HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷の研究（第５報） ： オホツク海南部沿岸に於ける流氷終期の一近似的豫報法
Author(s)	福富, 孝治; 楠, 宏
Citation	低温科學, 3, 159-169
Issue Date	1950-12-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17431
Type	departmental bulletin paper
File Information	3_p159-169.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

海氷の研究（第5報）
オホツク海南部沿岸に於ける流氷終期の一近似的豫報法*

福富孝治，楠　宏

（低溫科學研究所　海洋學部門）

〔昭和 22 年 11 月受理〕

I. 序　言

北海道オホツク海沿岸は冬季 12 月末より春季 4，5 月迄の長期に亙り結氷及流氷に閉ざされて沿海の航海は遮斷され，水產業は冬眠の狀態に入ることを餘儀なくせられる．而かも其の期間は年により相當の相違がある．從つて結氷，流氷の初期及終期を豫め知ることが出來れば此等の事業の計畫準備上益する所決して少くない．ソ聯邦に於ては既に此種の豫報を實施中であり相當の成績を收めて居る．然し乍ら本邦に於ては此の期日に密接な影響を及ぼすと考へられる海象要素・海上氣象要素の觀測も不充分であり，且此の期日と此等の要素との相關關係に就いても未だ殆んど調査されて居ない現狀であり，筆者等の知る限りでは須田博士[1]に依る網走・紗那に於ける流結氷初期及終期と同地の其の月の平均氣溫との相關關係の研究があるばかりである．從つて此等の事情を先づ明らかにしなければ今日直ちに其の適確な豫報法の研究を企てることは困難である．

然し冬期の航海上水產業上其の豫知が近似的定性的であつても，其の早急の解決が切に望ましいことであり，且幸にも明治 25 年以降網走・根室の兩測候所に依つて觀測せられた結氷・流氷の初期終期に就ての貴重な資料[2]の報告せられたものがあるので筆者等は敢へて上記の資料と之に對應する氣象資料とを用ひて統計的に其の豫報法の研究を試みたのであつて本報文は其の中流氷終期に關した部分の略報である．申す迄もなくあくまで第一次近似的なものであつて其の點大方の御諒承を乞ふ次第である．

II. 流氷終期をきめる近似的實驗式の導入

先づ流氷終期をきめる實驗式の近似的な形を知ることが必要である．これには流氷の發祥地や其の經路や夫等の氣象海象要素を知らなければならないが，上述の如く今日の所殆んど判つて居らない狀態であるから，以下に述べる如き大ざつぱな想定に基いて考へを進める外致し方

* 北海道大學低溫科學研究所業績　第 46 號．昭和 22 年 5 月 9 日　日本物理學會年會に於て發表．

がない．然し第一近似としては此等の想定も先づ許され得るのではないかと思ふ．

本論に入る前に流氷終期と言ふ言葉に對して一言お斷りして置く必要がある．或る海岸の流氷終期とは視界にある流氷群が全部視界を去つて後其の season には再び何等の流氷も視界に現れなかつたとき此の最後の流氷群が視界を去つた月日を云ふものとする．從つて前記諸測候所の觀測資料は其の地點の距岸概ね 10 浬以內に對するものであつて決して沖の狀況を示すものではないことは注意を要する．

偖て問題の北海道オホツク海南部沿岸 A 地に於ける流氷終期を T_A，同じく A に近い南部海上に適當にとつた一地點 B に於ける流氷最終日を T_B，B に於ける最終流氷群の發祥地 O に於ける沿岸結氷最終流出日を T_0 とする．O に於ける最終流氷群を沿岸結氷としたのは沖で生成した海氷は比較的早く融解流出すると考へられるからである．オホツク海南部には海岸に沿つて反時計廻りの定常的海流があり，O に於て生成した沿岸結氷が破碎離岸して生じた最終の流氷群が此處より遙かに南方の B に迄南流する經路に於ては主として此の海流と風との影響を受けるのである．然し，O より B 迄の經路は可成り長距離であり長時日を要するから風の影響は平均して消去せられるか或は年に依る差は僅小であり主として定常海流の影響が卓越するから，年により多少の差はあつても O から B 迄は一定日 α 日だけ要するものと考へられるから

$$T_B = T_0 + \alpha \tag{1}$$

と表はすことが出來る．

次に O から B に T_B 日に到達すべき最終流氷群が T_B 日少し以前に風に依り沖へ吹流されるときは A 海岸の流氷終期 T_A は T_B より早くなるであらうし，岸に向つて吹流される場合は T_B より後れることになるであらう．故に A 附近に於ける T_B 日以前或る日數中の風の海岸線に直角な方向（沖に向つて正方向を取る）の成分の平均値を V_A とすれば第一近似として A 海岸の流氷終期 T_A と T_B との間には

$$T_A = T_B - \zeta V_A \tag{2}$$

なる關係を考へても差支へないであらう．

$$\therefore \quad T_A = T_0 + \alpha - \zeta V_A \tag{3}$$

O 地域に於ける沿岸結氷の最終の破碎流出日 T_0 を決定する主原因は海氷强度の減少であり，副原因は潮汐・風濤・强風等の影響であると考へられる．又海氷强度の減少を惹起す原因は氣溫の上昇である．筆者等の實驗的研究[3] に依れば氣溫が海水の結氷點下相當に低い場合は海氷の强度は大であるが氣溫が上昇して結氷點に近づくと著しく其の强度を減ずる．又强度は氷厚が大であれば大となることは申す迄もないが結氷溫度附近に於ては强度に對する氷厚の影響は殆んど問題とならない位に小となることも判つてゐる．夫故に沿岸海氷の厚さは春季氣溫

が上昇して結氷溫度となつたとき最大とはなるけれども結氷溫度附近に於ては氷厚の增加が强度を大とする影響は氣溫の上昇に因る强度の減少の影響に比較して二次的な影響となるに過ぎないものと考へられるのである．結局特別大なる破壞力を伴ふ樣な現象が起らない限り沿岸結氷の破碎は氣溫が海水結氷溫度に迄上昇した日 t_0（以下氣溫の上昇臨界日と呼ぶ，又氣溫が降下して海水の結氷溫度となる日を降下臨界日と呼ぶ）の前後例へば $t_0+\beta$ 日（β は常數とす）に起ることが推察されるのであつて此の場合氷厚 I_0 の大小は解氷の期日を多少後らせるか早めるかに影響するものと思はれるのである．村上政嗣氏[4]の松花江の流氷開始期に關する研究に於ても流氷の開始は氣溫の上昇臨界日近くに起ることが確かめられてゐる．卽ち近似的には

$$T_0=t_0+\beta+\gamma I_0 \tag{4}$$

なる形で表はし得るものと考へる．但し γ は常數である．

次に A に於ける氣溫の上昇臨界日を t_A とし，其のときの氷厚を I_A とする．t_0 と t_A，I_0 と I_A との間には近似的には次の如き相關關係があるものと考へる．

$$t_0=t_A+\delta, \quad \delta>0 \tag{5}$$

$$I_0=\varepsilon I_A, \quad \varepsilon>1 \tag{6}$$

但し δ，ε は常數であると假定する．

又 $\Sigma\theta_A$ を A に於ける氣溫の降下臨界日から上昇臨界日迄の日平均氣溫の積算寒度とすれば Stefan[5]，野滿敎授[6]等の研究に依れば

$$I_A=\kappa\sqrt{\Sigma\theta_A} \tag{7}$$

なる關係あり，κ は海氷の融解熱，密度，熱傳導度によつて決まる常數である．

故に (5),(6),(7) の關係を (4) 式に代入すれば

$$T_0=t_A+(\beta+\delta)+\gamma\varepsilon\kappa\sqrt{\Sigma\theta_A} \tag{8}$$

となり，この式を (3) 式に代入すれば

$$T_A=t_A+\lambda+\mu\sqrt{\Sigma\theta_A}-\zeta V_A \tag{9}$$

が得られる．但し $\lambda\equiv\alpha+\beta+\delta$，$\mu\equiv\gamma\varepsilon\kappa$ である．卽ち λ，μ，ζ なる常數の値が旣知であれば t_A，$\sqrt{\Sigma\theta_A}$，V_A は A に於ける氣溫，風の觀測値から推測し得るから A 海岸の流氷終期 T_A は (9) 式に依つて近似的に求め得ることになる．

後述する如く (9) 式の右邊の風の項は比較的影響の小なる項であるから之を度外視し得る場合にオホツク海南部沿岸に A の外に他の點 C を考へ，その流氷終期を T_C とし A と同じ流氷發祥地 O からの流氷に影響されてゐるものと考へれば (3) 式は

$$\left.\begin{aligned} T_A&=T_0+\alpha \\ T_C&=T_0+\alpha' \end{aligned}\right\} \tag{10}$$

となる．α' は α と相似な常數である．

$$\therefore \quad T_C = T_A + (\alpha' - \alpha) \tag{11}$$

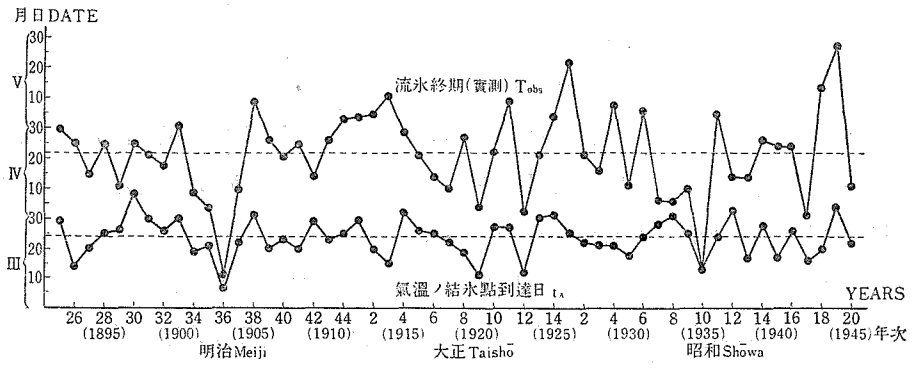
となり，$(\alpha' - \alpha)$ なる常數の値が判つて居れば A に於ける流氷終期 T_A から近似的には容易に C に於ける流氷終期 T_C を推定し得ることになる．

III. 實際への應用

今 A 地點を網走として網走測候所に依つて明治 25 年以降觀測せられた流氷終期[7] T_A(第 1 表) を用ひて (9) の實驗式が實際に成立つて居るか否かを確めることにする．網走に於ける氣溫，風等の資料は中央氣象臺月報に據つた．

先づ年毎に日平均氣溫の時間的經過を圖に記入して平滑した曲線を引きこれが低溫から高溫に向つて −1.6°C (鹽分 30‰ の海水の結氷溫度) となる日を以て t_A とする．又同じ日平均氣溫の平滑曲線の降下臨界日から起算して上昇臨界日までの間の日平均氣溫 (結氷溫度を基準として測る) θ_A の積算を行ひ其の絶對値を $\Sigma\theta_A$ とする．風の項 V_A としては N20°E (海岸線に直角で沖向を正とす) 方向の風速成分の 3 月中の平均値を用ひた．

第一に (9) 式右邊の主要項である t_A と T_A との關係を吟味して見る．横軸に年をとり縦軸には明治 25 年以降昭和 12 年迄の流結氷終期の觀測値 $T_{obs.}$ とそれに對應する氣溫の上昇臨界日 t_A とをとつて黒點で示し其の經年變化を示す爲めに之を順次に直線で結んだものを第 1 圖として示した．卽ち流氷終期 T_{obs} は t_A より常に後れてゐる．而かも $T_{obs.}$ と t_A との間には稍〻正の相關關係が存在し相關係數 r を求めると $r=0.41$ (53 ケ年間の資料より計算) が得られ，平均すれば $T_{obs.}$ は t_A より 28 日程遲くなつてゐる．



第 1 圖　網走に於ける流氷終期と氣溫の結氷點到達日の經年變化

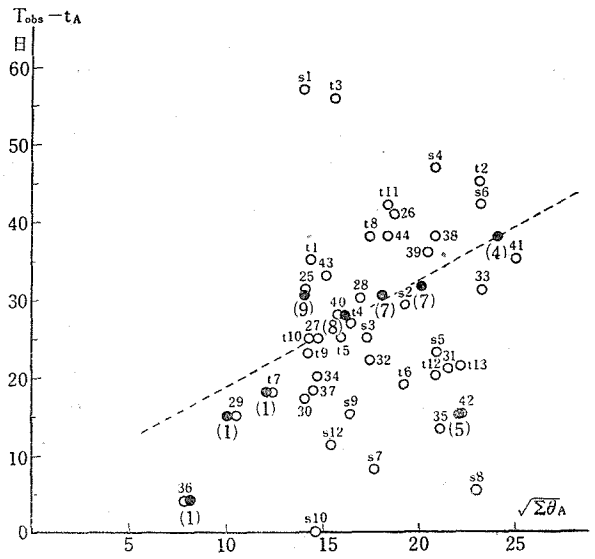
然し乍らこの間隔 $(T_{obs} - t_A)$ は嚴密には勿論一樣ではない．$(T_A - t_A)$ は (9) 式によれば

第 1 表

Year	Nemuro	Abashiri					Year	Nemuro	Abashiri				
	Date of the last Drift-ice Observed	Date of the last Drift-ice Calculated	Date of the last Drift-ice Calculated	上昇臨界日				Date of the last Drift-ice Observed	Date of the last Drift-ice Observed	Date of the last Drift-ice Calculated	上昇臨界日		
年次	T_N	T_{obs}	T_{cal}	t_A	$\sqrt{\Sigma\theta_4}$	V_A	年次	T_N	T_{obs}	T_{cal}	t_A	$\sqrt{\Sigma\theta_4}$	V_A
1892 (明治25)	月 日 ——	月 日 IV 29	月 日 IV 25	月 日 III 29	14.0	-1.3	1919 (大正8)	月 日 III 27	月 日 IV 26	月 日 IV 18	月 日 III 19	17.4	-0.5
1893 (26)	——	IV 24	IV 8	III 14	18.7	2.9	1920 (9)	III 20	IV 3	III 28	III 11	14.2	3.7
1894 (27)	——	IV 14	IV 10	III 20	14.4	2.0	1921 (10)	III 31	IV 21	IV 25	III 27	14.3	-2.1
1895 (28)	IV 7	IV 24	IV 25	III 25	16.9	-1.3	1922 (11)	IV 23	V 8	V 5	III 27	18.4	-4.4
1896 (29)	IV 4	IV 10	IV 15	III 26	10.4	-0.6	1923 (12)	III 20	IV 1	IV 5	III 12	20.8	4.8
1897 (30)	IV 18	IV 24	V 5	IV 7	14.0	-1.9	1924 (13)	IV 10	IV 20	V 7	III 30	22.0	-1.6
1898 (31)	IV 19	IV 20	V 5	III 30	21.5	-0.9	1925 (14)	IV 26	V 3	——	III 31	——	-2.2
1899 (32)	III 31	IV 17	IV 25	III 26	17.4	-0.5	1926 (昭和1)	IV 25	V 21	IV 14	III 25	14.0	2.0
1900 (33)	IV 18	IV 30	V 9	III 30	23.2	-1.6	1927 (2)	IV 16	IV 20	IV 28	III 22	19.1	-2.8
1901 (34)	III 27	IV 8	IV 13	III 19	14.6	-0.2	1928 (3)	III 26	IV 15	IV 26	III 21	17.2	-3.5
1902 (35)	III 31	IV 3	IV 22	III 21	21.0	1.1	1929 (4)	IV 16	V 7	IV 24	III 21	20.8	-0.3
1903 (36)	流氷來ラズ	III 11	III 18	III 7	7.8	2.2	1930 (5)	III 29	IV 10	IV 18	III 18	20.9	1.4
1904 (37)	II 27	IV 9	IV 7	III 22	14.5	4.3	1931 (6)	III 31	V 5	IV 29	III 24	23.2	0.5
1905 (38)	IV 1	V 8	V 4	III 31	20.8	-0.2	1932 (7)	III 31	IV 5	IV 26	III 28	17.6	0.3
1906 (39)	IV 6	IV 25	IV 25	III 20	20.4	-1.6	1933 (8)	IV 12	IV 5	V 4	III 31	22.8	1.2
1907 (40)	III 25	IV 20	IV 13	III 23	15.7	2.9	1934 (9)	III 21	IV 9	IV 19	III 25	16.4	1.1
1908 (41)	IV 1	IV 24	V 1	III 20	25.0	-1.7	1935 (10)	流氷來ラズ	III 13	IV 13	III 13	14.7	-3.0
1909 (42)	IV 4	IV 13	V 12	III 29	22 3	-4.2	1936 (11)	IV 3	V 4	IV 18	III 24	20.7	4.1
1910 (43)	III 28	IV 25	——	III 23	15.1	——	1937 (12)	II 20	IV 13	IV 3	IV 2	15.4	-3.2
1911 (44)	IV 3	V 2	V 3	III 25	18.3	-4.3	1938 (13)	III 31	IV 13	——	III 17	—	—
1912 (大正1)	III 21	V 3	IV 23	III 29	14.3	-0.2	1939 (14)	IV 15	IV 25	——	III 28	—	—
1913 (2)	IV 1	V 4	IV 29	III 20	23.1	-1.7	1940 (15)	IV 13	IV 23	——	III 17	—	—
1914 (3)	IV 17	V 10	IV 5	III 15	15.6	2.6	1941 (16)	III 14	IV 23	——	III 26	—	—
1915 (4)	IV 21	IV 28	V 5	IV 1	16.3	-3.6	1942 (17)	III 12	III 31	——	III 16	—	—
1916 (5)	III 26	IV 20	IV 16	III 26	15.9	3.1	1943 (18)	V 8	V 13	——	III 20	—	—
1917 (6)	IV 17	IV 13	IV 22	III 25	19.2	1.5	1944 (19)	V 3	V 27	——	IV 3	—	—
1918 (7)	II 24	IV 9	IV 6	III 22	12.2	3.4	1945 (20)	——	IV 10	IV 27	III 22	23.4	0.4

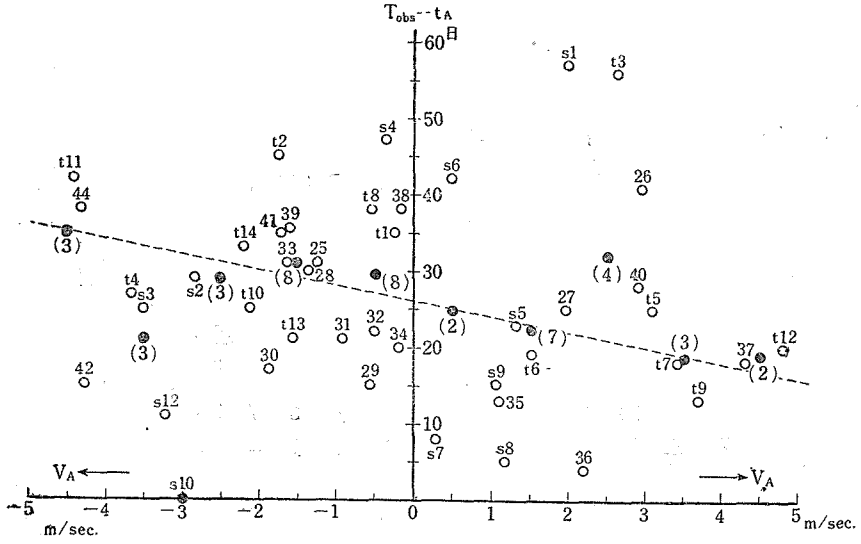
* 1929 年(昭和 4 年)迄は海洋時報所載の根室,網走,測候所報告. 1930 年(昭和 5 年) 以降は札幌管區氣象臺の資料によつた.

$\Sigma\theta_A$ や風の影響に依つて變化すると考へられるから次に $(T_{obs.}-t_A)$ と積算寒度 $\Sigma\theta_A$ との關係を吟味してみる．第2圖は横軸に年毎の $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ をとり縦軸には夫に對應する $(T_{obs.}-t_A)$ をとつて此の關係を白丸で表はしたものである．丸に附した數字は年號である．又圖には $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ の大きさ 2 毎の $(T_{obs.}-t_A)$ の平均値を黒丸で示した．この關係は決して簡單ではないが(9)式に示された如く $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ が大となると $(T_{obs.}-t_A)$ の値は稍〻大となる傾向は窺ふことは出來る．從つて (9) 式の如き關係が存在するものとして $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ の係數 μ と常數項 λ とを圖から決定して見ると $\mu=1.37$, $\lambda=5.0$ なる値が得られる．この關係を圖に點線で示して置いた．



第 2 圖　$(T_{obs.}-t_A)$ と $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ との關係
○に附した數字中大正年間は t，昭和年間は s を附す．
●に附した括弧内の數字は平均年數

次に $(T_{obs.}-t_A)$ と風の海岸線に直角方向の成分との關係を吟味して見る．第 3 圖には横軸に此の風速成分の 3 月中に於ける平均 V_A（沖向を正とす）をとり縦軸にこれに對應する $(T_{obs.}-t_A)$ をとつて其の關係を白丸で示した．又風速成分 1m/秒毎の $(T_{obs.}-T_A)$ の平均値を計算して圖中に黒丸で示した．此



第 3 圖　$(T_{obs.}-t_A)$ と V_A との關係　○,● に附したる數字は第 2 圖に同じ．

の關係も決して簡單ではないが，矢張り (9) 式に示された如く V_A が正で大となれば ($T_{obs.}-t_A$) が小となり，V_A が負で大となれば ($T_{obs.}-t_A$) が大となる傾向は認められる．この關係は 3 月中の V_A の代りに 3 月下旬から 4 月中旬迄の V_A の値を用ひると其の相關は增加するが，豫報の性質上之を用ひることは不可であるので致し方がない．從つて (9) 式の如き關係が存在するものとして第 3 圖から V_A の係數 ζ を決定すると $\zeta=2.0$ なる値が得られる．この關係を圖に點線で示して置いた．

($T_{obs.}-t_A$) の値は上述の $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ や V_A 以外に氣溫が結氷點に上昇してからの氣溫上昇の傾度 g にも多少負の相關を示す樣に見える．これは g の大なる年は氷の融解が早く從つて結氷終期を早めるものと考へられる．然し此の項の影響は特殊の年を除いてはあまり著しくないし，繁雜を免れないので (9) の實驗式には省いて置いた．

結局網走の流氷終期 T_A を示す實驗式は近似的には

$$T_A=t_A+1.37\sqrt{\Sigma\theta_A}-2.0V_A+5.0 \qquad (12)$$

で與へられることになる．此の式の右邊に於て t_A は主要項であり，$\sqrt{\Sigma\theta_A}$ の項は次に重要な項となつて居る．然し第 2 圖，第 3 圖に示される如く ($T_{obs.}-t_A$) と $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ 或は V_A との相關はあまり明瞭なものでなく，從つて決定された此等の係數も誤差を含んで居るので (12) 式の代りに $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ 項及 V_A 項の平均値を常數として挿入した $T_A=t_A+$(常數) の如き形の式を用ひる方が簡單で而も豫報の誤差も全く同樣ではないかとの意見も出得るので，次に $T_{obs.}$, t_A, $\Sigma\theta_A$, V_A の資料が揃つて居る 44 ケ年の資料に就て右邊が t_A 項だけの場合，これに $\sqrt{\Sigma\theta_A}$ の項を入れた場合，更に V_A まで入れた場合の 3 つの場合につき $T_{obs.}$ との相關係數 r を計算した．其の結果は

$T_{obs.}$ と ($t_A+5.0$) との相關　　: $r=0.41$

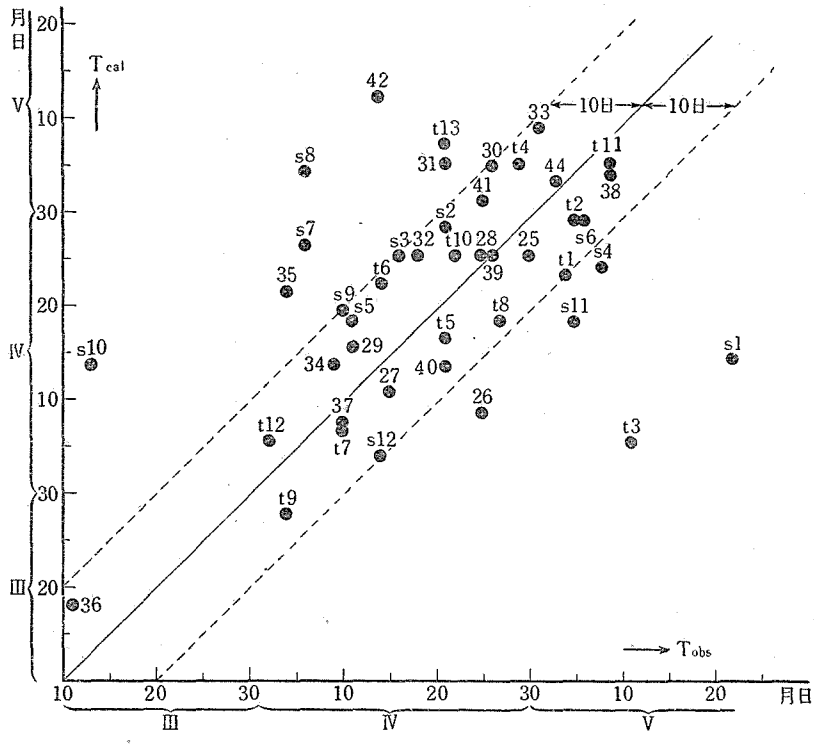
$T_{obs.}$ と ($t_A+5.0+1.37\sqrt{\Sigma\theta_A}$) との相關　: $r=0.47$

$T_{obs.}$ と ($t_A+5.0+1.37\sqrt{\Sigma\theta_A}-2.0V$) との相關 : $r=0.54$

となつて矢張り (12) 式を用ひるのが最も適當であることが判る．

從つて或る年の t_A, $\Sigma\theta_A$, V_A を知れば (12) 式に依り T_A を計算することが出來るから之を $T_{cal.}$ とし，實測の T_A を $T_{obs.}$ とし，横軸に $T_{obs.}$ をとり縱軸に $T_{cal.}$ をとつて黑丸で表はし其の關係を示せば第 4 圖の通りである．圖中丸に附した數字は年號である．兩者が完全に一致した場合は圖中の實線上に丸が來る筈である．今 $T_{cal.}$ が $T_{obs.}$ の前後 10 日以內に入つて居る數を調べて見ると (圖中點線で其の兩限界を示した) 總數 44 の中 32 であつて 72.7% となつてゐる．卽ち，(12) 式を用ひて網走の流氷終期を豫報する場合，それが眞の値の ±10 日以內の誤差で適中する確率は 73% と云ふことになる．卽ち，此の程度の誤差を許

すならば特殊な年を除いて大體の豫報は可能であることが判る．網走に於ける實際の流氷終期は 3 月 10 日頃から 5 月 20 日頃まで凡そ 70 日の範圍内で變化して居るのであるから，其の中 20 日間の範圍で豫報するならば at random でも適中の確率は $100\times\frac{20}{70}=28.6\%$ であり，あまり意味はないと言へば夫迄であるが，少くとも定性的に其の年の流氷終期が平年より早いか遲いかの判定には役立つことと思ふ．



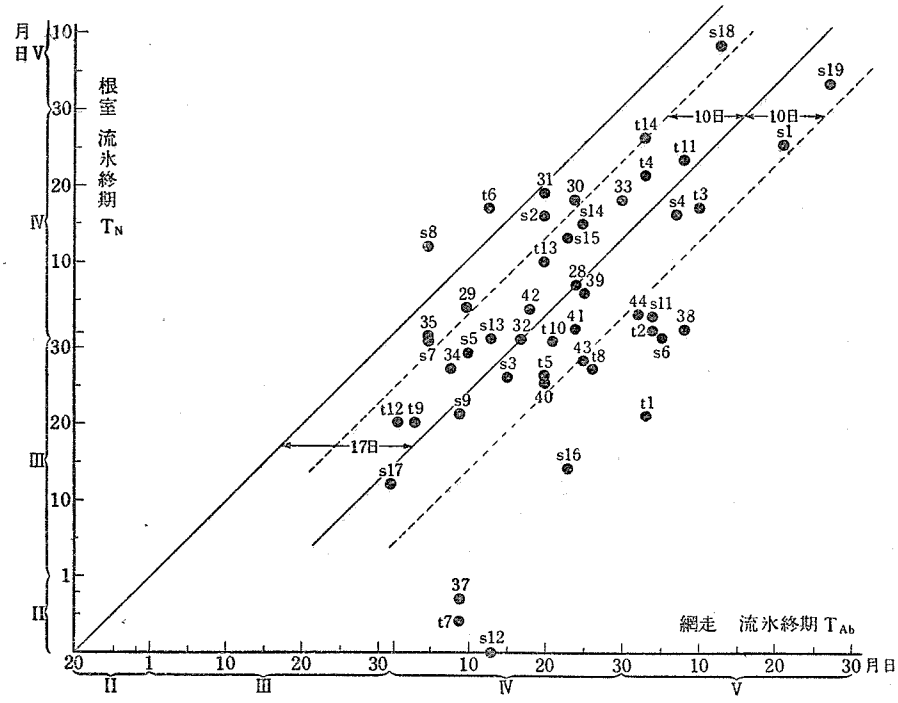
第 4 圖　網走に於ける實測流氷終期と推算流氷終期との關係

又第 4 圖に於て計算値が實測値から著しく外れて居るのは明治 42 年，大正 3 年，昭和 1，8，10 年の 5 ケ年である．明治 42 年に就ては手元に資料がなくて判らないが，大正 3 年は氣溫が融解點に達して後の氣溫上昇率が平年に比して著しく小なる年であり，昭和 1 年は豫報に用ひた 3 月中の風が實際に流氷に影響すると思はれる 4 月中の風と方向が全く逆であつた．昭和 8 年には 3 月末に根室東方海上を低氣壓が通過し網走では最大風速 N へ 16m/秒 に達した．昭和 10 年には 3 月初旬低氣壓がオホツク海南部を通過し網走では最大風速 NNW へ 15m/秒 に達して居る．上記の如く何れも特殊の年であり，其の爲めに計算値と實測値とに著しい差を生じたものと考へられるのである．從つて豫報に際しては之等の點にも留意したならば今少し適中の確率を向上せしめ得るものと思はれる．

次に豫報をなし得る期日の問題であるが，3 月末日ならば充分申し分ないが，t_A,θ_A 等を外挿

法で求め且つ 3 月中の V_A の代りに 3 月上半月の平均を用ひることにすれば 3 月半ばには 3 月末の場合と比較して大した誤差なしに豫報出來る.

次に同系統の流氷に影響されてゐる諸地點の流氷終期の間には近似的には (11) 式の様な簡單な關係が存在することが期待される. 實際1例として網走・根室の實測値を比較して見ると近似的には確かに上記の様な關係が成立つて居る. 卽ち, 横軸に網走に於ける流氷終期 T_{Ab} をとり縦軸に根室の流氷終期 T_N をとつて黒點で其の關係を圖示すると



第 5 圖　網走と根室に於ける實測流氷終期の關係

第 5 圖が得られ近似的には

$$T_N = T_{Ab} - 17 \qquad (13)$$

なる關係が存在する. 卽ち, 根室の流氷終期は網走より 17 日早いと云ふことになる. 根室は網走より南方にあり海流等から考へても一寸不思議に思はれるが, 網走附近の流氷は地勢上其の南方の知床半島の突出の爲めに遲く迄停滯すると考へれば說明せられるであらう.

(11) 式の如き近似的關係が存在する場合に誤差が多少大となることを許すならば (12) 式の如き實驗式を各地毎に算出する面倒を避けて, 例へば (12) 式により網走の流氷終期 T_{Ab} を算出し, (13) 式によつて根室の流氷終期 T_N を求めると云ふ様な方法を用ひればよい. 而して其の誤差は第 5 圖に於て T_{Ab} から T_N を推定するのに ±10 日以內の誤差で適中する確率は 58% で (第 5 圖參照) (12) 式により T_{Ab} を豫報する際同様の誤差の範圍內で適中す

る確率は 73% であるから結局根室の流氷終期の豫報値が ±10 日以内の誤差で適中する確率は $100\times0.58\times0.73=42\%$ と云ふことになる.

IV. 結 語

過去の流氷終期の實測値を資料として統計的に北海道オホツク海南部沿岸の諸地域, 例へば網走・根室に於ける流氷終期を近似的に豫報する實驗式を求めた. 此の方法が多少なりとも實際に役立ち又は將來の適確なる豫報法への發展の一捨石とでもなれば筆者等望外の幸である.

終りに臨み, 本研究に使用した網走測候所の氣象資料所載の中央氣象臺月報は札幌氣象臺長八鍬利助博士の御好意に依り拜見させて戴いた. 又統計計算に際しては田畑忠司學士・櫻井常吉君の助力を得た. 又本研究に要した費用の一部は文部省科學研究費並びに日本學術振興會研究費に依つた. 此處に記し厚く感謝の意を表する次第である.

文 獻

1) 須田皖次, 關和男 1931. ベーリング海, オホツク海及び近海各港の流結氷初終日. 海洋時報, 3, 697.
2) 網走測候所 1929. 流氷及び結氷報告. 海洋時報, 2, 89.
根室測候所 1929. 流氷及び結氷報告. 同誌, 1, 51.
3) 未發表 (低溫科學に發表の豫定).
4) 村上政嗣 1942. ハルビンに於ける松花江解氷期日に就いて. 科學, 12, 132.
—— 1942. ハルビンに於ける松花江解氷期日とその豫報. 應用物理, 11. 220.
5) Stefan, J. 1890. Ueber die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. A., 98, 965.
6) 野満隆治 1942. 河海結氷の理論. 地球物理, 6, 110.
7) 2) に同じ.

Takaharu FUKUTOMI and Kou KUSUNOKI : Study of Sea-Ice. (The 5th Report). An Approximate Prediction Method for the Last Drift-ice on the Southern Okhotsk Sea Coast of Hokkaido.

Résumé

The southern Okhotsk sea coast of Hokkaido has different numbers of days with land-ice and drift-ice in every year; if the forcasting for the date of the first day of land-ice or drift-ice and last-drift-ice be possible, though it may be approximate, there would be many profits for the performance of navigation and fishery works.

From this point of view, the writers studied statistically the approximate prediction method for the last-drift-ice on the coast (e. g. Abashiri in Hokkaido) and obtained approximately the following relational equation.

$$T_A = t_A + 1.37\sqrt{\Sigma\theta_A} - 2.0V_A + 5.0$$

where : T_A : Date of the last-drift-ice at Abashiri.

t_A : Date of the day when the air temperature rose up to the freezing point of sea-water.

$\Sigma\theta_A$: Integration of daily mean temperature (measured to—direction from the freezing point of sea-water), during the period from the day when daily mean air temperature descended down to the freezing point of sea-water to the day when it rose up again to the same point.

V_A : Mean normal component of wind velocity to the coastal line at Abashiri in March.

The probability that the estimated date of the last-drift-ice calculated from the relational equation, be in accord with the true value, was 73 % within the error of ± 10 days.