

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

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

凍結融解による基岩の土砂化プロセスを知ること、基岩内の温度分布を推定することは凍結融解による土砂生産量を予測するために重要である。そこで本研究では基岩の土砂化プロセスが間隙構造の変化を伴うと考え、実験・観察によりその実態を調べた。また凍結時の基岩内の水分量は、水が氷へと相変化する時の体積膨張による基岩の破壊の程度を知る上で重要であることから、凍結時における水分移動を解析する手法を新たに提案した。さらに相変化の際に発生する潜熱が地中温度の推定に影響を及ぼすと考えられることから、含水率分布が異なるときの地中温度の推定値の違いを検証した。以上より、凍結融解により基岩の間隙率は徐々に増加することや凍結時には未凍結層から凍結層へ水分が移動すること、含水率分布が異なれば地中温度の推定値の違いが見られるなど、いくつかの重要な知見が得られた。

キーワード：凍結融解，土砂化，間隙構造，水分移動

1. はじめに

我が国においては山間部からの土砂生産現象の一つとして凍結融解による基岩の土砂化が重要である。それは気温が 0°C 付近で変動する地域が多いことが理由である。また地球温暖化によって気候変化が将来的に生じることが予想されており、気候変化の土砂生産現象に与える影響の程度を解明しておく必要がある。そこでこれまでに凍結融解による土砂生産量を把握するための研究がいくつか行われてきた。

しかし堤ら (2007) が指摘しているように、開発されたモデルが経験的なものや温度変化のみを計算するものに留まっていたことや、現象の考察が斜面からの土砂生産量からされており、基岩から土粒子が生成される過程に関しては言及されていないなど、精度よく定量的に予測できるまでには至っていない。

以上の背景から、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を精度よく予測できるよう物理的なモデルを開発することは重要な課題である。そこで堤ら (2007) は熱伝導解析モデルを開発し、地中温度を精度よく推定することが可能となった。また解析を行うには境界条件として地表面温度を入力する必要があるが、計測事例が少なくモデルの適用範囲に限

られるため、現在では地表面での熱収支を考慮して気温、日射量、風速などの一般的な気象データから地表面温度を求め、地中温度分布が推定できるようになっている (堤ら, 2009)。しかし本モデルでは水分移動が考慮されていない。基岩内の水分量が異なれば潜熱の発生量が異なり、それが地中温度の推定に影響を与えると考えられることから水分移動を解析できるようにする必要がある。また、基岩の土砂化をモデル化する必要があるが、現在その土砂化プロセスが十分に解明されていない。

そこで本研究では凍結融解による風化基岩の土砂化過程では間隙構造も変化すると考え、実験により検討を行った。また凍結時における水分移動を解析する手法を新たに提案した。さらに含水率分布の違いが地中温度分布の推定に与える影響を熱伝導解析により検討した。

2. 基岩の間隙構造変化に関する実験的検討

本章では実験的手法により凍結融解による間隙構造の変化、土砂化直前の基岩の間隙率、霜柱の発生プロセスについて調べたので、その内容について述べる。

2.1 凍結融解による基岩の間隙構造の変化

(1) 実験の概要

水が氷へと相変化する際には約9%体積膨張するが、その時の膨張圧は風化基岩の間隙構造を破壊し、それにより間隙率が変化すると考えられる。そこで基岩について凍結融解実験を行い、凍結融解による間隙率および間隙構造の変化を検討した。

供試体には凍結融解による土砂化が確認されている、滋賀県田上山地の風化花崗岩を用いた。風化花崗岩はショベルとペグを用い、裸地斜面において縦10cm、横20cm、深さ10cmほどの岩塊として切り出した。岩塊は斜面垂直方向に深さ10cmずつ、40cmまでの4つを採取した。そしてマイナスドライバーを用いて直径4~6cm、高さ5~10cmの円柱状に整形し、風化花崗岩供試体とした。さらに側方からの土圧の影響を考慮するために塩ビパイプ（内径7cm、高さ10cm）で供試体の側方を覆い、供試体と円筒の間に生じた隙間に石英砂を詰めて側方の変形を拘束させた。

実験条件をTable 1に示す。初期間隙率 n_0 の凍結融解に与える影響を見るため、0.27~0.34のものを用意した。さらに含水量による違いを見るために、初期含水率 θ_0 の条件としてCase1:飽和含水率 θ_s 、Case2:残留含水率 θ_r 、Case3: θ_s と θ_r の中間の含水率 θ_m 、Case4:飽和度 $S=60\%$ に相当する含水率 θ_{60} 、Case5:飽和度 $S=20\%$ に相当する含水率 θ_{20} 、の5つを設定した。 θ_r は毛管作用により移動しない微小な間隙の存在量と定義される。またCase3の含水率 θ_m は式(1)で示す有効飽和度 Se が約50%の時の含水率とした。

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1)$$

間隙率 n の測定方法を述べる。供試体の全体積 V の測定方法であるが、まず、吸水を防ぐために供試体をビニール袋の中に入れ、これを水中に沈めた時、供試体とビニール袋が押し出した水の重量を水の密度 1.0g/cm^3 で除したものが供試体とビニール袋とを合わせた体積 V' となる。なお、重量測定にははかり（秤量6kg、感量1g）を用いて一つの供試体につき3回以上行い、測定精度は $\pm 3\text{g}$ であった。そしてビニール袋の体積を取り除くため次のような操作をする。まず体積が既知（ $V_m=137.0\text{cm}^3$ ）の金属円柱をビニール袋に入れ、水中に沈めた時、金属円柱とビニール袋が押し出した水の重量を水の密度で除したものが金属円柱とビニール袋とを合わせた体積 V_m となる。以上より V_m と V' の比をとれば、金属円柱をビニール袋に入れたことによる金属円柱 1cm^3 あたりの体積増加量 β が

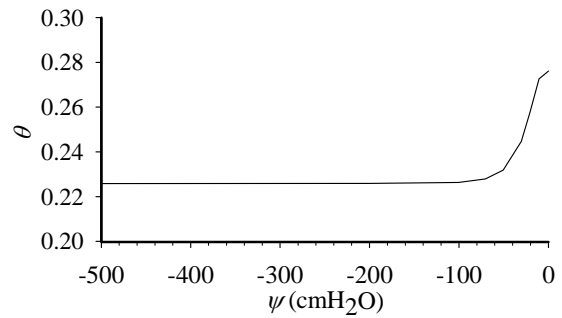


Fig.1 Water characteristic curve of weathered granite at 25cm depth of bare slope in Tanakami mountain

$$\beta = V_{vm}/V_m \quad (2)$$

より求まる。そこで基岩 1cm^3 あたりの体積増加量も β となると仮定して式(3)により供試体の全体積を求める。供試体の全体積は凍結前、凍結中、融解後それぞれで計測した。

$$V = V'/\beta \quad (3)$$

次に供試体の間隙体積 V_{pore} であるが、凍結前および融解後においては、毛管作用によりほぼ飽和状態にした時の供試体質量および炉乾燥器（温度 100°C ）で24時間ほど乾燥させた時の供試体質量の差から求めた。凍結中の間隙体積は凍結による供試体体積の増加量を間隙体積の増加量 V_{exp} と見なし、これと凍結前の間隙体積との和とした。以上より供試体の間隙率 n は

$$n = V_{pore}/V \quad (4)$$

で求められ、標準偏差は ± 0.01 であった。

含水率の調整方法を述べる。Case1の $\theta_0 = \theta_s$ とする場合は、毛管作用により給水し、供試体の表面全体が湿ってほぼ飽和状態と判断される場合とした。Case2の $\theta_0 = \theta_r$ とする場合、供試体をpF試験器（加圧板法）に入れ、供試体の圧力水頭 $\psi = -500\text{cm}$ となった時とした。またCase3の $\theta_0 = \theta_m$ とする場合はpF試験器に入れて圧力水頭が $\psi = -30\text{cm}$ となった時とした。これは、風化花崗岩の水分特性曲線を調べた結果（Fig.1）、有効飽和度 $Se=50\%$ のときには圧力水頭がおおよそ -30cm であったためである（泉山ら、2007）。Case4、Case5の飽和度60%および20%に相当する含水率に設定する場合は間隙率を求める際に既に間隙の体積が分かっているため、間隙体積の60%および20%の体積を占めるだけの水を毛管作用により吸水させる。実験は、昇華を防ぐために供試体にビニール袋を被せ、冷凍室（約 -15°C ）に入れて24時間凍結させた

Table 1 Condition of experiment for the change of pore structure due to freeze-thaw

Case	Sample No.	Initial porosity n_0	Initial volumetric water content θ_0	Initial saturation ratio S (%)
Case1	I-1	0.33	$\theta_0 = \theta_s$	100
	I-2	0.28		100
	I-3	0.27		100
Case2	I-4	0.27	$\theta_0 = \theta_r$	90
	I-5	0.30		86
	I-6	0.29		85
Case3	I-7	0.34	$\theta_0 = \theta_m$	98
	I-8	0.30		96
	I-9	0.30		95
Case4	I-10	0.33	$\theta_0 = \theta_{60}$	60
	I-11	0.30		60
Case5	I-12	0.33	$\theta_0 = \theta_{20}$	20
	I-13	0.31		20
	I-14	0.29		20

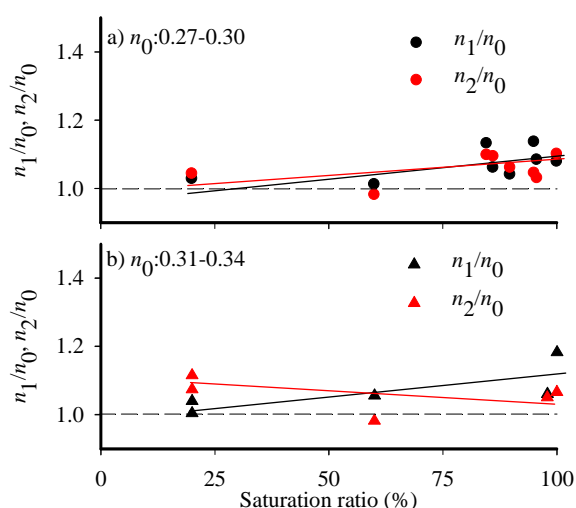


Fig.2 Relation between the ratio of porosity during freezing to porosity before freezing (n_1/n_0) or between the ratio of porosity after freezing to porosity before freezing (n_2/n_0) and saturation ratio

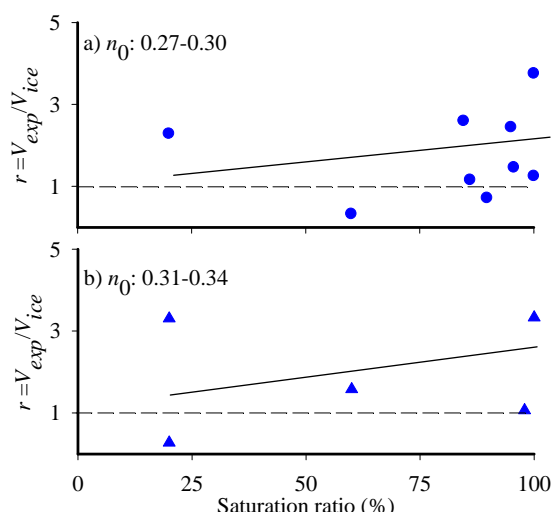


Fig.3 Relation between the ratio of rock volume expansion to 9% water volume expansion and saturation ratio

後、常温（約20℃）で24時間融解させるという手順で行った。なお凍結中の間隙率を n_1 、融解後のそれを n_2 で表わす。

(2) 実験結果および考察

Fig.2に n_1/n_0 および n_2/n_0 と飽和度 S との関係を示す。Fig.2a)は初期間隙率 n_0 が0.27~0.30と比較的小さい場合で、Fig.2b)は n_0 が0.31~0.34と比較的大きい場合である。図中の実線は近似曲線である。Fig.2a)を見ると、 n_1/n_0 、 n_2/n_0 どちらも飽和度と正の相関を示している。特に近似曲線の傾きが n_2/n_0 よりも n_1/n_0 の方が大きく、凍結中から凍結融解後にかけて間隙率は小さくなる傾向が見られる。 n_2/n_0 で1以下の値が見られるのは測定誤差によるものと考えられる。なぜなら、一般的に間隙の大きさは造岩鉱物の大き

さに比べ小さいため、凍結融解によって押し広げられた間隙に土粒子が落ち込むとは考えにくいからである。

Fig.2b)を見ると n_2/n_0 は飽和度と負の相関を示していることが分かる。先に示したようにこれは測定精度が悪いことが影響していると考えられ、結果の信頼性を増すためにさらに多くの測定を行う必要がある。 n_1/n_0 は飽和度と正の相関を示している。

n_1/n_0 、 n_2/n_0 の比が1以上のものについて見ると、最小値はFig.2a)、Fig.2b)でそれぞれ1.01、1.04、最大値はそれぞれ1.23、1.12であり、初期間隙率による違いは見られない。

Fig.3は凍結による供試体の間隙増加量 V_{exp} と間隙水の9%体積膨張量 V_{ice} の比 r と、飽和度 S の関係を

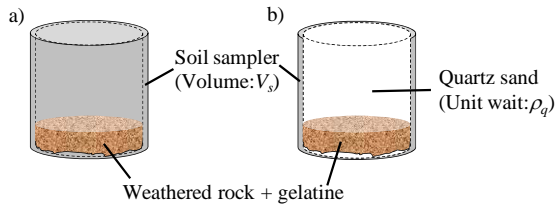


Fig.4 Measurement of volume of weathered rock just before breaking

表したグラフである。 V_{ice} は凍結前の間隙水の体積に0.09を乗じた値である。Fig.3a)は初期間隙率 n_0 が0.27~0.30と比較的小さい場合で、Fig.3b)は n_0 が0.31~0.34と比較的大きい場合である。図中の実線は近似曲線である。Fig.3a)を見ると、2点を除いて r が1以上であり、水の相変化による体積膨張量以上に基岩が体積膨張していることが分かる。飽和度とは若干ではあるが正の相関関係が見られる。 r の最大値は3.76である。Fig.3b)を見るとこちらも1点を除いて r が1以上であり、飽和度とは若干の正の相関関係が見られる。 r の最大値は3.33であり、初期間隙率が小さい結果と比べても大きな違いはない。供試体の間隙増加量 V_{exp} と間隙水の9%体積膨張量 V_{ice} の比 r と飽和度 S との間に正の相関関係が見られたということは、間隙に入っている水が多いほど凍結する時の氷の膨張圧によって間隙を押し広げる作用がより多くなることを示していると考えられる。そこで間隙は膨張圧により押し広げられることでどのように発達するかということが問題となるが、もともとあった間隙それ自体が大きくなることと、間隙のすぐ近くで新たに亀裂が生じることの2つが考えられる。

以上より凍結融解を1回経験すると間隙率は1%以上大きくなること、また飽和度が大きいほど凍結中、融解後の間隙率の増加量が多くなることが分かった。また水が氷へと相変化する時の体積膨張量よりも基岩の体積が大きく膨張していることが分かり、このことから間隙が新しく発生したか、間隙そのものが大きくなったことが考えられる。

ところで、土砂化直前の基岩の間隙率を調べることは基岩と土砂の境界を示すパラメータを得ることとなると考えられるから、重要である。以下、土砂化直前の基岩の間隙率の測定結果について記す。

2.2 土砂化直前の風化基岩の間隙率

(1) 実験概要

土砂化直前の基岩のサンプリング方法を述べる。まず田上山地裸地斜面において刷毛で斜面に堆積している土砂を取り除き、基岩面を露出させる。基岩

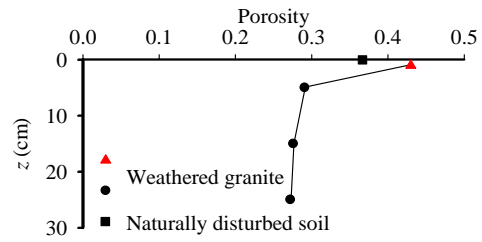


Fig.5 Depth distribution of Porosity

面近くは非常に強度が弱い。そこで基岩表面から約1cmの深さまでを、攪乱を最小限に抑えるためにゼラチンで固め、採土円筒(直径5cm,高さ5cm)を打ち込んで採取し、計2個の基岩供試体を得た。次に間隙率の測定方法を述べる。供試体の全体積 V については、Fig.4a)に示すように採土円筒と供試体、ゼラチンの合計重量 W_1 を2.1節で用いたのと同じはかりで測定する。次に採土円筒と供試体との隙間に石英砂を締め固めながら充填し、その時の重量 W_2 を測定する。すると W_2-W_1 は充填した石英砂の重量となる(Fig.4b)。同時に、空の採土円筒に石英砂を先ほどと同様に締め固めながら充填し、この時の石英砂の重量と採土円筒の体積から石英砂の単位体積重量 ρ_q を求めておく。以上より得られた石英砂の重量 W_2-W_1 と単位体積重量 ρ_q から、採土円筒と供試体の隙間に詰められた石英砂の体積 V_q が求まるから、採土円筒の体積と V_q の差をとれば求める供試体の全体積 V が得られる。

供試体の間隙体積 V_{pore} については、まず温水を加えながら供試体を加熱してゼラチンをほぼ除去した後、2.1節で述べたのと同様に供試体の湿潤質量と絶対乾質量を求め、その差を間隙体積とした。以上より得られた V 、 V_{pore} を式(4)に代入すると間隙率が求まる。この場合の標準偏差は ± 0.04 であった。

(2) 実験結果および考察

Fig.5の三角印は土砂化直前の基岩の間隙率を示す。また同時に風化花崗岩の間隙率の深度方向分布と土砂化後雨滴の衝突等で攪乱された状態の土砂の間隙率を示す(泉山ら, 2008)。土砂化直前の基岩の間隙率は0.43と非常に大きな値で、攪乱された土砂のそれよりも大きい。これは基岩が土砂化した後のかく乱により土砂の間隙に土粒子が落ち込み、締め固まったためと考えられる。

以上で土砂化直前の基岩の間隙率が分かり、非常に大きな値となることが分かった。そして何らかのインパクトにより基岩から土砂が剥離すると考えられる。堤ら(2007)の行った現地観測によれば、凍結時に発生する霜柱により土砂が剥離し、土砂化すると考えられる。そこでどのように霜柱が形成されるの

Table 2 Condition of experiment for occurrence of needle ice

Case	Sample No.	Initial porosity n_0	Water supply in tray	Repetition of freeze & thaw	Appearance of needle ice
Case6	I	0.34	Before and during freezing	1	Appear
Case7	II-1	0.34	Before freezing	1	Appear
	II-2		No supply	1	Not appear
Case8	III	0.32	Before and during freezing	1	Appear
Case9	IV-1	0.32	Before freezing	1	Appear
	IV-2		No supply	1	Not appear
Case10	V	0.29	Before and during freezing	1	Appear
Case11	VI	0.29	Before and during freezing	4	Appear
Case12	VII	0.29	Before freezing	2	Appear
Case13	VIII	0.28	Before freezing	5	Appear

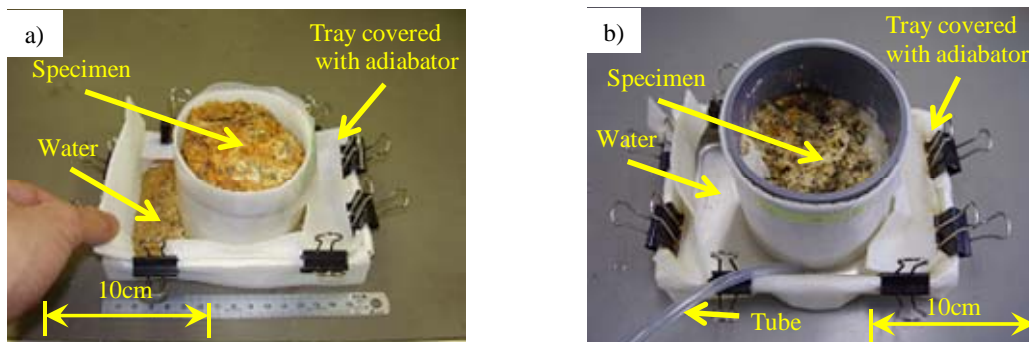


Photo 1 Condition of water supply in tray a) before freezing and b) before and during freezing



Photo 2 Appearance of needle ice

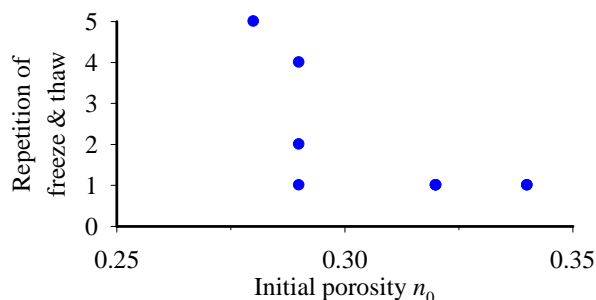


Fig. 6 Relation between repetition of freeze-thaw and initial porosity

かを検討した。

2.3 風化基岩における霜柱の形成と土砂化

(1) 実験概要

実験に用いた基岩供試体は2.1節と同様に田上山地裸地斜面より採取し、円柱形に整形した風化花崗岩を用いた。また、霜柱の発生するためには基岩の強度が重要と予想されるため、強度を表すパラメータとして初期間隙率 n_i の違いに注目して実験を行った。また凍結箇所への水分補給も重要と考えられることから、毛管作用による供試体下部からの水分補給の違いにも注目した。

実験条件をTable 2に示す。供試体の初期間隙率 n_i は2.1節で述べたのと同様の方法で測定した。ここで

は n_i が0.28, 0.29と比較的小さなものと, 0.32, 0.34と比較的大きなものを用意した。次に水分補給条件であるが、まずいずれの供試体も実験前に毛管作用により水分補給をしてほぼ飽和状態とした。さらに、凍結中にも供試体の下部から水分を補給する場合としない場合とを設定した。供試体下部から水分を補給する場合、高さ2.6cmのトレイに水を張り、供試体をその中に設置した。この時、断熱材でトレイを覆い、水が凍結する速度を低下させた。以下この条件を「凍結前にトレイに水を補給する条件」と呼ぶ(Photo 1a)。

ただしこの場合、時間が経過すればトレイ中の水も完全に凍結する。そこで供試体下部から水分を補給するもう一つの条件として、Photo 1b)のように凍結

中にも常にトレイ中の水が液体状に保たれるよう、チューブを介して水を外部からトレイ中に補給し続ける条件も設定した。以下、この条件を「凍結前および凍結中にもトレイに水を補給する条件」と呼ぶ。供試体下部から水分を補給しない条件の場合は、ほぼ飽和状態にした供試体をそのまま実験に用いた。ただし供試体は初期間隙率 n_i が大きく、かつ一度実験を行って霜柱が発生したものについて行った。これはもともと霜柱が発生しないような供試体について実験を行うことを避けるためである。

実験は昇華を防ぐため供試体にビニール袋を被せ、冷凍室（約 -15°C ）に入れて6時間凍結させた。なお初期間隙率 n_i が比較的小さい場合は霜柱が発生するまで実験を繰り返し行った。

(2) 実験結果および考察

Photo 2は実際に霜柱が発生した様子を示し、基岩から土粒子が剥離していることが分かる。Table 2に霜柱の発生の有無と発生までの実験回数を示す。供試体下部からの水分補給を行わない場合、霜柱は発生しなかった。これより霜柱の発生には未凍結箇所からの水分補給が重要であると考えられる。

次に供試体下部からの水分補給がある条件で、初期間隙率 n_i による違いを検討する。Fig.6は霜柱が発生するまでの凍結融解回数と初期間隙率 n_i との関係を表すが、これを見ると、初期間隙率 n_i が0.29以下と小さくなるほど霜柱が発生するまでに複数回の凍結融解を経験する必要がある、それ以上であれば1回だけの凍結融解で霜柱が発生することが分かる。このことから、凍結融解によって間隙率および間隙構造が変化することで霜柱が発生するようになり、未凍結箇所から凍結箇所への水分補給があればと推察される。

以上より基岩が土砂化する際に重要である霜柱が発生するためには、凍結箇所への水分補給が重要であることが分かった。このことから、凍結時における水分移動を解析することは重要であると考えられる。次章ではその解析方法について述べる。

3. 凍結時における水分移動と熱伝導の解析

3.1 概説

本章では、まず基岩の凍結時における水分移動を解析する方法を説明し、そして含水率分布の違いが凍結融解現象に与える影響を見るための熱伝導解析の方法を説明する。

(1) 凍結による間隙径分布の変化

凍結時における水分移動解析については、従来の水分移動解析において間隙水の一部分が氷となることを新たに考慮する必要がある。間隙水が氷になれば、

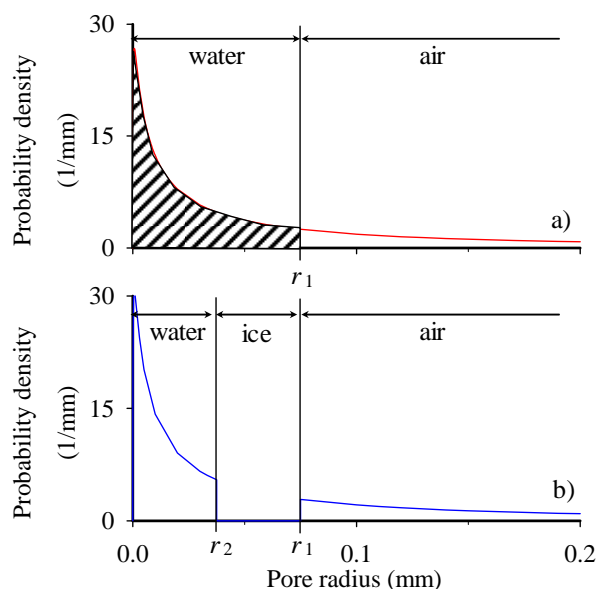


Fig.7 Pore radius distribution a) before freezing, b) during freezing

その部分では水を通すことができないからである。もう少し具体的に言うと、基岩や土壌の透水性や保水性に重要となる間隙径分布が、凍結により変化することを考慮しなければならないのである。そこで、間隙水の凍結により間隙径分布がどのように変化するのかを説明する。

水分移動解析を行う場合、通常はFig.7a)のように間隙径分布 $g_0(r)$ が連続関数で表わされるとしている。小杉(1999)は間隙径分布 $g_0(r)$ が次式のように対数正規分布で表わせば良いことを示した。

$$g_0(r) = \frac{d\theta}{dr} \frac{1}{(\theta_s - \theta_r)} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma r} \exp\left[-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \quad (5)$$

ここに、 r :間隙半径、 r_m :間隙径の幾何平均、 σ :標準偏差である。 r_m はメディアン間隙径でもある。そこで基岩が不飽和状態であると考え、水は毛管力により間隙に保持されるとする。毛管力は水頭表示では

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

となる。 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あり、水温 20°C ではおよそ $A=0.15\text{cm}^2$ となる（小杉, 1999）。式(6)を見ると毛管力は間隙半径 r に反比例するので、水は小さな間隙から順に充填する（Fig.7a）。間隙半径 r_1 までの間隙に水が充填した場合、含水率 θ は間隙径分布 $g_0(r)$ を用いて式(7)のように表わされ、式(7)に式(5)を代入し、式(6)により間隙半径 r を圧力水頭 ψ に変数変換して整理すると式(8)のようになる（小杉, 1999）。

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \int_0^{r_1} g_0(r) dr + \theta_r \quad (7)$$

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \cdot Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r \quad (8)$$

ここに Q は

$$Q(x) = \int_x^\infty \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \quad (9)$$

で表わされる余正規分布関数である。

そしてこれが最も大事なことであるが、水が凍結し、通水不可能となる間隙はどこか、ということである。これに関しては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ことが予想されている。この結論は、飽和した粘性土についてある氷点下の温度における不凍水含有率 θ をパルスNMRより求め、これから得られる温度 T と不凍水含有率 θ の関係 ($\theta-T$ 関係) と、水分特性曲線 ($\theta-\psi$ 関係) とを比較すると両者はほぼ同様の曲線形状であったことから導かれたものである。なお比較をするには温度 T と圧力水頭 ψ では次元が異なるため、以下のクラウジウス-クラペイロンの式により温度 T を、氷圧 P_i と水圧 P_w の圧力差 $\phi_w (=P_i - P_w)$ に変換する。

$$\phi_w = (\gamma_i - 1) \frac{\gamma_i L_w}{T_0} (T - T_0) \quad (10)$$

ここに、 γ_i :氷の比重、 L_w :水の潜熱、 T_0 :水の凍結温度である。

以上のことからFig.7a)のように間隙半径 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る。式で表わせば

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

となる。 α は凍結時の間隙径分布 $g_1(r)$ が確率論の公理

$$\int_0^\infty g_1(r) dr = \alpha \left(\int_0^{r_1} g_0(r) dr + \int_{r_2}^\infty g_0(r) dr \right) = 1 \quad (12)$$

を満たすための係数で、式(12)右辺括弧内はまた式(13)のように表され、

$$\int_0^{r_1} g_0(r) dr + \int_{r_2}^\infty g_0(r) dr = 1 - \int_{r_1}^{r_2} g_0(r) dr \quad (13)$$

これを式(12)に代入して

$$\alpha = 1 / \left(1 - \int_{r_1}^{r_2} g_0(r) dr \right) \quad (14)$$

と計算される。式(11)を用いると凍結時の含水率を求めることができる。そのために式(7)中の $g_0(r)$ の代わりに式(11)を用い、間隙半径 r を圧力水頭 ψ に変数変換して整理すると以下ようになる。

$$\theta = \begin{cases} \alpha(\theta_s - \theta_r) \cdot Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r & (\text{when, } \psi < \psi_1) \\ \alpha(\theta_s - \theta_r) \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma}\right) \right) & \\ - Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma}\right) + \theta_r & (\text{when, } \psi_2 < \psi) \end{cases} \quad (15)$$

次に不連続な間隙径分布を用いて水分移動解析を行うための基礎式を誘導する。

(2) 凍結時の水分移動解析モデル

基礎式は式(16)に示す、水の凍結を考慮したRichards式である。

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (16)$$

ここに、 ϕ :体積含水率、 C :比水分容量、 K :不飽和透水係数、 ρ_i :氷の密度、 ρ_w :水の密度、 t :時間である。 C は基岩の保水性、 K は基岩の透水性を表す重要なパラメータであり、それぞれ式(17)、式(18)のように表わされる。

$$C \equiv \frac{d\theta}{d\psi} \quad (17)$$

$$K = K_{sat} \cdot \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left(\int_0^\theta \frac{1}{\psi} d\theta / \int_0^{\theta_s} \frac{1}{\psi} d\theta \right)^2 \quad (18)$$

ここに、 K_{sat} :飽和透水係数である。式(18)はMualem(1976)により提示されたモデルである。これらは間隙径分布の関数であるのが重要な点である。なぜなら C は式(17)の定義式から、式(5)の間隙径分布の定義式において間隙半径 r を圧力水頭 ψ へ変数変換して $(\theta_s - \theta_r)$ を乗じれば求まり、 K に関しては式(18)の中の変数である含水率 θ が間隙径分布の関数として表わされるからである。

まず通常時の比水分容量 C と透水係数 K の関数形を述べる。 C は上で述べたように計算すると式(19)となる。

$$C = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (19)$$

式(19)の ψ_m は間隙径の幾何平均 r_m を式(6)に代入すれば求められる。

通常時の透水係数 K は凍結時のそれと合わせて誘導過程を付録で述べることとして、結果のみ示すと以下ようになる。

$$K = K_{sat} \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) \right)^{1/2} \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right) \right)^2 \quad (20)$$

凍結時の比水分容量 C は式(11)の間隙径分布 $g_1(r)$ において間隙半径 r を圧力水頭 ψ へ変数変換して $(\theta_s - \theta_r)$ を乗じ、さらに間隙の一部が凍結していることを考慮して式(21)のようになる。

$$C = \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (21)$$

(when, $\psi \leq \psi_1, \psi_2 \leq \psi$)

凍結時の透水係数 K は結果のみ示すと式(22)のように表わされる。

$$K = \begin{cases} K_{sat} \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) \right)^{1/2} \\ \times \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right) \right)^2 & \text{(when, } \psi < \psi_1) \\ K_{sat} \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma}\right) \right)^{1/2} \\ \times \left(Q\left(\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right) + Q\left(\frac{\ln(\psi_1/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right) \right) \\ - Q\left(\frac{\ln(\psi_2/\psi_m)}{\sigma} + \sigma\right)^2 & \text{(when, } \psi_2 < \psi) \end{cases} \quad (22)$$

ここに、 $\psi_1 = A/r_1$, $\psi_2 = A/r_2$ である。詳しい誘導については付録で述べる。

以上で凍結時における θ , C , K が得られ(Fig.8), これにより凍結時の水分移動解析が行えることになった。しかし実際に数値計算を行うと解が発散してしまった。これは不連続点における C の値のずれや不連続区間で $C=0$ となることに問題があると考えられる。そこで C が不連続とならないよう連続曲線に近似するという修正を行った。

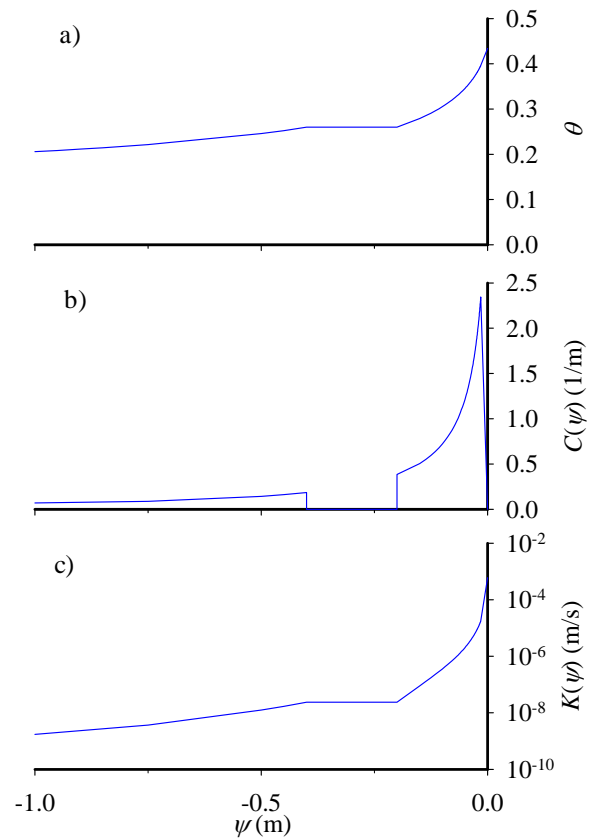


Fig.8 a) Water characteristic curve, b) specific water capacity and c) coefficient of permeability during freezing

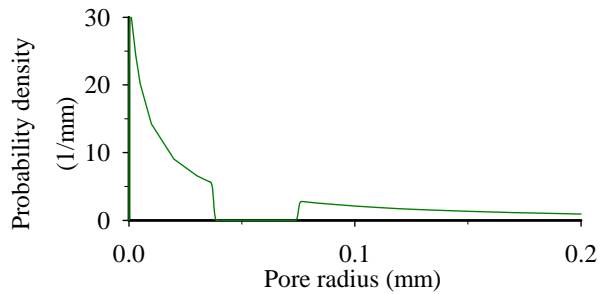


Fig.9 Pore radius distribution revised by normal distribution

まず不連続な間隙径分布 $g_1(r)$ を曲線近似することを考える。そのためには平均 μ , 分散 σ_x^2 の正規分布の累積分布関数

$$B = \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(r-\mu)^2}{2\sigma_x^2}\right\} dr \quad (23)$$

を用いる。ここでは $\sigma_x = 10^{-5} \text{m}$ とした。式(23)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(24)の曲線近似した間隙径分布 $g_2(r)$ となる(Fig.9)。

$$g_2(r) = \begin{cases} \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r} \exp\left[-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \times \left[1 - \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(r-r_1)}{2\sigma_x^2}\right\} dr\right] & (\text{when, } r \leq r_a) \\ \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}\sigma r} \exp\left[-\frac{[\ln(r/r_m)]^2}{2\sigma^2}\right] \times \int_0^r \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x} \exp\left\{-\frac{(r-r_2)}{2\sigma_x^2}\right\} dr & (\text{when, } r_a < r) \end{cases} \quad (24)$$

次に曲線近似した比水分容量を求めるが、式(21)を導いたのと同様に式(24)で r を ψ に変数変換し ($\theta_s - \theta_r$) を乗じて整理すると式(25)となる(Fig.10)。

$$C = \begin{cases} \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \times \left[1 - \int_{\frac{A}{\sigma_1\psi_1}}^u \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du\right] & (\text{when, } \psi \leq \psi_a) \\ \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi}(-\psi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \times \int_{\frac{A}{\sigma_2\psi_2}}^u \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{u^2}{2}\right\} du & (\text{when, } \psi_a < \psi) \end{cases} \quad (25)$$

ここに、 $\psi_a = A/r_a$ である。なお、間隙半径 $r_1 < r < r_2$ の間隙が存在しない範囲では確率密度が 0 として取り扱ってきたが、現実には小さな間隙から水が充填していった水の入っている最大間隙半径 r が r_1 に到達した後もある間隙を通じて水がわずかながらも移動すると考えられるため、この範囲でも確率密度が微小な値をとるとして話を進める。

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での議論と同様に変形すればよい。そして比水分容量、透水係数が導出される。

ただし、間隙径分布を曲線近似する場合には注意を要する。それは確率変数が平均 μ 、分散 σ_x^2 の正規分布に従う時、確率変数は $\mu \pm 3\sigma_x$ 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 $6\sigma_x$ 程度では曲線が重なってしまうからである(Fig.11)。このような場合は隣り合う 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。

以上、式(16)、式(22)、式(25)より間隙水の一部凍結を考慮した水分移動解析が行えるようになった。

3.2 節で解析内容とその結果を説明する。

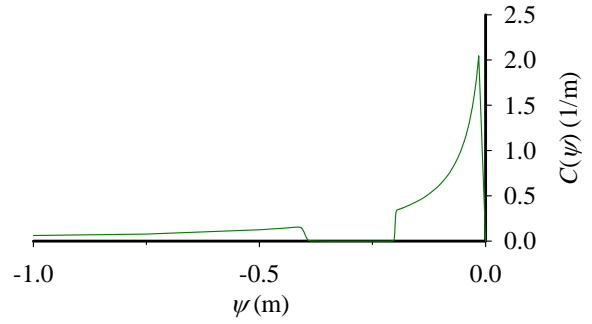


Fig.10 Specific water capacity revised by normal distribution

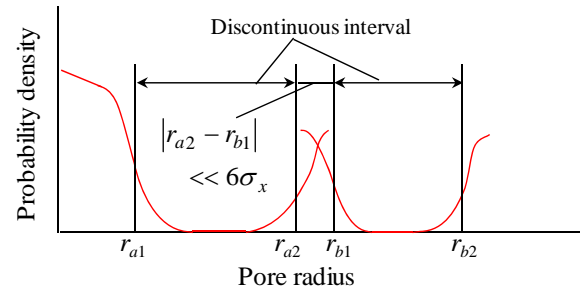


Fig.11 Overlap of pore radius distribution revised by normal distribution because of short range between the two discontinuous intervals

(3) 含水率分布の違いを考慮した熱伝導解析

1章で述べたように、現在は堤ら(2009)の開発した一般的な気象データを入力値とする熱伝導解析モデルにより凍結融解現象を考慮して地中温度分布が推定することができるようになっている。しかしより精度よく地中温度分布、さらに凍結深さや凍結融解回数を求めたい場合、含水状態によって潜熱の発生量が大きく異なるために水分移動を考慮しなければならない。そこで熱伝導と水分移動を同時に解析することが重要となるが、凍結時における水分移動の解析方法が前章で提案されたところなので、同時解析の方法は今後の研究課題とする。本章では水分移動は依然として無視するものの、異なる含水率分布を静的に与える場合の熱伝導解析の方法を示す。

基礎式は式(26)に示す熱伝導方程式、式(27)の Richards 式で $K=0$ と置いて得られる水分の質量保存式、そして式(28)の地中温度 T_G と不凍水含有率 θ の経験式である。式(28)は Jame and Norum(1980)による土壌に対する実験により得られたものである。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_G}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t} \quad (26)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_i \phi + \rho_w \theta) = 0 \quad (27)$$

$$T_G = \begin{cases} 0.0 & (0.35 \leq \theta) \\ (\theta - 0.35)/0.6 & (0.05 \leq \theta < 0.35) \\ (\theta - 0.0583) \times 60 & (0.025 \leq \theta < 0.05) \\ -2.0 & (\theta < 0.025) \end{cases} \quad (28)$$

ここに、 λ :基岩の熱伝導度、 c_G :比熱、 ρ_G :基岩の密度、 ρ_i :氷の密度、 ρ_w :水の密度である。 $T_G > 0^\circ\text{C}$ では含水率は一定 ($\phi = 0$) で、かつ間隙水の蒸発は考慮していないので式(26)、式(27)をそれぞれ独立に解くことができる。しかし $T_G \leq 0^\circ\text{C}$ では ϕ も未知数となり独立に解くことができないため、式(26)、式(27)および式(28)を連立させて解くことになる。

堤ら(2009)は田上山地若女裸地谷での地表面付近で得られた含水率の実測値 $\theta=0.4$ が深度方向に一定と仮定して計算を行ったが、今回は基岩が深度方向にある含水率分布 $\theta=\theta(z)$ を持つと考える。なお水分移動を考慮しないため、凍結が進行しても与えた含水率 $\theta(z)$ 以上に水は凍結しないとす。

以上で含水率分布の違いを考慮した水分移動解析が行えるようになった。解析を行った結果は 3.3 節で述べる。

3.2 凍結により間隙径分布が不連続となる場合の水分移動特性

(1) 計算条件

ここでは高さ1mの基岩のカラムを考え、ある深さまで凍結するとき水分移動はどのように発生するのか調べるために解析を行った。このとき異なる凍結パターンを考え、それぞれのパターンで発生する水分移動を検討した。なお凍結パターンを表現するために結氷率 F なるものを式(29)のように新たに定義した。

$$F = \frac{\phi}{\theta - \theta_r + \phi} \quad (29)$$

結氷率 F は0~1の値をとり、例えば $F=0$ は $\theta > \theta_r$ かつ $\phi=0$ の時で全く凍結していないことを表し、 $F=1$ は $\theta=\theta_r$ かつ $\phi>0$ の時、 $\theta=\theta_r$ では毛管作用により移動できる水分は無いことになるため、計算上この時を完全に凍結した場合とする。結氷率は温度 T の関数として表されるが、その関数形は明らかになっていないため本研究では任意に結氷率を与えることとした。また凍結深さを地表面から0.1mとした。

計算を行う場合、凍結パターンを2ケース用意して行った。一つめは極端な場合で、ある瞬間に $F=0.5$ となる場合である(Case14)。二つめはより現実的な凍結パターンとして結氷率が式(30)のように時間 t (分)と深度 z (m)の関数形となる場合を設定した(Case15)。

Table 3 Parameter for the water flow analysis

Parameter	Value
θ_s	0.48
θ_r	0.12
ψ_m	-0.218 m
r_m	0.069 mm
σ	2.14
σ_1	5×10^{-7}

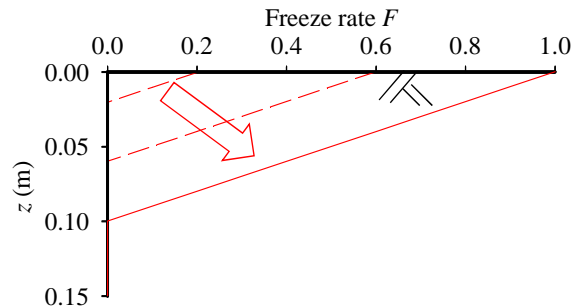


Fig.12 Freeze pattern expressed as freeze rate in Case15

$$F=0.05t-10z \quad (30)$$

式(30)を図で表すとFig.12のようになり、時間とともに凍結深さ、結氷率が徐々に増加する形態となる。そして凍結開始から200分後には地表面で $F=1$ 、そして深度に比例して減少し、 $z=0.1\text{m}$ 地点では $F=0$ となる。

計算は鉛直次元、有限要素法により行う。初期間隙径分布は式(5)に示すものであり、計算に用いたパラメータはTable 3に示すものである。また初期圧力水頭分布は

$$\psi = z - 1 \quad (31)$$

の水分移動がない平衡状態とした。境界条件としては側方、底面、地表面で流入・流出は無いとした。

(2) 計算結果および考察

Fig.13a), b)はそれぞれ Case14 のある瞬間に結氷率 F が0.5となる場合における圧力水頭 ψ および含水率 θ の深度方向分布の時系列変化を表す。Fig.13a)を見ると間隙水の凍結によって1分後には約2m程度、急激に圧力水頭が減少し、さらに凍結した状態で時間が経過すると凍結層の下端から徐々に圧力水頭が上昇していることが分かる。そして凍結700時間後にはほぼ平衡状態に至っている。これは凍結の瞬間に凍結層と未凍結層の間で大きな圧力水頭差が生じることで動水勾配が大きくなり、上向きの水分移動が生じたためと考えられる。また Fig.13b)の含水率の時系列変化を見ると、凍結1分後には地表面では含水率が約0.05ほど減少しているなど、間隙水の凍結により凍結層で含水率は急激に減少していることが分かる。そして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の供給により含水率が増加し、凍結 700 時間後には地表面では含水率が約 0.01 ほど増加しているなど、凍結層で含水率が増加していることが分かる。

Fig.14a),b)はそれぞれ Case15 の結氷率 F が式(30)で表わされる場合における ψ および θ の深度方向分布の時系列変化を表す。Fig.14a)を見ると計算開始から 200 分までの凍結過程では、水の凍結により徐々にかつなめらかに圧力水頭が減少している。なお凍結過程では圧力水頭の低下に伴って圧力差が生じ、動水勾配が大きくなって上向きの水分移動が生じていると考えられるが、その絶対量が小さいために凍結が進行していく形となっている。そして凍結が完了した状態で時間が経過すると凍結層で圧力水頭が徐々に上昇し、凍結 700 時間後にはほぼ平衡状態となっている。次に Fig.14b)を見ると凍結過程では徐々に含水率が減少し、凍結 200 分後には地表面で約 0.09 ほど減少している。そして凍結した状態のまま時間が経過すると上向きの水分移動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含水率が増加していくことが分かる。平衡状態に至る凍結 700 時間後には含水率は最大で約 0.025 増加し Case14 の結果よりも大きい。これは Case14 の場合よりも凍結層の下方で含水率が小さく、比水分容量が大きかったためと考えられる。これらより凍結時には未凍結層から凍結層へ水分が移動することが分かる。

3.3 含水率分布の凍結融解に与える影響

(1) 計算条件

与える含水率分布は以下の二ケースである。それは地表面下 1m の位置に地下水面があるとして、基岩表面に降雨強度 10mm/hr の雨が 3 日間継続したとき、

Case16: 降雨終了直後の含水率分布

Case17: 降雨後 2 カ月後の含水率分布

である (Fig.15)。Fig.15には地表面における飽和度 S を示す。Case16は比較的湿潤した条件で、Case17は乾燥した条件である。計算は鉛直一次元、有限要素法により行う。計算に用いたパラメータは3.2節の解析で用いたものに対して σ_1 以外は同じで、Table 3に示すものである。なお間隙径分布は連続に分布している。そしてインプットデータとして地表面温度を入力するが、ここでは2006年12月20日から2007年4月10日に田上山地若女裸地谷での実測値を用いた。

(2) 計算結果および考察

Fig.16a)は降雨終了直後の、Fig.16b)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の時系列変化と計算期間で深度ごとに積算した凍結融解回数を示す。凍結深さ進行曲線とはここでは 0°C

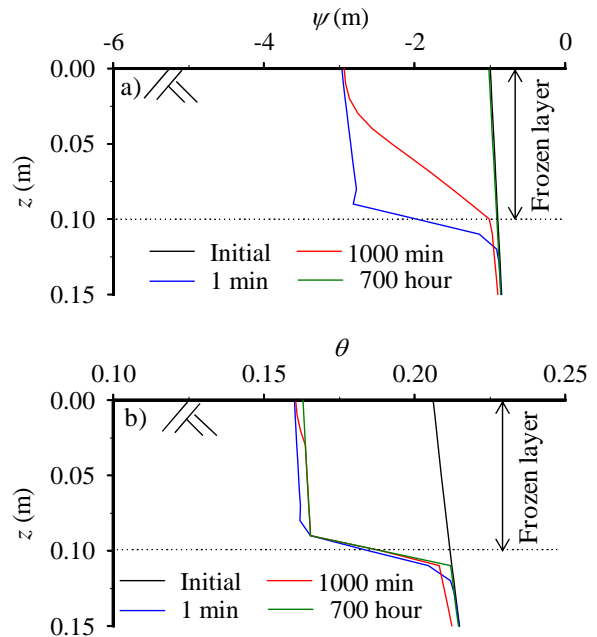


Fig.13 Time series variation of a) pressure head and b) volumetric water content in Case14

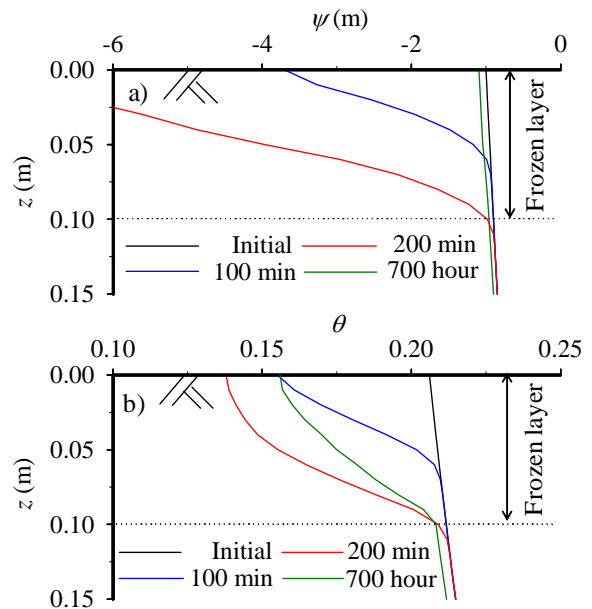


Fig.14 Time series variation of a) pressure head and b) volumetric water content in Case15

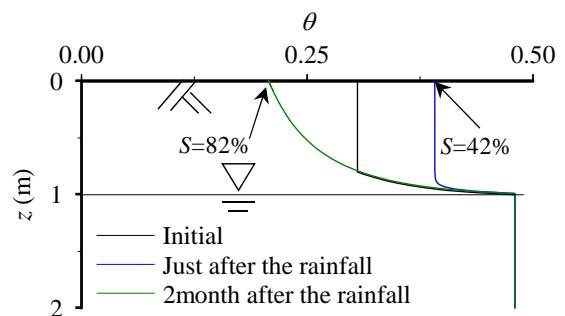


Fig.15 Depth distribution of volumetric water content

の等温線を指す。

Fig.16を見るとCase16の降雨終了直後の含水率分布 (Fig.16a) を与えた方が凍結深さは小さく、凍結融解回数は少ないことが分かり、一方でCase17の降雨2カ月後の含水率分布で計算した場合 (Fig.16b) では凍結深さが大きく、凍結融解回数が多いことが分かる。これは凍結時には含水率が小さいほど氷へと相変化する時の放熱量が少なく、融解時には氷から水へと相変化する時の吸熱量が少なくなったために、地中温度を変化させる熱エネルギーが大きく保たれたからであると考えられる。以上より含水量の違いにより地中温度の推定値が異なることが分かった。つまり地中温度の推定を正確に行うためには水分移動を考慮した熱伝導解析を行わなければならないと言える。

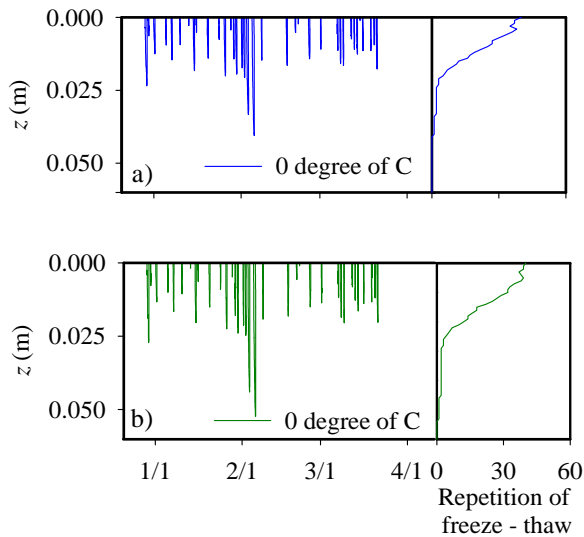


Fig.16 Time series variation of 0degree C isothermal line using Depth distribution of volumetric water content a) just after the rainfall and b) 2month after the rainfall

4. おわりに

以上より凍結融解による基岩の土砂化に関するいくつかの重要な知見が得られた。一つは凍結融解に関するいくつかの実験の結果、土砂化のプロセスが間隙構造の変化に則して以下のように説明されることである。それは1)凍結融解を受けることで間隙構造が変化し、間隙率が徐々に増加する、2)それに伴って水分が移動しやすくなる、3)間隙率がある大きくなり、水分供給があれば霜柱が発生し、基岩から土粒子が剥離する、である。

また凍結時の水分移動解析の結果、未凍結層から凍結層への水分供給が生じることが確認された。霜柱の発生には水分供給が重要であるから、基岩の土

砂化プロセスを説明できる可能性があると言える。そして含水率分布の違いが凍結融解現象に与える影響を検討した結果、含水量が少ないほど潜熱の発生が抑えられ、凍結深さが大きくなり、凍結融解回数が増加することが分かった。これより凍結融解現象を把握するためには熱伝導と水分移動を同時に解析しなければならないと言えるが、実験の結果から飽和度が高いほど間隙の膨張量は大きくなる傾向が見られたことから、最も破壊が進行して土砂生産量が多くなる含水率が存在すると考えられ、今後検討する必要がある。また、今回は花崗岩を対象に研究を行ったが、その他の地質ではどのような土砂化プロセスとなるか検討する予定である。

参考文献

- 泉山寛明, 堤大三, 藤田正治, 手島宏之(2007): 凍結融解作用による風化基岩の土砂化に関する基礎的研究, 平成19年度砂防学会研究発表会概要集, pp.310-311.
- 泉山寛明, 堤大三, 藤田正治(2008): 風化基岩の凍結融解による土砂化に関する実験的検討, 平成20年度砂防学会研究発表会概要集, pp.310-311.
- 小杉賢一郎(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.
- 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一郎, 水山高久(2007): 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, 砂防学会誌59(6), pp.3-13.
- 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.

付 録

ここでは凍結時における透水係数 K の誘導を説明する。通常時の透水係数は凍結時の透水係数の誘導

過程に沿って計算すれば必然的に求まる。

本来ならば間隙径分布が不連続である場合の飽和透水係数を用いて表現すべきだが、このようなデータは無い。そこで本研究では間隙径分布が連続である場合の飽和透水係数 K_{sat} を用いて表現することを考える。まず式(17)において $d\theta$ を $d\psi$ に変数変換するため、凍結時の比水分容量である式(21)の両辺に $d\psi$ を乗じてこれを式(17)に代入する。すると、

$$K = \left[\begin{array}{l} K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \\ \times \left[\frac{\int_{\psi}^{-\infty} \alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi}{\int_0^{-\infty} \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi} \right]^2 \\ \text{(when, } \psi < \psi_1) \\ K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \\ \times \left[\frac{\int_{\psi_1}^{-\infty} \alpha \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi}{\int_{\psi}^{-\infty} \alpha \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi} \right]^2 \\ \times \left[\frac{\int_0^{\psi_2} \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi}{\int_0^{-\infty} \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi\psi^2}} \exp\left\{-\frac{[\ln(\psi/\psi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} d\psi} \right]^2 \\ \text{(when, } \psi_2 < \psi) \end{array} \right] \quad (32)$$

となる。そして $\ln(\psi/\psi_m)/\sigma=u$ とすると、 $d\psi=\psi\sigma du$ 、 $\psi=\psi_m \exp(u\sigma)$ となるから、これらを代入して整理すると式(33)のようになる。

$$K = \left[\begin{array}{l} K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left(\alpha \frac{\theta_s - \phi - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \\ \times \left[\frac{\int_{\ln(\psi/\psi_m)}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u+\sigma)^2\right\} du}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u+\sigma)^2\right\} du} \right]^2 \\ \text{(when, } \psi < \psi_1) \\ K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left(\alpha \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^2 \\ \times \left[\frac{\int_{\ln(\psi_1/\psi_m)}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u+\sigma)^2\right\} du}{\int_{\ln(\psi/\psi_m)}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u+\sigma)^2\right\} du} \right]^2 \\ \times \left[\frac{\int_{\ln(\psi_2/\psi_m)}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u+\sigma)^2\right\} du}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(u+\sigma)^2\right\} du} \right]^2 \\ \text{(when, } \psi_2 < \psi) \end{array} \right] \quad (33)$$

式(33)で $u+\sigma=x$ とにおいて整理し、式(9)の余正規分布関数を用いると最終的に式(22)のように表わされる。

Study on Changes of Pore Structure and Water Flow in Weathered Bedrock due to Freeze and Thaw Action

Hiroaki IZUMIYAMA*, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In order to explain the mechanism of the breakdown of weathered bedrock due to freeze and thaw action, some experiments relating to the pore structure were conducted using weathered granite rocks sampled in Tanakami Mountain, Shiga prefecture. It is cleared that the porosity of weathered granite gradually increased because of freeze and thaw action and the ice lens developed under conditions that water supply is enough and the porosity is larger than a threshold value. In addition, the water flow during freezing and the heat transfer considering the depth distribution of volumetric water content was simulated. It is also showed that the water flow from unfrozen layer to frozen layer and the importance of water content at heat transfer analysis.

Keywords: freeze and thaw, rock breakdown, pore structure, water flow