## 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.

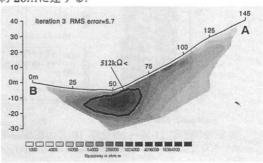
斜面末端部(図1の地点1)において 1999年10月にピット掘削を行った結果,深さ1.5mに凍結層を確認した.この凍結層は礫径30~50cmの岩塊層空隙を透明氷が満たした構造で

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.

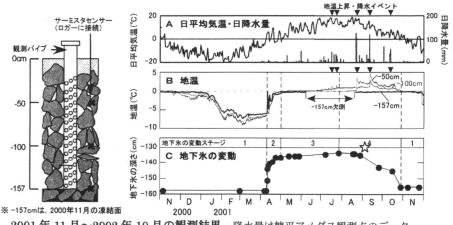


図3 2001年11月~2002年10月の観測結果 降水量は糠平アメダス観測点のデータ 地下氷の変動ステージ 1:Stable, 2:Rapid growth, 3:Slow growth, 4:ablation

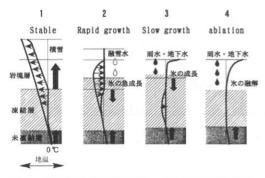


図 4 地下氷と地温プロファイルの変化模式図

- 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	<b></b> (−19.0)	-2.0
2003	<b></b> (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.

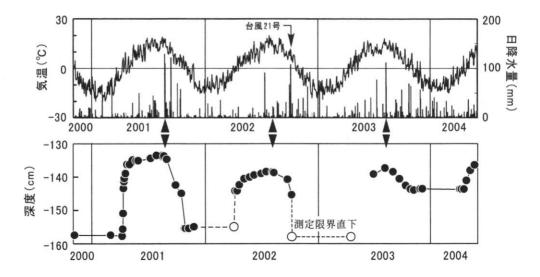


図 5 2000年11月~2004年6月の観測結果

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

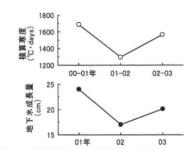


図 6 積算寒度と地下氷の成長量

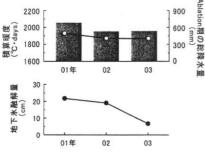


図7 積算暖度, Ablation 期の総降水量 (棒グラフ) と地下氷の融解量

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.