北海道の雪氷

第23号



2004年9月

発行 (社)日本雪氷学会北海道支部

目 次

<mark>巻頭言</mark>	1
2004年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文	2
(社)日本雪氷学会北海道支部 2003 年度事業報告	82
(社)日本雪氷学会北海道支部 2004 年度事業計画(案)	84
2003 年度収支決算及び 2004 年度収支予算	86
(社)日本雪氷学会北海道支部役員名簿	87
日本雪氷学会と道内関係機関のホームページ	88
社団法人日本雪氷学会北海道支部規約	89

企業広告

表 紙

画 : 斎藤新一郎

題字:福沢卓也

日本雪氷学会北海道支部研究発表会の論文は本誌「北海道の雪氷」に載っていますが、それらの論文のキーワードを眺めると、雪氷を巡る時代の流れが垣間みえます。最近少なくなっていますが北大低温研の先生方による雪・氷の基礎的研究がリードしていた時もありました。降雪気象現象、凍上、海氷、氷河、吹雪、なだれ、着氷雪等の現象とそれらの現象の人間の暮らしや環境との係わりについては年による多い少ないはありますが、これからもテーマになっていくと思います。また、基礎的な研究が少なくなってきたのは残念ですが、10年ほど前から雪氷を教材とした教育現場における研究も見られるようになってきました。このように、雪氷学会で扱われている研究テーマは多様性があり複数の分野の協力を必要とする学際的なものでもあります。昨冬は北見を中心とした大雪や吹雪がありました。早速その報告も発表されていますように、支部の研究発表会には速報的なメリットや、多くの議論をもらいながら完成させるような中間報告的なものも歓迎されています。

低温研の成瀬先生が、「北海道の雪氷」に研究だけでなく提言やトピックスもあったら良いという意見を述べていたことがありました。今年は初めてですが、提言が一遍ありました。毎年発生する雪氷に関する珍しい出来事・現象を気楽に写真などで紹介するトピックス的な発表も来年からは積極的に受け付けたいと考えています。

いずれにせよ支部研究発表会の良さは、完成度は要求されないだけに議論がしやすいところにありますので、会員のみなさんも是非積極的に参加していただきたいと思います。

次に、雪氷学会北海道支部の最近の動きについてお知らせします。来年の全国大会は旭川を予定していますが、同じように雪氷を工学的に扱っている日本雪工学会と協力して同時期に旭川を予定しています。北海道では両方の学会に跨って入っている会員が多いこともあり、一部だけでも一緒にやろうということで、両学会合同の実行委員会が組織されることになっています。

最後になりますが、今年度の地域講演会のテーマや開催地などを含めて、北 海道支部にたいする皆さんのご希望や意見をお寄せくださるようお願いします。

2004年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 目次

日時: 2004 年 7 月 1 日 (木) 10:00~16:30 場所: 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

1.	氷河地質学的観点からみた更新世東南極氷床の流動特性の復元	3
	-オーセングレーシャーベッドのテクトニクスに関する予察的報告-	
	岩崎正吾(北海道大学), 三浦英樹(国立極地研究所), 前杢英明(広島大学)	
2.	北パタゴニア氷原・エクスプロラドーレス氷河の特徴と短期流動速度	7
	澤柿教伸(北海道大学),青木賢人(金沢大学),安仁屋政武(筑波大学)	
3.	氷河水路の氷壁融解について:氷河での測定と室内実験	11
	ISENKO Evgeni (北海道大学)	• •
4.	変電所屋外鉄構の冠雪に関する検討	14
	高嵜祐介・秋元照良一・松野直也(北海道電力(株))	
5.	橋梁の落雪防止対策に用いる格子フェンスについて	18
	千葉隆弘, 竹内政夫 ((株)雪研スノーイーターズ), 古田克宏 (帯広開発建設部	10
	浦幌道路維持事業所),岳本秀人,植野英睦((独)北海道開発土木研究所)	
6	屋根雪の滑落雪に及ぼす降積雪時の外気温特性	99
0.	伊東敏幸, 苫米地司 (北海道工業大学)	22
7	北海道旭川市における屋根雪観測ー中高層建築物の屋上積雪分布についてー	9.4
٠.	提拓哉,高倉政寛(道立北方建築総合研究所), 苫米地司(北海道工業大学)	24
Q	換気装置の周辺部材で発生する氷柱及び氷筍について	9.0
0.	高倉政寛, 村田さやか, 鈴木大隆(道立北方建築総合研究所), 片岡尚(三菱電機),	28
	同程以見、村田さやが、野小人隆(担立北万建衆総古研究所)、片画同(三変電機)、 高橋博行(三菱電機ライフファシリティーズ)、市岡博喜(メルコエアテック)	
0	「	0.0
9.	石本敬志・佐藤隆光 (〈財〉日本気象協会北海道支社)	32
10		0.0
10.		36
11	浅野基樹(〈独〉北海道開発土木研究所)	
11.	寒乾害および除雪対策を兼ねた道路緑化における越冬手法について	40
1.0	斎藤新一郎(環境林づくり研究所) **##はの詳胞性では、これでは、これでは、これでは、これでは、これでは、これでは、これでは、これ	
12.	美幌峠の道路防雪林の雪害とその対策について	44
	斎藤新一郎(環境林づくり研究所),齊藤道義(網走開発建設部網走道路事務所)	
13.	悪天候下での視線誘導設備の発光要件の検討 第1報	48
	斎藤孝(松下電工(株))	
14.	北海道・西ヌプカウシヌプリの岩塊斜面における越年地下氷の季節変化とその要因	52
	澤田結基(北海道大学)	
15.	熱収支法を用いた立山山岳地域における積雪深変化の推定	56
	津滝俊(北海道大学),川田邦夫(富山大学)	
16.	北見・網走における今冬の大雪と融雪出水	60
	石井吉之(北海道大学)	
17.	スウェーデン・ストール氷河での熱収支観測にもとづく融解量分布	64
	紺屋恵子(北海道大学),Regine Hock (ストックホルム大学),成瀬廉二(北海道大学)	
18.	積雪の固有透過度と比表面積	- 67
	荒川逸人(野外科学(株))	
19.	表層雪崩発生予測手法の開発	- 71
	西村浩一, 平島寬行, 佐藤篤司((独)防災科学技術研究所), 馬場恵美子(北海道大学)	
20.	2004年1月道東地方の大雪 -北見市の積雪	- 75
	榎本浩之, 高橋修平, 渡邊 誠, 齋藤佳彦, 山本 徹(北見工業大学)	
21.	北海道における大雪発生の長期傾向について-2004年冬期の大雪の特徴	- 78
	中村一樹,齋藤正美,須藤哲寬,谷口恭,山口浩司((財)日本気象協会北海道支社防	
	災気象グループ)	

氷河地質学的観点からみた更新世東南極氷床の流動特性の復元 -オーセングレーシャーベッドのテクトニクスに関する予察的報告─

岩崎正吾(北海道大学)・三浦英樹(国立極地研究所)・前杢英明(広島大学)

1. はじめに

東南極リュツォ・ホルム湾沿岸の露岩域には、オーセングレーシャーベッド(以下、0GBと略記する)と呼ばれている未固結な堆積物がある。この堆積物については、氷河下変形地層起源との解釈が示されているが(Yoshida、1983)、詳しい調査は行われていなかった。そこで筆者らは、第 45 次日本南極地域観測隊(2003.11-2004.3)の夏調査で 0GB の詳しい記載を行った。本稿では、その記載に基づいて 0GB の堆積環境と氷河流動との関係を論じる。

2. 調査地域

東南極リュツォ・ホルム湾東側の宗谷海岸には、総面積約 170 km² の露岩域が点在している(図 1-A). そのうち最大の面積を持つスカルブスネス(約 61.1 km²)は、シェッゲ山頂(400.4m a.s.1)を最高点として、100~300mのピークが密集する起伏に富んだ地域である.

ここでは、リュツォ・ホルム湾沿岸の他の

露岩域と同様に、地表の大部分に基盤岩が露出しており、未固結堆積物はパッチ状に薄く分布するにすぎない.しかし例外的に、スカルブスネス北部のオーセン湾東岸(図 1-B)では、推定 10m 以上の厚い未固結堆積物が認められる.それが本稿で注目する 0GB である.

0GB は、北東-南西方向に連なる浅い谷の南西側の谷口からオーセン湾の海岸方向に傾斜しつつ末広がりに分布しており、その堆積面上の2つのガリー沿いに、その構成層の表層部分が露出している。本稿では便宜的に、それらの露頭を相対的な位置関係に基づいて「西側露頭」、「東側露頭」と呼ぶ。

なお、OGB の形成時期は今のところ明らかでない. しかし、スカルブスネスを含むリュツオ・ホルム湾南部における東南極氷床の変動については、LGM か 3~4.5 万 ¹℃ 年 BP のいずれか、あるいは両方の時期に氷床に覆われていたと考えられている(Miura et al.、1998)ことから、OGB が最終氷期の氷河に覆われたことは確実である.

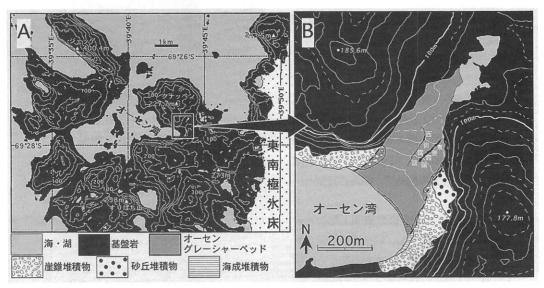


図 1 スカルブスネス北部 (A) とオーセングレーシャーベット OGB 分布域 (B)

3. 記載と解釈

図 2 に示されるように、OGB の堆積面横断 形は下に凸の放物線であり、西側・東側露頭 のトップもその線上にある.このことから、 両露頭に現れている堆積物は同層準と考えら れる.この解釈は、以下に示す記載的特徴と も矛盾しない.

西側露頭と東側露頭で観察される 0GB は共に、シルト質マトリックス支持の非常にコンパクトな堆積物であり、基盤岩との境界は現れていない。この堆積物中には 10% 以下の割合で亜角礫や亜円礫が散在している。含有されている礫には、直径 0.5~1.0m の巨礫も少数含まれているが、大部分は直径 20cm 以下の大礫~細礫である。

両露頭で最も目立つ構造はクラックである. そのクラックは、見かけの連続方向から 2 種類、すなわち相対的に傾斜の緩いクラック(以下「低角クラック」と呼ぶ)と、急なクラック(以下「高角クラック」)に分けられる. これらクラックに関わる構造には以下の特徴がある.

- ① 低角・高角クラックが成す面は共に極めて平滑である(図3).このことは、それらが磨耗作用によって磨かれた滑り面(剪断面)であること、OGBが脆性剪断帯であることを示唆する.
- ② 低角クラックは、長さ数十センチのものが互いに連結しあって密に発達しており、 礫を挟む場合がある. これは、脆性剪断帯 に形成される剪断組織のうち P 面と呼ばれる剪断面の特徴と同じである.
- ③ 高角クラックは連続性の良い明瞭な破断面であり、露頭の横方向にほぼ一定の間隔で発達する(図 4).これはリーデル剪断面と呼ばれる脆性剪断帯の組織の特徴と同様である.
- ④ 低角クラックの成す面は露頭上端の地表面とほぼ並行に配列し、いっぽう高角クラックの成す面は露頭の右上から左下方向傾いて配列する. これらクラックの姿勢は剪

- 断応力が南西方向, すなわち 0GB 分布域 の谷口から海岸に向けて働いたことを意味 する
- ⑤ 低角クラックの発生頻度は露頭の上位に 向けて高くなる傾向がある.この事実は, OGB の歪みが上位層準に向けて高まってい ること,すなわち剪断作用が上位の層準に 近いところで働いたことを意味する.
- ⑥ 高角クラックの多くは露頭の最上部から 基底にまで連続する(図 4). これは、露 頭に現れている OGB の全層準が同時に変 形していたことを示す.



図 2 オーセン湾から見上げた OGB 分布域

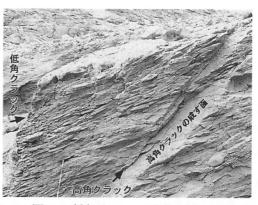


図 3 低角クラックと高角クラック. (東側露頭の南西末端部)

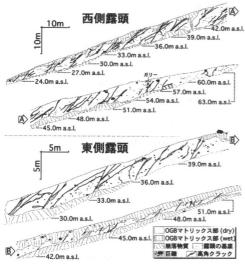


図 4 **露頭の概観**スケッチ (低角クラックは表現されていない)

4. 考察と結論

前章で述べたように、OGB は脆性剪断帯と考えられる。その形成過程で働いた剪断応力の方向は南西向きであり、これは OGB 分布域が氷床に覆われた際に推定される氷床流動方向と同じである。また OGB 分布域周辺において氷河性以外に剪断帯を形成しうる作用は考えられない。したがって OGB は、氷床流動に伴う剪断によって形成されたと考えられる。

氷河性の剪断作用によって生じ、氷床消失後に残されうる堆積物には、底面氷起源の「氷河底メルトアウトティル」と、氷河下変形地層起源の「デフォーメイションティル」がある(例えば、Dreimanis、1989;Benn and Evans、1998;Boul ton et al.、1996). それらは氷床底面で接しており、そこでの引きずりによって、概して前者は下位層準ほど、後者は上位層準ほど歪みが大きくなる。このことから、上位層準にむけて低角クラックの発生頻度(歪み)が高まる OGB は、氷河下変形地層起源のデフォーメイションティルと判断される。

このデフォーメイションティルは, 高角クラックの連続性が示すように, 厚さ 5m 以上に渡って同時に変形していた. このことは, 氷河性剪断応力に対して, 0GB の堆積物強度

が極端に低かったことを意味しており、これは間隙水圧の高まりによって説明できる. すなわち OGB を形成・変形した氷床は、底面が融解状態にあったと考えられる.

露頭に現れている OGB を一つの剪断帯とみなした場合,高角クラック (リーデル剪断面)が互いに連結しあっていなければ、剪断帯は持続的に存在しえない. したがって、露頭の基部に達している高角クラックは、そこよりも下位の地中において収斂しているはずである. その深さについて確実なことは言えないが、OGB 分布域の周辺に露出している基盤岩の様子から、露頭に現れている OGB の下位には、5m 以上の堆積物があると推察される. このことから、氷床の流動に際して同時に変形した OGB の厚さは 10m 程度に達した可能性がある.

ところで、リュツォ・ホルム湾沿岸露岩域で現在までに認められている未固結堆積物の中で、OGB は異例に厚い.谷口から海岸方向へ傾斜しつつ堆積している(図 5)という地形的な特徴を考慮すれば、その厚い堆積は、底面氷に取り込まれていた砕屑物や、氷床流動に伴って運搬されてきた氷床下の未固結物質が、谷口から海岸にかけて生じていた氷床下の空隙に落ち込んで埋積した為と解釈することができる.



図 5 OGB 分布域の鳥瞰写真

5. まとめと今後の課題

本稿では、東南極リュツォ・ホルム湾沿岸 露岩域のスカルブスネス・オーセン湾東岸に 分布する未固結堆積物「オーセングレーシャ ーベッド (OGB) 」を氷河地質学的に検討した. 特筆すべきは、OGB を形成した氷床が厚さ 5 ~10 m の未固結堆積物全体を変形させながら 流動した、という現象である. これは、氷河 流動メカニズムの一つである「氷河底地層変 形 (BED DEFORMATION)」が OGB を覆っていた 氷床の流動特性の決定要因であったことを強 く示唆する. 本論で注目した OGB は、小山に 挟まれた浅い谷の出口という, いわば特殊な 堆積環境の基で生じたものであり、上記の氷 床流動特性を東南極氷床全体的に当てはめる ことはできない. しかし, OGB と同様なシル ト質マトリクス支持堆積物はリュツォ・ホル ム湾沿岸露岩域全体にスポット的に分布して いるので、このエリアを覆った更新世東南極 氷床の下では氷河底地層変形が少なくとも部 分的には起こっていたはずである. それが氷 床全体の流動にどういった影響を与えたのか が、今後の最も重要な検討課題である.

謝辞

研究対象としてのオーセングレーシャーベッドのおもしろさに気づかせてくれたのは, 北海道大学大学院地球環境科学研究科の澤柿教伸博士である. 現地調査に際しては, 第 45 次日本南極地域観測隊 (JARE45) の隊員および観測船「しらせ」乗員に多大な援助をいただいた. 上記の方々に記して感謝いたします.

参考文献

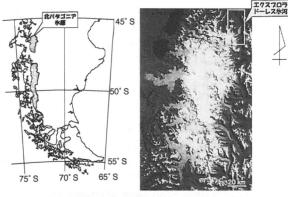
- Benn, D. I. and Evans D. J. A. (1998) Glaciers and glaciation. Arnold, London, 734p.
- Boulton, G.S., van der Meer, J.J.M., Hart, J.K., Beets, D., Ruegg, G.H.J., van der Wateren, F.M., Jarvis, J. (1996) Till and moraine emplacement in a deforming bed surge—an example from a marine environment. Quaternary Science Reviews, 15, 961—987.
- Dreimanis, A. (1989) Tills: their genetic terminology and classification. In Goldthwait, R.P. and Matsch, C.L. eds.: Genetic Classification of Glacigenic Deposits. Balkema, Rotterdam, 1117-1184.
- Miura, H., Moriwaki, K., Maemoku, H. and Hirakawa, K. (1998) Fluctuations of the East Antarctic ice-sheet margin since the last glaciation from the stratigraphy of raised beach deposits along the Soya coast. Annals of Glaciology, 27, 297-301.
- Yoshida, Y. (1983) Geomorphic nature of some unconsolidated deposits in the Langhovde and Skarvsnes areas, Soya coast, east Antarctica. Mem. Natl Inst Polar Res., Spec. Issue, 28, 231-239.

北 パ タ ゴ ニ ア 氷 原 ・ エ ク ス プ ロ ラ ド ー レ ス 氷 河 の 特 徴 と 短 期 流 動 速 度

○澤柿 教伸(北海道大) 青木 賢人 (金沢大) 安仁屋 政武 (筑波大)

1. はじめに

南米パタゴニア氷原は総面積。 17,200 km² を占め (Aniya et al., 1996), 南半球では南極氷床に次ぐ 面積の氷原である (図 1). 氷原から は多くの溢流氷河が流出しており, これまでの研究結果から、それらの ほとんどが後退傾向にあることが明 らかにされている (Aniva, 1992; Aniya et al., 1997). パタゴニア 氷原全体でみた場合、1944 年以降の 後退に伴う氷の融解量は,海面変動 の 3.6%に寄与しているという見積も りもあり (Aniya, 1999), その動 図1. 北バタゴニア氷原の位置, および北バタゴニア氷原の 向が注目されている.



衛星画像 (ETM432 Mar. 11, 2001)

パタゴニア氷原は大きく南北の 二つの氷体に分けられるが,2003 年 12 月に,北パタゴニア氷原(4,200 km²)にあるエクス プロラドーレス氷河 (図 1) において、地形・氷河学的な現地調査を行ったので報告する.

2. エクスプロラドーレス氷河

エクスプロラドーレス氷河は、北パタゴニア氷 原北東端上に突出している San Valentin 山 (3910 m) を源流域とし、北北東に向かってエクスプロラ ドーレス谷へと溢流する氷河である. 厳密には溢 流部は氷原本体からは切り離されていて, San Valentin 山北麓の岩壁を経由して、雪崩や北パタ ゴニア氷原から崩落する氷体によって涵養されて いる. 溢流部の全長はおよそ 30 km, 末端部の高 度は約 230 m で幅は約 4 km である. 氷河本流には いくつかの支谷が合流し、それぞれに氷河が存在 図2. エクスプロラドーレス氷河の末端部 するが, 支谷内の氷河は現在では本流とは切り離 されている.



氷河の末端(標高 230 m 付近, 図 2, 3) には、樹木等の植生に覆 われた比高約 100 m のターミナル モレーンがある. そこから上流 2 km にわたって氷河は巨礫を含むデブ リに覆われており、ハンモッキー な表面形態をなしている. ター ミナルモレーンの内側、および



図3. ターミナルモレーン

そのすぐ上流側にある数列のリッジには氷体が存在し、アイスコアード・モレーンである事が確認できた.

ターミナルモレーンのすぐ内側には、融解水がせき止められてできた池がいくつか存在する。モレーンの内側にも樹木が侵入しているが、凹地に生えた樹木が浸水している箇所があり(図4)、このことから、かつてモレーンの内側へと樹木が侵入した安定期があって、その後、ほぼ現在において急速に氷体の融解が進行していることが伺える。





図4. モレーン内側の池と砂礫に埋まった木

3. 年代試料

モレーンの礫層を覆うシルト粘土質土層を掘削したこところ,深度約 50 cm でモレーン礫層に達し,その直上の土層最下部から葉片を採取する事ができた.この他の1地点で木片を,2 地点で有機物質を採取した(図 5 の★地点).放射性炭素年代測定の結果,葉片および有機物質は 108~126 yr BP の年代を示し,木片からは 1900±50 yr BP の年代を得た.上記の

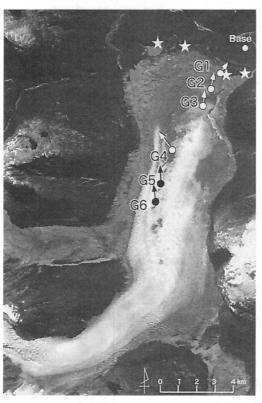


図 5. 年代試料採取地点と流動速度分布 NASA: The Gateway to Astronaut Photography of Earth. Date: 20030331, GMT Time: 152942, ESC_large_ISS006_ISS006-E-42382. JPG の画像上におおよその位置をプロット.

うち 100 年程度の若い年代は、産業革命以降の年代を示すため、ほぼ「現在」と等しいものと解釈しておく.

パタゴニア氷原から溢流する他の氷河で は, 完新世には, 3600 yr PB (I), 2200 yr BP (II), 1600-900 vr BP (III), および 小氷期 (IV)の前進期があったことが確認 されている (Aniya and Naruse, 1999). 木片の年代は Maximum Age を、葉片および 有機物質の年代は Minimum Age をそれぞれ 示すと考えられるので, 今回得られた年代 では、このターミナルモレーンが、ステー ジ III あるいは IV のいづれの時期に形成 されたかを明らかにすることはできない. しかし, 現地での観察結果では, 植生の進 入状態や土壌の発達程度, およびアイスコ アの保存状態などから判断して, 小氷期以 前に形成された可能性が高いと考えられる. なお, もし, これが小氷期よりも一つ前の 前進期(III)に相当するとすれば、小氷期 のモレーンは顕著なリッジとして存在しな いことになり, 他の氷河にはみられない特 徴を有することになる.

今後は、引き続き年代試料の発掘につとめ、浸水しつつあるエリアの樹木やモレーン外側の樹林の年輪解析などを行い、モレーンの形成時期や顕著な融解が始まった時期を特定していきたい.

4. 流動観測

氷河末端から上流およそ 7 km まで間の 6 点で、GPS による相対測位を行い、短期の流動速度観測を行った(表 1、図 5). 氷河上に直接観測点をもうける事は困難なため、便宜上、氷河上の巨礫の位置を計ることで氷河上の位置を代表させた. 基点はベースキャンプに設け、ここと氷河上の各観測点との相対距離は $1\sim10$ km である. 相対測位では、 $1\sim10$ ppm の精度が得られるので、この基線長では、数ミリ〜数センチの変化が検出可能である.

Point	Horizontal (m)	Vertical (m)	days	Horizontal (cm/day)	Vertical (cm/day)
G1	0.58	1.31	9	6.48	14.51
G2	0.73	0.99	9	8.10	11.01
G3	0.83	1.20	9	9.27	13.28
G4	0.68	-0.08	8	8.47	-0.94
G5	0.91	-0.18	8	11.43	-2.23
G6	0.67	-0.19	8	8.38	-2.33

表 1. GPS 測位による氷河表面の変位量

流動観測の結果,デブリに覆われたハンモッキーモレーン帯 (G1~G3) でも流動が検出され,氷河は最外縁のターミナルモレーンのすぐ内側まで流動していることが明らかとなった.また,観測期間に十数センチの氷河表面高度の上昇が見られた.なお,簡易的ではあるが,(G2 と G3 の間において) 20 cm ほど氷に埋め込んだステークが数日間で倒れ,末端付近の表面融解量は相当のものがあることを確認した.この他に氷河底面や内部での融解もあることを考えると,融解分を補ってさらに氷河表面高度を上昇させるに十分な湧昇流があるものと考えられる.

一方、表面にデブリがなく、クリーンアイスとなる中流部($G4\sim G6$)では、ハンモッキーモレーン帯と比較してより高速な流動が観測された。また、この範囲では氷河表面高度は低下傾向にあった。以上の結果およびクリーンアイスからハンモッキーモレーン帯へと移行する地点 ($G2\cdot G3$ 付近) に明瞭な横断リッジが存在しているという地形的特徴から考えて、 $G2\cdot G3$ 付近で圧縮流に伴うシアーが発生しているものと推定される。

5. 考察

今回は融解最盛期よりも前の非常に短期間の観測であったため、この結果を年間の変動量に換算することは難しい。また、末端に巨大なターミナルモレーンが存在するため、氷河末端の季節変動があったとしても、この位置以上の前進を検出できる可能性は低く、末端変動で氷河の盛衰を見積もることは困難であると考えられる。

氷河の質量収支に関して、GPS 測位で観測可能なものの一つに氷河表面高度の変動がある. 図 6 に示したように、模式的には、氷河表面の垂直変動は、観測期間における融解レートと 湧昇流成分との差であらわされる。湧昇流成分が融解レートを上回れば、垂直変動はプラス になり、逆の場合はマイナスの値をとることになる。

一般的に、融解レートは年間を通して常にプラスではあるものの、冬季間にはゼロに近づくであろう。冬季には同時に、流動速度も氷河全体で低下することが予想され、コンプレッ

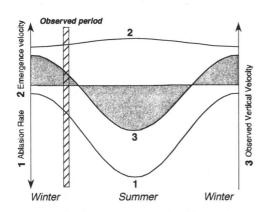


図6. 氷河末端部の融解レートと流動速度の湧 昇流成分との関係の模式図. 1: 融解レートの季節変化(y 軸下向き), 2: 湧昇流成分 の季節変化, 3: 観測される表面高度上昇 速度の季節変化.1 と 2 の振幅量は未知であ るが, 3 の実測値が, 初夏(斜線の時期) の 9-10 日間でプラスの値を示したとと 湾して模式的に示した。網掛け部の面 は、正味の氷河表面高度の低下・上昇量を 示し、両者の和が 0 の時に年間の収支が釣 り合う。

ションを受ける末端域の湧昇流成分も小さくなると考えられる.一方,夏期の融解期に向けて、融解レート・流動速度はともに大きくなるはずである.

氷河末端の前進・後退量に代わるものとして、今回の観測では、表面高度変化量にプラスの値が得られ、少なくとも盛夏前の一時期には、融解レートを上回る湧昇流成分があることを示している。盛夏には、おそらく、融解レートが湧昇流成分を上回って、表面高度変化量はマイナスになり、年間の収支をゼロに近づける働きをするのであろう。

なお、今回の観測期間から一年を経過した時期に、今回設置した観測点を再測することによって、年間の変化量を求めていく予定である.できれば冬季にも流動観測を行うことも検討している.それらの結果から、年次収支として、氷河末端高度低下量や正味の融解量等について検討していきたい.

謝辞

現地調査では、Gonzalo Bracza 氏(現筑波大学大学院院生)および筑波大学大学院生の谷川朋範氏にご協力頂いた。また、北海道大学低温科学研究所の成瀬廉二助教授をはじめとする氷河氷床研究グループの方々、北海道大学大学院地球環境科学研究科地球生態学講座の方々には、有益な議論をしていただいた。記して謝意を表します。

参考文献

Aniya, M. (1992) Glacier variation in the Northern Patagonia Icefield, Chile, between 1985/86 and 1990/1991. Bulletin of Glacier Research, 10, 83-90.

Aniya, M. (1999) Recent glacier variations for the Hielos Patagonicos, South America, and their contribution to sea-level change. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **31.** 165-173.

Aniya, M. and Naruse, R. (1999) Late-Holocene Glacial Advances at Glacier Soler, Hielo Patagonico Norte, South America. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **20**, 69-83.

Aniya, M., Sato, M., Naruse, R., Skvarca, P. and Cassa, G. (1996) The use of satellite and airbone imagery to inventory outlet glaciers of the southern Patagonia icefield, South America. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **62**, 1361-1369.

Aniya, M., Sato, M., Naruse, R., Skvarca, P. and Cassa, G. (1997) recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, **29**, 1-12.

氷河水路の氷壁融解について:氷河での測定と室内実験

ISENKO Evgeni (北大低温研)

1. はじめに

氷河を流れる融水は、内部・底面に浸透し、複雑な排水システムを形成することがよく知られている。氷河排水システムを研究することは、さまざまな視点から面白いのである(Röthlisberger, 1972)。それは、消耗流出水量、氷河内部水量、氷河湖決壊の流量などが分かるために、重要である。氷河水路が変化する要因の一つは、氷壁融解過程であると考えられている。よって、本研究では、氷河での測定と室内実験の速度が水温、流速などによってどう違うかを明らかにしようとする。

2. 氷と流れている水との熱交換

水路の壁の温度が流れている水の温度と違うとき、乱流の場合、その温度差 ΔT に比例する量の熱が水から壁へ流れる:

$$i = \alpha \cdot \Delta T \tag{1}$$

そして、係数 α は流速 ν に比例する (Shatalina, 1990; Clarke, 2003):

$$\alpha = Bv$$
 (2)

 $(B = 2.64 \times 10^3 \, \text{J m}^{-3} \, \text{K}^{-1})$ 。したがって、面積 S_{weall} の氷壁へ時間dtで流れる熱量は

$$dE_i = j \cdot S_{wall} \cdot dt = = Bv\Delta T \cdot S_{wall} \cdot dt$$
 (3)

となる。その熱は質量 dm の氷を融かす:

$$dE_i = dm \cdot q \tag{4}$$

(q: 氷の潜熱)。3 式は 4 式と結合すれば、 以下の熱交換方程式となる:

$$dm \cdot q = Bv\Delta T \cdot S_{wall} \cdot dt$$
 (5)
さて、水路の幾何学を知れば、5 式によって氷壁融解速度を計算できる。

3. 室内実験

低温科学研究所の低温室で、氷ブロック内の人工水路の拡大を測定した。実験装置は、長さ1-2mの氷ブロック、水温調節できる給水システム、温度計からなっている(図1)。上の水槽からの水は、氷ブロック内の水路を流れて、下の水槽に流入する。そして、ポンプによって上の水槽に戻る。上の水槽に入れているヒーターで、水温が不変に支えようとする。水温を測定するため、高精度温度計(model D642, Technol Seven Co.)を利用した。

水路断面の初期形は円く用意されている。 実験中でも、閉路の条件下、水路断面の周 辺にそって融解が均一なので、不円形にな らない。円形幾何学から

$$dm = \rho_i S_{wall} dr \tag{6}$$

したがって、5式から融解速度は

$$\frac{dr}{dt} = \frac{B}{q\rho_i} \frac{Q}{\pi r^2} \Delta T \tag{7}$$

となる。流量を一定に支えていたので、7式に流速vから流量Oに移した。7式を積

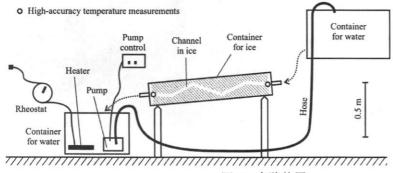




図1 実験装置

分すれば、水路半径の変化が分かる:

$$r^{3}(t) = r_0^{3} + 3\frac{B}{q\rho_i \pi} TQt$$
 (8)

図2では、二つの実験に相当する8式で計算された曲線と実験で取られたデータが示されている。計算結果と実験結果とのいい一致から、流れのレジームは、乱流であったことが分かった。さらに、8式は、普段乱流である氷河内部閉路における流れに対しても応用できると示唆した。

4. 氷河での測定

1998 年にカフカス Fisht 氷河、および 2003 年にパタゴニア Perito Moreno 氷河では、氷河上水流の水温、流速、氷壁融解速度を測定した(図 3)。融解速度を測定するためには、氷にドリルされた穴に木材尺をさし込んで、その突き出ている部分の長さを毎日数回に測った。流速は、時計と浮遊物を使って直接に測定した。氷河上水流にも水が 0 °C 付近なので、水温を高い精度で計らなければならない。そのためにも水が10で取られた数日間で平均された水温度取りで取られた数日間で平均された水温データを使った。水位が変化しても温度センサーが水中から出ないように、固定されていないセンサーの仕組みを工夫して、水路にセットした(図 4)。

私たちと他の研究者(Marston, 1983)にもよく観察されたのは、氷河上水路は、その断面が変化せずに、氷を融かし、深くなることである。その断面は、幅が深さの約4倍である半楕円形に考えられる。その幾何学では、融解速度 dr は水路が深める速度となる。その場合:

$$dm = \rho_i a \Delta x \cdot dr$$
 (9)
ここでは、 a : 水路の幅、 Δx : 水路にそっての短い距離。また、潤辺は $\frac{\pi}{2}a \cdot 0.79$
となり、氷と水との境界である氷壁の面積
は:

$$S_{wall} = 0.79 \frac{\pi}{2} a \Delta x \tag{10}$$

5,9,10 式を結合すれば、水路が深める速度は次のようになる:

$$\frac{dr}{dt} = 1.24 \frac{Bv}{q\rho_i} \Delta T \tag{11}$$

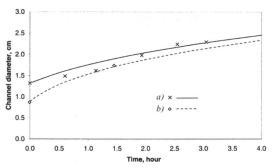


図 2 水路直径の変化。曲線は8式による計算結果、印は実験で取られたデータ。a) 初期直径 1.3 cm、時間 183 min、水温 0.25 °C;b) 初期直径 0.9 cm、時間 87 min、水温 0.65 °C





図 3 パタゴニア Perito Moreno 氷河(左) とロシアの北カフカス Fisht 氷河(右)の 表面上チャンネル

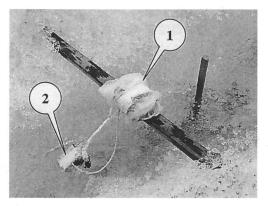


図 4 氷河上の水流にセットされる温度 取り:1)データロッガー;2)センサー

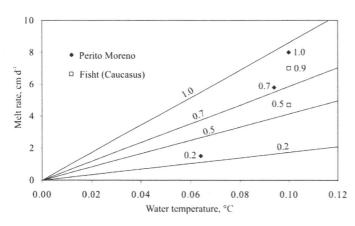


図5 水温による氷河上水路 における氷壁融解の速度。直 線は11式による計算結果、 印はそれぞれ Perito Moreno 氷河と Fisht 氷河での測定結 果。数字は流速(m/s)を示す。

図 5 には、11 式で計算された直線が書かれている。精度の低い測定にもかかわらず、氷河で得られたデータが計算結果と非常によく一致することが分かった。

5. 結論

氷と流れている水との熱交換関係式に基づいた計算を、氷河での測定と室内実験で確かめた。明らかになったことは、以下にまとめられている。

a) 流速と水温だけ測定すれば、水路の 氷壁融解速度が分かる。

- b) 氷河上の水路の場合、その融解速度 は流速と水温に正比例することが分かった。
- c) その計算方法は氷河水文学に対して 広く活用できることが分かった。

6. 謝辞

室内実験の際には、ロシア科学アカデミーの地理学研究所の B.R. Mavlyudov さん、パタゴニア Perito Moreno 氷河で色々手伝っていただいた低温研の成瀬廉二助教授、長岡大学の佐藤和秀さんに、たいへんお世話になりました。ここに感謝の意を示します。

7. 参考文献

Clarke, G.K.C., 2003. Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring-Hutter formulation. J. Glaciol., **49** (165), pp. 299-313.

Marston, R.A., 1983. Supraglacial stream dynamics on the Juneau icefield. Annals of the Association of American Geographers, **73** (4), pp. 597-608.

Röthlisberger, H., 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. J. Glaciol., 11 (62), pp. 177-203.

Shatalina, I.N., 1990. Heat exchange in the processes of ice freezing and melting. Library of Hydroengineering No.95. Leningrad, Energoizdat, 120 p. (In Russian).

変電所屋外鉄構の冠雪に関する検討

高嵜 祐介 ・ 秋元 照良一 ・ 松野 直也(北海道電力)

1. はじめに

変電所の屋外鉄構の間隔が狭い個所では変電所機器範囲全体を覆うほどの冠雪が発生する場合があり、雪が融け出した際に電気的事故や設備破損を引き起こす要因となる。このため、人海戦術により冠雪落としを行うが、充電機器が近接しており、また高所作業を伴うことから電力設備保守の中で苦労のある作業となっている。

北海道電力では、過去に電気所屋外設備冠雪対策については多くの検討・対策を実施してきた。 近年は、主に屋外電力機器への冠雪対策に重点を置いて再検討・対策を進めており¹⁾、更に平成15年度からは電気所屋外設備の主要設備のひとつである屋外鉄構の冠雪対策に着手している。 本稿では、地形的、設備規模的に冠雪が発生しやすい砂川電力セルー管内にある幾春別変電所に おいて平成15年度~16年度冬季に観測した気象デ・タと冠雪成長状況の分析結果を報告する。

2. 電力設備への影響

鉄構に冠雪が発生すると雪の導電率によっては電気的事故を引き起こし停電事故が生じる。その他に、鉄構の冠雪が落雪すると下に設置されている機器を破損させる、落雪により人命に関わることもあり幾春別変電所鉄構冠雪対策は早急に対応しなければならない課題となっている。

3. 冠雪の具体的事例

当センター管内の幾春別変電所での冠雪状況と冠雪落とし作業の状況を各々図1、図2に示す。



図1 冠雪状況写真

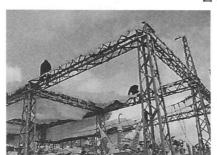




図2 冠雪落とし状況写真

4. 冠雪状況監視システムと気象観測システム

4-1. 冠雪状況監視システムの概要

鉄構冠雪を記録するためには長時間録画可能な AV 機器(監視システム)が必要であり、業務用では非常に高価である。そこで、図3のような汎用ピテ゚オカメラ+汎用シーケンサを組合わせた安価な監視システムを製作した。

尚、各システム機能は次の通りである。

(1) ピデオカメラ

記録は汎用ピデオカメラで録画する。長時間録画 を可能にするため、録画・停止の制御シーケンスにて 自動に行うようピデオカメラを改造している。

(2) 汎用シ-ケンサ

9-ケンサタイマは専用ソフトをインスト-ルした PC にてプログラムを設定しておく。4分30 秒毎に1 秒間の録画を記録できるよう設定し90 分テープでは約16 日間テープ末交換で録画が可能である。

(3) 電源 BOX

プ ラスチックの中継端子箱を使用し、ビデオカメラ用電源アダプタと汎用シーケンサを収納してある。

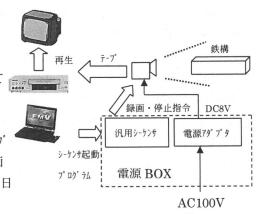


図3 冠雪状況監視システム構

4-2. 気象観測システムの概要

米国 Davis 社の「ウエザ-ウイザ-ド」を使用し気象 観測を行った。(図4参照)

この装置は風向・風速・温度・降水量の測定 が可能でこれら気象デ-タ-はセンタ-ユニットに記憶する。

専用ソフトをインストールした PC によりデーターを収集 することで膨大な量のデーターを PC にて閲覧で

きる。 図5に気象観測システムの全体図を示す。



- ①. 風向・風速センサ-
- ②. 室外用温度センサー
- センターユニット
- 4. A C 79 7 9
- ⑤. 雨量計

図4 気象観測装置



雨量計内部に電球設置 (凍結防止)

ヒ-タ-代わりに作業灯を 同梱してある。

風速計の着雪防止のため屋根設置



プ。ラスチックケース

図 5 気象観測装置全体図

5. 冠雪の成長メカニズム

変電所鉄構上部の冠雪監視 (H15.12/16~H16.3/30 の 3 ヵ月間)を行った。今年度鉄構冠雪が確認されたのは1回で、昨年度冠雪落とし作業実績 (3回) より少なかった。

その中で連続して降雪が確認されたが冠雪しなかった $12/22 \sim 12/28$ の期間 (以下A期間) と、連続降雪し鉄構冠雪が確認された $12/31 \sim 1/6$ (以下B期間) の画像記録と気象データーを比較し、冠雪の成長には以下の過程があることが判明した。(図 6 、図 7 、図 8 参照)

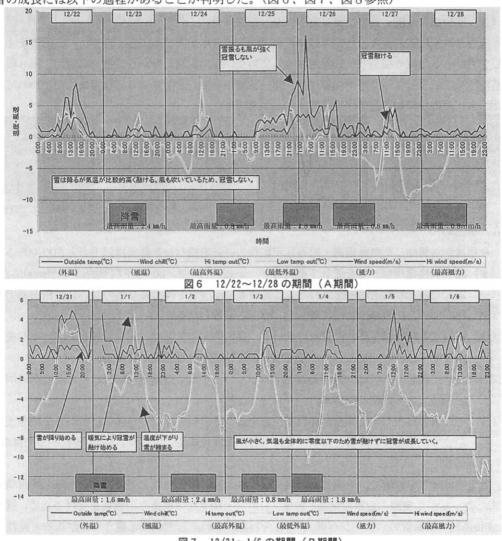


図7 12/31~1/6の期間(B期間)

(1) 過程第一段階:鉄構アングル部材へ着雪する。

第一段階は鉄構ビーム アングル部材への着雪である。A期間の場合、降雪はアングル表面で融け着雪しない。しかしB期間は気温が低いためアングル表面で氷雪化し着雪している。一般に着氷力は温度の低下と共に大きくなる傾向²゚があり表1の平均気温を見るとB期間の方が着氷力は大きいと推測される。またB期間はA期間と比較して風速が低いことにも着目したい。気温が低く、風が弱いB期間は着雪しやすい傾向にあったと言える。

(2) 過程第二段階:日照・暖気により冠雪が融け雪庇となり横に広がる。

気象観測データーを見ると、ほとんどの日において日中 (特に11時から13時)の気温は零度を上回っている。 B期間のビデオ記録を確認すると鉄構アングルに着雪し た雪=冠雪は日中の温度上昇時間帯に融け、冠雪は横に 広がり雪庇となる事がわかった。

(3) 過程第三段階:雪庇に更に雪が積もり冠雪成長。

	孟	र। प्र	1.家认为	、CL联	
区分	平均	気温	気温	風速	風速
	気温	最高	最低	平均	最大
	(℃)	(℃)	(℃)	(m/s)	(m/s)
A期間	-1.2	9.2	-10.0	0.44	16.1
B期間	-3.6	4.6	-12.5	0.18	4.9

落ちきれずに雪庇となった冠雪は気温が下がると含水が凍結して堅くなる。この冠雪を土台として雪がさらに降り積もり、冠雪が成長していく。今回観測記録から鉄構の冠雪は上記3段階の過程を経て成長していく事が確認され、第一段階から第三段階まで3日程度と当初思われていたよりも比較的短時間で冠雪が完成することが判明した。



第一段階:着雪



第二段階:融雪し雪庇形成



第三段階・雪庇に積雪



左記の繰り返しで冠雪成長

6. まとめ

図8 冠雪成長過程

今年度から開始した気象観測・冠雪状況監視の記録を検討した結果は以下のとおりである。

- (2) 風が弱いため鉄構全体的に着雪し、やがて冠雪となる。
- (3) 冠雪する時期は全体的に気温は低いが、昼間時間の気温は、雪が付着しやすい0℃をわずかに上下し、0℃に近い氷点下では雪の焼結が進み雪全体が締まる。
- (4) 日中に日射があれば、冠雪の表面下数 c mのところで内部融解が起こり、その水分が夜間に凍結しさらに堅く締まる。
- (5) その後の日中でまた融雪があれば、雪全体が軟らかくなって雪屁状に拡がりそれを土台に しつつ、その後の降雪により、更に冠雪が大きく成長していく。(特定部位からではない) 7. おわりに

今年度は暖冬の影響で、観測された鉄構冠雪は1回のみであり上記のような記録・検討結果となった。しかし実際の冠雪は気温、湿度、日射など様々な気象条件の影響を受けるため、冠雪の成長過程には複数のパターンが考えられ、今回記録された冠雪状況と違うものがある可能性も大いにある。冠雪防止対策を考えるためには、このメカニズムを知ることが前提条件であることから初期の目的を達成したことになるが、今年度以降、具体的な防止策を試験的に設置し検証したいと考えている。

尚、本報告を査読して下さった北海道大学名誉教授の若濱五郎氏に深く謝意を表します。

【参考文献】

- 1)池田豊、木村弘、小林雅彦:屋外変電設備の冠雪とその抑制対策効果について、北海道の雪氷 No.21, P.39-41,2002.8
- 2) 吉田光則、他 12名: 着雪氷防止技術に関する研究(第1報)、北海道立工業試験場報告 No.292、P.16,1993.8

橋梁の落雪防止対策に用いる格子フェンスについて

○千葉 隆弘 (株)雪研スノーイーターズ)

竹内 政夫 (株)雪研スノーイーターズ)

古田 克宏 (帯広開発建設部浦幌道路維持事業所)

岳本 秀人((独)北海道開発土木研究所)

植野 英睦 ((独)北海道開発土木研究所)

1. はじめに

アーチ橋やトラス橋のような道路上を構造物が横断する橋梁(下路橋)は、冬期間に部材の 冠雪が落下して道路交通に障害を及ぼす場合がある。その対策としては現在、塗装工法、落雪 カバー工法、およびヒーティング工法の3種類がある。しかし、いずれの場合も完全に機能を 発揮しないのが現状である。本研究は、前述に示した従来の対策工に代わるものを検討するこ とを目的としている。従来の対策工は、部材の冠雪を早期に処理しようとする考え方である。 これに対して本研究で対象としている対策工は図1に示すように、格子フェンスで冠雪を落下 させないという従来とは逆の考え方である。本稿は、格子フェンスのもつ落雪防止効果の基礎 資料を得るために屋外に格子フェンスのモデルを設置して観測を行った結果を示すものである。

2. 観測方法

観測場所は一般国道 38 号豊頃町の豊頃大橋付近である。なお、豊頃大橋はニールセンローゼ橋であり、梁材からの落雪事故を防ぐために除雪処理をしている。観測は写真 1 に示すように、梁材からの落雪を想定し、梁材模型に格子フェンスのモデルを取り付けて行った。これらモデルからの落雪状況をタイムラプスビデオで連続的に観測し、得られた映像から格子フェンスの落雪防止効果を検討した。使用した格子フェンスのリストを表 1 に示す。格子は直径 6mm の鋼棒で作製し、格子間隔と対応する観測期間は表中に示す通りである。

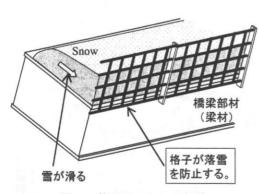


図 1 格子フェンスの概念

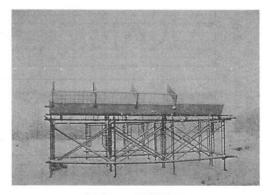


写真 1 観測状況

表 1 格子フェンスのリスト (フェンス高さ 34cm)

格子間隔	①12cm	②24cm	340cm	④対策なし	⑤12cm 水処理	66cm	73cm
観測期間	15/12/18~	15/12/18~	15/12/18~	15/12/18~	16/2/13~	16/2/13~	16/2/13~
	16/3/10	16/2/12	16/2/12	16/2/12	16/3/10	16/3/10	16/3/10

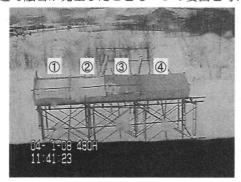
3. 観測結果

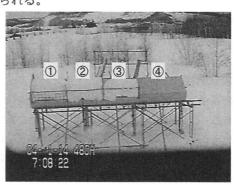
3.1 落雪状況 (12/18~2/12)

図 2 に $12/18\sim 2/12$ までの観測結果の一例を示す。なお、図中に示す気象データ(気温・風向風速・積雪深)は、最寄りの観測所で得られたものである。

図のように、写真をみると、④の対策なしが最も早く落雪する。①~③の格子フェンスをみると、いずれの場合も冠雪が格子を潜り抜けている。潜り抜ける速度は、③の格子間隔 40cm が早く、格子間隔が狭いほど遅くなる傾向を示す。また、落下する雪ブロックは、格子相当の大きさであり、格子間隔で狭いほど小さな雪片状になる。次に、図中に示す気象データの推移と堆雪期間の推移との関係をみると、冠雪は、日中の気温がプラス付近まで上昇した時に梁材模型上を滑動して格子を潜り抜けていたと考えられる。

このように、格子間隔が狭いほど冠雪が格子を潜り抜ける速度は遅くなる傾向を示した。しかし、2/12 までの観測期間で最も格子間隔が狭い 12cm においても、冠雪は格子を潜り抜けた。この要因の一つには、格子の直径が 6mm と非常に細く、格子が冠雪を切断し易いことが挙げられる。また、冠雪は日中の気温上昇時に格子を潜り抜けているので、格子が暖められてその付近で融雪が発生したことも一つの要因と考えられる。





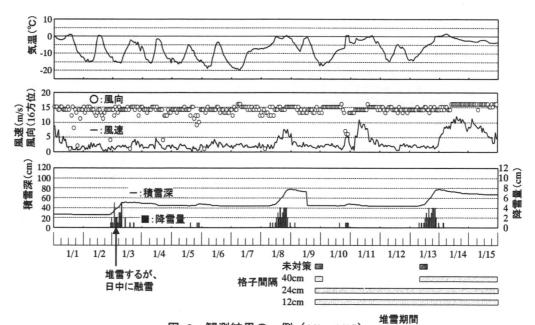


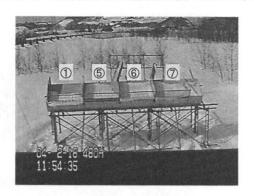
図 2 観測結果の一例 (1/1~1/15)

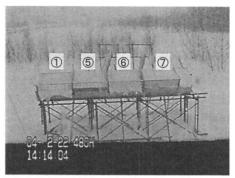
3.2 落雪状況 (2/13~3/10)

図 3 に 2/13~3/10 の観測結果の一例を示す。なお、本観測期間は、前項で示した格子間隔より狭い場合を対象としている。さらに、格子間隔 12cm を改良し、フェンス下端から 100mm の高さの水処理プレートを取り付けたものを対象としている。

図のように、前項と同様に①の格子間隔 12cm の場合をみると、冠雪は格子を潜り抜けており、⑥の 6cm、⑦の 3cm と狭い順に格子を潜り抜ける速度が遅くなる傾向を示す。⑤の格子間隔 12cm で水処理プレートを取り付けた場合をみると、冠雪はプレート部から落雪しないものの、プレート上部の雪はクリープによって格子を潜り抜けて落雪している。また、前項と同様に、落雪する雪ブロックは格子間隔が狭いほど小さな雪片状になっていた。落雪状況と気象データとの関係をみても前項と同様の傾向を示した。

このように、直径が 6mm と細い格子の場合は、格子間隔を狭くしても冠雪は格子を潜り抜ける結果となった。しかし、格子間隔を狭くすることで落下する雪ブロックを小さな雪片状になるので、車両損傷等の危険性は低くなると考えられる。





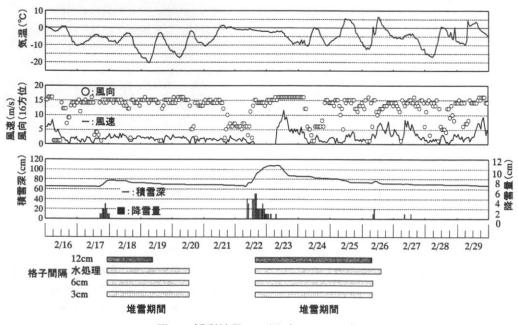


図 3 観測結果の一例(2/16~2/29)

3.3 フェンスの高さについて

格子フェンスの高さは、現地の積雪条件を考慮し、雪庇状にフェンスを超えた雪が大きなブロックとして落下しないように設定する必要がある。本観測では2回、フェンス(高さ34cm)を超えた冠雪を確認した。その時の冠雪状況の一例を写真2に示す。写真のように、冠雪は、フェンスから10cm程度超えている。しかし、これは新雪であり、次の日には雪の圧密・沈降で深さが減少した。日中の気温上昇で冠雪が梁材模型を滑動して格子を潜り抜けようとしたとき、フェンスを超えた部分からの落雪があったものの、その量は少なく危険性は非常に小さい状況であった。

今冬期における現地の年最大平地積雪深は 100cm を超え、平年に比べて 40cm 程度も多い。この条件下で格子フェンスの高さに問題が生じなかったので、現地の橋梁に格子フェンスを取り付ける場合は、高さ 34cm で十分に対応できると考えられる。

3.4 つららの形成状況

写真 3 に格子間隔 12cm の冠雪状況を示す。 写真のように、冠雪下層は氷板化し、部分的に つららが成長している。小さい雪ブロックでも 氷板化した密度の重い雪の落下は、極めて危険 性が高い。しかし、写真 4 に示す水処理プレー トを取り付けた部分をみると、冠雪下層の氷板 化した部分の落下を防止するとともに、つらら の形成がみられない。このように、格子フェン スで落雪を防止しようとする場合は、冠雪下層 の氷板化した部分の対策が不可欠であり、水処 理プレートで対応できると考えられる。



写真 2 フェンスの超えた部分

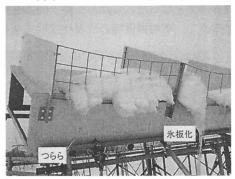


写真 3 冠雪下層の状況

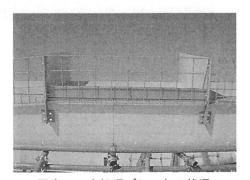


写真 4 水処理プレートの状況

なお、前項に示した落雪状況をみると、プレート上部からの落雪が確認されている。しかし、 氷板化していない密度の軽い部分であることから、落雪の危険性は低くなると考えられる。

4. まとめ

本稿は、格子フェンスのもつ落雪防止効果を検討することを目的に、格子フェンスモデルを用いた屋外観測を行った結果を示したものである。観測の結果、現地(豊頃町)の気象・積雪条件では、フェンス高さ30~40cm程度とし、格子間隔を狭くして水処理プレートを取り付けることで落雪防止対策が可能となる見通しを得ることができた。今後は、冠雪が潜り抜けない格子の形状(太さ、円形断面、四角形断面)を検討する予定である。

屋根雪の滑落雪に及ぼす降積雪時の外気温特性

伊東敏幸、苫米地司(北海道工大)

1. はじめに

勾配屋根における屋根上積雪荷重を適切に評価するためには、屋根構工法や気象要因を用いて屋根雪の滑落を規則的に推定する必要がある¹⁾。本研究では暴露試験の結果を用いて滑落雪に及ぼす温度履歴特性を分析すると共に、その温度特性における滑落発生の検証実験を行った。

2. 暴露試験における温度履歴特性

勾配の異なる屋根試験体を札幌市手稲区の屋外に3冬期間暴露した結果における滑落雪と外気温履歴との関係を分析すると次のようになる。

外気温履歴は表1に示すよう に、屋根上に雪が堆積している期間を 降雪開始時3時間、積雪期間および滑

落時3時間の3つに区分し, さらに 各々を温度別に3つに区分する。

外気温履歴別にみた滑落雪の発生回 数を表2に示す。表のように、降雪開 始時3時間気温はマイナスのときが全 体の 3/4 を占め、次いで0℃付近が多 い。降雪時が0℃付近のときをみると、 積雪時がマイナスであっても滑落時は 0℃付近またはプラスになることが多 い。これは降雪時に若干融雪し、その 後に屋根面へ凍着するためである。降 雪時がマイナスのときをみると、 積雪 時にプラスがあると滑落時に0℃付近 またはプラスになり、 積雪時がマイナ スならば勾配 30°以上において滑落 時がマイナスとなることも多い。この ように、 滑落雪は降雪時および積雪時 の温度履歴の影響を受け、滑落時の温 度条件が異なり、 さらに屋根勾配にも 依存している。

屋根勾配と滑落時3時間温度との関係を図1に示す。図のように、滑落時温度は勾配30°以上ならば0℃付近より低くなるが、それより緩い勾配のときは高くなる傾向にある。これは、暴露試験に用いた屋根葺材におけるしまり雪との摩擦係数が0.4~0.5であることから勾配が25°程度より緩くなると、滑雪するためには摩擦界面に融雪水が多く必要になるためである。

表1 降雪開始から滑落雪までの温度区分

1. 降雪時3時間平均気温 (界面の雪質変化)	2.積雪期間の気温 (界面の凍結融解)	3.滑落時3時間平均気温 (界面の凍着解除)
プラス(+1℃以上)	プラス(0℃以上)2回以上	プラス(+1℃以上)
0℃付近(-0.9~0.9℃)	プラス(0℃以上)1回	0℃付近(-0.9~0.9℃)
マイナス(-1℃以下)	マイナス(0℃未満)	マイナス(-1℃以下)

表2 温度区分別にみた滑落雪の発生状況

降雪時3h 気温区分	積雪時	滑落時3h	屋根勾配(deg.)				
	気温区分	気温区分	60	45	30	22	15
		プラス	0	0	0	2	2
	プラス2回以上	0℃付近	0	0	0	0	1
		マイナス	0	0	0	0	0
プラス	**	プラス	0	0	0	0	0
	プラス1回	0℃付近	0	0	0	1	0
(15回)	THE REPORT OF THE PARTY.	マイナス	1	1	1	0	0
		プラス	0	0	0	0	0
	マイナス	0℃付近	0	1	2	1	0
		マイナス	0	2	0	0	0
100 100	プラス2回以上	プラス	0	0	0	1	0
		0℃付近	0	0	0	0	0
		マイナス	0	0	0	0	0
0℃付近	プラス1回	プラス	0	2	3	2	3
		0℃付近	1	0	1	0	1
(41回)		マイナス	0	0	0	0	0
		プラス	2	3	1	2	1
	マイナス	0℃付近	3	2	1	3	2
		マイナス	2	2	3	0	0
Alles II		プラス	0	1	1	3	4
	プラス2回以上	0℃付近	0	0	0	0	1
	No. 78 GASSIN	マイナス	0	0	0	0	0
マイナス		プラス	0	0	2	6	8
	プラス1回	0℃付近	0	1	3	2	1
(139回)		マイナス	0	0	0	5	1
	Grand According to the	プラス	6	10	10	8	4
	マイナス	0℃付近	5	7	9	3	0
		マイナス	15	14	9	0	0

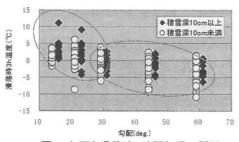


図1 勾配と滑落時3時間気温の関係

次に、降雪時の温度が及ぼす滑落時温度へ の影響を検討する。降雪時3時間の温度と滑 落時3時間の温度との関係を図2に示す。図 は降雪開始後18時間以内に滑落したもの(翌 日に滑落)を示している。図のように、積雪 時がマイナス温度のときは両者が線形関係に あり、降雪時温度が滑落時温度に影響してい ると言える。なお、積雪時にプラス温度があ ると滑落時温度が高くなる。同様に降雪開始 後 18 時間を超えて滑落した場合についてみ ると図3となる。図のように、18時間以内に 滑落する場合の傾向は見られず, 降雪時温度 は滑落時温度に影響していない。なお、積雪 時がマイナス温度のときは、積雪時にプラス 温度があるときよりも滑落時温度が低くなる 傾向はある。これは、屋根雪が融解・再凍結 することによって屋根面へ密実に凍着するこ とが要因と考える。

3. 温度履歴を再現した検証実験

図2に示した降雪時温度と滑落時温度の線形関係を検証するための実験を2種類行った。実験A

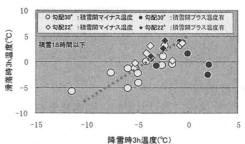


図2 降雪時気温と滑落時気温の関係 (積雪 18 時間以内のとき)

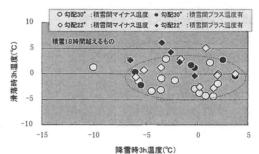


図3 降雪時気温と滑落時気温の関係 (積雪 18 時間を超えるとき)

は+2℃において 30 分間隔で降雪させた後に-5℃で放置し、8 時間後に所定勾配を付けて室温を+2℃に上げ、その時点から滑落するまでの時間を計測した。この実験の結果を図 4 に示す。降雪開始順番①は 120 分融雪、同④は 30 分融雪、同⑤は融雪していないものである。実験時の勾配はガラスが 15°、半艶消し塗装鋼板が 20°、艶消し塗装鋼板が 30°である。図のように、何れの材料においても融雪させた場合(順番①~④)の滑落時間に差は見られず、融雪させない場合よりも滑落時間が遅くなっている。これは+2℃で 30 分以上の融雪がある場合は、その融雪量は滑落時間に影響しないことを示している。

次に実験Aよりも融雪量を少なくした実験Bを行った。実験Bは室温を+2℃から1時間に

1℃ずつ·5℃まで下降させ、その過程に降雪させた場合の滑落時間を実験Aと同様に計測した。降雪は+2℃~·2℃までの5段階とした。この実験結果を図5に示す。図のように、融雪量の多い+2℃では滑落時間が長くなるが、融雪量が少なくなる・2℃に向かって、温度が低下するに伴い滑落時間が短くなる傾向にある。このことから、屋外暴露試験の結果から得られた降雪時温度と滑落時温度との関係は、温度履歴の影響による現象と言える。4. まとめ

屋外暴露試験および検証実験の結果から、降雪時および積雪期間の温度履歴が滑落時の温度条件に影響することが明らかとなった。今後は屋根勾

配との関係を検討する必要がある。

[参考文献]

1)伊東敏幸, 苫米地司: 勾配屋根の滑落雪に及ぼす外気温履歴の影響, 第 20 回日本雪工学会大会論文集, pp.39·40, 2003.12

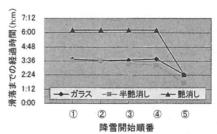
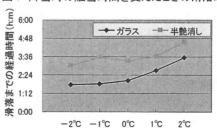


図4 降雪時の融雪時間を変えたときの滑落時間



降雪開始時の温度

北海道旭川市における屋根雪観測 ~中高層建築物の屋上積雪分布について~

堤 拓哉, 高倉政寛(道立北方建築総合研究所), 苫米地司(北海道工業大学)

1. はじめに

北海道などの乾雪地域では、建物屋上の積雪深の不均一度が風に影響される ¹⁷。屋根上の吹きだまりは局部的な荷重増加や軒先での雪庇の形成など種々の積雪障害に繋がる。既往の屋上積雪深の観測によれば、屋上の積雪性状は風速や気温などの気象要因と建物からの伝熱の影響を強く受けると報告されている ^{2,37}。一方で風の影響を強く受ける中高層建築物の屋上積雪性状や断熱性能の向上によっていない。本研究では、十分に明らかになっていない。本研究では、多雪寒冷地に建つ中高層建築物の屋上積雪性状を把握すると共に風洞実験などによる屋上積雪の予測に関する基礎的資料とするため、北海道旭川市において中高層建築物の屋上積雪深の観測調査を行った。

2. 調査概要

2.1 調査対象

調査対象とした建物は北海道旭川市内の 陸屋根を持つ集合住宅 No.01~04 とした。調 査対象の概要を表 1, 写真 1~4 に示す。建物 の建設年度は昭和 61 年から平成 11 年で,建 設年度の違いにより屋上の断熱仕様が異なる。 建物の規模は 5F~9F 建, 軒高は 14.4~27.5m である。パラペットの高さは 22~30cm の範 囲にある。建物 No.01~03 の立地場所は低層 および中高層の集合住宅と戸建住宅が混在す る地区にあり,No.04 は,周辺に同規模の建 物は無く戸建住宅などの低層建物が大部分を 占めている。建物の配置方向については,降 雪時の恒風方向が No.01, 02 がほぼ建物短軸 方向,No.03, 04 が建物長軸方向である。

2.2 調査方法

調査は、各建物の屋上積雪深を無雪期に設置した鋼製の積雪深計を用いて目視により

1cm 単位で計測した(写真 5,6)。積雪深計は降雪時の恒風方向と平行になるように No.01,02 は建物短軸方向沿い,No.03,04 では建物長軸方向沿いに,風下側のパラペットを基準位置として風上方向へ向かって測定間隔1~2m,測定長さ11~24mで設置した。設置位置は避雷針や排気口など屋上設置物の影響の少ない位置とした。屋上積雪深の測定と併せて地上積雪深を対象建物付近の障害物の影響が無い平坦地にて計測した。

表 1 調查対象一覧

記号	建設年	階数	屋上断熱仕様
No.01	S.61	9	小屋裏 発泡プラスチック保温材 50mm
No.02	H.01	5	小屋裏 発泡プラスチック保温材 75mm
No.03	H.06	7	小屋裏 発泡プラスチゥク保温材 75mm
No.04	H.11	9	屋上 発泡7 ラスチック保温材 50mm×2 小屋裏 UF25mm



Townson the second seco

写真 1 No.01

写真 2 No.02





写真 3 No.03

写真 4 No.04

調査は 2003 年 12 月~2004 年 3 月にかけて延べ 6 回実施した。各調査地点における外気温,風向風速の参考値については旭川市が管理する気象観測点の観測値を使用した 4⁰。積雪深の経日変化については気象庁アメダス

の観測値を使用した。建物および気象観測点の位置を図1に示す。





写真5設置状況-積雪無 写真6設置状況-積雪有

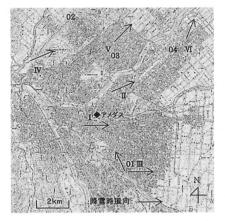


図 1 位置図 (01~04: 建物位置, I~VI: 気象観測点)

3 調査結果

3.1 旭川市の降積雪の状況

アメダスで観測された日最深積雪深および各建物位置での地上積雪深の推移を図2に示す。旭川市の積雪は2004/2/21まで平年より少ない60cm程度で推移したが、それ以降は100cm以上まで増加し、概ね平年並の積雪深となった。アメダスによる観測期間内の日降雪量の最大値は41cm(2003/12/07)、日最深積雪深の最大値は117cm(2004/3/02)である。各調査建物の地上積雪深はアメダス観測による積雪深の経日変化と同様な傾向で変動しているが、建物No.02、03の地上積雪深は他の地点と比べて大きく、No.01は10cm程度少ない傾向にある。No.01とNo.02の地上積雪深差は最大で31cm(2004/03/02)であった。

3.2 風向・風速、外気温の状況

各気象観測点の日降雪量が 5cm 以上あった

日の風向発生頻度は、観測点 I がW(24.8%). 観測点Ⅱが WSW(20.9%), 建物 No.01 に近い 観測点Ⅲが SSE(14.7%)および W(14.4%)、観 測点IVが WSW(15.3%)、建物 No.02、03 に 近い観測点 V が SW(18.7%), 建物 No.04 に近 い観測点VIは SSW(19.8%)が最多風向であっ た(図1)。各気象観測点で観測された日平均 風速および外気温の概況を表2に示す。日平 均風速は各観測点において 1.0m/s 以下とな り弱風の環境下であったが、降雪時(日降雪量 5cm 以上)に風速が増加する傾向が見られ、日 平均風速の最大値(2.2~2.9m/s)はいずれも 降雪時に記録された。観測点位置の差異によ る日平均風速の差は顕著ではないが、観測点 Ⅲが他の場所よりやや高い値となっている。 外気温については、平均気温が-5.0℃を下回 っている状況にあった。

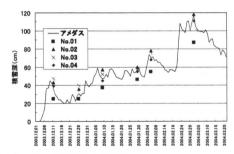


図2 地上積雪深の推移(2003.12.01~2004.03.20)

表2日平均風速および外気温(2004.01~02)

記		日平均原	外気温(℃)			
号	全数(r	n=60)	降雪時(n=21)		71 X(IM.(C)
7	平均	最大	平均	最大	平均	最低
I	0.9	2.9	1.2	2.9	-5.0	-12.0
П	0.7	2.3	0.9	2.3	-5.7	-14.3
Ш	0.9	2.7	1.2	2.7	-5.4	-13.7
IV	0.8	2.4	1.1	2.4	-5.7	-14.5
v	0.9	2.2	1.0	2.2	-5.5	-12.9
VI	0.7	2.3	0.8	2.3	-6.0	-15.1

3.3 屋上の積雪深分布状況

調査対象建物における屋上風下側の積雪深の分布状況を図 3~6 に、地上積雪深に対する屋上各点の積雪深比(屋上各点の積雪深/地

上積雪深)の平均値,最大値,標準偏差を表3 に示す。以下に各建物の屋上積雪深の分布状 況および風下側パラペット近傍の吹きだまり 性状について述べる。

①No. 01. No. 02

図 3 によれば No.01 の積雪深分布は、両端 のパラペット近傍の積雪が屋上中央付近と比 べ顕著に多い状況が見られ、最深積雪時の風 下側パラペット付近の積雪はパラペット高さ の最大 2.7 倍まで堆積した。No.02 の積雪深 分布も No.01 と同様の傾向が見られ, 風下側 パラペット付近の積雪はパラペット高さの 2.9 倍まで堆積している(図 4)。これらの堆積 形状については, 主風向が同一である苫米地 ら 1)の RC 造 3 階建の実測結果と同様な傾向 を示している。ここで図 3.4 により No.01.02 の屋上積雪深の堆積過程を見ると、建物中央 付近(計測位置 X=3~8)の積雪深は降雪初期 段階から最深積雪時にかけての変動が少ない。 これは,積雪深が少ない箇所では融雪の影響, 積雪深が 10cm 以上で推移している箇所は積 雪層の断熱効果と風による吹き払いの影響が 大きいと考えられる。一方, パラペット近傍 の積雪深は、降雪初期の 2003/12/11 から 2004/02/06 の間は地上積雪深の増加に伴い 漸増しているが,2004/02/06から2004/03/02 の間は地上積雪深が 30cm 以上増しているに も関わらず、増加が見られない。これは、雪 の沈降による積雪深の低下と共に、新たに積 もった雪が風により吹き払われているためと 考えられる。表3から屋上積雪深の地上積雪 深との比をみると、降雪初期において積雪深 比の最大値は No.01 が 1.2, No.02 が 1.3 と なり,屋上積雪深が地上積雪深より多い状態 が見られる。最深積雪時には最大値が 0.64, 0.67, 平均値が 0.32, 0.38 となった。また、 断熱性能が比較的劣る No.01 は融雪の影響に より標準偏差が非常に大きい。以上から,降 雪時の卓越風向が建物の短軸方向の場合, 両 端のパラペット近傍の積雪が中心部の積雪よ り多い凹形の分布形状を示し、風による吹き 払いの影響を受け積雪深の増加が少なくなる

傾向にある。また、断熱性能が劣る建物は、 融雪の影響により積雪深のバラツキが非常に 大きい。

表 3 積雪深比(屋根上積雪深/地上積雪深)

	平均	匀值	最为	大値	標準	偏差
記号	降雪 初期	最深 積雪	降雪 初期	最深 積雪	降雪 初期	最深 積雪
No.01	0.57	0.32	1.20	0.64	0.36	0.23
No.02	0.97	0.38	1.30	0.67	0.13	0.13
No.03	0.84	0.42	1.13	0.81	0.10	0.14
No.04	0.99	0.58	1.23	0.62	0.10	0.04

※降雪初期:2003.12.11.最深積雪時:2004.03.02

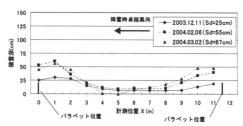


図 3 No.01 屋上風下側の積雪深分布

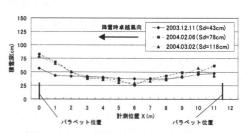


図 4 No.02 屋上風下側の積雪深分布

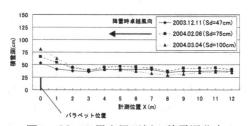


図 5 No.03 屋上風下側の積雪深分布

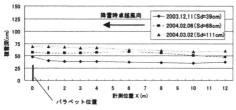


図 6 No.04 屋上風下側の積雪深分布

2No. 03, No. 04

降雪時の卓越風向が建物の長軸方向の No.03, No.04 については, 降雪初期から最 深積雪時にかけて地上積雪深の増加に伴い風 下側の積雪深が漸増している(図 5.6)。パラペ ット付近の積雪はNo.03がパラペット高さの 3.2 倍, No.04 が 2.3 倍まで堆積した。屋上面 の吹きだまり性状については、No.03 は風下 側パラペット付近において吹きだまりにより 積雪深が顕著に増加しているが、No.04 は降 雪初期を除き、ほぼ一様に堆積している。 No.03, 04 の屋上面の断熱仕様は異なってい るが(表1)、建物周囲の日平均風速について は観測値にほとんど差が見られない(表 2)。苦 米地ら 5)によれば、屋上面での吹雪量は吹走 距離(屋上面の長さ)に影響を受け、吹走距離 が長いほど吹雪量が多く、屋根上積雪分布が 不均一になることが明らかになっている。以 上から, 堆積性状の差異は No.03 と No.04 の 断熱仕様の違いと共に屋上面の長さの違いに よる吹雪量の影響など複合的な要因によるも のと推測される。地上積雪深と屋上積雪深と の比については, 降雪初期においては積雪深 比の最大値が No.03 が 1.1, No.04 が 1.2 と なり地上積雪深より多い状況が見られ、 最深 積雪深時には最大値で0.8,0.6,平均値で0.42, 0.58 となった。標準偏差については、No.03 は吹きだまりなどの影響により降雪初期より 最深積雪時にかけて増加した。断熱性能の高 い No.04 は大幅に減少した。以上から降雪時 の卓越風向が建物長軸方向の場合は, 地上積 雪深の増加と共に、風下側の積雪深が増える 傾向にある。これは、卓越風向沿いに屋上面 が長いことから、吹雪が発達するために必要

な吹走距離が十分に確保されているためと考 えられる。

また、建物 No.01~04 の全てにおいて、屋上風下側に雪庇が形成される状況が見られた。 雪庇は風下側パラペット近傍の積雪深がパラペット高さを超えると形成が始まり、積雪深の増加に伴い徐々に成長した。これらの傾向は既往の観測結果と同様な傾向であった⁶⁾。

4. まとめ

北海道内陸部に位置する旭川市において、中高層建築物の屋上積雪に関する観測調査を行った。調査において建物屋上の積雪深の分布性状には、降雪時の卓越風向と建物の配置方向、屋上断熱性能、屋上面の長さ(吹雪の吹走距離)などが複合的に影響している状況が見られた。引き続き屋上積雪に関する調査を実施し、気象条件や断熱性能等との関連、パラペット高さおよび屋上周囲の気流性状の影響、風洞実験との対応方法などについて検討を行う予定である。

参考文献

- 1) 苫米地司,和泉正哲,遠藤明久:屋上積雪の評価方法に関する基礎的研究,構造工学論文集,Vol.32B,pp.49·62,1986.3 2) 遠藤明久:中高層建築ろく屋根上の積雪性状,日本建築学会大会学術講演梗概集,pp.859·860,1977.10
- 3) 和泉正哲,三橋博三,近野正弘,佐々木達夫,高橋徹: 積雪 荷重の評価に関する基礎的研究,その 13 屋上積雪深の諸性 状,日本建築学会大会学術講演梗概集,pp.45·46,1986.8
- 4) 勝元則雄,石田秀樹:積雪寒冷都市旭川の都市気候調査 その 1 盆地都市の熱汚染,日本建築学会計画系論文 集,No.557,pp.119·123,2002.7
- 5) 苫米地司,橋本茂樹:屋根面で発生する吹雪に関する一 考察,日本雪工学会誌,Vol.9 No.2, pp.2-8,1993.4
- 6) 堤拓哉,高倉政寛,苫米地司:陸屋根に形成される雪庇と 気象要素との関係について,日本建築学会技術報告 集,No.19, pp.113·116,2004.6

謝辞

屋上積雪深の観測調査および気象観測資料の提供について旭川市住宅課,環境対策課のご協力を得ました。ここに記して感謝申し上げます。

換気装置の周辺部材で発生する氷柱及び氷筍について

高倉 政寛、村田 さやか、鈴木 大隆(北方建築総合研究所)

片岡 尚 (三菱電機)

高橋 博行 (三菱電機ライフファシリティーズ)

市岡 博喜 (メルコエアテック)

1. 研究の背景と目的

集合住宅の各住戸では、清浄な空気環境を保つとともに室内の表面結露・カビ等の発生を防止するため、計画換気を行うことが重要である。しかし、計画換気を行うためのシステム部材(フード、ダクト部材等)の各部では、換気風量の低下、ダクト内結露、氷柱や氷筍の発生等の障害が発生することも少なくない。障害が発生した住戸では、居住者の要望に応じて、換気設備メーカーや集合住宅の管理担当者が個別対応している現状にあるものの、原因が明らかになっていないため、十分な改善を行うことができず、障害発生を繰り返す例も多い。

このような背景から、本研究では既存住宅で発生している障害の改善手法とともに、新築住宅の障害防止に要する設計情報を提示することを目的に、換気フードやダクト等のシステム部材で発生する諸障害について実験的な検討を行う。具体的には、換気システム部材で発生する諸障害のうち、以下に示す冬季に顕著な障害の発生要因について検討を行った。

- ①集合住宅の換気システム構成部材で発生して いる諸障害の実態把握。
- ②モデル実験による諸障害の再現と障害の発生 要因の検討

2. 集合住宅で発生している冬季障害の実態

(1) 実態調査の概要

換気システム部材の冬季障害の実態を把握するため、帯広市の集合住宅を対象に、現地調査を行うとともに、住宅管理担当者に聞き取り調査を実施した。調査した建物の概要は、表1の通りである。表のように、調査対象とした集合住宅は、第1種熱交換換気方式(顕熱型)の住戸を持つ高層の片廊下型集合住宅である。今後、同形式の集合住宅は、道内各地で建設棟数が増加すると予測されている。1)。

(2) 調査の結果

1) 障害の概要

2004年2月に現地調査を行った結果、同集合住 宅では、表2のように「排気側(以下、EA)フ ードでの氷柱形成」、「EA に設置された防火ダン パーで発生する氷筍」、「外気の給気経路(以下、 OA) で発生する管外の結露・結霜」の3項目の 障害がみられた。これら障害は、住棟全体戸数 のうち約54%で発生していた。さらに、これら の換気障害がもたらす2次被害として、氷柱の 落下に伴う「住棟の玄関付近の通行障害や下階 フードの破損」、「氷筍・結霜の融解に伴う共用 廊下天井材の汚損」が発生していた。住宅管理 担当者によれば、同障害は1月末の厳寒期に毎 年繰り返し発生しており、氷柱や氷筍の形成に 至る期間は1週間程度と短期間である。障害発 生に応じて、管路の断熱補強等を試みているが、 障害の改善に至っていない。

2) 障害が発生している住戸の特徴

障害が発生している住戸の世帯構成をみると、 図1のように、世帯人数3人以上の住戸で顕著

表1 調査した建物の概要

秋 1 京	周宜した建物の概安
項目	内容
建設場所	帯広市
住戸配置形式	片廊下型
階数	7及び9階建
合計戸数	88戸
換気方式	顕熱型第1種換気 (熱交換型)
換気フードの種類	丸形フード
断熱形式	新省エネルキ・一タイフ

表2 現地調査で得られた冬季暗害

障害名	障害の例	2次被害例
氷柱	0	フードの破損
結霜・氷筍	拉苏	天弁材の汚損

に発生しており、室内の状況が何らかの形で影 響を及ぼしている。このことから、障害の発生 した住戸のうち3戸を抽出し、住戸の温湿度及 び換気量を測定した。測定の結果、居間の温湿 度は20~22℃、40~42%RHで、冬季の居住環境 としては一般的であった。一方、換気量ついて は 100m3/h 以上の能力を持つ換気ユニットが 選定されているにも関わらず、34~42m3/hの 風量しか発生しておらず、換気量が不足してい ることに特徴がみられた。

3. モデル実験からみた障害発生の要因

実態調査でみられた冬季障害は、換気システ ム部材の周辺に水分が供給されて発生する。水 分の供給源には、吹雪現象の他、室内からの湿 気の供給が考えられる。この2つの要因が冬季 障害に及ぼす影響についてモデル実験を行った。

(1) 実験方法

1) 配管経路への吹雪の侵入に関するモデル実験

配管経路への吹雪の侵入量は、北方建築総合 研研究所所有の環境風洞装置で吹雪を発生させ て、測定した。実験方法を図2に示す。図のよ うに、吹雪は、-4~-3℃の風洞内に敷き詰めた 自然雪を、回転ブラシで掻き上げて発生させた。 吹雪時の風洞内風速は、BL認定基準中の耐雨試 験²⁾を参考とし、10m/s とした。

吹雪の侵入量は、換気フード後方にアクリル 製の模擬配管を取り付けて、配管経路内に侵入 する雪の重量を測定した。なお、実験に用いた 換気フードは、図2右欄に示す丸形フード及び 防風板付フード、深型フードの3種類とした。

2) 室内から配管経路への湿気の供給が冬季障害 に及ぼす影響に関するモデル実験

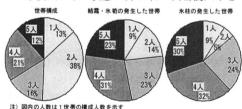
室内から配管経路への湿気供給に関する実験は、 図3に示す片廊下型住棟の一部を擬した試験体

を北方建築総合研究所所有の外部環境シュミレ ータ室に設置して実施した。 試験体は、実態調 査した建物と同一の耐火二層管、換気フード、 防火ダンパーを使用するとともに換気風量が調 整できるようにした。実験では、居室温湿度が 20℃、50%RH、外気温が-20~-10℃に設定され た状態で、第1種熱交換換気ユニット (顕熱型) を稼働させて、結露・結氷の状況を観察すると ともに換気経路各部の温湿度を測定した。

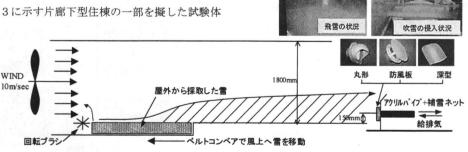
(2)実験の結果

1) 吹雪の侵入が冬季障害に及ぼす影響

換気量と吹雪侵入率との関係について示すと、 図4になる。同図の吹雪侵入率は、換気フード を取り付けず、換気装置を運転させない状態で 測定した吹雪侵入量で基準化されており、縦軸 の 100%の位置で 75g/m²・s の飛雪流量となる。 この飛雪流量は、極めて強い吹雪が発生した状 態の地上高 10m の位置に近い値となり、通常の 降雪時では、2~20g/m²·s 程度となる³⁾。図 のように、換気フード取り付けない OA (〇印) では、換気量の増加に伴い、飛雪流量が増加す る傾向を示す。一方、EA (●印) では、換気量 が増加するに伴って飛雪流量が減少し 80 m 3/h では、換気しない状態の約18%の吹雪侵入率と



义 1 世帯構成と冬季障害との関係



配管経路への吹雪の侵入に関するモデル実験の概要

なった。EA の管内風速を測定したところ、 $40\sim 60\,\mathrm{m}^3/\mathrm{h}$ では、外風 $(10\,\mathrm{m/s})$ の侵入によって換気できない状況であったものの、 $80\,\mathrm{m}^3/\mathrm{h}$ では、僅かながら排気 $(0.34\,\mathrm{m/s})$ が確保され、管内が正圧となっていた。このように、EA で排気が確保されている場合は換気フードが取り付けられていなくとも、吹雪侵入が極めて少ない。

次に、帯広市で実測調査を行った状態を想定 し、換気フードを取り付けた状態で 40 m³/h の 換気を行った (吹雪の実験風速 10m/s)。その結 果、図4中に示したように、EA では(▲印)、 換気装置を運転させない状態の約 35%の吹雪 侵入率であった。この侵入率は、吹雪が1日中 継続した場合で、20~200g/day (飛雪流量×侵 入率×管路の断面積=2~20×0.35×0.008 g/s) の水分供給量となる。しかし、一月末の帯 広市における気象状況みると、何れも 2m/s 以下 の風速で降雪していた。すなわち、EAで排気が 確保されずに吹雪が侵入したと考えにくい。以 上の結果をみると、帯広市の現地調査で観察さ れた EA の氷筍や氷柱は、吹雪侵入以外の要因に よって発生している。なお、北海道内でも日本 海側の強風地域では、1日の吹雪で数十~数百 g の吹雪が管路に侵入することも懸念される。 この点については、今回の実験結果を踏まえた 上で、次年度に吹雪侵入量を軽減させる換気フ ードの形状等を検討する必要があろう。

2) 室内からの湿気供給が冬季障害に及ぼす影響

片廊下型住棟における厳寒期の状況を模して行った実験シリーズと冬季障害の発生状況との関係を表3に示す。表のように、外気温が-10℃、室内温湿度20℃、50%RHの設定では、換気量が60m³/h以下(実験CODE:A,B)の場合に、EAで氷柱・氷筍の障害が発生した。さらに、換気量の大小に関わらず、OAの管外には常に結霜が発生した。このことから、同条件で管路に断熱被覆を施して冬季障害の軽減を試みた(G,H)。その結果、断熱を施すと氷柱・氷筍・結霜の大きさが小さくなることは確認できたものの、障害を除去できなかった。なお、本実験では換気量80m³/hの(C,D,E,F,I)でも障害の発生状況を観察している。この場合の障害は、OAの管外結霜のみ発生した。これらの結果から、冬季障



図3 片廊下型住棟を模した試験体

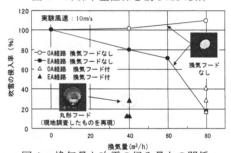


図4 換気量と吹雪の侵入量との関係表3 実験シリーズと冬季障害の発生状況

	配管の形式及 び断熱(トミジ 管)							
実験CODE		給排気風量 (m2/h)	外気温(°C)	片意下の温 度	皇	内	氷柱	氷筍
					室温 (°C)	室内湿度 (NRH)		
A B	なし アルミ箔付グ ラスウール被 種 (30K) 25mm	40 60	-10	成り行き	20	50	0	00
C D		80			15		×	×
E F			-15 -20				×	×
G H		40 60	-10		20		00	00
		- 80					×	×

害の改善は、配管の断熱被覆を行うことだけで は不十分と考える。

0A における障害の実験事例を写真1に示す。 通常、0A の各部温度は外気の流入によって、片廊下の温度よりも低くなる。写真のように、外管の結霜は、片廊下部分の換気が不十分で湿度が高く、配管経路と片廊下との温度差が生じた場合に発生する。従って、この障害が発生した場合は、配管経路を断熱するだけではなく、片廊下部分の空気露点温度を調査する必要がある。また、居室に設置される換気口等から片廊下へ著しい湿気漏洩がないかも確かめる必要がある。 EA おける氷柱及び氷筍の形成状況を写真 2 に示す。写真のように、氷柱・氷筍が発生した実験ケースは、何れも管内で多量の結露が発生し、その水が流下している。すなわち、氷柱・氷筍の形成には、室内空気が管内で結露することが関わっている。

室内空気の露点温度と EA 各部の温度との関 係を図5に示す。図のように、氷柱・氷筍が発 生した実験事例では、換気装置による熱交換に よって、室内空気の排気が露点に近い温度にま で低下している。さらに非暖房の片廊下部分の 気温によって管内の空気及び材料表面温度が露 点以下にまで冷却されている。実験を行った全 シリーズの管内空気・材料表面温度を図6に示 す。一般に、熱交換ユニットは、換気量が低下 するに伴って熱交換効率が高くなり、排気温度 が低下しやすい。図のように、80m3/hの排気 が確保されている場合、材料表面温度が露点以 下になっているものの、管内の空気温度までは 露点となっておらず、氷柱・氷筍が発生してい ない。一方、60m3/h以下の排気量では、管内 空気までが露点温度以下となる。以上のことか ら、設計施工上の不備やフィルターの清掃不足 で著しく風量低下した場合には、氷柱・氷筍の 発生すると考えられる。

4. まとめと今後の課題

本報では、換気システム構成部材で発生する 冬季障害の発生原因について検討を行った。その結果、障害発生の一端には、住棟片廊下の低 温高湿化及び換気量の低下が関わっている。次 年度は、この成果に基づき冬季障害のあった場 合の改善手法について検討する。この検討と同 時に、換気量低下の原因になる換気システム構 成部材の圧力損失等の資料整備、換気フード周 辺の汚損やフード目詰りに係る問題の改善方法 について検討を行う必要がある。

【参考文献】

- 1)村田さやか、他3名:北海道公営住宅の建物属性を考慮 したパッシブ換気計画の検討、日本建築学会北海道支部 研究報告集、No.77、pp.245-248、2004.7
- 2) ベターリビング編: 優良住宅部品性能試験方法書、換気 ユニット、2003
- 3)日本建設機械化協会編:新編防雪工学ハンドブック、 pp. 62-67, 1988



写真1 OAの管外に形成された結霜

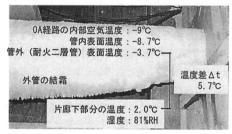


写真2 EAに形成された氷柱・氷筍

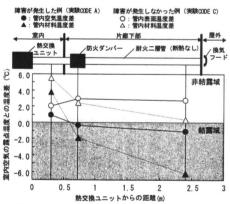


図5 EAの温度と室内露点温度との関係

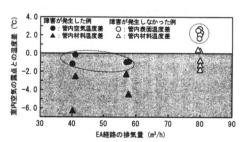


図6 EAの排気量と管内温度との関係

雪氷緊急体制導入への提言

石本 敬志、佐藤 隆光 ((財)日本気象協会 北海道支社) 〒064-8555, 札幌市中央区北4条西23丁目

Tel:011-622-2232, Fax:011-640-6717, ishimoto@jwa.or.jp:takami@sapporo.jwa.or.jp

1:はじめに

豪雪や暴風雪の場合、米国やカナダでは、スノーエマージェンシー (雪氷緊急体制) が宣言され、平常時の都市機能や制度の運用を変えて、雪害による社会的損失を最小限にする体制に入る場合のあることが知られている。

これまで、話題提供されることはあっても、日本でこうした制度の導入可能性を、本格的 に検討したことは無かった。大規模雪害の場合、社会的影響を最小限にする一手法として、北海道でも、導入を真剣に考えるべき時期であることを提言する。

2:背景と導入事例

近年の気象災害の特徴は、降雪や降雨などの時間的・空間的な偏りが大きくなっていることである。本州各地でも近年、大雨記録が更新されているが、北海道のこの一年を振り返っても2003年9月、日高の集中豪雨や2004年1月や2月の道東大雪害など、そうした傾向は今後も増えると思われる。施設・設備による防災対策に加えて、社会システムの運用を変えることで、災害を最小限にする工夫が必要であり、社会的影響を、より少なくできる余地は、あると考える。

こうした減災の考えは、大規模地震への対処として、中央防災会議などから提言されているが、地震よりは遙かに予報精度が高い、大規模雪害でこそ本格導入を検討すべきではないだろうか。日本では、雪水緊急体制の適用事例が無いが、カナダや米国では導入されてから年数も経ち、社会の危機管理システムとして定着している。そうしたことに注目した、時代に先駆けた調査事例を表-1、2 に示す $^{1)}$ 。

これらは伊藤・原がまとめた米国とカナダの各都市における、雪氷災害時の具体的取り組みである。雪氷災害時は、殆どの都市で路上駐車が厳しく規制されるほか、自家用のみならず商用車にも規制が及ぶ。私自信も何度か、ワシントンD・Cで雪による非常事態体制の実態を見たことがある。

都市 no.		報道		他の災害		医療福祉		公共的サービス	
	都市名	放送機関 との 協力体制	情報内容 に関する 報道規制	防災体制	避難場所 の確保	救急医療 体制	在宅患者ケア	学校・ 官公庁 業務停止	日常 サービス (郵便等)
1	アンカレッジ (米国)	×	×	×	×	×	×	•	無回答
2	グレートフォールズ(米国	×	×	×	×	×	×	×	×
3	ソルトレイクシティ(米国	•	×	•	×	•	×	•	•
4	デンバー (米国)	×	×	×	×	•	•	×	×
5	オーロラ (米国)	•	×	•	•	•	•	×	×
6	リンカーン (米国)	•	×	•	×	•	×	×	×
7	ミルウォーキー (米国)	×	×	×	×	×	×	×	×
8	コロンバス (米国)	•	×	×	×	×	×	×	×
9	ポストン(米国)	•	•	•	•	•	•	•	•
10	エドモントン (カナダ)	×	×	×	×	×	×	•	×
11	カルガリー (カナダ)	×	×	×	×	×	×	×	×
12	ウィニペグ (カナダ)	×	×	×	×	×	×	×	•
13	オタワ (カナダ)	×	×	×	×	×	×	×	×

●:規定有 ×:規定無

表一1、雪による緊急災害時の報道、医療、公共サービス

都市 no.	都市名	車両および行動規制				除雪				
		自家用車両規制	商用 車両規制	駐車規制	市民行動規制	除雪方法	除雪の 優先順位	除雪機械 人員配置	除雪機械 人員補強 方法	
1	アンカレッジ(米国)	•	•	•	•	×	•	•	•	
2	グレートフォールズ(米国	•	×	•	×	•	•	×	×	
3	ソルトレイクシティ(米国	•	•	•	×	×	×	×	×	
4	デンバー (米国)	•	•	•	×	×	•	•	•	
5	オーロラ(米国)	•	•	•	×	•	•	•	•	
6	リンカーン (米国)	×	×	•	×	•	•	•	•	
7	ミルウォーキー (米国)	×	×	•	×	•	•	•	×	
8	コロンバス (米国)	•	•	•	×	×	•	×	×	
9	ポストン (米国)	•	•	•	×	•	•	•	•	
10	エドモントン (カナダ)	•	×	•	×	•	•	•	•	
11	カルガリー (カナダ)	×	×	•	×	×	•	無回答	×	
12	ウィニペグ (カナダ)	×	×	•	×	•	•	•	×	
13	オタワ (カナダ)	×	×	×	×	×	×	×	×	

●:規定有 ×:規定無

表一2、雪による緊急災害時の車両や行動規制、除雪体制

前日の予報で、学校や博物館、連邦、州政府等の諸機関は閉庁となり、特別体制で市民へ情報を流し続けるテレビ局の Storm Desk は、緊急要員以外は、外出を控えるよう、また、詳細な注意事項を繰り返し市民に呼びかける。緊急用(Emergency)道路への車両放置には、100ドルの罰金を課し、どこに車をもっていかれてどうなっても抗議できない事になっていた。一方、災害弱者救援のため、4輪駆動車を持っている人に協力を呼びかけるなど、社会の総力を挙げた対策を機能させようとしていた。私たちが小学生のころ札幌でも、大雪などには集団下校があった。上級生が下級生を導く訓練は防災以上の意味があったと思う。雪だけに限らず、自然災害に対して人知は万能ではない。自然は私たちに、社会全体の成熟度を問いかけている。機械力や施設の充実だけで対処できると考えるのは傲慢である。社会的連携を強め、被害を最小限にするのは、情報の共有に支えられた日常的に培われた相互信頼だと思う。

3:雪氷予報の紹介

図-1、図-2は 2004 年1月の道東雪害時における風速及び降雪深の予報の例である。これらの予報は、気象庁の数値予報を基に気象予報士が予報対象地域における気象特性を考慮して予報している。

風速の予報についてみると、時間変化傾向及び風速値共に予測値は実況値と良く一致している。 降雪量の予報についてみると、1月13日18時~1月14日18時における網走管内7地点の予報は43~64cmで、地点間の差は小さい(メリハリがない)。一方実況では、雄武・網走・斜里では20cm以下であり、予測はかなり安全側である(強風のために雪が吹き飛ばされて観測できていないことも考えられる)。白滝・留辺蘂・北見・津別では予測と実況が良く一致している。

ここでは一例として雪氷予報を紹介したが、予報の表現をわかりやすくすることなどの工夫により、雪氷緊急体制に向けてこれらの雪氷予報を有効に活用することができる。

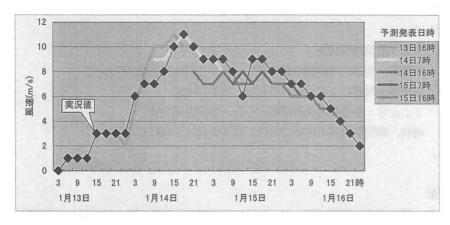
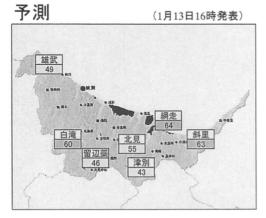


図-1. 風速予測の例 (2004年1月13日~16日、予測対象:北見)



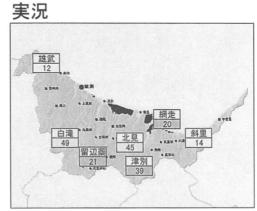


図-2. 降雪深予測例 (2004年1月13日18時~14日18時の24時間累計降雪深)

4:北海道版、雪氷緊急体制に向けて

2004年道東大雪害では、幸い、雪に閉じこめられた車の中で人の命に関わる被害は無かったが、過去には排気ガスなどが原因で人的被害に及んだ事例がある。

また、通行止め解除準備の際、吹きだまりの雪で被われた車の排除作業が無ければ、作業の安全性や効率も増し、通行止め解除を、より的確に予告できる。

幹線道路では、物理的に車が動けなくなる前に規制できるよう提案したい。それを可能にするため、大雪予報を活用し、個人や法人レベルでも燃料や食料を補充し、緊急以外の外出を避けたり、隣近所が助け合う工夫はできる。これら一連の準備は、北海道にも無関係ではない大規模地震や火山災害など、雪以外の大規模災害対策にも応用でき、地域の防災力を高める事が期待できる。

除雪の障害になることはもちろん、有効幅員を狭め都市機能麻痺の要因となっている冬の 違法駐車に、私たちはあまりに寛大すぎないか? 特に、大雪の時の幹線道路に対しては、北米の 徹底した駐停車禁止PRと罰則規定の厳しい運用を提案したい。それらを実現するために必要だと 思われることは、

1:気象・道路情報関連

時間的・空間的分解能や精度について、技術的到達点の明確化

2:各種事前規制により得られる利点と損失の推定

3:1:と2:を社会的共有情報とした、各種意見交換

4:地域、期間や内容を定めて試行しながら議論を重ねる

などである。

6:引用文献

1) 伊藤 仁、原 文宏、伊藤徳彦、トーマス・デイビス、坂本 勝:北方都市の豪雪時における 危機管理体制に関する調査結果、第13回寒地技術シンポジュウム論文集、 pp790-795、(1997)

脱スパイクタイヤ政策の歴史的評価と政策評価

(独法) 北海道開発土木研究所道路部交通研究室 浅野基樹

1. はじめに

戦後、雪を取り除くという"除雪"事業を充実・発展させてきた。一方、スパイクタイヤ規制は、冬期路面管理を雪寒事業の中で最も重要な技術の一つとさせた。非常に滑りやすい路面の発生に起因するスパイクタイヤ規制後の課題は完全に解決されたとは言えない。正負の影響を総合的に捉えた政策評価を行う必要がある。

2. 北海道の雪寒道路事業の歴史 (表-1参照)

(1) 馬そり交通時代:戦前

戦前、北海道の道路の機械除雪は、市街地の一部を除いて行われておらず、ほとんどが人力 と馬力牽引三角プラウによるものである。冬期の郊外部の道路交通は、いわば馬そり交通の時 代であると言ってよい。

(2)除雪事業の黎明期:昭和20年代

本格的な道路除雪は、終戦直後の 1945 年、駐留米軍の命令によって始められた。除雪延長は初年度、小樽~札幌~真駒内間等の約 55km であった。除雪機械は、旧日本軍の滑走路用除雪車で、併せて多数の労務者を必要とした。1948 年度からは、中央との折衝の結果、初めて道路修繕費による機械除雪が北海道で開始された。初めて公共事業費で除雪が実施されたということである。除雪技術の面では、除雪専用の機械による除雪ではなく、国産土工用グレーダによる除雪、外国製除雪ドーザの導入など、機械除雪の黎明期とも言える時期である。

(3)除雪に関する法制度等の整備・確立:昭和30年代

1956年には、積雪寒冷地における道路交通の確保に本格的に取り組むため、「積雪寒冷地域における道路交通の確保に関する特別措置法」(いわゆる、雪寒法)が施行され、平年的な降積雪の場合においても、雪対策が総合的な施策として計画的に行われるようになった。この法律に基づき、1957年度から「積雪寒冷特別地域道路交通確保五箇年計画(略:雪寒五箇年計画)」(第1次は六箇年計画)が策定され、この年から雪寒事業(除雪、防雪、凍雪害防止事業)が開始され、本格的に除雪事業が展開されるようになった。また、36豪雪を機に、1962年には、恒常的な降積雪のある豪雪地帯対策に対する基本的法律である「豪雪地帯対策特別措置法」(いわゆる、豪雪法)も制定された。この時期は、積雪寒冷地の道路に関する基本的な法制度の整備、確立がなされた時期である。これらの制度面の整備により、本格的に専用の除雪機械の開発も行われるようになり、ロータリ除雪車や除雪用タイヤドーザ、除雪トラックなどの開発、普及が始まった。

(4) 法制度等の充実:昭和40年代~50年代前半

その後、1970年には特別豪雪地帯の地域指定を行う豪雪法の改正や道路幅員に堆雪幅を設ける道路構造令の改正、1977年には除雪ステーションの整備を行う雪寒機械格納施設補助事業の採択、1978年には雪寒事業での流雪溝の採択があり、冬期道路に関わる法整備等のさらなる充実がなされた。この時期には、除雪トラック、除雪グレーダ、ロータリ除雪車等の除雪機械の増強、除雪機械の大型化、高速化などが進み、また、歩道除雪も開始され、技術面も発展した。

(5) スパイクタイヤ使用制限強化の時代:1980年代

スパイクタイヤは、1950年代に北欧において登場し、我が国では1962年から販売が開始さ

事業・技術
ッセル車)
小式除衛車(ササラ電車)
・ は取る車が、大式除衛車(ササラ電車)
よる利場市内での試験除電
・ にともなっ代替バス運行のための試験除電
・ 製トラックの導入
・ ・ 参加略 ** 駐留軍の命令による除雪(滑走路用除雪車、小増~札幌~真駒内 間55km) ・北海道中央バスによる除雪(札幌市豊平-月寒間) 除雪事業黎明期 1947 1945 1950 1951 1954 1956 ・国産初のタイヤドーザの導入 1957 度等の 1959 1960 1961 1962 除雪率 国道66%、道道26%、札幌市10 第2次重集五届至計画 (3.6 蒙雷法 (恒常的な降積重のあ) 地域報視法的色へ) (3.8 蒙雷) 雷東地域線投機投襲機変 第3次曹集五面年計画 - 変質対策基本計画 整備 確立 ・7 t級除雪トラックの開発 ・外国製ロータリ除雪車大量導力 1963 1964 昭和40年代 除雪機械の増強(ト 1965 <u> 昭和40年代 除雪機械の増強(トラック、グレー)</u> 除雪率 国道94%、道道66%、札幌市20数% ・大型ロータリ除雪車 (1000PS) の開発 ·第4次第裏五箇年計画 · (4.3 荣賞) · (4.4 荣雪) · 第5次官裏五箇年計画 · 泰香法改正 (独和本籍44) 1969 1970 制度等の 1972 トラック ヤ販売 1974 道内乗用車スパイクほぼ100% 充実 ・(5.1条情) ・ 雷寒機械格納施設補助事業 (除電ステーション) ・ 財産対策として防電林設電、、(5.2 豪雪) ・第7次債界が原生して防電林設電、、(5.2 豪雪) 1976 1977 1978 1979 1980 除雪率 国通97%、道道85%、札幌市90数% 」除雪グレーダに サイドシャッタ導入、・歩道用サイドブラウ(グレーダ映着)の開発 ・氷結防止試験額接 ・スパイクタイヤの期間)規制(札幌市) ・スタッドレスタイヤ販売開始 ・第「回東北六県北海道札幌市「スパイクタイヤ間 ・除雪機械の施工記録装置と処理システム開発 ·第8次雪寒 五箇年計画 ・第1回泉北穴県北海道も映作「スパイクタイヤ回 題連絡幹事会 ・スパイクタイヤ問題関係省庁連絡会議発足 ・札幌市「スパイクタイヤ使用期間制限に係わる指 道基準」制定 ・北海道「スパイクタイヤ使用自粛に関する実施要 ・圧響組面形成装置の開発 1984 (59豪雪) イクタイ ・北海道「スパイクタイヤ使用日瀬に関する吳郎安 4月1制定・宮城県「スパイクタイヤ対策条例」 ・宮城県「スパイクタイヤ販売停止」の調停申請 ・スパイクタイヤ販売停止」の調停申請 ・スパイクタイヤ販売約8007本 ・長野県スパイクタイヤで問題懇談会 ・1札幌の街を軍勢から守るためスパイクタイヤの 使用を規制する条例(扎幌市) ・長野県の弁護士有志「スパイクタイヤ販売停止調 原田・野県の弁護士有志「スパイクタイヤ販売停止調 原田・野県の弁護士有志「スパイクタイヤ販売停止調 原田・野田・ <u>昭和60年代 除雪様枝自動化</u> 除雪屋 <u>国道97%、道道85%</u>、 <u>札健</u> 市90数%) 昭和60年代 流雪溝、ロードヒーティング、歩 道除雪等の本格 取組、「ふゆトピア」等楽 上 耐機長・耐流動ゴム人リアスファルト試験鏡装 1985 (60豪雪) 使用制限 1986 ・ICカードによる除雪管理システムの開発 停申請 強化 ・自動制御除電グレーダの開発、・自動制御型ロータリ除管車の開発 ・安全対策型小型除雪機の開発 平成年代 除雪根補の多機能化、操作性の向上、管の向上 ·第9次雪寒 1988 ・公舎専興登委員会の副特成立 (スパイクタイヤ製造販売の中止) ・北海道・長野県の弁護士有志、国を相手に 「スパイクタイヤ中持数」表現停申請」提出 ・スパイクタイヤ生産中比。 ・スパイクタイヤ生産中止。 ・スパイクタイヤ生産中止。 五筋年計画 1989 1990 スパイクタイ法律の施行 理の施行
・バイクタイヤ販売中止・第1次地域指定
・表・10万円以下の罰金の適用
・スパイクタイヤ装着率ほぼの%
・ソルツル路面の発生
・地海道開発土木研究所「冬期道路管理
・北海道開発土木研究所「冬期道路管理 - 多事線型 連結防止剤散布車
- 程面形成車の開発
- 対力シ付連結防止剤散布車
- 移動道路積軽車の開発
- 路面に残さない除雪作業の徹底
- 路面配に残さない除雪作業の徹底
- 連結防止剤散布量の増加
- 連結防止剤散力とし工法
- 砂箱の設置
- 動活動地鍵球 1993 スパイクタイヤ規制法の適用以 国際WS」開催 ·北海道冬期路面管理充案計画策定協議会 1994 除雪率 国道98%、 道道91%、札幌市90% 1997 1998 2000 Annummの担当の のの政語を が新述の一ビレンディー が発生を が表生を がままで、 がまたが、 がまが、 がなが、 がなが、 がなが、 がなが、 がなが、 がなが、 二十年 ・受通バリアフリー法 (高齢者、身体障害者 等の公共交通機関を利用した移動の円滑化 の促進に関する法律) 除雪率 国道99%、 道道90%、札幌市90数 高度化 ・道央自動車道で史上2番目の多重衝突事故 (巻き込まれ台数120台) 冬期パリアブリー計画策定手引き 第11回国際冬期道路道路会議 札幌大会 2001 「北海道関係行政機関スパイクタ イヤ対策連絡協議会」 冬道対策検 計部会 参考文献:北海道道路史(1 行政計画編、II 技術編)、北海道道路史調査会編、平成2年6月):北海道の道路、北海道開発局、平成7年7月:雪国の視座、雪国の視座編集委員会編、2001年、毎日新聞社:北海道関係行政機関スパイクタイヤ対策連絡協議会」多道対策検討部会資料、2002年:冬期路面対策事例集、(社) 雪センター、1987年5月:北幌市雪対策基本計画(H12~H21)、北幌市、2000年8月:北海道開発局における除雪機械の変遷、北海道開発局建設機械工作所、1980年3月:冬期道路管理、国土交通省北海道開発局、2002年1月:除雪事業に果たしたバス事業者の役割、新自回築地技術シンポジウム

表-1 北海道における雪寒道路事業に関する年表

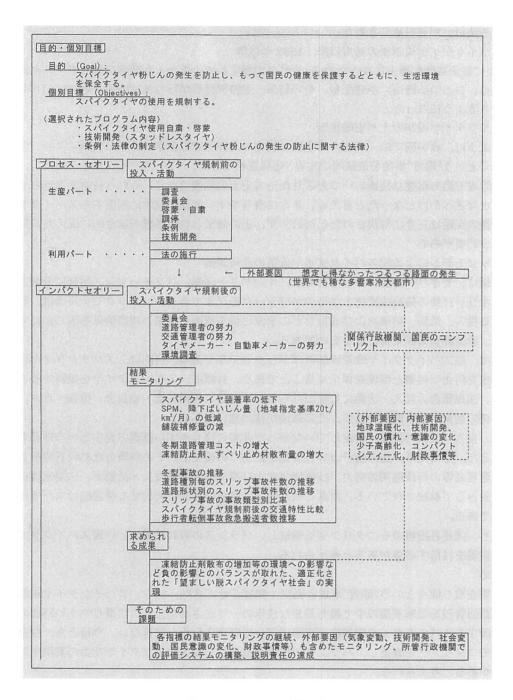


図-1 脱スパイクタイヤ政策評価のロジックモデル

れ、1970年ころから本格的に普及し、1985年には800万本に達した。1983年には第1回東北六県北海道札幌市「スパイクタイヤ問題連絡幹事会」が開催され、1988年にはスパイクタイヤ製造販売の中止を内容とする国の公害等調整委員会の調停が成立し、1985年には宮城県、1987年には札幌市、1989年には北海道でスパイクタイヤ規制に関する条例が制定された。その後、中央公害対策協議会の申告を受け、1990年6月に「スパイクタイヤ粉じんの発生の防

止に関する法律」が公布施行された。

(6) スパイクタイヤ規制法の適用以降:1992年以降

1992年に罰金規則が適用になったのち、それまで想定していなかった非常に滑りやすい路面 (いわゆる、つるつる路面)が発生し、その結果、道路管理者が行う冬期路面対策の強化が強く求められるようになった。

3. スパイクタイヤ規制の土木史的評価

以上のように、我が国では、戦後、雪寒法の制定および雪寒五箇年計画等の実施により、雪を取り除くという"除雪"事業を飛躍的に充実・発展させてきた。一方、スパイクタイヤ規制は、冬期路面管理を最も重要な技術の一つとさせた土木史上の転機であり、それら技術を発展させている大きなきっかけとなったと言える。非常に滑りやすい路面の発生に起因するスパイクタイヤ規制後の課題は完全に解決されたとは言えず、正の効果と負の影響を総合的に捉えた政策評価を行う必要がある。

4. ロジックモデルによる脱スパイクタイヤ政策の政策評価

政策評価は、セオリー評価、プロセス評価、インパクト評価、パフォーマンス評価に分類される。セオリー評価の最終成果物となるのがロジックモデルである。ロジックモデルとは、政策における投入、活動、結果および成果などの事象に係る原因と結果の連鎖関係を明らかにするもので、政策評価の成果物となるものである。

図-1は、脱スパイクタイヤ政策評価のロジックモデルである。目的は、スパイクタイヤ粉 じんの発生を防止し健康と環境を保全することであり、目標は、スパイクタイヤを規制することである。法規制前の投入・活動に位置づけられる事項は、各種調査・委員会、啓蒙・自粛、調停、条例の制定、技術開発であり、その最後が法の施行である。

これら、投入・活動の結果、想定していなかった非常に滑りやすい路面の発生という外部要因が発生した。そのため、法の施行という活動の区切りの後にも、その対策のための各種委員会、道路管理者等の行政機関の努力、技術開発および環境調査等の投入・活動が、法規制後の投入・活動として継続されている。非常に滑りやすい路面の発生に起因する諸課題は未だ継続的な課題である。

今後とも、関連各指標のモニタリングを継続し、バランスの取れた望ましい脱スパイクタイヤ社会の実現を目指す必要があると考えられる。

5. まとめ

戦後、雪を取り除くという"除雪"事業を充実・発展させてきた。一方、スパイクタイヤ規制は、冬期路面管理を雪寒事業の中で最も重要な技術の一つとさせた。非常に滑りやすい路面の発生に起因するスパイクタイヤ規制後の課題は完全に解決されたとは言ない。今後とも、関連各指標のモニタリングを継続し、バランスの取れた望ましい脱スパイクタイヤ社会の実現を目指す必要があると考えられる。

参考文献

- 1) 浅野基樹:雪氷路面対策の土木史的評価、土木史研究講演集 Vol.24,2004、土木学会、pp.421-426
- 2) 龍慶昭、佐々木亮:政策評価の理論と技法、多賀出版、2000年

寒乾害および除雪害対策を兼ねた道路緑化における越冬方法について

斎 藤 新一郎 (環境林づくり研究所)

まえがき

道路緑化の目的は、おおまかに、環境保全(緑陰、大気浄化、防音・遮蔽、防風・防雪)および四季の景観(春~秋季の夏緑樹の開葉・万緑・紅黄葉、冬季の常緑樹)づくりにある。

近い将来において、「道路緑化基本計画」に基づき、各国道の緑化延長は、飛躍的に伸びることになる。それにともない、予算の制約から、単価の切り下げが不可欠となる。特に、維持管理費は、予算が据え置かれるか、微増程度であれば、必然的に、緑化樹1本当たりの単価、あるいは並木の単位長さ当たりの単価を、切り下げることを余儀なくされる。

そして、単価の切り下げの前提条件として、無駄な経費を省かなければならないし、緑化樹に不適な保育方法(特に、越冬方法)を改めなければならない。ただし、道路緑化樹は生きた工作物であるから、植栽したらメンテナンス・フリー、ということであってはならず、その成長段階に相応しい、簡潔で適切な保育管理が要求される。

筆者は、平成 15 年度に、札幌開発建設部および旭川開発建設部から依頼され、緑のドクターとして、両部管内の現地を視察・検討し、適切な維持管理手法をコメントした。そうした事例を紹介し、予算の適正な活用および植栽木の健全な成長に役立て、その結果として、緑化延長がさらに伸び、国民の期待に答える道路緑化が展開することに役立てたい、と願っている。

緑化樹の寒乾害および誤った越冬方法

寒乾害とは、低温にともなう樹木の寒害・凍害である.これには、次のような種類がある. 先ず、耐寒性の乏しい南方系樹種の植栽がある.本州方面の樹種は、望郷樹でもあるから、 できれば北国にも植えたい、育てたいのであるけれども、天然分布の北限を越え、植栽分布の 成功事例のないケースでは、道路緑化には導入すべきではない.

耐寒性がある北方系の樹種であっても、そのバイオリズムから、移植の季節が検討されなければならない。移植の適期は、休眠期(落葉後~開葉前)である。開葉前でも、樹液が動き始

めない早春が望ましい. 常緑樹に ついても,成長期と休眠期に関し ては,落葉樹(夏緑樹)と同様で ある.

これに対して、従来、予算執行 の点からも、しばしば、秋植えが 行われてきた、けれども、紅黄葉 前の移植は、地温の低下にともな う根系の活動停止、枝葉からの蒸 散から、樹木の生理的なバランス が崩れやすい、紅黄葉しないで、 褐色の葉が落ちるようであれば、 越冬に赤信号が点った、といえる

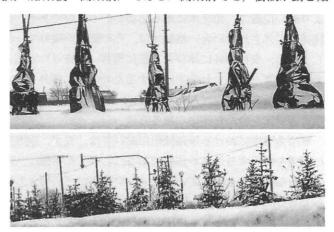


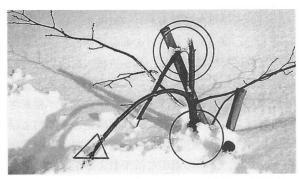
写真-1 常緑針葉樹のムシロ (寒冷紗) 巻き越冬手法 (上) および添え木のみの越冬手法 (下)

のである. そして、冬季になって、寒乾風が卓越すれば、土壌凍結による水分吸収の阻止と、 地上部の幹枝からの蒸散とによって、寒乾害(脱水枯死)が生じてしまうのである.

また、雪害(冠雪害、積雪の沈降圧害)に対しても、耐雪性に富む樹種が採用されることが 望ましい。特に、道路では、自然林ないし造林地と比較しても、樹木の生育環境は、地上部・ 地下部ともに、より厳しい傾向にある、その上、道路緑化樹の育成においては、自然積雪への 対策よりも、除雪への対策が不可欠である.

それゆえ、緑化樹を寒乾害なしに越冬させるために、昔から、いろいろな手法が工夫されて きた. ムシロ巻き (寒冷紗巻き) が、最も目立つ越冬手法である (写真-1上). けれども、ム シロを巻いても、体温のない樹木は、低温を受けてしまうので、保温効果に期待できない。む しろ、冬季の光を遮り、花芽・葉芽の発達を阻害するし、冬季にこそ景観効果を有する緑化樹 を見えなくしてしまう (写真-1下).

生きものを扱う上で、情が強いと、却 って、対象をスポイルしてしまうことに なる、溺愛となり、本来の目的を逸脱し てしまうのである. 庭木なら溺愛もよろ しいであろう. けれども, 公共緑化事業 では、理を強めて、無駄を省き、健全な 緑化樹を保育しなければならない. 雪害 に対して、冬季にこそ、常緑樹(青木) 六園で知られるように, 雪吊りが工夫さ れたのである.



を愛でるために、ムシロ巻きでなく、兼写真-2 支柱より高い位置での植栽木が雪折れ

支柱(添え木)および縄縛りは、雪害対策としてかなり有効 である. 除雪圧および積雪の沈降圧に対して、移植木をある程 度まで保護できるからである. けれども、従来型の方式では、 たとえば, 竹製の三角支柱では, 縛った位置より上部の幹が, 積雪の沈降圧で折れてしまう (写真-2). 積雪深ないし堆雪深 より高い位置で、添え木に縛る必要があったのである. また. 縄縛りが外されないと、植栽木は、その部分が縊れて、折れて しまうし、支柱の外に伸びた下枝に雪害(枝抜け)が生じてし まう (写真-3). これらを回避するためには、縄外しおよび裾 枝打ちが徹底されなければならない.

除雪害対策を含んだ適切な越冬方法

寒冷多雪地における道路緑化においては、先ず、耐寒性に富 む樹種を採用することが重要である。こうした樹種は、寒乾害 に十分な抵抗性を有していて、ムシロ巻きなど必要としないか らである.

次に、除雪にともなう押圧および沈降圧を考えると、街路、 中央分離帯、並木などにおける植栽では、低木類を外すことが 写真-3 縄巻きの縊れ 望まれる. 低木類では、毎年、雪害対策を施さなくてはならな



と裾枝打ち

いからである.これに対して,大きく育つ高木類では、苗木から雪上木に到る段階で雪害対策としての対雪圧囲い(丸太枠,竹枠,裾枝打ち)を実施すれば,その後には、問題がなくなるのである(図-1).

中央分離帯における,除雪にともなう押圧に対しても,雪圧防止杭を設置することで,植栽木の健全な成長を保証できる(図-2).なにしろ,除雪は,冬季交通にとって,不可欠の行為なのであるから,除雪してもその影響が出ない方式を採用することが肝要なのである.

この雪圧防止杭方式は,道路 緑化としての街路樹にも,並木

にも,道路防雪林にも,法面植栽に対しても, たいへん有効なことが証明されつつある.もち ろん,裾枝打ちが不可欠である.こうして,健 全に保育できるなら,道路樹は,吹雪時には視 線誘導樹として,非吹雪時には景観樹として, 大いに機能することになる.

なお、雪圧防止杭については、道路に垂直に、 植栽木から約 0.5m 離して設置されているケー スが多い. けれども、除雪車の投雪角度は、道 路に垂直ではない. それゆえ、防雪杭があって も、植栽木が雪害を受けるケースが出てくる. そのケースでは、杭の位置を投雪角度に合わせ て変えるか、道路に平行に、2~3 本の杭を設置 する必要がある.

図-1 高木類の除雪害に対する保育の手法

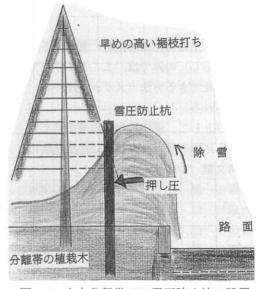


図-2 中央分離帯での雪圧防止杭の設置

街路樹や並木には、半成木が移植され、鳥居

型支柱が添えられるケースが多い. けれども、これが、雪害(幹折れ)の原因になりやすい. 支柱の横丸太に植栽木が縛られ、年々、肥大成長にともなって、幹が縊れてゆき、防風や除雪により、その位置で折れるからである. これを避けるために、横木2本の改良型の鳥居型支柱が開発された(写真-4). この改良型では、植栽木は、立て丸太にしか縛られていないので、縊れ難く――肥大にともない、位置を変えて、縛りなおしできる――、除雪で誤っても幹折れし難い傾向にある. もちろん、根張りが十分になったなら、この支柱も外して、植栽木の周囲に、4本の雪圧防止杭を設置することになる.



写真-4 横木2本の改良型 の鳥居型支柱

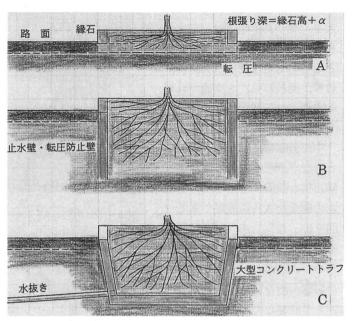


図-3 中央分離帯の植え桝(根張り空間)の改良案 根張りが浅いと土壌凍結や風倒の心配が生じる

なお,道路緑化樹を健全に育成するには、寒乾害および雪害対策としての越冬方法(デメリット減らし)のみでは、まことに不十分である。根張り空間を拡大して、植栽木が健全に、旺盛に成長できる方法(メリット増やし)を確立する必要がある。その1手法として、図-4が提案される。

結びとして, 道路緑化の進展を考えて, 従来の庭木的な保育管理を見直し, 公共緑化に相応しい, 無駄を省いた, 誤った手法を改めた, 新しい保育管理方法を採用することが望まれる.

参考文献

斎藤新一郎, 1979. 冬囲いとしての縄巻き. 雪氷, vol.41: 143~145. 『海道開発局委託. 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 斎藤新一郎, 1993. みどりの環境づくりの手引. 96pp., 北海道国土緑化推進委員会, 札幌. 斎藤新一郎, 2001. 樹木の雪害と対策. 樹木医学研究, no.5: 21~22.

斎藤新一郎・小泉重雄,2003. 並木の除雪による被害とその対策としての防雪杭の効果. 北海道の雪氷,no.22:21~24. 『部への提案書.

斎藤新一郎,2004a. サクラ並木を考える. 手記 32pp., 環境林づくり研究所(旭川開発建設斎藤新一郎,2004b. 国道 337 号当別バイパスの樹林帯造成と防雪杭打ちに関する冬季調査報告書. 手記 30pp., 環境林づくり研究所(北海道道路管理技術センターへの報告書/札幌開発建設部委託).

斎藤新一郎,2004c. 国道275 号当別町医療大学前の中央分離帯におけるトウヒ類の冬囲いの手法について.手記18pp.,環境林づくり研究所(北海道道路管理技術センターへの報告書/札幌開発建設部委託). 『pp.,旭川開発建設部.

斎藤新一郎・川口賢一・中村健一、2004. 平成 15 年度旭川開発建設部道路緑化技術資料. 35

美幌峠の道路防雪林の雪害とその対策について

斎藤新一郎 (環境林づくり研究所)・齊藤道義 (北海道開発局網走道路事務所)

まえがき

美幌峠は、屈斜路カルデラの一部であり、素晴らしい景観を有していて、道東の観光地のひとつとして知られている。けれども、美幌峠の交通は、冬季に、雪害によって、通行止めが余儀なくされる。つまり、美幌側では、北西の季節風にともない、吹雪・地吹雪が発生しやすい。そして、弟子屈側では、この吹雪によって、分水嶺に雪庇が形成され、ときに雪崩が生じる。

このため、美幌側には、北海道では最大級の道路防雪林が、1985年から造成されてきた. 防雪林の林木は、根張り条件の不良さにもかかわらず、樹高が3~5mに達し、防雪効果を発現しつつある段階に到っている. ところが、2003/04年の大雪によって、林木に甚大な雪害(幹折れ)が生じてしまった.

本稿は、この大雪害を調査して、防雪林の機能について、その対策――防雪柵のあり方、林木の保育方法、ほか――を検討したものである。本稿の作成にあたり、現地調査および検討に参加された、網走開発建設道路第2課、網走道路事務所、そして、㈱オホーツク園芸の関係各位に、筆者たちは、感謝の意を表する。

調査地の概要

美幌峠は、標高が525mであり、屈斜路カルデラの分水嶺にあり、藻琴山とサマッカリヌプリ山の鞍部に位置して、風の通り道である。特に、冬季に北西風が卓越する。

森林植生は、エゾトウヒを主とする、矮性の疎林であり、ササ原(クマイザサ+高茎草本)に近い、このことが、吹雪・地吹雪の発生および吹走をもたらしている。天然生のエゾトウヒは、この峠の周囲では、まことに矮性であり、樹高が 10m にも達していない。その原因は、寒乾風に由来する風衝樹形が弱いことから、風害よりも、根張り空間としての土壌(湿性有機質火山灰土、クロボク土)に問題がある、とみなされる。

この防雪林は、美幌峠の北西側に、国道 243 号沿いに、延長が 1,000m、幅員が 100m、面積が 10.9ha という、北海道では最大級の規模であり、主として 1985~88 年に、大規模に造成



写真-1 美幌峠の道路防雪林の概観(峠側から、2004.6.14)

滅していて、その跡地が、アカエゾトウヒ苗木によって改植されつつある(写真-1).

調査結果

現地調査は、1 回目が積雪期の 2004年3月25 日に、そして、2 回目が無雪期の 2004年6月14 日に実施された.

積雪期において は、雪上観察であ った. 先ず. 防雪 柵の機能が、柵の 前後の雪丘および 林木の雪害から. 判断された. 鋼鉄 製の柵は、透過率 が低く、裾空きの ために、柵の風下 側に大きな雪丘を 形成し、林木を埋 没させていた(写 真-2). 木製の柵 は、風上側に設置 され,透過率が高

く、雪丘が低めであったけれども、むしろ、風上側に林木の雪害が生じていて、また、腐朽・倒壊が始まっていたし(写真一3)、小沢で柵の欠如する箇所では、林木に雪害が目立った。



写真-2 鋼製防雪柵の風下側には大雪丘が出来て、林木を潰した

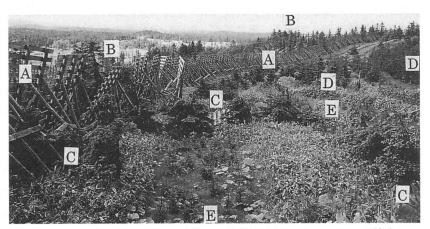


写真-3 板柵 (A) は傷みが進み、補修が必要である; B: 天然生のエゾトウヒ、C: その雪害木、D: 植栽アカエゾトウヒ、E: その補植苗

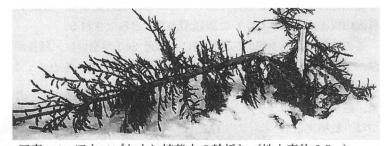


写真-4 アカエゾトウヒ植栽木の幹折れ(地上高約2.5m)

植栽木のアカエゾトウヒの雪害は、雪上観察においても、枝抜けが目立ち、幹折れも目立った――融雪後の大雪害が予想された(写真-4). そして、無雪期において、それが現実となって、大被害が出現した(写真-5).

なお、植栽木の枝抜け、幹曲がり、幹折れの古傷から、今回の大雪害のほかに、過去にも雪 害が繰り返しあったことが明らかであった。

根張り空間としての土壌は、僅か1断面の観察ではあるけれども、クロボク土が壁状構造をして、根系の深さが僅か15cmくらに止まっていた。そして、過湿であった。耐湿地性にかな

り富むアカエゾト ウヒにとっても, 防雪機能を発現す るサイズまで,順 調に成長するには, 不適な土壌である.

また、天然生の エゾトウヒにおい ても、今回の雪害 とともに、過去数 回に及ぶ雪害の痕 跡として、幹折れ、

幹曲がり、枝抜け、複 梢、複幹、枯死、など が認められた。劣悪な 土壌とともに、雪害が、 矮性疎林を余儀なくし てきた、とみなされた。 なお、雪害を受けず に、順調に成長してき たアカエゾトウヒは、 枝階からみて、雪上木

になってから、その成 長がより旺盛になって きた(写真-6).

小考察

美幌峠の防雪林は, 造成から15~18年生と なり,樹高が3~5mに 到達して,防雪機能路 を発現し始めている.



写真-5 植栽アカエゾトウヒの大雪丘による連続した幹折れ

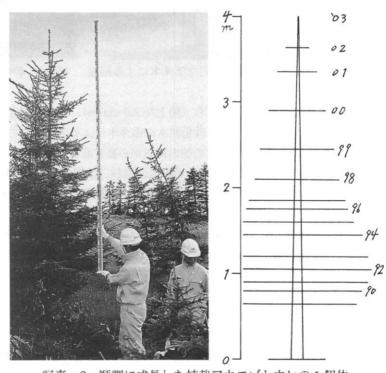
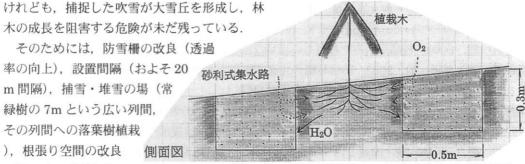
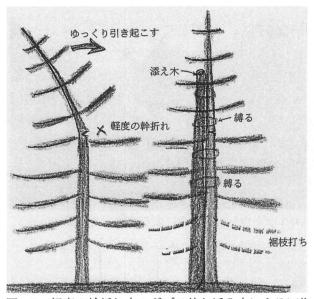


写真-6 順調に成長した植栽アカエゾトウヒの1個体



(図-1),成長した 図-1 砂利式集水路を列間に設置して、過剰水を抜く(模式図)



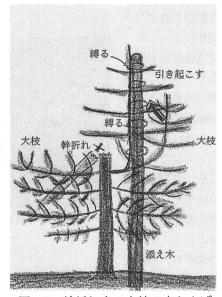


図-2 軽度の幹折れ木のギブス的な添え木による回復

図-3 幹折れ木の大枝の立ち上げ

林木の雪害に対する高めの裾枝打ち(地上高 2.5~3.0m),軽度の雪害木をギブス的な添え木による健全木への仕立て(図-2),幹折れ木の添え木による大枝の立ち上げ(娘幹の仕立て,図-3),大雪害箇所の改植方法,その他の検討が必要である.

北海道における標準的な幅員 10m の道路防雪林とは異なり,美幌峠の幅員 100m という大防雪林では,風上側からの無限とも言える吹雪・地吹雪を捕捉するために,林帯内に堆雪させる場を設けることが不可欠であり,それが十分に可能である.

なお、この防雪林帯の南西側に、つまり、国道 243 号と分水嶺の間の疎林地にも、吹雪捕捉林を造成して、分水嶺に雪庇を形成させないこと、つまり、弟子屈側の道路への雪崩発生の危険性を緩和することが重要である.

参考文献

網走道路事務所, 1985~88. 一般国道 243 号美幌峠防雪林関係資料. 『報, vol.42(3): ~ . 藤原滉一郎・ほか, 1985. トドマツ幼齢造林木の雪折れと被害部分の手入れ効果. 北大演習林斎藤新一郎・成田俊司, 1991. 耕地防風林の地吹雪捕捉機能と林木の雪害について(3)——間伐および裾枝打ちが雪丘形成に及ぼす影響について. 北海道の雪氷, no.10:62~64.

斎藤新一郎、2001. 樹木の雪害と対策、樹木医学研究、no.5: 21~22.

斎藤新一郎・山嵜勝志・佐々木正博,2001. ヨーロッパトウヒ防雪林の幹曲がり・幹割れと塩害との関係について. 北海道の雪氷,no.20:85~88. 『226.

斎藤新一郎,2003. 枝瘤からみた枝打ちの適切な部位について.北方林業,vol.55(10):223~ 斎藤新一郎・孫田 敏,2003. 防雪林編. 北海道開発土木研究所編著「道路吹雪対策マニュア ル」,p.2-1-1~2-8-21(全136pp.),北海道開発局.

斎藤新一郎,2004a. 国道243号美幌峠における道路防雪林の雪害状況と今後の保育管理手法について.手記35pp.,環境林づくり研究所(網走開発建設部への提案書).

斎藤新一郎,2004b. 続・国道243号美幌峠における道路防雪林の雪害状況と今後の保育管理 手法について.手記50pp.,環境林づくり研究所(網走開発建設部への提案書).

悪天候下での視線誘導設備の発光要件の検討 第1報

斎藤 孝(松下電工株式会社)

1 はじめに

濃霧や吹雪・地吹雪といった悪天候下は、前方の見通しが悪く道路線形が解り難い 視環境になり、そのため路外逸脱事故や車両・構造物との衝突事故が発生しやすい。 一方、最近の交通システム管理では、走行車両の安全・ドライバーの安心感の確保に 加え、天候状態に左右されない道路交通運輸の円滑化の要求が増加している。

一般的に、道路線形を把握しやすくするため、ガードレールや中央分離帯の構造物に反射型の視線誘導設備(デリニエータやスノーポール)を設置しているが、悪天候下では視程が低下するため、それら視線誘導設備を視認することが困難である。そのため、悪天候下では視線誘導設備自らが積極的に存在を示す『自発光型視線誘導設備』が有効に機能する。ところが、自発光型視線誘導設備については、特に基準化されておらず、また、視線誘導設備の視認性向上に関する研究も非常に少ない。

そこで、悪天候下で使用する自発光視線誘導設備の視認性を向上させるための発光 要件について検討した。今回は、特に視認性に大きく影響する発光色と光度について報 告する。

2 視線誘導に適した発光色の検討

2.1 安全色による検討

JIS Z9101-1986(安全色彩使用通則) 11 において、安全を促す目的で使用する際の色と)その一般的な意味(表示事項)を定めている。視線誘導設備も道路交通における安全設備であり、この通則に従うべきである。表 1 に安全色とその意味について示す。

視線誘導設備としての発光色を考えた場合、色の持つ意味から『青』や『紫』は使用しにくい。また、『赤』・『黄』・『緑』は3色交通信号灯に使用されており、交通信号灯と誤認する可能性がある。

安全色	一般的な意味
赤	停止・禁止
黄赤(橙)	危険
黄	注意
緑	安全・進行
青	指示
赤紫	放射能
白・黒	その他の色との対比色(補助色)

表1 安全色とその一般的な意味

2.2 誘目性による検討

反射型の視線誘導設備については、視線誘導標設置基準・同解説 2)で使用する色を下記欄に示すように厳密に規定している。また、解説には"一般的に言えば、白色の使用が普通であり、橙色は道路の右側及び分離帯等、または危険 (特別) な区間を示す必要がある場合に使用する。橙色は白色に比し反射効率は悪いが、この色は一般に「注意」の意味で用いられるため、この基準でも同様の意味を持たせることとした"と記述している。

反射体の色は白色または橙色で、次に示す色度範囲にあるものとする。

白色: 0.31+0.25x≥y≥0.28+0.25x

 $0.50 \ge x \ge 0.41$

橙色: 0.44≥y≥0.39

y≥0.99-x (ただし、x、yは、JIS Z 8701の色度座標を言う)

2.3 視線誘導設置基準による検討

誘目性とは人の注意をひくという機能のことである。神作はマンセル色相環の主要10色相について注意をひく色について調査した3。その結果、『赤』、『黄赤』、『黄』などいわゆる暖色は誘目性が高く、『青緑』、『青紫』、『紫』などの冷色は低く、また、この傾向は無彩色背景では変わらないことを明確



にした。図1に神作の実験結果を示す。

悪天候時においては、視線誘導設備を他の発光体と区別するため、色が正確に認識されなければならない。まず、大気中の水滴によって特定の波長の光が減衰するかを調査したところ、Arnulfらは、図2に示すような水滴の粒径と透過率の関係を導き、特定の波長の光が減衰するとは言えない事を明確にした40。また、実際の大気中の水滴は大きさが一様ではなく蒸発などで変動することが知られている。

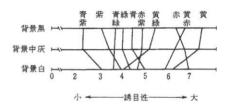


図1 誘目性の尺度値(神作,1969)

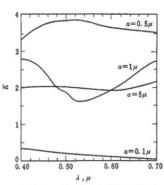


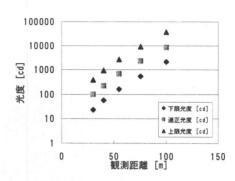
図2 水滴の透過・散乱 特性と波長の光の関係 (Arnulf, et al,1957)

また、Anon は天候状態での色光の視認性を調査し、全ての天候状態において赤色の視認性が優れていることを明確にしたが、その他の色について明確な特性は見出していない 5)。ゆえに、天候による色光の視認性は、誘目性の観点から赤色が視認性が高くなることが推測されるが、その他の色については明確な差がないことが解った。

以上の4項目から判断した結果、悪天候下での自発光視線誘導設備の発光色は『橙 (黄赤)』が最適であることが解った。

3. 悪天候で要求される光度の検討

視線誘導設備は色光を用いることが一般 的であるため、色光に対応した算出手法が 必要となる。色光は白色光に比べて色差の 影響の分だけ見やすくなるため、白色光の 所要光度に色光の見易さの影響分を考慮す ることで、所要光度を算出することにした。 今回の検討では、視程の時間的変化が小さ い濃霧時のデータに対して検討を行った。 満田らは土木研究所内の屋内霧発生実験施 設にて発光体の視認性評価実験を行い、各 視程での白色光の所要光度を明確にした 6)。 図3に実験結果の一例を示す。



濃霧での白色光の 所要光度 (満田ら, 1985)

色差による低減許容度の算出については、Iwaiらが導いた色差や順応輝度などの影 響を考慮した発光体の視認性のレベル算出式を利用したの。算出式を以下に示す。

 $V = a \times 10^{(-b \times \triangle E)}$

V: 視認性のレベル

a.b: 見易さに関わる係数

(発光体の背景輝度やドライバーの順応輝度によって変化)

△E:背景との輝度差

上記式を用いて、背景が白色の場合に白色光に比べて色光ではどの程度光度が低減 できるかを計算すると、橙色では白色の約 50%、赤色では約 30%に低減しても同じ 見え方をすることが解った。

以上の2つの研究データから求めた各視程での色光の所要光度を図4、5に示す。



色光の所要光度(昼間、橙色) 図 4

色光の所要光度(昼間、橙色) 図 5

次に算出された所要光度の妥当性を実際の霧が発生している空間を用いて評価し た。図6に実験環境の様子の一部を示す。また、図4に検討した視程と視線誘導設備 の光度を示す。実験結果の一例を示すと、視程約 50mの環境において光度 3000cd で は3灯目まで視認でき、光度300cdでは1灯目しか視認できなかった。また、視程150 \sim 200mの環境では、光度 300cd が 4 灯目まで視認できた。 道路線形を知るためには 3 灯以上視認できることが望ましい。このような各視程で様々な光度で発光した視線誘 道設備の視認性評価を行い、その結果、今回算出した所要光度が適切であることを検 証することができた。同様に夜間についても検討したところ、視程が低い状態においては図6に示した値ではまぶしさを感じることが解り、今回の算出方法は視程が低い 状態で所要光度よりも高い値になることが解った。

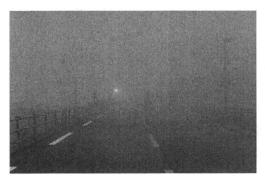




図 6 霧内での視線誘導設備の視認性評価の一例 (昼間、視程約 50m、左写真:光度 3000cd、右写真:光度 300cd)

4. まとめ

以上の検討から、悪天候下に適切な光色と各視程での色光の所要光度を明確にすることができた。しかし、今回の検討は濃霧時のデータを用いているため、吹雪・地吹雪時の視認性については検証できていない。濃霧時は視程の時間的変化が小さいが、吹雪・地吹雪時では視程の時間的変化が著しく激しい。また、透過特性についても濃霧時は均一に減少するが吹雪・地吹雪時は雪によって遮光され、かつその雪が移動して視覚ノイズになる。今後は、吹雪・地吹雪時の発光体の視認性データを用いて、吹雪・地吹雪時に最適化した発光要件を検討する。

謝辞

本研究を推進するにあたり、悪天候下の発光体の視認性、及び濃霧・地吹雪の交通 視環境についてご指導下さった北海道大学 萩原助教授、独立行政法人北海道開発土木 研究所 道路部 交通研究室の各位に深く感謝致します。

また、本研究は北海道土木技術会 道路研究委員会で行った『道路付属物の霧発生時の視認性に関する研究』の結果の一部を引用しております。

参考文献

- 1) JIS Z9101-1986 安全色彩使用通則
- 2) 視線誘導標設置基準·同解説,(社)日本道路協会,p.8,1979
- 3) 神作博: 模擬自然背景と色彩の誘目性, セイフティダイジェスト, 15, pp.5·12, 1969
- 4) A.Arnulf, et al.: J.Opt.Soc.Amer., 47, p.491, 1957
- 5) 神作博: 照明の心理効果(照明学会・照明普及会編照明教室 59) p.67, 1984
- 6) 満田ら: "霧中用視線誘導灯の視認性", 土木技術資料, 27-12, 1985
- 7) W.Iwai, et.al.: "Brightness of Self-luminous Delineators in Different Colors", J.Illum.Engng.Soc., 27-1, pp.49-52, 1997

北海道・西ヌプカウシヌプリの岩塊斜面における越年地下氷の季節変化とその要因

澤田 結基(北海道大学低温科学研究所 気候変動分野)

1. はじめに

北海道では、年平均気温が 0 ℃以上の低地においても局地的な永久凍土の分布が確認されている(たとえば曽根, 1996). このような永久凍土は、岩塊や岩屑に覆われ空隙に富む地下構造を持つ斜面に分布しており、夏には礫間から冷気が吹き出す風穴現象が観測される. 風穴現象のメカニズムは気象学分野で多くの研究がなされており(たとえば田中, 1997;澤田, 2002)、斜面内部と外気の温度差を駆動力とした空気対流が凍結層を成長させることで永久凍土が形成維持されていると考えられている.

いっぽう、局地的な永久凍土が保存される斜面では、地下氷の存在が確認されることが多い (たとえば福田・成田、1980). 空隙に富む堆積物に保存される地下氷の存在は局地的な永久 凍土の分布を考える上で重要と考えられるが、 その成長・融解プロセスは不明であった。

本研究では、比抵抗映像法による電気探査および地下氷の通年観測結果に基づき、越年地下 氷の季節変化とその支配要因を検討する.また、 3年間の長期観測結果より、地下氷の年成長 量・年融解量と気温・降水量の関係を考察する.

2. 永久凍土の記載と観測方法

観測を行った岩塊斜面は、大雪山国立公園の南東端にある西ヌプカウシヌプリ(標高1251m)の山頂部に位置する(図1). 岩塊斜面の斜面方位は南東向きで、そのほとんどがアカエゾマツ林に覆われる. 斜面最上部と下部では高木を欠き、岩塊が露出する. 斜面末端部には夏~秋に冷風が吹き出す風穴が分布し、その冷涼湿潤な環境によってミズゴケ類、エゾイソツツジ、ガンコウランなどの高山植物群落が分布している.

斜面末端部(図1の地点1)において 1999年10月にピット掘削を行った結果,深さ1.5mに凍結層を確認した.この凍結層は礫径30~50cmの岩塊層空隙を透明氷が満たした構造で

あった(澤田・石川, 2002). 凍結層の確認が 冬季直前であったことから, 凍結層は永久凍土 であると認められる.



図1 調査地域と観測点

永久凍土の規模を確認するため、岩塊斜面の縦断面方向に設定した測線(図1)に沿って二次元電気比抵抗探査を行った、電極間隔は5m、測線長は145mで、電極配置にはWenner-Schlumberger配置を用いた。その結果、岩塊斜面の末端部にレンズ状の高比抵抗層が検出された(図2)。岩塊斜面の末端部ではピット掘削により氷に富む永久凍土層が確認されていること、永久凍土起源の岩石氷河で得られている、氷に富む永久凍土層の比抵抗値($10^4-10^6\Omega m$; Haeberli and Vonder Mühll, 1996)とも一致することから、このレンズ状高比抵抗層は永久凍土であると判断される。その厚さは約20mに達する。

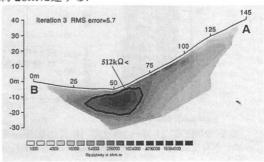


図 2 電気比抵抗探査による 2 次元比抵抗断面 3. 地下氷の季節変動

ピット掘削によって確認した地下氷の季節変動を知るために、水が浸透するよう穴を開けた塩ビパイプとサーミスタセンサー(図3)を永久凍土確認地点(図1)に設置した。センサーは地上のデータロガーに接続し、1時間毎の地温観測を行った。氷の深さはゾンデによって確認した、現地観測は3年間で合計59回行った。

図3に,2000年11月から2001年11月までの気温・地温・地下氷の観測結果を示す。地下氷の季節変動は、大きく4期のステージ(stable, rapid growth, slow growth, ablation)にわけることができる(Sawada, 2003).

Stable 期は冬季に対比され、地下氷の深さは全く変化しなかった。いっぽう地温は、最大約1.5mに達する厚い積雪にもかかわらず短期変動を繰り返し、一6~8℃まで低下した。積雪に覆われる岩塊層で短期変動を伴う地温低下は、岩塊斜面の空隙と外気の温度差が駆動力となる空気対流によって生じたと考えられる(澤田・石川、2002)。

地下氷の成長は気温が0℃を超えて融雪が始まる春季に始まった(Rapid growth 期). 地温の急上昇が生じ、融雪が進行していたことから、地下氷の成長は岩塊層空隙へ融雪水が流入して再結氷することで生じたと考えられる(澤田・石川、2002). 地下氷の急成長は、3深度の地温がほぼ0℃となる4月23日まで続いた.

岩塊層の地温が0℃に達した後も地下氷の成長は緩やかに続いた(Slow growth 期). この期間の外気温は一年を通じて最も高く,日平均気温は10~18℃で推移している(図3). 7月16日,23日には50cm深の地温がわずかに上昇し,同日の糠平アメダスでは16日,23日に日降水量44mmと34mmのまとまった降雨が記録されている(図3矢印). この降水イベントの直後に地下氷の成長速度が若干速くなっていることから(図3星印),地下氷成長へ供給された水は、降水が直接流入したか、あるいは押し出された地下水と推測される. 地下氷を成長させた冷熱源は、おそらく地下深部に存在する厚い永久凍土層であろう.

地下氷の融解は8月下旬に始まり、日平均気温が氷点下へ下がる 10 月下旬まで続いた(ablation 期).8月22,23日には糠平で日降水量 128,109mm に達する大雨が記録されており、同時に-100、-157cm の地温が急上昇した.この降水-地温上昇イベントも、降水の影響で岩塊層へ流入した水が地下氷を融解させたと考えられる.

以上の観測結果より解釈された模式的な地下 氷の季節変化を図4に示す.

1. 冬季 (Stable 期) の地下氷は一定で安定する. 岩塊斜面内部と外気の温度差で生じる移流によって外気が岩塊層へ侵入し, 地下深部へ向かって冷却が進行する.

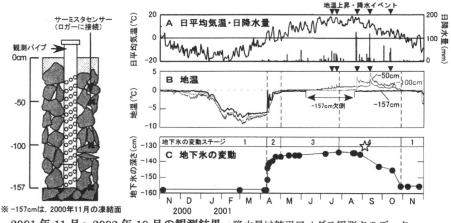


図3 2001年11月~2002年10月の観測結果 降水量は糠平アメダス観測点のデータ 地下氷の変動ステージ 1:Stable, 2:Rapid growth, 3:Slow growth, 4:ablation

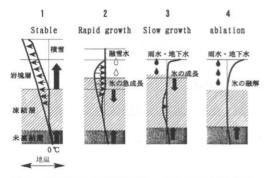


図 4 地下氷と地温プロファイルの変化模式図

- 2. 融雪の開始後もしばらくは、岩塊層の地温は0℃以下に冷却された状態である。そこへ融雪水が流入し、地下氷の急成長が始まる (Rapid growth 期). 凍結潜熱によって、岩塊層と地下深部の地温は0℃へ近づく.
- 3. 岩塊層の地温が0℃に達した後も,地下深部には氷点下の部分が残存する.降雨イベントなどで流水が地下氷の上を流れるときに地下氷の成長・潜熱の放出が起こり,地下深部の地温はゆっくりと0℃へ近づいていく(Slow growth 期).
- 4. 地温がほぼ平衡状態に達した後に流入した 地下水は、地下氷を融解させる. 地下氷の融 解は、主にまとまった降水イベントがトリガ ーとなって生じる (Ablation 期).

地下氷の生長量が融解量を上回れば年収支は 正となり、越年地下氷は成長する. 2001 年 11 月から1年間では、成長量 (23.7cm) は融解量 (-21.7cm) を 2cm 上回っており、年収支は+ 2cm の増加であった.

4. 2000年11月~2004年6月の観測結果

地下氷の変動傾向は年によって異なる. 2002年の地下氷成長量は17cmで,前年より7cm少なかった.融解は8月5日から6日間降り続いた降雨イベント(総降水量77mm)をきっかけに始まった(図5上下矢印). 10月5日の観測記録の後,氷は急速に融解し,氷の深さが測定可能深度の-157cmを下回った.先立つ10月1,2日には北海道へ台風21号が上陸し(図5矢印),両日で157mmを記録する降雨イベントが発生している.また観測点近傍では風倒木

が生じて岩塊層がむきだしになり、降水が地下へ流入しやすくなったことも影響した可能性がある。この融解以降も−157cmの地温は 0.2℃で一定で推移したことから、地下氷の深さは−157cmから数 cm 内外に留まったとみられる。翌 2003 年の夏には氷の回復が確認され、8月9日の降雨イベント(日降水量 111mm)をトリガーとして融解が始まった(図5上下矢印)、融解速度は3年間を通じて最もゆるやかであった。氷の融解量も 2001、2001 年に比べ大幅に少なく、−6.6cm に留まった。

各年の成長量、融解量および年収支を表1にまとめる。観測不能な深さまで融解した 2002年の融解量と翌 2003年の成長量は、地下氷の深さが-157cm に留まったと仮定して計算した。したがって、値は実際よりもやや小さく見積もられている。

表 1 2001 年~2003 年における地下氷の生長 量・融解量と年収支

	成長量	融解量	年収支
2001	24.0	-21.7	+2.3
2002	17.0	 (−19.0)	-2.0
2003	 (20.1)	-6.6	+13.5

※2002年10月以降の地下氷深度は·157cmで一定と仮定

5. 地下氷の変動と気象観測記録

2000~2001 年観測結果の解釈より、氷の成長量は先立つ冬の寒さに大きく支配されると考えられる。そこで、冬の寒さを表す指標として、観測された日平均気温から積算寒度を計算し、氷の成長量と比較した(図6). 地下氷の年成長量は、明らかに積算寒度と連動して変化している(図6). したがって氷の成長量は、先立つ冬の寒さに支配されていると考えられる.

次に融解量と比較する気象要素の指標として、Ablation 期(融解が始まってから3深度の地温すべてが0度以下に下がるまでの期間)の総降水量と積算暖度を用いる(図7). Ablation 期の氷の融解量は、暖かく雨の多い2001年に最も大きい。積算暖度と降水量がほぼ同じであった2002年と2003年でも融解量は大きく異なる.

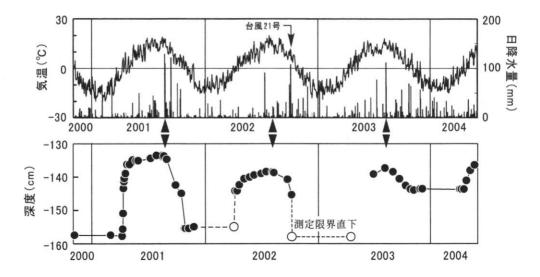


図 5 2000年11月~2004年6月の観測結果

降水量は糠平アメダス観測点のデータ 上下矢印は融解のトリガーとなった降雨イベント

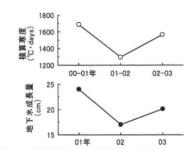


図 6 積算寒度と地下氷の成長量

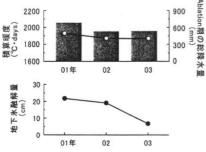


図7 積算暖度, Ablation 期の総降水量 (棒グラフ) と地下氷の融解量

この結果は、地下氷の融解量は単純に気温や 降水量で決まるものではなく、地下深部の温度 状態、気温、降雨イベントのタイミングや降雨 強度、そして地下水の流出など、さまざまな要 因が複合して決まることを示すと考えられる.

引用文献

福田 正己・成田 秀器 (1980): 置戸町で発 見された地下氷について. 低温科学物理篇 39,201-205.

Haeberli, W., and Vonder Mühll, D. (1996):
On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. Zeitschrift für Geomorphologie NF Suppl.-Band 104:43-57.

澤田 結基(2002): 岩塊斜面の空気対流を示す積雪構造 - 北海道中央部, 然別火山群山域の例-, 北海道の雪氷, 21, 11-14.

澤田 結基・石川 守(2002): 北海道中央部, 西ヌプカウシヌプリにおける岩塊斜面の永久 凍土環境. 地学雑誌, 111, 4, 555-563.

Sawada, Y. (2003): Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. In *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost*, Zurich (Switzerland), Volume 2, 1001-1005.

曽根 敏雄(1996):北海道置戸町鹿ノ子ダム, 鹿ノ子大橋左岸の永久凍土の衰退.季刊地理 学,48,293·302.

田中 博 (1997): 韓国ウールムゴルにおける 夏季氷結現象の数値実験. 地理学評論, 70A, 1-14.

熱収支法を用いた立山山岳地域における積雪深変化の推定

津滝 俊(北海道大学低温科学研究所) 川田邦夫(富山大学極東地域研究センター)

1. はじめに

日本列島の中でも北陸地方は有数の豪雪地帯である.だが温暖湿潤な気候のため,平野部に降った雪は根雪とならずにすぐに融けてしまう.しかし標高の高い山岳地,特に日本海に面した北アルプス北部一帯は平野部に比べ気温が低く,最大積雪深は10m近くにも達するほど多く,融雪期が長いという特徴を持つ.このため河川や地下水として平野部に多くの水をもたらしており,北陸地方の平野部は日本有数の穀倉地帯でもある.その反面,融雪洪水等人間活動に影響を及ぼす災害も起こり,その対策工事に多額の出費を強いられてきた.そのため山岳地の融雪量を見積もり,出水量を予測する研究は水資源の有効利用の点で非常に重要であると言える.

本研究では標高が 2800mを越える北アルプスの浄土山山頂において融雪量と気象要素の同時観測を行い、比較的平坦な地形が広がる室堂平での観測と共に、融雪と積雪深変化について検討した.解析では、融雪初期から雪が消えるまでの各融雪量と積雪深変化を算出し、季節的、年次的な変化、地理的な要因による違い、気象イベントによる変化などを推定することを試みた.

2. 観測地概要

本研究における気象要素の観測は北アルプス北西部の立山連峰周辺で行った(図 1). 立山連峰は大汝山(標高 3,015 m)を主峰とし、冬季には日本海から湿った季節風が直接吹き付けるため日本有数の豪雪地帯になる. 立山の西側山腹は溶岩台地によって形成されたなだらかな斜面が標高 1,000 ~ 2,500 m にかけて続いており、一般的に傾斜地が多い高所山岳の中でも、熱収支観測には非常に適しているとい

える.



図1:観測地点概略図

3. 解析手法

本研究では、融雪量を熱収支法によって推定した、融雪に影響を及ぼす主な熱収支要素として、太陽からの日射(短波放射)を I、上空からの(下向き)赤外放射【AR】、雪面からの(上向き)赤外放射【TR】、さらに空気による熱の伝導である顕熱フラックス【 Q_A 】、水蒸気の蒸発・凝結に伴う潜熱フラックス【 Q_B 】、降雨に伴う雨からの熱【 Q_P 】、積雪底面(地面)からの伝導熱【 Q_G 】などがあり、上記のうち放射要素の総和を放射収支熱【 Q_N 】として、日射の雪面での反射率アルベド(albedo)を γ とすれば、融雪熱収支【Q】は

$$Q_{N} = I(1-\gamma) + AR - TR \qquad (1)$$

$$Q = Q_N + Q_A + Q_E + Q_P + Q_G \qquad (2)$$

として表される.

ここで積雪底面の融雪要素である地面からの熱の伝導【 Q_G 】については、ここではその量が小さいと見て、本研究では考慮に入れていない。

従って上記の式 (2) は、Q_G ≒ 0より

$$Q = Q_N + Q_A + Q_E + Q_P \qquad (3)$$

となる.

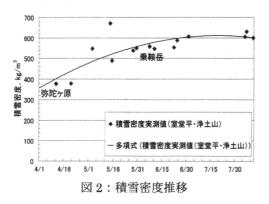
次に、日融雪熱量から、1日あたりの雪面低下量へ変換するために必要なパラメータについて考察する.

雪面付近の積雪密度は、2000年、2001年、2003年の融雪期に計 17回の現地観測を行った。観測場所は室堂平・浄土山、さらに弥陀ヶ原(標高 1,900 m)と、北アルプス最南部に位置する乗鞍岳の畳平(標高 2,700 m)でも観測を行った。室堂平の標高であるおよそ 2,500 mを基準と見て観測を行ったが、弥陀ヶ原や乗鞍岳など、特に観測地が異なった場合でも、大きなばらつきは見られなかった(図 2)。図中の曲線は 17回の観測データを元に得られた近似曲線である。この近似曲線を用いて表面積雪密度を求めた、計算方法は以下の通りである。

$$Y = -0.02X^2 + 4.7X + 353$$
 (4)

ここで Y は積雪表層密度, X は 4 月 1 日を基準とした積算日数(4月1日=1)を示す.

ただし、この式は X の 2 次式で近似させているので、7 月末頃までの適用に限られる.実際は 8 月にもなれば積雪の密度はほぼ一定化しているので、その後はおよそ 600 kg/m³という一定値を用いても何ら問題はないとする.



含水率については, 手塚 (2001) は 2000 年の融雪期間中に室堂平, 浄土山で計 2 回の現地 観測を行い, 5 月 15 日で含水率 5.5 %, 8 月 8 日で含水率 10 %という値を得た。室堂平における 5 月上旬から 7 月上旬の含水率の実測値は、 $5 \sim 15$ %という結果が出ている(中川・川田・他、1976)。また手塚(2003)は積雪層に含みうる最大含水率を 10 %と仮定して、4 月の融雪初期から段階的に含水率が増加するような想定を行って適用させた(図 3)。以上の事から、融解相当熱量を以下の通りに示す。

$$Q = 333.6 \cdot \rho \cdot (100 - A)/100$$
 (5)

ここで ${\bf Q}$ は融解相当熱量, ρ は積雪密度, ${\bf A}$ は含水率を示す.

この融解相当熱量は、1 m²の積雪を厚さ 1 mm 融かすのに必要な熱量である。図 3 に融解相当熱量曲線変化を示す。この融解相当熱量を用いて融雪熱量を雪面低下量に変換した。なお、融解相当熱量は室堂平と浄土山が等しい値をとると仮定して計算した。

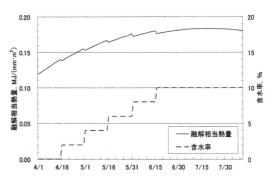


図3:含水率と融解相当熱量推移

次に雪面低下量を基にして, 熱収支算出から 予測される積雪深を算出した. はじめに積雪深 の実測による雪面低下量を適用して計算する ための基準日を設定した. この基準日は浄土山 では5月13日, 室堂平は5月14日とした. この基準日をもとに, 4月1日から7月31日 の期間において推定積雪深変化を算出し, 実測 による積雪深変化と比較した.

4. 熱収支観測結果

2003年1月は度々大雪が降る天候が続いた. 反面2月は降水量が少なく, 天候の良い日が続

いた.3月,4月は周期的に変わる天候であった.5月は概ね安定し,気温の高い日が続いた.2003年の梅雨は例年に比べ長く,梅雨入りは6月12日,梅雨明けは7月27日で,7月,8月は気温が低い冷夏であった.2003年の室堂平における積雪量は平年に比べ若干多い程度と見られた.

図4は浄土山、室堂平両地点での平均的な日 単位全融雪熱量を比較したものである。梅雨入 り前は浄土山の方が小さな値を示したが、梅雨 入りを境にして後半は浄土山の方が大きな値 を示した. 浄土山は稜線部のため、平坦地であ る室堂平よりも風速は大きい. しかし標高は室 堂平よりも約400 m高いため、気温は平均し て 2 ℃ほど低くなる. その結果, 大気の放射 量は浄土山の方が値は小さくなるが, 顕熱, 潜 熱フラックスは気温の低下よりも風速の影響 が大きいため、浄土山の方が大きくなる、全融 雪熱量で比較すると、気温の低い融雪期前半は 放射収支量の割合が非常に大きいので室堂平 の方が大きくなる.しかし、気温が上昇し、顕 熱, 潜熱フラックスの割合が増加してくると次 第に浄土山の全融雪熱量は大きくなる. 梅雨に 入って. 悪天候で強風や大雨の日が多くなると 浄土山の顕熱、潜熱フラックスは室堂平に比べ て増加量が大きくなり、日融雪熱量の逆転が起 こると考えられる.

雨の熱については,浄土山は室堂平に比べて 降水量が多い反面気温が低いため,両地点の差 はあまり見られない。

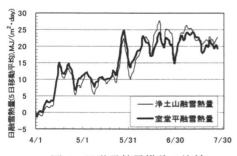


図4:日融雪熱量推移の比較

5. 積雪深変化の推定

上記で示した熱収支の算出結果を基に,実測

積雪深と熱収支解析結果から推定した雪面低 下量の比較を行った、図5に2003年浄土山の 結果を、図6に2003年室堂平の結果を示す。 なお, 図中で基準日と規定している日に実測値 と熱収支解析結果の値を合わせた. 結果をみる と浄土山では2日、室堂平では約4日実測よ りも推定の方が消雪日は早い、手塚 (2003) の同様の解析結果では 2000 年は 5 日、2001 年は2日、2002年は7日ほどいずれも熱収支 の推定よりも実測の方が消雪日は早かった. 基 準日から間もなくは両数値にそれ程の差は見 られないが、消雪日付近は場所によって地面が 現れ、アルベドが変化するなど不安定な条件と なる. 精度の良い積雪深計による実測値でも. 誤差が大きくなるので消雪日の正確な断定は 難しいが,推定値を算出するための熱収支の基 となっている融雪に関する様々な気象要素の 誤差が影響する. しかし、長い融雪期間から見 れば推定値と実測値の消雪日の差はほんの僅 かな日数であり、融雪全体の傾向を見る上では 十分な結果が得られていると思われる.

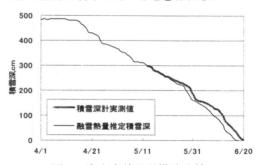


図 5: 浄土山積雪深推移比較

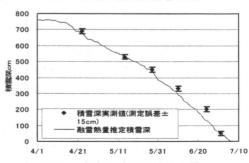


図 6: 室堂平積雪深推移比較

6. まとめ

本研究では北アルプス北西部に位置する立

山一帯の融雪量を推定するため、室堂平(2,450 m)、浄土山(2,830 m)で長期的な気象観測を行い、融雪熱収支をそれぞれの地点において算出し、積雪深や積雪相当水量の時間変化を推定した、得られた結果の概要は次の通りである。

熱収支解析から推定した2003年の消雪日は 浄土山が6月18日,室堂平は7月6日で,浄 土山では2日,室堂平では4日ほど実際の消 雪日よりも早い結果となった.

2003 年 4 月 1 日から消雪日までの推定日平 均雪面低下量は、浄土山が 6.3 cm/day、室堂 平は 7.9 cm/day であった。また 5 月 13 日か ら消雪日までの浄土山の積雪深実測値による 日平均雪面低下量は 7.7 cm/day であり、同時 期の推定値は 8.9 cm/day であった。

立山山岳地域における平均的な熱収支を 算出することにより、高山における融雪イベントの特性を捉えることが出来たが、より信頼性の高い結果にするため、今後更に 観測年数を増やし、算出に使用する観測データの精度を考慮していくことが重要である。

参考文献

石川 信敬, 1991: -解説-融雪熱収支について. 北海道の農業気象, 43, 9pp

石川 信敬,中谷 千春,兒玉 裕二,小林 大二, 1994:山地小流域における融雪量の熱収支 的算出法について、雪氷、56,1,31-43

岩田 念貴, 2000: 浄土山東斜面の雪渓での融

雪特性. 富山大学理学部地球科学科卒業論文.

加藤 千菜美,野上 道男,1990:ランドサット TM データによる立山付近の林相分類とその分布に及ぼす気温と消雪時期の影響.地学雑誌,99,4,24-42

前野 紀一,福田正己,1986:基礎雪氷学講座 I-雪氷の構造と物性-.古今書院209pp

長井 真隆, 1988: -資料-TKK の観測による立山・室堂平の気象. 富山市科学文化センター研究報告, 12, 109-138

中川 正之, 1965: 融雪の機構-北アルプス薬

師岳中腹有峯(1150m)における融雪の実験 -北アルプスの自然. 富山大学学術調査団, 古今書院 153-164

中川 正之, 川田 邦夫, 岡部 俊夫, 清水 弘, 秋田谷 英次, 1976: 立山の積雪の性質の研 究. 雪氷, 38, 4, 別紙, 8pp

小野 延雄,石川 信敬,新井 正,若土 正曉, 青田 昌秋,1994:基礎雪氷学講座VI-雪氷 水文現象-. 古今書院 196pp

手塚 耕一郎,2001:北アルプス・立山における融雪熱収支の研究.富山大学理学部地球科学科卒業論文.

手塚 耕一郎,2003:立山山岳地における表面 融雪過程の研究富山大学大学院理工学研究 科地球科学専攻修士論文.

北見・網走における今冬の大雪と融雪出水

石井吉之 (北海道大学低温科学研究所)

1. まえがき

2003/2004 年冬期,北海道東部のオホーツク海側地域は 2 度の大雪に見舞われ記録的な積雪量になった.大雪にともない様々な交通障害や人的物的被害が生じたが,一方では、もともと降水量が少ない地域に多量の積雪が貯留されたために春先の融雪洪水災害が懸念された.しかし、結果的には大した融雪洪水には至らなかった.この報告では、気象庁や国土交通省の気象及び水文資料をもとに、大雪が降っても融雪洪水にはならなかった理由について考察する.

2. 大雪の概要

北見における今冬の積雪深変化を図 1 に示す (AMeDAS 北見地点のデータ). 図には平年値および今冬と同様に多雪であった 1999/2000 年冬期の変化も示した. 北見市では 1 月 13~16 日に 1回目,2 月 22~23 日に 2 回目の大雪が降った. いずれも北海道の南岸を通過し根室半島の東沖で台風並みに発達したいわゆる爆弾低気圧によってもたらされた大雪である.

1回目の低気圧は、紀伊半島から三陸沖を南寄りの暖かく湿った空気の流入を受けて発達しながら

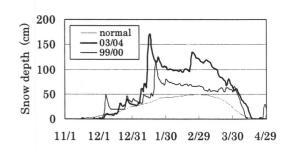


図1. AMeDAS 北見地点の積雪深変化

進んだ. 1月 14日 9時に根室半島の東海上で中心気圧 964hPa と急速に発達し、勢力の強い高気圧に進路を阻まれたために強い勢力を保ちながらゆっくり東へ移動した. このためオホーツク海沿岸へ向かう北東風が長時間持続し大雪となった. 13 日には 58cm であった北見の積雪深は 16 日には171cmとなり、これまでの AMeDAS 月最深積雪の年間極値 117cm(2000 年 1 月 21 日)を大きく更新した. 図 2 は気象台が発表したこの時の北海道内における 3 時間積雪差合計と最深積雪平年差である(札幌管区気象台、2004a). 滝上、佐呂間、遠軽、津別など他のオホーツク海側地域でも同じように極値が更新され、この地域における積雪深の最大値は滝上の 204cm であった.

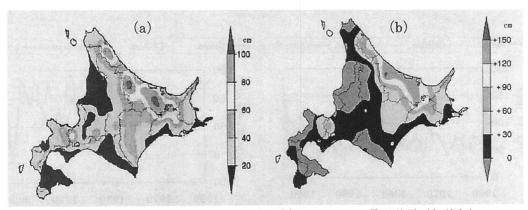


図 2. 1月 13~16 日の 3 時間積雪差合計(a)と1月 16 日の最深積雪平年差(b) (札幌管区気象台, 2004a)

2回目の低気圧は、2月22日9時には日本海中部にあったが、同日夜から23日朝にかけて北海 道の南海上を急速に発達しながら東北東に進み、23 日夜には千鳥近海で中心気圧 962hPa にまで 発達した、この低気圧は22日には渡島半島に総量100mm以上という季節はずれの大雨をもたらした が、22 日から23 日にかけてはオホーツク海側や北部で暴風雪となった、図3 は気象台が発表したこ の時の北海道内における降雪深分布である(札幌管区気象台, 2004b), 滝上や遠軽ではこの時も 60cm 以上の大雪となったが、北見では 39cm とやや少なめであり、網走地区を中心とした大雪だった

雪分布図 平成16年2月22日・23日の合計 mtl トの物質 木資料の再電量は3時間ごとの積置尿差 (1日8回) の 合計値 (cs) を使用しています 等抜線は20cm種質

図 3. 2月22~23日の降雪量分布 (暗灰色は 60cm 以上の地域)

(図 4). 網走市における 2 日間の合計降雪深は 84cm に及び、最大風速も 18.0m/sと台風並みであった。

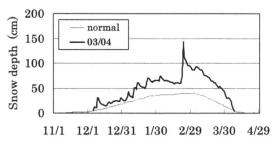


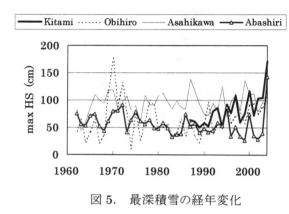
図 4. 網走における積雪深変化

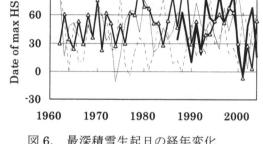
北見・網走や帯広などの北海道東部では、冬の末期に北海道南岸を通過する低気圧によって大雪 がもたらされることが多いと言われている、ところが今冬の降雪のように、近年は冬の早い時期に東部で 大雪が降る例が増えているようにも思われる. そこで, 大雪の量や時期が経年的に変化してきているか どうかを検討した. 北見, 帯広, 網走と比較のための旭川を加えた 4 地域について最深積雪の経年変 化を図5に、また、最深積雪生起日の経年変化を図6に示した、旭川では最深積雪の経年変化が認 められないのに対し、北見や帯広では 1990 年以降になって増加傾向が、また、網走では逆に弱い減 少傾向が見られる. しかし, いずれも年ごとの変動が大きく, 明瞭な経年変化とは言い難い. 図 6 の生 起日でも同様であり、網走にのみ1980年頃から最深積雪の時期が早まる傾向が認められるが、年ごと の変動が大きく明瞭ではない、 むしろ 4 地域に共通する特徴として、 遅い年・早い年を数年単位で繰り 返す傾向が認められる. 近年の北海道東部はこうした変化の中の早い時期に属していると考えられる.

- Kitami

90

60





Obihiro

Asahikawa ----- Abashiri

最深積雪生起日の経年変化 (縦軸は1月1日を0日とした時の日数)

3. 常呂川・網走川の融雪出水

2回目の大雪の後、オホーツク海側の地域では3月上 旬と下旬に降雪があったが,中旬以降は日平均気温が 0℃以上となる日も現れ始め、融雪によって積雪深は順調 に減少して行った. 4 月上旬は気温がやや低めに推移し たが、北見の消雪日は4月17日と平年並みであった。一 方, 常呂川の融雪出水は4月5日頃に始まり, 水位流量 に融雪期特有の日周変化が現れるようになった. 図 7(a) に常呂川北見測水所における 4 月の河川水位変化を示 す.4月前半の流量増加は気温が低かったこともあってそ れほど大きくはならなかったが、4月19日と20日には日 最高気温が 20℃近くまで上がり、この春で最も大きな融雪 出水が起きた. しかし, この時(20日21時)の水位上昇量 は融雪期前と比べて87cmと小さく、図7(b)のように河床 横断面図と比べてみると僅かな水位上昇であったことが明 らかである.これは、常呂川上流には鹿ノ子ダムがありそこ で流量調節された結果と判断される. そこで, 上流にダム の無い網走川(本郷測水所)の融雪出水を見てみると、常 呂川ほどではないが、やはり水位上昇量は 1.54m と小さく、 河道の高水敷近くまで水位が上がったに過ぎなかった(図 8). なお、図 7(a)(b)及び図 8 は国土交通省「川の防災情 報」から提供されたものである(国土交通省, 2004).

流域内に多量の積雪貯留を抱えていたにもかかわらず、 どうして災害に至るような著しい融雪洪水が生じなかったの

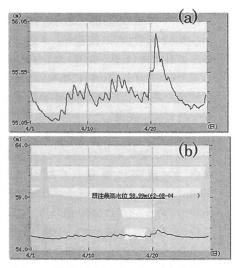


図 7. 常呂川(北見)の河川水位変化

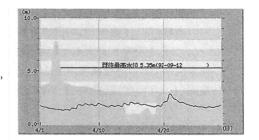
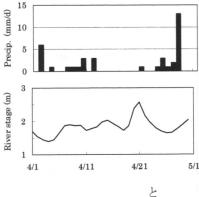
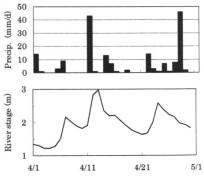


図 8. 網走川(本郷)の河川水位変化

であろうか. そこで、今冬と同様に多雪年であった 2000 年 4 月の融雪出水についても水位上昇量を検討してみた. 網走川本郷測水所の河川水位と AMeDAS 津別地点の日降水量を 2004 年 4 月と2000 年 4 月とで比較して図 9 に示す. 2004 年の最高日平均水位が 2.6m であったのに対し、2000 年 4 月 11 日に 43mm の降雨があり日平均水位は 3.0m まで上昇した. しかし、それでも警戒水位 3.2mまでには達しなかった. なお、2000 年 4 月の河川水位は未公表なので、1997~1999 年のいずれも 4 月の日平均水位と日平均流量から水位流量曲線を作成し、流量年表の日流量値から逆算して日平均水位を求めた.

図 9. 多雪年であった 2004 年と 2000 年の融雪期にお ける AMeDAS (津別)の日雨量





網走川(本郷)の日平均河川水位の比較 (左:2004年4月,右:2000年4月)

網走川(本郷測水所)における 1992 年から 2001 年までの日流量データをもとに、各年の融雪期(4月~5月)および夏・秋の大雨期(7月~11月)に出現した最大日流量を表 1に示す。その年の最大流量が融雪期に出現したケースは 4例,大雨期に出現したケースが 6例であった。しかしながら,警戒水位を上回るような顕著な洪水(流量に換算しておおよそ500 m^3 /s 以上)はいずれも大雨出水時に

表 1. 網走川における融雪期及び大雨期の最大日流量

27 11 1117	が行っている。	〇 ノくトバラグリャンススノく 日 1/11 重
年	融雪出水	大雨出水
	(4月~5月)	(7月~11月)
1992	$40.3 \text{ m}^3/\text{s}$	$534.0 \text{ m}^3/\text{s}$
1993	77.9	145.3
1994	123.1	160.1
1995	87.3	59.5
1996	101.8	59.9
1997	63.2	88.4
1998	27.6	297.3
1999	103.0	57.6
2000	195.0	54.3
2001	70.2	586.9

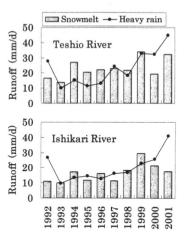
出現していることがわかる. 他の川でも同じかどうかを確かめるために, 図 10 に天塩川(円山測水所), 石狩川(石狩大橋測水所), 十勝川(茂岩測水所)での検討例を比較して示す. 図では融雪期の最大日流量を棒グラフで, 大雨期の最大日流量を折線グラフで示した. 網走川と同様に, これら 3 河川でもその年の最大日流量は融雪期と大雨期とでほぼ半々に出現している. しかし, 顕著な大洪水はいずれも大雨出水時に出現しているようすが明らかである. 以上のことから, 多雪地帯であろうと寡雪地帯であろうと, 融雪期に大洪水が起きることは非常に稀であると言える.

国の直轄河川(1級河川)の洪水対策は100年に1回の確率雨量にもとづいて河道計画が策定されている。こうした突発的な大雨でも洪水被害が生じないように防災対策がなされているために、幸いにして融雪洪水では大きな被害が生じにくくなっているのであろう。しかしながら、融雪出水は高水状態が長期間(1ヶ月程度)継続するために、突発的大雨とは違った面での防災対策の検討な必要である。

4. むすび

今冬の北見・網走地方は 記録的な積雪量であったに もかかわらず、春先には顕著 な融雪洪水にならなかった。 その理由は、そもそも河道計 画が夏の突発的な大雨にも 対応できるように策定されて おり、積雪量が例年の2倍近 くあっても十分対処可能な範 囲内であったからである。

直轄河川のように大きな河 川では顕著な融雪洪水被害 が生じなかったが、十分な対



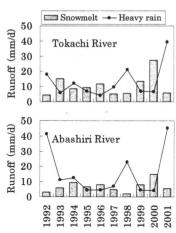


図 10. 道内4河川における融雪期と大雨期の最大日流出高

策が取られていない中小河川ではどうであったかを今後検討する必要がある.

参考文献

国土交通省(2004):リアルタイム「川の防災情報」 http://www.river.go.jp/

国土交通省河川局編(1994~2003):流量年表(第 45[1992 年]~54[2001 年]回), 日本河川協会.

札幌管区気象台(2004a):災害時気象速報号外(平成 16 年 2 月 17 日), 24pp.

札幌管区気象台(2004b):報道発表資料「気象速報」(平成 16 年 2 月 24 日), 14pp.

スウェーデン・ストール氷河での熱収支観測にもとづく融解量分布

紺屋恵子 1,2 · Regine Hock3 · 成瀬廉二 2

1: 北海道大学大学院地球環境科学研究科, 2: 北海道大学低温科学研究所, 3: ストックホルム大学。

1. はじめに

氷河の融解は氷河の質量収支のみならず水収支にも深い関係があるため、その量の推定が必要である。本研究は以下の2点に着目して解析を行った。第一に、融解量の推定は熱収支法によって計算されるが、その過程には次のような気象学的問題がある。熱収支計算は氷河上の大気層が中立状態であることを仮定しているものの、氷河の存在によって形成される安定層のために、熱収支計算に誤差が生じる。本研究ではこの誤差を最小限に抑えて計算を行う。第二に、氷河の融解は面的に不均一な分布を示す。よって、氷河の質量収支・水収支を考えるには融解分布を考慮する必要がある。ここでは熱収支法を用いて融解を計算し分布を表す。

2. 観測方法

著者らは 2003 年夏季、スウェーデン・ストール氷河にて気象観測を行った。観測は以下 2 通りの方法で異なる期間について行った。

観測 1) 氷河中央(図 1, B) で気温・ 相対湿度、風速計を 0.5, 1, 2, 4m の各高 度に設置し、1 分間隔で測定し、10 分間 隔で記録した。

観測 2) 氷河上 3 点(図 1, A, B, C) で上記各項目について高さ 1mで測定を行った。

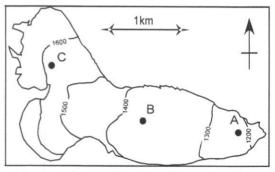


図 1. ストール氷河。図中 A,B,C は気象 観測地点

観測 1、2 と同時期に氷河中央部 (図 1, B) で放射 4 成分 (短波上下、長波上下成分) の測定を行った。

3. 熱収支計算

熱収支計算は以下のように融解に寄与する熱量が放射、顕熱、潜熱フラックスで構成されると仮定し、雨による熱量は無視した。

$$Q_M = Q_R + Q_H + Q_F \tag{1}$$

ここで、 Q_M : 融解に寄与する熱量、 Q_R : 放射、 Q_H : 顕熱フラックス、 Q_E : 潜熱フラックスである。また、顕熱、潜越フラックスは以下のバルク式により計算した。その際、風速、気温のプロファイルから 1m で得られた気象データがもっともよく表面の熱交換を代表しているとして、計算に用いた。また、バルク交換係数は、傾度法で計算し

た QH, QE に最もよく合う 0.001 を採用した。

$$Q_H = C_H \rho C_p U_1 T_1 \tag{2}$$

$$Q_E = C_E \rho \lambda U_1 q_1 \tag{3}$$

ここで、 C_H , C_E はバルク輸送係数, ρ : 空気密度、 C_p : 乾燥空気の定圧比熱、U: 風速, T: 気温, I: 蒸発の潜熱, q: 比湿である。

3. 熱収支計算結果

図 2 に 7/29 - 8/10 の 日平均計算値を示す。こ の期間の終わりには長波 や潜熱フラックスはマイ ナスの値を示した。顕熱 フラックスはこの期間の 前半でとくに大きかった。

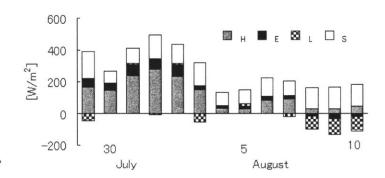


図 2. 熱収支計算結果(日平均)

4. 面分布の計算

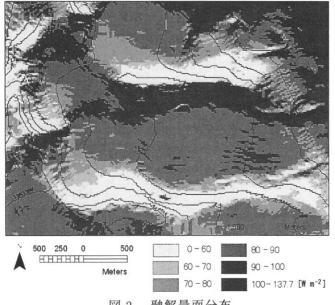
2章と同様に式(1), (2), (3)により、GIS上で 15m グリッドの DEM を用いて計算を行った。その際、面分布の効果を表すため、以下のような作業を行った。

- 1) 短波放射に関しては周囲の地形による陰や表面傾斜の影響を考慮した。大気による減衰や雲の効果を考慮するため、気象ステーションでの観測値と氷河域での最大値が同地値であると仮定した。朝、昼、夕の日射の面分布を計算し、その平均値を日平均値とした。
- 2) アルベド、長波放射、風速は氷河全域で同値と仮定した。
- 3) 気温は観測値と、氷河上3点での観測から得られた低減率5.5K/kmを用いた。
- 4) 比湿は相対湿度の観測値が氷河上で一定であると仮定し、気温分布を合わせて計算を行った。

5. 面分布計算の結果

日射量は太陽高度により異なる値、分布を示した。顕熱、潜熱フラックスは気温や 比湿変化を反映し、高度変化を示した。総エネルギーの分布は高度変化のみならず日 射の分布も表し、氷河の南北縁辺でことなる値を示した。

氷河全域の融解量と放射、気温、風速の日平均値を比較したところ、融解量変化は 放射や気温変化により追従することが分かった。



融解量面分布 図 3.

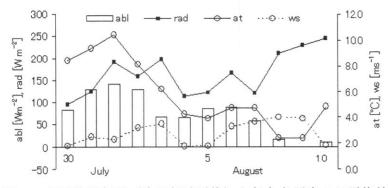


図 4. 日平均融解量(氷河領域平均)と気象各要素の日平均値

6. 今後の課題

熱収支計算に関しては、バルク係数や計算に用いる気象データの観測高度が計算結 果に与える影響を検討する必要があろう。

面計算では、簡単化のため氷河全域に対して同一のアルベド値を用いたが、アルベ ドの日射に対する影響を考慮して雪・氷面に対してことなるアルベドを用いる必要が ある。

7. 謝辞

本研究は、北海道大学地球環境科学研究科 21 世紀 COE プログラム「生態地球圏シ ステム劇変の予測と回避」の一環として行われた。

積雪の固有透過度と比表面積

荒川逸人 (野外科学株式会社)

はじめに

積雪断面観測における雪質の決定に際しては、観測者による微妙な違いが発生し、特に雪質混在の場合など意見が分かれることが多い. 仮に、雪質を何かしらの物理量で数値化し表現することができれば、観測者間で積雪断面観測データの共有、過去の積雪断面観測データの利用がしやすくるであろうし、積雪変態モデル等の雪質決定の足がかりと成りうるとも考えられる.

そこで筆者は、多孔質体(積雪)の形状を表すパラメータである固有透過度と比表面積について測定をおこない、雪質を決定することができるかどうか検討し、積雪断面観測方法への応用を考察した.

1. 測定方法

(1)固有透過度

固有透過度は、積雪の通気性や透水性を 表すパラメータで、飽和透水係数と異なり、 流れる流体に依存しない係数である. 粒径 や空隙とも密接な関係がある.

積雪の固有透過度を求めるためには、まずは積雪の飽和透水係数を測定する必要がある. 積雪の飽和透水係数は、図1に示すような変水位透水計によって測定をおこなった。この透水計は、スタンドパイプと積雪試料の断面積の比が a:A=4:1 となっている. 積雪試料内を流す流体は灯油を利用した.

 $t=t_1$ から $t=t_2$ の間に、スタンドパイプ内の水位が $h=h_1$ から $h=h_2$ に変化したとすれば、積雪の飽和诱水係数 K は、

$$K = \frac{AL}{a(t_1 - t_2)} \ln \frac{h_1}{h_2} \dots (1)$$

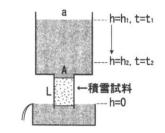


図1. 変水位透水計概念図

ここに、L は積雪試料の長さある. 積雪を流れる灯油の密度 ρ_k と粘性係数 η も測定し、固有透過度kは、

$$k = K \frac{\eta}{\rho_{\nu} g} \dots (2)$$

と求めることができる. ここに, g は重力加速度である.

(2) 比表面積

比表面積は,単位体積あたりの表面積で, 粒子の大きさや粒子の形の複雑さによって 決まる係数である.

比表面積は、積雪試料の片薄片写真から 求めた、片薄片は、フタル酸ジメチルで固 定し、スダンブラックによる着色したもの を作成した、多結晶体の切断面に任意の間 隔の平行線を引いたとき、

$$S = \frac{2N}{L} \dots (3)$$

によって求める Smith と Guttmann の方法を

利用した(成田, 1969). ここに, N は平行線と結晶境界の交点数, L は平行線の総延長である.

(3) 積雪試料

2. 測定結果

(1) 固有透過度と密度

図2は密度と固有透過度の結果である. こしまり雪からしまり雪へは、密度の増加とともに固有透過度が減少する傾向が見られる.また、しまり雪からざらめ雪へは、密度の増加とともに固有透過度の増加の傾向がみられる.しもざらめ雪は、固有透過度が大きい.

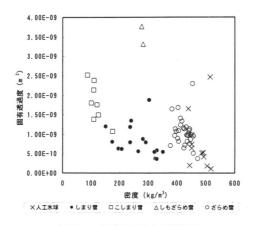


図2 密度と固有透過度

図3は、既往研究との比較である.清水 (1960)および Sommerfeld et al(1993)は, 通 気度計による測定である. Shimizu(1970)に よれば、通気度計による測定と透水計によ る測定のそれぞれから求められる固有透過 度は同等に扱うことができることを示して おり、これら既往研究のデータと本研究の データとを比較検討することは可能である. 既往研究と比較してみると,他の研究より も同密度では固有诱過度が小さい傾向にあ るようにみられるが, 400~500kg/m³ では 清水(1960)とほぼ同じ傾向であるし、200~ 400kg/m³では、Sommerfeld et al(1993)と同 じ傾向を示している. また、150kg/m3付近 でも清水(1960)のデータが小さい場合もあ ることから、測定値としては特に問題はな いと考えられる.

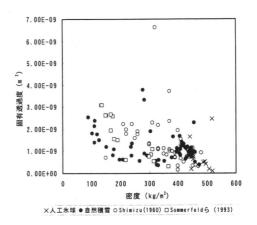


図3 既往研究との比較

(2) 粒径との関係

図4は、人工氷球における固有透過度と 比表面積を粒径と比較したものである. 粒 径は、ふるいの中央値で代表させ、その範 囲を示した.

その結果,固有透過度と粒径とは,良い 2次相関が得られた.

$$k = 0.141d^{2} + 0.615$$

$$R^{2} = 0.961$$
(4)

一方、比表面積と粒径とは、良い相関が 得られなかった.

$$\frac{1/S = 0.0635d + 0.146}{R^2 = 0.305}$$
(5)

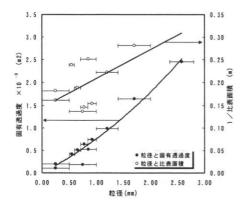


図4 粒径との関係

3. 考察

Shimizu(1970)は、固有透過度 k を決める際に、同密度でグループ分けをおこない、それぞれのグループにおいて、粒径と相関がよいことを示し、

$$k/d_0^2 = 0.077e^{-0.0078\rho_s}$$
(6)

を得た、ここに、 d_0 は平均粒径(m)、 ρ_k 積雪の乾き密度(kg/m^3)である。もともと Zunker による比表面積の定義は、S=1/d というように粒径(ここでは、重量比によって求まる有効径)と一意的であるので、この関係を式(6)に組み込めば、

$$kS^2 = 0.077e^{-0.0078\rho_s}$$
(6')

となる.式(6')の左辺には形状を表す無次元の項となるが、右辺は密度に依存する無

次元の項となっている. つまり, 密度が多 孔質体(積雪)の形状を決めるということ を示すことになると考えられるため, この 式の形には疑問が生じた. そこで式(6')は,

$$kS^2 = C \dots (7)$$

という密度に依存しない式となる方がよいと考えた(C は定数). しかし、この場合、k と S による散布図を作成すると、異なる雪質の領域が重なってしまい、雪質を決定することができなかった. やはり、雪質を決定する為には、形状を決める要素だけではなく、質量による要素も必要であるのではないかと考え直した. そこで、密度を含む比表面積 S* (単位重量あたりの表面積)、

$$S^* = S / \rho_s \dots (8)$$

を利用することとした.密度が要素に加わったことによって、同じ比表面積でも、新雪のように比較的軽量なものは、形状が複雑であることを示すし、しまり雪のように比較的重いものは、形状は単純(球形に近い)で粒子数が多いことを示すと考えられる

図 5 は,固有透過度 k_o と比表面積 S*による散布図であり,雪質の領域が重なることがなくなった.データ数が少ないが,得られたデータによって雪質を非常に大ざっぱに区分するとすれば,しまり雪とざらめ雪は比表面積が $18m^2/kg$ で区分でき,新雪としまり雪は固有透過度は $2.5 \times 10^{-9}m^2$ で区分することができた.

この区分方法では、新雪は「通気性が比較的良く,結晶形が複雑で表面積が大きい」、しまり雪は「通気性は比較的悪く、粒径が小さく表面積が大きい」、ざらめ雪は「通気性は比較的悪く、粒径が大きく表面積が小さい」と意味づけができることがわかった。しもざらめ雪に関しては測定がないが、「通気性が比較的良く、表面積が小さい」領域

(図5左上の方)に来ることが予想される.

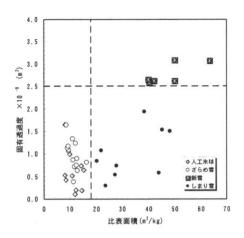


図5 比表面積と固有透過度

固有透過度と比表面積の2つのパラメータから、雪質決定の可能性があることがわかったが、積雪断面観測において固有透過 度と比表面積を測定することは、事実上で可能である.しかし、人工氷球による不足にである.しかし、人工氷球に関が得られた。比表面積は粒径との良い相関が得られた。比表面積はもとの定義が粒径から決められているととから、測定数を多くすることによい相関をえられると考えられる.

すなわち積雪断面観測において、粒径の 測定方法が重要であり、どのような代表粒 径を現地観測で測定するかを考える必要が ある. そうすれば、粒径と密度から比表面 積、粒径から固有透過度を求めることによ って、雪質を決めることができると考えら れる.

4. まとめと課題

(1)積雪の固有透過度と比表面積を測定したところ,固有透過度と比表面積から雪質を特定することができる可能性を示すことができた.

- (2)積雪断面観測においては固有透過度 と比表面積は事実上測定不可能であるが, 粒径との関連性が高いと考えられるので, 粒径との関連を詳しく調べる一方で,粒径 の測定方法について検討する必要がある.
- (3) 今後, しもざらめ雪の測定もおこない, データ数を増やす必要がある.

謝辞

本研究は,筆者が 1992~1994 年の修士課 程在籍期間に行った研究の未発表データを とりまとめたものである. 当時の北海道大 学低温科学研究所雪害科学部門の秋田谷英 次先生(北の生活館館長)、成瀬廉二先生(北 海道大学助教授), 白岩孝行先生(北海道大 学助教授),福澤卓也先生(故人)には熱心 なご指導、有益なご助言を頂きました。ま た、同じ研究室であった西田顕郎氏(筑波 大学助教授講師) と八久保晶弘氏(北見工 業大学助教授) には片薄片撮影に関して, 尾関俊浩氏(北海道教育大岩見沢校助教授), 坂井亜規子氏(名古屋大学),川島由載氏(株 式会社ドーコン) にはフィールド調査にお いて大変お世話になりました. この場を借 りてお礼申し上げます.

参考文献

清水弘, 1960:積雪の通気抵抗 IV-積雪の通気度-,低温科学(物理編), 19, 165-173成田英器, 1969:積雪の比表面積の測定 I,低温科学(物理編), 27, 77-86
Shimizu, H., 1970: Air Permeability of Deposited Snow, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A-22
Sommerfeld, R.A. and Rocchio, J.E., 1984: Permeability Measurement on New and Equitemperature Snow, Water Resources Reserch, Vol. 29(8), 2485-2490

表層雪崩発生予測手法の開発

西村浩一、平島寬行、佐藤篤司(防災科研)、馬場恵美子(北大低温研)

はじめに

雪崩の発生は、昨今の気候変動にともない、発生地域と時期、さらには質的変化を伴っているが、依然として毎年少なからぬ災害をもたらしている。特に近年は、スキー場管理区域外でのスキー、スノーボード滑走が活発になり、こうしたバックカントリーでの雪崩事故が増加している。一方、気象庁から発令される「雪崩注意報」は、気温と積雪深のみを基準としており(例えば北海道の石狩・空知・後志地方では、24時間降雪の深さが 30cm 以上となるか、積雪の深さが 50cm で日平均気温が5℃以上)、地方自治体の関係者、道路やスキー場管理者等からはよりきめこまかな発生予測の確立が切望されている。

本研究では、ニセコ山系をモデル地域と定め、当地の自治体、スキー場管理者により構成された「なだれ事故防止対策協議会」の協力のもと、雪崩発生危険度を予測する手法の開発を開始したので、その概要を報告する。

気象・雪氷観測

ニセコアンヌプリスキー場の標高約 800m 地点(図1)に、自動気象観測システム(AWS)を設置し、2002年12月12日より気象データの収集を開始した。測定項目は、風向・風速、積雪深、気温、湿度、長波・短波放射、積雪表面温度、雪温分布で、それぞれ10分間隔で記録し、携帯電話にてデータを転送した。

また雪崩発生の可能性が高いと考えられる場所を選択して、積雪の断面観測を一冬期間に計70回程度実施した。積雪構造に関するデータ(層構造、雪質、密度、雪温など)を取得するとともに、積雪の安定度を評価するために、コンプレッションテストやルッチブロックテストなども随時行った。

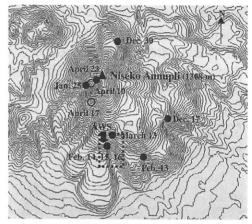


図1. ニセコアンヌプリ山系 ■: AWS、●: 雪崩発生地点

観測結果

2002/2003 年冬期の標高 800m地点における平均気温は-8.2℃、最多風向は西北西で、2月14日に最大積雪深 2.57m を記録した。

雪崩は12例発生し、このうち10例が面発生表層雪崩、2例が全層雪崩であった。発生地点は、図1に示すようにいずれも日射の影響を受ける南~東向きの風下斜面であった。

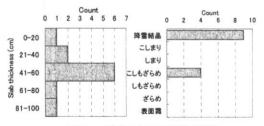


図 2. 破断面の厚さと雪質

破断面の厚さとその部分での雪質をまとめた 結果を図2に示す。破断面の厚さは40cmから60cmの場合が多く、滑り面の雪質は「雲 粒の無い降雪結晶」と「あられ」がそれぞれ 3例と2例、両者が混在したものが1例、そ して「降雪結晶」に「こしもざらめ雪」が混 在したものが6例観測された。12例のうち7例で滑り面の下側にクラストが存在したのも大きな特徴である。始動積雪(スラブ)は「新雪」か「こしまり雪」で、堆積から雪崩発生に至る時間が比較的短いことが示された。

また低気圧の接近、通過から冬型の気圧配置に変化する過程で、雪崩発生の要因となる弱層と多量の上載積雪が形成されるプロセスも確認された。2月15日と16日の雪崩発生箇所と発生域の破断面を図3に示す。



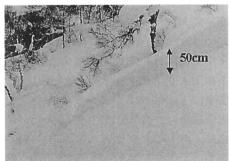


図3. 雪崩発生地点(上)と破断面(下)

積雪構造変化の予測

1 次元の積雪変質モデルである『SNOWPACK』を用いて実測と計算結果の比較検討を実施した。このモデルはスイスアルプスでの雪崩予報を目的に構築されたもので、気温、相対湿度、風向風速、積雪表面温度、短波放射量、積雪深等の入力から積雪表面の熱収支と質量収支を計算し、積雪層構造の変化を算出する。雪温、熱伝導率、上載荷重、粘性、密度、雪質等が時系列データとして出力される(Bartlet etal., 2002; Lehning et al., 2002a, 2002b)。モデルに含まれるアルベードの推定手法と「しもざらめ雪」の発達過程の

モデル化に改良を加えて計算を行ったところ、 実測結果と良い一致が見られた。特に雪崩が 発生した2月15日の場合は、クラスト上に「こ しもざらめ雪」が、さらにその上に 50cm の 「降雪結晶」と「こしまり雪」からなる積雪 構造が再現された。

積雪構造がモデルにより十分な精度で再現されると、計算された雪質と密度分布から積雪内各層でのせん断強度 σ を求めることができる(Jamieson and Johnston, 2001)。

新雪、こしまり雪、しまり雪:

$$\sigma = 14.5 \times 10^3 \left(\frac{\rho}{\rho_i}\right)^{1.73}$$

こしもざらめ雪、ざらめ雪:

$$\sigma = 18.5 \times 10^3 \left(\frac{\rho}{\rho_i}\right)^{2.11}$$

ここで、 ρ と ρ_i は積雪と氷の密度である。 求められた「せん断強度」 σ と、上載荷重(積 雪重量)Wと対象地点の斜度 θ から得られる 「せん断応力」の比を計算することで、次式 で与えられる積雪安定度SI が求められる。

$$SI = \frac{\sigma}{W \sin \theta \cos \theta}$$

SI は 1.5 以下になると、表層雪崩発生の危険性が大きいとされている(McClung and Schaerer, 1993)。雪崩が発生した 2 月 15 日と 16 日について、SNOWPACKの出力から SI を計算すると、それぞれ 0.67、1.49 と非常に小さい値をとり、SI が雪崩発生予知に有効な指標であることが示された。

広域気象と吹きだまり分布の推定

このように気象観測地点近傍では、ある程度の精度で雪崩発生の予測が可能であることが示された。しかし、この手法を二セコ山系全域に適用するにあたっては、1点での気象観測データを何らかの方法で山域全体の分布

に拡張するアルゴリズムの開発が必要となる。 積雪モデルに入力する気象要素のうち、本 研究では、気温は高度逓減率(-0.6℃/100m) から、また日射量は50mメッシュの標高デー タと太陽方位角を用いて、それぞれの分布を 算出した。

一方、地形に基づく風速変化は、吹きだまり分布の形成、つまり積雪深の変化に大きく寄与する。ここでは、標高データの傾斜と曲率を用いて風速変化を記述する Liston and Strum(1998)、Hirashima et al.(2003)のアルゴリズムに従った。求められた気温、日射、風速分布の例を図4に示す。

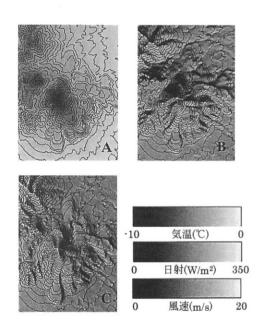


図 4. 気温、風速及び日射の分布 A: 気温分布(AWS: -5 度)、B: 日射(2 月 1 日正午)、C: 風速分布(AWS: 10m/s. 西北西)

計算と併行して、1万分の1の地形模型を用いた風洞実験(長岡雪氷防災研究所新庄支所、北海道立北方総合建築研究所)を行い500m(模型上では5cm)ごとに風速を測定し分布を求めた(図5)。両者の結果は、アンヌプリの風下や谷の斜面が弱風域となるなど、定性的には良い一致が見られた。

対象域に上空から一様な降雪があるとして、これと前述の風速分布から吹雪の計算を行い、山域の吹きだまり分布を求めた一例を図5に示す。積雪深の分布が地形の影響を受けて不均一になるようすがわかるが、精度の検証とそれに基づくモデルの改善は今後の課題である。

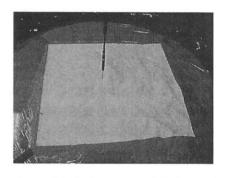


図 5. 風洞実験による風速分布の測定 (北海道立北方総合建築研究所)

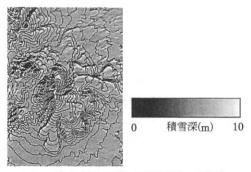
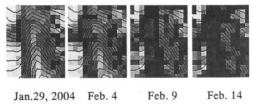


図 6. 吹きだまり量 (積雪深) の分布

このようにして求められた気象の時系列 データを SNOWPACK に入力して、図1の点 線で示した領域内の各グリッドにおける積雪



Jan.29, 2004 Feb. 4 Feb. 9 Feb. 14

1 2 17 17 元寸

安定度 SI を計算した結果を図7に示す。

図7. 積雪安定度の時間変化 2003年2月14日~16日に当該地域で発生した雪崩は、7日~10日にかけて日射と低気圧前面の暖気によって形成されたクラスト上に、降雪結晶とこしもざらめ雪から成る弱層が形成された後、冬型の気圧配置に基づく強風の下でスラブが堆積し、雪崩が発生したと分析される。図7の計算結果でも、発生域周辺の積雪の安定度 SI が雪崩発生時の数日前から非常に小さくなる傾向が確認できる。

おわりに

ニセコアンヌプリ山域を対象とした雪崩発生危険度の予測手法開発の概要を紹介した。 今後は、現地での観測を継続するとともに、 積雪変質モデルや広域の気象データ予測アル ゴリズムなど、予測に至る個々のプロセスに 関して慎重な吟味と改良を行い、モデルの精 度を高めていく予定である。

参考文献

- Bartelt, P. and M. Lehning. 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I. numerical model. *Cold Reg.* Sci. Technol. 35(3), 123-145.
- Hirashima H., T. Ohata, Y Kodama, H Yabuki, A Georgiadi and N. Sato. 2004. Non-Uniform Distribution of tundra snow cover in eastern Siberia., J. Hydromet. 5, 373-389.
- Jamieson, B. and C. D. Johnston, 2001.
 Evaluation of the shear frame test for weak snowpack layers. Ann. Glaciol. 32, 59-69.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz, P. Satyawali. 2002a. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part II. Snow microstructure. Cold Reg. Sci. Technol. 35(3), 147-167.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz 2002b. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part III. meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. Cold Reg, Sci. Technol. 35(3),

169-184.

- Liston, G. E. and M. Sturm. 1998. A snow-transport model for complex terrain. J. Glaciol., 44(148), 498-516
- McClung, D. and P. Schaerer. 1993. The Avalanche Handbook. The Mountaineers. pp. 272.

2004 年 1 月道東地方の大雪 - 北見市の積雪 -

榎本浩之、高橋修平、渡邊誠、齋藤佳彦、山本徹(北見工業大学土木開発工学科)

1. はじめに

2004年1月13日~15日に道東地方一帯は 大雪となった。北見では降り始めから110cm の降雪があり、観測史上最深の171cmまで達 した。大雪と吹き溜まりにより交通が麻痺し て市民生活にも多大な影響を与えた。 積雪 の状況について紹介する。

2. 低気圧の発達と停滞

2004年1月に北見を中心に道東を襲った大雪は、発達した低気圧によるものであったが、北海道東方で発達する低気圧による北見の降雪は毎年のように起きている。今回、特徴的だったのはそれが3日間も持続したことであった。低気圧の24時間で38hPaという猛烈な成長とともに、低気圧の停滞による降雪持続が除雪のタイミングを難しくし、また市民の不安を増大させた。

24 時間以内に 24 h P a 以上の気圧低下を 示すものは爆弾低気圧と呼ばれるが、今回は それに該当するものであった。図1に1月 14 日の天気図を示すが発達した低気圧と東 方の高圧部が確認できる。

3. 持続した積雪

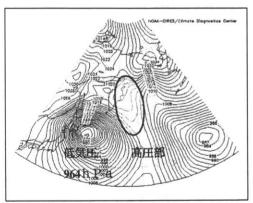


図1 2004年1月14日の地上天気図。発達した 低気圧(爆弾低気圧)は東方の高圧部により東 進が抑えられている。

北見市では 2004 年 1 月 13 日~15 日に最深 積雪が 171cm、降雪量 125cm という大雪であった。図 2 はアメダスによる積雪深、気温、 風向、風速を示す。大雪の降り始めは気温が 0℃付近と高く、降雪は湿っていて密度が高 かった。また、図から 3 日間にわたって積雪 新が増加していったことがわかる。図 3 に過

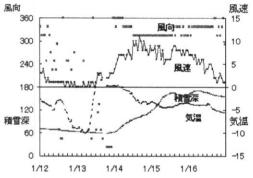


図2 2004年1月12-17日の積雪、気象(北見、 アメダスデータ)

去の北見の積雪深のグラフを示す。低気圧の 通過による急な積雪深の増加が毎年のよう に見られるが、その降雪時間は半日程度であ る。図3に過去の北見の積雪深のグラフを示 す。低気圧の通過による急な積雪深の増加が 毎年のように見られるが、その降雪時間は半

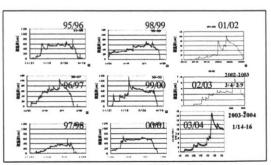


図3 最近の北見の積雪。縦軸目盛は20cm。

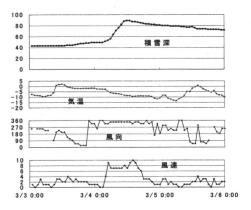


図4 北見における平均的な積雪増加のパターン。2003年3月の例:9時間での降雪。6~17時間(半日程度)の1回のピークで大雪になるパターンが多い。

らく外出が制限されるが、まもなく降雪もやみ、除雪を開始し、正常な交通に復帰できることが多い。図4にはそのような降雪の例として2003年3月の降雪のようすを示す。6~17時間(半日程度)の1回のピークで大雪になるパターンが多い。気温も-5~-10℃ほどを示している。降雪中は風も10m近く吹いているが降雪終了後は風も止んでいる。2004年の1月の場合は3日間5~10m/sの風が吹き続けている。このため積雪の再配分、吹き溜まりが持続しておこり、除雪しても再び雪で埋められてしまう事態が生じた。

4. 積雪構造

今回の大雪の問題点の一つは、降雪初期の 高めの気温による湿雪と積雪圧密のため積 雪の除去が困難になった点であった。重機に よる除雪から、スコップによる市民の除雪ま で、普段の北見市の雪とは異なる積雪に対応 しなければならなかった。樹木の枝が折れた り、農業用の倉庫がつぶされたりしたが、春 になって沈降力に曲げられたフェンスなど が発見された。

図5に北見工大構内のグラウンドで行った 断面観測で得られた密度と雪温の鉛直プロファイルを示す。大雪前(2004年1月13日) と大雪後(2004年1月17日)のデータを示す。 大雪前は積雪深は56cmであり、密度0.2g/cm³ を越す雪は下層の20cm程度であったが、大 雪後70cmまでの層で密度が0.2g/cm³を超え

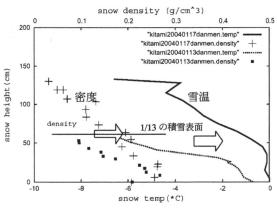


図5 2004年1月13日及び1月17日の積雪断面 観測結果(北見工大グラウンド)。1月13日の積雪 表面を水平線で示す。密度及び雪温の上昇を⇒で示 す。

た。また、その層以下で温度も上がり、融点 近くなっている。積雪下層では重く締まった 雪が除雪を難しくした。

5. 最後に

北見市は寡雪寒冷域と言われ、積雪は少ないものの気温が低い地域とされてきた。また、低気圧により1年に2、3回のまとまった降雪があるものの持続時間は半日以下で、しばらく外出を我慢してその後除雪すれば良い、また雪は軽く簡単に運べるということが多かった。しかし、今回は3日に及ぶ連続した降雪、気温が高いことによる湿雪、さらに乾雪と強風による除雪後の吹き溜まりなど、予想外の問題が生じた。

図6に北見工大周辺の市街の写真を示す。 大量に積もった積雪の問題は、その量だけで なく内部の積雪の重さにもあった。積雪断面 観測からは積雪層下部 50cm までに形成され た密度の高い、またほぼ融点付近の温度を示 す雪の層がみられた。

図7は最近10年間の北見市の最大積雪深のデータであるが、最大積雪深は増加傾向にある。1mを越す積雪が近年は連続しており、4年程度で記録が更新された。従来の寡雪寒冷域での雪の扱いとは異なった技術や対応が必要である。







片側2車線あった 国道39号線も片側 1車線に。 道路を歩く市民。 小学校なども通学 路を確保できず休

図 6

(上) 北見工大付近国 道 39 号線付近

(下)地上階や車庫が 道路が雪に埋められ た市街地、除雪後のど う地域。3mほどの雪 壁が続く。沈降力によ り、物干し台や樹木、 フェンスなども被害 を受けた。









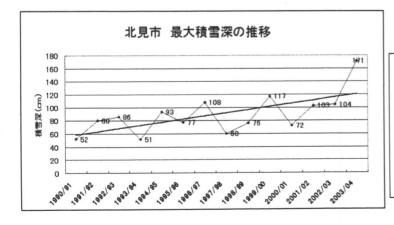


図7 北見市の最大積雪深の推移。最近は1mを越す積雪が一般的になっている。最大記録は今年の171cmであるが、それ以前の最大記録117cm。4年前に更新されたばかりであった。

北海道における大雪発生の長期傾向について

~ 2004年冬期の大雪の特徴 ~

○中村一樹、齋藤正美、須藤哲寛、谷口恭、山口浩司 (財団法人 日本気象協会北海道支社 防災気象グループ)

1. はじめに

2004年1月13日から16日に道東地域を中心に記録的な大雪となった。このため、交通機関は麻痺状態となり、住民の生活に大きな影響があった(図1、2参照)。



図 1 2004年1月15日の 網走市内状況写真





図 2 2004 年 1 月 14 日 9 時の地上天気図と 気象衛星画像

2. 検討内容

最新の気象観測データを含めた長期的な観測データを基に、このような大雪発生の長期傾向と原因について分析した。

3. 大雪事例の抽出

「大雪」を日降水量 30mm 以上かつ日平均気温 0℃未満と定義した。雪になるか雨になるかを予測するために、判断指標として地上気温を用いる場合、雨と雪の出現がおよそ 50%程度ずつになる 2℃を境界にする場合がある (例えば 長谷川他, 2000)。しかし、本研究では、判別指標として日平均気温を用いたため、日較差を考慮して 0℃を雨雪判別境界気温とした。したがって、一部は雨としての降水が含まれている可能性はあるが、ほとんどが雪による降水であると判断される。

なお、ここで用いた日降水量 30mm 以上という指標は、山田(1985)の「豪雪」の定義と同様である。

上記の定義を用いて、北海道内 22 気象官署(特別地域気象観測所を含む)の 1961 年~2004 年までの長期降水量、気温観測データ(44年分)から「大雪」を抽出した。

4. 大雪発生の分析

(1)経年変化

天気予報の一次細分区域(支庁単位)をベースに、北海道を表 1、図 3 に示す 4 地域に区分し、分析を実施した。図 4 に全道及び各地域の大雪発生数(延べ数)の長期傾向を示す。全道的に見ると、2004年冬期(2003年~2004年の冬を2004年冬期とした)は、大雪発生の多かった1970年代より後で最も発生数が多く、13 回を記録した。地域別に見ると、2004年冬期は道東地域の発生数が多く7回となっている。

表 1 大雪分析の地域区分と気象官署

地域	支庁	気象官署
道北	上川・留萌・宗谷	稚内、北見枝幸、羽
		幌、留萌、旭川
道東	網走・北見・紋	雄武、紋別、網走、
	別・釧路・根室・	根室、釧路、帯広、
	十勝	広尾
道央	石狩・空知・後志	岩見沢、札幌、小樽、
		倶知安、寿都
道南	渡島・桧山・胆	苫小牧、浦河、室蘭、
	振・日高	函館、江差

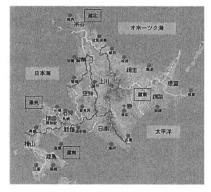


図3 大雪分析の地域区分と気象官署

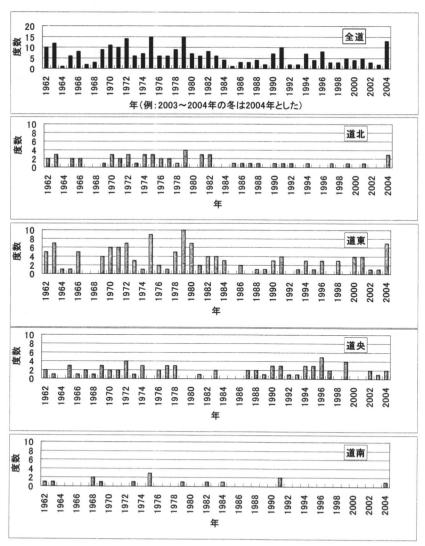


図 4 全道及び各地域の大雪発生数の長期傾向(発生数はひと冬の合計値)

(2) 地域別発生割合

全期間を平均すると、各年の大雪発生数の全道平均値は約6.5回であった。ここで、全道の大雪発生数が平均値より少ない年(6回以下)と大雪発生の多い年(7回以上)に分類し、地域別発生割合を分析した。結果を図5に示す。

図5によれば、大雪発生数が多い年は、道央地域の割合が小さくなり、道東地域の割合が大きくなることがわかる。

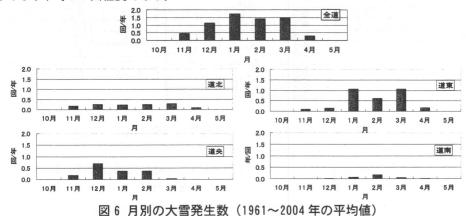


大雪発生数が少ない年(6回以下)の平均発生割合(%) 大雪発生数が多い年(7回以上)の平均発生割合(%)

図 5 地域別の大雪発生割合

(3) 月別分析

図 6 に月別の大雪発生数(1961~2004年の平均値)を示す。全道では1月に最も発生数が多くなる。道北地域は冬期間まんべんなく発生しているが、各月とも年平均 0.3 回以下と少ない。道東地域は 1~3 月に年平均 0.5 回を超え、特に1月と 3 月は年平均 1 回を超えている。道央地域は 12~2 月にやや多くなり、12 月は年平均 0.5 回を超えている。道南は、発生数が少なく最も多い 2 月でも年平均 0.2 回程度である。



(4)原因分析

大雪の原因になったと考えられる 擾乱を、大川 (1992) を参考に、表 2 のように分類した。

表3の原因別の大雪発生頻度によれば、道北地域は、低気圧と冬型、 道東地域は、低気圧(南通過と二つ 玉)、道央地域は、冬型、道南地域は 低気圧(南通過と直撃)による大雪 が、それぞれ多くなっている。

表 2 大雪原因分析のための擾乱分類

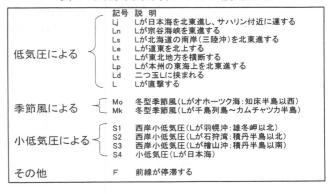


表3 原因別発生頻度

第1位原因(1回の場合を除く)

原	因			道北道東				道央			道南				合計									
	, <u>123</u>	稚内	羽幌	留萌	旭川	北見技幸	雄武	紋別	網走	帯広	広尾	釧路	根室	寿都	俱知安	小樽	札幌	岩見沢	室蘭	苫小牧	浦河	江差	函館	ш.
	Lj	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	6
低	Ln	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	Ls	0	0	1	1	10	10	11	14	15.	27	13	4	1	1	3	7	1	3	2	1	1	1	127
気	Le	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
	Lt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
圧	Lp	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ld	3	0	0	0	1	0	0	1	10	11	2	0	0	1	1	1	0	2	1	0	0	0	34
	L	1	0	0	0	6	1	1	2	1	6	0	4	0	1	0	0	0	3	0	0	1	0	27
冬	Мо	1	2	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	7	2	0	3	0	0	0	0	0	19
型	Mk	2	4	3	0	1	0	1	4	1	0	0	0	1	7	8	14	5	0	0	0	0	0	51
小	S1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2
低	S2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	4
気	S3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
圧	S4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
他	F	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
合	計	7	10	5	2	21	11	14	22	30	45	17	10	2	20	15	24	10	8	3	1	2	1	280

表 4 に 2004 年の大雪発生原因を示す。2004 年冬期については、発生数 13 回のうち 11 回までが低気圧南通過型であった。なお、2004 年 1 月 13 日~16 日の大雪は、天気図から判断すると、はじめは二つ玉型であったが、13 日途中で南通過型になっており、表 3、4 では、南通過型とした。

表 4 2004 年冬期の大雪発生原因

道北										
地点	月日	原因								
北見枝幸	1月13日	Ls								
留萌	2月23日	Ls								
羽幌	3月3日	Mk								

道東									
地点	月日	原因							
帯広	1月13日	Ls							
広尾	1月13日	Ls							
網走	1月14日	Ls							
紋別	1月14日	Ls							
広尾	1月21日	Ld							
広尾	2月22日	Ls							
網走	2月23日	Ls							

道央										
月日	原因									
1月14日	Ls									
2月23日	Ls									
道南										
月日	原因									
2月23日	Ls									
	月日 1月14日 2月23日 道南 月日									

5. まとめ

最新の気象観測データを含めた長期的な気象官署観測データを基に、北海道における大雪 発生の長期傾向とその原因について地域別に分析した。

「大雪」を日降水量 30mm 以上かつ日平均気温 0℃未満と定義した場合、2004 年の冬は 1970 年代より後で最も大雪の発生数が多く、特に道東地域で多くなっていたことが確認された。

また、地域毎の特徴(経年変化、発生割合、月別発生数、原因)が確認できた。 今後の課題として、

- 1. いくつかの大雪の定義を設定し、様々な見方での分析を実施する。
- 2. 気象官署に加え、アメダス観測所データも用いた詳細な分析を実施する。
- 3. 長期的な大雪発生数の変化に対する原因の解明を行う。 などを挙げることができる。

参考文献

大川 隆, 1992. 北海道の動気候, 147-190.

長谷川 隆司, 入田 央, 隈部 良司, 2000. 天気予報の技術, 125-126.

山田 知充, 1985. 北海道における豪雪の気候学的研究. 昭和57-59年度北海道大学特定研究補助研究成果報告書、55-64.

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2003 年度事業報告

1. 春の講演会の開催

日 時 : 2003年4月25日(金)13:30~15:00

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

講 演 :1.寒地ITSの研究開発

加治屋安彦(独立行政法人北海道開発土木研究所 道路部 防災雪氷研究室長)

2. 北西太平洋上で急激に発達する低気圧と水蒸気輸送

遊馬芳雄(北海道大学大学院理学研究科 地球惑星科学専攻地球流体科学講座)

参加者 : およそ50名

2. 支部総会

日 時 : 2003年4月25日(金)15:10~15:40

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

主要議題: (1) 2002 年度事業報告・収支決算

(2) 2003 年度支部役員について

(3) 2003 年度事業計画案・収支予算案

(4) その他

3. 役員会議

日 時 : 2003年4月25日(金)15:40~17:00

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

主要議題: (1) 2003年度地域講演会について

(2) 支部の運営について

(3) その他

4. 理事・幹事会議

(1) 第1回理事·幹事会議

日 時 : 2003 年 6 月 26 日 (金) 16:00~17:00 場 所 : 北海道大学学術交流会館 第一会議室

主要議題: 1. 親理事会・総会の報告

2. 今後の支部財政計画について

3. その他

(2) 第2回理事・幹事会議

日 時 : 2004年4月9日(金) 15:00~17:00

場 所 : (財) 北海道道路管理技術センター 会議室

主要議題: 1. 2003年度事業報告・収支決算

2. 2003 年度地域講演会の報告

3. 2004年度事業計画案・収支予算案

4. 2004年度役員について

5. 2005年度全国大会開催について

北海道の雪氷 No.23 (2004)

6. その他

5. 幹事会の開催

第1回幹事会:2003年4月25日(金)17:00~18:00、支部研究発表会総括、運営方針等について

第2回幹事会:2003年11月10日(月)15:00~17:00、2003年度地域講演会について

6. 研究発表会の開催

日 時 : 2003 年 6 月 26 日 (木) 10:30~15:45 場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

発表件数: 16 件 参加者数: 約80名

7. 機関誌「北海道の雪氷」 22 号の発行

発行日 : 2003年9月12日

発行部数: 350部

8. ニューズレターの発行

2 回

No.18 (2003年6月9日): 研究発表会のお知らせ、総会・役員会のお知らせ、全国大会のお知らせ他

No.19 (2004年1月8日):地域講演会のお知らせ、学位論文照会他

9. 地域講演会

日 時 : 2004年1月28日 (水) 13:30~17:00

場 所 : 北海道立北方建築総合研究所 多目的ホール (旭川市緑が丘東1条3丁目1-20)

共 催 :北海道立北方建築総合研究所

参加者 : 約150名

プログラム:

A. 講演会 (13:30~16:00)

・基調講演 「暮らしとすべり」 秋田谷英次氏(北の生活館)

・話題提供

(1) 「道路の摩擦係数」 浅野基樹氏(北海道開発土木研究所)

(2) 「建物まわりのすべり研究」 林 昌宏氏(北方建築総合研究所)

(3) 「冬期バリアフリーとすべり」 新谷陽子氏(北海道開発技術センター)

(4) 「スキーとスケートのすべり」 対馬勝年氏(富山大学理学部)

・パネルディスカッション

コーディネーター 原文宏氏(北海道開発技術センター)

パネリスト 各講演者

B. 北方建築総合研究所 実験施設見学会 (16:00~17:00)

10. 支部ホームページの運営

※ 開設年月日 : 2003年1月27日

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2004 年度事業計画 (案)

1. 春の講演会の開催

日 時 : 2004年4月22日(木)13時30分~15時00分

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

講 演 :

1. 「ヒマラヤを襲う氷河湖決壊洪水 - 氷河湖研究の来し方・行く末-」 山田 知充 氏(北海道工業大学、元北海道大学低温科学研究所)

2. 「雪氷学の誤った"常識"三題」

前野 紀一 氏(北海道大学名誉教授)

2. 支部総会

日 時 : 2004年4月22日(木) 15時10分~15時40分

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

主要議題: (1) 2003 年度事業報告・収支決算

(2) 2004 年度支部役員について

(3) 2004 年度事業計画案・収支予算案

(4) その他

3. 役員会議

日 時 : 2004年4月22日(木)15時40分~17時00分

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

主要議題: (1) 2004 年度地域講演会について

(2) 支部の運営について

(3) その他

4. 理事・幹事会議

日 時 : 2004年7月、2005年3月 (予定)

5. 幹事会の開催

年度内に2~3回程度開催

6. 研究発表会の開催

日 時 : 2004年7月1日(木)10:00~16:00(時間は予定)

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第一会議室

7. ニューズレターの発行

発行回数:2~3回 (メールによる発行を検討する)

北海道の雪氷 No.23 (2004)

8. 地域講演会

日 時 : 未定 場 所 : 未定

9. 積雪調査法講習会(新規事業)

題 目 : 防災関係者のための積雪調査法講習会 ~吹雪や雪崩に関連して~

日 時 : 2004年12月中下旬 日中5時間程度 (予定)

場 所 : 札幌近郊 (未定)

内容:降積雪についての基礎講習

積雪断面観測

講 師 : 雪氷学会関係者

その他 : 参加費 3,000 円を想定 (テキスト代、講師代を含む)

・・・学会員/非学会員での格差設定も想定

※本講習会の位置付け

最近の雪崩や吹雪災害の対する防災意識の高まりを受けて、降積雪・吹雪・雪崩等の知識や、正しい積 雪観測方法の取得を希望する行政や企業、個人が増加しているものと考えられる。

雪崩講習会(全国事業)や他支部の講習会に参加が困難な企業や個人は多数いるものと想定されるため、 雪氷学会北海道支部としては、比較的容易に参加できそれらの人の受け皿になり得る積雪調査法講習会を 企画実施することが望ましいと考える。

10. 支部ホームページの運営

- ・ホームページによる支部会員へのお知らせ
- ・雪氷関連情報の提供 等

2003年度収支決算 及び 2004年度収支予算

2003年度収支決算 (2003年4月1日~2004年3月31日)

2004年度収支予算 2004年4月1日~2005年3月31日)

(単位 円)

差額:繰り越し増額

424,157

1,154,157

支出の部

次期繰越し収支差額

合

計

出

支

136,652

946,652

598,057

1,241,556

収入の部						(単位 円)	
科	目	予算額	決算額	差額	△:增収	備考	平成16年度予算
1.会費収入		0	0	0			0
支部会員費		0	0	0			0
2.事業収入		10,000	155,000	△ 145,000			250,000
研修会等収入		0	0	0			150,000
広告収入	- 1	0	79,000	△ 79,000	新規		50,000
出版収入		10,000	76,000	△ 66,000		「北海道の雪氷」	50,000
3.内部移管金収入		250,000	400,000	△ 150,000			306,000
交付金支部収入		250,000	250,000	0		本部より	306,000
助成金		0	150,000	△ 150,000	臨時	本部より	0
事業収支差額収入	١ ا	0	0	0			0
広告支部受取金		0	0	0			0
4.雜収入(預金利子	-)	100	4	96			100
当期収入合	ät	260,100	555,004	△ 294,904			556,100
前期繰り越し収3 額	支差	686,552	686,552	0		2	598,057
収 入 合	81	946,652	1,241,556	△ 294,904		1 - 1501 -	1,154,157

科 予算額 決算額 差額 執行率 備考 平成16年度予算 1.專業支出 660,000 523,904 136,096 79% 620,000 研修・見学会支出 30.000 22.828 76% 120,000 7.172 研究発表会 56% 講演・談話会支出 200,000 112,838 87,162 100.000 春の講演会、地域講演会 支部機関誌発行費 430,000 388,238 41,762 北海道の雪氷、ニュースレター 400.000 2.管理費 150,000 119,595 30,405 80% 110,000 事務費 111,595 93% 交通費、文房具費等 100,000 120,000 8,405 会議費 30,000 8,000 22,000 27% お茶、弁当代等 10,000 3.内部移管収入勘定 0 0 0 0 0 4.予備費 0 0 0 166,501 79% 730,000 当期支出合計 810,000 643,499 **▲** 173,900 当期収支差額 ▲ 549,900 ▲ 88,495 △ 461,405 差額:赤字圧縮効果

△ 461,405

△ 294,904

(社)日本雪氷学会北海道支部役員名簿 (平成16年度)

役 職	氏 名	所属	備考
支部長	竹内 政夫	(株)雪研スノーイーターズ	
副支部長	高橋 修平	北見工業大学土木開発工学科	
事	石本 敬志	(財)日本気象協会北海道支社	
	榎本 浩之	北見工業大学土木開発工学科	
	加治屋 安彦	北海道開発土木研究所	
	石丸 幸一	鹿島建設(株)札幌支店営業部	
	斉藤 新一郎	環境林づくり研究所	
	斎藤 有司	(株)ドーコン	
	高橋 庸哉	北海道教育大学附属教育実践研究指導センター	
	武市靖	北海学園大学工学部	
	土谷 富士夫	帯広畜産大学畜産科学科	
		北海道工業大学建築工学科	
		北海道大学低温科学研究所	
	金田 安弘	(社)北海道開発技術センター	
	福田正己	北海道大学低温科学研究所	
	難波 重壽	(財)北海道道路管理技術センター	
	平松 和彦	北海道立旭川西高等学校	
	山田 知充	北海道工業大学	
告事	油川 英明	北海道教育大学岩見沢校	
	松岡 直基	(財)日本気象協会北海道支社	
平議員	青田 昌秋	道立才ホーツク流氷科学センター	
	池田保夫	(株)ドーコン	
	小笠原憲生	北海道旅客鉄道(株)工務部	
	佐藤 謙二	北海道開発局開発監理部開発調整課	
		北海道総合企画部総務課	
	小山 芳一	(財)河川情報センター札幌センター	
	齋藤 裕	北海道電力(株)総合研究所	
	志賀 昭彦	札幌市建設局管理部雪対策室	
	高橋 淳	(株)地崎工業北海道本店	
	東海林 明雄	北海道教育大学名誉教授	
	前野 紀一	北海道大学名誉教授	
	古谷惠一	北海道電力(株)土木部	
	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授	
	横田崇	札幌管区気象台技術部	
頁問	秋田谷 英次	北星学園大学・北の生活館	
BKI-O	小島野治	北海道大学名誉教授	
	佐伯浩	北海道大学工学部	
	清水弘	元北海道大学低温科学研究所教授	
	中村 龍一	(株)北海道二十一世紀総合研究所	
	若濱 五郎	北海道大学名誉教授	
全事長	河村 俊行	北海道大学低温科学研究所	
務幹事	大槻 政哉	(株)雪研スノーイーターズ	
会計幹事	澤柿 教伸	北海道大学地球環境科学研究科	
全事	麻生 照雄	北海道電力(株)総合研究所	
	阿部 正明	(社) 北海道開発技術センター	
	池田 元基	北海道旅客鉄道(株)工務部工事課	
	伊東 敏幸	北海道工業大学建築工学科	
	伊東・靖彦	北海道開発土木研究所	
	尾関 俊浩	北海道教育大学岩見沢校	
	川島・由載	(株)ドーコン	
	見玉 裕二	北海道大学低温科学研究所	
	高橋 章弘	北海道立北方建築総合研究所	
	竹谷 敏	独立行政法人産業技術総合研究所	
	鳥田 宏行	北海道立林業試験場 道東支場	
	中村 一樹	(財)日本気象協会北海道支社	
		北見工業大学未利用エネルギー研究センター	
	八久保晶弘		
	八久保晶弘 藤井 雅晴		
	藤井 雅晴	札幌総合情報センター(株)	

日本雪氷学会と道内関係機関のホームページ

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

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

道内関係機関のホームページ

組織名称	URL
1. 日本雪氷学会	
日本雪氷学会本部ホームページ	http://www.soc.nii.ac.jp/jssi/
2. 官公庁・公益法人	
気象庁	http://www.kishou.go.jp/
海上保安庁水路部流氷情報センター	http://www.jhd.go.jp/cue/KAN1/1center.html
北海道立オホーツク流氷科学センター	http://www.ohotuku26.or.jp/organization/center/index.htm
(社)北海道開発技術センター	http://www.decnet.or.jp/
(財)北海道道路管理技術センター	http://www.rmec.or.jp/
(財)日本気象協会	http://www.jwa.or.jp/index-j.html
3. 大学等	
北海道大学	http://www.hokudai.ac.jp/
北海道大学低温科学研究所	http://www.lowtem.hokudai.ac.jp/
北海道大学低温科学研究所流氷研究施設	http://www.hokudai.ac.jp/lowtemp/sirl/sirl.html
北海学園大学	http://www.hokkai-s-u.ac.jp/
北海道東海大学	http://www.htokai.ac,jp/
北海道工業大学	http://www.hit.ac.jp/
北海道教育大学	http://www.hokkyodai.ac.jp/
室蘭工業大学	http://www.muroran-it.ac.jp/
帯広畜産大学	http://www.obihiro.ac.jp/
北見工業大学	http://www.kitami-it.ac.jp/
4. 研究機関等	
独立行政法人北海道開発土木研究所	http://www.ceri.go.jp/
開発土木研究所国内外の関連サイト	http://www2.ceri.go.jp/link.htm
独立行政法人 農業技術研究機構 北海道農	
業研究センター	http://www.cryo.affrc.go.jp/
農業低温科学研究会	http://ss.cryo.affrc.go.jp/jacrys/
独立行政法人産業技術総合研究所 北海道	personal registration and the sea page code; providing the series
センター	http://unit.aist.go.jp/hokkaido/index.htm
北海道立北方建築総合研究所	http://www.hri.pref.hokkaido.jp/
北海道立工業試験場	http://www.hokkaido-iri.go.jp/
北海道立中央農業試験場	http://www.agri.pref.hokkaido.jp/chuo/
北海道立地質研究所	http://www.gsh.pref.hokkaido.jp/
北海道立林業試験場	http://www.hfri.bibai.hokkaido.jp/
5. その他	
国際雪氷学会(IGS)	http://www.spri.cam.ac.uk/igs/home.htm

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

連絡先:北海道支部庶務幹事 大槻 政哉

TEL 011-272-3540、FAX 011-272-3550

E-mail: se-mo@hitplan.co.jp

社団法人 日本雪氷学会北海道支部規約

(名称)

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

(目的)

- 第2条 本支部は、社団法人日本雪氷学会定款第4条の目的を達成するため、下記の事業を行う。
 - 1. 雪氷および寒冷に関する学術調査・研究その他関連事項
 - 2. 雪氷および寒冷に関する研究会、講演会、座談会、見学会等の開催
 - 3. 会員相互の連絡
 - 4. 本部理事会が委嘱又は承認した事項
 - 5. その他必要な事業

(会員)

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

(役員)

第4条 本支部につぎの役員を置く。

支部理事 20 名以内 (うち、支部長1名、副支部長 若干名)

支部監事 2名

支部幹事 20 名以内

(役員の選出)

第5条 支部の理事・監事は、支部総会において、支部会員の中から選任する。

(支部長および副支部長の選出)

第6条 支部長および副支部長は、支部理事の互選とする。

(幹事および幹事長の選出)

第7条 幹事および幹事長は、支部会員の中から支部長が委嘱する。

(理事の職務)

- 第8条 支部長は、本支部を代表し、その会務を総理する。
 - 2 副支部長は、支部長に事故あるとき、または欠けたとき、あらかじめ支部長が指名した順序でその職務を代行する。
 - 3 支部理事は、支部理事会を組織し重要な事項を決議する。

(監事の職務)

第9条 支部監事は、支部の事業、会計を監査する。

(幹事の職務)

第10条 支部幹事は、支部の会務を処理する。

(理事会)

- 第11条 支部理事会は、支部理事で構成され、重要な事項を議決する。
 - 2 支部理事会の議長は支部長とする。
 - 3 支部理事会は、支部理事の2分の1以上の出席がなければ開会することができない。

(幹事会)

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

(役員の任期)

第13条 役員の任期は2年とする。再任を妨げない。

(顧問、評議員)

- 第14条 本支部に顧問および評議員を置くことができる。
 - 2 顧問および評議員は、支部理事会の議決を経て支部長が委嘱する。
 - 3 顧問および評議員は、本支部の発展に寄与するため、支部長の諮問に応じて意見を具申する他、随時建設的提案を行う。
 - 4 第13条は、顧問、評議員について準用する。

(総会)

- 第15条 本支部は、毎年1回、通常総会を開くほか、必要に応じ臨時総会を開く。
 - 2 総会においては、下記の事項の承認を受けなければならない。
 - 1. 支部役員
 - 2. 事業計画および収支予算
 - 3. 事業報告および収支決算
 - 4. 財産目録および貸借対照表
 - 5. 重要なる財産の処分
 - 6. 支部規約の変更
 - 7. その他支部理事会において必要と認めた事項

(資産および会計)

- 第16条 本支部の財産は次のとおりとし、支部長がこれを管理する。
 - 1. 本部からの交付金
 - 2. 寄付金
 - 3. その他
 - 2 本支部の会計年度は、毎年4月1日より翌年3月31日までとする。

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

北海道の雪氷 No.23

ISSN-1340-7368

2004年9月13日発行 発行 日本雪氷学会北海道支部 〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目 北海道大学低温科学研究所内