



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷の研究（第3報）：沿岸海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, 131-142
Issue Date	1950-12-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17429
Type	departmental bulletin paper
File Information	3_p131-142.pdf



海水の研究(第3報)

沿岸海水の生成についての理論的考察*

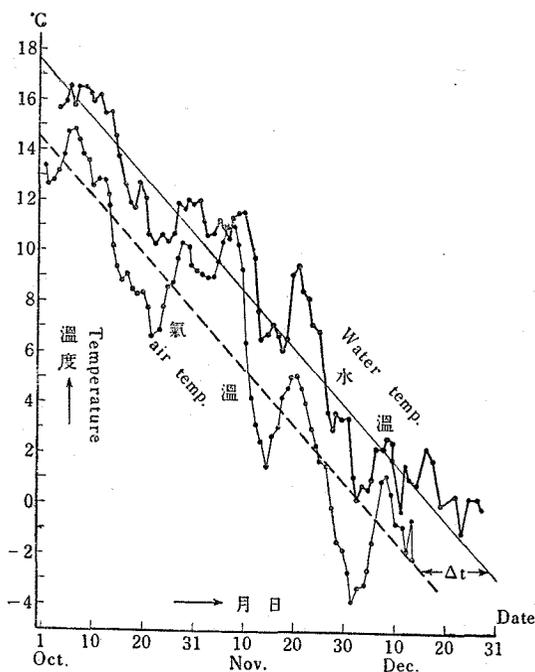
福 富 孝 治

(低温科学研究所 海洋学部門)

(昭和 22 年 11 月受理)

I. 序 言

初冬オホツク海其他の北方海の沿岸海域に於ては、気温が低下するに連れて水温は漸次低下し、気温が海水の結氷点以下に降下後或る日数の後水温も結氷点に達し遂に水面に結氷を見るに到る。第1圖は横軸に日を取り縦軸には其の日を中心とした5日間毎の平均水温及気温をと



第1圖 初冬北海道オホツク海岸根室に於ける気温及海水温度の平行的降下の1例

り昭和7年夏から初冬に於ける北海道オホツク海岸根室に於ける上述の関係を圖示せるものである。

鹽分が 24.7% 以上の均質な海水ではそれ以下若くは眞水の場合と異なり結氷点以上の温度では水温が低い程密度が大であるから、オホツク海の沿岸水の如く鹽分が 32% 内外の海水の場合には、気温の降下により表面水温が低下し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るまで繼續して行はれる。この作用は海上の風により惹起される海岸の上昇流、下降流や波による攪拌作用により益々助長

せられる。海水が結氷温度に達すると其の後の冷却に伴つて先づ海面に結氷を生じ段々と其の厚さを増加し、ウネリ、海潮流や潮汐等により氷が破碎されることがなければ、気温が再び上昇して海水の結氷温度に到るまで氷厚の増加は繼續する。此の際海水最下面の温度は常に結氷温度に保たれてゐるから他から異なつた水温の水の流入がなければ海水は海水下から底まで常

に到る。第1圖は横軸に日を取り縦軸には其の日を中心とした5日間毎の平均水温及気温をと

* 北海道大學低温科学研究所業績 第44號. 昭和 22 年 5 月 9 日 日本物理學會年會に於て發表.

に結氷温度になつてゐる筈である。昭和 20 年春北海道オホツク海岸の紋別で行つた海水下の水温及鹽分の観測結果¹⁾に依れば第 2 表に其の一例を示した如く此の關係は大體満足せられてゐる。

筆者は本報告に於て上述の關係を定量的に研究する第一歩として

- (i) 海水の鹽分が 24.7% 以上で均質であること。
- (ii) 密度の差に起因する海水の對流は氣温變化に比較して速かであること。
- (iii) 海流等により外より異なつた水温の水が流入したり、生じた海水が他へ移動したりする事がなく、底からの熱の出入の影響も無視出来ること。
- (iv) 降雪もなく、日射による融氷も無視出来ること。

上記の如き條件を具備する假想的な沿岸海水を考へ、この様な海に於ける結氷發生の期日、氷厚等に就て理論的考察を試み、實際の沿岸海水や沖の氷へ應用し得る範圍を論じたのである。御批評御叱正を賜はれば幸である。

II. 沿岸海水の生成の理論的考察

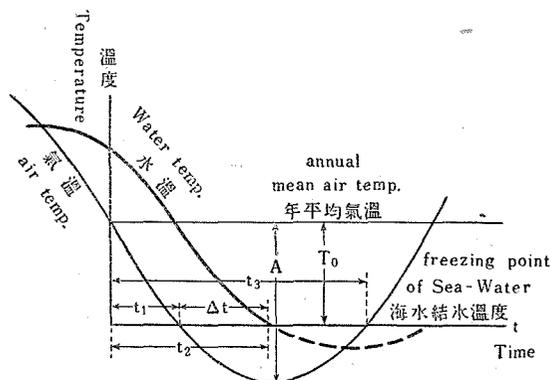
第 I 章に述べた如き 4 條件を満足する假想的沿海に一つの水塊を考へて其の水温を θ (この水塊に於ては水平方向にも垂直方向にも水温は常に一定に保たれてゐると考へる)、その水面の廣さを S 、その全體積を V 、その沿海の平均の深さを d 、海水の密度を ρ 、比熱を c 、氣温を T 、時間を t 、海面からの放熱係數を K で表はすことにする。 dt 時間にこの海面から熱が空氣中に散逸する結果水温が $d\theta$ だけ下降すると考へれば、 $\theta > T$ の範圍に於て近似的には (1) 式が成立する。

$$KS(\theta - T)dt = -Vpcd\theta \quad (1)$$

$$\therefore \frac{d\theta}{dt} + \lambda\theta = \lambda T \quad (2)$$

但し $\lambda = \frac{KS}{Vpc} = \frac{K}{dpc}$ である。

今氣温 T 及水温 θ は海水の結氷温度を基準として測り、氣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氣温を 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、氣温變化は近似的には (3) 式に依つて表はすことが出来る (第 2 圖中細線)。



第 2 圖 秋季・冬季に於ける氣温及水温の時間的變化

$$T = T_0 - A \sin pt \tag{3}$$

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

(3) 式を (2) 式に代入して其の解を求むれば次式が得られる。

$$\theta = T_0 + Ce^{-\lambda t} - \frac{A}{\sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda}\right)^2}} \sin (pt - \delta) \tag{4}$$

但し C は積分常數であり、 $\tan \delta = \frac{p}{\lambda}$ である。

結氷のある期間や解氷後 8 月頃迄気温が水温より高い間は (1) 式従つて (4) 式の関係は成立しない。然し晩夏気温が水温より低下してから暫時經過後 (1) の関係が成立する様になる。

次に $Ce^{-\lambda t}$ の値の程度を吟味して見る。今假に $t = -t_0$ で水温 θ が海面から底まで θ_0 となつて気温と等しくなり (勿論 $t = -t_0$ の當初に於ては水温は表面に高く海底で低くなつて居り對流層の厚さは最初は 0 であるが時の經過につれて段々厚さを増加する。然し此處では $Ce^{-\lambda t}$ の概値を推定するのが目的であるから簡単に斯く假定した)、且つ (1) 式従つて (4) 式の関係も成立つてゐるものと考へれば $Ce^{-\lambda t}$ は次式で表はされる。

$$Ce^{-\lambda t} = -Ae^{-\lambda(t+t_0)} \sin \delta \cos (pt_0 + \delta) \tag{5}$$

今 $A = 13^\circ\text{C}$ 、 $t_0 = 60$ 日 (北海道オホツク海岸緯度 $N 44^\circ$ 位の地點の値) とし、結氷開始期少し前頃として $t = 30$ 日 とし、 $\frac{K}{\rho c} = 1.68$ とすれば水深 d が 0~100m の範圍に對し $Ce^{-\lambda t}$ の値は次表の如くなる。

第 1 表

d	λ	$Ce^{-\lambda t}$
0m	∞	0 °C
25	0.0672	-0.001
40	0.0420	-0.016
50	0.0336	-0.018
75	0.0224	+0.124
100	0.0168	+0.528

従つて沿岸水塊の平均水深 d が 50m 以淺であれば、(1) 式の関係が成立する様になつてから初冬の結氷時期までには (4) 式右邊の第 2 項 $Ce^{-\lambda t}$ は段々小となつて此の影響は殆んど消去つて了ふ。 $d = 100\text{m}$ としても 0.5°C 程度の誤差に過ぎない。従つて水深があまり大でなければ初冬結氷期前頃に於ては水温 θ は

$$\theta = T_0 - \frac{A}{\sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda}\right)^2}} \sin (pt - \delta) \tag{6}$$

で近似的に表はされると考へて差支へない。

(1) 結氷生成の條件

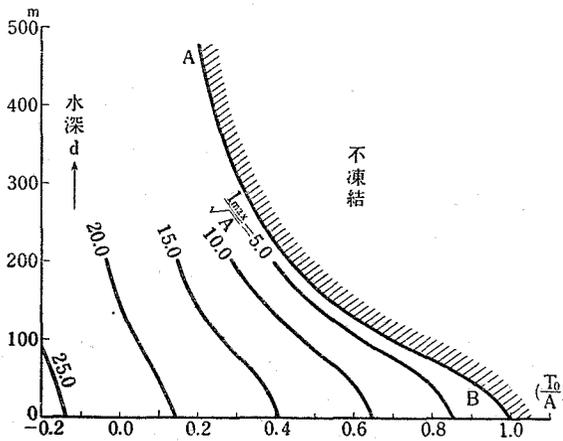
先づ結氷の起るべき條件を吟味して見る。(6) 式又は第 2 圖に於て結氷が起る爲には少くとも水温の最低値 $(T_0 - \frac{A}{\sqrt{1 + (\frac{p}{\lambda})^2}})$ が結氷温度より低くならなければならない。即ち

$$\frac{T_0}{A} \leq \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda}\right)^2}} \quad (7)$$

でなければならない。 $\frac{T_0}{A}$ の値に對して (7) 式の右邊と左邊とが等しくなる様な海の深さを結氷の限界深度と呼んで置く。結氷の限界深度 d_0 は

$$d_0 = \frac{K}{\rho c} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A}\right)^2}}{p \frac{T_0}{A}} \quad (8)$$

で與へられ $\frac{T_0}{A}$ が小なる程 d_0 は大となる。第 3 圖は横軸に $\frac{T_0}{A}$ をとり縦軸に水深 d をとり其の關係を示したもので AB 線が結氷の限界深度線であり、 $\frac{T_0}{A}$ の任意の値に對し此の線より大なる水深では凍結が起り得ないことを示して居る。



第 3 圖 均質な海に於ける $\frac{T_0}{A}$ の種々な値に對する結氷の限界深度(AB)及び $\frac{I_{\max}}{\sqrt{A}}$ の値

(2) 結氷開始期

次に氣温が結氷温度に降下してから水面に結氷が始まる迄の日數 dt を求めて見る。

時間の原點から氣温が結氷温度に達する迄の日數を t_1 , 水温が結氷温度になる迄の日數 (海水は第 2 表に一例を示した如く實測に依れば殆んど過冷却してゐないから水温が結氷温度に達すれば結氷が始まることになる) を t_2 とすれば

$$dt = t_2 - t_1 \quad (9)$$

$$t_1 = \frac{1}{p} \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \quad (10)$$

$$t_2 = \frac{\tan^{-1} \left(\frac{p}{\lambda} \right)}{p} + \frac{1}{p} \sin^{-1} \left\{ \frac{T_0}{A} \sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda} \right)^2} \right\} \quad (11)$$

であるから dt は次式で與へられる。

$$dt = \frac{1}{p} \left[\tan^{-1} \left(\frac{p}{\lambda} \right) + \sin^{-1} \left\{ \frac{T_0}{A} \sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda} \right)^2} \right\} - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right] \quad (12)$$

従つて問題の海の λ , T_0 , A が判つて居れば dt は求められる。 λ が小即ち水深が大となると dt の値は大となる。又 $\frac{T_0}{A}$ が大きくなると大となるが、限界深度線に沿つて dt の値は

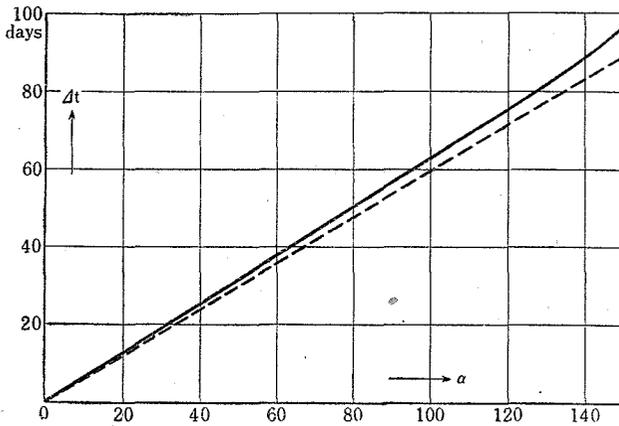
最大となり次式で與へられる。

$$(\Delta t)_{\max.} = \frac{1}{\phi} \left\{ \frac{\pi}{2} + \cos^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \quad (13)$$

$\frac{\phi}{\lambda}$ が 1 に比較して可成り小なる場合即ち水深が浅い場合は $\left(\frac{\phi}{\lambda}\right)^2$ 以上の高次の項は無視出来るから(12)式も(13)式も

$$\Delta t = \frac{1}{\lambda} = \frac{d}{\left(\frac{K}{\rho c}\right)} \quad (14)$$

となる。實際の場合は(14)式が近似的に成立するものと考へられる。即ち Δt の値は同じ場所では A, T_0 即ち気温に關係なく凡そ一定であるが、平均水深 d が増せば正比例して Δt も増加する。第 4 圖は横軸に水塊の平均深度 d をとり縦軸に Δt をとつて此の關係を示したも



第 4 圖 Δt と平均水深 d との關係。(實線は(12)式に依る計算値、點線は(14)式)

のであるが、實線は(12)式に依る計算値で點線は(14)式に依る計算値である。但し $\frac{T_0}{A} = 0.506$

(北海道オホツク海岸緯度 45° 附近の値), $\frac{K}{\rho c} = 1.68$ として計算した。即ち、 $d < 150$ m であれば(12)式の代りに(14)式を用ひても 7% 位の誤差の程度である。

又 t_2 即ち時間の原點から結氷開始期までの日數は此の場合次式で與へられる。

$$t_2 = \frac{d}{\left(\frac{K}{\rho c}\right)} + \frac{\tau}{2\pi} \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \quad (15)$$

(3) 氷厚

次に結氷の厚さを求めて見よう。今氷厚を I 、海水の平均熱傳導度を k 、潛熱を L 、密度を ρ_i で表せば Stefan⁽²⁾、藤原博士⁽³⁾、野滿教授⁽⁴⁾、齋藤氏の研究により氷厚 I は近似的には次式で表はされる。

$$I^2 = \mu^2 \int_{t_2}^t (-T) dt \quad (16)$$

但し $\mu^2 = \frac{2k}{L\rho_i}$ であつて μ は氷厚係數と呼ばれる。又 t は $t_2 \leq t \leq t_3$ でなければならぬ。 t_2 は時間の原點から水温が降下して結氷温度に達する迄の日數で、 t_3 は気温が一度結氷點下に低

下して後再び上昇して結氷温度となるまでの日数を時間の原点から測つたものであつて、 t が t_2 から t_3 迄の期間を結氷増厚期と呼んで置く。

故に (3) 式の T を (16) 式に代入して積分すれば

$$I^2 = \frac{\mu^2 A}{p} \left[\cos \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{p}{\lambda} \right) + \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda} \right)^2} \right) \right\} - \cos pt - \left(\frac{T_0}{A} \right) \left\{ pt - \tan^{-1} \left(\frac{p}{\lambda} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda} \right)^2} \right) \right\} \right] \quad (17)$$

が得られる。 $\frac{p}{\lambda}$ が 1 に比較して可成り小なる場合には近似的に $\left(\frac{p}{\lambda} \right)^2$ 以上の高次の項を無視出来るから

$$I^2 = \frac{\mu^2 A}{p} \left\{ \sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A} \right)^2} \left(1 - \cos pt' + \frac{p}{\lambda} \sin pt' \right) - \left(\frac{T_0}{A} \right) \left(pt' + \frac{p}{\lambda} - \frac{p}{\lambda} \cos pt' - \sin pt' \right) \right\} \quad (18)$$

となる。但し t' は $t' = t - t_2$ 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数である。即ち氷厚係数が既知であれば任意の A , T_0 , λ の値の海に就て $t_2 \leq t \leq t_3$ の範圍の t に對して氷厚 I が求められるのである。但し

$$t_3 = \frac{1}{p} \left\{ \pi - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \quad (19)$$

である。

結氷が途中で破碎されて流出したりすることがなければ氷厚は氣温が上昇して結氷温度となるまで増加するから、氷厚は $t = t_3$ のときに最大となり、其後は結氷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 I_{\max} は次式で與へられる。

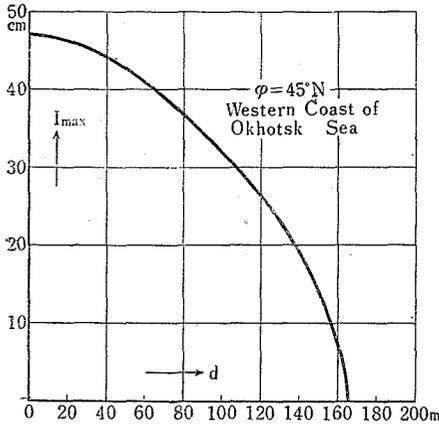
$$(I_{\max})^2 = \frac{\mu^2 A}{p} \left[\cos \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{p}{\lambda} \right) + \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda} \right)^2} \right) \right\} + \cos \left\{ \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} - \left(\frac{T_0}{A} \right) \left\{ \pi - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{p}{\lambda} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \sqrt{1 + \left(\frac{p}{\lambda} \right)^2} \right) \right\} \right] \quad (20)$$

即ち、 A , $\left(\frac{T_0}{A} \right)$, d が判れば任意の場所の I_{\max} が求められる。同じ A , T_0 の値の沿海でも水塊の平均水深 d が大であれば氷厚は小となるのである。

$\frac{p}{\lambda} \ll 1$ の場合には近似的には $\left(\frac{p}{\lambda} \right)^2$ 以上の高次の項は度外視出来るから

$$(I_{\max})^2 = \frac{\mu^2 A}{p} \left[2 \sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A} \right)^2} - \left(\frac{T_0}{A} \right) \left\{ \pi - 2 \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \right] \quad (21)$$

で表はされる。此の場合には氣温變化の要素 A , $\left(\frac{T_0}{A} \right)$ のみの函数であつて沿岸水塊の平均水深 d には無關係である。第 5 圖は横軸に平均水深 d をとり縦軸に最大氷厚 I_{\max} をとつて

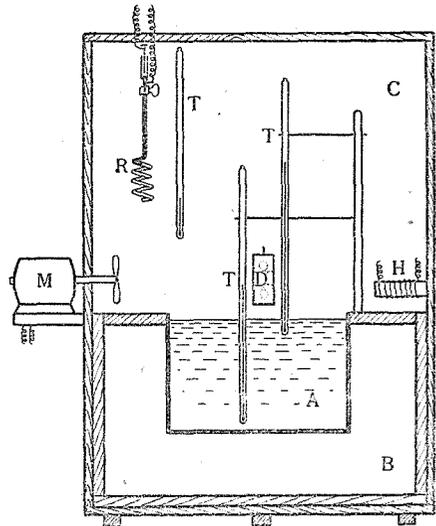


第5圖 最大氷厚 I_{max} と平均水深 d との関係 (北海道オホツク海岸緯度 $N 45^\circ$ 附近の値)

$\frac{T_0}{A} = 0.506$, $A = 12.78^\circ C$ (北海道オホツク海岸緯度 $N 45^\circ$ 附近の値), $\frac{K}{\rho c} = 1.68$, $\mu^2 = 4.40$ と
して此の関係の一例を示したものである。又第3圖中には横軸に $\frac{T_0}{A}$ をとり縦軸には水深 d をとり $\frac{K}{\rho c} = 1.68$, $\mu^2 = 4.40$ として $\frac{T_0}{A}$ 及 d の種々の値に對して (20) 式から $\frac{I_{max}}{\sqrt{A}}$ を計算し其の等量線を圖示してある。即ち此の圖から任意の場所に於ける最大氷厚の概値を知ることが出来る。

III. 海面よりの放熱係数 K を求める實驗

海面よりの放熱係数 K の値は未知であるのでこの大きさを求めることが必要である。この K の値を求める爲に低温實驗室に於て次の如き實驗を行つた。實驗裝置としては第6圖に示す如きものを用ひた。即ち縦23cm横11cm深さ15cmの水槽Aの中に鹽分32‰の海水を満し、水槽の壁や底からの熱の逸散を防ぐ爲に水槽Aを鋸屑をしつかり満した他の箱Bの中に埋め、箱Bは定温箱Cの中に入れて定温箱中の氣温は常に $0^\circ \pm 0.5^\circ C$ に保つた。C中には電動扇風器を備へ、海水面を吹く風速を種々變化せしめて實驗を行つた。最初海水は暖めて $30^\circ C$ 位としそれを水槽Aの中に入れて $\frac{1}{10}^\circ C$ 目盛の寒暖計の球部を水面下1cmと底の上1cmとの2個所に挿入して置き時間の経過に従つて水温が降下する状態を読み取つた。上下2寒暖計の読みは測定中 $\pm 0.1^\circ C$ 位の範圍で一致した。



第6圖 放熱係数を求める實驗裝置略圖
A: 海水槽 (Sea water tank)
B: 斷熱槽 (Heat-insulating tank)
C: 定温箱 (Constant temp. box)
D: 微風速計 (Anemometer)
T: 寒暖計 (Thermometer)
R: 温度調節器 (Temperature regulator)
H: 電熱器 (Electric heater)
M: 電動扇風器 (Fan)

氣温が常に一定温度 T_0 を示し、最初の水温が θ_0 の場合には (2) 式の解は次式で與へられる。

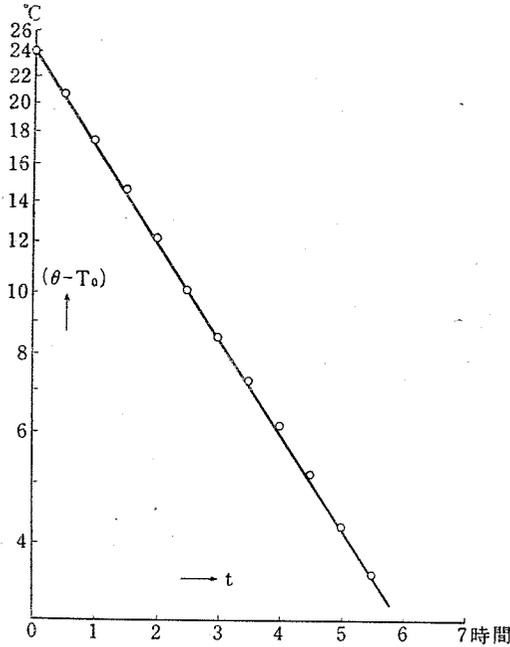
$$\theta = T_0 + (\theta_0 - T_0)e^{-\lambda t} \quad (22)$$

$$\therefore \log_{10}(\theta - T_0) = \log_{10}(\theta_0 - T_0)$$

$$- \lambda M t \quad (23)$$

但し $\lambda = \frac{K}{d\rho c}$ で K は水面からの放熱係数、 d は水深、 ρ は海水の密度、 c は比熱、 $M=0.4343$ である。

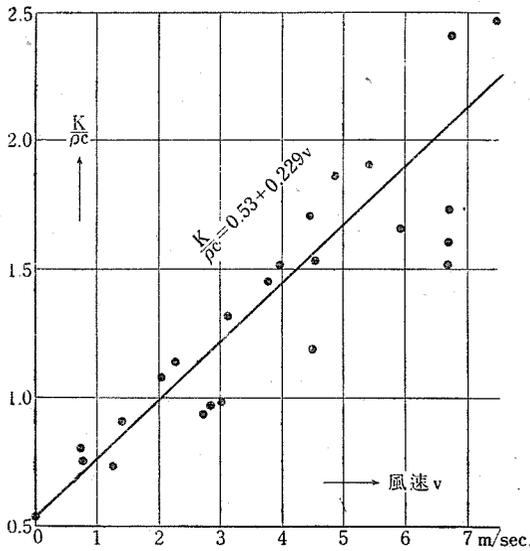
従つて測定開始からの経過時間 t を横軸にとり、その時刻の水溫 θ から $\log_{10}(\theta - T_0)$ を



第 7 圖 風速 2.3 m/sec の場合の一實驗結果

計算して之を縦軸に取つて點を記入すれば (23) 式に示される如く其の關係は右下りの直線と成る筈であつてその傾きから λ の値が求められる。實驗の結果は第 7 圖に其の一例を掲げたが、其の關係を満足してゐる。従つて此等の結果から λ の値を求め、これとその時の水深 d とから $\frac{K}{\rho c}$ の値を計算し之と風速との關係を吟味すれば第 8 圖が得られた。即ち $\frac{K}{\rho c}$ の値は風速が 0 では 0.53 位であるが、風速が増すと近似的には次の實驗式の如く直線的に増大することが判つた。但し第 8 圖及 (24) 式には $\frac{K}{\rho c}$ は (m/日)、風速 v は (m/秒) の單位で表してある。

$$\frac{K}{\rho c} = 0.53 + 0.229v \quad (24)$$



第 8 圖 $\frac{K}{\rho c}$ (單位 m/日) と風速 (單位 m/秒) との關係

本實驗は松浦艶子嬢の助力を得て行つた。此處に感謝の意を表する次第である。

IV. 實際の沿岸海水への適用 可能の吟味

第 II 章に述べた結氷生成に関する論議は第 I 章に述べた 4 條件に立脚して行はれたものであるから、此等の條件を満足してゐない海には嚴密には適用できないことは申す迄もない。然し乍ら上の條件を完全に具備しない場合でも近似的には適用し得る範圍は可成りあるから之等の點に關し以下に吟味してみる。

条件 (i) の中鹽分が 24.7 ‰ 以上であることは、オホツク海・日本海を初め日本近傍の北方沿海は何れも鹽分が 30 ‰ 以上で問題ではない。バルチック海・北海、日本近傍では渤海灣は鹽分少なく適用出来ない。海水の鹽分が均一であることは相當に問題であるが、沿岸の浅い海の水では第 2 表に一例を示した如く大體満足せられてゐるし、沖でも最表層の攪亂の充分行はれてゐる部分はこの条件を満足してゐる。

第 2 表 北海道紋別に於ける沿岸海水下の水温・鹽分の垂直分布 (III 2, 1945. 水深 2.65m, 氷厚 15.5cm, 氣温 -2.6°C)

深 度	水 温	鹽 分	鹽分に對する 結 氷 温 度
0m	-1.50°C	32.02%	-1.73°C
0.5	-1.62	32.05	-1.74
1.0	-1.70	31.89	-1.73
1.5	-1.68	31.85	-1.73
2.0	-1.62	31.85	-1.73

条件 (ii) の密度の差に起因する對流が氣温變化に比較して充分速いと云ふことは水深が浅い場合には第 III 章の實驗に於て均質な海水の表層と底層との温度が殆んど一致してゐることや第 2 表の實測結果に於て水温が表面から底まで略々結氷温度となつて居ることから此の條件が大體満足せられてゐることが判る。特に氣温變化として日週變化の如き時間的變化の大なる變化を無視し緩慢な年週變化にのみ着目して

居る點からも許され得ることと思はれる。

条件 (iii) の中海潮流による水の轉換は湖の場合では殆んど問題にならない。海の場合には問題であるが沿岸の浅い部分だけを問題にすれば先づ差支へないと思はれる。生じた結氷が風や海潮流のために流出する問題は沿岸でも此の影響は少くないが、結氷開始期日の點では問題ないと思はれる。氷厚は此の方法で算出された値は其の地域の氷厚の極大値を與へるものと考へれば差支へないであらう。又底からの熱の出入の影響は特別の場所でなければ極めて僅かで無視出来るものと思ふ。

条件 (iv) の降雪の影響も問題であるが、降雪の少ない地方であれば差支へないし、日射も冬季は太陽高度も低く氷は白色であるから反射するものが多く凍結期にはあまり問題にならないのではないかと思ふ。兎に角此等の影響は氷厚を減する向に作用するのであるから此の方法で算出せられた氷厚は其の上限値を與へるものと考へればよいと思はれる。

以上の 4 条件の外に第 II 章 (6) 式が成立するためには第 1 表に示した如く沿岸水塊の平均深度 d が浅いことが必要である (凡そ 100 m 以浅であればよい様に思はれる)。従つて深い海の場合には此の儘では適用出来ないが、オホツク海中央部の如く表層に鹽分の比較的小さな従つて密度の小さい均質な海水が常に存在して其の中でのみ對流が行はれて居る場合には適用可能である。此の問題に對しては第 4 報に於て改めて論ずる考へである。

V. 計 算 例

此の方法による計算の一例としてオホツク海北岸・西岸と同様の気温変化を有し且第 I 章の 4 条件を満足する様な假想的沿海に生成する沿岸海水の場合に就て計算を試みた。

理科年表 (昭和 3 年) 其他の資料に據つてオホツク海北岸及西岸各地の平年に於ける月平均気温から A 及 $\frac{T_0}{A}$ と緯度 φ° との関係を探めてみると $N62^\circ > \varphi > N43^\circ$ の範囲では近似的に

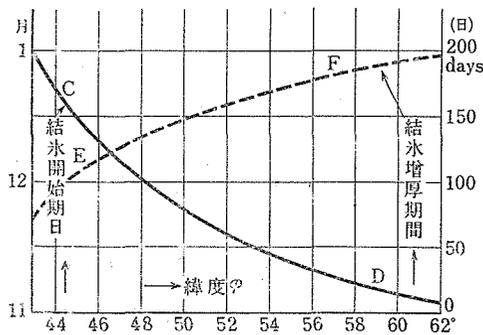
$$A = 19.3 - 8.1 e^{-0.108(\varphi - 43)} \tag{25}$$

$$\frac{T_0}{A} = -0.40 + 1.10 e^{-0.097(\varphi - 43)} \tag{26}$$

が得られる。又此の假想沿海の平均風速を 5 m/秒 として第 8 圖又は (24) 式から $\frac{K}{\rho c}$ の値を求めれば $\frac{K}{\rho c} = 1.68$ が得られる。又氷厚係数 μ としては第 6 報⁽⁶⁾の網走・紋別の結果から $\mu = 2.10 \text{ cm}/(\text{deg. day})^{\frac{1}{2}}$ を用ひることとする。(海水の μ の値は海水中の鹽分含量が少ないか《同一場所では氷厚が大なる場合に當る》気温が高いと大となり 3.18 位まで達する。従つてオホツク海全體としては μ の値が $\mu = 2.10$ では多少小さいかも知れないが、北海道オホツク海岸の値としては適當であらうと思はれる。)

第 1 圖に一例を示した如くオホツク海沿海に於ては気温が海水の結氷温度 -1.6°C (鹽分 30‰ として) に達してから水温が結氷温度に達する迄の日數 dt は 15 日内外であるから $dt = 15$ 日と置けば (14) 式から沿岸水塊の平均深度 d は $d \approx 25\text{m}$, $\lambda = 0.067$ となる。従つて $\frac{d}{\lambda} = 0.258$ となつて 1 に比較し小であるから $\left(\frac{d}{\lambda}\right)^2$ 以上の高次項は度外視出来る場合である。故に此の場合 (15), (18), (21) 式が使用出来る。

(1) 先づ結氷開始の期日を求めて見る。(15) 式によつて時間の原點から結氷開始期日迄の日數 t_2 を φ に對して計算した。時間の原點



第 9 圖 假想海の沿岸海水の結氷開始期日と緯度との關係

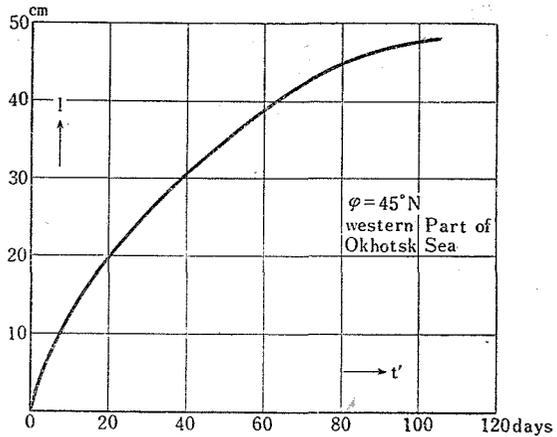
は秋に年平均気温を示す所で平均凡そ 11.0 月である。勿論嚴密には緯度によつて多少變化し、北方で多少負で南方で僅かに正となる。従つて此の 11.0 月に上の計算値を加へて結氷開始期日を求めると第 9 圖の如くなる。圖には横軸に緯度 φ を取り、縦軸に結氷開始期日の計算値 (CD 線) を月の單位で示した。即ち此の假想沿海の沿岸海水は其の北端では 11

月の初めに結氷を開始し段々南にゆくに従つて後れ南端では 1 月の初めになる。此の結果はオホツク海に就ての實際の値とも大體一致して居る。

(2) 次に結氷の増厚期間を求めて見よう。(19)式により t_3 即ち氷厚が最大値に達する日を計算し 11.0 月に此の計算値を加へて最大氷厚期日線を求め、任意の緯度に對し結氷開始期日線 CD と最大氷厚期日線との間の日數が第 9 圖中 EF 線で示した結氷の増厚期間である。

(3) 次に氷厚を求めて見る。先づ氷厚の時間的變化を吟味するために $\varphi = 45^\circ$ として (18) 式によつて水溫が結氷點に達してからの日數の経過による氷厚の増加を計算した。第 10 圖には横軸に日數 t' を取り縦軸には氷厚を取つてある。即ち最初は氷厚の増加が著しいが段々と増加の割合が減ずることが判る。

次に氷厚の極大値 I_{max} と φ との關係を (21) 式に依つて計算した。第 11 圖には横軸に緯度 φ を取り縦軸にはそれに對する氷厚の極大値を示してある。計算の沿海は假想的な海で其の沿岸海水の氷厚の最大値は實際のオホツク海の北部・西部沿岸の海水の氷厚の



第 10 圖 假想海の緯度 45 度に於ける沿岸結氷の氷厚の増加曲線

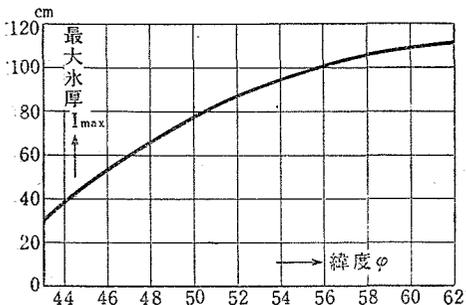
最大値⁽⁶⁾ (實測値の發表せられたものは少なく明らかでないが) とは必ずしも一致しないが大體の程度は一致してゐる様に思はれる。

VI. 結 語

鹽分が 24.7 ‰ 以上の沿海や鹹湖の沿岸の 100m 以淺の水域に生成する結氷に就て其の生成條件、生成時期や氷厚等に關し理論的考察を試みた。而して其の應用例としてオホツク海北岸・西岸と同様な氣溫を有し第 I 章の 4 條件を満足する様な假想沿海に生ずる沿岸海水に就て

計算を試み實際の場合と其の程度は一致する結果を得た。又海面からの放熱係數を求める實驗に就ても一言した。

本報文の理論は鹽分が 24.7 ‰ より少ない場合には適用出来ない。又鹽分が 24.7 ‰ 以上で均質であつても深い海には適用出来ないが、オホツク海中央部の如く表層に密度が小で均質で對流が其の中だけで行はれてゐる様な海水層が存在してゐる場合には適用出来る場合もある。此等の問題に就ては將來研究を進め度いと考へてゐる。



第 11 圖 假想海に於ける沿岸海水の最大氷厚と緯度との關係

終りに臨み本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費に依つた。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, 楠宏, 田畑忠司, 1950. 海水の研究(第8報) 沿岸結氷下の海水温度・鹽分の垂直分布に就いて. 低温科學, 3, 191-204.
- (2) Stefan, J., 1890. Ueber die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere. Sitzungsberichte Wien. Akad. Wiss. A., 98, 965.
- (3) Fujiwara, S., 1910. Note on the problem of ice formation. Bull. Cent. Meteor. Obs. of Japan, 3, 9.
- (4) 野満隆治, 齋藤泰一, 1942. 河海の結氷に就いて. 地球物理, 6, 110.
- (5) 福富孝治, 楠宏, 田畑忠司, 1950. 海水の研究(第6報) 海水の氷厚増加に就いて. 低温科學, 3, 169.
- (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.

Takaharu FUKUTOMI: Study of Sea-Ice (The 3rd Report). A Theoretical Study on the Formation of Coastal Land-Ice.

Résumé

The writer studied theoretically the condition of ice-formation, the time of commencement and the thickness of the coastal land-ice that is formed on the surface of shallow sea-water, the depth of which is less than 100 m and the salinity of which is more than 24.7‰. And as an example he discussed the ice-formation in the imagined sea, where annual change of air temperature may be fairly similar to that of the western part of the Okhotsk Sea. The results were in agreement in their order with the known values in the same sea.