの五回、二十一分乃至三十分間繼續したもの六回であつたと云ふ。又電が長時間降り續いた例を挙げれば随分多い、千八百九十年から千九百一年に至る十二年間に、少なくとも半時間以上繼續したもの四十二回、四十五分間繼續したもの六回、一時間半繼續したもの三回あつた。

「ブリュマンドン」氏(49)は長時間降り續いた電の例として次のものを挙げてゐる、千八百九十

六年七月七日、「サン、シエルベ」郡「サント、クリスマ」に降つた雷は四十九分繼續した、その時の雷の大きさは直径五耗乃至七耗であつた、千八百九十四年五月十九日、「ブリロム」郡「ヌウビーユ」では降雹が一時半繼續したと云ふ、前に巨雹の例の中に擧げた嘉永五年六月十八日上州の降雹は四時間繼續したが、かやうなものは極めて珍らしい例である。

七七、降雹と雷電 降雹は雷聲又は電光を伴はないことはない、よし一地點には降雹の際に雷電がなくても、その地方の何處かには必ず電氣的現象が伴生してゐる、これは古來から知られてゐた事實である、「トラベル」氏(50)に依ると降雹の際の電光は殊に頻繁である、又雷聲はよし低いとしても間斷なく轟くと云ふ、これに依ると降雹と電氣的現象とは密接な關係があると思はれる、併し降雹の際に電氣的現象が伴はない場合も全くないことはない、「ベルンテル」氏(51)に依ると千九百二年五月二十二日、奥國「ウキン」市にあつた降雹には全く雷電が伴はなかつた、獨り同市内のみならず附近一帶の地にも同様だつたのである、且つ檢雷器にも何等の感應がなかつた、併しこのやうな實例が他に多くあるか否かは調査を要すべき事項である、茲に注意すべきは一地點のみには電雷がなくて降雹する場合は非常に多いことである、「グロツロウ」氏(52)の調査に依ると巴里市で千八百七十六年から千九百年に至る

二十五年間觀測した成績に依ると雷雨と共と降雹のあつた日数は八十六、降雹ばかりあつた日数は百六十四であつた、即ち前者は後者の半数に當つてゐる、これを月別にすると、

月次	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
降雹(無雷)	一六	二五	四七	二五	一七	一四	〇	一	七	三	一八	
降雹(有雷)	〇	一	一一	二四	一七	七	一〇	五	四	五	二	一

即ち夏になると降雹は概して雷電を伴ふことが知れる、然しながら以上の場合に巴里以外の地に雷電が果して無かつたかどうか不明であるからこの成績のみに依つて雷電と降雹とが無關係であるとは云ひ得ない。

今まで述べたやうに降雹は概して雷電と伴ふが、反對に雷電は必ずしも降雹を來たすものではない、中央氣象臺刊行の氣象要覽に依れば本邦の雷雨と降雹との回数に次の通りである。

年次	三十九年	四十年	四十一年	四十二年	四十三年	四十四年	四十五年
雷雨	一五一五	一一三八	一一九八	一三四七	一六一二	一五〇〇	一三五三
降雹	七五	七一	二八	六〇	八四	六四	六五

即ち降雹回数は雷雨回数にも達しない、獨國聯邦の「バイエルン」國では年平均で雷雨は五百七十二回であるが降雹は百回しかない、又「サクセン」國では矢張年平均で雷雨は八十六回で降雹は三十六回である。

七八、降雹の區域

雹の降つた跡は大抵一條の狭い地帯をなしてゐる、その幅は土地に依つて異なるが大概二里か三里位まである、又この地帯中にも烈しい所と左程でない所と降雹の途切れてゐる區域とあることもある、同一地方で數回の降雹がある時は大抵は同一の經路をとるか、然らざれば平行な經路をとるから降雹の跡は皆な平行の地帯をなしてゐる。

降雹の經路は山谷の形勢に左右される、或は谷に沿ふことが多いか、或は山を越すことが多いかは蓋し注意を要する問題である、「ハン」氏⁽⁵³⁾は奥國及瑞西に於ける調査に基いて降雹の經路は當時の氣壓の状態に依る、地形に依り左右されるものではない、海拔二千米以上の山脈が連亘してゐても雹雲はその方向を變更することがないと述べてゐる、「ウーダイユ」氏⁽⁵⁴⁾は全くこれと反對に地形と山谷附近の局部的の風が降雹の經路に著るしい影響がある、谷地に數百米の高地があつて雹雲がこれと突き当たれば方向を變ずるのが常であると説いてゐるこれ等の研究は本邦には未だ統計的に行うたものがない。

七九、降雹と地形

雹は雨や雪とは異なり、同時に弘區域に降るものでなく、極めて局部的に降るものである、これは降雹の原因が主として地形にあるからであらう、「ヘッセ」氏⁽⁵⁵⁾が瑞西の降雹を統計的に研究したところによると(一)河川の谷地では降雹が多い(二)雷雨が

山脈に突き当たると山前には降雹が多い(三)山頂とその麓の平地とを較べると山頂の方が降雹が少ない(四)沼澤と湖邊とには樹木の多い開墾地より降雹が多いといふことである、我國では山間の盆地又は山脈の四周する平野に多いやうであるが、不幸にして來だ充分調査したものが無い。

八〇、降雹と森林

森林は降雹の回数を少なくする、森林であつた土地が伐木後に降雹が頻繁になつたことは瑞西その他の觀測で立證されたと言ふ人がある⁽⁵⁶⁾、然しながらそれはかくまで正確の事實ではなく、これに反する實例も少なくない、「ブリユマンドン」氏⁽⁵⁷⁾が佛國の「ピユイ、ド、ドーム」で調査したところによると、森林と降雹との間には直接關係がない、「マイヤ」氏⁽⁵⁸⁾の調査に依ると、「ウルテンブルヒ」國では森林の東側の地には西側の地より降雹の害が少ない、これは同國では雷雨が主として西から來たるからであると言ふてゐるが、これ亦調査が十分であるか否か、明瞭でない、兎も角も森林は降雹の回数その他に對しては大した影響を有してゐないらしく思はれる。

八一、海上の降雹

降雹は陸上のみの現象でなく海洋上にも可なり頻繁に起る、「ハリス」氏⁽⁵⁹⁾は英國氣象臺に蒐めある海上氣象報告に依つて調査しこれを確實に立證した、海上でも

常に降雹が稀でないのみならず、随分巨大なものが降ることがあるのは争ふべからざる事實である、獨國の「ケッペン」氏⁽⁶⁰⁾も漢堡の海洋氣象臺で蒐めた海上氣象報告から海洋上に降雹のあつた實例三つ四つを擧げてゐる、今「ハリス」氏の著作から本邦近海に於ける二つ三つの例を抄出すれば次の通りである。

- (一)千八百六十二年二月一日、二日東經百二十三度北緯三十度で英船「スプレー」、オフ、ジイ、オシヤン」號が降雹に遭つた。
- (二)千八百八十四年一月二十日、二十一日に臺灣海峽で英船「オセアニック」號が降雹に遭つた。
- (三)千八百八十五年八月二十四日、東經百二十五度四十五分北緯二十度五十三分で英船「ポート、ヒリップ」號が降雹に遭つた。

八二、山頂の降雹 雹や霰は平地よりも高所に多く降ることは觀測の結果明瞭な事實となつた、又三千米以上の高山の頂でも降雹のあつた例は少なくない、「ソーシユール」氏⁽⁶¹⁾はコル、ジュ、ジャン」山(三千四百二十八米)で降雹を觀測し、「バルマー」、「バクカール」兩氏は「モン、ブラン」山(四千八百十米)の頂で降雹に出會し、「ブーサンゴ」氏⁽⁶¹⁾は「アンデス」山

頂(六千米)で降雹を觀測した、中央氣象臺では盛夏の間だけ富士山頂で氣象觀測を施行したことがあるが、明治四十二年八月二十七日夕刻に山頂に雷雨が起つて多量の降雹があつた、その狀況を述べれば、午後三時三十五分南方に遠雷が聞え、四時五分雷電となり、次第に山頂の東方を廻つて北方に去つたが三時四十七分雨交りの降雹が少しあり、一旦止むで四時二十三分大雨と共に雹が降り出し、四時二十五分には雹ばかりとなつて非常に烈しく降り二十五分續いた、當時山頂の氣壓は四百九十耗三であつた。

時刻	氣温	濕度	風向	風速	雲量	雲形
午後四時	六、二	九七	西	二、七	一〇	KN C
同 六時	三、二	九七	東南東	五、三	一〇	N KN C

これ等の事實に依つて見ると雹雲は非常な高空に達し、雹は随分高い所で出来るものであることが知れる。

八三、降雹回数 雹は一日中で何時頃に最も多く降るか、何時頃に最も少なく降るか、これを調査するはその生因を研究するに必要である、併し降雹は至つて稀な現象であるから餘程永い間の觀測がなければ調査しがたい、「グーッロウ」氏⁽⁶²⁾は千八百七十六年から千九百年に至る二十五年度の巴里の降雹を調査して次の結果を得た、この數は一日に千回降雹あると

して示してある。

時刻	〇―三	三―六	六―九	九―正午	正午―三	三―六	六―九	九―夜半
時	八	五一	三九	一三八	四〇六	二五二	八三	二四
巴里	二〇	二一	一六	五一	二九四	四〇一	一五八	三九
須太馬克								

奥國の須太馬克「スタイエルマルク」の成績は「プロハスカ」氏の調査したものである、以上の表に依ると、降雹は正午より夕刻に至る気温の最も高い時に最も頻繁であることが知れる。降雹回数一年中の變化は土地に依つて異なるが、我國にては内陸では四月、五月に最も多く九月、十月に最も少ない、併し北部の海岸地方では冬期に雷雨が多いから降雹も従つて一月か二月頃に多い、今四國、本州、及北海道の二三測候所の観測に基いて、各月中の降雹回数を一五

月次	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年
旭川(二〇)	〇	〇	〇	一	四	三	〇	〇	三	二	〇	〇	一三
新潟(二八)	二	七	二	一	二	一	〇	〇	一	四	三	四	二七
甲府(一八)	二	一	一	二	三	〇	〇	〇	〇	〇	一	〇	一二
銚子(二七)	七	六	六	四	三	一	〇	〇	〇	〇	一	四	三三
東京(三九)	〇	〇	二	六	四	一	〇	〇	〇	〇	〇	一	一六
多度津(一五)	一	四	三	一	五	〇	〇	〇	〇	一	三	一	一五

を列記すれば次の如くである。

筑波山(一〇) 二〇 二八 七二 〇一 二二 〇〇 〇二六

表中括弧内の數字は観測年数である。

米國(63)では降雹日数は五月に最も多く十二月に最も少い、英領印度(64)では三月に最も多く十二月に最も少ない、歐洲北部(65)では降雹は五月に最も多いが、西部では三月か四月頃に最も多く、東部では六月か七月頃に最も多い、今各地に於ける各月中の降雹日数を表にすれば次の如くである。

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年
獨國 プレスラウ	〇.〇	〇.〇	〇.〇	〇.一	〇.四	〇.三	〇.二	〇.三	〇.一	〇.一	〇.〇	〇.〇	一.五
同 ゲツチンゲン	〇.一	〇.〇	〇.〇	〇.〇	〇.三	〇.二	〇.二	〇.一	〇.一	〇.一	〇.〇	〇.〇	一.三
同 スツットガルト	〇.〇	〇.〇	〇.〇	〇.二	〇.八	〇.六	〇.三	〇.二	〇.一	〇.一	〇.〇	〇.一	三.七
佛國 パリ	〇.六	一.〇	二.四	二.〇	一.四	〇.四	〇.五	〇.二	〇.二	〇.五	〇.二	〇.八	一〇.二
同 フェカムプ	一.一	一.〇	一.五	〇.八	〇.五	〇.二	〇.一	〇.一	〇.六	〇.九	一.七	一.八	一〇.三
同 ヘラウル	〇.二	〇.三	〇.八	一.七	二.二	二.〇	一.九	〇.七	〇.六	〇.〇	〇.三	〇.三	一三.一

八四、降雹の害

降雹の爲に田園の農作物が損害を被むることは非常である、我國では煙草、蔬菜、麥、稻等が年々多額の損害を受ける、奥、伊、佛のやうに葡萄その他の果樹を盛んに栽培する國では殊に被害が多い、佛國では年々千七百七十萬法に達し、獨國では普魯西だ

けでも年々二千七百萬馬克に上る、これ等の國に比較すれば我國に於ける被害は少ない、電害は農作物のみならず家畜にもある、濠洲「ニウ、サウス、ウエルス」の「タルクンバ」(66)の千八百九十二年十月十三日の大降電では羊の電に打たれて斃されたもの十九頭あつた、その外家禽、野鳥の斃されたものは無數であつたと云ふ、又千九百年七月二十七日北米「ミネソタ」洲の「ジョンホルパス」農場では電に打たれて牛一頭死し、一頭は重傷を受けたと云ふ、人命を損じた例も亦少なくない、「ダムソン」氏(67)の氣象學書には、千六百九十七年五月四日、英國「ハートホードシャイヤ」に巨電が降つて死傷數人に及んだことを書いてある、この時の電の最も大なるものは周圍三百六十八耗あつたと云ふ。

八五、電害豫防 降電は農作物に大損害を與へるから、若し降電を豫め防ぐことが出來たならば農家の幸福はこの上もないであらう、奥國、伊國、佛國等では降電の被害が頗る多いから、必要上昔からその豫防法は随分研究されてゐる、就中この十年前頃からは非常に盛んになつて來て、既に實地試験をする段にまで運んで來てゐる、併し餘り効果はないやうである。

電雲を砲撃して降電を防がんとするのは昔から行はれてゐる方法である、千七百六十年、佛國の物理學者「ジャクル」氏(68)は、電害豫防の爲め各地に射撃場を設け砲煩を備へることを

唱導した、千七百六十九年に出版された「アラゴ」氏の書物には當時佛國の豫備海軍將校であつた「シユブリエール」侯爵は、自家の葡萄園の電害豫防の爲め年に百乃至百五十斤の火藥を消費すると記してある。

現今奥地利や伊太利で時々實地に試みつゝある方法は、大砲より煙渦を打出して電雲を撃ち雲中に電の出來ない内に之を亂して仕舞ふのである、此防電砲には色々の式がある、例へば奥國の「スチーガー」式であるとか、「ズシニツヒ」式であるとか、又は伊太利の「マツジョラ」式の如きものは最も行はれてゐる、然れ共其構造の要旨は皆な同様であつて、砲座、臼砲、筒身の三部から成つてゐる、「ズシニツヒ」式では砲身は長さが僅か四十糎で内徑が三糎に過ぎない、筒身は喇叭形で長さが四百糎で口徑が八十糎位ある、砲座は實際は三脚支臺である此砲一發に要する火藥は百八十五位である、此種の砲は彈丸を發射するのではなく、煙渦乃ち煙の輪を打ち出すのである、煙渦の進み行く速さは砲口を放れる時分には毎秒八十米乃至百米位であるが、飛んで行くに従つて急に減つてしまふ、又煙渦の到達する距離は水平の向に發射する場合には二百米で、垂直の時三百米位まであることは、「ベルンテル」氏と「トラベルト」氏(69)が精細な試験で知りたる事實である。

防電を行ふには、田圃附近の小丘等に所々此砲を据付け、電雲を目掛けて盛に煙渦を打ち出すのである、さうすると煙渦は旺な響を出しながら飛んで行つて雲に當り、雲中の空氣の不安定な釣合を擾亂して電の出来ぬ様にする、元來電の生ずるのは空氣中に不安定の釣合が出来る爲めであるから、煙渦の「エネルギー」を利用して之を崩すのである、唯今日の防電砲では煙渦が僅か三百米位しか上らないから、電雲に到達せぬことが多く、效用が薄いと云ふ缺點がある。

此防電法を實行しようとするには、兎も角も尙ほ十分の調査をした上でなければ、費用損をすることが多からうと思はれる。

八六、電害保險

電害を人工で豫防することが不可能であるとすれば、重要な農作物には寧ろ電害保險を附けて置くがよろしい、歐米では葡萄その他の果樹の栽培が盛んであるに加へて降電が頻繁であるから電害保險の設けがある、これは會社組織のもあるが、官營のもある、加奈陀では千九百五年官營として設けたが、その保險金額は一エーカーに付き三弗、四弗、五弗の三種であつて、これに對する保險料は十一錢、十五錢、十九錢の割合になつてゐる、保險加入數は千九百五年には千五百七十二であつたが、千九百六年には三千四百六十

四、千九百七年には三千九百三十になつた、保險を附した田圃の總面積は、千九百五年には九萬三千三百二エーカー、千九百六年には三十六萬二千四百四十二エーカー、千九百七年には四十八萬三千二百五十六エーカーである、かやうに加入數も面積も、設立當初に較べれば著るしく増してゐる、又降電の爲め損害を被ひつた田圃面積は、千九百五年には二萬五千六百五十五エーカー、千九百六年には三萬九千四百四十七エーカー、千九百七年には十萬二千六百二十エーカーであつた。

米國では早くから電害保險の設けられた土地がある、「オクラハマ」の「エル、レノ」(70)に千九百一年五月十五日大降電があつて、麥畑、果樹園等の損害八萬弗に達したが、その一部は電害保險が附してあつた爲め非常な打撃は受けなかつた。

我國でも茨城縣のやうに煙草の栽培が盛んであり、又降電の多い土地では、電害保險の制度を設ける必要があるだらうと思はれる。

八七、相當濕度 水蒸氣が凝結して生じた物體例へば水滴又は氷晶は、その水蒸氣と同じ温度であると假定してあるが、同温度でないこともある、今水滴又は氷晶がその四周の水蒸氣より低溫であると、水蒸氣がその水滴又は氷晶の上に凝結する、濕度が僅かに五十%位で

ある室内に氷の一片を置くと、水蒸氣がその上に凝結するのは日常見分する事實である、反對に水滴又は氷晶がその四周の水蒸氣より高温であると、假令水蒸氣は既に飽和してゐてもその水滴又は氷晶からは蒸發がある、極地では濕つた柔皮などを雪の上に擴げて置くと、假令空氣は水蒸氣で飽和してゐる時でも暫時の間に乾燥して仕舞ふ、「ウエゲナー」氏(71)はこれ等の事實を説明するに相當湿度と云ふ言葉を用ゐた、相當湿度とは空氣の溫度に相當する水蒸氣最大張力と、物體の溫度に相當する最大張力との比を百分率で表はしたものである。例へば溫度五度の柔皮を溫度氷點下二十度、濕度百分の空氣中に置いたとする、氷點下二十度に對する水蒸氣最大張力は〇、九四耗、五度に對するものは六、五一耗であるから柔皮に對する空氣の相當湿度は

$$\frac{0.94}{6.51} \times 100 = 14\%$$

十四%であつて飽和には大分遠いことになる。

霜のやうな冷たい物體が空中を落ちて來る時、相當湿度は四周の空氣の濕度よりはいつても小さいから水蒸氣が霜の上に凝結する、殊に兩濕度の差が著るしい時には急激且つ多量である。

霜温	空氣の溫度			
	10°	0°	-5°	-10°
0°	200	100	-	-
-5	302	151	105	-
-10	464	232	161	110
-15	725	363	252	171
-20	1157	580	401	273

$$\frac{4.57}{3.03} \times 100 = 151\%$$

上の表は各溫度の飽和空氣の霜塊に對する相當湿度を示す、相當湿度の計算法は前に述べたものと同じであるが、只水蒸氣の最大張力の代りに氷の蒸氣の最大張力を用ゐるのである。例へば空氣の溫度が零度であつて水蒸氣で飽和してゐるとすれば、その張力は四、五七耗である、霜塊の溫度が氷點下五度であるとするれば、この溫度に對する氷の蒸氣の最大張力は三、〇三耗であるから、相當湿度は

である。

八八、水の過冷却

水は靜かに放置して置くと、溫度が氷點以下數度に降つても尙ほ液體の形である、これを過冷却と云ふ、特段の狀況の時は水を氷點下二十度まで過冷却させることが出来る、大氣中では雲霧となつてゐる水滴が過冷却することが多い、「ベルソン」氏(72)が伯林の郊外で氣球に搭乘して氣象觀測をなした時、溫度氷點下二十度の氣層で積卷雲に出會

したが、その雲は過冷却した水滴で出来てゐた、過冷却をした水滴で出来てゐる雲霧は高山の上でよく見るが、平地でも霧が過冷却をすることがある。

過冷却をしてゐる水滴はこれを振動するか、又は氷の小片を觸れるかすると、忽然としてその一部が氷結する、さうすると潜熱を遊離するから全部の温度が昇つて零度になる、且つ殘餘の部分が悉く氷結するまでは温度は零度である、いま全體の γ 部分だけが氷結したとすれば、遊離する潜熱は融解熱を L とすれば γL である、又 C を比熱、 θ を過冷却の度とすれば、 $C\theta$ は全體の温度を零度に昇すに要する熱量である、この兩熱量は等しい理であるから

$$\gamma L = C\theta$$

である、 C は一、 L は八十カロリーである、故に氷點下十度まで過冷却した時は、全體の八分の一即ち十二%五だけが忽然として氷結する。

過冷却をしてゐる水滴が氷結する時は、結晶しないで透明な氷の球になる、「アスマン」氏(73)は「ブロッケン」山頂で檢鏡してこれを立證した、又過冷却をした水滴から出来てゐる雲霧は、その一部が氷結しても全部が急劇に氷結することはない。

八九、電雲 電雲は積亂雲の一種であるが特別の形状をなしてゐる、又その頂上は非常な

高所に達してゐる、即ち電雲の層は非常に厚いのである、英國の「クレイデン」氏(74)が實測したところに依ると、少なくとも一萬呎即ち三千五十米位であると云ふが、これは寧ろ過小である、近頃(75)の測定に依ると、電雲の頂上は地上から六千米乃至一萬米に達する、それ故に下部は温度が零度に近い水滴で出来てゐるが、上部は過冷却をした水滴で出来てゐて、雲頂には偽卷雲のやうな氷の結晶から出来てゐる部分がある。

電雲は積亂雲であるから屹屹たる巒峯のやうであることは記すまでもない、「ストライ」氏(76)が千八百九十五年四月廿七日、伊國の「ベネチヤ」で觀測した電雲の形は、圓筒形の二重の雲塔が積亂雲の上に聳えてゐて、その塔の縁邊からは卷雲狀の雲が射出してゐる、「カスネル」氏(77)が千九百一年七月十三日、「ベルリン」で觀測した電雲には四重の雲塔が生じてゐた、同氏の説に依ると電雲は初めは盛んな上昇氣流に依つて生ずる普通の積亂雲である、その上方では空氣が四周に流出する、流出した空氣は引續いて冷却するが、既に水蒸氣の大部分を失つた後であるから、冷却しても濃い雲にはなれない、又かやうな高空では温度が非常に低いから凝結したものは氷の結晶になる、これが積亂雲の頂上から四周へ射出する卷雲狀の雲である(78)、さて又積亂雲の上部の水滴は過冷却してゐる、これが過冷却の限度に達すると、一部が氷結する

からその結果として潜熱が游離する爲め、その部分の空氣は溫度が昇り、壓力が増すから上昇力を得て卷雲を突破して雲塔を形成する、この又塔頂でも矢張り空氣が四周へ流出するから卷雲蓋が出来る、數次かくの如き變形をすると遂に數重の雲塔が出来るのである。

降雹を來たす雲は必ずしもかやうな塔状をなしてゐるとは限らない、勿論幾多の變形がある併し雹雲の頂は非常な高所に達してゐること、その上部には過冷却をした水滴と針状をなした氷の結晶から出來た雲が存在して、その下には過冷却をした雲層があり、又その下には普通の雲層があることは、いづれの場合でも同じである(79)假りに雹雲の高さを五千米、地上の氣溫を三十度としても、降雹時には氣溫は百米に付き零度七の割合で遞減するから、雲頂では溫度が氷點下五度になるから、その所の水滴が過冷却してゐるべきは想像し難くはない。

雹雲の中には著るしい上昇氣流の存在してゐることは否定し難いが、「ストライ」氏その他の考へるやうに、雹雲の塔が垂直軸の周りに回轉すると云ふことは觀測上確實でない、又「フェレル」氏(80)の假想したやうに、雹雲中の空氣が水平軸の周りに回轉すると云ふことも餘程考へにくいことである、「ゴツケル」氏(81)は、飛行家「ウキビ」氏が氣球に乗じて偶然雹雲中に侵入した時に、雲中に著るしい渦動があつた爲吊籠が球體よりも上になつたことがあるのを例證と

して、雹雲中に水平軸の渦動のあることを説いてゐるが、これ等は尙ほ多くの觀察を俟たなければ確定し難いものと思ふ。

九〇、雹の生因 雹の生因に関する學説は甚だ多いが、何れも一部の現象を説明することは出来るが全部を説明するには不完全であるを免れない、茲には現行はれる幾多の説を綜合して雹の生因を述べて見ようと思ふ、一口に云ふと雹は積亂雲が特に發達して雹雲となりその頂上近くに雹の心核が出来る、これが下降して過冷却してゐる雲層に入ると、その雲の水滴が急激に雹核の上に氷結するから、間に澤山の氣泡を閉ぢ込め不透明の氷層となつてこれを包んで仕舞ふ、この雹が引續いて落下して來て普通の水滴からなる雲中に入ると、水滴がその上に徐々に氷結するから透明な氷層が出来る、この外に通過すべき雲層がないとそのまゝ地上に落ちて仕舞ふか、又は途中で融解して大粒の雨滴となつて降る、これは雹の最も簡單な場合でこの時の雹の中心には不透明な雹核があり、これを包んで不透明な氷層があり、その次に透明な外皮があることになる、併し若し雹雲中に過冷却してゐる雲層と、普通の雲層とが幾重にも重なつてゐる場合には、雹は透明、不透明の氷層が幾重も重なりあつてゐる複雑なものとなるであらう、「ストライ」氏や「カスネル」氏の觀察した場合のやうに 雲塔が二重

にも三重にもなつてゐるのはこのやうな複雑な雲層が存立するからであらう、元來電にかやうに複雑な氷層の出来るのは、雲中に水平軸の渦動があると假定し、一旦雲層まで落下して來た透明な氷層で被はれた電が、この渦動に連れて高所に昇り、再び過冷却せる雲層に入つて不透明な氷層を生じ、更に落下して普通の雲層に入つて透明な氷層を生ずると云ふ風に繰り返すものとすれば容易に説明が出来るのである、併しこれは渦動があると假定する上に、尙ほその氣流の速度が甚大であると假定しなければならぬから一寸考へものであらう。

電の生因は大凡そ以上述べた通りであるが、次に稍々詳しく説明する、まづ電核はどうして出来るか、電雲の上部には多數の氷針と過冷却をした水滴とが存在してゐる、この多數の氷針が水滴と氷りついて霰と同じやうな雪の團塊をつくる、これが電核である、過冷却した水滴は急激に氷結するから電核中に澤山の氣泡を閉ぢ込む、故に白色不透明になるのである、この氷針は電雲の卷雲蓋をしてゐたもの、一部であらう。

電核が過冷却をしてゐる雲中を落中するに際して、あのやうに厚い氷層が出来るのはどう云ふ理かと云ふに、電核の温度は可なり低いから相當湿度は可なり大きい、例へば空氣の温度が氷點下五度で湿度が百分であるとする、温度が氷點下十度の電核がその中に生じると相當濕

度は百六十一%であるから、水蒸氣は急劇に電塊上に凝結するのは勿論のこと、空氣中に浮んでゐる過冷却をした水滴も亦急劇にその上に氷結する、「ウェゲナー」氏(82)は電塊の温度は四周の空氣や雲層の温度より遙かに低い、しかも低い所へ落下して來ると、氣温が高い爲め温度の差が著しく大きくなる、従つて電塊上に水蒸氣の凝結することは益々急劇になるのであると述べてゐる、又電雲中には著るしい上昇氣流があつて假令電塊を雲中に支へて置くことは出来ないとしても落下する速さを著るしく遅くする、即ち電は雲層中を割合に徐々として落下して來るから、水滴の電核上に附着する量は多くなるのである。

過冷却をした水滴が電塊に氷結すると、水滴の量が十分ならば電塊の温度は次第に昇り、零度近くになる筈である、然るに地上に落下した電塊の温度は、氷點下五度乃至十度位のことがある、かやうな電塊は初めから非常な高所で生じたもので、その内部は著るしく低温であつて、水滴が氷結する爲めその表面の温度は昇つても、内部は尙ほ低温を保つてゐるとも考へられる、又は水滴が氷結した結果零度近くまで昇温したが、地上に來るまでの途中割合に乾燥した氣層中を急速に通過した爲め、表面から蒸發して再び冷却して低温になつたと考へられる、併しこれは確實な證據があつて云ふのではないから單に想像に過ぎない。

最後に雹塊が種々な形をなす理を研究しよう、雹塊はその形が球状にしても橢圓状にしても圓錐状にしても、多くは何れも對稱的になつてゐる、これは徐々回轉しつつ、雲中を落ちて生長するからである、雹に依つては林檎のやうに上下が稍々扁平になつてゐるのがある、これは回轉することを立證する一事實である、又雹の表面に氷の結晶が突起してゐるのがあるが、見ると表面の一方ばかりではなくて全面に突起がある、これも全く回轉があるからであらう。

四、霰

九一、霰は白色不透明な小さな雪の球のやうなものである、大きなものでも直径三粒を超え
るは稀である、雹の小さいものと霰とは一寸區別がつかねるやうであるが、霰は雪の固ま
つたやうなもので比較的にかたいが、雹は雪の固つたやうなものを心核としてその上に多少
の氷層があるか、又は外見上は氷層はなくても全體が著るしく堅いからわかる、かやうな小
雹は獨逸の俗語で Riesel と云ふことは前に述べた。

霰は邦語の「アラレ」に當たる漢字である、支那の俗語では米雪又は雪子と云ふ、佛語では
Gresil 獨語では Graupeln 英語では Soft hail である、尤も英國では氣象家は獨語の Graupeln

を霰の義に採用してゐる。

獨國の「ウエゲナー」氏(1)は霰に二種あることを稱へて、單純の球狀結晶をしたものを Reif-
graupel、普通のものを Frostgraupel と云うてゐるが、併し十分の區別は付け兼ねると思ふ。

九二、降霰と氣温 霰の降るのは氣温が極く低い時よりか、寧ろ零度近い時に多い、「カス
ネル」氏(2)が、千八百九十六年から千九百五年に至る十年間の、伯林の觀測成績に依つて調
査した、氣温別の降霰回数に次の通りである。

降霰回数	1	1	4	6	13	25	30	35	16	5	2							
温 度	16°	-14°	14	-12	12	-10	10	-8	8	-6	6	-4	2	-0	0	-2	-4	-6

即ち全降霰回数百三十八回中で、零度以上の時百十五
回、以下の時二十三回である、最も多いのは零度と二
度との間で、氷點下六度以下では降霰を見ない。

九三、降霰回数 霰の降るのは一日中では早朝と夕刻とに多く日中と夜間とに少ない、札
幌、福岡、廣島、東京の時刻別降霰回数を次に掲げる。

	東京 (5)	廣島 (10)	福岡 (5)
	16	7	32
	19	13	35
	19	14	44
	34	15	52
	33	9	42
	25	12	49
	9	15	54
	14	12	32
	12	2	38
	6	6	34
	7	6	25
	12	10	33

時刻	札幌 (10)
0-2	115
2-4	134
4-6	139
6-8	186
8-10	114
10-12	125
12-14	114
14-16	152
16-18	133
18-20	142
20-22	121
22-0	115

我國では降霰は冬季に最も多い、南國では二月に最も多く、寒國の海岸では十二月に多く、内陸では三月に多い、夏季は平地には降霰を見ない、歐洲でも同様に三月か四月に多く秋には寧ろ稀である。高山の頂上では降霰は初夏に多い。併し筑波山のやうに低い山頂ではやはり三月か四月に多い。

降霰日数は日本海に面する地方に最も多く、太平洋岸と内海地方には比較的少なく、琉球と臺灣とには甚だ少ない、概して云ふと緯度の高くなる程多くなる。

九四、降霰時の天氣 霰は急風の吹くやうな天氣の時に、驟かに降り出して暫時にして止む、又は止んでは降り、止むでは降り繰り返すこともある、故に霰の降る量は至つて少ないが、裏日本では割合に長い時間降り続くことが多い。

霰は降雪の後に降ることはあるが、降雪の前に降ることはないとは「ハン」氏(3)の云ふところである、本邦でも果してさうであるや否やは調査を要することと思ふ、霰と雨とは交つて降

ることは往々あるが、その雨は想ふに霰の融解したものであらう。

九五、霰の成因 霰の生因は未だ十分判明してゐない、「ベツオルト」氏(4)及び他の人の説を綜合して述べると、優勢な上昇氣流があつて高所に昇ると、その中に水蒸氣の凝結が起つて水滴が出来る、かうして出来た雲の頭が大氣中の零度の等温面を貫いて、なほ低温の所に進むと、雲の水滴は過冷却の状態になる、又この雲の頭は蒸發して更に高所に昇つて巻雲狀の雲になる、この雲は氷の結晶から出来てゐる、この氷の結晶は徐々に落下して、過冷却した水滴に會すると氷結する、これが過冷却をしてゐる他の水滴と結合して遂に白色不透明の雪球、即ち霰となるのである、「バルコウ」氏(5)は雪華の片割れが落下して来て、過冷却してゐる水滴に會すると、これが氷結して霰になると述べてゐる、即ちかやうにして出来た霰は雪華の上に生じた霧氷であると言つてよろしい。

五、凍雨

九六、凍雨 凍雨は透明な小さい氷球で恰も南京玉のやうである、併し内部には多少不透明な部分があることもある、大いさは普通直徑三粒を超えない、凍雨と云ふ言葉は朝倉慶吉

氏(一)の調べられたところに依ると、支那には古くからあるので新たに選んだ名ではない、獨語では Eisregen を使用してゐる、尤も凍雨を Eiskörner 又は Gefrorenen Regen と稱し、Eisregen を過冷却した雨の義に使ふ人もある、英語では Ice-rain と云ふもこれは一般に通ずる語ではないらしい、米國の氣象臺では Sleet と稱してゐる、勿論一般の米人がかう呼ぶとは限らない。

九七、凍雨の實例 凍雨は稀な現象である、從來の氣象觀測では凍雨と霰又は雹とを區別してゐなかつたが、近頃はこれを區別することになつた、茲に内外の文書から凍雨の實例三つ四つを抄出する、まづ東洋に於ける例を掲げる。

(一)東京(二)に明治四十二年二月二日午前八時二十三分より四分間凍雨が降つた、當時の氣温は二度五、湿度は五十六%であつた、天空は層積雲で蔽はれてゐた。

(二)北海道帶廣に明治四十四年十二月五日午前十一時五十分より午後四時九分まで凍雨が降つた、森直藏氏(三)の觀測に依ると、この時の凍雨は氷の細片であつて、全く透明な恰も硝子の截片の如くにして、不規則の多角形をなしてゐた、その最も大きなのは長さ一耗、幅と厚さとは共に〇耗五位であつたと云ふ。

(三)南京に明治四十五年三月二十二日午後二時五十三分凍雨が降つた、重富剛策氏(四)に依ると、この凍雨は直徑約一耗五の球狀又は圓錐狀をなしてゐた、三十一分間降り續いて三時二十四分一旦止み、五時四分に再び降り初め、間に雪片を混へ七時二十五分に雨になつた。

(四)北海道帶廣に大正二年四月二十七日午前八時三分より雨交りの凍雨降る、森直藏氏(五)に依ると八時三十五分には雨が多くなつた、この凍雨は形が種々あつたが、最も多かつたのは、一耗内外の不規則の氷片であつた、又直徑約三耗の不規則の圓柱狀をなしてゐるものも可なり多かつた、最も大きいのは長さが四耗五もあつたと云ふ、何れも中心に氣泡を含んでゐた、午前八時の氣温は四度三であつた。

次に歐米の例を掲げる。

(一)獨國「ステツチン」に千八百八十八年三月十九日午前七時から午後五時まで凍雨が降つた「クランケンハーゲン」氏(1)に依ると、この凍雨は完全な球狀をなした透明の氷であつた、その量は夥しく、地上に堆積して高さ五厘に上つた、當時の氣温は氷點下一度乃至四度であつた、同日「ブレスラウ」にも凍雨が降つた。

(二)奧國「ウキン」に千八百九十二年一月二十三日午前八時頃より凍雨が降つた、この凍雨は