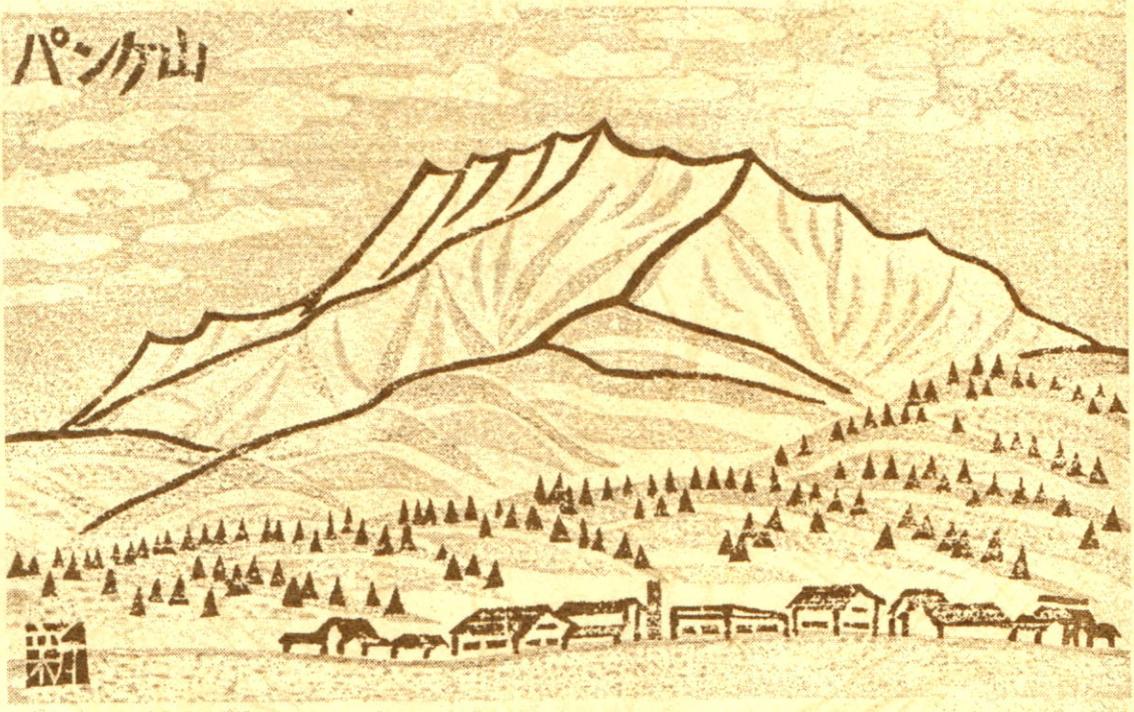


I S S N - 1 3 4 0 - 7 3 6 8

(社)日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

第21号



2002年8月

発行 (社)日本雪氷学会北海道支部

目次

巻頭言	1
2002年度研究発表会発表論文	2
2001年度事業報告	71
2001年度会計報告	73
2002年度事業計画	74
2002年度会計計画	75
2002年度北海道支部役員名簿	76
日本雪氷学会と道内関係機関のホームページ	77
社団法人日本雪氷学会北海道支部規約	78

(表紙 画：斉藤新一郎、題字：福沢卓也)

巻 頭 言

支部幹事長 西村浩一（北大低温科学研究所）

昨年度の冬は2001年12月上旬に1mにも達する記録的な大雪が降ったのち、今度は一転して暖冬少雪というきわめて大きな振れ幅で経過いたしました。2002年1月20日すぎの大雨にも驚かされました。これらが地球温暖化の影響か否かはともかくとして、雪氷災害にも質的变化があらわれていることは確かなようです。我々の研究姿勢もこうした自然の変化にフレキシブルに対応していく必要があります。

さてその研究活動の基盤となるべき学会は、今多くの問題を抱えております。今日の日本が直面している経済不況や財政赤字とそれに基づく閉塞感、そのまま雪氷学会の現況にもあてはまるようです。支部財政もかなりひっ迫した危機的な状況にあり、このままでは数年後の活動費がゼロということにもなりかねません。財政再建に向け、本部理事の方々を中心に種々の方策が議論されているようですが、是非早急な解決を期待したいものです。

一方、北海道支部の活動状況はどうかと申しますと、他支部と比較いたしまして必ずしも活発であるとは言い切れなようです。研究発表会、地方講演会等の恒例行事は関係者の方の御尽力、御協力により途切れることなく続いてまいりましたが、はたしてそれだけで一般会員の方にも魅力的な学会となっているかは議論が必要なところではあります。北海道支部には雪氷研究で中心的な活躍をされ、学会賞を授与された方が数多くいらっしゃいますが、必ずしも支部会の活動に積極的に参加されていない現状は大変残念なことです。研究の細分化も一因かと思われそうですが、地域への積極的な貢献を是非お願いしたいと思えます。我々の偉大な先輩である中谷宇吉郎先生も「風土にあった研究・役に立つ研究を大切にしないといけない」というのが口癖であったと聞いております。

クリエイティブイルネス（創造の病）という言葉をご存知でしょうか。エレンベルガーが、精神分析で有名なフロイトやユングを研究するなかで、「二人とも完全に病気があったが、その混乱状態を本人が克服して統合することで、壮大なクリエイションが起こり、結果として学問体系が出来上がった。これをクリエイティブイルネスと言っても良いのではないか」という説を「無意識の発見」という著書の中で唱えたのです。その後も大発見、大発明、優れた芸術作品や文学作品は、病が治っていく過程で生まれてくることが多いことが判明し、このクリエイティブイルネスが注目されるようになりました。我々も現在かかえている問題点を前向きに総括し克服していくことで、困難をクリエイティブイルネスへと転換していかなくてはなりません。幸いにも2002年6月12日に開催されました研究発表会には18件の発表があり、参加者も80人をこえるという久方振りの盛況となりました。毎年開催場所探しに頭を悩ませる地方講演会ですが、こちらも関係者のご努力により、数個所の市町村から積極的な問い合わせをいただいております。先月、幹事間の意見交換の場としてメーリングリストを立ち上げました。まだまだ十分に機能してはおりませんが、課題となっているホームページの創設、少ない活動費の中でいかに有効な活動を展開していくか等の問題について議論を始めていきたいと考えております。会員の皆様からも様々な機会を通じ、活発なご意見をお聞かせいただければ幸いです。

2002 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 目次

日 時： 2002 年 6 月 12 日（水）10:00～16:00

場 所： 北海道大学学術交流会館 第一会議室

1. 冬期の積雪底面融解量の流域内での不均一性 -----	3
佐藤大輔、山崎学、石井吉之（北大低温研）	
2. 水質及び酸素同位体比からみた多雪山地流域の融雪流出 -----	7
山崎学、石井吉之（北大低温研）	
3. 岩塊斜面の空気対流を示す積雪構造 - 北海道中央部、然別火山群山城の例 - -----	11
澤田結基（北大大学院地球環境）	
4. モレーン堰き止め水河湖の形成機構に関する一考察 -----	15
山田知充（北大低温研）、坂井亜規子・内藤 望（名大地球環境研）	
5. サーマルマッピングによる路面凍結要注意箇所の抽出 -----	19
宮本修司、浅野基樹（開発土木研究所）	
6. 雪崩によって生ずる地震動の観測 -----	23
今西伸行（北大低温研）、森谷武男（北大理）、山田知充、西村浩一（北大低温研）	
7. 雪崩危険度判定に関する一考察 -----	27
三好達夫、加治屋安彦、福澤義文、松澤勝、山際祐司（北海道開発土木研究所） 下澤徹也、三岡孝文（アジア航測株式会社）	
8. 各種屋根葺材を用いた実大屋根で発生する滑雪の観測 -----	31
千葉隆弘（㈱雪研スノーイーターズ）、小林敏道（(有)コバ建築事務所） 苫米地 司（北海道工業大学建築学科）	
9. 電線表面温度と気象因子の関連調査 -----	35
高山健、守護雅富、岡本誠、大浦久到（北海道電力㈱）	
10. 屋外変電設備の冠雪とその抑制対策効果について -----	39
池田豊、木村宏義、小林雅彦（北海道電力㈱）	
11. 防雪柵の防雪容量に関する基礎研究 -----	42
松沢勝、福沢義文、伊東靖彦、加治屋安彦（開発土木研究所） 阿部正明（北海道開発技術センター）、永田泰浩（日本気象協会）、竹内政夫（雪研 S E）	
12. 道路上における吹雪時の視程と高さの関係 -----	46
松沢勝（開発土木研究所）、竹内政夫、小林利章（日本気象協会）	
13. 排雪害をとまなう狩勝峠の盛り土法面へ植栽された木本類の成長経過 -----	50
斎藤新一郎（専大北短大）、鳥田宏行（道立林試）	
14. 海水の成長および融解過程における表面状態とアルベドの変化 -----	54
小嶋真輔（北見工大）、榎本浩之（北見工大／観測フロンティア）	
15. 暗視野照明の顕微鏡によるベントレー式雪結晶写真の撮影法 -----	58
油川英明、尾関俊浩（北教大岩見沢校）、島村 誠（北大低温研）	
16. 氷晶レプリカの簡単な作成方法 -----	62
平松和彦（北海道旭川西高等学校）	
17. 衛星データによる準リアルタイム雪氷圏情報の作成 -----	64
荻野裕司、伊賀久晃（北見工大）、榎本浩之（北見工大／観測フロンティア）	
18. 気温測定用通風筒の温度特性と問題点 -----	67
佐藤研吾、高橋修平、亀田貴雄（北見工大）	

冬の積雪底面融解量の流域内での不均一性

佐藤大輔・山崎学・石井吉之（北大低温研）

1. はじめに

積雪底面融解は土層から供給される地中熱流量と積雪底面付近から積雪表層に向かう積雪中熱流量との収支の結果として起こる現象であり、河川の冬期渇水量を評価する上で重要である。小島（1982）は、底面融解量が気温や積雪深に応じて、場所や積雪中の熱輸送などによって変化することを報告しているが、森林を含んだ山地流域内における底面融解量の観測例や研究は非常に少ない。そこで、山地流域内での底面融解量およびその不均一性を明らかにするために、多点観測を行った。

2. 観測概要

観測は2001年11月から2002年3月中旬までに、北海道大学雨龍研究林内の母子里試験流域（約1.2km²）で行った（図1）。標高、斜面の向き、森林の有無などの異なる8点において、月1回の積雪断面観測、および地温（5cm深）、雪温（地面から10cm）、地表面温度の連続測定を行い、断面観測法と熱流量計算法とから底面融解量を求めた。地表面温度は、断面観測時にも測定した。さらに、観測露場と山頂においては、大型積雪ライシメータ（3.6m×3.6m）を使って底面融解量を測定した。

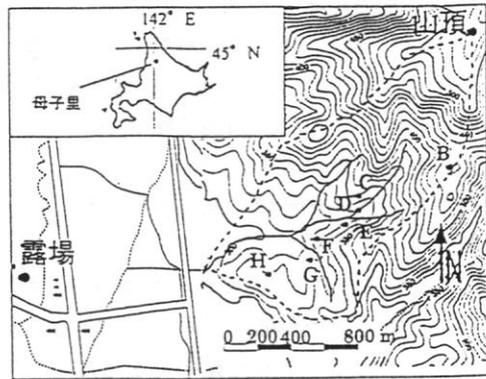


図1 母子里試験流域

3. 熱伝導率

地中熱流量と積雪中熱流量を計算するために必要な地中熱伝導率 (K_G) と積雪中熱伝導率 (K_S) は、それぞれ、(1) 式、(2) 式を用いて求めた（単位： $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ ）。

$$K_G = 0.14V_s + 0.56V_L \quad (1)$$

$$\log_{10}K_S = -1.1 + 2.2 \times 10^{-3} \rho_s \quad (2)$$

ここで、 V_s と V_L はそれぞれ土壌の固相率と液相率、 ρ_s は積雪の密度 (kg/m^3) である。12月上旬に露場において100ccの土壌コアサンプルを3回採取し、三相割合を求めた。その結果、固相率は0.28、液相率は0.52という値を得た。(2) 式は和泉・藤岡（1975）の実験式であり、積雪底面付近の密度の値は、積雪断面観測から得た。

4. 観測結果と考察

12月から2月までの露場におけるライシメータによる底面融解量の測定値と、熱流量計算から求めた底面融解量を図2に示す。両者はほぼ近い値となった。これにより底面融解量を見積もるのに、熱流量計算法が適切であることが確かめられた。さらに、露場と山頂のライシメータの測定値を図3に示す。山頂の底面融解量は、露場に比べて著しく小さな値となった。この差が何によってもたらされているのかを明らかにするために、熱流量計算による底面融解量の見積もりを12月前半、12月後半、1月、2月の4期間に分けて示した(表1)。露場に比べ山頂の融解熱は小さい。これは山頂の積雪中熱流量が露場に比べ大きいためである。このため、底面融解量の差は積雪中熱流量に大きく影響されることが分かった。

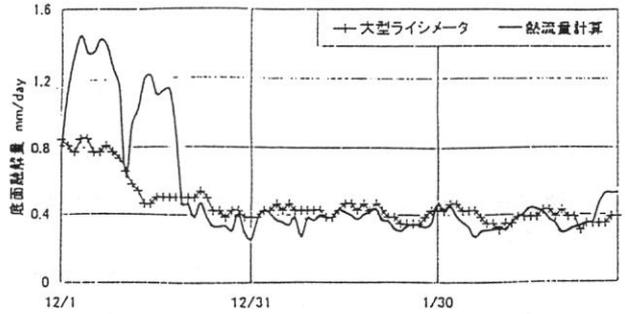


図2 ライシメータと熱流量計算から求めた露場の底面融解量

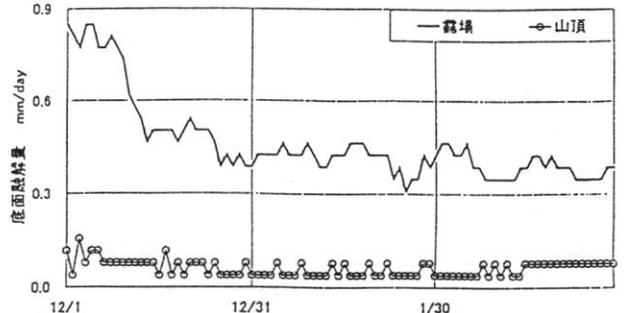


図3 ライシメータから求めた露場と山頂の底面融解量の比較

積雪中熱流量は、密度から計算される熱伝導率と、地表面と雪温の差の積で求められる。地表面温度は、断面観測より 0℃であったため、雪温が地表面と雪温の差となる。そこで、露場と山頂の積雪中熱流量の差をもたらしている要因を明らかにするために、露場と山頂の密度プロファイルを図4に、積雪中熱流量の計算結果を表2に示す。

表1 熱流量計算による底面融解量の見積もり

露場

	地中熱流量 A	積雪中熱流量 B	融解熱 A-B	底面融解量
12月前半	3270 W/m ²	659 W/m ²	2611 W/m ²	28.1 mm
12月後半	2430	718	1712	18.4
1月	2850	1080	1770	19.0
2月	1840	693	1147	12.3

山頂

	地中熱流量 A	積雪中熱流量 B	融解熱 A-B	底面融解量
12月前半	2020 W/m ²	1910 W/m ²	110 W/m ²	1.2 mm
12月後半	1650	1460	191	2.1
1月	2020	1710	310	3.4
2月	1670	1510	160	1.7

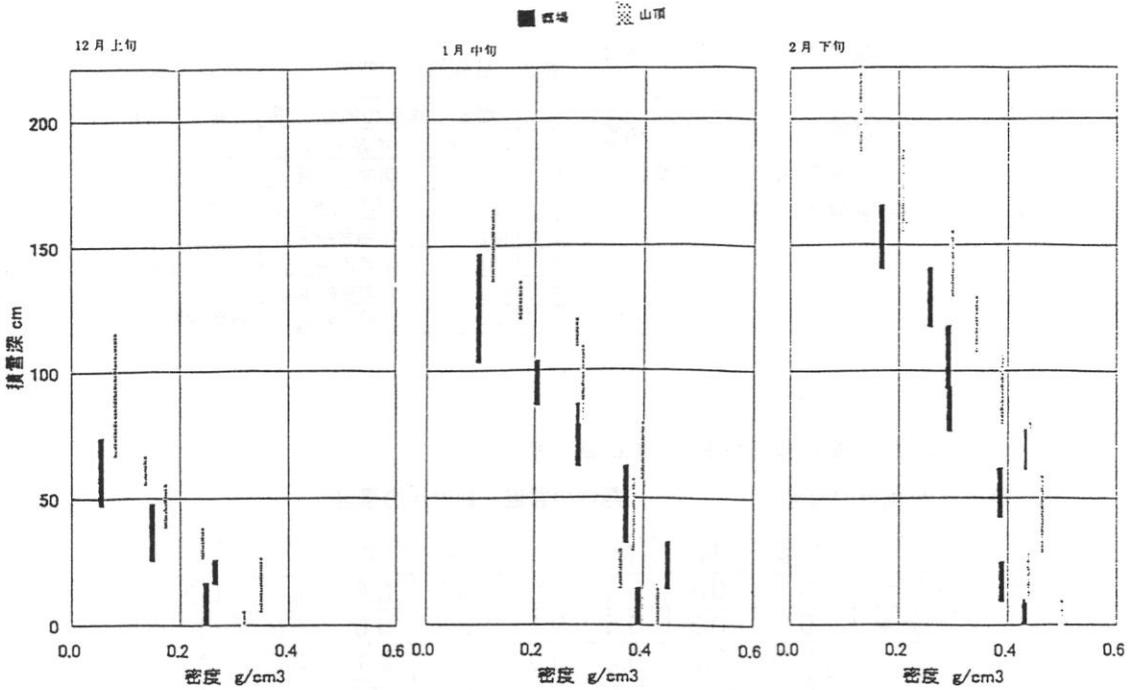


図4 露場と山頂の密度プロファイル

表2 積雪中熱流量の計算結果

露場

	雪温 A	温度勾配 B=A/0.1	密度	熱伝導率 C	積雪中熱流量 B C	積雪深 (期間平均)
12月前半	-0.25 °C	2.5 °C/m	0.26 g/cm ³	0.29 W·K ⁻¹ ·m ⁻¹	0.73 W/m ²	82 cm
12月後半	-0.22	2.2	0.32	0.39	0.87	121
1月	-0.19	1.9	0.39	0.57	1.08	135
2月	-0.11	1.1	0.43	0.69	0.76	162

山頂

	雪温 A	温度勾配 B=A/0.1	密度	熱伝導率 C	積雪中熱流量 B C	積雪深 (期間平均)
12月前半	-0.50 °C	4.9 °C/m	0.32 g/cm ³	0.41 W·K ⁻¹ ·m ⁻¹	2.00 W/m ²	110 cm
12月後半	-0.24	2.4	0.37	0.53	1.27	152
1月	-0.23	2.3	0.44	0.73	1.69	197
2月	-0.15	1.5	0.49	0.94	1.42	231

図4より、露場、山頂共に12月上旬、1月中旬、2月下旬と月を追うごとに密度が大きくなっている。さらに、底面付近の密度は露場に比べて山頂が常に大きくなっている。山頂は露場に比べて積雪が多いため積雪付近の密度も大きくなる。表2より、12月後半以降のような露場と山頂で雪温に差が見られない期間においても、積雪中熱流量が大きく異なる。これにより、雪温の差よりも密度によって決まる熱伝導率の大小が積雪中熱流量に大きく影響することが明らかになった。

次に、流域内各観測点 (B~H) の特徴を表3に示す。CとD、FとGはほぼ同じ標高にあり、Bは露場と山頂の中間の積雪深を持つ。これらの観測点における雪温、地温の露場との差を表4に示す。

表3 各観測点の特徴

	標高	斜面の向き・位置	植生	積雪深 (1月)
B	440 m	標高440m	ササ	128 cm
C	340	南向き斜面	ササ	164
D	330	河川近傍	ササ	156
E	340	北向き斜面	ササ	154
F	320	南向き斜面	ササ	136
G	320	北向き斜面	ササ	156
H	320	北向き斜面	針葉樹林	110

表4 露場と各観測点の雪温差、地温差 (単位: °C)

露場-観測点の雪温差

露場の雪温-観測点の雪温

	山頂	B	C	D	E	F	G	H
12月前半	-0.1	-0.3	-0.5	1.6	-0.2	0.0	0.3	0.3
12月後半	-0.3	-0.3	-0.5	0.1	-0.2	0.0	0.3	-0.1
1月	-0.2	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	0.1	0.3	-0.1
2月	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1

露場と観測点の地温差

露場の地温-観測点の地温

	山頂	B	C	D	E	F	G	H
12月前半	0.2	-0.8	-0.5	-0.6	-0.6	-1.2	-0.3	0.3
12月後半	-0.1	-0.8	-0.5	-0.6	-0.6	-1.2	-0.3	0.3
1月	-0.1	-0.9	-0.6	-0.6	-0.6	-1.2	-0.6	0.1
2月	-0.1	-0.8	-0.5	-0.5	-0.6	-1.1	-0.6	0.0

流域内各観測点の積雪中熱流量は、山頂と同様に露場と異なる値を示した。これにより、流域内各観測点においても、露場と異なる底面融解量が起こると考えられる。さらに、露場、山頂に比べて、流域内各観測点の地温がかなり高いため、地中熱流量が大きくなる。このため、露場や山頂よりも底面融解量が多くなることが考えられ、流域内における底面融解量は著しく不均一になる。

参考文献

- 1) 小島賢治 (1982) 低温多雪地域の冬期間積雪下面における融雪量. 低温科学, 41, 99-107
- 2) 和泉 薫・藤岡敏夫 (1975) 積雪の変態と熱伝導率の研究 I. 低温科学, 33, 91-102

水質及び酸素同位体比からみた多雪山地流域の融雪流出

*山崎 学・石井 吉之 (北大低温研)

1. はじめに

多雪山地流域の融雪期において積雪底面から流出する融雪水(以下融雪水と呼ぶ)が地表に達してから河川に流出するまでの過程を調べるために、これまで融雪水や河川水中の塩化物イオン(Cl^-)濃度や重炭酸イオン(HCO_3^-)濃度の変化を指標として調べてきた。その結果、融雪最盛期の河川水に占める地下水の割合は大きく、また、ほぼ一定の割合を占めることがわかってきた。しかし、融雪初期において融雪水の Cl^- 濃度は地下水の Cl^- 濃度と近いこと、また、 HCO_3^- 濃度は土壤中で変化することから、融雪初期での融雪水と地下水の区別ができず、そのためこれらを用いて融雪初期の流出過程を考察することができなかった。また、融雪水と河川水の観測だけでなく地中における直接的な観測を行う必要もある。そこで本研究では、融雪水・河川水に加え山腹斜面の土壤水(深さ50cm, 100cm, 180cm)を採水し、それらの主要イオン濃度と新たに酸素安定同位体比を測定し、地中水の流出過程について考察した。

2. 観測概要

観測は北海道大学雨龍研究林内母子里試験流域(約1.2km²;標高285~535m)にて、2001年4月~5月下旬におこなった。観測露場(標高285m)において積雪全層水と大型積雪ライシメータ(3.6m×3.6m)で集められた融雪水、流域末端の量水堰における河川水、山腹斜面(標高320m;川岸から7mほど)に設置されたポーラスカップ(深さ50cm, 100cm, 180cm)による土壤水をそれぞれ採水し、イオン濃度(Cl^- など)、酸素同位体比を調べた。また、pH4.3アルカリ度を分析し HCO_3^- の溶存濃度とした。河川水と融雪水は流出量も同時に測定した。

3. 結果と考察

露場の積雪全層水と融雪水の酸素同位体比

(上段)、 Cl^- 濃度(中段)、融雪水の流出高(下段)を図1に示す。流出高の増加から融雪期は3/27から始まり、4月に入って本格的に解け始め、5/11に消雪日を迎えた。採水は4/5から始めたため、融雪期前並びに融雪期に入ってから最初の一週間程のデータは取れなかった。図1上段より融雪水の酸素同位体比は常に積雪全層水の酸素同位体比より小さく(軽く)、両者とも融

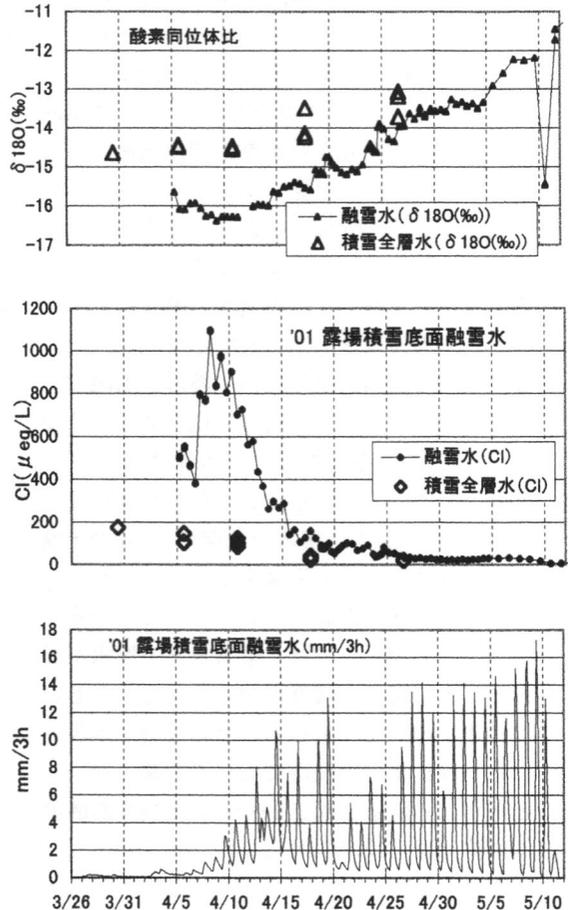


図1. 上段：露場積雪全層水と融雪水の酸素同位体比変化、中段： Cl^- 濃度変化、下段：場積雪底面融雪水の流出高

雪が進むにつれて酸素同位体比は大きく(重く)なり、その差は小さくなった。この傾向は同じサイトで行われた橋本ほか(2002)の結果と一致する。5/10に一時的に融雪水の酸素同位体比が軽くなったのは25mmの降水の影響である。図1中段では融雪水のCl濃度は融雪初期に非常に高くその後急激に濃度が低下する選択的溶出が見られた。融雪水のCl濃度は4/8 6:00に1100 $\mu\text{eq/L}$ に達し、4/5に採取した3本の積雪全層水のCl濃度(102~147 $\mu\text{eq/L}$)の約7~10倍であった。

3/26からの融雪水の積算流出高を横軸にとった時の融雪水の酸素同位体比とCl濃度の変化を図2に示す。融雪水のCl濃度は最初の100mmで400 $\mu\text{eq/L}$ ~1100 $\mu\text{eq/L}$ と非常に高く、その後、総流出高の半分が流出するころには30 $\mu\text{eq/L}$ まで低下した。一方、酸素同位体比は融雪開始から消雪まで流出高に対してほぼ一定の割合で重くなっていった。

融雪期間中の各深さにおける土壌水の酸素同位体比変化(上段)、Cl濃度変化(下段)を図3に示す。比較のため融雪水の酸素同位体比変化、Cl濃度変化もあわせて示す。深さ50cmの土壌水は酸素同位体比、Cl濃度とも融雪水の酸素同位体比、Cl濃度の変化と同じような変化をしている。このことは融雪水が深さ50cmまですぐに浸透していることを示唆する。深さ100cmの土壌水では深さ50cmの土壌水と同様に融雪水の影響を受けているが、その変化は大きく遅れている。このような変化がおこる原因としては、融雪水と土壌水が混ざることによって変化が緩慢になったこと、あるいは深さ50cmから100cmへの水の浸透が地表から50cmまでの浸透に比べて非常に遅いことが考えられる。深さ180cmの土壌水の酸素同位体比は-13.5‰から-13.3‰へ変化し、Cl濃度は250 $\mu\text{eq/L}$ から200 $\mu\text{eq/L}$ まで低下した。酸素同位体比の変化が僅かであることから、深さ180cmの土壌水は融雪水の影響を受けていないと考えられる。一方、Cl濃度の低下は融雪水の影響を示唆するものであり、酸素同位体比とCl濃度それぞれの変化を整

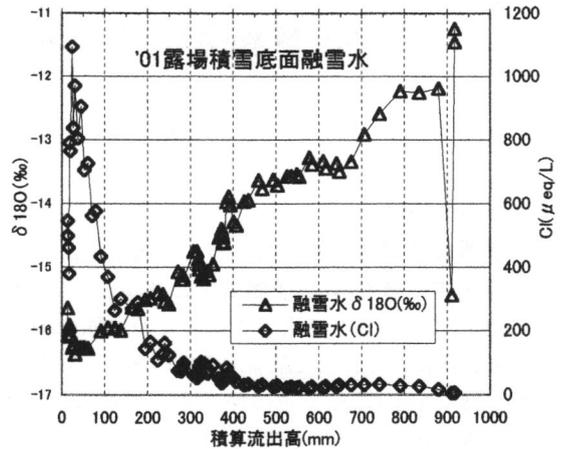


図2. 融雪水の積算流出高に対する酸素同位体比 Cl 濃度変化

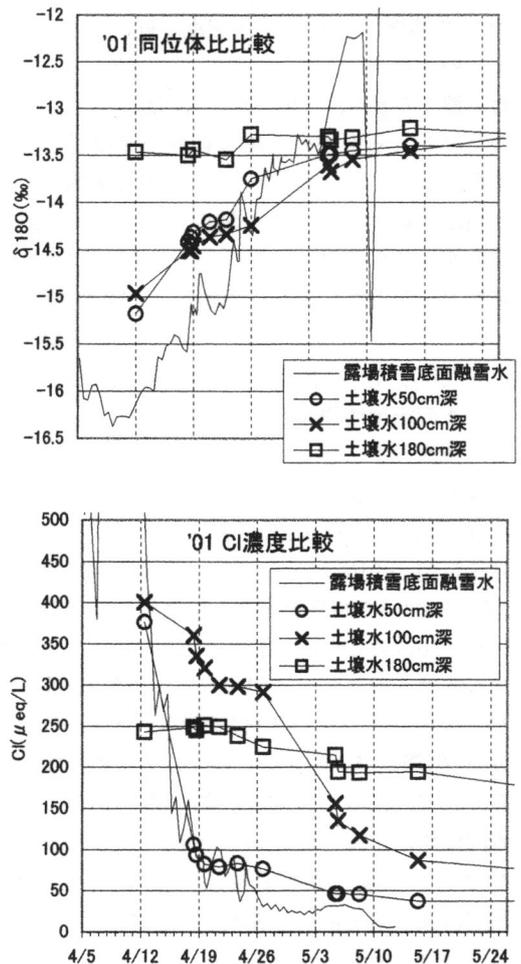


図3. 土壌水(50cm,100cm,180cm)と融雪水の酸素同位体比変化(上段)、Cl濃度変化(下段)

合的に説明できるまでには至っていない。また、土壌水を最初に採水したのは融雪期に入って2週間がたった後であったため、融雪期前から融雪初期にかけての土壌水の酸素同位体比変化、Cl 濃度変化を調べる必要もある。

融雪水と河川水の酸素同位体比変化(上段)、Cl 濃度変化(下段)を図4に示す。融雪水の酸素同位体比と Cl 濃度の変化は河川水に比べて非常に大きい。融雪流出においていかに水質の安定した地下水の寄与が大きいかがこのことからわかる。また、融雪水の酸素同位体比は融雪初期において河川水の酸素同位体比より非常に軽いことが明らかになった。このことから酸素同位体比は融雪初期の流出過程を知る上で有用な指標となることがわかった。図1上段において融雪水の酸素同位体比

が降水の影響を受けて値が大きく軽いほうへ変化したことを述べたが、その影響が河川水の酸素同位体比にも顕著に現れた。

図4における河川水の酸素同位体比変化、Cl 濃度変化がよくわかるように拡大し、河川水の流量とあわせて図5に示した。ほとんどの融雪は日射に依存するため夜間の融雪は極端に少ない。そのため河川流量は朝方に日最低流量となり、昼から夕方にかけて日最大流量となる1日周期の増減を繰り返す。図5のグラフの中で、日流量の減水時に近いときに採水した河川水の分析結果ならびに採水時の流量に×印をつけ増水時に採水した河川水の分析結果と区別した。図5上段の酸素同位体比の変化を見ると、日減水時には酸素同位体比は大きく、増水すると酸素同位体比は小さくなるという日変化を示す。融雪が進むと、融雪水の酸素同位体比が河川水の値に近づいてくるため、河川水の値の日変化は徐々に小さくなった。図5中段のCl 濃度変化を見ると、融雪水のCl 濃度が河川水のCl 濃度を下回った4/15以降から河川の増水時に河川水のCl 濃度が低下する日周期の変動が見られるようになった。しかし、融雪水のCl 濃度が河川水のCl 濃度より高い4/15以前では酸素同位体比に見られるようなはっきりとした日周期の変動が見られなかった。これは減水時も増水時もCl 濃度が高いためである。

河川の日減水時における酸素同位体比に着目すると、4/5-4/27では日周期よりも長い間隔での大きな河川流量の増減があるにもかかわらず酸素同位体比はほとんど変化しなかった。河川流量の減水時にも融雪水の影響が生じているのであれば、融雪水の酸素同位体比の変化に応じて河川水の値も変化するはずである。一方、4/27-5/10では河川流量の増減に関係なく徐々に酸素同位体比が大きくなっていき、消雪後(5/17以降)も同様の傾向が見られた。4/27以前では、減水時の河川流出に融雪水の影響がなく、4/27以降は影響があると推察される。一般に夜間の融雪は極端に少ないので、日減水時には地中流出が卓越して

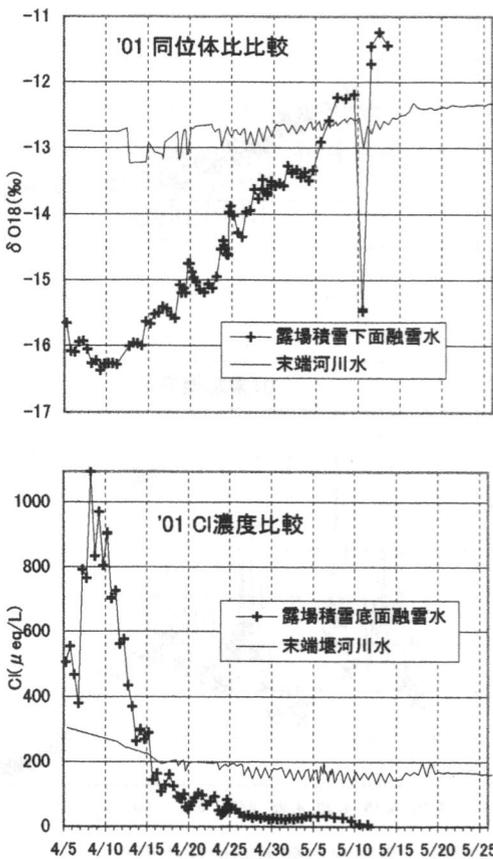


図4. 融雪水と河川水の酸素同位体比変化(上段)、Cl 濃度変化

いると考えることができる。したがって4/27以降は、減水時の河川流出に寄与する地中水が貯留されている深さまで融雪水の影響が及び始めたと考えられる。また、日減水時の河川水のCl濃度変化を見ると、融雪初期から最盛期にかけてCl濃度は低下している。このように酸素同位体比は変化せず、Cl濃度は低下するという傾向は、深さ180cmの土壤水の変化傾向に類似している。減水時の河川流出には、深さ180cmの土壤水に代表されるような酸素同位体比変化、Cl濃度変化をする地中水が寄与していると推測される。

今後、融雪期前から融雪初期にかけての酸素同位体比、Cl濃度の変化を調べると同時に上記の推測を確かめるためのより直接的な観測(地下水水位、土壤水の圧力水頭など)が必要である。

【引用文献】

橋本重将, 周石砦, 中尾正義, 坂井亜規子, 上田豊, 石川信敬, 成田英器(2002): 湿润積雪中における雪粒子と間隙水の同位体交換. 雪氷, 64, 163-172.

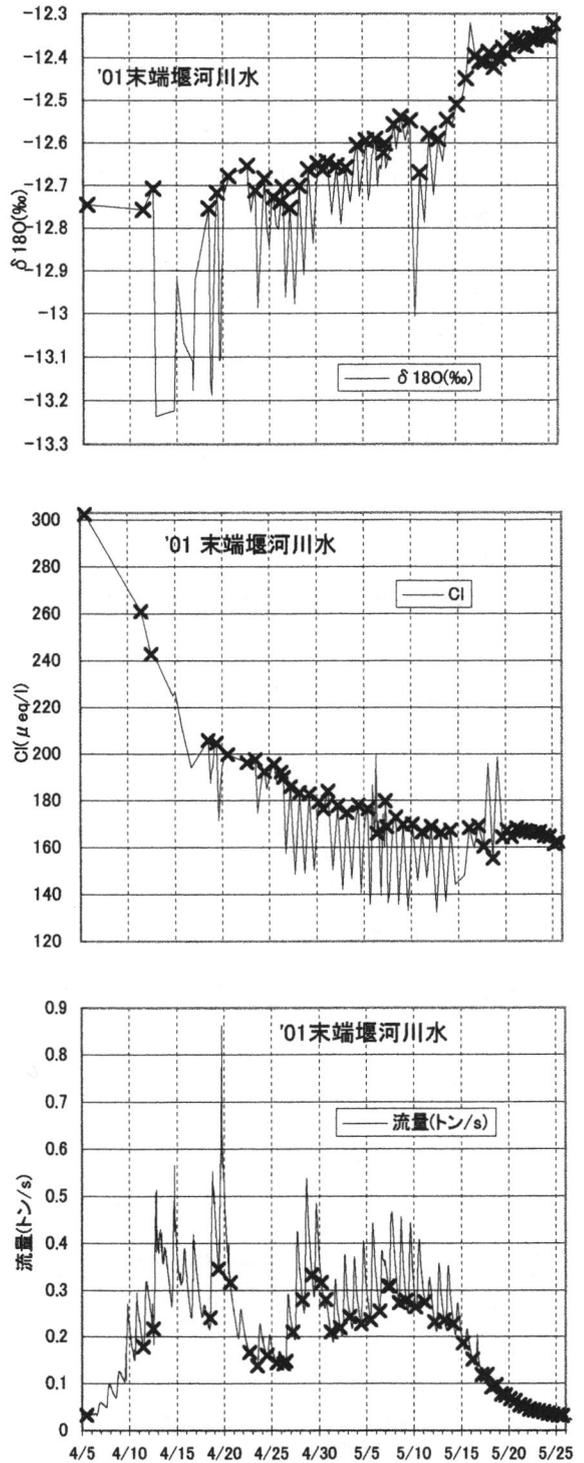


図5. 河川水の酸素同位体比変化(上段)、Cl濃度変化(中段)、流量(下段)

岩塊斜面の空気対流を示す積雪構造 —北海道中央部、然別火山群山城の例—

澤田 結基 (北海道大学大学院地球環境科学研究科)

1. はじめに

風穴とは、夏から秋にかけて冷たい風を吹き出す穴のことで、北海道では道東地方を中心に、数多く存在することが知られている(例えば志保井, 1974; 高橋ほか, 1991). 北海道に分布する風穴のほとんどは、マトリックスを欠く礫質な堆積物に覆われた「累石風穴」と呼ばれるもので、粗大な岩塊が堆積した岩塊斜面に分布している。風穴が生じる最も大きな要因は、礫層の空隙と外気の温度差である。冬は外気温に比べて岩塊斜面の地下に広がる空隙の温度のほうが高い。そのために空隙内部の空気は浮力によって上昇し、斜面上部の「温風穴」と呼ばれる穴から放出される。いっぽう斜面下部では、吹き出した空気を埋め合わせるために、外気が地下に侵入する(補償流)。この空気対流が冬の間続いたために、斜面内部は効率的に冷却される(Tanaka et al., 2000)。春になると融雪水が地下に流れ込み、再結氷して地下水が成長する。夏の冷風は、地下水によって冷やされた空気が吹き出すために生じると考えられている(Tanaka et al., 2000; 澤田・石川, 2002)。

北海道の風穴では、地下水が越年するために局地的な永久凍土が保存されるところがある(例えばSawada et al., in press; 澤田・石川, 2002)。

岩塊斜面には地下の空隙につながる無数の隙間が存在し、それぞれが風穴の出口、または補償流の入り口となりうるが、従来の研究では、空気対流の構造を考えるうえで重要な通気口の分布が記載されることは少なかった。北海道のように、一般に厚い積雪に覆われる地域では、岩の隙間の大部分は積雪に蓋をされており、冬季の通気口は限られた場所に出現すると考えられる。そこで本研究では、空気対流の入り口、および出口を示唆する積雪の特徴を明らかにし、積雪に覆われた岩塊斜

面でのどのように空気対流が生じているか検討することを目的とする。

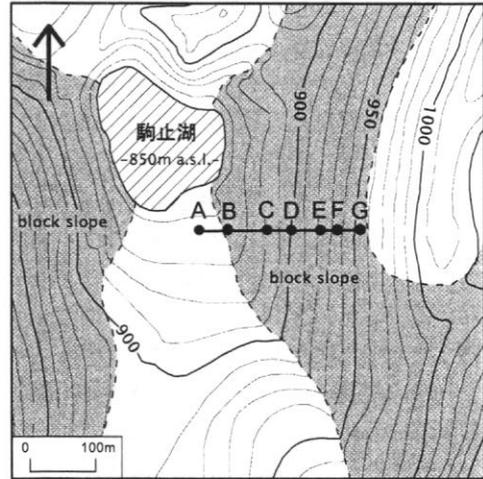


図1 岩塊斜面の範囲と観測点の配置

2. 観測内容

観測地域は、然別湖の南側に位置する東ヌブカウシヌプリの西向き斜面である。この斜面は粗大な礫に覆われる岩塊斜面になっており、斜面下部には風穴が分布する。この斜面の縦断面方向に地温観測点(斜面下方から上方に B~G)を設定し、地表面付近に小型の防水温度ロガー(テイアンドデイ社製, TR-51A)を埋設した(図1)。観測点 A は、岩塊斜面からはずれた場所にあるコントロールサイトである。ロガーは2001年10月28日に設置し、2002年6月6日にデータ回収を行った。2002年1月16日、これらの地温観測点において積雪断面観測を行った。

3. 観測結果

3-1. 積雪の形態と層構造

図2に、地点 A~G における1月16日の積雪断面、および積雪底の温度を示す。積雪は薄いところで50cm (E,G)、最も厚いところ

るで 98cm (D) であった。得られた積雪断面を比較すると、各観測点の間で、しもざらめ雪の層厚に大きな違いが認められる。観測点 A,E,G では積雪の半分以上をしもざらめ雪・こしもざらめ雪が占め、積雪底の温度はほぼ 0°C であった。いっぽう B,D,F では、しもざらめ雪は積雪底付近にわずかにあるのみで、積雪のほとんどをしまり雪・こしまり雪が占めていた。積雪底の温度は非常に低く、3 地点とも -7°C を下回っていた。B,D,F と同様に積雪底温度が低い C では、しもざらめ雪が全く認められず、積雪のほとんどがしまり・こしまり雪であった。積雪底温度としもざらめ雪層厚の間には、よい相関関係がある (澤田・石川, 2002)。本研究の観測結果でも積雪深にややばらつきがあるものの、図 2 に示すように、積雪底温度が低いところではしもざらめ雪の成長が抑えられる傾向がみられる。

観測点のうち、C,D 付近には、積雪に直径約 50cm 程度の穴が開いていた (図 3)。この穴は地下の岩塊層空隙とつながっており、岩塊層空隙には新雪の粒子がわたぼこりのように吹き溜まっていた。この穴は、観測地に生息するエゾナキウサギの通り道になっているらしく、穴の奥から雪面まで小さな足跡が続いていた。いっぽう、斜面最上部の観測点 G では、C,D 付近の穴とは様子の異なる穴が見いだされた (図 4)。こちらの穴は直径 20cm 程度と小さく、穴の周縁部にはしもの発達を認められた。この穴の周辺を掘ってみると、積雪底部が融解して空洞ができており、生暖かい空気に満たされていた。空洞の雪壁は融解しており、壁は濡れたざらめ雪によって形成されていた。G に見いだされた空洞は、斜面空隙の空気が浮力によって上昇し、外に流出する「温風穴」であると考えられる。

3-2. 地温観測結果

図 5 に、各観測点における 2001 年 11 月 1 日から 2002 年 5 月 31 までの地温観測結果と、近傍で観測している気温測定データより気温減率 0.6°C/100m を用いて算出した観測地の日平均気温を示す。地温観測結果より、観測

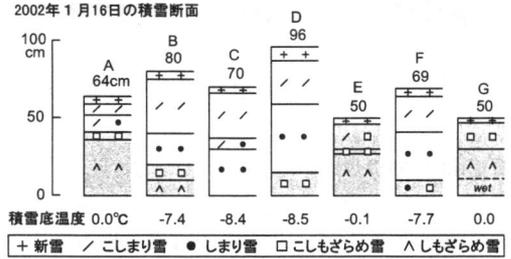


図 2 積雪断面構造の観測結果 (2002 年 1 月 16 日)。灰色はしもざらめ雪・こしもざらめ雪が多い部分を示す。

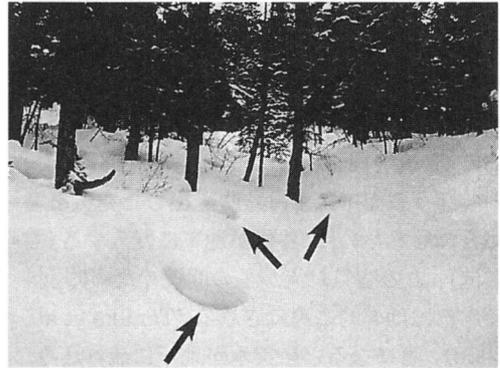


図 3 C,D 付近に見られる通気口 穴の奥には新雪の堆積が認められた。

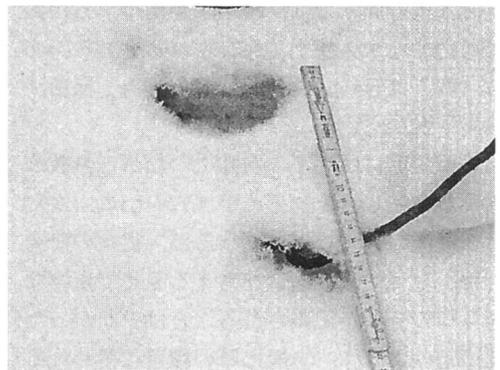


図 4 G 付近に見られる通気口。穴の周縁部にしものが発達する。内部の温度は 0°C を上回ることから、温風穴と考えられる。

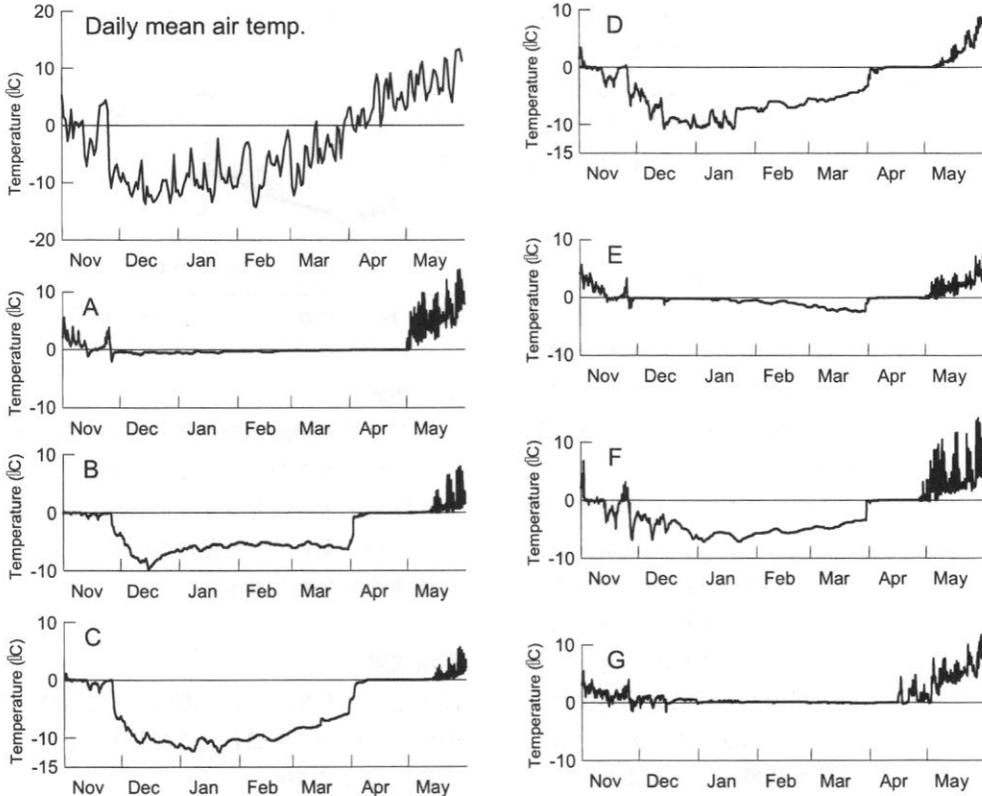


図5 各観測点における2001年12月～2002年5月の地温と、観測地の気温変化
 観測地の気温は、西に1km離れた西ヌブカウシヌプリの標高1160m地点における気温データより、気温減率0.6°C/100mを用いて算出した。

地では1月下旬に積雪が付きはじめ、4月上旬に融雪が始まったと考えられる。1月16日における積雪底温度測定と同様に、A,E,GとB,C,D,Fの間で地温変動パターンに大きな差が見られる。岩塊層が存在しないコントロールサイトのAでは、冬の地表温度はほぼ0°Cで一定である。Eの地温は、0°Cからゆるやかに低下し、融雪直前には-2.4°Cまで下がった。岩塊斜面最上部に位置するGでは、12月には約1°C、1月には0.5°Cと0°Cを上回る地温が記録され、融雪まで氷点下になることはなかった。Gにおける観測結果は、岩塊斜面最上部に温風の吹き出し口が存在することを示唆している。いっぽう、岩塊斜面末端部のBでは、12月中旬まで気温変化を追従した後、一転して緩やかな上昇を開始し、1月中旬から融雪までは、-5～-6°Cの間

で安定して推移した。この地温変化は、恐らく12月中旬にまとまった降雪があり、それまで外気が侵入していた通気口がふさがれたためと考えられる。いっぽうC,D,Fの地温変化は明らかに気温の変化に追従しており、外気が地下に侵入する通気口が近くに存在することを示唆している。現地観察では、C,Dにおいて積雪に穴が開いていた(図3)。この穴が通気口の役割を果たしていると推測される。

4. 考察

しもざらめ雪は、積雪層内部の温度勾配が十分に大きいとき発達する。積雪の温度勾配(dz)は、大局的には気温と地表温度の差、および積雪深に支配される。観測地の標高差は約100m程度であり、気温条件にはほとんど差がないと考えられる。したがって、澤田

ほか(2002)が考察したように、B,C,D,F では積雪底の地温が低いために温度勾配が小さく、しもぎらめ雪の成長が抑えられると考えられる。図5によると、C,D,F の地表面温度は、外気の影響を強く受けている。これは、図3のような穴が通気口になり、外気が侵入しているためと考えられる。

観測地は針葉樹の高木に覆われるため、風の影響を強く受けない。したがって、積雪に開いている穴は風的作用によって偶然に開いたものではなく、岩塊斜面が自ら外気を吸い込むために開いたと推測される。この不思議な現象は、補償流で説明可能である。すなわち、図6に示すように、外気より相対的に暖かい地下空隙の空気が上昇し、岩塊斜面最上部のG付近から放出される。Gから吹き出した空気を穴埋めするための補償流が発生し、斜面の各所に入気口が形成されると考えられる。入気口では雪が積もらずに吸い込まれてしまうため穴が開く。C,D付近の穴(図3)の奥で見いだされた新雪の吹き溜まりは、吸い込まれた雪が堆積したものと考えられる。

以上の考察から、C,D,Fでは入気口が近くに存在するために、外気の影響を受けて地温が低くなると考えられる(図6)。いっぽうBでは、12月中旬以降、地温が気温変化に追随しなくなり、ほぼ一定で推移するようになった。これはおそらく、12月中旬まで存在した通気口がその後の降雪によって蓋をされ、機能しなくなったためと考えられる。このような差が生じる要因を検討する十分なデータはないが、おそらく、粗大な岩塊による凹凸微地形や倒木などによって積雪深に違いが生じるためと推測される。

6. おわりに

然別火山群の岩塊斜面において地温と積雪断面の観測を行った。その結果、岩塊斜面に発達する累石風穴における空気対流の入気口と排気口(温風穴)を確認することができた。今後は観測を斜面の横断面方向に広げて、地形と空気対流の関係を明らかにしていきたい。

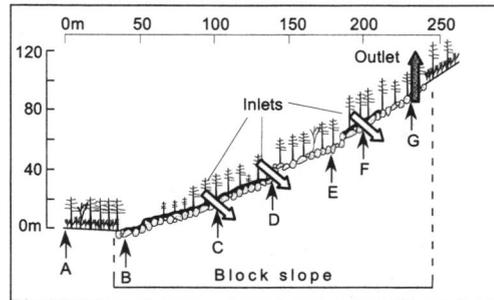


図6 観測点付近に生じる空気対流の模式図

5. 謝辞

筑波大学大学院地球科学研究科の池田敦氏には、現地調査を手伝っていただきました。然別湖ネイチャーセンターの皆様には、観測中の滞在に際してお世話になりました。ここに感謝の意を表します。

引用文献

- 澤田結基, 石川 守, 小野有五 (2002): 冬季地温推移の一指標としてのしもぎらめ雪. 雪氷 64:185-190
- 澤田結基, 石川 守 (2002): 北海道中央部, 西ヌプカウシヌプリにおける岩塊斜面の永久凍土環境. 地学雑誌 111 (印刷中)
- Sawada, Y., Ishikawa, M. and Ono, Y. (accepted): Thermal regime of sporadic permafrost in block slope in Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, northern Japan. *Geomorphology*
- 志保井 利夫 (1974): 北海道常呂郡留辺蘂町, 温根湯つつじ山の風穴について. 地学雑誌 83:89-102
- 高橋修平, 榎本浩之, 沢田正剛, 百武欣二, 安達 寛, 福田正巳 (1991) 北見地方置戸町に見られる氷穴の観測. 北海道の雪氷 10:28-31
- Tanaka, H.L., Nohara, D., Yokoi, M. (2000): Numerical simulation of wind hole circulation and summertime ice formation at Ice valley in Korea and Nakayama in Fukushima, Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 78:611-630

モレーン堰き止め氷河湖の形成機構に関する一考察

山田知充 (北大低温研) 坂井亜規子・内藤望 (名大地球環境研)

1. 問題の設定

ヒマラヤ山脈東部山域の南北斜面に流れ降りている大規模な谷氷河の末端には、近年の地球温暖化の影響による氷河の急速な融解によって、モレーンで堰き止められた氷河湖が次々と形成され、拡大を続けている。モレーンはダム of 堤体としては非常に不安定なため容易に決壊し、氷河湖決壊洪水 (Glacial Lake Outburst Flood, GLOF) と呼ばれる洪水を引き起こす。ネパールの例では 1964 年以来 3 年に 1 度以上の頻度で発生し、下流域の自然やインフラ、人々の暮らしに甚大な被害をもたらしている。

モレーン堰き止め氷河湖は岩屑で覆われた大きな谷氷河の氷舌と呼ばれる舌のように伸びた消耗域の末端に形成されている。同じ気候条件下にあり、同じような形態を持つ氷河でも、氷河湖が形成されているのは、今のところ、その一部にすぎない。なぜ一部の氷河にのみ氷河湖が形成されているのであろうか？未だ氷河湖が形成されていない氷河にも、将来氷河湖が形成され得るのであろうか？それとも、ごく一部の特殊な氷河にのみ氷河湖が誕生するのであろうか？この疑問に回答を与えるための作業仮説を提示してみよう。

2. モレーン堰き止め氷河湖はなぜ出来るか？

ヒマラヤの氷河は多量の岩屑を含んでいる点で、アラスカやヨーロッパの氷河に比べて際立った特徴がある。ヒマラヤの谷氷河涵養域は 6000m を超える峰々の急峻な斜面に囲まれている。斜面は凍結破碎帯高度にあるため、多量の岩屑が生産されている (例えば、Shiraiwa, 1992)。急峻な斜面に降る降雪は、絶えず雪崩となって斜面の岩屑を巻き込みながら氷河を涵養している。氷河の涵養域 (堆積域) には、多量の岩屑が内部に取り込まれている。岩屑を含んだ氷河は、斜面を削りながら流れ下り、多量の岩屑が下流に運ばれる。消耗域に達した氷河は表面から融解し、内部に含まれていた岩屑が析出して氷舌表面を覆い始める。流れ降りにつれて表面を覆う岩屑は厚さを増す。この様に氷舌表面が厚い岩屑 (デブリ) に覆われている氷河をデブリ氷河と言う。氷舌端まで運ばれたデブリは、氷河が融け切って解放され、氷舌末端にモレーンを形成する。氷舌の前面に出来るモレーンをエンドモレーンまたはターミナルモレーン、氷舌の両側面に出来るモレーンをサイドモレーンまたはラテラルモレーンと言う。モレーンは、谷底からの比高が数 10m から 300m にも達する規模にまで成長を遂げ、まるで城壁のように切れ目なく谷氷河の氷舌を馬蹄形に取り囲んでいる。

モレーン堰き止め氷河湖は、この様なデブリ氷河にのみ形成されている。モレーンは最近の氷河拡大期であった 16-19 世紀の小氷期と呼ばれる氷河拡大期に形成された岩、礫、砂、粘土鉱物から成る氷河堆積物であり、植生はなく、まだ固結していない新鮮な岩屑が積み上がった、きわめて不安定な構造物である。氷舌を取り囲んだモレーンが、天然のダムとなって氷河湖形成の場を提供し、決壊の主役を演じているのである。

ヒマラヤのデブリ氷河はこの 100 年ほど前から縮退に転じた。縮退すると氷舌は薄くなって行く。即ち氷舌表面は低下する。表面が低下を続けると、遂には氷舌がモレ

ーンで囲まれた窪地となる。行き場を失った水が窪地を満たすことになる。これがモレーン堰き止め氷河湖である。従って、末端に水を通さないモレーンを氷舌前面に持つあらゆる氷河の縮退過程でモレーン堰き止め氷河湖は形成される。但し、氷河湖が出現するか否かは、氷舌表面の低下速度が速いか遅いかに依っており、表面低下速度が速い氷河では氷河湖は早く形成され、遅い氷河では未だ氷河湖の形成が見られない。もっと遅い氷河では、氷河湖が形成されないまま次の拡大に転じることもあろう。地球温暖化は表面低下速度を加速し、氷河湖の形成を早めていると考えられる。

3. デブリ氷河の表面低下

デブリで覆われた氷河表面の上昇や低下、即ち氷河が厚くなったり薄くなったりするのは：

- ① 氷河の表面質量収支、 b
- ② 氷河の動力学過程による氷厚の増減、 Δh

で決まる。 b は氷舌が消耗域にあることから、負であり、降り積もる雪の量を超える融解によって表面は低下している。氷河を横断面で区切ったある体積の氷体を考えたとき、上流側から流れてくる水の量から下流に流れ去る水の量の差が正の時は圧縮流となり、上昇流（湧昇流）が生じて表面は上昇する。負の時は伸張流となって、下降流（沈降流）が生じ、表面は低下する。消耗域は一般に圧縮場にあるので表面は上昇し、 Δh は正である。従って、 $b < 0 < \Delta h$ であり、 b の絶対値が Δh のそれより大きいと低下するし、小さいと上昇することになる（内藤望、2001）。

現在のモレーン頂部(crest)と氷河表面との比高は、氷河が縮退に転じてから100年ほどの間に、最大比高部分で60-100mに達している。たとえ $\Delta h > 0$ であっても、 b の絶対値が大きかったために表面は低下したのである。

表面低下速度は氷舌表面の質量収支（主に融解速度）と湧昇流との綱引きで決まる。氷河によってこれらにどのような違いがあるのだろうか？

4. デブリ氷河の融解

氷河表面のデブリの厚さが10mm以内までは、融解を促進するが、これを超えると融解を抑制する。デブリ氷河は、融解を抑制するに十分な厚さのデブリを表面に載せているため、融解が著しく抑制されている。デブリがなければ、氷河末端が上流へと後退していたであろう氷舌部分が、未だエンドモレーンに接しているのがデブリ氷河の大きな特徴である。

氷舌を覆うデブリの厚さは均一ではない。だから融解速度も均一ではないため、氷舌表面には数mから10数mもの大きな凹凸が形成される。凹部と凸部を結ぶ斜面勾配は時間と共に大きくなり、斜面上のデブリは凹部に落下し、氷が露出した氷壁が出現し、一夏に10mもの高速で融解する。凹部には融け水が集まり、池が形成される。池はデブリ域よりも熱を効率的に吸収し、その下にある氷の融解を促進する。温まった池の水が氷河内水路に流れ込んで水路を拡大し、遂には天井が陥没し、新たに池と氷壁のセットが出現することもある（坂井亜規子、2001-a）。氷舌上の池は安定的に長期間、維持されることはなく、できては消え、消えてはまた別の場所に形成されている。デブリ氷河氷舌表面に形成される氷崖と池が氷河の融解を促進している。そのため、氷が厚さ1mを超えるデブリに覆われるとほとんど融解はなくなるが、実際のデブリ

氷河では、全体として平均的なデブリの厚さから期待される以上の融解が起こっているのである(坂井亜規子、2001-b)。

デブリは融解を抑制するが、氷崖と池はその抑制効果を薄めている。デブリの厚さが薄い氷河ほど、また融解を促進する池と氷壁が多数分布している氷河ほど融解による表面の低下速度は大きい。

池と氷壁が発達している氷河とそうでない氷河があり、これらの出現位置と数密度がどのように決まるのかはまだよく分かっていない。

5. 氷河の表面傾斜と流動

他の条件が同じであれば、表面傾斜が急な氷河ほど流動速度は大きく、緩いほど小さい。流動速度は氷河末端では0となる。だから、急な氷河ほど末端に向かうにつれて流速の減る割合が大きいから、強く圧縮され、上昇流が大きくなる。これが融解による表面低下を相殺するため、表面低下に長い時間がかかるであろう。逆に表面傾斜が緩く、流動が不活発な氷河ほど表面低下には有利であり、氷河湖が出来やすい。ブータンのルナナ山域とチョモラリ山域の氷河では、氷河の表面傾斜が 2° 以下の氷河にのみ氷河湖ができています(Reynolds, 2001)という観察結果は、上の推論を支持している。

氷河の表面傾斜の緩急は氷河湖の形成条件の重要な一要素である。

6. 水浸しの氷舌

ゆっくりと表面が低下しつつあるデブリ氷河に、氷河湖がいかなるタイミングで形成されるのであろうか。その推論のために、氷河流域からの排水システムと氷河内地下水について考察してみる。

これまでの観察によると、全てのデブリ氷河流域には表流河川が見られない。デブリ氷河集水域からの融解水と雨水は、一旦氷河内に張り巡らされている氷河内水系に取り込まれ、最終的には氷舌末端域で氷河上に湧出し、氷河上の河川となってモレーンの最低部から排水されている。このような水系を通して排水される水量は、集水域面積が77.6平方kmのツォー・ロールパ氷河湖を例にとると(Yamada, 1998)、年間およそ1億トンに達する。

多量の水が氷河の中を流下し、モレーンを乗り越えて排水されているということは、氷河上の河川やモレーン流出口の水面レベルより下部にある氷体内の空隙やムーラン、クレバス、氷河底や氷河内水路、三叉粒界等が水で満たされていると考えないわけには行かない。冬期に表層数mは凍結するであろうが、融解が始まってからまもなく、氷舌は水浸しになり、その水面の連なりである氷河内地下水面は、下流から上流へと緩い動水勾配をもって分布することになるだろう。事実、ヒマラヤのヤラ氷河やカムチャッカのカレータ氷河、シベリアのNO.31氷河、パタゴニア北氷陸の氷原部など、世界中の氷河で、消耗域の裸氷体を掘削すると、地下に水面が現れる。モレーンに縁取られたデブリ氷河水舌を掘削すると、地下水面が現れるに違いない。地下水に関する十分な情報は未だなく、今後の観測を待たねばならない。

7. 氷河湖の形成仮説

デブリ氷河の氷舌表面が、動力学的過程による表面上昇に打ち勝って、融解によっ

て低下を続け、表面が遂に地下水面まで達した時、氷河表面に池が安定して存在し続けることが出来るようになる。水面が地下水面に一致してしまった池は、もはや消える理由は無い。池は長期に維持されることとなる。池は効率よく短波放射を吸収し、拡大の一途を辿る。氷河湖が誕生した瞬間である。

氷河湖の形成が開始されるのは、氷河表面が一番早く地下水面に達するような場所である。消耗域では上流ほどデブリの厚さは薄い、気温が低いため（融解時期が短い）、融解速度は遅い。一方、下流ほど気温が高く融解には有利であるが、デブリの厚さが厚くなるため、融解速度は減少する。その中間に、デブリの厚さの割には気温が高く、融解による表面低下速度の最も大きい領域がある。一方、圧縮流による表面の上昇速度にも、氷河の流動方向にある分布をもつ。両者の和で表面低下の最も大きな地点が決まるので、これを予測することはそれほど単純ではない。ともかく、氷舌の上流と末端との間のどこかに、表面低下速度の最も大きな領域が出現し、そこに氷河湖が誕生する。

氷河の表面傾斜が小さく、平坦なほど、氷河表面レベルの低下につれて、同時に広範囲に池が地下水面に到達する。一斉に池が安定的に維持されるようになり、時間の経過と共に拡大して互いに繋がり、池から湖へと短時間に成長するであろう。一般に、氷河表面は下流に傾斜しているから、地下水面の氷河表面からの深さは下流ほど浅く、上流ほど深いと考えられるので、表面傾斜が急な氷河ほど、一斉に池が出来ることは無く、池から湖への初期の拡大には不利で拡大速度は遅いであろう。

以上はこれまでに得られた知識と観察結果をもとにして、若干の物理的常識を加味して描いた氷河湖の形成機構に関する作業仮説である。これを検証するためには、氷河湖を持たないデブリ氷河と既に氷河湖を持つ氷河とをいくつか選択し、比較しつつ観測・観察するのが近道であろう。形成機構を量的に記述できれば、ある任意のデブリ氷河に氷河湖が形成されるかどうか予測可能となる。現場での観測には困難な観測項目もあろうが、今後のより一層の情報の収集が待たれる。

文献

- 内藤望 (2001) : ネパール・ヒマラヤの近年の氷河縮小に関する数値実験的研究。名古屋大学大学院理学研究科博士論文主論文
- 坂井亜規子 (2001-a) ヒマラヤにおける岩屑に覆われた氷河の融解過程に関する研究。名古屋大学大学院理学研究科博士論文主論文
- 坂井亜規子 (2001-b) 岩屑に覆われた氷河の融解過程。雪氷、63(2)、191-200.
- Shiraiwa, T. (1992) Freeze-thaw activities and rock breakdown in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Environ. Sci. Hokkaido Univ.*, 15(1), 1-12.
- Reynolds, J. M. (2000) On the formation of supraglacial lakes on the debris-covered glaciers. *IAHS*, 264, 153-161.
- Yamada, T. (1998) Glacier lake and its outburst flood in the Nepal Himalaya. Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and ice. Monograph No. 1. pp96.

サーマルマッピングによる路面凍結要注意箇所抽出

○北海道開発土木研究所交通研究室 宮本修司
北海道開発土木研究所交通研究室 浅野基樹

1. まえがき

新規供用箇所の冬期道路管理は、それまでの経験の蓄積がないため路面凍結が発生しやすい箇所などについての知識がない。そこで路面凍結の発生に関して、密接な関係にあると考えられる路面温度を線的に測定し、対象路線における路面凍結危険箇所を調査するサーマルマッピングがヨーロッパなどで行われている。

本文は日高自動車道苫東道路において供用開始前に実施したサーマルマッピングの調査結果と、抽出した路面凍結要注意箇所について報告するものである。

2. 調査対象路線

調査は苫小牧市と日高管内浦河町を結ぶ延長約 120km の高規格幹線道路である日高自動車道の中で、通称苫東道路と呼ばれている道央自動車道苫小牧東 I C 分岐点から厚真 I C までの延長約 19.7km の区間において供用開始前に実施した。この区間は平成 10 年 3 月に日本道路公団管理区間として苫小牧東 I C から沼ノ端西 I C までの約 4.0 km、同年 7 月に北海道開発局管理区間として沼ノ端西 I C から厚真 I C までの約 15.7 km が供用開始となった。



図-1 日高自動車道苫東道路の概要 (苫小牧道路事務所のパンフレットより引用)

キーワード：路面凍結対策 サーマルマッピング 放射冷却現象 路面温度

連絡先：北海道札幌市豊平区平岸1条3丁目 Tel(011)841-1738 Fax(011)841-9747

3. サーマル・マッピング

サーマル・マッピングは、路面の温度特性を線的に把握して、センサーの適正配置や潜在的に冷えやすい箇所の把握をするもので、国内においては 1991/1992 の冬期に一般国道 230 号中山峠前後（札幌市川沿～喜茂別町国道 276 号交点）で初めて実施されている¹⁾。

調査は放射温度計、気温計、GPS センサーなどを搭載した移動気象観測車を用いて連続に路面温度を測定し、路線の相対的な温度分布を求めるものである。

3. 1 調査結果

サーマルマッピングの実施に当たっては、放射冷却現象の影響度合いが大きい日と小さい日のそれぞれについて調査することが必要であるが、今回の報告では特に路線の温度特性が顕著に現れた放射冷却現象の顕著な日の様子について報告する。

まず日没直後の調査結果を図-2 に示す。このときの平均気温はプラス0.6℃であったが、路面温度の平均値は-1.7℃と気温よりも約2℃低く、橋梁部で最も温度の低い箇所では-11.2℃と気温との温度差は11.8℃と非常に大きい。同様に夜間における調査結果を見ると（図-3）橋梁部と土工部との温度差が日没直後よりも小さく最も温度の低い箇所と気温との温度差は6.7℃まで縮小している。即ち、放射冷却の影響を顕著に受ける橋梁部においては、日没直後に急激に温度が低下し、日没時から深夜にかけての温度の変化は少ないが、土工部などについては夜間に気温の低下と共に路面温度が低下していることが分かる。

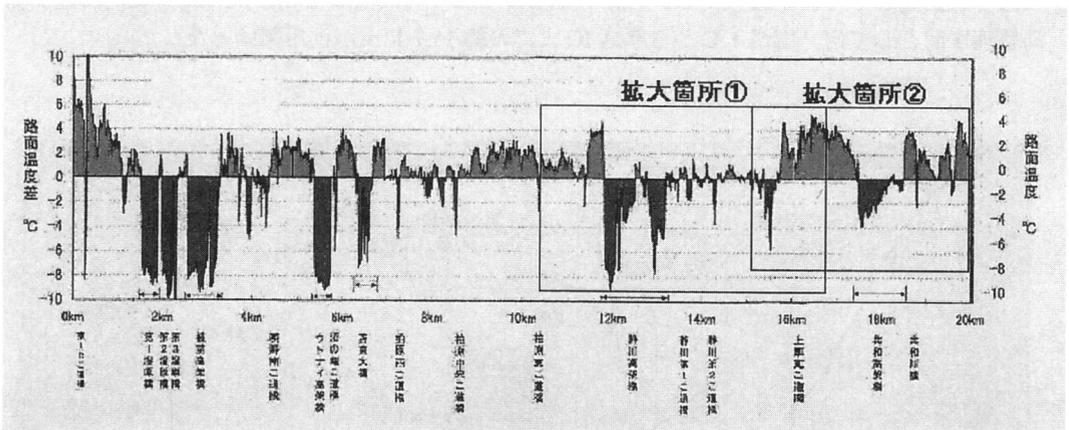


図-2 日没直後におけるサーマルマッピングの結果

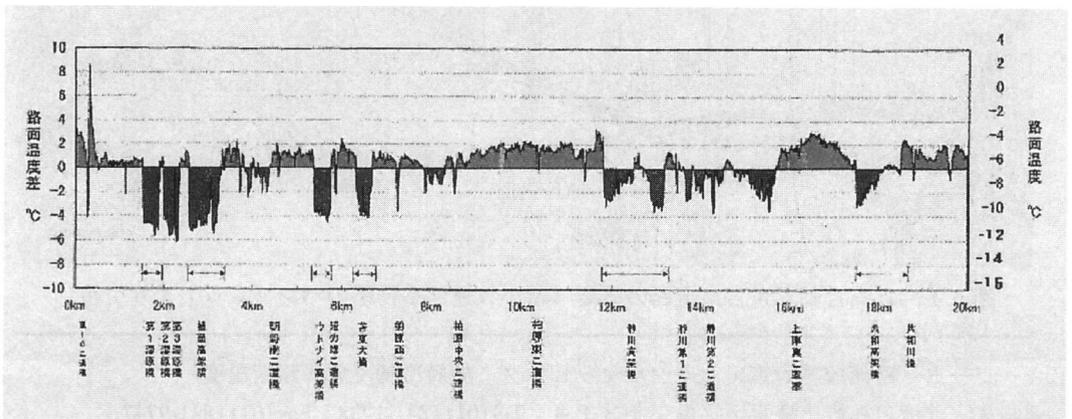


図-3 夜間におけるサーマルマッピングの結果

3. 1. 1 路面凍結要注意箇所

今回の調査結果より、路面凍結に特に注意を要する箇所として、以下の地点を抽出することができた。これらの地点は、特に路面温度が低下しやすい箇所や路面状態の不連続が発生しやすい箇所である。

①近傍の気象観測機器設置箇所よりも温度が低い箇所（例えば：図-4）

このような箇所については、気象観測機器が示す路面温度よりも実際の路面が低くなっているため、気象観測機器による測定結果がプラスの路面温度を示している場合においても、実際の路面温度はマイナスになっていることが考えられる。そのため路面温度の測定値より低い路面温度となっていることを念頭に道路管理を行う必要がある。

②気象観測機器設置箇所と温度変化の傾向が異なっている箇所（例えば：図-5や、橋梁と土工部の境界付近）

図-5に示した箇所は連続している橋梁の中で、橋梁形式の違いが路面温度の違いとなって発生している例である。ここで示す静川高架橋は、実際には10橋の橋梁から成立しておりそれぞれ静川高架橋A橋～静川高架橋J橋と呼ばれている。その中で今回の調査で路面温度に違いが発生した箇所は、H橋と呼ばれている部分であり、この箇所は静川高架橋の中では唯一の鋼床版の箇所となっている。他の報告^{3) 8)}によれば、橋梁の床版構造の違いが冬期間の路面状態の違いの原因となることが報告されている。

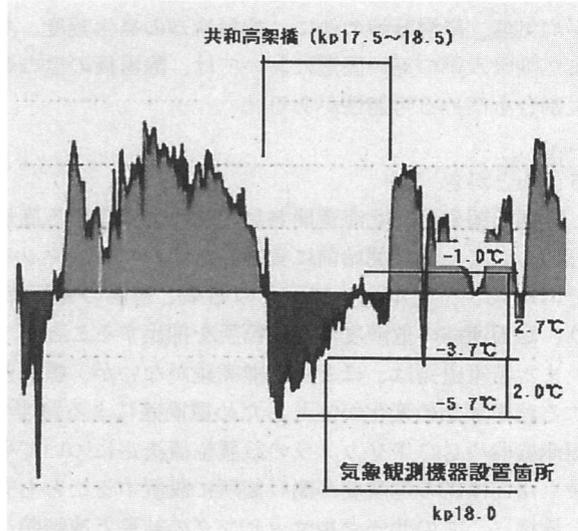


図-4 路面凍結要注意箇所（拡大箇所②）：
近傍の気象観測機器よりも路面温度が低い箇所

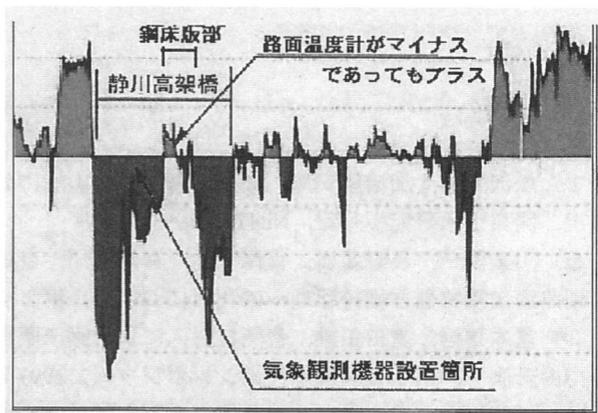


図-5 路面凍結要注意箇所（拡大箇所②）：
近傍の気象観測機器と路面温度が異なっている箇所

4. まとめと提案

今回の調査結果より、供用開始前に実施する必要がある冬期の路面凍結対策のための、検討項目を以下に示す。これまで供用開始前の事前調査として実施していることも含め再度提案を行う。

4. 1 サーマルマッピングの活用

今回のサーマルマッピング調査によって、苫東道路では橋梁部の路面凍結に特に注意を要することや、その他の潜在的な路面凍結危険箇所を抽出することができた。

4. 2 既存の気象データの活用

新規供用区間において、既存の気象データを活用することは当然のことであるが、その中で

平均気温、降雪量等の他に、放射冷却の発生頻度、冬期間の日照時間のデータを活用する。また除雪水準の高い国道においては、除雪後の雪の厚さが薄く、日中に融解され路面凍結の発生割合を高める可能性がある⁷⁾。

5. あとがき

今回の報告は、北海道開発局で初めて管理する高規格道路である日高自動車道の冬期路面管理について、供用開始前に実施したサーマル・マッピングの結果と供用後の実状を比較した。その結果サーマルマッピングの結果と道路の箇所毎の構造を組み合わせると検討することにより、路面凍結の危険度が高い箇所を抽出することができると思われる。

また苫東道路は、ほとんど標高差がないが、標高差が大きい道路では、道路の標高差に起因する路面状態の変化が生じるため標高差による影響も考慮する必要もある^{1) 6)}。 今後は気象観測機器やCCTVカメラの設置位置決定についてもサーマルマッピングの結果を参照して、最も路面凍結の危険度が高い箇所に設置することも有用であると考えられる。

最後に、このサーマルマッピングの結果と凍結防止剤散布回数の集計資料を提供していただいた室蘭開発建設部苫小牧道路事務所、および実際に凍結防止剤散布回数を計測した株式会社小金沢組の関係各位に対し、感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 松沢 勝, 加治屋安彦, 高橋 勝宏, 中山峠におけるサーマル・マッピングと冬期路面状況, 開発土木研究所月報, No479, 1993年4月
- 2) 川上俊一, 浅野基樹, 宮澤 勉, 宮本修司, 金田安弘, 日高自動車道苫東道路における冬期路温出現特性と維持管理への利用について, 第14回寒地技術シンポジウム, 1998年12月
- 3) 宮本重信, 室田正雄, 蓄熱材封入による鋼床版橋路面の凍結抑制 - 閉断面リブ鋼床版橋での計測 -, 第13回寒地技術シンポジウム, 1997年11月
- 4) 伊藤憲和, 森宏樹, 冬期路面温度測定結果とその考察, 第24回日本道路会議, 2001年10月
- 5) 宮本修司, 大友忠幸, 工藤秀一, 日高自動車道における路面排水溝切り工の効果, 第16回寒地技術シンポジウム, 2000年11月
- 6) 高橋勝宏, 加治屋安彦, 松沢勝, 同一路面出現率から見た石勝樹海ロードの冬期路面, 開発土木研究所月報 No488, 1994年1月
- 7) 宮本修司, 浅野基樹, 仁平陽一郎, 地域気象条件を考慮した冬期路面管理についての一考察, 第17回寒地技術シンポジウム, 2001年11月
- 8) 洲崎治平, 井上要三, 仙黒邦行, 飯塚敏樹, 矢島篤: 橋梁部における路面凍結調査, 雪と道路 No.21 1989年10月

雪崩によって生ずる地震動の観測

今西伸行¹, 森谷武男², 山田知充¹, 西村浩一¹

(1:北大低温研 2:北大理)

1. はじめに

地震計で雪崩発生を検知する試みは, Lawrence and Williams(1976)により始められ, 日本でも森谷・岡野(1983)が全層雪崩の震動波形と, 雪崩発生の前兆となる積雪の動きに起因するパルス状の波形を捕らえることに成功している.

近年, 欧米諸国や日本で研究が続けられてきているが, 震動データから雪崩の発生規模, 及び発生場所を推定する手法は未だ確立されていない. そこで本研究では発生する雪崩をビデオカメラと地震計を併用して観測し, 得られた震動波形の特徴について議論を行い, 震動波形を解析することで雪崩発生域とその規模を推定する手法の確立を試みた.

2. 観測地点・観測方法

観測は, 北海道大学天塩研究林内にある, 低温科学研究所雪崩観測施設(N45°, E142° 標高250m)周辺(1000m×1500m)の斜面を対象として実施された. 観測期間は, 2001年1月下旬~4月中旬迄の約80日間である.

雪崩による震動を捕える地震計は, 固有振動数2Hzの地震計を2台(A, D), 14Hzの地震計を2台(B, C), それぞれ土中に埋設した. いずれも上下動のみを検知する地震計である. 地震計から観測施設までケーブルを敷設し, データロガーに記録した.

対象斜面における雪崩の発生位置と時刻を確認するため, 雪崩観測施設の屋上にビデオカメラを1台, 南隣の尾根上のタワー(高さ15m)にデジタルビデオカメラを1台設置した. 観測施設屋上のカメラはタワーのある尾根の北向き斜面を連続撮影し, タワー上のカメラは小屋のある尾根の南向き斜面を30秒間隔で撮影した. 雪崩の質量は積雪観測により推測した. 図1に対象斜面の地形図と地震計の設置場所を示す.

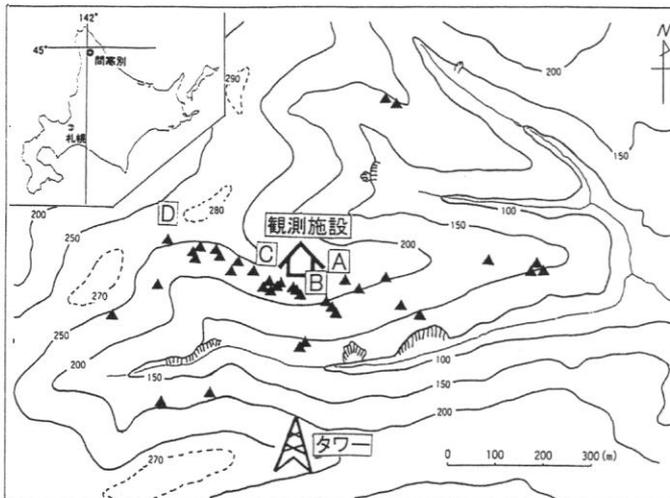


図1. 対象斜面の地図
 ・A, B, C, D・・・地震計の設置場所
 ・▲・・・発生点を確認できた雪崩発生箇所 (37箇所)

3. 観測結果

観測期間中に記録された、雪崩による震動波形は計50例（総て全層雪崩）で、これは対象域内で発生した雪崩総数の約80%に相当、このうち37例はビデオ映像等から発生位置の確認が可能であった（図1参照）。この中で震動波形全体が記録できたのは25例で、地震計が4台設置されていることから、全体で約100例の震動波形が得られたことになる。これらを3つの型に分類した。図2に各型の典型的な波形を示す。減衰型（Ⅰ型）：震動開始直後の振幅が最も大きく、その後徐々に減衰するタイプ。紡錘型（Ⅱ型）：震動波形が紡錘型を示すタイプ。混合型（Ⅲ型）：震動開始直後に最大振幅が存在し、その後は紡錘型を示すタイプ。各型の発生頻度はいずれも30%前後であった。またこの3つの型以外に、波形の終端部に振幅の大きいパルス状のピークが観測された例もある。

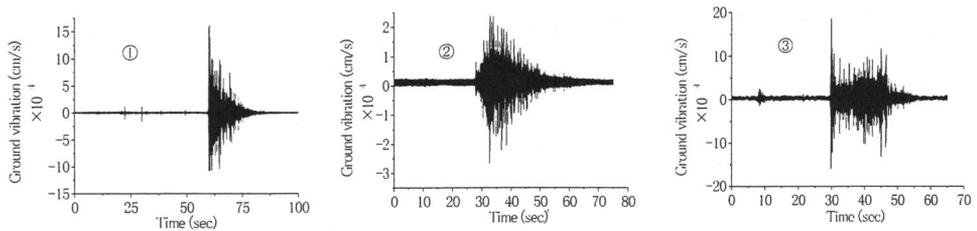


図2. 観測中得られた震動波形の波形分類

① Ⅰ型（減衰型），② Ⅱ型（紡錘型），③ Ⅲ型（混合型）

3.1. 雪崩発生前に観測された震動

50個の観測例の内、20%強に相当する11例で、雪崩発生前にパルス状の波形が検知された。その典型例を図3に示す。パルス波形の発生間隔は徐々に短くなり、雪崩発生に至っている。このパルス状震動は4台の地震計ほぼ全てで記録されており、雪崩発生の前兆となる積雪の破壊もしくは移動で発生したパルス波形と推定される。

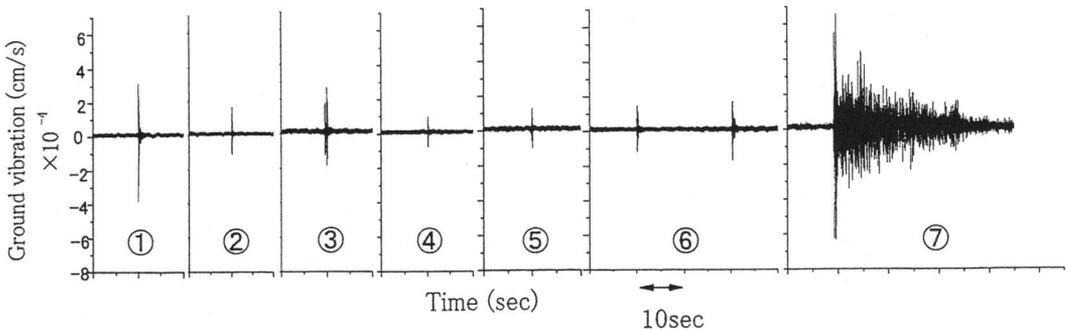


図3. 雪崩発生前と発生時に観測された震動の記録

①. 約6時間前 ②. 50分前 ③. 40分前 ④. 15分前
⑤. 8分前 ⑥. 1分前 ⑦. 雪崩による震動

3.2. 震動波形の比較

図4は、近接した場所で発生した2つの湿雪全層雪崩の震動波形を比較したものである。雪崩の発生規模（質量）は一桁異なるが、波形は非常に良く似ている。この様な例が他にも多数見られることと、乾雪全層雪崩と湿雪全層雪崩の波形を比較しても非常に類似しているものがあることから、雪崩の流下走路、及び発生域から地震計までの地盤状態が等しければ、震動波形は類似することが示唆される。

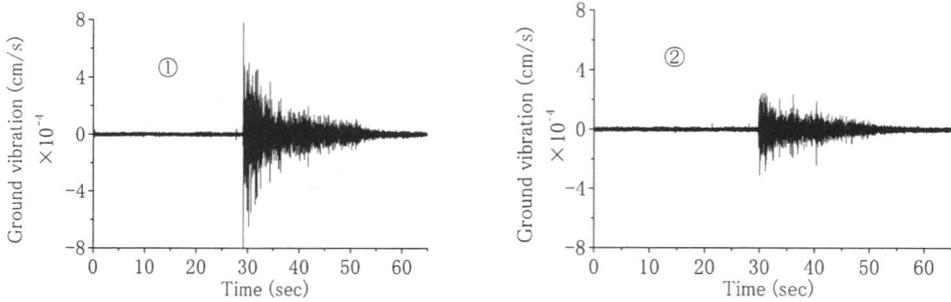


図4. 同じ地点で発生した湿雪全層雪崩の震動波形の比較
①・・・質量880t ②・・・質量81t

4. 震動波形の解析

4.1. 雪崩発生域の推定

雪崩により誘起された震動は、地中もしくは地表面を伝播するに伴い、高周波成分が減衰し低周波成分が卓越すると考えられる。そこでA, Dの地震計で記録された震動データの卓越周波数(f)を求め、雪崩発生点から地震計までの距離(L)の関係を調べた。卓越周波数(f)はFFT法(高速フーリエ変換)を用いて、雪崩に起因する震動部分の最初5秒間の周波数解析を行い決定した。

f は図5に示すように L が増加するに従って減少している。従って f を算出することで地震計から雪崩発生点迄の距離 L の推測が可能であることがわかる。地震計を複数設置した場合には、それぞれの記録から求められた L をもとに雪崩発生域を絞り込むことも可能となる。

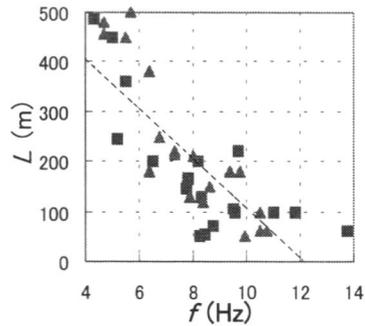


図5. L と f の関係

L : 地震計から雪崩発生域迄の距離 (m)

f : 卓越周波数(Hz)

相関係数 -0.82

■・・・地震計A のデータ

▲・・・地震計D のデータ

4.2. 震動波形の積分値による雪崩質量の推定

地震計により観測された波形は、流下する

雪崩が走路上の地面に及ぼした震動を反映すると考えられる。そこで雪崩の流下に起因する震動波形の積分値(I)を求め、これを雪崩の運動エネルギーを示す指標と考えた。

一般に雪崩の質量(M)が大きくなるに伴い、震動波形の振幅も増大する傾向が認められる為、雪崩の運動エネルギーに対応すると考えられる波形の積分値 I と質量 M の関係に着目する。なお、個々の雪崩質量に大きな差があるため、質量階級 $M.M$ ($\log_{10} M$)を用い、その差を小さくしている。また、雪崩走路中間点から地震計までの距離: L_c 、雪崩の流下距離: R というパラメータを導入する。震動の振幅が伝播距離 L に一次で減衰すると仮定すると、雪崩本来の運動エネルギーに対応する量としては、 $I \times L_c$ となる。雪崩が斜面にした仕事(雪崩の位置エネルギーの変化)に対応する量は、 $M \times R$ となる。図6に示すように両者の間には正の相関があり、 I 、 L_c 、 R がわかれば雪崩質量の推定も可能となる。

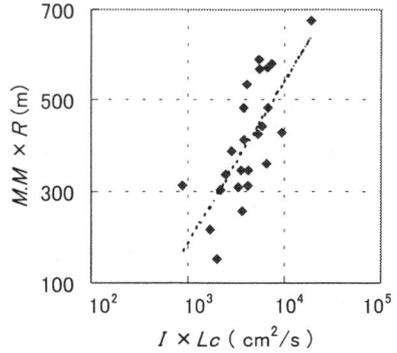


図6. M と I の関係
 M : 雪崩の質量(t)
 I : 震動波形の積分値(cm^2/s)
 相関係数 0.69
 地震計Bのデータを使用

5. 結論

観測期間中、観測対象斜面で発生した雪崩総数の80%に達する50例の震動波形が捕らえられ、さらに、雪崩発生の前兆現象に対応すると考えられるパルス状の波形を捕らえる事にも成功した。よって地震計による雪崩の計測が雪崩発生のモニタリング及び、発生予測に有効であると証明された。

ほぼ同一の場所で発生した雪崩の記録は類似した震動波形を示すことから、震動波形は、雪崩発生域及び発生場所から地震計に至る伝播経路の地盤状態に依存していると考えられる。

波形を解析した結果、震動波形の卓越周波数(f)から雪崩発生域が、また、震動波形の積分値(I)から雪崩質量が、それぞれ推測できることがわかった。

【参考文献】

Lawrence, W. and Williams, T.R. 1976 Seismic signals associated with avalanches. *Journal of Glaciology*. 17(77), 521-526.
 岡野正, 森谷武男 1983 地震計で得られた斜面積雪に起因する振動(序法) 昭和58年 日本雪氷学会全国大会講演予稿集 p.148

雪崩危険度判定に関する一考察

○三好達夫、加治屋安彦、福澤義文、松澤勝、山際祐司（北海道開発土木研究所）
下澤徹也、三岡孝文（アジア航測株式会社）

1. はじめに

北海道内の国道では雪崩に対する各種対策工が実施され効果を発揮しているが、しばしば雪崩が発生し、通行止めになる事がある。この際の判断は適切かつ迅速に行われる必要がある。

そこで、地域特性を踏まえ、雪崩発生危険性を予測し、適切な道路管理体制を支援するために、自動的に雪崩危険度を判断、リアルタイムに監視、客観的判定が可能、既存の施設を活用できるというようなシステムの構築を最終目的と考えている。

本考察は、一般国道 453 号の支笏湖畔斜面における雪崩発生と気象条件等との関係を調べ、支笏湖畔の地域特性に適応した雪崩危険度判定方法について検討した結果を報告するものである。

2. 一般国道 453 号支笏湖畔斜面の概況



図-1 調査対象地域

調査対象地域は、支笏湖畔の一般国道 453 号の区間である。対象区間の道路延長は 5 km 程度となっており、周辺にはアメダスや道路テレマックがある（図-1）。

また、調査対象斜面を尾根など地形状況に応じて、15 に分割した（図-2）。各斜面における雪崩発生区の想定については、「平成 12 年度一般国道 453 号千歳市支笏湖畔雪崩調査」¹⁾に基づき、それ以外は地形や植生により判断した。それによると雪崩発生区の標高は 350m から 720m で、平均斜度は 32 度から 39 度となっており、全般的に急峻な地形となっている。図-2 の網掛け部分は、植生の状況で、上部は裸地や灌木であり、中腹から脚部は樹高 8m 程度の広葉樹が多く占めており、筋状の部分は専ら草地で貧弱な植生となっている。

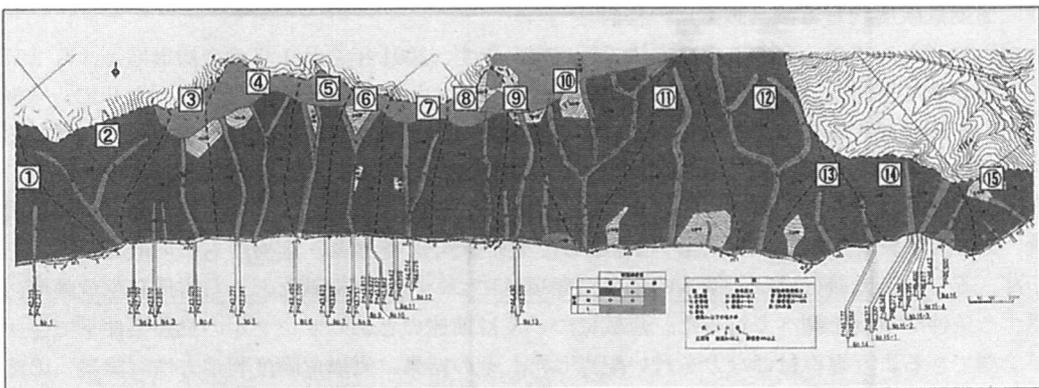


図-2 斜面・植生区分図

3. 既存の手法による雪崩危険度判定 (二次評価)

発生時期に関する既存の雪崩危険度判定 (二次評価) 手法として、DI を求める判別関数法 (以下、土研方式) を用い、2001 年 2 月 1 日の表層雪崩と 3 月 1 日の全層雪崩について DI を算出し、これらの雪崩の発生を予測できたかどうか検証した。この方法は気象データを用いて計算できるため、モニタリングを行う方法として適用性があると考えた。

評価する条件としては、北海道開発局全域 (地域セルの設定なし) の判別式 (表-1) を使用し、15 分割した各対象斜面で標高補正し危険度を算出、気象データは北奥漁道路テレメータのデータを使用した。その結果は表-2 の通りである。

土研方式 (D I)	
・ 表層雪崩	
$DI=0.0275 \times X_3 + 0.0150 \times X_{10} + 0.0558 \times X_{13} + 0.0720 \times X_{32} + 1.677$	
X_3	: 雪崩発生日降雪量
X_{10}	: 雪崩発生日積雪深
X_{13}	: 雪崩発生前々日平均気温
X_{32}	: 雪崩発生日最低気温
・ 全層雪崩	
$DI=-0.0410 \times X_3 + 0.1057 \times X_{17} + 0.2049 \times X_{22} - 0.0295 \times X_{38} + 0.442$	
X_3	: 雪崩発生日降雪量
X_{17}	: 雪崩発生前々日・発生前日の平均気温の差
X_{22}	: 雪崩発生前日最高気温
X_{38}	: 雪崩発生前々日・発生前日の日較差の和

表-1 判別式(北海道開発局全域)

斜面 No	2/1 表層雪崩 DI	3/2 全層雪崩 DI	3/1 全層雪崩前日 DI
①	0.9957	-0.4465	0.8296
②	0.6877	-0.6329	0.6431
③	0.5692	-0.7046	0.5714
④	0.3471	-0.8481	0.4280
⑤	0.3176	-0.8481	0.4280
⑥	0.2849	-0.8767	0.3993
⑦	0.3797	-0.8194	0.4566
⑧	0.2849	-0.8767	0.3993
⑨	0.4508	-0.7763	0.4997
⑩	0.4508	-0.7763	0.4997
⑪	0.3797	-0.8194	0.4566
⑫	0.6877	-0.6329	0.6431
⑬	1.0193	-0.4321	0.8439
⑭	0.8061	-0.5612	0.7148
⑮	1.1615	-0.3461	0.9300

表-2 DI 算出結果

この結果から、土研方式による雪崩危険度判定 (二次評価) について、表層雪崩では DI のピークが雪崩発生日に出現しており、適用性は高いと考える。また、全層雪崩では DI のピークが 1 日早く出現しているが、DI と雪崩発生日の関係を調べることにより適用性はあると考える。

しかし、雪崩の発生を予測・監視する上での土研方式における不十分な点としては、土研方式による雪崩危険度判定は日単位で算出するため、危険度を常時監視できるとは言い難い。また、DI は気温の影響を受けやすく、気温が高い時や変動が大きい時に危険度が高くなる。その他、表層雪崩の発生要因の一つである雪底の形成に影響する風速は考慮されていないことや融雪期などの全層雪崩に影響する降水量を考慮していないことがあげられる。そこで、土研方式による結果や上記の問題点を考慮し、より明確に、且つ、リアルタイム (毎時) に雪崩危険度を判定する手法 (以下、雪崩危険度判定法 (試案) とする) の検討を行った。

4. 雪崩危険度判定方法 (試案) の検討

検討に当たっては、次のような方法で行った。まず、2001 年 2 月 1 日の表層雪崩と 3 月 2 日の全層雪崩の発生日とその前後における気象条件 (図-3 (表層)、図-5 (全層)) を基に、雪崩の発生を予測できるよう意図的に判定できるものとした。判定方法は、表層雪崩、全層雪崩それぞれについて気象要因別、階級別に配点し、合計点数により危険度を判定するものとした。気象要因の項目として、表層雪崩は積雪深、降雪量、気温、風速で、全層雪崩は積雪深、降雪量、気温、降水量とした。その他の指標として土研方式 DI を表層・全層ともに考慮することとした。そして、階級分けは、基本的に各気象項目について既存文献などから雪崩発生危険度に関する条件や事例を調べて行った。点数については前述のとおりサンプルの気象条件下で発生が予測できるよう重み付けなどを行い配点した。その結果、雪崩危険度判定方法 (試案) の要素別階級別配点表は、表-3 (表層)、表-4 (全層) のとおりとなった。

要素	階級	配点	
積雪深	50 cm ≤ h < 100 cm	1	
	100 cm ≤ h < 150 cm	3(*1)	
	150 cm ≤ h	4	
	1.00 ≤ Δh < 1.05	1	
	1.05 ≤ Δh < 1.40	2	
降雪量	24 時間累計降雪量(s)	10 cm ≤ s < 30 cm	1
		30 cm ≤ s < 50 cm	2
		50 cm ≤ s	3
気温	毎時気温(t)	-7 ≤ t < -3°C	1
		-3 ≤ t ≤ 0°C	2
風速	3 時間平均風速(w)	4m/s ≤ w < 5m/s	4
		5m/s ≤ w	5(*2)
土研方式	DI	DI ≥ 0	5(*3)

(*1): 積雪が100cm以上になると雪崩が発生しやすくなるため、重みを置いて3ポイントとした。
 (*2): 雪崩が発生させる原因につながると思われることから、5ポイントとした。
 (*3): 雪崩発生危険度を判定する上で重要な判断材料となるため、5ポイントとした。

表-3 要素別階級別配点表(表層雪崩)

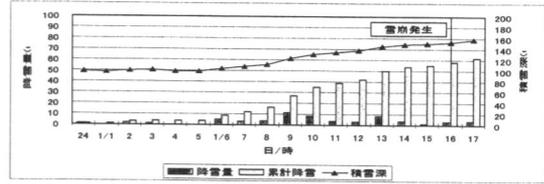


図-3 2001.2.1 における気象状況

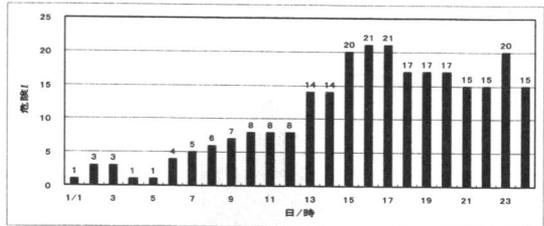
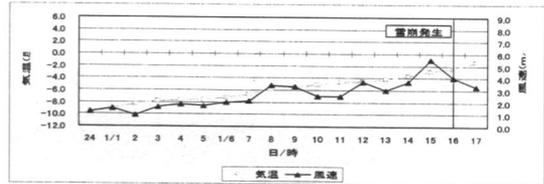


図-4 試算による 2001.2.1 における危険度推移

要素	階級	配点	
積雪深	50 cm ≤ h < 100 cm	1	
	100 cm ≤ h	2	
	積雪比(Δh)	0.8 < Δh < 1.0	1
降雪量	24 時間累計降雪量(s)	1 cm ≤ s	1
	気温	毎時気温が-4°C. かつ、発生前3日間平均気温以上	1
前々日最高気温が0°C以上. かつ、前日最高気温が0°C未満		3(*1)	
前々日平均気温-3日前平均気温が0°C以下. かつ、前日平均気温-前々日平均気温が0°C未満.		3(*1)	
雪前発生日1週間前平均気温が-10°C以下		5(*2)	
降水量	発生前3日間最高気温(t8)	0°C < t8 .and.	5(*2)
	発生前3日間累計降水量(r)	1 mm ≤ r	
土研方式	24 時間 DI	DI ≥ 0	5(*3)

(*1): 気温の変動は全層雪崩の発生要因として重要な要素であるため3ポイントとした。
 (*2): 雪崩が発生させる原因につながると思われることから、5ポイントとした。
 (*3): 雪崩発生危険度を判定する上で重要な判断材料となるため、5ポイントとした。

表-4 要素別階級別配点表(全層雪崩)

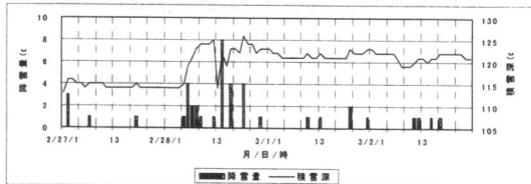


図-5 2001.3.2 における気象状況

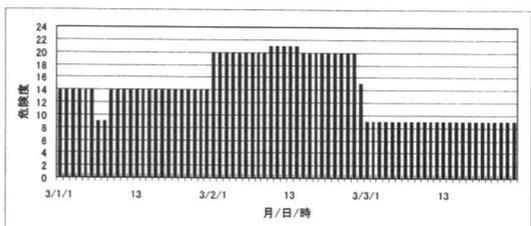
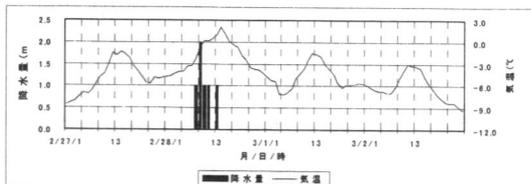


図-6 試算による 2001.3.2 における危険度推移

次に、表-3(表層)、表-4(全層)を用いて、2001年2月1日と2001年3月2日について、雪崩発生危険度を算出した。その結果はそれぞれ図-4、図-6のとおりとなり、図-4の表層雪崩では発生時刻と想定された16時から17時に21点となったことから、危険度が20点を越えた場合、雪崩発生の危険性が高いとした。同様に、図-6の全層雪崩でも10時から14時にかけて21点となったことから、危険度が20点を越えた場合、雪崩発生の危険性が高いとした。

5. 雪崩危険度判定方法（試案）の検証

雪崩危険度判定方法（試案）を用いて2001年12月から2002年3月15日における雪崩発生危険度を算出し、検証を行った。その結果の一部（図-7（表層雪崩））を以下に示す。

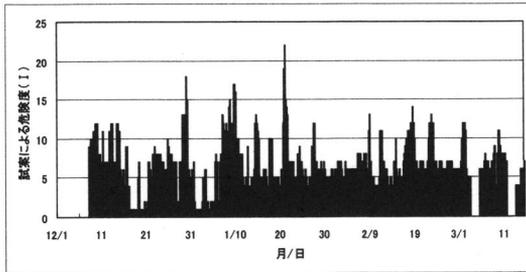


図-7 2002 冬期における危険度推移(表層雪崩)

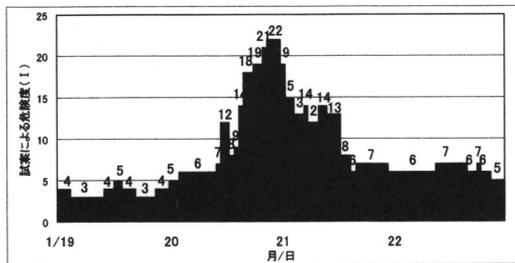
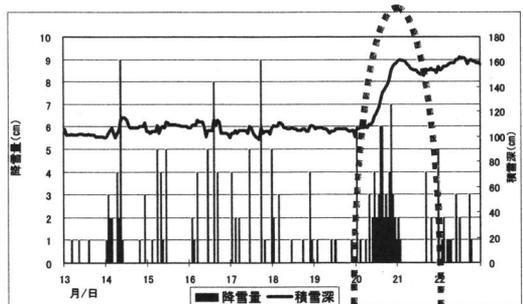


図-8 2002.1.20 における危険度推移(表層雪崩)

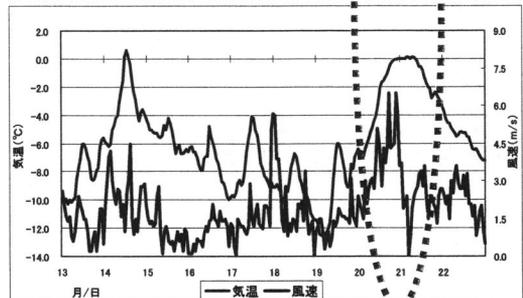


図-9 2002.1.20 前後における気象推移状況

図-7を見ると1月20日において20点を超えた。この部分を拡大したものが図-8で、21時から24時にかけて21点以上の値が出現したことから、この時間帯に表層雪崩が発生した可能性が高かったと考えられる。図-9は20日前後の気象状況で20日10時以降に連続的な降雪があり、21時には積雪深が150cmを超えた。また、気温は3時から上昇傾向を示し、風速も5m/sを超えたため、雪崩発生危険度の値が上昇したと推察されます。ただし、この時点で雪崩の発生を確認していない。実際、翌21日から大量の降雨ため、夜には国道が通行止めとなり、その後、支笏湖周辺で雪崩の発生が確認されていることから、対象斜面でも同様に発生した可能性がある。そうなる発生要因としては、降雪と降雨両方の影響が考えられるため、確実に予測出来たとは言えない。全層雪崩についても、表層雪崩と同様に危険度判定を行い、20点を超える日が出現したが、雪崩の発生を確認することが出来なかった。

6. まとめと課題・今後の予定

上記の結果、今回の試案は毎時に雪崩発生危険度を算出できる。発生予測は表層雪崩について比較的適応性は高いが、全層雪崩については低い。課題としては作成に用いた雪崩発生の事例が少ない。各気象要素の階級や配点の設定根拠が明確で無いものもある。合計点に応じた危険度ランクが設定されていない。使用した気象データは対象斜面の気象データではない。

今後は、まとめと課題を踏まえ、試案を修正・改良し精度向上を図るとともに気象データの自動収集並びに雪崩危険度を自動的に判定するシステムの構築を図りたい。

参考文献：1) 北海道開発局札幌開発建設部「一般国道453号千歳市支笏湖畔雪崩調査」報告書（平成13年3月）

各種屋根葺材を用いた実大屋根で発生する滑雪の観測

千葉隆弘 (㈱雪研スノーイーターズ)

小林敏道 (㈲コバ建築事務所)

苫米地司 (北海道工業大学建築学科)

1. はじめに

建築物に作用する積雪荷重の評価は、建築基準法施行令第 86 条に準拠して行われる。この施行令は、2000 年に大幅な改訂がなされた。ここで、勾配屋根を対象とした積雪荷重の評価方法をみると、図 1 に示すように、改訂前では、勾配が 30°、40° および 50° を超えると段階的に積雪荷重に乗じる係数を減少させる手法が取られていた。これに対し現行では、図中に示すように、積雪荷重に乗じる屋根形状係数 μ_b は、 $\mu_b = \sqrt{\cos(1.5\beta)}$ (β : 屋根勾配) で示され、曲線的に減少させる手法が取られている。以上のように、滑雪が発生している事例¹⁾ がみられていたものの、改訂前に評価できなかった 20° 前後の屋根勾配でも滑雪を考慮した積雪荷重評価が可能になった。しかし、現行の屋根勾配のみを指標にした評価方法は、改定前と変わらず、滑雪の発生に大きく影響を及ぼす屋根葺材およびその表面劣化や各地域の外気温状況は、具体的に考慮されていない。更なる滑雪状況の観測や屋根葺材と滑雪の生との関係について検討を行う必要があると言える。

このようなことから本研究では、実大規模の建築物を対象に各屋根葺材で発生する滑雪を観測した。この結果から、実大屋根で発生する滑雪と屋根葺材および温度状況との関係について検討を行った。

2. 観測方法

滑雪の観測には、A：新品の塗装鋼板、B：劣化を想定した塗装鋼板、C：C 種膜材料の 3 種類の屋根葺材を用いた。劣化を想定した塗装鋼板は、新品の塗装鋼板をワイヤーブラシで目粗しを行って作製している。各屋根葺材の表面性状（表面粗さ、接触角）を表 1 に示す。新品の塗装鋼板をみると、表面粗さおよび接触角両者とも一般的な塗装鋼板で得られる値を示している。劣化を想定した塗装鋼板の表面性状は、10 点平均表面粗さ R_z が 10.6、接触角が 64° で、表面粗さが新品に比べて 15~18 年劣化に相当しているが、接触角が新品に比べて若干小さくなる程度である。C 種膜材料では、表面粗さが塗装鋼板に比べて大きくなる傾向を示し、接触角が塗装鋼板に比べて 10° 程度大きくなっている。

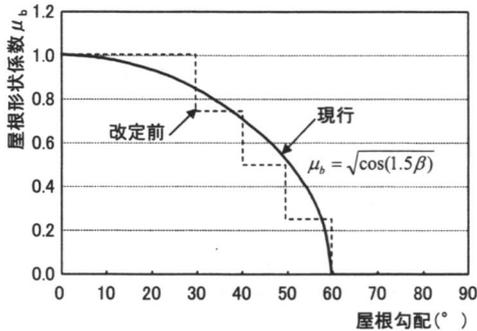


図 1 勾配屋根の積雪荷重評価

表 1 用いた屋根葺材の表面性状

	接触角	表面粗さ		粗さの波形
		Ra	Rz	
A	70°	0.7	3.2	
B	64°	1.4	10.6	
C	83°	7.7	39.4	

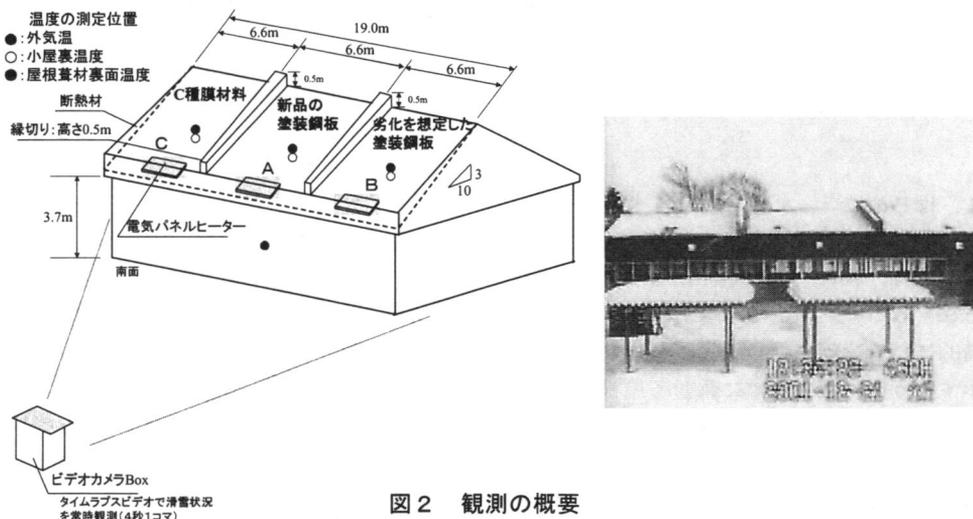


図2 観測の概要

観測は、北海道江別市の酪農学園大学構内にある既存牛舎を対象に行った。観測の概要を図2に示す。図のように、屋根の規模が幅 19.0m×長さ 4.5m、屋根勾配が 3/10 である。この屋根を図中に示す縁切り板を用いて3等分し、先に示した各屋根葺材を設置した。本観測では、小屋裏温度が保たれている場合に発生する滑雪を対象にするため、図中に示すように小屋裏温度を加温した。加温には、電気パネルヒータを用い、設定温度を3℃とした。このような条件の下で発生する滑雪は、タイムラプスビデオを用いて4秒1コマ間隔で撮影した。同時に、滑雪の発生に大きく影響を及ぼす外気温、各屋根葺材下の小屋裏温度および屋根葺材表面温度を15分間隔で測定した。各温度の測定には熱電対を用いた。なお、観測期間は、2001年1月20日～3月10日(2000年度)、および2001年12月20日～3月15日(2001年度)である。

3. 観測結果

2001年度の2/11～2/20を例に各温度および屋根上積雪深の推移を図3に示す。図のように、各温度の推移をみると、小屋裏温度は設定した3℃前後で推移している。次に、屋根上積雪深の推移をみると、Aの新品の塗装鋼板では、1日のうちに頻繁に滑雪している。Bの劣化を想定した塗装鋼板では、前述のAに比べてゆっくり屋根雪が移動し、1日のうちに完全に滑雪する事例はみられない。外気温が上昇する日中に屋根雪が移動し始め、外気温が低下する夜間に停止するとういサイクルを数日繰り返して屋根雪が完全に滑雪している。このため、Bにおける屋根雪の堆積日数はAに比べて長くなり、Bの屋根雪が堆積している期間中にAでは2回滑雪する事例もみられる。このような状況を見ると、塗装鋼板は、劣化すると滑雪性が大きく低下することが明らかで、勾配屋根の積雪荷重評価を行う場合は、滑雪性を確保することを考慮する必要があると言える。CのC種膜材料の場合をみると、屋根上積雪深の推移は、Bの場合と同様の傾向を示す。

次に、滑雪時の屋根上積雪深と温度状況との関係についてみると以下のようなになる。Aにおける屋根上積雪深10cm前後の場合をみると、滑雪は、屋根葺材表面温度が0℃前後で推移している状況で発生している。屋根上積雪深5cmの場合では、屋根葺材表面温度が小屋裏温度の推移に関わらず外気温に依存しているため、外気温が急激に上昇した場合に滑雪している。この場合、外気温が急激に上昇するまでに数十日を要した場合もみられるため、屋根雪の堆積

日数が前述の 10cm の場合に比べて長くなる傾向を示す。ここで、各年度で得られた屋根雪の堆積日数と滑雪時の屋根上積雪深との関係を図 4 に示す。なお、2000 年度における観測期間中の平均気温は平年に比べて -2°C 前後低く、2001 年度の平均気温は平年に比べて 3°C 前後高い状況であった。図のように A をみると、屋根上積雪深の減少に伴い堆積日数が増加する傾向を示す。年度ごとにみると、平年に比べて寒冷であった 2000 年度では、屋根上積雪深の減少に伴い屋根雪の堆積日数が増加し、屋根上積雪深が 5cm 前後になると 15 日程度になっている事例がみられる。これに対して、平年に比べて温暖であった 2001 年度をみると、屋根上積雪深の減少に伴い屋根雪の堆積日数が増加するものの、5 日前後で滑雪している。このように屋根雪の堆積日数は、滑雪時の屋根上積雪深と外気温の推移状況に大きく影響を受けている。次に、B をみると、両者の関係は、前述の A の場合と同様の傾向を示すものの、滑雪状況が 1 日のうちに完全に滑雪しない場合が多くみられたため、A に比べて屋根雪の堆積日数が大きくなる傾向を示す。2000 年度における屋根雪の堆積日数が長期にわたる場合をみると、20 日前後に達している。C の場合をみると、両者の関係は、A および B と同様の傾向を示し、いずれの年度においても 5 日前後で滑雪している。以上の結果をみると、観測の対象とした牛舎では、屋根上積雪深が小さい場合に屋根雪の堆積日数が数十日に及んでいるものの、積雪荷重の評価を行う場合、積雪深の年最大値が対象となるため、日本建築学会建築物荷重指針²⁾に示されている制御積雪荷重(年最大 7 日増分積雪深を用いた積雪荷重)の適用範囲と言えよう。しかし、地域によっては、屋根雪の堆積日数が数十日になる外気温状況および積雪状況になる可能性が十分にある。このような場合は、滑雪する条件を設定して屋根雪の堆積日数を推定³⁾し、この日数内の積雪荷重で評価できると考える。

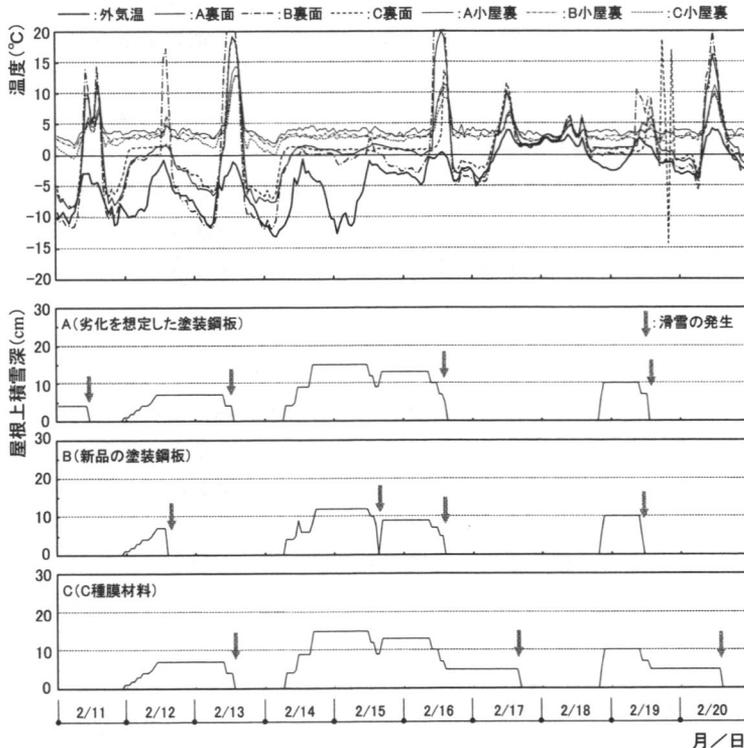


図 3 各温度および屋根上積雪深の推移 (2001 年度 2/11~2/20 の場合)

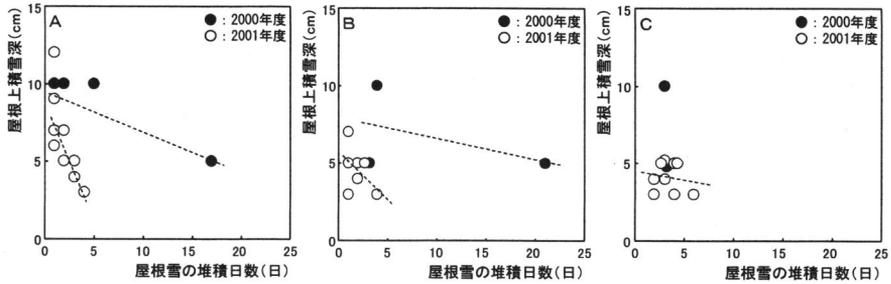


図4 屋根雪の堆積日数と滑雪時の屋根上積雪深との関係

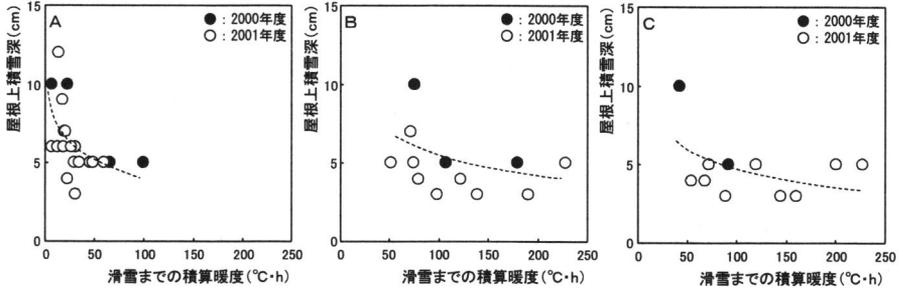


図5 滑雪までの積算暖度と屋根上積雪深との関係

滑雪の発生条件を温度状況から設定する場合、1日のうちに滑雪せずに数日にわたる場合は、滑雪するまでの外気温や小屋裏温度の積算暖度⁴⁾で滑雪条件を設定することが有効と考える。ここで、本観測で得られた各屋根葺材における滑雪するまでの積算暖度と屋根上積雪深との関係を図5に示す。なお、積算暖度の算出には、小屋裏で加温を行っていることから小屋裏温度を用いている。図のように、Aの場合をみると、両者は、屋根上積雪深の減少に伴い指数曲線的に積算暖度が増加する明瞭な相関関係を示し、各年度でのバラツキも小さい。BおよびCの場合をみると、前述のAに比べて積算暖度が1.5~2倍程度大きくなる傾向を示すものの、両者の関係はAと同様である。このように、滑雪するまでの積算暖度を用いることで屋根上積雪状況や外気温状況、および完全に滑雪するまでに長期間を要する場合に対応した滑雪の発生条件を設定できると考える。

4. まとめ

本研究では、勾配屋根における滑雪を考慮した積雪荷重評価の確立を目的に、実大規模の屋根を対象に各屋根葺材を用いた滑雪状況の観測を行った。その結果、滑雪時の屋根上積雪深が多い場合には、日本建築学会建築物荷重指針に示されている制御積雪荷重を用いることが可能である。しかし、制御積雪荷重を用いることが不可能な地域があることが十分に予想でき、このような場合には、滑雪時の積算暖度で屋根雪の堆積日数およびその日数内の積雪荷重で評価できると考える。今後は、以上の結果を基に気象データを用いた積雪荷重評価について検討を行う予定である。

【参考文献】

- 1) 小林敏道, 他2名: 畜舎建築の屋根上積雪状況について, 第15回日本雪工学会大会論文報告集, pp.141-144, 1999.2
- 2) 日本建築学会編: 建築物荷重指針 第5章積雪荷重, pp.169-217, 1993.6
- 3) 高倉政寛, 他3名: 制御積雪荷重を用いる勾配屋根における制御日数について, 日本建築学会構造系論文集 No.528, pp.53-57, 2000.2
- 4) 千葉隆弘, 苫米地司: 勾配屋根における屋根上積雪荷重の評価に関する研究, 日本建築学会構造系論文集 No.539, pp.37-42, 2001.1

電線表面温度と気象因子の関連性調査

高山 健 ・ 守護 雅富 ・ 岡本 誠 ・ 大浦 久到 (北海道電力)

1. まえがき

平成 13 年 2 月、従来とは異なる条件で発生したと考えられる特異な電線着雪を観測した¹⁾。電線着雪条件についてはアメダスデータを基に検討したが、その発生メカニズムの解明のためには、電線表面温度と日射量および風速条件の関係を把握しておく必要がある。筆者らは、平成 13 年～14 年の冬季間に北海道電力(株)総合研究所敷地内に簡易な観測設備を設置し、電線表面温度が日射量および風速から受ける影響について調査した。観測期間中は暖冬のため、平成 13 年 2 月と同様の気象条件を得ることはできなかったが、本稿ではこれまでの観測結果を報告する。

2. 目的

今回の観測目的は、送電線風雪害の原因となる送電線への着氷雪現象を解明するために、気象因子と電線表面温度を継続的に観測し、電線着雪へ影響する電線表面温度と気象因子の関連性を明らかにすることにある。

3. 電線着雪の要因

電線着雪の主な要因として、以下があげられる。

- 外気温：0℃前後から若干のプラス気温が着雪しやすい。
- 降雪の含水率：含水率が高いと電線への付着力が高く着雪しやすい。
- 降雪量：着雪の発達に影響を与える。
- 風速：風速が大きいくほど直接電線へ吹付ける降雪量が大きくなる。
- 電線表面の粗度：電線への付着力・保持力が変化する。

4. 観測の概要

- (1) 観測期間：平成 14 年 2 月 6 日～3 月 31 日
- (2) 観測場所：江別市 北海道電力(株)総合研究所前庭〔以後、総研前庭〕
- (3) 観測項目：観測項目を表-1 に示す。

表-1 観測項目一覧

項目	測定箇所	仕様	備考
電線表面温度	TACSR1160mm ² , 330mm ² の表裏、計 4 点 (表：日向, 裏：日陰)	熱電対 T 型	電線表面に白ビニールテープで貼付
風向・風速	電線サンプル設置箇所の風上側	Davis 製	1パルス for 1m/s 0～9V for 0～360°
外気温	電線サンプル設置箇所の下部	白金測温抵抗体	
日射量	電線サンプル設置箇所の上部	英弘精機製 全天日射計 MS-601F	ファン付き 7mV=1kW/m ²

※降雪量については、新篠津で観測されたアメダスデータを用いた。

表 1 に示す項目について、サンプリング間隔を 1 秒で観測期間を通して連続観測を行った。測定データは、最終的に 10 分間統計値に変換して解析する。

(4)観測箇所の状況

観測箇所は、隣接する太陽光パネルにより早朝に、また研究棟本館により夕方に短時間日射が遮られるものの、それ以外に障害物の少ない開放空間である。また、冬季間の主風向である北西～西の風に対しては、風上側が総合研究所の広い前庭であるため、風の通りが良好で風況が電線表面温度に与える影響度を判断するうえで好都合である。図-1に観測設備の全景を示す。



図-1 観測設備の全景

5. 観測結果

観測機器や熱電対の接地など機器の調整によりデータが安定した2月22日から3月12日までの観測データについて考察を行った。なお、TACSR1160mm²、330mm²ともに同様な観測結果を得られたことから、ここではTACSR1160mm²について述べる。また、風向については電線の直角方向が南(日向)・北(日陰)であり、水平方向が東・西となる。

(1)観測外気温の評価

今回観測した外気温は、観測用電線の近傍に百葉箱を設置しないで簡易的に测温抵抗体を設置したため、日射と風の影響を受けている可能性が考えられ、観測箇所から800m離れた地点での百葉箱に設置した外気温との比較を行った。図-2は横軸に百葉箱外気温、縦軸に総研前庭での観測外気温を示したものである。今回、日射による影響など総研前庭での観測外気温がやや高めとなっているが、電線表裏の温度比較にはこの外気温を採用することとした。

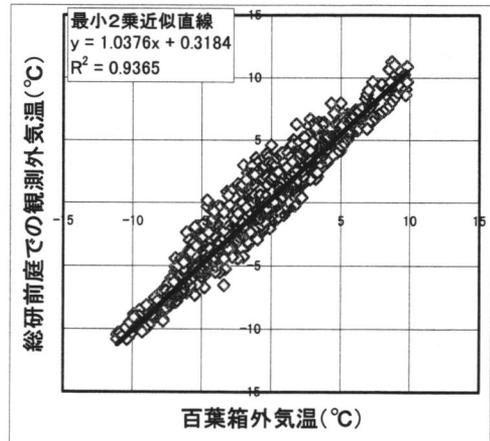


図-2 百葉箱観測外気温と総研での観測外気温の散布図と最小2乗近似直線

(2)3月1日と3月6日の観測データ

最初に、電線表面温度と外気温との差が大きかった3月1日と、小さかった3月6日の観測データに着目してみる。図-3、4に3月1日と3月6日の観測データを示す。また、両日の観測データの比較を表-2に示す。

この両日で最も特徴的な気象因子は日射量であることは明らかである。また、日中の風の影響については、3月1日は北～東風・1m/sで影響は小さいと考えられるが、3月6日については午前中

が東風・2m/s, 午後からは北西風・3~4m/s となり電線裏側に風が当たる傾向にあることから, 電線裏側の温度にも乱れが生じている. 以上のことから, 大まかに電線表面温度と気象因子について関連づけると以下のことがいえる.

- 電線表面温度と外気温の差は, 日射の影響を強く受ける.
- 電線表面温度は, 風向・風速の影響を受ける.

表-2 3月1日と3月6日の観測データ比較

気象因子	3月1日	3月6日
電線表面温度と外気温の差	大きい	小さい
電線表裏の温度差	大きい	小さい
外気温	高い	低い
日射量	大きい	小さい
風速	1m/s	a.m.2m/s p.m.3~4m/s
風向	北~東	a.m.東 p.m.北西

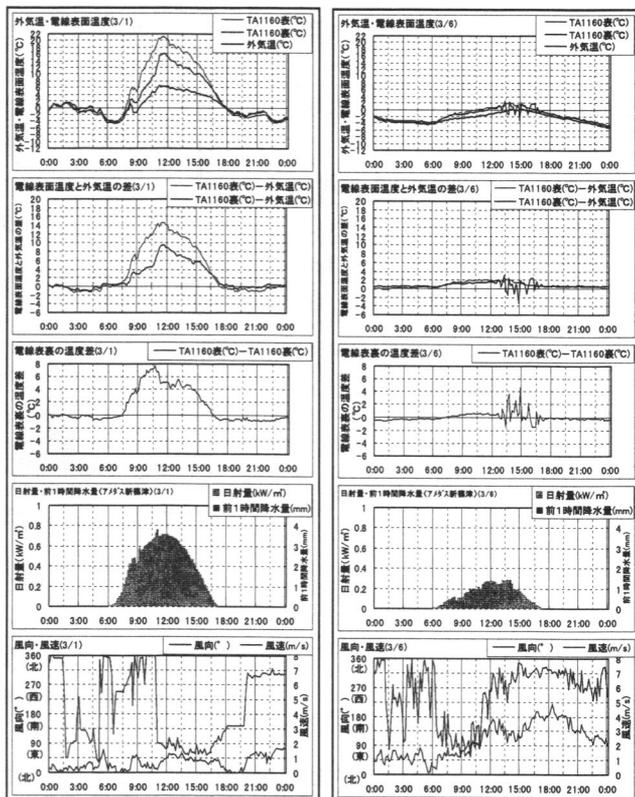


図-3 3月1日観測データ 図-4 3月6日観測データ

(3)2月24日と2月27日の観測データ

さらに, 日射量と風が電線表温度に与える影響について考察するために, 特徴的な結果を示した2月24日と2月27日の観測データをそれぞれ図-5, 6に示す. また両日の観測データの比較を表-3に示す.

電線表面温度に最も影響を与える日射量は2月27日の方が上回っている(外気温も2月27日の方が高い)ものの, 電線表面温度と外気温の差は2月24日の方が大きくなった. これは, 2月27日の方が風速が大きかったために, 電線と大気間での熱伝達に伴う熱損失が大きくなり, 電線温度が外気温に近づいたものと考えられる. このことから, 電線表面温度には日射量のほかに風速が影響を与えていることがわかる.

次に, 電線表裏, つまり直達日射があたる領域と裏側の日陰になる領域の温度差について考察する. 電線表裏の温度差は2月27日の方が大きく, これは以下の要因によるものと判断できる.

- 2月24日の主風向は南風であり, 直射日光を受ける側の風あたりが強く, 裏側が電線の陰となり風あたりが弱い.
- 2月27日の主風向は西風であり, 電線の水平方向に風を受ける. つまり, 表側と裏側での風

あたりが同等であるため、照射日射量の差異が直接表面温度の差異にあらわれてくる。つまり、電線表裏の温度差は、風速のみならず風向の影響を強く受けているといえる。

表-3 2月24日と2月27日の観測データ比較

気象因子	2月24日	2月27日
電線表面温度と外気温の差	大きい	小さい
電線表裏の温度差	小さい	大きい
外気温	低い	高い
日射量	小さい	大きい
風速	1m/s	3m/s
風向	南	西

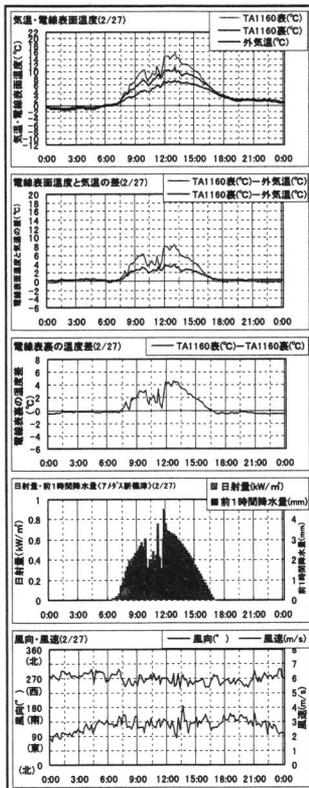
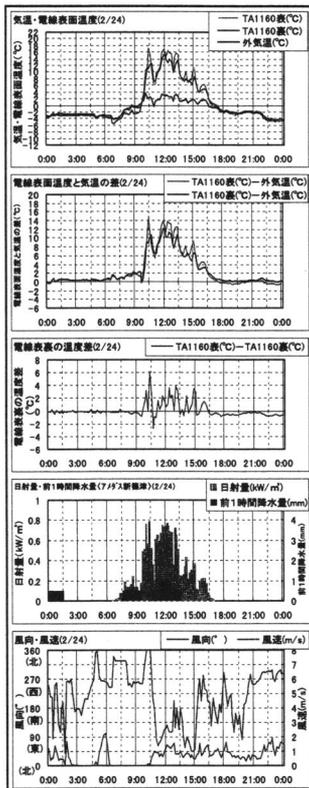


図-5 2月24日観測データ

図-6 2月27日観測データ

6. まとめ

電線表面温度と気象データ観測から、以下の結果を得ることができた。

- 電線表面温度と外気温の差は、日射量の影響を強く受ける。一方で、風速が大きくなると電線から大気へ失われる熱伝達が大きくなり、電線表面温度と外気温の差が小さくなる。
- 電線表裏の温度差は、日射や風速のみならず風向の影響も強く受けている。

7. あとがき

今回の観測では、特異な電線着雪を観測した平成13年2月と同様の気象条件は得られなかったものの、電線表面温度が日射量、風速、および風向から受ける影響について把握することができた。

今後の課題としては、降水量を含めた各観測データの相互関係、既存の電線温度算出式（日射による吸熱、放射による熱放熱、対流による熱放散）との整合性、これらについて定量的に考察を加えていくことである。

なお、今回の検討にあたり、有益なご助言を賜った北海道大学名誉教授の若濱五郎氏に深く謝意を表します。

[参考文献]

1) 岡本, 守護, 大浦: 電線着雪の特異事例について, 2001 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集 P. 20, 2001.10
 2) 古河電気工業: 電線要覧, 1995

屋外変電設備の冠雪とその抑制対策効果について

池田 豊、木村 宏義、小林 雅彦 (北海道電力株式会社)

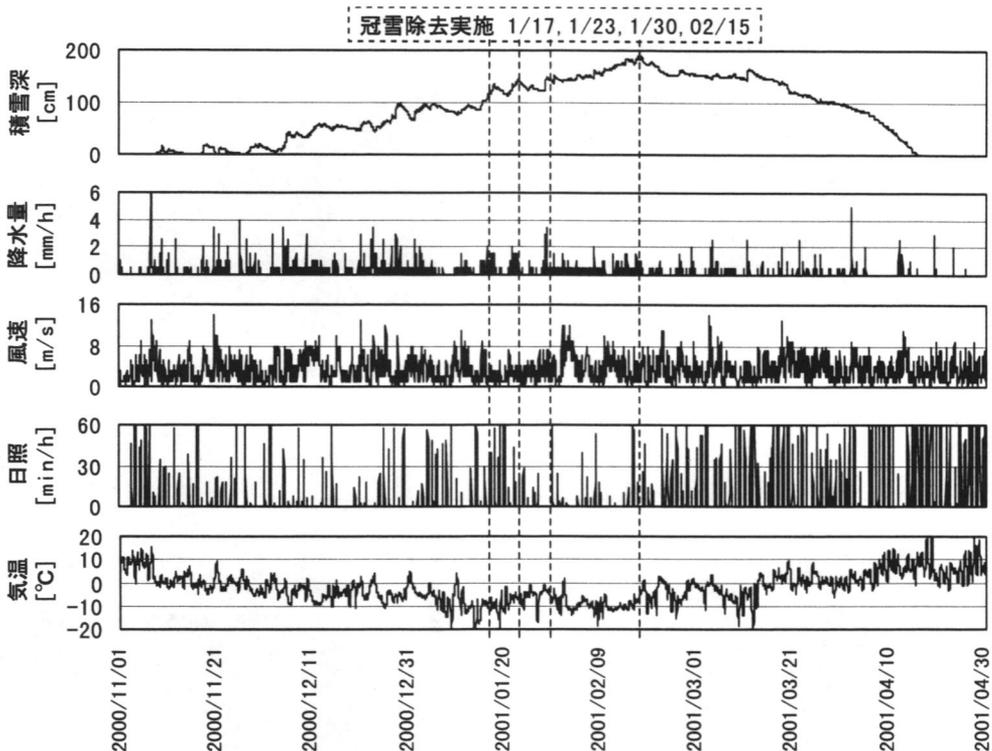
1. はじめに

屋外変電設備の充電部と本体部との間を電氣的に絶縁する碍子が塩分を含む冠雪に覆われ、この冠雪が気温上昇や日射により融雪すると碍子の電気絶縁性能が低下する。このため、北海道電力(株)では屋外変電設備の冠雪を抑制する対策に取り組んでいる。これまでも、冠雪が成長しづらい構造・形状やヒータによる融雪などにより対策しているが、気象条件によりその効果が小さい場合があるため、平成13年度にヒータによる融雪と送風ファンによる降雪飛散の冠雪抑制効果を評価した。以下に、この結果について述べる。

2. 冠雪成長時の状況

図1に、西暦2000～2001年冬期の倶知安の気象記録と倶知安変電所での冠雪除去作業の実施日を示す。冠雪が大きく成長した場合に冠雪除去作業を行うが、この直前の気象は気温0℃以下が継続し降水量0.5mm/h以上と時間当たりの降雪量が多く、この気象条件下で冠雪が成長することが分かる。

図2、図3に変電機器の冠雪状況例を示す。成長した冠雪は機器を包み込む形態となっている。また、変電機器の碍子部は凹凸形状で密な組立構造のため冠雪が自重で脱落しづらい。



冠雪除去実施：倶知安変電所 気象記録：アメダス倶知安

図1 倶知安の気象記録と倶知安変電所の冠雪除去実施日 (2000～2001年冬季)

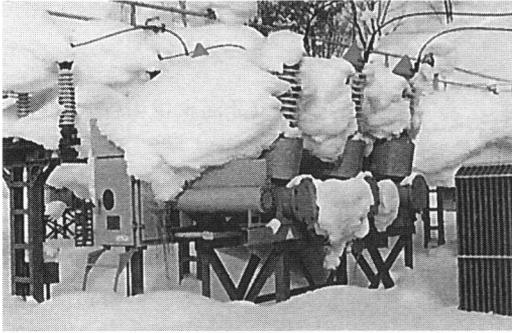


図2 72kV しゃ断器の冠雪状況 (融雪ヒータ無)

図3 72kV 断路器の冠雪状況 (融雪ヒータ無)

3. 冠雪抑制効果の評価

(1) ヒータによる融雪の効果

融雪ヒータを用いた変電機器の冠雪の状況を図4, 図5, 図6に示す。融雪ヒータから僅かに離れた上方の碍子間にブリッジ状に冠雪があることから、冠雪がある程度の厚さあるいは容積にブリッジ状に成長すると、ヒータの熱量が融雪に寄与せず、冠雪抑制の効果が期待できない。



図4 しゃ断器の冠雪 (ヒータ有り) ①

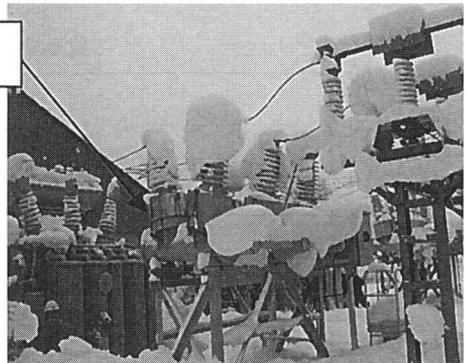


図5 しゃ断器の冠雪 (ヒータ有り) ②

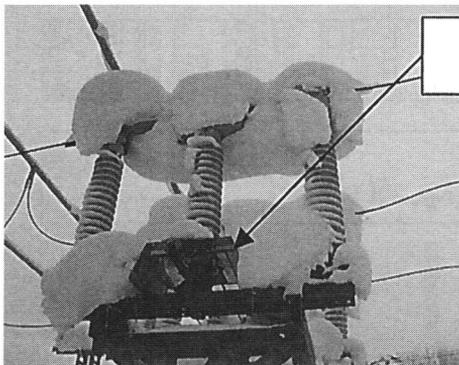


図6 断路器の冠雪 (ヒータ有り)

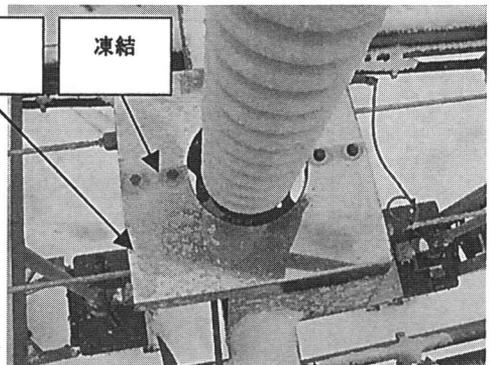


図7 断路器融雪ヒータ部

* 図4, 図5, 図6: 平成14年2月12日10時

(外温 -4°C 前日からの降雪35cm)

(2) 送風ファンによる降雪飛散の効果

冠雪が始まらない時点に送風ファンにより降雪を飛散する冠雪抑制対策を試行した。図8、図9に示すとおり風量 52 l/min、口径 300mm の送風ファンを設置した場合、図9に示す水平風速分布となった。図10および図11に示す送風ファン運転時と停止時の冠雪状況の比較から、送風ファンによる降雪飛散は比較的小さい風速 3m/s 程度の送風で冠雪抑制の効果が認められた。



図8 送風ファンの設置状況

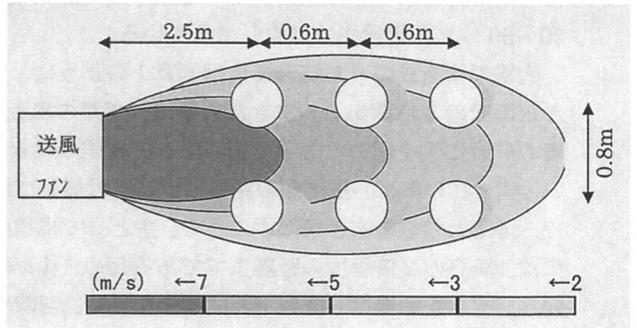
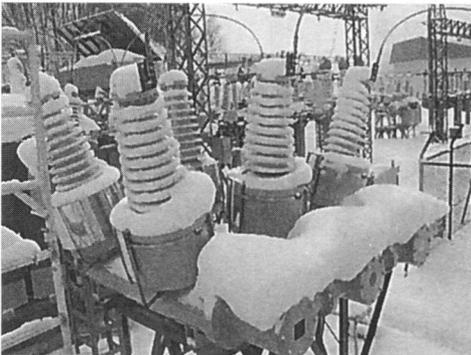
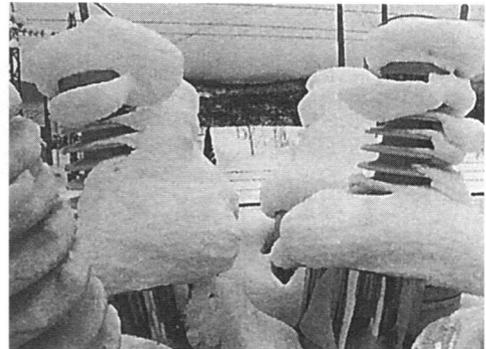


図9 送風ファンによる水平風速分布



平成14年2月1日9時30分
 外温：-3℃ 前日からの降雪：15cm
 融雪ヒータ：切

図10 送風ファン運転時の冠雪



平成14年2月12日9時30分
 外温：-4℃ 前日からの降雪：20cm
 融雪ヒータ切：

図11 送風ファン停止時の冠雪

4. おわりに

屋外変電設備の冠雪抑制対策について、ヒータによる融雪は気温0℃以下が継続し時間当たりの降雪量が多い気象条件下でその効果が小さく、また送風ファンによる降雪飛散は風速3m/s程度の送風で効果があることを確認した。今後は、冠雪抑制対策の効果的な実施方法を把握するため、降雪ほかの気象条件による冠雪の成長過程の違いを調査する予定である。

防雪柵の防雪容量に関する基礎研究

○松沢勝、福沢義文、伊東靖彦、加治屋安彦（北海道開発土木研究所）
阿部正明（北海道開発技術センター）、永田泰浩（日本気象協会）、竹内政夫（雪研SE）

1. はじめに

北海道のような積雪寒冷地の道路では、吹雪による視程障害や吹きだまりが道路交通の安全確保にとって大きな障害となっている。これまで、防雪柵や防雪林、スノーシェルター等の各種吹雪対策が行われてきた結果、かつては年間 100 件以上あった冬の国道における通行止めは、約 20～50 件／年程度まで減少してきている。

吹雪対策施設のうち防雪柵には写真 1 のように、大きく分けて、吹きだめ柵、吹き払い柵、吹き止め柵の 3 種類ある。吹きだめ柵は、道路の風上側に数十メートルほど離れた位置に設置し、柵の前後に雪を溜めることで道路上への飛雪の吹き込みを防ぐもので、吹きだまり防止効果が高い。吹き払い柵は、風上側の路側に道路に近接して設置し、柵の下部間隙から吹き抜ける強い風で、道路上の雪を吹き飛ばすことで、主として視程障害を防ぐ機能を持つ。ただし吹き払いの効果は、柵高の 2 倍程度の距離までであるため、4 車線以上の道路では、吹き止め柵が利用されている。吹き止め柵は、柵の下部間隙をなくし、空隙率を低くして柵高を高くすることにより、道路上に吹き込む飛雪を止めると共に風速を低下させ、主として視程障害を防ぐものである。



写真 1. 防雪柵（左：吹きだめ柵、中：吹き払い柵、右：吹き止め柵）

2. 吹き止め柵の設計と課題

防雪柵については、北海道開発局が平成 2 年 3 月に刊行した「道路吹雪対策マニュアル（案）防雪柵編」に基づいて設計され整備が行われている。

当時は、まだ吹き止め柵の設置事例が少なかったため、吹き止め柵の設計は、吹きだめ柵の設計方法を準用している。吹きだめ柵の単位幅当たりの防雪容量（ M_s ）は、防雪柵前後の吹きだまり雪丘が成長して柵が埋まった時点（平衡雪丘の形成時）での、柵の風上と風下の平衡雪丘の断面積の和で次の式で表される。

$$M_s = \{11.5(H - H_s)^2 + \{34 - 0.31(100 - E)\}(H - H_s)^2\} \quad (1)$$

ここで、 H ：平衡雪丘時に対する柵高(m)、 H_s ：平地積雪深(m)、 E ：柵の空隙率 (=25%)

この式より、柵高を平地積雪深と、吹きだまり量で表したものが図 1 である。図 1 から求めた柵高に、吹きだめ柵は 1 m、吹き止め柵は 2 m の余裕高を加えて設計柵高とする。ただし、最高柵高は原則として 5.0 m 以下である。

ところが、近年、吹き止め柵が雪で埋没する事例が発生している。また、防雪柵設置後に柵の

風上側に土砂が盛られるなど、沿道環境の変化によって想定した防雪機能が発揮し得ないケースが出てきた。これらのことから、周囲の地形が平坦でない場合や、地形に変化が加えられた場合にも適用できる、防雪容量の推定モデルの策定など、吹き止め柵に関する設計方法の確立が必要となっている。

3. 吹き止め柵の防雪機能

吹き止め柵は、視程障害に対応するため、道路に近接して設置し、主として柵の風上側に吹きだまりを形成させる。図2の(1)のように、風上側の吹きだまりが防雪柵の上端近くに達した時点から、視程障害の防止効果が減少し、(2)で視程障害の防止効果は失われる。また、(2)の段階を過ぎると、道路上の吹きだまりを防止する効果も低下し始める。(3)は柵が完全に埋まった平衡状態で、この時の柵前後の吹きだまり量が柵の防雪容量である。視程障害防止を主目的とする吹き止め柵では、(1)の状態までが本来の防雪機能を期待でき、吹きだまり防止機能も損なわれる(2)の段階が、吹き止め柵の実質的な適用限界と言える。

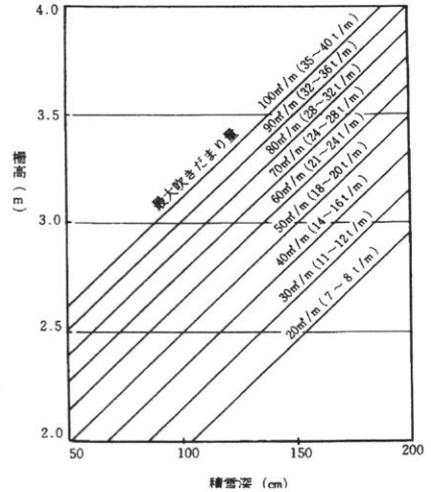


図1 積雪深と吹きだまり量と柵高の関係¹⁾

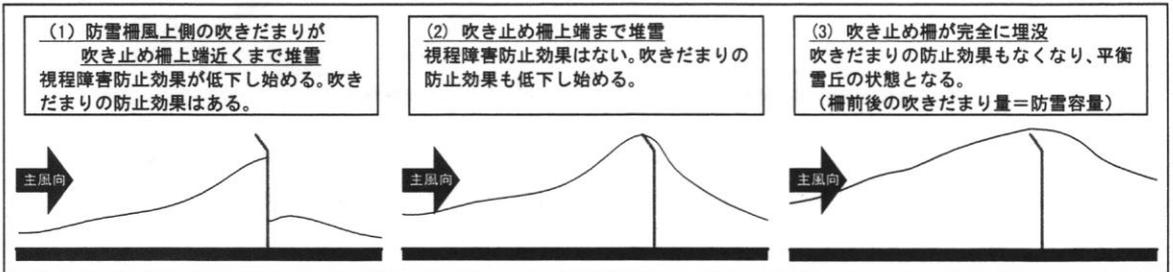


図2 吹き止め柵の吹きだまりの発達と防雪機能

4. 吹き止め柵の風上側吹きだまり量

図3に実際に計測された吹き止め柵の雪丘形状を示す。5つの事例のうち事例3、事例4では雪丘が成長して吹き止め柵の上端部まで達している。吹き止め柵の風上側の影響範囲は、事例1、事例2の雪丘形状から、吹きだめ柵と同様に、柵高の10倍程度であると言える。また、柵から柵高の2~3倍の範囲で多くの雪が吹き溜まっていることもわかる。

実質的な吹き止め柵の適用限界である、柵上端まで堆雪した際(図2の(2)の段階)の吹きだまり量の見積は、吹き止め柵を設計、整備する上で重要な指標であるが、この状態の風上側の吹きだまり量算定のために、図4のようなモデルを考える。吹き止め柵の単位幅あたりの風上側吹きだまり量(M_S)は、図4のように柵からの距離が $0 \sim 10m (= 2H)$ での吹きだまりAの断面積(M_A)と、緩やかに堆雪した吹きだまりB(M_B)の断面積の合計から推定できる。図3の事例3と事例4から、吹きだまりAの雪丘形状を、(水平距離:高さ=10:3)の傾きで直線近似する。この値を用いると、吹き止め柵の風上側の吹きだまり量(M_S)は(2)式によって表される。ただし、(2)式はあくまで事例3、4の観測条件(平地積雪深は2m以下)に適用できるもので

ある。(2)式に基づく計算により、適用限界での風上側の吹きだまり量を平地積雪深と柵高で表したのが図5である。

$$M_S = M_A + M_B = (1.4 H^2 - 2DH) + (1.6H^2 - 4DH) \quad (2)$$

ここに、 H = 吹き止め柵の高さ (m)、 D = 平地積雪深 (m)

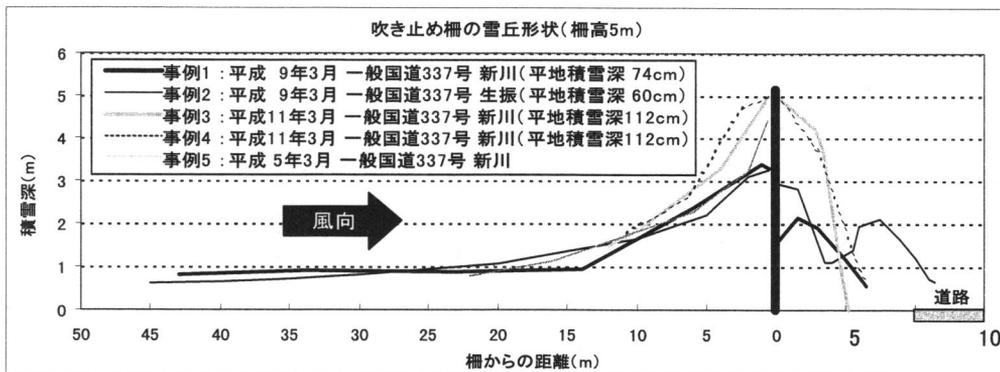


図3 吹き止め柵の雪丘形状 (柵高 5 m)

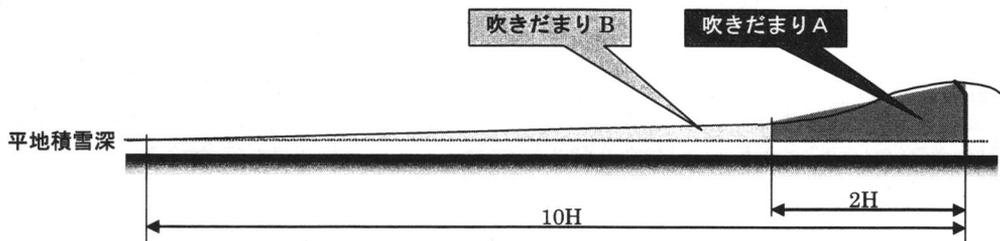


図4 吹き止め柵の視程障害防止機能が限界状態になった際の風上側吹きだまり量推定モデル

図5では、事例3と事例4の風上側吹きだまり量の実測値が、柵高5mの計算値から若干はずれている。これは、柵設置個所の地盤が平坦ではなかったことや、推定モデルでの吹きだまり形状近似の誤差によるものである。しかし、実際の防雪施設の設計においては、過剰にならない範囲で「安全側」で設計すればよく、設計時において、十分な再現期間を持った最大吹きだまり量と、積雪深を用いることで、この推定モデルの考え方が適用できると考えられる。なお、既存の最大吹きだまり量分布図²⁾は、柵の風下側の堆雪も含めているので、これを利用する場合は、風下側の堆雪も含めた吹きだまり量を算定する必要があるが、これ

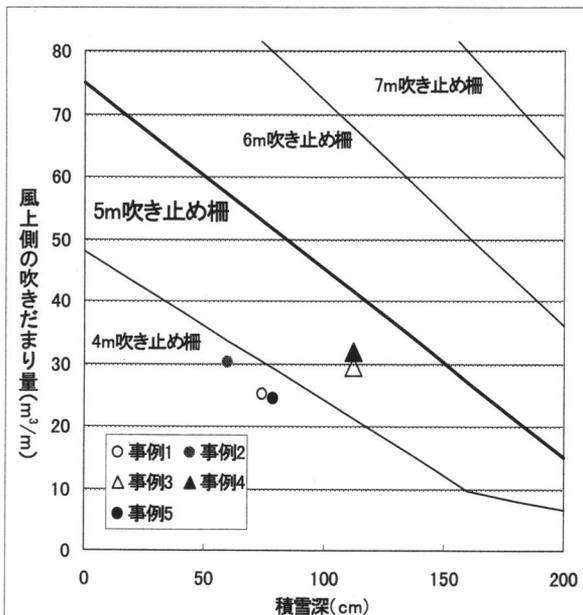


図5 柵高、積雪深と吹き止め柵適用限界での風上側吹きだまり量

については現在調査を進めている。

5. 防雪柵風上側の起伏への対応

防雪柵風上側に、土砂が捨てられていた事例（事例6）に関して、吹き止め柵の風上側吹きだまり量の推定モデルが適用可能か検討を行った（図6）。

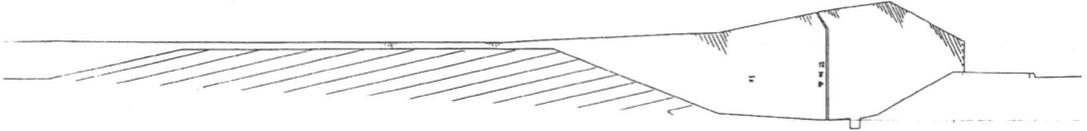


図6 風上側の盛土によって風上側の吹きだまりが少なくなっている事例（事例6）

事例6では、吹き止め柵が完全に埋没して、風下側にも大きく吹きだまりが形成されている。この時、吹き止め柵から10Hまでの範囲の吹きだまり量の測定値は $10.9 \text{ m}^3/\text{m}$ であった。計算上では、この時の平地積雪深 1.12 m に対して、高さ 5 m の吹き止め柵は風上側に $41.4 \text{ m}^3/\text{m}$ の吹きだまりを形成し得る。従って、その差である $30.5 \text{ m}^3/\text{m}$ が、地形の起伏による風上側吹きだまり量の損失と見なすことができる。一方、盛土部分の断面積は $32.7 \text{ m}^3/\text{m}$ であり、吹き止め柵の風上側吹きだまり量の損失とほぼ一致する（図7）。

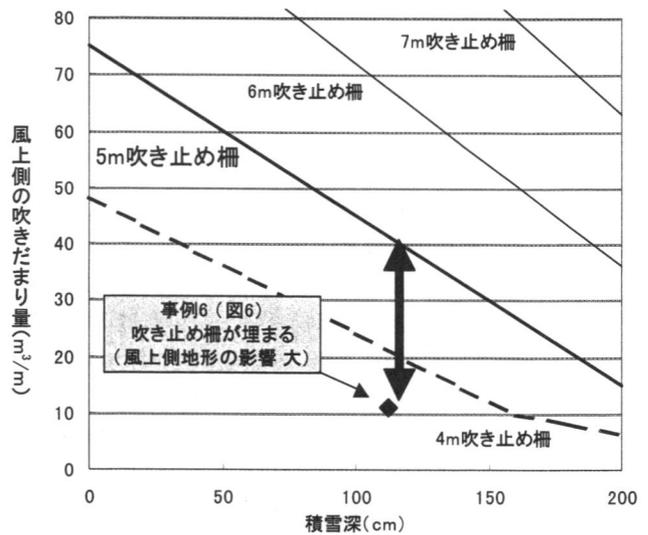


図7 風上側の地形による風上側吹きだまり量の損失

6. まとめ

吹き止め柵の柵高を決定するため、視程障害防止機能が限界状態になった際の、吹き止め柵の風上側の吹きだまり量を推定するモデルの考え方を示し実測データとの比較を行った結果、十分に適用可能であることを明らかにした。加えて、吹き止め柵の風上側に起伏のある場合、その断面積に相当する部分を考慮して柵高を決定することが必要であることを示し、その際にも今回の考え方が適用できることを示した。今回のモデルは、吹き止め柵の頂部まで雪丘が達した2つの事例に基づいて係数を与えている。今後、吹きだまりデータをさらに多く収集し、このモデルで与えた係数の信頼性の向上を図ることや、風下側の堆雪も含めたトータルとしての吹きだまり量の算定が必要と考えられる。

参考文献

- 1) 北海道開発局：道路吹雪対策マニュアル（案）防雪柵編，（社）北海道開発技術センター，127pp，平成2年3月。
- 2) 福沢義文、加治屋安彦、金子学、小林利章、金田安弘：全道の吹きだまり量分布の推定について，第14回寒地技術シンポジウム，74-79，1998。

道路上における吹雪時の視程と高さの関係

○松沢勝（北海道開発土木研究所）、竹内政夫、小林利章（日本気象協会）

1. はじめに

北海道では、滑りやすい凍結路面や、吹雪による視程障害のため、車の運転には厳しい状況にある。これまで、防雪柵や防雪林、スノーシェルター等の各種吹雪対策が行われてきた結果、かつては年間 100 件以上あった冬の国道における通行止めは、約 20~50 件/年程度まで減少してきている。その一方、冬期の多重衝突事故の件数は増加傾向にある。数十台の車を巻き込む多重衝突事故の要因の一つに、大型車の混入が上げられている (Kajiya *et al.* 2001)。運転席の高い大型車の方が吹雪時に見通しが利くといわれており、車種の違いによる視程の違いが、車種間の速度の差を生み、これが事故の誘因となっている可能性が高い。

著者らは、視程の推算式を用いて道路上の視程を計算し、高さによる視程の差を明らかにするとともに、吹雪時に道路上の数点で同時に飛雪流量の観測を行った。ここではその結果について報告する。

2. 吹雪時の視程の推算

2. 1 視程の推算式

吹雪粒子の運動形態は大きくわけて、転動、跳躍、浮遊の 3 つがある。このうち高さ 10cm 以上で卓越する浮遊は、乱流拡散モデルが適用できる。

浮遊粒子が卓越する層（浮遊層）での吹雪に関して、松沢と竹内(2002)は、以下の手順で高さ z での視程を推定することを示した。

●手順 1： 次式に適当な値を代入して飛雪濃度を求める。

$$N(z) = \frac{P}{w_f} + \left(N_1 - \frac{P}{w_f} \right) \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\frac{w_b}{ku^*}} \quad (1)$$

ここに、 P ：降雪強度($g/m^2/s$)、 w_f ：降雪粒子の落下速度(m/s)、 w_b ：浮遊粒子の落下速度(m/s)
 N_1 ：基準高度 Z_1 での飛雪濃度(g/m^3)、 k ：カルマン定数(=0.4)、 u^* ：摩擦速度(m/s)

●手順 2： 上で求めた N と高さ z における風速 V を次式に代入し飛雪流量 $Mf(g/m^2/s)$ を求める。

$$Mf = N * V \quad (2)$$

●手順 3： 視程と飛雪流量との関係を表す次式 (松沢・竹内, 2002) に上で求めた Mf を代入し、高さ z における視程 Vis を求める。

$$\log(Vis) = -0.773 * \log(Mf) + 2.845 \quad (3)$$

2. 2 視程の推算条件

次に、実際に上の手順を用いて、異なる高さでの視程をいくつかの気象条件の下で推定する。まず飛雪濃度 $N(z)$ を求めるため、風速と降雪強度を除く数値を以下のように仮定する。

降雪粒子の落下速度	$w_f = 1.2 \text{ m/s}$
浮遊粒子の落下速度	$w_b = 0.35 \text{ m/s}$

カルマン定数	$k=0.4$
高さ $Z_1 (=0.1\text{m})$ での飛雪濃度	$N_1=10\text{ g/m}^3$
摩擦速度	$u^*=0.036V_{10}$ (V_{10} : 高さ 10mでの風速)

これらの値を用い、以下の条件で計算を行った。

高さ 10m での風速	10 m/s および 20 m/s
降水(雪)強度	0mm/h および 1.0 mm/h

2. 3 視程の推算結果

(1) 雪堤が無い場合

図1は、前節の条件で視程を計算した結果である。雪堤などを考慮せず、単純に高さによる視程の違いを比較している。

図より、降雪が無い場合は、高さによる視程の差が大きくなるのがわかる。特に風速が 10 m/s のケースが、風速 20m/s のケースに比べ、その傾向が顕著である。一方、

降雪強度が 1mm/h の場合は、高さが 0.6m 以上で、風速 10m/s のケースが、風速 20m/s のケースに比べ、高さによる視程の差が小さくなるのがわかる。

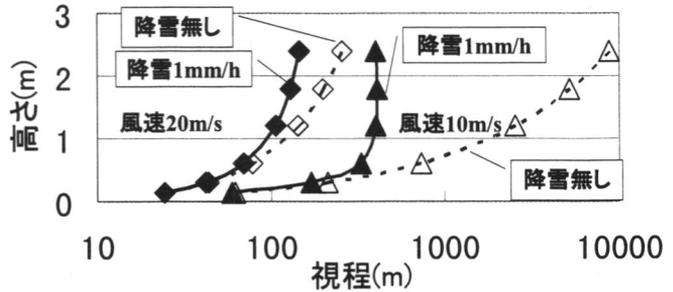


図1 高さによる視程の違い (計算値)

(2) 雪堤を考慮した場合

実際の道路では、路側の雪堤を考慮する必要がある。ここでは、図2のようなモデルを考える。跳躍粒子 (大きな黒丸) と異なり、浮遊粒子 (小さな黒丸) は、道路上でも落下することなく浮遊を続けると考えられる。そこで、雪堤の高さを H としたとき、路面からの高さ $Z \geq H + Z_1$ (図2の斜線部分) における、飛雪濃度分布は、雪堤上も道路上も同じと仮定する。

この仮定の下で、雪堤の高さが 0m、0.4m、0.8m の3条件で、かつ、降雪が無い場合と降雪強度 1mm/h の2条件で視程値を推算した。

図3にその結果を示す。図より雪堤が高くなるに従い、高さによる視程の差は大きくなる。その差は、降雪のない場合の方が、顕著である

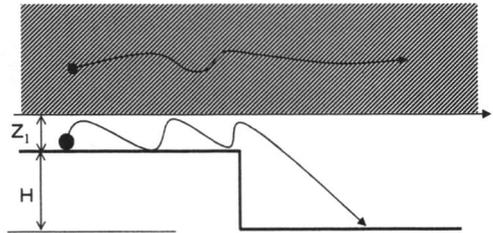


図2 雪堤がある場合の吹雪粒子の運動の模式図

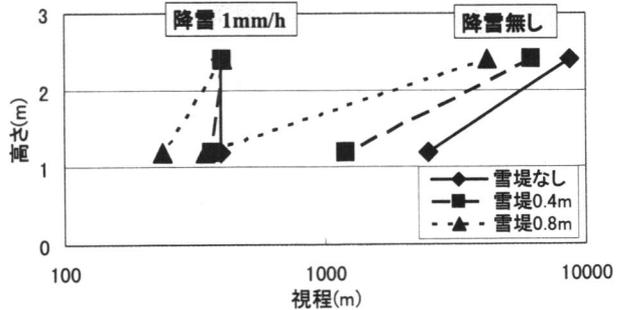


図3 雪堤がある場合の高さによる視程の推算結果

3. 吹雪時の視程の計測

3. 1 計測条件

視程の推算結果を確認するため、飛雪流量の計測を行った。計測は、石狩市の石狩川河川敷にある北海道開発土木研究所の石狩吹雪実験場で行った。計測には、直径約10cmのネット式吹雪計を用いた。計測は、雪堤の風下側約1mの地点で、図4に示す3つの高さで実施した。このうち高さ1.2mは小型車を運転するドライバーの目の高さを想定し、高さ2.4mは大型車ドライバーの目の高さを想定している。

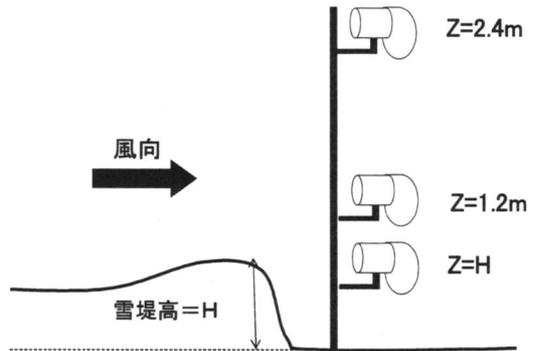


図4 飛雪流量の計測状況

計測は、2002年2月9日11:45~14:40と

2002年3月2日10:30~12:00の時間帯で実施した。2002年2月9日は、降雪が無く、高さ1.2mでの風速は6.5~7.5m/s、気温は-3.8~-6.3℃であった。また、2002年3月2日は降雪があり、高さ1.2mでの風速は8.0~10.6m/s、気温は-4.3~-6.7℃であった。

3. 2 計測結果

図5に計測結果を示す。雪堤高0.8mのデータは、2002年2月9日の3計測の平均である。雪堤高0.6mのデータはともに2002年3月2日の計測で、弱い降雪時は4計測、強い降雪時には6計測実施し、その平均をとった。その値を(3)式に代入して視程値に換算した。なお、現地で降雪強度の計測は行っておらず、降雪の強弱は目視によるものである。

図5より、降雪が無い場合、高さによる視程の差が大きくなるのがわかる。その一方で、降雪が強くなると、高さによる視程の差が少なくなることも明らかになった。この傾向は数値計算の結果と一致する。

図6は、雪堤の高さが0.6mの事例と、0.8mの事例で、高さによる視程の違いを比較したものである。計測日はともに2002年2月9日で、降雪は観測されなかった。図6より雪堤の高さが0.8mの場合の方が、高さ0.6m場合に比較して、高さによる視程の違いが大きいことがわかる。

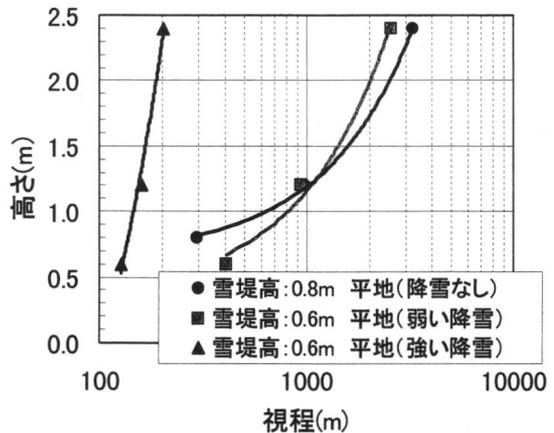


図5 降雪の強さと高さによる視程の比較

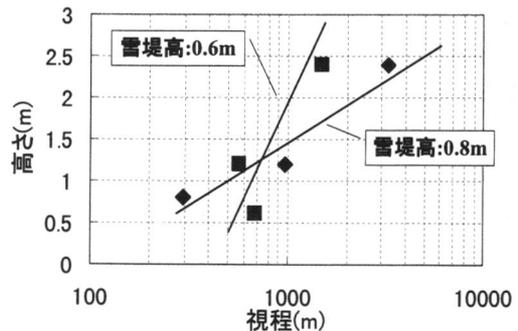


図6 雪堤高と高さによる視程の比較

4 考察

今回の研究から、降雪のない場合に高さによる視程の差が大きくなる一方で、降雪が強い場合は、高さによる視程の差は少なくなることが明らかになった。吹雪時は、雪面から巻き上げられた浮遊粒子（高い地吹雪粒子）と、上から降ってくる降雪粒子が空間に混在する。降雪の空間濃度は高さ依存せずほぼ一定である一方で、浮遊粒子の濃度は、高くなるにしたがい減少する。降雪が強くなると、相対的に、風に巻き上げられる浮遊粒子の割合が少なくなるため、高さによる視程の差が小さくなると考えられる。

また、雪堤が高くなるに従い、視程の高度差が大きくなることも、実測から明らかになった。これは、路側から道路上に吹き込む飛雪粒子の濃度の垂直分布は、路側に近い道路上でも成り立つことを意味している。

さらに、実測では確認していないが、計算上では、降雪のない場合に、風速 10m/s における視程の高度差は、風速 20m/s における視程の高度差に比べ大きくなることが示された。これは、風速が大きくなると、雪が、より高く舞い上がりやすくなると考えられる。

5. 結論

以上の結果を、大型車のドライバーの目の位置と、小型車のドライバーの目の位置に置き換えて整理すると、以下の結論が得られる。

- 強い降雪のあるときは、大型車と小型車からの見え方の差は少なくなる。
- 降雪が弱い、或いは地吹雪だけの場合は、大型車と小型車からの見え方の差は大きくなり、大型車からの方が見えやすい
- 特に、路側の雪堤が高くなるほど、見え方の差は拡大する。

降雪や、吹雪の発生を止めることは、人間の力では不可能であるが、雪堤を低くすることは可能である。すなわち、大型車と小型車の見え方の差を少なくするためには、雪堤を低くするような道路構造や道路管理を検討する必要がある。

参考文献

- 1) Yasuhiko Kajiya, Yasuhiro Kaneda and Kazuhiro Tanji : Factors Inducing Multivehicular Collisions During Visibility Reduced by Snowstorm, Transportation Research Record, 1745, 61-66, 2001.
- 2) 松沢勝、竹内政夫：気象条件から視程を推定する手法の研究、雪氷、64、77-86、2002.

排雪害をともなう狩勝峠の盛り土法面へ植栽された木本類の成長経過

斎藤新一郎 (専修大学北海道短期大学) ・ 鳥田宏行 (北海道立林業試験場)

まえがき

山岳地を通る道路建設では、破壊された森林を取り戻すために、木本による法面緑化が不可欠である。これについては、切り土法面と盛り土法面において、積雪および排雪と関係して、植栽木の成長に大きな違いがある。それゆえ、それらの保育管理について、異なった手法が適用されることが肝要である。

国道 38 号の狩勝峠の盛り土法面 (新得町) において、筆者たちは、植栽後 8 年を経過した、盛り土法面のケヤマハンノキおよびトドモミ (トドマツ) を調査して、これまでの成長経過を明らかにしつつ、向後に実行されるべき保育 (維持管理) 手法を検討して、管理者である帯広開発建設部に提案することにした。

調査地の概要

調査地の盛り土法面は、長大なものである。植栽樹種では、現在、初期成長の旺盛な、エゾシカに食害されにくかった、ケヤマハンノキが順調に成長して、既に積雪深をはるかに抜き出ている (写真-1)。これらは、枝抜け・幹曲がりなどの雪害を軽減するために、かつて、管理者たちによって、裾枝打ちされた。



写真-1 調査地の全景(02.3.8)

先駆樹種・ケヤマハンノキのみが成長してきた

また、初期成長の遅いトドモミが、ようやく、一部ながら、雪上に頭を出してきた。トドモミには、法面にそのまま植えられたもの (単木植え) と、小ステップを造って (切りこみ式ステップ)、雪害を軽減して植えられたもの (3 本束植え) とがある。

その他の樹種は、ほとんどがエゾシカに食害されてしまった。けれども、最近の食害の減少にともない、一部のシラカンバおよびヤナギ類が、萌芽回復しつつある。

調査結果

ケヤマハンノキは、平坦地 (旧道跡地) において、ほぼ通直に伸び上がっている。しかし、法面では、積雪+排雪のグライド圧を受けて、全個体が、程度にかなりな違いがあるけれど

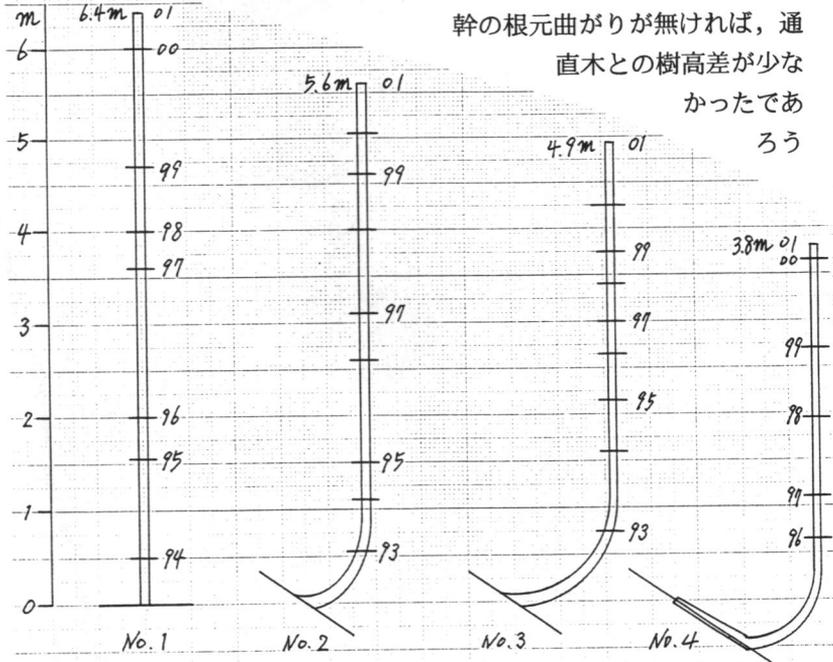
No.	Year	93	94	95	96	97	98	99	00	01
1	--	0.50	1.55	2.00	3.60	4.00	4.70	6.00	6.40	
2	0.55	1.10	1.50	2.60	3.10	4.00	4.60	5.05	5.60	
3	0.75	1.60	2.15	2.65	3.00	3.40	3.75	4.25	4.90	
4	*	*	*	0.65	1.10	1.95	2.70	3.65	3.80	

*下向きの幹(地面を匍匐している部分); 93年は植栽後の苗木高

も、幹の地際の根元曲がりを示している(表-1, 図-1)。これは、根元曲がりによって、斜になった幹、弧を描いた部分の幹、あるいは、地面を匍匐した幹が、その分、上長成長を差し引かれたことを意味する。

なお、軽度の根元曲がりであっても、地際の山側に傷跡(樹皮剥け: 雪圧害, 野鼠の食害, ほか)のある

図-1 ケヤマハンノキの年々の樹高成長量



幹の根元曲がりが無ければ、通常直木との樹高差が少なかったであろう

表-2 小ステップの有無および3本束植え・単木植えにおけるトドモミの成長経過(m)

No.	Year	94	95	96	97	98	99	00	01
I	1	0.30	0.36	0.53	0.67	0.81	1.08	1.29	1.47
	2①	0.38	0.48	0.66	0.96	1.23	1.55	1.70	1.83
	②	0.32	0.39	0.56	0.75	1.02	1.28	1.58	1.82
	③	0.22	0.31	0.47	0.67	0.85	1.11	1.29	1.39
	3①	0.21	0.24	0.33	0.54	0.87	1.37	1.80	2.04
	②	0.23	0.26	0.37	0.57	0.71	0.86	1.10	1.42
	③	0.22	0.27	0.32	0.45	0.64	0.74	0.80	--
	4	0.28	0.36	0.48	0.64	0.88	1.12	1.38	1.70
	II	5	0.25	0.29	0.39	0.60	0.82	1.11	1.38
6		0.34	0.37	0.53	0.64	0.78	1.05	1.24	1.40
7		0.18	0.20	0.28	0.37	0.54	0.63	0.92	1.24
8		0.25	0.29	0.43	0.61	0.92	1.20	1.53	1.86

註) I: 小ステップあり, 3本束植え, II: 小ステップなし, 1本植え; --: 枯れ, I4: 大曲がり(地面を這う), ①~③: 3本束植えの中の各個体



写真-2 トドモミの3本束植え(小ステップあり) 2本が優勢であり, 1本が劣勢である

個体が観られた。

また、トドモミは、3本束植えと法粋工の組み合わせが、単木植えと法粋工無しの組み合わせ

せに比較して、4年後の成長経過と同様に（斎藤ほか 1998），より良い途中経過を示している（表-2，写真-2，3）。

ただし、3本束植えにおいては、最近の伸長量が、単木植えに比較して、むしろ、鈍化する傾向にある。また、小ステップ（雪圧防止杭つき）に植栽されていても、根元曲がり、さらには、根抜け（根返り，uprooting）さえも、一部の個体には、観察された。

考 察

植栽後8年間の成長経過から、この盛り土法面においては、向後の維持管理に当たり、次のような保育手法が必要になってくる。

森林の復元にマイナスな要素である、幹の根元曲がり（成長の抑制）、積雪+排雪にともなう雪害（グライド圧による幹曲がり（図-2）、幹折れ、幹割れ、枝抜け）を防止ないし軽減するために——排雪は永久に継続するから——、グライド圧を防止する杭打ち（雪圧防止杭）を、法面の上部に、十分な数だけ（1本/m²）、実施する。幹曲がり、単なる成長の抑制に止まらず、その個体の種内競争における敗北をもたらし、先駆林を形成させて、後継樹を導入ないし自然侵入させてゆく、森林の復元過程にマイナスにもなるからである（図-3）。

トドモミの8年間の成長経過から、3本束植えは、近い将来に——雪上木に達したなら——、1本に間引き、種内競争による成長の鈍化を解消させるべきである。単木植えでも、生き残った個体には、優勢なものも散見される。けれども、やはり、全体を順調に成長させるためには、小ステップに植栽することが望ましい。または、各個体ごとに杭打ちを実施する必要がある。

ケヤマハンノキとともに、先駆林を形成させる見込みで導入され、食害にあったヤナギ類およびシラカンバについては、萌芽回復しつつある。ヤナギ類は、このまま放置しておいても、立ち上がってくるであろう。ただし、シラカンバについては、雪害防止のためにも、複梢整理、裾枝打ちなどを必要とする。

ケヤマハンノキの広い列間には——天然侵入を待つには時間がかかり過ぎるので——、再度の植栽が望まれる。当然のことながら、長寿で、耐陰性もある、後継樹種が望ましい。針葉



写真-3 単木植えのトドモミ（小ステップなし）雪圧で強く曲げられている

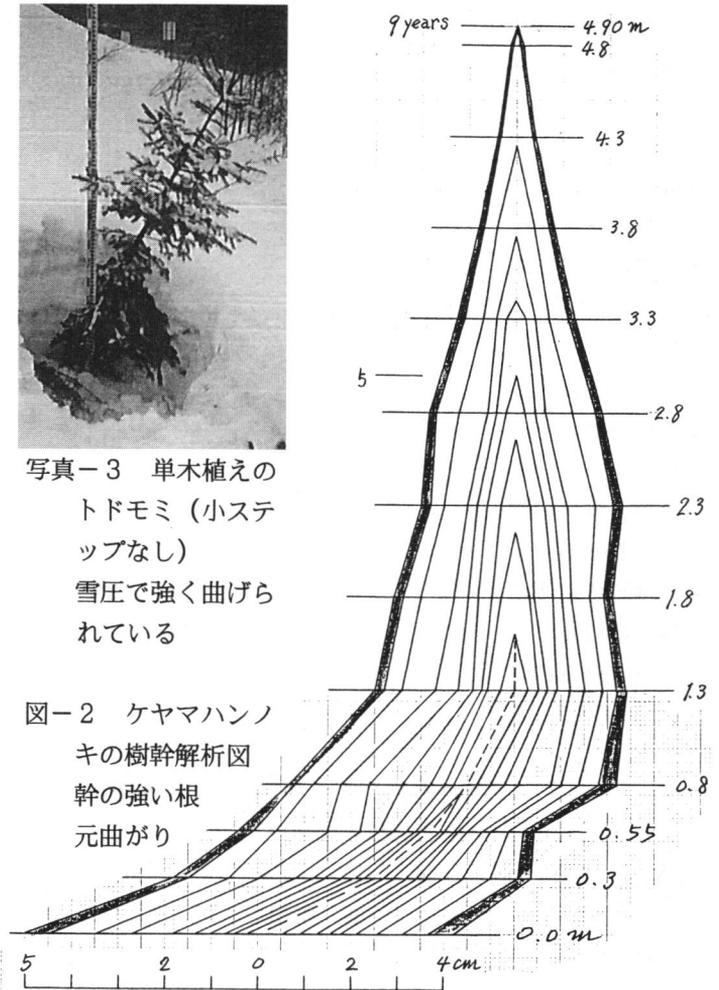


図-2 ケヤマハンノキの樹幹解析図 幹の強い根元曲がり

図-3 幹の根元曲がり木の形態と種内競争との関係 (模式図)

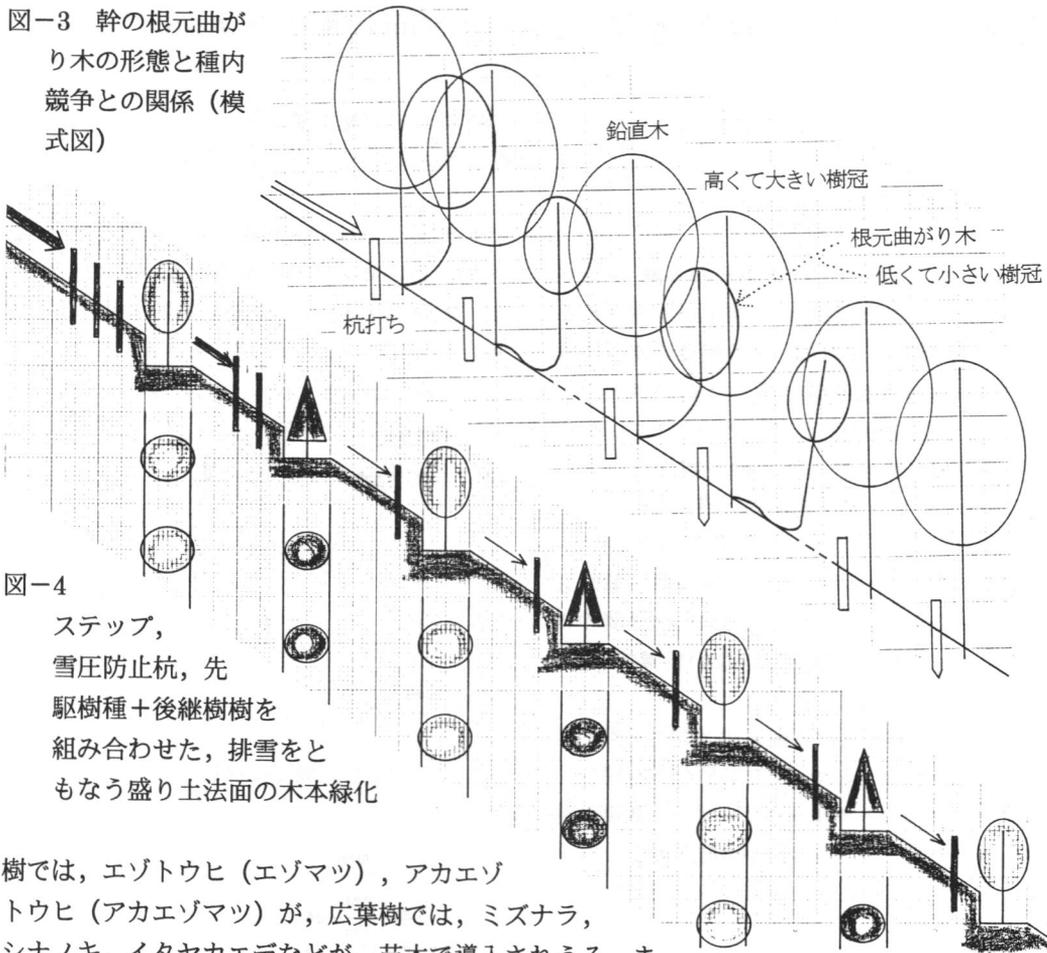


図-4

ステップ、雪圧防止杭、先駆樹種+後継樹種を組み合わせた、排雪ともなう盛り土法面の木本緑化

樹では、エゾトウヒ (エゾマツ)、アカエゾトウヒ (アカエゾマツ) が、広葉樹では、ミズナラ、シナノキ、イタヤカエデなどが、苗木で導入される。また、鳥散布型 (被食型) のホオノキ、エゾヤマザクラ、ハリギリ、ミズキ、ほかにも、天然更新を期待しつつ、播種造林 (人工下種) も行うことが望まれる。

そのための基礎工として、小ステップづくり (階段工)、雪圧防止杭打ちが不可欠であり、現状においても、杭打ち工を補完しうる (図-4)。

参考文献

帯広開発建設部地域振興対策室, 1998. 第4回「十勝の樹木を知る」現地講習会の記録. 15pp. +参考資料 6pp.

斎藤新一郎・林 敏雄, 1993. 雪圧防止杭と裾枝打ちの組み合わせによる排雪ともなう防雪林の雪害の軽減について. 北海道の雪氷, no.12: 37~40.

斎藤新一郎, 1994. 雪害防止を兼ねた、既往法面への新しい植栽法砕工の適用試験. 北海道の雪氷, no.13: 11~13.

斎藤新一郎・孫田 敏・阿部富次, 1998. 狩勝峠の盛り土法面における植栽木の4年後の成長量と雪害対策について. 北海道の雪氷, no.17: 18~21.

斎藤新一郎, 2002. 国道38号狩勝峠の盛り土法面における木本植栽の8年後の成長経過. オリジナル・レポート, 手記 pp.

海水の成長および融解過程における表面状態とアルベドの変化

○小嶋 真輔 (北見工業大学)

榎本 浩之 (北見工業大学/観測フロンティア)

1.はじめに

これまでに行われてきた海水の実験、あるいは観測というのは、海水から海水が生成される生成・生長過程、または、ある程度の氷厚に成長してからの海水を取り扱ったものが主であった(小野他,1994)。しかしその一方で、海水の融解過程を取り扱った実験や観測はあまり例がない。オホーツク海南部の海水域では、たとえ結氷期であっても少しの温度変化で海水の融解が起こる。つまり海水の融解は一般的且つ重要な現象であり、大気-海水-海洋間の相互作用を考える上で無視できない要素である。

また、融解期における海水の光学的・熱的性質を明らかにすることで、人工衛星などを用いたリモート観測のトゥルースデータや、数値計算の基礎データとすることが可能であると考えられる。

そこで本研究では、融解期における海水の光学的・熱的性質を明らかにすることを目的として、低温室において水槽を用いた室内実験を行った。そして融解期における海水の諸性質について検討した。

2.実験装置

本実験で使用した水槽を図1に示す。海水の成長・融解両段階を通して、攪拌装置により水中に対流を生じさせた。また、水槽上部より赤外放射温度計と白金センサー設置用の棒を吊して取り付けた。白金センサーの設置位置については図2に示す。

水面より上に気温測定用のセンサーを取り付けた。水面以下には水温または氷内部温度を測定するためのセンサーをとりつけた。水面に

近いセンサーほど、間隔を狭く設置した。一番水面に近いセンサーは水深約5mmである。なお、水面より30cm下には、常に水温を測定するためのセンサー(ch13)を設置した。

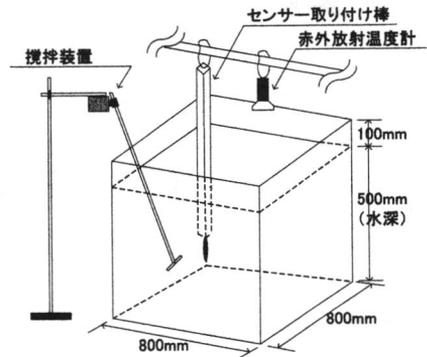


図1 実験で使用した水槽の概要

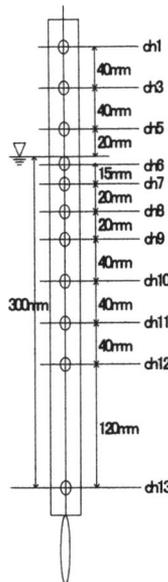


図2 白金センサー設置位置

3.実験方法

本実験は、低温室の設定温度を海水の成長過程では-20℃、融解過程では+10℃に設定して行った。氷厚が19cmに成長した時点で、低温室の冷却スイッチを切り、融解を開始した。ま

た、使用した塩水は、塩分濃度 33%の食塩水である。実験では、海水の成長・融解の各段階において、主に以下の4つに着目した。

- a) 気温・水温・氷温 (海水表面および内部) の測定 (表面温度は赤外放射温度計にて測定)
 - b) 表面反射率の測定 (Ocean Optics ,inc. PS1000 にて測定)。
 - c) 氷厚の測定
 - d) 海水の表面状態の観察
- 表面反射率の測定は、内部の塩水を抜いた状態の海水についても行った。

4.実験結果および考察

温度と時間の関係を図3に示す。グラフをわかりやすくするため、いくつかのデータは省いた。なお、IR とは赤外放射温度計の値であり、海水表面の温度を表している。

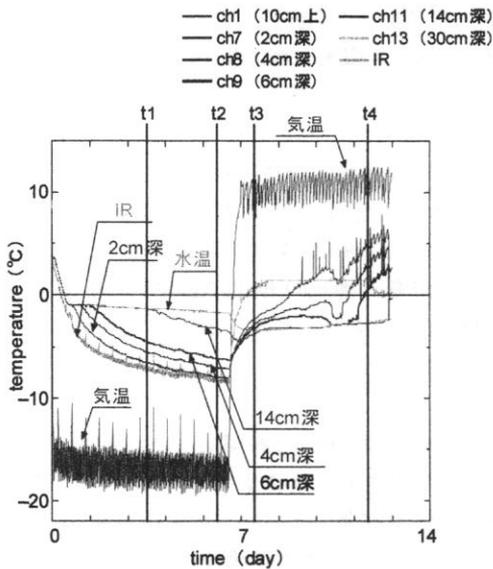


図3 温度と時間の関係

急激な気温の上昇が始まっているところが、低温室の冷却スイッチを切ったところである。水深 2cm、4cm、6cm の凍結段階での値を見ると、海水内部の鉛直温度には差がある。しかし融解段階では各値が収束している。つまり、融解段階において海水内部の温度勾配が小さ

くなっているということが考えられる。この温度勾配の変化をより詳しく確かめるため、t1～t4 の4地点での海水内部の温度勾配を図4に示す。

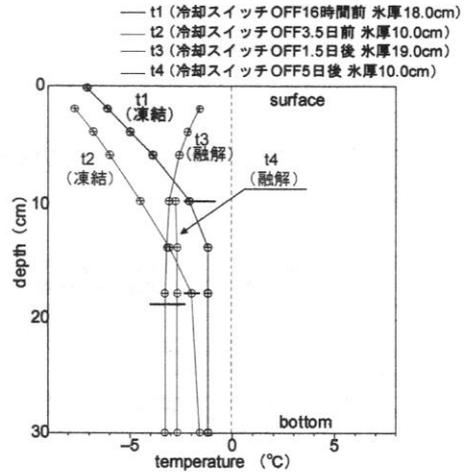


図4 海水内部の温度勾配

本実験では、海水の融解は側面や底面からはあまり起こらず、主に表面から進んでいった。よって融解開始から5日後(t4)では表面から6cmまでのセンサーは空気中に出てしまった。このとき、浮力により海水と共にセンサー設置用の棒も上昇するため、海水表層の温度は10cm深のセンサーが受け持つ形となった(センサーの位置関係については図2を参照)。t4のグラフで、10cm以上のデータが無いのはこのためである。なお、縦軸は30cmまでとなっているが、これはセンサーの設置位置であり、水深は50cmである(図1、図2参照)。

前述の通り、図4からも凍結段階に比べ融解段階で温度勾配が小さくなっているのが確認できる。また、融解段階においての海水内部の温度は水温にほぼ等しくなっている。ここでその水温に注目してみると、結氷段階より融解段階において水温が低くなっている。このことは、図3からも見ることができる。低温室の冷却スイッチを切った直後、気温の上昇に伴って海水表面温度、あるいは海水表層付近の内部温度は上昇している。一方、水温や海水底面付近の内

部温度は低下している。融解期における水温低下の原因については、現在検討中である。だが、気温の上昇に伴い表層付近の海水が暖められたことにより、そこに存在していた冷たいブラインが急速に抜け落ちたことが、結果的に水温を低下させたのではないかと考えることができる。

次に、時間・温度・氷厚・アルベドの関係を図5に示す。

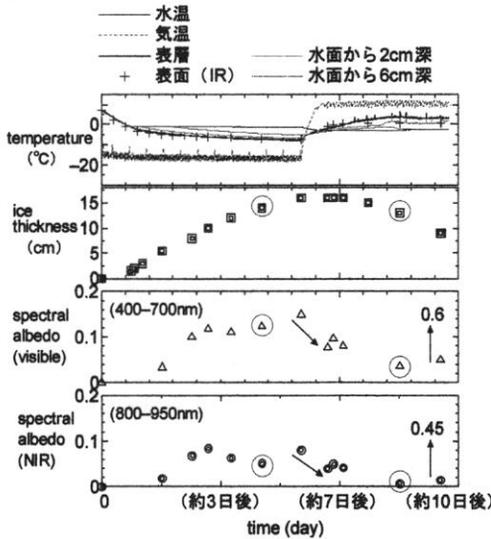


図5 時間・温度・氷厚・アルベドの関係

spectral albedo のグラフは、可視が 400 から 700nm の平均値、近赤外は 800 から 950nm の平均値を用いた。なお、一番上にある温度と時間の関係を示すグラフについては、図3の説明で詳しく述べたので、ここでは省略する。しかし凍結段階と融解段階をわかりやすくするために掲載した。

図5から、同じ氷厚でも凍結段階と融解段階ではアルベドが異なり、融解を開始してすぐにアルベドが低下しているのが見られる(この間約半日)。これは海水の融解によって、海水表面に薄い水膜が形成されるために起こる。だが、一度減少したアルベドが、その後再び僅かながら上昇し、その後再び低下している。これは、以下に示すような海水の表面状態の変化に関

係している。

本実験では、融解を開始してから約半日で、海水上部が白くなった。凍結段階において海水上部の気泡やブラインポケットを満たしていた海水やブラインが、融解が開始されたことで抜け落ち、気泡やブラインポケットが空洞化して不均一な表面となった。これにより、空洞化した部分で光を散乱しやすくなり、その結果白くなったと考える。なお、この時点では海水表面は湿っているが水膜は形成されていない。この時点で、アルベドが僅かに上昇した。しかし再び時間が経つと融解がさらに進み、空洞化した部分は空洞では無くなり、光は散乱されにくくなった。さらに、表面の不均一さは激しくなり、融解水によって再び表面に水膜が形成された。ゆえにアルベドは減少した。なお、グラフ中約10日後のところでアルベドが上昇しているが、これは海水内部の塩水を抜いた状態での海水のアルベドを表している。融解期において、氷厚9cmの海水を水に浮かべた状態で測定したアルベドは、可視で約0.05、近赤外で約0.01であった。しかし、この海水を手で持ち上げて内部の塩水を抜いた途端、アルベドは可視で0.6、近赤外で0.45まで上昇した。なお、Perovich(1998)は、融解期における内部の水を抜いた状態の海水のBulk Albedoを0.56から0.68であるとしており、本実験では同じような値が得られた。

本実験では、海水の融解あるいは海水内部の水が抜け落ちたことによって、海水表面状態の変化やそれに伴うアルベドの変化が起こった。これらの変化は、自然の海洋においても起こりうると考える。自然の海洋において、海水同士の上昇によって海水が水中から出た場合は、海水内部の海水が抜け落ち、アルベドが上昇すると考えられる。また、十分に厚い海水であれば、水面より上に出る部分、すなわち海水で満たされていない部分が多くなり、海水表面付近の気泡やブラインポケットは空洞化し、不均一な表面状態を形成すると考えられる。

5.まとめ

本研究は、融解期の海氷の光学的・熱的性質を明らかにすることを目的として行った。そして、海氷内部の温度勾配、海氷表面のアルベド、海氷表面の状態について、いくつかの結果を得た。以下にそのまとめを示す。

- ・ 海氷内部の温度勾配は融解開始後急激に減少し、やがて海氷内部の温度は一様になる。
- ・ 融解過程での海氷内部の温度は、水温とほぼ等しくなる。
- ・ 融解開始後、アルベドは急激に減少する。しかし海氷内部の水が抜けると、融解期であっても海氷のアルベドは上昇する。
- ・ 凍結段階と融解段階の比較から、同じ氷厚であってもアルベドや表面温度、表面状態は異なる。

6.結果より予想されることと今後の課題

- ・ 融解過程での薄い海氷と厚い海氷は、表面温度、海氷内部の温度分布、アルベド、表面に現れる融け水の塩分濃度、表面状態がすべて類似している。よって、これを区別する際は注意が必要である。
- ・ 融解が始まった直後、水温ならびに海氷底面付近の海氷内部温度が低下した。これは海氷内部に含まれていたラインが急速に抜け落ちたためと考えられる(前述)。
- ・ 融解に伴って海氷内部のラインが一度抜け落ちるとそれは履歴として残り、海氷が再凍結しても、ラインが抜け落ちる前の海氷の構造には戻らないと考えられる。

融解開始直後の水温低下についての原因は、前述の通り現在検討中である。しかし、仮にこのプロセスで水温低下が起こるとすれば、融解期の海氷から海洋へ、急速な塩や熱の供給が生じるわけである。凍結段階での海氷が塩や熱を放出しながら成長していくことは一般に知られているが、融解段階においても塩や熱の急速な放出があるとすれば、ある瞬間を考えたとき、

海洋構造に影響を与えられられる。したがって、このプロセスは融解期の海氷を取り扱う上で非常に重要な項目であり、プロセスを明らかにすることは今後の課題である。

オホーツク海南部のような季節海水域では、僅かな気温の変化で凍結と融解が絶えず起きている。つまり海氷の再凍結現象は一般的であると考えられる。一度ラインが抜け落ちた海氷が、気温の低下に伴って再凍結した際、ラインが抜け落ちる以前の構造に戻れないとすれば、それは海氷の構造をより複雑化させる原因であり、注目すべき点であると考えられる。ラインの抜け落ちが履歴として残るか否かについては、今後実験により調べていきたいと考えている。

本研究では、融解期における海氷の諸性質の変化の基礎をおさえるため、裸氷での実験を行った。しかし自然の海氷上には積雪があるのが一般的である。よって、積雪がある場合での海氷の融解実験も今後の課題としたい。

7.謝辞

本実験で使用した水槽ならびに攪拌装置は、北海道大学低温科学研究所の河村俊行先生よりお借りいたしました。ここに感謝の意を表します。なお、本研究は宇宙開発事業団「IARC-NASDA 情報システムおよび衛星データを利用する北極圏研究」(代表：榎本)の一環として行われた。

8.参考文献

Perovich, D.K. (1998) The optical properties of sea ice. *Physics of Ice-Covered Seas* (ed. M. Lepparanta), Univ. Helsinki Press, VOL.1, 195-230.

小野延雄・石川信敬・新井正・若土正暁・青田昌秋, (1994) 雪氷水文現象 基礎雪氷学講座IV 古今書院, 196p

暗視野照明の顕微鏡によるベントレー式雪結晶写真の撮影法

油川英明・尾関俊浩(北教大岩見沢)・島村 誠(北大低温研)

1. はじめに

二つの光源を用いた暗視野照明の顕微鏡により、ベントレーの雪結晶写真¹⁾と同じように、黒地に結晶が白く写し出される写真の撮影を試みた。出版されたベントレーの写真は実際に撮影されたものではなく、原板上において結晶の部分を取り取り、それを焼き付けしたもので、人為的な操作が加えられている^{2), 3)}。このような写真を直接的に撮影することは通常の顕微鏡では困難であることから、今回、暗視野照明の方法⁴⁾に加え、雪結晶を反射光により撮影する⁵⁾という方法を採用して写真の撮影を行った。雪結晶の撮影は、低温室において人工的に作製された結晶及び天然の結晶について行なわれた。

2. 撮影の方法

図1は、今回試みた雪結晶の撮影原理を示したものである。これは二つ光源を用いて行われる。ひとつの光源からは凹面鏡の中心部を無反射板で覆い、それから暗視野照明を得、他の光源からは対物レンズに取り付けたハーフミラーにより結晶に落射する反射照明を得る。このとき、雪結晶は反射防止被膜が施されたガラス板(今回はカメラのレンズ保護用フィルターを使用)に載せられ、結晶以外からは光が反射しないようにする。また、結晶が載せられたガラス板は自在回転台に取り付けるようにする。それは、板状雪結晶が常に平面状であるとは限らず、むしろ立体的な場合が多いので、第二の光源により最良の反射光を得るため、結晶面の方位を顕微鏡の光軸に対して垂直に調整するためである。そして、このような調整は顕微鏡の焦点を雪結晶の全体に合わせることもなる。

図2は顕微鏡の概観を示したものである。これは一般的な生物顕微鏡であるが、雪結晶の撮影には接眼レンズが5倍、対物レンズは3ないしは4倍のものが適している。このような倍率の対物レンズは開口角が5度程度なので、50

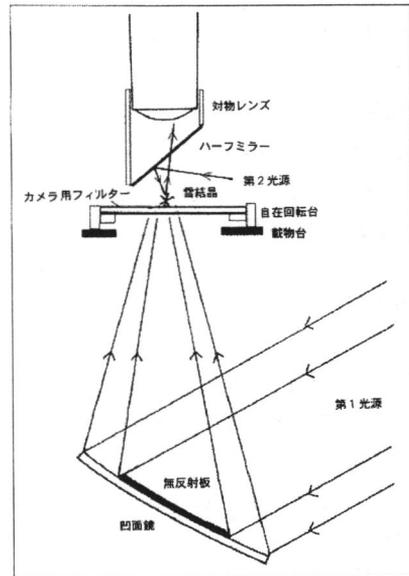


図1 二光源撮影法の原理

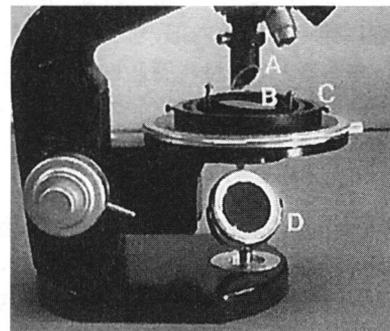


図2 顕微鏡の概観

mm 径の凹面鏡においては35mm 径ほどの無反射板(黒色の台紙)を貼り付けることによって暗視野照明が得られる。また、この無反射板は適当な色の台紙に貼り替えることにより、その色を背景として雪結晶だけが白く写し出されるカラー写真を撮影することができる。

なお、この図において、A は対物レンズに取り付けられたハーフミラー、B は雪結晶を載せるカメラ用フィルター(反射防止被膜が施されている)、C は自在回転台、D は無反射板が取り付けられた凹面鏡である。

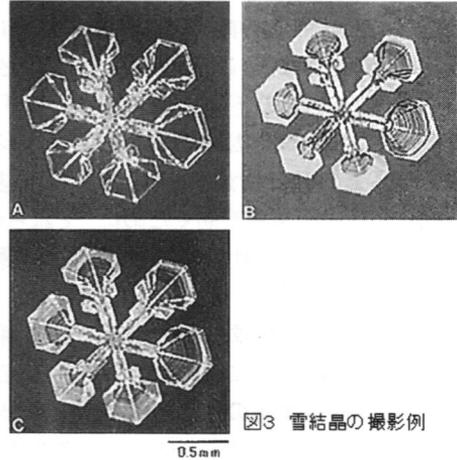


図3 雪結晶の撮影例

3. 雪結晶の撮影結果

図3は、今回の方法により撮影された雪結晶の写真を示したものである。この図で、A は透過光のみによる撮影、B は反射光のみによる撮影、C は両方の照明により撮影されたものである。C の写真は、反射光の効果により雪結晶の表面形態が推察でき、その立体的な形を大略ではあるが把握できる。今回の撮影方法による写真は、図4に示されたベントレーの写真¹⁾のように結晶全体が背景から浮き上がって写し出されていないが、他方で雪結晶の表面的な形態を知ることができることはベントレーの写真と異なる点である。

ところで、図3の雪結晶は低温実験室において人工的に作り出されたものであるが、その方法について以下に概略を述べる。

図5において、A は低温実験室で雪結晶を作製するための雲箱で、B はそれを -20°C の低温室に設置した状態を示したものである。この雲箱の中に、 0°C 近くまでゆっくりと冷却された蒸留水を噴霧し、さらに、活性炭により種まきを行う。その結果、数分後に $0.2\sim 0.3\text{mm}$ ほどの結晶が多数生成し、降下してくる。それをガラス板(反射防止被膜が施されたもの)に受け、それを -5°C の低温室に持ち込み、水蒸気の凝結を促すことにより、数分ほどで 1mm くらいの大サイズの雪結晶に成長する。

図6は、雲箱における雪結晶の作製時の温度と生成された結晶を示している⁶⁾。雲箱の内部は、水の噴霧によって -20°C から -12°C ほど

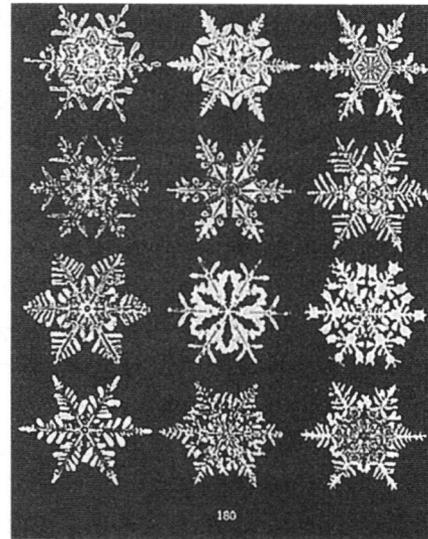


図4 ベントレーの雪結晶写真

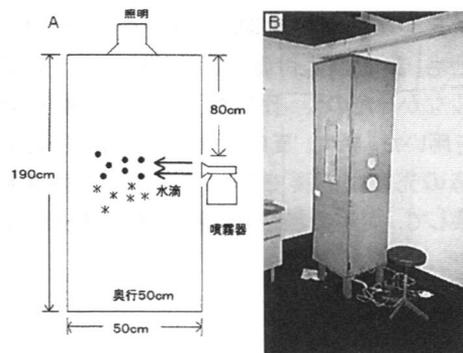


図5 低温室における人工降雪実験

に温度が上昇している。また、微水滴が無数に存在することから、この内部は水飽和の状態にあるものとみなされる。このような条件により生成された結晶が図の下方に示されているが、その形態は小扇形や広幅小六花となっている。なお、結晶上の円形は気泡を示しており、結晶が微小なことから蒸発を防ぐために、それらを灯油に浸してスライドガラスに挟んで写真撮影したためである。

ところで、結晶の生成時間は噴霧から5分程度であるが、中谷の人工雪作製においては広幅小六花が形成するのに、核(この場合は氷晶)が生成してからも20分ほどの時間を要している²⁾。噴霧式と対流式とのこのような雪結晶の形成時間の違いは、各々の装置により作製される結晶に成長機構の違いがあることを示していると考えられる。

図7は、天然の雪結晶を撮影したものである。図のAは暗視野照明、Bは反射照明、そしてCはそれら二つの照明により撮影されたものである。暗視野照明では輪郭が比較的鮮明に示されているが、中央の角板が透明であるため余り白く輝いていない。これに対して、反射照明ではその角板から反射光が得られ、それらを合わせた写真では樹枝付角板が暗視野のなかで全体的に白く浮き上がっている。

図8は、図6と同様に天然雪の写真である。この角板付結晶の写真は反射光を少し弱めて、結晶の透明感を強調したものである。このように、光源の光量を適当に調節して雪結晶の写し方を変えることができる。この結晶の大きさは1.5mmほどである。なお、雪結晶を撮影する際には光源の光量が大切な要素となる。今回の場合も、顕微鏡に付属している光源では光量が少なかったため、比較的光量の大きな照明具を用いた。特に、反射光は光量が小さいので、相応の光源が必要である。フィルムの感度も勘案して、実際の撮影が1秒以下の露出時間となるように調整した。

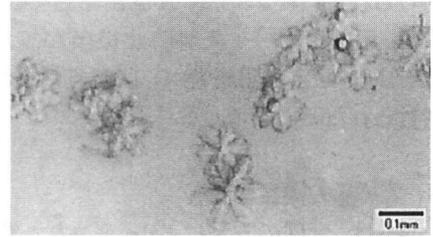
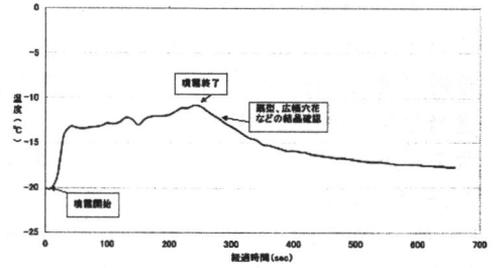
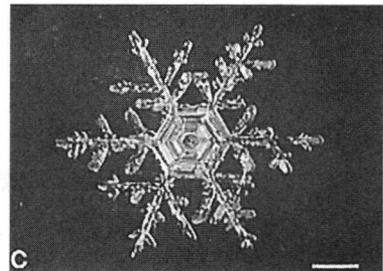
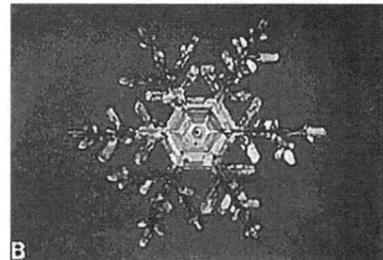
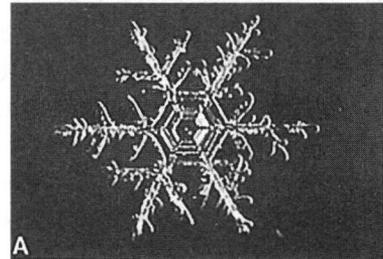


図6 人工降雪実験の温度と結晶の例 (結晶上の円形は気泡)



0.5mm

図7 天然雪の撮影例

4. おわりに

雪結晶の顕微鏡写真撮影法として暗視野照明と落射照明を組み合わせることにより、雪結晶を暗視野のなかに白く写し出すことができた。この方法は通常顕微鏡に対して簡単な部品を施すことにより準備が整えられる。暗視野照明だけによる撮影では通常顕微鏡観察と全く同じような操作で行える。また、この顕微鏡で、凹面鏡の中央に貼り付ける無反射板を適当な色の台紙に替えれば、その色を背景色として雪結晶のみ白く浮き上がったカラー写真を撮影することができる。この方法により撮影された雪結晶の顕微鏡写真は結晶が背景から分離されて写し出されることから、その形態的な研究、例えば、結晶の対称性⁷⁾や雪結晶のフラクタル次元⁸⁾の解析など、結晶本体とその背景とを分離して取り扱うようなコンピュータの画像解析には有益であると考えられる。

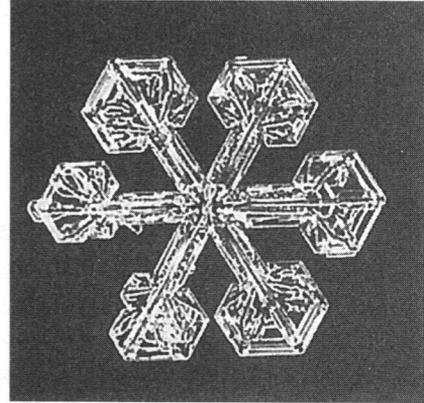


図8 反射光を弱めて撮影した例

参考文献

- 1) Bentley, W.A. and Humphreys, W.J., 1931: Snow Crystals. New York, McGrawHill Book Company, 226pp.
- 2) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 岩波書店, 165pp.
- 3) LaChapelle, E.R., 1969: Field Guide to Snow Crystals. International Glaciological Society, 101pp.
- 4) 油川英明・尾関俊浩, 2001: 暗視野照明による雪結晶の顕微鏡写真撮影法. 北海道教育大学紀要(自然科学編), 52, 第1号, 41-45.
- 5) 油川英明, 1992: 雪結晶の「裏」と「表」について. 雪氷, 54, 123-130.
- 6) 島村 誠, 2002: 低温室における降雪実験. 北海道教育大学岩見沢校平成13年度卒業論文, 50pp.
- 7) 油川英明・尾関俊浩, 2001b: 雪結晶の対称性について. 2001 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 16.
- 8) 油川英明・安武 学, 1996: 雪結晶のフラクタル次元について. 北海道教育大学紀要(第2部A), 47, 第1号, 7-15

氷晶レプリカの簡単な作成方法

平松和彦 (北海道旭川西高等学校)

I はじめに

氷晶 (ダイヤモンドダスト) は、家庭用冷凍庫やドライアイスを使った簡単な装置で作成して、常温の室内で観察することができる。本稿では、このレプリカを作成するきわめて簡単な方法を紹介し、これを顕微鏡実習のプレパレートとして使用することが、理科教材として有効であることを示したい。

雪結晶のレプリカを作成する方法は古くから知られている。最も一般的なのは、ポニビニルフォルマールを二塩化エチレンに溶かしたレプリカ液を使用する方法である。これに対して、今回使用するものは、アクリル板とアクリル用接着剤の2つだけである。あらかじめ溶液を作っておく必要もない上、危険度も低いので、子ども達でも簡単に作成することができる。

II 氷晶の作成と観察

1) 上面蓋つきの冷凍庫を使用する場合

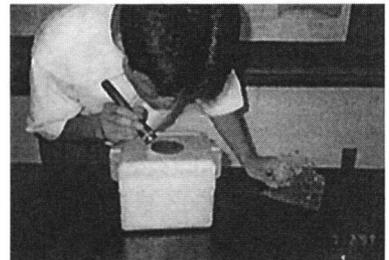
これは、博物館の実験講座などでしばしば採用されている簡単な方法である。

上蓋の付いた「冷氣湖」型の冷凍庫の中に、まず吐息で水蒸気を供給し、そこに梱包用エアキャップを潰すことで、断熱膨張を起こして簡単に氷晶を発生させることができる。これに強い平行光線を当てると、キラキラと舞う氷晶が観察される。



2) ドライアイスを使った装置を使用する場合

発泡スチロール製の箱の中央に上半分を切り落としたペットボトルを置き、ドライアイスで囲むと小さな冷氣湖が出来る。ここに吐息を吹き入れると氷晶が発生する。エアキャップを潰してもよいが、ドライアイスは約 -80°C なので、放置しておくだけで水蒸気は自己凝結して氷晶となる。

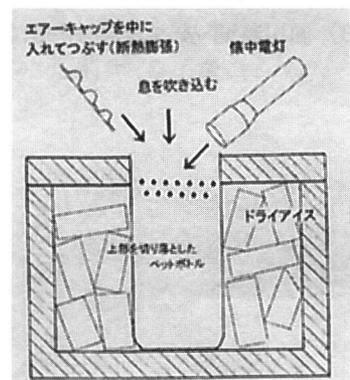


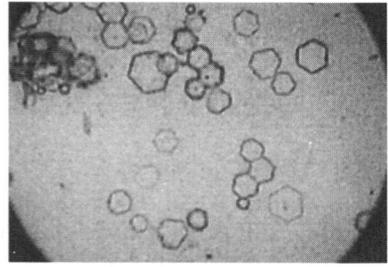
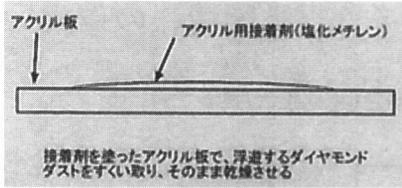
III レプリカの作成方法

A 材料

- ① 原版 アクリル板 (厚さ 1 mm)
- ② 定着液 市販のアクリル用接着剤 (塩化メチレン)

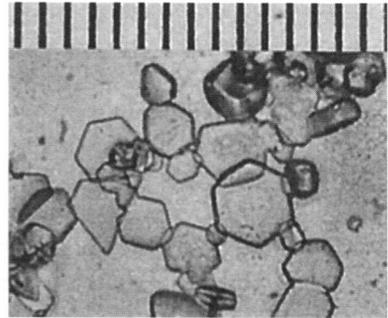
B 方法: アクリル板を切断して普通のプレパレートと同じような大きさにし、②とともに氷点下で冷却しておく。続いて氷晶をつくり、アクリル用接着剤を薄く塗って、表面を濡らしたアクリル板ですくい取り、氷点下の低温で乾燥させる。(WM方式)





レプリカの顕微鏡写真

→ ← 1目盛りは 10 μ m



IV 背景となる原理とこの方法の利点

従来、雪結晶のレプリカを作成の際に使用されてきた溶液では、ポリビニルフォルマールをジクロロエタン（二塩化エチレン）に溶かしたものが最もよく知られている。このレプリカ液をスライドガラスの上にとった雪結晶に滴下して乾燥させ、結晶の「抜け殻」を観察するというのが、レプリカ作成の原理である。ポリビニルフォルマールの代わりにアクリルを溶かしても可能で、この溶液とOHPシートで作る気象教材についてはすでに論じた。（平松,2000）

本稿で紹介した方法は、雪結晶のレプリカ作成の際に、レプリカ液の溶剤として使っていたアクリル自体を原版として、ここに塗った溶媒によって、アクリル板の表面がわずかに溶け出して「レプリカ液の薄い皮膜が出来る」ことを利用している。ここで使用する溶媒の塩化メチレンは、融点がジクロロエタンの -35.7°C に対して -96.1°C と低く、ドライアイスを使った装置でも使用できるのが特徴である。またジクロロエタンと違って引火性が無い。

有機溶媒とはいえ、塩化メチレンが「アクリル用接着剤」として一般店舗で市販されているのは、比較的安全な点からである。子ども達自身が行なう実験においては、簡単に入手できる材料を使うことは、大切な要素の一つである。

V まとめ・・・教育現場での活用

高校生物の顕微鏡実習では接眼マイクロメータと対物マイクロメータを使用して、双方の目盛りを読み取ることで、サンプルの大きさを実測させるという指導項目がある。本稿で紹介したレプリカは、気象分野の教材の一つとして位置付けることによって、地学や課題学習の素材として利用し、さらに発展させることができる。筆者は、すでに高校理数科の課題学習や授業において、この方法を使用して指導している。短時間の作業でレプリカを作り、数時間後には顕微鏡で見事な六角板を観察できることに、生徒たちも強い興味を示した。

参考文献：

- 高橋庸哉,1987:雪結晶レプリカ法への身近な材料の応用,昭和 62 年度東レ理科教育賞受賞作品集,62-64
- 平松和彦,2000:OHPシートでつくる雪結晶レプリカの利用,日本雪氷学会講演予稿集,106
- 平松和彦,宮川淳后,宮崎真哉,2001:ダイヤモンドダストの標本をつくる,第 17 回寒地技術シンポジウム報文・論文集,522-523

衛星データによる準リアルタイム雪氷圏情報の作成

荻野裕司、伊賀久晃(北見工業大学)、榎本浩之(北見工大/観測フロンティア)

1. はじめに

人工衛星 NOAA の可視及び赤外データと衛星 DMSP の SSM/I データを用いて、オホーツク海の海氷分布や移動状況、陸地の積雪分布の観測を準リアルタイムで処理利用するシステムを検討した。毎日のデータ受信で大量のデータ処理が必要であり、衛星データ解析ではシステムをなるべく自動化し公開までの時間を短縮して気象や防災情報として利用しようというのが目的である。

2. 処理システムについて

北見工業大学地域共同研究センターでは NOAA データを毎日受信している。これを自動処理補正して雪氷サーバーへ転送する。特に雪氷情報の取得に主眼を置き、転送してきたデータをカラー化して流氷や積雪に色づけを合わせた処理を行なっている(図 1、2)。また SSM/I データについても、最新(2日前)のデータを米国 NSIDC より取得し、自動処理補正を行なったデータをもとに海氷密度や氷厚などを推定している。またこれらのデータの一部を北見工業大学のホームページで公開している(図 1)。

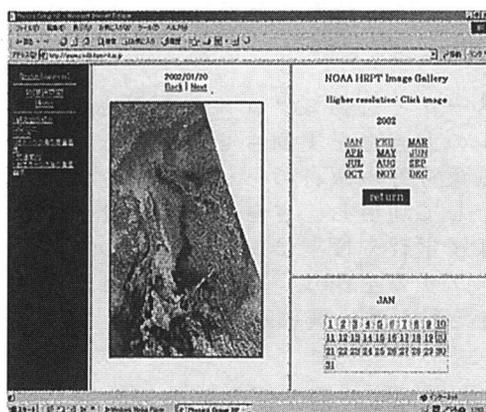


図 1. インターネットで公開している NOAA データの表示例

NOAA : <http://snow.civil.kitami-it.ac.jp/NOAA/>

SSM/I 密度度 : <http://snow.civil.kitami-it.ac.jp/SSM/I/>

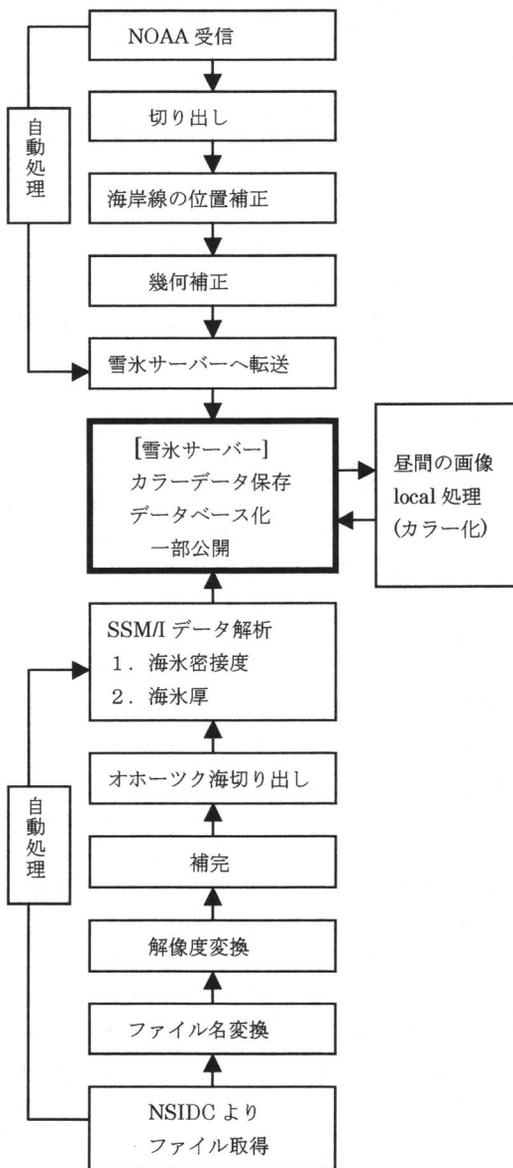


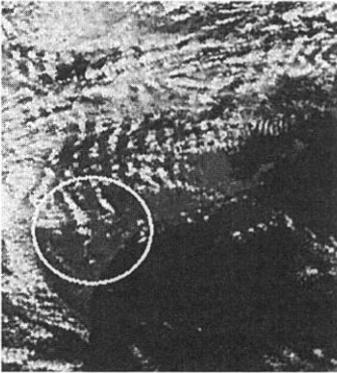
図 2. データ処理過程

3.処理データを用いた観測例

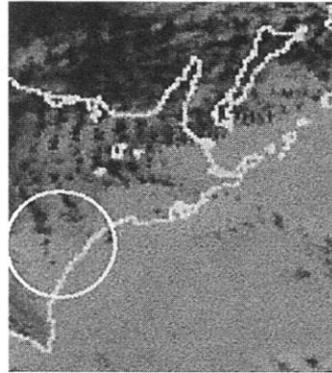
(a) 北海道の積雪開始について

北海道の積雪がいつぐらいから衛星画像を通して観測できるのか、NOAA の可視と赤外データを用いて調べた。2001 年 11 月 30 日は帯広付近が比較的晴れていたの注目して観測を行なった。まず可視データを用いて観測すると、積雪が存在すると白く写るが注目しているところには白く写っている部分が見られるが雲であると思われ、積雪の存在は観測できなかった。次に赤外データとの比較によってさらに詳細に観測を行なった。赤外データは、暖かいところほど白く、冷たくなるほど黒く写るように色付けを行ない、特に積雪・海氷に色づけを合わせるために雲が存在しているところは黒くぬりつ

ぶしてある。赤外データで比較すると、可視で白く写っていた部分は、黒いことから雲であり積雪は存在していないと確認できた。次の日 2001 年 12 月 1 日の可視データで同じ場所を観測すると、積雪であると思われる白い部分が観測された。そこで赤外データで比較すると白い部分は回りの暖かさと比べると冷たく、雲の冷たさでないこともわかり、積雪の存在を観測することができた。以上のことから積雪開始は 2001 年 11 年 30 日～2001 年 12 月 1 日頃に降雪があったとこの画像からわかる。



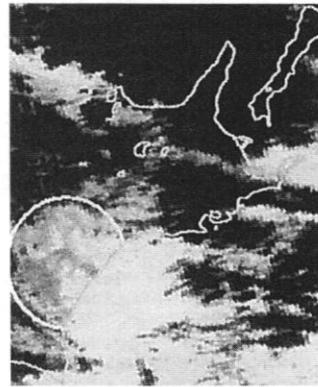
2001.11.30



左：可視 右：赤外



図 3 積雪の観測(十勝平野)2001.12.01



左：可視 右：赤外

(b) 流氷接近・拡大

2001年は例年より早い12月27日頃には海氷が北海道に接岸した。その後は、接岸、離岸を繰り返した。積雪・海氷を表示するように調整したカラー化によって雲との違いをわかりやすくすることにより、北海道に接岸している様子を観測することができた。サハリン沖に沿って分布して海氷が細い帯状に南下して北海道に接岸していることがわかる(図5左)。サハリン南部で海氷分布が蛇行しているが、これは海底地形に沿った流れのためであることが図5右よりわかる。この海底斜面は知床半島まで達しており、海氷南端もここに到達している。

4. 海洋観測などへの利用

2002年2/9~2/19にかけて海上保安庁の巡視船「そうや」への海氷観測支援を行なった。北見工業大学からはNOAAの可視データとSSM/Iデータ(海氷密接度、海氷厚)のデータを提供した。また現場観測によって得られたデータを提供してもらうことにより、より詳細な解析が可能となる。しかし、画像の送信手法の問題など、今後検討が必要である。

5. まとめ

1. 衛星NOAAデータ受信から画像処理を経てホームページ公開までの処理システムを作成した。これまでの雪氷研究室で開発した海氷分布や氷厚の解析アルゴリズムの処理解析結果も利用できるものである。
2. NOAA、SSM/Iデータなどを用いて、毎日の海氷分布や積雪分布などの雪氷圏注目した情報作成を行なった。
3. 野外作業のための情報提供や、防災、気象、流氷情報としての利用が可能である。

謝辞

北大低温研(学振研究員)の館山一孝さんにはデータ処理と現地観測との比較でお世話になりました。NOAAデータは北見工大地域共同研究センターより、マイクロ波データはNSIDCより取得した。本研究は宇宙開発事業団「IARC-NASDA情報システム及び衛星データを利用する北極圏研究」(代表：榎本)の一環として行なわれた。



図5 流氷接近の観測(左:NOAA可視データ

右:オホーツク海海底地形図合成表示)

気温測定用通風筒の温度特性と問題点

佐藤研吾、高橋修平、亀田貴雄 (北見工大)

1.はじめに

無電源地域における無人気象観測において使用される自然通風筒は、風が弱いとき日射によって通風筒が温度上昇し測定値が高くなってしまいう難点がある。南極の無人気象観測においても、風速 1~2 (m/s) 以下では夏期に昇温することが観測されている。これまで通風筒自体の研究は少ないが M.Arck and D.scherer (2001) も日射による測定気温上昇について指摘している。この難点の解消のためにソーラーバッテリー型通風筒の試験を行った。また白と黒に塗った自然通風筒を用意し、その温度差から正しい気温を求める方法を試みた。

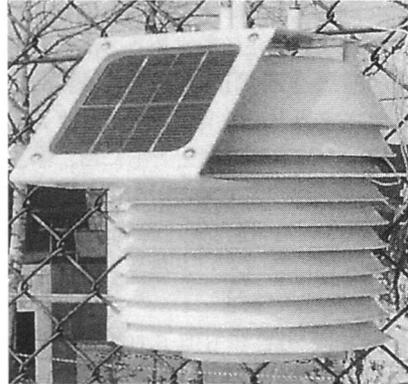


図2 II型ソーラーバッテリー通風筒

2.実験方法

2002年1月~3月に北見工大グラウンドにおいて強制通風筒、ソーラーバッテリー型通風筒、自然通風筒を7個並べた。データロガーはKADEC-U (白金センサー) と、「温度とり Jr」(TR-52) (サーミスター) を使用し、10分毎にデータを収集した。

3.ソーラーバッテリー型通風筒試験

次の2種類のソーラーバッテリー型通風筒を用いて気温観測し強制通風筒気温と比較をした。(図1、図2)

- I : クリマテック CPR-075B(ソーラーパネル上付き)
- II : クリマテック (ソーラーパネル斜め型)

図3にI型ソーラー、図4にII型ソーラーの気温の、強制通風筒との偏差を示す。I型では日中に日射の影響による気温上昇がみられる通風による効果は完全ではない。II型は気温偏差の多少のばらつきがみられるが、日射による影響は見られない。

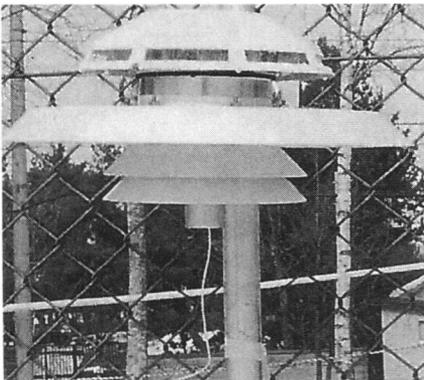


図1 I型ソーラーバッテリー通風筒

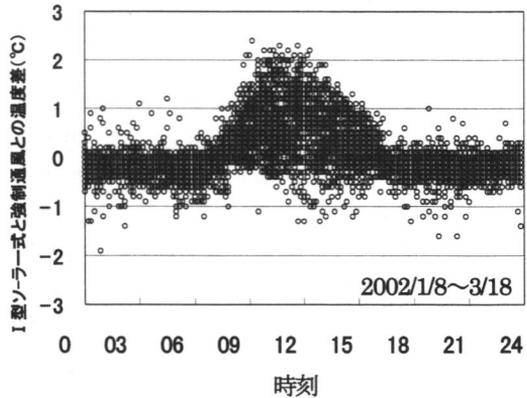


図3 I型ソーラー通風筒気温の各時刻の偏差

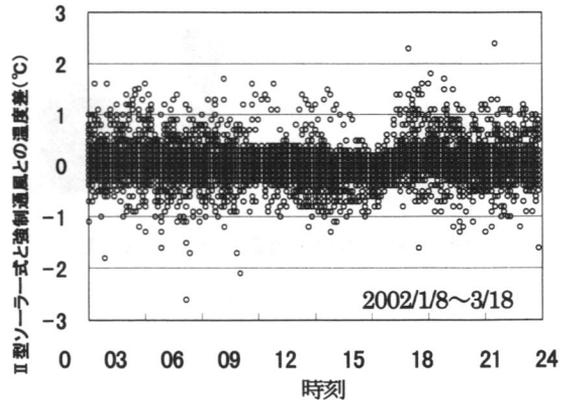


図4 II型ソーラー気温通風筒の各時刻の偏差

4. 白黒通風筒による気温補正の試み

南極においてソーラーバッテリー型通風筒は試験的に用いられているが、 -50°C 以下でのモーターの動作に問題がある。そこで日射による測定温度上昇分を求めるために白と黒の自然通風筒による補正値を求める方法を試みた。

a) 白黒通風筒による気温観測

2002年3月に北見工業大グラウンドにソーラーバッテリー式2個とともに白、黒、およびステンレス地の3種類の円筒型自然通風筒と傘型通風筒(5枚の遮光板)、強制通風筒を設置した。

図5は白色(左)と黒色(右)の通風筒と温度計の写真である。

図6は2002年6月6日の各種通風筒気温と強制通風筒気温の差を示す。日射による気温上昇分は傘型(1°C 前後)、白($2\sim 3^{\circ}\text{C}$)、ステンレス地($4\sim 9^{\circ}\text{C}$)、黒($4\sim 10^{\circ}\text{C}$)の順に大きい値を示した。

2002年3月8日~18日における黒と白の通風筒の温度上昇分を図7、図8に示す。黒の自然通風筒は日中に日射の影響を強く受けて 10°C 以上の温度上昇を示した。白の自然通風筒は最大 5°C くらいの温度上昇であった。2個の通風筒とも気温通風筒としての性能はよくないが、日射による影響を知ることができ、本実験では白と黒の通風筒の温度差を用いて温度補正を試みる。

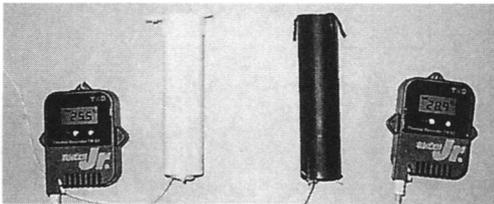


図5 円筒型通風筒白(左)と黒(右)

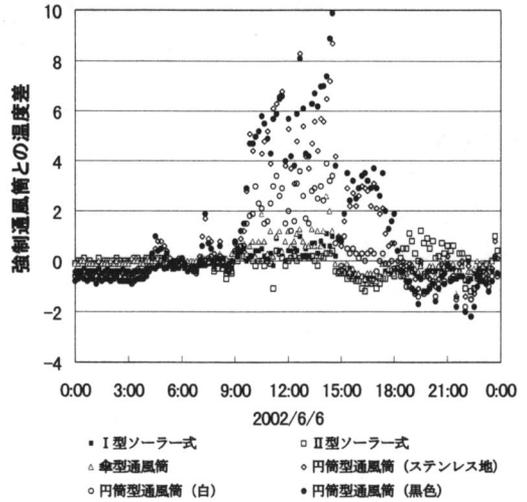


図6 通風筒の時間別温度差 (2002/6/6)

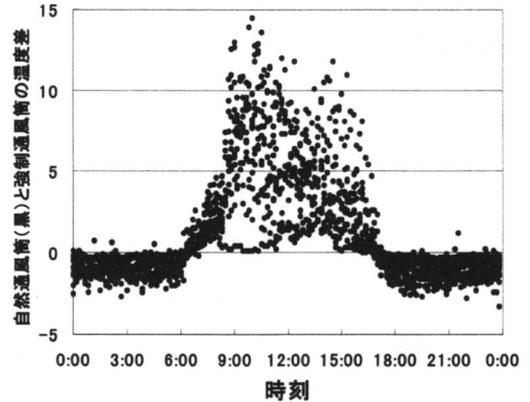


図7 円筒型通風筒(黒色)の時間別温度差

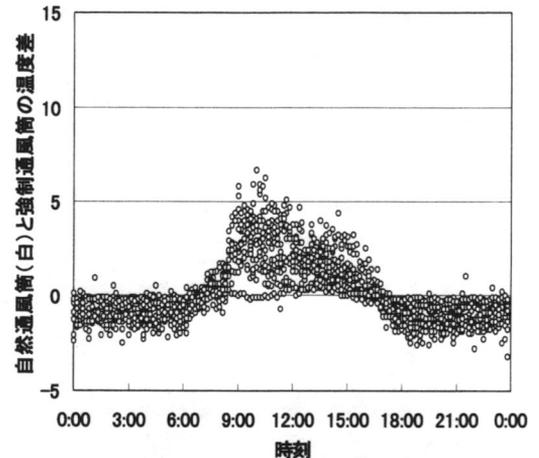


図8 円筒型通風筒(白色)の時間別温度差

b) 熱収支的考察

通風筒昇温の熱収支的考察を行う。通風筒の側面における放射熱を Q_R 、顕熱を Q_A 、上下から外に流れる熱量を Q'_A とすると、

$$Q_R + Q_A - Q'_A = 0 \quad (1)$$

ここで放射熱 Q_R は

$$Q_R = C(1-a)I + Q_{RL\downarrow} - Q_{RL\uparrow} \\ = (1-a)I + Q_{RL\downarrow} - \epsilon\sigma T_S^4 \quad (2)$$

C : 通風筒において日射を受ける面積比、

I : 日射量, ϵ : 放射率, a : アルベド、

σ : ステファンボルツマン係数、

$Q_{RL\uparrow}$: 上向長波放射, $Q_{RL\downarrow}$: 下向長波放射

顕熱 Q_A は $Q_A = \alpha V(T_0 - T_S)$ (3)

α : 熱交換係数, V : 風速、

T_0 : 外気温度, T_S : 通風筒の表面温度、

これらより

$$C(1-a) + CQ_{RL\downarrow} - S\epsilon\sigma T_S^4 - S\alpha V(T_0 - T_S) - Q'_A = 0 \quad (4)$$

$$\therefore \Delta T = T_S - T_0$$

$$= \frac{(1-a)I + Q_{RL\downarrow} - \epsilon\sigma T_0^4 - Q'_A}{4\epsilon\sigma T^3 + \alpha V} \quad (5)$$

アルベド $a=1$ の時、日射の影響がなくなって、 $\Delta T=0$ とすると (5) 式の分子の第 2 項以降は 0 と考えられ、 $T_S - T_0 = 0$ となり、

$$\Delta T = T_S - T_0 = \frac{(1-a)I}{4\epsilon\sigma T^3 + \alpha V} \quad (6)$$

この式において日射 I に比例、 $(1-a)$ に比例、風速 V が大きくなると小さくなる。

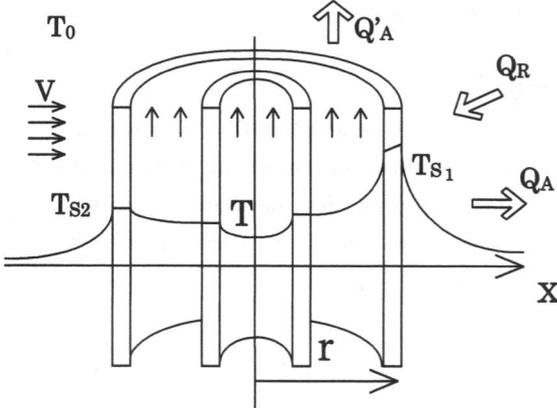


図9 通風筒の熱収支概要

通風筒内の温度を T とすると、その温度上昇 $\Delta T (= T - T_0)$ は、表面温度 T_S の上昇分 $\Delta T_S (= T_S - T_0)$ に比例すると考え、比例係数を k として、 $\Delta T = k \Delta T_S$ ($k < 1$) (7)

c) 自然通風筒気温による補正

今、白黒の二つの通風筒について考える。白および黒の通風筒のアルベドをそれぞれ a_1 、 a_2 、通風筒内温度が T_{m1} 、 T_{m2} とする。外気温度 T_0 のとき、(6)式において $a=a_1$ のとき $\Delta T_1 = T_1 - T_0$ 、 $a=a_2$ のとき $\Delta T_2 = T_2 - T_0$

これらより

$$\Delta T_1 = k(T_{S1} - T_0) = \frac{kC(1-a_1)I}{4\epsilon\sigma T^3 + \alpha V}$$

$$\Delta T_2 = k(T_{S2} - T_0) = \frac{kC(1-a_2)I}{4\epsilon\sigma T^3 + \alpha V}$$

$$\Delta T_2 - \Delta T_1 = T_2 - T_1 = k(T_{S2} - T_{S1}) \\ = \frac{kC(a_1 - a_2)I}{4\epsilon\sigma T^3 + \alpha V} \quad (8)$$

(8)式は ΔT の差がアルベド差に依存することを示す。そこで図 10 に示すように、アルベドと ΔT の関係から、自然通風筒の白と黒の温度差 $T_1 - T_2$ より白の通風筒の補正值 ΔT_1 を次式の外挿で求めることができる。

$$\Delta T_1 = \frac{(T_2 - T_1)(1 - a_1)}{a_1 - a_2} \quad (9)$$

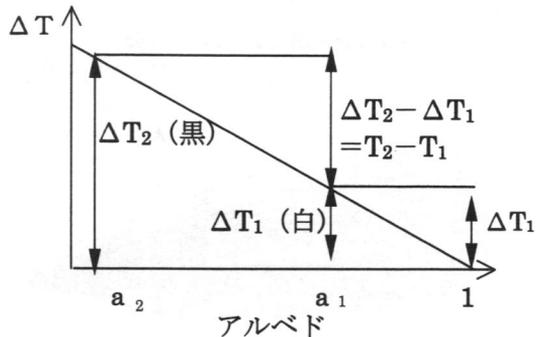


図10 温度補正值を求める概略

$$\Delta T_1 = T_1 - T_0, \Delta T_2 = T_2 - T_0$$

T_1, T_2 : 白および黒の通風筒内温度、

T_0 : 外気温

a_1, a_2 : 白および黒の自然通風筒のアルベド

図 11 は 2002 年 3 月 7 日～18 日における 2 つ温度差 ΔT_1 と ΔT_2 とアルベドの関係である。同一時刻の ΔT_1 、 ΔT_2 および $a=1$ で $\Delta T_2=0$ の点を結んである。平板に塗料を塗ってアルベドを測定したところ、黒はほぼ 0 であり、白は材質によって 0.6～0.9 の値を示したが、ここでは 0.65 前後とし上端からの吸収を考慮し、太陽高度に多少依存するとした。

図 12 に(9)式を用いて測定された ΔT_1 から(9)式により求めた ΔT_1 を差し引いた結果を示す。本来これが 0 に近づけばよい。白通風筒気温 T_1 を補正した結果を示す。黒丸が補正前で白丸が補正後である。円筒型通風筒(白)は補正前に最大 6℃の温度上昇がみられたが、補正後は最大 2℃の温度上昇になった。温度上昇は抑えられたが、多少日射の影響が見られ、アルベド値変更など、さらに精度を高めるための改善が必要である。

図 12 において夜間は通常 ΔT は 0～-2℃の負の値を示した。これは通風筒の放射冷却による効果が考えられ、白通風筒でも黒通風筒でもほぼ同じ値を示すため、(9)式による補正後もほとんど変化がなかった。この放射冷却効果を補正するためには、長波長における放射率の違う材質の通風筒を用意すればよいはずである。

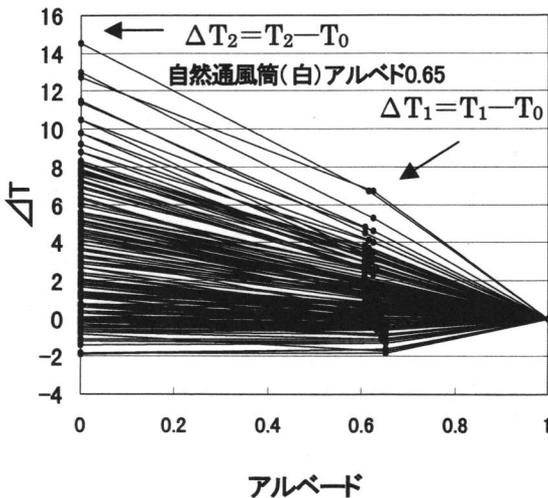


図 11 実測値を用いた補正
(2002//3/7～3/18)

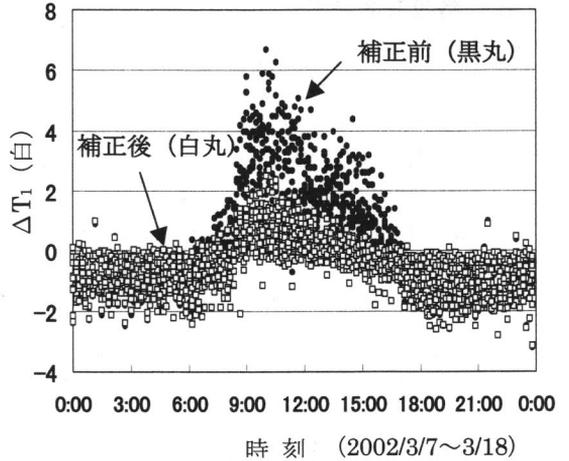


図 12 補正前後の温度上昇

5. まとめ

- ・ソーラーバッテリー型通風筒は機種によっては日射の影響を受けない良好な性能を示す。
- ・日射による測定気温上昇の対策として、白、黒の自然通風筒のアルベド差と温度差により気温補正が可能である。ただしアルベドの違いによる熱収支考察による補正では気温補正が不十分な点があり、さらなる検討が必要である。
- ・今後の課題として、夜間放射冷却による測定気温低下の対策としては、長波放射率の異なる自然通風筒を用いた気温測定による気温補正ができる可能性がある。

文献

M.Arck and D.Scherer(2001): A Physically based method for correcting temperature date measured by naturally ventilated sensors over snow. J. Glacial., 47(159), 665-670.

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2001年度事業報告

1. 春の講演会の開催

日時 : 2001年4月25日 13:30~15:00

場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

参加者 : 95名

講演 : 1. 火山噴火と融雪泥流 岡田 弘 (北海道大学有珠火山観測所)
2. 札幌市の雪対策について 長利 秀則 (札幌市建設局雪対策室)

2. 支部総会

日時 : 2001年4月25日(水) 15:10~15:40

場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

議題 : (1) 2000年度事業報告・収支決算
(2) 2001年度支部役員選出
(3) 2001年度事業計画案・収支予算案
(4) その他

3. 役員会議

日時 : 2001年4月25日(水) 15:40~17:00

場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

議題 : (1) 2001年度地域講演会
(2) 2001年度全国大会
(3) 支部の運営について
(4) その他

4. 研究発表会の開催

日時 : 2001年6月20日(水) 10:00~18:00

場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

発表件数 : 25件

その他 : 開催報告を「雪氷」へ投稿

5. 機関誌「北海道の雪氷」20号の発行

日時 : 2001年8月

発行部数 : 350部

6. 第1回幹事会

日時 : 2001年11月16日(金) 15:00~17:00

場所 : 北海道大学 低温科学研究所 会議室(研究棟本館 320)

- 議題 :
1. 全国大会・帯広の報告
 2. 帯広大会における支部長・幹事長会議の報告と支部運営
 3. 今年度の支部講演会について
 4. その他(ホームページの開設等)

7. 地域講演会

日時 : 2002年2月19日(火) 15:00~17:30

場所 : ニセコ町公民館(虻田郡ニセコ町字富士見 58)

参加者 : 127名

講演 :

- 1) 「事故防止の現場から」ニセコ町在住 雪崩研究家 新谷 暁生
- 2) 「雪崩研究の最前線」北大 低温科学研究所 西村 浩一
- 3) 「後志の大雪について」倶知安測候所 技術専門官 岩村 卓哉
- 4) 「雪と共生する心」北の生活館. 雪を考える会代表 秋田谷 英次

主催 : (社)日本雪氷学会北海道支部

協賛 : ニセコ町、北海道アウトドア協会

8. 第2回理事・幹事会議

日時 : 2002年4月5日(金) 15:00~17:00

場所 : 北海道大学 低温科学研究所 会議室(研究棟本館 320)

札幌市北区北19条西8丁目

- 議題 :
1. 2001年度事業報告・収支決算
 2. 全国大会の報告
 3. 地域講演会(ニセコ)の報告
 4. 本部理事会(3/19)の報告
 5. 2002年度事業計画案・収支予算案
 6. 2002年度役員について
 7. 2002年度地域講演会について
 8. ホームページの開設について
 9. その他

会 計 報 告

2001年4月1日から2002年3月31日まで

収入の部 (単位 円)

科 目	決算額	備 考
1.会費収入	0	
支部会員費	0	
2.事業収入	12,500	
研修会等収入	0	
広告収入	0	
出版収入	12,500	「北海道の雪氷」
3.内部移管金収入	275,000	
交付金支部収入	275,000	本部より
事業収支差額収入	0	
広告支部受取金	0	
4.雑収入(預金利子)	254	
当期収入合計	287,754	
前期繰り越し収支差額	1,609,409	
収入合計	1,897,163	

支出の部 (単位 円)

科 目	決算額	備 考
1.事業支出	623,713	
研修・見学会支出	39,600	研究発表会
講演・談話会支出	124,948	春の講演会、地域講演会
支部機関誌発行費	459,165	北海道の雪氷、ニュースレター
2.管理費	108,802	
事務費	79,000	交通費、文房具費等
会議費	29,802	お茶、弁当代等
3.内部移管収入勘定	0	
4.予備費	0	
当期支出合計	732,515	
当期収支差額	▲ 444,761	
次期繰越し収支差額	1,164,648	

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2002年度事業計画案

1. 春の講演会の開催

- 日時 : 2002年4月23日(火) 13:30~15:00
場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂
講演 : 「流水ー海からの素晴らしい贈りものー」
青田昌秋 (前北大附属流氷研究施設長)
「シベリア サハ族に伝わる口琴について」
阿部和厚 (前北大医学研究科教授)

2. 支部総会

- 日時 : 2002年4月23日 15:10~15:40
場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂
議題 : (1) 2001年度事業報告・収支決算
(2) 2002年度支部役員選出
(3) 2002年度事業計画案・収支予算案
(4) その他

3. 役員会議

- 日時 : 2002年4月23日 15:40~17:00
場所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂
議題 : (1) 2002年度地域講演会
(2) 支部の運営について
(3) その他

4. 研究発表会の開催

- 日時 : 2002年6月12日(水) 10:00~18:00
場所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

5. 機関誌「北海道の雪氷」21号の発行

刊行予定 : 2002年7月

6. 地域講演会の開催

- 日時 : 未定
場所 : 未定

7. 理事・幹事会議

日時 : 2003年3月頃

8. 幹事会

年度内に1~2回開催

予 算 計 画

2002年4月1日から2003年3月31日まで

収入の部 (単位 円)

科 目	予算額	備 考
1.会費収入	0	
支部会員費	0	
2.事業収入	10,000	
研修会等収入	0	
広告収入	0	
出版収入	10,000	「北海道の雪氷」
3.内部移管金収入	275,000	
交付金支部収入	275,000	本部より
事業収支差額収入	0	
広告支部受取金	0	
4.雑収入(預金利子)	1,000	
当期収入合計	286,000	
前期繰り越し収支差額	1,164,648	
収入合計	1,450,648	

支出の部 (単位 円)

科 目	予算額	備 考
1.事業支出	670,000	
研修・見学会支出	40,000	研究発表会
講演・談話会支出	200,000	春の講演会、地域講演会
支部機関誌発行費	430,000	北海道の雪氷、ニュースレター
2.管理費	210,000	
事務費	160,000	
会議費	50,000	
3.内部移管収入勘定	0	
4.予備費	0	
当期支出合計	880,000	
当期収支差額	▲ 594,000	
次期繰越し収支差額	570,648	

(社) 日本雪氷学会北海道支部役員名簿 (平成14年度)

役職	氏名	所属
支部長	竹内 政夫	(株)雪研スノーイーターズ
副支部長	高橋 修平	北見工業大学土木開発工学科
理事	石本 敬志	(財)日本気象協会北海道支社
	榎本 浩之	北見工業大学土木開発工学科
	加治屋 安彦	北海道開発土木研究所
	石丸 幸一	鹿島建設(株)札幌支店営業部
	斉藤 新一郎	専修大学北海道短期大学
	高橋 庸哉	北海道教育大学附属教育実践研究指導センター
	武市 靖	北海学園大学工学部
	土谷 富士夫	帯広畜産大学畜産科学科
	苫米地 司	北海道工業大学建築工学科
	原 文宏	(社)北海道開発技術センター
	福田 正己	北海道大学低温科学研究所
	山崎 誠	北海道電力(株)総合研究所
監事	油川 英明	北海道教育大学岩見沢校
	松岡 直基	(財)日本気象協会北海道支社
評議員	青田 昌秋	元北海道大学流水研究施設長
	赤木 正敏	北海道総合企画部
	池田 保夫	(株)ドーコン
	一條 昌幸	北海道旅客鉄道(株)工務部
	小山 芳一	(財)河川情報センター札幌センター
	鈴木 英一	北海道開発局開発監理部開発調整課
	高橋 淳	(株)地崎工業北海道本店
	高橋 徹男	札幌市建設局管理部雪対策室
	東海林 明雄	北海道教育大学釧路校
	中野 誠一	北海道電力(株)総合研究所
	西出 則武	札幌管区気象台技術部
	林 勝朗	北海道立北方建築総合研究所
	前野 紀一	北海道大学低温科学研究所
	松下 啓郎	北海道電力(株)土木部
	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授
顧問	秋田谷 英次	北星学園大学・北の生活館
	木下 誠一	北海道大学名誉教授
	小島 賢治	北海道大学名誉教授
	佐伯 浩	北海道大学工学部
	清水 弘	元北海道大学低温科学研究所教授
	中村 龍一	(株)北海道二十一世紀総合研究所
	若濱 五郎	北海道大学名誉教授
幹事長	西村 浩一	北海道大学低温科学研究所
庶務幹事	金田 安弘	(財)日本気象協会北海道支社
会計幹事	豊田 威信	北海道大学低温科学研究所
幹事	阿部 正明	(社)北海道開発技術センター
	池田 元基	北海道旅客鉄道(株)工務部工事課
	伊東 敏幸	北海道工業大学建築工学科
	大浦 久到	北海道電力(株)総合研究所
	尾関 俊浩	北海道教育大学岩見沢校
	川島 由載	(株)ドーコン
	高橋 章弘	北海道立北方建築総合研究所
	竹谷 敏	独立行政法人産業技術総合研究所
	鳥田 宏行	北海道立林業試験場 道東支場
	八久保 晶弘	北見工業大学未利用エネルギー研究センター
	平田勝二郎	(株)雪研スノーイーターズ
	平松 和彦	北海道立旭川西高等学校
	藤井 雅晴	札幌総合情報センター(株)
	松沢 勝	北海道開発土木研究所防災雪氷研究室
	村崎 慎一	日本道路公団北海道支社 保全部

日本雪氷学会と道内関係機関のホームページについて

日本雪氷学会のホームページ (<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssi/>) には、「雪氷学関連の情報(リンク)」のページが開設されています。このページへ掲載を希望される場合は、学会事務局 (TEL 03-3262-1943) へご連絡下さい。この他に、学会ホームページでは、雪氷メーリングリストへの加入方法、全国大会の最新情報などを入手できます。

雪氷学会ホームページには、雪氷関連の行事を紹介する学会カレンダーのページも開設されています。カレンダーに関連行事の開催案内を掲載するためには、登録してパスワードを取得する必要があります。登録方法については以下のサイトを参照して下さい。 (<http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssi/act/cal/calendar-manual.html>)

道内関係機関のホームページ

組織名称	URL
1. 日本雪氷学会	
日本雪氷学会本部ホームページ	http://wwwsoc.nii.ac.jp/jssi/
2. 官公庁・公益法人	
気象庁	http://www.kishou.go.jp/
海上保安庁水路部流水情報センター	http://www.jhd.go.jp/cue/KAN1/1center.html
北海道立オホーツク流水科学センター	http://www.ohotoku26.or.jp/organization/center/index.htm
(社)北海道開発技術センター	http://www.decnet.or.jp/
(財)日本気象協会	http://www.jwa.or.jp/index-j.html
3. 大学等	
北海道大学	http://www.hokudai.ac.jp/
北海道大学低温科学研究所	http://www.lowtem.hokudai.ac.jp/
北海道大学低温科学研究所流水研究施設	http://www.hokudai.ac.jp/lowtemp/sirl/sirl.html
北海学園大学	http://www.hokkai-s-u.ac.jp/
北海道東海大学	http://www.htokai.ac.jp/
北海道工業大学	http://www.hit.ac.jp/
北海道教育大学	http://www.hokkyodai.ac.jp/
室蘭工業大学	http://www.muroran-it.ac.jp/
帯広畜産大学	http://www.obihiro.ac.jp/
北見工業大学	http://www.kitami-it.ac.jp/
4. 研究機関等	
独立行政法人北海道開発土木研究所 (旧北海道開発局開発土木研究所)	http://www.ceri.go.jp/
開発土木研究所国内外の関連サイト	http://www2.ceri.go.jp/link.htm
独立行政法人 農業技術研究機構 北海道農業研究センター (旧農林水産省北海道農業試験場)	http://www.cryo.affrc.go.jp/
農業低温科学研究会	http://ss.cryo.affrc.go.jp/jacrys/
独立行政法人産業技術総合研究所 北海道センター (旧通商産業省北海道工業技術研究所他)	http://unit.aist.go.jp/hokkaido/index.htm
北海道立寒地住宅都市研究所	http://www.hri.pref.hokkaido.jp/
北海道立工業試験場	http://www.hokkaido-iri.go.jp/
北海道立中央農業試験場	http://www.agri.pref.hokkaido.jp/chuo/
北海道立地質研究所	http://www.gsh.pref.hokkaido.jp/
北海道立林業試験場	http://www.hfri.bibai.hokkaido.jp/
5. その他	
国際雪氷学会 (IGS)	http://www.spri.cam.ac.uk/igs/home.htm
雪たんけん館	http://yukipro.sap.hokkyodai.ac.jp/

より充実したものにするために、道内関係機関のアドレスを下記までご連絡下さい。

連絡先：北海道支部庶務幹事 金田 安弘
 TEL 011-622-2237, FAX 011-640-2381
 E-mail: kaneda@sapporo.jwa.or.jp

社団法人 日本雪氷学会北海道支部規約

(名称)

第1条 本支部は、社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する。ただし略称を北海道支部とする。

(目的)

第2条 本支部は、社団法人日本雪氷学会定款第4条の目的を達成するため、下記の事業を行う。

1. 雪氷および寒冷に関する学術調査・研究その他関連事項
2. 雪氷および寒冷に関する研究会、講演会、座談会、見学会等の開催
3. 会員相互の連絡
4. 本部理事会が委嘱又は承認した事項
5. その他必要な事業

(会員)

第3条 本支部の会員は、北海道に在住する社団法人日本雪氷学会の会員とする。また、他支部に所属する会員であっても、本支部に所属することを希望する場合は、重複所属することを妨げない。

(役員)

第4条 本支部につきの役員を置く。

- | | |
|------|--------------------------|
| 支部理事 | 20名以内（うち、支部長1名、副支部長 若干名） |
| 支部監事 | 2名 |
| 支部幹事 | 20名以内 |

(役員を選出)

第5条 支部の理事・監事は、支部総会において、支部会員の中から選任する。

(支部長および副支部長の選出)

第6条 支部長および副支部長は、支部理事の互選とする。

(幹事および幹事長の選出)

第7条 幹事および幹事長は、支部会員の中から支部長が委嘱する。

(理事の職務)

第8条 支部長は、本支部を代表し、その会務を総理する。

- 2 副支部長は、支部長に事故あるとき、または欠けたとき、あらかじめ支部長が指名した順序でその職務を代行する。
- 3 支部理事は、支部理事会を組織し重要な事項を決議する。

(監事の職務)

第9条 支部監事は、支部の事業、会計を監査する。

(幹事の職務)

第10条 支部幹事は、支部の会務を処理する。

(理事会)

第11条 支部理事会は、支部理事で構成され、重要な事項を議決する。

- 2 支部理事会の議長は支部長とする。
- 3 支部理事会は、支部理事の2分の1以上の出席がなければ開会することができない。

(幹事会)

第12条 支部幹事会は、支部幹事で構成され、支部長の命を受けて支部事業の企画および会計ならびにその他の会務を処理する。

(役員任期)

第13条 役員任期は2年とする。再任を妨げない。

(顧問、評議員)

第14条 本支部に顧問および評議員を置くことができる。

- 2 顧問および評議員は、支部理事会の議決を経て支部長が委嘱する。
- 3 顧問および評議員は、本支部の発展に寄与するため、支部長の諮問に応じて意見を具申する他、随時建設的提案を行う。
- 4 第13条は、顧問、評議員について準用する。

(総会)

第15条 本支部は、毎年1回、通常総会を開くほか、必要に応じ臨時総会を開く。

- 2 総会においては、下記の事項の承認を受けなければならない。
 1. 支部役員
 2. 事業計画および収支予算
 3. 事業報告および収支決算
 4. 財産目録および貸借対照表
 5. 重要な財産の処分
 6. 支部規約の変更
 7. その他支部理事会において必要と認めた事項

(資産および会計)

第16条 本支部の財産は次のとおりとし、支部長がこれを管理する。

1. 本部からの交付金
 2. 寄付金
 3. その他
- 2 本支部の会計年度は、毎年4月1日より翌年3月31日までとする。

付則 本規約は昭和34年5月18日より施行する。
本規約は昭和53年6月8日に改正する。
本規約は平成6年6月15日に改正する。

北海道の雪氷 No.21

ISSN-1340-7368

2002年8月10日発行

発行 日本雪氷学会北海道支部

〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目

北海道大学低温科学研究所内