



Title	試作測器による紋別沿岸氷下の海水塩素量垂直分布の測定
Author(s)	鈴木, 義男; 石田, 完
Citation	低温科学. 物理篇, 17, 109-121
Issue Date	1958-12-10
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/17948
Type	bulletin (article)
File Information	17_p109-121.pdf



[Instructions for use](#)

試作測器による紋別沿岸氷下の 海水塩素量垂直分布の測定*

鈴木義男** 石田 完***

(低温科学研究所 海洋部門** 気象部門****)

(昭和33年7月受理)

は し が き

海水の塩分含有量は氷水のそれよりかなり少ない。それで氷水がとけると海水よりずつと塩分の少ない水ができる。氷量が大きく開水面の少ない時は、風の海水混和作用は小さいのでこのような淡塩水が氷水と海水との間に成層して、長い間安定に存在できる。実際、北極の氷島の下には夏期に数10 cmに達する淡塩水層ができ秋の結氷初期までも存在するという。このような淡塩水層ができた後に、ふたたび気温が降下し海水が成長しはじめると、氷はまずこの淡塩水層から作られるから、その部分の氷は海水から作られた部分の氷とは、塩分含有量やまたおそらくは結晶粒度などの点でも異なっているであろう。極の多年氷にみられる年輪構造の成因の一つは、このような淡塩水層の存在にあると考えられる。

淡塩水層は、氷の存在によつて風の海水混和作用が小さくなつた後に淡塩水が供給されればできるのであるから、陸水の流れこむ場所の沿岸氷下には必ずできる。もちろん、このような場所には、氷の存在しない時にもすでにある程度の淡塩水層が存在することもあるが、その場合も、氷量が増加すれば、淡水層の塩分はより淡く、またその存在する範囲はより広くなるであろう。それで、陸水の流れこむ場所の沿岸氷は、成長の段階に応じて異なる濃度の海水から作られると考えなければならず、すべての部分はその海域の結氷以前の海水の塩分濃度に等しい海水から作られたと考えることはできない。この注意は、氷の構造・組成を考える際に重要である。

沿岸氷下の淡塩水層については、さきに福富等¹⁾による観測があり、網走川の流れこむ網走港では100 cm以上の淡塩水層が存在するが、紋別港には淡塩水層は存在しないとされた。

しかし現在では紋別港にも陸上より下水が流れこんでいるので、淡塩水層が存在すると予想される。流入量より考えてその層の厚さはかなり小さいと思われるので、我々は塩素量の垂直分布をこまかに調べるため、新しく2つの装置を製作し、1958年2月に紋別港内で試用した。その装置と観測の結果について簡単にのべよう。

* 北海道大学低温科学研究所業績 第454号

電気海水塩素量計

海水の溶質塩の組成比が一定であれば、海水の電気伝導度は温度と塩素量とだけの函数である。外洋につながる海域の海水の主要溶質塩の組成比が場所によらず殆んど一定のことはよく知られている。陸上から流れこむ水については、溶質塩の組成比は海水のそれとは異なるかもしれない。しかしその絶対濃度は海水のそれに比べ充分小さいから、流入水と海水の混合水は、その濃度が海水のそれに比べあまり低くない限り、海水と同一の主要溶質塩組成比をもつと考えてよい。我々の測定の対象となる水の電気伝導度は、塩素量と温度とだけの函数と考える。

さて、電気海水塩素量(塩分)計はこれまでも多く作られている^{2),3)}。これらは要するに2つの電極をもつ測定管(probing cell)内に海水をみだし、電極間の電気伝導度を測るものである。精密測定には交流ブリッジが用いられるが²⁾、我々はさほどの精度を要しないので、測定管と直列に既知抵抗をいれ、一定電圧の交流をかけて測定管内の電圧降下を真空管電圧計で直読した。これは原理的に Lincoln 等³⁾の方法と同一である。彼らは 10000 サイクル、19 V、以下の低圧高周波を用いたが、これは、模型水槽内の測定を目的としたため測定管が小型であり、発熱による温度上昇をさけるため弱電流を使い、また、電極の分極を防ぐため高周波を用いたのであろう。紋別港内の氷上では陸上よりケーブルをひき商用交流 100 V 50 サイクルが利用できる(本年度の観測の時は 120 m のケーブルを使用し、第 7 図 b の矢印の点を中心に半径約 100 m 以内)ので、我々はこれをそのまま用いたが差支えはなかつた。

測定管は Dorrestein²⁾、Lincoln 等³⁾にしたがいが、3電極型を製作した(第 1 図)。電極としては白金黒の板を用いるのが望ましいが、白金板が入手できなかつたのと、製作を急いだため白金線をコイル状にして用いた。

測定管への海水の導入はサイホン吸上げを用いた(第 3 図)。吸上げ速度は実際に使用した場合、数 cm³/sec の程度であり、一方管内の消費電力は 0.005 watt (≈ 0.001 cal/sec) 以下であるから、管内の温度上昇は 0.001°C 程度で問題にならない。

吸上げ管は内径 7.5 mm のゴム管である。管内の結氷が心配であつたが、本年紋別港での使用時の気温 -4°C で動作中につまることはなかつたが、流れをとめると 10 分たらずで氷結した。それで一測点から次の測点に移るのに手間どると使用不能となる。実用上何らかの保温方法が必要であらう。

真空管電圧計は横河製で、1.5/5/15/50/150 V の 5 レンジのものである。出力電圧は 5 V レンジ(0.1 V 目盛、読取り誤差 ± 0.01 V)で読み、150 V レンジ(2 V 目盛、読取り誤差 ± 0.2 V)で電源電圧を測つた。

水温測定には手持の応用電子工業製のサーミスター温度計を用いた。0.5°C 目盛で器差は $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 以下、読取り誤差は $\pm 0.05^\circ\text{C}$ である。

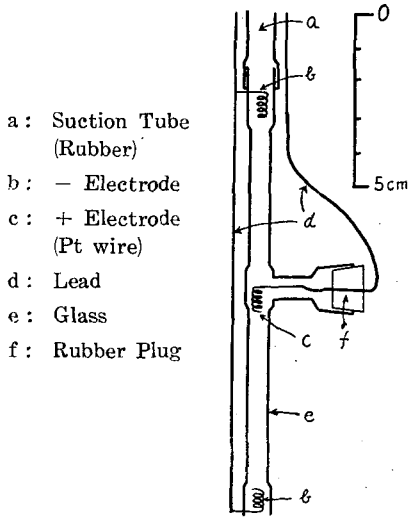


Fig. 1. Schematic Diagram of Probing Cell.

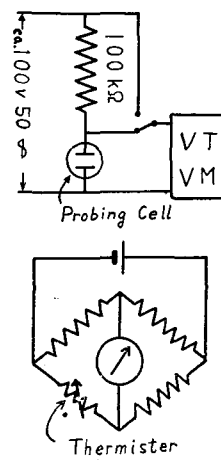


Fig. 2. Salinometer Circuit.

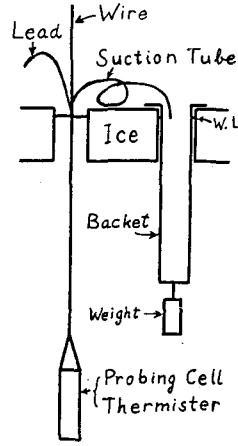


Fig. 3. Salinometer in Operation.

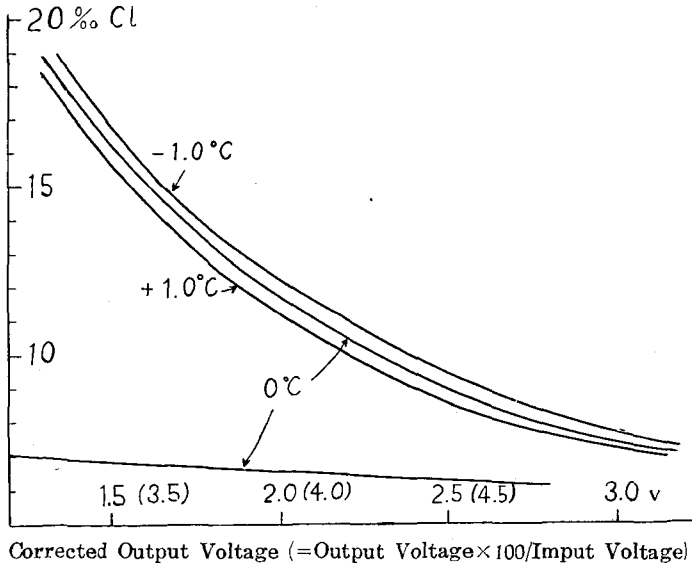


Fig. 4. Calibration Curves.

塩素量計の検定は小樽市張碓海岸で採水した海水（海水の主要溶質塩の組成比は前述のように場所によらない）を蒸留水で薄めて用い実験室内で $-1.5^{\circ}\text{C} \sim +1.5^{\circ}\text{C}$ 間 0.5°C おきに行つた。温度測定には水銀温度計（精度 $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$ ）を用い、塩素量はウラニンを指示薬とする硝酸銀滴定により求めた（精度 $\pm 0.02\%$ ）。伝導度はサイホン吸上げを行いつつ上記の電圧計で出力電圧と電源電圧を測つて求めた。検定曲線の一部を第4図に示す。第2図からわかるよう測定管の

伝導度は、出力電圧と電源電圧の比によつてきまるから、検定曲線の横軸は出力電圧 $\times 100V$ /電源電圧で定義される補正出力電圧をとつた。

一定の温度、塩濃度に対して、伝導度は数回測定してあるから、検定曲線自体の横軸に対する誤差は、電圧計の一回の読とり誤差よりは充分小さい。

第4図から我々の塩素量計の精度は次の程度と考えられる。塩素量は15%あたりで、サーミスター温度計の誤差による塩素量の誤差は $\pm 0.1\%$ 程度である。電源電圧は a 大体100Vであつて電圧計の読取り誤差は $\pm 0.2V$ 、また塩素量15%電源電圧100Vに対して出力電圧は約1.5Vで読取り誤差は $\pm 0.01V$ である。この両者による補正出力電圧 v の誤差 Δv は、

$$\Delta v = (1.5 \pm 0.01) \times \frac{100}{a \pm 0.2} - 1.5 \times \frac{100}{a}$$

$$\approx \pm (0.01 + 1.5 \times 0.002) = \pm 0.013 V$$

で、これによる塩素量の誤差は $\pm 0.2\%$ 程度である。検定曲線自体の誤差もいれて、総誤差は $\pm 0.4\%$ 以下であらう。塩素量がへると誤差もへつてくるので、塩素量6~20%の範囲で、塩素量の相対誤差は $\pm 2.5\%$ 以内と考えられる。通常の海洋観測で要求される塩素量の精度(絶対誤差で $\pm 0.01\%$)に比べればかなり低い、我々の目的にはこれで充分であつた。

吸上げ式多層採水器

- a: Suction Tube (Rubber)
- b: Water Tank (Glass, 250 cc)
- c: Cock
- d: Outlet Tube (Rubber)
- e: Lead Tube (Plastic)
- f: Inlet
- g: Pillar
- h: Stay
- i: Stand
- j: Sampling Bottle
- k: Box
- D_1 : Equal to Ice Thickness (adjustable)
- D_2 : 0/10/25/50/75/100 cm

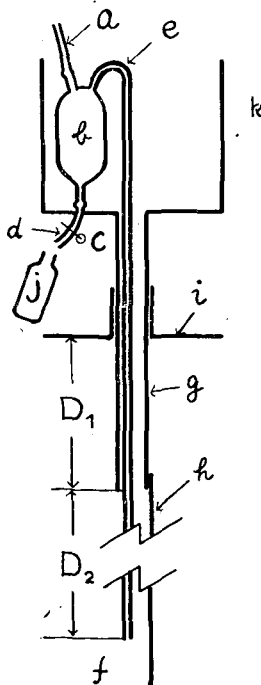


Fig. 5. Schematic Diagram of Suction-Type Micro Water Sampler.

電気塩素量計は商用交流を用いるので陸上からのケーブルの届かない所では使えない。そのような場所の塩素量測定には吸上げ式採水器を用いた。その概要は第5図に示す。採水口 f を所要の深さに沈め、コック c を閉じて吸口 a より口で吸うと海水はタンク b に吸い上げられる。タンク容量は約250ccであり、2, 3呼吸で満水できる。その後コックをあけてタンクの水を採水びん j に移す。製作したものは6層用で、6つの採水口は支持パイプ g の下端から下に、0/10/25/50/75/100 cmの位置に支え h で固定してある。台 i は支持パイプ上の任意の点に固定できる。

実際の使用の順序は次の通りである。

まずオーガドリルで径6 cmの穴を氷上にあける。氷厚測定器(第6図)を用いて氷厚を測り、台 i の下面と g の下端との間

を氷厚に等しくする。(gには目盛がしてある)。採水器の下部を氷の穴に差しこみ、台を氷上におけば、各採水口は氷の下面下0/10/25/50/75/100 cmに達する。導管eとタンクとの洗滌のため、吸水排水を予め1, 2度行つたのちに採水を行う。

箱にはふたをつけ保温装置をいれる考へであつたが、本年紋別での使用時の気温 -4°C では、採水後導管に附着した水滴が多少氷結するが、次回の予備洗滌により洗い流されるので、保温装置はつけなかつた。

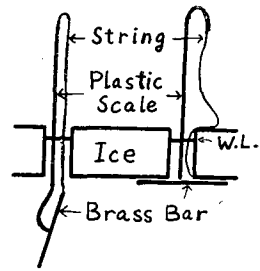


Fig. 6. Ice Thickness Gauge.

紋別港での測定結果

測点の位置は第7図に示した。矢印は陸上より淡水(塩素量0.02% Cl以下)の流れこむ点である。測点1, 2については2月11日, 測点3, 4, 5については2月12日, いずれも多層採水器を用いて採水, 100 cc容量の採水びんにいれて札幌に持帰り, 塩素量を測つた。

測点群E (E1~E12) では, 2月17日電気塩素量計で測定した。

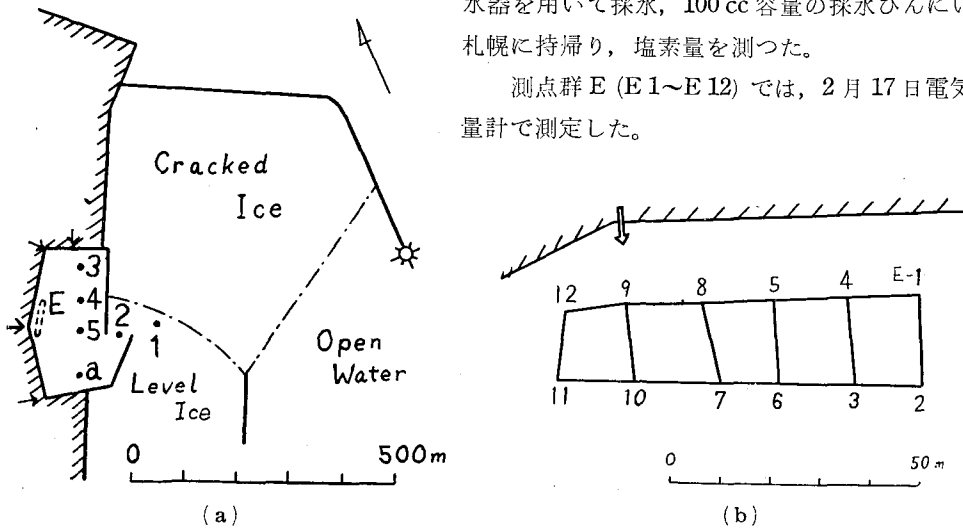


Fig. 7. Location of Observation Stations.

電気塩素量計の使用手順のべれば(第3図), まず氷上にコアドリル⁴⁾で径10 cmの穴を2つあけ, 一方に排水用バケツを沈める。測定管とサーミスターを収めた測定ユニットをワイヤで測定する最も深い点まで沈める。サイホンを作動させ, ワイヤをひきあげ乍ら, 各層の測定を行い, 最上層までの測定を終えた後に, 逆にユニットを沈め乍ら再び各層の測定を行う。2度の測定値の差は大体塩素量計自体の誤差(相対誤差 $\pm 2.5\%$)内であつたが, これはユニットの上下による海水の擾乱は, 我々の必要とする精度では問題にならないことを示しているといえる。

測定の結果は第8図に示した。

測点の水深は船入澗内(測点1以外)で2.5~3 m, 測点1で4 mの程度である。

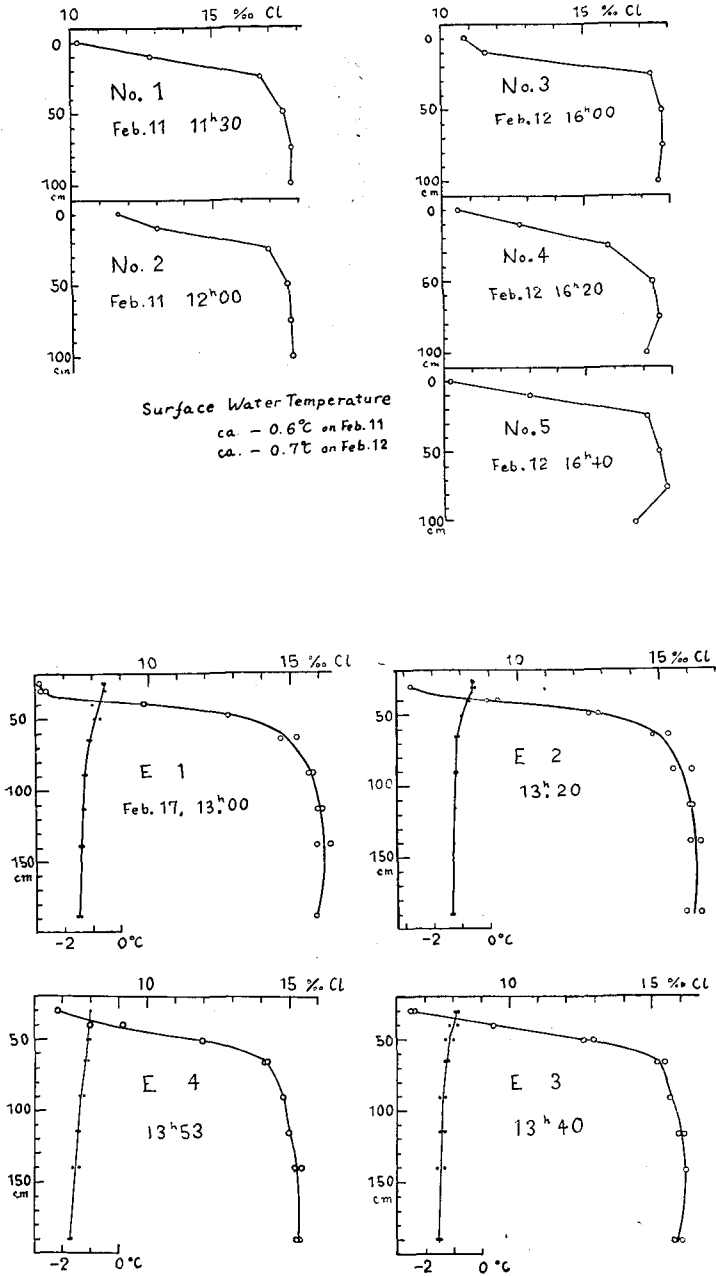
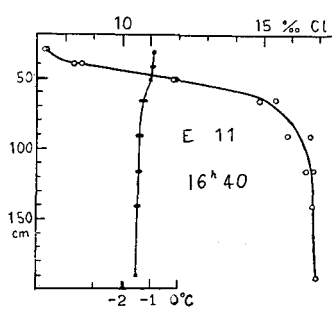
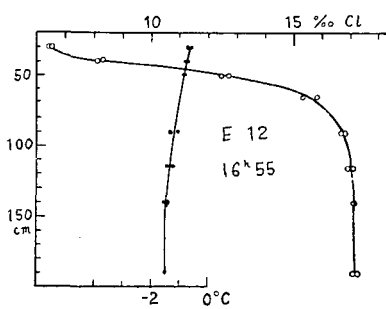
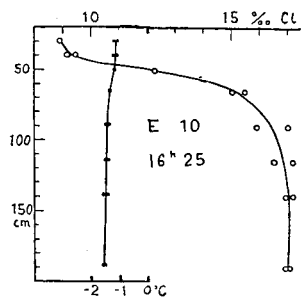
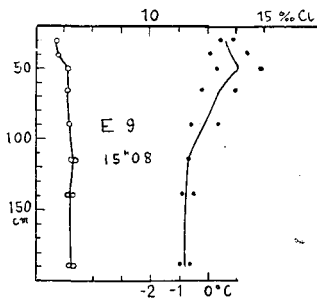
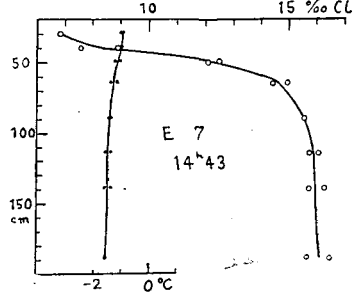
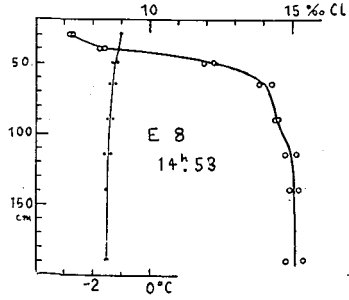
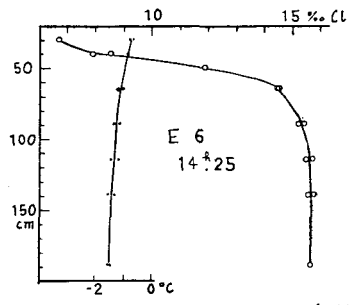
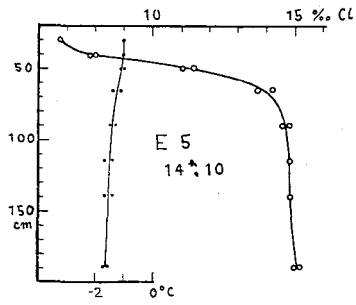


Fig. 8. The Vertical Distribution of Chlorinity and Temperature Observed by Electro-salinometer (E 1-12) and by Suction-Type Micro Water Sampler (No. 1-5). Note: Depths are measured from water-level (E 1-12) and from the undersurface of ice (No. 1-5).



第8図には測定の時刻も示した。この時刻における潮流はいずれも引き潮であつた。

測定前後の氷状は次の通りである。

2月5日から11日にかけて船入溜(内防波堤内)は平坦氷、外防波堤内は大部分平坦氷、外海は氷量7/10~8/10の流氷野におおわれていた。12日には流氷野が沖に去つたため、うねりによるクラックが外防波堤内の平坦氷に入りはじめた。第7図aに示す氷状は12日正午のものである。12日夕にはこの部分の氷は殆んど流出した。12日午後より暴風雪となり夕方には船入溜内の氷上の積雪は10cm程度となつた。暴風雪は14日夜までつづき、この間の積雪増加は陸上では150cm以上に達した。2月17日の測点群Eにおける積雪状態は第9図に示した。この時吃水線までは完全に海水がしみこみ雪泥となつている。なお、第9図には13日の他の場所の断面をも示した。この時は測点5附近を除いては海水は氷上に上つていない。これらの断面は、コアドリルで穴をあけ、氷厚測定器で氷下面から積雪表面と水面とまでの距離を求め、また積雪深はものさしで測つて求めたものである。

暴風雪前の船入溜の氷厚は場所により異なり13~16cmであつたが、時間的には7日から12日までの間で変化はほとんどなかつた。測点5から西へ約15mの地点に埋めた曲管温度計による氷の直下の海水の日中(10.00~17.00)の温度は、10日 -0.5°C 、11日 $-0.5^{\circ}\sim-0.6^{\circ}\text{C}$ 、12日 -0.7°C 、13日 -1.0°C であつて塩素量からみて12日までは氷は日中には多少とけていたと

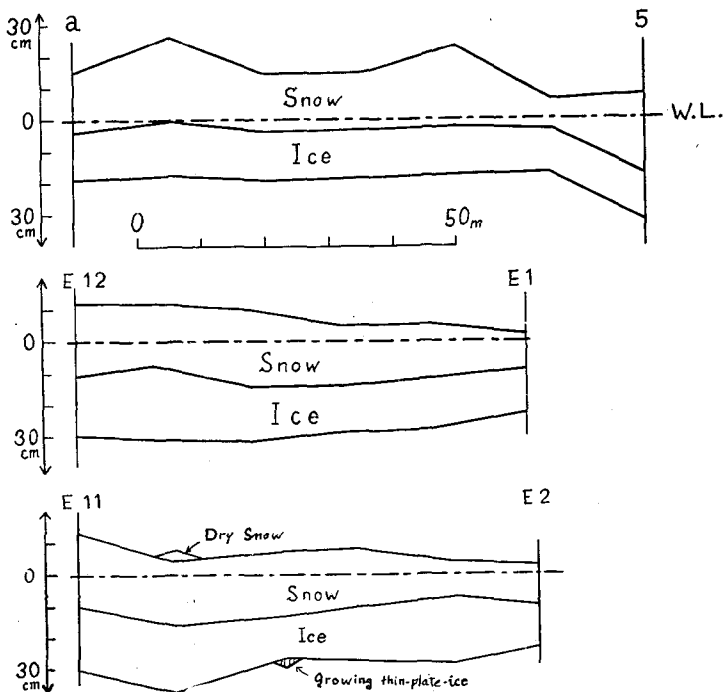


Fig. 9. Profile of Sea Ice After Heavy Snowfall Upper; Feb. 13, Middle and Lower; Feb. 17.

思われる。17日の氷厚からみて、13日以後に2~3cmの氷厚増加があつたが、これは気温の低下によるよりはむしろ、降雪によつて水温の低下した開水域の水塊の侵入によるのであろう。

観測結果についての考察

第8図から紋別港内平坦水下の海水の塩素量垂直分布は次のような特徴をもつことが知られる。

1. 淡水流入点に近いE9では、測定した深さ(吃水線下190cm, 海水下面より約160cm(海水下面と吃水線との距離は第9図をみよ))まで塩素量はほぼ一様で約7%である。
2. 測点群1—5における海水下面に接する海水の塩素量は10~11%で、測点群Eのそれ(6~9%)より大きい、いずれもE9における塩素量に近い。
3. 測点1, 3, 4, E9以外の各点では海水下面約10cm(測点群Eにおいて吃水線下40cm)までの塩素量の変化の割合は、10cmから50cmまでの層のそれに比べて小さい。
4. 測点E1~3では吃水線下140cm(氷下面より約110cm)に、測点4, 5では氷下面より75cmに塩素量の極大がみられる。
5. 3でのべた海水下面附近の塩素量変化の比較的少ない層の下面から、4でのべた極大点までの間の層では、塩素量変化は近似的に

$$r = A - B e^{-ax} \quad (1)$$

であらわされる。ここに r は塩素量(%), x は氷下面よりの深さ(cm), A, B, a は測点によつてきまる正の常数である。

以上の観測事実について簡単な考察を加えよう。

まず、事実1については、E9のそばの流入点からの流入水は、塩素量0.02%以下の淡水で流量は1ℓ/secの程度であるが、建物の2階からの排水であつて水面上約6mから落下している(落下点附近半径1.5m内は氷はない)ので、E9では充分の深さまで海水がかきまぜられて一様分布を示すのであろう。測点E9における2度の水温測定の異常なばらつきは混和のばらつきを示すと考えられる。(塩素量の方は測定にあたり相当量の水を吸入するので温度程のばらつきはない。しかし実際測定中の塩素量計の指針の変動は、他の測点におけるよりずつとはげしかつた)。

この流入点附近で作られた7%の水塊は密度の差のためたちまち海水上に上昇し、観測事実3にみられる淡塩水層となり外海にむかつて流れゆく。観測事実2はこの淡水層流が流れ乍ら下方から塩分をうけて濃度をますことを示している。測点1, 3, 4ではこの層の存在がはつきりしないが、これは、この点ではすでに層の厚さが10cm以下になつたためと思われる。測点2で再びこの層の存在があらわれるのは、ここでは淡塩水層流の中が狭められるため層の厚さがますものと考えられる。

観測事実4の極大の存在の理由は不明である。

観測事実5については次のような説明が考えられる。

陸水の定常的に流れこむ沿岸には、潮汐による周期的変動を無視する（つまり、潮汐周期についての平均を考える）と、ある定常的な塩素量分布ができるであろう。いま簡単のため巾一定の入江を考え、その縦断面を第10図とし、 a より流量 Q の淡水が流れこむとする。領域 $abcd$ 内に注目すると、この中の水量も上にのべた平均的な意味で一定であるから、面 bc から外海へ流量 Q の流れがなければならない。もし淡水が層 $(abfc)$ をなして流出するだけであるとすると、 $abcd$ 内の水量は保存されるが、面 ef を通しての塩分の拡散により、流れてる時のほうが塩分量は多くなるので $abcd$ 内の塩分が保存しない。塩分が保存するためには、外海から流れこみ塩分を失つて再び外海に去る流れ q が存在せねばならない。

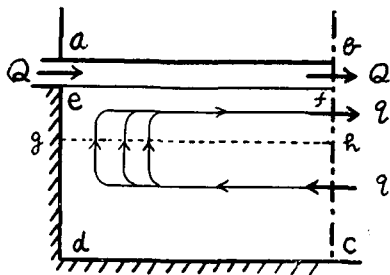


Fig. 10.

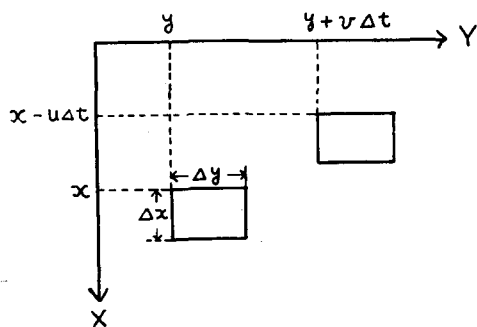


Fig. 11.

多量の河水の流れこむ河口附近には、氷の存在しない時にもすでに淡塩水層ができることは前にのべた。このような河口海域に、沖に向う上層流の下に岸に向う下層流の存在することは、実際にも観測され⁴⁾、さらにその界面層を通して上むきの流れが存在することも知られている⁴⁾。

分布(1)は実は上向き定常流のある場合の塩素量の定常的分布に他ならないことは、次のようにして示される。

YZ面を水平面にとりX軸を下方にむけてとる(第11図)。塩分濃度の定常的分布を $S(x, y, z)(\%)$ とする。時刻 t に点 x, y, z にある $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ の直方体内の水塊の塩分量は Δt 時間内に

$$\begin{aligned}
 & k_1 \rho \left[\left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_{x+\Delta x} - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_x \right] \Delta y \Delta z \Delta t \\
 & + k_2 \rho \left[\left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_{y+\Delta y} - \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_y \right] \Delta z \Delta x \Delta t \\
 & + k_3 \rho \left[\left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)_{z+\Delta z} - \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)_z \right] \Delta x \Delta y \Delta t \\
 & = \rho \left[k_1 \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + k_2 \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + k_3 \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right] \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2)
 \end{aligned}$$

だけ増加する。ここに ρ は水塊の密度、 k_1, k_2 は垂直、水平方向の拡散係数である。(kの次元

は $[L^2T^{-1}]$ 。海洋学では $10^3 k, \rho$ で定義される次元 $[ML^{-1}T^{-1}]$ の量を拡散係数ということがある。流入した塩分の質量を無視すると、水塊の塩分濃度の増加 ΔS は、

$$\Delta S = \left(k_1 \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + k_2 \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + k_3 \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right) \Delta t \quad (3)$$

である。

さて Δt 間に水塊は x, y, z より、 $x-u\Delta t, y+v\Delta t, z+w\Delta t$ に移動する。ここに、 u は上向き ($-X$ 方向) の速度成分、 v, w は Y, Z 方向の速度成分である。さて塩分濃度分布が定常的であるから、

$$S(x, y, z) + \Delta S = S(x-u\Delta t, y+v\Delta t, z+w\Delta t) \quad (4)$$

(3), (4) より

$$k_1 \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + k_2 \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + k_3 \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = -u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} \quad (5)$$

水平方向の S の変化が垂直方向の変化に比べて充分小さいとして両辺の第1項のみをとれば、

$$k_1 \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} = -u \frac{\partial S}{\partial x} \quad (6)$$

u を一定とすれば (6) より

$$S = A' - B' e^{-\frac{u}{k_1} x} \quad (7)$$

塩素量 r は S の線型函数であるから、

$$r = A - B e^{-\frac{u}{k_1} x} \quad (8)$$

観測事実5にみられる塩素量分布(1)は、この層内に一定の上向きの流れがあると仮定すればえられるわけである。観測値からえられる n/k_1 の値は $1/10 \sim 1/20$ の程度である。水中の塩の分子拡散係数は塩の種類、温度にあまり関係せず、ほぼ 2×10^{-5} cm sec であるが、渦動拡散係数はかなり安定な海でも分子拡散係数の数100倍に達する。しかし $k_1 = 1$ cm sec と仮定しても、我々の場合 u は 10^{-1} cm/sec の程度で、上記の説明が正しいかどうかを u の直接測定から調べることは難しい。

温度の垂直分布に対する考察は行わなかつたが、その解析によつて何らかの手掛りが見つめるかも知れない。

この研究にあつては、楠宏、田畑忠司、小野延雄の諸氏から有益な助言と協力とをうけた。また現地の観測にあつては、紋別市役所、紋別漁業協同組合、北海道開発局紋別港湾修築事務所、紋別海上保安署のお世話になつた。ここに厚く感謝する次第です。またこの研究の費用は文部省特殊研究費(海水の研究)に依つた。

文 献

- 1) 福富孝治・楠 宏・田畑忠司 1950 海水の研究 (第8報). 網走, 紋別に於ける沿岸海水下の海水の温度塩分に就いて. 低温科学, 物理篇, **3**, 193.
- 2) Dorrestein, R. 1956 An electrical recorder of salinity and water temperature for use at sea. *Int. Hydrographic Rev.*, **33**, 177.
- 3) Lincoln, J. H., R. G. Paquette and M. Rattray, Jr. 1955 Microsalinometer for oceanographic model studies. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **36**, 406.
- 4) Kusunoki, K. 1957 On the method of sampling of sea ice. *Proc. Unesco Symposium on Physical Oceanography (Tokyo, 1955)*, 39.
楠 宏 1956 採氷用コアドリル. 低温科学, 物理篇, **15**, 197.
- 5) Pritchard, D. W. 1952 Estuarine hydrography. *Adv. in Geophys.*, **1**, 243.

Résumé

As the concentration of sea ice increases, the effect of wind on the process of the mixing of sea water decreases and the intensity of mixing diminishes, at least in the upper layer of the sea where the mixing is considered to be mainly due to wind action. Therefore, if a mass of fresh water were supplied to the region covered sufficiently with sea ice to prevent any measurable effect of wind activity, it would stratify stably making a layer of low salinity.

If sea ice again grows after such layer of low salinity has been made, the newly grown ice must be considered to be made of water of low salinity of that layer and not of the original high salinity sea water.

This fact becomes very important when one studies the structure and composition, especially the brine content, of sea ice, because they are highly dependent on the salinity of the water of which the ice has been made.

Now, such a layer of low salinity is said to be found under the so-called ice island in the Arctic Sea late in summer and early in autumn after a fresh water mass has been supplied by melting of a part of the ice island itself. But more a common example is found in any coastal region covered by sea ice, only if there exists some drainage of land water (rivers etc.).

The thickness of such layer depends on the amount of fresh water supply and, when the latter is small, may be so thin that usual oceanographic observation fails to reveal it.

Two new instruments, the electrosalinometer and the suction-type micro water sampler, were devised by the authors for observing a thin layer of low salinity under sea ice. They were tested at Monbetsu on the Okhotsk coast of Hokkaido in February 1958. Both proved to be very useful. A thin layer of low salinity was found under the level ice in the inner port of Monbetsu.

Rather detailed descriptions of the instruments are contained in this paper. Emphasis is laid on the order of accuracy of the electrosalinometer. Relative error of the values of chlorinity observed by it seems to be less than $\pm 2.5\%$ in the range of 7-20‰

Cl (absolute error less than $\pm 0.4\%$ Cl at 15% Cl).

Observed vertical distributions of chlorinity and temperature are shown in fig. 8. These distribution curves are briefly analyzed. The origin of such distributions is partly attributed to the existence of the upward flow of water in the boundary layer between the upper low-saline layer and bottom high-saline original sea water.