

中央氣象臺彙報

第十九冊

第二號

氣象事業
國營紀念
論文集

昭和十七年九月

中央氣象臺

始



14.6

338



	著者	頁
帯狀大循環の安定度の問題	正野重方	185—195
大氣の垂直安定度の理論の補遺	櫻庭信一	196—196
大氣波動に及ぼす粘性の影響	村瀬信夫	197—211
豪雪の豫報に就いて	赤松貞實	212—225
7月氣温の豫想	石原美雄	226—228
對馬海流の平均表面水温の豫想	中村勝次	229—236
水張に依る大阪の晴雨豫報に就いて	金家眞文	237—243
支那東海に發生する低氣壓に就いて	山田三朗	244—253
揚子江低氣壓の發生機構に就いて	角谷久五郎	254—259
東京の春先に於ける南寄りの風に就いて	館野知昌	260—265
仁川に於ける凍上觀測の一つの試み	影野善正	266—271
雪の光線透過率	湯田末雄	272—273
船津に於ける天空の色に就いて	木下鍊藏	274—281
最近 140 年間の京城雨量補遺	前田千代吉	282—291
圓筒に對する霧水附着に就いて	影須田善瀧	292—315
新防水風力計	藤村郁雄	316—318
貯水池の蒸發量に就いて	植野隆壽	319—330
水田地温と水稻の季節及收量に就いて	中原孫吉	331—334
飛騨米作豐凶豫察に就いて	井出東一	335—343
樺太農業の豐凶豫知に關する研究(第一報)	田澤敏	344—354
寒地に於ける建築衛生の氣象學的基礎に關する研究	赤井清	355—392
印度アッサム系紅茶樹と氣象との關係に就いて	茶屋道久	393—402
羽幌に於ける氣温と風向の關係	高信保	403—405
八戸沖の海況並に海洋要素と氣象要素との關係(II)		
高氣壓の統計調査	藤田兼吉	406—413
氣壓變化の型に因る期節相關様式の更改	平野烈介	414—421
1日3回, 24回氣象統計成果の相違並に10分, 20分平均		
最大風速度の相違と瞬間最大風速度に就いて	堤健六	422—428
本邦に於ける體感氣候	福井英一郎	429—441
霜及び霜柱に就いて	田島節夫	442—459
	山田司直	
	郡平秀重	
	藤川藤重	
	皆平	

發行所寄贈本



帯状大循環の安定度の問題⁽¹⁾

正野重方

1. 緒言

大氣の擾亂の研究には基本状態の研究と共にその状態の安定度の研究が必要である。大循環の安定度の研究は長期豫報の問題とも關聯して重要である。夙に藤原臺長は水平安定度の重要性を機會ある毎に提唱されて居たが漸く機熟し、最近水平安定度の研究が本邦及ドイツに於て行はれ出した。現在迄の結果では水平安定度の問題は主として Helmholtz, Möller, 櫻庭氏の行き方と Birtel, 荒川, Kleinschmidt 氏等の行き方と大體二分される様に見える。前者は氣温分布と風の分布とを同時に考へる様であるが後者は主として風の分布のみに注意する様である。兩方法は結局に於て融合されるべきものと考へられるが今の所可成りに形式が異つて居る。本研究に於て著者は新しい形式の安定度の規準を提出し、後者をその内に包含することが出來た。

本研究では水平安定度のみに限らず垂直安定度に関しても再吟味し、新しい規準を出し、又水平、垂直と限らず一般方向の安定度の問題も取扱つた。

2. 一般的假定

本論文中に共通な假定を述べて置く。

(1) 座標は球座標を採用し、 r, λ, φ は夫々動徑、經度、緯度とし、 $v_r, v_\lambda, v_\varphi$ はその方向の擾亂速度成分とし、基礎状態は λ 方向に U にて與へられるものとする。

(2) 氣體の状態變化は多方變化をするものとし

$$T = cp^{\frac{k-1}{k}} \quad k: \text{多方常數} \quad (1)$$

にて氣壓 p と氣温 T との關係が與へられるものとする。又假想變位した氣塊は常に外壓と釣合ふ即ち自己正重と假定する。

$$\text{又 } \theta_p = T \left(\frac{P_0}{p} \right)^{\frac{k-1}{k}} \text{ なる多方温位を定義する。} \quad (2)$$

運動方程式は

$$\left. \begin{aligned} \frac{dv_r}{dt} - 2\omega \cos \varphi v_\lambda - \frac{(v_\lambda^2 + v_\varphi^2)}{r} &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}, \\ \frac{dv_\varphi}{dt} + 2\omega \sin \varphi v_\lambda + \frac{v_\varphi v_\lambda}{r} + \text{tg } \varphi \frac{v_\lambda^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{r \partial \varphi} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

で與へられるから、上の様な假定を用ひれば

$$\frac{dv_r}{dt} + g - 2\omega \cos \varphi U - \frac{U^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}, \quad (4)$$

(1) 本研究を大氣の擾亂の研究第 6 報とする。

$$\frac{dv_\varphi}{dt} + 2\omega \sin \varphi U + \text{tg} \varphi \frac{U^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{r \partial \varphi} \quad (5)$$

で與へられる.

$$g - 2\omega \cos \varphi U - \frac{U^2}{r} = K_r, \quad (6)$$

$$2\omega \sin \varphi U + \text{tg} \varphi \frac{U^2}{r} = K_\varphi \quad (7)$$

と置くと、之が外力と考へられる。然して K_r の方向は垂直下方に、 K_φ の方向は $U > 0$ の場合南方に向ふ。

(2), (4) は

$$\frac{dv_r}{dt} + K_r = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}, \quad (8)$$

$$\frac{dv_\varphi}{dt} + K_\varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{r \partial \varphi} \quad (9)$$

と置けるから、 v_r を v_φ , K_r を K_φ , dr を $r d\varphi$ にて置き換へれば全く同形の式になる。

安定度の規準は之等の外力により如何なる浮力が垂直上方及北方に働くかを調べれば良い譯である。

従つて (1) の軌道より (2) の軌道に氣塊が假想變位をした場合

$$(\rho_A K_A)_2 - (\rho_B K_B)_2 \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{不安定} \\ \text{安定} \end{matrix}$$

なる規準式を得る。茲に $\rho_A K_A$ は初め (1) なる軌道にあつた氣塊の目方、 $\rho_B K_B$ は初め (2) の軌道にあつた氣塊の目方とする。括弧の外の (1), (2) は考へる氣粒の比較する軌道の位置である。又

(1) より (2) の軌道は上方又は北方にあるものとする。

更に (1) より (2) へ假想變化をする場合等循環變化をするものとする。即ち

$$\frac{d(C + 2\omega F)}{dt} = 0^{(1)}, \quad (10)$$

但し $C = 2\pi r \cos \varphi U, \quad F = r^2 \cos^2 \varphi \pi. \quad (11)$

3. 垂直安定度

垂直即ち動徑方向に假想變位をした場合に就て規準式を書直して見る。

$$(\rho_A K_A)_2 = (\rho_A K_A)_1 + \left(\frac{\Delta(\rho_A K_A)}{\Delta r} \right)_1 \delta,$$

$$(\rho_B K_B)_2 = (\rho_A K_A)_1 + \left(\frac{\partial(\rho_A K_A)}{\partial r} \right)_1 \delta,$$

(1) 小平氏大氣力學 17 頁.

但し $\frac{\Delta}{\Delta r}$ は假想變化の變化度で、 $\frac{\partial}{\partial r}$ は空間變化とする。δ は正なる故に

$$\left(\frac{\Delta(\rho_A K_A)}{\Delta r} \right)_1 - \left(\frac{\partial(\rho_A K_A)}{\partial r} \right)_1 \geq 0.$$

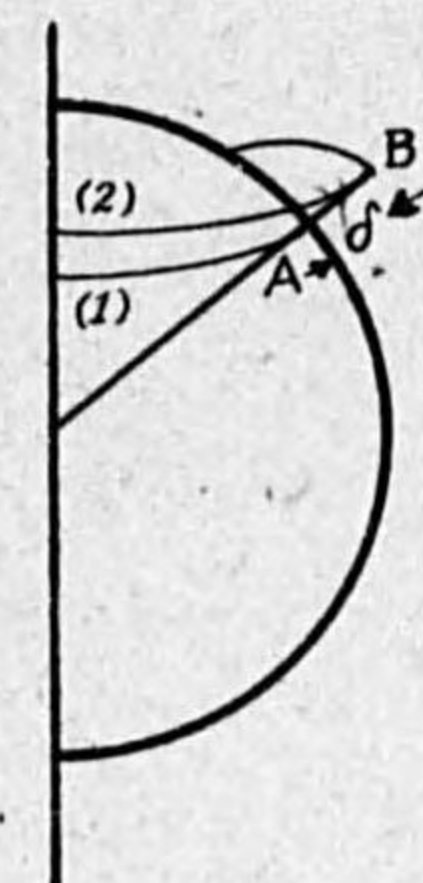
$A, 1$ なる添字を省略する。 $\rho_A K_A$ は正なる故に上式は

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta r} - \frac{\partial \rho}{\partial r} \right) + \frac{1}{K_r} \left(\frac{\Delta K_r}{\Delta r} - \frac{\partial K_r}{\partial r} \right) \geq 0. \quad (12)$$

先づ第一項に就て書直して見る。

自己正重の假定より $p = R\rho T$ を使ふと

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta r} - \frac{\partial \rho}{\partial r} \right) = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{\Delta T}{\Delta r} \right) \quad (13)$$



になる。(1) (1) を使ひ、自己正重の假定を考慮すると

$$\frac{1}{T} \frac{\Delta T}{\Delta r} = \frac{k-1}{k} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial r}.$$

更に周囲の氣塊は平衡状態にあるから (7) で $\frac{dv_r}{dr} = 0$ と置いた式を使ふと

$$\frac{1}{T} \frac{\Delta T}{\Delta r} = -\frac{k-1}{k} \frac{\rho K_r}{p} = -\frac{k-1}{k} \frac{K_r}{RT} = -\frac{1}{T} \Gamma_p, \quad (14)$$

但し

$$\Gamma_p = \frac{k-1}{k} \frac{K_r}{R}.$$

$k = \gamma$ (斷熱變化) で $U = 0$ の場合 Γ_p は普通の乾燥斷熱減率を表はす。

故に第一項は次の様になる:

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta r} - \frac{\partial \rho}{\partial r} \right) = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial r} + \Gamma_p \right). \quad (15)$$

$\theta_p = T \left(\frac{P_0}{p} \right)^{\frac{k-1}{k}}$ を對數微分すれば、

$$\frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial r} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial r} - \frac{k-1}{k} \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial r} = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{k-1}{k} \frac{1}{R\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right) = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{k-1}{k} \frac{K_r}{R} \right) \quad (16)$$

になるから、(15) は

$$\frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial r} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta r} - \frac{\partial \rho}{\partial r} \right) \quad (17)$$

とも書ける。

次に (12) の第二項に就て考へる。*

(1) 本當は $\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta r} - \frac{\partial \rho}{\partial r} \right) = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial r} - \frac{1}{T'} \frac{\Delta T'}{\Delta r}$ であるが $T = T'$ とする。 T' は假想變位をした氣塊の溫度である。

$$\frac{\Delta K_r}{\Delta r} = -\left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r}\right) \frac{\Delta U}{\Delta r} + \frac{U^2}{r^2},$$

$$\frac{\partial K_r}{\partial r} = -\left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r}\right) \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U^2}{r^2}$$

なる故

$$\frac{1}{K_r} \left(\frac{\Delta K_r}{\Delta r} - \frac{\partial K_r}{\partial r} \right) = -\frac{2}{K_r} \left(\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} \right) \left(\frac{\Delta U}{\Delta r} - \frac{\partial U}{\partial r} \right). \quad (17)$$

等循環変化の式 (10) により

$$\begin{aligned} \frac{\Delta(C+2\omega r)}{\Delta r} \frac{\Delta r}{\Delta t} &= 0, \\ \frac{\Delta U}{\Delta r} &= -\frac{U}{r} - 2\omega \cos \varphi \end{aligned} \quad (18)$$

なる故に

$$\frac{1}{K_r} \left(\frac{\Delta K_r}{\Delta r} - \frac{\partial K_r}{\partial r} \right) = \frac{2}{K_r} \left(\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} \right) \left(\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi \right). \quad (19)$$

(15) 又は (17) と (19) より安定の規準として

$$\frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial r} + \Gamma_p \right) + \frac{2}{K_r} \left(\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} \right) \left(\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi \right) \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{不安定} \\ \text{安定} \end{matrix} \quad (20)$$

又は

$$\frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial r} + \frac{2}{K_r} \left(\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} \right) \left(\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi \right) \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (20')$$

$r=6350$ 軒, $U=10^3$ 軒/秒, $\omega=7.3 \times 10^{-5}$ 秒⁻¹, $\frac{\partial U}{\partial r}=10^{-1} \sim 10^{-2}$ 秒⁻¹, $g=10^3$ C.G.S. であるから,

$$\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} = 7 \times 10^{-5} + \frac{1}{6.3} \times 10^{-5} \approx \omega \cos \varphi \quad (\text{極く高緯度では第二項も必要}),$$

$$\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi = 10^{-2} + \frac{1}{6.3} \times 10^{-5} + 1.4 \times 10^{-4} = \frac{\partial U}{\partial r},$$

$$K_r = 10^3 - 10^{-1} - \frac{10^{-2}}{6.3} = g$$

なる。従つて (20) は

$$\frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial r} + \Gamma_p \right) + \frac{2 \left(\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial r}}{g} \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (21)$$

$$\frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial r} + \frac{2 \left(\omega \cos \varphi + \frac{U}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial r}}{g} \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (21')$$

と書ける。 $\varphi=60$ 度に於ても $\cos \varphi = \frac{1}{2}$ であるから、第二項の括弧中の項は可成りの高緯度迄は

第一項のみで良い事になる。その場合は直交座標にて求めた規準と全く同様になる⁽¹⁾。

従来は大氣の垂直安定度の問題に就ては第一項即ち熱的安定度のみを以て論じて居たが熱的安定度の外に力學的安定度の規準が附加つて來た。此の項は第一項に比較して如何なる程度に問題になるのであろうか。それに就ては別に論じたので此處では大體の數値のみを與へて置く。

$g=980$ C.G.S., $T=300$ 度, $\omega \cos \varphi=4 \times 10^{-5}$ (北緯 27 度) とすれば

$$\frac{\partial T}{\partial r} + \Gamma_p + 4 \times 10^{-5} \frac{\partial u}{\partial r} \geq 0 \quad (22)$$

になる。 $\frac{\partial T}{\partial r} + \Gamma_p = 0.1$ (單位は 100 米) の場合 $-\frac{\partial u}{\partial z}$ は 25 米/秒/100 米になると中立状態になる。之は一見可成りに大きい値であるが大氣に於ては條件付不安定の氣温遞減率を持つ場合が非常に多くその時に乾燥斷熱變化をなして居ることが恐らく少ないであらうから、 $\Gamma_p + 1 < 0.1$ の場合が實際大氣には多く存在するのではなからうかと考へられる⁽²⁾。濕潤變化をして居る場合には Γ_p の値としては濕潤斷熱又は濕潤多方状態變化を採用すれば $\frac{\partial T}{\partial r}$ が可成りに小さい値の時にも適當な $\frac{\partial u}{\partial z}$ が存在すれば不安定になり得るのである。 $\frac{\partial u}{\partial z}$ は下層で西風系があり、上層で轉移層を境にして東風系がある場合轉移層では大きい $-\frac{\partial u}{\partial z}$ が存在するのである。熱的に考へて中立状態に近い場合には此の力學的不安定作用は著しく効いて來るのである。此の項は上述の如く風向に關係するから風向や雲量と天氣や雲量との關係が理論的に與へられた事は重要であらうと思はれる。 Γ_p が實際大氣に就て如何なる値を採るものか現在では判つて居ないのであるから、ゾンデに依つて $\frac{\partial T}{\partial r}$ を觀測しても $\frac{\partial T}{\partial r} + \Gamma_p$ の値が不明であるので $\frac{\partial u}{\partial z}$ の項の重要性も明らかには判らないが風向と天氣や雲量との關係は實際にも多くあるから此の項も一概に無視出來ないであらう。若干の例に就て前掲論文に於て應用の可能性を示して置いた。

4. 水平安定度

本節に於ては南北方向の水平安定度に関して述べて見る。

$$(\rho_A K_A)_2 = (\rho_A K_A)_1 + \left(\frac{\Delta \rho_A K_A}{\Delta \varphi} \right)_1 \Delta \varphi,$$

$$(\rho_B K_B)_2 = (\rho_B K_B)_1 + \left(\frac{\partial (\rho_B K_B)}{\partial \varphi} \right)_1 \Delta \varphi$$

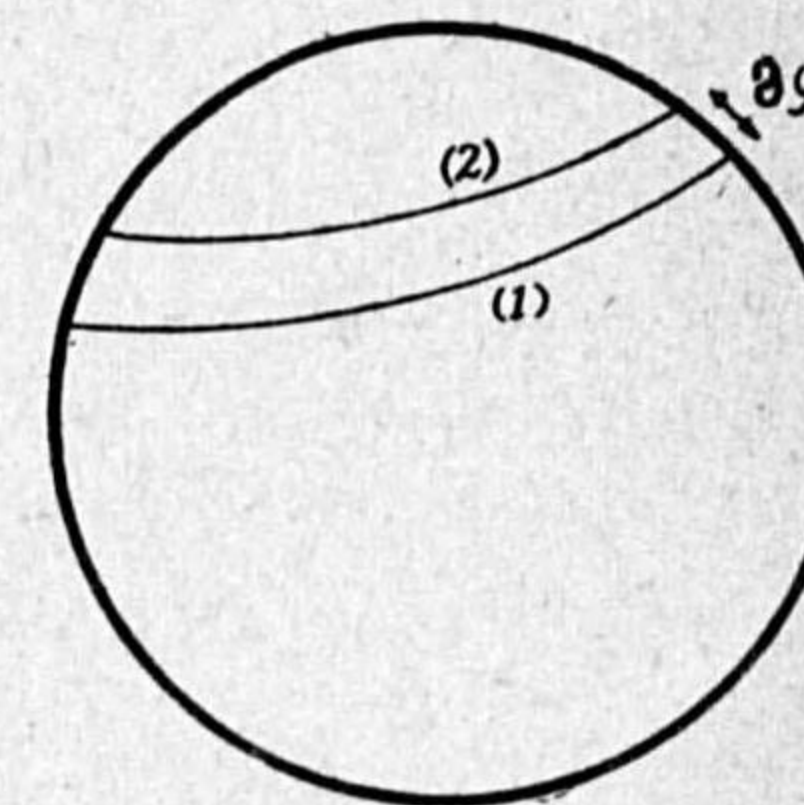
を (9) に代入し、 $\rho_A K_A$ にて割れば

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta \varphi} \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} \right) + \frac{1}{K_\varphi} \left(\frac{\Delta K_\varphi}{\Delta \varphi} - \frac{\partial K_\varphi}{\partial \varphi} \right) \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (23)$$

(1) 測候時報 昭和 16 年 10 月號掲載。

大氣の垂直安定度。

(2) Berek. M. Über die zeitliche Änderung des vertikalen Temperaturgefälles in der freien Atmosphäre に依れば弱い垂直運動により斷熱減率に近づく傾向がある。



但し添字 $A, 1$ は省略した。

第一項に就ては垂直安定度の場合と全く同様にして (dr の代りに $d\varphi$ を用ひる)

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta \varphi} - \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} \right) = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial \varphi} + r \Gamma_{\varphi} \right) = \frac{1}{\Theta_r} \frac{\partial \theta_r}{\partial \varphi} \quad (24)$$

を得る。

$$\text{但し} \quad \Gamma_{\varphi} = \frac{k-1}{k} \frac{r K_{\varphi}}{R} \quad (25)$$

次に第二項に就て考へられる。

$$\frac{\Delta K_{\varphi}}{\Delta \varphi} = \left(2\omega \sin \varphi + \frac{2 \operatorname{tg} \varphi U}{r} \right) \frac{\Delta U}{\Delta \varphi} + 2\omega \cos \varphi U + \sec^2 \varphi \frac{U^2}{r},$$

$$\frac{\partial K_{\varphi}}{\partial \varphi} = \left(2\omega \sin \varphi + \frac{2 \operatorname{tg} \varphi U}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial \varphi} + 2\omega \cos \varphi U + \sec^2 \varphi \frac{U^2}{r}$$

なる故に

$$\frac{1}{K_{\varphi}} \left(\frac{\Delta K_{\varphi}}{\Delta \varphi} - \frac{\partial K_{\varphi}}{\partial \varphi} \right) = 2 \left(\omega \sin \varphi + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r} \right) \left(\frac{\Delta U}{\Delta \varphi} - \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \quad (26)$$

更に (10) と (11) より

$$\frac{\Delta U}{\Delta \varphi} = \sin \varphi \left(\frac{U}{\cos \varphi} + 2\omega r \right) \quad (27)$$

なる故に

$$\frac{1}{K_{\varphi}} \left(\frac{\Delta K_{\varphi}}{\Delta \varphi} - \frac{\partial K_{\varphi}}{\partial \varphi} \right) = 2 \left(\omega \sin \varphi + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r} \right) \left(-\frac{\partial U}{\partial \varphi} + \operatorname{tg} \varphi U + 2\omega \sin \varphi r \right) \quad (28)$$

或は

$$\zeta_r = -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r}$$

を使へば (28) は

$$\frac{1}{K_{\varphi}} \left(\frac{\Delta K_{\varphi}}{\Delta \varphi} - \frac{\partial K_{\varphi}}{\partial \varphi} \right) = 2r \left(\omega \sin \varphi + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r} \right) (\zeta_r + 2\omega \sin \varphi) \quad (29)$$

と置ける。故に (24) と (29) を (23) に代入すれば

$$\frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{r \partial \varphi} + \Gamma_{\varphi} \right) + \frac{2 \left(\omega \sin \varphi + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r} \right)}{K_{\varphi}} (\zeta_r + 2\omega \sin \varphi) \geq 0 \quad (30)$$

或は

$$\frac{1}{\Theta_r} \frac{\partial \theta_r}{r \partial \varphi} + \frac{2 \left(\omega \sin \varphi + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r} \right)}{K_{\varphi}} (\zeta_r + 2\omega \sin \varphi) \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (30')$$

$$\frac{\partial \theta_r}{\partial \varphi} = 0, \quad \frac{\omega \sin \varphi + \frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r}}{K_{\varphi}} > 0$$

とすれば

$$\zeta_r + 2\omega \sin \varphi \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (31)$$

なる規準を得る。之は荒川博士⁽¹⁾が求められた安定度の規準である。更に $-\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi}$ に對して $\frac{\operatorname{tg} \varphi U}{r}$ を省略すれば

$$2\omega \sin \varphi - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \geq 0$$

なる安定條件を得る。 $r d\varphi = -db$ と $2\omega \sin \varphi = f$ と置けば

$$f + \frac{\partial U}{\partial b} \geq 0 \quad (32)$$

を得る。之は Ertel⁽²⁾が Rossbreiten の安定度を調べるのに用ひた式で Kleinschmidt⁽³⁾も此の式を用ひた。

$U = 10^3$ C.G.S., $r = 6.3 \times 10^8$ C.G.S. なる故に $\frac{U}{r} = \frac{1}{6.3} \times 10^{-5}$ になるから、北緯 60 度以下では ω に比べて $\frac{U}{r \omega \varphi}$ は省略出来る。故に (30) は簡單なる

$$\frac{1}{T} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \Gamma_{\varphi} \right) + \frac{1}{U} \left(2\omega \sin \varphi - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (33)$$

或は

$$\frac{1}{\Theta_r} \frac{\partial \theta_r}{r \partial \varphi} + \frac{1}{U} \left(f - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \geq 0 \quad \begin{matrix} \text{安定} \\ \text{不安定} \end{matrix} \quad (33')$$

今 Ertel の求めた安定度の規準と比較して見よう。Ertel の式は次式で與へられる。

$$f^2 - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (f \rho_0 U)}{\partial b} - \frac{f^2 \rho_0 U^2}{\rho_0} \left(\frac{n}{n+1} \right) \geq 0 \quad (4)$$

$\frac{n}{n+1} = \frac{1}{k}$ であるから上式は次の様になる

$$f^2 - f \frac{\partial U}{\partial b} - \frac{f U}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial b} - \frac{f^2 \rho_0 U^2}{\rho_0 k} \geq 0 \quad (34)$$

扱て (33') に於て $r d\varphi = -db$ と置けば次の様になる

$$f^2 - f \frac{\partial U}{\partial b} + \frac{f U}{\Theta_r} \frac{\partial \theta_r}{\partial b} \geq 0 \quad (33'')$$

(1) 氣象集誌 第 19 卷 205 頁 昭和 15 年。

(2) Met. ZS. 57, 398 (1940).

(3) Met. ZS. 58, 157 (1941).

(4) Ertel の式に於ては Lagrange 座標を用ひて居るから $\frac{\partial f}{\partial b} = 0$ と考へるべきである。此の例は重力の場合に於てもあるのである。即ち g は高さによつて變るとしても高度差のある二つの點を比較する場合 $\rho_1 g_1$ と $\rho_2 g_2$ とを比較しては不可なく、 ρ_2 を ρ_1 の所に持つて來れば $\rho_2 g_2$ は $\rho_1 g_1$ になる。此の様な譯であるから上の f は y のみの函數であるが此の y があるのみであるからそれは實質個々の座標と云ふ意味でなく空間の函數なることを表はして居り、 b にて微分が出来ない。物質座標と空間座標の區別を明瞭にして置かなければ間違ひを起す例である。

(34) と (33') を比較すれば初めの二項は等しいから、

$$\frac{fU \partial \theta_p}{\theta_p \partial b} \text{ と } -\frac{fU \partial \rho_0}{\rho_0 \partial b} - \frac{f^2 \rho_0 U^2}{p_0 k}$$

とを比較することになる。

Ertel の論文の (13) を使ふと

$$-\frac{f^2 \rho_0 U^2}{p_0 k} = \frac{fU \partial p_0}{k p_0 \partial b}$$

之に $p_0 = R \rho_0 T$ を代入すれば

$$-\frac{fU \partial p_0}{\rho_0 \partial b} + \frac{fU \partial p_0}{k \rho_0 \partial b} = \frac{fU}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial b} - \frac{k-1}{k} \frac{T}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial b} \right)$$

再び Ertel の式 (13) を用ひれば

$$\begin{aligned} &= \frac{fU}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial b} + \frac{k-1}{k} \frac{f \rho_0 T_0 U}{p_0} \right) \\ &= \frac{fU}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial b} + \frac{k-1}{k} \frac{fU}{R} \right) \end{aligned}$$

然して $fU = K$ であるから

$$-\frac{fU \partial p_0}{\rho_0 \partial b} + \frac{fU \partial p_0}{k \rho_0 \partial b} = \frac{fU}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial b} + \frac{k-1}{k} \frac{K}{R} \right) = \frac{fU}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial b} + \Gamma \right) = \frac{fU \partial \theta_p}{\theta_p \partial b}$$

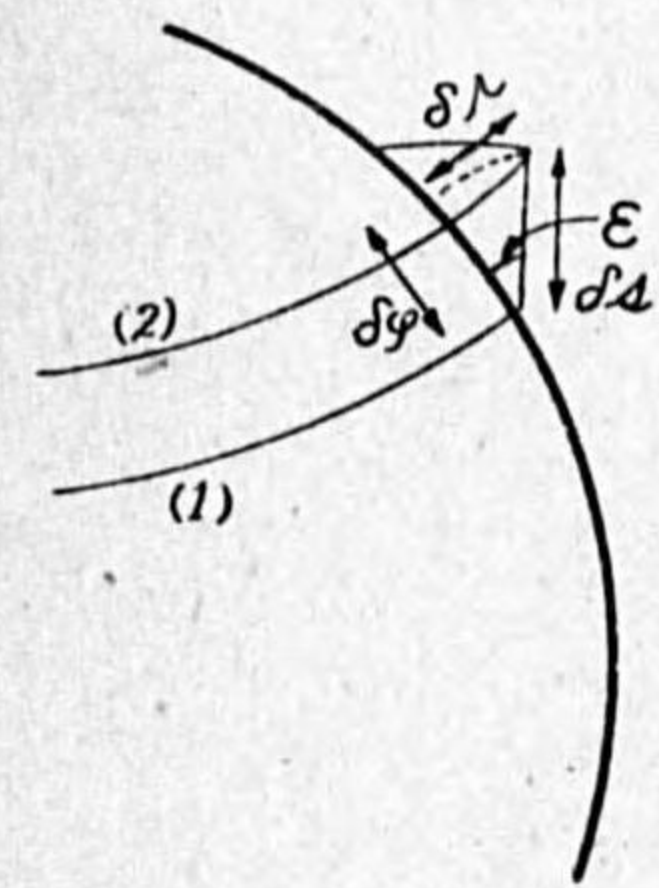
故に Ertel の規準式

$$f^2 - f \frac{\partial U}{\partial b} + \frac{fU \partial \theta_p}{\theta \partial b} \geq 0$$

になり、我々の規準式とは全く同様になる。

5. 一般安定度

仮想変位が水平及垂直でなく任意の方向に起つた場合の安定度を求めて見る。



$$ds \cos \epsilon = r d\varphi, \quad ds \sin \epsilon = dr. \quad (35)$$

$$\begin{aligned} (\rho_1 K_1)_2 &= (\rho_1 K_1)_1 + \left(\frac{\Delta(\rho_1 K_1)}{\Delta s} \right)_1 ds \\ &= (\rho_1 K_1)_1 + \left(\frac{\Delta(\rho_1 K_1)}{\Delta r} \right)_1 dr + \left(\frac{\Delta(\rho_1 K_1)}{\Delta \varphi} \right)_1 d\varphi, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} (\rho_2 K_2)_2 &= (\rho_2 K_2)_1 + \left(\frac{\partial(\rho_2 K_2)}{\partial s} \right)_1 ds \\ &= (\rho_2 K_2)_1 + \left(\frac{\partial(\rho_2 K_2)}{\partial r} \right)_1 dr + \left(\frac{\partial(\rho_2 K_2)}{\partial \varphi} \right)_1 d\varphi \end{aligned}$$

なる故に (12) に代入すれば

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\Delta \rho}{\Delta s} - \frac{\partial \rho}{\partial s} \right) + \frac{1}{K} \left(\frac{\Delta K}{\Delta s} - \frac{\partial K}{\partial s} \right) \geq 0,$$

但し

$$K = K_\varphi \cos \epsilon + K_r \sin \epsilon.$$

第一項は容易に

$$\frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial s} + \Gamma \right) = \frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial s} \quad (36)$$

になる事が判る。

但し

$$\Gamma = \frac{k-1}{k} \frac{K}{R}. \quad (37)$$

更に第二項は

$$\begin{aligned} \frac{\Delta K}{\Delta s} &= \cos \epsilon \frac{\Delta K_\varphi}{\Delta s} + \sin \epsilon \frac{\Delta K_r}{\Delta s} \\ &= \cos \epsilon \left(\frac{\Delta K_\varphi}{\Delta r} \frac{\Delta r}{\Delta s} + \frac{\Delta K_\varphi}{\Delta \varphi} \frac{\Delta \varphi}{\Delta s} \right) + \sin \epsilon \left(\frac{\Delta K_r}{\Delta r} \frac{\Delta r}{\Delta s} + \frac{\Delta K_r}{\Delta \varphi} \frac{\Delta \varphi}{\Delta s} \right) \\ &= \cos \epsilon \left(\frac{\Delta K_\varphi}{\Delta r} \sin \epsilon + \frac{\Delta K_\varphi}{r \Delta \varphi} \cos \epsilon \right) + \sin \epsilon \left(\frac{\Delta K_r}{\Delta r} \sin \epsilon + \frac{\Delta K_r}{r \Delta \varphi} \cos \epsilon \right) \\ &= \frac{\Delta K}{\Delta r} \sin \epsilon + \frac{\Delta K}{r \Delta \varphi} \cos \epsilon \\ &= \sin \epsilon \left\{ \sin \epsilon \left(-2\omega \cos \varphi - \frac{2U}{r} \right) \frac{\Delta U}{\Delta r} + \sin \epsilon \frac{U^2}{r^2} \right. \\ &\quad \left. + \cos \epsilon \left(2\omega \sin \varphi + \frac{2U}{r} \operatorname{tg} \varphi \right) \frac{\Delta U}{\Delta r} - \cos \epsilon \operatorname{tg} \varphi \frac{U^2}{r^2} \right\} \\ &\quad + \cos \epsilon \left\{ \sin \epsilon \left(-2\omega \cos \varphi - \frac{2U}{r} \right) \frac{\Delta U}{r \Delta \varphi} + \sin \epsilon 2\omega U \sin \varphi \right. \\ &\quad \left. + \cos \epsilon \left(2\omega \sin \varphi + 2 \operatorname{tg} \varphi \frac{U}{r} \right) \frac{\Delta U}{r \Delta \varphi} + \cos \epsilon \left(2\omega \cos \varphi + \sec^2 \varphi \frac{U^2}{r} \right) \right\}. \end{aligned}$$

更に

$$\begin{aligned} \frac{\partial K}{\partial s} &= \sin \epsilon \left\{ \sin \epsilon \left(-2\omega \cos \varphi - \frac{2U}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial r} + \sin \epsilon \frac{U^2}{r^2} \right. \\ &\quad \left. + \cos \epsilon \left(2\omega \sin \varphi + 2 \operatorname{tg} \varphi \frac{U}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial r} - \cos \epsilon \operatorname{tg} \varphi \frac{U^2}{r^2} \right\} \\ &\quad + \cos \epsilon \left\{ \sin \epsilon \left(-2\omega \cos \varphi - \frac{2U}{r} \right) \frac{\partial U}{r \partial \varphi} + \sin \epsilon 2\omega U \sin \varphi \right. \\ &\quad \left. + \cos \epsilon \left(2\omega \sin \varphi + 2 \operatorname{tg} \varphi \frac{U}{r} \right) \frac{\partial U}{r \partial \varphi} + \cos \epsilon \left(2\omega \cos \varphi + \sec^2 \varphi \frac{U^2}{r} \right) \right\}. \end{aligned}$$

故に

$$\frac{\Delta K}{\Delta s} - \frac{\partial K}{\partial s} = \sin \epsilon \left\{ - \left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right) \left(\frac{\Delta U}{\Delta r} - \frac{\partial U}{\partial r} \right) \sin \epsilon \right.$$

$$\begin{aligned}
& + \left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right) \operatorname{tg} \varphi \left(\frac{\Delta U}{\Delta r} - \frac{\partial U}{\partial r} \right) \cos \varepsilon \} \\
& + \cos \varepsilon \left\{ - \left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right) \left(\frac{1}{r} \frac{\Delta U}{\Delta \varphi} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \sin \varepsilon \right. \\
& \left. + \left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right) \left(\frac{1}{r} \frac{\Delta U}{\Delta \varphi} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \operatorname{tg} \varphi \cos \varepsilon \right\} \\
& = \left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right) \left\{ + \sin \varepsilon \left(\frac{\Delta U}{\Delta r} - \frac{\partial U}{\partial r} \right) \left(-\sin \varepsilon + \operatorname{tg} \varphi \cos \varepsilon \right) \right. \\
& \quad \left. + \cos \varepsilon \left(\frac{1}{r} \frac{\Delta U}{\Delta \varphi} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \left(-\sin \varepsilon + \operatorname{tg} \varphi \cos \varepsilon \right) \right\} \\
& = \frac{\left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right)}{\cos \varphi} \sin(\varphi - \varepsilon) \left\{ \sin \varepsilon \left(\frac{\Delta U}{\Delta r} - \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \cos \varepsilon \left(\frac{1}{r} \frac{\Delta U}{\Delta \varphi} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \right\}. \quad (38)
\end{aligned}$$

(18) 及 (27) を (38) に代入すれば

$$\begin{aligned}
\frac{\Delta K}{\Delta s} - \frac{\partial K}{\partial s} &= \frac{\left(2\omega \cos \varphi + \frac{2U}{r} \right)}{\cos \varphi} \sin(\varphi - \varepsilon) \left\{ -\sin \varepsilon \left(\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi \right) \right. \\
& \quad \left. + \cos \varepsilon \left(-\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} + \operatorname{tg} \varphi \frac{U}{r} + 2\omega \sin \varphi \right) \right\}, \\
& - \sin \varepsilon \left(\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi \right) + \cos \varepsilon \left(-\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} + \operatorname{tg} \varphi \frac{U}{r} + 2\omega \sin \varphi \right) \\
& = -\frac{\partial U}{\partial s} + \frac{U}{r} \left(-\sin \varepsilon + \frac{\sin \varphi \cos \varepsilon}{\cos \varphi} \right) + 2\omega \sin(\varphi - \varepsilon) \\
& = -\frac{\partial U}{\partial s} + \frac{U \sin(\varphi - \varepsilon)}{r \cos \varphi} + 2\omega \sin(\varphi - \varepsilon).
\end{aligned}$$

故に

$$\frac{\Delta K}{\Delta s} - \frac{\partial K}{\partial s} = 2 \left(\omega + \frac{U}{r \cos \varphi} \right) \sin(\varphi - \varepsilon) \left\{ -\frac{\partial U}{\partial s} + \frac{U \sin(\varphi - \varepsilon)}{r \cos \varphi} + 2\omega \sin(\varphi - \varepsilon) \right\}.$$

従つて安定度の規準として次式を得る:

$$\frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial s} + \frac{2 \left(\omega + \frac{U}{r \cos \varphi} \right) \sin(\varphi - \varepsilon)}{K} \left\{ -\frac{\partial U}{\partial s} + \frac{U \sin(\varphi - \varepsilon)}{r \cos \varphi} + 2\omega \sin(\varphi - \varepsilon) \right\} \geq 0. \quad (39)$$

$\varepsilon = 0$ と置けば

$$\frac{1}{\theta_p r \partial \varphi} + \frac{2 \left(\omega + \frac{U}{r \cos \varphi} \right) \sin \varphi}{K_\varphi} \left\{ -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} + \operatorname{tg} \varphi \frac{U}{r} + 2\omega \sin \varphi \right\} \geq 0. \quad (40)$$

之は (30) である。

$$\varepsilon = \frac{\pi}{2}$$

と置けば

$$\frac{1}{\theta_p} \frac{\partial \theta_p}{\partial r} + \frac{2 \left(\omega + \frac{U}{r \cos \varphi} \right) \cos \varphi}{K_r} \left\{ \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{U}{r} + 2\omega \cos \varphi \right\} \geq 0 \quad (41)$$

になり、之は (20') と同じである。

故に (39) は一般の方向に於ける安定度の規準を與へるものである。之が帶狀環の安定度に関する最も一般の形である。櫻庭氏⁽¹⁾が Helmholtz の考へにより導かれたものを比較して見たが今の所一致した結果には到達して居ない。

6. 結 論

本論文では帶狀循環の假想變位に對する安定度を吟味したものである。最後に一般方向に於ける假想變位に對する安定度の規準を求めたのであるが、勿論之は水平及垂直安定度の規準を包含して居り、更に水平及垂直安定度の規準は從來の求められた安定度の規準をも包含して居る。本規準の應用は將來に残された問題である。

更に之等の規準を應用する場合問題になることは θ_p 或は大氣の多方性の常數である。之は垂直安定度に於て特にデリケートな役割を演ずるものである。垂直方向の安定度に於て力學的不安定度が效くか效かないかは多方常數の如何に關する點が相當に大きい様である。

將來は此の研究が重要な問題となる事と思はれる。

昭和 16 年 9 月 30 日

追記 その後の研究によれば Helmholtz の方法によつても本論文の結果が導かれることが判つた。

(1) 氣象集誌 第 18 卷 昭和 15 年 392 頁。

大氣の垂直安定度の理論の補遺

櫻庭 信一

筆者は既に v. Helmholtz の氣塊輪の思想を適用して大氣の垂直安定度の式を導いた⁽¹⁾が、質點力學的取り扱いを爲したるため、得られた結果は必ずしも嚴密でない。本文では嚴密な式を立て、論ずる。

Helmholtz の氣壓の式は、積分常數を省略して、

$$q\pi = -\frac{1}{2} \frac{1}{\theta} \frac{Q^2}{\rho^2} - \frac{1}{2} \frac{1}{\theta} \omega_0^2 \rho^2 + \frac{Ga^2}{r} \frac{1}{\theta} \quad (1)$$

である。茲に q, π は氣壓丈の函数、 Q は角運動量で $Q = r \cos \varphi (v_\lambda + r\omega_0 \cos \varphi)$ 、 r は地球中心からの距離、 φ は緯度、 v_λ は速度の經度成分で相對速度、 ω_0 は地球の廻轉角速度、 θ は温位、 ρ は地球の廻轉軸からの距離で $\rho = r \cos \varphi$ 、 G は重力加速度、 a は地球の半径である。 Q と θ は變位に對して不變量であるから、大氣の垂直安定度を決定するには、(1) 式の氣壓値を場所的に比較すれば足りるので、假想變位を考へる必要はない。 q, π は氣壓の増加函数であるから、(1) 式の値が垂直方向に減少して居れば對流的に安定である。従つて安定の條件として

$$\frac{d}{dz}(q\pi) < 0, \quad \varphi = \text{一定} \quad (2)$$

が得られる。即ち $r = a + z$ とおいて、 $a \gg z$ の近似を施せば、

$$a\omega_0 \cos \varphi \left(\frac{dv_\lambda}{dz} + 2\omega_0 \cos \varphi + \frac{v_\lambda}{a} - \frac{v_\lambda d\theta}{\theta dz} - \frac{a\omega_0 \cos \varphi d\theta}{\theta dz} \right) + v_\lambda \frac{dv_\lambda}{dz} - \frac{1}{2} \frac{v_\lambda^2 d\theta}{\theta dz} + Ga \left(\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} + \frac{1}{a} \right) > 0 \quad (3)$$

が安定の條件を表はす。上式に於いて $[v_\lambda^2]$ のオーダーの項は小さいから無視すると

$$\omega_0 \cos \varphi \left(\frac{dv_\lambda}{dz} + 2\omega_0 \cos \varphi + \frac{v_\lambda}{a} - \frac{v_\lambda d\theta}{\theta dz} - \frac{a\omega_0 \cos \varphi d\theta}{\theta dz} \right) + G \left(\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} + \frac{1}{a} \right) > 0 \quad (4)$$

となり、更に $a\omega_0 \cos \varphi \gg v_\lambda$ の假定が許される時は

$$\omega_0 \cos \varphi \left(\frac{dv_\lambda}{dz} + 2\omega_0 \cos \varphi - \frac{a\omega_0 \cos \varphi d\theta}{\theta dz} \right) + G \left(\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dz} + \frac{1}{a} \right) > 0$$

となつて、筆者の以前に導いた式と一致する。

(1) 櫻庭信一：大氣の垂直安定度に就いて。海と空、第 20 卷、第 6 號（昭和 15 年 6 月）。

大氣波動に及ぼす粘性の影響

村瀬 信夫

第一部

緒言 筆者は先に特解⁽¹⁾を用ひ、この問題を取り扱つたが今回は一般解を用ひ論じて見たい。そして前報に於て途中式の轉換に誤りあるを發見し茲に謹みて訂正します。

§1. 基本式

記號は普通用ひられるものを使用し、平衡状態を示す各要素に 0 を下符する。

然る時は

$$\frac{dp_0}{dz} = -\rho_0 g, \quad (1)$$

氣體の状態方程式は

$$p_0 = \rho_0 R T_0 \quad (2)$$

となる。

z 軸を鉛直に取つた二次元問題とし、運動方程式及連續の式は夫々

$$\left. \begin{aligned} \rho \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) u &= -\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\rho \nu}{3} \frac{\partial \chi}{\partial x}, \\ \rho \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) w &= -\frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\rho \nu}{3} \frac{\partial \chi}{\partial z} - g\rho, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \chi = 0 \quad (4)$$

である。但し

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}, \quad \chi = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z}.$$

今若し波動の状態變化は最も簡単な等温的であると假定すると

$$\frac{dp}{dt} = RT_0 \frac{d\rho}{dt} \quad (5)$$

扱 $p = p_0 + p'$ 、 $\rho = \rho_0 + \rho'$ と置き p', ρ' は夫々微量でその二次以上は省略出来るものとする。然る時 (3), (4), (5) は

$$\left. \begin{aligned} \rho_0 \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) u &= -\frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\rho_0 \nu}{3} \frac{\partial \chi}{\partial x}, \\ \rho_0 \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) w &= -\frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{\rho_0 \nu}{3} \frac{\partial \chi}{\partial z} - g\rho', \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

(1) 氣象集誌、昭和 13 年、204 頁。

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} = -\rho_0 \chi, \tag{7}$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - g \rho_0 w = -p_0 \chi. \tag{8}$$

上式より p', ρ' を消去すると

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) u &= RT_0 \frac{\partial \chi}{\partial x} - g \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\nu}{3} \frac{\partial^2 \chi}{\partial t \partial x}, \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) w &= RT_0 \frac{\partial \chi}{\partial z} - g \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\nu}{3} \frac{\partial^2 \chi}{\partial t \partial z}. \end{aligned} \right\} \tag{9}$$

更に上式より

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) \chi = RT_0 \Delta \chi - g \frac{\partial \chi}{\partial z} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\nu}{3} \frac{\partial \Delta \chi}{\partial t}, \tag{10}$$

但

$$\eta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}.$$

又 (9) より

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) \eta = 0 \tag{11}$$

となる。(11) の関係により (10) は

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) - RT_0 \Delta + g \frac{\partial}{\partial z} - \frac{\nu}{3} \frac{\partial \Delta}{\partial t} \right\} \chi = 0 \tag{12}$$

となり。(12) が基本式である。

§2. 基本式の解及 u, w の決定

今後 T_0 を T と書くことにする。基本式より

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) \chi &= 0, \\ \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial t} - \nu \Delta \right) - RT \Delta + g \frac{\partial}{\partial z} - \frac{\nu}{3} \frac{\partial \Delta}{\partial t} \right\} \chi &= 0 \end{aligned} \right\} \tag{13}$$

の二つの場合が考へられる。

今水平に傳播する波動を考へ $u, w, \chi \propto e^{i(mz + t)}$ と置けば (13) は

$$\left. \begin{aligned} \left\{ \frac{d^2}{dz^2} - \left(m^2 + \frac{\alpha}{\nu} \right) \right\} \chi &= 0, \\ \left\{ \frac{d^2}{dz^2} - \frac{g}{RT + \frac{4}{3}\alpha\nu} \frac{d}{dz} - \left(m^2 + \frac{\alpha^2}{RT + \frac{4}{3}\alpha\nu} \right) \right\} \chi &= 0. \end{aligned} \right\} \tag{14}$$

従つて上式の解は容易に

$$\chi = (Ae^{\beta_1 z} + Be^{\beta_2 z} + Ce^{\beta_3 z} + De^{\beta_4 z}) e^{i(mz + t)}, \tag{15}$$

但 A, B, C, D は任意常數

$$\beta_1 = \frac{a}{2\left(RT + \frac{4}{3}\alpha\nu\right)} \pm \xi; \quad \beta_3 = \pm \sqrt{m^2 + \frac{\alpha}{\nu}}, \tag{16}$$

茲に

$$\xi^2 = \frac{g^2}{4\left(RT + \frac{4}{3}\alpha\nu\right)^2} + m^2 + \frac{\alpha^2}{RT + \frac{4}{3}\alpha\nu}. \tag{17}$$

次に垂直速度 w を求めやう。

今 w を次の形に置く。

$$w = (aAe^{\beta_1 z} + bBe^{\beta_2 z} + cCe^{\beta_3 z} + dDe^{\beta_4 z}) e^{i(mz + t)}. \tag{18}$$

常數 a, b, c, d を夫々定めると

$$a = \frac{\beta_1}{\beta_1^2 - m^2}, \quad b = \frac{\beta_2}{\beta_2^2 - m^2}, \quad c = \frac{RT + \frac{1}{3}\alpha\nu}{g}, \quad d = \frac{RT + \frac{1}{3}\alpha\nu}{g} \tag{19}$$

となる。

同様に水平速度 u も

$$u = (a'Ae^{\beta_1 z} + b'B'e^{\beta_2 z} + c'C'e^{\beta_3 z} + d'D'e^{\beta_4 z}) e^{i(mz + t)} \tag{20}$$

と置き、 a', b', c', d' を夫々定めると、

$$a' = \frac{1 - a\beta_1}{im}, \quad b' = \frac{1 - b\beta_2}{im}, \quad c' = \frac{1 - c\beta_3}{im}, \quad d' = \frac{1 - d\beta_4}{im} \tag{21}$$

となる。以上で問題の解決に必要な χ, u, w を全部決定した。

§3. 條件式

境界條件を考へて見る。地表に於ては垂直速度は勿論水平速度もないものとする。即ち

$$[w]_{z=0} = 0, \tag{22}$$

$$[u]_{z=0} = 0. \tag{23}$$

今 normal stress p_{zz} 及び tangential stress p_{zx} を考へて見ると

$$\left. \begin{aligned} p_{zz} &= -p - \frac{2}{3}\rho\nu\chi + 2\rho\nu\frac{\partial w}{\partial z}, \\ p_{zx} &= \rho\nu\left[\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}\right] \end{aligned} \right\} \tag{24}$$

である。扱上限 H に於て $\frac{d}{dt}p_{zz}, \frac{d}{dt}p_{zx}$ は夫々零なる故

$$\left[\chi - \frac{2}{3}\frac{\alpha\nu}{RT}\chi + 2\frac{\alpha\nu}{RT}\frac{\partial w}{\partial z} \right]_{z=H} = 0, \tag{25}$$

$$\left[\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=H} = 0 \tag{26}$$

となる。以上四つの条件を考へて問題を解いて見た。

§4. 週期方程式

条件式 (22), (23), (25), (26) に夫々 u, w, X を代入すれば次式を得る。

$$\left. \begin{aligned} aA + bB + cC + dD &= 0, \\ a'A + b'B + c'C + d'D &= 0, \\ a''e^{\beta_1 H}A + b''e^{\beta_2 H}B + c''e^{\beta_3 H}C + d''e^{\beta_4 H}D &= 0, \\ Xe^{\beta_1 H}A + Ye^{\beta_2 H}B + Ze^{\beta_3 H}C + We^{\beta_4 H}D &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

但し

$$\left. \begin{aligned} a'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha\nu}{RT} + 2 \frac{\alpha\nu}{RT} a\beta_1, & X &= (1 - a\beta_1)\beta_1 - m^2 a, \\ b'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha\nu}{RT} + 2 \frac{\alpha\nu}{RT} b\beta_2, & Y &= (1 - b\beta_2)\beta_2 - m^2 b, \\ c'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha\nu}{RT} + 2 \frac{\alpha\nu}{RT} c\beta_3, & Z &= (1 - c\beta_3)\beta_3 - m^2 c, \\ d'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha\nu}{RT} + 2 \frac{\alpha\nu}{RT} d\beta_4, & W &= (1 - d\beta_4)\beta_4 - m^2 d. \end{aligned} \right\} \quad (28)$$

(27) より A, B, C, D を消去すれば

$$\begin{vmatrix} a & b & c & d \\ a' & b' & c' & d' \\ a''e^{\beta_1 H} & b''e^{\beta_2 H} & c''e^{\beta_3 H} & d''e^{\beta_4 H} \\ Xe^{\beta_1 H} & Ye^{\beta_2 H} & Ze^{\beta_3 H} & We^{\beta_4 H} \end{vmatrix} = 0. \quad (29)$$

上の行列式を展開すれば

$$\begin{aligned} & (ab' - a'b)(d''Z - c''W) \\ & + (ad' - a'd)(c''Y - b''Z)e^{(\beta_2 + \beta_3)H} + (ac' - a'c)(b''W - d''Y)e^{(\beta_2 + \beta_4)H} \\ & + (b'c - bc')(a''W - d''X)e^{(\beta_1 + \beta_4)H} + (bd' - b'd)(a''Z - c''X)e^{(\beta_1 + \beta_3)H} \\ & + (dc' - d'c)(a''Y - b''X)e^{(\beta_1 + \beta_2)H} = 0 \end{aligned} \quad (30)$$

を得る。(29) 又は (30) が求める週期方程式である。然し正當には解けそうもない。

扱粘性 ν が非常に小さく

$$\frac{\alpha}{\nu} \gg m^2, \quad RT \gg \frac{4}{3} \alpha\nu$$

と假定する。然る時は $c', d', Z, W, \beta_3, \beta_4$ は $\frac{1}{\nu}$ の形で粘性が入つて居るが他の $a, b, a', b', a'', b'', c'', d'', \beta_1, \beta_2$ 等は皆有限な項である。従つて假定により、週期方程式の大きい項及び必要な項のみ残して簡単にする

$$(ab''e^{\beta_2 H} - ba'a'e^{\beta_1 H})d'Ze^{\beta_3 H} = 0.$$

故に

$$ab''e^{\beta_2 H} - ba'a'e^{\beta_1 H} = 0. \quad (31)$$

上式は粘性が非常に小さい時に成立すべき週期方程式である。我々は以下 (31) に就き論ずる事にする。

§5. 問題の解決

(31) に a, b, a', b'' の値を代入し少し整理すると

$$\left(1 + \frac{4}{3} \frac{\alpha\nu}{RT}\right) \beta_1 \beta_2 (\beta_2 e^{\beta_2 H} - \beta_1 e^{\beta_1 H}) - m^2 \left(1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha\nu}{RT}\right) (\beta_1 e^{\beta_2 H} - \beta_2 e^{\beta_1 H}) = 0. \quad (32)$$

然るに

$$\beta_1 \beta_2 = - \left(m^2 + \frac{\alpha^2}{RT + \frac{4}{3} \alpha\nu} \right),$$

$$\beta_2 e^{\beta_2 H} - \beta_1 e^{\beta_1 H} = - \left\{ \frac{g}{2 \left(RT + \frac{4}{3} \alpha\nu \right)} (e^{\xi H} - e^{-\xi H}) + \xi (e^{\xi H} - e^{-\xi H}) \right\} e^{\frac{gH}{2 \left(RT + \frac{4}{3} \alpha\nu \right)}},$$

$$\beta_1 e^{\beta_2 H} - \beta_2 e^{\beta_1 H} = - \left\{ \frac{g}{2 \left(RT + \frac{4}{3} \alpha\nu \right)} (e^{\xi H} - e^{-\xi H}) - \xi (e^{\xi H} - e^{-\xi H}) \right\} e^{\frac{gH}{2 \left(RT + \frac{4}{3} \alpha\nu \right)}}$$

なる故 (32) は整理すれば

$$\left(2RTm^2 + \frac{2}{3} \alpha\nu m^2 + \alpha^2 \right) \times \frac{g}{2 \left(RT + \frac{4}{3} \alpha\nu \right)} + (2\alpha\nu m^2 + \alpha^2) \xi \coth \xi H = 0, \quad (33)$$

但

$$\xi^2 = \frac{g^2}{4 \left(RT + \frac{4}{3} \alpha\nu \right)^2} + m^2 + \frac{\alpha^2}{RT + \frac{4}{3} \alpha\nu}.$$

然るに $RT \gg \frac{4}{3} \alpha\nu$ なる假定により (33) は

$$\left(2RTm^2 + \frac{2}{3} \alpha\nu m^2 + \alpha^2 \right) \times \frac{g}{2RT} + (2\alpha\nu m^2 + \alpha^2) \xi \coth \xi H = 0, \quad (34)$$

茲に

$$\xi^2 = \frac{g^2}{4(RT)^2} + m^2 + \frac{\alpha^2}{RT} \quad (35)$$

としても良いであらう。

而して (35) により ξ は無理式なる故完全には解けそうもない。それ故近似解を求めることにする。

第一の場合、短波の場合 $m \gg \frac{g}{2RT}$

今音波は考へないで重力波のみを考へる時は振動の週期は波長の割に長いから

$$\xi \approx m, \quad \xi \coth \xi H \approx m \coth mH \quad (36)$$

と置いても大差はないであらう。

然る時 (34) は簡単になり

$$(2RTm \coth mH + g)\alpha^2 + 2\left(\frac{1}{3}gvm^2 + 2RTvm^2 \coth mH\right)\alpha + 2RTgm^2 = 0. \quad (37)$$

假定により更に

$$\coth mH \cdot \alpha^2 + 2vm^2 \coth mH \cdot \alpha + gm = 0 \quad (38)$$

とおける。故に

$$\begin{aligned} \alpha &= -vm^2 \pm i\sqrt{\frac{gm}{\coth mH} - v^2m^4} \\ &\approx -vm^2 \pm i\sqrt{\frac{gm}{\coth mH}}. \end{aligned} \quad (39)$$

若し mH が非常に大きければ ($\coth mH \approx 1$)

$$\alpha \approx -vm^2 + i\sqrt{gm}. \quad (40)$$

若し mH が非常に小さければ ($mH \coth mH \approx 1$)

$$\alpha = -vm^2 \pm im\sqrt{gH} \quad (41)$$

を得る。波長と高さ H の関係により何れも減衰波ではあるが表面波になつたり、内部波になつたりする。要するに振幅の減衰は粘性に比例し、波長の自乗に逆比例する。

第二の場合、長波の場合 $m \ll \frac{g}{2RT}$

かゝる場合は

$$\left. \begin{aligned} \xi &\approx \frac{g}{2RT} = n, \\ \xi \coth \xi H &\approx \frac{g}{2RT} \coth \frac{gH}{2RT} = n \coth nH, \quad n = \frac{g}{2RT} \end{aligned} \right\} \quad (42)$$

とおいてもよいだらう。(34) より

$$(1 + \coth nH)\alpha^2 + 2vm^2\left(\frac{1}{3} + \coth nH\right)\alpha + 2RTm^2 = 0. \quad (43)$$

故に

$$\alpha = -\frac{\frac{1}{3} + \coth nH}{1 + \coth nH} vm^2 \pm im\sqrt{\frac{2RT}{1 + \coth nH} - \left(\frac{\frac{1}{3} + \coth nH}{1 + \coth nH}\right)^2 v^2 m^2}$$

$$\approx -\frac{\frac{1}{3} + \coth nH}{1 + \coth nH} vm^2 \pm im\sqrt{\frac{2RT}{1 + \coth nH}}. \quad (44)$$

今若し $nH = \frac{gH}{2RT}$ が非常に大きいならば

$$\alpha \approx -\frac{2}{3}vm^2 \pm im\sqrt{RT}. \quad (45)$$

逆に nH が非常に小さいならば

$$\alpha \approx -vm^2 \pm im\sqrt{gH}. \quad (46)$$

即ち前者は温波であり後者は表面波である。そして波動振幅の減衰は粘性に比例し、波長の自乗に逆比例する。

終りに臨み、終始御指導を賜つた藤原先生並に有益な御助言を頂いた正野博士に衷心より感謝申上げる。

第 二 部

緒言 不連続面ある場合の大気の振動は既に多くの人々により研究されてゐるが、筆者は大気の粘性を考慮して、一つの不連続面ある場合の波動を取扱つて見た。

§ 1. χ, u, w の決定

今地上より高さ H の所に不連続面あり、その上層では無限大気があるものとする。不連続面の下層では dilatation, 粘性, 温度, 一般流速を夫々 χ_1, v_1, T_1, U_1 とし、上層のそれを夫々 χ_2, v_2, T_2, U_2 とする。そして波動に伴ふ速度を夫々 u_1, w_1 , 及び u_2, w_2 とする。然して界面に生ずる波動を $e^{\alpha t + imx}$ に比例すると假定すれば前報に於ける α の代りに下層、及び上層に次の如き置換をすればよい:

$$\left. \begin{aligned} \text{下層} \quad \alpha_1 &= \alpha + iU_1 m, \\ \text{上層} \quad \alpha_2 &= \alpha + iU_2 m. \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

従つて容易に下層に於ては

$$\chi_1 = (Ae^{\beta_1 z} + Be^{\beta_2 z} + Ce^{\beta_3 z} + De^{\beta_4 z})e^{\alpha t + imx}, \quad (2)$$

茲に A, B, C, D は常數,

$$\left. \begin{aligned} \beta_1 &= \frac{g}{2\left(RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1 v_1\right)} + \xi_1, \\ \beta_2 &= \frac{g}{2\left(RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1 v_1\right)} - \xi_1, \\ \xi_1^2 &= \frac{g}{4\left(RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1 v_1\right)^2 + m^2} + \frac{\alpha_1^2}{RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1 v_1} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\frac{\beta_3}{\beta_4} = \pm \sqrt{m^2 + \frac{\alpha_1}{\nu_1}} \quad (4)$$

となる。又垂直速度及水平速度 w_1, u_1 は夫々

$$w_1 = \{ae^{\beta_1 z} A + be^{\beta_2 z} B + ce^{\beta_3 z} C + de^{\beta_4 z} D\} e^{at+imz}, \quad (5)$$

但 $a = \frac{\beta_1}{\beta_1^2 - m^2}, \quad b = \frac{\beta_2}{\beta_2^2 - m^2}, \quad c = \frac{RT_1 + \frac{1}{3}\alpha_1\nu_1}{g}, \quad d = \frac{RT_1 + \frac{1}{3}\alpha_2\nu_2}{g} \quad (6)$

$$u_1 = \{a'e^{\beta_1 z} A + b'e^{\beta_2 z} B + c'e^{\beta_3 z} C + d'e^{\beta_4 z} D\} e^{at+imz}, \quad (7)$$

但 $a' = \frac{1-a\beta_1}{im}, \quad b' = \frac{1-b\beta_2}{im}, \quad c' = \frac{1-c\beta_3}{im}, \quad d' = \frac{1-d\beta_4}{im} \quad (8)$

を得る。

上層に於ては、 χ は高さ無限大にて零になる様を選び

$$\chi_2 = (Ee^{\beta_5 z} + Fe^{\beta_6 z}) e^{at+imz}, \quad (9)$$

但 E, F は常數,

$$\left. \begin{aligned} \beta_5 &= \frac{g}{2\left(RT_2 + \frac{4}{3}\alpha_2\nu_2\right)} - \xi_2, \\ \xi_2^2 &= \frac{g^2}{4\left(RT_2 + \frac{4}{3}\alpha_2\nu_2\right)^2} + m^2 + \frac{\alpha_2^2}{RT_2 + \frac{4}{3}\alpha_2\nu_2}, \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

$$\beta_6 = -\sqrt{m^2 + \frac{\alpha_2}{\nu_2}}. \quad (11)$$

垂直速度及水平速度 w_2, u_2 は夫々

$$w_2 = (eEe^{\beta_5 z} + fFe^{\beta_6 z}) e^{at+imz}, \quad (12)$$

但 $e = \frac{\beta_5}{\beta_5^2 - m^2}, \quad f = \frac{RT_2 + \frac{1}{3}\alpha_2\nu_2}{g} \quad (13)$

$$u_2 = (e'Ee^{\beta_5 z} + f'Fe^{\beta_6 z}) e^{at+imz}, \quad (14)$$

但 $e' = \frac{1-e\beta_5}{im}, \quad f' = \frac{1-f\beta_6}{im} \quad (15)$

となる。以上で問題を解決するに必要な χ, u, w を得た。

§2. 条件式

今不連続面の高さの所を $z=0$ に選定する。然る時地表は $z=-H$ で此處では摩擦により水平速度 u はないものと假定する。そして垂直速度 w は零でなければならぬから、次の関係を得る。

$$[u_1]_{z=-H} = 0, \quad (16)$$

$$[w_1]_{z=-H} = 0. \quad (17)$$

尚不連続面に於ては上下兩層の水平及び垂直速度は夫々等しくなければならぬ。

$$[u_1]_{z=0} = [u_2]_{z=0}, \quad (18)$$

$$[w_1]_{z=0} = [w_2]_{z=0}. \quad (19)$$

又上下兩層の normal と tangential stress を夫々 $p_{zz2}, p_{zx2}, p_{xz1}, p_{zx1}$ とすれば

$$\left. \begin{aligned} p_{zx1} &= -p_1 - \frac{2}{3}\rho_1\nu_1\chi_1 + 2\rho_1\nu_1\frac{\partial w_1}{\partial z}, \\ p_{zx2} &= -p_2 - \frac{2}{3}\rho_2\nu_2\chi_2 + 2\rho_2\nu_2\frac{\partial w_2}{\partial z}, \\ p_{xz1} &= \rho_1\nu_1\left(\frac{\partial w_1}{\partial x} + \frac{\partial u_1}{\partial z}\right), \\ p_{xz2} &= \rho_2\nu_2\left(\frac{\partial w_2}{\partial x} + \frac{\partial u_2}{\partial z}\right) \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

であり界面に於ては

$$\left. \begin{aligned} \left[\frac{d}{dt} p_{zx1}\right]_{z=0} &= \left[\frac{d}{dt} p_{zx2}\right]_{z=0}, \\ \left[\frac{d}{dt} p_{xz1}\right]_{z=0} &= \left[\frac{d}{dt} p_{xz2}\right]_{z=0} \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

である故

$$\left[\chi_1 - \frac{2}{3}\frac{\alpha_1\nu_1}{RT_1}\chi_1 + 2\frac{\alpha_1\nu_1}{RT_1}\frac{\partial w_1}{\partial z}\right]_{z=0} = \left[\chi_2 - \frac{2}{3}\frac{\alpha_2\nu_2}{RT_2}\chi_2 + 2\frac{\alpha_2\nu_2}{RT_2}\frac{\partial w_2}{\partial z}\right]_{z=0}, \quad (22)$$

$$T_2\nu_1\alpha_1\left[\left(\frac{\partial w_1}{\partial x} + \frac{\partial u_1}{\partial z}\right)\right]_{z=0} = T_1\nu_2\alpha_2\left[\left(\frac{\partial w_2}{\partial x} + \frac{\partial u_2}{\partial z}\right)\right]_{z=0} \quad (23)$$

となる。

§3. 週期方程式

前章の条件式 (16-19), (22), (23) に χ, u, w の値を代入し次式を得る。

$$\left. \begin{aligned} a'e^{-\beta_1 H} A + b'e^{-\beta_2 H} B + c'e^{-\beta_3 H} C + d'e^{-\beta_4 H} D &= 0, \\ ae^{-\beta_1 H} A + be^{-\beta_2 H} B + ce^{-\beta_3 H} C + de^{-\beta_4 H} D &= 0, \\ aA + bB + cC + dD - eE - fF &= 0, \\ a'A + b'B + c'C + d'D - e'E - f'F &= 0, \\ a''A + b''B + c''C + d''D - e''E - f''F &= 0, \\ XA + YB + ZC + WD - SE - TF &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

茲に

$$\left. \begin{aligned} a'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} + 2 \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} a \beta_1, & X &= T_2 \alpha_1 [(1 - a \beta_1) \beta_1 - m^2 a] \nu_1, \\ b'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} + 2 \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} b \beta_2, & Y &= T_2 \alpha_1 [(1 - b \beta_2) \beta_2 - m^2 b] \nu_1, \\ c'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} + 2 \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} c \beta_3, & Z &= T_2 \alpha_1 [(1 - c \beta_3) \beta_3 - m^2 c] \nu_1, \\ d'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} + 2 \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} d \beta_4, & W &= T_2 \alpha_1 [(1 - d \beta_4) \beta_4 - m^2 d] \nu_1, \\ e'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} + 2 \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} e \beta_5, & S &= T_1 \alpha_2 [(1 - e \beta_5) \beta_5 - m^2 e] \nu_2, \\ f'' &= 1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} + 2 \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} f \beta_6, & T &= T_1 \alpha_2 [(1 - f \beta_6) \beta_6 - m^2 f] \nu_2. \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

(24) より A, B, C, D, E, F を消去して

$$\begin{vmatrix} a'e^{-\beta_1 H} & b'e^{-\beta_2 H} & c'e^{-\beta_3 H} & d'e^{-\beta_4 H} & 0 & 0 \\ ae^{-\beta_1 H} & be^{-\beta_2 H} & ce^{-\beta_3 H} & de^{-\beta_4 H} & 0 & 0 \\ a & b & c & d & -e & -f \\ a' & b' & c' & d' & -e' & -f' \\ a'' & b'' & c'' & d'' & -e'' & -f'' \\ X & Y & Z & W & -S & -T \end{vmatrix} = 0. \quad (26)$$

上記の行列式が求める週期方程式である。然し完全に解けそうもない。

今粘性は小さいと仮定し

$$\frac{\alpha}{\nu} \gg m^2, \quad RT \gg \frac{4}{3} \alpha \nu$$

とすれば (26) を次の如く簡単化出来る。

$$\begin{vmatrix} d'e^{-\beta_4 H} & ae^{-\beta_1 H} & be^{-\beta_2 H} & ce^{-\beta_3 H} & 0 & 0 \\ a & b & c & -e & -f \\ a' & b' & c' & -e' & -f' \\ a'' & b'' & c'' & -e'' & -f'' \\ X & Y & Z & -S & -T \end{vmatrix} = 0. \quad (27)$$

上記の行列式を第一行の大きい項につき展開し

$$\begin{vmatrix} ae^{-\beta_1 H} & b & c & -e & -f \\ b' & c' & -e' & -f' \\ b'' & c'' & -e'' & -f'' \\ Y & Z & -S & -T \end{vmatrix}$$

$$\begin{vmatrix} -be^{-\beta_2 H} & a & c & -e & -f \\ a' & c' & -e' & -f' \\ a'' & c'' & -e'' & -f'' \\ X & Z & -S & -T \end{vmatrix} = 0. \quad (28)$$

としても大差ないであらう。これでも尙解けない故 (28) を更に簡単にし、大きい項のみ取れば次の様になる。

$$\{abe''(e^{-\beta_2 H} - e^{-\beta_1 H}) + (ab''e^{-\beta_1 H} - a''be^{-\beta_2 H})e\}(Tc' - Zf')d'e^{-\beta_4 H} = 0. \quad (29)$$

然るに $Tc' - Zf' \neq 0$ なるにより

$$abe''(e^{-\beta_2 H} - e^{-\beta_1 H}) + (ab''e^{-\beta_1 H} - a''be^{-\beta_2 H})e = 0. \quad (30)$$

上式が近似解としての週期方程式である。以下 (30) に就き調べる事にする。

§ 4. 週期方程式の整理

(30) に a, b, e, a'', b'', e'' の値を代入し少し整理すると

$$\beta_1 \beta_2 \left(1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} + 2 \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} \frac{\beta_5^2}{\beta_5^2 - m^2} \right) (\beta_5^2 - m^2) (e^{-\beta_2 H} - e^{-\beta_1 H}) + \beta_5 \left\{ \beta_1 \beta_2 \left(1 + \frac{4}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} \right) (\beta_2 e^{-\beta_1 H} - \beta_1 e^{-\beta_2 H}) - m^2 \left(1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} \right) (\beta_1 e^{-\beta_1 H} - \beta_2 e^{-\beta_2 H}) \right\} = 0. \quad (31)$$

然るに

$$\beta_1 \beta_2 = - \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1} \right),$$

$$e^{-\beta_2 H} - e^{-\beta_1 H} = (e^{\xi_1 H} - e^{-\xi_1 H}) e^{-\frac{gH}{2(RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1)}},$$

$$\beta_2 e^{-\beta_1 H} - \beta_1 e^{-\beta_2 H} = - \left\{ \frac{g}{2(RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1)} (e^{\xi_1 H} - e^{-\xi_1 H}) + \xi_1 (e^{\xi_1 H} - e^{-\xi_1 H}) \right\} e^{-\frac{gH}{2(RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1)}} \quad (32)$$

$$\beta_1 e^{-\beta_1 H} - \beta_2 e^{-\beta_2 H} = - \left\{ \frac{g}{2(RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1)} (e^{\xi_1 H} - e^{-\xi_1 H}) - \xi_1 (e^{\xi_1 H} - e^{-\xi_1 H}) \right\} e^{-\frac{gH}{2(RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1)}}$$

の關係を用ひ、(31) は

$$\beta_5 \left[\left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1} \right) \left\{ \frac{g}{2RT_1} + \left(1 + \frac{4}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} \right) \xi_1 \coth \xi_1 H \right\} - m^2 \left(1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_1 \nu_1}{RT_1} \right) \left\{ \xi_1 \coth \xi_1 H - \frac{g}{2(RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1)} \right\} \right] - \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1 + \frac{4}{3} \alpha_1 \nu_1} \right) \left\{ \left(1 - \frac{2}{3} \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} \right) (\beta_5^2 - m^2) + 2 \frac{\alpha_2 \nu_2}{RT_2} \beta_5^2 \right\} = 0 \quad (33)$$

となる。更に

$$\beta_5^2 = m^2 + \frac{g}{RT_2 + \frac{4}{3}\alpha_2\nu_2} \beta_5 + \frac{\alpha_2^2}{RT_2 + \frac{4}{3}\alpha_2\nu_2} \quad (34)$$

の関係を利用し、(33)を整理して

$$\left\{ \frac{g}{2\left(RT_2 + \frac{4}{3}\alpha_2\nu_2\right)} - \xi_2 \right\} \left\{ \frac{gm^2}{RT_1} + \frac{g\alpha_1^2}{2RT_1\left(RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1\nu_1\right)} + \frac{\alpha_1^2}{RT_1} \xi_1 \coth \xi_1 H \right. \\ \left. + 2\frac{\alpha_1\nu_1 m^2}{RT_1} \xi_1 \coth \xi_1 H - \frac{g\nu_1 m^2 \alpha_1}{RT_1\left(RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1\nu_1\right)} - \frac{g}{RT_2} \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1\nu_1} \right) \right\} \\ - \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1 + \frac{4}{3}\alpha_1\nu_1} \right) \left(\frac{\alpha_2^2}{RT_2} + 2\frac{\alpha_2\nu_2 m^2}{RT_2} \right) = 0 \quad (35)$$

を得る。

今此處に於て假定により $RT + \frac{4}{3}\alpha\nu \approx RT$ とおいても大差なからう。然る時は

$$\left(\frac{g}{2RT_2} - \xi_2 \right) \left\{ \frac{gm^2}{RT_1} + \frac{g\alpha_1^2}{2(RT_1)^2} + \frac{\alpha_1^2}{RT_1} \xi_1 \coth \xi_1 H + 2\frac{\alpha_1\nu_1 m^2}{RT_1} \xi_1 \coth \xi_1 H - \frac{g\nu_1 m^2 \alpha_1}{(RT_1)^2} \right. \\ \left. - \frac{g}{RT_2} \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1} \right) \right\} - \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1} \right) \left(\frac{\alpha_2^2}{RT_2} + 2\frac{\nu_2 m^2}{RT_2} \alpha_2 \right) = 0, \quad (36)$$

但

$$\xi_1^2 = \frac{g^2}{4(RT_1)^2} + m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1},$$

$$\xi_2^2 = \frac{g^2}{4(RT_2)^2} + m^2 + \frac{\alpha_2^2}{RT_2}.$$

(36)は週期方程式ではあるが、未だ解けそうもない。それ故短波と長波とに分けて近似解を求める事とする。

§5. 問題の解決

1. 短波の場合 $m \gg \frac{g}{2RT}$

音波の如き非常に短い(勿も長い疎密波もあるが)波動を考へないとすれば

$$\xi_1 = \xi_2 \approx m, \quad \frac{g}{2RT} - \xi_2 \approx m$$

とおいてよからう。そして(36)の α^4, α^3 を含む項を捨て、小さい方の根の近似式を求めると

$$\left(\frac{m \coth mH}{RT_1} \alpha_1^2 + \frac{m}{RT_2} \alpha_2^2 + \frac{g}{2(RT_1)^2} \alpha_1^2 - \frac{g}{R^2 T_1 T_2} \alpha_1^2 \right) \\ + \left(2\frac{\nu_1 m^3}{RT_1} \coth mH \alpha_1 + 2\frac{\nu_2 m^2}{RT_2} \alpha_2 - \frac{g\nu m^2}{(RT_1)^2} \alpha_1 \right) + gm^2 \left(\frac{1}{RT_1} - \frac{1}{RT_2} \right) = 0. \quad (37)$$

然るに $\frac{g}{2(RT_1)^2}, \frac{g}{R^2 T_1 T_2}$ は同じ括弧内の他項に比し假定により非常に小さい。同様に $\frac{g\nu_1 m^2}{(RT_1)^2}$ も他項に比し小さい故此等を捨て、(37)は

$$(T_2 \coth mH \alpha_1^2 + T_1 \alpha_2^2) + 2(T_2 \nu_1 \coth mH \alpha_1 + T_1 \nu_2 \alpha_2) + gm(T_2 - T_1) = 0. \quad (38)$$

上式に $\alpha_1 = \alpha + iU_1 m, \alpha_2 = \alpha + iU_2 m$ を代入し

$$(T_2 \coth mH + T_1) \alpha^2 + 2\{(T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2) + im(T_2 U_1 \coth mH + T_1 U_2)\} \alpha \\ + gm(T_2 - T_1) - (T_2 U_1^2 \coth mH + T_1 U_2^2) m^2 + 2i(T_2 \nu_1 U_1 \coth mH + T_1 \nu_2 U_2) m^3 = 0. \quad (39)$$

故に

$$\alpha = -\frac{(T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2) m^2 + im(T_2 U_1 \coth mH + T_1 U_2)}{T_2 \coth mH + T_1} \pm i\sqrt{A+iB}, \quad (40)$$

茲に

$$A = \frac{gm(T_2 - T_1)}{T_2 \coth mH + T_1} - \frac{T_1 T_2 \coth mH \cdot (U_1 - U_2)^2 m^2 + (T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2)^2 m^4}{(T_2 \coth mH + T_1)^2} \\ \approx \frac{gm(T_2 - T_1)}{T_2 \coth mH + T_1} - \frac{T_1 T_2 \coth mH \cdot (U_1 - U_2)^2 m^2}{(T_2 \coth mH + T_1)^2}, \quad (41)$$

$$B = \frac{2T_1 T_2 (\nu_1 - \nu_2) (U_1 - U_2) m^3 \coth mH}{(T_2 \coth mH + T_1)^2}. \quad (42)$$

今上下兩層の一般流速無きときは $U_1 = U_2 = 0$ と上式に置いて

$$\alpha = -\frac{T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2}{T_2 \coth mH + T_1} m^2 \pm i \sqrt{\frac{gm(T_2 - T_1)}{T_2 \coth mH + T_1} - \frac{(T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2)^2 m^4}{(T_2 \coth mH + T_1)^2}} \\ \approx -\frac{T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2}{T_2 \coth mH + T_1} m^2 \pm i \sqrt{\frac{gm(T_2 - T_1)}{T_2 \coth mH + T_1}}. \quad (43)$$

故に波動の振幅は兩層の粘性に比例し、略、波長の自乗に逆比例して減衰する。然して一般流ある場合は

$$\sqrt{A+iB} = M+iN \quad (44)$$

とおけば

$$M = \sqrt{\frac{\sqrt{A^2+B^2}+A}{2}}, \quad N = \sqrt{\frac{\sqrt{A^2+B^2}-A}{2}} \quad (45)$$

となり(40)より

$$\alpha = -\left(\frac{T_2 \nu_1 \coth mH + T_1 \nu_2}{T_2 \coth mH + T_1} m^2 \pm N \right) - i \left\{ \frac{m(T_2 U_1 \coth mH + T_1 U_2)}{T_2 \coth mH + T_1} \pm M \right\} \quad (46)$$

となる。(40)又(46)は粘性を考慮した場合の「ヘルムホルツ波」を示す。

2. 長波の場合 $m \ll \frac{g}{2RT}$

この場合に於ては、 ξ_2 を展開し、第一項までの近似を取れば

$$\frac{g}{2RT_2} - \xi_2^2 = -\left(\frac{RT_2}{g} m^2 + \frac{\alpha_2^2}{g}\right) \quad (47)$$

となる。又

$$\xi_1 \coth \xi_1 H = n \coth nH, \quad \text{但 } n = \frac{g}{2RT_1} \quad (48)$$

と許容するとすれば (36) より

$$\begin{aligned} & \left(\frac{RT_2}{g} m^2 + \frac{\alpha_2^2}{g}\right) \left\{ \frac{gm^2}{RT_1} + \frac{g\alpha_1^2}{2(RT_1)^2} (1 + \coth nH) - \frac{g\nu_1 m^2}{(RT_1)^2} \alpha_1 - \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1}\right) \right. \\ & \left. \times \frac{g}{RT_2} + \frac{g\nu_1 m}{(RT_1)^2} \alpha_1 \coth nH \right\} + \left(m^2 + \frac{\alpha_1^2}{RT_1}\right) \left(\frac{\alpha_2^2}{RT_2} + \frac{2\nu_2 m^2 \alpha_2}{RT_2}\right) = 0 \end{aligned} \quad (49)$$

を得る。

此處で α_1, α_2 を含む項を省略して、小さい方の根の近似値を取れば

$$\begin{aligned} & \{T_2(1 + \coth nH)\alpha_1^2 + 2T_1(\alpha_2^2 - \alpha_1^2)\} + 2m^2 \left\{T_2\nu_1 m^2 (\coth nH - 1)\alpha_1 + 2\nu_2 m^2 \frac{T_1^2}{T_2} \alpha_2\right\} \\ & + 2Rm^2(T_2 - T_1)T_1 = 0. \end{aligned} \quad (50)$$

近似解である以上 $\frac{T_2}{T_1} \approx 1$, $T_1 \approx T_2$ とおいてもよからう。然る時は

$$\{(1 + \coth nH)\alpha_1^2 + 2(\alpha_2^2 - \alpha_1^2)\} + 2[\nu_1(\coth nH - 1)\alpha_1 + 2\nu_2\alpha_2]m^2 + 2Rm^2(T_2 - T_1) = 0. \quad (51)$$

今 $\alpha_1 = \alpha + iU_1 m$, $\alpha_2 = \alpha + iU_2 m$ を代入し次式を得る。

$$\begin{aligned} & (1 + \coth nH)\alpha^2 + 2[im\{2U_2 + U_1(\coth nH - 1)\} + m^2\{\nu_1(\coth nH - 1) + 2\nu_2\}]\alpha \\ & - U_1^2 m^2(1 + \coth nH) + 2(U_1^2 - U_2^2)m^2 + 2im^3\{(\coth nH - 1)\nu_1 U_1 + \nu_2 U_2\} \\ & + 2Rm^2(T_2 - T_1) = 0. \end{aligned} \quad (52)$$

故に

$$\alpha = -\frac{\{\nu_1(\coth nH - 1) + 2\nu_2\}m^2 + im\{U_1(\coth nH - 1) + 2U_2\}}{1 + \coth nH} \pm im\sqrt{A + iB}, \quad (53)$$

但

$$\begin{aligned} A &= \frac{2R(T_2 - T_1)}{1 + \coth nH} - \frac{2(U_1 - U_2)^2(\coth nH - 1) + \{\nu_1(\coth nH - 1) + 2\nu_2\}m^2}{(1 + \coth nH)^2} \\ &= \frac{2R(T_2 - T_1)}{1 + \coth nH} - \frac{2(U_1 - U_2)^2(\coth nH - 1)}{(1 + \coth nH)^2}, \\ B &= \frac{4m(U_1 - U_2)(\nu_1 - \nu_2)(\coth nH - 1)}{(1 + \coth nH)^2} \end{aligned} \quad (54)$$

である。今 $\sqrt{A + iB} = M + iN$ とおけば

$$M = \sqrt{\frac{\sqrt{A^2 + B^2} + A}{2}}, \quad N = \sqrt{\frac{\sqrt{A^2 + B^2} - A}{2}} \quad (55)$$

となるにより (53) は

$$\alpha = -\left[\frac{\{\nu_1(\coth nH - 1) + 2\nu_2\}m^2 \pm N}{1 + \coth nH}\right] m^2 + \left[\frac{\{U_1(\coth nH - 1) + 2U_2\} \pm M}{1 + \coth nH}\right] im. \quad (56)$$

故に一般には波動の振幅は上下兩層の粘性に比例し、波長の自乗に逆比例して減少する。そして不連続面が非常に低い時は主として下層の粘性が影響し、上層のは餘り作用しないと申せよう。

$\coth nH = 3$ では分子は $2\nu_1 + 2\nu_2$ となり上下兩層の粘性の影響は同じ様に作用する。然るに $\frac{1}{n} \approx 15$ km 程度であるから不連続面の高さが約 5 杆に於ては上下兩層の粘性の影響は同じである。そして、5 杆以上では主として上層の粘性がより多く作用する様になる。尙對流速度でも同様なことが云へる。

今若し、 $\nu_1 = \nu_2 = \nu$ であれば (53) より

$$\left. \begin{aligned} \alpha &= -\nu m^2 - i \frac{\{U_1(\coth nH - 1) + 2U_2\}m \pm im\sqrt{C}}{1 + \coth nH}, \\ C &= \frac{2R(T_2 - T_1)}{1 + \coth nH} - \frac{2(U_1 - U_2)^2(\coth nH - 1)}{(1 + \coth nH)^2} - \nu^2 m^2. \end{aligned} \right\} \quad (57)$$

但

更に $U_1 = U_2 = U$ ならば

$$\alpha = -\nu m^2 - im \left(U \pm \sqrt{\frac{2R(T_2 - T_1)}{1 + \coth nH}} \right). \quad (58)$$

(58) に於て nH が非常に小さいならば

$$\alpha \approx -\nu m^2 - im \left(U \pm \sqrt{gH \left(\frac{T_2}{T_1} - 1 \right)} \right). \quad (59)$$

nH が非常に大きいならば

$$\alpha = -\nu m^2 - im(U \pm \sqrt{R(T_2 - T_1)}) \quad (60)$$

と夫々なる。

尙 (53) に於て $U_1 - U_2$ を含む項の係数 $\frac{\coth nH - 1}{(1 + \coth nH)^2}$ を D とすれば D の最大は $\coth nH = 3$ である。それ故 $H \approx 5$ km にて $\frac{2(U_1 - U_2)^2(\coth nH - 1)}{(1 + \coth nH)^2}$ と B は最大になり、 H がこれより上層でも下層でも次第に減少し、地上及び $H \rightarrow \infty$ にて夫々零となる。兎に角一般流ある時は B 項が現れ、 $\nu_1 - \nu_2$ の作用が微少なながらも影響することは注意を要しよう。

結語 以上の如く、非常に荒い近似値を用ひ、粘性の波動に及ぼす影響を調べて見た。その作用する機構には二種あるを知つた。若し、粘性が非常に大きいならば、波動現象は現はれないと想像するに過ぎない。

終りに臨み、終始御指導を賜つた藤原先生、並に有益な御助言を頂いた正野博士に衷心より感謝申上げる。

豪雪の豫報に就いて

赤松貞實

I. はしがき

冬季裏日本に於ける降雪の多量なる事が季節風の爲である事は既に幾多の學者先輩諸氏により闡明された所である。即ち大陸より東進せる低氣壓が日本海を経て東海岸沖或はオホーツク海方面に駛走せる際其の後面に追迫する大陸風が暖温なる海面上の空氣の下部に突入し之を昇騰冷却せしめて海上に雪を降らしつゝ其の陸岸に達す頃は相當の濕氣と溫度を得て再び山脈により上昇せられて多量の降雪を見るに至るのである。勿論以上の理由で裏日本の多雪である事の説明は一般的に充分であるが日々の天氣に就いて見ると季節風の旺盛なる時必ず多雪でなく反つて風勢の大ならざる時豪雪を見る事ありて天氣豫報考察上尠からざる苦心のある事は周知の事實にして殊に筆者の如き一年に一、二回の微雪を見るのみなりし暖國生れの未経験者が日本一の多雪地へ來たので其の苦心は並大抵でない。然し夫を爲すのが自分の職務である以上「勉めざる可からず」である事は云ふ迄もない。筆者は着任以來先輩諸氏のなされた調査物や報告物等も漁つて見たが豫報考察上ピンと來るものは不幸にして見當らなかつた。是は爲すものが爲さなければならん事であるからであらう。果せる哉本年 1 月中央氣象臺に於ける打合會の際共同研究の一つとして多雪地方の人は其地に於ける豪雪豫報の研究調査をなす事となつた。筆者は一時途方に暮れたが焦らず「待てよ時を」の心持で色々とは是が研究調査を試みたが大抵失敗した。是は頭が雪の爲凝固した所爲であらう。其中筆者が高知在勤中時々起る豪雨に關し多少の経験を有せし所から豪雪も同様ならんと云ふ簡單な考へからは是が調査に取あかつた處多少參考となす可き結果を得たので茲に發表する次第である。幾分なりとも參考となる點あらば筆者の幸甚である。

II. 大雪の場合の氣壓配置

凡そ雨であれ雪であれ所謂降水現象の原因は云ふ迄もなく空氣の昇騰冷却する事が第一條件で殊に豪雨の際には二氣流の衝突する事が最大原因をなして居る事は屢々經驗された所である。然れば當地方に於ける豪雪も必ず二氣流の衝突と云ふ事があるだらうか。之を窺知せんが爲先づ當所に於ける稀有の豪雪であつた昭和 2 年 2 月 9 日前後に於ける氣象狀態を調査して見た。當時に於ける氣象臺發刊の天氣圖では同月 4 日琉球附近に 760 耗程度の小低氣壓が発生し東北東に進行しつゝあり 5 日 6 時八丈島と父島の中間に來り漸く其形骸を保てる際日本海西部に同じく 760 耗程度の小副低氣壓發現し共に本邦の兩側を北東に進み 6 日 6 時には前者は東海岸沖に後者は秋田附近に達し 7 日朝には相合して北海道南部より奥羽を蔽ひ 8 日には北海道の南東方に去つた。此時壽都沖と能登半島端に淺薄なる小副低氣壓發生し 9 日朝には依然一つは壽都沖に他は千島方面に

僅に其の殘骸を認められた。而して此の間高氣壓は常に支那北部より中部に占據し主として揚子江より東海に張り出し 9 日朝には本州中部に一種の楔形高氣壓部を形成して居たが此の間些したる發達を見ず中心は 774 耗程度で季節風も甚だ振はなかつた。10 日より 13 日迄壽都沖の小低氣壓は徐々に發達し 13 日朝には宗谷海峡に於て 756 耗を示しオホーツク海に入らんとして居た。當新潟に於ては 7 日午後 2 時過ぎより降雨し夜に入り斷續しつゝ 8 日夜半迄續き 9 日午前 3 時半頃より降雪となつた。而して高田に於ては 5 日夕刻より降雪始まり 6 日正午前後より大雪となり 11 日迄毎日降水日量 40-50 耗より 100 耗以上を觀測し 9 日には日量 116 耗 3 に及び積雪實に 3.7 米に達した。其他各地に於ても稀有の大積雪で中にも中頸城郡寺野にては 13 日遂に 8 米餘に及び被害も甚大であつたとの事である(第 1 及 2 表參照)。

當時佐々木氏の調査報告を見ると此の豪雪の原因を主として楔形高氣壓部に歸して居られるのは御尤の事と思ふ。然し其後昭和 12 年 1 月 11 日の大雪は低氣壓は矢張本邦の南海沖より北上したものと日本海を経て北東に進行せるものとが本邦北部に於て相合し北海道方面に馳走し高氣壓は殆ど昭和 2 年と同様北支より中支にありて餘り優勢ならず季節風は黃海方面は相當強かつたが裏日本一帯は概して弱い方であつたが楔形高氣壓は遂に認むる事が出来なかつた。然るにも不拘降雪は各地共相當多く高田にては 11 日に 106 耗 7 を觀測して居る。即ち此兩度の大雪に於て高低氣壓の移動配置並に風勢の弱かつた事は殆ど同様であるが後者には楔形高氣壓の出現がなかつた事から見ると楔形高氣壓が常に大雨雪を伴ふとは斷定出来ない様である。此處に於て何か他に普遍的な特象はないだらうかと考へ相當溫度を求めて見たが之ぞと思ふ迄の特徴を認め得なかつた。

最後に筆者が數年來利用しつゝある高層推算等壓線をノモグラムにより 1000 より 4000 米に至る各 1000 米毎を計算して此の兩大雪の場合を比較して見ると意外にも次に述ぶるが如き共通性を見出す事が出来た。依て相當大雪と思はれた昭和 11 年 1 月及福井金澤方面に大雪のあつた昭和 15 年 1 月の大雪の場合を調べて見ると之亦不思議にも同様の型式に屬すべきを認め得たのである。

III. 推算上層等壓線

推算上層等壓線の天氣豫報上利用して其效果ある事は既に大正 8 年藤原、關口兩先生の實地利用された御報告や其後大谷、高橋兩氏の御調査もあつて今更言を俟ざる所である。筆者は大正 8 年藤原先生にお願ひして推算表を戴き相當永い間颱風進路の推測等に利用して來たが其後廳舎修繕の際該表を紛失し止むを得ず中止せしも近年に至り高橋氏により計算用ノモグラムを作成されるに及び上層氣流觀測と併用して今日に及んで居る。

勿論該推算は氣温の遞減率を一様と假定してなされたものであるから内陸の如き氣温逆轉の起り易き場所や冬季極寒地のものゝ信用出來ない事は云ふ迄もないが沿海地のものを使用すれば上層氣流の大勢を窺知する上には決して不都合でない。實際氣球觀測成績と照合しても稀に齟齬する事

あるも大體に於て一致して居る事は是を利用する者の普く認むる處であらう。

第 6 圖、第 7 圖及第 8 圖は昭和 2 年 2 月 9 日 6 時に於ける天氣圖と 1000 及 4000 米の上層等壓線である。(之が計算に用ひた資料は氣象臺發刊の天氣圖の裏面にある數値を用ひた)。之で見ると地表では一般に北西風が流行して居るが強い方でなく 1000 米層では大陸は北西流なるも日本海に入り漸次西偏し濱田附近より秋田附近に至る間氣壓の傾斜が緩慢となつて居る。而して 4000 米の所では黃海では依然北西寄であるが朝鮮半島に於て漸次南西に反轉し日本海上を北東に流れる氣流のある事をハッキリと書き出し秋田附近より再び反折南下して脊梁山脈の東側を漸次南東に又東に廻折しつゝ太平洋に出て居り日本海岸一帯に氣壓傾度が緩慢で殊に金澤酒田の間が袋狀に最も緩かである。是は 2000 及 3000 米線も同様である。

(尤も内陸に於て長野、山形及東京を取つた爲斯る屈折が著しく成つたかも知れないが嘗て寺田、大谷、荒川諸先生の論ぜられた北西風による表日本の氣壓の窪みが上層にも及んで居ると見れば必ずしも不合理とは云へない)。此型式は又昭和 12 年 1 月 11 日の豪雪も同様であり昭和 11 年 1 月 6 日及 19 日と昭和 15 年 1 月 18 日も略同型であつた。但し 15 年 1 月 25 日以後最緩慢區域が福井、金澤方面を蔽ふて居た爲か降雪量は敦賀、福井、金澤方面に多量で本縣は比較的少量であつた。此結果から見ると大雪の場合には季節風は左程強くなくとも 1000 米に於ける等壓線の走行が日本海南部に於て略西北西より東南東に向ひ 4000 米線は山陰より奥羽西岸にかけて袋狀をなし且 1000 及 4000 米に於て氣壓の傾度が緩慢であると云ふ事が大雪には必要條件である様に思はれる。由て此の推定が果して正鵠を得るや否やを驗する爲從來思つて居た季節風の強い又各地に雪の降つてゐる日の天氣圖二、三を摘出し前同様 1000 及 4000 米の等壓線を求めて見た。

第 9 圖以下がそれである。

是等を見ると 1000 米線は北々西又は北西の方向を示せるも豪雪型の如く朝鮮東方に於て曲折なく傾度は大抵急にして唯昭和 13 年 2 月 9 日のみが北陸より下越地方に緩かであつた。而して 4000 米線は一部袋狀を呈する事あるも一般に氣壓の傾度急なるか又は 1000 米線と殆ど平行なるかで一見豪雪型と異なる事が觀取される。然し勿論是等の場合にも相當の降雪はあつたが 30-50 耗で豪雪とは云へない位であつた。而して昭和 13 年 1 月 8 日の場合には 1000 米線は大體北々西で 4000 米線は氣壓傾度急なりしも山陰より下越地方に稍緩慢部があつた。此の爲金澤、伏木方面では 7 日に 30-40 耗を觀測し高田は 10 耗に充たず新潟は 13 耗 8 であつた。然し山形、秋田では 8 日に 33 耗 8 及び 24 耗 1 を觀測し月中の最多量を示し該地方での大雪であつた。之は地上風及び 1000 米は共に北であつて 4000 米線の反曲點に相當した爲であらう。殊に山形では斯る奥地でありながら大雪であつたのは最上川を吹き込む朔風の爲と思はれる。

IV. 豪雪型に関する一考

以上の如く豪雪型は夏秋の候太平洋岸に於ける豪雨が氣壓の傾斜急にして風力の強いのと異り上下共傾度緩かにして風勢の振はない事は從來裏日本方面の降雪の多寡が季節風の強弱に由るものと解釋して居た筆者は餘りにも淺學であつた事に今更ながら一驚した。就いては之が原因機構に關し詳細研究調査すべき必要あるも今は唯愚考の概要に止め他日の研究に待つと共に諸兄の御示教を願ふ次第である。

冬季低氣壓が日本海を経て東海岸沖或は北海道方面に到る頃大陸高氣壓隆盛となり其の後面に急迫する季節風は北海道及び奥羽の西岸に概ね北又は北々西風にして本縣より北陸一帯は北西風山陰は西寄朝鮮西岸より黃海は北風である。然し時に高氣壓の位置と其張出し具合で多少の偏差逕庭ある事は云ふ迄もない。斯る際 1000 米及 4000 米等壓線を引いて見ると 1000 米線は前數例の如く概して北西であるが 4000 米は大陸では北西寄なるも日本海上では多少の差こそあれ概ね西流となつて居る。是は低氣壓が東海岸方面に駛走せる際大陸からの吹出しは氣壓配置の狀態から大抵の場合滿洲より日本海北部は北西風となるのが當然で黃海では朝鮮半島の影響で北風となり九州西方より南西諸島は漸次北東へと變轉する。然るに日本海西部の朝鮮半島の東側では半島の影響で氣壓低下し所謂氣壓の窪みが出来るので半島の南端より朝鮮海峡にかけて此の窪みに西乃至南西の下層流が生ずる。其證左には山陰地方では季節風の流行する時は概ね西風である。此は下層流に就いてあるが上層流に關しては既に明かなる如く冬季大陸に出来る高氣壓は氣温の低下に原因せるものにして其の高さは低く上層に於ては反て低壓部となり高氣壓部は南方洋上に占據し本邦の上層流は第 3 圖の如く西寄である。勿論是等は平均狀態に於ける事で日々の天氣狀態で相當變化あるは云ふ迄もない。然るに大雪の場合には前にも述べた如く上層流は常に南西である。之は始め低氣壓の日本海にある時是に流入せし南寄の氣流が低氣壓通過と共に下層流は西變するも上層流は尙幾分殘存せる爲とも考へられるが主なる役割をなすものは裏日本一帯の地勢であると思ふ。即ち中國地方は標高 1000 米を超ゆる山脈が東西に走り其北陸に達するや左折して南西—北東となり殊に石川、富山及本縣南西部に於ては標高 2000 米以上に達する高峯が屏立して居る。此の爲日本海を吹き渡る北西風も其の前面に屹立する山脈の摩擦抵抗により西に又南西にと相當上層まで其方向を變せられるのである。然し大陸の高氣壓の高さが割合高く且優勢にして氣壓の傾度急なる時は北西風強烈なれば山側に沿ふて吹き上げる速度大にして殆ど山前に抑留される事なく山嶺を吹き越すから上層流も其の影響少き爲依然北西流であると思はれる。而して斯る際には飛雪遠く太平洋岸に迄及ぶのである。

然し賀越地方にありては中國及奥羽地方に比し二倍内外に及ぶ高峯連亘せるを以て其の摩擦抵抗従つて多く其の爲空氣の堰き止められる量が兩地方よりも遙かに多くなるから氣壓の傾斜比較的緩かとなり時には豪雪型に似たる狭小なる袋狀を呈する事ありて所により相當多量の降雪を見るに至るものと思はれる。

次に大雪の場合上層等壓線の袋状をなし且氣壓の傾斜緩慢となるのは以上諸例の如く斯る際には季節風が強盛ならず概して弱いため陸上を吹走する空氣は本縣の東より南西側國境に屏立する1500米より2000米以上に及ぶ峻険なる高峯により堰き止められ其の堆積する量が風の強烈なる場合よりも多いのと且奥羽地方より反流する上層氣流の爲上層にも淀みを生じ山脈の西側に一種の空氣の堆積帯(動源的高壓部)を形成し又朝鮮の東側に出来る低壓部を考慮する時は北陸より奥羽南部の西岸地區より日本海中部にかけて氣壓傾度の緩慢部が出来るのは當然だと思はれる。

而して其の袋状なすのは海陸氣温の分布に因る所亦與つて力あると思ふ。若し果して然りとせば日本海上より持ち來る暖濕なる空氣と陸上に堆積する寒冷なる氣塊と上層を南西より流れる之亦暖濕なる空氣とは相重り其間に二つの不連面を作り其所に昇騰冷却の操作が惹起され多量の降雪を見るに至るので殊に上越方面は日本海に向ひV状に聳立展開する日本アルプス連峯の爲地形的影響を蒙り其量を益々多量ならしむる事と思はれる。

而して斯る際の降雪狀況が驟雨性でなく數日間も斷續されるのは單なる一時的二氣流の衝突でなく紋上の機構による一種の地形性降雪と見做すのが妥當であるまいか。尙又從來裏日本に於ける降雪が季節風により持ち來される日本海上の熱と水蒸氣のみに原因するものとなされて居るが以上の結果から見ると量をして斯く多からしむるものは朝鮮海峡より流入する暖濕なる上層南西流も決して尠からざる役割を持つのではないでせう歟。

附記して大方の御示教を乞ふ。

V. 結 末

以上を要約すると大體次の如くとなる。

(1) 地上等壓線は普通であつても1000米の處に於ける等壓線が北西よりか西北西に傾き傾度緩かにして4000米に於て走向南西—北東を示し北陸西部より下越地方にかけ袋状を呈し氣壓の傾度殊に緩慢なる場合は大雪の可能性がある。

(2) 大雪の場合は風力一般に弱し。

(3) 大雪の場合は高氣壓蒙古より中支方面に占據し主として東海方面に張り出す。

(4) 降雪の狀態は驟雨性でなく長時間大雪が繼續す。

(5) 4000米に於て走向が南西なるも傾度急なる時及び若し傾度緩かなるも1000米線が北乃至北々西なるか又は1000米線に略平行なる時は降雪量寡し。

之を要するに以上は淺學なる筆者が單なる觀察的見解にして然も早急に調査せしものなれば幾多の疑點と不備あるを免れない。然し幸にして正鵠を失する甚だ大ならざれば豫報考察上多少の藥材たるを得ん乎。憶ふに之を解析し其機構を究むるは最も重要な所にして豪雪の眞の原因は其所に潜んで居るのである。されど之を開くべき扼鍵は尙多くの資材と精密なる上層觀測及び學識經驗の

第1表 高 田

	降 水 量							積 雪						
	2 ^h	6	10	14	18	22 ^h	合計	6 ^h	10	14	18	22 ^h	合計	
昭和二年 二月	5	—	—	—	—	0.0	2.4	2.4	—	—	—	0.0	4.8	4.8
	6	5.6	8.9	16.9	10.8	19.0	17.4	78.5	2.2	11.0	9.2	21.7	16.4	60.5
	7	27.1	9.4	2.0	8.1	6.3	1.8	54.7	32.0	2.7	11.0	12.7	2.8	61.2
	8	1.8	7.6	7.6	18.2	8.8	12.3	56.3	19.7	11.8	32.5	9.7	14.0	87.7
	9	13.3	21.0	27.2	31.7	17.4	5.7	116.3	34.0	41.8	55.2	35.7	8.8	175.5
	10	8.3	7.8	5.6	10.3	8.8	1.4	42.2	26.3	11.0	16.0	17.0	4.0	74.3
昭和十一年 一月	11	14.1	3.4	11.3	7.4	12.3	2.0	50.5	19.0	15.7	5.8	17.8	5.3	63.6
	3	—	3.0	0.2	0.0	—	2.5	5.7	—	—	—	—	0.2	0.2
	4	4.7	3.7	6.8	3.6	6.1	10.6	35.5	3.0	10.1	1.0	2.3	5.2	21.6
	5	1.8	12.9	10.5	8.5	18.7	14.9	67.3	19.1	5.0	9.6	14.5	10.1	58.3
	6	24.2	12.9	9.4	4.5	2.9	8.4	62.3	39.2	8.6	3.2	2.5	5.5	59.0
	7	1.6	1.6	0.9	0.1	6.2	5.9	16.3	4.5	0.0	0.0	0.5	5.9	15.9
昭和十二年 一月	9	11.2	5.1	1.9	0.0	—	—	18.2	9.8	2.4	0.0	—	—	12.2
	10	—	—	1.8	13.0	21.3	18.5	54.6	—	0.0	1.6	7.2	23.1	31.9
	11	3.6	12.9	24.4	23.5	31.6	10.7	106.7	26.7	39.5	34.1	33.2	10.0	143.5
	12	12.9	15.8	4.5	2.6	0.2	0.4	36.4	27.8	3.3	2.5	0.0	0.0	33.6
	13	0.3	0.1	0.3	0.4	1.2	4.4	6.9	0.0	0.0	0.0	2.0	10.6	12.6
	昭和十三年 一月	7	—	—	—	—	0.6	1.0	1.6	—	—	—	0.7	0.9
8		2.7	1.1	2.4	1.8	0.9	—	8.9	2.5	1.4	0.5	0.0	—	4.4
9		1.1	14.7	10.6	8.2	5.7	—	40.3	9.6	10.5	6.0	7.5	—	33.6
10		—	1.7	7.7	7.0	6.1	0.2	24.7	1.5	8.0	6.8	6.5	4.5	27.3
11		0.0	—	—	—	—	1.1	1.1	0.0	—	—	—	—	0.0
昭和十三年 二月		7	0.3	3.4	8.7	4.2	11.5	5.7	33.8	4.2	13.3	4.2	23.1	10.2
	8	15.5	3.0	—	—	—	0.5	19.0	21.7	—	—	—	0.3	22.0
	9	1.5	9.0	7.4	2.6	10.7	7.8	39.0	16.2	10.5	2.6	17.5	12.7	59.5
	10	10.9	1.6	4.1	4.8	2.0	8.6	32.0	15.4	4.6	4.5	2.2	12.0	38.7
	17	—	0.7	4.6	1.0	9.6	4.5	20.4	0.6	2.0	0.8	13.0	6.8	23.2
	18	—	12.6	12.2	4.7	16.7	15.5	61.7	12.6	14.0	5.6	16.4	16.0	64.6
昭和十五年 一月	19	—	30.4	20.6	7.2	4.4	1.5	64.1	36.5	16.0	8.5	1.0	0.5	62.5
	20	—	8.4	7.1	2.9	2.7	2.8	23.9	5.0	3.5	2.5	1.0	1.0	13.0
	21	—	17.5	2.6	0.1	4.7	1.9	26.8	14.0	0.7	0.0	6.8	3.0	24.5
	22	—	13.8	2.3	1.6	1.3	1.3	19.0	10.8	0.5	0.2	0.4	—	11.9
	23	—	—	—	6.3	8.5	0.2	15.0	—	—	5.5	8.4	0.1	14.0
	24	—	25.1	8.1	7.0	8.6	4.8	53.6	26.2	6.2	5.5	12.0	9.0	58.9
	25	—	4.6	6.8	1.5	0.1	7.1	20.1	8.0	10.2	0.0	0.1	12.6	30.9

第1表 高田

		風												平均 (24)
		2 ^h	6		10		14		18		22 ^h			
昭和二年 二月	5	s	1.5	sse	1.9	s	2.4	eSE	1.3	—	0.4	s	1.0	1.5
	6	w	3.0	w	3.4	—	0.4	sse	1.4	WSW	0.8	—	0.2	2.1
	7	—	0.4	—	0.4	w	0.9	NNW	1.6	WSW	0.5	s	0.5	1.1
	8	—	0.2	—	0.2	—	1.1	—	0.5	w	0.8	s	1.6	0.5
	9	SSW	1.2	SSW	1.4	—	0.0	—	0.0	—	0.4	SSW	1.3	0.7
昭和十一年 一月	10	—	0.2	s	0.6	WNW	0.5	SSW	1.2	SSW	0.5	w	1.1	0.7
	11	NNW	4.0	w	1.1	WSW	0.9	WSW	2.0	sw	0.7	SSW	1.9	1.7
	3	sw	1.2	ESE	1.2	NW	0.5	w	9.0	w	5.8	NNW	7.3	2.7
	4	w	2.5	w	1.2	N	0.6	w	1.9	w	3.6	w	2.5	2.7
	5	WNW	2.5	sw	1.5	w	2.6	w	1.6	sw	0.6	s	1.4	2.3
昭和十二年 一月	6	NNE	1.1	NW	2.7	NNW	4.3	NW	5.3	w	2.9	w	4.3	3.0
	7	NW	5.3	NW	5.1	NW	6.2	s	2.7	—	0.4	s	2.0	4.1
	9	—	0.1	—	0.0	—	0.1	—	0.0	—	0.0	—	0.0	0.2
	10	—	0.0	—	0.3	—	0.0	NW	1.5	NNW	1.3	—	0.0	0.9
	11	—	0.0	—	0.0	—	0.0	—	0.0	s	0.5	SSW	0.7	0.2
昭和十三年 一月	12	w	1.8	SSW	1.8	WSW	1.8	NW	4.2	w	3.1	NW	3.1	2.4
	13	w	3.8	NW	4.6	WSW	3.6	w	4.2	WSW	2.8	s	0.7	3.3
	7	sw	1.2	—	0.4	SSW	0.8	w	3.8	w	5.3	w	2.8	2.2
	8	NW	6.6	NW	6.8	NW	4.5	NW	4.8	NW	6.3	w	3.5	5.1
	9	WSW	3.9	WSW	1.6	s	2.8	s	1.2	SSW	1.5	s	1.2	2.1
昭和十三年 二月	10	SSE	1.3	SSW	2.0	sw	1.6	w	1.3	NW	1.5	s	1.6	1.6
	11	s	2.6	s	5.3	s	4.2	s	2.8	w	1.5	w	5.3	3.1
	7	WNW	4.8	w	1.0	NW	2.1	N	1.5	—	0.4	—	0.2	1.9
	8	w	2.3	N	0.7	s	2.4	WNW	1.6	NW	1.8	WSW	1.1	1.7
	9	—	0.2	s	0.5	NW	2.6	WSW	2.7	ESE	0.7	NNE	1.0	1.3
10	N	3.8	NW	1.9	NNW	4.7	w	2.3	w	0.9	s	1.4	2.8	
昭和十五年 一月			6 ^h	10		12		14		18		22 ^h		
	17	sse	0.7	—	0.2	NNE	1.0	NNE	0.7	NNW	2.3	—	0.5	0.9
	18	NW	2.3	NW	0.7	—	0.5	—	0.3	—	0.0	—	0.2	0.5
	19	NW	0.8	—	0.0	WSW	0.8	WNW	2.7	NW	4.2	NW	4.2	2.0
	20	w	3.2	WNW	3.8	w	4.5	NW	4.0	WNW	3.0	WSW	1.7	3.4
	21	sw	0.7	ESE	2.0	WSW	2.2	WSW	4.2	s	1.5	—	0.5	1.9
	22	sw	2.5	—	0.2	WSW	2.3	WSW	3.7	s	2.8	SSW	1.0	1.6
	23	s	2.7	NW	3.3	w	2.5	WNW	4.5	w	5.3	w	2.2	2.8
	24	NW	2.7	SSW	2.0	SSW	1.7	sw	1.7	—	0.0	SSW	1.2	1.4
	25	—	0.0	—	0.2	N	2.2	NNE	1.7	—	0.0	SE	0.7	0.6

第2表 高田管内降水量(午前10時)耗

		高田	新井	關川	小瀧	安塚	原	天水越	青柳
昭和二年 二月	5	33.0	15.4		2.7	2.3	16.7	40.0	—
	6	85.6	38.8		48.0	71.6	103.5	120.0	—
	7	33.6	23.6	大雪の爲 観測不能	36.9	10.7	13.1	3.2	—
	8	100.8	98.2		17.7	95.5	大雪の爲 観測不能	128.0	—
	9	76.5	38.6		63.0	26.2		30.0	—
昭和十一年 一月	10	49.5	33.5		18.2	20.7		35.0	—
	3	18.0	15.5	24.0	26.5	29.7	18.4	28.1	32.0
	4	44.5	15.6	9.2	18.1	61.7	38.6	59.0	25.0
	5	88.6	73.3	82.5	73.4	108.7	65.0	66.5	80.5
	6	18.9	46.5	45.0	60.9	9.8	16.8	52.0	39.0
昭和十一年 一月	16	48.4	47.1	30.5	42.5	62.0	60.0	59.5	71.0
	17	31.2	31.4	12.0	29.0	37.8	32.5	28.7	37.5
	18	9.6	8.3	—	12.7	15.9	5.0	31.3	16.2
昭和十二年 一月	10	92.9	82.4	41.5	63.4	66.0	57.0	33.2	63.0
	11	98.9	77.8	11.4	76.1	89.9	83.5	43.9	102.0
	12	4.4	28.7	6.5	42.7	26.7	10.7	21.7	23.8
昭和十三年 一月	7	6.6	18.5	8.3	33.3	12.6	8.0	23.4	16.0
	8	29.1	36.2	5.0	38.6	29.0	35.0	37.5	24.0
	9	22.6	16.0	1.0	8.2	16.0	29.0	31.4	25.6
昭和十三年 二月	10	15.1	2.5	—	4.3	26.6	—	22.4	13.3
	7	39.0	14.6	—	10.0	56.2	19.0	9.8	10.7
	8	17.7	1.2	1.7	1.9	9.2	10.0	6.1	4.9
	9	38.1	38.5	19.8	47.6	35.8	20.0	35.1	41.0
	10	17.1	29.2	0.0	16.2	11.9	39.0	31.3	35.7
昭和十五年 一月	17	34.9	38.3	27.6	1.5	27.2	—	27.5	54.0
	18	77.4	53.5	7.1	49.5	54.6	—	28.5	45.0
	19	36.8	60.3	16.5	40.7	23.7	—	49.2	23.0
	20	27.8	15.3	3.5	57.2	25.6	—	20.8	24.0
	21	20.8	12.4	4.2	17.6	42.5	—	20.2	20.7
	22	3.1	2.0	—	7.8	3.2	—	1.6	3.1
	23	38.9	33.3	24.3	0.8	44.8	—	43.3	62.2
	24	31.3	17.3	—	42.9	44.6	—	25.7	17.5
25	24.6	27.1	24.4	8.5	42.1	—	33.2	37.3	

第2表 新潟管内降水量(午前10時)耗

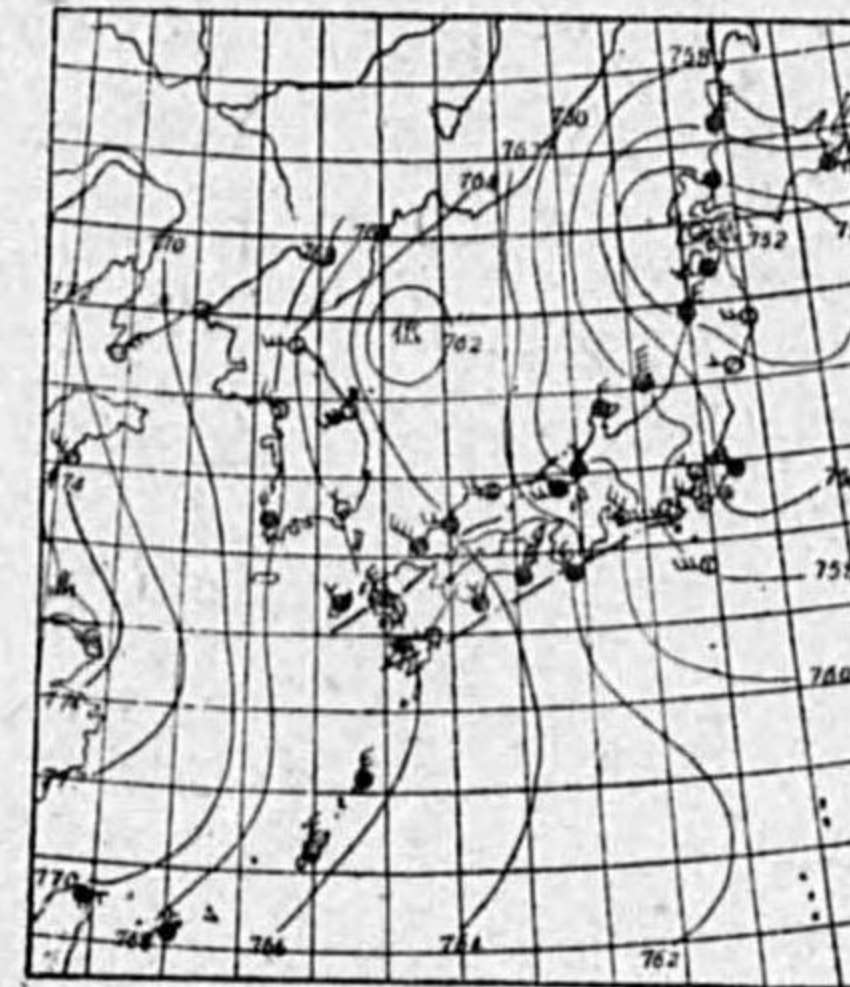
		新潟	赤谷	津川	森町	長岡	小千谷	六日町	栃尾又
昭和二年 二月	5	8.8	—	16.4	4.0	22.8	7.3	15.0	11.5
	6	4.8	47.3	12.3	10.0	47.6	23.4	25.0	35.0
	7	4.4	—	8.2	—	2.7	1.5	1.0	—
	8	1.8	17.5	3.1	9.0	94.8	33.0	10.0	0.0
	9	31.2	10.0	—	—	0.8	0.7	1.7	0.0
昭和十一年 一月	10	12.6	24.1	—	19.5	85.7	25.5	—	—
	3	14.7	16.0	6.2	24.5	22.3	17.5	52.2	12.4
	4	9.2	14.5	37.9	36.0	36.2	41.9	30.0	27.2
	5	4.2	20.0	42.5	36.7	39.0	52.5	31.0	34.2
昭和十一年 一月	6	1.6	41.0	12.2	17.3	18.1	23.4	40.0	34.8
	16	1.8	20.6	29.0	17.8	2.2	9.6	33.0	43.3
	17	3.1	20.0	21.5	29.1	8.4	35.8	21.0	38.4
昭和十二年 一月	18	2.5	20.0	12.4	41.4	14.2	31.8	20.5	28.4
	10	11.0	50.0	28.6	37.5	43.5	37.3	15.0	14.5
昭和十三年 一月	11	2.0	64.0	20.0	33.1	36.8	36.8	36.0	23.6
	12	4.0	25.0	5.1	13.7	12.6	25.2	17.0	41.2
	7	4.4	25.0	21.2	21.3	11.1	12.3	13.0	14.1
昭和十三年 一月	8	8.0	20.0	2.6	7.5	6.4	17.6	27.0	28.2
	9	5.4	21.0	7.2	18.0	15.4	12.2	19.0	11.7
	10	0.2	8.0	1.0	3.8	6.7	31.8	13.0	5.7
昭和十三年 二月	7	13.7	15.0	8.7	9.1	6.5	11.0	0.5	10.6
	8	19.2	18.0	17.1	34.6	30.4	27.1	5.0	18.4
	9	22.0	4.8	8.6	8.9	14.0	24.8	14.5	20.2
	10	2.9	0.0	3.0	10.3	12.3	16.6	16.0	14.9
昭和十五年 一月	17	6.8	0.0	16.0	13.5	22.2	33.9	23.0	13.1
	18	3.3	20.0	6.8	13.0	39.6	34.1	17.0	20.0
	19	1.6	2.0	6.5	16.0	17.9	27.7	20.0	24.0
	20	12.0	10.0	32.2	11.5	22.4	18.8	16.0	7.0
	21	8.2	53.0	1.2	24.0	24.6	51.5	21.0	21.0
	22	0.2	24.0	1.8	0.8	1.3	4.1	1.0	5.3
	23	41.3	78.0	31.1	26.5	31.1	46.8	24.0	32.0
	24	7.3	9.0	4.8	28.0	33.9	56.8	18.0	36.0
	25	17.9	20.0	32.0	12.5	13.8	22.2	21.0	10.0

士を要するのである。宜しく多雪地方の各先輩達の御検討御指導を祈る次第である。

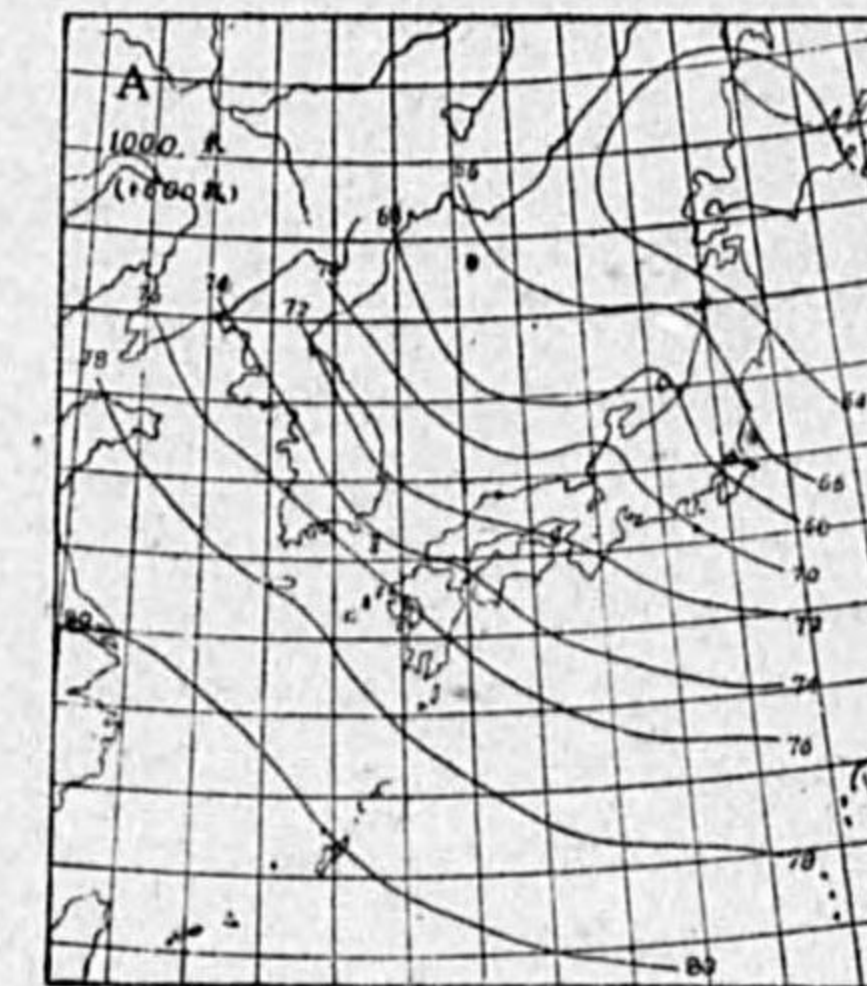
参考文献

- | | |
|-------|-------------------------|
| 岡田武松 | 氣象學 |
| 田袋喜祐英 | 氣象集誌三十八年第六號 |
| 藤原咲平 | 氣象集誌三十八年第八號, 第九號 |
| 關口鯉吉 | 氣象集誌第二輯第十三卷第二號, 第十五卷第五號 |
| 荒川秀俊 | 氣象集誌第二輯第十三卷第九號 |
| 大谷東平 | 氣象集誌第二輯第十七卷第二號 |
| 高橋浩一郎 | 氣象集誌第二輯第十八卷第六號 |
| 石原健二 | |

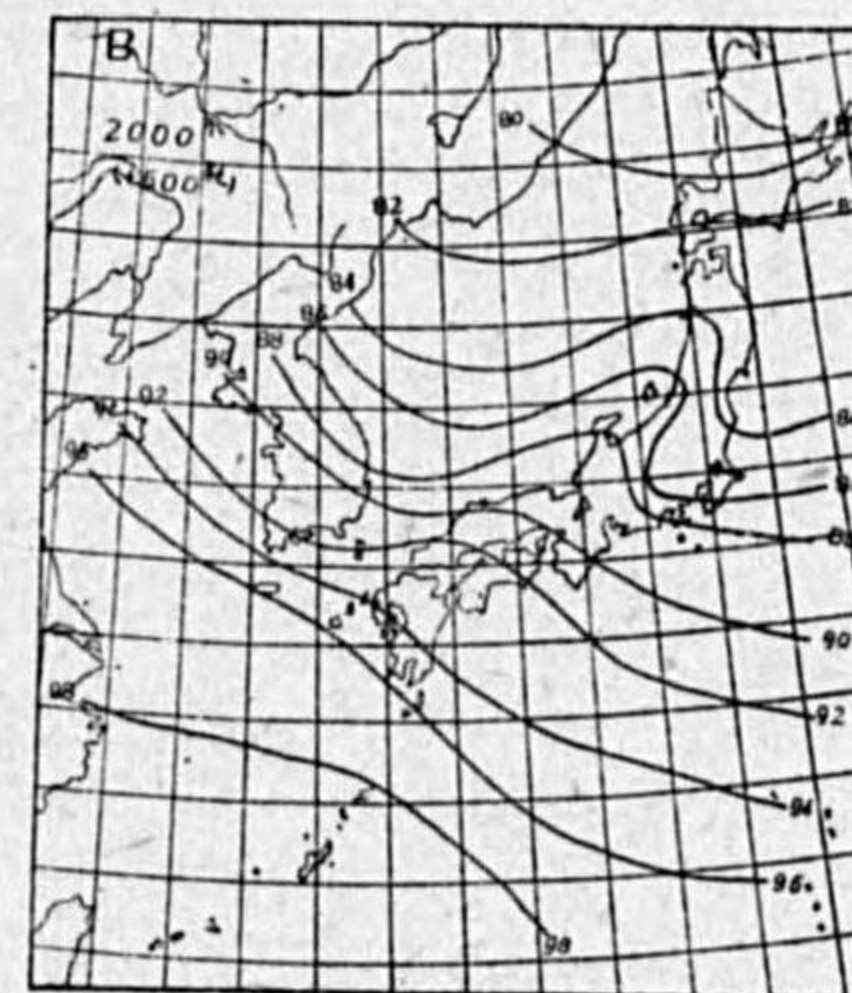
第1圖 昭和2年2月7日6時



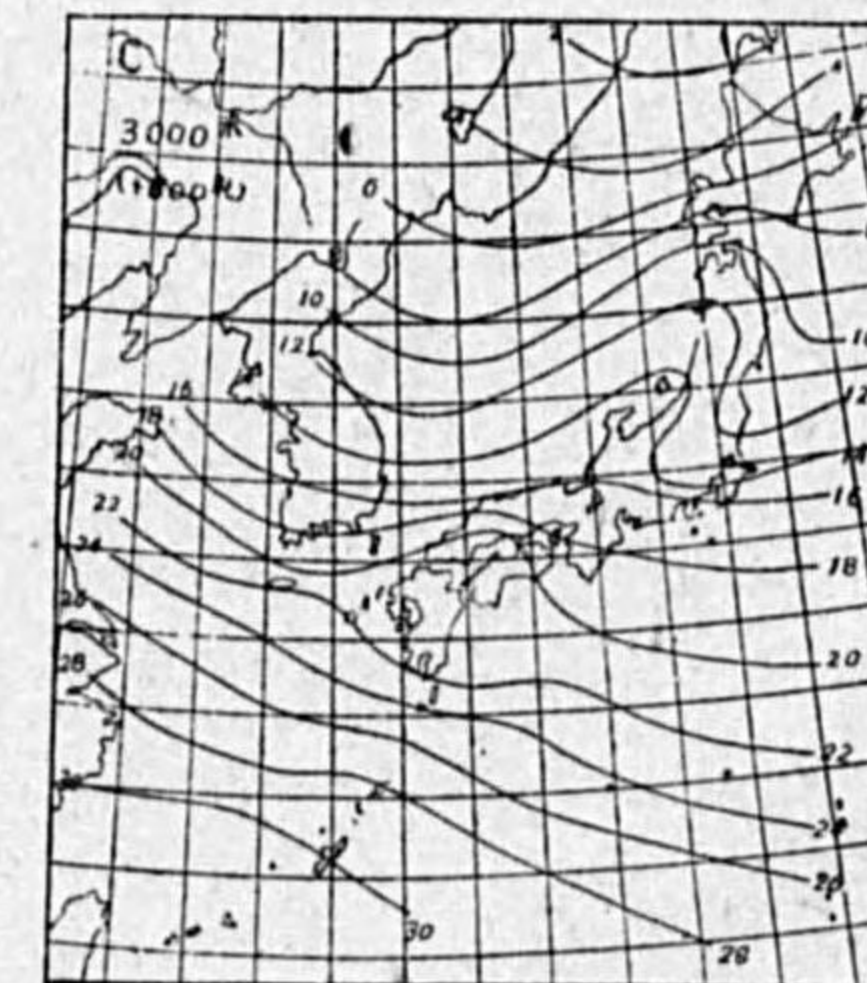
第2圖 昭和2年2月7日6時



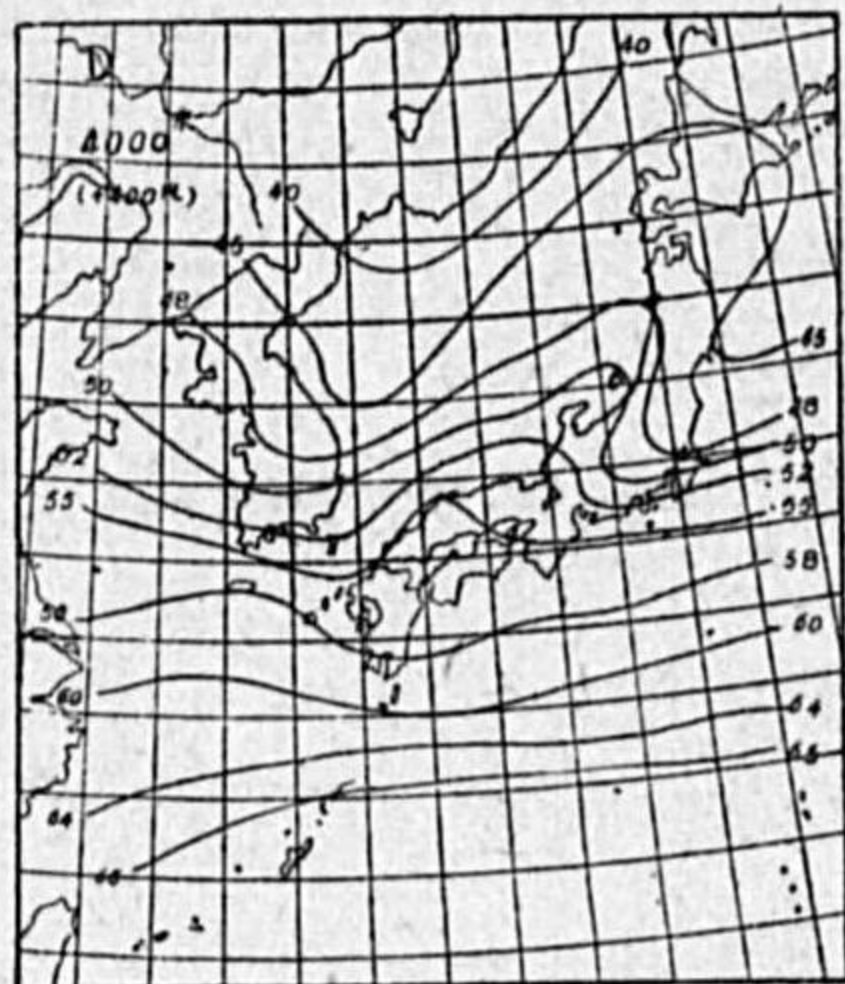
第3圖 昭和2年2月7日6時



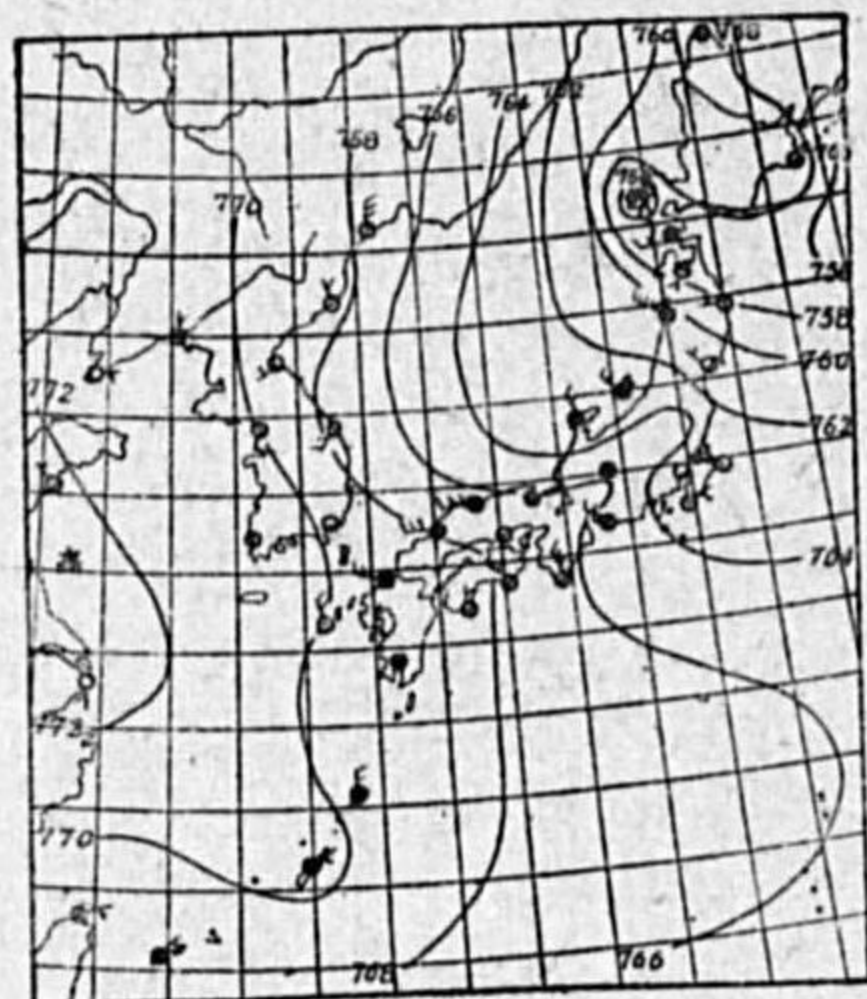
第4圖 昭和2年2月7日6時



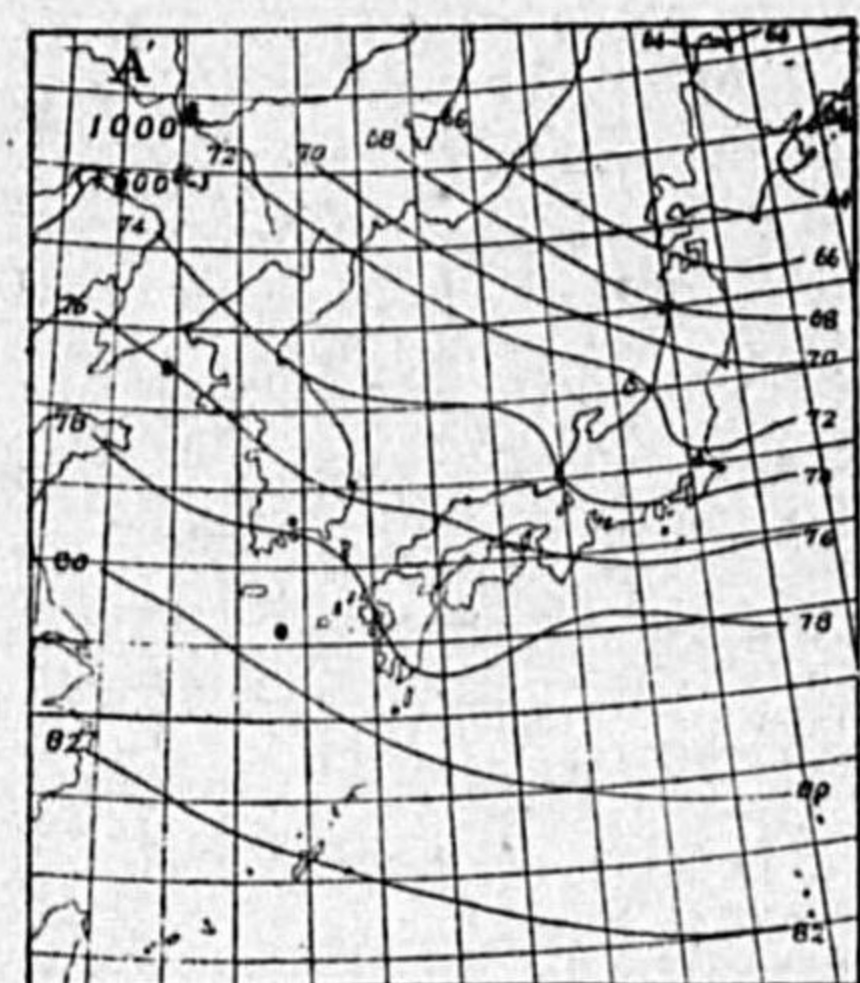
第5圖 昭和2年2月7日6時



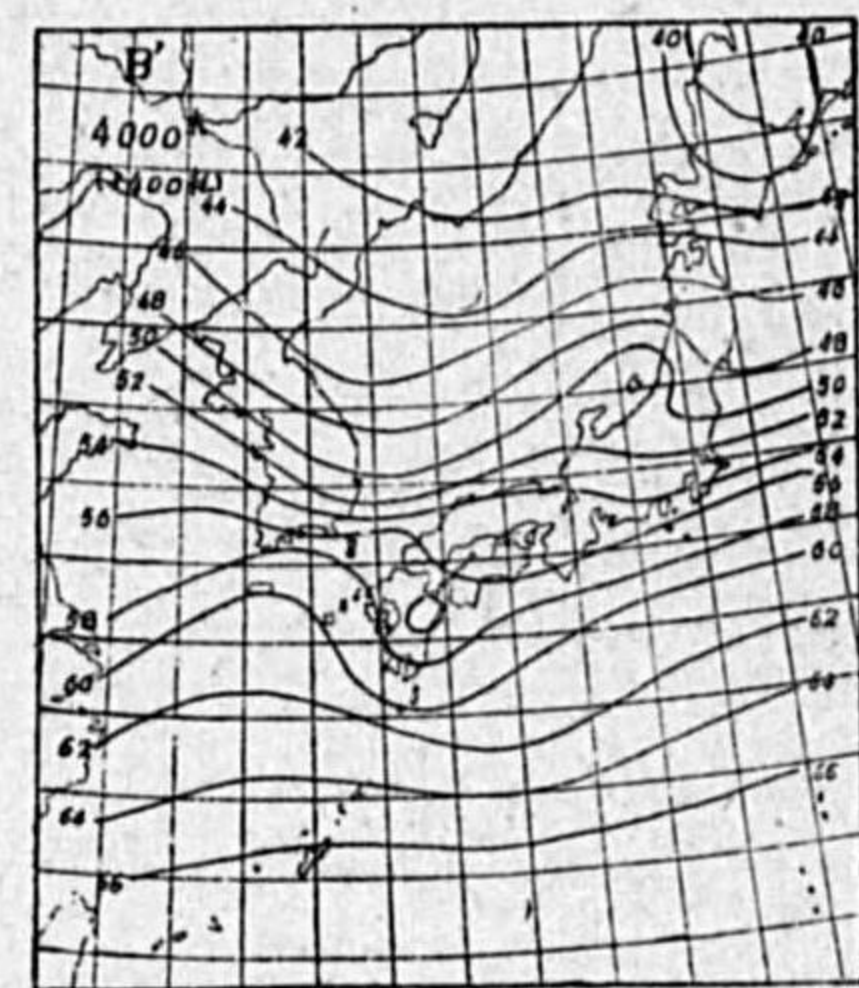
第6圖 昭和2年2月9日6時



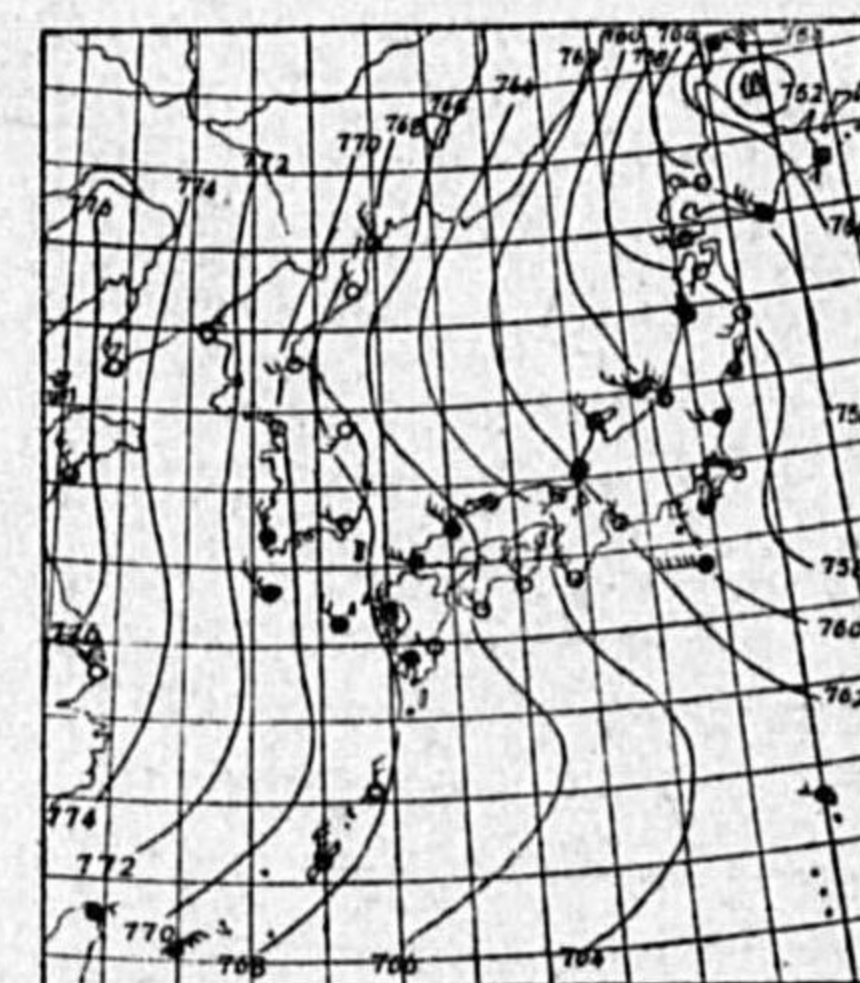
第7圖 昭和2年2月9日6時



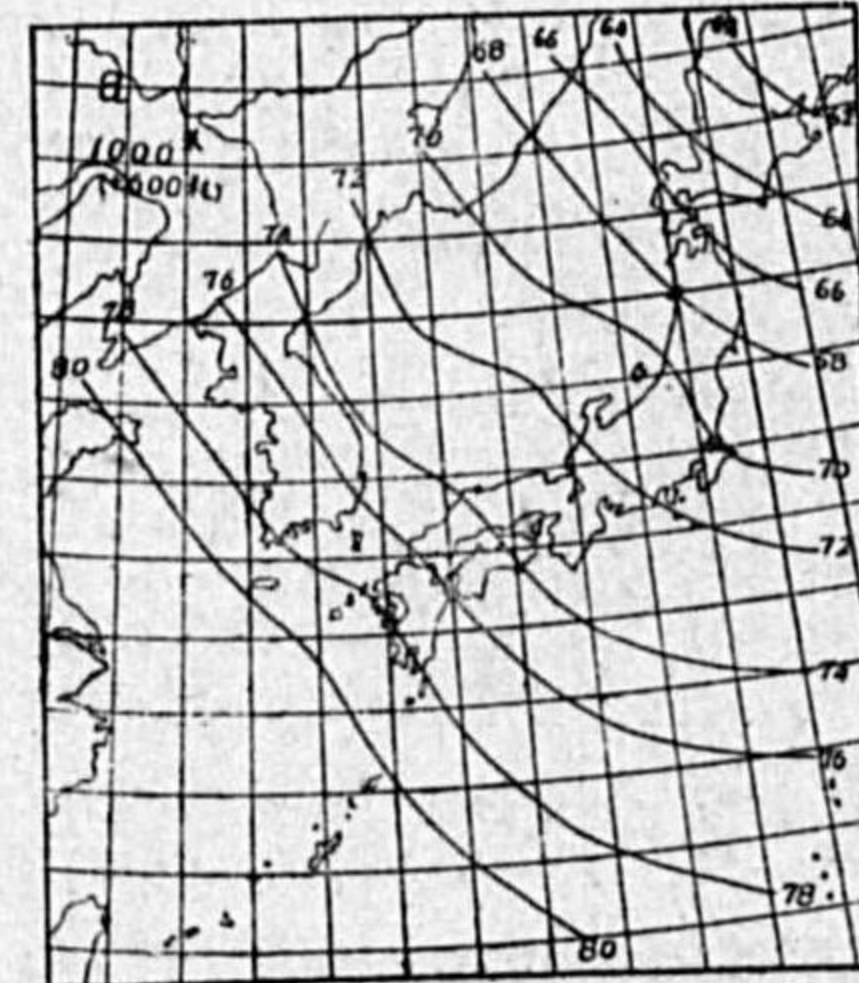
第8圖 昭和2年2月9日6時



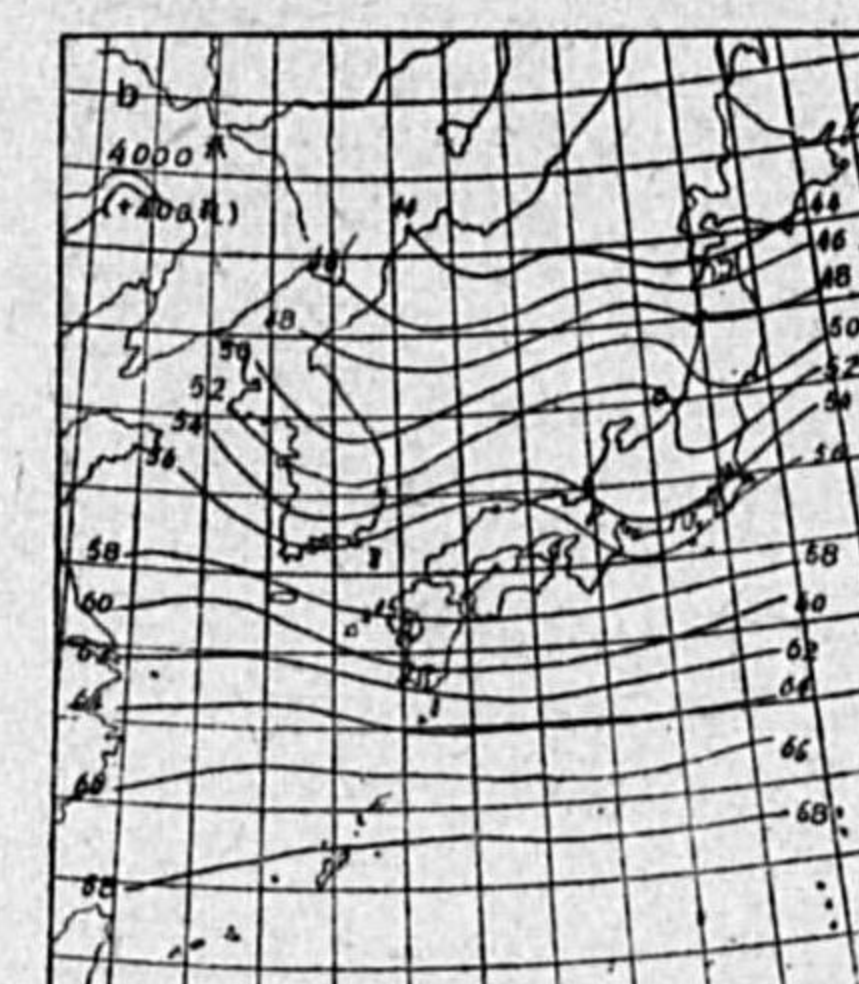
第9圖 昭和12年1月11日18時



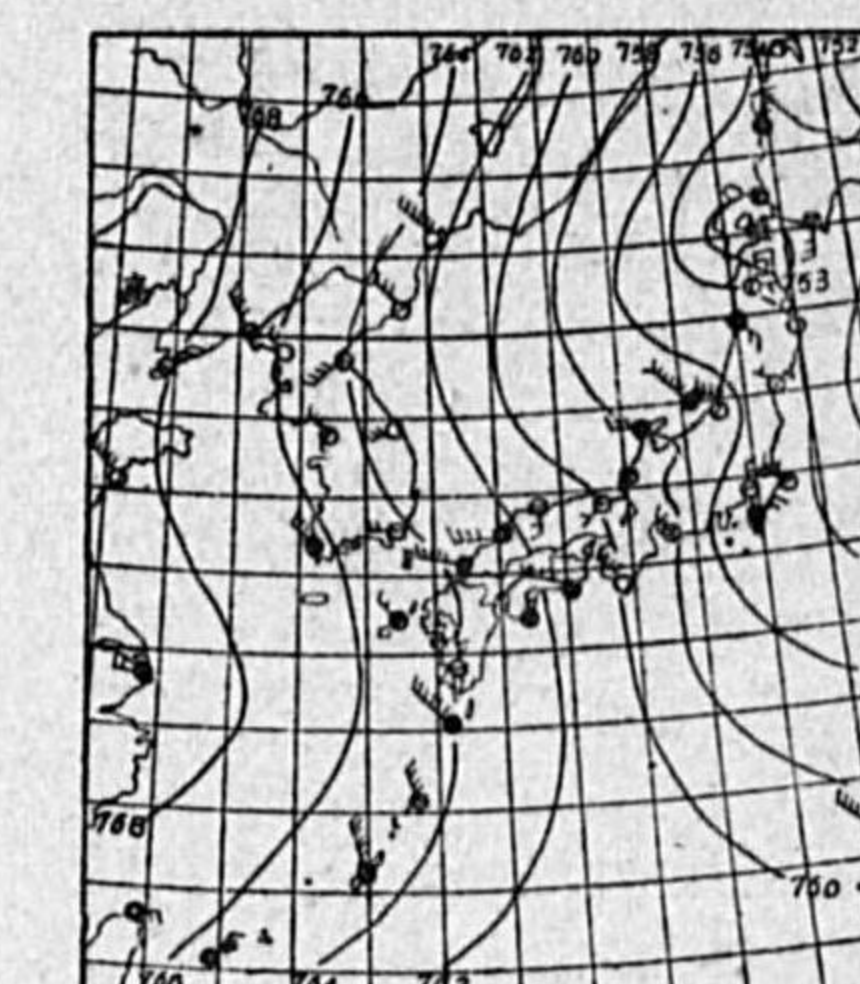
第10圖 昭和12年1月11日18時



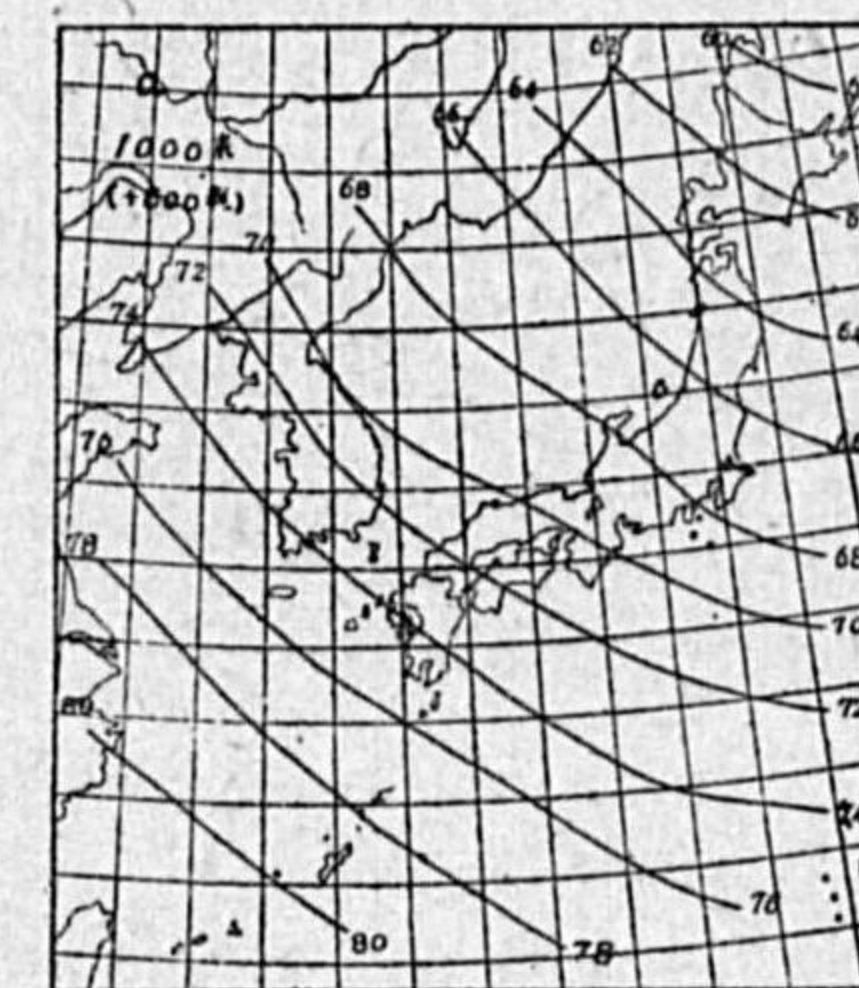
第11圖 昭和12年1月11日18時



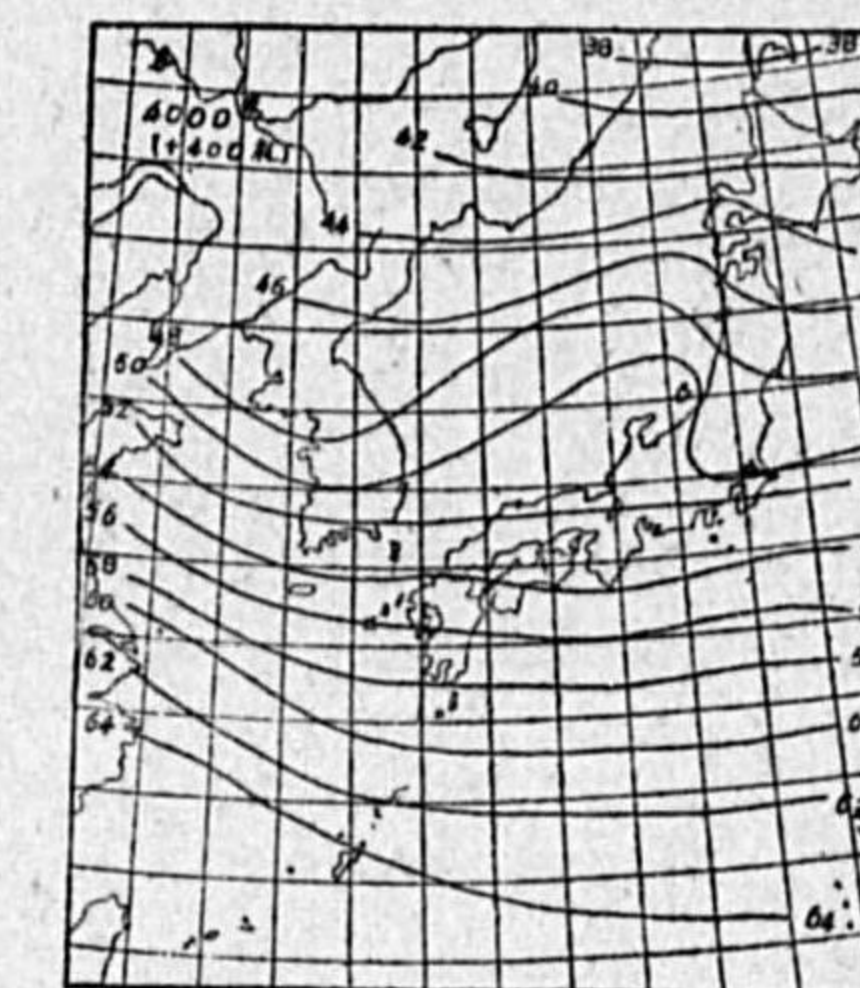
第12圖 昭和15年1月24日18時



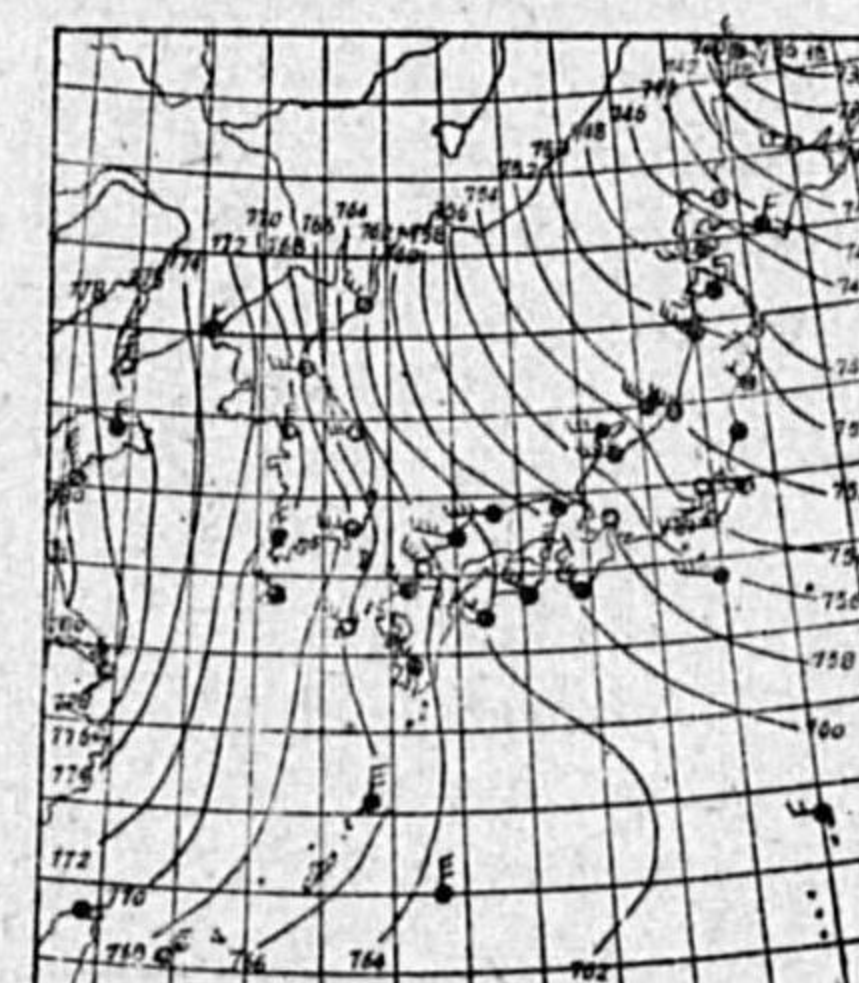
第13圖 昭和15年1月24日18時



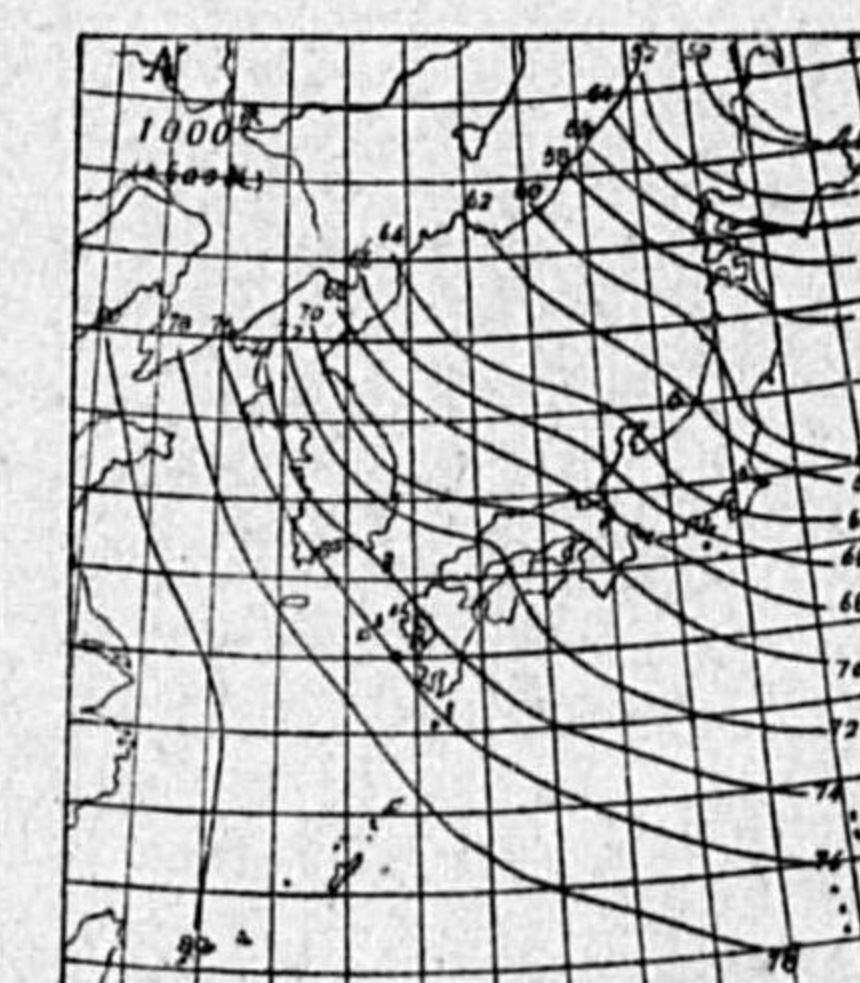
第14圖 昭和15年1月24日18時



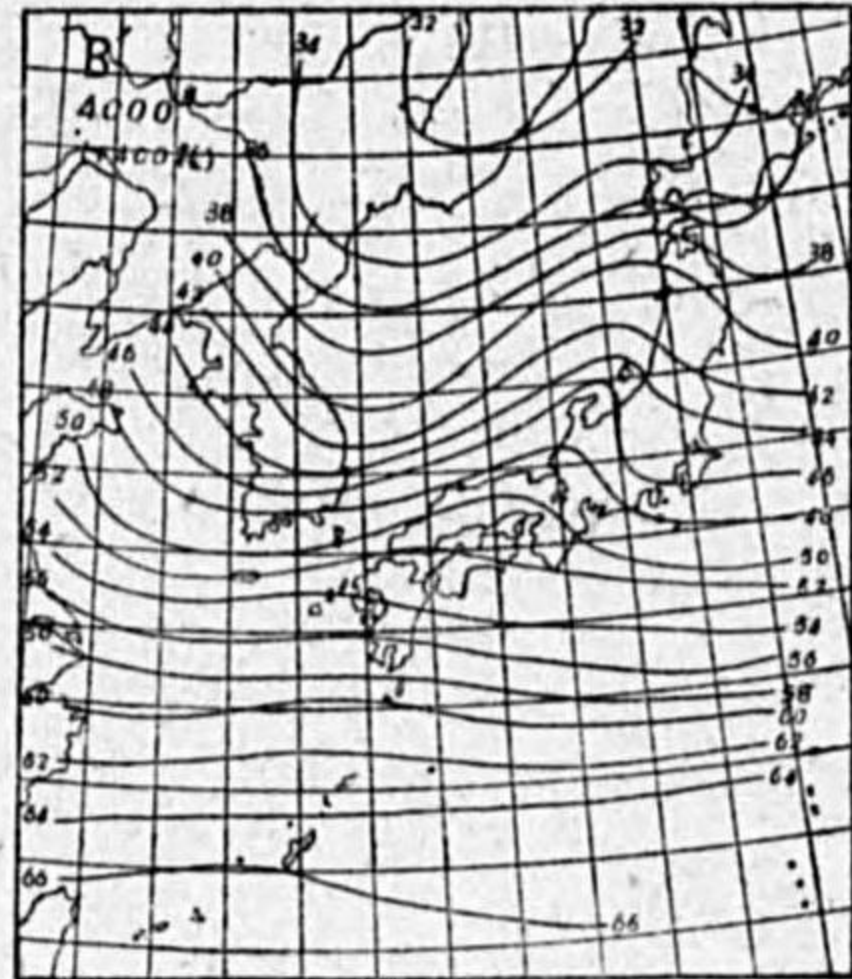
第15圖 昭和11年1月17日6時



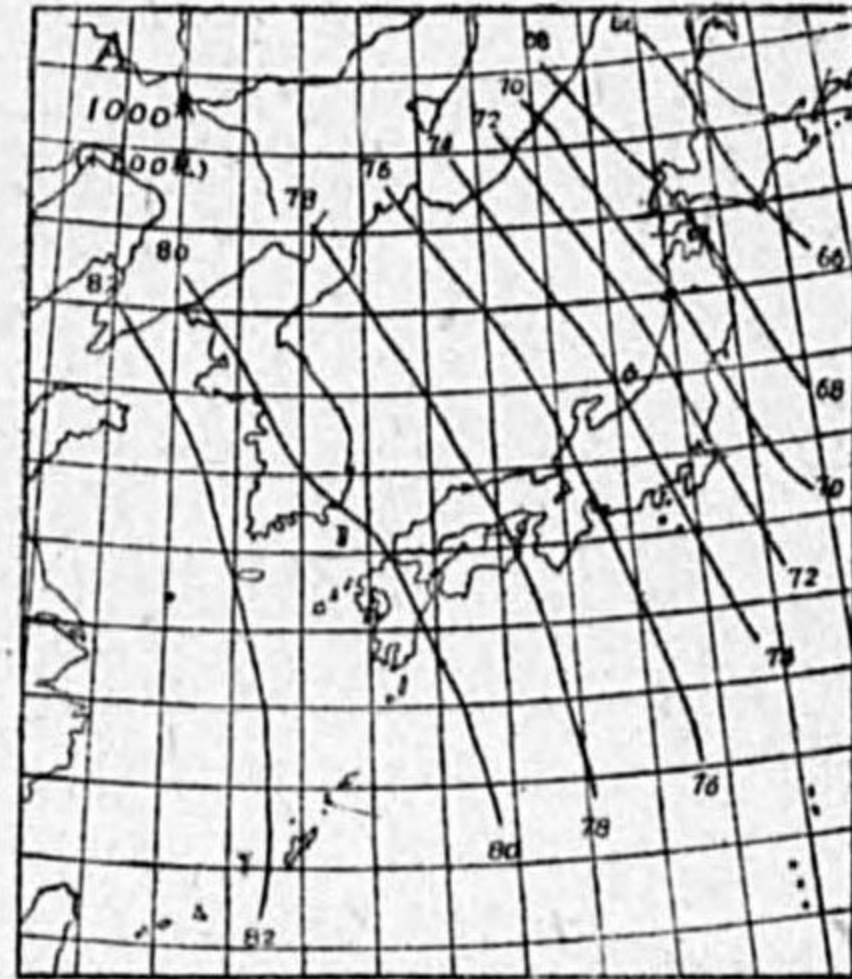
第16圖 昭和10年1月17日6時



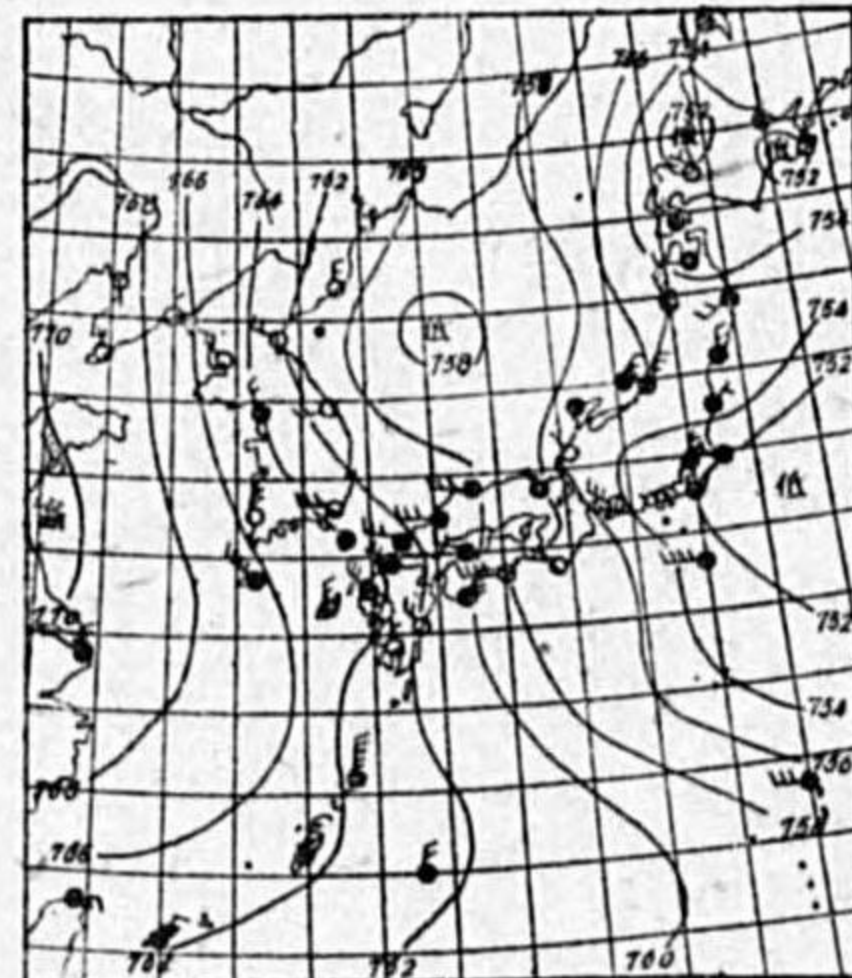
第 17 圖 昭和 11 年 1 月 17 日 6 時



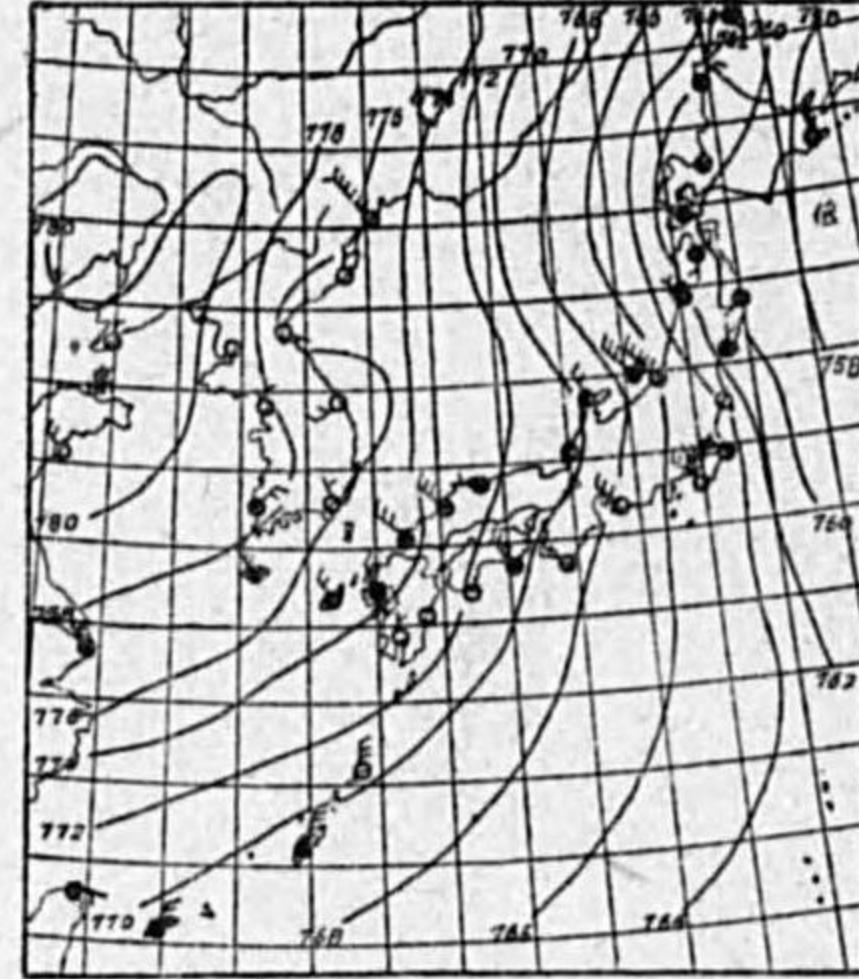
第 19 圖 昭和 13 年 1 月 8 日 6 時



第 21 圖 昭和 13 年 2 月 9 日 18 時



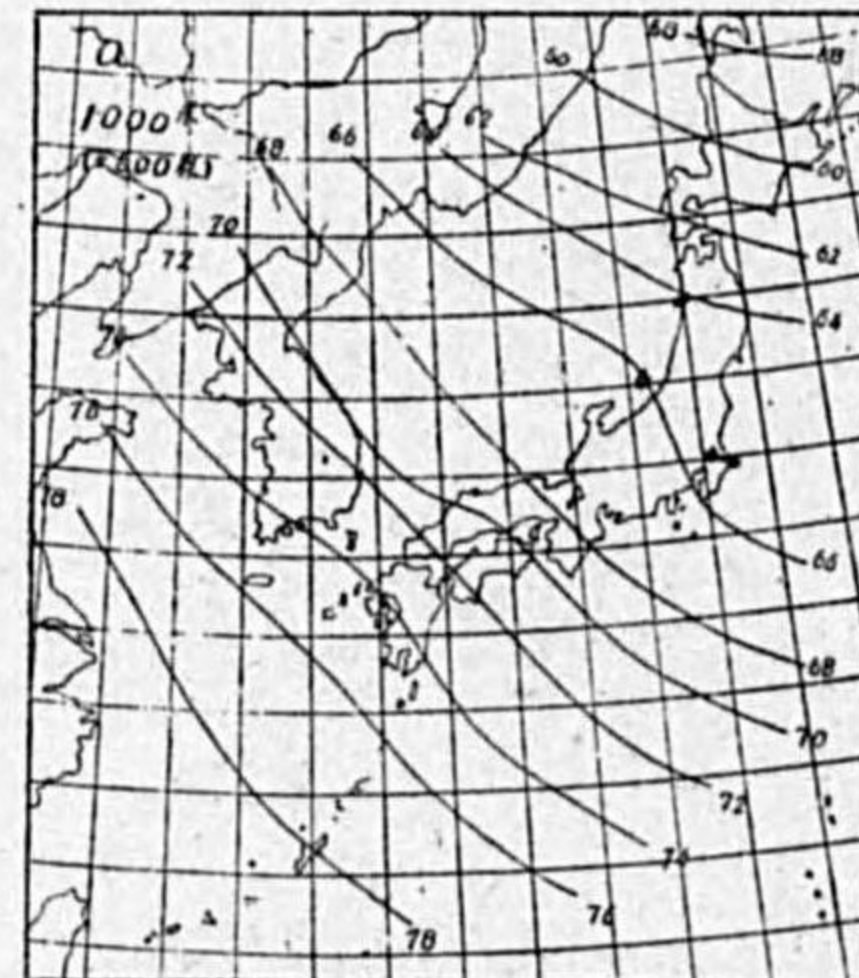
第 18 圖 昭和 13 年 1 月 8 日 6 時



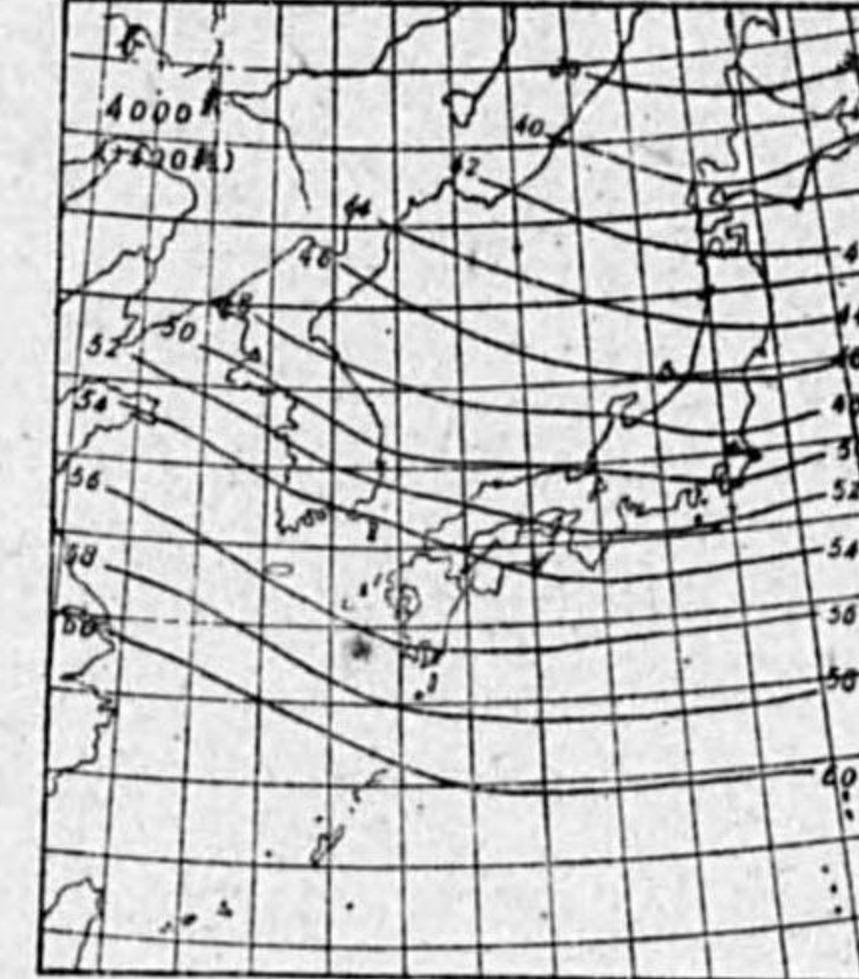
第 20 圖 昭和 13 年 1 月 8 日 6 時



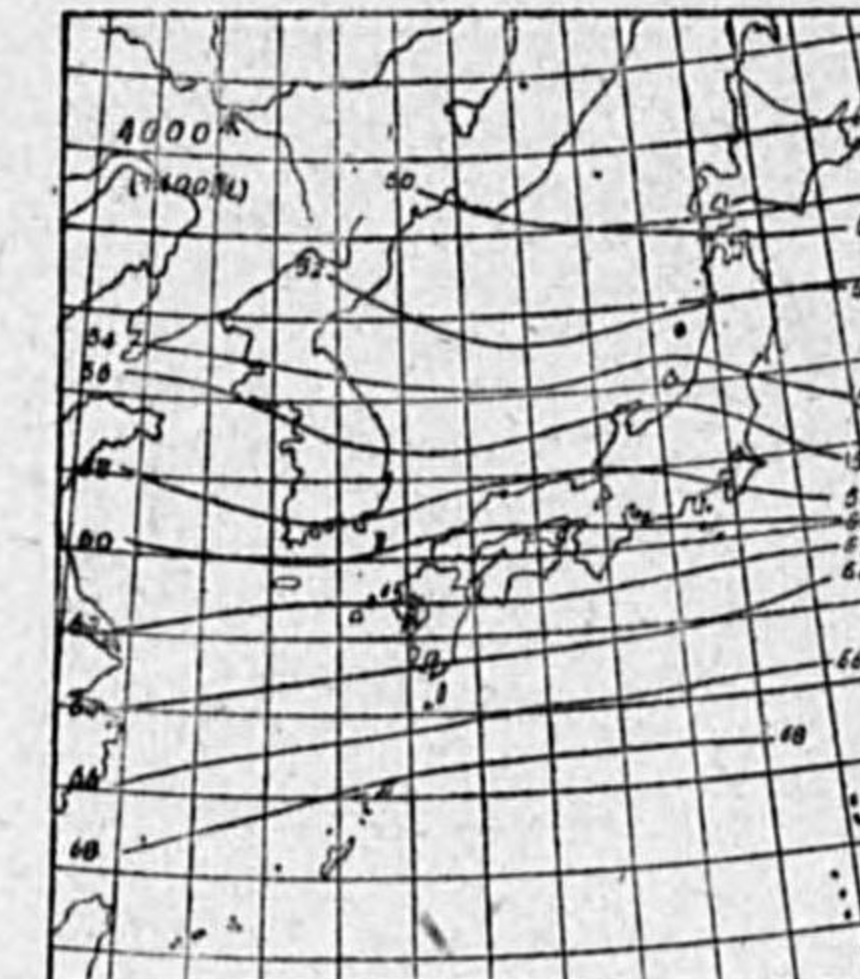
第 22 圖 昭和 13 年 2 月 9 日 18 時



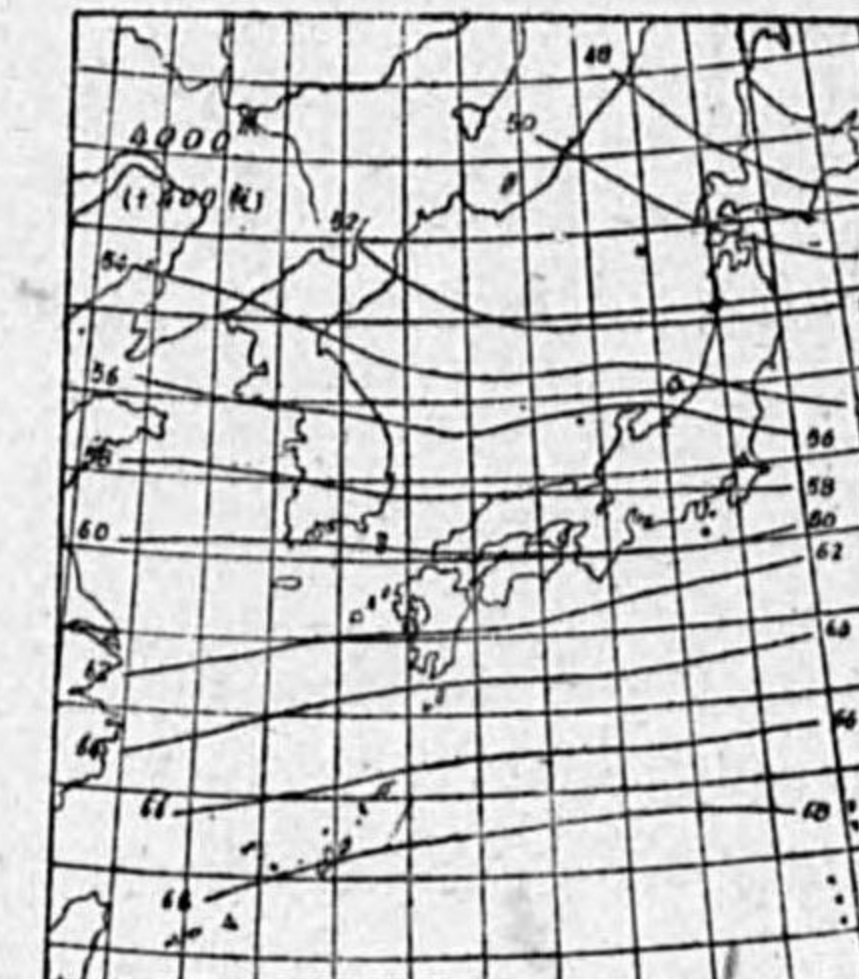
第 23 圖 昭和 13 年 2 月 9 日 18 時



第 24 圖 累年 平均 1 月



第 25 圖 累年 平均 2 月



7 月 氣 温 の 豫 想

石 原 美 雄

緒 言

5 月は春から夏へ季節の轉換期で此の時の高氣壓の移動経路及び其の消長が直接 7 月の氣温に大なる關係があるものと思はれる。即ち支那大陸の高氣壓が概して本邦南方洋上へ移動し小笠原附近に蟠居しかける年と北方を通過しオホツク海千島南方から三陸沖へ移動し其の附近に蟠居しかける年とによつて 7 月の氣温に著しい高低を生じて來るものと思はれる。筆者が曩に松山測候所勤務中調査しかけて居つたものを所長の御許しを得て更めて調査したものであるが本年 7 月は稀に見る低温であつた爲敢て愚説を述べて先輩諸賢の御批判を願ふ次第である。

5 月の氣壓配置と 7 月の氣温

最近 11 ケ年の統計によれば 5 月南高の場合、即ち高氣壓が小笠原島附近より北西に延び本州、四國、九州一圓を 760 耗の等壓線で包含し尙支那東海北部より上海の氣壓が一般に高く 759 耗程度の範圍内にあつて支那東海北部の氣壓が平均して高き時 7 月の氣温は何れも高温となつてゐる。

ところが 5 月オホツク海、北海道三陸沖高の場合、即ちオホツク海より千島三陸沖關東の一部高く 760 耗又は是れに近似の等壓線が支那東海及び小笠原島附近に迄達する場合又は小笠原島附近より北方へ延び本州中部より東北地方三陸沖にある場合には何れも低温となつてゐる。

尙偶然かも知れぬが 7 月の氣温の高低變化が週期的に 5 年目毎に低温となつてゐる事は注目すべき事であると思ふ。即ち昭和 6 年は稀有の低温で稲作は大不作で東北地方は冷害で激甚な被害を蒙つて居り昭和 7 年より 5 年目の昭和 11 年と昭和 12 年より 5 年目の昭和 16 年は共に低温であつて昭和 6 年より同 16 年迄の 11 ケ年の 7 月の氣温を平年と比較すると次表の通りの結果となる。

松 山	昭和 6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	平 年
7 月 氣 温	24.4	26.6	27.4	27.8	26.0	25.1	26.3	26.1	26.4	27.0	25.1	25.6
	低 温	高			温	低 温	高			温	低 温	

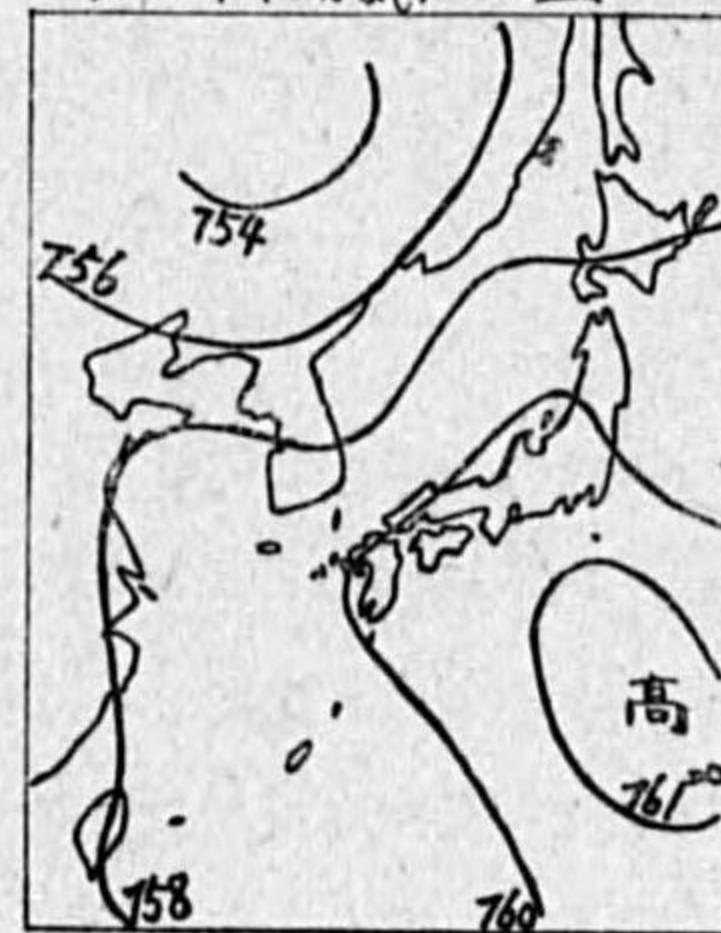
昭和 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15 年は 5 月南高の年で 7 月は高温早魃になる傾向がある。

又昭和 11 年, 昭和 16 年は 5 月オホツク海北海道三陸沖高の年で 7 月は低温, 冷涼の傾向となつてゐる。

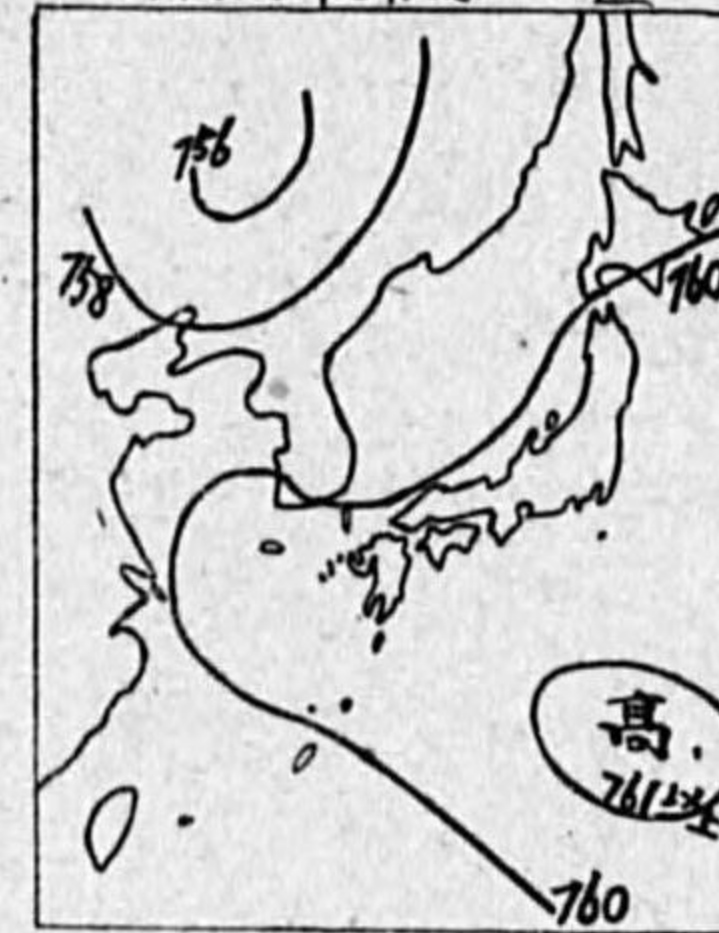
結 び

以上申述べし如く何れの年に於ても 5 月の高壓部の二種の異なりたる移動によつて 7 月の高低

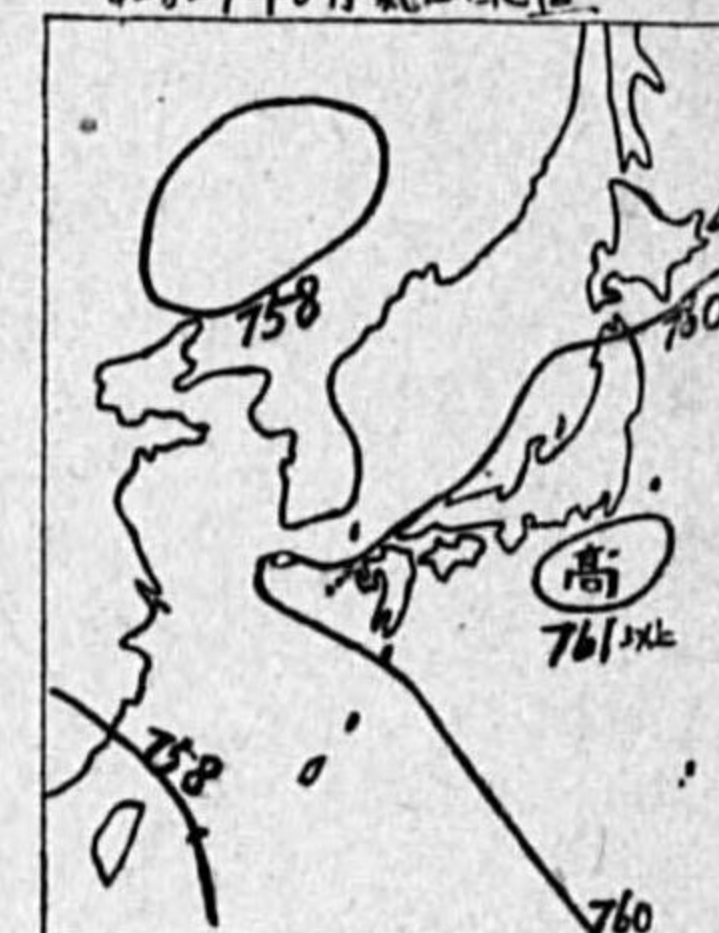
昭和 7 年 5 月 氣 压 配 置



昭和 8 年 5 月 氣 压 配 置



昭和 9 年 5 月 氣 压 配 置



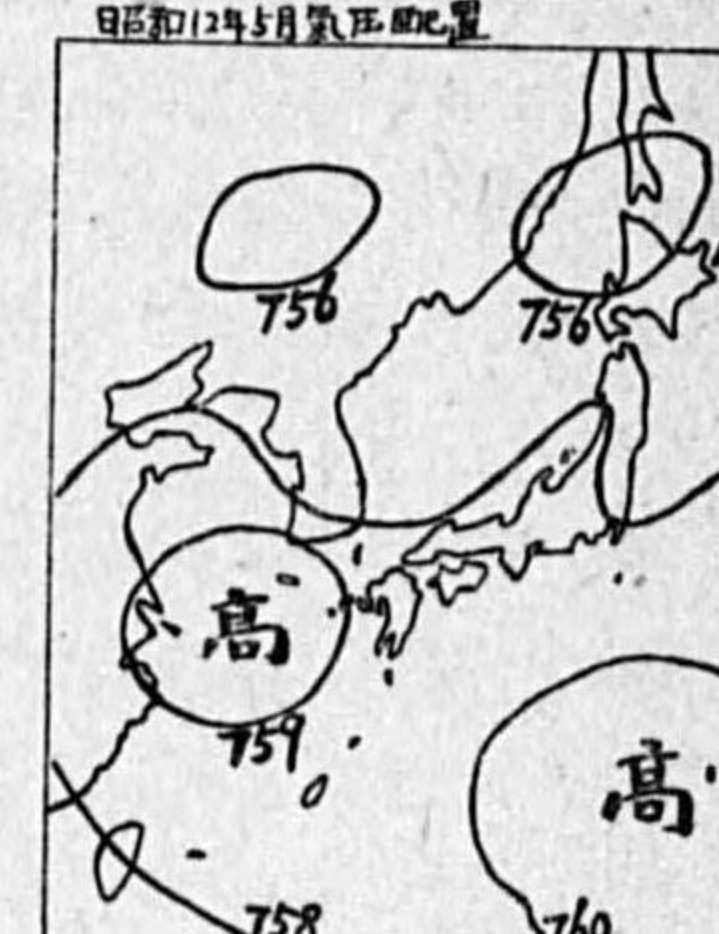
昭和 10 年 5 月 氣 压 配 置



昭和 11 年 5 月 氣 压 配 置



昭和 12 年 5 月 氣 压 配 置



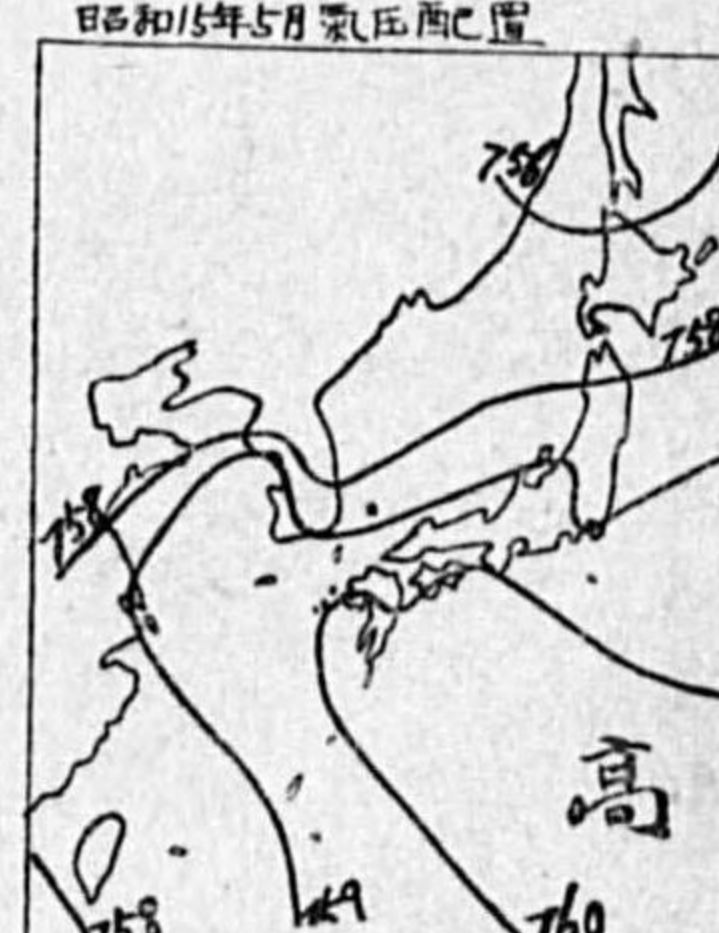
昭和 13 年 5 月 氣 压 配 置



昭和 14 年 5 月 氣 压 配 置



昭和 15 年 5 月 氣 压 配 置



温を豫想する事が可能の様考へられる。7月の气温の高低は農作上又は衛生上最も重大な關係を有し殊に農作に對しては關東地方は既に苗の植付を終し關西方面も6月中下旬より7月上旬には苗の植付を爲す時期で苗植付後の气温の高低は直接苗の生育上に影響を及ぼし従つて此の時期の气温は一般農家に於ても特に注意せらるゝ譯で气温の高低を基として施肥其他苗育成上等閑に附す事の出来ない大切な時であるから適格とは云ひ難い譯ではあるが若し前述の愚説が農業上多少でも役立つならば筆者の光榮は是れに過ぎるものなき次第である。但し統計年數が甚だ尠く果して前説の如く今後5年目毎に低温を現出するか否か其點宿題とし引續き研究を要する事と思ふ。

昭和16年5月氣圧西配圖



對馬海流の平均表面水温の豫想

中 村 勝 次

1. 緒言 黒潮が支那東海東部を南西諸島沿ひに北上し、其本流は奄美大島の北方を南海道沖へ向ひ、其支流は所謂對馬海流として薩摩半島の遙か南西方より九州西岸沖を北し、五島列島沖を通過し對馬近海を経て日本海に入り、又五島沖にて濟州島方面に向ふ派流を生じ黄海に入るものゝあることは古くより知られてゐるが、最近黒潮につき再検討を加へられ、海洋氣象臺に於ては春風丸にて實測を施行せられ、農林省水産試驗場に於ても全國に互り海洋調査を行ひ是等の成績は海洋時報、海洋調査要報等に發表せられ年を逐うて其真相を明かにせられんとしつゝあることは既知の事實である。

長崎測候所に於ては去る昭和6年4月より同15年3月に至る滿9年間毎月一回宛長崎上海間の海洋觀測を日華連絡船長崎丸及び上海丸の甲板上より施行して來たが、是等の成績は海洋時報及び長崎氣象月報に掲載されて居る。今其中の對馬海流に関するものに就いて調査した所を記述し大方諸賢の叱正を乞はんと思ふ。

2. 觀測に就いて 該觀測に關しては海洋時報第3巻第1號及び第2號、長崎氣象月報昭和6年4月分に掲載されて居るから之を省くが、五島沖を北流する對馬海流の狀況及びその長崎の氣象に及ぼす影響等を窺知せんとすることが主要目的の一であつたから、觀測は多くの場合出港後1時間目より毎時に施行し對馬海流を横斷する頃には毎20分に觀測した。

航路は往航には長崎港外より西南西に向ひ大瀬崎と男女群島との中間より鳥島附近を通り大陸近く迄は同一方向をとり、復航には往航と殆んど同一な航路を逆に航走する場合が極めて多かつた。

そして長崎及び上海を出港する時刻は最初の間は第1日13時に長崎を出帆し往航の途につき、第3日の10時に上海を出帆復航の途についたので、第1日の17^h~21^h、第4日即ち長崎に歸着する朝の4^h~8^h頃に對馬海流を横ぎることが多かつた。然るに事變の影響で兩港の出帆時刻が可成り不定となつたことが往々あり又後には長崎港出帆時刻を11時に更變されたので往航には15^h~19^h頃に對馬海流を横斷することになつた。

それで往航の觀測中最初の場合には第1日の17^h、18^h、19^h、20^h、21^hに於ける水温の5回平均を、後の場合には15^h、16^h、17^h、18^h、19^hに於ける水温の5回平均を以て該海流の表面水温の平均と見做した。又復航の觀測中第4日の4^h、5^h、6^h、7^h、8^hに於ける水温の平均を以て復航の際に於ける該海流の平均水温と見做し、往復兩航の平均を以て其月の平均水温と見做したのである。尤も以上の統計に用ゐた時刻は長崎及び上海を出帆する時刻に狂いを生じた場合又は天候其他のため該海流を

横断する時間が普通の場合と異つた時には水温を睨み合せて適當なる連続 4 時間 5 回観測の平均を採つた。そして主として 128°30'E, 32°27'N 附近より以西の観測値に據ることとした。尤も該海流の幅員が季節により變化し、狭くなつた場合にはこの 4 時間中該海流の西縁側の水温が可成り低い場合もあつたが、かゝる場合でも 5 回観測の平均を採つた。又該海流が東偏して五島灘に東縁が来た場合もあつたが、かゝる際には止むを得ず大瀬崎沖よりも東方即ち福江島の南方邊の観測値をも採り矢張り 5 回観測の平均を採つた。

上述の如く往航には水温の一日中で最も高い時に、復航には最も低い時に該海流を横断することになるから往復航の平均を採る時には此種の調査に用ゐる値としては別に補正を加へる必要がないと認めてよいと思ふ。

尤も天候の影響を受けることの大なる表面の水温を天候の良否や観測時を無視して之を統計することは穩當では無いが、然りとて廣潤な海洋上の好晴天日、曇、雨、雪天別水温 1 日中の變化の各月別の狀況が判明しないから、その補正を施すことを見合せた。且専用観測船で観測を施行したのではなく、快速船の甲板上より航走中に観測を施行したので、表面水温というても専用観測船による表面水温に比し可成り氣象の影響を除去された結果となつてゐると思ふ。

かくして求めた表面水温の平均値は第 1 表の通りである。

第 1 表 對馬海流の平均表面水温 (°C)

月 年	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
昭和 6				17.61	18.86	21.28	24.94	27.67	26.03	24.17	21.87	18.95
7	17.08	◎15.44	*15.38	16.03	19.05	21.25	26.78	26.98	25.88	22.98	21.26	19.35
8	16.36	15.86	15.09	17.32	20.60	△23.23	27.99	27.98	26.86	24.27	21.32	19.48
9	16.12	14.74	13.95	17.18	19.18	20.67	27.40	27.99	26.27	23.23	20.71	19.33
10	16.85	15.13	16.12	17.76	19.53	22.50	26.79	27.94	25.23	23.90	21.05	*18.78
11	16.51	15.04	14.57	15.62	18.92	21.52	27.64	28.16	26.83	23.36	21.57	19.12
12	17.32	16.64	16.82	17.47	20.32	22.36	27.22	27.89	25.60	24.05	21.17	18.83
13	16.15	◎15.44	16.06	17.27	18.34	22.83	28.29	27.69	25.87	23.35	20.80	18.87
14	15.98	16.17	15.83	18.19	19.35	23.58	26.62	28.59	26.32	23.58	20.37	19.13
15	15.50	14.78	15.20									

備考 * は往航のみの平均 ◎ は復航のみの平均 △ は機關冷却水温の平均

此の表を観るに水温の最低は 2 月又は 3 月に起り平均に於ては 3 月に最も低く 15.°45 で 2 月も之に相伯仲し、9 年間に最も低温だつたのは昭和 9 年 3 月の 13.°95 にして最も高かつたのは同 14 年 8 月の 28.°59 であつた。各月別に最高、最低及び絶対較差を表示すれば第 2 表の通りである。

之を観るに 3 月乃至 7 月の絶対較差は 2.°0 以上にして 7 月は最も大で 3.°0 を超え、6 月 3 月之に亞いで大である。3 月の大なるは観測施行日の相違に因ることも考へられるが矢張り變化が大となる月と見てよい。7 月の最大は検討を要するが長崎の平均気温の絶対較差も 7 月に著しく

第 2 表 對馬海流の表面水温の最高、最低と其較差 (°C)

月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
最 高	17.32	16.64	16.82	18.19	20.60	23.58	28.29	28.59	26.86	24.27	21.87	19.48
最 低	15.50	14.74	13.95	15.62	18.34	20.67	24.94	26.98	25.23	22.98	20.37	18.78
絶 對 較 差	1.82	1.90	2.87	2.57	2.26	2.91	3.35	1.61	1.63	1.29	1.50	0.70

大となつて居り、又水温の絶対較差は 4 月乃至 8 月には長崎の平均気温のそれよりも大であつたことは注目に値する。

3. 對馬海流の表面水温の豫想 第 1 表を見るに幾多の興味ある事項を秘めて居る。今是より探知し得た事項につき述べやう。

(1) 1 月の平均水温は昭和 12 年に最も高く 17.°32、同 7 年の 17.°08 之に次ぎ、同 15 年に最も低く 15.°50 であるが、

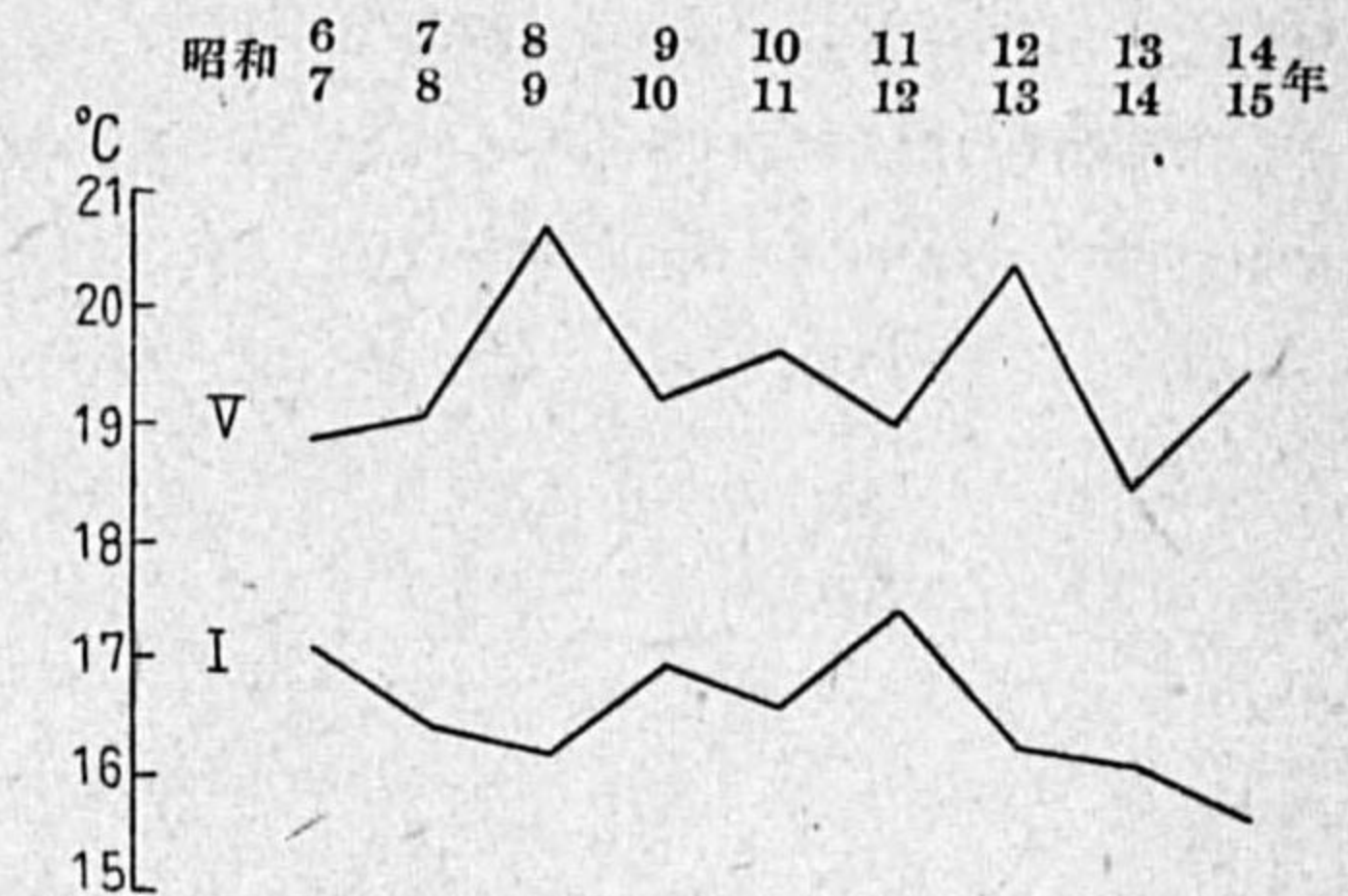
5 月のそれは昭和 13 年に最も低く 18.°34、同 6 年の 18.°86 之に次ぎ、同 11 年の 18.°92 は低いことの第 3 位である。最も高いのは同 8 年の 20.°60 で、同 12 年の 20.°32 が次位である。

大體に於て 5 月の平均水温の平年との偏差と翌年 1 月のそれとは逆の関係があるが、3 ヶ年は正の関係がある。

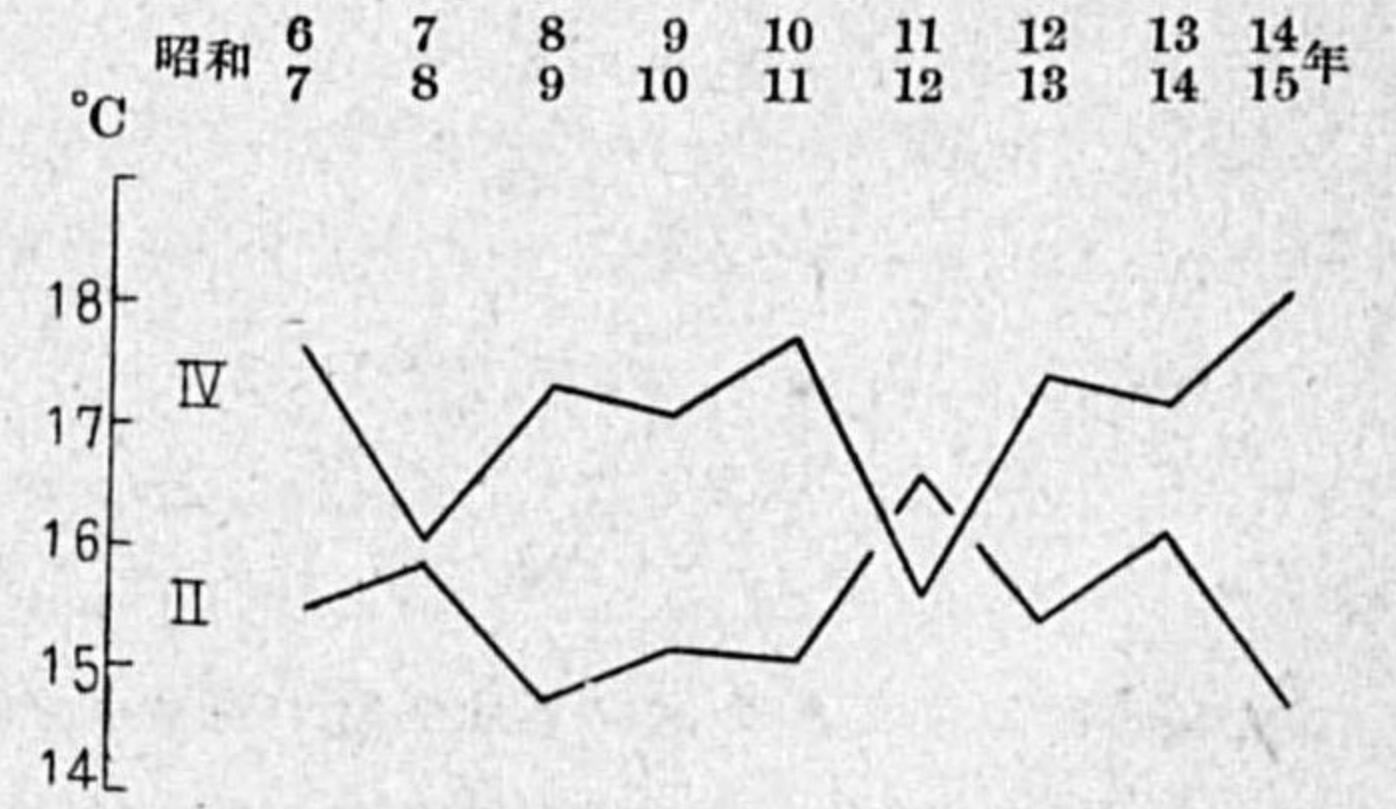
次に前年差を對比すると第 1 圖の如く昭和 13~14 年を除き他は孰れも逆の関係があることが分る。次に

(2) 2 月の平均水温は昭和 12 年の 16.°64 が最も高く、同 14 年の 16.°17 之に次ぎ、同 9 年の 14.°74 最も低く、同 15 年の 14.°78 が之に次いで低い。ところで

4 月の平均水温は昭和 14 年の 18.°19 最も高く、同 11 年の 15.°62 最も低い。平年との差は昭和 13~14 年を除き他は逆の関係になつて居る。



第 1 圖 對馬海流の 1 月及び其の前年 5 月の平均表面水温



第 2 圖 對馬海流の 2 月及び其の前年 4 月の平均表面水温

前年差につき兩月を對比するに第2圖にて明かな様に各年とも全部逆の關係を示して居る。更に(3) 3月の平均水温の消長を見るに昭和12年に最も高く16.82であり、同10年の16.12之に次いで高いが、同9年には最も低く13.95である。そして

6月のそれは昭和14年の23.58最も高く、同8年の23.23之に次ぎ、同9年の20.67が最も低い。

兩者は第3圖に示す如く昭和7~8年を除き1年違ひでよく逆の關係のあることが窺はれる。

前年差を對比すれば昭和7~8年を除き他は全部逆の關係あることはこれ亦第3圖により看取し得るところである。

(4) 10月の平均水温は昭和8年に最も高く24.27にして同6年の24.17之に次ぎ、同7年の22.98が最も低い。

之を翌年5月のそれに對比すれば兩者の間に可成り密接な逆の關係のあることは第1圖と第4圖とより明かに知ることが出来る。前年差に就いて見るも同様である。又

(5) 1月の平均水温と同年3月のそれと

(6) 2月の平均水温と同年5月のそれとは孰れも正の相關のあることは前述の(1),(2),(3)に述べた所と、第1表及び第1~3圖より窺知せられる。なほ

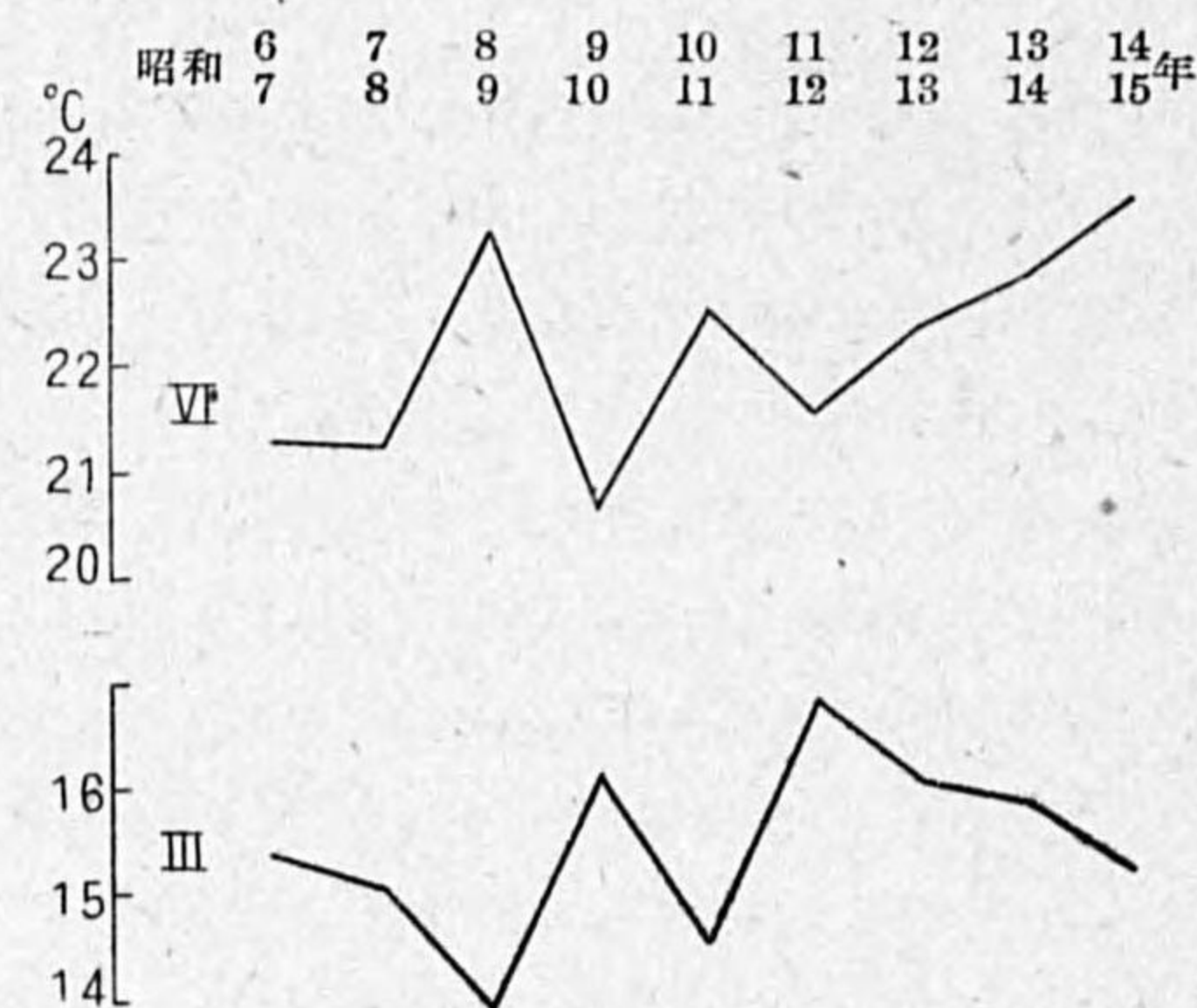
(7) 長崎の11月の平均気温を見るに第3表に示す如く、昭和6年に最も高く14.04、同14年の13.80之に次ぎ、同10年及び12年の13.65が第3位であり、同9年の11.54が最も低く、同13年の12.01が之について低い。

第3表 長崎の平均気温(°C)

年	6	7	8	9	10	11	12	13	14
月									
Ⅹ	14.04	12.52	12.91	11.54	13.65	12.42	13.65	12.01	13.80

之を翌年5月の平均水温と對比するに其關係が密接であつて昭和13~14年を除いては他は逆の關係があり、前年差は全部逆の關係を示して居る。

以上の各項につき相關係數を求めた結果は次の通りである。



第3圖 對馬海流の3月及び其の前年6月の平均表面水温

- (1) $r = -0.286, w = \pm 0.229.$
- (2) $" -0.774, " \pm 0.151.$
- (3) $" -0.484, " \pm 0.208.$
- (4) $" -0.779, " \pm 0.160.$
- (5) $" +0.441, " \pm 0.214.$
- (6) $" +0.572, " \pm 0.209.$
- (7) $" -0.567, " \pm 0.210.$

更に(1),(2),(3)につき前年差による相關係數を求めると

- (1) $r = -0.626, w = \pm 0.199.$
- (2) $" -0.894, " \pm 0.114.$
- (3) $" -0.929, " \pm 0.095.$

となり孰れも密接な關係のあることが知られる。

それで1月乃至3月の各月の平均水温は前年4月乃至6月のそれにより豫想し得られるのである。今豫想せんとする月のそれをyとし相手の月のそれをxとし次の直線式にて現はせるものとして

$$y = a + bx$$

のa及びbの値を最小自乗法により算出し1月(W_(I)), 2月(W_(II)), 3月(W_(III))の各表面水温を次式より求めた。

- (1) $W_{(I)} = 20.87 - 0.230 W_{(V)},$
- (2) $W_{(II)} = 25.88 - 0.607 W_{(IV)},$
- (3) $W_{(III)} = 24.78 - 0.422 W_{(VI)},$

茲にW_(IV), W_(V), W_(VI)は夫々前年4月, 5月, 6月の表面水温を示す。

是等の實驗式により算出した値と實測値とを比較し其誤差を表示すると次の通りである。

1 月 分					2 月 分					3 月 分				
平均	最大	其年	最小	其年	平均	最大	其年	最小	其年	平均	最大	其年	最小	其年
±0.40	-0.92	15	-0.01	9	±0.31	+0.77	14	-0.06	11 15	±0.64	+1.11	12	+0.05	10

次に對馬海流の長崎—上海航路附近の表面鹽分の最大と平均水温との關係に就いて述べよう。

此調査に用いた鹽分の最大は平均水温を求めた場合とは異り長崎港外より此航路の中央迄の間に於て鹽分の最大であつたもの即ち對馬海流の主流部に於て20分毎に觀測した値の中からも採つたのである。其中茲に關係ある月の鹽分の最大のみを表示すると第4表の通りである。

第4表 對馬海流の表面鹽分の最大(%)

年 月	6	7	8	9	10	11	12	13	14
IV	34.87	34.96	34.69	34.85	34.72	34.90	34.70	34.89	34.78
VI	34.59	34.32	34.63	34.51	34.65	34.34	34.67	33.87	34.54

(8) 4月に於ける鹽分の最大は昭和7年の34.96%が最大にして、同8年の34.69%が最小であるが、同年10月の平均水温とは逆の関係となつてゐる年が多く、たゞ昭和6年と14年とが異つて居る(第4圖参照)。

(9) 6月の鹽分の最大は昭和12年の34.67%が最鹹にして、同13年の33.87%が最も低鹹、同7年の34.32%が之に次いで少なかつたが2月の水温とは1年喰違つて各年とも逆の變化をしてゐる。即ち前年6月の鹽分の最大と2月の水温とは逆の相關がある。

(10) 4月の平均水温は(2)に述べたやうに昭和14年に最も高く、同10年に最も低く、其前年6月の最鹹度との間には逆の關係のある年が多く、正の關係の年は3ヶ年あるが、前年差を對比すると各年とも逆の關係になつて居る。更に

(11) 5月の平均水温と前年6月の最大鹽分との相關を見るに2ヶ年を除いた他は孰れも逆になつて居り、前年差を比較すると各年とも逆の關係になつて居る。

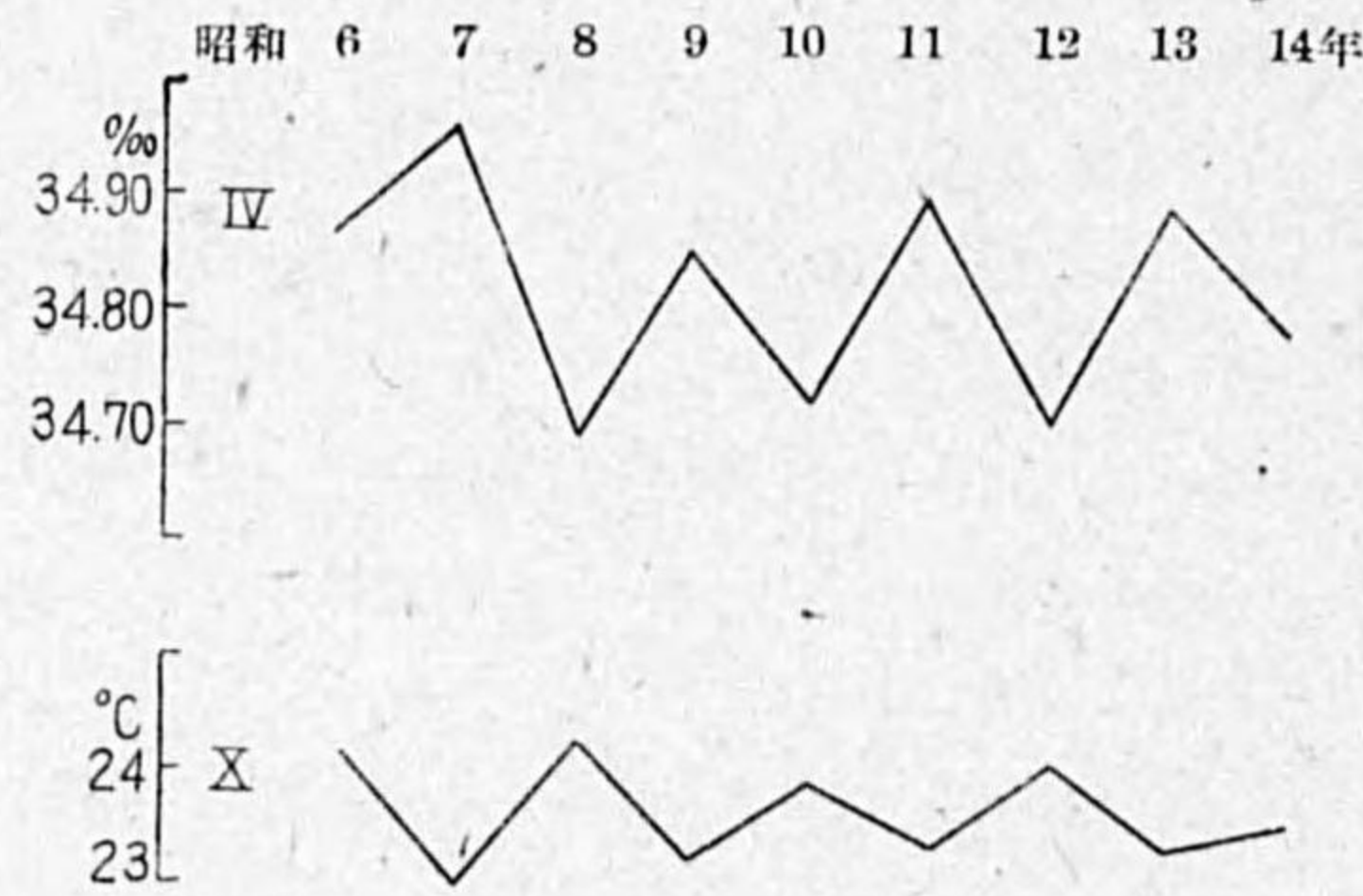
今是等の相關係数を求めると次の通りである。

- (8) $r = -0.760,$ $w = \pm 0.155.$
- (9) " $-0.684,$ " $\pm 0.160.$
- (10) " $-0.650,$ " $\pm 0.194.$
- (11) " $-0.457,$ " $\pm 0.227.$

前年差によれば相關係数は遙に大となる。今(8)の分について之を求めると

$$r = -0.937, \quad w = \pm 0.089$$

となり極めて密接な關係のあることが知られる。それで10月の平均水温の値を前記の直線式により求めるためにa及びbを最小自乗法により求め、次の實驗式を得た。



第4圖 對馬海流の10月の平均水温と4月の鹽分の最大

$$(8) \quad W(x) = 154.175 - 3.749 S_{M(V)},$$

茲に $W(x)$ は10月の平均水温、 $S_{M(V)}$ は4月の最大鹽分。

この式により各年10月の平均水温を計算しそれを實測値と對比したが誤差の平均は ± 0.20 、其最大は昭和6年の $+0.71$ 、其最小は同11年の $+0.01$ である。

4. 結言 以上を要約すると

對馬海流の五島沖に於ける表面水温は

- 1月のそれは前年5月のそれと、
- 2月のそれは前年4月のそれ又は前年6月の鹽分の最大と、
- 3月の表面水温は前年6月のそれと、
- 4月のそれは前年6月の鹽分の最大と、
- 5月の表面水温は前年10月のそれ又は前年6月の最大鹽分と或は前年11月の長崎の平均気温と、
- 10月の表面水温は同年4月の鹽分の最大と、孰れも負の相關があり、又
- 3月の表面水温は同年1月のそれと、
- 5月のそれは同年2月のそれと孰れも正の相關がある。

かくの如く密接な關係のある原因は恐らく北太平洋の大氣の活動の中心の春より夏にかけての消長と翌年冬季より早春にかけての大陸の高氣壓の消長とが正の關係を有するためであらうと思はれるが更に眞因を探究するを要する。

1月、2月、3月及び10月の表面水温の豫想は可能である。

然し僅に9ヶ年の資料しかないから更に此種の觀測を繼續して其真相をはつきり突とめるを要する。

大體に於ては本年陽春より初夏に互る各月の平均表面水温又は鹽分の最大により翌年1月乃至5月の表面水温を豫想し廻游魚の來去の遲速、漁獲の豐凶等を豫知し得られる。

長崎の平均気温の豫想もつくがこれは稿を改めて論述する。

終りに長崎上海間の海洋觀測については當時の海洋氣象臺長岡田先生、現海洋氣象臺長堀口博士、須田、日高兩博士、岡田、松平兩技師、海洋氣象臺の化學係の各位、長崎丸、上海丸の運轉士機關士の各位其他、日本郵船株式會社長崎支店、東亞海運株式會社長崎支店の各位に大變御世話になり、この成果を擧げ得たのであつて深甚なる感謝の意を表します。又此觀測に當つた本所の吉田、岡野兩技手、馬場元書記は全期間を通じて、元長崎測候所の田中技手は全期間の大部分孰れも隔月又は毎

月又は2ヶ月置きに観測に従事し、鶴羽元技手、當時の長崎測候所附屬温泉岳観測所の田上、草野、林三技手も之に當り皆一方ならぬ勞苦をなめられた。其勞を深謝します。

(昭和16年9月於長崎測候所)

参考文献

- | | |
|--------|--------------------------|
| 海洋時報 | 第三卷 第一號 187~194頁. |
| 同 | 同 第二號 477~496頁. |
| 同 | 第三卷 第一號より第十二卷 第三號迄. |
| 長崎氣象月報 | 昭和6年4月~同11年12月 雜錄欄. |
| 海洋氣象彙報 | 昭和14年及同15年. |
| 岡田武松著 | 氣象學 下卷 233頁. |
| 須田暁次著 | 海洋科學 157, 159, 171~175頁. |
| 丸川久俊著 | 海洋學 237~238頁. |

水張に依る大阪の晴雨豫報に就いて

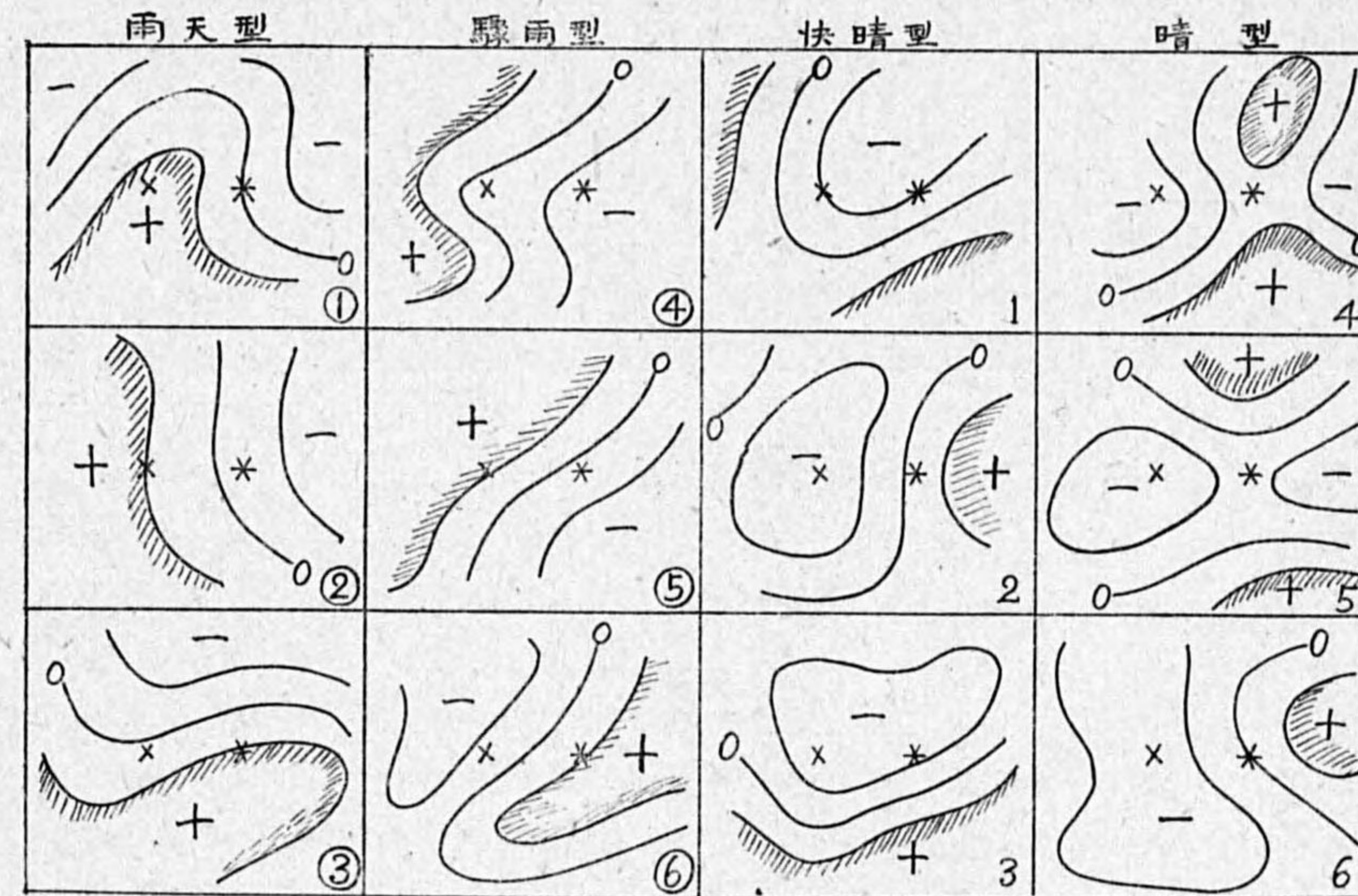
金 家 眞 文

§1. 緒 言

最近、水張實況が豫報現場で一般に用ひられる様になつたが、其の利用法⁽¹⁾、⁽²⁾は未だ充分研究されて居ない様である。大阪管區氣象臺では1ヶ年餘り前から現場で、6時、12時の水張分布圖と水張偏差分布圖(月別特別の10ヶ年間平均値からの偏差)とを相對照して天氣圖の補助にして居るが、經驗的に分つた事を要記して將來の參考にしたい。

§2. 水張偏差圖の雨型、晴型に就いて

水張分布圖だけでも、大體は雨天型、晴天型⁽²⁾が見分けられるが、平常に於ける水張分布状態を差引く(緯度補正をする)とその特徴⁽¹⁾がよく分る。



第1圖 水張偏差圖の雨型と晴型の分類.

(x, * は富江, 大阪の位置を示す)

(1) 澤田龍吉: 氣塊の水蒸氣量分析に水張圖を用ひる場合の一問題. 天氣と氣候, 昭和12年, 第4卷, 第9號 421-424頁參照.

(2) 高橋浩一郎: 水張分布圖による天氣豫報に就いて. 測候時報, 昭和14年, 第10卷, 第7號, 207-224頁參照.

先づ第1圖の模型圖に依つて雨型、晴型の水張偏差圖の特徴を述べよう。第1圖左半分の6つの圖に示した如く、雨型としては次ぎに述べるものが主なものであらう。

- (1) 水張偏差の正區域⁽³⁾が支那東海から西日本へ舌状に突出し、負區域は東日本に擴がつて居る場合は近畿に雨が來る(第1圖①参照)。
- (2) 支那東海、黄海、西日本一帯が正區域となり、近畿以東は負區域なる場合も雨となる(第1圖②参照)。
- (3) 正、負の區域が本邦南沿岸に細長く相對立して居るか又は正區域が南より内地を覆ふ場合も雨になる(第1圖③参照)。
- (4) 其他第1圖左半分中の④、⑤、⑥の如き場合も驟雨がある。

更に晴型としては第1圖右半分の6つの圖に示したものが主なるものであらう。即ち

- (5) 負區域が日本海から支那東海へ張つて居る場合は晴となる(第1圖右1参照)。
- (6) 近畿以西は負區域にして、以東は正區域なる場合も晴となる(第1圖右2参照)。
- (7) 負區域が本邦一帯を掩ひ、正區域を遙か南方洋上へ推した様な場合も晴となる(第1圖右3参照)。
- (8) 其他第1圖右の4,5,6の如き型式の場合は晴れる。

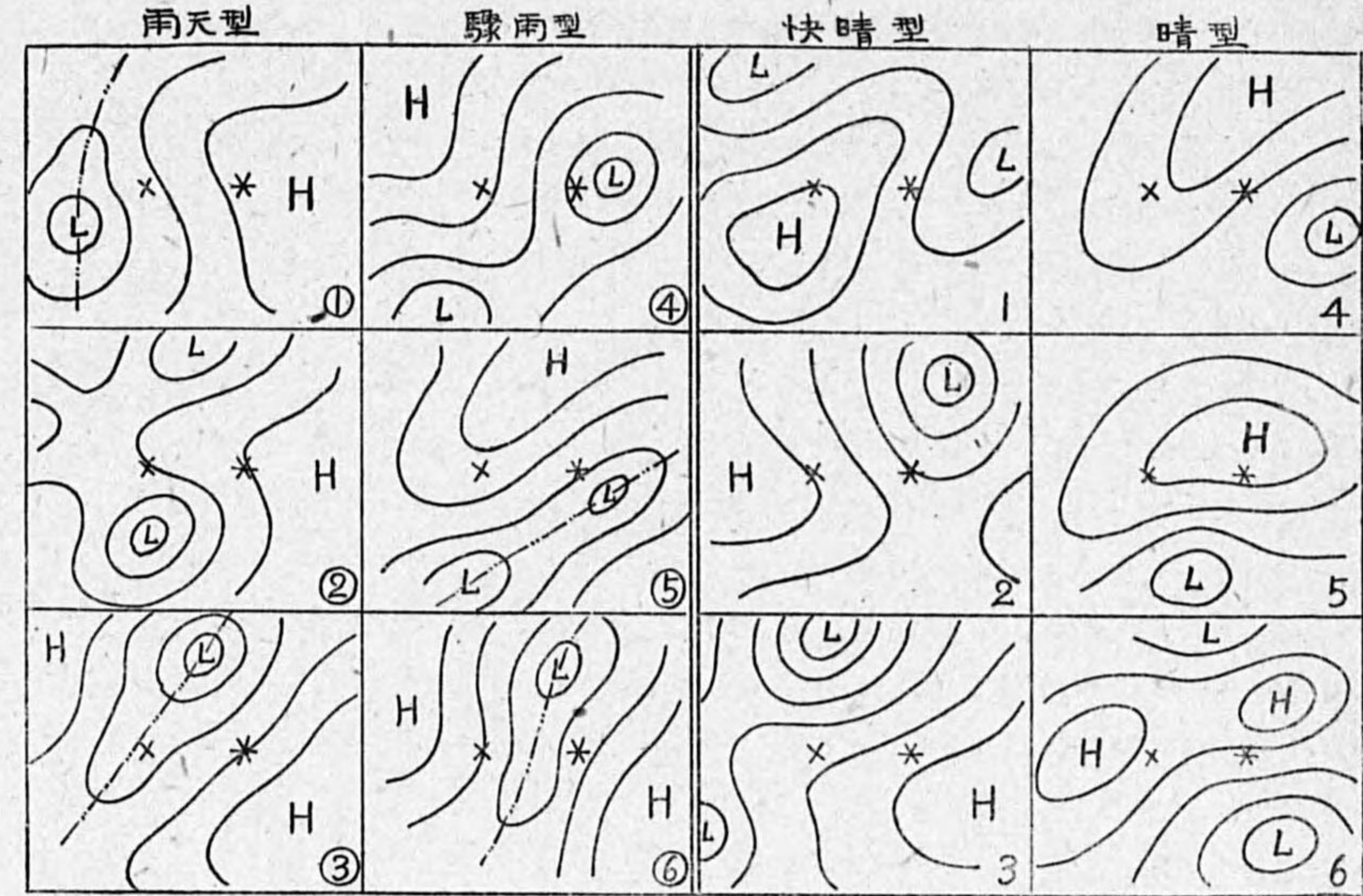
上記(1),(2),(3),(4)の如き雨天前(日)には富江(西日本を代表す)の水張偏差は正で、而かも富江と大阪との水張差も正で大きく(第1圖③、⑥の場合は例外になる事あり)なるが、上記の(5),(6),(7),(8)の如き晴天前(日)の場合は反對に富江の水張偏差も富江大阪の水張差も共に負になるだらう事は容易に考へられる(第1圖参照)。

§3. 雨天又は晴天前(日)の天氣圖型式に就いて

大正15年より昭和10年に至る間、大阪4月に於ける雨天又は晴天の前(日)の天氣圖を蒐集して調査した結果、第2圖に示した12種(圖中左半分は雨天、右半分は晴天)に分類するを得た。同期間中の雨天又は晴天前(日)を第2圖の天氣圖型式に従つて分類した結果は第1表(雨天)、第2表(晴天)の如くなり、日々の天氣圖型式は第3表(雨天)、第4表(晴天)に表示してある。第1表に依つて、大阪の雨天は揚子江方面から東進する低氣壓、又は支那東海方面から北東に進行して土佐沖邊に來る低氣壓に因るものが大部分を占めて居り、本邦南方海上に生ずる谷に因るものも割合多い事が分る。又第2表に依つて、大阪の快晴⁽⁴⁾は移動性高氣壓に因るものが半数以上である事が分る(第1,2表、第2圖参照)。尙§2の最後に述べた事は、第2圖の④、⑤、⑥の驟雨型並に同圖中の晴天型3,4,5,6の場合には適用されない事があるのは第2圖で

(3) S. Petterssen: Weather analysis and forecasting. 1940, p. 361-365 参照。

(4) 金家: 日本晴と其の豫報. 海と空 昭和16年10月號参照。



第2圖 春に於ける雨になる天氣圖(左)、晴になる天氣圖(右)型式 (x, * は富江、大阪の位置を示す)

第1表 大阪降雨前(日)天氣圖の型式別回数

天氣圖型式	降雨前(日)の回数
①	22 (34%)
②	26 (40%)
③	5 (8%)
④	3 (5%)
⑤	7 (11%)
⑥	2 (3%)

(天氣圖型式は第2圖左に従ふ)

第2表 大阪快晴前(日)天氣圖の型式別回数

天氣圖型式	大阪快晴前(日)の天氣圖型式別回数
1	19 (54%)
2	3 (9%)
3	3 (9%)
4	4 (11%)
5	1 (3%)
6	5 (14%)

(天氣圖型式は第2圖右に従ふ)

容易に分る(第3,4表参照)。

§4. 雨及び晴の前(日)に於ける富江と大阪の水張に就いて

大正15年より昭和10年に至る間の大阪4月に於ける雨天又は晴天前(日)に就いて富江水張偏差(平年値としては10ヶ年平均値、即ち6時は8.7耗、14時は9.1耗、18時は8.7耗、22時の分は9.0耗を用ひる)、富江と大阪との水張差、並びに第2圖の天氣圖型式による分類とを調査すると第3表(雨天前)、第4表(晴天前)の如くなる。

第3表 大阪降雨前の天気圖型式と水張(自大正15年至昭和10年4月分)

Table with 7 columns: Year/Month/Day/Time, Fuyukawa Water Level Difference, Fuyukawa Water Level Deviation, Weather Diagram Type, Year/Month/Day/Time, Fuyukawa Water Level Difference, Fuyukawa Water Level Deviation, Weather Diagram Type. Rows include dates from 大正15年 to 昭和10年.

第4表 大阪快晴前(日)の天気圖型式と水張差(自大正15年至昭和10年4月分)

Table with 7 columns: Year/Month/Day/Time, Fuyukawa Water Level Difference, Fuyukawa Water Level Deviation, Weather Diagram Type, Year/Month/Day/Time, Fuyukawa Water Level Difference, Fuyukawa Water Level Deviation, Weather Diagram Type. Rows include dates from 大正5年 to 昭和8年.

第3表を見ると既に§2, §3に於いて述べた通り, 雨天前(日)には富江の水張偏差も富江大阪の水張差も多く正であるが天気圖型式④, ⑤, ⑥の場合に例外がある. 又第4表を見ると晴天前(日)では富江の水張偏差も富江大阪の水張差も多くは負であるが天気圖型式3, 4, 6(第2圖

参照)の場合に例外が見られる. 更に之を明かにする爲に水張差別に, 富江の水張偏差の出現回数, 又富江大阪の水張差の出現回数を統計すると第5表(雨天), 第6表(晴天)を得る. 之によつて雨天前(日)は富江水張偏差は18%位は負になる事もあるが残り82%は正で水張偏差が2耗乃至5耗になる場合が最も多く, 又富江大阪の水張差も正の場合が大部分を占めて水張差は1耗乃至5耗になる場合が多い事が分る(第5表参照). 又一方晴天前(日)に於いては富江の水張偏差は14%位は正になる事もあるが他は負にして多くは-1耗乃至-5耗を最も多く示し, 又富江大阪の水張差は80%位は負で-1耗位の場合が50%になる事が見られる(第6表参照).

第5表 大阪降雨前(日)の富江水張偏差並に富江大阪の水張差別頻度

Table with 3 columns: Water Level Difference (耗), Fuyukawa Water Level Deviation Frequency, Fuyukawa Osaka Water Level Difference Frequency. Rows show ranges from <-4 to 8<9.

第6表 大阪快晴前(日)の富江水張偏差並に富江大阪の水張差別頻度

Table with 3 columns: Water Level Difference (耗), Fuyukawa Water Level Deviation Frequency, Fuyukawa Osaka Water Level Difference Frequency. Rows show ranges from <-6 to 6<.

従つて4月に富江の水張偏差も富江大阪の水張差も正なる場合は, 大阪では雨が近づくと思つてよく, 又負となる場合は晴れると思つてもよい. 更に天気圖型式(第2圖)による例外を考慮すれば之は實際豫報にも幾分役立つ様に思はれる(第5, 6表参照).

§5. 降雨前の大阪の水張の時間的變化に就いて

大阪の降雨は全部が暖域内に於ける雨でない事は勿論であるが降雨前數時間頃から水張が目立つて急昇して降雨中続く事は確かに認められる. 第2圖中の④, ⑤の如き驟雨の場合には必ずしも多濕な氣塊がある譯でないから僅少の例外はある. 昭和15年1月より昭和16年6月迄の大阪の毎時氣象觀測値模圖によつて降雨前に目立つて水張が昇つて居るか否かを調査した結果は第7表の通りである. 之によつて降雨前に目立つて水張が急昇し, 漸次高まつたのが80%であつて就中降雨前8時間迄に急昇したのが60%となつて居るのが分る(第7表参照). 依つて水張が目立つて急昇する場合は間もなく雨になるのではないかと一應は考へる必要があると思ふ. 斯くの如く降雨前に急昇して漸次高まつた水張は雨が止み天氣回復して來るに従つて漸次又は急激に下降して次の降雨迄は持續するのが常であるから, 水張が目立つて低い状態にある間は全體晴れるとしてよい譯で, 此の事は昔からの常識ではあるが大いに参考にすべきだと思ふ.

第7表 降雨前の大阪水張変化分類表
(自昭和15年1月至昭和16年6月)

降雨前時間数	水張急昇回数		左ノ百分率	
	昭和15年	昭和16年	15年	16年
	前日より引続き上昇 0時間—4時間	6	7	9
5〃—8〃	18	19	27	29
9〃—12〃	16	14	24	21
13時間以上	11	6	16	10
不明又は変化なし	9	2	13	3
	7	18	11	27

§6. 大阪降雨前の伊吹山の水張に就いて

近畿地方で雨が降り出す前に伊吹山は SE 寄りの暖気流に占められる事をよく経験するが、之を確かめる爲に大正13年より昭和4年に至る6ヶ年間の伊吹山6回観測結果(中央氣象臺月報より資料を採る)より、大阪で4月と10月中に雨量5耗以上降つた日に於ける伊吹山の水張偏差(月別特別6ヶ年平均値からの偏差)の時間的變化を調査したのが第8表、第9表である。即ち第8表によつて、降雨前12時間から水張が全部年平均値(月平均値だから細かい事は論ぜられぬ)より高い場合は4月に70%、10月に54%を示し、低き場合は4月に13%、10月に21%、又前半(降雨前6時間以上)に低きも後半に高き場合又は其の反對の場合は4月に17%、10月に25%となつて居る事が分る(第8表参照)。尙低き場合が生じたのは第2圖の④、⑤の如き高氣壓張出し前面に於ける驟雨が含まれたからである。更に此の水張偏差の數値を降雨前時間数に分けて統計すると降雨前12時間には平均にして4月が1耗、10月が2耗位であるのに降雨直前には4月が2耗、10月が3耗位に高まつて居るのが分る(第9表参照)。氣温の場合は此の反對となつた(表省略)。第9表中括弧内には第8表中の○印の分だけについて統計したもので數値が大きくなつて居る。尙第9表右半分中の4月分だけは目立つて小さいが之は偶然に×、△の分が餘計に含まれた上に回数が少なかつた爲である。尤も伊吹山の水張偏差が正なる場合は何時も雨になるか否かの調査が爲されて居らないし、反對に負なる場合も雨があるから一般には云へない(8月は大分趣を異にすると思ふ)が然し大體は第8、9表に依つて、伊吹山の水張が増してSE寄りの暖氣流(氣温と風向に關する表は省略す)が襲來した場合は大阪の天氣惡化の兆と一應は考へて他の資料を精査して豫報すべきだと云ふ事は云へると思ふ。

第8表 伊吹山の水張が降雨前から年平均より高き場合、低き場合、不定の場合の回数

		回数(百分率)
4月	高き場合(○)	21回(70%)
	低き場合(×)	4〃(13%)
	不定の場合(△)	6〃(17%)
10月	高き場合(○)	13回(54%)
	低き場合(×)	5〃(21%)
	不定の場合(△)	6〃(25%)

第9表 降雨前の時間數別の伊吹山水張の平均偏差値

降雨前時間数	12時間	8	4	0	10時間	6	2
4月	1.10 (1.45)	1.50 (1.84)	1.66 (1.85)	1.94 (2.24)	0.48 (0.48)	0.56 (1.82)	1.08 (2.15)
10月	2.06 (2.35)	2.90 (3.25)	2.61 (2.69)	2.71 (2.80)	2.20 (2.70)	2.30 (2.53)	2.93 (3.18)

§7. 結 尾

要するに不十分な統計結果ではあるが大阪の晴雨豫報に水張を利用する際は次の事項を考慮する必要がある様である。

1. 富江、大阪の水張差と富江の水張偏差とが共に正ならば雨、負ならば晴となる。此の場合に第2圖中の驟雨型と晴天型には例外があり得る事に注意を要す。
2. 大阪の水張が目立つて急昇する場合とか又は伊吹山に南寄りの暖氣が現はれて水張が年平均値よりも2耗位高まる場合は數時間以内に雨が降る。但し春秋に適用されて高氣壓性の驟雨の場合には適用され難い。

終りに當り、御指導を賜りました大阪管區氣象臺長堀口由己先生並に肥沼寛一先生に感謝致します。
(昭和16年9月 大阪管區氣象臺)

支那東海に發生する低氣壓に就いて

山田三朗

1. 緒論

近來外國に於ては低氣壓に關し高山觀測や上層觀測による多くの研究⁽¹⁾があるが我國には未だ餘りない様である。

今内地に於ける之等の觀測値を拜借して調べた低氣壓の一般的な概要を報告したい。

材料の關係から内地の三島竝に東京附近を通過せる顯著な低氣壓を自記紙から拾つて見ると其の大部分が支那東海附近に發生、發達した低氣壓である。故に内地附近の低氣壓の代表的なものとして主として支那東海に於ける低氣壓の發生と三島竝に東京を通過した低氣壓の垂直構造を調査した。之等東海附近は低氣壓發生の爲の多くの好條件を具備し⁽²⁾、且一般性もあるので此の地域に發生せる低氣壓に就いては既に多くの研究報告がある⁽³⁾。今亦同様に東海に發生せる低氣壓の 2, 3 例に就き各地の氣象要素の日平均の變化や推算氣壓、相當溫位等の變化から調査し、其の一例をも報告して冬季支那東海に發生する低氣壓の一般性を考察したい。

又三島竝に富士山を通過した低氣壓及び颱風の 3 年間 25 個に就いてその各々の氣温、相當溫位の時間的な垂直断面圖を畫いた。亦富士山と三島に於て月別に低氣壓の時と高氣壓の時の平均溫度を比較してみた。之等により内地を通過する低氣壓は低い型(溫暖型)の低氣壓が多く、完全に高い型(寒冷型)の低氣壓と思はれるものはなかつた⁽⁴⁾。

2. 冬期の支那東海及び其の近傍の氣象

§1. 概況 冬期支那東海は常に北乃至北東の季節風が卓越し、琉球臺灣北部に於ては其の末端に位し東南方の暖濕な海洋氣塊 (mT) との frontal zone 内にあるので殆んど毎日が陰曇な天氣である。之はバイカル湖を中心としてシベリヤから滿蒙に互る地方の割に低い型の大陸高氣壓⁽⁵⁾から

(1) 之等の主なるものを地球物理文献抄に求めると本文末に抜記した中の [6] [7] [8] [10] [12] [13] [15] [16] 等がある。

(2) 荒川: 「低氣壓に關する最近の研究」日本數物學會誌第 10 卷第 3 號。

(3) 大谷, 山田: 「支那東海に獨立して發生する低氣壓に就いて」氣象集誌第 16 卷第 7 號。

淵, 田島, 村瀬: 「東亞溫帶低氣壓の構造」氣象集誌第 17 卷第 9 號。

堀: 「中支南部及南支に於ける低氣壓發生の機構に就いて」氣象集誌第 17 卷第 8 號。

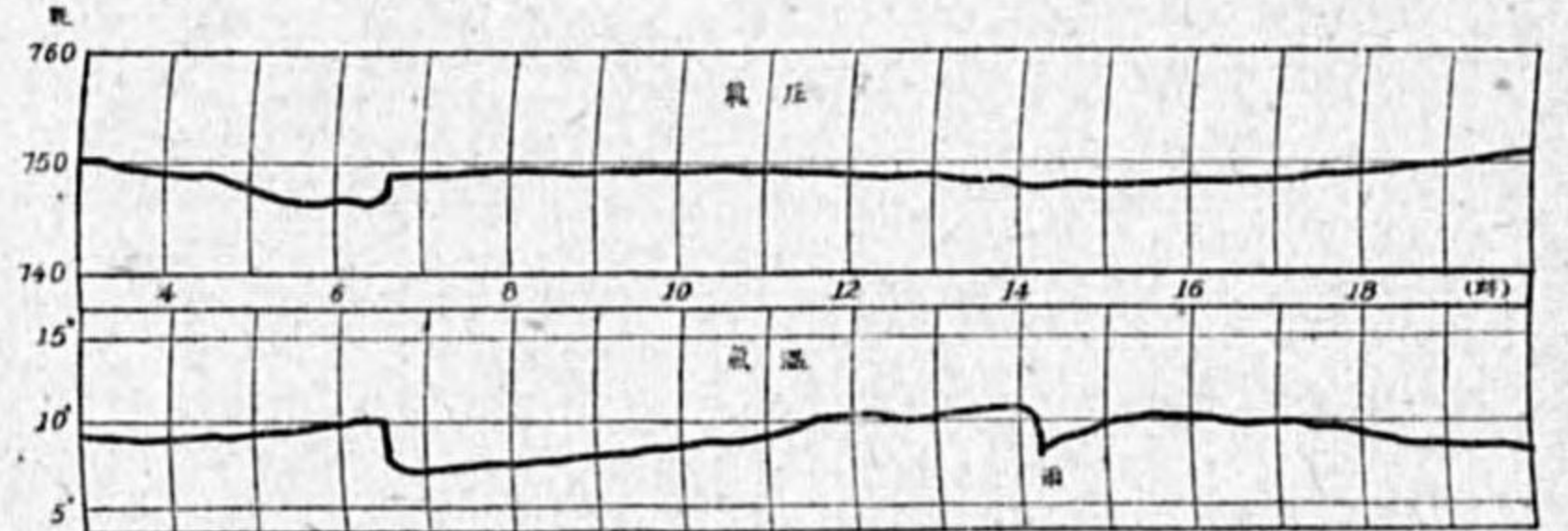
橋本: 「冬季東支那海南部に發生する低氣壓に就いて」氣象集誌第 18 卷第 11 號 等がある。

(4) 低い型, 高い型に就いては, 櫻庭: 「定常性低高氣壓に就いて」氣象集誌第 15 卷第 5 號。
櫻庭: 「低, 高氣壓の高さに就いて」天氣と氣候第 4 卷第 2 號, 又文末の文献抄中では [7] [9] [10] [13] 等に論じられてゐる。

(5) 之の説明には荒川: 「シベリヤ大陸高氣壓……の力學的特性」氣象集誌第 18 卷第 7 號がある。

寒冷氣が支那本土の海岸線に大體平行に朝鮮や黃海を経て支那東海へ南下し, mT 氣塊⁽⁶⁾或は自身の變質せる古い氣塊の下へ突入するからである。海面は東海黃海南部共に陸上より比較的高溫の爲 cp 氣塊は南下するに従ひ下層から温められて段々變質し, 不安定となつてゐる⁽⁷⁾。且支那東海は大陸の東側に位し, 大陸と海上との間に溫度差も大きいから低氣壓は發達し易い状態にある。併し大陸高氣壓が有勢で東海に於ける氣壓勾配が大陸から東海へ向つて大きい時には低氣壓は發生する事は少い。滿洲に於けるシベリヤ高氣壓は地上からの冷却により密度が大となり下降氣流によつて勢力を補給されてゐると考へられるから⁽⁸⁾、地上で日中好天の爲昇温し營口方面に比較的温暖な氣塊の突入が認められたりする時には直ぐ弱い低氣壓が其の内部である滿洲中部地方に出來易い。同様に熱河省方面にも良く弱い低氣壓が發生し何れも東へ進んで日本海に出で、それより勢力を得て發達し北海道地方を荒して行く場合が多い。従つて之等の低氣壓は滿洲内部では餘り多量の雪等を降らせる程の有勢なものではない。斯る時は朝鮮北部を中心とする高氣壓が出來てバイカル湖を中心とする高氣壓から分離し、移動性高氣壓となる。そうして下層よりは暖められ、又自身沈降を起して暖くなり段々變質しながら大平洋に出で遂には高い型(溫暖型)に轉化して小笠原高氣壓の一部となる。

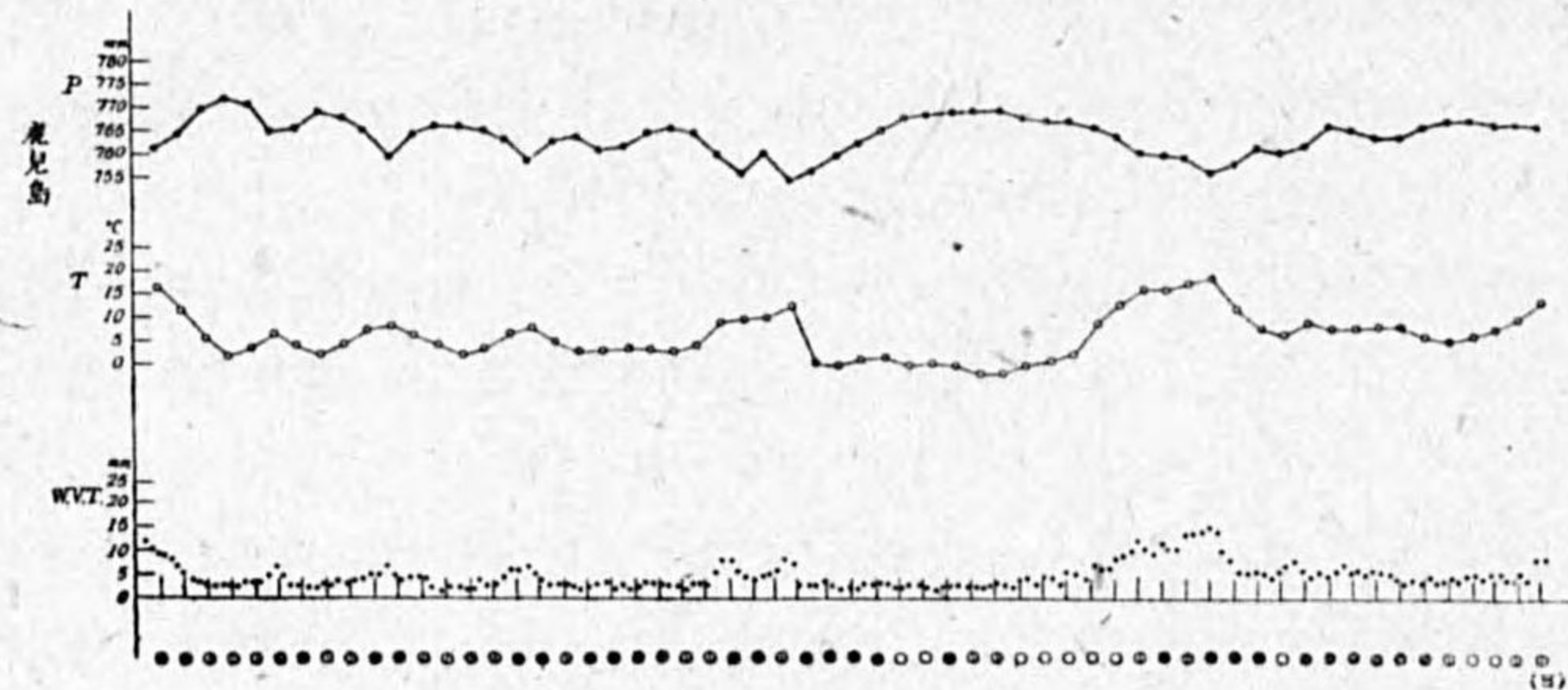
此の高氣壓の移動消長はラサ島(沖大東島)の水蒸氣張力の變



(6) 氣塊名は荒川: 「日本附近の各氣塊の特性」氣象集誌第 13 卷第 9 號と同じ。
(7) 高橋: 「海上を渡る際の乾冷氣塊の變形」氣象集誌第 18 卷第 3 號に變形の様子が論ぜられてゐる。
(8) 高氣壓に就いては「氣象學礎石」17 章, 並びに櫻庭: 「高氣壓形成の理論」氣象集誌第 16 卷第 9 號等に説明してある。

化から丈でも推察出来る⁽⁹⁾。即ち第 1 圖の ↓ はラサ島に於ける風向が北に變つた時で之より急に水蒸氣張力と温度とが共に下降を始め、雲量を増し、降雨のあるのも大部分此の時であつて一般に風速も大きい。次に ↑ は風向が東乃至南東に變つた時で之から相當温位が段々高くなる。此の様にラサ島では冬期は高氣壓の移動に従つて風向が北から東へ變つて行き逆時計廻りに變化した事はなかつた。従つて亦ラサ島附近を低氣壓が通過する時も寒冷前線は明瞭であるが温暖前線は餘り分明でない⁽¹⁰⁾ (第 2 圖参照)。之に依つても判る通り太平洋に出た後の移動性高氣壓は高温多濕となつてゐる。

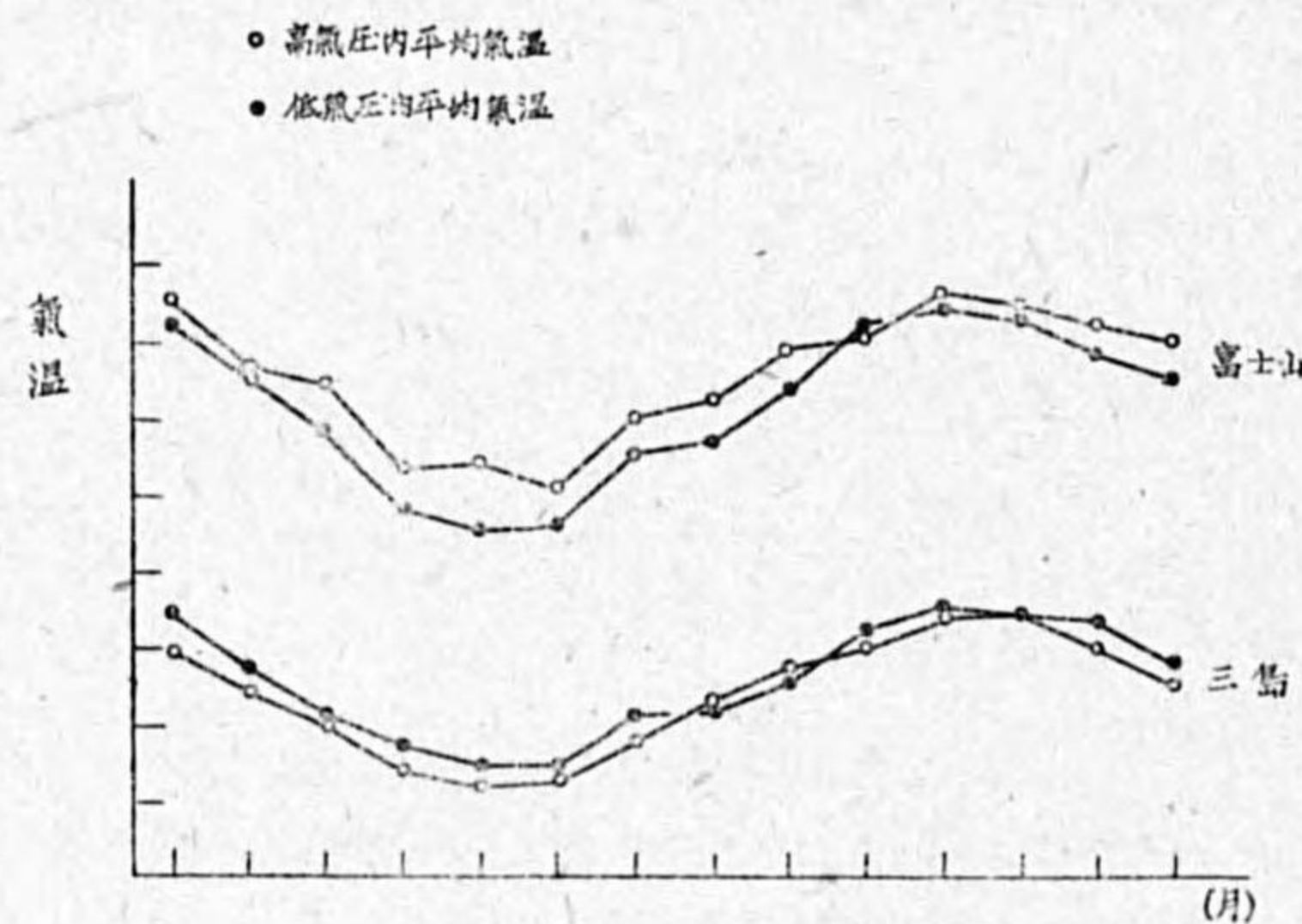
§2. 各地の氣壓、氣温、水蒸氣張力の日平均の變化 今昭和 13 年の月表に依り 1, 2, 3 月の上海、中江鎮、秋風嶺、青島、營口、新京、黑河、滿洲里、赤峰、鹿兒島、那覇、石垣、臺北、阿里



第 3 圖

山、ラサ島に於ける氣壓、氣温、水蒸氣の日平均と天氣の變化圖を作つて見ると阿里山の外は低壓の時は殆んど常に高温であり、その大部分が水蒸氣も大の時である (第 3 圖参照)*。

之では滿洲方面でも南西諸島方面でも共に暖氣の突入後に低壓となつてをり内部の低温な低氣壓と思はれるものは此の地方の地上では見られなかつた。亦富士山と三島に就いて同様な氣象要素其の他の推算氣壓、



第 4 圖

(9) 山田: 「沖大東島に就いて」天氣と氣候第 7 卷第 7 號を参照されたし。

(10) 低氣壓に就いては本文 3 節の終りに述ぶ。

* 以下圖は都合によりその一部のみを舉ぐ。

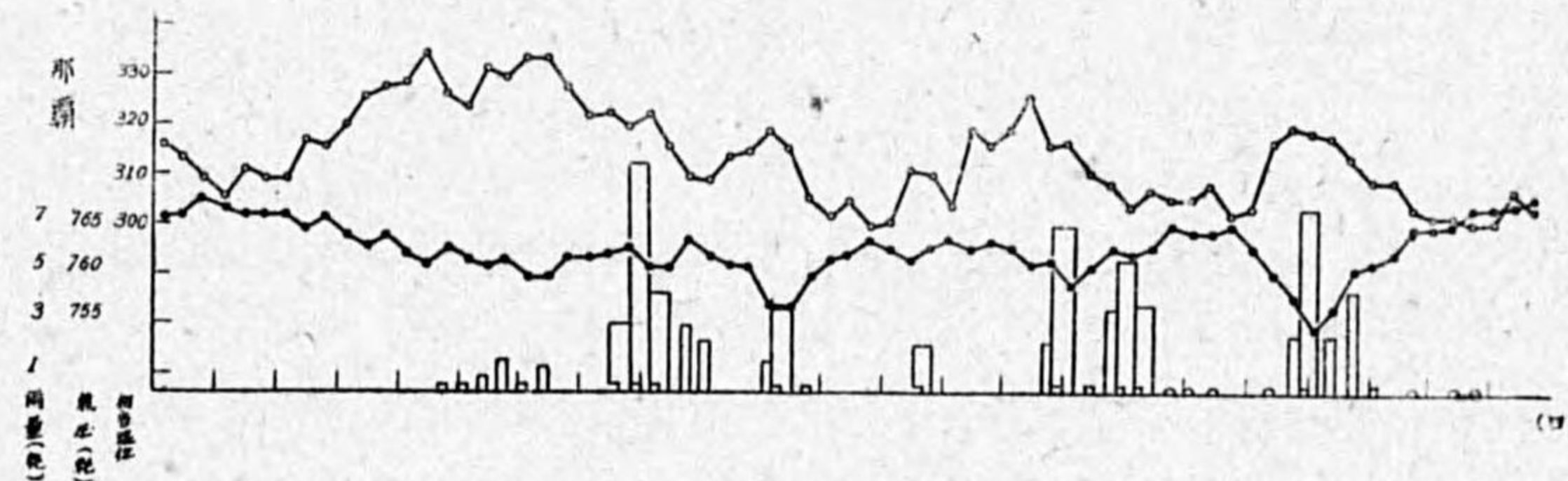
相當温位、安定度等の變化を 1 年間に互つて作圖した所では三島も亦同様で東京でも大體同じ様である。併し富士山の如き高山では稍、趣を異にし、氣壓の低極が地上より遅れて氣温の降下中にある事が多い。故に天氣圖上の低氣壓では内部が高温であるが之を月平均から 2 耗以上高い時と 2 耗以上低い時とに分けて夫々の氣温を月毎に平均して比較すると第 4 圖の如くなり、三島は低壓の時の方が高温であるが富士山は低壓内が低温となつてゐる (本文の低氣壓の垂直構造の項参照)。

§3. 推算氣壓 那覇、臺北等の推算氣壓の時間的變化を見ると此の地方の低氣壓内は概して高温である爲に此の地域で既に閉塞してゐる低氣壓でない限り或る高さ以上ではその上空は反つて高壓となつてゐる⁽¹¹⁾。即ち 3000 米以上では氣壓勾配は南から北へ向いてゐて支那東海南部では上層等壓線が幾重にもクローズする如き低氣壓が発生する事は殆んどない。従つて亦之等低氣壓の發生原因をトロポポーズからとは考へ難い⁽¹²⁾。

普通地上の高温極は低壓極より前に現れ低壓極の後は氣温は下るから上層推算氣壓は地上より後れて地上低氣壓の後部に低極が現れ、上層程低氣壓域が北西に偏し易い。

之は後文の低氣壓の内部構造で判る如く實測とも大體一致し、例へば富士山と三島との場合、上層氣温が地上氣温と全く無關係な或は負の關係を示す如き異變化をしてゐる時は推算氣壓と高山觀測の氣壓との差は大きくなるが一般には兩者が略、一年中一致してゐた。

§4. 恒春、石垣、澎湖、那覇、ラサ島、上海、仁川の 3 月上中旬に於ける氣壓、相當温位、雨量の時間的變化を見るに石垣、那覇、ラサ島は相當温位が高い程氣壓は下り相當温位が低くなり始めると氣壓も上り始めてゐる。降雨も一般に相當温位の最高から下り始める時多くて氣壓の低下を援けてゐる様である。但し澎湖は相當温位に逆比例する氣壓變化が小さい (第 5 圖参照)。



第 5 圖

今上海と臺北間の氣壓差と温度差の變化を見ると低氣壓は氣壓差が小なる時で、温度差は大なる時より反つて小なる時に發生する事が多い様である。即ち一般的には大陸と海洋上の氣温差の大な

(11) 荒川: 「上層氣流に及ぼす氣温の影響」氣象集誌第 13 卷第 2 號参照。

(12) 中歐學派では低氣壓の原因をトロポポーズにありと云ふ。

文末文獻抄 (13) (7) にあり。

る時の方がエネルギーが大であるのであるが、低気圧発生時の東海上では反つて気温勾配が小なる時である。

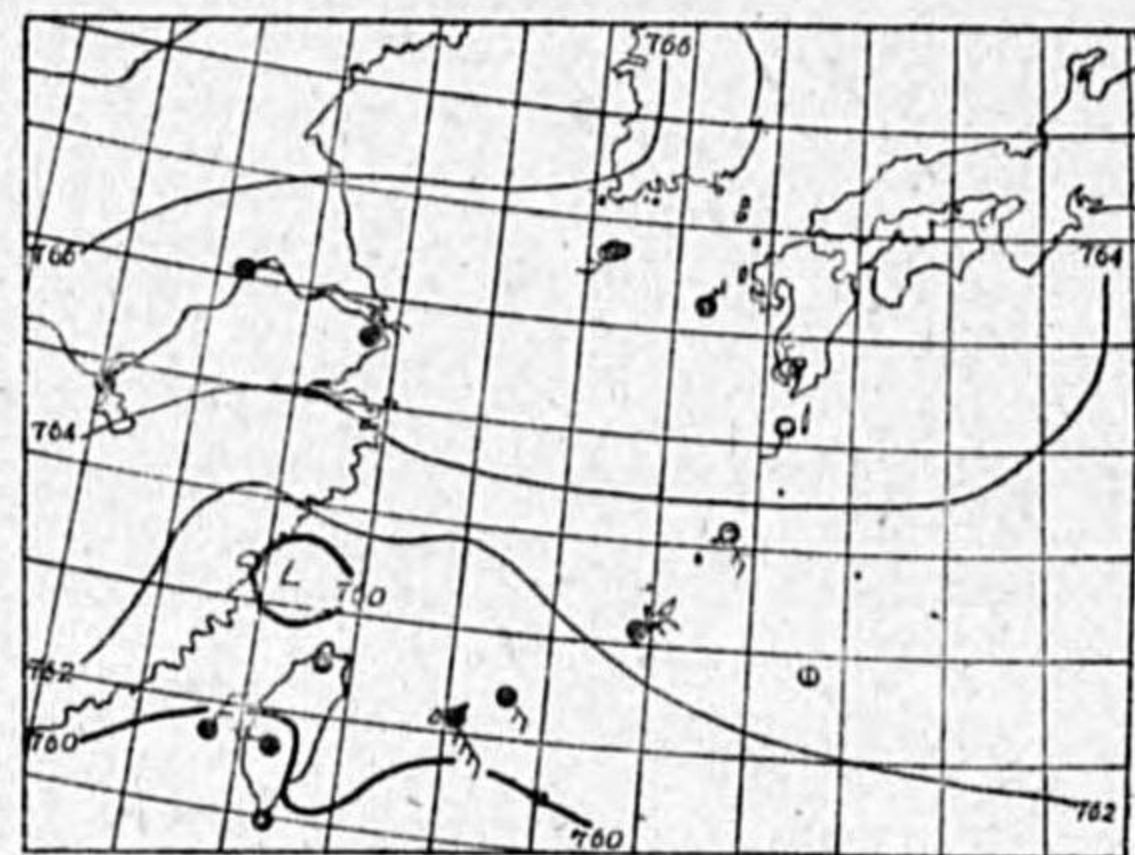
之等の地での暖域への出入の時間的變化は恒春が入るのは最初で澎湖も其の他の地より一般に數時間早く、出るのは遅れる方が多い。石垣と那覇は大體同時刻で時に石垣の方が早く、ラサ島は那覇等より南に寄つてゐる爲に出るのも亦入るのさえも稍遅れる事が多い。

以上の事から低気圧が東海に發生する時は臺灣海峡方面で大陸との間に温度差が大きき氣壓は上り氣味で臺灣北部は温度差少く氣壓が下り氣味であると云へる。

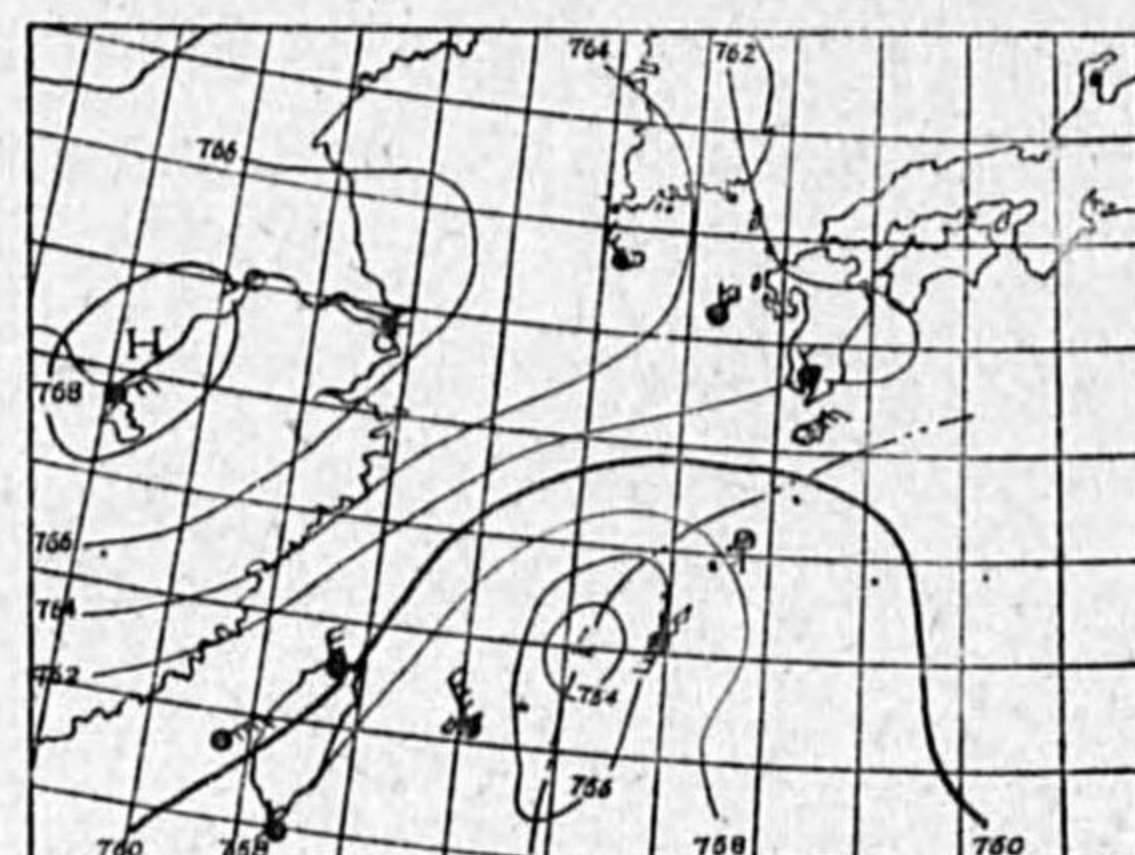
3. 低気圧の發生⁽¹³⁾

今低気圧が支那東海に發生する時の模様を昭和 15 年 3 月中旬の場合に就いて詳しく觀察して見よう。

§ 1. 天氣圖 此の時の天氣圖は第 6 圖に見られる如く東海發生の低気圧中簡単な機構と思はれる例である。一般に東海で季節風が弱くなつて氣壓の gradient が小さくなり臺灣上で等壓線が乙字型⁽¹⁴⁾を畫く様に臺灣北部へ東南風が當る時に臺灣北方に發生し、暖氣突入のある時に發達する。



第 6 圖 A 3 月 19 日 24 時



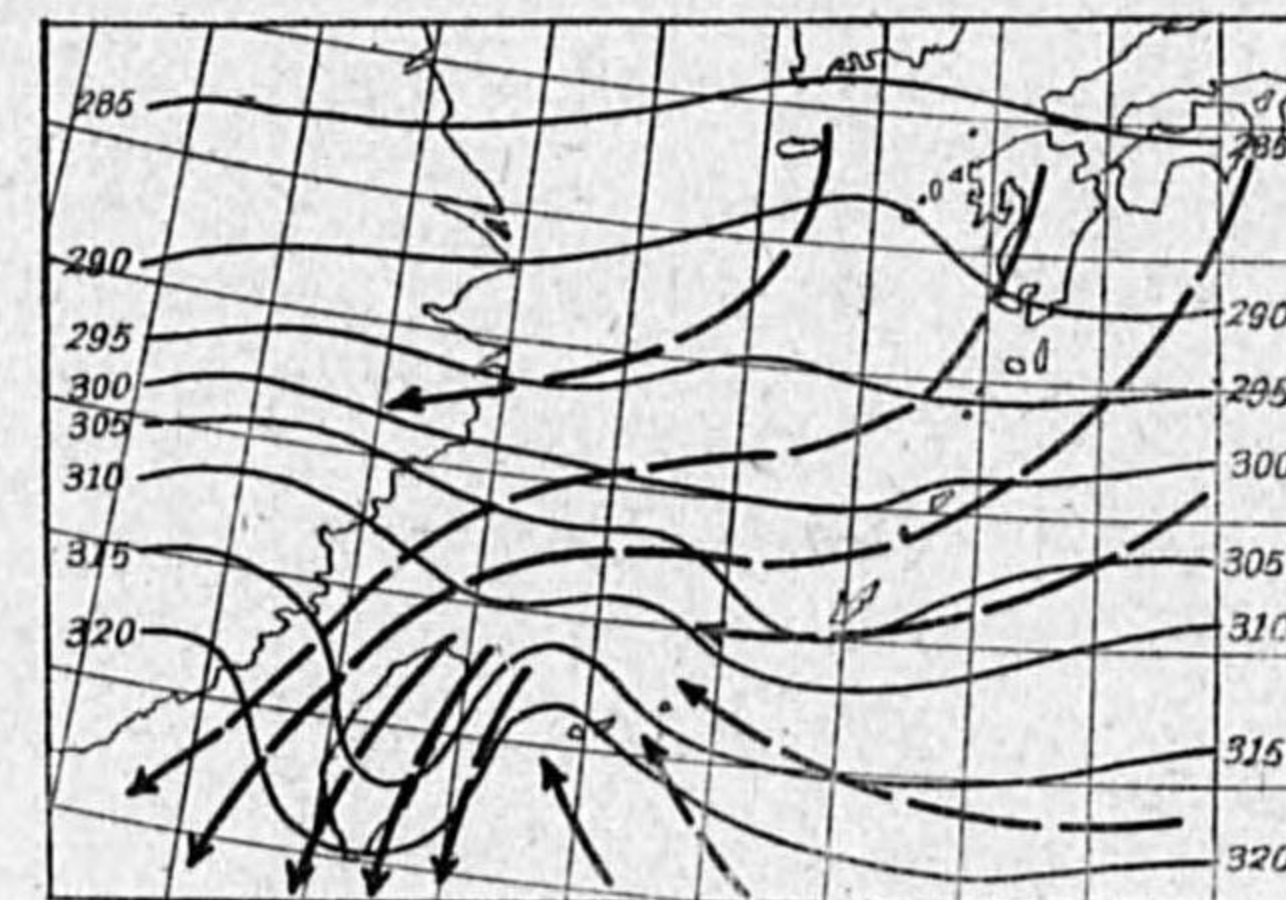
第 6 圖 B 3 月 19 日 24 時

多くの支那東海發生の低気圧は臺灣北方の暖氣の突入と共に東海より黄海南部の上空まで暖氣が這ひ込み之等濕潤不安定な海上に南北に低壓の谷を作る。後段々不安定エネルギーを得て數個の小低気圧となり九州附近に進んで一度合體せんとするが亦地形の影響の爲に日本海と太平洋側に二中心を持つ低気圧となる。之等の事も此の低気圧が餘り高い型の低気圧になつてゐない事を示してゐると思はれる。其の後北海道南部に到つた中心と關東東方洋上へ出た中心とが三陸沖で合體する事が多い。

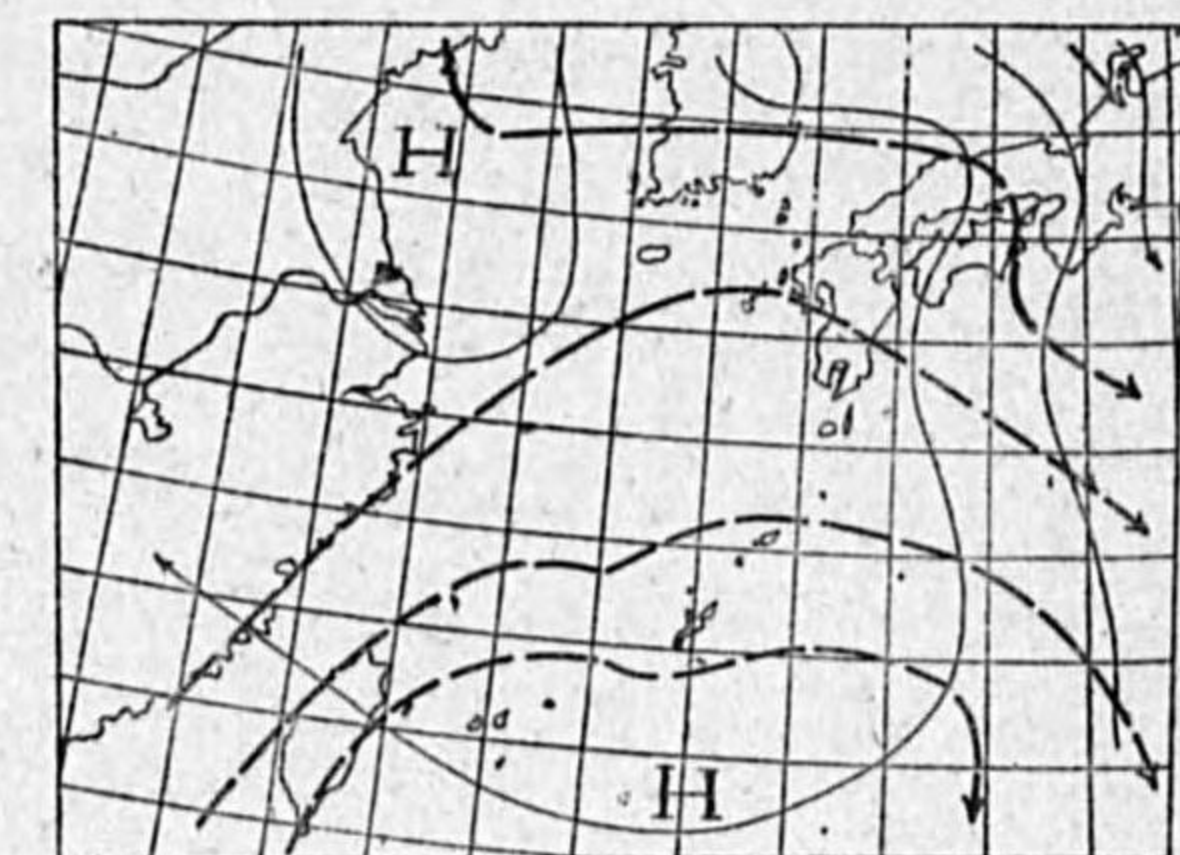
(13) 低気圧の發達に就いては大間：「日本附近の温帯性低気圧の發達に關する研究」第 1 報，氣象集誌第 17 卷，第 9 號；第 2 報，氣象集誌第 18 卷，第 8 號等がある。

(14) 乙字型に就いては大谷：北西風により表日本沿岸に形成せられる氣壓の窪みに就いて，氣象集誌第 13 卷，第 9 號，並に荒川：日本附近の各氣塊の特性（續報），氣象集誌第 15 卷，第 5 號に夫々御研究がある。

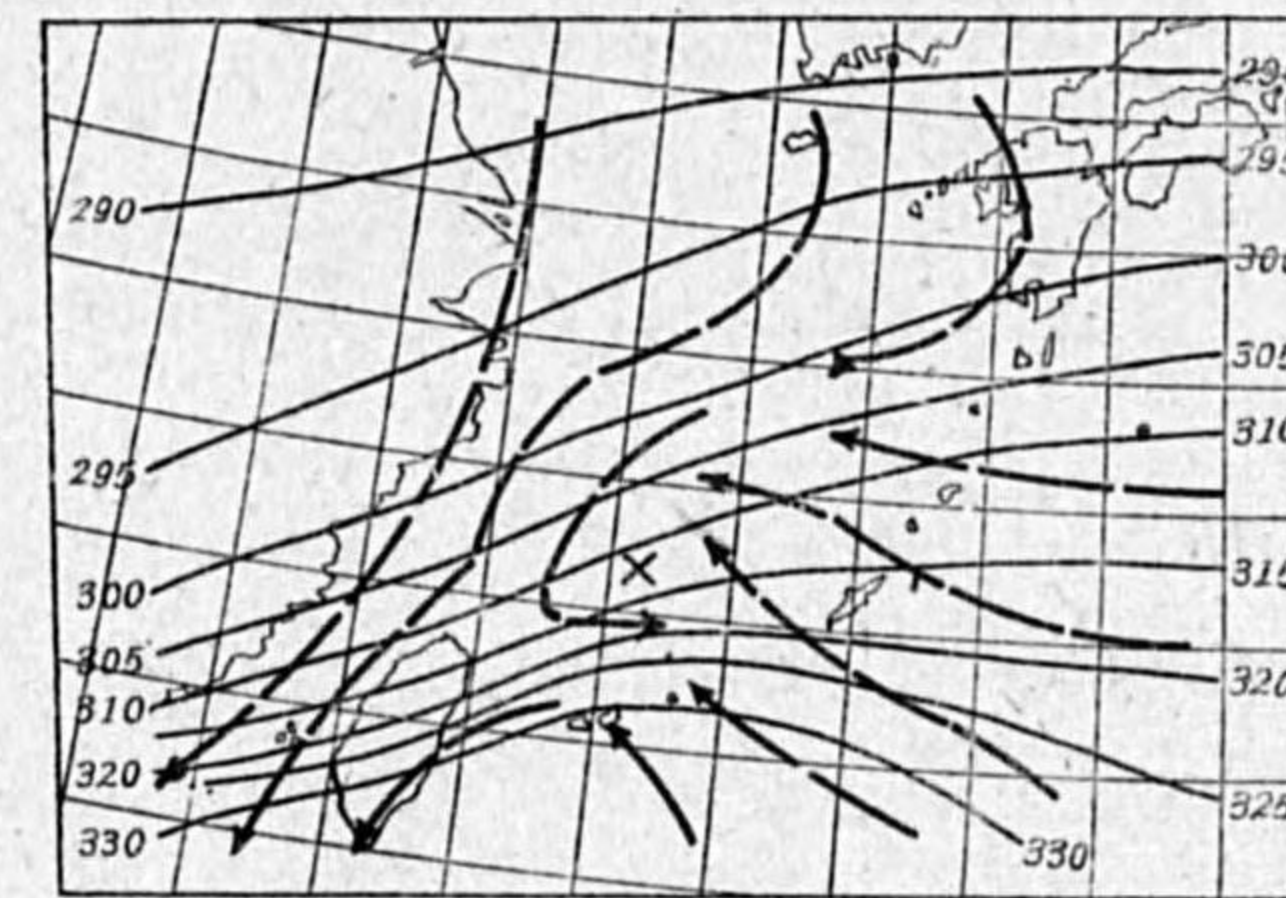
§ 2. 等相當温位線圖と流線圖 等相當温位線圖に出来る丈豊富なそうして地形の影響等の少い風向、速により畫いた流線圖を入れて見ると第 7 圖の如くで地表での氣流と相當温位の變化との關係が判る。此の圖の暖氣の突入は J. Bjerknes 等の示す模圖の如く南西方向からでなく南東から入るので温暖前線は餘り明瞭とならない。亦之等から地上氣流の收斂域に上昇氣流があつて低気圧が發生し、上層では發散域になつてゐる事が判る。



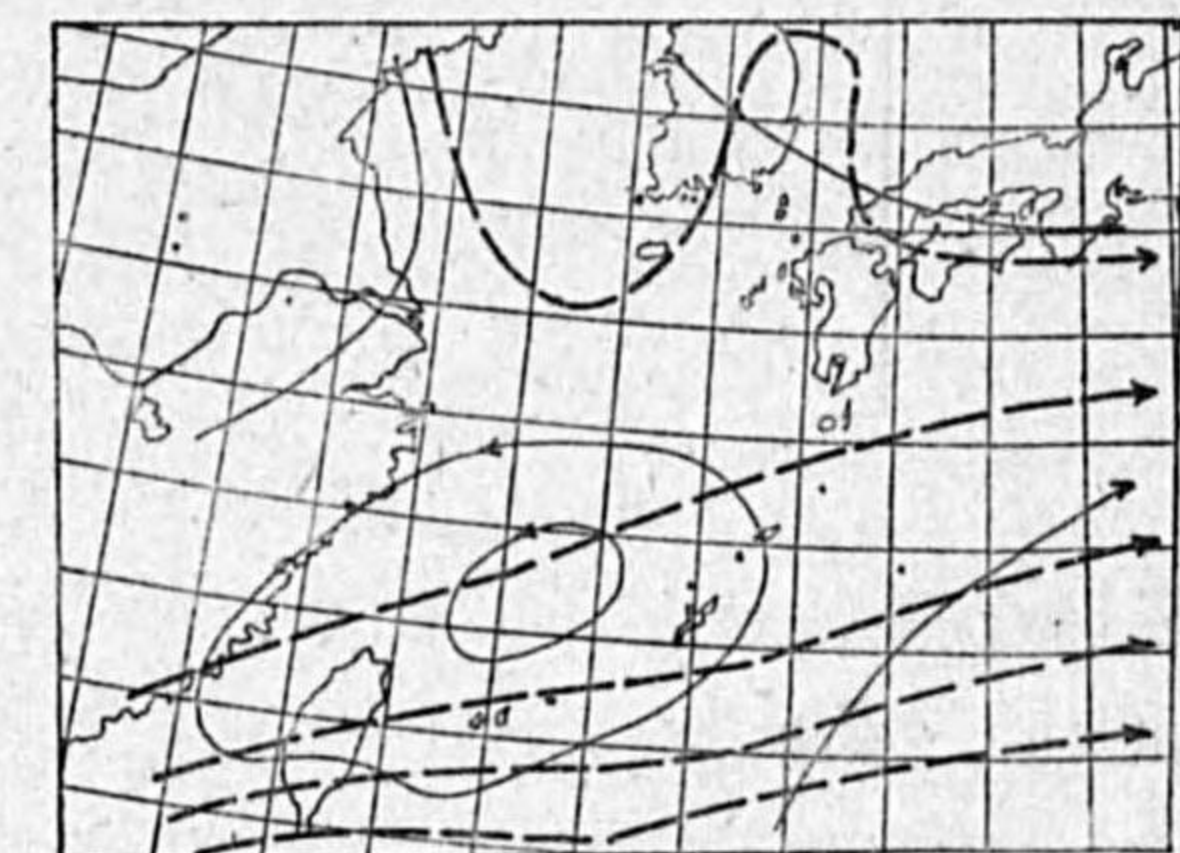
第 7 圖 A 3 月 19 日 6 時



第 8 圖 A 3 月 18 日 12 時



第 7 圖 B 3 月 19 日 18 時



第 8 圖 B 3 月 19 日 24 時

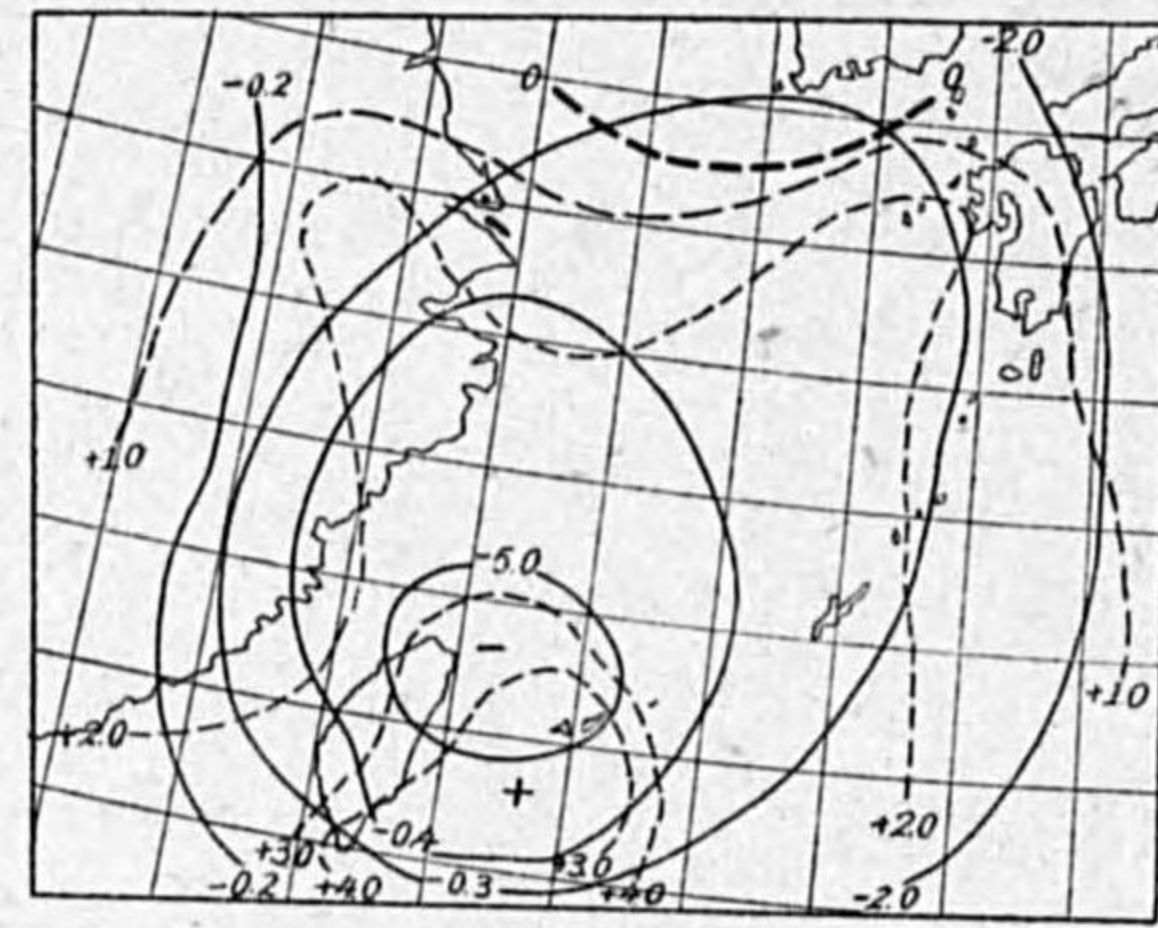
§ 3. 推算等壓線 1000 米と 3000 米の推算等壓線は第 8 圖の如くで兩者の間に氣壓配置の大きな差異が認められる。即ち此の附近の低気圧、高気圧は共に冬期は低い型である。そうして 3000 米では支那東海は季節風の消長により收斂域や發散域が變化し、低気圧發生の時は概して臺灣海峡が（地上の気温傾度が大なる爲）收斂域となり支那東海南部が發散域の場合である。

§ 4. 氣壓、気温の 24 時間變化圖を第 9 圖に見ると気温の昇域と氣壓の降域又気温の降域と氣壓の昇域とが夫々大體一致し、先の推算等壓線の發散域が氣壓降下域に當り收斂域が上昇域に當つてゐる様である。亦氣壓の降下（上昇）域は気温の上昇（降下）域と稍ずれてゐる事が多く、そ

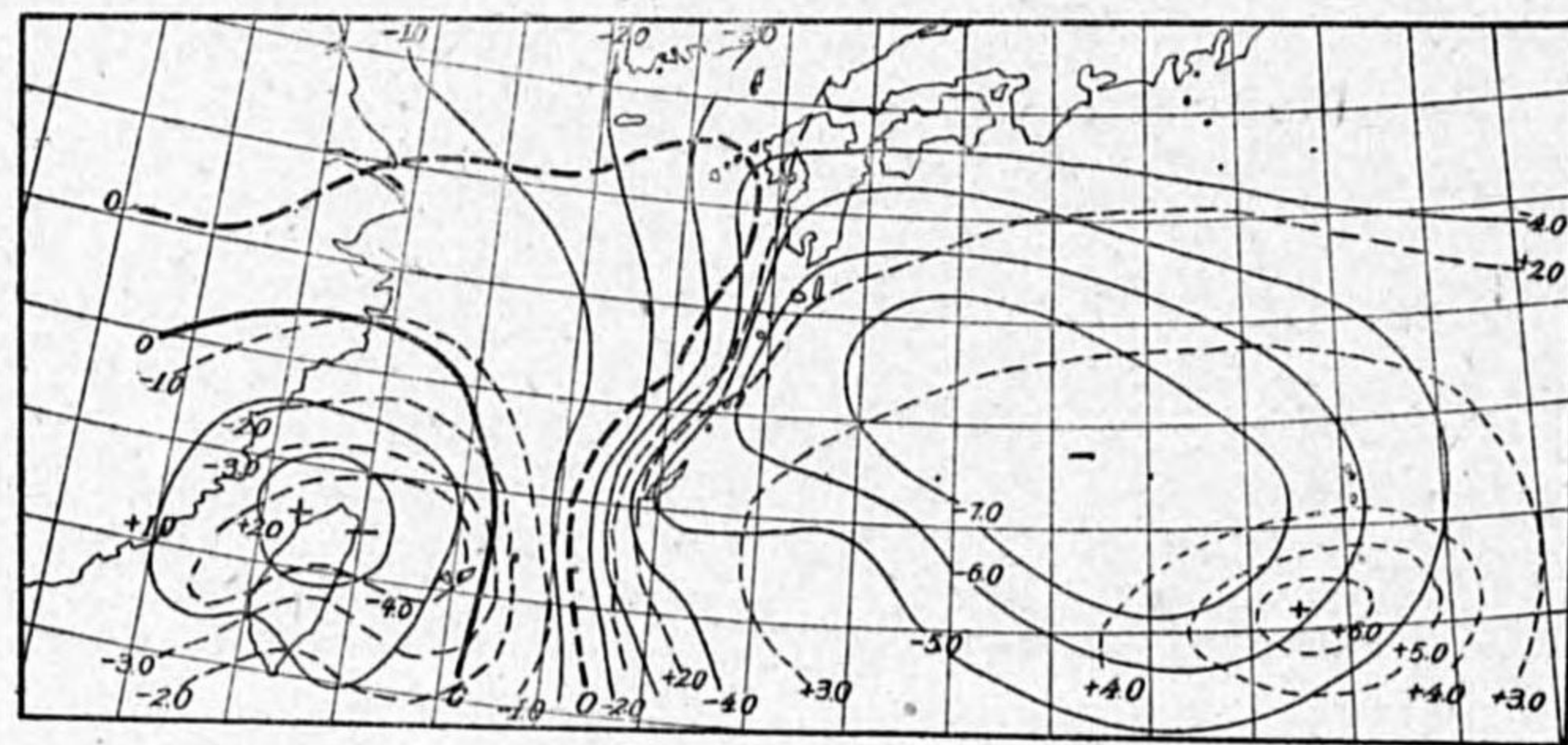
の気温域の偏してゐる方向へ気圧域が進む傾向がある様に見える。

§5. 低気圧通過時に於けるラサ島の気圧、気温並びに風速計の自記紙は第2圖並に第10圖で既に説明した。

以上を要約すると支那東海は大陸の東側に在り、温度勾配大きく、フロントも有勢で不安定のエネルギー量も多いので低気圧発生には非常に有利であるがシベリヤ高気圧の有勢である時はフロントによる降雨のみで低気圧が発生する事は少い。季節風が弱

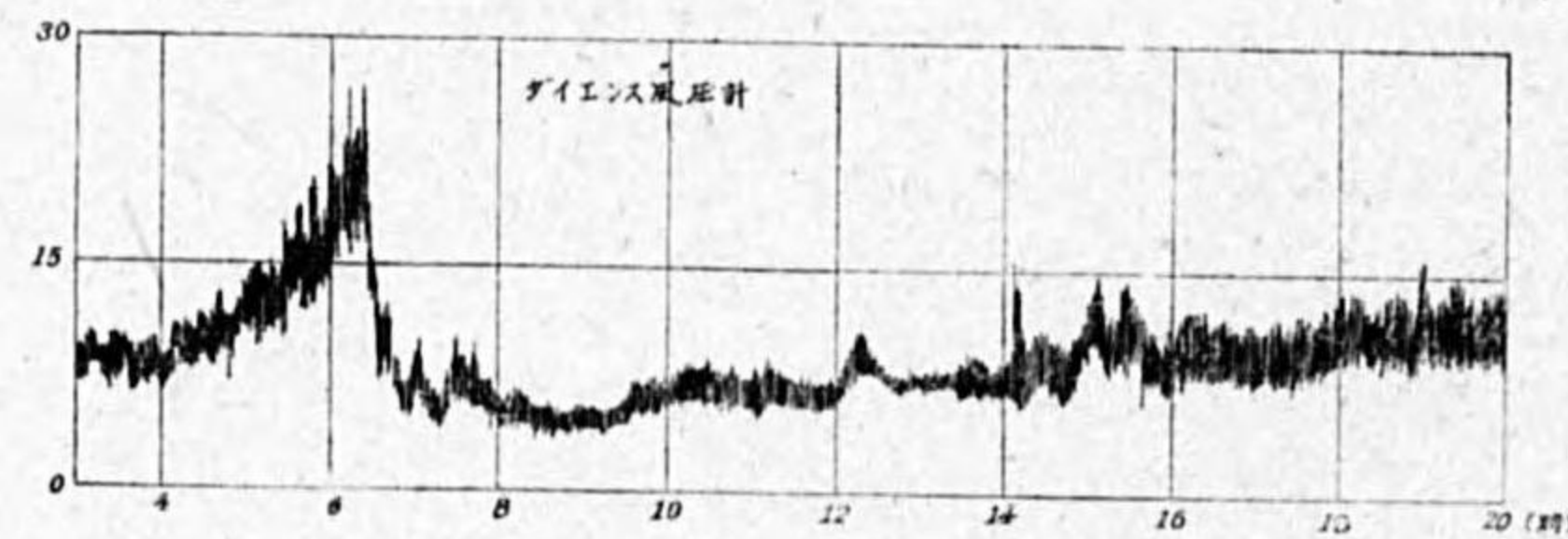


第9圖A 18日-19日



第9圖B 19日-20日

まり移動性高気圧が大平洋を出た後して臺灣北部へ南東からmT気塊が突入する様にならねば有勢な低気圧が発生する事が少い。



第10圖

之等により東海に於ける低

気圧の主なる発生理由を挙げると ① 地形の影響によつて波動性のフロント面にも出来た低気圧が濕潤不安定な成層をなす地域内で渦動性低気圧として発達し易く ② 割に高い臺灣山脈の爲東風の時はフェーン現象により風下側の臺灣西北部は気圧低下し所謂乙字型の等圧線を作る。③ 暖氣の突入により降雨等の爲気圧降下を授ける。④ 臺灣海峡で温度勾配大きく東海南部で小なる爲東海南部では上層等圧線が発散し地表上の気圧を降下させる。之等が互に原因結果となつて低気圧が発生

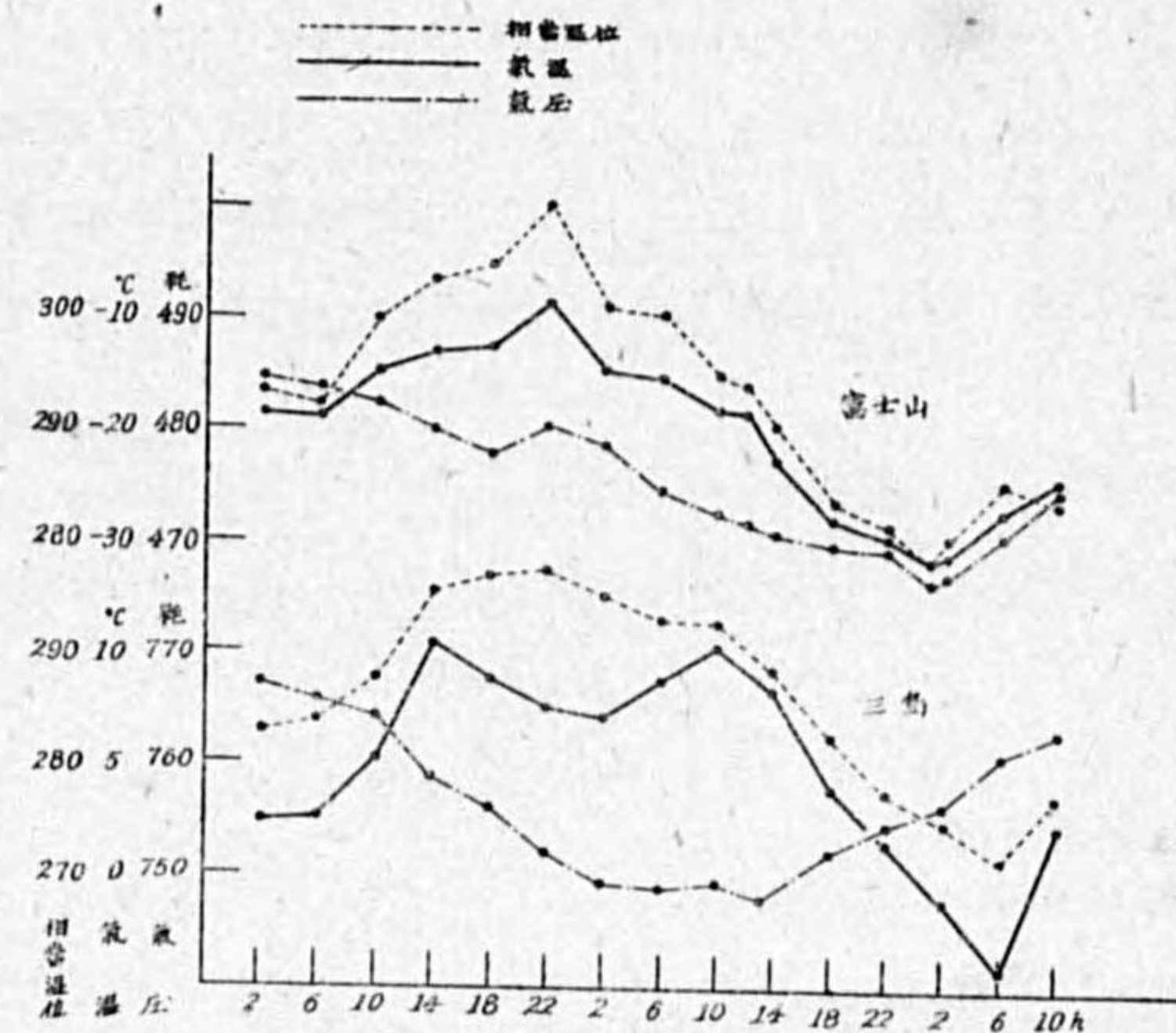
し発達すると考へられる。発生後は多く三氣塊隅の型を取り其の前面は暖域で温暖前線は一般に不明瞭であるから温度勾配も小さく後面は寒冷前線で温度勾配も大きいから上層氣流は低気圧の前面に發散し氣壓を低下させる。故に低気圧は最も氣温勾配の小さい方面即ち大體温暖前線の方向へ進み斯る時は発達する事が多い。

4. 低気圧の垂直構造

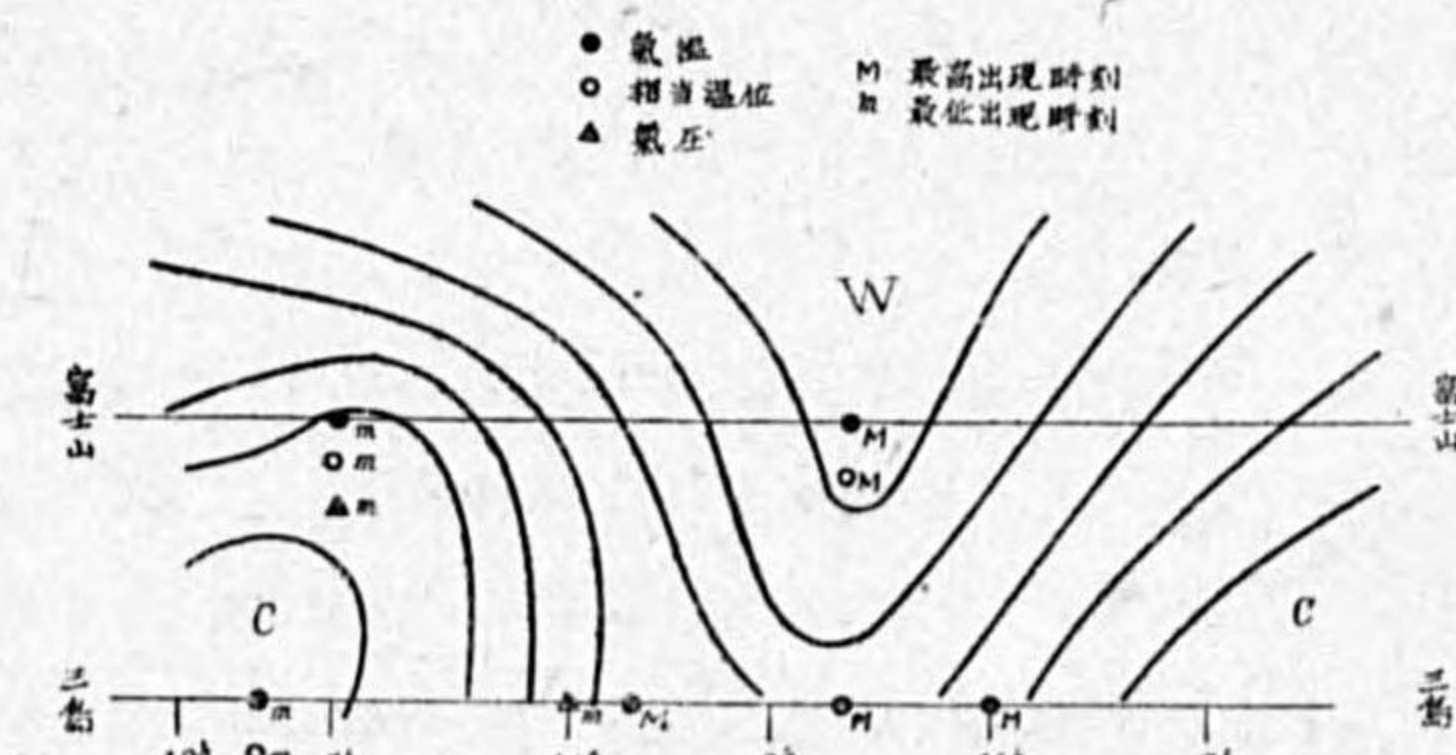
三島並に富士山を通過した昭和12年9月から15年8月迄の3年間の顯著な低気圧25個に就いてその垂直構造を三島、富士山、箱根山の氣壓、氣温、相當温位等の時間的變化から調査した。此の25個の内10個は冬で、春と秋は各6個夏は3個であつた。その内颱風が6個で他は2,3例を除き總てが支那東海又は其の近傍に發生し、東進した低気圧である。2節でも述べた如く地上の氣象からすれば低気圧内は殆んど總ての場合に高気圧内より高温であると云ふ結果になつて

ゐる。之は三島や東京に於ても大體同様であるが之等十分発達せる低気圧の多く通過する所では幾分高い型に移行しかけた低気圧もある。併し内部が全く低温であると断定出来る低気圧はなかつた。

次に之等調査した低気圧の一般性を模圖にすると第11圖、第12圖の如くで第11圖は低気圧の通過による4000米級の上層と地上との氣温、氣壓、相當温位の時間的變化の様で第12圖は低気圧の断面に於ける氣塊の配布を等相當温位線で示す。三島上空の自由大氣と富士山では勿論或程度の差は免れないが飛行機により富士山近傍の自由大氣で觀測された値と富士山の觀測値とは1年中大體一致してゐる事からして餘り不自然ではないと思はれる。一般に上層の氣温、相當温位に先づ最高が現れ續いて地上の相當温位次に10時間程度遅れて地上の最低氣



第11圖



第12圖

壓其の後尙 10 時間許り遅れて上層の気温、相當温位、氣壓の最低、それから稍遅れて地上の最低気温が現れる。

此の極の順序は低氣壓の通過方向或は又發達の過程か衰弱の過程であるかに依つて異なるので一概には言へないが以上が低氣壓の發達中に於て西から東へ通過する場合の一般の順序である。

之等自記紙による氣壓の低極は普通天氣圖に於ける低氣壓が通過した後半日或は一日も後れて現れてゐる事が多く斯る時は三陸沖で低氣壓が合體し、發達して、その尾が關東南部まで定常性のフロントの如く残つてゐる時である。

即ち一般に高山觀測所を發達中の低氣壓が通過すると氣壓の低極は天氣圖上の低氣壓中心が通過した後その後半を形成する寒氣内に入つてから現れる爲上層での低氣壓内では前半の暖氣内にある時間より後半の寒氣内にある時間の方が長い。逆に上層の氣壓低極が地上より先に現れる如き餘り發達しない低氣壓では上層も低氣壓内の方が高温である。又颱風が南から北に抜ける場合等は上下層とも高温である事が多い。然るに一般には上層の方が氣壓の低極が遅れる場合が多いから低氣壓内と高氣壓内との平均気温を比較した場合低氣壓内の方が低温となる。従つて三島並びに富士山では對流圈内全部が高氣壓内より低温だと思はれる低氣壓は通らなかつたが、高温だと思はれるものはあつた。

又東京附近を通過せる低氣壓 12 個の垂直断面をラヂオゾンデの觀測材料に依り圖示して見ても(對流圈内では)大部分低氣壓内は高温で、上層も高温から低温へ移る過渡期で尙暖氣内(相對的に)にある場合が多い。勿論個々の低氣壓により多少の相違はあるが低氣壓内の對流圏が全部周囲より低温であるものはなかつた。

之等高山觀測やラヂオゾンデの材料を拜借して調査した低氣壓の詳細な検討は別の機會に致したい。

結語 本文を要約して箇條書にすると

1. 支那東海は大陸の東に位し、大陸との間に温度差も多く不安定になつてゐるので低氣壓は發達し易い状態にあるが季節風が有勢で氣壓傾度が大なる時は低氣壓が發生する事は少い。
2. 滿洲に低氣壓が發生すると移動性高氣壓がシベリヤ高氣壓から分離し變質しながら大平洋に出て高い型(温暖高氣壓)に轉化し小笠原高氣壓の一部となる。
3. 此の高氣壓の移動消長がラサ島の水蒸氣張力の變化から判り降雨は水蒸氣張力並に相當温位が最高から下り始める時にあり、此の地域での低氣壓は温暖前線が明瞭でない。
4. 各地の氣壓、気温、水張の日平均の變化を見ると低氣壓の時は殆んど常に高温であり、水張も大の時である。従つて相當温位が大い時が低壓である。
5. 富士山と三島で低氣壓の時と高氣壓の時との気温を月毎に夫々平均して比較すると三島は低

壓の方が高壓の時より高温で富士山は低温であつた。

6. 3000 米推算等壓線では低氣壓の上空も餘りクローズしない。故に低氣壓發生の原因は下層にあつて、トロポポーズとは考へられない。

7. 低氣壓の發生條件を列擧すると

- (1) 上海と臺北間の氣壓差も温度差も小なる時。
- (2) 臺灣でフェーンにより等壓線が乙字型を畫く時。
- (3) 南東から臺灣北部へ mT 氣塊が突入して降雨のある時。
- (4) 上層推算等壓線が臺灣海峡で收斂して東海で發散してゐる時。
- (5) 東海南部に気温上昇域と氣壓降下域がある時。

8. 氣壓降下域は気温上昇域の方へ進行する傾向がある。

9. 低氣壓は温度勾配の少い方向(此の地方では温暖前線の方向)に進む傾向がある。

10. 發達中の低氣壓では上層の氣壓の低極は地上より數時間遅れ、地上天氣圖の低氣壓中心が通過した半日乃至一日後に起る。故に上層の低氣壓も最前部は温暖であるが低極は天氣圖上の中心通過後の寒氣内に起るので寒氣内にある方が長く、平均すると高山では低氣壓内の方が低温である。

11. ラヂオゾンデの材料から低氣壓の垂直断面を圖示しても概して低氣壓内は高温で對流圈内全部低温な低氣壓はなかつた。

以上主として支那東海に發達した低氣壓に就き調査の結果を報告した。此の調査には各測候所及び中央氣象臺の方々の並々な御努力の結果を使用させて頂き眞に有難く臺長先生始め諸氏に、又色々御教示を賜り本文の御閱讀をして頂いた大谷先生に厚く御禮申し上げます。(16 年 8 月)

本文中で参考となる文献の主なるものを地球物理文献抄から擧げると

- (1) Charles Z. Deppermann: 前線論的見地から見た極東低氣壓論 1936.
- (2) P. Reathjen: 低氣壓勢力論 1937.
- (3) J. Bjerknes and Z. Palmén: 上層連續觀測に依る歐洲低氣壓の研究 1937.
- (4) G. Dudek: 北米の寒冷前線に於ける低氣壓の解消と發生 1938.
- (5) 荒川秀俊: 熱帶性低氣壓に関する論争(綜合報告) 1938.
- (6) R. Scherhag: 成層圏が冷くなつてゐる低氣壓 1938.
- (7) J. Bjerkness: 移動性低氣壓の構造 第 1 卷.
- (8) 櫻庭信一: 中歐學派の低氣壓論(綜合報告) 第 1 卷.
- (9) 高橋浩一郎: Scherhag の發散説(綜合報告) 第 1 卷.
- (10) B. Haurwitz: 自由大氣中の氣壓、気温變化と其の低氣壓の歴史に及ぼす影響 1939.

揚子江低氣壓の發生機構に就いて

角 谷 久 五 郎

1. 緒 言

冬から春へかけてシベリヤ高氣壓が支那大陸に溢出後移動性高氣壓となり、本邦附近に出て来る場合、之に追隨する小低氣壓のある事は常に經驗する處であつて、此の小低氣壓の發生に波動説を用ふる事は、寒氣の急激なる溢出ある點と發生初期に於ける其の振幅の大なる事より考へて稍不當であり、却つて此の溢出高氣壓が低緯度東流中に障壁を作る爲其の西側に低氣壓を誘發するに至ると考へる方が適當の様である。

即ち障壁説を利用して揚子江低氣壓の發生を説明したい。

2. 移動性高氣壓發生迄の一般概況

(イ) 寒氣の溢出と變質及び分離

シベリヤ氣團の一部が、ある種の原因によつて支那大陸に溢出南下を始めると、地球自轉力と地形とに左右せられて第1圖⁽¹⁾の如く追々南西に變進し、大陸の海岸線に平行して南下する。其の速度は中支平野では時々100 km/hに達し、南支に於て其の1/10位となり遂には停滯するに至る。且つ氣温、水蒸氣の傾度は南支では中支の夫々2倍及3倍となつて居る爲、南支に於ける變質は甚だ大であつて追々最初の性質を失ふは明白な處である。

尙北支を出發する時は其の高さ3 km以上にも達するが東方及南方に氾濫するに従ひ中支では約2 km南支に來れば其れ以下となる。

例へば1935. 12. 7-10の材料によれば次の通である(高さの計算には $h = H \frac{\Delta P}{P} \frac{T}{\Delta T}$ を使用する)。

地 點	寒氣の高さ	地 上	
		氣 温	混 合 比
北 京	2.9 km	265	0.8 g
南 京	2.2	270	2.0

(ロ) 寒氣の溢出回数

統計によれば⁽²⁾支那に於ける寒氣流の溢出回数は次表の通である。

(1) (2) A. Lu, Nat. Res. Inst. of Met. (中國氣象研究所集刊) 10.



第1圖 寒氣の溢出

第1表 寒氣の溢出回数 (1931-1935の平均)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
回数	3.2	3.4	3.4	2.8	2.4	1.0	—	0.4	0.8	3.0	4.2	4.2	28.8

第2表 揚子江低氣壓の發生回数 (1921-1930の平均)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	
回数	V	0.1	0.5	0.7	0.7	0.6	1.0	0.8	0.3	0.2	0.3	0.4	0.8	5.9
	VI	2.4	2.2	2.3	2.7	2.9	1.8	0.5	0.3	0.2	0.6	1.5	1.8	19.2
計	2.5	2.7	3.0	3.4	3.5	2.8	1.3	0.6	0.4	0.9	1.9	2.1	25.1	

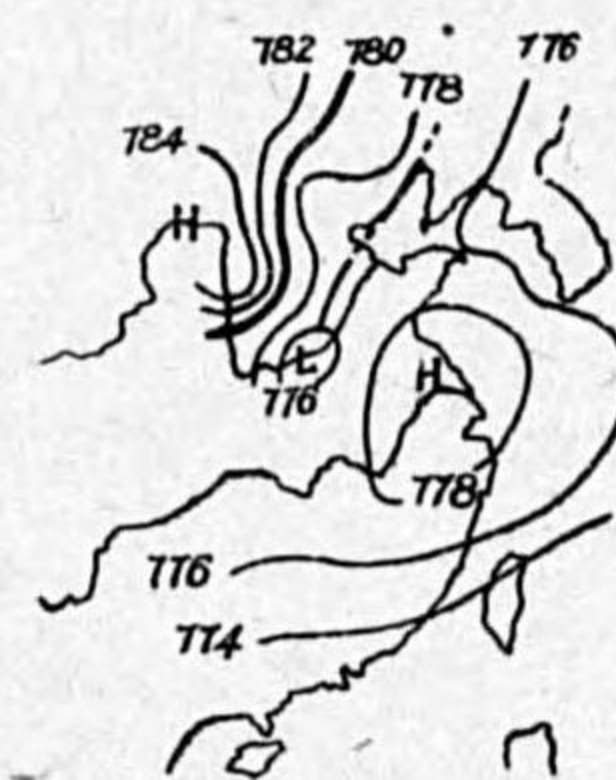
今若し中支の奥地に發生する低氣壓が此の寒氣流の溢出と關係があるとすればその發生回数は上記のものと略一致すべきである。第2表は沈孝鳳の調査⁽³⁾した揚子江低氣壓の發生回数であつて、春冬は先づ此の條件を満足すると見てよい。但しVとVIは低氣壓の経路の區別で第2圖の如くである。



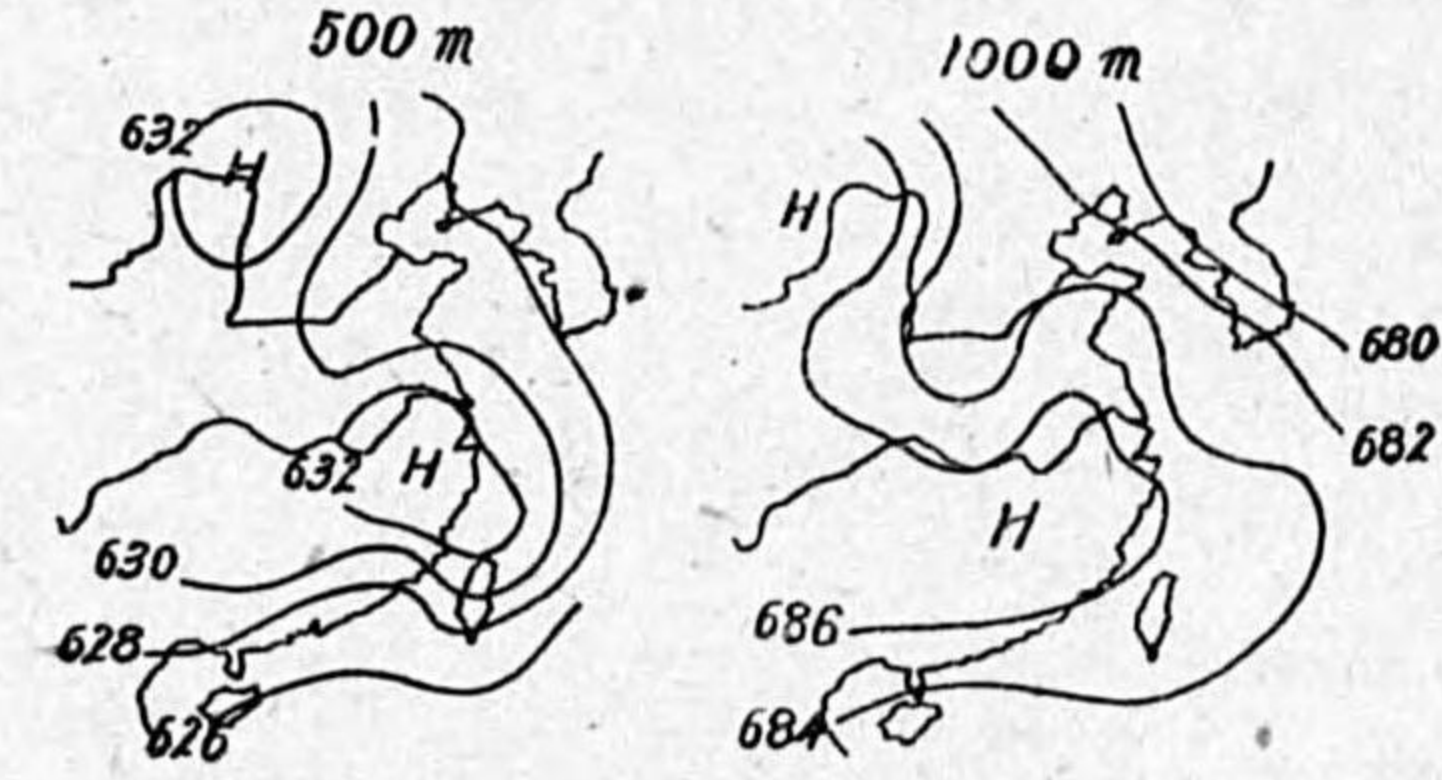
第2圖 揚子江低氣壓の標準経路

(ハ) 寒氣の溢出と低氣壓發生迄の経過

上記によつて明な如く寒氣は大凡8日の週期を以て溢出する。従つて支那各地は之に對應する天候變化を伴ふ事は既に明瞭にせられた處である⁽⁴⁾。然るに西部支那は主として山岳地帯よりなる爲其の勢力及ばず却つて低壓部を形成する。従つて一回の溢出が終れば揚子江上流に低氣壓の胚種を見、この高氣壓が東移するに従ひ後者はこれに追隨して東移し支那東海に入り、始めて濕潤不安定な成層を自體に採入れる事により



第3圖 1941年2月2日6時



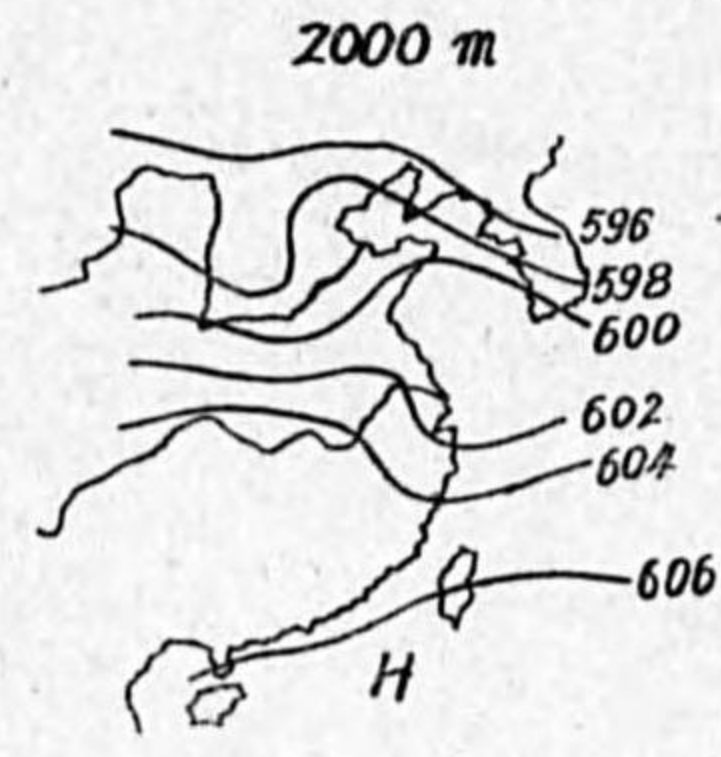
第4圖 A 上層推算等壓線 (昭和16年2月2日6時)

(3) 中國氣象研究所集刊 3.

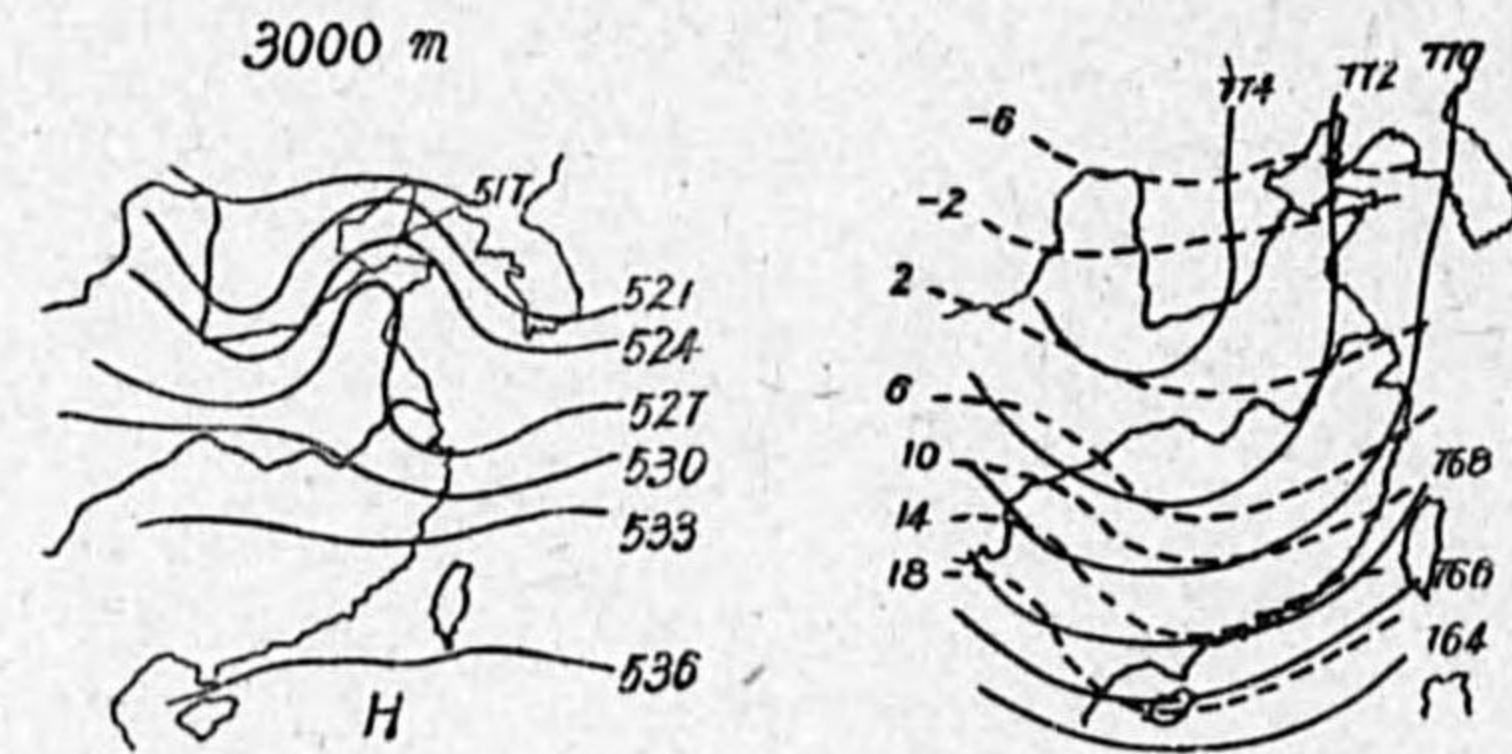
(4) 堀 清一: 測候時報 10, 8 號.

急激に発達する。

尙此の揚子江低気圧の發生に先だち、同一機構による小低気圧が北支〔概ね黄河大彎曲部附近〕に發生する事も度々經驗する處である。(第3圖)。然し兩者共發生當初は極めて微弱なもので高度も精々2 km 程度に過ぎない事は第4圖に見られる通りである。



第4圖 B 上層推算等壓線
(昭和16年2月2日6時)



第5圖 1月の氣壓及び氣溫
(氣壓氣溫は海面更生値)

3. 暖氣の流入

(イ) 南偏りの氣流

第5圖⁽¹⁾によれば南支には東偏氣流、南西支那には南偏氣流のある事は明瞭である。此の事は次表⁽²⁾によつても見る事が出来る。

第3表 香港の上層氣流 (1922-1933の冬季平均)

風向	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	靜穩
地上	18%	11%	50%	7%	2%	1%	3%	2%	6%
1.5 km	13	8	14	19	14	7	13	12	0
3.0 km	6	3	2	2	1	23	46	17	0

第4表 峨嵋山及び昆明

風向	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	其他	靜穩	海拔	期間	
回数%	峨嵋山	3.7	4.1	3.3	1.5	14.4	23.7	21.5	4.3	1.4	22.4	3383 [*]	1933冬
	昆明	3	4	5	9	10	29	38	2			1893	1930-1932 1月

(ロ) 昆明の高温

第5圖より直ちに氣づく點は昆明附近の異狀高温である。今緯度圈平均氣溫よりの偏差圖を作れば第6圖を得る。

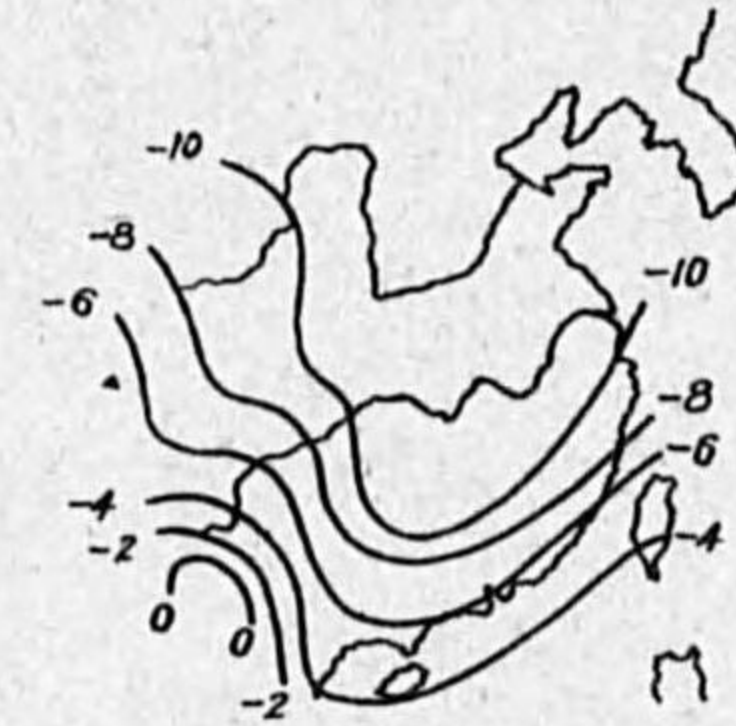
(1) 竺可楨：中國氣象研究所集刊4及び7。

(2) 同上4(又は堀清一：前掲)。

大陸の内部にかかる高温部の存在する事は甚だ奇異とすべきで之が原因としては南方暖氣の流入以外には説明する事困難である。今南支附近に於ける1月の平均氣象⁽³⁾を擧ぐれば次表を得る。

第5表 南支方面に於ける1月の平均氣象

地名	氣壓	氣溫	濕位	相當濕位	海拔
昆明	610	9.7	301.2	313.2	1922m
香港	764.9	15.4	288.0	307.5	36
フォルスベアード	765.9	16.4	289.0	310.5	14
フォーリエン	765.9	14.2	287.0	306.3	116
ハノイ	765.4	17.0	289.7	314.0	14
ラオカイ	765.5	17.2	290.1	316.7	93
南支那海	765	17.0	289.8	313.0	0



第6圖 氣溫等偏差圖(1月)

尙又参考の爲南京に於ける cP 及 mT 氣塊の觀測値を擧ぐれば次の通であつてこれ等は明かに昆明の高温が南方暖氣の流入によることを物語つて居る。

第6表

氣塊	高度	高度				
		0	1.0	2.0	3.0	4.0 km
cP (平均値)	T	283	274	269	267	262
	θ _e	292	289	292	299	303
mT (昭9.3.18)	T	286	286	277	267	260
	θ _e	297	304	300	297	301

(ハ) 暖氣流入の原因

上記によつて明な如く南西支那に暖氣流入のある事は定常的であり、ただ東部支那に寒氣の溢出ある場合、低緯度東流中に障壁を作る爲特に新鮮なる暖氣の北上を強調するに至るものである。

此の場合南支及佛印に於ける地形の影響は又見逃し得ない處で、即ち佛印は南支に於ける東偏氣流と略、直交し一方ハノイ平野は漏斗狀に開口して之を集め紅河其他によつて暖氣の北上を強制する事は明瞭に認められる。(例へばラオカイの濕位、相當濕位が他より大なるは此の證明に外ならない)。

4. 揚子江低気圧の發生原因

上述の如くシベリヤ高氣壓が東部支那へ溢出する事によつて特に新鮮なる南方暖氣の北上を強調する爲揚子江低気圧の發生を見るに至るものとすれば次の如く結論する事が出来る。

揚子江低気圧は溢出寒氣が舌狀をなして低緯度東流中に障壁を作る爲、其の西側に發生するも

(3) 中央氣象臺 外國氣候表、同續其他。

のである。此れに流入する暖氣は南方海洋氣團より供給せられる。

これを圖示すれば次の通であつて I より II へ進化する。

ただ發生當初の低氣壓は極めて低い低氣壓であり、其のエネルギーも時には自體を維持する迄に至らないものがあり、又東移して支那東海に出て始めて勢力を得る等も普通經驗する處と一致する。

然し從來の障壁説とはかなり相違する點がある。夫等を要略すれば

- 1. 低緯度の東流區域内に發生する事
- 2. 極めて低い型の(所謂温暖)低氣壓であること
- 3. 低壓部は障壁の西側に出来ること
- 4. 參加氣團はシベリヤ大陸氣團と亞熱帶海洋氣團であること 等である。

5. 昭和 10 年 2 月中旬に於ける一例

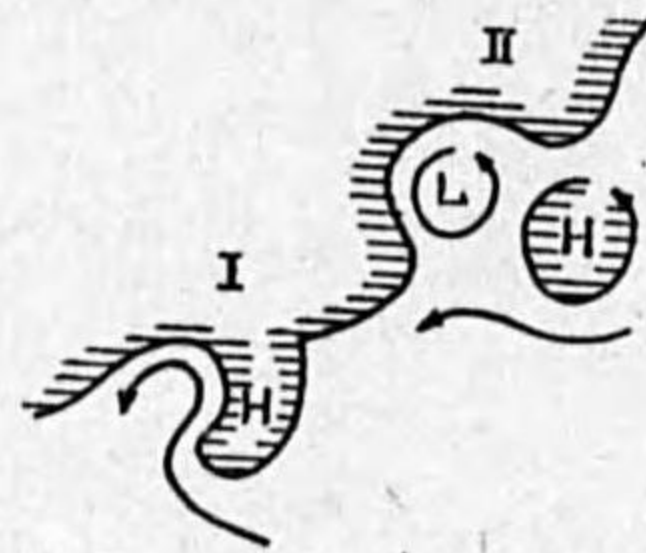
シベリヤ高氣壓の先端は 15 日より南下を開始し、18 日揚子江流域に分離、19 日には早くも移動を始め既に揚子江低氣壓の發生を見て居る。此の小低氣壓は翌 20 日 6 時には衡陽附近に達し尙 21 日には臺灣坊主に變形して急速に發達し、以後本邦南岸を掠めて東移して居る。此の時の相當溫位を其の進路に添ふて圖示すれば第 8 圖を得る。同圖によれば昆明では明かに低氣壓の發生前、即ち溢出寒氣が障壁をなすつつある間特に急激なる暖氣の流入を認める事が出来、又低氣壓東移後に現れる寒氣前線の進出をも伺ふ事が出来る。

6. 結 言

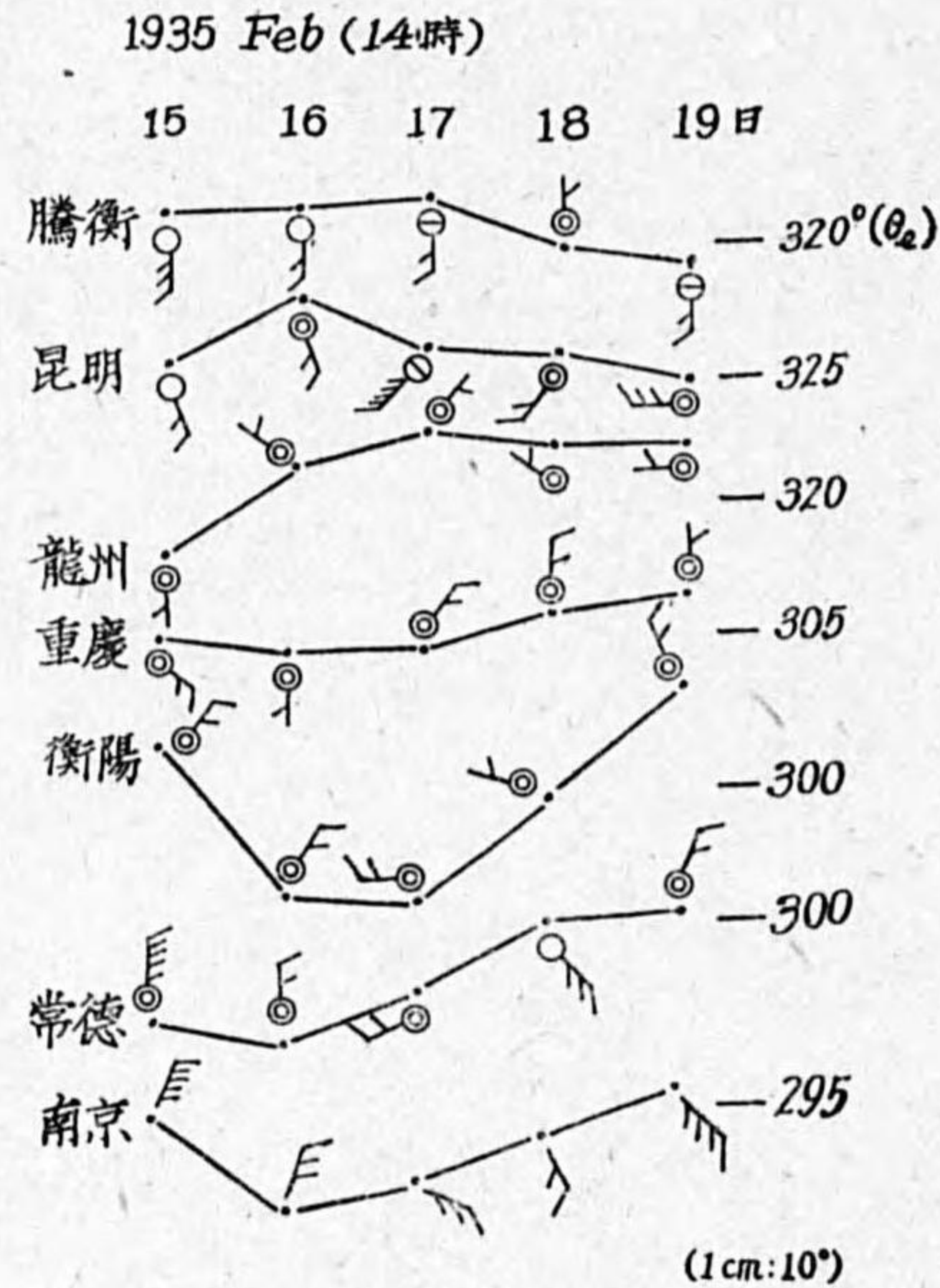
シベリヤ高氣壓が支那大陸に溢出して、其の最盛期にある時と雖も、西部に低氣壓様なものを隨伴する事は特に最近支那奥地の材料利用によつて認識せられ出した處である。此の事は低氣壓の發生を障壁説を以て説明する適當な理由と思はれる。

尙本文では主として 1 月に於ける揚子江低氣壓の發生に就いて述べたが、他の幾月かに於ても同様に之を適用する事が出来る。

此の場合、高氣壓溢出の原因として A. Lu は低氣壓の前驅作用を擧げて居るが、これだけでは



第 7 圖 低氣壓の發生と進化



第 8 圖 相當溫位の變化

充分ではなく筆者の考へでは氣壓波及び氣溫波の共鳴作用は相當に評價して好い様である。これに就いては後に報告したい。

終りに常に御激勵を賜る岡田前臺長始め諸先生方に厚く御禮申上げる。又石丸技師より貴重な資料を拜借した事に就き特に感謝したい。

東京の春先に於ける南寄りの風に就いて

館 知 之

1. はしがき

東京に於て1年を通じて春先暴風日数が一番多く之を風向別に見ると南の風が他の方向の風よりも多い事を曾て畠山博士⁽¹⁾が述べられた事がある。本春は特に南寄りの風が多かつた様に見受けられたので本年の4月及び5月の両月に互つて東京に於て最大風速8米以上を測つた日を検べ

第1表 昭和15年4月最大風速表

月日	最大風速	起時	雲量	午前六時の氣壓配置	
IV	2 s 8.0	15	9.2	高氣壓 奥羽の東方及蒙古	低氣壓 黒龍江中流, 日本海及上海西方
	3 ssw 14.3	21	9.8	高氣壓 小笠原東方及北支那	低氣壓 本州西部, 黒龍江及千島
	4 ssw 13.5	1	3.5	高氣壓 南支那より小笠原東方	低氣壓 北海道南部
	8 ssw 11.7	16	4.6	高氣壓 小笠原の東方	低氣壓 黒龍江中流域より黄海北部に連なる
	10 s 9.3	15	0.0	高氣壓 支那東海	低氣壓 オホーツク海南部
	16 s 9.3	15	2.9	高氣壓 小笠原東方	低氣壓 黒龍江下流域及黄河下流域
	18 s 10.0	16	7.1	高氣壓 本州南東	低氣壓 滿洲中部及揚子江下流
	26 s 10.0	14	3.8	高氣壓 奥羽の東方	低氣壓 黒龍江中流より日本海黄海北部揚子江下流域へ連なる
	27 s 8.8	19	9.7	高氣壓 本邦の東方	低氣壓 樺太日本海より支那東海に連なる
	29 s 9.3	17	3.2	高氣壓 本州の南方	低氣壓 滿洲東部より北支那, 及千島
5	NW 9.0				
9	NNW 10.0				
15	N 9.2				
20	ESE 8.5				
22	NNE 12.7				

第2表 昭和15年5月最大風速表

月日	最大風速	起時	雲量	午前六時の氣壓配置	
V	2 s 8.7	{17 19	2.5	高氣壓 千島南東より本邦の南方	低氣壓 黒龍江中流域より日本海揚子江中流域に連なる
	3 ssw 11.3	16	5.7	高氣壓 千島南東より本邦の南方	低氣壓 黒龍江下流域より支那東海
	4 ssw } 10.7	{12 14	8.9	高氣壓 本邦の南東	低氣壓 オホーツク海, 日本海, 支那東海
				高氣壓 小笠原の東	低氣壓 オホーツク海, 日本海, 滿洲に連なる
	11 ssw 8.0	16	1.8	高氣壓 本邦の東	低氣壓 黒龍江中流域及支那東海
	12 s 14.0	16	5.4	高氣壓 本邦の東方	低氣壓 滿洲北部及黄海
	16 s 12.0	12	6.7	高氣壓 本邦の南東方	低氣壓 滿洲北部より日本海西部より更に九州附近に連なる
	18 sse 12.3	13	5.2	高氣壓 支那より本州南方に及ぶ	低氣壓 日本海北部及奥羽の東方
	27 s 8.5	17	2.8	高氣壓 本邦の南方	低氣壓 滿洲一帯に散在す
	28 s 9.5	15	7.9	高氣壓 本邦の東より南に連なる	低氣壓 日本海北部より沿海州南部より黄河下流に連なる
30 s 8.5	17	9.1	高氣壓 千島より本邦の南	低氣壓 黒龍江下流域日本海及黄河下流	
31 ssw 10.0	8	7.8	高氣壓 本邦南東	低氣壓 日本海北部及揚子江下流域	
6	NNW 8.2				
14	NW 11.0				

(1) 畠山久尙: 春の大風 天氣と氣候 第七卷第六號.

て見ると第1表及び第2表に示す如く4月にあつては15日間に及びこの中南寄りの風(厳密に云つて南南東, 南及び南南西の三風向をとる)は三分の二の10日間に達してゐる。又5月にあつては4月と略同様8米以上の日は14日間に及びこの中南寄りの風の場合は4月よりも多く12日間に達してゐる。尙暴風日数の點から見ると即ち10米以上の日は4月にあつては7日間での中北寄りの風の場合はわづか2日, 又5月は同じく7日間での他の方向のときは14日の北西11米だけであつては何れも南寄りの強風である。

之等の暴風日数は南寄りの風の場合だけでも最近10ヶ年に於ける兩月の平均暴風日数4月の3.1日, 5月の2.9日より何れも多くなつてゐる。之は昨年迄は風速は20分間平均を採用してゐたが本年からは10分間平均に更められた影響もある事と思はれるが之等の關係に就いては將來の問題として南寄りの風が吹走する場合には通常我々が體驗する様に東京附近に於ては第1, 第2表の氣壓配置に依つても明らかな様に本邦の南或は南東洋上に高氣壓があり黄海, 日本海或は黒龍江下流方面に低氣壓があつて所謂南高北低に近い氣壓配置下によく起る現象であるが, 斯る場合に推算500米等壓線とは, より一層密接な關係にある様に思はれたので少しく調査の結果を報告する事とする。

2. 推算500米等壓線の走向

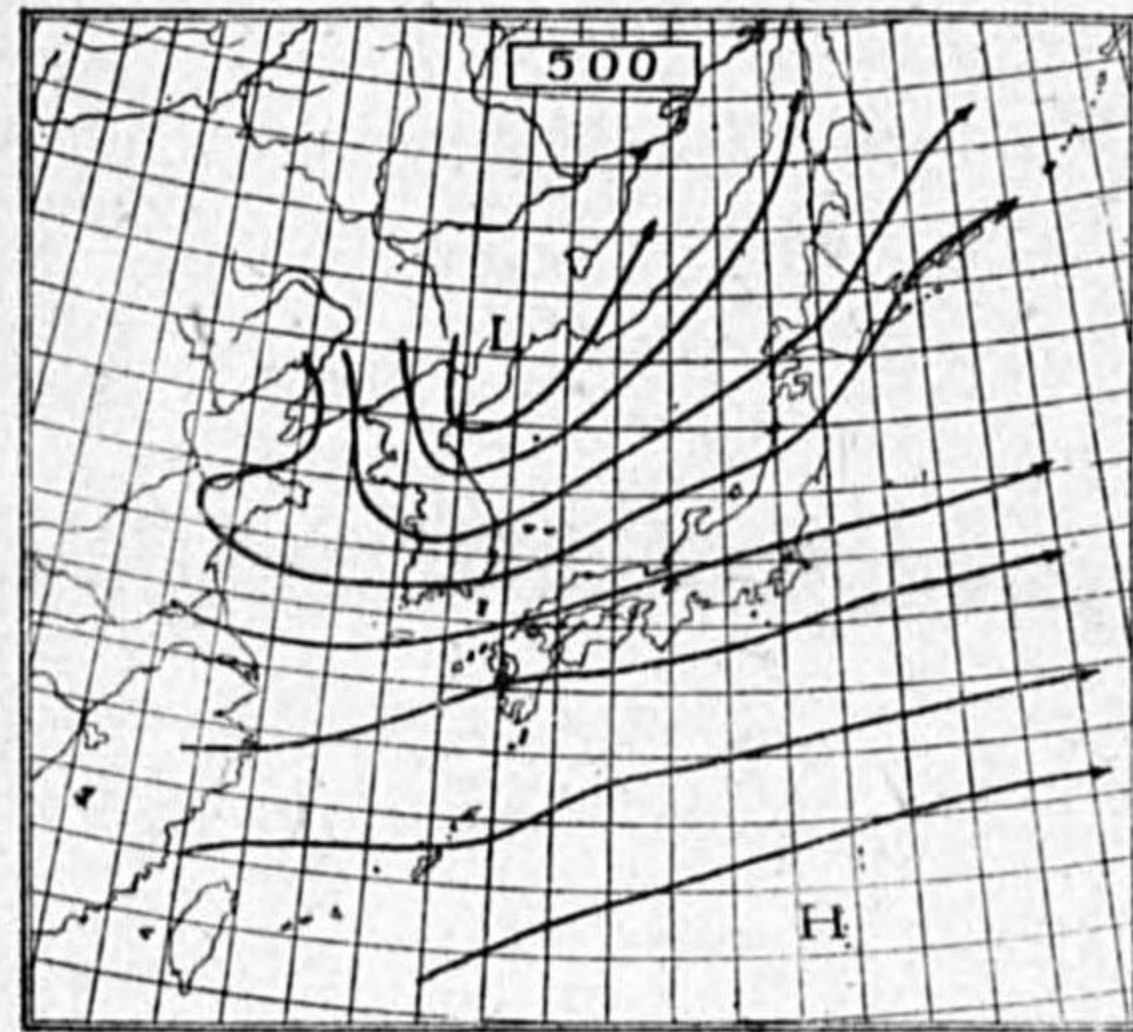
日常我々が豫報課に於て⁽²⁾量的豫想を行ふに際し當日の最大風速を豫測するに當り二, 三の方法があり推算500米等壓線に依るもこの中の一つであつてこの推算等壓線は地上の氣壓及氣温が與へられるならば一定の氣温遞減率を假定する事に依つて容易に作成する事が出来, 測風氣球等に依る實測値に較べては聊か物足らぬきらひはあるが天候に左右せられる様な事も無く, 大勢を見且將來の思惟等が容易で此の點洵に調法であつてこの事に就いては已に⁽³⁾大谷, 高橋兩先生の理論的, 實際的に互る詳しい發表があり今更此處に述べる迄もない事である。

扱てこの推算500米等壓線であるが東京に於て南寄8米以上を觀測した當日の午前六時に於ける推算等壓線の走向は, 之は豫報課に於て作成された原圖そのものを借用したが之は嘗て⁽⁴⁾紹介せられた様に海岸線に近い測候所のみをとつて作成されてあるためでもあるが地上の天氣圖に較べては非常に簡易化され, 大體本州附近に於ては南西方より北東方に走向を有し, この走向が第1圖Aに示す様に本州全體より小笠原方面に及ぶ場合と第2圖Aの如く本州南方洋上にあつては北西方の走向をとり本邦附近で轉向して北東方に走向を有する大體二つの種類がある。便宜上前者をI型, 後者をII型と呼ぶ事とする。之等は何れにあつても關東附近に於て大した發散も收斂も見受けられない。尙參考迄に同時の天氣圖を夫々第1圖B, 第2圖Bとして示した。

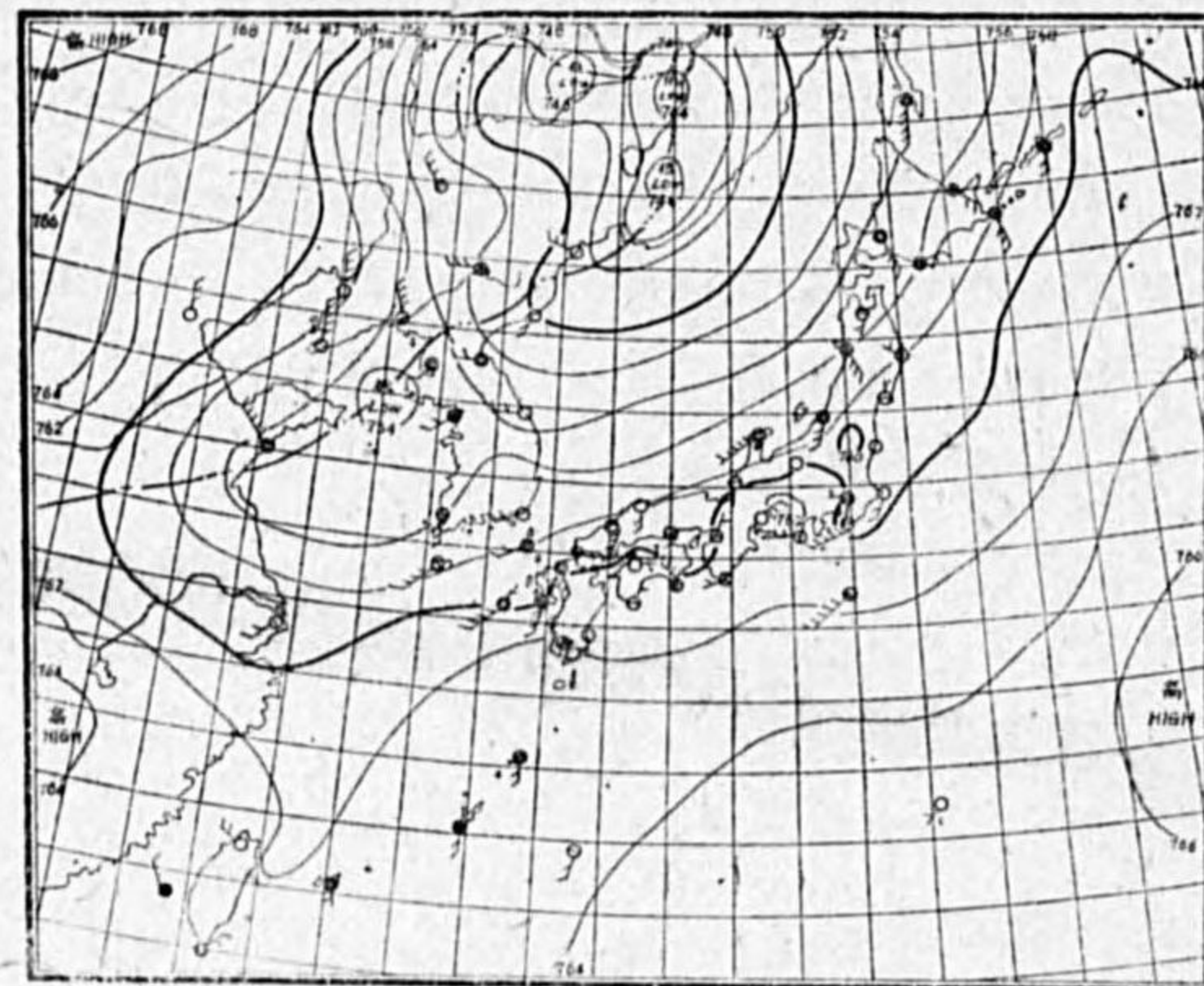
(2) 中央氣象臺豫報掛: 量的豫報へ 測候時報 第九卷.

(3) 大谷東平, 高橋浩一郎: 上層氣壓推算用ノモグラムと上層風の豫想 氣象集誌第二輯第十七卷.

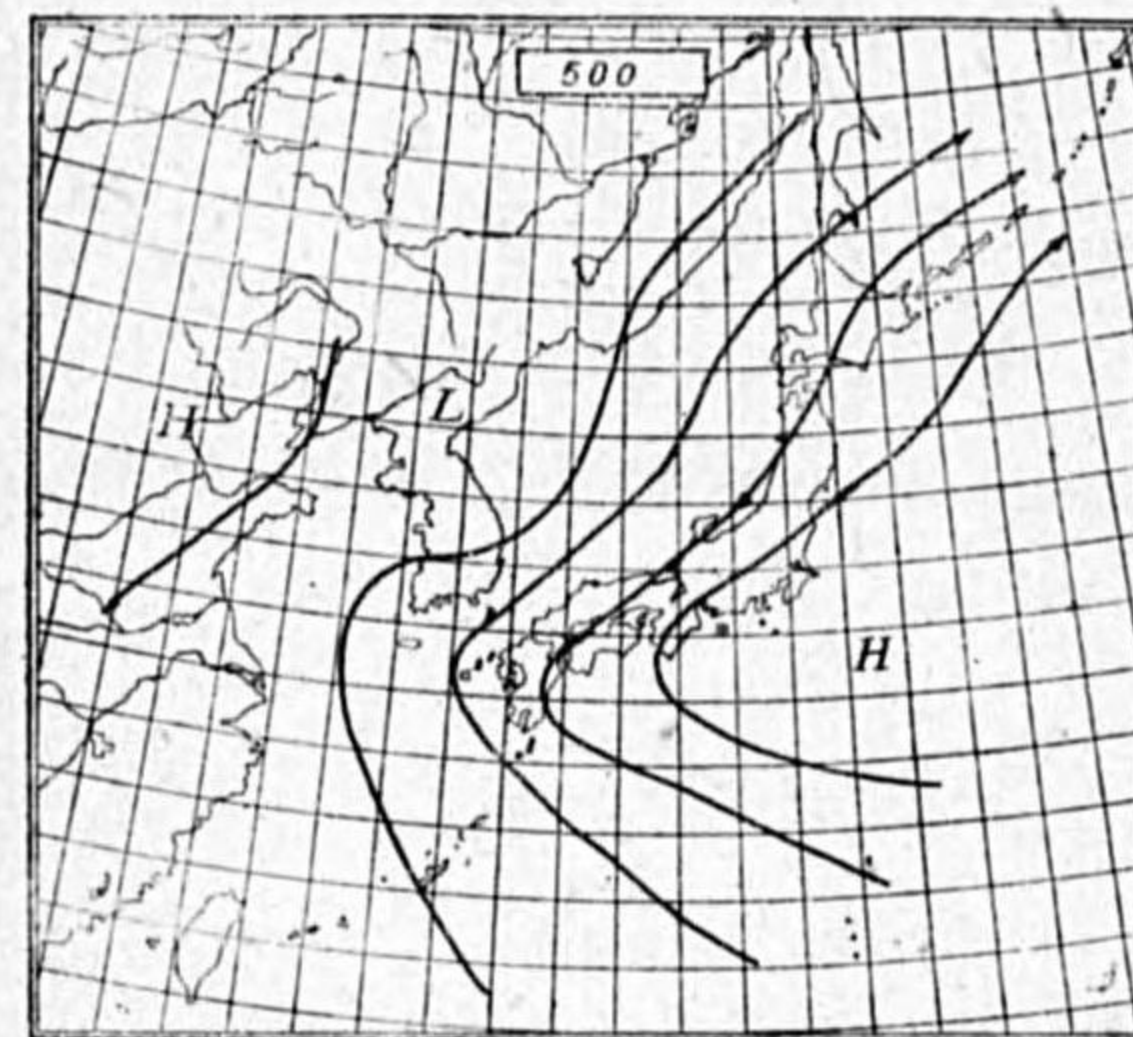
(4) 岡田武松著: 氣象學 上卷.



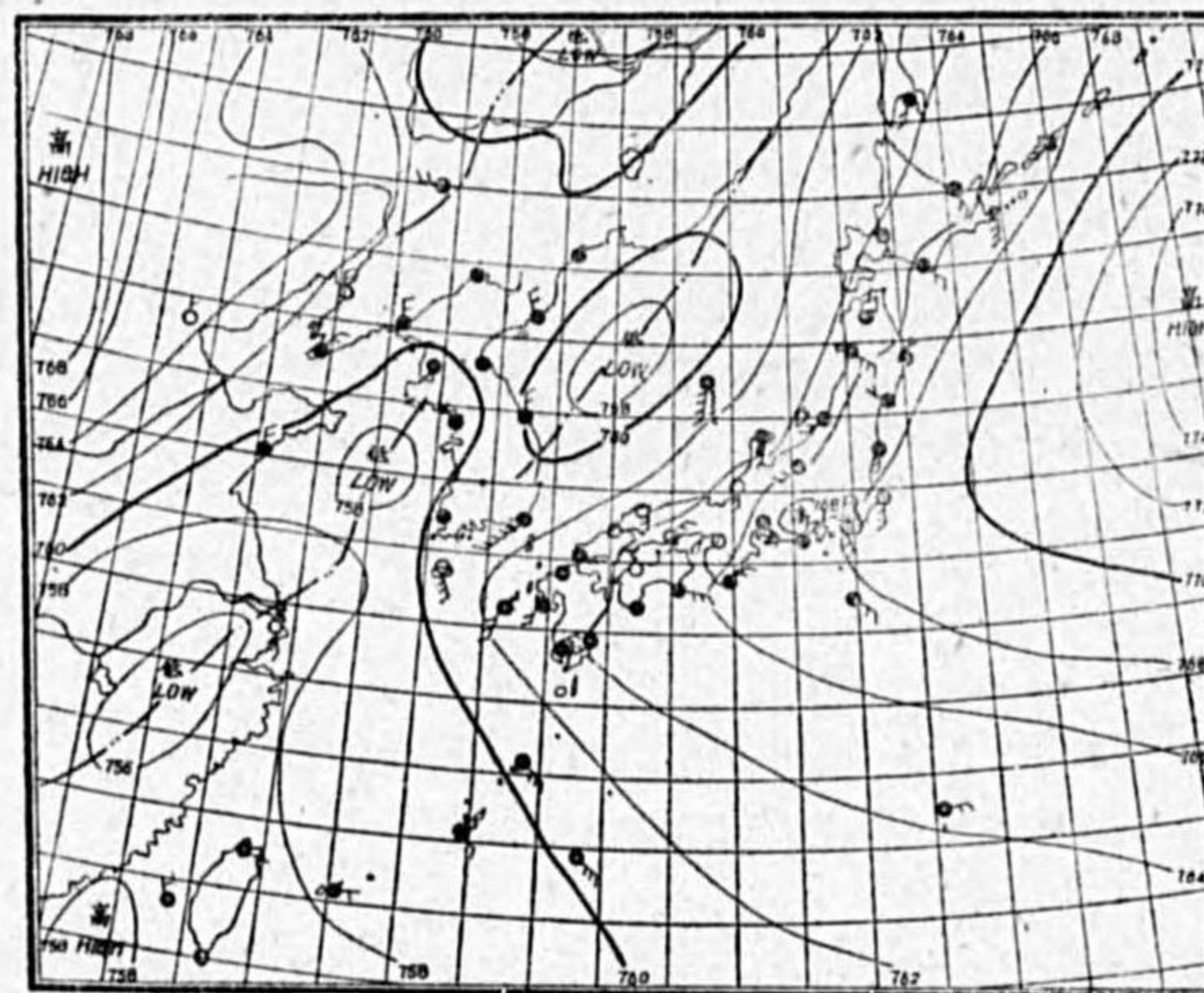
第1圖 A I型 昭和15年4月8日6時



第1圖 B 昭和15年4月8日6時



第2圖 A II型 昭和15年4月26日6時



第2圖 B 昭和15年4月26日6時

午前6時の天気圖をとつた理由としては第1表の最大風速の起時欄を見ると明らかな様に22回の現象の中4月4日日本州を可成り發達し低氣壓が通過した際に起時が午前1時に觀測せられた以外は全部午前6時以後に記録され且5月30日の午前8時を除けば全部午後に於て生じてゐる。豫報するといふ見地から見ても午前6時の天気圖を利用する方が充分役立つと考えられたからである。

3. 東京附近の氣壓傾度と東京灣附近の風の分布

推算等壓線に関しては概念的な見方をして來たが今少しく數量的に取扱つて見る事とする。

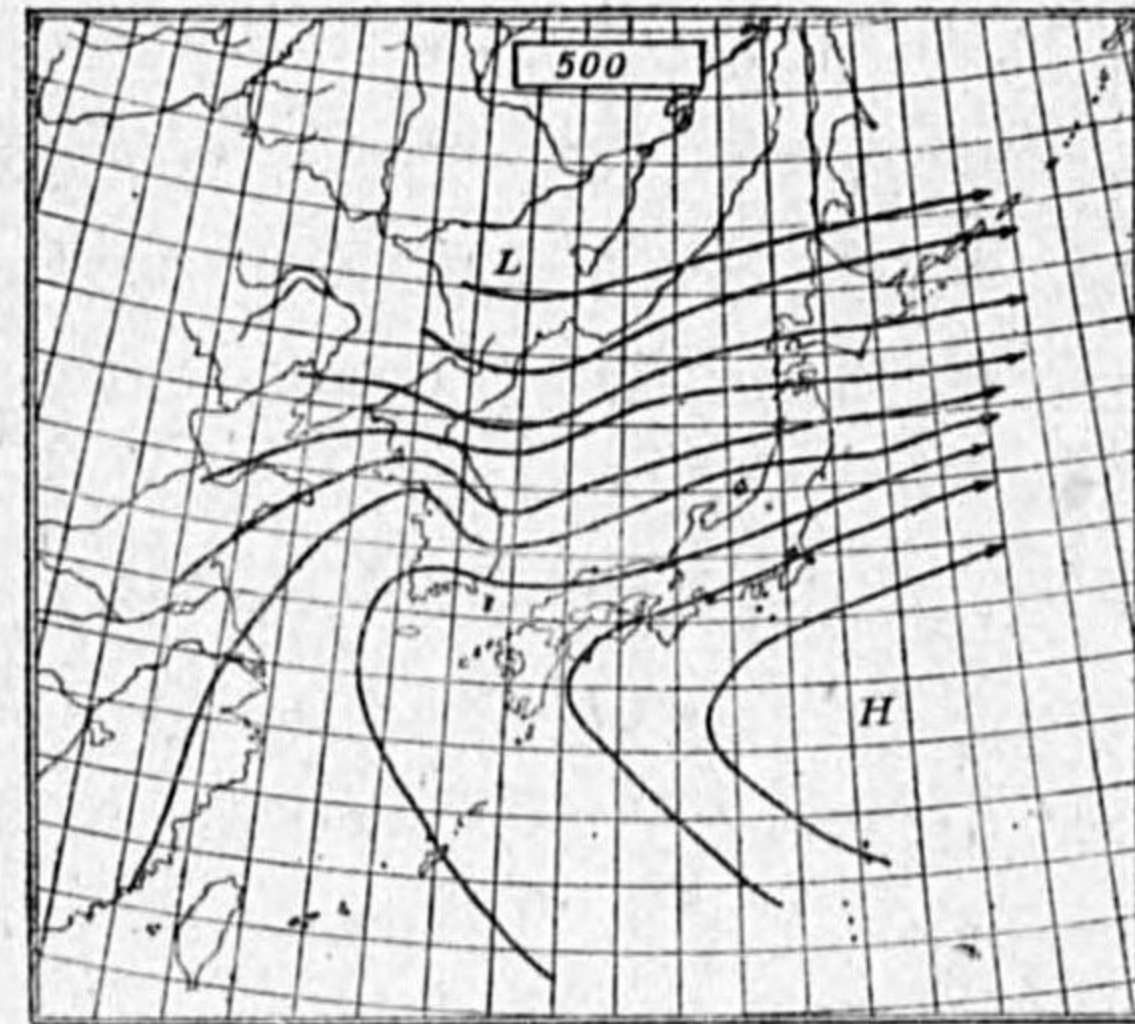
今午前6時推算500米に於ける富崎と輪島間に於ける平均氣壓傾度を G_1 又富崎八丈島間に於ける平均氣壓傾度を G_2 と傾度が北方に向ふ場合を正として計算すると $G_1 > G_2$ と $G_1 < G_2$ の二つに分類される。4月3日の場合を除けばその結果は第3表の如く兩月を通じて前者に屬するもの10回後は11回で殆んど相半ばしてゐる。然して當日の東京灣沿岸の品川、横濱及灣外の富崎の最大風速と東京の最大風速とを比較して見ると、第3表に見る様に $G_1 > G_2$ の場合即東京附近の輪島に向ふ氣壓傾度が富崎八丈島に於けるよりも大きい時に於ては當然考えられる様に東京の風速は富崎の風速よりも大きい等しい。又品川横濱等に於ても大した差異は認められないのに反し $G_1 < G_2$ 即富崎八丈島方面の氣壓傾度が富崎輪島間の氣壓傾度より大きい時に於ては東京灣の南部に行くにつれて次第に大きく富崎の風速は5月16日を除けば平均東京よりも四割方大きい。

第3表 東京附近の氣壓傾度並びに風速表

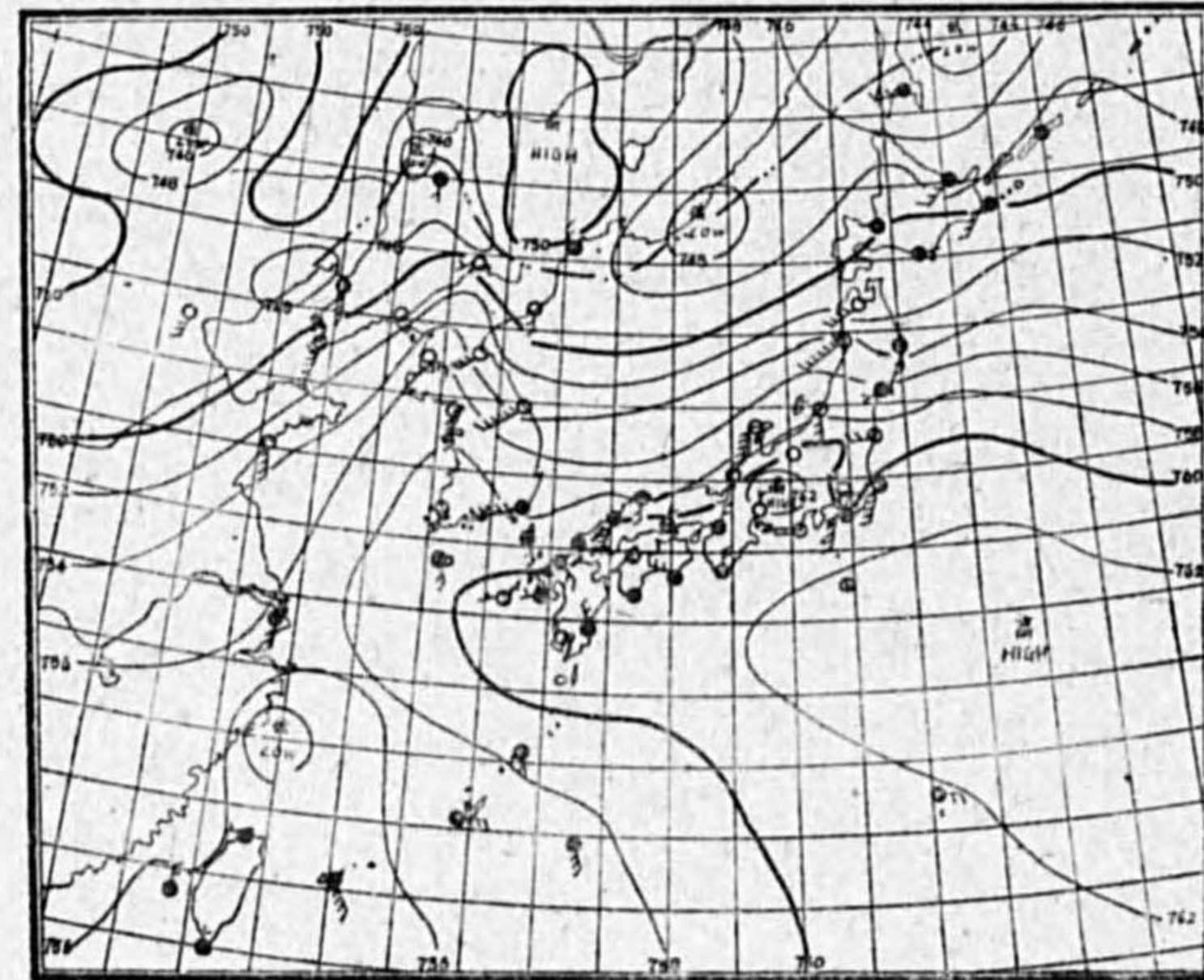
		$G_1 > G_2$					
月	日	G_1	G_2	東京風速	富崎風速	品川風速	横濱風速
IV	2	1.2	-0.8	s 8.0	s 8.4	ssw 7.5	ws 8.8
	18	0.8	0.1	s 10.0	s 6.3	s 9.6	ssw 10.0
	26	1.4	-0.7	s 10.0	ssw 9.2	s 7.4	sw 9.1
V	2	0.9	0.4	s 8.9	ssw 7.6	s 7.9	ssw 11.7
	11	0.9	-0.4	ssw 8.0	SE 4.0	s 6.4	ssw 8.5
	12	1.3	-0.4	s 14.0	ssw 5.8	s 8.8	s 10.5
	18	1.0	0.9	sse 12.3	ssw 12.1	s 8.9	sw 11.6
	27	0.8	-0.2	s 8.5	s 3.7	s 4.8	ssw 8.4
	28	0.5	0.4	s 9.0	ssw 4.7	s 6.3	ssw 8.2
	30 [△]	0.9	0.4	s 8.5	ssw 11.9	SE 7.3	ws 16.4
		$G_1 < G_2$					
IV	3	0.5	2.3	ssw 14.3	sw 24.5	ssw 12.5	sw 20.4
	8	0.9	2.1	ssw 11.7	sw 15.2	ssw 10.9	sw 14.9
	10	-0.6	3.0	s 9.3	ws 11.7	s 6.8	ssw 8.1
	16	0.6	0.7	s 9.3	sw 17.3	s 7.5	sw 10.5
	27	1.1	1.3	s 8.8	ssw 12.6	ssw 9.1	ws 12.6
	29	0.2	1.1	s 9.3	ws 10.0	ssw 7.2	ssw 10.9
V	3	0.6	1.8	ssw 11.3	sw 14.7	ssw 10.3	sw 16.6
	4	0.3	2.4	sw 10.7	ssw 13.3	sw 7.0	sw 11.7
	7	0.9	2.0	sse 8.7	ssw 10.3	ssw 7.4	sw 11.7
	16 [△]	1.1	1.4	s 12.0	sw 9.9	s 9.1	sw 12.5
	31	2.8	3.1	ssw 10.0	ws 18.7	sw 7.6	ws 18.7

等壓線の型式は前者即 $G_1 > G_2$ の場合に於ては第2圖AのII型に多く後者即 $G_1 < G_2$ の場合は第1圖AのI型に於てよく見られる現象であるがもう一つI型及II型の中間ともいふべき型今便宜上III型とする。このIII型が $G_1 < G_2$ にあらはれる事がある。このよき例は5月7日に見られた第3圖Aとして示した。尙第3圖Bとして同時の天気圖を示した。丁度II型をもう少し全體的に下げた様な型で房總附近の高壓部が大分南下し $G_1 < G_2$ の條件を有してゐる。

尙風速の分布で兩者を通じて一つ宛の例外と見做される5月30日及び5月16日の現象は東



第3圖 A III型 昭和15年5月7日



第3圖 B 昭和15年5月7日6時

京、富崎の強風の継続時間、気圧推移等に依り明らかにさるべきものと思惟せられるが今後譲る事とする。

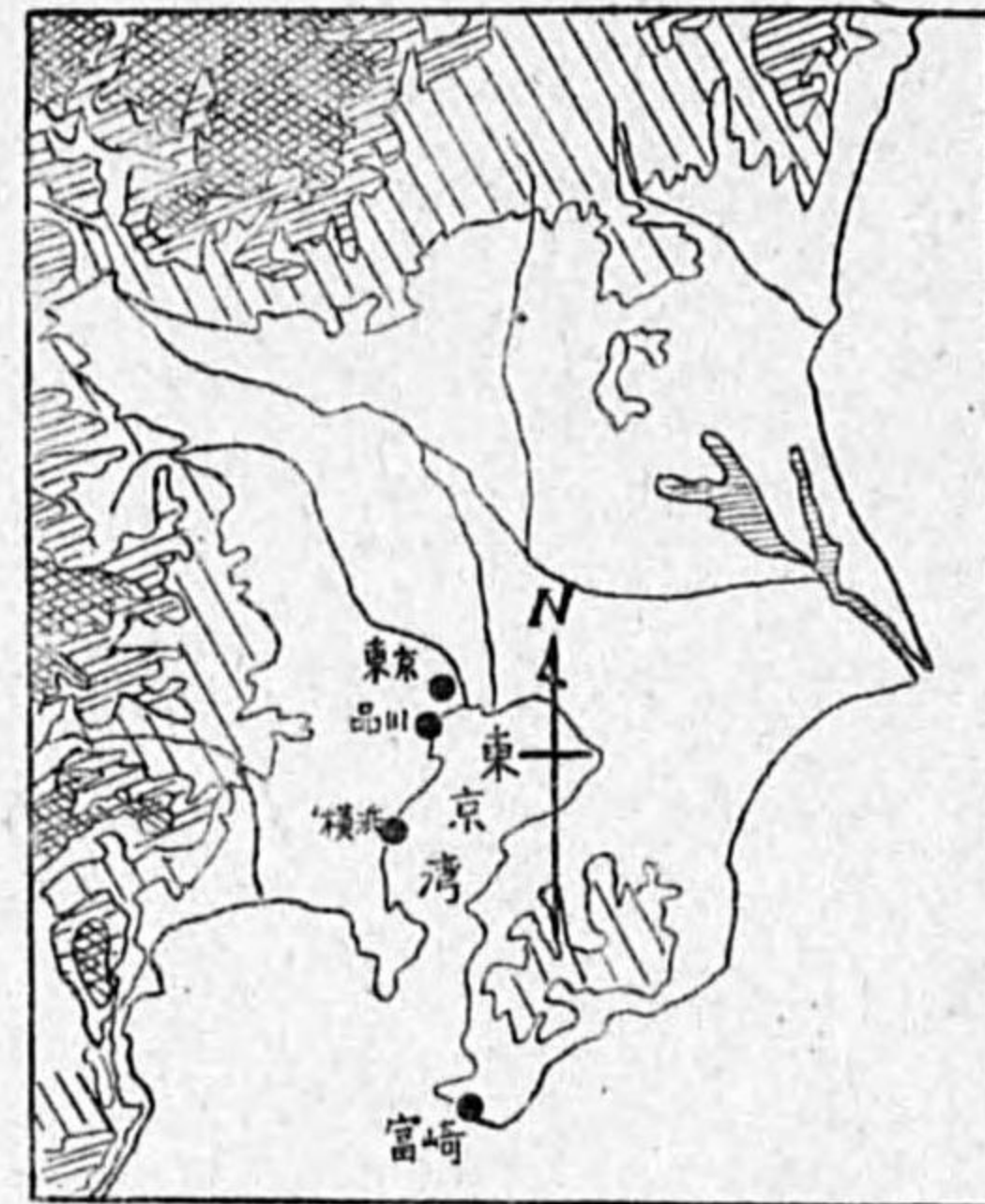
尙此處で注目すべき事は東京に於ける風向が他の3ヶ所に比較して南分が多い事である。即ち第3表の風向が示す如く富崎及び横濱方面に於て南西風が多いのに反して品川、東京へと内陸に入るにつれて南西風は無く殆んど南若しくは南南西に限られてゐる。之は大きく云つて關東地方の地形の然らしめる處であらうがその中でも第4圖に見る様に南に開口し略南北に長軸を持つ東京灣の南端近くに位置する東京はこの東京灣の影響を多分に受けるのであらう。

4. 南寄りの風の起時及天気

南寄り8米以上の起時は先にも述べた様に4月4日及び5月31日の兩日以外午後には記録されてゐる。

當日の天気は第1表の雲量欄に示す様に晴天の時に多く、曇はわづか5回であり、この中日中雨を伴つたのは4月3日の1日だけであつて之は既に本調査では例外に屬する現象である事を述べた。晴天の時に發達し気温の最も高い頃に風速の最大になる⁽⁴⁾海風も加勢されて午後に起り易い事も一つの要因であらう。

然しこの南の疾風或は強風は日中の昇温と共に、交換現象が起つて上層の強風が所謂「吹き降り



第4圖 東京附近の地形略圖

て來る」現象である。

猶各1個の例外を除くと4月の平均起時は16.4時であり、5月は14.9時である。即ち5月は4月に較べて1.5時間だけ早く疾風或は強風が起る。此の様に起時に相違の生ずるのは下層大氣の粘性係数が地上気温の上昇と共に大となる。言ひ換へれば春より夏に向ふに従ひ上下氣層の交換現象が活潑となり4月よりも5月は早く風が吹き出す事を示すものである。

5. 結 び

以上は本年4月及び5月に於ける南8米以上の日の推算500米の關係に就て少しく述べたが今後量的豫想に聊かなりとも参考になれば幸甚である。

終りに何時も御指導に預る大谷先生並に終始御懇切なる御教示を賜つた大間氏に對し深謝申上げると共に資料蒐集に當り種々御便宜を與へ下さつた觀測、統計課の方々に感謝の意を表します。

(昭和15年7月)

仁川に於ける凍上観測の一つの試み

川野昌美, 影井善治, 湯田正人

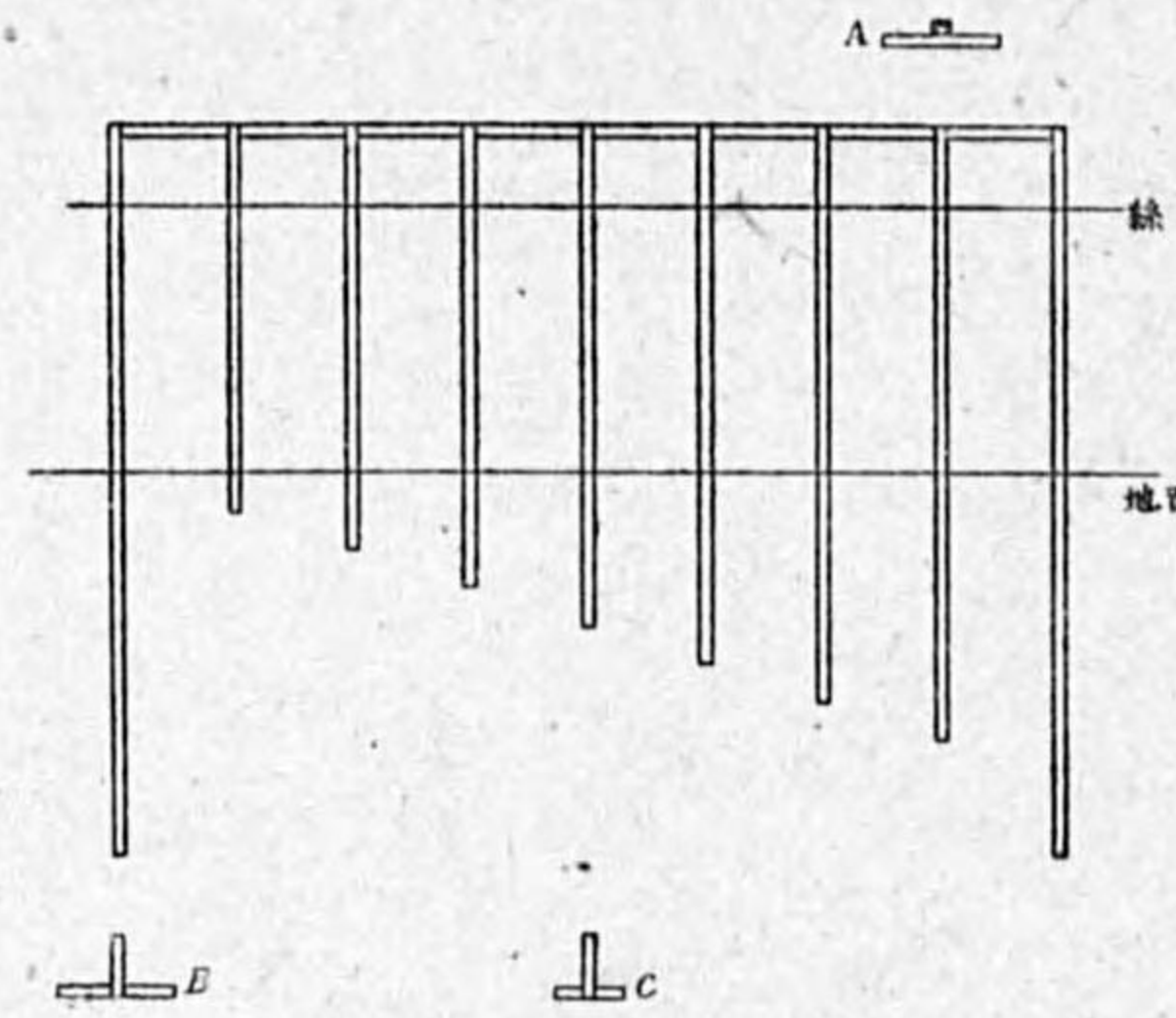
1. 緒 論

筆者の一人(川野)の官舎の北側の庭木戸が毎年冬になると凍上の爲扉が土につかへて開かなくなる。扉と土の間隔は不断は 2,3 種ある。之により扉を支へる柱は凍結により殆んど持上げられずに周りの土だけ 2,3 種持上げられた事が分る。即ち十分深く埋めてある柱は土地の凍結により持上げられないと考へられるのであるがどの位深く埋めれば十分であるかが問題である。之は酷寒地に於ける家屋の基礎, 電柱, その他の施設の工事設計に際して甚だ重要な問題である。以上から示唆を得て凍上量と凍結の深さ, 地中温度その他の氣象條件との關係を調べて見ようと思ひ立つた。凍上は土質, 日當りの有無, 土地の裸被等により異なるであらうが差當り一つの試みとして観測の便宜上氣象臺の露場の一隅を選んで行つて見た結果を茲に報告する。

2. 観 測 方 法

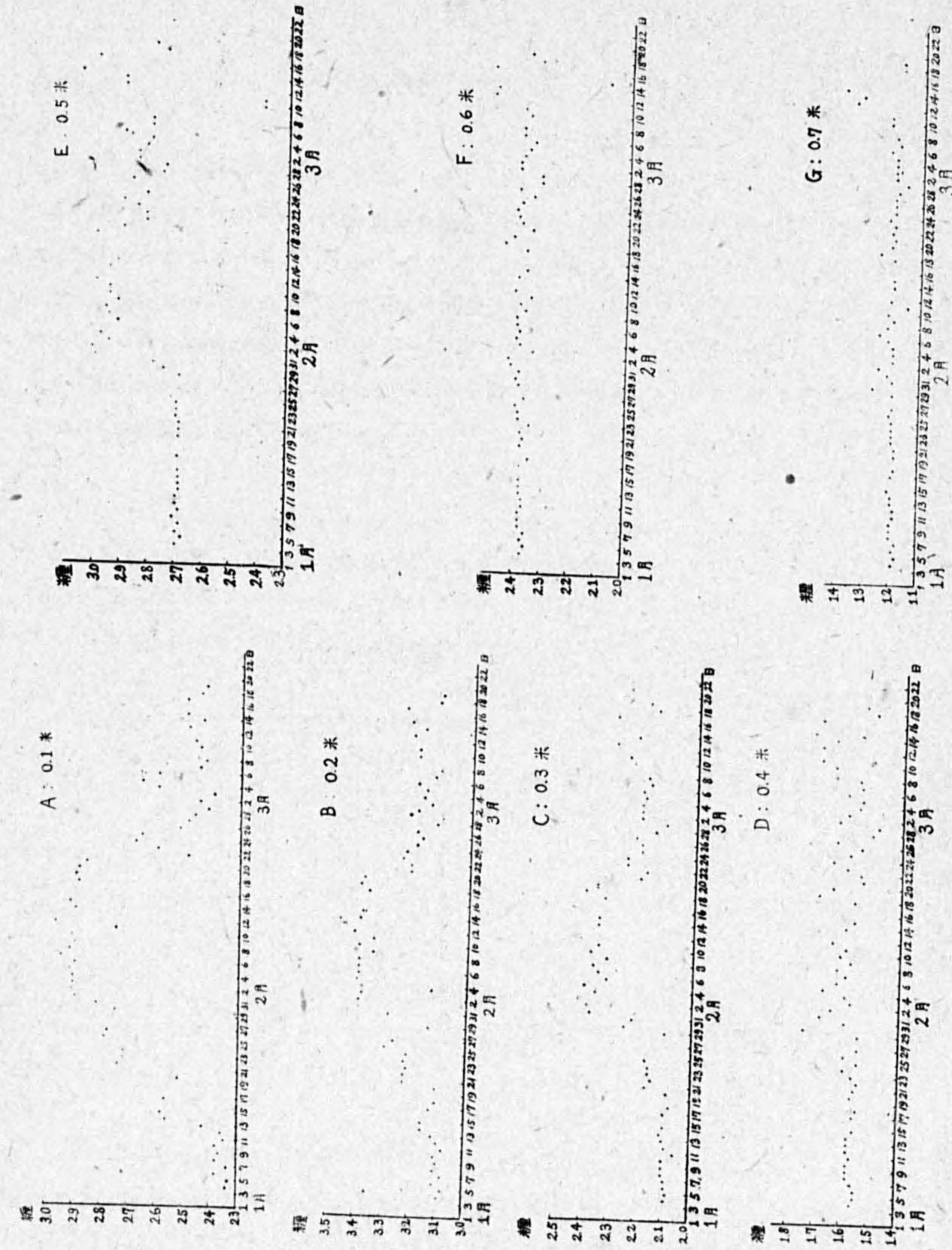
第 1 圖に示す如く 1 寸角の木柱 9 本を 30 種の間隔で一直線上に埋めた。地上に現れる部分の長さは總て 90 種とし, 地中の深さは兩端の 2 本は 1 米, 他は 10 種から 70 種迄 10 種毎にした。70 種迄にしたのは昭和 15 年 1 月初から 2 月末迄の地中温度の観測結果に於いて 0°C の

イソプレート最深が約 70 種であつたからである。柱の地下部はクレオソートを塗り地上部は白ペンキを塗つた。各柱の下端には第 1 圖 B, C の如く丁字形に 1 寸角の横木を付け横木が第 1 圖の圖面に直角になる如く埋めた。横木の長さは兩端のは各 30 種, 他は 18 種とした。茲に兩端の柱は當露場の凍結に對しては持上げられない程十分深いものと假定して之を基準として他の種々の深さに埋めた柱の凍上量を観測しようと思ふのである。横木を付けたのは埋没の深さ迄凍結が及ばぬ場合に持上げられる事に



第 1 圖

抵抗する爲である。兩端の柱の上端は 1 本の横木を以て固定的に連結し中間の各柱は第 1 圖 A の如くこの横木に接して上昇し得る様に鐵板の枠を横木に取付け柱と枠の間に僅かの間隙を残した。観測は地上 70 種の所に兩端の柱から絲を張り中間の各柱には絲の附近に目盛を附し絲の高さに相當する目盛を毎日 10 時に 1 回讀取る事とした。



第 2 圖

3. 観測期間及び観測結果

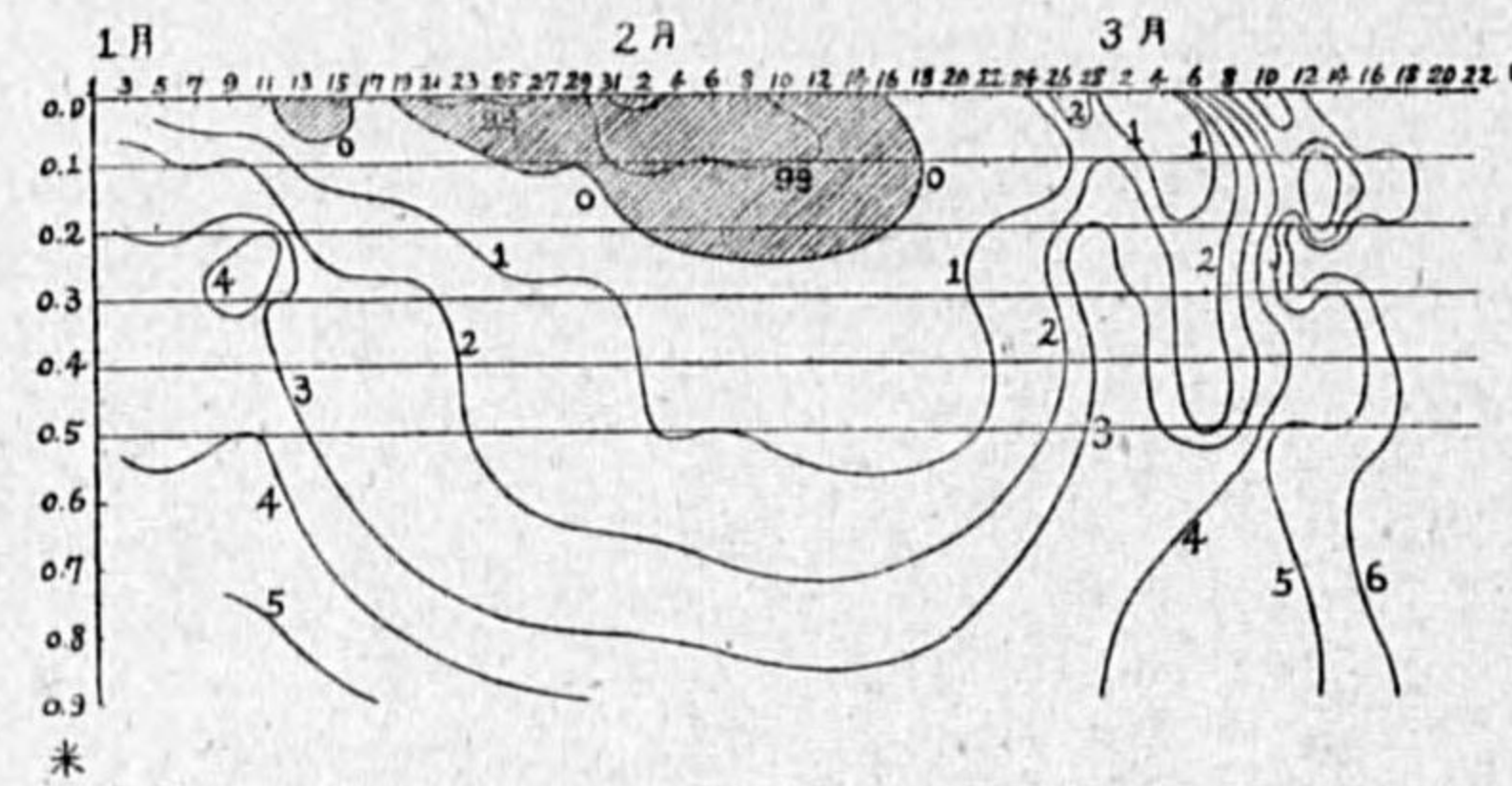
柱を埋設したのは昭和15年12月22日であつた。観測は観測課の各位にお願いした。期間は昭和16年1月4日から3月19日迄であるが観測課の都合により時には1日乃至2日観測を休んだ事がある。

観測結果は第1表に示す通りである。表中の数字は基準線に対する各柱の目盛を讀取つた數値(單位は糎)であり高さの零點は任意のものである。即ち數値は絶對的の意味を持たぬがその變化が凍上量を表はすものである。(數値の増加は柱の上昇を、減小は下降を表はす)。第2圖は之を圖示したものである。第1表中*印を附した値が6個あるが之は明に讀誤りと思はれるので(第2圖に記入外のもの0.3米柱の1月26, 27日; 0.5米柱の2月26日及びその儘記入し置きたるもの0.5米柱の3月10, 11日; 0.6米柱の3月15日)議論外とする。第2表は同期間の地中温度を表示したものであり第3圖はそのイソプレートである。零度以下の部分には斜線を施してある。

土壤中の水は溶存物質、コロイド状態等の影響により零度で凍るとは限らぬが之等の影響は0.1Cか0.2C位と考へられるので本文では之を無視し零度に於て凍結するものとして扱ふ。

昭和16年の冬は例年になく暖

かだつた爲地中温度の零度に及んだ深さの最大は2月10日前後に於て僅か25糎であつた(昭和15年冬の約70糎に比べると3分の1である)。第3圖に於て地中温度零度以下の部分は1月10日から16日頃にかけて軽度のもの(零度線の最深約7糎位)があり、そ



第3圖

の後1月19日頃から2月18日頃にかけて主要部(零度線の最深25糎)がある。之と第2圖A以下G迄を比較して見る。茲に観測誤差は條件の良い場合でも0.2糎位、風等のある場合0.5糎乃至1糎位迄はある物と思はねばならないので0.5糎程度の變動は議論外とする。比較の結果得られた結論を次に列挙する。

- 1) 凍結の起る深さ以上に埋めた柱も凍上する。
- 2) 7糎の深さ迄の凍結に對し10糎の深さの柱は2.2糎凍上し、20糎の深さの柱にも僅か乍ら凍上が認められるが、それ以上の深さの柱には變化は認められぬ。
- 3) 25糎の深さの凍結に對し10糎の深さの柱は約6糎、20糎の深さの柱は約3糎、30糎の

第1表

月 日	0.1 米	0.2 米	0.3 米	0.4 米	0.5 米	0.6 米	0.7 米
1月4日	2.34	3.09	2.09	1.56	2.70	2.37	1.19
5	2.33	3.08	2.08	1.55	2.68	2.36	1.18
6	2.38	3.11	2.09	1.55	2.70	2.37	1.19
7	2.34	3.08	2.09	1.56	2.69	2.36	1.18
8	2.38	3.11	2.10	1.58	2.71	2.38	1.20
9	2.37	3.10	2.10	1.58	2.69	2.38	1.20
10	2.38	3.11	2.10	1.58	2.70	2.38	1.20
11	2.35	3.08	2.06	1.57	2.70	2.37	1.19
12	2.36	3.10	2.09	1.58	2.69	2.37	1.19
13	2.43	3.12	2.10	1.58	2.69	2.38	1.20
14	2.56	3.16	2.11	1.58	2.69	2.38	1.20
15	2.58	3.16	2.10	1.56	2.69	2.38	1.21
17	2.57	3.13	2.10	1.56	2.69	2.38	1.20
18	2.49	3.11	2.08	1.55	2.67	2.35	1.19
20	2.52	3.11	2.09	1.57	2.69	2.38	1.19
21	2.72	3.23	2.17	1.56	2.69	2.37	1.19
22	2.74	3.23	2.15	1.55	2.69	2.38	1.20
23	2.72	3.22	2.16	1.57	2.70	2.35	1.20
24	2.72	3.23	2.16	1.60	2.70	2.39	1.20
25	2.73	3.22	2.17	1.55	2.70	2.39	1.20
26	2.79	3.30	2.69*	1.60	2.72	2.40	1.21
27	2.78	3.27	2.69*	1.55	2.69	2.37	1.20
29	2.65	3.14	2.10	1.55	2.69	2.39	1.20
30	2.75	3.40	2.25	1.75	2.75	2.40	1.27
31	2.82	3.29	2.22	1.60	2.79	2.39	1.20
2	2.90	3.40	2.38	1.69	3.00	2.42	1.22
3	2.91	3.40	2.39	1.65	3.01	2.43	1.25
4	2.91	3.39	2.42	1.58	2.95	2.34	1.20
5	2.92	3.41	2.40	1.68	2.98	2.39	1.20
6	2.90	3.40	2.32	1.63	3.00	2.40	1.20
7	2.95	3.40	2.35	1.60	2.92	2.39	1.22
8	2.92	3.40	2.37	1.63	2.96	2.40	1.25
9	2.90	3.35	2.32	1.58	2.92	2.37	1.20
10	2.91	3.40	2.38	1.62	2.95	2.39	1.22
11	2.75	3.35	2.35	1.60	2.95	2.35	1.15
12	2.97	3.42	2.42	1.65	3.00	2.41	1.21
14	2.90	3.40	2.35	1.60	2.95	2.40	1.20
15	2.92	3.39	2.35	1.57	2.92	2.37	1.20
18	2.89	3.37	2.33	1.57	2.91	2.37	1.20
19	2.90	3.40	2.40	1.70	3.00	2.45	1.25
20	2.89	3.39	2.36	1.65	2.90	2.42	1.21
21	2.86	3.22	2.20	1.54	2.82	2.35	1.20
22	2.49	3.22	2.18	1.55	2.82	2.39	1.21
23	2.60	3.25	2.25	1.60	2.85	2.40	1.20
24	2.68	3.24	2.25	1.65	2.90	2.41	1.22
25	2.66	3.20	2.20	1.59	2.82	2.39	1.20
26	2.52	3.18	2.20	1.55	2.80*	2.35	1.20
27	2.49	3.20	2.22	1.64	2.87	2.40	1.20
28	2.47	3.13	2.15	1.51	2.76	2.32	1.19
3	2.42	3.11	2.11	1.49	2.75	2.32	1.16
2	2.45	3.20	2.20	1.63	2.85	2.40	1.20
3	2.40	3.15	2.20	1.60	2.85	2.40	1.20
4	2.60	3.18	2.20	1.56	2.82	2.39	1.20
5	2.66	3.17	2.19	1.55	2.80	2.37	1.20
6	2.60	3.20	2.20	1.60	2.90	2.35	1.23
7	2.45	3.14	2.17	1.55	2.80	2.39	1.19
8	2.43	3.12	2.18	1.56	2.80	2.39	1.20
10	2.45	3.20	2.23	1.65	2.40*	2.37	1.22
11	2.47	3.20	2.25	1.70	2.40*	2.39	1.22
13	2.49	3.22	2.30	1.70	2.90	2.50	1.35
14	2.44	3.18	2.22	1.65	2.90	2.49	1.32
15	2.50	3.23	2.31	1.73	3.06	2.08*	1.39
17	2.50	3.25	2.30	1.70	3.00	2.50	1.40
18	2.45	3.13	2.15	1.50	2.75	2.33	1.18
19	2.43	3.12	2.18	1.54	2.79	2.37	1.18

第 2 表

月 日	地 中 温 度						氣 温	降 水 量
	地 面	0.1 米	0.2 米	0.3 米	0.5 米	1.0 米		
1 月 4 日	0.2	1.7	2.4	3.4	3.2	6.8	1.5	0.0
5	99.9	2.0	2.8	3.7	3.4	6.8	99.4	0.0
6	0.4	2.0	2.8	3.6	3.4	6.7	1.1	—
7	0.1	1.6	3.8	2.8	3.5	6.7	3.2	—
8	0.5	2.5	3.5	4.2	3.7	6.6	2.3	—
9	2.8	3.4	3.8	4.4	4.0	6.7	1.5	—
10	0.0	1.9	3.1	4.1	4.0	6.7	98.0	0.1
11	0.5	1.7	4.0	2.8	3.6	6.7	1.1	4.6
12	99.3	1.3	2.2	3.3	3.4	6.7	94.5	0.2
13	98.4	0.5	1.5	2.6	3.0	6.5	91.4	—
14	98.2	0.1	1.0	2.2	2.5	6.5	91.5	—
15	99.8	0.3	1.0	2.0	2.3	6.3	98.0	4.8
17	0.2	0.4	1.2	2.1	2.3	6.0	2.2	—
18	0.2	0.6	1.4	2.1	2.2	5.8	3.1	—
20	98.4	0.7	1.4	2.4	2.4	5.7	90.6	—
21	98.9	0.2	1.0	1.9	2.1	5.7	93.2	0.1
22	99.2	0.3	0.9	1.6	2.0	5.5	96.3	0.7
23	99.0	0.3	0.8	1.9	1.9	5.5	95.2	6.7
24	98.6	0.3	0.8	1.7	1.8	5.3	90.9	0.9
25	97.0	99.5	0.5	1.4	1.7	5.1	88.9	0.1
26	98.6	99.5	0.3	1.3	1.6	5.3	96.6	0.1
27	99.3	99.9	0.3	1.2	1.5	5.1	0.0	2.1
29	99.9	0.0	0.5	1.2	1.5	5.0	96.8	0.0
30	99.7	0.0	0.7	1.4	1.5	5.0	91.3	0.9
31	96.5	98.6	0.3	1.2	1.3	4.8	86.2	—
2 1	97.0	98.0	99.6	0.9	1.2	4.8	91.7	0.2
2	97.8	98.0	99.3	0.6	1.0	4.7	94.0	0.0
3	98.4	98.7	99.5	0.6	1.0	4.6	96.5	0.0
4	99.2	99.0	99.8	0.7	0.9	4.6	98.2	0.0
5	0.0	99.6	99.9	0.7	1.0	4.5	2.2	0.0
6	99.0	99.2	99.9	0.6	1.0	4.5	94.3	0.0
7	98.6	98.3	99.8	0.7	1.0	4.3	95.0	—
8	97.3	97.5	99.3	0.4	0.9	4.3	92.1	—
9	99.1	98.3	99.4	0.4	0.8	4.4	97.4	—
10	99.1	99.0	99.6	0.4	0.8	4.4	94.6	7.9
11	98.8	98.5	99.5	0.4	0.7	4.1	94.9	—
12	99.6	99.1	99.8	0.5	0.8	4.2	96.6	—
14	99.8	98.9	99.8	0.4	0.8	4.0	95.9	—
15	0.3	99.4	99.9	0.7	0.8	4.0	2.0	—
18	0.3	0.0	0.1	0.6	0.8	3.8	1.5	—
19	0.4	0.1	0.1	0.7	0.8	3.9	2.0	—
20	0.4	0.1	0.3	0.8	0.8	3.8	3.6	—
21	0.4	0.1	1.0	1.2	0.9	3.8	3.6	—
22	0.2	0.1	1.3	1.6	1.2	3.8	96.0	—
23	0.0	0.1	1.0	1.4	1.2	3.8	95.9	—
24	0.3	0.1	1.0	1.4	1.4	3.8	0.2	0.0
25	0.3	0.2	1.4	1.7	1.7	3.8	3.9	—
26	4.3	0.6	2.0	2.2	2.3	3.9	2.7	—
27	4.7	2.2	3.1	3.2	3.0	4.0	4.3	—
28	0.5	2.1	3.0	3.5	3.2	4.2	99.4	—
3 1	0.5	1.6	2.4	3.2	3.2	4.4	99.6	—
2	0.4	1.5	2.3	2.9	3.1	4.5	2.2	—
3	0.0	1.6	2.3	3.0	3.2	4.7	95.2	0.5
4	0.0	0.6	1.4	2.3	2.6	4.7	95.2	—
5	0.2	0.3	1.0	1.8	2.2	4.7	96.5	—
6	99.9	0.5	1.1	1.7	1.8	4.6	0.9	1.2
7	5.5	0.6	1.3	1.7	2.0	4.5	3.3	15.1
8	2.1	1.4	2.2	2.6	2.7	4.5	3.1	0.0
10	11.1	4.8	4.9	4.9	4.4	4.8	13.0	—
11	2.0	6.3	6.7	6.3	5.3	4.9	0.2	42.0
13	6.1	3.1	3.8	4.4	4.4	5.5	4.6	—
14	8.6	4.4	4.6	4.9	4.7	5.5	6.2	0.0
15	8.6	6.1	6.2	6.0	5.5	5.6	5.9	4.4
17	8.9	5.5	5.9	6.2	5.9	6.0	2.6	0.0
18	10.7	5.8	6.5	6.8	6.6	6.2	9.4	—
19	12.6	6.7	7.0	7.3	6.9	6.4	7.9	—

深さの柱は約 2.5 耗, 40 種の深さの柱は約 1 耗, 50 種の深さの柱は約 2.5 耗凍上し 60 種, 70 種の深さの柱には変化は認められぬ. 40 種の深さの柱迄凍上量が漸減してゐるに反し 50 種の深さの柱の方が却つて餘計凍上してゐるのは土の埋め方の具合で持上げる力に對する抵抗が小さかつた爲と思はれる.

4) 凍結が止んで 3 月 10 日頃から 17 日頃の相當暖になつてから 30 種以上の深さの柱が再び上昇してゐる. この原因としては 3 月 7 日に 15 耗の降雨があり更に 3 月 11 日に 42 耗の降雨があるので雨水の滲透による膨潤に類似した現象かとも考へられるが分明でない.

最後に觀測に當られた觀測課各位に謝意を表する.

雪の光線透過率

泉末雄

前任地新潟縣高田に於て調査した雪の光線透過率を紹介して大方の御叱正を得たいと思ふ。

使用せし光度計は關口鯉吉博士の斡旋によつてスイス國ダボス觀測所ドルノ氏に依頼し、同氏考案の楔形黑色硝子光度計 (Dorno's Dark-wedge photometer) 2 個を購入し、之によつて 4 冬季間調査をした。

調査方法は 1 個の光度計を雪面より 5 糎乃至 10 糎の雪中に入れ、他の光度計を更に之れより 5 糎乃至 10 糎の雪中に入れ、此光度計専用の印畫紙に記象した値を読み取り、之をエーデル、ヘヒト式連續光度計指示光量表から引いてブンゼンロスコー單位の絕對光量を求めた。

而して上部の光度計による値を L_1 とし、下部の光度計による値を L_2 とし、兩光度計位置差を Δ とし、雪の光線透過率を A とすれば

$$L_2 = L_1 A^\Delta,$$

$$A = \sqrt[\Delta]{\frac{L_2}{L_1}}$$

の關係となる。之によつて求めた A の値 35 回の平均値は 0.883 となつた。此値は雪面に於ける光量を 1.000 とした場合、雪下 1 糎の所に於ける光量は 0.883 に減少する事を示すものであつて、換言すれば光線が雪中 1 糎を透過すると光量は 1 割 1 分 7 厘だけ減少する事を物語つてゐる。

又光量と Δ との關係は等比級數を以て表はされるから、之れによつて雪中を透過する光量を求めると第 1 表の通りである。

第 1 表

雪面に透入する光量	1.000
雪下 5 糎 "	0.537
雪下 10 糎 "	0.288
雪下 20 糎 "	0.083
雪下 30 糎 "	0.024
雪下 40 糎 "	0.006
雪下 50 糎 "	0.002

深さが非常に深くなれば光量も非常に小さくなるが理論上零にはならぬ。其處で雪面に受けた光量が 5 分の 1, 10 分の 1 になる爲め雪の深さを求めると第 2 表の通りになる。

第 2 表

光量	雪の深さ(糎)
1	雪面
5 分の 1	12.7
10 分の 1	18.5
20 分の 1	24.1
30 分の 1	27.4
40 分の 1	29.6
50 分の 1	31.4
100 分の 1	37.0
1000 分の 1	55.5

以上の調査によると太陽光線が雪中を透過する場合は光量は可成り減少する。換言すれば光線は雪中を透過し憎い事を物語つて居る。(昭和 16 年 10 月稿, 室蘭測候所に於て)

船津に於ける天空の色に就いて*

木下 鍊 藏

1. 緒言 天空の色の観測に就いては、既に神田、山本兩氏⁽¹⁾が東京に於けるものを、大導寺氏⁽²⁾が宇都宮の成績を夫々報告されており、又北岡氏⁽³⁾は Bohuslav Hrudicka の獨逸東部國境地方に於ける測定結果を紹介されてゐる。

著者は 0 から 13 まで即ち 14 階級に分けられてゐる Ostwald-Linke の青色計を用ひて行はれた富士山麓観測所に於ける観測成績により、船津の天空の色を統計的に調査し併せて前三者の値と比較して見た。又豫報的見地より空色と降霜及發雷との関係をも調査した。

2. 観測法に就いて Ostwald-Linke⁽⁴⁾ の方法は、太陽に脊を向けて、太陽を含む時圈の上で太陽から 70° 乃至 90° 隔つた所にある最も青い點を見つけ、少なくとも 30 秒以上其所を眺め眼を他に轉ずる事なく色板を出して比較する。即ち色板が太陽で照される様にして青色の度合を見たのである。

船津に於ては、昭和 9 年 5 月から昭和 13 年 4 月迄は、大體雲量 8 未満の場合観測者が日蔭に入つて青空を見つめ、色板を太陽に照す事なく、その面を最も青い方へ向けて天空の青色濃度を比較する方法で観測したのであるが**、昭和 13 年 5 月からは Ostwald-Linke の観測方法を採用する事にした。それで、日蔭に入つて観測する方法を假に「宇都宮、船津の方法」と呼ぶ事にする。

3. 観測結果 先づ「宇都宮、船津の方法」に依つて得た滿 4 ケ年間の観測材料を整理し、天空青色濃度の日變化、年變化並びに濃度別観測回数を求めた。但し観測は毎日 3 回即ち 6、10、14 時に行はれたのであるが 11 月乃至 3 月に於ける 6 時の観測は日出前となるので、この期間中は行はれなかつた。

第 1 表 月別平均値

観測時		月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	年平均
6 時	平均値	—	—	—	5.3	4.8	4.9	4.6	4.6	4.9	4.7	—	—	—	4.8
	観測回数	—	—	—	49	55	38	52	67	29	32	—	—	—	322
10 時	平均値	5.5	5.7	5.5	5.2	4.3	4.4	4.6	4.4	4.9	5.1	5.3	5.3	5.1	5.1
	観測回数	90	68	66	58	67	52	58	81	51	61	74	92	818	
14 時	平均値	5.3	5.5	5.2	5.1	4.0	4.4	4.3	4.5	4.9	5.1	5.2	5.2	4.9	4.9
	観測回数	87	62	59	56	61	49	53	69	41	59	66	78	740	
全日	平均値	5.4	5.6	5.3	5.2	4.4	4.6	4.5	4.5	4.9	5.0	5.3	5.2	5.0	
	観測回数	177	130	125	163	183	139	163	217	121	152	140	170	1880	

* 木下、丸山：船津に於ける空色観測報告、航空氣象報告、第 5 卷、第 3 號として一部發表済。
** 宇都宮の成績は大體此の方法による。

4 ケ年間の月別平均値は第 1 表の通りである。第 1 表で見られる様に天空青色濃度は 1 月から 6 月までは 6、10、14 時の順で、大體午前濃く午後淡くなる傾向がある。7 月から 10 月までの間ではその順序が不同であるが、11 月から再び午前が午後より濃くなつてゐる。

月別の日變化の模様を見るに、その變化の最も大きい月は 5 月で 6 時と 14 時との差は 0.8 を示

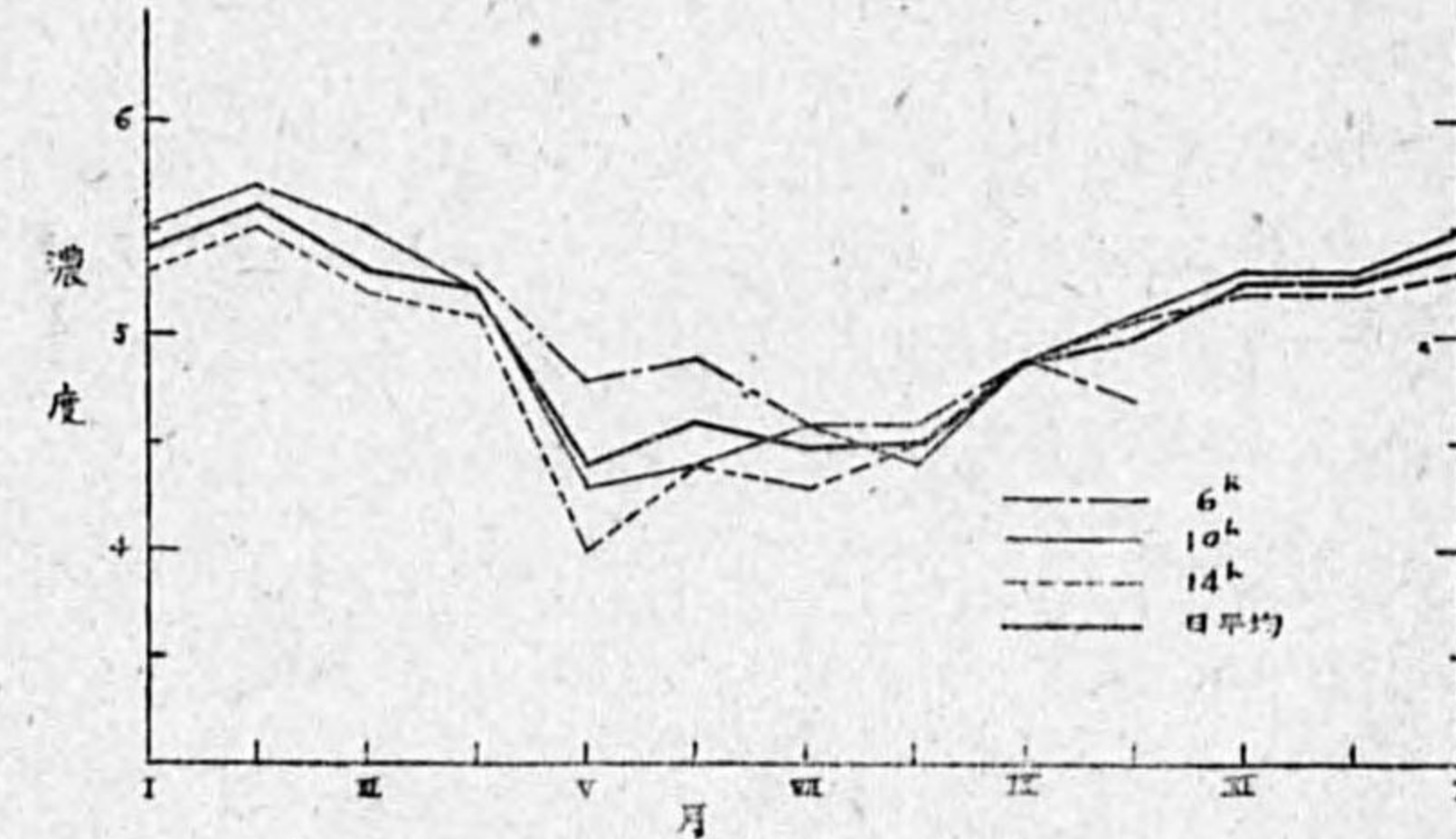
第 2 表 季節別平均値

観測時		季節	春	夏	秋	冬
6 時	平均値	5.0	4.7	4.8	—	
	観測回数	104	157	61	—	
10 時	平均値	5.0	4.5	5.1	5.5	
	観測回数	191	191	186	250	
14 時	平均値	4.8	4.4	5.1	5.3	
	観測回数	176	171	166	227	
全日	平均値	4.9	4.5	5.1	5.4	
	観測回数	471	519	413	477	

し、又最も小さい月は 9 月で、一日中殆んど同一の値を示してゐる。

又季節別の日變化は第 2 表で見ると、春と夏では 6 時が最も濃く、午後に行くに従ひ次第に淡くなつてゐるが、秋では 10 時が最も濃く 6 時が最淡となつてゐる。

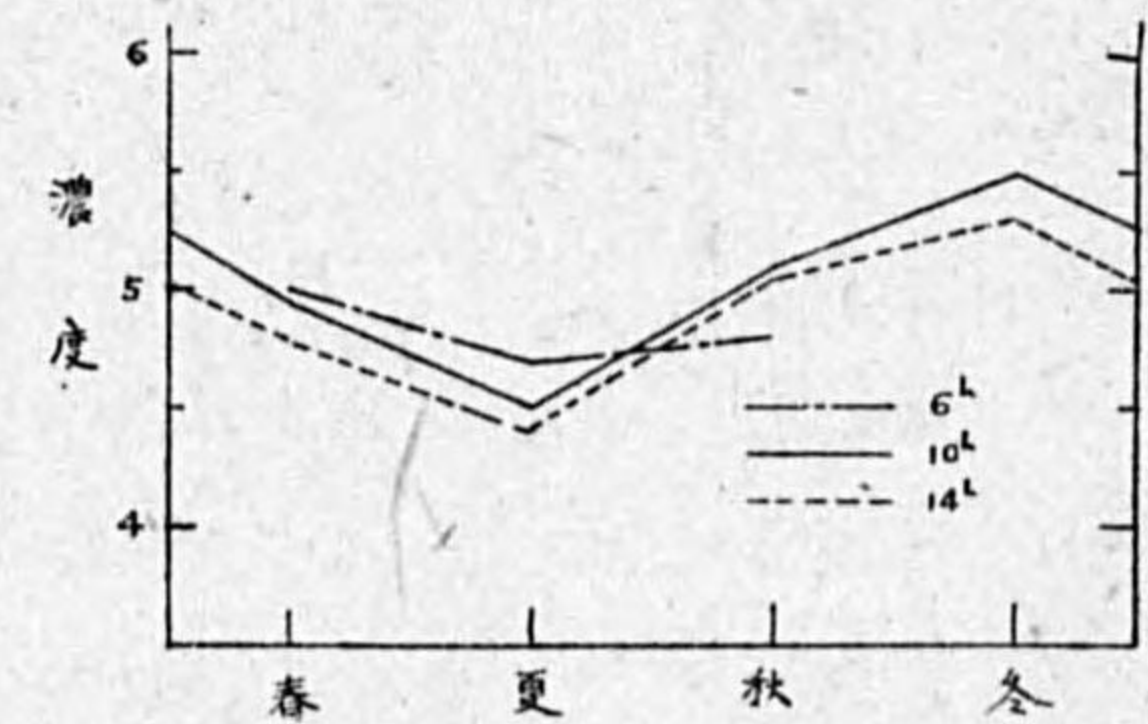
次に観測時刻別及び日平均の年變化は第 1 圖の如くなる。即ち 6 時の値は 4 月から 10 月迄のも



第 1 圖 時刻別年變化 (宇都宮、船津の方法に依るもの)

のであり、その完全なる年變化は不明であるが、10 時、14 時は何れも 2 月が最濃で夫々濃度 5.7 及び 5.5 を示してゐる。そして最淡は共に 5 月に起り、夫々 4.3 及び 4.0 となつてゐる。又季節的變化を見ると第 2 圖の如く、春と夏に淡く秋と冬に濃くなつてゐる。此の事は既に岡田先生⁽⁵⁾に依つて述べられてゐる事とよく一致する。

日平均値の年變化に於ては最濃が 2 月に現はれ、その濃度は 5.6 であつて、最淡は 5 月に現はれ、そ



第 2 圖 季節別變化 (宇都宮、船津の方法に依るもの)

第5表に濃度別観測回数を示す。表で見る如く、4月より8月迄は各月共濃度7を最も多く観測してゐるが、9月に於ては濃度8を最も多く観測しており、更に10月に於ては濃度6が最も多いと云ふ非常に特異な観測が成されてゐる。

以上観測方法を異にした場合の結果は数字的に可成りの差異を生じ、殊に年變化に於ける振幅に於ては Ostwald-Linke の方法は「宇都宮、船津の方法」に較べて非常に大きな値を示してゐる。

4. 東京、宇都宮との比較 今當所に於ける「宇都宮、船津の方法」に依る成績と、神田、山本兩氏及び大導寺氏の観測材料を用ひて、東京、宇都宮、船津の3ヶ所の値を比較して見よう。

3ヶ所に於ける午前、午後並びに日平均の月別平均値を表にしたのが第6表である。何れの場合も大體船津、宇都宮、東京の順に濃度が減少してゐるが、只6,7,9月の午後に於ては、東京は宇都宮よりも濃くなつてゐる。

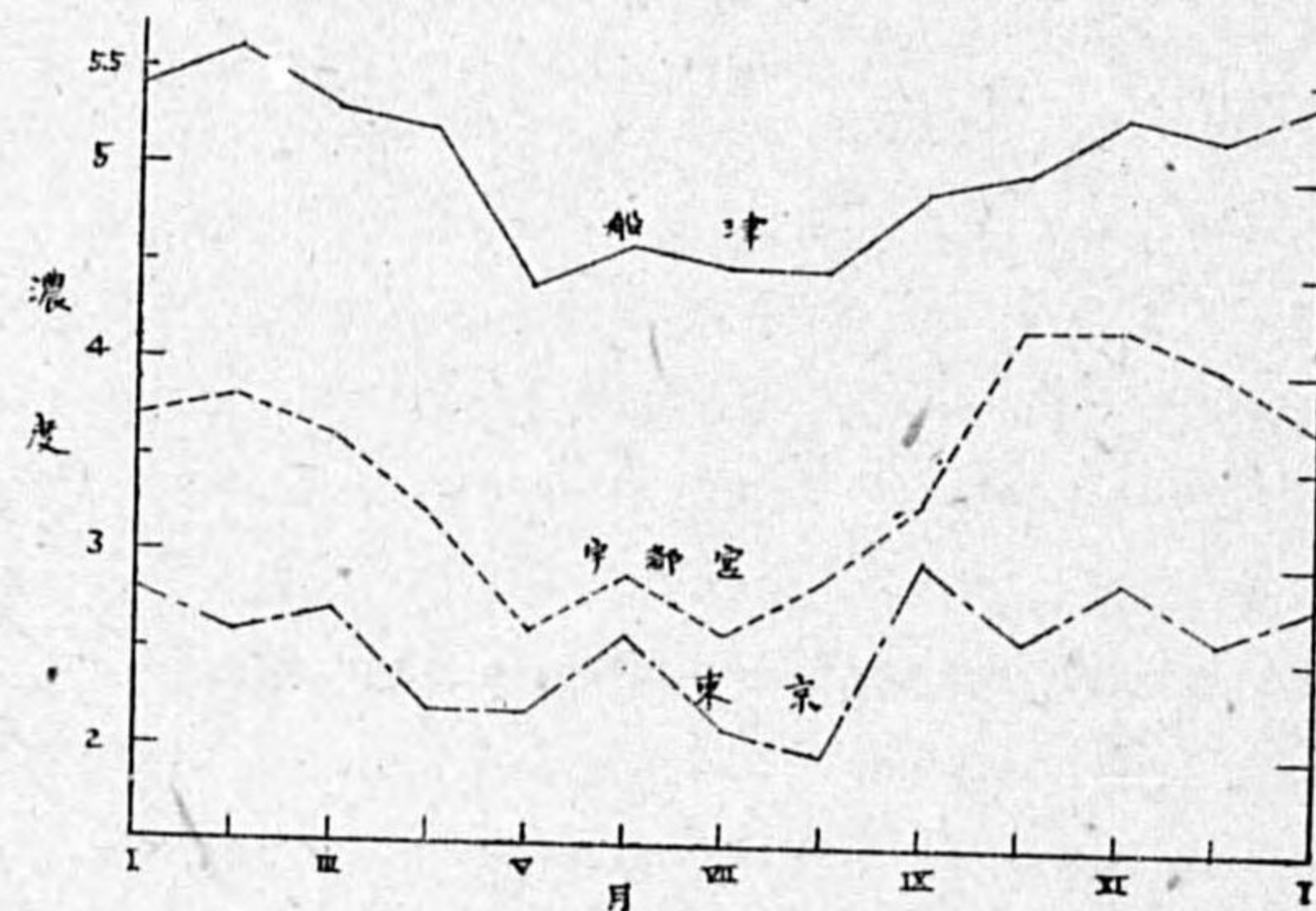
第6表 東京、宇都宮、船津の比較

観測時刻	観測地	月												全年
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
午前	東京	2.7	2.3	2.5	2.1	2.0	2.0	1.0	1.8	2.7	2.4	2.6	2.3	2.2
	宇都宮	3.6	3.8	3.5	3.1	2.4	3.2	2.8	3.3	3.3	4.3	4.0	3.7	3.5
	船津	5.5	5.7	5.5	5.2	4.3	4.4	4.6	4.4	4.9	5.1	5.3	5.3	5.1
午後	東京	2.8	3.4	2.9	2.5	2.3	3.1	2.4	2.5	3.6	2.9	3.6	3.2	2.9
	宇都宮	3.6	3.6	3.3	3.1	2.6	3.0	2.2	3.2	3.0	4.1	3.9	3.9	3.4
	船津	5.3	5.5	5.2	5.1	4.0	4.4	4.3	4.5	4.9	5.1	5.2	5.2	4.9
全日	東京	2.8	2.6	2.7	2.2	2.2	2.6	2.1	2.0	3.0	2.6	2.9	2.6	2.5
	宇都宮	3.7	3.8	3.6	3.2	2.6	2.9	2.6	2.9	3.3	4.2	4.2	4.0	3.4
	船津	5.4	5.6	5.3	5.2	4.4	4.6	4.5	4.5	4.9	5.0	5.3	5.2	5.0

又日平均値の年變化を比較して見ると第4圖の如く、3ヶ所共ほぼ同様な傾向を示してゐるが、その振幅は宇都宮が最も大きく、東京は最も小さくなつてゐる。

次に日變化に就いて比較してみると、大體東京は午前に淡く午後に濃くなつてゐるが、宇都宮は反對に午前に濃く午後に淡くなつてゐる。船津に於ても宇

都宮同様大體午前に濃く午後に淡くなつてゐる。午前と午後の濃度差は、東京に於て最も大きく、月



第4圖 東京、宇都宮、船津の比較

によつて 0.1 から 1.3 までの値を示し、次いで宇都宮に於ては 0.1 から 0.5 の數値を、又船津に於ては 0.0 から 0.4 の値を示してゐる。

こうした相違の起る理由を推察してみるに、観測點の海面上よりの高さ、及び都塵に基くものと考へられる。尤も東京では細塵並に煤煙は、都會の活動時刻である午後の方が多くなり、従つて空の青味も薄らぐであらうと考へられるのであるが、事實は之に反するのであつて簡單には推測し難い。

5. 東獨逸の観測との比較 Ostwald-Linke の方法に依つて得た材料と獨逸東部國境方面に於ける観測値とを比較しよう。

第7表 獨逸東部國境地方と船津との比較

観測地	月												全年
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
獨逸 海拔 600 米迄の 4ヶ所平均	7.4	7.6	7.6	7.6	7.7	7.9	8.0	7.9	7.7	7.6	7.4	7.2	0.8
獨逸 海拔 601-1000 米迄の 5ヶ所平均	7.4	7.4	7.2	7.1	6.9	6.6	6.4	6.4	6.6	7.0	7.0	7.2	1.0
獨逸 海拔 1001-1700 米迄の 6ヶ所平均	7.7	7.5	7.3	7.2	7.1	6.8	6.7	6.8	6.9	7.0	7.2	7.5	1.0
船津 海拔 860 米	7.2	7.6	6.9	6.2	5.8	5.9	5.9	6.2	6.9	6.5	6.8	7.2	1.8

日變化に就いてみれば、船津では 10, 12 月の兩月は午前が淡く、其の他の月は何れも午前が濃くなつてゐる。一方東獨逸では 4, 5, 6, 7 月の各月は午前の方が濃く、他は午前の方が淡くなつてゐる。即ち日變化の模様には就いては兩者が一致する場合もあり、又相反する場合もあつて判然とした差異は認められない。

年變化に就いては東獨逸の高地帯では夏に淡く、冬に濃くなつてゐるが、この點は船津の年變化と同じ様である。次に東獨逸の観測所の高度を考慮して、海拔 601 米より 1000 米の間にある観測所を選び、それらの平均値と、海拔 860 米にある船津の値とを比較してみると、各月共船津の方が濃度が小さい事と、最小値の起時が船津で 2ヶ月早く即ち 5月に現はれてゐると云ふ事以外は大體同様な變化をしてゐる。然し船津に於ける年變化の振幅が東獨逸の約 2 倍の値を示してゐる事は注意を要する。

6. 14 時の空色と翌朝の降霜との關係 霜害豫報の一方法として、青空の色の観測が相當參考になる⁽²⁾⁽⁶⁾。それで「宇都宮、船津の方法」に依る 4ヶ年間の材料を用ひて降霜との關係を調査し、その結果を第8表に掲げる。

11月から3月迄の間では、2, 3の例外を除けば、濃度 5 以上の場合には何れも 60% 以上の降霜率を示し、濃度の増すにつれて降霜率が増加し、特に 12, 1, 2 月の 3ヶ月間に濃度 8 の場合

第 8 表 14 時の濃度と翌朝の降霜

濃度	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
濃度 (3)	2	1	1	—	—	—	2	11
降霜回数	—	1	1	—	—	—	—	—
同上 %	—	100	100	—	—	—	—	—
濃度 (4)	13	11	19	30	20	14	16	28
降霜回数	2	5	18	7	4	7	5	3
同上 %	15	45	95	23	20	50	31	11
濃度 (5)	26	36	33	18	13	23	16	18
降霜回数	9	22	28	15	8	15	5	3
同上 %	35	61	85	83	62	65	31	17
濃度 (6)	10	9	16	27	16	15	18	7
降霜回数	2	6	15	21	7	10	8	—
同上 %	20	67	94	78	44	67	44	—
濃度 (7)	6	9	8	10	10	6	3	1
降霜回数	1	5	8	8	9	3	1	—
同上 %	17	56	100	80	90	50	23	—
濃度 (8)	—	—	1	2	3	—	1	—
降霜回数	—	—	1	2	3	—	—	—
同上 %	—	—	100	100	100	—	—	—

が 6 回あつたが 6 回共降霜を見た。なほ注意すべきは當地の如き高所に於ては、平地の如く晴天で気温の低下した場合には必ず結霜を見るところに限らず、必ず相當の濃度のある事を必要としてゐる。従つて結霜日数は気温が最も低く且つ濃度の小さい 1 月末乃至 2 月にかけてよりも寧ろ 12 月より 1 月初めの頃に多くなつてゐる。

7. 10 時の空色と發雷との關係 次に昭和 9 年より昭和 12 年迄の 4 ケ年間の材料を用ひて、5 月より 9 月迄の期間に於ける 10 時の濃度と當日の 10 時以後の雷發生との關係を調査した。結果を第 9 表に示す。

第 9 表 10 時の濃度と雷發生回数

種別	V	VI	VII	VIII	IX
濃度 (3) の回数	5	8	7	9	3
發雷回数	1	1	2	2	—
濃度 (4) の回数	34	20	16	35	19
發雷回数	4	3	2	18	2
濃度 (5) の回数	18	13	23	30	17
發雷回数	2	2	1	10	3
濃度 (6) の回数	7	10	6	3	6
發雷回数	—	—	1	—	1
濃度 (7) の回数	—	—	4	4	6
發雷回数	—	—	—	1	2

第 9 表で見る通り雷は大體濃度が 3 から 7 の間で發生し、中でも濃度 4 の時最も多く發雷して

ゐる。なほ初夏の候には濃度の比較的淡い場合に發雷數が多く、晩夏及び初秋の候では濃度の大きな場合に發雷數が多くなる傾向が見られる。

8. 結語 本調査に依つて大體次ぎの事項を結論する事が出来る。

(イ) 青色計を日光に照して天空の青色濃度を觀測する方法では日蔭で行ふ方法よりも相當濃く觀測される。

(ロ) 船津に於ける空の青さの日變化は大體午前濃く午後淡くなつてゐて、變化の振幅は 5, 6 月に大きくなつてゐる。又年變化は秋と冬に濃く夏に淡くなつてゐる。

(ハ) 東京並びに宇都宮の測定値と比較してみると、大體各月を通じて東京が淡く船津が濃くなつてゐる。濃度の年變化は 3 ケ所共似てゐるが、變化の振幅は宇都宮が最も大きく船津が之に亞いでゐる。

(ニ) 空色と降霜との關係は 14 時に於ける青色濃度の大きい程翌朝結霜を見る傾向が強くなる。

(ホ) 空色と發雷との關係に就いては、青色濃度が 4 の場合に最も多く發雷を見、濃度 5, 3 が之に亞ぐ。

終りに臨み種々御教示を賜はつた岡田先生に深謝し、なほ色々御指導下さつた朝比奈、川畑兩先生並びに杉山技師に厚く御禮申し上げる。更に本觀測に従事された當所員の方々に敬意を表する次第である。

尙本調査の一部は丸山進君の御助力を得た事を記して微意を表す。

(昭和 16 年 9 月 中央氣象臺富士山麓觀測所に於て)

參考文獻

- (1) 中央氣象臺彙報 第 6 冊 179-182 頁.
- (2) 宇都宮測候所調査報告 第 6 號 (昭和 10 年) 1-14 頁.
- (3) 地球物理學文獻抄 1939 年 第 30 號 476 頁.
- (4) Met. Zeit. Bd. 45. 367, (1928).
- (5) 岡田武松著 氣象學下卷 315 頁.
- (6) 岡田武松著 氣象學講話 57 頁.

最近 140 年間の京城雨量補遺

前田千代吉, 影井善治

序 朝鮮に於ける古代雨量観測に就いては下記の報告がある。

a	韓國観測所學術報文第 1 卷	世宗英祖兩朝の測雨器	和田雄治
b	朝鮮古代観測記録調査報告	同上	同上
c	同上	朝鮮古代の雨量観測補遺	同上
d	同上	最近 140 年間の京城雨量	同上
e	氣象集誌 第 36 卷 第 6 號	降水量週期變化の研究法に就て	關口鯉吉
f	氣象集誌 第 37 卷 第 7 號	太陽黒點と氣候との相關	同上

本文は上記 d, e, f の落穂を拾つたものである。

1. 新舊雨量の比較

朝鮮に於ける古代雨量観測（以下舊式観測と稱す）は 140 年に亙る貴重な資料を提供してゐるが、その観測法は現在行はれてゐる雨量観測（以下新式観測と稱す）と異なる点があるので新舊兩観測値を十分に比較して置く必要がある。和田博士は此の點に甚深な注意と莫大な努力を拂はれたが著者等もまた博士の跡を辿つてみた。

(I) 新舊観測の相違 新舊兩観測の主な相違點を挙げると。

1. 測器の相違 舊式測器は内徑約 14.5 糎高さ約 31 糎の圓筒で之を高さ 70 糎位の石臺上に置いて観測した。尙、測器の受雨口は双端を爲してゐないこと、及び漏斗の無いこと等も挙げられる。

註 京城にて使用した測器は行方不明であるので、その大きさに關して正確な數字を示すことは出來ない。上記の數字は「李朝實錄」、「文獻備考」記載の大きさを糎に換算したものである。参考として現存せる舊測器の大きさを記す。

所在地	内徑(糎)	高さ(糎)	備考
京城景福宮迎秋門元觀象所	14.7	30.6	
慶尙北道大邱 宣化堂	14.4	22.2	朝鮮總督府氣象臺保存
咸鏡南道咸興 觀察道	14.5	29.3	同上
忠清南道公州 觀察道	14.0	31.6	西紀 1837 年製 和田博士藏

2. 観測方法の相違 舊式観測法では雪量の観測を行はなかつた。また、観測は分(約 2 糎)を最小度目とし、その小數位は観測しなかつた。此の他にも観測方法の小さな相違は澤山あるが省略する(詳しくは序文 e を参照されたい)。

(II) 新舊雨量の比較材料 和田博士は次の二種の新式観測値を以て新舊雨量観測の比較をなされた。

イ. 明治 21, 22, 35, 36 年 露國公使館内に於ける観測

ロ. 明治 40 年 目賀田財政顧問官邸内に於ける観測

而して之等の資料は煙滅して了つて、現在は朝鮮古代観測記録調査報告の中に印刷となつて残つてゐるのみである。

處が、昭和 14 年夏朝鮮總督府観測所統計係倉庫を整理中、京城・仁川・元山・木浦等朝鮮各地に於ける氣象観測成績を記入した原簿用紙十數枚が発見された。その中に京城の雨量を記入したもの二枚あり、その一枚には

明治 20 年 1 月—23 年 8 月, 明治 35 年 5 月, 明治 35 年 7 月—36 年 12 月, 明治 37 年 7 月—38 年 9 月

の月降水總量が記入され、他の一枚には上記各月に加ふるに

明治 34 年 1 月—35 年 6 月, 明治 39 年 1 月—同年 12 月

の月總量が記入されてゐる。

而して之等二枚の原簿用紙に記入された雨量は互に全く同一であつて、一方の用紙には他方に記入されてゐない年月の雨量までも書込まれてゐる丈の相違である。之等二枚の原簿用紙と朝鮮古代観測記録調査報告中の新式観測に據る雨量とを比較してみると、相一致する所もあり、又異なる所もある。相異の重なるものは

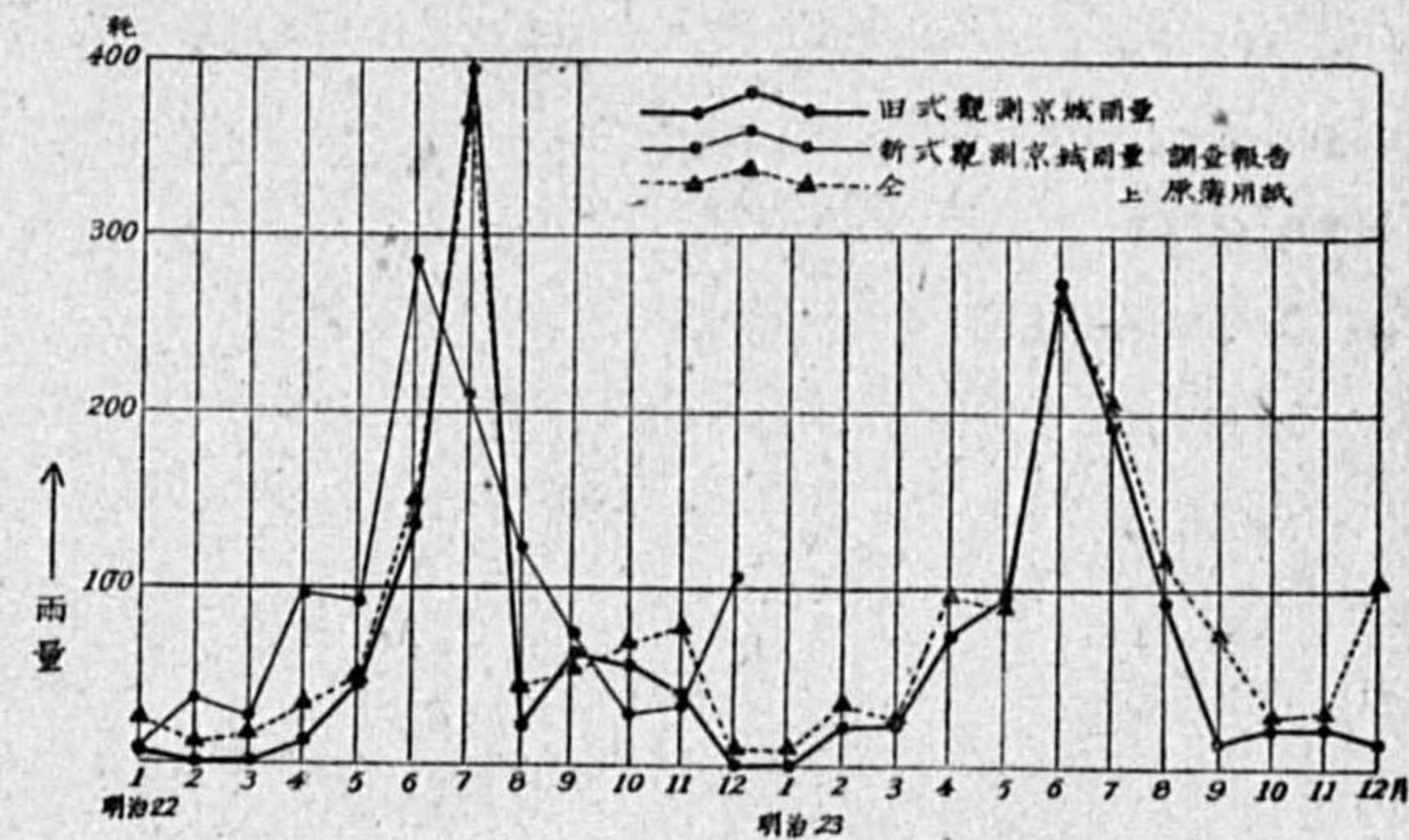
イ. 原簿用紙には調査報告に記載されてゐない月の雨量をも記してゐること。

ロ. 調査報告の明治 22 年の雨量は原簿用紙の明治 23 年の雨量と一致してゐること。

ハ. 原簿用紙には明治 40 年の雨量が記載されてゐない。

ニ. 小さな數字の相違(これは枚舉に遑が無いから讀者自身別表に就いて比較されたい)。

調査報告記載の明治 22 年の新式雨量は原簿用紙の明治 23 年の雨量と一致してゐるが之を舊式観測値と比較すると、原簿用紙の方は良く一致するが調査報告の方は喰違が大き過ぎる。之は原簿



第 1 圖 明治 22, 23 年新舊雨量比較圖

異なる所もある。相異の重なるものは

イ. 原簿用紙には調査報告に記載されてゐない月の雨量をも記してゐること。

ロ. 調査報告の明治 22 年の雨量は原簿用紙の明治 23 年の雨量と一致してゐること。

ハ. 原簿用紙には明治 40 年の雨量が記載されてゐない。

ニ. 小さな數字の相違(これは枚舉に遑が無いから讀者自身別表に就いて比較されたい)。

調査報告記載の明治 22 年の新式雨量は原簿用紙の明治 23 年の雨量と一致してゐるが之を舊式観測値と比較すると、原簿用紙の方は良く一致するが調査報告の方は喰違が大き過ぎる。之は原簿

第1表 〔朝鮮總督府氣象臺統計係倉庫内にて発見されたる原簿用紙寫〕

年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	合計
1887	19.3	25.4	29.5	92.7	21.3	47.2	135.6	378.7	49.3	27.7	43.2	30.5	900.4
1888	26.2	31.0	48.5	58.7	47.0	33.3	335.8	128.3	72.4	18.8	29.5	15.2	844.7
1889	22.1	9.9	15.1	32.5	47.2	148.3	365.0	41.4	52.1	67.6	77.5	8.6	887.3
1890	9.9	35.0	24.9	94.5	91.4	266.3	206.0	115.3
1901	20.0*	63.0*	17.0*	165.2*	9.0*	15.1*	11.7*	57.2*	5.0*	—*	24.0*	2.0*	389.2*
1902	10.2*	25.4*	40.1*	1.6*	97.3	36.4*	275.5	136.7	108.7	32.8	57.0	30.4	852.1*
1903	68.5	34.3	36.5	77.2	323.2	55.7	362.2	304.5	206.1	31.7	13.9	38.7	1552.5
1904	212.6	72.4	7.6.6	59.3	21.1	27.2	...
1905	9.8	0.0	36.0	49.7	173.1	51.3	187.1	354.3	533.8
1906	25.7*	14.9*	20.8*	44.0*	157.5*	143.2*	75.3*	209.8*	176.0*	4.7*	6.8*	33.5*	912.2*
1907

備考 * 印は一方の原簿用紙にのみ記入され居るもの

第2表 〔朝鮮古代觀測記録調査報告所載寫〕

年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	合計
1888	26.2	31.0	48.5	58.8	46.9	33.2	335.9	128.3	72.4	18.7	29.5	15.3	844.7
1889	10.0	35.0	24.8	94.7	91.3	286.3	206.0	115.3	73.7	28.8	32.2	106.6	1104.7
1890
1901
1902	97.3	89.4	275.5	136.7	108.0	32.8	61.2	26.2	...
1903	68.1	...	37.6	76.5	323.2	55.7	362.2	304.5	197.4	13.7	14.1	38.7	...
1904
1905
1906
1907	11.1	5.7	28.4	144.0	131.2	49.5	157.6	181.1	27.8	46.8	54.4	25.2	862.8

第3表 〔Korea Review 所載寫〕

年	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	合計
1902	97.3	...	275.5	136.7	108.7	32.8	57.0	30.4	...
1903	68.5	34.3	36.5	77.2	323.2	55.7	362.2	304.5	205.5	31.7	13.9	38.7	...

用紙の通り明治23年の雨量に改めるのが至當であらう。(第1,2,3表及び第1圖参照)。

また明治34年から韓國京城に於て發刊された英字月刊雜誌 Korea Review には明治35年5月及び明治35年7月より36年12月に至る前後19ヶ月の京城に於ける氣象觀測成績を掲載してゐる。觀測者は V. Pokrovsky, M. D. Observer となつてゐるから露國公使館に於ける觀測であることは疑を入れる餘地が無い。而して此の雜誌に毎月記載された京城の雨量を前記二通りの雨量と比較して見ると原簿用紙の方は明治36年9ヶ月の雨量が0.6耗相違してゐる丈で他は全く一致してゐるが、調査報告の方は9ヶ月は一致し10ヶ月は多少の相違がある。

此處に於て著者等は新に発見された原簿用紙に信頼を置き、之を資料として新舊雨量の比較を試

みた。但し明治40年は調査報告の數字をそのまゝ用ひた。

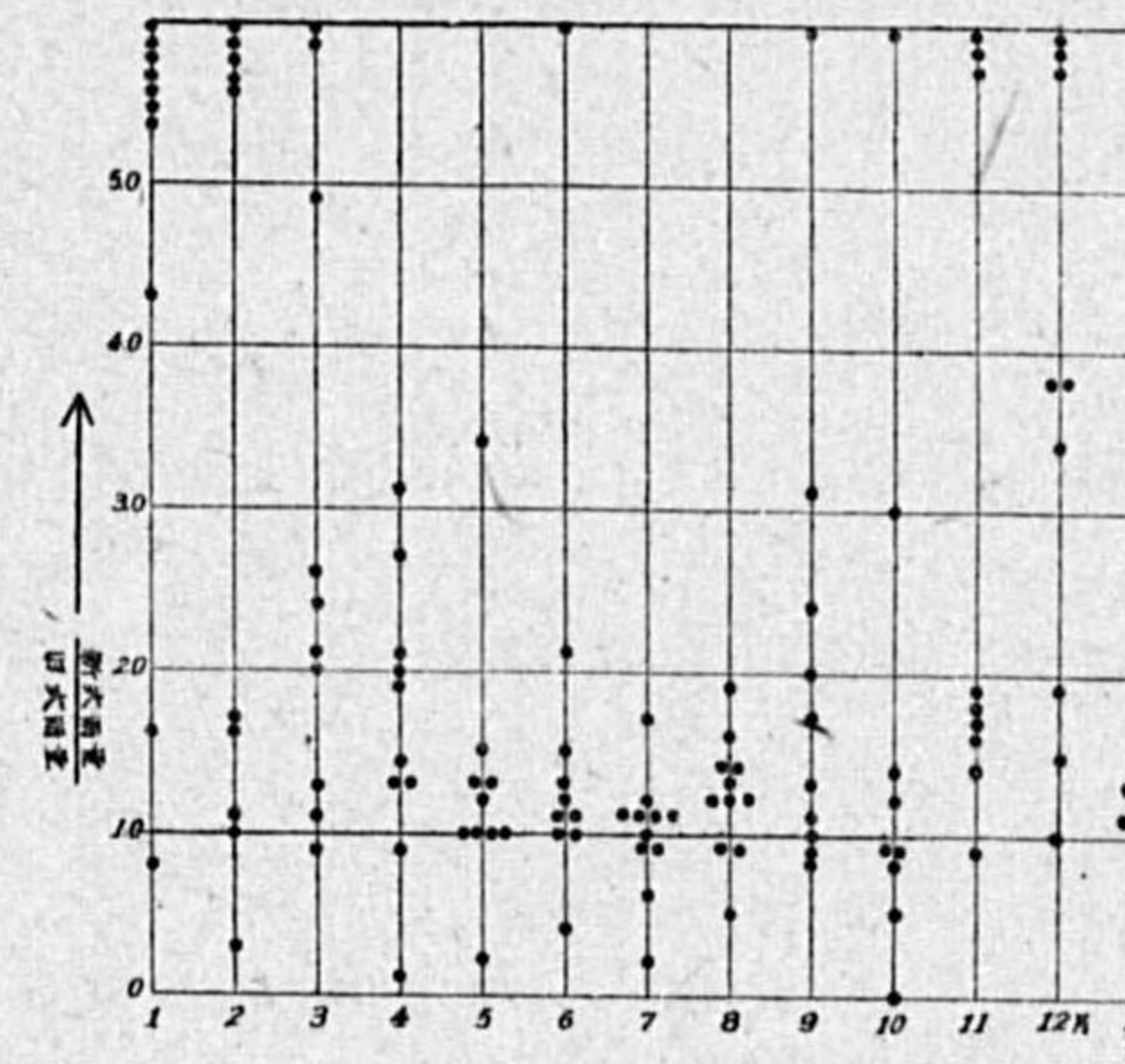
(III) 新舊觀測所の位置 位置の相異も雨量に重大な關係があるから地圖を附して兩者の相異を明にして置く。圖中迎秋門は明治30,40年代の舊式觀測地、奎章閣・昌德宮・慶熙宮等は新式觀測開始以前に於ける觀測地である(舊式觀測の位置は判るが、何時代には何處で觀測したかは未だ充分にされてはゐない)。

(IV) 新舊雨量の比較換算 新舊兩觀測に據る月雨量の比率を月別に圖示すれば第3圖、量別に圖示すれば第4圖を得る。圖に就いて見ると

- イ. 比率は1月が最も區々である。
- ロ. 比率は1月を遠ざかるに従つて次第



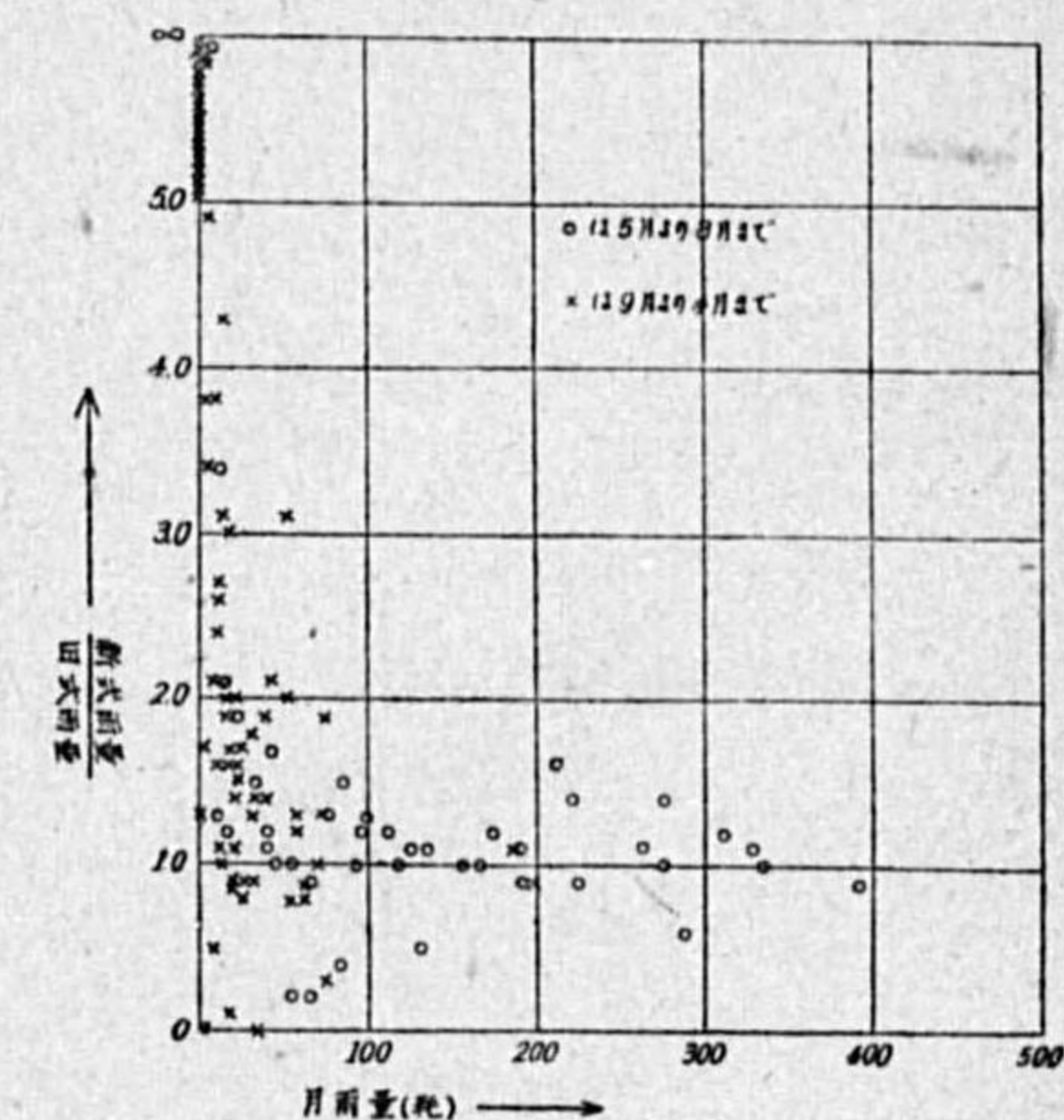
第2圖 京城雨量觀測地圖



第3圖 月別新舊雨量比率圖

に集積して來て5月—8月は良く纏つてゐる。

- ハ. 年雨量の比率は最も良く纏つてゐる。
- ニ. 月雨量100耗以下の場合には比率が區々である。



第4圖 量別新舊雨量比率圖

ホ. 月雨量 100 耗以上の場合は比率は 1 に近い場合が多い.

以上の理由として

イ. 雪量の欠測.

ロ. 観測目的が豊凶調査にあつた関係上, 農繁期以外は観測精度が悪いこと.

ハ. 朝鮮の雨は夏半期に大半を降り盡してふから 9 月—4 月の観測精度が悪くても年雨量には大して影響しないこと.

ニ, ホ. 舊式観測は微小な降雨に對し極めて鈍感であること (一回 2 耗以下の降雨は観測しない). その反面に多雨の場合は新舊雨量の差は比率に餘り影響しない.

またイとニ, ロとホは互に關聯してゐると思はれる.

従つて舊式雨量から新式雨量を推定して大過無きを期待出来るのは

(1) 5 月—8 月, 4 箇月間の月雨量, 但し 100 耗以下の場合を省く.

(2) 年總雨量

である. 舊式雨量を新式雨量に換算するには

(1) の場合は別に係数を乗じたり特殊な操作を施したりする必要はない. 生のまま用ひた方が却つて安心である.

(2) の場合即ち年總雨量を換算するには新舊年雨量の比率の平均を乗すればよい. また新舊雨量を夫々 A, B とし下の式の係数 a, b を求めてもよい.

A = aB + b

計算してみると年雨量比率の平均値は 1.25,

a = 1.20, b = 46

となる. 孰れの換算法を用ひても充分な精度を得られないことは自明である.

2. 140 年間の雨量に就いて

(I) 平均年雨量及び最多雨量

140 年間の年雨量の算術平均値をとれば 1170 耗 (舊式観測の分を耗に換算したのみ, 以下イタリック數字は全部同様). また年雨量の 100 耗



第 5 圖 年雨量 100 耗別頻度圖

毎の發現頻度を求めると 1000~1100 耗が最も多い (第 5 圖参照). 月及び年總量の最多は

1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年總量	
最多月雨量 (耗)	76	134	252	230	336	410	1296	882	824	182	132	94	2288
同起年	1828	1820	1839	1806	1903	1787	1832	1833	1847	1872	1840	1879	1879

之等最多雨量就中 7 月の 1296 耗に對しては京城測候所に於ける雨量観測値に比して餘り大き過ぎるので從來疑を挟む者もあつたが昭和 15 年 7 月京城に於て月雨量 1354 耗を測つたので此の疑は解消した.

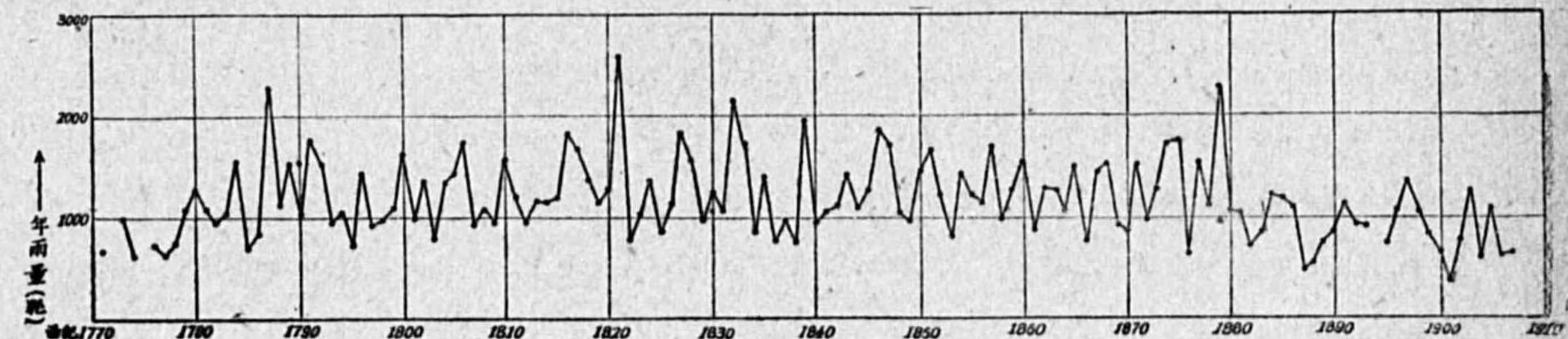
(II) 年雨量の累年變化

1. 累年變化 第 6 圖は 140 年間の年雨量を圖示したものである. 之によつて見ると累年變化の状態は次の三區間に分類される.

(1) 1770—1780 年

(2) 1780—1880 年

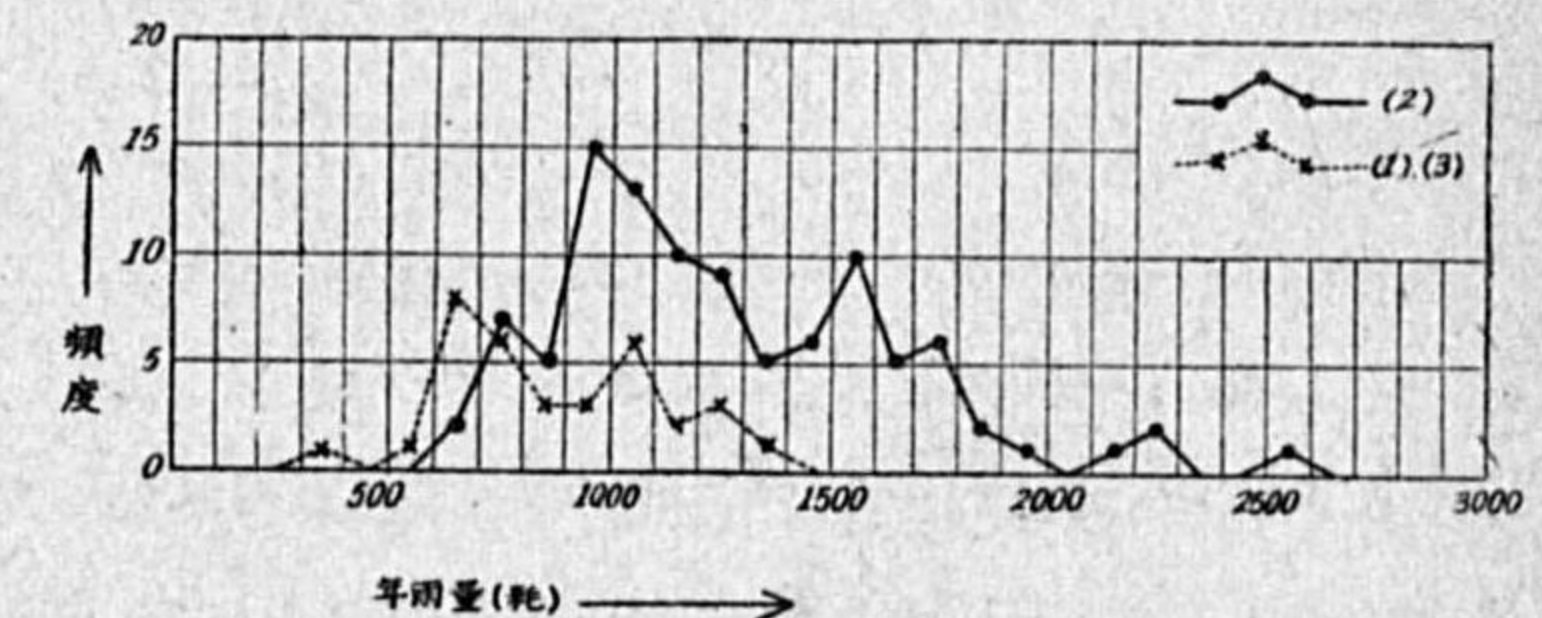
(3) 1880—1907 年



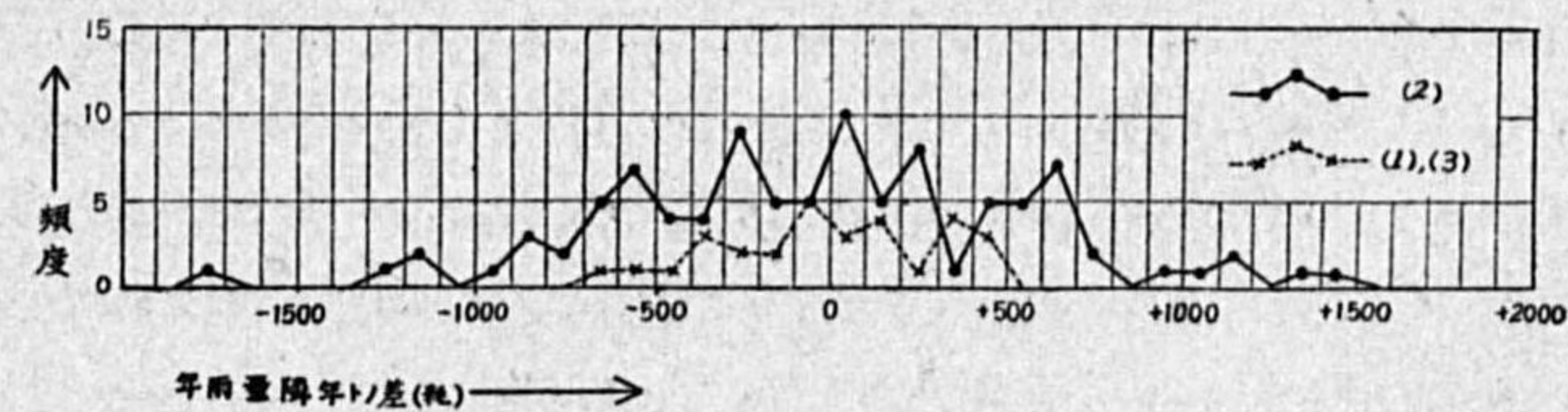
第 6 圖 京城 140 年間年雨量圖

(1) 1770—1780 年 年雨量は概して 1000 耗以下で算術平均値は 850 耗. 且つ變動乏しく隣年との差の絶對値の平均は 220 耗である.

(2) 1780—1880 年 此の期間は丁度 100 年である. 此の長期間を通じて年雨量は概ね 1000 耗を越え 2000 耗以上を測つた年が 4 回ある. 年雨量の算術平均値は 1260 耗. 而も雨量の變動は極めて活潑で隣年との差の絶對値の平均は 450 耗であ



第 7 圖 各區間年雨量 100 耗別頻度圖



第 8 圖 各區間雨量隣年との差 100 耗別頻度圖

る。

(3) 1880—1907年 此の期間は1770—1780年と同様に降雨少く、變動も不活潑である。年雨量の算術平均値 890 耗。隣年との差の絶対値の平均は 250 耗である。

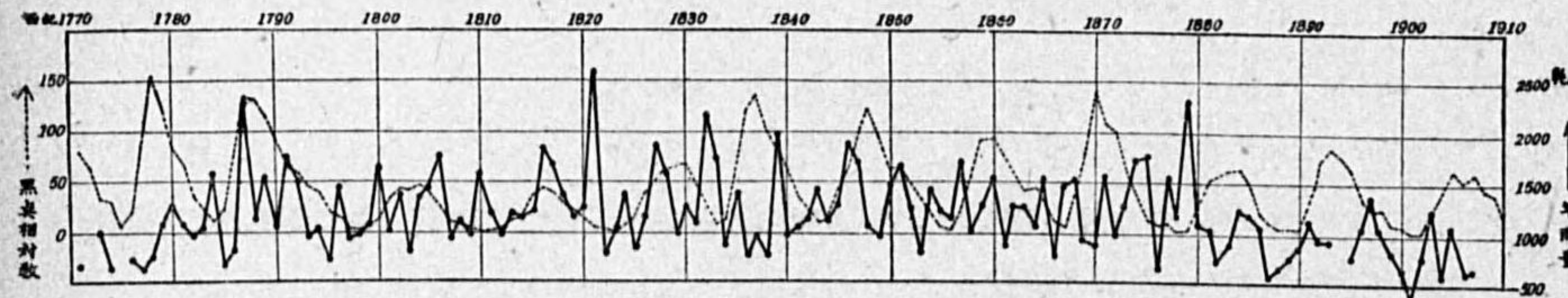
(1), (3) 及び (2) の年雨量及び隣年との差に就いて各 100 耗毎の頻度圖を作れば第 7, 8 圖の通りである。

2. 累年變化に對する疑念 上述の累年變化狀態に對し著者等は一抹の疑念の湧くのを禁じ得ない。

(1) 觀測の創始期に於て粗漏は無かつたか。

(3) 歐米の勢力侵入して國情騒然とし、爲政者が觀測に對して充分な注意を拂ひ得なかつた時に、觀測者は熱心にその本分を盡してゐたであらうか。

試みに各期間の降雨日數年平均値をとつて見ると、(1) 68 日、(2) 71 日、(3) 51 日となつて、前述の累年變化に對しても、また疑念に對しても孰れをも覆すに足る材料とはならない。此の疑問を解決するためには、出水、洪水、旱凶、豐作等の調査をしなければならないと思ふ。



第 9 圖 ウォルフ、ウォルファー黒點相對數と京城 140 年間雨量の關係

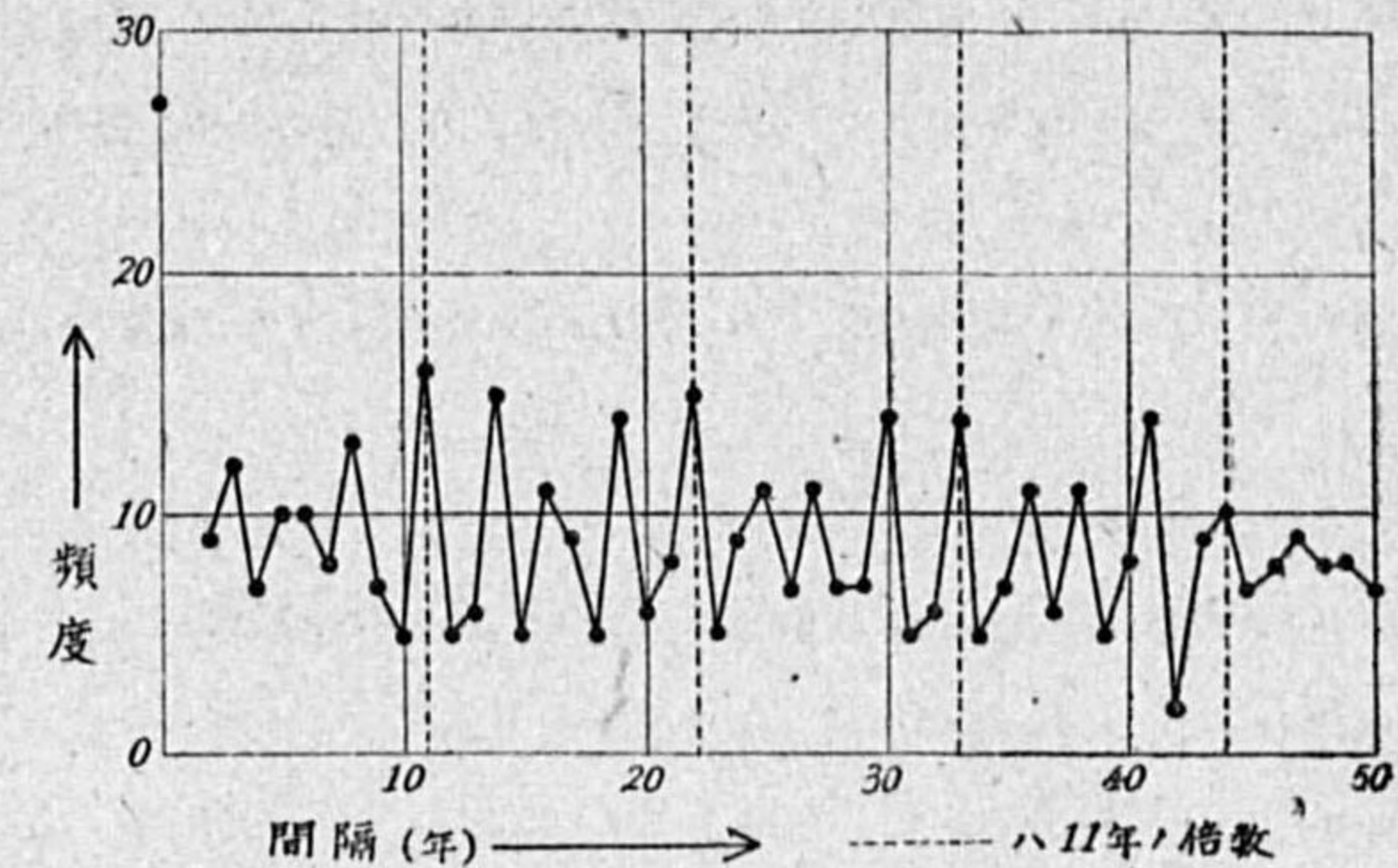
3. 太陽黒點との一關係 第 9 圖はウォルフ及びウォルファーの黒點相對數年平均値(關口博士著「太陽」第二十二表所載)と 140 年間の雨量とを同年次に重ね合せたものである。此の圖に就いて黒點數の極と雨量の極との關係を調べて見た。判り易くする爲に黒點數の極大を(+), 極小を(-)として圖の下第一列に書き、之に對應する年雨量の極大極小をも同様に(+)(-)として第二列に書いた。黒點數の極に對する雨量が極大でも極小でも無い場合には(中)と記した。但し雨量が極で無い場合でもその隣に極が存在し而もその差が 100 耗以下の場合には極と同様に取扱ひ傍に(*)印を附した。斯くして得られた二列の符號を上下互に乘じたものが第三列の符號である。第三列の符號に就いて見ると、1840 年以前には符號の間に整然たる法則は認められないが、1840 年以降は同符號が二つ宛一組になつて正負交互に列んでゐる。換言すれば、

1840 年以降には黒點數の極大には年雨量の極大と極小とが交互に對應し、黒點數の極小にも年

雨量の極大と極小とが交互に對應してゐる。

1840 年以前には黒點數の極と年雨量の極との間に美しい關聯は認められない。

4. 年雨量の週期 本項に就いては既に關口鯉吉博士の研究があり 33 年週期の存在するを述べられてゐるが(序文 e 参照)此處では方法を變えて高橋浩一郎氏の週期檢出法(氣象集誌第 2 輯第 14 卷第 12 號週期性の意義、輪廻現象、及びその檢出法に就きて)に據つて調査した。即ち、年雨量の極大と極大との間隔を次々に 50 年までとつて重ね

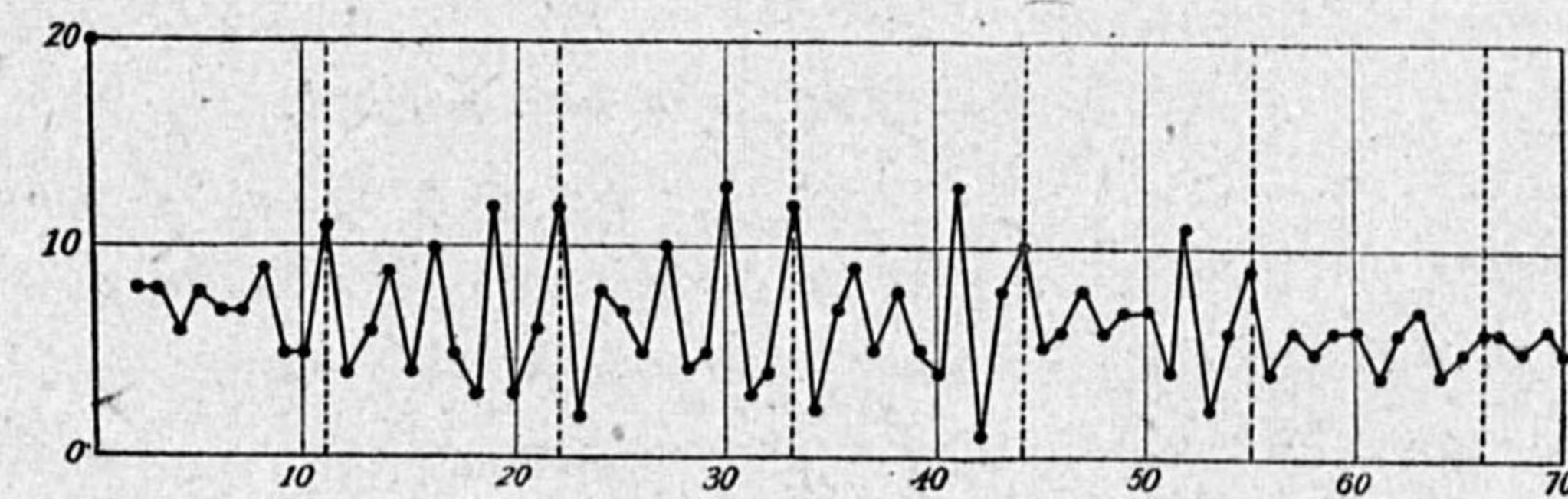


第 10 圖 年雨量極大の間隔頻度圖

合せ極大間隔の頻度圖を作つてみると、第 10 圖の通りになる。此の頻度の山の年數を拾つてみると

3, 8, 11, 14, 16, 19, 22, 25, 27, 30, 33, 36, 38, 41, 44, 47.

即ち $11r$, $11r \pm 3$, $11r + 5$ (r は自然數) 年目に山が現れてゐる。但し $11r + 5$ の山は顯著ではない。而して、 $11r$ 及び $11r + 3$ の頻度が r の増すに連れて減少してゐるのでその真相を掴むべく、更に年數を 70 年に延ばし頻度圖を作つてみたが得る所はなかつた(第 11 圖)。然し之以上年數を長くすると精度が著しく落ちるので不明のままに放置した。



第 11 圖

附 言

週期とは次の如く解釋出來よう

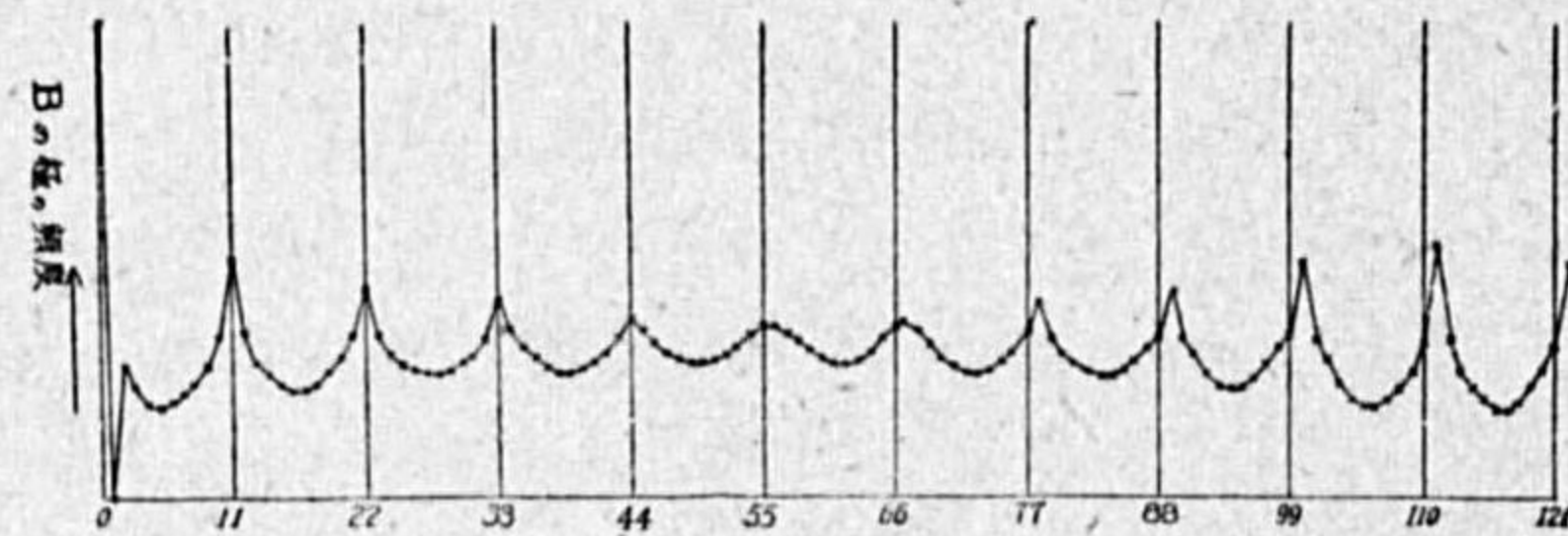
$y=f(x)$ とし、 y の一聯の價 y_0, y_1, y_2, \dots が次の式を満足するならば y を週期現象、 Δx をその週期と云ふ。

$$y_r = f(x_0 + r\Delta x) = f(x_0), \quad \text{但し } r \text{ は自然數.}$$

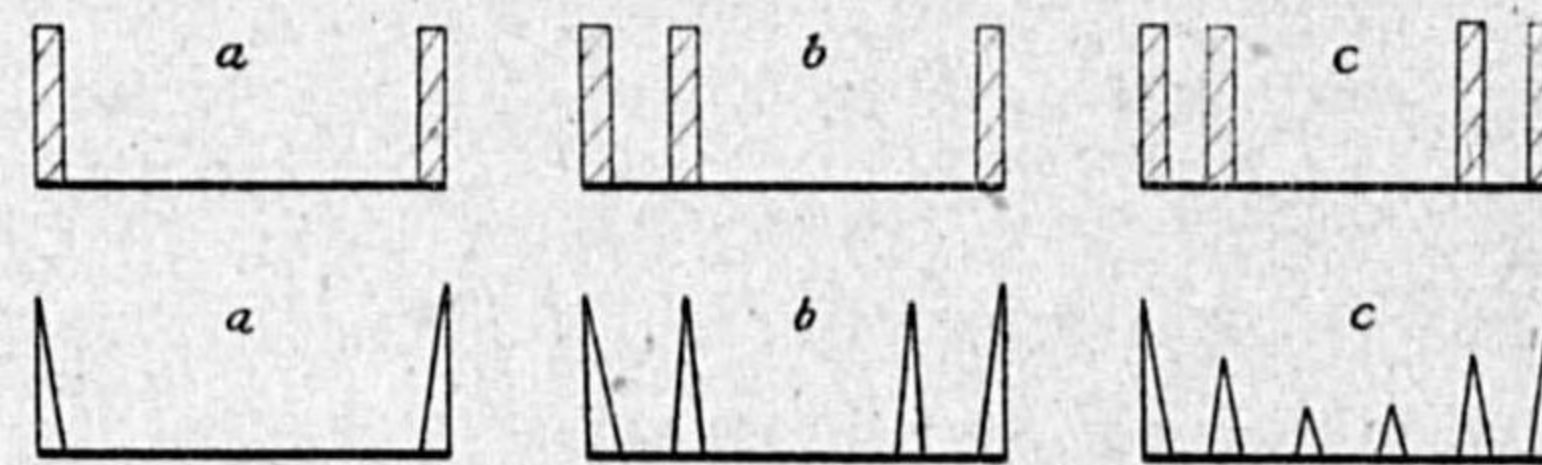
勿論之は理想であつて、數學では屢々現はれるが吾人が普通に週期現象と稱するものは $r\Delta x$ 及び y_r に多少の増減がある。夫故週期を検出するにはその増減が誤差法則に従ふことを利用するのである。關口鯉吉博士の點群集團法・高橋浩一郎氏の間隔頻度に據る法等皆此の好例である。又一口に週期と言つても色々な種類がある。著者等の注意を拂つたのは r が如何程大になつても $y_r = f(x_0 + r\Delta x)$ を略々満足するものと然らざるものとの區別である。前者は 2π を週期とする \sin カーブや、24 時間を週期とする鐵道列車の發着時刻に例へられ、後者は軒端を落ちる雨垂れや、谷川の水車が米を搗く間隔に例へられる。 $(\sin \alpha = a$ とせば $\sin(\alpha + 2r\pi) = a$ 、また某驛を a 時發の列車は A 月 B 日 a 時 $+ 24r$ 時にもその驛を發車する。若し一列車が 1 時間遲發したとしても次の日には夫に影響なく a 時に發車する。之に反し a 分間毎に貯水槽に川水が貯つて落ちる水車を想像して見よう。貯水は前の落水とは關係があるが前の前の落水とは無關係である。従つて相隣る落水の間隔は規則正しく、大體 a 分前後であるが、2 回、5 回、10 回と隔るに従つて必しも $2a$ 、 $5a$ 、 $10a$ とはならない。若し岩石が流入して或る回が 30 秒早く落水したら、次の回は前回よりは a 分間の間隔を置き、前々回とは關係なく落水するのである。

點群集團法では後者に屬する週期を検出することは出来ないが、高橋氏の方法では兩者を明かに區別し得る。前者ならば頻度の山が週期の倍數毎に發現し、後者ならば頻度の山の減衰が甚しい。此處で注意すべきは前者の週期に端數のある場合である。例へば 11.1 年の週期を有する現象(之を A とす)があるとする。此の現象が氣温の高低等に影響する場合は問題は大して起るまいが、朝鮮の雨量(夏期に大半を降り盡して冬期は殆んど無雨に近い)の如き現象(之を B とする)に影響を及ぼす場合は、 A の極が夏に發現するときは B は大いに影響を受け A の極が冬に發現するときは B は大して影

響を受けないから、 B が 11 年週期を明かに現はすのは 111 年×雨季期間 12 ヶ月である。此の場合高橋氏の方法に據り B の極の頻度圖を作れば第 12 圖の如くなるべきであらう。重ね合はす年數の長さが短かつたならば同圖右半は隠されるから、前者の週期を後者の週期と混同する恐れがある。次に週期一區間の形狀も當然頻度圖に影響を及ぼす。第 13 圖上段は週期



第 12 圖

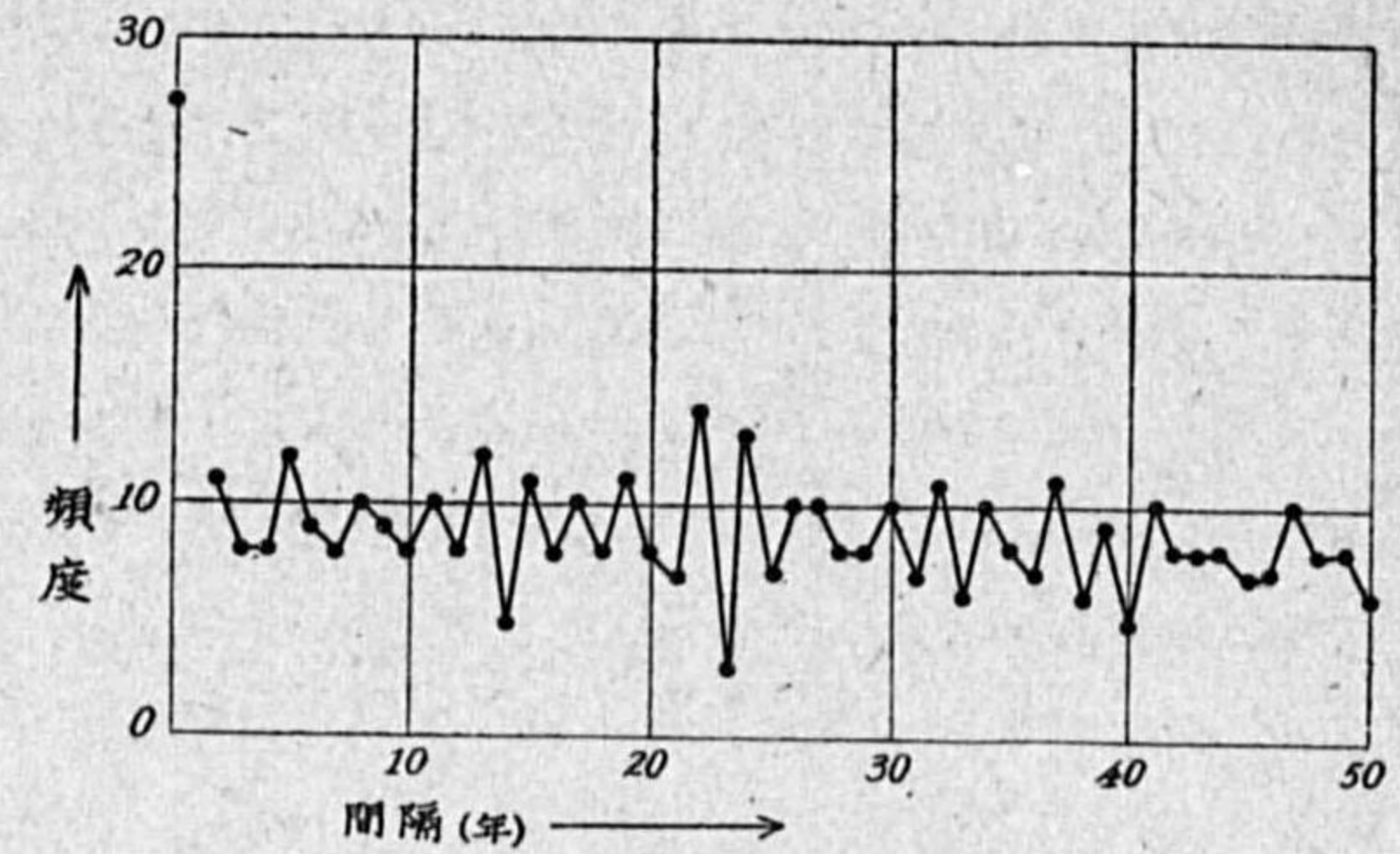


第 13 圖

一區間の極の起る確率を現はし、下段は夫等に相當する頻度圖である。140 年の雨量は同圖 b に相當する。(附言終)

兎も角、140 年間の年雨量の極大に 11 年の週期があることは確かである。

年雨量の極小に就て上と同様に間隔頻度圖を作つてみたが週期の存在は認められない(第 14 圖参照)。



第 14 圖 年雨量極小の間隔頻度圖

本調査のために Korea Review を御惠贈下さつた大石和三郎氏、古代雨量觀測位置を御教示下さつた岡田貢氏、御校閲並に御指導を賜つた間野浩氏に謝意を表します。

圓筒に對する霧氷附着に就て

須田 瀧 雄

目 次

第一部 着氷の形

- 第一章 緒 言
- 第二章 圓筒に對する霧氷生長の計算（霧粒子小なる場合）
 - (1) 風速を一定とせる場合
 - (2) 圓筒附近の風速
 - (3) 風速を一定とせざる場合
 - (4) θ_m (生長最大たるべき角度)
 - (5) γ_m (最大生長量)
- 第三章 計算の結果
 - (1) 霧氷の形の概観
 - (2) θ_m に就て
 - (3) 着氷範圍に就て
- 第四章 圓筒に對する霧氷生長の計算（霧粒子大なる場合）
- 第五章 實際の場合への考察
- 第六章 半徑異なる圓筒への着氷實驗
 - (1) はしがき
 - (2) 實驗用器
 - (3) 實驗方法
 - (4) 實驗結果
- 第七章 計算と實際のものとの比較
 - (1) 霧氷の形の概観
 - (2) θ_m の比較
 - (3) θ_{10} の比較
 - (4) 比較の結果
- 第八章 圓筒に對する霧氷生長の計算（霧粒子中間の場合）
 - (1) 混合型の計算
 - (2) 計算の結果
- 第九章 結 語
 - (1) 要 約
 - (2) 實際に發現する霧氷の形

第二部 着氷の量

緒 言

第一章 附着量の計算

第二章 計算の結果

- (1) 着氷量と α 及 R の關係
- (2) 着氷量極大になるべき α と R との關係

第三章 計算と實際のものとの比較

結 語

第三部 結 論

第 一 部

霧氷附着の形に就て

§1. 緒 言

先に小平博士⁽¹⁾は圓筒に對する霧氷生長を計算し實際とも可なり好く合ふ有益な結果を得られた。併し自然状態に於て風に向つて立てた圓筒に生長する霧氷には圓筒の軸に平行で風上に面する中央部に對して垂直な明瞭な溝を生ずる事が多く（後出寫眞参照）同博士計算のものとは可成り異なつた形となる。尤も同博士も自然状態では風向が多少共變轉するから少し異なつた形となると述べられて居る。著者等も最初此の溝は風向の急激な而も劇然たる變化に依り生じたものと解釋して居た。處が其の後好く觀察すると、風向の變化少い時に反つて明瞭な溝を生じ、而も溝の出来る頻度が非常に大きい。之は前記風向の變化に依つては説明出来ない。然らば如何にして出来るか、著者は次の如き計算を行ひ、溝生成の機構及霧氷附着の形を求め、實際と割合よく適合する結果を得た。

§2. 圓筒に對する霧氷生長の計算（霧粒子小なる場合）

(1) 風速を一定とせる場合

小平博士は第 1 圖の如き場合圓筒に生ずる霧氷を風速 V は一定として

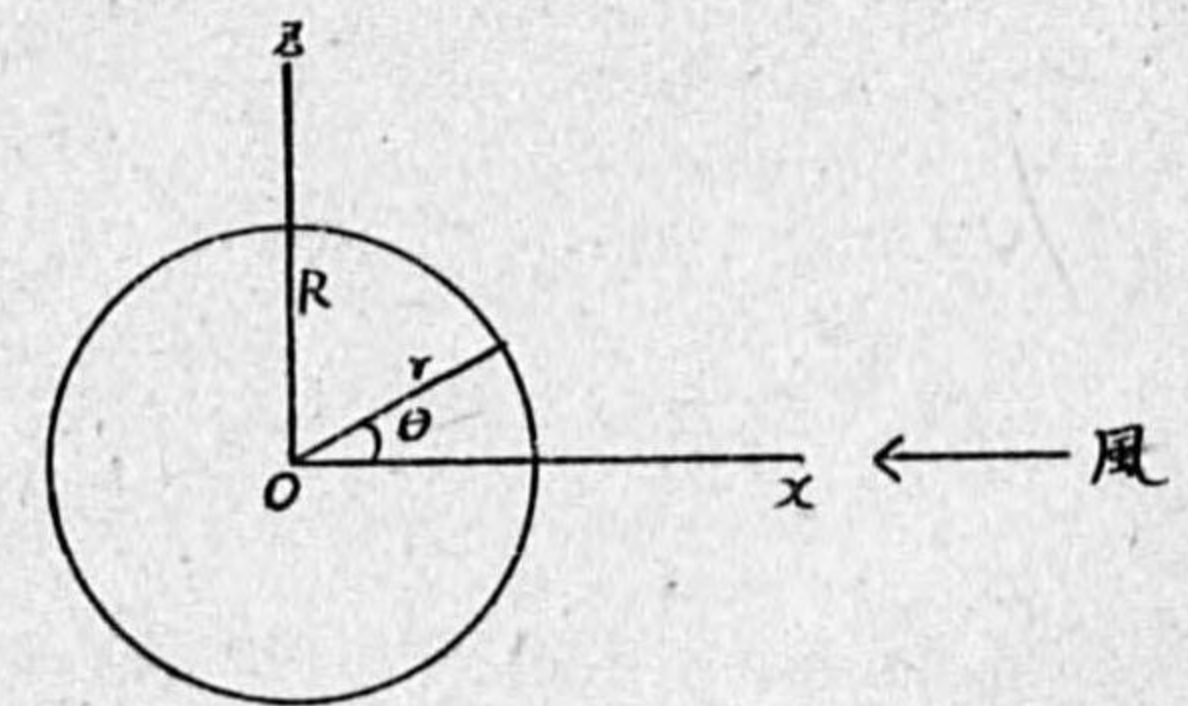
$$\frac{dr}{dt} = \frac{4\pi n \beta a^3 V}{3} e^{-as} \dots \dots \dots (1)$$

で生長すると計算されて居る。詳細は同論文に依るとして、此處に

- n : 單位體積中の霧粒數
- β : 或比例常數
- a : 霧粒子の半徑
- V : 一定とせる風速
- α : 或常數

$$s = \int_{\theta=0}^{\theta} \sqrt{r^2 + \left(\frac{dr}{d\theta}\right)^2} d\theta$$

即ち $\theta=0$ より測つた弧の長さ。



第 1 圖

(1) 小平吉男: Geophysical Magazine. Vol. 7 (1933), p. 1.

(2) 圓筒附近の風速⁽²⁾

第 1 圖の如き原点 O を中心とする圓筒に無限の距離に於て等速 v にて流れる空氣が垂直に當る場合を考へると、

圓筒附近の風速の x, z 成分は夫々

$$\left. \begin{aligned} u &= -v \left\{ 1 + \frac{R^2(r^2 - 2x^2)}{r^4} \right\}, \\ w &= +2vR^2 \frac{xz}{r^4} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

で與へられる。

(3) 風速を一定とせざる場合

今着氷の初期を考へると、霧氷の厚さは薄いから (2) 式に於て $R \approx r$ と置いてよいから

$$\left. \begin{aligned} u &= -v \left\{ 1 + \frac{(R^2 - 2x^2)}{R^2} \right\}, \\ w &= +2v \frac{xz}{R^2} \end{aligned} \right\}$$

となる。

従つて圓筒附近を流れる空氣の速度 V は

$$V = \sqrt{u^2 + w^2} = 2v \sin \theta \dots\dots\dots (3)$$

で與へられる。

其處で著者は (1) 式に於ける V が (3) 式で表はされるとして霧氷生長を計算して見る。

(1), (3) より

$$\frac{dr}{dt} = \frac{8\pi n \beta a^3 v \sin \theta}{3} e^{-aR} \dots\dots\dots (4)$$

$r \approx R$ なる如き初期條件を考へたから (4) 式は

$$\frac{dr}{dt} = \frac{8\pi n \beta a^3 v}{3} \sin \theta e^{-aR} \dots\dots\dots (5)$$

となり、之を積分して $r_{t=0} = R$ とすれば

$$r = \frac{8\pi n \beta a^3 v t}{3} \sin \theta e^{-aR} + R \dots\dots\dots (6)$$

となる。

即ち着氷の初期従つて t が小さい内は霧氷は (6) 式で生長する。

此の場合には $\frac{8\pi n \beta a^3 v}{3} = \text{const.}$ と考へて好いから今 $\frac{8\pi n \beta a^3 v t}{3} = \tau$ と置て t 時間に生長せる霧

(2) 岡田武松： 氣象學礎石, 178 頁.

氷の形を計算して見る。

即ち (6) 式より

$$r = \tau \sin \theta e^{-aR} + R \dots\dots\dots (7)$$

となり霧氷だけの長さ $\Delta r = r - R$ は

$$\Delta r = \tau \sin \theta e^{-aR} \dots\dots\dots (8)$$

で計算される。

(4) θ_m (r 最大たるべき點の角度)

今 r 最大になるべき點の角度 θ を求める。(7) 式より

$$\frac{dr}{d\theta} = \tau (\cos \theta e^{-aR} - \alpha R e^{-aR} \sin \theta),$$

r が最大になる爲には

$$\frac{dr}{d\theta} = 0.$$

従つて

$$\tau (\cos \theta e^{-aR} - \alpha R e^{-aR} \sin \theta) = \tau e^{-aR} (\cos \theta - \alpha R \sin \theta) = 0$$

となるべきである。然るに

$$\tau e^{-aR} \neq 0.$$

従つて

$$\cos \theta - \alpha R \sin \theta = 0. \dots\dots\dots (9)$$

即ち (9) 式を満足させる角度が θ_m である。(9) 式より

$$\cos \theta_m = \alpha R \sin \theta_m.$$

従つて

$$\cot \theta_m = \alpha R. \dots\dots\dots (10)$$

(5) 最大生長量 Δr_m

依つて最大生長量 Δr_m は (8), (10) 式より

$$\Delta r_m = \tau \sin \theta_m e^{-aR} = \tau \sin \cot^{-1} \alpha R \cdot e^{-aR \cot^{-1} \alpha R}$$

より求められる。

(6) 各 αR の各角度に於ける生長量

次に $\Delta r_m = 1$ とした場合他の角度に於ける生長量を Δr とすれば

$$\begin{aligned} \Delta r &= \frac{\tau \sin \theta e^{-aR}}{\tau \sin \cot^{-1} \alpha R \cdot e^{-aR \cot^{-1} \alpha R}} \\ &= \frac{\sin \theta e^{-aR}}{\sin \cot^{-1} \alpha R \cdot e^{-aR \cot^{-1} \alpha R}} \end{aligned}$$

となり今 θ を度で測り $k = \frac{\text{ラジアン}}{\text{度}}$ とすれば

$$\Delta r = \frac{\sin \theta e^{-\alpha k R \theta}}{\sin \cot^{-1} \alpha R e^{-\alpha k R \cot^{-1} \alpha R}} \dots (11)$$

(11) 式に依り $\alpha R = 2.0, 4.0, 8.0, 12.0$ の各角度に対する生長量を計算したのが第 1 表に示してある (此處に θ が 90° 以上の場合も風速は $2v \sin \theta$ で成立つものとした).

§ 3. 計算の結果 (霧粒子小なる場合)

(1) 霧氷の形の概観

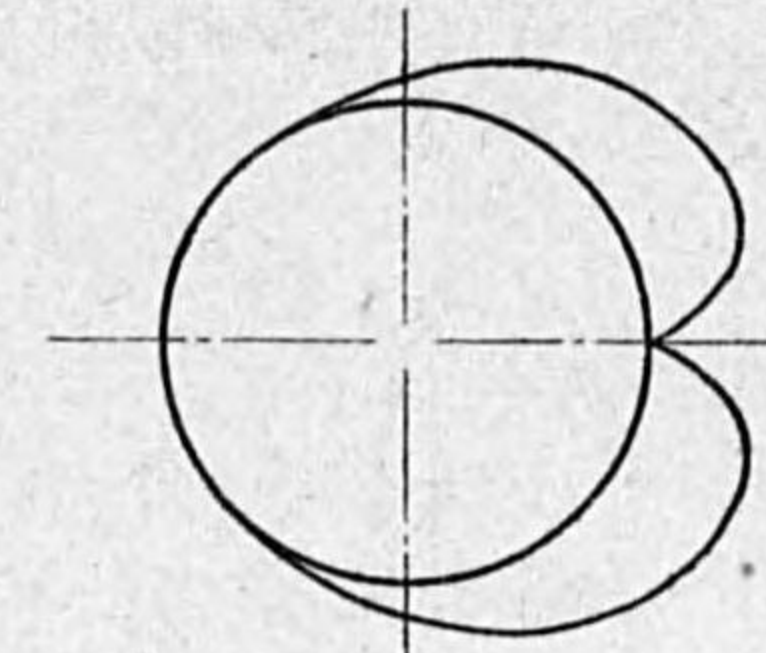
第 1 表を圖示すると第 2 圖乃至第 6 圖の如くなる (今 $\alpha = 0.4$, R は夫々 10, 20, の如き場合は同じく $\alpha R = 4.0$ でも第 10 圖, 第 11 圖の如くなるべきであるが, 前述の如く t が小さい内は Δr は t に比例して増大し, 且つ本計算も實長でないから, R と Δr は只相對的關係のみとなる. 即ち R を 2 倍にして描いても Δr を 2 倍にすれば同様な形となる例へば第 11 圖に於て t が現在の 2 倍になれば Δr も 2 倍となるから, 之は結局第 10 圖と相似形になる. 依つて圖には R は同大として示してある).

之等の圖を見ると

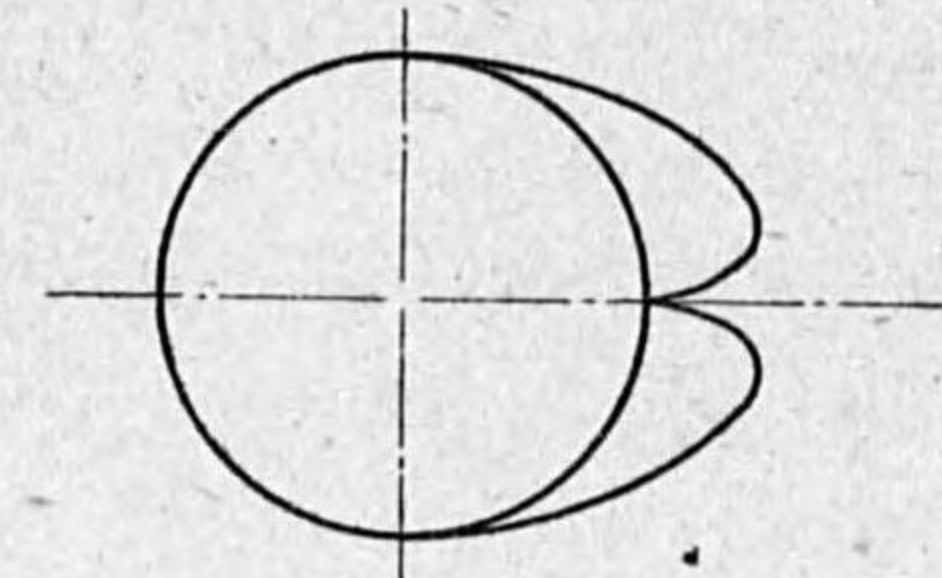
(a) 何れも $\theta = 0$ 即ち風が垂直に當る點では霧氷が附かない.

第 1 表 粒子小なる時の Δr

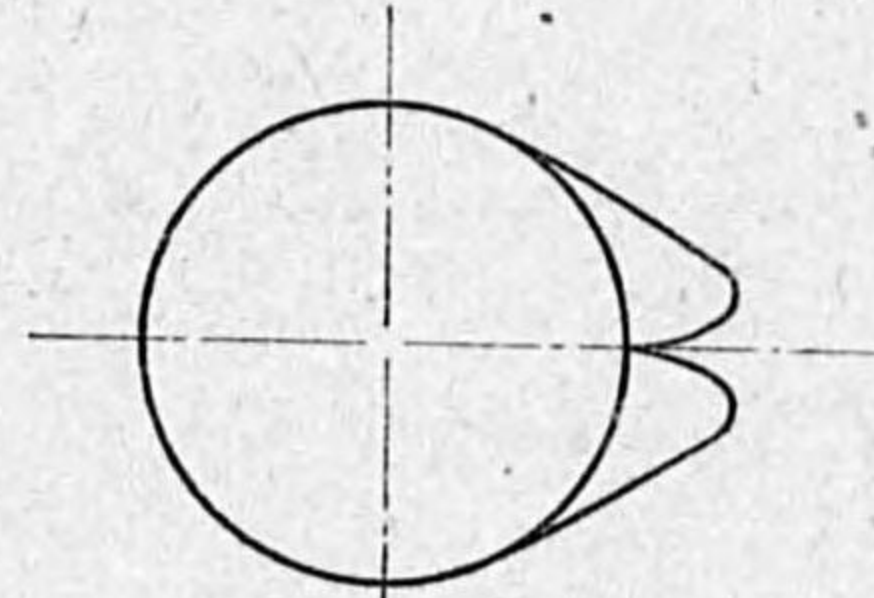
αR 角 度	$\alpha R = 2.0$	$\alpha R = 4.0$	$\alpha R = 6.0$	$\alpha R = 8.0$	$\alpha R = 12.0$
0°	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
1	0.095	0.179	0.258	0.331	0.456
2	0.184	0.333	0.464	0.576	0.740
3	0.266	0.466	0.627	0.751	0.899
4	0.343	0.607	0.752	0.871	0.972
5	0.414	0.675	0.846	0.946	0.985
10	0.693	0.949	0.999	0.938	0.688
15	0.867	0.999	0.883	0.696	0.361
20	0.961	0.930	0.691	0.458	0.170
25	0.999	0.810	0.505	0.281	0.072
30	0.992	0.746	0.354	0.165	0.030
40	0.899	0.433	0.160	0.052	0.004
50	0.747	0.256	0.084	0.016	0.001
60	0.603	0.138	0.027	0.004	
70	0.462	0.078	0.010	0.001	
80	0.341	0.041	0.003		
90	0.244	0.021			
100	0.170	0.011			
110	0.115	0.005			
120	0.074	0.002			
130	0.019				
140	0.014				
150	0.012				
160	0.008				
θ_m	26°36'	14°08'	9°28'	7°07'	4°46'
θ_{10}	113°	65°	45°	35°	23°



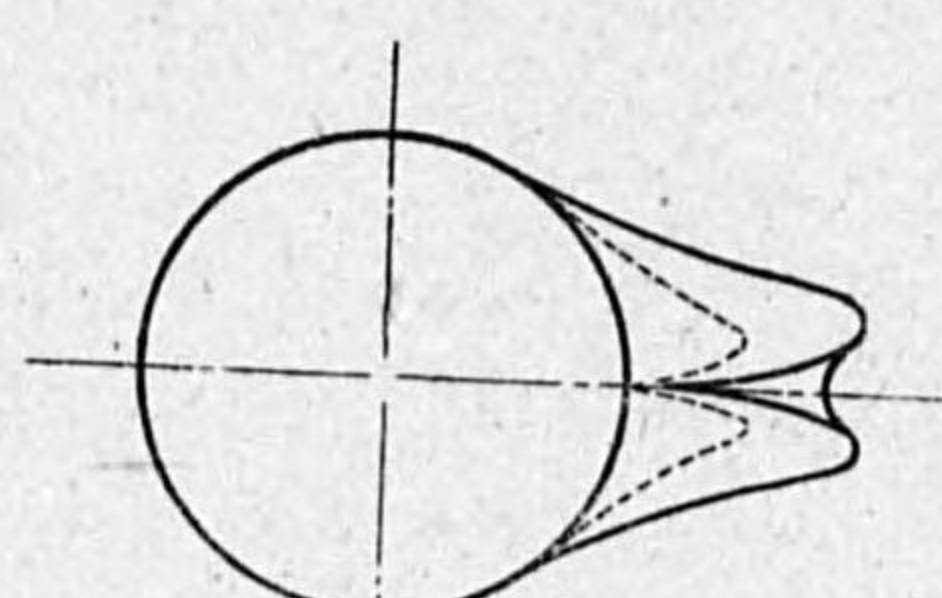
第 2 圖 $\alpha R = 2.0$



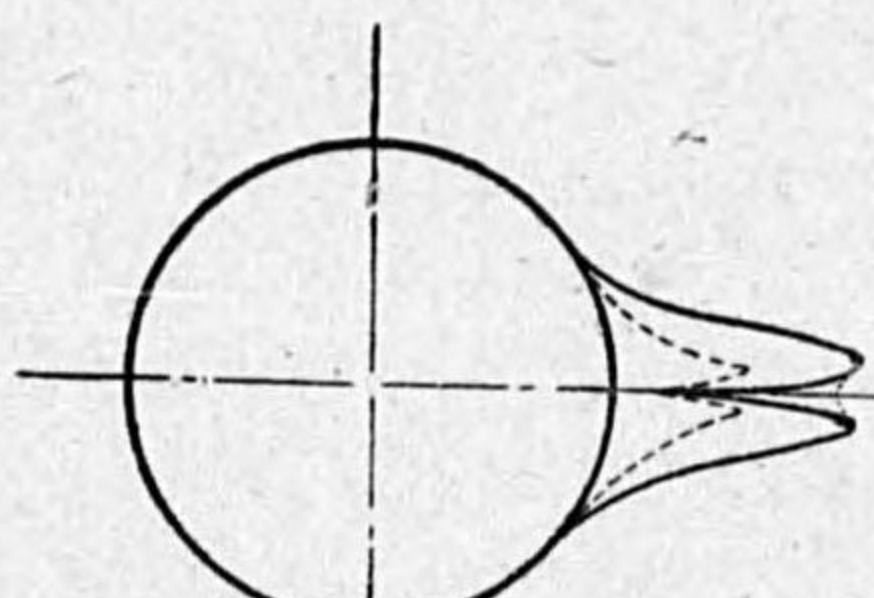
第 3 圖 $\alpha R = 4.0$



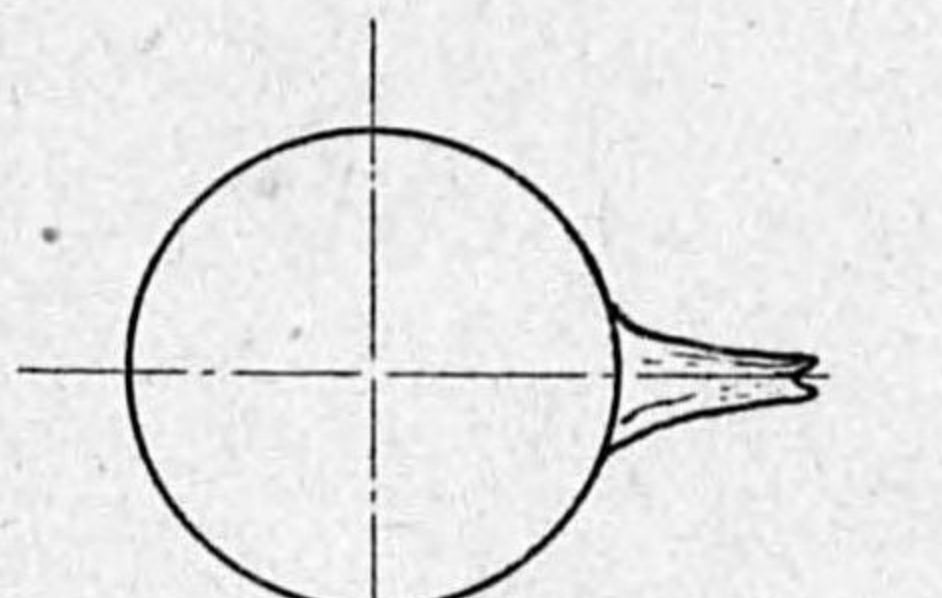
第 4 圖 $\alpha R = 6.0$



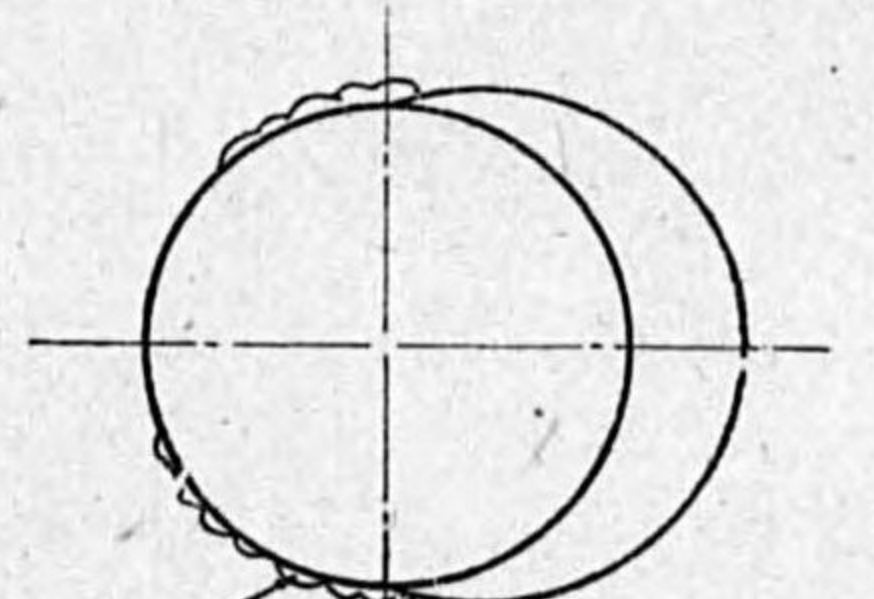
第 5 圖 $\alpha R = 8.0$



第 6 圖 $\alpha R = 12.0$

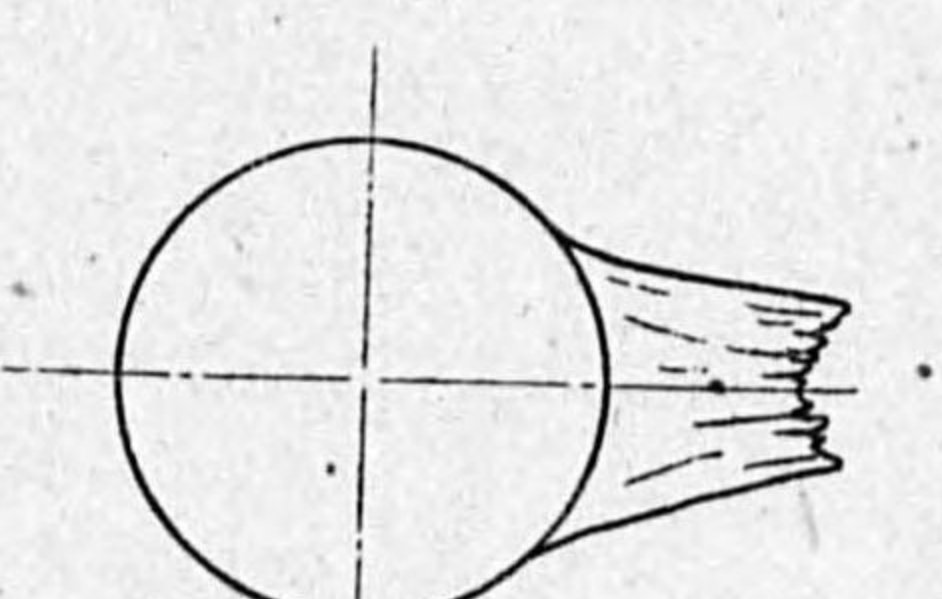


第 7 圖 αR がより極めて大なる場合

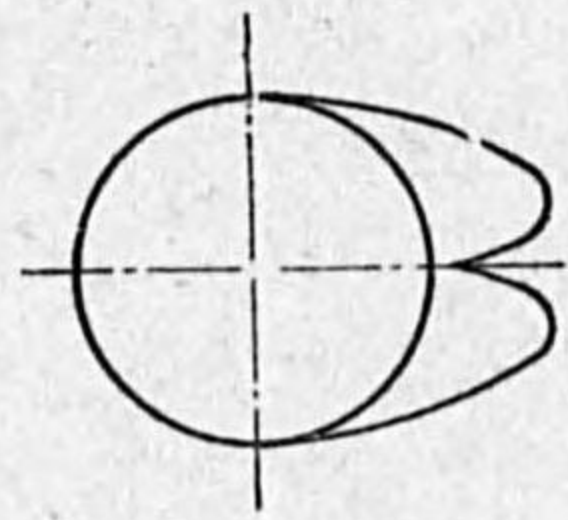


水滴粒擴る

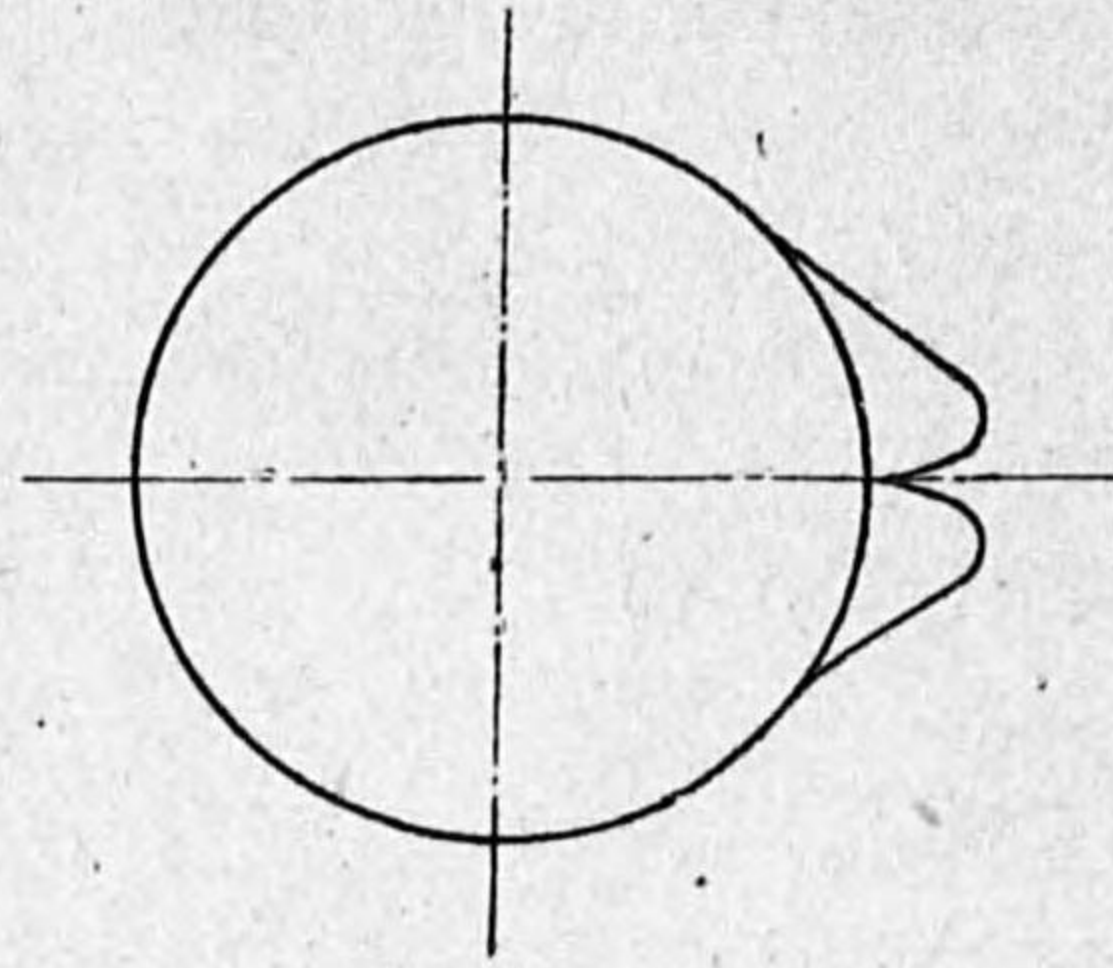
第 8 圖 粒子大なる場合



第 9 圖 頻發する型



第 10 圖 $\alpha R = 4.0$



第 11 圖 $\alpha R = 8.0$

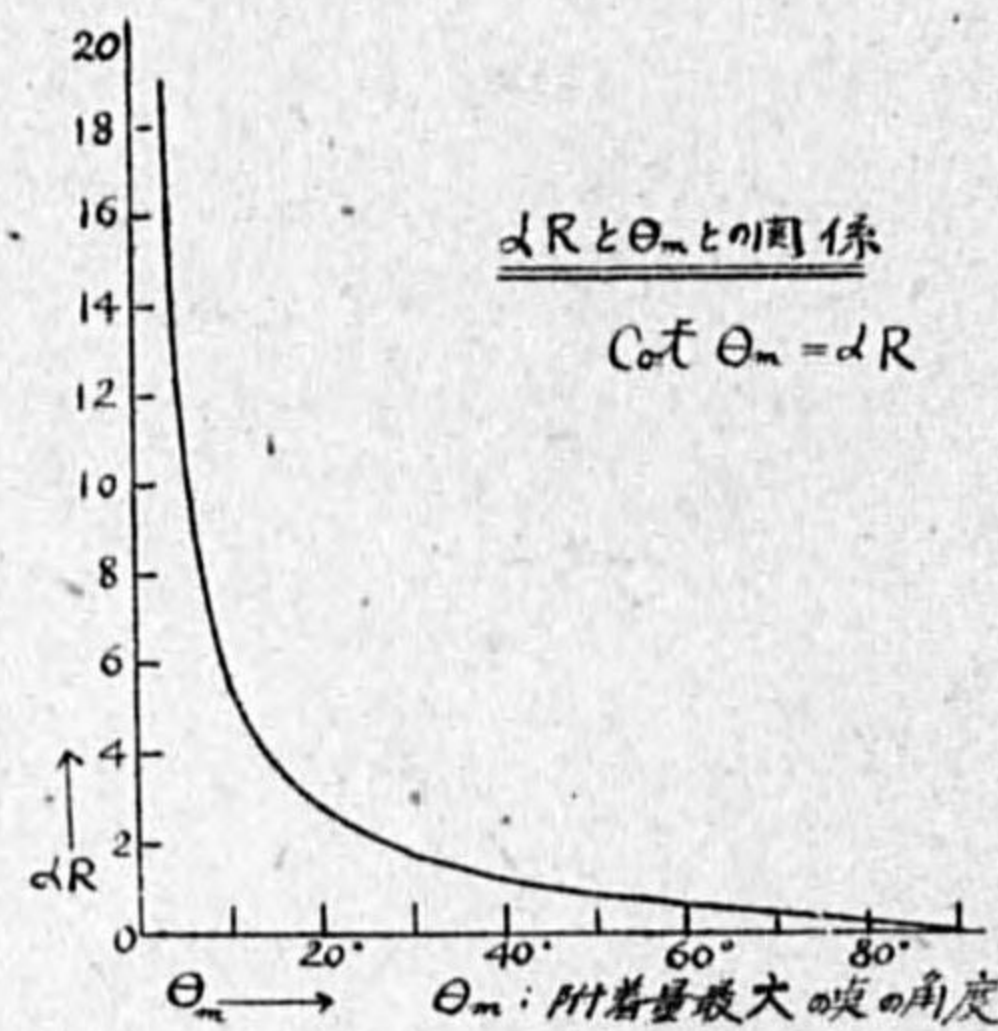
- (b) αR が小さい時は着氷の形は圓味を帯びて居るが、 αR が大になるに伴って尖つて来る。
 - (c) αR が大になるに伴って r_m の生ずる角度即ち θ_m が小となる。
 - (d) αR が小になると霧氷は風下即ち圓柱の裏面にも附く様になる。
- 以上の事が見られるが次に之等に就て稍、詳細に調べて見る。

(2) θ_m (生長最大となるべき點の角度) と αR との関係

前項 (c) に於ける如く αR が大になると θ_m は小となるが、此等兩者關係は已に §2 (4) 項の (10) 式に導出してある。即ち $\cot \theta_m = \alpha R$ なる關係があるから之を第 2 表に示し、尙圖示すると第 12 圖の如くなる。之より $\alpha R = 5.0$ 位迄は θ_m は αR の増加と共に急激に減少し、夫れ以後は極めて徐に減少して居る事が判る。

第 2 表 αR と θ_m の表

αR	θ_m
1	45° 00'
2	26 36
3	18 26
4	14 08
5	11 18
6	9 28
7	8 08
8	7 07
9	6 20
10	5 42
11	5 12
12	4 46
13	4 24
14	4 05
15	3 49
16	3 35
17	3 22
18	3 11
19	3 01
20	2 52



第 12 圖

(3) 圓柱への着氷範圍 (θ_{10}) と αR との関係

本章第 (1) 項 (d) にも述べてある如く、圓柱への着氷は αR が小なる内は裏面にも附着する程なるも αR の増加と共に着氷範圍が狭くなつて居る。今此の範圍の目安として最大生長量 Δr_m の $\frac{1}{10}$ の生長 (Δr_{10}) を示すべき點の角度 θ_{10} を求めて見る。

(9), (10) 式から

$$\frac{\Delta r_{10}}{\Delta r_m} = \frac{\sin \theta_{10} e^{-\alpha R \theta_{10}}}{\sin \theta_m e^{-\alpha R \theta_m}}$$

$$= \frac{\sin \theta_{10} e^{-\alpha R \theta_{10}}}{\sin \cot^{-1} \alpha R e^{-\alpha R \cot^{-1} \alpha R}} = \frac{1}{10}$$

となる。

之より θ_{10} を計算出来る筈であるが之の計算は面倒であるので、第 1 表より各 αR の θ_{10} を内挿法で求めて同表下段に示し、之を第 13 圖に圖示した。

本圖を見ると θ_{10} は $\alpha R = 6.0$ 位迄は αR の増加と共に急激に減少し、其れ以後は徐に減少して居る。之の關係を數式に現はすと、此の範圍内では近似的に

$$\log \log \alpha R = 0.175 - 0.0062 \theta_{10}, \dots (12)$$

又は

$$\sin \theta_m = 0.065 + 0.004 (\theta_{10} - 20^\circ).$$

即ち

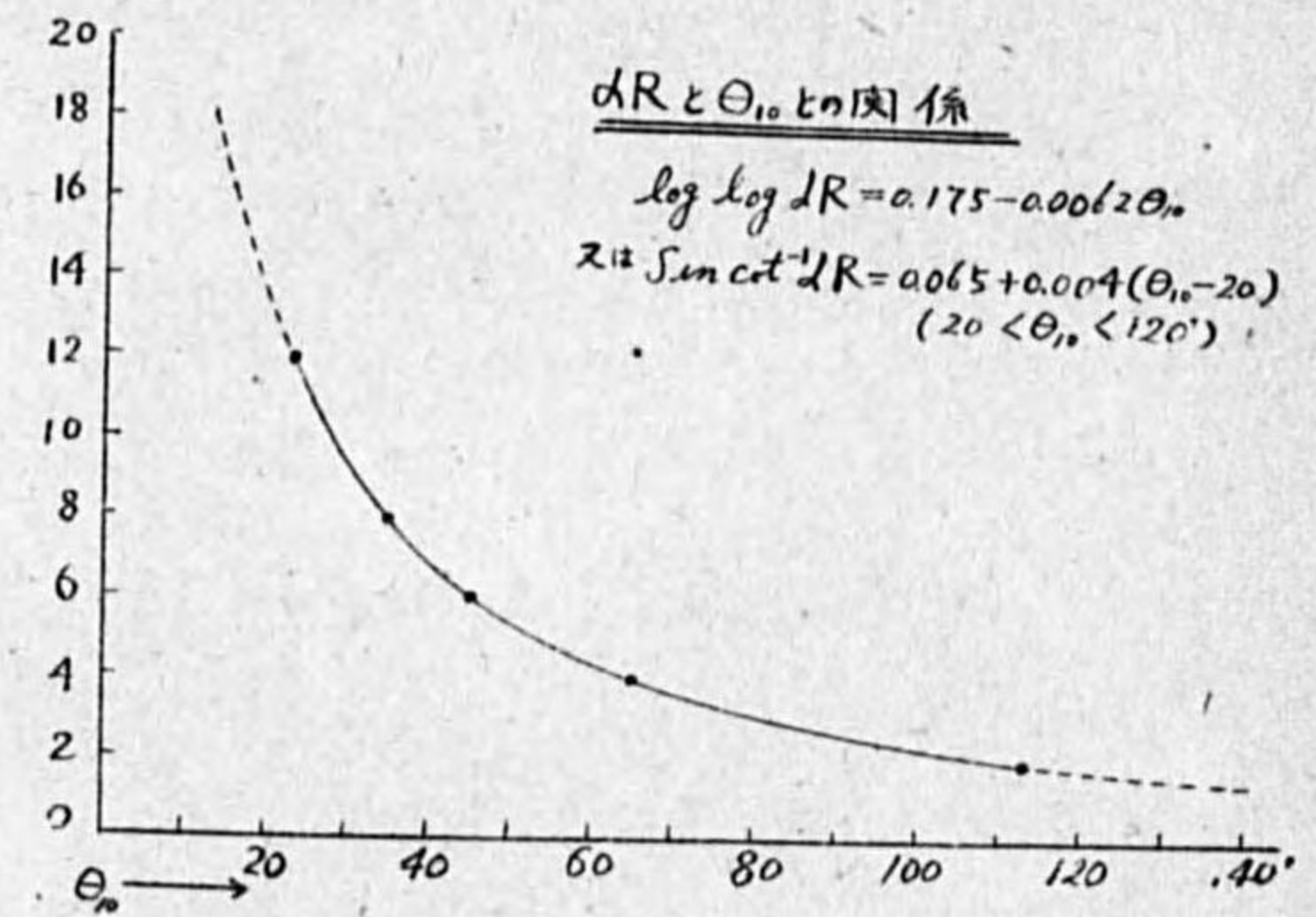
$$\sin \cot^{-1} \alpha R = 0.065 + 0.004 (\theta_{10} - 20^\circ), (13)$$

($20^\circ < \theta < 120^\circ$).

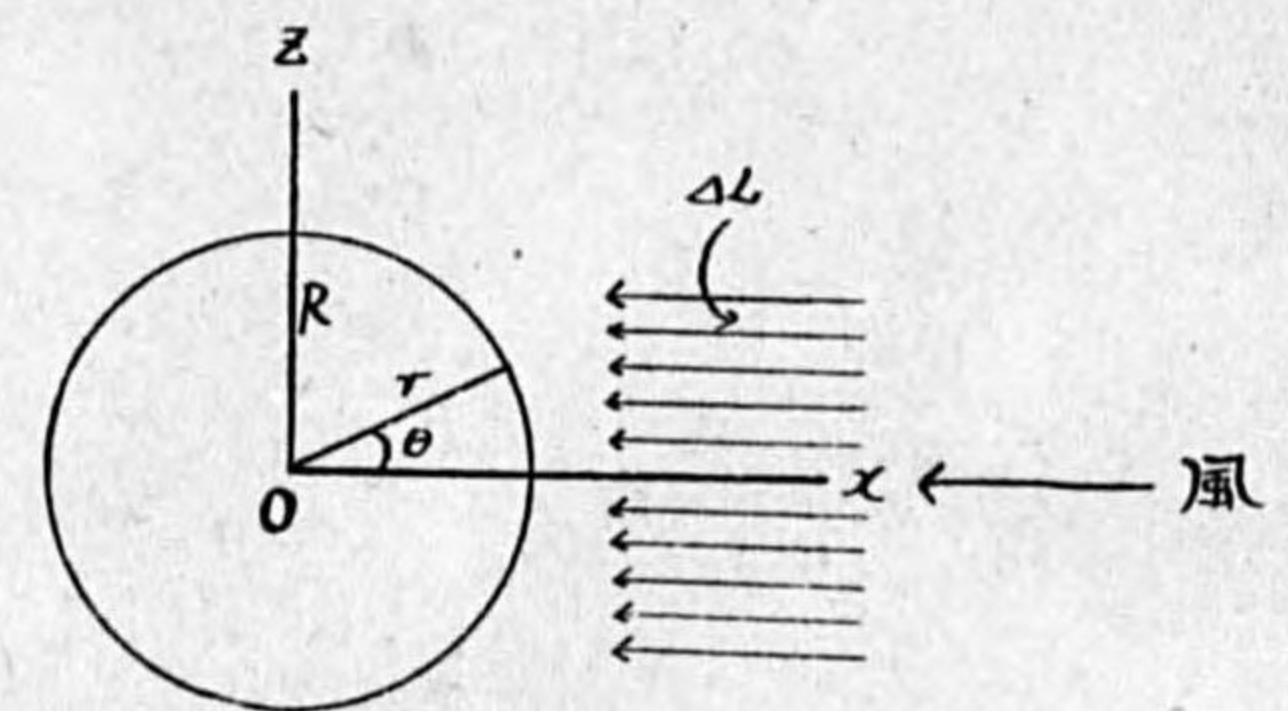
今第 (12), (13) 式より計算した θ_{10} と第 1 表より求めたものとと比較すると第 3 表の如くなり大略上式にて表現出来る事が判る。

第 3 表 θ_{10} の表

αR	θ_{10}	(12) 式よりの計算値	誤差	(13) 式よりの計算値	誤差	第 1 表よりの θ_{10}
2		112°	-1°			113°
4		64	-1	116°	+3°	65
6		47	+2	65	±0	45
8		35	±0	45	±0	35
12		23	±0	35	±0	23



第 13 圖



第 14 圖

次に之等兩式及第 13 圖より θ_{10} が 90° 以上になる αR の限界を求めて見ると $\alpha R=2.5$ となる。即ち αR が 2.5 以下の場合は、霧氷は圓筒の裏側即ち風下迄最大生長量の 10 分の 1 以上附着する事になる。以上より見て αR が極めて大になると霧氷は第 7 圖の如く附着する事が想像される。後章に述べる如く此の結果は實際と可なり好く適合して居る。

§ 4. 圓筒に對する霧氷生長の計算 (霧粒子大なる場合)

霧粒小なる場合には以上の結果となるが次に粒子の極めて大なる場合を計算して見る。霧粒が大きく運動量が大であると、粒子は圓筒附近の氣流に影響される事が少い。今第 14 圖の如く x 軸と平行に流れる場合を考へる。今空氣單位體積中の霧粒の數は何處も一定で n 、水分の密度は ρ 、霧粒の流れる速さを v とすれば ΔL の間を流れる粒子が圓筒に當る場合の弧の長さを Δs とすれば、生長量

$$\Delta r = \beta \rho v t \frac{\Delta L}{\Delta s} = \frac{4\pi n a^3 \beta v t \Delta L}{3 \Delta s}$$

となる。然るに

$$\frac{\Delta L}{\Delta s} = \cos \theta$$

であるから、結局

$$\Delta r = \frac{4\pi n a^3 \beta v t}{3} \cos \theta \dots\dots\dots(14)$$

で表はされる。

次に前回同様 θ_m を求めると之は 0° となる。

$$\frac{\Delta r}{\Delta r_m} = \frac{\cos \theta}{\cos 0^\circ} = \cos \theta$$

となるから之も前回同様計算される。斯くして計算したものを第 8 圖に示した。

之を見る時は非常に圓味を帯び而も風が垂直に當る點即ち $\theta=0$ が附着量最大になつて居る。之も雨水とか Clear ice の場合の形と良く適合する。

§ 5. 實際の場合への考察

後章にて實際の場合と比較して述べる如く § 3. の計算も實際と可なりよく適合して居るが、§ 4. でも述べた如く霧氷の形は粒子の大きさで相當異なつて來るものと思はれる。次に今迄述べ來つた粒子の大きさと形との關係を綜合して見る。

- (1) 粒子が小さくて氣流と共に動く時は § 3. の計算で得た如き形となる。
- (2) 粒子が極く小さく (1) の場合以下の時には圓筒に全然附着しない場合も考へられる。
- (3) 粒子が極く大きい際は運動量が大いから圓筒附近の氣流の影響少く形は § 4. で求めた如くなる。

(4) 自然の状態にては其の場合に依り、粒子も大小種々となるから、其の時々で (1) のものが出來たり (3) のものが生じたりする。

(5) 又自然状態では粒子が (1) と (3) の中間であつたり、又は大小混つて居たりするので (1)、(3) の混合した中間の形の生ずる事もある。

本冬當測候所で比較的數多く發現した第 9 圖は (1) の場合のもの即ち第 5 圖邊のものに (3) の場合のもの即ち第 8 圖が僅かに加味された形と考察される。

§ 6. 半徑異なる圓筒への着氷實驗

(1) 本年始めに

當山頂に於て著者等は以上述べた事項に關する實驗を計畫せしも種々の都合に依り 1 月に入つて着手した爲シーズン末期となり僅か 2 回行つたのみであるが之等と計算の結果との比較を試みて見る。其の前に實驗方法結果に就て少しく述べて見る。尙計畫は須田技師之を樹て、實驗は當時山頂勤務中の堀技手が主として之に當り伊藤雇員も應援した。從つて寫眞は堀技手撮影のものである。

(2) 實驗用具

長さ 45 糎、直徑夫、3 糎、6 糎、9 糎の 3 本の杉材圓柱を用ひ之に霧氷を附着させ、他に秤・雨量計等を用ひた。

(3) 實驗方法

以上 3 本の棒を取付臺に適當な間隔を置いて樹て霧氷を附着させ、之の寫眞撮影、霧氷の種類、生長方向、長さ、着氷重量、比重、其の他一般氣象の觀測も行つた。

(4) 實驗結果

(a) 22 日

7 時に露出し 15 時に取はずし。種々の要素を測つた。此の間時々霧が斷續し、霧氷生長は遅々たるものであつた。

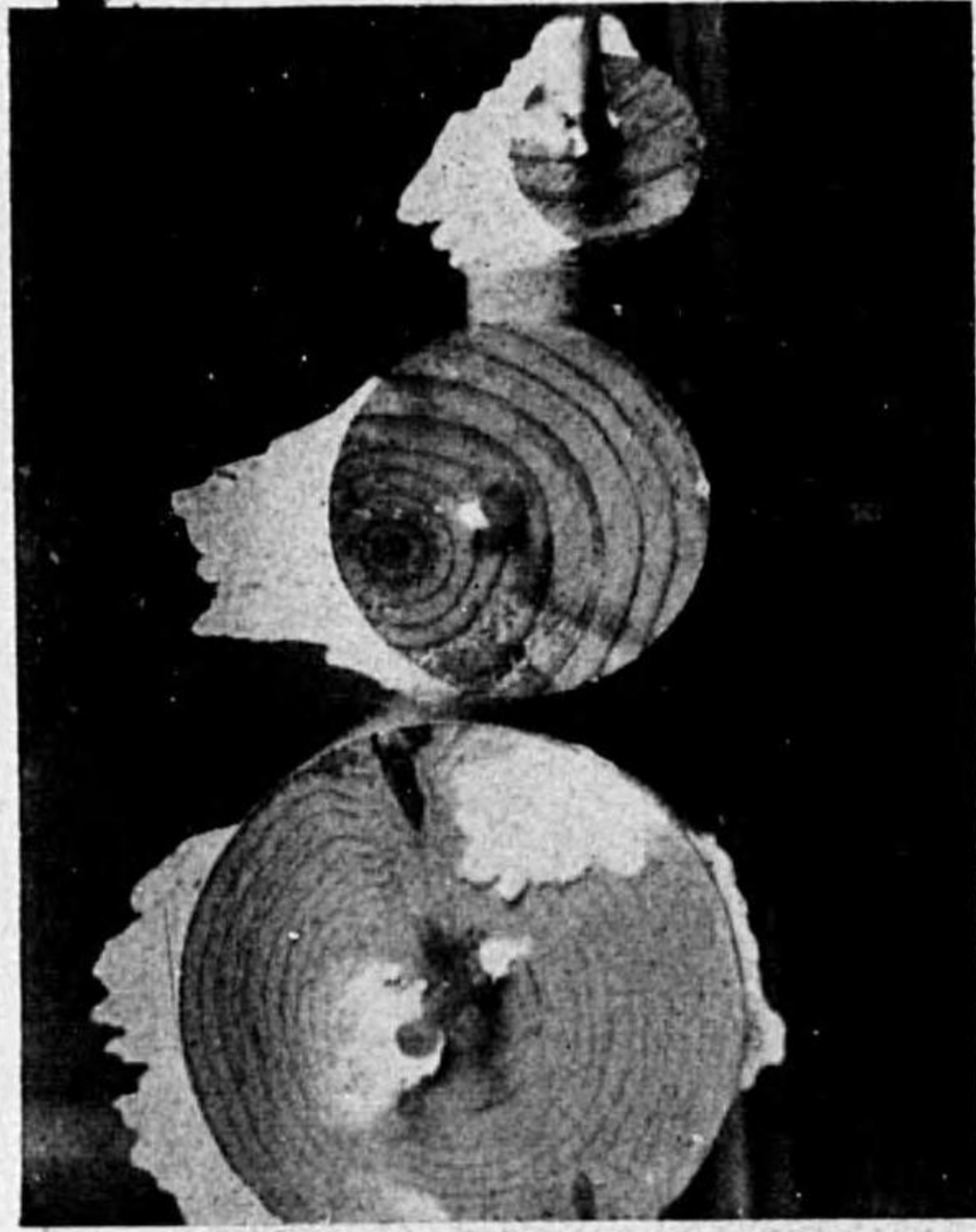
(b) 27 日

26 日夜圓柱を露出せるも同夜は霧の發生なく、27 日早期より發生す。27 日 8 時取はずし測る。

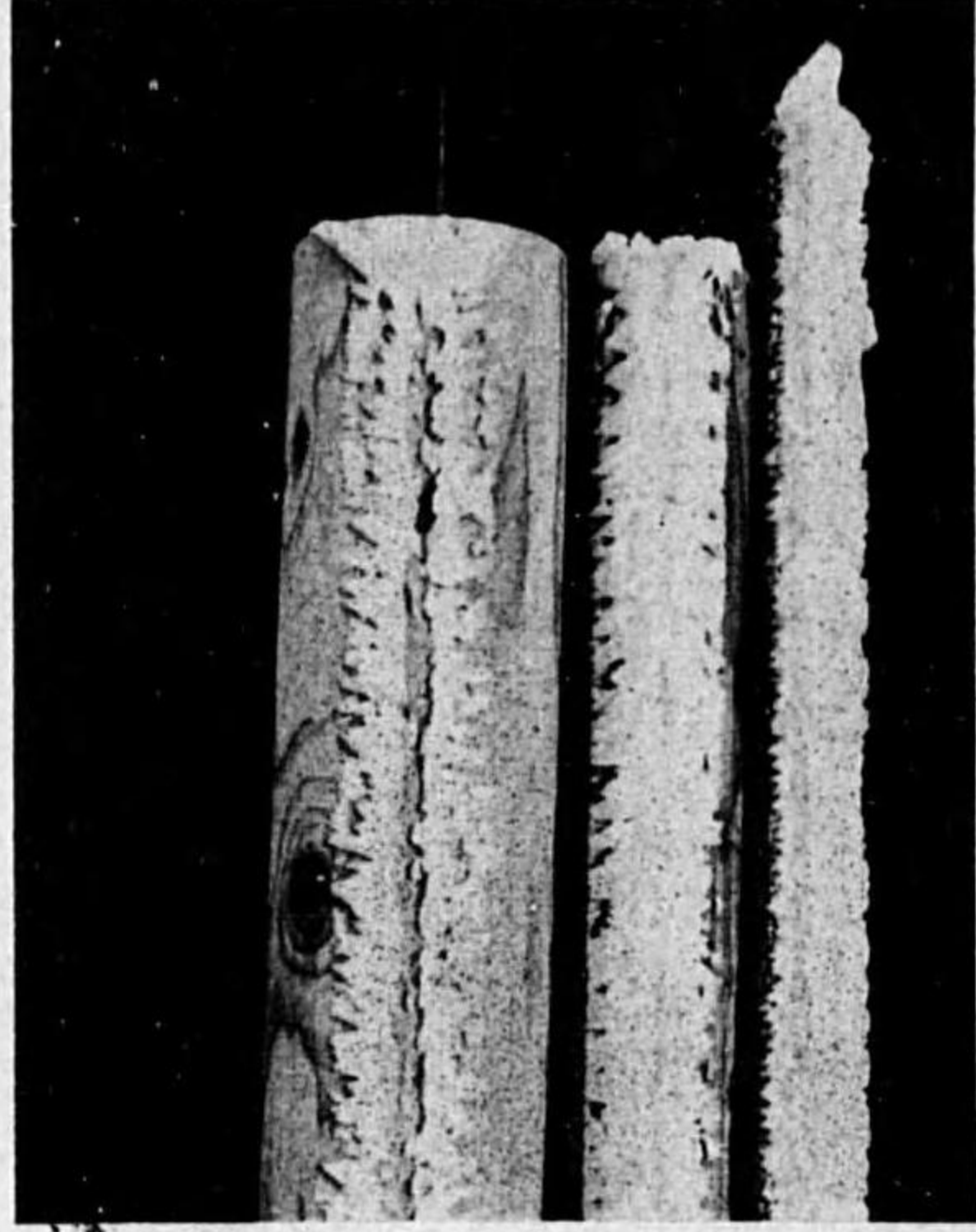
(c) 之等の實驗結果

之等の結果は第 4 表(省略)に、一般氣象要素は第 5 表に示した。之に依ると兩日共樹氷で生長方向は北々西、比重は前日の方が稍大であつた。兩日の著しい差異は前日は堅く、翌日は非常に軟い事であつた。大中小の圓柱に依る差異中兩日共着氷量は大中小の順であつた。只成長の長さが區々となつて居るのは取付場所に依る氣流、風速の差異に基くものと思はれる。

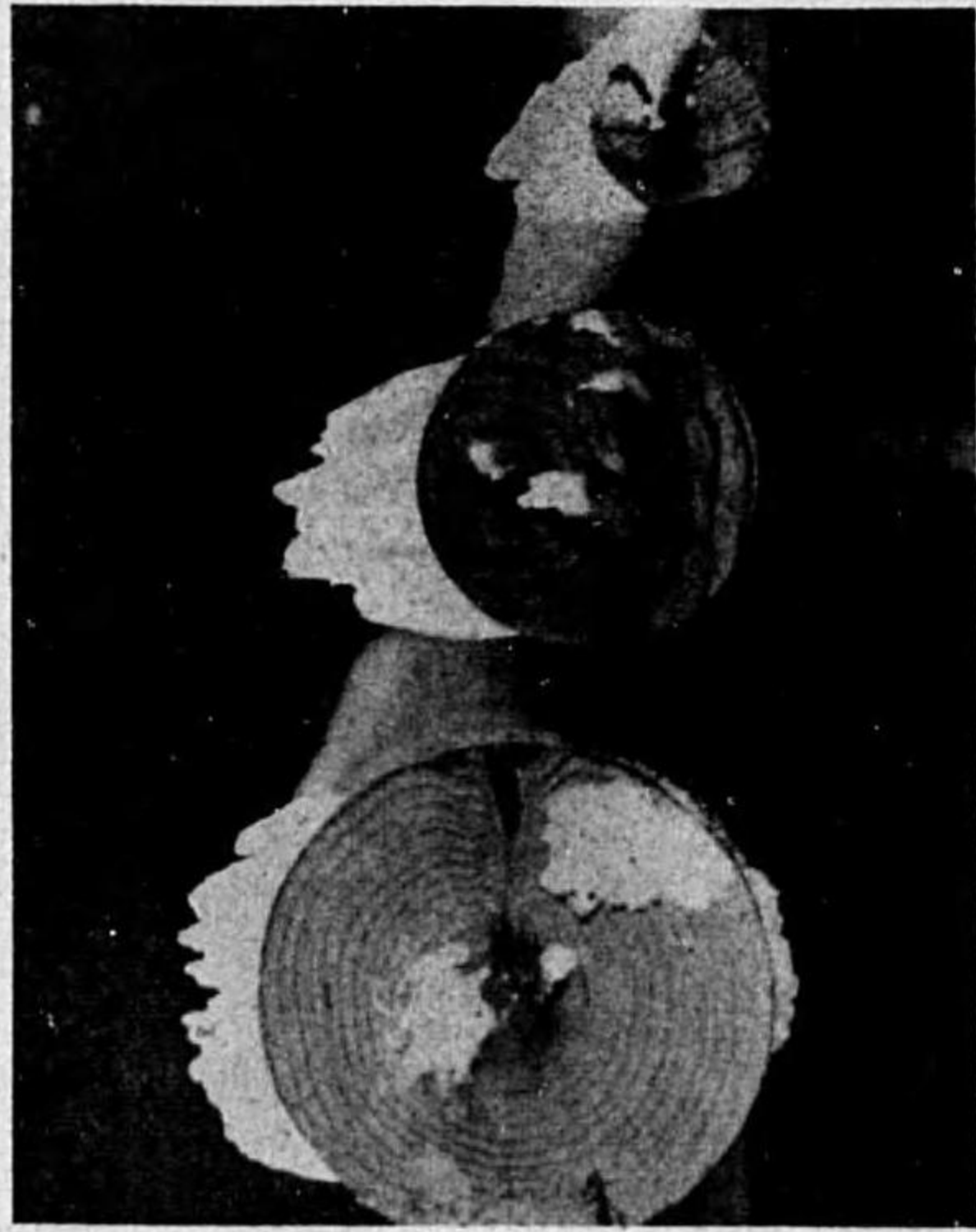
(d) 寫眞説明



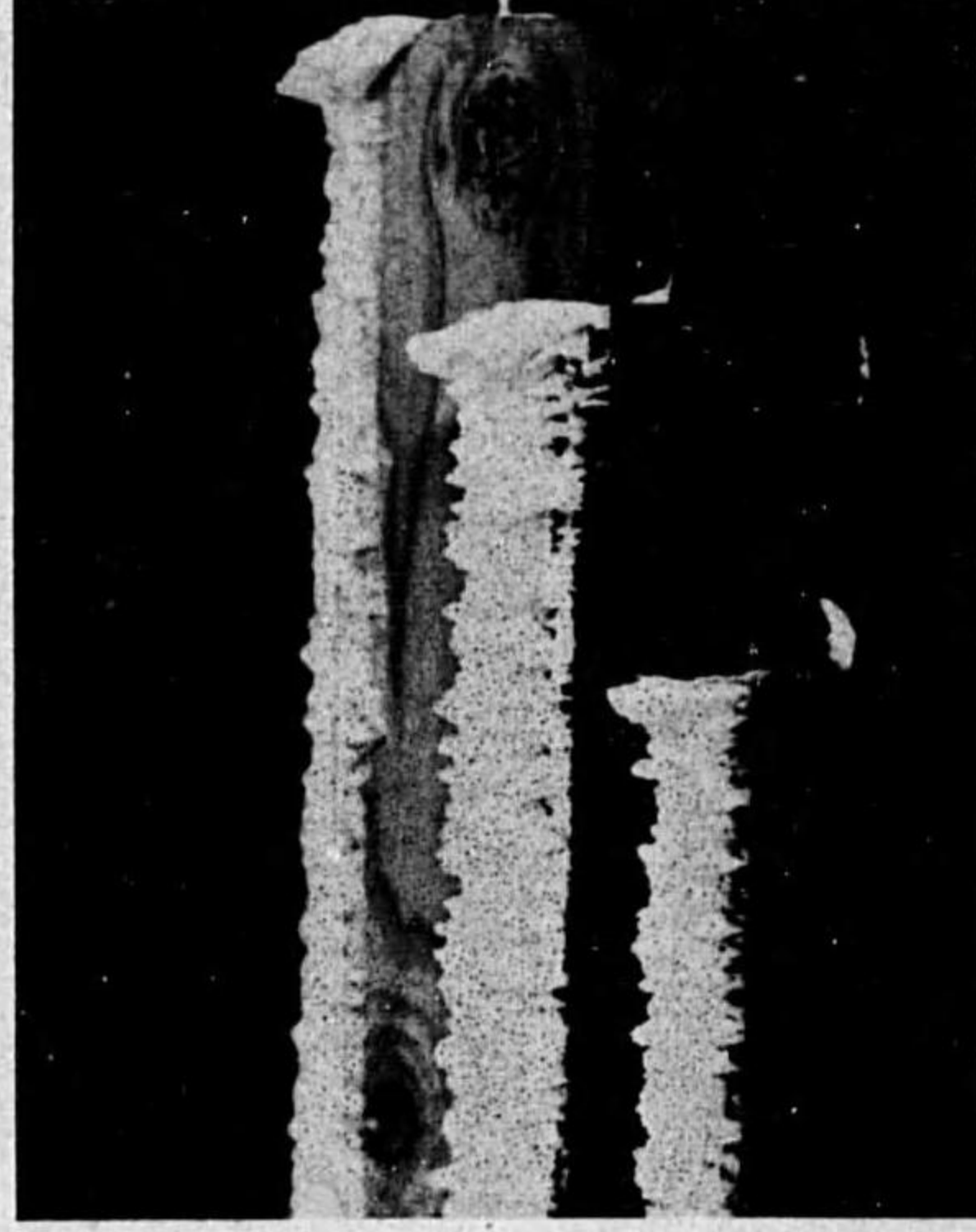
No. 1.



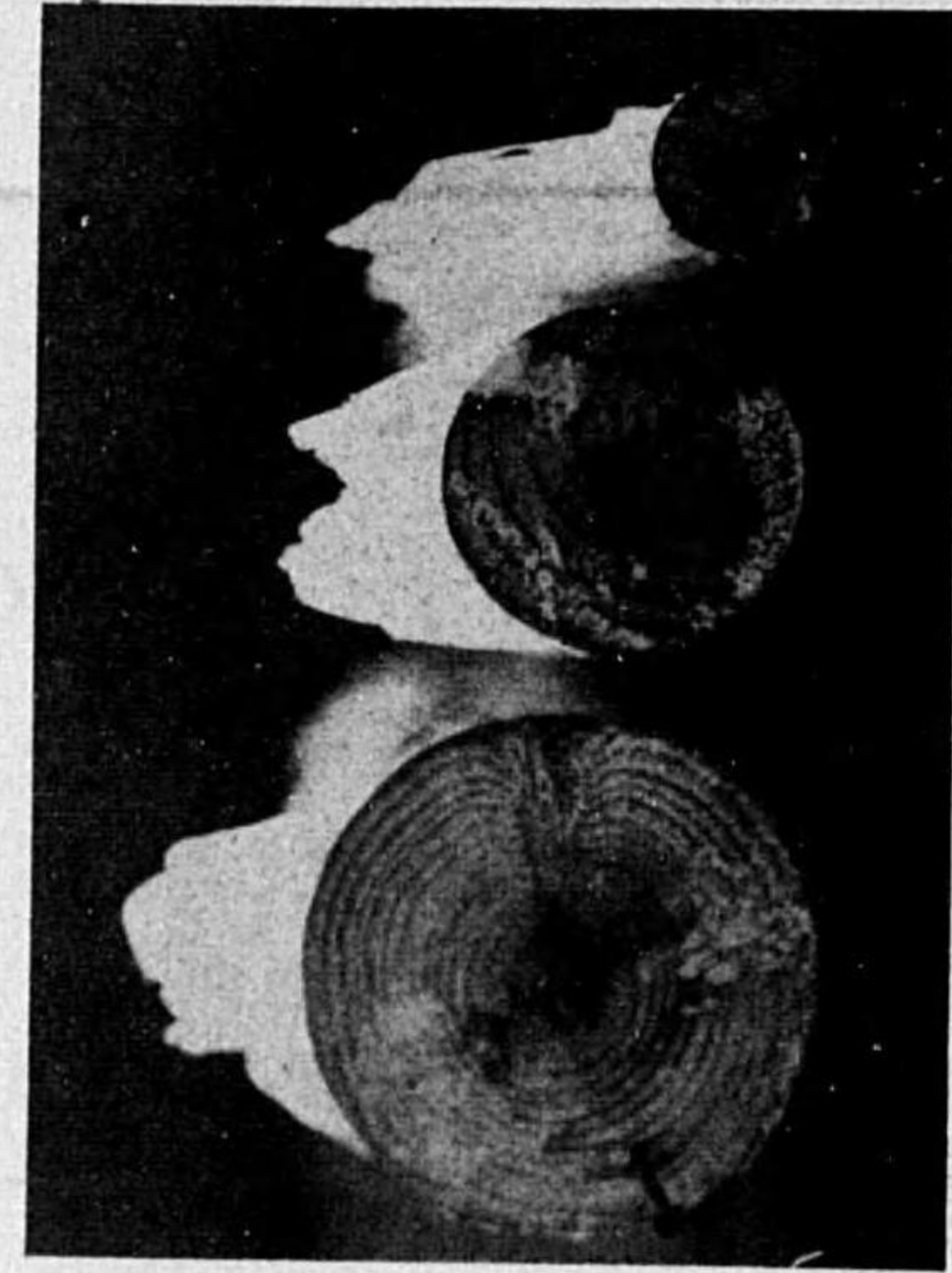
No. 2.



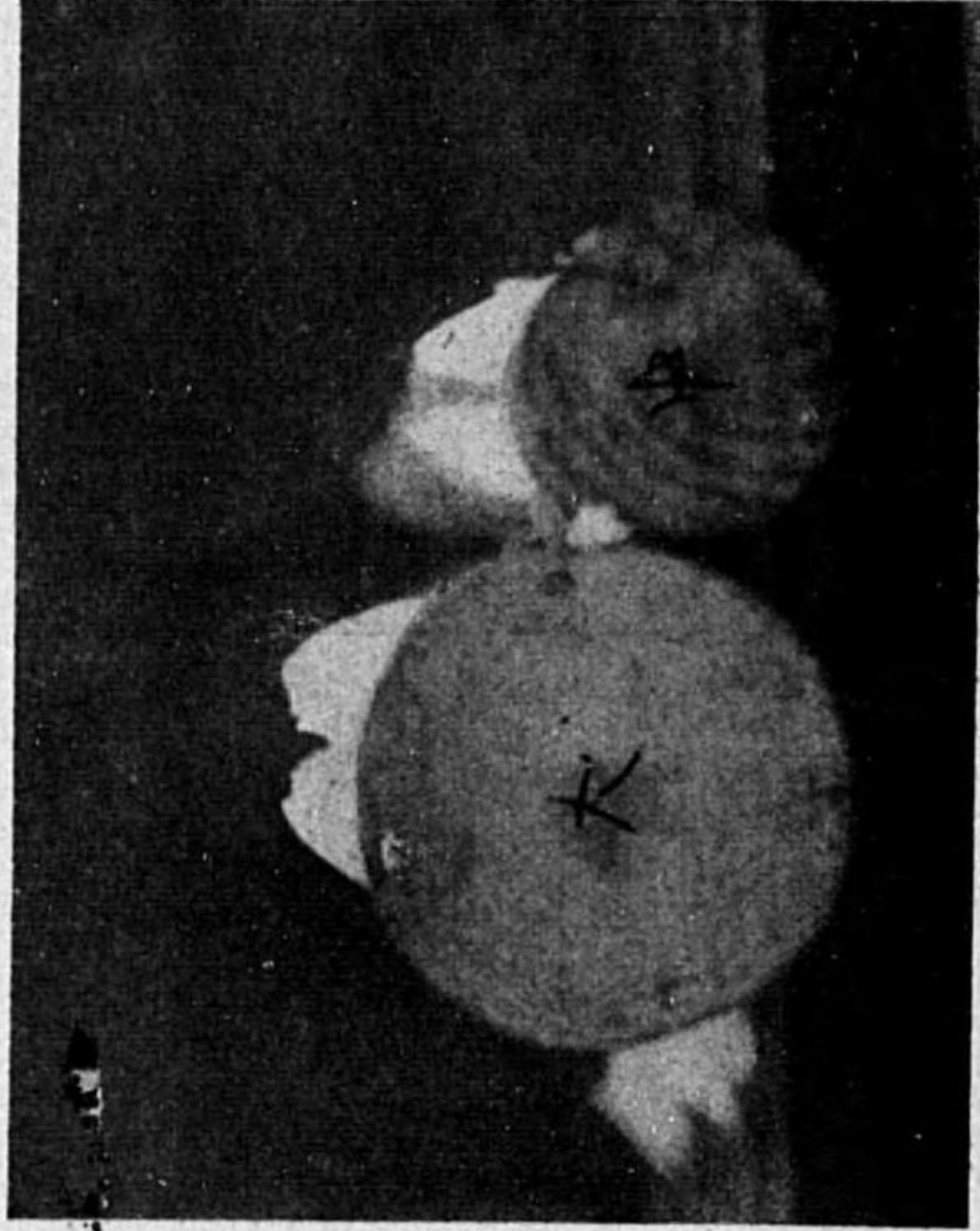
No. 3.



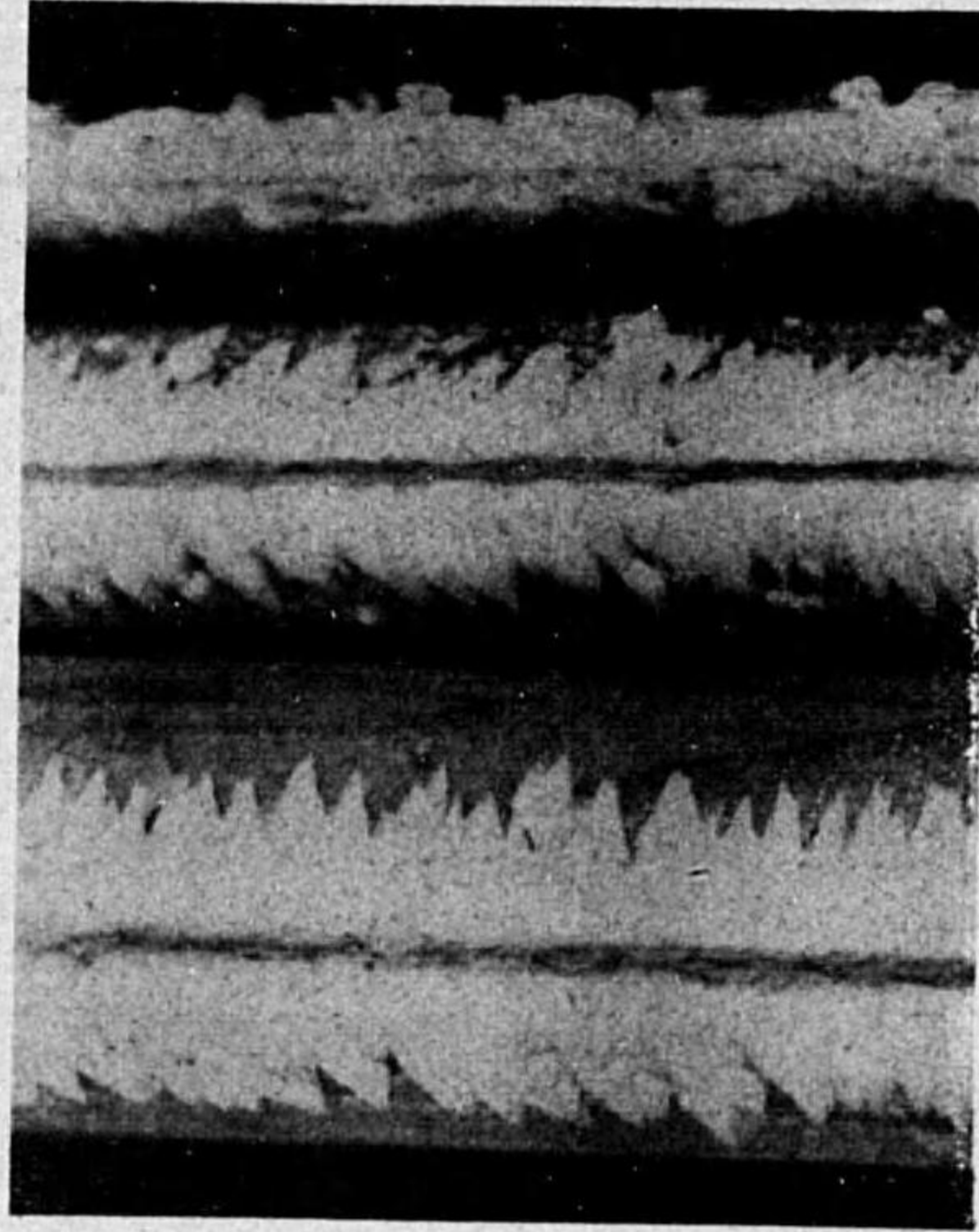
No. 4.



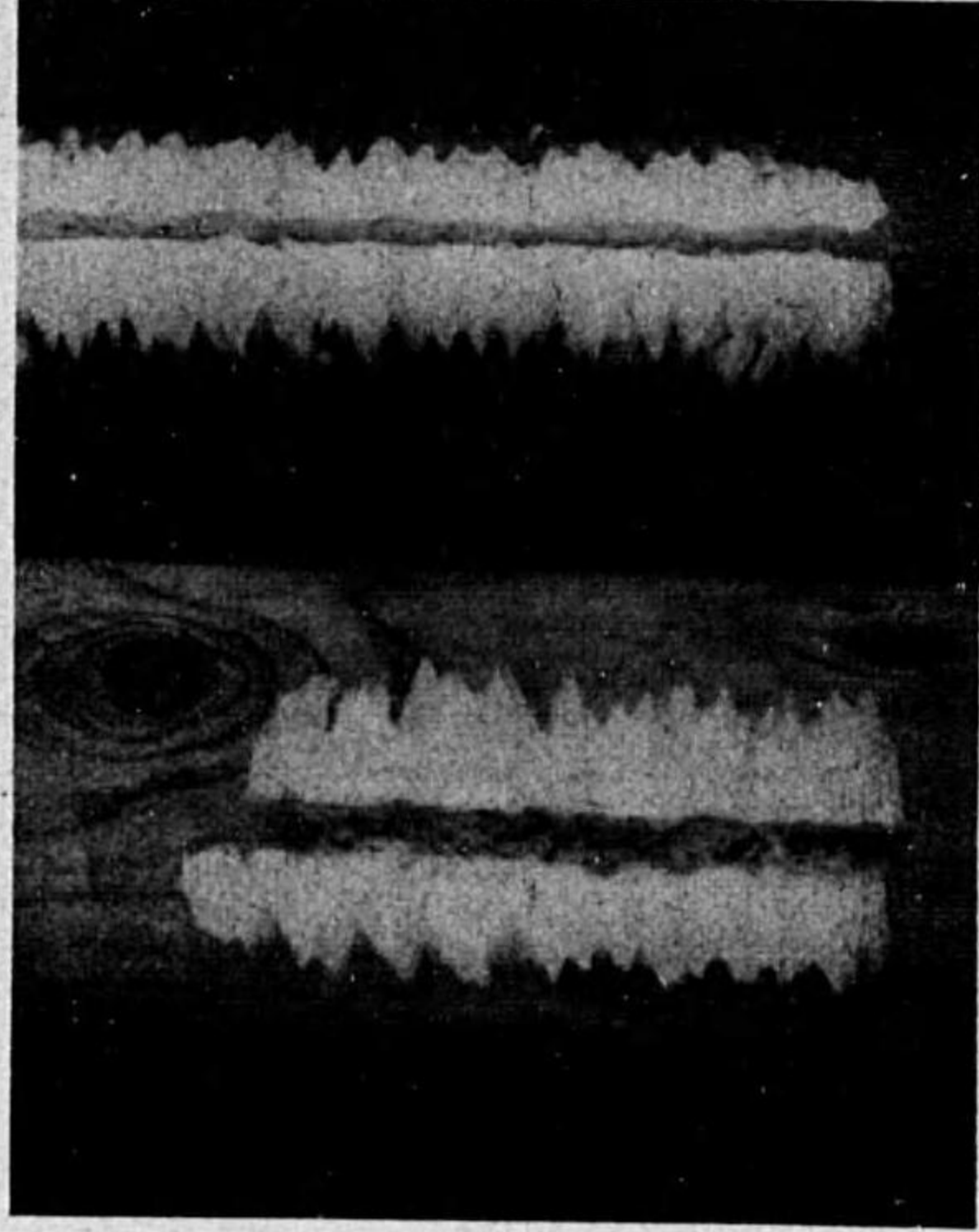
No. 5.



No. 6.



No. 7.



No. 8.

第5表 木樺霧氷観測氣象要素

日 時	風 向	風 速	氣 温	濕 度	雲 量	雲 形	降水量
22 日 6 時	NNW	8.8	-10.0	100	10	N	0.8
7	NNW	9.2	-9.7	100	10	N	
8	N	10.3	-9.5	100	10	N	
9	NNW	11.5	-9.3	100	10	N	
10	NNW	19.5	-9.3	100	10	N	△1.5
11	NNW	23.2	-8.8	100	10	N	
12	NNW	21.8	-8.4	100	10	N	△1.0
13	NNW	17.7	-8.5	100	10	N	
14	NNW	15.8	-8.4	100	10	N	△0.2
15	NNW	16.7	-8.6	100	10	N	0.3
16	NNW	13.3	-8.6	100	10	N	

記 事 早朝 ※¹-※⁸05-※⁹45-※¹⁰35-19'45.
V²a.p.m.

26.	22	NNW	14.0	-1.9	77	0	c	—
	23	NNW	14.3	-2.0	75			
	24	NNW	14.7	-2.2	79			
27.	1	NNW	14.3	-2.5	90			
	2	NNW	15.5	-1.8	95			
	3	NNW	16.3	-1.6	97			
	4	NNW	16.3	-1.8	99			
	5	NNW	13.5	-1.8	99	10	s	
	6	NNW	13.5	-2.3	100	10	s	—
	7	NNW	8.3	-2.8	96	10	s	
	8	NNW	7.0	-2.8	93	10	s	
	9	NNW	6.7	-2.5	90	10	s	
	10	NNW	8.3	-3.1	85	0	s, sk	—

記 事 V'am

之等の寫眞を No. 1-No. 8. に示した.

No. 1. 22 日圓柱を倒し下方より断面を寫す.

No. 2. 同, 略々風の當たる方向より寫す. 溝が明瞭に判る.

No. 3. No. 1. と略々同様なるも中央の柱のみ上方よりの断面を示す.

No. 4. 同, 側面より寫す.

No. 5. 27 日下方より見たる断面圖.

No. 6. 同, 上方より見たる断面圖.

No. 7. 同, 略々風の當たる方向より寫す.

No. 8. 同, 霧氷の一部を切落して寫す.

§7. 計算と實際のものとの比較

§3. で得た計算結果と §5. の實驗に依り得た結果とを比較して見る.

(1) 霧氷の形の概観

寫眞 No. 1, 3, 5, 6, 等と計算に依り得た第 2 圖乃至第 6 圖を比較して見ると, 非常に好く似て居り, 特に溝の生成された具合も可なりよく似て居る. 只實際のものが溝が割合淺くなつて居るが, 之は第 5 圖の先端に示す如く着氷の増加と共に兩側より溝が埋まり, 特に自然風に依つた爲風向の多少の變化も加はつて溝が淺くなつたものと思はれる. 大柱及小柱は取付けた場所の氣流の亂れ

の影響らしく形が稍崩れて居る. 次に詳細に比較して見ると,

(a) 22 日のものは大柱のものは明瞭でないが中間のものは第 4 圖に似て居る事から $\alpha R=6.0$ 位と考察される.

(b) 27 日のものも大柱はよく判らないが, 中間のものは形が稍圓味を帯びて居る事より第 3 圖, 第 4 圖の中間位と推定され, 従つて $\alpha R=5.0$ 位と考へられる.

(2) θ_m の比較

次に實際の θ_m と計算に依つて得たそれとを比較して見る. 實際のものは寫眞より求めたが撮影の際の歪があるので多少正確を缺くが大體分度器で求められた.

(a) 22 日

寫眞 No. 1 より, 大柱の θ_m は $7^\circ(?)$, 中間柱のそれは 10° と求められた. 前項より中間柱の $\alpha R=6.0$ と得られたから大柱のそれは 9.0 となる (中間の半徑 3.0 糎, 大柱の半徑 4 糎 5 なるに依り) から第 12 圖より θ_m を求めると夫 $6^\circ, 9^\circ$ となり實際のものと殆ど合致して居る.

(b) 27 日

寫眞 No. 5, No. 6 より同様 θ_m を求めると大柱 7° , 中間柱 10° となり, 之を中間柱の $\alpha R=5.0$ 従つて大柱の $\alpha R=7.5$ として第 12 圖より計算値を求めると夫 $8^\circ, 11^\circ$ となり, 之も殆ど實際と合致して居る.

(c) 以上の如く計算の θ_m と實際の θ_m とは多少の相違はあるが大體は一致して居る事より見ても本計算は可なりよく實際のものを満足して居るものと考へてよからう.

(3) θ_{10} の比較

次に θ_{10} を調べて見る. 之も前記寫眞より大體霧氷が附着しない様になつた處の角度を分度器で測つて實測の θ_{10} とした. 之の場合計算の θ_{10} と比例する筈である.

(a) 22 日

大柱 39° , 中間柱 41° となる. 寫眞より之を前項に得た $\alpha R=9.0, 6.0$ を用ひて第 1, 3 圖より θ_m を求めると夫 $26^\circ, 45^\circ$ となり, 之は少し差があるが似た値となる.

(b) 27 日

寫眞 No. 5 より大柱 46° , 中間柱 75° , 小柱 62° , No. 6 より夫 $37^\circ, 43^\circ$ を得る. 之を平均して大柱 41° , 中間柱 59° , 小柱 62° として, $\alpha R=7.5, 5.0, 2.5$ としたる θ_{10} を第 13 圖より求めると夫 $42^\circ, 47^\circ, 90^\circ$ となる. 今兩者を比較して見ると之も相當の差があるが大きさの順序は揃つて居る.

(4) 比較の結果

以上の比較に依り §3 で得た計算の結果は實測と比較して殆ど満足な結果を得ると言へる. 但

し或部分では多少合致しない点もある。此の原因は

- (a) 自然風を利用した為特にシーズン末期にて霧氷附着少きに依り実験に長時間を要した為此の間風向の變化が可なり著しかつた。
- (b) 実験は屋上で行つたため場所に依り可なり氣流の亂れがあり、特に小柱の邊で甚しかつた。
- (c) 寫眞撮影の方向が偏つた為寫眞に多少の歪があり、 θ_m, θ_{10} 等の算出が不正確になつた。
- (d) 本実験に依り得た結果を霧粒子小さいと假定して其の場合の計算と比較したが、粒子が殆ど完全に氣流と共に動く程度より大きかつた事も考へられる。

以上の諸点を考慮する時は §3. の計算は實際と比較して充分満足な結果を示すと考へて差支なからう。特に本計算に依り圓柱に附着した霧氷に溝の生ずる機構が判明した。

§8. 圓筒に對する霧氷生長の計算 (霧粒子中間の場合)

§2,3 に於て霧粒子が小にて殆ど完全に氣流と共に流れる場合、§4 に於て霧粒子が大にして完全に氣流に影響されない場合を計算した。實際の場合には粒子の大きさに種々あり之の中間の場合もある筈である。そして形も結局第2圖乃至第7圖のも及第8圖のもの混合型が現はれる筈である。此の混合型が現はれる原因は次の二通り考へられる。即ち

- (a) 或時の霧粒が大小種々混合して居り、其の一部小粒は §2,3 にて得た如くなり、一部大粒は §4 にて得た如き結果となり結局混合型となる。
- (b) 霧粒は一定の大きさに揃つて居るが其の大きさが §2,3 の場合より大きく §4 の場合より小さい為霧粒の流れる経路が兩者の中間型となり結局出来た霧氷の形が混合型となる。

(1) 混合型の計算

次に混合型の場合は計算して見る。

(9) 式より $\Delta r = K_1 t \sin \theta e^{-\alpha R \theta}$,

(14) 式より $\Delta r = K_2 t \cos \theta$,

$$K_1 = \frac{8\pi n_1 \beta_1 a_1^3 v_1}{3}$$

$$K_2 = \frac{4\pi n_2 \beta_2 a_2^3 v_2}{3}$$

であるから、一部 a_1 なる粒子が §2,3 の如く附着し、一部 a_2 なる粒子が §4 なる如く附着する場合の t 時間の成長量は

$$\Delta r = (K_1 \sin \theta e^{-\alpha R \theta} + K_2 \cos \theta) t \dots \dots \dots (15)$$

となる。

そして K_1, K_2 の相対的の大きさに依り混合型の内でも §2,3 の方に近いが §4 の方に近いかの型が生ずる譯である。

(2) 計算の結果

(a) $K_1 = K_2$ の場合

今簡單の爲 $K_1 = K_2$ とすれば (15) 式は

$$\Delta r = K_1 t (\sin \theta e^{-\alpha R \theta} + \cos \theta).$$

依つて

$$\frac{d\Delta r}{d\theta} = K_1 t (\cos \theta e^{-\alpha R \theta} - \alpha R \sin \theta e^{-\alpha R \theta} - \sin \theta).$$

故に Δr が最大となるべき點の角は

$$\cos \theta_m e^{-\alpha R \theta_m} - \alpha R \sin \theta_m e^{-\alpha R \theta_m} - \sin \theta_m = 0.$$

$$\cos \theta_m e^{-\alpha R \theta_m} = \sin \theta_m (\alpha R e^{-\alpha R \theta_m} + 1).$$

$$\therefore \cot \theta_m = \alpha R + e^{\alpha R \theta_m} \dots \dots \dots (16)$$

又最大成長量 Δr_m は

$$\Delta r_m = K_1 t (\sin \theta_m e^{-\alpha R \theta_m} + \cos \theta_m) \dots \dots \dots (17)$$

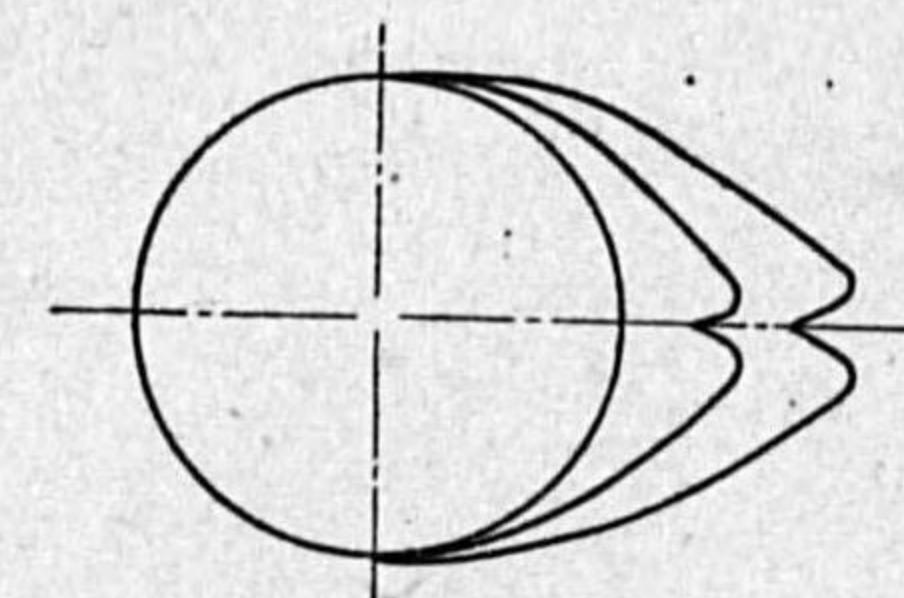
より求められる。従つて各角度の成長量は

$$\frac{\Delta r}{\Delta r_m} = \frac{\sin \theta e^{-\alpha R \theta} + \cos \theta}{\sin \theta_m e^{-\alpha R \theta_m} + \cos \theta_m}$$

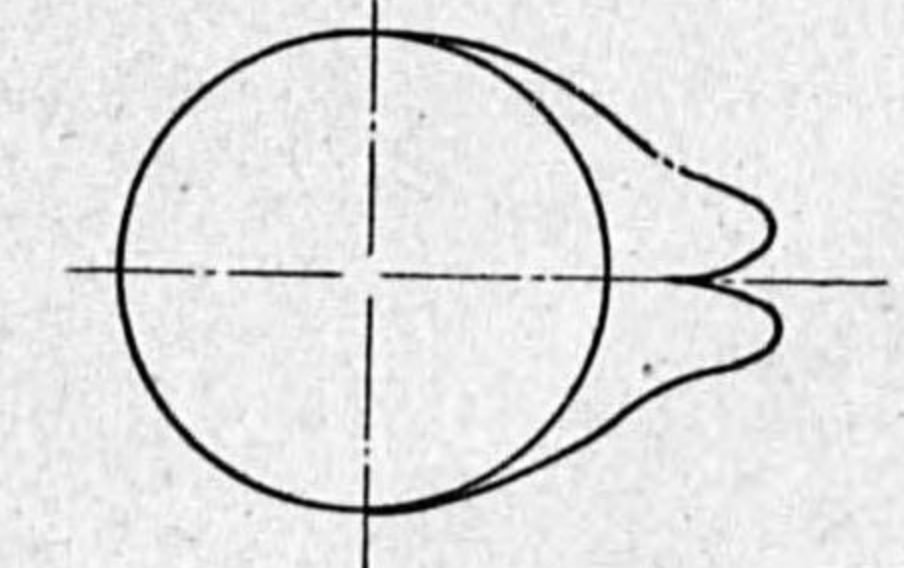
から計算出来る。一例として、(15) 式にて $K_1 = K_2 = 1$ とし右邊第一項には §3 に於て得た $\alpha R = 8.0$ のものを第1表より求め第二項は三角表より求めて計算して見ると第6表の如くなり、之を圖示すると第15圖の如くなる。

第6表 混合型の表

度	$\alpha R = 8.0$	$\alpha R = 8.0$
	$K_1 = K_2$	$K_2 = \frac{1}{3} K_1$
0	1.000	0.333
1	1.331	0.664
2	1.575	0.909
3	1.750	1.084
4	1.869	1.204
5	1.942	1.278
10	1.923	1.266
15	1.662	1.018
20	1.398	0.771
25	1.187	0.583
30	1.031	0.454
40	0.818	0.307
50	0.659	0.230
60	0.504	0.171
70	0.343	0.114
80	0.174	0.058
90	0.000	0.000



第15圖 混合型(1)



第16圖 混合型(2)

(b) $K_2 = \frac{1}{3}K_1$ の場合

次に $K_2 = \frac{1}{3}K_1$ とした場合も同様計算し第 3 表に示し、之を第 16 圖に表はした。

(c) 之等を見ると $\theta=0$ の附着量が 0 とならない點は實際に近いが反つて第 5 圖等の方が實際に現はれる形によく似て居る。

本年當山頂にて此の型は非常に少く殆ど現はれなかつたと言つて好い位で、第 15 圖に似て先端の稍々尖つたものは比較的多く之は前記の K_1 を K_2 より小にすれば得られる。

§9. 結 語

(1) 要 約

以上述べ來つた事項を要約すると、

(a) 霧粒小なる時に風速が $2v \sin \theta$ で表はされるとして先に小平博士が計算されたと同様な式で圓筒に生長する霧氷の形を計算した。

(b) 霧粒大なる場合も同様計算した。

(c) 此等の混合型の場合も調べた。

(d) 以上三者の場合圓筒の半徑 R 及 α との關係を調べた。

大中小三個の圓柱に附着する霧氷の實驗結果を述べた。

(e) 此の結果と計算とを比較した。

(f) 其の結果本計算が實際と比較して充分満足な結果を與へる事が判つた。

(2) 實際に發現する霧氷の形

以上總てを綜合して圓柱に生ずる霧氷の形として、

(a) 粒子小にして氣流と共に流れる時は、§2, 3 の計算で得たる如き形となる。

(b) 粒子が極端に小さく完全に氣流と共に流れる時は圓柱に全然附着しない事も考へられる。

(c) 霧粒子が極端に大なる時は圓筒附近の氣流の影響を受ける事が少く、§4 の計算で得たる如き形となる。

(d) 霧粒子が大小混合して居るか、(a), (c) の中間の大きさの場合には §7 の計算で得たる如き形となる。

(f) 以上總てを通じて霧氷の形は R 即ち圓筒の半徑、 α 即ち大體に於て過冷却して水滴が氷結する速さに依つて異つた形となる。

(3) 附 言

本冬當山頂にては第 7 圖の如き形が非常に多かつた。

尙前項 (f) で述べた如く α は過冷却の度が大きい程大きい値となると思はれる。 α の値は α を 0.1, 0.2... 等とした場合の半徑 R の單位が不明なので之だけでは α の値は求められない。併

し何等の方法で α の値を別に測り之より R の單位を一度決定して置けば、風洞等を用ひて大小三個位の圓筒に霧氷を附着させて此の計算と比較する事に依つて α の値は求められる。之等に関しては第二部でも述べるが、兎に角 α は霧氷氷結の早さを表はす目安で之は多分水滴の過冷却の度合に依るものであり、而も之の α の大小に依つて前述の如く、着氷の形が著しく異つ来るから種種の氣象要素の場合の α を求める事は霧氷研究上、結氷防止上重要である。

第 二 部

霧 氷 附 着 の 量 に 就 て

緒 言

調査の都合上圓筒に對する霧氷附着量に就て第一部と同様調査して第二部とした。

§1. 附着量の計算

第一部より圓筒に對する霧氷の成長量 (長さ r) の式は今 $\tau=1$ とすれば

$$r = \tau \sin \theta e^{-\alpha R \theta} \dots \dots \dots (1)$$

で求められる事を述べた。

今霧氷の斷面積を求めると第 (1) 式より

$$S = \frac{1}{2} \int \{(\sin \theta e^{-\alpha R \theta} + R)^2 - R^2\} d\theta + C$$
$$= \frac{1}{2} \int (\sin^2 \theta e^{-2\alpha R \theta} + 2R \sin \theta e^{-\alpha R \theta}) d\theta + C. \dots \dots \dots (2)$$

圓筒に對する着氷量は $\theta = \frac{\pi}{2}$ 邊迄に著しく多く其以上では非常に少い事は已に述べた通りであるから今 θ が 0 から $\frac{\pi}{2}$ 迄の霧氷の斷面積を S とし圓筒單位長に附着する着氷量を求めて見ると

$$M = d \times S \times 1 \dots \dots \dots (3)$$

で與へられる。此處に

M : θ が $0 - \frac{\pi}{2}$ の間の着氷量、

S : 同斷面積、

d : 何處も一定とせる密度、

1: 圓筒單位長。

然るに S は第 (2) 式より

$$S = \frac{1}{2} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin^2 \theta e^{-2\alpha R \theta} d\theta + R \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin \theta e^{-\alpha R \theta} d\theta$$

$$= \frac{e^{aR\pi} - 2\alpha^2 R^2 - 1}{8\alpha R(\alpha^2 R^2 + 1)e^{aR\pi}} + \frac{R(e^{\frac{aR\pi}{2}} - \alpha R)}{(\alpha^2 R^2 + 1)e^{\frac{aR\pi}{2}}} \dots (4)$$

(途中の計算を省略す).

故に (3), (4) 式より

$$M = d \left\{ \frac{e^{aR\pi} - 2\alpha^2 R^2 - 1}{8\alpha R(\alpha^2 R^2 + 1)e^{aR\pi}} + \frac{R(e^{\frac{aR\pi}{2}} - \alpha R)}{(\alpha^2 R^2 + 1)e^{\frac{aR\pi}{2}}} \right\} \dots (5)$$

で求められる.

第 1 表 着水量 M の表 (ρ=1, τ=1 として)

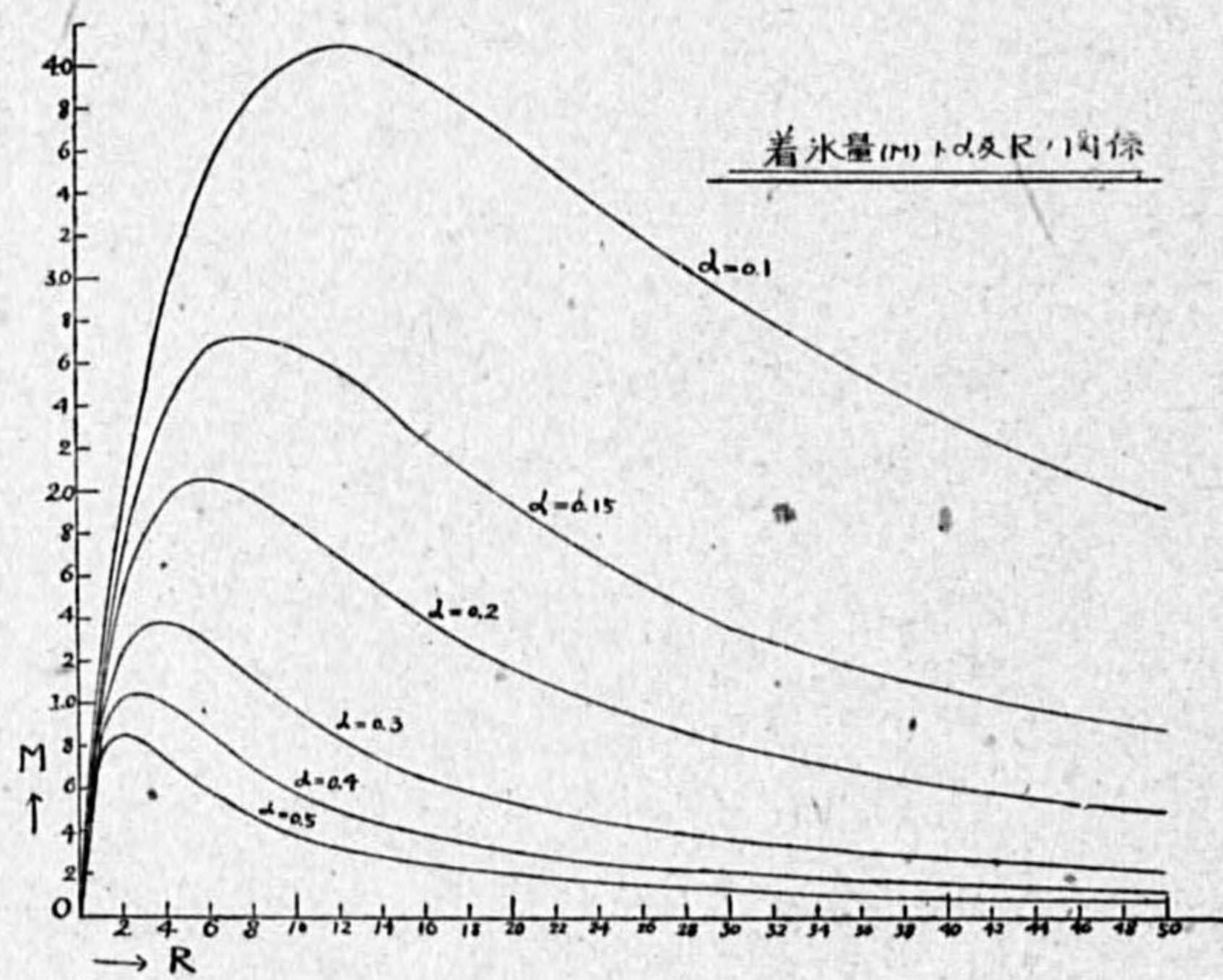
R \ α	α=0.1	α=0.15	α=0.20	α=0.30	α=0.40	α=0.50
1	1.196	1.146	1.073	0.953	0.846	0.747
2	1.894	1.698	1.524	1.240	1.020	0.864
3	2.444	2.089	1.803	1.360	1.044	0.817
4	2.880	2.367	1.962	1.379	0.999	0.743
5	3.217	2.546	2.035	1.345	0.926	0.663
6	3.493	2.649	2.050	1.280	0.846	0.588
7	3.696	2.709	2.027	1.205	0.769	0.531
8	3.846	2.720	1.977	1.126	0.699	0.467
9	3.940	2.703	1.912	1.049	0.642	0.408
10	4.015	2.665	1.839	0.977	0.584	0.384
15	3.985	2.321	1.464	0.680	0.405	0.263
20	3.666	1.950	1.168	0.540	0.308	0.198
30	2.923	1.359	0.810	0.366	0.207	0.132
40	2.336	1.080	0.616	0.276	0.156	0.100
50	1.920	0.875	0.495	0.220	0.125	0.080

§ 2. 計算の結果

今 (5) 式に於て d=1 と置いて M を種々な α, R に就て計算したのが第 1 表である.

(1) 着水量と α 及 R との関係

第 1 表を圖示して見ると第 1 圖の如くなり、之より M, α, R 三者の關係は複雑して恰も地震計の倍率曲線の如き型を呈して居る. 之より次の諸事柄が判明する. 即ち...



第 1 圖

- (A) 着水量は α が小さい程大きい.
- (B) 着水量は R が 0 の時 0 となるのは當然であるが初の内は R の増加に伴つて極めて急激に増加する.
- (C) 着水量は R が或値の時に極大に達しそれより徐々に減少して居る.
- (D) 此の着水量極大となる R は α に依つて異なり α が小さい程 R は大となる.
- (E) R が非常に大になるに伴れて α の如何に關せず着水量は次第に減少して徐々に 0 に近づく. 以上の結果が判明する.

(2) 着水量極大になるべき α と R との関係

前項 (D) に述べた如く着水量が極大となる R は α が小さい程大き事が判つたが次に之等の關係を詳述して見る.

(5) 式に於て

$$\frac{dM}{dR} = 0$$

と置いた式が着水極大となる爲の α と R との關係を表はす事になる.

今 (5) 式を R に就て微分すると

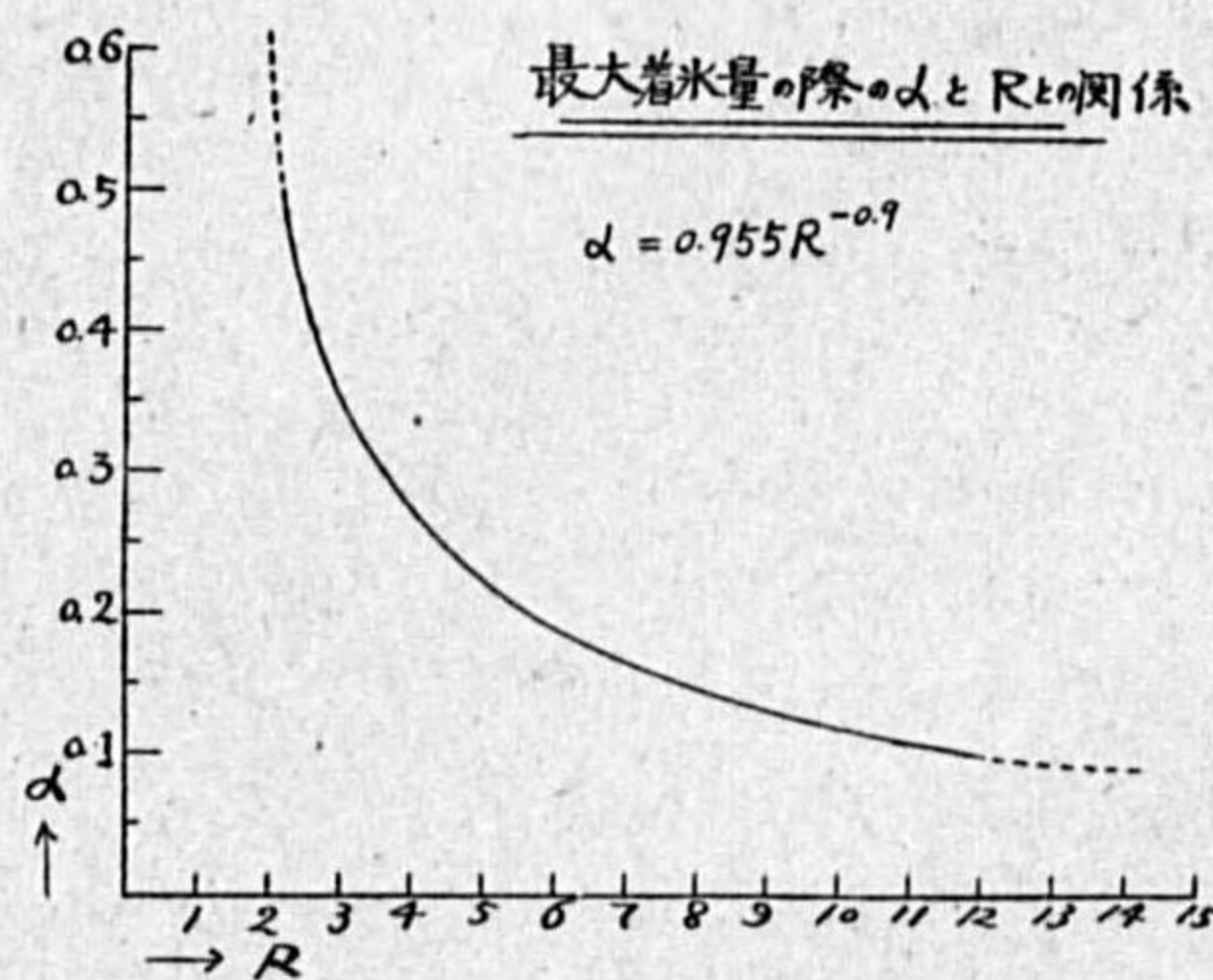
$$\frac{dM}{dR} = \frac{d}{(\alpha^2 R^2 + 1)^2} \left\{ 1 - \alpha^2 R^2 - \frac{\alpha(1 - \alpha^2 R^2 - \alpha R\pi - \alpha^3 R^3 \pi)}{4e^{aR\pi}} - \frac{4\alpha R - \alpha^2 R^2 \pi - \alpha^4 R^5 \pi}{2e^{\frac{aR\pi}{2}}} - \frac{3\alpha^2 R^2 + 1}{8\alpha R^2} \right\} \dots (6)$$

然るに上式の {} 外は 0 でないから $\frac{dM}{dR} = 0$ なる爲には {} 内が 0 となるべきであるから之を解けば α と R との關係は判る筈である. 處が之の式を解く事は非常に困難である. 依つて著者は第 1 表及第 1 圖より M が最大になるための R の値を各 α に就て求めて第 2 表に示した.

第 2 表

着水最大となる爲の α と R との關係

α	R
0.1	12
0.15	8
0.2	5.6
0.3	3.6
0.4	2.6
0.5	2.2



第 2 圖

之を圖示すると第 2 圖の如くなり之より次の事柄が判る.

(A) α が 0.2 位迄は R は α の増加と共に急激に減少して居る.

(B) α が夫以上 0.4 位迄は R は稍急激に減少して居る.

(C) α が 0.4 以上では R は非常に徐に減少する.

之の兩者の關係は次項に述べる如く此の範圍では $\alpha=0.955 R^{-0.9}$ で表はされる.

(3) 着氷量の式の簡易化及最大着氷量となるべき α と R との關係式

i. 着氷量の式

着氷量を表はす (5) 式は複雑に過ぎるのでもう少し簡単になるか如何か考へて見ると第 1 圖より大體に於て

$$M = \frac{R}{\beta + \gamma R + \alpha R^2} \dots \dots \dots (7)$$

(但し β 及 γ は α のみの函數と考へて)

で表はせる事が判る.

ii. 最大着氷量となるべき α と R との關係式

之の關係は (6) 式の通りであるが之も解くのは困難であるので前項では表及圖より求めて第 2 圖の如き α と R の關係を得た. 今 (7) 式が成立つとすれば

$$\frac{dM}{dR} = \frac{\beta + \gamma R + \alpha R^2 - \gamma R - 2\alpha R^2}{(\beta + \gamma R + \alpha R^2)^2} = \frac{\beta - \alpha R^2}{(\beta + \gamma R + \alpha R^2)^2}$$

之を 0 と置けば兩者の關係を現はす. 即ち $\alpha \neq 0$ とすれば

$$\beta - \alpha R^2 = 0 \text{ 依つて } \alpha = \frac{\beta}{R^2} \dots \dots \dots (8)$$

となる.

之が着氷量が最大となる爲の α と R との關係式であるが, 此處に β は α の函數であるので之だけでは判然しない. 併し (8) 式は兎に角 $\alpha = kR^n$ の如き形となる事が想像される. そこで前項で求めた第 2 圖, 第 2 表の結果が果してこの形となるか如何を調べて見る. 對數を取つて見ると非常に美しく,

$$\log \alpha = -0.02 - 0.9 \log R$$

となつて居る. 之より

$$\alpha = 0.955 R^{-0.9} \dots \dots \dots (9)$$

を得る.

依つて各 α に依り β, γ 等を適當に撰べば, M 即ち着氷量は大體に於て (7) 式の形で表はされる事が判つた.

§ 3. 計算と實際のものとの比較

今計算と實際のものとの比較を試みる. 第 1 部第 4 表より, 着氷量を見るに

	大	中	小
3 月 22 日	67.0 gr	64.0 gr	47.0 gr
3 月 27 日	95.0	87.0	69.0

となつて居る.

α の値を求める事

第 1 部で述べた如き方法で αR の値は求められる. 併し α を 0.1, 0.2, 0.3... 等と取つた時の R の單位が不明であるから α , 及 R を個々に求める事は出来ない. そこで今 α を求める方法を調べて見るに今半徑 $aR, bR, cR \dots$ の圓柱があり之に附着した霧氷の量が夫 $lM, mM, nM \dots$ であつたとすれば之等を第 6 式に代入すれば α, R が求められる筈である. 此處で上表に依り之を計算して見たいのであるが時日の關係上後の機會に譲つた. 只上表を見ると半徑が増す程着氷量が増して居るから少くとも此の計算に依る單位で表はした圓柱の半徑は 12 以下の事が想像される. 今何等の方法で一度 α を求めて其れより R の單位を決めて置けば種なら種で測つた半徑を有する圓筒に附着した量から α を求める事は第 1 圖等に依り容易に出来る. 之等に就ても後の機會に譲り度い.

結 語

以上述べた事を綜合すると,

- (1) 着氷量と α との關係を調べた.
- (2) 着氷量と R との關係を調べた.
- (3) 其の結果着氷量と α, R との重要な關係を得た. (前述)
- (4) 實際のものとの比較及細い計算は後に譲つたが, 之等より α, R を個々に計算出来る可能性を述べた.
- (5) 尙後に結論の項で述べる如く之等の關係は飛行機支柱の大きさ, 前縁の厚さなどを防氷上の見地から決定すると有益であると思ふ.

結 論

(1) 要 約

以上を要約するに都合上第 1 部, 第 2 部に分けて第 1 部にて

- A 圓筒に附着する霧氷生長に就き種々な角度から計算した.
- B 圓筒に附着した霧氷實驗に就て述べた.

- C 之等兩者を比較した。
- D 其の結果本計算は實際と好く合致する事を確めた。
- E 之より α が計算可能となる。
- F 此の α は霧氷研究上、氷結防止上重要である。

第 2 部にて

- A 圓筒に附着する霧氷量の計算をした。
- B 實際のものとの比較をした。
- C 其の結果着氷量は α と R と明瞭な関係がある事が判つた。

(2) 將來に對する事

此の計算は飛行機支柱に適用されるのは勿論、翼前縁も殆ど圓と見做せるから前縁にも適用される。

而も、 α と R に依つて

- A 着氷の形が著しく異なる。従つて翼前縁の場合等其の性能に影響仕方が異つて来る。
- B 着氷量も著しく異つて R が或値の時極大となり、その前後では少なくなつて居る。
- C 従つて氣象上可能にしてよく起る α を求め、之に依り着氷防止上有效なる支柱の太さ翼前縁の厚さなどを決定設計すれば防止上効果があると思はれる。
- D 但し此の際之等の半径は大なる程効果があるが之は飛行機製作上不可能であるから、結局他の性能に餘り影響しない範圍で着氷少き半径を求める事になる。
- E 本論文では α, R 等の實際の數値は求めなかつたが、求め得られる事を述べた。
- F 来るべきシーズンには以上の諸點に關し、尙詳細なる實驗を行ひ、實際の數値として α 及 R の値を別々に求め、之より防止上有效なる半径算出迄進んで見たいと思ふ。

附 記

本稿は時日を急いだ爲不備な點も多く配列も適當でなく判り難い點もありはしないかと思はれるが、以上に依り氷結防止上何等かの参考となれば幸甚である。

恩師岡田臺長先生及藤原先生には常に御親切に御指導して下さるのは勿論本稿に關しては特別な御指導と御便宜を賜はつた記して衷心よりの感謝を捧げる次第である。尙今井一郎氏にも有益な御指示を賜はり且つ代讀迄して頂き有難く深謝する。

又本實驗の計畫を樹てた際已に霧氷期を過ぎかけて居り、事務の都合上著者は山頂に登れず、折柄勤務中の堀技手に實驗の手傳ひを依頼した。併し計畫も、調査整理も一人で行つたのと、他の論文に連名で發表する等の關係もあり此處に著者名として發表したものであるが、寫眞も堀技手に依るもので其の點を明らかにし、寒氣中に實驗を手傳つて頂いた事を感謝する次第である。

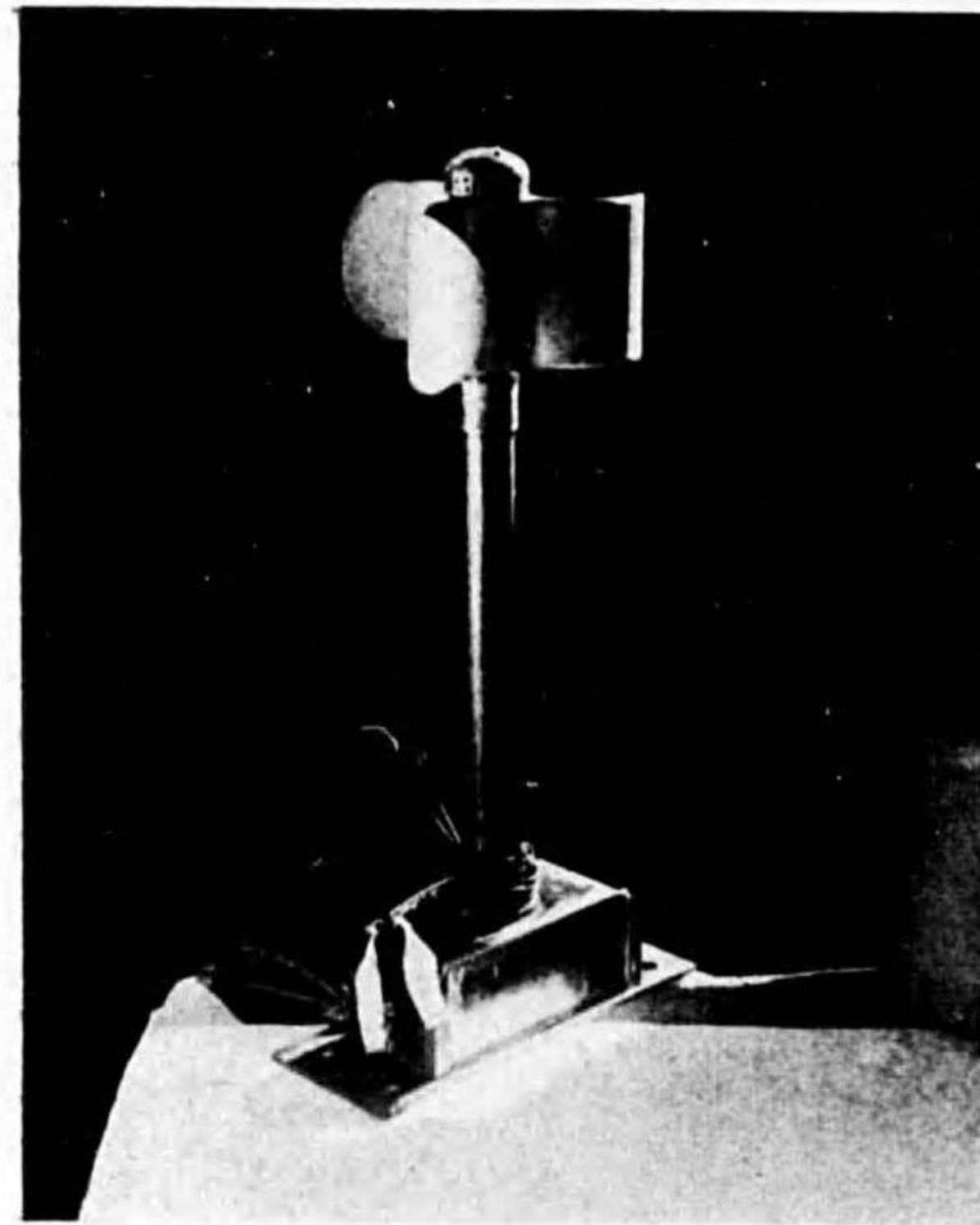
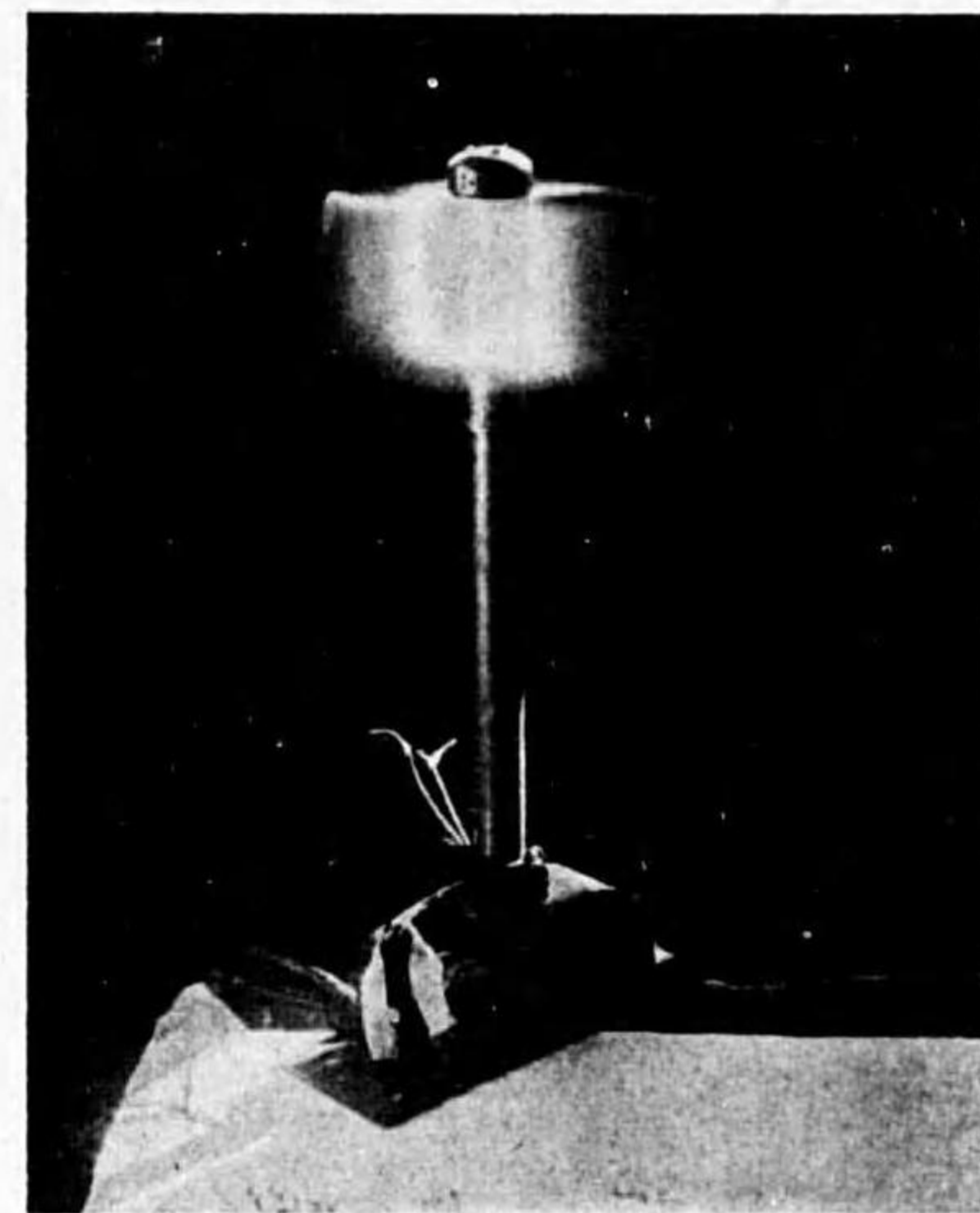
尙本稿は昭和 15 年春に調査せるものにて熱力學的考慮を入れなかつた等の不備な點があり、其の後大田、今井兩氏其の他の優れた研究もあるが、着氷の形に就ては其の後も調査はない。兎に角其の後の著者自身の實驗調査に依つても着氷の形は、霧粒子が小なる程、氣温低き程、風速大なる程、半径大なる程尖つて来る結果を得て居り、着氷量に就ても數多くの實驗の結果は本稿の誤りならざる事を實證した。

新 防 氷 風 力 計

藤 村 郁 雄

§1. 防氷風力計に関しては既に菅原氏が「天気と気候」⁽¹⁾誌に述べ又別に同氏が実際に製作したものは現在優秀な効果を奏して富士山頂観測所に於て使用せられて居る。之は直立圓筒を屋上に立てたもので二重壁になつて居る。内筒は暖爐の煙突で絶えず熱氣を通じて外部の着氷を防ぐ、又外筒は上部に數列の小穴があり風の吹過により吸出しの作用で内外筒の間の空氣の壓力が減ずる、之によつて室内に在るダインス風力計の自記ペンが動く様になつて居る。ワシントン山に於て成功したと報ぜられる防氷風力計⁽²⁾は特殊な形の風杯、及び廻轉軸が電熱によつて充分温度を高められ凍結を防いだものであるが此の爲には特別に發動機を運轉し發電装置が備へてある。又其の後同山の着氷の實驗⁽³⁾には電熱ヒーター管を使用して居る。

富士山頂は冬期になると氣温が零下 20 度以下となり平均風速も多くは毎秒 30 米以上に達する

A
新 風 力 計B
廻轉に際し不凍液進出中の新風力計

(1) 天気と気候 第4巻 第2號。

(2) Mount Washington Observatory, N. H. Progress Report. Month. Weath. Rev. Jan. 1934.

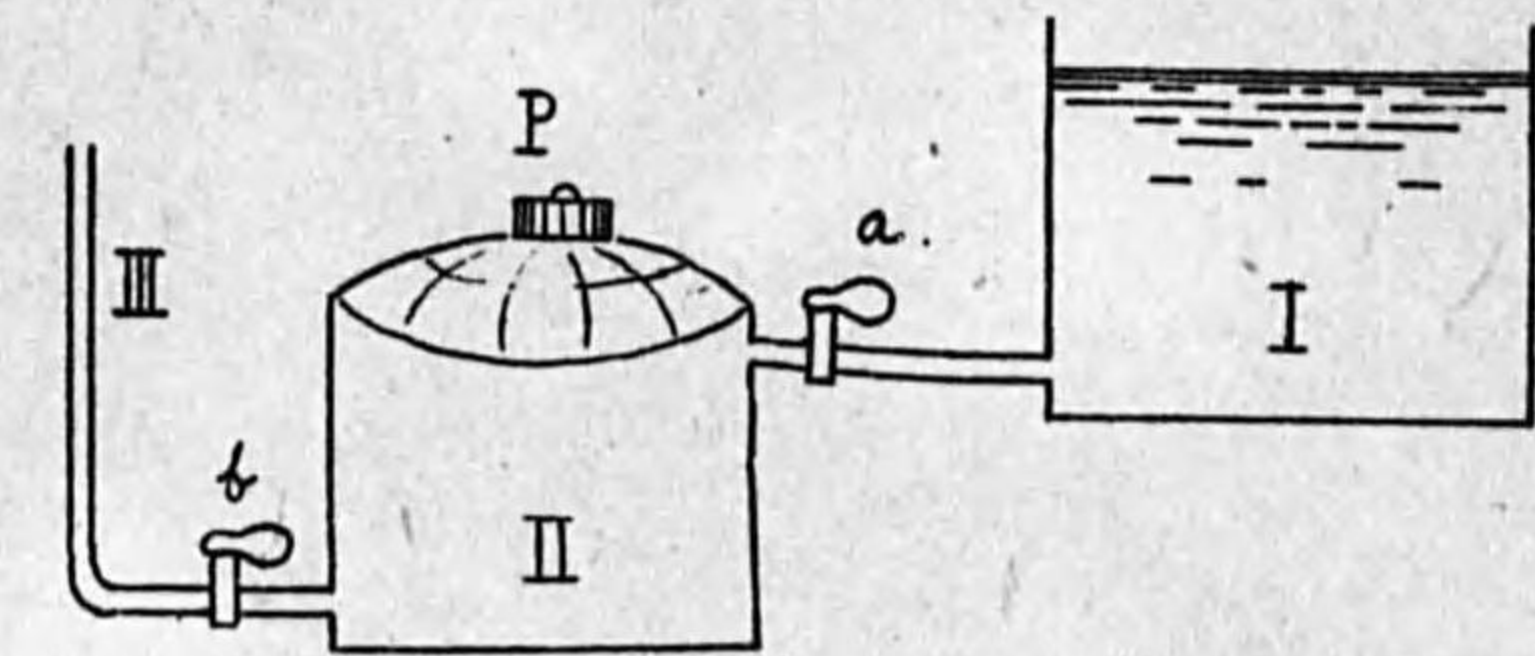
(3) The Mount Washington Icing Research Program. Inst. of Aern. Sci. New York City, Jan. 31, 1941.

爲に電熱式も熱風式も時として測風に充分な熱量を供給し難い憾があつた。そこで筆者は不凍液を風杯に塗流して凍結を防ぐ風力計を考案して見た。

§2. 新風力計は中央氣象臺工作課に於て試作して頂いたもので其の外観は寫眞 A, B に示す。風杯は岡田先生の御指示により 3 枚とし、直立平板を鉛直軸の周りに彎曲せしめたもので、慣性能率を小さくする爲にアルミニウムの鑄物で出来て居る。

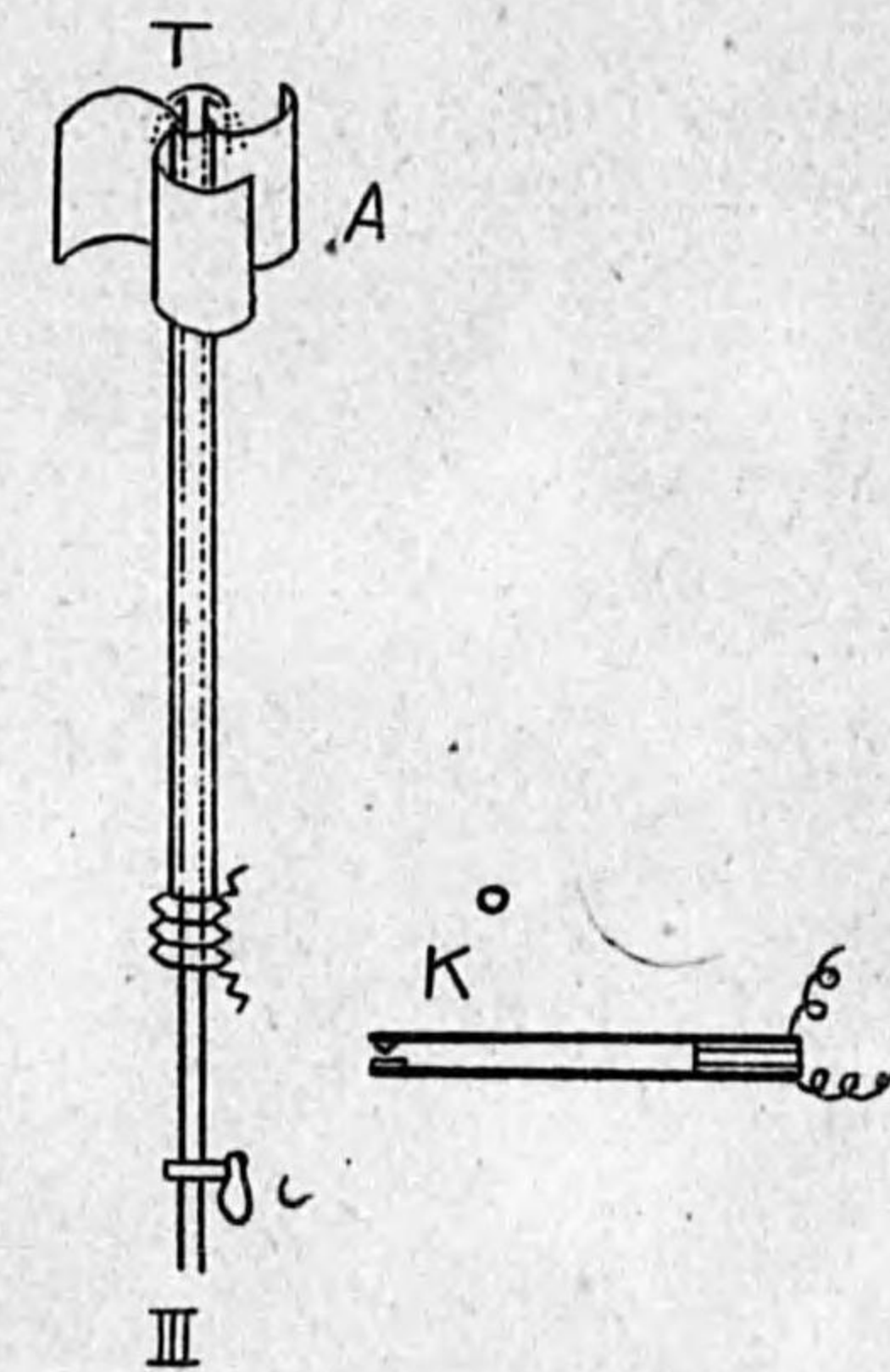
扱て不凍液を風杯に塗流せしむる

爲には第 1 圖に示す装置を室内に用意して置く。之は 2 個の液槽 I, II 及び導管 III から成り各は圖の如くコック a, b によつて連通して居る。I は直接液を貯蔵するもので a



第 1 圖

により任意 II に補充する。II は上部が防水布で蓋はれ其の上に重錘 P が載つて居る。a を閉ぢりを開けば液は P により一定壓を以て III に送り出され風杯部に達する。風杯部の構造は第 2 圖に示す。同圖 III は液の導管、C はコック、T は液の進出部、A は風杯、K は電接部である。A は導管とは無關係に回轉し K により其の回轉數が數へられる。液は C の操作を経て T から適當に進出し夫れが回轉する風杯の遠心力により杯全面に塗流せられ、残りの一部は回轉軸に沿ふて流下し回轉部分は勿論其他の露出部を總べて凍結から保護する。



第 2 圖

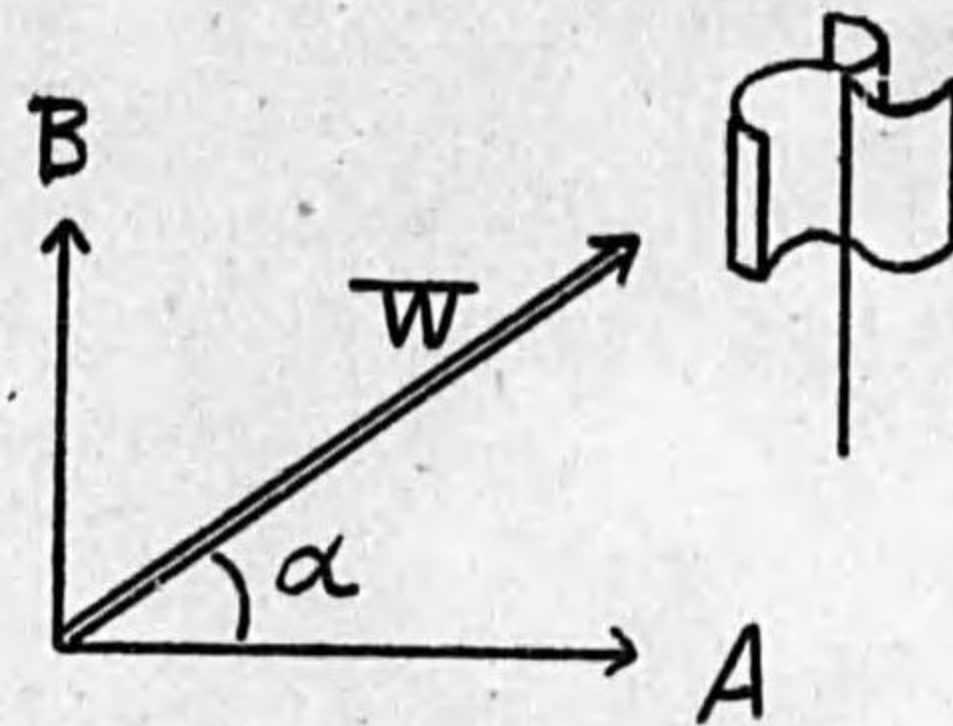
§3.⁽⁴⁾ 不凍液にはエチレングリコールの水溶液を使用する。之は 100% の濃度では氷點が零下 18 度であるが次第に水で淡め 70% の濃度の水溶液にすれば氷點は零下 76 度となる。従つて適當に水にて稀釋し之を送出せしむれば着氷時に於ては過冷却した水滴が加はり却つて氷點を下げる結果となり且つ又已に凍結した氷も此の溶液に浸つて次第に融解せられる爲に不凍液として恰好のものである。

§4. 新風力計による風速度は液を送出して居る時と送出せぬ時とで異つて来る筈であるし又標

(4) 例へば The Prevention of Ice Accretion, Journ. of the Roy. Aern. Soc. 1936.

準風力計とは自ら其の測風度が異つて来るべきである。是等は今後の比較測定の実測から決定せられるもので今は何等之に關しては述べる事が出来ない。

§5. 新風力計によつて測定せられる風速は一つの重要な意味を有して居る。即ち風杯が直立圓板を垂直軸の周りに彎曲せしめたものである爲に若しも自然風が風力計に對して傾斜角 α を以て第3圖 W の如く上昇しつゝ吹走し來る場合には新風力計は W の水平成分 A を測り B は無關係となることである。ロビンソン風杯風力計は上下の風に對して風杯が逆回轉の傾向を持つ爲に水平成分の明確な意味を有して居らない。



第3圖

第3圖中の B の測定に關しては別個の風力計を提案するので此處には述べない。

§6. 此の風力計製作に對して多くの便宜並に御指示を賜つた岡田先生に謹んで御禮申上ぐると共に測候課長三浦技師始め同課の諸兄並に今井技師の有益な御指導御援助に深く感謝する。又中央氣象臺工作課の田村技師及び同課員の方々の御厚意と御努力に對し厚く御禮申上る。

昭和16年9月28日 中央氣象臺に於て

貯水池の蒸發量に就て

植野隆壽

- | | |
|--------------|---------------|
| 1. 緒言 | 6. 常數 c に就て |
| 2. 観測の方法 | a. 氣温との關係 |
| 3. 側壁よりの滲透 | b. 水面の廣さとの關係 |
| 4. 普通蒸發計との比較 | 7. 結語 |
| 5. 氣象要素との關係 | |

1. 緒言

蒸發に關する調査研究は氣象學上は勿論、産業上、土木工學上にも應用せられて、甚だ重要な問題の一つであるが反面その完全な取扱は容易でない。即ち蒸發は其時々々の總ての氣象の支配を受け、又その目的によつて測定する條件も相違せねばならない。從來我國に用ひられてゐる蒸發計は測器の性質上湖沼、水田等の廣水面のものに對して應用し難きことは夙に岡田博士、⁽¹⁾藤原博士⁽²⁾によりて唱へられたる所である。

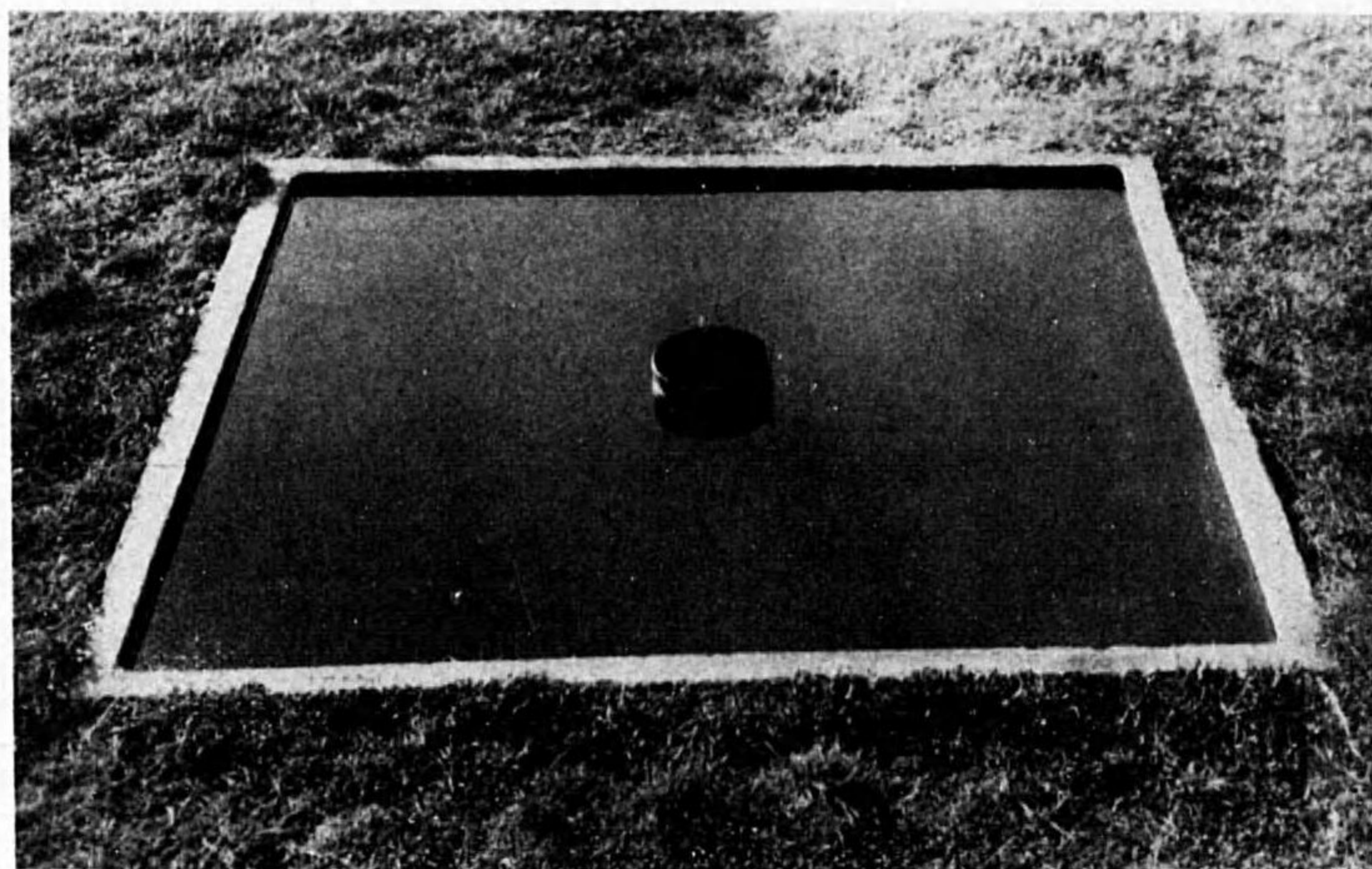
仙臺地方氣象臺（當時仙臺測候所）に於ては構内に水面の廣さ 2.8 平方メートルのコンクリート製貯水池を設け、水面よりの蒸發量を観測することになり、筆者が之を擔當した。この貯水池は一邊 167 cm の正方形で深さは 65 cm、水深は 60 cm を保たしめるようにしたので、面積は普通蒸發計の 89 倍、水の體積は 2665 倍である。昭和 14 年 9 月 30 日竣工直ちに灌水し、10 月 6 日観測を開始し現在尙續行中である。

2. 観測の方法

貯水池等の水位の低下量を實測するには測微螺子を用ゐて直接に測る方法 (Trabert, Bigelow 等の方法) があるが、取扱ひが多少面倒なること及び水面の動搖等の爲に誤差を起し易く、一般の使用には適しない。筆者は次の如き方法に依つた。

貯水池の底より直徑 20 cm 高さ 55 cm のコンクリート製圓柱を立て、上面を水平にした。上面は水面下約 5 cm となる。この上に現用の蒸發計と同じ口徑にして高さ 15 cm、下部近くの側面に直徑 1 cm の穴を開きたる鐵板製の器（口徑を正確にする爲古き雨量計の口金を利用した）を置いた。器中の水は下部の穴を通じて池の水と連つてゐるので、器中の水位は貯水池の水位と同一になり、下部の穴を閉じて、器中の水深を測れば貯水池の水位が知れる。實際には器中の水深の代りに水量を秤ること普通の蒸發量の観測と同様である。

斯くして昭和 14 年 10 月より昭和 15 年 10 月まで毎日午前 6 時と午後 6 時の二回観測した。但し 12 月より 3 月上旬に至る冬期水面の氷結する期間は観測を中止し、0.1 mm 以上の降水量の



貯水池蒸発計 仙臺地方気象臺

あつた場合も誤差の大きくなる虞があるので計算より省いた。又計測には總て簡便なる爲天秤を用ひた。

3. 側壁よりの滲透

貯水池の側壁は厚さ約 10 cm のコンクリートで、池水は蒸發以外に側壁、底壁より滲透によつて逸出し、水位の低下を來す。之を定量するため貯水池内に普通の蒸發計に 20 mm の水を入れた

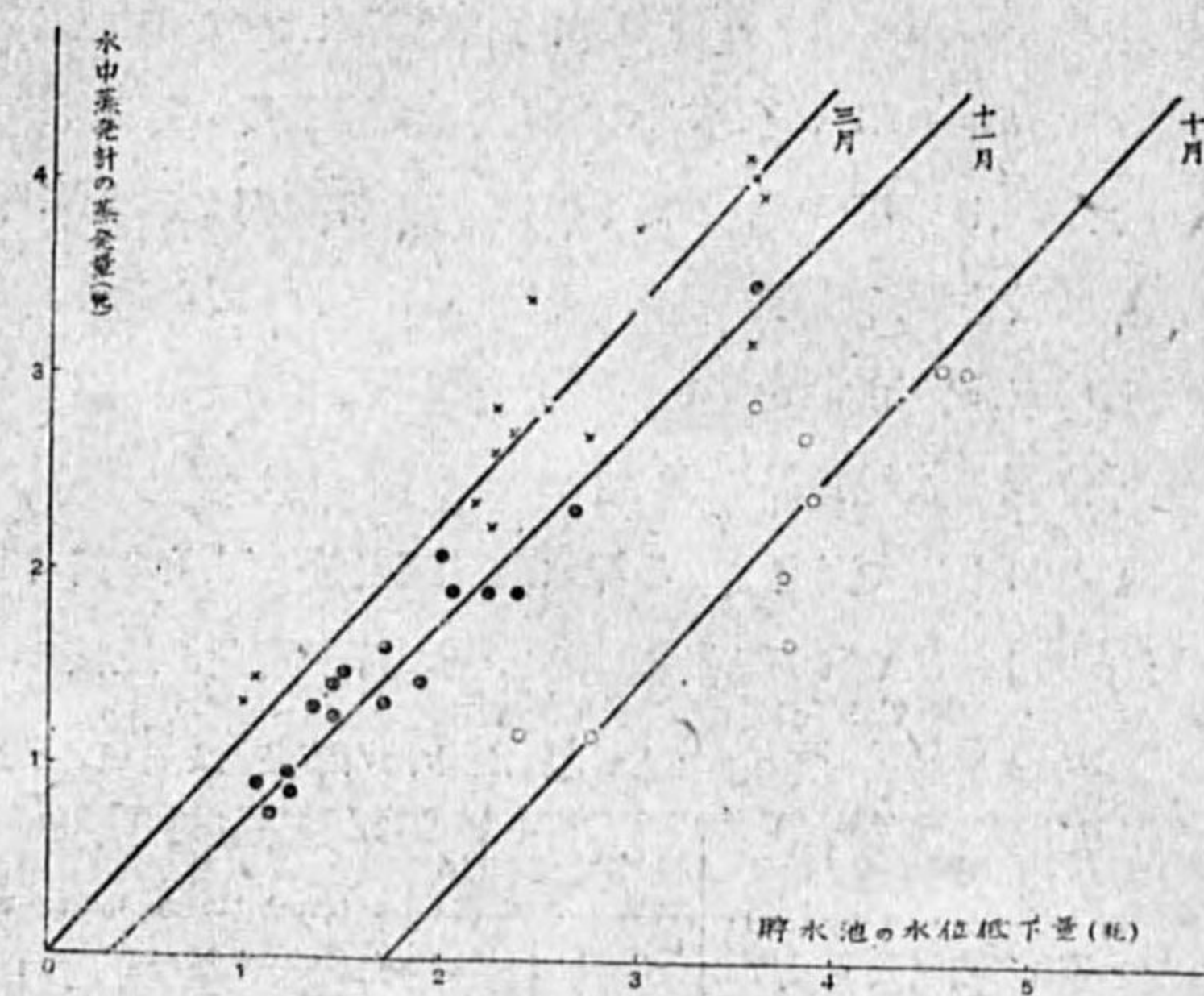
第 1 表 貯水池の水位低下量と水中蒸發計の蒸發量

10 月																		
日	7	8	11	13	14	15	16	17	18	20	22	23	24	29	K=0.863 S=1.710			
水位の低下量(耗)	6.27	4.36	4.84	3.72	3.87	3.76	2.76	4.67	3.81	4.62	4.50	2.95	3.58	2.38				
水中の蒸發量(耗)	2.08	1.00	1.97	2.00	2.40	1.65	1.17	2.94	2.72	3.05	3.07	2.25	2.87	1.17				
11 月																		
日	1	2	3	5	6	7	8	11	14	17	18	19	21	23	24	28	29	K=0.947 S=0.320
水位の低下量(耗)	3.56	2.65	1.45	2.36	2.09	1.89	1.07	2.21	1.44	1.22	1.59	1.13	2.04	1.70	1.70	1.24	1.35	
水中の蒸發量(耗)	3.48	2.32	1.24	1.90	1.98	1.44	0.90	1.90	1.42	0.96	1.49	0.75	1.90	1.61	1.32	0.86	1.30	
3 月																		
日	4	6	7	10	13	17	18	19	20	24	25	26	28	29	30	31	K=0.873 S=-0.064	
水位の低下量(耗)	0.96	2.50	2.26	3.56	1.05	2.71	2.21	2.18	2.25	3.50	2.33	2.95	2.93	2.42	3.58	3.56		
水中の蒸發量(耗)	1.32	2.84	2.64	3.19	1.45	2.70	2.24	2.35	2.84	4.14	2.71	3.40	3.77	3.40	3.96	4.03		

ものを浮べて比較觀測した。その結果を第 1 表に示す。この水中蒸發計は貯水池中にあるので、外界の影響は貯水池のそれと殆んど相似となり、蒸發量の比は可なり安定したものと考へられる。よつて今貯水池の蒸發量と水中蒸發計の蒸發量 B との比を K 、側壁より滲透に因る水位の低下を S とすれば、貯水池の全水位低下 A は

$$A = KB + S$$

を以て表はされるものとする。 K, S



第 1 圖 貯水池の水位低下量と水中蒸發計の蒸發量との關係

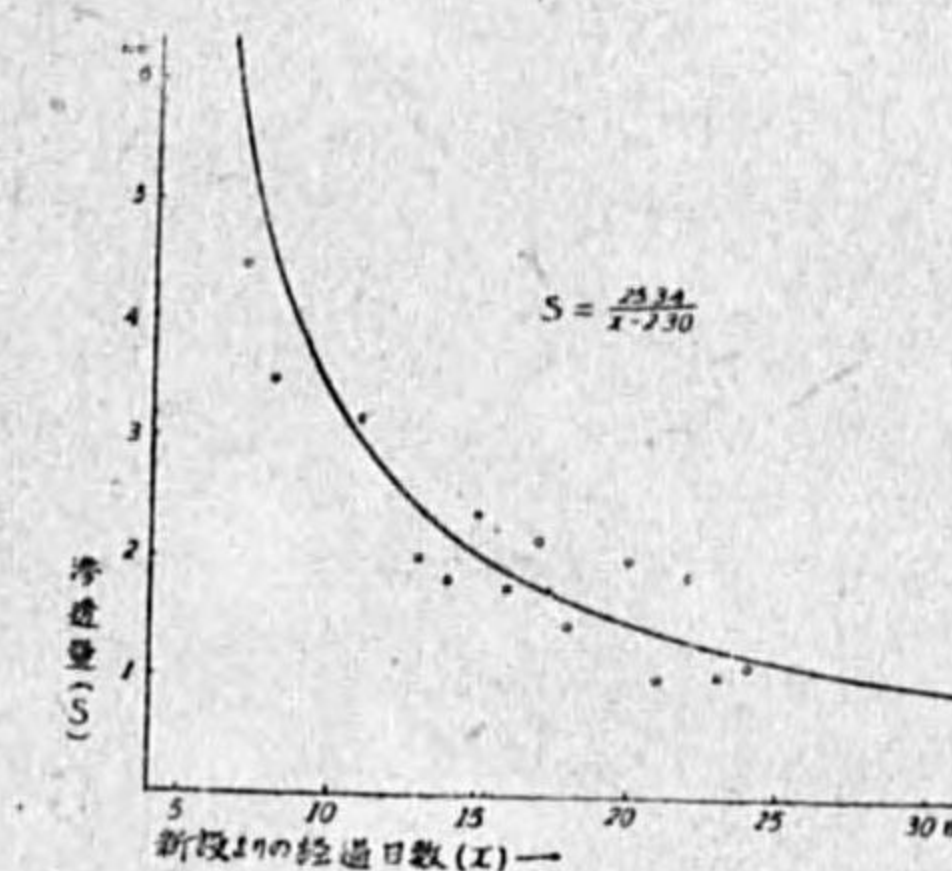
を 10 月、11 月及び 3 月の結果より最小自乗法により決定すると第 2 表、第 1 圖の如くなる。尚、同表には S より計算せる側壁一平方米よりの平均滲透量を掲げた。

第 2 表 蒸發量比と滲透量

	10 月	11 月	3 月	平均
蒸發量比 (K)	0.863	0.947	0.873	0.894
滲透量 (S)	1.710 mm	0.320 mm	0 mm	
側壁一平方米よりの滲透量	702 gs	131 gs	0 gs	

即ち蒸發量比は 0.863~0.947 平均 0.894 となる。又 4, 5, 6, 7 月では夫々 0.908, 0.844, 0.841, 0.847, 總平均 0.876 となり可なり安定なる値を示した。一方滲透量は次第に減少し 3 月には 0 となつた。今 K を 0.863 とし 10 月の觀測より毎日の滲透量を計算し、第 3 表及第 2 圖に示す。滲透量は圖に示す如く日の経過と共に急激に減少して双曲線狀をなしてゐる。この曲線を

$$S = \frac{a}{x+b}$$



第 2 圖 貯水池の滲透量の變化

第 3 表 滲透水による水位の低下量

日	10月7	8	11	13	14	15	16	17	18	20	21	22	23	24
滲透量(耗)	4.45	3.50	3.15	2.00	1.80	2.35	1.75	2.20	1.45	2.00	1.00	1.85	1.00	1.00

S は滲透量 mm/24 h, x は貯水池新設湛水よりの経過日数として, 常数 a, b を決定してみると a=25.34, b=-2.30 となる. この式より滲透量が毎日 0.2 mm となるには 129 日 (この観測にては 2 月 6 日), 0.1 mm となるには 256 日を要する計算となる. 即ち滲透量は急激に減少して 3 月以後は誤差の範囲内となり, その影響は考へなくともよいことが知れ, 以後貯水池は大きな蒸発計として充分使用し得ることを知った.

4. 普通蒸発計との比較

前述の如くして測定した貯水池の蒸発量と普通の蒸発計にて観測した蒸発量とを比較してみると可なり相違した点が見出される. 先づ月平均量の比較を次に示す.

第 4 表 貯水池の蒸発量と普通の蒸発量(3)との比較

月	3	4	5	6	7	8	9	10	平均
貯水池の蒸発量 (Q)	2.63	3.10	4.04	3.24	3.45	3.32	3.14	2.22	3.08
普通の蒸発量 (Q')	3.16	4.03	5.41	4.27	4.61	4.15	3.59	2.73	3.92
観測回数	21	19	17	17	6	17	14	18	129
Q/Q'	0.83	0.77	0.75	0.76	0.75	0.80	0.88	0.81	0.79

晝間量と夜間量 貯水池 6^h-18^h:60%, 18^h-6^h:40%
 普通蒸発計 " 97%, " 3%

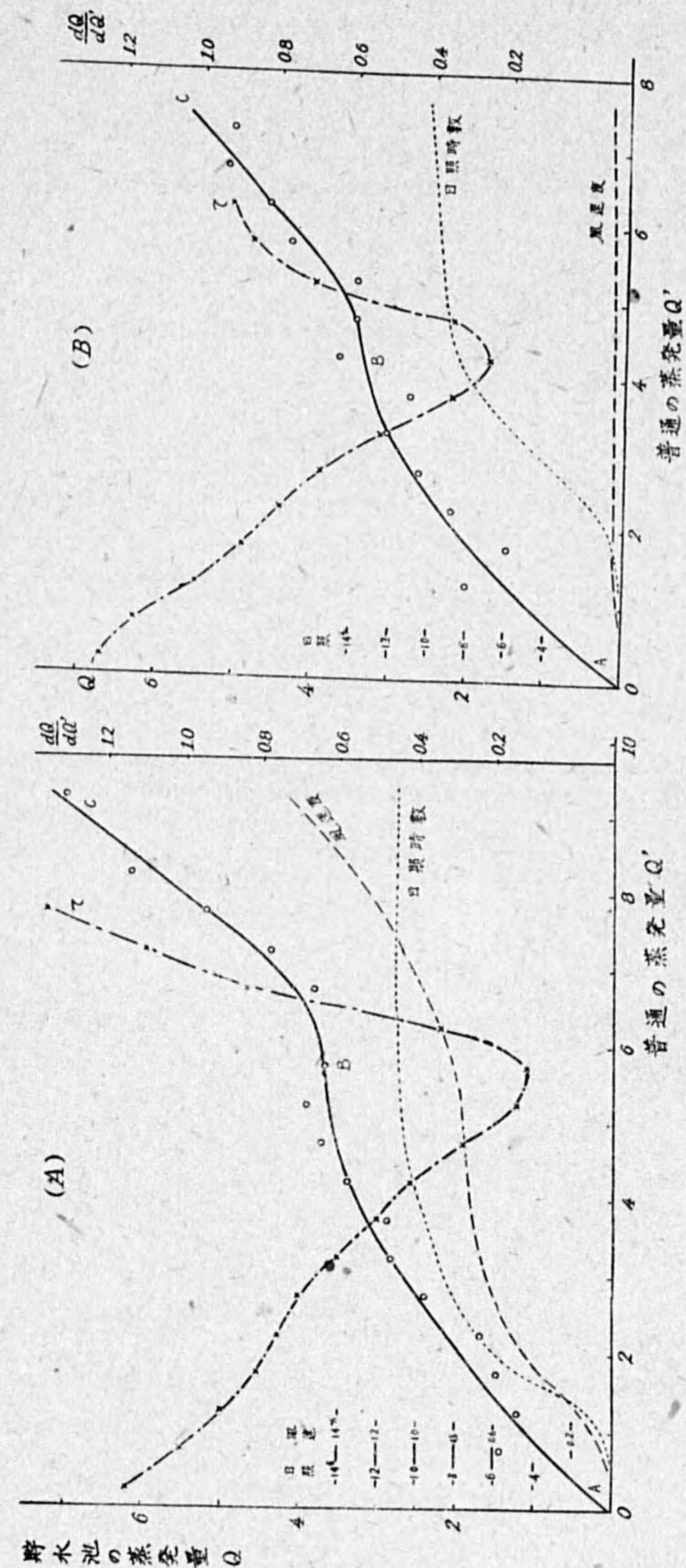
貯水池の蒸発量と普通の蒸発量との比は春又は秋に大, 夏は小, 平均 0.79 である. Bigelow によれば, 湖水面上の蒸発計と地上の普通蒸発計との比較観測の結果, 貯水池又は湖水の蒸発量は地上の蒸発量の 5/8 程度であると云ふ. Bigelow の用いた測器は直径 1m の鐵板製蒸発計であるから, 假令湖水面に浮べても, 器壁の影響や波の相異等があるので, 実際の湖面の蒸発量とは幾分異なる譯である. 勿論之等の影響を考へに入れて 5/8 と云ふ結果を出した譯であるが, 筆者の観測とはその方法に於て異なる所があり, 結果は一致しなかつた. 晝と夜との蒸発量を比較すると, 普通の蒸発計にては 97% といふ大部分が晝間に蒸発し, 残りの僅か 3% が夜間の蒸発である. 普通の蒸発計は銅製であるから, 日射の影響を最も受け易く, 且つ口径小さく, 水量も少い爲, 日中は加熱せられて異常に高温となり, 蒸発は活潑に行はれるが, 夜間は放熱によりて冷却し, 気温よりも低温となる. 殊に地面附近は気温も低く湿度も大であるから, 風速の小なる時は殆んど蒸発は停止し, その上結露による蒸発の逆現象も再々観測され, 時には 0.3 mm 以上に達することがあつた. 一方貯水池は 60% が晝間, 40% が夜間となつて, 兩者の差は餘程少い, これは貯水池蒸発の大きな特長である. 貯水池は水量が大なる爲, 日中の加熱程度も少く, 又夜間は冷却も遅く常に気温よりも高温となつてゐる爲, 水面附近の飽差は大きく, 然も地面と水面との間に弱い對流も起るので, 蒸発は尚活潑に行はれる.

(3) 藤原博士の研究によると同じ普通の蒸発計でも, 新品と古品とでは可なり蒸発量が異るといふ. この観測に用いたものは中古品の中でも稍新しい方.

次に貯水池の蒸発量と普通の蒸発量との関係を調べる. 先づ比較的気温の低い 3, 4, 5, 10 月 (A) と, 気温の高い 6, 7, 8, 9 月 (B) とにつき, 普通の蒸発量 (Q') を 0.5 mm 毎の階級に分ち, 之に對應する貯水池の蒸発量 (Q) の平均を求めると第 5 表の如し. 之を第 3 圖 ABC 線として示す. 此の線の傾斜より

$$\tau = \frac{dQ}{dQ'}$$

を求めてみる. τ は普通の蒸発量に對する貯水池の蒸発量の變化率ともみるべきものである. ABC 線は明らかに B 附近にて二つの部分 AB と BC とに分れ, τ は B にて最小となる. 蒸発量の少き時は貯水池の蒸発量は普通の蒸発計よりも大で, τ は 1 よりも大きい, 蒸発作用が旺盛となるに従ひ, 貯水池の蒸発量は普通の蒸発計の増加に伴はず, τ は次第に小となり, 3, 4, 5, 10 月にては Q' の 5.5 mm, 6, 7, 8, 9 月にては 4 mm 附近にて最小となる. 蒸発量の小なる時は曇天の場合で, 風も弱く, 夜間の場合と同様に貯水池の方が水温も高く, 蒸発量も一般に大きい. 日照時数の増加に従つて蒸発量も増加するが, その割合は水量の少い普通の蒸発計の方が急で, 水量の多い貯水池は緩かである. 試みに第



第 3 圖 貯水池の蒸発量と普通の蒸発量との關係

第5表 貯水池の蒸発量と普通の蒸発量との比較

3,4,5,10月(A)										
普通蒸発量 Q'	0-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0	3.0-3.5	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0
貯水池蒸発量 Q	—	1.42	1.20	1.46	1.68	2.40	2.83	2.86	3.39	3.73
観測回数	—	3	1	2	8	10	13	8	7	6
日照時数	—	0.1	0.2	5.6	6.8	8.2	8.6	9.3	10.2	10.9
風速度	—	0.45	0.16	0.36	0.53	0.59	0.71	0.66	1.15	0.46

普通蒸発量 Q'	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0	9.0-9.5	9.5-10.0
貯水池蒸発量 Q	3.93	3.69	—	3.82	4.38	5.25	6.24	—	7.03	—
観測回数	5	4	—	2	1	1	1	—	1	—
日照時数	10.7	8.0	—	11.2	11.3	12.3	11.1	—	12.7	—
風速度	0.79	0.71	—	1.06	1.06	1.26	1.21	—	1.60	—

6,7,8,9月(B)										
普通蒸発量 Q'	0.0-0.5	0.5-1.0	1.0-1.5	1.5-2.0	2.0-2.5	2.5-3.0	3.0-3.5	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0
貯水池蒸発量 Q	—	—	2.00	1.46	2.19	2.63	3.05	2.75	3.69	3.49
観測回数	—	—	1	2	4	3	7	10	5	10
日照時数	—	—	0.0	0.0	0.7	4.8	5.0	7.2	8.8	8.4
風速度	—	—	0.34	0.30	0.36	0.38	0.42	0.42	0.46	0.46

普通蒸発量 Q'	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0	9.0-9.5	9.5-10.0
貯水池蒸発量 Q	3.48	4.33	4.64	5.19	5.15	—	—	—	—	—
観測回数	3	5	2	1	1	—	—	—	—	—
日照時数	8.8	9.6	12.4	11.1	6.3	—	—	—	—	—
風速度	0.43	0.55	0.46	0.71	0.53	—	—	—	—	—

5表の Q' の各階に相当する日照時数の平均を求めると、第5表及第3圖に示すとくなる。日照時数は B 點附近にて已に最大となる。これは蒸発量を日照時数だけの函数とすれば、B 點附近にて最大値になることを示す。

更に蒸発量が大となる時は、貯水池の蒸発量は急速に増加し、τ は漸次増大して遂に 1 よりも大となる。これは風速の影響である。日照時数と同様に Q' の各階に對する風速度の平均を求め同じく第5表、第3圖に示す。風速の線は B 附近より急激に上昇してこの間の事情を明かにしてゐる。風速の増加に對し、普通の蒸発計にては水温の低下、風速の減少等器壁の影響が増大し、一方貯水池にては風波等の器械的作用の爲一層蒸発が促進される爲であらう。暖期にては風速の大なりしことなく、その影響は明瞭には表はれなかつた。

5. 蒸発量と氣象要素との關係

蒸発量と氣象要素との關係につきて夙に岡田博士⁽⁴⁾の研究があり、その多寡が氣温、氣壓、風速、飽差、日照等によりて支配され、又土地の高低、緯度、經度及内陸、沿岸の Continentality 等の地

理的位置によりても變化することが知れて居る。而してこれ等の諸要素と蒸発量との關係を表はした蒸発公式にも Trabert, Bigelow, Dalton, Gallenkamp, 堀口博士等あり、藤原博士⁽⁵⁾は之等の優劣を論じ、Trabert, Dalton, 堀口博士等の公式は日量を計算する上に略同じ精度を與へることを見出した。この中最も普通に用ひられてゐる Trabert の公式は、普通の記號に従ひ

$$Q = c \frac{P_0}{P} (E - e) \frac{T}{T_0} \sqrt{w}$$

である。

風速の項は Trabert は \sqrt{w} とおき、堀口博士, Gallenkamp, Sutton 等は夫々 \sqrt{w} , $\sqrt[3]{w}$, $w^{0.78}$ とした。最近鹽見, 吉田⁽⁶⁾の兩氏は風速の影響について實驗的に調査し、 $F(w) \propto (w - c)^p$ と置けば、 $c=0$ とした場合に $p=0.54 \sim 0.73$ と云ふ結論に達した。

筆者はこの公式を

$$Q = c(E - e)(1 + 0.00367 t) w^x$$

とおいて、貯水池の蒸発量につき常數 c 及び風速の係數 x を最小自乗法により決定し、次の如き結果を得た。

第6表 蒸発公式の常數及風速の係數(1)

	常 數 c			風 速 の 係 數 x		
	日 量 (6 ^h -6 ^h)	晝 間 量 (6 ^h -18 ^h)	夜 間 量 (18 ^h -6 ^h)	日 量 (6 ^h -6 ^h)	晝 間 量 (6 ^h -18 ^h)	夜 間 量 (18 ^h -6 ^h)
氣温 0°-10°C	0.531	0.310	0.218	0.224	0.280	0.098
" 10°-20°C	0.440	0.237	0.211	0.267	0.340	0.112
" ≥20°C	0.391	0.224	0.198	0.211	0.449	0.146

計算に用ひた氣象要素のうち、氣温、水蒸氣張力は百葉箱内のもの、水温は表面水温、風速は3~5月は貯水池近くの地面上にロビンソン風力計を据付けて、自記せしめた結果により、6月以後はその記録より測風塔上のものを地上に引直して用ひた。尙風速は全程平均を用ひ、氣温、水蒸氣張力、水温は

$$\begin{aligned} \text{日 量 (6}^h\text{-6}^h\text{)} & \quad (6^h + 13^h \times 2 + 18^h \times 2 + 6^h) / 6, \\ \text{晝 間 量 (6}^h\text{-18}^h\text{)} & \quad (6^h + 13^h \times 2 + 18^h) / 4, \\ \text{夜 間 量 (18}^h\text{-6}^h\text{)} & \quad (18^h + 6^h) / 2 \end{aligned}$$

の如き平均値を用ひた。晝間の観測を 13 時としたのは單に業務上の關係である。

風速の係數は日量の場合は 0.211~0.267, 平均 0.237 で前記諸氏の何れよりも小さい。Gallenkamp の値に最も近いがそれよりも尙小である。之は一つには貯水池蒸発なるため、一つには、地上の風速を用ひた爲と解せられる。之を晝夜別に見れば、晝間は 0.280~0.449, 平均 0.356, 夜間は 0.098~0.146, 平均 0.119 で晝間に比し著しく小となつた。

貯水池の蒸発量観測表

月	日	蒸発量 (mm)	平均気温 (°C)	平均水温 (°C)	平均水張 (°C)	平均風速 (m/s)
III	4	0.96				
	6	2.50				
	7	2.26				
	8	1.28				
	10	3.56				
	12	3.52				
	15	2.68				
	16	1.46				
	17	2.71				
	18	2.21				
	19	2.18				
	20	2.25				
	23	2.33				
	24	3.34				
	25	1.83				
	26	2.95	5.1	11.5	4.2	0.48
	27	3.71	2.1	10.5	3.3	1.92
	28	3.43	4.1	10.8	3.5	1.90
	29	2.42	4.2	12.2	4.4	0.41
	30	3.00	9.3	11.2	4.7	1.00
	31	3.55	4.8	11.7	3.5	0.86
合観	計	55.13	29.6			
平	回	21	6			
晝	均	2.63	4.9			
夜	比	70:30				
IV	1	1.98	0.4	7.8	3.6	0.47
	4	3.25	6.1	10.0	4.2	1.93
	6	2.10	1.9	10.2	4.0	0.26
	7	2.80	4.8	12.2	4.8	0.47
	8	2.40	8.4	13.9	6.1	0.39
	9	4.16	6.6	12.5	3.8	1.58
	10	2.69	7.2	10.4	4.0	0.95
	11	3.93	9.4	11.8	4.6	0.89
	12	2.78	7.4	13.9	5.6	0.31
	13	1.20	9.9	12.8	7.7	0.16
	14	2.57	11.3	12.9	7.4	1.28
	15	4.00	7.5	11.1	3.5	1.09
	16	3.83	10.7	15.3	5.6	0.72
	17	4.71	9.0	14.3	3.8	0.96
	18	2.60	10.9	14.7	6.4	0.25
	19	4.50	13.5	16.3	5.6	0.82
	26	2.76	12.6	17.8	9.3	0.61
	29	2.78	11.7	13.1	5.7	0.60
	30	3.93	14.3	17.2	7.4	1.16
合観	計	58.97	163.6			
平	回	19	19			
晝	均	3.10	8.6			
夜	比	61:39				
V	1	3.70	11.6	18.1	6.2	0.43
	2	2.50	11.6	19.0	9.1	0.23
	3	3.00	15.7	20.9	10.3	0.27
	7	4.38	20.4	19.0	7.2	1.06
	8	2.71	14.5	18.7	8.7	0.09
	9	6.24	15.2	19.2	5.0	1.21
	10	4.23	9.7	17.8	4.7	0.35
	11	3.50	12.2	19.2	8.3	0.37
	15	4.15	10.7	16.7	5.3	0.58
	20	3.38	13.8	19.9	8.7	0.45
	21	5.25	20.5	21.4	7.2	0.26
	22	4.07	22.4	18.6	6.4	0.79
	23	7.03	21.4	21.4	5.8	0.94
	26	3.99	11.5	19.3	8.0	0.42
	27	2.22	14.0	19.3	10.0	0.18

月	日	蒸発量 (mm)	平均気温 (°C)	平均水温 (°C)	平均水張 (°C)	平均風速 (m/s)
	29	4.67	15.5	20.8	8.9	0.71
	31	3.58	16.7	21.2	10.6	0.55
合観	計	68.60	257.4			
平	回	17	17			
晝	均	4.04	15.1			
夜	比	62:38				
VI	2	2.32	17.5	21.7	12.4	0.29
	3	5.19	18.6	21.7	6.9	0.71
	4	2.65	14.6	19.2	9.9	0.44
	5	1.55	17.2	19.6	12.4	0.27
	6	2.98	16.9	21.7	11.0	0.36
	8	4.80	16.5	22.4	9.5	0.54
	9	2.65	16.3	21.1	9.9	0.35
	10	3.75	15.6	22.6	10.8	0.42
	11	3.73	17.5	23.8	11.9	0.34
	12	4.24	19.8	25.0	12.1	0.36
	13	4.48	20.8	25.1	12.4	0.37
	14	4.15	21.1	26.2	13.2	0.37
	15	3.70	19.6	25.0	13.6	0.32
	18	1.86	20.0	21.5	12.1	0.46
	19	3.17	18.9	23.6	12.8	0.41
	29	1.36	19.5	22.6	15.4	0.32
	30	2.53	20.2	24.7	15.4	0.39
合観	計	55.11	310.6			
平	回	17	17			
晝	均	3.24	18.3			
夜	比	56:44				
VII	1	3.15	23.0	26.9	15.5	0.36
	2	3.60	20.9	25.9	15.6	0.36
	3	3.65	25.8	28.5	18.8	0.41
	4	5.15	28.9	28.9	15.5	0.53
	5	2.65	26.9	26.2	18.3	0.79
	6	2.50	25.0	26.9	19.5	0.16
合観	計	20.70	150.5			
平	回	6	6			
晝	均	3.45	25.1			
夜	比	58:42				
VIII	4	2.80	23.9	27.1	18.1	0.57
	5	3.05	23.8	28.2	18.7	0.40
	6	3.50	24.9	29.4	19.0	0.29
	9	3.25	18.1	23.0	11.4	0.26
	13	3.45	21.8	26.6	16.8	0.41
	14	2.00	21.5	24.3	16.0	0.40
	15	2.20	22.4	25.0	17.0	0.38
	16	2.95	24.2	27.5	19.1	0.38
	17	3.35	26.0	28.9	19.5	0.33
	18	3.65	25.8	29.5	19.3	0.36
	19	3.30	24.3	29.0	19.9	0.33
	23	3.45	24.5	28.5	19.4	0.45
	24	3.85	24.9	29.4	19.8	0.49
	25	4.92	24.4	28.7	19.8	1.13
	27	4.90	22.5	25.9	12.2	0.88
	28	3.90	20.6	26.2	13.2	0.35
	29	2.00	20.8	24.0	15.6	0.34
合観	計	56.52	394.4			
平	回	17	17			
晝	均	3.32	23.2			
夜	比	61:39				
IX	13	4.72	18.6	23.0	9.1	0.71
	14	2.43	19.8	23.7	14.0	0.36
	15	3.88	23.2	25.6	15.9	0.54
	16	2.51	19.8	22.6	14.1	0.42
	21	3.05	15.3	20.5	9.6	0.45

月 日	蒸發量 (mm)	平均気温 (°C)	平均水温 (°C)	平均水張 (mm)	平均風速 (m/s)
22	2.77	15.7	19.6	9.9	0.42
23	3.23	17.7	21.1	10.5	0.36
24	3.15	16.3	21.4	9.2	0.41
25	2.80	16.5	20.1	9.7	0.43
26	2.08	18.6	22.2	12.4	0.38
27	2.70	20.4	23.3	13.2	0.39
28	4.57	14.8	20.7	7.9	0.74
29	3.30	12.9	17.8	6.8	0.52
30	2.83	12.9	18.2	7.6	0.45
合計	44.02	242.5			
観測回数	14	14			
昼夜の比	3.14	17.3			
57:43					
X					
1	2.95	14.3	19.2	9.7	0.33
2	1.00	14.4	16.7	10.1	0.44
4	3.30	16.4	18.2	7.8	0.57
5	1.75	15.2	17.9	9.4	0.50
6	1.10	16.7	17.1	10.8	0.38
7	2.68	16.4	19.3	9.7	0.50
8	2.00	16.0	19.3	11.2	0.40
9	3.00	13.4	18.3	8.9	0.54
10	1.95	13.2	16.8	8.3	0.37
11	2.11	13.9	18.3	9.4	0.46
12	2.42	15.2	18.6	9.4	0.49
13	1.85	15.7	18.6	10.6	0.42
16	3.50	16.8	18.9	9.8	0.84
17	2.70	13.1	17.8	8.0	0.48
18	2.53	13.6	17.2	8.1	0.56
19	1.47	15.3	18.3	10.1	0.38
20	1.00	16.8	18.3	11.8	0.33
21	2.68	16.9	17.6	9.7	0.86
合計	39.99	273.3			
観測回数	18	18			
昼夜の比	2.22	15.2			
57:43					

6. 常数 c に就て

a. 気温との関係

常数 c は日量で 0.391~0.531, 晝間量で 0.224~0.310, 夜間量は 0.198~0.218 で何れの場合も気温に逆比例してゐる (第 6 表), かつて前田, 庄山⁽⁷⁾ 兩氏は常数 c と気温との関係を調査した結果, $c=c'(1-0.0184t)$ の如き結果を得た. その後入谷外二氏⁽⁸⁾ の實驗に於ても殆んど同様の結果となつた. 貯水池の蒸發量に於ても同様の傾向が顯著に表はれた. よつて更に日量につき, 前述と同じ材料を用ひ, 最小自乗法により, 月別に求めたる常数 c 及び風速の係数 x を次に示す.

第 7 表 蒸發公式の常數及風速の係數 (2)

月	3	4	5	6	7	8	9	10	平均
常 數 (c)	0.520	0.542	0.480	0.426	0.377	0.437	0.471	0.500	0.469
風速の係數 (x)	0.190	0.206	0.243	0.245	0.151	0.407	0.383	0.424	0.281
平均気温 (t)	4.9	8.6	15.1	18.3	25.1	23.2	17.3	15.2	16.0
観測回数	6	19	16	17	6	17	14	18	

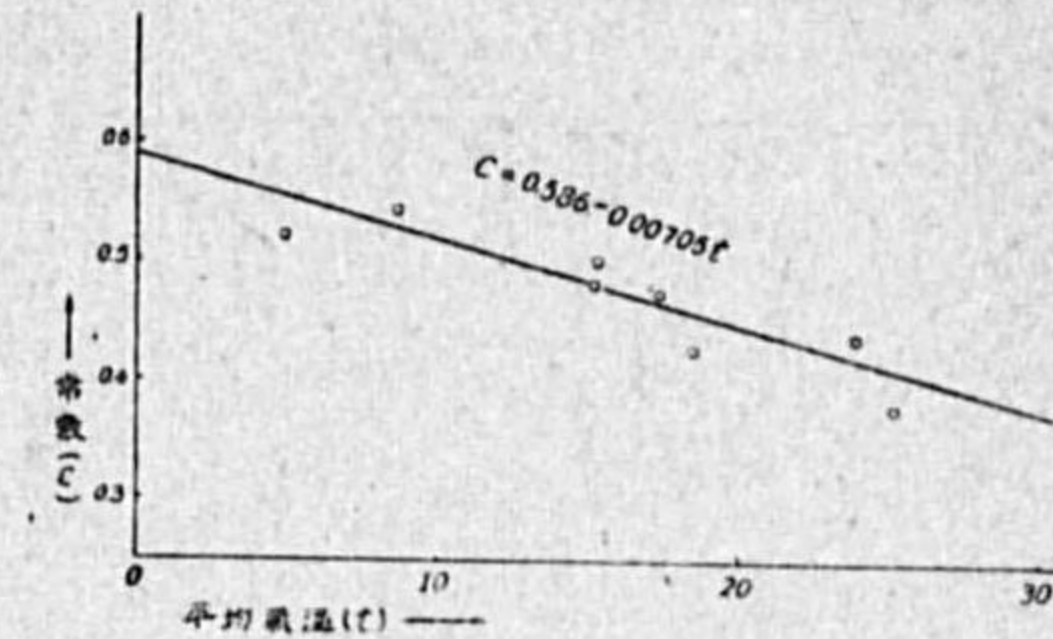
常数 c と気温との関係を第 4 圖に示す. 即ち常数 c は気温と直線的な關係を有し,

$$c = 0.586 - 0.00705t \quad (0^\circ\text{C} < t < 30^\circ\text{C})$$

或は $c = 0.586(1 - 0.0120t)$ (")

なる關係式を以て表はされ, 気温により相當に變化することが確められた. 依つてこの場合 Trabert の蒸發公式は次の如く書換へると一層よく實際と合致する.

$$Q = (0.586 - 0.00705t) \frac{P_0}{P} (E - e) \frac{T}{T_0} \sqrt{w}$$



第 4 圖 常數 c と気温との關係

b. 蒸發計の面積との關係

常数 c は蒸發計の水面の廣狹によりても尙相當に變化すべきものと豫想されるので, 高さ等しく 10 cm, 口径の異なる 5 個の亞鉛引鐵板製蒸發計により下記二種の觀測を試みた.

A は普通の蒸發計の如く露場の芝生上に設置し, 水量は 20 mm として, 相互の間を充分に離れた場合, B は水量を同じく 20 mm とし, 貯水池内に浮べて晝夜の水温變化を少くし, 水量, 熱容量が甚だ大となるような効果をねらつた場合の結果である.

常数 c と面積との關係を次表に示す.

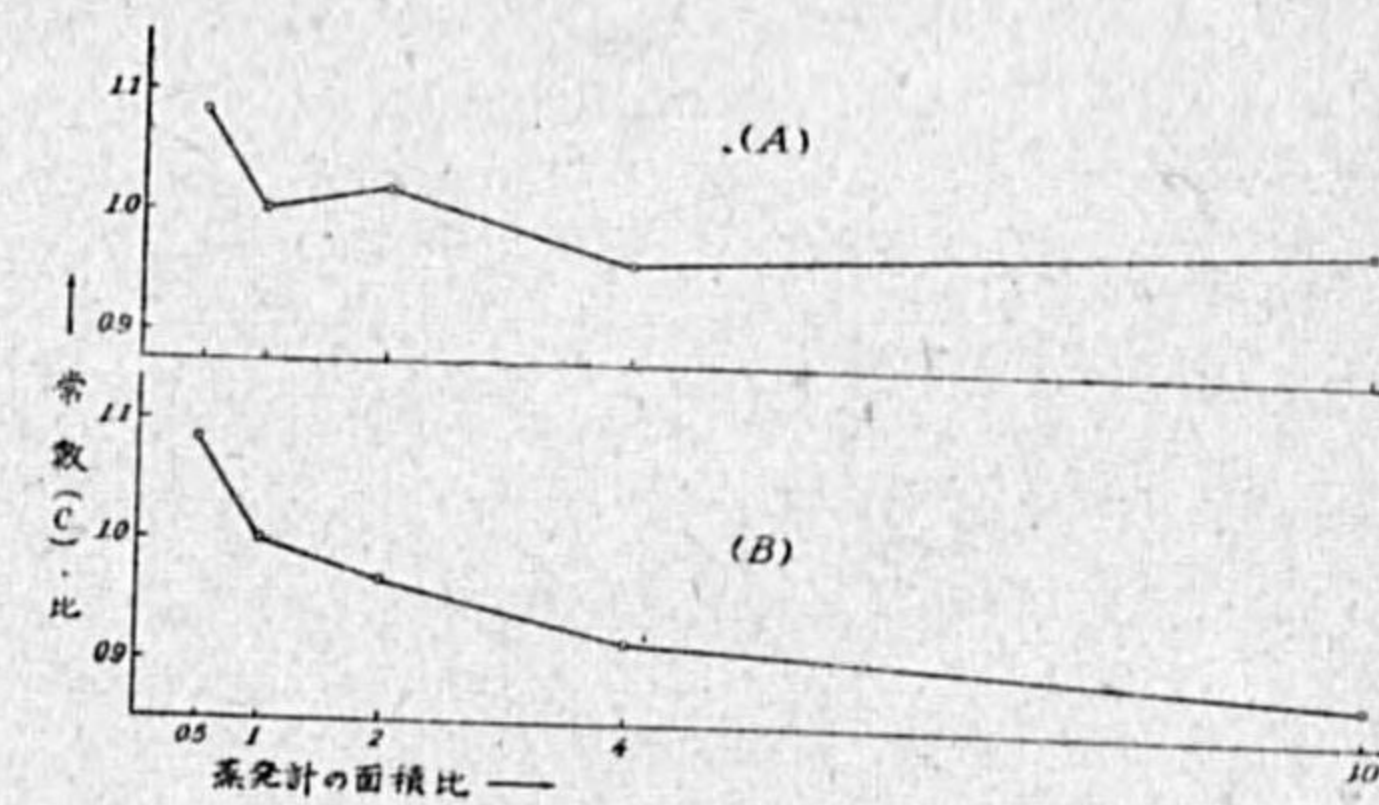
第 8 表 蒸發計の面積と常數 c との關係

蒸發計の面積比 (普通蒸發計の面積を 1 とす)	0.5	1.0	2.0	4.0	10.0
常數 c の比 (A) (普通蒸發計の常數を 1 とす)	1.081	1.000	1.019	0.958	0.984
常數 c の比 (B) (")	1.083	1.000	0.967	0.918	0.881

これを第 5 圖に示す. 何れの場合にも常数 c は面積の増大と共に略、指數函数的に減少し, 殊に B の場合には, 規則正しく變化してゐる.

7. 結 語

以上仙臺地方氣象臺構内に設けた貯水池の蒸發量を觀測し調査を試みたがその結果を要約すると,



第 5 圖 常數 c と蒸發計の面積との關係

1. 普通の蒸發計との關係を調査した結果

- 貯水池の蒸發量は普通の蒸發計にて測るものゝ平均 79% である.
- 普通の蒸發計にては平均 97% が晝間に蒸發し, 残りの 3% が夜間に蒸發するが, 貯水池にては平均 60% が晝間, 40% が夜間に蒸發し, 晝夜の差は可成小さい.
- 普通の蒸發計に比し曇天の場合は却つて多い. 増加率は日照時數の増大と共に減少し, 風速と共に増大する.

2. 蒸發公式の吟味を試みたが、風速の項は今迄諸家の求めたものより小さく、大體 \sqrt{w} となつた。常數 c は氣温と直線的關係を有し、氣温の高まるにつれて小となる。その結果 Trabert の公式は c を $0.586 - 0.00705 t$, \sqrt{w} を \sqrt{w} と置き換へると一層よく實測と合致する。又高さ等しく面積の異なる 5 個の蒸發計に就て觀測せる結果、 c は蒸發計の面積と共に略々指數函数的に減少することが知れた。

3. この種のコンクリート製貯水池の側壁及底壁よりの滲透水量は急激に減少して双曲線狀をなし、今回のものにては 250 日前後より殆んど 0 となつた。

尙蒸發公式には日量の外に月量、年量等に用ひる氣候學的公式の必要なることは藤原博士⁽⁹⁾の夙に示されたる處である。風速の項の吟味につきては尙不足のところもあるが、これ等につきては材料の集積をまちて改めて調査する考へである。

擱筆するに當り、御指導と御閱讀を賜りたる森田仙臺地方氣象臺長並に御指導を賜はりたる田島元仙臺測候所長に深謝し、觀測に御助力下されし臺員諸氏に厚く御禮申上げる。(15. 12. 5)

文 獻

(1) 岡田武松博士著	氣象學上卷		258 頁.
(2), (5), (9) 藤原吹平博士	氣象集誌	大正 4 年	第 1 號.
(3) 藤原博士外二氏	"	昭和 12 年	492 頁.
(4) 岡田武松博士	中央氣象臺歐文報告		第 1 卷.
(6) 鹽見, 吉田兩氏	氣象集誌	昭和 15 年	206 頁.
(7) 前田, 庄山兩氏	"	昭和 9 年	625 頁.
(8) 入谷外二氏	"	昭和 14 年	333 頁.

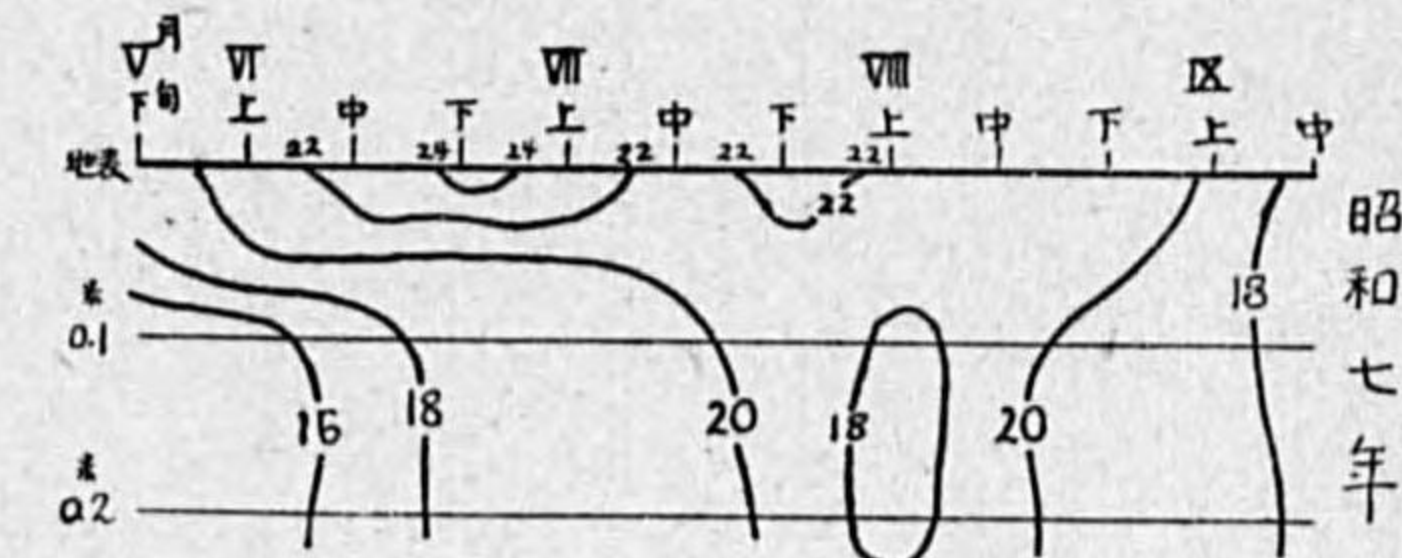
水田地温と水稻の季節及收量に就いて

中原 孫 吉

§ 1. 緒 言

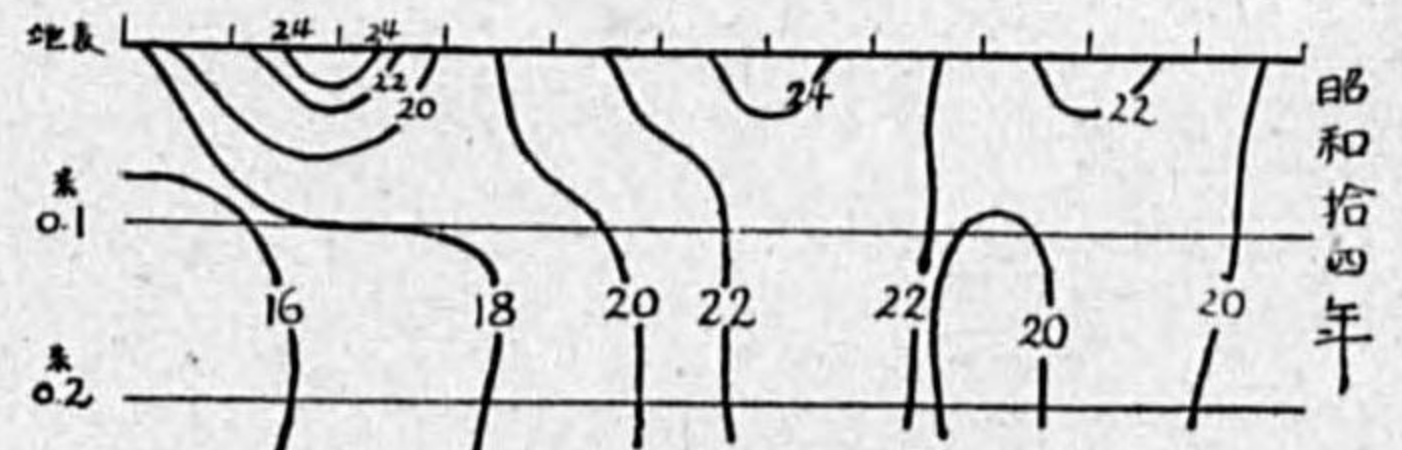
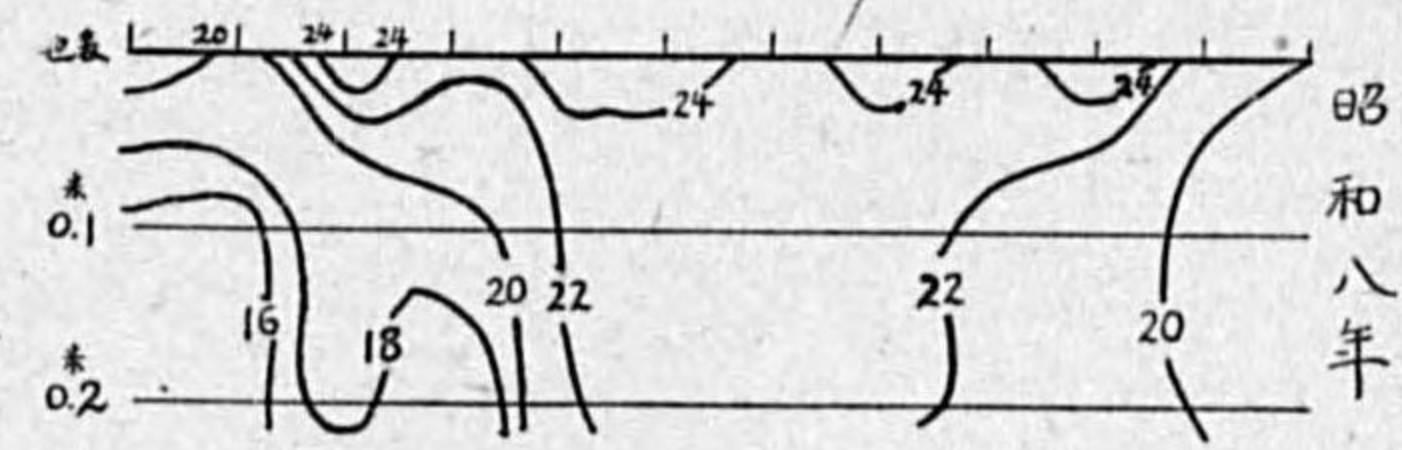
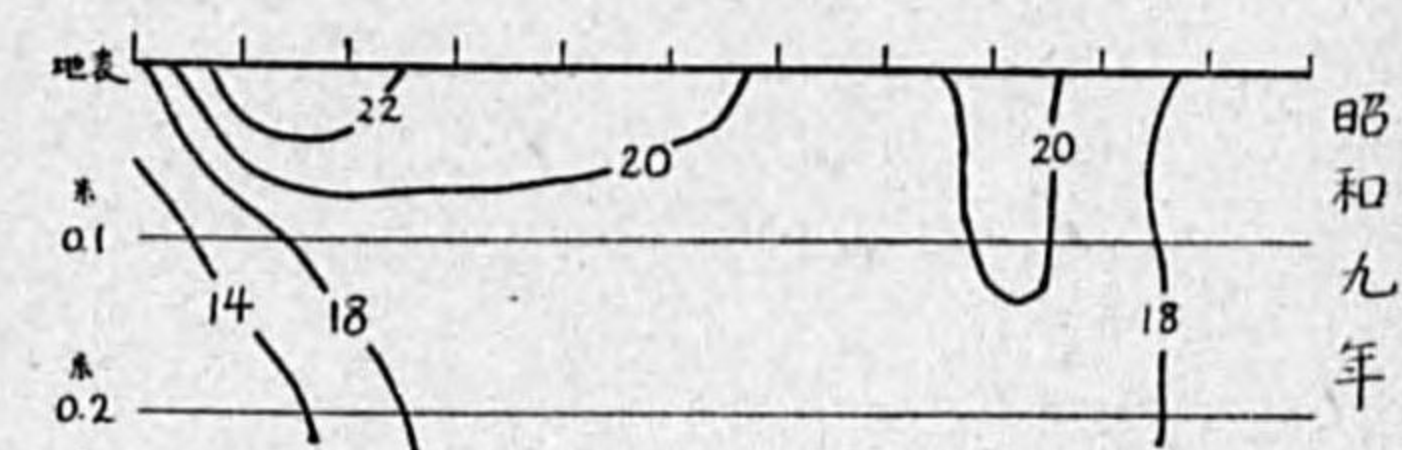
環境氣象要素として地が地温上に植付られた作物に及ぼす影響の大なることは各種の實驗や報告等に依つて明瞭である。寒地に於ける地温と作物の關係は殊に重要であると思考される。就中水稻は北海道が北限地帯に介在するため一層その感が深い様である。

寒地水田に流入する灌漑水は其の水溫低冷でありこの爲めに蒙る地温の影響も可成り大なることが判り、昇温のため種々の實驗や施設が施されてゐる。筆者は今回灌漑水の水溫によつて地温にも影響し是れが如何なる時期に重大なる作用を及ぼすかを稲作豐凶と關係さして考究せんとしたものである。



§ 2. 調査資料及方法

資料として北海道札幌市外琴似村北海道廳農事試驗場の豐凶考照試驗田に於いて調査された昭和元年以來 15 年迄の直播の坊主 5 號に就いての成績で、地温の測定は同田に於て毎年 5 月下旬より 8 月下旬迄毎日 10 時一回觀測された値の旬別平均値を使用した。先づ地表、地下 0.1 米、同 0.2 米及び水溫と坊主 5 號の反當收量との間に相關係數を算出し、昭和 5 年以來の播種、發芽、出穂、成熟の各期及び成熟日數との間に前同様相關をみた。相關係數は如何なる時期が大切なるかの目安を付ける爲めに前年差法を用ひることとしたのである。



§ 3. 豐凶年に於ける地温の季節的推移狀況

豐凶年に於ける地温の旬別變遷狀態を検

第 1 圖 (單位は °C)

する爲めに、豊年として昭和8年及14年、凶年として昭和7年及9年を選定し各年別の推移状況を圖示すれば第1圖の如くであつて豊凶年の各特徴が認められる様である。之によれば豊凶年に於て顕著な差が認められる様であり豊年は凶年に較べ7,8兩月の地温が高い。

第1表 豊凶に於ける地温及び較差表

項目	V月下旬	VI			VII			VIII			IX		
		上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	
地 表	凶年 昭和7 9 平均	19.6 17.1 18.4	20.5 23.7 22.1	23.8 23.3 23.2	24.4 21.4 22.9	22.1 21.8 22.0	20.9 20.6 20.8	23.3 19.9 21.6	20.3 19.8 20.1	21.6 21.7 21.7	20.7 21.7 21.2	19.8 17.9 18.9	17.4 17.5 17.5
	豊年 昭和8 14 平均	21.9 17.7 19.8	19.9 20.4 20.2	24.4 24.1 24.3	22.6 19.0 20.8	25.1 21.8 23.5	24.6 23.9 23.8	23.8 24.8 24.3	24.6 23.3 24.0	23.1 20.7 21.9	24.1 22.5 23.3	22.3 21.6 22.0	— 19.7 19.7
	豊年-凶年	0.4	-1.9	1.1	-2.1	1.5	3.0	2.7	3.9	0.2	2.1	3.1	2.2
〇・一 米	凶年 昭和7 9 平均	14.6 13.3 14.0	15.3 16.3 15.8	17.6 18.5 18.1	18.8 18.5 18.7	18.9 19.7 19.3	18.4 18.4 18.4	21.0 18.4 19.7	19.1 18.9 19.0	20.5 20.2 20.9	18.9 20.3 19.6	18.4 17.0 17.7	16.0 16.1 16.1
	豊年 昭和8 14 平均	14.8 12.2 13.5	14.9 15.2 15.1	18.2 18.0 18.1	18.5 17.0 17.8	22.2 18.9 20.6	23.1 20.7 21.9	22.7 23.2 23.0	23.4 22.5 23.0	21.2 19.9 20.6	21.3 20.5 20.9	19.4 20.1 19.8	— 18.8 18.8
	豊年-凶年	-0.5	-0.7	0.0	-0.9	1.3	3.5	3.3	4.0	-0.3	1.3	2.1	2.7
〇・二 米	凶年 昭和7 9 平均	14.2 12.8 13.5	15.0 15.2 15.1	17.2 17.6 17.4	18.9 19.8 19.4	18.7 19.7 19.2	18.7 18.4 18.5	20.8 18.5 19.7	19.4 18.7 19.1	20.5 19.7 20.1	19.1 18.5 18.8	18.6 17.0 17.8	16.9 16.3 16.6
	豊年 昭和8 14 平均	14.8 11.9 13.4	15.2 15.1 15.2	18.2 17.4 17.8	18.8 17.0 17.9	22.0 19.0 20.5	23.3 20.2 21.8	23.8 22.8 23.3	23.8 22.3 23.1	21.7 19.9 20.9	21.8 20.6 21.2	19.7 20.0 19.9	— 18.7 18.7
	豊年-凶年	-0.1	0.1	0.4	-1.5	1.3	3.3	3.6	4.0	0.8	2.4	2.1	2.1

今豊凶兩年の開きをみる爲めに豊凶年の較差を算出した處第1表の如き結果が得られた。即ち此の表を見れば7月の中旬より8月の初旬にかけて3~4度の開きがある。地温の20°C前後に於ける3~4度の較差は可成大きいもので水稻に對する影響は可成り顯著の様に思考される。兎に角豊年には7月及び8月の上旬迄に地表では23°C以上で、地表下0.1及0.2米では21°C前後を示せるのに反し凶年には地表が21°C、0.1及0.2米がそれぞれ19°C前後を示しており前述の如き開きが認められるのである。又他方5~6月に於ては豊凶の開きは餘り認められず寧ろ凶年の方が高温な處もあるが9月に入れば何としても豊年の方が高いのである。

§4. 各旬別の地温と収量との關係

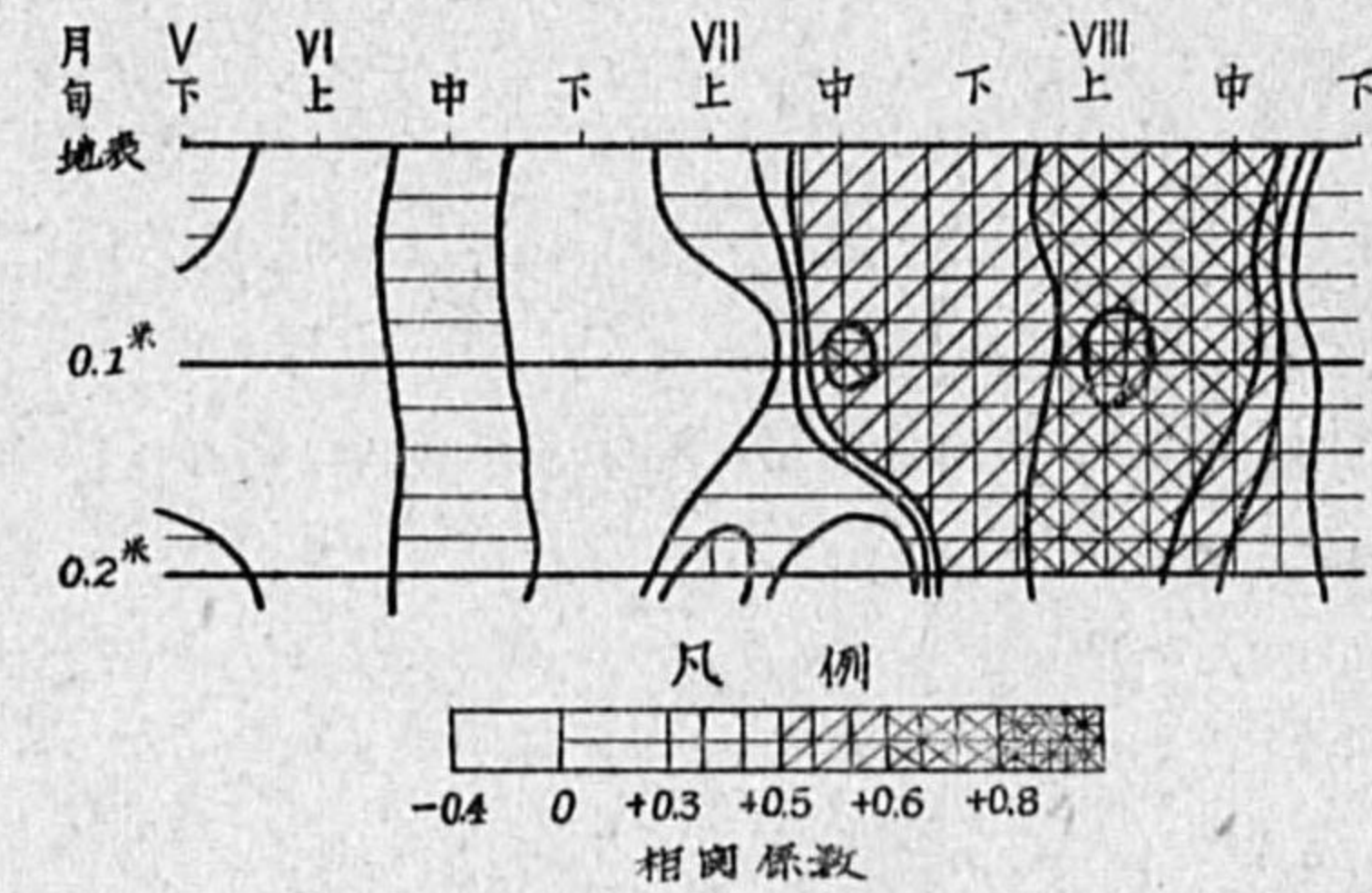
5月下旬より8月下旬迄どの旬と反當収量と密接な關係があるかを檢したが、坊主5號の各季

節の平年値を示すと次表の通りである。

第2表

播種	發芽	出穂	成熟	成熟日數
V 15	V 19	VIII 11	IX 20	128日

前年差法に依つて5月下旬より8月下旬迄の各旬毎の各地温と反當収量との間の相關係数を算出した處第2圖の如くであつて8月上中旬に高い相關係があり、就中8月上旬の0.1米の地温と大なる相關係を示し+0.85の値が得られてゐる。符號は6月上旬及び7月初め迄負を示してゐるのは寧ろ地温が低目な方がよいことになる様である。



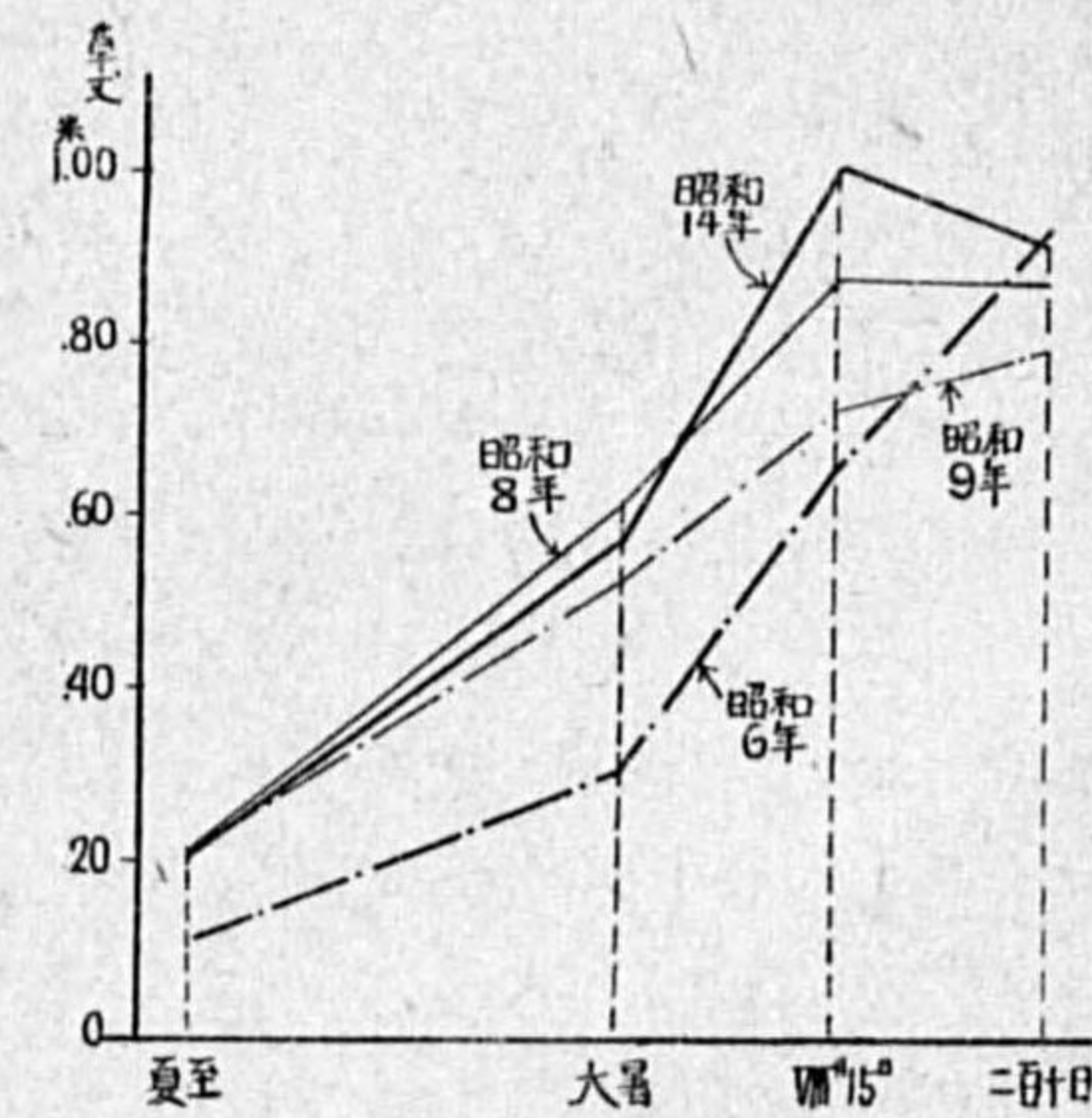
第2圖 旬別地温と反當収量の相關係数の配分圖

§5. 反當収量と出穂及成熟期との關係

同じ品種の出穂期の遅速と反當収量の相關係を計算すれば-0.39なる値が得られ、大なる相關係があるとは思はれないが早いと収量多く、遅れると少いといふ結果を得た。成熟期とも同様に相關係を出したが-0.42であつて熟期も出穂期と同様の結果が得られた。發芽期より出穂期に至る期間の長短と反當収量の關係は-0.54の相關係を示してゐるから結局その期間が短期なると多く、長びくと悪い結果を示してゐる。成熟日數に就いて同様に相關係を出した結果-0.47の値が得られた。何れにしろ各季節及びその季節間の長短と反當収量とは相關係ある様で何れもその季節が早いと収量多くその季節の間も短かいと良い結果が得られたのである。

§6. 草丈と豊凶との關係

序であつたから豊凶年に於ける夏至、大暑、8月15日、210日に於ける草丈の増加曲線を描けば第3圖の如くであつて、これに用いた豊凶年は前出の年のものである。8月15日頃ではその草丈の生育相は凶年は



第3圖

豊年に較べて劣つておるが之れは他の報告や調査と一致するもので北海道の凶年は多く凶冷であつて水害や病蟲害による原因は頻繁ではない様に見受けられ各期間に於ける草丈の生育相の差異も自ら異つてゐる様に思はれるのである。

§7. 總括及結語

寒地水稻栽培法にあつては温熱が非常に問題となる。水田の水溫、地溫も取り上げらるべき重要事項の様思考される。水溫に就いては今回全然ふれなかつたのは種々調査の結果人為的に調節され得ることが多い様でそのため思はしい結果が得られなかつた爲めである。地溫との相關は前掲の通りで6月や7月には負の相關が出て來たが如何なる理由に基くかは今後詳細に調査の必要を感じるが、8月上中旬に高い相關が認められる。殊に地表下0.1米の地溫と大いに關係がある。是れは出穂期直前が穂朶期でその頃の根の活動状態や穂の形成に重要な關係がありその爲めに割合高い正の相關が出たものゝ様である。

北海道では氣溫に就いては8月のそれがその年の水稻の作柄の決定要因であることは色々の調査に依つて明瞭であるが地溫も豊凶の一決定要因であると言ひ得る様ある。

摺筆するに當り御便宜を給はつた八鍬管區氣象臺長及び資料を提供して戴いた北海道農事試験場種藝部内田技師に深謝し又同場種藝部白川氏には色々御迷惑を御願ひした。この機會に謝意を表する次第である。

參考文獻

- 近藤、岡村：水溫と稻の生育との關係，農學研究，15, 17, 19, 1930-1932.
- 東條健二：地溫が水稻に及ぼす1-2の生理的影響の觀察，日本作物學會紀事，2, 1.
- 山本健吾：寒地稻作の實際，養賢堂。

飛 彈 米 作 豊 凶 豫 察 に 就 て

井 出 東 一

我國重要産業の一なる稻作の豊凶は農家は勿論一般國民生活上多大の影響を與ふることは言を俟たず從て其研究も古來専門技術者に依つて調査研究を続けられつつあり中央氣象臺の大後技師は稻作の豊凶を支配する要素として第一直接關係するものは人為的には栽培技術の進歩品種の改良を擧げ、天然的には溫度日照雨量を擧げ間接には經濟的要素を云々せられ、伊東四郎氏も“米作と氣象

第 1 表

	x	Δx	$(\Delta x)^2$	高山盆地大野郡に於ける 粳米反當り實收量 y (石)	Δy	$(\Delta y)^2$	$\Delta x \Delta y$	期待收量 單 石	豊凶指數 %
明治 30	0	-20	400	1.271	-0.331	0.110	6.6	1.354	93.9
31	1	-19	361	1.564	-0.038	0.001	0.7	1.361	114.9
32	2	-18	324	1.283	-0.319	0.102	5.7	1.368	93.8
33	3	-17	289	1.594	-0.008	0.000	0.1	1.376	115.8
34	4	-16	256	1.435	-0.167	0.028	2.7	1.384	103.7
35	5	-15	225	1.334	-0.268	0.072	4.0	1.393	95.8
36	6	-14	196	1.456	-0.146	0.021	2.0	1.402	103.8
37	7	-13	169	1.582	-0.020	0.000	0.3	1.412	112.0
38	8	-12	144	0.993	-0.609	0.371	7.3	1.422	69.8
39	9	-11	121	1.886	-0.216	0.047	2.4	1.434	96.6
40	10	-10	100	1.398	-0.204	0.042	2.0	1.443	96.9
41	11	-9	81	1.574	-0.028	0.001	0.3	1.454	108.2
42	12	-8	64	1.465	-0.137	0.019	1.1	1.465	100.2
43	13	-7	49	1.377	-0.225	0.051	1.6	1.477	93.2
44	14	-6	36	1.306	-0.296	0.088	1.8	1.490	87.6
大正 1	15	-5	25	1.515	-0.087	0.008	0.4	1.503	100.8
2	16	-4	16	1.369	-0.233	0.054	0.9	1.516	90.3
3	17	-3	9	1.577	-0.025	0.001	0.8	1.529	103.1
4	18	-2	4	1.744	+0.142	0.020	-0.3	1.543	113.0
5	19	-1	1	1.596	-0.006	0.000	0.0	1.558	102.4
6	20	0	0	1.557	-0.045	0.002	0.0	1.573	99.0
7	21	+1	1	1.633	+0.031	0.001	0.0	1.588	102.8
8	22	+2	4	1.529	-0.073	0.005	-0.1	1.604	95.3
9	23	+3	9	1.518	-0.084	0.007	-0.3	1.620	93.7
10	24	+4	16	1.431	-0.171	0.029	-0.6	1.636	87.5
11	25	+5	25	1.791	+0.189	0.036	+0.9	1.653	108.3
12	26	+6	36	1.579	-0.023	0.001	-0.1	1.670	94.5
13	27	+7	49	1.762	+0.160	0.006	+1.1	1.688	104.4
14	28	+8	64	1.828	+0.226	0.051	+1.8	1.706	107.1
昭和 1	29	+9	81	1.869	+0.267	0.071	+2.4	1.725	108.3
2	30	+10	100	1.908	+0.306	0.094	+3.1	1.744	109.4
3	31	+11	121	1.854	+0.252	0.064	+2.8	1.763	105.2
4	32	+12	144	1.923	+0.320	0.102	+3.8	1.783	107.8
5	33	+13	169	1.873	+0.271	0.073	+3.5	1.803	103.9
6	34	+14	196	1.731	+0.129	0.017	+1.8	1.824	94.9
7	35	+15	225	1.706	+0.104	0.011	+1.5	1.844	92.5
8	36	+16	256	2.018	+0.416	0.173	+6.7	1.865	108.2
9	37	+17	289	1.693	+0.091	0.008	+1.5	1.888	89.7
10	38	+18	324	1.739	+0.137	0.019	+2.5	1.910	91.0
11	39	+19	361	1.988	+0.386	0.149	+7.3	1.933	102.8
12	40	+20	400	1.935	+0.333	0.111	+6.7	1.955	99.0
	820		5740	65.683	7.519	2.083	81.6	65.659	
	20		140.0	1.602	0.183	0.0508	2.0	1.6014	

との関係第三報”に於て全国の米作と夏期気温との相関を指摘せられ前高山測候所長山澤技師も飛驒の稲作と気象に関する論文を發表せられ最近岐阜縣農林技師齋藤邦八氏は稲作と気象との関係を明らかにせられた。仍て茲に稲作の豊凶を長期豫報の見地より些か検討し以て農業関係者の参考資料に供そうと思ふ。古老の諺に『寒中に砂が流るれば暑中に石が流れる』と云ひ傳ふ。蓋し寒中は雨少きは普通なるも平年に比較して多き時は暑中には大雨洪水があると云ふ意味なるべし。而して暑中降雨過多にして洪水あらんか豊作は期待し難し。依て高山地方の米作、殊に梗米の豊凶と梅雨期中の降水量との関係を調査するに相関係数は -0.617 を示し公算誤差 ±0.0650 となり、梅雨中に降雨の多かりし明治 38 年、同 44 年、大正 5 年、同 9 年、同 10 年、昭和 10 年、同 13 年等は凶作にして、梅雨期に寡雨なりし明治 33 年、同 37 年、同 41 年、大正元年、同 3 年、同 7 年、同 13 年、同 14 年、昭和元年、同 2 年、同 8 年、同 14 年等は豊作なりき。

飛驒高山市を中心とし上枝、^{ホツエ}大八賀^{オホハチガ}兩村の沖積層區域を含む壹千町歩餘の高山盆地の梗米實收量

期待收量及豊凶指數は齋藤

技師の調査に據れば別表の

如し(第 1 表及第 1 圖參

照)。豊凶指數なるものは反

當收量が明治 30 年以來昭

和 12 年迄逐年増加の趨勢

にあるを以て其の増加の趨

勢を示す直線及拋物曲線を

描き、之により期待收量を

求め $\frac{\text{實收量}}{\text{期待收量}} \times 100 = \text{豊凶}$

指數として計算したるものなり。之れに用ゐたる期待收量は明治 30 年を基點として昭和 12 年迄

41 年間の梗米實收高を數理的に最小二乗法に依つて定數を求め直線及び拋物曲線に表はしたるも

のにして齋藤技師の使用したる公式は

直線式 $Y = mx + n$, $Y \dots$ 收量指數,

$x \dots$ 明治 30 年を 0 として其後 1 年毎に 1 を加へた値,

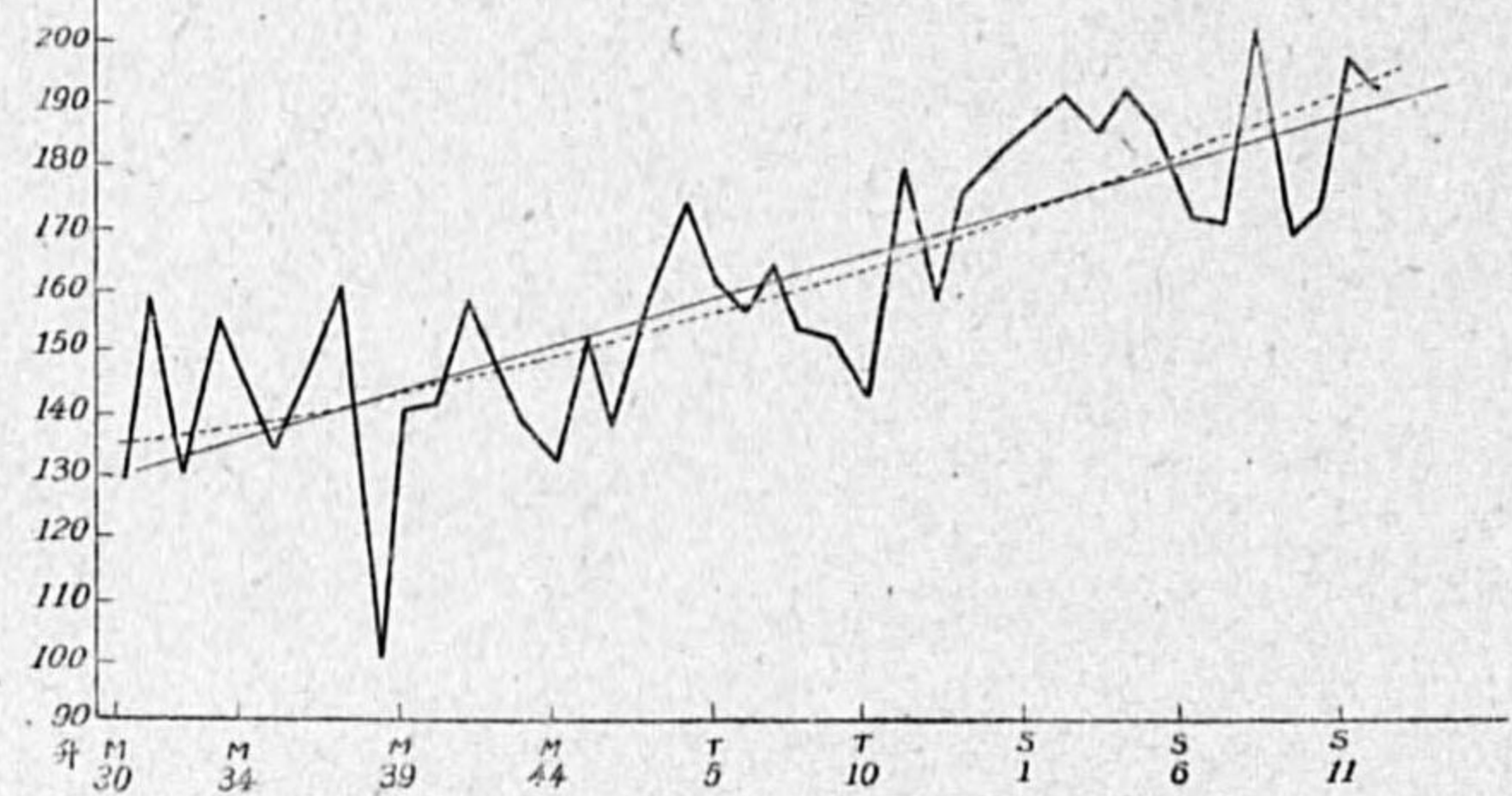
$m \dots 0.01505$, $n \dots 1.3005$ と云ふ定數なり。

併し計算値と圖表より求めたる値と遺憾ながら符合せざるを以て余は最小自乗法により計算を試み

たるに $m \dots 0.014216$, $n \dots 1.3177$ の定數を得たり。即ち $m = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sum (\Delta x)^2} = \frac{81.6}{5740} = 0.014216$,

$n = y - mx = 1.602 - 20 \times 0.0142 = 1.3177$ の定數を得たり。

次に拋物曲線の公式に於ては齋藤技師は $y = a + bx + cx^2$ の定數 $a \dots 1.1972$, $b \dots 0.0271$,



第 1 圖 高山盆地(大野郡)に於ける水稻梗米段當收量増加の趨勢

第 2 表

	高山梅雨中 降水量 x	Δx	$(\Delta x)^2$	豊凶指數 z	Δz	$(\Delta z)^2$	$\Delta x \Delta z$
明治 32	202.7	- 72.8	5299.8	98.8	- 6.0	36.0	+ 436.8
33	167.1	-108.4	11750.6	115.8	+16.0	256.0	- 1735.0
34	334.9	+ 59.4	3528.4	103.7	+ 3.9	15.2	+ 251.5
35	206.4	- 69.1	4774.8	95.8	- 4.0	16.0	+ 276.4
36	356.2	+ 80.7	6512.5	103.8	+ 4.0	16.0	+ 322.8
37	210.2	- 65.3	4264.1	112.0	+12.2	148.8	- 801.0
38	621.8	+346.3	119923.7	69.8	-30.0	900.0	-10389.0
39	241.2	- 34.3	1176.5	96.6	- 3.2	10.2	+ 109.8
40	302.4	+ 26.9	723.6	96.9	- 2.9	8.4	- 78.5
41	242.6	- 32.9	1082.4	108.2	+ 8.4	70.6	- 276.2
42	352.5	+ 77.0	5929.0	100.2	+ 0.4	0.2	+ 30.8
43	288.4	+ 12.9	166.4	93.2	- 6.6	43.6	- 85.1
44	472.6	+197.1	38848.4	87.6	-12.2	148.8	- 2410.0
大正 1	104.2	-171.3	29343.7	100.8	+ 1.0	1.0	- 171.3
2	117.3	-158.2	25027.2	90.3	- 9.5	90.3	+ 1502.0
3	95.9	-179.6	32256.2	103.1	+ 3.3	10.9	- 592.5
4	195.9	- 79.6	6336.2	113.0	+13.2	174.2	- 1050.0
5	493.7	+218.2	47611.2	102.4	+ 2.6	6.8	+ 551.8
6	253.0	- 22.5	506.3	99.0	- 0.8	0.6	+ 18.0
7	180.8	- 94.7	8968.1	102.8	+ 3.8	9.0	- 284.1
8	273.5	- 2.0	4.0	95.3	- 4.5	20.3	+ 9.0
9	459.4	+183.9	33819.2	93.7	- 6.1	37.2	- 1122.5
10	467.0	+191.5	36672.3	87.5	-12.3	151.3	- 2353.0
11	327.5	+ 52.0	2704.0	108.3	+ 8.5	72.3	+ 441.6
12	291.6	+ 16.1	259.2	94.5	- 5.3	28.1	- 85.2
13	165.1	-110.4	12188.2	104.4	+ 4.6	21.2	- 503.0
14	237.8	- 37.7	1421.3	107.1	+ 7.3	53.3	- 275.0
昭和 1	66.7	-208.8	43597.4	108.3	+ 8.5	72.3	- 1775.0
2	205.7	- 69.8	4872.0	109.4	+ 9.6	92.2	- 670.0
3	326.1	+ 50.6	2560.4	105.2	+ 5.4	29.2	+ 276.5
4	83.5	-192.0	36864.0	107.8	+ 8.0	64.0	- 1536.0
5	288.9	+ 13.4	179.6	103.9	+ 4.1	16.8	+ 55.0
6	291.1	+ 15.6	243.4	94.9	- 4.9	24.0	- 75.8
7	390.1	+114.6	13133.2	92.5	- 7.3	53.3	- 837.5
8	68.1	-207.4	43014.8	108.2	+ 8.4	70.6	- 1714.0
9	273.7	- 1.8	3.2	89.7	-10.1	102.0	+ 18.2
10	559.2	+283.7	80485.7	91.0	- 8.8	77.4	- 2520.0
11	361.4	+ 85.9	7378.8	102.8	+ 3.0	9.0	+ 257.7
12	141.0	-134.5	18090.3	99.0	- 0.8	0.6	+ 107.6
13	480.9	+205.4	42189.2	96.0	- 3.8	14.4	- 782.0
14	98.0	-177.5	31506.3	104.3	+ 4.5	20.3	- 798.5
	11296.1		765215.6	4092.6		2992.2	-28254.7
	275.5		18663.8	99.8		73.0	- 689.1

第 3 表

梅 雨 中 日照と豊凶	梅 雨 中 日照時數 x	Δx	$(\Delta x)^2$	Δz	$\Delta x \Delta z$
明治 35	116	-31	961	- 4.0	124.0
36	127	-20	400	+ 4.0	- 80.0
37	167	+20	400	+12.2	244.0
38	100	-47	2209	-30.0	1410.0
39	147	0	—	- 3.2	—
40	107	-40	1600	- 2.9	116.0
41	101	-46	2116	+ 8.4	- 386.4
42	86	-61	3721	+ 0.4	- 24.4
43	121	-26	676	- 6.6	171.6
44	138	- 9	81	-12.2	109.8
大正 1	152	+ 5	25	+ 1.0	5.0
2	147	0	—	- 9.5	—
3	161	+14	196	+ 3.3	46.2
4	154	+ 7	49	+13.2	92.4
5	108	-39	1521	+ 2.6	- 101.4
6	148	+ 1	1	- 0.8	- 0.8
7	123	-24	576	+ 3.0	- 72.0
8	103	-44	1936	- 4.5	198.0
9	135	-12	144	- 6.1	73.2
10	113	-34	1156	-12.3	418.2
11	176	+29	841	+ 8.5	246.5
12	102	-45	2025	- 5.3	238.5
13	220	+73	5329	+ 4.6	335.8
14	161	+14	196	+ 7.3	102.2
昭和 1	213	+66	4356	+ 8.5	561.0
2	184	+37	1369	+ 9.6	355.2
3	165	+18	324	+ 5.4	97.2
4	163	+16	256	+ 8.0	128.0
5	149	+ 2	4	+ 4.1	8.2
6	177	+30	900	- 4.9	- 147.0
7	159	+12	144	- 7.3	- 87.6
8	202	+55	3025	+ 8.4	462.0
9	168	+21	441	-10.1	- 212.1
10	164	+17	289	- 8.8	- 149.6
11	165	+18	324	+ 3.0	54.0
12	150	+ 3	9	- 0.8	- 2.4
13	124	-23	529	- 3.8	87.4
14	206	+59	3481	+ 4.5	265.5
Sum	5602		41610		+4686.2
Mean	147		+38		+38
			1095		123.3

第 4 表

	8 月平均 最高氣溫 (高山) x	Δx	$(\Delta x)^2$	大 野 郡 豊凶指數 z	Δz	$(\Delta z)^2$	$\Delta x \Delta z$
明治 32	28.9	-0.7	0.49	93.8	- 6.0	36.00	4.20
33	31.2	+1.6	2.56	115.8	+16.0	256.00	25.60
34	30.2	+0.6	0.36	103.7	+ 3.9	15.21	2.34
35	28.7	-0.9	0.81	95.8	- 4.0	16.00	3.60
36	30.8	+1.2	1.44	103.8	+ 4.0	16.00	4.80
37	29.8	+0.2	0.04	112.0	+12.2	148.84	2.44
38	35.6	-4.0	16.00	69.8	-30.0	900.00	120.00
39	29.3	-0.3	0.09	96.6	- 3.2	10.24	0.96
40	30.1	+0.5	0.25	96.9	- 2.9	8.41	- 1.45
41	29.8	+0.2	0.04	108.2	+ 8.4	70.56	1.68
42	31.3	+1.7	2.89	100.2	+ 0.4	0.16	0.68
43	27.8	-1.8	3.24	93.2	- 6.6	43.56	11.88
44	29.5	-0.1	0.01	87.6	-12.2	148.84	1.22
大正 1	30.2	+0.6	0.36	100.8	+ 1.0	1.00	0.60
2	28.2	-1.4	1.96	90.3	- 9.5	90.25	13.30
3	30.4	+0.8	0.64	103.1	+ 3.3	10.89	2.64
4	28.9	-0.7	0.49	113.0	+13.2	174.24	- 9.24
5	31.0	+1.4	1.96	102.4	+ 2.6	6.76	3.64
6	28.6	-1.0	1.00	99.0	- 0.8	0.64	0.80
7	29.3	-0.3	0.09	102.8	+ 3.0	9.00	- 0.90
8	28.9	-0.7	0.49	95.3	- 4.5	20.25	3.15
9	28.4	-1.2	1.44	93.7	- 6.1	37.21	7.32
10	30.0	+0.4	0.16	87.5	-12.3	151.29	- 4.92
11	30.6	+1.0	1.00	108.3	+ 8.5	72.25	8.50
12	31.6	+2.0	4.00	94.5	- 5.3	28.09	- 10.60
13	30.7	+1.1	1.21	104.4	+ 4.6	21.16	5.06
14	29.4	-0.2	0.04	107.1	+ 7.3	53.29	- 1.46
昭和 1	29.4	-0.2	0.04	108.3	+ 8.5	72.25	- 1.70
2	28.9	-0.7	0.49	109.4	+ 9.6	92.16	- 6.72
3	29.9	+0.3	0.09	105.2	+ 5.4	29.16	1.62
4	29.6	-0.02	0.00	107.8	+ 8.0	64.00	- 0.16
5	31.0	+1.4	1.96	103.9	+ 4.1	16.81	5.74
6	30.3	+0.7	0.49	94.9	- 4.9	24.01	- 3.43
7	29.3	-0.3	0.09	92.5	- 7.3	53.29	2.19
8	30.0	+0.4	0.16	108.2	+ 8.4	70.56	3.36
9	28.9	-0.7	0.49	89.7	-10.1	102.01	7.07
10	28.2	-1.4	1.96	91.0	- 8.8	77.44	12.32
11	28.8	-0.8	0.64	102.8	+ 3.0	9.00	- 2.40
12	31.9	+2.3	5.29	99.0	- 0.8	0.64	- 1.84
13	29.5	-0.1	0.01	96.0	- 3.8	14.44	0.38
14	29.6	-0.02	0.00	104.3	+ 4.5	20.25	- 0.09
Sum	1214.5		54.77	4092.6		2992.16	+212.18
Mean	+41	+0.9	+41	+41		+41	+ 41
	29.6		1.34	99.8		72.98	5.175

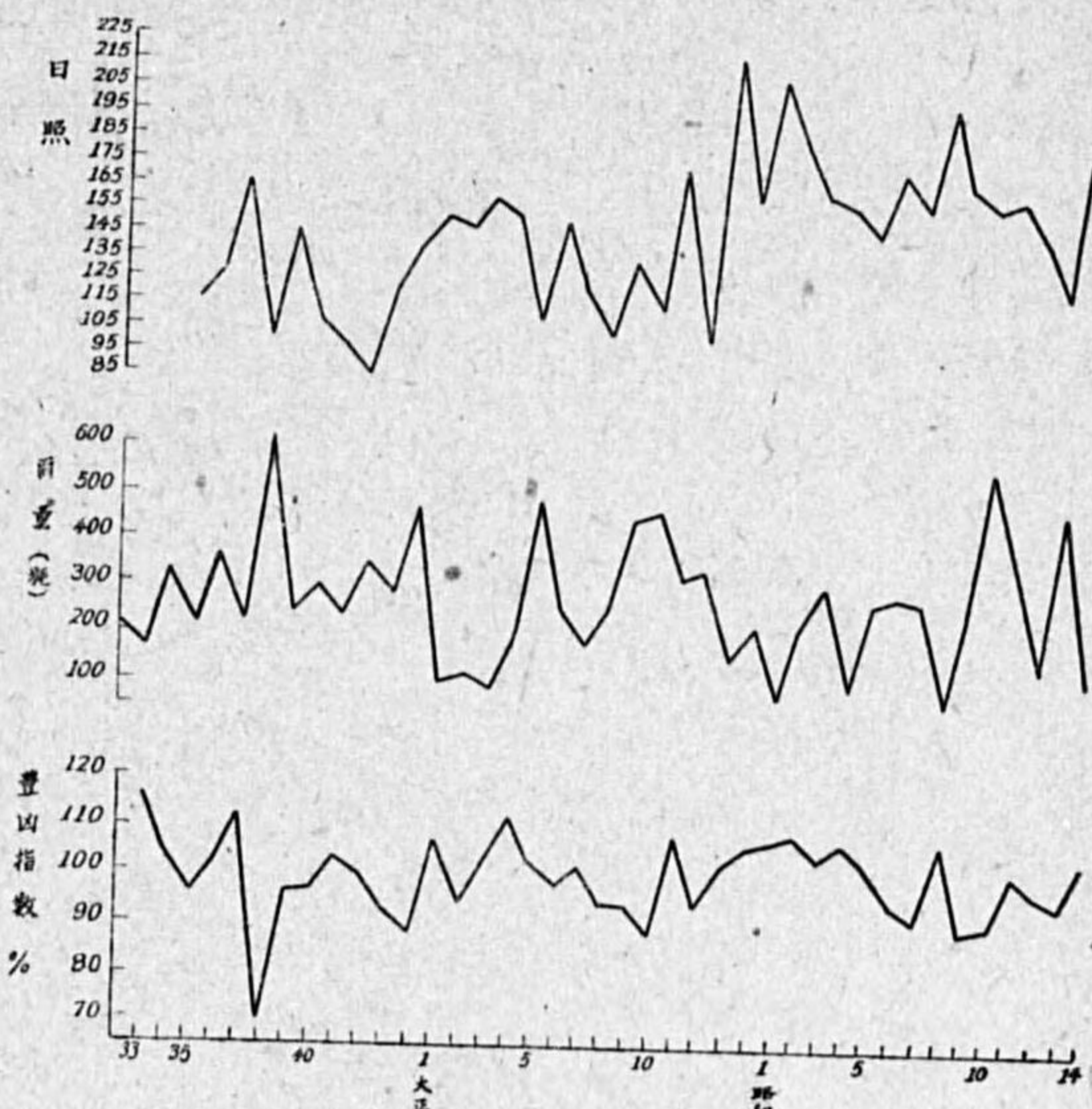
第 5 表

	高山 8 月平均 最高最低気温の 較差 y	Δy	(Δy) ²	ΔyΔz
明治 32	10.0	-1.3	1.69	+ 7.80
33	11.8	+0.5	0.25	+ 8.00
34	11.5	+0.2	0.04	+ 0.78
35	9.6	-1.7	2.89	+ 6.80
36	12.9	+1.6	2.56	+ 6.40
37	12.0	+0.7	0.49	+ 8.54
38	8.5	-2.8	7.84	+ 84.00
39	10.7	-0.6	0.36	+ 1.92
40	11.1	-0.2	0.04	+ 0.58
41	11.9	+0.6	0.36	+ 5.04
42	13.5	+2.2	4.84	+ 0.88
43	10.0	-1.3	1.69	+ 8.58
44	11.8	+0.5	0.25	- 6.10
大正 1	12.1	+0.8	0.64	+ 0.80
2	11.5	+0.2	0.04	- 1.90
3	12.3	+1.0	1.00	+ 3.30
4	11.1	-0.2	0.04	- 2.64
5	12.0	+0.7	0.49	+ 1.82
6	11.1	-0.2	0.04	+ 0.16
7	11.5	+0.2	0.04	+ 0.60
8	10.9	-0.4	1.16	+ 1.60
9	10.2	-1.1	0.21	+ 6.71
10	11.3	+0.01	0.00	- 0.12
11	11.1	-0.2	0.04	- 1.70
12	12.7	+1.4	1.96	- 7.42
13	12.2	+0.9	0.81	+ 4.14
14	11.3	+0.01	0.00	+ 0.07
昭和 1	10.5	-0.8	0.64	- 6.80
2	10.3	-1.0	1.00	- 9.60
3	11.5	+0.2	0.04	+ 1.08
4	11.8	+0.5	0.25	+ 4.00
5	11.4	+0.1	0.01	+ 0.41
6	11.7	+0.4	0.16	- 1.96
7	10.7	-0.6	0.36	+ 4.38
8	10.5	-0.8	0.64	- 6.72
9	10.8	-0.5	0.25	+ 5.05
10	10.6	-0.7	0.49	+ 6.16
11	10.2	-1.1	1.21	- 3.30
12	12.8	+1.5	2.25	- 1.20
13	11.1	-0.2	0.04	+ 0.76
14	12.2	+0.9	0.81	+ 4.05
Sum	4627		37.92	+135.15
Mean	+ 41		+41	+ 41
	11.29		0.92	3.296

c...0.0002, y 及 x は直線式と同様とす。此公式は期待収量を求める公式なるも遺憾ながら圖表と

符合せざる點あり余は之れを次の如き定數, a...1.311, b...0.0125, c...0.0001 と改めたる結果矢張り誤差を猶免がれ得ざるも稍、近似値を得たり。

高山地方は高冷地帯なるを以て播種期、移植期等は暖地に比して 10 日乃至 20 日間位早く、6 月下旬より 7 月上旬に於て既に稻の分蘗發育旺盛にして此期間に多雨なる時は發育を阻害せられ、7 月 8 月も續いて雨多く陰冷なれば凶作疑なし。茲に梅雨期間の降水量と稈米豐凶指數とを比較すれば第 2 表及第 2 圖に示す通りである。



第 2 圖 梅雨期、降水量、日照豐凶圖

$$r = \frac{-689.1}{\sqrt{18663.8 \times 72.98}} = \frac{-689.1}{130.66 \times 8.54} = \frac{-689.1}{1115.84} = -0.617,$$

$$w = 0.6745 \frac{1 - (-0.617)^2}{\sqrt{41}} = 0.6745 \times \frac{1 - 0.3807}{6.403} = \pm 0.0650.$$

以上の如く相関係數濃厚にして梅雨期に寡雨なるは豐年、多雨なるは凶年なることを窺知し得べし。又梅雨中の日照時數と豐凶指數とは如何なる關係を持つかを検討するに第 3 表及び第 2 圖の通り雨量程密接なる關係なし。

$$r = \frac{130.2}{\sqrt{1095.0 \times 72.98}} = \frac{130.2}{32.091 \times 8.544} = 0.4748,$$

$$w = 0.6745 \times \frac{1 - (0.4748)^2}{\sqrt{38}} = \pm 0.6745 \times \frac{0.7746}{6.17} = \pm 0.0845.$$

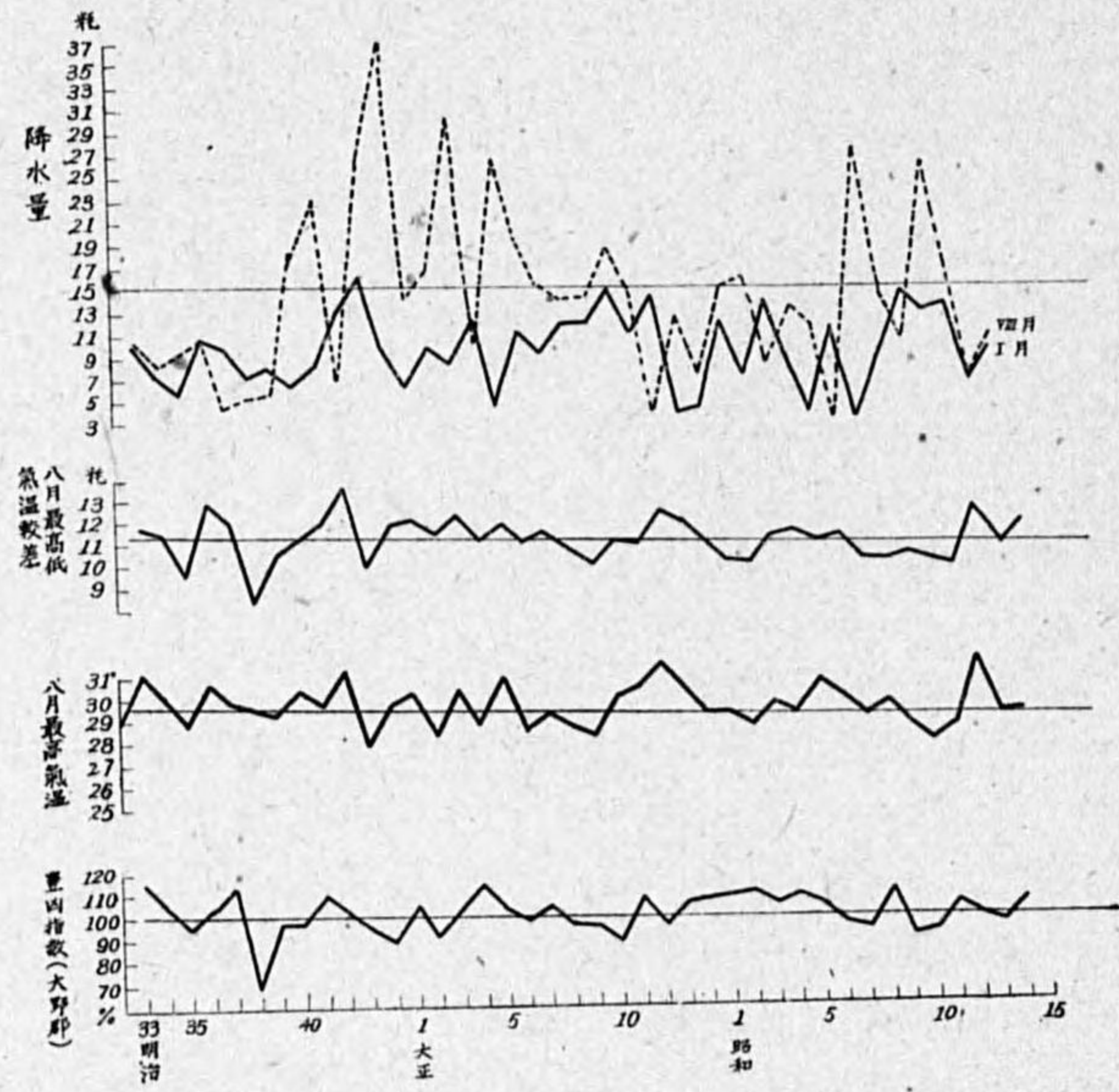
即ち相関係數は 0.4748 にして之亦日照時數の多き年は稻作の發育を盛ならしむること明かなり。又 8 月の最高気温と豐凶關係如何と云ふに第 4 表及第 3 圖に示す通りである。

$$r = \frac{5.175}{\sqrt{1.34 \times 72.98}} = \frac{5.175}{1.16 \times 8.525} = \frac{5.175}{9.89} = +0.524,$$

$$w = 0.6745 \times \frac{\sqrt{1-0.524}}{\sqrt{41-1}} = 0.6745 \times \sqrt{\frac{0.476}{40}} = \pm 0.6745 \sqrt{0.0119} = \pm 0.0736$$

相関係数 +0.524, 公算誤差 ±0.074 となり, 8月の最高低気温較差と豊凶関係を第5表及第3

圖により検討するに較差少き明治35年, 同38年, 同43年等何れも凶年にして較差多き明治37年, 同42年, 大正5年, 昭和5年, 同12年等豊作に屬し, 8月最高低気温の較差ともかなり密接なる関係を有することは明かなり。以上は單に統計上より見たる豊凶の豫察なるも實際は複雑なる関係を有するものにして現今の如く米不足の時期に際して節米を考慮すると同時に稻作を奨励し多收穫の成果を得ん爲め各地



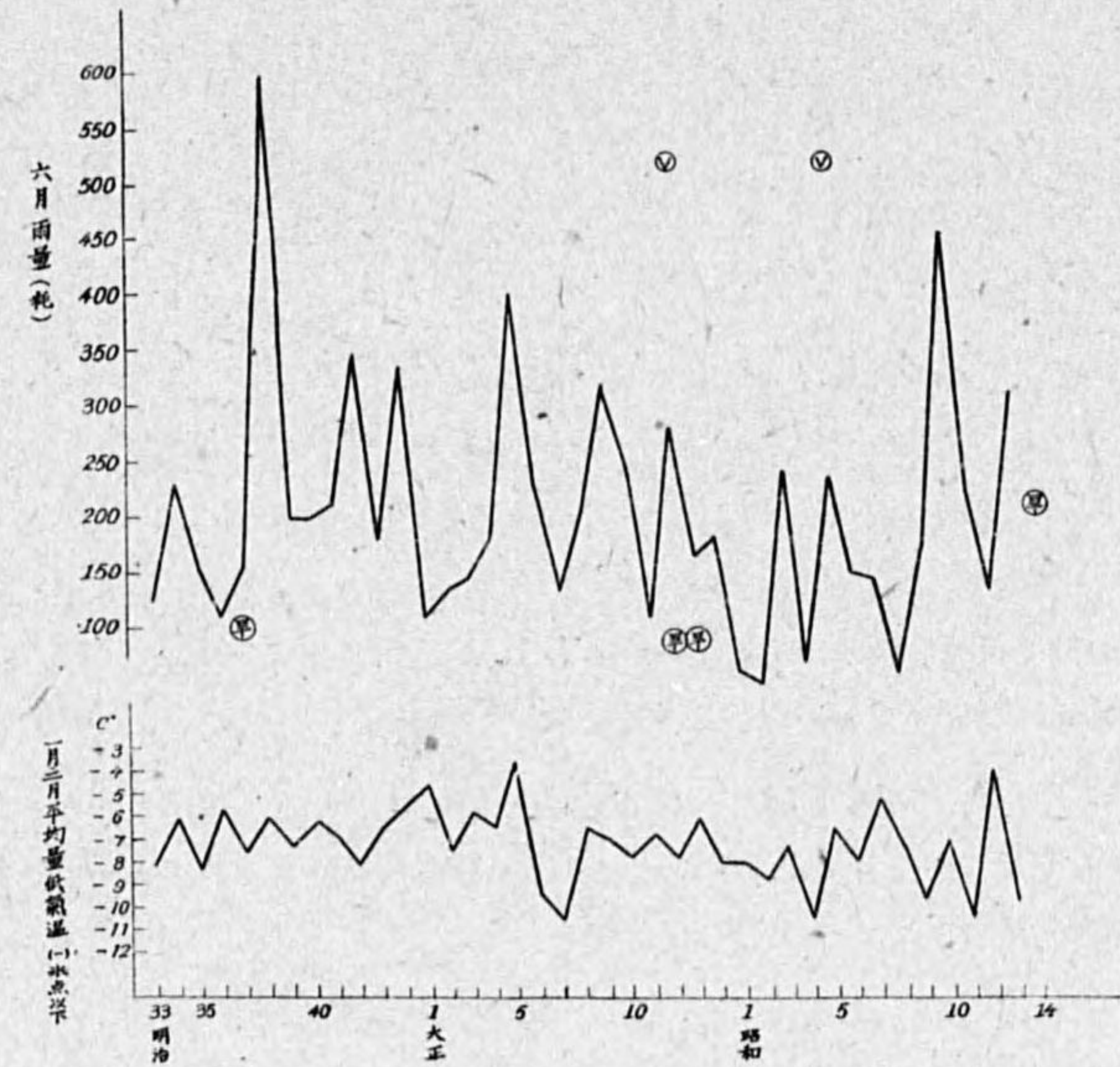
第3圖

の氣候風土に適應する品種の選擇, 播種及び移植の遲速, 施肥, 除草, 灌漑, 病蟲害驅除等に至る迄萬端の注意を拂ひ氣象上の各要素を利用し災害をして最小限度に止むるを得策とす。

要するに飛騨高山地方の稻作は6月梅雨中の雨量に支配せらるること確實にして梅雨中に寡雨なるは豊年, 多雨なるは凶年と知るべし。但し多雨なるも日照多き年は例外にして豊作となることあり。

8月最高気温低きは凶, 高きは豊作, 同月の最高低気温較差の少きは凶, 多きは豊作, 同月の降水量過多は凶にして少きは豊作と知るべし。尙1月及2月の最低気温が平年より低きは豊作高きは凶作の兆あり此關係は第3圖及第4圖に據りたるものにして梅雨期, 及び8月盛夏の氣候にも左右せらるるを以て確言し難し。上述の如く寒中, 梅雨, 土用と共通に稻作に對し氣象上好條件を具備するものは豊作, 具備せざるものは平年作以下と知るべし。

第5圖は矢野恒太, 白崎享一兩氏の調査による世界米産額を表はすものなり。第5圖を見るに

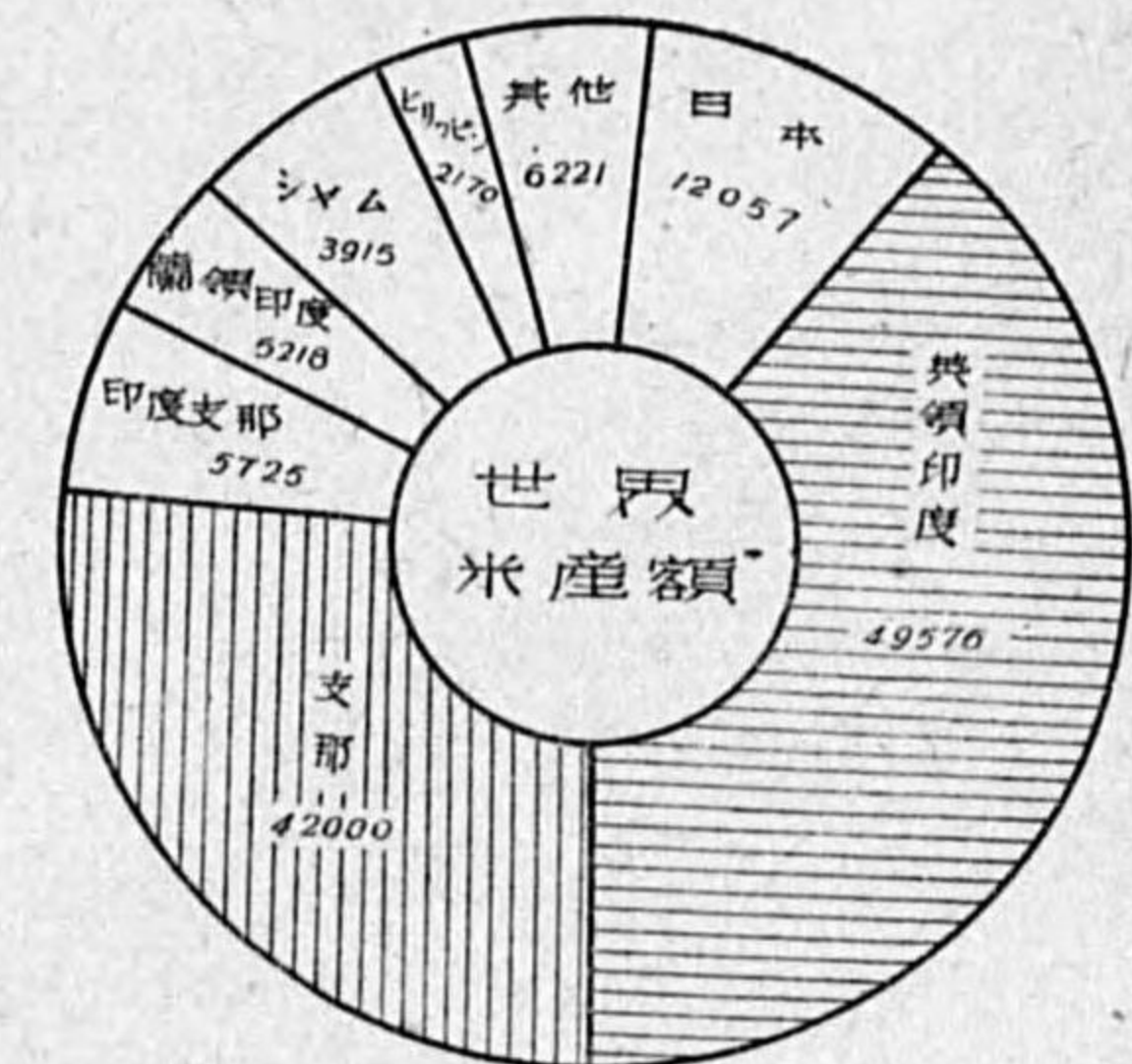


第4圖

英領印度 4957 萬 6 千廳を世界最大米生産國とし, 之に次ぐは支那にして 4200 萬廳 (詳細不明大略を示す) と稱せらる。我國は内地朝鮮臺灣米を合する時は 1205 萬 7 千廳なるを以て支那よりの生産額を合する時は優に英領印度を凌ぎ得るに至る。

以上述べたる所は主として飛騨の米作に影響ある氣象要素を吟味したるものにして多少なりとも實際農家の参考資料とならば幸とする所なり。

終りに臨み材料を提供せられたる齋藤技師に深甚の感謝を表すると共に氣象事業を今日の如く發展せしめたる岡田前臺長閣下並に藤原臺長閣下其他各位に對し衷心より厚く御禮を申し上げます。



第5圖 昭和3年世界米産額 (矢野恒太, 白崎享一調査) 單位 1000 廳, 1 廳は 7 石の割

樺太農業の豊凶豫知に関する研究 (第一報)

田澤博, 戸畑敏忠

§1. 緒言

農業上年の豊凶を早期に豫知し得るか否かは非常に重大な問題であるが、更に年の収量の概数にても早期に豫測し得らるゝならば、産業政策上極めて有爲にして、而も緊要な事項であるがために、古來幾多の研究調査が重ねられ、且つ多くの研究業績が残されてゐるが、問題の性質上未だ確たる解決を與ふるもの尠いのは全く已むを得ない處である。最近、氣象學が劃期的な發展を示せるに伴つて、斯方面の研究も次第に軌道に乗つて進歩し、一面各地夫々の氣象觀測及附隨の調査も相當の年數を重ねられて各氣象的要素につき略、一定の趨勢が決定せらるゝに及んで、科學的並數理學的研究と相俟つて豊凶豫知の研究も漸く深遠を極むるに至つた事は刮目すべき事實である。

抑、豊凶豫知の問題は、大にしては我が國全土に亙る年の豊凶を大局的に推斷するは勿論、小にしては一道府縣一地方等局所的に豫知の判定を下さるべきものであるが、尙ほ更に一步進んでは、氣象觀測の實績に徴し、季節的乃至時期的作況に及ぼす氣象環境の影響を考察して各季節に於ける作況を豫測推斷し、農業技術の指導と相俟つて生産の助長に資し、一度不順天候に際會しては、極度に凶歉の厄を軽減せしむるの域にまで到達せねばならぬものと思ふのである。

樺太は領有以來未だ僅々三十有五年、農業の沿革も極めて淺いのみならず、農業經營の態型 (Typus) が我が國從來の農業地帯と著しく異り、而も汎く海外に覓むるも類似の農業地帯は僅かに北歐の一部及西比利亞に點在し、未だ經營の確立せるもの尠く、殊に民族の特異性に依り或は牧畜に終始して僅かに小麦を栽培し、或は果樹の育成栽培に偏揚して我が國民性に基く主穀菽農業に比類すべきものは殆ど看出し得られぬ現在、樺太としては樺太に適合せる獨特の寒地農業創造に精進せねばならぬは當然の歸宿であつて、而も之が完成を見るまでには尙ほ幾多の苦難を覺悟せねばならぬが、此の重要な發展の過渡期にある今日、所謂冷害の如き不良條件によつて、健實な農業經營の基礎が脅かされることは大いに警戒を要することゝ謂はねばならぬ。近年に至つて、樺太農業の將來に對する有望性も漸く一般に正しく認識せられ、獨特の技術的研究も着々研鑿を積まれてゐるからして、氣象環境の豫知が益々重大性を加へつゝある現状であつて、殊に年の傾向の豫知は最も望ましい事である。即ち早期に年の氣象環境の推移、又は豊凶の概察的豫知が出来れば、農業經營に不安を伴はざるのみならず、不良條件の豫測に對しては作物の種類及品種の選擇により、乃至は農業技術の合理的な指導奨励によつて自ら對策が考究せられ實施し得らるゝからである。農家は兎角順調な天候に馴れ易く、一抹の不安を藏し乍らも収入多き作物、又は収量多き品種を選擇す

るの弊に陥り易いが、年の傾向の豫想が早くに立てられれば自ら警戒の念を伴つて、斯る弊害も緩和せられ、作付順位も考慮せられて、經營の安定も期し得らるべきである。殊に現在の樺太に於ては作物の種類及品種が暖地に比較して遙かに尠く、而も安全作物と認め難き作物の播種に對しては、常に相當の危険性が伴ひ、其の成果如何は深甚の影響を齎すものと謂はねばならぬ。

著者等は本調査に着手して尙ほ未だ日が淺いが、如上の目的に多少の参考ともなればとの考から、調査の一部を取纏め取敢へず茲に報告し、先輩諸彦の叱正と御指教を希ふ次第である。

§2. 本調査の企畫

著者等は先づ年の豊凶と密接な關係を有する氣象因子に對し廣く穿鑿を進めつゝあれども、豊凶に對しては勿論多くの氣象要素が緊密なる關係を有し、夫々の影響を精細に調査考究するときは極めて複雑であつて、單に氣象因子のみを以てしても單一に決定する事は至難である。然し乍ら更に考を新たにして、或氣象因子につき其の因子が假令直接には豊凶を支配する重大なる素因を爲すものでなくとも、年の豊凶豫知に有力な資料を與ふるものであれば、極めて貴重なものといふべからぬ。換言すれば其の因子が年の豊凶と合理的に相當大きい相關關係を保つて變動するものであれば、其の因子の調査によつて年の豊凶を豫測し得るの謂であつて、此の方法は從來の調査にも屢、採用せられてゐるが、相當の根據さへあれば必らずしも豊凶を直接左右する氣象要素の一であるといふ事を必要としないといふ事である。

此の見地から、著者等が穿鑿を開始したが、穿鑿に當つて特に希望した點は次の諸條件である。

- (1) 年の豊凶と最も緊密な相關々係を示すものなること、
- (2) 其の因子が成るべく早春に求め得るものであること、
- (3) 其の因子が成るべく簡單にして而も求め得易きものなること。

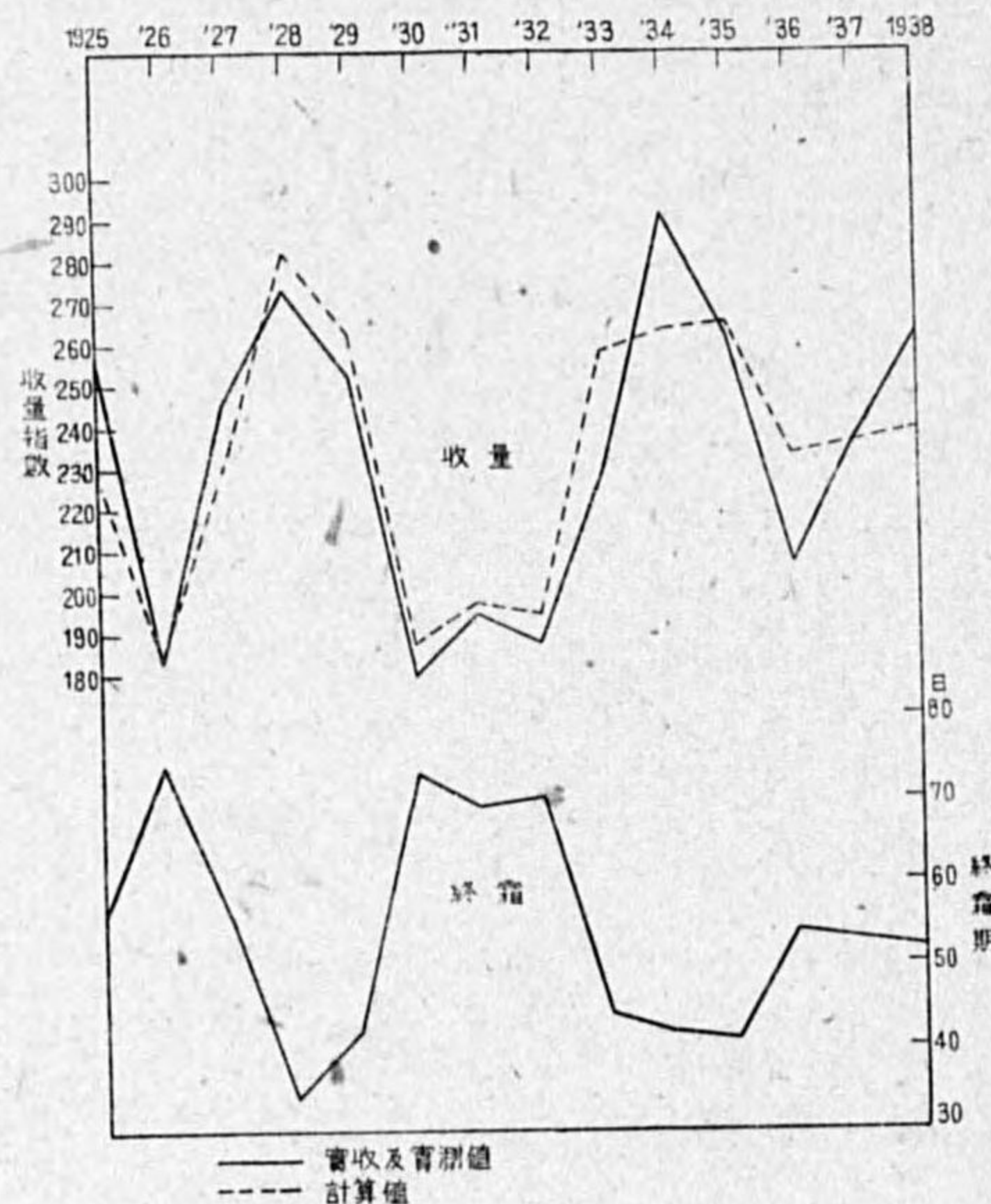
以上の條件に適合するものとしては勿論完全なものは得て望むべくもないが、將來調査を續行することとし、現在に於て得た成績を摘録することにする。尙ほ茲にお断りしておかねばならぬ事は、年の豊凶を指示すべき基礎數値の採り方であるが、之は便宜上陌當収量を以て比較することにし、此の基礎數値を豫測する事に依つて前年乃至は前何年との比較に便し、單位面積収量に對した年の傾向が増減何れの方向にあるか、又如何なる増減率があるかを豫測する事によつて取敢へず豊凶豫知の方法としたもので、特に平年作との比較を行つてゐないのは、樺太農業近年の躍進的な進歩によつて、栽培技術の向上に依る單位面積収量の著しい増加を豫想せられる反面に於て、新墾面積が増加するに伴ふ作付反別の擴張が顯著であるといふ事實によつたもので、従て今回は單に年の豊凶の趨勢、即ち年の傾向を豫測するに止めた次第である。従て嚴密な意味での豊凶ではなく、作柄が如何なる傾向を示してゐるかを早期に豫知して一般指導の参考に資したいといふのが目的である。

§3. 本調査の過程

古來通俗に「雪は豊年の兆」と謂ふも、是が根據は那邊に在るかは未だ明白にせられてゐない事で、殊に雪國に於ては單に無意味な一語として無下に葬り去られないのみか、却て此の一語から何か合理的な根據を捉へたいといふ氣持を懐くのは處らくは著者等だけではあるまいと思ふ。現に最近に至る迄、之に關する調査が各書に散見せられるが此の諺を裏書する事實は見當らない様である。著者の一人は曩に⁽¹⁾北海道に於ける稻作の豊凶と雪の關係に就て簡単な調査を行つたが、諺に該當する様な適切な資料を得るに至らず、却て之に反する事實に終始したのであるが、更に樺太に於て積雪量、降雪量、初終雪の時期、融雪期等雪の各要素と農作物の豊凶關係を調査せる結果も亦雪と豊年との間に正の關係を看出すに至らず、却て終雪期が相當濃厚な負の相關々係を有することを知つたのである。而して更に進んで終霜期との關係を比較調査するに及んで、統計數字の示す處に倚頼すれば、樺太全島の單位面積當平均收量中特に禾穀類の豊凶は、大泊に於ける終霜期と最も緊密な相關を示す事を見出したのである。統計年數が比較的短いと統計數字の示す信頼度がどの程度であるかといふ事は別として、樺太の統計を基礎として調査する場合、殊に本調査の様な場合には必ずしも年數を長く溯ることが事實に則し正確を期し得らるるものとは謂い難く、殊に近年の農業の著しい進展による單位面積の増收と作付面積の増反、更に林野の伐開による氣象環境の變遷が却て相當デリケートな而も鋭敏な影響を思はせるから、本調査の結果がどの程度までの實際的價値を有するかは今後の調査に俟つ外はないと思ふ。

§4. 禾穀類の豊凶と終霜期との相關

禾穀類の豊凶は、前述せるが如く單位面積當收量を基礎とし大麥、稈麥、燕麥、小麥及ライ麥の5種を採り、各の平均10陌當收量を平均して算出の基本指數とし、又終霜期は4月1日よりの起算日數を以て比較調査の基準としたもので、



第1圖 樺太に於ける禾穀類の收量指數と大泊に於ける終霜期(4月1日より起算日數)との相關

(1) 田澤 博：降雪と豊凶論 農業及園藝 第4卷第8號 昭和4年8月。

第1表及第2表の如く昭和13年迄14箇年を採つたのである。第1圖は第1表及第2表による收量指數と大泊の終霜期との關係を圖示せるものであつて、之に依つて兩者は相當密接な逆相關を示して各年變化を爲してゐる事が認め得るのである。此の關係を次式によつて算出し相關係數 r を求め、更に公算誤差 w を求めれば次の如くである。

第1表 十陌當收量(碩)

年次	大麥	小麥	稈麥	燕麥	ライ麥	平均數値
大正14年(1925年)	196	210	219	446	205	255.2
昭和元年(1926)	168	177	135	296	140	183.2
2年(1927)	208	331	202	314	173	245.6
3年(1928)	245	227	221	429	243	273.0
4年(1929)	227	177	265	420	173	252.4
5年(1930)	134	143	177	376	68	179.6
6年(1931)	182	142	165	300	182	194.2
7年(1932)	193	133	156	351	104	187.4
8年(1933)	210	160	200	371	203	228.8
9年(1934)	275	223	238	435	282	290.6
10年(1935)	249	203	222	408	227	261.8
11年(1936)	221	138	140	357	175	206.2
12年(1937)	228	218	168	377	193	236.8
13年(1938)	229	233	203	458	187	262.0
						平均價232.6

第2表 大泊に於ける終霜期

年次	終霜日	4月1日よりの起算日數
大正14年(1925年)	5月26日	56日
昭和元年(1926)	6月13日	74日
2年(1927)	5月26日	56日
3年(1928)	5月4日	34日
4年(1929)	5月12日	42日
5年(1930)	6月12日	73日
6年(1931)	6月8日	69日
7年(1932)	6月9日	70日
8年(1933)	5月14日	44日
9年(1934)	5月12日	42日
10年(1935)	5月11日	41日
11年(1936)	5月24日	54日
12年(1937)	5月23日	53日
13年(1938)	5月22日	52日
		平均價54.3

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum (\Delta x)^2 \sum (\Delta y)^2}}$$

$$r = -0.87.$$

公算誤差

$$w = \pm 0.674 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}$$

$$w = \pm 0.044.$$

以上によつて樺太に於ける禾穀類の年々の豊凶と大泊に於ける終霜期との相關係數は負の0.87、公算誤差は±0.044を得、

此の兩者の密接な關係が判然したわけである。

依つて收量指數を y とし大泊に於ける終霜日4月1日よりの日數を x とせる相關式を

$$y = a + bx$$

と假定し最小自乗法によつて a 及 b を決定すれば

$$a = 364.468, \quad b = -2.429.$$

依つて方程式

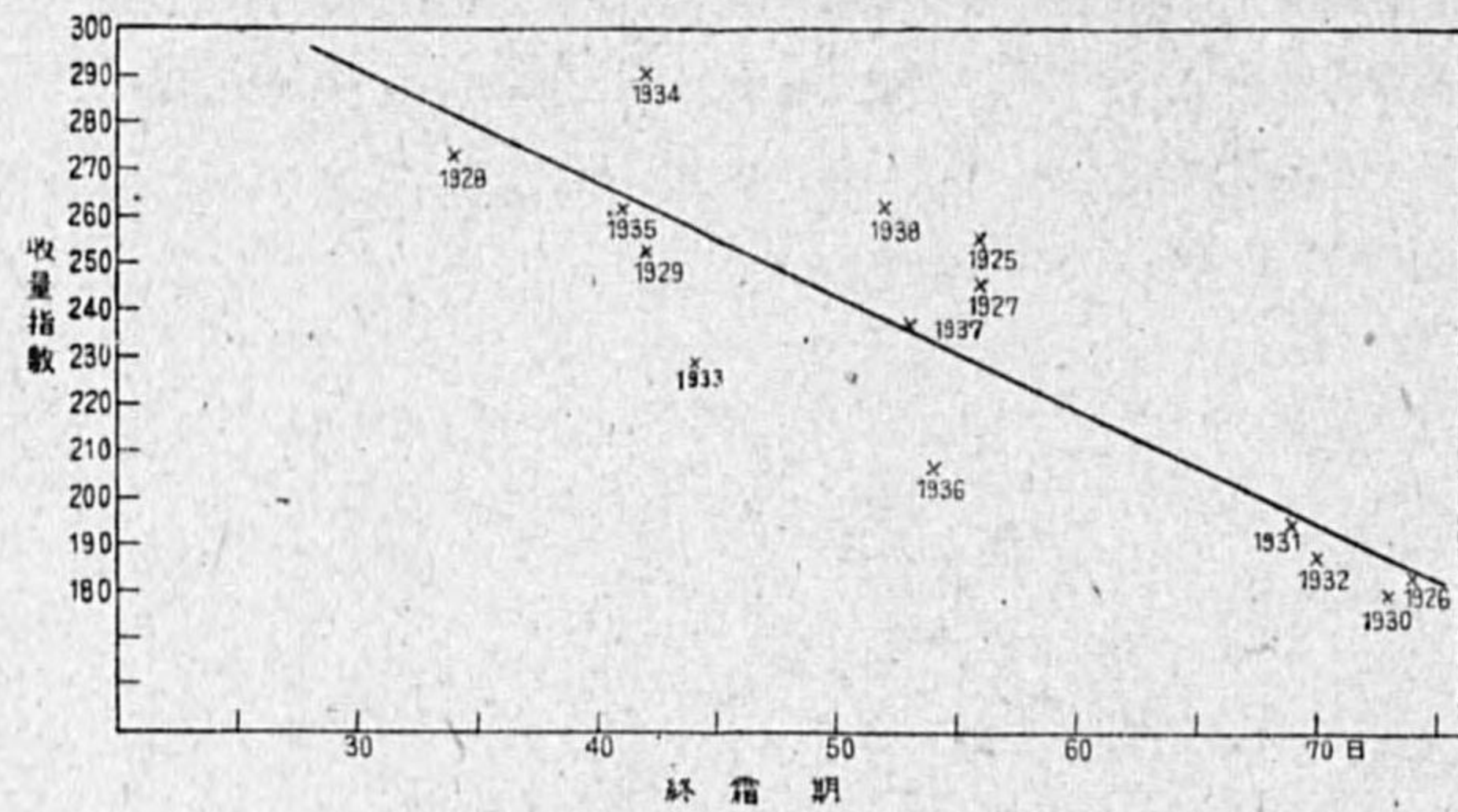
$$y = 364.468 - 2.429x$$

を得るのである。

本式は年の豊凶を指示すべき收量指數の算式であるが、今、之に第2表の要素を用ひ計算によつ

て理論収量指数を求め、之を實收指数と比較すれば第3表に示すが如くであつて、其の信頼度は偏差10%以上に達するもの1925, 1933, 1936年の3回3年に止まり、其の差の全平均値は5.8%となつてゐる。殊に終霜日遅く4月1日よりの起算日数大なる場合、即ち前式に於ける x が60日程度以上に於ては理論

指数は殆ど實收指数と合致し、従て凶歉の懸念ある場合の豫測は上式に依りて適中し得るに過ぎないと謂ひ得るのである。第2圖は關係方程式及各年に於ける實收指数を圖示せるもので、 \times 印は實收指数を數字は其の年次を示したるものである。



第2圖 關係方程式 $y = 364.468 - 2.429x$ の圖示

次に豊凶指数より各作物種類別の10陌當平均豫想収量の算出は、統計年数間の實収量により各別に比例を以て算出する方法を探つて見たが、之が比率は次の如くである。

大麥 0.910, 小麥 0.834, 稈麥 0.832, 燕麥 1.639, ライ麥 0.785.

第3表

年次	終霜日4月1日より起算日数	實收指数 Y	理論指数 y	(y-Y) D	$\frac{D}{Y} \times 100$
1925	56	255.2	228.4	-26.8	-10.5
1926	74	183.2	184.7	+ 1.5	+ 0.8
1927	56	245.6	228.4	-17.2	- 7.0
1928	34	273.0	281.9	+ 8.9	+ 3.3
1929	42	252.4	262.5	+10.1	+ 4.0
1930	73	179.6	187.2	+ 7.6	+ 4.2
1931	69	194.2	196.9	+ 2.7	+ 1.4
1932	70	187.4	194.4	+ 7.0	+ 3.7
1933	44	228.8	257.6	+28.8	+12.6
1934	42	290.6	262.5	-28.1	- 9.7
1935	41	261.8	264.9	+ 3.1	+ 1.2
1936	54	206.2	233.3	+27.1	+13.1
1937	53	236.8	235.7	- 1.1	- 0.5
1938	52	262.0	238.2	-23.8	- 9.1
平均	54.3	232.6	232.6	±13.8	± 5.8

今例を統計使用年数の前後各2箇年宛即ち1925, 1926年及1937, 1938年の4箇年に採り計算によつて求めたる理論収量指数より各種作物別10陌當収量計算値を算出し各實收値との比較を觀れば第4表の如くである。此の例より觀て其の信頼度は偏差最大16.7%に達するものがあるが其の

差の全平均値は8.3%に當り大略年の單位面積當各作物収量も計算によつて豫測し得るわけである。各作物別單位面積當収量計算値が一般に前記の収量指數値より偏差大なるは統計の蒐集上其他從來種々の原因を擧げ得る事であつて禾穀類を集計して指數を算出するのみでも各相互に誤差を或程度迄相殺し偏差を減殺し得るは實情を顧慮して肯定し得る處である。参考のため禾穀類全収量を全作付面積を以て除したる指數に就て大泊の終霜期との相關係數を算出すれば -0.68 ± 0.097 にて種々の點より觀て大泊終霜期が有力な豊凶資料たる事は疑ふ餘地がない様である。尚ほ之等相關の原因に就ては次項に於て考究する事にする。

第4表

年次	理論指數	大麥 小麥 稈麥 燕麥 ライ麥						
		10 陌當収量計算値	E	208 陌	190	190	374	179
大正14年 1925	228.4 (實收指數 255.2)	同實收値	e	196	210	219	446	205
		E-e	D	+12	-20	-29	-72	-26
		D/e × 100	d	+6.1	-9.5	-13.2	-16.1	-12.7
		10 陌當収量計算値	E	168	154	154	303	145
昭和元年 1926	184.7 (實收指數 183.2)	同實收値	e	168	177	135	296	140
		E-e	D	0	-23	+19	+7	+5
		D/e × 100	d	0	-13.0	+14.1	+2.4	+3.6
		10 陌當収量計算値	E	214	197	196	386	185
昭和12年 1937	235.7 (實收指數 236.8)	同實收値	e	228	218	168	377	193
		E-e	D	-14	-21	+28	+9	-8
		D/e × 100	d	-6.1	-9.6	+16.7	+2.4	-4.1
		10 陌當収量計算値	E	217	199	198	390	187
昭和13年 1938	238.2 (實收指數 262.0)	同實收値	e	229	233	203	458	187
		E-e	D	-12	-34	-5	-68	0
		D/e × 100	d	-5.2	-14.6	-2.5	-14.8	0

§5. 考察

樺太は農作物耕作期間が内地北海道より遙かに短かく、而も初夏直前の氣温の上昇が急激であつて、一般作物の發芽及幼植物の生育は此の期間に一氣に進捗するを常とする。従て春季に於て數日の季節的環境の遅延は甚大な影響を及ぼす結果となるが、特に氣温の低冷なるは最も不利を伴ふ場

合多く、融雪期を遅延し、土壤の乾燥進まず、或は降雪降霜を齎らし、地温を低冷に終始せしめて、假令播種を了したる際も種子に發芽所要温度を與へず、結局發芽を延引し、不整に陥らしめ、從て爾後の生育も順調を缺くに至らしむる場合が多いのである。

禾穀類にあつては、此の間の影響が他の作物と相當異り、常に早蒔を可とし、春季の冷害に對しても惡影響を蒙る事尠く、却てヤロビザチオン (Jarovization) の如き類似の現象を呈して出穂を速かならしむる觀を伴ふ場合さへある。而して禾穀類の豊凶に對し實際に影響の多いのは7月下旬より8月上旬に亘る開花結實期の天候である。此の時期に於て樺太では年によつては、相當雨天が持續し、而も其の懸念が實際に於て割合多いのである。此の時期の不良天候は春季以來の如何なる順調な天候をも一朝にして徒爲ならしむるもので、却て春季以來の天候適良ならざるも、此の期間に於ける天候が意外な良作を齎らす結果となる場合をも生ずる位である。今、昭和13年迄14年間の7月25日より8月13日迄20日間の降水量を例に採りて、前掲と同様、禾穀類10陌當收量指數とを比較し、其の相關係數を求めて見ると次の如くである。

$$r = -0.749, \quad w = \pm 0.079.$$

尙ほ此の場合降水量は勿論、前同様大泊に於ける觀測値である。茲に於て同降水量と、前述せる大泊の終霜期とが如何なる相關係にあるかを調査すれば、之又相當の相關係數を示し、即ち次の如くである。

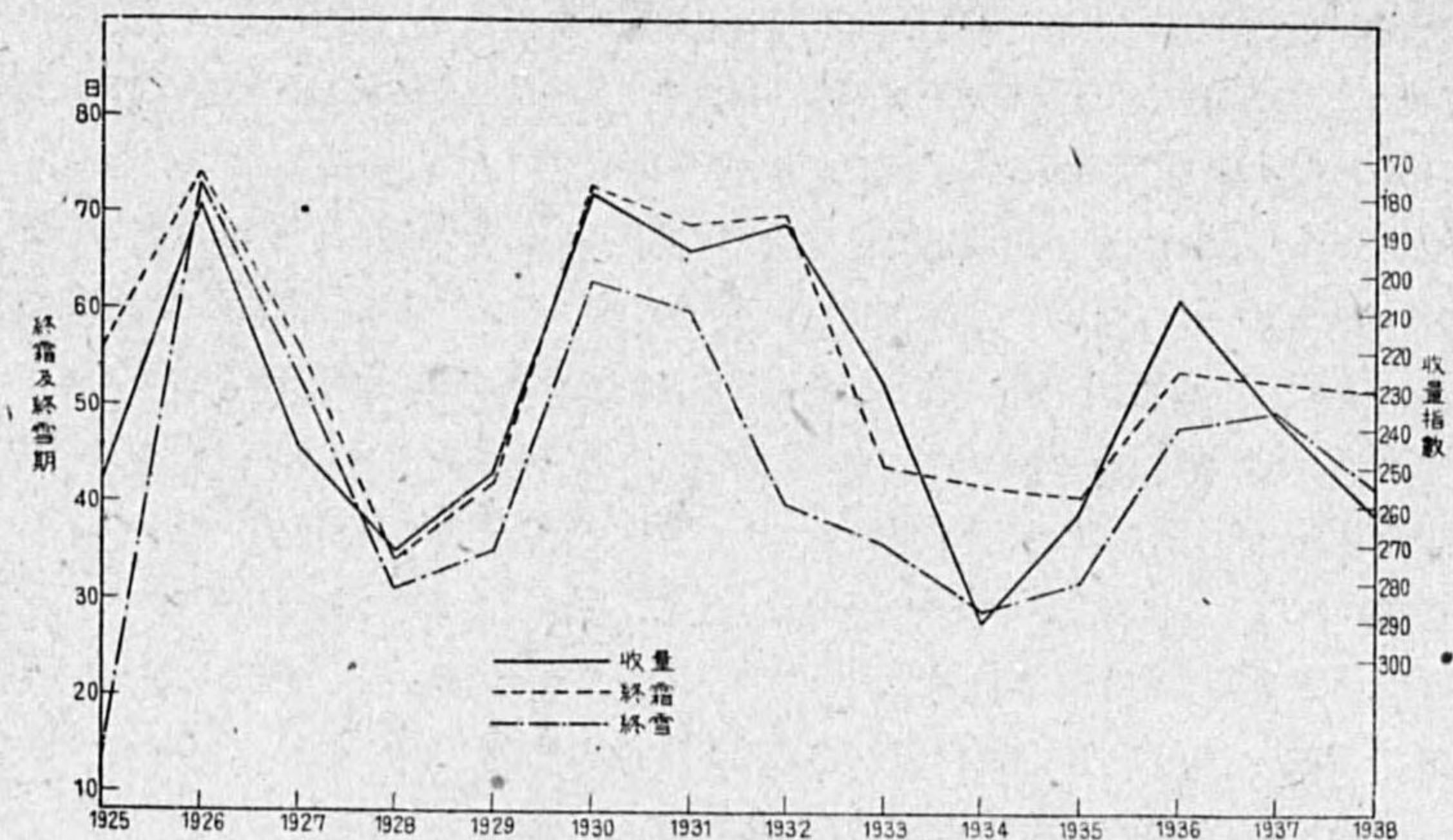
$$r = +0.698, \quad w = \pm 0.092.$$

依て大泊に於ける終霜期と、夏期禾穀類の開花結實期の降水量及び樺太全島の禾穀類の豊凶との間には極めて密接な關係を有する事が首肯せられるわけである。禾穀類の開花授精が、降水頻續の場合妨害せらるべき事は想像に難くない事で、單に同期間に於ける降水總量のみを以て觀ても、如上の著しい關係を認めるのである。之に反して同時期の日照及氣温にあつては、其の多量高低が農作物の收量に對して多少の影響があつても、極端な例外的變化のなき限り、豊凶を左右すること、降水頻續の場合に比すべくもないわけで、將に開花授精に對しては作物育種學的現象を度外視したる場合單に之が適温を多少上下したか、乃至は日照時數が適當であつたか否かによつて、早くに開花授精を完了したか否かの程度に見られ得ると思ふ。殊に同時期に於ては日照と氣温とは一般に相伴つて變化するものと見て差支へないと考へられるが、今、同時期に於ける日平均氣温及日照時數の總計と年の豊凶との相關係數を求めて見ても、次の如くであつて、是等の事情が首肯せられる様である。

$$\text{年の豊凶と日平均氣温} \quad r = +0.30 \pm 0.164,$$

$$\text{年の豊凶と日照時數} \quad r = +0.25 \pm 0.169.$$

第3圖は大泊に於ける終霜及終雪期の4月1日よりの起算日數による記録曲線に對し、禾穀



第3圖 樺太に於ける禾穀類の收量指數と大泊に於ける終霜及終雪期 (4月1日よりの起算日數)との相關

類樺太全島平均10陌當收量指數に基く記録曲線を縦軸 (Ordinatenachse) を反對に採つて重ね合せ比較の便に資したものである。之に依れば、是等三者が何れも密接な關係を以て各年變化してゐる事が一目瞭然であつて、殊に終霜期と收量指數は1925年より1933年迄は全く合致するに邁く、1934年以後に於ては終霜期の變動に比し收量指數は一般に大なる傾向を示してゐる。之が主因と見るべきものは、最近6,7年間に於ける農家の著しき栽培技術の向上によるものと見る事が實情より見て至當であらう。從て此の事實が確認せられれば前述の算式に更正を加へる必要が生ずるわけであるが、豊凶記録曲線の最近5ヶ年の趨勢を考慮し、次の算式に基く係數1.85%を關係方程式によりて求めたるyの値に乘じたる數値を加算して、豊凶豫知の指數とするのが合理的で、面白い様に思はれる。

$$1934 \text{ 年より } 1938 \text{ 年に至る實收指數の合計値 } 1257.4$$

$$\text{同上} \quad \text{計算指數の合計値 } 1234.6$$

$$\frac{1257.4 - 1234.6}{1234.6} = 0.0185.$$

今昭和15年即ち本年の豫想收量指數を例に採つて算出して見れば次の如くである。

$$\text{終霜日 } 6 \text{ 月 } 4 \text{ 日 (4月1日よりの日數 } 65 \text{ 日)}$$

$$y = 364.468 - 2.429x \text{ より } y = 206.583.$$

之に1.85%を加増して210.40を得る。依て今年の禾穀類の豊凶豫想指數は210.40となるわけであつて、計算上は1932年、即ち昭和7年以來の不作の年といふ甚だ遺憾な豫想となるわけ

ある。然し實收指數に比較すれば、昭和 11 年よりは多少良いといふ事になつて来るが、前述した様に、勿論此の指數は年の傾向を示すものであるから、之に對する適策が講ぜられ農家戸々の努力によつて自然の傾向を引上げ得る事は決して不可能な事ではなく、却て斯くしてこそ豫知の目的が達成せられるわけである。尙ほ各作物別に 10 陌當收量の豫想數量を算出して見れば次の如くである。

大 麥 191.5 陌, 小 麥 175.5 陌, 稗 麥 175.1 陌,
燕 麥 344.8 陌, ライ 麥 165.2 陌。

尙ほ第 3 圖によつて、終雪期も亦收量指數と相當密接な相關々係にあることが明瞭であるが、その相關係數を算出して見ると -0.74 ± 0.082 であつて、結局樺太全島の禾穀類の豊凶といふものは、大泊一ヶ所の終霜雪の時期と密接な關係にあるといふ事が極論せられ得るのである。調査が更に進めば尙ほより以上優秀な關係を見出し得る事も不可能な事ではないかも知れぬし、又大泊近傍の土地に、尙ほ一層適良な場所が存在してゐるかも知れないが、觀測の成績も得られないから比較の方法は現在無いわけである。

尙ほ茲に特に附記して置きたい事は、大泊の終霜雪期と豊凶との關係の密接なるに鑑み、比較の對照として終霜雪期の中間日を探つた場合の事である。此の場合の相關係數は -0.863 ± 0.046 であつて單に終霜期を探つた場合と遜色ない數値を示してゐる。更に全島的に見て、豊凶と終霜期との間の關係を調査するに大泊、落合、敷香、眞岡及安別の 5 ヶ所を採り其の平均日數より算出すれば相關係數は -0.51 ± 0.133 を示し矢張多少負の方向に相關のある事が認められるのである。

次に大泊に於ける終霜期に關聯を持つと思料せらる氣象要素につき比較調査を行つて見たが、特に相關の深いものは見出し得ず、僅かに最低地温 -5° 以下の終日が年の豊凶と -0.517 ± 0.132 の相關係數を示すに過ぎなかつた。

以上は禾穀類全島の豊凶を單に大泊に於ける終霜期と比較研究したものであつて、島内各支所其他精密な觀測を行つてゐる成績を基礎とし其の地方の豊凶を調査したならば、一層面白い結果も得られることと推測するが、尙ほ簡単に正確な資料を集めることが困難なため本稿に於ては取敢へず以上を以て止める事にする。尙ほ禾穀類以外の作物であつて前同様大泊の終霜期と相當密接な關係を有するものは、蘿蔔及荳菽類(大豆、小豆、豌豆、蠶豆、菜豆の 5 種)で次の如き相關係數を示してゐるが詳細は稿を改めて報告する積りである。

蘿 蔔 -0.81 ± 0.063 ,
荳 菽 類 -0.66 ± 0.101 .

摘 要

(1) 著者等は發展の重要な過程にある樺太農業の實狀に鑑み最も緊急必要性を痛感したる豊凶

豫知の研究に着手したが其の第一報を茲に報告する。

(2) 著者等は年の豊凶を早期に豫知し得る資料を求めて豊凶と最も緊密なる關係を有する氣象要素を穿鑿し樺太に於ける禾穀類の豊凶が大泊に於ける終霜期と相當密接な關係を有する事を見出した。

(3) 禾穀類の豊凶を示す指數としては單位面積當の收量を採用し統計上其他に由る誤差を少なからしむるため主なる種類 5 種の平均値を以て收量指數とし又終霜期其他終雪期及終霜雪中間日の早晩は 4 月 1 日より起算したる日數を以て比較の基準とした。

(4) 樺太に於て大正 14 年より昭和 13 年に至る 14 年間に於ける禾穀類の收量指數と大泊に於ける終霜期、終雪期及其の中間日との間の相關係數は次の様である。

終霜期の場合 -0.87 ± 0.044 ,
終雪期の場合 -0.74 ± 0.082 ,
中間日の場合 -0.86 ± 0.046 .

(5) 以上の相關を示す原因及根據は相當判然と認められる。特に禾穀類の豊凶と密接な關係を有する事實として農業上認められつゝある開花期の多雨と相當濃厚な關係にある。

(6) 禾穀類開花期に於ける多雨の存否を示す一法として大泊に於ける 7 月末より 8 月初に至る降水總量を以て前記收量指數との間の相關係數を求め次の數値を得た。

-0.75 ± 0.079 .

(7) 尙ほ同降水量と前記大泊に於ける終霜期との相關係數は $+0.70 \pm 0.092$ を示し氣象の長期豫想上にも有力な資料を與へるものと思料せられる。

(8) 以上の理由に基き禾穀類の收量指數と終霜期の關係より次の關係を得た。本式は禾穀類の年の豊凶豫測上及年の作況の傾向を窺知する有力な資料を得るに便である(次項参照)。

$y = 364.468 - 2.429 x$.

(9) 本式によつて得たる理論指數と收量指數即ち各年の實收指數との差は一般に少く其の全平均値は 5.8% である。

(10) 樺太農業近年の顯著なる進展と農家の農業技術向上の實情に鑑み豊凶理論指數の算出即ち年の豊凶豫知の指數の算出は前記 y の値に對し 1.85% を更正率として加算するを合理的と思料せらる。

(11) 前項によつて求め得たる豊凶理論指數より概數的に各作物別單位面積の收量を算出し得る。従つて作付反別が判明すれば年の生産數量の概數が豫測し得らるゝわけで農業政策上極めて有意義な事である。

(12) 本調査の結果は當分の間利用出来ると思はれるので尙ほ今後 2, 3 年の實績と比較考究して

見る積りであるが昭和 14 年の実績は收穫に近く特殊の災害の爲比較に不適當で遺憾に堪へない。然し年の豊凶の傾向は略、一致してゐた事を認め得た。

(13) 尚ほ昭和 15 年の豫知の指數を見るに 210.4 であつて前記 14 箇年の平均値 232.6 に比して相當低いを見るのみならず最近 5, 6 年になき低き數値である。 (昭和 15. 5. 6)

寒地に於ける建築衛生の氣象學的基礎に關する研究

赤 井 清 康

緒 言

衛生學も建築工學も最近著しい進歩をなし一般に我々の住的環境の衛生的、保健的條件は漸次完備の域に向ひつゝあるが夫等の基礎の一つは氣象に存することは疑問の餘地がない。建築物内の小氣象或は氣象的要素が自然の巨大氣象に依つて如何に作用せられ、如何に強制せられるか、種々の條件の下に於ける兩者の關係特に其の理論的又數量的關係の闡明されることが先づ肝要であらう。由來各方面に於て種々の立場より實驗的に或は理論的に研究されたのであるが寒地を主としたものは少いやうに見受けられる、勿論氣象學的研究のみに依つて建築衛生の目的が達せられるものではないが衛生學や保健工學の理論上或は其の運用上に活を入れ或は其の足場となる場合が無きにしても非ずと考へられるので茲に筆者は氣象の干渉する範圍内に於て理論的考察をすと共に氣象觀測の結果に依つて觀察を進め、寒地に於ける住の氣象の一斑を考究せんことを試みた。煖房、冷房其他人工に依る熱的操作の行はるゝと否とに關せず、建築物内の氣象は大なり小なり常に大氣象の影響を受けてゐるのであるが兩者の關係や現はるゝ結果といふものは諸條件の相異に依り多種多様となり、一般に寒地に於ては寒候期の室内氣象が問題となることが多いのであるから本編に於ては専ら寒候期煖房を用ひる場合に就いて考察することとした。

寒地に於ては家屋は防寒保温に重點が懸つてゐると言つても過言でないのであるから温度が眞先きの問題となる、斯様な意味から第 1 部に於ては煖房の季節に於ける簡単な條件下の室内氣温の變化を論じ、實測例を記し或は骨子を示し此の種の考察が實用上の目安となり得ることを提唱し、一面家屋の構造上の不備は寒地に於ては一入の重大事であることを示した。

第 2 部に於ては室内の湿度及換氣に就いて論議する、室内湿度の高低は直接心身の狀態に又間接には空氣中の細菌、塵埃に對する作用を通じ吾人に影響を與へるものであつて温度と共に室内衛生上最も重要なる問題の一つである、人間に好適なる湿度は各人の性質、習慣、健康狀態、作業種類等に依つて異なるが實驗的に大凡定められてゐる、元來室内氣象の變化は季節に依り又調温、調濕装置の有無等に依り本質的に相異なるものであるが、特に寒地の煖房季に於ける調濕に就ては、温度に對する煖房設備の如き一定した方法は一般に設けられず、その好適を期するは至難の事に屬する、然る上湿度は温度の如く直接感覺を受くる所鋭からず、自然等閑に附せらるゝ狀況にあるが湿度變化を少しく數理的に解明して見る必要を感じる、由つて先づ室内の平均狀態乃至は床上 1 米内外の高さの通常的位置に於ける狀態を對象として理論的に、一方觀測を實行し室内外の氣象的關係

を吟味せんと試みた。尙之に關聯する重要問題たる換氣に言及し、建築物の構造に起因する換氣の特性的常數の意味を明かにし、更にその算定に就いて一斑を述べる。

第3部に於ては更に暖房室内氣温並に濕度の垂直配布に對して検討を試み實測に依つて之を吟味しその概要を述べる、室内に於ける快不快が氣温及濕度の垂直配布に關係する場合も少くないのであつて室内衛生上、事務能率上輕視すべからざる問題であることは周知の事實である。元來室内氣温及濕度の垂直配布は衛生上又熱經濟上重大事たるに拘らず、衛生學關係方面に於ては數量的に研究されたものは寔に僅少にして寧ろ等閑に附され勝ちであつたやうに見受けられる、古來頭寒足熱を以て良しとされたるに反し一般の暖房室内に於ては上温下冷となり屢々著しき足寒を起すことは日常經驗する所であるが少く是が數理的關係を考察し、氣温、濕度垂直配布の觀察に對し一つの方眼を樹てることを試みた。

第1部 室温及熱經濟

§1. 自然冷却と保温特性數

茲に自然冷却とは或温度に暖められた建築物内の空氣が外界の寒冷なるため自然に熱を失ひ冷却することを指すものにして此の場合の建築物内の氣温降下は簡單なる數理に依り或程度迄之を律することが出来る、而して建築物内外の氣象觀測の結果を用ひて建築物に固有なる保温特性數を算定し得る、元より自然冷却には種々の氣象要素が影響を及ぼし、外界の寒冷や風は冷却を促進し日射の如きは冷却を弱めるべく作用し保温を助ける、茲では保温特性數を求めることを主眼とし一般に影響の最も顯著なる氣温と風に就いて考察を進める。

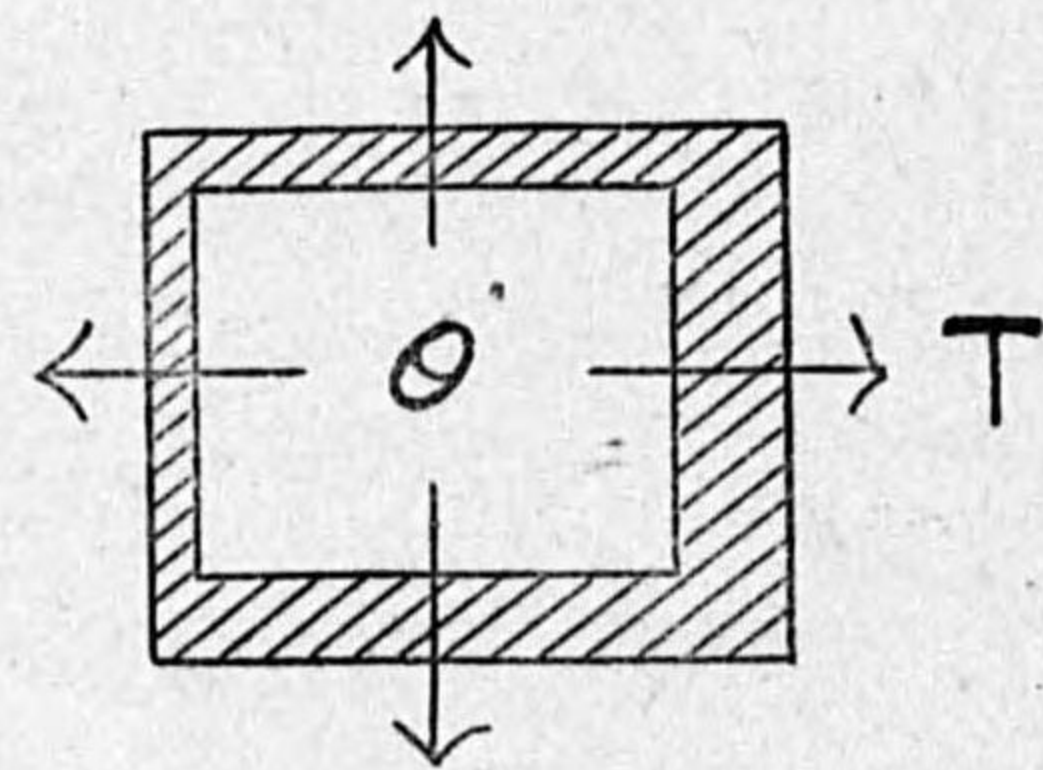
(i) 建築物内外の温度差のみに因る場合

今任意の暖房装置に依つて或温度に暖められた任意の形状の建築物を考へ、簡單のため單一の室より成るものとし、實際は内部の氣温は場所に依り異なるのであるが各所同温度にして場所に關係なく同一變化をするものと見做す、此の時熱の供給を斷つと室内の熱は外氣の寒冷のため壁體に於ける傳導と内外温度差に依る氣壓差に起因する自然換氣により外界に逃げ去り室温は次第に下る。

此の場合に於て壁體の任意の部分を通つて dt 中に逃げる熱量 dQ はその部分の面積を S 、厚さを D 、熱傳導率を k 、室内氣温を θ 、外氣温を T とすれば(第1圖参照)

$$dQ = \frac{Sk}{D}(\theta - T)dt$$

と考へられるから全壁體に就いては



第1圖

$$\sum dQ = (\theta - T) dt \cdot \sum \frac{Sk}{D}$$

である。

次に構造に依る間隙透氣の無風時單位温度差の場合の換氣量を q とし、室内空氣の密度及比熱を夫々 ρ, h とすれば dt 中に換氣のため $qph(\theta - T)dt$ の熱が失はれる。

故に $\sum dQ + qph(\theta - T)dt$ の熱量を失つたために室温は $d\theta$ だけ降つたとすれば

$$\left\{ \sum \frac{Sk}{D} + qph \right\} (\theta - T) dt = -E d\theta,$$

E は室の熱容量とする。故に

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{\theta - T}{E} \left\{ \sum \frac{Sk}{D} + qph \right\}$$

を得る。

$\sum \frac{Sk}{D}$ の代りに建築工學で用ひられる傳熱係數を用ひることとし此の係數を U とすれば全壁體では dt 中に $(\theta - T) dt \cdot \sum S \cdot U$ だけ失はれるから上記と同じ形の方程式になる、而して U は、室内空氣に曝さるる面の吸熱係數を K_1 、外氣に曝さるる面の放熱係數を K_2 とすれば

$$U = \frac{1}{\frac{1}{K_1} + \frac{D}{k} + \frac{1}{K_2}}$$

であるから U を用ひた方が具合が良いやうに見える、兎に角

$$\frac{1}{E} \left\{ \sum \frac{Sk}{D} + qph \right\} \text{ 又は } \frac{1}{E} \left\{ \sum S U + qph \right\} = \delta$$

とおけば

$$\frac{d\theta}{dt} = -\delta(\theta - T) \quad (1)$$

となる。

外氣温 T は一般に t の函数であるから $T = f(t)$ とすれば(1)の解は

$$\theta = e^{-\int \delta dt} \left(\delta \int f(t) e^{\int \delta dt} dt + C \right) \quad (2)$$

(2)に依つて示される。

如上の δ は冷却の遲速を決定するもので構造に依り固有なるものであるから保温の總合的效果を示す特性數といふことが出来る。 θ は室内の平均氣温を意味してゐるのであるが觀測から正確に之を求めることは困難であつて、一方室内の各位置に δ に相當する意味のものを考へることは不都合ではない、然かし窓際といふやうな極端な位置でなく通常の使用に充てる比較的中心部に於ける δ を以てその室の保温能力を表示する固有値と定めるを可とする。

楮 T が t に関係なく一定の場合には (2) の式は $t=0$ にて $\theta=\theta_0$ とせば

$$\theta = T + (\theta_0 - T)e^{-\delta t} \quad (3)$$

となる。

(3) 式を用ひると観測結果から最小自乗法に依つて δ を計算することは容易である、只此の式を用ひるためには観測資料は夜間風の極めて弱い場合(無風ならば最も良し)にて更に気温の相当長時間に互り略々一定と見做されるが如き場合のものを選択しなければならぬ、然し此の如き気温変化甚小なる氣象状態は決して少くないが、静穩状態の長時間に互ることは稀有であつて多少の風があるのが常態である。

(ii) 風の作用ある場合

室内外の温度差のみならず風の影響が加はる場合を考へるに、風の作用は吹込み、吸出しの現象を起して自然換氣を盛んにし、又建築物の外表面に於ける大氣との熱交換を旺盛ならしめ内より外に向ふ熱の流れを速かならしめる、此の場合の自然冷却の微分方程式は (i) の場合と全く同様の形で

$$\frac{d\theta}{dt} = -\eta(\theta - T) \quad (3)$$

にして

$$\eta = \alpha v + \frac{\beta \sqrt{v}}{1 + \varphi(1 + \sigma \sqrt{v})} + \delta \quad (4)$$

である⁽¹⁾。

茲に v は風速、 $\alpha, \beta, \varphi, \sigma, \delta$ は構造に依る固有なる常數であるが、 $v=0$ の時 $\eta=\delta$ となり (i) の場合となる。

一般に v は t の函数で従つて η も t の函数となり $\eta=g(t)$ とすれば、一般に $T=f(t)$ であるから (3) の解は

$$\theta = ce^{-\int g(t)dt} + e^{-\int g(t)dt} \int f(t)g(t)e^{\int g(t)dt} dt \quad (5)$$

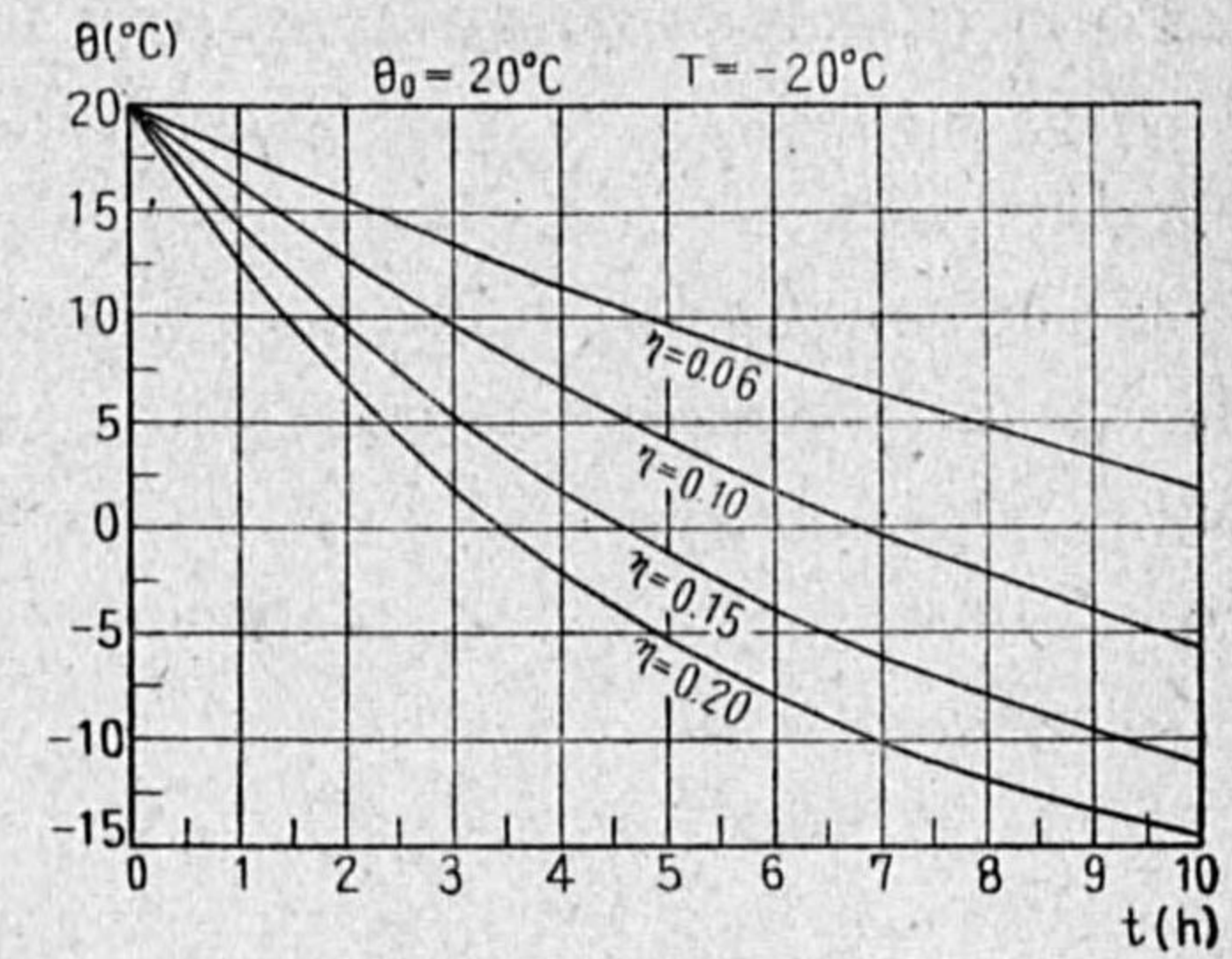
となる。

一般には相當複雑したものとなるが夜間暖房を中止せる時 T 及 v の變化が充分小さく t に無関係と見做し得るが如き場合ならば (i) の (3) 式と同様であるから容易に η を算出することが出来る、而して冬季夜間に於ては斯様な氣象状態を現はすことは決して少くない、夜間 20^h~翌朝 4^h 乃至 6^h 頃迄の 8 乃至 10 時間の毎時の観測値を用ひ T 及 v はその間の平均値を以てする。

比較的風の弱い場合に、種々の家屋に於て日巻又は週巻自記寒暖計を以て室温観測を行ひ夜間の

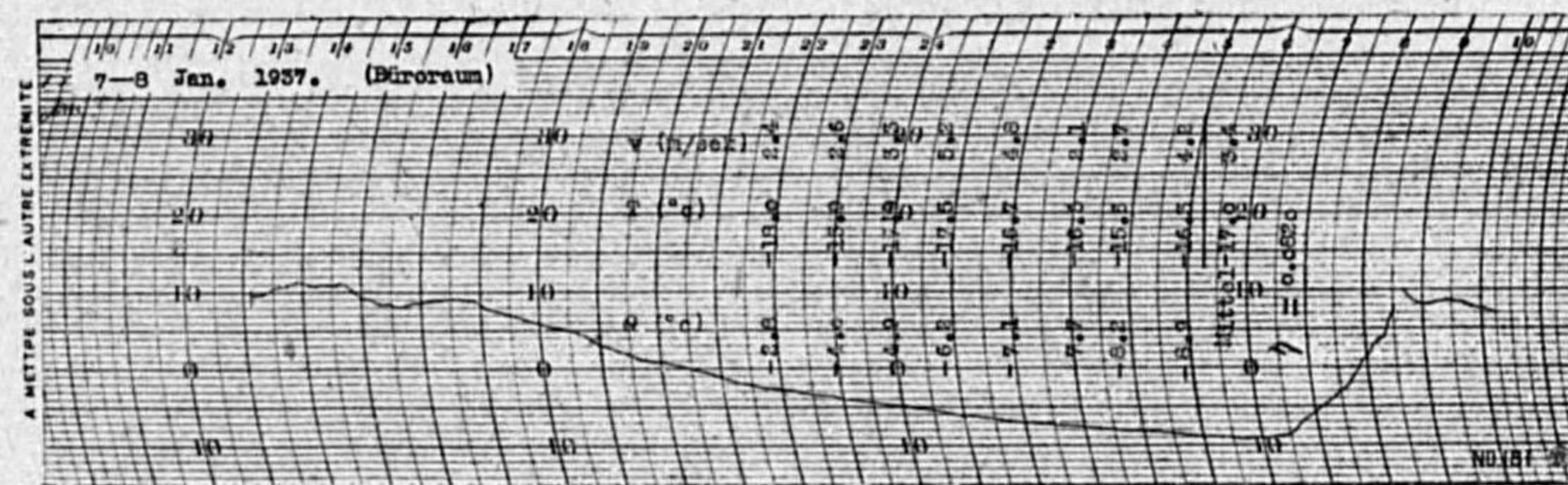
(1) 赤井清康：冬季部屋の冷却に及ぼす風の影響(氣象集誌 昭和 13 年, 第 12 號)。

成績に依り保温特性數を算出した所によると観測値と計算値とは可成り一致するからその常數が實驗常數として適當であると言へる、而して保温構造の極めて良い家屋(例、ロシア式家屋)では $\eta=0.06$ 内外、粗末な貸家の如き板壁程度の家屋では $\eta=0.15$ 内外となつた⁽²⁾。そこで $\eta=0.06, 0.10, 0.15, 0.20$ の四つの場合の冷却状況を計算に依つて比較すると第 2 圖の如くで最初室温 20°C、屋外気温は -20°C の場合自然冷却 10 時間の模様を示す、又第 3 圖に日巻寒

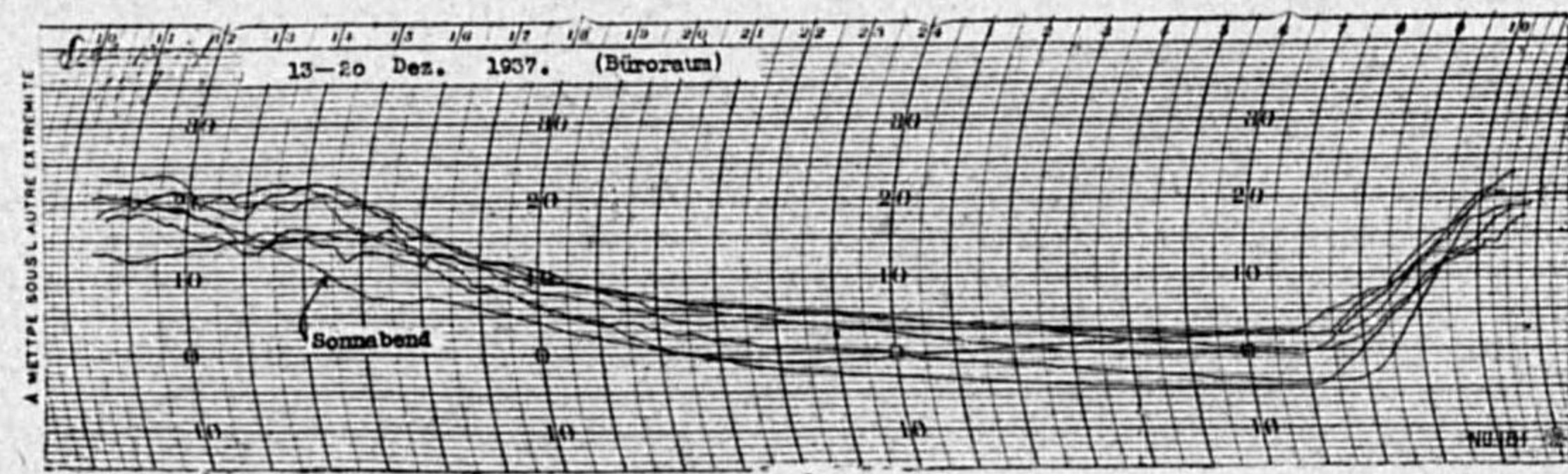


第 2 圖

暖計に依る室温記録の一例を挙げ、第 4 圖は同一日巻自記紙に一週間の記録を採つたもので風の弱い場合も強い場合もあるが土曜日のもの以外は同じ型の變化を繰返し自然冷却を示してゐる。



第 3 圖



第 4 圖

(2) 赤井清康：冬季部屋の冷却に就いて(氣象集誌 昭和 11 年, 第 12 號)。

§ 2. 上下二點観測に依る特性数の算定

暖爐式の如き普通の暖房方法に依つて暖められた場合の室内気温の垂直配布は下冷上暖であるが(之に就いては第3部に述べる)それが自然冷却する仕方は床上の高さに關係なく略々同様である。今室内に上下二點を採り、その任意時刻に於ける温度を $\theta_1, \theta_2 (\theta_1 > \theta_2)$ とすると自然冷却は(3)に依つて表はされるから T が t の任意の函数なる時 η が t に關係なく一定ならば、 θ_1, θ_2 は(2)式と全く同形に求められ

$$\theta_1 = e^{-\int \eta dt} \left(\eta \int f(t) e^{\int \eta dt} dt + c_1 \right),$$

$$\theta_2 = e^{-\int \eta dt} \left(\eta \int f(t) e^{\int \eta dt} dt + c_2 \right).$$

茲に於て $t=0$ にて $\theta_1 = \theta_1', \theta_2 = \theta_2'$ とすれば

$$c_1 = \theta_1' - \left(\eta \int f(t) e^{\int \eta dt} dt \right)_{t=0},$$

$$c_2 = \theta_2' - \left(\eta \int f(t) e^{\int \eta dt} dt \right)_{t=0}$$

であるから、 $t=t$ に於ける二點の温度差は

$$\theta_1 - \theta_2 = e^{-\int \eta dt} (\theta_1' - \theta_2')$$

に依つて與へられる、そこで $t=0$ 及 $t=t$ に於ける二點の温度差を夫々 D, d とせば

$$\theta_1' - \theta_2' = D, \quad \theta_1 - \theta_2 = d$$

であるから

$$d = D e^{-\int \eta dt}$$

故に η は

$$\eta = \frac{\log \frac{D}{d}}{t \log e} \quad (6)$$

に依つて與へられる。

此の理論を利用するときは比較的自由に η を算出することが出来る、只二點観測を必要とすることと風速が時間的に略々一定なる場合の資料に據らねばならぬといふ條件に制限されるが外氣の温度が如何様なる變化を示した時にでも差支へないことに有利な點がある。上記の條件を満足せる場合の廳舎内の室温観測から(6)式の方法に依つて η を算定した例を示すと第1表の通りで之を圖示すれば第7圖の(4)の如くなる、之も最小自乗法に依る方が良いが二點の温度曲線は全く滑かなものであつたから、特に簡便法を用ひ $t=0, t=t$ に於ける読み取りのみにて計算して見た。此の圖に依れば $0 \sim 10$ m/s 位迄の η と v との關係は大略直線と見做される、その線の v 軸に對

第 1 表

年	月	日 時	日 時	v (m/s)	D (°C)	d (°C)	η
1938	12	20	20~21 5	2.4	1.3	0.7	0.0652
"	12	21	20~22 7	4.5	1.6	0.4	0.1260
"	12	22	20~23 6	7.8	2.9	0.7	0.1421
"	12	23	20~24 6	4.1	2.6	0.9	0.1010
1939	2	22	20~23 6	2.1	4.8	1.8	0.0892
"	2	26	20~27 5	17.5	2.6	0.2	0.2565
"	3	2	20~3 6	5.6	1.8	0.4	0.1367
"	3	8	20~9 6	5.9	0.5	0.1	0.1468
"	3	15	20~16 5	2.5	1.8	0.8	0.0811
"	3	16	21~17 5	2.4	2.9	1.3	0.0891

第 2 表 (A に於けるもの)

年	月	日 時	日 時	v (m/s)	T (°C)	η
1937	1	7	22~8 4	3.3	-16.9	0.0898
"	1	12	22~13 4	10.1	-7.3	0.2223
"	1	16	20~17 3	9.2	-4.3	0.1664
"	1	31	23~1 6	2.7	-18.8	0.0768
"	2	20	20~21 2	2.8	-9.4	0.1028
1938	2	25	22~26 4	1.7	-12.4	0.0730
"	2	26	21~27 4	3.7	-6.4	0.1209
"	3	22	22~23 4	1.4	-5.6	0.0763
"	3	25	23~26 5	10.5	-2.4	0.1903

第 3 表 (B に於けるもの)

年	月	日 時	日 時	v (m/s)	T (°C)	η
1937	1	13	22~14 5	2.0	-13.8	0.0697
1938	2	4	21~5 5	6.0	-8.6	0.0777
"	2	8	22~9 4	6.8	-12.5	0.0831
"	2	9	22~10 4	1.4	-20.7	0.0607
"	2	10	20~11 2	2.8	-17.9	0.0742
"	2	11	20~12 2	1.4	-19.2	0.0622
"	2	12	20~13 2	2.4	-14.4	0.0702
"	2	21	21~22 4	3.7	-12.3	0.0774
"	3	8	22~9 4	2.2	-17.7	0.0634
"	3	10	22~11 4	2.5	-9.5	0.0782

第 4 表 (C に於けるもの)

年	月	日 時	日 時	v (m/s)	T (°C)	η
1937	1	19	18~20 3	2.6	-15.1	0.0861
"	1	21	18~22 3	4.7	-14.4	0.0941
"	1	23	17~24 2	4.0	-18.7	0.0768
1938	1	27	21~28 3	1.1	-20.5	0.0756
"	1	28	21~29 3	5.8	-5.9	0.0990
"	1	29	23~30 5	1.9	-12.2	0.0645
"	3	7	20~8 3	4.9	-13.7	0.0932
"	3	12	24~13 6	0.7	-14.7	0.0757
"	3	13	23~14 6	1.1	-9.2	0.0651
"	3	15	24~16 6	0.8	-12.4	0.0751

する傾きを α_0 とすれば $\alpha_0=31^\circ30'$ 位であり、 η 軸と $\eta=0.055$ 位にて交る、而して目盛りの関係より $\frac{1}{50} \tan \alpha_0=0.0123$ を用ひて

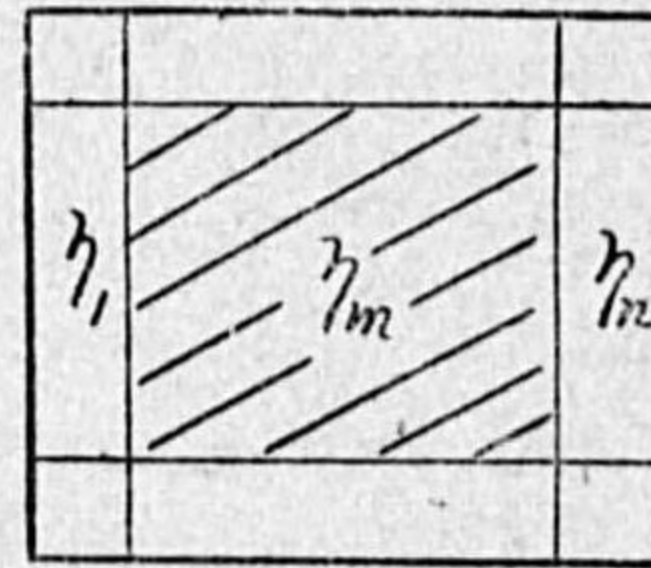
$$\eta = 0.0123 v + 0.055$$

を得る。

是は圖式的方法に依つて大體の模様を求めたに過ぎない、然し η と v との関係が近似的に直線に依つて示される場合もあることが分る、第 7 圖 (1) の場合も略々直線と見做せることは同断である。

§ 3. 室内の位置に依る特性数の相異

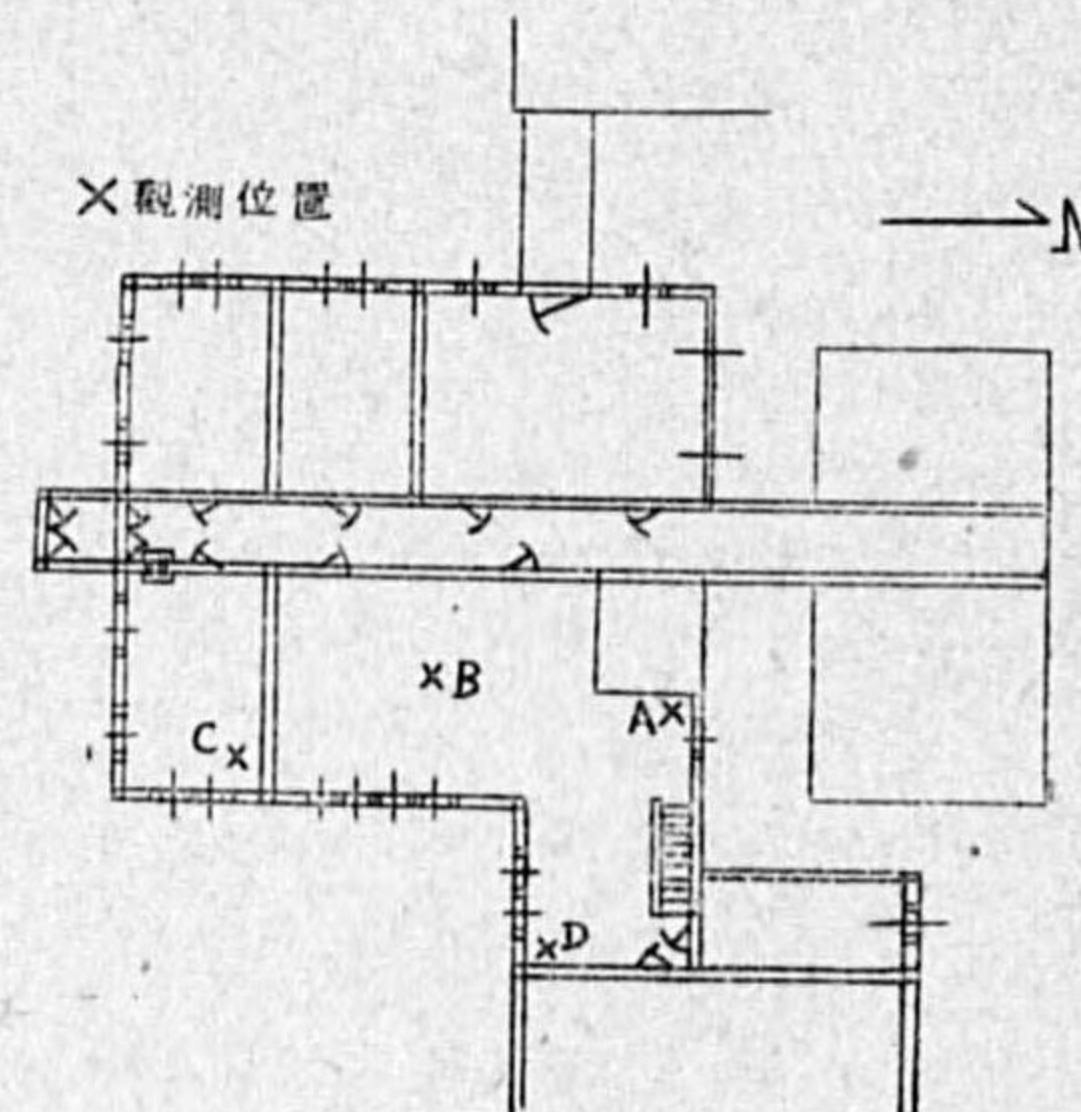
同一室内にてもその位置に依つて外界より受ける影響が異なるから温度の變化状態が異なる、従て保温特性数も相異を示す筈であるが其の差異は風の強い時に於て甚だしかるべく、又吹込みを生ずべき間隙は構造に依つて四周一様でないから風向に依つても自ら相異あるが當然と考へられる、故に同一室内にても η は位置に依つて多少異なるもので、これは室内空間を、その中では温度變化が全く同一であると見做される n 個の部分に分ち得るものと考へることが出来る、而して分ち得たる状態は構造に依り場合に依り異なるであらうがその n 個の部分に於て観測を行ひ η は $\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_m, \dots, \eta_n$ と求めたとすれば之等は各其の位置に於ける固有値と見られるから室内の保温状態は之に依つて完全に知ることが出来る譯である。室の代表値としては室保温の平均状態を示すと認められるもの又は中心部に於ける η_m の如きを採用することになるが室内の極端な位置を除き n 個の η の互の差が小さい程佳的條件から見て優秀なものと言はねばならぬ、勿論保温の見地から η そのものが小さい程良いのである (第 5 圖参照)。



第 5 圖

次に事務室を供試室として調査した一例を示す。

廳舎内の供試室の配置及観測位置は第 6 圖の如くであるが観測は 1937 年より 1939 年に互る寒候期に於て行ひ、其の間多少構造上の變更があつた、然し観測當時の状況を示すために元の儘を描いた點もあるが極く部分的のものである、観測結果の A, B, C に於けるもの⁽³⁾は第 2 表乃至第 4 表に摘要し、D に於けるも

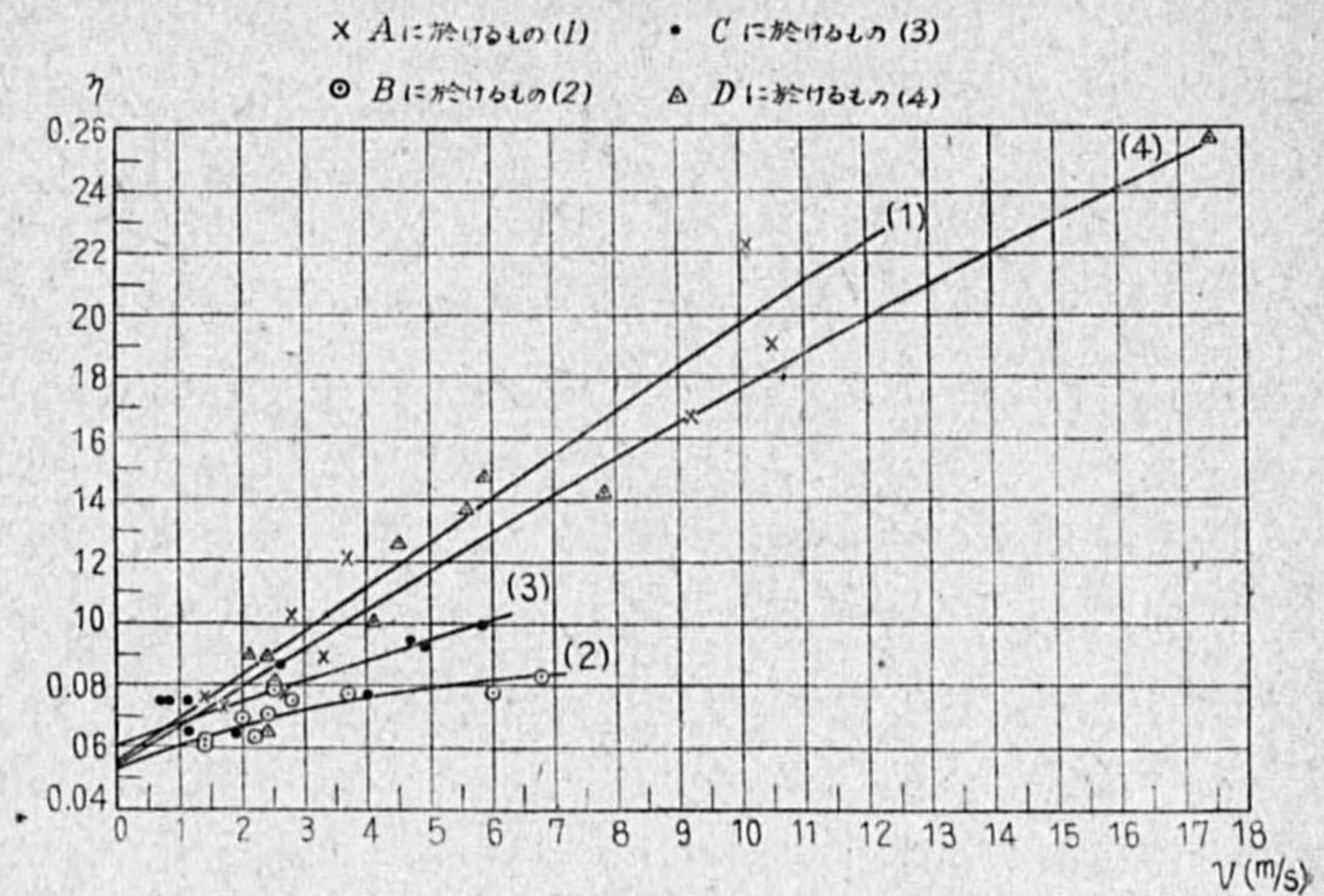


第 6 圖

(3) 註 (1) に同じ。

のは第 1 表に記した。

是等 4 ケ所に於ける結果を圖示すれば第 7 圖の如くなり、冷却程度は A に最も烈しく D, C, B の順で一見した豫想と全く一致して居る、即ち構造上から見ると A は窓に接近してゐるのみならず階段昇降口に面し風の影響が甚だしい、D は窓に近接してゐると共に附



第 7 圖

近の出入口よりの影響も相當あらう、C は窓に近いが D 程でなく、B は室の中心部に位置し最も保温が良い。是に依つて外界より受ける冷却作用の程度は室内の位置に依つて著しく相異することが明かとなり、風の強い時程その懸隔が甚だしく無風時には各所殆ど同程度の状態になることが肯定され、日常の経験の一斑が實證された譯である。

§ 4. 熱の供給と室温變化

室内外の温度差のみならず風の影響も加つて冷却作用が行はれる場合に於て暖房装置を働かして熱を供給し、その熱量は單位時間に Q_0 であるとすれば dt 中に $Q_0 dt$ の熱が供給される、而して放熱されると同時に一樣に室内に傳播されるものとする。

η は自然冷却に於て單位温度差にして風速 v なる時に失はれる全熱量を室の熱容量で除したものであるから熱容量を E とすれば温度差 $\theta - T$ 、風速 v なる時に失はれる熱量は dt 中に $E\eta(\theta - T)dt$ である、故に熱源がある場合の室温變化は $Q_0 dt$ と $E\eta(\theta - T)dt$ の大小變化に依つて決まるから此の時の微分方程式は

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{Q_0}{E} - \eta(\theta - T) \tag{7}$$

となる⁽⁴⁾。

Q_0, η, T は何れも一般に t の函数であるから

$$Q_0 = Q(t), \quad \eta = g(t), \quad T = f(t)$$

(4) 赤井清康：寒地家屋の保温に就て (天氣と氣候 昭和 12 年 第 8 號) 中に記したものと同形。

とすれば

(7) の解は

$$\theta = ce^{-\int \sigma(t) dt} + e^{-\int \sigma(t) dt} \int \left\{ \frac{Q(t)}{E} + f(t)g(t) \right\} e^{\int \sigma(t) dt} dt \quad (8)$$

に依つて與へられる。

若し η, T が t に無関係なる時は

$$\theta = ce^{-\eta t} + T + e^{-\eta t} \int \frac{Q(t)}{E} e^{\eta t} dt \quad (9)$$

となる。

$Q(t)$ は數理的には種々な形のものが考へられるが實際普通に現はれるものとして (9) に於て次の三つの場合を探つて見ると

(I) $Q(t) = Q_1$ 常數の場合

$$\theta = ce^{-\eta t} + T + \frac{Q_1}{\eta E} \quad (10)$$

となる。

(II) $Q(t) = a(1 - e^{-bt})$ の場合

放熱量が時と共に速かに増加し或程度に達すると殆ど一定の状態になるもので b は相當大なる常數である。

此の時は

$$\theta = ce^{-\eta t} + T + \frac{a}{\eta E} - \frac{a}{(\eta - b)E} e^{-bt}, \quad (11)$$

b が非常に大きければ (I) の場合と同様と見做される。

(III) $Q(t) = A + B \cos pt$, 週期函數の場合

$$\theta = ce^{-\eta t} + T + \frac{A}{\eta E} + \frac{B(\eta \cos pt + p \sin pt)}{E(\eta^2 + p^2)} \quad (12)$$

となる。

室溫に變化を與へる諸因子は嚴密に言へば絶えずその大きさが變化してゐるのであるが今室溫を觀測して $\theta = \varphi(t)$ なる函數を得たとすれば (8) に依り、實際には近似的にといふに過ぎないが、

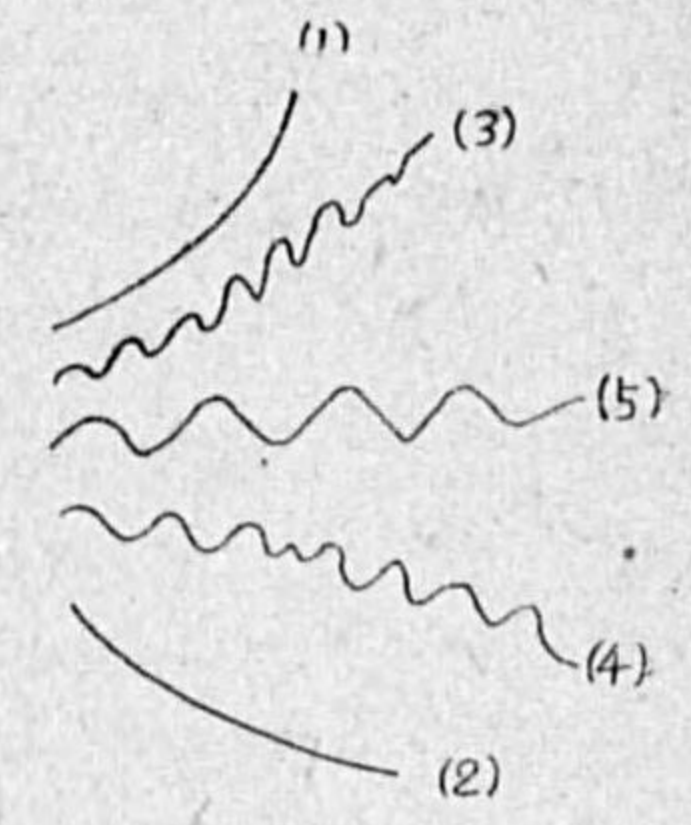
$$c + \int \left\{ \frac{Q(t)}{E} + f(t)g(t) \right\} e^{\int \sigma(t) dt} dt = \varphi(t) e^{\int \sigma(t) dt}$$

之を微分して

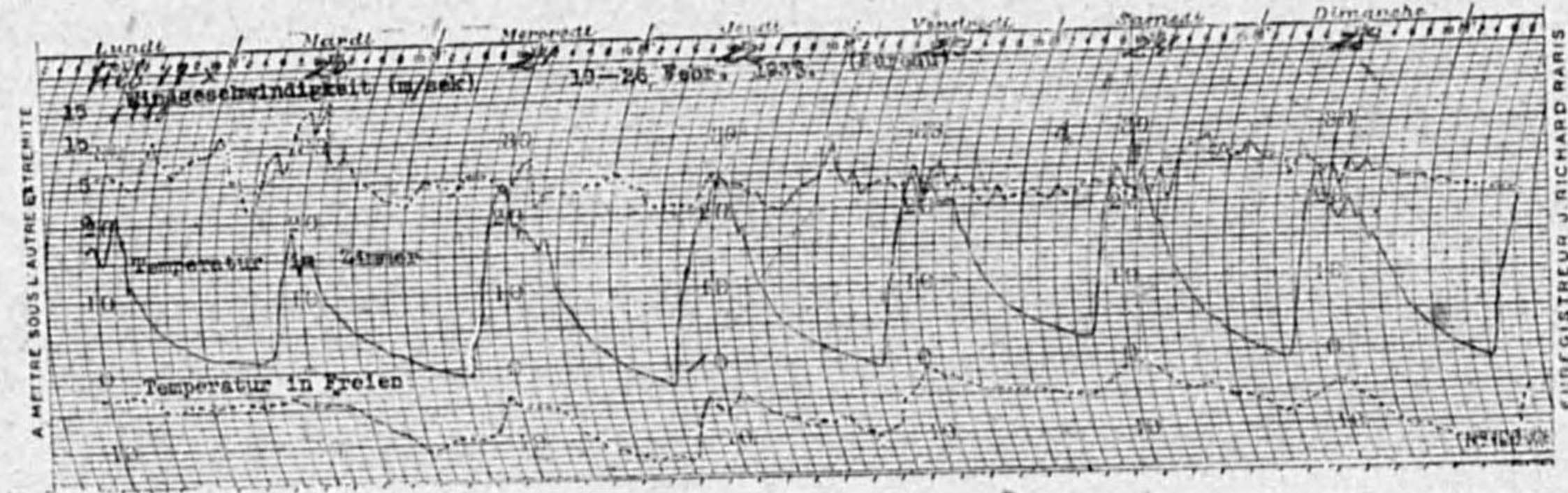
$$Q(t) = E[\varphi'(t) + \varphi(t)g(t) - f(t)g(t)] \quad (13)$$

を得る。

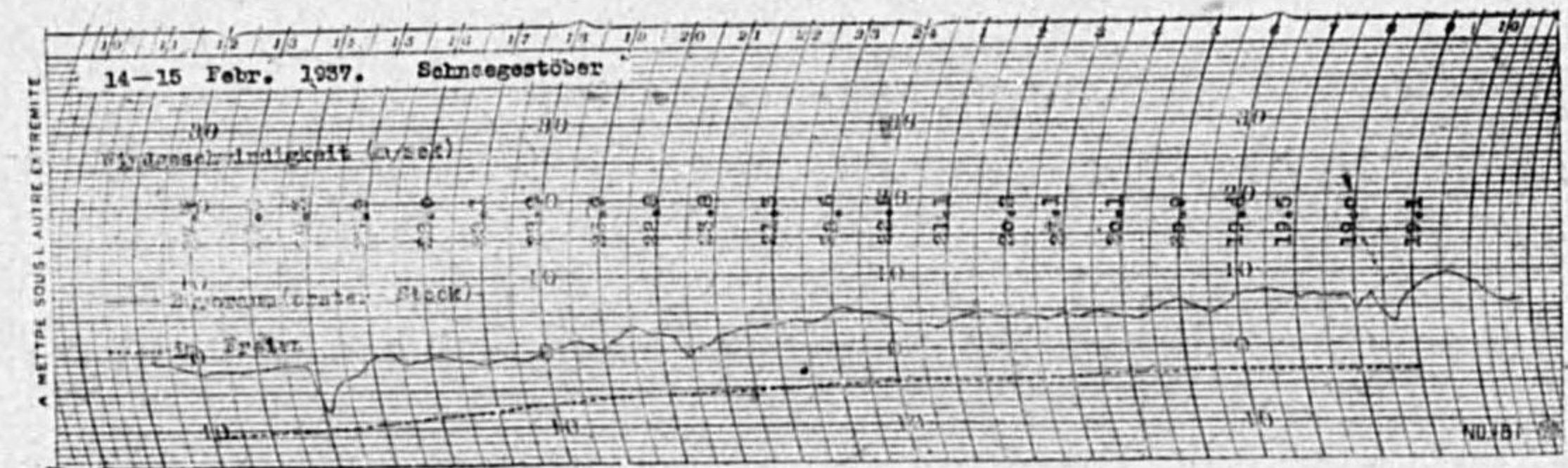
次に煖爐式煖房に依る場合の室溫實測の記象を見ると種々の形を示してゐるのであるが煖房時に於ては一般に不規則變化が多い、然し一日中の變化を通じて顯著な型としては第 8 圖の (1) の如き單調上昇、(2) の如き單調下降、(3) の如き振動的上昇、(4) の如き振動的下降、(5) の如き週期的變化を擧げることが出来る、之は極く大掴みに見た形であつて場合場合に依つてその狀況は相異なるのである。多數の記象中から選出した第 9 圖及第 10 圖に於ては週卷及日卷に依る室溫記象に氣溫及風速を附記した、第 9 圖のもの日別日照時數は 19 日及 20 日兩日は皆無、21 日は 8.20 時間、22 日は 8.45 時間、23 日は 4.95 時間、24 日は 2.25 時間、25 日は 4.05 時間を測つた (夜間煖房中止)。第 3 圖及第 4 圖に示したものと共に是等の記象より種々の事象が觀取せられる、特に第 10 圖は異常氣象



第 8 圖



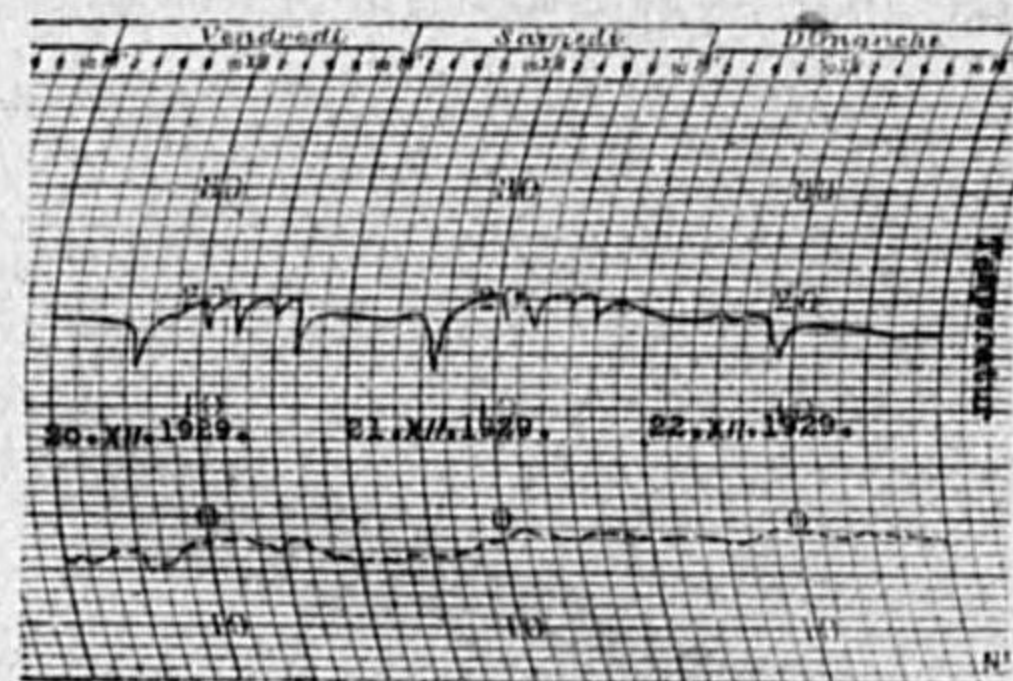
第 9 圖



第 10 圖

の場合の一例であつて猛烈な暴風雪に襲はれた時のものである、室は廳舎二階で夜間も煖房は中止しなかつたが效果薄弱徒らに振動的變化を呈するに過ぎなかつた、然かし氣溫は正午氷點下 11 度附近より次第に上り、同夜 10 時氷點下 5 度に達し翌朝 6 時には氷點下 3 度に垂んとした、室溫も之に並行の形にて除々上昇を示してゐるが、一般には冬季の大暴風に際しては室を煖めることは容易でない、況んや煖房裝置に障害を受けるが如き場合に於てをやである。

是が西洋式建築であつたならば状況は相當異なるであらう、藤原先生の建築と氣象に関する多くの講話⁽⁵⁾の中に西洋人は部屋の構造が日本と違つて一切外氣を絶ち切つて自分の好きな温度と湿度を拵へてゐると述べられてあるが、獨逸に於ける暖房季の事務室内の温度の一例⁽⁶⁾を採つて見るとその要領は第 11 圖の如く實線が室温、點線が屋外の氣温で通氣のため時々室温の急降があるが速かに回復し全體を通じ變化の少い、安定した等温状態の持続が窺はれる、是は樺太の如き沍寒の地の現状に於ては羨ましい事であつて嚴寒の候には温度及湿度を自由に調整し得る能力のある家屋が切に望ましい、然し構造のみの問題でなく暖房方法と關聯して考ふべきで一朝一夕には解決出來さうにないが構造の改善より先づ取掛る事が良策で、それは實行されつゝあるが部分的で一般には粗悪、所詮氣候に即してゐるとは言はれない。



第 11 圖

§ 5. 室温限度と氣象條件

暖房せる室に冷却作用を及ぼす主要氣象は外界の寒冷と風であるとした時の平均室温は (8) 式に依つて示されるのであるが簡單のため外氣温、風速及熱源の放熱量が時間的に變化しないと見做される場合を採ると (10) 式に依つて與へられる。室温が外の氣温より低くなることはないのであつて室の最も冷却した場合に両者は等しくなるのであるから先づ此の場合を考へ (10) 式に於て $t=0$ にて $\theta=T$ とすれば

$$\theta = T + \frac{Q_1}{\eta E} (1 - e^{-\eta t}) \tag{14}$$

であるから $\lim_{t \rightarrow \infty} \theta = T + \frac{Q_1}{\eta E}$ となる、即ち極限に於て室温は $T + \frac{Q_1}{\eta E}$ まで昇り得るのであつて之が上昇限度である。

又 $t=0$ にて θ が $T < \theta < T + \frac{Q_1}{\eta E}$ なる限界内の温度であるとし之を θ とすれば (10) 式より

$$\theta = \left(\theta_0 - T - \frac{Q_1}{\eta E} \right) e^{-\eta t} + T + \frac{Q_1}{\eta E} \tag{15}$$

となる。

此の場合も前と同様上昇限度は $T + \frac{Q_1}{\eta E}$ である、若し又 Q_1 以外の熱源を用ひ $T + \frac{Q_1}{\eta E}$ 以上の

(5) 藤原咲平：雲を掴む話 263 頁。

(6) Ernst Brezina und Wilhelm Schmidt: Das Künstliche Klima in der Umgebung des Menschen. S. 129.

室温に上げてから熱源を Q_1 のみに限つたとすれば、その場合には室温は次第に下り極限に於て $T + \frac{Q_1}{\eta E}$ となる、 $t \rightarrow \infty$ といふのは數理的に嚴密な意味であつて實際の場合には相當の時間が経てば略々限度に達したものと見做される。

一般に上昇限度を θ_m とすれば

$$\theta_m = T + \frac{Q_1}{\eta E} \tag{16}$$

に依つて示される。

勿論熱容量 E にして Q_1 なる熱源を有する室の上昇限度である。而してその限度が氣温と風に依つて左右されることは (16) 式の示す通りである。

$\frac{Q_1}{E}$ は熱源の放熱量と室の熱容量の比であつて $\frac{Q_1}{E} = \nu$ とおけば (16) は

$$\theta_m = T + \frac{\nu}{\eta} \tag{17}$$

となる。

次に室温の上昇限度内に於ける或温度 θ_0 から上昇限度よりも低い標準的所要温度 θ_s まで昇るに要する時間を τ とすれば (15) 式に依り

$$e^{\eta \tau} = \frac{\theta_0 - T - \frac{Q_1}{\eta E}}{\theta_s - T - \frac{Q_1}{\eta E}}$$

更に (16) 式を用ひると結局

$$\tau = \frac{\log \left(\frac{\theta_m - \theta_0}{\theta_m - \theta_s} \right)}{\eta \log e} \tag{18}$$

を得る。

又 (17) を用ひて

$$\tau = \frac{1}{0.4343 \eta} \log \left(\frac{\eta(T - \theta_0) + \nu}{\eta(T - \theta_s) + \nu} \right) \tag{19}$$

とすることも出来る。

茲に示した所は暖房上参考となり、寒地の氣象に即するためには此の如きを骨子とし適當の補正を施し以て實地に活用することが望ましいが暖房に関する實際的方法は本報の目的外であるから記さない、(19) 式の如きを用ひるに際しては圖表學に依つて六變數の圖表を作製して置けば簡便であらう。

尙晝間顯著なる影響を與へる氣象要素としては日射があり室内に直接入射するときは一つの熱源

として作用し、壁体外面に之を受ければそこに熱を與へ、傳導及對流により該表面より外界に熱を失ふことを弱め保温を助ける、従つて之等の場合には 暖房の熱源は前記の $Q(t)$ に更に日射に依る一つの熱源が加つたことになり、一方 η は幾らか減少することになるから日射は他の衛生的理由のみならず、保温上相當有效なものであるが數量的説述は本報では略する。

§6. 第1部摘要

以上の所論より知らるゝ事項を列記すれば次の如くである。

- (1) 室の自然冷却及暖房時の室温變化には一階一次形微分方程式を適用することが可能である。
- (2) 防寒保温の能力を表示すべき指示値として、室に固有なる特性常數を算定することが出来る。
- (3) 室の自然冷却が床上の高さに關係なく一様に行はれる場合には上下二點觀測に依り、屋外気温に無關係に容易に特性數を算出し得る。
- (4) 保温特性數は風速と共に増大する、兩者の關係は一般に曲線になるが風速の或範圍内に於ては直線と見做される場合もある。
- (5) 室内の位置に依つて外界の冷却作用を受ける状態は異り、その差異は風の強い程著しいが、冷却狀況の配布は室に依つて略々固有なものとして見做される。
- (6) 或一定の熱源を與へられた室の室温上昇限度及その限度内に於ける昇温に要する時間は屋外気温と風速の函數であつて氣象に依つて左右せられるものである。
- (7) 氣象特に気温及風の室温に及ぼす影響を知悉して建築保温のための基本的諸策を講ずることが建築衛生上、暖房經濟上緊要である。

第2部 湿度及換氣

§7. 室内湿度變化の一般性狀

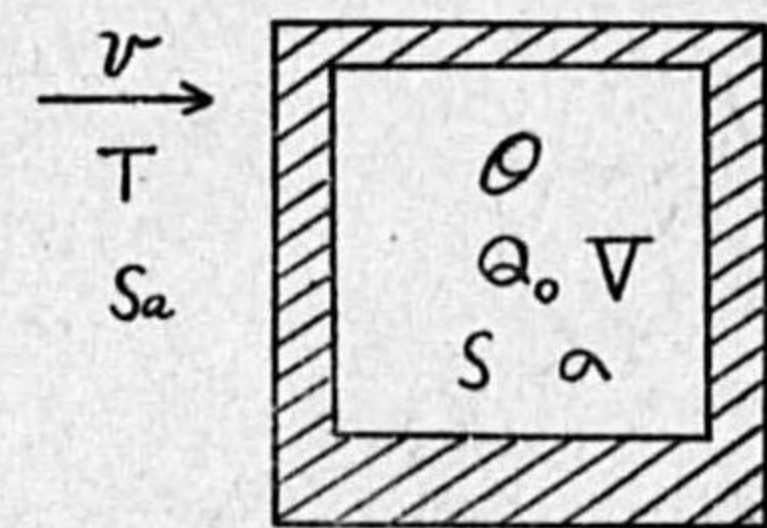
建築物内空氣の湿度は室内の又室自體に於ける原因と外界よりの作用とに依り變化を現はすのであるが一般に含有水蒸氣量に變化無くとも室温に變化あらば相對湿度は之に伴つて變化するのは勿論であるから先づ室温を變化せしめる作用は湿度を變化せしめるものと言はねばならぬ。室内空氣の含有水分そのものゝ量の變化することに就いては次の如く考へられてゐる、即ち室内に於ける人工的の生成によるものゝ外に壁體資材の類より發散するものがあり又吸收する場合もあるが、それらの資材が外界より濕氣を受給するには透水と透濕が考へられる、而して雨水、雪汁、地下水の如きものが液體として直接資材を透過し來たるのが透水であり、水分が水蒸氣として壁體を透過し來たるのが透濕の現象である。此の透濕に於いては水蒸氣が流體力學的壓力差のために材料の中を流れる場合と資材の兩側に於ける湿度差に原因して濕氣の滲透する場合があつて後者に就いては實驗

的に理論的に研究が行はれてゐる⁽⁷⁾。是等の研究に由れば透濕作用の狀況は室内外の空氣の状態に依つて主としては湿度に左右せられるものであつて茲にも氣象の影響が常に働いてゐるわけである、然し透濕量は一般に小さく野村氏⁽⁸⁾に依れば假令温度の上昇と共に透濕量が増加するとともに之を室内空氣の相對湿度に及ぼす影響といふ點から考へれば此の影響は僅かであるといふ、一般には外界からの此の種の作用による室内湿度への影響は僅小と見做される。之に反し外界より室内湿度へ大なる作用を及ぼすものとしては換氣による外氣の侵入であつて、これが室内湿度にのみ影響する場合にても先づ相對湿度に變化を與へ、室内湿度に影響無くともその絶對湿度に相異なる場合には室内の絶對及相對湿度に變化を與へるものである。而して此の換氣(自然換氣)は温度差による氣壓差のために因る靜的なものと、風による吹込み、吸出し作用に起因する動的なものに因り絶えず行はれてゐるのである、此の外に些小ではあるが擴散によるものもあつて紙障子に於いては擴散量は大きく輕視し難い⁽⁹⁾やうであるが紙障子が外氣に直面せざる場合は省略し得る。要するに外氣は第一部にも述べし如く室温に變化を與へることと、含有水蒸氣量に變化を與へることに依つて室内湿度に大なる作用を及ぼしてゐるのである。

冬季寒地に於て室内部の自然的現象に依つて水蒸氣量に影響を與へる一例を挙げれば霜華による變化であつて硝子窓或は外氣に直面する硝子戸ある時は室内外の氣象的條件に従つて硝子面に霜華生滅しその厚さ5mm内外に達することは珍らしくない。尤も是は元來相當の水蒸氣を空氣(室内)が含んでゐる場合の事である。

§8. 室内絶對湿度の變化

今第12圖の如く任意の壁體を有する室を考へその中に熱源 Q_0 があつて熱を供給し、室温を θ 、室内空氣の絶對湿度を S g/m³ とし、此の構造物が風速 v m/s、温度 T 、絶對湿度 S_a g/m³ なる外氣に曝され、室内外の温度差のみならず風の影響が加つて外氣による冷却作用が行はれてゐる場合の室内絶對湿度の變化は大略



第12圖

次の如く考へられる。室内絶對湿度を變化せしめる外因は自然換氣のみとし、單位温度差の時の換氣量を qm^3 、單位風速の時の吹込み、吸出しの量を等しとして之を m m³ とし $m \propto v$ とすれば單位時間の全換氣量は $mv + q(\theta - T)$ である、 m, q は固有なる特性數である。惜 $S_a \neq S$ なるときは換氣のため室内空氣の含有水蒸氣量に變化を來たすが増減があると同時に室内各所一様なる平均状態

(7) 例へば宮部 宏：濕氣擴散の基礎理論(建築學會論文集第1號)、濕氣に関する纖維材の一般性質(同第5號)。

(8) 野村芳太郎：紙類の透濕性に就て(建築學會論文集 第2號及第5號)。

(9) 野村 仁：家屋の自然換氣に及ぼす擴散現象の研究(住宅衛生文獻集)。

となるものとし、室内に単位時間に σ gr. の水蒸気が換気に関係無く発生して居るとした場合の dt 中の室内の水蒸気量の變化は $[(S_a - S)(mv + q(\theta - T)) + \sigma]dt$ で表される、此のために室内絶対温度は dt 中に ds だけ變化したとすれば、室内全體では室の氣積を Vm^3 とせば Vds の變化であるから之等を等置して

$$\frac{ds}{dt} = \frac{S_a - S}{V} \{mv + q(\theta - T)\} + \frac{\sigma}{V} \quad (20)$$

を得る。

是室内絶対温度の變化を示す微分方程式である。然るに θ は第一部に示した變化をするのであつて、 T, v, S_a, σ 等總べて t の函数であつて (20) より

$$S = e^{-\int \frac{mv + q(\theta - T)}{V} dt} \left\{ \frac{1}{V} \int [S_a \{mv + q(\theta - T)\} + \sigma] e^{\int \frac{mv + q(\theta - T)}{V} dt} dt + c \right\} \quad (21)$$

となるから一般に複雑なものとなる。

次に少しく簡単な場合を 2, 3 採つて積分を實行して見る。

(i) 熱源あるも $\theta, T, v, S_a, \sigma$ 等總べて t に無關係なる場合、此のときは $mv + q(\theta - T)$ は一定であつて之を V' とすれば (2) より

$$S = S_a + \frac{\sigma}{V'} + ce^{-\frac{V'}{V}t}$$

であるから $t=0$ にて $S=S_0$ とすれば

$$S = S_a + \frac{\sigma}{V'} + (S_0 - S_a - \frac{\sigma}{V'}) e^{-\frac{V'}{V}t} \quad (22)$$

若し $\sigma=0$ ならば

$$S = S_a + (S_0 - S_a) e^{-\frac{V'}{V}t} \quad (23)$$

嚴寒の候、風速 v が大きく、温度差 $\theta - T$ も大なる場合に於ては $\frac{V'}{V}$ は割合に大きいから (23) 式より S は比較的速かに S_a に接近するから室内に水蒸気の補給をしなければ乾燥に過ぎるに至るべきことが容易に分る。

(ii) 一定熱源 Q_0 があり、 T, v, S_a, σ が t に無關係なる場合、此の時室溫 θ は第一部により

$$\theta = \frac{Q_0}{\eta E} + T + \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right) e^{-\eta t}$$

であるから (21) 式により $t=0$ にて $S=S_0$ とせば

$$S = \frac{S_a m v + \frac{S_a q Q_0}{\eta E} + \sigma}{m v + \frac{q Q_0}{\eta E} + q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right) e^{-\eta t}} + \frac{S_a q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right) e^{-\eta t}}{m v + \frac{q Q_0}{\eta E} - \eta V + q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right) e^{-\eta t}}$$

$$\left(S_0 - \frac{S_a m v + \frac{S_a q Q_0}{\eta E} + \sigma}{m v + \frac{q Q_0}{\eta E} + q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right)} - \frac{S_a q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right)}{m v + \frac{q Q_0}{\eta E} - \eta V + q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right)} \right) \times e^{-\frac{1}{V} \left\{ \left(m v + \frac{q Q_0}{\eta E} \right) t + \frac{q \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right) (1 - e^{-\eta t})}{\eta} \right\}} \quad (24)$$

而して $\lim_{t \rightarrow \infty} S = S_a + \frac{\sigma}{m v + q Q_0 / \eta E}$ であつて室内に於ける水蒸氣補給の利き目は換氣常數 m, q が大きい程又風速 v 、熱源 Q_0 の大きい程小さいことが分る。

(iii) 一定熱源 Q_0 があり、 T, v, S_a が t に無關係にして $\sigma=0$ なる場合

此の時室溫 θ は前記 (ii) に於けると同様であるから (20) 式より $t=0$ にて $S=S_0$ とすれば

$$V \log_e \frac{S_0 - S_a}{S - S_a} = \left(m v + \frac{q Q_0}{\eta E} \right) t + \frac{q}{\eta} \left(\theta_0 - \frac{Q_0}{\eta E} - T \right) (1 - e^{-\eta t}) \quad (25)$$

熱源の作用が無い時には $Q_0=0$ として

$$V \log_e \frac{S_0 - S_a}{S - S_a} = m v t + \frac{q}{\eta} (\theta_0 - T) (1 - e^{-\eta t}) \quad (26)$$

となる。

茲では外氣の室内侵入に際しての膨脹を無視して室の絶対温度の變化を論議したのであるが膨脹を考慮に入れ、比濕の變化を考へるのも面白いと思ふ。

§9. 室内相對湿度の變化

水蒸氣張力を f 、最大張力を F とすれば相對湿度 H は $H = \frac{f}{F} \times 100\%$ によつて示されるものであつて、室内相對湿度の變化には三つの場合が考へられる、即ち室溫のみの變化に伴ふもの、室内絶対温度のみの變化に伴ふもの、室溫及絶対温度共に變化する場合の三つである。

然るに温度 θ 、水蒸氣張力 f なるときの絶対湿度 S は

$$S = \frac{0.623 \times 1.293}{1 + 0.00367 \theta} \cdot \frac{f}{760} \text{ kg/m}^3 = \frac{1.06 f}{1 + 0.00367 \theta} \text{ g/m}^3 \quad (27)$$

に依つて與へられる、又最大張力 F は氣象常用表として用ひらるゝブロック (Broch) の式、或はマグヌス (Magnus) の式、チーゼン (Thiesen) の式等に依つて表される温度の稍々複雑な函数である、而して飽和水蒸氣 $1m^3$ の質量は上式 (27) の f に F を置き代へたものに依つて與へられるのであつて $\frac{f}{F}$ は (27) 式による S を飽和水蒸氣の場合の水蒸氣質量を以て除したものであるから H は温度の複雑な函数である。而して一般に θ, S 共に既に述べた如き t の函数であるから H は勿論 t の複雑な函数であつて、(27) に依り

$$H = \frac{S(1 + 0.00367 \theta)}{1.06 F} \times 100 \quad (28)$$

である。

今一つの簡単な場合を示すと、自然冷却の場合の室温 θ の変化は、 $\theta = T + (\theta_0 - T)e^{-\eta t}$ によつて表されるから、又室内絶対湿度 S の変化は §8 の (26) 式にて示される場合であるとすれば

$$H = \frac{100(S_0 + S_a e^{-\frac{mvt + \frac{q}{\gamma}(\theta_0 - T)(1 - e^{-\eta t})}}{F} - S_a)[1 + 0.00367\{T + (\theta_0 - T)e^{-\eta t}\}]}{1.06 F e^{-\frac{mvt + \frac{q}{\gamma}(\theta_0 - T)(1 - e^{-\eta t})}}{F}} \quad (29)$$

茲に F は θ の函数であるから勿論 t の函数である。

次に室温のみが自然冷却によつて下降する場合の相対湿度変化の一例を計算に依つて示す。

$\theta_0 = 20^\circ\text{C}$, $T = -20^\circ\text{C}$, $\eta = 0.08$ とし $S = 3, 4, 5$ 及 10 g/m^3 の場合の変化の状況は第 13 圖の如くである。

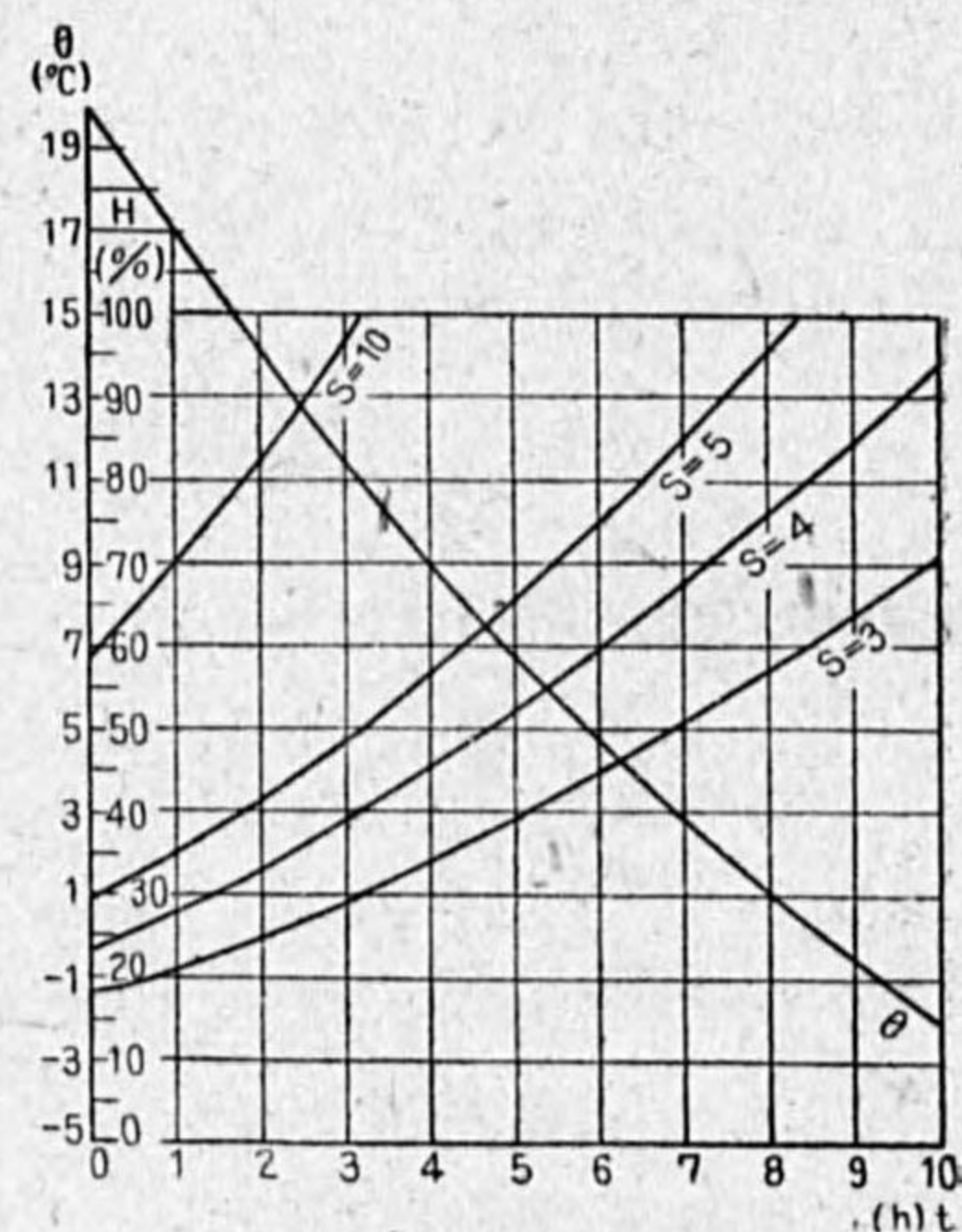
又室温 θ を一定に保ち絶対湿度 S のみ変化する場合 (9) 式により相対湿度 H は S に正比例して変化するのであるから甚だ簡単であるが一般には θ, S 共に変化するのであるから H は相當複雑なものである。

室内相対湿度は以上の如きもので、室温及室内空気の含有水蒸氣量は室内に於ける人工的原因と外界の氣象的原因に左右せられるものであり、而かもその状態は構造により又内部の位置によつても異なるのであるから同じ氣象條件の下に於いても構造、位置等に依つて湿度変化の状況には自ら相異を生ずる、之には主に水平的配布の不同を位置による相異と云うて居るのであるが垂直的配布にも一應の特性があるのであつて之に就いては第 3 部の中に述べる。

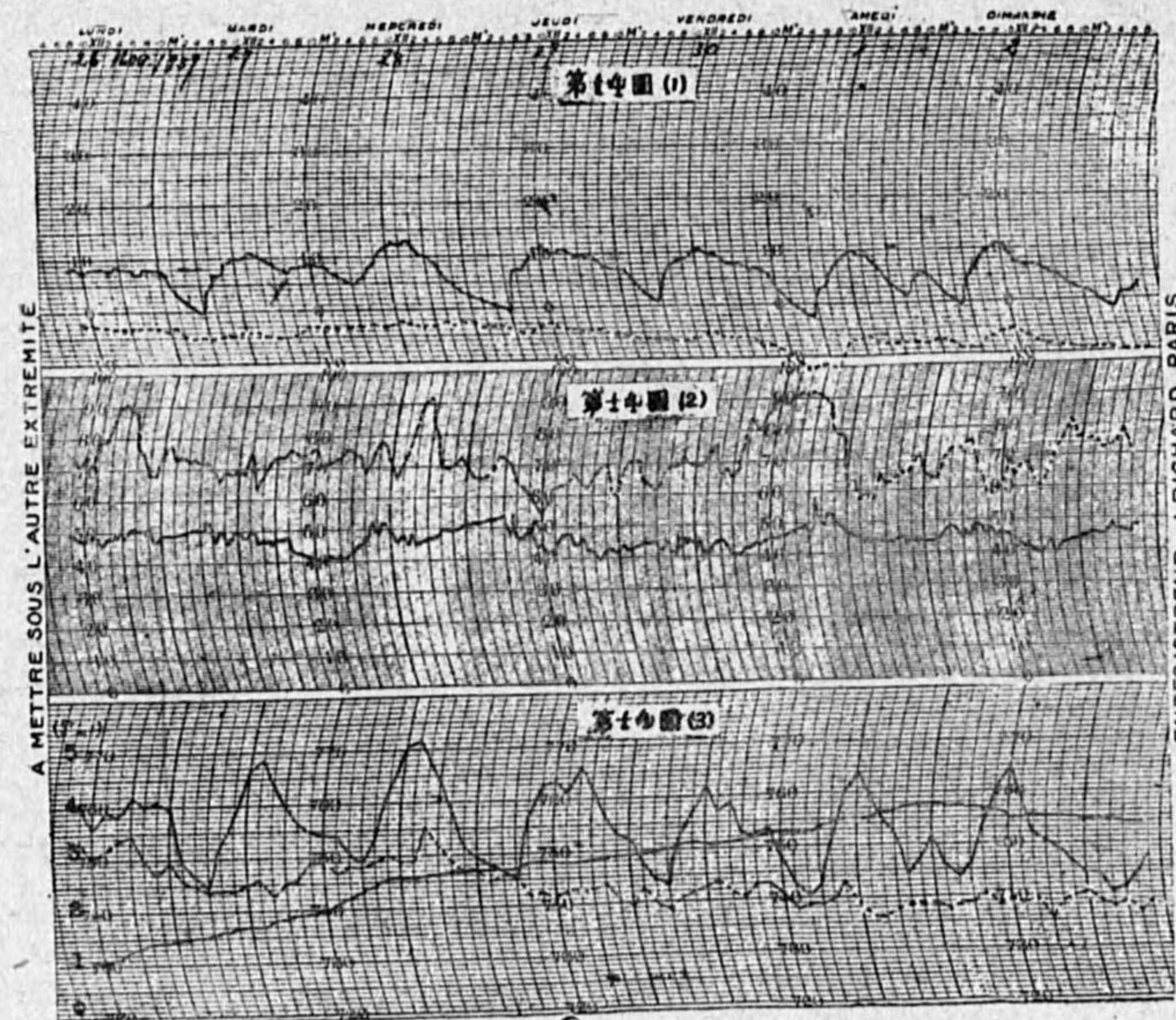
§ 10. 氣象觀測に依る湿度變化の觀察

室内外の氣象觀測資料の中代表的なものを摘録して少しく考察を加へて見よう。茲に示す資料は供試室として主に廳舎、一部は露西亞式家屋を用ひ、室外氣象は當所の觀測に據り、室内は自記器(氣温、湿度、一部氣壓)に依つて觀測せられたものである。

第 14 圖は廳舎内觀測室(木造)に於ける 1939 年 11 月 26 日より 12 月 3 日に互る 1 週間の週卷自記器に依る記象にして上段が氣温、中段は湿度、下段は氣壓と絶対湿度であつて室外氣温、湿度及絶対湿度は自記器に依る記象ではない、室外氣温及湿度は毎時の觀測値を用ひて描き、絶対湿度は觀測に基づき計算に依つて 2 時間毎の値を求め之を假に氣壓自記紙の上を示したものである。室内絶対湿度の計算は相対湿度 H と室温 θ に対する最大最大張力 F を氣象常用表から得て、その時の水蒸氣張力 f は $f = \frac{HF}{100}$ によつて求められる、その時の絶対湿度 S は



第 13 圖



第 14 圖

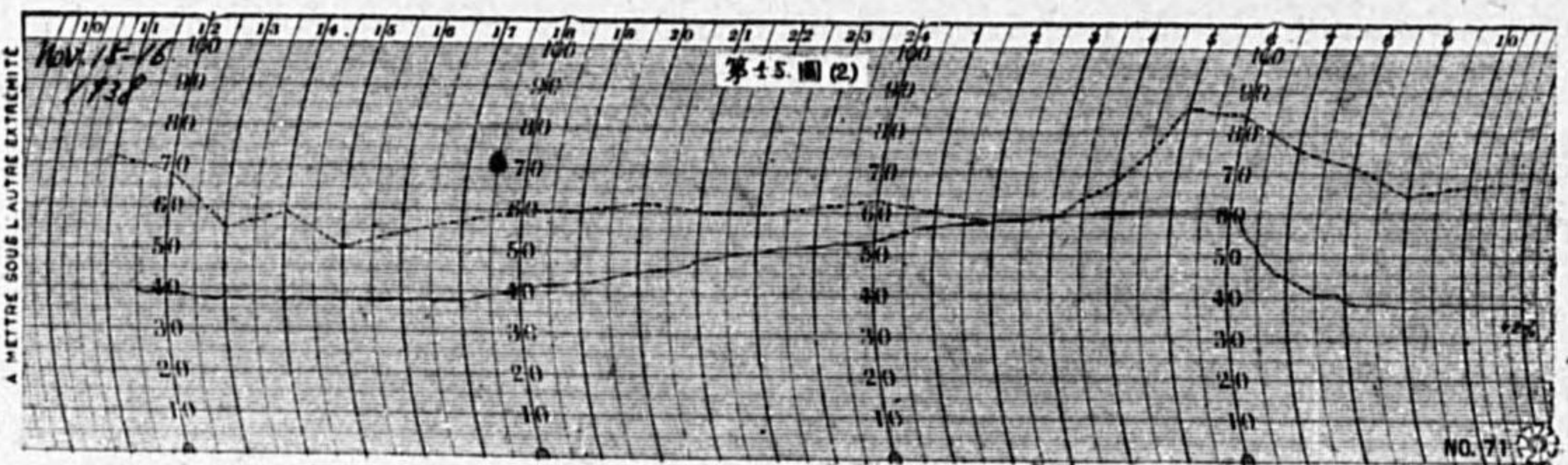
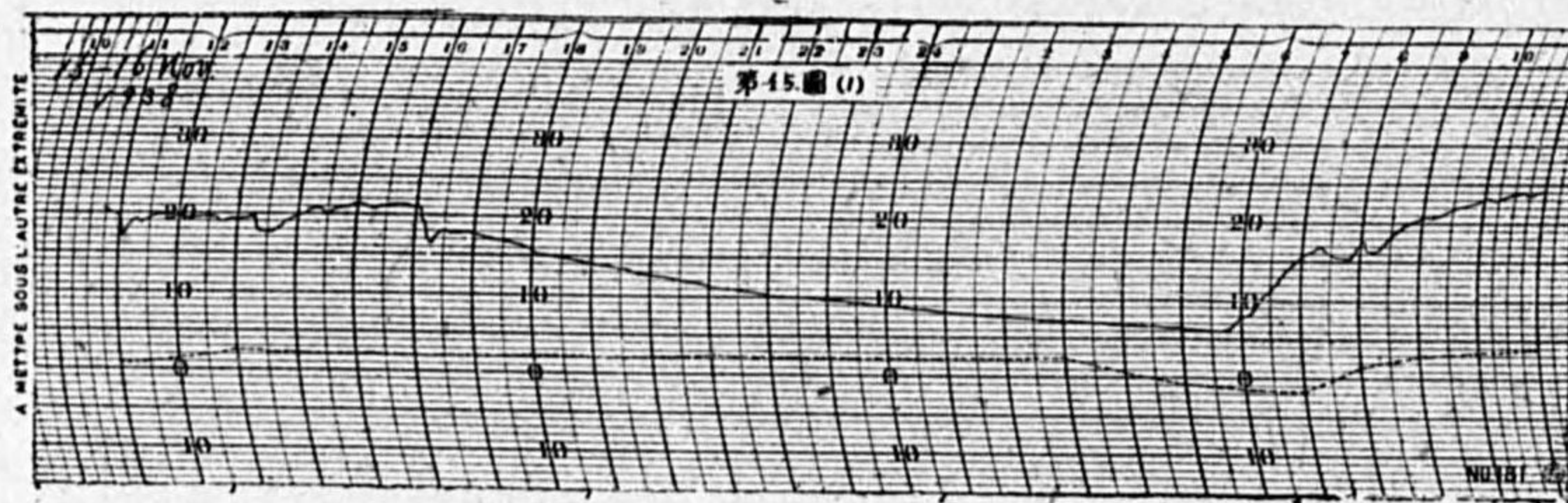
$S = f + f \left(\frac{1.05821}{1 + 0.00367 \theta} - 1 \right)$ に依つて與へられるから右邊第二項の修正は常用表第 14 表を用ひて計算した、外氣の絶対湿度も同様方法に依つて計算したが、水蒸氣張力は特に計算しなくとも制規の觀測に於て求められてあることは申す迄もない。

第 14 圖に關する期間の氣象經過の概略を見るに氣壓の記象の示す如く優勢なる颶風の通過後氣壓の上りつつある時であつて、26 日 6 時、前日來の風雪は漸次斂まりつつあるも 7 時 20 分の猛烈な颶風が「オホツク」海中部に在つて尙荒天であるが低氣壓は次第に北東に去り一方大陸高氣壓は 780 耗内外の優勢を呈し大泊の氣壓は上昇の一途を辿りしも颶風の餘波を蒙り天氣は差程良好とならず、氣温は 26 日 -3.0°C 程度より 27 日 -5.0°C 程度に下り、28 日は -3.0°C 程度に上り之より漸次下降を續け翌 1 日 2^h45^m 最低 -13.1°C を測り此の期間の最低極となつた、その後再び少しく昇温したが 3 日 10 時は -8.0°C であつて、次に氣温と共に室温に大なる影響を及ぼす風は 28 日晝過ぎ迄は 10 米内外吹續し 27 日 8 時 16 米 3 が最大であつた、その後は次第に衰へたるも 30 日夕刻迄 7 米内外、それから翌 1 日晝前迄は 3 米内外に落ち、同日正午頃より 22 時迄再び 7 米内外に増大した、是より翌 2 日 7 時頃迄は亦 3 米内外に衰へたが 10 時より翌 3 日午前中は 8~9 米内外が吹走した、然れども全面的に西偏風なりしたため室内に及ぼす影響は構造及向

きに起因して比較的小さい条件下にあつた。

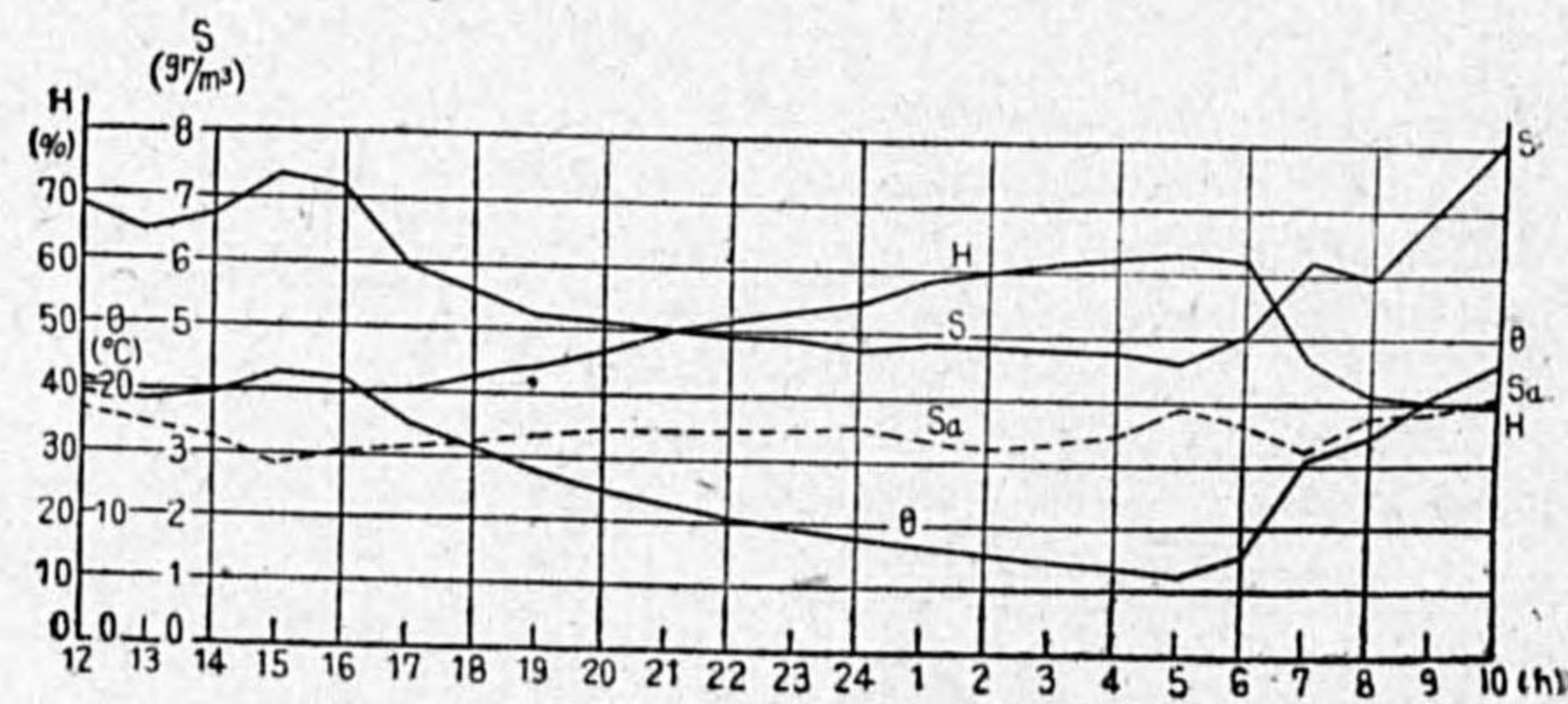
室内には晝間は暖房を用ひて保温してゐるが夜間は自然冷却をなし日週變化を繰り返してゐる、然し室温に就いては第 1 部に述べたから茲には記るさず参照のため提示するに止める。

外氣の相對濕度は室内濕度に比し遙かに高く變化の程度も大きいが氣温及含有水蒸氣量の變化に因るものなる事は勿論である、室内相對濕度は變化の程度小さく一見温度の如き規則的變化を認め難いが大體は室温と逆の相貌を呈してゐる、然し温度の外に含有水蒸氣量に左右せられてゐるのであつて、氣温、濕度の觀測より絕對濕度を算出することに依つて室内に於ける水蒸氣發生の増減を明瞭に看取し得るのである。即ち室内絕對濕度は相對濕度と異り外氣のそれよりも相當大きく變化



第 15 圖

の程度も大きく全く室温と同様の相貌を以て規則的變化を繰返してゐる、人工的原因のため晝間室内の水蒸氣發生は旺盛にして夜間は減衰或は皆無となり、一方換氣に依り室内空氣の含有水蒸氣量は減少し室内外の絕對濕度が殆んど等しくな



第 16 圖

第 5 表

(h)	θ	H	f	S	T	H_a	v	f_a	S_a
12	19.5	41	6.9	6.8	1.5	68	WNW 2.1	3.5	3.7
13	19.2	40	6.6	6.5	2.6	55	W 4.1	3.5	3.5
14	19.7	40	6.8	6.7	2.2	59	W 8.2	3.1	3.3
15	21.4	40	7.5	7.4	2.2	50	WNW 5.8	2.7	2.8
16	21.0	40	7.4	7.2	2.1	54	W 7.0	2.9	3.1
17	17.7	40	6.0	6.0	2.0	57	W 6.5	3.0	3.2
18	15.6	43	5.7	5.6	2.2	59	W 7.6	3.1	3.3
19	14.0	44	5.2	5.3	2.0	60	W 8.1	3.2	3.4
20	12.6	47	5.1	5.2	2.1	62	W 5.7	3.3	3.5
21	11.3	50	5.0	5.1	2.4	60	W 6.1	3.3	3.5
22	10.2	52	4.8	4.9	2.1	59	W 7.0	3.1	3.5
23	9.7	54	4.8	4.9	2.2	61	W 5.3	3.3	3.5
24	8.9	55	4.7	4.8	2.2	63	W 7.3	3.4	3.6
1	8.2	59	4.8	4.9	2.3	60	W 5.5	3.2	3.4
2	7.8	60	4.7	4.9	2.3	58	W 5.4	3.1	3.3
3	7.2	62	4.7	4.8	2.4	59	W 5.0	3.2	3.4
4	6.8	63	4.6	4.8	0.8	68	WNW 3.7	3.3	3.5
5	6.2	63	4.5	4.6	0.9	86	WNW 2.3	3.7	3.9
6	7.7	62	4.9	5.0	1.6	84	N 2.0	3.4	3.7
7	15.5	47	6.1	6.2	1.8	76	NW 1.5	3.0	3.2
8	17.3	41	6.0	6.0	1.4	72	NNW 1.5	3.6	3.8
9	20.6	40	7.2	7.1	3.0	65	W 2.0	3.7	3.9
10	23.0	40	8.3	8.1	3.4	67	WSW 2.6	3.9	4.1

第 6 表

		h	22	23	24	1	2	3	4	5	6	Mean	
(1) Jan. 29-30 $\eta=0.063$	θ			14.0	12.3	11.3	10.0	9.1	8.2	7.7	7.1		
	H			36	36	36	36	36	36	37	37		
	S			4.3	3.9	3.6	3.4	3.2	3.0	3.0	2.9		
	T			-5.5	-5.5	-5.6	-5.4	-5.2	-5.2	-5.5	5.5	-5.4	
	v			ENE	ENE	ENE	ENE	ENE	NE	NE	NE		
	S_a			5.5	6.4	6.9	6.4	5.8	5.8	5.5	4.8	5.9	
(2) Feb. 7-8 $\eta=0.050$	θ			11.2	9.3	7.5	6.2	4.9	3.7	2.8	2.0		
	H			31	30	30	31	31	32	32	32		
	S			3.1	2.7	2.4	2.3	2.1	2.0	1.9	1.8		
	T			-19.2	-19.2	-20.0	-21.2	-21.2	-20.3	-20.0	-20.2	-20.0	
	v			NE	NE	N	N	N	N	N	N		
	S_a			2.7	2.9	2.0	1.6	1.9	3.0	4.4	3.1	2.7	
(3) Feb. 27-28 $\eta=0.058$	θ			14.9	13.0	11.4	10.0	8.6	7.5	6.6	5.9		
	H			30	30	31	32	32	32	33	34		
	S			3.8	3.4	3.2	3.0	2.7	2.5	2.5	2.4		
	T			-13.2	-14.3	-13.5	-14.3	-13.4	-14.2	-14.7	-14.5	-14.0	
	v			N	N	N	N	N	N	N	N		
	S_a			2.7	3.6	3.2	3.9	5.4	3.3	3.2	2.9	3.5	
(4) March 9-10 $\eta=0.053$	θ			18.8	17.0	15.1	13.5	12.1	11.0	9.9	9.0	8.3	
	H			27	28	30	31	32	32	33	33		
	S			4.3	4.0	3.8	3.6	3.4	3.2	3.0	2.9	2.8	
	T			-11.6	-11.1	-12.3	-12.4	-12.3	-12.2	-12.3	-11.5	-12.2	-12.0
	v			N	NNE	NNE	N	NE	NE	—	NNE	NNE	
	S_a			2.5	3.0	2.3	2.7	1.2	1.2	0.1	1.5	1.8	
			2.0	2.1	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9		

る時がある、而して外氣の絶対湿度は此の期間の始めより終りに向ひ漸減の状況を示してゐるが室内の絶対湿度も之に應じ漸減の傾向が明かに見える。(總べて實線は室内、點線は室外以下同様。)

第 15 圖は前と同じ廳舎内に於けるもので 1938 年 11 月 15 日より 16 日に亘る日巻自記器に依る觀測結果である、晝間は爐煖房により調温してあるが夜間は温熱の供給無く自然冷却をなしてゐる。15 日午前中は天氣は良くないが午後は大體良く 16 日は快晴であつた、毎時値によつて前と同様にして絶対湿度を求め他の要素と一所に表に示せば第 5 表の通りで室内の状況を一つの圖に描いて見ると第 16 圖の如くなる。是に依ると相對湿度は温度變化のみに伴つて變化してゐるやうに大體は見られる、實際に 17 時頃より翌朝 6 時頃迄は絶対湿度の變化は甚だ小さいのであつて、それ以外の時間即ち煖房の行はれてゐる時は絶対湿度は格段に増大してゐる、又夜間の絶対湿度は自然換氣に因り時と共に減少してゐるが、夜間と雖も室内水蒸氣の發生皆無といふ譯ではないから減少は豫想外に緩徐である。

第 17 圖は第 6 表に示す諸要素中室内絶対湿度の變化を圖示したもので露西亞式家屋に於ける資料に據り部屋が自然冷却をする夜間のみを調査した、絶対湿度は時と共に減少するが内部に僅かながら水蒸氣の發生があるために減少の状況は餘り激しくない、尙第 6 表中 (1) の場合の $4^h \sim 6^h$ に於ては室内絶対湿度の方が外氣のそれよりも少しく小さくなつてゐるが之には別の事由があるものと考へられる。

第 17 圖は第 6 表に示す諸要素中室内絶対湿度の變化を圖示したもので露西亞式家屋に

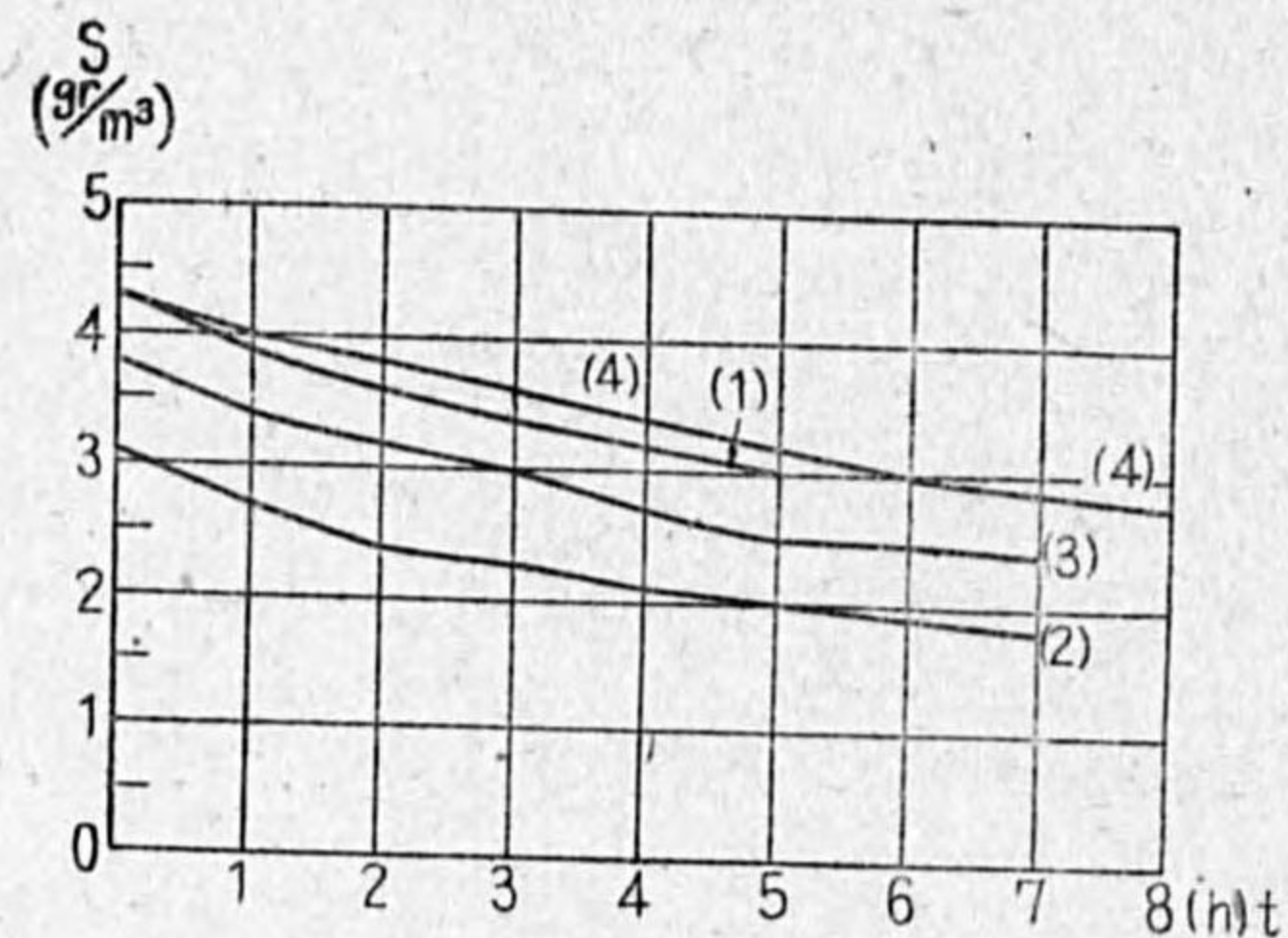
於ける資料に據り部屋が自然冷却をする夜間のみを調査した、絶対湿度は時と共に減少するが内部に僅かながら水蒸氣の發生があるために減少の状況は餘り激しくない、尙第 6 表中 (1) の場合の $4^h \sim 6^h$ に於ては室内絶対湿度の方が外氣のそれよりも少しく小さくなつてゐるが之には別の事由があるものと考へられる。

以上の如く觀察すると氣象經過の大局的の勢或は外氣の特性そのものにも留意すべきことの必要が考へられる。

§ 11. 換氣の重要性と湿度

換氣の室内衛生上極めて重要なは喋々を要せざる所であつて、結核等とも相當密接な關係のあることは専門家の調査、研究に依つて明かにされてゐる、而して樺太に於て結核の蔓延せる原因の一つとして家屋構造の非衛生的なることが擧げられ、換氣に注意しないものが多いことが指摘されてゐるのであるが實にや持続的に而かも爐煖房を用ふる期間長き寒地に於ては塵埃の發生、空氣の汚染を思ふとき換氣の必要は殊更痛切に感ぜしめられるのである、⁽¹⁰⁾滿洲等に於ては冬季換氣口は一室に必ず一つ付けてあるさうであるが樺太では一般にさういふものがない、然し家屋の様式が異

(10) 豊田秀造：渡滿と衛生。



第 17 圖

るのであつて樺太の家屋は一般に間隙による換氣が旺盛なため必ずしも必要ではないが換氣に注意する必要がある。

沍寒の候に於ては換氣と保温は兩立し難い事情の下に置かれるのであつて例へば露西亞式家屋は保温の點は甚だ良好であるが自然換氣が不充分でそのため此の家屋では結核が多いと言はれてゐる位である。

必要な室温を保持して充分なる換氣を行へば、室温下降に因る相對湿度の増加といふことは考へられない一方外氣の絶対湿度は小さいために室内絶対湿度の減少に因り相對湿度の下降を促進し乾燥に過ぐるに至るべきであるから調温を考慮しなければならない、然し室内には種々の原因により水蒸氣が發生するもので例へば人間 1 人居れば毎時 $60 \sim 65^{(11)}$ が放出されると言はれてゐるのであつて、水蒸氣量の補給が過大に陥れば有害なる高濕を招くことになる。室の自然換氣量を知ることは必要であつてその測定には現今種々な方法が工夫されてゐるが⁽¹²⁾餘り嚴密な意味のものではない、即ち單に一定時間内の換氣量を算定するのであつて、自然換氣の生起する原因に遡り温度差に起因するものと風力に起因するもの別々の特性常數を同時に算定することは考へられてゐない、之を求めることは少しく手数を要するが室内外の氣象觀測のみに依つて算出し得る場合もある。今室内に全く水蒸氣の發生及び吸收が行はれない場合に於て、外氣の温度、絶対湿度及び風向、風速並に同時に室内の温度及び絶対湿度を一定の時間間隔を置いて觀測し、外氣の如上氣象要素が時間的に著しい變化が無く、室内は自然冷却の場合であるならばその數時間の觀測結果に (26) 式を適用し最小自乘法にて處理して室の特性的常數 m, q を算出し得るのである、然し一般には室内に水蒸氣の發生があるから簡單には求め難い。

諸 (23), (25), (26) 式等よりは $V \log_e \frac{S_0 - S_a}{S - S_a} = X$ といふ形の式が得られるが此の X は $t=0$ より $t=t$ までの換氣量を示すものであつて

$$X = 2.303 V \log \frac{S_0 - S_a}{S - S_a} \quad (30)$$

を得る。

是は炭酸定量法に依つて換氣量を算定する場合に用ひられるザイデル (Seidel) の式と同様のものである、又 (30) に於て $t=1$ (時間) とした場合の X を X_1 とすれば換氣回數 n は

$$n = \frac{X_1}{V} = 2.303 \log \frac{S_0 - S_a}{S - S_a} \quad (31)$$

に依つて與へられる。

炭酸定量法による換氣量測定は被験室内に CO_2 を種々なる方法に依つて發生せしめ室内一様に

(11) 中村達太郎：換氣煖房の計算心掛。

(12) 伊藤正文：建築保健工学 第一部。