



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷の研究（第4報）：オホツク海中央部に於ける結氷の生成についての理論的考察
Author(s)	福富, 孝治; FUKUTOMI, Takaharu
Citation	低温科学, 3, 143-157
Issue Date	1950-12-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17430
Type	departmental bulletin paper
File Information	3_p143-157.pdf



海水の研究(第4報)

オホツク海中央部に於ける結氷の生成に ついての理論的考察*

福 富 孝 治

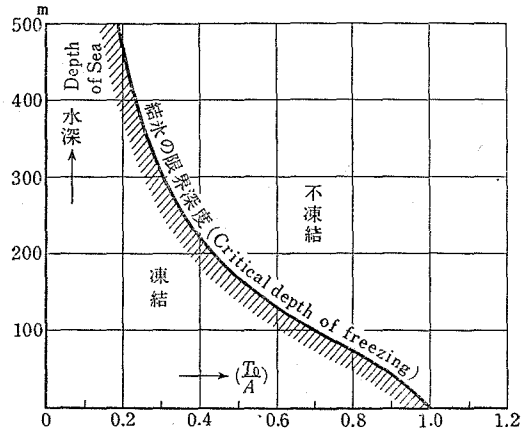
(低温科學研究所 海洋學部門)

〔昭和22年11月受理〕

I. 緒 言

オホツク海其他の如く海水中の鹽分が 24.7 ‰ 以上の海の沿岸の水深が 0~50m 位の場所に生ずる沿岸海水の生成機構に就ては前報に詳しく論議した。其の結果は沿岸では海面から海底まで海水が一つの均質な對流層を形成して居り氣温の降下により表面水温が低下して表層の密度が下層の密度より大となると下に沈み下層の温い密度の小さな海水が上昇して來る。斯くしてこの表面水温の低下に伴ふ對流は海水全體が結氷温度に到り遂に海面に結氷を見るまで繼續して行はれると云ふことであつた。而して此の考へに基いて結氷開始の期日、結氷の厚さの時間的變化、最大氷厚等を與へる近似式を理論的に導入した。そして實例としてオホツク海の沿岸結氷に就て論議した。然し乍ら海水中の鹽分が 24.7 ‰ 以上で表面から海底まで均質な海では第 1 圖に示す如く $\frac{T_0}{A}$ (T_0 は海水

の結氷點を基準として測つた年平均氣温、 A は氣温年週變化の半振幅) が 0.3 以上の場合 (オホツク海西岸北緯 48° 以南) には水深が 300m 以深では凍結し得ないこととなる。然しオホツク海南部に嚴寒期航海して見ると明かに 300m 以深の海面に於ても結氷が進行しつつあるのを目撃したことがある。然らばオホツク海中央部に於て結氷は如何なる機構で行はれつつあるのであらうか。本報告に於ては此の問題を考究して見ようと思ふ。



第 1 圖

II. オホツク海の表面には鹽分の少ない薄い對流層が存在すると言ふ事實

* 北海道大學低温科學研究所業績 第 45 號. 昭和 22 年 5 月 9 日日本物理學會年會に於て發表.

観測船 略號及 資料出 所	位置及 観測年月	深 さ	観 測 結 果		σ_t	σ_{tD}	E_1	σ_{fm}	σ_{fmD}	E_2
			水 温	鹽 分						
2	3) KH 147°-5'E VI 1937	0	5.43	32.36	25.54	25.54	—	26.05	—	—
		25	2.24	32.54	26.01	26.13	188	26.13	—	—
		50	0.70	32.72	26.23	26.48	88	—	26.17	-16
		100	0.43	33.01	26.49	26.98	52	—	26.38	40
		150	-1.33	33.03	26.59	27.34	20	—	—	—
		200	-0.29	33.15	26.64	27.63	10	—	—	—
		300	-0.05	33.44	26.87	28.35	23	—	—	—
		400 (3100)	1.10	33.44	26.80	28.76	-7	—	—	—
3	4) 樺捉島北 方 VIII 1916	0	17.5	32.25	23.29	23.29	—	25.96	—	—
		18	6.4	32.52	26.57	25.66	1265	26.07	—	—
		46	-0.8	32.82	26.38	26.61	289	—	26.05	-217
		91	-0.3	33.13	27.63	27.08	55	—	26.30	111
		183	1.2	34.46	27.62	28.52	107	—	—	—
		366 (>1000)	1.3	33.71	27.00	28.80	-34	—	—	—
4	3) KH 149°-23'E IX 1935	0	7.67	32.81	25.61	25.61	—	26.41	—	—
		25	2.12	33.04	26.41	26.53	320	26.52	—	—
		50	1.06	33.15	26.55	26.80	56	—	26.53	0
		100	1.65	33.30	26.65	27.13	20	—	26.77	12
		150	1.34	33.30	26.67	27.40	4	—	—	—
		200	1.30	33.33	26.69	27.67	4	—	—	—
		300	1.36	33.46	26.80	28.27	10	—	—	—
		400 (3300)	1.31	33.51	26.84	28.80	4	—	—	—
5	5) So 153°-40'E VIII 1935	0	6.7	32.88	25.78	25.78	—	26.47	—	—
		10	6.0	32.95	25.94	25.99	170	26.51	—	—
		25	3.8	33.06	26.27	26.39	220	26.55	26.52	-530
		50	2.3	33.31	26.61	26.86	136	—	26.68	-193
		100	2.0	33.40	26.71	27.19	18	—	26.80	+ 24
		150	2.3	33.40	26.68	27.41	-10	—	—	—
		200	1.9	33.40	26.71	27.69	6	—	—	—
		300 400 (-)	1.9 1.5	33.40 33.44	26.71 26.77	28.17 28.72	0 6	—	—	—
6	5) So 153°-40'E VIII 1936	0	9.7	32.88	25.34	25.34	—	26.47	—	—
		10	8.9	32.88	25.49	25.54	150	26.48	—	—
		25	3.8	33.21	26.41	26.53	612	26.57	26.52	-980
		50	2.8	33.30	26.57	26.82	64	26.63	26.60	- 47
		100	2.4	33.39	26.67	27.15	66	—	26.82	0
		150	2.3	33.39	26.67	27.40	50	—	26.11	+ 8
		200	2.2	33.37	26.66	27.64	-2	—	—	—
		300 400 (-)	2.9 1.8	33.35 33.44	26.60 26.75	28.06 28.70	-6 15	—	—	—
7	5) So 153°-40'E IX 1937	0	8.3	32.86	25.56	25.56	—	26.45	—	—
		10	8.2	32.88	25.58	25.63	20	26.46	—	—
		25	4.8	32.99	26.12	26.24	360	26.50	26.50	-870
		50	2.6	33.17	26.49	26.74	200	26.55	26.58	-227
		100	2.0	33.31	26.64	27.12	30	—	26.75	- 4
		150	1.7	33.44	26.76	27.49	24	—	26.03	+ 18
		200	2.3	33.53	26.78	27.76	2	—	—	—
		300 400 (-)	1.9 1.7	33.44 33.57	26.75 26.87	28.21 28.82	7 12	—	—	—
8	5) So 145°-10'E	0	12.8	32.45	24.44	24.44	—	26.13	—	—
		10	12.7	32.45	24.48	24.53	40	26.13	—	—
		25	4.6	32.83	26.02	26.14	360	26.23	26.18	-1650
		50	4.1	33.22	26.38	26.63	144	—	26.25	- 73
		100	1.4	33.22	26.61	27.09	46	—	26.48	+ 60
		150	0.8	33.24	26.66	27.39	10	—	—	—

観測船 略號及 資料出 所	位置及 観測年月	深 さ	観 測 結 果		σ_t	σ_{tD}	E_1	σ_{fm}	σ_{fmD}	E_2		
			水 温	鹽 分								
9	5) So	VIII 1935 44°-10'N 145°-10'E IX 1937 (-)	200	0.0	33.24	26.70	27.68	8				
			300	0.7	33.24	26.66	28.12	- 4				
			400	1.1	33.51	26.68	28.81	20				
			(-)									
			0	14.3	32.72	24.36	24.36	—	26.34	—	—	
			10	14.3	32.72	24.36	24.41	0	26.34	26.39	-1980	
			25	8.9	32.84	25.45	25.57	727	26.37	26.46	- 593	
			50	4.9	33.33	26.38	26.63	372		26.42	+ 4	
			100	2.6	33.28	26.57	27.05	38				
			150	0.9	33.28	26.68	27.41	22				
200	1.3	33.33	26.70	27.68	4							
300	0.7	33.37	26.76	28.22	6							
400	0.8	33.40	26.79	28.77	6							
(-)												

第 1 表第 2 表の水温の垂直分布を見ると、夏秋の兩季を通じて最表部躍層の厚さは 25~50 m 位であることが判る。これは第 2 表の鹽分の垂直分布からも同様に推定される。此の躍層の生じた原因はシベリヤ大陸より流入した陸水であり、波浪による攪拌作用で水温鹽分の一様な對流層を形成したものと考へられる。

元來オホツク海の海水は本邦近傍の他の海と比較して鹽分が少く、500 m 以淺に於ては概ね 34.00% 以下である。この原因はオホツク海にはシベリヤから流れ込む大河が多く、それらの河から流れ込む多量の水に影響されて居るものと考へられてゐる。例へば黒龍江の如き其の水の 80% は樺太の北端を廻つてオホツク海に流れ込むと云はれてゐる。特にオホツク海の上層は第 2 表にも明瞭に示されてゐる如く鹽分が非常に少なく場所により稍、異なるが 32.20~33.10% の範圍の値を示してゐる。然し乍ら、此等最表部對流層内の水温は晩夏以後気温が段々低下するに従つて低下し其の密度が段々増加して來る結果、下層との間に對流が行はれ其の厚さを増加するのではないかと云ふ問題があり、この點は凍結の問題と密接な關係があるから吟味する必要がある。第 2 表第 1 例の冬季に於ける観測結果に依れば最表部對流層の厚さは其の鹽分の垂直分布から見て明らかに矢張り 25 m と 50 m との間にあることが判る。尙此の問題は第 2 表の各例に於て最表層の水温が結氷温度となつた時の垂直安定度を調べて見れば判ることである。従つて、第 2 表にはこの結氷開始期に於ける垂直安定度 E_2 及參考のために観測時に於ける垂直安定度 E_1 を推算して示した。此處に垂直安定度 E とは

$$E = \frac{\rho_{tD} - \rho'_{tD}}{4Z} = \frac{\sigma_{tD} - \sigma'_{tD}}{4Z} \times 10^{-3} \quad (1)$$

である。 ρ_{tD} は任意の層の密度に水壓に依る密度増加を附加した値、 ρ'_{tD} は今考へた任意の層から $4Z$ だけ上層の水を $4Z$ だけ引下げたときの密度、 $\sigma_{tD} = (\rho_{tD} - 1) \times 10^3$ で海水密度の一表示法である。垂直安定度 E が 0 であれば $4Z$ だけ引下げた水は其盡其處に停滯することになり、 E が正であれば其の水は再び浮力のために復元することになり、 E が負であれば益、下

方へ沈むことになる。従つて、垂直安定度が負の場合に一度外力により対流が起れば、其対流は益々盛んに下方に傳達され $E=0$ の深さに迄及んで止むことになる。此處では E の計算値は $1/m$ として表はして置いた。

第2表の E_1 及 E_2 の計算に於ては、 ΔZ は各層間の深さの差を用ひ次の如き方法に依り行つた。観測時に於ける垂直安定度 E_1 の算出に就ては別に問題はないから説明は略すが、結氷開始期に於ける垂直安定度 E_2 の算出には、先づ 0m 層の鹽分は不變として温度は秋から冬になつて段々低下し遂に其の鹽分に対する結氷温度まで下ると考へて其の密度 σ_{fm} を算出する。而して此の際 25m 層の σ_{td} は不變として 0m 層の σ_{fm} を 25m 層に引下げたときの密度増加を加算して 25m 層の σ_{fmd} とする。この σ_{fmd} を σ'_{td} として E_2 の 25m 層の値を求める。次に 25m 層の E_2 の値が負であつた場合には、0m, 25m 兩観測層の平均鹽分と夫に對應する結氷温度により密度を求め之を 25m 層の σ_{fm} とする。この値に 50m 層に對する密度増加を附加して 50m 層の σ_{tmd} とし σ'_{td} に代入し、 σ_{td} は観測時の儘不變として E_2 の 50m 層の値を算出する。50m 層の E_2 の値が負であれば同様な方法で計算を進めるが、正であれば止める。第1例の場合は観測時が結氷期であるので E_1 の値を以て其の儘 E_2 とした。

斯くして計算した結果は第2表に示された如く、第2~9例に於ては観測時は夏乃至秋であり、10m 層乃至 25m 層の E_1 の値は何れも正となつてゐる。上述の如く水温、鹽分の垂直分布からは最上部の對流層の厚さは 25m と 50m との中間であることが判つてゐるので、25m 層に於ける E_1 が正であることから夏秋に於けるこの最表部躍層中に於ける水温、鹽分が一様であることは波浪による強制攪拌作用に原因するものと考へられる。結氷開始期に於ては何れも E_2 の 10m 乃至 25m 層の値は負であり、50m 層(又は 46m 層)の値は多くは正で、對流層の厚さは略々此の中間にあることが判る。上の E_2 の計算に於ては下層の σ_{td} を不變と見做したが、上層からの渦流や熱傳導の影響により σ_{td} の値は多少變化する筈であるから對流層の厚さも多少變化するであらうが、大勢に於ては上記の簡単な計算から推定される様に鹽分の薄い最上部の對流層の厚さは夏から初冬結氷開始期までを通じて概して同様の厚さであるとして差支へないであらう。

今第2表の結果を用ひて結氷開始期に於ける最上部對流層の厚さを求めて見ると第3表の如くなる。

第3表の對流層の厚さの算出は、 $E_2=0$ を狭む上下兩観測層の間では E_2 の値は linear に變化するものと見做して $E_2=0$ の深さを求め、この値を以て對流層の厚さとした。

即ちオホツク海南部に於ては結氷開始期頃に於て 25~60 m, 平均して 41 m 位の厚さの最上部對流層が存在し、其の鹽分は 32.40~33.10%, 平均して 32.8% を含有して居ることが判つた。

第3表 オホツク海南部海の最上部対流層（結氷開始期に於ける値）

第1表の 番 號	対流層の 厚 さ	鹽 分	下層鹽分
1	26.7m	32.88‰	33.21‰
2	32.1	32.45	32.72
3	39.1	32.39	32.82
4	25.0	32.92	33.15
5	47.3	33.05	33.40
6	50.0	33.10	33.39
7	59.1	32.98	33.31
8	38.7	32.58	33.22
9	49.8	32.90	33.28
平 均	40.8	32.81	33.17

III. オホツク海中央部に於ける結氷の生成

前章に述べたことにより、オホツク海南部海に於ては最上層に薄い対流層が存在し、気温の變化に伴ふ水温の變化は第1表第2表に見られる如く主として此の層内に於て行はれ、此層の下に於ては気温變化に依る対流の影響はなく僅かに熱傳導に依る温度の變化が行はれる程度と考へ得ることが判つた。然し此の対流層の厚さは平均41m位となるのである。斯様な対流層は其の厚さに多少の差はあるとしてもオホツク海南部海面のみならず、オホツク海全海面に互つて存在するものと考へられる。

従つて、今簡單のためにオホツク海全海面に於て斯様な対流層の存在を考へ、気温の年變化に基く水温變化は

此の層内のみに限られ、此の下では温度の變化は全くないものと考へて、斯様な海に於ける結氷の生成の問題を考へよう。又オホツク海には反時計廻りの海流が存在するが、之も簡單にするため無視し、且他海より水温の高い水の流入する部分は除外して考へることとする。又対流層の厚さ d は秋から冬を通じて一定で41mあるものと考へる。

今気温 T 及水温 θ は海水の結氷温度（鹽分32.8‰に對する結氷温度 -1.78°C ）を基準として測り、気温の小變化を無視して年週變化のみに着目し、其の年平均気温を T_0 、其の變化の半振幅を A とし、時間の單位は日として其の起點を秋に於て $T=T_0$ となる日に選べば、気温變化は近似的には(2)式に依つて表はすことが出来る。

$$T = T_0 - A \sin pt \quad (2)$$

但し $p = \frac{2\pi}{\tau}$ で、週期 τ は365日である。

此の場合に初冬結氷開始期前頃の水温 θ を與へる方程式は既に第3報に於て詳述した通り近似的には次式で表はすことが出来る。

$$\theta = T_0 - \frac{A}{\sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda}\right)^2}} \sin (pt - \delta) \quad (3)$$

但し $\tan \delta = \frac{p}{\lambda}$ 、 $\lambda = \frac{\left(\frac{K}{\rho c}\right)}{d}$ で d は対流層の厚さ、 ρ 及 c は夫々海水の密度及比熱、 K は海面から空氣中への放熱係數である。

議論を進める前に先づ A 、 T_0 及 $\frac{K}{\rho c}$ の値に就て述べなければならない。理科年表其他の

資料に據つて、オホツク海西縁及東縁に於ける平年の月平均気温から A 及 $\left(\frac{T_0}{A}\right)$ と緯度 φ° との關係を求めてみると、 $N 60^\circ > \varphi > N 43^\circ$ の範圍では近似的に

$$\text{西縁海岸に對して：} \quad A = 19.3 - 8.1e^{-0.08(\varphi - 43)} \quad (4)$$

$$\frac{T_0}{A} = -0.40 + 1.10e^{-0.097(\varphi - 43)} \quad (5)$$

$$\text{東縁海岸に對して：} \quad A = 9.0 + 0.0805(\varphi - 49.6)^2 \quad (6)$$

$$\frac{T_0}{A} = 0.71 - 0.051(\varphi - 43) \quad (7)$$

が得られる。オホツク海中央部に於ける此等の値は判らないが、先づ東西兩岸の中間の値を示すものとして考へても近似的には差支へあるまい。又此の海の平均風速を 5m/秒として第 3 報の $\frac{K}{\rho c}$ の實驗から其値を求むれば $\frac{K}{\rho c} = 1.68$ が得られる。以下此等の値を用ひて結氷の諸問題の議論を進めようと思ふ。

(1) オホツク海は全域に互つて結氷するか

既に前報に述べた様に (3) 式から結氷生成の條件として

$$\frac{T_0}{A} \geq \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{d}{\lambda}\right)^2}} \quad (8)$$

が得られる。之により $\frac{T_0}{A}$ と對流層の厚さ d との關係を圖示すれば第 1 圖の通りである。今 d を 41m とすれば、結氷が起るためには第 1 圖又は (8) 式から $\frac{T_0}{A} \leq 0.91$ となる。(5) 式、(7) 式に依ればオホツク海に於ては常に $\frac{T_0}{A} < 0.71$ であるから此の條件は充分満足されて居り、其の氷厚に大小はあるとしても、平年に於てはオホツク海全域に涉り結氷することになる。勿論、他海より温い水の流入する部分は除かなければならぬことは申す迄もない。

(2) 結氷開始期

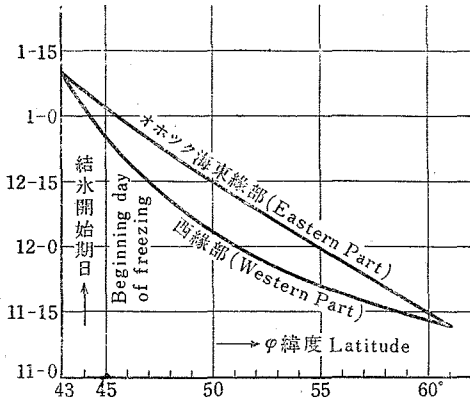
全海面が結氷するとすれば、結氷開始の期日は如何であらうか。 $\lambda = \frac{\left(\frac{K}{\rho c}\right)}{d} = 0.0410$ であるから、 $\frac{d}{\lambda} = 0.420$ となり、 $\left(\frac{d}{\lambda}\right)^2 = 0.176$ となつて 1 に比較して小であるから $\left(\frac{d}{\lambda}\right)^2$ 以上の項を無視しても概値を知るには先づ差支へない。斯様な場合には気温が海水の結氷温度となつてから結氷の始まる迄の日數 Δt は前報により

$$\Delta t = \frac{d}{\left(\frac{K}{\rho c}\right)} \quad (9)$$

で與へられるから $\Delta t = 24.4$ 日となり、 d を 25m 又は 60m としても Δt は 14.8 日又は 35.7 日となる。沿岸に於ては前報に述べた如く 15 日内外であるから沖に於ては同緯度の沿岸よりも 0~20 日位、平均 10 日位結氷の初期が後れることになる。

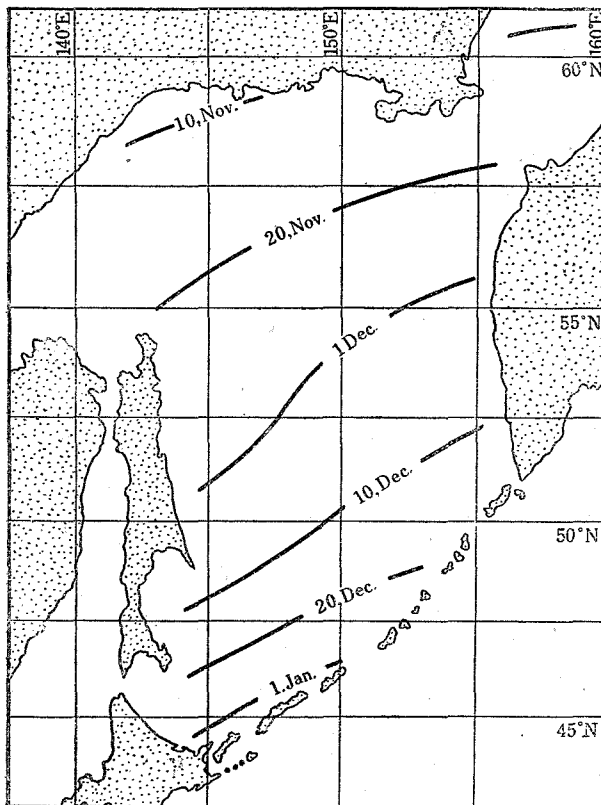
時間の原点から結氷開始期までの日数を t_2 とすれば前報により

$$t_2 = -\frac{d}{\left(\frac{K}{\rho c}\right)} + \frac{\tau}{2\pi} \sin^{-1}\left(\frac{T_0}{A}\right) \quad (10)$$



第 2 圖 オホツク海に於ける結氷開始期日 (推定値) と緯度との関係

である。時間の原点は秋に年平均気温を示す日で、平均凡そ 11.0 月である。勿論、厳密には緯度によつて多少變化し、北方で僅かに負で南方で僅かに正となる。従つて此の 11.0 月に上の計算値を加へて結氷開始期日を求めると第 2 圖の如くなる。圖には横軸に緯度 ϕ を取り、縦軸に西岸沖及東岸沖の結氷開始期日の計算値を月の單位で示した。又此の結果を地圖上に記入し、同緯度に於ては中央部の値は兩岸沖の値



第 3 圖 平年に於けるオホツク海の結氷初期 (推定) の分布圖

の中間を linear に變化してゐるものと假定して、其の 10 日隔の等期日線を引けば第 3 圖が得られる。即ち最北方では 11 月 10 日頃に結氷を開始し、段々南にゆくに從つて後れ南端では 1 月 10 日頃になる。而かも、等期日線が西寄りには南に下り、東寄りには北上りで、この傾向は南方向著しく千島列島附近では略、列島線に平行となつてゐる。オホツク海還流を考へれば此の圖よりも尙此の傾向が著しくなる筈であるが、太平洋の影響を示して興味深いことである。尙第 3 圖の結果は實測の値とも大體一致して居る。

(3) 結氷の厚さ

次に結氷の厚さが如何になつてゐるかを吟味してみよう。前報に

於て $\frac{p}{\lambda}$ が 1 に比較して可成り小さい場合には $\frac{p}{\lambda}$ の自乗以上の項を度外視して氷厚 I は次式で表はすことが出来る。

$$I^2 = \frac{\mu^2 A}{p} \left\{ \sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A}\right)^2} \left(1 - \cos pt' + \frac{p}{\lambda} \sin pt'\right) - \left(\frac{T_0}{A}\right) \left(pt' + \frac{p}{\lambda} - \frac{p}{\lambda} \cos pt' - \sin pt'\right) \right\} \quad (11)$$

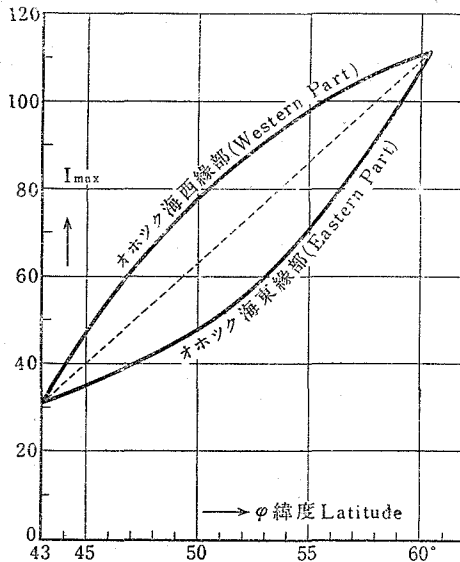
但し $t' = t - t_2$ であつて、水温が降下して結氷温度となる日を時間の起點として測つた日數である。又 μ は氷厚係數で、 $\mu^2 = \frac{2k}{L\rho_i}$ である (k は海水の平均熱傳導度、 L は潜熱、 ρ_i は密度である)。 μ の値としては第 6 報の實測結果から $\mu^2 = 4.40$ を用ひることとする。従つて、任意の A 、 T_0 の値の場所に就て $t_2 \leq t \leq t_3$ の範圍の t に對し (11) 式から氷厚 I を求めることが出来る。但し

$$t_3 = \frac{1}{p} \left\{ \pi - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A}\right) \right\} \quad (12)$$

である。

結氷が途中で破碎されて流出したり、積重つて氷丘を形成したりすることがなければ、氷厚は氣温が再び上昇して結氷温度となる迄増加するから、氷厚は $t = t_3$ のとき最大となり、其後は融解を初め段々と氷厚を減じて遂に消失するのである。この氷厚の最大値は前報により

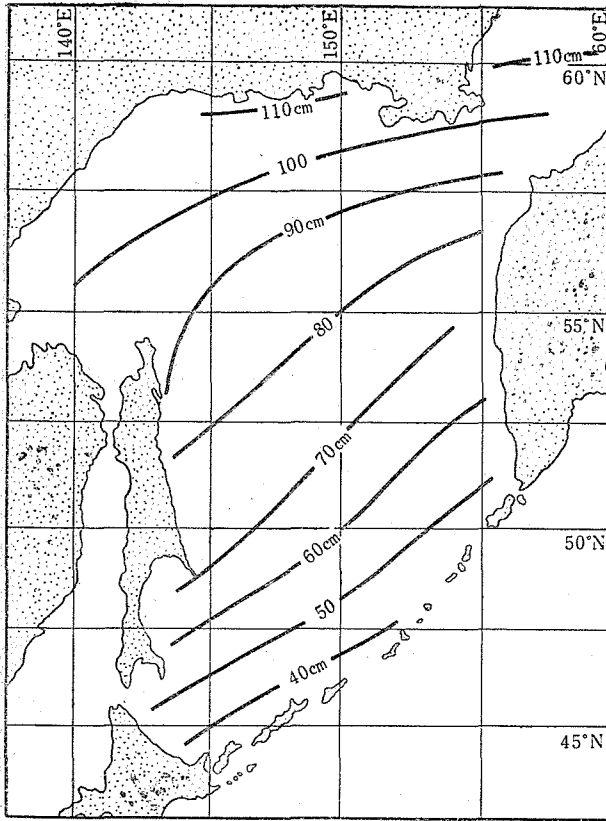
$$(I_{\max})^2 = \frac{\mu^2 A}{p} \left[2\sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A}\right)^2} - \left(\frac{T_0}{A}\right) \left\{ \pi - 2\sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A}\right) \right\} \right] \quad (13)$$



第 4 圖 オホツク海の最大氷厚 (推定) と緯度との關係

で表はされる。

(13)式によりオホツク海西縁沖、東縁沖の最大氷厚を計算して、之を縦軸にとり緯度 ϕ を横軸にとつて圖示すれば第 4 圖の如くなる。圖から同緯度に對しても西縁沖の値は東縁千島寄りの値に比較して可成り厚いことが判る。此等の値を地圖上に記入して、同緯度では西縁沖から東縁沖へ linear に變化するものとして、氷厚の等量線を引けば第 5 圖の如くなる。即ち、オホツク海北端附近では 1m10cm 位であるが、南端では 30cm 位となつてゐる。しかも、等厚線は北方では緯度に稍、平行であるが、南方では西方が南下りで東方が北上りとなつてゐる。此の傾向は結氷開始期の同期日線と全く相似で



第 5 圖 オホツク海に於ける最大氷厚 I_{max} (推定) の分布圖

れば 1 兆 1 千 6 百億噸の海水が生成せられることになる。実際には、風や海流のために海水が移動して一方に重疊し hummocky ice を形成し、他方に新しい海面が露出するであらう。

第 4 表 オホツク海の緯度による氷量分布

中心緯度	面積	平均最大氷厚 I_{Mm}	氷量
	km ²	cm	m ³
45.0	11.12 × 10 ⁴	41.4	4.61 × 10 ¹⁰
47.5	21.20 "	53.1	11.26 "
50.0	22.60 "	62.9	14.22 "
52.5	24.90 "	73.3	18.25 "
55.0	30.65 "	84.0	25.72 "
57.5	29.00 "	95.7	27.73 "
60.0	18.90 "	108.6	20.50 "
オホツク海全	158.37 × 10 ⁴ km ²		122.29 × 10 ¹⁰ m ³

ある。此等の最大氷厚の値を實測⁶⁾の値と比較しても大體の程度は一致する。

(4) オホツク海の全氷量

最大氷厚は同緯度では東縁から西縁まで直線的に變化するものと考へれば、全海域に於ける氷厚の分布が判るので、オホツク海全體の平年に於ける氷量を算出することが出来る。第 4 表は緯度 N45° から北へ 2.5° 隔ての緯度に平行な線を考へ夫を中心として 2.5° (278km に當る) の幅を持つ梯形面積中の氷量とオホツク海全氷量とを示したものである。

即ちオホツク海に於ては平年に於て 158 萬平方料の面積に概算して凡そ 1 兆 2 千 2 百億立方メートルの海水、海水の平均比重を 0.95 とす

然して此の新海面には新氷を生ずる。新氷の生成速度は厚い氷の夫に比較して大であるから、實際の場合には全體としての氷量は上記の概算よりも尙増加するものと考へられる。

春季氣温が上昇して結氷温度より高くなり日射量の増加に伴ひ、此等の海水は漸次融解を初めるが、全部の海水が融解して結氷温度の海水となるには海水の純氷部

分を其の體積の $0.7^8)$ として概算すれば

$$80 \times 122.3 \times 10^{10} \times 10^6 \times 0.7 \times 1 = 0.69 \times 10^{20} \text{ カロリー}$$

以上の熱量を要することになる。これを發熱量 $1g$ に對し 5000 cal の石炭に換算すれば 1.37×10^{10} 噸即ち 137 億噸の多量の石炭を要することになる。従つて是は氣溫の低下と水溫上昇の遲延を惹起することになる。是に原因して氷量の多い年にはオホツク海の水にて其の一部を涵養せられてゐる親潮の異常な發達を促し、冷涼なる空氣の移動に依り北海道・東北地方の春季氣溫の低下や夏季凶冷の一原因となるのである。従つて、オホツク海全氷量の年々の變化を知ることは此の見地からだけでも極めて重要である。其他、オホツク海に於ける解氷期の航海、北海道オホツク海沿海の水産業等に影響する所も少くない。

(5) オホツク海全氷量の經年變化

然し乍ら、年々に於けるオホツク海的全氷量を知るためには、上述の如くオホツク海各海區の年々の氣溫を知ることが必要であり、是は仲々困難であるので、以下に北海道オホツク海岸網走の最大氷厚からオホツク海的全氷量の概値を推定することを考へて見ようと思ふ。

今年に於ける全氷量を Q_0 、各緯度に於ける西縁沖、東縁沖の最大氷厚の平均値を I_{Mm} 、各緯度に對する幅 $\Delta\varphi$ の面積を ΔS 、全面積を S とし、或る年の Q_0 、 I_{Mm} よりの偏差を ΔQ 、 ΔI_{Mm} で示せば、第 3 表に計算した様に

$$Q_0 = \sum_{\varphi} \{I_{Mm} \cdot \Delta S\} \quad (14)$$

$$Q_0 + \Delta Q = \sum_{\varphi} \{(I_{Mm} + \Delta I_{Mm}) \cdot \Delta S\} \quad (15)$$

で表はされる。従つて

$$\Delta Q = \sum_{\varphi} \{\Delta I_{Mm} \cdot \Delta S\} \quad (16)$$

となる。然るに I_{Mm} の値は第 3 表及び第 4 圖中に點線で示した如く、近似的には緯度 φ に對し簡単に

$$I_{Mm} = 32 + 4.4(\varphi - 43) \quad (17)$$

で表はされ、従つて

$$\Delta I'_{Mm} = 4.4 \Delta\varphi \quad (18)$$

となる。今第一近似として或る年に於けるオホツク海各海域の平年値よりの氣溫變化は全體として緯度が一樣に南北に移動したとと相似であると考へれば、(18)式に於て $\Delta\varphi$ は一定であるから $\Delta I'_{Mm}$ 即ち ΔI_{Mm} も緯度に關係なく其の年により一定の値となる。

又網走 ($\varphi = N44^\circ - 1'$) の平年に於ける最大氷厚を I_{MA} 、或る年に於ける平年よりの偏差を ΔI_{MA} とし、(13)、(4)、(5) の 3 式に其の數値を代入して ΔI_{MA} を求むれば

$$\Delta I_{MA} = 3.13 \Delta\varphi \quad (19)$$

が得られる。従つて、(19)式の $\Delta\varphi$ を (18)式に代入して得られた $\Delta I'_{Mm}$ を (16)式に代入す

れば

$$\Delta Q = \frac{4.4}{3.13} S \Delta I_{MA} \tag{20}$$

となり、 $S = 158.37 \times 10^4 \text{ km}^2$ を代入すれば

$$\Delta Q = 2.23 \times 10^{10} \Delta I_{MA} \tag{21}$$

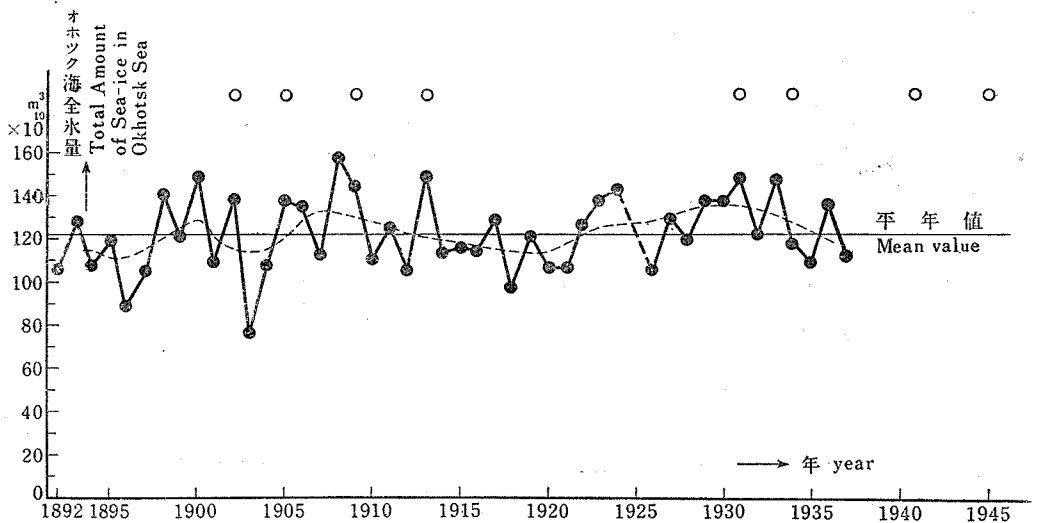
となる。但し、(21) 式に於ては ΔQ は m^3 , ΔI_{MA} は cm の単位で表はしてある。即ち、網走に於ける任意の年の最大氷厚の平年値よりの偏差 ΔI_{MA} が既知であれば、(21) 式に依つて其の年のオホツク海全氷量の平年値 Q_0 よりの偏差 ΔQ の概値が求められ、前項に於て Q_0 の概値が知れて居るから、従つて其の年のオホツク海全氷量の概値が判ることになる。

網走の最大氷厚の年々の實測値があれば問題でないが、僅かしか観測せられた値がないので前報¹⁾ (16)式に依り

$$\Delta I_{MA} = \mu \sqrt{\sum_{t=t_2}^{t_3} (-T_i)} - I_{MA} \tag{22}$$

として ΔI_{MA} を求めることにする。即ち、気温 T_i を結氷開始期 t_2 から気温が再び上昇して海水の結氷温度となる日 t_3 まで積分して、その平方根に氷厚係数 μ を乗じ、これから平年に於ける網走の最大氷厚 $I_{MA} = 39.7 \text{ cm}$ を減じたものが ΔI_{MA} となるので、(22) 式に依り任意の年に於ける平年よりの偏差 ΔI_{MA} を計算して第 5 表に示した。但し網走に於ける t_2 及 t_3 は、気温の旬日平均の時間的變化を圖示してこれを平滑し、この線が結氷温度を切る點を求めて t_2 及 t_3 を求めた。

又第 5 表及第 6 圖には斯くして計算したオホツク全氷量の概値の經年變化を示した。即ち、



第 6 圖 オホツク海全氷量の年變化 (白丸は東北地方、北海道地方の米收の凶作年を示す。)

第5表 オホツク海全氷量 Q の経年變化

年次	ΔI_{MA}^*	ΔQ	Q	年次	ΔI_{MA}^*	ΔQ	Q
明治 25 (1892)	- 7.9	-17.6×10^{10}	104.7×10^{10}	大正 10 (1921)	- 7.3	-16.2×10^{10}	106.1×10^{10}
26 (1893)	2.0	4.5	126.8	11 (1922)	1.4	3.2	125.5
27 (1894)	- 7.0	-15.6	106.7	12 (1923)	6.4	14.3	136.6
28 (1895)	- 1.8	- 4.0	118.3	13 (1924)	8.9	19.9	142.2
29 (1896)	-15.4	-34.4	88.0	14 (1925)	—	—	—
30 (1897)	- 7.9	-17.6	104.7	昭和 1 (1926)	- 7.9	-17.6	104.7
31 (1898)	7.9	17.7	140.0	2 (1927)	- 2.9	6.5	128.8
32 (1899)	- 0.7	- 1.5	120.8	3 (1928)	- 1.1	- 2.4	119.9
33 (1900)	11.4	25.5	147.8	4 (1929)	6.4	14.3	136.6
34 (1901)	- 6.6	-14.7	107.6	5 (1930)	6.6	14.8	137.1
35 (1902)	6.9	15.4	137.7	6 (1931)	11.5	25.7	148.0
36 (1903)	-20.9	-46.6	75.7	7 (1932)	- 0.3	- 0.6	121.7
37 (1904)	- 6.8	-15.1	107.2	8 (1933)	10.6	23.7	146.0
38 (1905)	6.4	14.3	136.6	9 (1934)	- 2.8	- 6.2	116.1
39 (1906)	5.5	12.3	134.6	10 (1935)	- 6.4	-14.2	108.1
40 (1907)	- 4.3	-9.5	112.8	11 (1936)	6.2	-13.9	136.2
41 (1908)	15.2	33.9	156.2	12 (1937)	- 4.9	-10.9	111.4
42 (1909)	9.5	21.1	143.4	13 (1938)			
43 (1910)	- 5.6	-12.4	109.9	14 (1939)			
44 (1911)	0.7	2.5	124.8	15 (1940)			
大正 1 (1912)	- 7.3	-16.2	106.1	16 (1941)			
2 (1913)	11.2	25.0	147.3	17 (1942)			
3 (1914)	- 4.5	-10.0	112.3	18 (1943)			
4 (1915)	- 3.1	- 6.9	115.4	19 (1944)			
5 (1916)	- 3.9	- 8.6	113.7	20 (1945)	11.9	26.6	148.9
6 (1917)	3.0	6.7	129.0	* (22)式右邊第一項より實際に算出せる最大氷厚の本表全期間中の平均値は 37.3 cm にして上述の I_{MA} の値と 2.4 cm の差を生じたるを以て此の補正を加へたり。			
7 (1918)	-11.7	-26.1	96.2				
8 (1919)	- 0.7	- 1.5	120.8				
9 (1920)	- 7.5	-16.7	105.6				

全氷量は年により $75 \times 10^{10} \sim 160 \times 10^{10} \text{m}^3$ の範圍に變化し、其の最大なるもの及最小なるものの
 平年値よりの偏差は平年値の 3 割又は 4 割にも達してゐるのである。氷量變化の一般的傾向は
 第 6 圖に點線を以て示した如く（點線は 5 年毎の overrapping mean を平滑した曲線である）
 であるが、未だ年數が少いので判然したことは勿論云へないが、25 年位の cycle を以て變化
 するものの如く、明治 33 年頃から大正 2 年頃迄は概して氷量多く、大正 2 年頃から大正 12
 年頃までは氷量概して少なく、大正 12 年頃から昭和 9 年頃までは再び氷量多く、其後は又減
 少してゐる様に見える。個々の年の全氷量が此の一般的傾向と異なる場合もあることは（明治
 36 年は其の 1 例である）申す迄もない。明治中期以後北海道・東北地方に於て農作物特に米作
 の凶作年として知られてゐるのは明治 35, 38, 42 年、大正 2 年、昭和 6, 9, 16, 20 年であ
 るが、此等の年の中昭和 9 年を除いては何れもオホツク海全氷量の多い年であることは注意に
 値ひする。然し乍ら、氷量の多い年は必ずしも凶作年ではない。前節に述べた如く、オホツク
 海氷量の多い年は北海道・東北地方の春季氣溫の低下や夏季凶冷の一原因となり、農作物不作
 を惹起す一因子となるのであるが、其の外にも日照時間や降水量が重要な因子をなしてゐるこ
 とは既に諸學者に依り屢々論ぜられた所である。此等の問題特にオホツク海の氷量と北海道・
 東北地方の各地の春季より夏季へ到る間の氣溫、及親潮勢力の消長との相關に就ては稿を改め
 て論じ度いと考へてゐる。

IV. 總括及び結語

- 1) オホツク海の最表部には下層に比較して鹽分の少ない薄い對流層があり、この厚さは場
 所により多少異なるが夏から冬までを通じて 40m 位であることが判つた。
- 2) 此の鹽分の少ない最表部對流層が存在するために、オホツク海中央部に於ける結氷の生
 成は沿岸結氷の生成と全く相似な機構に依つて起る可きことを推定した。この考への下に、他
 海より温い水の流入する部分を除き、平年に於てはオホツク海全域が結氷することを示した。
- 3) 又結氷開始期、結氷の厚さの地理的分布等を推算し、實際の測定値と大體一致する結果
 を得た。
- 4) 又オホツク海の全氷量の推算を試み、一冬に凡そ 1 兆 1 千 2 百億立方米と概算した。
 又全氷量の經年變化に就ても近似的推算を行つたが其の結果年に依り $75 \times 10^{10} \sim 160 \times 10^{10} \text{m}^3$
 位の範圍で變化することが概算された。
- 5) Krümmel²⁾ に依れば、本報告に論じた海の最上部對流層は、オホツク海以外にも、ベー
 リング海、北氷洋等の北方海に於ても存在することが指摘せられてゐる。従つて、之等の海に
 就ても本報告に述べた結氷の問題の議論と全く同様な方法で其の結氷問題を論議し得るものと
 信ずる次第であるが、之は將來の研究に譲り度いと思ふ。

終りに臨み、本報告に使用した網走の氣象資料は札幌氣象臺長八鍬利助博士の御好意に依り閲覧することを得た。又本研究に要した費用の一部は文部省科學研究費に依つた。此處に記して厚く感謝の意を表する次第である。

文 獻

- 1) 福富孝治 1950. 海水の研究(第3報) 沿岸海水の生成に就いての理論的考察. 低温科學, 3, 131.
- 2) Krümmel, O. 1923. Die Temperaturschichtung im Bering- und Ochotskischen Meer. Handb. d. Ozeanographie, 1, 477.
- 3) 岸人三郎 1940. 太平洋の海底温度と海底流に就いて. 水路要報, 19, 259.
- 4) 須田院次 1933. 海洋の科學
- 5) 宇田道隆 1938. 東北海區に於ける海況の變動に就いて. 水産試験場報告, 9, 1.
- 6) 田口龍雄 1932~1933. ベーリング海, オホツク海, 日本海北部の海水に就いて. 海洋時報, 4, 489.
- 7) 福富孝治, 楠宏, 田畑忠司 1950. 海水の研究(第6報) 海水の厚さの増加について. 低温科學 3, 169.
- 8) 福富孝治, 齋藤光郎, 工藤義夫. 海水の研究(第16報) 海水の組織特に純氷比と海水鹽分との關係. 1947年5月9日日本物理學會年會に於て發表.

Takaharu FUKUTOMI: Study of Sea-Ice. (The 4th Report.)

A Theoretical Study on the Formation of Sea-Ice in the Central Part of the Okhotsk Sea.

Résumé

The results of oceanographical observations carried out in the past by many authorities indicate that at the surface of the Okhotsk Sea there exists a thin turbulent layer of about 40m in thickness, the salinity of which is low. By the fact, assuming that the mechanism of ice formation in the central part of the Okhotsk Sea be similar as the case of the coastal land-ice (The 3rd Report), the writer indicated that the total area of the Okhotsk Sea may be frozen in mean years, except the area in which the warm water flows in from other seas. He also estimated theoretically the geographical distributions of the beginning date of ice-formation and of the maximum ice thickness. The results were compatible with the known values of these phenomena. He further calculated approximately the mean total amount of ice in the Okhotsk Sea as about $120 \times 10^{10} \text{m}^3$ in a winter, and also calculated the yearly changes of the total amount of ice in the past recognizing some correlation with the years of poor-harvest in Hokkaido and Tohoku districts.