



Title	海氷の生長に伴う表面熱収支の変化 : サロマ湖における冬期の表面熱収支
Author(s)	石川, 信敬; 小林, 俊一
Citation	低温科学. 物理篇, 41, 179-189
Issue Date	1983-03-22
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18470
Type	bulletin (article)
File Information	41_p179-189.pdf



[Instructions for use](#)

海氷の成長に伴う表面熱収支の変化 I*

—— サロマ湖における冬期の表面熱収支 ——

石川信敬・小林俊一

(低温科学研究所)

(昭和57年10月受理)

I. ま え が き

海が凍結する極地や高緯度地方において、海洋表面が水であるか氷であるか、さらには雪であるかにより海洋と大気との熱交換に顕著な差がみられる。その原因は海氷と海水の放射特性並びに熱的特性の相異が主なものである。これまでに海氷上での長期にわたる熱収支の観測結果が報告されている¹⁻³⁾。その結果、海洋と大気の熱交換過程をまとめると、夏には海水面アルベートが小のため日射を吸収し海洋は加熱される。秋から冬にかけては、気温が海水温度より低いことによる乱流熱交換(主に顕熱)損失と長波長放射損失により海洋は冷却され結氷を始める。厳冬期には正味放射損失と海水内の伝導熱がバランスし海氷は成長する。春から夏にかけて日射吸収により海氷表面と内部は加熱され氷体内部は等温になり、伝導熱は小さくなる。表面はアルベートの減少と日射の増加に伴い正味放射量が急速に増大し海氷は融解し開水面が現われ、再び次の冷却過程をたどる(Allison *et al.*²⁾)。このように海氷は海水と大気の熱交換過程で形成されるが、本来海氷が張っている厳冬期に何らかの理由で海氷が流失し開水面が大気にさらされると(例えば氷湖(polynya)とか水路(Lead)において)どのような熱交換が行なわれ、さらに海氷の成長に伴い熱収支はどのように変化するのであろうか?

表面状態が頻繁に変化する地帯での観測は、その変化のため観測が非常に難しく、観測はほとんどなされていない。表面状態の変化に伴う熱収支は、定着氷上での長期間にわたる観測から得ることができる^{1,3)}。さらに厳冬期の海氷面を人工的に開水面とし観測する方法もある⁴⁾。

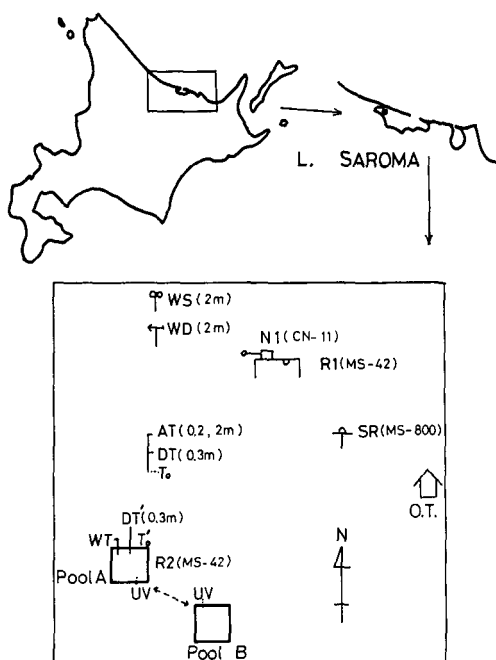
著者らは今回、全面に結氷した湖面上に実験プールをつくり、そのプールで微気象の観測を行ない、海氷の成長に伴う熱収支変化を算定した。

II. 観 測 方 法

1982年2月10日~16日、北海道東北部オホーツク沿岸のサロマ湖上に観測点を設置した。サロマ湖は周囲約72 km、面積172 km²、最大深度約20 mの塩湖であり、狭くて長い砂嘴でオホーツク海と分離され中央部の約300 m幅で海とつながっている。第1図に測定地及び湖上に設置した気象観測点とプールの配置図を示した。観測点は岸より150 m程湖心に向かった地

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2495号

点である。測定開始日には湖面は既に全面結氷(氷厚約 30 cm)していた。海水は表面に薄く(数 mm~1 cm)積雪をのせていたが、測定場所は完全に除雪し裸氷面を出した。海水の成長に伴う表面熱収支の変化を観測するために湖水上に 3×3 m のプールを数個つくり、プール上と裸氷上で気象観測を行なった。裸氷上では気温 AT (2.0 m, 測温抵抗体), 風向 WD と風速 WS (2.0 m, 3 杯矢羽式), 日射量 SR (MS-800), 反射量 $R1$ (MS-42), 正味放射量 $N1$ (CN-11), 表面温度 T_0 (赤外線放射温度計及び測温抵抗体), 露点 DT (0.3 m, 塩化リチウム露点計), 一方プール上では反射量 $R2$ (MS-42), 表面温度 T'_0 (測温抵抗体) 及び海水温度 WT (-0.1 m, 測温抵抗体), 露点 DT' (0.3 m, 塩化リチウム露点計), 顕熱伝達量 UV (1.0 m, 超音波風速温度計) をそれぞれ連続測定した。



第1図 観測点及び測定器配置の平面図

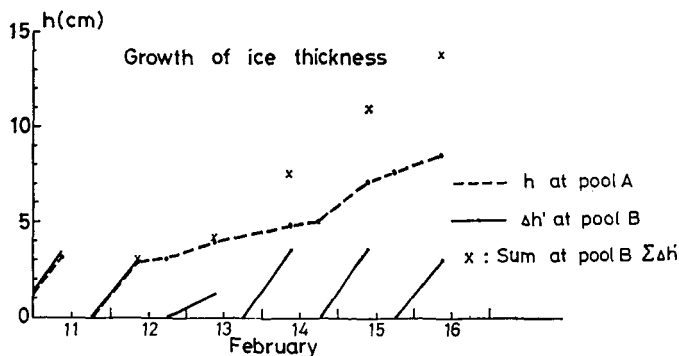
WS : 風速, WD : 風向, $N1$: 正味放射量, R : 反射量, SR : 日射量, AT : 気温, DT : 露点, WT : 水温, UV : 顕熱量, $O.T.$: 観測用テント

III. 観測結果

(1) 気象要素の変化

プール A では1日2回 (09^h, 17^h) 水資料を切り出して氷厚を測定し、観測期間中氷を成長させた。プール B では1日1回 (09^h) 氷厚を測定した後、氷を全てかき出し開水面を出し1日毎に氷を成長させた。

第2図にプール A における海水成長量とプール B における1日毎の海水成長量を示した。プール A においては10日に結氷し厚くなった海水を11日午前中に取り除き、もう一度開水面



第2図 海水成長量の変化図

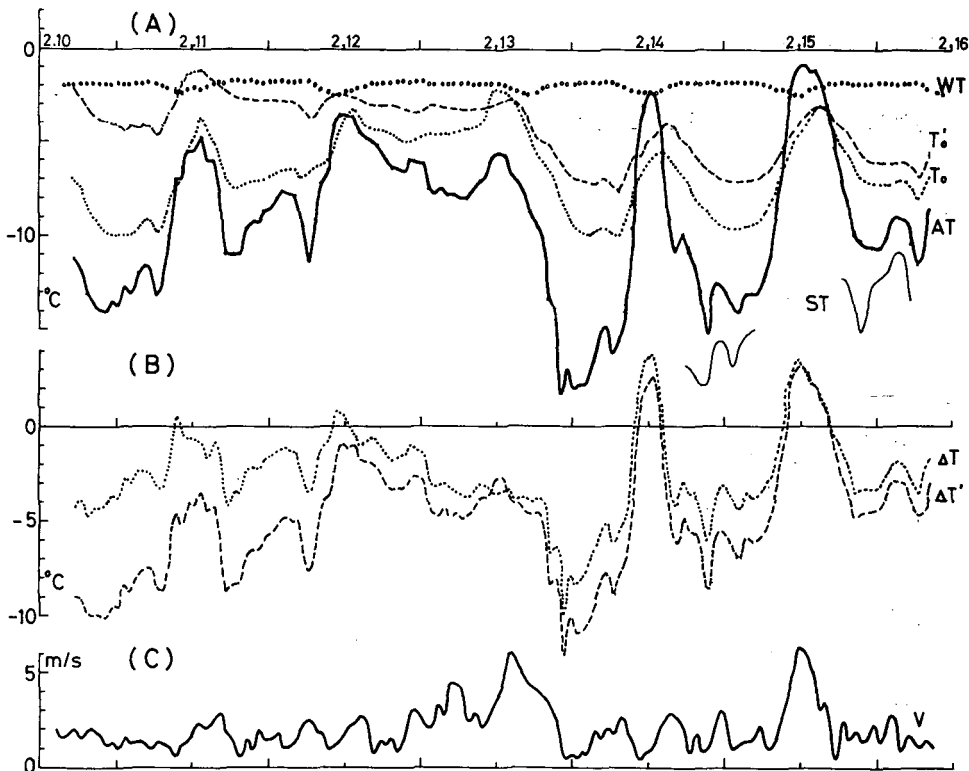
破線: プール A における成長量 (2月11日夕方より測定開始)

実線: プール B における成長量

x: プール B における1日毎の氷厚量の和 (2月11日夕方より開始)

とし、その後観測終了日まで除氷せず成長させた。プール A における曲線から、海水は日中ほとんど成長せず夜間に厚さを増していることがわかる。1 日毎の水厚成長量(プール B)をみると、12 日~13 日にかけてあまり成長していないがその他は、ほぼ 3~3.6 cm/1 日の値を得た。2 月 11 日以降のプール B で測定した水厚の合計を (×) で示したが、プール A と B を比較すると、氷厚が増す程、氷成長量は小さくなるのがわかる。

観測期間中の気象要素の時間変化を第 3 図に示す。(A) はプール A における表面温度 T_0' 、海水温度 WT (-10 cm)、裸氷上の気温 AT (2.0 m)、表面温度 T_0 、(B) はプールおよび裸氷上の表面温度と気温との差 ($\Delta T' = AT - T_0'$, $\Delta T = AT - T_0$)、(C) は風速 V の時間変化でありそれぞれ 1 時間平均値で示してある。観測期間中、気温は最低 -18.4°C 、最高 -0.9°C であり降雪を伴う曇天日の 13 日を除き日変化がはっきり現われた。気温に比べて暖かい海水の影響を受けて表面温度はほぼ気温より高く過減状態になっているが、14 日と 15 日の日中に気温が高くなり逆転を観測した。海水厚の薄いプールでは裸氷帯に比べて表面温度は高くなっているが、プールの海水厚が増加するに従って両地点の表面温度の差は小さくなる。風は比較的弱く 3 m/s 以下であったが、13 日の曇天日と、15 日の晴天日に最大 6 m/s を越える強い風が観測された。表面より 10 cm 下の海水温度はほぼ結氷温度の -1.8°C であるが、日中 12 時前後 5-6 時



第 3 図 気象要素の時間変化図

- (A) 温度: AT (気温), WT (水温), T_0 (裸氷面温度), T_0' (プール表面温度), ST (積雪表面温度)
- (B) 温度差: ΔT (裸氷上) = $AT - T_0$, $\Delta T'$ (プール) = $AT - T_0'$
- (C) 風速: V

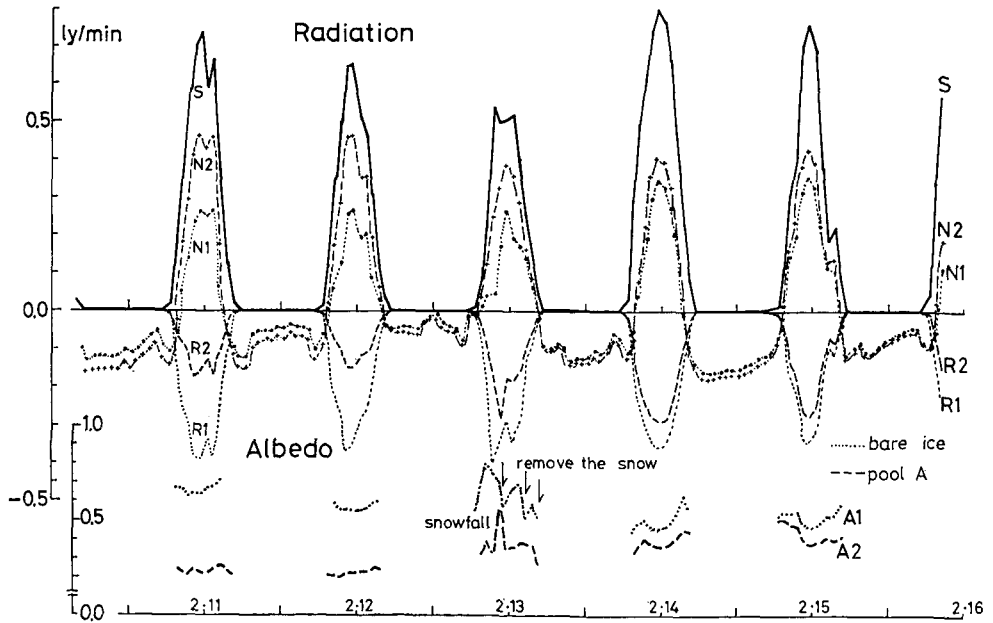
間に、より低い温度が現われている。この現象については滝沢ら⁵⁾が詳しく述べている。第4図は日射量 S 、反射量 ($R1$, $R2$) と表面アルベード ($A1$, $A2$) 及び正味放射量 ($N1$, $N2$) の時間変化を示したものである。なおプール上の正味放射量は実測がないため計算により求めた。すなわち

$$L\downarrow = N1 - (S - R1) + \sigma T_0^4 \quad (1)$$

$$N2 = (S - R2) + (L\downarrow - \sigma T_0^4) \quad (2)$$

ここで $L\downarrow$ は大気放射量、 σ はステファン・ボルツマン定数であり、海水(氷)は長波長放射に関しては黒体として取扱った。

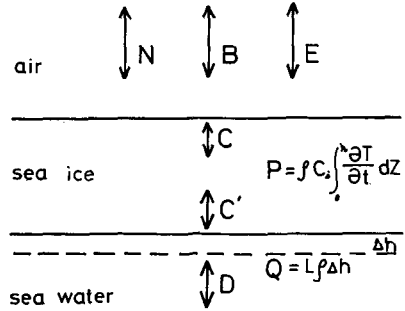
裸氷上の測定点(露場 10×10 m)は氷面上に薄く(数 mm)積雪が存在したが、2月12日午前中に除雪し裸氷面をだした。そのため2月11日の $R1$, $A1$ には雪の影響が考えられアルベードは $0.6 \sim 0.7$ 、2月12日以降は海水の反射特性をあらわしておりアルベード $0.45 \sim 0.6$ になっている。2月13日は降雪を伴う曇天日で1日3回露場を除雪し氷面を露出させたため裸氷上の反射量とアルベードは大きく変動している。裸氷帯に比べて、結氷開始直後(薄い氷厚の時)のアルベードは極めて小さく約 0.2 であった。そのためプール面での反射量は小さく入射した日射のほとんどは表面下に透過、吸収されている。アルベードが小さく吸収日射量が大であるため、日中の正味放射量は裸氷に比べてプール上で大きな値をとる。一方夜間においては前に述



第4図 放射各成分の時間変化図

- S : 日射量, R1: 反射量 (裸氷帯)
- R2: 反射量 (プール), N1: 正味放射量 (裸氷)
- N2: 正味放射量 (プール), A1: アルベード (裸氷)
- A2: アルベード (プール)
- レ : 裸氷面除雪

べたように (第3図), 暖かい海水の影響を受けてプールの表面温度が裸氷帯より高く, 外向き長波放射 (地球放射) が大となる。大気放射量はプール, 裸氷帯とも同じ値であるため, 正味放射量はプールにおいて絶対値は大きくなっている。海氷厚が増加するに従ってプール上ではアルベードが増加し, 海氷のアルベードに近づくため, 反射量と正味放射量はそれぞれ, プールと裸氷上で差が小さくなっている。



第5図 海氷の熱収支モデル

(2) 裸氷上とプールにおける熱収支

単位面積あたりの氷体の熱収支を求める時, 氷体を3つの部分に分けて, そのそれぞれの場所で熱収支を考える (第5図)。

氷表面においては

$$N_i + B_i + E_i + C_i = 0 \quad (i = 1, 2) \quad (3)$$

海氷下面においては

$$C'_i + D_i = Q_i \quad (i = 1, 2) \quad (4)$$

氷体内部においては

$$C_i + C'_i = P_i \quad (i = 1, 2) \quad (5)$$

が成り立つ。ここで $i=1$ は裸氷, $i=2$ はプールにおける値を示し, N は正味放射量, B は顕熱伝達量, E は蒸発, 凝結潜熱量, C は海水上部境界面の伝導熱量, C' は海水下部境界面の伝導熱量, D は海水より海氷下面に与えられる伝達熱, Q は海氷下面での凍結, 融解潜熱量, P は氷体内部の貯熱変化量である。(3), (4), (5) 式を用いて氷体の熱収支を

$$N_i + B_i + E_i + D_i = Q_i - P_i \quad (6)$$

を得る。第1近似として氷体は日中に蓄熱, 夜間に放熱し, 1日単位では貯熱量の変化は無視できるとした。すると(6)式は

$$N_i + B_i + E_i + D_i = Q_i \quad (6')$$

となる。各項の符号は, 正が氷体に熱の供給, 負が氷体から奪われる場合, 右辺は正が融解, 負が凍結を意味する。

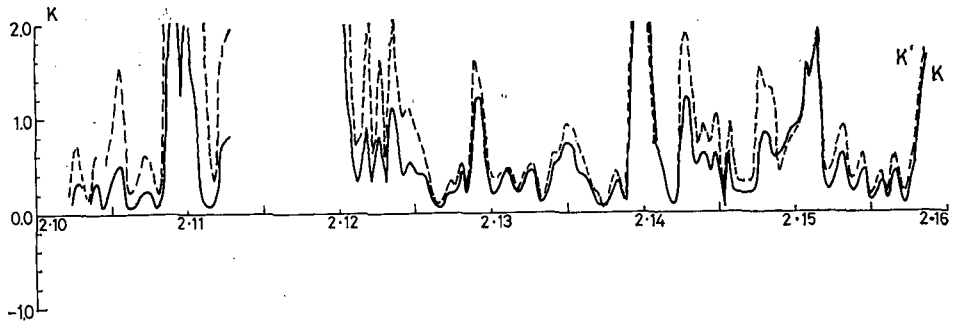
(i) 正味放射量 N

裸氷帯の正味放射量 N_1 は正味放射計により実測, プール上の N_2 は(1), (2) 式の計算より求められその時間変化は第4図ですでに述べられている。なお短波長放射は氷体内で全て吸収されると仮定しているが, 海氷が薄い場合は氷体より海水へ透過することがある^{1,3)}。

(ii) 顕熱伝達量 B

顕熱量 B_i はバルク法, すなわち

$$B_i = K \Delta T_i V \quad (7)$$

第6図 経験定数 K の時間変化図

K : 裸氷帯 K' : プール

を用いて求めた。ここで K は経験定数, ΔT_i は 2 m 高度の気温 AT と表面温度 (T_0, T_0') の差, V は風速である。プールの大きさが 3×3 m であるため気温と風速は裸氷上で測定された値をプールにおいても使用した。

今回の測定ではプール上 1.0 m に超音波風速温度計を設置し, 渦相関法により顕熱量を測定した。すなわち

$$B' = \rho C_p \overline{W'T'} \quad (8)$$

の式で顕熱フラックスは与えられる。ここで ρ は空気の密度, C_p は空気の定圧比熱, W' と T' はそれぞれ垂直風速と気温の変動量である。プールの規模が小さく, さらにプール上に境界層ができるため, (7) 式と (8) 式で求められた顕熱量は必ずしも一致しなかった。(8) 式で得られた B' を (7) 式の左辺に代入し定数 K を求めその時間変化を第 6 図に示した。これまでに K の値として主に 0.3~0.4 の値が報告されている⁶⁾。今回の観測では時間変化が大で, 夜間に小, 日中に大きな値をとる。表面が気温より高い温度のため日中, 風が強くなると, 熱交換が激しくなるのであろう。融雪期の雪面上の安定大気中で行なわれた渦相関法とバルク法による顕熱測定から得られた K は, 日中に小さく一定な値, 夜間に変動が大となり今回の不安定大気中の結果とは逆の傾向が報告されている⁷⁾。プールと裸氷帯の顕熱算定には第 6 図で示した K の時間変化の少ない時の平均 $K=0.38$ を用いた。

(iii) 蒸発, 凝結潜熱 E

海水表面における蒸発, 融解潜熱量は

$$E_i = L'\alpha V \Delta e_i \quad (i = 1, 2) \quad (9)$$

の式を用いて算定した。ここで L' は蒸発潜熱, α は経験定数, Δe_i は蒸気圧差 ($\Delta e_1 = e_1 - e_0$, $\Delta e_2 = e_2 - e_0'$) である。プール表面の蒸気圧 e_0' と裸氷表面蒸気圧 e_0 は氷表面が氷飽和にあると仮定し, e_1 と e_2 は露点温度計より得られる。経験定数 α は小野ら⁴⁾ が北極海の海水上のプール (2×2 m) で用いた値を採用した。

(iv) 海水より氷体への伝達熱 D

海水下面で海水の流速測定がなされておらず今回は海水からの伝達熱 D は見積もることができないため, (6)' 式の残差項とした。

(v) 海水成長に伴う熱量 Q

プールにおいて1日2回の氷厚測定より氷成長に伴う熱量は

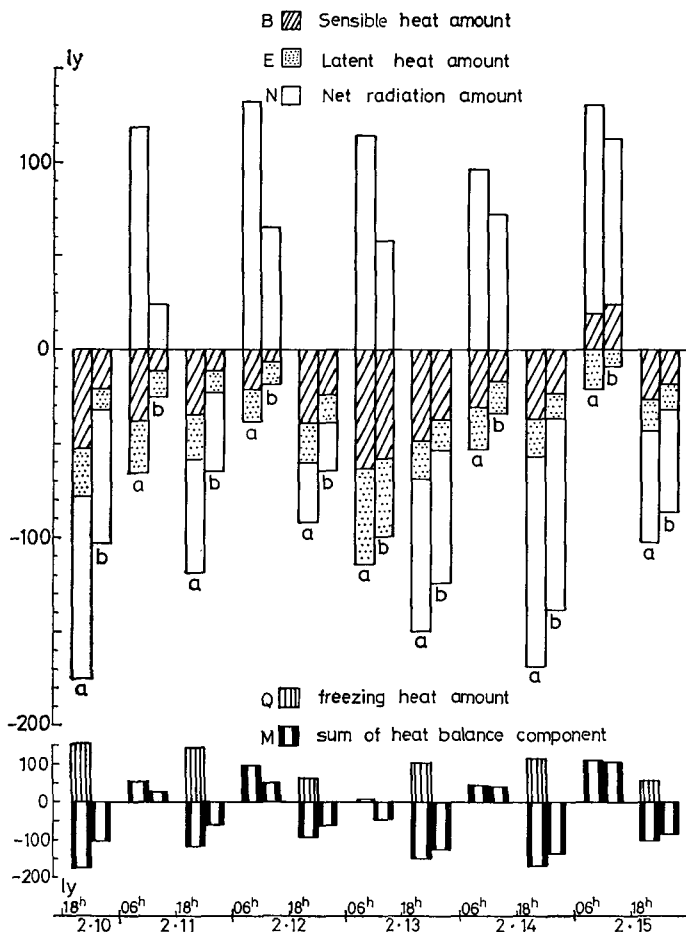
$$Q_2 = L\rho\Delta h_2 \tag{10}$$

の式を用いて求めた。ここで L は海水の凍結潜熱、 ρ は海水の密度、 Δh は海水成長量である。 L と ρ は海水の温度、塩分量により大きく変化するが小野⁸⁾ は実験と理論からその変化曲線を求めているが今回は、 $L=70 \text{ cal/g}^9$ 、 $\rho=0.93 \text{ g/cm}^3$ の値を使用した。

裸氷帯では日々の海水成長量の測定がなされておらず Q_1 の見積もりはできない。

(vi) 熱収支各成分の時間変化

第2図の氷厚成長図からわかるように海水はほとんど夜間に成長している。第7図はプールAと裸氷帯の熱収支各成分を夜間(18^h~06^h)と昼間(06^h~18^h)毎に示したものである。上段は大気と氷表面間の熱交換量(N, B, E)を、下段は凍結熱量(Q)と熱収支各成分の和($M (=N+$



第7図 海水上の熱収支各成分の変化

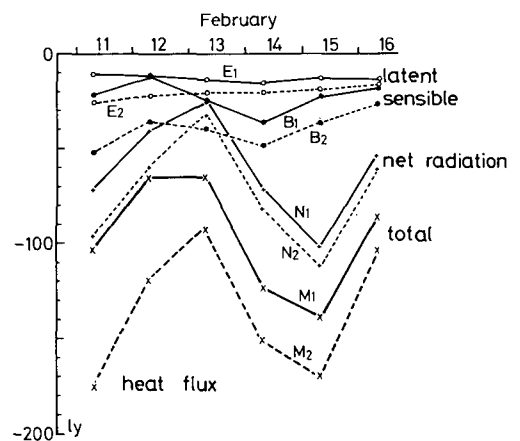
B: 顕熱量, E: 蒸発潜熱量, N: 正味放射量, $M=N+B+E$, Q: 海水成長熱量
a: プール A, b: 裸氷帯

第1表 日中と夜間の熱収支各項

日 時	S (ly)	裸 氷 帯 (ly)						プ ール A (ly)					
		N ₁	B ₁	E ₁	R ₁	A ₁	M ₁	N ₂	B ₂	E ₂	R ₂	A ₂	M ₂
2/10~2/11 18h~06h	0	-71	-21	-11	0		-103	-97	-53	-26	0		-175
2/11 06h~18h	262	49	-11	-13	149	0.57	25	119	-38	-28	60	0.23	53
2/11~2/12 18h~06h	0	-41	-11	-12	0		-65	-61	-36	-23	0		-119
2/12 06h~18h	223	66	-7	-12	125	0.56	47	132	-21	-18	50	0.22	94
2/12~2/13 18h~06h	0	-25	-24	-15	0		-64	-32	-40	-21	0		-92
2/13 06h~18h	192	57	-58	-42	128	0.66	-43	115	-63	-51	74	0.39	1
2/13~2/14 18h~06h	0	-72	-37	-16	0		-124	-81	-48	-21	0		-150
2/14 06h~18h	311	72	-17	-17	149	0.48	38	96	-31	-22	118	0.38	43
2/14~2/15 18h~06h	0	-102	-23	-14	0		-139	-113	-37	-19	0		-169
2/15 06h~18h	230	89	24	-9	114	0.49	103	112	19	-21	92	0.40	109
2/15~2/16 18h~06h	0	-54	-18	-14	0		-86	-60	-27	-17	0		-103
昼 (06h~18h)	1,218	333	-69	-93	665		171	573	-135	-140	394		299
夜 (18h~06h)	0	-366	-134	-81	0		-581	-443	-240	-126	0		-809
全 期 間	1,218	-34	-203	-174	665		-410	130	-375	-266	394		510

1: 裸氷帯 2: プール A

B+E)をそれぞれあらわしている。なお第1表にはその値を示した。ここでは(a)プール、(b)は裸氷帯の値である。両地点とも夜間は表面から熱が奪われ、一方日中は正味放射のため氷体は加熱されている。昼夜をとわず観測期間中常に蒸発が生じており、顕熱は2月15日日中を除いて、氷体より奪われている。氷の成長に注目して夜間だけの熱量をとりだし、第8図に示した。裸氷帯に比べて氷厚の薄いプールでは成長に寄与する熱量は大きい、しかしプールの氷が厚くなるに従ってプールと裸氷帯の差は小さくなっている。表面での熱収支各成分は全て氷体から熱を奪う方向である。13日の曇天日には顕熱量と正味放射量の割合がほぼ同じ程度であるが、それ以



第8図 夜間の熱収支各成分の日変化

$M: N+B+E$

実線(1): 裸氷帯

破線(2): プール

第2表 プール A における夜間 (18^h~06^h) の熱収支各量 (ly)

日	凍結量プール B		凍結量プール A		熱収支項 (ly) プール A				
	$\Delta h'$ (cm)	P_2' (ly)	Δh (cm)	P_2 (ly)	N_2	B_2	E_2	$M_2=N_2+B_2+E_2$	残差 D_2
2/10~2/11	2.7	175.8	2.5	162.8	-96.5	-52.6	-25.8	-174.9	12.1
2/11~2/12	2.3	149.7	2.2	143.2	-60.5	-35.8	-22.7	-119.0	-24.2
2/12~2/13	0.9	58.6	0.8	52.1	-32.3	-39.5	-20.6	-92.4	40.3
2/13~2/14	2.7	175.8	1.4	91.1	-81.4	-48.2	-20.5	-150.1	59.0
2/14~2/15	2.8	182.3	1.6	104.2	-112.7	-37.0	-19.2	-168.9	64.7
2/15~2/16	2.3	149.7	0.9	58.6	-59.8	-26.6	-16.8	-103.2	44.6
2/11~2/16	11.0	716.1	6.9	449.2	-346.7	-187.1	-99.8	-633.6	184.4

外は正味放射量が熱損失のほとんどを占めていることがわかる。蒸発潜熱量は小さくほぼ一定値であった。

第2表はプールにおける熱収支各成分量である。2月11日~12日の氷成長量は熱収支から説明がつかない程大きな値をとっている。残差項として求めた海水から氷体への伝達熱 D は 0.017~0.089 ly/min, 平均 0.05 ly/min の値になった。これまでの野外調査から、北極海では 0.014~0.021 ly/min, 南極モーションにおいては氷が薄く急速に海氷が成長する時 0.057 ly/min 又はそれ以上と報告されている²⁾。今回残差項として得られた値は氷体内貯熱量変化分を無視したものであり厳密には他の値との比較はできないが、前述の値より幾分大きな値が得られた。この伝達熱は他の熱収支各項と比較しても決して小さな値ではなく今後はこの海水より氷体へ伝達される熱量を実測する必要がある。

IV. あとがき

越冬期において裸氷帯に開水面プールをつくり短期間の熱収支観測を行ない、氷厚の成長に伴う熱収支の変化の概要がつかめた。すなわち ① 海水が結氷した直後の氷厚が薄い時は、下の海水の影響で表面温度が高い。② そのため夜間には上向きの正味放射量を得、顕熱伝達も逓減状態のため上向き、潜熱も蒸発で上向きとなり氷体から熱が奪われる。③ 日中はアルベードが小さいため正の正味放射量を得る。④ 大気と表面間の熱収支各成分の中で正味放射量がかつとも大きな役割をし蒸発潜熱量は小さい。⑤ 海氷厚が増すに従ってプールと裸氷帯の熱収支各成分のそれぞれの差は小さくなった。⑥ 海水から氷体へ与えられる熱は残差項として見積もられたが、他の熱収支項と比べて決して無視できない値であることがわかった。

V. 謝 辞

この観測にあたり北大低温科学研究所海洋部門の若土正暁、滝沢隆俊両助手、さらに紋別流水研の河村俊行助手他のスタッフの皆様に観測点設置、データ収集の援助を受けた。小野延

雄, 小島賢治両教授には論文を校閲して頂いた。深く感謝いたします。この研究に要した費用の一部は文部省科学研究費「世界気候にかかわる海水のモデル化のための基礎研究(課題番号56460037, 代表小野延雄)」によった。

文 献

- 1) Weller, G. 1968 Heat budget and heat transfer processes in Antarctic Plateau ice and sea ice. *Anare Scientific Reports, Ser. A (IV), Glaciology, No. 102*, 155 pp.
- 2) Allison, I., Tivendale, C. M., Akerman, G. J., Tann, J. M. and Wills, R. H. 1982 Seasonal variations in the surface energy exchanges over Antarctic sea ice and coastal waters, *Annals of Glaciology, 3*, 12-16.
- 3) Ishikawa, N., Kobayashi, S., Ohata, T. and Kawaguchi, S. 1982 Heat balance studies on sea ice near Syowa Station, East Antarctica. *Mem., Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 24*, 226-234.
- 4) 小野延雄・若土正暁・河村俊行 1980 極地厳寒期における海面凍結過程 I. 低温科学, 物理篇, **39**, 159-166.
- 5) 滝沢隆俊・若土正暁 1982 海氷上の積雪. 低温科学, 物理篇, **41**, 159-165.
- 6) 小島賢治 1979 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, 第 **136** 号, 1-38.
- 7) 石川信敬・小林俊一・小島賢治 1982 融雪期の顕熱フラックス測定 I. 低温科学, 物理篇, **41**, 109-116.
- 8) 小野延雄 1968 海水の熱的性質の研究 IV. 低温科学, 物理篇, **26**, 329-349.
- 9) Sinha, N. K. and Nakawo, M. 1981 Growth of first-year sea ice, Eclipse Sound, Baffin Island, Canada. *Canadian Geotechnical Journal, Vol. 18, No. 1, February*, 17-23.

Summary

Surface conditions of the ocean (e.g. open water, sea ice or snow) have great effects on heat exchange between the surface and the atmosphere in high latitudes where sea water freezes in winter. The main causes are due to differences in radiative (reflection-, absorption-coefficient, etc.) and thermal (specific heat, conductivity, etc.) properties.

Few investigations have been made on the heat budget in changeable situations of sea ice on account of difficulties in logistic supports and maintenance of meteorological equipments. However, long-term observations of fast ice or short-term measurements above artificial pools provide informations about some processes of heat exchange under various surface conditions for a number of sea ice types.

This investigation aims to obtain time variations in heat budget with the growth of sea ice measured at the artificial pools (3×3 m) which were made within the frozen lake Saroma in February 1982. Located in the northeastern district of Hokkaido, this lake is connected with the Okhotsk Sea through a very narrow channel; and so the water is salty.

Meteorological observations were carried out on bare sea ice and on the pool A. The surface of the pool began to freeze on the first day of the observational period (2/10~2/16) and the sea ice increased its thickness to about 10 cm on the last day.

The surface temperature of the pool was much higher than the air temperature during the period in which the thickness of the sea ice was thin. It resulted in a large amount of outgoing longwave radiation and the negative values of sensible heat flux at night. On the other hand, a large amount of incoming net radiation was obtained in the daytime because of the low surface albedo of thin sea ice, and the value of sensible heat flux had both signs

(negative and positive) according to the temperature gradients above the surface. Evaporation always took place on the surface in the daytime and at night. The difference in surface temperature between the bare ice and the pool, and also differences of each component of the heat budget between these two different sites were large in the period of thin sea ice, respectively, and they reduced to small values in proportion to an increase in sea ice thickness.

The amount of net radiation played the most important role among the heat budget components for the growth of sea ice.

Heat supply from the underlying water to the lower boundary of sea ice was calculated as the residual term of heat budget eq. (6)'. The mean value was estimated as 0.051 ly/min, which was not so small as compared with other heat budget components.