Nobuo ONO, Masaaki WAKATSUCHI and Toshiyuki KAWAMURA 1980 Freezing Phenomena at Seawater Surface Opening in Polar Winter. I. Role of Evaporation in Initial Growth of Sea Ice and Behavior of Brine in Young Ice. *Low Temperature Science, Ser. A, 39.* (With English Summary p. 165)

極域厳寒期における海面凍結過程 I*,**

——結氷初期の蒸発の役割と塩のふるまい——

小野延雄・若土正暁・河村俊行
(低温科学研究所)

(昭和55年10月受理)

I. 緒言

北極海や南極大陸の周辺海域には四季を通して厚い海氷が存在するが，その氷域内には厳寒期でも割れ目や氷湖などの海水面が見られる。冬に新しくできた水面は，氷煙 (frost smoke) と呼ばれる濃い霧を発生しながら急速に凍結し，成長速度の大きい海氷でおおわれていく。しかし，絶えずどこかで新しい水面が生まれているので，海水面や薄い氷の占める面積は，真冬でも全氷域面積の1割近くもあるといわれている。

この1割の面積での水面や薄氷を通して海洋から大気へ運ばれる熱量は，残りの9割の面積での厚い氷を通しての伝熱量を上廻ってしまう。それゆえ，厳寒期における海面凍結過程は，極域の熱収支を支配し，ひいては地球全体の気候とも深いかかわりを持っている。

この厳寒期の海面凍結過程を明らかにするために，1980年3月にアラスカ最北端のバローの沿岸の海氷上で，現場実験的な観測を行なった。観測のねらいは，海面結氷時の蒸発の役割，表面ブラインの形成や大気への塩放出など氷層中の塩のふるまい，新生氷の氷質 (結晶構造，塩分量，気泡量，密度など)，新生氷から下の海水へのブラインの排出などを調べることにおいた。

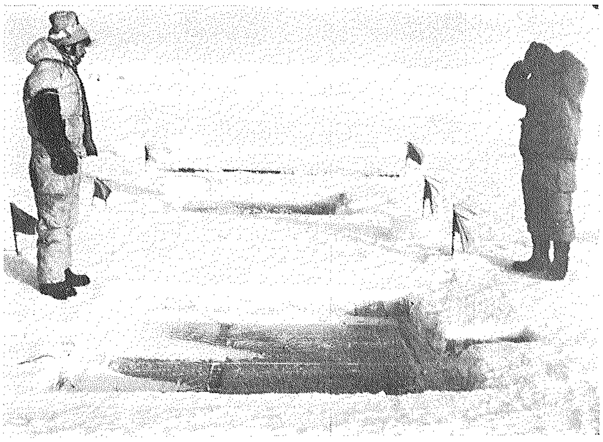
この論文Iでは，まず実験観測の概要を述べ，次いで蒸発の役割と塩のふるまいとについて述べる。そして，これに続く論文II[1]では新生氷からのブライン排出について，III[2]では新生氷の結晶構造について報告する。

II. 実験観測の方法

実験は，1980年3月11日から28日にかけて，チクチ海に面したバローの海岸から100mほど沖に出た沿岸定着氷上で行なった。厚さ約1.5mの平坦海氷に，2×2m，深さ約0.9mのプールを掘り切り，底の氷にコアドリルで数か所穴をあけて下の海水を入れ，人工的に水面を作った。その場所の水深は3mで，海水の塩分量は32.9‰であった。

蒸発の役割を調べるために，卓越風向に直角に約3m離して，このようなプールを2つ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2287号
** 北海道大学低温科学研究所 流氷研究施設研究報告 第92号



第1図　実験観測プール
手前が蒸発抑制プール，遠方が自然状態プール

作った。プールの壁や底から生長する氷を2，3日取り除いて，ほぼ落ち着いた16日の午後から実験に入った。片方のプールでは，ポリエチレンのシートを水面に浮かべて蒸発を抑制した。シートと水面とのあいだの空気は縁の方へ誘導して追い出した。両方のプールで氷の成長に差がでれば，それが蒸発の効果を示すものと考えた。

一回の実験は，毎日午後にプール内の氷を取り除いてきれいな水面から結氷させ，翌日の午前まで成長させて行なった。なお，このとき両方のプールの中には，論文IIで述べる排出ブラインの捕捉装置が入れられている。

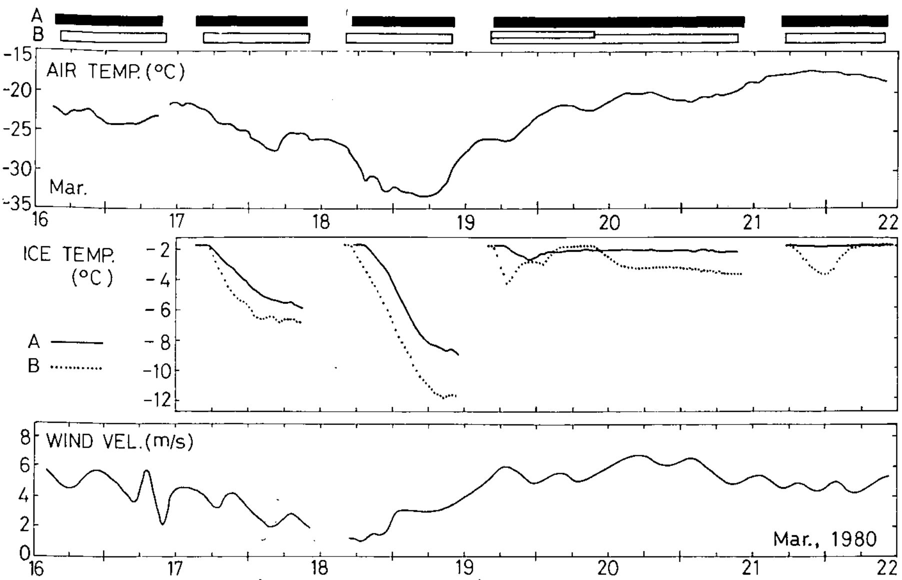
凍結したプールの状況を第1図に示す。手前がポリエチレンのシートを浮かせて蒸発を抑制したプールであり，遠方が蒸発を抑制しない自然のままのプールである。それぞれのプールでは，氷上の積雪深や氷の厚さを測ったのち，結晶構造，密度，気泡量，塩分量などを調べるための氷試料の採取や，ブライン捕捉装置の回収を行なった。

両方のプールには，表面下約5 mmのところに熱電対が入れてあり，氷の表面温度の目安とした。その基準接点はプールの中に沈めて，海水の結氷温度との温度差として計測した。プールの近くでは，氷上約50 cmの気温をバイメタル自記温度計で記録した。また，氷上約1.5 mに風向風速計を設置した。2つのプールでの表面氷温と10分間平均風速とは，CMOS-RAMのデジタル記録計[3]に10分間隔で記憶させた。

III.　結氷における蒸発の役割

全観測期間中の気象条件や各実験の表面氷温などを第2図にまとめて示した。上部に描かれた四角が氷を張らせていた毎回の実験期間である。19日午後からの実験では，2日にわたって凍らせている。図中でAは蒸発を抑制したプール，Bは自然状態のプールを表わしている。

全期間中の気温は，−22°C位から−33°C位まで次第に下がり，その後上昇して最後の実験では−18°Cまで上がるなど，いろいろな気温条件のもとで実験することができた。風速は最大7 m/sで，風がある日は雪が降り，2日にわたる実験では2日で10 cm，最後の実験では



第2図　観測期間中の気温・風速と実験中の両プールの表面氷温

25 cm も積っていた。気温が低いときの実験の最後には，両方のプールの表面氷温に 2〜3 度の温度差を生じていた。

第1表には，それぞれのプールでの実験結果を示した。2つのプールでの準備や計測に若干の時間のずれがあるので，両者の氷の成長の比較は，氷の厚さでではなく，それを時間で割った平均成長速度で行なった。自然状態のプールにはブラインの捕捉装置が2か所に入れられていて，論文 II ではそれぞれの装置の上の平均氷厚を別々に示しているが，ここでは全平均の値を示した。

それぞれのプールの平均成長速度 A と B とを比較すると，どの実験をみても蒸発抑制プールの値 A の方がわずかながら小さいことがわかる。

この差を蒸発の効果と考えてよいかを調べるために，各実験中の平均の気温，表面氷温，風速値を使って，蒸発量を見積ってみた。各実験の平均気温に対する氷飽和蒸気圧から湿度を 80% としたときの蒸気圧 e_a (mb) を求め，表面氷温の平均値に対する氷飽和蒸気圧 e_s (mb) と平均風速 W (m/s) とを使って，蒸発量 E (mm/day) を

第1表　実験結果にみる蒸発の役割

実験期日	蒸発抑制プール 氷厚 (cm)	時間 (h)	A (cm/h)	自然状態プール 氷厚 (cm)	時間 (h)	B (cm/h)	気温 (T_a°C)	風速 (W m/s)	自然プール表面氷温 (T_s°C)	積雪 (cm)	蒸発量 (E mm/d)	蒸発による成長 C (cm/h)	$B-A$ (cm/h)	$\frac{(B-A)}{B}$ (%)
Mar. 16–17	4.5	18.3	0.25	5.8	18.0	0.32	−23.2	5.0	−4.5	2〜3	1.9	0.12	0.07	22
17–18	7.5	18.2	0.41	7.8	17.6	0.44	−25.0	3.0	−5.5	0	1.1	0.07	0.03	7
18–19	7.7	17.0	0.45	8.5	17.8	0.48	−31.3	2.2	−8.0	0	0.7	0.04	0.03	6
19–21	(7.5	41.3	0.18)	4.5	17.1	0.23	−21.5	5.5	−3.0	7〜10	2.4	0.15	0.05	22
21–22	4.0	17.6	0.23	4.5	16.6	0.27	−18.0	4.5	−2.4	25	2.0	0.13	0.04	15

$$E = 0.142\,W(e_s - e_a)$$

で求めて表中に示した。この蒸発の潜熱がすべて結氷の潜熱に使われたと考え，純氷とブラインとを半々に含む海氷ができると仮定したとき，得られる氷の量を成長速度に換算して C に示した。いま仮にブラインを全く含まない淡水氷ができると考えると，この値は半分に減る。実際の海氷のブラインの体積はこの中間にあると考えられるから，蒸発にもとづく成長速度は，この C より若干小さい値となることが期待される。降雪が多くなければ，B と A との差がこの C あるいはその半分に近い値を示していることがわかる。

それぞれのプールの熱収支を考えてみると，短波収支と長波入射に関しては両方のプールで差がなく，また氷の厚さの違いはわずかであるから，氷を通して海から大気へ流れる熱量もほぼ等しいとみなすことができる。一方，蒸発の有無は表面温度に差を生じるから，顕熱だけでなく，長波放射量にも差があって，それが $(B-A)$ に含まれることが考えられる。

第2図で，積雪がなく気温の低いときには，最後に2〜3度の表面温度差を生じていたから，実験時間中の平均として1度の温度差があるとした場合の長波放射の差を見積ってみた。表面温度を T°K とすると $\varepsilon\sigma T^4$ の放射が起こり，表面温度の差 $\mathrm{d}T$ に対して $4\varepsilon\sigma T^3\mathrm{d}T$ の放射の相違が起こる。ここで ε は黒体率と呼ばれこの場合1と考え，σ はステファン・ボルツマン定数で $5.67\times10^{-8}\mathrm{Wm^{-2}K^{-4}}$ である。T を 250°K (−23°C) とし，$\mathrm{d}T$ を1度とすると，この値は 0.3 cal/cm^{2}h となり，C と同様に純氷とブラインと半々の海氷ができるとすれば，0.007 cm/h の成長速度に相当する。すなわち，表面温度差による長波放射の影響は，これだけ A の値が大きくなっていると考えれば，$(B-A)$ は蒸発の寄与をこれだけ小さく見積っていることになる。

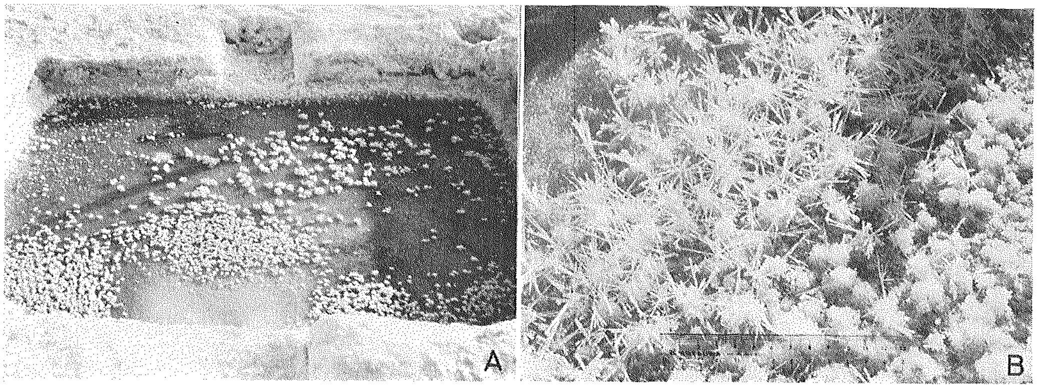
蒸発の有無により生じた表面温度差にもとづく顕熱の差は，蒸発の効果に含めて考えることにすると，$(B-A)/B$ は氷成長に占める蒸発の役割を表わしているということができる。第1表に示したこの値から，積雪がない低温時 (−25〜−33°C) には，氷の初期成長に占める蒸発の役割はわずか数%でしかなく，上述の長波放射の影響を考慮しても10%程度であることがわかる。平均的海洋のボウエン比が0.1位で，顕熱に比べて蒸発熱が9倍も大きいことを考え合わせると，極域厳寒期の水面では氷煙などが人目をひくわりには蒸発熱の占める役割が小さいことがわかる。

この理由としては，気温が低くても表面温度が結氷温度近くの比較的高い温度に保たれるために，気温との温度差が20度近くまで達し，その結果顕熱が大きくなること，および，飽和蒸気圧が低温で減少し，−30°C では +25°C の50分の1程度になってしまうので，蒸発量そのものが少なく，蒸発熱の寄与が小さくなることが考えられる。

しかし，蒸発の寄与は無視できるほど小さいわけではなく，気温が上がるにつれてその役割が大きくなることが，第1表からもうかがい知ることができる。この蒸発の役割の温度依存性に関しては，今後の課題と考えている。

IV. 初期結氷中の塩のふるまい

薄い海氷の表面には，表面ブラインと呼ばれる高塩分濃度の海水があることが知られている[4)]。気温がおよそ −25°C 以下に下がると，この表面ブラインは凍結してソルトフラワー (salt



第3図 ソルトフラワー

A： 自然状態プール上 (1980年3月18日朝)
B： 北氷洋の厚い海氷の割れ目に張った薄氷上 (北緯75°, 1972年4月6日)

flower) と呼ばれる含氷晶 (cryohydrate) に変わる。

気温が低く降雪もなかった18日と19日の朝には，自然状態プールの氷の表面に，このソルトフラワーが現われていた。第3図Aは，18日朝に見られたソルトフラワーの写真である。このソルトフラワーをかき集めてとかした融解水の塩分量は，約120‰であった。

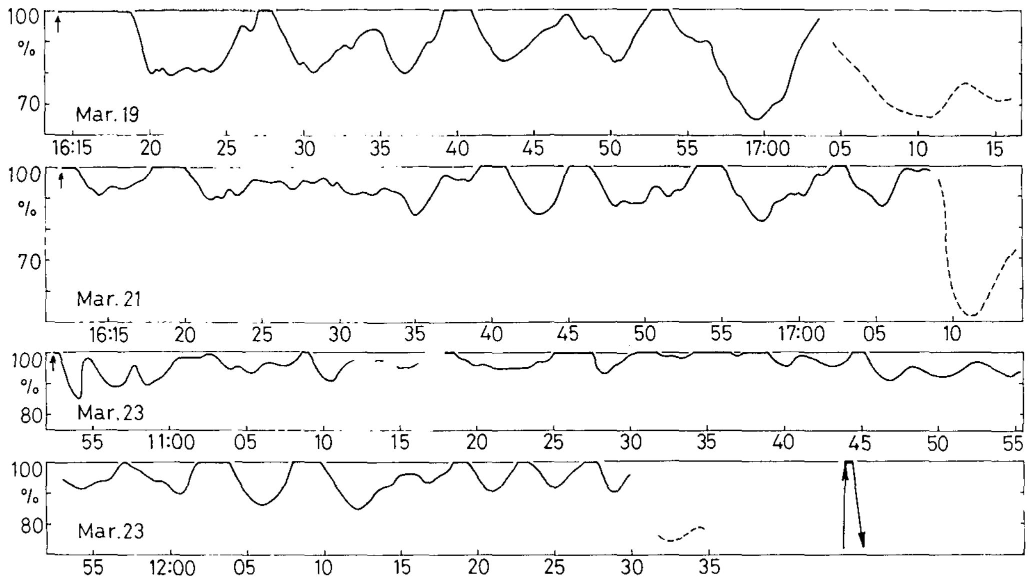
第3図Bは，筆者のひとり小野が，1972年のAIDJEX予備観測[5]のときに，基地近くにできた割れ目に張った薄氷上で観察したものである。このときの気温は約 −40°C で，針状の結晶が現われていた。

ソルトフラワーは非常にもろいので，弱い風でもちぎれて舞い上がる。氷でおおわれた海では波しぶきは飛ばないが，このような姿で海から大気への塩輸送が起っている。

気温が −20°C 近くまで上がると，ソルトフラワーはとけて表面ブラインにもどる。海氷の表面のごく薄い層を削ってとかすと，そのとけ水の塩分量は海水の塩分量を上廻ることが知られている。Martin[6]は，この表面層の塩分量が数十‰に達することを報告している。この値は，海氷の生成時に海水が凍ったためにできた濃いブラインが，沈降せずにその場に残っただけでは説明できず，海氷中を濃いブラインが上方に移動する機構を考えねばならないことを意味している。

薄い海氷の温度は，表面が最も低く，下面は結氷温度に保たれて，ほぼ直線的な温度勾配になっていると考えられる。氷中のブラインが温度に対する平衡濃度にあると考えると，ブラインの塩分は上方で濃く下方で薄いことになる。ブライン細胞内に生ずる平衡濃度の勾配のために，対流も含めた塩拡散が起ると考えると，上方では平衡濃度より薄くなって凍結，下方では濃くなって融解が起こり，ブラインは下方に移動する傾向をもつ[4]。したがって，表面ブラインを形成するブラインの上方移動は，温度勾配の効果と重力とに逆って動くことになる。そのような機構は，現在までのところまだ示されていない。

このブラインの上方移動を説明できる現象が，今回の実験観測で観察された。自然状態プールの水面が結氷していくとき，水面上の相対湿度を測定した。用いた湿度計は，塩化リチウム露点センサ型 (中浅測器，ディジタル温湿度計) で，感湿部には鉛直フードを付け，その下



第4図 水面結氷時の薄氷上（約2 cm）の相対湿度の推移
破線は厚い氷の上の湿度

端が水面上約2 cmの高さになるようにプールの外から腕を出して固定した。

第4図に測定した相対湿度の時間変化を示した。時定数は2～3分で，こまかな変動には追従しないが，湿度の大きな変化を与えたときの追従速度が図の右下に示してある。水面の上の氷を取除いてきれいな水面を仕上げたときを矢印で示した。

その水面に氷晶が浮かび薄くおおうと，湿度は100%から下がりはじめるが，氷が厚さを増していくにもかかわらず，10分位の周期で湿度が100%近くまでくりかえしもどることが第4図からわかる。湿度が100%に達しているときの薄氷表面は，湿度が低いときよりもわずかながら光沢が増しており，表面がぬれていることをうかがわせた。

この現象を次のように解釈した。海面の水位が10分位の周期でゆっくり上下していて，上昇時に海氷を持ち上げるとき，海氷中のブラインを表面に押し出してしまうと考えると，表面がぬれて湿度が高まることになる。水位の下降時にはブラインは流下できず，寒気にさらされて氷を析出して高塩分の表面ブラインに変っていくと考えると，湿度低下が起こることになる。この考えは，結氷初期の薄氷上の湿度変化と氷中ブラインの上方移動の両方を説明することができる。このような機構が実際に起こるかどうかについては，今後室内実験あるいは現場観測を行なって確かめていきたいと考えている。

V. 結　　語

1980年3月にアラスカ州バローの沿岸の海氷上で，厳寒期の海面凍結過程に関する現場実験観測を行なった。厚さ約1.5 mの平坦海氷に2 m角，深さ0.9 mのプールを二つ作り，片方のプールでは水面にポリエチレンのシートを浮かべて蒸発を抑制した。約18時間で両プールに生じた氷の厚さの差から，氷成長に占める蒸発の役割を推定した。気温が −25～−33°C で，

風が弱く降雪もないとき，蒸発の寄与が10%以下であることがわかった。

気温がこのように低いときには，薄氷の表面にソルトフラワーが観察された。その塩分量は120‰に達していた。濃いブラインが海氷表面に生じる原因として，結氷初期に水面の昇降があると，氷中のブラインが表面に押し出されるのではないかと考えた。そして，それを裏付けるような結氷上の湿度変化が観測された。

バローでの観測にあたっては，現地の Naval Arctic Research Laboratory の施設利用と観測支援とを受けた (NARL Project No. 80006)。所長の J. F. Kelley 博士，副所長 G. A. Laursen 博士, H. E. Nicholls 氏, T. Hall 氏をはじめ NARL の所員の方々には色々とお世話をして頂いた。また，現場実験観測にさいして，アラスカ大学の R. C. Metzner 氏の御協力と大竹武教授の御助言とを頂いた。ここに記し，あわせて感謝の意を表わします。

この観測に要した経費は，文部省校費，アラスカ調査経費によった。

文　献

1) 若土正暁・小野延雄 1980 極域厳寒期における海面凍結過程 II. 生長しつつある海氷から流下するブラインの塩分量とその流量の測定. 低温科学, 物理篇, **39**, 167-174.

2) 河村俊行・小野延雄 1980 極域厳寒期における海面凍結過程 III. 新生海氷の結晶軸の測定. 低温科学, 物理篇, **39**, 175-180.

3) 大井正行・福士博樹 1979 寒冷地の野外計測用記録装置の試作. 低温科学, 物理篇, **38**, 189-191.

4) Zubov, N. N. 1945 L'dy Arktiki. (北氷洋の氷, 低温科学研究所訳, 第5章 海氷の物理的・化学的性質).

5) 小野延雄・田沼邦雄 1973 精密測距儀による流氷野の歪の観測. 低温科学, 物理篇, **31**, 221-229.

6) Martin, S. 1979 A field study of brine drainage and oil entrainment in first-year sea ice. *J. Glaciol.*, **22**, 473-502.

Summary

Field experiments have been carried out to investigate the phenomena occurring during the formation of young ice on a lead or polynya which appeared in a polar frozen region in a severe winter.

Two artificial pools each 2 m square and 0.9 m deep filled with underlying seawater were made within a sheet of shore fast ice of 1.5 m thick 100 m off the coast near Barrow, Alaska, in March 1980. One pool was covered with a polyethylene sheet floating on the water surface to prevent the evaporation of water. The role of evaporation in the initial grown of ice was then estimated from a difference between the growth rates of ice grown in the covered and noncovered pools during about 18 hours. The results indicate that the role of evaporation is less than 10% in ice growth under the conditions of air temperature ranging from −25 to −33°C, low wind speed and no snow fall. The results are explained in terms that the sensible heat increases with lowering air temperature since the ice surface temperature remains near the freezing point and that the water vapor density decreases also with lowering air temperature.

Salt flowers were observed on the ice surface at lower air temperatures below −25°C.

Their salinity amounted to as high as 120‰. To give a reason for the existence of surface brine, it is considered that the brine within a thin ice layer is pushed out to the surface owing to a change in water level. This consideration was supported by the observations of relative humidity above the surface of initially formed ice (Fig. 4).