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

澤田 結基* 石川 守**

**Permafrost Environment on a Block Slope in Mt. Nishi-Nupukaushinupuri,
Central Hokkaido, Japan**

Yuki SAWADA * and Mamoru ISHIKAWA **

Abstract

We found permafrost at the lower end of a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island. The distribution of the bottom temperature of snow cover (BTS), warm funnels at the top of the slope, and ground temperature changes on the block slope indicate continuous air circulation during the winter. In the spring, snowmelt water flows to the valley bottom, and refreezes on the perennial ice that fills the voids between coarse blocks. Simultaneously, ground temperatures abruptly increase at all depths in the active layer. These results strongly suggest that air circulation in winter, as well as the ice formation processes in spring control the thermal regime of the active layer of the block slope with a mean annual air temperature (MAAT) above 0°C.

Key words : block slope, permafrost, air circulation, ground ice, snowmelt

キーワード：岩塊斜面，永久凍土，空気対流，地下水，融雪

I. はじめに

粗大な礫に覆われる岩塊斜面は、その空隙に富む地下構造のために空気対流が生じるなど、永久凍土が分布するために有利な条件を有することが知られている（たとえば、Romanovskii and Turin, 1986; Harris and Pedersen, 1998）。そのため、岩塊斜面は、中緯度の山岳永久凍土分布を議論するうえで非常に重要な地形とみなされる。

我が国では北海道東部において、岩塊斜面や崖錐の基底部に局所的な永久凍土が確認されている

（安達, 1974; 近堂ほか, 1978）。また、冷たい空気の吹き出しや夏～秋の地温の地下水の残存状態、および高山植物の非成帯的な低所における異常な分布から、永久凍土の存在が推測されるところもある（志保井, 1973, 1974, 1975, 1980; 福田・成田, 1980; 清水ほか, 1988; 佐藤, 1995; 清水・山川, 2001）。これらの低温現象は、年平均気温が 0°C を超える標高 200 ~ 1000 m の低所に分布する。そのため発見当初は、過去の寒冷な気候環境下で形成された凍土が残存していると考えられた（志保井, 1973, 1974; 近堂ほか, 1978）。このよう

* 北海道大学大学院地球環境科学研究科

** 地球観測フロンティア研究システム

* Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

** Frontier Observational Research System for Global Change

な場所では、風穴（夏季に冷気が岩の隙間や洞穴の開口部から吹き出す現象）が認められることが一般的である（志保井, 1980）。こうしたことから風穴での風速測定や地温観測が行われ、空気対流の効果によって、永久凍土が現在の気候環境下でも維持されている可能性が示された（志保井, 1980; 加藤ほか, 1992; 曾根, 1996）。しかし、これまでの研究では、主に風穴が生じる場所など地温が低い地点に限って地温や風速の観測が行われており、岩塊斜面全体における空気対流の構造は、まだ十分に明らかにされていない。

ところで局地的な永久凍土が存在する斜面では、礫層の空隙に地下水が見つかることが多い。東大雪の十勝三股では、永久凍土の発見当時、板状の角礫の間が透明な水で充填されている様子が記載されている（近堂ほか, 1978）。田中（1997）は、斜面の空気対流によって局所的な永久凍土が保存されるかどうかを確かめるために、韓国のウールムゴル風穴で得られた観測結果をもとに数値シミュレーションを行った。その結果、冬季の寒気が地下水の形で蓄積されれば、岩塊斜面内部に凍結した部分が越冬する可能性が示された。これらの研究成果より、地下水は単に局地的な永久凍土の存在を示すだけではなく、永久凍土の生成・保存メカニズムを考えるうえで極めて重要であると

考えられる。しかし、これまでの研究では、地下水の成因を考察するのに十分なデータは示されていない。

本研究では、永久凍土の存在を認定した然別火山群・西ヌプカウシヌプリの岩塊斜面において、地温観測、積雪底温度（BTS）測定、および積雪構造等の状況から、空気対流の構造を明らかにする。また、ピット掘削により見いだした地下水表層部の深さを現地において直接測定することにより、地下水の挙動をとらえ、その成因を明らかにする。これらに基づいて、標高の低い岩塊斜面に生じる点状的永久凍土が現在の気候環境下で保存されているメカニズムを考察する。

II. 調査地域の概要

1) 地形と植生

調査を行った岩塊斜面は、然別火山群のひとつである西ヌプカウシヌプリ（標高 1251 m）の山頂部に位置する（図 1）。然別火山群は十勝平野の北端、大雪山国立公園の南東端にあり、更新世後期に活動した十数個の溶岩円頂丘の集まりである（山岸, 1977）。このうち西ヌプカウシヌプリは、南北 2 つの山体が接合したような 2 重構造を持つ溶岩円頂丘である。この 2 重構造は、南西側の円頂丘が北東側の円頂丘形成後の爆発火口を埋めたか、あるいは本来 1 つの円頂丘が割れて南西側がずり下がったために生じたと考えられている（山岸, 1977）。2 つの山体に挟まれた部分は初成的な谷地形になっている。本論文で単に谷、または谷底と称するときは、この谷地形のことを指す。

丸みを帯びた山容を呈する南側の溶岩ドームから谷までは、緩やかな斜面（傾斜角約 $15 \sim 20^\circ$ ）が続いている（図 2）。この斜面では、高木層にトドマツ、ダケカンバ、中～低木層にオガラバナ、ハクサンシャクナゲ、コヨウラクツツジなどが生育する森林になっており、林床はクマイザサに覆われている。岩塊の露出は全く認められず、岩塊層は存在しないか、あるいは土壌層に埋められていると考えられる。

いっぽう谷を挟んで反対側の南西向き斜面は傾斜が急（傾斜角約 30° ）で、径 50 cm ～ 2 m 程度

図 1 調査地域。

Fig. 1 Study area.

図 2 岩塊斜面の植生，気温・地温観測点，および BTS の分布。
BTS 調査は 1999 年 3 月 13, 14 日に実施。

Fig. 2 Vegetation, sites of ground temperature monitoring, and BTS distribution on 13 and 14 March, 1999.

の粗大な岩塊に覆われる岩塊斜面となっている。斜面末端部は比高 2～3 m の小崖になっており、北東向き斜面の末端部付近に乗り上げている。礫は淘汰がよく、その長軸は斜面の最大傾斜方向によく揃う傾向が認められる（澤田，未公表資料）。斜面上には、最大傾斜方向に直交する比高 2～3 m のうねが幾筋も認められる。このような地形的特徴から、岩塊斜面は斜面最大傾斜方向に圧縮応力が働くマスムーブメントによって形成されたと考えられる。斜面上のうねは、恐らく斜面形成の過程で生じたプレッシャーリッジであろう。溶岩ドームの形成が約 4 万年前と推定されていることから（山岸，1977），この岩塊斜面は最終氷期には強い周氷河環境下にあったと予想される。このことから、岩塊斜面を形成したマスムーブメントには永久凍土クリープなどの周氷河作用が強く働いていた可能性がある。

岩塊斜面はアカエゾマツ，トドマツ，ダケカンバを主体とする森林に覆われている。林床には蘚苔類に覆われた岩塊が露出し，その上にコヨウラクツツジ，イソツツジなどの低木層が密に生育する。岩塊斜面最上部の尾根付近，および斜面の下部から谷底にかけては，森林を欠き巨礫が露出しており，あたかも高山帯のような植生景観を呈す（図 2，口絵 3-2）。本論文では南西向き岩塊斜面のうち，この森林を欠如する部分を「岩塊地」と呼称する。岩塊地上にはハイマツ群落やイソツツジ・コケモモなどの矮低木群落がパッチ状に分布する。風穴は岩塊地の上ではなく，森林に覆われた岩塊斜面末端部の谷に沿って分布する。ここではアカエゾマツ林の林床に，ミズゴケ類が特徴的に出現する。ミズゴケは本来湿原を構成する植物である。しかし，風穴では空気中の水蒸気が凝結し，水分が補給されるためにミズゴケが生育できると考え

られている (吉岡, 1973)。

岩塊地の気温を観測した結果、岩塊斜面における年平均気温は 1999 年に + 1.7℃, 2000 年では + 1.3℃ であった。また、1 時間ごとの瞬間値から計算した気温の年較差は 1999 年に 51.8℃ (最高値 30.6℃, 最低値 - 21.2℃), 2000 年では 52.2℃ (最高値 28.3℃, 最低値 - 23.9℃) とともにやや大きく、大陸的な気候環境下にあるといえる。

1999 年 10 月、筆者らは谷底 (図 2 の地点 1) において地温計を設置するためにピットを掘り、深さ約 1.5 m に地下水に充填された岩塊層を見いだした。この凍結層の確認が冬季直前であったことから、地下水が充填している礫層より深い部分は永久凍土の状態にあると認められる。現地肉眼観察では、地下水は非常に透明であった。

2) 地下水の特徴

2000 年 10 月、地下水観測点の設営に際して水のサンプリングを行った。- 20℃ の低温実験室において、このサンプルの薄片を作成し、偏光板を通して写真を撮影した (口絵 3-1)。薄片写真によると、地下水は 1 cm 程度の結晶と、2 mm 以下から肉眼で判別できない小ささの結晶が集まる部分に分かれている。いっぽう、結晶の大きさや配列に明瞭な規則性は認められない。2 mm 以下の細かい結晶が集まるところは、偏光板を通さず肉眼で観察すると、細かい「ちり」が集まる部分であった。一般に、凍結の進行速度が速いほど氷の結晶は小さくなる。したがって岩塊の隙間を埋めていた氷の結晶は、水に含まれていたちりを核にして、比較的短時間のうちに成長したことを示唆していると考えられる。

III. 調査方法

1) BTS 測定

積雪底の地表面温度 (Bottom Temperature of Snow: 以下 BTS と略す) の測定は、主にヨーロッパにおいて山岳永久凍土の分布を広範囲にわたって推定するために用いられる手法である (Haeberli, 1973; Hoelzle, 1992)。積雪が十分に厚いとき (約 1 m 以上)、地表面は外気から熱的に遮断される。そのため BTS は地下の温度と均衡

状態に近づく。したがって冬の終わりには、BTS は地温と均衡していると考えられる。このとき、経験的に BTS が - 3℃ 以下のとき、永久凍土が存在する可能性が指摘されている (Haeberli, 1973)。この手法は、冬季の最大積雪深が 1 m を超えるような多雪地域において有効に用いることができる。したがって、季節風の影響のために冬季の積雪深が厚い日本の山岳地域では、永久凍土分布の指標として BTS が有効であると考えられる (Matsuoka and Ikeda, 1998; 福井・岩田, 2000; Ishikawa and Hirakawa, 2000)。

しかし、本研究で対象とした岩塊斜面は卓越風の風衝に当たるため、冬季の積雪深が薄く、外気が直接地下に入り込むことが予想される。そのため、BTS 値から永久凍土分布を推定することが難しい。そこで本研究では、空気対流によって岩塊斜面のどの部分が冷却を受けるのかを知るための補助的な手段として、BTS を測定した。測定は岩塊斜面とその周辺において、1999 年 3 月 13, 14 日に合計 31 地点で行った。

2) 地下水の観測

谷底において発見した地下水表面の深さを知るために、観測のための塩ビパイプを岩塊層に鉛直に埋設した (図 3)。この塩ビパイプの外周には、水が内部に浸透できるように無数の穴を開けてある。埋設深は、パイプ埋設時 (2000 年 10 月) の凍結面である - 157 cm である。谷底に地下水が形成されるとき、パイプ内部に浸透した水も凍結するはずである。このとき形成された地下水の深さを確認するため、パイプにゾンデ棒を差し込み、地下水表面の深さを測定した。観測は 2000 年 11 月より開始し、冬季間は 3 月 1 日に一度測定を行った。融雪が進行した 2001 年 4 月 7 ~ 13 日の間は、ほぼ毎日観測を行った。その後は 1 ~ 2 週間に一回の頻度で観測を行った。

3) 気温・地温測定

上記の地下水観測を行った地点 (図 2 の地点 1) と、岩塊斜面最上部 (図 2 の地点 2) の 2 カ所に地温測定点を設置した。センサーはすべてサーミスタを用い、地上のデータロガー (ティアンドディ (株) 製 TR-52) に接続し、毎時の地温を記録した。

図 3 地下水観測井の設置状況。

Fig. 3 Instruments for ground ice monitoring.

このうち地点 1 では、前述した地下水観測パイプの横に、センサーを深さ 0, -20, -50, -100, および -157 cm に埋設した (図 3)。地点 2 では、礫径約 30 ~ 50 cm の岩塊層の深さ -50, および -100 cm にセンサーを設置した。

IV. 調査結果

1) 1999 年 3 月の BTS 分布と積雪の状態

岩塊斜面は南西方向に向いているため、冬季の西向き卓越風が斜面に直接吹き付ける。そのため岩塊地では積雪は巨礫の風上側には積もらず、礫の陰になる風下側に積もる (口絵 3-2)。BTS 調査を行った 1999 年 3 月 13, 14 日は、年間を通じて積雪が最も厚い時期であるにも関わらず、岩塊は積雪を突き抜けて露出していた。岩塊と岩塊の間には、その隙間を埋めるように積雪が溜まっていた。しかし掘ってみると積雪は礫間の空隙を埋めておらず、雪の下は空洞になっていた。また、一部では積雪が空隙を塞ぎきれず、隙間が開いているところもあった。このような積雪状態から、岩塊地では外気が積雪層を通り抜けて地下の岩塊層空隙へ直接侵入することが予想される。いっぽう岩塊斜面末端部の谷には雪が吹き溜まり、積雪深は 2 ~ 3 m に達していた。

図 2 に、1999 年 3 月 13 および 14 日に測定した BTS 値の分布を示す。BTS 測定は合計 31 地点で行った。高木林に覆われる斜面上部と岩塊斜面上部で得られた BTS 値は、0℃ 付近と -6℃ 以下に大きく 2 極化する傾向が見られる。とくに -8 から -12℃ という低い値を示す地点は、岩塊地と谷底に集中している。とくに谷底の下流側では、0℃ 付近の値が測定された右岸側の測定点からわずか 10 m 程度しか離れていない場所で -6.4, -8.1, -10.3, -10.4℃ という低い値が分布している。積雪層は、その内部に多量の空気を含むため高い断熱効果を持つ (Keller and Gubler, 1993)。2 ~ 3 m という厚い積雪層が分布するにもかかわらず、谷底にこのような低い BTS 値が分布することは、岩塊斜面の地下に侵入した空気が谷底へと移動する空気対流の存在を示唆している。

いっぽう岩塊斜面の上部では、比較的高めの BTS 値が測定された。稜線の肩にひろがる岩塊地では、斜面下部の岩塊地と同様、岩塊が積雪の上に露出していたが、明らかに高めの BTS 値が出現している。このうち 3 地点では、BTS は 0℃ 付近の値を示した。この 3 地点の周辺では積雪に穴が空いており、暖かい空気が吹き出す現象が認められた (口絵 3-3)。この穴の周縁部には霜が発達していた。この霜は、岩塊層内部から吹き出した空気に含まれていた水蒸気が、氷点下の外気に触れるときに凍結し、成長したものであろう。冬季に暖かい空気が吹き出す穴の存在は、国内では風穴が生じる斜面の最上部付近に存在することが報告されており、「温風穴」と呼ばれている (荒谷, 1920; 江川ほか, 1980; 真木, 1998; Tanaka et al., 2000)。

2) 2000 年 11 月 ~ 2001 年 5 月の気温・地温観測結果

2000 年 11 月から 2001 年 5 月までの気温および地温観測結果を図 4 に示す。斜面最上部の地温観測点 (図 2 の地点 2) では、冬季間を通じて地温は常に 0℃ 以上に保たれていた。また、50 cm 深より 100 cm 深の地温が若干高い値で推移した。50 cm と 100 cm の月平均地温を比べると、100 cm の地温は 12 月 ~ 3 月の平均で約 0.6℃、

図 4 2000 年 11 月 4 日から 2001 年 5 月 31 日までの気温 (上)・斜面最上部の地温 (中), および谷底の地下水観測地点 (下) の地温観測結果。

Fig. 4 Air temperature (upper), ground temperatures at the top of the block slope (middle), and ground temperatures at the ground ice monitoring-site on the valley bottom (lower) from 4 November 2000 to 31 May, 2001.

50 cm より高い値を示した。この温度勾配は、斜面最上部の地下から冬季を通じて熱が排出されていることを示す。このことは、斜面最上部の積雪に暖かい空気が吹き出す温風穴が観察されることと調和的である (口絵 3-3)。5 月中旬以降、地温は気温変化に追隨して変化するようになる。これは恐らく、斜面最上部付近の融雪が完了したためと思われる。

いっぽう、谷底の地下水観測点 (図 2 の地点 1)

における地温は、冬季間すべての深さで、わずかな日変動を伴いながら氷点下で推移した (図 4)。この観測点は、2001 年 3 月 1 日には約 1.5 m の積雪に覆われていた。同じとき、斜面下部から中部の岩塊地では積雪は巨礫の風下側に限られていた。このような偏った積雪のため、外気は岩塊層の空隙に直接侵入できる状態にあった。このことから、谷底の地温変化は、岩塊層空隙に侵入した外気の影響を強く受けていると思われる。このような地

図 5 2001 年 4 月の気温 (a), 地下水観測点の地温 (b-f), および地下水表面の深さの変化 (g)。

Fig. 5 Air temperature in block field (a), ground temperatures at the ground ice monitoring-site (b-f), and depth of ground ice surface (g) in April 2001.

温変化は、気温が 0°C 以上になる 4 月上旬まで続いていた。ところが、2001 年 4 月 9 日、すべての深度の地温が一斉に氷点下の範囲内で急上昇を示した。地下水はまさに、このときに形成された。

3) 2001 年 4 月の地下水観測結果と地温変動

地下水観測を開始した 2000 年 11 月 4 日から冬季間を通じて、地下水の深さに変化はなかった。地下水の形成が始まったのは、日中の気温が 0°C を上回り、融雪が始まる 4 月であった。

図 5 に、2001 年 4 月の気温 (a)・地温 (b-f)・地下水の深さの変化 (g) を示す。4 月 7 日、それまで氷点下で推移していた気温が 0°C 以上に上昇した (白矢印)。このとき、0 cm (b)、および -20 cm (c) の地温がわずかに上昇を示した。次に気温が 0°C を上回ったのは 4 月 9 日であった

(黒矢印)。同日から翌 10 日の間に、-157.5 cm で安定していた地下水の深さは -151.0 cm となり、急激な氷の成長 (+6.5 cm) が確認された。このとき、センサーを設置したすべての深度で、それまで氷点下で推移していた地温が一斉に急上昇した (b-f)。その上昇量は -157 cm (f) で最も大きく、わずか 4 時間の間に -6°C から -0.2°C にいたる地温上昇が記録された。4 月 10 日の積雪は、岩塊斜面ではない北東向き斜面で全層が融解していた。いっぽう南西向き岩塊斜面と地下水が成長した谷底では積雪の底面温度は氷点下を保ち、融雪は地表面まで達していなかった。この地下水の急激な成長は 4 月 23 日まで続き、形成開始から累計厚 21.2 cm の地下水が形成された。

V. 考 察

1) 冬季の岩塊斜面に生じる空気対流

冬季間の岩塊斜面では、積雪の薄い部分とその下部において低い BTS 値が分布している。この BTS 分布は、外気の影響を強く受けていると考えられる。外気の影響は、斜面末端部で記録された地温変動によって裏付けられる。斜面末端部では断熱材としての積雪が 1～3 m と厚いので、積雪の上からの熱伝導は無視できる程度であった。しかし、地下では冬季間を通じて地温が下がっている（図 4）。いっぽう、斜面最上部では常にプラスの地温が維持されており、深いほど暖かい（図 4）。ここでは冬の間、暖かい空気が吹き出しており、積雪の一部が融解して穴が空いている（口絵 3-3）。

これらの結果は、外気と岩塊斜面内部の間に空気対流が生じていることを強く示唆している。岩塊斜面に生じる空気対流は、国内では一般に風穴現象として認識され、これまでに多くの研究がなされてきた（荒谷, 1920; 江川ほか, 1980; 真木, 2000; Tanaka *et al.*, 2000）。冬季、気温が下がると相対的に暖かく軽い岩塊斜面地下の空気は上昇し、斜面最上部の温風穴から放出される。いっぽう、岩塊層の空隙から空気が抜けた部分には、雪が薄く空気が流れやすい部分から外気が侵入し、斜面末端部へと流れる。冬季でも積雪の薄い岩塊地は、恐らく外気が侵入する格好の入り口になっていると考えられる。これは、岩塊地においてとくに低い BTS 値が得られていることによって支持される。以上のように、西ヌプカウシヌプリの岩塊斜面では、冬季を通じて斜面内部からの暖かい空気の放出と、外気の侵入という空気対流が生じていると考えられる。

2) 地下水の形成メカニズム

融雪期に観測された地温の急上昇と地下水の形成が開始するタイミングは見事に一致する（図 5）。この事実は、融雪と地下水の成長、および地温変動との間に密接な関係があることを強く示唆している。地温の変動量は、前年秋以降の凍結面である - 157 cm 深で最も大きい。また、この深さの地温は 4 月 9 日のわずか 4 時間の間に - 6℃ から

0℃ まで急上昇した。この急激な地温上昇は、水が凍結する際に放出する潜熱の影響を受けたものと考えられる。このことは、地下水の結晶がちりの多い部分で細かく、短時間の間に形成された様相を呈することと調和的である。以上より、地下水は融雪水が再結水することで形成されると考えられる。

融雪水の供給によって地下水が成長することは、富士山北麓に分布する溶岩トンネル（溶岩流からガスが抜けたところにできる空洞）のひとつである富士風穴で報告されている（Ohata *et al.*, 1994）。富士風穴からは盛夏でも冷たい空気が洞穴の出口から吹きだしており、その内部には越年氷がひろがっている。越年氷は冬ではなく、春に氷の成長が始まる。これは、氷を形成するための水の供給が冬季には少ないいっぽう、春には融雪水が洞穴内部に流れ込み、地下水が成長するのに必要な水が供給されるからである（Ohata *et al.*, 1994）。本研究で得られた地下水の観測結果でも、気温が 0℃ を超え、融雪が始まってから地下水が成長する。このことから、細長い洞穴に生じる風穴と、岩塊斜面に生じる風穴（累石風穴）に見られる地下水の成因は、ほぼ同じであることが予想される。北海道で報告されている局地的な永久凍土は、このような地下水の形成によって冬季の寒気が氷で蓄積されるために、現在の気候環境下でも安定して維持されている可能性が高い。

VI. ま と め

然別火山群西ヌプカウシヌプリ山頂部の岩塊斜面において永久凍土層を見いだした。この永久凍土が現在の気候環境下で維持されている要因を明らかにするため、BTS 測定、気温・地温観測、および地下水深度の観測を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 岩塊斜面では冬季間を通じて岩塊層の空隙部と外気との間に空気対流が生じ、地下が効率的に冷却される。

2. 岩塊層に見られる地下水は、融雪水が冬季の空気対流で冷却された岩塊層に流入し、再結水することで形成される。

以上の結果は、従来指摘されてきた空気対流の

みならず、融雪期に形成される地下水の存在が、岩塊斜面における永久凍土の維持に大きな役割を果たしていることを示唆していると考えられる。

謝 辞

北海道大学大学院地球環境科学研究科の小野有五教授には、終始たいへん丁寧なご指導をいただいた。然別湖ネイチャーセンターの皆様には、現地調査の際に宿泊、交通機関の格別なる便宜を図っていただき、また現地調査を手伝っていただいた。川辺百樹氏（上士幌町ひがし大雪博物館）、松田まゆみ氏（ひがし大雪博物館友の会）、小島 望氏（岩手大学）には、現地調査の際に格別なる便宜を図っていただき、また有益なご助言をいただいた。小嶋 尚教授（明治大学）、平川一臣教授・渡辺第二助教授・高橋英紀助教授・澤村教伸助手（北大地球環境）、曾根敏雄助手（北大低温研）、佐藤 謙教授・高橋伸幸教授（北海学園大）、の各先生方には、数々の有益なご指導、ご助言をいただいた。地下水の薄片資料作成・観察では、北海道大学低温科学研究所の白岩孝行助手にお世話になった。北海道大学地球環境科学研究科の大学院生諸氏、寒冷地形談話会の会員各位には、数々の有益なご助言をいただいた。環境省大雪山国立公園上士幌管理官事務所には、観測機材の設置を快く許可していただいた。以上の皆様に、心より御礼申し上げます。

文 献

- 安達 寛 (1974): 北海道網走における永久凍結土壌の観測 (速報). 駒沢地理, **10**, 61-72.
荒谷武三郎 (1920): 風穴の研究. 理学界, **18**, 208-213.
江川良武・堀 伸三郎・坂山利彦 (1980): 風穴の成因について—過去における低温気候起源説に対する反論. 地学雑誌, **89**, 85-96.
福田正己・成田英器 (1980): 置戸町で発見された地下水について. 低温科学物理篇, **39**, 201-205.
福井幸太郎・岩田修二 (2000): 立山, 内蔵助カールでの永久凍土の発見. 雪氷, **62**, 23-28.
Haerberli, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als molicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, **9**, 221-227.
Harris, S.A. and Pedersen, D.E. (1998): Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost Periglac. Process.*, **3**, 107-120.
Hoelzle, M. (1992): Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost Periglac. Process.*, **3**, 143-147.
Ishikawa, M. and Hirakawa, K. (2000): Mountain permafrost distribution based on BTS measure-

- ments and DC resistivity soundings in the Daisetsu mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost Periglac. Process.*, **11**, 109-123.
加藤 誠・近藤祐弘・尾崎 隆 (1992): 東大雪山麓における点的永久凍土の土壌温度測定. 上士幌町ひがし大雪博物館研究報告, **14**, 75-87.
Keller, F. and Gubler, H. (1993): Interaction between snow cover and high mountain permafrost. *Proceedings of 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China*. South China University Technology Press, 332-337.
近堂裕弘・野川 潔・右谷征靖・瀬川秀良 (1978): 十勝三股の永久凍土. 地団研専報, **22**「十勝平野」, 335-341.
真木太一 (1998): ジャガラモガラ風穴・盆地の地形, 気象および植生の特徴. 農業気象, **54**, 255-266.
Matsuoka, N. and Ikeda, A. (1998): Some observation regarding mountain permafrost in the Japanese Alps. *Ann. Rep., Geosci., Univ. Tsukuba*, **24**, 19-25.
Ohata, T., Furukawa, T. and Higuchi, K. (1994): Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji ice cave, Japan. Part 1. Seasonal variation and mechanism of maintenance. *Arct. Alp. Res.*, **26**, 238-244.
Romanovsky, N.N. and Turin, A.I. (1986): Kurums. *Biuletyn Peryglacjalny*, **31**, 249-259.
佐藤 謙 (1995): 北海道の風穴植生概説. 上士幌町ひがし大雪博物館研究報告, **17**, 107-115.
志保井利夫 (1973): 北見地方で見られる周氷河地形現象—異常低温地点を中心に. 北見工業大学研究報告, **4**, 303-320.
志保井利夫 (1974): 北海道常呂郡留辺蘂町, 温根湯つづじ山の風穴について. 地学雑誌, **83**, 89-102.
志保井利夫 (1975): 湧別川流域の周氷河現象. 北見工業大学研究報告, **6**, 139-160.
志保井利夫 (1980): 北見地方の異常低温地点と地下水. 北見論集 (北海学園北見大学紀要), **3**, 141-152.
清水長正・山川信之 (2001): ひがし大雪地域における夏期凍結層の確認 (2). 上士幌町ひがし大雪博物館研究報告, **23**, 21-31.
清水長正・山川信之・鈴木由告 (1988): ひがし大雪地域における夏期凍結層の確認 (1). 上士幌町ひがし大雪博物館研究報告, **10**, 1-9.
曾根敏雄 (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.
Tanaka, H.L., Nohara, D., Yokoi, M. (2000): Numerical simulation of wind hole circulation and summertime ice formation at Ice valley in Korea and Nakayama in Fukushima, Japan. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **78**, 611-630.
山岸宏光 (1977): 然別火山群の火砕流堆積物. 地下資源調査所報告 (北海道立地下資源調査所), **49**, 37-48.
吉岡邦二 (1973): 風穴植生. 生態学講座月報, **8**, 7-8.

(2002年4月25日受付, 2002年6月17日受理)