

論 文

浸み上がりおよび冠水が海水面上における 積雪の温度へ与える影響

小 嶋 真 輔¹⁾*, 中 村 和 樹²⁾, 直 木 和 弘³⁾, 榎 本 浩 之¹⁾

要 旨

浸み上がりおよび冠水の影響を受けた海水上の積雪の温度変化を調べるため、2006 年と 2007 年の 2 月に、北海道サロマ湖で観測を行った。浸み上がりおよび冠水は 2007 年に観測された。また、2007 年の観測では、浸み上がりおよび冠水の影響を受けた積雪の状態を調べ、これに対応する積雪の温度を連続測定した。積雪下部に形成された濡れ雪および冠水雪の鉛直温度分布は、気温変化によらずほぼ -2°C で等温状態となった。冠水が観測されなかった 2006 年の結果との比較により、積雪中に存在する多量の水分が雪温へ与える影響が明らかとなった。このことについて、乾雪と濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数を求めて考察した結果、濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数は、乾雪の値より 1 桁から 2 桁小さくなることが分かった。このことが、濡れ雪および冠水雪の温度変化が乾雪の温度変化と比較して小さい原因であると結論できる。

キーワード：海水上の積雪，浸み上がり，冠水，温度変化，熱拡散係数

Key words: snow cover on sea ice, brine wicking, flooding on sea ice, temperature fluctuation, thermal diffusivity

1. はじめに

海水に含まれるブラインは、海水と海水の密度差が小さいため、ブラインチャンネルを通り上方へ移動し(河西・小野, 1984)、積雪へ浸透する。積雪は、毛細管力によるブラインの浸み上がりにより濡れ雪を形成する。南極海やオホーツク海のような降雪量の多い地域の海水は、積雪の重みにより水中へ押し下げられ、海海底面に圧力が生じる。このとき、海水が透水性を持つ場合は、海水がブラインチャンネル、および多孔質な海水中に存在する空隙を上方移動し、冠水が生じる(Eicken

et al., 1995; Petrich *et al.*, 2006)。冠水は、海水に割れ目がある場合は、そこからの海水の上昇によっても起こる。冠水により水没した積雪(これ以降、冠水雪と呼ぶ)は、力学的にも熱力学的にも乾雪および濡れ雪とは異なった性質を持つ。なお、本論文では、冠水雪以外の濡れた雪を全て濡れ雪と呼ぶ。

積雪が浸み上がりや冠水により積雪底面から水分供給を受け変質するという現象は、陸域では見られない海水上の積雪特有のものである。積雪下部のみが水分を含んだ場合、積雪の表面状態を観察しただけでは浸み上がりや冠水の有無を判断することはできない。また、海水成長に関わる伝導熱フラックスの大きさは、海水上の積雪の温度勾配に依存し(Sturm *et al.*, 1998, 2001; Massom *et al.*, 1998)、その温度勾配は積雪中の水分や塩分濃度の影響を受けるため、浸み上がりや冠水の状態を把握し、それらが雪温へ与える影響を調べるこ

1) 北見工業大学

〒090-8507 北海道北見市公園町 165 番地

2) (独)産業技術総合研究所

茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

3) 千葉大学

〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町 1-33

* 現：(株)東洋製作所

〒242-0001 神奈川県大和市下鶴間 1634 番地

とは重要である.

浸み上がりや冠水による積雪の変質は, 北極に比べて氷厚が小さく積雪が多い傾向にある南極海水域において, 一般的に生じる現象として報告されている (Eicken *et al.*, 1994; Jeffries *et al.*, 1994; Massom *et al.*, 1997, 1998; Worby *et al.*, 1998). さらに, オホーツク海北海道沿岸域における観測事例も報告されている (Toyota *et al.*, 2007). 滝沢・若土 (1982) によるサロマ湖での野外実験では, プールに成長した氷厚 4 cm 程度の薄氷上の積雪がブラインの浸み上がりにより変質し, ゆき氷を形成する過程における, 積雪および海水の温度変化が連続測定されている. 薄氷上における積雪の変質と温度変化を調べた研究は, 水槽を用いた室内実験による報告もあり, 冠水の影響を受けた海水上の積雪の鉛直温度分布が連続測定されている (Kawamura *et al.*, 2004a; Kojima *et al.*, 2005). しかし, 既往の研究は薄い海水が対象であり, 氷厚が 30 cm 程度の海水上において, 同様の測定は行われていない. Maksym and Jeffries (2000) および Kottmeier *et al.* (2003) では, 冠水が積雪や海水の温度へ与える影響について, 南極海水域における観測結果とモデルによる計算値が比較されているが, 前者は温度の連続測定が無く, 後者はブイにより温度が自動記録されているため, 浸み上がりや冠水の発生時期を特定できず, 温度データとの正確な対応が取れない.

以上のことから, 本研究では氷厚 30 cm 程度の海水上において, 浸み上がりと冠水の影響を受けた積雪の状態の観察と温度測定を並行して進めることにより, 浸み上がりと冠水が海水上の積雪の温度に与える影響について明らかにすることを目的とする. そのため, 2006 年と 2007 年の 2 月に, 北海道サロマ湖の定着氷上で観測を行った. 特に, 2007 年の観測では浸み上がりおよび冠水の影響を受けた積雪の状態を調べ, これに対応する積雪の温度を連続測定した. 観測された浸み上がりや冠水が海水上の積雪の温度へ与える影響は, 乾雪と濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数を求めることにより考察した.

2. 観測方法と使用したデータ

積雪と海水の観測は, 北海道サロマ湖の定着氷

上で行った. サロマ湖の面積は 149.2 km² で, 平均水深は 14.5 m である. いくつかの河川から真水の供給を受けるが, 2 つの湖口でオホーツク海と接続しているため, 場所による多少のばらつきはあるものの, 湖水の塩分濃度は海水とほぼ等しく (Shirasawa *et al.*, 2005), 形成される氷は海水と見なすことができる (Kawamura *et al.*, 2004b). 図 1 に観測現場の概要を示す. 各観測地点は, 図 1 に示すように多点 (黒塗りの印), および定点 (白抜きの印) で設定した. 観測期間は, 2006 年が 2 月 20 日から 2 月 26 日, 2007 年が 2 月 16 日から 2 月 23 日である.

多点観測では, 積雪深, 氷厚, 氷高, 浸み上がり高, 冠水高, 海水の鉛直温度分布および鉛直塩分濃度分布を測定した. ここで, 用語の定義を以下にまとめる. 氷高は, 自由海水面から海水表面までの高さである (図 2, A). 浸み上がり高は, 海水に含まれるブラインが積雪中へ浸み上がり形成された, 濡れ雪の高さを示す (図 2, B). 冠水高は, 海水が海水中を通り海水上に至った際における, 海水表面から海水面までの高さであり, 冠水雪の高さと同義である (図 2, C). 濡れ雪と冠水

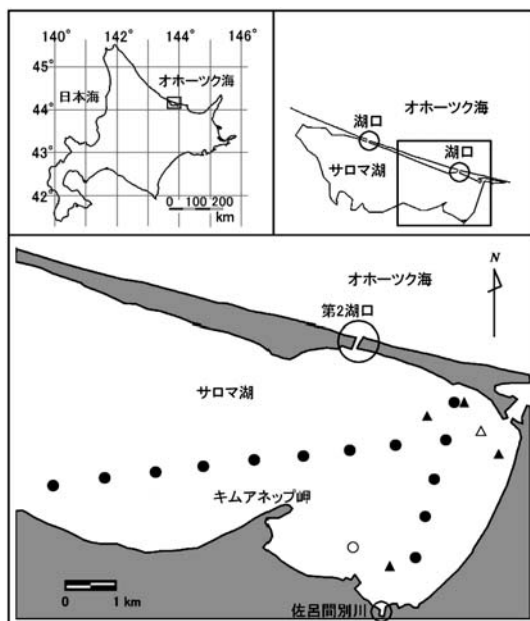


図 1 北海道サロマ湖の位置と観測現場の概要. 丸印は 2006 年の観測地点, 三角印は 2007 年の観測地点を示し, 黒塗りの印は多点観測地点, 白抜きの印は定点観測地点を示す.

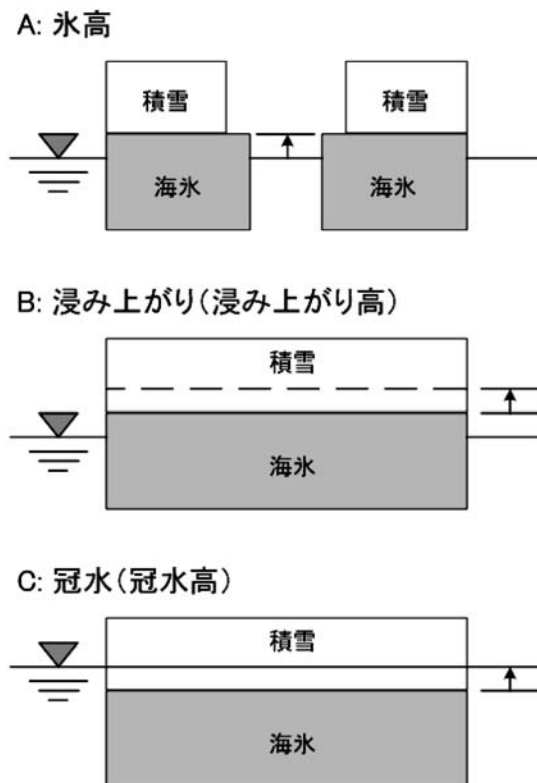


図 2 用語の定義. A は氷高であり, 自由海水面から海水表面までの高さである. B は浸み上がり (浸み上がり高) であり, 濡れ雪の高さを示す. C は冠水 (冠水高) で, 冠水雪の高さと同義であり, 海水表面から海水面までの高さである. 氷高が負の値でも, 海水が透水性を持たない場合および海水に割れ目が無い場合では, 冠水は生じない.

雪の定義については, 前述のとおりである. 浸み上がり高の観測では, 積雪中に含まれる水分量の多少について, 目視による観察も行った.

積雪深は折り尺を用いて測定した. 氷厚はアイスドリルで海水に穴を開け, 氷厚計を用いて測定した. 氷高は氷厚測定で用いた掘削剤を使用し, 折り尺で測定した. 浸み上がり高と冠水高も折り尺で測定した. 以上の測定は最低 3 回行い, 解析には平均値を用いた. 海水の鉛直温度分布は, 海水コアを採取し, サーミスタ温度計 (株式会社タカラ: D617) を用いて測定した. 海水表面から 1.5 cm 深を最初の測定点として, 10.5 cm 深までは 3 cm 間隔で温度を測定し, それ以深は 5 cm 間隔で測定した. 海水の鉛直塩分濃度分布は, 鉛直温度分布の測定と同様にコアを採取し, 海水表面

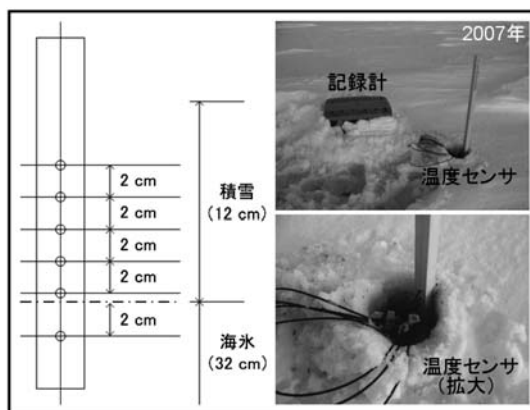


図 3 2007 年の定点観測地点における温度センサの設置概要.

から 3 cm 間隔で輪切りにして, 融解水の塩分濃度を電気伝導率計 (株式会社堀場製作所: AQUAMAN CEH-12) により測定した.

定点観測は, 積雪の温度および塩分濃度を詳細に調べるため, 2006 年は 2 月 24 日から 2 月 26 日, 2007 年は 2 月 19 日から 2 月 20 日に実施した.

2006 年の定点観測では, 積雪観測はピットを作成し, 雪温はサーミスタ温度計を用いて, 積雪表面から鉛直方向に 2 cm 間隔で温度センサを積雪内に差し込み, 日射を遮りながら温度が安定するまで最低 2 分間待って測定した. 塩分濃度は, 積雪全層を 1 回の観測につき 3 回採取し, 融雪水の塩分濃度を電気伝導率計により測定した. 解析に使用した塩分濃度は, 3 回の測定結果の平均値である.

2007 年は, 2006 年と同様に雪温を測定し, 冠水時は冠水雪の上端までの積雪について, 積雪表面から鉛直方向に 2 cm 間隔で測定した. 冠水部については水温を測定した. 塩分濃度は, 冠水が生じていない場合は積雪底面から 3 cm 上までの積雪を 1 地点につき 3 回採取し, 冠水が生じていた場合は, 冠水部の海水の塩分濃度を電気伝導率計により直接測定した. 塩分濃度の解析方法は, 2006 年の場合と同様である.

さらに, 2007 年の定点観測では, 2 月 17 日から 2 月 20 日の期間に, 白金温度センサと記録計 (白山工業株式会社: DATAMARK LS-3000PtV) を用いた雪温の連続測定を行った. 直径 5 mm の温度センサを, 木製の棒に 2 cm 間隔で 6 つ取り付け (図 3). 周囲の積雪を乱さないように積雪で覆

われた海水にアイスドリルで穴を開け、掘削孔にセンサを取り付けた棒を固定した。気温は、気温測定用のセンサ（株式会社ティアンドデイ：Thermo Recorder おんどとり Jr. RTR-52）を積雪表面から 90 cm 上に設置して測定した。雪温および気温は 10 分間隔で記録した。

2006 年は温度の連続測定を行っていないため、気温はサロマ湖の観測地点に最も近い、北見市常呂町土佐に設置されたアメダスデータを用いた。2007 年の気温は、定点観測による温度の連続測定結果を用いた。

3. 結果

3.1 2006 年と 2007 年の観測結果

表 1 に、2006 年と 2007 年の観測で測定した積雪深と氷厚および氷高の平均値をまとめる。ここで、積雪深と氷厚の参考値として、1993 年から 1998 年にかけて中村ら（2000）により観測された結果を併記する。また、2006 年と 2007 年の定点観測で得られた積雪の塩分濃度を表 2 に示し、積雪の鉛直温度分布を図 4 に示す。2006 年と 2007 年の定点観測地点は異なるが、ここでは場所による違いではなく、浸み上がりおよび冠水の有無による違いを比較する。

2006 年は、積雪深および氷厚共に表 1 に示す参考値とほぼ一致し、氷高の平均値は -0.1 cm であった。アメダスによる定点観測期間中の平均気温は -4.1°C であった。この年の定点観測では浸み上がりや冠水は見られず、積雪の塩分濃度は 3 回の測定の全てにおいて 0 ppt を示した。2006 年 2 月 25 日の 9 時 12 分と 14 時 08 分における、積雪底面および積雪底面から 4 cm 上の雪温の差は、それぞれ 1.0°C 、 2.2°C であり、4 回の観測中で最も大きな温度差を示した。

2007 年は、表 1 に示す既往の観測結果と比較して、積雪深が大きく氷厚が小さい傾向が見られ

た。定点観測で測定された気温の平均値は -5.1°C であった。平均氷高は -8.3 cm であり、全ての観測地点で負の値を示し、自由海面が海水面より上にある状態であった。表 3 に示した定点での 2 月 19 日 10 時 15 分の観測では、積雪底面から 6

表 2 定点観測による積雪の塩分濃度。2006 年は全層塩分濃度、2007 年は積雪底面から 3 cm 上までの平均塩分濃度である。括弧書きの値は冠水部の海水の塩分濃度を示す。

塩分濃度 (ppt)	
2006年2月	
24日 14時10分	0.0
25日 9時12分	0.0
26日 9時20分	0.0
2007年2月	
19日 10時15分	24.9
19日 14時22分	(30.3)
20日 9時35分	5.8

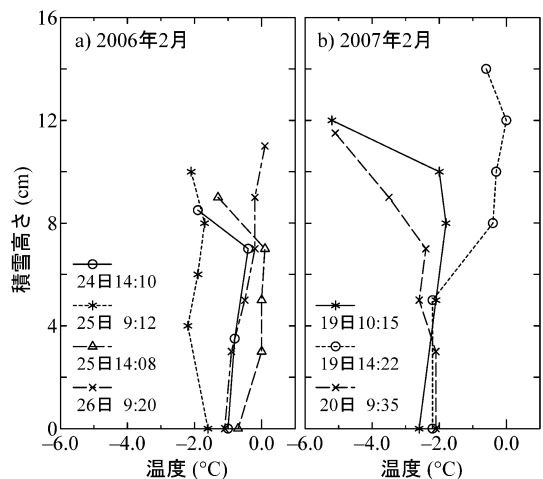


図 4 定点での積雪の鉛直温度分布。浸み上がりや冠水が a) 観測されなかった場合と、b) 観測された場合の結果を示す。各鉛直温度分布の最上点は、積雪表面温度を示す。

表 1 各年における積雪深と氷厚および氷高の平均値。

年	積雪深 (cm)	氷厚 (cm)	氷高 (cm)	サンプル数 (n)	備考
2006	9.8	36.9	-0.1	10	
2007	17.0	27.4	-8.3	30	
1993-1998	11.0	38.9	—	230	中村ら(2000)

表 3 2007 年の定点で観測された、積雪底面からの高さ (z_h) と、これに対応する雪温 θ と積雪の塩分濃度 S および積雪の状態. 表 4 に示す積雪の熱拡散係数を計算するにあたり, 2 月 19 日 14 時 22 分の濡れ雪の塩分濃度は測定値が無いので, 同日 10 時 15 分の値を用いた. 冠水雪の塩分濃度は, 表 2 に示すとおり冠水部の海水の塩分濃度である. 一印で示す箇所は, 異なる雪質の境界層のため計算から除外した.

時 刻 積雪深	2月19日10:15 12cm				2月19日14:22 14cm				2月20日9:35 12cm			
z_h (cm)	θ (°C)	S (ppt)	状態		θ (°C)	S (ppt)	状態		θ (°C)	S (ppt)	状態	
8	-2.0	0.0	乾雪		-1.3	24.9	濡れ雪		-4.3	0.0	乾雪	
6	—	—	—		-1.6	24.9	濡れ雪		-3.8	0.0	乾雪	
4	-2.3	24.9	濡れ雪		—	—	—		—	—	—	
2	-2.3	24.9	濡れ雪		-2.2	30.3	冠水雪		-2.7	5.8	濡れ雪	

cm 上までの間に顕著な浸み上がりが見られ, 形成された濡れ雪の塩分濃度は 20 ppt を超えた. 2 月 19 日 14 時 22 分の観測では冠水が見られ, 積雪底面から 3 cm 上までに冠水雪, その上に高さ 5 cm の濡れ雪を観測した. 冠水部の海水の塩分濃度は, 電気伝導率計で直接測定した結果, 30.3 ppt であった. 但し, 同じ 2 月 19 日の観測ではあるが, 佐呂間別川の河口から約 1 km 沖の地点 (図 1) では全ての観測地点の中で唯一, 浸み上がりとは冠水が見られなかった. 2007 年は 2006 年と比較して浸み上がりおよび冠水が顕著であるが, 2007 年の 2 月 20 日 9 時 35 分と 2 月 19 日における 2 つの観測結果を比較しても, 浸み上がりおよび冠水の状態に差が見られた. 目視観察より, 2 月 20 日 9 時 35 分の観測では積雪底面から 3 cm 上までの間に濡れ雪を観測したが, 2 月 19 日における 2 つの観測結果と比較して, 積雪中に浸み上がった水分の量は少なかった. 積雪表面付近における乾雪の雪温は, 気温変化に対応する温度変化を示した. 一方, 積雪下部の水分を多く含んだ濡れ雪および冠水雪の温度は $-2.2 \pm 0.2^\circ\text{C}$ と小さな変化であり, 鉛直温度分布は等温状態を示した.

3.2 温度の連続観測

2007 年の定点観測による温度の連続測定結果を図 5 に示す. 積雪深 12 cm のうち, 積雪底面から 8 cm 上および 6 cm 上における雪温は, 昼夜を通してほぼ気温に対応する温度変化を示した. 測定開始から 2 月 18 日午後 12 時までの間は, 積雪底面から 8 cm 上の雪温と気温の値は良く一致した. しかし, これ以降から測定終了までの間では, 両者の値に平均で $2.6 \pm 2.0^\circ\text{C}$ の差が生じた. 一方, 積雪底面から 4 cm 上までの雪温は, 日没後

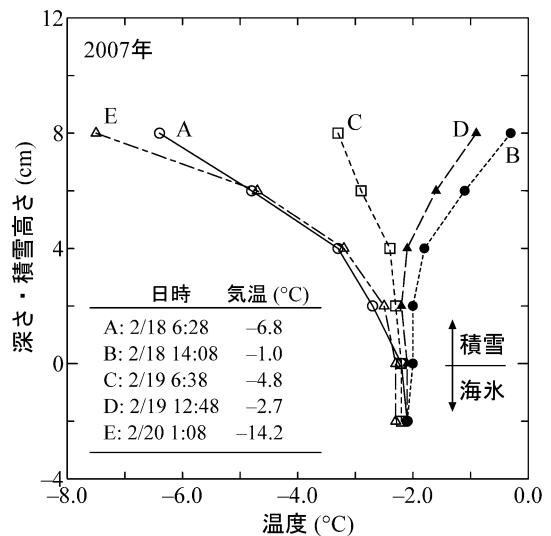


図 6 図 5 に対応する, 時間と共に変化する積雪および海水の鉛直温度分布. 積雪深は 12 cm である.

から早朝にかけては気温に対応する温度変化を示したが, 日中ではほぼ -2°C で推移した.

時間と共に変化する鉛直温度分布の代表として, 積雪底面から 8 cm 上の雪温が, 各日において極値を示したとき (図 5 に A から E で示す) の鉛直温度分布を図 6 に示す. ここで, 図中の A, C, E は極小値であり, B と D は極大値である. 積雪底面から 2 cm 深における海水の中の温度は, 時間によらず $-2.2 \pm 0.1^\circ\text{C}$ であった. 積雪の温度は, A と E を除く 3 つの場合で積雪底面から 4 cm 上において $-2.1 \pm 0.7^\circ\text{C}$ を示し, 鉛直温度分布は等温状態となった. A および E では, 同じく極小値を示す C と比較して気温がそれぞれ -6.8°C , -14.2°C と低下し, 雪温も大きく変化した. 特に, A における雪

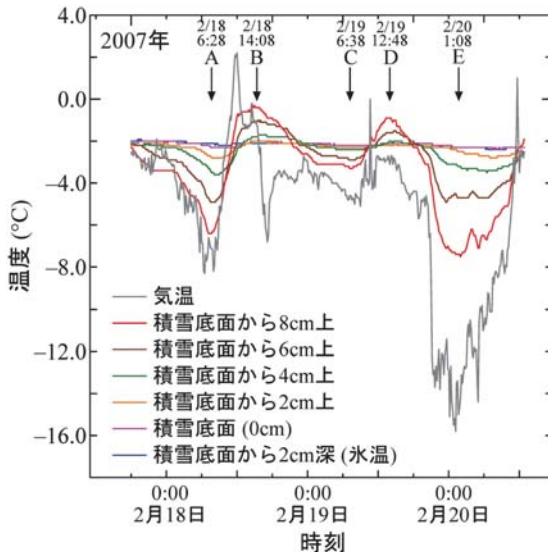


図 5 2007 年の観測で得た温度の時間変化。積雪深は 12 cm である。温度センサが測定環境に馴染むまでの時間を考え、測定開始から 2 時間のデータは解析対象外とした。図中の A から E は、積雪底面から 8 cm 上の雪温が 1 日のうちで極値を示した時刻を表している。

温は、積雪底面を除く全層で変化が見られた。

4. 考察

4.1 冠水の発生機構

図 2 に示すように、冠水は (1) 負の水高の形成、(2) 海水が透水性を持つ、という 2 つの条件が満たされた場合に発生する (Crocker and Wadhams, 1989; Eicken *et al.*, 1995)。冠水の発生機構について、2007 年の観測結果より考察する。表 1 から、2007 年は積雪深が大きく氷厚が小さい傾向にあったため、積雪による海水を押し下げる効果が他の年より強く、 -8.3 cm という大きな負の水高を形成して冠水が生じたと考えられる。

浸み上がりや冠水により形成される濡れ雪や冠水雪は、再凍結することでゆき氷を形成する (Takizawa, 1985; Lange *et al.*, 1990)。積雪が浸み上がりや冠水の影響を受けて変質すると、密度が増加するため、積雪の自重による海水を押し下げる効果がさらに増加する。海水の構造を解析した結果、2007 年の海水には図 7 に示す偏光薄片写真のように全層で粒状結晶が見られたことから、ゆき氷の形成による積雪の水厚増加への寄与が認

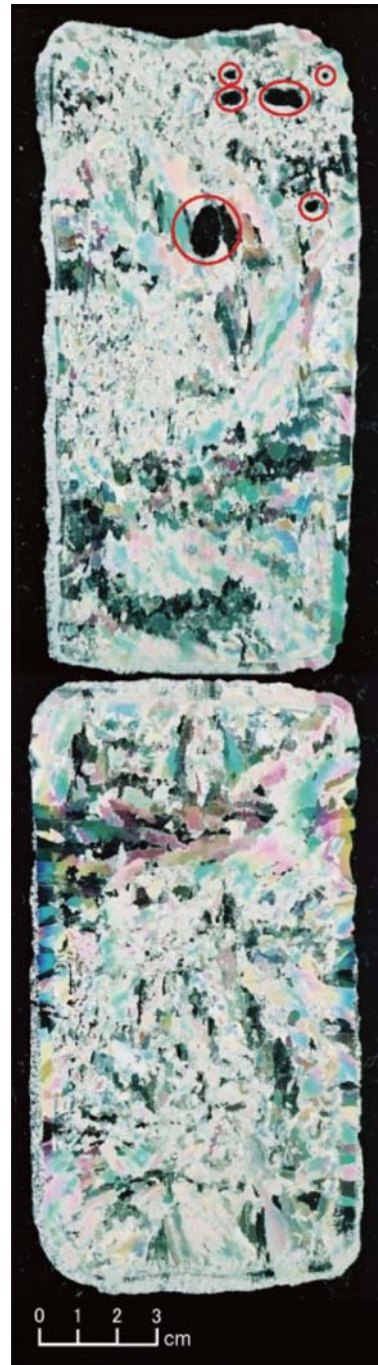


図 7 2007 年 2 月 20 日に、定点観測地点で採取した海水氷コアの偏光薄片写真。コア長は 32 cm である。空隙を赤丸で示す。

められた。なお、ゆき氷を構成する、粒状結晶層におけるブラインチャネルの形成には不明な点が多い。しかし、図 7 より、表面から 6 cm 深の間に複

数の空隙が観察された。また, Ukita *et al.* (2000) による, オホーツク海で採取された蓮葉氷の表面から 9 cm 深の間における粒状結晶層に空隙が観察された事例や, Tison and Verbeke (2001) による, 低温室での粒状結晶層におけるブラインチャネルの形成実験の報告があることから, 短冊結晶層と同じく, ゆき氷内部にも浸み上がりや冠氷の発生に関わる通水路のようなものが形成され得ると考えられる。

海水の透水性について, Golden (2001) はブライン体積比が 5% 以上のとき (塩分濃度が 5 ppt の海水であれば -5°C 以上), 海水は透水性を持つと報告している。Frankenstein and Garner (1967) によれば, ブライン体積比 ν_b (%) は式 (1) で求められる。

$$\nu_b = \frac{S}{10} \left(\frac{49.185}{\theta} + 0.532 \right),$$

$$-0.5^{\circ}\text{C} \leq \theta \leq -22.9^{\circ}\text{C}. \quad (1)$$

ここで, S は海水の塩分濃度 (ppt), θ は海水の温度の絶対値 ($^{\circ}\text{C}$) を示す。2007 年の観測で測定した海水の温度は, -1.5°C から -2.0°C の範囲内であり, 式 (1) の境界条件を満足する。また, 海水の全層塩分濃度は, 浸み上がりおよび冠氷が観測されなかった佐呂間別川河口付近の観測地点を除けば 3.5 ppt 以上であった。ブライン体積比は水温が低い場合に小さくなるが, 海水の温度を実測値の最小値である -2.0°C として計算した場合でも, 河口付近の観測地点を除く場所では, 10.6%, 16.1%, 9.0% と求まり, 透水性を持つと判断できる。

佐呂間別川河口付近で採取した海水の全層塩分濃度は, 0.6 ppt と低い値を示した。これは河川水の影響による海水の低塩分化が原因であると考えられる。佐呂間別川河口付近における海水の塩分濃度低下は, Kawamura *et al.* (2004b) にも報告があり, 観測年により異なるものの, 海氷底面付近では 5 ppt から 10 ppt, 水深 5 m の地点では 17 ppt から 30 ppt という値が示されている。佐呂間別川河口付近で採取した海水のブライン体積比は, 水温を -2.0°C として式 (1) より求めた結果 1.5% であった。また, このときの同地点の水高は

-4.0 cm であった。したがって, この地点で冠氷が観測されなかったのは, 海水が透水性を持っていなかったためであると考えられる。

一方, 2006 年では, 13 点で測定した海水の全層温度と塩分濃度の平均値を用いて, 式 (1) よりブライン体積比を計算した結果 18.0% であり, 透水性が認められた。これより, 2006 年で冠氷が観測されなかった理由は, 表 1 に示すとおり水高がほぼ 0 cm であったためと考えられる。

4.2 浸み上がりや冠氷が雪温へ与える影響

定点観測の結果より, 浸み上がりや冠氷が観測されなかった 2006 年は, 積雪全層で温度が変化した。一方, 浸み上がりや冠氷が観測された 2007 年では, 積雪底面から 4 cm 上までの雪温がほぼ -2°C で等温状態となった (図 4)。積雪下部の温度は, 積雪上部と比較して気温や日射の影響を受けにくいため, 浸み上がりや冠氷が無い場合でも積雪上部の温度に比べて変化しにくい, 積雪下部が浸み上がりおよび冠氷の影響を受けた場合は, さらに気温変化の影響を受けにくくなると推察される (図 4)。この傾向は, 図 5 に示す温度の連続測定結果からも見ることができる。気温低下が大きい場合は, 図 6 に示す A および E のように, 積雪底面から 4 cm 上までの間の雪温が他の 3 つと比較して大きく変化する。しかしながら, 浸み上がりや冠氷の影響を受けていると考えられる, 積雪底面から 2 cm 上および 4 cm 上における雪温の最大値 (B) と最小値 (A) の差は, それぞれ 0.7°C , 1.5°C であり, 積雪底面から 8 cm 上における 7.2°C の差に比べれば僅かな温度差と言える。このことから, 水分を多く含む積雪下部の温度変化は, 積雪上部における乾雪の温度変化に比べて小さい傾向にあることが分かる。なお, 図 6 の A では図 5 に示すように気温が徐々に約 -8°C まで低下したため, 冠氷の影響にも関わらず, 積雪底面から 8 cm 上の雪温が極小値を示したとき, 積雪底面から 2 cm 上の雪温も極小値に近い値を示した。一方, 図 6E では気温が急激に低下し, 深さ方向の雪温変化に遅れが生じたため, 積雪底面から 8 cm 上の雪温が極小値を示したとき, 積雪底面から 2 cm 上の雪温は小さな変化に留まった。

2007 年の観測結果から, 積雪下部の鉛直温度分布が約 -2°C で等温状態を示したことを考える。

Sturm *et al.* (1998) による南極海水域における観測では, 積雪深 80 cm で気温 -12.0°C のとき, 冠水後の雪温の鉛直温度分布が -2°C から -3°C で等温状態となることが示され, Kottmeier *et al.* (2003) では, 冠水発生と推察できる時点以降の雪温および海水の鉛直温度分布が, -3°C から -5°C で等温状態となることが示されている. また, Kojima *et al.* (2005) による室内実験では, 冠水後における海水上の積雪の鉛直温度分布が水温とほぼ等しくなることが示されており, 積雪下部の鉛直温度分布が等温状態を示した 2007 年の観測結果は, 以上の既往研究と調和的である.

4.3 乾雪と濡れ雪および冠水雪の温度特性

乾雪と濡れ雪および冠水雪の温度変化について, 定点観測による雪温の連続測定値と塩分濃度および密度の測定結果から, 熱拡散係数を求めて考察する. 熱拡散係数は, 温度変化に対する応答の速さ, すなわち温度変化のしやすさに相当する. 表 3 における, 積雪底面からの各高さ (z_h) について, z_h を中心とした上下 1 cm の範囲内における熱拡散係数を計算した. ただし, 一印で示す箇所については, 異なる雪質の境界層であるため計算から除外した.

4.3.1 計算方法とパラメータ設定

熱拡散係数 α (m^2s^{-1}) は式 (2) で表される.

$$\alpha = \frac{k}{c\rho}. \quad (2)$$

ここで, k は熱伝導率 ($\text{W m}^{-1}^{\circ}\text{C}^{-1}$), c は比熱 ($\text{J kg}^{-1}^{\circ}\text{C}^{-1}$), ρ は密度 (kg m^{-3}) を示す.

(1) 熱伝導率および密度

乾雪の熱伝導率 k_s は, Sturm *et al.* (1997) より式 (3) で表される.

$$k_s = 0.138 - 1.01 \times 10^{-3} \rho_s + 3.233 \times 10^{-6} \rho_s^2, \\ 156 \leq \rho_s \leq 600. \quad (3)$$

ここで, ρ_s は乾雪の密度であり, 実測値から 300 kg m^{-3} とした.

濡れ雪および冠水雪の熱伝導率 k_{wet} ($\text{W m}^{-1}^{\circ}\text{C}^{-1}$) は, Schwerdtfeger (1963) より式 (4) で表される.

$$k_{\text{wet}} = \frac{2k_i + k_b - 2\nu_b(k_i - k_b)}{2k_i + k_b + \nu_b(k_i - k_b)} k_i. \quad (4)$$

ここで, k_i, k_b は純氷とブラインの熱伝導率 ($\text{W m}^{-1}^{\circ}\text{C}^{-1}$) であり, 小野 (1968) より,

$$k_i = 2.240 - 0.01075 \theta, \quad (5)$$

$$k_b = 0.5234 + 0.01256 \theta + 0.0000586 \theta^2, \quad (6)$$

で表される. ν_b はブライン体積比であり, 定点観測による雪温の連続測定値と塩分濃度の測定結果を式 (1) に入力して求めた. 表 3 に示すとおり, 2 月 19 日 14 時 22 分の濡れ雪については塩分濃度を測定していないため, 2 月 19 日 10 時 15 分における濡れ雪の値を用いた. なお, 浸み上がりや冠水を考慮した海水上の積雪の熱伝導率について, Maksym and Jeffries (2000) は式 (4) を用いており, 本研究でも同様の式を用いた. 濡れ雪の密度 ρ_1 は, Eicken *et al.* (1995) による $\rho_1 = 1.5\rho_s$ と乾雪の密度の実測値 ($\rho_s = 300 \text{ kg m}^{-3}$) より 450 kg m^{-3} とした. 冠水雪の密度 ρ_2 は, 海水の密度を 1025 kg m^{-3} , 海水の密度を 900 kg m^{-3} とし, その平均値の 963 kg m^{-3} を用いた.

(2) 比熱

濡れ雪および冠水雪の比熱 c_{wet} ($\text{J kg}^{-1}^{\circ}\text{C}^{-1}$) は, 小野 (1968) より式 (7) で求められる.

$$c_{\text{wet}} = 2.114 \times 10^3 + 7.536 \theta - 3.349 S + 0.08374 S \theta \\ + 1.805 \times 10^4 \frac{S}{\theta^2}. \quad (7)$$

ここで, S は濡れ雪および冠水雪の塩分濃度 (ppt) を示す. 乾雪の比熱 c_s ($\text{J kg}^{-1}^{\circ}\text{C}^{-1}$) は, 式 (7) において $S=0$ (ppt) として求められる.

4.3.2 乾雪と濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数

定点観測結果に対する, 乾雪と濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数の計算結果を表 4 にまとめる. 濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数は, 乾雪の熱拡散係数と比較して 1 桁から 2 桁小さい値となった.

2 月 19 日 14 時 22 分において, $z_h = 8 \text{ cm}$ の濡れ雪の熱拡散係数が $z_h = 6 \text{ cm}$ の濡れ雪の値より

表 4 表 3 に示す各高さ (z_h) における, 積雪の熱拡散係数. 一印で示す箇所は, 異なる雪質の境界層のため計算から除外した.

時 刻	2月19日10:15		2月19日14:22		2月20日9:35	
積雪深	12cm		14cm		12cm	
z_h (cm)	α ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	状態	α ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	状態	α ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	状態
8	2.0×10^{-7}	乾雪	4.7×10^{-9}	濡れ雪	2.0×10^{-7}	乾雪
6	—	—	1.0×10^{-8}	濡れ雪	2.0×10^{-7}	乾雪
4	3.0×10^{-8}	濡れ雪	—	—	—	—
2	3.0×10^{-8}	濡れ雪	8.4×10^{-9}	冠水雪	2.7×10^{-7}	濡れ雪

小さい理由は, ブライン体積比が大きく算出され, 熱伝導率が小さく求められたためである. 2月20日9時35分において, 濡れ雪の熱拡散係数が乾雪の値と同程度である理由は, 前述の目視観察結果のとおり, 浸み上がった水分量が少なかったため, ブライン体積比が小さく算出され, 熱伝導率が他の濡れ雪の値より2倍から4倍大きく求められたためである.

小野 (1968) は, 海水の熱拡散係数が温度により著しく変化するとし, 融点付近における熱拡散係数は, -8°C 付近における値と比較して約3桁小さくなると報告している. これは, 融点付近において海水のブライン体積比が増大し, 海水に含まれる水分量が増加するためである. このことから, 多量の塩水を含む濡れ雪や冠水雪の熱拡散係数も海水の場合と同じく, 温度と塩分濃度に大きく影響を受けると解釈できる. 以上より, 図4b) および図5に示す, 乾雪の温度変化より冠水雪の温度変化が小さい理由は, 濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数が乾雪の値より1桁から2桁小さいためであると結論できる.

5. まとめ

浸み上がりや冠水が海氷上の積雪の温度へ与える影響を調べるため, 2006年と2007年の2月に, 北海道サロマ湖の定着氷上において, 海氷上の積雪に着目した観測を行った. 特に, 2007年の観測では浸み上がりや冠水の影響を受けた海氷上の積雪の状態を観察し, これに対応する温度の連続測定を行った. 得られた結果を以下にまとめる.

- (1) 2006年の定点観測では, 浸み上がりおよび冠水は観測されなかった. 一方, 2007年では,

浸み上がりおよび冠水が観測された. この理由は, 2006年より2007年において氷厚が小さく積雪深が大きい傾向にあったことと, それに起因して2007年では冠水発生に必要な2つの条件, すなわち(1)負の氷高の形成, (2)海水が透水性を持つ, が満たされていたためである.

- (2) 2006年の雪温は, 気温変化の影響を受け積雪全層で変化した. 一方, 2007年では積雪上部における乾雪の温度は気温に対応する温度変化を示したが, 積雪底面から4cm上までの間では浸み上がりおよび冠水の影響により, 気温変化によらず $-2.2 \pm 0.2^\circ\text{C}$ と小さな温度変化であり, 鉛直温度分布は等温状態となった.
- (3) 水分を多く含む積雪は, 乾雪と比較して温度変化が小さいという観測結果を, 温度と塩分濃度の実測値より乾雪と濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数を求めることで考察した. その結果, 濡れ雪および冠水雪の熱拡散係数は, 乾雪の値より1桁から2桁小さくなることが分かり, このことが濡れ雪および冠水雪の小さな温度変化の原因であると結論できる.

謝 辞

観測に際しては中川修氏, 情報通信研究機構および国立極地研究所に便宜を図っていただいた. データ取得には, 千葉大学環境リモートセンシング研究センターの西尾文彦教授, Josaphat Tetuko Sri Sumantyo 准教授, 同大学院生の長谷川歩美氏, 乙坂剛匡氏, 北見工業大学 (日本学術振興会特別研究員) の谷川朋範博士, 日本大学の若林裕

之教授, 千葉大学および北見工業大学の学生諸氏, その他関係機関の多くの方々の協力を得た。千葉大学 (現 新潟大学) の浮田甚郎特任教授には, サロマ湖における冠水の発生機構と冠水雪の形成について議論をいただいた。また, 2 名の査読者および論文担当委員の滝沢隆俊博士からは多くの的確なご指摘と助言をいただき, 十分な改稿を行うことができた。以上の方々に衷心から感謝の意を表したい。本研究の一部は, 科学研究費基盤 B「北海道東部における雪氷災害のマイクロ波遠隔計測および予測システムの開発」(代表: 榎本浩之) および, 財団法人日本科学協会より笹川科学研究助成を受けて実施した。

文 献

- Crocker, G.B. and Wadhams, P., 1989: Modelling Antarctic fast-ice growth. *J. Glaciol.*, **35**, 3-8.
- Eicken, H., Lange, M.A., Hubberten, H.-W. and Wadhams, P., 1994: Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Ann. Geophys.*, **12**, 80-93.
- Eicken, H., Fischer, H. and Lemke, P., 1995: Effects of the snow cover on Antarctic sea ice and potential modulation of its response to climate change. *Ann. Glaciol.*, **21**, 369-376.
- Frankenstein, G. and Garner, R., 1967: Equations for determining the brine volume of sea ice from -0.5°C to -22.9°C . *J. Glaciol.*, **6** (48), 934-944.
- Golden, K.M., 2001: Brine percolation and the transport properties of sea ice. *Ann. Glaciol.*, **33**, 28-36.
- Jeffries, M.O., Shaw, R.A., Morris, K., Veazey, A.L. and Krouse, H.R., 1994: Crystal structure, stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) and development of sea ice in the Ross, Amundsen, and Bellingshausen seas, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **99** (C1), 985-995.
- 河西 孝・小野延雄, 1984: 薄い海水中におけるブラインの上方移動に関する実験的研究. *低温科学*, **A43**, 149-155.
- Kawamura, T., Matsubaya, O., Sato, A. and Kamata, Y., 2004a: An experimental study on snow and superimposed-ice formation on sea ice. *Proc. 17th IAHR Symp. on Ice*, Saint Petersburg, Russia, 258-267.
- Kawamura, T., Shirasawa, K., Ishikawa, M., Takatsuka, T., Daibou, T. and Leppäranta, M., 2004b: On the annual variation of characteristics of snow and ice in Lake Saroma. *Proc. 17th IAHR Symp. on Ice*, Saint Petersburg, Russia, 212-220.
- Kojima, S., Kawamura, T. and Enomoto, H., 2005: Preliminary study of the transition of sea ice during the melting process. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **19**, 108-119.
- Kottmeier, C., Frey, K., Hasel, M. and Eisen, O., 2003: Sea ice growth in the eastern Weddell Sea in winter. *J. Geophys. Res.*, **108** (C4), 3125, doi: 10.1029/2001JC001087.
- Lange, M.A., Schlosser, P., Ackey, S.F., Wadhams, P. and Dieckmann, G.S., 1990: ^{18}O concentrations in sea ice of the Weddell Sea, Antarctica. *J. Glaciol.*, **36** (124), 315-323.
- Maksym, T. and Jeffries, M.O., 2000: A one-dimensional model of flooding and snow ice formation on Antarctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **105** (C11), 26313-26331.
- Massom, R.A., Drinkwater, M.R. and Haas, C., 1997: Winter snow cover on sea ice in the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, **102** (C1), 1101-1117.
- Massom, R.A., Lytle, V.I., Worby, A.P. and Allison, I., 1998: Winter snow cover variability on East Antarctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **103** (C11), 24837-24855.
- 中村和樹・西尾文彦・若林裕之, 2000: 合成開口レーダによるサロマ湖の水厚分布推定への適用研究. *雪氷*, **62**, 537-548.
- 小野延雄, 1968: 海水の熱的性質の研究VI. *低温科学*, **A26**, 329-349.
- Petrich, C., Langhorne, P.J. and Sun, Z.F., 2006: Modelling the interrelationships between permeability, effective porosity and total porosity in sea ice. *Cold. Reg. Sci. Technol.*, **44**, 131-144.
- Schwerdtfeger, P., 1963: The thermal properties of sea ice. *J. Glaciol.*, **4**, 789-807.
- Shirasawa, K., Leppäranta, M., Saloranta, T., Kawamura, T., Polomoshnov, A. and Surkov, G., 2005: The thickness of coastal fast ice in the Sea of Okhotsk. *Cold. Reg. Sci. Technol.*, **42**, 25-40.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M. and Morris, K., 1997: The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.*, **43**, 26-41.
- Sturm, M., Morris, K. and Massom, R., 1998: The winter snow cover of the West Antarctic pack ice: Its spatial and temporal variability. In *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*, Antarct. Res. Ser., vol. **74**, edited by M.O. Jeffries, AGU, Washington, D. C., 19-40.
- Sturm, M., Holmgren, J. and Perovich, D.K., 2001: Spatial variations in the winter heat flux at SHEBA: estimates from snow-ice interface tem-

- peratures. *Ann. Glaciol.*, **33**, 213–220.
- Takizawa, T., 1985: Salination of snow on sea ice and formation of snow ice. *Ann. Glaciol.*, **6**, 309–310.
- 滝沢隆俊・若土正暁, 1982: 海氷上の積雪. *低温科学*, **A41**, 159–165.
- Tison, J.-L. and Verbeke, V., 2001: 3-D chlorinity/salinity distribution patterns in experimental granular sea ice. *Ann. Glaciol.*, **33**, 13–20.
- Toyota, T., Takatsuji, S., Tateyama, K., Naoki, K. and Ohshima, K.I., 2007: Properties of sea ice and overlying snow in the Southern Sea of Okhotsk. *J. Oceanogr.*, **63**, 393–411.
- Ukita, J., Kawamura T., Tanaka, N., Toyota, T. and Wakatsuchi M., 2000: Physical and stable isotopic properties and growth processes of sea ice collected in the southern Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **105** (C9), 22083–22093.
- Worby, A.P., Massom, R.A., Allison, I., Lytle, V.I. and Heil, P., 1998: East Antarctic sea ice: a review of its structure, properties and drift. In *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*, *Antarct. Res. Ser.*, vol. **74**, edited by M.O. Jeffries, AGU, Washington, D.C., 41–67.

Effect of brine wicking and flooding on temperature of snow on sea ice

Shinsuke KOJIMA^{1)*}, Kazuki NAKAMURA²⁾, Kazuhiro NAOKI³⁾
and Hiroyuki ENOMOTO¹⁾

1) Kitami Institute of Technology, 165 Koen-cho, Kitami, Hokkaido 090-8507

*2) National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST),
Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567*

3) Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263-8522

**: Present address: Toyo Engineering Works Ltd.*

1634 Shimotsuruma, Yamato, Kanagawa 242-0001

Abstract: Field observations were carried out at Lake Saroma in February 2006 and 2007 to investigate the temperature of snow on sea ice affected by brine wicking and seawater flooding. In 2007, brine wicking caused by the capillary suction of snow and flooding were investigated. Continuous recording of the temperature of the snow cover on sea ice was also carried out while investigating the snow condition. We found out that the vertical temperature profile in wet snow or flooded snow formed in the lower parts of the snow cover was near-isothermal at around -2°C , irrespective of the fluctuations in the air temperature. Comparison to data from 2006, when flooding was not observed, revealed the influence of large water content on temperature within the snow cover. The thermal diffusivity of wet snow and flooded snow was found out to be one to two orders of magnitude smaller than that of dry snow. We concluded that the smaller value of the thermal diffusivity of wet snow and flooded snow causes smaller temperature fluctuations compared to dry snow.

(2007 年 8 月 28 日受付, 2007 年 12 月 3 日改稿受付, 2008 年 1 月 18 日再改稿受付,
2008 年 3 月 31 日再々改稿受付, 2008 年 4 月 17 日受理, 討論期限 2009 年 1 月 15 日)