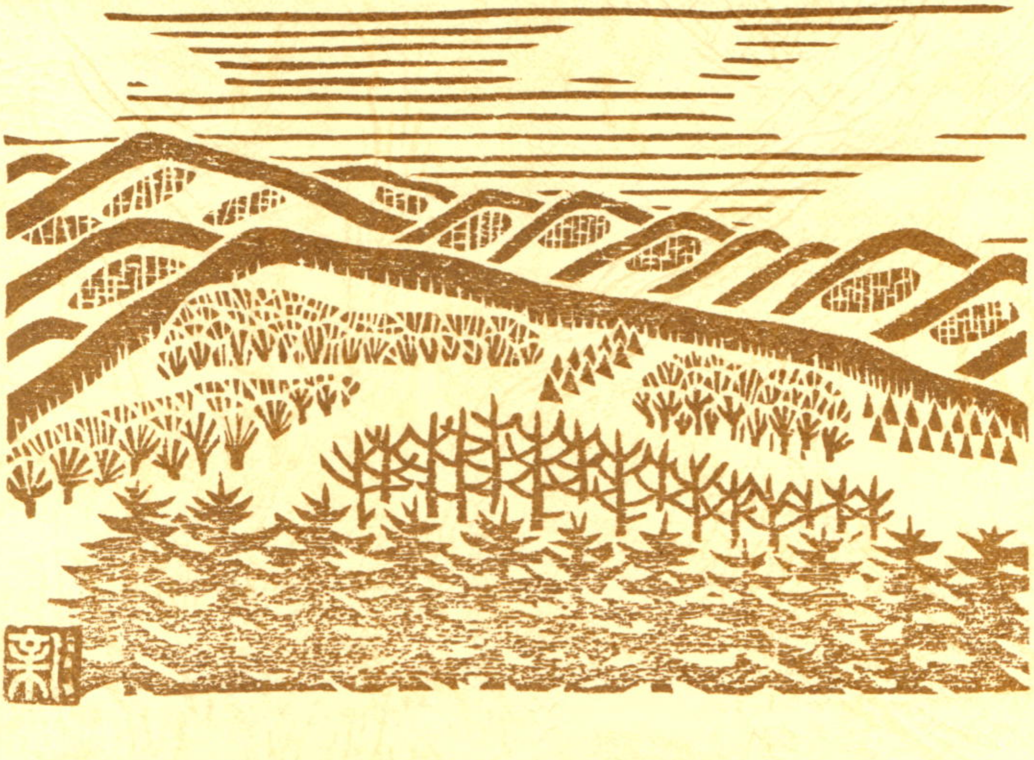
㈳日本雪氷学会北海道支部機関誌

ＩＳＳＮ－1340－7368

北海道の雪氷

第19号



2000年 8 月

発行　㈳日本雪氷学会北海道支部

目次

(表紙　　画：斉藤新一郎、題字：福沢卓也)

巻頭言　　　　支部長に就くにあたって

福田 正己（北海道大学低温科学研究所）

平成12年度より北海道支部長を務めるにあたり、感想の言葉を述べたいと思います。今年は中谷宇吉郎博士生誕100年にあたり、秋には記念の学術大会は縁の地、加賀市で開催されます。また、関連して北広島市においても展示会が予定されています。 その活動拠点であった北海道大学ではとくに関連する企画はありませんが、中谷先生の仕事をまとめた叢書も企画中とのことです。 最近、中谷先生が1952年に米国の雪氷凍土研究所（SIPRE; Snow Ice and Permafrost Establishment 後に寒地工学研究所 CRREL Cold Regions Research Engineering Laboratory)に招聘された時の所長であった、ウオシュボーン博士と会う機会がありました。 89歳の高齢にもかかわらず矍鑠としてお元気で、中谷先生の昔話を聞かせて頂きました。 SIPRE では、中谷先生は雪・氷・凍土と幅広い分野での仕事をされており、ウオシュボーン先生もその守備範囲の広さに驚いたと話していました。 翻って今の雪氷学の動向を見るに、少し専門が細分化してきたようにも思えます。 また SIPRE が工学的な応用を強く意識した研究機関であったため、雪氷学の工学への応用が重要視されました。

こうした雪氷学に関わる人々の視野の広さと基礎的理学と応用的工学との結びつきが、中谷先生が活躍した SIPRE の研究の特徴でした。 たとえば、氷河研究の第一人者であるアラスカ大学地球物理研究所のカールベンソン博士は、SIPRE で氷床上に滑走路を造成する仕事が、雪氷学への初めての関わりであったと述べています。 こうした、1950年代の米国における雪氷研究の中心であったSIPREで、中谷先生はのびのびと研究を進められたのです。雪氷学は基礎と応用との境界にある学際的な研究分野です。 そこで、地域に根ざした様々な問題に対処しつつ、研究の進展をはかることが望まれています。 北海道支部では、こうした雪氷学の研究を推進し、また実践する上での重要な場として、これからも大いに研究交流を図って行くべきであると考えています。

中谷先生の業績に関わって、もう1つ重要な示唆は、知り得た事柄をわかりやすく一般に紹介することの大切さです。 筆まめに多くのエッセイを中谷先生は残されました。 それらは、雪氷学に関わる事柄をわかりやすく解説し、それによって一般の方々の雪氷学への理解が深まりました。 こうした努力を怠ってしまうと、雪氷学は狭い学問領域に萎縮してしまい、今後の進展も望めません。 そこで支部としても、11月には公開シンポジウムを旭川で開催しますが、学会員各位もこのシンポジウムに多数参加されることを希望します。 周辺の方々にもお声をかけて参加を呼びかけ下さい。

最後に支部の今後の活動では、北海道ならではという、ユニークな課題を探し、広く会員の方々に参画して頂けるように致したいと思います。 たとえば、北ユーラシア地域との研究交流など。 皆様からのご意見を是非お聞かせ下さい。

㈳日本雪氷学会北海道支部 2000 年度研究発表会　講演要旨

日　時：2000 年 6 月 13 日（火）　13：00〜17：40
場　所：北海道大学学術交流会館　第 1 会議室

捻回楕円電線およびｽﾊﾟｲﾗﾙﾛｯﾄﾞ巻き付け電線の着氷雪特性

大浦　久到、守護 雅富、岡本　誠（北海道電力）、菅原　宣義（北見工大）

1.まえがき

北海道電力内の送電線の振動抑止対策として、最も使用されているものは相間スペ－サであるが、これは電線間に絶縁棒を挿入し機械的に電線同士の接触を防止するものである。電線の振動は、電線に着氷雪が付着し、強風が発生した場合に作用する空気力によって発生することは知られている。近年、電線風圧の低減、あるいは電線の風騒音を低減することを主目的として、中部電力㈱と日立電線㈱が電線断面が楕円型の捻回楕円電線を開発する(1)とととともに、東北電力㈱と日立電線㈱が普通電線に巻き付けるスパイラルロッドを開発した。これらの電線は着氷雪の初期の段階で、電線に一様な着雪を形成させないことが期待でき、このため大きな電線振動を引き起こさない空気力特性を有している可能性があり、その振動抑制効果が認められれば、相間スペーサ以外の有力な対策となり得る。

筆者らは、最終的には電線着氷雪時の空気力係数を求め、数値計算により電線振動の挙動評価を行うが、そのために電線へ着氷雪が付着した場合の形状を知る必要があることに加え、北海道で特に課題となる着雪に対する評価を行うために、今回、これら 2 種類の電線サンプルの着氷雪形状、難着雪効果、着雪量の把握に関する基礎的実験をおこなった。以下にその結果を報告する。

2.着氷雪実験の目的

(1)捻回楕円電線およびスパイラルロッド巻き付け電線の着氷雪形状と落雪効果

図-1 に示す 610 ＳＱ相当の捻回楕円電線、スパイラルロッド巻き付け電線（160 ＳＱ相当含む）について、以下の項目を確認する。

・着氷雪の付き方・特徴
・着雪の落雪過程・難着雪効果

(2)電線サイズおよび電線種類による着雪量

・610 ＳＱ普通電線と 610 ＳＱ相当の捻回楕円電線の着雪量比較

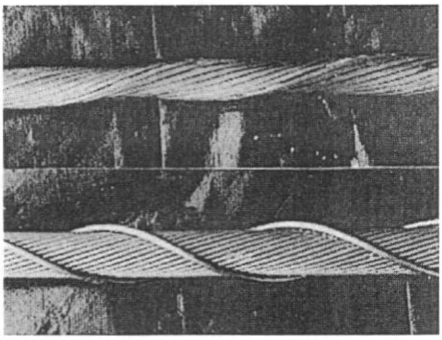


図-1　供試電線（上：捻回楕円電線、下：スパイラルロッド巻き付け電線）

3．人工着氷雪実験

着雪実験は北海道電力㈱総合研究所内恒温恒湿実験室、着氷実験は北見工大内恒温恒湿実験室で実施した。

(1)実験条件

着雪実験の実験条件は、室温２℃前後、風速は使用雪が電線サンプルに適切に付着する風速に調整しおよそ５ m/s。一方、着氷実験の条件は、室温－7℃前後、風速は 10m/s。なお、両実験とも電線サンプルは回転を考慮していない。

(2)実験要領

表-１に着雪実験の３ケースの要領を示した。また、着氷実験については、電線サンプルについて、着氷の発達過程を正面および横から観察した。

表-１　実験要領

ケース	実　験　要　領
1	着雪厚さ 2cm 程度の厚さになった時点で形状を確認し，自然温度上昇での落雪過程を観察する
2	いずれかの電線サンプルが落雪する限界着雪厚さを確認する
3	着雪厚さ 2～3cm 程度の厚さになった時点で所定長さ 20 ｃｍ当たりの着雪重量を確認する

＊１：着雪は積雪をふるいにかけながら水スプレーを併用して形成。

＊２：着氷は風洞装置内で上下可動ノズルからの模擬過冷却水滴により形成。

＊３：着雪実験では、含水率（遠心分離）、着雪密度測定。

4. 実験結果

(1)着雪形状

図-2～3 に着雪状況の一例を示す。着雪の色が若干灰色に近くなっているが、これは着雪性状が高い含水率のためである（測定値にムラがあるが３５～４０％）。これらの着雪状況から、捻回楕円電線とスパイラルロッド巻き付けについて、以下の特徴がみられた。

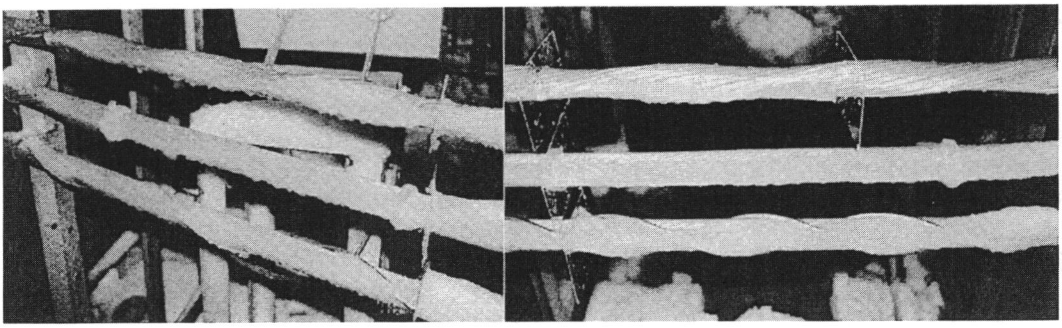


図-2 着雪状況その１
左(上:捻回楕円,中:ACSR,下:スパイラルロッド巻き１条) 右(上:捻回楕円,中:ACSR,下:スパイラルロッド巻き２条)

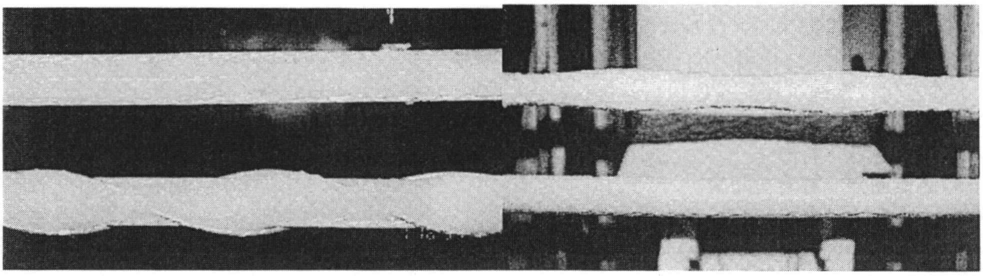


図-3 着雪状況その２
左(図-3右の下部２線を正面から撮影) 右(上:捻回楕円, 下:ACSR)

・図-２からわかるとおり、捻回楕円電線の着雪先端は捻回ピッチに対応したうねりがあらわれる。正面からみると楕円断面の長軸が水平になるポイントがうねりの最低点近くに相当している。また、図-3 から受風面積が広いポイントで着雪量が多く、楕円断面の長軸が水平となり、受風面積の小さいポイントでは着雪量が少なくなることがわかる。
・スパイラルロッド巻き付け電線は、風上正面からみてロッド間の着雪が多くなり、斜めに走っているロッド部分の着雪量は少ない、図-3は正面からみた状況であるが、その状況を確認できる。

(2)着氷形状

捻回楕円電線（610SQ 相当）およびスパイラルロッド巻き付け電線（160SQ）の着氷状況を図-4、図-5に示す。

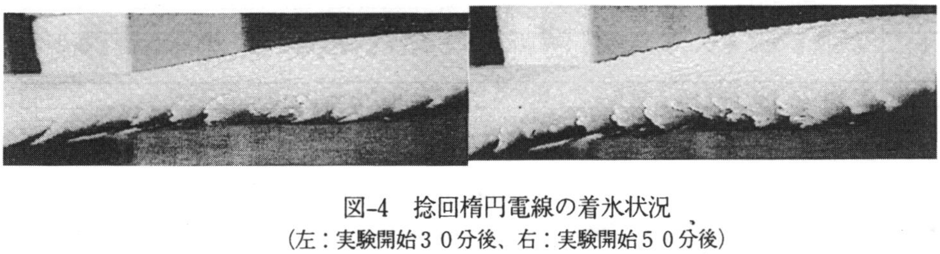


図-4 捻回楕円電線の着氷状況
（左：実験開始３０分後、右：実験開始５０分後）

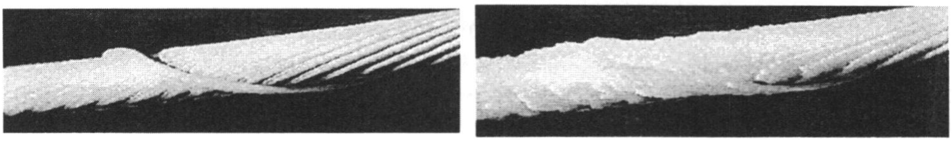


図-5　スパイラルロッド巻き付け電線の着氷状況（左：実験開始３０分後、右：実験開始５０分後）

これらの着氷状況のうち、特にスパイラルロッド巻き付け電線に興味ある現象がみられた。着氷は、風を受ける方向に発達するが、スパイラルロッド付近では正面からの風が電線の上面でほぼ９０度に変化することを確認した。風速が大きくなれば、状況は変わることも考えられるが、この微妙な電線表面での風向変化は、電線振動に何らかの影響を与えるものと考えられる。

(3)落雪過程

着雪実験後、着雪の自然融解を観察した結果、

- 捻回楕円電線の着雪は、ACSR 線よりも早く落下する傾向が認められた。
- スパイラルロッドは、ロッド間で着雪が保持されるため、ACSR 線、捻回楕円電線よりも温度上昇により落雪に至る時間が長くなる傾向が認められた。

(4)限界着雪厚さ

10%以内の着雪厚さ差異において、捻回楕円電線の落雪は他の電線よりも早く、含水率が 30%以上の比較的高い場合において，6cm 程度の着雪厚さが限界着雪量となる結果が得られた。

(5)着雪重量

- 着雪厚さ 2cm 程度では，捻回楕円電線の着雪量が ACSR 線に比較して 2～5%少なくなる．(図-6)

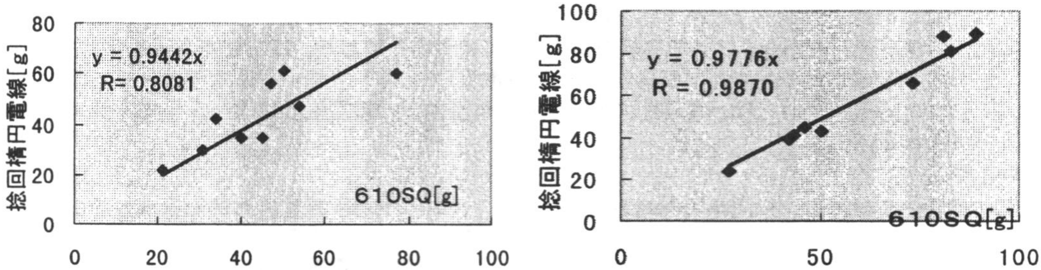


図-6 ACSR と捻回楕円電線の重量相関分析（左：捻回楕円電線の断面長軸が水平、右：長軸が垂直）

5. 考察

(1)着雪形状と落雪過程

図-7 に捻回楕円電線と ACSR の着雪断面形状の一例を示すが、捻回楕円電線は、断面の楕円軸が交互に変化しているため、受風面積の違いにより着雪形状が異なっていることを確認できる。

図-7 着雪断面形状の一例（左:ACSR、右×2:捻回楕円電線）

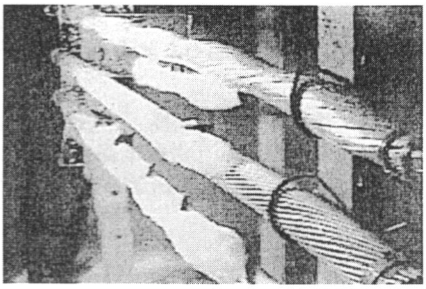


図-8 着氷雪の落下（上:捻回楕円電線）

(2)捻回楕円電線の難着雪効果の理論的検証

図-8 に捻回楕円電線の断面長軸が垂直となる箇所が一早く落雪した状況を示すが、これについて、着雪形状が電線の一断面形状に同一で、かつ着雪総量も同一条件の着雪の剥離モ-メントから考察する。着雪によるの着雪重心を作用力とする着雪の剥離モ-メントＭｄは、ACSR 線の場合、次式で求めることができる。[2]

$$Md = [(L/2) + (\pi/8) \cdot d] \cdot d \cdot \rho \cdot L \qquad (式1)$$

ここで、L：着雪厚さ，ｄ：電線外径，ρ：着雪比重

また、捻回楕円電線の一断面における着雪の剥離モ-メントＭｂ（短軸が垂直となる断面）、Ｍａ（長軸が垂直となる断面）は、ACSR 電線の場合と同様に求めると次式が得られる。

$$Mb = [(L/2) + (\pi/8) \cdot a] \cdot b \cdot \rho \cdot L \qquad (式2)$$

$$Ma = [(L/2) + (\pi/8) \cdot b] \cdot a \cdot \rho \cdot L \qquad (式3)$$

ここで、a：断面楕円の長軸長 3.767cm b;断面楕円の短軸長 2.683cm

捻回楕円電線が ACSR 線よりも落雪が早いとすれば、

$$Md < (Ma + Mb)/2 \qquad (式4)$$

ここで、捻回楕円電線は算術平均を代表値と仮定した。

限界着雪量の実験において、捻回楕円電線の着雪厚さがおよそ 6cm で、楕円断面の長軸が垂直の箇所でもっとも早く落雪したことから、L=6cm として計算すれば、次のようになる。

$$Md : Mb : Ma = 1 : 0.810 : 1.026$$

Ｍａ>Ｍｄとなっており、捻回楕円電線の楕円断面の長軸が垂直の箇所で落雪が早くなることが推察できる。さらにＭａが1を越える場合のＬの値を、式1および式3から求める。

$$[(L/2) + (\pi/8) \cdot d] \cdot d = [(L/2) + (\pi/8) \cdot b] \cdot a$$

上式に実際の数値を入れて、Ｌを求めると次の値が得られる。　$L \fallingdotseq 3.62$cm

これは L>3.62cm の着雪厚さがあれば、捻回楕円電線の方が早く落雪することを意味している。この数値は、着雪の性状（氷か湿雪か）などにより異なるものと考えられるが、着雪事故につながりやすい湿雪を主体に考える場合は、着雪実験の条件もこれに対応しており、ほぼ妥当な値と考えられる。

また、捻回楕円電線は素線断面が矩形(セグメント電線)であり、表面も平滑な素線となっており、含水率の高い重着雪については、最外層に形成される垂直面での着雪偏心は脱落を早める効果があるものと考えられる。

6. あとがき

今回の着氷雪実験では、捻回楕円電線およびスパイラルロッド巻き電線における着氷雪形状、落雪プロセス、着雪量(捻回楕円電線について)について、基礎的なデ-タを得ることができた。

着雪実験は、比較的含水率の高い条件で行われているが、実際の電線着雪の条件としては妥当なものと考えている。しかしながら、実際の着雪事故のケ-スでは、湿雪が付着後，気温の低下とともに着雪表面が冷却硬化し、場合によっては氷化することが多い。このようなケ-スについては、人工着雪実験での再現は困難であるが、着雪が開始する初期の段階での特性として、捻回楕円電線が ACSR 電線よりも早く落雪する可能性が高いことは、ある任意の着雪条件時としても、もっとも懸念する筒雪への発達を抑止するための最小限の必要条件でもある。その意味で、今回得られた捻回楕円電線の基礎的特性は，筆者らの仮説を裏付けるものと考えている。

なお、今回の検討にあたり、試料をご提供いただいた中部電力㈱殿、東北電力㈱殿、日立電線㈱殿、また有益なご助言を賜った北海道大学の若濱五郎名誉教授に深く謝意を表します。

[参考資料]

(1)斉藤，長谷，窪川，岩間：「捻回楕円電線の低風圧特性」，平成 10 年電気学会全国大会
(2)前沢，五藤ほか：「送配電線の難着氷雪化に関する研究」（中間報告 2）-送配電線の難着雪化技術の問題点とその解決方法について-，北海道電力㈱技術研究所，昭和 52 年 8 月

廃タイヤパウダー混合土の熱伝導特性について

金 学三、福田 正己（北海道大学低温科学研究所）

1．はじめに

近年の自動車数の増加に比例して、廃棄される使用済みタイヤ数も増加している。1999年に全国で排出された廃タイヤは約1億100万本(97万トン)にも達する[2]。廃タイヤは産業廃棄物指定を受けているにもかかわらず、適切な処理やリサイクルされずに不法投棄され、環境の悪化の一因となっている。現在、日本国内で廃タイヤのリサイクルは・セメントェ場での燃料としての燃焼される比率が高く、タイヤの質を活用する再生タイヤへの利用はむしろ低下する傾向にある。廃タイヤのリサイクル率向上させる方法として、土木材料での利用可能性を検討するため、その一段階として、廃タイヤパウダー混合土の熱伝導率特性に関して実験を行った。

2．実験方法

非定常温度拡散法であるサーマルプローブ法である[1]。直径2mm、長さ10cmのステンレスパイプにヒーター線を挿入し、中心部にサーミスタ温度センサーを封入する。これを直径12cm高さ15cmの円筒型のプラスチック容器に入れた土の中心部に挿入する。加熱による中心部の温度上昇から、試料の熱伝導率が算出される。Kay et. a1. によれば、凍土試料の場合に加熱量が多い場合、プローブ周辺で融解とそれに伴う水分拡散が筆生する[3]。その結果として、見かけ上大きな熱伝導率が見積もられることになる。これを防止するためには、加熱開始の10分後の中心部昇温は1.0℃以下にする必要がある。一方で温度上昇が少ないと、温度の読みとり精度による誤差が発生する。従って、時間経過を対数とする温度上昇の1次相関係数では、0.99以上になるような加熱条件を設定する必要がある。上記の測定条件を設定し、廃タイヤ粉末を苫小牧シルトに異なる混合率で混合した試料について、熱伝導率を測定した。

3．実験条件

本実験に使われた試料は凍上性が高い苫小牧土でタイヤパウダー３種類（S、M、L type)、混合率０、１０、２０，３０％４種類、測定温度は一２０℃から＋１０℃６段階、飽和試料に対して実験を行いました。

4．実験結果及び考察

図１はS typeのタイヤパウダー使って混合率の変化による熱伝導率の結果を示している。０℃前後をして明らかに熱伝導率の大きな差が見られる。これは氷と水間の約４倍の熱伝導率の差の影響を反映している。そして混合率の増加によって熱伝導率が低下している。これは土より低い熱伝導率を持つタイヤパウダーの影響とパウダー混合よる体積含水比の減少が主な原因たと考えられる。また、温度が低下すればするほう

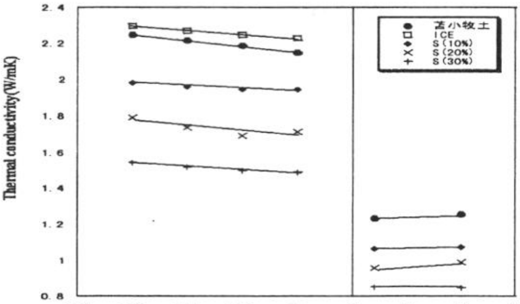


図１温度変化による熱伝導率の変化（S）

ど少しづつ熱伝導率が増加してるのは土中の不凍水が氷に変わった結果を反映している。

この図は同じ混合率において、粒径の変化による熱伝導率の結果です。そこでまるは細かいパウアダー、三角は普通パウダー、四角は大きいパウダーを示しています。傾向として同じ混合率での熱伝導率は粒径の増加にしたかって低下しています。このような原因は細かいパウダー混合土の場合、パウダー周りに土粒子が連結された結果土粒子通じて熱の移動が起こりやすくなると思いますが、大きいなパウダー混合土の場合、パウダーによって土粒子と土粒子間が分断され熱が流れ難くなた結果、同じ混合率にもかかわらず大きいパウダーのほうが熱伝導率が小さくなったと考えられます。

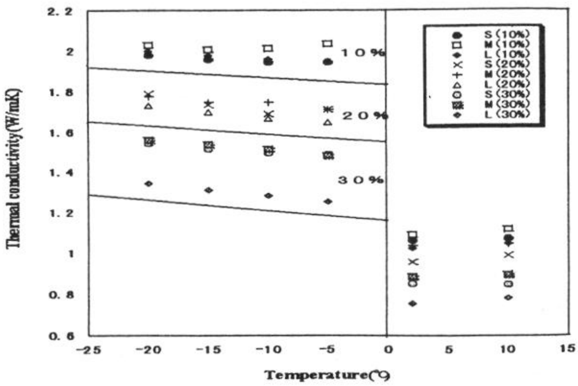
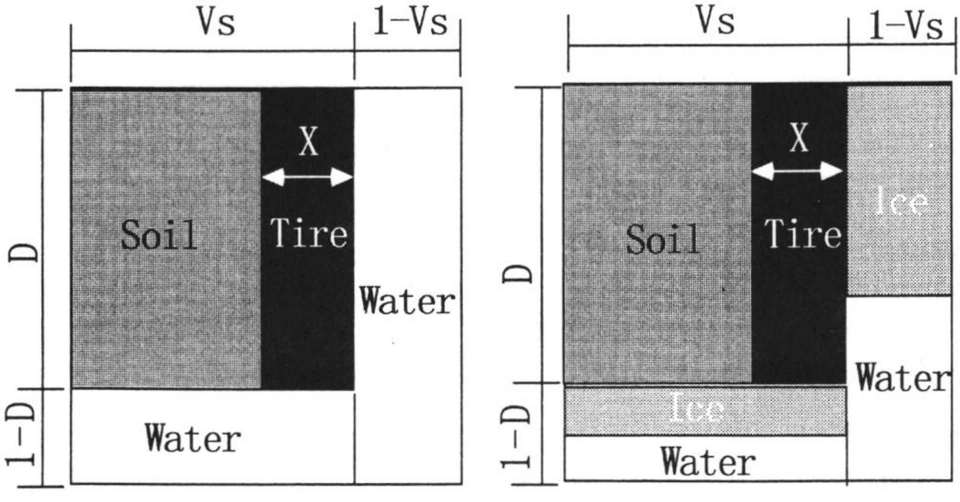


図２粒径の違いによる熱伝導率の変化

図３は土壌の熱伝導率のモデルえをしめしている。モデルにおいての土壌内を流れる熱流の方向は



(a)未凍土　　(b) 凍土

図３土壌の熱伝導率

上から下向かうものである。このモデルでは熱が土と水、タイヤパウダーと水、水のみを通じて、三つの部分に分かれて流れると仮定した。凍土のモデルの場合、温度変化による氷と不凍水との割合を考慮した。式(１)、(２)にこのモデルによる土壌の熱伝導率の計算式を示す。

未凍土(λsu): $Vs/((D/(\lambda t*(2.2X)+\lambda s(1-2.2X))+(1-D)/\lambda w))+(1-Vs)*\lambda w$ (1)

凍　土(λsf): $(1-Vs)/(1/\lambda w*((\partial\theta u/\partial T)/\theta o)+1/\lambda i*((\theta o-\partial\theta u/\partial T)/\theta o))+$
$Vs/(D/((\lambda t*(2.2X)+\lambda s(1-2.2X))+((1-D)/\lambda w*(\partial\theta u/\partial T)/\theta o+$
$(1-D/\lambda i)*(\theta o-\partial\theta u/\partial T)/\theta o))$ (2)

ここでλは熱伝導率（w /mK)、θ oは未凍土における体積含水比、Xは混合率、θ uは不凍水、D＝n/(n+0.03), 添え字s、w、i、tはそれぞれ土粒子、水、氷、タイヤを示す。

図4は実測値とモデルによる計算値の比較である。これらの結果から凍土側において計算値が実測値より約０．２w/mKくらい低かった。これは土粒子の熱伝導率の入力値が実際値より小さかった影響たと考えられる。

５．結論

廃タイヤパウダー混合土についてProbe法を用いて熱伝導率を測定し、得られた結果をまとめると次のようなことが確認された。

１）混合土の熱伝導率と不凍水量は混合率に比例して減少した。

２)同一の混合率では､廃タイヤパウダーの粒径が大きいほど熱伝導率の減少の効果が 大きくなった。

３)混合土について定量的熱伝導率モデルを提案し、これらのノデルの具体的計算方法を示した。

参考文献

１）福田 正己（1976）非定常法による凍土の熱伝導率の測定 低温科学 物理偏 第３４ pp249-252
２）日本タイヤリサイクル協会 （2000）1999年タイヤリサイクル状況 ｐ４
３）Kay, B. D., Fukuda. M., Izuta, H. and Sheppard, M.I. (1981) The importance of water migration in the measurement of the thermal conductivity of unsaturated frozen soils Cold Regions Science and Technology, 5, 98-106

様々な森林における積雪調査

西川大輔、山田知充(北大低温研)

1.はじめに

森林内の積雪は林外と比べて、降雪は樹冠で遮断され、日射、風速等は林内で減衰するため、林外と異なる気象条件下にさらされる。森林内では、森林に影響された気象条件を反映して、積雪の状態が変化していくと考えられる。

積雪の層構造については、これまでに様々な研究がなされてきており、ある地点の気象データを与えてやれば、その場所の一次元の積雪層構造が再現できるまでになってきている（雪崩予知を目的としたクロッカスモデル、Brun et al.1989,1992）。しかし、このモデルは一次元で表現されているので、積雪層構造はその場所でのものしかわからない。実際に層構造を知りたいのは、地形や植生の影響を受けた、不特定の場所であるが、そういった面的な拡張はまだ不十分である。

一方林内の雪の状態については、森林による降雪の遮断効果や森林内積雪の融雪過程について、多くの研究がなされてきており、林内の気象についてだいぶ明らかになってきた(中林ら 1996、太田 1992、中井ら 1993 ほか)。しかし、森林内の積雪の雪質に注目した研究は少なく、観測例も少ない。

そこで我々は、林外の露場における気象データから森林内部の気象状態を推定し、それをモデルに適応させて、森林内部の積雪層構造、雪質を予測できるようにすることを最終目的として、観測、解析を進めてきている。今回は、この冬の積雪調査の結果、森林内の積雪の特徴をとらえることが出来たので、その一部を紹介する。

2.観測内容

観測は北海道大学天塩演習林とその周辺部に、定点観測地および多点観測地を設けて行った(図 1)。定点観測はアカエゾマツの植林地とそれに隣接する牧草地でそれぞれ観測地を設け、気象観測(気温、湿度、風速、日射、放射収支、雪面温度、日降雪深、日降雪量）と同時に、一週間に一度程度の頻度で、積雪断面観測を行った。断面観測の観測項目は、積雪深、積雪水量、雪温分布、密度分布、ラム硬度分布、積雪層位、雪質、粒径である。隣接した二地点の違いを比較することで森林での特徴を把握できる。

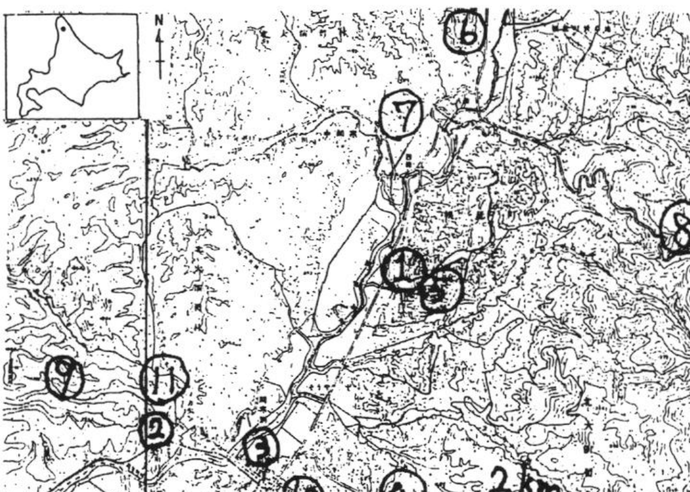


図 1 定点観測地と多点観測地

積雪の多点観測は、積雪深がほぼ最大になる 2 月下旬から 3 月

下旬にかけて行った。調査地は天塩演習林内やその近辺で常緑針葉樹林、落葉針葉樹林、広葉樹林を選定したが、開地との比較が出来るように、牧草地や、木の生えてない笹地などに隣接している樹林帯を選んで調査を行った(常緑針葉樹林 13 地点、落葉針葉樹林 8 地点、落葉広葉樹林 8 地点)。積雪調査は簡易的に行い、積雪深、積雪水量、大まかな雪温分布、スノーサンプラーを用いた積雪層構造観測、ラム硬度を調べた。また林内開空率、樹林密度を求めるため、魚眼レンズによる全天写真撮影、立木の配置、胸高直径、枝張具合、樹高を調べた。

また、3/16～4/7 の間、常緑針葉樹林、落葉針葉樹林、落葉広葉樹林、開地の 4 地点で、雪面下 15cm、30cm、60cm において、連続雪温観測を行い、各地点の積雪内にかかる温度勾配を調べた。

3.積雪観測結果

(1)定点観測地

定点観測地において、開地とアカエゾマツ林内で一冬の間にわたって調べた積雪層構造を図 2 に示す。この図から、森林内では開地と比べて

- ·積雪量は約 2/3 になっていること
- ·こしもざらめ、しもざらめの雪質が多く見られる
- ·密度、硬度が低くなっていること

がわかる。

(2)多点観測地

多点観測地の積雪データを図 3 に示す。多点観測においても林内では定点観測地と同様の傾向が見られた。この傾向は樹林が濃ければ濃いほど強くなってくることがわかる。

傾向をまとめると以下のようになる。

樹林の種類	常緑針葉樹　落葉針葉樹　落葉広葉樹　開地
樹林密度	密 ←→ 疎
降雪遮断	多 ←→ 少
積雪深、積雪水量	浅い、少ない ←→ 深い、多い
雪質	しもざらめ ←→ しまり雪
密度、硬度	低い ←→ 高い

(3)温度勾配の測定

3/16 からおこなった、雪温の測定結果と温度勾配の変化のうち、常緑針葉樹林のデータと開地のデータを図 4 に示す。図 4a より、表面下 15cm の雪温の日変動は、開地の方が樹林内よりも大きかった。表層下 60cm の雪温はどちらも変動は小さいが、樹林内の方が積雪深が浅くすぐ下が地面であるため、0℃付近の高い値を示した。表層下 15cm と 60cm の雪温の差から求めた温度勾配変化を図 4b に示しているが、開地では冷え込むと 25℃/m の強い温度勾配が見られる一方で、日中はほぼ温度勾配がなくなる。それに対し樹林内は温度勾配の変動が小さく、最大でも 13℃/m 程度だが、日中でもだいたい 5℃/m 以上の温度勾配が常にかかっているのがわかる。

4.考察

森林の濃い所で積雪にしもざらめが多く発達することがわかったがその理由として

①土壌の凍結が見られず、常に積雪底面は 0℃に保たれていたので、積雪深が浅い森林帯には同じ気温でも、開地と比べて強い温度勾配がかかること。

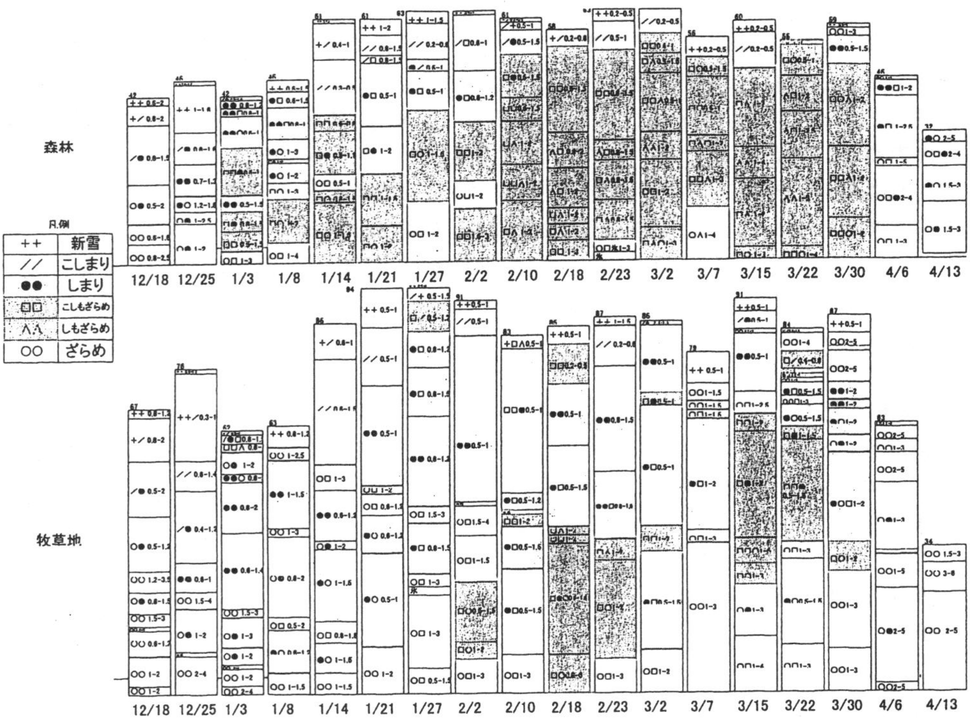


図２　定点積雪観測結果(黒塗りはしもざらめ雪、こしもざらめ雪が多いことを表す)

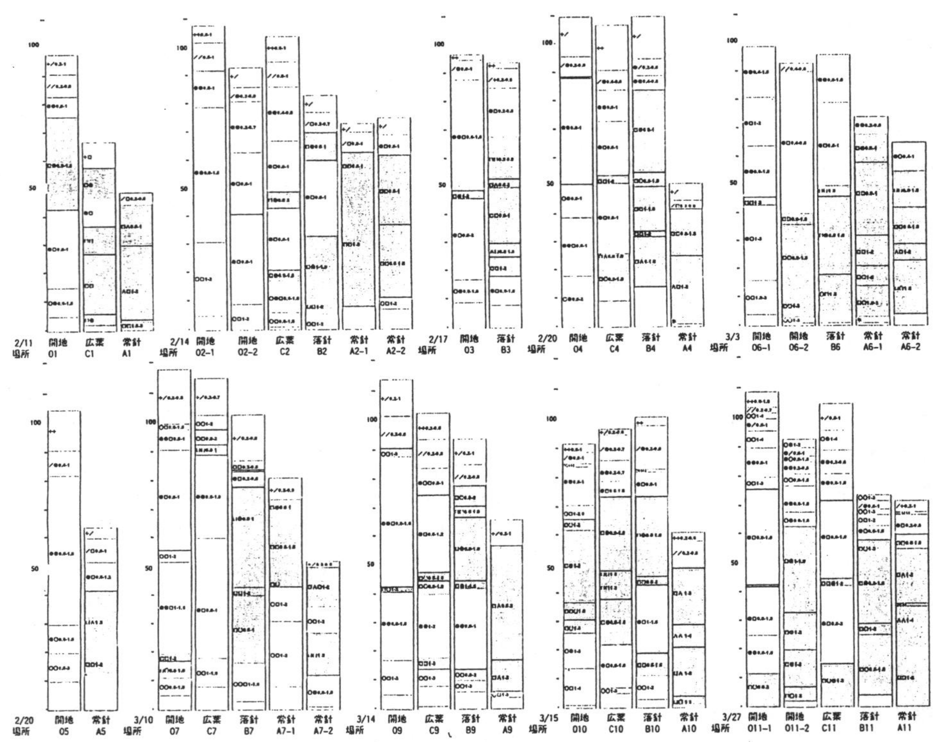
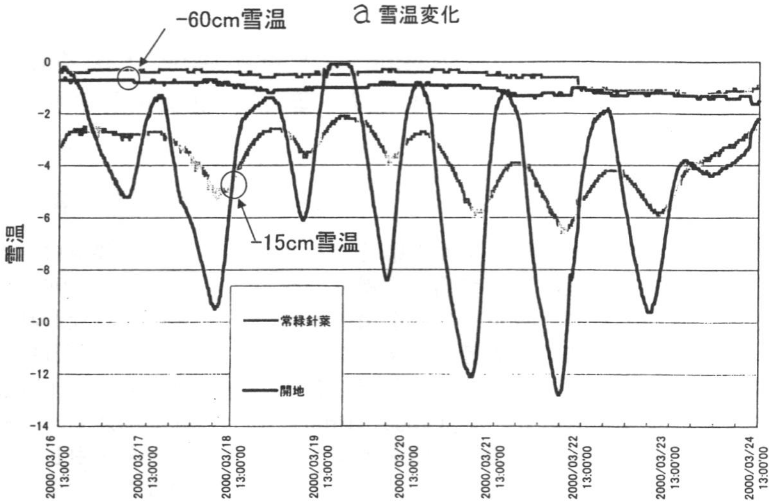


図３　多点積雪観測結果一覧

②日射が遮られたり、風速が減衰するため、日中でも雪面付近の温度は低く保たれ、しもざらめが発達する条件が長く続いたこと。

が考えられる。

しかし、多点観測の結果では、積雪深がさほど変わらない場合でも、林相が異なると、中の雪質がかなり違っている例も見られた(観測点 4、9 など)。また、放射冷却が抑えられて、冷え込みのゆるやかな樹林内の方が、なぜ、しもざらめが発達しやすいのかという疑問も残る。



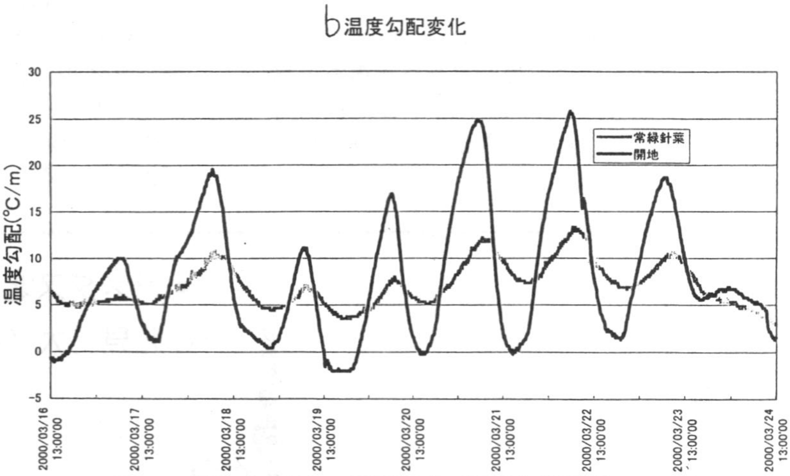


図 4　林内と開地の雪温変化、温度勾配変化

5.今後の研究方針

今後は、気象データの整理や全天写真の画像解析を進め、林内の気象データと林外の気象データとの相関を明らかにし、林相データ(開空率、樹林密度)から、林内気候の推定を可能にする方法を導く予定である。

さらに、求めた林内気象データを用いて、クロッカスモデルを動かしてみて、林内の積雪データと比較し、積雪層構造の再現性を確認する。そして、試行錯誤を繰り返し、林内の積雪が何によって決まってくるのかを検証していく方針である。

最後に、調査にご協力をいただいた北大天塩演習林の教職員の皆様に感謝の意を表します。

(参考文献)

・E. Brun et al.: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, Journal of Glaciology, Vol.38, No.128, 13-22, 1992

・中林宏典ら:融雪期における林内放射収支量の開空率依存性,雪氷 58 巻 3 号 229-237,1996

・太田岳史:森林内外における積雪面上の純放射量の推定と表層融雪量,水文水資源学会誌,第 5 巻 4 号 19-26,1992

・中井祐一郎ら:森林における降雪の遮断蒸発,日本林学会誌,75,191-200,1993　　など

北見における気象・積雪断面観測(1999-2000)の概要

八久保晶弘[1]・青木輝夫[2]・榎本浩之[1]
（1:北見工業大学　2:気象研究所）

1.はじめに

積雪層構造は様々な気象条件の応答であり、表層雪崩予測や GCM 中の積雪表現過程の改良などを目的として、数値モデルを用いて気象データから層構造を再構築する試みがなされている。筆者らは、フランス気象庁で開発されている積雪層構造モデル、Crocus（Brun *et al*., 1989, 1992）の検証、および雪面アルベドの粒径・不純物依存性のパラメータ化を主目的として、フラックス解析に必要な気象要素と積雪断面構造のデータセットを得るために野外観測を行なっている。

本稿では、北見において 1999 年 11 月から 2000 年 4 月にかけて行なわれた気象観測と積雪断面観測の概要について紹介し、特に可視・近赤外領域における雪面アルベドの特性について言及する。

2.観測内容

気象観測は、北見工大寒地気象観測室の露場にて、1999 年 11 月下旬から 2000 年 4 月中旬まで行なわれた。観測項目は、気温・湿度・風速・全天日射量・反射日射量・赤外放射量（上向き・下向き）・散乱日射量である。これに加えて、波長が 695nm のカットオフフィルタを使用した 2 台の日射計により、近赤外領域の上向き・下向き放射フラックスも測定された。

一方、隣接した場所で数日おきに積雪断面観測が行なわれた。観測項目は、層構造（雪質・粒径）・雪温・密度・含水率の各鉛直プロファイル、および不純物濃度分析用の積雪サンプリングと粒径測定用の雪面粒子のレプリカ作成である。後者の 2 つについては現在解析中である。

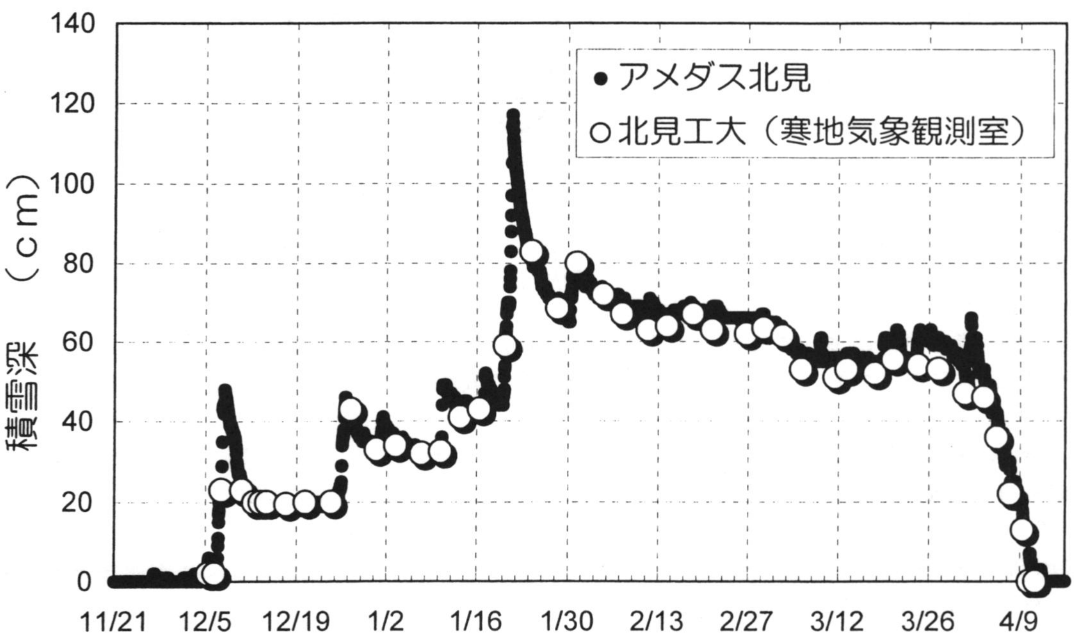


図 1　1999-2000年シーズンの北見における積雪深の時系列変化

3.観測結果および考察

積雪の概況

まず、積雪断面観測時に得られた積雪深の時系列変化を図 1 に示す。比較のために、観測点から約 500m ほど離れているアメダス観測地点（北見）の積雪深データを加えてある。このシーズンは、12 月上旬の降雪によって積雪深が 50cm 近くに達した後、約 2 週間ほどは積雪深 20cm 程度で推移した。12 月下旬からはまとまった降雪が数度あり、1 月 20-21 日にかけては記録的豪雪（アメダスでの最大積雪深：117cm）となった。その後、積雪深は 60-70cm 台を保っていたが、最高気温が 10℃以上に達した 3 月 4 日あたりから積雪深が 60cm 台を割っている。本格的な融雪期は 4 月に入ってから始まり、消雪日は 4 月 11 日であった。なお、全期間において露場の積雪深はアメダスのデータとよく一致した。

次に、積雪層構造の時系列変化を図 2 に示した。12 月中旬の積雪の少ない時期に、短期間で積雪が新雪からしもざらめ雪に変化していったことが分かる。このしもざらめ層は、全層がざらめ雪となる 3 月上旬まで積雪底部に保存されていた。また、12 月下旬からの度重なる降雪は、新雪からこしまり雪、しまり雪を経てこしもざらめ雪に変化していることが分かる。しかし、これらの層はしもざらめ雪まで発達することなく、3 月上旬に全層が 0℃となってざらめ雪に変化した。積雪中に顕著に見られる氷板やクラストはそれぞれ、12 月 9 日の降雨による表層のレインクラストと、同時期に積雪中の帯水層が凍ってできた氷板、そして 1 月 7 日の気温上昇による表層の融解・再凍結によって形成されたクラストである。

道東は典型的なしもざらめ地帯として知られているが（例えば成瀬ほか、1996）、今シーズンでは 1 月中旬～下旬にかけての降雪が比較的多かったために、積雪中の温度勾配が大きくならず、しもざらめ雪は発達しにくかったと推定される。

雪面アルベドの変化

ここでは、可視領域（305-695nm）・近赤外領域（695-2800nm）の 2 バンドに分けて求められた雪面アルベドの特徴について論じる。

まず、雪面アルベドの時系列変化を図 3 に示した。根雪になる前では、露場の芝生の影響で近赤外のアルベドが可視のそれよりも高くなっている。この関係は積雪期には逆転するが、積雪が 20cm 程度では地表面の影響によって、可視・近赤外ともアルベドは若干低めに出ていることが分かる。積雪期には可視のアルベドが近赤外のアルベドを常に上回り、また変化量については近赤外のアルベドの方が大きい。そして、雪面付近にざらめ雪が見られるようになった 3 月頃から雪面アルベドの変化幅が大きくなっているのが特徴的である。特に、3 月 31 日以降の表層は常に粒径 2mm 以上の含水したざらめ雪だったために、近赤外のアルベドが 0.5 前後まで低下している。

図 3 中にいくつか見られる降雪ステージに注目すると、全体的な傾向としては降雪直後の雪面アルベドは高く、時間とともに次第に低くなることが分かる。従来の研究によれば、可視領域のアルベドは不純物（光学的に吸収性を持つ物質）の、近赤外領域では積雪の粒径の影響がそれぞれ顕著であることが知られている（Warren and Wiscombe, 1980, Wiscombe and Warren, 1980）。このことをふまえれば、可視のアルベドの低下率は北見の露場における不純物の堆積速度を、そして近赤外のアルベドの低下率は雪面粒子の変態速度に関わっているとみることができる。例えば、前述の 1 月 7 日、そして 3 月 4-5 日には雪面が融解して積雪粒子が極端に肥大化しており、近赤外のアルベドの極端な低下に対応している。また、3 月以降の雪面アルベドの大きな変動は、断続的な降雪によるアルベド上昇と融解およびざらめ化によるアルベド低下が原因であると考えられる。

次に、降雪直後の雪面アルベドの時系列変化を図 4 に示した。図 4 中の横軸は、降雪直後からの経過時間を表わしており、観測期間中の 10 run がプロットされている。上のグラフは可視・近赤外のアルベドの低下率を示しており、可視のアルベドよりも近赤外のアルベドの方が低下率は大きい。また、融解してざらめ雪に変化した場合はアルベドの低下具合が特に大きく、乾き雪とは別のプロセスが

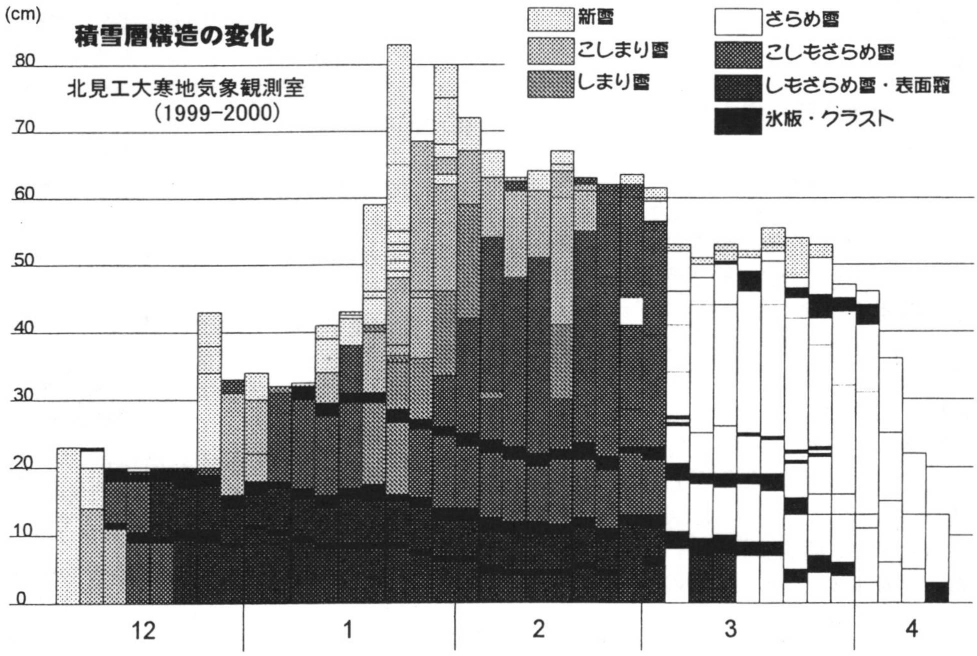


図２　積雪層構造の時系列変化

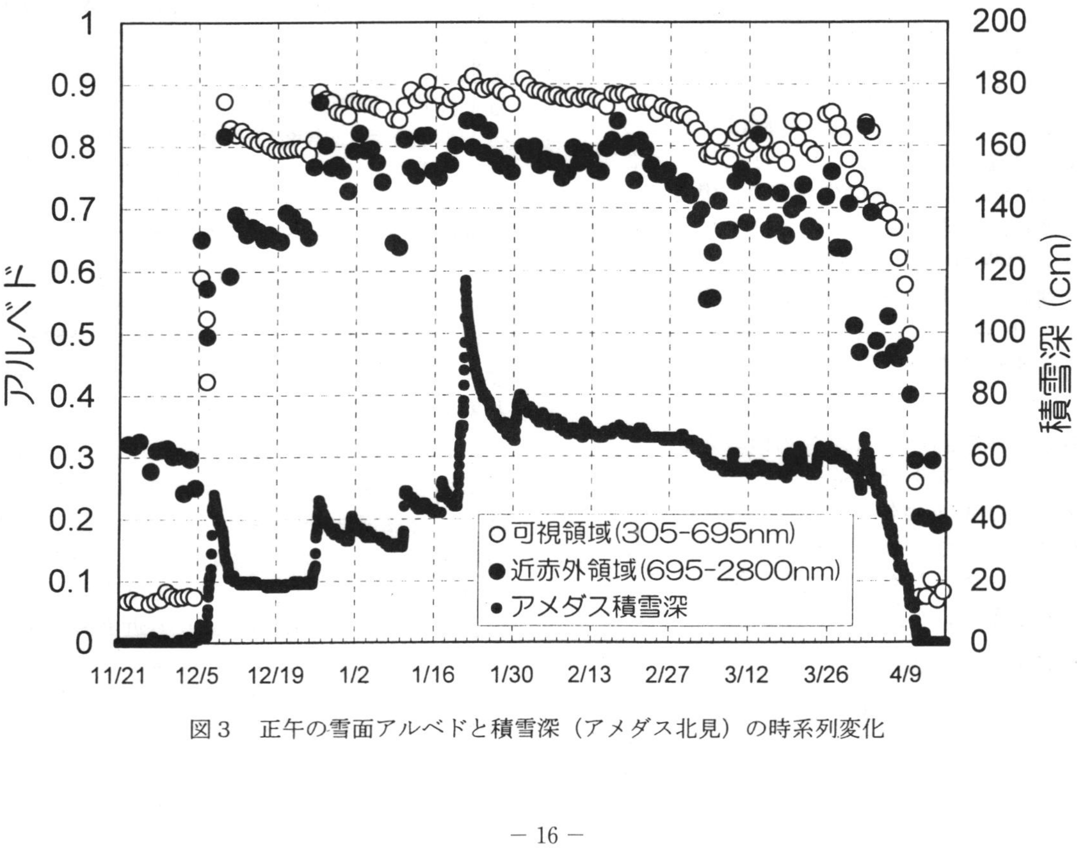


図３　正午の雪面アルベドと積雪深（アメダス北見）の時系列変化

アルベド決定に影響していることを示唆している。

下のグラフは上と同様であるが、可視・近赤外のアルベド両方について快晴日（散乱日射量／全天日射量 ≤ 0.25）、曇天日（散乱日射量／全天日射量 ≥ 0.94）を分けて表わしたものである。雪面アルベドは、可視領域では快晴日・曇天日でそれほど変わらないが、近赤外領域では曇天日の方が明らかに高い値を示している。その理由は以下のように説明される。曇天時には、水蒸気が多くかつ大気中の光のパスが長くなることによって、水蒸気の吸収帯を多く含む近赤外領域の入力放射量の減り方は可視域よりも大きくなる傾向を持つ。その結果、近赤外領域でも波長が約1300nm以下でアルベドの比較的高い（可視域に近い）波長帯が相対的に効いてきて、曇天時の雪面アルベドを増加させている。加えて、

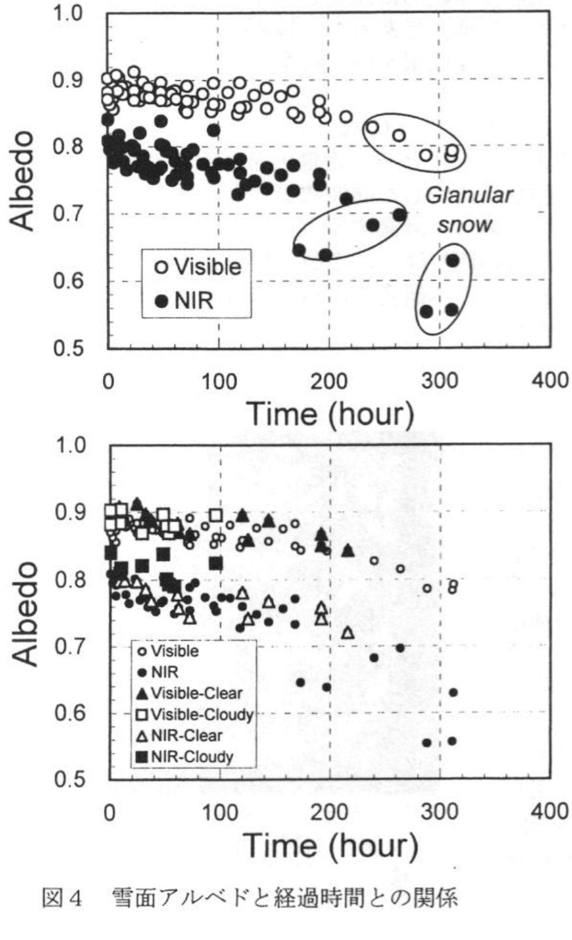


図4 雪面アルベドと経過時間との関係

雪面アルベドが高い曇天時には雪面と雲との間で多重反射が起こり、全天日射量が増加する。このことは上述の傾向を強める働きを持つと考えられる。

4.まとめと今後の展望

北見において気象観測・積雪観測を同時に行ない、気象要素と積雪断面構造の良質なデータセットが得られた。特に、可視・近赤外領域に分けられた雪面アルベドの観測結果については従来の研究報告と一致しており、まだ解析の終わっていない不純物濃度分析が進めば、雪面アルベドに関する定量的な議論がさらに進むと考えられる。

今後は、雪面アルベドの粒径・不純物依存性だけでなく、太陽天頂角依存性、そして積雪粒径の変化率に密接に関わると考えられる温度依存性などについても解析を進めていく一方で、積雪層構造モデルの雪面アルベド計算過程の改良のために、実用的な雪面アルベドのパラメータ化を試みる予定である。

5.謝辞

北見工大寒地気象観測室の露場使用の際には、北見工大土木開発工学科利水研究室の佐渡公明教授、中尾隆志助手にお世話になりました。ここに感謝の意を表します。

6.参考文献

Brun *et al.*, (1989) An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**(121), 333-342.

Brun *et al.*, (1992) A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **38**(128), 13-22.

成瀬 廉二ほか, (1996) 北海道内の広域積雪調査 -1996年2月- 低温科学 資料集, **55**, 13-26.

Warren and Wiscombe, (1980) A model for the spectral albedo of snow, II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2734-2745.

Wiscombe and Warren, (1980) A model for the spectral albedo of snow, I: Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712-2733.

MRIによる積雪3次元構造の可視化

尾関俊浩（船舶技研）・八久保晶弘（北見工大）・巨瀬勝美（筑波大）
中坪俊一・西村浩一（北大低温研）

1．はじめに

地上に降り積もった雪「積雪」は複雑な形状をもつ無数の氷粒子と空気の2相混合物で、「新雪」、「しまり雪」、「ざらめ雪」、「しもざらめ雪」に大きく分類することができる。同じ密度の積雪でも、雪質の違いによって粒子同士の結合や空隙の形は多様であり、その複雑なネットワーク構造が、熱や水蒸気なとの輸送機構、さらには力学的性質などの積雪の物性を決定する最大の要因となる。

積雪構造の観察には、1950年代に開発された、空隙をアニリンで固定して厚さ200～300 μmの「薄片」を作成する手法（木下・若浜，1959）が現在でも用いられている。この他、アニリンで固定した積雪試料の断面を染料で着色して観察する「片薄片」の方法（例えば成田，1971）もある。しかし求められる情報はいずれも2次元的であるため、積雪内部の3次元構造の定量化と理解には程遠く、積雪物性の研究進行のうえで大きな障害となっていた。

積雪の3次元構造を求める試みは、1990年代に入りスイス、フランス、アメリカなどで行われている。いずれも先に述べた片薄片を微小間隔で連続的に作成し、重ね合わせることでおおよその構造を求めるという手法（2次元情報の外挿）であるが、技術の熟練に要する時間に加えて膨大な作業量が必要となり、いまだに十分な成果を得るに至っていないのが現状である。

本研究では、画像医学診断の分野で広範に用いられるようになった核磁気共鳴映像法（NMRI）を適用し、積雪3次元ネットワーク構造の可視化とその定量化を行うことを目的とする。NMRは「原子核は静磁場の中で磁場の強さに比例した周波数で歳差運動を行う」という性質を利用して、原子核の位置における磁場の強さを計測する手法で、これに一定の勾配磁場をかけて位置情報を求めるイメージンク法NMRIは、ここ数年目覚ましい発展を続けている。氷からの信号強度そのものは微弱であるが、本研究では積雪の間隙を液体で満たし、それをイメージングする手法を開発・適用する。

2．イメージング手法の開発

初期実験の測定対象は、人工的に作成した氷球と、天然で採取したしもざらめ雪の結晶を容器に充填し、容器内でのパッキング状態を可視化することを目標とした。可視化システムは筑波大物理工学系先端NMR映像法研究室が実験用に開発したNMRIシステム（最大直径40mm長さ30－40mmの3次元領域を100μmの解像度で画像化が可能）を用いた。

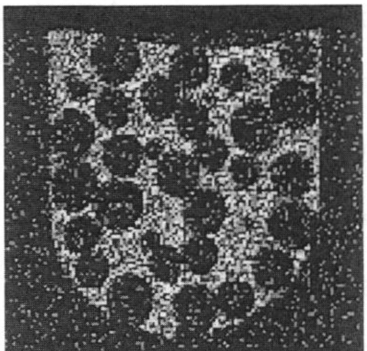


図1：ドデカンを用いたナイロン球のNMRイメージング画像.

予備実験として表面張力が大きく積雪内部の空隙に良く浸透する液体（ドデカン: $C_{12}H_{26}$）について、その信号強度を確認の上で、どの程度の画像が得られるか確認を行った。サンプルはドデカンに常磁性緩和試薬であるIron Acetylaetonate（$C_{15}H_{21}O_6Fe$）を微量加えT1を短縮した溶液を内径18mm、外径20mmの

NMR用試験管に入れ、さらに直径3.2mmのナイロン球を充填したものを用いた。撮像は3次元で行い、約30分で1画素200μm^3の画像を取得した。図1は3次元データセットの1例で、スライス厚さ200μm、面内画素サイズ200μmの画像である。ナイロン球からは信号がないので黒い円形の像が得られた。この結果より、ドデカンを用いて本実験で想定した画像が取得可能であることがわかった。

続いて測定領域の大きさに対応し、容器の外縁に冷媒を循環させてサンプル温度を一定に維持する冷却システム（1時間程度容器内を－5～－10℃に維持）を開発した。ドデカンの融点は－12℃であるから、このシステムで試料温度を調節することにより、氷と液体のドデカンを共存させ画像を取得することが可能となった。

3．実験結果

積雪の可視化実験には、液体窒素内に注射器から水滴を落下させる手法で作成した「氷球」と天然で採取された「しもざらめ雪」を試料容器に充填し、間隙をドデカンで満たしたものを用いた。容器は二重管のため、測定領域は直径20mm長さ40mmであった。

図2は直径約3mmの氷球試料について約60分のサンプリングで取得した3次元データセットで、スライス厚さ200μm、面内画素サイズ200μmの画像である。図2の数字は128枚で構成されるデータセット中何枚目の断層であるかを表しており、AとBは1画面0.2mm、BとCは5画面1mm離れた画像である。氷からは信号が無く、ドデカンからは信号が得られることから、画像内の黒円が氷球の像である。A、B、Cの白円内や矢印で示した氷球を見比べるとスライス位置により氷球の径が変化している様子が分かる。これらの3次元情報より、雪粒子の立体形状や配位数等の3次元ネットワーク構造を知ることができる。

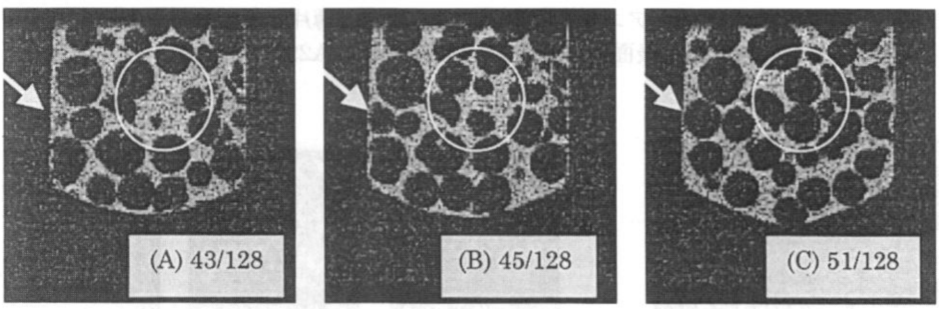


図2：氷球のNMRによる3次元イメージング．
A、B、Cはそれぞれ43、45，51番目の断層．

図3は試料容器にしもざらめ雪の結晶を充填して、約30分で3次元の撮像を行った1例である。画素サイズは1画素200μm^3と図2の氷球と同じであるが、サンプリング時間が短いためSN比は劣っている。しもざらめ雪は板状もしくはコップ状の結晶形であるため、200μmでスライスされた画像では黒い線状の影となって映っていることがわかる。なお、試料上部の黒い影は撮像時にドデカンが十分に融解しておらず信号が弱かったことによる。

図4は氷球を覆っているドデカンが時間とともに融けてゆき、その後氷球が融解する様子を撮像した例である。撮像は約110分で1画素400μm^3の3次元画像を17セットの時系列データとして取得した。図4A、B、Cはそれぞれ3、6、15番目のデータセットから同じ断層を取り出した画像である。Aではドデカンが融けておらず、全体的に黒く映っているが、Bではドデカンが融けたことにより、黒い氷球の画像がドデカンの中に鮮明に見て取れる。Cでは温度の上昇により外縁から氷球が融けだしている様子が見て取れる。また画像の所々

に明るい箇所が見られ、融解水からの信号であることがうかがえる。

このような融解過程の連続観測は従来のアニリン薄片法では不可能であったが、本実験の特徴である非破壊非接触の方法であれば測定可能である。同様にして結晶成長の連続観測を行うことも可能であり、雪の変態過程の研究推進に大きく貢献すると考えられる。

以上の結果より、現段階ではまだ画像の SN 比は充分ではないが、この可視化システムによって積雪の三次元画像を取得可能と考えられることから、さらに使用可能 T1 の短縮と、信号加算によりSN 比の改善を行うべきとの結論を得た。

4．今後の展望

本手法の最も特筆すべき特徴は、積雪構造の非接触 3 次元計測という点にある。アニリン法のような切断面という 2 次元平面でとらえた情報量は、本来の 3 次元横造が持っていた情報量に比べはるかに少なく、内部構造を完全には与えてくれないという本質的な困難がある。本研究に基づく測定手法が確立され、構造に関わる 3 次元情報が求められるようになると、形の定量化で用いられるトポロジー、スペクトル、グラフ理論、エントロピー、フラクタルなどの解析手法も適用が可能となる。つまり、定性的な「新雪」、「しまり雪」、「ざらめ雪」、「しもざらめ雪」などの雪質分類に初めて定量的指標が与えられるわけで、その学問的意義はきわめて大きい。さらに、温度や上載荷重なとの外的因子によって変化する過程も可視化・定量化が可能となるわけで、積雪という 3 次元ネットワーク構造をもつ複雑系そのものに加え、力学的・熱的・電気的物性の理解が飛躍的に進展すると期待される。

参考文献

1．木下誠一・若浜五郎，1959．アニリン固定法による積雪の薄片．低温科学，A18，77－96．
2．成田英器，1971．積雪の比表面積の測定II．低温科学，A29，69－81．

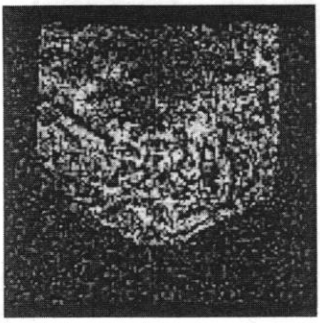
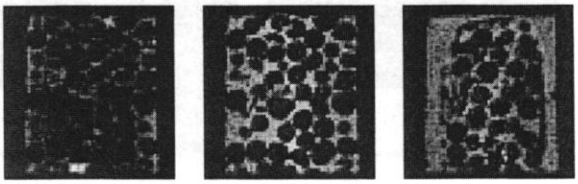


図 3：しもざらめ雪の NMR イメージング画像．



(A) 3 / 17　(B) 6 / 17　(C) 15 / 17

図 4：氷球サンプルの融解過程の NMR イメージング．(A)ドデカン融解前，(B)ドデカン融解後，(C)氷球融解．

融雪水の水質変動の長期観測

山﨑　学・石井　吉之・小林　大二 (北大低温研)
柴田　英昭・小澤　恵 (北大演習林)

1. はじめに

寒冷積雪地域において、冬期間積雪内に蓄積された化学物質は融雪初期に積雪下面からの融雪水中で高濃度になり流出することが知られている (Johannessen and Henriksen,1978). そのため、寒冷多雪地域での化学物質の循環を把握するには、融雪全期間における積雪下面からの融雪水の水質変動を継続的に観測することが重要である. そこで今融雪期、母子里試験流域において積雪下面融雪水の長期観測をおこなったので、その結果を報告する.

2. 観測概要

観測は北海道大学雨龍演習林内母子里試験流域(石井ほか,1996)の流域内最高点(標高 535m)に設置された大型積雪ライシメータ(3.6m×3.6m)を用い、鈴木(1991)とほぼ同じ手法で採水をおこなった. 採水した水は東亜電波工業製のイオンクロマトグラフ、pH 計、電導度計を用いて(Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, Na^+, NH_4^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}) の各溶存成分濃度(μeq/L)、pＨ、電導度(EC)を調べた. また、0.02N H_2SO_4 を滴定に用いて pH4.8 アルカリ度を出し、HCO_3^- の溶存濃度とした. その他、積雪ライシメータ近くにおいて約 1 週間に一度の割合で、神室型スノーサンプラーを用いて積雪水量を測定し、雪を持ち帰って室温で融かし融雪水と同じ水質項目の測定をおこなった.

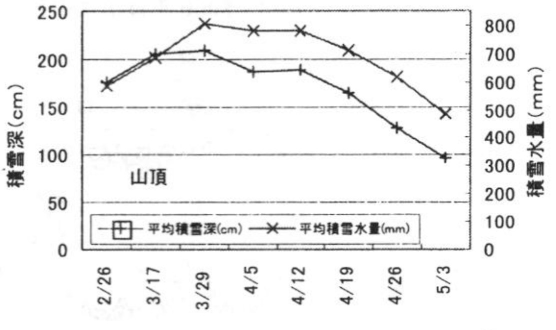
3. 観測結果

図 1 は積雪調査から得られた結果である. 消雪日は 5/17 であるが積雪調査は 5/3 で終了した. 最大積雪水量は 3/29 の 805.7mm であった. 電導度は 3/29 の 18.9μS/cm が最も高く、融雪期が進むにつれ低下し 5/3 には 8.1μS/cm になった. pH は 5.05～5.65 の範囲で大きく変化しなかった. Cb, AN をそれぞれ

$$Cb(\mu eq/L)= Na^+ + NH_4^+ + K^+ + Mg^{2+} + Ca^{2+}$$

$$AN(\mu eq/L)= Cl^- + NO_3^- + SO_4^{2-}$$

と表す. Cb－AN は 4/12 以前において＋10～－20μeq/L の間を変動するが、4/19 以降ほぼゼロになり Cb と AN の濃度が釣り合った. 3/29 の積雪全層水の各イオン濃度(μeq/L)はそれぞれ Cl^-=78.6 , NO_3^-=5.8 , SO_4^{2-}=24.3 , Na^+=61.4 , NH_4^+=12.4 , K^+=11.8 , Ca^{2+}=4.4 , Mg^{2+}=26.1 であった.



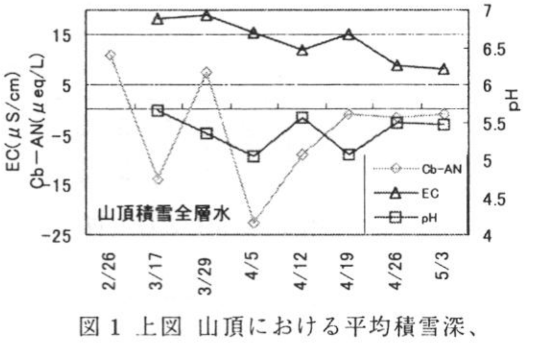


図 1 上図　山頂における平均積雪深、平均積雪水量の時間変化
下図　山頂における積雪全層水の EC,pH,Cb－AN の時間変化

図 2 に 3/17～5/18 までの融雪水の流出高(mm/h) を示す. この期間の総流出高は 849.2mm だった. 融雪開始は 4/5 からで、日流出高では 5/13 の 53.6mm が最大だった. 今回、分析結果を報告する範囲である 3/17～5/1

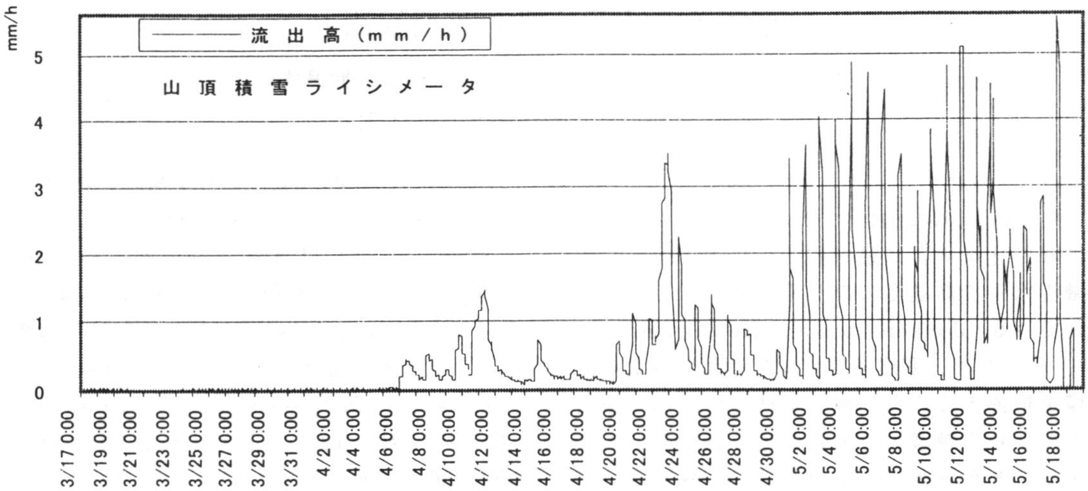


図2　2000年母子里山頂　融雪期の積雪下面流出高の時間変化

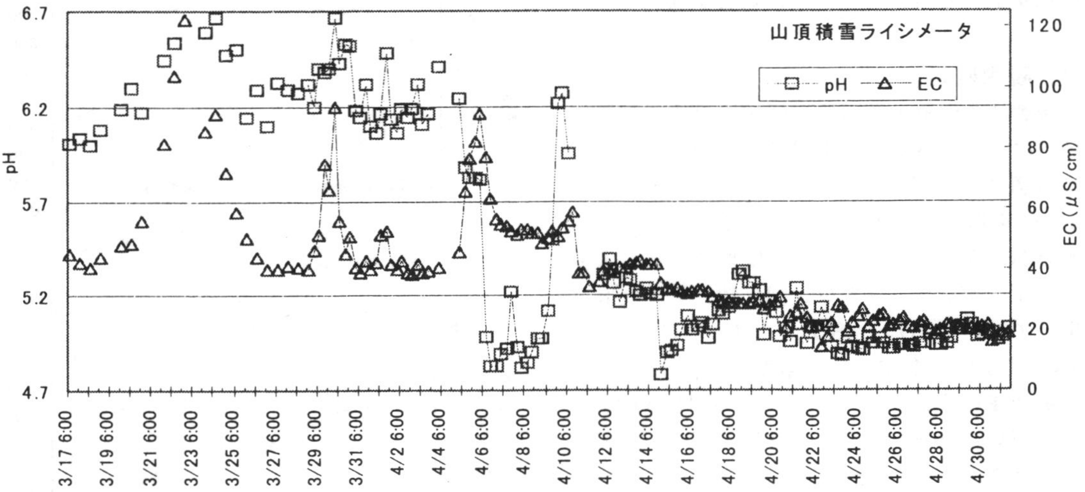


図3　山頂における積雪下面融雪水の電導度(EC),pHの時間変化

までの総流出高は 312.2mm(総流出高の 36.8%)であった.

図3に3/17～5/1までのpH、EC変動を示す.融雪期前のpH,ECの変動は、積雪ライシメータの流路末端に取りつけた連続測定用pHセンサーから溶出したKClのためである.よって4/4以前の水質変動については議論から除き、流出高が増え始める4/5以降について議論する.

融雪水のpH,ECは積雪全層水と比べて基本的にpHは低く、ECは高かった.ECは融雪水が少し出始めた4/5に急激に上昇し始め4/6 0:00に91.3μS/cm(3/29積雪全層水の電導度の4.8倍)に達した.その後ECは徐々に低下した.

pHは4/6, 4/14にそれぞれ4.83, 4.78という低い値を示した.いずれも流量が増加し,ECが低下した時に起こった.4/20以降もpHは5前後という低い値を示した.例外的に4/9から4/10にかけてはEC, pHが上昇しそれぞれ59μS/cm、6.27という値を示した.また、4/22以降になるとECは20μS/cmになり、流出量

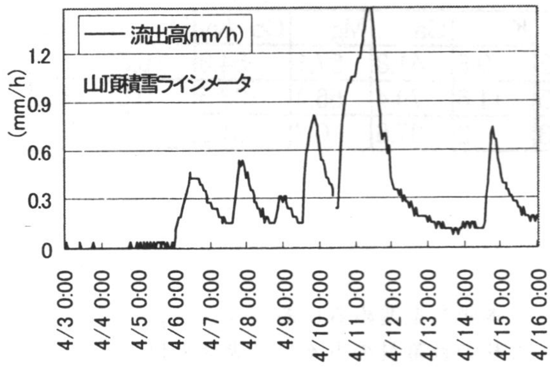


図4　4/3～4/16 の積雪下面流出高

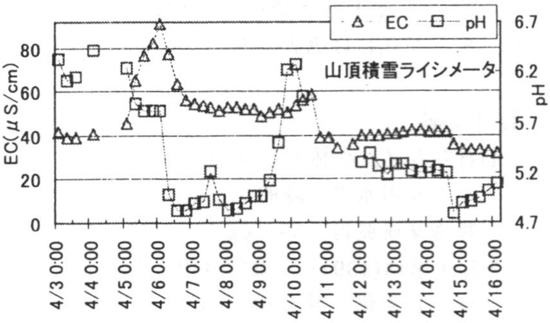


図5　電導度,pH の時間変化

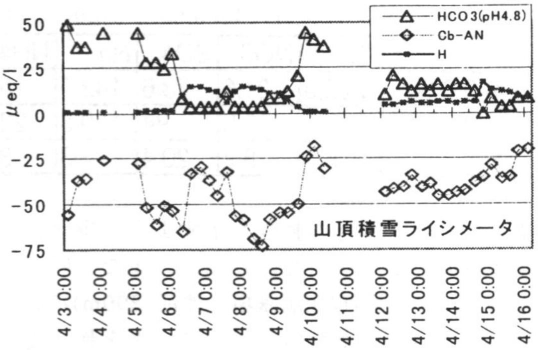


図6　H^+, Cb－AN , HCO_3^-の時間変化

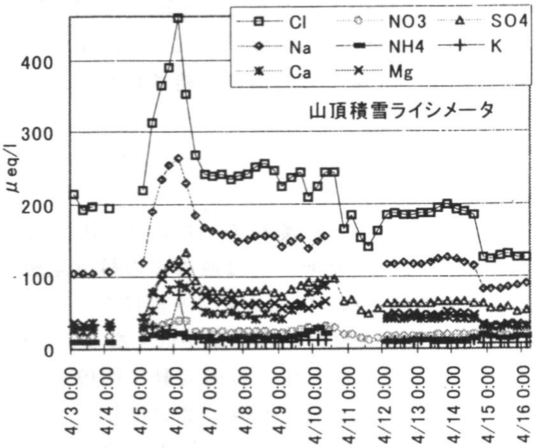


図7　各イオン濃度の時間変化

が増えると EC が低下し pH が上がる日周期変動がはっきり見られた(鈴木，1991)．この時、融雪水中の各イオン濃度も EC と同様の日周変動を示した。日周変動が顕著に現れ始めるまで(4/21)の流出高は 139.0mm(総流出高の 16.4%)であった．

次に、融雪初期にしぼって水質の変化を示す(図 4,5,6,7)．図 6 の水素イオン濃度は pH の値から算出した．水に溶けているイオンの電気的バランスを考えると

$$\mathrm{Cb-AN} = HCO_3^- - H^+ + \alpha$$

α：その他の微量イオン

とおける．

αの値に変動がないとすると、HCO_3^-が減少あるいは H^+が増加する時に Cb－AN が減少し、逆に、HCO_3^-が増加あるいは H^+が減少する時に Cb－AN が増加すると考えられる．そこで，図 6 を見ると 4/6，4/14 の H^+の増加時には Cb－AN は増加し、上記の予測と逆になった．これは、今回測定したイオンに含まれないその他のイオンが変化し，pH に影響を及ぼしたと考えられる．

4/8 から 4/10 にかけての H^+の減少は Cb－AN の増加をともなう．これは pH の変動に Cb－AN に含まれる無機イオンが寄与していることを示唆する．そこで、図 7 の 4/9 から 4/10 を見ると、融雪水の流出量が増える 4/9 18:00 に Cl^-，Na^+，Mg^{2+}の濃度は低下し SO_4^{2-}，Ca^{2+}の濃度は上がっている．そこで、4/9 0:00 から 4/9 18:00 にどれだけ各イオンの濃度(μeq/L)が変化したかを表 1 に示す．表 1 から Cb－AN が増加したのは Ca^{2+}濃度の増加、Cl^-濃度の減少による寄与が最も大きいことがわかった．4/9，4/10 に見られる各イオン濃度の増

表1　4/9 0:00 と 18:00 における水質の違い(単位：μeq/L)

日時	Cl	NO3	SO4	Na	NH4	K	Ca	Mg	Cb-AN	H	HCO3
4/9 0:00	225.9	21.6	73.6	142.6	15.2	9.6	41.8	57.1	−54.8	10.8	8.1
4/9 18:00	210.2	29.8	94	139.6	23.5	11.6	79.4	56.4	−23.5	0.6	44.8
差	−15.7	8.2	20.4	−3	8.3	2	37.6	−0.7	31.3	−10.2	36.7

減がまったく反対の動きを示すような事例は融雪期間中この一回だけだった．また、同じ流域内の別の地点(観測露場：標高 290m)に設置されている大型積雪ライシメータを使って観測した結果においても、同じ時期に融雪水中の Ca^{2+}濃度の上昇がおこり pH の上昇に寄与していたことから、4/9 頃にこの流域に Ca や SO_4 が大気側から雪面に供給された可能性も考えられる．

まとめ

全融雪水量のうち最初の 16％が流出する 4/21 までは、電導度の値は融雪前の積雪全層水より高い値を示し、最大で 4.8 倍になった．4/21 以降も電導度は徐々に値が低くなり、pH も含めて流出量と同様の日周変動を明瞭に示した．その間、pH は 5 前後の値を示した．

融雪初期の pH 低下は主に電導度、各イオン濃度の低下と同時に起こったが、Cb－AN の動きとは必ずしも一致しなかった。

4/9 には Ca 濃度の増加にともない pH が一時的に上昇した．

今後は 5/1 以降の融雪水の分析結果を付け加え、積雪全層水のイオン濃度と比較してどれぐらい濃縮しているか、選択的溶出がおこっているか，積雪中のイオン量の変化と流出したイオン量の比較、観測露場の結果との比較をおこなっていく予定である．

本研究を進めるにあたり、北大雨龍地方演習林の教職員の方々には調査の協力並びに分析機器の使用などさまざまな便宜を図っていただいた．北大低温研の岩倉徹氏、岩田念貴氏、梶貴司氏には調査においてご協力頂いた．

参考文献

1)石井吉之，小林大二(1996)：融雪にともなう河川水の一時的な pH 低下．北大地球物理学研究告，59，pp.15－24.

2)鈴木啓助(1991)：融雪水中の溶存成分濃度の日変化．雪氷,53，pp.21－31.

3) Johannessen, M. and Henriksen, A. (1978)：Chemistry of snow meltwater changes in concentration during melting. Water Resour.Res., 14, pp.615－619.

氷摩擦係数の垂直応力依存性

水上直己、前野紀一　北海道大学低温科学研究所

1　はじめに

氷摩擦の特徴として、他の物質の摩擦に比べて非常に滑りやすいことが挙げられる。この原因をつきとめるため、100 年以上も前から氷摩擦の研究が行われてきた。しかし、過去の氷摩擦実験の多数はスキー、スケート等を対象にした氷－異物質間で行われ、氷に接触するスライダーの形状も球形など平面でない場合が多い。これらの条件での氷摩擦実験では、「氷表面は異物質との接触により変化しやすい」「氷と異物質との硬度の違いにより、異物質の氷への貫入が起こり、磨耗効果が増大する（特に接触の形状が球形の場合）」などの欠点が挙げられる。そこで、氷摩擦のメカニズムの解明には、氷と氷を平面接触させ摩擦力を測定することが、最も重要である。しかし、過去、平面接触で氷・氷摩擦実験を行ったのは、Bowden & Hughes（1939）、Oksenen & Keinonen（1982）、Beaman et al.（1988）、Jones（1989）、Cassasa et al.（1991）の 5 例のみであった。

この点を踏まえて、安留他（1999）は、過去調べられていない速度領域で平面接触における氷・氷摩擦研究を行い、速度、温度依存性に関して報告した。本研究では、安留他（1999）が詳しく調べることが出来なかった垂直応力依存性に着目して実験を行い、氷摩擦メカニズムについて考察する。

2　実験装置

安留他（1999）と同じ回転式摩擦測定装置を用いて低温室内で実験を行った。装置全体の概略図を図 1 に示す。Z 軸ステージ（上下可動）に固定された氷円盤上で氷スライダーを回転軸の腕の端に取り付けたホルダーに装着し、平面接触させ、メガトルクサーボモータを用いて一定の角速度で回転させた。本実験では、4.0×10^{-3}, 4.5×10^{-2}, 3.6×10^{-1} m/s の 3 種類の速度を用いた。摩擦力は腕とモータの間に取り付けたトルク計を用いて軸にかかるトルクとして測定した。

温度制御を厳密にするため装置を断熱ボックスで囲み、デジタル指示調節計を用いて、ボックス内の温度を制御した。その結果、氷

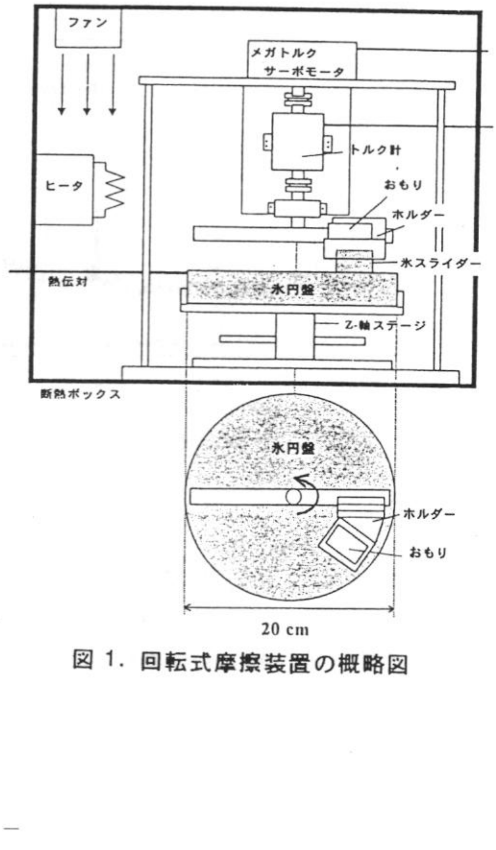


図 1．回転式摩擦装置の概略図

表面温度は-0.5～-20℃の範囲において±0.1℃の精度で一定に保たれた。

垂直応力はホルダーの上におもりを載せることにより 1.2～17 kPa の範囲で変化させた。測定前に氷円盤、氷スライダー両方の表面をマイクロトームで平滑に仕上げ、1～2 時間、ボックス内の設定温度に氷を馴染ませ氷の表面温度が一定となっていることを確認した後、測定を開始した。

3　結果

図 2 にトルクの時間変化を示す。A が氷スライダーを氷円盤に接触させ回転させた時のトルクを示す。スライダーが動き出すには、動摩擦力（摩擦力）より大きい静止摩擦力に打ち勝つ必要がある。このため最初、トルクは大きい値となる。スライダーが動き出した後、トルクは比較的一定の値となった。10、24、28 秒附近で見られるふらつきは、マイクロトームでは制御出来ない場所による氷表面状態の違いから起こるものと考えられる。解析では静止摩擦や明らかに氷表面撹乱によるデータを避け、時間平均した。B は氷と氷を接触させないときのトルクの変化、つまり軸の回転によって発生するトルクの時間変化を示す（ブランクテスト）。接触時のトルクの時間平均とブランクテストの時間平均を差し引き、氷－氷の摩擦力のみによるトルクを求め、これから一つの摩擦係数を求めることができる。

図 3 に氷表面温度-10 ℃、速度 4.0×10^{-3} m/s の場合における、垂直応力－摩擦係数の関係を示す。それぞれの点は 3 回の測定の平均値を示してある。また 3 回の測定値の標準偏差を誤差としバーで示す。垂直応力が大きくなるにつれ摩擦係数は減少し、約 6 kPa 以上ではほぼ一定の値を示した。比較のため、安留他（1999）の結果を示してある。安留他（1999）は摩擦係数の垂直応力依存性はないと結論付けているが、これは、測定範囲が狭かったためと言える。この依存性の形は、測定が行われたすべての温度、速度で見られた。

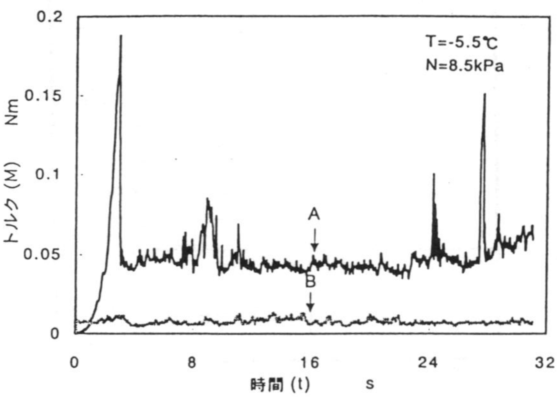


図2　トルクの時間変化

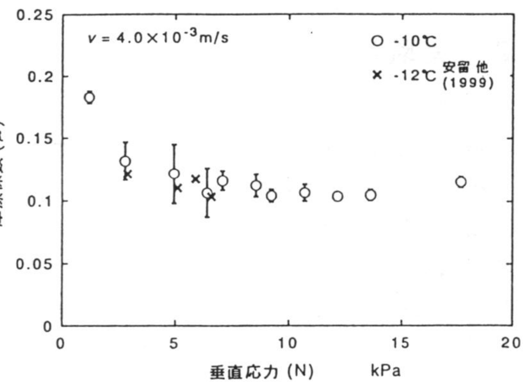


図3　垂直応力と摩擦係数の関係

4　考察

4-1　垂直応力－せん断応力の関係

以上の依存性に関する考察を、垂直応力－せん断応力グラフを用いて行った。図 4 に氷表面温度-10 ℃、速度 4.0×10^{-3} m/s の場合における、垂直応力と氷接触面に働くせん断応力の関係を示

す。結果は最小二乗法で直線近似できた。この直線は、せん断応力を S, 垂直応力を N とすると、

$$S = \mu_0 \cdot N + A \quad \cdots\cdots (1)$$

と表すことができた。右辺第 1 項は垂直応力に比例する力、クーロン摩擦力であり、この直線の傾き μ_0 がクーロン摩擦係数である。しかし、垂直応力が 0 の場合においても、切片 (A) が存在する。この値 A は垂直応力が 0 の状態で接触している場合に発生するせん断応力である。つまり、この力は氷スライダーと氷円盤を接触させただけで起こる力であり、A を付着力と呼ぶ。この式から、氷接触面に働く摩擦力は垂直応力に比例するクーロン摩擦力と垂直応力に無関係の付着力の和であることが分かる。摩擦係数はその定義（せん断応力と垂直応力の比）より、

$$\mu = \mu_0 + \frac{A}{N} \quad \cdots\cdots (2)$$

と表すことがる。この式から垂直応力が小さくなる程、付着力の項（右辺第 2 項）が大きくなり、全体の摩擦係数も大きくなる。また、垂直応力が大きくなるにつれ、付着力の項は小さくなり、全体の摩擦係数はクーロン摩擦係数の値に近くなることが分かる。従って、図 3 で垂直応力が小さい領域で摩擦係数が大きくなった理由は、付着力の寄与が大きくなったためである。また、この式よりクーロン摩擦係数と付着力の値が摩擦係数の垂直応力依存性の形を決定する。

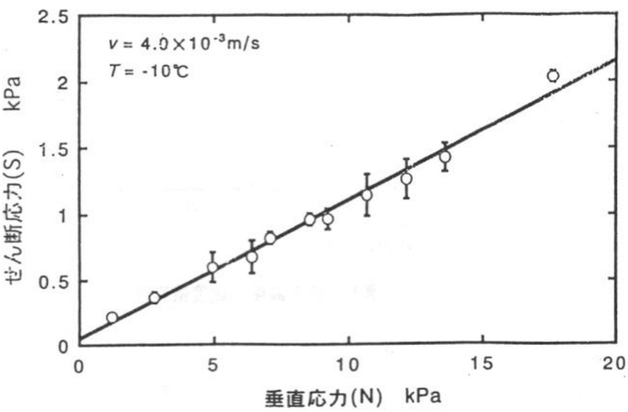


図4　垂直応力とせん断応力の関係

4-2　クーロン摩擦係数

本実験ではクーロン摩擦係数の温度、速度依存性を確認することが出来た（図 5）。速度が小さいほど、クーロン摩擦係数は大きい値となった。また、温度の上昇と共に、クーロン摩擦係数は減少した。しかし、-5℃附近を境に、それ以上の温度領域では、温度の上昇とともに μ_0 は増加した。これらの現象の殆どは氷摩擦の摩擦融解メカニズムで説明できる。摩擦融解とは、摩擦力により発生した熱エネルギーが氷への熱伝導と氷の融解熱に分配され、その摩擦熱により生成された水膜の粘性抵抗が摩擦力に相当するという考えである。この理論を考慮に入れると、速度依存性に関しては、低速程、発生する熱量が少ないため、融解熱の量も小さく、発生する水膜も少ない。従って摩擦係数が大きくなる。温度依存性に関しては、高温程、氷へ伝導する熱量が小さく、その分融解熱の量が大きく、その結果水膜の量も増え、摩擦係数が小さくなる。しかし、-5℃以上の温度領域では、摩擦融解の理論では説明できない。現段階では、この温度領域での温度依存性に関して適切に説明できない。しかし、融点近傍での急激な氷硬度の減少が影響している可能性があると考えている。

4-3　付着力

この場合の付着力（A）とは、上下の氷が相対的に動いている状態に起こる付着であり、静止させた状態での付着力（いわゆる氷の破壊強度）の値（数 MPa）の 1/1000 と非常に小さい値であった（図 6）。しかし、本実験により、明確な付着力の温度、速度依存性も得ることが出来た。付着力は温度の上昇とともに減少し、速度の増加とともに大きくなった。この温度、速度依存性の傾向は、氷の破壊強度の温度、速度依存性の傾向と同じである。

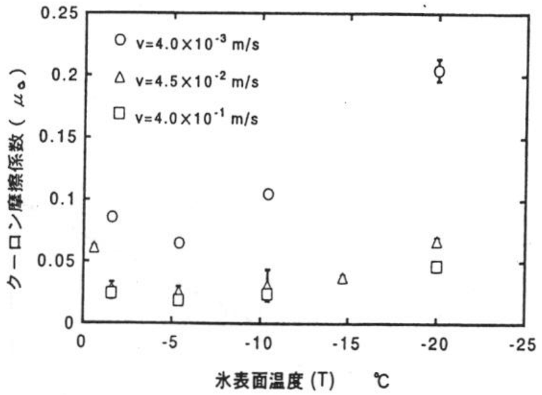


図5　クーロン摩擦係数の温度・速度依存性

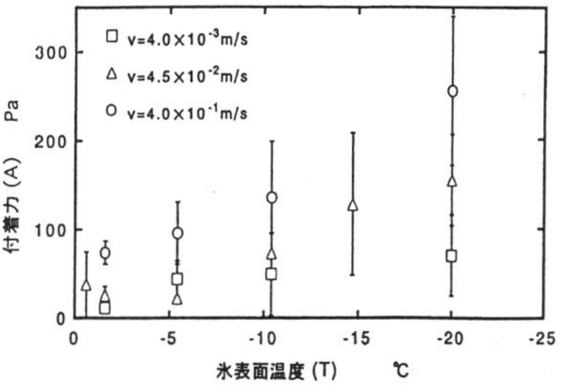


図6　付着力の温度・速度依存性

5 まとめ

最後に本研究で得られた結果について簡単にまとめる。本研究では、回転式摩擦測定器を用い、平面接触での氷—氷摩擦係数の垂直応力依存性を、1.2 kPa～17.6 kPa の範囲で調べた。その結果、測定を行ったすべての温度、速度において、摩擦係数は、垂直応力の増加とともに減少し、約 6kPa 以上では、ほぼ一定値となった。垂直応力とせん断応力の関係は、$S=\mu_0 \cdot N+A$ で直線近似でき、その結果、垂直応力と摩擦係数の関係は $\mu=\mu_0+A/N$ で表さた。μ_0、A はそれぞれ、クーロン摩擦係数、付着力であり、両パラメータとも速度、温度依存性を確認することが出来た。

参考文献

1) Beeman, M., Durham, W.B. and Kirby, S.H. (1988) : Friction of ice. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 7625-7633.

2) Bowden, F.P. and T.P. Hughes. (1939) : Mechanism of sliding on ice and snow. *Proceedings of the Royal Society of London*, **172A**, 280-298.

3) Casassa, G., H. Narita and N. Maeno (1991) : Shear cell experiments of snow and ice friction. *Journal of applied Physics*, **69**(6), 3745-3756.

4) Jones, D.F. (未発表): An experimental investigation of low-speed ice-ice friction. (Master of Engineering thesis, Dartmouth College, Thayer School of Engineering, 1989)

5) Oksanen, P. and J. Keinonen (1982) : The mechanism of friction of ice. *Wear*, **78**, 315-324.

6) 安留、荒川、前野（1999）：氷・氷摩擦係数の測定，雪氷 61 巻 6 号 437- 443

冬の春志内トンネルにおける路面状況と摩擦係数

（財）日本気象協会　永田 泰浩
（財）日本気象協会　竹内 政夫
（財）日本気象協会　丹治 和博
北海道大学工学部　萩原 亨

1. はじめに

一般国道12号春志内トンネル、神居古潭トンネルでは冬期に坑口付近での交通事故が多発しており、特に春志内トンネルでは死亡事故を含む交通事故が発生している。一方で春志内トンネルの旭川側に位置する旭川トンネルは、春志内トンネル、神居古潭トンネルの2割程度の事故件数であり、比較的事故が少ない。本研究では、冬期に死亡事故を含む重大な事故が多い背景を踏まえて、3トンネルの冬期路面状況に着目し、事故との関連性を調査した。

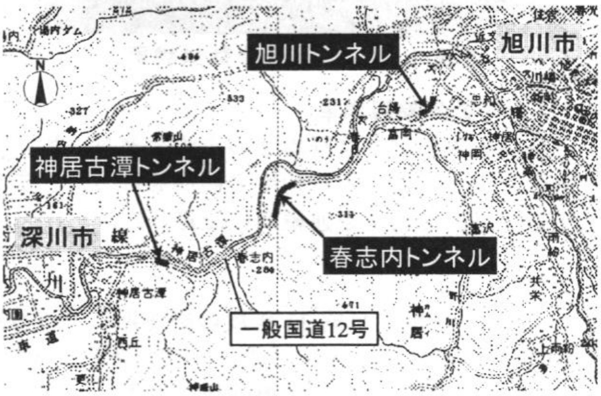


図1　調査区間の位置図

調査は平成10年度冬期から行い、平成11年度秋期の春志内トンネルのロードヒーティング工事を挟んで、平成11年度冬期にも行った。なおロードヒーティングは春志内トンネル札幌側坑口がトンネル内200m、トンネル外30m、旭川側坑口がトンネル内200m、トンネル外28mの区間に、発熱量300W/m²の発熱線方式で施工されており、ロードヒーティング区間の決定は、平成10年度調査結果を参考としている。

2. 調査概要

調査は以下のように平成10年度冬期に2回、平成11年度冬期に1回行っており、調査時間帯は基本的に、昼間、夕方、夜間、早朝、午前の5回とした。また調査区間は、旭川トンネル、春志内トンネル、神居古潭トンネルとし、調査は北海道大学のすべり摩擦係数試験車と日本気象協会の移動気象観測車を同時に走行させる方法で行った。

【調査実施日と気象状況】
（平成10年度調査）
平成11年2月 5日～ 6日：（厳冬期）この季節としては気温がやや高かった
平成11年3月16日～17日：（晩冬期）夜間は冷え込んだが、日中は気温が高かった
（平成11年度調査）
平成12年1月28日～29日：（厳冬期）気温は低く、冷え込んだ

2.1 すべり摩擦係数試験車

すべり摩擦係数試験車は小型バスの中央部に測定車輪（垂直昇降式改良型）が取り付けられており、トルク式によって、試験タイヤがロックした状態でのすべり抵抗値であるスキッドナンバーを測定した。すべり摩擦係数試験車の概観を写真1に示した。

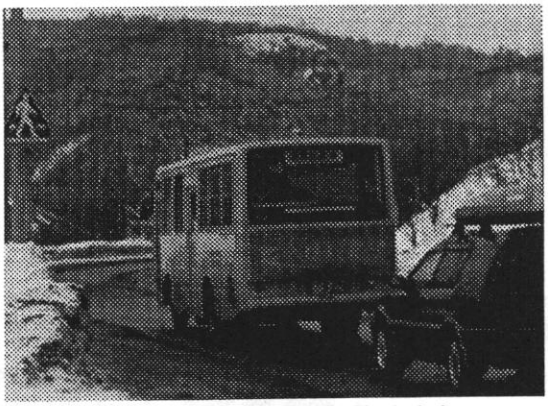


写真 1 すべり摩擦係数試験車

写真 2 移動気象観測車

2.2 移動気象観測車

移動気象観測車は写真 2 の車両であり、サンプリング間隔 200msec で路温、気温、風向風速、走行方位、走行速度の観測を行った。また車内には高感度カメラを搭載しており、交通や路面の状況を連続的に記録した。

3. 調査結果

平成 10 年度、平成 11 年度の厳冬期における調査結果を比較すると、表 1 のように平成 10 年度調査日に比べ、平成 11 年度調査日が冷え込んだために、神居古潭トンネル、旭川トンネルでは、路温、摩擦係数が低下し、路面の凍結区間が増加していることがわかる。

表 1　平成 11 年度調査結果と平成 12 年度調査結果の比較

	平成 11 年度調査	平成 12 年度調査
神居古潭トンネル	●路温：0℃以下が多い ●路面：夕方以降は凍結路面 ●摩擦係数：夕方以降小さい	●路温：0℃以下が多い ●路面：昼夜を問わず凍結路面 ●摩擦係数：昼夜を問わず小さい
春志内トンネル	●路温：坑口付近 0℃以下 ●路面：坑口から約 300m 凍結 ●摩擦係数：坑口から約 200m 小	●路温：坑口手前から 0℃以上 ●路面：トンネル内は凍結なし ●摩擦係数：トンネル内は大きい
旭川トンネル	●路温：昼夜を問わず 0℃以下 ●路面：昼夜を問わず凍結路面 ●摩擦係数：坑口付近で小さい	●路温：ほとんど 0℃以下 ●路面：昼夜を問わず凍結路面 ●摩擦係数：坑口付近で小さい

春志内トンネルでは、平成 11 年度調査日の冷え込みが厳しかったにも関わらず、表 1、図 2、図 3 のように、トンネル坑口手前のロードヒーティング区間から路温が 0℃以上に上昇している。またトンネル内では凍結区間がみられず、すべり摩擦係数も 0.4 以上の滑りにくい状態であった。このようにロードヒーティングは効果的であると言える。

一方で平成 11 年度調査結果において、図 3、図 4 からロードヒーティング区間の内側（坑口から 200m 以上の地点）に路温が 0℃以下となっている区間が確認された。また、ロードヒーティング区間の坑口外側端部では路温、すべり摩擦係数が急激に変化しており、図 4 の事例では路温が 10℃以上低下し、スキッドナンバーも 0.54 から 0.22 と滑りやすい状態に急変していることがわかる。

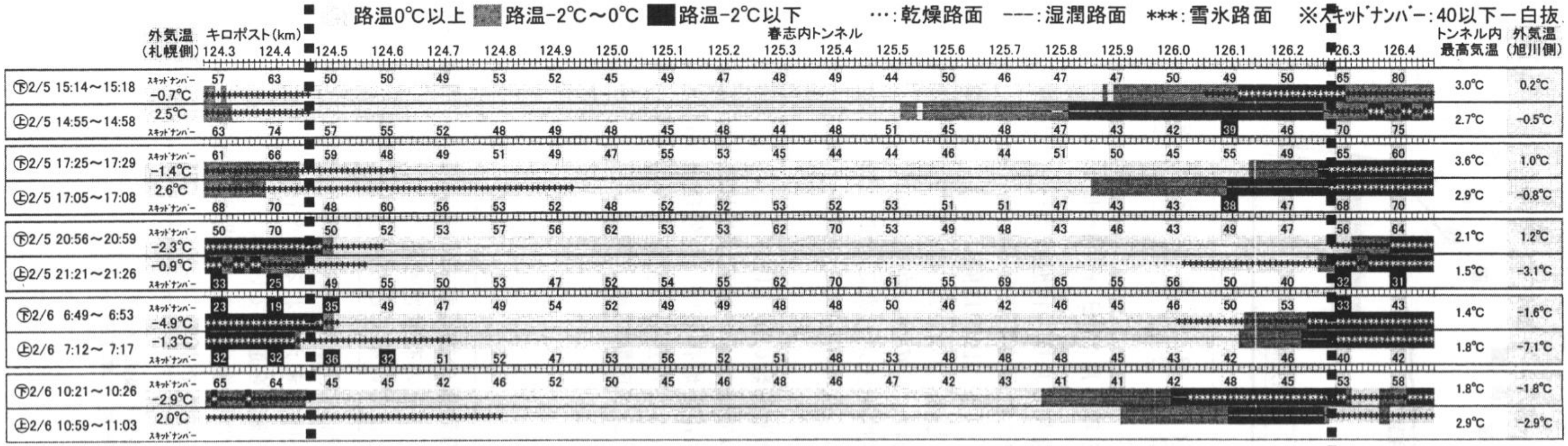


図 2　平成 10 年度 春志内トンネル 移動気象観測結果（平成 11 年 2 月 5 日～6 日）

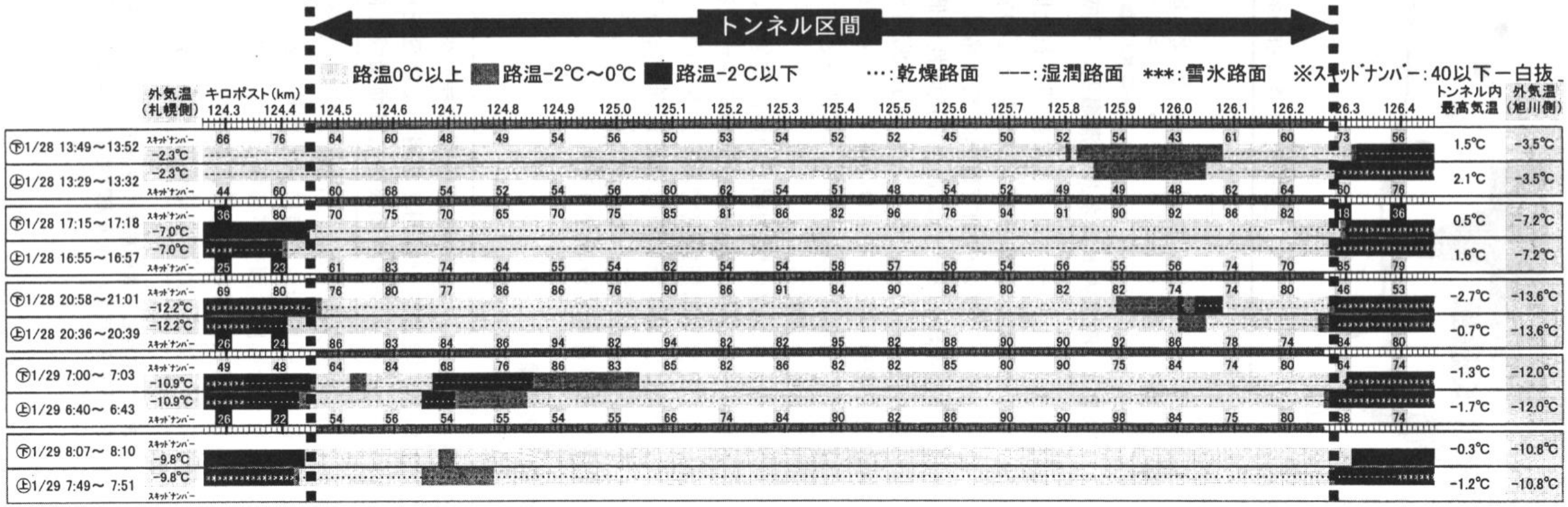


図 3　平成 11 年度 春志内トンネル 移動気象観測結果（平成 12 年 1 月 28 日～29 日）

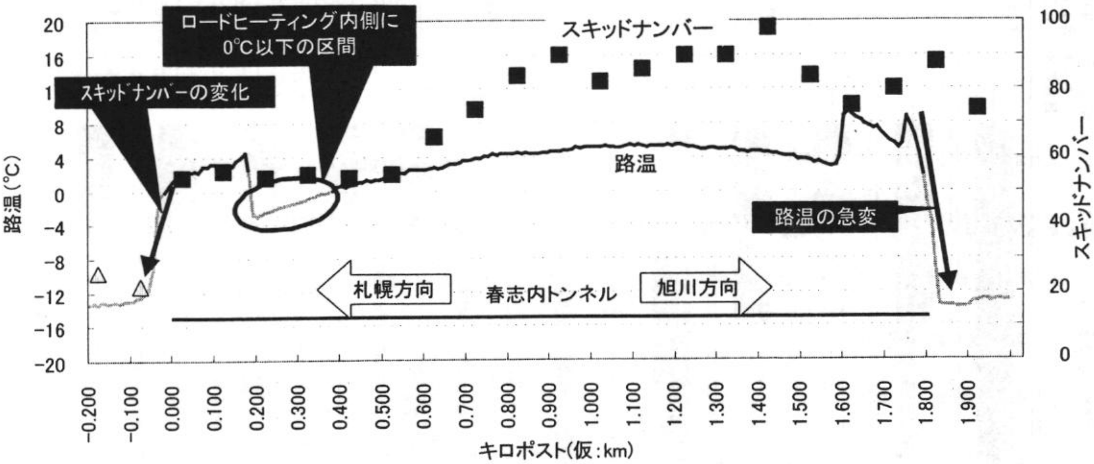


図 4　春志内トンネル観測事例（平成 12 年 1 月 29 日　6:40〜6:43）

これらはロードヒーティング後に確認された問題点であり、状態によっては道路の安全性を向上するために、グルービング舗装などの対策も計画されている。

ロードヒーティングの内側で確認された路温 0℃以下の区間に関しては、路面が凍結しておらず、摩擦係数も大きいことから危険性は低いと考えられる。これは平成 10 年度調査から雪の持ち込みなどによるトンネル内の路面凍結は、その多くが坑口から 200m 以内であったことを考慮した上で、ロードヒーティング区間を決定したことや、ロードヒーティングによって、雪などの水分がさらに持ち込みづらくなっていることを考えると、予想された結果であると言える。

ロードヒーティング区間端部での路温の急変、摩擦係数の低下は、トンネル坑口付近でのロードヒーティングが路面の急変域を解消するのではなく、急変域を移動する対策である以上、必ず発生する問題点である。春志内トンネルの場合には、札幌側坑口は坑口外側がカーブ区間に、旭川側坑口は橋梁区間になっていることから、安全な直線区間までロードヒーティングを延長する方法や、ロードヒーティング区間の終了を事前にドライバーに警告するなどの対策が検討されている。

4. 本研究の成果

本研究の成果を以下に示す。

- **○ ロードヒーティングの施工区間の検討や、その効果の検証において、すべり摩擦係数試験車、移動気象観測車を用いて調査を行うことの有効性を示した**
- **○ ロードヒーティングが効果的に路面環境を向上していることが明らかになった**

一方で、旭川トンネルのように滑りやすい路面において必ずしも事故が発生しておらず、路面以外にも人的要因や環境による影響など他の要因も考えられる。今後の方向性としては、そのような要因の調査が必要と考えられ、現在調査を進めている。

なお本研究は（財）北海道道路管理技術センターに設置された、道路管理技術委員会情報交通グループが行った調査結果の一部をまとめたものである。

（参考文献）
1）齋藤浩志・古田克宏・武田祐輔：春志内トンネルの冬期路面対策について，
　第 43 回（平成 11 年度）北海道開発局技術研究発表会，平成 12 年 2 月．

道路防雪林の防雪機能に関する検討（第１報）

廣瀬　哲司、福澤　義文、加治屋安彦（北海道開発局開発土木研究所）

１．はじめに

積雪寒冷地での吹雪・地吹雪による視程障害や吹きだまりといった厳しい冬期道路環境は、交通事故や交通止めの原因の１つとなっている。このため、視程障害緩和や吹きだまり防止のため従来から防雪林、防雪柵、防雪切土等の対策施設が行われてきた。

道路防雪林は、防雪効果のほか環境や景観に優れてることから、北海道内の一般国道の約５０カ所で整備あるいは造成中である。その整備延長は約４３Ｋｍ余りに及び、そのほとんどが１０～３０ｍあるいはそれ以上の林帯幅で造成されている[1)]。

しかし、コスト縮減や市街地近郊などでは１０ｍ以上の林帯幅を持つことは困難となってきていることから、限られた道路用地内での設置が課題となっている。

道路防雪林の整備は、「道路吹雪対策マニュアル（案）防雪林編」等に基づいて行われているが、１０ｍ未満の狭い林帯幅の防雪林（狭帯防雪林）の記述はなく、その防雪効果は十分に解明されていないのが現状である。

本報告は、狭帯防雪林を有効に活用するために間伐材を利用した狭帯防雪林の実験を行い、主として視程障害緩和効果についての解析結果を報告する。

２．狭帯防雪林の実験方法

実験場所は、一般国道337号当別バイパスの道路用地内で当別町市街地から３㎞ほど南方に位置した、周辺が平坦な畑地または水田が広がる箇所である。実験に用いた狭帯防雪林の概要は次の通りである。なお、間伐材の林帯１列植えを１条林、２列植えを２条林、３列植えを３条林と言う（以下同様）。

狭帯防雪林は、図２のように配置した。樹種はエゾマツの間伐材で、予め打ち込んだ木杭に固定した。樹高は、ばらつきもあり有効高約3.0ｍとした（図１，写真１）。

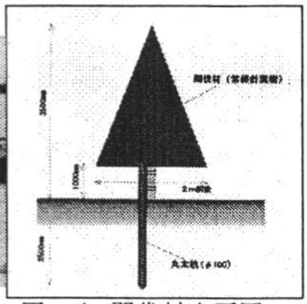
観測は、１９９８年度冬期に次の観測を行った。

(1)現地気象観測：一般場の視程・風向風速と各防雪林風下側の視程

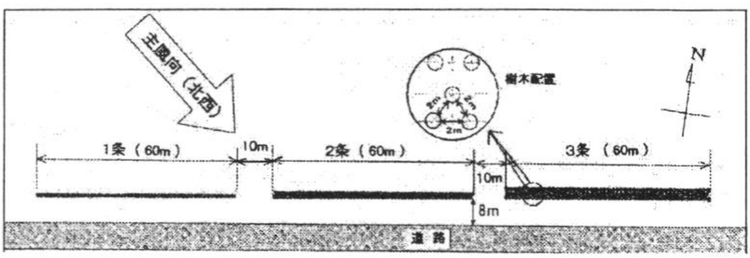
(2)移動気象観測：移動気象観測車を用いた林帯風下側の視程・風速の縦断分布

(3)風速の横断観測：防雪林横断方向の風速分布

写真－１　狭帯防雪林の設置状況



図－１　間伐材立面図



図－２　狭帯防雪林の配置

(4)吹雪量の横断観測：防雪林横断方向の吹雪量分布及び積雪分布

移動気象観測は、移動観測車を用いた。前バンパー上に取り付けた架台上部に視程計、同下部に路面温度を測定する放射温度計、屋根上に風向風速計と温度計を、車内には前方視界を録画するビデオカメラシステムとデータ処理用のコンピュータを装備している。

3．実験結果

3．1　現地気象観測

現地観測における観測期間中の風速階級別風配図を図3に示す。1999年1月～3月の観測期間で風向出現頻度が最も高いのは西北西で、ついで西・南南東・北西・東北東・南東の順となっている。吹雪発生の一つの目安である風速5m/s以上の風速出現頻度は、全体の27.6%を占め、その多くは西～北西の風向に集中している。

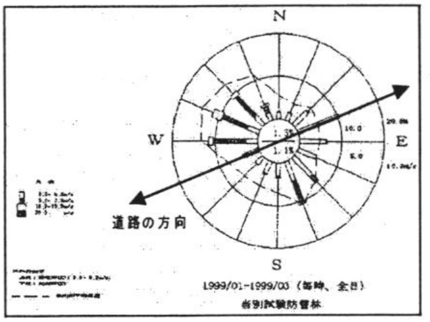


図3　現地観測の風配図

試験防雪林は80度から260度の方向に伸びているので、北西の風（315±11.3度）は試験防雪林に対して54～76度で交差することになる。試験防雪林に対してほぼ直交する北北西の風の出現率は北西の1/2に満たないが、風速は比較的大きく5m/s以上が半数以上を占める。ここでは、主に出現頻度の多かった北西の風及び林帯と直交する北北西の風に着目して検討を進めた。

3．2　移動気象観測

移動気象観測は、視程障害が生じるような強風や降雪がある気象条件のときに、狭帯防雪林の区間に観測車を走らせて、防雪林に並行する縦断方向の風速や視程の分布を観測した。

移動観測はのべ9日間70回に及び、そのうち防雪林の効果に関係する風向として北西と北北西の場合44ケース(Run)を選んで、防雪林整備区間と整備区間外（林の外側）との比較をした。

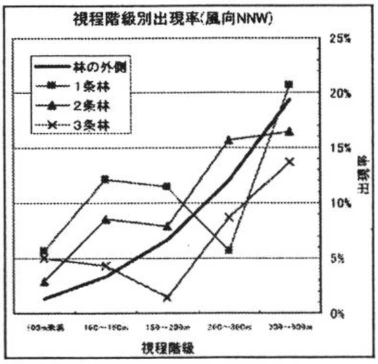


図4　視程階級別出現率

移動観測による視程と風速の観測結果は、図4の視程階級毎の出現率を見ると、1条林で200～300mの出現率が小さくなっているが、1条・2条林では林の外側とほとんど変わらない。3条林については150m以上の階級で林の外側よりも出現率が小さくなっていて視程障害が緩和されているのがわかる。逆に150m未満の階級で出現率が大きくなっていることから本実験仕様の3条林では視程150m程度が視程障害緩和の限界のように見られる。

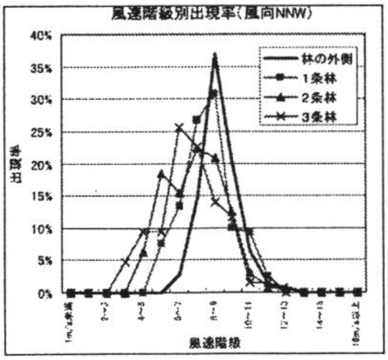


図5　風速階級別出現率

図5の風速の頻度分布では、林の外側では8～9m/sにピークがあったものが、1条林ではピークの位置は変わらないものの小さい値の方に出現分布が増えている。また2条林では7～8m/sに、3条林では6～7m/sというように、順に風速分布のピークが小さい方に移動し、条数が

増えるにつれ風速減少の傾向は強まっている。

3．3　風速の横断観測

風速横断観測結果のうちで比較的風速が大きい（5m/s前後以上の）事例を選び、道路上で計った観測風向によって分類した結果の一例を示す。観測高度は雪面から1.2mである。図中の狭帯防雪林の林帯位置は、0Hである。風速比は、防雪林風上側の－10H（H：防雪林の高さ、以下同じ）の位置での風速値に対する比を示す。水平距離は、林高の倍数で表す。2条林と3条林の場合では、負の距離は最も風上側の樹列からの距離を表し、正の距離は最も風下側の樹列からの距離を表す。道路の位置はおおよそ3H（風上側路肩）と5H（風下側路肩）の間に当たる。

風向が「北西と北北西」の場合（図6）は、道路上では北の場合と違い風上側路肩3Hで風が弱まっていて極小域となっている。5Hは極大域になって5Hからは次第に減少している。風速比の最小値では、3条林が比較的減風効果が高いことを示している。また、減風効果は、条数に関わらず風下側10Hまで及んでいる事がわかる。

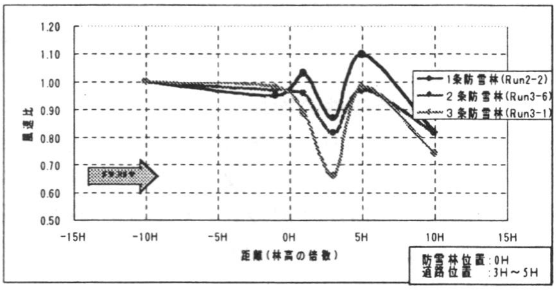


図6　風速と横断分布（北西、北北西）

3．4　吹雪量の横断観測

狭帯防雪林の方向に対して直交するような風向（北北西）の場合の横断方向の吹雪量の分布を図7に示す。このときの風速は約9m/sであった。

道路の風上側路肩（3H）での吹雪量は2条林と3条林で少ない。1条林と2条林では風下側路肩（5H）での吹雪量が多いが、3条林では吹雪量の変化は小さく風上側とあまり変わらない。1条林では吹雪量が防雪林背後（風上側）で少なくなっているが道路上で多くなり変動が大きい。3条林では道路両側において吹雪量が少なく、防雪林による視程緩和効果（吹雪量の減少）が見られる。

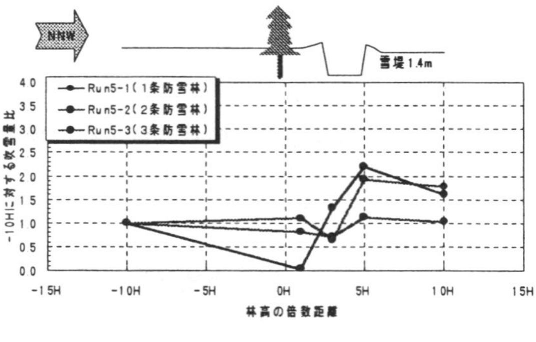


図7　吹雪量の分布（北北西）

4．まとめ

4．1　狭帯防雪林の防雪効果

今回の観測結果から、林帯幅の狭い狭帯防雪林の視程障害緩和効果と吹きだまり防止効果について以下に述べる。

4．1．1　視程障害緩和効果

移動観測車による視程の観測結果によると、1条・2条林では視程障害緩和効果が顕著でなかった。3条防雪林は、視程障害が極端に大きいケースをの除いて、視程が100～150m程度よ

り大きな場合は視程障害緩和の効果が現れていることがわかった。

風速については、移動観測によれば地上３m付近の風については1～3条林の条数に関わらず減少効果が認められ、横断観測による地上1～1.5m付近の観測でも風向によって風が弱まる位置が多少異なるが、いずれも道路上で風速の極小域となり、風速を減少させる効果が見られた。

４．１．２　吹きだまり防止効果

１条・２条・３条林による吹きだまりの形状や位置がやや異なるものの，いずれも道路上の周辺に吹きだまっていて，今回実験した狭林帯防雪林による吹きだまり防止効果は余り期待できない結果を得た．

吹きだまり防止効果を高めるには狭帯防雪林の①枝葉密度を大きくする，②樹高を上げる，③植栽間隔をさらに密にする，などのことを行う必要がある。また、樹木の生育に伴って枝葉密度が増大し，空隙率が小さくなることで吹きだまり防止効果が高まることが期待できる。

４．１．３　適用条件の検討

実験地点の気象状況の特徴は，北海道の内陸部としては強風の頻発地域である．加えて，実験を行った平成10年度は降雪量が多く，積雪深も例年に比較して目立って多かったことから，試験樹木が積雪でかなり埋没した状態で試験を行わざるを得なかった．

このような厳しい気象，試験状況を考慮して本実験での狭林帯防雪林での適用が可能と考えられる気象条件は，

(1)視程150mを下回る吹雪頻度の少ない地域
(2)一冬期の吹雪量の比較的少ない地域
(3)積雪深の少ない地域

などが考えられる。

狭帯防雪林は、気象条件・植栽方法・樹木規模などの条件によっては、視程障害緩和を主目的とした防雪対策となりうると考えている。

５．今後の課題

今後は、狭帯防雪林の樹高や植栽配置の違いによる防雪機能に関する調査検討を、気象条件の異なる箇所などで引き続き行っていきたいと考えている。

なお、本研究を進めるにあたり日本気象協会北海道本部の関係各位には貴重な意見を頂き、ここに記して謝意を表す。

参考文献

1)福澤義文、加治屋安彦、金子学、金田安弘、小林利章：道路防雪林の整備効果について、平成9年度寒地技術シンポジウム、1997年11月．

2)川上俊一、竹内政夫、金田安弘、加治屋安彦、福澤義文：道路防雪林の防雪機能についてー模型防雪林を用いた野外実験による検討ー、平成10年度日本雪氷学会全国大会、1998年10月．

3)道路吹雪対策マニュアル（案）防雪林編；（社）北海道開発技術ｾﾝﾀｰ；監修、北海道開発局

高速道路の防雪林の成長経過および今後の保育対策について

——三笠市萱野地区の１事例——

斎藤 新一郎（専修大学北海道短期大学）・平泉 清（日本道路公団岩見沢管理事務所）

1．まえがき

北海道における高速道路の防雪林は，札幌～岩見沢間では，造成開始から 20 年に近づきつつあり，防雪柵を十分に抜け出し，樹高が 5～8mに達していて，初期成長が速いヨーロッパトウヒ(ﾄﾞｲﾂﾄｳﾋ，*Picea abies*, Norway spruce)の植栽区では，窓外に路傍・遠方の景色が見えなくなりつつある．初期成長がやや遅いトドモミ(ﾄﾄﾞﾏﾂ，*Abies sachalinensis*, Todo-fir)でさえも，柵高を越え，同様の傾向が認められる．生きた防雪施設が，20 年以内に，一応，第1段階に到達した，といえる．事実，防雪林の設置区間においては，吹雪による視程障害が低減してきた．

これまでに，植栽当時から，いろいろな保育管理が実施されてきた．補植および下刈りは，鉄道防雪林と大差がない．林帯そのものの雪害（幹曲がり，幹折れ，幹割れ，枝抜け，ほか）の防止・軽減，病虫獣害の要因である「ペストの巣」の除去，伸長量の促進，下枝の確保，積雪＋排雪によるグライド圧の軽減，ほかを解決するために，保育技術として，裾枝打ち，複梢整理，除伐，防雪杭打ちなどが実施されてきた．これらは，鉄道防雪林にはなかった，道路防雪林の独自技術である，といえる．

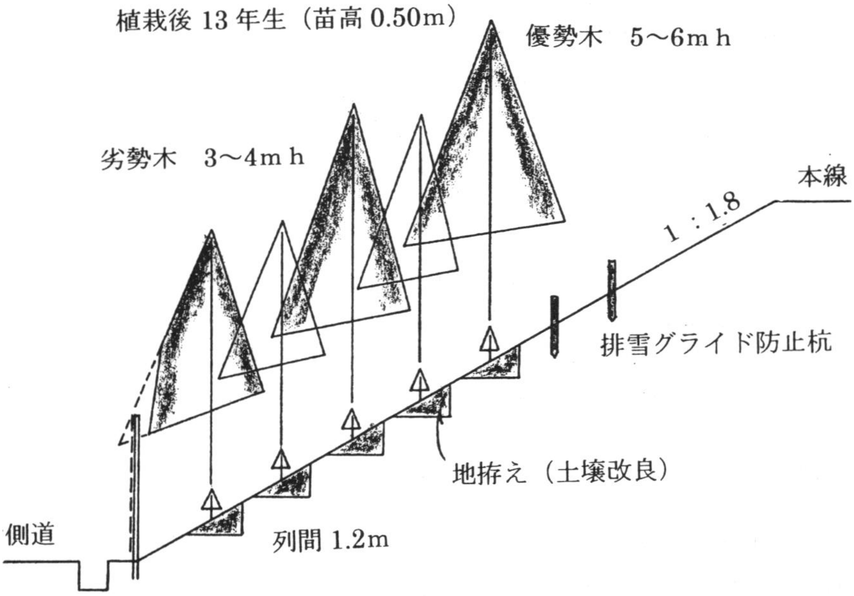
近い将来の防雪林を予測すると，毎年の伸長量が 0.5m前後として，樹高は，10 年後(造成から 30 年以内)には 10～14mくらいに，15 年後(同，35 年以内)には 15～20mに達するであろう．そうなると，盛り土法面ないし抑え盛り土の上に生育する林木は，路面から 5～10mも高くなり，防雪効果のみならず，防音，防風，融雪剤(塩分)の飛散防止，景観，ビオトープ，ほかの役割も演じるようになる．つまり，生きた工作物（防雪施設）が，いよいよ，素晴らしさを発現するのである．

本稿では，札幌～岩見沢間と比較して，立地条件がより恵まれた場所に生育する，三笠ＩＣふきんの防雪林を調査し，これまでの成長経過を検討して，今後の保育管理について提案することになった．生きた工作物には，常に保育管理が不可欠であるからである．

写真－１　防雪柵を抜けたヨーロッパトウヒ防雪林(2000.3)

2．調査地の概要

本報告の調査地は，三笠市萱野地区にあり，N40.57～N40.96KPに位置し，階段式の土壌改良（客土）の後に，1987年春植え(苗高0.50m，列間1.2m×苗間1.4mの三角植え)であり，植栽後13年生になった，ヨーロッパトウヒの単純林である．排雪グライド防止杭は，1991～93年ころに設置された（図－1）．現地調査は，保育管理とともに，8年くらい前から継続されてきて，最近では，2000年5～6月に実施された．

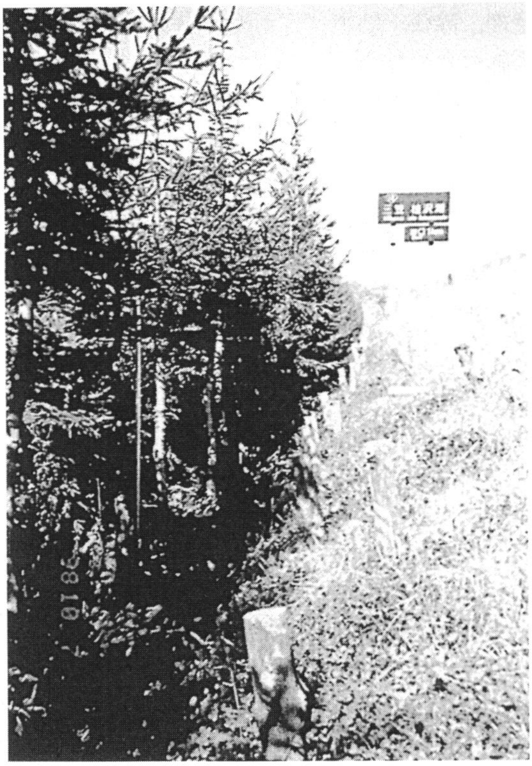


図－1　植栽時および13年後のヨーロッパトウヒ防雪林の状況

現在では，優勢木の樹高は，5～6mに達し，防雪柵を抜け出して（写真－1），それらの年伸長量が0.50～0.80mである．他方，劣勢木の樹高は，優勢木からの被陰効果によって，成長が阻害され，3～4mに留まっていて，除伐対象となっている．

裾枝打ちが徹底して実施され，しかも，グライド防止杭が設置された個所では，個体間に優劣が明らかになっているが，全体として，幹の根元曲がりが少なく，林木の成長が良好である（写真－2）．ただし，この丸太杭は，地際が腐朽し，折れ・抜けが始まっている．

札幌～岩見沢間の防雪林は，休眠期に北からの寒風を受け，成長期には南からの冷風を受ける．それに対して，本調査地の場合には，1年を通じて西風であり，風速もより小さい．おそらく，視程障害がより発生しにくく，散布される融雪剤がより少なく，塩害もより少ないにちがいない．

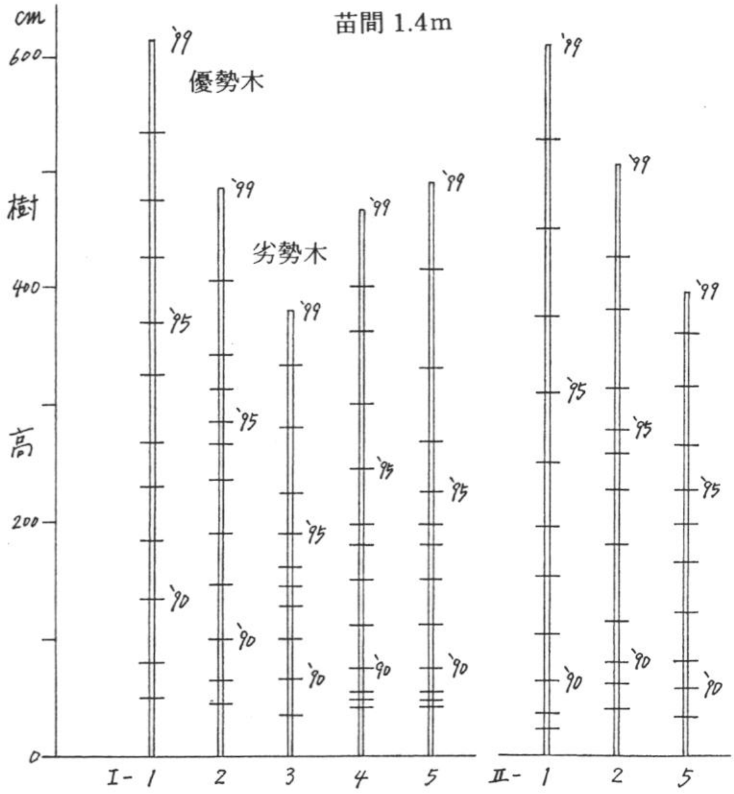

写真－2　本線側の，裾枝打ちされ，グライド防止杭をもつ防雪林(1998.10)

3．成長経過

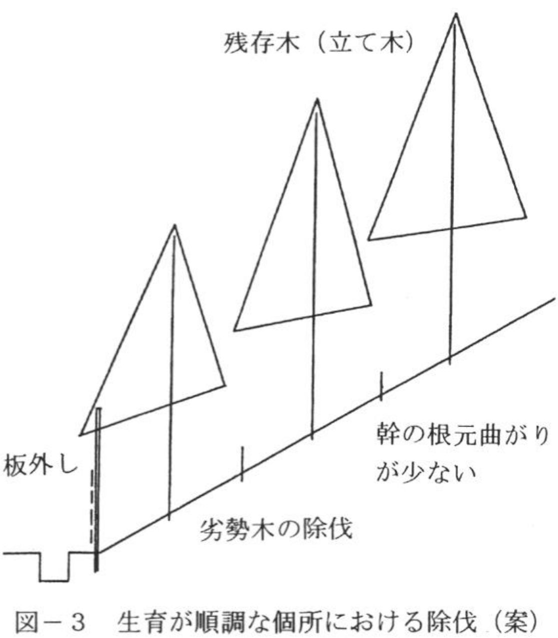
防雪林は，吹雪・地吹雪を捕捉して，冬季の道路交通を安全にする．しかし，捕捉した雪が雪丘を形成して，林木に雪害をもたらす．さらに，盛り土法面に植栽された場合には，重く深い排雪があって，林木に大きな雪害をもたらす．つまり，山地斜面の林木が積雪グライドのみに耐えれば済むことと比較して，法面上の防雪林の林木は，積雪＋捕捉雪＋排雪のグライドに耐えなければならない．

本調査地の場合にも，グライド雪による雪害（幹曲がり，幹折れ，幹割れ，根返り，枝抜け）が生じてきた．いちじるしいケースでは，グライド雪の苗木・若木への乗り上げさえ観察された．このとき，グライド防止杭が，かなり有効であった．枝があるから幹が肥大できるのであり，枝があるから雪害が生じるのである．この矛盾を解決するために，徹底した裾枝打ちが実施された．つまり，林木の成長に合わせて，肥大成長を犠牲にしても，雪害なしで伸長させるために，上手の枝を全て剪定し，下手の枝では５枝階を残した（斎藤・林 1993）．

その結果，図－２のような年々の伸長量が得られた．これをみると，優勢木は，植栽直後から旺盛に伸長している．そして，劣勢木に対して，樹高でも，枝張りでも，いよいよ優勢になってゆく．これには，苗木の品質，植え方，下刈り，裾枝打ち，ほかの，＜生きもの工法＞につきものの諸要因が関係している．

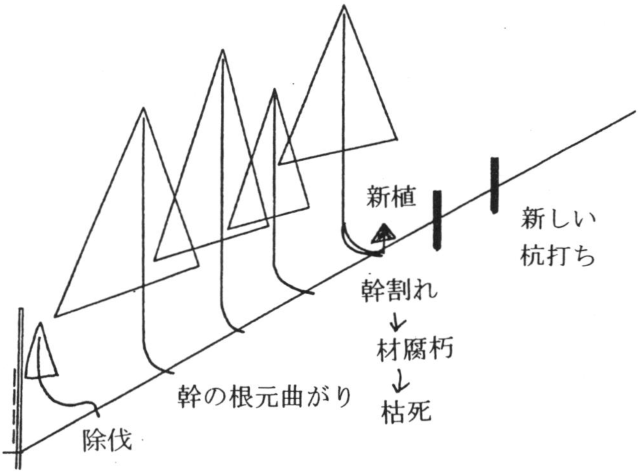


図－２　本線側第１列(Ⅰ)および第２列(Ⅱ)の年々の伸長量



図－３　生育が順調な個所における除伐（案）

しかし，裾枝打ちが遅れた個所では，防止杭があっても，雪害が深刻である——本線側の第１列の林木は，大半が幹の根元曲がりを呈し，しかも，それらの過半が幹割れを生じた．樹木は，形成層のはたらきで，傷口を巻き込む能力を有する．けれども，幹割れは，回復不可能であり，材の腐朽から（既にアリの巣となっていた），幹折れないし枯死に到ることになる．



図－４　生育が不良な個所における今後の対策（案）

４．今後の保育管理

本調査地では，今後の保育管理に，次の２つが提案されよう．

①先ず，雪害が少なく，林木の形質が良く，生育が順調な個所では，優勢木を残し，劣勢木を除伐する方式でよかろう．林縁木の枝張りを妨げないために，防雪柵の地上 1.5m以上の板外しが望まれる（図－３）．排雪害に備えて，高さ２ｍまでの裾枝打ちを実施する．

②雪害が甚大で，幹割れから，材腐朽・枯死へ到る林木については，苗木による新植（塩害からみて，トドモミの方が望ましい）が必要であるし，しかも，新しい，より堅固なグライド防止杭の設置が不可欠である．また，防雪柵沿いの不良木を除去し，板を外し，次列の林木の枝張りを促進することも必要である（図－４）．もちろん，残せる林木については，裾枝打ちを徹底して，これ以上の幹の根元曲がり・幹割れを防止する．

５．むすび

防雪林は，生きた工作物であるから，常に保育管理を必要とする．機能の発現までに少なくとも 10 年間を要するので，各地の既往の諸事例を良い見本（実験の成果）とすべきである．そして，本調査地の成長経過は，それらに加えられ，さらに検討されて，より良い防雪林造成・保育技術の開発につながることが望まれる．それにより，地拵えおよび植栽方法が改良され，保育方法およびそのタイミングが工夫されるにちがいない．

参考文献

『沢間の事例．北海道の雪氷，no.10: 65~68.

斎藤新一郎・上島　勉，1991．道路防雪林の成長経過について——道央自動車道札幌～岩見

斎藤新一郎・上島　勉，1992．道路防雪林の排雪による林木の雪害とその対策について——道央自動車道札幌～岩見沢間の事例．北海道の雪氷，no.11: 36~38.

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に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.　『海道の雪氷，no.14: 3~6.

斎藤新一郎・田口和幸，1995．凍土方式による大きな木の厳寒期における移植について．北

斎藤新一郎・井上惇夫・竹内摂雄，1997．樹冠の成長からみた道路防雪林の除伐の適期，除伐方法および今後の植栽方法について．北海道の雪氷，no.16: 44~47.

斎藤新一郎・正城泰夫・竹内摂雄，1998．高速道路の防雪林造成における成木移植の 18 年後の成果と問題点の解決方法について．北海道の雪氷，no.17: 15~17.

間伐木を用いた仮設防雪林の諸機能について

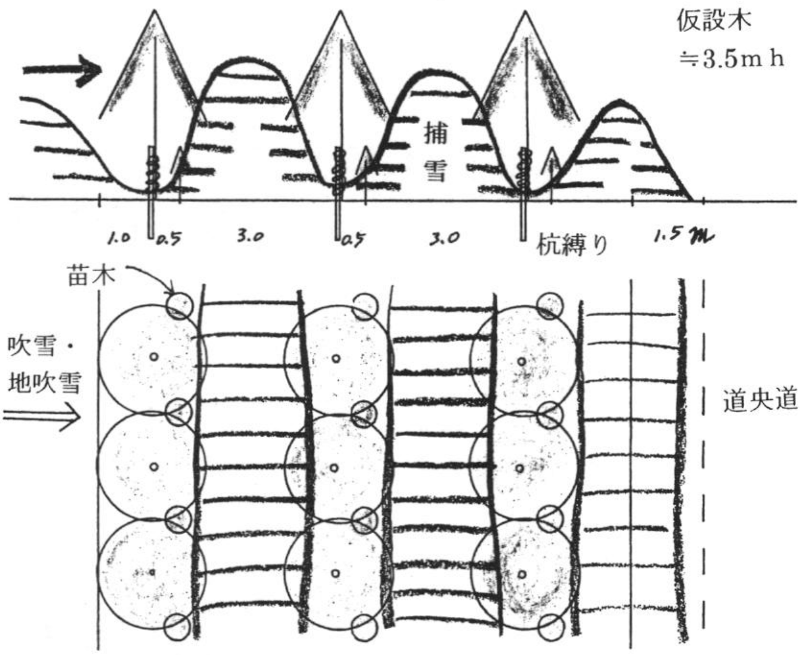
斎藤 新一郎（専修大学北海道短期大学）・平泉 清（日本道路公団岩見沢管理事務所）・
鳥田宏行（北海道立林業試験場）

1．まえがき

筆者たちは，除伐木を有効利用するために，これをガードレールの杭に縛って，視線誘導樹として利用してきた．なぜなら，常緑針葉樹は，視認性が大きく（磯部ほか 1990），休眠した後に伐採すると，根無しでありながら，春まで，青い葉を着けたままである，という性質をもつからである（斎藤・林 1993）．

そして，この除伐木を，さらに有効に利用する方法として，この除伐木と生きた木との防雪効果に大差がないであろう，との考えから，樹木群ないし林帯としての利用を検討し，「仮設の防雪林」として用いることに考え到った（斎藤 1999）．

そして，この仮設防雪林は，小規模ながらも，道央自動車道の奈井江町宮村地区に，道路公団岩見沢管理事務所によって，1999年初冬に設置され，1999／2000年の1冬が経過した．もちろん，防雪林として，苗木が植栽されていて，この仮設木は，冬季の寒風・雪害から苗木を保護する役割――生きてないが，子守り木，生きた柵としての役割――も有している（図－1）．



図－1　仮設防雪林の造成方法とその捕雪機能（予想）

仮設防雪林の設置は，それほど難しくない．予定地に鉄パイプ杭を打ち込み（長さ1 m，ほぼ0.5mを地下へ；内径70～100㎜），それに除伐木を縛るのである．この鉄パイプ杭の配置間隔は，苗木の植え付け間隔と同様で，しかも，苗木からいくぶん離して，列間が 3.5m，苗間が 2.0mである（写真－1）．除伐木のサイズは，樹高が 3～4mであり，その大部分がトドモミ(ﾄﾄﾞﾏﾂ)であった．

本稿では，その防雪機能の検証と，仮設防雪林のさらなる利用方法とについて，検討してみた．諸賢からのご批判を期待している．

2．仮設防雪林の捕雪機能

2000年1～3月の現地調査・踏査の結果は，次のようであった．

苗木植えでスタートした防雪林であり，植え付け後1成長期しか経ていないので，高さ0.50mの苗木（ヨーロッパトウヒ2列，トドモミ1列）は，冬季には積雪下に没する．しかし，仮設防雪林の設置により，突然に，10年先の防雪林が出現した（写真－2）．

この仮設林に入って，積雪深の調査が行われた．列間には，やや高い小丘が形成されていた（写真－3）．しかし，これが捕雪による吹き溜まり（雪丘）であるのか，樹冠からの冠雪の落下であるのか，あまり明らかでなかった（両方の混在ではなかろうか）．

写真－1　仮設防雪林の設置前(上)と後(下)

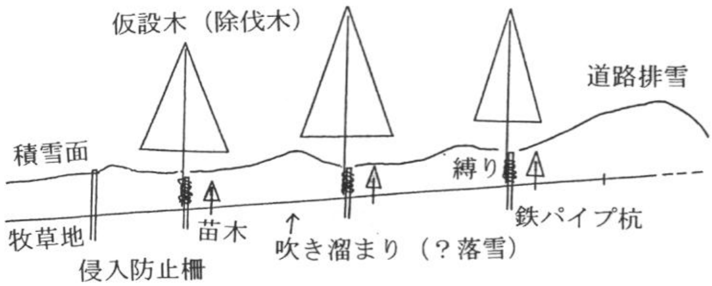
そして，積雪深を測定したら，図－2のようであった．風上側の侵入防止柵の高さが約1mであり，積雪深は80 cm（樹冠下）から120 cm（列間）の範囲であり，林外の風上側では90～100 cmであった．どうやら，この冬には，大吹雪がなく，しかも，道路に対して，風が平行に近い角度で吹いたらしい――本試験地ふきんでは，狭い石狩川平野に沿って，卓越風は，南北方向に吹いている．

写真－2　突然に現われた仮設防雪林(トドモミ，3列；2000.3)

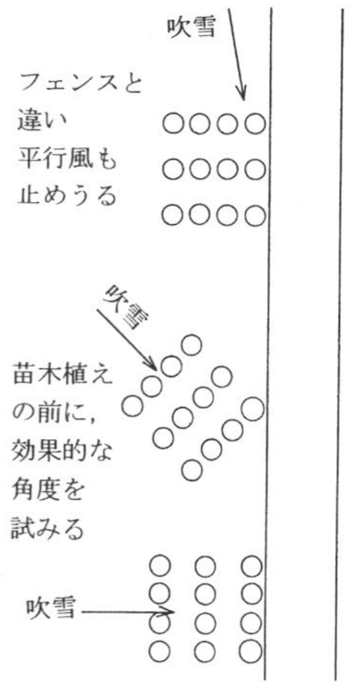
それゆえ，この冬には，仮設防雪林の捕雪機能が十分に発揮されなかった，といえよう．

そうであれば，風向きに応じた仮設林の配置を考える必要がある．幸いにも，杭打ちは容易であるから，いろいろな方向からの風に対応できる．これが，うまく運べば，実際に，苗木を植え付け，機能の発現まで成長する前に，その配置

写真－3　仮設防雪林の列間の小丘らしきもの(同上)



図－2　仮設防雪林内外の積雪深の測定結果
卓越風は，道路に平行に吹くらしい



図－3　あらゆる風向に対応できる仮設防雪林

および効果を，計画段階で，かなりの精度で予測できることになる（図－3）．

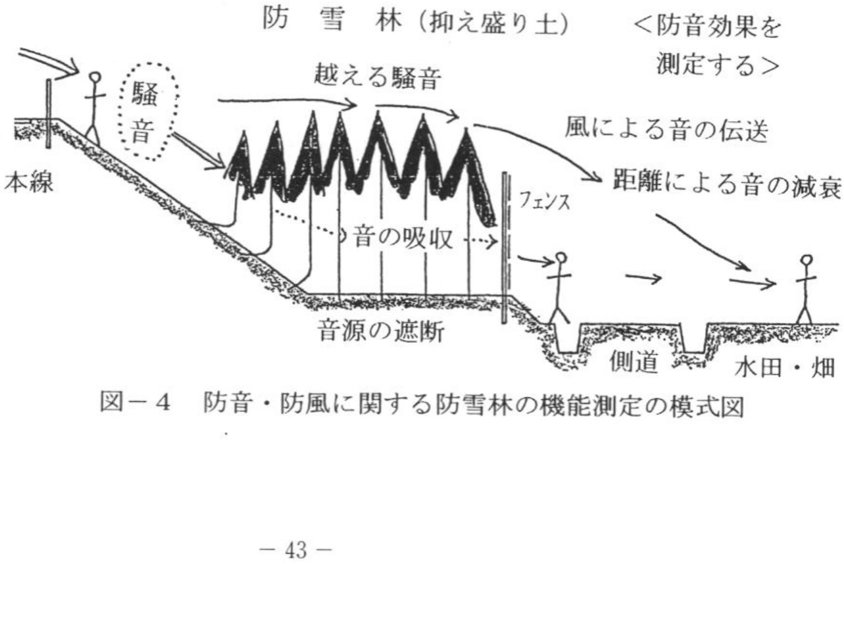
仮設林の良い点は，ほかにもある．実物大のスケールで，防雪機能を測定できることである．縛る杭さえ堅固であれば，高さ 10mの除伐木ないし間伐木でさえ，縛ることが可能であり，造成して 20 年くらい先までも，予測できるのである．

この仮設林方式であれば，上述のように，苗木の成長を待ちながら，機能を発揮し，既往の林帯から，除伐木を運搬して，毎年，設置できる．つまり，従来の造園的な手法による完成木の移植（強度の根切り）をしなくても，また，新しい凍土方式による大木移植をしなくても（斎藤・田口 1995），苗木植えで十分に対応できる．

3．環境林としての諸機能の検証

道路防雪林は，道路にとっては，1冬に数回～十数回程度で発生する，吹雪防止が本命の林帯である．しかし，立場を変えると，道路沿いの人々にとっては，環境林である．つまり，道路から発生する迷惑な騒音の低減および音源の遮蔽（防音効果），林帯の風下側における農作物の増収（防風効果），ほかがある．これらは，通年ないし長期間の防災・環境保全の機能をもっている．さらに，新しい立体的な緑の景観の形成，野生生物の棲み家・通路，酸素の放出および排ガスの吸収，ほかの機能も考えられる．

それゆえ，こうした機能を，仮設林を利用して，測定することが可能である．少なくとも，防音効果，防風効果を測定することは，それほど困難ではない（図－4）．



図－4　防音・防風に関する防雪林の機能測定の模式図

4．この研究の進み方

視線誘導樹から発展した，仮設防雪林の研究は，次のように進んでゆくであろう．

①密に植栽された防雪林は，林木の成長に合わせて，間引きが必要である．さもないと，下枝が枯れ上がり，防風・防雪機能が低下する．間引かれた木（除伐木ないし間伐木）の利用方法はないのであろうか？

②吹雪時の高速道路では，視程確保のために，常緑性の視線誘導樹が欲しい．根つき若木の移植は難しいし，経費が莫大である．その上，活着し難い．ところが，休眠した常緑針葉樹は，伐られても，1冬中，青い葉を着けている．道路林からも間引き木が出るし，一般の造林地からでも除間伐木を購入できる（林業に貢献する）．

③不要になった除間伐木を，25m間隔に，杭に縛って，視線誘導樹としたら，吹雪の日に効果が大きい．そして，晴れた日にも，沿線の景観を高める．

④視線誘導樹くらいでは，惜しい．より良い利用方法はないのか？　杭を数列に打ち込み，これに除間伐木を縛って，仮設防雪林としてみよう！

⑤仮設防雪林は，冬ごとに働き，苗木の成長を待つ．10 年後の若い防雪林の機能を先取りできるのである．

⑥道路に平行に吹く風に対しては，杭打ちの方向を変えうる．これなら，奈井江町のような風向きでも，十分に対応できる．そう，奥羽山脈を横切る高速道路にも使える！

⑦防雪林を造成できない場所であっても，仮設林なら，容易に設置できる．吹雪防止であれば，冬季だけなので，毎年，初冬に設置し，早春に撤去できる．

⑧防風林の機能を「実物大の模型」で，測定できる．防雪林は，防雪柵と異なり，多機能であるとともに，サイズ的にずっと大きくなり，機能もはるかに大きくなる．

⑨防音林の機能を「実物大の模型」で，測定できる．落葉樹の冬季の防音機能の低下を，常緑樹の1列仮設林で，かなり補うことができる．

⑩さらに，発展の見込みがある．

参考文献

磯部圭吾・竹内政夫・石本敬志・福沢義文，1990．吹雪時における常緑樹の視認性について．雪氷大会講予稿集，平 2: 163.

斎藤新一郎・林　敏雄，1993．高速道路における除伐木を用いた視線誘導樹の試み．北海道の雪氷，no.12: 33~36.

斎藤新一郎・田口和幸，1995．凍土方式による大きな木の厳寒期における移植について．北海道の雪氷，no.14: 3~6.

斎藤新一郎，1999．間伐木による仮設防雪林造りの提案――奈井江町宮村地区の場合．雪氷北支研究発表会（講演のみ）

十勝地方における豪雪による農業施設の被害状況

細川　和彦，苫米地　司（北海道工業大学）

1．はじめに

北海道十勝地方において2000年1月6日から翌7日にかけ継続的に発生した降雪は，帯広で日降雪量が45cmとなり，積雪深は最深積雪深の平年値59cmを大きく上回る77cmとなった。この降雪は，その後も断続的に発生し1月10日に最深積雪深が平年値の2倍に迫る92cmとなる記録的な豪雪となった。これにより交通網の混乱をはじめ，ドカ雪に対応しきれない除雪体制が緊急車両の運行や福祉活動など市民の生活基盤に大きな影響を与えた。また，平年値を大きく上回る積雪により農業施設の倒壊などの被害が相次いだ。本研究では，これらの農業施設の被害状況とその背景について調査を行った。

2．研究方法

十勝地方の豪雪の状況を把握するため帯広測候所の気象データを収集した。収集した項目は，1999年12月から2000年1月31日までの気温および積雪深，1961年から1999年までの冬期間(11月から4月)の積雪深および日降雪量である。さらに，筆者らの研究によると[1]，市街地で発生する雪害状況はその社会的問題点の傾向を新聞記事から把握することが可能である。これらのことから十勝地区における雪害状況の資料を得るため十勝毎日新聞[2]の2000年1月1日から31日を対象に雪害事象記事を抽出した。

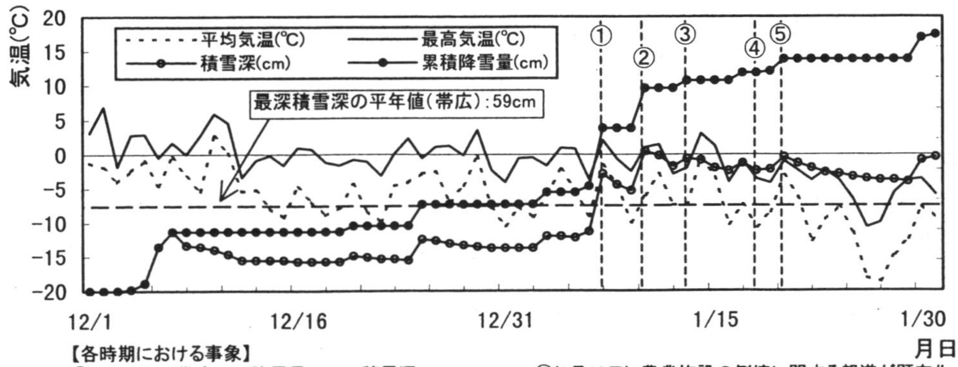
十勝地方における農業施設の被害状況は，各公共機関に問い合わせたところ詳細な情報については公開されなかったことから，可能な範囲で現地調査および新聞により被害状況を検討した。

3．研究結果

帯広の気象状況をみると図1のようになる。図のように1月6日までは平年と同様な気象状況となっている。しかし，6日から翌7日にかけ45cmの降雪があり積雪深が77cmに達した。これは，帯広における最深積雪深の平年値59cmを一夜で大きく上回る事となった。その後も5cm以上の降雪が断続的に発生しこの間にこの年の最深積雪深が92cmに達した。気温の状況をみると，多量の降雪以後1月31日まで一日の平均気温がプラスの日はなかった。さらに，最高気温の推移を見てもプラスに転じた日は4日間だけであった。

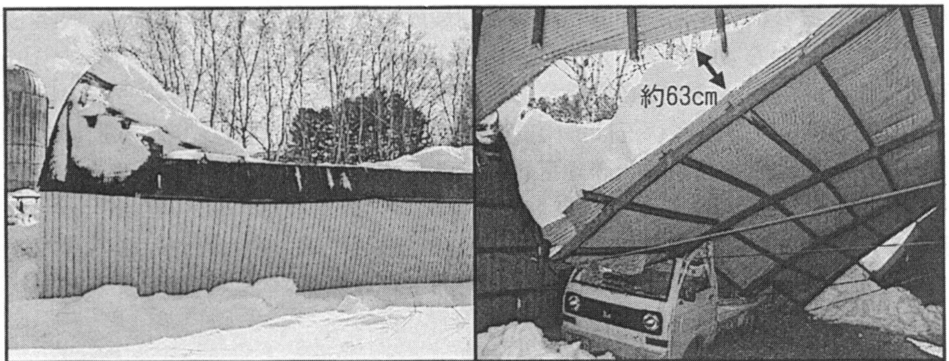
新聞による雪害状況をみると，1996年に北海道をはじめ全国の積雪地帯で発生した豪雪(1996年豪雪)と同様な傾向であった[3]。主な状況としては，多量の降雪直後に交通に関する問題が顕著に発生し，数日後除排雪に関する問題がその大部分を占めるようになる。

農業施設に関する被害状況は，図中に示すように多量の降雪から10日程度経過した後顕在化している。新聞による被害状況では，十勝地方の1市5町2村で57件発生し，保管庫(D型ハウス)など約40棟，牛舎10棟，ビニルハウス5棟の倒壊が確認された。さらに，育成牛などの死亡も確認された。倒壊した保管庫の多くが築10年程度のものが多く，屋根面の滑雪性も低下してものが多かったと考える。倒壊したD型ハウスの状況を写真1に示す。写真は2月1日に倒壊した清水町のD型ハウスである。写真のように柱脚と屋根の接合部より下部(タイバー接合部の下部)の柱脚で座屈が発生した状況であった。倒壊後の屋根上積雪をみると60cm程度の積雪があった。屋根上の積雪荷重を日本建築学会建築



【各時期における事象】
①(1月7日):帯広の日降雪量45cm，積雪深77cm
②(1月10日):帯広の日降雪量26cm，積雪深92cm
③(1月13日):帯広市災害対策本部を設置
④(1月18日):農業施設の倒壊に関する報道が顕在化
⑤(1月20日):農業施設被害拡大に関する報道，十勝地方に再度大雪の警戒，広尾町に雪害対策本部設置

図１　帯広における気象状況（1999.12.1〜2000.1.31）



倒壊したD型ハウスの外観　　倒壊したD型ハウスの内部(屋根上積雪は約63cm)

写真１　倒壊したD型ハウスの状況（清水町，2/1 倒壊）

物荷重指針[4)]に示される式(ρ=2.22t+160　ρ:積雪単位重量　t:根雪期間)から算出するとおよそ 176Kg/㎡となる。仮に１月７日の多量の降雪以前に屋根上の積雪が無かったとしても 130Kg/㎡の積雪荷重で倒壊したと考えられる。

４．まとめ

本研究では，2000 年１月に十勝地方で発生した豪雪による農業施設の被害状況についてその背景を調査した。豪雪の状況は，過去の豪雪と同様な防災上の問題が発生した。これは，少雪寒冷な十勝地方における雪害対策の脆弱性を呈する現象でもあった。また，農業施設に及ぼした被害も甚大であった。しかし，過去の豪雪のように被害調査などが行われていないが，一般の建築物に比べ滞在強度が少ないためであるか否かは本報では言及しないものの適切な調査を行い対策を打たなければ再び同様な災害が起こるであろう。

【参考文献】

1）細川和彦他２名：北海道で発生した人身事故の現状分析，日本雪工学会誌 Vol.15 No.1，pp.19-24，1999.1
2）十勝毎日新聞社発行(日刊紙)：発行部数 87000 部，帯広圏で 70%の普及率
3）林俊一他：1996 年豪雪による広域雪氷災害の実態調査，平成７年度文部省科学研究費補助金総合研究(A)研究成果報告書，1996.3
4）日本建築学会編：建築物荷重指針・同解説　第５章積雪荷重，pp.169-217，1993

道道鹿追糠平線で発生した雪崩（2000.3.5，2000.4.6）調査報告

山田高嗣・小椋崇広・今西伸行・Jim McElwaine・山田知充（北大低温研）
永崎智晴（新潟大災害研）

1. はじめに

雪崩に関する研究は，発生予知を目的とした発生機構に関するものと防災対策を目的とした運動メカニズムに関するものの２つに大別できるが，本研究では主に後者を対象として行った。近年，コンピューター技術の発達に伴いシミュレーションモデルを用いて雪崩の運動を再現する試みがなされている。このモデルの検証には実際の雪崩についてのデータと比較する必要があり，雪崩の発生現場における調査データが必要不可欠である。雪崩の調査事例はこれまでに多数報告されているが，モデルの検証に有効なものはまだ少ないのが現状である。

そこで，本研究ではモデルの検証に必要な雪崩走路に関するデータと始動積雪に関するデータを取得することを目的として，2000 年３月５日と４月６日に道道鹿追糠平線で発生した雪崩の現地調査を行った。

2. 雪崩の概況

今回調査の対象となった雪崩は，2000 年３月５日と４月６日に，西ヌプカウシヌプリ（標高 1212m）の南斜面に位置する道道 85 号線（鹿追糠平線）沿いの沢状斜面（図１）において発生した。発生した斜面は過去にも雪崩の発生が確認されており，中にはデブリが道路を覆ってしまったという被害も報告されている（表１）。

これら２件の雪崩は，標高 1100m 付近（南向き，傾斜約 33°）より発生して約 450m（３月５日発生）・約 700m（４月６日発生）流下し，標高 450m（３月５日発生）・標高 810m（４月６日発生）付近で停止した「面発生湿雪全層雪崩」であった。発生域を含めて走路上の植生は，すべて笹地であった。

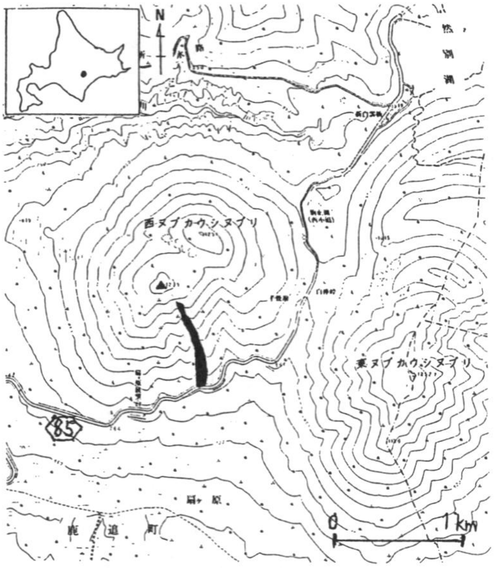


図１．雪崩が発生した現場付近の地図

発生日	雪崩の種類	雪崩到達範囲
1994. 4. 4	全層雪崩	道路上全面を覆う
1997. 3. 22	全層雪崩	道路路肩１mを覆う
1999. 3. 17	全層雪崩	道路半断面を覆う
2000. 3. 5	全層雪崩	道路から100m手前
2000. 4. 6	全層雪崩	仮設シェッド上まで到達
2000. 4. 19	全層雪崩	道路から100m手前まで到達

表１．調査地点において過去に発生した雪崩の記録

3. 積雪調査による始動積雪の推定

モデルを検証するためには，モデルの入力データとなる始動積雪についての情報が必要である。そこで，雪崩が発生して数日後の3月9日・4月9日に破断面付近（標高1100m）において積雪断面観測を行った。その調査結果（積雪層構造・雪質・粒径・密度・雪温）を図2に示す。

3月9日の調査結果（図2[a]）によると，表層付近（積雪深90 cm～108 cm）には新雪としまり雪が見られ，90 cm以深にはザラメ雪・こしもざらめ雪・氷板が多く，一部霜ザラメ雪も見られた。図3[a]に示した気象データ（気温・雨量）より，積雪深90 cm～108 cmの層は雪崩発生日から調査日までの期間に積もったものと考えられる。つまり，雪崩の始動積雪は積雪深 90 cm 以深と考えられ，全層密度（273 [kg m^{-3}]）から始動積雪の積雪水量は246 [kg m^{-2}]であると推定できる。また，気温データによると雪崩が発生した前日（3月4日）には一日中気温がプラスになっており，気温の上昇が雪崩発生の一因であったと予想される。

4月9日の調査結果（図2[b]）によると，全層0℃の濡れザラメになっており，3～6 cm 程の厚い氷板が見られた他，50 cm以深ではこしもざらめ雪も見られた。図3[b]に示した気象データ（気温・雨量）より，積雪深96 cm～108 cmの層は雪崩発生日から調査日までの期間に積もったものと予想される。つまり，雪崩の始動積雪は積雪深96 cm以深と考えられ，全層密度（337 [kg m^{-3}]）から始動積雪の積雪水量は324 [kg m^{-2}]であると推定できる。また，気象データによると，3月 31 日以降比較的暖かい日が続いており（中でも4月4

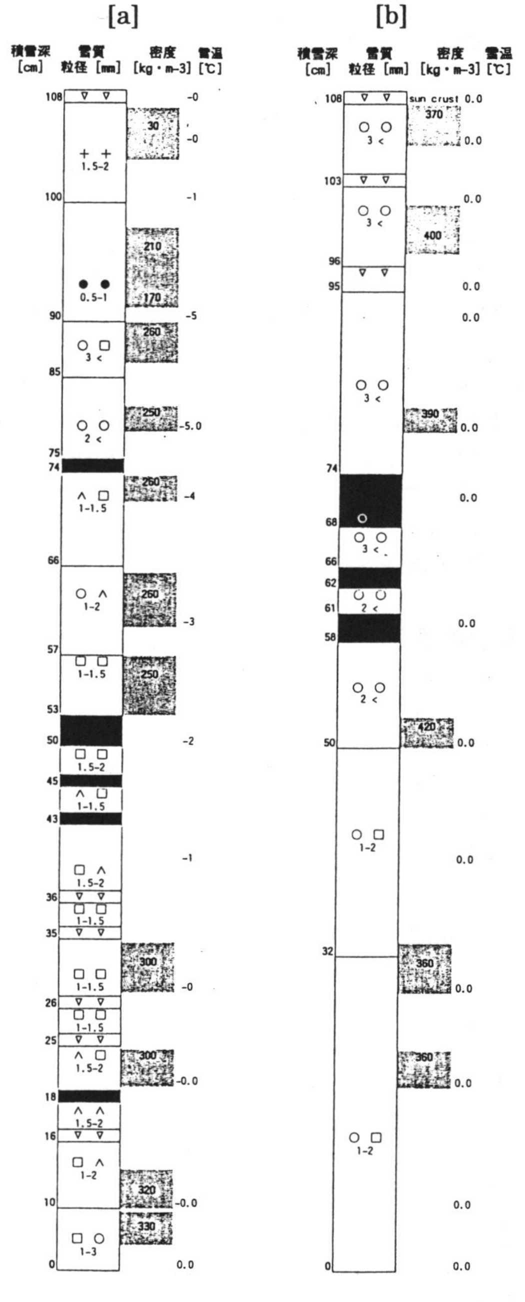


図2．積雪観測結果（[a]3/9実施，[b]4/9実施）

日の気温は 10℃を越えた)，地表面付近での融解の進行が一因となり雪崩が発生したものと予想される。

一方，始動積雪の長さの推定は難しいものの，現地調査及び現地の詳細な地図（1/1000 スケール）から発生域（始動積雪）の幅が約 50m であるという結果が得られた。

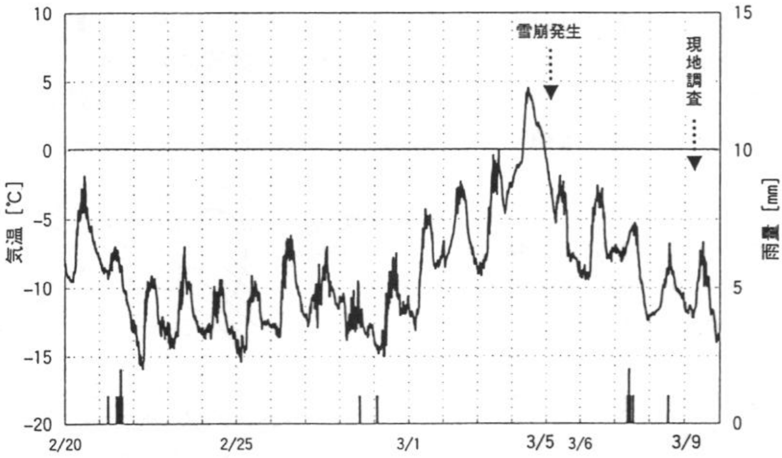


図 3 [a]．気象データ（折れ線グラフ：雪崩現場の気温，棒グラフ：鹿追アメダスの雨量）

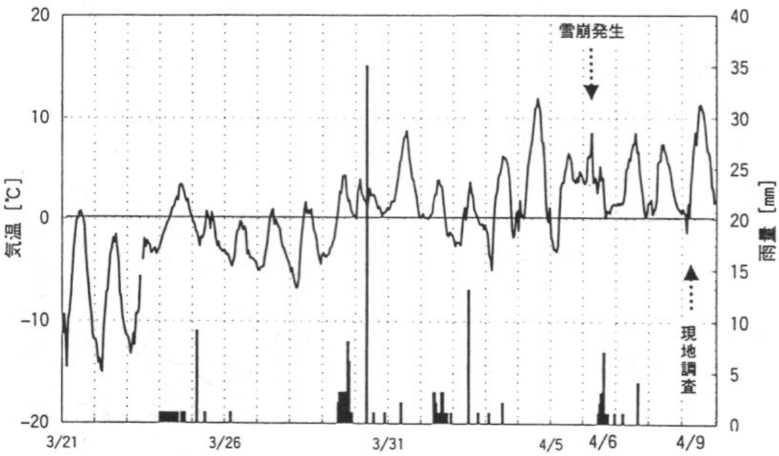


図 3 [b]．気象データ（鹿追アメダスデータ　折れ線グラフ：気温，棒グラフ：雨量）

4．デジタルマップの製作

モデルを実行させるには，雪崩走路のデジタルマップが必要である。そこで，デジタイザーを用いて現地の詳細な地図（1/1000 スケール）から 5 m間隔の等高線を読み取り，デジタルマップ（5 mメッシュ）を製作した。

また，融雪後の 5 月 12 日に走路上標高 870m付近からデブリ末端までの走路の幅を測定し，デジタルマップ上に雪崩走路をプロットしたものが図 4 である。標高 1100m地点

が破断面となっており，そこから標高 885m 地点まで到達している走路が3月5日に発生した雪崩によるもの，また，標高 810m 地点まで到達している走路が4月6日に発生した雪崩によるものである。モデルを検証するには出来る限り単純な斜面から始める必要があり，今回調査した雪崩走路は幅が約 30mの比較的直線に近い斜面となっており，モデルの検証に適していると評価できる。

一方，4月9日に行ったデブリ付近の調査によると，デブリの高さは最大5m，縁の部分で2m程度あった他，直径 50 cm～100 cm の雪塊が多数確認された。その雪塊の密度は 560[kg m^{-3}]であった。また，デブリ先端の中央部とデブリ全体の輪郭部分が盛り上がった，いわゆるブーメラン状に堆積していた点が特徴的であった。

5. まとめ

雪崩の現地調査により，モデルの検証に役立つ始動積雪のデータの他，発生域からデブリ末端までの雪崩走路をプロットした詳細なデジタルマップが得られた。発生した斜面が比較的単純な地形上にある点は，モデルの検証の初期段階で有効である。さらに，同じ斜面上で同じ発生点から発生しているが到達距離が違うという2件の雪崩事例を収集できた点は,非常に価値がある。

今回得られた雪崩事例のデータを用いて質点系モデルなどの既存の雪崩シミュレーションモデルを実行し，各モデルを検証するのが今後の課題である。それとともに，雪崩運動メカニズムの解明ばかりでなく，雪崩発生予知にも役立つ雪崩事例の収集を引き続き行っていく予定である。

終わりに，本調査において資料提供などにご協力いただいた北海道帯広土木現業所に対し，ここに記し感謝いたします。

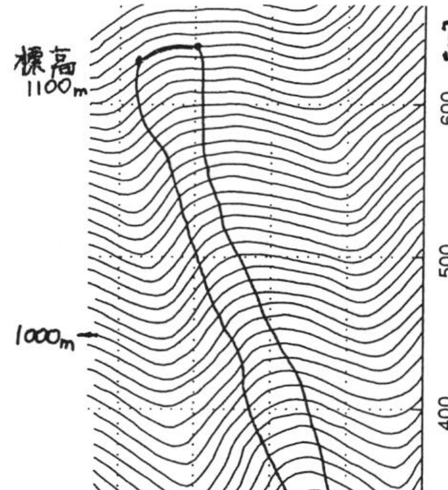


図4．走路を記載したデジタルマップ
（メッシュ：5m×5m，等高線：5m 間隔）

国道における雪崩災害事例

大槻政哉　（財）日本気象協会
竹内政夫　（財）日本気象協会

1、 はじめに

冬期間に北海道の道路においては年数十回は雪崩が発生していると考えられ、そのうち国道においても一冬期に数回の雪崩が発生している。一旦雪崩が発生すると、雪崩が人や車両を巻き込む危険があり、また道路の通行止めなど交通に大きな被害をもたらす。しかしながら道路において雪崩災害が発生する回数はそれほど多くなく、また人身被害等の大きな災害はこれまでほとんどなかった。そのため頻繁に発生する吹雪災害などに比べて、道路に関わる雪崩の調査や研究が立ち後れている面が少なくない。

これまで道路の雪崩災害に関する資料は分散しており、また調査方法が統一されていないこともあって調査、研究のためには活用しにくい現状があった。そのため今回、気象データや雪崩の諸元をベースとした道路に関する雪崩災害事例集を作成した。

また、今後事例を蓄積していくために、雪崩災害の現場で最低限の内容を取りまとめられる調査シートを作成した。

2、 雪崩災害事例と気象

収集した事例は平成7年度～平成10年度までの、雪崩による通行止めに至った15事例である（表1）。

表1　収集した雪崩災害事例

No	路線	箇所名（区間）	開始日	解除日	原因
1	R243	網走郡美幌町古梅～川上郡弟子屈町ウランコシ	H7. 12. 9	H7. 12. 12	雪崩のため
2	R336	広尾郡広尾町音調別～広尾郡広尾町ツチウシ	H8. 2. 6	H8. 2. 7	雪崩のため
		幌泉郡えりも町目黒～広尾郡広尾町音調別	H8. 2. 6	H8. 2. 7	雪崩のため
		幌泉郡えりも町庶野～幌泉郡えりも町上目黒	H8. 2. 6	H8. 2. 7	雪崩のため
		幌泉郡えりも町歌別～幌泉郡えりも町庶野	H8. 2. 6	H8. 2. 6	雪崩・吹雪による視程障害
3	R393	余市郡赤井川村常盤	H8. 3. 15	H8. 3. 15	雪崩発生
4	R243	網走郡美幌町古梅～上川郡弟子屈町ｳﾗﾝｺｼ	H8. 3. 22	H8. 3. 23	雪崩のため
5	R39	上川郡上川町大学平～常呂郡留辺蘂町富士見大町	H9. 2. 16	H9. 2. 17	雪崩のため
6	R38	芦別市～富良野市	H9. 4. 7	H9. 4. 8	雪崩のため
		芦別市～芦別市	H9. 4. 8	H9. 4. 8	雪崩のため
7	R236	広尾郡広尾町上豊似～浦河郡浦河町上杵臼	H10. 1. 19	H10. 1. 19	雪崩のため
8	R37	山越長万部小幌～山越長万部小幌	H10. 2. 6	H10. 2. 6	雪崩のため
		山越長万部小幌～山越長万部小幌	H10. 2. 6	H10. 2. 6	雪崩のため
9	R243	網走郡美幌町古梅～上川郡弟子屈町ｳﾗﾝｺｼ	H10. 3. 17	H10. 3. 17	雪崩のため
10	R393	小樽市朝里川温泉1丁目～小樽市朝里川温泉1丁目	H10. 12. 1	H10. 12. 1	雪崩
		小樽市朝里川温泉1丁目～小樽市朝里川温泉1丁目	H10. 12. 1	H10. 12. 1	雪崩
		小樽市朝里川温泉1丁目～余市郡赤井川村字常盤	H10. 12. 1	H10. 12. 2	雪崩・吹雪
11	R238	稚内市東浦～稚内市豊岩	H11. 1. 10	H11. 1. 12	雪崩
12	R241	川上郡弟子屈町花クシベ～阿寒郡阿寒町オクルシベ	H11. 1. 26	H11. 1. 26	雪崩
13	R241	川上郡弟子屈町花クシベ～阿寒郡阿寒町オクルシベ	H11. 1. 28	H11. 1. 30	雪崩
14	R39	上川町層雲峡大学平	H11. 3. 4	H11. 3. 4	雪崩
15	R40	音威子府村筬島	H11. 4. 16	H11. 4. 19	雪崩

＊北海道開発局資料より引用

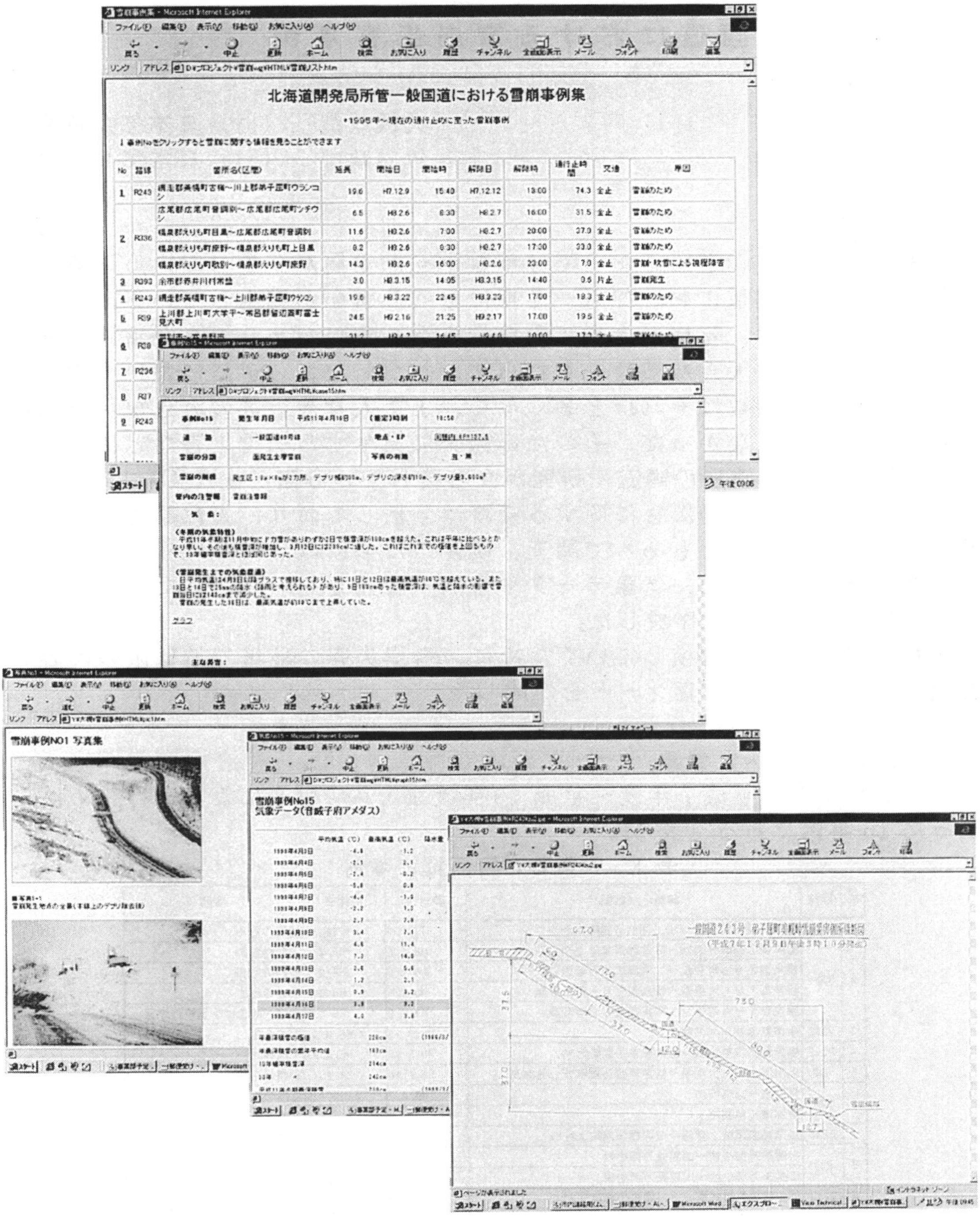


図１　Webイメージでの雪崩災害事例集

図１には雪崩災害事例集の一例を示す。図はWeb上の事例集のイメージであるが、今後情報を効率的に共有する場合には、インターネットやLAN

上に事例集をおく必要がある。

今回収集した雪崩災害事例（15事例中資料の揃っている 13 事例）のデータをグラフとして整理したのが図 2-1～図 2-3 である。

図 2-1 は月別の雪崩災害発生頻度であるが、12 月から 4 月まで全月で雪崩災害が発生していることがわかる。また 1 月や 2 月の厳冬期にも全層雪崩による災害が発生しているのがわかる。

図 2-2 には発生区別の雪崩発生頻度を示す。道路に関する雪崩のため、人工的に作られた法面が最も多かった（法面雪崩）。また、雪崩に対する対策工があっても雪崩災害が発生しているケースが見受けられた。

図 2-3 には発生区と降雪深の関係を示す。24 時間降雪深がマイナスの場合でも、自然斜面や法面で雪崩が発生していた。また、一般には雪崩の発生しにくいと言われている急崖において雪崩が発生していたが、その 1 事例では 50cm 近い降雪深が観測されていた。

今回整理した事例数(13 事例)が少ないこともあり、有意な結果は得られていない。しかし今後データを蓄積することにより、道路に関する雪崩について調査・解析していくことができる。

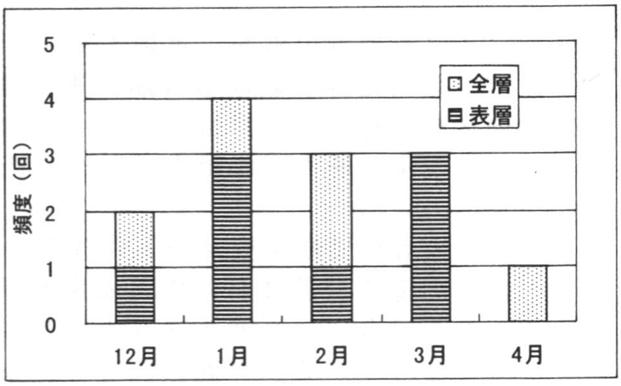


図 2-1　月別雪崩災害発生頻度

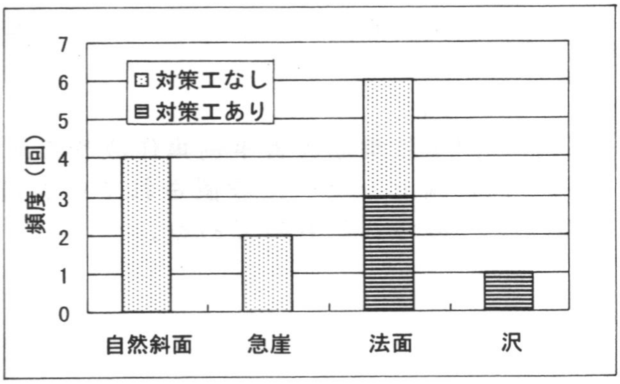


図 2-2　発生区別雪崩発生頻度

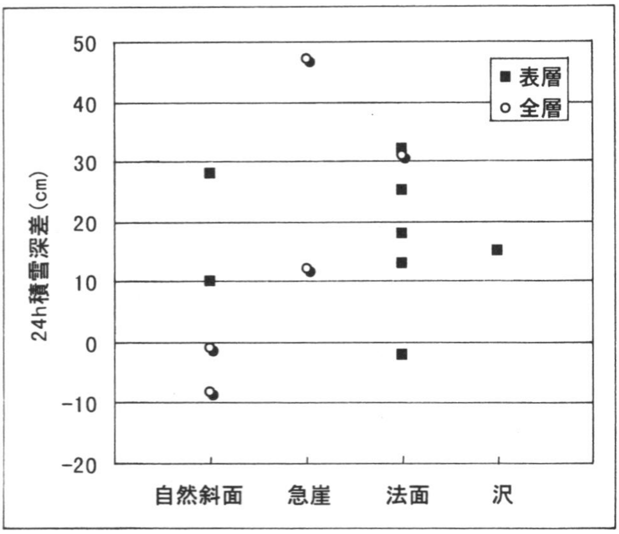


図 2-3　発生区と 24h 降雪深の関係

３、　雪崩災害調査シートの作成

３－１　道路管理者用雪崩災害調査シート作成

北海道の供用路線における雪崩の事例を全道同一レベルで蓄積するために、雪崩発生直後の現場に立ち会うことのできる道路管理者（維持作業者含む）が、現場で速やかに記入できる調査シートを作成した。

３－２　技術者用雪崩調査シート作成の目的

ここ数年国道や道道において雪崩災害が発生した場合、あるいは発生のおそれがある場合、コンサルタント会社に所属する技術者が調査に出向くことが多くなっている。今回、調査レベルと内容をある程度均一にするために、必要最小限の項目を含んだ技術者用の雪崩災害調査シートを作成した。

上記雪崩災害調査シートについては、本要旨では割愛する。

４、　おわりに

道路に関する雪崩災害事例集作成や雪崩災害調査シートは、（財）北海道道路管理技術センターに設置されている道路管理技術委員会での業務として取りまとめられたものである。

冬期マイカー通勤者モニター実験について

北海道開発局開発土木研究所　中村直久、加治屋安彦、松澤　勝
（社）北海道開発技術センター　金田安弘、伊藤信之

1．はじめに

冬期間の札幌圏では、都市部を中心として路面凍結と大雪による朝の交通渋滞が日常化しており、円滑な道路交通の確保が重要課題となっている。そこで開発局では札幌市と協力し「札幌圏ホワイトネット実験プロジェクト」の一環として「マイカー通勤者モニター実験」を平成１０年度から実施している。これはマイカー通勤者へ道路情報および気象情報を提供することにより、交通挙動がどのように変化するかを把握し、公共交通機関への転換や時差出勤を促すといった冬期渋滞緩和のあり方について検討することを目的としたものであり、平成１０年度の結果については前回に報告したとおりである。今回は前回行った関係者限定のポケベルを利用したモニター実験の結果を踏まえ、電子メールが受信可能な携帯電話を対象とした実験を実施した。また実験終了後、前回と同様にモニターに対してアンケートを行い、情報ニーズと情報提供による渋滞緩和の可能性についての調査検討を行った。

2．実験内容

2．1　実験期間

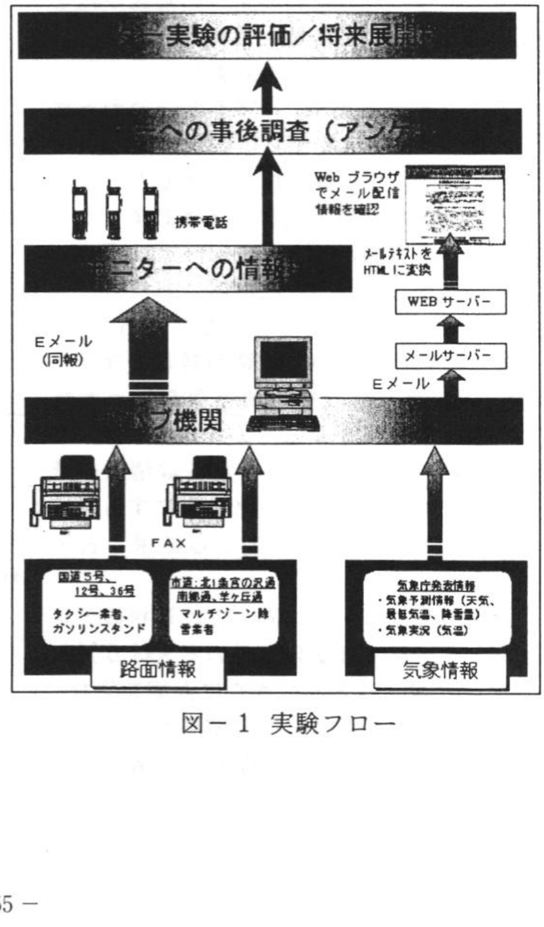
平成１２年１月２８日から３月３日の、土日及び祝日を除く２４日間。

2．2　実験モニター

今回の実験モニターの条件は、普段からマイカー通勤しており、かつ電子メール受信可能な携帯電話を持っていることである。ただし、モニターが思うように集まらなかったため、メール受信端末は携帯電話に限らないとした。降雪時における車両通勤自粛の意識の高い町内会に協力をいただくと同時に、学会などでも参加を呼びかけたところ、最終的には８７名が集まった。

2．3　実験対象路線

札幌市内の、主要な国道および市道が通過する３地域（西野、大谷地、清田）を選定した。昨年度の２地域から１地域増えたものである。各地点を国道と市道が各１路線ずつ通過しており、計６路線（国道５号、１２号、３６号、北一条宮の沢通、南郷通、羊ヶ丘通）が今回の実験対象路線である。



図－１ 実験フロー

2．4　情報提供内容

モニターには札幌市内の気象とあわせて、上記３地点のうちからモニターが通勤時に利

用する路線の路面状態の情報を提供した。ただし、今回の実験対象となったどの路線にも通勤経路が該当しないモニターには、気象情報のみとした。

具体的には前日夕方６時に「翌日の天気予報」、「翌日の最低気温」、「翌朝までの予想降雪量」を、当日朝７時には「当日６時の気温」、「日中の予想降雪量」および「路面情報」を提供した。このうち路面情報は当日６時の路面状態を「非常に滑りやすい」、「凍結」、「積雪」、「湿潤」、「乾燥」の５分類で提供した。

情報収集に当たっては、気象情報については気象機関に、路面情報については付近の除雪業者やガソリンスタンドなどに協力を仰ぎ、情報を提供してもらった。

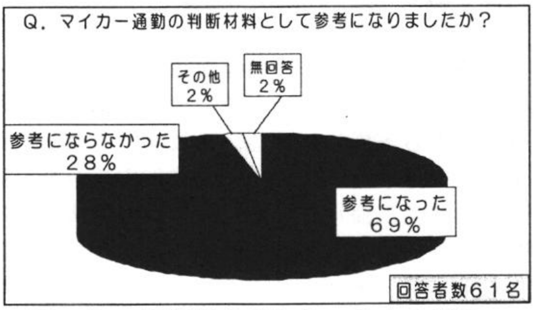
３．結果

まず今回の実験で提供された情報が、マイカー通勤の判断材料として参考になったかという質問をしたところ、参考になったという回答は６９％であった（図－２）。項目別には「翌朝までの予想降雪量」、「翌日の天気予報」、「翌日の最低気温」と前日夕方に提供される情報が上位を占めた（図－３）。

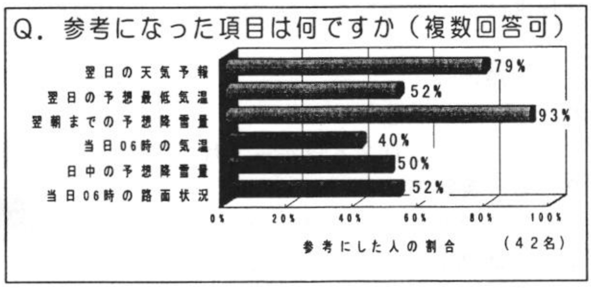
参考になった方がどのように通勤手段を変えたかについて複数回答可で尋ねたところ、「家を出る時刻を通常より早くした」が６３％で最も多く、「マイカー通勤を他の交通手段に変えた」は１１％であった（図－４）。大雪が予測されるときでも、公共交通機関に乗り換えるケースはあまり多くないという実態が明らかになっている。

参考にならなかったと回答された方にその理由を複数回答可で尋ねたところ、「参考になる項目はあったが情報量が少ないため」、「参考となる情報項目がなかったため」がそれぞれ３０％、２６％と一位、二位を占めた（図－５）。これらは情報の量・質が充実するならもっと参考にする人は増えるということを示唆する結果と言える。

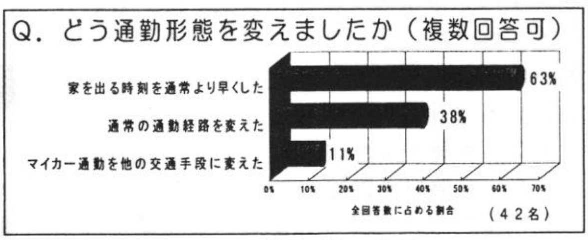
道路情報のニーズに関しては現状のテレビなどの情報では満足している人は８％と少なく、「量・質と共にさらに充実を望む」という回答が８７％という結果が得られた（図－６）。また、今回提供した情報に限



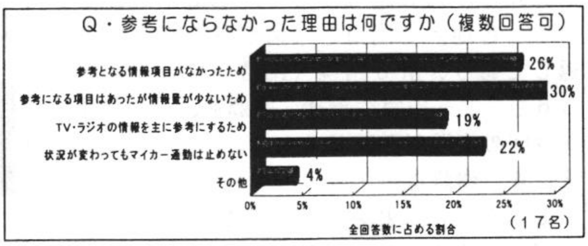
図－２　情報が参考になった人の割合



図－３　参考になった項目



図－４　通勤形態の変更



図－５　参考にならなかった理由

定せずに、冬期の朝のマイカー通勤にどのような情報を望むかについて、「翌朝までの予想降雪量」、「ツルツル路面などの路面状況」、「渋滞状況」に、高いニーズがあった（図－７）。

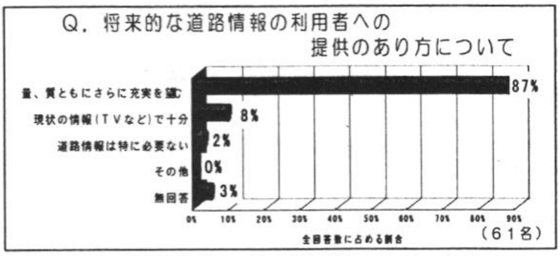
さらに、充分な道路情報が与えられているという前提で、情報提供により通勤手段を変える可能性があるか複数回答可で答えてもらったところ、「出勤時間を変える」が７７％、「公共交通機関への乗り換え」が４０％、「通勤経路の変更」が３３％という回答が得られた（図－８）。

これらより、道路情報に対するニーズと情報提供による渋滞緩和効果の可能性は高いと言える。

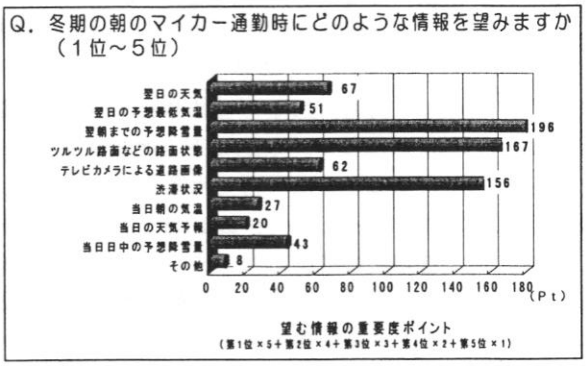
一方、情報受信媒体としては、電子メール対応の携帯電話で情報を受信する形式を望む声が最も多く、今回採った方式はモニターのニーズと合致するものである（図－９）。

４．おわりに

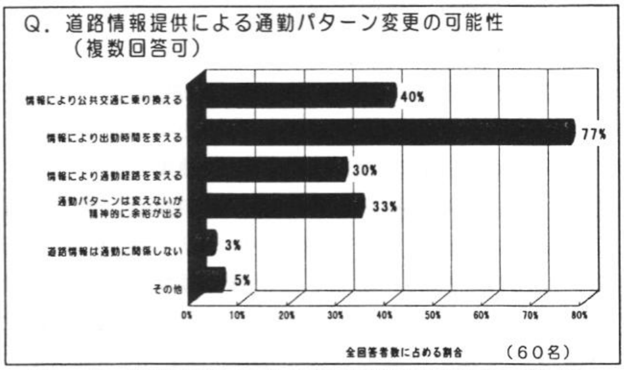
今回行ったマイカー通勤者へ情報を提供する実験は、渋滞緩和効果が期待できる結果が得られたと言える。今後の課題としては情報の量と質の充実と、モニター数の増加が挙げられる。これらのアンケート結果と課題をふまえ、調査検討を重ねていきたいと考えている。



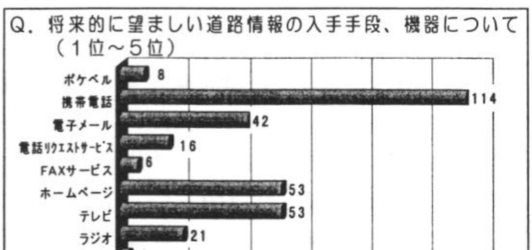
図－６　将来の情報提供のあり方



図－７　冬期の通勤時に望む情報



図－８　情報提供による通勤形態変更の可能性



図－９　将来的に望ましい情報の入手手段・機器

＜参考文献＞

1)中村直久、松沢勝、加治屋安彦：札幌圏ホワイトネット実験プロジェクト－冬期道路管理の情報共有システム－、北海道の雪氷 No.18、1999年8月

2)松沢勝、加治屋安彦、福本淳：札幌圏ホワイトネット実験プロジェクト、第23回日本道路会議、1999年10月

水雲内での雪結晶成長に関する実験的研究 －取り巻く雲粒による成長の促進－

高橋庸哉（北教大・教実センター）・遠藤辰雄（北大・低温研）

1．はじめに

雪結晶の気相成長は天然の降水生成で極めて重要な働きをしており、雪結晶の晶癖は対流型あるいは拡散型雲箱を使った室内実験で調べられた(Nakaya 1954; Halett and Mason 1958; Kobayashi 1961)。樹枝状結晶は-12℃から-16℃で成長したが、水飽和に対して数%過飽和である必要があった。しかし、天然条件下ではこのような過飽和度が得られることは稀である。Takahashi et al. (1991)は1個の雪結晶を30分以上浮遊成長させることができる鉛直過冷却雲風洞を用いた実験を行った。水飽和下で樹枝状結晶が-14℃から-16℃で成長することを示し、その成長は通風によって結晶の角で水蒸気密度勾配が大きくなるためであると推論した。これは強制通風で実験を行ったKeller and Hallett (1982)の結果とも一致した。

天然雲中で雪結晶の成長に寄与するものとして、通風効果の他に雪結晶を取り巻く雲粒の効果がある。雲粒の存在は雪結晶の近傍に水蒸気源があることと等価であり、水蒸気密度勾配と温度勾配を強め、成長を促進すると考えられる。しかし、その効果は小さいと考えられ、これまでほとんど検討されてこなかった。本研究では、水雲内で取り巻く雲粒による樹枝状成長の促進効果について実験を行った。

2．実験方法

雪結晶を空中に浮遊させながら成長させることができる鉛直過冷却雲風洞を使って(Takahashi and Fukuta 1988)、実験を行った。雲粒を超音波式アトマイザーで連続的に発生させ、Fog Chamberに供給した。雲粒濃度はアトマイザーへの印加電圧で調整した。供給された雲粒はFog Chamberで、Air Suction Device（真空掃除機）で導かれた空気と混合し、過冷却する。Fog Chamberは３つの縦の仕切りで区切られており、これを通過する間に乱流成分が弱まり、空気は水飽和となると共に雲は温度と雲粒濃度は均一となる。実験条件は次の通りである：1)温度-11℃から-17℃の間で等温条件、2)雲水量0から1.5 g m^{-3}、3)成長時間10分。インパクターで求めた雲粒径の平均は8.3 μm であった。雲水量は気温と霧を蒸発させた時の露点から求めた。

3．結果

-12.5℃と-13.5℃で色々な雲水量に対して、結晶形の変化が認められた。雲水量0.1 g m^{-3}で行った実験（Takahashi et al. 1991）ではそれぞれ角板と扇形が成長した温度である。雲水量の増加に伴い、-12.5℃では角板（雲水量0.1 g m^{-3})と扇形（0.6 g m^{-3}）、樹枝（0.9 g m^{-3}）がそれぞれ成長した（図１）。-13.5℃では、扇形（0.0 g m^{-3}）から樹枝（0.2 g m^{-3}）に変化した。樹枝の先端部は角張っていたが、雲水量0.5 g m^{-3}では丸い形となった。-12℃から-14℃では結晶形は雲水量に応じて変化したが、-16℃付近では雲水量による変化は認められなかった。

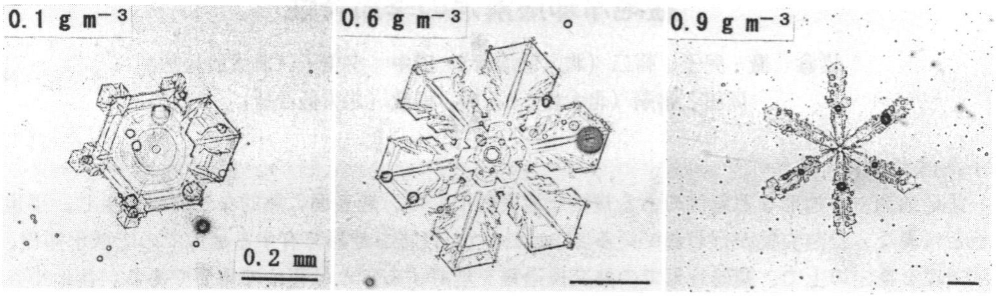


図１　雲水量による雪結晶形の違い。-12.5℃・成長時間10分の場合。

-12.5～-12.9℃及び-13.3～-13.7℃で雪結晶の a 軸の大きさと雲水量の関係をみると、成長時間10分での雪結晶の大きさは雲水量が高いほど大きい。前者では0.9 g m $^{-3}$、後者では0.5 g m $^{-3}$を越えるとほぼ一定となり、樹枝状成長となった。樹枝状結晶が成長した場合には質量が３ないし５倍大きくなった。

４．まとめ

過冷却雲中の雪結晶の自由落下成長を雲水量を変えて再現し、樹枝状結晶が-12℃から-16℃の温度範囲で成長することが示された。低雲水量で行った我々の実験から、-14℃から-16℃で樹枝状結晶が通風効果によって成長することが示されているが、今回の実験から、-12℃から-14℃では雪結晶を取り巻く雲粒による成長の促進も本質的な役割を果たしていることが示された。尚、この効果は雲水量の他に、雲粒の大きさにも依存する。Marshall and Langleben（1954)による理論的な考察にしたがえば、より一般化した形で表示することができる。

参考文献

Hallett, J. and B. J. Mason, 1958: The influence of temperature and supersaturation on the habit of ice crystals grown from the vapour. *Proc. Roy. Soc. London*, **A247**, 440-453.

Keller, V. W. and J. Hallett, 1982: Influence of air velocity on the habit of ice crystal growth from the vapor. *J. Cryst. Growth*, **60**, 91-106.

Kobayashi, T., 1961: The growth of snow crystals at low supersaturation. *Phil. Mag.*, **6**, 746-755.

Marshall, J. S. and M. P. Langleben, 1954: A theory of snow-crystal habit and growth. *J. Meteor.*, **11**, 104-120.

Nakaya, U., 1954: *Snow crystals*. Harvard Univ. Press, 510 pp.

Takahashi, T., T. Endoh, G. Wakahama and N. Fukuta, 1991: Vapor diffusional growth of free-falling snow crystals. *J. Meteor. Soc Japan*, **69**, 15-30.

Takahashi, T. and N. Fukuta, 1988: Supercooled cloud tunnel studies on the growth of snow crystals between -4℃ and -20℃. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 841-855.

盆地冷却層解消の季節特性

岩倉　徹・兒玉　裕二（北大低温研）・田中　夕美子（北大演習林）
岡田　啓嗣（北大農）・石川　信敬（北大低温研）

1．はじめに

盆地地形や谷地形など起伏のある複雑な地表面上では、地表面に熱的な不均一が生じ、平坦地とは異なった熱交換が行われている。したがって、複雑な地形を有する地域での広域水循環・熱循環を推定の上で、複雑地形での熱交換過程を理解することは極めて重要である。盆地や谷での夜間の熱収支を扱った研究は数多く存在するが、日中の熱収支を扱ったものは少ない。そこで本研究では、大気境界層観測により、積雪期（厳冬期と融雪期）における日中の盆地内熱収支特性を求めた。

2．観測概要

2．1．観測地

観測は2000年2月24日～27日までの厳冬期と、2000年4月24日～30日までの融雪期に、北海道北部の北大雨龍演習林のある母子里において行った。母子里は周囲を山に囲まれた盆地になっており、全体の面積は53.3km²、中央平地の面積がおよそ10km²である。また、周囲の山と中央平地の平均高度差は約150mであり（図1）、周囲の山（側壁斜面）は森林に覆われている。厳冬期も融雪期も、盆地内は全面積雪に覆われていた。

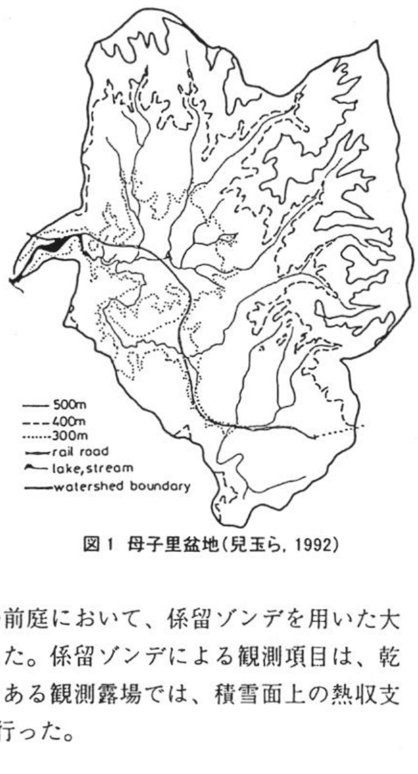


図1　母子里盆地(兒玉ら, 1992)

2．2．観測内容

盆地の中央部に位置する低温科学研究所融雪観測室の前庭において、係留ゾンデを用いた大気境界層観測を、日の出直前から正午まで連続的に行った。係留ゾンデによる観測項目は、乾球・湿球温度、風速、風向、気圧である。また同地点にある観測露場では、積雪面上の熱収支観測と、赤外線カメラを用いての樹体表面温度の測定を行った。

3．観測結果

3．1．厳冬期の盆地冷却層解消過程

2月27日は前日の夜間から晴天が続き、日の出直前には雪面上1.5mの気温は-28.9℃であった。図2に同日の日の出から11:20までの温位プロファイルを示す。中立大気では、温位は高度と共に変化することはなく、一様となるが、本観測では日の出直前（06:15）には、地上約150m付近まで、高度と共に温位が上昇する温位逆転の状態となっている（このような状態の層を以後は逆転層と呼ぶ）。地上150mまでの温位プロファイルは、06:15から08:00まではほとんど変化していない。しかし09:00以降のプロファイルでは、温位は勾配をほぼ一定に保ったまま高くなっている。また逆転層上端面の高度は徐々に低下し、10:30から11:20の間で、逆転層は解消された。逆転層上端面より上空の大気の温位はほぼ一定で、時間経過と共に全層一様に上昇しているが、その変化は逆転層内の大気と比べると小さい。

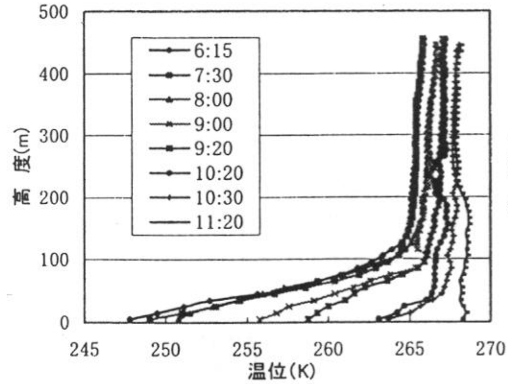


図2 2/27 温位プロファイル

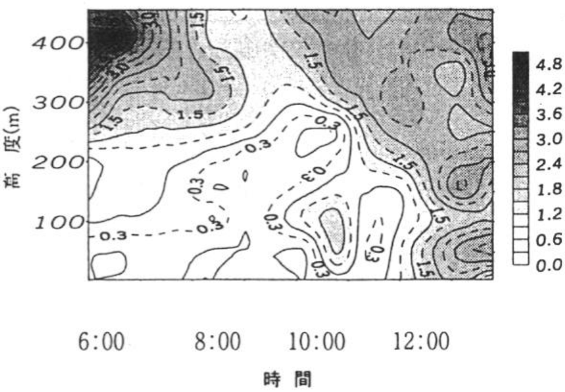


図3 2/27 風速イソプレット

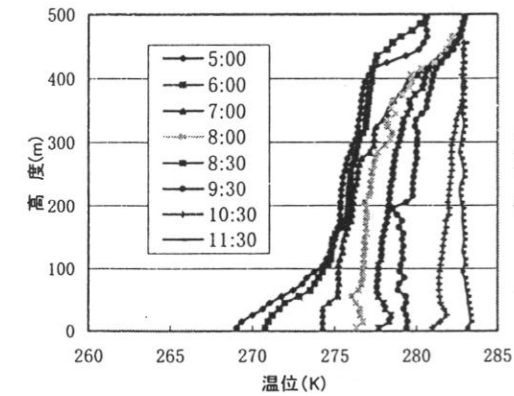


図4 4/30 温位プロファイル

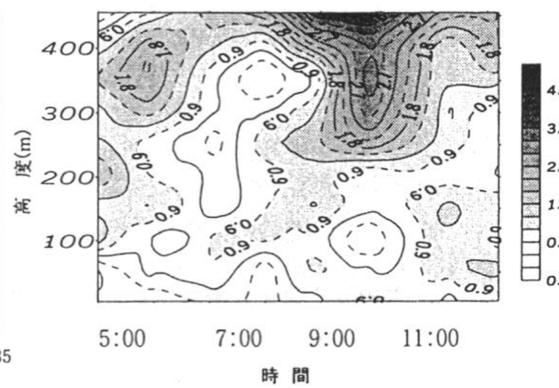


図5 4/30 風速イソプレット

図3に同日の風速のイソプレットを示す。この図は横軸に時間、縦軸に高度をとり、風速の強弱を色の濃淡で表したものであり、等値線を0.3m/s毎に引いている。図3の太い実線は逆転層上端面の高度を表している。日の出直前、逆転層より上空での風速は比較的大きいが、逆転層内の風速は極めて小さい。このことは大気が非常に安定な状態にある逆転層内の大気と、逆転層上空の大気との混合が起こりにくいことを表している。逆転層解消後には、低い高度まで上空の強い風が吹き込んでいる。

3．2．融雪期の盆地冷却層解消過程

図4に4月30日の日の出から11:30までの温位プロファイルを示す。日の出直前の地表面付近の気温は-6.4℃であった。厳冬期と同様、融雪期も高度150m付近まで盆地内には逆転層が形成されていたが、温位の逆転の度合いは厳冬期よりも小さい。厳冬期とは異なり、07:00の観測では、高度70m付近まで混合層が形成されており、08:00過ぎには逆転層が解消されている。日の出以降の逆転層上端面の高度低下は厳冬期と同様、融雪期にも見られる。逆転層上端面より上空の温位プロファイルの変化には、厳冬期との差異が見られる。05:00と06:00の高度400m付近では、急激な温位の上昇がみられる。また、06:00以降の逆転層上端面より上空の温位プロファイルの変化は、厳冬期と比べてかなり大きい。

第5図は4月30日の風速のイソプレットである。融雪期の盆地内の風速の時間変化は厳冬期と同様であり、大気が安定な状態である逆転層内の風速は小さく、逆転層解消後の盆地内部には、やはり逆転層が存在する時間よりも強い風が吹き込んでいる。

4．厳冬期・融雪期の雪面上熱収支

雪面上の熱収支式は、下向きを正として以下のように表される。

$$Rn = H + lE + G \ (\mathrm{or}\ M) \qquad \cdots\cdots (1)$$

Rn は正味放射量、H は顕熱フラックス、lE は潜熱フラックスである。右辺第 3 項は、厳冬期には積雪を昇温する積雪伝導熱（G)、融雪期には積雪を融解させる融雪熱（M）となる。融雪期の H と lE は渦相関法により求めた。厳冬期の lE は、（1）式の残差として求めた。

図 6 は 2 月 27 日（厳冬期）の、図 7 は 4 月 30 日（融雪期）の雪面上の熱収支である。大気と雪面の間の熱のやり取りを表す顕熱フラックスは、厳冬期で 09:00 以降、融雪期で 06:00 以降の時間帯、すなわち逆転層の解消が起こっている時間帯で上向きを示している。これは雪面が逆転層解消時の大気に対して熱源として働いていることを表している。しかし融雪期の顕熱フラックスは、逆転層解消後にあたる 09:00 以降、下向きを示している。すなわち、逆転層解消中に大気に対して熱源として働いていた雪面が、解消後には冷却源に転じている。

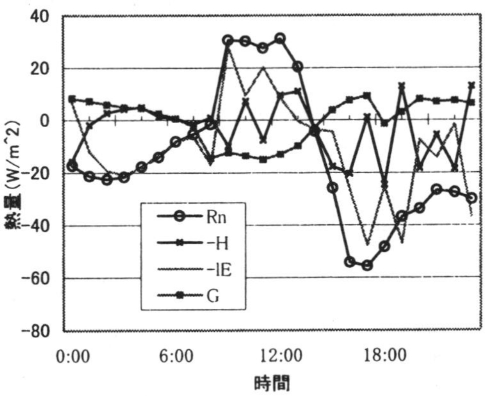


図6 2/27 雪面上熱収支

5．冷却層解消に対する雪面からの熱の寄与

前章から、逆転層解消時に、雪面は大気に対して熱供給源として働くことがわかった。本章では、その寄与の大きさを調べるため、温位プロファイルの変化から大気の貯熱量変化を計算し、大気に対して供給される顕熱フラックスの量との比較を行う。

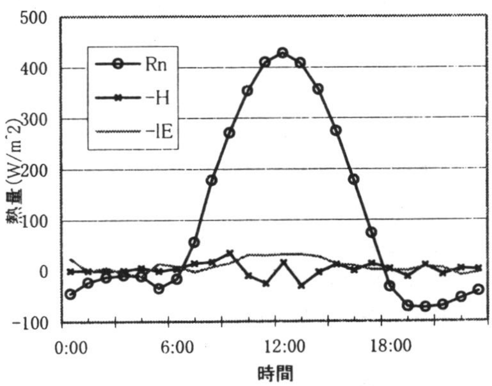


図7 4/30 雪面上熱収支

時間 t1 から t2 の、地表面から h(m)までの大気の貯熱量変化（⊿Q）は以下の式で表される。

$$\Delta Q = \int_{t1}^{t2}\int_{0}^{h} \rho C_P \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right) dz dt \quad \cdots\cdot (2)$$

(h=50m,100m,150m)

ρ は空気の密度、Cp は空気の定圧比熱、θ は温位である。厳冬期・融雪期共に、t1 から t2 の間隔（観測インターバル）は一定ではない。そこで（2）式から計算される貯熱量変化を時間間隔で割ることにより 1 時間あたりの貯熱量変化（大気加熱率）として、t1 から t2 の間で積算した顕熱フラックスを、同様に時間間隔で割った量と比較する（図 8)。

厳冬期の大気加熱率（図 8(a)）と融雪期の大気加熱率（図 8(b)）を比較すると、逆転層解消時の大気加熱率は、厳冬期のほうが大きい。しかし厳冬期では解消後期の大気加熱率は小さくなっているが、融雪期では解消中と同程度の加熱が続いている。　雪面から供給される顕熱フラックスが、仮に 50m までの大気昇温に利用されたとすると、その寄与は融雪期

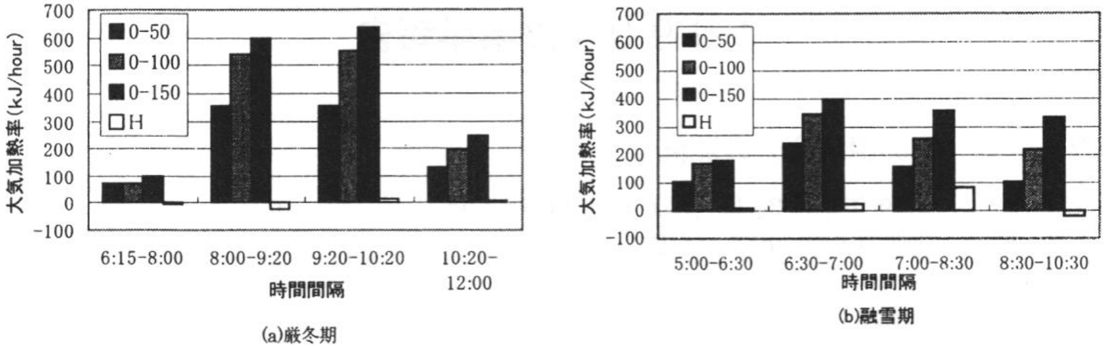


図８　大気加熱率と顕熱フラックスの比較

では、05:00－06:30 で 6.7%、06:30－07:00 で 10%。07:30－08:30 で 53.1%と比較的大きいが、冷却層全体の昇温に対する寄与は、融雪期でもきわめて小さい。また融雪期の冷却層解消後の雪面は、大気に対して冷却源として働いている。

５．考察

前章では、逆転層解消に対する雪面からの熱の寄与が極めて小さく、逆転層全体の解消に必要な熱量を説明しきれないことを示した。本章では、逆転層解消のための熱源として、側壁斜面を覆う森林の効果に関して考察を行う。図９は、４月 29 日～30 日の地上 2.5m の気温と、赤外線カメラにより測定した樹体表面温度を示しているが、樹体表面温度が気温よりも常に高い。樹体表面のアルベードは 0.1～0.2 と小さく、日射の大部分を吸収するため、表面の温度が高くなると考えられる。したがって、森林は大気に対して熱源として働くことが可能で、この森林から供給される熱が、冷却層解消に対して大きな役割を果たす可能性がある。

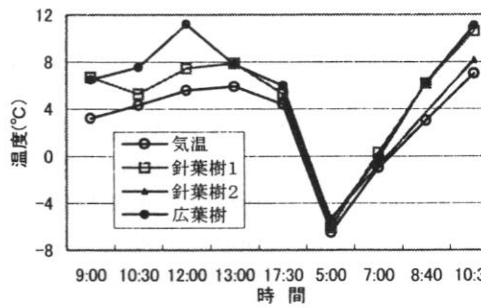


図9　4/29～4/30　樹体表面温度と気温

６．まとめ

母子里盆地における厳冬期と融雪期の大気境界層観測及び雪面上熱収支観測から以下のことがわかった。①前日の夜間から晴天が続いた厳冬期・融雪期共に、母子里盆地内には日の出直前に上空およそ 150m まで、逆転層が形成された。②逆転層解消過程において両期間に差異が見られた。すなわち厳冬期に比べて融雪期では、冷却層上端面より上空の温位変化が大きく、冷却層解消後の温位変化も大きいことがわかった。③厳冬期・融雪期共に、冷却解消時の盆地中央平地の大部分を占める積雪は、大気に対して熱源として働くが、その寄与はきわめて小さいことがわかった。④赤外線カメラを用いた樹体表面温度を測定した結果、樹体表面温度は気温よりも常に高かった。したがって、盆地内に存在する森林は、逆転層解消のための熱源として働き得ると推測された。

盆地逆転層解消時には、盆地内には雪面や森林のみならず、様々な熱供給源からの熱の供給が存在するものと考えられる。今後は様々な熱供給源からの熱供給量を可能な限り定量化し、何が盆地内大気の昇温に対して支配的に働くのかを調べていく予定である。

＜参考文献＞

児玉裕二・石川信敬・竹内由香里　1992：融雪期における盆地冷却層解消について，
低温科学，物理編，51，53－61.

１９９９年度事業報告

■講演会（春の講演会）の開催

日　時：　1999年4月28日（水）13：30~15：15
場　所：　北海道大学学術交流会館　小講堂
出席者：　44名
講　演：　①南極ドームふじコアから何が見えてきたか
　　－物理過程を中心に－
　　本堂武夫（北海道大学低温科学研究所）
　②多周波RFレーダ探査でみえはじめた氷床氷体の内部物理構造
　　－ドームふじ掘削点近傍を例にして－
　　藤田秀二（北海道大学大学院工学研究科）

■総会の開催

日　時：　1999年4月28日（水）15：30～16：00
場　所：　北海道大学学術交流会館　小講堂
議　題：　1.　1998年度事業報告・収支決算
　2.　1999年度役員
　3.　1999年度事業計画案・収支予算案
　4.　その他

■役員会議（第１回理事・幹事会）の開催

日　時：　1999年4月28日（水）16：00～17：00
場　所：　北海道大学学術交流会館　小講堂
参加者：　26名
議　題：　1.　1999年度地域講演会
　2.　2000年度公開シンポジウム
　3.　2001年度全国大会
　4.　支部出版物（ニューズレターと「北海道の雪氷」）
　5.　支部の運営
　　・役員の再選について
　　・総会の定足数について
　　・会計事務について
　　・支部資産の棚卸について
　　・会員及び賛助会員について
　6.　その他

■第 1 回幹事会の開催

日　時：　1999 年 6 月 18 日（金）　14：30〜17：00
場　所：　北海道大学低温科学研究所　講義室
参加者：　12 名
議　題：　1.　1999 年度地域講演会について
　　　　　2.　2000 年度シンポジウム（科研費）について
　　　　　3.　2001 年度全国大会について
　　　　　4.　その他

■研究発表会の開催

日　時：　1999 年 6 月 24 日（木）　13：30〜17：45
場　所：　北海道大学学術交流会館 第 1 会議室
出席者：　53 名
プログラム
座長：石井吉之（北大低温研）、尾関俊浩（北大院・工・雪氷工学）、
　　深見浩司（北海道立地下資源調査所）、高橋庸哉（北海道教育大学）

1　海氷成長における放射特性の変化
　　○滝沢厚詩、石川信敬、白澤邦男、河村俊行、石川正雄、高塚　徹、大坊孝春（北大低温研）
2　オホーツク海の海氷と冬の大気循環との相互作用
　　山崎孝治（北大院・地球環境）
3　流氷観光砕氷船おーろら号によるオホーツク海海氷厚観測
　　○酒田千尋、中村和樹、西尾文彦（北海道教育大学・釧路）
4　山地積雪水量の多点調査
　　○中村　亮、石井吉之（北大低温研）、野村　睦、小澤　恵（北大演習林）
5　雪崩発生の監視と予知システムの開発による道路防災対策の研究（I）
　　○西村浩一（北大低温研）、八久保晶弘（北見工大）、松澤　勝（開発土木研究所）
6　札幌圏ホワイトネット実験プロジェクト
　　－冬期道路管理の情報共有システム－
　　○中村直久、加治屋安彦、松澤　勝（開発土木研究所）
7　国道 272 号別海町春別地区における防雪林造成の樹種配置および成長量の予測について
　　斎藤新一郎（専修大学北海道短期大学）
8　間伐木による仮設防雪林造りの提案－奈井江町宮村地区の場合
　　斎藤新一郎（専修大学北海道短期大学）
9　積雪軌道周辺における可聴音特性に関する一考察
　　○依田英之、尾関俊浩、北川弘光（北大院・工）、近藤篤（JR 北海道）

10　サーマルプローブ法による農耕用土壌の熱伝導率測定
　　　　○佐山惣吾（寒地技研）、緒方敏夫、本間専治、皆川秀紀、原口謙策、三浦健一（北工研）、酒井好夫（寒地技研）、長谷川寿保（飼料作物種子協会）

11　アイスシェル in トマム
　　　　粉川　牧（北海道東海大学）

12　勾配屋根における屋根上積雪荷重の評価に関する研究
　　　　○千葉隆弘、苫米地　司（北海道工業大学）

13　キューブアイスを使った教育実験
　　　　矢作　裕（北海道教育大学・釧路）

14　「気圧」の理解を深める生徒実験－利雪水気圧計の製作と実験－
　　　　○宮嶋衛次、永田敏夫（北海道立理科教育センター）

15　ペットボトルで雪の結晶をつくる（2）
　　－結晶形の変化など新たにわかったこと－
　　　　平松和彦（北海道旭川西高等学校）

■機関誌「北海道の雪氷」18号の発行

発行日　：1999年8月16日
発行部数：350部

■地域講演会の開催

日　時：　1999年12月18日（土）　13:00～16:00
場　所：　北海道立オホーツク流氷科学センター 多目的ホール
テーマ：　「寡雪・寒冷の自然」
主　催：　日本雪氷学会北海道支部
共　催：　北海道立オホーツク流氷科学センター
後　援：　紋別市
　　　　　北海道大学低温科学研究所附属流氷研究施設
出席者：　55名
プログラム

司会進行	幹事長	水野悠紀子
主催者挨拶	支部長	前野紀一
歓迎挨拶	流氷科学センター所長	木下誠一

道東の雪、世界の雪	石井吉之（北大低温研）
森とあそぶ	横山紀昭（エッセイスト）
積雪の多少と植物の生活	紺野康夫（帯広畜産大）
南極越冬隊の生活術	山田知充（北大低温研）

■第 1 回公開シンポジウム実行委員会の開催

日　時：　1999 年 12 月 19 日（日）　12：00〜14：00
場　所：　旭川市　藤田観光ワシントンホテル
参加者：　5 名（小黒、平松、鈴木、前野、水野）
議　題：　1. 公開シンポジウムプログラム（仮）について
　　　　　2. 文部省提出計画調書
　　　　　3. シンポジウム実施スケジュールについて
　　　　　4. 実行委員会役割分担について

■第 2 回幹事会の開催

日　時：　2000 年 3 月 9 日（木）　13：30〜15：00
場　所：　北海道大学 学術交流会館 第 3 会議室
議　題：　1. 公開シンポジウムについて
　　　　　2. ニューズレターについて
　　　　　3. 支部業務について
　　　　　4. 地域講演会について

■第 2 回理事・幹事会の開催

日　時：　2000 年 3 月 9 日（木）　15：00〜17：00
場　所：　北海道大学 学術交流会館 第 3 会議室
議　題：　1. 1999 年度事業報告・収支決算（見込み）
　　　　　2. 2000 年度事業計画案・収支予算案
　　　　　3. 支部交付金について
　　　　　4. 内部留保金の扱いについて
　　　　　5. 総会定足数について
　　　　　6. 公開シンポジウムについて
　　　　　7. 2001 年度全国大会（北海道支部担当）について
　　　　　8. 2000 年度役員について
　　　　　9. その他

収支計算書

通常会計

1999 年 4 月 1 日から 2000 年 3 月 31 日まで

（北海道支部）

収入の部 （単位　円）

科　　目	予算額	決算額	差　額	備　考
1.会費収入	0	0	0	
支部会員費	0	0	0	
2.事業収入	10,000	12,740	▲ 2,740	
研修会等収入	0	0	0	
広告収入	0	0	0	
出版収入	10,000	12,740	▲ 2,740	
3.内部移管金収入	647,946	624,738	23,208	
交付金支部収入	597,946	604,690	▲ 6,744	
事業収支差額収入	0	0	0	
広告支部受取金	50,000	20,048	29,952	
4.雑収入（預金利子）	1,000	1,439	▲ 439	
当期収入合計	658,946	638,917	20,029	
前期繰越し収支差額	2,565,500	2,565,500	0	
収入合計	3,224,446	3,204,417	20,029	

差額＝予算額－決算額

支出の部 （単位　円）

科　　目	予算額	決算額	差　額	備　考
1.事業支出	670,000	711,309	▲ 41,309	
研修・見学会支出	30,000	40,200	▲ 10,200	
講演・談話会支出	240,000	241,969	▲ 1,969	
支部機関誌発行費	400,000	429,140	▲ 29,140	
2.管理費	190,000	277,142	▲ 87,142	
事務費	140,000	225,375	▲ 85,375	
会議費	50,000	51,767	▲ 1,767	
3.内部移管収入勘定	0	0	0	
4.予備費	0	0	0	
当期支出合計	860,000	988,451	▲ 128,451	
当期収支差額	▲ 201,054	▲ 349,534	148,480	
次期繰越し収支差額	2,364,446	2,215,966	148,480	

差額＝予算額－決算額

監　査　報　告

社団法人日本雪氷学会北海道支部の1999年度(1999年4月1日～2000年3月31日)の収支計算書、正味財産増減計算書、賃借対照表、財産目録を監査し、正確妥当な事を認めます。

2000年 4月　9日

社団法人日本雪氷学会北海道支部

監　事　　植　松　孝　彦

署　名　　　　　印

監　査　報　告

社団法人日本雪氷学会北海道支部の1999年度(1999年4月1日～2000年3月31日)の収支計算書、正味財産増減計算書、賃借対照表、財産目録を監査し、正確妥当な事を認めます。

2000年 4月 11日

社団法人日本雪氷学会北海道支部

監　事　　油　川　英　明

署　名　　　　　印

２０００年度事業計画

■ 春の講演会

日　時　：　2000 年 4 月 26 日　13：30～15：10
場　所　：　北海道大学 百年記念会館 大会議室
「カムチャッカ半島の雪氷環境」　白岩孝行（北大低温研）
「グリーンランドの氷は語る」　庄子　仁（北見工大）

■ 支部総会

日　時　：　2000 年 4 月 26 日　15：10～15：40（春の講演会に引き続き開催）
議　題　：　(1) 1999 年度事業報告・収支決算
(2) 2000 年度支部役員選出
(3) 2000 年度事業計画案・収支予算案
(4) その他

■ 役員会議

日　時　：　2000 年 4 月 26 日　15：50～17：00（総会に引き続き開催）
議　題　：　(1) 2000 年度公開シンポジウム
(2) 2001 年度全国大会
(3) 支部の運営について
(4) その他

■ 研究発表会の開催

日　時　：　2000 年 6 月 13 日（火）　13：00～18：00
場　所　：　北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

■ 機関誌「北海道の雪氷」19 号の発行

日　時　：　2000 年 7 月

■ 公開シンポジウムの開催

日　時　：　2000 年 11 月 25 日（土）　13：00～17：00
場　所　：　旭川市大雪クリスタルホール

日本雪氷学会公開シンポジウムー北国の環境と生活を科学するー

「高山に咲く花の知恵と謎」　梅沢　俊
「氷と光のマジックーダイヤモンドダストとサンピラー」　櫻井兼市
「道路雪氷対策の科学と知恵」　石本敬志
「地球温暖化は日本の冬をどう変えるか」　安成哲三

■ 理事・幹事会議

日　時　：　2001 年 3 月。

■ 幹事会

年度内に 1～2 回開催

会計計画案

2000 年 4 月 1 日から 2001 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	
3.内部移管金収入	295,000	
交付金支部収入	295,000	例年の50%カット
事業収支差額収入	0	
広告支部受取金	0	本年からゼロ
4.雑収入(預金利子)	1,000	
当期収入合計	306,000	
前期繰り越し収支差額	2,215,966	
収入合計	2,521,966	

支出の部　(単位　円)

科　　目	予算額	備　考
1.事業支出	510,000	
研修・見学会支出	40,000	研究発表会
講演・談話会支出	40,000	春の講演会のみ
支部機関誌発行費	430,000	
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	50,000	公開シンポ支部負担
4.予備費	0	
当期支出合計	770,000	
当期収支差額	▲464,000	
次期繰越し収支差額	1,751,966	

（社）日本雪氷学会2000年度北海道支部役員（下線：新任）

支部長	福田　正己	北海道大学低温科学研究所	011-706-5492
副支部長	竹内　政夫	(財)日本気象協会北海道本部	011-622-2230
理　事	石本　敬志	（社）北海道開発技術センター	011-271-3028
	榎本　浩之	北見工業大学土木開発工学科	0157-26-9499
	加治屋 安彦	北海道開発局開発土木研究所	011-841-1111
	工藤　公健	鹿島建設(株)札幌支店	011-231-7521
	斉藤 新一郎	専修大学北海道短期大学	01266-3-0228
	佐伯　浩	北海道大学工学部	011-706-6183
	高橋　修平	北見工業大学土木開発工学科	0157-26-9494
	武市　靖	北海学園大学工学部	011-841-1161
	土谷 富士夫	帯広畜産大学畜産環境科学科	0155-49-5511
	苫米地　司	北海道工業大学建築工学科	011-681-2161-443
	原　文宏	（社）北海道開発技術センター	011-271-3028
	前野　紀一	北海道大学低温科学研究所	011-706-5474
	矢作　裕	北海道教育大学釧路校	0154-42-1735
監　事	油川　英明	北海道教育大学岩見沢校	0126-32-0335
	植松　孝彦	(財)日本気象協会北海道本部	011-622-2239
評議員	秋田谷 英次	北星学園大学・北の生活館	011-771-7398
	池田　保夫	北海道開発コンサルタント(株)	011-851-9221
	一條　昌幸	北海道旅客鉄道（株）工務部	011-700-5788
	加藤　建郎	交通安全施設研究会	011-261-1855
	郡　義和	北海道開発局長官房開発調整課	011-709-2311
	小山　芳一	(財)河川情報センター札幌センター	011-757-0511
	田原迫 孝一	北海道電力(株)総合研究所	011-251-4299
	田村　明	北海道総合企画部	011-231-4111
	東海林 明雄	北海道教育大学釧路校	0154-42-3381-328
	林　勝朗	道立寒地住宅都市研究所	011-621-4211
	藤野　和夫	北海道大学名誉教授	011-811-6572
	古道　宣行	北海道電力(株)土木部	011-251-4619
	村松　照男	札幌管区気象台	011-611-6121-400
	横須賀 英司	(株)地崎工業北海道本店	011-551-8114
顧　問	木下　誠一	北海道大学名誉教授	011-731-8645
	小島　賢治	北海道大学名誉教授	011-561-6082
	清水　弘	藤女子大学	011-736-0311
	中村　龍一	(株)北海道二十一世紀総合研究所	011-231-3053
	若濱　五郎	北海道大学名誉教授	0123-36-4016
幹事長	水野 悠紀子	北海道大学低温科学研究所	011-706-5472
庶務幹事	松沢　勝	北海道開発局開発土木研究所	011-841-1111-322
会計幹事	石井　吉之	北海道大学低温科学研究所	011-706-5583
幹　事	阿部　正明	（社）北海道開発技術センター	011-271-3028
	池田　元基	北海道旅客鉄道（株）工務部	011-700-5794
	伊東　敏幸	北海道工業大学建築工学科	011-681-2161-344
	海老沼 孝郎	北海道工業技術研究所	011-857-8950
	大浦　久到	北海道電力(株)総合研究所	011-385-6553
	亀田　貴雄	北見工業大学土木開発工学科	0157-26-9506
	川島　由載	北海道開発コンサルタント(株)	011-801-1576
	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	011-778-0293
	中林　宏典	(財)日本気象協会北海道本部	011-622-2239
	中村　雄一	北海道ガス(株)技術開発研究所	011-222-5367
	平松　和彦	北海道立旭川西高等学校	0166-52-1215
	深見　浩司	北海道立地質研究所環境地質部	011-747-2211-434
	藤井　雅晴	札幌総合情報センター(株)	011-232-4848
	村崎　慎一	日本道路公団北海道支社	011-896-5895
	山田　知充	北海道大学低温科学研究所	011-706-5485

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.nacsis.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 03-3261-2339）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.nacsis.ac.jp/jssi/act/cal/calendar-manual.html）

道内関係機関のホームページ

名　称	U R L
1．日本雪氷学会	
日本雪氷学会本部ホームページ	http://www.jssst.or.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氷情報センター	http://www.jhd.go.jp/cue/KAN1/1center.html
北海道立オホーツク流氷科学センター	http://www.ohotuku26.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氷研究施設	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	
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
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/
通商産業省北海道工業技術研究所	http://www.hniri.go.jp/index.html
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/
5．その他	
国際雪氷学会（IGS）	http://www.spri.cam.ac.uk/igs/home.htm

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：支部庶務幹事　松沢　勝
TEL 011-841-1111、FAX 011-841-9747
e-mail masaru@ceri.go.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　本支部につぎの役員を置く。
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

（役員の選出）
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。

（役員の任期）
第１３条　役員の任期は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．重要なる財産の処分
　　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.19

ISSN-1340-7368

2000 年 8 月 7 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