

日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

第 10 号

目 次

巻 頭 言	秋田谷英次	1
樹林帯で新しい風土をつくる	斎藤新一郎	2
平成 3 年度研究発表会講演要旨		3
平成 2 年度支部事業計告・会議報告・会計報告		69
平成 3 年度支部事業計画・会議計画・会計計画		72
平成 3 年度支部役員名簿		74

平成 3 年 8 月

発行 日本雪氷学会北海道支部

日本雪氷学会北海道支部規約

第 1 条 本支部は日本雪氷学会北海道支部と称し、事務所を札幌におく。

第 2 条 本支部は日本雪氷学会定款第 4 条の目的を達成する為に下記の事業を行う。

1. 雪氷および寒冷に関する調査及び研究。
2. 雪氷および寒冷に関する研究会、講演会、座談会、見学会の開催。
3. その他の本支部の目的達成に必要な事業。

第 3 条 本支部の会員は北海道地方在住の日本雪氷学会正会員、団体会員、賛助会員および名誉会員とする。

第 4 条 本支部に次の役員をおく。

- | | |
|-------|--------------------|
| 支 部 長 | 1 名 |
| 支部理事 | 若干名（内支部地方理事若干名を含む） |
| 支部監査 | 2 名 |
| 支部幹事 | 若干名（内幹事長 1 名） |

第 5 条 支部長、支部理事および支部監査は支部総会において支部会員の中から選任する。

第 6 条 支部幹事（幹事長を含む）は支部会員のうちから支部長が委嘱する。

第 7 条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。

第 8 条 支部理事は、支部理事会を組織し重要な事項を決議する。

支部理事会の議長は支部長とする。

第 9 条 支部監査は支部の会計を監査する。

第 10 条 支部幹事は支部幹事会を組織し、支部長の指示を受けて、会務並びに会計を処理する。

第 11 条 役員の任期は 1 ヶ年とする。ただし再任を防げない。

第 12 条 本支部に顧問をおくことができる。

第 13 条 顧問は必要に応じて本支部の指導にあたる。顧問は理事会の議決を経て支部長がこれを委嘱する。

第 14 条 本支部は毎年 1 回定期総会を開く外必要に応じ臨時総会を開く。

第 15 条 総会においては下記事項の承認を受けなければならない。

1. 会務並びに会計の報告
2. 新年度の事業方針
3. 役員の決定
4. 規約の変更
5. その他重要な事項

第 16 条 本支部の経費は下記の収入によってこれをまかなう。

1. 本部よりの交附金
2. 寄附金その他

第 17 条 本支部の事業年度は毎年 4 月より翌年 3 月までとする。

附 則 本規約は昭和 34 年 5 月 18 日より施行する。

昭和 53 年 6 月 8 日改正

支 部 長 挨 拶

秋田谷英次（北大低温科学研究所）

平成3年6月の本支部会総会で支部長と言う大役を仰せつかり、その責任の重さを痛感しております。微力ではありますが、歴代支部長の業績を見習い、また支部会員や役員各位のご協力、ご指導のもとで支部発展にお役に立ちたいと考えております。私は10年以上もまえに支部幹事や幹事長を仰せつかり、当支部の各種行事（談話会、見学会、積雪観測講習会）、そして昭和55年の全国大会のお手伝いをさせて頂きました。しかし、当時とは社会情勢や雪氷に対する考え方も大きく変わっているので、学友支部としても時代にマッチした対応をしなければなりません。すなわち、以前は雪や寒さは人々の暮らしにマイナス要因であり、それらを克服し、雪のない地方と同じ様な生活や経済活動をするために「克雪」の考え方が主流でした。そのために科学技術の力で様々な積雪寒冷に関する障害を除去する努力をしてきました。このやり方は、いわば自然に逆らう方法で多くの資材しエネルギーを要します。その結果として、スパイクタイヤの問題で見られる様に環境や健康に関する新たな問題がでてきました。近年は、自然に逆らわずに自然と融和した技術開発の必要性が認識されてきました。そのためには自然を理解し、自然の力をうまく利用して、ハード・ソフトの両面に対応しなければなりません。一方自然の仕組みを理解することにより、自然と親しみ、積雪寒冷そのものを積極的に利用しようという動きもでてきました。「親雪」とか「利雪」という言葉も生まれてきました。各地で実施または計画されている大規模スキー場の開発が、その一つの典型例ですが、これも自然破壊や乱立の気配が見受けられます。人真似ではなく、地域に密着した、自然と融和した、雪氷寒冷の新たな利用法が模索されている時代と言えましょう。

本学会の会員は北海道各地いで直接・間接的に雪氷に関連したしごとになら携わって活躍しています。また多くの企業の方々が賛助会員として本学会に援助・協力をしていただいています。これまでも談話会等を通して雪氷問題をとりあげてきましたが、さらにこれらを充実し、一般会員、賛助会員、しいては道民のためになるような支部活動が必要と考えています。皆様の知恵をお借りして、支部の発展に尽くしたと考えております。

樹林帯で新しい風土をつくる

ここ2、3年のことであるが、北海道の開拓・開発を通じて平野の樹林がほとんど失われたので、農村景観・都市景観を高め、新しい風土を創造するために、樹木を群で植えよう、という機運が高まってきた。

明治以降、今日まで森を伐開することが文明開化であった。その考えを改め、21世紀には、みどり豊かな郷土を、道路沿い、水路沿いの除地（草地）に樹林帯を防風林という形で、造成する、というのである。国や道の予算も計上されるそうであり、誠に結構な話である。

何の樹種を、どのくらいの規模や密度で、どういう基礎工事をして、植えるのか？——こういう質問がくる。応えは簡単である。——その周辺の屋敷林、庭木、鎮守の森（寺院・神社の境内林）観察・調査すればよいのである、と。

思えば、四半世紀もの昔、屋敷林を調査して、それを卒論に描いたのであった。若い頃から、「風土」の概念をもっていた。南関東の屋敷林のある家に育ったからであろう。北海道に来たとき、自然そのものは雄大でも、人間の働きかけが荒すぎる、と思った。広い敷地に木も植えないで、また、むき出しの寺院や神社があって、新開発地は心貧しいものなのか、と感じた。

これからは、防風林や樹林帯の造成を通じて、潤いのある、開発と創造が並立した、明日の北海道を築いてゆくことになる。そして、お上の予算だけに頼らず、自らも屋敷林を、鎮守の森を、都会の森を、創造してゆく機運が盛り上がれば、さらに素晴らしい風土が形成されよう。大いに期待したい。



斎藤新一郎

平成 3 年度研究発表会講演要旨

日時：平成 3 年 6 月 19 日（水） 10：00－15：50

会場：北海道学術交流会館 第一会議室

午前の部

10：00－10：30 支部総会

研究発表会 （発表時間 12 分 質疑応答を含む）

10：35－11：50 座長 高橋修平（北見工業大学）

①衛星画像に見られるオホーツク海の海水と大気の特徴

榎本浩之、百武欣二、高橋修平（北見工業大学）

②1990～91年冬期の道北地方の積雪分布と化学成分の変動

藤原滉一郎（北大演習林）、佐藤冬樹、笹智一郎（北大天塩演習林）

③平成2年～平成3年冬期の札幌における平地積雪の特徴

尾関俊浩、秋田谷英次、白岩孝行（北大低温研）

④森林内における積雪分布

北原曜、中井裕一郎、坂本知己、斎藤武史（森林総合研究所北海道支所）

⑤アメダスデータに基づく北海道内の凍結－融解出現頻度分布について

福田正己（北大低温研）、岩崎一孝（北大文学部）

⑥苫小牧における土壌凍結深、凍上量と凍結指数の関係

石崎武志、原田鉦一郎、鳥田宏行、福田正己（北大低温研）

午後の部

13：10－15：50 座長 植松 孝彦（日本気象協会北海道支部）

⑦根釧原野のアースハンモックにおける凍結深観測

曾根敏雄（北大低温研）

⑧大雪山および周辺低山地における永久凍土の分布

原田鉦一郎、福田正己、石崎武志、曾根敏雄（北大低温研）

⑨北見地方置戸町に見られる氷穴の観測

高橋修平、榎本浩之、沢田正剛、百武欣二（北見工大）、安達寛（北見土質調査事務所）、福田正己（北大低温研）

⑩凍土層形成に対する物理探査の適用例－帯広畜産大学実験圃場の場合－

河内邦夫、武藤章、後藤典俊（室蘭工大）、高見雅三、和気徹
（道立地下資源調査所）、土谷富士夫（帯広畜産大学）

⑪膜材を用いた屋根の滑雪性状について

山形敏明、山田利行、中島肇、山口英治、橋本茂樹、苔米地司（道工大）

⑫膜材を用いた屋根の滑雪距離について

山口英治、山田利行、中島肇、橋本茂樹、山形敏明、苔米地司（道工大）

⑬膜材を用いた屋根における滑雪後の堆積性状について

橋本茂樹、山田利行、中島肇、山口英治、山形敏明、苔米地司（道工大）

⑭ガラス屋根用いた屋根の滑雪性状について

苔米地司、伊東敏幸、山口英治、橋本茂樹、星野政幸（道工大）

⑮非磁器がいしの着氷雪特性について

藤井裕（北海道電力総合研究所）

⑯北海道の冬期間における自動車の諸問題と現状

宮下義孝（北海道自動車短期大学）

⑰雪尺・樹木等のまわりの融雪凹みの成因について

小島賢治（中央区南9西17）

⑱耕地防風林の地吹雪捕捉機能と樹木の雪害について（第3報）――間伐及び裾

枝打ちが雪丘形成に及ぼす影響について

斎藤新一郎、成田俊司（北海道立林業試験場）

⑲道路防雪林の成長経過について－道央自動車道札幌～岩見沢間の事例

斎藤新一郎（北海道立林業試験場）、上島勉（日本道路公団札幌建設局）

衛星画像にみられるオホーツク海の気象と海水（序報）

榎本浩之，百武欣二，高橋修平（北見工大）

1. はじめに

海水域を特徴づけるものとして海水の広がり（面積），密接度，氷厚，リードなどが挙げられる．これらは海水の運動，熱的性質と大きく関わってくる．オホーツク海の海水についてもその広がりや密接度はモニターされているが，リードや氷厚などについては，測定も難しくまだまだ未知である．海水の移動や，熱や水蒸気の輸送を考える際には，開水面やリード，薄氷域の資料も重要となってくる．そこで，海水域内のリードの分布や，薄氷域の存在に注目した．

リード：海水域の力学を考える上で，海水域を連続体と仮定したモデルが作られ利用されている．これは，氷板の密接した北極海の海水域について開発されたもので，オホーツク海や東グリーンランド海域のような遷移域(MIZ)の影響が大きい地域については最適ではないかもしれない．そこで，遷移海水域に発生する大規模なリードの分布と海水域の運動の関係を調べる．ここでは，まず第一段階として，リードの空間的，時間的分布について見てみた．また，その分布と海水域の平均的な風の場合との関係を調べた．

薄氷域：薄氷域や開水面の存在は，大気海洋間の熱や水蒸気の輸送にとって影響が大きい．また，海洋構造への影響も重要である．南極大陸周辺や北極海などでは，いくつかの例が報告されている．ここでは，オホーツク海に見られる薄氷域に注目した．

2. リードの分布

1991年2月，3月に於てオホーツク海の海水域に見られる大規模なリードの分布を調べた（図1）．大規模なリードは，サハリン沿岸では，北部のエリザベータ岬からオハにかけてと，中部のテルペニエ岬付近に多く見られた．カタングリの北では頻度が小さい．エリザベータ岬の北では，東西に伸びる長大な（約300～500km）弧状のリードがしばしば見られた．3月になるとサハリン湾の入口にやはり弧状のリードが定期的に見られたが，これは，サハリン湾内の定着氷とその北の海水の境界のようである．ただし，1991年は海水の拡大が少なかったため観測されたリードも，サハリン付近に偏っている．他の年のデータも調べる必要がある．

以上のことから，リードの生じ易い地域があり，沿岸（海岸線）の形が影響しているようである．エ



図1 1991年2月，3月に於てオホーツク海の海水域に見られる規模の大きいリードの分布を調べた．これは，2月15～28日の観測結果を合成したものである．地名は，a：マガダン，b：オホーツク，c：サハリン湾，d：エリザベータ岬，e：オハ，f：カタングリ，g：テルペニエ岬．

リザベータ岬の北の弧状のリードについては、総観規模での海水の移動や海流を反映していると考えられる。サハリン湾の入口のものは定着氷の内と外での氷状の違いによる。

3. リードの走行

リードの走向については、海岸線に直角のものがほとんどであった。筋状雲から風の様子を推定して参考にした。但し、サンプルの分布が沿岸に偏っているため風の影響のみを分離することはできない。風向きに対し直行するリードの走向が卓越していたが、これは北風が卓越していたことと、南北に伸びるサハリンの海岸線の反映とも見れる。しかし、顕著な西風の際には、海水分布は東に拡大し、また南北方向の走向をもつリードも見られた(図2 a, b)。リードの走向が、風の向きに直交する傾向があるようである。Barryらは、北極海に於てリードの走向と地衡風の向きが平行に近い例が多いことを示したが、今回の結果は異なる。海水域の応力状態の違いとも考えられる。

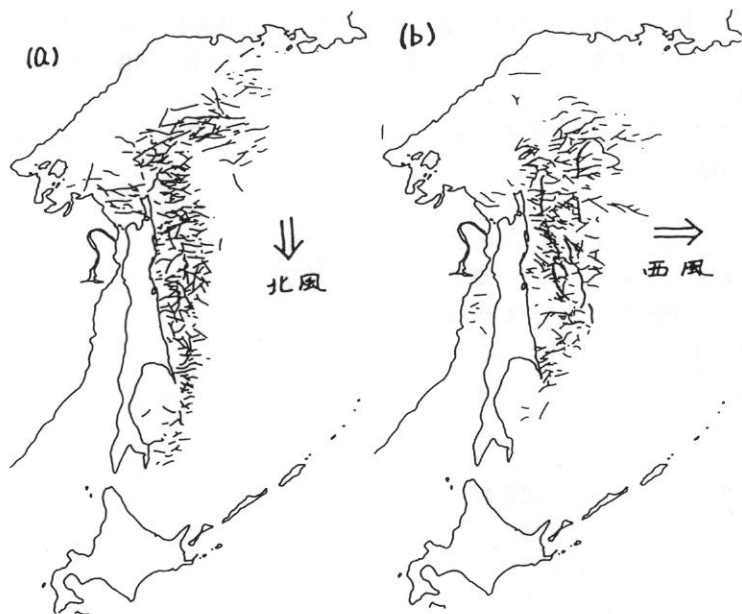


図2 風向きとリードの走向。

(a)北風の例。風向きに対して直行する走行が卓越していたが、これは北風が卓越していたことと、南北に伸びるサハリンの海岸線の反映とも見れる。
(b)西風の例。海水分布は東に拡大し、また南北方向の走向をもつリードも見られた。

4. 沿岸部のリード

海岸線に直角なリードの走行が多く見られた。さらに詳細な構造を見るために、ランドサット等の画像を用いた。沿岸部の海水のランドサット画像から観察される一般的な特徴を述べると(但し、上述の観察と地域、期間は異なる): リードは海岸からやく20~30km付近までにおいては、海水の移動方向に対し後方45'に向かって伸びる、その沖では海水の一般流に流され、走向は海岸線に対し直角になっている(図3)。沿岸に発生するリードは単純な応力場を仮定すると、海水の移動方向に対し後方45'に向かって伸びることが計算される。ここでは、垂直応力とせん断応力の双方が重要である。沿岸から離れた遷移海水域では、風の応力に対し直交した向きを持つ垂直応力に対応してリードの発生、幅の拡大が起きているようである。北極海などの、氷厚の大きい、密接した海水域では様子は異なってくると思われる。

5. 薄水域

海水域を特徴づけるものの一つである氷厚については、測定も難しくまだまだ未知である。1991年2、3月のNOAAの画像の観察から、オホーツク海におけるほぼ定常的な薄水域に注目した。オホーツク海湾最北部の沿岸域とサハリン中部東海岸の沿岸域に、薄水域と思われる地域が観察された(図4)。NOAAの可視、赤外面像を用いて注目したところ、2月には結氷しているようであるが比較的温度が高く、また可視光の反射率も低いことがわかった。おそらく薄水域であると思われる(図5)。ただし、密接度は高い(ほぼ100%)ため海水分布図、密接度分布図の資料からはその存在を見い出せない。気象資料を参考にすると、2月中旬、大陸状は -30°C 以下の気温であり、ここから寒気がオホーツク海の沿岸域に吹き出している。ところが、表面温度はその近辺の海水域では高く、沿岸から離れると低くなっている。表面温度勾配は海岸から約数十kmの地域で見られ、その沖はほぼ均一となっている。強い北風は、海洋から熱を奪うと共に海水の南への輸送にも関わっている。海水の輸送(流出)と生産のかねあいによって、氷厚の不均一と温度勾配が生じているのかもしれない。情報が乏しい。他の海水域の沿岸ポリニアと比較すると、興味深い。

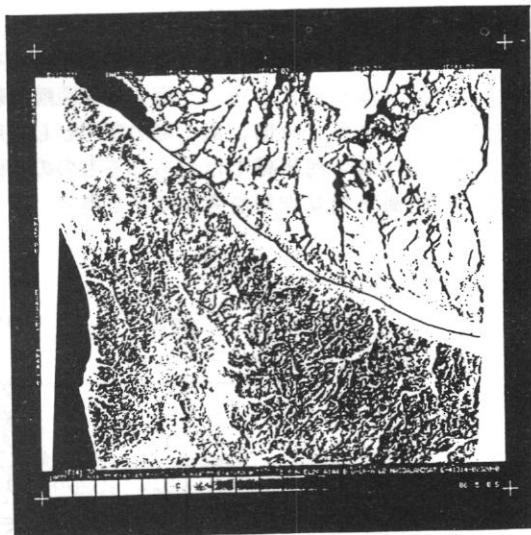


図3 ランドサット画像から観察される沿岸部の海水のリード。海岸から約20~30km付近までにおいては、海水の移動方向に対し後方45°に向かって伸びるリードが多い。その沖で走向が海岸線に対し直角になってくる場合が多く見られる。

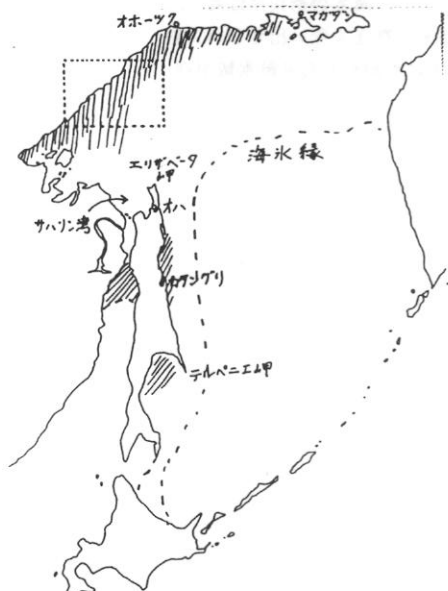


図4 1991年2月、3月のNOAA画像に見られる、薄水域の分布(斜線部)。オホーツク海最北部の沿岸域とサハリンの東西の沿岸域に、薄水域と思われる地域が観察される。NOAAの可視画像で反射率が低く(暗く)、赤外面像で高温に判別される。点線で囲んだ地域は図5の地域に対応する。

6. おわりに

序報として、冬期のオホーツク海の衛星画像をもとに、海水や海水域の気象について述べた。シベリアの寒極からオホーツク海までの距離は約500kmにすぎず、極域の海の様相を持っていると言える。また、今回、風の場の参考として用いた、海水縁から発生する筋上の雲はオホーツク海や北極海の海水縁では見られるものの、南極ではほとんど観測されない。この比較は、大気-海洋-海水相互作用を考える上で重要と思われる。

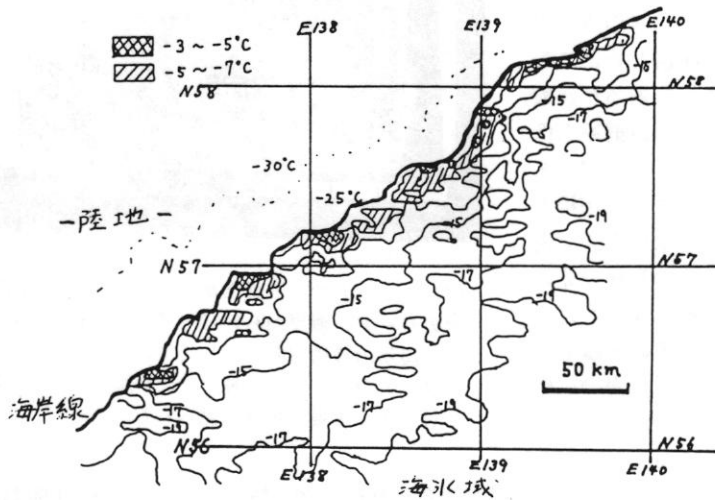


図5 NOAAの赤外画像から調べた沿岸部（図4の点線で囲んだ地域）の温度勾配。表面温度は沿岸部の海水域では高く、沿岸から離れると低くなっている。表面温度勾配は海岸から約数十kmの地域で見られ、その沖はほぼ均一となっている。海水の密度は高い（ほぼ100%）ため海水分布図、密度分布図のデータからはその存在を見い出せない。約2週間以上、 -30°C 以下に冷えた内陸から風が吹き出しているにもかかわらず薄氷域が存在する。

1990~'91年冬の道北地方の積雪分布と化学成分の変動

○ 藤原 晃一郎, 佐藤 冬樹, 笹 賀一郎, 飯原 慶子 (北大演習林)

はじめに

筆者等は、この数年北海道北部の積雪を調べている。その目的は下記の3点である。

①積雪圧による樹木の成長阻害とその対策の確立

②季節凍土地域における、積雪の被覆効果による冬期地下水流量の増大と流域の流出特性への影響

③新雪の化学成分の動態と大気中物質の積雪表面への沈着、その土壌へ河川流出水への影響
このうち②③は、着手したばかりで、観測方法を試行の段階である。ここでは、今年の冬の調査概要を報告し、皆様のご批判を頂き、より良い調査法・解析法に発展させたい。なおこの研究には、文部省科学研究費、重点領域(1)032 01105(代表者 秋田谷英次)をあてた。

1. 調査地・方法

調査地：主な調査地は、北海道大学農学部天塩地方演習林である。この露場で経時的な観測を行った。また、道北地方の積雪分布は、国道40号、232号、275号線、道道27号線など道路沿いに5~10km毎に測定し、一部、天塩・中川地方演習林の山地について行った。

調査時期：面的な調査は、2月25日~28日に行った。この地域の最深積雪は、12月下旬~3月下旬と変動しているが、2月中旬~3月中旬に多く出現している。この冬期は3月上旬で、図-1に示すように、開寒別では3月3日であった。

積雪量の調査：天塩演習林の露場で日降雪量と積雪深を雪尺で観測し、また、カデック積雪深計を設置した。他の地点は、断面積20cmのスノーサンプラーを用いて積雪深と積雪水量を測定した。

積雪の化学成分：露場では100×100cmのアクリル製の容器を雪面におき、前日9:00より当日

9時の新雪を採取した。無降雪の時は、表層から2cm位の厚さで採取した。他の地点では、表層(0~5cm)の雪をビニール袋に約300g位押しこみ採取した。

採取した雪は、室温で融かし、プラスチック製広口ビンに移し、分析まで保存した。分析は4~5月に行ったので、 NH_4^+ など一部成分は消失した可能性もある。

分析は下記の方法による。

pH：pHメーター

EC（電気伝導度）：ECメーター

Ca^{2+} , Mg^{2+} ：原子吸光光度法

K^+ , Na^+ ：炎光光度法

NH_4^+ ：フェノール法

Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} ：イオンクロマト法

2. 結果

(1) 積雪量

天塩演習林露場の観測結果をカデックの記録と合せて図-1に示した。大部分の期間は、60~80cmであり、1m越えたのは3月はじめの3日間のみで、この冬期も1988~'89年冬期以後3冬目の少雪年である。カデック積雪深計の値は10~15cm小さく、光が入るとみられる。天塩~枝幸間の積雪水量は、図-2に示すように200mm前後で、しかも地域差が小さい。通常は開寒別より音威子府間の内陸部は、積雪の大部分はしまり雪となり、2月末には全層平均密度が0.3~0.35になるところである。この冬の場合は、積雪深が140cmと最大であった小屯別でも、下層より30cm以下にしまり雪・ザラメ雪があるだけであった。音威子府~中川地区でも同様で、例年の12月中の積雪に近い状態であった。したがって、ササは倒伏することなく積雪中にほぼ直立した状態であり、樹木の幼樹も倒伏はみられなかった。山地の風衝斜面（山稜部や小尾根部

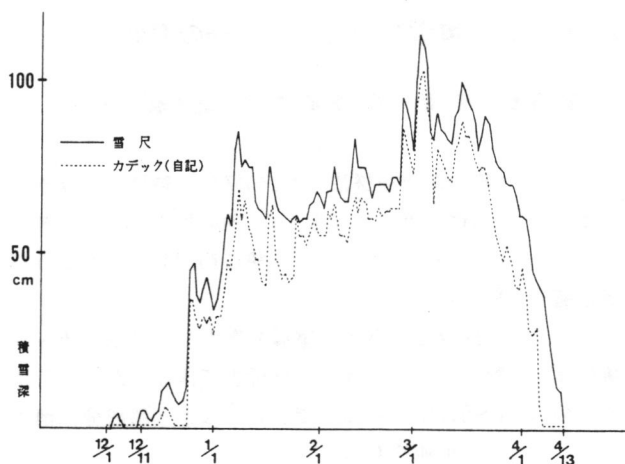


図-1 間寒別(北大天塩演習林)の1990~'91年冬の積雪深

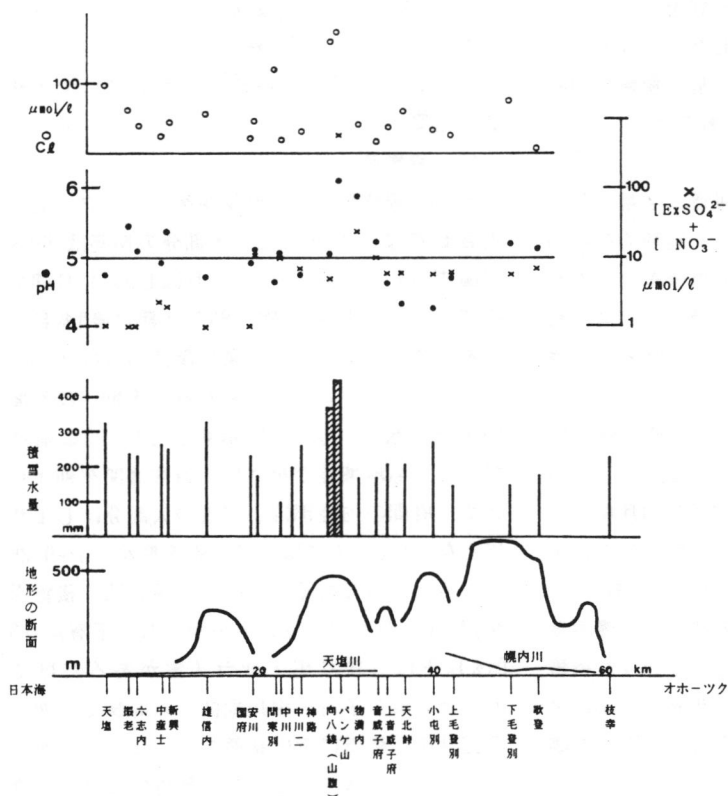


図-2 1990.2.26 の道北の積雪水量及び表層積雪の化学成分

分)でのみ、積雪深が1.5mを越え、下部にはしまり雪の厚い層がみられた。

(2) 化学成分

A. 天塩地方演習林露場

'91年1月下旬~3月下旬の新雪のpHは、図-3に示すように5.6~4.1で酸性雪であった。測定したなかで、1月7日の新雪のみはpH6で唯一の例外であった。都市域から離れた場所の降雨と同じように¹⁾、日本も酸性降下物に覆われていることを示す。ECは12~220 $\mu\text{S}/\text{cm}$ で、大きいときは海塩成分を多く含み、即ち西北風の強い時であり、この時を除けば10~30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ で小さい。図-3には降雪のない時の表層の積雪のデ

ータも示した。ECもpHも時間経過からみると大きくなる例が多い。3月17日のpH 4.3と小さい例も含めて、積雪の表層では、大気中の浮遊・降下成分を効率的に把えていることを示すと考える。

また、この観測地点まで(日本海より直線21km、間に標高約300mの宗谷丘陵南部の山地がある)、条件により相当の海塩粒子が降雪とともに到達していることを示す。 Cl^- の最大値は2月17日の1.22 mmol/ℓ である。少ない時でも0.04 mmol/ℓ であり、夏期の山間地の降雨よりは大きい。

この海塩成分を $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 比0.069として²⁾海塩成分の SO_4^{2-} を除いたものを EXSO_4^{2-} とし、 NO_3^- とあわせ、酸性度ポテンシャルとして³⁾、図

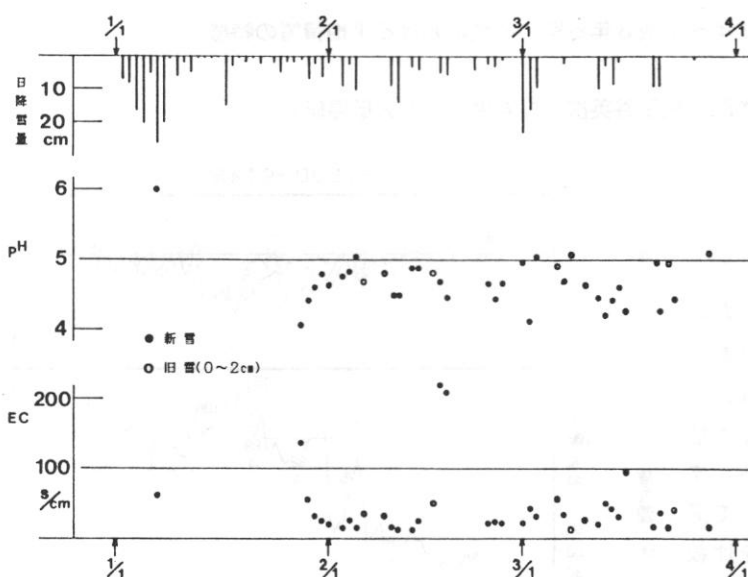


図-3 間寒別 1991年の新雪の pH と EC

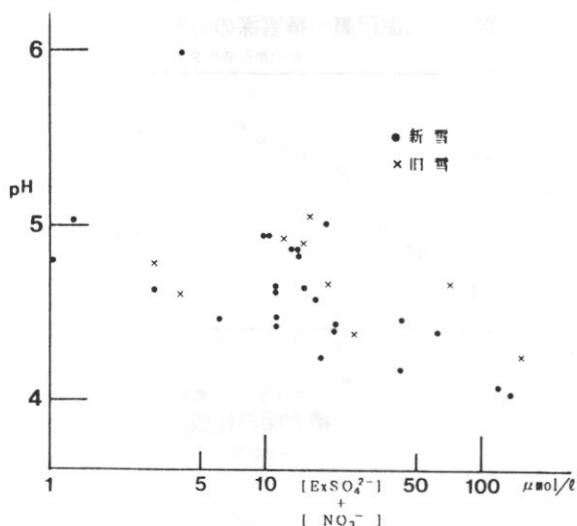


図-4 1991年 天塩演習林における降雪の酸性度ポテンシャル

—4に示した。

B. 2月26日の天塩～枝幸間の積雪

pHは、5.8～4.3で天塩演習林の露場より全体的に大きい。酸性の強い地域は音威子府～上毛登別の、この調査域でも最も内陸部に位置する

地域である。

ECは、5～14 μ S/cmで、間寒別より1桁小さい。当日は時々小雪の降る日で、道路は例年とことなり前面の舗装がでていたが、これによる粉塵はほとんどなかったとみられる。海塩成分は図-2に示したように、天塩若若干大きい、内陸では殆んど0.05mmol/l以下であった。これに比べて、山稜部では、1.5mmol/lの Cl^- が検出された。

まとめ

道北地方は、1990～'91年冬期も少雪であり、とくに間寒別～音威子府間の内陸部で著しく少なく、樹木の幼樹に被害を与えるしまり雪の層は、山稜部を除き観測されなかった。

降雪のpHは、大部分が5.6以下の酸性雪であった。その酸性をもたらすとみられるものは、 SO_4^{2-} であり、近くの家庭の暖房や走行車両から発生するものであるが、より遠くに起源をもつものも多いと思われる³⁾。

引用文献

- 1) 太田幸雄(1988): 降水成分、大気粉塵及びガス状成分の測定・河川の水質保全に及ぼす水源林の機能に関する研究。(代表者 岸 力)。
- 2) 佐久間敏雄・砂糖冬樹(1987): 広葉樹林下の土壌中における無機元素の動態(1). 北大演研報, 44-2。
- 3) 鶴田治雄(1989): 東アジアの酸性雨. 科学, vol.59-5。

平成2年～平成3年冬期の札幌における平地積雪の特徴

° 尾関俊浩、秋田谷英次、白岩孝行（北大低温研）

1. はじめに

今期（1990-91）札幌は記録的な積雪であったとマスコミ等では言われていたが、実際にはどのようなものであったのだろうか。本発表では、①今期の平地積雪の概要を北大低温研裏の積雪観測から見る。また、②断面観測資料を用いて過去10冬期と今期の積雪を比較し、今期の平地積雪の特徴を明らかにする。

2. 観測資料

今期の積雪深の日変化は、低温研裏に常設の雪尺を毎AM9:00に読んで求めた。また毎月5、15、25日に断面観測を行った。過去10冬期の観測資料は”札幌の平地積雪断面測定資料報告（低温科学物理篇、40～49）”を用いた。

3. 結果

①今期の平地積雪の概要：図1に今期の積雪深及び気温の日変化を示す。日最高、最低、平均気温は札幌管区気象台の値である。根雪初日は12/24。12/28、1/22、1/30、2/16に前日から20cm以上の増加を記録し、2/16に今期の最大積雪深125cmを得た。これは過去10冬期では1983-84の127cmに次ぐ記録であった。尚、この日には札幌近郊の手稲山及び札幌自動車道で雪崩が発生した。

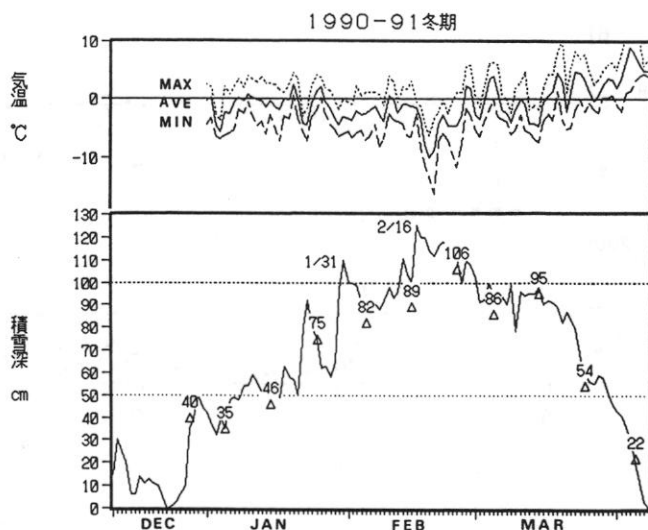
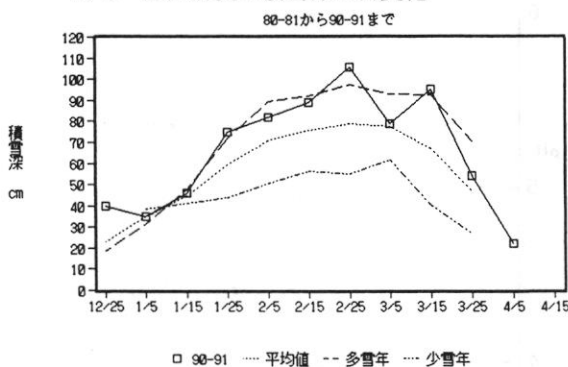
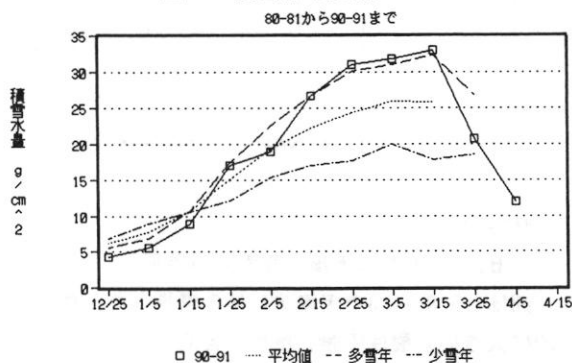


図1. 低温研裏の積雪深の日変化



□ 90-91 平均値 -- 多雪年 -.- 少雪年
図2. 積雪深の比較



□ 90-91 平均値 -- 多雪年 -.- 少雪年
図3. 積雪水量の比較

2月中旬から3月中旬までは積雪深は徐々に減少したが3月下旬から急激に減り、根雪終日は4/8であった。終日は平均的な値といえる。

②過去10冬期と今期の積雪の比較：毎月3回の断面観測資料を用いて比較を行った。低温研裏の現在の場所で断面観測がなされてからの24年間の統計によると、最大積雪深が100cm以上になる割合とそれ未満になる割合はおおよそ半々である。そこで100cm以上の年を多雪年、それ未満の年を少雪年とし、今期の積雪との比較をする。

今期の積雪深の季節変化と過去10年の多雪年、少雪年、全年の平均値とを比較したところ、今期は多雪年に近い変化を示した(図2)。

また積雪水量について同様に比較したところ、今期の変化は多雪年のものと非常によく一致した(図3)。

雪質も積雪の状態を比較する上で良い指標になると考えられる。2月下旬は積雪が堆積から融解に変る頃に当たり、年による雪質の変化を見るのに良いと思われる。そこで2/25前後の断面観測資料を用いて比較を行った(図4)。過去10年を見ると、多雪年は'85-86を除くと、融解や温度勾配の影響を受けていない雪(新雪・しまり雪など)の割合が60~80%あるのに対し、少雪年は0~20%しかないことがわかる。今期は約65%なので、この点から見ても平均的な多雪年であったことがわかる。

結果として、今期は平均的な多雪年であったといえる。

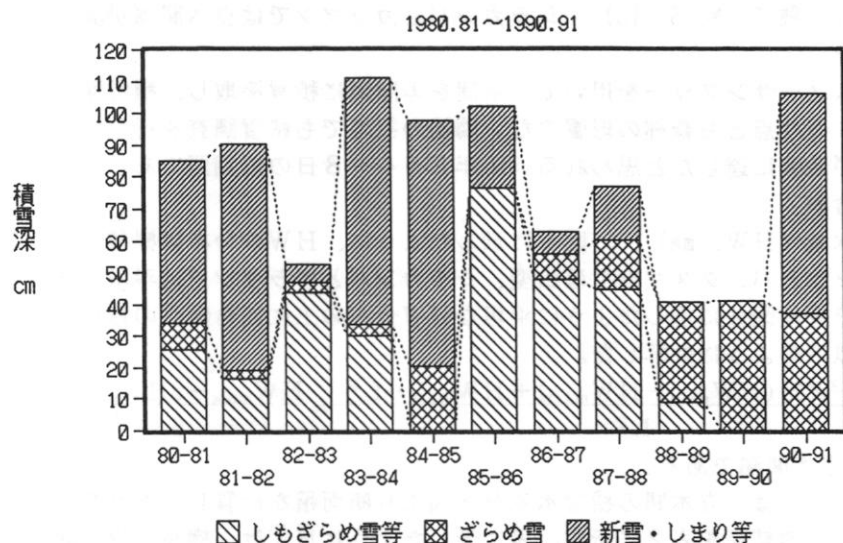


図4. 二月下旬の雪質の比較

しもざらめ雪等とは温度勾配の影響を受けた雪、ざらめ雪は融解の影響を受けた雪、新雪・しまり雪等とは融解も温度勾配の影響も受けていない雪を表わす。尚、80-81, 81-82, 83-84, 84-85, 85-86が多雪年、82-83, 86-87, 87-88, 88-89, 89-90が少雪年である。

森林内における積雪分布

° 北原 曜・中井裕一郎・坂本知己・斎藤武史（森林総研）

1. はじめに

北海道のように融雪水を重要な水資源とする地域では、流域の大部分を占める森林内の積雪水量についての研究が必要不可欠である。しかし、森林と積雪水量の関係は不明な点が多く、積雪水量と樹種や林況との関係、あるいは間伐など森林施業との関係については必ずしも明らかとなっていない。そこで筆者らは、林況の異なる数樹種の人工林を対象に積雪水量や密度の分布について調査し、いくつかの知見が得られたので報告する。

2. 調査地と調査方法

調査地は2地点で、1地点は札幌定山溪の林齢19年のトドマツ林(0.2ha)で5年前に一部分間伐が行なわれている。斜面は東向きで傾斜は5度である。もう1地点は札幌羊ヶ丘の森林総研実験林内のシラカンバ林(0.3ha)、カラマツ林(0.3ha)、バンクスマツ林(0.3ha)、トドマツ林(1.2ha)で、いずれも林齢は18年である。このうちシラカンバとカラマツは5年ほど前に一部分間伐が行なわれている。斜面は北向きで傾斜は3度である。なお、両地点とも地吹雪の影響は少なく、森林内への雪の供給は主に降雪によると考えられる。

表1に調査地の林況を示す。植栽はいずれも方形植えで、表中の立木間隔が異なるのは植栽間隔や間伐によるためである。表に示したように、定山溪では樹種はトドマツ1種であるが、その樹高、枝下高、立木間隔が異なる7プロット(No.1~7)で調査した。一方、羊ヶ丘では樹種は4種で(No.8~13)、シラカンバとカラマツでは立木間隔が異なる2プロットで調査した。

調査方法は、スノーサンプラーを用いて立木間を等間隔に積雪採取し、積雪深と重量を測定した。また、両地点とも森林の影響のない隣接の裸地でも積雪調査を行なった。調査日は、積雪水量が最大に達したと思われる1991年3月4~8日の短期間である。

3. 調査結果と考察

1) 平均積雪水量 ($\overline{HW}$, mm) 図1に示したように、HWの分布は樹種により著しく異なり、トドマツとバンクスマツでは山型、シラカンバとカラマツでは平坦であった。そこで、前者のHWは図2に示したように平坦なHW分布の上に四角錐状のHWが載っているとみなし、以下のように計算した。

$$\overline{HW} = \frac{(1/3)(L^2/2)(HW_{\max} - HW_{\min}) + HW_{\min} \cdot L^2}{L^2} = \frac{HW_{\max} - 5HW_{\min}}{6} \dots (1)$$

ここで、L(m)は立木間隔である。

後者のHWについては、立木間の積雪水量分布図より断面積を計算し、それを立木間隔で除して求めた。その結果を表2に示す。表に示したようにHWは、樹高、立木間隔などには差がなく、樹種により大きな違いが認められた。樹種内のばらつきは小さかった。またトドマツの例に見られるように、定山溪と羊ヶ丘では裸地における積雪水量(HW_0)は大きく異なるにもかかわらず、同一樹種ならば森林内外のHWの比は近似していた。森林内外のHWの差は主に遮断によるものと推定されるので、以上の結果はうっ閉した森林な

らば同一樹種の遮断率が一定となることを示している。

表2の遮断率(I、%)は、

$$I = (1 - \overline{HW} / \overline{HW_0}) \times 100$$

として求めた。Iを冬期落葉性の有無で比較すると、落葉性のシラカンバはほとんど遮断しないが、同じ落葉性のカラマツではIが15%で違いが認められる。これは枝の本数密度(カラマツの方が大)などの影響によるためと考えられる。これに対し、常緑樹のトドマツやバンクスマツのIは大きく、トドマツは定山溪で28~45(平均34)%と羊ヶ丘で36%、バンクスマツで45%にも及んでいた。Iが高いと多雪地でも土壌凍結の発生が考えられ、実際にこのバンクスマツ林では年によっては融雪期まで土壌凍結が認められた。また、先にも述べたように、Iは森林がうつ閉されていれば、樹高、枝下高、立木間隔による差はないようである。うつ閉度が小さい場合のHWについては調査していないが、当然Iは小さくなると考えられる。

2) 積雪水量の分布型 Iに関しては樹種による影響が大きかったが、HWの分布については、図1中下段に示すように同じトドマツ林でも著しい差が認められた。トドマツの同じような立木間隔同士のプロットで比較すると、No.4、5は HW_{max}/HW_{min} が大きく(表2参照)、立木間中央が顕著な山型をしている。そして立木間中央付近の HW_{max} は、裸地の $\overline{HW_0}$ とほぼ同じである。枝下高が低い場合のHWの分布は、 $x(m)$ を立木からの距離としてごく大雑把に以下のように示された。

$$HW = \overline{HW_0} (0.5x/L + 0.5)$$

これに対し、No.1や3は HW_{max}/HW_{min} が小さく、より緩やかな山型をしている。この差は枝下高に起因すると考えられる。すなわち、トドマツは樹冠部が円錐形をしているため、鉛直方向に投影すると枝葉の密度は立木から離れるにしたがい小さくなる。そのため、立木間中央に向かうにつれてIが低下すると考えられる。また、樹冠を通過した雪は、枝下高が高いと地上に到達する間に分散し、逆に低いと裸地と同程度のHWが立木間中央に積もると推定される。トドマツの枝下高と HW_{max} の関係は、ほぼ直線関係が認められ(図3)、

$$HW_{max} = \overline{HW_0} \{1 - 0.032(D - 3.5)\}$$

で表わされた。ここでD(m)は枝下高である。枝下高は植栽密度と樹高(林齢)によって決定されるため、HWの分布も決定されると考えられる。シラカンバとカラマツについては、Iが小さいためHWの分布は枝下高と関係なく山型とならないようである。

3) 積雪密度 立木間の積雪の平均密度は、定山溪と羊ヶ丘のすべてのプロットとも裸地の積雪密度以下であった。この原因は林内では裸地に比べ、HWが小さく圧密されにくいこと、日射量が少なく風速も弱いことにより密度が大きくなるためと考えられる。積雪密度の分布については、トドマツ林において立木間の中央が高い山型が認められたが、これはHWの圧密によるためと考えられる。この結果は、HWの分布は積雪深の分布より顕著な山型になることを示している。

4. おわりに

森林内の積雪については不明な点が多いが、今後も樹種や林況などの条件ごとに調査例を増しながら、特にトドマツなど常緑針葉樹の積雪水量の分布モデルを作成する必要がある。

表1. 積雪調査を行なった森林の林況

No.	調査地	樹種	樹高(m)	枝下高(m)	胸高直径(cm)	うっ閉度	立木間隔(cm)
1	定山溪	トドマツ	15.0	10.5	17.1	10	150
2	"	"	14.5	8.8	16.9	10	300
3	"	"	15.3	7.5	15.4	10	450
4	"	"	12.8	5.5	14.5	10	340
5	"	"	10.2	3.5	14.7	10	500
6	"	"	9.5	4.7	14.2	10	180
7	"	"	9.5	3.6	12.8	10	360
8	羊ヶ丘	シラカンバ	11.0	7.0	9.3	10	180
9	"	"	10.5	6.0	10.7	9	360
10	"	カラマツ	12.0	6.0	16.0	10	250
11	"	"	12.0	7.5	11.5	10	150
12	"	バンクス	8.5	3.9	12.4	10	180
13	"	トドマツ	7.5	3.5	9.8	10	150

注) うっ閉度とは、完全に樹冠で天空が覆われた状態を10、全く覆われない状態を0とした値。バンクスとはバンクスマツのこと。

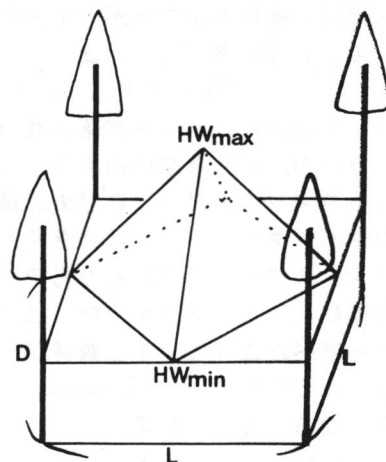


図2. トドマツ、バンクスマツのHW計算の概念図

表2. 積雪調査の結果

No.	平均積雪 深H(cm)	平均密度 ρ (g/cm ³)	平均積雪水 量HW(mm)	HW _{max} (mm)	HW _{min} (mm)	HW _{max} /HW _{min}	遮断率 I (%)
標地	127	0.333	424	--	--	--	--
1	95	0.325	297	326	292	1.12	29.9
2	93	0.314	261	359	241	1.49	38.5
3	102	0.323	293	374	277	1.35	30.9
4	94	0.324	276	422	247	1.71	35.0
5	92	0.307	234	469	187	2.51	44.8
6	98	0.331	307	394	289	1.36	27.7
7	100	0.333	298	403	278	1.45	29.6
標地	89	0.383	341	--	--	--	--
8	96	0.340	324	358	299	1.20	5.0
9	96	0.350	337	361	289	1.25	1.2
10	86	0.338	290	303	281	1.08	15.0
11	85	0.341	289	298	286	1.04	15.2
12	68	0.301	213	233	180	1.29	44.6
13	78	0.310	218	280	206	1.36	36.0

注) Hと ρ は単純平均。HWは、トドマツとバンクスマツの場合(1)式より、シラカンバとカラマツの場合HWの分布図より断面積を求め、立木間隔で除した。HW_{max}は最大積雪水量、HW_{min}は最小積雪水量でトドマツとバンクスマツでは両端の平均。

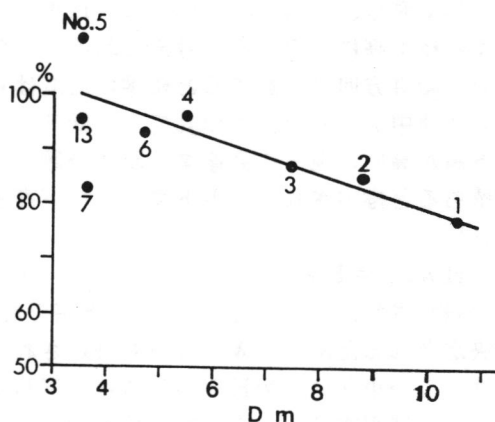


図3. 枝下高とHW_{max}/HW₀の関係

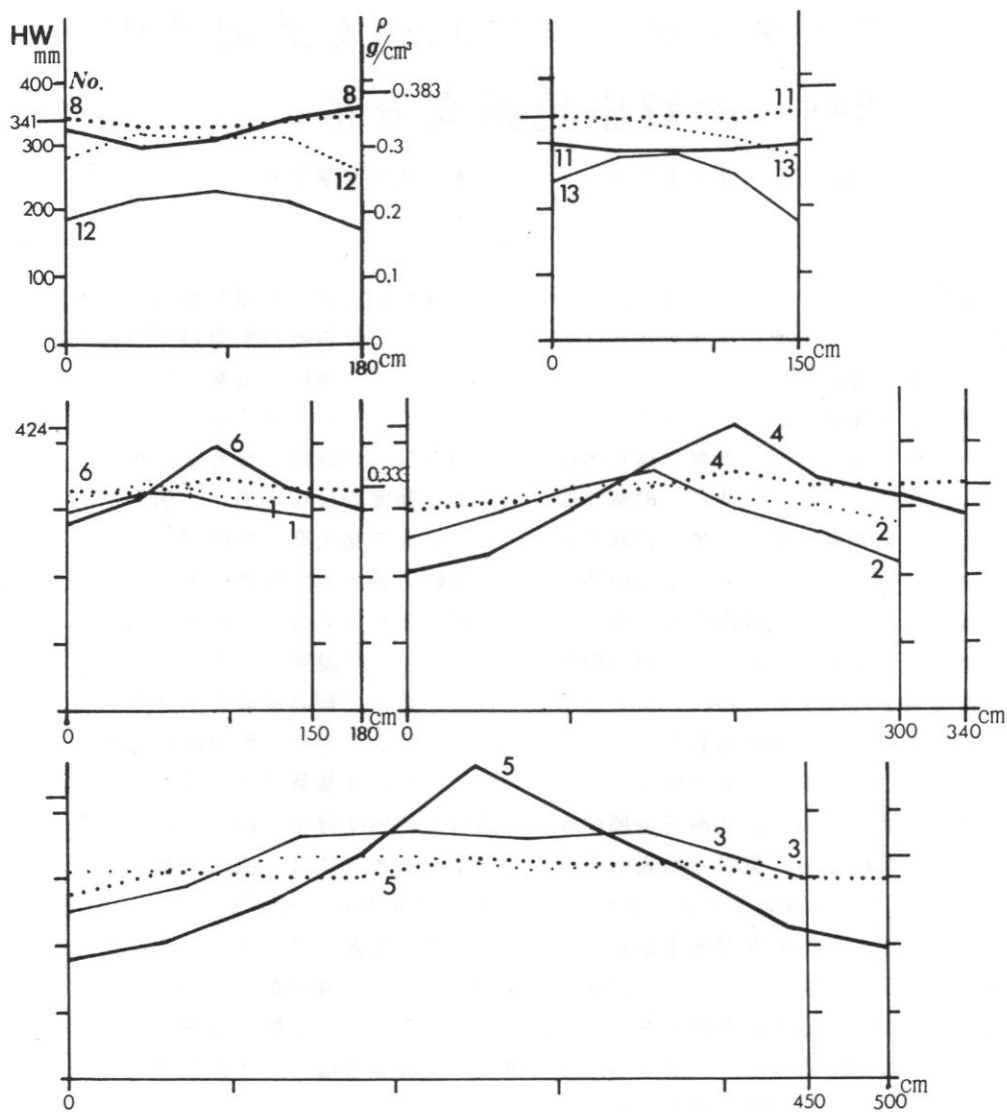


図1. 立木間の積雪水量 (HW、実線) と密度 (ρ 、点線) の分布例
 上段：羊ヶ丘、中下段：定山溪

アメダスデータに基づく北海道内の 凍結－融解出現頻度分布について

° 福田正己（北大低温研）、岩崎一孝（北大文学部）

1. はじめに 1987年6月9日未明に、層雲峡の切り立った崖を形成する溶結凝灰岩が突然崩落し、3名死亡を含む重大な事故が発生した。その後の緊急事故調査の結果、直接的な崩落原因は不明なものの、冬季から春季にかけての凍結－融解の繰り返しが生じたことが原因と推定された。（勝井ほか1988）。このように、寒冷条件にある北海道では、凍結－融解の繰り返しが生じたことが原因となる場合が多い。そこでこうした野外で発生する凍結－融解の繰り返し出現頻度の分布を描き、加えて岩石への水分供給条件を考慮することで、野外での岩石風化破碎の発生度合を推定することが出来る。

2. 算出の方法 岩石が1日の間に凍結－融解を繰り返す場合、ある一定の温度変動幅を超えると、有効に破碎されることが実験で確認されている。（福田1984）。

すなわち、凝灰岩を用いた凍結－融解実験で、その凍結温度を変えて10サイクルの凍結破碎実験を行ったところ、 -4°C 以下までの凍結条件で有効に破碎されることが分かった。そこで、1日の温度変動が -4°C と $+4^{\circ}\text{C}$ を超える場合の出現頻度が、岩石の凍結破碎の条件として重要であるとする。ところで、一般には基盤岩体の表面温度が測定記録されることはないので、北海道全域の凍結－融解出現頻度分布を得るためには、気温情報に依らざるを得ない。気温と地表面温度の違いを補正するには、凍結指数の算出に用いる $n\text{-factor}$ が有効である。また、実際の観測事例が示しているように、北海道では気温変動幅よりも岩体表面温度変動幅は大きい。岩体の表面のアルベードなどを考慮すれば、直達日射を受ける場合にはより高温側へ、夜間の天空への放射がある場合には低温側へずれる。そこで、気温の変動幅をとれば、その時の露出した基盤岩体の表面温度変動幅の出現する最小値となる。以上の点を考慮して北海道各地のアメダスデータから凍結－融解の繰り返し出現頻度を算出した。

算出には1981年から1986年の5冬シーズンについて北海道内182箇所のアメダス観測データを用いた。原データは各点の毎1時間値である。これらのデータから日最高（ T_{max} ）・最低気温（ T_{min} ）をとり、さらにその値が 0°C を上下して変動するかどうかで、出現頻度を各点ごとに算出する。 0°C を上下する場合、 $T_{\text{max}} \geq +1^{\circ}\text{C}$ & $T_{\text{min}} \leq -1^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{max}} \geq +2^{\circ}\text{C}$ & $T_{\text{min}} \leq -2^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{max}} \geq +3^{\circ}\text{C}$ & $T_{\text{min}} \leq -3^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\text{max}} \geq +4^{\circ}\text{C}$ & $T_{\text{min}} \leq -4^{\circ}\text{C}$ について各々出現頻度を得た。これらの結果のうち、2例を図1と図2に示す。図1を見ると、白老付近、浦河から日高山脈の西側斜面地域、道東白糠丘陵地域で100回以上の出現頻度となっている。これらの地域の冬季の天候には、好天であり積雪の少ないという共通性が見られる。道北及び石狩北部にかけては50回程度と少ない。福田（1984）が小樽市で野外での実測をした結果によれば、51回の出現頻度となっており、

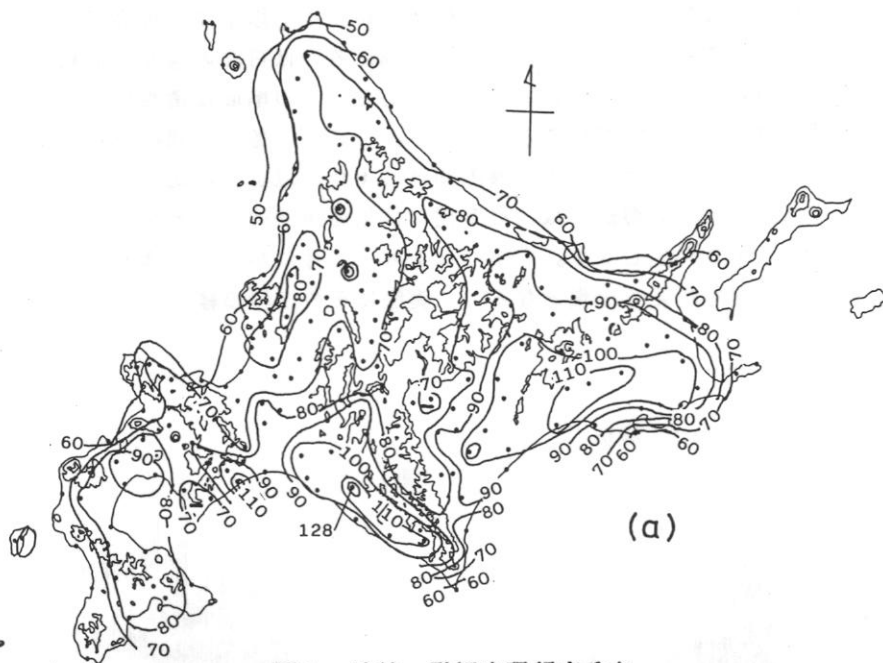


図1. 凍結－融解出現頻度分布
($T_{\max} \geq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\min} \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$)

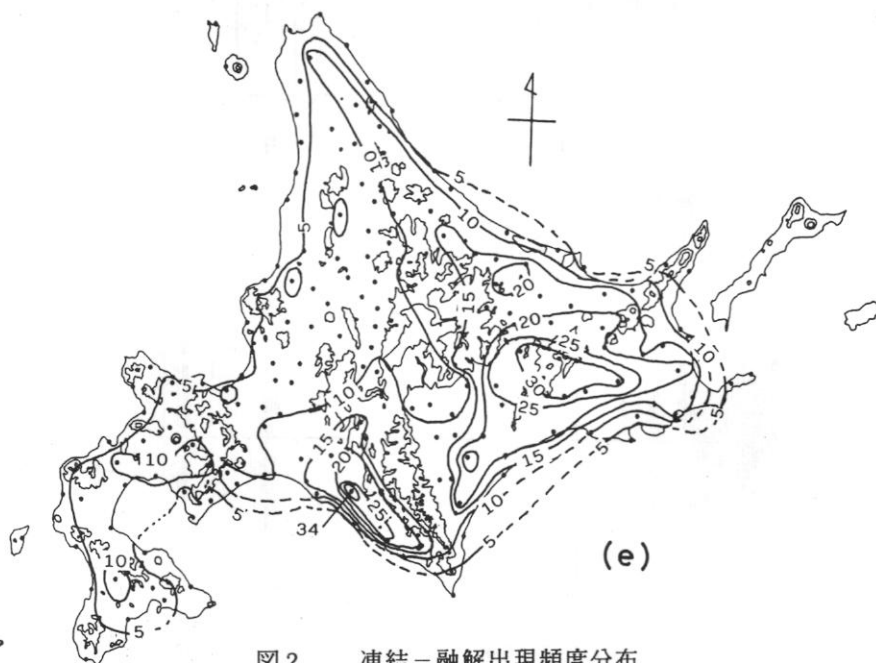


図2. 凍結－融解出現頻度分布
($T_{\max} \geq +4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\min} \leq -4\text{ }^{\circ}\text{C}$)

この分布図の値にほぼ等しい。次に最低気温が -4°C 以下で、最高気温が $+4^{\circ}\text{C}$ 以上となる場合の出現頻度分布を見ると、30回を超えるのは日高の西側と道東の陸別地域に限られ、北海道の西側では10回以下となっている。この地域は積雪の多い地域とも重なっており、好天日の出現の少ないことが分かる。この1冬30回の出現頻度は本州の北関東地域(50回以上)や九州の大分県山間部(40回以上)に比べて、少ない度合となっている。その理由は、北海道では、最寒期には気温が常時 0°C となり、日中に $+4^{\circ}\text{C}$ 以上となることはあまり発生しない。本州では1月-2月にかけてほぼ連日この条件を満たしているので50回を超える出現となる。実際にその出現の経時変化を陸別を例として図3と図4に示す。

図3 陸別

(0°C を上下して変動)

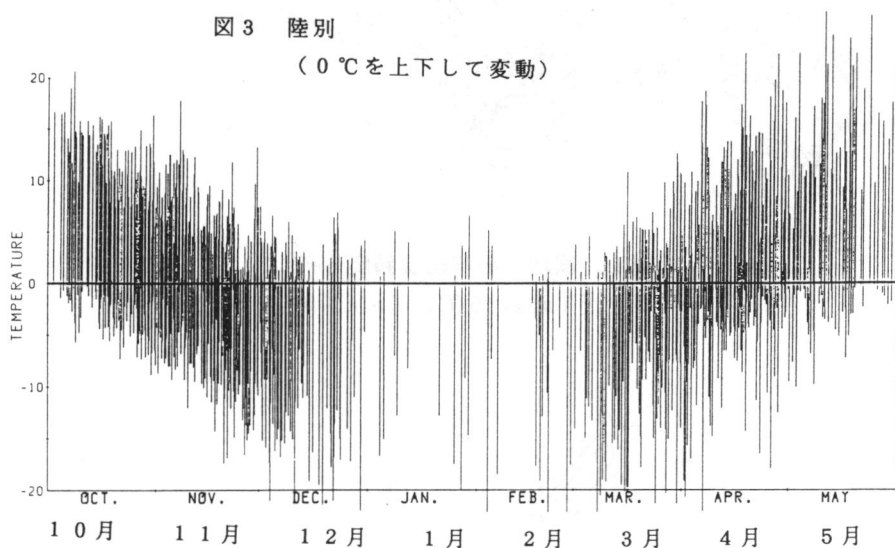
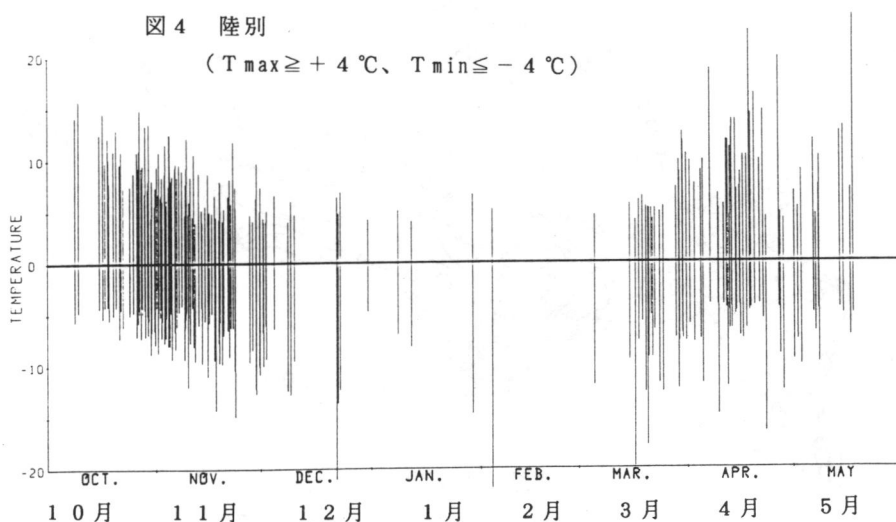


図4 陸別

($T_{\max} \geq +4^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\min} \leq -4^{\circ}\text{C}$)



3. 考察 図3と図4ではいずれの場合にも、1月-2月には出現頻度の少ないことが分かる。陸別においては、野外での岩石の凍結-融解破碎にかかわるような温度変動は、冬の初め(10月末-11月)と冬の終わり(3月中旬-4月)に多く出現している。一般に10月-11月では陸別での降雪量は少なく、またそれが日中融解しても、融雪量自身が少ない上に蒸発が卓越するために、基盤岩石に水分が浸透する機会は少ない。春先には、好天日には融雪量が多くまた好天日の夜間には基盤岩体は強く冷却されるので、凍結-融解による破碎が生じやすい。従って凍結-融解による岩石の破碎にとっては、冬の終わりの頃の繰り返し回数とその作用強度を示すことになる。陸別では20回程度である。小樽での実測では2回に過ぎない。こうした凍結-融解の及ぶ深さは、温度変動が1日1周期であり、岩石の温度拡散率の値を考慮すれば、表面から20-30cm深さに過ぎない。しかし、凍結-融解による岩石の破碎は、岩石中の水の凍結膨張のみによるのではない。むしろ土の凍上現象と同じ水分移動によることが多いので、凍結の深さが破碎の受ける領域とはならない。しかし、大きな岩塊を生産するような破碎作用は、こうした温度の日変動では発生しない。むしろ、岩体の表面から数cm-数mmづつ剝離するような破碎を受けることが多い。

4. まとめ 北海道各地の冬季間の凍結-融解の繰り返し出現頻度分布をアメダスデータから算出した。北海道全体の分布の特徴は、冬季に好天となる東側に出現頻度の高い地域が分布する。しかし、本州の出現頻度の高い地域と比較すると、発生の時期は冬の初めと終わりに集中する特徴がある。日中の融雪量が多く、夜間に強く冷却される冬の終わりの時期での凍結-融解の繰り返しは、凍結破碎に有効となる。最も出現頻度の多い陸別で20回程度で、少ない地域では1-2回である。今後、岩体への有効水分の存在量を適当な気象要素から推定し、凍結-融解の繰り返し頻度分布と重ね合わせる必要があろう。

文献

- 勝井義雄(1988) 1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究、科学研究費突発災害研究成果報告書 No.B-62-1 56PP.
- 福田正己(1982) 北海道における凍結-融解の繰り返し頻度の分布-ソリフラクションに関連して-、昭和54-56年北海道大学特定研究成果報告書,76-86.
- 福田正己(1984) 小樽市手宮洞窟面遺跡の凍結破損防止にかかわる基礎研究、低温科学、43,171-180.

苦小牧における土壌凍結深・ 凍上量と凍結指数の関係

石崎武志・原田鮎一郎・鳥田宏行・福田正己（北大低温研）

1. はじめに

北大低温科学研究所では、昭和47年以降、苦小牧演習林内の凍上観測施設において、土の凍結・凍上量の観測を行っている。この観測より、1976年から1991年の15年間で1988年からの三冬期間では、平均気温が異常に高いことがわかった。この三冬期間の凍結深、凍上量、土の凍結様式を特に寒冷であった1976-77年の冬期間と比較しながら以下に示す。

2. 冬期間平均気温と凍結指数の経年変化

1976-77年から1990-91年の間の15シーズンについて、苦小牧演習林の冬期間（11月～翌年4月）の平均気温を図1に示す。図から1988年からの三冬期間の平均気温が異常に高くなっているのがわかる。図2には、苦小牧演習林と札幌の凍結指数の値の経年変化を示す。凍結指数は、日平均気温が0℃以下の場合、その値を積算して求める。苦小牧・札幌、共に1988年からの三冬期間の凍結指数が他の年より小さくなっている。冬期間平均気温と凍結指数から最近の三冬期間は温暖であったといえる。

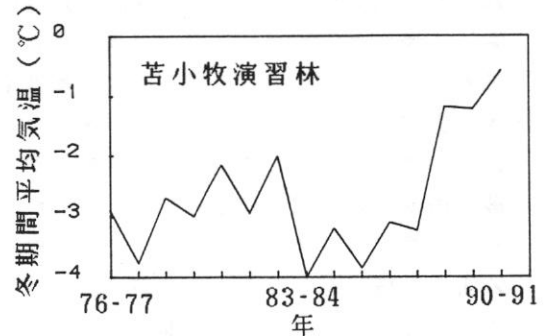


図1 冬期間平均気温の経年変化

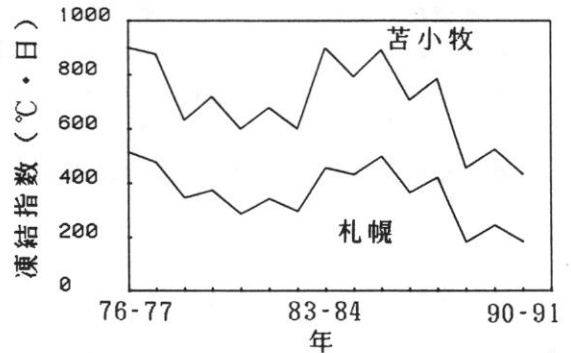


図2 凍結指数の経年変化

3. 凍結深・凍上量の変化

寒冷であった1976-77と温暖であった1990-91の冬について、凍結深と凍上量の比較を行う。ここで凍結深は、地表面からの土の凍結した深さを指し、凍上量は凍結前の地表面からの変位量を言う。凍結・凍上の様子を、76-77年については図3に（木下ら、1977）、90-91年を図4に示す。また、二冬期間の凍結深・凍上量などの比較を表1で行う。

90-91年の冬では、76-77年と比較し、冬期間平均気温で2.3℃高く、凍結指数は約半分に

表1 凍結状態の比較

	76-77	90-91
冬期間平均気温 (°C)	-2.9	-0.6
凍結指数 (°C·days)	900	431.3
凍結期間	11月27日 - 5月2日	12月18日 - 4月12日
最大凍上量 (cm)	32 (3月9日)	16.5 (3月18日)
最大凍結深 (cm)	59	25.5

なっている(表1)。また、土の凍結期間は1ヶ月以上短い。このような変化に対し、90-91年の最大凍結深は半分以下に、最大凍上量も約半分の値となっている。気温の変化が、凍結深・凍上量の大きな変化をもたらしている。またボーリング調査により、90-91年でも土中には、アイスレンズが形成がみられ、含水構造も例年と類似していることが確認されている。凍上量の減少は、主として凍結深が浅くなったためである。

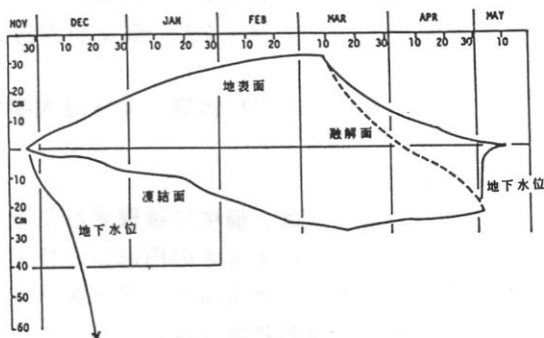


図3 凍結深・凍上量の変化(1976-77年)
(木下ら、1977)

4. 凍結指数と凍結深の関係

観測結果より得られた、苫小牧における凍結指数と最大凍結深の関係を図5に示す。凍結指数(F)と最大凍結深(D)の間には以下の経験式が提案されている。

$$D = \alpha \cdot (F)^{1/2}$$

ここで α は係数であり、北海道の土壤凍結深調査により、この値は2.0~2.5の範囲にあることが報告されている(木下、1982)。図5にこの経験式より求めた値を示す($\alpha=2.0$ 、2.5)。凍結指数が小さい年では、最大凍結深の実測値は経験式より求めた値より小さな値を示している。これは、土中のアイスレンズの形成時に発生する、潜熱の影響を受けているためと思われる。また、凍結指数の計算の際に、日平均気温が0℃以上の日について考慮していないことも、ずれの原因と考えられる。凍結指数の小さな年では、特にこの影響が大きく効いてくるとと思われる。

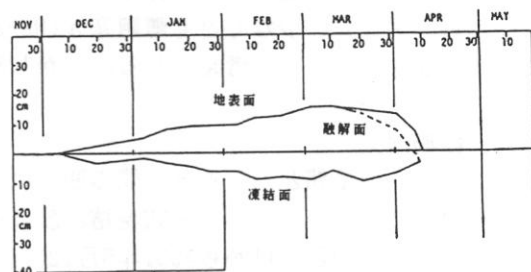


図4 凍結深・凍上量の変化(1990-91年)

5. おわりに

最近の三冬期間(1988-91)は温暖で、凍結深・凍上量の値は、例年に比べ、半分程度になっている。凍結指数が小さいとき、最大凍結深の実測値は予測式(1)から大きくずれることが分かった。今後、凍結指数が小さい場合の予測式についても検討していきたい。

参考文献

- 木下誠一・鈴木義男・堀口薫・福田正己・井上正則・武田一夫(1977) 苫小牧における凍上観測(昭和51~52年冬期). 低温科学 物理編、35、307-319.
木下誠一編(1982) 凍土の物理学、森北出版、29

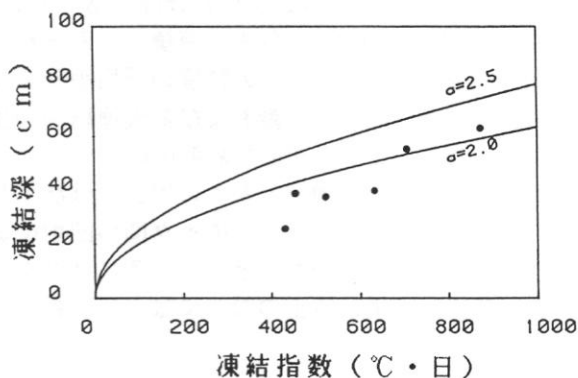


図5 凍結指数と最大凍結深の関係

根釧原野のアースハンモックにおける凍結深観測

曾根敏雄（北海道大学低温科学研究所）

1. はじめに

アースハンモックは、植生に被覆された土質構造土の一種であり、高さ数10cmから1m以内、径1-2m程度までの大きさの円形から楕円形の小丘係で、またいくつかが結合したような細長い丘状を呈することもある。アースハンモックは、寒冷な極地方から北海道の低地にまでも分布する。凍結融解作用によって形成されるといわれてきたが、冬期の観測はこれまでほとんど行なわれていなかった。そこで、根釧原野の別海町南部ケネヤウシュベツ川の支流沿いの分布地において（図1）、1990年から1991年にかけて、アースハンモックにおける凍結深・凍上量の観測を行なった。ここに分布するアースハンモックは、その内部構造から（図2）、少なくとも雌阿寒a (Me-a)火山灰の降下以降（約140-200年前以降）にも活動が生じていたと考えられる。しかし現在成長中であるか否かは不明である。

2. 観測結果

ハンモックの頂部とハンモック間の凹地において、凍結深と凍上量の変化を観測した。凍結深観測にはメチレンブルー式凍結深度計を、凍上量観測にはハンドレベルを用いた。観測は、1990年12月17日から1991年5月12日まで、約半月に一度を目標に計9回行なった。また1991年3月28日には、ボーリングによる凍土試料のサンプリングを行なった。

観測結果を図3に示す。また別海のアメダスデータから積算寒度および積雪深も示した。観測日のなかで、ハンモックの頂部における最大凍結深は3月28日で39cmであり、ハンモック間の凹地では2月18日に11.5cmであった。この冬の積算寒度は420°C・dayであった。積雪は1月中旬以降3月下旬まで連続してみられ、特にハンモック間の凹地では厚く、ハンモックの頂部では薄い。この積雪の不均等分布が、ハンモックの頂部とハンモック間の凹地における凍結深と凍上量および最大凍結深の生じる時期に違いを引き起こす主因と考えられる。ハンモックの頂部で約4.0cm、ハンモック間の凹地で約2.0cmの最大凍上量が観測されたが、凍土の融解とともに地表面は沈下した。

ハンモックの頂部とハンモック間の凹地においては、凍結深・凍上量ともに2~3倍の違いはみられるが、少なくともこの冬にはハンモックに成長はみられなかった。また凍土コアの解析の結果、凍土のなかには、目に見える様なアイスレンズは存在していなかった。

3. 考察

澤口（1988）は、草地の新造成が引金となり、北上山地において1978年以降新にアースハンモックが形成された例を報告している。これによると、ハンモックでは凍結期間に霜柱状の氷層が生じていたが、春になって融解しても凍上した地面は植生のマット状の根により支持され、完全には元の位置に戻らず、これを繰り返して成長するという。現在アースハンモックの成因として他にもいくつか挙げられているが、今回観測を行なったハンモックにおいて有力なのが、この不等沈下説である。これは固相率の分布等のデータによっ

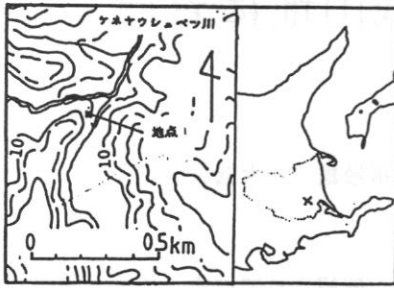


図1 調査地

て支持される。霜柱状氷層の析出した部分は、融解後空洞となり、その後、上部から土粒子が落下して空洞が充填される。これを繰り返すうちに成長したハンモック特有の構造が形成されるのではなかろうか。

今回の観測では、ハンモック中に明瞭な霜柱状の氷層は形成されておらず、凍上しても元の位置まで沈下した。現在、植生の根が支持できる最大の大きさに達している可能性もある。また1990 - 1991年の冬は例年になく暖冬であったので凍結前後で高さに変化はなかったが、より深部まで凍結すると成長する可能性もある。

これまでアースハンモックは、年平均気温が約 $+6^{\circ}\text{C}$ を南限とするより寒冷な地域に分布する考えられてきた。しかし、少なくともハンモックの高さの範囲までは、季節的な凍結・融解が生じると考えられることから、より具体的に、凍結・融解深の指標とみなせるのではないだろうか。

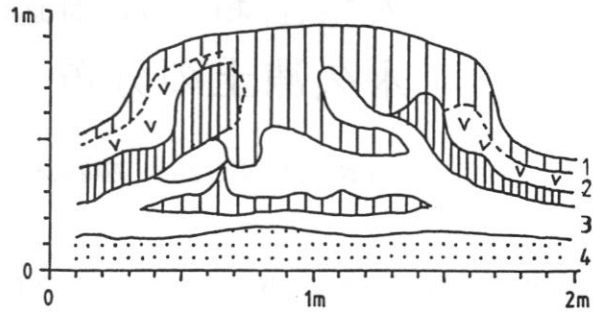


図2 アースハンモックの断面構造

- 1 腐植層, 2 Me-a火山灰, 3 矢白別火山灰
4 摩周-f

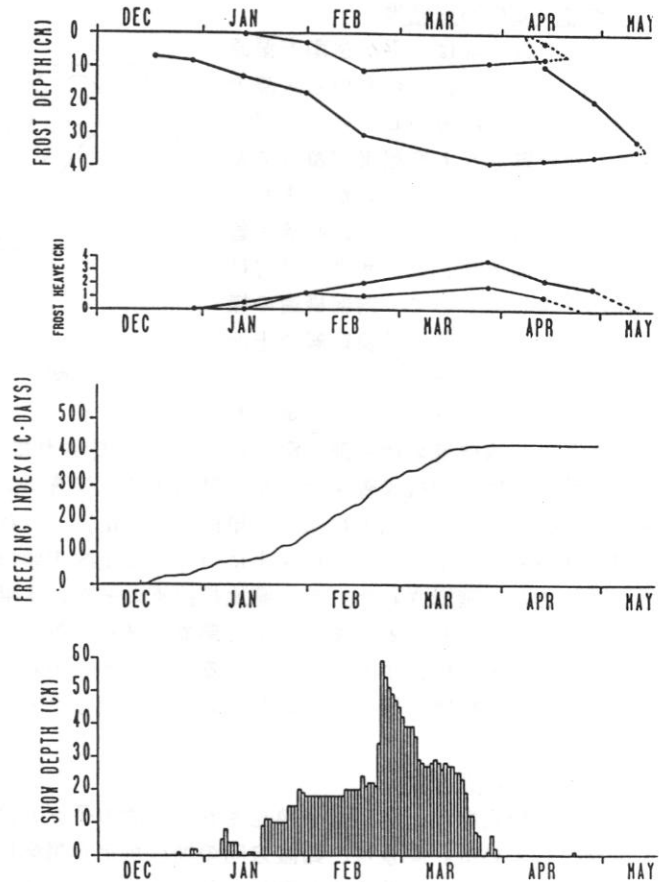


図3 凍結深・凍上量・積算寒度・積雪量

大雪山および周辺低山地における 永久凍土の分布

° 原田鉦一郎・福田正己・石崎武志・曾根敏雄（北大低温研）

1. はじめに

北海道中央高地に位置する大雪山では、永久凍土の存在が確認されている。また、周辺の低山地である置戸町においても、斜面下より巨大な地下水が発見され、永久凍土が形成されていることが確認されている。これら永久凍土の形成・維持の条件を考える第一歩として、その分布・内部構造の調査を行った。また、置戸町では、発見後の工事により地表面の状態が変化している。この環境の変化に対し、地下の永久凍土がどのような変化を見せているかを追ってみた。

2. 大雪山での調査結果

大雪山の調査地は、平ヶ岳南方湿原である。ここには、泥炭質の永久凍土丘であるパルサが分布している。パルサは、砂礫質シルトを泥炭が覆っており、土中にはアイスレンズが含まれている。このパルサについて、高橋・曾根（1988）により、パルサBと名付けられたパルサについて、内部構造の調査を行った。パルサBの凍結層の上面は、60～110cm深と確認されている

（高橋・曾根、1988）。また、ボーリングにより、凍結層の最深部の深さは5.28mと確認されている。この凍結層の厚さ（下面）を調べるため、電気比抵抗探査を行った。電気比抵抗探査により得られた、地下の見掛け比抵抗値の分布を等値線で表し、図1に示す（単位 $\Omega \cdot m$ ）。これより、パルサの中心部に高比抵抗値が現われていることがわかる。粘性土についての室内実験の結果から、この比抵抗値から凍結状態であることが確認された。その高比抵抗値の分布は水平にも広がり、凍結層が水平的にも分布していることがわかる。また、中心部で凍結層の厚さが厚く、周辺部に向かいその厚さが小さくなっていると推定することができる。パルサの中心部では、地表面の盛り上がりが大きくなっており、凍結層の厚さに対応していると考えられる。

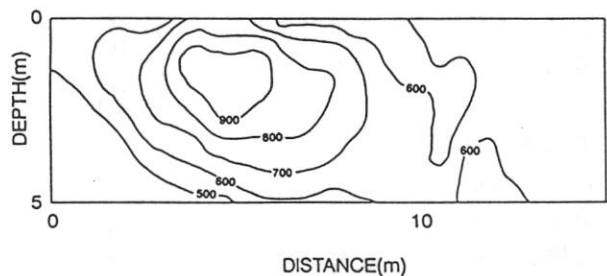


図1 パルサB見掛け比抵抗値分布

3. 置戸町での調査結果

置戸町の調査地は、地下水が発見された、鹿の子ダム付近の斜面である。斜面の下端には風穴が存在している。調査は、鉛直方向の地温測定と電気比抵抗探査が行われた。

鉛直方向の地温は、地下水が発見された地点の付近で行った。1987-88年については図2に（曾根・福田、1989）、1990年の結果を図3に示す。1987-88年では、年間を通じて $0^{\circ}C$ 以下の層が存在していることがわかる（夏期で2～5m）。また、1990年では、やはり夏期においても $0^{\circ}C$ 以下の層が存在するが、その範囲は2～3.5mと浅くなっている。他の特徴として、凍結層の下面

からの融解が顕著であることが挙げられる。

1990年では、その後融解が進み、11月に全層融解している。測定結果より、低温源は小さくなり、消滅してしまった。

この低温源の広がりを見るために1990年8月に行った、電気比抵抗探査の結果を図4に示す(単位 $\Omega \cdot m$)。探査測線は、地下水が発見された地点を通り、斜面に対して最大傾斜方向にとった。その結果、地下には高比抵抗値の部分は見つからない。凍土の比抵抗値は、温度が高いと未凍土との比抵抗値の変化が小さい。よって、この探査結果より、 $0^{\circ}C$ 以下の層が存在しているが(2~3.5m深で $0^{\circ}C$ 以下)、温度は高く、また規模も小さいと推定することができる。

凍結層は、減少し、ついには消滅してしまったが、10年以上に渡り維持されてきた。この維持されてきたという事実と、凍結層の下面からの融解を考えると、地表面の熱交換以外に熱の流れが存在している可能性がある。つまり、風穴を形成するような移流があり、それにより凍結層が維持されてきたと考えられる。

4. おわりに

大雪山のような凍結層の厚い凍土に対し、電気比抵抗探査による凍結層の推定は可能であると考えられる。この探査方法を用い、他の地域の永久凍土の分布調査を行っていく予定である。

また、置戸町の調査より、風穴を形成するような移流項により、永久凍土が維持されてきたと考えられた。この風穴が、永久凍土の指標になる可能性があり、存在を与える手がかりになりうると考えられる。そうすると、他に風穴が分布する地域において、永久凍土が存在している可能性がある。また、置戸町の調査地において、永久凍土が維持される条件が存在しており、再び形成・維持される可能性もあると考えられる。

参考文献

- 曾根敏雄・福田正己(1989) 置戸町鹿の子ダム付近の永久凍土の地中温度分布. 昭和62-63年度科学研究費補助金一般研究(B)「北海道各地の永久凍土の形成発達とそれに及ぼす気候変動の影響」, 15-16.
- 高橋伸幸・曾根敏雄(1988) 北海道中央高地、大雪山平ヶ岳南方湿原のパルサ. 地理学評論, 61, 665-684.

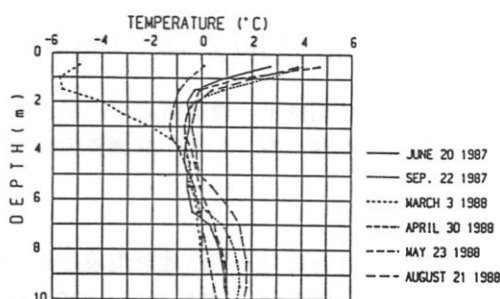


図4 置戸町調査地 鉛直方向地温分布
1987-88年(曾根・福田、1989)

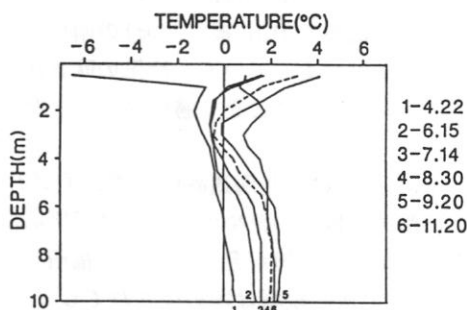


図3 置戸町調査地 鉛直方向地温分布
1990年

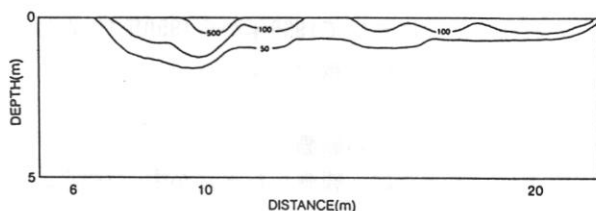


図4 置戸町調査地 見掛比抵抗値分布

北見地方置戸町に見られる氷穴の観測

高橋修平・榎本浩之・沢田正剛・百武欣二（北見工大）

安達 寛（北見土質調査事務所）・福田正巳（北大低温研）

1. はじめに

北海道北見地方には、寒冷地形現象とみられる地形が見られ、志保井（1973, 1974, 1975a, 1975b）は、この地域の地形を周氷河地形現象として調べた。その一つとして置戸町に氷穴が存在する。置戸町勝山地区にある中山（標高905m）の南東斜面に、夏でも奥に氷がつまっていた、冷気の吹き出す氷穴がある（図1）。ここを「勝山水穴」と呼ぶことにする。

1979年5月下旬に、北海道置戸町鹿の子ダム建設に伴う道路付け替えのための斜面整地工事の際に、斜面の地下から氷の塊が発見された（福田・成田、1980）。その後、現場は埋め戻されてしまったが、10年以上たった現在も、小さい穴からは冷気が出続け、氷が直接は確認できないが内部にはまだ存在している兆候が見られる。ここを、「鹿子風穴」と呼ぶことにする。

これら2地点において1989年から1990年1にかけて行った観測について報告する。

2. 勝山水穴における観測

図1に示すように、観測した氷穴が中山（標高905m）の南東斜面、標高500～600mの付近にある。以前、その冷気を利用して北海道庁林務署の種子貯蔵庫が作られたこともある。

図2に、氷穴付近の地勢を示す。図中の垂直断面図は、巻尺、クリノメーターを用いた簡易測量によるものである。氷穴は、針葉樹林の中にあり、地表は苔で覆われている。表面の下は大きな岩が埋まっており、数カ所の岩のすきまから冷気が流出しており、穴の奥には7月の時点でも氷が存在していた。氷穴地点の上部には、図2に示すように幅50m、長さ80mの岩場が広がっている。

この地域の2ヶ所に、長期自記温度計（KADEC-U、サミツセンサ、測定間隔30分）を設置し、1989年6月

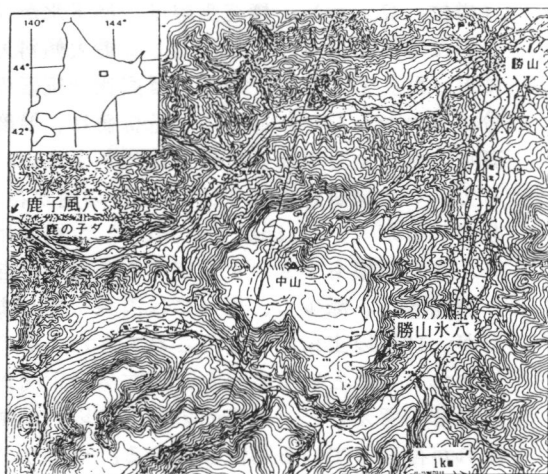


図1. 勝山水穴および鹿子風穴の位置。

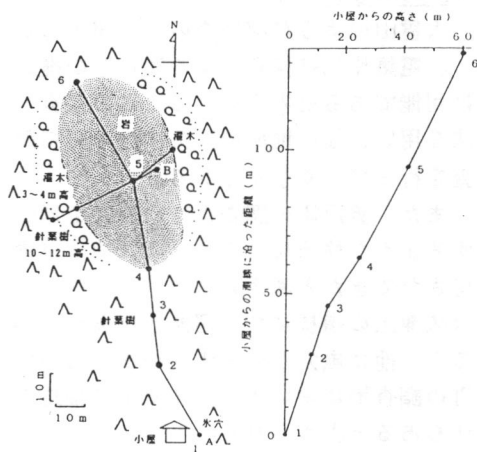


図2. 勝山水穴付近の地勢

平面図の△は針葉樹林帯、○は広葉樹林帯、灰色部は岩場を表す。地点1～6に沿う断面図を右側に示す。Aは氷穴での温度計設置地点、Bは岩場における温度計設置地点を示す。

26日から1990年7月24日の1年1ヶ月の間の記録をとった。

図2中、Aで示す氷穴地点で、一番大きな自然氷穴（幅1.5m、高さ0.8m）の奥に、センサーが空間に浮くようにして、温度記録計を設置した。Bの岩場地点では、上に小さな木が一本生えた大きな岩（直径約3m、厚さ約70~80cm）の下に温度記録計を設置した。このあたりの岩の大きさは、平均的には70cm~1mである。

図3に氷穴地点（A地点）および岩場地点（B地点）での温度の記録を示す。氷穴での温度は、1989年7月上旬位まではほぼ0°Cだったのが、夏場に入って次第に温度がのぼり出し、時折外気の吹き込みと思われる温度上昇があるものの、吹き出し流の温度は9月くらいで最高の3~4°Cに達した。その後、温度は次第に下がりだし、冬場の1990年1月に-20°C近くまで下がった。春になって温度は上昇し、4月下旬に0°Cとなって、そのまま0°Cの状態が6月一杯続いた。

岩場での温度は、1989年7月に約27°Cの最高温度となり、後は平均的には冬まで温度低下の傾向を示した。0°C以下となったのは12月から翌年3月一杯であり、最低気温が-10°C以下にもならなかったことから、この一帯はある程度の厚さの雪に覆われたと推定される。逆に、氷穴地点での最低気温は-20°C近かったことから、氷穴部では、雪に完全には覆われなかった、あるいは覆われてもその厚さは薄かったと思われる。

3. 鹿子風穴における観測

鹿子風穴における観測地の概略を図4に示す。現在は、すぐそばに陸橋が建設されており、その橋脚近くにいくつかの冷氣が吹き出す穴があり、図4中の風穴A,Bについて観測を行った。地上気温、湿度、風速は陸橋の下で測定した。風穴の気温は穴の中にサーミスタ温度計を投入して測定した。また1990年7月から9月にかけて、風量を正確に求めるために、内側を15cmx11cmの四角にくり抜いた発泡スチロールで風穴Aを覆い、四角の穴から出る風速を、羽根が直径約2cmの超小型7°D型風速計

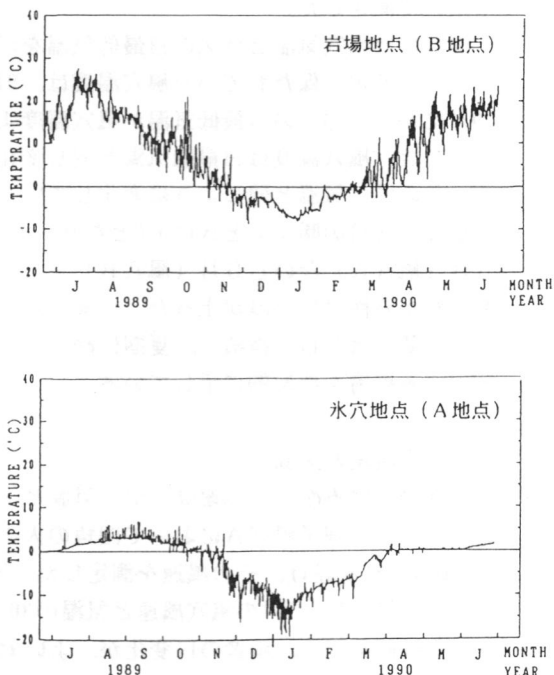


図3. 勝山氷穴地点（A地点）および岩場地点（B地点）での年間温度変化。
（1989年6月26日～1990年7月24日）

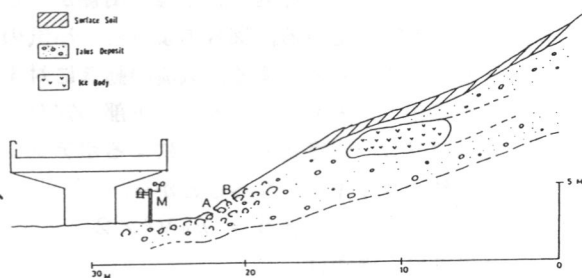


図4. 鹿子風穴観測地点概略図。

A:風穴A、B:風穴B、M:気象観測地点。

を用いて測定した。

図5には風穴気温と外気の日最低気温を示す。夏の間、安定に保たれていた風穴温度は、9月から10月にかけて地上の日最低気温が風穴温度より下がる時、風穴温度は日最低気温と同じ変化をする。冬の間、気温と同じように変化していた風穴気温は、2月の暖かいときに0°Cとなり、そのまま5月（風穴A）ないし6月（風穴B）まで0°Cを保ちそれから徐々に温度が上がった。つまり、冬の寒気を内部に氷として蓄積し、夏期に冷気を徐々に放出する機構を典型的に示している。

4. 風穴風速と気温

風穴から出る冷気の風速は、地上気温とよい対応を示した。鹿子風穴Aにおいて四角の人工的穴(15cm×11cm)を設け、その風速を測定した。図6に、1990年8月24日～27日の風穴風速と気温の30分データの記録例を示す。両者の日変化が、よい対応している。

図7には、7月25日～9月10日の気温と風穴風速の1時間毎データの相関関係を示す。両者には、非常によい相関があるが、その関係は直線的ではなく、気温が高くなると、風穴風速の変化率が小さくなる傾向がある。気温そのものより、外気温と風穴温度との温度差を用いればもっと相関がよくなる可能性はある。

5. 風穴のモデル

鹿子風穴における風速と気温の関係が生じるモデルを考察してみる。図8のように、冷気のたまったタンクがあるとする。気流の動きに対する摩擦が無視できるものとする、下部の穴から生じる風速Vは、密度差 $\rho_0 - \rho$ によるポテンシャルが運動エネルギーになることから、

$$(\rho_0 - \rho) g h = \rho_0 V^2 / 2 \quad (1)$$

と表され、風速は

$$V = \sqrt{2 g h (\rho_0 - \rho) / \rho_0} \\ = \sqrt{2 g h (T - T_0) / T} \quad (2)$$

と求められる。ただし、g：重力加速度、T、T₀：外気温およびタンク内気温（絶対温度）、h：

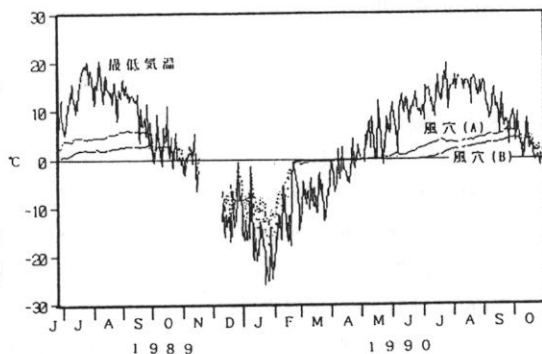


図5. 鹿子風穴A、Bの温度と外気温日最低値。
(1989年6月24日～1990年10月31日)

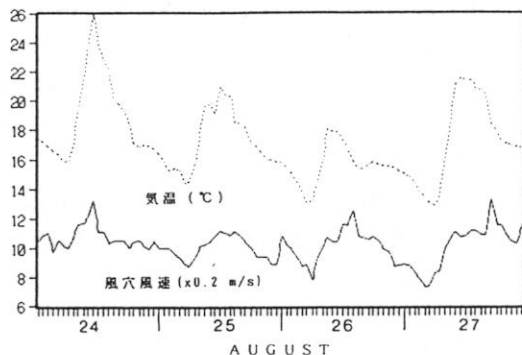


図6. 鹿子風穴Aの風速と気温の日変化
(1990年8月24日～27日)。

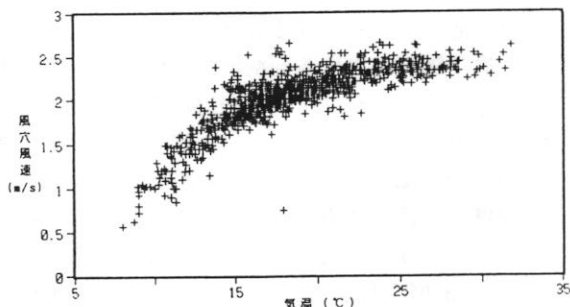


図7. 風穴風速と気温の関係. 1990年7月25日～
1990年9月10日の鹿子風穴Aの毎時間データ

タンクの高さを示す。この式は、気温 T_0 で風速 0、 T_0 付近では温度差 $T - T_0$ の 1/2 乗に比例し、気温が高くなると $V = \sqrt{2gh}$ に漸近することになり、得られた実測結果をよく説明する。図 7 からは、 T_0 は約 7°C と考えられる。

タンク高 h の式が、式 (1) から得られ、

$$h = (V^2 / 2g) (T / T - T_0) \quad (3)$$

となる。ここに、 $T_0 = 273 + 7 (\text{K})$ として、毎時間の T 、 V から求めた h を図 9 に示す。平均は $5\text{m} \sim 6\text{m}$ であり、これの高さの冷氣タンクから風が吹き出ていることになる。図 9 によれば、 h の日変化がある。これは、暖気の貫入によりタンク内平均温度が変わること、風速が大きくなるとき、摩擦の項を無視できなくなることなどが考えられる。

6. おわりに

置戸地方の水穴および風穴について通年観測することにより、その温度の年変化特性を得ることが出来た。また風穴風速が気温とよい対応をすることから、その冷氣流失モデルを考察することが出来た。次の課題は、冬期における冷氣の保存、夏期における冷氣流出の熱収支的な定量的見積りである。さらには、それらの生成機構および環境変化との関係である。

文 献

- 志保井利夫 (1973) 北見地方で見られる周氷河地形現象 - 異常低温地点を中心に -。
北見工業大学研究報告, 4.2, 303-320.
- 志保井利夫 (1974) 常紋山稜地域で見られる周氷河地形現象 - 異常低温地点の機構 -。
北見工業大学研究報告, 5.2, 213-242.
- 志保井利夫 (1975a) 湧別川流域の周氷河地形現象 - オホーツク海岸の ice-shove ridge -。
北見工業大学研究報告, 6.2, 139-160.
- 志保井利夫 (1975b) 北見地方で見られる周氷河地形現象についての考察 (補遺)。
北見工業大学研究報告, 7.1, 163-194.
- 福田正巳・成田英器 (1980) 置戸町で発見された地下水について。
低温科学, 39, 201-205.

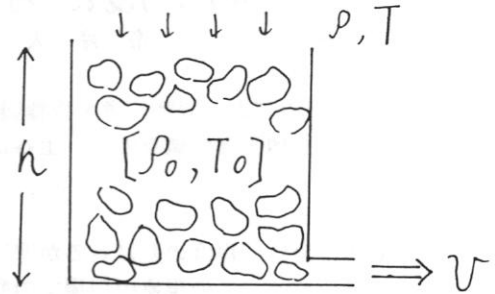


図 8. 風穴機構のモデル。 T, T_0, ρ, ρ_0 は、外気およびタンク内の気温 (絶対温度) および空気密度、 h はタンクの高さを表す。

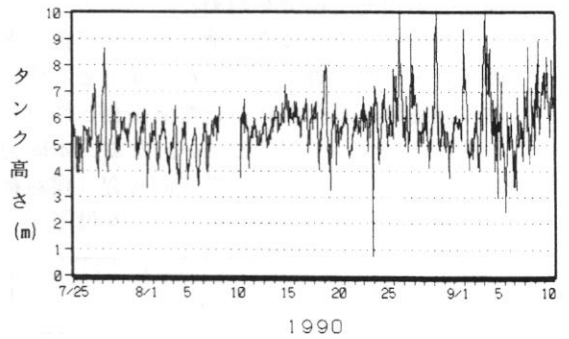


図 9. タンクの高さ h . 式 (3) において $T_0 = 280 \text{ K}$ として、毎時間の T 、 V から求めた。

凍土層形成に対する物理探査の適用例

—— 帯 広 畜 産 大 学 実 験 圃 場 の 場 合 ——

○河内邦夫・武藤 章・後藤典俊（室蘭工大）、高見雅三・和氣 徹
（道立地下資源調査所）、土谷富士夫（帯広畜産大学）

1. はじめに

土が凍る現象は、程度の差は有るが寒冷地域に広く見られる。この現象の現場での観測には、メチレンブルーの凍結深度管が広く用いられている。筆者らは、工学的立場から凍土層の分布等を簡単な方法で探査できる物理探査法を選択し、凍土層探査に適した機器を開発する目的で研究を始めた。

筆者らは、電気探査・地下レーダ探査・微動探査・地震探査を行ったが、凍土層形成に対し測定値に変化があった電気探査と地下レーダ探査について報告したい。なお、本研究は、平成2年度の道・大学共同研究（課題番号17）費を使用して行われたことを付記する。

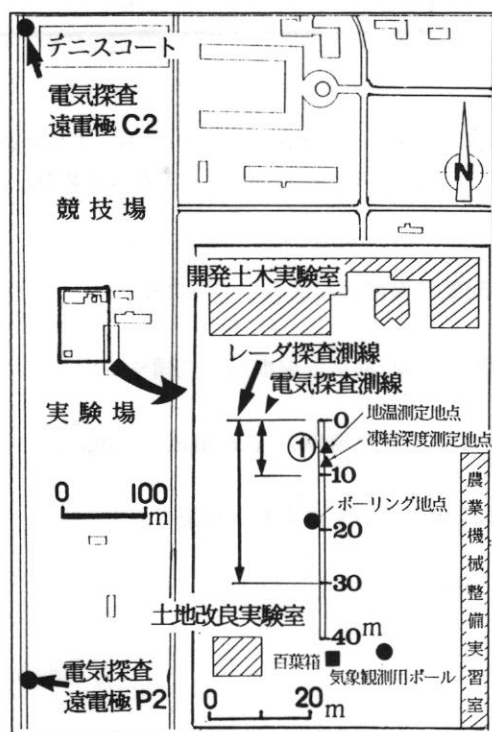


図-1 実験位置図

2. 実験概要

実験は、全て帯広畜産大学の実験圃場内で行った。実験位置図の概略を図-1に示す。

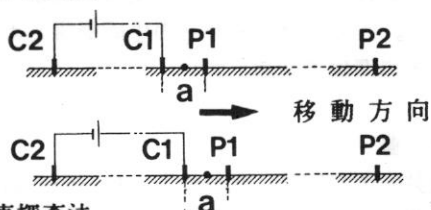
測線0~20mの範囲は、冬季間除雪をした。

2.1 電気探査法

電気探査法には色々あるが、本研究では、浅層構造の解明や冬季での調査等を考慮して比抵抗法を採用した。比抵抗法には、2極法・3極法・ウェンナー法・シュランベルジャー法などがあるが、冬期の作業効率から移動電極が少ない2極法を用いた。この電極配置は、福田(1991)¹⁾らによっても永久凍土の探査に用いられている。また、水平的・平面的な変化を調べる水平探査法と垂直的な変化を調べる垂直探査法がある。

両方法の概略図を、図-2に示す。

水平探査法



垂直探査法

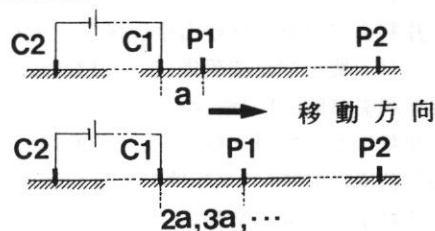


図-2 2極法電気探査の概念図

(C1, C2: 電流電極, P1, P2: 電位電極)

本研究では、電極間隔を凍土の形成に対する水平及び垂直方向の変化を考慮して、探査深度1.5mまでは、0.25m それより5.0mまでは0.5mにした。電流電極C1は、0.5mで移動した。

2.2 地下レーダ探査

地下レーダは、地表面において非常に短い時間内に広域バンドパルスの電磁波を放射しこの電磁波が地層境界面において反射して戻ってくる波をとらえ、地下の構造を調べる探査法である。プロファイル測定とワイドアングル測定とがあり、概略を、図-3に示す。

前者は、反射面の起伏の変化やその構造を連続的かつ定性的に把握でき、後者は、地盤内の電磁波伝播速度の分布が求められる。

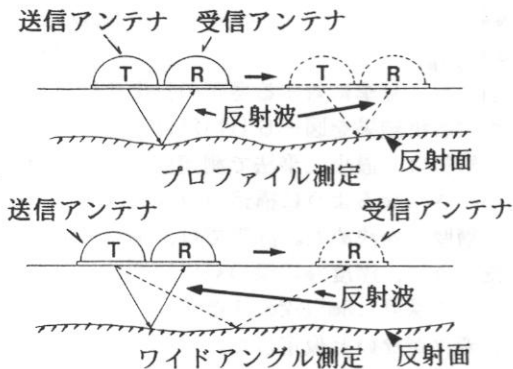


図-3 地下レーダ探査の概略図

3. 実験地の土質条件

3.1 実験調査地の土質

図-1に示した位置で深さ5.0mのボーリング調査を行った。その調査結果とその付近の1m程度のトレンチ調査の結果から求めた実験調査地の土質を表-1に示す。

表-1 土質調査結果

層番号	深度 (m)	色 調	土 質 名	記 載
1	0 ~ 0.40	黄 褐 色	火山灰質砂質シルト(表土)	上部に若干の植物根の混入有り
2	0.40 ~ 1.15	黄 褐 色	火山灰質砂質シルト(ローム)	新鮮なものは指で潰すのに少し力を要す
3	1.15 ~ 1.70	灰 褐 色	火山灰質砂質シルト	上層に比べ細砂の混入有り
4	1.70 ~ 4.65	灰 色	砂 礫	礫最大径50mm 礫平均径10~30mm 円礫、砂は細砂
5	4.65 ~ 5.00	灰 色	砂 礫	礫最大径50mm 礫平均径30~40mm 円礫、細砂混入

3.2 土質試験結果

図-1中の①の東側の地表から深さ0.2~0.3mの土を採取し粒度試験を行い、同時に、比重試験及び含水比試験も行った。

粒度試験を行った土は、表-1の第1層の下部から第2層の上部に相当する。粒度試験の結果、この土は、シルト・粘土分が全体の約25%で、砂分が全体の約75%その内の約2/3が細砂分(0.42~0.074mm)である。また最大粒径は2.00mm、均等係数は約8の砂である。ただし、粒度試験は、この土が火山灰なので二次破碎の軽減のため水中でふるいを手で一段づつ振るう方法により行った。この土の比重は、2.608、自然含水比は、約64%(採取日1990年11月8日)である。

4. 実験結果及び考察

各物理探査の結果及び考察を以下に述べる。各実験の測線は、図-1中に示した。

4.1 電気探査の水平解析

一般に深度≒電極間隔(以後深度と呼ぶ)の関係があり深度0.25~5.0mまでの見掛け比抵抗分布を図-4に示す。ただし、見掛け比抵抗は、浅部~深部の積分値で直接その深さの比抵抗値や分布を示すのではなく見掛け上の比抵抗値や凍土の分布を示している。

図中(1990/8)では、見掛け比抵抗は表層~深部にかけて増加する傾向を示す。水平的な変化は少なく、表層部(深度0.25m)は、300~500Ωm程度で深度5m付近は1,500Ωm前後で表層部の数倍を示している。

図中(1991/1)・(1991/2)では、夏季と比べ両方とも表層部の見掛け比抵抗分布は、水平・垂直方向共に変化がみられる。(1991/1)では表層部付近が最も大きく10000~20000Ωmを示している。深度3~5mは、夏季より少し高い程度である。(1991/2)では、高比抵抗部は、表層部よりも深部(深度0.5~1.5m)にある。高比抵抗範囲は、さらに深くなっているが、深度3~5mは、(1991/1)とほぼ同じである。

次に、見掛け比抵抗は、浅部~深部にかけての積分値であるので、夏季の見掛け比抵抗値で冬季の見掛け比抵抗値を割った比を取って図-5に示す。1991/1の見掛け比抵抗比は、表層部ほど高く夏季の数10倍、深部にかけては低くなる傾向を示す。すなわち、表層部の土の比抵抗値が凍結により全体的に高い値に変化し

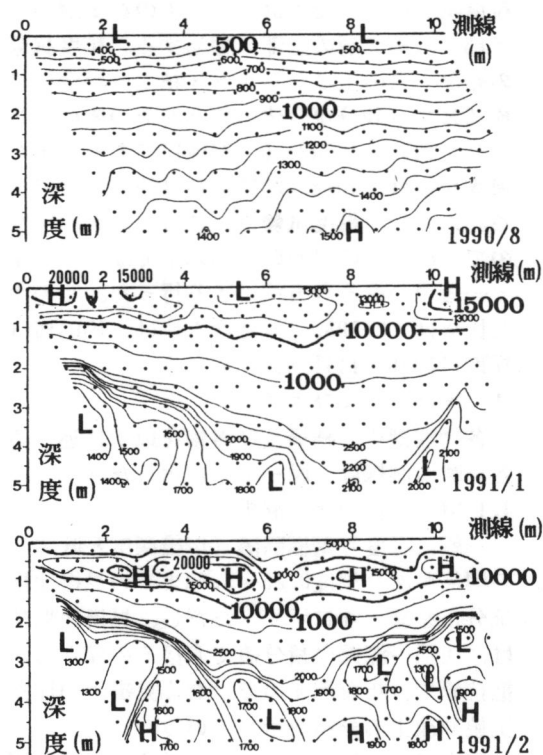


図-4 夏季(1990/8)・冬季(1991/1, 1991/2)

の見掛け比抵抗分布図(図中の単位: Ωm)
たことを示している。一方、1991/2の見掛け比抵抗比は、30~40倍の高比抵抗比を示す範囲が表層よりもやや深い位置(深度0.5~1.25m)に下がっている。これは、表層よりそこが低温になっているのか、上部の凍結による水分の移動がその下部の含水比を低下させて高比抵抗部が出現したのかは、今回は確認していないのでこれ以上考察できない。

また、10倍以下の比抵抗比を示すコンターは、1月も2月もほぼ同じ位置を通ることから、少なくとも10倍以下の深度の土は凍結していないと思われる。

4.2 電気探査の垂直解析

水平探査データを垂直探査データに変換($V/I = V_a/I_a - V_2a/I_2a$; $\rho = 4\pi aV/I$)し、その結果から垂直的な凍土・未凍土の境界を求めるために、水平多層を仮定したリニアフィルタ法²⁾³⁾による1次元解析を用いた。測線5m地

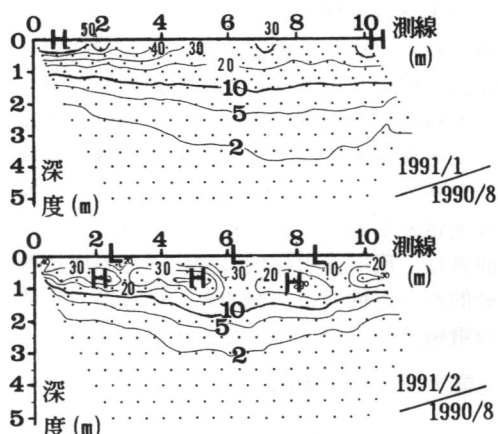


図-5 夏季に対する冬季の見掛け比抵抗比の解析結果を図-6(1)(2)に示す。

解析は、最小二乗法で測定値と計算値の差が小さくなるように構造パラメータ(比抵抗・層厚)を決めた。計算では、図-5に示したように、深度2m以深の見掛け比抵抗に差がないので深度1.8m以深の比抵抗は、夏季も冬季も変化がないと仮定した。つまり、比抵抗だけが気温により変化し、含水比等の他の物性値は季節変化がなく、深度1.8mに430 Ωm と6,000 Ωm の境界が存在するとして解析を行った。従って、凍土層の比抵抗値が実際よりも高く、砂礫層の上面深度がやや深くなった。

図-6中の各図右側(B)には、地盤の状態を示した。土質状態は、表-1の記載で表わした。凍土層厚は、図-1中のメチレンブルーの凍結深度管で計測した。

図中の2月(3)は、表層の比抵抗変化が大きく今回の方法では、解析できなかった。8月と1月の解析結果を、それぞれ(A)に示す。

4.3 地下レーダ探査

図-7にプロファイル測定とワイドアングル測定による電磁波の反射波形成記録を示す。

なお、測定レンジは100nsec、アンテナ間隔は、0.55mで、使用周波数は、250Mzである。

夏季、冬季測定とも、空中直接波(a)、地中直接波(d)、地中反射波(r)が記録されている。

冬季の凍土層による反射面の有無については、レーダ探査の実施に協力して頂いた応用

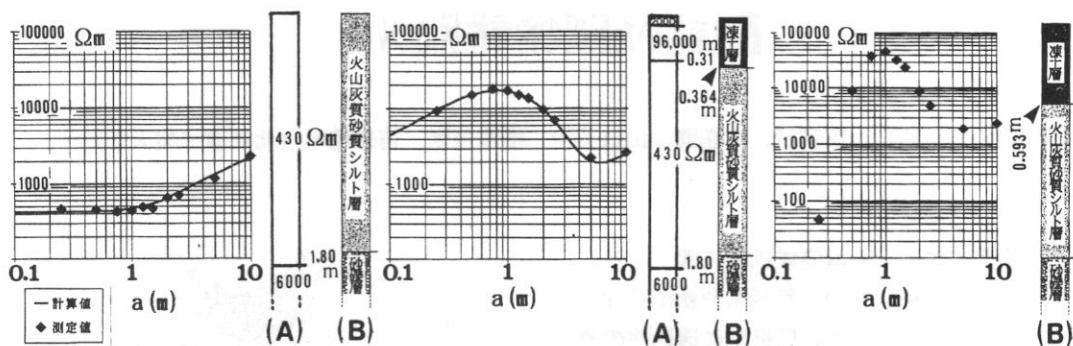


図-6 (1) 5m地点の解析結果(90/8) (2) 5m地点の解析結果(91/1) (3) 5m地点の解析結果(91/2)

地質側の村上弘行氏に相談した結果、それによる反射面は、確認できないとのことであった。しかし、表層部の凍土形成で電磁波速度が速くなったことは、確認できた。

5. おわりに

今回行った物理探査の中では、電気探査が凍土層形成をとらえるのに有効であることが分かった。しかし、解析方法・電極配置等に問題もあり今後の課題としたい。

最後に、研究に協力下さった応用地質側の村上弘行・宮尾浩一の両氏、㈱ズコーシャの渡辺 博氏と環境研究所の各氏に記して感謝致します。

<参考文献>

- 1) 福田正己(1991):北海道置戸町の永久凍土と地下水の成因と形成環境の研究,文部省科研費報告書(研究課題番号01460265),pp.57-72
- 2) GHOSH, D.P. (1971): Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally earth, Geophys. Prosp., 19, pp. 769-775
- 3) O'Neill, D.J. and Merrick, N.P. (1984): A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array, Geophys. Prosp., 32, pp. 105-123

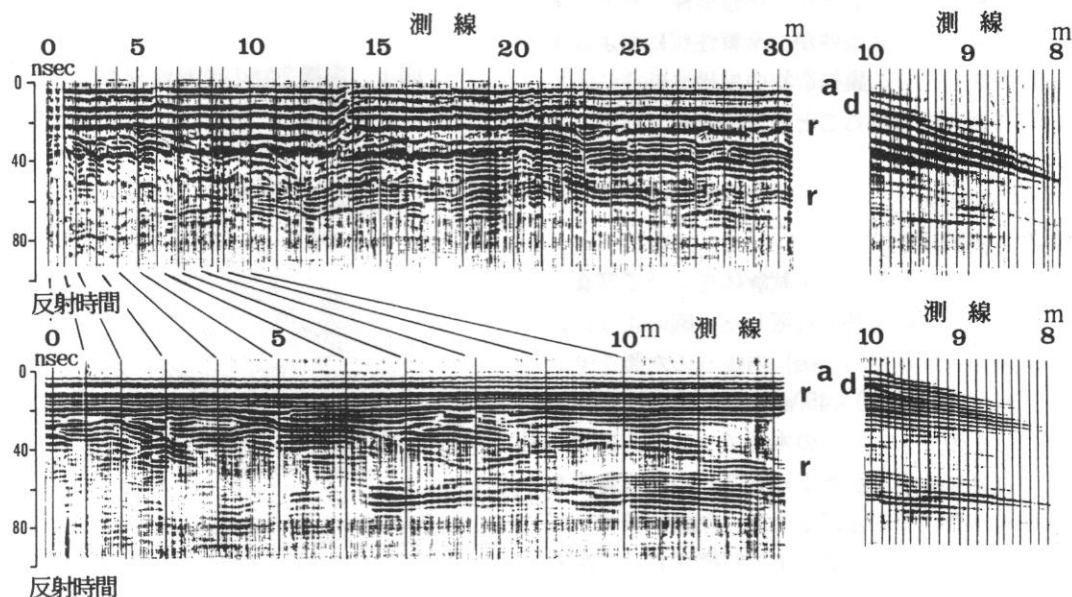


図-7 地下レーダの反射波の記録(左:プロフィール測定、右:ワイドアングル測定)

膜材を用いた屋根の滑雪性状について

○山形敏明, 山田利行, 中島肇, 山口英治, 橋本茂樹, 苫米地司 (北海道工業大学)

1. はじめに

後楽園エアドーム完成以後, 図1に示すように北海道をはじめ, 青森県や秋田県などの積雪地域においても, 屋根材に透過性の優れたテフロンコーティングガラス繊維布 (以後「膜材」という。) を使用した大スパン膜構造物が建設されている。積雪地域に膜材を用いた大スパン構造物を建設する場合, 屋根雪荷重や屋根雪処理方法が大きな問題となる。さらに, 透過性を考慮すると, できるだけ屋根面に雪がないことが望まれる。このような背景から, 近年, 膜材上の滑雪性状に関する研究が進められている¹⁾。しかし, 実験例も少なく, 膜材上の滑雪性状に関する資料の蓄積が不十分な現状にある。

本研究では, 札幌市で実施した滑雪実験結果をもとに, 気象条件・積雪条件・投入エネルギー量などの諸条件が, 滑雪性状におよぼす影響を検討し, 膜構造物の屋根雪処理に関する基礎資料を得ることを目的としている。

2. 実験方法

2-1 実験装置

実験は, 図2に示す試験体を用いて写真1に示すように屋外に設置した。図のように, 試験体は断熱材 (50mm) 内張りの木製チャンパー (900×1800×450mm) 上に膜材を張り付けたものである。この木製チャンパーはチェーンブロックを引き上げることにより角度を自由に変えることができる。なお, チャンパー内部はサーモスタットで制御され, 一定の温度に保つことができる。



図1 膜構造物の建設地分布図

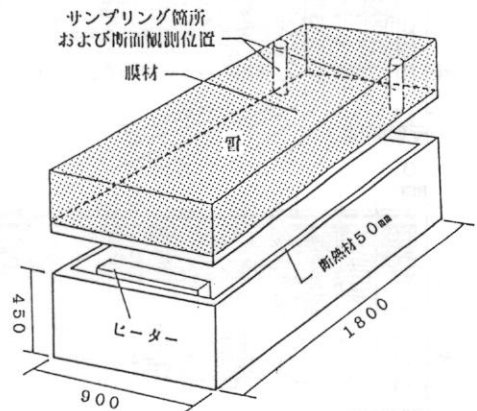


図2 試験体

2-2 実験シリーズ

実験は、札幌市（北海道工業大学構内）において、試験体を用い下記に示す実験を1987年、1988年、1991年の3冬期間実施した。

実験A：自然滑雪実験

実験B：融雪滑雪実験

2-3 測定方法

試験体を水平な状態にして雪を積もらせ、膜面からはみ出した雪を切り落とし、整形した後にチェーンブロックでゆっくり引き上げ固定した。なお、整形した後に所定の位置で、積雪深、積雪密度および積雪断面を測定した。

実験Aでは、傾斜角を 10° ～ 65° の範囲で任意に設定して滑雪状況を観測した。実験Bでは、傾斜角を 10° ～ 30° の範囲で任意に設定し、滑雪するまでチャンバー内部をヒーティングして滑雪状況を観測した。なお、両実験とも、実験中の外気温および膜面温度を連続的に測定した。

3. 実験結果

3-1 自然滑雪実験結果

図3に、実験Aにおける積雪重量と滑雪角度との関係を示す。図のように、積雪重量の増加に伴い滑雪角度が減少する傾向を示す。滑雪後の膜材との付着面をみると、ザラメ雪やクラスト状の多結晶になっている場合が多い。

これらの滑雪した実験の全層平均積雪密度をみると、 $0.10\text{g}/\text{cm}^3 \sim 0.19\text{g}/\text{cm}^3$ の値である。ここで、一般的な新雪の積雪密度をみると、札幌市で $0.07\text{g}/\text{cm}^3$ 程度²⁾で、滑雪した積雪密度は、新雪の2倍程度となっている。

なお、滑雪しなかった例をみると、実験中の外気温が -5°C の場合や全層平均積雪密度が $0.07\text{g}/\text{cm}^3$ 前後で積雪重量が $10\text{kg}/\text{m}^2$ 以下の

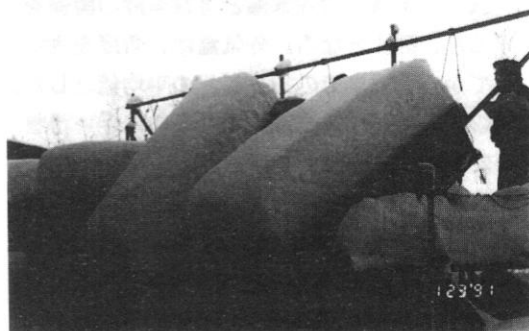


写真1 試験体設置状況

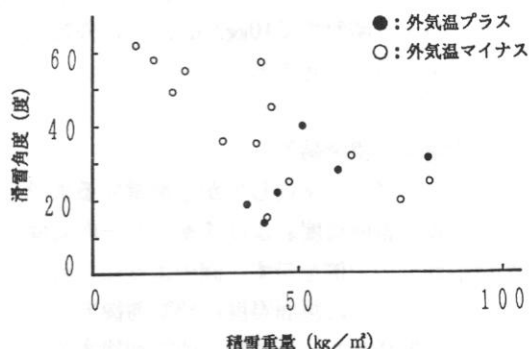


図3 積雪重量と滑雪角度との関係

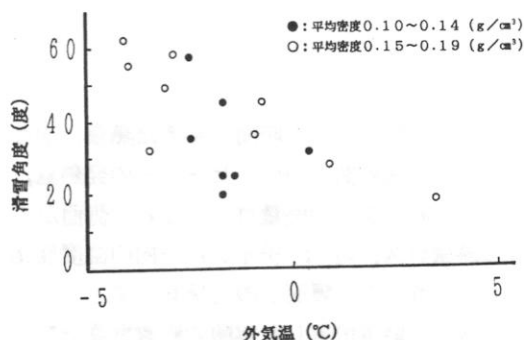


図4 外気温と滑雪角度との関係

条件であった。

次に、実験中の外気温と滑雪角度の関係をみると、図4となる。外気温は、角度を固定してから滑雪までの10分ごとの平均値とした。図のように、外気温が高くなるのに伴い滑雪角度が減少する傾向を示す。

これらの結果をみると、膜材上の自然滑雪性状は、雪質、積雪重量および外気温の影響を大きく受けていることが明らかである。滑雪条件を考えると、膜材と積雪との界面が「固層－液層－固層」となる必要がある。このためには、ある程度水分を含んだ雪質であることが必要となる。本実験結果から判断すると、滑雪するための条件として積雪密度 0.15 g/cm^3 以上、積雪重量 10 kg/m^2 以上、外気温 -5°C 以上が目安と考える。

3-2 融雪滑雪実験結果

図5に、融雪を開始してから滑雪するまでの外気温、膜面温度およびチャンバー内温度の推移状況の一例を示す。図のように、ヒーティング開始後、膜面温度は $+3^\circ\text{C}$ 前後で2時間30分の間推移し、滑雪後 $+10^\circ\text{C}$ 前後まで上昇する。これらの資料をもとに投入エネルギー量 $Q_s \text{ (kcal/m}^2\text{)}$ を下式で求めた。

$$Q_{si} = \Delta t \times (Q_h - Q_f - Q_w) - Q_r$$

$$Q_s = \sum_{i=1}^n Q_{si} / A$$

ここで、 Q_{si} ： Δt 時間に与えた熱量、 Δt ：計測間隔時間、 Q_h ：ヒーターの発熱量、 Q_f ：底面からの熱量ロス、 Q_w ：側面からの熱量ロス、 Q_r ：チャンバー内の温度変化の蓄熱量、 A ：膜面上の面積を示す。

図6に融雪滑雪した実験の積雪重量と投入エネルギー量との関係を示す。図のように、積雪重量の増加に伴い投入エネルギー量が減少す

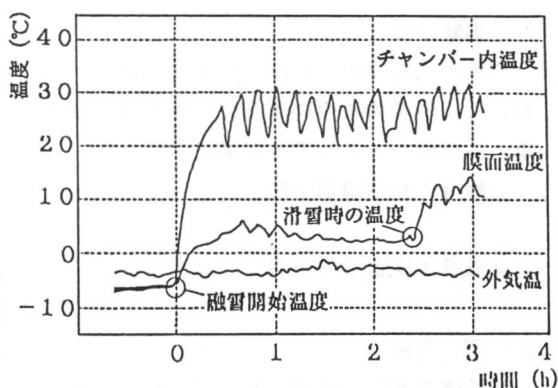


図5 融雪開始から滑雪までの外気温、膜面温度およびチャンバー内温度の推移状況の一例

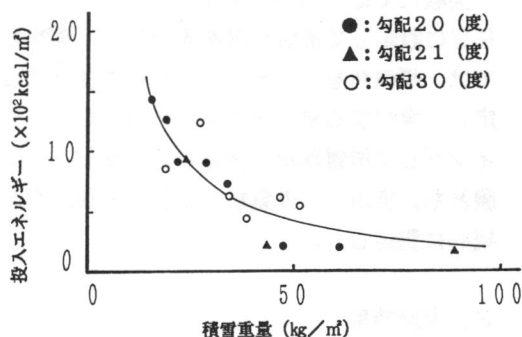


図6 積雪重量と投入エネルギー量との関係



写真2 軒先に形成された氷堤の状況

る傾向にある。積雪重量 40kg/m^2 以下では、勾配 20° 前後の方が勾配 30° よりも投入エネルギー量が大きくなる傾向にあり、積雪重量 40kg/m^2 を越えると差が少なくなる。勾配 30° ではいずれの実験でも滑雪したが、勾配 20° では融雪だけが進み滑雪せず、写真2に示すような氷堤を軒先に形成するケースが多くみられた。勾配 10° 以下では、融雪だけが進み滑雪しなかった。この現象は、前述の自然滑雪で勾配 30° 以上で滑雪していることから容易に理解できる。勾配 20° で滑雪しなかった例をみると、積雪重量が 15kg/m^2 以下で全層平均積雪密度が新雪と近似した値が多い。

次に、外気温と投入エネルギー量との関係を見ると図7となる。図のように、外気温が高くなるに伴い投入エネルギー量が減少する傾向を示す。特に、勾配 20° のケースが顕著である。

これらの結果をみると、自然滑雪と同様に融雪滑雪の場合も積雪重量、外気温および雪質の影響を大きく受ける。本実験結果から判断すると、勾配 20° 以下で積雪重量 15kg/m^2 以下の場合融雪滑雪効果がみられない。

3-3 滑雪時の膜面温度

図8に、滑雪時の膜面温度と滑雪角度との関係を示す。図のように、自然滑雪実験では、膜面温度は -2°C 前後に、融雪滑雪実験では $+3^\circ\text{C}$ 前後に集中している。

4. まとめ

本研究結果をまとめると、以下のようになる。

- (1) 膜材上の滑雪性状は、雪質、積雪重量および外気温の影響を大きく受けている。
- (2) 自然滑雪するための条件は、勾配 25° 以上で積雪密度 0.15g/cm^3 以上、積雪重量 10kg/m^2 以上、外気温 -5°C 以上が目安となる。
- (3) 融雪滑雪は勾配 20° 以上で積雪重量 15

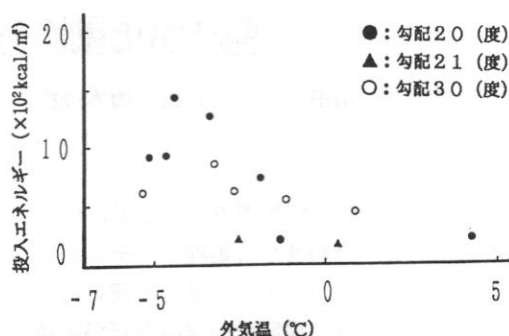


図7 外気温と投入エネルギー量との関係

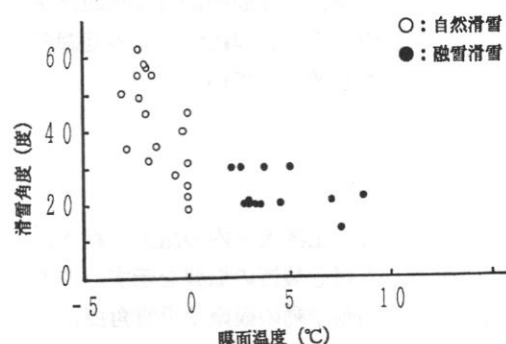


図8 膜面温度と滑雪角度との関係

kg/m^2 以上が目安となる。

なお、本研究を実施するにあたり、鹿島建設技術研究所の本郷剛氏、長岡工業高等専門学校佐藤和秀氏のご協力を得ました。記して感謝の意を表します。

【参考文献】

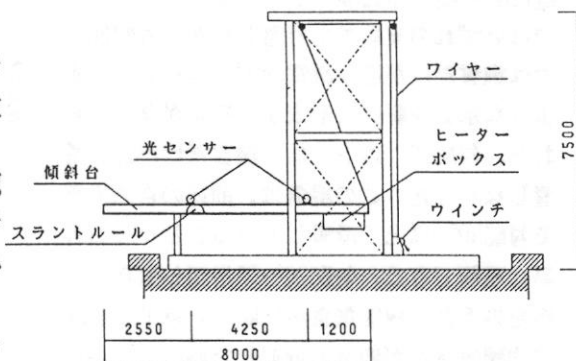
- 1) (社)日本膜構造協会：富山県膜構造屋根融雪・落雪実験報告書Ⅱ，1990.7
- 2) 気象庁編：日本気候表（その2），1982.

膜材を用いた屋根の滑雪飛距離について

○山口英治, 山田利行, 中島肇, 橋本茂樹, 山形敏明, 苫米地司 (北海道工業大学)

1. はじめに

近年, 膜構造物の雪処理方法として, 融雪と滑雪とを組み合わせた雪処理システムが取り入れられている。しかし, 滑雪処理を行う場合, 滑雪後の雪の飛距離や飛散などが問題となる。設計の段階では, これらの問題を考慮した堆積帯を設置するなどの防雪対策が必要となる。このようなことから本研究では, 屋外モデル実験を行い実験的に滑雪飛距離を検討し, 屋根雪の滑雪処理についての基礎資料を得ることを目的としている。



2. 実験方法

(1) 実験装置

図1に, 北海道工業大学内の屋上(高さ13m)に設置した滑雪装置の概要を示す。この滑雪装置は, 活動挙動の観察や滑雪角度, 滑雪速度の測定が容易なことから傾斜平板法を採用した¹⁾。この滑雪装置の傾斜台は, 長さ8m, 幅1mあり, 両端に速度測定用光センサー(読み取り精度 1/100秒)が, 4.25m 間隔で2個取り付けられている。なお, 低温時の滑雪を促すために傾斜台の下部にヒータボックス(縦110×横98×深さ65cm)を設置した。ボックス内部には, 700Wのヒータが2個設置しており, 内部温度は, サーモスタットで制御され一定の温度を保つことができる。

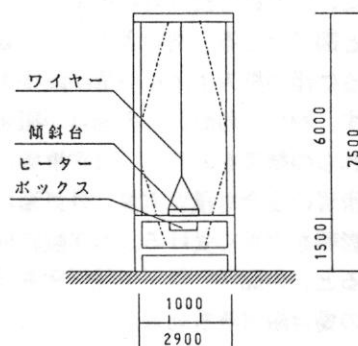


図1 滑雪装置の概要

(3) 実験シリーズ

1) 滑走距離7mにおける雪ブロック実験

滑雪角度 (°)	積雪深 (cm)		
	10	20	30
15	●	●	●
20	●	●	●
25	●	●	●

2) 滑走距離の違いによる雪ブロック実験 (積雪深30cm)

(2) 滑走モデル

滑走モデルは, 骨材ふるい分け用の15mmふるいで屋上に積もった新雪をふるいながら, 木製の木枠(内径: 縦87×横82×高さ30cm)を用いて滑走底面87×82cm, 積雪深10, 20, 30cmとブロックに加工して種々の条件下において実験を実施した。

滑雪角度 (°)	滑走距離 (m)		
	7.0	5.3	3.3
15	●	●	●
25	●	●	●

3. 実験結果

一般に、屋根雪の滑雪飛距離の算出式は、動摩擦抵抗力を考慮した質点の運動法則に従うと下式となる。

$$D = V \cos \theta \left(\sqrt{(V \sin \theta / g)^2 + 2H/g} - V \sin \theta / g \right)$$

$$V = \sqrt{2gL(\sin \theta - \mu k \cos \theta)}$$

ここに、D：滑雪飛距離 θ ：滑雪角度
V：飛び出し速度 H：軒高
L：滑走距離 μk ：動摩擦係数
g：重力加速度

しかし、上述の式は、質量などが考慮されていないため滑雪飛距離を検討する上で実測値と誤差が生じる。

図2に、滑雪角度と滑雪飛距離との関係を示す。図のように、各勾配において積雪重量に関係なく実測値をプロットした値に1~2mのバラツキが見られる。また、上述の飛距離を算出する式に $\mu k = 0, 0.1, 0.2$ を用いて算出しプロットすると実測値は、 $\mu k = 0 \sim 0.2$ の間におさまるが実測値と計算値に一致する傾向は見られない。

図3に、滑走距離と滑雪飛距離との関係を示す。図のように、実測値は滑走距離の増加に伴い緩い増加傾向を示す。しかし、実測から得た加速度を用いて動摩擦係数を求め、得た係数を飛距離の式に代入して求めると図のように、計算値では急激な増加傾向を示す。このように、実測値と計算値では異なる傾向を示し積雪重量の影響を無視することはできない。上述の動摩擦係数 μk は、下式より求

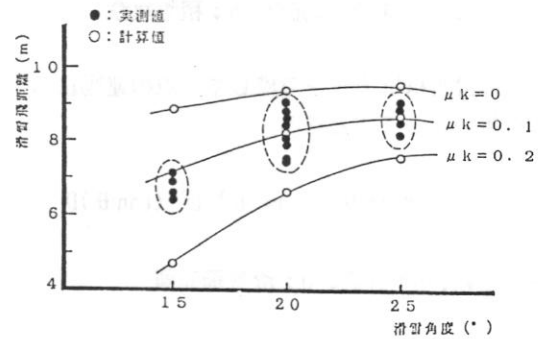


図2 滑雪角度と滑雪飛距離との関係

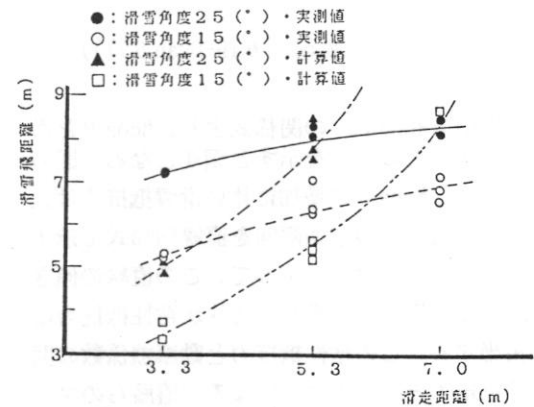


図3 滑走距離と滑雪飛距離との関係

めた。

$$\mu k = (g \sin \theta - \alpha) / g \cos \theta$$

ここに、 α ：加速度

前述の実験結果から判断すると、滑雪飛距離を検討する場合積雪重量が大きく影響していることが明かとなった。さらに、屋根面と雪モデルに作用する力を考慮すると動摩擦抵抗力の他に界面に介在する水の粘性抵抗力が考えられる。この抵抗力を考慮すると、滑雪に対する抵抗力Rは下式となり、以下の手順で求まる。

$$R = C + \mu k M \cos \theta$$

ここに、 C ：粘性抵抗力、 M ：積雪重量

この滑雪抵抗力 R を考慮して質点の運動法則を用いると下式となる。

$$H = (M / (4L(M \sin \theta - R) \cos^2 \theta)) D^2 + (\tan \theta) D$$

ここに、 H ：軒高、 D ：滑雪飛距離

ゆえに、滑雪抵抗力 R は、下式より求まる。

$$R = M(\sin \theta - (D^2 / (4L \cos^2 \theta (H - D \tan \theta))))$$

$R = C + \mu k M \cos \theta$ の関係式より、 $M \cos \theta$ と滑雪抵抗力との関係を示すと図4となる。図のように、 $M \cos \theta$ の増加に伴い滑雪抵抗力は大きくなる。この増加傾向を直線回帰式で示すと図のようになる。よって、この直線の傾きが動摩擦係数に相当し、切片が粘性抵抗力に相当する。この粘性抵抗力と動摩擦係数の関係を示すと表1のようになる。遠藤らのフッ素樹脂塗装網板などを用いた研究報告²⁾によると、平均値で粘性抵抗力2.5~3 (kg/m²)、動摩擦係数0.13~0.15と報告されている。本実験結果から得た膜材の平均値は、粘性抵抗力2.5 (kg/m²)、動摩擦抵抗力0.06と比較的小さな値を示し、滑雪しやすいことを示している。

図5に、滑雪角度と粘性抵抗力および動摩擦係数との関係を示す。粘性抵抗力は、勾配の増加に伴い増加傾向を示す。しかし、動摩擦係数は、逆に減少傾向を示す。この傾向は、動摩擦係数が速度の増加に伴い減少することを示している。また、一般に粘性係数は、速度に正比例することから粘性抵抗力は、図のように、増加傾向を示すと考えられる。

図6に、滑雪角度と粘性抵抗力および動摩擦抵抗力との関係を示す。勾配15°で積雪重量25 (kg/m²)では、粘性抵抗力と動摩擦抵

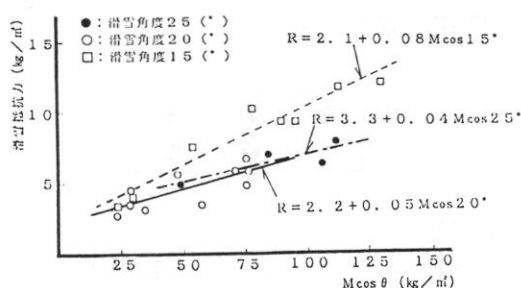


図4 $M \cos \theta$ と滑雪抵抗力との関係

表1 粘性抵抗力と動摩擦係数との関係

滑雪角度(°)	15	20	25
粘性抵抗力(kg/m ²)	2.1	2.2	3.3
動摩擦係数 μk	0.08	0.05	0.04

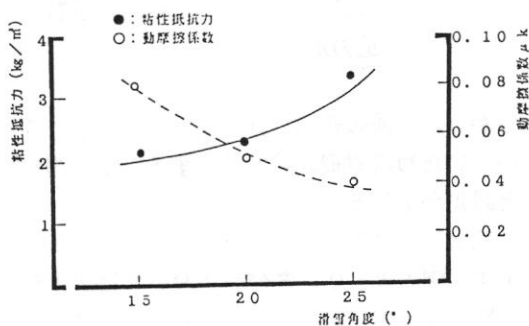


図5 滑雪角度と粘性抵抗力および動摩擦係数との関係

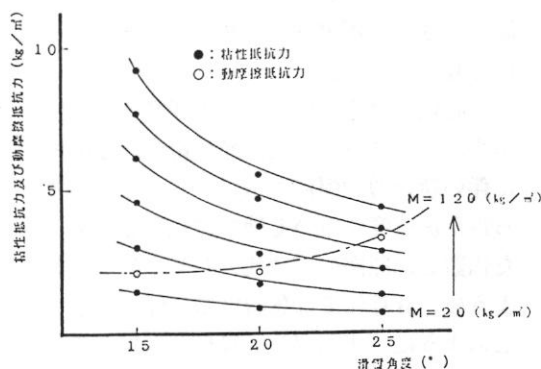


図6 滑雪角度と粘性抵抗力および動摩擦抵抗力との関係

抗力は同程度の値を示すが、積雪重量の増加に伴い勾配15°では、動摩擦抵抗抗力が大きな影響を与えている。しかし、勾配が20°、25°になると逆に粘性抵抗抗力が影響する。

図7に、滑雪角度と滑雪抵抗抗力との関係を示す。図のように、積雪重量 60 (kg/m²) を越えると勾配20° 25° に比べ勾配15°では、滑雪抵抗抗力が大きくなる。また、勾配20° ~ 25° で積雪重量が増加しても滑雪抵抗抗力が同程度の値を示すことから、この範囲が滑雪飛距離の増減の分岐角になると考えられる。

4. まとめ

本研究結果をまとめると、以下のようになる。

- 1) 滑雪飛距離は、積雪重量に大きく影響を受けている。
- 2) 屋根面の滑雪抵抗抗力として、動摩擦抵抗抗力だけでなく粘性抵抗抗力も考慮する必要がある。低勾配では、動摩擦抵抗抗力の影響をおもに受けているが、勾配の増加とともに小さくなり逆に、粘性抵抗抗力の影響を受ける。

3) 滑雪飛距離の増減の分岐角は、勾配20° ~ 25° の範囲となり最も飛距離が大きくなる。

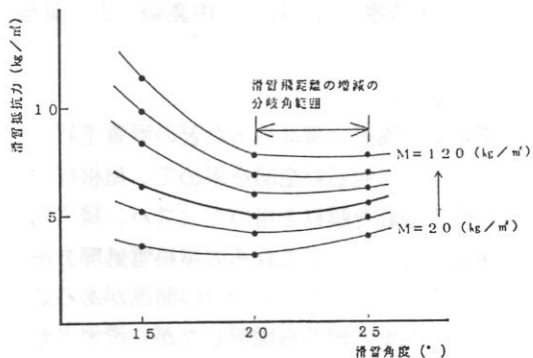


図7 滑雪角度と滑雪抵抗抗力との関係

参考文献

- 1) 渡辺 正朋ほか1名：屋根葺材と雪氷の摩擦に関する研究（その1）主要な屋根葺材と氷ブロックの静摩擦，日本雪工学会誌，No. 3，pp.1~11，昭和62年6月
- 2) 遠藤 八十一他6名：屋根雪の滑落条件と飛距離，寒地技術シンポジウム'88 講演論文集，pp.220~225，1988.11.

膜材を用いた屋根における滑雪後の堆積形状について

○橋本茂樹, 山田利行, 中島肇, 山口英治, 山形敏明, 苫米地司 (北海道工業大学)

1. はじめに

近年, 北海道, 東北地方などの積雪地域では, 冬期間の明るい空間を求めて, 屋根材に透過性の優れた膜材を用いた大スパン構造物が建設されている。これらの屋根雪処理方法は, 経済性の他にもいくつかの問題があることから, 融雪処理から融雪しながら滑雪させる方法に変わってきている。この場合, 滑雪した雪は防災的, 建物の壁面への側圧などの面で大きな問題となる。しかし, これらに関する資料が不足しているのが現状である。このようなことから, 滑雪した屋根雪の堆積形状を検討するために屋外モデル実験を実施した。

2. 研究方法

2-1 実験装置

滑雪実験に用いた装置は, 図1のように膜材を張り付けた傾斜台を任意の傾斜角に設定することができる。なお, 膜材はテフロンコーティングガラス繊維布膜を使用した。

2-2 実験方法

実験は, 傾斜台の角度を 10° , 20° , 25° , 28° , 35° , 55° の6種類として滑雪実験を実施した。膜上の積雪深は, 20cmになるように骨材ふるい試験用15mmふるいで新雪をふるいながら人工的に堆積させた。その後, それぞれの傾斜角で滑雪させ, 飛距離と堆積形状を測定した。傾斜角 10° では自然滑雪しにくいので, 滑雪速度に影響を与えない程度に人工的に力を加えた。他の傾斜角については, 軒先にストッパーを取り付けて所定の角度になるまで滑雪

しないようにした。堆積形状の推移や累積の堆積形状を検討するために, 同様の滑雪を重ね合わせるように6~7回繰り返した。なお, 堆積形状の推移を明かにするため, 1回の滑雪ごとに表面に希薄したインク溶液を噴霧した。実験中の外気温は -0.4°C ~ -4.6°C , 膜上の積雪密度は $0.07\sim 0.15\text{g}/\text{cm}^3$ であった。

3. 実験結果

写真1に, 堆積断面の1例を示す。この堆積形状の滑雪角度は 28° , 滑雪回数は6回である。写真のように, 滑雪回数を重ねるごとに堆積断面の頂部が軒に近づく傾向や堆積幅が広がる傾向がみられることが分かる。

滑雪角度 θ ごとの堆積形状の概要をみると, 図2となる。図のように, いずれの傾斜角に

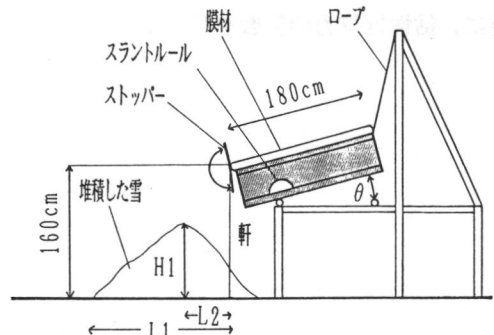


図1 実験装置

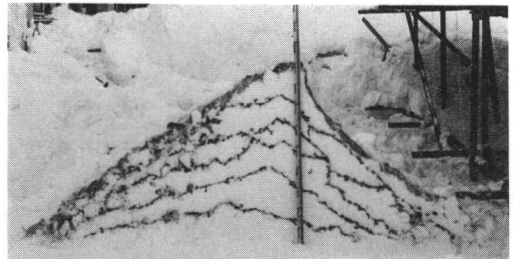


写真1 堆積断面の1例

においても近似した堆積形状を示す。しかし、頂部の位置や軒の内側への広がり度合が傾斜角によって大きく異なる。軒の内側への広がり度合をみると、滑雪飛距離が小さい傾斜角 10° 、 55° で80cm程度軒の内側へ広がっている。これに対し、滑雪飛距離が最も長くなる傾斜角 25° 、 28° になると、前者の1/2程度までに減少し、滑雪飛距離の差異によって堆積幅とその位置が大きく異なることが明かである。本実験では、図中の軒の位置に壁を設置しなかったが、一般の建物では壁の影響を受けて堆積形状が実験結果とやや異なってくる^{1,2)}。この位置に壁があることを想定した場合、図中のS2領域の雪はS1の領域に堆積することになり、 $S2 > S1$ になると、堆積高 $H1$ が大きくなる。この $H1$ の増加にともない壁面に加わる雪による側圧も増加することが考えられる³⁾。

図3に、滑雪角度 θ と軒からの堆積幅 $L1$ との関係を示す。図中には、滑雪させた雪の深さ SD が20cmと120cmにおける実測値および質点の運動法則に従って求めた滑雪飛距離の計算値を示してある。この計算に用いた数値は軒高160cm、滑走距離180cm、膜面の動摩擦係数 μk を0と0.1としている。 $L1$ の推移をみると、 $SD120\text{cm}$ 、 20cm のいずれの場合においても、概ね滑雪角度 25° 程度までは傾斜角の増加にともない $L1$ が増加し、この角度を過ぎると減少する傾向を示している。計算によって得られた $L1$ の推移の増減傾向は、実測値の推移と近似した傾向を示している。しかし、 $SD120\text{cm}$ の場合における $L1$ と計算値とを比較すると、計算値は実測値の2/3程度の小さな値となる。 $SD20\text{cm}$ の場合においても、計算値よりも実測値の方が大きくなる場合が多くなる。以上のことから、滑雪飛距離の計算値では、滑雪の際に生ずる飛散が考慮されていないため、 $L1$ の値を実測値よりも過小評価していることがわかる。

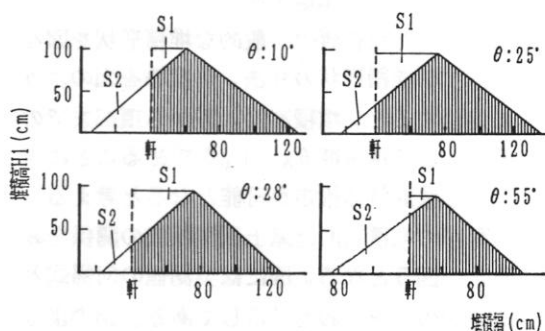


図2 堆積形状の概要

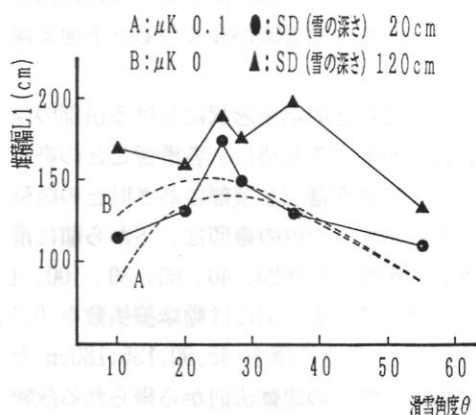


図3 滑雪角度 θ と軒からの堆積幅 $L1$ との関係

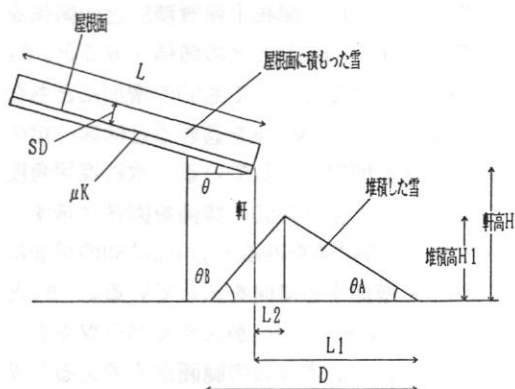


図4 一般的な堆積形状

4. 堆積形状の推定手法

滑雪した屋根雪の一般的な堆積形状を図4に示す。堆積形状の寸法、角度等を図のように定義すると、堆積高 H_1 、軒から頂部までの距離 L_2 、堆積角度 θ_A 、 θ_B を求めることにより、堆積形状の推定が可能となると考える。

累積の堆積高 H_1 と屋上積雪深 SD の関係をみると、図5となる。図には実測値の回帰式と、 $H_1=SD$ の線をあわせて示してある。図のように、いずれの傾斜角においても SD の増加に比例して、 H_1 が増加する傾向がみられる。 H_1 と $H_1=SD$ の式との関係を見ると、いずれの滑雪角度においても、 H_1 は SD が少ない時には SD の値を上回るが、積雪深が多くなると下回る傾向を示す。

滑雪角度ごとの堆積形状における頂部の推移状況を検討するために、各滑雪ごとの軒から頂部までの距離 L_2 と頂部の高さ H_1 との関係を図6に示す。図中の●印は、下から順に滑雪させた積雪の深さ20, 40, 60, 80, 100, 120cmとなっている。図には動摩擦係数を0.1、軒高160cm、滑走距離を45, 90, 135, 180cmとした場合の質点の運動法則から得られる放物線を示してある。頂部の推移をみると、滑走距離を屋根長さの1/2 (90cm)とした計算上の放物線と近似する傾向を示している。

堆積角度 θ_A と屋上積雪深 SD との関係を図7に示す。 θ_A と SD との関係を見ると、 θ_A はどの滑雪角度においても SD の増加にともなって増加し、 SD が80cmを過ぎるとほぼ一定の角度になる傾向を示している。次に堆積角度

θ_B と屋上積雪深 SD の関係を図8に示す。 θ_B と SD との関係を見ると、 θ_B は SD の増加に比例して増加する傾向を示している。 θ_A と θ_B を対比すると、 θ_B が大きくバラツキも小さい。しかし、本実験の範囲から考えると θ_B も θ_A と同様に、 SD が100cmを越えるとほぼ一定の値に近づくと考えられる。

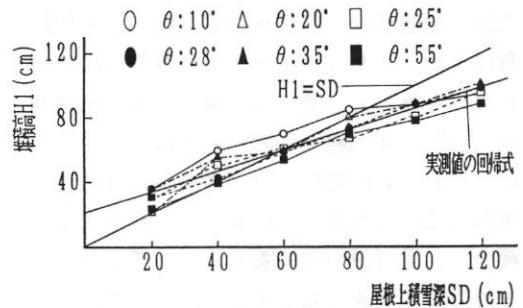


図5 累積の堆積高 H_1 と屋上積雪深 SD との関係

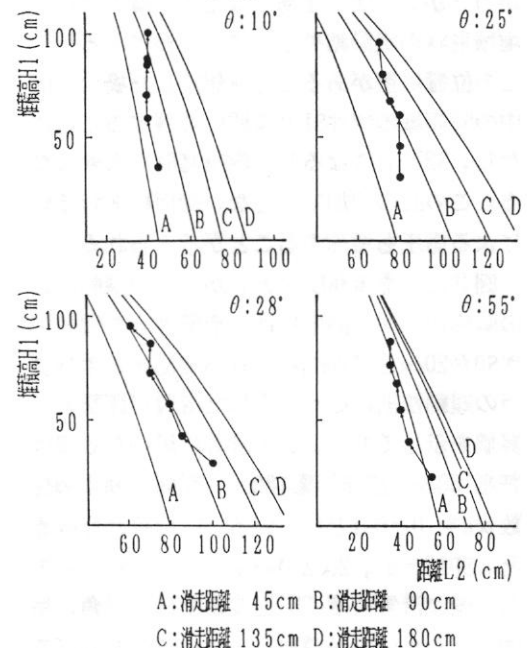


図6 軒から頂部までの距離 L_2 と頂部との高さ H_1 との関係

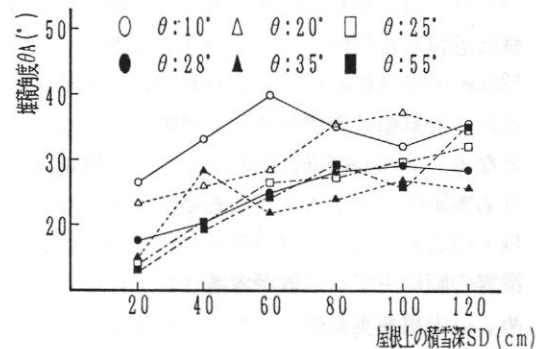


図7 堆積角度 θ_A と積雪深 SD との関係

以上のことから、堆積高 H_1 、堆積角度 θ_A 、 θ_B は、軒高、滑雪角度、滑走距離などによって、ある程度決まった値になると考えられる。 H_1 、 θ_A 、 θ_B がもとめられれば、軒から頂部までの距離 L_2 、軒からの最長距離 L_1 、堆積幅 D は以下のような式によって求められる。なお、この H_X は軒高 H から堆積高 H_1 を引いた値であり、 L_X は屋根長さ L の1/2の値である。

$$L_2 = V \cos \theta (\sqrt{(V \sin \theta / g)^2 + 2 H_X / g} - V \sin \theta / g)$$

$$V = \sqrt{2 g L_X (\sin \theta - \mu_K \cos \theta)}$$

$$L_1 = H_1 / \tan \theta_A + L_2$$

$$D = H_1 (1 / \tan \theta_A + 1 / \tan \theta_B)$$

L_2 : 軒から頂部までの距離 (cm)

V : 滑走速度 (cm/s)

g : 重力加速度 (cm/s²)

θ : 滑雪角度 (°)

H : 軒高 (cm)

L : 屋根長さ (cm)

L_1 : 軒からの最長距離 (cm)

H_1 : 滑雪後の堆積高さ (cm)

D : 堆積幅 (cm)

H_X : $H - H_1$ (cm)

L_X : $L/2$ (cm)

μ_K : 膜面の動摩擦係数

θ_A, θ_B : 堆積角度 (°)

5. まとめ

本実験では、滑走距離、軒高、屋根上積雪深および雪質などを一定に行った。しかし、今年の冬期に滑走距離8m、軒高14mの実物大モデルを用いた滑雪実験や既存の屋根における堆積形状の実測を行った。これらの実験結果から、軒高や滑走距離などが堆積形状の形成に大きな影響を与えることが明らかとなっている。さらに、遠藤らの研究⁴⁾により、滑雪飛距離には動摩擦係数の他に粘性抵抗も

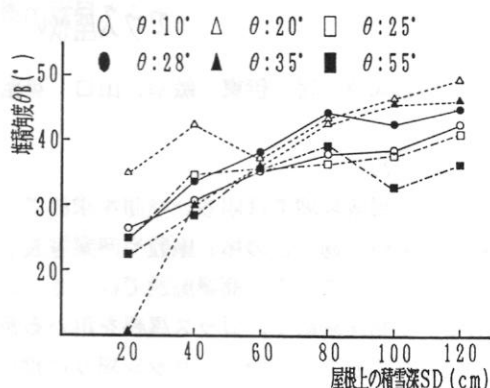


図8 堆積角度 θ_B と積雪深SDとの関係

影響を及ぼすことが報告されている。今後、これらの条件を考慮した実験を実施することによって、詳細な堆積形状の推定が可能になると考える。

【参考文献】

- 1) 中村 秀臣: 滑雪した屋根雪の堆積形状, 雪氷40巻1号, PP37-41 (1978) .
- 2) 阿部 修: 大型傾斜屋根における軒下落雪の堆積形状, 平成2年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, P7.
- 3) 松下 清夫, 中島 一史, 和泉 正哲: 積雪による側圧の調査研究, 日本建築学会論文報告集, 第89号, PP.82
- 4) 遠藤 八十一他6名: 屋根雪の滑落条件と飛距離, 寒地技術シンポジウム'88講演論文集, PP.220-225, 1988.11

ガラス屋根の滑雪性状について

○苫米地 司, 伊東 敏幸, 山口 英治, 橋本 茂樹, 星野 政幸 (北海道工業大学)

1. はじめに

近年, 積雪地域では明るい空間を求めて, 各地で膜構造物などの体育施設や商業施設が多く建設されている。商業施設では, さらに明るい空間を求めて, ガラス屋根を用いる例も見られてきた。しかし, サッシ周りに雪が残ることやガラス面に着雪するなどの問題が発生している。このようなことから, 本実験は, 実大モデル試験体を用いてガラス屋根の滑雪性状に関する資料を得ることを目的として実施した。

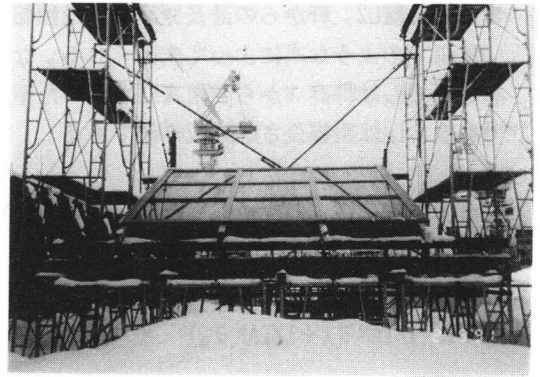


写真1 試験体の概要

2. 実験方法

ガラス屋根の滑雪および融雪実験は, 写真1に示す9つのユニットで構成された実物大の試験体を用いて実施した。

1) 滑雪実験

滑雪実験に用いた試験体は, サッシ縁が直角 (一般的に用いられているサッシ形状) な場合とサッシ縁に傾斜を付けた場合の2種類とした。なお, 写真2および図1に示すように, 所定の角度で折り曲げたフッ素樹脂コーティング鉄板を取り付けてサッシ縁の傾斜を変えた。これらの試験体を用いて, 図2に示す雪ブロックで滑雪実験を実施した。雪ブロックは骨材のふるい分け試験に用いる「10mmふるい」でふるいながら作製した。実験は, 同一条件で3回実施した。各雪ブロックの積雪密度はスノーサンプラーで測定した。

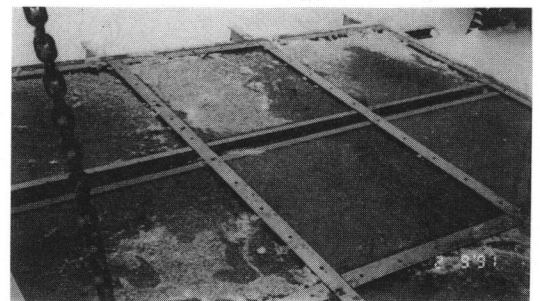


写真2 サッシ縁に鉄板を取り付けた状況

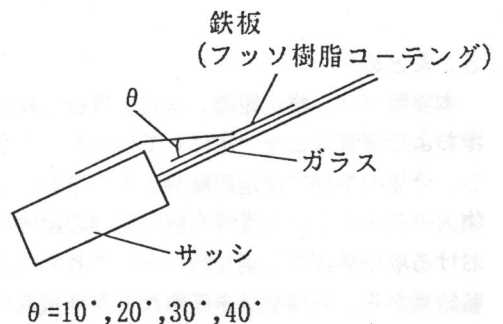


図1 サッシ縁の詳細

2) 融雪実験

融雪実験は, 試験体の内部温度をガラス屋根を用いる場合の一般的な温度条件に設定して, 自然降雪の中で実施した。試験体の温度は, 熱伝対をガラス面や試験体内部に取り付

けてサーモダックで連続的に測定した。

3. 実験結果

3.1 滑雪実験結果

雪ブロックを用いた滑雪実験の状況を写真3に示す。雪ブロックはふるいを用いて、ガラス面に人工的に10cm, 20cmおよび30cmの降雪状態を再現した。その後、これらの雪ブロックを30分間凍着させてから、ヒーティングを開始して滑雪するまで試験体の傾斜角を増加させた。サッシ縁の角度は、 10° 、 20° 、 30° 、 40° 、 90° の5種類とした。実験条件は、雪ブロックの積雪密度 $0.15 \sim 0.20$ 、外気温 $-2.0 \sim -3.0^{\circ}\text{C}$ 前後とした。

滑雪状況を試験体の勾配とサッシ縁の角度(θ)の関係からみると、図3となる。図のように、 θ の増加に伴って滑雪する場合の試験体傾斜角が増加する傾向を示す。 θ の値が 20° 以上になると、試験体の傾斜角 $>$ サッシ縁の角度(θ)の場合に全ての実験で滑雪する。

積雪深と滑雪角度との関係を見ると、図4となる。図のように、積雪深の増加に伴って試験体の傾斜角が減少する傾向を示す。積雪深20cmを越えると、いずれの実験においても滑雪したが、積雪深10cmでは滑雪しない場合もある。これらの結果から判断すると、積雪深10cm以下では滑雪が期待できないと考える。

次に、融雪時間とサッシ縁角度(θ)との関係を見ると、図5となる(試験体の傾斜角 20°)。図のように、 θ の値が増加するに伴い融雪時間が増加する傾向を示す。滑雪までの状況と滑雪後のガラス面を観察すると、融雪水がにじみ出でから徐々に移動し、滑雪している。滑雪後のガラス面をみると、融雪水が付着しており、サッシ縁には融雪水が溜った状態となっている。雪ブロックのサッシ縁周辺を切り落として詳細に観察すると、融雪

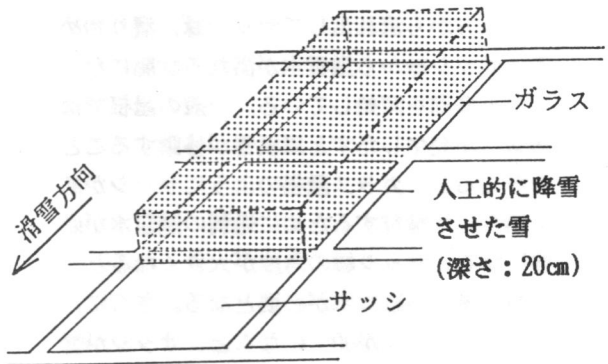
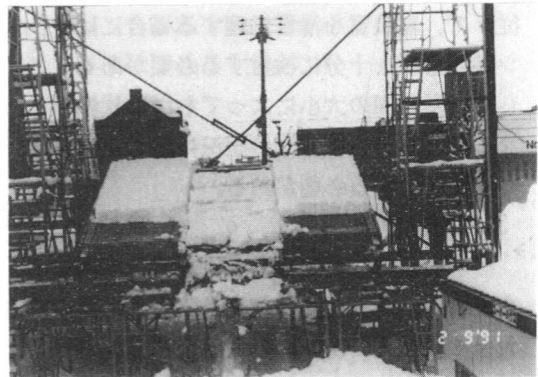
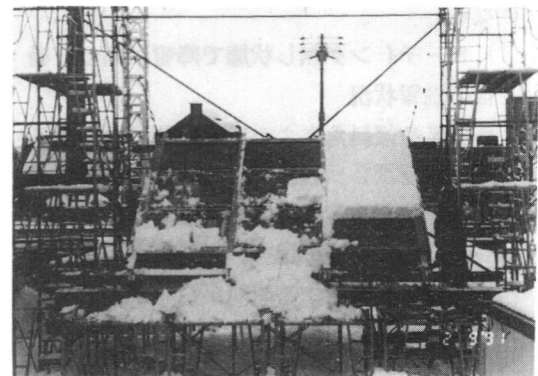


図2 雪ブロックの概要



外気温： -2.0°C 、傾斜角： 20° 、右側 $\theta = 40^{\circ}$
中央 $\theta = 20^{\circ}$ 、左側 $\theta = 30^{\circ}$

写真3 雪ブロックの滑雪状況



外気温： -2.0°C 、傾斜角： 30° 、右側 $\theta = 40^{\circ}$
中央 $\theta = 20^{\circ}$ 、左側 $\theta = 30^{\circ}$

写真4 雪ブロックの滑雪状況

水が上方から流れ出してサッシ縁に溜り始める。サッシ縁から融雪水が溢れる状態になってから移動を開始している。一般の屋根では融雪水が発生しだすと屋根雪が移動することを考えると、ガラス屋根のようにサッシがある場合には滑雪するために過剰の融雪水が必要になる。サッシ縁の角度が大きくなると、さらに多くの融雪水が必要となる。さらに、サッシ縁の角度が 90° になると、サッシが雪止めとなり滑雪しない状態となる。

このように、滑雪性状にサッシの形状が大きく影響を与えていることが明らかである。従って、屋根雪を滑雪処理するにはサッシ縁の形状を十分に検討する必要がある。さらに、積雪深の大小によっても滑雪状況が異なることから、積雪深の状況に応じた雪処理方法を検討する必要がある。

3.2 融雪実験結果

融雪実験の状況を写真4に示す。写真に示すように、サッシ縁の形状や降雪量によって大きく異なる。これらの融雪の状況をガラス面の温度変化でみると、図6となる。図のように、ガラス面の融雪が進むと温度が上昇して室温に近付いていく。この現象をもとにガラス面の融雪状況を整理すると、以下のようになる。

1) ヒーティング無し状態で降雪があった場合の融雪状況

- ・ 外気温や傾斜角によって融雪状況が異なるが、降雪深5cm程度で1時間30分、降雪量10cm程度で4時間程度で融雪する。
- ・ 同程度の降雪量の場合、傾斜角が大きいほど融雪に必要とする時間が短い、サッシ部分に雪が残る。

2) ヒーティング中に降雪があった場合の融雪状況

- ・ 降雪時の外気温が -2.0°C 以上の場合、降雪量10cm程度までは、融雪してガラス面への

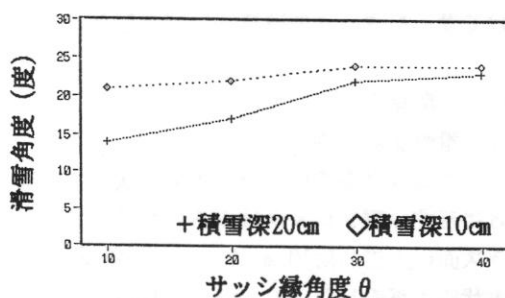


図3 試験体の勾配とサッシ縁傾斜角との関係

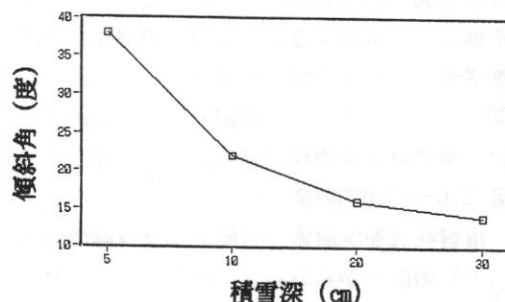


図4 積雪深と滑雪角度との関係
(サッシ縁角度 $\theta=20^{\circ}$ の場合)

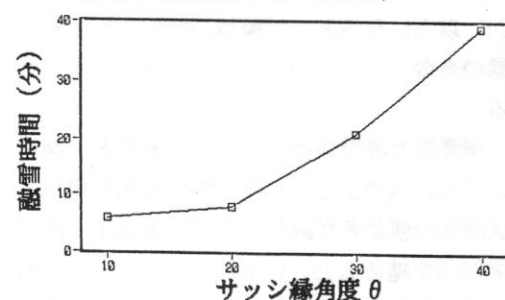


図5 融雪時間とサッシ縁角度との関係
(サッシ縁角度 $\theta=20^{\circ}$ の場合)

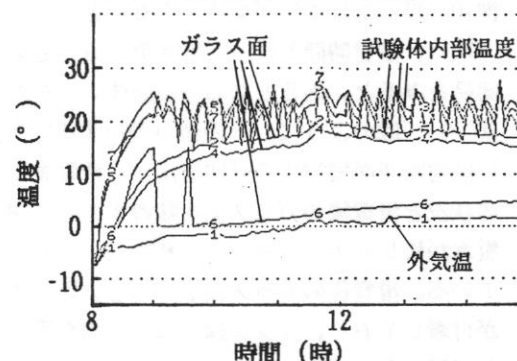


図6 ガラス面および試験体内部温度の推移状況

着雪はない。

- ・降雪時の外気温が -2.0°C よりも低くなると、降雪量 10cm 以下でもガラス面へ着雪する。
- ・降雪量が 10cm を越えると、外気温が 0°C 前後でも着雪する。
- ・前述1)と同様に、同程度の降雪量の場合、傾斜角が大きいほど融雪に必要とする時間が短い、サッシ周辺に雪が残る。

3) 降雪が連続的に続いた場合の融雪状況

- ・連続的に降雪が続き、降雪量 10cm 以上になると着雪する場合が多い。特に、外気温が -2°C 以下の場合に顕著である。
- ・着雪した雪は、ヒーティング後5時間以内に融雪している。しかし、降雪量が 10cm を越えると、サッシ周辺に雪が残る。
- ・サッシ縁の $\theta=20^{\circ}$ にすると、降雪量が 10cm 以上の場合でも融雪しながら滑雪するため、着雪する場合が少ない。
- ・前述1)、2)と同様に、同程度の降雪量の場合、傾斜角が大きいほど融雪に必要とする時間が短い、サッシ周辺に雪が残る。

4. まとめ

一般に用いられているサッシ縁形状の場合、降雪深 10cm 以上になるとガラス面に雪が残る現象がみられる。一方で屋根勾配が 15° 以上になると、ガラス面の雪が移動する現象がみられることから、サッシ縁形状を滑雪を促進するような形状に変えることが望ましい。現状のサッシ縁形状の場合、サッシ縁部分に融雪水が溜り、氷板が形成されることがある。この氷板は、雪処理を考える場合に非常に扱い難いことからサッシ縁部分に融雪水が溜らないような形状にすることが望まれる。また、過剰なエネルギーを与えると、サッシ部分に空洞が形成されて融雪が進まなくなるので、雪の融解に必要な最小限度のエネルギー供給をすることが望まれる。

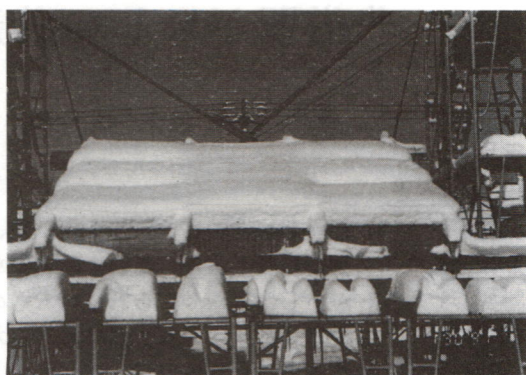


写真5 連続的な降雪によってガラス面に着雪した状況

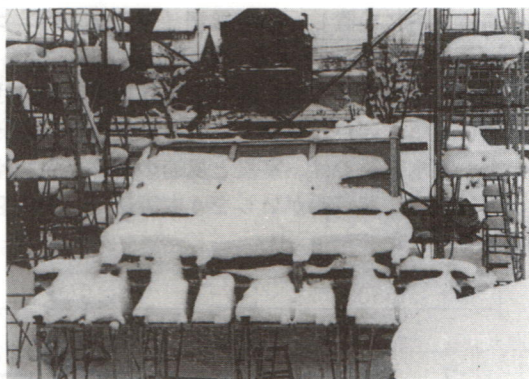
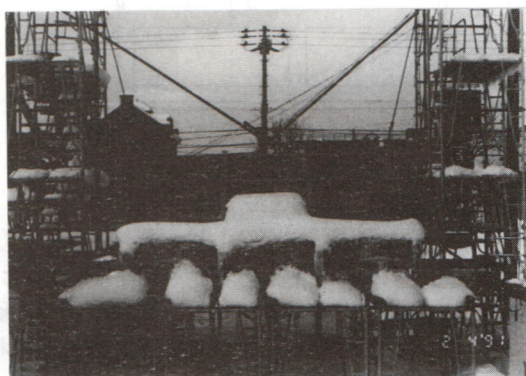


写真6 ヒーティングによって部分的に融雪した状態



傾斜角 20° ， $\theta=20^{\circ}$ ，試験体下方のサッシ縁 $\theta=90^{\circ}$

写真7 サッシ縁を変えた場合の融雪状況

非磁器がいしの着氷雪特性について

○ 藤井 裕, 鈴木 育夫, 浅井 彰, 吉川 照一 (北海道電力株式会社 総合研究所)

1. まえがき

北海道では、積雪寒冷地特有の気象条件下で、電力設備のがいし表面に着氷雪で笠間が橋絡し、接地事故に至る場合がある。これを防ぐため、がいしの笠間隔を従来のものより長くし、対処している。がいしは磁器で作られているものがほとんどであるが、今回がいしの軽量化を図る目的から非磁器（ポリマー製）がいし（日本ガイシ㈱と共同開発）を開発した。非磁器がいしの着氷雪特性を考慮した笠形状、笠間隔およびがいしの材質の違いによる着氷雪特性の検討を行うため着氷雪実験を行ったのでその結果を報告する。

2. 着氷雪実験装置

着氷雪実験装置は恒湿恒温実験室（室温 $-30^{\circ}\text{C}\sim+60^{\circ}\text{C}$ 、湿度 $50\%\sim95\%$ ただし室温 0°C 以上とする）内に設置し、小型風洞（整流部：ハニコム $100\times100\text{mm}$ 、整圧部：金網3枚、風速： $0\sim20\text{m/s}$ ）で風を発生させる。着雪実験では、図-1に示すように自然雪を降雪機のふりいの金網を通して降雪させる際、蒸気と霧状の水を混合させ、比重の高い（約0.5程度）湿雪を作り、がいしに着雪させた。また、これらの状況をビデオカメラで撮影し、着雪状況の違いを比較した。一方、着氷実験では、室温と風速の関係から過冷却水滴をがいしに衝突させ着氷を発生させた。本実験では、非磁器がいしを4本設置し、中央2本、両端2本を同形状の材質の違うものを設置して行った。

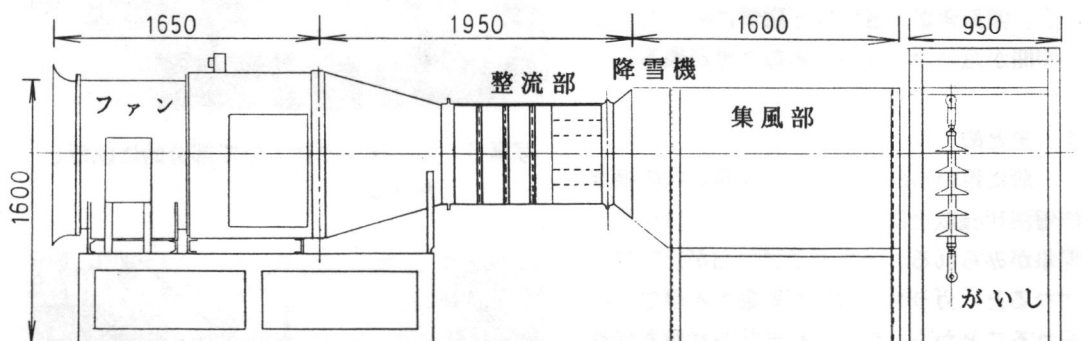


図-1 実験装置

3. 非磁器がいし

今回、着氷雪実験のがいしは、母材をFRP（複合強化ガラス繊維材）外被材をEPDM（エチレン・プロピレン共重合体）およびシリコンゴムとした非磁器がいしである。非磁器がいしの特徴として、重量が軽いため取扱い易い、破損した時、破片が飛散しない、耐電圧特性が磁器に比べて良い、一方、耐候性に不安、母材のFRPはたわみ易いなどの点が上げられる。図-2にがいしの形状と大きさを示す。

4. 実験結果

実験結果を表-1に示す。試験番号N0.1の着雪状況を写真-1、および写真-2に示す。また、試験番号N0.2の着雪状況を写真-3に示すが、写真-3では、笠外形の違うがいしの笠と

笠の間に空隙ができていることを確認できる。実験結果を要約すると次のようになる。

(1)着氷雪特性を考慮すると、笠間隔が長い方が良いが、汚損特性を考慮すると所要漏洩距離を長くするため、段違い笠形状が妥当と考えられる。また、段違い笠形状のがいしの場合、笠外形が段違いになること、笠の傾きが違うことより、着雪時に空隙ができ雪が脱落しやすいことも期待できる。

(2)着雪に関しては、EPDMゴムよりシリコンゴムの方が発氷性があるため、雪が脱落しやすい。一方、着氷に関しては両者の違いはほとんど見られなかった。これは、着雪と着氷の付着力¹⁾²⁾の大きな違いによるものと考えられる。

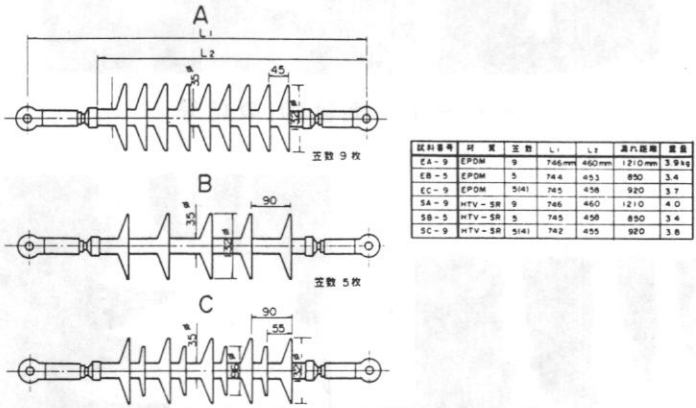


図-2 がいしの形状と大きさ

表-1 試験結果

試験番号	試験条件	試験結果
NO. 1	V=7 m/s t=0~2℃ 両端：B 中央：A	Aがいしは、Bがいしに比べて笠の間に雪が付着し発達するのがはやい。また、笠外径が同じなので雪が焼結して笠と笠の間で橋絡しやすい。
NO. 2	V=7 m/s t=0~2℃ 両端：B 中央：C	NO.1と同様、Cがいしは、Bがいしに比べて笠の間に雪が付着し発達するのがはやい。しかしながらCがいしの笠のテールが違うため、空隙層ができ脱落しやすい
NO. 3	V=7 m/s t=0~2℃ 両端：B 水平 中央：C オフセット	NO.2の結果と同様、また水平オフセットがあるため、着雪が脱落し易くシリコンの方が脱落し易い。
NO. 4	V=7 m/s t=-2~0℃ 両端：B 水平 中央：C オフセット	着氷では、材質の違いは見られない。つららに関しては、笠間隔が長い程よい
NO. 5	V=12 m/s t=0~2℃ 両端：B 水平 中央：C オフセット	NO.3の条件で風速を大きくしたため、単位時間当りの着雪量は多くなった。 NO.3の結果と同様
NO. 6	V=12 m/s t=0~2℃ 両端：C 水平 中央：B オフセット	NO.5の条件で、配置を変えて実施。 NO.5の結果と同様のことが言える。
NO. 7	V=7 m/s t=0~2℃ 両端：C 中央：B	NO.2の条件で、配置を変えて実施。 NO.2の結果と同様のことが言える。

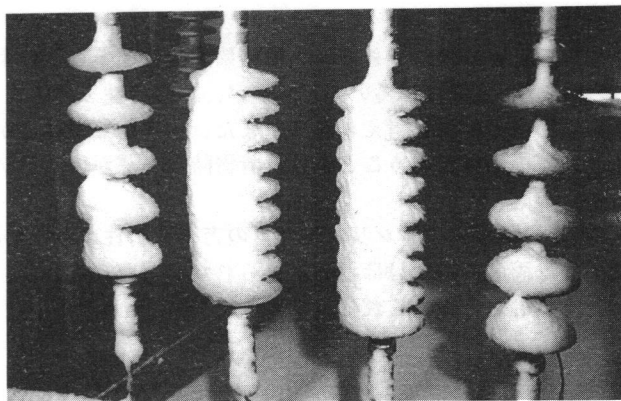


写真 - 1 実験 N01 の結果

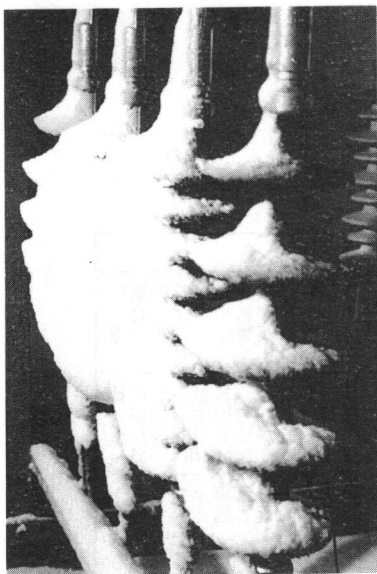


写真 - 2 実験 N01 の結果

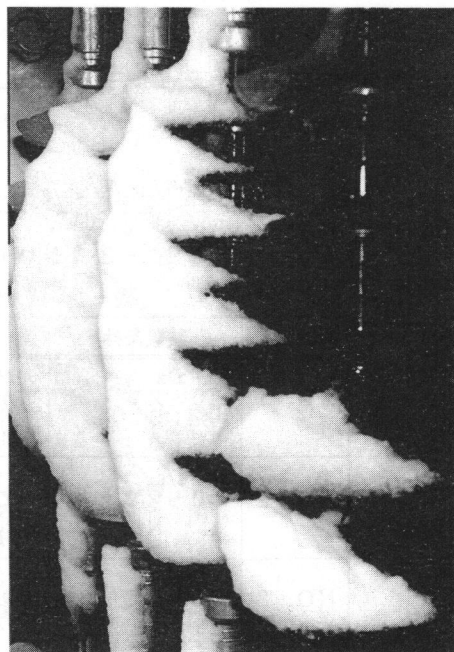


写真 - 3 実験 N02 の結果

5. あとがき

本実験は、定性的なものであり、今後、今回の実験条件の自然気象との比較、また、汚損設計を考慮した場合のがいし笠形状の検討をしていく予定である。

6. 参考文献

- 1) 水野、若濱：湿雪の付着強度、北海道大学低温科学研究所、低温科学 物理偏 第35輯，PP 131-145, 1977
- 2) 水野、若濱：融点以下での着雪に関する実験的研究、北海道大学低温科学研究所、低温科学 物理偏 第38輯，PP17-30, 1979

北海道の冬期間における自動車の諸問題と現状

宮下義孝・今田美明・茄子川 捷久（北海道自動車短期大学）

1. まえがき

積雪寒冷地で使用される自動車に関して特に冬期間では、スパイクタイヤの粉じんによる環境問題、運転走行上の問題および車の機能上の問題等が挙げられる。これらは降雪および寒冷であるために起因するものである。

今回、北海道でも特に積雪寒冷地域を4地域に区分し、整備関係者(2,950件)および運送関係の運転者(525件)を対象とする調査を行った。なお、この調査は平成元年11月より2年4月にかけて実施し、積雪寒冷地における諸問題の実態をまとめた結果を報告する。

2. 北海道の冬期間の気象と路面環境

道内でも、降雪が少ない温暖地域を除き、札幌、旭川、北見および釧路の各都市の1,987~1,990年の3年間における11月から翌年の3月までの気象について、月平均気温を図1に示す。

一方、道内における冬期間の道路の状況は、圧雪路面、凍結路面、轍路面、アスファルトが露出した路面と様々な路面が見られる。札幌市の様に車の交通量の多い都市では、スパイクタイヤによる粉じん問題および道路の損傷問題も大きくなり、市条例、道公安委員会の改正規則さらに環境庁による指定地域での使用禁止等の規制が施行されることになり、粉じん問題も解消される方向に向かうものと思われる。(運送関係の調査結果では、「全輪ともスパイクタイヤを装着している」回答は42%)従って、ここ数年はスパイクタイヤとスタッドレスタイヤの混合交通となることから、交通安全面での問題が残される。

3. 冬期間における法定整備以外の整備の実態(整備関係者を対象)

3.1 冬の準備および故障・苦情整備の有無

法定整備以外で、冬に備えての準備整備の依頼の回答が76%であり、冬特有な故障・苦情による整備依頼では、77%とほぼ同数であり予想以上の高率回答である。地区別では、札幌地区に対して寒

冷地区(北見、旭川)ほど高い傾向が見られる(図2)。なお、対象車種としては、準備整備で乗用車が58%、トラックが34%、特殊車両・その他が13%の回答であった。さらに、故障の原因は「使い方」とする回答が多く、故障・苦情による整備も1~2月に集中する傾向が見られた。

3.2 冬の準備としての各装置の整備状況

1)冬の準備のための各装置については、ラジエータ関係、バッテリー関係が55%で最も多く、エンジン関係が53%、ヒータ関係が39%、燃料系が36%であり、他の各装置についてはこれらより下回る回答であった(図3)。札幌地区に対して、他の地区は上回る回答であり、寒冷地区ほど実施率が高い傾向が見られた。

2)各装置の中で回答の多い項目について見ると(図4)、ラジエータ関係では、冷却水の「LLC液」への交換が最も多く49%、バッテリー関係では、「老朽による交換」が39%、「容量不足による交換」も25%であり、これらの交換するバッテリーの容量は、「標準容量」と交換するが22%、「容量アップ」したものと交換するが23%とほぼ同率であったが、旭川、北見地区で「容量アップ」の方が上回った回答である。エンジン関係では、「エンジンオイルの交換」が45%で多く、「サーモスタットの交換」も39%見られた。ヒータ関係では、「別置きヒータの取付」が24%であり、燃料系では、「燃料系の水抜き」が35%であった。これらに次いで「トランスミッションのオイル交換」も20%見られた。以上のことから、冬に備えての準備の実態を捉えることができる。

3.3 冬特有な故障・苦情の各装置の整備

1)冬特有な故障・苦情の各装置については、エンジン・バッテリー関係が62%で最も多く、ヒータ関係が53%、燃料系が39%、ボディ関係が37%、ラジエータ関係が29%、トランスミッション関係が19%であり、これら以外の装置は極めて低い回答である(図5)。地区別では、札幌地区に対して

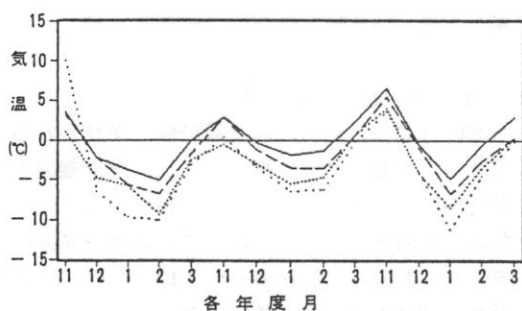


図1 対象都市の月平均気温 (1987～1990)

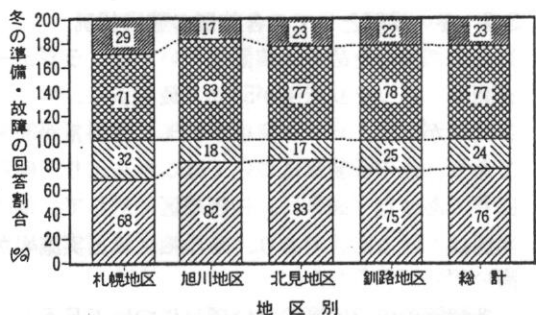


図2 冬の準備・故障苦情の整備の有無

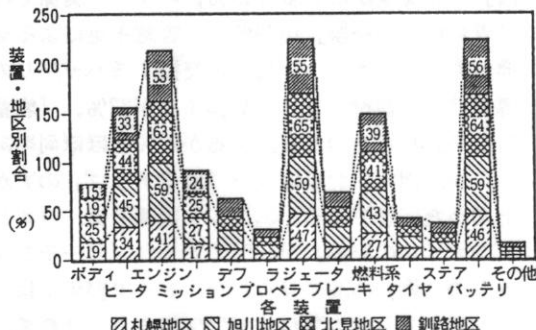


図3 冬の準備の各装置 (複数回答)

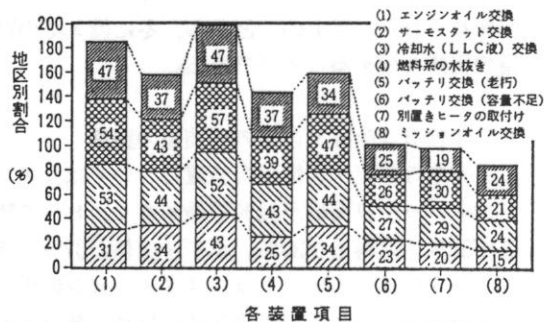


図4 冬の準備・各装置の主要回答項目 (複数回答)

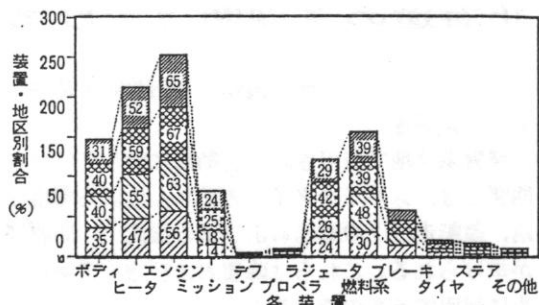


図5 冬の故障・苦情の各装置 (複数回答)

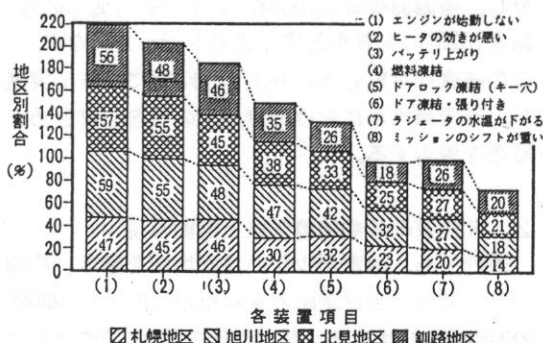


図6 冬の故障苦情・各装置の主要回答項目 (複数回答)

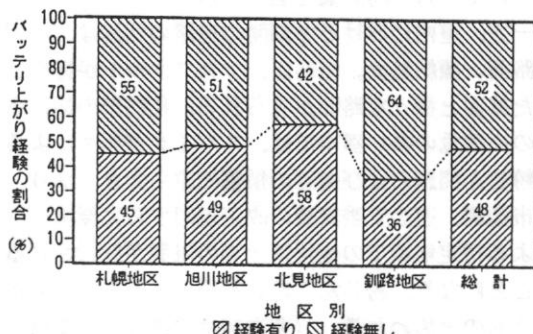


図7 運送関係車両のバッテリー上がり

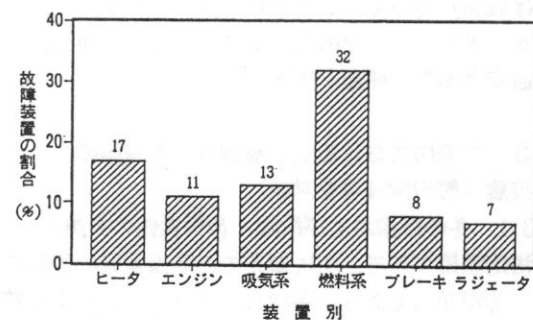


図8 運送関係車両の吹雪走行時の主な故障 (複数回答)

他の地区は殆どの装置が上回りまた、エンジン・バッテリー関係は全地区が半数を上回る回答である。

2)各装置の中で回答の多い項目について見ると、エンジン関係では、「エンジンが始動しない(低温時)」が54%、バッテリー関係では、「バッテリー上がり(過放電状態)」が46%、ヒータ関係では、「ヒータの効きが悪い」が50%、「車室内が曇る」が15%、燃料系では、「燃料の凍結」が37%、ボディ関係では、「ドアロックの凍結(キー穴)」が34%、「ドア凍結・張り付き」が25%、ラジエータ関係では、「水温が下がる(低温時)」が25%、トランスミッション関係では、「シフトが重い(低温時)」が18%であり、これら以外の装置については、10%以下の回答であった。(図6)この中で「エンジンが始動しない」が、札幌地区を除き他の地区は半数を上回る回答である。これらより、厳寒期におけるエンジンの始動性、暖房および凍結の問題等の実態を見ることができる。

4. 冬期間における運送車両の使用車の実態

4.1 始動に関する装置の仕様

運送車両の駐車場所としては、冬期間でも殆どが「屋外」が90%である。この対象車両のうち、「積載量8トン以上」が58%を占め、大型車両としてはややむを得ぬ状況と判断される。始動時のバッテリー上がりでは、半数に近い者が「経験有り」で(図7)、従って厳寒期の早朝のエンジン始動に関しては、車両の保守整備や対策が一段と要求されると思われる。バッテリー仕様に関しては、「標準仕様」が23%、「寒冷地仕様」が77%である。スタータ仕様では、「標準仕様」が殆どであり、「容量アップ」とする回答はわずかである。ジェネレータ仕様では、「標準仕様」が91%、「容量アップ」がわずか9%である。ヒータの仕様では、「標準仕様」が22%、「寒冷地仕様」が63%、さらに「丸型ヒータを増設する」が15%見られた。これらより、冬期間は特にバッテリーに関しては、容量低下と共に始動時の負荷増加となり、過酷な使用条件下にある。そのため定期的なメンテナンスを実施することも必要であるが、さらに容量不足となる場合の対策としてジェネレータの容量アップを図り、寒冷地仕様であるバッテリー容量の見

直しも必要と思われる。

4.2 吹雪走行中の故障および視認性

道内の1月～2月では、吹雪に遭遇する走行となることが度々あり、「故障経験がある」が36%である。その故障した装置を挙げると図8に示す通り、燃料系が最も多く、ヒータ関係、吸気系、エンジン関係等が見られる。これらの故障は雪の吹き込み、寒冷による凍結に起因するものである。一方、視認性に関して後部反射器では、乗用車、貨物車に対しておよそ40%が悪いと回答し、車体色に関しては白、灰色系が赤、青、黒系色よりかなり悪いとする回答が多く見られ、特に乗用車で比較的白色系が多いので注意を要する。

5. 自動車メーカーに対する改善要望

今回の調査で自動車メーカーに対して、改善要望があった主な事項を挙げる。

- ・フロントガラスへ熱線を入れる・ヒータ容量のアップ・ワイパブレードに雪氷が付着しない対策
- ・エンジンの始動性の向上(バッテリーの容量アップ)
- ・アンチロックブレーキ装置の全車標準装備
- ・ドアロックの凍結・熱線ミラーの普及・エンジンルーム内の雪の巻き込み防止・ロードクリアランスの低過ぎ(下廻りの損傷)
- ・4WD車の普及
- ・寒冷地での試験を十分に実施しての対策等非常に多くの要望が見られた。これらは積雪寒冷地であるが故の要望である。

6. あとがき

今回、北海道の積雪寒冷地で使用される車について、整備に携わる者の立場から見た冬期間の準備・故障に関する実態を概ね捉えることができたと思われる。また、運送を専業とする運転者の立場から調査した結果の一部をまとめたものである。一方、交通事故等の現状から判断すると、安全性および視認性の向上が必要である。終わりに、これらの結果が車の改善対策の一助になれば幸いである。今回の調査を実施するに当たり、関係機関の各位に過大なご協力を頂き感謝の意を表する次第であります。

雪尺・樹木等の周りの融雪凹みの成因について

小 島 賢 治

1. まえがき 融雪条件の下では、雪尺、杭、樹木などの周りの雪が余分に融けて穴ができ、特に雪尺にとっては雪面の位置の読みとりあるいは自動記録の誤差の原因となる。このような融雪凹み（融穴と呼ぶことにする）の成因については以前にも発表したが、その折に指摘を受けた事項に関連して、一部訂正と追加実験の結果を報告したい。なお、雪尺その他雪に立っている柱状物体を以下に「柱」と略称する。

2. 雪面熱収支の柱による変化 融けている雪面の熱収支を構成する要素のうち、放射収支量 Q_R を短波長と長波長の放射収支に分けて、 $Q_R = (I_i - I_r) + (R\downarrow - R\uparrow)$ とするとき長波長放射収支 $(R\downarrow - R\uparrow)$ の柱の存在による増大が特に注目される。 I_i は全天日射量、 I_r は雪による（日射の）反射量、 $R\downarrow$ は上空から下へ向う大気放射、 $R\uparrow$ は雪面がその温度で放射する量である。図1で、水平面内の1点Oから柱をみる立体角内で、Oを中心、OHを半径とする半球面を天球にみたとすると、球面四辺形ABCD（斜線部分）からの低温の大気放射が、柱の存在により高温の柱面（斜線）からの放射に置換わるので、その分だけO点での放射収支は増す。その増分は柱がO点に近づくほど大きくなり、密着すれば全天の半分からの大気放射が影響を受ける。点Oが柱の下線（水平）の垂直2等分線（水平）上にあり、球の半径を仮に1とし、Oから柱をみる水平面内の角度を β 、仰角を δ とすると、Oから柱をみる立体角 ω (steradian) は球面四辺形ABCDの面積に相当し、 $\omega = \pi - 2 \tan^{-1} \{ (1 + \cos \beta) / (\sin \beta \times \sin \delta) \}$ で表わされる。日射 I_i の柱で反射された分の一部は柱の周りの雪に吸収されるが、日射の役割はむしろ柱に吸収されて柱の温度を高め、長波長放射収支増に寄与することの方が重要である。風が柱で乱されることにより、柱の周りの大気から雪への熱伝達を局所的に増大して融雪を加速することも無視できない。風の効果による融穴形成の実験例は最後に紹介する。

3. 立体角の水平分布、柱の太さと融穴の大きさ 図1の点Oと、これに向い合う柱の面との

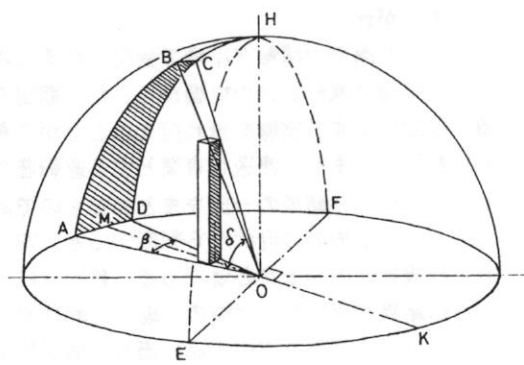


図1. 水平面上の1点から、鉛直に立つ柱をみる立体角

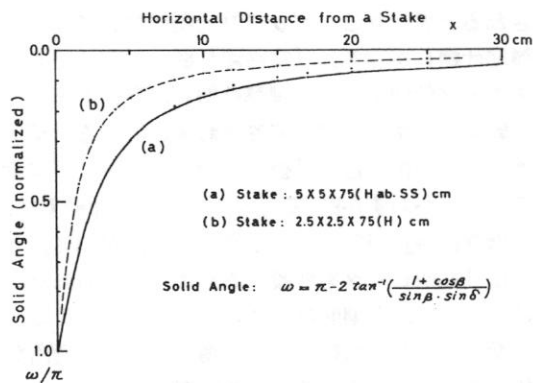


図2. 図1の立体角 ω (sr) (π (sr) で割って無次元化) と「柱と点Oとの距離x(cm)」との関係

a: 柱、5×5×75(H)cm, b: 柱、2.5×2.5×75cm

垂直距離を x とし、 O から柱をみる立体角 ω と x との関係を、2種類の太さの柱について計算した。図2の曲線(a)は5cm角、高さ75cmの柱、(b)は2.5cm角、高さ75cmの柱について ω/π と x との関係を表わしたものである (O から全天の半分をみる立体角が π steradian)。縦軸を downward 向きにとって曲線の形が融穴の断面の形に似ていることを示した。これに似た寸法の2種類の雪尺のまわりにできた融穴の断面の形(深さの水平分布)の例を図3に示す。曲線 a は5cm角、bは2 x 2.4cmの太さの雪尺の融穴である。その差異は図2の立体角の分布より著しい。bが2.5cm角よりさらに細いためもあるが、同図(ii)に示したように、柱面(南向き)の温度は太い方が高いことと、風の乱れによる融雪増効果も太い柱の方が大きいと思われる。しかし、立体角の水平分布、言いかえると長波長放射収支増が融穴の成因のかなりの部分を占めていることがうかがえるのである。写真1はこれらの2本の雪尺と融穴を示す。

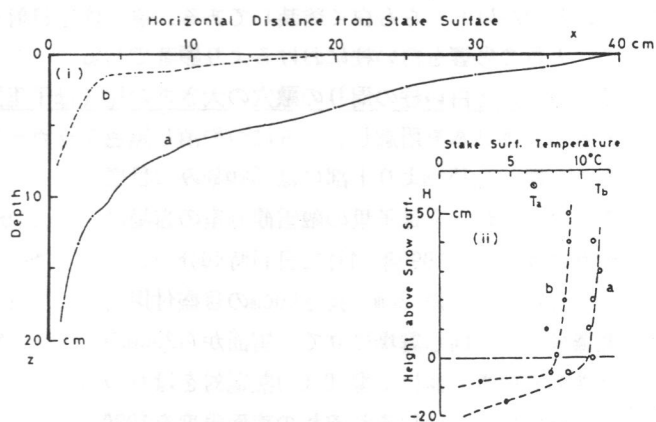


図3 (i) 太さ (a) 5 × 5cm, (b) 2 × 2.4cm の雪尺の周りにできた融穴の断面(4方向平均)。1991年4月3日、札幌
(ii) 雪尺 a と b の南側日当り面の温度分布、 T_a は気温、黒円印は穴の中の日陰の柱面温度



写真1 図3の2本の雪尺と融雪凹み、1991年3月31日

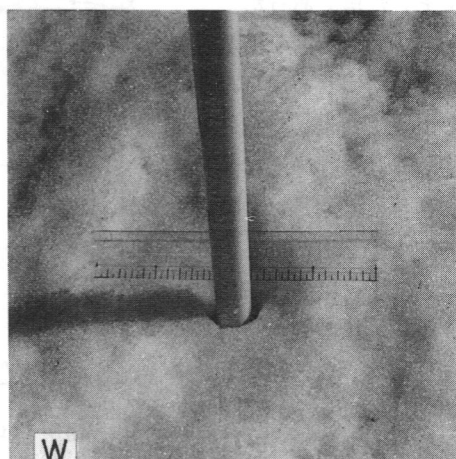
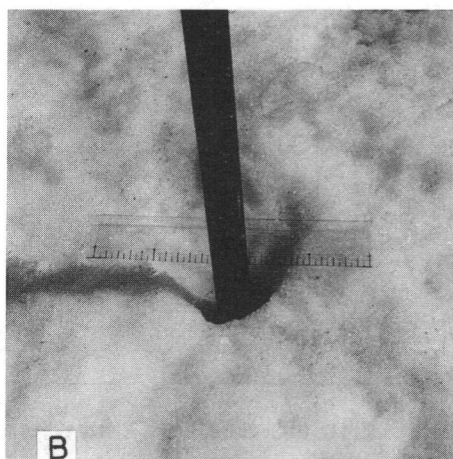


写真2 直径3cmの黒い柱(B)と白い柱(W)の周りの融穴。

1990年4月20日10時、母子里、柱設置から8日後

この例の柱はどちらも白く塗装してある。黒い柱は日射を受けると日当たり面の温度上昇は著しく、太さの影響も白い柱におけるより顕著である。

4. 黒い柱と白い柱の周りの融穴の大きさの比 (母子里野外実験)

直径 3cm、長さ 180cm

の木丸棒2本を用意し、一方につや消し黒色ラッカーを、他方には白色ラッカーを塗った。双方の下端から15cmより上部には5mm刻みの目盛をつけ、これらを母子里の融雪観測室の露場に鉛直に立てた(1990年4月12日11時40分)。これとは別に、直径3cm、長さ60cmの目盛付黒白丸棒各1本を同じ露場に立て、雪面から25cmの高さの南向きの面にT型(C.C.)熱電対をはりつけ、黒い柱と白い柱それぞれの南面温度を1990年4月11日18時から4月20日10時30分まで自記した。長い方の黒白2本の柱の周りの融穴の深さの水平分布を東西南北4方向につき、4月18日1030-と1715-、19日1724-、20日0923-の4回測定した。1回の測定には40分かかった。写真2は20日10時10分における黒い棒(B)と白い棒(W)の融穴で、明らかに黒い棒の融穴の方が大きい。図4には、(i)2回目と(ii)4回目の測定結果のうち南北方向の融穴の断面を示した。実線Bは黒い柱、破線Wは白い柱の融穴を表わす。

(i)の南方向±15°の黒柱の融穴容積は白柱のそれのおよそ1.7倍であった。

一方、柱の南面の温度は図5(i)に T_b と印した曲線のように変化した。Bは黒柱、Wは白柱の温度である。ここには4月17~19日の昼間だけを示した。 T_a は気温、 T_s は雪の表面温度(短い縦線の間の時間帯のみ0℃)、白円印に T_r と記したのは上空の全天平均放射温度である。これは低温研融雪部門が観測した放射収支データに基づき、

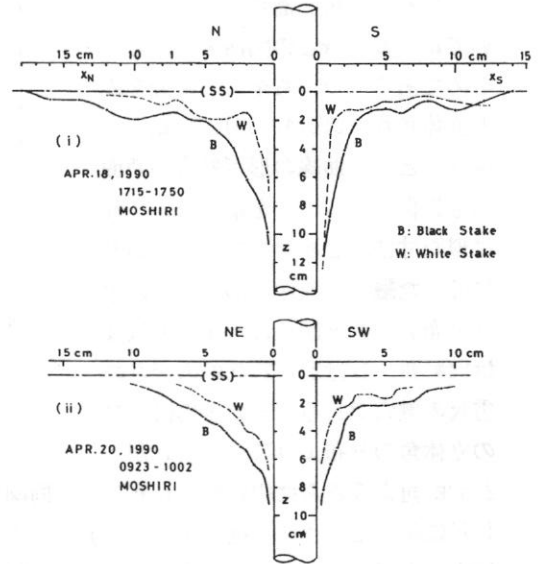


図4 黒い柱(B)と白い柱(W)の周りの融穴の南北方向の断面。(i)1990.4.18. 夕刻、(ii)4.20. 朝

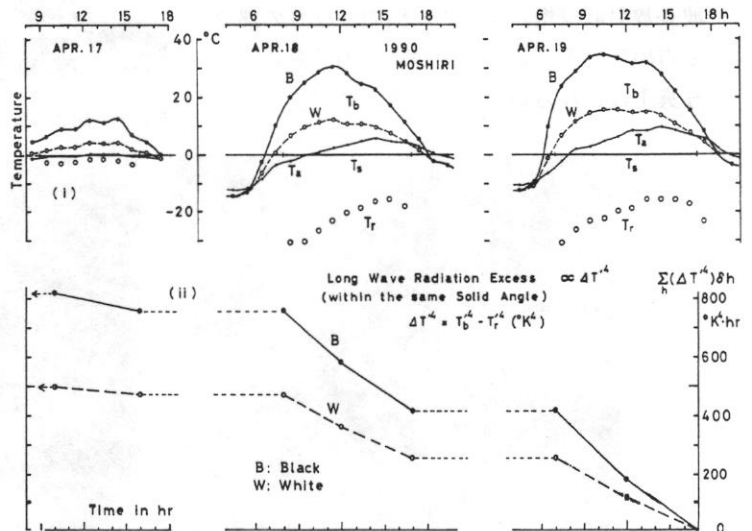


図5 (i)黒柱(B)と白柱(W)の南面温度 T_b 、気温 T_a 、雪面温度 T_s 、上空の大気放射温度 T_r の時間変化。1990年4月17日~19日。(ii)柱と上空大気(放射)絶対温度の4乗の差 ΔT^4 の時間積算。4月19日17時から前へ融雪時のみ積算。

柱の近くの雪面温度が 0°C と見なし得る時間帯について筆者が計算して求めた。気温も低温研の観測値で、いずれも1時間平均値である。4月17日は曇天、18日と19日は快晴であった。ところで、柱の近くの雪面上の一点における長波長放射収支増は、この点から柱を望む立体角内で、柱の面の絶対温度 $T_b^{\circ}\text{K}$ の4乗と背景の大気放射温度 $T_r^{\circ}\text{K}$ の4乗の差 ΔT^4 におよそ比例する。比例係数は柱に近づく程大きくなるが、黒柱と白柱に関する量の比だけを問題にする限り、融穴形成範囲全体（この場合特に南方向）につき放射収支増の黒柱对白柱の比は、各瞬間 $\Delta T^4 (B) / \Delta T^4 (W)$ に等しいと考えてよいであろう。大きさを測った融穴は数日かかって形成されたものである。黒柱と白柱それぞれにつき、 ΔT^4 を4月19日17時から時間を遡って融雪時間帯だけ時間積算した結果が図5(ii)のグラフである。柱を雪に立てた4月12日まで積算したが、黒対白の比は（図5と同様）1.6~1.7であった。柱の南側の融穴容積の黒対白の比に近い。このことは融穴の成因が（この場合は）長波長放射収支増にあったことを示唆している。

5. 風の効果だけによる融穴形成（室内実験）

雪に氷柱をたてておくと、雪との間に放射交換は無いが、周りに浅い穴ができるのはおおむね風から雪への熱伝達が柱の近くだけ増すためであると以前に報告した。しかし野外では放射収支増を完全に除去するのは難しい。そこで、室温 17°C の室内で断熱材容器に雪を入れ、これに垂直に氷柱（直径4.8cm、長さ約30cm）を立て（写真3、A）、横から扇風機で風をあてた。この室内では氷柱による放射収支増はない。1時間無風で放置しても柱の根元には全く隙間ができないが、雪面から4cmの高さでの速度 3m/s 前後の風を30分あてると、氷柱の風上側に写真3Bのような凹みができた。その後凹みは次第に氷柱の風下側に伸びて1時間後には写真3Cのようになった。野外の日陰でも数時間で写真Bに似た浅い凹みが氷柱の風上側に出来ることを確かめてある。しかし、木の柱の周りの深いすり鉢状融穴形成への風の寄与を量的に把握するには至っていない。

6. 謝辞

母子里での実験について、北大低温研融雪部門には設備と観測データの利用その他いろいろ世話になった。また、北大雨竜地方演習林から種々便宜を計って頂いたこともあわせて感謝する。

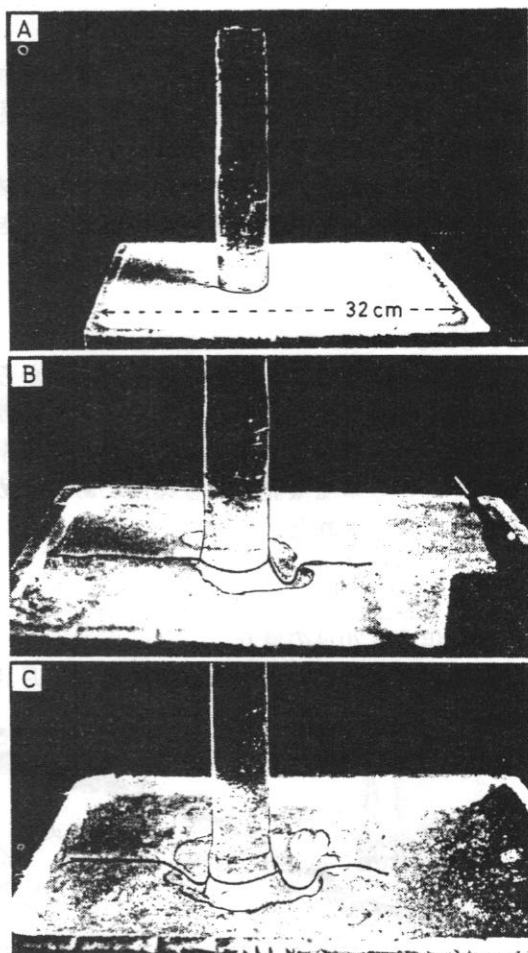


写真3 氷柱の周りの風から雪への熱伝達増による雪の凹み（室内実験）。室温 17°C 、風速 $2.7\text{--}3.3\text{m/s}$ （雪面上4 cm）。A. 送風前、B. 風を当てて30分後、C. 1時間後

耕地防風林の地吹雪捕捉機能と 林木の雪害について（第3報） — 間伐および裾枝打ちが雪丘 形成に及ぼす影響について —

◎ 斎藤新一郎・成田俊司（北海道立林業試験場）

1. まえがき

これまでの報告（増田ほか，1978；斎藤ほか，1989，1990）で，道東地方は少雪・乾き雪にもかかわらず，地吹雪の発生により，防風林帯に大雪丘が形成され，その林木に大きな雪害が生じていることが明らかとなった。本稿では，こうした林帯に保育作業（間伐および裾枝打ち）を実施して，雪丘害を低減することができた事例を報告する。

2. 調査地の概要

調査地は，第1，2報と同じく，標茶町虹別原野の開拓地（牧草地）であり，北寄りの季節風（摩周風）に対して，4本の林帯が約500m 間隔に，幅が約40mで造成されている。林齢は16～21年生であり，樹高が7～10m，胸高直径が6～18cmであって，立木密度が約3000本/haである。これまでに，いずれの林帯も，雪丘害を受けて，その風上側林縁の約10mを残して，風下側の3/4が壊滅してきた。そのため，壊滅部分の再造林が必要となっている。

3. 試験の目的

防風林の密度による防風効果を諸文献から検討すると，密な防風林ほど風下側林縁の直後に減風域ができて，その風下ではすぐに効果が失われる。他方，通風性のやや高い防風林では，減風域がより風下側にでき，減殺率は低い，より風下側まで防風効果がある。そこで，この防風機能を防雪機能にあてはめて，林帯の通風性を高め，雪丘をより低くすることが検討された。

4. 調査結果

1) 1991年2月20日の雪丘

現地調査は，この冬の最大の暴風（2月16～17日，最大風速が19.5m/s）の直後に実施さ

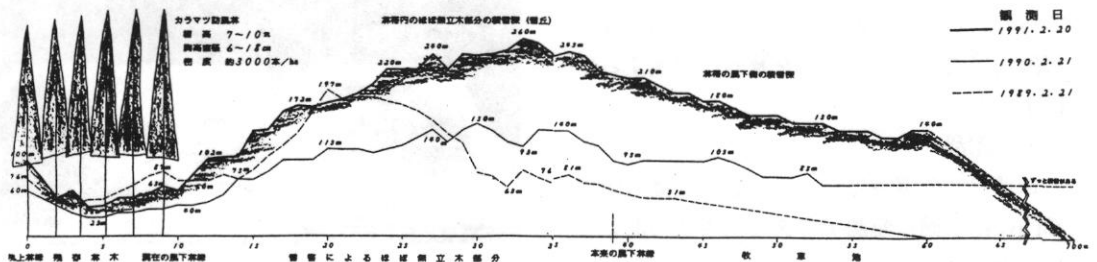


図-1 過去3年間の林帯の風下側の雪丘の比較

れた。その結果、林縁から23m風下地点の雪丘の頂部では、積雪深 260cmという、過去3年間では、最大の雪丘が観測された。なお、1990年2月には150cm、1989年2月には197cmの雪丘であった(図-1)。

2) 間伐および裾枝打ち試験の成果

林帯の通風性を高め、雪丘を低くする目的で、林業的な保育作業としての、間伐(本数調整伐)と裾枝打ちとが、1990年12月12日に実施された。無間伐区と間伐区をそれぞれ長さ30m×厚さ10mで設定し、間伐率は、劣勢木を中心にして、約50%となり、立木密度が約1500本/haとなった。間伐をしてみて、防風林帯の残った林木も、かなりの雪害(幹の根元曲がり、幹折れ、枝抜け、枝折れ)を受けていることが判明した。枝抜けの場合、その傷が幹の中心に達して、樹皮が癒合しても、内部が腐朽していた。

また、間伐区では、手の届く範囲(高さが2.0~2.4m)の裾枝打ちも実施した(写真-1, 2)。カラマツでは、枯れた下枝が、とくに風下側で残っていて(自然落枝せず)、材に巻き込まれて、死に節をつくっていた。



写真-1 無間伐・無裾枝打ち区



写真-2 間伐・裾枝打ち区

1991年2月の調査では、無間伐・無裾枝打ち区と間伐・裾枝打ち区の林帯の風下側の雪丘を観測した。前者は、上述のように、高さが260cmにも達したが、後者では高さがわずか170cmと低い雪丘であって、しかも、頂部がより風下側に形成された(図-2)。

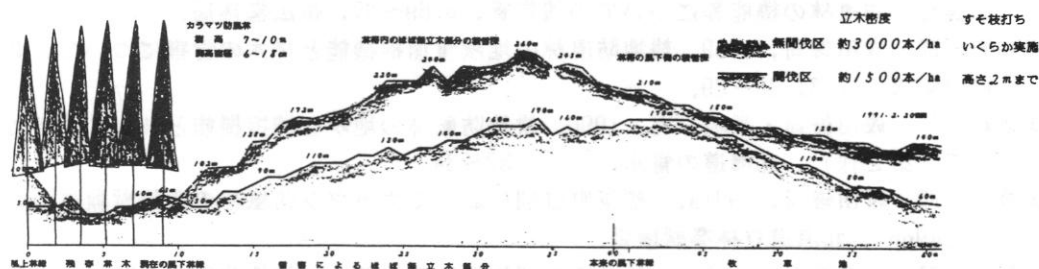


図-2 間伐区と無間伐区の風下側の雪丘の比較

なお、積雪断面の観測では、260cmの場合にも、170cmの場合にも、地表から12~15cmだけが古い積雪層(シモザラメユキ、比重が0.31~0.33)であり、残りのすべてが氷の層を全く欠如した、新しい積雪層(吹き溜まり; 上層がコシマリユキ、中~下層がシマリユキ、比重が0.25~0.45)であった。つまり、2月16~17日の、ただ1度の、わずか2日間の暴風で、この大雪丘が形成されたのである。

5. 結論

防風林帯の雪丘害を軽減する方法は、いくつかある。すなわち、①林帯の間隔を現在の500mから200~300mにして、風上の風食域をなくす方法、②植栽密度をより低くして、通風性の高めの林帯を造成する方法、③積雪の沈降圧に対して、カラマツよりもよく耐える樹種（グイマツ、アカエゾマツ、ダケカンバ、ほか）を植栽する方法、④雪丘の位置はほぼ決っているのであるから（風下林縁から10~25m）、そこは無立木域（吹き溜まり場）とする方法、などである。

①および②は、今後、新しく造成する防風林に適応されるべきである。しかし、現状の改善方法としては、①~④の方法を総合して、⑤残った林帯に間伐および裾枝打ちを実施して、通風性を高め、雪丘を低くする方法、⑥更新植栽では、耐雪性の樹種の苗木を用い、かつ、吹き溜まり域を林内作業道とする方法が提案される（図-3）。

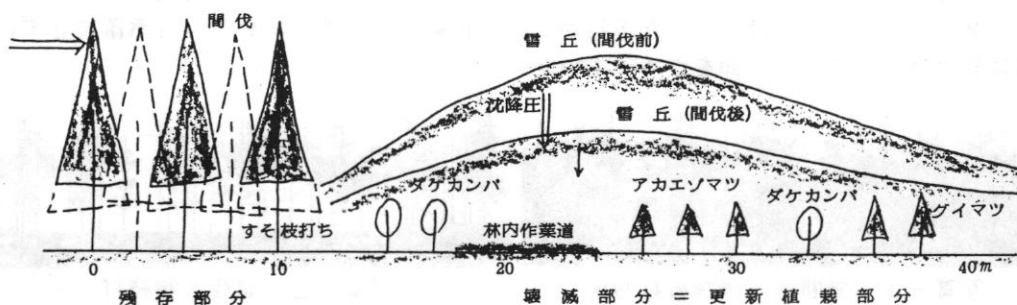


図-3 雪丘害に対する間伐・裾枝打ち、林内作業道の設置および苗木植栽（案）

参考文献

- 増田久夫・遠藤泰造・工藤哲也・吉武 孝, 1978. 中標津営林署管内カラマツ防風林の雪害調査. 防風林の機能等についての報告書, p.69~87, 帯広営林局.
- 斎藤新一郎・成田俊司, 1989. 耕地防風林の地吹雪捕捉機能と林木の雪害について. 北海道の雪氷, no.8: 38~39.
- 斎藤新一郎・成田俊司・長坂 有, 1990. 耕地防風林の地吹雪捕捉機能と林木の雪害について (第2報). 北海道の雪氷, no.9: 32~34.
- 斎藤新一郎・成田俊司, 1991a. 標茶町虹別におけるカラマツ防風林の間伐試験について. 手記49pp., 北海道立林業試験場.
- 斎藤新一郎・成田俊司, 1991b. 標茶町虹別におけるカラマツ耕地防風林の間伐による雪丘害の軽減について. 手記52pp., 北海道立林業試験場.

道路防雪林の成長経過について — 道央自動車道札幌～岩見沢間 の事例 —

○斎藤新一郎（北海道立林業試）・上島 勉（日本道路公団札幌建設局岩見沢管理事務所）

1. まえがき

道央自動車道の冬季視程障害対策については、いろいろな手段が考えられているが、道路沿いに防雪林を造成して、地吹雪防止および視線誘導を図ることも有力な1手段である。

1984年から、道路公団では、盛り土の斜面および押え盛り土の平坦面に、苗木植栽方式による本格的な防雪林造成が実施されてきた。道路の法面に樹木を植栽して、防雪林を造成する試みは、画期的なものである。

ところで、生きた材料を用いた工作物（生きものの工法）は、その完成ないし効果の発現までに長い時間を要するのが欠点とされている。確かに、防雪柵の設置に比較すれば、遅いかもしれない。しかし、時間とともに効果の大きくなり、景観としてもすぐれている防雪林は、それほど時間を要しないで、初期効果を発現するのである。この点について、植栽成績を調査し、将来の予測もしてみたので、報告する。

なお、調査および発表に当っては、道路公団札幌建設局岩見沢管理事務所の方々にご支援をいただいた。付記して、感謝の意を表する。

2. 調査地の概要および調査方法

現地調査は、道央自動車道の札幌～岩見沢間のうち、岩見沢寄りの23km～27km間で、1991年1月28日に実施された。

植栽樹種は、2種であり、植栽後7成長期を経た（7年生の）若木である。その1種はヨーロッパトウヒ（ドイツトウヒ、*Picea abies* KARST., Norway spruce）であり、別の1種はトドマツ（トドモミ、*Abies sachalinensis* MASTERS, Todo-fir）である。

なお、完成木植栽とよばれる、高さ3mおよび5mのトドマツの若木が、試験的に植栽（移植）され、13成長期を経ているので、苗木との比較のために、それらの成長量も測定された。

さらに、道央道沿いの農家の屋敷林で、トドマツ壮齢木の成長量を観察し、防雪林の将来予測の参考資料とした。

3. 調査結果

成績調査は、樹高および枝階による年伸長量の測定によって行われた。なお、枝階とは、輪生枝（大枝、Limbs）の着生位置であり、上から第1、第2、第3枝階と数える。枝階が欠如していれば、芽鱗痕を数える。

1) ヨーロッパトウヒ苗木植栽

栗沢バス停留所ふきん（区画45番、KP:23.75km）における、ヨーロッパトウヒの7年後

の植栽成績は、標準木10本および最大木1本の平均的樹高と年伸長量(cm)において、次のようであった。つまり、30～45cmの苗木は、植栽当初の1～2年目は、植付けショック（根切り、環境の変化、ほか）のために、年伸長量がきわめて小さく、10～20cmにすぎず、草刈り（下刈り）が必要であった。しかし、3年目以降、30～60cm/年の大きい伸長量を示し、しかも、年々それが大きくなってきている。最大木の1本は、植栽後7年で、7年目には1年に100cmもの伸長をして、高さが3.75mにも達し、防雪柵（高さ4m）にほとんど届いていた（表-1）。

表-1 ヨーロッパトウヒの植栽成績

	苗木	1984	85	86	87	88	89	90年	枝長
標準木平均樹高	～35	32	44	64	94	139	185	240	78
年伸長量			12	20	30	45	46	55	
最大木の樹高	44	52	60	92	130	198	275	375	92
年伸長量		8	8	32	38	68	78	100	

ヨーロッパトウヒの個体の現況は、写真-1および図-1に示される。

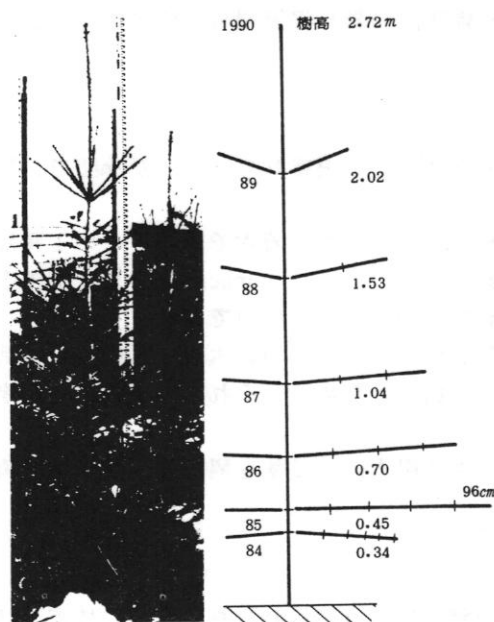


写真-1, 図-1 ヨーロッパトウヒ(植栽7年生)

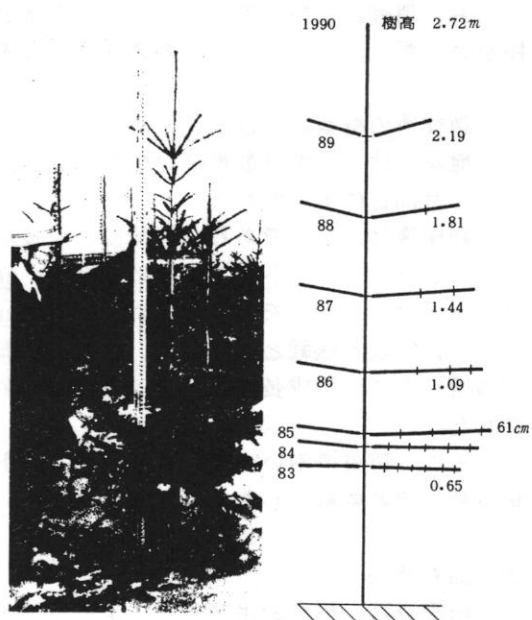


写真-2, 図-2 トドマツ(同左)

2) トドマツ苗木植栽

区画51番 (KP:26.94km) における、トドマツの7年後の植栽成績は、標準よりやや大きい若木10本の平均的樹高と年伸長量(cm)が、次のようであった。つまり、45cm上の苗木は、

植栽後の1～3年目は、植付けショックのために、10～20cm/年の伸長量にすぎなかった。しかし、4年目以降は、30～50cm/年の大きい伸長量を示し、ヨーロッパトウヒと同様に、年々それが大きくなってきている（表-2）。

表-2 トドマツの植栽成績

	苗木	1984	85	86	87	88	89	90年	枝長
平均樹高	51	58	64	81	107	142	182	226	58
年伸長量		7	6	17	26	35	40	44	

トドマツの個体の現況は、写真-2および図-2に示される。

3) トドマツ完成木の移植

区画52番（KP:27.20km）における、移植されたトドマツ完成木のその後の樹高は、13年後にも、5本の平均で5.10(4.70～5.80)mにすぎない。現地での測定では、高さ4.5mくらいで移植されたので（写真-3）、13年を費やして30～130cmの伸びであり、わずか3～10cm/年の伸長量だったことになる。

4) 屋敷林のトドマツ

下志文地区の、1開拓農家の屋敷林は、風上側にトドマツが3列で植栽されていた（写真-4）。目測であるが、高さが12～13mあり、枝階からの年伸長量はおおよそ30～50cmであった。35～45年生らしく、植栽後15年で高さが6mほどに達し、その後の25年間で7mを加えた、という経過であった。

4. 結論

以上の調査結果から、道央自動車道の道路防雪林の成長は、いちじるしく良好であり、ヨーロッパトウヒおよびトドマツの苗木は、植栽後10年で3～4mに達し、防雪効果を発現しはじめ、15年目に6～8mに、20年目に8～11mに、25年目には高さが10～14mに到達する、と予想される（図-3）。この伸長量は、上述の屋敷林や、JR函館本線の幌向ふきの鉄道防雪林よりも、かなり大きい。その理由の1つとして、排水の良好な盛り土に植栽されたことがあげられよう。



写真-3 トドマツ完成木の移植(13年後)

参考文献

- 五十嵐恒夫ほか, 1986. 道央自動車道札幌～岩見沢間防雪林管理計画策定調査研究報告書, 106pp., 日本道路公団札幌建設局/(社)道路緑化保全協会.
 斎藤新一郎, 1986. 道路防雪林造成への提案(1)——苗木の伸長量の予測について. 北海



写真-4 トドマツ屋敷林

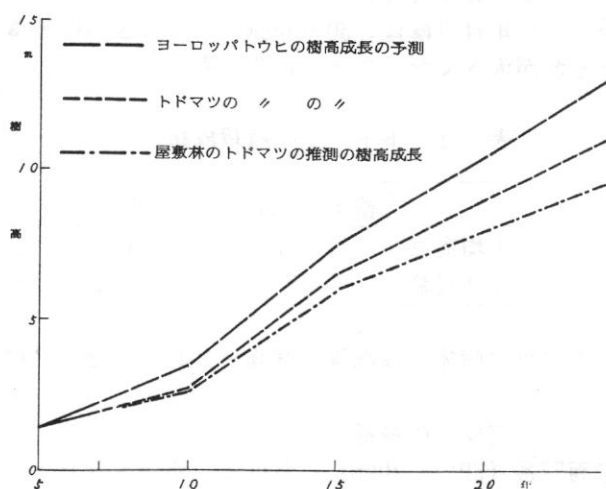


図-3 樹高成長の予測

道の雪氷, No.5: 8~9.

斎藤新一郎, 1991. 道央自動車道の防雪林の成長経過について, 手記23pp., 日本道路公団札幌建設局への提案書.

平成2年度事業報告

支部総会・研究発表会

日 時：1990年6月6日（水）10:00-15:30

場 所：北海道大学百年記念会館 大会議室

参加者：75名

研究発表論文：16編

- ① ニセコスキー場の雪崩
秋田谷英次・清水弘・成瀬廉二・福沢卓也（低温研）
- ② スキー場における過去の雪崩災害解析と雪崩対策に関する研究
天野隆明（低温研）・中村浩（北海道開発局）
- ③ 雪崩防止策アンカーの施工と耐荷力について
黒川國夫（開発土木研）
- ④ しもざらめ雪の急速発達
福沢卓也・秋田谷英次（低温研）
- ⑤ 冬の気象の教材化
高橋庸哉（青少年科学館）
- ⑥ 冬型災害による道路運行規則の実態分析
千葉敏和（開発土木研）
- ⑦ 凸凹のある屋根面の屋上積雪分布調査
苫米地司（道工大）
- ⑧ 膜材を用いた屋根の屋根雪滑落性状について
山口栄治・苫米地司（道工大）
- ⑨ 札幌における住宅地の雪問題の発生状況
高橋章弘（道寒地研）・苫米地司・大垣直明（道工大）
- ⑩ 吹雪・吹きだまりの数値シミュレーションの応用
ーモレエ山における実測との比較ー
中田琢志・植松孝彦・金田安弘・竹内敬二（気象協会）・佐藤守（札幌市）
- ⑪ 耕地防風林の地吹雪補足機能と材木の雪害について（第2報）
斎藤新一郎・成田俊司・長坂有（道林試場）
- ⑫ 積雪センサーを組み込んだ融雪パネル
佐山惣吾・西山泰典（北開試）・岩本龍明（アイケン工）
- ⑬ 融けている雪面に放置しても傾かない積雪板（序報）
小島賢治（中央区南9西17）
- ⑭ 雪面蒸発量の斜面依存について（2）
高橋修平・榎本浩之・百武欣二（北見工大）
- ⑮ 電気抵抗探査による置戸町の永久凍土と地下水の調査結果
原田鉦一郎・福田正己・石崎武志（低温研）
- ⑯ 伏状更新によるアカエゾマツの氷河期における生き残りについて
斎藤新一郎・川辺百樹（道林試場）

支部講演会

第1回

日 時：平成2年9月29日（土）14：00－16：00

場 所：フジヤサントスホテル

共 催：（社）北海道開発技術センター

参加者：60名

講演者及び題目

共通テーマ「サハリンの自然と人」（司会 原 文宏）

松田 彊（北大雨龍演習林） サハリンの森林

五十嵐八枝子（オホーツク） サハリンの植生

木下誠一（北星学園大） サハリン見たまま

第2回

日 時：平成3年4月18日（木）14：00－15：30

場 所：北海道大学低温科学研究所講堂

参加者：24名

講演題目：「北極圏の大気汚染とその気候影響」

講 師：太田幸雄（北大工学部）

地方談話会

日 時：1991年2月16日（土）13：30－16：00

場 所：北海道立オホーツク流水科学センター講堂

共 催：紋別市、北海道立オホーツク流水科学センター

参加者：100名

講演者及び題目

共通テーマ「凍る海の生き物たち（地球環境を考える）」

高橋修平（北見工大） 南極の氷と地球環境

西山恒夫（北海道東海大） たらの仲間と氷海

佐々木克明（オホーツクとっかりセンター） オホーツク・アザラシ物語

関連企画

オホーツク流水科学センター見学会

機関誌「北海道の雪氷」 第9号 刊行

平成2年8月 57ページ

後援事業

講演会

日 時：1991年5月15日（水）14：00－16：00

場 所：札幌市国際交流プラザサロン

主 催：札幌市国際交流プラザ、北海道新聞（株）

後 援：札幌市、日本雪氷学会北海道支部

共通テーマ：「シベリアの人と自然と科学」

斎藤農二（名古屋市立大）「シベリアの人と自然」ーツンドラからタイガまでー

カーメンスキー所長（ヤクーツク永久凍土研）「ペレストロイカとソ連の科学」

平成2年度会計報告

収入の部

費 目	予 算	決 算	差 額
前年度繰越金	176,997	176,997	0
本部交付金	410,000	410,000	0
出版物等売上げ	0	6,000	6,000
広告代金	30,000	0	△30,000
預金利子	0	1,917	1,917
合 計	616,997	594,914	△ 22,083

支出の部

費 目	項 目	予 算	決 算	差 額
事業費	講 演 会	60,000	43,000	17,000
	研究発表会	30,000	25,000	5,000
	地方談話会	150,000	105,320	44,680
	機関誌発行	80,000	113,300	△ 33,300
	小 計	320,000	286,620	33,380
会議費	総 会	40,000	24,371	15,629
	理・幹事会	80,000	52,597	25,353
	小 計	120,000	76,968	40,982
事 務 費		130,000	145,998	△ 13,948
予 備 費		46,997	30,000	16,997
合 計		616,997	539,586	77,411

収 入 額 594,914

支 出 額 539,586

55,328 — 次年度繰越し

平成3年度事業計画

1. 事業計画

- 1) 研究発表会 平成3年6月19日(水) (北大国際学術交流会館)
- 2) 機関誌「北海道の雪氷」第10号発行・・・平成3年7月
- 3) 講演会 2回 (9月、3月)
- 4) 地方談話会 1回

2. 会議計画(案)

- 1) 総会 平成3年6月19日(水) (北大国際学術交流会館)
- 2) 理・幹事会 2回 (第1回目は6月19日 12時～13時)

(参考) 日本雪氷学会北海道支部主催地方談話会実施状況

昭和51年度(1976.12.14)	札幌市北電講堂	「着雪に関する談話会」
52年度(1977.12.10)	旭川市青少年科学館	「北方圏の自然」
53年度(1978.11.16)	札幌開発局土木試験所	「道路のすべりに関する談話会」
54年度(1979.10.30)	旭川市民文化会館	「冬の生活を考える」
55年度(1980.12.23)	札幌市北海道電力本社講	「日本の雪」
56年度(1982.1.29)	紋別市市民会館	「流水と漁業」
57年度(1983.1.28)	旭川市文化会館	「雪と交通」
58年度(1984.2.7)	釧路市根釧地域婦人会館	「冬への挑戦」
59年度(1985.1.25)	旭川市民文化会館	「北国の暮し」
60年度(1986.2.14)	北見市北網北見文化センター	「寒さと暮し」
61年度(1987.1.29)	帯広市百年記念会館	「十勝の寒さと生活」
62年度(1988.2.19)	小樽市道新ホール	「小樽の冬と暮し」
63年度(1989.2.19)	士別市商工会議所	「雪に未来をのせて」
平成元年度(1990.2.25)	苫小牧北大演習林	「冬の暮しの今、昔」
2年度(1991.2.16)	紋別市道立流水科学センター	「凍る海の生き物たち」

平成3年度会計計画

収入の部

費 目	前 年 度 決 算	3 年 度 予 算
前年度繰越金	176,997	55,328
本部交付金	410,000	410,000
出版物等売上げ	6,000	0
広告代金	0	30,000
預金利子	1,917	0
合 計	594,914	495,328

支出の部

費 目	項 目	3 年度予算案	備 考
事業費	講 演 会	45,000	2 回
	研究発表会	25,000	1 回
	地方談話会	100,000	1 回
	機関誌発行	80,000	1 回
	小 計	250,000	
会議費	総 会	25,000	1 回
	理・幹事会	60,000	2 回
	小 計	85,000	
事 務 費		130,000	
予 備 費		30,328	
合 計		495,328	

平成3年度 北海道支部役員

支 部 長	秋田谷 英 次	北海道大学教授・低温科学研究所	011-716-2111-5488
理 事	青 木 正 夫	北海道開発局官房開発調整課長	011-709-2311
	飯 塚 一 力	J R北海(株)工務部長	011-251-9144
	五十嵐 柳 幸	(株)地崎工業取締役土木部長	011-511-8112
	石 井 幸 男	日本気象協会北海道本部参与	011-621-2456
	伊 藤 蔵 吉	北海道土木部長	011-231-4111-28011
	平 賀 岑 吾	札幌市建設局長	011-211-2500
	遠 藤 明 久	北海道工業大学名誉教授	011-741-4467
	小山田 博	北海道電力(株)土木部長	011-251-1111
	加 藤 建 郎	交通安全施設研究会	011-261-1855
	川 瀬 昌 万	日本道路公団札幌建設局技術部長	011-241-9181
	奥 野 隆 夫	鹿島建(株)札幌支店土木部長	011-231-5181
	北 出 武 夫	札幌管区气象台技術部長	011-611-6121-400
	木 下 誠 一	北星学園大学教授	011-891-2731-472
	国 島 峯 夫	札幌市青少年科学館長	011-892-5001
	小 坂 正 友	北海道ガス(株)工務部長	011-231-9511
	小 室 重 雄	北海道農業試験場農村計画部長	011-851-9141
	小 山 勝 雄	北海道開発局営繕部長	011-709-2311
	佐 伯 浩	北海道大学教授・工学部	011-716-2111-6183
	佐々木 晴 美	北海道開発技術センター専務理事	011-271-3028
	佐 藤 隆	北海道開発コンサルタント交通施設部次長	011-851-9221
	佐 山 惣 吾	北海道工業開発試験所材料応用技術課長	011-851-0151
	霜 山 正 雄	(助)河川情報センター札幌センター所長	011-757-0511
	白 髭 博 司	日本電信電(株)北海道支社技術部長	011-212-4500
	東海林 明 雄	北海道教育大学教授・釧路分校	0154-41-6161-328
	原 田 彰	北海道電(株)工務部長	011-251-1111
	中 村 裕 史	道立寒地住宅都市研究所環境科学部長	011-621-4211
	早 川 和 夫	北海学園大学名誉教授	0134-22-2853
	福 田 正 己	北海道大学教授・低温科学研究所	011-716-2111-5482
	藤 野 和 夫	北海道大学教授・低温科学研究所	011-716-2111-5482
	堀 内 数	北海道工業大学教授	011-681-2161
	松 浦 常 雄	旭川市市長公室長	0166-26-1111
	勝 木 靖 夫	北海道電力(株)総合研究所長	011-881-6435
	山 本 孝	北方圏センター事務局長	011-221-7840
	若 濱 五 郎	北海道大学名誉教授	011-716-2111-5470

監査	近江谷 靖雄	北海道電力(株)土木計画課長	011-251-1111-543
	竹内 政夫	北海道開発局開発土木研究所道路部長	011-841-1111-207
幹事長	古川 義純	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5467
会計幹事	西村 浩一	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5478
庶務幹事	石崎 武志	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5490
	白岩 孝行	北海道大学低温科学研究所	011-716-2111-5476
幹事	石本 敬志	北海道開発局開発土木研究所	011-841-1111
	和泉 賢一	北海道住宅都市部まちづくり推進室	011-231-4111
	今村 秀之	旭川市市長公室企画局企画調整部	0166-26-1111-206
	金森 久	北海道ガス(株)寒地技術研究開発センター	011-222-2038
	金田 安弘	日本気象協会北海道本部調査部	011-621-2456
	金戸 進	札幌管区气象台予報課	011-611-6126-461
	今 哲也	北海道企画振興部総務課長	011-231-4111-23119
	桜井 修次	北海学園大学・工学部	011-841-1161
	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(株)工務部工事第一課	011-251-9139
	月間 郁夫	日本電信電(株)北海道支社	011-212-4383
	林 幸弘	日本道路公団札幌建設局交通技術課	011-241-9181
	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(株)本社総務部	011-205-6223
	三上 俊幸	札幌市建設局	011-211-2662
	松下 啓郎	北海道電力(株)総合研究所研究企画課	011-251-1111-4721
地区幹事	高橋 修平	北見工業大学一般教育等(自然)	01572-4-7786
	土谷 富士夫	帯広畜産大学農業工学科	0155-48-5111-290
	平松 和彦	北海道立旭川西高等学校	0166-52-1215
	矢作 裕	北海道教育大学釧路分校	0154-41-6161-330
顧問	金田 武	紋別市長	01582-4-2111
	真井 耕象	北海道大学名誉教授	0138-55-1509

編 集 後 記

雪氷学会北海道支部発足30周年記念事業として出版を企画して参りました「雪氷調査法」が遂に完成いたしました。予定より出版が遅れましたが、244ページの素晴らしい本となりました。現場で雪氷調査に携わっている方々にお役に立てれば幸いです。本書の出版に際しては支部の多くの方々にお世話になりました。ひとえに皆様の御協力のおかげと感謝いたしております。さて、今年の支部研究発表会では、全部で19編の発表がありました。支部会では今後とも多くの発表をお待ちしております。

北海道の雪氷 №10

平成3年8月25日 印 刷

平成3年8月31日 発 行

編 集 行 日本雪氷学会北海道支部

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・5492

印刷所 札幌市手稲区曙2条5丁目
協業組合 高速印刷センター
TEL 683-2231