

冬期土砂生産に対する気温上昇の影響変化予測

堤大三・藤田正治・泉山寛明*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

将来、起こりうる気候変動が土砂災害の発生にどのような影響を及ぼすかを予測することが、土砂災害研究に求められている課題となっている。土砂災害の発生と深く関係する土砂生産現象のひとつとして、我が国においては冬期の凍結融解による基岩の風化・侵食を挙げることができる。本研究では、大気と地盤を結合した熱伝導解析により、裸地斜面上での凍結融解現象をシミュレートするモデルを開発した。このモデルを用い、滋賀県田上山地の裸地斜面における凍結融解作用について、気温変動の実測値と実測値から2 高い温暖化を仮想した気温変動を入力値として解析を行った。シミュレーションの結果から、田上山地において凍結融解作用が土砂生産に与える影響は、温暖化によって大幅に減少し、土砂生産量が減少する可能性が示された。

キーワード：凍結融解，地球温暖化，田上山地，裸地斜面，数値シミュレーション

1. はじめに

近年、温暖化の影響による地球規模の気候変動が心配されている。土砂災害に関連する研究分野においても、降雨特性の変化により、斜面崩壊や土石流などの発生形態が変化しつつあるのではないかと考えられ、将来の気候変動に伴う、土砂災害形態変化の予測を行うことが重要な課題となっている（例えば、堤ら，2007）。一方、斜面崩壊や土石流といった土砂災害に直結する現象のほか、風化や侵食のように小規模ではあるが頻繁に起こる現象も、わが国における土砂生産源の支配的要因であり、気候変動に伴ってこれらによる土砂生産形態がどの様に変化するのかを予測することも、重要な課題であると言える。

これまで、山地の裸地斜面から風化・侵食により土砂が生産されている事例が数々の現地観測により明らかされており、その多くは冬期において地盤が凍結融解を繰り返すことが原因とされている（例えば鈴木・福嶋，1989；Matsuoka，1990）。滋賀県田上山地での現地観測において、風化花崗岩からなる裸地斜面上で凍結融解作用により土砂が活発に生産されていることが観測され、さらに熱伝導解析によって地盤の凍結融解とそれによる土砂生産現象がモデル

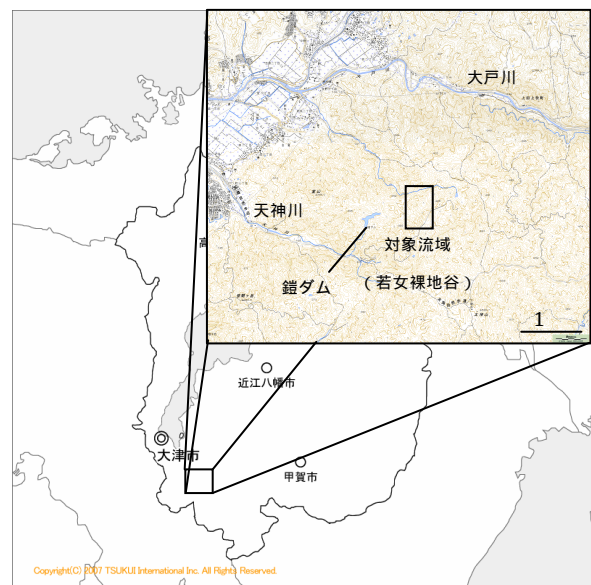


Fig. 1 Location of study site, Jakujo bare-slope, in Tanakami Mountains and topographical map of the site

化されている（堤ら，2007）。ただし、モデル化においては、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定されている。そこで本研究では、大気と地盤両層の熱移動を、それらの境界である地表

面での熱収支を考慮して計算し、地表を含む地中温度分布を求めるモデルの開発を行った。これまで、地表面温度を入力値として地盤の凍結融解を検討するためのモデルや、地表面と大気層における熱収支から地表面温度を算出する手法は構築されているが（例えば、陳ら，1998；菅原・近藤，1995），大気・地盤間の熱収支を考慮して地盤の温度分布を算出し、凍結融解による土砂生産について検討することは新しい試みである。この計算手法においては、入力値として一般的に広く観測されている気温・日射量・風速を用いており、適用範囲が広がっている。また、日射量に関しては斜面向きと傾斜角に依存した日射量変化を幾何学的に計算することで、裸地斜面の微地形変化にも対応できるモデルとしている。このモデルを用い、滋賀県田上山地の裸地斜面の流域（Fig. 1 参照）を対象とした、1 冬期間の気象要素変化を与えたモデル・シミュレーションを行い、地盤が凍結融解により受ける影響評価を行った。さらに、将来の気候変動を想定した仮想的な気象要素変化を与えたモデル・シミュレーションを行い、凍結融解による影響がどの様に变化するかの予測を試みた。この手法をさらに発展させ、流域からの一次土砂生産量の推定が可能となれば、砂防計画や総合土砂管理計画の策定に対して、有益な情報を提供することが可能になると考えられる。

2. 数値シミュレーションの概要

2.1 地中熱伝導解析

地中における熱伝導解析の基礎式を以下に示す。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \theta + \rho_i \phi) = 0 \quad (2)$$

ここで、 T は温度、 θ 、 ϕ はそれぞれ体積含水率、体積含氷率、 λ 、 c 、 ρ 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 は水の融解潜熱である。式(1)は熱伝導方程式、式(2)は固液の水分保存則を表す。本来、風化基岩中の水分移動も考慮するべきであるが、ここでは、基岩の透水性が土壌に比較して低いと考えられるため、水分移動を表す Richards 式において透水係数を 0 として得られた式(2)を用いる。式(1)、(2)を連立するために必要な温度と不凍水含有率の関係式には、Jame & Norum による土壌における実測値に基づいて得られた経験式を用いる(Jame and Norum, 1980)。ここで、熱伝導解析では式(1)、(2)を連立して有限要素法により解く。このとき、境界条件として、地表面温度を

与える必要がある。

2.2 熱収支基礎式

地表面において、大気部からもたらされる熱量の総和が地中に伝導する熱量 G であると考え（近藤，1994），

$$G = S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_s^4 - \sigma T_a^4 - c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (3)$$

$S \downarrow$ 、 $S \uparrow$ はそれぞれ下・上向き短波長放射量、 T_s は地表面温度、 σ はステファン・ボルツマン定数、 $c_p \rho$ は空気の体積熱容量、 C_H はバルク係数、 U は風速をそれぞれ表している。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、式(3)においては地表面からの蒸発を無視している。一方、地中の温度分布の変化は地表面からの熱伝導によってもたらされるから、 G は、地中温度分布変化の積分値として表すこともでき、

$$G = \int_0^{D_e} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dz} dz - \int_0^{D_e} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dz} dz \quad (4)$$

と表される。式(4)の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。ここで、 $c_G \rho_G$ は基岩の体積熱容量、 T_G は基岩内の温度、 D_e は温度変化が無視できる十分な深さを表している。式(3)、(4)より

$$\begin{aligned} & \int_0^{D_e} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dz} dz - \int_0^{D_e} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dz} dz \\ &= S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_s^4 - \sigma T_a^4 - c_p \rho C_H U (T_s - T) \end{aligned} \quad (5)$$

ここで風速 U および下向き短波長放射量 $S \downarrow$ には観測値を与え、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。空気の体積熱容量 $c_p \rho$ は 1 気圧 20 の場合の値 1210 J/K/m^3 、バルク係数 C_H には裸地での見積値として 0.0015 を与える。式(5)の左辺は地表面温度 T_s が求めれば熱伝導解析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に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。このように本手法では、気温・風速・下向き短波長放射量を与えれば、地中温度分布を求めることができる。

2.3 斜面日射量の計算

一般に観測されている日射量は、水平面へ入射する日射量であるため、斜面での熱収支を考える場合は斜面向きや傾斜角に依存する斜面日射量に変換する必要がある。斜面に吸収される日射量は、大気を直進し平行光線として地表に到達する斜面直達日射量 $J_{d\zeta}$ 、大気中で散乱された後に地表に到達する斜面

天空日射量 $J_{s\zeta}$ 、地面から反射した後に地表に到達する斜面反射日射量 $J_{r\zeta}$ の3成分からなり、それらを足し合わせたものが斜面日射量 J_{ζ} であり、以下の式で表される。

$$J_{\zeta} = J_{d\zeta} + J_{s\zeta} + J_{r\zeta} \\ = J_{dn} \cos i + J_{sh} \cos^2 \zeta + \frac{1 - \cos \zeta}{2} \text{ref} J_h \quad (6)$$

ただし、 J_{dn} 、 J_{sh} 、 J_h は、それぞれ法線面（太陽光線に直角な面）直達日射量、水平面天空日射量、水平面日射量であり、以下のように表される。

$$J_{dn} = J_0 P^{\frac{1}{\sinh}} \quad (7)$$

$$J_{sh} = \frac{1}{2} J_0 \sinh \frac{1 - P^{\frac{1}{\sinh}}}{1 - 1.4 \ln P} \quad (8)$$

$$J_h = J_{dn} \sinh + J_{sh} \quad (9)$$

ここで、 J_0 、 i 、 h 、 ζ 、 P 、 ref はそれぞれ大気圏外法線面日射量、斜面入射角、太陽高度、斜面傾斜角、大気透過率、アルベドであり、大気圏外法線面日射量の年間平均値として $J_0 = 1353 \text{ W/m}^2$ 、正午の大気透過率の年間平均値として $P = 0.7$ 、裸地の代表地として $\text{ref} = 0.15$ を与えた。

太陽高度 h と太陽方位角 A_s は、以下の様に幾何学的に表現される。

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos t \quad (10)$$

$$\sin A_s = \frac{\cos \delta \sin t}{\cos h} \quad (11)$$

ここで、 φ は緯度、 t は時角、 δ は日赤緯であり、東経、日本標準時、元旦からの日数を与えれば求まる。斜面に入射する日射の入射角 i は、

$$\cos i = \cos \zeta \sinh + \sin \zeta \cosh \cos(A_s - A) \quad (12)$$

ここで、 A は斜面方位である。斜面入射角 i は斜面に対する垂線と太陽光線とが成す角であり、 $i = 0$ の場合日射は斜面に対して垂直に入射することになる。また、 A は南方向と最急勾配線がなす角であり、 $A = 0, 90, 180, 270^\circ$ の場合、斜面はそれぞれ南、西、北、東方向を向いていることになる。

以上より、 J_{ζ} 、 J_h を求め、式(5)における $S \downarrow$ を、水平面日射量の実測値 J_{obs} から、

$$S \downarrow = J_{obs} (J_{\zeta} / J_h) \quad (13)$$

として与える。

2.4 計算条件

シミュレーションの入力値である気温・水平面日

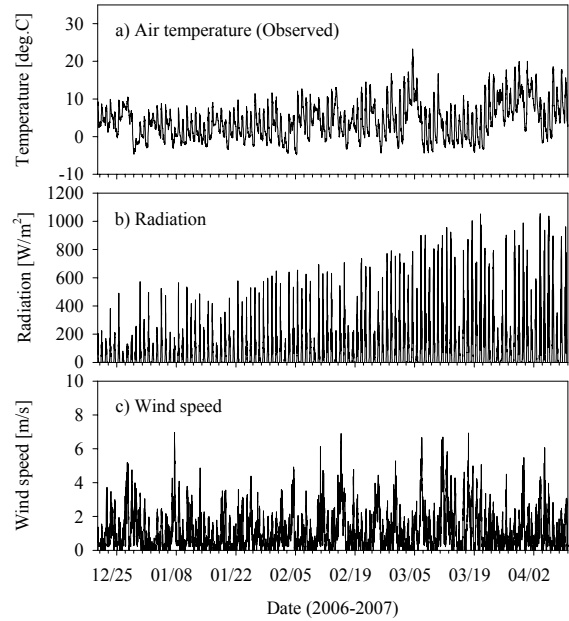


Fig. 2 Observed air temperature, radiation and wind speed which are used as the input data for the numerical simulation

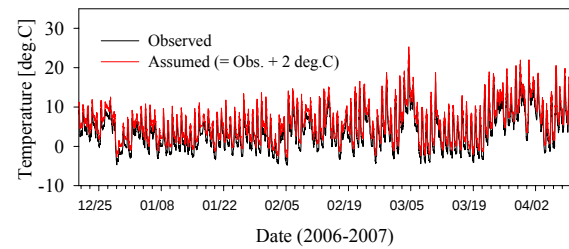


Fig. 3 Comparison between observed air temperature and hypothetical air temperature assuming warming condition in the future

射量・風速は、滋賀県田上山地の若女裸地谷観測点における2006年12月から翌2007年4月までの実測データを用いた。Fig. 2にそれらを示す。この冬期間は、12月終わり頃から気温が氷点下となる日が現れ、4月初めまで断続的に氷点下となる日が見られる。期間中の最低気温は -4.8°C であり、中庸な寒さの冬であったと考えられる。日射量は日変化を繰り返しながら時間と共に少しずつ増加している様子が見られる。日射量・風速共に異常値は見られず、計算の入力値として有効なデータであるといえる。現地での計測間隔は20 minであり、計算の時間間隔 Δt もそれにあわせ20 minとした。気候変動を想定した気象条件として、本来は変化すると思われる日射量・風速に関してはここでは実測値とし、気温上昇のみに焦点を絞って、気温を実測値から2 $^\circ\text{C}$ 上昇させた。気温の実測値と気温上昇を想定した場合の比較をFig.

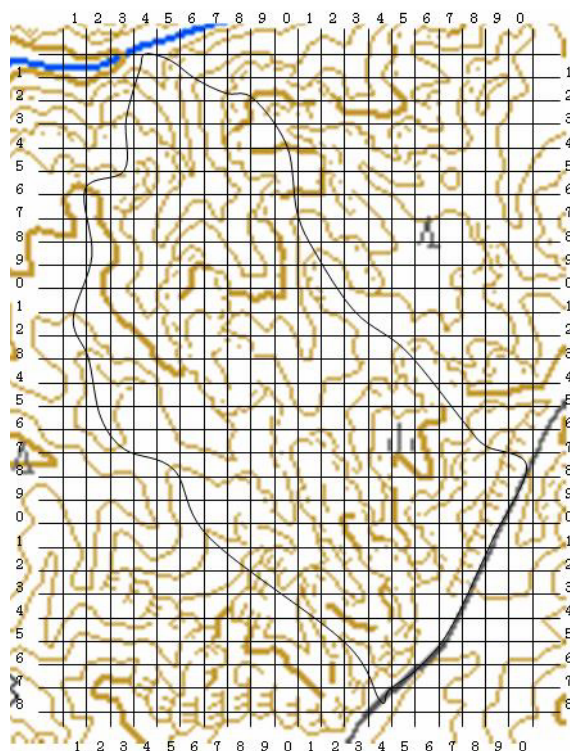


Fig. 4 Topographical map of the study site, Jakujo bare-slope, which is divided by grid lines to obtain spatial distribution of slope direction and gradient

3 に示す。気温が 0 をはさんで上下した回数は、実測値で 164 回を数えたが、気温上昇を想定した条件では 102 回に減少している。また、期間中の最低気温は -2.8 である。斜面傾斜角を 0° から 50° まで、10° 間隔で、斜面向きを 0° から 315° まで 45° 間隔で変化させ、地中温度分布の時間変化を計算した。初期条件としては、斜面傾斜角・向きに関わらず、水平面での計算開始までの 6 ヶ月間の解析を行い、得られた温度分布を与えた。この結果、斜面傾斜角・向きごとに、次章にて示す凍結面進行曲線から、地表面における凍結融解の繰り返し回数、最大凍結面到達深度、凍結融解強度指数（凍結融解繰り返し回数の深さ方向の積分値）を求める。

気候変動の気温上昇による凍結融解の影響変化を考察するための対象とした領域は、滋賀県田上山地の若女裸地谷であり（Fig. 1 参照）、計算の入力値として用いた気象観測を行った地点である。また、当該観測地はこれまでも凍結融解による風化基岩からの土砂生産現象の観測とそのモデル化などの研究対象としてきた斜面を含む小流域である（堤ら, 2007）。若女裸地谷を含む 400×580 m の領域を 20×20 m のメッシュに分割し（Fig. 4 参照）、それぞれのメッシュの傾斜角・斜面向きを計測し、地中温度分布変化の解析により得られた凍結融解の出力値から対象領域の凍結融解影響度の分布を得る。

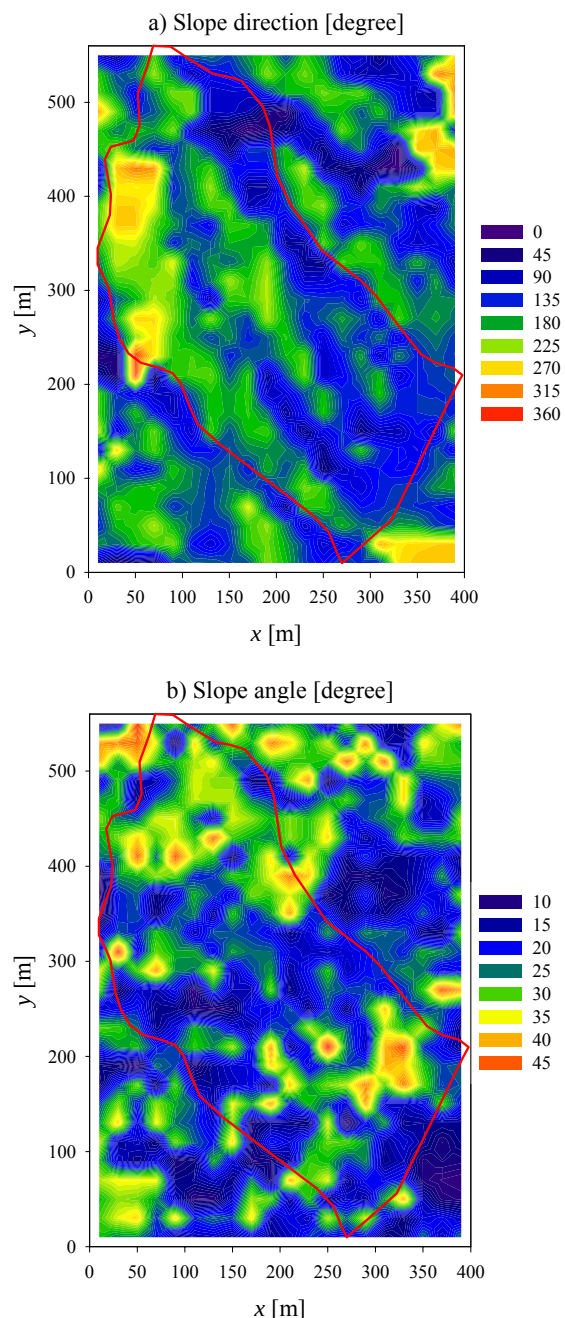


Fig. 5 Spatial distributions of slope direction and angle, which were obtained from topographical map of the study site

3. 結果と考察

3.1 対象裸地斜面の斜面傾斜角・向きの分布

田上山地若女裸地谷の地形図を 20×20 m のメッシュで分割し、それぞれの正方形の斜面向き・傾斜角を読み取った。その空間的分布を Fig. 5 に示す。全体としては、北北西向きの斜面であるが、ガリーや小さな尾根などの微地形によって、斜面向きも微小な変化を示している。また、斜面傾斜角に関しては、

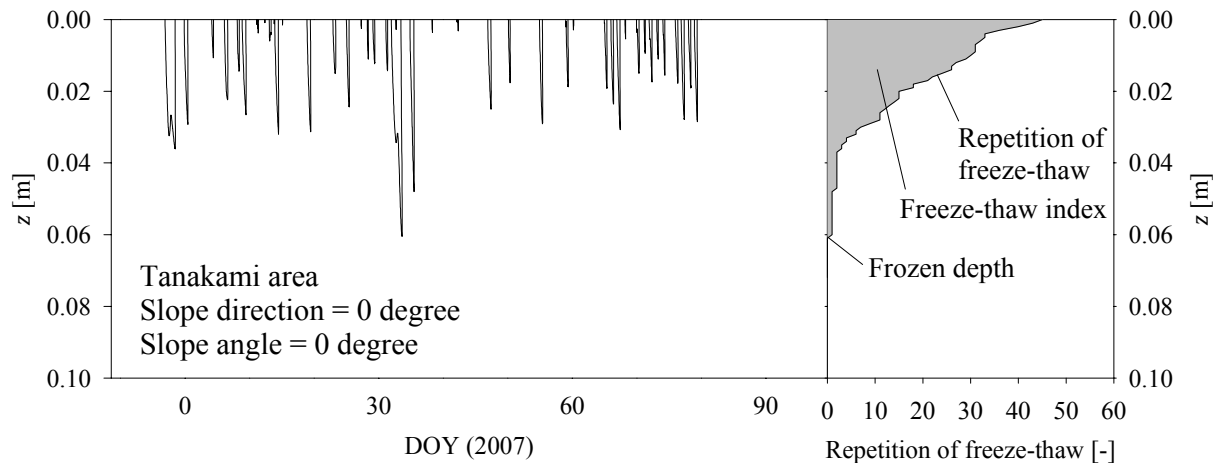


Fig. 6 Bedrock frozen zone variation curve (FZVC) obtained by the numerical simulation under the flat condition (left figure), and vertical profile of freeze-thaw repetition which is the integration of FZVC (right figure). Gray area is defined as freeze-thaw index which represents intensity of freeze and thaw action on the bedrock.

概ね 15° 以上であり、ところによっては 40° を超える急勾配の斜面も見られる。これ以降に示すシミュレーション結果に、ここで示した斜面向き・傾斜角の結果を代入し、凍結融解に関する影響の空間的な分布を求めることができる。

3.2 斜面傾斜角・向きの違いによる各凍結融解指標の分布

数値シミュレーションの結果の一例として、水平面（斜面傾斜角 $= 0^{\circ}$ ）を想定し、実測の気温変化を入力値として与えた場合の地中温度分布の解析結果から得られる凍結面進行曲線を Fig. 6 に示す。ここで示した凍結融解進行曲線は、地中温度分布において 0 となる点を時間の進行と共に結んだ曲線であり、地中凍結層の発生・消滅の挙動を表している。この曲線から、凍結融解繰り返し回数の深さ方向の分布を求めることができ（Fig. 6 右図参照）、地表面における凍結融解の繰り返し回数、凍結面の最大到達深度も示される。ここでは、Fig. 6 右図の深さ方向の凍結融解繰り返し回数の分布を積分したものを、凍結融解強度指数[m]として定義する。既往の研究（堤ら、2007）において、凍結融解による風化基岩の破壊は、凍結融解の繰り返し回数や、凍結層の到達深度によって大きく影響を受けることが明らかとなっているが、温度低下が著しくても 0 を挟む上下変動が少ない場合や、逆に変動は激しいが、温度が 0 程度までしか低下しない場合のように、繰り返し回数・到達深度のどちらか一方だけが卓越していても土砂生産量は多くないことが示されている。その意味で、ここで定義した凍結融解強度指数は繰り返し回数、到達深度の両方が加味されており、土砂生産現象に対する凍結融解の影響を評価するため

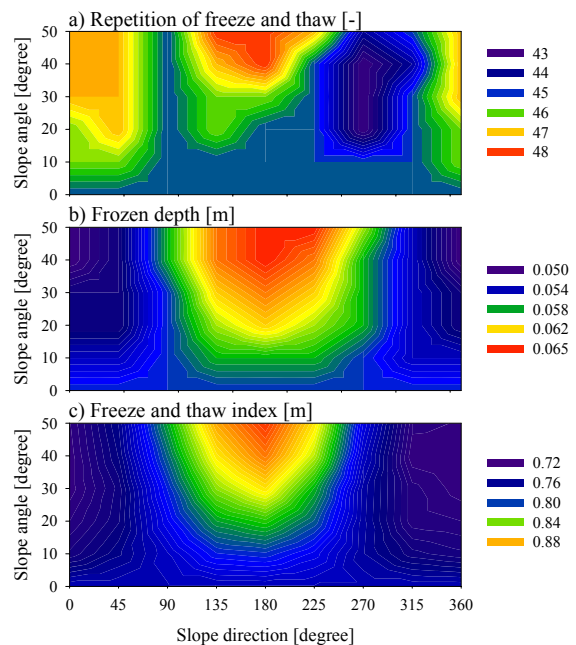


Fig. 7 Dependences of freeze-thaw repetition, frozen depth and freeze-thaw index on slope direction and angle, which were obtained by the numerical simulation assuming the present weather condition

の指標として有効である。これらを斜面傾斜角・向きに依存した値の分布図として表したものが、Fig. 7, 8 である。凍結融解繰り返し回数に関して実測気温変化 (Fig. 7) と気温上昇を想定した気温変化 (Fig. 8) を比較すると、斜面向き・傾斜角に対する変化傾向は完全には一致せず、特に Fig. 7 は、複雑な変化傾向を示す。しかしながら、回数そのものを比較した場合、気温上昇を想定した Fig. 8 において、1/4 程度に減少していることがわかる。凍結深到達深度に関

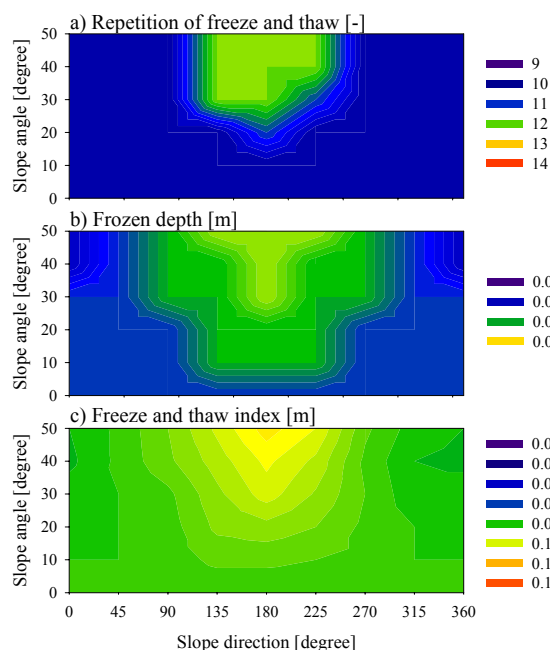


Fig. 8 Dependences of freeze-thaw repetition, frozen depth and freeze-thaw index on slope direction and angle, which were obtained by the numerical simulation assuming the warming whether condition

して、比較すると、斜面向き・傾斜角に対する共通した変化傾向が見られる。南向き斜面の場合は、傾斜角が大きくなるにつれて、凍結層到達深度が浅くなり、逆に北側斜面の場合は、傾斜角が大きくなるにつれて凍結層到達深度が深くなる。これは、南向き斜面の場合、傾斜角が 40° 程度のときに正午前後の日射の入射角が垂直に近くなるため、日射による地表面温度の上昇が顕著になり、逆に北向き斜面の場合は、傾斜角が大きくなるにつれて、日射の入射角が単調減少するためと考えられる。到達深そのものを比較した場合、やはり気温上昇によって平均的にはほぼ半減していることがわかる。凍結融解強度指数に関して、Fig. 7, 8 を比較すると、凍結層到達深度と同様の共通した傾向が見られる。凍結融解強度指数は、地表面の凍結融解繰り返し回数だけでなく、地表面から最深の凍結層到達深度までの凍結融解を加味した指標であるため、最も総合的に凍結融解による影響を評価できるものと考えられる。この指数を全体的に比較すると、最もその違いが顕著に現れており、気温上昇によって、平均的に 1/10 程度に激減している。また、実測気温変化を入力した場合は (Fig. 7)、斜面向き・傾斜角による違いが鮮明であるが、気温上昇を想定した場合 (Fig. 8) は、平均的となりあまり差が表れていない。

3.3 若女裸地谷での凍結融解作用の影響分布

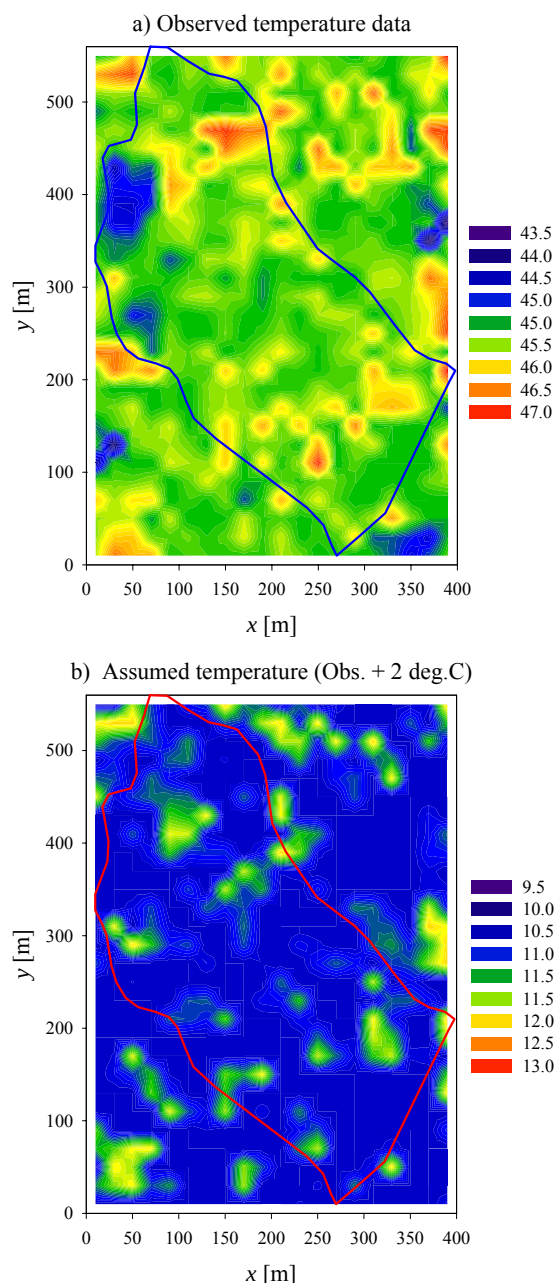


Fig. 9 Comparison of spatial distributions of freeze-thaw repetition between present a) and warming weather conditions b) at the study site, Jakujo bare-slope in Tanakami Mountains. Note that the repetition ranges from 43 to 47 in upper figure a), and from 9 to 13 in lower figure b).

Fig. 7, 8 に示す斜面向き・傾斜角と各凍結融解指標の関係と、Fig. 5 に示した斜面向き・傾斜角の分布から、それぞれの空間分布を求めることができる。地表面における凍結融解繰り返し回数、凍結面最深到達深度、凍結融解強度指数の分布の比較を、それぞれ Fig. 9, 10, 11 に示す。地表面における凍結融解繰り返し回数、凍結面最深到達深度、凍結融解強度指

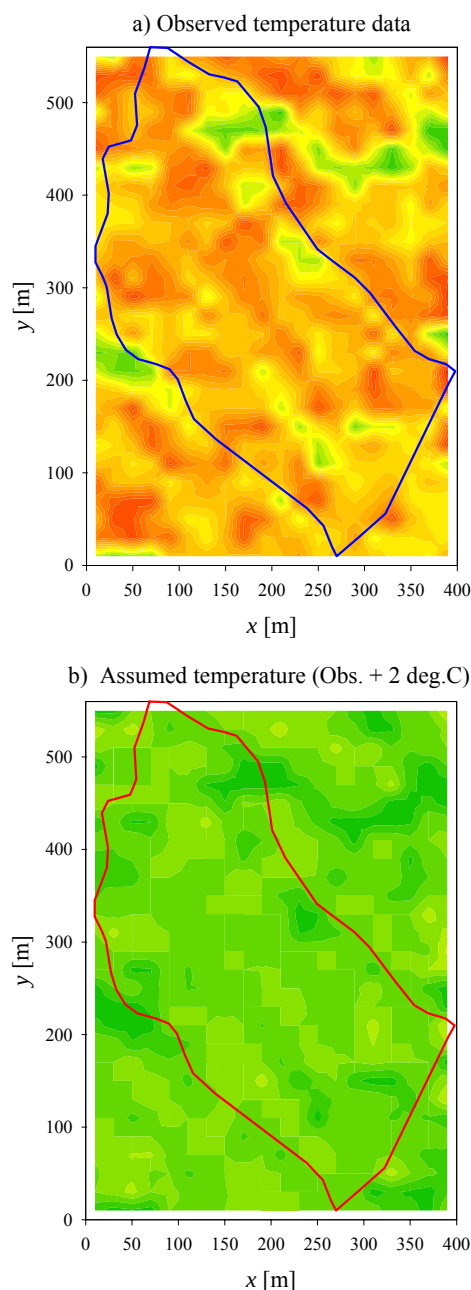


Fig. 10 Comparison of spatial distributions of frozen depth [m] between present a) and warming weather conditions b) at the study site, Jakujo bare-slope in Tanakami Mountains. Note that the frozen depth ranges from 0.050 to 0.064 m in upper figure a), and from 0.016 to 0.028 m in lower figure b).

数は、傾斜角・斜面向きの両方に依存し、谷部や稜線部、斜面向きなどの地形に応じて変化している。現状の気温変化と気候変動による気温上昇を想定した場合のを比較すると、地表面における凍結融解繰り返し回数は（Fig. 9）、現状気候（a 図）の 45 回程度が、温暖化気候（+2 上昇、b 図）では 11 回程度と約 1/4 に減少している。また、凍結面最深到達深度

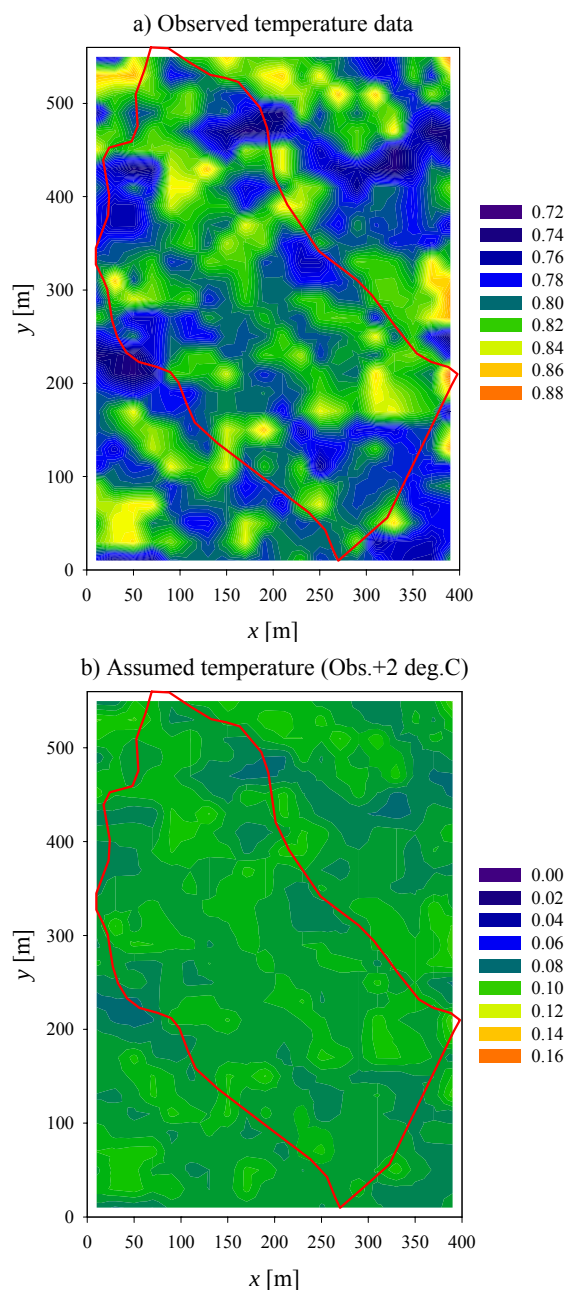


Fig. 11 Comparison of spatial distributions of freeze-thaw index [m] between present a) and warming weather conditions b) at the study site, Jakujo bare-slope in Tanakami Mountains. Note that the freeze-thaw index ranges from 0.72 to 0.88 m in upper figure a), and from 0.00 to 0.16 m in lower figure b).

は、天井気候で 6 cm 程度が、温暖化気候で 2 cm 程度と約 1/2 となっている。さらに、凍結融解強度指数は、現状気候で 0.8 m 程度が、温暖化気候で 0.08 m 程度と約 1/10 に減少することが示されている。また、全ての要素において、温暖化気候では地形による影響の違いも小さくなることが示されている。これま

での現地観測やモデルシミュレーションによって、田上山地における花崗岩の基岩では、どの程度の深さまで凍結融解を複数回経験するかによって、生産される土砂量が増えることがわかっており、地表面での凍結融解繰返しや凍結面の到達深度のそれぞれ単独の影響ではなく、これら両者が組合わさった要素が土砂生産に大きく関係すると考えられる。その意味では、凍結融解繰返し回数の深さ方向のプロファイルを積分した値である凍結融解強度指数は、凍結融解作用による土砂生産量を定性的に表すことに適した要素である。よって、あくまでも定性的な関係からではあるが、わずかに平均気温が上昇するだけで、凍結融解作用による土砂生産量が大きく減少するであろうことが推測される。ただし、これは緯度や標高等、場所によって異なり、平均気温の上昇によって逆に土砂生産量が増えると予測される場合もあり得る。さらには、凍結融解作用は基岩上の表面被覆の影響を大きく受けるため、積雪量の変化によって、土砂生産量が大きく変動するものと予想される。よって、温暖化により平均気温が上昇しても、積雪量が現象する場合は、凍結融解作用が大きくなり、土砂生産量が増加する場合も考えられる。

田上山地における観測結果から、2006 年 12 月から 2007 年 4 月までの土砂生産量は、 7.6 kg/m^2 であったが、その期間に対応する凍結融解強度指数（斜面向き北東、傾斜角 30° ）は、 0.85 m となり、凍結融解強度指数と土砂生産量が比例すると仮定すると、その比例定数は 8.9 kg/m^3 となる。この比例定数を用いて、Fig. 11 に示した凍結融解強度指数分布から、流域界に囲まれた斜面からの土砂生産量を算出すると、現在気候条件化では $7.5 \times 10^5 \text{ kg}$ 、温暖化条件下では $8.2 \times 10^4 \text{ kg}$ となる。流域面積が 0.11 km^2 であるから単位面積当りの土砂生産量は、それぞれ $7.1 \times 10^6 \text{ kg/km}^2$ 、 $7.7 \times 10^5 \text{ kg/km}^2$ となり、温暖化によって土砂生産量が減少する結果を示している。現在気候条件下での値は、既往の研究²⁾により得られた土砂生産量 $8.0 \times 10^6 \sim 1.6 \times 10^7 \text{ kg/km}^2/\text{year}$ と比較するとやや少な目ではあるが、妥当な値であると考えられ、凍結融解強度指数から土砂生産量を推定することの可能性が示された。

4. おわりに

大気・地盤熱伝導結合モデルによって一般気象要素から地中の熱伝導を解析し、気温上昇によって凍結融解作用による土砂生産量に対する影響がどのように変化するかを予測を行った。その結果、凍結融

解の繰返し・到達深度の両方を加味した凍結融解強度指数は、2 の気温上昇で大幅に減少し、土砂生産量が減少することが予測された。ただし、この傾向は対象とした領域についてのみ言えることであり、気候帯によっては異なる結果が表れると思われる。解析では、落葉層や積雪などの基岩被覆状態の違いを考慮していないため、裸地以外の領域に今回の結果をそのまま当てはめることはできない。また、本稿で定義した凍結融解強度指数と土砂生産量との定量的な関係は、まだ明らかではない。さらに、気候変動の条件設定に風速・日射の変化は考慮されていない。今後、これらの点を考慮した上で、凍結融解作用による土砂生産量変化についての検討を進める予定である。

参考文献

- 近藤純正 (1994): 水環境の気象学, 朝倉書店, p. 350.
菅原広史・近藤純正 (1995): 都市における各種地表面温度の敏感度解析, 天気, 42, pp. 813-818.
鈴木雅一・福嶋義宏 (1989): 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.
陳曉飛・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 ()・, 土壌の物理性, 78, pp. 25-34.
堤大三・藤田正治・林雄二郎 (2007): 2005 年台風 14 号により大分県竹田市で発生した斜面崩壊に関する数値シミュレーション, 水工学論文集, 51, pp. 931-936.
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.
Matsuoka N. (1990): The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. Earth Surface Processes and Landforms, 15, pp. 73-90.
Jame Y. W. and Norum D. I. (1980): Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, Water Resources Research, 16, pp. 811-819.

Prediction of Effect of Future Temperature Rise on Sediment Production in Winter Season

Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA and Hiroaki IZUMIYAMA*

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

It is essential and urgent task to predict changes of sediment production due to possible global warming in the future. Weathering and erosion on bare slopes due to freeze and thaw action in winter season is one of the most important sources of sediment. In the present study, we developed a numerical model to simulate the effect of freeze and thaw action on bare slope, combining atmosphere-subsurface thermal conductivity analysis. We analyzed the effect of freeze and thaw action on bare slope in Tanakami Mountains, imposing temperature change actually observed and temperature change which is 2 degree C higher than it assuming possible global warming. Simulated results indicate that the effect of freeze and thaw might drastically decrease sediment production by the temperature rise.

Keywords: freeze and thaw action, global warming, Tanakami-Mountains, bare slope, numerical simulation