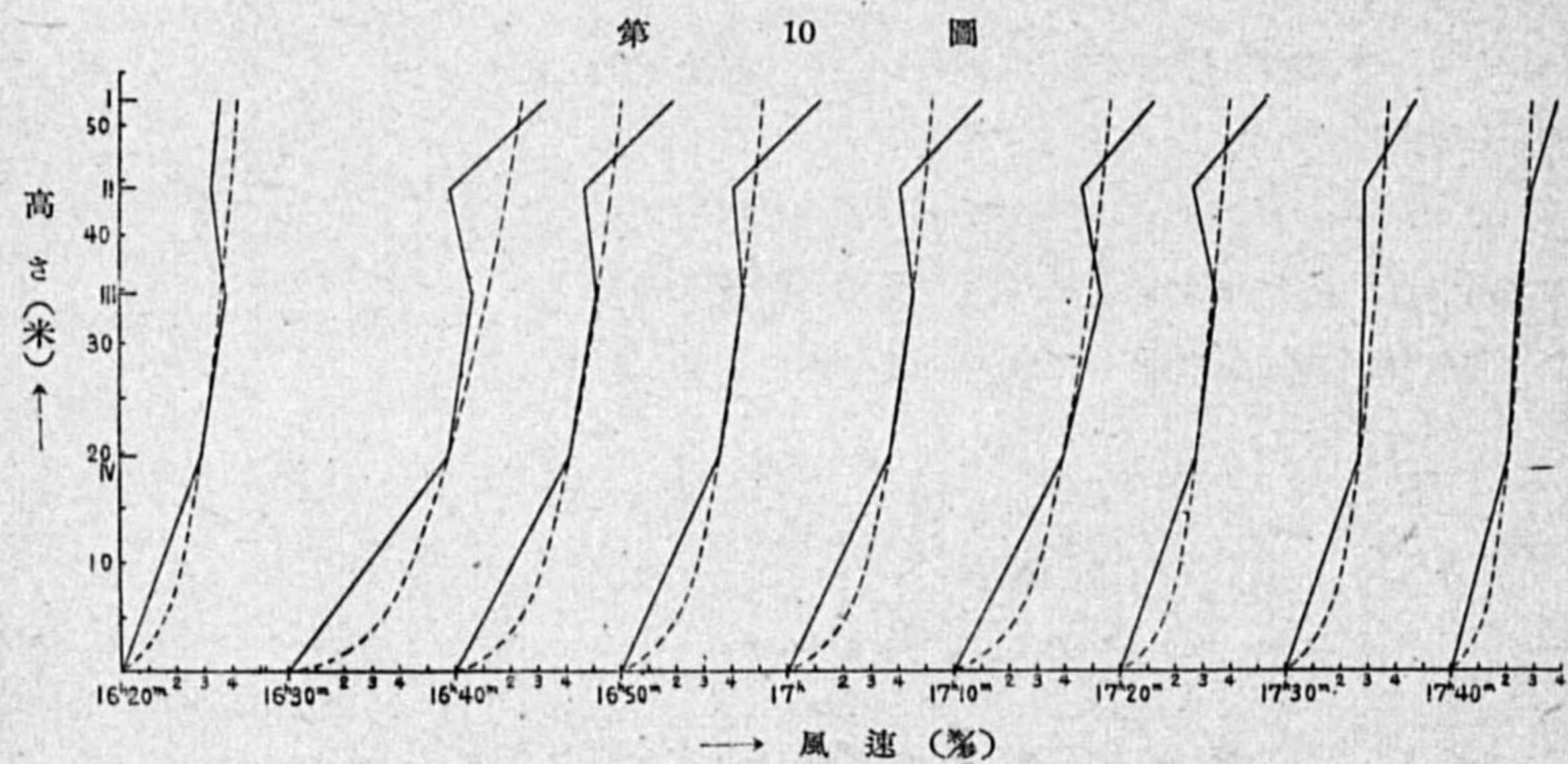
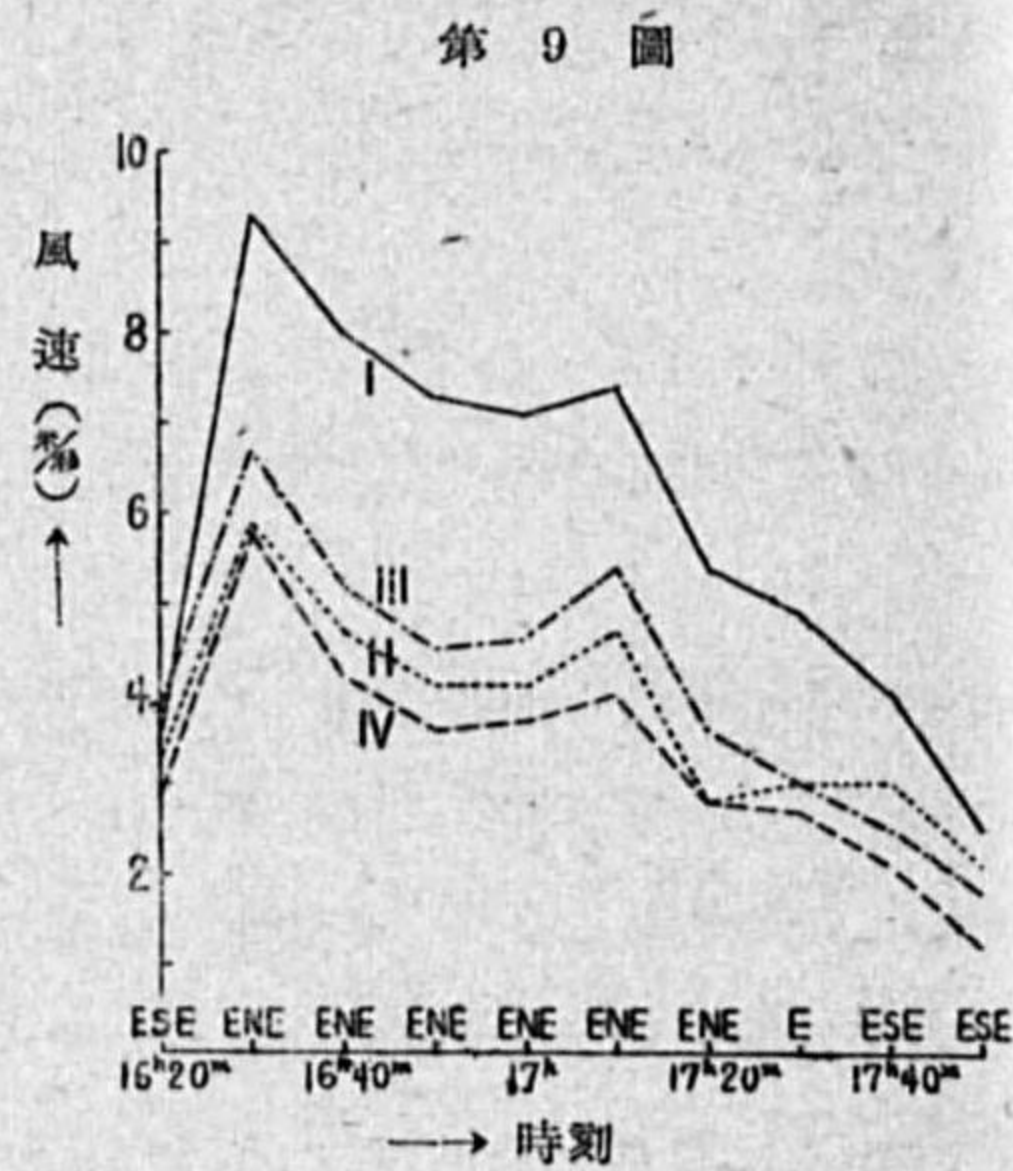


最大は 14 時 20 分であるが、14 時 40 分から 50 分にかけて再び幾分風速が増してゐる。早手中に於ける風向は南々西であつた。風速の最大は小さいが、第 8 圖に於て 7 月 21 日の早手の場合と殆ど同様な傾向を示す。早手中に於て I に於ける風速が著しく大きい事は、第 3 圖の此の時刻に於ては I に於ける平均風速が却つて小さい事と比較して顯著である。

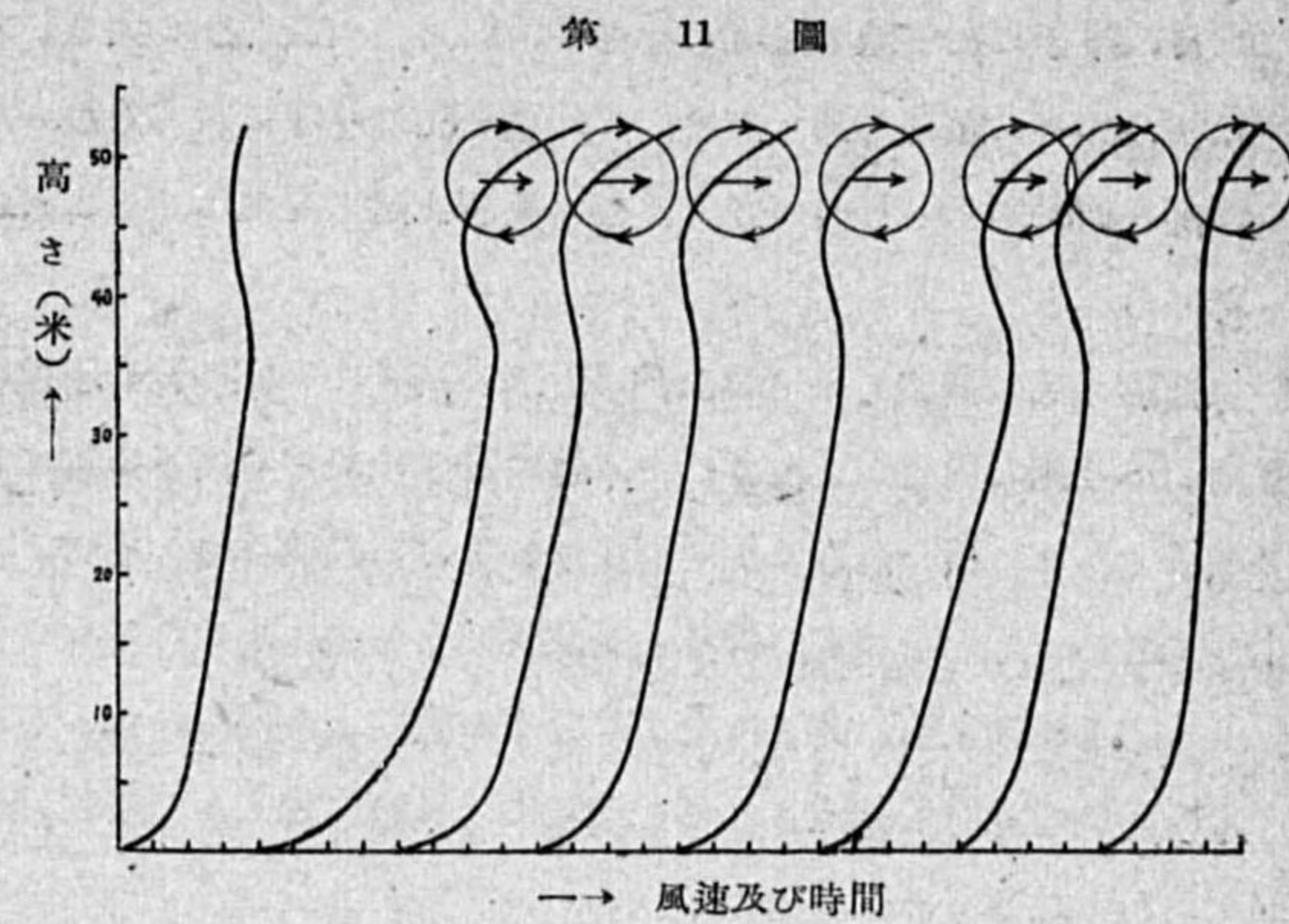
8 月 1 日 此の日の雷は中雷程度であつた。寒冷前線の通過は 16 時 21 分であつた。各高さに於ける風速は第 9 圖、第 10 圖に示される。風速は 16 時 30 分に急増し、次第に衰へてゐるが、17 時 10 分に再び幾分増し、後急に衰へてゐる。早手中に於ける風向は東北東であつた。第 10 圖の風速の高さに對する變化は、上に述べた各雷の場合と同様な傾向を示してゐるが、I に於ける風速は著しく大きい。II に於ける風速に對して高さの差は僅か 8 米位で、風速は 1.6 倍乃至 1.7 倍となつてゐる。



上の各例に於て、早手中に於ける風速は前線の通過直後に最大を示し、之より 30 分乃至 1 時間遅れて風向の變轉する少し前に、小さいものであるが第 2 の極大が現れてゐる。尙第 5 圖に於ては第 3 の極大も見られる。之は風速の大きな變化の後に残る波動の如きものと考へられるが、今後の観測により明かにされるであらう。

雷の早手に於ける高さに對する風速の變化は上の各例すべて同様な傾向を示し、一般の場合と著しく異つてゐる寧ろ夜間の状態に似てゐる。即ち早手に於ける風速は、II に於て III に於けると

同じ位か、却つて小さい傾向があり、I に於ては著しく大きい。此の様子は再び第 11 圖に示される。I, II の高さ附近に不連続面が考へられる事は前に述べたが、早手の場合の如き急風に於ては、圖に示される如く、不連続面に渦の列を生ずるものと考へれば、上の關係が説明され得る。此の様な渦列の存在を示す他の氣象要素の観測が無いから詳しい事は解らない。



第 6 圖、第 8 圖、第 10 圖に於て u_{III}/u_{IV} の値を計算すると、此の比は早手の初めに於ては小さいのが、後次第に大きくなり、風速の最大より餘程遅れて、早手の終り頃に最大となるが、早手の通過後に再び小さくなつてゐる。此等の様子は観測された風速を、各圖に引かれた破線の曲線と比較して明かである。圖の曲線は第 6 圖に於ては $(u/u_0) = (Z/Z_0)^{1/2}$ 、第 8 圖に於ては $(u/u_0) = (Z/Z_0)^{1/3}$ 、第 10 圖に於ては $(u/u_0) = (Z/Z_0)^{1/5}$ によるもので、此等の式は不連続面附近の I, II を除き、III, IV に於ける早手中の風速の平均に合されたものである。此等の結果から早手の始めに於ては亂流が尙大きいのが、早手に依り此迄の氣流が全く新しい氣流に置き換へられると共に亂流が小さくなり、早手の通過後は再び別の氣流に變ると亂流が大きくなる事を示す。

各高さに於ける早手中の平均風速より u_I/u_{IV} , u_{II}/u_{IV} , u_{III}/u_{IV} が計算され、第 4 圖及び第 3 表

第 3 表

時刻	7 月 21 日 17 時頃	7 月 27 日 14 時 30 分頃	8 月 1 日 17 時頃
風向	N	SSW	ENE
u_I/u_{IV}	—	1.52	1.84
u_{II}/u_{IV}	1.44	1.21	1.10
u_{III}/u_{IV}	1.28	1.20	1.24
n	0.62	0.50	0.56
交換係數	0.107	0.326	0.188

に示される。第 4 圖に於て A は 7 月 21 日、B は 7 月 27 日、C は 8 月 1 日の各早手に於けるものである。此等の比は風速を考慮しても明かに他の場合より幾分大きい。第 3 表に於て n は第 2 表と同様に u_{III}/u_{IV} に依り計算されたもので、交換係數も之に依り計算されたものである。第 3 表を第 2 表と比較すると、早手に於ける上述の特徴が顯著である。即ち各比の値は一般に大きいのが、殊に u_I/u_{IV} が著しく大きく、 u_{II}/u_{IV} は比較的小さい。 u_{III}/u_{IV} により計算された交換係數を比較すると、早手に於て亂流が小さい事が明かに認められる。時刻、風向を考慮において各雷の場合を比較すると、7

時刻、風向を考慮において各雷の場合を比較すると、7

月 21 日の早手に於て最も亂流が小さく、8 月 1 日が之に次ぎ、7 月 27 日が最も大きい。此の順序は雷の強弱の順序と同一であつて、強い雷の早手に於て亂流が小さい傾向は明かである。之は雷の機構と關聯があるものの如く、強い雷程上層の亂流の小さな氣流が地表面近く迄降りて來るものと考へられる。

4. 結論 此の觀測により地上約 50 米の高さに一種の風の不連續面のある事が知られ、又時刻別風向別に亂流の程度が比較された。雷の早手に於ける高さに対する風速の特徴は他の場合に比較して顯著であり、雷の回数は少いが早手に於ける亂流は他の場合より小さく、又強い雷に於ける程亂流が小さい。此の事は雷の機構とも關係がある様に思はれる。

以上の結果は只風速の高さに對する分布の觀測より得られたものであるが、更に各高さに於て氣温、風向、風の息をも測定されると同時に、風速に就ても一層正確に測られれば、上に述べた事柄は更に明かとなるであらう。

終りに常に渝らず御指導御鞭撻下さる岡田臺長先生を始め藤原先生、倉石先生に深謝し、又此の觀測に對して終始御懇篤に御指導下された抜山先生、小平先生に厚く御禮申上げる。尙此の觀測に於て柴田敏春君の御助力を得た事を記して感謝の意を表す。(昭和 16 年 3 月)

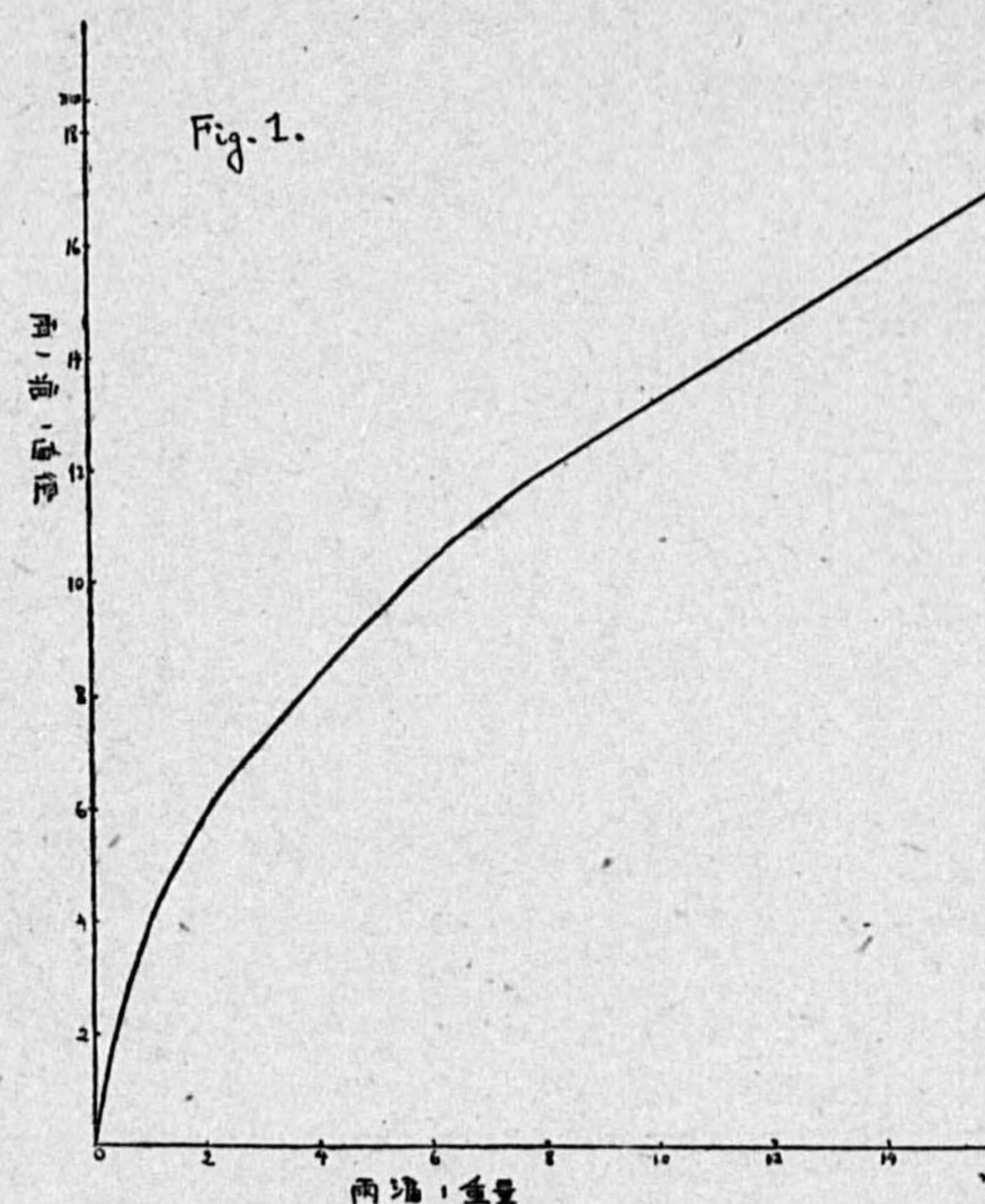
雷雨滴の觀測

戸谷富之、宮川亮一、山崎正博、伊東彊自

1) 觀測方法 雷雨滴觀測の方法にはいろいろな種類があるがこゝでは燻紙の方法⁽¹⁾をそのまま用ひた。即ち雨滴を受けるのにはアート紙を油煙で燻したものを用ひ、雨滴を受けた後で出来る痕徑を測りそれから雨滴の大きさを出した。紙の大きさは 10 糎×15 糎で、降雨中に露出する時間は降雨の強さによつてまちまちであるが、大體雨痕がお互に重り合はない程度に出来る丈長時間露出せしめる方針をとつた。

實際に記録を得た日は 7 月 27 日、8 月 1 日の 2 日丈でいづれも雷雨性の雨であつた。

2) 雨滴の痕徑と雨滴の重量との關係は第 1 圖の通りである。又落下速度との關係を Schmidt



雨滴の痕の直径と重量との關係

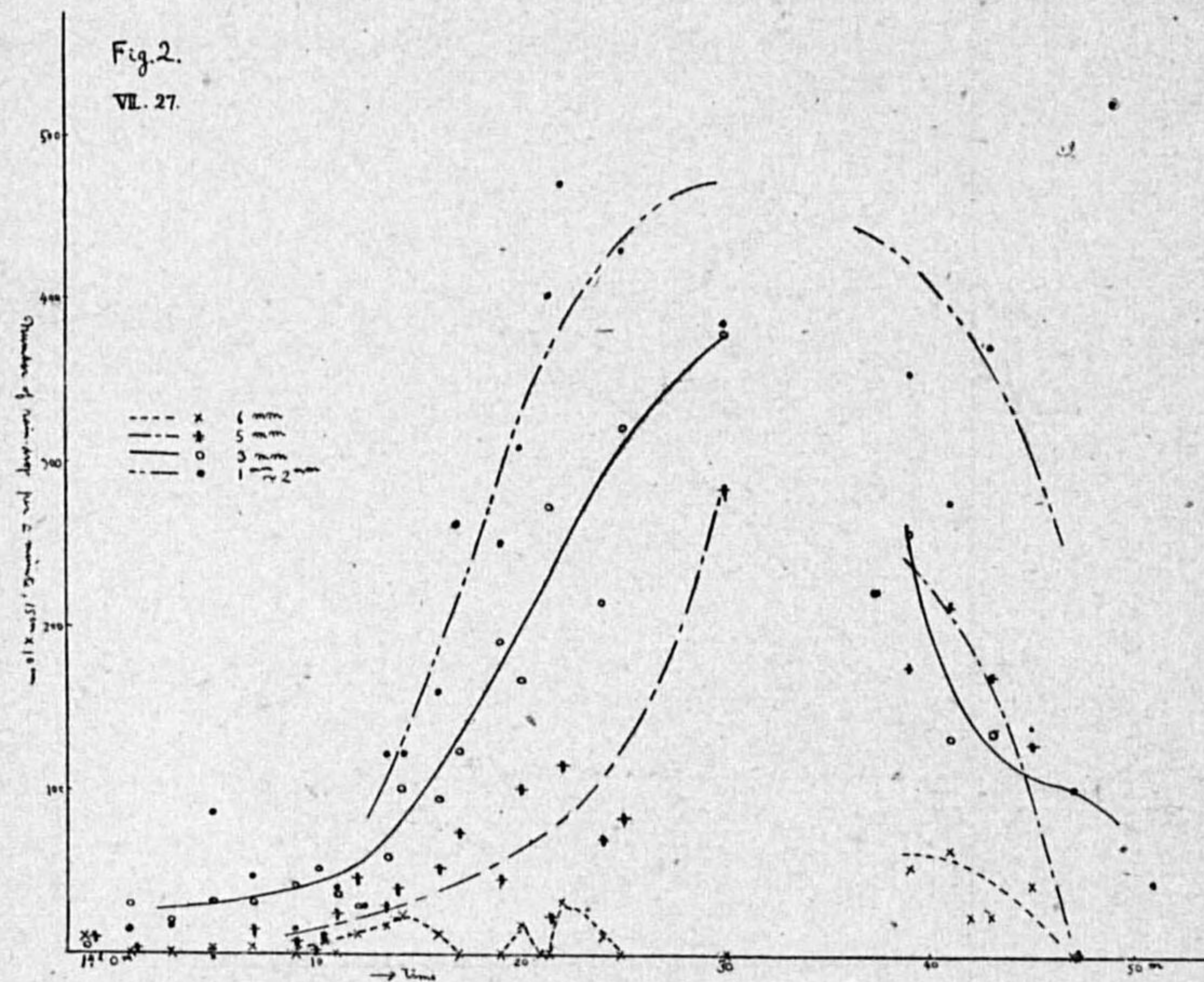
(1) 伊東:「阿里山に於ける雨滴觀測」日本學術協會報告 第 10 卷, 1935, 355-359.

の式によつて計算してみると次の様になる。

直 径(mm)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
重 量(mg)	2	5	7	10	15	21	27	36	45	55	66	78	94	108	125
落下速度(m/s)	3.1	3.8	4.2	4.5	4.9	5.2	5.5	5.8	6.1	6.3	6.5	6.7	—	—	—

3) これ等の結果を用ひて観測資料の整理を行つた。

7 月 27 日に観測したものの時刻別大きさ別の雨滴の数を第 2 表に示す。又雨滴の数を 1 分間 15 種×10 種の面積上の値にしたものを次の第 3 表に示す。この表の値を圖に示すと第 2 圖の様になる。尤もこの圖では痕徑が 1mm~2mm, 3mm, 5mm 及び 6mm の 4 種類丈について各の範圍の雨滴の降雨時間中に於ける数の變化を示す。8 月 1 日の降雨の観測結果について同じ様に整理したのが 第 4 及第 5 表と第 3 圖とである。



第 2 表

VII 月 27 日 痕 徑 →

時 刻	露出時間	1mm以下		1mm~2mm		2mm~2.6mm		3mm	4mm	5mm	6mm	7mm	8mm	9mm	10mm	11mm
		0.3	0.5~0.7	0.9~1.2	1.3~1.6	2mm	2.5mm									
13 56 30	60													2	5	4
58	40								2	8	6	2	2	2		
59 30	30					5		11	5							
14 1	30			7	10	3		15	1	1					1	
3	20			3	3	30		7	4							
5	20			19	10	16	4	11	4		1	1				
7	20			11	5	4	2	11	7	5	1					
9	15			11	3	1	17	25	11	2						
10 5	15			4	2	15	7	13	5		2					
11 5	15			4	3	7	33	9	9	10	6		4	1		1/2
12 5	10			7	3	2	31	16	5	4	8	2	4	3	2 1/2	
13 30	10			4	10	11	11	16	10	4	5	3	3			
14 10	10			10	6	15	(12+17)	6	17	8	7	4	1			
16	10			11	15	12	26	6	16	6	9	2	2			
17	10	(15/8.5 x)		12	19	6	7	4	12	2	7					
19	5			6	7	14	12	6	16	5	4			1		
20	10			8	30	22	17	9	28	15	17	3				
21 20	5			13	17	17	16	—	23	6	2		1			
22	5	(15/11 x)		15	20	9	16	10	12	5 1/2	7	2				
24	5			9	26	3	19	16	18	5 1/2	6	1				
25	5			14	11	25	22	—	27	16	7					
28	5			20	10	18	8	11	7	12	7		3	1		(雷鳴殆ど)
30	5	(10/8.5 x)		6	12	12	14		24	12	18		3			
36	—															
38	—															
39	3			10	18	4	14	6	13	10	9	3	10	4	4	
41	5			9	19	4	18	11	11	6	18	6				
43	5			12	22	9	11 (3*)	11 1/2	4 1/2	14 1/2	2		1	(北西晴れる)		
45	5			9	23		12	4	39 1/2	24	11	3 1/2				
47	6			8	14		13	14	10 1/2	3						
49	5			23	31	13	6	2								
51	60	34		43	45											
54	60	31		40												

(この外に 0.2 以下のもの多数あり)

第 3 表

VII 月 27 日 痕 徑 →

時 刻	1mm以下		1mm~2mm		2mm~2.6mm		3mm	4mm	5mm	6mm	7mm	8mm	9mm	10mm	11mm
	0.3	0.1~0.7	0.9~1.2	1.3~1.6	2mm	2.5mm									
3 36 30							3	12	9	3	2	5	4		
58							22	10			3	3			
59 30					10		6	30	2	2					
14 1			9	14	20		90	21	12				3		
3			9	9	90		30	2	2						
5			57	30	48	12	33	12		3	3				
7	36		33	15	12	6	33	21	15	3					
9	44		12	4	68	100	44		8						
10 5	16		8		60	28	52	20		8					
11 5	16		12	28	132	36	36	40	24		16	4			1/2
12 5	42		18	12	186	96	30	42	48	12	16	18	15		4
13 30	24		60	66	66	96	60	24	30	18	18				
14 10	60		36	90	174	36	102	48	42	24	6				
16	60		90	72	156	36	96	36	54	12	12				

も多く得て十分な吟味をする必要がある。

尙参考のために雨滴観測當時の氣象及記事を掲げておく。

VII 月 27 日

	氣 温	濕 度	風 速	風 向
13 時	28.6°C	67.0%	1.8 米/秒	ENE
14 時	27.4°C	74.0%	2.3 米/秒	E
15 時	25.5°C	87.9%	0.3 米/秒	—

雷雲は西北西に起り西の中天をすぎ天頂をへて南東に進んだ。

雨の記事：13h36m40s 降り始め（弱の弱程度）

56m35s 大滴が降り出し（中の中位）北から稍涼しい風が吹いて来る。

14h05m40s 中の中位の程度稍大滴の雨滴。

12m50s 中の強位、雨多く降り風やゝ弱くなる。

15h 0m 0s 雨やみ風ほとんどなし。

雨 量 13h 0.0mm, 14h 2.8mm, 15h 2.8mm.

VIII 月 1 日

	氣 温	濕 度	風 速	風 向	雨 量
15 時	29.2°C	50.4%	1.7 米/秒	E	0.0
16 時	28.5°C	61.7%	3.0 米/秒	E	0.0
17 時	24.4°C	88.0%	2.5 米/秒	SE	0.5
18 時	24.8°C	8.46%	0.7 米/秒	ENE	3.1

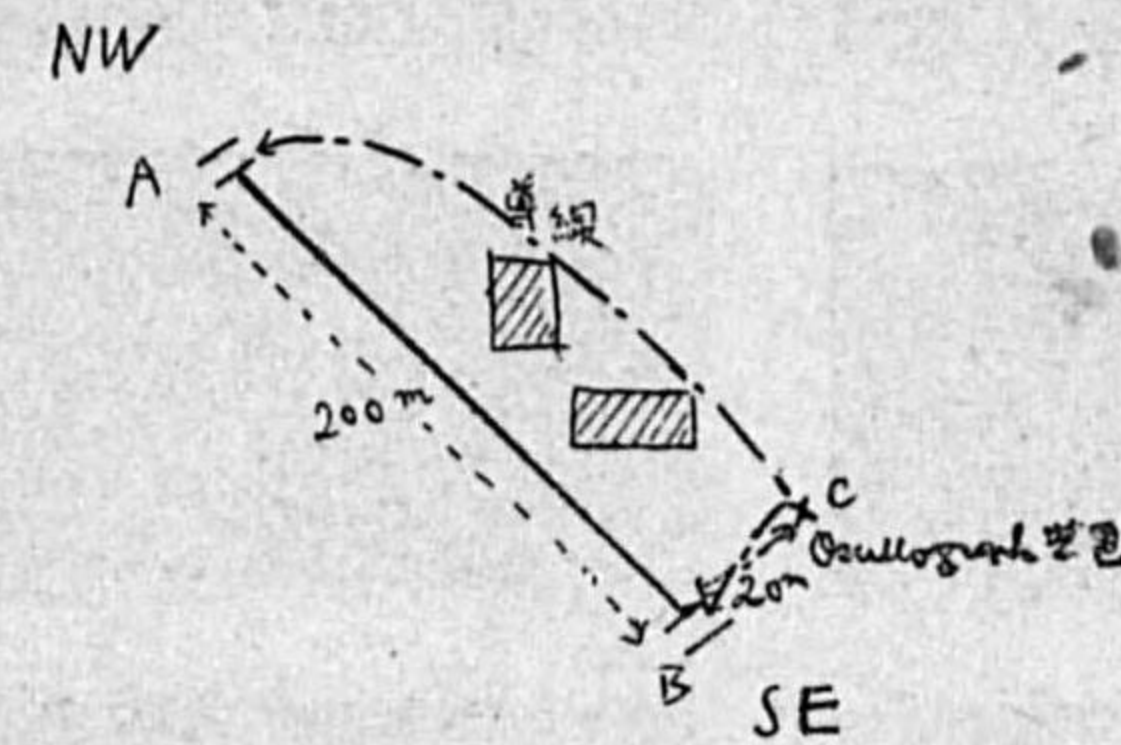
雷雲は N に起り北西に進んだものと北東から東をへて南西に進んだものと二つあつた。観測した雨はこのうち後者によるものである。降り始めは 16h 25m で 17h まで降り続いて居るが弱の弱から中の中位の程度のものであつた。

雷雨の際の地電流の Oscillograph による観測

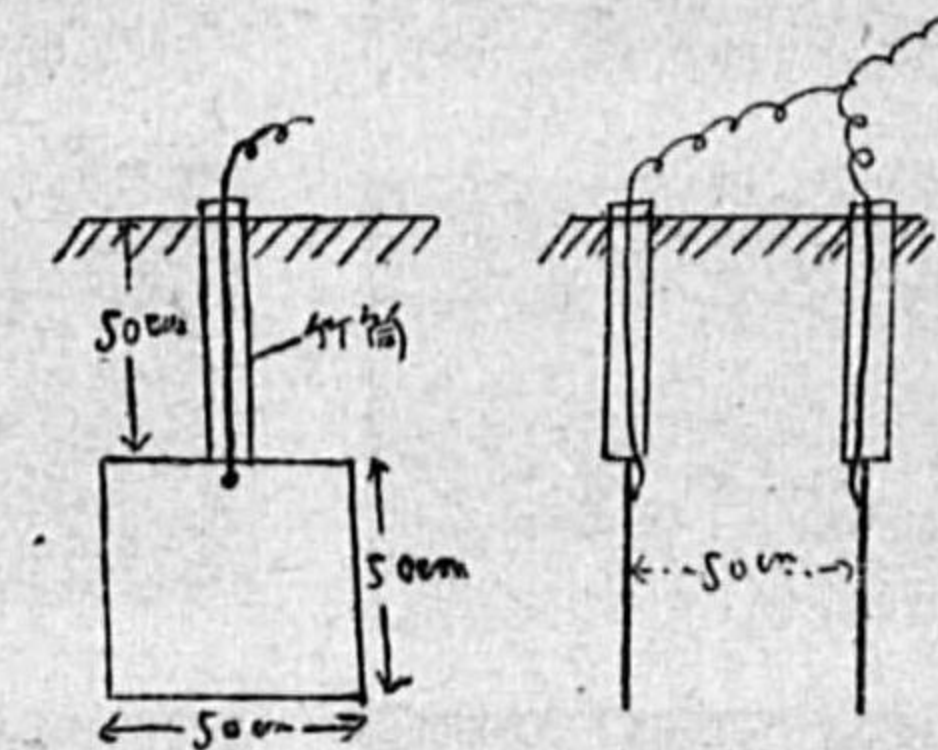
戸谷富之、山崎正博、宮川亮一、伊東彊自

1) 昭和 15 年 7 月 15 日から同 8 月 10 日までの間、埼玉縣本庄町高層氣象臺本庄出張所で雷雨の際の地電流の變化の様子を Oscillograph を用ひて観測した。使用した Oscillograph はマツダの BT-140-V 型でその感度は UZ-57 による一段増幅の最大で約 14mm/V (下が正)であつた。接地の狀況は第 1 圖に示す様に北西から南東へ 200 米の間隔をとつた。極板には 50 糎×50 糎のものを 50 糎丈離して 2 枚相對せしめ深さを 1 米とした (第 2 圖)。B の端からの導線は Oscillograph の接地及び負極につなぎ、これに對する A 點の地電位差を測定する事にした。

第 1 圖



第 2 圖



Oscillograph の光點は時間に對して水平に直線的に走るがその週期はその時に應じて適宜に調節しておく事が出来る。變化の圖形は寫眞に撮つたがフィルムはさくらパシクロ USS を用ひた。

2) 結果 寫眞 I は 7 月 27 日の雷雲のものである。時間軸はすべて 25 μ で露出時間は 1 から 3 迄が 1/10 秒、4 から 7 迄が 1/25 秒、8 から 13 迄が 1/50 秒であつた。この寫眞で陰極線の光點は左から右に直線に走り右端から左端へは瞬間にかへる。観測した雷雲は西北西におこり、観測所の天頂を経て南東に進んだものである（詳しくは“雷雨滴観測”及“雷雲の發達”参照）。

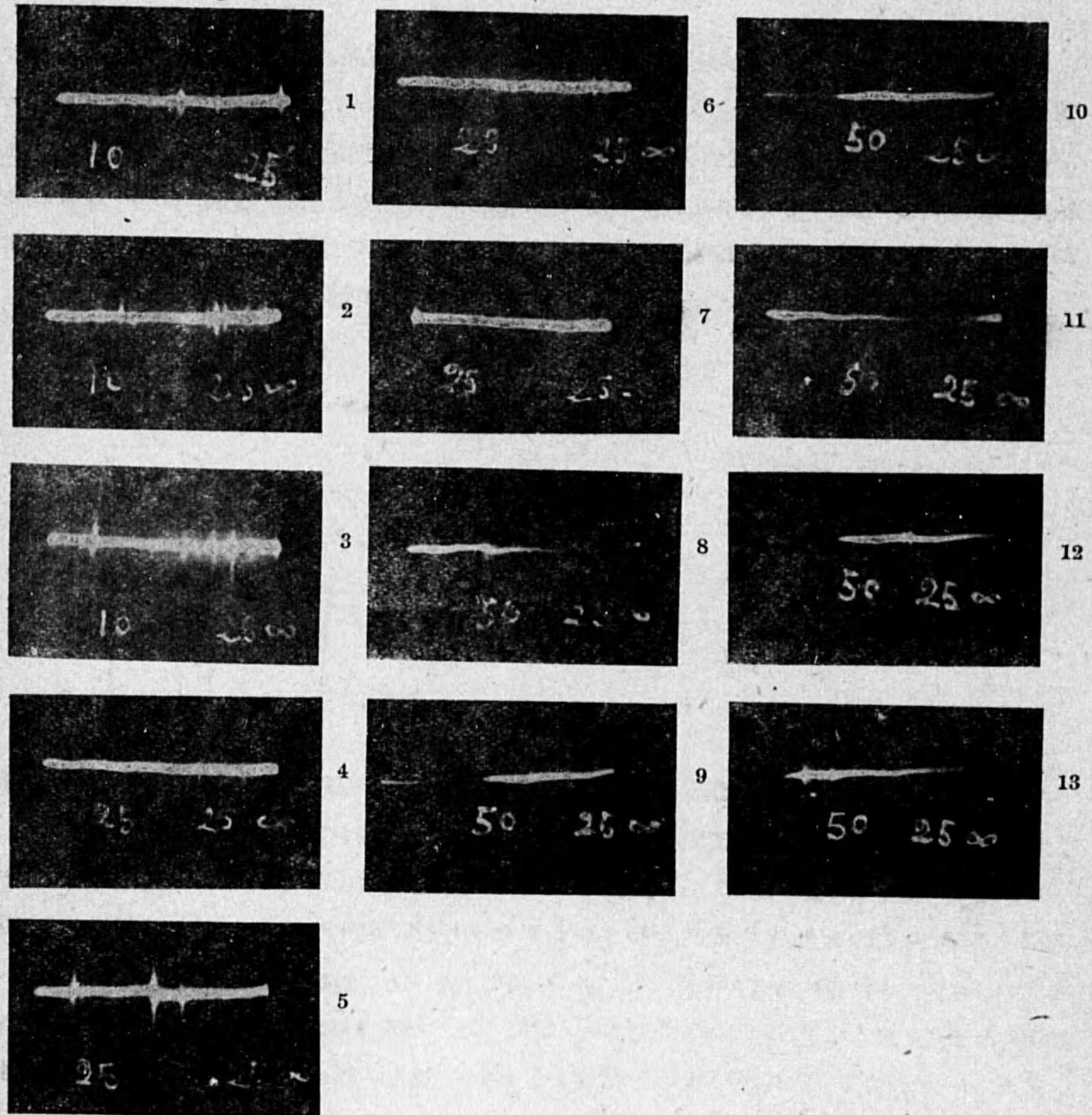
寫眞 II は 8 月 2 日の雷雨のもので時間軸は 300 μ 、露出時間は 1/300 秒であつた。但し露出時間の正確度は不明である。

この日の雷の観測記事は次の如くである。

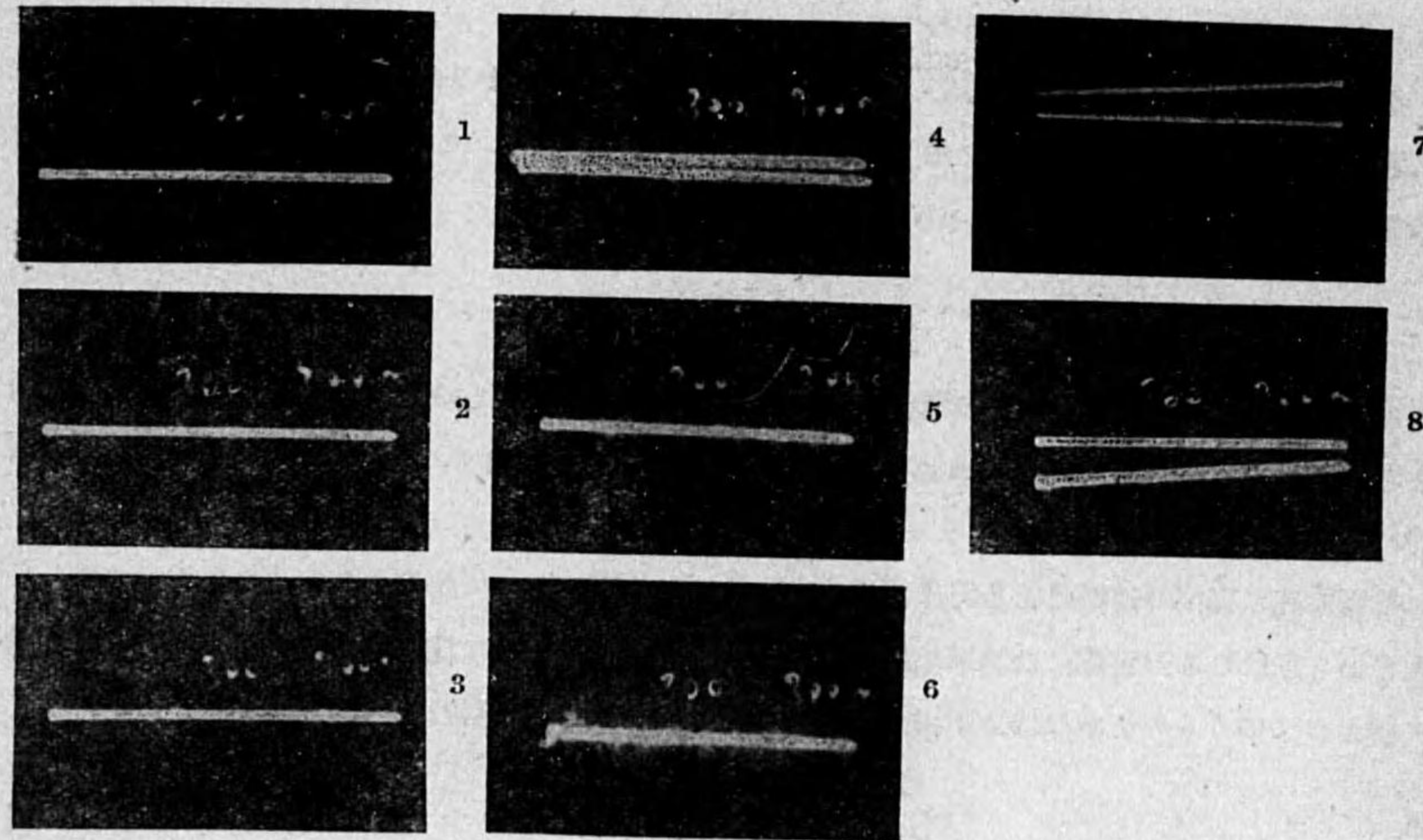
西に始まり南西及び南方一面に分散の模様

$\Gamma^{\circ}w18h15m$, $\Gamma^{\circ}sw16m$ (光-音間 28 秒), $\Gamma^{\circ}sw17m20s$, 18m, 30m, ... $\angle^{\circ}s19h11m$, 16m, 20m, 22m, 23m, 25m, 28m, 29m, 30m, $\Gamma^{\circ}s31m$, 37m, $\Gamma^{\circ}40m$, (光-音間 60 秒), 43m, 45m (光-音間 62 秒), $2\Gamma^{\circ}s46m$, 48m, 49m. 20h07m, $\angle^{\circ}sw12m$, 13m, $\Gamma^{\circ}s17m$. $\angle^{\circ}20m$... $\angle^{\circ}47m$, $\Gamma^{\circ}s55m$, 56m. 21h01m (光-音間 35 秒), $\angle^{\circ}w02m$, $\angle^{\circ}sw07m$... $\Gamma^{\circ}sw24m$, 29m, 31m, $\angle^{\circ}37m$, 43m,

寫眞 I



寫眞 II



3) 結果についての二三の考察 雷雨の時の異常地電流としては次の様なものがある。

i) 雷雲の中の電光放電のために誘導されるもの。これには所謂空電現象の様なものから稲妻を伴ふ大規模なものまである。

ii) 落雷即ち雷雲と地面との間の電光放電(對地放電)。

iii) 雨滴のもたらす電荷によるもの。

iv) 雷雲が荷電する時の電荷の移動などによるもの。

等が考へられる。しかし實際に Oscillograph の觀測にかゝるものは i) 及び ii) 丈であると思はれる。iii) 及び iv) は時間的的变化が緩慢に過ぎる爲に 10^{-1} 秒 $\sim 10^{-3}$ 秒の間の變化としては見られない現象である。

次に先づ大地の電氣的な性質については二三の考察を試みよう。電媒常數 ϵ 及び比電導度 σ は大體次の値を示す。(1)

	$\sigma \text{ ohm}^{-1}$	ϵ
濕つた地面	$10^{-4} \sim 10^{-5}$	5~15
乾いた地面	$10^{-6} \sim 10^{-14}$	2~6

(1) Hund: Phenomena in High Frequency Systems 1936, Strutt, M. J. O., E. N. T., 10, 1930, 387.

濕つた地面とは 30% 内外の濕氣を含むもの、乾いた地面とは 4% 内外で夏季二三週間位も雨が降らなかつたりすると起る程度のものである。

今回の観測地は桑畑で AB 兩端の抵抗は 200 Ω (導線の抵抗は 1 Ω 程度) であるから大體として濕つた地面の方の σ 及び ϵ を用ひる事が出来ると考へられる。これから落雷などの時の電荷が四方に流れる弛緩時間 (time of relaxation) L は

$$L = \frac{\epsilon}{4\pi\sigma} = 10^{-7} \sim 10^{-8} \text{秒}$$

となる。落雷によつて雷雲からの電荷が瞬間的に大地に流入したものとすれば、消える方も瞬間的と考へられる。iv) 等が Oscillograph にかゝらないのは同じ理由で、A 及び B 兩點がほとんど同時に同じ電位になるからである。

落雷電流の直接の衝撃による方は雷雲の中に於ける放電によつて誘導されたものに較べて遙かに大きいと思はれるが實際には簡単に區別は出来ない。落雷によつて流れ込んだ電流が一様に半球面に擴がつてゆくものとすれば落雷地點から r の距離にある點の電位は

$$V = \frac{-q}{6\pi\sigma r^2}$$

であつて、 r^{-2} に比例するから適當に離れた點では兩方が同じになると考へられる。

寫真 I: (9) 及び (11) 以外は比衝撃が入つて居るがそれを次の三つの型に分類出来る。

i) 落雷があつた時のもの、幅が太く上と下が對稱になつて居ない。水平軸が衝撃後約 0.02 秒位の間下の方に下つて居るものが (5) と (8) とに見られる。

ii) 幅の太い衝撃、1) の中央にあるものの如きもの。

iii) あまり太くはなく最も頻繁に観測されるもの。

これらのうちの i) については (5) の中央に撮つて居るのが最も顯著であるが、電光の構造と比較してみると主放電がおこつてから約 0.005 秒で第 2 電撃があり、0.01 秒で第 3 回の雷雲が弱く更に 0.005 秒で最後衝撃が弱く起きて居る。水平軸が主放電以後下つて居るのは第一の電撃のあとその電光の道を通つて電流がある事を示して居るものらしく、殘光の説明に役立つ現象であるまいかと考へられる。

第一の電撃が下の方に長く伸びて居り、(8) のは上方に殆どない位である。全體の時間が 0.02 秒位で Walter や Schonland の結果より 1/10 位短いのは雲底が低い事や其他の條件によるものと考へられる。

(2) 及び (3) はともに雷の中の放電現象であらう。(2) の型は寫真 II の (2) に相當するらしい。(2) と (3) の右端のものは比較的遠い場所に落雷したものと考へられる。

寫真 II: この日は雷があまり頻繁でなくその上シャッターが 1/300 秒であつた爲に實際の観測はあまり成功はしなかつた。寫真の方も上出来とは云へないが 2 つの型にはつきりわけられる。

i) 減衰 Sine 波を現はすもの (1)~(3) と、

ii) 非常に複雑な振動をしてしかもその時間が 0.002 秒位の程度のもの

の 2 つである。(1) は寫真 I の (3) に相當し、(2) は寫真 I の (2) に相當すると見做せる。

このうちの (i) は所謂空電現象であつて (3) の右の方にあるものは明かに減衰振動を示す。 $L = 10^{-6}$ 秒、 $\nu = 10^4$ 、 $\lambda = 30000$ 米とし距離がわかれば雲の振動双極子の大きさが推定出来る。(3) の左のものはやゝ違つた波型を示す。(2) は恐らく雲と雲の間に飛ぶ電光放電の大きなものではないかと思はれる。

雷光の形

山崎正博, 宮川亮一, 戸谷富之, 伊東彊自

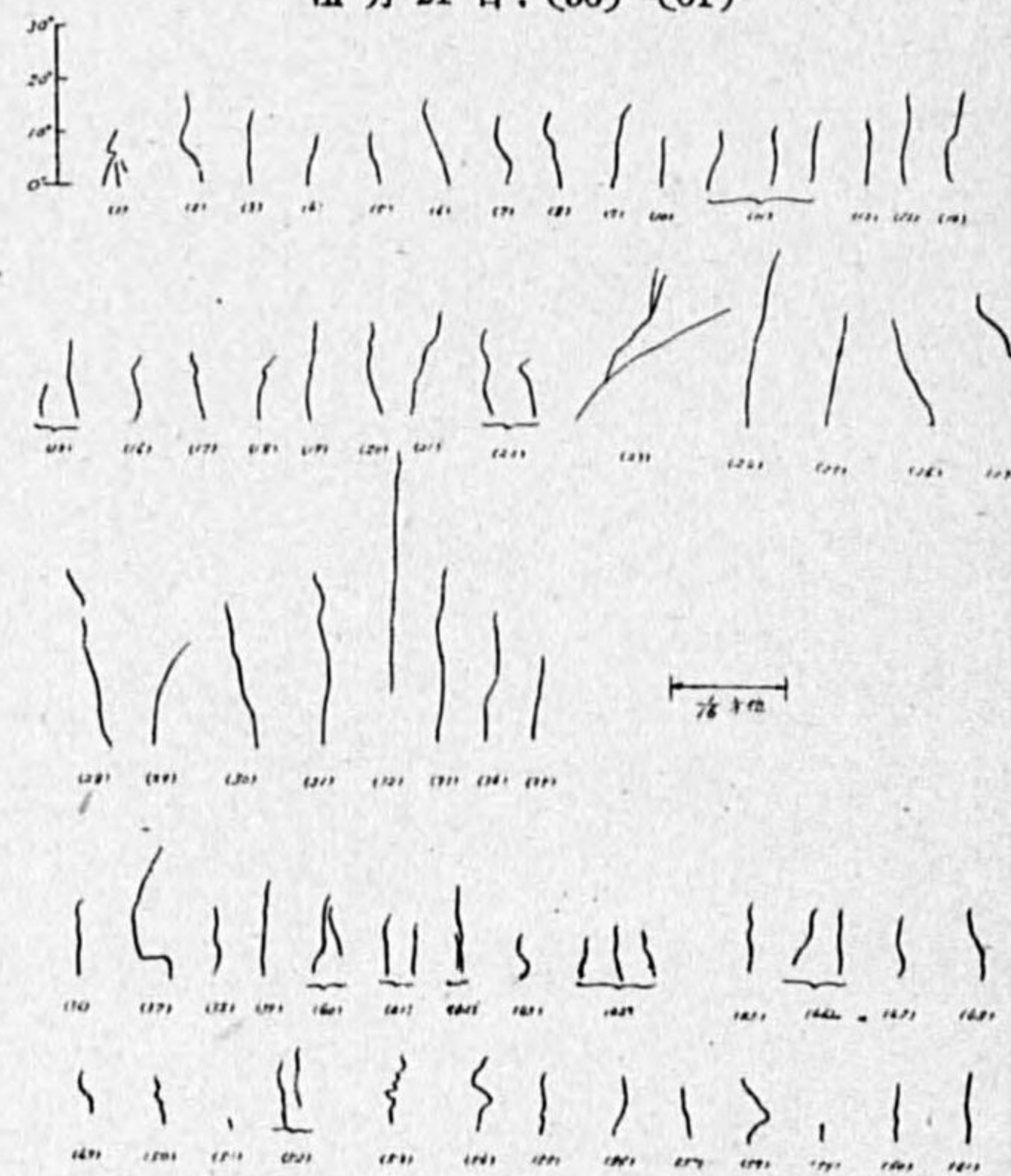
雷光の形を調査するには一つ一つ寫眞を撮つておきその結果から微細構造を調べるなり、形状の分類を調べるなり空間での徑路を追跡してみるなりの方法をとるのが普通である。しかし寫眞を撮るのは夜間なら大して不自由もなく撮れるが、日中の落雷放電については思ふにまかせないのが現状の様である。そこで眞に亂暴な話であるが電光のスケッチを思ひつき本庄町で雷雨観測期間中電光放電があればそれをスケッチする事とし全期間中 VII 月 19 日と VII 月 21 日の二日丈で 61 回のスケッチを得た。その全體は第 1 圖に示す通りである。

VII 月 19 日の雷雨は観測場所の西の方に盛に落雷し時刻も夕方から夜にかけてのもので充分スケッチする事が出来た。第 1 圖の (1)~(35) がこの日のもので方向は大體北西から南西の間で時刻を横軸にとり方位を縦軸にとつてプロットしたのが第 2 圖である。この點は電光が地表面と交はつたところの方位を示し、空間中の電光の方位は考へない事にした。この日の雷雲は西の方に發生して一度消失した様に見えるがその後改めて 17 時から 18 時にかけて再び矢張り西の方向から發達して來て全天を蔽ふ様になつたものである。第 2 圖を見て全體の様子はわかるが、大きくわけて二群になる。雷の發達現象が二つにわかれ従て落雷も二つの群にわかれたものと考へら

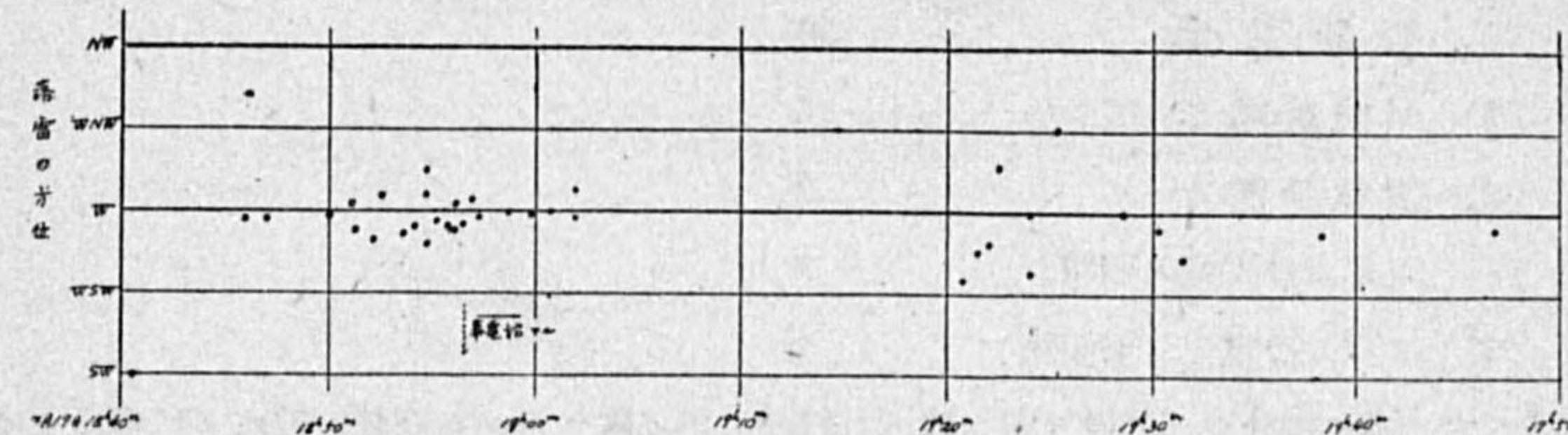
れる。方向も大體西を中心とした分布を示して居るから落雷が一つの雲からおこつたものとするこの雷雲は観測場所と結んだ線の上を東又は西へ移動したか或は停滯して居たと考へられる。形を見ると大部分は紐狀で特に著しく變形したものは認められなかつたと云へるが、(23) 番のものが

第 1 圖 雷光放電のスケッチ

VII 月 19 日: (1) - (35)
VII 月 21 日: (36) - (61)



第 2 圖 VII 月 19 日落雷の方位と時刻との關係



はつきりした樹枝狀でありしかも普通にはあまり認められない上向きの枝分れとなつて居る。樹枝狀と云へば (1) も同様である。尤もこの放電は枝分れした根元の附近の前面に雲があつたらしくスケッチは斷續して居る。又 (11), (15) 及び (22) は移動カメラを用ひて寫せばリボン狀電光となるべきもので肉眼で見てもはつきりリターンストロークが二本或は三本認められたのでこの様にスケッチしたのである。なほこの日の分丈を全體としてみると始めのもの程仰角が小さく時間が経つにつれて次第に仰角が大きくなつて居る。これは多分雷雲が接近して居るので同じ雲底からの對地放電の仰角が大きくなるわけであらう。

尙落雷の時間的な密度と云ふものを考へてみると初期は極めて小さく 18 時 50 分頃から急に大きくなり 56 分-57 分頃に極大が出て又下り坂となつて居る。尤もこの頃から暮電が始まつて居るのでそれも數に入れる必要があり本當の密度は不詳であるがこの様な性質は認められると思ふ。又 19 時 20 分以後は終雷近い時の状態であるが密度は小さくなりながら次第に終雷し、急速に終雷して居ない有様がわかる。

VII 月 21 日の雷雲は西南西に發生して一度消失した後 16 時頃再び西南西と北北西とに發生したものが發達して全天を蔽つて東へ去つた頃から落雷が始まつた。それをスケッチしたのが (36)~(61) である。この日の分も大部分紐狀であるが (50) 及び (53) の様な屈曲形もあり (37) (54) 及び (58) の様に著しく曲つたものもある。又 (40), (41), (42), (44), (46) 及び (52) は VII 月 19 日と同じに二本又は三本リターンストローク認められたものである。この他に (39), (45), (55), (57), (58), 及び (60) も亦二本又は數本に分けて放電したものの様であるがはつきり肉眼で認められたわけではないのでスケッチは一本にしておいた。或は各ストロークの間隔の長い短いによつて肉眼での認識の可能不可能が生じて來るのかも知れない。又この日の對地放電は VII 月 19 日の分に較べて逆で始めのもの程仰角が大きく終りに近くなる程小さくなつて居る傾向がある。雲底を變りないと見なせば雷雲が東に去つて観測場所から遠くなる程仰角の小さくなるのは當然であらう

61 回の観測結果から對地放電の形の分類を行ふのは無理であるが大體をあたつてみると次の如

くなる。

(1) 紐状電光	56
(2) 屈曲状電光	5
(3) 樹枝状電光	2
(4) リボン状電光(明瞭)	9
(5) リボン状電光(不明瞭)	6

この数へ方は形が紐状であればリボン状のも紐状の中に数へたから全体の数は 61 回以上になつて居る。

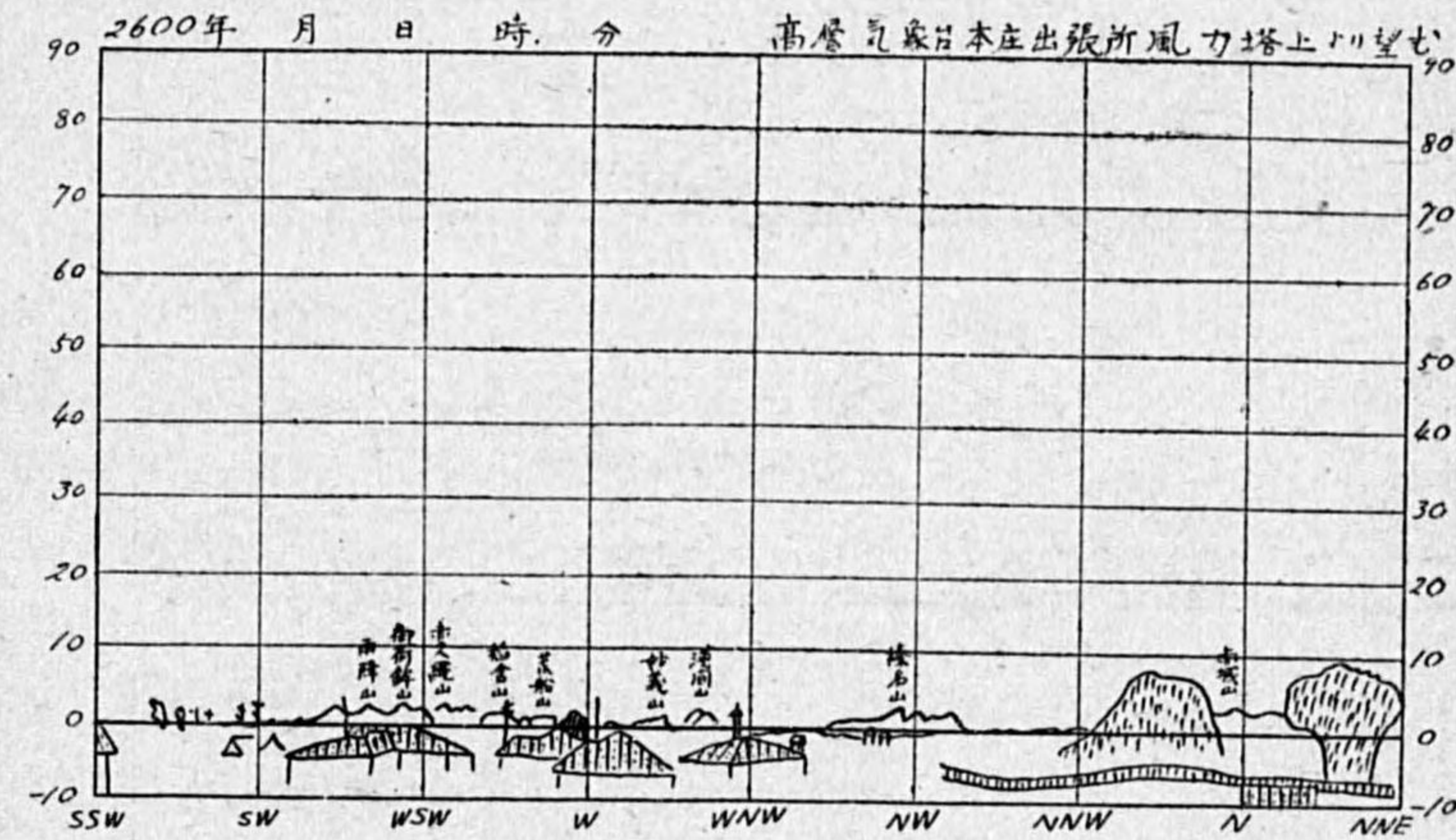
雷雲の発達

宮川亮一, 戸谷富之, 山崎正博, 伊東彊自

雷雨観測期間中午前8時から夕刻迄毎時高層気象臺本庄出張所の風力塔の上から御荷鉾山, 榛名山及び赤城山の方面の雷雲をスケッチして雷雲の発達する有様を調べてみた。スケッチに用ひた原因は第1圖に示す様なもので水平線を0°とし水平線から上方への仰角は風力塔上の風信器, 風力計等をたよりにして圖上にあらはした。方位は北北東から北及び西を含み南南西迄の180°の間であり, その反対側の方は今回の雷の観測に關係のない方向であり又地物の爲に見透しの悪い事も影響して観測はしなかつた。

以下雷のあつた日について圖を示しいささか説明を加へるが圖の下の欄外に示してある記號は視程をあらはすもので

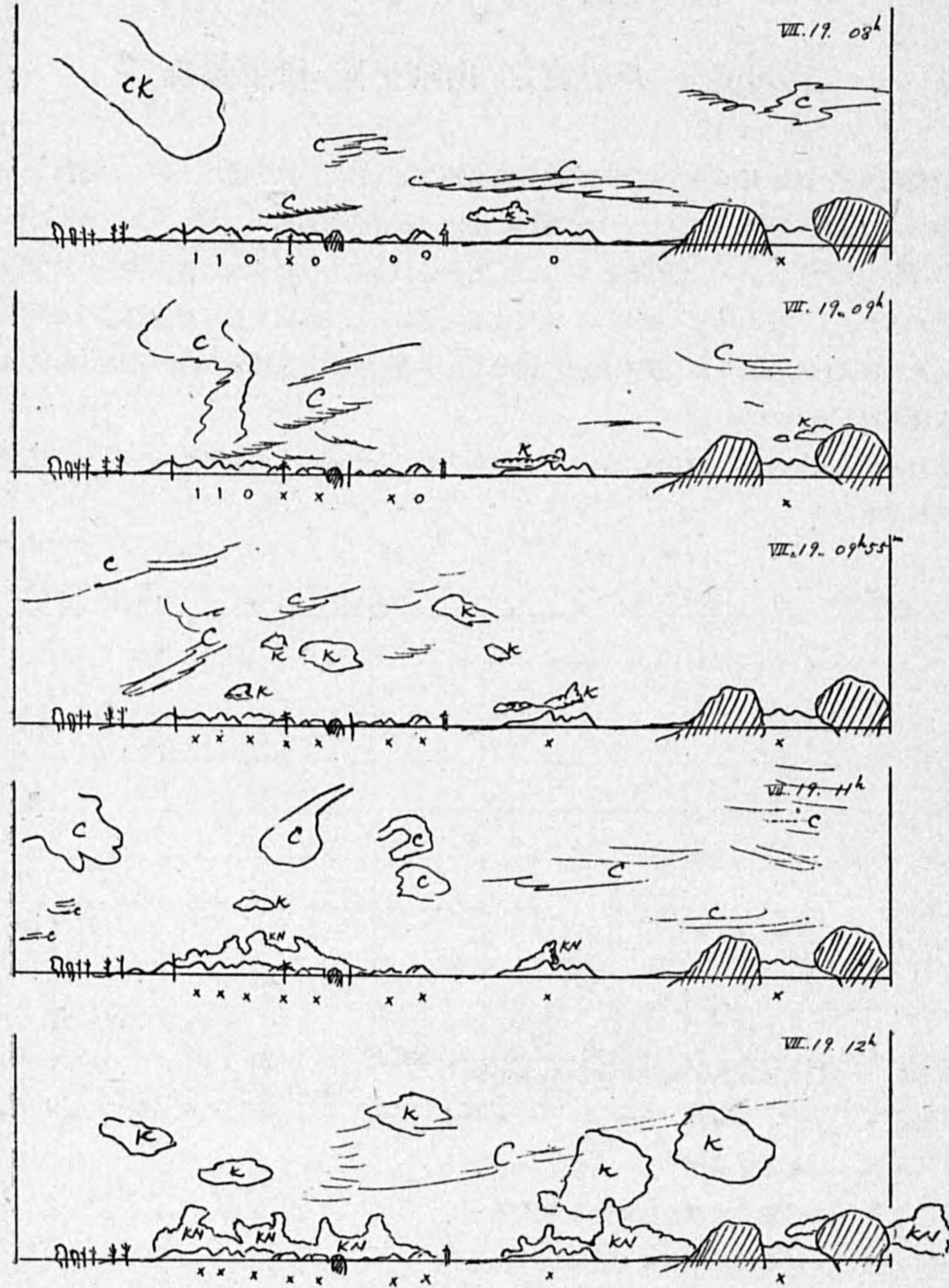
第 1 圖



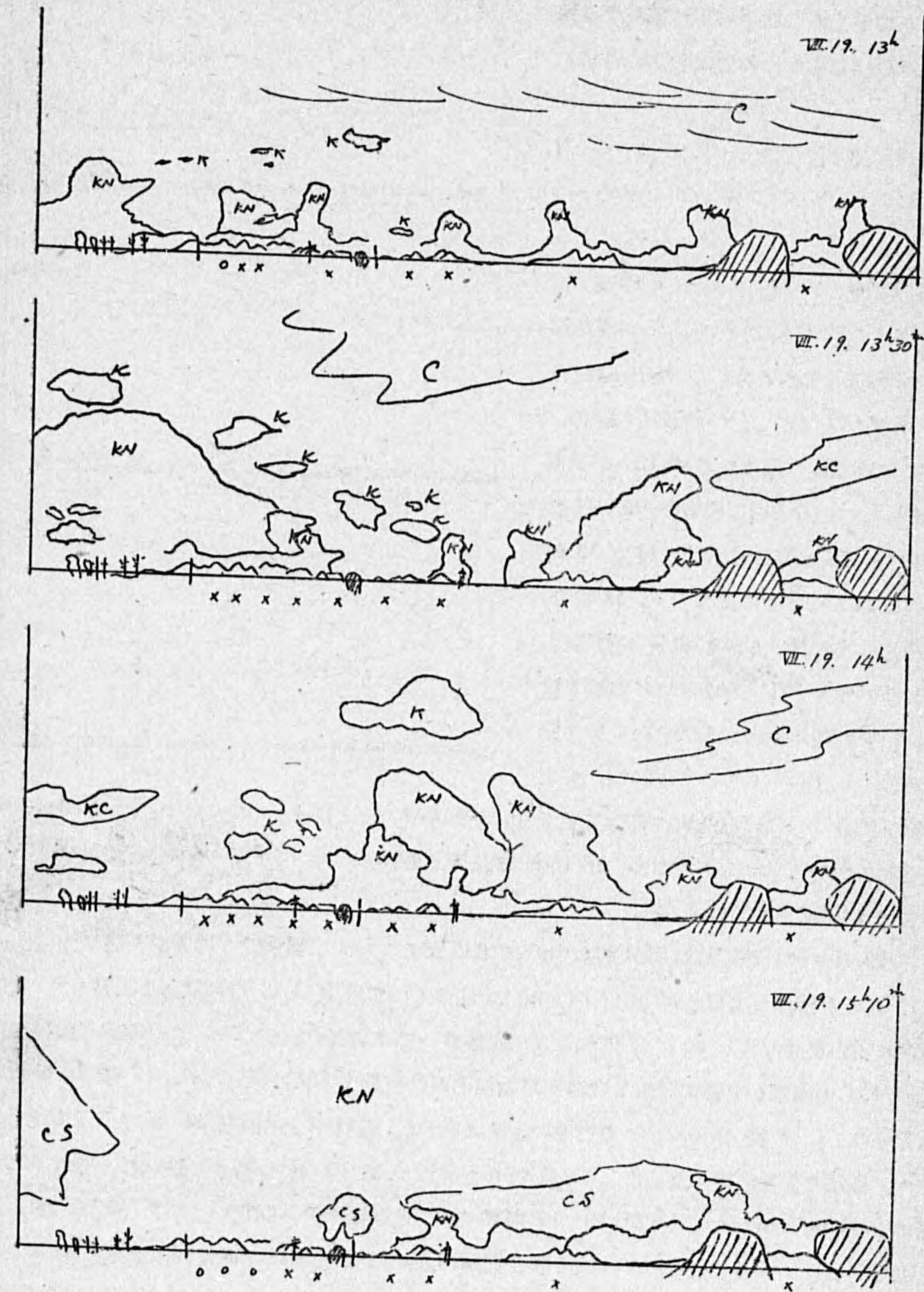
- × 全く見えず
- 0 注意してみれば僅かに見える
- 1 淡くぼんやり見える
- 2 かなりはつきり見える

と分ち, さらに雨降山, 御荷鉾山, 赤久繩山, 稻倉山, 荒船山, 妙義山, 浅間山, 榛名山及び赤城

第2圖 Ⅶ月19日の雷雨発達状況(1)



第2圖 續き(2)



山の各山について観測した。尙観測の性質上出来る丈早く同じ状況の下で観測する様にしなければならずこの邊に観測の苦心があつた。

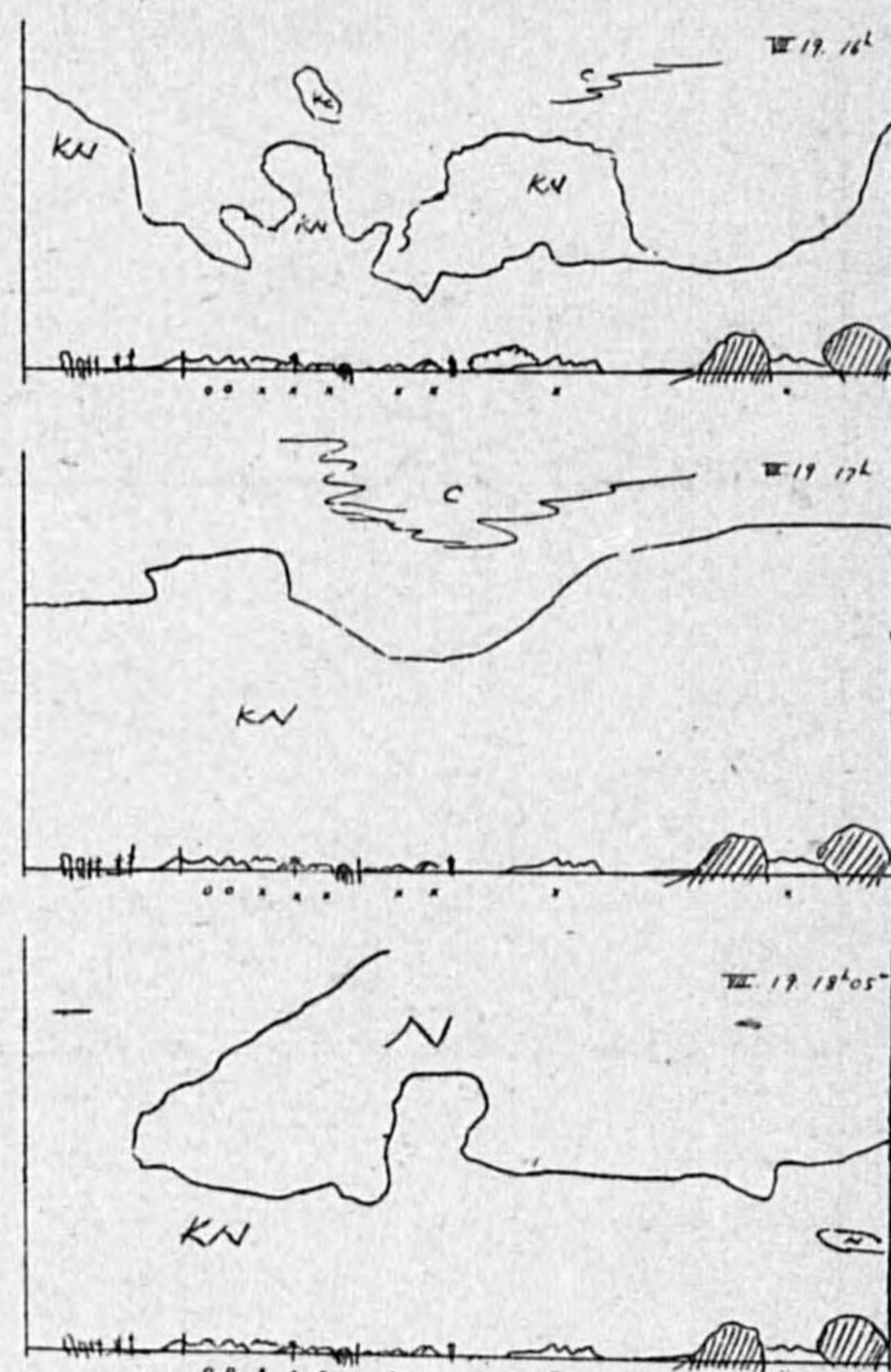
雷雲の発達したのは7月19日、20日、21日、27日、8月1日の5日間であつた。

7月19日：8時、9時、10時頃では主な雲としてはC丈でそれにKが僅か浮んでゐる程度であつたが、11時に西南西方並に榛名の方面にKNが発達し始め、12時には南西から西にかけてKNが一面に発達した。一方榛名山の方のKNも発達を続け、その雲頂は北の方に移り13時に到つてKNは各所に持ち上り、13時30分南西並に北北西のものも非常に発達した。又30分おくれ西から北西の雲も発達し始め15時には遂に全天を蔽ひ雨が降り始めた。しばらくしてこの雲は消え去り、第二段目のKNが急速に襲つて来て16時から17時と発達し17時18分から30分間北西から北に弱い雷を伴つて居たが、18時には全天を蔽ひ18時30分西方に雷が発生し雨を伴ひながら4時間続いた(第2圖)。

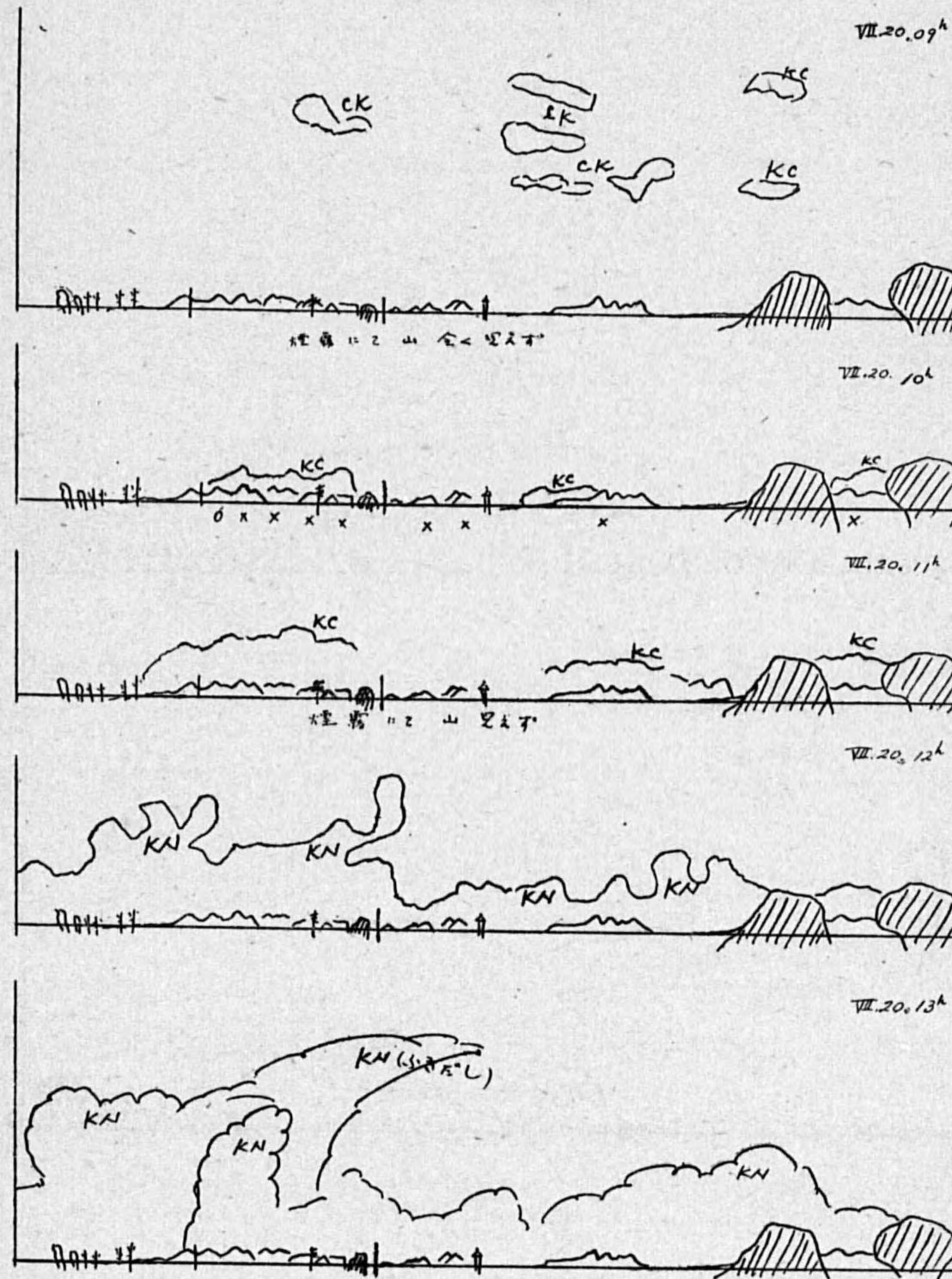
7月20日：11時頃迄は雲が少く山際にKCがあつた丈で霧が低く地表面を蔽つて居た。12時にはKNが発達して来たが中でも西と南の方向のものが旺盛で13時には益々発達した。同20分南西に雷が発生し、14時には南から天頂を蔽ひ一部は北西に擴がつた。この頃前と同様に第二段目のKNが南西から西に発生し北西及び西南西の御荷鉾山方面に勢力を得、17時46分には北西に雷を生じ、18時28分には荒船山の方向に雷が出、前者は北東に進み、後者は天頂近く北を通つて、強雨を伴ひ北東に進んだ。しかし何れも弱雷で20時30分頃まで続いた。外に19時06分西におこつて天頂をへて20時12分東南東に去つた強雨を伴ふ弱雷があつた(第3圖)。

7月21日：この日は視程がやゝ良く霧や煙霧がなかつた。11時頃西南西に発達したK、西北西から北西にKNを観測した。前者は増々発達して13時にはかなりの高さとなり、同23分に

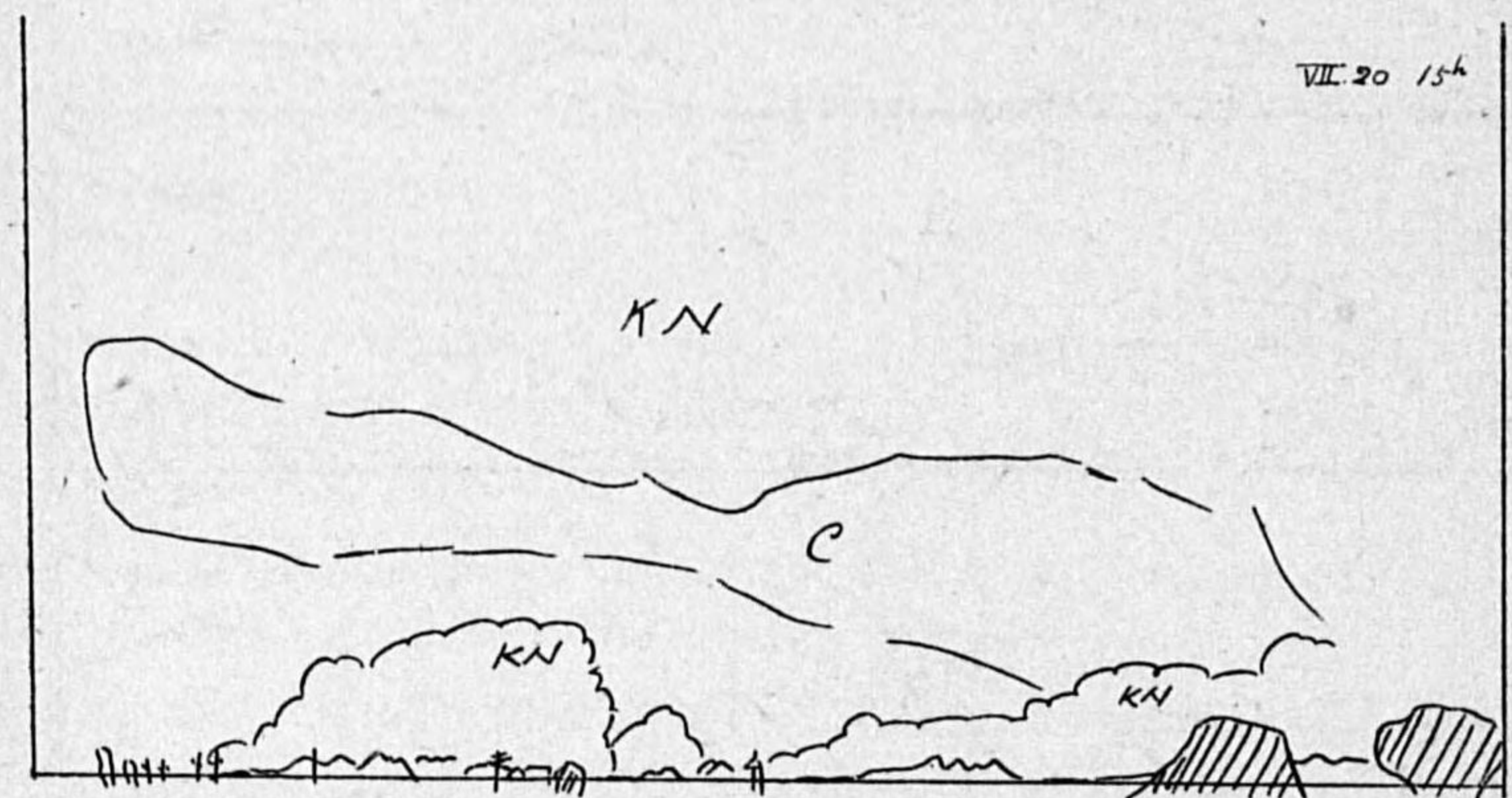
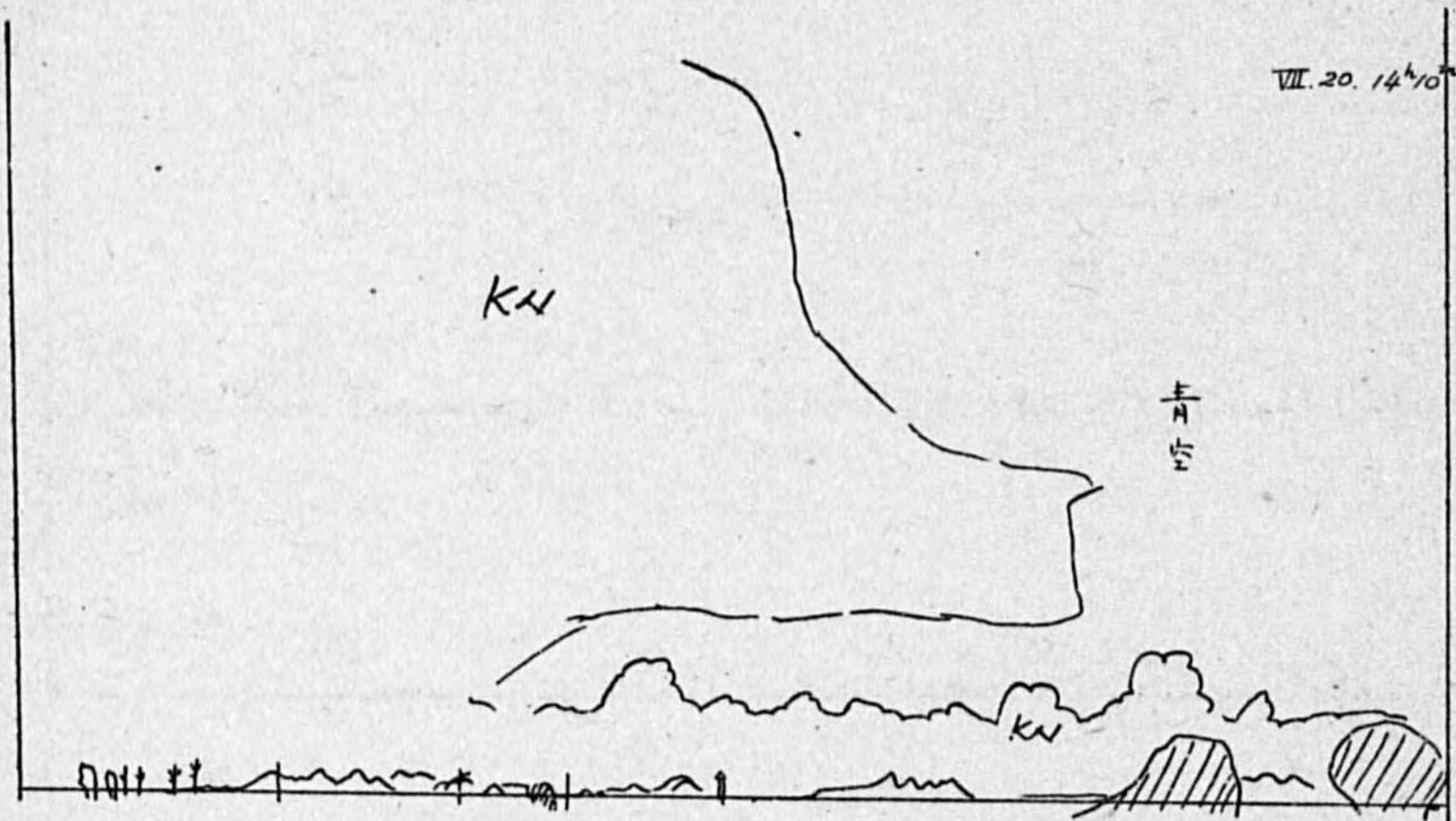
第2圖 續き(3)



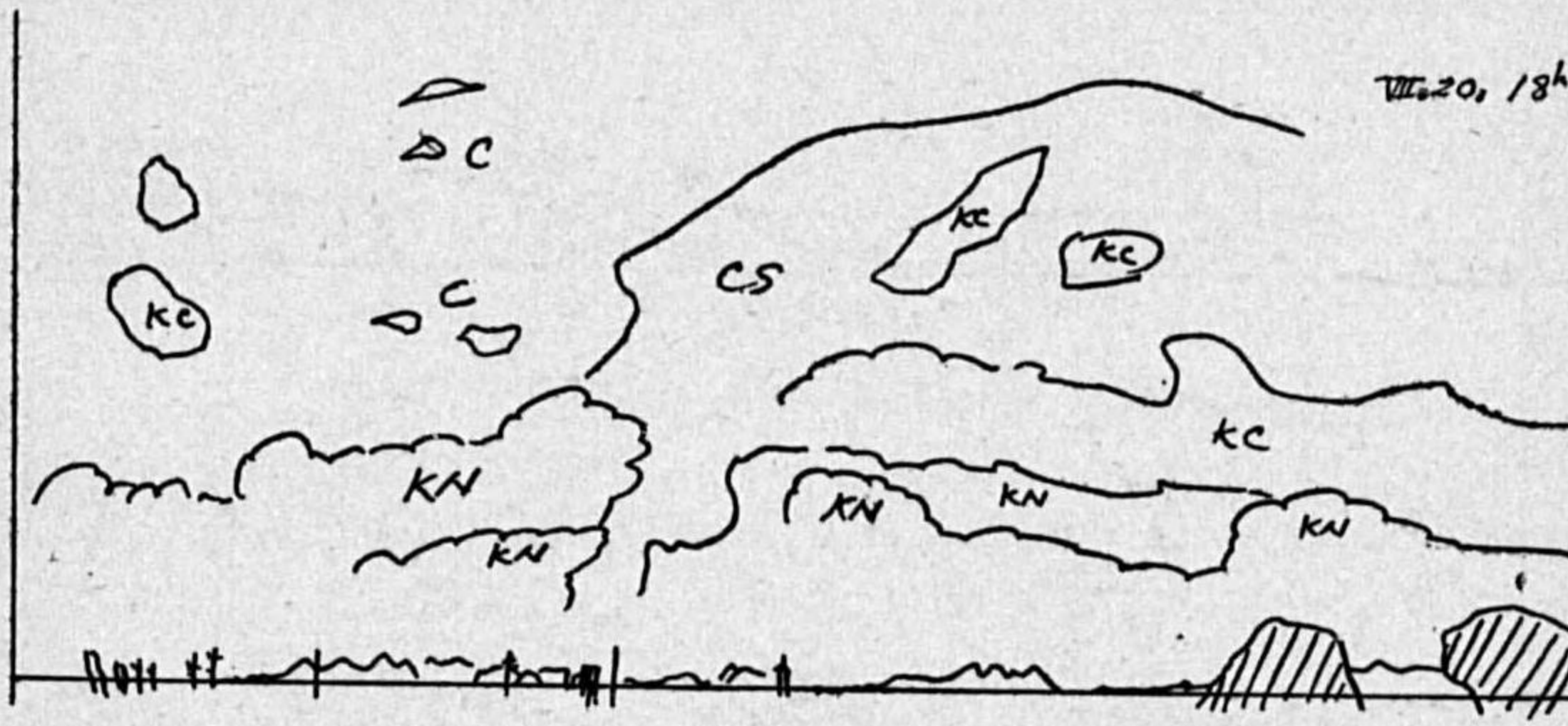
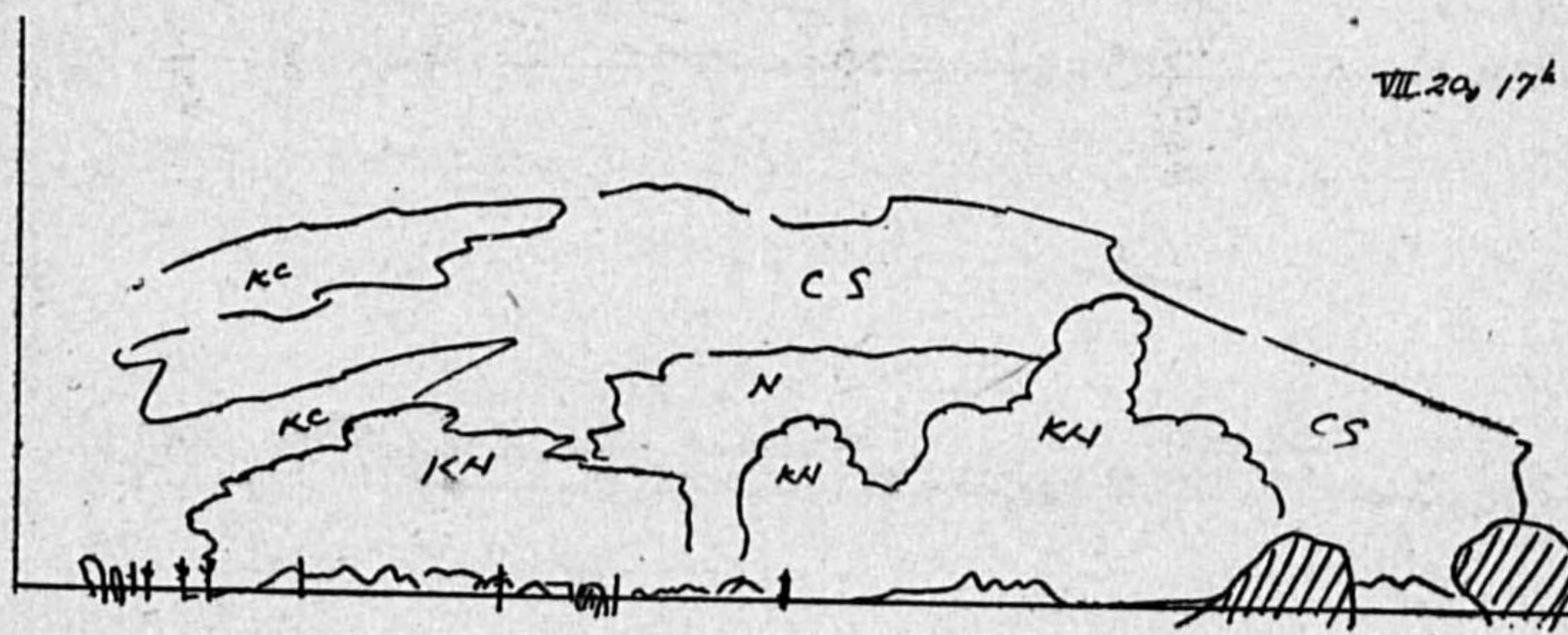
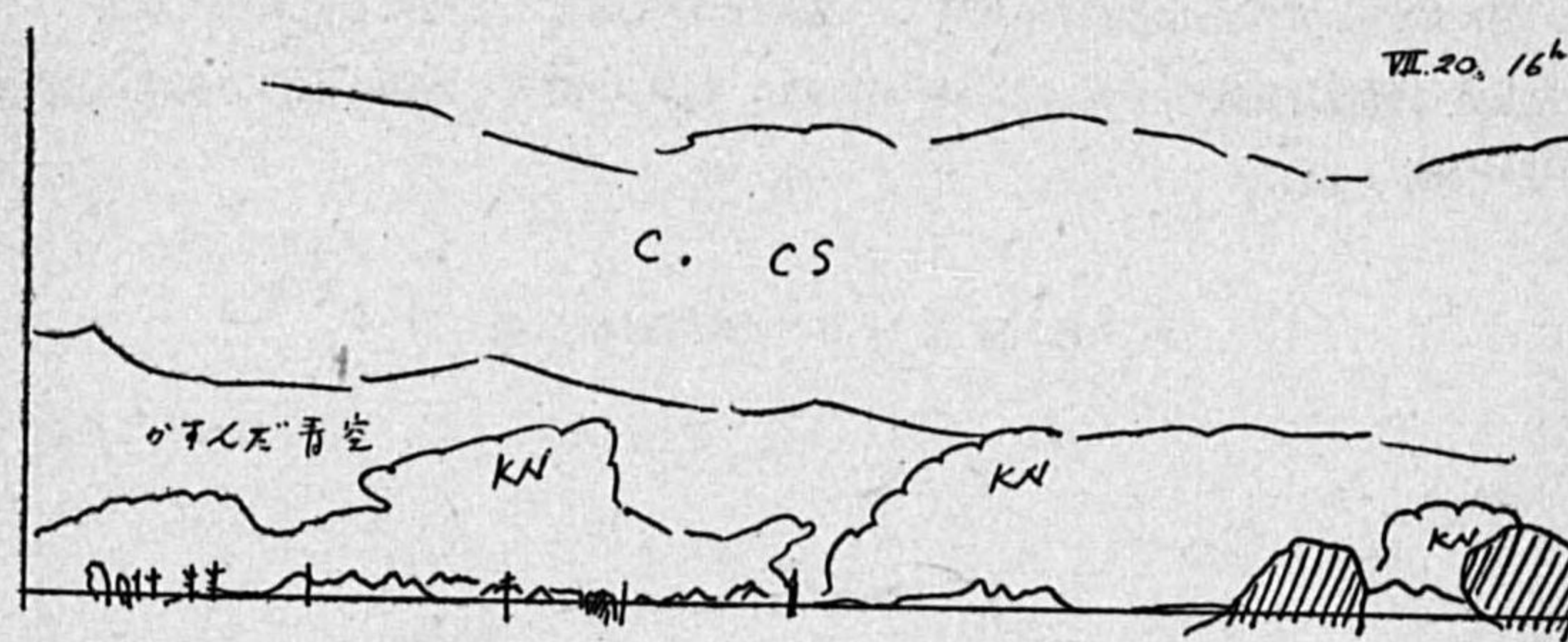
第3圖 VII月20日の雷雲の発達状況(1)



第3圖 つゞき(2)

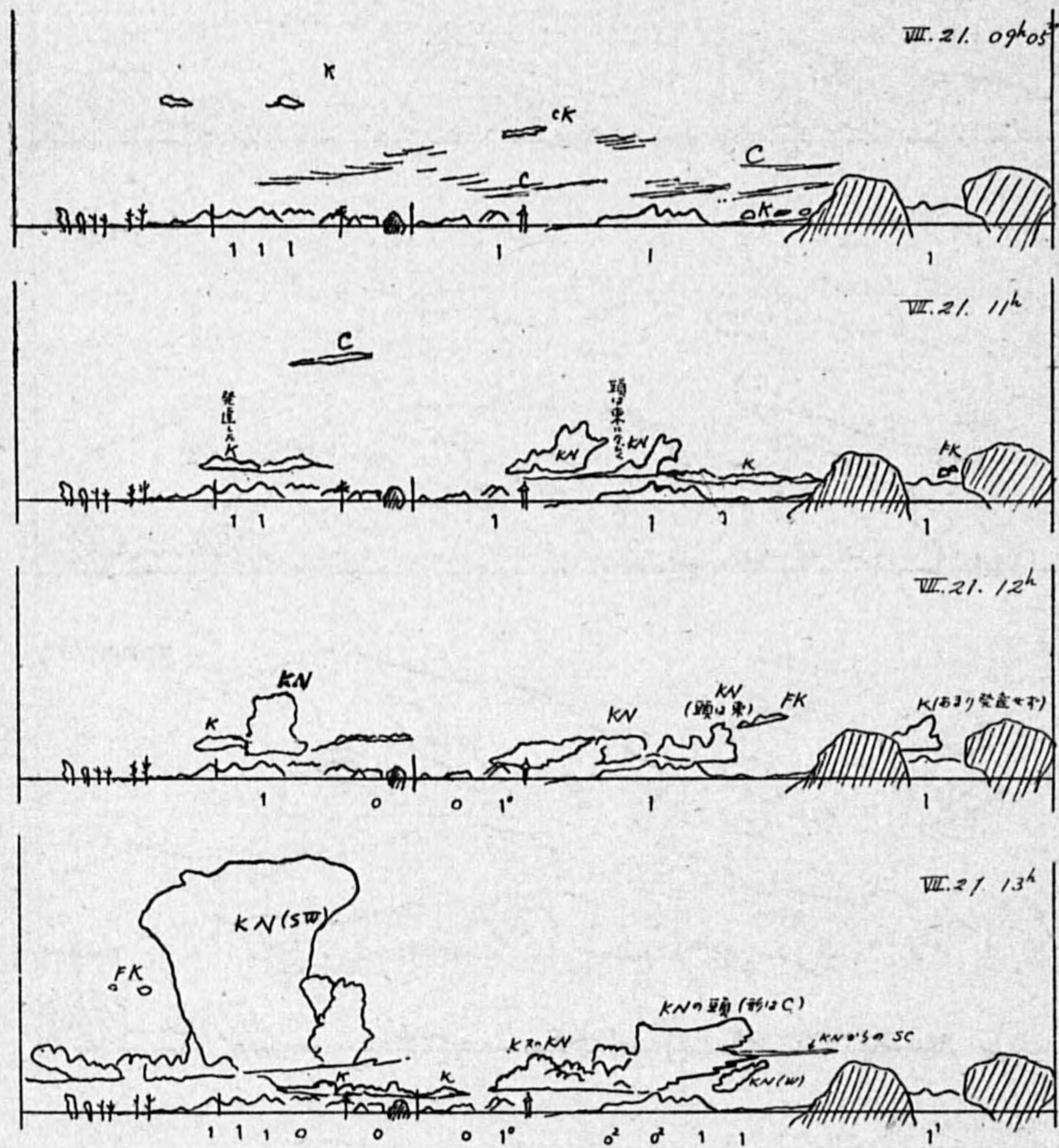


第3圖 つゞき(3)

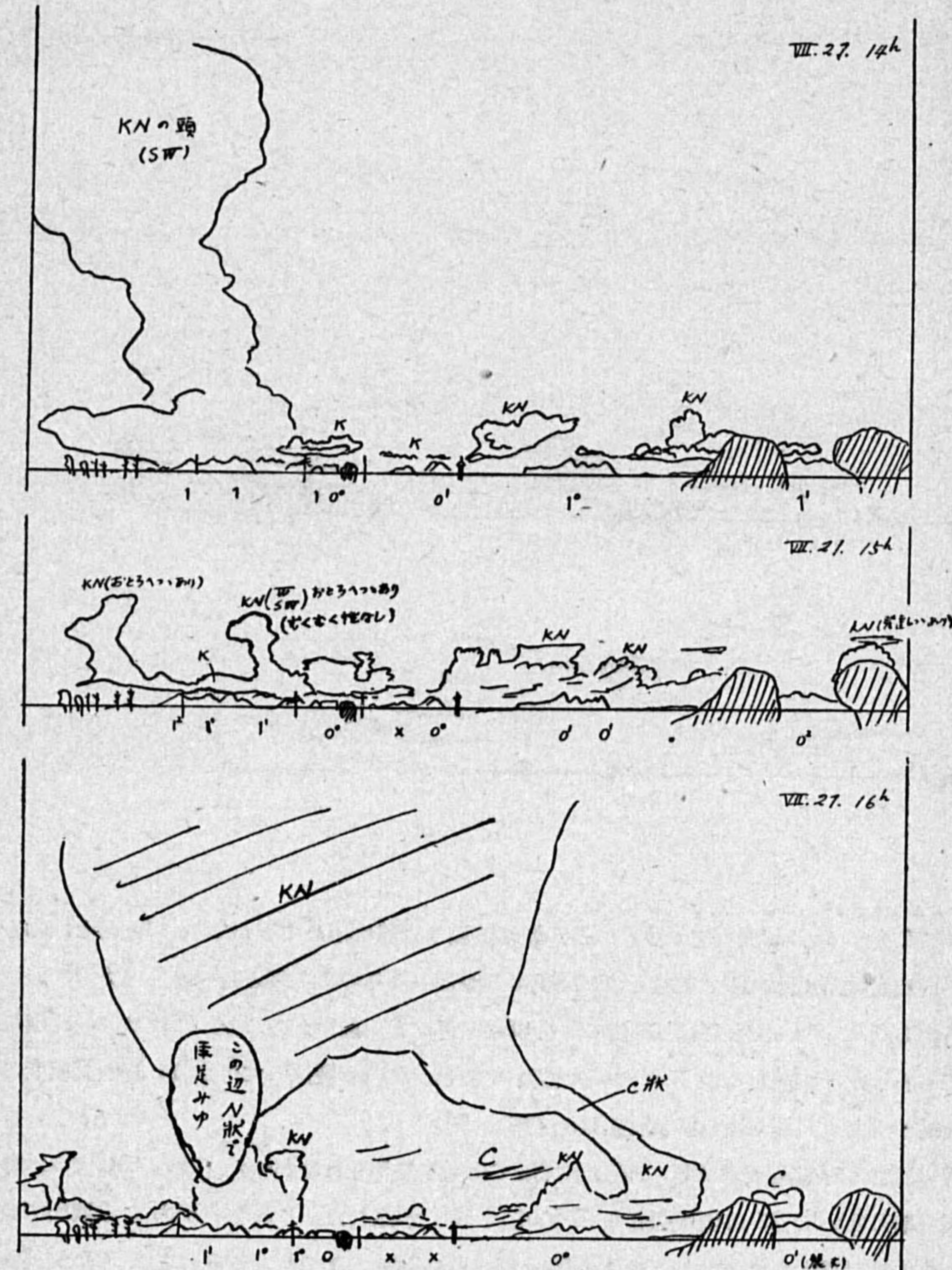


雷鳴を聞いた。14 時には天頂に迄擴がり南東に進んで雷は止んだ。第二のものは其後あまり發達しない様子であつたが 16 時になつて KN の一旦衰弱した西南西の方向に再び KN の急激な發達が始まり、別に發達して來た北北西の KN と一緒になつてほとんど全天を蔽ふ様になり 17 時頃には東へ去り盛に對地放電があつた (17 時~18 時)。[KN の消失した西と北の方向は視程が著しく良くなつた (第 4 圖)。

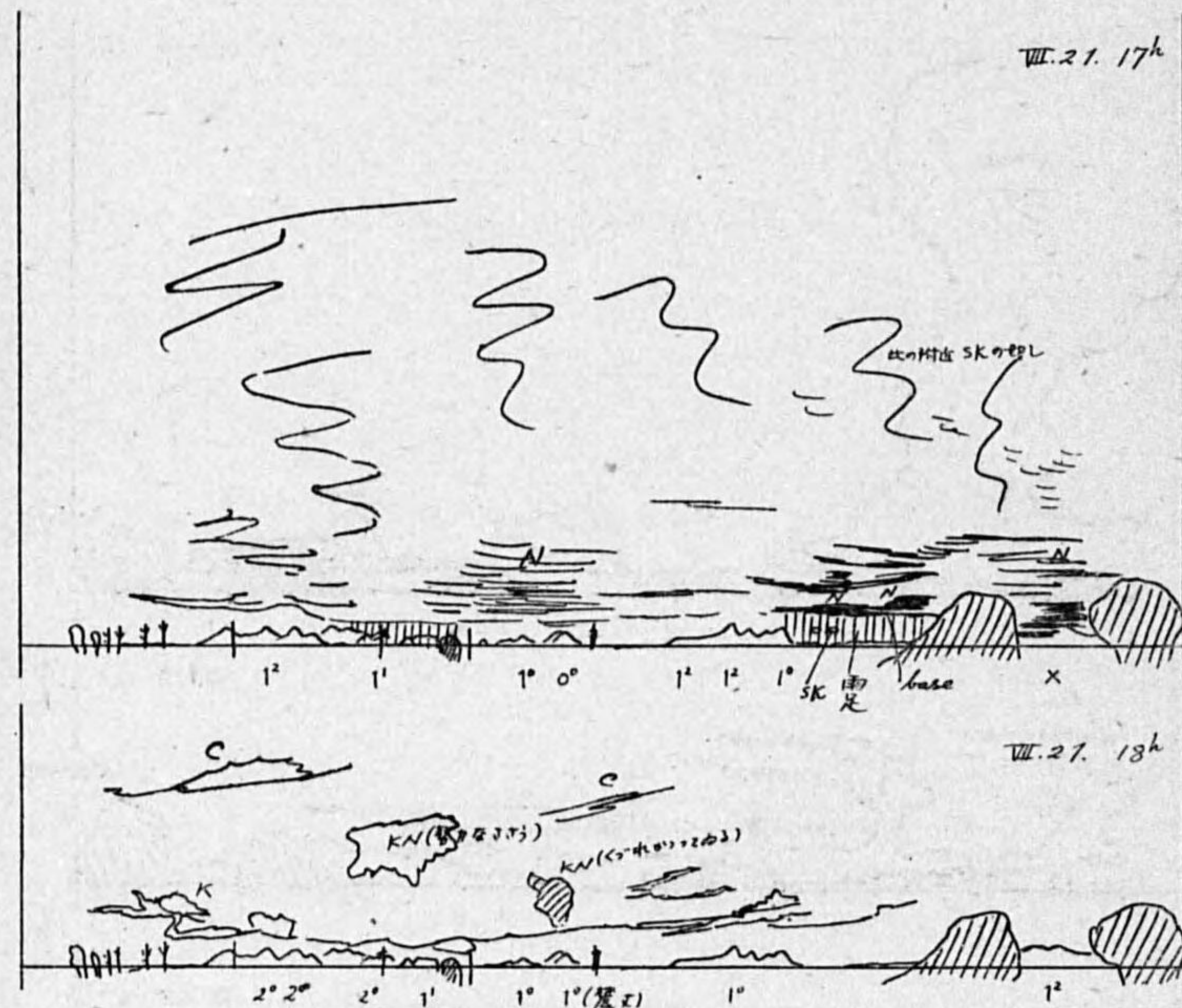
第 4 圖 VII 月 21 日の雷雲發達狀況 (1)



第 4 圖 つゞき (2)



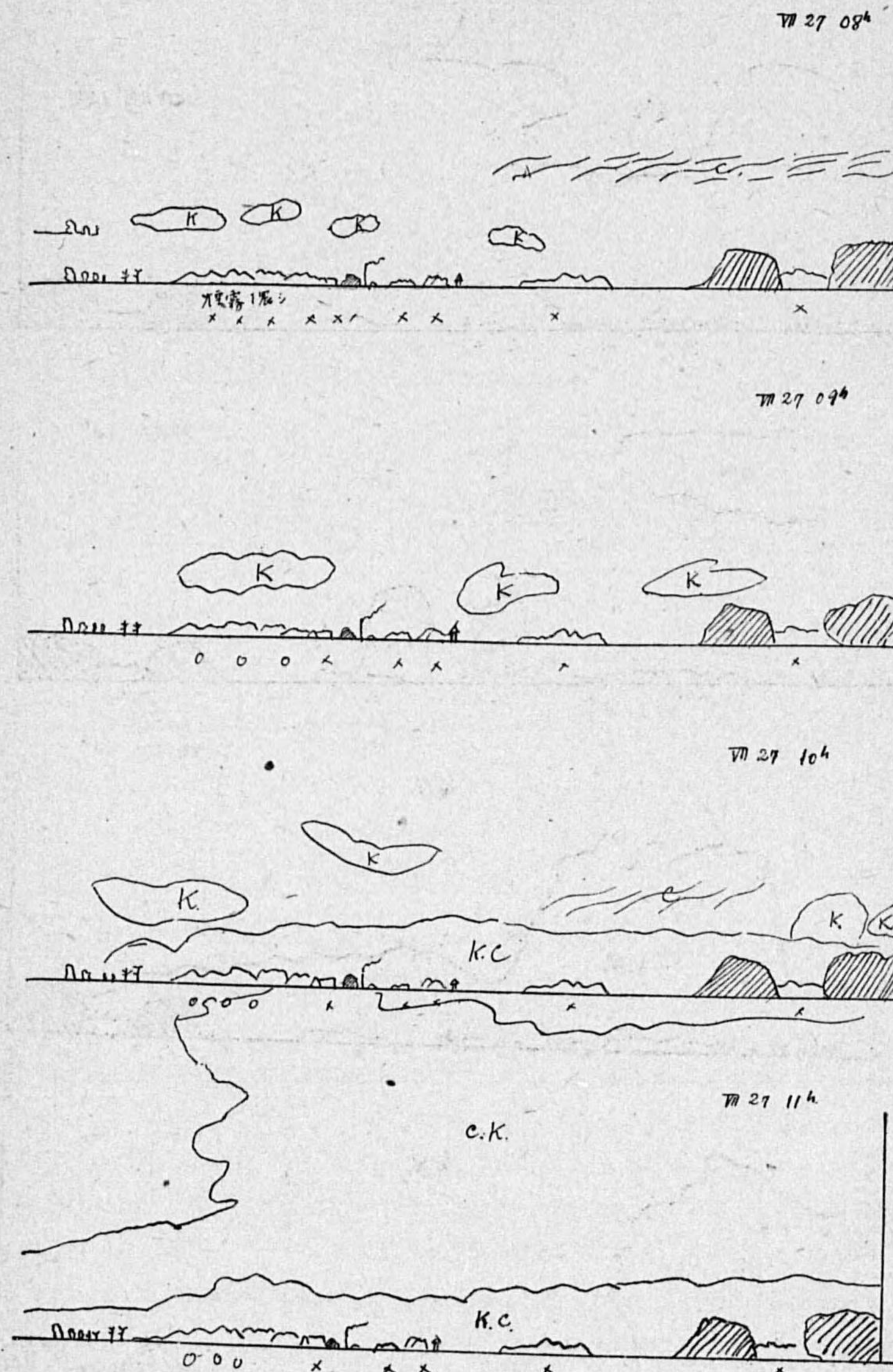
第4圖 つゞき(3)



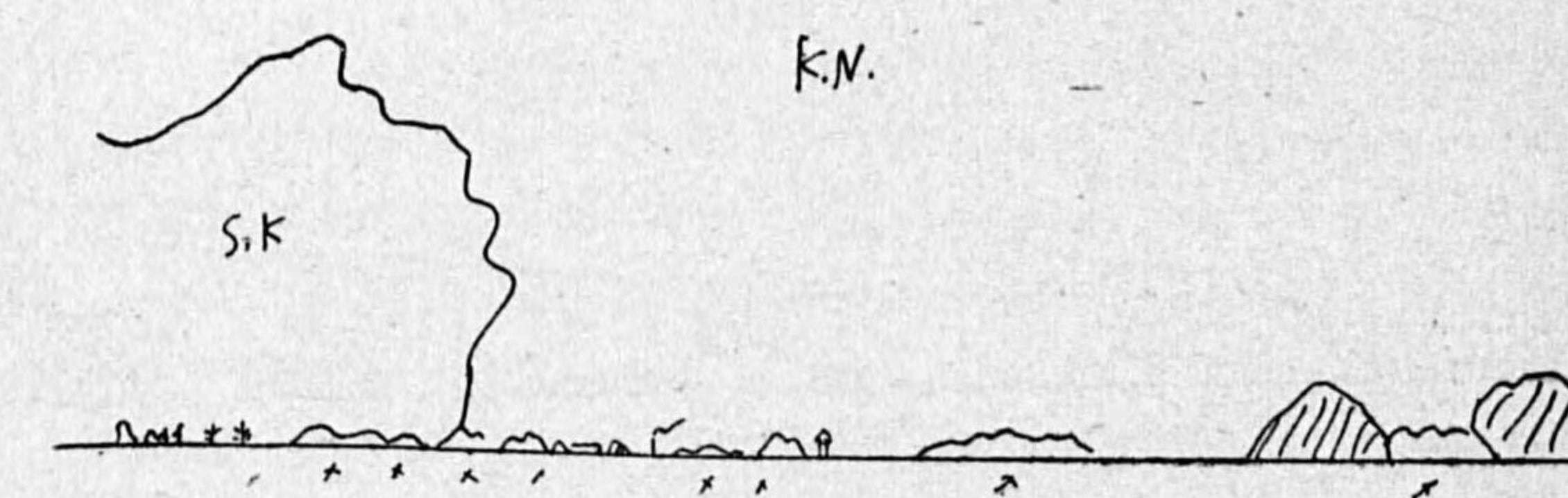
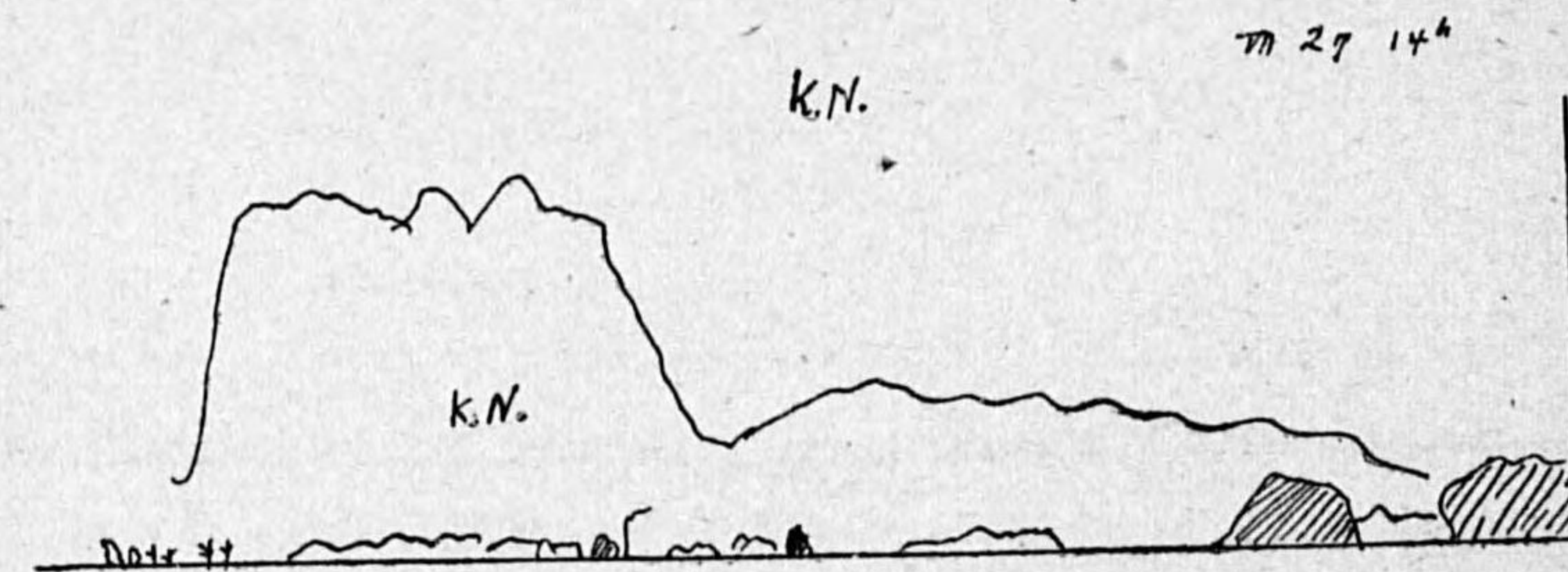
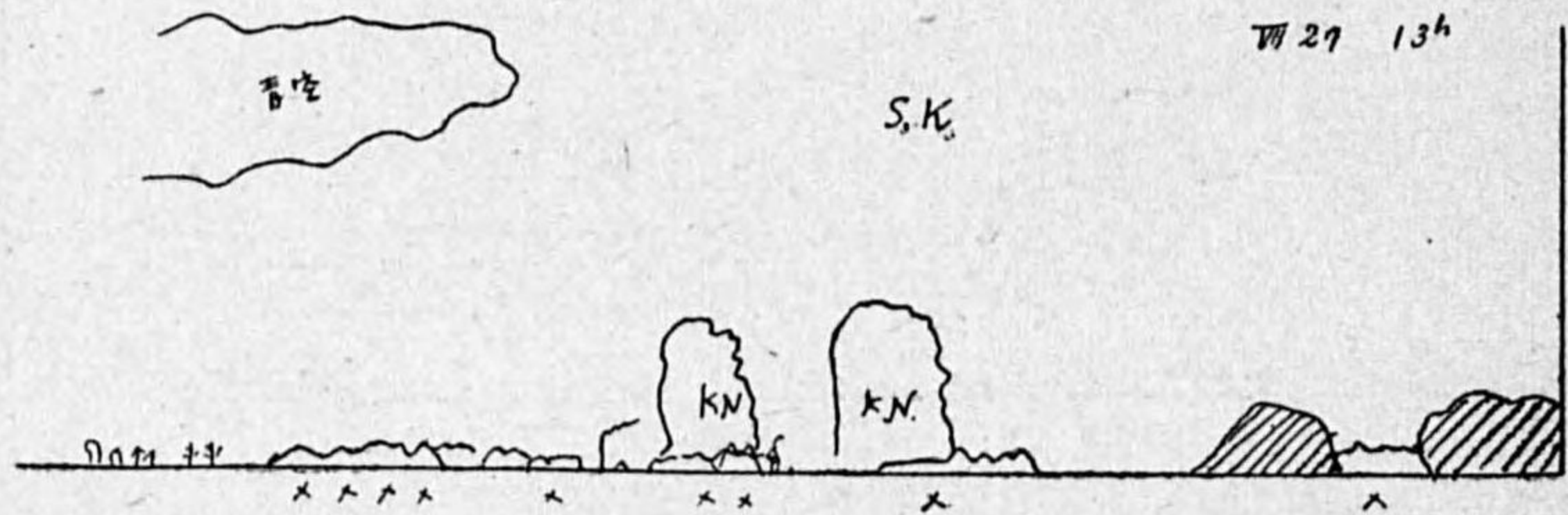
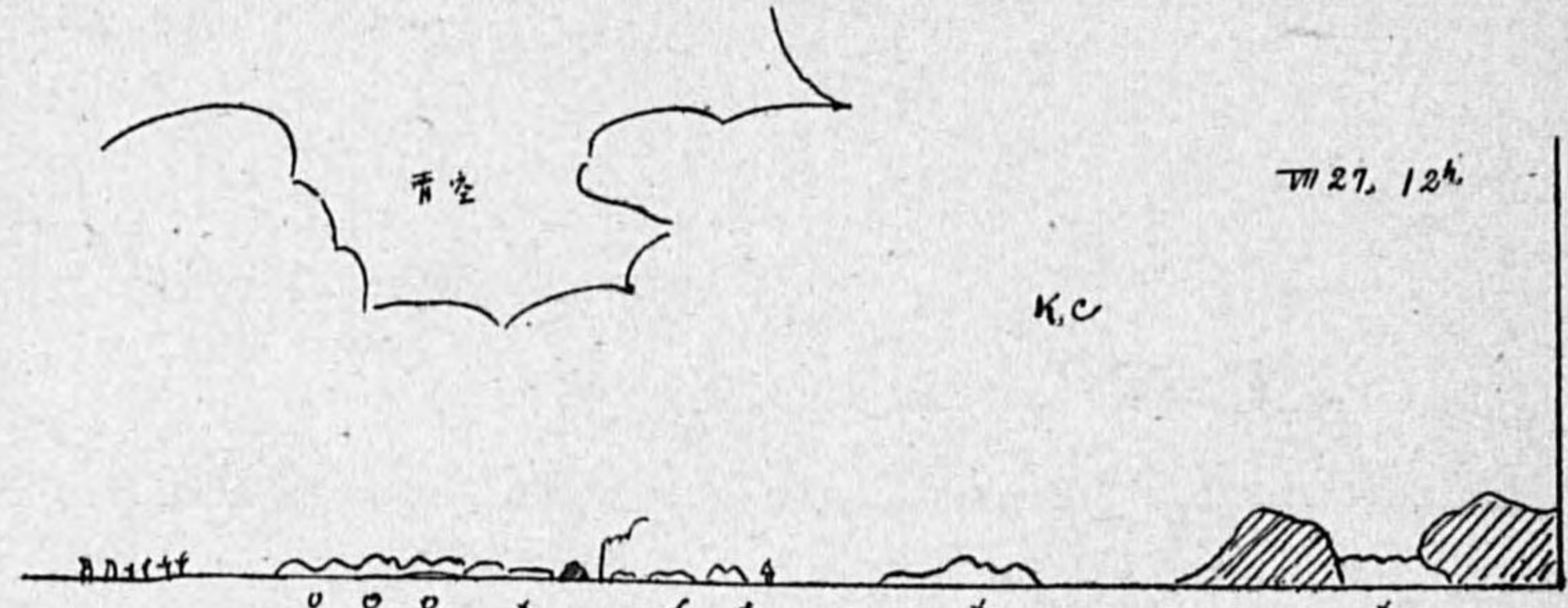
7月27日：朝は晴天で雲は少かつたが煙霧が濃く視程は極めて悪かつた。11時頃になつてKCが現はれ次第に雲の厚さを増し13時頃にはかなり厚みのある雲となつた。他方13時頃浅間山榛名山方面にKNが発生し13時30分頃雨を伴はない弱雷があつた。これは14時頃全天を蔽つてしまつた。引續きこのKNの後に南西の方向にKNが發達して來て14時頃並程度の雨を伴つた前のよりもかなり強い雷が発生した(第5圖)。

8月1日：早朝全天がSKで蔽はれて居て山は全然見られなかつた。このSKは11時頃になつても晴れないで12時頃に顯著なKの中にKNが生じた。これらのうちで赤城山方面に發達したものは天頂近くに迄擴がり14時頃雨を伴はない弱雷となつた。さらにこのKNが擴ると共に同じところにKNが発生し一つは北西に移動し他の一つは北東から東に進んだがこれに伴ふ雷は15時迄に始まり弱雷であつた(第6圖)。

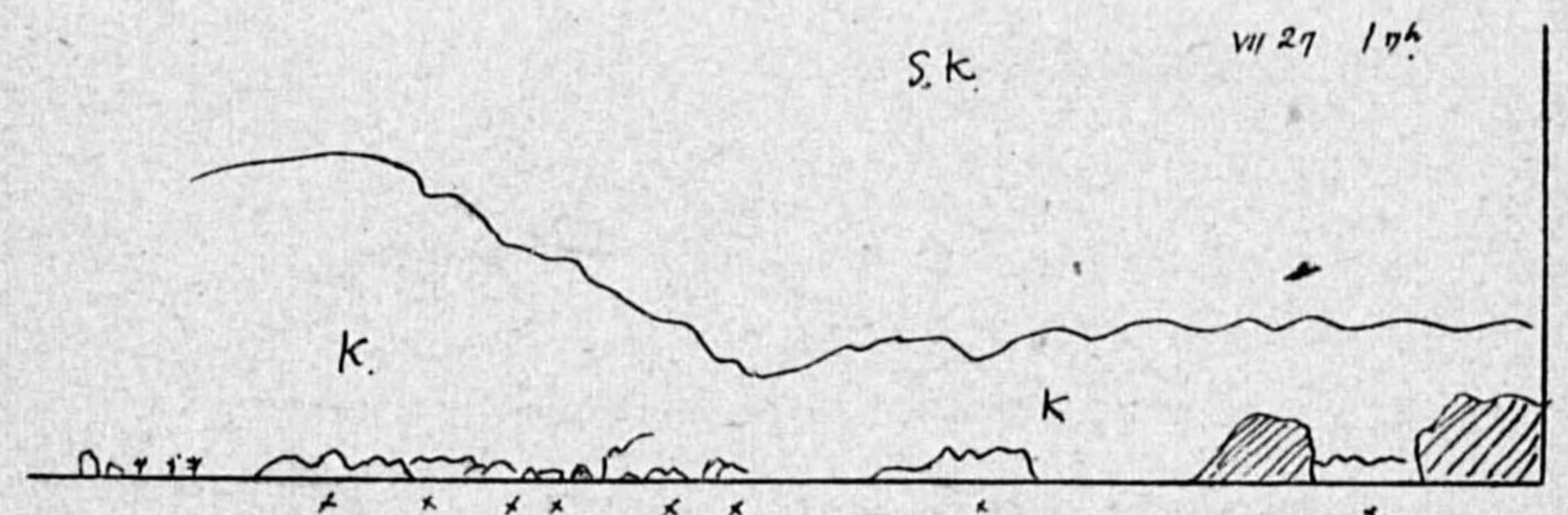
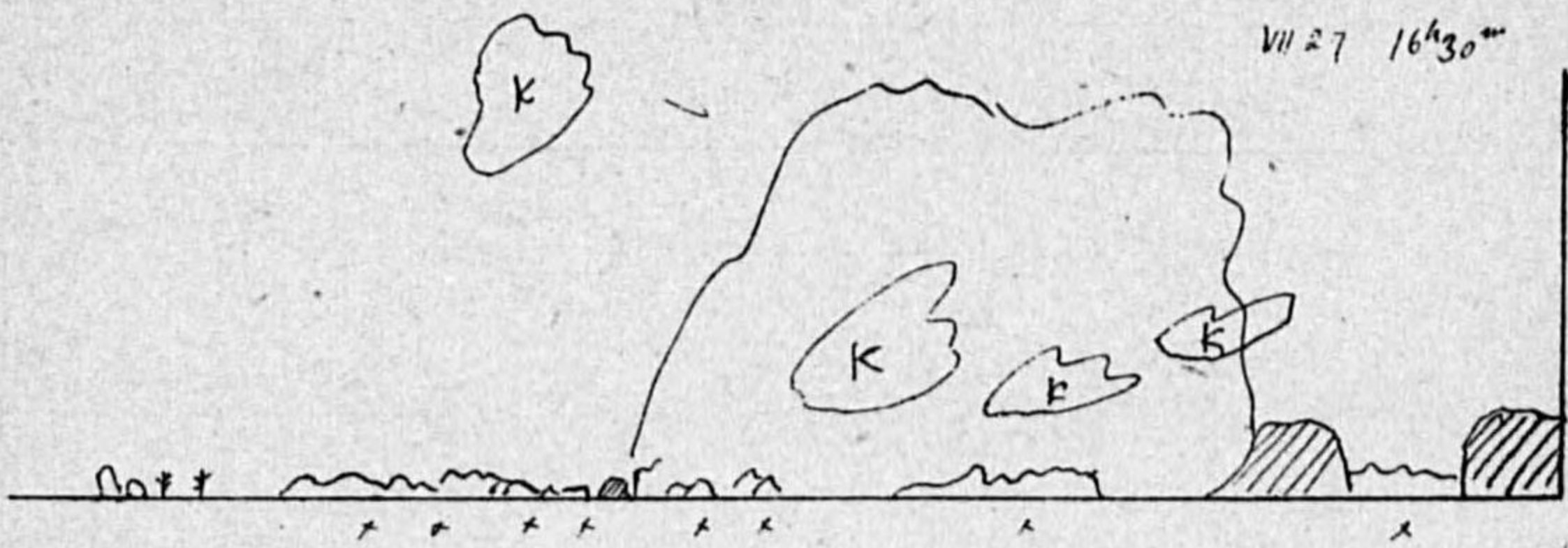
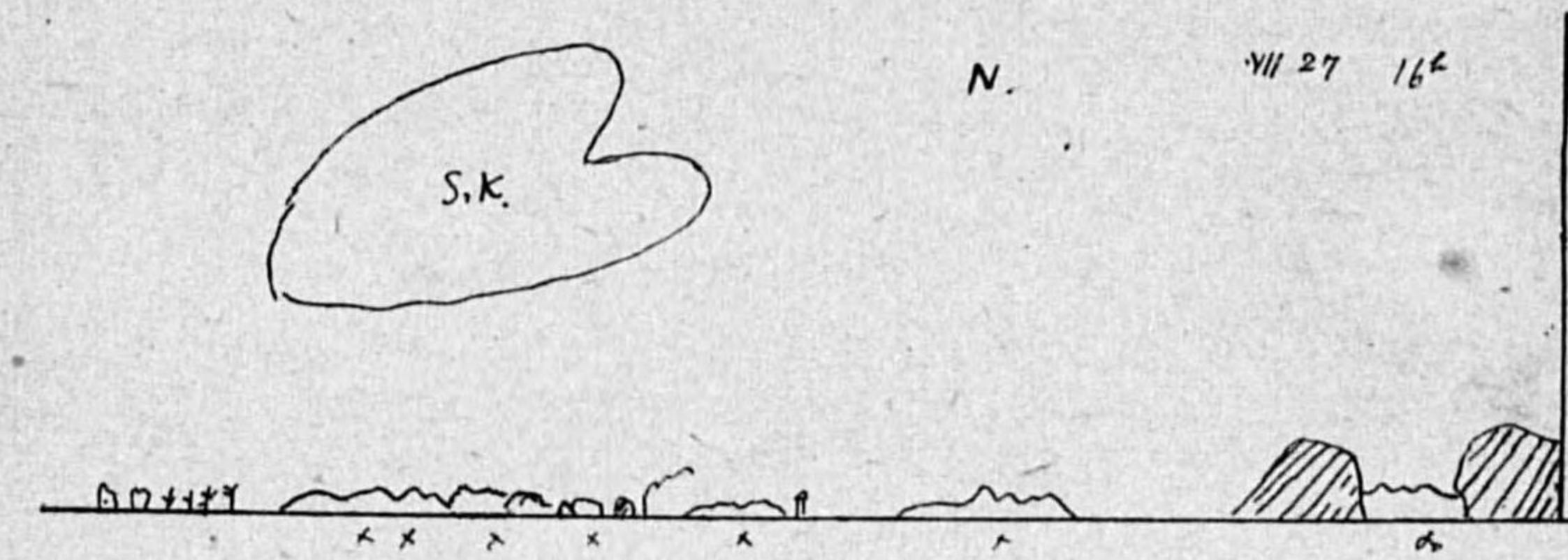
第5圖 VII月27日の雷雲發達狀況(1)



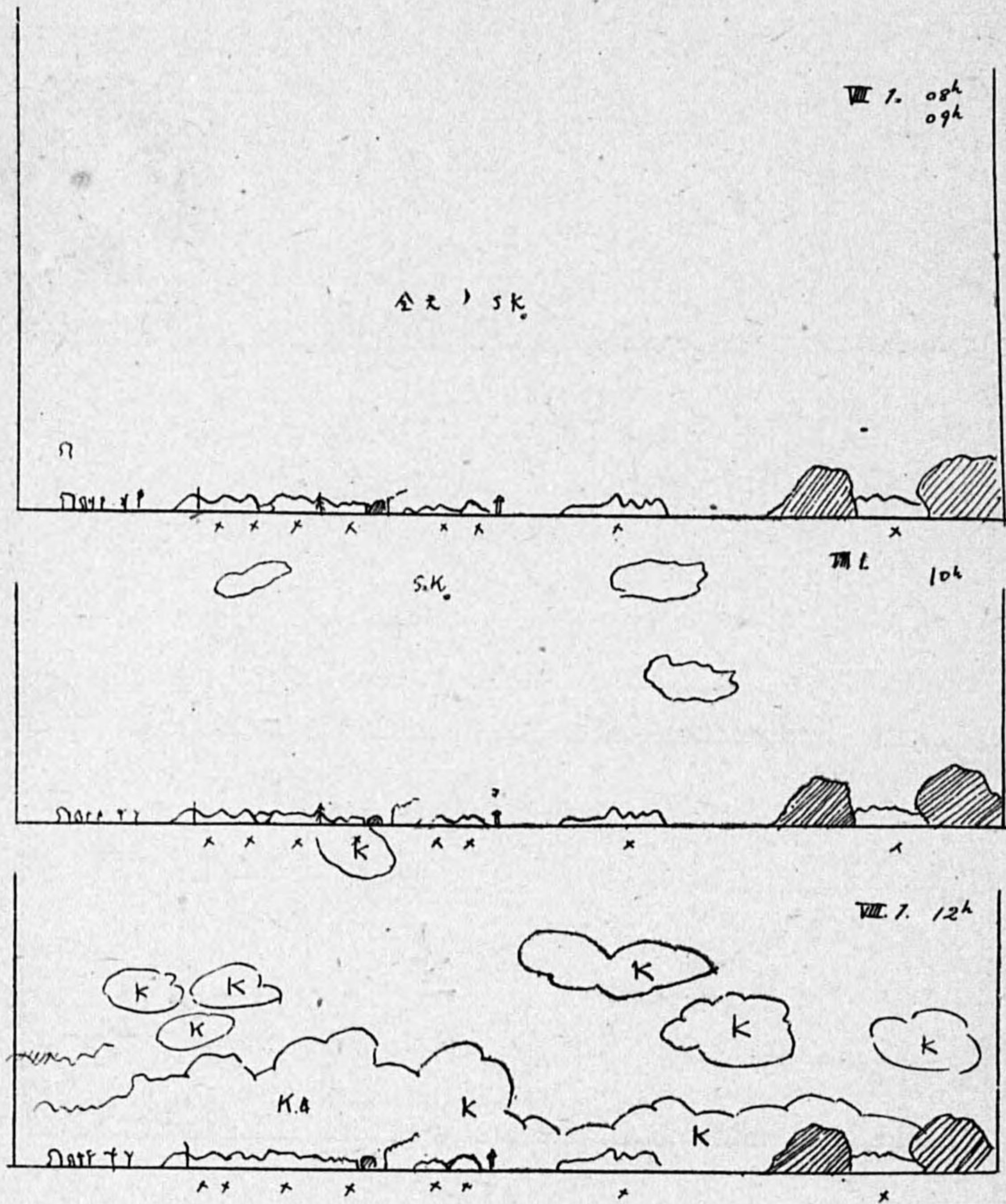
第5圖 つゞき(2)



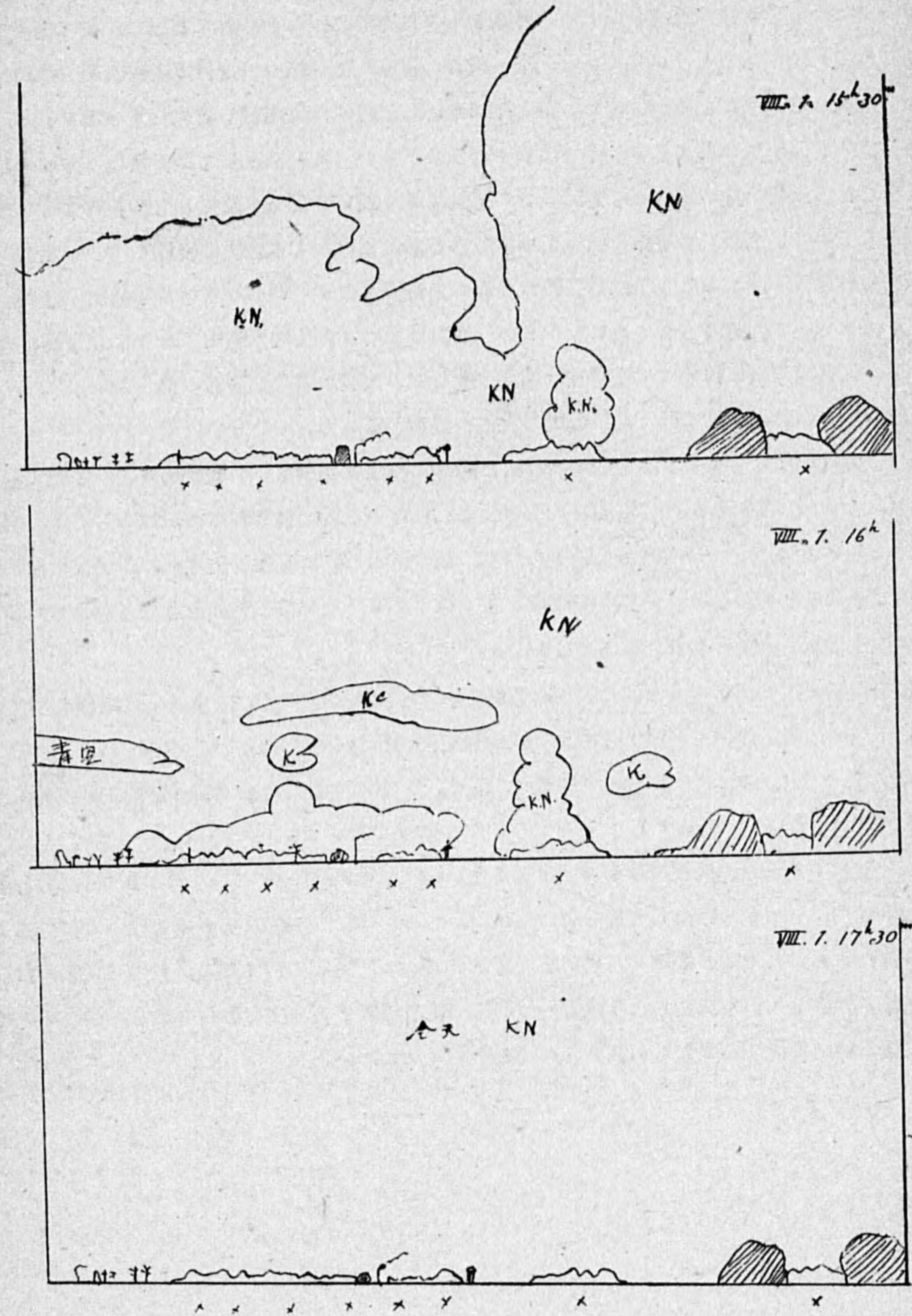
第5圖 つゞき(3)



第6圖 七月1日の雷雲發達狀況(1)



第6圖 つゞき(2)



結語： さて以上を総合してみると一つ一つの状態がかなり複雑で簡単に性質を調べ悪い様であるが、そのうちで特に注意される場所は雷雲がおほむね二段にわかれて発達し、従て雷も又雷雨にも二階段の別があるらしい事である。第一段目の雷雲の方は概して進行速度がおそくゆつくり発達して全天を蔽ふ様になるが、著しい雷を伴はないし又時には全然雷の発生しない事もある。又この方は雷雨を伴はない事もあり、伴つても小雨の事が多い。これに反して第二段目の方は一般に顯著な雷となる傾向を持つて居る。第二段目の雷雲は第一段目の雷雲が発達してから同じところに発生する事もあり又全然違ふ地點に発生する事もあるが何れにしても急速に発達して一時間以内位で観測場所の全天を蔽ふ様になり次いでかなり著しい雷雨となる。初めのものは赤城山、榛名山方面に多く後のものは御荷鉾方面におこりやすい。しかし後者は御荷鉾附近丈ではなく各方面に起る事がある。何れの方面に発達しても発達の様子は著しく、又雷の機巧が複雑の様である。

自記雨量計の記録を見て居ても二階段の變化の様子が認められる。

この二段變化は考へ様によると別々な場所に同時に発生して居るのが観測場所迄の距離の違ひ等の原因によつて二段にわかれて観測されるのかもしれないと云ふ疑問が考へられる。しかし實際に観察して居ると矢張り一つの雷が先發であつて、他の雷はこれに直接誘發されるか間接に他の要素によつて発生せしめられるか何れかの現象である様である。たゞ初めから後者の方も何かの刺激によつて雷が発生しやすい状態にある事はたしかであらう。

本庄町で観測して居るとこの様に二段に観測されるのであるが、もつと大きい目で観察して居ると或は上述の二段の變化も一緒に含めた一般的な變化がわかるのではないかと考へられる。例へば A で雷が先づ発生し次いで A 點をとり巻く B, C, D, E...等の地點で雷が誘發される結果を引おこし、B, C, D...が發雷すると B, C, D...を取巻く B₁, B₂..., C₁, C₂..., D₁, D₂...等が次いで發雷すると云ふ現象を示すのではあるまいか。この時 A, B, C...B₁, B₂...等を全體を含む區域内のどこかで観測して居ると A, B, C...B₁, B₂...等の各が擴大性のものである場合に何段にもわかれた雷が観測され得る事となるであらう。尤もこれは想像であつて實際には二段か三段位の範圍でしかも誘發される數も一つか二つ位で終雷するものであらうから一つの場所で観測して居る時二段位の雷雨丈しか観測され得ないかも知れない。

雷 鳴 聽 測 正 野 重 方 調 査

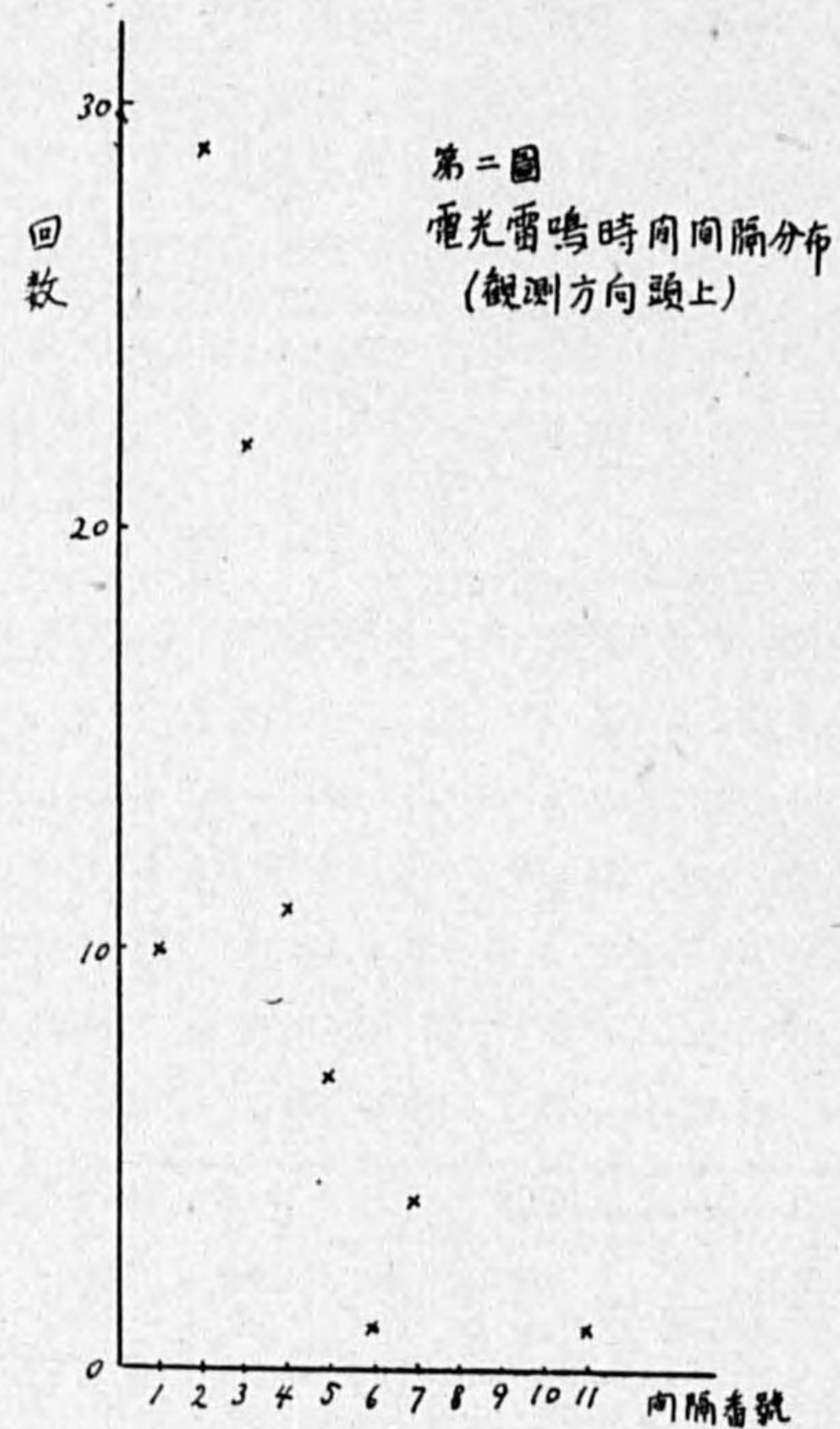
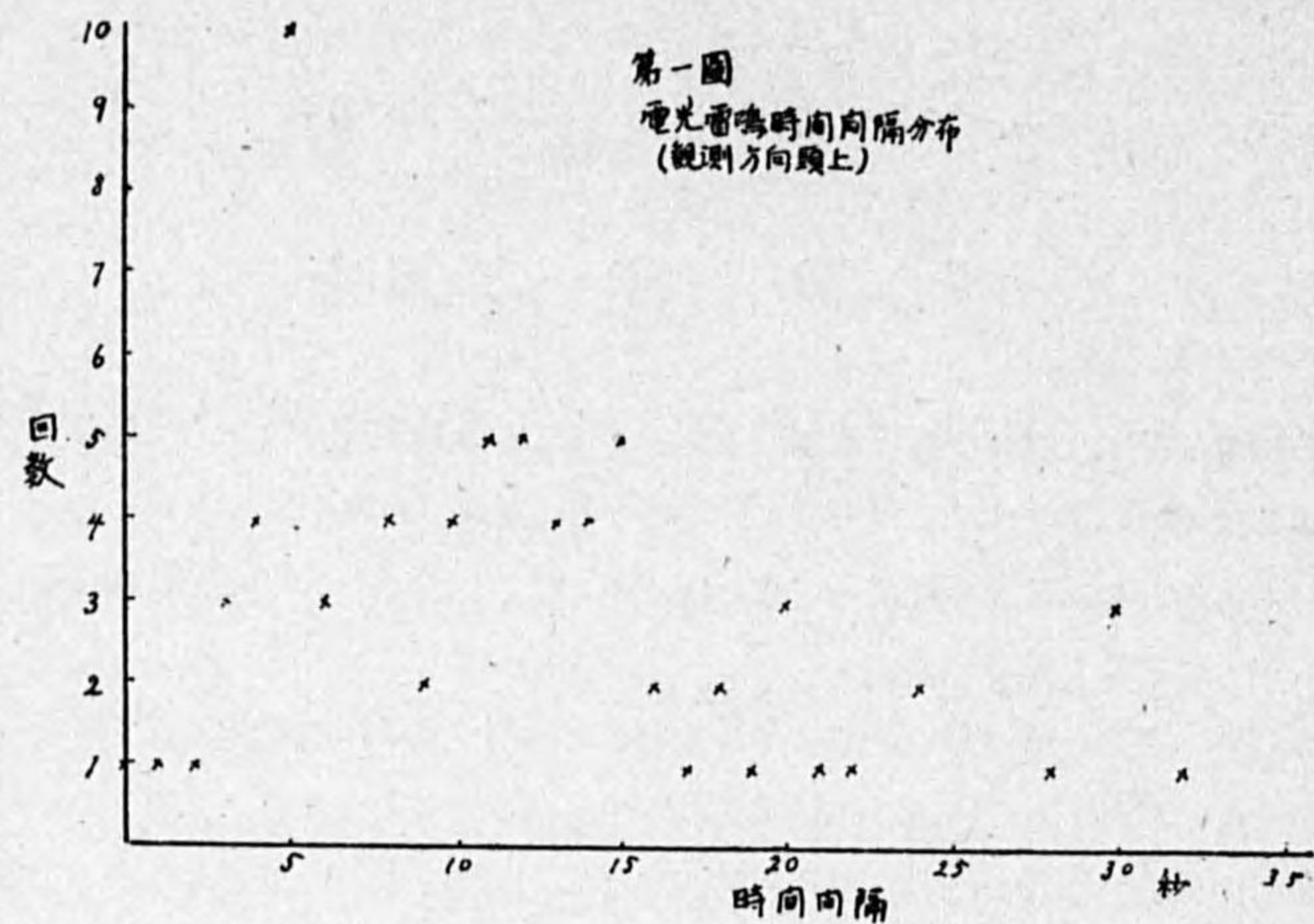
緒言 雷鳴聽測は當初は観測項目中に無かつたのであるが観測期直前になり、聽測を行ふ事になつた。その爲めに器械の準備が全く出来ず止むを得ず耳と時計に依る聽測のみになつた。耳の聽測に依つたものであるから正確な観測は不可能であるが、その誤差は主として時間の測定に現れるが結果の整理目的には充分であつた。

1. 音源の高さ 雲間放電の際の音源の高さを知るには耳に依る一點聽測では正確な事は判らないのであるが大體の事柄を知る爲めに各聽測所に於ける聽測中頭上と報告されたものに就いて吟味した。勿論頭上と報告されたものも必ずしも眞上でなく、天頂より 30° 位は傾いた方向より來たものもあるに違ひがない。その場合高さ $h = T \times 330 \times \cos 30^\circ = T \times 330 \times 0.85$ になる。故に h としては $T \times 330 > h > T \times 330 \times 0.85$ と採つてもよいであらう。大胡 (5 回), 箕輪 (15 回), 吉井 (4 回), 赤城山 (11 回), 飯塚 (2 回), 富岡 (9 回), 市野井 (7 回), 安中 (7 回), 前橋 (19 回), 澁川 (8 回) の 85 回の聽測に對して電光雷鳴時間間隔の各秒とその回数は次表の通りである。同表の

電光雷鳴時間間隔	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	28	30	32	53	
回数	1	1	1	3	4	10	3	10	4	2	4	5	5	4	4	5	2	1	2	1	3	1	1	2	1	3	1	1	
間隔番號			1					2					3					4				5				6		7	11
回数			10					29					22					11				7			1		4	1	

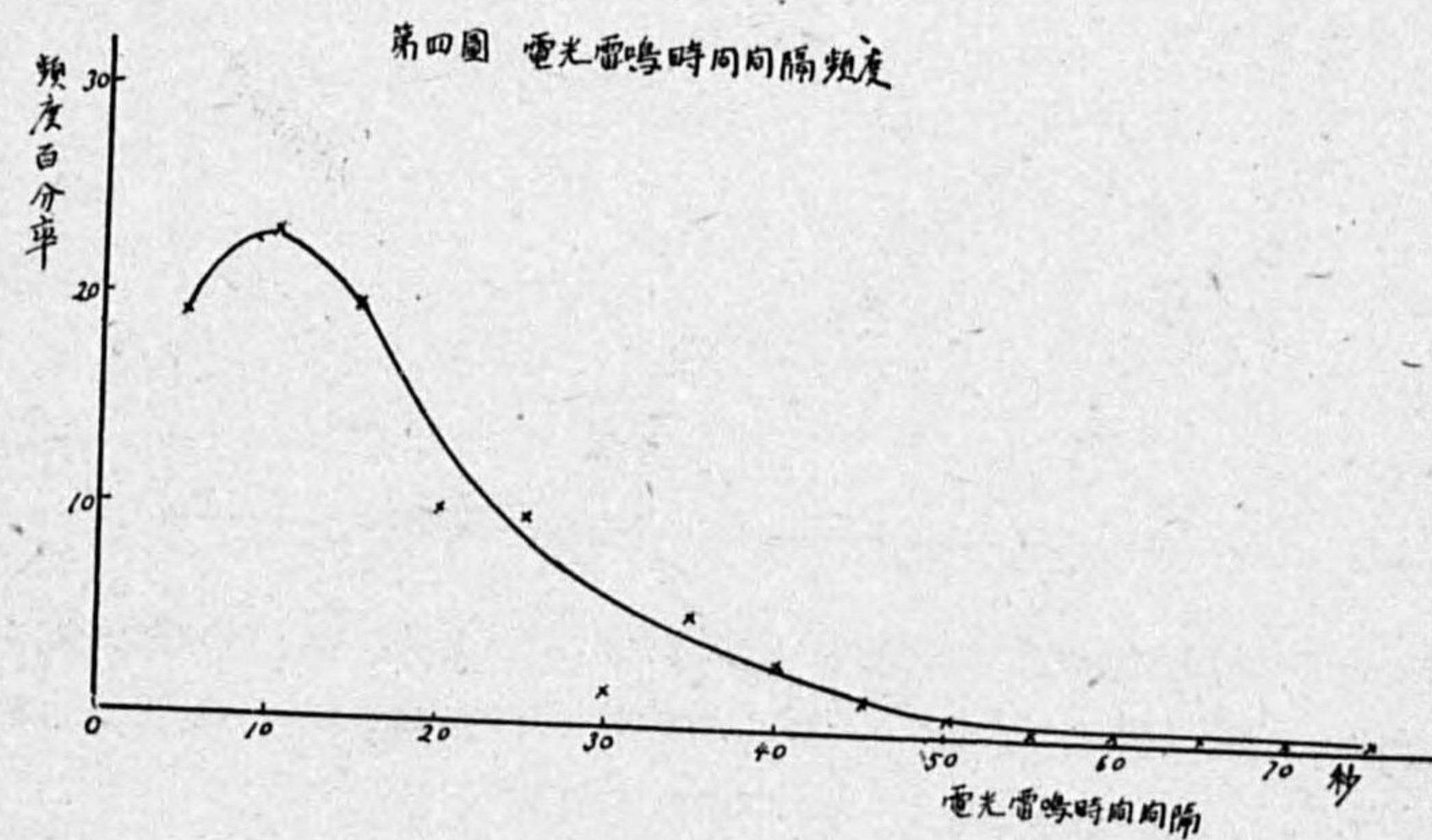
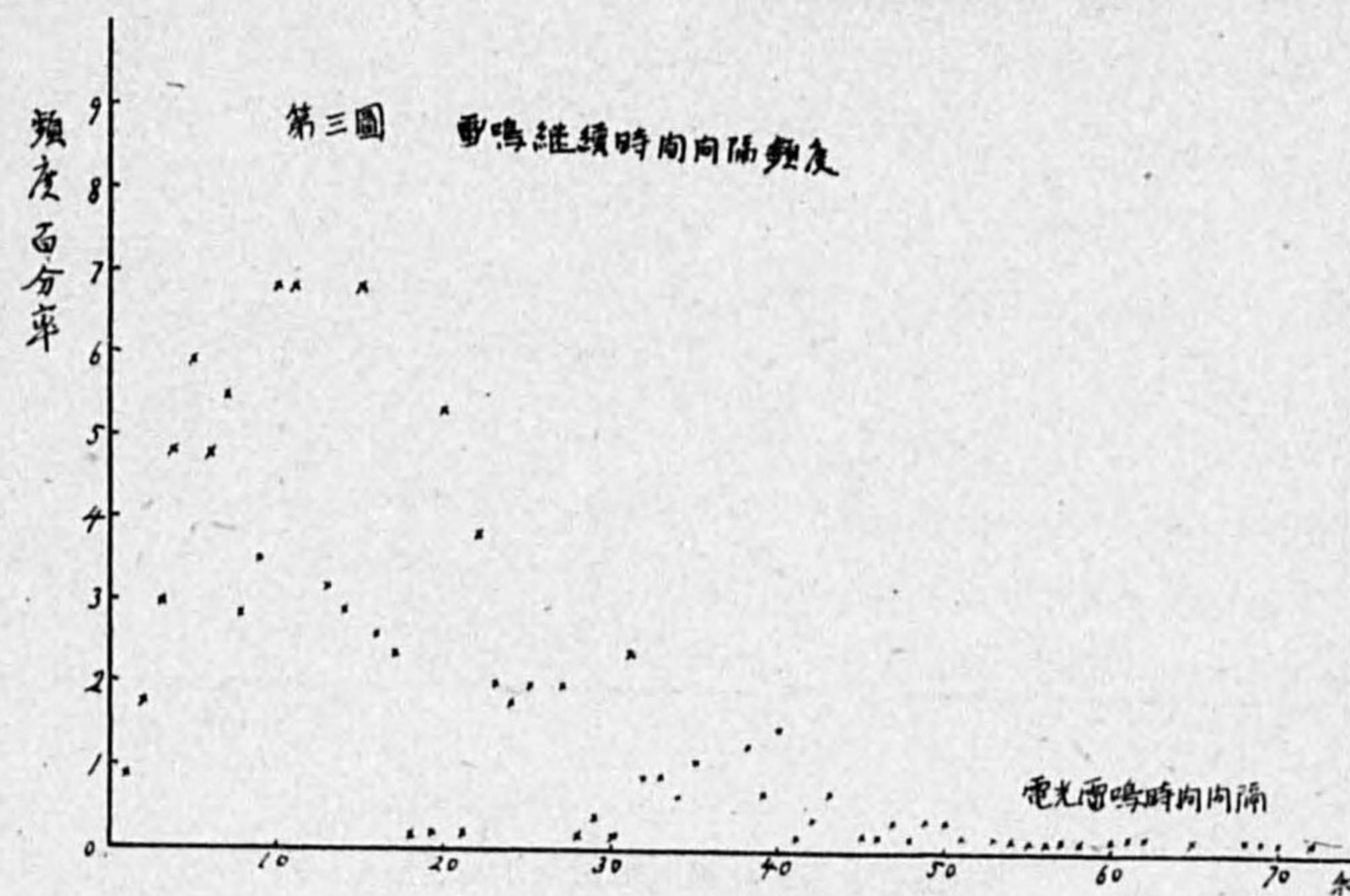
第 3 行は 5 秒毎の時間間隔に對する番號でその各間隔に對する回数を第 4 行にて與へて居る。第 1 圖及び第 2 圖はそれを圖示したものである。以上の結果に依ると 3 秒より 20 秒位迄が頻繁に起る範圍になつて居る。その内で最も多いのは 5 秒乃至 15 秒位の範圍である。即ち高さで言へば 1 杆乃至 6 杆位に放電があり、最も多いのは 1.5 杆乃至 4.5 杆位であると言へる。アメリカに於いて積雲中で航空機に對する落雷は 3 杆乃至 6 杆が最も多いと言ふ統計が出て居るが此れと比べては稍低い様である。兎に角以上により大體の傾向が判る。次に高さの時間的變化を調べるために 12 時—13 時, 13 時—14 時, ... 等 1 時間毎の高さの平均値は次の様になる。

	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23
平均値秒	14.3	16.8	16	10.8	8.7	9.6	17.1	5.7	6	15.3
聽測回数	4	5	1	14	11	24	7	4	2	3



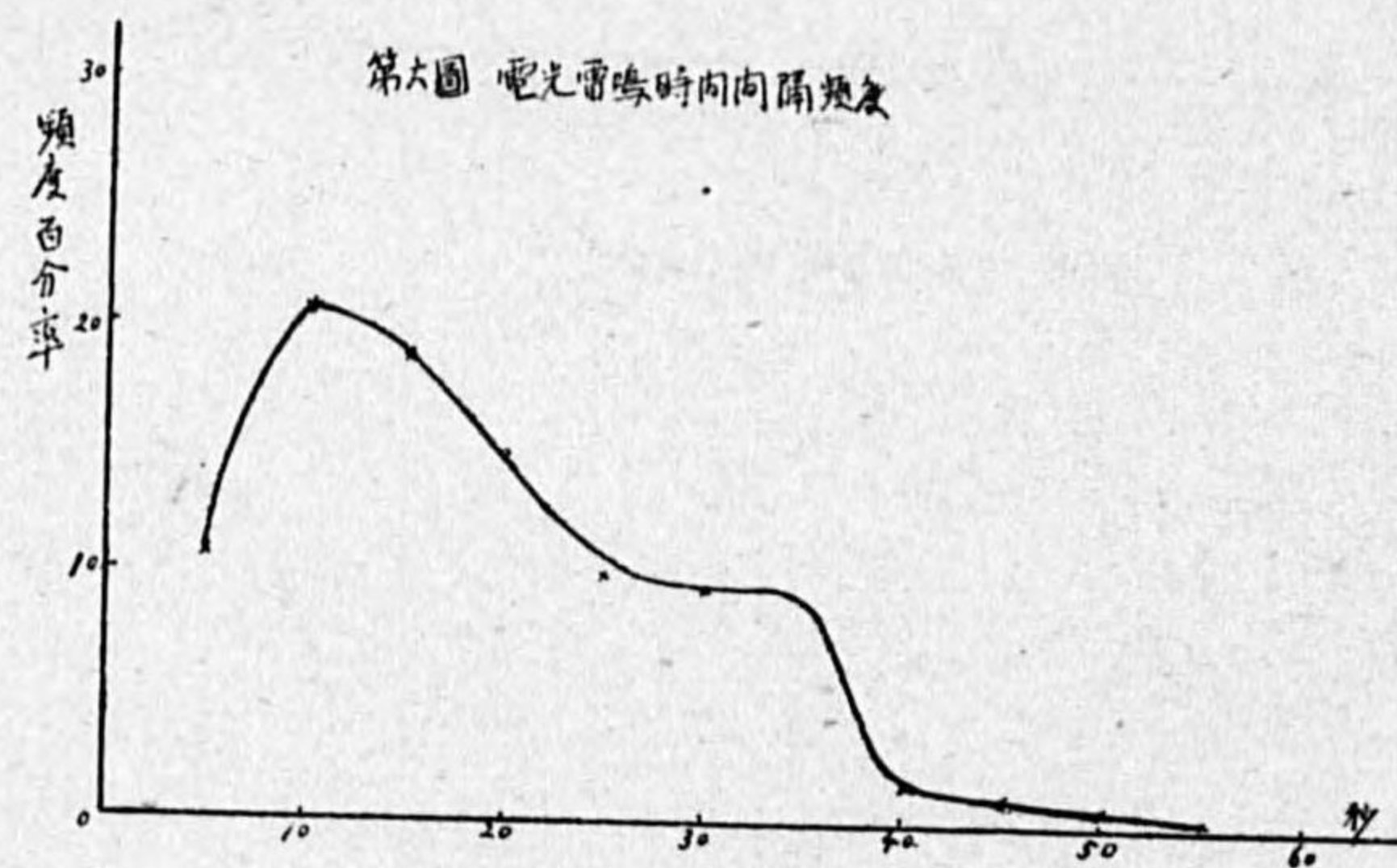
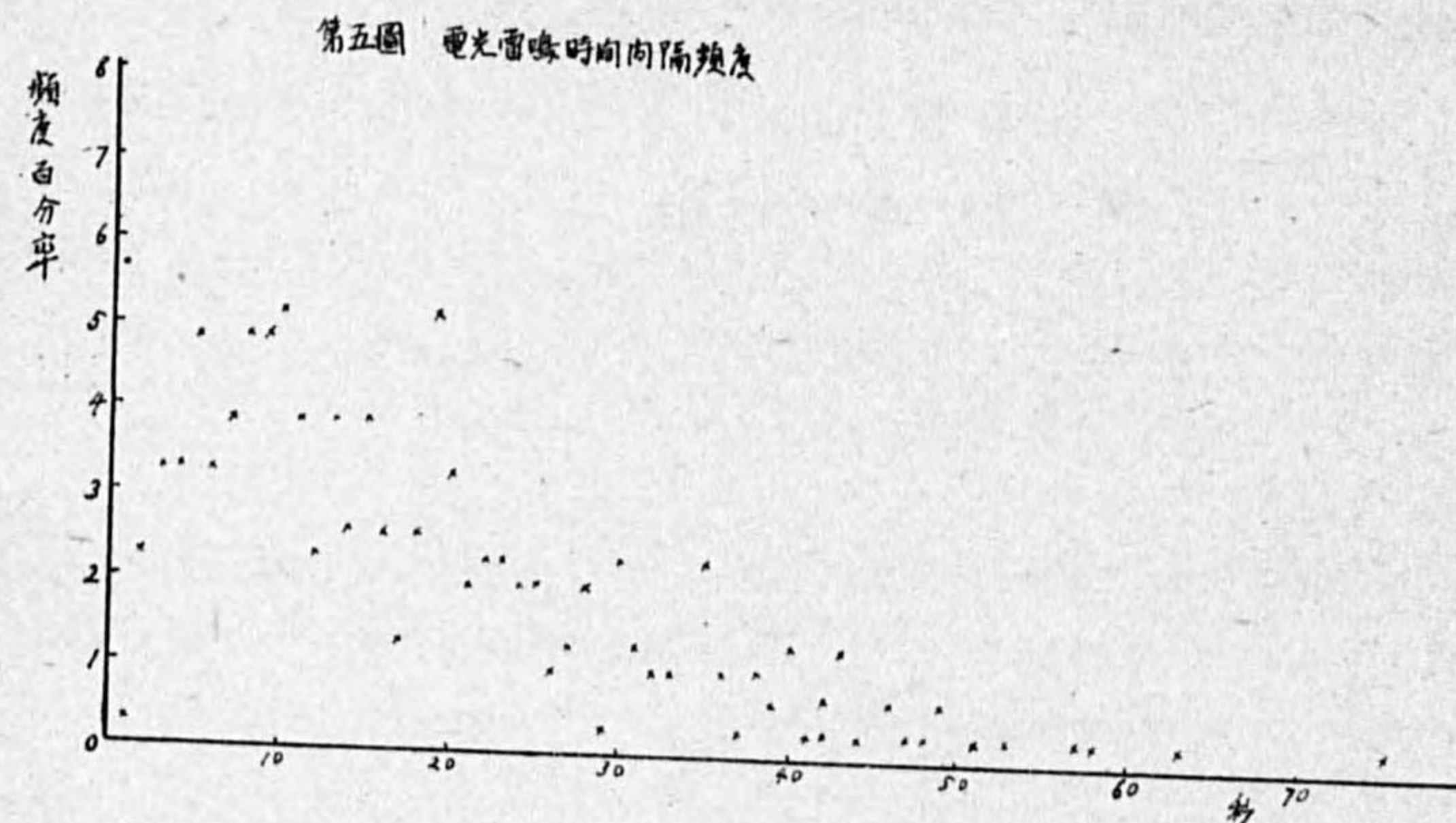
19 時 20 時には大きい値があるがこれには 53 秒 (17 軒) 3 秒 (10 軒) と言ふ様な値が混つて居るため、それ等は可成り信用し難い値であるので實際の平均値はもつと低くなつて居るものと考へられる。大體の傾向は 13 時より 18 時迄は減少の傾向があり、又 20 時—22 時も低いのは注意すべきである。

2. 雷鳴聴取回数頻度 雷鳴は 20 軒以上も到達するのであるがそれは特別な条件の場合で普通は幾何位の距離の場合最もよく聞く事が多いのであらうか。此の事を調べる爲めに全聴測所に於ける電光雷鳴時間間隔の分布を調べて見た結果が第 3 圖, 第 4 圖である。



此の調査が此の特定の聴測に對してでなく一般的意味を持つ爲には放電の位置が該聴測區域に對して全く不規則な分布をして居る様な條件が必要である。

第3圖は境町、吉井、鬼石、富岡、澁川、尾島、大胡、國定、安中、藤岡、前橋、箕輪、等の各聴測所に於ける總數 456 回の聴測に就いての各秒毎の百分率を表はしたもので、第4圖は 0-5, 6-10, 11-15, ...等 5 秒間隔に屬する回數の分布圖である。第5圖、第6圖はその中繼續時間も同時に聴測されてある 306 回の聴測に就いての同種の統計である。



此の結果に依ると大體 10 秒即ち 3.5 杆内外に極大があることが著しく、その前後で減少して居る。此の説明は次の様になるのであらう。即ち人間の耳には刺戟閾があり、此れ以上になると聞

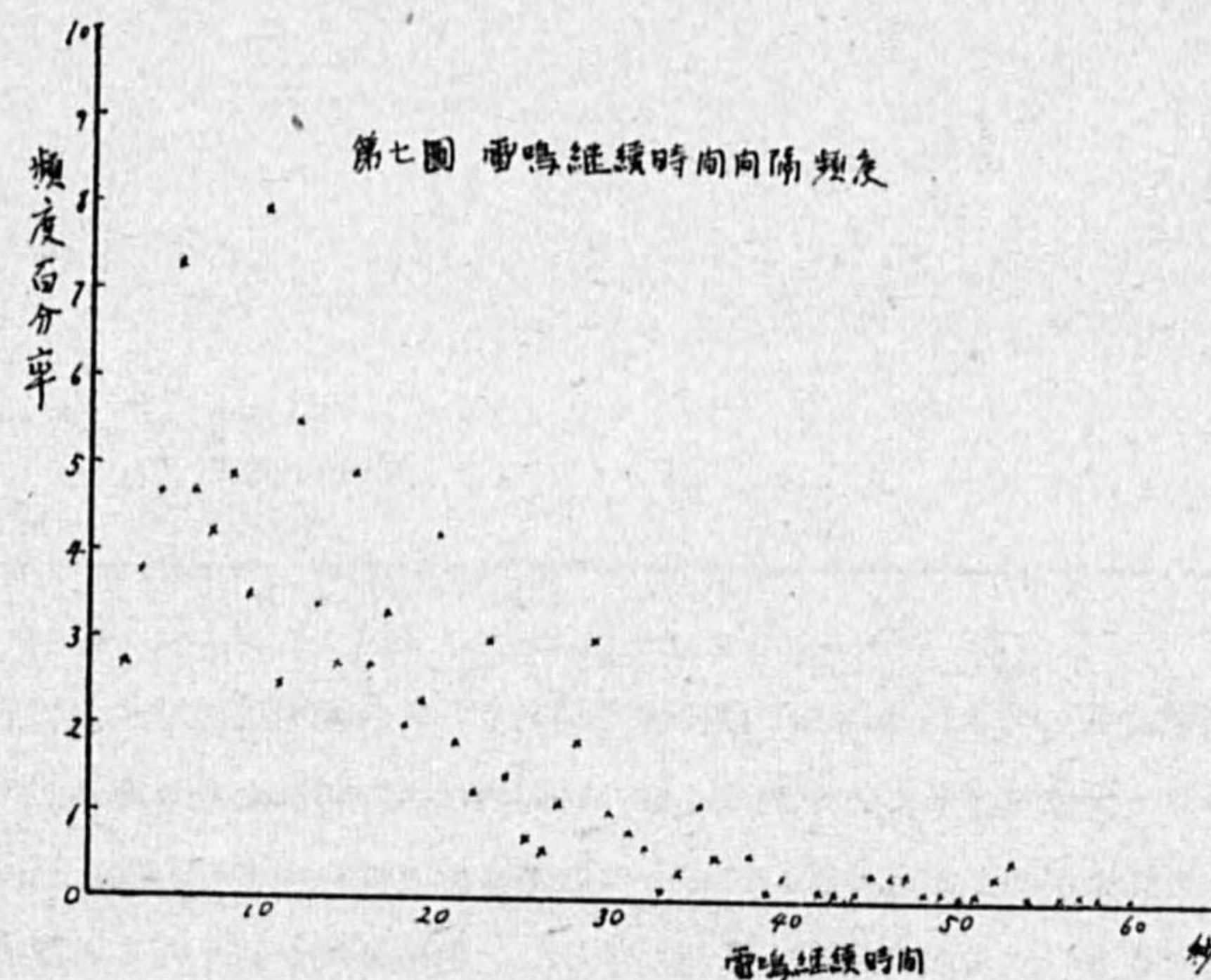
Journ. Aero. Sci I 1939, 51-55.

えるがそれ以下であると聞えない境があると考へられる。今或る強さの音を出す音源を次第に遠ざけてゆくと大體ある距離に於いて聞えなくなるであらう。その距離は音源の強度と途中の幾何學的、物理的減衰の度合が或る範圍内で一定とすれば、大體或る範圍で一定の値になる。雷鳴には勿論強弱種々あらうがある範圍にあるものとすればその可聴區域も大體定まつて居り、その範圍に起つた雷鳴は大體總てが聞えると考へると完全に不規則に音源が分布して居る場合には聴取回數頻度は大體距離の二乗に比例して増加する筈である。(1) 故に良可聴區域内では距離と共に頻度が増加してゆく事が期待出来る。處が此の區域外になれば特に大きい雷鳴とか途中の條件が好都合のものゝみか觀測者に對して刺戟閾以上になり聞えるのであるから、音源の數は増加するのであるのにも拘はらず聴取頻度が減少すると言ふ結果になる。結局 3 杆乃至 3.5 杆位がその境であると言ふ事である。此處では射線の到達區域内にあるものと假定しての話である。

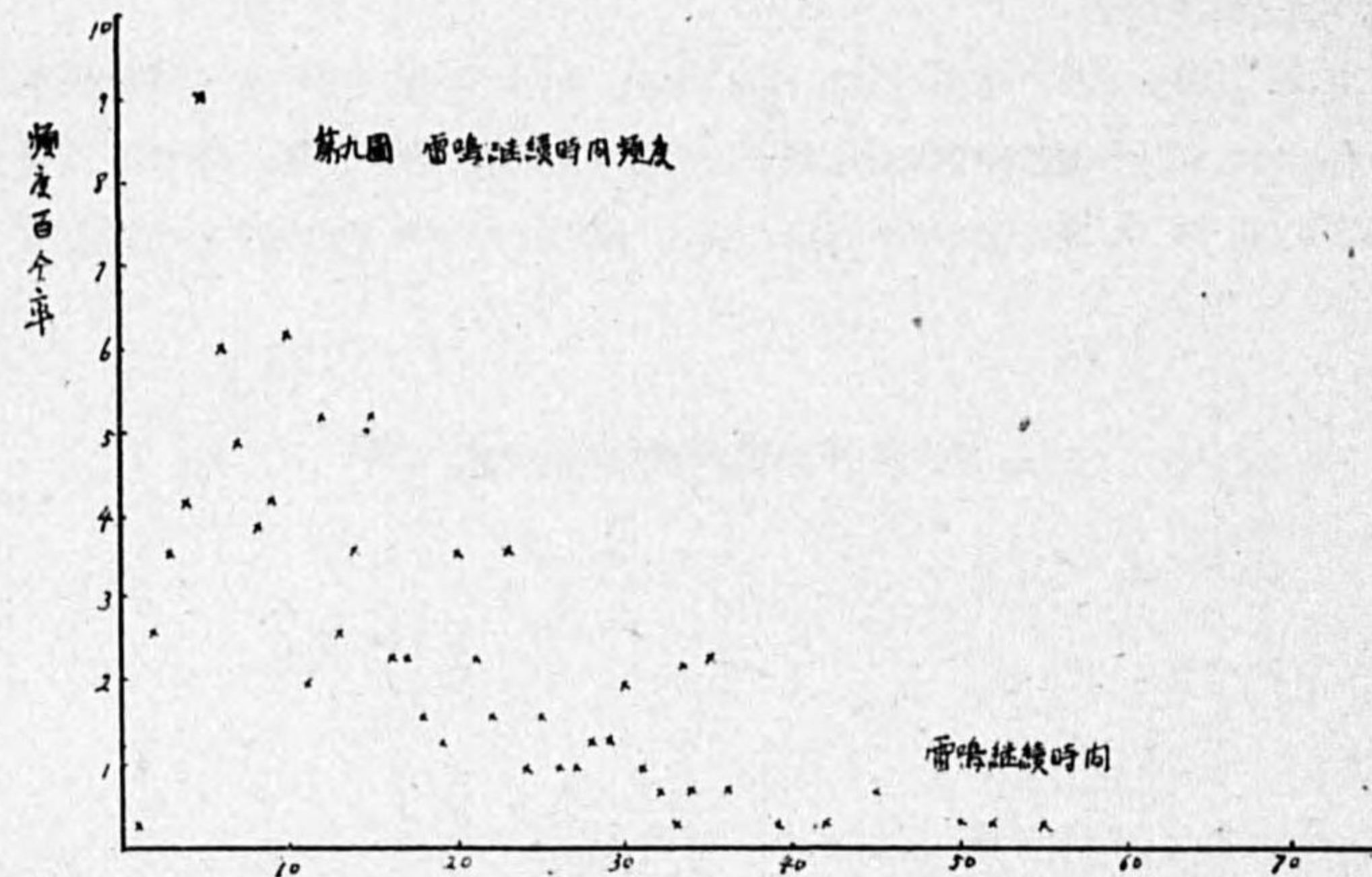
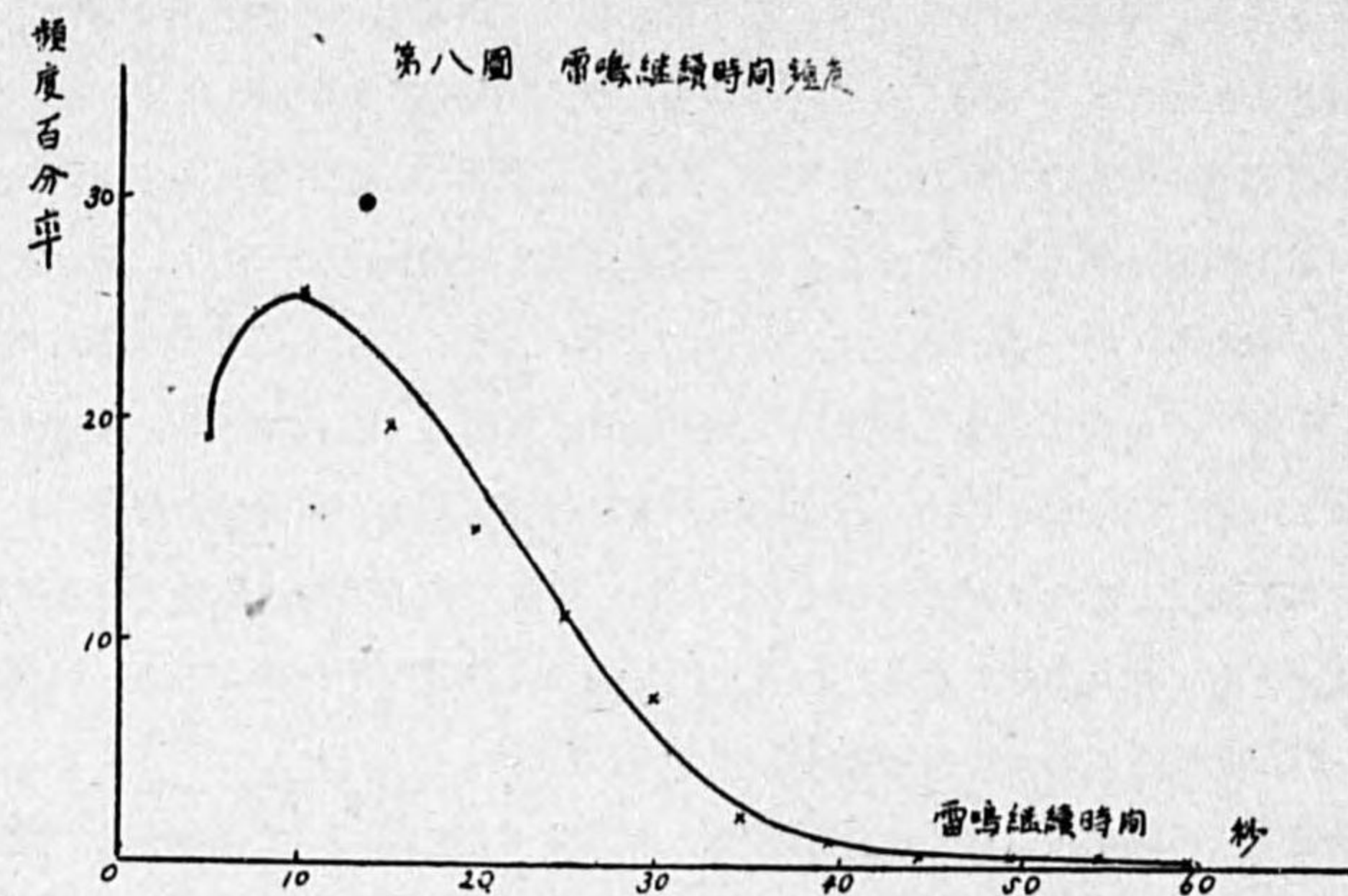
3. 雷鳴繼續時間 雷鳴は極く近くに放電が起らない限り後迄轟くのであるがその轟きの原因の研究の目的として雷鳴繼續時間を調査して見た。

雷鳴繼續時間と頻度分布

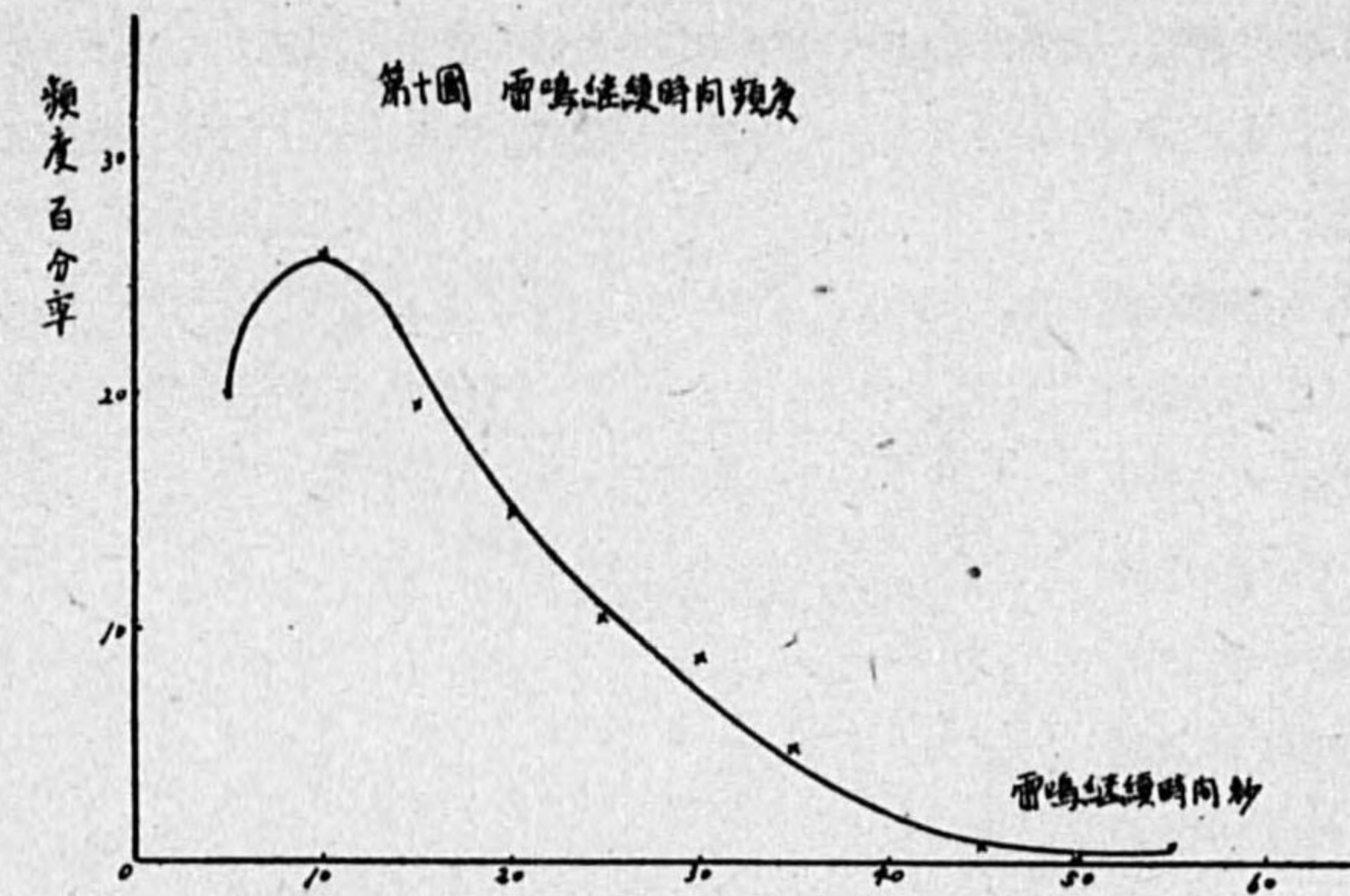
第7圖は箕輪、境町、吉井、鬼石、富岡、澁川、尾島、大胡、國定、安中、藤岡、前橋に於ける 659 回の雷鳴に就いての統計で繼續時間毎秒に對する回數の百分率であり、第8圖は毎 5 秒毎の百分率である。第9圖、第10圖は雷鳴電光時間も同時に測られた 306 回に對する同じ統計である。此



(1) r_1 と r_2 なる半径の二つの球面の間に於ける體積は $r_2^3 - r_1^3$ に比例する。然して $(r_2 - r_1)(r_2^2 + r_1r_2 + r_1^2)$ になる。今 r は時間 t に比例し、 $t_2 - t_1 = 1$ とすれば體積は $t_2^3 + t_2t_1 + t_1^3$ に比例する。即ち略二乗に比例する。



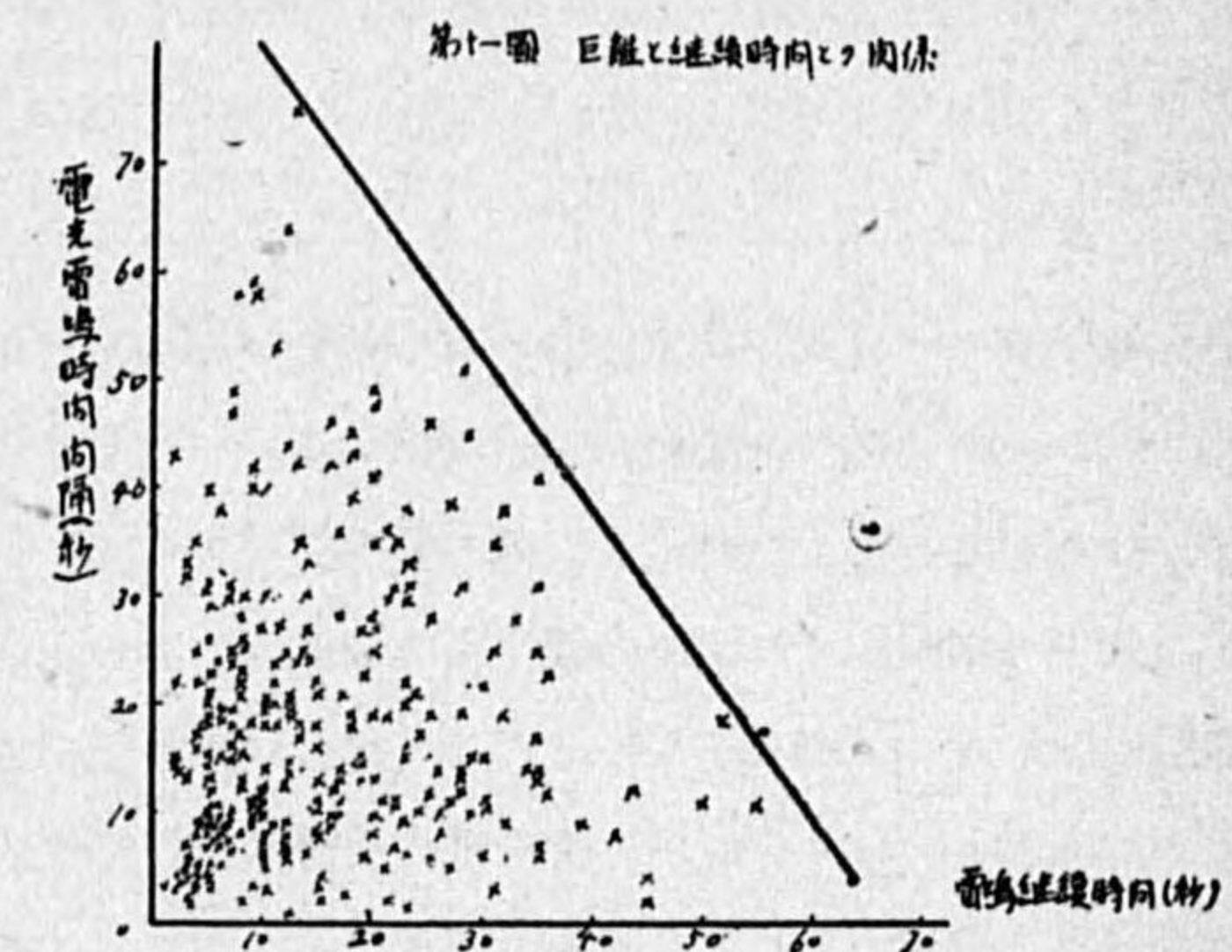
等の圖に依り、継続時間は略5秒乃至10秒に極大があり、その後次第に減少して居る。又雷鳴継続時間は長いものは1分位であることが判る。此の時間内に次の雷鳴が起りそれが連続した爲に全體の時間が伸びる可能性があるが此の統計にはその影響は餘りはいつてない事と思はれる。その理由は、別の放電に依るものは可成り迄耳で區別出来るし、継続時間が長くなると頻度が單調に減少して居ること、1分位で殆んどなくなつて居る爲である。何故なら放電は1分以内に何回も起ることが少なく、1分近く又は以上毎の間隔をおいて起ることが多いから二つの放電の継続の爲めに伸



びた影響が可成り効いて居るとすれば1分以上の處迄可成りの頻度があつて然るべきである。然るに頻度曲線を見ても明らかなる様にその影響は餘り現れて居ない様である。

4. 継続時間と距離との關係 第11圖は電光雷鳴時間間隔(或は距離)と継続時間との關係を示したものである。觀測材料は兩觀測が行はれて居た306回に就いて行つたものである。

此の圖に依れば大體電光雷鳴の時間間隔の長い程即ち距離が遠い程雷鳴継続時間が短くなつて居り $\frac{t_1}{95} + \frac{t_2}{6} \leq 1$ の範圍にある。但し t_2 は継続時間、 t_1 は雷鳴電光の時間間隔(距離)である。此れは單に遠くに行くに従ひ、減衰に依り轟きの尾部が切れて短くなる事を表はして居る様に思はれる。此の圖に依ると轟きの継続時間の最も長いものは10秒乃至20秒の間隔即ち3杆乃至6杆の距離にある場合である。

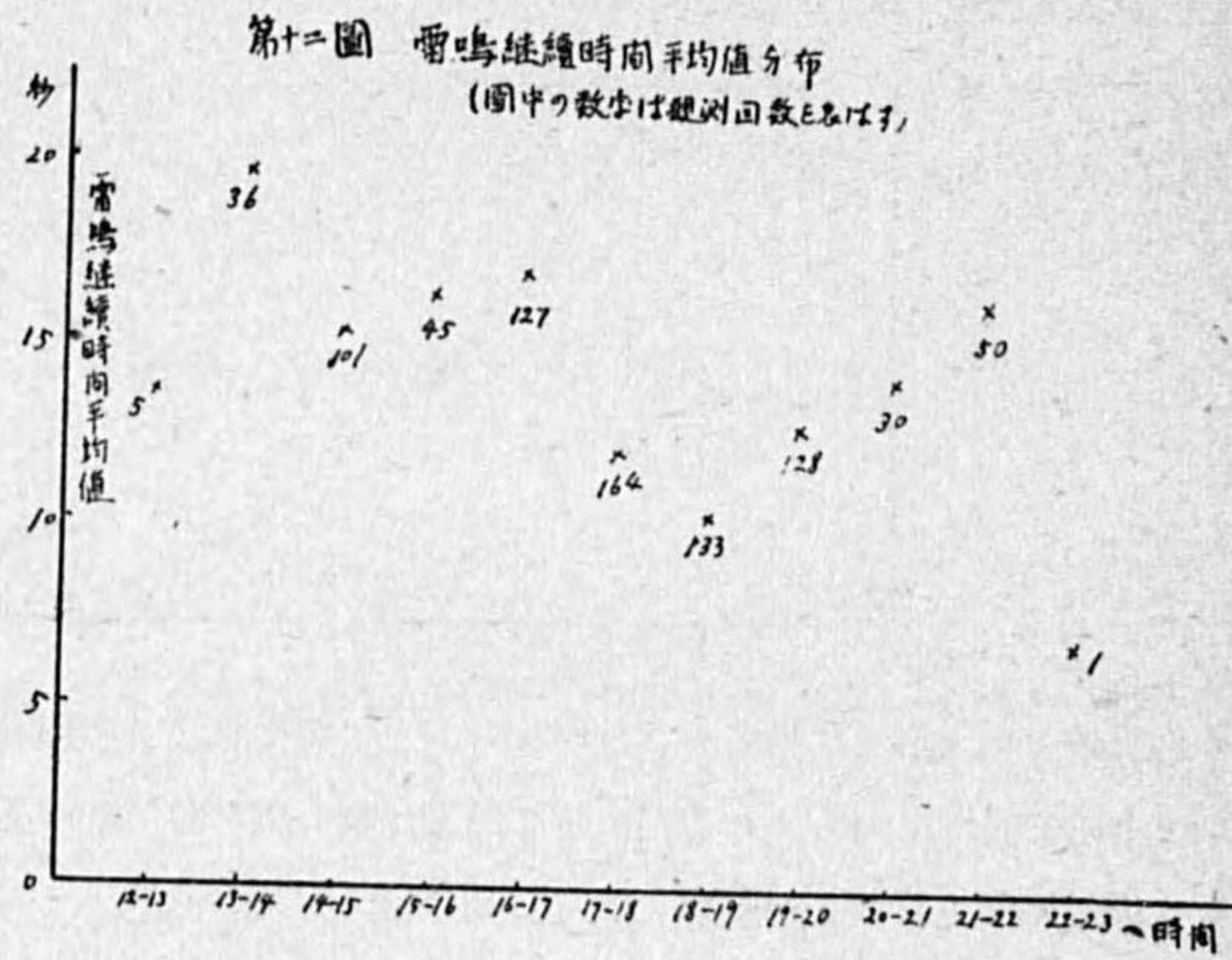


継続時間と距離との關係は以上の外に餘り著しい事も存在しない様である。只兩時間共に20秒以内1秒以上の部分に多くなつて居るのが目立つて居る。

同じ事柄は各聽測所何れに就いても大體共通の事柄である。(第11圖參照) 猶時間間隔の5秒以内のものに對しても継続時間は40秒以上に達するものがある。此れは直達波に引續いて反響音があつたものと考へられる。

5. 雷鳴繼續時間の變化 雷鳴の轟きが地形の外に大氣の状態に關係するものであると考へられるから、雷の構造が晝と夜とが幾分異なる場合轟きの繼續時間もそれに従つて晝と夜とは異なる筈である。それを調べる爲めに

は各1時間毎の雷鳴繼續時間の平均値を求めて見た結果は次表及び第12圖に示す通りである。此の結果に依れば12時—13時に極大があり、その後大體に於いて減少し、18時—19時に極小値に達し再び伸びて居る。13時より22時迄の各1時間毎の聽測回数は可成り多數であるから、此の結果は可成り信用出来る。



時期	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23
繼續時間の平均値	13.6	19.7	15.3	16.4	17.0	12.1	10.4	12.8	14.1	16.3	7.0
聽測回数	5	36	101	45	127	164	133	128	30	50	1

此の現象に關しては未だ適當な説明がつかないのであるが一試案を提出して置く。

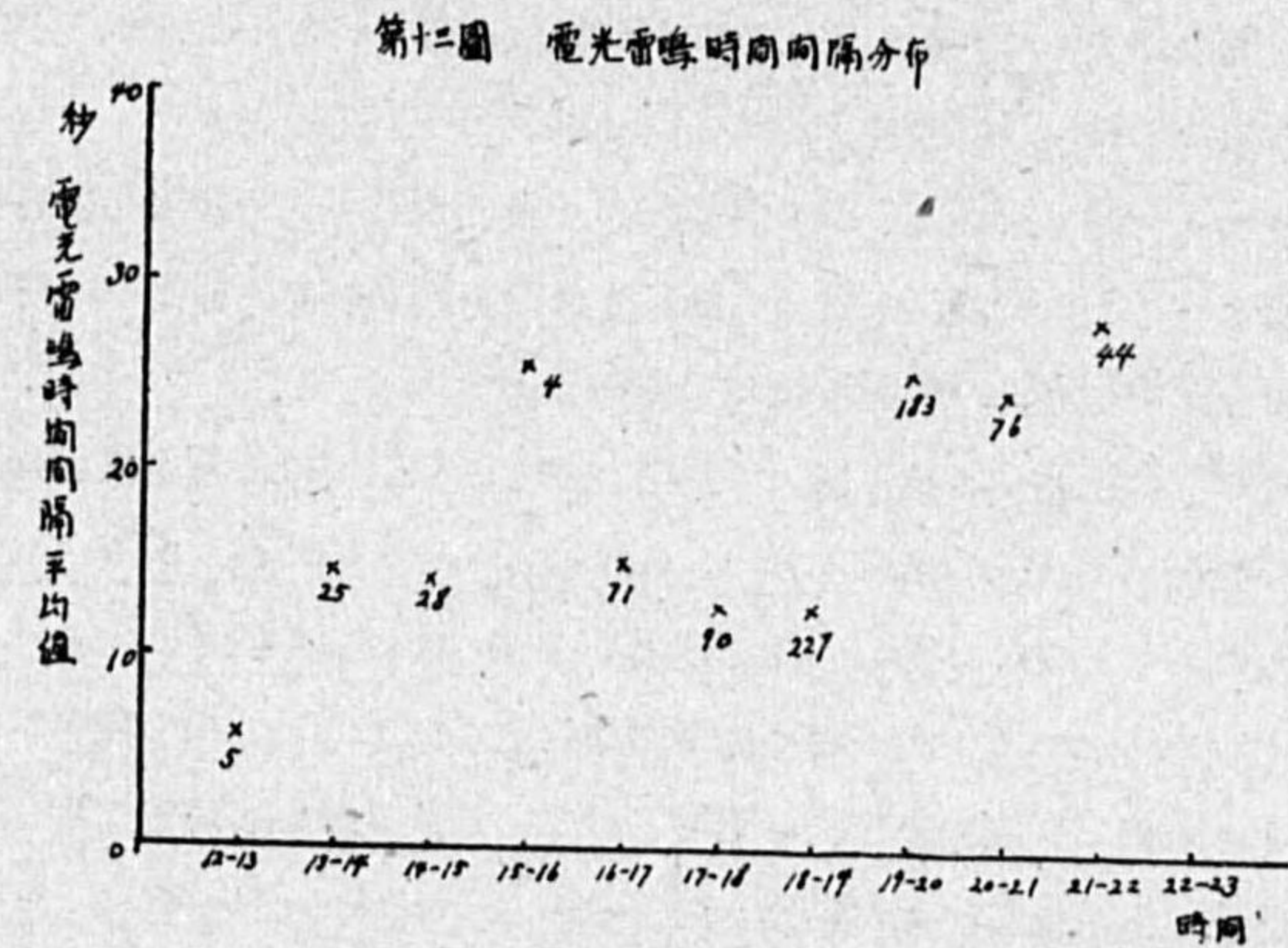
13時より18時迄の間繼續時間が次第に短くなつて居るのは熱雷の高さが次第に低くなつてゆく爲めではなからうかと思はれる。即ち晝の眞盛りには上昇氣流が盛んで侵入的に可成り上層迄達し、此處で雷が生ずるがその後雷は上昇氣流の衰へと發生した雷の下方への傳播により時間が経つ程雷が低くなつて來ると考へられる。此れは熱帯では温帯に於けるより熱雷の高さが高いと言はれて居る事實と一致して居る。此の事柄も確められた事實ではないがその様に思はれる。雷が高い程雷鳴が長く繼續することは種々の理由で考へられる。次に18時以後22時迄次第に長くなつてゆくのは晝の雷とは異なり、熱雷性よりはむしろ界雷的性質が多分に含まれて來ると考へられる熱雷では水平方向には比較的孤立的であるのに比べて界雷では水平方向には連續的の氣流分布をして氣塊の界面に於ける反射屈折の影響がよく効いて來て長く轟くのではないだらうかと考へられる。その外に小渦亂の沈靜により減衰率が小さくなり、又周圍が靜かになる爲めに小さい音迄聞える様になることも原因の一つと考へられる。

以上の説明は憶説の程度であつて決定的のものではない。

雷の高さが次第に低くなる傾向は音源の高度の時間的變化に就いても同様の傾向が認められた處である。

6. 雷鳴電光時間間隔の時間的變化

第13圖は雷鳴電光時間間隔の1時間毎の平均値で比較的數の少ない12時—13時、15時—16時を除けば13時—19時頃迄は略一定で19時より22時迄はそれより少し大きい値で略一定である。此れは夜になつて遠い雷が聽測出来る様になつた事を意味して居るものと考へられる。



赤城山種畜場に於ける雨滴観測

検定課 今井一郎

1. 緒言 赤城山麓種畜場に於ては雨滴の観測を行つた。準備の都合で實際観測を行ひ得たのは8月7日以後の数日間だけであつたから雷雨時の観測結果は得られなかつたが、本庄に於ける雷雨時の観測と比較する意味に於て茲に報告することにした。

2. 観測方法 エオシン法を用ひた。即ち濾紙にエオシンとタルクの粉末を1對10の割合で混合したものを塗り置き、これに雨滴を受けると濡れた部分が圓形に赤く染まる。用ひた濾紙は東洋濾紙第2號と稱するもので直徑約19 種の圓形のものである。

観測方法は木の板の上に上述の濾紙を置いて降雨の強さに應じて數秒乃至數10秒間雨中に露出する。得られた痕跡の直徑を1 耗毎の階級に分け、各階級に入るもの數をかぞへて大きさの分布を求める。これにはセルロイド板に直徑が1 耗だけ異なる二つの同心圓の種々の大きさのものを書いて置き、これを痕跡上にあてがつて丁度痕跡の縁が兩圓の間に挟まれるもの數をかぞへるといふ方法を取つた。稍大きい雨滴では痕跡は完全な圓形ではないし、又縁が不規則な形になるものもあるから、この程度の測定方法が適當と思はれた。

3. 観測結果 8月7, 9, 10日の3日間に約50枚の観測結果が得られたが、この内相當の長時間に亙り連続観測を行ひ得たのは8月9日17時~18時及び同10日22時50分~23時35分の2回だけであつた。

観測結果を見易くするために、痕徑1 耗毎の各階級に入る雨滴の總重量を求めた。これは雨量に寄與するのが主として比較的大きな雨滴であることと、微細な痕跡は落下中又は落下の瞬間に出來た飛沫も含まれてゐる虞れがあり、さして重要ではないと思はれたからである。痕徑より重量を求めるには東洋濾紙第1號に就て高橋氏⁽¹⁾の得られた次の式がある。

$$m = 0.00934 \pi d^2 (1 + 0.0512d + 0.000980d^2)$$

m は珧で表はした水滴の重量、 d は耗で表はした痕徑である。然しながら筆者の用ひた濾紙は第2號であるから上の式とはかなりの喰違ひがあり、例へば痕徑14.5 耗の水滴の重量は高橋の式によれば12.08 珧となるが筆者の實測では6.52 珧となつた。依つて稍大膽ではあるが高橋の式より得た m の値に $\frac{12.08}{6.52} = 0.54$ なる係数を乘じて重量を求めることにした。この事に就ては機會があつたら更に詳しく検定を行ふ積りである。

(1) 高橋喜彦; ピストンから出る蒸氣に関する研究, 氣象集誌 15, 103 (1937)

痕跡の數をかぞへた面積は濾紙の中央に近い半徑5 種の圓形で、これは 25π 平方種に等しい。露出の時間はまちまちなので、比較に際してはすべて一定時間中の値に引き直した。

(1) 8月9日17時~18時の観測

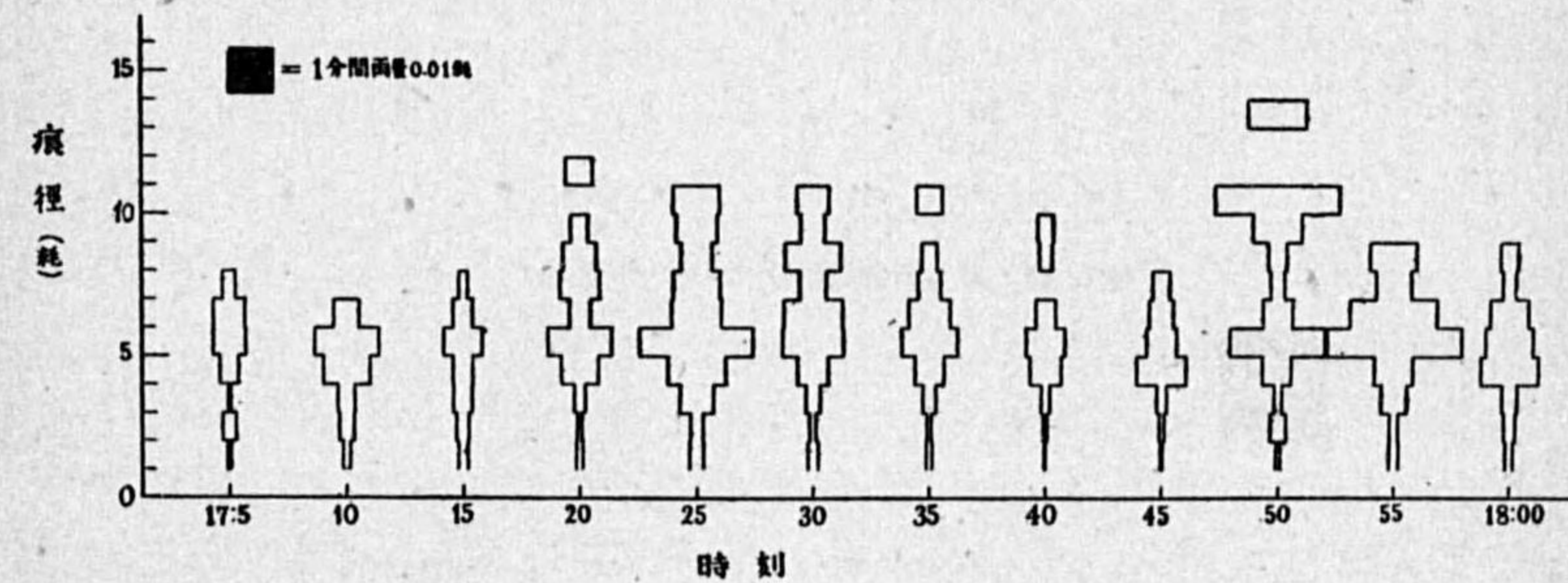
當日は午前中より全天下層雲に蔽はれ曇天であつた。15時10分より微雨降り始め、17時0分より \odot となつた。18時0分に至り再び \odot fine となり以後翌朝まで降雨が続いた。観測は \odot となつた17時0分より5分毎に丁度1時間引續いて行つた。露出時間は3~11秒である。観測の結果を第1表に示す。

第1表 8月9日

時刻	露出時間	痕 徑 (秒)														
		0~1	1~2	2~3	3~4	4~5	5~6	6~7	7~8	8~9	9~10	10~11	11~12	12~13	13~14	
17:00	?	19	55	21	13	3	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—
5	11	多	36	23	2	9	10	7	2	—	—	—	—	—	—	—
10	8	多	25	19	11	17	15	4	—	—	—	—	—	—	—	—
15	8	多	36	16	12	7	9	3	1	—	—	—	—	—	—	—
20	7	多	18	6	6	12	13	3	4	2	1	—	1	—	—	—
25	3	多	18	6	8	8	10	3	2	1	1	—	1	—	—	—
30	5	多	22	5	6	7	9	6	2	3	1	1	—	—	—	—
35	6	多	15	5	6	8	10	5	2	1	—	1	—	—	—	—
40	8	多	7	5	5	11	9	3	—	1	1	—	—	—	—	—
45	8	多	8	7	7	18	7	4	2	—	—	—	—	—	—	—
50	5	多	10	13	3	6	14	3	1	1	2	4	—	—	1	—
55	4?	多	16	6	8	7	16	7	2	2	—	—	—	—	—	—
18:00	5	多	16	9	6	13	7	4	1	1	—	—	—	1	—	—

この値を10秒間の値に引き直した上で重量分布を計算してその時間的變化を圖示すると第1圖の様になる。同圖は横軸に時刻をとり、圖形の横幅は各階級毎の雨滴の總重量を示してある。從つ

第1圖 雨滴重量分布(8月8日)



て圖形の全面積が10秒間の雨量に比例してゐることになる。尙ほ痕徑1 耗(重量0.017 珧)以下のものは數が極めて多いことと、後に述べる如く大粒のものの飛沫が含まれてゐる虞れがあることから測定はしてない。

同圖を一見して著しい事實は降雨の強くなるときには必ず先づ大粒の雨滴が落ちて來、次に次第

に分布の中心が直径の小さい方へ移つて行き、だんだん降り方も弱くなつて来ることである。この様な現象が1時間の間に3回現はれてゐる。この現象を他の氣象要素と比較して見るに、第一に気温は曇天弱風のためこの日は日変化少く、降雨中は約 16.0°C で殆ど変化は認められない。湿度も大體 90%前後である。唯風だけは NE 乃至 NNE の約 1.2m/s であるが降雨の強さの変化に対応して3回の變化が現はれてゐる。即ち風向が NNE から NE に廻り、風速が極大になつたときに大粒の雨が降り始めてゐることが解つた。

尙自記雨量計による1時間の雨量は 2.0 耗で雨滴重量から求めた値 2.1 耗と極めてよく一致する。

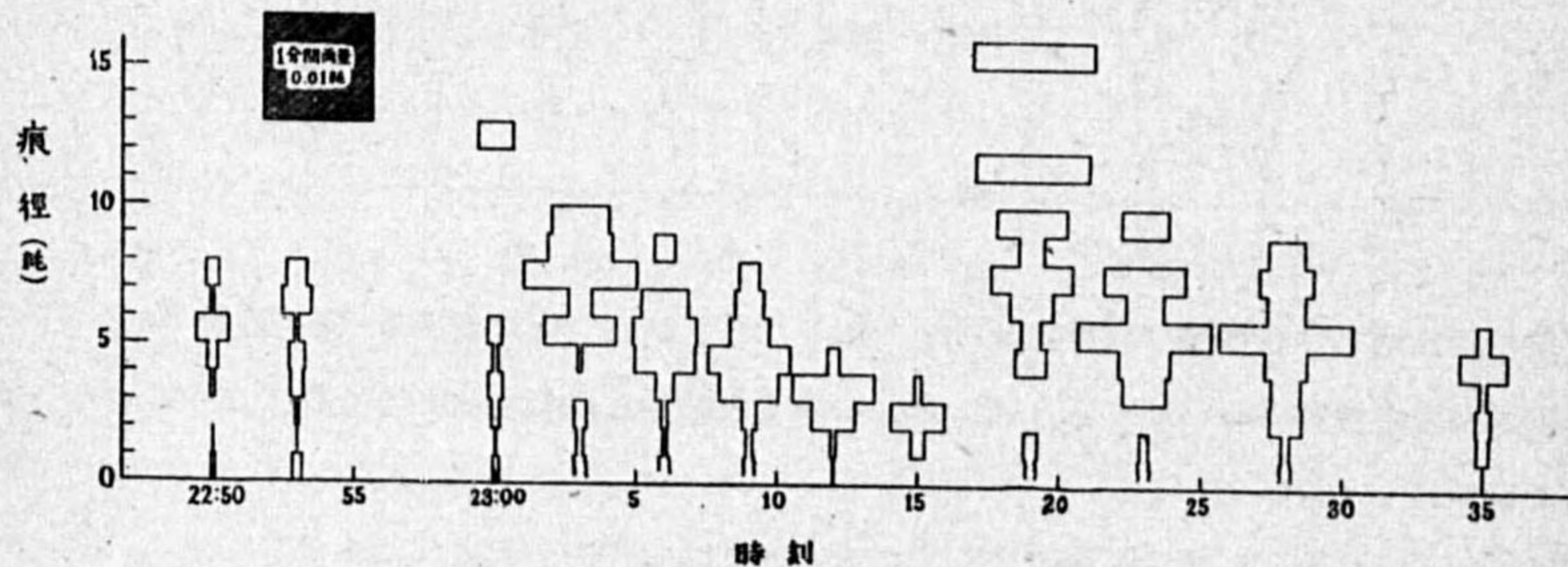
(2) 8月10日 22時50分~23時35分の観測

この日は前夜來の雨が早朝まで降り続き、その後は全天下層雲に蔽はれ曇天であつた。12時49分から微雨降り始め、15時頃には雲底が地面まで下降して極めて微細な霧雨となつた。この雨は夕刻18時30分に一先づ已んだが夜に入り22時45分より再び微雨降り始め翌早朝まで断続した。雨滴観測はこの雨が降り始めて間もなく22時50分より開始し、數分毎に23時35分まで行はれた。雨が弱かつたために露出時間は15~60秒を要した。観測の結果を第2表に示す。

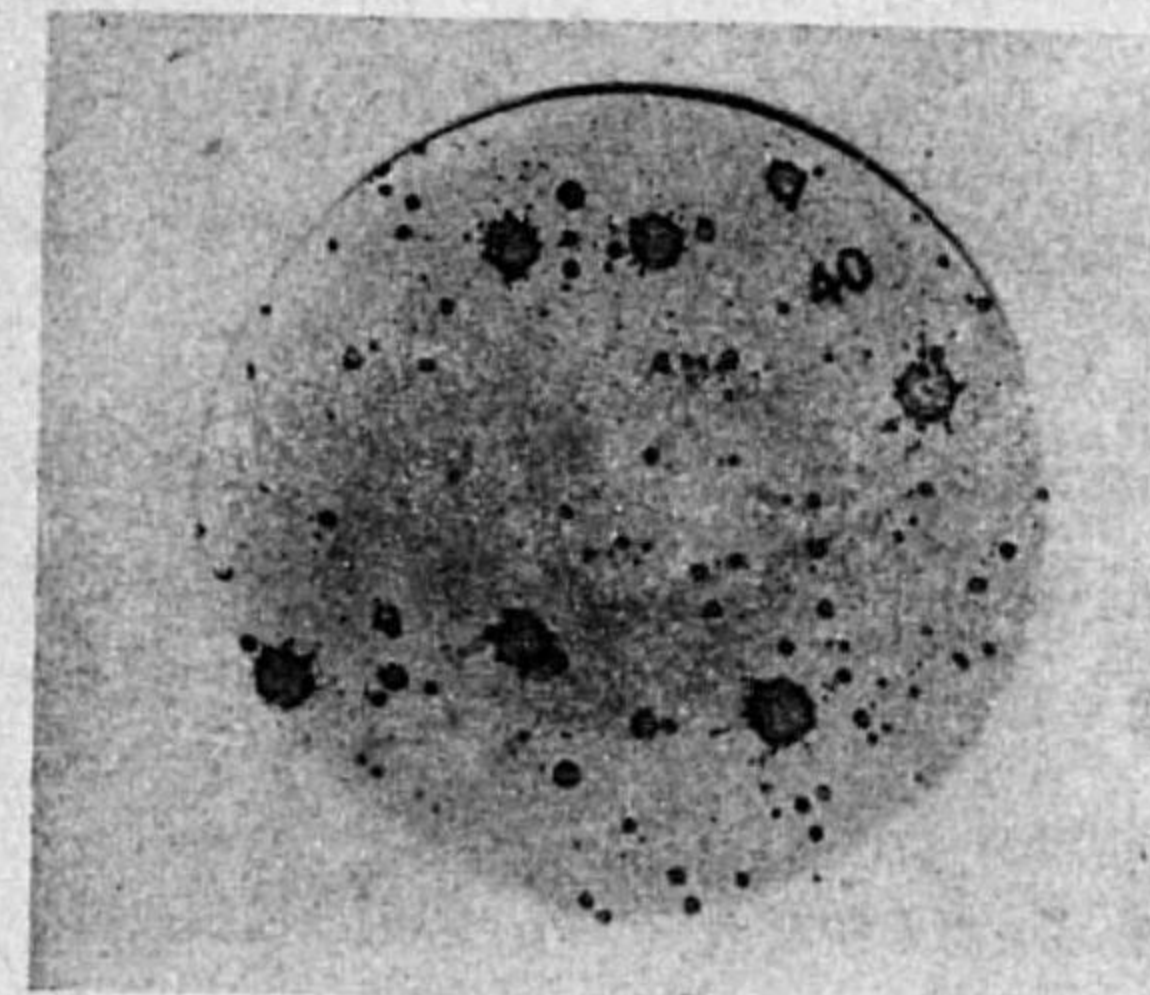
第2表 8月10日

時刻	露出時間	痕 徑 (耗)															
		0~1	1~2	2~3	3~4	4~5	5~6	6~7	7~8	8~9	9~10	10~11	11~12	12~13	13~14	14~15	15~16
22:50	60	多	3	—	4	5	10	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—
52	40	3	4	7	5	5	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23:00	40	6	9	8	2	3	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	25	12	8	—	1	9	2	7	3	2	—	—	—	—	—	—	—
6	25	9	4	6	12	8	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	20	10	8	16	13	6	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	20	10	8	24	22	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	20	20	29	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	20	多	20	—	5	2	3	4	1	2	—	—	—	—	—	—	—
23:15	11	11	—	9	6	10	2	3	—	1	—	—	—	—	—	—	1
28	15	9	13	6	5	10	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—
35	30	11	27	12	3	11	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

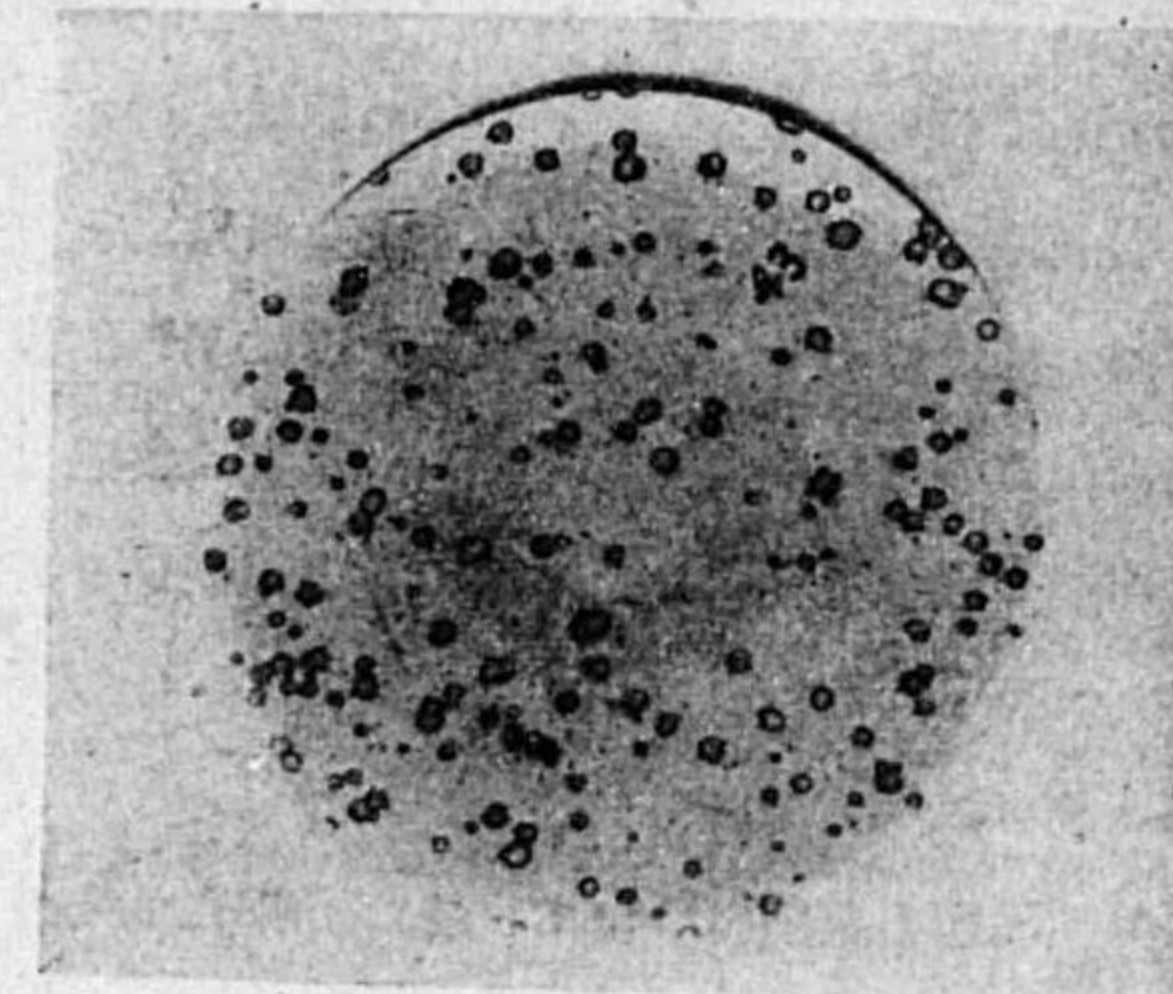
第2圖 雨滴重量分布(8月10日)



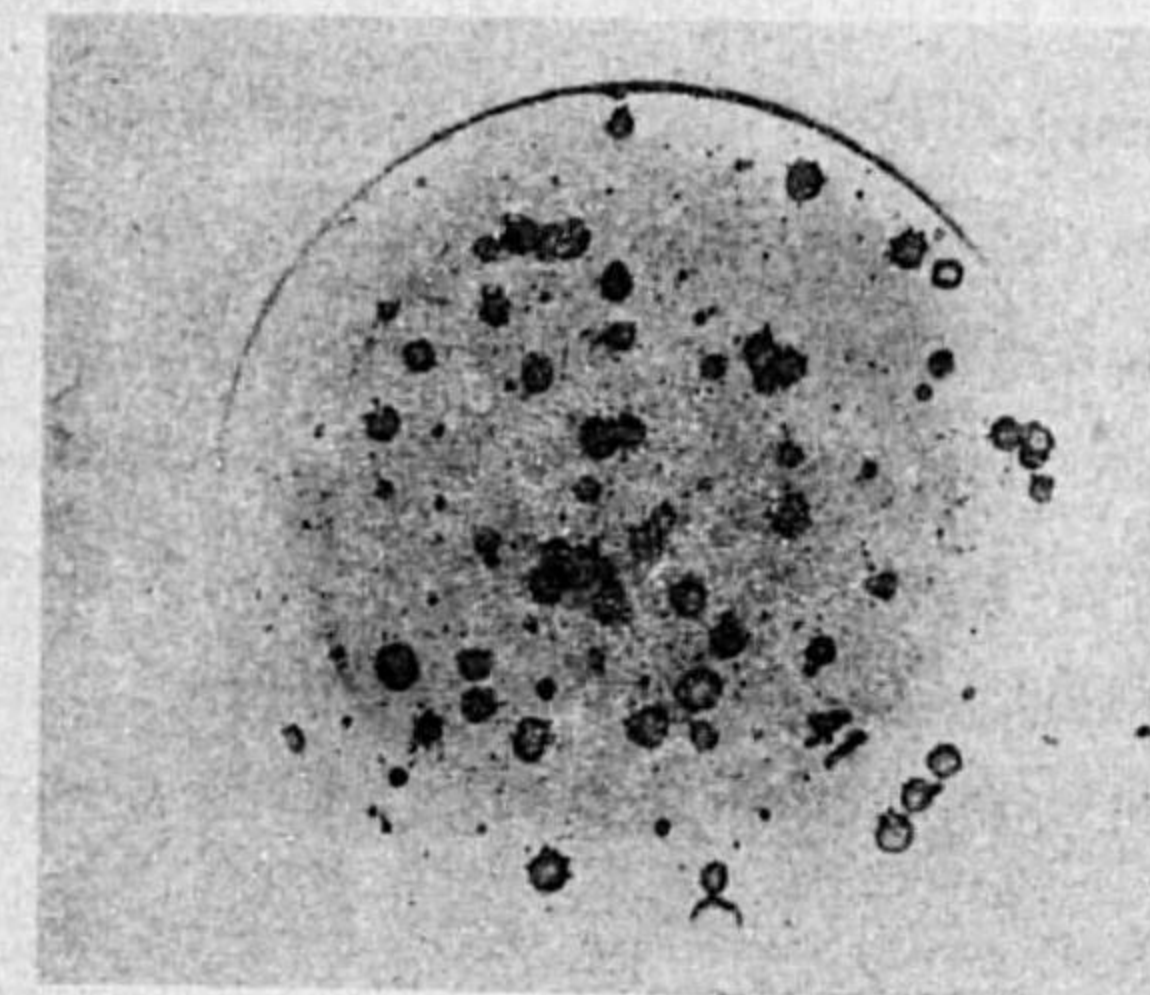
雨滴の大きさの時間的變化



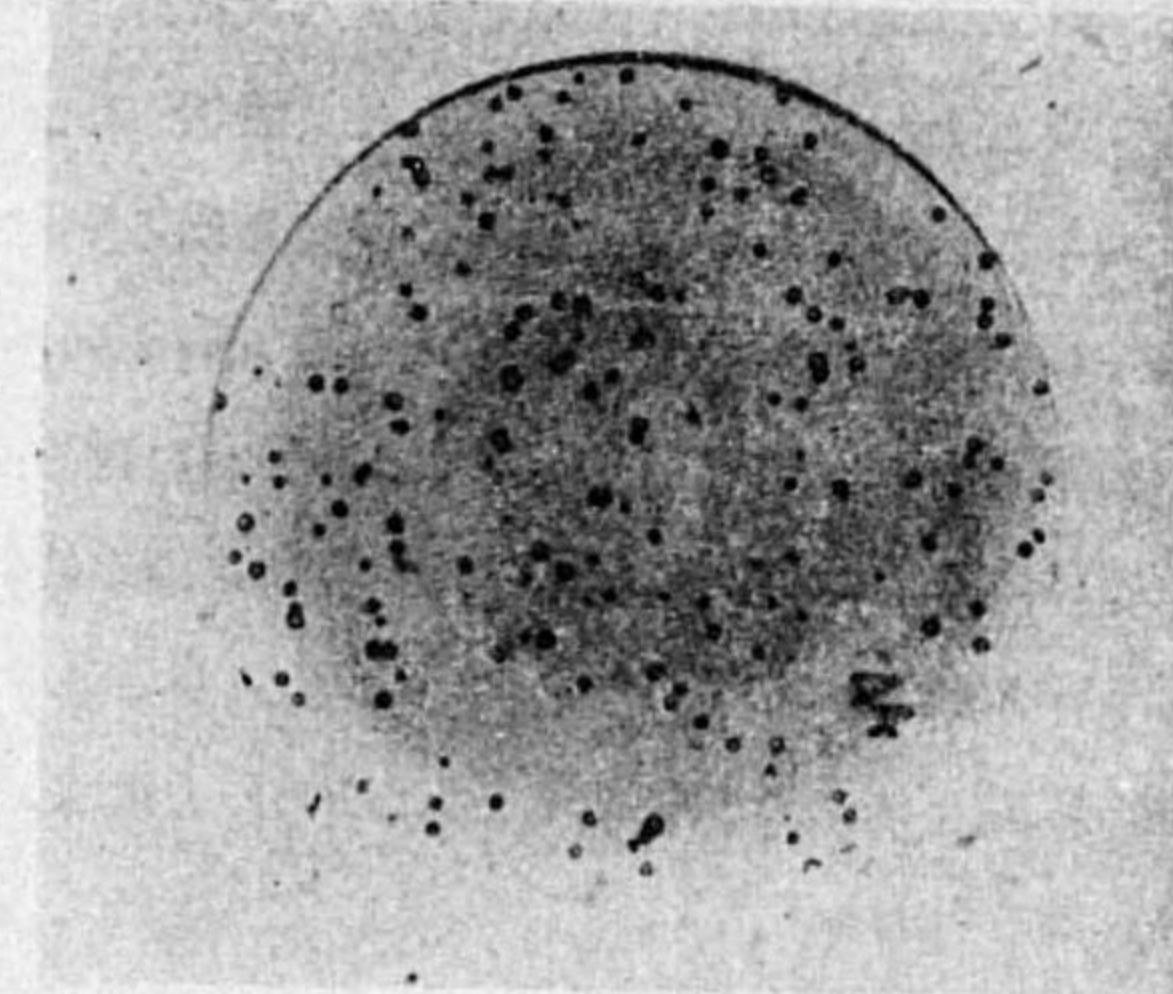
No.1 8月10日 22時0分(露出40秒)



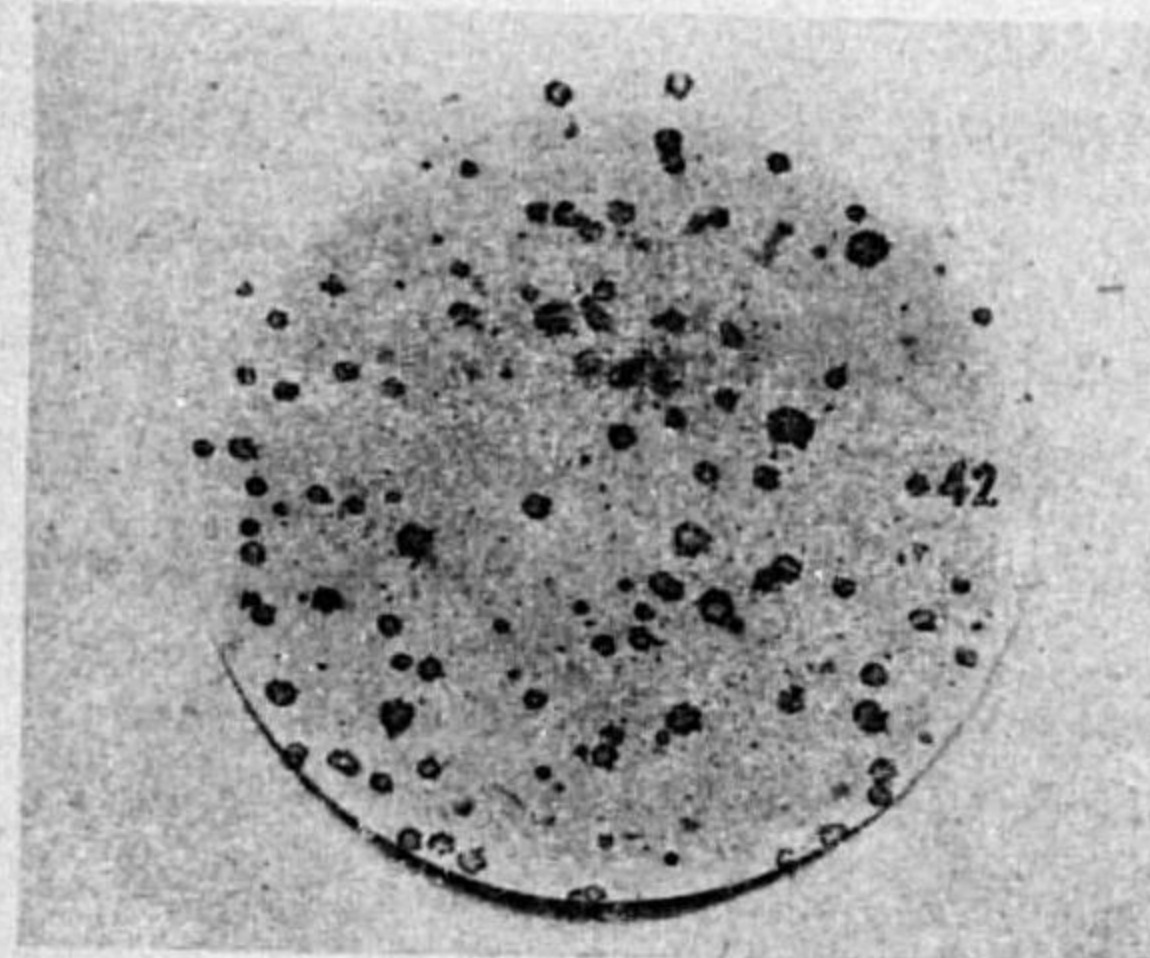
No.4 23時9分(20秒)



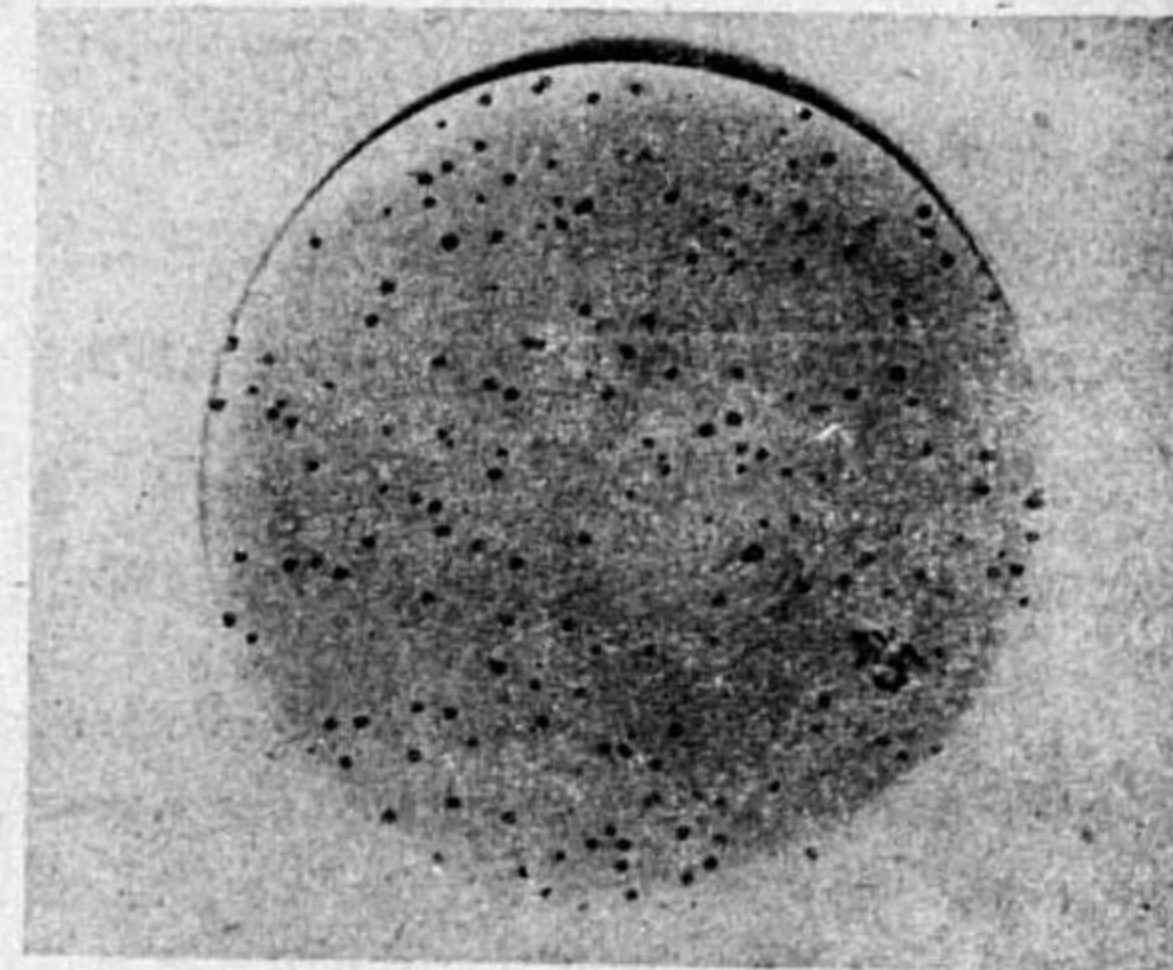
No.2 23時3分(25秒)



No.5 23時12分(20秒)



No.3 23時6分(25秒)



No.6 23時15分(20秒)

これより重量分布を求めると第2圖が得られるが、この日は前項に述べた如き現象が一層顯著に現はれてゐることが知られる。やはり1時間の間に3回の變化が見られ、風向、風速の變化と對照すれば前日の場合と全く同一の關係が認められる(寫眞 No. 1~No. 6 参照)。

觀測時の氣温は約 17.5°C、濕度 94%、風向 NNE、風速 0.8m/s、雨量 0.3 耗で前項の場合と殆ど同じ條件である。唯雨の強さだけは遙かに弱い。

尙ほこの日の觀測結果で著しい事實は痕徑 1 耗以下の微細な雨滴は常に 5 耗以上の大きな雨滴に伴つて現はれ、大きな雨滴が多い程微細なものも多く、雨が弱くなつて比較的小さい雨滴(痕徑 5 耗以下の)だけになつてしまふと、1 耗以下の微細な雨滴は消失してしまふことである。この事は第5節で説明する。

4. 降雨の機巧について 上述の雨は如何なる機巧で起つたものであらうか。降雨の成因に就ては從來二種類の考へ方がある。第一は單に雲粒の凝結並に結合による成長の結果生ずるとする考へ方、第二は過冷却雲中に氷晶が侵入又は生成することによりコロイド的安定が破られ、氷晶が成長して降水を起すといふ考へである。最近 Bergeron, Findeisen 等によつて前者による雨滴生成は雲層がかなり厚くない限り細雨の程度を出ないことが計算の結果明かにされ、大粒の雨滴はすべて氷晶の存在によつて生ずるものであるといふ考へが有力になつて來た。⁽¹⁾ しかしながらこの氷晶説は未だ假説の域を出ず、これに對する有力な實證といふ如きものは現はれてゐない。最近 A. R. Sticklely⁽²⁾ は米國に於ける多數の上層觀測結果を統計せる結果、地上で降雨が起つてゐるときは雲頂の温度が氷點下になつてゐる場合が大部分であることを見出し、氷晶説に對する有力な一證左としたが、氷點下になつてゐることは必ずしも氷晶の存在を意味せず氷晶説に對する論説としては未だ充分とは言へない。

著者は以上の如き立場から 8 月 9, 10 日の前橋附近に於ける降雨の機巧につき若干の考察を試みた。

先づ一般的氣象狀況を調べてみるに、8 月 7 日不連続線通過後本州以北はシベリア大陸より移動して來た低温濕潤の弱い移動性高氣壓によつて蔽はれ、これと小笠原高氣壓との間の本邦南方洋上には不連続線が停滞し、本邦一帯は北高南低の氣壓配置となり、陰曇冷涼にして所々に降雨があり恰も梅雨季の如き状態となつてゐた。このために本州全體に互り 20°C 以下の異常低温を現出し農作物にもかなりの被害を齎した。この高氣壓の中心は 9 日午後には三陸沖、10 日午後には千島の南

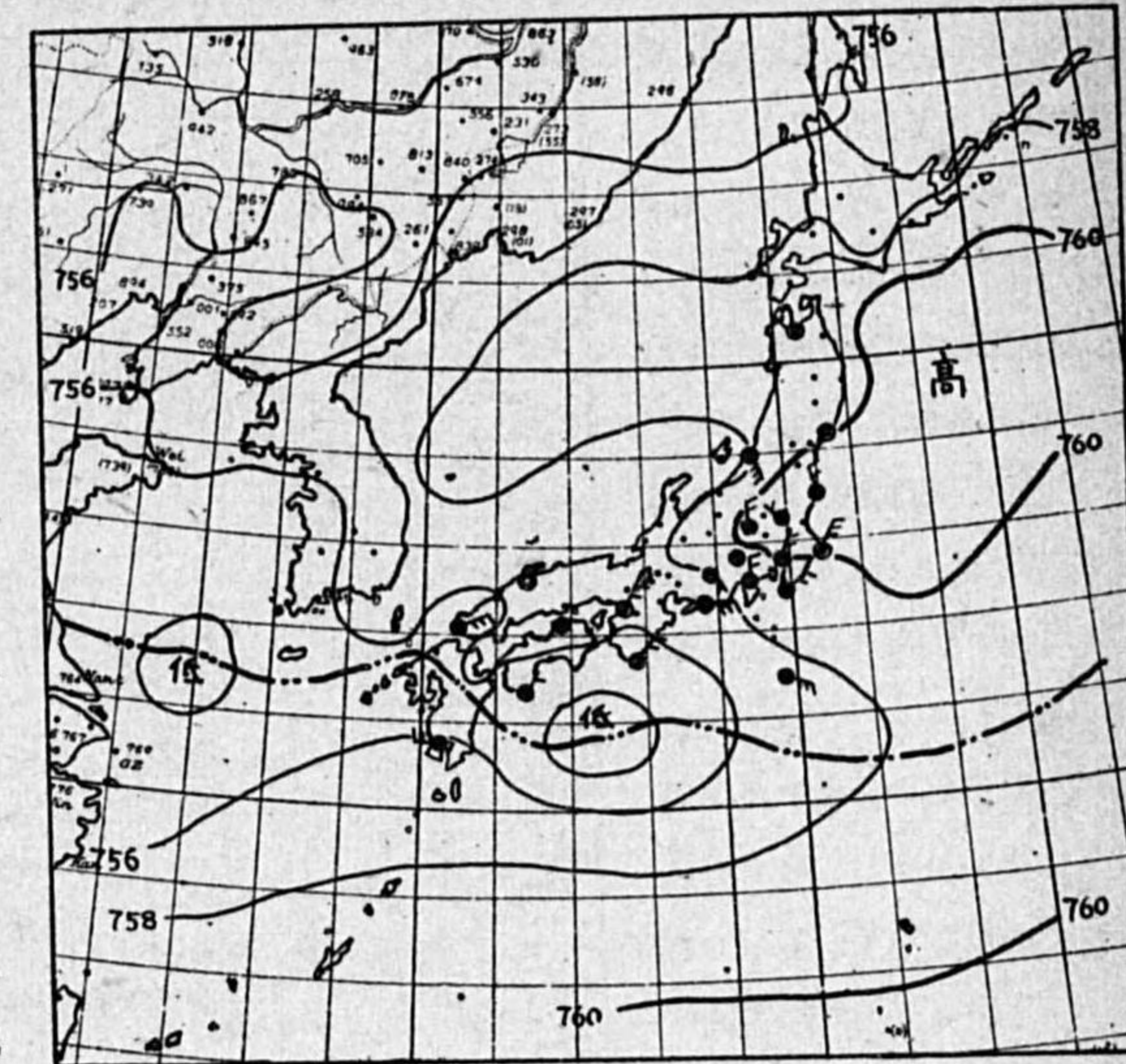
(1) 例へば W. Findeisen: Die Kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung, Met. zs. 55, 121 (1938), Zur Frage der Regentropfenbildung in reinen Wasserwolken, Met. zs. 56, 365 (1939).

(2) A. R. Sticklely, An evaluation of the Bergeron-Findeisen Precipitation theory, M. W. R. 68, 272 (1940)

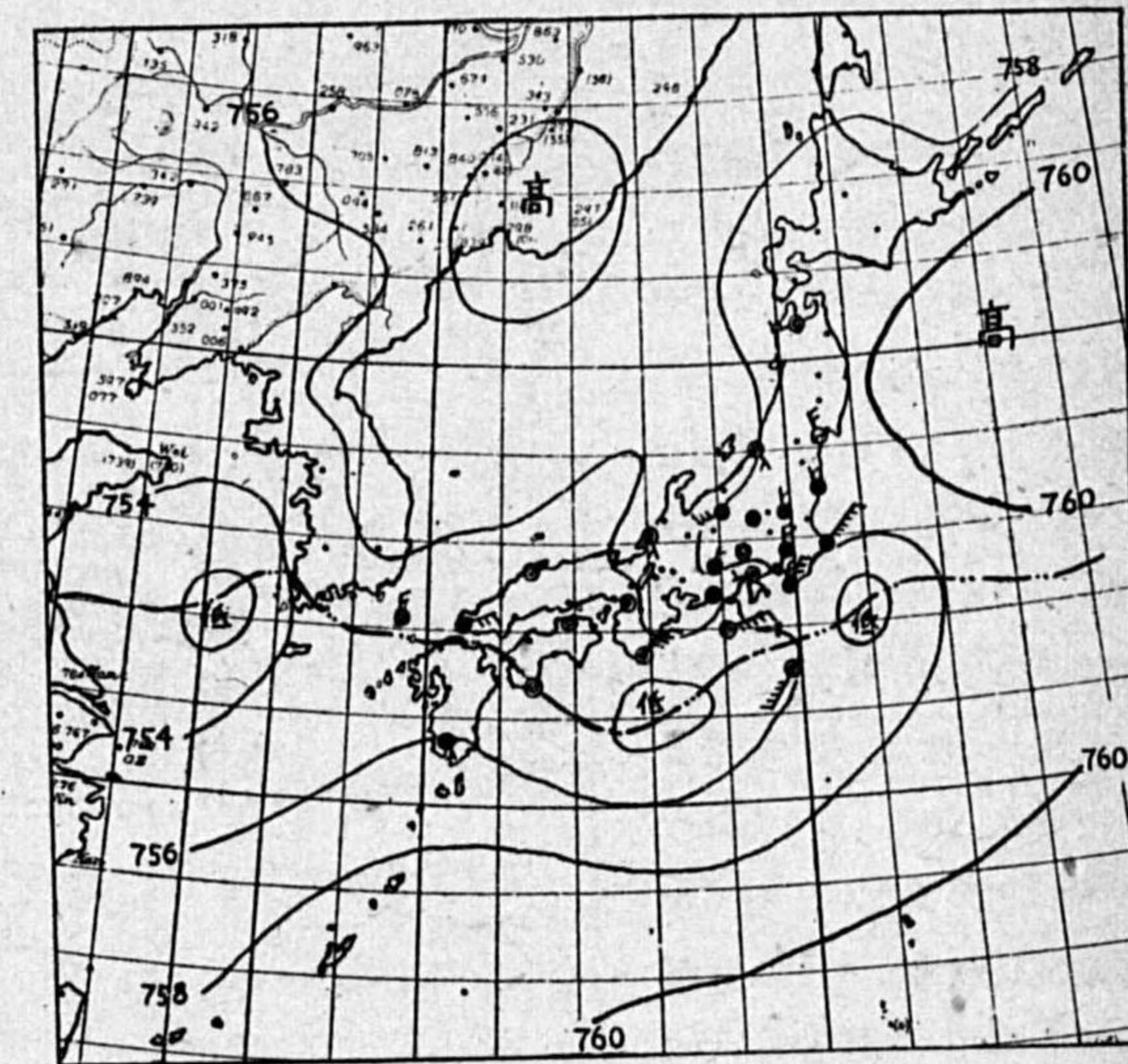
東洋上に去つたが、その南西端は舌状に張り出して關東以西には尙ほ所により降雨があつた(第3乃至6圖参照)。

雨滴觀測の行はれた 9 日 18 時には紀州沖に小低氣壓があり、そのために關東以西は全般的に雨が降り、翌朝低氣壓が通過し去るまでにこの地方にはかなりの雨量があつた。従つて赤城山麓で觀測された雨滴も低氣壓性のものと考へてよいであらう。この日 10 時の上層觀測によれば地上 1 杆位までは乾燥斷熱に近い氣温遞減率を示し、その上に逆轉を伴ふ下層雲の層があり、更に 5 杆から 8 杆附近までの間に湿度の高い層があつて淡い中層雲の存在が推定される。この層は同 14 時には飽和に達してゐるから恐らく降水が始まつてゐるものと思はれる。地上に於ける雨の降り始めは 15 時 10 分であるからこれより約 1 時間後である。従つてこの日の降雨には中層雲層の存在が相當の役割を演じてゐたと考へても差支へないと思はれる。この層の上限では氣温が氷點下 20°C にな

第3圖 8月19日18時



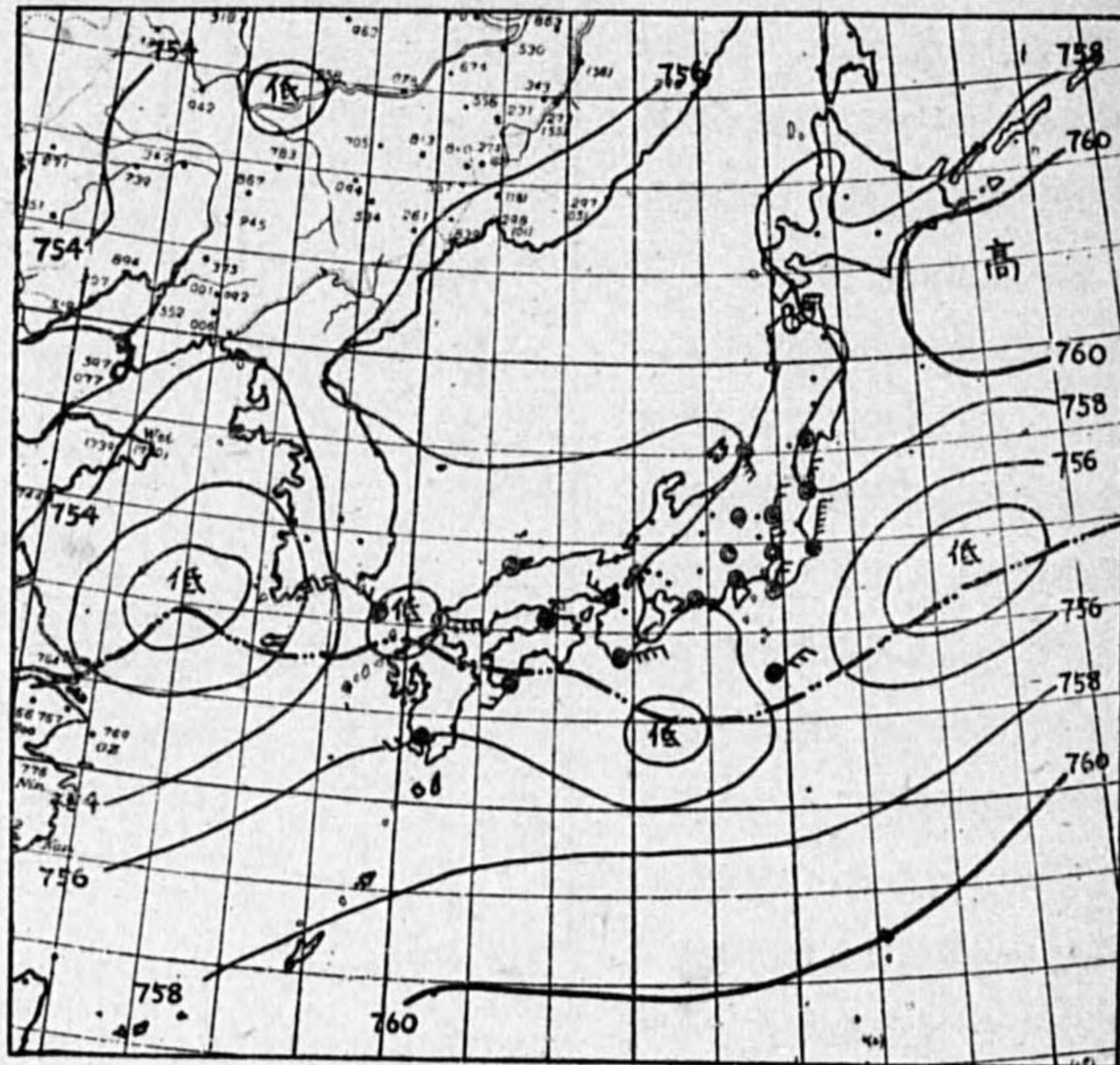
第4圖 8月10日6時



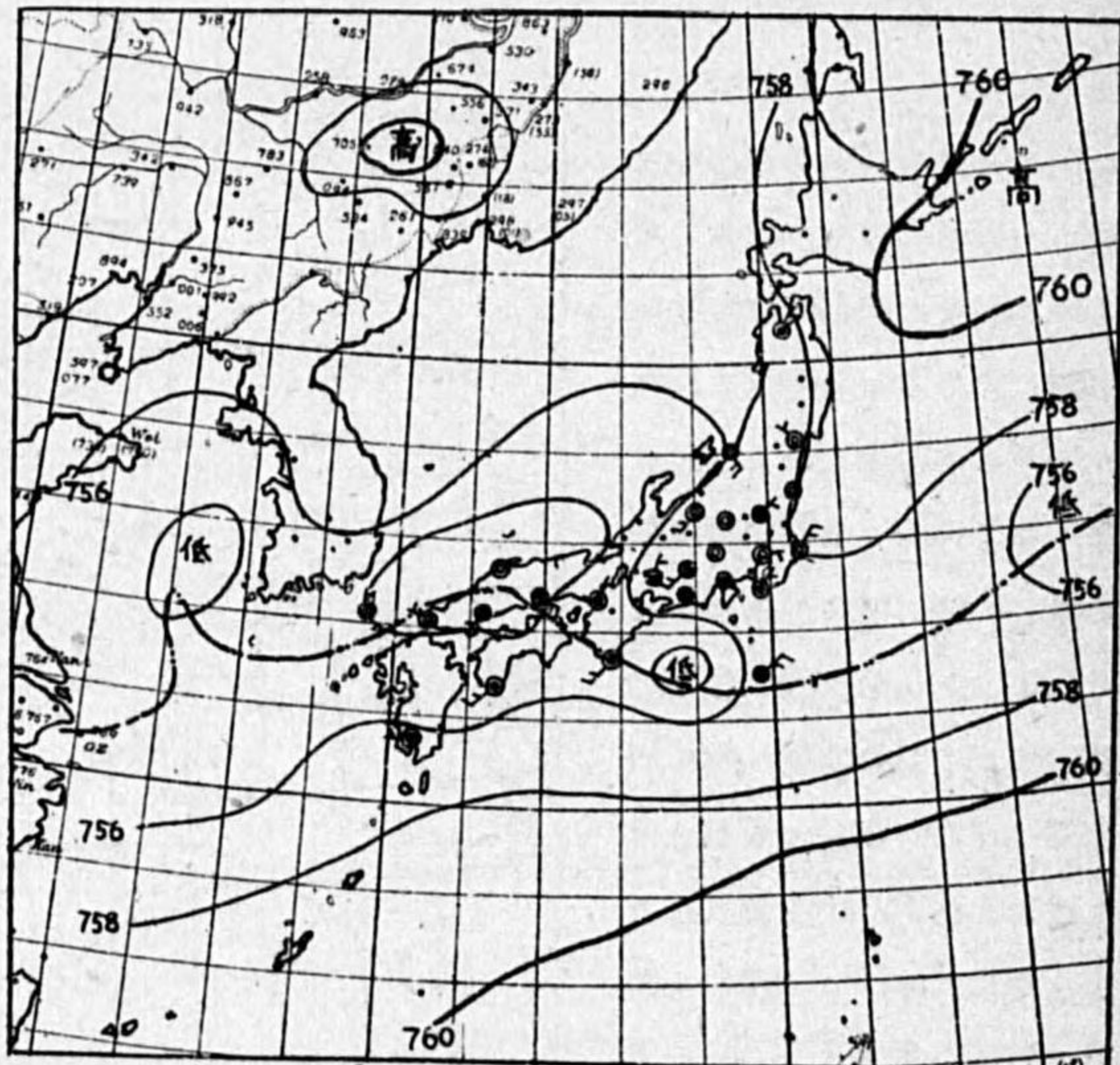
つてゐることから考へて氷の存在が考へられ、この雨に関する限り氷晶説に都合のよい状況になつてゐたと言へる。尚ほ観測された最大雨滴は半径 1.12 耗で雨滴としては大粒の方である。

上述の小低気圧は翌10日朝房総沖を通つて太平洋上に去り、赤城に於ける降雨も8時30分には止んだ。この日11時の上層観測では前日の中層雲層は全く消滅し、唯5軒邊に湿度の稍高い層が残つてゐるのみであり、上層の遞減率が著しく増大してゐることから考へ低気圧通過後の上層に於ける冷氣塊の侵入が推定される。しかしながら下層には尚ほ下層雲層が存在し、その高さも3軒位まで及んでゐて可なり厚い。14時にはこの層は更に厚さを増し、雲頂は3軒以上に達してゐることが明かであるが、中層雲層の有無は残念ながら解らない。この日地上では12時49分より小雨降り始め、最大雨滴は13時30分頃痕徑7耗(水滴半径0.64耗)のものが観測されたが、14時45分頃

第5圖 8月10日18時



第6圖 8月11日6時



より微細な霧雨となりその後18時30分に降り歇むまでに観測された最大雨滴は痕徑1.7耗(水滴半径0.23耗)を超えなかつた。この霧雨は多分かなり低い下層雲中に於て生じたものであらう。

8月10日は夜に入り22時45分より再び雨が降り始め翌早朝まで降り続いた。10日18時及び11日6時の天気圖によれば紀州沖に小低気圧があり、殆ど移動せずに停滞してゐるから、この夜の雨はこの低気圧の少くとも間接の影響を受けてゐるであらう。この雨で観測された最大雨滴は痕徑16耗であり、これは雨滴半径1.26耗に相當する。この様な大粒の雨は雨滴としては最も大きい方であり、氷晶説によれば凝結又は結合だけでは出来難いとされてゐるものである。夜間の上層観測がないので上層の状態は不明であるが、翌朝の布佐の観測では5軒邊に飽和せる雲層の存在が認められるから、前夜から既に中層雲層に於ける降水が起つてゐたものと考へても無理ではない。

いづれにしても以上の結果だけでは降雨の機巧を論ずるには不充分であり、更に頻繁な上層観測が必要であらう。

依つて次に理論的立場から少しく考察して見ることにする。

先づ凝結のみによる水滴の成長の程度を見積つて見よう。今一塊の空氣がVなる上昇速度で上昇して凝結高度に於てn個の凝結核の上に凝結が始まるものと假定する。簡單のために1立方米中の1秒間の凝結水量 $\frac{dw}{dt}$ はVに比例するものとすれば $\frac{dw}{dt} = CV$ 。但しwは雲の含水量である。凝結高度から測つた上昇距離をsとすれば $Vdt = ds$ であるから上式は $dw = Cds$ となり。これを積分すれば

$$w = Cs \tag{1}$$

更に水滴の半径をrとすれば $w = \frac{4\pi}{3} r^3 n$ なる故

$$r = \sqrt[3]{\frac{3Cs}{4\pi n}} \tag{2}$$

を得る。即ち雲粒の大きさ及含水量は雲底からの距離のみで定まり、上昇氣流の強さには關係しない。そして雲底を離れる程雲は濃密となり雲粒も大きくなる。n=100, C=0.0375×10⁻⁹(但し氣温10°C, 氣壓650耗, 濕潤斷熱減率を100米につき0.5°Cとして)の場合につき各高度に對するw及びrの値を計算すれば次表の様になる。

第 3 表

高度	50	150	500	1500	3000	5000 (米)
含水量	0.19	0.56	1.88	5.63	11.25	18.8 (×10 ⁻⁶ g/cm ³)
半径	0.76	1.10	1.65	2.38	2.99	3.50 (×10 ⁻³ 耗)

これによれば凝結のみでは高さ半徑 30μ 程度の微小水滴しか生じ得ないことが解る。尤もこの計算では水滴の落下速度を考慮に入れなかつたが、落下速度は半徑 10μ のもので 0.012m/s , 20μ で 0.048m/s , 30μ で 0.10m/s の程度であるから殆ど問題にならない。

上表で著しい事實は氣塊が 1500 米も上昇すると含水量が 5.6g/m^3 といふ様な大きな値にならないことである。この様な大きな含水量は普通の雲中では未だ観測されてゐない。例へば A. Wagner が Sonnblick 山頂で観測した最大の値は 4.8g/m^3 である。従つてこの位の高度になると降水が起つてゐるものとしなければ實測と合はない。

次に結合による成長を考へて見る。半徑 r_1 , 含水量 w の雲中を落下する水滴の半徑を r , 雲粒に對する相對的な落下速度を Δv とすれば

$$\frac{dr}{dt} = \frac{w}{4} \left(1 + \frac{r_1}{r}\right)^2 \cdot \Delta v$$

實際の雲中では w 及び r_1 は一様に分布してゐないが、簡單のために $w = 1.25 \times 10^{-6}$, $r = 10^{-3}$ なる一定値として Schmidt の落下公式⁽¹⁾を用ひて積分を行ふと、半徑 15μ の水滴が任意の大きさにまで成長するに要する時間及び雲に對する落下距離は次表の様になる。⁽²⁾

第 4 表

半 徑	1.5	2	3	4	6	10	20	40	60	80	100 ($\times 10^{-3}$ 種)
落下距離	0	6.5	22.8	42	86	187	467	1065	1680	2302	2928 (米)
落下時間	0	4.6	9.2	11.9	15.2	18.3	22.2	26.1	28.4	30.5	32.8 (分)

即ち半徑 1 耗の水滴が出来るには少くも 3 耗の厚さの雲層が必要である。しかし又雲が充分厚くありさへすればかなりの大粒の水滴が生じ得ることも確かである。

以上の様な簡単な考察だけから降雨の機巧といふ様な大きな問題に對してはつきりした結論を下すことは危険であるが、著者の考へでは大粒の水滴が生ずるには必ずしも氷晶の存在は必要でない様に思はれる。雲層が充分厚ければ相當の大粒のものも出来得るからである。結局雨粒の大きさを決定するものは雲層の厚さであらう。この意味で降雨の生成には中層雲層の存在が相當の役割を演じてゐると言へる。實際上層観測の結果を見ると降雨が起つてゐるときは大抵中層雲と下層雲とが相接して厚い一つの雲層を形作つてゐることが多い。厚さの薄い雲層が重なり合つてゐるだけでは著しい降雨は起り得ない。雲の間の空間で蒸發して了ふからである。従つて又顯著な雨は低氣壓や

$$(1) v = \frac{10^6}{\frac{0.787}{r^2} + \sqrt{r}}$$

(2) 流線の影響による水滴間の反撥もあるが圓球の場合から類推すると 80% 以上結合すると見られる。従つて結果は大して變らない。今井：物體による氣流中の微粒子の捕捉，氣象集誌 19, 第 6 號 (1941)

不連続線や雷雨の様な大規模な力學系に伴ふ厚い雲層がなくては起り得ないと言へる。

それでは降雨の強さが 20 分位の周期で變化してゐる事實は如何に説明されるか。著者の考へではこれの原因は雲中の亂流による間歇的な上昇氣流に歸し得ると思はれる。雨の強さの變化に對應して地上の風向，風速にも同様の周期的變化が現はれてゐる事實はこの考へを尤もらしくする。雨の強くなり始めに先づ大粒のものが落ちて來，次第に分布の中心が小粒の方へ移つて行く現象は，上昇氣流の強い間に雲中に支へられてゐた水滴が上昇氣流の弱まると共に大粒のものから順次に落下して來たものと考へれば説明が附く。尤も半徑 1 耗程度の大粒の水滴を支へるには 6m/s といふ様な大きな上昇氣流を必要とし，今の場合の様な弱い降雨の際にこの様な大きな上昇氣流が實在するかどうかは疑問であるが，この様に大きな上昇氣流が存在しなくても上昇氣流による水滴の落下の遅れ方は小さい水滴程大きいことが明かであり，更に雲底下に於ける落下速度の差を考慮に入れば上の現象を説明するには必ずしも些して大きな上昇氣流が必要とは思はれない。

この様な雲中の亂流の周期は雨の周期から考へて大體約 20 分の程度であり，その空間的な擴りは風速を考慮すれば，1 耗程度のものであらう。これは又雨雲の各團塊の大きさを表はすものとも言へる。

5. 濾紙法の正確度に就て 大粒の水滴に伴つて必ず多數の痕徑 1 耗以下(水滴半徑 0.16 耗以下)の微細な水滴が観測される事實について説明しよう。元來雲底を離れるときの半徑が 0.1 耗以下の微細な水滴は雲底が地面から離れてゐる限り途中で蒸發して了ひ，地上には到達し得ないものである。例へば Findeisen⁽¹⁾の計算によれば空氣の濕度が 90% なるとき種々の半徑の水滴が蒸發し去るに要する落下距離は右表の様になる。

半 徑	3	10	30	100 ($\times 10^{-3}$ 種)
落下距離	2.5	150	2900	4200 (米)

従つて大粒の水滴に伴つて現はれる微小水滴の大部分は大粒の水滴が落下する途中又

は落下した瞬間に生じた飛沫と考へなければならぬ。然るにこの微小水滴は痕徑約 5 耗(水滴半徑 0.5 耗)以上の水滴に必ず伴ふことを考へれば，落下の途中に生じた飛沫は極めて僅かであつて，大部分は主として濾紙に衝突する際破裂して生じたものと考へられる。著者は半徑 1.16 耗(痕徑 14.5 耗)の水滴を種々の高さから濾紙上に落して見たところ高さ 20 種までは落下の際破裂しないが，30 種になると時には破裂する場合があります，40 種では約半數が破裂し，50 種になると必ず破裂して飛沫を生ずることが確かめられた。このときの飛沫の大きさは落下の高さが高い程大きく，大部分は痕徑 2 耗以下であるが，中には 5 耗程度のものも含まれてゐた。

以上の結果によれば，濾紙法による水滴観測は大粒の雨に對しては不正確になることが知られる。即ち痕徑 5 耗以上のものを含む場合は 1 耗以下の痕跡の數を測定することは無意味である。

(1) W. Findeisen: Das Verdampfen der Wolken- u. Regentropfen, Met. zs. 56, 453 (1939)

更に 10 耗以上のものが含まれる場合は 2 耗程度のもの、数も正確には知り得なくなる。尤も重量分布を求めるだけならば大した誤差にはならないと思はれる。

6. 結論 以上述べた所を要約すれば

- (1) 8 月 9, 10 兩日赤城南麓種畜場に於て濾紙法による雨滴観測を行つた。
- (2) 8 月 9 日夕刻の観測で得られた最大の雨滴は半径 1.12 耗, 10 日夜に於ける観測では 1.26 耗でこれらは雨滴としてはかなり大粒の方である。10 日午後には霧雨が約 3 時間続いたがこの時の最大半径は 0.17 耗であつた。
- (3) 一般氣象狀況調査の結果これらの雨は本邦南方洋上に停滞せる不連続線に伴ふ小低氣壓によるものと考へられる。上層観測によれば地上 1 杆附近に逆轉を伴ふ下層雲の雲層があり、この下は濕潤不安定な冷氣團になつてゐる。尙ほ降雨中には中層雲層の存在が認められる。
- (4) 降雨の機巧につき若干の理論的考察を試みた結果雲粒の凝結のみでは高々 30 μ 程度の微水滴しか出來ないことが知られた。尙ほ観測される雲の濃度と一致するためには下層雲中でも降水が起らなければならないことが結論される。更に速度差に依る結合成長の程度を計算した結果半径 1 耗の雨滴が出來るためには厚さ約 3 杆の雲層を必要とし、結局地上で観測される雨粒の大きさを定めるものは雲層の厚さであらうと思惟される。従つて著しい降雨の生成因子としては中層雲層の役割が考へられる。氷晶の存在は必ずしも必要ではない様に思はれる。
- (5) 約 20 分の周期で降雨の強さが變化し、雨の強くなり始めには先づ大粒のものが落ちて來、次第に分布の中心が小さい方へ移つて行くといふ現象が顯著に認められた。これは雲中の亂流による間歇的な上昇氣流が原因と考へられる。
- (6) 濾紙法による雨滴観測は大粒の雨滴に對しては不正確となる。落下した瞬間に微細な飛沫を生ずるからである。(昭和 16 年 5 月 12 日)

昭和 18 年 2 月 20 日 印刷

昭和 18 年 2 月 25 日 發行

編輯兼發行 中央氣象臺

印刷者 (東京 35) 高木外史
東京市神田區美土代町十六番地

印刷所 株式會社 三秀舍
東京市神田區美土代町十六番地

14. 6二-338



1200600228787

14.6二

338

終