京都大学防災研究所年報　第 54 号 B　平成 23 年 6 月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 54 B, 2011

風化基岩の凍結融解時における熱移動と水分移動の解析

泉山寛明*・堤大三・藤田正治

* 京都大学大学院工学研究科

要　旨

凍結融解作用による風化基岩の土砂化は我が国の山間部の裸地斜面で多くみられ，発生した土砂は下流での土砂災害の原因となるために重要である。よって，凍結融解による風化基岩の土砂化量を定量的に精度良く予測できるようにする必要がある。そのためには熱伝導解析と水分移動解析を同時に行い，凍結融解回数や凍結深さ，水分量を予測可能にする必要がある。本研究では熱伝導解析と水分移動解析の同時解析を試みた。水分移動解析では凍結による間隙構造の変化を厳密にモデル化している。凍結過程における計算の結果，凍結速度が大きいほど地中から凍結層への浸透流が多く発生することが分かった。しかし，その量はわずかで，霜柱の発生などの実現象を説明することはできなかった。凍結層への浸透流を増すためには，凍結膨張などによる間隙の新たな形成が必要と推測された。

キーワード: 凍結融解，風化基岩，熱伝導方程式，水分移動方程式

1. はじめに

凍結融解による風化基岩の土砂化現象はわが国の山間部の裸地斜面で特に多く見られる。地中温度が氷点下となれば現象は発生するため，凍結融解による土砂化は小規模ながらも毎年繰り返し発生し，長期的に見れば膨大な土砂が生産されることになる。

よって凍結融解による土砂生産現象は土砂災害に深くかかわり，重要である。

そこで，凍結融解による風化基岩の土砂化現象をモデル化し，定量的に生産量を評価する必要があるが，現段階では十分なモデル化には至っていない。現象のモデル化には，1)地中温度と間隙水の移動をモデル化，2)風化基岩の破壊をモデル化，3)発生した土砂の河道への流出をモデル化，の 3 つの課題を解決する必要がある。

1)地中温度と水分移動に関しては，まず堤ら（2009）により裸地斜面を対象に地中温度推定モデルが開発されている。このモデルの特徴は，地表面熱収支を考慮することで，入力データとして日本全国で観測されている気温，日射量，風速等の一般的な気象データを用いることができ，汎用性が高い点である。さらに，積雪の影響を考慮したモデルも開発している（泉山ら，2011a）。水分移動に関しては間隙水の凍結による間隙構造の変化を厳密にモデル化し，凍結時の水分移動を解析する手法を提案している（泉山ら，2009）。

2)風化基岩の破壊に関しては，滋賀県田上山地の風化花崗岩について実験を行った結果，間隙率が凍結融解により 1.0～1.3 の割合で徐々に増加し，0.43 程度に達すれば土砂化するという経験的な土砂化モデルを提案している（泉山ら，2009）。さらに風化花崗岩だけでなく砂岩，頁岩等に関しても実験を行い，その結果から土砂化をモデル化している（泉山ら，2011b）。

現時点でも多くの解決すべき課題があるが，本研究では1)地中温度と水分移動に関し，熱伝導解析モデルと水分移動解析モデルを同時に解析することを取り上げる。今までは熱伝導と水分移動を別々に解くモデルを提案して

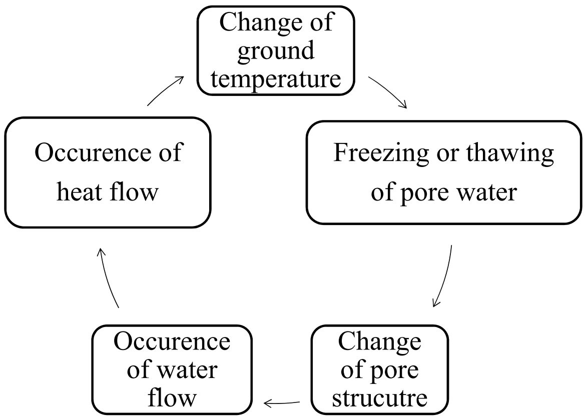

Fig.1 Interaction between heat transfer and water flow during freeze and thaw

きたが，本来，両者は相互に影響する。また，同時解析により凍結融解回数，凍結深さや凍りうる水の量の精度良い予測が可能となるものと思われる。

Fig.1は凍結融解が発生する場合の熱伝導と水分移動の関係を示す。凍結融解時には以下のような現象が見られると考えられる。つまり，1)温度が氷点下となった場合，間隙水の一部が凍結もしくは融解する，2)間隙に氷があればそこは一時的に間隙としては振舞わず，また水の相変化時には体積変化が発生するために間隙構造が変化する，3)間隙構造の変化により水分移動が発生する，4)水分移動が発生すれば同時に熱も水流に乗って移動し，また局所的に比熱・熱伝導率が変化するために温度変化が生じる，となる。そしてまた1)に戻り，2)，3)，4)と続くと考えられ，このことから熱伝導と水分移動は同時に解かなければならないと考えられる。

さらに凍結時には霜柱が発生する場合があり，霜柱により風化基岩から土砂が剥離されるため，その現象を再現する上でも同時解析は重要である。霜柱が発生する場合は地中からの豊富な水分供給が必要と考えられるが，そのメカニズムは解明されていない。今までにいくつかの理論的検証がなされモデルが提案されているが，検証実験の困難さから実証できていない。しかし熱伝導と水分移動の同時解析手法を確立すれば，数値実験により凍結時の水分移動特性を調べることができ，現象解明につながる可能性がある。

以上を背景に，本研究では今まで別々に解析してきた熱伝導と水分移動を同時に解析できる手法を提案する。水分移動解析は不飽和の場を想定し，Richards式を用いる。そして凍結時の水分移動特性について考察する。

なお，同時解析については陳ら(1998)など，研究例が既にいくつかあるが，本研究では間隙水の凍結による間隙構造の変化を厳密にモデル化した水分移動解析手法（泉山ら，2010）を取り入れる点で新規性を有すると思われる。

2. 計算方法

2.1 基礎式

熱伝導と水分移動の同時解析における基礎式を以下に示す。

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T_G(z)}{\partial z}\right)+\rho_i L_w\frac{\partial \phi}{\partial t}=\rho_G c_G\frac{\partial T_G(z)}{\partial t} \tag{1}$$

$$C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t}+\frac{\rho_i}{\rho_w}\frac{\partial \phi}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left\{K(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}+1\right)\right\} \tag{2}$$

$$\begin{aligned}
&T_G(z)=0.0 && (0.35\le\theta)\\
&T_G(z)=(\theta-0.35)/0.6 && (0.05\le\theta\le0.35)\\
&T_G(z)=(\theta-0.0583)\times60 && (0.025\le\theta\le0.05)\\
&T_G(z)=-2.0 && (\theta\le0.025)
\end{aligned} \tag{3}$$

ここで，z は深度，t は時間，$T_G(z)$は地中温度，θ，ϕ はそれぞれ体積含水率，体積含氷率，λ，c_G，ρ_G はそれぞれ基岩の熱伝導度，比熱，密度，ρ_i，ρ_w はそれぞれ氷と水の密度，L_w は水の融解潜熱，$C(\psi)$ は比水分容量，$K(\psi)$ は透水係数，ψ は圧力水頭である。

式(1)は熱伝導方程式，式(2)は水分移動方程式（Richards 式）である。本来ならば，水の移動に伴う熱の移流が考えられるが，熱の移動は主に伝導によるものとして無視している。式(3)は Jame and Norum(1980)の不凍水含有量と温度との経験式を表す。式(3)は土壌に着いて得られた式であるが，風化基岩に対しても適用可能と仮定している。地中温度が氷点より高い場合，式(1)と式(2)において含氷率 ϕ は 0 のため，それぞれ独立に解くことができるが，氷点下となれば $\phi>0$ となり，未知数が 1 個増える。よって地中温度が氷点下となる場合は式(1)～(3)を連立して解くことになる。

比水分容量は

$$C(\psi)\equiv\frac{\partial \theta}{\partial \psi} \tag{4}$$

で定義され，圧力水頭が変化した時の含水率

の変化量を表し，基岩や土壌の保水性を表すパラメータである。

透水係数はここでは

$$K(\psi)=K_{sat}\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{1/2}\left(\int_0^{\theta}\frac{1}{\psi}d\theta\Big/\int_0^{\theta_s}\frac{1}{\psi}d\theta\right)^2 \qquad (5)$$

の Mualem(1976)により提示されたモデルを用いた。

式(4)，式(5)のどちらも式中の含水率θを圧力水頭ψの関数として代入すれば計算することができる。なお，圧力水頭ψは間隙半径 r の関数として以下のように表される（小杉，1999）。

$$r=A/\psi \qquad (6)$$

ここに，A は表面張力，接触角，水の密度，重力加速度により決まる定数で，水温 20°C ではおよそ-0.15cm^2 である。小杉（1999）は，式(3)と対数正規分布するとして表した間隙径分布 $g_0(r)$から，含水率が以下のように表されるとした。

$$\begin{aligned}\theta&=(\theta_s-\theta_r)\int_0^r g_0(r)dr+\theta_r\\&=(\theta_s-\theta_r)\int_0^r\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma r}\exp\left[-\frac{\{\ln(r/r_m)\}^2}{2\sigma^2}\right]dr+\theta_r\end{aligned} \qquad (7)$$

ここに，r_m は間隙径の幾何平均である。式(7)に式(6)を代入し，式(4)の比水分容量の定義式に従って圧力水頭で偏微分すると比水分容量が圧力水頭の関数として，また式(7)を式(5)に代入すれば透水係数が圧力水頭の関数として表現される。

$$C(\psi)=\frac{(\theta_s-\theta_r)}{\sqrt{2\pi}(-\psi)}\exp\left[-\frac{\{\ln(\psi/\psi_m)\}^2}{2\sigma^2}\right] \qquad (8)$$

$$K(\psi)=K_{sat}\left[Q\left\{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right\}\right]^{1/2}\left[Q\left\{\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}+\sigma\right\}\right]^2 \qquad (9)$$

ここに$Q(x)$は

$$Q(x)=\int_x^{\infty}\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\exp\left(-\frac{u^2}{2}\right)du \qquad (10)$$

で表わされる余正規分布関数である。

熱伝導方程式における熱伝導率λおよび比熱 c_G は風化基岩の実質部分，間隙水，間隙氷，

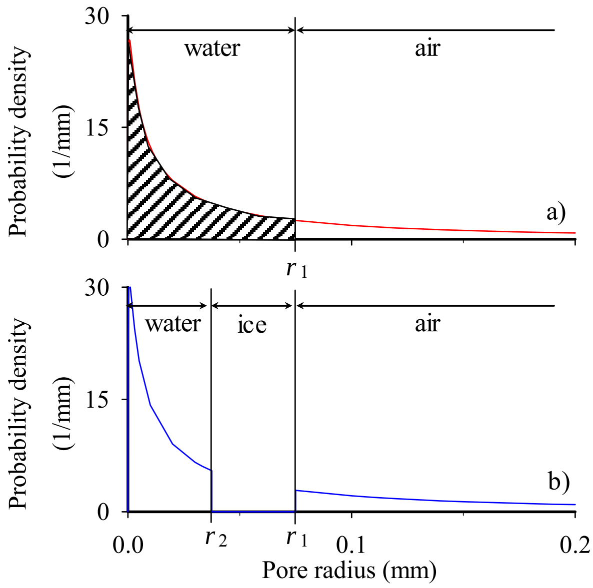

Fig.2 Pore radius distribution a) before freezing, b) during freezing

空気の存在割合をそれぞれの熱伝導率および比熱に乗じ，これらを足し合わせたもとするため，凍結の如何に大きな影響はない。しかし水分移動方程式中の比水分容量と透水係数は凍結するか否かで大きく異なる。それは間隙水が凍結した場合，1)氷の部分では水を通さないこと，また 2)凍結膨張により間隙が押し広げられ，新たな亀裂が生じる，の 2 つの要因により間隙構造が変化するからである。次に凍結時の比水分容量と透水係数について概説する。

2.2　凍結時の比水分容量と透水係数

間隙水の一部が氷となった場合の比水分容量と透水係数の定式化について概説する。詳細は泉山ら（2009）に述べられている。ただし凍結膨張による間隙の変化については無視して定式化している。凍結膨張による間隙構造の変化は今後の課題である。

上述のように比水分容量，透水係数は間隙径分布の関数として表される。そこで，凍結時の間隙径分布を求めれば良いと想像される。

間隙水が凍結した場合，どの間隙に入っている水から凍結するかが問題となるが，Black and Tice(1988)の行った実験より，大きな間隙に入っている水から凍結すると予想されているため，本研究でもこのように仮定する。Fig.2a)のように不飽和状態で間隙半径r_1まで水が入っているときにr_2からr_1までの間隙水が凍結したとすると，凍結時の間隙径分布

$g_1(r)$はFig.7b)のように不連続となり式で表わせば式(11)のようになる。なお，式(11)中の α は，確率密度関数である凍結時の間隙径分布$g_1(r)$が，$-\infty < r < \infty$について積分したときに1となるようにするための係数で，式(12)のように表される。

$$g_1(r)=\begin{cases}0 & (\text{when, } r_2 \le r \le r_1) \\ \dfrac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r}\exp\left[-\dfrac{\{\ln(r/r_m)\}^2}{2\sigma^2}\right] & (\text{when, } r < r_2,\ r_1 < r)\end{cases} \quad (11)$$

$$\alpha = 1\Big/\left(1-\int_{r_1}^{r_2} g_0(r)dr\right) \quad (12)$$

式(11)を式(7)の$g_0(r)$の代わりに用いて式(8)，式(9)と同様に整理すると，凍結時の比水分容量と透水係数が以下のように得られる。

$$C(\psi)=\frac{(\theta_s-\phi-\theta_r)}{\sqrt{2\pi}(-\psi)}\exp\left[-\frac{\{\ln(\psi/\psi_m)\}^2}{2\sigma^2}\right] \quad (13)$$
$$(\text{when, } \psi \le \psi_1, \psi_2 \le \psi)$$

$$K(\psi)=\begin{cases} K_{sat}\left(\alpha\dfrac{\theta_s-\phi-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^2\left(Q\left(\dfrac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right)\right)^{1/2} \\ \times\left(Q\left(\dfrac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}+\sigma\right)\right)^2 \\ \qquad (\text{when, } \psi < \psi_1) \\ K_{sat}\left(\alpha\dfrac{\theta_s-\phi-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^2\left(Q\left(\dfrac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right)\right)^{1/2} \\ \times\left(Q\left(\dfrac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}+\sigma\right)+Q\left(\dfrac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}+\sigma\right)\right. \\ \left.-Q\left(\dfrac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}+\sigma\right)\right)^2 \\ \qquad (\text{when, } \psi_2 < \psi)\end{cases} \quad (14)$$

以上で凍結時の水分移動解析が理論上行えることになる。しかし実際に数値計算を行うと解が発散してしまう場合がある。これは不連続点においてCの値が極端に変化するためと考えられる。そこで不連続点においてCがなめらかに変化するよう，連続曲線に近似するという修正を行った。

不連続な間隙径分布 $g_1(r)$を曲線近似するには，式(15)に示す平均μ，分散σ_x^2 の正規分布の累積分布関数を用いて行う。なお式(15)中のσ_xはσ_x=10^{-5}m とした。式(15)中のμとして不連続点 r_1 または r_2 を代入し，r_1 と r_2 の中間点を r_a とすると式(16)の曲線近似した間隙径分布$g_2(r)$となる（Fig.3）。そして式(13)を導いたのと同様に式(16)を式(7)の$g_0(r)$の代わりに用いて整理すると式(17)のようになる。なお式(17)中の ψ_aは $\psi_a = A / r_a$である。

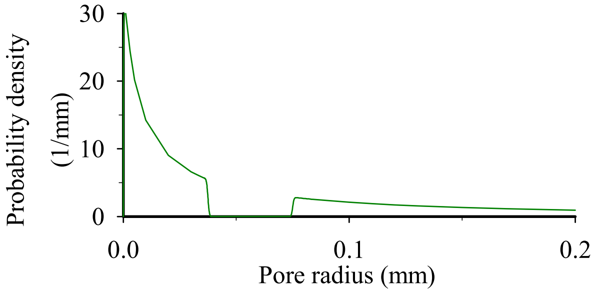

Fig.3 Pore radius distribution $g_2(r)$ revised by normal distribution (eq.15)

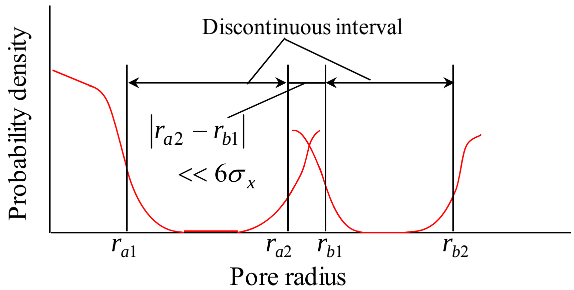

Fig.4 Overlap of pore radius distribution revised by normal distribution (eq.15) because of short range between the two discontinuous intervals

$$B=\int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x}\exp\left\{-\frac{(r-\mu)}{2\sigma_x^2}\right\}dr \quad (15)$$

$$g_2(r)=\begin{cases}\dfrac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r}\exp\left[-\dfrac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right]\times\left[1-\right. \\ \left.\displaystyle\int_0^r\dfrac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x}\exp\left\{-\dfrac{(r-r_1)}{2\sigma_x^2}\right\}dr\right] \\ \qquad (\text{when, } r \le r_a) \\ \dfrac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r}\exp\left[-\dfrac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \\ \times\displaystyle\int_0^r\dfrac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x}\exp\left\{-\dfrac{(r-r_2)}{2\sigma_x^2}\right\}dr \\ \qquad (\text{when, } r_a < r)\end{cases} \quad (16)$$

さらに凍結が進行して間隙径分布の不連続区間が生じる場合，新たな不連続区間で間隙径分布を上の議論と同様に変形する。その後繰り返し上述のような変形をする。

ただし，間隙径分布を曲線近似する場合，確率変数が平均μ，分散σ_x^2の正規分布に従う時は，確率変数が$\mu \pm 3\sigma_x$の範囲にほぼ存在するという性質があることから，隣り合う不連続区間の端と端の距離が$6\sigma_x$程度では曲線が

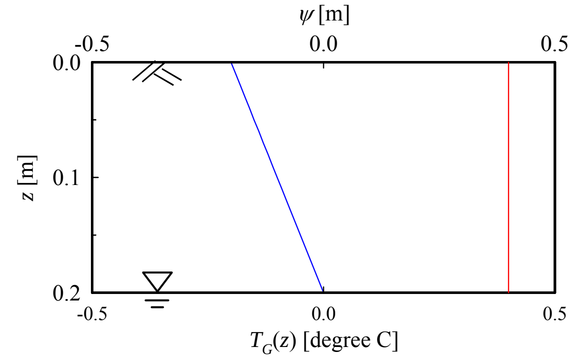

Fig.5 Initial condition of heat transfer analysis (red line) and water transfer analysis (blue line)

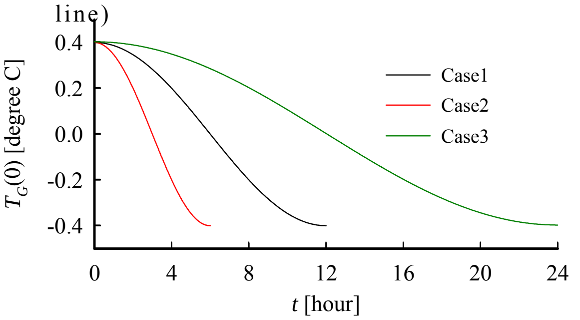

Fig.6 Boundary condition of temperature at ground surface

$$C=\begin{cases}\alpha\dfrac{\theta_s-\phi-\theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)}\exp\left\{-\dfrac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\}\\ \times\left[1-\displaystyle\int_{\frac{A}{\sigma_1\psi_1}}^{u}\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\}du\right] & (\text{when}, \psi\le\psi_a)\\ \alpha\dfrac{\theta_s-\phi-\theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)}\exp\left\{-\dfrac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\}\\ \times\displaystyle\int_{\frac{A}{\sigma_2\psi_2}}^{u}\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\}du & (\text{when}, \psi_a<\psi)\end{cases} \tag{17}$$

重なってしまう場合がある。このような場合は単純に隣り合う2つの不連続区間を1つに統合し，再度この場合の間隙径分布を求める（Fig.4）。

2.3　収束計算の方法

地中温度が氷点下となる場合，熱伝導方程式と水分移動方程式を同時に解く必要がある。つまり，数値計算を行う場合，各時間ステップにおいて熱伝導と水分移動の計算を同時に収束させなければならない。本研究では陳ら（1998）に倣い，以下のように計算することとする。

Table.1 Parameters used in the analysis

Parameter	Value	
c_{rock}	772	J/kg/K
c_{water}	4186	J/kg/K
c_{ice}	2093	J/kg/K
c_{air}	1006	J/kg/K
λ_{rock}	1.38	J/m/kg/s
λ_{water}	0.582	J/m/kg/s
λ_{ice}	2.255	J/m/kg/s
λ_{air}	0.024	J/m/kg/s
ρ_{rock}	2650	kg/m3
ρ_{water}	1000	kg/m3
ρ_{ice}	1000	kg/m3
ρ_{air}	1.29	kg/m3
L_w	332.8	kJ/kg
K_{sat}	0.0000029	m/s
θ_s	0.29	
θ_r	0.23	
ψ_m	-0.2	m
σ	1.09	
σ_1	0.0000005	

1)　各時間ステップにおいて，まず含氷率変化$\Delta\phi(z)=0$と仮定して熱伝導方程式を解く

2)　式(3)の不凍水含有率と温度の関係式および前時間ステップでの含水率から，氷点温度$T_L(z)$を計算する。

3)　1)で得られた温度$T_G(z)$と2)で得られた氷点温度$T_L(z)$を比較し，$T_G(z)< T_L(z)$で凍結する時，あるいは$T_G(z) > T_L(z)$かつ含氷率$\phi(z)$>0で融解する時，以下の式で含氷率変化$\Delta\phi(z)$を計算する。

$$\Delta\phi(z)=c_G\rho_G(T_L(z)-T_G(z))/\rho_i L_w \tag{18}$$

4)　3)で得られた含氷率変化を考慮して再度熱伝導方程式と水分移動方程式を解く

5)　式(3)の不凍水含有率と温度の関係式および4)で得られた含水率から，地中温度$T_{Gw}(z)$を計算する。

6)　4)で得られた地中温度$T_G(z)$と5)で得られた地中温度$T_{Gw}(z)$の差を計算し，その差が許容範囲内であれば次の時間ステップへ進む。許容範囲外であれば含氷率変化$\Delta\phi(z)$を修正し，4)へ戻り計算し直す。

2.4　計算条件

計算は鉛直一次元，有限要素法により行った。高さ0.2mの基岩を想定し，ノード間隔は1mmとした。

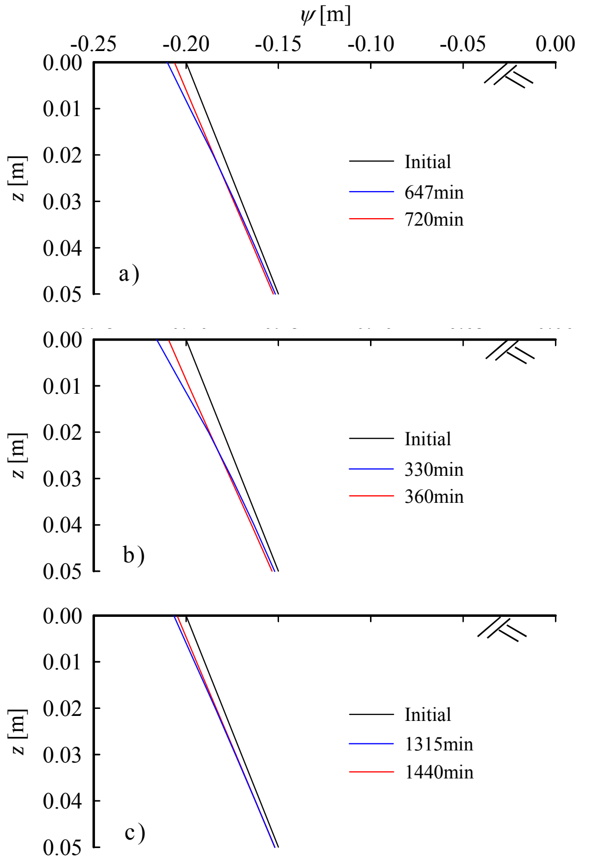

Fig.7 Relation between pressure head and depth of a)Case1, b)Case2 and c)Case3

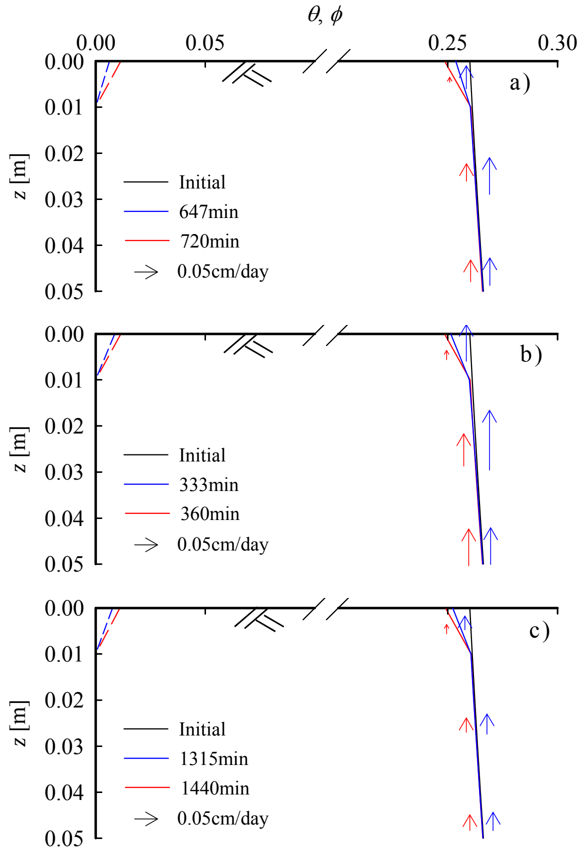

Fig.8 Relation between volumetric water content (solid line) or volumetric ice content (dash line) and depth of a)Case1, b)Case2 and c)Case3

初期条件として，水分分布は下端に地下水面を設けて圧力水頭は0m，上端は地表面として圧力水頭は-0.2mの静水圧分布とした(Fig.5)。地中温度分布は深度方向に0.4°Cで一定とした。

境界条件として，下端での圧力水頭は0mで常に一定，上端では水分フラックスが0m/sで常に一定とした。下端での温度は0.4 °Cで常に一定とし，上端の地表面では温度$T_G(0)$を

$$T_G(0)=0.4\sin\left(\frac{t}{T}\frac{\pi}{180}+\frac{\pi}{2}\right) \tag{19}$$

と0.4°Cから-0.4°Cまで三角関数で変化するようにした。ここでTを変化させると温度変化の周期を変えることができる。本研究では-T=4，2，8として地表面温度$T_G(0)$が1) 12時間かけて0.4 °Cから-0.4°Cまで変化する場合，2) 6時間かけて0.4 °Cから-0.4°Cまで変化する場合，3) 24時間かけて0.4 °Cから-0.4°Cまで変化する場合，の3ケースで計算を行った(Fig.6)。これは既往の研究により，霜柱が発生するためには凍結速度が関係することが分かっていることから（泉山ら，2009），凍結速度の違いが水分移動特性の違いに与える影響を確認するためである。

計算に用いたパラメータはTable.1に示すようであり，滋賀県田上山地の風化花崗岩について得られた値を用いた。Talbe.1において，c_{rock}，c_{water}，c_{ice}，c_{air}はそれぞれ基岩の実質部分，水，氷，空気の比熱，λ_{rock}，λ_{water}，λ_{ice}，λ_{air}はそれぞれ基岩の実質部分，水，氷，空気の熱伝導率，ρ_{rock}，ρ_{water}，ρ_{ice}，ρ_{air}はそれぞれ基岩の実質部分，水，氷，空気の密度である。c_Gは，基岩の実質部分，水，氷，空気の存在割合を重みとしてそれぞれに乗じ，足し合わせたものとする。λ_G，ρ_Gについても同様である。

なお，間隙水の凍結膨張に起因する間隙構造の変化は今回は無視した。

3. 計算結果と考察

Fig.7は圧力水頭ψの深度分布の変化を示

す。Fig.7a)はCase1，Fig.7b)はCase2，Fig.7c)はCase3の結果である。図中の黒線は初期状態，青線は間隙水の凍結が始まって最も圧力水頭が小さくなった状態，赤線は地表面温度が-0.4ºCと今回の計算条件において最も低くなった状態の圧力水頭分布である。

Fig.7より，Case1，Case2，Case3において，それぞれ時間が647分，330分，1315分と凍結が進行するなか，青線で示されるように圧力水頭分布が最も小さくなり，その後さらに凍結が進行し，時間がそれぞれ720分，360分，1440分になって温度が-0.4ºCに達すると，赤線で示されるように圧力水頭がわずかに増加していることが分かる。これは，間隙水の一部が凍結することで含水率が減少し，圧力水頭が低下するが，その結果水頭差が生じることで上向きの水流が発生したことが原因と考えられる。

Fig.8は含水率θの深度分布および含氷率ϕの深度分布の変化を示す。Fig.8a)はCase1，Fig.8b)はCase2, Fig.8c)はCase3の結果である。含水率の深度分布は実線で，含氷率の深度分布は破線で示している。また，深度0.005m，0.025m，0.045m地点におけるフラックスを矢印で示す。

Fig.8を見ると，間隙水の凍結により地表面付近で含水率が減少し，含氷率が増加していることが分かる。時間の推移に沿って見ると，含水率は時間が経過するにつれて減少し，一方で含氷率は増加していることが分かる。これは，凍結が進行する過程で最小値を示し，その後わずかに増加する傾向を示したFig.7の圧力水頭分布の変化とは異なる。圧力水頭と含水率が異なる変化傾向を示した理由としては，水頭差に起因する含水率の増加量よりも，間隙水の凍結に起因する含水率の減少量が大きく上回ることが考えられる。

水分フラックスについて見てみると，フラックスはどのケースでも上向きであり，地中から地表面の方向に向けて水流が生じていることが分かる。圧力水頭が最も小さくなる時間に注目してみると，深度0.005mにおいてはCase1では0.053cm/day, Case2では0.080cm/day, Case3では0.027cm/dayとなっている。凍結速度は速いほうから順にCase2，Case1，Case3であることから，凍結速度とフラックスは正の相関関係があることが分かる。その他の深度および地表面温度が-0.4ºCと最も低くなる時でも同様の傾向を示した。

4. おわりに

本研究では熱移動と水分移動の同時解析を試みた。

開発した同時解析モデルを用い，地表面温度を 0.4 C から-0.4ºC まで変化させたときの水分移動特性を検討した。このとき凍結速度を変えて計算を行った。

計算の結果，凍結速度が速いほど地中から地表面へ向けての間隙水の浸透量が大きくなることが分かった。しかし，大きな浸透は見られず，含水率の上昇は見られなかった。凍結層での含水率の上昇は，基岩から土粒子を剥離させる霜柱の発生のために重要な現象である。

凍結層での含水率の急激な上昇を再現する一つの解決策として，本研究では無視していた間隙構造を変化させることが挙げられる。今後は間隙構造の変化を考慮した熱伝導・水分移動解析を行う予定である。さらに，風化基岩の土砂化モデルと組み合わせて，風化基岩からの土砂生産量の推定可能とする予定である。

参考文献

泉山寛明，堤大三，藤田正治(2009)：凍結融解による風化基岩の間隙構造の変化と水分移動に関する研究,京都大学防災研究所年報 B，pp.659-671.

泉山寛明，堤大三，藤田正治(2010)：多孔質媒体凍結時の間隙水移動のモデル化とそれによる霜柱発生条件の検討，水工学論文集 54，pp.661-666.

泉山寛明，堤大三，藤田正治(2011a)：裸地斜面の凍結融解強度に積雪が与える影響,水工学論文集 55，pp.S715-S720.

泉山寛明，堤大三，藤田正治，矢田崇恭(2011b)：凍結融解による風化基岩の土砂化プロセスのモデル化，平成 23 年度砂防学会研究発表会概要集，pp.54-55.

小杉賢一朗(1999)：森林の水源涵養・洪水緩和機能と土壌孔隙特性―森林土壌の孔隙特性が雨水流出に及ぼす影響―，水利科学 250，pp.29-59.

陳暁飛，三野徹，堀野治彦，丸山利輔(1998)：熱と水の同時移動モデルによる土壌凍結,融解過程の数値実験法－土壌凍結･融解過程の解析に関する研究(I)，土壌の物理性 78，

pp.25-34.
堤大三，藤田正治，泉山寛明(2009)：気温上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測，水工学論文集　第 53 巻，pp.649-654.
Black, P.B. and Tice, A.R.(1976): 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.
Jame Y.W. and Norum D.I(1980): Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium. Water Resour. Res. 16, pp.811-819.
Mualem, Y.(1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, Water Resour. Res. 12, pp. 513-522.

Concurrent Analysis of Heat and Water Transfer in Weathered Bedrock during Freeze and Thaw Processes

Hiroaki IZUMIYAMA*, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Rock breakdown by freeze and thaw action occurs at bare slopes in mountainous area in Japan. The quantitative estimation of the amount of sediment produced is indispensable because sediment closely relates to sediment disaster at a downstream area. In this study, Concurrent calculation of heat and water transfer in a ground is conducted. Its analysis is necessary for obtaining the repetition of freeze and thaw, freezing depth and water content which is able to freeze potentially. The precise model of the change of pore structure is considered in the analysis. As a result, water flow from the ground to the surface positively correlates with freezing speed. However, considerably small amount of water flux occurs and actual phenomenon like needle ice is not simulated. Result also predicts the creation of new pore or crack becomes one of the factors in much water flux to freezing layer.

Keywords: Freeze and Thaw Action, Weathered Bedrock, Heat Transfer Equation, Water Transfer Equation