

地表面熱収支を考慮した裸地斜面における 凍結融解シミュレーション

NUMERICAL SIMULATION OF FREEZE AND THAW ACTION
CONSIDERING HEAT BALANCE ON BARE SLOPE SURFACE

泉山寛明¹・堤大三²・手島宏之³・藤田正治⁴

Hiroaki IZUMIYAMA, Daizo TSUTSUMI, Hiroyuki TESHIMA and Masaharu FUJITA

¹ 学生員 京都大学大学院工学研究科 (〒615-8540 京都府京都市西京区京都大学桂)

² 正会員 農博 京都大学准教授 防災研究所流域災害研究センター
(〒506-1422 岐阜県高山市奥飛騨温泉郷中尾 436-13)

³ 工修 株式会社 IHI (〒135-871 東京都江東区豊洲三丁目 1-1)

⁴ 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所流域災害研究センター
(〒612-8235 京都府京都市伏見区横大路下三栖東ノ口)

A simulation method calculating freeze and thaw action is developed considering heat balance on bared slope surface. In the method, solar insolation depending on slope direction and gradient is estimated geometrically. Surface temperature, temperature profile within subsurface layer and frozen depth are obtained giving air temperature, solar insolation and wind speed as input values, which are meteorological data commonly observed. The method is verified by simulating temperature change that was actually observed at the bare slope of Tanakami Mountain, Shiga Prefecture. Comparing the observed surface and simulated temperature change, although there is a slight difference between them, the observed temperature change was accurately simulated by the method. The simulation method is also available to predict the changing effect of freeze and thaw action, due to possible change of climate in the future.

Key Words: Freeze and thaw action, heat balance, weathered rock, bare slope

1. はじめに

山間部からの土砂生産現象を把握できるようにすることは流砂系の総合的な土砂管理を行う上で重要である。また、地球温暖化に伴って生じると考えられている気候変化による土砂生産現象の変化を予測することも求められている課題である。

土砂生産現象は斜面上に土砂が生成される一次的過程と、生成された土砂が斜面から河道へ流出する二次的過程に分けられるが、特に土砂が生成される一次的土砂生産過程は流砂系の出発点であり、砂防工学の観点からこれを的確に把握できるようにすることが必要となる。土砂の生成過程には地すべりや斜面崩壊などによって大規

模かつ偶発的にもたらされる場合と風化作用により小規模ながらも確実に生じる場合がある。特に日本では気温が 0°C 付近で変動する地域が多いことから、風化作用のうち凍結融解作用による土砂生産が活発に起こっていると考えられる。例えば鈴木・福嶋¹⁾は滋賀県田上山地における長期観測から、凍結融解作用により裸地斜面から発生する土砂生産量は毎年ほぼ同じであり、その量は 5000~10000 m³/km²/year であると報告している。

凍結融解による土砂生産に関しては現在までに多くの観測や実験が行われてきた^{2),3),4)}。しかしこれらは高緯度帯や高山帯を対象としたものがほとんどで、また生産されるものの形態の多くは岩塊や礫である。凍結融解現象の数値解析に関しては、Harlan⁵⁾の提唱した熱・水分移動モデルを基に多くの研究がなされてきたが⁶⁾、これらの

ほとんどは土壌を対象としたものであり、岩盤を対象とした研究もなされているが⁷⁾、土砂生産の観点から行われたものではない。

以上の背景をもとに、我々は凍結融解作用による基岩からの土砂生産現象をモデル化することを目的として、裸地斜面を対象に地中熱伝導計算により凍結深さを推定するモデルを開発した⁸⁾。しかしこのモデルでは一般的には観測されることのない地表面温度を境界条件として入力する必要があり、モデルの適用範囲が限られる。そこで地上部における一般気象要素から地表面温度と地中温度分布が推定可能となればモデルの適用性は広がり、また将来考えられる気候変化による凍結融解現象の影響変化を考察することも可能となる。既往の研究には地表面の熱収支式から地表面温度を推定する方法を提案したものがあるが⁹⁾、土砂生産現象を解明する目的で行われたものではないため、推定された地表面温度から地中温度を求める点には新規性があると言える。

そこで本研究では地表面での熱収支を考慮し、斜面向きと勾配に依存した日射量変化を幾何学的に計算することで一般気象要素から地表面温度と地中温度分布を推定するモデルの開発を行った。そしてこのモデルを用いて田上山地裸地斜面における地表面温度を計算し、実測値と比較することで、モデルの検証を行った。また、気象庁により公開されている滋賀県彦根市における気象データを用いて同様に地表面温度、地中温度分布を算出し、モデルの汎用性についての検討を行った。

2. 数値シミュレーションの概要

(1) 熱伝導計算モデル

熱伝導計算モデルにおける基礎式を以下に示す。

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} T_G &= 0.0 & (0.35 \leq \theta) \\ T_G &= (\theta - 0.35)/0.6 & (0.05 \leq \theta < 0.35) \\ T_G &= (\theta - 0.0583) \times 60 & (0.025 \leq \theta < 0.05) \\ T_G &= -2.0 & (\theta < 0.025) \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、 T_G は地中温度、 θ 、 ϕ はそれぞれ体積含水率、体積含水率、 λ 、 c_G 、 D 、 ρ_G はそれぞれ基岩の熱伝導度、比熱、水分拡散係数、密度、 ρ_i 、 ρ_w はそれぞれ氷と水の密度、 L_w は水の融解潜熱である。 $T_G > 0^\circ\text{C}$ では含水率は一定 ($\phi = 0$) のため式(1)、(2)は独立に解くことができるが、 $T_G \leq 0^\circ\text{C}$ では独立には解くことができず、温度と含水率の関係式が別途必要となる。そこで Jame & Norum による土壌における実測値に基づいて得られた温度と不凍水含有率の経験式(3)を用いる⁸⁾。なお、風化基岩はある程

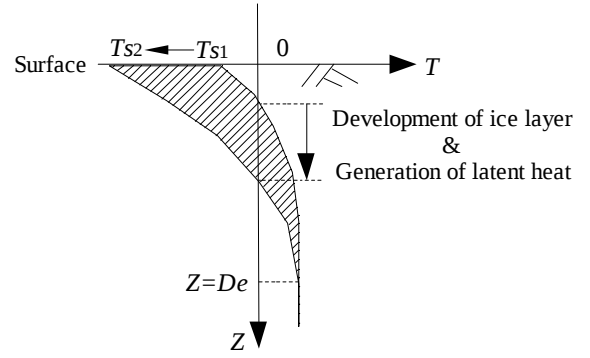


図-1 凍結中の地中温度分布の変化

度の透水性を有するものの、土壌と比較すれば一般的に透水性は小さいと考えられる。よってここでは簡単のため水分拡散係数 $D = 0$ と仮定して、式(4)の代わりに基岩中の水分移動を無視した式(4)を用いる。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \theta + \rho_i \phi) = 0 \quad (4)$$

熱伝導計算は式(1)、(3)、(4)を連立して有限要素法により解く。具体的には、まず a) 時刻 $t = 0$ における T_G 、 θ 、 ϕ に初期値を与える、b) 時間 Δt の含水率変化 $\Delta \phi = 0$ を仮定して式(1)から T_G を求める、c) T_G を式(3)に代入して θ を求め、式(4)から ϕ を求める、d) 新たに定まった $\Delta \phi$ を用いて式(1)を解く、b)~d)の手順を T_G が収束するまで繰り返し計算し、 $t = t + \Delta t$ における解を得る。さらに時刻を Δt ずつ進め、 T_G 、 θ 、 ϕ の時系列変化を求める。ただし解析には地表面温度を境界条件として与える必要がある。しかし、地表面温度の計測は実際にはほとんど行われないことから、気温から地表面温度を推定する方法を次に述べる。

(2) 熱収支基礎式

地表面を境界とし、それより上部の大気部分と下部の地盤における放射収支、熱収支を考慮し、バルク式、ステファン・ボルツマンの法則を用いることにより¹⁰⁾、地中伝導熱 G は下式のように表すことができる。

$G = S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4 - c_p \rho C_H U (T_s - T_a)$ (5)
ここで、 $S \downarrow$ 、 $S \uparrow$ はそれぞれ下向き、上向き短波長放射量、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_s は地表面温度、 T_a は気温、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量、 C_H はバルク係数、 U は風速である。なお、基岩の凍結を対象とする場合は地表面からの蒸発量は少ないと考えられるため、地表面からの蒸発は無視している。

一方地盤内の温度変化は地表面からの熱伝導によってもたらされるから、逆に地盤内温度分布の変化から G を表現することができるが¹⁰⁾、本研究では凍結融解現象を取り扱っているため、水の凍結による潜熱の発生も同時に考慮する必要性を考え

$$G = \int_0^{De} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dt} dz + \int_0^{De} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz \quad (6)$$

とした (図-1). ここで, $c_G \rho_G$ は基岩の体積熱容量, De は熱伝導を無視できる十分な深さである. 式(6)右辺第一項は地中温度を上昇させる熱エネルギー, 第二項は水を氷に相変化させる際の潜熱エネルギーである. 式(5), (6)より

$$\int_0^{De} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dt} dz + \int_0^{De} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz = S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4 - c_p \rho C_H U (T_s - T_a) \quad (7)$$

ここで風速 U には観測値を, 下向き短波長放射量 (日射量) $S \downarrow$ には後述する斜面日射量を, 上向き短波長放射量 $S \uparrow$ として地盤のアルベドを $S \downarrow$ に乗じたものを与える. なお, アルベドの値は田上山地裸地斜面における観測結果より 0.15 とした. また空気 の体積熱容量 $c_p \rho$ には 1 気圧・20℃での値 1210J/K/m³, バルク係数 C_H には平らな裸地での値 0.0015 を与えることとした¹⁰⁾. 式(7)の左辺は地表面温度 T_s が求まれば熱伝導計算により求めることができる. よって両辺に T_s の仮定値を与え, 両辺が等しくなるよう繰り返し計算を行うことで地表面温度と地中温度分布が求められる.

(3) 斜面日射量の計算

一般に, 日射量 $S \downarrow$ の観測値は水平面へ入射したときの値であるため, 斜面へ適用する場合は斜面向きや勾配による補正を行う必要がある. ここではその方法について概説する.

まず, 斜面への日射量を決定するためには太陽の位置および斜面に直接入射する日射の入射角を求めておく必要がある (図-2). 太陽の位置を表すパラメータとして太陽高度 h , 太陽方位角 A_s があるが, これらは下式のように幾何学的に表現される¹¹⁾.

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t \quad (8)$$

$$\sin A_s = \frac{\cos \delta \sin t}{\cos h} \quad (9)$$

$$\cos A_s = \frac{\sinh \sin \varphi - \sin \delta}{\cosh \cos \varphi} \quad (10)$$

ここで,

$$\delta = 23.45 \sin(0.01766n - 1.3988) \quad (11)$$

$$t = 15(T_i - 12) + Lo - 135 + \frac{e}{4} \quad (12)$$

$$e \cong 9.8 \sin(0.034332n - 2.7976) - 7.6 \cos(0.017166n - 1.1370) \quad (13)$$

ここで, φ は緯度, δ は日赤緯, t は時角, e は均時差, T_i は日本標準時, Lo は東経, n は元旦からの日数である. これらより, 日時 (n で表現する), ある地点 (φ , Lo で表現する) を指定すれば太陽高度 h と太陽方位角 A_s を決定することができる. 以上より斜面に直接入射する日射の入射角 i は次式で求められる¹¹⁾ (図-3).

$$\cos i = \cos \zeta \sinh + \sin \zeta \cosh \cos(A_s - A) \quad (14)$$

ここで, ζ は斜面傾斜角, A は斜面向きである. 斜面入射角 i は斜面垂線 j と太陽光線とがなす角であり, $i = 0$

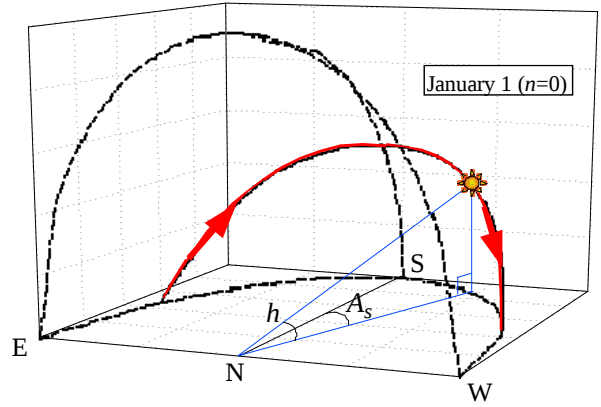


図-2 太陽の動き (1月1日)

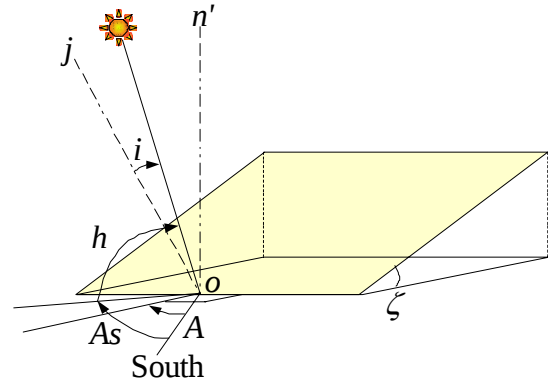


図-3 斜面入射角を表す各パラメータ

の場合日射は斜面に対して 90° で入射することになる. また, 斜面向きは真南と最急勾配線がなす角である. つまり $A = 0^\circ$ の場合斜面は真南を, $A = 90^\circ$ の場合は真西を, $A = 180^\circ$ の場合は真北を向いていることになる.

式(14)を用いて斜面に直接入射する日射量 (斜面直達日射量 $J_{d\zeta}$) は式(15)より求められるが, このほかに, 大気中で散乱された後に斜面に到達する日射量 (斜面天空日射量 $J_{s\zeta}$) や, 地面から反射した後に斜面に到達する日射量 (斜面反射日射量 $J_{r\zeta}$) を別途考慮する必要がある. これらは式(16), (17)より求めることができる¹¹⁾.

$$J_{d\zeta} = J_{dn} \cos i \quad (15)$$

$$J_{s\zeta} = J_{sh} \cos^2 \frac{\zeta}{2} \quad (16)$$

$$J_{r\zeta} = \frac{1 - \cos \zeta}{2} \text{ref} J_h \quad (17)$$

ここに, J_{dn} は法線面直達日射量, J_{sh} は水平面天空日射量, J_h は水平面日射量, ref はアルベドである. J_{dn} , J_{sh} , J_h はそれぞれ

$$J_{dn} = J_0 P^{1/\sinh} \quad (18)$$

$$J_{sh} = \frac{1}{2} J_0 \sinh \frac{1 - P^{1/\sinh}}{1 - 1.4 \ln P} \quad (19)$$

$$J_h = J_0 P^{1/\sinh} \sinh + \frac{1}{2} J_0 \sinh \frac{1 - P^{1/\sinh}}{1 - 1.4 \ln P} \quad (20)$$

で表わされる. ここに, J_0 は太陽定数, P は大気透過率

である。 J_0 は大気上端での日射量であり、年平均値として $J_0 = 1353 \text{ W/m}^2$ が用いられる。 P は一般には水平面直達日射量の観測値から逆算して求められ0.6~0.8の値となるが、ここでは簡単のため0.7とした。

斜面に入射する全日射量 J_ζ は式(15)~(17)の3つを足しあわせたもので式(21)のようになる。

$$J_\zeta = J_{dn} \cos i + J_{sh} \cos^2 \frac{\zeta}{2} + \frac{1 - \cos \zeta}{2} \text{ref} J_h \quad (21)$$

J_ζ を以後斜面日射量とよぶ。式(21)より斜面向き、斜面勾配を任意に与えたときにその斜面に吸収される日射量を求めることができる。

(4) 計算手順と条件

本研究では田上山地裸地斜面を対象として、式(1), (3), (4), (7), (21)を連立して解く、数値シミュレーションを行った。インプットデータとして2006年12月20日から2007年4月10日に田上山若女裸地谷で観測された気象データ(気温、日射量、風速)を用いて地表面温度、地中温度分布の推定を行った。これら気象データは気象庁等により日本全国で観測され、公開されている。そこで気象庁の観測データを用いた場合を検討するため、気温、日射量、風速が観測されている地点で田上山地に最も近い彦根市の気象データ(2006年11月1日から2007年4月30日)をインプットデータとした解析を行った。なお田上山における気象データの観測点と彦根市におけるそれとは標高が異なるため、彦根市で観測された気温は標高補正を行う必要がある。ここでは100m上昇するごとに0.65℃気温が減少するとして補正を行ったものを解析に用いた。さらに、2006年12月10日から2007年4月10日に田上山若女裸地谷で観測された地表面温度をインプットデータとする従来の計算方法⁹⁾より得られた凍結深さの推定値との比較を行った。

3. 結果と考察

(1) 日射量の斜面向き・勾配による違い

式(21)を用いて1月1日($n = 0$)の斜面日射量を算出したものを図-4に示す。図-4中には式(20)より求めた水平面日射量 J_h も併せて示してある。斜面日射量は斜面勾配が33.9°(田上山若女裸地谷の勾配)、斜面向きが南、北西(田上山若女裸地谷の斜面向き)、北の条件での値である。

斜面が南向きの場合1日を通して日射量は水平面日射量よりも大きく、最大で約780W/m²である。一方斜面が北向きの場合、日射量は水平面日射量よりも小さく、最大でも約100W/m²程度であることが分かる。この日の太陽の南中高度は約31.9°であり、北に33.9°傾いた斜面では斜面直達日射量が0であるため、入射した日射量は斜面天空日射量と斜面反射日射量の2つだけである。

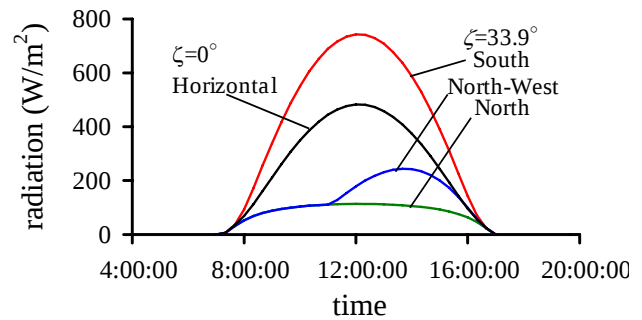


図-4 各斜面向きにおける日射量の時間変化

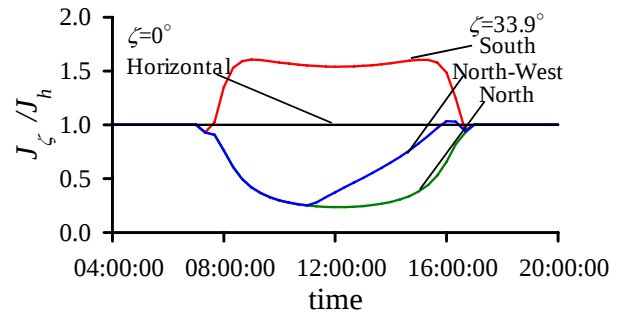


図-5 水平面日射量 J_h に対する斜面日射量 J_ζ の比

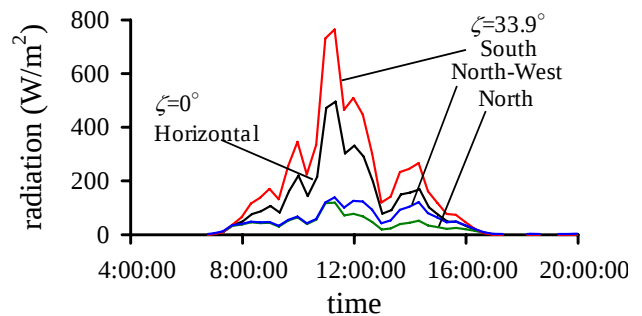


図-6 水平面日射量の実測値を用いた斜面方向ごとの斜面日射量

斜面向きが北西の場合、午前11時頃までは斜面向きが北の場合と日射量は同じであるけれども、それ以降は日射量が増加している。これは午前11時頃から斜面直達日射量が正の値となったためである。

図-5は水平面日射量 J_h と斜面日射量 J_ζ の比 J_ζ/J_h の1月1日における時系列変化を表す。斜面向きが南向きの場合は水平面に対し最大で約1.6倍、北向きの場合では最小で約0.3倍である。本研究ではある時刻において観測された水平面日射量 J_h に図-4に示す同時刻における J_ζ/J_h を乗じ、これを斜面日射量として解析に用いた。例として図-6に2007年1月1日に田上山若女裸地谷で観測された水平面日射量と斜面勾配33.9°で斜面向きが南、北西、北の場合に推定された斜面日射量を示す。

(2) 地表面温度の推定

図-7に田上山若女裸地谷で観測された気象データから熱収支を考慮して求めた地表面および地表面下10cm

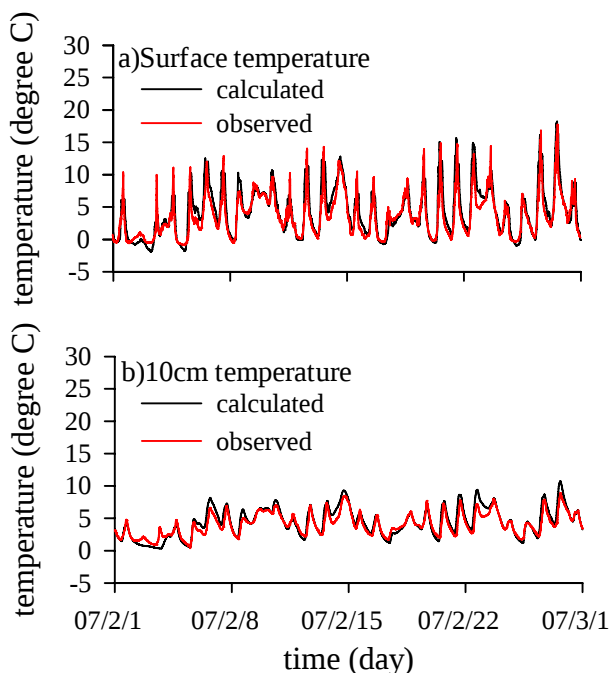


図-7 北西向き斜面（勾配 33.9°）の a) 地表面温度および b) 地表面下 10cm 地点の温度の観測値と計算値の比較（計算値は田上山で観測された気象データを用いて解析を行った場合である）

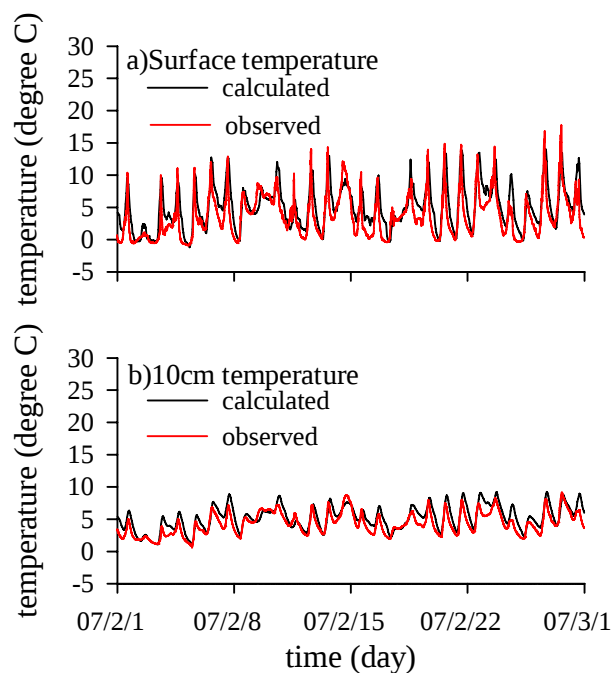


図-8 北西向き斜面（勾配 33.9°）の a) 地表面温度および b) 地表面下 10cm 地点の温度の観測値と計算値の比較（計算値は彦根市で観測された気象データを用いて解析を行った場合である）

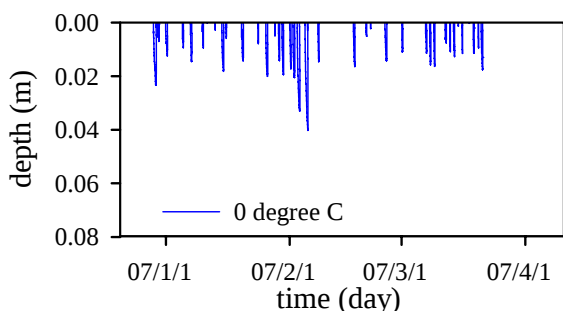


図-9 北西向き斜面（勾配 33.9°）を仮定した場合の凍結進行曲線（田上山地裸地斜面での地表面温度の観測データを用いて解析を行った場合）

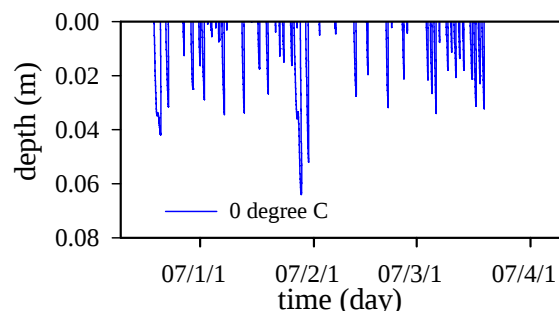


図-10 北西向き斜面（勾配 33.9°）を仮定した場合の凍結進行曲線（田上山で観測された気象データを用いて解析を行った場合）

地点での温度推定値と、同地点での観測値を示す。図には計算期間の一部である 2007 年 2 月 1 日から 3 月 1 日の気温が氷点下となる日が最も多い期間での結果を示す。

図-7a) を見ると地表面温度の推定値は実測値よりも温度がやや小さくなる傾向が見られ、地表面下 10cm (図-7b) でもそのような傾向が見られるが、概ね実測値が再現されていることが分かる。

図-8 に図-7 と同じ期間における、彦根市で気象庁が観測した気象データから熱収支を考慮して求めた場合の地表面および地表面下 10cm 地点での温度推定値と、若女裸地谷での観測値を示す。図-8 を見ると地表面温度、地表面下 10cm での温度の両者で推定値は実測値よりも温度が高くなっていることが分かる。これは気温や日射量、風速の場所的な違いによると考えられる。しかし期間中

の温度変化傾向は概ね再現されていると言える。

(3) 凍結深さの進行曲線

図-9 に田上山で観測された地表面温度をインプットデータとした解析から得られた凍結面の進行曲線を示す。曲線は 0°C の等温線が基岩面からどの深さまで達していたかを表している。計算期間中の最大凍結深さは約 4cm で、地表面から 2cm の間で繰り返し凍結融解が起こっている結果となった。

図-10 に田上山で観測された気象データをインプットデータとした解析から得られた凍結面の進行曲線を表す。計算期間中の最大凍結深さは約 6.3cm であった。また約 3cm の深さまでは凍結融解が繰り返し発生するという結果となった。図-9 の地表面温度をインプットデータとし

て計算したものと比べてみると計算期間の全体を通して凍結深さは大きくなっており、地表面温度の推定値がところどころ実測値と乖離していることが大きく影響していると考えられる。これは、式(7)左辺の地表面における熱収支から地中伝導熱 G を求める際に、基岩や空気の体積熱容量、バルク係数等が実際の現地での値と異なるためであると考えられる。しかし全体の傾向としてはほぼ同じと言える。

図-11 は彦根市で観測された気象データをインプットデータとした解析から得られた凍結面の進行曲線を表す。なお、気象データのうち気温に関しては標高補正をしたものを用いている。計算期間中の最大凍結深さは約 3cm、凍結融解を繰り返し経験する深さは約 1cm と実際に田上山で観測された気象データを用いた場合よりも凍結深さは小さな値となっている。これは、先に示したように体積熱容量やバルク係数の値が実際のものと異なることや、気象データの局所的な違いによると考えられる。先と同様に、全体的な傾向はほぼ同じであるが、最も近い気象観測点のデータを用いた場合でも現段階では再現性には限界があることを示している。

以上より本研究において新たに開発した手法によって凍結深さの推定結果には違いが見られたものの、凍結融解現象を含む地温分布変化をある程度の精度のもと再現・推定できることが分かった。しかし、凍結融解による基岩の土砂化には凍結深さが重要と考えられるため、より精度の向上を目指す必要がある。

4. おわりに

本研究により地表面熱収支を考慮した熱伝導計算モデルにより一般的な気象データから地表面温度をある程度の精度で推定することができ、これを用いて凍結深さを推定することが可能となった。これら気象データは気象庁等により日本全国で観測されているため、このモデルを広く適用することが可能であると考えられる。今後は気候変化の凍結深さに与える影響を考察するために、気温の変化シナリオを様々に与えそれによる凍結深さの変化を検討することを予定している。ただし、本モデルは裸地斜面を対象としているため、リターや植生、積雪で地表面が被覆されているような斜面には直接適用することができない。また、地質の違いにより熱伝導特性が異なることを別途考慮する必要がある。さらに実際の基岩は風化が進めば水分移動が生じるため、熱伝導と水分移動を同時に考慮できるようにモデルを発展させる必要がある、今後の課題である。

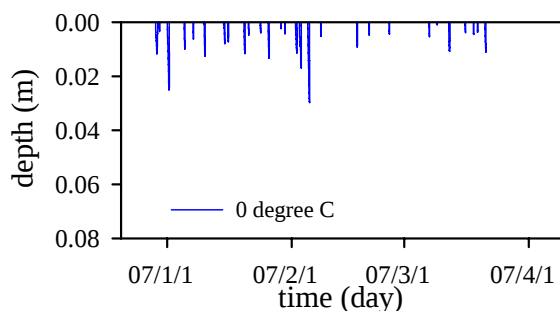


図-11 北西向き斜面（勾配 33.9°）を仮定した場合の凍結進行曲線（彦根市で観測された気象データを用いて解析を行った場合）

参考文献

- 1) 鈴木雅一, 福嶋義宏: 風化花崗岩山地における裸地と森林の土砂生産量—滋賀県南部, 田上山地の調査資料から—, 水利科学 33 (190), pp.89-100, 1989.
- 2) Matsuoka N: Diurnal freeze – thaw depth in rockwalls: field measurements and theoretical considerations, Earth Surface Processes and Landforms 19, pp. 423 - 435, 1994.
- 3) Prick A.: Critical degree of saturation as a threshold moisture level in frost weathering of limestones, Permafrost and Periglacial Processes 8, pp.91 - 99, 1997.
- 4) Nicholson D. T. and Nicholson F. H.: Physical deterioration of sedimentary rocks subjected to experimental freeze – thaw weathering, Earth Surface Processes and Landforms 25, pp.1295 - 1307, 2000.
- 5) Harlan H. L.: Analysis of coupled heat – fluid transport in partially frozen soil, Water Resources Research 9, pp.1314 -1323, 1973.
- 6) 陳曉飛, 三野徹, 堀野治彦, 丸山利輔: 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.
- 7) 石山宏二, 渡辺邦夫, 山辺正, 野本寿: 低温熱環境下における岩盤の温度分布特性—釜石鉱山における岩盤凍結融解試験—, 応用地質 37 (2), pp.84 -92, 1996.
- 8) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久: 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, 2007.
- 9) 近藤純正: 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用, 農業気象 48, pp.265 - 275, 1992.
- 10) 近藤純正編著: 水環境の気象学, pp.128-159, 朝倉書店, 2007.
- 11) 田中俊六, 武田仁, 足立哲夫, 土屋喬雄: 最新建築環境工学改訂 2 版, pp.69-103, 井上書院, 1999.

(2008. 9. 30 受付)