

地球温暖化が全国の裸地斜面の凍結融解特性に与える影響評価

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

凍結融解による風化基岩からの土砂生産現象は我が国の山間部の裸地斜面で多くみられる。土砂生産量を定量的に把握することは下流での土砂災害の防止・軽減のために重要である。そこで日本全国を対象に、熱伝導計算により地中温度の推定を行い、凍結融解特性、そして土砂生産量の推定を試みた。熱伝導計算を行う際は、同時に地表面熱収支を考慮することで一般的な気象データを入力データとして計算を行うことが出来る。そこで各都道府県の代表的な地点を選定し、同地点の気象データを用いて計算を行った。さらに気温上昇が凍結融解現象に与える影響を考察するために気温を 2°C 上昇させた場合の計算を行った。計算の結果、凍結融解特性ならびに土砂生産量の全国分布が得られ、気温上昇により凍結融解特性・土砂生産量は概ね減少することが予想された。

キーワード: 凍結融解, 裸地斜面, 風化基岩, 地球温暖化

1. はじめに

我が国の山間部では凍結融解による風化基岩からの土砂生産現象が多く見られる。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するため、長期的に見れば膨大な土砂が生産されると考えられる。

よって土砂生産量を定量的に予測することは下流での土砂防災の防止・軽減のために重要である。さらに将来的に地球温暖化が与える影響を把握することは喫緊の課題となっている。

凍結融解による風化基岩の土砂化現象を把握するためには、まず地中温度を精度良く予測する必要がある。そこで堤ら(2009)は裸地斜面を対象に地中温度推定モデルを開発した。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。

そこで、本研究では地中温度推定モデルの利点を活かし、気象庁が収集している気象データを用いて日本全国の裸地斜面の凍結融解特性を計算によって求め、さらに気温上昇が凍結融解現象に与える影響を考察した。また、凍結融解による土砂生産量を経

験的に算出し、同じく日本全国の土砂生産量分布を求め、気温上昇による変化を検討した。

2. 計算方法

2.1 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。

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

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

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

ここで、 $T_G(z)$ 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。 $T_G(z) > 0^{\circ}\text{C}$ 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、 $T_G(z) \leq 0^\circ\text{C}$ では独立には解くことができないため、温度と不凍水含水率の関係式が必要となる。そこで本研究では Jame and Norum(1980)が提案している経験式(3)を用いる。これは土壌における実測値に基づいて得られたものであり、この経験式が風化基岩に対しても適用可能であると仮定した。

なお、風化基岩は間隙が発達しているためにある程度の透水性を有しているが、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。よって簡単のために式(2)の水分拡散係数 $D = 0$ と仮定して、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、 $T_G(z)$, θ , ϕ に初期値を与える、b) 時間 Δt の間では含水率は変化しないと仮定して ($\Delta\phi = 0$)、式(1)から $T_G(z)$ を求める、c) $T_G(z)$ 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。以上のような方法で各時刻の $T_G(z)$, θ , ϕ を求め、時刻を Δt ずつ進めて $T_G(z)$, θ , ϕ を求める。

熱伝導計算を行う際は境界条件として地表面温度を与える必要がある。しかし、地表面温度の計測は一般的には行われないことから、次節で説明するように熱収支を考慮して一般的な気象データから地表面温度を推定する。

2.2 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で、地中伝導熱 G は式(5)のように表すことができる。なお、 $G > 0$ なら地中温度は上昇、 $G < 0$ なら地中温度は低下する。

$$G = S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_a^4 - \sigma T_G(0)^4 - c_p \rho C_H U (T_G(0) - T_a) \quad (5)$$

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、 $T_G(0)$ 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、風化基岩が凍結するような気象条件で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ため、地盤内温度分布の変化からも G を表現することができる。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ことにより G は

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

となる。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

$$\begin{aligned} G &= \int_0^{De} \frac{d(c_G \rho_G T_G(z))}{dt} dz - \int_0^{De} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz \\ &= S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_a^4 - \sigma T_G(0)^4 - c_p \rho C_H U (T_G(0) - T_a) \end{aligned} \quad (7)$$

となる。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°C での値 1210 J/K/m^3 、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（近藤純正, 1994）。式(7)の左辺は地表面温度 $T_G(z)$ が求め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 $T_G(z)$ 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。

2.3 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（水平面日射量）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。ある方角と勾配をもつ斜面に対する斜面日射量は式(8)に示すように日射の入射角 i が分かれば大気透過率と太陽定数を仮定し、水平面日射量の関数として求めることができる。

$$\cos i = \cos \zeta \sin h + \sin \zeta \cosh \cos(A_s - A) \quad (8)$$

ここに、 ζ : 斜面勾配、 h : 太陽高度、 A_s : 太陽方位角、 A : 斜面の方角である。

2.4 計算条件

裸地斜面を仮定し、斜面は勾配 45° 、北向きおよび南向きの 2 パターンで計算を行った。計算期間は

2008 年 7 月から 2009 年 7 月とし、一般気象データはこの期間中の 1 時間ごとのデータを用いる。データは全て気象庁のホームページで公開されているものである。さらに温暖化条件として、単純に気温が 2℃上昇すると仮定した計算を行った。なお、積雪は考慮していない。しかし積雪は断熱作用を有するため重要であり、今後の検討課題である。

気象データは Table 1. に示すように県全体の代表値を用いるが、以下のような方法で算出した。まず県内にある全ての気象観測地点ごとに月平均気温を算出し、更にそれらを全地点で平均したものを県全体の月平均気温とする。各地点の月平均気温の変化傾向が県全体の月平均気温のそれと最も近似している地点を代表地点とし、この地点での気温データを用いた。このとき、各地点の月平均気温と県全体のそれとの偏差平方和を厳冬期である 2008 年 11 月から 2009 年 5 月までを対象に求め、これが最小となる観測点を代表地点とした。気温データはさらに、100m 上昇するごとに 0.65℃減少すると仮定して標高 500m 地点に標高補正した。風速および日射量は県の代表地点での値を用いるが、欠測の場合は県内の別の地点で観測された値を用いた。

地中にある計算領域の下端の境界条件は、地下水温がその地点の年平均気温とほぼ等しいと考えられることから（阿部ら，1964），県の代表地点の 2008 年における年平均気温を用いた。基岩の物性値として、間隙率 n は 0.48，含水率 θ は 0.4，熱伝導率 λ は 3.0W/m/K，比熱 c は 921J/kg/K とした。これらは風化花崗岩での物性値であり，間隙率は滋賀県田上山地の風化花崗岩裸地斜面の地表面近くで得られた実測値である。

3. 計算結果と考察

3.1 計算結果の例

Fig.1 は岡山県の代表地点の気象データを用い，斜面が南向きであると仮定して得られたものである。Fig.1a) の左側に示すのが計算期間全体での -1℃等温線であり，本研究ではこれを凍結融解進行曲線と呼んでいる。これは，風化基岩内の間隙水が -1℃に達すれば十分に凍結し，氷となっていると考えられるからである。凍結融解進行曲線を 2009 年の 2 月の一ヶ月で見たのが Fig.1b) である。Fig.1b) を見れば分かるように凍結融解進行曲線は下に凸の曲線形状の集まりである。下に凸の曲線の一つ一つが凍結融解を 1 回経験したことを表していると考ええる。

Fig.1a) の右側の図は，計算期間全体で凍結融解回数の総和をとったものである。そして凍結融解回数を深度方向に足しあわせたものを凍結融解強度指数

Table 1. Representative observatory, mean temperature for 2008 and elevation

Prefecture	Observatory	Mean temperature for 2008 [degree C]	Elevation [m]
Hokkaido	Monbetsu	6.7	16
Aomori	Rokkasho	9.4	80
Iwate	Tono	10.0	273
Nagano	Tateshina	10.3	715
Akita	Iwamisannai	10.6	41
Yamagata	Oguni	10.8	140
Fukushima	Funehiki	10.8	421
Miyagi	Zao	11.4	112
Tochigi	Imaichi	11.7	414
Gunma	Nakanajo	12.1	354
Yamanashi	Furuseki	12.2	552
Gifu	Hagiwara	12.6	425
Niigata	Maki	13.2	2
Ishikawa	Nanao	13.5	58
Nara	Kamikitayama	13.5	334
Toyama	Tonami	13.7	69
Ibaraki	Mito	13.9	29
Okayama	Fukuwatari	14.1	63
Tottori	Iwai	14.1	19
Shimane	Tsuwano	14.2	165
Hiroshima	Hongo	14.2	331
Shiga	Torahime	14.5	90
Fukui	Harue	14.5	5
Saitama	Tokorozawa	14.6	119
Kyoto	Maizuru	14.8	2
Tokushima	Anabuki	14.8	160
Hyogo	Miki	15.0	145
Shizuoka	Kikugawa-makinohara	15.0	191
Yamaguchi	Iwakuni	15.1	70
Chiba	Yokoshibahikari	15.1	6
Aichi	Okazaki	15.6	47
Mie	Toba	15.6	2
Kumamoto	Mashiki	15.6	193
Kanagawa	Odawara	15.6	28
Oita	Bungotakada	15.8	5
Kagawa	Hiketa	15.8	12
Wakayama	Kawabe	15.8	84
Osaka	Hirakata	16.0	26
Ehime	Saijyo	16.0	4
Saga	Kawasoe	16.1	2
Kochi	Gomen	16.4	12
Nagasaki	Ishida	16.5	12
Fukuoka	Dazaifu	16.6	27
Miyazaki	Miyakonojo	16.6	154
Tokyo	Oshima-kitanoyama	16.7	38
Kagoshima	Nakakoshiki	18.3	10
Okinawa	Ashimine	23.7	3

と呼ぶ。既往の研究で，凍結融解作用による風化基岩の土砂生産量は凍結融解回数と凍結深さの両方に依存することが分かっていることから（堤ら，2009），

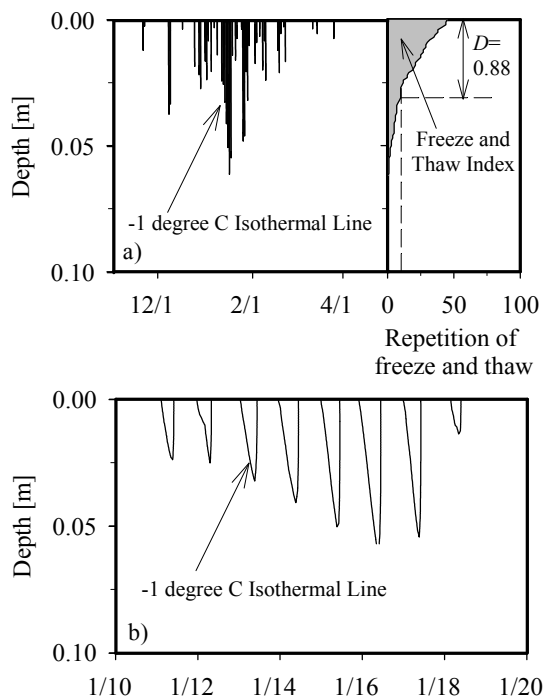


Fig.1 Time series variation of frozen zone and Freeze and thaw index from a) Nov.1 to May.1, b) Jan.10 to Jan.20 on a slope facing south using the meteorological data for Okayama Prefecture. $D = 0.88[\text{m}]$ expresses newly created sediment layer due to freeze and thaw action.

凍結融解強度指数は当該地点の土砂生産量の可能性を示すと考えられる。今の場合、凍結融解強度指数は $0.031[\text{m}]$ である。

さらに、滋賀県田上山地の裸地斜面での研究結果より、凍結融解作用による土砂化は凍結融解を10回程度、経験する必要があるという結果（堤ら、2007）とを応用して、計算対象地点の土砂生産量を算出する。今の場合、凍結融解を10回経験した深さは $0.88[\text{m}]$ であるから、土砂の密度が $2650[\text{kg}/\text{m}^3]$ であると仮定すると土砂生産量は

$$2650 \times 0.88 \times (1 - 0.48) = 2332 [\text{kg}/\text{m}^2] \quad (9)$$

となる。

3.2 凍結融解強度指数および土砂生産量の全国分布

Fig.2は斜面が南向きであると仮定したときの凍結融解強度指数の全国分布である。Fig.2a)は現状の気温を入力データとして得られた凍結融解強度指数 (I_{SP}) であり、Fig.2b)は気温が 2°C 上昇したと仮定して計算した時に得られた凍結融解強度指数 (I_{S2}) である。また、Fig.3は気温が 2°C 上昇したときと現状の気温の場合の凍結融解強度指数の差 ($I_{S2} - I_{SP}$) である。

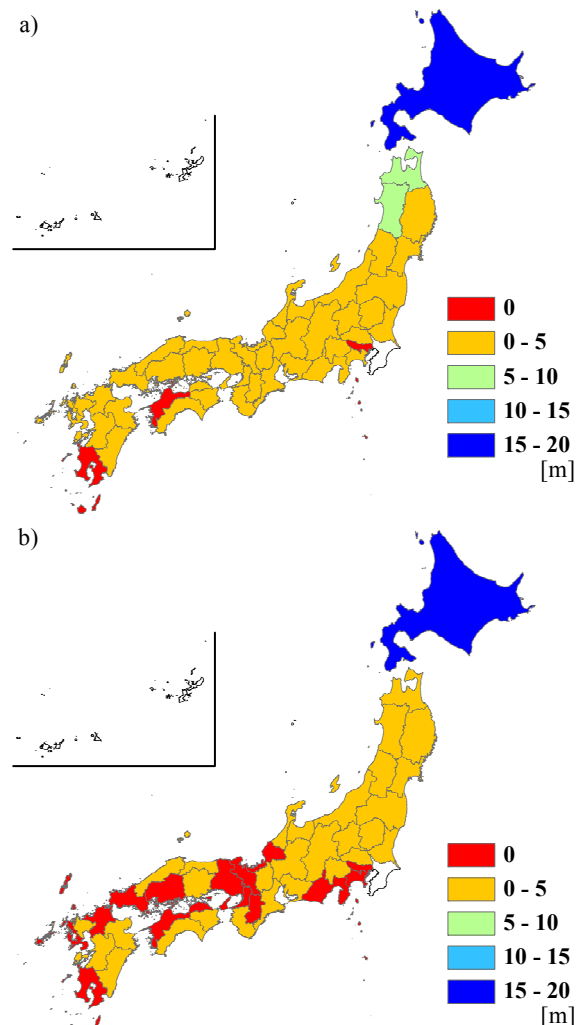


Fig.2 Distribution of freeze and thaw index across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2°C higher than present one on slopes facing south with an angle of 45°

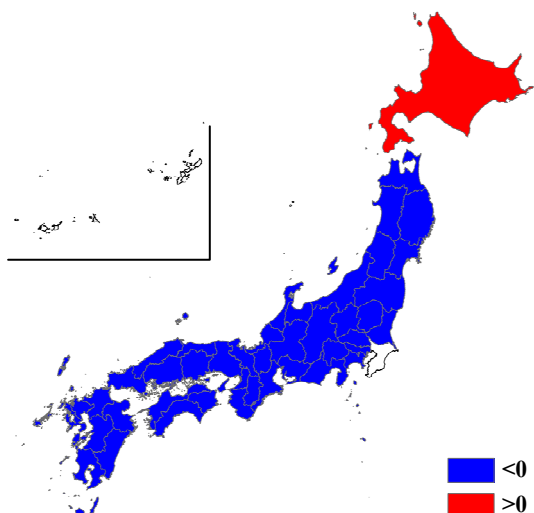


Fig.3 Distribution of the difference of freeze and thaw index between hypothetically 2°C higher condition than present condition and present condition on slopes facing south with an angle of 45° .

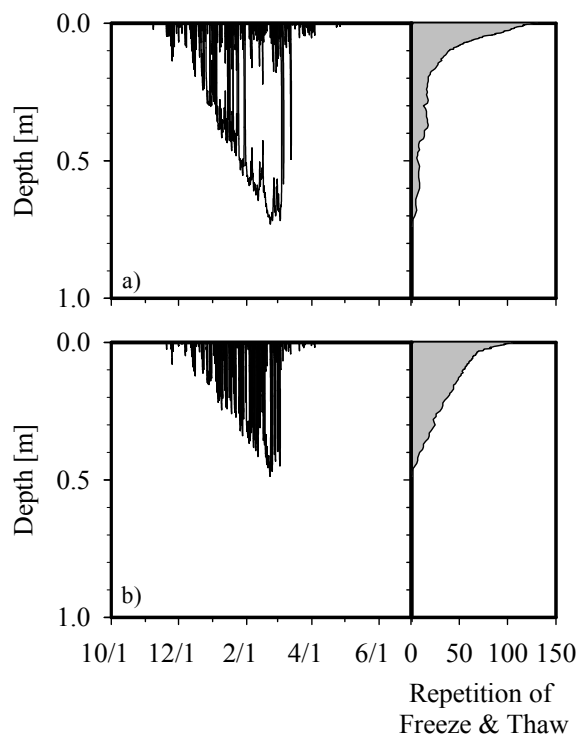


Fig.4 Time series variation of frozen zone and Freeze and thaw index of Hokkaido, using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing south with an angle of 45 degree.

Fig.2a), b)を見ると、北海道で大きな値を示し、現状の気温を用いた場合は青森、秋田でも比較的大きな値となっていることが分かる。これは、これらの県が高緯度帯に位置し、寒冷的な気候であることに起因する。

気温が2°C上昇したことによる変化の一つとして、現状の気温では全く凍結融解のしない都道府県は東京、香川、鹿児島、沖縄の4県であったのが、15県に増加していることが挙げられる。つまり、凍結融解作用による土砂生産現象は、気温上昇により概ね発生しにくくなることが予想される。ただし、今回の計算では積雪を考慮していないため、実際とは様相が異なる可能性がある。

さらにFig.3から分かるように、多くの都道府県で凍結融解強度指数が小さくなっていることが分かる。ただし北海道のみ気温上昇により凍結融解強度指数が増加している。これは現状の気温では地中温の低下が大きく、風化基岩の凍結が長く継続し融解があまり発生しなかったのが、気温上昇により地中温の低下が緩和され、融解が発生するようになったためと考えられる (Fig.4)。Fig.5は斜面が南向きと仮定した場合の土砂生産量の全国分布である。Fig.5a)は現状の気温を入力データとしたとき (S_{SP}) の、Fig.5b)は気温が2°C上昇した場合の結果 (S_{S2}) である。これ

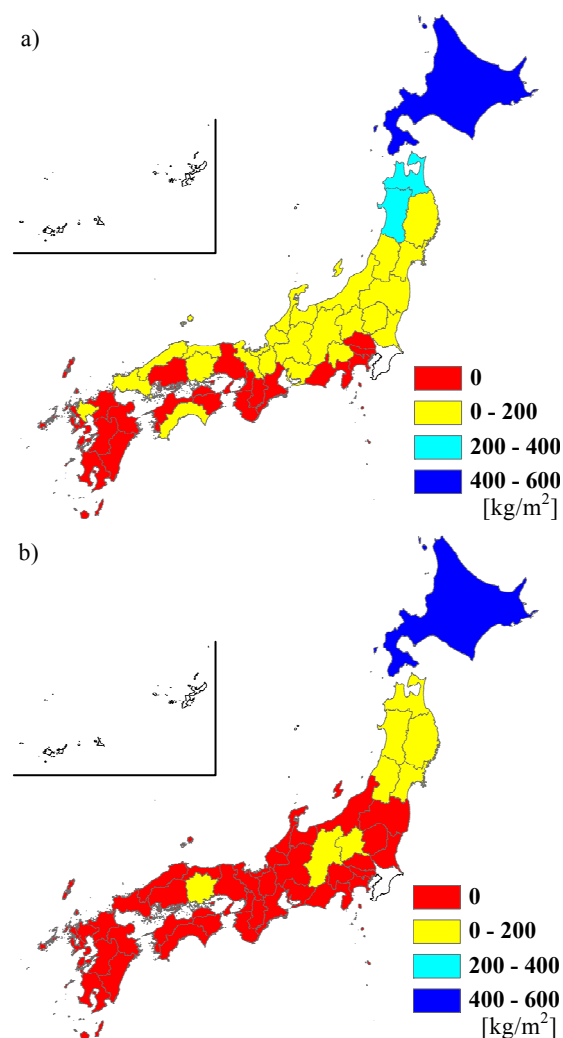


Fig.5 Distribution of sediment production across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing south with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

を見ると北海道・東北地方で大きな値を示し、それより南の地域では小さな値となっており、先の凍結融解強度指数の分布とほぼ同様の傾向を示している。しかし、凍結融解強度指数が0以上であっても凍結融解回数が10回以上でないと土砂化しないとして算出しているために、土砂生産量が0[kg/m²]の都道府県が多いことが相違点である。またFig.6の気温が上昇したと仮定した場合の結果と現状の気温の場合の結果の差をとったもの ($S_{SP} - S_{S2}$) を見ると、全ての都道府県で気温上昇により土砂生産量が減少することを示している。北海道で土砂生産量が減少しているのは、凍結融解を10回経験する深さが0.42[m]から0.39[m]と浅くなったためである。

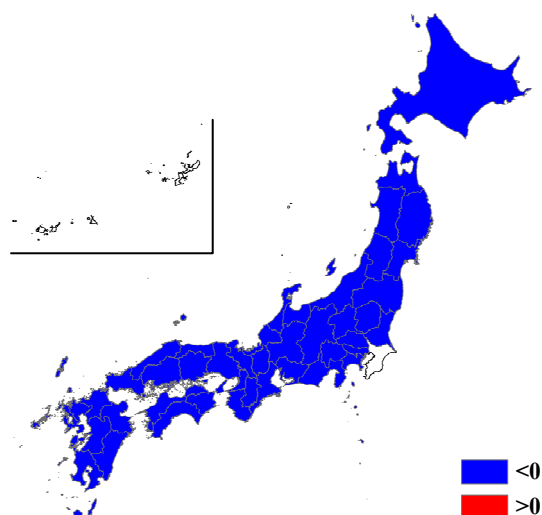


Fig.6 Distribution of the difference of sediment production between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes is facing south with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

Fig.7は斜面が北向きと仮定した場合の凍結融解強度指数の全国分布である。Fig.7a)は現状の気温を入力データとして得られた凍結融解強度指数 (I_{NP}) であり, Fig.2b)は気温が2℃上昇したとして計算した時に得られた凍結融解強度指数 (I_{N2}) である。また, Fig.8は気温が2℃上昇したときと現状の気温の場合の凍結融解強度指数の差 ($I_{N2} - I_{NP}$) である。Fig.7を見ると斜面向きが南向きの場合とほぼ同様に北海道・東北地方で値が大きく, それより南側の都道府県では小さな値となっている。Fig.8を見ると全ての都道府県で凍結融解強度指数は気温上昇により減少している。

Fig.9は斜面が北向きと仮定した場合の土砂生産量の全国分布である。Fig.9a)は現状の気温を入力データとして得られた土砂生産量 (S_{NP}) であり, Fig.2b)は気温が2℃上昇したとして計算した時に得られた土砂生産量 (S_{N2}) である。また, Fig.10は気温が2℃上昇したときと現状の気温の場合の土砂生産量の差 ($S_{N2} - S_{NP}$) である。Fig.9を見るとFig.7と同様に北海道・東北地方で大きな値を示し, それより南側の都道府県では小さな値となっている。Fig.10を見るとほとんどの都道府県で土砂生産量は減少しているが, 北海道のみ増加している。この要因を知るためにFig.11の北海道の凍結融解回数の深度方向分布を見てみると, 凍結融解を10回経験する深さが気温上昇により深くなっていることが分かり (0.27[m]→0.34[m]), これが要因であると考えられる。これは

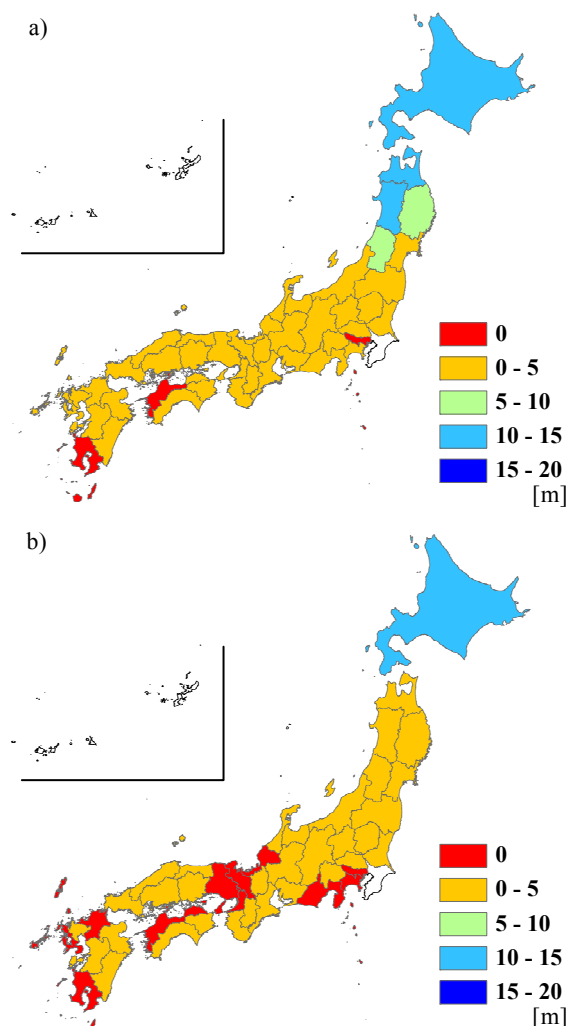


Fig.7 Distribution of freeze and thaw index across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing north with an angle of 45 degree.

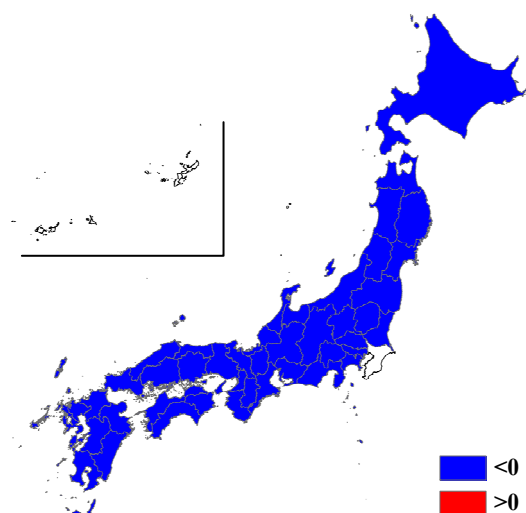


Fig.8 Distribution of the difference of freeze and thaw index between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes facing north with an angle of 45 degree.

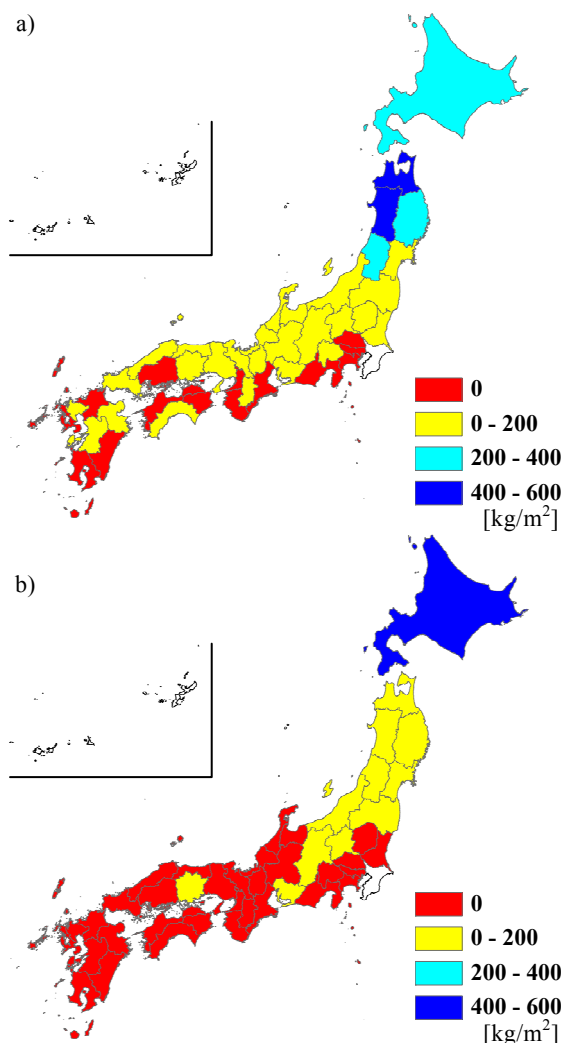


Fig.9 Distribution of sediment production across the Japan islands calculated using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing north with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

気温上昇により、地中深くにおいて融解が多く発生するようになったためと考えられる。

3.3 凍結融解強度指数と土砂生産量の関係

Fig.12は各都道府県の代表地点での現状の気温を用いたときに得られる凍結融解強度指数と土砂生産量の関係を見たものである。これを見ると南向き、北向き斜面の両方で高い正の相関関係があると考えられる。実際、相関係数は斜面向きが南向きで0.97、北向きで0.98である。よって、場所により土砂化に必要な凍結融解回数が今回設定した10回とは異なり Fig.12の結果がそのまま全国に適用できないものの、凍結融解強度指数が分かれば土砂生産量の大小がある程度推定できると考えられる。

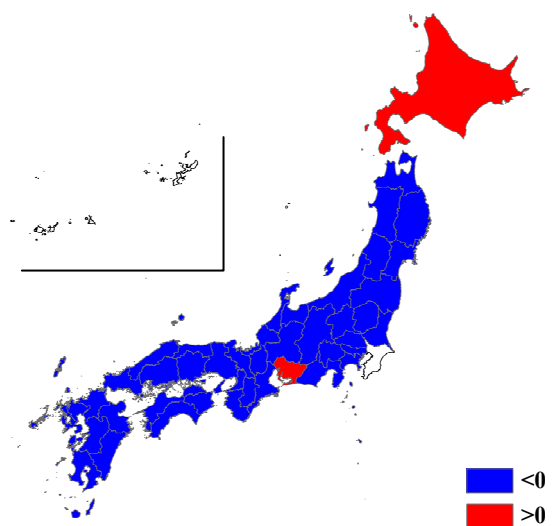


Fig.10 Distribution of the difference of sediment production between hypothetically 2 degree C higher condition than present condition and present condition on slopes facing north with an angle of 45 degree. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

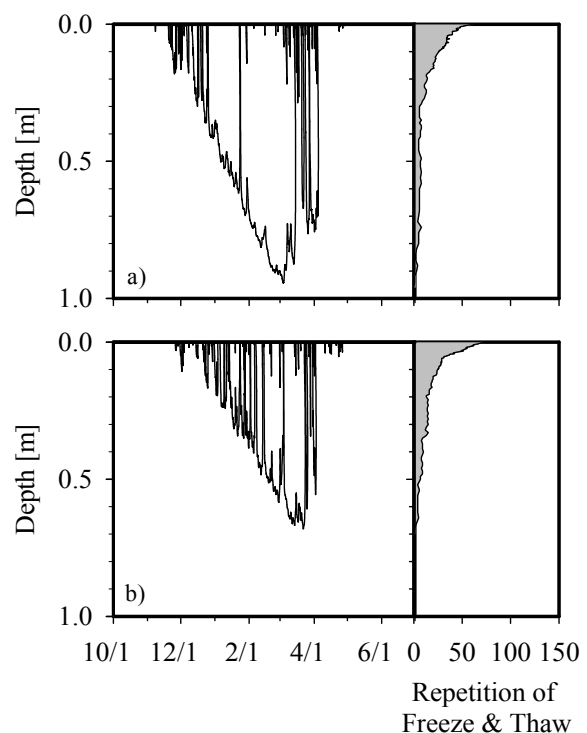


Fig.11 Time series variation of frozen zone and Freeze and thaw index of Hokkaido, using a) present temperature data, b) 2 degree C higher than present one on slopes facing north with an angle of 45 degree.

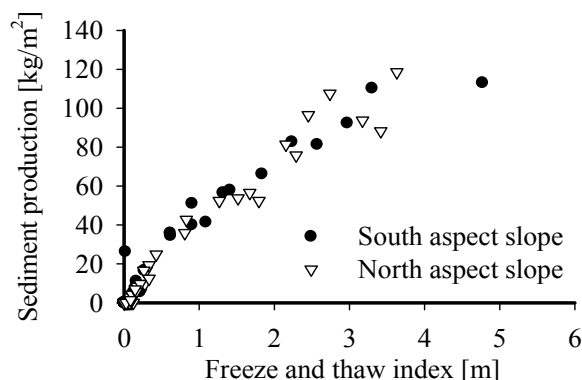


Fig.12 Relation between freeze and thaw index and sediment production across the Japan islands. The amount of sediment production is obtained assuming the layer of weathered bedrock which experiences 10 cycles of freeze and thaw action becomes sediment layer.

4. おわりに

本研究により日本全国の凍結融解強度指数が分かり、さらに気温上昇により凍結融解強度指数は減少することが分かった。これより、凍結融解作用による土砂生産量は気温上昇により減少することが予測される。

ただし本研究での計算には積雪の影響が反映されていない。積雪は断熱作用を有することから、地中

温度の変化傾向に大きな影響を与えられ、ことから、考慮しなければならない。さらに、土砂生産量を算出する際、凍結融解を10回経験すれば土砂化するという条件を用いたが、この値はあくまで滋賀県田上山地の風化花崗岩の検討結果より得られたものであり、地質が異なれば必然的に異なってくると考えられる。今後は地質の影響を考慮する予定である。

参考文献

- 阿部雅雄，ニノ方兼武，河原田礼次郎（1964）：シラス地帯の地下水特性に関する研究（第2報），鹿児島大学農学部学術報告 No.15, pp.281-294.
- 近藤純正編著（1994）：水環境の気象学，pp.128-159，朝倉書店．
- 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（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.
- 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.

Influence Evaluation of Global Warming on Freeze and Thaw Process of Bare Slopes in Japan

Hiroaki IZUMIYAMA*, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

To elucidate the effect of the freeze and thaw action on sediment production, a thermal conductivity analysis is conducted. Considering heat balance at a ground surface in this analysis, meteorological data, which are commonly observed, are used for input data. To analyze the current effect of freeze and thaw action on sediment production through the Japanese islands, meteorological data which is representative for each prefecture is selected. Moreover, the hypothetically 2 degree C higher air temperature than the present one is also used to investigate an impact of future climate change on freeze and thaw action. As a result, distributions of effect of freeze and thaw action are obtained across the Japan islands for both the present and hypothetical future climates. It is predicted that sediment production due to freeze and thaw action may decrease by the simple temperature rise.

Keywords: Freeze and Thaw Action, Bare Slope, Weathered Bedrock, Global Warming