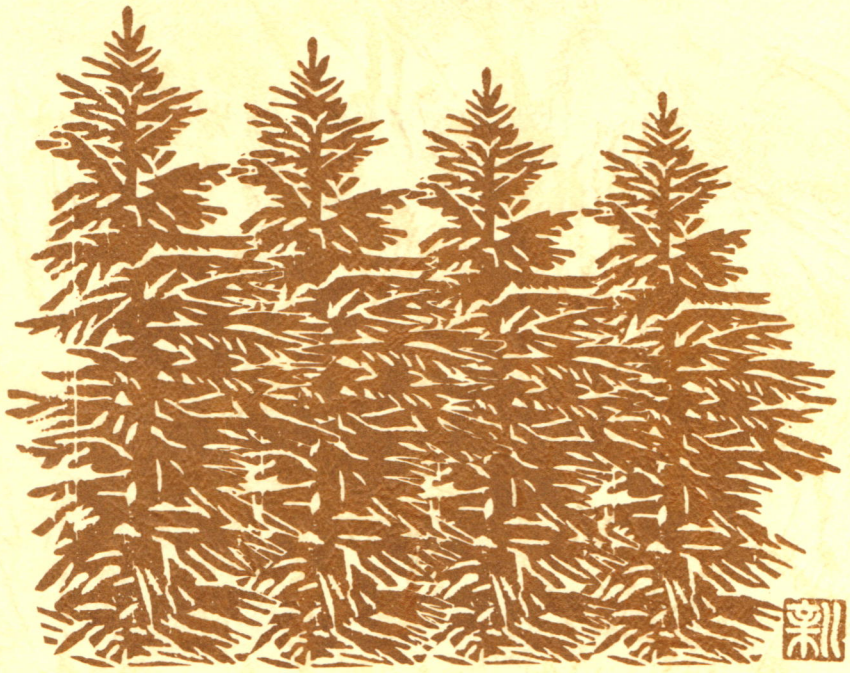
ISSN－1340－7368

㈳日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

第14号



平成７年８月

発行　㈳日本雪氷学会北海道支部

目次

巻頭言…… 1
平成７年度研究発表会講演要旨…… 2
平成６年度事業報告……60
平成６年度会計報告……63
平成７年度事業計画および会計計画……65
平成７年度北海道支部役員名簿……66
社団法人　日本雪氷学会北海道支部規約……67

（表紙　　画：斉藤新一郎、　題字：福沢卓也）

巻頭言

支部幹事長　成瀬廉二　（北大低温科学研究所）

日本雪氷学会北海道支部の重要な事業の一つである研究発表会は、毎年15篇から20篇程度の発表があり定着してきました。本年度の発表会（6月15日）は、15篇の研究発表でしたが、参加者は102名と多く盛会のうちに行われました。過去５年間に発表された85篇の研究内容を適当な分野でくくって整理してみたら次のようになりました。「交通・道路雪氷」14、「住宅・屋根雪」14、「防雪林・樹木雪害」11篇と、北海道の暮らしに密着したテーマが最も多く、次いで「積雪分布・特性・雪崩」10、「凍土・地中氷」9、「降雪・吹雪・雪結晶」7、「融雪・水文」6 等となっています。今回は「理科教育」に関する発表が2篇あり注目されました。支部発表会は、全国大会とは少し趣を変え、研究論文のみではなく提言や紹介、あるいは地域や時々のトピックスが多く発表されれば一層興味深い研究会になるものと思います。

今年度の支部講演会は、昨年度と同じく『雪崩』をテーマとして11月に計画しています。これは、近年登山者やスキーヤーのみではなくスノーボード愛好者が増加し雪崩回避策の知識と技術を求めていること、およびスキー場管理者や警察、消防の関係者が雪崩救助システムの確立に努めつつあることの機運によるものです。また、会員からの要望や提案があれば、これとは別のテーマの講演会も開催する準備をしています。

札幌以外で開かれる談話会は、今年度は陸別町の協力を得て企画にとりかかりました。陸別町とその近隣の北見市から、過去３回の南極観測越冬隊（34次、35次、36次隊）に計４名が雪氷担当として参加しています。したがって、テーマは『南極』が中心になることでしょう。

今年度、来年度以降の支部事業や活動のあり方について、ご意見やご提言を事務局までお寄せ下さいますようお願い致します。

平成７年度研究発表会講演要旨

日時：平成７年６月１５日（木）　１０：００－１０：３０　支部総会
１０：３５－１２：００　研究発表会（午前の部）
１２：００－１３：００　理事・幹事会
１３：００－１５：４５　研究発表会（午後の部）
場所：北海道大学百年記念会館（札幌市北９条西６丁目）

研究発表会（発表は質疑を含め１人１６分）

１０：３５－１２：００　座長：原　文宏（北海道開発技術センター）

○　凍土方式による大きな木の厳冬期の移植について
斎藤新一郎（専修大北海道短大）、田口和幸（KKケイセイ中標津出張所）　……3ページ
○　ニオイヒバの雪害形態とその対策としての裾枝打ちについて
斎藤新一郎（専修大北海道短大）　……7ページ
○　雪や氷に親しむ教材の理科教育への活用
永田敏夫・中里勝平（道立理科教育センター）、河原英男（紋別市立南が丘小）‥10ページ
○　水や氷を素材とする科学教材　「霜柱を育てる」
矢作　裕（北海道教育大・釧路）　……14ページ
○　積雪路面の歩行・ランニングの運動強度
須田　力（北大・教育）　……18ページ

１３：００－１４：２０　座長：金田安弘（日本気象協会）

●　雪結晶のフラクタルについて（その１）
安武　学（砂川市役所）、油川英明（北海道教育大・岩見沢）　……24ページ
●　風洞実験による吹雪粒子のスプラッシュ過程の研究
杉浦幸之助・西村浩一・前野紀一（北大・低温研）　……28ページ
●　弱層に着目した広域積雪調査
尾関俊浩・秋田谷英次（北大・低温研）　……32ページ
●　十勝連峰のＯＰ尾根の雪崩（1994年12月3日）
成瀬廉二（北大・低温研），中島一彦（北大・工），杉見　創（北大・農）……36ページ
●　野外観測及び数値実験による積雪表面霜形成の風速依存性
八久保晶弘・秋田谷英次（北大・低温研）　……40ページ

１４：２５－１５：４５　座長：榎本浩之（北見工大）

◎　現状の凍結深さ測定に関する問題点と改善方法の検討
外塚　信（札幌道路エンジニア），石崎武志（北大・低温研），問谷邦利（日本道路公団札幌建設局）　……44ページ
◎　衛星によるオホーツク海海氷の変動
（Sea Ice Extent and Global Warming in the Okhotsk Sea）
西尾文彦（北海道教育大・釧路），長　幸平（東海大学）　……48ページ
◎　新路面分類と94/95冬期路面状況
松沢　勝・加治屋安彦・石本敬志（北海道開発局・開発土木研究所）　……52ページ
◎　ロードヒーティングにおける断熱効果に関する一考察
岩本欣也（（株）北海道融雪研究所），西川康則・佐山惣吾・山口宗広（北海道工業技術研究所）　……56ページ
◎　冬期路面管理における凍結防止剤等の利用動向について
高木秀貴（北海道開発局・開発土木研究所）

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

斎藤新一郎（専修大北海道短大）・田口和幸（KKケイセイ中標津出張所）

1．まえがき

木を植える（移植する）場合には，地上部と地下部のバランスが重要である．しかも，植える時期が，木のバイオリズムに叶っていなくてはならない．このバランスを検討するなら，植える木のサイズとして，苗木が適している．そして，植えるタイミングとしては，開葉前（休眠中）が適している．

ところが，ひとの好みは，完成したものとしての大きな木を植え，見たい時に植えることに傾きがちである．近年，重機が登場して，大きな木の掘取りおよび運搬がごく容易になったために，大きな木の山取り移植が盛んになってきた．このことは，過去の時間を買い，バイオリズムを無視する，という無謀な行為である，といえよう．そうして，多くの木が，天然記念物に近い木，名木に近い木までが，強度に根切りされ，山取りされて，成長期間中に街中に運ばれ，移植された．しかし，それらの数多くが枯れて，生残ったものはごく僅かである．ただし，これらの一部には，道路建設その他で，止むをえずに移植されたが，やはり枯れたものもある．

自然が育てた長寿の木々の生命を奪う，こうした傾向に歯止めをかけ，安全確実に大きな木を移植する技術を確立する必要がある．筆者たちが提案する，大きな木を安全に移植するための新しい凍土方式は，先人たちが開発した，昔の凍土方式を大幅に改良して，現代に有用な技術として確立した点に特徴がある．なお，当然のことながら，この方式が万能だからといって，どれもこれも移植するのであってはならず，山地の名木をそこにそのまま置いて大切に見守る，という倫理観が欠如することがあってはならない．

2．成木移植の考え方

苗木の植栽が良い結果をもたらすことは，地上部（幹＋枝＋葉）と地下部（根）のバランスからみて，自明の理である．それゆえ，造林（経済林の造成）でも，防風林造成においても，世界中で，昔から，苗木が用いられてきた．

それでは，半成木や成木の移植は不可能なのであろうか．従来の方式では，半成木や成木は，移植に際して，強度に根切りされ，地上部に比較して，地下部が小さすぎた．つまり，バランスが悪いのであった．それゆえ，半成木や成木であっても，地上部と地下部のバランスさえ良ければ，移植は十分に可能な筈である．

苗木植栽と同様の容易さで，成木を移植するには，次の点に注意しなければならない．①強度の根切りをしない，②地上部に吊り合うように，地下部を可能な限り大きくする，③バイオリズムを重視して，休眠期にしか移植しない，④根を土から離さない，⑤大きい根鉢の運搬には重機を用いる．要するに，土つき苗（ポット・コンテナ苗）の移植と同様に考えればよいのである．なお，高さ３ｍくらいの半成木であれば，養成苗木を育成しておくのなら，木製ポット・コンテナで，土つきで，通年の移植が可能である（斎藤，1968a，1986b）．

ちなみに，造園技術としての「根廻し」は，数年がかりの根切りによって，安全に細根の発生を促進し，運搬の便のために，地下部の小ささを補完する良い方式であるが，実際には，山取りにほとんど用いられていない．

3．かつての凍土方式について

かつて，明治の開拓以来，人々は集落に「鎮守の森」を造成してきた．ここでも，苗木（山引き苗）を植えるとともに，半成木や成木を，さらには，大木を移植して，ご神木（神宿る木）

を速成しようと努力してきた．

往時には，今日のような土木建設用の重機類がなかったので，重い大きい物の運搬は，馬橇に頼るほかに手段がなかった．ご神木の移植も，当然，馬橇によったので，作業は冬季（積雪寒冷期）になった．その際，根系を掘取る作業中に，土壌が凍結し，根系と土壌が固く一体化されて，運搬にも，樹木の生理からも，たいへん好ましい状態になった．そうして移植されて，今日でも旺盛に生育しているご神木が，各地にみられる（上原，1959；斎藤，1968a）．

ところが，今日のように，重機類が発達し，道路が整備されると，却って，凍土方式が忘れられ，樹木の生理を無視した，強度の根切りによる移植が行われるようになって，失敗の事例が多くなった．そのために，「枯れ補償」という，樹木の生命はそっちのけで，人間社会だけのための仕組みまである始末である．

こうした不成績な大木移植を検討し，山地に長く生きてきた大木の生命を無駄にしないために，本稿では，かつての凍土方式に着目し，しかも，今日の重機類を活用しやすい――筆者たちが考案し，工夫した――，新しい凍土方式を紹介する．なお，この新しい凍土方式は，筆者たちの１人の斎藤が考え方（休眠中の土壌・根系複合体の移植）を展開し，もう１人の田口が現地で実際の掘取り・運搬・定植）を工夫したものである．

４．作業工程（掘り取り，運搬，定植）

山地に生育している移植候補の樹木（高さが10～15m程度）を選び，厳寒期（１月末～２月末）に，積雪を除いて，地面を露出させる．そして，掘取りに当たり，先ず，半径1.2～1.8mの円周に沿って，チェンソーで根切りする．それから，小型のドラッグショベル(ﾊﾞｯｸﾎｰ)を用いて，この円周の周囲を掘る（写真－１）．根鉢の深さは，1.1～1.2mであり，底をワイヤーで引き切る．

次いで，運搬用のケースをこの大きな根鉢に取り付ける．そのケースは，厚い波形鉄板製の管（ｺﾙｹﾞｰﾄﾊﾟｲﾌﾟ）であり，２～３分割してある（写真－２）．根鉢とケースの隙間には，粗い粒子の土を充填する．それから，水を注入して，１～２昼夜かけて，根鉢＋ケース全体を完全に凍結させる（写真－３）．

十分に凍結したら，10～15トンのクレーンで吊り上げ，大型のトラックに詰み込む（写真－



写真－１　根系の機械による掘取り



写真－２　運搬ケース(ｺﾙｹﾞｰﾄﾊﾟｲﾌﾟ)の取付け

4）．

目的の場所には，前以て，大きな植え穴を掘っておく．その中へ，運搬してきた移植木のコルゲートパイプ入りの地下部を入れる．そして，パイプを外し，凍結した根鉢と植え穴の隙間に，切込み砂利を充填する．そして，春に向けて，自然解凍を待つ．周辺に充填した切込み砂利は，通気性が良好なので，移植後の根の伸長に貢献する．なお，根鉢の解凍後の強風に備えて，移植木には，添え木をしておく（写真－5）．



写真－3　隙間への土の充填と注水

5．新しい凍土方式による移植の特徴

この新しい凍土方式は，次のような特徴をもっている．①休眠期に実施する．木は，休眠中にはいろいろな耐性が高い．②根切りを出来る限り避ける．水や栄養分の吸収は細根の役割であり，根系の外側の細根をできるだけ切らないことが重要である．③根系と土を離れさせない．根は土粒子に接していなければならないのであり，根・土複合体を維持することが活着の要点である．④土壌微生物群を温存する．落葉落枝の消費者（昆虫類，ミミズ類，ダンゴムシ類，ダニ類ほか）や菌根菌，根粒菌，有機物分解菌などの菌類を，そのまま移す．ヘビ，トカゲ，カエルなども小生態系として活用する（図－1）．⑤掘取り・運搬・定植が容易である．この凍土方式は，装置は大きいが，根本的には，ポット・コンテナ方式の苗木の植栽（CAYFORD, 1972；斎藤ほか，1994，1995）と同様である．そして，ムシロ巻き，縄掛け，土ぎめ，水ぎめ，枝切り，ほかについて，神がかり的な熟練技能を必要としない．⑥移植後の成長量が，移植前のそれに比べて，ほとんど低下しない．つまり，従来の移植技術に比較して，移植ショックによる成長停滞がほとんどない．⑦寒冷地ならではの技術である．冬季に仕事が乏しい，北海道の造園業界に通年の仕事を創り出すことになる．これは，東北地方や本州中央部の高標高地でも，採用可能な技術である．



写真－4　凍結した根鉢の吊り上げとトラックへの積込み

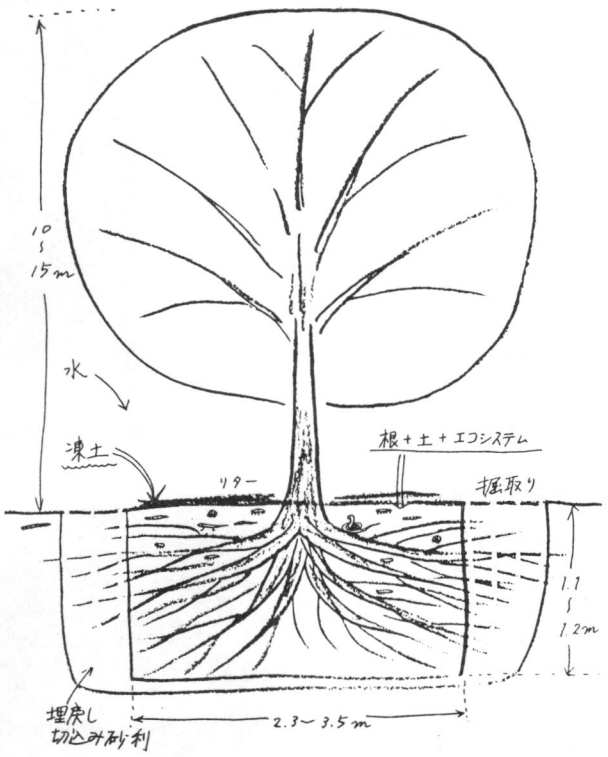
6．むすび－－1成長期後の移植木の状態について

大きな木は，従来の移植方式では，強度の根切りや新しい土の搬入（土ぎめ，水ぎめ）にともない，植付けショックが尾を引いて，たとえ活着しても，1～数年の間，幹や枝の伸長が停滞する傾向にあり，球果が着いて，急激に樹勢を失うものがしばしば見られた．

しかし，この新しい凍土方式では，1～2年後に観察しても，活着は当然のことであり，幹や枝の伸長も，掘取り以前の伸びとほとんど変らなかった．最も安全な休眠期に移植したこと，



写真－5　凍土方式によるアカエエゾトウヒの移植（樹高15m，根鉢直径2.9m，深さ1.2m）



図－1　凍土方式の大きな木の移植の模式図

根切りが弱度であったこと，根と土が分離しなかったこと，そして，小生態系ごと移したことが，移植後の正常な伸長を補償したのである．

参考文献

CAYFORD, J. H., 1972. Container planting systems in Canada. Forestry Chronicle, vol. 48: 235-239（斎藤新一郎訳，1986. カナダにおけるポットコンテナ造林. 14pp.，北海道立林業試験場）.

斎藤新一郎，1986a. オンコ. 237pp.，北海道新聞社，札幌.

斎藤新一郎，1986b. 道路防雪林造成への提案(2)－－適期をはずれた季節における土つき苗木の植栽について. 北海道の雪氷，no.5: 10〜11.

斎藤新一郎・福地　稔・平河　進，1994. 地域樹林整備促進調査報告書. 280pp.，北海道（北海道開発局委託）.

斎藤新一郎・対馬俊之・山口陽子，1995. ケショウヤナギの育苗について. 日林北支論集，no. 43: 48〜50.

上原敬二，1959. 樹木大図説(Ⅰ). 1300pp.，有明書房，東京.

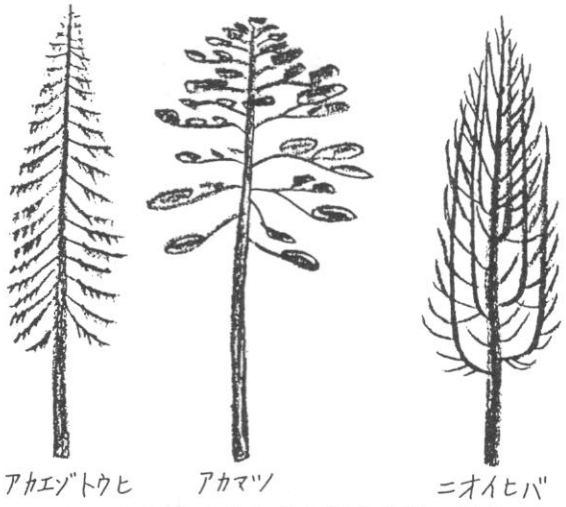
ニオイヒバの雪害形態とその対策としての裾枝打ちについて

斎藤新一郎（専修大学北海道短期大学）

1．まえがき

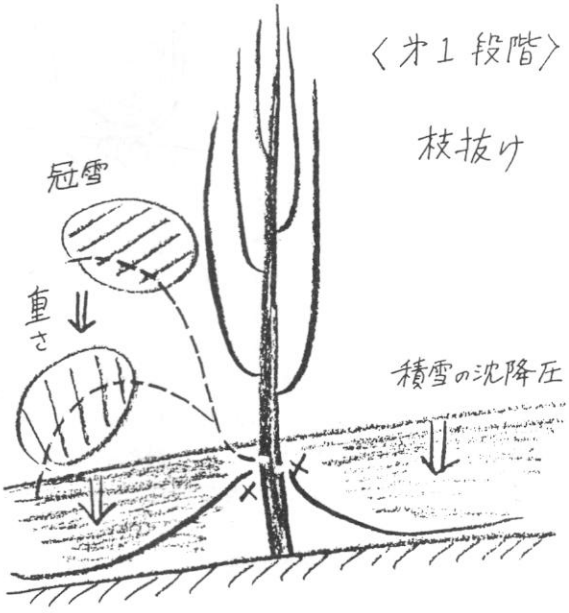
北海道のような寒冷多雪地域においては，緑化樹の育成を阻害する要因として，先ず，寒さの害があり，常緑樹の種数がかなり限定されてしまう（斎藤，1977）．耐寒性をクリヤーできたとしても，多雪地域においては，緑化樹のもう1つの阻害要因として，雪害がある．

樹木の雪害には，冠雪害と積雪の沈降圧による害（雪圧害）がある．冠雪害は，湿り雪がもたらすのであるが，樹種的にも受けやすいものと受けにくいものとがあり，ほぼそれらの樹形（枝張り）に左右される．図－1は，冠雪害を受けにくいアカエゾトウヒ，受けやすいニッポンアカマツおよび中間型のニオイヒバの樹形の模式図である．枝が細く，短ければ，冠雪害を受けにくい．逆に，枝が太く，長く張り出せば，冠雪害を受けやすい．北海道の日本海側では，マツ属種の植栽成績が不良なのは，耐寒性ではなくて，雪害（冠雪害）が大きな要因である．



図－1　代表的な常緑性針葉樹の樹形

雪圧害は，あらゆる樹種に見出されるが，この耐性の大小は，樹木のサイズや年齢に，また幹や枝の柔軟性などの樹種の個性にも左右される．雪圧害を軽減するために，緑化樹については，昔から，斜植え，縄巻き，雪囲いなどが工夫されてきた（斎藤，1974，1979a）．そして，雪上木段階以降については，裾枝打ち，枝打ちが実施されてきた（斎藤，1979b，1980）．



図－2　雪害の第1段階（模式図）

本稿では，北国の緑化樹として評価の高いニオイヒバについて，その雪害形態を報告するとともに，育成技術からの雪害対策を検討してみた．

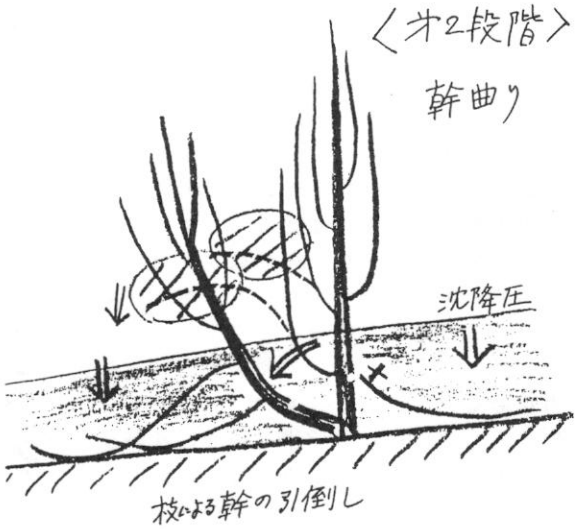
2．ニオイヒバの形態と生態

ニオイヒバ（Thuja occidentalis LINN., American arborvitae)は，ヒノキ科，クロベ属の常緑性高木であり，枝葉に芳香があり（和名：匂桧），北アメリカ原産（中国名：北美香

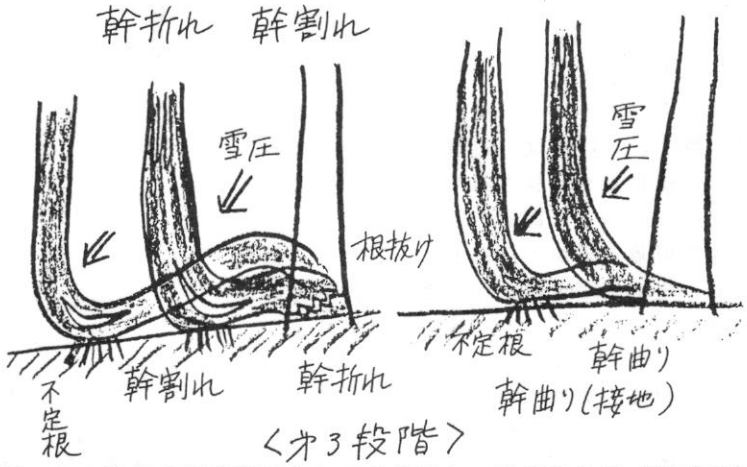
柏）であるから，耐寒性にも富む．また，これは，初期成長がかなり旺盛であり，細く長い樹冠をつくり，緑の量感が見事であって，剪定によく耐え，材が腐朽しにくい等々の，緑化樹としての特徴をかなり十分に備えている．ニオイヒバは，外観では，トウヒ属種と似ているから，冠雪害がほとんどないようにみえるが，実際には，割合に冠雪害を受けやすい．それは，枝が長く，上向き（多幹樹冠の状態）になるからである（図－１参照）．

３．雪害の形態

専修大学北海道短期大学のキャンパス（美唄市光珠内町）には，ニオイヒバの並木（あるいは境界に沿う高い生垣）がある．これらを観察すると，雪上木の段階になった後の事例であるが，下枝は雪圧害で幹から引き抜かれる（枝抜け）．樹冠の上部～中部の枝は，冠雪の重さで曲げられ，そのまま枝抜けするか，積雪中に取り込まれて枝抜けする．これが雪害の第１段階である（図－２）．



図－３　雪害の第２段階（模式図）



図－４　雪害の第３段階としての幹折れ，幹割れなど（模式図）

次の段階では，積雪の沈降により，枝が引き下げられると，幹が引き倒される．雪解け後に，肥大成長があって，幹の曲りはかなり解消されるが，このことが毎年々々繰り返されると，幹の曲りは解消されなくなり，その結果，幹の下部～基部（地際の幹の基部）が曲った形態を呈するようになる（幹曲り）．これが雪害の第２段階である（図－３）．この幹の基部曲り（いわゆる根元曲り，根曲り）は，樹種による程度の違いはあっても，多雪地の山地斜面の樹木にごく一般的に見られる．

さらに，平坦地でも，山地の斜面においても，積雪深が大きいと，幹の曲り部分に積雪の沈降圧（＋グライド圧）という，たいへん大きな力が加わり，その部分を接地させるまで押し曲げるようになる．不定根が発生しやすい樹種では，伏条繁殖に類した新しい根系の成立によって，雪害を回避できる場合がある（斎藤・松田，1993）．それでも，不定根の発生の難易を別にしても，雪圧が大きすぎると，幹には折れ（幹折れ），縦割れ（幹割れ），根抜け（根返り）などの致命的な傷が生じることがある．これが第３段階の雪害である（図－４）．こうなった樹木は，障害部分の材の腐朽，幹の傾斜による光不足，その他により，長く生き続けることが

困難になる．

4．雪害の回避方法

雪害が生じるのは，樹木に枝があるからであり，枝が幹を引き倒すのである（幹の地際の曲り）．また，枝が固いから，幹が傷つくのである（枝抜け）．ところが，枝がなければ，幹は肥大成長できないのである．耐寒性，耐雪性にかなり富み，北国の緑化樹として評価されているニオイヒバについても，こうした矛盾を逃れることはできない．

この矛盾を解決するには，次のような方法がある．

①雪圧を受けにくい，縁石的な，低く小さい刈込みをする．これについては，北欧の墓地などに好例が見られる．それらは，墓石を囲んで，周囲が1.0～1.5mの四辺形で，高さが20～50cmあり，幅が10～30cmあって，たいへん低い．

②生垣として，積雪深より高めのものを目指し，幅を狭く刈り続ける．美唄市から芦別市にかけて，民家の屋敷周りには，かなりな数のニオイヒバ生垣があり，それらの大半が，高さが1.5～2.0mで，幅が0.3～0.6mくらいのものが多い．子細に観察すると，こうした刈込み生垣の大部分にも，雪害の痕跡（幹曲り，枝抜け）が頻繁に存在する．

③並木的な高木仕立ての場合には，雪圧を勘案しつつ，下枝を，毎年，小刻みに打ち続け，雪上木に仕立て上げ，積雪深以下の枝を打ってしまう．

なお，多雪地で植栽木に地表ふきんまで裾枝があると，そこがペスト（厄介物：野ネズミ，害虫，病原菌など）の絶好の隠れ家になり，雪害とは別の被害が高まる危険が生じることがしばしばある．

5．既往の雪害木の裾枝打ちによる雪害の回避

当学のニオイヒバは，並木仕立てである．今から，苗木植栽から仕立て始めるなら，裾枝打ち方式が適当である．しかし，これらは，植栽されて既に10数年を経ていて，何度も雪害を受けているから，雪害をこれ以上に受けないように，枯死木が出て並木に穴が明かないように，積極的に手入れする必要がある．

それには，上述の③の方式を応用して，雪害を受け続けている枝を切除し，健全な枝でも積雪深まで裾枝打ちし，幹折れにともなう複数の娘幹を1本だけに整理するなど，いわゆる大鉈を振るわなければならない．なお，ニオイヒバは，傷口からの菌の侵入による材の腐朽が進行しにくい樹種であるが，広い切り跡や枝抜け跡には防腐剤を塗って，カルス的な材の巻き込みによる傷の癒合を待つことも重要である．

参考文献

斎藤新一郎，1974．雪害対策としての平坦地における斜植え．雪氷，vol.36: 137～140.
斎藤新一郎，1977．寒冷多雪地における環境緑化樹の適樹について．雪氷，vol.39: 84～90.
斎藤新一郎，1979a.冬囲いとしての縄巻き．雪氷，vol.41: 143～145.
斎藤新一郎，1979b.シラカンバ並木の雪害と枝うち．雪氷北支講要旨集，昭54: 5～6.
斎藤新一郎，1980．雪害対策としてのトドマツ幼齢木の裾枝打ち（予報）．北林技研論集，昭54: 123～125.
斎藤新一郎，1989．デンマークの墓地の緑化について．北海道林務部報<林>，no.453: 20～23.
斎藤新一郎・松田　功，1993．斜里岳の森林植生について(3)－－ 北斜面の亜高山帯におけるダケカンバ伏条更新林分およびエゾマツ・広葉樹林分．知床博物館研報，no.14: 1～8.

雪や氷に親しむ教材の理科教育への活用

永田　敏夫・中里　勝平（北海道立理科教育センター），河原　英男（紋別市立南丘小）

理科教育では，学習の目標を達成するために地域性を生かした教材を取り上げ工夫することが大切である。冬の自然は北海道の地域の特徴を生かした学習活動にとってまたとない恵みであり，冬の生活を楽しく，豊かにすることを教材化の視点とすることが求められている。今回は，1995～1997年に親と子の理科教室ならびに理科教育研修講座小学校中高学年部会として，行われた研修講座から雪と氷に関する教材概要と実施状況を中心に報告する。

はじめに

理科の目標の達成には，直接自然に接し，自然から学んで行くことが大切であり，直接体験を重視しなければならない。直接経験の機会を増やすためには，地域の自然を教師自らが理解し教材としての活用を図る姿勢が大切である。

特に小学校理科では，今までややもすると冬季には，B区分の内容が中心となり，季節の変化に伴う自然の変化に注意を向けていなかったり，直接経験の場を設定していなかった。

このため，北海道の冬季の自然を生かした地域素材の教材化に取り組み，通常研修講座に組み込むなどして学校教育への普及をすすめている。

1　講座の概要

北海道立理科教育センターでは，雪や氷の科学に関する内容は以前から短期研修講座と題する外部の講師による講演会として実施していた。しかし，理科の授業の中で雪や氷に親しみを持たせるための実験・観察学習の具体的な指導法についての講座はなかった。このため，1994年，秋田谷英次氏らの提唱する雪と親しむ活動についての短期研修講座での講演を皮切りに，小学生とその親を対象に「親と子の理科教室」と題する半日日程の講座の中で取り上げたり，1995年と1996年には，冬の小学校教員対象の５日間の通常研修講座として，取り上げ理科教育での普及に取り組んで来た。特に冬の通常研修講座では，植物の越冬に関連した種と実や冬芽のつくりとしくみ，枝を使った振動回転のおもちゃ作り，雪の下のアブラナやタンポポを掘りだしての観察などを生物研究室が，雪や氷を使った冷却や融解の実験を化学研究室が，冬の天気や結晶の観察，積雪断面の観察と天体の観察を地学研究室が担当した。物理研究室は1994年には「雪と氷を生かした遊びやくらし」，「身近な雪や氷の科学」，1995年には，「冬の運動・遊びの科学」「冬は友達」「冬と私たちのくらし」と題して担当した。ここでは，物理研究室で担当した内容や状況を中心に報告する。

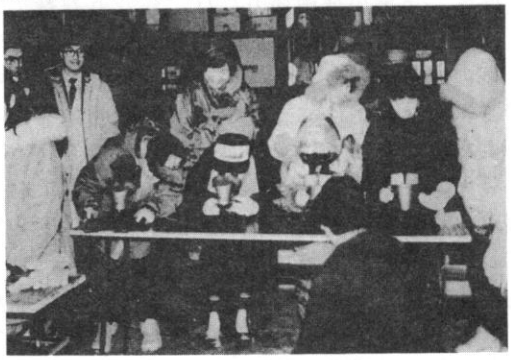


図１　雪の結晶の観察

2　理科の学習をより魅力的にする雪や氷の活用

A　遊び体験を学習の導入に

雪や氷の学習といえば，雪や氷そのものの性質や特徴を調べ，これを理科の学習に活用することが中心で，理科の学習により有効な学習環境を与えるものとはあまり考えられてこなかった。しかし，物体の運動や衝突に限らず物理現象を観察・実験するために，遊び感覚で雪原や斜面などを活用することができる。また活動を通して，雪や氷を固まらせたり，滑るようにするためには，どのような工夫が必要か，雪質の違いを体感するために，どのような教材が可能か，さらに，児童が活動を通して楽しさや喜びを感じ学習意欲を高めるためには，どのように，展開・指導すればよいか等課題は大きく広がる。

(1) イグルー作り

スコップ，のこぎり，そり，ゴム手袋，ホース，バケツ，水などを用意する。雪原に円を描き，内側の雪をスコップで掘り出す。別の雪を適当な大きさの直方体に切り出し，円形に沿って並べ，内側に少し傾くように雪ブロックを積み上げて，すき間にゴム手袋をはめて水を含ませた雪を詰めて

いく。のこぎりで形を整えながら雪ブロックを積み上げ，最後にみんなで力を合わせて，崩れないように雪のふたをのせ，イグルーができる。

雪の壁に絵を描いたり，レリーフを作ったり，氷をはめ込むなどの楽しみもある。イグルー内外の温度や湿度の違いを体感したり，壁の意外な強さも体験できる。

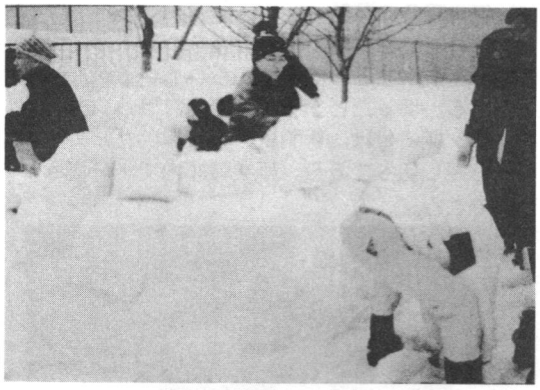


図2　イグルー作り

(2) チューブ滑り

チューブに空気入れて，斜面を滑り，人間カーリングをしたり，二人でチューブに乗って，ロープを引き合う。チューブに乗るとよく滑る理由や，雪の上と土の上でどんな違いがあるのか，チューブ同志で人が乗って衝突させたとき跳ね返りを体験させる指導法を考えることもできる。

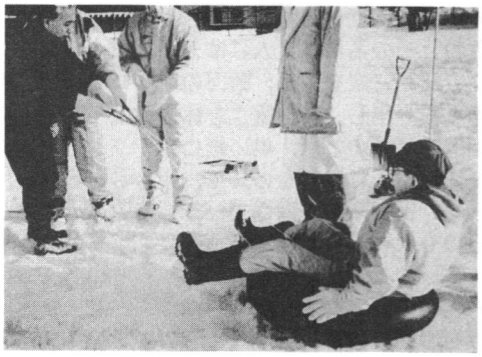


図3　チューブ滑り

(3) ペットボトルのジャンプ大会

雪山を使って，ジャンプ大会をする。まず，角度を示した模造紙を画板に貼り，下げ振りを付けて，画板の一辺を斜面に当てて，斜面の角度を調べる。歩いて登れる斜面の傾きを調べたり，登りやすさで斜面の角度を予想する。ミニスキーとペットボトルにデコレーションをしてジャンパーを作る。斜面にメージャーを当てて，目印の小旗を立て，出発点の位置を変えたり，コースを変えたりして出発位置と飛行距離，ペットボトルの重さと飛行距離などの関係を調べる指導法を考える。

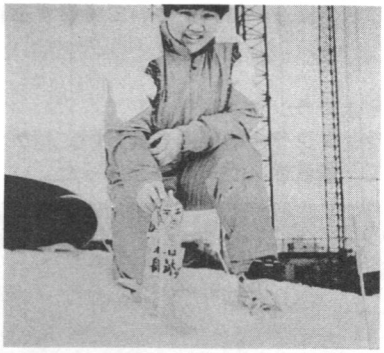


図4　ペットボトルでジャンプ大会

(4) ミニスキーでスラローム

ミニスキー，L字アングル，おもりなどを準備し，ミニスキーを斜面で滑走させる。スキーを曲がらせるための工夫をする中で，スキーの進む向きと加える力の関係を探究的に考えさせる課題学習的な指導法を検討することができる。

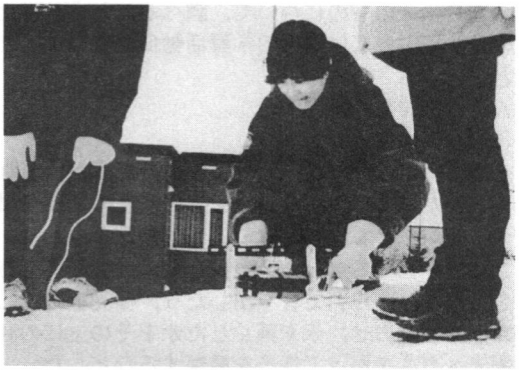


図5　ミニスキーでスラローム

(5) かんじきで雪歩き



図6　かんじきで雪歩き

カッターナイフ，ペンチ，せんていばさみ，のこぎり，サルナシのつる，針金，ナイロンロープ等を使いかんじきを製作し，雪原を歩いてみる。かんじきのぬかり具合いと雪の硬さや雪質の違いとかんじきの構造や材料について考察する教材とした。

(6) 雪や氷でランタン作り

雪のランタンや氷の容器も楽しい。バケツに水を入れて一晩置き，ランタンを作った。

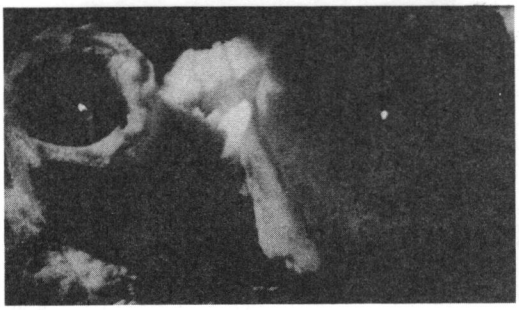


図7　スノーランタン

3　身近な雪や氷の科学

雪や氷そのものについて，調べることも教材化の方法によっては平素の学習活動に位置づけることができる。

A　氷の特徴

(1) 氷集め

屋外の水の流れているところ，軒先，水を入れておいたバケツなどから氷を集め，氷の特徴や出来方を観察して，どんなことが分かるか考えた。氷に光を当てて溶け方を観察したり，光の通り方を見たり，たたいて音を出したり，偏光板の上にガラス板をのせ，氷や薄くした氷をその上にのせ，偏光メガネをかけて様子を観察するなどした。



図8　偏光板で氷の観察

(2) 氷の重さや大きさ調べ

集めた氷の重さと体積をはかり，密度を調べた。氷と水の密度の違いは確かめられるか，氷でも違いがあるのか確かめる方法を考えた。また，シャーベット状態の氷の体積や重さをどのようにしたら測定できるかについて話し合った。

(3) 復氷現象の体験

氷におもりを付けた細い針金をつり下げて復氷の様子を観察するのはよく知られているが，時間がかかる。切ったピアノ線（直径0.3mm）をコの字型クランプに付け，新聞紙の上に置いた氷の上から氷を押し切ってみる。授業時間内で十分復氷が観察できる。

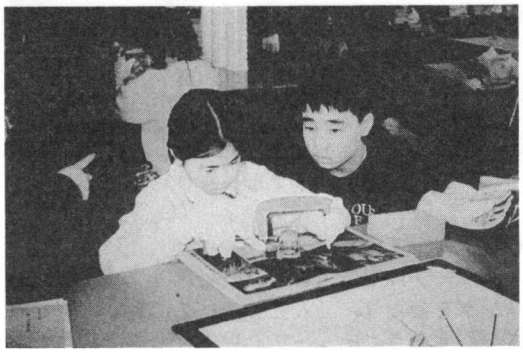


図9　復氷の実験

B　積雪の特徴

(1) 積雪の密度や雪粒の大きさ調べ

雪粒とその名称は素人には分かりにくい。スコップで雪原に穴を掘り，断面のいろいろな部分から雪を取り出し，雪の重さと体積をはかり，密度を調べる。このとき，黒い紙に白インクで点を打って置き，上に雪粒をのせて，大きさを調べた。さらに，密度や粒が深さでどうして違うのか確かめるのもよい学習活動である。

(2) 積雪の硬さや水分調べ

板を雪面に置き，アクリル管の中で鉄棒を落下させて，板の沈んだ深さを比べたり，雪を滑走台にのせて傾け，その滑り出す傾きの雪による違いを調べた。また，発泡スチロールカップに湯を入れ，そこに一定の重さの雪を入れ，雪の温度変化を比べ水分を調べた。

(3) 積雪と保水量

積雪は，水の貯蔵庫でもある。雪のかたまりをビニル袋にいれてお湯に漬け，雪や氷が水資源の

確保に果たしている役割について考えさせる教材として活用することができる。

(4) 雪のブロック作り

雪合戦の雪つぶての硬さの理由を考える教材として，底を切ったペットボトルに雪を手で詰めて，固まり方を比べた。雪の中に水を注いでその様子を比べたり，金属パイプの中に雪を詰め，上から金属棒を当てて，木づちで何度もたたき，雪を固め，人工の氷を作った。さらに，雪に水を加えて固めたものと，金属棒でたたいて固めたものと硬さを比べた。

(5) 積雪の反射

積雪がキラキラして見える現象を積極的に教材化していくことができる。雪の結晶が平面的であることから，金色の折り紙を小さく切って糸に付け，暗い部屋で懐中電灯で光を当てる。小さい折り紙がキラキラしているのがよく分かる。さらに，鏡やいろいろな紙を使って反射させ，その反射光を手のひらに当てて雪の反射との関連性を考える教材とすることができる。

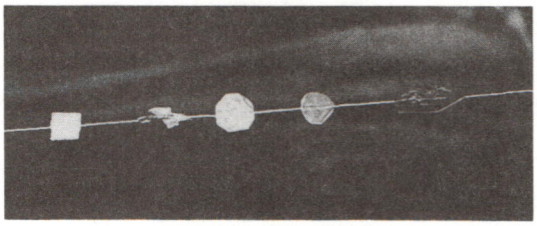


図10　雪の反射の金紙のモデル

C　低温を日常生活で生かす活動

雪と食塩の寒剤を使って氷菓子を作ったり，食塩をふりかけた氷をガーゼに付けて氷釣りをしたり，アイスクリームの素をチャック付きのビニル小袋に入れて液体窒素につけて凍らせるなど，低い温度を楽しむことも同時に行い興味づけの材料とした。

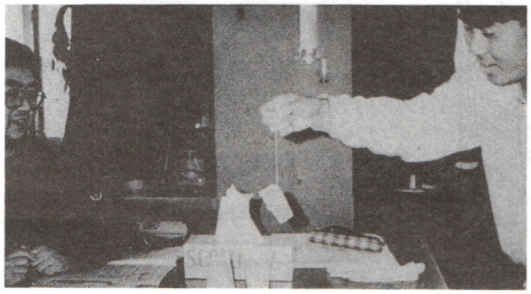


図11　氷釣り

4　受講者の感想から

荒天のために定刻に間に合わない参加者もあった。しかし講座実施後のアンケートでは，「雪が多かったので大変だった」，「事前に防寒具や長靴の準備をしておくことを知らせてほしかった」との声の一方，「授業にすぐ役立つ」，「雪氷をいろいろな面から教材化できることを知って驚いた」，「イグルー作りは大変だったが完成したときとても感動した」，「遊びを通して身近なものを観察できることを知り良かった」など肯定的な意見が非常に多く寄せられた。

特に，物理的なテーマについては，講座を受講して参考になったとする声が他の通常研修講座と比較しても多く高い評価を得た。ただし，野外活動的な要素が強く肉体労働的な内容については，理科的な知識理解をより多く含むものより低い評価となった。

評価 / テーマ	講座の感想（%）悪い←――→良い 1	2	3	4	5
冬の運動・遊びの科学	00	00	15	05	80
冬は友達	00	00	15	20	65
冬と私たちのくらし	00	00	05	25	70

図16　小学校中高学年講座受講者アンケート

おわりに

冬季間の野外活動は北海道の理科教育にとっても大きな課題であり，学校教育や社会教育を問わず広く取り入れられるべき課題でもある。スポーツとしての活動ばかりでなく北海道の理科教育の大きなテーマとして教科書により多く取り入れられるためにも各地域で出版されている自然を対象とした副読本のなかにもより多様な雪や氷を活用した教材が普及するように理科センターとしても今後更に研究していきたい。

［参考文献］

1)雪を考える会　雪と遊ぶ本　改訂版　1992
2)木下誠一　雪と氷のはなし　技報堂出版　1988
3)中里，河原，永田　冬の自然の物理的視点からの教材化について　北海道立理科教育センター研究紀要第７号　1995

～水や氷を素材とする科学教材～

『霜柱を育てる』

矢作　裕　　北海道教育大学（釧路）

****

はじめに

1．自由学園の『霜柱の研究』から

2．氷と食塩による低温装置

3．霜柱の微速度撮影

おわりに

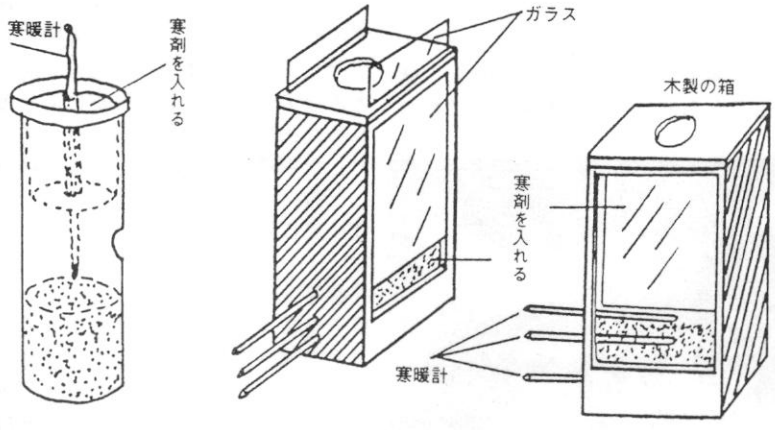
****

はじめに

この小論は表題のように「水や氷を素材とする科学教材」のシリーズのひとつで，前作のビデオ教材『水の粘性』に続くものである．このような水を素材とするテーマをとりあげているのは，つぎのような問題意識を背景においているからである．

今日の人類の最重要課題は，自然系，生物系を最上位に形成される地球環境構造の保全である．このための環境教育は，環境の評価・管理の双方を支える重要な位置を占めている．またキイワードとしての水は，日常から出発して，それを実験の材料とすることで自然科学の分野を横断的に把握できる点で，素材として重要である．さらには『理科ばなれ』が問題視され，自然科学の底辺をゆすぶり，技術立国の危機が叫ばれるに至っている．十分すぎる素材に恵まれ『実験』という最も魅力溢れるはずの楽しみに触れることができずに，青少年たちが虚像に突進する姿は悲劇的でさえあり，教育系の大学で科学教育に大きく関わっているものとして看過できない問題である．

自然科学の魅力を引き出す上で，身近なものを実験の素材とするのは，困難も多いが楽しみも効果も大きい．これまで長年にわたって科学教育に関わり，雪氷学の恩恵を受けつつ過ごしてきたものに課せられた魅力ある仕事として意義を見いだしている．



図－1　自由学園の生徒達の実験装置　　（１９３８年当時）『釧路と凍土』[3]より

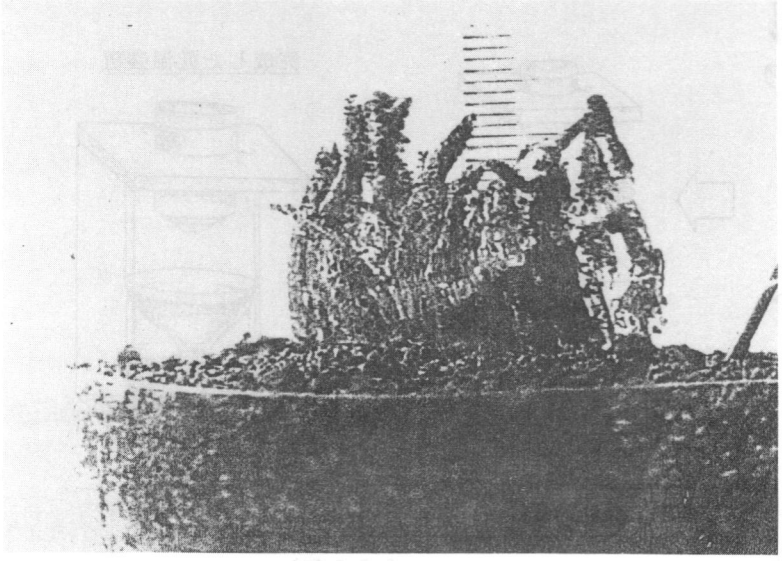
1．自由学園の『霜柱の研究』から

霜柱は，とくに関東地方で初冬から早春にかけて日常的にみられる現象であることから古くから注目されてきた．周知のように，のちになって中谷宇吉郎の一連の研究で，それが凍上現象の原因と同一現象であることが明かになっていった．

この意味で，霜柱の研究は凍上学の前駆的研究ということができる．わが国の霜柱の研究論文には，一世紀も前に書かれたものがある[1]．手にしたかぎりでは霜柱についてのもっとも古い凍上機構の解明をめざした実証的研究と思われる．また専門の研究者によるもの以外では，いまから６０年前の１９３４年に開始された，自由学園の生徒たちの手になる実験報告『霜柱の研究』[2]が著名である．個性的な学校として知られている自由学園の女生徒たちのクラブ活動から生まれたものである．これは研究論文としても評価が高いが，同時に自然科学教育の特筆すべきすぐれた実践として，いまもって新鮮さを失なうことなく関係者に読み継がれているものである．

また，この報告には指導者については，すこしも触れられていないが，一読してそこには卓抜した指導者の存在を窺うことができる．指導にあたったのは，のちに教科書やおびただしい数の科学啓蒙書を書くことになる三石　巌氏である．人工雪の研究で著名な中谷宇吉郎と東京帝国大学時代の同窓で，９３歳を過ぎて，かくしゃくとして著作，講演に縦横に活躍している．なお霜柱の歴史的研究については「釧路と凍土」[3]に詳細に触れているので参照されたい．

この小論では，自由学園の『霜柱の研究』に用いられた実験装置（寒剤としてドライアイスを使用）のスケッチ（図－１）に啓発されて，簡素な多目的の低温実験装置を構成した．ペットボトルやアルミ缶などの身近かな素材による装置と，６０年前のものと違って一層なじみ深い食塩と氷とによる寒剤を使って霜柱の「成育」を試み，その成長を普通の８㎜ビデオで微速度撮影することができた．図－２はペットボトルに育った人工霜柱で，ビデオの一画面である．霜柱は暖房中の普通の室内の机上で，格別温度に”注意をはらうようす”もなく，すくすくと育っていく．



図－２　ペットボトルに育った霜柱　　（高さ2.5cm　成長時間60分）

２．氷と食塩による低温装置

(1)霜柱の発生する条件

霜柱が立つ条件はつぎの３点である．

（）内はその最適条件である．

1:空気中の温度が０℃以下で，地表の温度は０℃，地中の温度は０℃以上であること．（気温はできるだけ低く，地中の温度はできるだけ高いこと．）

2:土の中に水分が含まれていること．（水分は飽和付近であること．）

3:土の粒の大きさは0.1mmから0.05mmの範囲の粒径で，地表面に凸凹があること．（粒径0.005mmから0.002mmのものが含まれていること．）

(2)科学教材としての装置の条件

必要な条件は以下の４点である．

1:(1)の条件を１～２時間安定的に維持できること．

2:身近な素材で小学生が製作できること．

3:常温下で机上に置ける程度の大きさで，外部から観察できること．

4:寒剤として氷と食塩を使用し，１時間程度で霜柱を観察できること．

(3)材料と実験装置

1:材料＜小型のペットボトル＞１個，高さ27cm，半径7.5cm，＜アルミ缶＞２個，高さ10-12cm，半径6.5cm，＜ガーゼのような布＞１枚，＜発泡スチロール＞厚さ2cm,15cm角ぐらいのもの（２枚重ねてもよい），＜ダンボール箱＞，＜棒温度計＞一本，ほかに＜粘着テープ＞　寒剤用として，＜氷＞500ccぐらい，＜食塩（あら塩）＞100ccぐらい．

2:装置の作成（図－３参照）

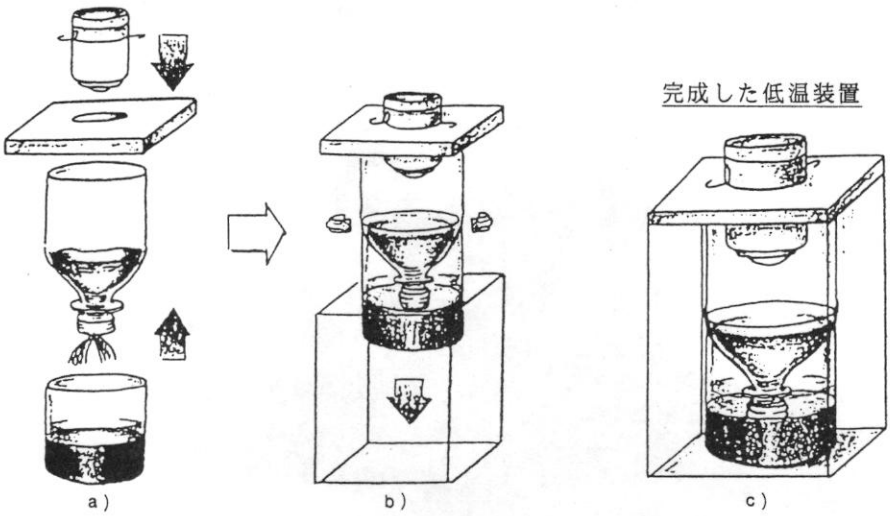
・ペットボトルを切断してコップと，じょうごにわける．それぞれ水，土の容器となる．

・口金に水を吸い上げるためのガーゼを通したのち，ふるった土を入れる．

・厚さ3-4cmの発泡スチロールにあき缶が入るだけの穴をあける．

・コップにじょうごを載せテープで止める．

・アルミ缶に氷と塩を交互にいれて寒剤を作る（重量比でくだき氷77.6%，食塩22.4%の割合いで混ぜる）・寒剤入りの缶の底が土の上3-4cmになるようにセットする．



図－３　ペットボトルを利用した実験装置

（１９９５年）

3．霜柱の微速度撮影

図－3に示した装置によって成長する霜柱を1時間程度で直接観察できる．ペットボトルは透明度が高いので観察にも撮影にも便利である．しかし現在は小型のビデオカメラやコンピューターを，ほとんど自由に利用できる環境にある[4]．だから，標準の速度で終始撮影して，再生時に早送りをしたり，編集したりすることで，直接観察するのとは違った霜柱の成長の経過を見ることができる．コンピューターもまた日常的な道具として利用できるので，ビデオカメラとを併用すれば，連続的に微速度撮影が可能である．身近には，ほとんど使用されていない幾台ものコンピューターがほこりを被って置かれているに違いない．このようなコンピューターやポケットコンピューターなどを使えば簡単に機器の制御ができる．図4のような数行の BASICによるプログラムで，約120秒間休止，2秒撮影などとして，半導体スイッチによって，電気的にビデオカメラのスタートボタンを押して微速度撮影を行うことができる．この方法では，スタートボタンを押してから撮影開始迄の間，時間おくれが生じて限界はあるものの，撮影は極めて簡単である．1995年の雪氷学会北海道支部会で発表に使用した映像はこの方法で撮影されたものである．

```
100 MOTOR ON
110 FOR I=0 TO 1600:NEXT I
120 MOTOR OFF
130 FORO I=0 TO 40000:NEXT I
140 GOTO 100
```

旧式のコンピューターで制御

図－4　微速度撮影用プログラム例

おわりに

60年ほど前の1938年当時，まだ霜か霜柱の区別さえさだかでない頃に，自由学園で霜柱の研究が行われた．実験によって霜柱が，「地中の水の変形である」と結論し，その水が土のどの部分から，どの程度くるかを調べ，それが霜柱の成長におよぼす影響をしらべあげ，その最適条件をもとめる実験をし，霜柱の形態のとの関係を追求している．そして，第2期では図－1に示した実験装置を製作して，この現象の一般的性質にまで研究がおよんでいる．『霜柱』の研究は万事この調子であって，中谷先生ならずとも驚くほかはない．女生徒たちが三石先生のもとで装置作りのために鋸をひき，かなづちを打つ音が聞こえてきそうにさえ思える．

現代版の実験装置は一般的な低温装置として構想した．しかし，実験終了後の装置の土に偶然混じっていた雑草の種子が発芽したことから，生物領域での利用の可能性もある．また水の温度調節を行うことによって，さまざまな低温下での現象を量的に捉えながら直接観察する用途もひらけよう．編集済みのビデオを観た若い人々から，装置づくりそのものを含めて，「できないことがないのでは」とか，「おもしろいことができそうだ」という多くの声をきいた．

科学教育の再興の起点がこのあたりに潜んでいるように思える．

参考文献

1)霜柱　後藤牧太　東洋学芸誌　1893
2)霜柱の研究　自由学園新聞出版局　1937
3)釧路と凍土　矢作　裕　釧路市　1995
4)実験観察のためのコンピューター利用
北海道教育大学僻地教育研究No.43,1993

(950628)

積雪路面の歩行・ランニングの運動強度

須田　力・中川　功哉（北海道大学教育学部）・秋田谷英次（北海道大学低温科学研究所）・原　文宏（開発技術センター）

1．研究の目的

積雪地では冬季間の生活はとかく非活動的になり勝ちで、体力が低下しやすい。健康で活動的に生きていくためには一定水準以上の有酸素性能力（VO_2 max）が必要であり、それを維持するための強度、時間の運動が必要である[6]。このような運動としては、歩行やランニングが推奨され、速度から酸素摂取量（VO_2）を推定する式や換算表が提示されているものの、積雪地の冬季の歩行・ランニングに関しては、まだこのようなデータが示されていない。また、歩行については積雪の深さと負担度との関係[2)3)5)]やシューズの重量と運動強度との関係についての研究[7)]はあるが、ランニングに関する研究はほとんどない。トレーニングとしての歩行やランニングは、通常雪が深く積もった路面よりも除雪され踏み固められた路面で行われており、これが非積雪路面と比較してどの程度強度が増加するのかについては検討されていない。本研究の目的は、歩行およびランニングについて非積雪期と積雪期の運動強度、血圧応答などを比較することによって、積雪地域の住民の運動処方の参考資料を作成することである。

2．方　　法

（1）歩　行：被検者は、札幌市内に住む64～80、平均71歳の男子高齢者10名で、いずれも急性の疾患がなく血圧がＷＨＯ基準の境界値以下の者である。歩行の条件は、非積雪期（４月）および積雪期（１月）に直線距離 200ｍの平坦な歩道を１セット２往復とした。速度は一律に規定せず、各自の主観的な強度で「楽な強度」と「ややきつい強度」の２段階を実施した。冬季の路面は、「圧雪」で木下式硬度計による硬度[4)]は、14,700～34,000、平均 25,700g／cm^2であった。気温は、非積雪期が＋6 ～16、平均＋10.7℃、積雪期が－6 ～＋3 、平均－1.2 ℃であった。測定項目は、以下の指標を用いた。

①心拍数：胸部誘導による心電図を、携帯用データーレコーダー（TEAC, HR30J）に記録した。

②酸素摂取量（VO_2）：各段階の定常状態の呼気をダグラス・バッグに採集後、換気量を乾式ガスメーター（品川精器製、DC-5C)で測定し、呼気ガスモニター（日本電気三栄社製、IH-21A）でO_2 およびCO_2 濃度を測定した。

③主観的作業強度（ＲＰＥ）：Borg[1)]のスケールを用いた。

④血　圧：携帯用血圧計（Ａ＆Ｄ社、TM20）を用い、安静時座位で２回、屋外で運動前立位で１回、歩行の各段階に２回、回復６分目室内に戻って座位で１回、計８回測定した。

⑤歩行の指標：被検者の足底に感圧ゴムセンターを装着し、接地のパルスを心電図と同じ携帯用データーレコーダーに記録した。

（2）ランニング：被検者は、ランニングなどの定期的な運動を行っている健康な20～51、平均

34歳の男性11名である。ランニングの条件は、往復1600mの平坦な歩道のランニングを1セットとして4段階の強度で、非積雪期（11月）と積雪期（12～1 月）に実施した。雨天や降雪の日は避け、気温は、非積雪期が+9 ～11、平均+10℃、積雪期が 0～+3、平均+ 1℃であった。積雪期の路面は、「圧雪」ないし「つるつる圧雪」、硬度は 5.3～5.8 ×10,000g /㎠であった。測定項目は、以下の指標を用いた。①心拍数：ハートレート・モニター（Canon 社製、PE-3000 ）を用いた。②VO_2 ：各段階の定常状態（終了1～2分前）の呼気をダグラス・バッグに採集後、歩行と同じ機器を用いて測定した。③血中乳酸値：各段階の運動終了直後の血液を指尖から採取し、ラクテート・アナライザー（日科機製、YSI-1500）で測定した。

表1　男子高齢者10名の非積雪期と積雪期の歩行の強度

指標	条件	非積雪期 M±SE		積雪期 M±SE	
心拍数（拍／分）	安静時	73.8	3.4	74.5	1.6
	軽歩行	91.0	3.2	89.3	1.7
	速歩	112.4	4.8	110.2	4.0
	回復時	84.0	4.3	87.7	3.4
酸素摂取量（ml/kg／分）	安静時	3.8	0.5	4.1	0.4
	軽歩行	13.5	0.5	13.7	0.7
	速歩	19.6	1.1	21.6	1.4
代謝当量（METS）	軽歩行	3.9	0.1	3.9	0.2
	速歩	5.7	0.3	5.9	0.4
換気当量（V_E / VO_2 ）	安静時	36.3	2.2	31.3	2.4
	軽歩行	29.3	1.0*	24.9	1.4
	速歩	29.6	1.4**	25.6	0.8
RPE	軽歩行	10.5	0.4	10.2	0.5
	速歩	13.0	0.3**	11.4	0.5
歩行速度（m／分）	軽歩行	64.2	1.5***	55.0	2.0
	速歩	82.4	2.7**	76.5	3.2
歩数（歩／分）	軽歩行	112.1	1.7	108.1	2.4
	速歩	127.0	2.3	125.9	3.7
ストライド（cm）	軽歩行	57.4	1.5**	51.0	1.8
	速歩	65.1	2.0	60.8	1.8

* ……$p<0.05$,　　**……$p<0.01$,　　*** ……$p<0.001$

3．結　果

（1）歩　行

表 1に、安静時、楽な強度の歩行（「軽歩行」）、ややきつい強度の歩行（「速歩」）の生理学的指標及び運動学的指標について、非積雪期と積雪期で比較した結果を示す。心拍数、VO_2 、代謝当量の平均値はいずれも有意な差はないが、心拍数は非積雪期の方がわずかに高かった一方、VO_2 は非積雪期の方がわずかに高い。

RPEは速歩では、有意な差であり、積雪期の方が相対的に楽な強度と感じられていたことになる。換気当量（V_E ／VO_2 ）は、軽歩行、速歩いずれも積雪期の方が有意に低かったことから、積雪期の方が呼吸効率が良かったといえる。運動強度は相対的に同程度であったと判断されるが、

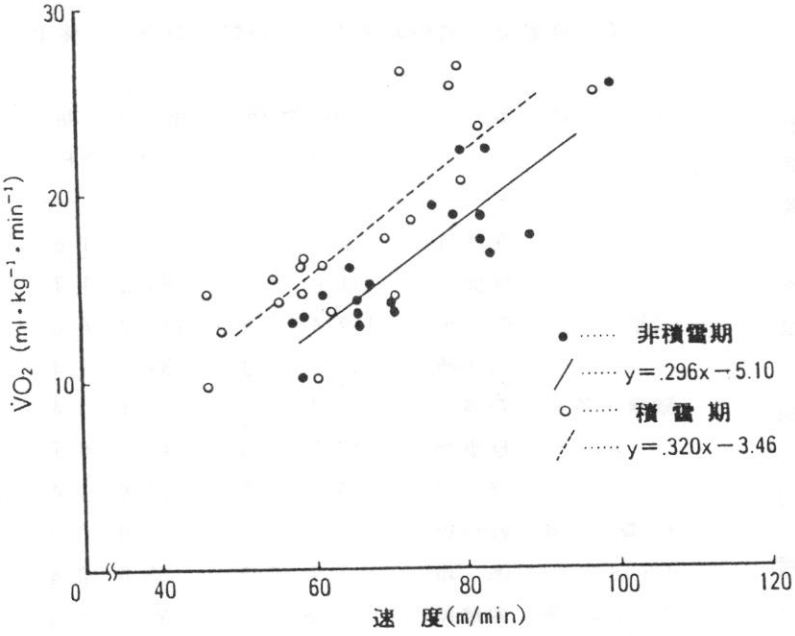


図1．非積雪期および積雪期における男子高齢者の歩行速度と$\dot{V}O_2$との関係

歩行速度は積雪期の方が軽歩行で 9m／分、速歩で 6m／分低かった。この差は歩数よりもストライドの低下によるものであった。

図 1に、速度（X軸）と$\dot{V}O_2$（Y軸）との関係を非積雪期（●）と積雪期（○）別に示す。回帰式は、それぞれ、y＝ 0.296x－ 5.10 、y＝ 0.320x－ 3.46と、勾配はほぼ平行で積雪期の歩行は同じ速度で$\dot{V}O_2$が約 3.5 ml 高くなっている。

図 2に血圧の動態を示す。収縮期血圧、拡張期血圧とも積雪期の方が安静時、屋外の運動前、運動時、回復時いずれもやや高めであったが、いずれの差も有意ではなかった。個別に見ると、運動時に収縮期血圧が200mmHg を越えた例は、積雪期において２例見られた。

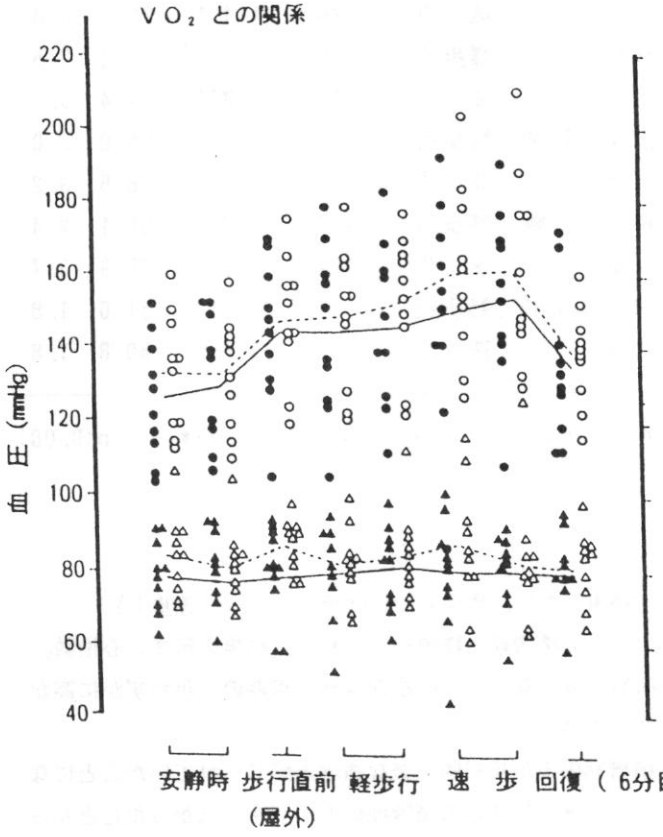


図2．男子高齢者10名の非積雪期（●）および積雪期（○）における歩行時の血圧応答

（2）ランニング

図 3に非積雪期と積雪期のランニングの速度（X軸）と$\dot{V}O_2$（Y軸）との関係を示す。歩行と同様に積雪期のランニングは非積雪期よりも同じ速度での$\dot{V}O_2$は 2～3 ml高かった。心拍数も同じ

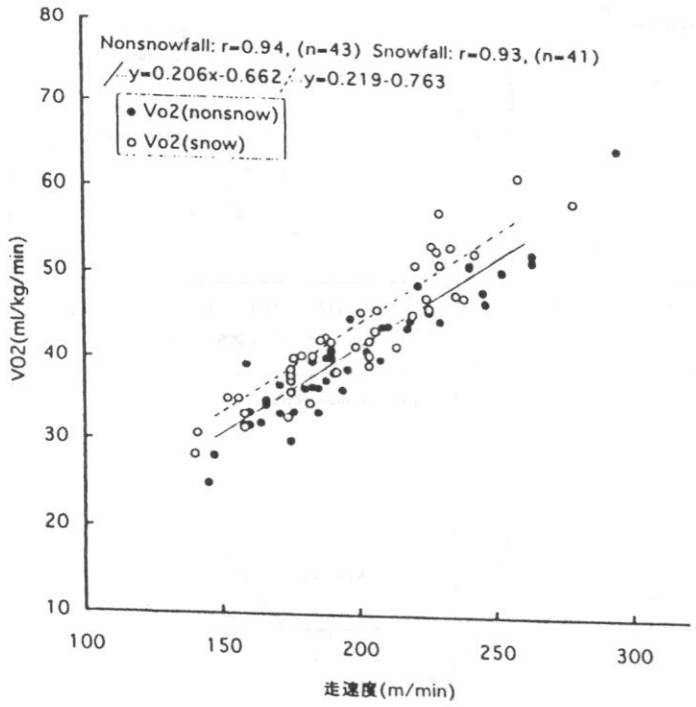


図3　非積雪期（●）および積雪期（○）における走速度とＶＯ₂（ml/kg·min）との関係

傾向が見られ、積雪期は非積雪期よりも同じ速度で 6～8 拍／分高かった。血中乳酸値も、図 4 に示すように各被検者とも乳酸の分解よりも蓄積の速度が上回る結果、有酸素性代謝と共に無酸素性代謝も総動員される代謝の変曲点（ 4 mmol/L 付近）がいずれも10～15m／分右側に移動している。以上の結果から、積雪期のランニングは圧雪路面でも、非積雪期よりも10～15m／分低い速度で積雪期と同じ強度と判断された。

4．考　察

積雪路面の歩行における積雪の深さと生理的負担度の増加に関して Pandolfら[5] や Heinonennら[3] により積雪の深さや足が雪に沈む深さに比例してエネルギー消費量が増加することが指摘されている。通常高齢者やランナーたちがトレーニングとして利用しているコースは、多くの場合除雪された歩道であり、本研究はこのような場面を想定して通行量の多く踏み固められたコースで実施した。測定時期が１月で路面の硬度も大きく、キックによる足の沈みこみもわずかであった。そのため、歩行、ランニングいずれもこれらの研究者の結果と異なり、同じ速度に対するＶ

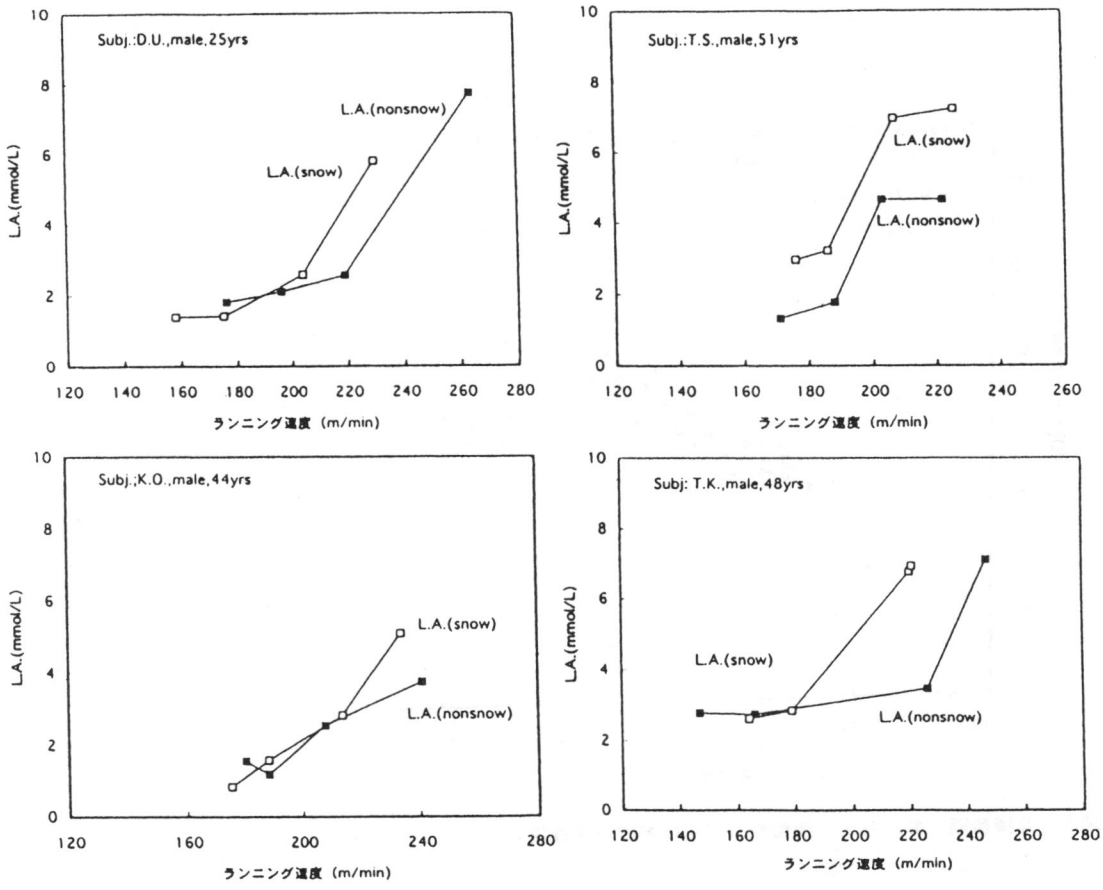


図4．４名の男子の非積雪期（■）と積雪期（□）のランニングの速度と血中乳酸値との関係

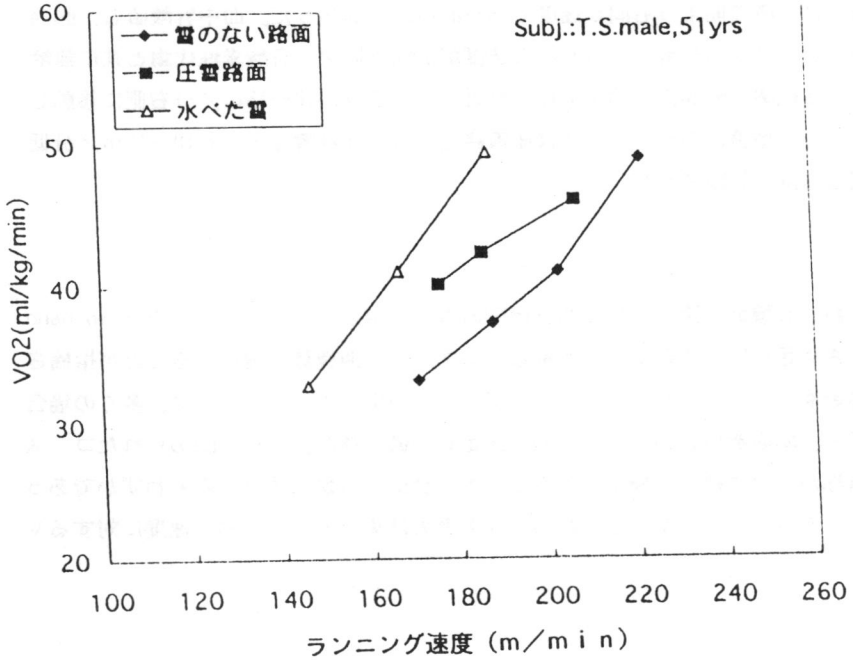


図 5. 異なる雪質での速度とＶＯ₂との関係

O_2 の増加は 2～3 ml/kg/min 程度であった。ランニングの場合は、心拍数の増加度、血中乳酸度の上昇レベルから見ても積雪期には、非積雪期に対して10～15m／分低い速度で同じ程度の運動強度（トレーニング効果）が期待できると思われる。一方、早春の「水べた雪」では、このような条件と異なり、同じ速度でも一層強度が増す。図 5は、51歳の男性が、非積雪期、１月の圧雪、３月の水べた雪の異なる３条件でランニングを実施した結果から得られた速度とVO_2との関係式である。水べた雪では非積雪路面よりも毎分40m低い速度でほぼ同じVO_2となっている。このことから、雪路の歩行やランニングは、路面の状態によって運動強度の変動が大きいので、今後雪質との関係についてさらに詳細なデータを求めていきたい。

参 考 文 献

1) Borg, G. A. V. (1982) Psychological Basis of Perceived Exertion. Med. Sci. Sports Exc. 14:377.

2) Christensen, E. H. and Horberg, P. (1950) Physiology of skiing. Arbeitphysiologie. 14:292-303.

3) Heinonen, A. O., Karvonen, M. J. and Ruosteenja, R. (1991) The Energy Expenditure of Walking on Snow at Various Depth. Ergonomics. Vol. 82:389 394.

4) 秋田谷英次・山田知充（1991）積雪調査（日本雪氷学会北海道支部編『雪氷調査法』，北海道大学図書刊行会.

5) Pandolf, K. B., Haisman, M. F. and Goldman, R. F. (1976) Metabolic Energy Expenditure and Terrain Coefficients for Walking on Snow. Ergonomics. Vol. 19, No. 6:683 690.

6) 進藤宗洋（1990）厚生省の「健康づくりのための運動所要量」について ── 身から錆を出さない、出させない』暮らし方の原理の提案 ──．保健の科学. 32巻, 3号:139 156.

7) Smolander, J., Louhevaara, V. and Hakola, T. (1989) Cardiorespiratory strain during walking in snow with boots of differing weights. Ergonomics. Vol. 32, No. 1:3 13.

8) 須田　力・中川功哉・秋田谷英次・原　文宏・佐々木敏（1993）体力学からみた高齢者の冬季歩行について. 寒地技術シンポジウム´93講演論文集. 232-237.

雪結晶のフラクタルについて（その１）

安武　学（砂川市役所）・油川　英明（北海道教育大学・岩見沢）

1　はじめに

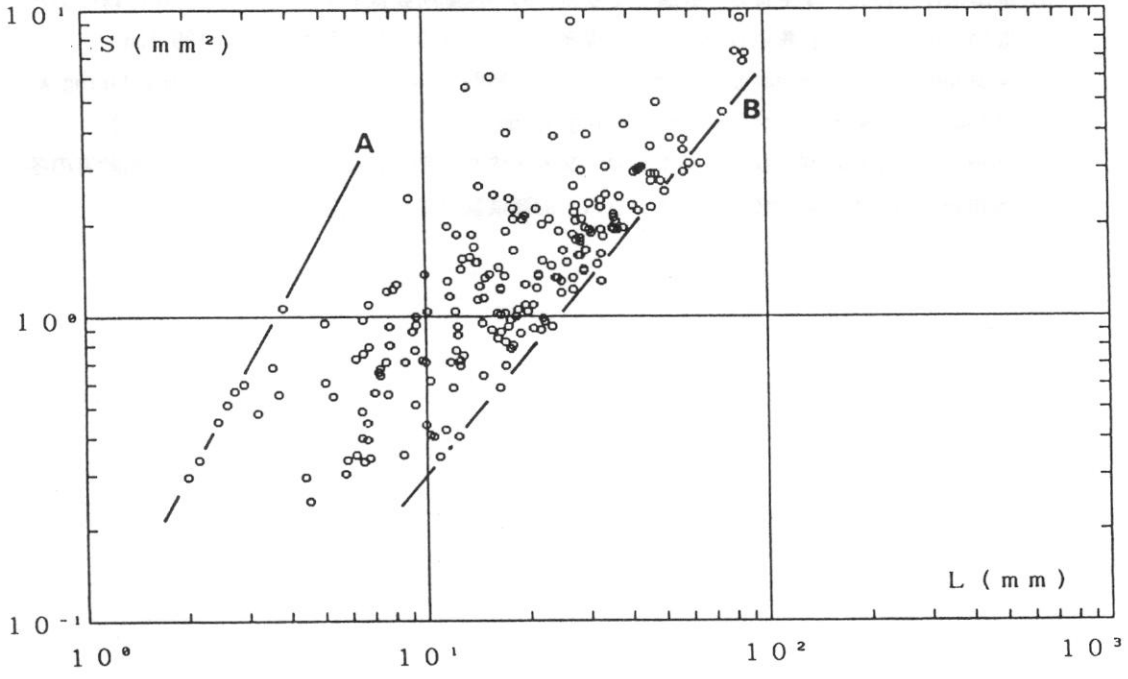
雪の結晶は２つと同じものがないといわれるほど多様であるが、中谷(1946)により４０ほどに分類が行われ、さらに、それらの生成条件が「中谷ダイヤグラム」により示されたことにより、雪の形態が集大成された。その後、孫野・李(1966)は中谷の分類を基に、気象学的な観点から、８０ほどに細かく分類を行った。これらの分類はいずれも雪結晶の形を視覚的、定性的に表現したもので、多様な結晶を概括的に把握する上では適切であり、分類の名称から結晶の形を容易にイメージすることができるという利点を有している。

一方、雪結晶の千差万別な形がどのようにして形成されるのかについては、これまでにも多くの研究がなされて来ているが、この課題にアプローチするとき、結晶の形態に関わる数量的な分析が不可欠なことであると考えられる。その端緒として、結晶の形をより具体的、定量的に把握するため、雪の形に関してフラクタル的解析を試みた。

雪結晶の形が定量的で意味のある数量として表現されれば、雪結晶の形態に関する量的な解析や、結晶の形とそれを決める因子、例えば温度との定量的な関係を見いだすことが可能になるのではないかと考えられる。

2　雪結晶のフラクタル次元について

雪結晶のフラクタル次元は回転半径法により求められた。この方法によれば、結晶の形を決めている要素数に相当するものとして、雪結晶の輪郭の長さ（Ｌ）をとり、その要素が存



図－１　板状雪結晶の輪郭の長さ（Ｌ）と結晶の投影面積（Ｓ）の関係

在する領域を、円に相当する面積と考えたときの回転半径（＝フラクタル次元　D）ー実際には、その雪結晶の投影面積（S）に相当する円の半径ーとの間に　$S \sim L^{2/D}$　が成り立てば、その形はフラクタルな図形と見なすことができ、S－Lのグラフからフラクタル次元Dの値を求めることができるというものである。

フラクタル次元を求めるための雪結晶の資料は、中谷の「雪の研究」（1946)の図版より209枚の写真を利用した。これらの図版は分類の名称や写真の倍率が明示されているので、今回の解析の資料としては極めて適当しているものであった。また、これらの雪結晶の輪郭の長さとその面積は、デジタイザーによって結晶の形をパーソナルコンピュータに入力することにより、その図形の演算処理から求められた。図形は手動入力のため、その座標値には誤差が予想されるわけであるが、矩形入力のテストから、輪郭の長さと面積の誤差はそれぞれ±0.8%及び±2.3%という値が得られた。この程度の誤差範囲ではフラクタル次元を求める上で障害になることはないものと判断される。

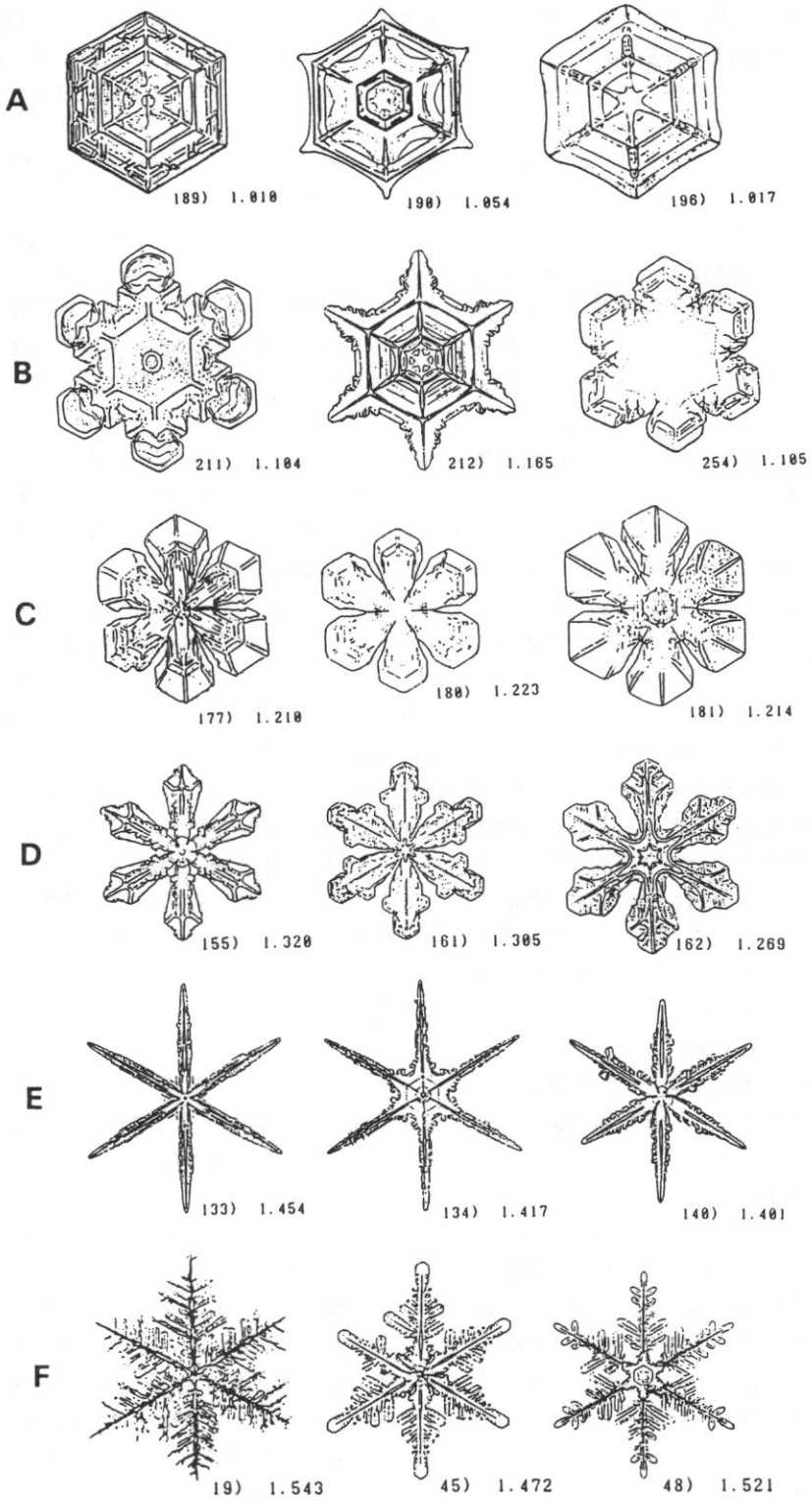
このようにして求められた雪結晶の輪郭の長さと投影面積の値を、まとめて図ー1に示す。これらの点は角板から羊歯状結晶まで、中谷の分類による典型的な板状結晶の種類についてプロットしたもので、広い範囲に散在していることが示されている。この場合、樹枝状とか扇形とか、結晶の種類を限ってプロットを行えば直線関係のグラフが得られ、その勾配からDの値が求められる場合もあるが、図において見られるように、各点が散在していることから、結晶によってはどの種類に分類すべきか戸惑うような境界領域のものも多い。このことから、必ずしも従来の分類に則ってグラフが描けないので、ここでは、結晶の種類に応じたDを求めるのではなく、その種類にこだわらず、単純にグラフ上から演算によりDの値を求め、その結果について従来の分類による結晶の種類と比較をすることにした。

図ー1に示された各点のフラクタル次元は以下のようにして求められた。すなわち、相当に広く散在している各点も、直線AとBに囲まれた領域内に存在していることから、このAとBによるフラクタル次元Dの値を基に、各点のDを見積もったわけである。

ところで、直線Aは角板の値を網羅したグラフであり、直線Bは羊歯状結晶の値によるグラフとなっている。この時、これらのグラフの勾配からフラクタル次元Dを求めると、それぞれ1.00、1.55となり、直線AからBに移るに従って雪結晶の形が複雑になっていることが数値上でも示される。尚、角板のフラクタル次元がこのような値になることは、図形の計算上からも当然のことである。

各点のDの値は直線AとBの値から求めるわけであるが、その算出にあたり以下の仮定を設けた。すなわち、1）板状雪結晶の形は、単純な角板から最も複雑な羊歯状結晶まで、その変化は連続的であるものと考え、図ー1のAとBの2つの直線間の値（各点）は連続的に変化するものであること、2）各点を通るグラフはAやBと同様に全て$S \sim L^{2/D}$の関係で表すことができること、3）ある点を通るグラフのDの値は、A、B二直線の値（1.00、1.55）の間にあり、かつそれらの直線から離れた距離に比例していること、である。

これらの仮定に基づき、200余の結晶について計算を行い、それぞれのフラクタル次元の値Dを求めた。その中から、幾つかの例を図ー2に示す。各雪結晶は中谷の図版（1946）からコピーされたもので、結晶の右下には、中谷の図版番号を片括弧の数字で、その右側にはフラクタル次元が示されている。図のAのグループは「角板」でフラクタル次元は1.0台の値、Cは「扇形」で1.2台、Dは「広幅六花」で1.3台、Eは「星状」で1.4台、Fは「樹枝状」及び「羊歯状」で1.5台と分類された。ここで、Bは従来「樹枝付き角板」等に分類されていたものであるが、フラクタル次元ではAとCの中間の1.1台となっていることから、別のグル



図－２　種々の雪結晶とそのフラクタル次元（右側の数字）

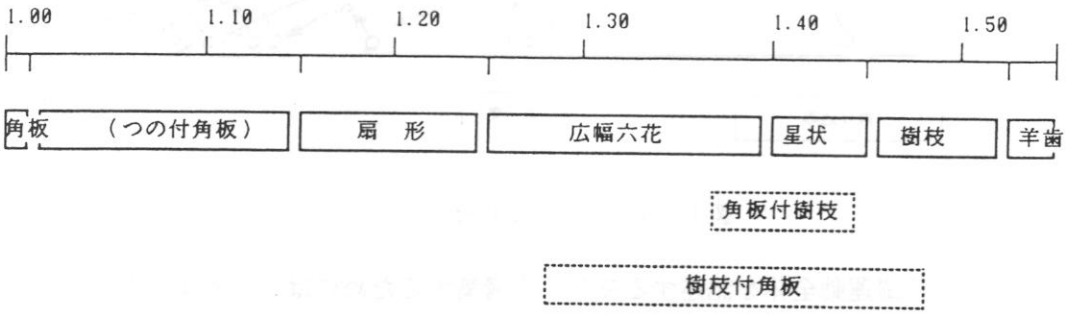
ープとして分類した。

また、フラクタル次元の数値によれば、原理的には結晶ひとつひとつの区別が可能となる。例えば、図－2において、Dのような形の結晶はこれまで「広幅六花」と一括して呼称されてきたが、この中でも形はそれぞれ異なっているわけで、そのことはフラクタル次元Dの値に表されたいる。換言すれば、フラクタル次元は雪結晶の「アイデンティティ」を示しているということになるかも知れない。

図－3は、各雪結晶について求められたフラクタル次元の値をまとめて、従来の中谷の分類と対比したものである。先にも述べたように、雪結晶の形は鮮明な境界が存在するものではなく、フラクタル次元の数値は「角板」の1.00から「羊歯状」の1.55まで連続的に変わっている。それ故、従来の分類をフラクタル次元で数値的に表すことは必ずしも容易なことではないが、図－3に示したように、おおよその目安では以下のようになる。

「角板」　1.00～1.01　　「角板ー扇形の中間（つの付角板）」　1.01～1.15
「扇形」　1.15～1.25　　「広幅六花」　1.25～1.40　　「星状」　1.40～1.45
「樹枝状」　1.45～1.52　　「羊歯状」　1.52～1.55

尚、中谷の分類における「角板付樹枝」及び「樹枝付角板」は、フラクタル次元ではそれぞれ1.37～1.44、1.28～1.48という値の領域になり、「広幅六花」から「樹枝状」までの範囲に重なっていて、固有の数値範囲を見出すことができなかった。これらをフラクタル次元上どのように位置づけるかは今後の課題と考えられる。



図－3　雪結晶のフラクタル次元と中谷の分類の対応

3　おわりに

板状雪結晶の輪郭の長さと投影面積の関係から固有のフラクタル次元が求められ、結晶の形態として自己相似性を有しているということができる。雪結晶のフラクタル次元は、中谷の図版を資料として用いた限りにおいては、1.00～1.55までの値にあり、結晶は形に応じてこの範囲で連続的に変化していた。

幾つかの仮定に基づいて、各々の結晶についてフラクタル次元が求められた。これらを従来の分類と対応させたところ、基本的な結晶の形についてはおおよその数値的関係を得ることができた。

フラクタル次元ではひとつひとつの結晶が具体的な数値で示されることから、従来の分類では表現が困難な、同じグループにおける結晶の「固有性」を表すことが可能である。

風洞実験による吹雪粒子のスプラッシュ過程の研究

杉浦幸之助・西村浩一・前野紀一（北大・低温研）

1．はじめに

吹雪とは，一般に雪粒子が風によって空中を舞う現象を指し，境界層内で吹雪粒子と雪面，さらに吹雪粒子と風（空気）とが複雑に相互に作用しあう現象である．

この吹雪粒子の運動形態には，転動，跳躍，浮遊の３つがある．このうち雪輸送に最も寄与するのは跳躍運動であり，1)風による粒子の取り込み，2)粒子の軌道変化，3)粒子と雪面の衝突，4)風速変化，という４つのサブプロセスにわけて考えることができる（図１）．

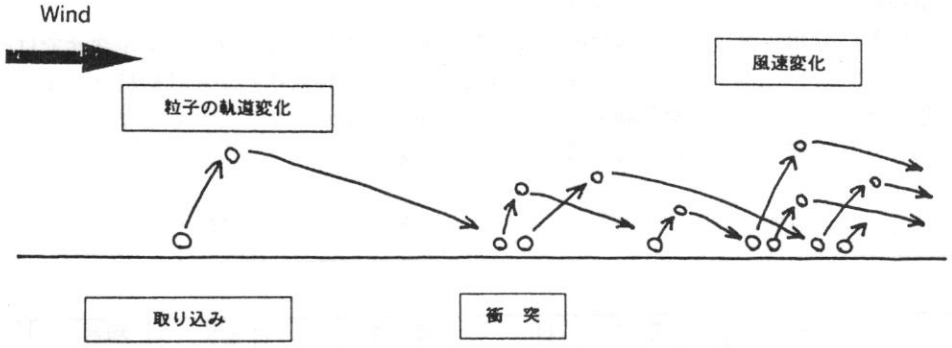


図１　４つのサブプロセス

吹雪粒子の跳躍運動全体を記述するモデルを構築するためには，この４つのサブプロセスを正確に見積もり，統合する必要がある．

本研究では第一に，スプラッシュ過程（吹雪粒子と雪面の衝突過程）に着目した．本過程では吹雪粒子の衝突前後の速度と角度が重要なパラメータであり，これまでにも雪（Araoka and Maeno, 1981）や，ガラス球（White and Schulz, 1977），砂（Willetts and Rice, 1985；Nalpanis, Hunt and Barrett, 1993）を用いた研究成果が発表されている．しかし，これらの研究はいずれも一定の風速のもとで行われており，衝突前後の粒子の速度と角度の風速依存性が明らかにされていない．また，用いた試料は雪以外のものもあり，このデータをそのまま吹雪モデルの構築に適用することには疑問が残る．そこで本研究では，しまり雪を用い，風洞内で吹雪を発生させ，風速ごとにImpact（衝突）そしてEjection（排出）粒子の速度と角度分布を実験的に明らかにすることを目的とした．

2．実験方法

図2に風洞装置の概略を示す．

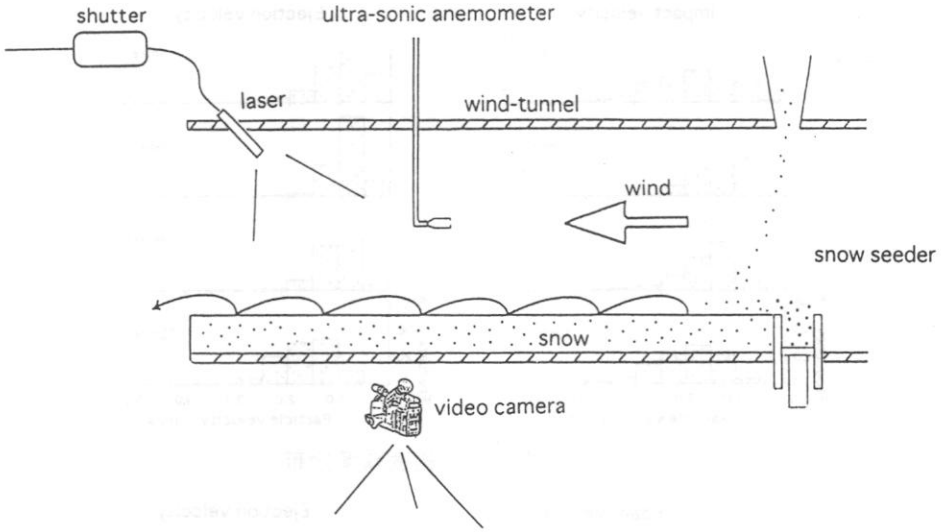


図２　風洞装置の概略図

風洞装置は，長さ8m，断面積0.5m×0.5mのゲッチンゲン回流型で，風洞装置全体が大型可変低温室に設置されている．本研究では室温を－15℃に保ち，試料として野外より採取されたしまり雪（平均粒径0.36mm）を用いた．また，風洞内で吹雪粒子の運動を可視化するために，レーザーシートとこれを一定の時間間隔で遮蔽するシャッター装置を使用した．風速の測定には超音波風速計を使用した．

粒子間の結合をほぐすため雪粒子をふるいにとおした後，風洞床に厚さ2.5cmに均一に散布し，雪面を平らにならした．次に，吹雪を発生させるトリガーとして風上端から一定量の雪粒子を供給し，定常状態に達したところで吹雪粒子を側面からビデオカメラで撮影した．実験は風洞中心風速を4，6，8，10m/sと変化させて行った．撮影された吹雪粒子の軌跡から，雪面からの高さ1cm以内でのImpactそしてEjection粒子の速度・角度と風速の関係を求めた（図３）．

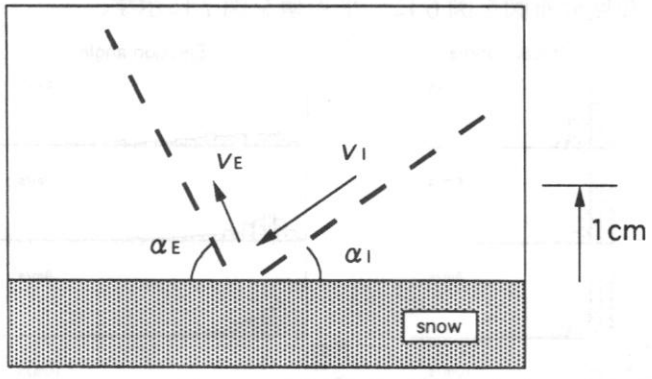


図３　ImpactそしてEjection粒子の速度・角度

３．結果および考察

速度に関する頻度分布図を図４に，平均値を図５に示す．

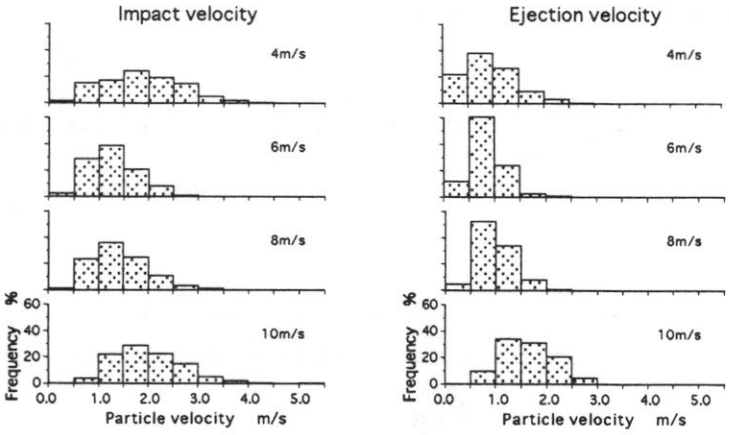


図4　吹雪粒子の速度頻度分布

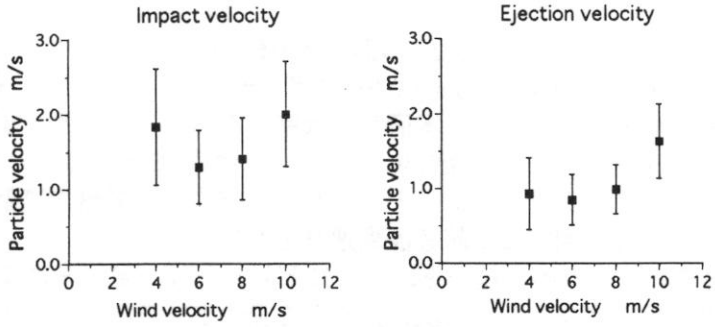


図5　風速と吹雪粒子速度

風洞中心風速4m/sの時にはImpact粒子の平均速度は1.8m/s，Ejection粒子の平均速度は0.9m/sとなった．6m/s時ではそれぞれ1.3m/sと0.8m/s，8m/s時ではそれぞれ1.4m/sと1.0m/s，10m/s時ではそれぞれ2.0m/sと1.6m/sとなり，一般的に風速が増すにつれ，ImpactそしてEjection粒子の速度は速くなる傾向が見られる．

角度に関する頻度分布図を図6に，平均値を図7に示す．

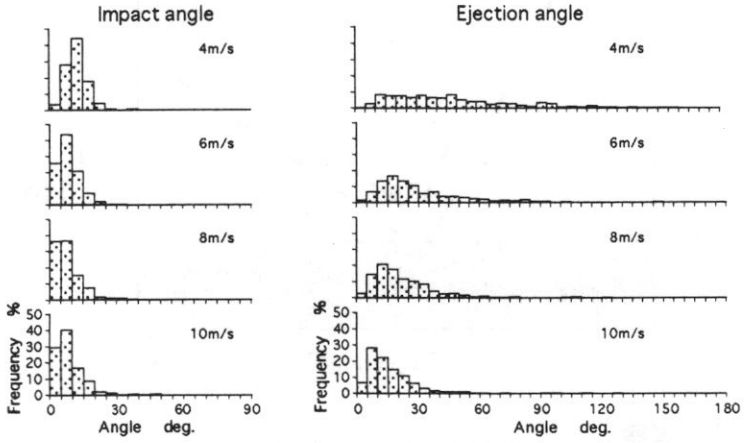


図6　吹雪粒子の角度頻度分布

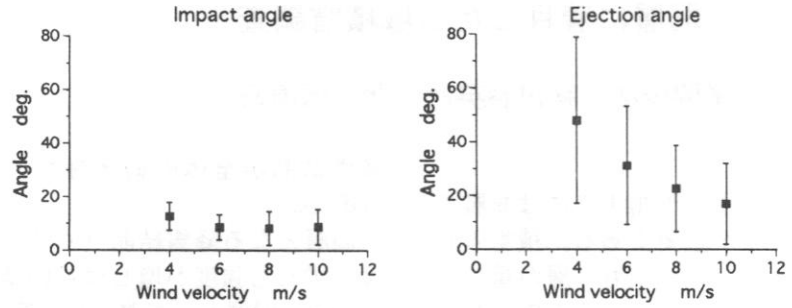


図７　風速と吹雪粒子角度

Ejection角度は風速と共に48deg.から，31deg.，23deg.，17deg.と単調に減少するのに対し，Impact角度は，13deg.，8deg.，8deg.，9deg.となった．Ejection粒子の平均角度は，Impact粒子の平均角度に比べ非常に大きいが，これは球形粒子で形成された雪面に球形粒子が衝突した時の幾何学的関係から予想される結果と定性的には一致する．

次に，風洞中心風速4m/s時の吹雪粒子の速度と角度の散布図を図８に示す．

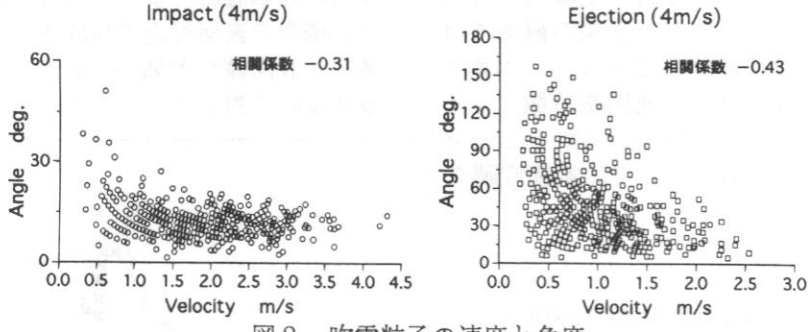


図８　吹雪粒子の速度と角度

両者の間には弱い負の相関がある様子がわかる．この関係は，吹雪のモデル計算を行う際の初期条件として重要である．

4．ま と め

ImpactそしてEjection粒子の速度・角度に対する風速依存性が以下のように求められた．

u (m/s)	4	6	8	10
v_1 (m/s)	1.8	1.3	1.4	2.0
v_g (m/s)	0.9	0.8	1.0	1.6
α_1 (deg.)	13	8	8	9
α_g (deg.)	48	31	23	17

また，吹雪粒子の速度と角度の間に弱い負の相関が求められた．

今後は，粒子の平均跳躍距離: l や平均跳躍高: h，吹雪質量フラックス: q 等を風速と粒径の関数として求めた上で，次のサブプロセスである「粒子の軌道変化」過程について研究を進めていく予定である．

弱層に着目した広域積雪調査

尾関俊浩・秋田谷英次（北大低温研）

1.　はじめに

表層雪崩の発生を予測するには弱層の有無を知ることが重要である。積雪の断面を観察すると，いくつもの層が重なりあっているのがわかるが，その中にせん断破壊しやすい層が挟まれていることがある。この層は弱層と呼ばれ，表層雪崩の滑り層となることが知られている。

北海道の広域積雪調査は例年積雪の地域的特性に着目して層構造や積雪水量，ラム硬度などを観測してきた[1) 2)]。これによって北海道内の積雪の地域的特性は明らかになってきたが，従来の観測では弱層についてはわからなかった。本調査では弱層の種類とその成因や特徴，さらにその地域的特性を明らかにすることを目的に，弱層に着目をして広域積雪調査を行なった。

2.　観測

観測は平成7年2月20日から3月6日にかけて行なわれた。この期間は北海道では融雪期前で積雪水量が最も多く，積雪のざらめ化が進んでいないので地域的特性がよく現れる。また，信越地方は平地では融雪が進んでいるが内陸部ではまだ融雪初期であると考えられる。そこで本観測では北海道上川地方，後志地方，新潟県内陸部，長野県八ケ岳標高2240m地点で観測を行なった（第1図）。観測項目として従来の積雪の層構造，雪質，粒径，ラム硬度，全積雪水量に加え，弱層テストとシアーテストを行なった。

3.　結果

1）弱層の種類とその成因

観測された弱層29例について第1表に示す。観測された弱層は降雪結晶（六花，アラレ），しもざらめ雪，表面霜，内部融解層（クラスト），ぬれざらめであり，降雪結晶が全体の約半分を占めていた（第2図）。

弱層となる降雪結晶（六花，アラレ）はいずれも強度が増しづらい結晶形で，埋没後も弱層として残ったと考えられる。雲粒の付いていない広幅六花が微風下で水平に積もった層が特に弱く，本観測で最も弱かった層（せん断強度 17.2kg/㎡）と2番目に弱かった層（同 27.2kg/㎡）はいずれもこのタイプであった。

表面霜，しもざらめ雪は双方ともに水蒸気の昇華凝結によって形成される弱層で，積雪の表面付近で形成されることが多い。表面霜が大気から雪面への水蒸気輸送なのに対して，しもざらめ雪は積雪



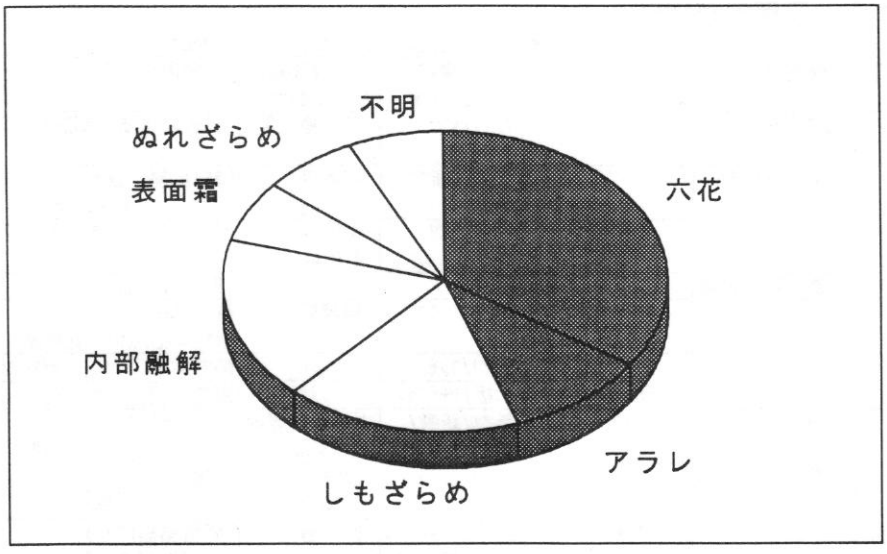
第1図　1995年2-3月広域積雪調査。
×：観測地点

第1表　弱層観測結果

層境界の破断面はなめらか、　　*250cm²のシアーフレーム使用

年 月 日	観測場所	深 さ cm 地面から/表面から	層と雪質 上層／下層	シアーテスト破断面 とせん断力*	弱層形成条件
1995 2/20	富良野	42 / 14	ｺｼﾏﾘ/ｻﾞﾗﾒ	ｻﾞﾗﾒ層上部	日射による内部融解
2/21	十勝岳望岳台	？／37	新雪／新雪	層境界 2.0 kg	降雪結晶、雲粒なし六花 水平に積もる
		？／45	ｺｼﾓ／ｼﾏﾘ	層境界 4.0 kg	温度勾配によるｼﾓｻﾞﾗﾒ化
	十勝岳吹上温泉				顕著な弱層なし
2/22	美瑛	70/4	新雪／ｺｼﾏﾘ	層境界	降雪結晶、広幅六花、 雲粒なし広幅六花観測
		61/13	ｺｼﾏﾘ/ｺｼﾓ	ｺｼﾏﾘ層内	降雪結晶、六花、雲粒なし
		55/19	氷板/ｼﾓｻﾞﾗﾒ	ｼﾓｻﾞﾗﾒ層内	温度勾配、ｼﾓｻﾞﾗﾒ化
2/24	ニセコ湯本	?/10～13	新雪/新雪/ 新雪	中央新雪層内 0.43 kg	降雪結晶、大六花、 水平堆積
	雪秩父横	?/20	ｺｼﾏﾘ/ｺｼﾏﾘ	層境界 1.56 kg	降雪結晶、広幅六花、 雲粒なし
		？/60	ｼﾏﾘ/ｻﾞﾗﾒ(1cm 厚、ｱﾗﾚ混)	ｻﾞﾗﾒ層内	降雪結晶(ｱﾗﾚ)、 内部融解でｻﾞﾗﾒ化
		?/63	ｼﾏﾘ/ｼﾏﾘ	層境界	表面霜ｱﾘ、放射冷却
		?/74	ｼﾏﾘ/ｻﾞﾗﾒ	ｻﾞﾚﾒ層内	ｻﾞﾗﾒ2cm厚、内部融解ｻﾞﾗﾒ
2/25	ニセコ曽我	?/10	ｺｼﾏﾘ/ｻﾞﾗﾒ	ｺｼﾏﾘ層内 0.68 kg	降雪結晶残る、六花、 初期から低密度雪(無風)
	東山麓	?/15	ｻﾞﾗﾒ/ｺｼﾏﾘ(ｱﾗﾚ 混入)	ｺｼﾏﾘ層内 1.64 kg	降雪結晶、ｱﾗﾚ混じり
		?/20	ｺｼﾏﾘ/ｼﾏﾘ	層境界(ｱﾗﾚ)	降雪結晶、境界がｱﾗﾚ
		?/28	ｺｼﾓ/ｻﾞﾗﾒ	層境界	不明
		?/34	ｻﾞﾗﾒ/ｼﾏﾘ	層境界	不明
	余市登町奥	84/16	ｺｼﾓ/ｼﾏﾘ	層境界 2.8 kg	ｺｼﾓ層にｻﾞﾗﾒ残る、 内部融解ｻﾞﾗﾒ・ｼﾓｻﾞﾗﾒ化
		74/26	ｼﾏﾘ/ｼﾏﾘ	層境界	境界に表面霜ｱﾘ、放射冷却
2/28	比布				顕著な弱層なし
	上士別				顕著な弱層なし
	名寄(ﾋﾟﾔｼﾘ)	85/4	ｺｼﾓ/ｺｼﾓ・ｸﾗｽﾄ	ｸﾗｽﾄの上 0.7 kg	日射内部融解・放射冷却
3/1	母子里	140/6.5	ｺｼﾓ/ｺｼﾓ・ｸﾗｽﾄ	ｸﾗｽﾄの上 0.89	日射内部融解・放射冷却
		129/16	ｺｼﾓ/ｺｼﾓ	層境界 2.47 kg	温度勾配、ｼﾓｻﾞﾗﾒ化
3/4	新潟県入広瀬	377/5	新雪/ｻﾞﾗﾒ	層境界 1.35 kg	全層濡れ雪、降雪結晶 雲粒なし
	大白川	365/17	ｻﾞﾗﾒ/ｻﾞﾗﾒ	上部ｻﾞﾗﾒ層内 2.85 kg	全層濡れ雪、融解ｻﾞﾗﾒ化 (日射融解)
3/5	新潟県十日町	185/15	新雪/ｻﾞﾗﾒ	層境界	全層濡れ雪、降雪結晶 雲粒なし
	試験地内	180/20	ｻﾞﾗﾒ/ｻﾞﾗﾒ	下部ｻﾞﾗﾒ層内 3.05 kg	全層濡れ雪、融解ｻﾞﾗﾒ化 (日射融解)
3/6	長野県八ケ岳 北向緩傾斜	？/12	ｺｼﾓ/新雪/ｺｼﾓ	新雪層内	降雪結晶、雲粒なし 新雪層厚:1cm
		?/30	ｺｼﾓ/ｼﾓｻﾞﾗﾒ/ ｺｼﾓ	ｼﾓｻﾞﾗﾒ層内 1.7kg	温度勾配、ｼﾓｻﾞﾗﾒ化 初期低密度層のｼﾓｻﾞﾗﾒ化
	南向急斜面	?/(13～16)	新雪/新雪	下部新雪層内	降雪結晶、六花、雲粒ﾅｼ
		?/(16～24)	新雪/ｺｼﾓ	ｺｼﾓ層内 1.0 kg	温度勾配、ｼﾓｻﾞﾗﾒ化

弱層29例の内訳　　降雪結晶:13(六花:10、ｱﾗﾚ:3)、しもざらめ:5、内部融解(ｻﾞﾗﾒ化、ｼﾓｻﾞﾗﾒ化):5
表面霜:2、ぬれざらめ(日射融解):2、不明:2



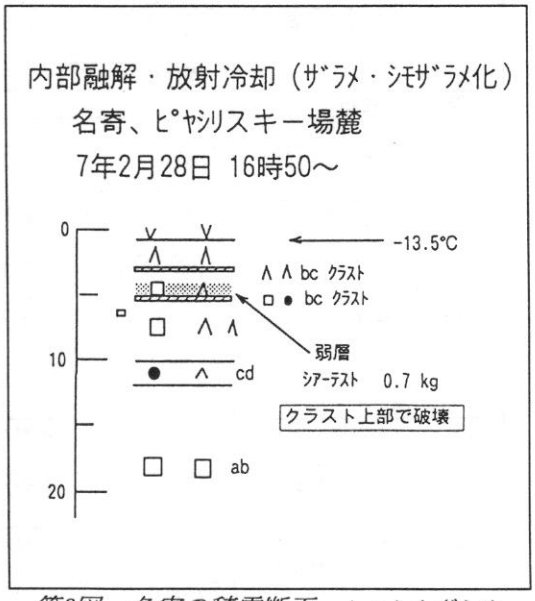
第2図　弱層の種類とその割合。

下層から上層へ向けての輸送であるが，ともに積雪表面が冷却される晴天の夜間や寒気の入ったときに形成される。今回の観測時期は太陽高度が上がり日射によって内部昇温が頻繁に起こる時期であったことから，しもざらめ雪が形成されやすかったと思われる。第3図は2月28日に名寄で観測された弱層の断面図だが，弱層は内部融解でできたクラストの上部に形成された。これは快晴の夜間，積雪表面が放射冷却されるのに対し，内部融解層はなかなか再凍結しないので，積雪表層に極めて大きな温度勾配が現れ，しもざらめ雪が急速に形成されたと考えられる。

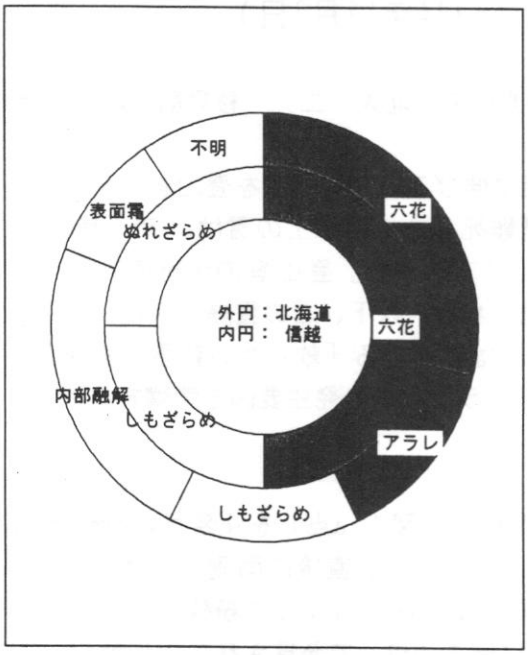
信越で見られた弱層にぬれざらめ雪がある。高い気温と強い日射がある場合には表層のざらめ雪は結合が弱くなり弱層となったと考えられる。しかし今回，このタイプは顕著な弱層とはなっていなかった。

2）弱層の地域的特性

弱層の種類の地域的特性を明らかにするために，弱層を北海道と信越に分けて第4図に示す。両地方とも，やはり降雪結晶が弱層の半分を占めていたが，今まで



第3図　名寄の積雪断面。∧：しもざらめ，∨：表面霜，□：こしもざらめ，●：ざらめ



第4図　北海道と信越における弱層の相違。

寒冷な北海道で多く見られると考えられていたしもざらめ雪も両地方で見られた。信越ではぬれざらめの弱層が見られたが，これは気温が高いことと太陽高度が高いことによると思われる。

1ピット当りの弱層数を求めたところ，全ピットの平均は1.9であるのに対し，ニセコ周辺で5.0という値が得られた。このことからニセコは弱層のできやすい地方であると思われるが，そのメカニズムはまだわからない。

4.　まとめ

弱層の種類とその成因や特徴，地域的特性を明らかにするために，弱層に着目をして広域積雪調査を行なったところ，以下のことがわかった。

弱層はいずれも降雪中もしくは降雪のないときに積雪表層で形成されたものであった。その種類は六花状降雪結晶，アラレ状降雪結晶，しもざらめ雪，表面霜，ぬれざらめ雪であった。また，北海道と信越で弱層の種類を比較したが大きな差はなく，両地方とも降雪結晶が弱層となる例が最も多かった。さらに，ニセコ周辺で弱層が多く形成されることが示唆された。

今後は観測時期や観測地域を北海道北・東部や，東北地方に広げると，より弱層形成の実態がわかると思われる。また今回弱層が多く見つかったニセコ周辺については，集中観測を行なってその地域的特性および弱層形成メカニズムを明らかにすることが望まれる。

この広域積雪調査は以下の多くの方々の協力のもとで行なわれた。ここに感謝の意を表す。また，費用の一部は文部省雪崩事業費によってまかなわれた。

研究協力者：北海道大学低温科学研究所　成瀬廉二，北海道大学地球環境科学研究科大学院生　川島由載，天見正和，鎌田慈，新潟大学　和泉薫，森林総合研究所新潟試験地　遠藤八十一，信州大学新田隆三，同大学院生　杉山元康，日本勤労者山岳連盟　中山建生　以上敬称略。

参考文献

1）石井吉之・秋田谷英次・野村睦　1992　北海道内の広域積雪調査　－1992年2月－，低温科学，物理編，51，資料集，9 - 22.

2）秋田谷英次・石井吉之 1992 北海道北部・東部の広域積雪調査，北海道の雪氷，11，8 - 10.

十勝連峰ＯＰ尾根の雪崩（1994年12月3日）

成瀬廉二（北大・低温研）・中島一彦（北大・工）・杉見創（北大・農）

1994年12月3日、十勝連峰大砲岩から北西に伸びるＯＰ尾根上を登山者４名が歩行中、稜線にて雪崩が発生し一名が巻き込まれ遭難死した。稜線上の雪は、アイゼンが2～3cm埋まる程度の比較的固い雪層(hard slab)であった。登山者の歩行の刺激によりhard slabが割れ、雪崩を誘発したものと思われる。以下、この雪崩を「ハードスラブ雪崩」とよぶ。登山者やスキーヤーがしばしば遭遇する「軟らかい新雪の表層雪崩」に比べ研究事例が著しく少ないので、ハードスラブ雪崩の発生要因を考察する。

１．雪崩の発生状況

12月3日10時15分頃、ＯＰ尾根の標高1830m付近（図１、a点）を４名が4～5mの間隔で下降中に、厚さ20～30cmの固い雪層にクラックが入り、直後に両側の斜面（大沢とフリコ沢）に板状に雪が流下した。雪板は流れながらばらばらに粉砕し、表層雪崩となった。大沢へ流された犠牲者が標高1620m（図１、b点）で発見されたことから、雪崩

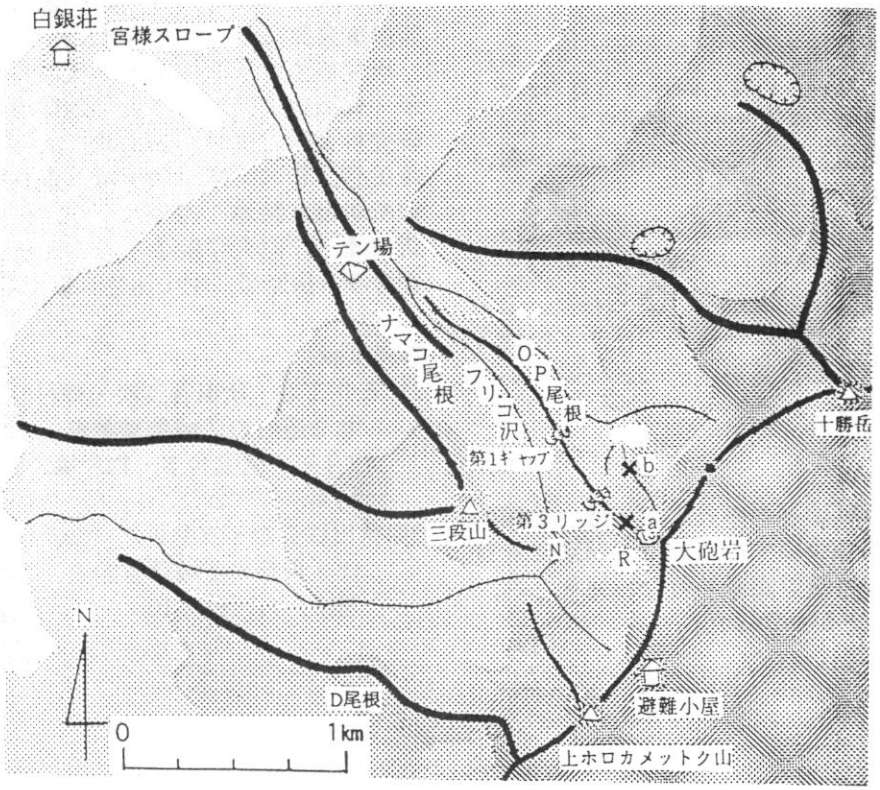


図１．雪崩発生点付近の概念図

の規模は少なくとも高度差210m、長さ540mと推定される。雪崩走路の傾斜は、33度から53度の範囲で変化している。

メンバーによると、ハードスラブのクラックの断面に比較的等間隔に２本の黒っぽい層が認められた。ハードスラブと岩盤との間には、大粒の雪が厚さ5～10cm存在していた。以上の状況から、このハードスラブの下の雪の結合力が非常に弱く（弱層）、スラブが著しい不安定な条件下にあるとき、歩行の刺激によりスラブが破壊され、雪崩が誘発されたと判断される。

２．弱層の形成

十勝連峰周辺の気象観測所の降水量データ（図２）によると、雪崩現場付近では11月19日、25日、12月2日にかなり多量の降雪があったと思われる。降雪が中断した11月24日、30日には比較的日照時間が長かったので、２本の黒っぽい層はこれらの日の表面と考えられる。したがって、なだれたハードスラブは、11月19日以降３回にわたって堆積した雪の層と推定される。特に、多量の降雪があった25日および2日は、風もかなり強かったので、この頃に硬い風成雪が形成されたと推測できる。

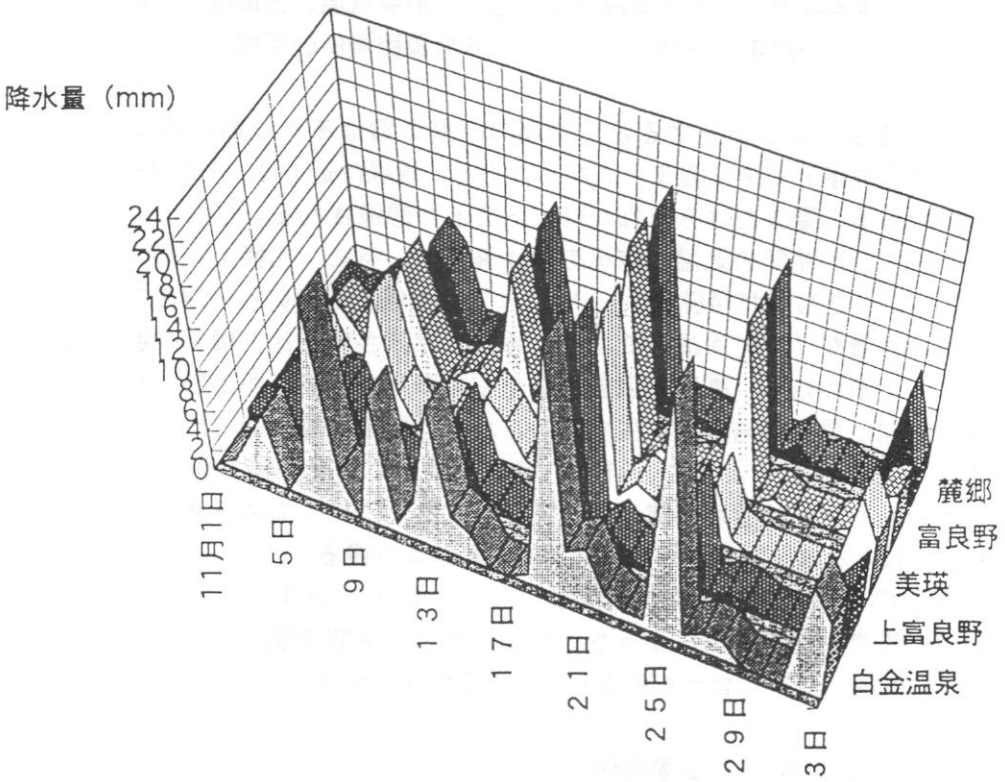


図２．十勝連峰周辺の５気象観測所における
日降水量(mm)の分布（1994年11月1日～12月3日）

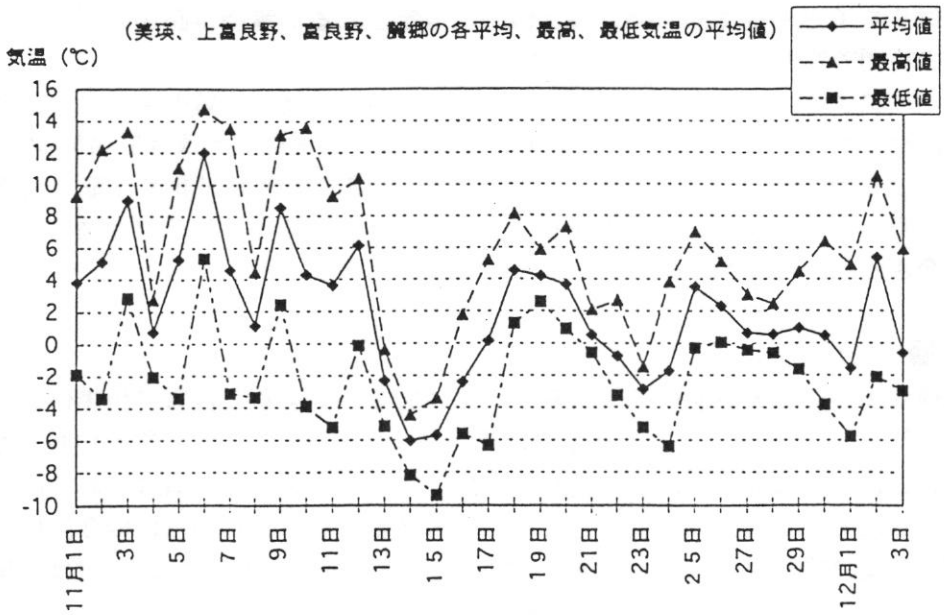


図３．十勝連峰周辺における日平均気温、日最高気温、日最低気温の変化
（1994年11月1日～12月3日：４気象観測所の平均）

もし以上の推定が正しいとすると、雪崩の下層の雪はそれ以前に降った雪である。図２および気温推移データ（図３）にもとづくと、現場付近では、11月3日から15日にかけてかなり多量の雪またはみぞれが降ったことが想像される。さらに、図３から明らかなように、この期間の気温の寒暖の差は著しい。特に、札幌上空800hPaの気温は、11日には0°Cだったものが14日には－18°C以下にも低下している。温度の高い積雪において、その表層が（放射冷却等により）急速に冷却されると、積雪内部に強い温度勾配が生ずる。その結果、高温の積雪下層から昇華した水蒸気が上層へ輸送され、低温の表層の雪粒に昇華凝結し霜を生ずる。これが、積雪表層付近で形成される「しもざらめ雪」である。このように、11月中旬まで激しい寒暖が繰り返されていたので、大粒の、脆いしもざらめ雪が発達したと推定される。このしもざらめ雪の上に、19日以降の降雪が積もれば、しもざらめ雪の層は弱層となり得る。

なお、今回の事故の場合、約１時間前に同パーティーが同じルートを登っており、その時は何の異常も感じていなかった。すなわち、１時間の間にハードスラブの強度が低下して、破壊しやすくなったものと思われるが詳細なメカニズムは不明である。

３．ハードスラブ雪崩による遭難例

従来、尾根上のハードスラブ雪崩に対して警戒し、対処していた登山者や山スキーヤーは少ないと思われる。その原因は、一般の「登山研修会」や「雪崩講習会」等で

強調されることがなかったからである。今回の事故を機に、あらためて文献等を調べてみたところ、ハードスラブと思われる雪崩事故がいくつか認められた。

最も古くは、今西錦司（1933）が「風成雪とその雪崩」[1]について論じており、1932年2月10日の草津白根山の雪崩や他の事例を紹介している。しかし、今西は「風成雪とは、降雪後に、いったん積もった雪が風の影響によって変形したもの」と定義しており、今西の風成雪はすべて硬い雪とは限らない。

1938年2月10日、十勝上ホロカメットク山西南方尾根における事故（２名死亡）について、報告書[2]の中で以下の様に述べられている（原文のまま。ただし、旧漢字は改めた）。「シーデポーから大約八十～百米先の山稜北側の地点は、帰途底雪崩の発生した箇処であるが、少なくとも往路には何等の異常をも、危険感をも感ずることがなかった。即ち筆者の感じでは、山稜上は雪堤が張り出て居り、全く平らに見え、且つ雪の状態は完全に堅くアイゼンの歯が沈む程度（略）」。なお、ここでは「底雪崩」と記述されているが、「積雪層基底のザラメ雪と上の硬締雪（かたしまりゆき）との間の界面が、底雪崩の滑り面であったと言へそうに思う（佐々保雄・湊正雄）」ので、表層雪崩であり、ザラメ雪は「しもざらめ雪」と考えられる。注目すべき点は、この雪崩が、ＯＰ尾根の雪崩と非常に酷似していることである。

また、金坂一郎（1973）は、「雪板雪崩の中には、足で踏んでもあまり沈まない、堅くて重い雪があり、これが僅かな刺激で崩壊して流れ出すことがある。筆者が雪崩らしい雪崩に流されたのはたった一度であるが、荷を四五キロほど背負ってもスキーの跡が僅かにつく程度のかなり密度の高いものであった。降雪後の強風の雷鳥沢（風上側）でのことである」[3]と述べている。

成瀬（1989）がアンケート調査[4]からとりまとめた147件の山岳雪崩の中にも、稜線付近のハードスラブ雪崩と思われる雪崩事例がある。それらは、北日高神威岳南面（1965.3.20、１名死亡）、ニペソツ山西南面尾根（1968.1.1.）、南日高神威岳南東斜面（1975.3.26）、日高・ルベツネ山～ヤオロマップ岳（1978.3.17）である。

尾根の上は一般に、①雪の堆積量が少ないため表層雪崩が起きにくい、②地形が発散的なため上部で発生した雪崩が到来する確率は低い、等の理由により、比較的安全とみなされてきた。しかし、条件が整えば稜線上の堅い雪も雪崩となり得るので、登山者は十分な警戒が必要である。

文献

1）　山岳、第２８年．今西著「日本山岳研究」、中央公論社(1969)に収録．
2）　北大山岳部報、７号．
3）　岩と雪、３４巻．金坂一郎遺稿集(1988)に収録．
4）　山岳雪崩の危険予知と避難行動の検討．北大低温科学研究所．

野外観測及び数値実験による積雪表面霜形成の風速依存性

八久保　晶弘・秋田谷　英次（北大低温研）

1.はじめに

積雪表面霜（以下、単に表面霜）とは、晴れた日の夜間に積雪表面が放射冷却し、空気中の水蒸気が積雪表面に昇華凝結してできた霜の結晶である。表面霜は表層雪崩の弱層となることが指摘されており、その成長条件を知ることは雪崩予知の基礎である。

表面霜を形成する水蒸気輸送の必要条件は、本質的には積雪表面近傍に大きな比湿勾配があることと、乱流輸送を助長する風があることの２つである。Colbeck (1988)は、表面霜が無風ではなく風速１m程度の微風環境下で形成されること、そして強風では積雪表面が暖められて比湿勾配が減少し、かえって表面霜ができにくいことを理論的に明らかにした。このことは、水蒸気輸送に最適な微風速領域の存在を示している。しかしながら、Seligman (1936)は強風のもとで表面霜の凝結を観察し、表面霜の凝結速度と風速との関係の理解は必ずしも一致していない。

筆者らは、最近の２冬にわたる野外観測と、積雪表面の熱収支モデルによる数値実験を行ない、上述の問題の解明を試みた。

2.野外観測とその結果

野外観測は、北大天塩演習林内の雪崩観測所にて行なわれた。観測期間は1994年1～3月・12月、1995年2～3月の延べ４ヶ月間であり、晴天の夜間を選んで観測した。観測項目は水蒸気凝結量・温湿度・風速であり、観測方法は八久保ほか (1994)と同じである。

図１は水蒸気凝結速度と高さ１mの風速との関係を示したグラフである（1点は30分平均値）。図１から、風速2～3 m/sで大きな凝結速度を観測していることが分かる。観測期間中、粒径が5 mm程度の表面霜が凝結した際、水蒸気凝結速度の平均は4×10^{-6} (kg/m^2·s)だった。よって、数mm～1 cmに達するような大きな表面霜ができるのは、微風環境下であることが推測される。しかし、風速5 m/s以上のデータは、地吹雪によって水蒸気凝結量の測定は困難であるという理由から少なく、したがってColbeck (1988)の理論から予想される、水蒸気凝結速度を最大にする風速の存在は、野

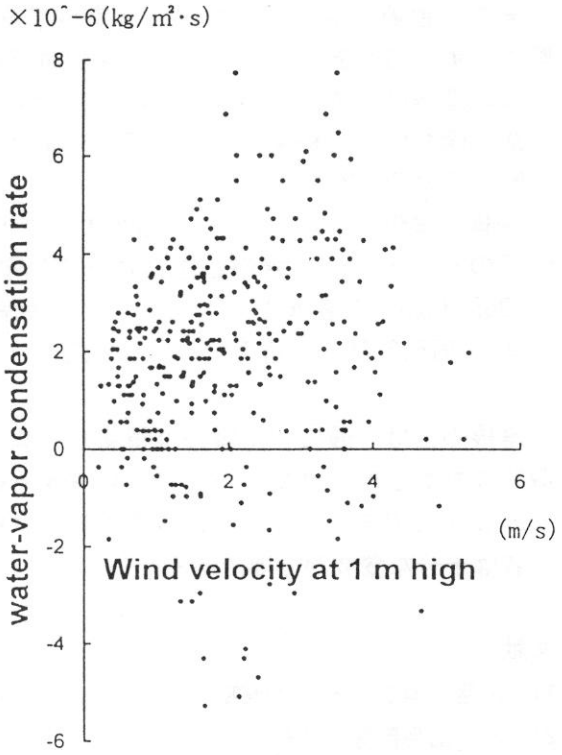


図１　水蒸気凝結速度と風速との関係

外観測からは確認できなかった。

3.積雪表面の熱収支モデルの概要

観測で得るのが困難な、広い風速領域での水蒸気凝結速度の風速依存性を明らかにするために、積雪表面の熱収支モデルを用いてその傾向を調べた。以下、モデルの概要について述べる。

快晴の夜間に表面霜が凝結するとき、積雪表面における放射収支量 R_{net}・顕熱 H・潜熱 lE・積雪内伝導熱 G の各フラックスは図2の向きであり、これらは熱収支の基本方程式(1)に支配されている。

$$R_{net} + H + lE + G = 0 \tag{1}$$

熱収支の各項はそれぞれ次のように与えられる。

$$R_{net} = \varepsilon\left(L\downarrow - \sigma T_s^4\right) \tag{2}$$

$$H = \rho c_p C_h U_z (T_z - T_s) \tag{3}$$

$$lE = \rho C_e U_z (q_z - q_s) \tag{4}$$

$$G = \lambda (T_g - T_s)/\Delta z \tag{5}$$

ただし、ε：積雪の射出率、$L\downarrow$：大気中の水蒸気・CO_2 などからの放射、σ：ステファン・ボルツマン常数、ρ：空気密度、c_p：空気の定圧比熱、C_h・C_e：それぞれ顕熱・潜熱のバルク係数、q：比湿、λ：積雪の熱伝導率、T_g：雪面から深さ Δz の雪温である。

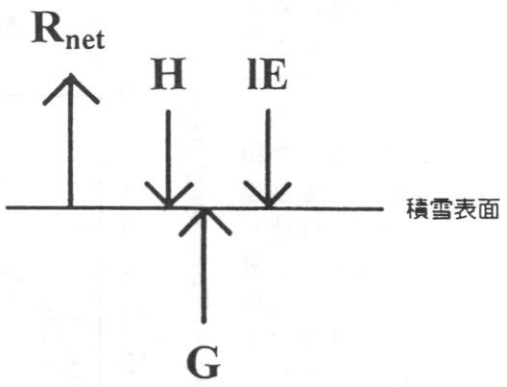


図2　表面霜凝結時の Heat balance

そこで、(2)～(5)式を(1)式に代入し、これに条件として高さ 1 m の温度 T_z・湿度 H_z・風速 U_z を与えることによって、T_s が求められる。次に、求めた T_s を(4)式に代入して、計算された水蒸気凝結速度と条件として与えた風速の関係を調べる。ただし、(2)～(5)式の詳細については以下の通りである。

(2)式中の ε には、Kondo and Yamazawa (1985)の観測結果である 0.97 の値を用いた。また、$L\downarrow$ については、Yamamoto-Brunt の近似式(6)から求めた。

$$L\downarrow/\sigma T^4 = 0.51 + 0.066\sqrt{e} \tag{6}$$

e、T はそれぞれ境界層中の平均的な水蒸気圧(mb)と気温(K)であるが、本モデルでは 1 m 温湿度で代表できると仮定する。

(3)・(4)式中のバルク係数 C の大気安定度依存性については、大気安定度の指標である

バルクのリチャードソン数 R_{iB} を用いて Thom (1975)の式(7)で補正する。

$$C = C_{(N)}(1 - 5R_{iB})^2 \qquad (0 < R_{iB} < 0.2) \tag{7}$$

$$R_{iB} = gz(T_z - T_s)/T_z U_z^2 \tag{8}$$

$C_{(N)}$：中立時のバルク係数、g：重力加速度、z：代表高さ（本モデルでは 1 m とする）である。$Ch_{(N)}$、$Ce_{(N)}$は、野外観測から求めた値（それぞれ 3.3×10^{-3}、2.9×10^{-3}）を用いる。

(4)式中の比湿 q は温度と相対湿度の関数であり、(9)式で与えられる。

$$q \approx 0.622e(T) \times Humidity/p \tag{9}$$

$e(T)$：温度 T の飽和水蒸気圧、$Humidity$：相対湿度、p：大気圧である。

(5)式中の λ については、雪面近傍の積雪が風成雪($\rho \sim 200 kg./m^3$)であると仮定して、和泉・藤岡 (1975)の求めた実験式から 0.2 [W/m·K]の値を得た。また、Δz を 5 cm とすると、T_g は高さ 1 m の気温 T_z と良い相関関係 (R=0.82) にあることが、野外観測における積雪内温度の測定から分かった。よって、T_g は回帰式(10)によって与えられる。

$$T_g = 1.0T_z - 2.2 \tag{10}$$

4.熱収支モデルの結果と考察

図３は、与えた風速に対する表面温度のグラフである（1 m 温度は 0℃、パラメータは 1 m 湿度）。図３から、無風のとき、放射冷却した積雪表面と高さ 1 m との温度差は 10℃以上になるが、風速が増加すると雪面温度が上昇して気温に近づくことが分かる。その理由は、無風のときは雪面に流入するフラックスが伝導熱だけであるのに対し、風があると顕熱・潜熱フラックスの寄与が大きくなるためである。

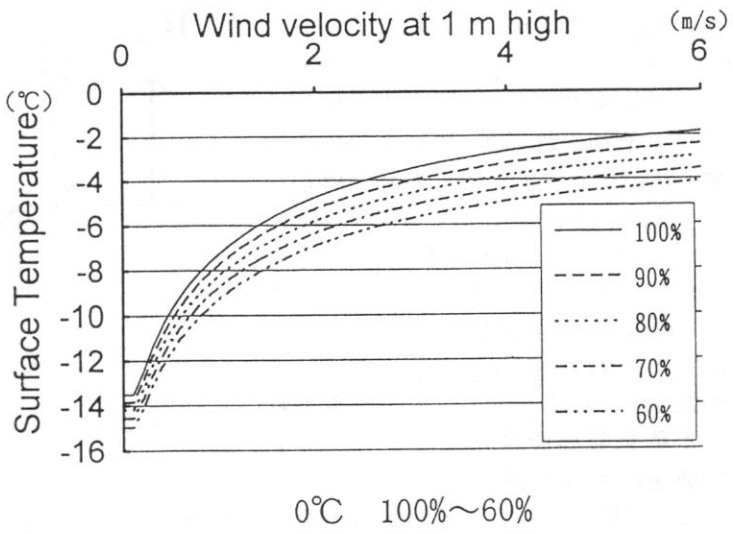


図３ モデルによる表面温度と風速の関係

図４は、与えた風速に対する水蒸気凝結速度のグラフである（条件は図３と同じ）。空気中の水蒸気が飽和しているとき、凝結速度は風速に対して急激に増加するのに対して、未飽和の場合には凝結速度を最大にする風速が存在し、強風のときには凝結から蒸発に転ずることが分かる。これらの傾向は、異なる 1 m

温度の条件下でも同様に見られた。

潜熱フラックス（水蒸気凝結速度）を決める(4)式において、q_sは温度T_sの飽和水蒸気圧であり、(9)式で与えられた。一方、図3で分かるようにT_sが風速と共に増加するため、高さ1mと積雪表面の間の比湿差(q_z-q_s)は、風速の増加に対して減少する。すなわち、水蒸気凝結速度の風速依存性は、(4)式右辺中の風速と比湿差の兼ね合いで決定される。本モデルの結果から、水蒸気が飽和している場合は、(4)式右辺中の風速の項の増加が比湿差の項の減少を上回るために、水蒸気凝結速度は風速に対して単調増加しており、Seligman (1936)の観測例はこのケースに対応すると推測される。また、水蒸気が未飽和の場合は、Colbeck (1988)の見解が成り立つことになる。

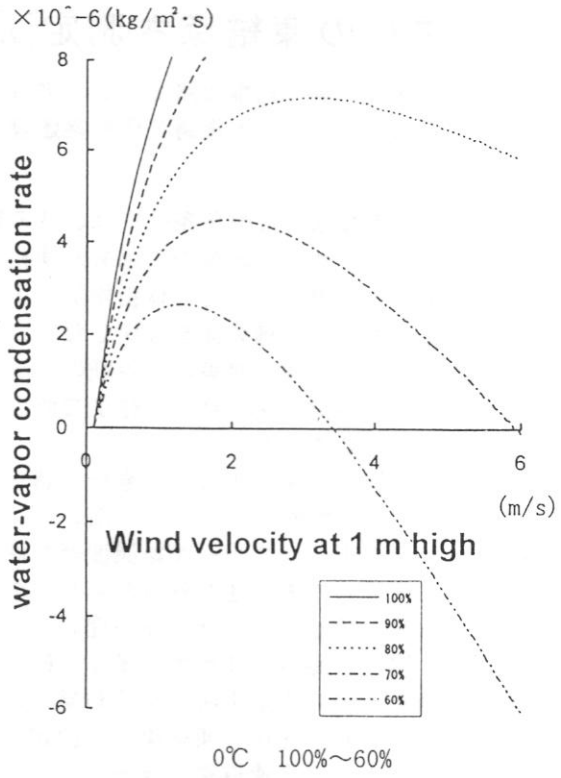


図4　モデルによる水蒸気凝結速度と風速との関係

5.まとめ

表面霜形成の風速依存性を調べた結果、野外観測からは風速2-3 m/sの微風領域で大きな水蒸気凝結速度が見られ、顕著な表面霜が発達した。また、積雪表面での熱収支モデルを用いて水蒸気凝結速度と風速との関係を求めた結果、空気中の水蒸気が飽和している場合は凝結速度が風速とともに単調増加し、未飽和の場合は凝結量を最大にする風速が存在することが分かった。

以上の結果は、空気中の水蒸気が飽和に近い場合、強風のもとで表面霜が急激に発達する可能性のあることを示すものである。

6.参考文献

Colbeck, S. C. 1988. On the micrometeorology of surface hoar growth on snow in mountainous area. *Boundary-Layer Met.*, **44**, 1-12.

八久保　晶弘・福沢　卓也・秋田谷　英次 1994. 積雪表面霜の形成機構. 北海道の雪氷, 第13号, 26～29.

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, 物理篇, **33**, 91-102.

Kondo, J. and H. Yamazawa. 1985. Measurement of snow surface emissivity (Research note), *Boundary-Layer Met.*, **34**, 415-416.

Seligman, G. 1936. *Snow structure and ski fields.* International Glaciological Society, Cambridge, 555 pp.

現行の凍結深さ測定法の問題点と改善点

外塚　信（札幌道路エンジニア(株)）、石崎武志（北大. 低温科学研究所）
問谷邦利（日本道路公団札幌建設局）

1．はじめに

北海道のような寒冷な気象条件では、冬の寒さのために地盤や土壌の凍結が生じる。その凍結に伴って、地中や地盤中の水分が凍結面に向かって吸い寄せられ、凍土中に氷（アイスレンズ）が析出して、その体積増加によって地盤が隆起する凍上現象が生じて、道路に不整な隆起が生じて舗装面を破壊したり、建物や鉄道線路が持ち上がるなどの雪氷災害を引き起こす。この凍上対策には各種の工法が採用されているが、その対策上、土壌の凍結過程に伴う凍結深さをより高い精度で測定して、各地域に応じた年最大凍結深さを決定する事は最も重要である。

従来の凍結深さの測定法には、直接、調査孔を掘削して①地温分布を測定したり、地盤の凍結状態を目視観察するという一部の特別な調査目的で実施される測定手法の他に、一般的には、②メチレンブルー凍結深度計を埋設する、③熱電対や測温抵抗温度計等を地中深さ方向に埋設してその地温分布から０℃線を算出する、④最大凍結深さや凍結・融解過程を自記記録・検知できる計測器を埋設するなどの測定手法が使用される。

しかし、国内、海外を問わず、多くの研究者からメチレンブルー凍結深度計による簡易的な測定結果と他の測定手法による結果との間には、しばしば食い違いが見られるという報告がされており、今後、凍結深さの測定法の統一化が望まれる現状にある。

そこで、著者らは高速道路の今後の凍上対策のあり方を検討するために、野外凍上試験で継続的に観測している種々の条件に応じた凍結深さの測定データを整理し直して、現在、一般的に使用されているメチレンブルー凍結深度計の構造も含めた従来の凍結深さの測定法の問題点や改善方法について簡単な検討を行ったので報告する。

2．凍結深さの測定方法と測定結果の比較

旭川、帯広２地区では、凍上現象の地下水位深さへの依存性を現地実態調査で検証する目的に加えて、地表面熱収支解析を用いた精度の良い凍結深さの推定手法を確立する事をめざして、自然条件の寒さを利用した現場凍上試験を３～４年程度、継続実施している。

現地の凍結深さの測定は、地中に深さ５～２０ｃｍ間隔に埋設された白金温度センサーを用いて、冬期間を通して１時間毎の連続計測から日平均地温分布を計算して０℃凍結線を算出する測定方法に並行して、メチレンブルー凍結深度計を用いた２週間毎の隔日測定を同時実施した。

図１には帯広地区６ヤード、４カ年間の地温測定結果から算出した凍結深さとメチレンブルー凍結深度計による測定値との相関結果を表した。メチレンブルー凍結深度計による測定値は、地温分布から推定した０℃凍結線にほぼ一致する試験ヤードもあるが、全体としては、多くの場合、地中凍結の進行時期や融解時期の違いにかかわらず、メチレンブルー凍結深度計の測定値が１０～２０ｃｍ程度、深めに計測される傾向が現れている。この傾向は、各試験ヤード毎ともに上記の２手法による測定値の間に測定年度によらずに同様な相違（地温では０．５～１℃のほぼ一定した温度差）が見られる事から、当該試験ヤードでは地中埋設前に計測機器－地温センサーを接続した時の温度校正を行わなかった原因

による機器測定上の誤差が大きく影響しているものと考えられる。

一方、図２は、事前に計測機器とセンサー１本毎を接続して０℃の温度校正を行った旭川地区試験ヤードにおける測定結果である。厳冬期、地中凍結が比較的ゆっくりと進行する時期（凍結進行速度1～２ｃｍ／day程度）には、地温測定による０℃凍結線とメチレンブルー凍結深度計による測定値の値にはかなりの一致が見られるの対して、厳冬期でも気温上昇による一時的な凍結線の減少が見られる時期や、さらには、地表面方向からの融雪水浸透で急速に地温上昇を起こして地中凍結が促進される融雪期には、閉じた計測システムであるメチレンブルー凍結深度計では実際の地温変化（凍結状況）に対してメチレンブルー凍結深度計の測定値の応答性の遅れが顕著になることがわかる。

測定の一例として、ある一冬期全体について、地温測定とメチレンブルー凍結深度計それぞれによる０℃凍結線の測定結果の比較を図３に示す。一時的に急激な気温低下（日平均気温－20℃）が現れた２月下旬の時期や３月以降の本格的な融解期には、０℃凍結線の日変化が３ｃｍ／day程度と大きく、メチレンブルー凍結深度計の指示値には応答の遅れが目立つ傾向が読みとれる。

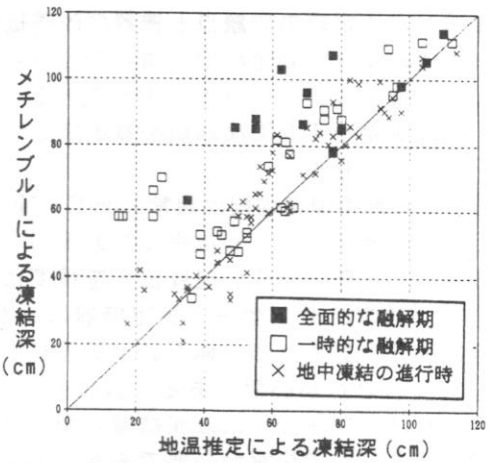


図１　凍結深さの測定値同士の相関関係
（機器との温度校正を未実施の試験ﾔｰﾄﾞ
深さ20cm間隔に地温ｾﾝｻｰを埋設）

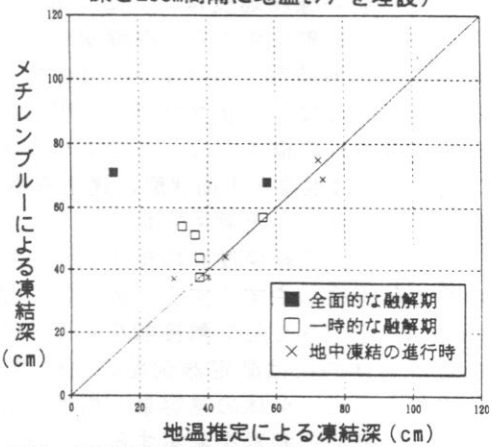


図２　凍結深さの測定値同士の相関関係
（機器との温度校正を行った試験ﾔｰﾄﾞ
深さ5～10cm間隔に地温ｾﾝｻｰを埋設）

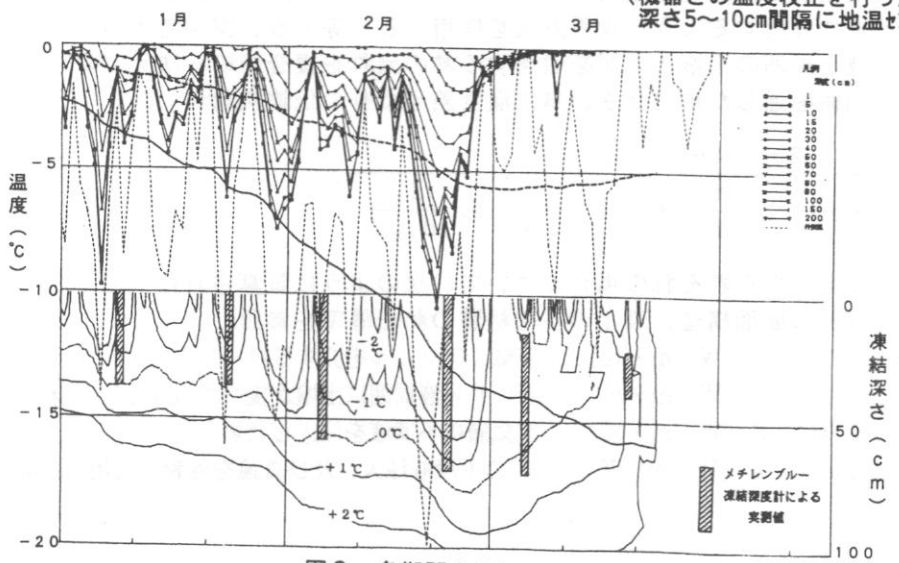


図３　冬期間を通した０℃凍結線の比較

3．凍結深さ測定時の問題点と機器の改善提案

従来の凍結深さの測定時の問題点や注意点、および、今後の改善点は以下の通りである。

（1）地温測定から0℃凍結線を算出する方法の留意点

0℃近傍の地中温度勾配は通常0.05℃（凍結停滞時）～1℃（凍結進行時）／cm程度であるので、測定計器を接続した状態で0℃の温度校正を精度よく行う必要がある（通常、センサーと測定機器は±0.3℃程度の測定誤差があるため、極力測定誤差を少なくするような事前の対処が必要である。仮に0.5℃の測定誤差があれば、10～20cmの凍結深の測定誤差が生じる可能性があるので注意が必要である）。

（2）メチレンブルー凍結深度計の改善提案

通常、厳冬期の凍結速度は1～2cm／day程度である。しかし、急激な寒さの出現時期や最大凍結深以降の全面的な融解時期には3cm／dayを上回る凍結速度＆融解速度になる可能性が高い。現状のメチレンブルー凍結深度計の構造では、このような大きな土壌温度の変化時には地温と平衡状態に達する事ができず、指示値が追従できないと考えられる。

メチレンブルー凍結深度計の指示値が土壌の0℃凍結線の変化に追従しやすくするためには、測器の慣性（Inertia）を小さくして熱接触をよくする工夫が必要である。具体的には測定器側面の熱伝導（熱接触）を良くするとともに、全体の熱容量（慣性）を小さくするために、①細めの測器を考案する、②空気層の隙間を小さくする、③空気層の隙間を不凍液で満たす、④アクリル製の外部保護管を金属製にして測器全体が地中に埋没するような設置方法を採用する　等の改良案が考えられる。

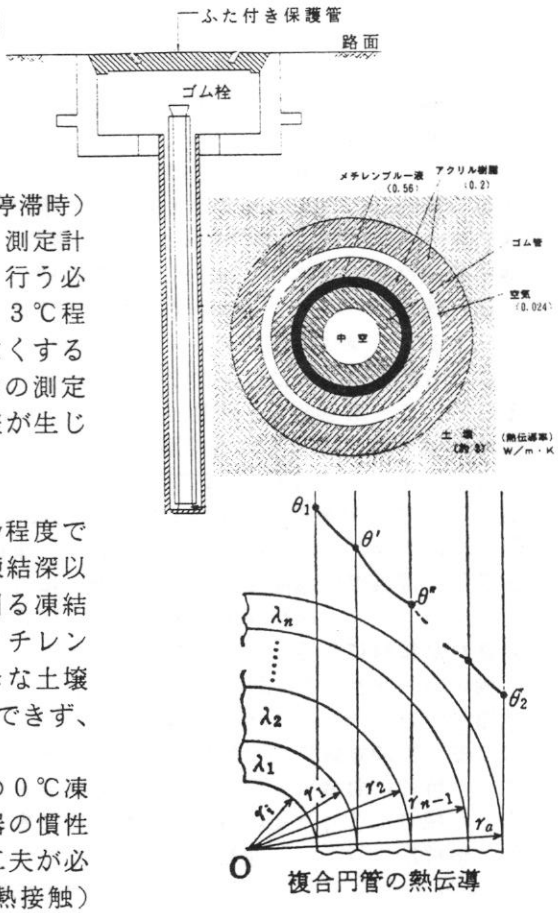


図4　メチレンブルー凍結深度計の構造と複合円管の熱伝導概略図

メチレンブルー液と周囲の土壌との間を通過する熱の流れを複合管の一次元定常熱伝導と仮定した時、両側面を通した単位長さ、単位温度差当たりの伝達熱量は

$$Q=\frac{2\pi\ell\,(\theta_1-\theta_2)}{\frac{1}{\lambda_1}\ell n\frac{d_1}{d_i}+\frac{1}{\lambda_2}\ell n\frac{d_2}{d_1}+\cdots+\frac{1}{\lambda_n}\ell n\frac{d_a}{d_{n-1}}}$$

の計算式を用いて、上記のそれぞれの場合について、次のように試算された（図4のメチレンブルー凍結深度計の断面構造、表1の各種材質の熱伝導率を参照）。

1）$Q_1/(\ell\cdot\Delta T)=0.7$ [W／m・K]：空気、アクリルを介するメチレンブルー凍結深度計本体

2）$Q_2/(\ell\cdot\Delta T)=18$ [W／m・K]：メチレンブルー液周囲に土壌が接触する仮想的な場合

3）$Q_3/(\ell\cdot\Delta T)=2$ [W／m・K]：空気層に不凍液を注入した場合

4）$Q_4/(\ell\cdot\Delta T)=4$ [W／m・K]：3)の不凍液注入、及び真鍮を外管に使用した場合

このように、メチレンブルー液の外側を全て土壌と仮定した時に比べて、実際のメチレンブルー液のアクリル容器とその周囲の空気層による熱伝達量の比率は約４％に過ぎない。仮に内管と外管の隙間の空気層に水（不凍液）を注入すると熱伝達量の比率は約10％に大きくなって熱伝導が良くなる。さらに、外管を真鍮にするとその比率は20％まで拡大して、周囲の土壌からの熱伝導はさらによくなる事が予想される。

過去の調査では、メチレンブルー凍結深度計の上蓋から融解水が浸入して管内で凍結して測定時に引き出せなくなる危険性を防止するために、内外保護管の空気層の隙間に不凍液を注入した場合の測定結果を図５に表す。不凍液注入によって周囲の土壌との熱伝導が改善された理由もあって、メチレンブルー凍結深度計による実測値と地温測定から算出した凍結深さとの間には、０℃凍結線の変動速度の大小にあまり影響されずに両者の測定値はほぼ一致する結果が得られている。不凍液注入による管内の熱対流は１～２ｍｍと薄い水膜である事からその影響はほとんど無視できるものと考えられる。

表１　各種材料の熱伝導率　一覧表（W／m・K）

	水	氷	アクリル樹脂	空気	土壌
熱伝導率（0℃）	0．56	2．2	0．2	0．024	1．4～2．5

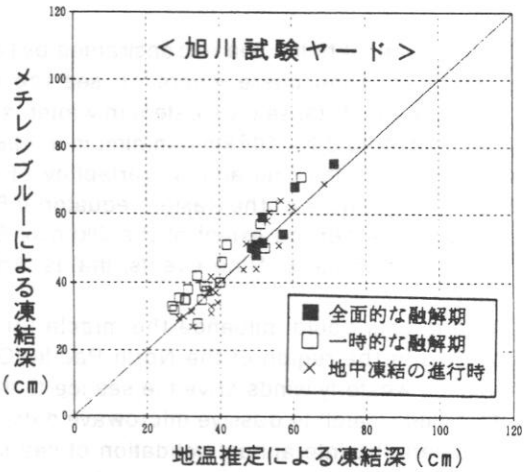


図５　凍結深さの測定値同士の相関関係
（ﾒﾁﾚﾝﾌﾞﾙｰ凍結深度計の内外管の隙間に不凍液を注入した場合）

４．まとめ

現場凍上試験による凍結深さの実測結果から得られた凍結深さの測定方法に関する知見は以下のようにまとめられる。

（１）３級や５級程度のＰｔ白金温度センサーやサーミスタセンサーを使用する場合、０℃凍結線近傍の緩やかな地温勾配を考慮して、埋設前に十分な温度校正が必要である。

（２）現状のメチレンブルー凍結深度計は構造が簡単で安価な利点があるが、急激な地温変化に追従できない欠点がある事がわかった。しかし、通常の１～２ｃｍ／日程度の地温変化では、かなり高い精度で凍結深さの測定が可能である事も示唆された。メチレンブルー凍結深度計の場合、連続測定が不可能なために最大凍結深さに達する時期には２～３日間隔の密な測定を行ったり、他の測定との併用が必要である欠点はあるものも、構造上の改善を試みれば、凍結深さの測定機器としては今後とも十分使用可能であると考えられる。

Sea Ice Extent and Global Warming in the Okhotsk Sea

Fumihiko Nishio
(Hokkaido Univ. of Education)
Kohei Cho
(Technology and Research Infomation Center, Tokai Univ.)

Abstract

Sea ice in the Okhotsk Sea is constrained by land and is existing in the most southern region in the Northern Hemisphere where no sea ice survives in summer season. The interannual variability of the total sea ice extent in winter is from approximately 1.3 x 10^6 km^2 (maximum in 1978 and 1979) to 0.7 x 10^6 km^2 (minimum in 1984).

Investigation on the interannual variability of sea ice extent in the Okhotsk Sea and the sea surface temperature of the eastern equatorial Pacific Ocean suggested the negative correlation between the larger ice extent of the Okhotsk Sea and El Nino, and followed by the smaller ice extent of it after the El Nino events, that is, Anti-El Nino events(occasionally so called La Nina events).

El Nino events could influence the middle latitude anti-cyclone. Namely, the middle latitude westerlies in the region of the North Pacific Ocean become more zonal wind. The stress of intensified westerly winds drive the sea ice to the overall area of the Okhotsk Sea.

In this study, satellite passive microwave data, mainly DMSP-SMM/I data(1987-1991), were used to calculate the interannual validation of sea ice extent in this area. The derived interannual validation graph showed a small peak in each summer under the ice-free condition. In the former analysis, this phenomena was explained as land effect. However, we supported that this phenomena was mainly caused by the high water vapor in the atmosphere over the Okhotsk Sea in summer season. Considering this effect, we have re-evaluated the trend of the sea ice extent in this area and compared with El Nino/La Nina events.

We could result in almost the same interannual trend of sea ice extent, however, the smaller sea ice extent of the Okhotsk Sea, which was obtained by the former algorithm of sea ice concentration.

It also becomes very important for monitoring the interannual variability of sea ice extent in Okhotsk Sea because Noda (1994) pointed out that a notable CO_2 - induced warming has firstly appeared around the Okhotsk Sea , although the model resolutions are not enough to resolve local climate changes and sea ice model is simple. However, these transient response is plausible because the Okhotsk Sea locates at the southernmost boundary of sea ice formation in the Northern Hemisphere. Therefore, further studies on sea ice extent and El Nino events will be important and continued by satellite microwave data.

Introduction

Sea ice is present over about 7 % of the Earth's ocean surface. Its presence or absence at any given time has a profound effect on the Earth's radiation budget because the albedo of sea ice (which is usually snow covered) is dramatically higher than that of open water. Additionally, sea ice is an insulating layer between the ocean and the atmosphere, that is, heat loss through open water can be 10-100 times greater than heat loss through sea ice. Sea ice in the Southern Hemisphere typically varies from about 4x10^6 km^2 to 21x10^6 km^2

seasonally and is not constrained by land, while the variability of sea ice in Northern Hemisphere is from approximately $8x10^6$ km² to $15x10^6$ km². Arctic sea ice is constrained by land and is thus thicker (3-4 meters average) than the sea ice surrounding Antarctica (0.5-1 meters in average). Less than one eighth of the sea ice survives the Southern Hemisphere summer, while nearly one half survives the Northern Hemisphere summer. Therefore, as in the case of snow, the large surface to volume ratio of sea ice permits rapid response to climate change.

Okhotsk sea ice

Sea ice in the Okhotsk Sea is constrained by land and islands as shown in Fig. 1 and is existing in the most southern region of Northern Hemisphere winter.

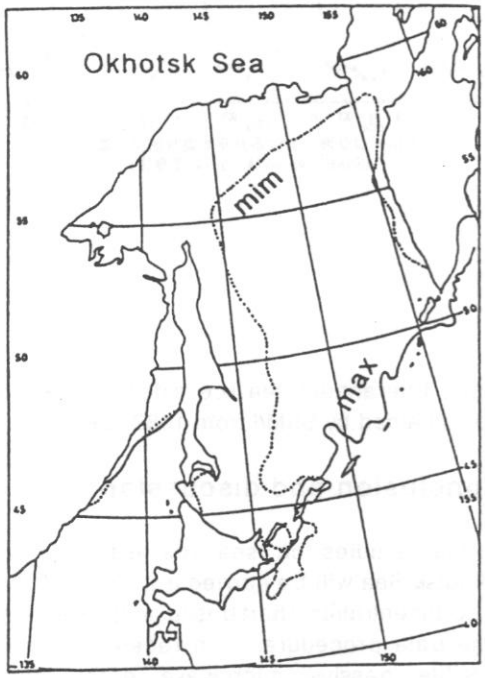


Fig.1. Maximum and minimum interannual sea ice extent in the Sea of Okhotsk.
Sea Ice Extent
--- Maximum : February 28, 1978
..... Minimum : February 29, 1984

No sea ice survives the Northern Hemisphere summer, which is predominantly first-year ice, while the variability of the total areal extent of sea ice in winter is interannually from approximately $1.3x10^6$ km² (maximum in 1978 and 1979) to $0.7x10^6$ km² (minimum in1984) as shown in Fig.2. Not only is the extent of sea ice cover important, but the presence of leads and polynyas is significant to the energy budget of the ice-covered ocean and to the local and regional climatology for changing the atmospheric circulation. It does not appear likely that sea ice thickness can be determined directly using satellite data, but ice concentration can be used to infer the percentage of open water.

Even thin sea ice has a significant influence on the heat exchange between the ocean and the atmosphere. The ice growth and salt rejection to the ocean depend strongly on ice thickness, and during this winter period biological production can be affected by the growth of sea ice and shortwave radiation to the upper ocean.

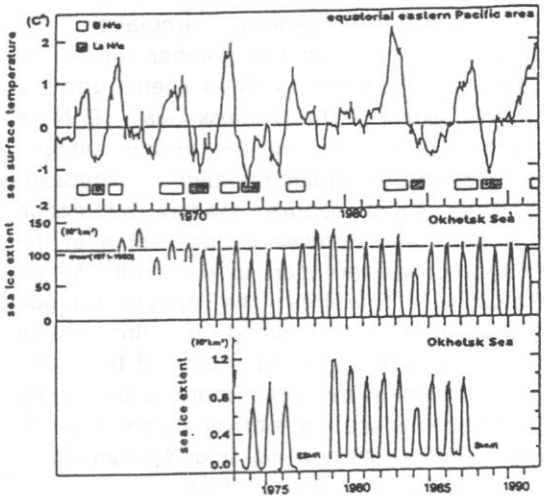


Fig.2. Interannual variability of sea ice extent

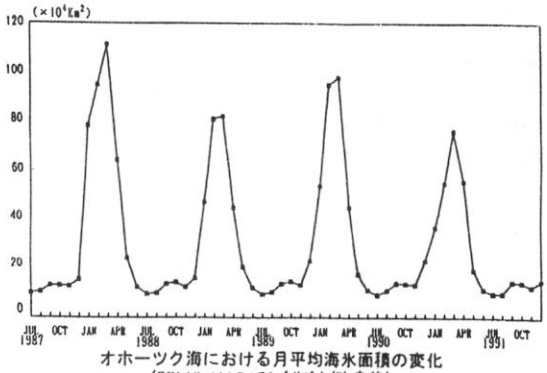
in the Okhotsk Sea and the sea surface temperature of eastern equatorial Pacific Ocean (upper figure). Sea ice distributions are obtained by various methods as satellite (NOAA, GMS and MOS-1), aircrafts, ships and coastal radars (middle figure), and SMMR (lower figure). It shows the lower sea ice extent in 1971, 1974, 1984 and 1989 is significantly correlated with La Nina events which are followed by El Nino.

Sea ice extent and sea surface temperature

Some results are discussed on the interannual variability of sea ice extent in the Okhotsk Sea and sea surface temperature of the eastern equatorial Pacific Ocean, which is negatively correlated with temperature of the western equatorial Pacific Ocean. In Fig.2, sea ice distributions are obtained by various methods as satellite (NOAA, GMS and MOS-1), aircraft, ships, coastal radars (middle figure) and SMMR (lower figure). Figure 2 shows the relatively lower sea ice extent in 1971, 1984 and 1989 is significantly correlated with La Nina events (anti-El Nino) which is followed by El Nino.

At present it becomes clear that the variations of atmospheric general circulation are important to explain the mechanism of the connection between La Nina events and the sea ice extent in the Okhotsk Sea. El Nino events could influence the middle latitude atmospheric general circulation. Whenever El Nino event occurs, Hadley circulation becomes more intense in the region of the central or western part of the north Pacific Ocean. Therefore, the middle latitude anti-cyclone is intensified and the middle latitude westeries in the region of the north Pacific Ocean becomes more zonal wind. Consequently sea ice is driven by the stress of intensified westerly winds and is extended in the overall area of Okhotsk Sea.

On the other hand, when La Nina event occurs, the sea surface temperature is higher than it during El Nino events in the western Pacific Ocean. Then, the middle latitude cyclone is intensified and the middle latitude southerlies becomes more southerly wind. In consequence, sea ice drifts southward to the Okhotsk Sea Coast of Hokkaido and sea ice extent during La Nina is less than it in the normal winter. Further studies on sea ice extent and El Nino events will be continued by satellite data.



オホーツク海における月平均海氷面積の変化
(SSM/I+NASAアルゴリズム/改良後)

Fig.3. Interannual sea ice extent of Okhotsk Sea obtained by SSM/I from 1987 to1991.

Conclusion and discussion

Further studies on sea ice extent in the Okhotsk Sea will be carried out by SSM/I total ice concentration chart based on the near-real time data procedure. In recent sudies on satellite passive microwave data, mainly DMSP-SMM/I data (1987-1991), were used to calculate the interannual validation of sea ice extent in this area. The derived interannual validation graph showed a small peak in each summer under the ice-free condition. In the

former analysis, this phenomena was explained as land effect. However, we supported that this phenomena was mainly caused by the high humidity in the atmosphere over the Okhotsk Sea in summer season. Considering this effect, we have reevaluated the trend of the sea ice extent in this area and compared with El Nino/La Nina events.

We could result in almost the same interannual trend of sea ice extent, however, the smaller sea ice extent of the Okhotsk Sea, which was obtained by the former algorithm of sea ice concentration.

It also becomes very important for monitoring the interannual variability of sea ice extent in Okhotsk Sea because Noda (1994) pointed out that a notable CO_2-induced warming has firstly appeared around the Okhotsk Sea , although the model resolutions are not enough to resolve local climate changes and sea ice model is simple. However, these transient response is plausible because the Okhotsk Sea locates at the southernmost boundary of sea ice formation in the Northern Hemisphere.

Therefore, further studies on sea ice extent and El Nino events will be important and continued by satellite microwave data.

References

Cho,K., K.Takeda, F.Nishio and T.Yamanocuhi (1991) : Remote sensing of ice sheet and sea ice by MOS-1 data. J. Remote Sensing Soc. Japan, 10, 577-583.

Gloerson,P. and W.J.Campbell (1991) : Recent variations in Arctic and Antarctic sea-ice covers. Nature, 352, 33-36.

Japan Meteorological Agency (1991) : The statistical data of sea ice. No.2, p103.

Niebauer,H.J. (1988) : Efects of El Nino -Southern Oscillation and north Pacific weather patterns on interannual variabillity in the subarctic Bering Sea. J. Geophy. Res., 93, 5051-5068.

Noda,A. (1994) : Global warming induced by carbon-dioxide and the Okhotsk Sea. (Personal communication).

Shirasawa,K. and M.Aota (1991) : Atmospheric boundary layer measurements over sea ice in the Sea of Okhotsk. J. Marine Systems, 2, 63-79.

Tachibana,Y. and G.Wakahama (1990) : Effect of the equatorial Pacific Ocean on interannual variability in the Okhotsk Sea. Proc. 5th Int'l Symp. on Okhotsk Sea and Sea Ice, 59-62.

新路面分類と94/95冬期路面状況

松沢　勝・加治屋安彦・石本敬志（北海道開発局 開発土木研究所）

1．導入の経緯

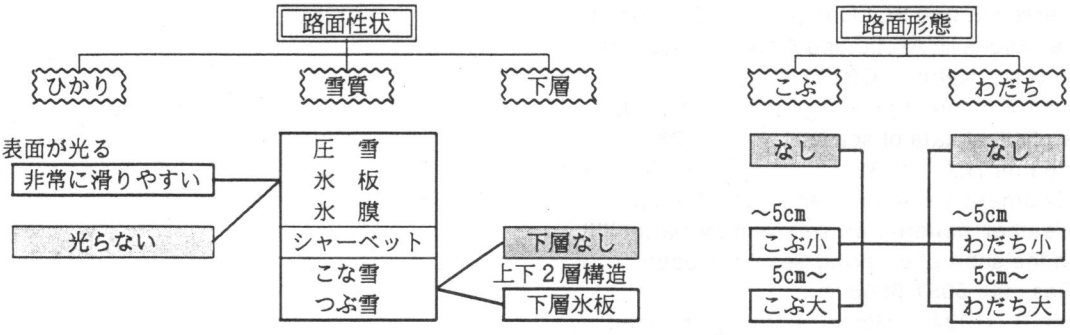
スパイクタイヤ禁止以降発生した、非常に滑りやすい凍結路面は、「ツルツル路面」「ミラーバーン」と俗に呼ばれているが、これは、学会や、道路管理者内で認知された呼び名ではない。道路雪氷の分類として、古くは、木下・秋田谷[1]のものが知られている。この分類の他にも、前野他[2]、青木他[3]による分類試案がある。また北海道開発局内における現場担当者間の路面状況の報告（道路情報一斉通話）の中では、もっと簡素な分類が用いられている[4]。しかし、これらは皆、スタッドレスタイヤの無い時代に決められた路面状況（道路雪氷）分類である。なお、路面状況の分類は、道路雪氷の分類に、「乾燥路面」「湿潤路面」を加えたものとなる。

1993年２月から、道路管理者である北海道開発局、北海道、札幌市は共同で、全道路面状況調査を開始した。しかし、この際に用いた分類は、以前から用いられていた、前述の分類を基にして決められた[5]。このため、道路管理の上で問題とすべき、非常に滑りやすい路面を特定することができず、踏み込んだ解析や対策を行う上で不十分であった。しかし、その一方で限られた予算と人員の中では、測定器を用いた道路上での細密な調査は困難である。また、観測者による路面状況の判定の異なりも、問題として指摘されていた。

このような中、秋田谷・山田[6]は、目視による観察で、路面の滑り易さも考慮でき、かつ判別が容易な道路雪氷分類を提案した。これを基にして、北海道内の道路管理者で構成する冬道路面管理充実計画策定協議会では、スタッドレス時代に則した、道路管理者向けの路面分類に関して検討を進め、以下で述べるような新路面分類をまとめた。94/95冬期は、この新路面分類を用いて、全道冬期路面状況調査を実施した。ただし、従来調査との整合を図るため、従来の分類法でもあわせて調査した。

2．新路面分類の考え方（図－１）

新路面分類の考え方を整理すると路面状況は、道路雪氷そのものの特性を示す「路面性状」と、道路雪氷の堆積の様子を示す「路面形態」に分ける。これらは秋田谷・山田の分類では、



図－１　新路面分類の考え方（　　は呼び名には用いない）

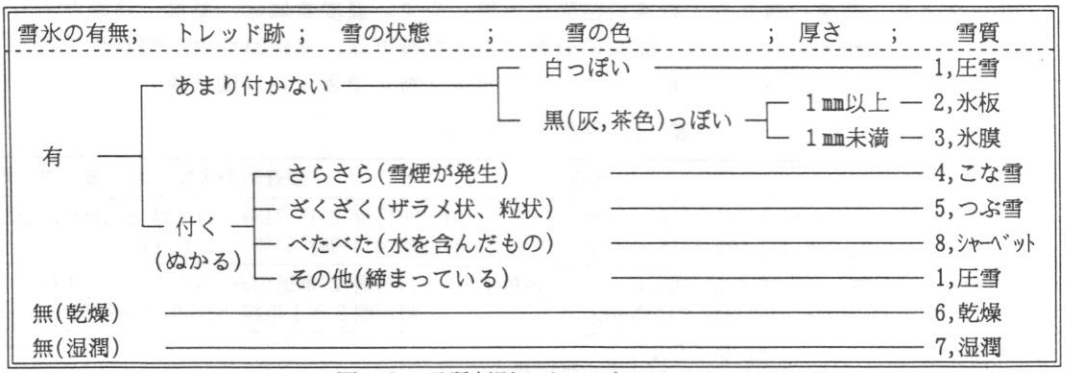
それぞれ「雪質」「形態」に相当する。このうち「路面性状」は、道路雪氷表面の光り具合と雪質、下層における滑る雪氷路面の有無で決定する。また「路面形態」は、表面の凹凸とわだちで決める。これらの考えは、基本的に秋田谷・山田の分類を踏襲しているが、①路面の「乾湿」の項目が無いこと。②雪質に「シャーベット」を加えたこと。③「つるつる」という言葉を、「非常に滑りやすい」という言葉に置き換えた点に相違がある。

3．新路面分類の判定方法と呼称

次に、この新分類での判定方法と呼称について説明する。

・道路雪氷表面の光りで滑り易さを判断し、光る場合「非常に滑りやすい」を次に述べる雪質の前に付けて呼ぶ。ただし雪質は「圧雪」「氷板」「氷膜」に限る。

・雪質は「圧雪」「氷板」「氷膜」「シャーベット」「こな雪」「つぶ雪」に分類する。なお、雪質の判定には、トレッド跡や、雪の状態の擬態的表現などを用いて、専門的知識の無い者でも、雪質の判断が容易になるようにした（図－２）。また、乾燥路面と湿潤路面は、雪質の項目と横並びで扱う。



図－２　雪質判別のチャート

表－１　他の路面分類との比較

雪氷研究者		道路管理者		
木下・秋田谷[1]	秋田谷・山田[6]	新路面分類	従来の分類[5]	道路情報一斉通話[4]
圧雪	圧雪	圧雪	圧雪	圧雪
	つるつる圧雪	非常に滑りやすい圧雪	つるつる圧雪 こぶ氷	
氷板	氷板	氷板	アイスバーン	アイスバーン
	つるつる氷板	非常に滑りやすい氷板	こぶ氷	
氷膜	氷膜	氷膜	ブラックアイス	
	つるつる氷膜	非常に滑りやすい氷膜		
こな雪・新雪	こな雪	こな雪		新雪
	こな雪下層つるつる	こな雪下層氷板	？	
つぶ雪	つぶ雪下層つるつる	つぶ雪下層氷板		？
	つぶ雪	つぶ雪		
水べた雪		シャーベット	シャーベット	シャーベット
		乾燥	乾燥	アスファルト(D)
		湿潤	湿潤	アスファルト(W)

・表面から見ると「こな雪」や「つぶ雪」でも、その下に滑りやすい面がある場合、雪質の後に続けて「下層氷板」をつける。これは、表面の層（こな雪、つぶ雪）より、その下の層の方が車両に影響を与える場合は、この点を明確にする必要があるためである。
・路面形態に関して、こぶやわだちがある場合は、大小で区別し、路面性状に続けて、「こぶ大」「こぶ小」「わだち大」「わだち小」とよぶ。

以上より、新路面分類の路面性状と他の分類との対応を考えると表－１の様になる。

４．調査結果

路面の目視調査は、1994年12月１日から1995年３月31日まで、毎朝８～９時の間に行った。調査には、表－２に示す調査票を配布して、これに記入してもらった。ここでは、全道冬期路面状況調査のうち、開発土木研究所の担当分である、国道12号札幌市北１条西３丁目と国道５号札幌市北５条東１丁目の２地点の結果について報告する。

解析にあたって、路面を表－３のようにグループ分けし、９時の路温および気温と路面との関係を調べた。図－３は、新分類による調査結果で、図－４は従来の分類による調査結果である。図－３より、非常に滑りやすい凍結路面の出現しやすい温度領域は、気温、路温とも０～－２℃であることがわかる。一方、従来の分類による調査では、凍結路面と圧雪路面に区別して解析を行ったが、凍結路面の出現しやすい温度領域は特定できない（図－４）。

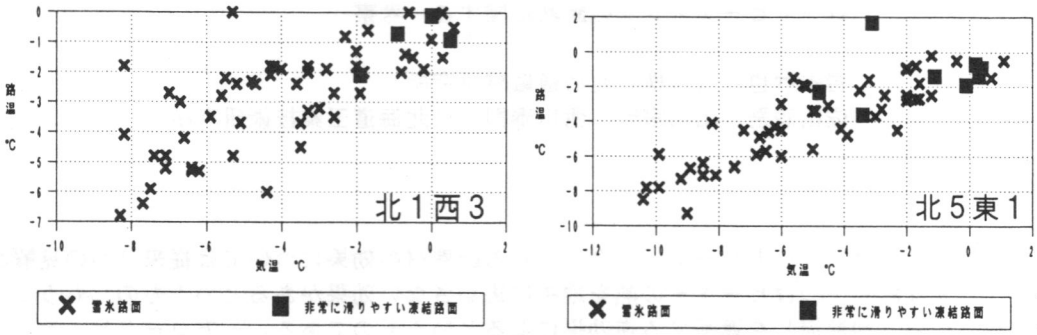
表－２　路面状況調査票

調査年月日	年　月　日(　)	調査時刻	:	調査時の天候	晴・曇・雪・雨
除雪作業	1)前日9-15時 2)15-21時 3)21-3時 4)3-9時 5)無	凍結防止剤 等散布作業	1)前日9-15時 2)15-21時 3)21-3時 4)3-9時 5)無	1)塩ｶﾙ 2)塩ﾅﾄ 3)CMA 4)砂･砕石 5)他(　)	
雪堤状況	1)無し 2)-50cm 3)-100cm 4)-150cm 5)-200cm 6)200cm超	道幅状況	1)全幅 2)車道のみ 3)片側３→２車線 4)片側２→１車線 5)片側１→往復１		
滞留状況	m/サイクル	その他所見			
降雪深	前日9時～9時　cm				

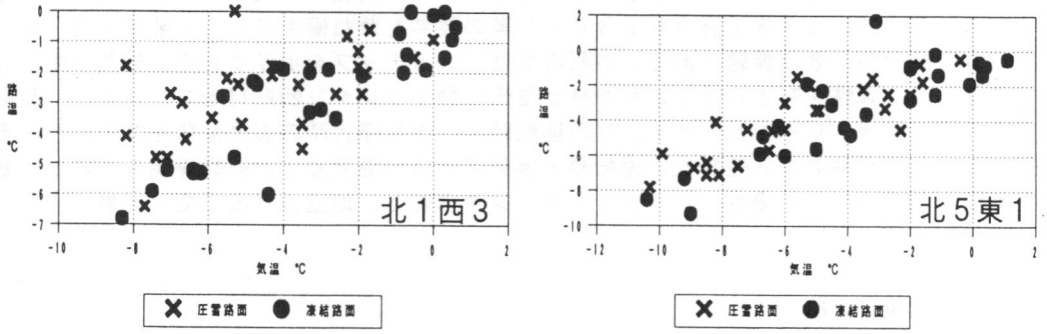
A:路面性状			B:路面形態		※従来の分類	【参考】
(A1)ひかり	(A2)雪質	(A3)下層	(B1)こぶ	(B2)わだち	番号記入	番号記入
呼び名			呼び名		呼び名	

表－３　解析上の分類

新路面分類	新路面分類での解析		従来の分類	従来の解析
非常に滑りやすい圧雪 非常に滑りやすい氷板 非常に滑りやすい氷膜	非常に滑りやすい凍結路面	雪氷路面	圧雪	圧雪路面
圧雪 氷板 氷膜 こな雪 つぶ雪 こな雪下層氷板 つぶ雪下層氷板			つるつる圧雪 アイスバーン ブラックアイス こぶ氷	凍結路面
乾燥 湿潤 シャーベット			乾燥 湿潤 シャーベット	



図－３　新路面分類による調査の解析結果



図－４　従来の分類による調査の解析結果

５．あとがき

秋田谷・山田の道路雪氷分類を基にして、道路管理者向けの新路面分類を提案した。この新路面分類の導入で、従来の分類では困難であった、「非常に滑りやすい凍結路面」の発生条件の解明が可能になった。今後、北欧などで行われているような、冬期路面管理の水準[7]の策定を念頭に置き、調査研究ベースで路面評価との対応、摩擦係数との対応などについて検討を進め、冬期路面管理の効率化を図る予定である。

【参考文献】

1）　木下・秋田谷(1969)；北海道における路面積雪調査Ⅰ,低温科学物理編,27,163-179.
2）　前野他(1987)；道路雪氷の構造と新分類,低温科学物理編,46,119-133.
3）　青木他(1977)；雪寒対策調査(1),建設省土木研究所資料,1306,1-64.
4）　加治屋他(1993)；冬期路面状況の年変動と気象条件について,第９回寒地技術シンポジウム講演論文集,176-181.
5）　松沢他(1993)；92/93全道冬期路面状況調査について,第９回寒地技術シンポジウム講演論文集,182-187.
6）　秋田谷・山田(1994)；目視による道路雪氷の分類と活用,第10回寒地技術シンポジウム寒地技術論文・報告集,63-69.
7）　Finnish National Road Administration(1993)；Winter Road Maintenance Methods in Finland,64p.(邦訳「フィンランドの冬期道路管理手法」,北海道開発局監修,（財）北海道道路管理技術センター,64p.)

ロードヒーティングの断熱に関する一考察

岩本欣也　（（株）北海道融雪研究所）
佐山惣吾、山口宗宏、西川泰則　（北海道工業技術研究所）

1．緒　言

北海道においては、ロードヒーティングにおける断熱材の効果については従来２つの見解がある。[1]　すなわち１つはヒーターの熱を地中に逃がさない効果があるというもの、もう１つは地中からの熱（地熱流）を遮断する逆効果になるというものである。一方ロードヒーティングに供する断熱材は、①水の浸透を遮断できるもの、②強度が十分あるもの（交通の重圧と振動に耐える強度を有するもの）、③熱伝導率が小さいもの（気孔率の大きいもの）、④耐熱性のあるもの（アスファルト施工温度約１８０℃）等の要素を兼ね備えている必要があり、より優れた材質の開発が必要な課題である。本報告では、ゴムチップをポリウレタン樹脂の中に混入して発泡させた弾性を有する新しい断熱材と従来の発泡ウレタン断熱材をコンクリート製融雪パネルの下に敷き、ロードヒーティングの運転時及び運転停止時の温度変化を測定した。その結果材質による断熱効果の差異と、運転時と運転停止時の温度変化の差異を明らかにし、断熱材を敷設した場合しない場合のロードヒーティング構造と、地温、気温の変化と熱の出入りについて検討した。

2．実験装置及び方法

2－1　実験装置

実験に用いた温水融雪パネルの構造は、１ｍ×１ｍのコンクリート製パネルの中に１０ｃｍピッチでφ１２．７ｍｍの銅管が埋設されている。パネル１は下に断熱材としてゴムチップウレタン複合材（２０ｍｍ厚さ、熱伝導率λ＝0.0700kcal/mh ℃）を敷いたもの、パネル２は下に断熱材として発泡ウレタン材（２０ｍｍ厚さ、λ＝0.0412kcal/mh ℃）を敷いたものであり、そしてパネル３は下に断熱材を敷かずに地面に直にパネルを置いた。それぞれに約１５℃の温水（不凍液）を流量１．５ℓ／分で通して実地の運転試験を行った。また、地温分布を測定するために土中の鉛直方向に４点を選び（ＧＬ－５ｃｍ、ＧＬ－１０ｃｍ、ＧＬ－３０ｃｍ、ＧＬ－５０ｃｍ）、各点にＰｔ１００（測温抵抗体）を埋設して温度変化を測定した。

2－2　実験方法

＊ＲＵＮ１　冬季の融雪運転試験
１９９５年３月９日１６時より３月１０日１６時まで連続運転して、パネル各点の温度と気温を測定した。

＊ＲＵＮ２　春先の自然融雪試験
ＲＵＮ１の後、１０日間運転を停止したが３月２２日に降雪があり、この雪がパネル上で自然に融ける状況を観察し、気温変化と対照させた。（１９９５年３月２１日より３月２７日まで）

＊ＲＵＮ３　融雪運転をした場合の地温分布変化測定
１９９４年１月１０日より１月２０日まで温水パネルの融雪運転をした後１月２０日から２月１日まで運転を停止した。このときの地温分布の変化を測定した。

＊ＲＵＮ４　春先の地温分布変化測定
１９９５年４月２２日より４月２６日まで自然の地温分布変化を測定した。

３．実験結果

３－１　融雪運転時の断熱材の効果（ＲＵＮ１）

３月１０日午前２から午前３時の各パネルの温度と伝熱熱量を図１に示した。（ＲＵＮ１）その時の外気温度は１℃であった。温水が１３～１５℃で各パネルに共通に供給されている。ゴムチップウレタン複合断熱材と発泡ウレタン断熱材を比較すると、ゴムチップウレタン断熱材の方が断熱性能が劣るため、断熱材下の地温が約１℃高くなり、パネル表面温度は逆に０．５℃低くなった。一方断熱材無しでは、断熱材有に比べて４～５℃パネル表面が低くなり、地温は逆に５～６℃高い値を示した。

３－２　自然融雪と断熱材の影響（ＲＵＮ２）

ＲＵＮ２では運転停止時の自然融雪の状況を観察した。（写真１）　３月２２日に降雪があり、３月２３日に断熱材なしのパネル上の雪が融けた。３月２４日にはゴムチップウレタン複合断熱材を下に敷いたパネル上の雪が融けた。さらに３月２６日に発泡ウレタン断熱材を下に敷いたパネル上の雪が融けた。この間の気温変化とまたこの間のパネル１（発泡ウレタン断熱材有り）及びパネル３（断熱材無し）のパネル表面、断熱材下（地温）の温度変化を図２に示した。

３－３　地温分布の変化（ＲＵＮ３、ＲＵＮ４）

ＲＵＮ３の結果を図３に示す。融雪運転時にＧＬ－５ｃｍの地温が３℃程度まで上昇したが運転停止後０℃以下まで低下した。それ以外は下に深くなる程地温は高くなり融雪運転の影響は小さかった。

ＲＵＮ４の結果を図４に示す。気温が地温より高い春先では表面に近い程地温は高くしかもＧＬ－１０ｃｍまで気温の日周期の影響を受け、また全体に季節の傾向変動の影響も受けた。

４．考　察

① ＲＵＮ１より断熱材はヒーターの下への熱流を遮断し、上への熱流を相対的に大きくすることで融雪効率を向上させる。
② ＲＵＮ２より自然融雪に対する断熱材の逆効果が現れた。地温が気温より相対的に高いと地表付近の地熱流が下から上に向くために、この時期には断熱材はそれを阻害して自然融雪には不利になる。
③ ＲＵＮ３よりロードヒーティングを運転するとＧＬ－５ｃｍ程度までの地温を上昇させるが、それ以深にはすぐには影響しない。
④ ＲＵＮ４より気温が地温より高い時期は（春先以降）、ＧＬ－１０ｃｍまでの地温の動きのレンジは気温の日周期のレンジの１／５程度で連動している。
⑤ ＲＵＮ３、ＲＵＮ４より冬季（気温が地温より低い時期）と春先（気温が地温より高い時期）で地表付近（ＧＬ－５０ｃｍまで）の地温分布は逆転する。

5．結　言

春先に断熱材が地熱流を遮断するために自然融雪に逆効果を示したことは、北海道ではあまり報告されていない現象で（本州では普通言われる）注目される事例が得られた。

本報告では、気温が地温より低い期間を冬季として、それ以外の時期（春先以降）と地温の挙動が違うことを明らかにした。また地温の挙動には、日周期と季節による傾向変動の要素がある他、さらに地球レベルの大気への放熱（１W／㎡といわれる）の要素があり、これら３要素の熱挙動を統合してモデル化する必要がある。また、自然系の中で融雪のための人為的な操作（加熱、断熱）がどう影響しているのかという逆の視点も必要と思われる。なお、実用上のモデル化については継続して解析中であり、続報等で報告する。

参考文献　1）；佐山惣吾他『ロードヒーティングの断熱効果について』
北海道の雪氷No.13(1994)

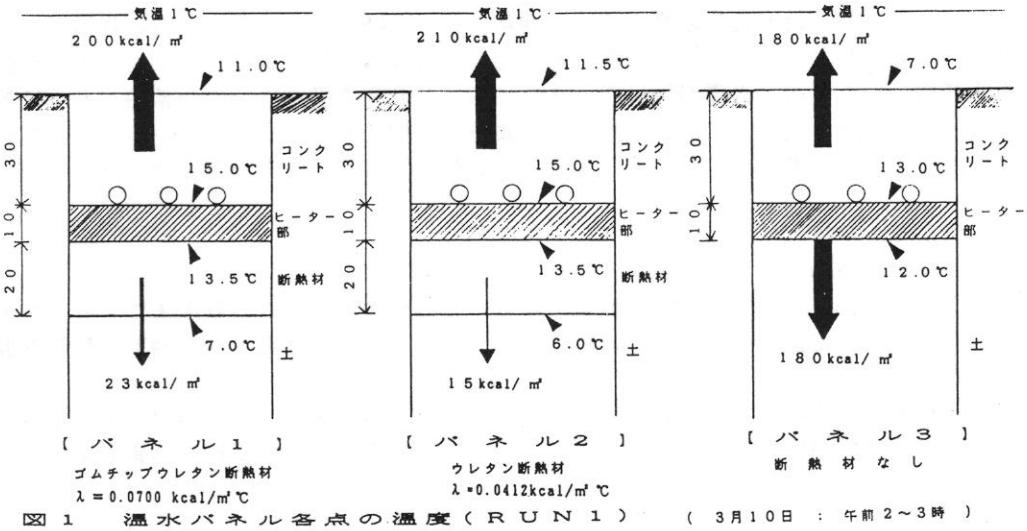


図１　温水パネル各点の温度（ＲＵＮ１）　（３月10日：午前２～３時）

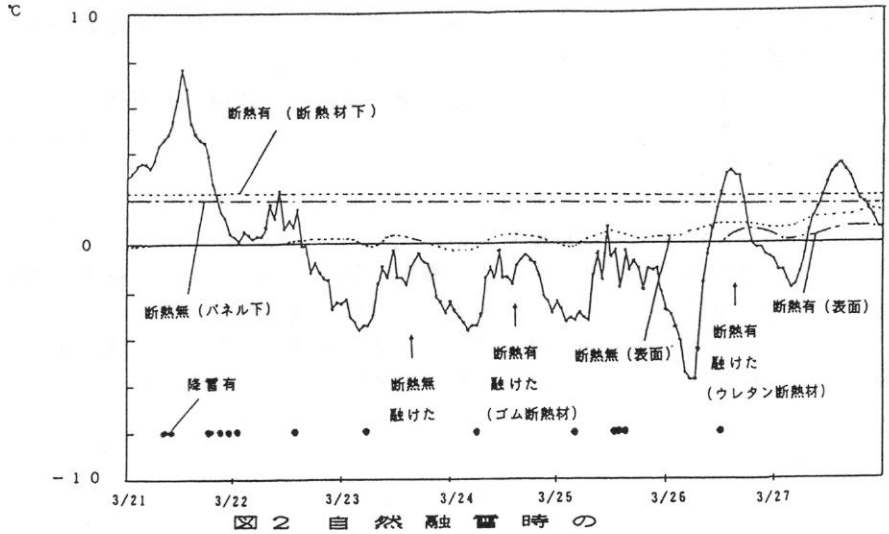


図２　自然融雪時の気温変化と地温変化（ＲＵＮ２）

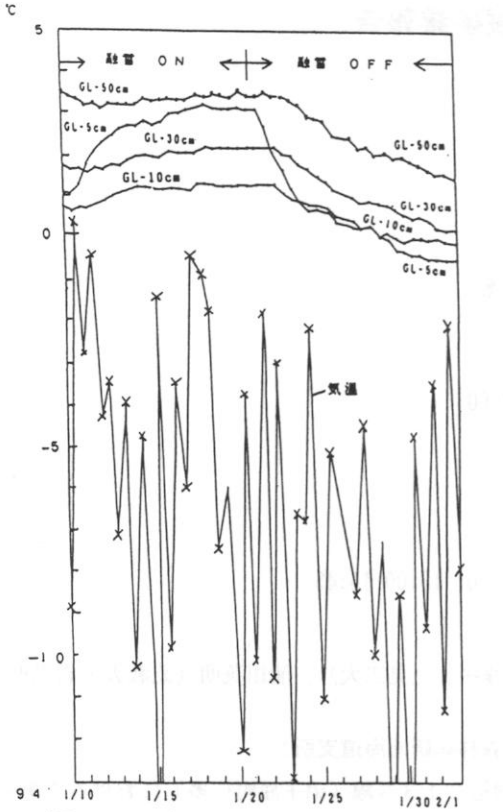


図３　地温の変化（ＲＵＮ３）

測定場所：札幌市豊平区

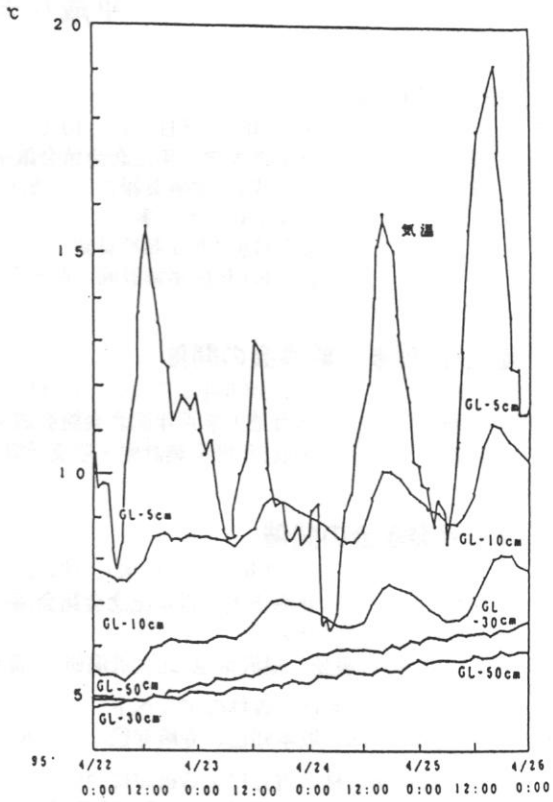


図４　地温の変化（ＲＵＮ４）

測定場所：札幌市豊平区

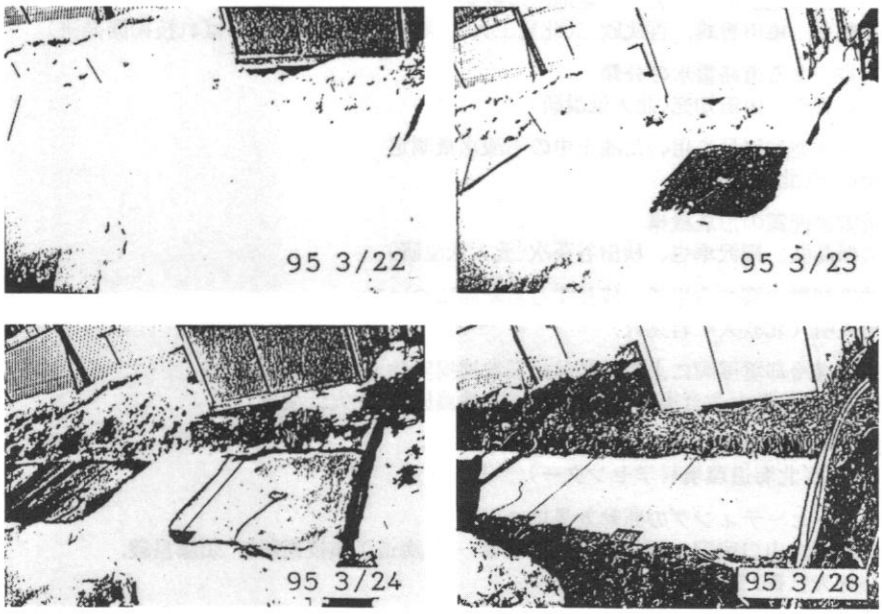


写真１　自然融雪進行状況（ＲＵＮ２）

平成６年度事業報告

■総会の開催

日時:　平成6年6月15日(水)、10:00－10:30
場所:　北海道大学百年記念会館会議室
議題:　1. 平成5年度事業報告・収支決算
2. 支部規約改正案
3. 平成6年度支部役員案
4. 平成6年度事業計画・収支予算案

■第1回理事・幹事会の開催

日時:　平成6年6月15日(水)、12:00－13:00
場所:　北海道大学百年記念会館会議室
議題:　平成6年度事業計画・収支予算

■研究発表会の開催

日時:　平成6年6月15日(水)、10:35－12:00、13:00-15:45
場所:　北海道大学百年記念会館会議室
出席者:　86名
プログラム:座長　福沢卓也(北大低温研)、高橋修平（北見工大）、油川英明（北教大・岩見沢）

1. 積雪期における森林のアルベド
中井裕一郎、坂本知己、寺嶋智巳、北村兼三(森林総研北海道支所)

2. 道路防雪林の雪丘による被害について　－国道２４３号線（弟子屈町仁多）における１事例
斉藤新一郎、対馬俊之(北海道立林業試験場)

3. 雪害防止を兼ねた、既往法面への新しい植栽法枠工の適応試験
斉藤新一郎(北海道立林業試験場)

4. 小利別（陸別町）における盆地冷却観測
高橋修平，亀田貴雄，百武欣二(北見工大)、石橋　勉（陸別町しばれ技術開発研）

5. 目視による道路雪氷の分類
秋田谷英次，山田知充(北大低温研)

6. パルス型ＮＭＲを用いた凍土中の不凍水量測定
石崎武志(北大低温研)

7. 積雪表面霜の形成機構
八久保晶弘，福沢卓也、秋田谷英次(北大低温研)

8. 過冷却微水滴から生成・成長する雪結晶について
油川英明（北教大・岩見沢）

9. 鉛直過冷却雲風洞による雪結晶の雲粒捕捉実験（その１）
高橋庸哉(北教大教育実践研究指導セ)，遠藤辰雄(北大低温研)

10. 酸性降雪採取法に関する研究
野口　泉(北海道環境科学センター)

11. ロードヒーティングの断熱効果について
佐山惣吾，山口宗宏、西川泰則，三浦健一(北海道工業技術研)，須藤昌義，
酒井好夫((株)フジイ)

12. 積雪寒冷地のメッシュフェンスについて
湯浅雅也、伊東敏幸，苫米地司(北海道工業大学)、黒沢正樹（積水樹脂）

13. ３次元構造物周辺の吹きだまり性状について
佐伯健一，苫米地司(北海道工業大学)

14. 大規模構造物における屋根雪の滑動メカニズムに関する一考察
高倉政寛、伊東敏幸，苫米地司(北海道工業大学)

■機関誌「北海道の雪氷」13号の発行

発行日: 平成6年7月31日
発行部数: 350部

■講演会の協賛

日時: 平成6年11月9日(水)、18:00～20:00
場所: 北海道新聞社（８階） 道新ホール
テーマ: 極地の夕べ 南北両極では何が起こっているか ー過去・現在・未来ー
主催: (財)日本極地研究振興会記念事業実行委員会・北海道新聞社
後援: (社)日本雪氷学会北海道支部
出席者: 150名
講演:
1. 北極の探険史と科学
太田昌秀(ノルウェイー極地研究所)
2. 南極２０００年 －南極研究の新たな展望
Ｒ．Ｂ．トムソン（元ニュージーランド南極局長）
3. 南極のオアシス －ドライバレー
鳥居鉄也（日本極地研究振興会）

■講演会の開催

日時: 平成7年2月3日(金)、18:00～20:30
場所: 札幌市教育文化会館・講堂(4F)
テーマ: 『雪崩から身を守るために』
共催: (社)日本雪氷学会北海道支部/北海道雪崩事故防止研究会
後援: 北海道大学山とスキーの会/北海道自然体験学校NEOS/
北海道山岳ガイド協会
出席者: 174名
講演:

1. 雪崩の発生メカニズム	成瀬廉二(北大低温研)
2. 埋没者発見後の医療措置	松井 傑(桑園中央病院)
3. 埋没者の捜索法と新装備	樋口和生(北海道自然体験学校NEOS)
4. 山岳國スイスの雪崩事情	阿部幹雄(北大山とスキーの会)

■談話会の開催

日時: 平成7年3月18日(土)、10:30－16:00
場所: 置戸町土間工房
テーマ: 『北海道における環境教育を考える』
共　催: (社)日本雪氷学会北海道支部/置戸町
出席者: 46名
内容:

1. 基調講演
   流氷や凍土を利用した環境教育
   木下誠一（北海道立流氷科学センター　所長）
2. 北海道内の事例報告:
   知床国立公園における環境教育
   松田光輝（(財)自然トピアしれとこ管理財団　研究員）
   地域の素材（木）を生かした学校教育
   野長瀬英勝（置戸町立勝山小学校　教頭）
   北方民族博物館による地域研究と地域教育
   渡部　裕（北海道立北方民族博物館　学芸課長）
   雪中キャンプによる環境教育
   原　文宏（(社)北海道開発技術センター　主任研究員）
3. ディスカッション
   司会：秋田谷英次

■第2回理事・幹事会の開催

日時: 平成7年4月18日(火)、15:00－17:00
場所: 北海道大学低温科学研究所 会議室
議題: 1. 平成6年度事業報告・収支決算
2. 平成7年度役員審議
3. 平成7年度事業計画・収支予算案審議
4. その他

平成６年度会計報告

収 支 計 算 書
通常会計
1994年4月1日から1995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. 基本財産運用収入 基本財産利息	(0) 0	(0) 0	(0) 0	
2. 本部交付金	650,000	702,000	-52,000	
3. 事業収入 出版物売上 広告収入	(34,000) 0 34,000	(69,900) 49,900 20,000	(-35,900) -49,900 14,000	
4. 雑収入(預金利子)	0	3,837	-3,837	
当期収入合計	684,000	775,737	-91,737	
前期繰り越し収支差額	2,202,470	2,202,470	0	
収　入　合　計	2,886,470	2,978,207	-91,737	

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	(560,000)	(646,104)	(-86,401)	
講演会費	80,000	105,900	-25,900	1回
研究発表会	30,000	27,400	2,600	1回
談話会	150,000	135,400	14,600	1回(置戸)
機関誌発行費	200,000	286,340	-86,340	1回
総会費	30,000	25,064	4,936	1回
理・幹事会費	70,000	66,000	4,000	2回
2. 事務管理費	200,000	164,442	35,558	
3. 予備費	50,000	62,663	-12,663	
当期支出合計	810,000	873,209	-63,209	
当期収支差額	-126,000	-97,472	-28,528	
次期繰り越し収支差額	2,076,470	2,104,998	-28,528	

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平成6年度（1994年04月01日から1995年03月31日）の収支計算書、正味財産増減計算書、貸借対照表、財産目録を監査し、公正妥当な事を認めます。

1995年 4月 7日

社団法人日本雪氷学会北海道支部

監事 油川英明

油川英明

監事 佐竹正治

佐竹正治

平成７年度事業計画

1. 支部総会　　平成7年6月15日
2. 研究発表会の開催　　〃
3. 機関誌「北海道の雪氷」14号の発行　　平成7年7月
4. 講演会の開催　　1～2回
5. 談話会の開催　　1回
6. 役員会議　　2回

会　計　計　画

1995年4月1日から1996年3月31日まで

（収入の部）　　（単位　円）

科　目	予　算　額	備　考
1. 基本財産運用収入 基本財産利息	(0) 0	
2. 本部交付金	702,000	
3. 事業収入 出版物売上 広告収入	(20,000) 10,000 10,000	
4. 雑収入	0	
当期収入合計	722,000	
前期繰り越し収支差額	2,104,998	
収入合計	2,826,998	

（支出の部）　　（単位　円）

科　目	予　算　額	備　考
1. 事業支出 講演会費 研究発表会費 談話会費 機関誌発行費 総会費 理・幹事会費	(630,000) 100,000 30,000 150,000 250,000 30,000 70,000	 1～2回 1回 1回 1回 1回 2回
2. 管理費 事務費	200,000	
3. 予備費	56,998	
当期支出合計	886,998	
当期収支差額	-164,998	
次期繰り越し収支差額	1,940,000	

（社）日本雪氷学会　平成７年度北海道支部役員及び関係者

支部長	秋田谷 英次	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5488
副支部長	竹内　政夫	（財）日本気象協会北海道本部	011-622-2230
	福田　正己	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5492
理事	石本　敬志	北海道開発局開発土木研	011-841-1111-207
	斉藤 新一郎	専修大学北海道短期大学	01266-3-4321
	佐伯　浩	北海道大学工学部	011-716-2111-6183
	佐々木 晴美	北海道開発技術センター	011-271-3028
	佐山　惣吾	北海道工業技術研	011-851-0151
	髙橋　修平	北見工業大学	01572-24-1010-231
	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	0155-48-5111-345
	苫米地　司	北海道工業大学	011-681-2161-443or331
	浜田　進一	**鹿島建設㈱札幌支店**	**011-231-7521**
	堀内　数	北海道工業大学	011-681-2161-255
	矢作　裕	北海道教育大学釧路分校	0154-42-1735
監事	油川　英明	北海道教育大学岩見沢分校	0126-22-1470-335
	佐竹　正治	（財）日本気象協会北海道本部	011-622-2239
幹事長	**成瀬　廉二**	**北海道大学低温科学研究所**	**011-716-2111-5486**
庶務幹事	曽根　敏雄	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5491
会計幹事	**西村　浩一**	**北海道大学低温科学研究所**	**011-716-2111-5478**
幹事	石橋　喜明	日本道路公団札幌建設局	011-241-9181
	伊東　敏幸	北海道工業大学	011-681-2161-344
	榎本　浩之	**北見工業大学**	**0157-26-9499**
	金森　久	北海道ガス㈱技術開発研究所	011-222-5367
	金田　安弘	（財）日本気象協会北海道本部	011-622-2237
	木下　久史	北海道電力(株)総合研究所	011-251-1111
	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	011-778-8811-292
	田中　雅樹	**JR北海道㈱**	**011-251-9146**
	原　文宏	北海道開発技術センター	011-271-3028
	春木　茂夫	北海道開発ｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ㈱	011-851-9221
	平松　和彦	北海道立旭川西高等学校	0166-52-1215
	藤井　雅晴	札幌総合情報センター㈱	011-232-4848
	松澤　勝	北海道開発局開発土木研	011-841-1111-325
評議員	阿部　宏侑	道立寒地住宅都市研究所	011-621-4211
	石谷　捷二	北海道企画振興部	011-231-4111(2751)
	加藤　建郎	交通安全施設研究会	011-261-1855
	金田　武	紋別市	01582-4-2111
	工藤　達也	札幌管区気象台	011-611-6121-400
	合田　裕志	北海道ガス㈱	011-222-5367
	小林　徳宏	ＪＲ北海道㈱	011-251-9144-202
	佐藤　隆	北海道開発コンサルタント	011-851-9221
	佐藤　鐵磨	日本電信電話㈱北海道支社	011-212-4700
	下平尾　蔀	**北海道開発局**	**011-709-2311**
	霜山　正雄	(財)河川情報センター札幌センター	011-757-0511
	田賀　洋	北海道電力㈱総合研究所	011-251-1111
	谷藤　和三	**北海道電力㈱**	**011-251-1111**
	東海林 明雄	北海道教育大学釧路校	0154-42-3381-328
	湊谷　宣夫	北海道住宅都市部	011-231-4111
	藤野　和夫	北海道大学名誉教授	011-811-6572
	藤野　暢一	（株）地崎工業	011-511-8114
	三上　俊幸	札幌市建設局道路維持部	011-211-2662
	山本　孝	北方圏センター	011-221-7840
顧問	石井　幸男		011-611-4083
	遠藤　明久	北海道工業大学名誉教授	011-741-4467
	木下　誠一	北海道大学名誉教授	011-731-8645
	木村　忠志		**011-372-5867**
	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	東日本学園大学専務理事	011-231-3053
	東　晃	**北海道大学名誉教授**	**011-373-1907**

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.14

ISSN-1340-7368

平成7年8月31日発行
発行　日本雪氷学会北海道支部
〒060 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
TEL:011-716-2111
内線 5491,5478