

## 1. はじめに

凍結融解による基岩の風化および土砂化は我が国では主要な土砂生産現象の一つとして重要である。凍結融解による土砂生産量の予測手法は現在までにいくつか提案されているが、これらは経験的なものである。このような背景から我々はより物理的な予測モデルの開発を目標として研究を進めている。そこで堤ら<sup>1)</sup>は凍結融解時の地中温度分布を推定する熱伝導解析モデルを開発しているが、モデルでは水分移動を無視していた。しかし凍結時の間隙水の量を把握することは基岩の破壊に関係して重要であり、また水分量が凍結融解現象に与える影響についても考慮すべきである。そこで本研究では凍結時の水分移動を解析する手法を提案する。またこれとは別に間隙水分布が地中温度分布に与える影響を熱伝導解析モデルにより検討した。

## 2. 解析方法

### 2.1 基岩の凍結時における水分移動解析

ここでは間隙水の一部が凍結した場合の水分移動解析方法を説明する。解析に用いた水分移動方程式はRichards式に間隙水の凍結融解を加味した式(1)である。

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left( K \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (1)$$

ここに、 $C$ :比水分容量、 $\psi$ :圧力水頭、 $t$ :時間、 $K$ :透水係数、 $z$ :深度、 $\rho_i$ :氷の密度、 $\rho_w$ :水の密度、 $\phi$ :含氷率である。 $C$ と $K$ は間隙径分布を与えれば求められるから、次に凍結時の間隙径分布はどうなるかを考える。

図-1a)は凍結前の間隙径分布 $g_0(r)$ を示す。図には同時に間隙水の分布状況、圧力水頭と間隙径の関係、含水率 $\theta$ の式を示す。 $\theta_r$ は残留体積含水率で水分移動に寄与しない微小な間隙に入っている水の存在量を表す。水は毛管作用により間隙に保持されると考えているので、小さな間隙からある大きさの間隙 $r_1$ まで順に充填する形となる。Black and Tice<sup>2)</sup>らの実験によれば水は大きな間隙に入っているものから凍結することが分かっている。間隙水の一部が凍結した時は、間隙径分

布は図-1b)に示す $g_1(r)$ のように不連続に変化する。

凍結時にはこのように間隙径分布が不連続となることを考慮して水分移動解析を行わなければならない。しかし $g_1(r)$ をそのまま用いては計算が不安定となる。そこで本研究では $g_1(r)$ を正規分布の分布関数により連続曲線に近似した間隙径分布 $g_2(r)$ (図-1b)を用いて計算を行った。計算は鉛直一次元で有限要素法により行った。また基岩は不飽和で平衡状態を初期条件とし、地表面から深度1m地点に地下水面を設定した。

### 2.2 含水率分布の違いが凍結融解に与える影響

解析に用いる熱伝導方程式を式(2)に示す。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2)$$

ここに、 $\lambda$ :基岩の熱伝導度、 $T$ :地中温度、 $L_w$ :水の融解潜熱、 $\rho$ :基岩の密度、 $c$ :基岩の比熱である。なお本モデルでは水分移動を無視し、初期含水率 $\theta_i$ を与えた後 $\theta$ と $\phi$ の和が時間的に一定として計算を行う。よって $\theta_i$ が異なれば $\phi$ が異なり、式(2)左辺第2項の値が異なる。計算では入力データとして2006年12月20日から2007年4月10日における滋賀県田上山地裸地斜面での地表面温度を用いた。初期含水率分布は地表面下1m地点に地下水面がある状態で10mm/hrの雨を与えた場合、1)降雨終了直後、2)降雨2ヶ月後のものを与えた。

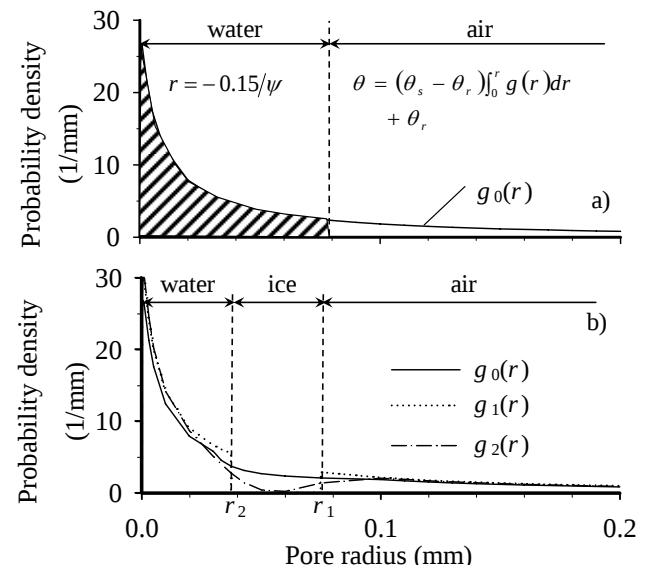


図-1 a) 凍結前の間隙径分布と b) 凍結後の間隙径分布

### 3. 解析結果と考察

#### 3.1 基岩の凍結時における水分移動解析

図-2a)は極端な凍結パターンとしてある瞬間に結氷率  $F$  が 0.5 となる場合、図-2b)はより現実に近い凍結パターンとして  $F$  が  $F = -10z$  と深度に比例して減少し、かつ 1 分ごとに 0.005 ずつ増加していく場合における含水率  $\theta$  の深度方向分布の時系列変化を示す。なお結氷率  $F$  は  $F = [\text{氷の体積}]/[\text{水と氷の体積}]$  で定義しており、 $F=1$  は完全凍結を示す。図-2a)を見ると、凍結 1 分後には間隙水の凍結により  $\theta$  は 0.05 と急激に減少する。凍結した状態で時間が経過すると徐々に凍結層へ未凍結層から水が供給され、凍結 250 時間後には凍結層で含水率が 0.01 ほど増加、未凍結層では 0.01 ほど減少していることが分かる。これは凍結層で  $\theta$  が減少すると同時に圧力水頭も小さくなることで凍結層の最下端  $z=0.1\text{m}$  地点で大きな圧力差が生じ、動水勾配が大きくなって上向きのフラックスが生じたためと考えられる。次に図-2b)を見ると計算開始から 200 分後までの基岩が徐々に凍結する過程では上向きの水分移動が生じているものの、移動量が少ないために凍結が進行する。そして凍結した状態のまま時間が経過すると上向きのフラックスにより未凍結層から徐々に凍結層へ水が供給されて凍結層の  $\theta$  が増加していくことが分かる。凍結 250 時間後は、 $\theta$  は最大で約 0.025 増加し先の結果よりも大きい。この場合は凍結層内での不凍水の割合が高く、よって透水性が高かったためと考えられる。これらの結果から、基岩の凍結時には未凍結層から凍結層へ徐々に水分が供給されることが分かった。

#### 3.2 含水率分布の違いが凍結融解に与える影響

図-3a)は降雨終了直後の、図-3b)は降雨 2 ヶ月後の含水率分布を与えたときの凍結深さ進行曲線と凍結融解回数を示す。これを見ると含水率の大きいケース(図-3a)の方が凍結深さは小さく、凍結融解回数も少ないことが分かる。これは含水率が大きいと凍結時には水の氷への相変化による放熱、融解時には氷の水への相変化による吸熱の量が多くなり、これらが地中温の変化を妨げるように働いたためと考えられる。

### 4. おわりに

以上より凍結時の水分移動が本研究で提案されたモデルにより解析することができ、解析結果から凍結時には水分が凍結層へ供給されることが分かった。これ

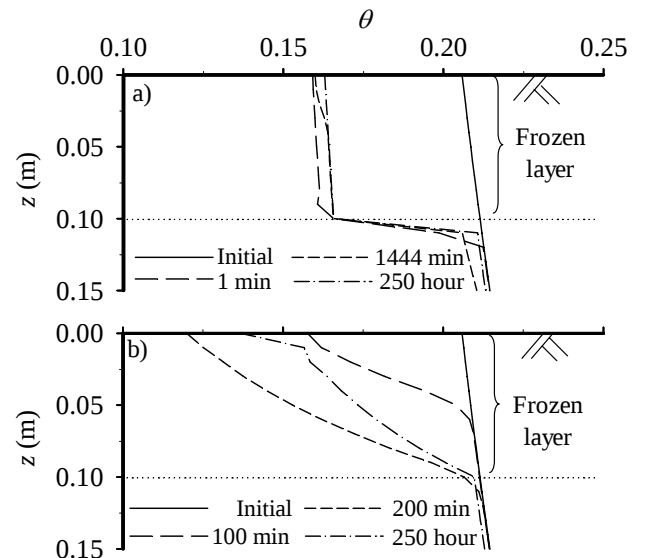


図-2 含水率の深度方向分布の時系列変化

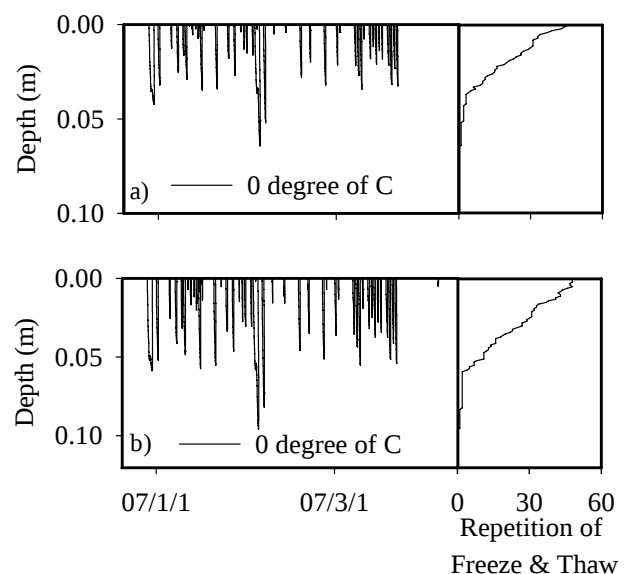


図-3 凍結深さ進行曲線と凍結融解回数

より土砂化に重要な凍上機構を解明できる可能性がある。また含水率が高いほど凍結深さ、凍結融解回数が減少傾向にあり、違いが見られたことから、水分移動は地中温の変化に大きく影響し、これより熱伝導と水分移動を同時に解析していくことが必要と考えられる。

### 参考文献

- 1)堤大三, 藤田正治, 手島宏之: 凍結融解による裸地斜面からの土砂生産量推定法, 平成 20 年度砂防学会研究発表会概要集, pp.90-91, 2008.
- 2) Black, P.B. and Tice, A.R.: Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam, U.S.A. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report88-16.