報 告

凍結期における地盤の水分挙動と熱伝導率の測定

楊 照 宇¹⁾, 畢 春 蕾¹⁾, 鈴木 輝 之²⁾,
澤 田 正 剛²⁾, 山 下 聡²⁾

要 旨

北見工業大学構内の屋外凍上実験フィールドにおいて、2002年10月から2003年5月までの凍結期を挟んだ期間に、地盤の外気温、土中温度、凍結深さ、凍上量、土中水分量（凍土中では不凍水量）及び熱流量の測定を継続して行なった。測定の結果、地盤凍結の進行にともなう水分の移動、不凍水量、さらに熱伝導率の経時的変化を定量的に捉えることが出来た。

凍結が進行すると、未凍土側の含水比は漸減していくが、凍結面が近くなると急減する。また、この含水比の減少は凍結面へ水分が吸い寄せられるために生ずる現象であり、凍結面の通過後は水成分も含めた含水比は、凍結前よりも大きくなる。また、温度変化に対応した不凍水量の変化過程も明らかにされた。

地盤の熱伝導率は水分の移動や相変化のために、凍結の進行によって変化する。とくに凍結面が通過する時点では特徴的な変化を示す。また、今回測定された熱伝導率は凍結時と未凍結時ではほぼ同じ値になった。この結果はこれまで多く行なわれている室内実験での結果とは異なるものであり、実地盤で実際に起こっている現象をとらえることの重要性が示された。

キーワード：凍結、地盤、含水比、不凍水、熱伝導率

Key words: freezing, ground, water content, unfrozen water, thermal conductivity

1. まえがき

気温が低下すると地盤の水分は凍結し、さらに温度、水分、土質及び外力の条件が揃うと凍上が発生する。このように地盤の「凍結」と「凍上」は違う現象を表す用語である。しかし、これらは水分の移動と相変化によってもたらされる一連の現象であり、さらに、その原動力となるのは熱の流れである。

土の凍結に伴う水分の挙動や凍土の熱物性値を室内実験によって個々に調べる研究はこれまでも多く行なわれている。高志ら（1974）は、凍上発生時の凍土中の水分移動を測定した。武田・鈴木（1977）は凍上発生時の未凍土中の水分移動量を

実験的に観測している。Anderson *et al.* (1973), Smith and Tice (1988), 伊豆田ら（1991）は、凍土中の不凍水量を測定して、不凍水量は0°Cから温度の低下と共に急速に減少し、初期含水比が大きい程不凍水量も多くなることを示している。また、凍結時の熱流を支配する凍土の熱伝導率を室内実験によって求める研究も、片山ら（1969）、Penner（1970）、福田・先川（1975）、Sawada and Suzuki（1991）など多く行なわれている。

実地盤で凍結・凍上が発生するとき、凍結の進行あるいは水分の移動によって含水比、不凍水量、さらには熱移動の状況も経時的に変化する。凍結期における地盤の水分挙動や熱的挙動を実測によって明らかにした研究はほとんど見られず、実務的な凍結解析や凍上対策の設計を合理的かつ精度良く行うことが困難となっている。凍結期における実地盤で実際に生じている現象を正確に捉える

1) 北見工業大学大学院工学研究科博士後期課程

〒090-8507 北見市公園町 165

2) 北見工業大学工学部土木開発工学科

〒090-8507 北見市公園町 165

ことは重要である。

本実験は地盤の土中温度、凍結深さ、凍上量、土中水分量（凍土中では不凍水量）及び熱流量について地盤凍結期を通じて連続的に測定したものである。これらの測定で得られた水分量と熱伝導率を中心に、地盤中で実際に生じている変化を定量的に示すとともに、その特性について報告する。

2. 測定内容と熱伝導率の算出

2.1 測定内容

測定場所は北見工業大学構内に設けられた凍上実験フィールドである。フィールドは深さ2 mまでを凍上性の土と置き換えて造成された均一な平坦地盤である。表1に地盤を構成する土の性質を示す。図1に観測で用いた計測装置の設置状況を

表1 試験フィールドに用いた土の性質。

土粒子密度		2.51 g/cm ³
粒度	砂分	47.7%
	シルト分	39.3%
	粘土分	13.0%
締固め試験	最適含水比	26.0%
	最大乾燥密度	1.395 g/cm ³
凍上試験 (排水工指針)	凍上率	63.3%
	凍結様式	微細霜降状凍結

図1 試験フィールドにおける測定状況。

示す。不動フレームは凍上量を測定するときの不動点として用いられ、凍上による持ち上がりを防止するために、地下2 mに埋設したコンクリートアンカー（幅0.6 m×高さ0.5 m×長さ3.2 m）に固定されている。

外気温は、地表面から1.3 mの高さに固定した百葉箱中で、銅-コンスタンタン熱電対を用いて、土中熱流と土中温度は熱流計によって各々5分間隔で自動計測した。用いた熱流計は薄層板型（長さ0.05 m×幅0.03 m×厚さ0.003 m）のもので、熱流と温度の両方の計測ができる。設置位置は深さ0.1 m間隔で1.2 mまでとした。土中水分はADR土壌水分センサーを地下0.1 mから0.6 mまで0.1 m間隔で、更に地下0.8 mと地下1 mの合計8個設置して、5分間隔で自動計測した。

この土壌水分計は、氷と水の誘電率の違いを利用して、凍土中では不凍水分量だけを測定する形式のものである。センサーによる水分移動への影響を少なくするために、熱流計と水分センサーはそれぞれ2列に分けて、千鳥配置として各列0.2 m間隔で設置した。また、熱流計と土壌水分センサーの凍上による持上りは無視して、以後の解析では、観測点の深さは凍結前の深さを用いた。さらに、土中水分量の分布を正確に把握することと、水分計による測定値の正確さをチェックすることを目的に、凍結前、凍結期、融解期に3回ボーリング調査を行った。

凍結深さはメチレンブルー凍結深度計を用いて、毎日午前10時に測定した。凍上による凍結深度計の持ち上がりを防止するために、凍結深度計の外管の下端を反力板で未凍土層中に固定した。凍上量の計測は直径0.1 m、厚さ0.005 mの凍上盤を地表面に置き、その持ち上がり量を変位計によって2時間間隔で自動計測した。

以上の外気温、土中温度、土中熱流および土中水分の計測は通年で行い、凍結深さ、凍上量の測定は2002年11月から開始し、2003年5月の凍土が無くなる時期まで継続した。また、積雪の断熱効果によって大気と地表面との熱収支の条件が変化することを防ぐために実験フィールドは常に除雪した。

2.2 熱伝導率の算出

熱伝導率の測定方法は定常法と非定常法の二つ

に分けられる．具体的な測定法として最も多く採用されているのは土の熱伝導率を迅速に測定できる熱プローブ法である．しかし，プローブ法は熱を発生させて，自然地盤の凍土の熱環境に影響を与える可能性があるため，今回は凍土に影響が少ない定常法に基づいて熱伝導率を算出した．

各深さ毎の土中温度の実測値から，任意時刻における土中温度分布の連続曲線を作成する．この曲線の各深さ毎の接線の傾きをその接点位置（深さ）における温度勾配 α とする．各深さに埋めた熱流計で実測された熱流と土中温度勾配から式 (1) で計算された値を各深さにおける熱伝導率とした．

$$\lambda = \frac{Q}{\alpha} \dots\dots\dots (1)$$

ここに λ は熱伝導率 ($W/(mK)$)， Q は熱流 (W/m^2)， α は温度勾配 (K/m) である．

式 (1) による熱伝導率の値は，地盤中の熱移動が伝導によってのみ行われることを前提としている．実際の地盤では，水分の移動によって熱が移動したり，凍結面付近での潜熱発生の影響が現われるが，このような場合には式 (1) による算出値は厳密な意味での熱伝導率とはならない．

3. 気温と凍結・凍上

図 2 に測定期間の外気温の日平均値，凍上量及

図 2 外気温と地盤凍結・凍上の推移．

び凍結深さの推移を示す．

11 月 14 日から一時的なマイナスの気温が現われ始めた．この時期の気温はプラス側とマイナス側の両方が現われ，地盤は凍上と融解沈下を繰り返した．11 月 30 日から日平均気温が連続的にマイナスとなり，この寒さは 3 月下旬まで続いた．2 月 14 日には今冬の最低気温 $-24.4^{\circ}C$ (5 分間隔で測定したときの日平均気温: $-14^{\circ}C$) を記録した．この間，凍結深さは連続的に増加している．3 月下旬になりプラスの日平均気温が再び現われ始めると，主として地表面側から地盤の融解が進行した．本測定シーズンの凍結指数は $947.1^{\circ}C \cdot days$ ，最大凍上量は $0.101 m$ ，最大凍結深さは $0.876 m$ であった．

4. 地盤の水分

4.1 土中水分

(1) 未凍土側

図 3 に各深さ毎の土中含水比 (5 分間隔測定値の日平均値) の推移を示す．凍結開始前の含水比は比較的安定しており，降雨などの一時的影響を除いて深さに関係なく，ほぼ一定の値で推移した．11 月中旬から凍結が始まり凍上が発生すると，

図 3 日平均土中含水比 (不凍水量) の推移．
(——含水比 (%) ---- 不凍水量 (%))

未凍土側から凍結面に水分が移動し(高志ら, 1974; 武田・鈴木, 1977), 未凍土側の含水比が徐々に減少していく. 図4に吸い上げによる含水比の減少量(地表面が凍結する直前の11月13日と測定日との土中含水比の差)と凍結面までの距離の関係を示す. 凍結面が遠いときは吸水駆動力が小さいために, 水分の減少量は少ない. 凍結面が近くなる(0.2 m ~ 0.3 m 程度)と吸水駆動力が大きくなり, 含水比の減少量の曲線の傾きが大きくなる. 地下浅い所(地下0.2 m 程度まで)では, 凍結面が近づいても含水比の減少量は小さいことが分る. これは地表面付近では凍結の進入速度が大きいため, 水分の移動が間に合わないことによると理解される.

(2) 凍結期及び融解期

図5はボーリングによって測定された含水比の

図4 含水量の減少と凍結面までの距離の関係.

図5 ボーリングによる土中水分の分布.

分布を示す. 一方, 図5と同時期の含水比分布を土壌水分センサーによって測定した結果を図6に示す. 図5と図6の比較によれば, 土壌水分センサーによる含水比の測定値は, ボーリングによって直接測定される含水比と良く一致している. 図5によると, 凍結前の地盤中の含水比は約40%である. 凍結・凍上が始まると未凍土側の水分が凍土側へ吸い上げられるため, 凍土側の含水比は凍結前より大きく, 50%程度となった. また地表面下0.1 m から0.3 m 付近のところでは, 含水比が特に大きくなり, 60%程度となった. 地表面から融解が始まると, 融解した水分は下方へ移動して行くため, 含水比は凍結面に向かって漸増する形となっている. この融解時には, 凍結面に近い未凍土側(深さ0.8 ~ 1 m)の含水比が凍結前の時期より20%程度増加しており(図6), 地表面付近の融解水が凍土層を通して下方へ移動していることを示唆している. 凍土が全部融解した後, 含水比分布は凍結前の状態に戻った.

4.2 不凍水

不凍水量の推移は(1)凍結初期:観測点が凍結して, 不凍水量が減少していく時期.(2)安定期:不凍水量が比較的安定して推移する時期.(3)融解期:地表面から融解が始まり, 不凍水量が増加する時期の3つに分けることができる(図3の地下0.5 m の曲線参考).

(1)凍結初期:凍結初期には土中水分の凍結が始まり, 不凍水の量が徐々に減少していく. 図7に凍結初期における, 温度と不凍水量の関係を示

図6 土壌水分センサーによる土中水分の分布.

図7 凍結初期の土中温度と不凍水量の関係。

表2 凍結初期に相当する時期が終わる時点の観測点の状況。

深さ (m)	観測点と 凍結面の 距離(m)	観測点の 温度(°C)	凍結初期の相当 期間(day)
0.1	0.117	-5.4	8
0.2	0.151	-2.8	7
0.3	0.124	-3.1	16
0.4	0.127	-1.8	10
0.5	0.156	—	23
0.6	0.20	-2.0	28

す。土中温度の上昇とともに、不凍水量は徐々に増加する。Anderson *et al.* (1973) は室内実験によって温度と不凍水量の関係を求めているが、その結果と比較して、図7に示す不凍水量の変化は少ない。これは未凍結側からの水分補給の違いによると考えられる。

表2に示すように、凍結初期に相当する時期が終わるときの観測点の温度は $-2^{\circ}\text{C} \sim -3^{\circ}\text{C}$ 程度であり、凍結面との距離は0.1 m ~ 0.2 m である。つまり凍結面上0.1 m ~ 0.2 m の凍土は不凍水を多く含んでいることになる。また、浅い所の凍結初期に相当する期間は一週間程度であり、深い所（例えば深さ0.6 m）ではほぼ一ヶ月程度である。深くなるほど凍結進行速度が遅くなるために凍結初期の相当期間が長くなる。

(2) 安定期：不凍水量が比較的安定している期間も、地下浅い所では土中温度の変動に対応して

図8 安定期の不凍水量と温度の関係。

(a) 地下0.1 m の場合 (b) 地下0.2 m の場合

不凍水量も変動している（図8）。また、安定期を通して不凍水量が少しずつ減少していることも分る。

図9に安定期における土中温度と不凍水量の平均値の分布を示す。土中温度は深いところ程高くなる。これに対して不凍水量は地表から0.3 m くらいまでは深さとともに増加するが、それより深い凍土中では土中温度に関係なく12% ~ 13% 程度の値を示している。

(3) 融解期：3月下旬には地表面から融解が始まる。この時期には凍土中の温度も徐々に上昇して 0°C 付近の値を示した。温度の上昇につれ、不凍水量も急増した（図3）。

5. 熱伝導率の推移

図10に熱伝導率の推移を示す。熱伝導率の変化過程は凍結状況によって、①凍結前、②凍結面

図9 安定期における土中不凍水、温度の深さ方向分布.

図10 深さ毎の熱伝導率の推移.

が観測点より上にあるとき、③凍結面が観測点より下にあるとき、④地表面から融解が始まり、観測点は凍結しているとき、⑤観測点の下まで融解したとき、⑥凍土が全部融解したときの6つの時期に分けることができる。この中で、時期④と時期⑤では土中水分の移動によって熱が移動するため、厳密な意味での熱伝導率が測定されていない可能性が高い。また、時期②と③の境界は凍結面

図11 凍結前の含水比と熱伝導率の関係.

が測定点を通過する時期に相当し、このときの熱伝導率の算定値には発生潜熱の影響が現われる。

凍結前の時期①では熱伝導率に影響する土の密度や水分量などの変化は凍結期に比べて少ないので、熱伝導率の平均的な値は深さにかかわらず 0.6 W/(mK) 程度であることが分る。

土の熱伝導率は、含水比によって変化する。図11に、凍結前の含水比と熱伝導率の関係を示す。含水比が大きくなると、熱伝導率も大きくなる傾向が認められる。地表面から凍結が始まる時期②に、未凍土側の熱伝導率の値が漸減するのは、凍結・凍上によって水分が吸い上げられて、含水比が減少するためと考えられる(図5)。一方、地下浅いところ(地表面下0.2m程度まで)で熱伝導率の急減が現われなかったのは、凍結前の含水比の減少が少なかったためと考えられる。

観測点の土が凍結した時期③では、熱伝導率の値は $0.4 \sim 0.8 \text{ W/(mK)}$ 程度になっている。片山ら(1969)、Penner(1970)、福田・先川(1975)、Sawada and Suzuki(1991)の室内実験によれば、含水比が高い土では、凍結時の熱伝導率は未凍結時の約2倍程度になる場合もあることが示されている。図10によれば凍結した地盤の熱伝導率は、未凍結時とほぼ同じ値になっている。水分の移動やアイスレンズの造成をとまなう地盤凍結を、室内実験で正確に再現することは困難と思われる。

6. まとめ

以上において、凍結・凍上発生時における実地

盤中の含水比, 不凍水量, 熱伝導率の実測結果を検討した。得られた結果のうち, 主なものをまとめると以下の通りである。

1. 凍結面までの距離が遠いとき, 未凍土側での含水比の減少速度は小さいが, 凍結面が近づくと減少速度が急に大きくなる。しかし凍結面への水分吸引によって, 凍結面通過後の凍土中の含水比は凍結前より大きくなる。

2. 不凍水量の変化過程は, (1) 凍結初期: 凍結後に不凍水量が漸減する時期, (2) 安定期: 不凍水量が比較的安定して推移する時期, (3) 融解期: 地表面から融解が始まり, 不凍水量が増加する時期の3つに分けることができる。

3. 不凍水量の安定期においても, 地下浅い所では温度変化の繰り返しによって不凍水量が変動する。また, この間においても不凍水の量は徐々に減少する。

4. 温度勾配と熱流から算出される熱伝導率は地盤凍結の進行によって経時的に変化する。特に, 凍結面が通過する直前の熱伝導率は, 水分の急速な移動によって特徴的な変化を示す。

5. 凍結した地盤の熱伝導率は未凍結時とほぼ同じ値となった。この結果は多くの室内実験の結果と異なるものであり, 室内実験結果を実地盤に

適用することの問題点を示唆している。

文 献

- Anderson, D., Tice, A. and McKim, H., 1973: The unfrozen water content and the apparent heat capacity in frozen soils, Proc. 2nd Int. Permafrost Conference, Kakutsk, 289-295.
- 福田正己・先川信一郎, 1975: 凍土の熱伝導率の測定, 低温科学, **A33**, 259-263.
- 伊豆田久雄・山本英夫・生頼孝博, 1991: 塩分含有凍土の不凍水の存在状態について, 日本雪氷学会予稿集, 40.
- 片山功蔵・服部 賢・池田 孝・三井和彦, 1969: 湿った土壌の凍結前後における熱物性値測定法, 冷凍, **44**, 504, 12-19.
- Penner, E., 1970: Thermal conductivity of frozen soils, Canadian Journal of Earth Science, **7**, 982-987.
- Sawada, S., Suzuki, T., 1991: Experimental study on thermal conductivity close to the freezing front in the ground, Third International Symposium on Cold Regions Heat Transfer, 323-329.
- Smith, M., Tice, A., 1988: Measurement of unfrozen water content of soils, Proc. 5th Int. Permafrost Conference, Trondheim, 473-477.
- 高志 勤・益田 稔・山本英夫, 1974: 土の凍結膨張率に及ぼす凍結速度・有効応力の影響に関する研究, 雪氷, **36**, 1-20.
- 武田一夫・鈴木義男, 1977: 土の凍結時の未凍結土中の水分移動, 低温科学, **A35**, 287-293.

Measurement of water behavior and thermal conductivity of ground during frozen season

Zhaoyu YANG¹⁾, Chunlei Bi¹⁾, Teruyuki SUZUKI²⁾,
Seigo SAWADA²⁾ and Satoshi YAMASHITA²⁾

1) Graduate School, Kitami Institute of Technology 165, Koen-cho, Kitami, Hokkaido 090-8507

2) Department of Civil Engineering, Kitami Institute of Technology
165, Koen-cho, Kitami, Hokkaido 090-8507

(2004年5月21日受付, 2004年7月9日改稿受付, 2004年7月16日受理, 討論期限2005年3月15日)