

1. はじめに

わが国の山間部では凍結融解作用による風化基岩の土砂化現象が多くみられる。生産された土砂量を把握することは砂防学において重要であることから、土砂生産量を精度よく推定する手法の開発を進めている。

これまでに、一般気象データを入力データとする地中温度推定モデルを開発し¹⁾、計算対象地の凍結融解特性が推定できるようになっている。また、風化基岩の土砂化をモデル化するため、風化花崗岩を対象にした実験を行い、間隙構造の変化から土砂化プロセスを提示した²⁾。しかし、地形特性や、前年までの凍結融解現象の蓄積が凍結融解特性に与える影響、地質の違いによる風化基岩の土砂化プロセスの違いが未だ明らかでない。そこで本研究ではこれらについて数値計算、実験により検討を行った。

2. 標高の違いが凍結融解特性に与える影響

堤らの開発した地中温度推定モデルを用いて、標高の違いが凍結融解特性に与える影響を考察した。

計算期間は 2008 年 7 月から 2009 年 7 月とし、日本全国を対象に都道府県ごとに計算を行った。気象データは県全体を代表するような気象観測地点での観測値を用いるが、県全体の月平均気温の変化傾向に最も近い月平均気温の変化傾向を示す地点を選定基準とした。そして得られた気温データをさらに標高補正したものをを用いた。なお、積雪は考慮せずに計算を行った。

図-1 は勾配 45 度、北向き斜面を仮定して地中温度計算を行った結果得られた、標高 2000m および 1500m 地点での凍結融解強度指数の差 ($I_{2000} - I_{1500}$) および土砂生産量の差 ($S_{2000} - S_{1500}$) を表す。なお、最高地点が 1500m を下回る県は除外している。凍結融解強度指数は凍結融解回数を深度方向に足し合わせたものとして定義される¹⁾。土砂生産量と最も相関がある指数と考えられ、対象地の凍結融解特性を表す。土砂生産量は、

凍結融解を 10 回以上経験した深さまでが土砂化するとし、土の間隙率を 0.48、密度を 2650kg/m^3 と仮定して算出したものである。凍結融解回数が 10 回と仮定したのは滋賀県田上山地の裸地斜面での土砂生産量の検討結果を参考にしており、間隙率の値は、裸地斜面上に堆積している土砂の測定値である。凍結しているか否かは、地中温度が -1°C 以下か否かで判断した。

図-1 を見ると、標高が高くなることによる凍結融解強度指数と土砂生産量の変化傾向は概ね一致しているものの、凍結融解強度指数は増加するが土砂生産量は少なくなる場合、逆に凍結融解強度指数は減少するが土砂生産量は多くなる場合が見られる。

凍結融解強度指数と土砂生産量がともに増加するのは、標高が高くなって気温が低下することで凍結融解の機会が多くなったためであり、逆にどちらも減少するのは、気温が氷点を上回る回数が減ることで風化基岩の融解発生が少なくなり、凍結融解回数が減少したためである。また、凍結融解強度指数が増加するものの土砂生産量が少なくなるのは、地中深くにおいて凍結融解が発生するようになり、10 回以上凍結融解を経験する深さは浅くなるためである。さらに、凍結融解強度指数が減少するものの土砂生産量が多くなるのは、地表面付近での凍結融解回数が少なくなるが、10 回以上凍結融解を経験する深さは大きくなるためである。

このように、標高が高くなって気温が低くなれば単純に凍結融解の程度が大きくなるわけではなく、地中温が -1°C を跨ぐ回数や -1°C 付近での変動の程度が影響して複雑な変化傾向を示すことが分かる。

3. 凍結融解現象の蓄積を考慮した凍結融解強度指数

2. で求めた凍結融解強度指数は 1 年間でのものである。しかし本来は、前年までの凍結融解現象の影響を考慮しなければならない。そこで凍結融解現象の蓄積が凍結融解強度指数に与える影響を検討した。

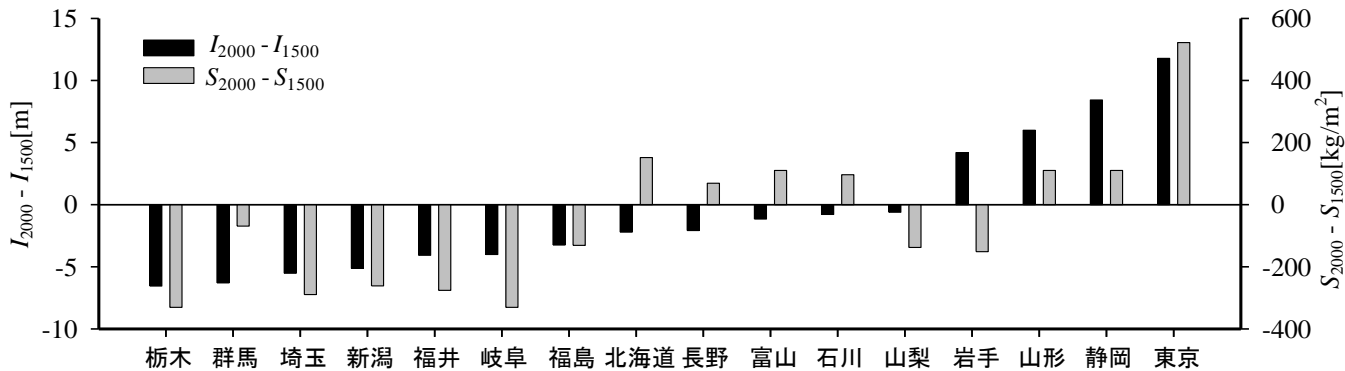


図-1 標高 2000m と 1500m 地点での凍結融解強度指数の差 ($I_{2000} - I_{1500}$) と土砂生産量の差 ($S_{2000} - S_{1500}$)。土砂生産量は凍結融解回数が 10 回以上となる深さを土砂化深さとして算出

計算条件を述べる。ここでは簡単のために、基岩の特性が毎年同じで、凍結融解現象が

$$x = a \exp(-bz) \quad (1)$$

で、毎年同じように起こると仮定する。ここに、 x は凍結融解回数、 z は地表面からの深度、 a, b は定数である。無次元化して考えるために x, n を a で、 z は $1/b$ で除して無次元化すると式(2)のようになる。

$$x^* = x/a = \exp(-z/(1/b)) = \exp(-z^*) \quad (2)$$

そして x^* が土砂化に必要な無次元凍結融解回数 $n^* = n/a$ を超えると風化基岩は土砂化するとする。なお、融雪期もしくは雨期に土砂は全て流出するとした。

以上より、式(2)を繰り返し与え、ある n^* を与えれば、凍結融解強度指数の時系列変化が得られる。

図-2は $n^* = 2.0$ としたときの凍結融解回数の深度方向分布の時系列変化を表す。この場合、3年目以降は風化基岩の土砂化が発生して土砂が流出するために地表面の位置が後退していくが、図では地表面を揃えて表示している。これより、3年目以降では凍結融解回数の深度方向分布はほぼ一定となっていることが分かり、 x^* を深度方向に足し合わせた無次元凍結融解強度指数 I^* はほぼ3.0である。つまりこの条件では、凍結融解強度指数を1年間でなく、3年間で算出の方が良いと考えられる。ただし、実際には毎年同じ凍結融解現象が生じる訳ではないので、その影響を考慮する必要がある。図-3に、 I^* が一定となるために必要な年数と n^* との関係を表す。 n^* が大きくなるほど I^* が一定となるために必要な年数が増えることが分かる。

4. 地質の違いによる風化基岩の破壊形態の違い

2.では10回以上凍結融解を経験した風化基岩は土砂化すると仮定したが、これはあくまで風化花崗岩の場合であり、地質が違えば必然的に異なる。そこで、石英斑岩と砂岩、頁岩を対象に凍結融解実験を行った。これらはいずれも裸地斜面の下部で堆積していたものであり、長径が数cm~20cm程度の岩塊である。実験はまず供試体を1日以上、水の中で飽和させ、それを冷凍庫(-15℃)で8時間以上凍結、その後8時間以上室温に放置して融解させるという手順で行い、これを10回繰り返し行った。同時に、実験前、凍結融解5回経験後、10回経験後の3段階で間隙率測定を行った。

図-4は凍結融解による3つの供試体の間隙率変化を表す。また、既に同様の実験から得られている風化花崗岩の間隙率の変化も示す²⁾。これを見ると今回用いた供試体の間隙率はいずれも0.1以下と小さく、凍結融解による間隙率の増加はわずかであることが分かる。これより、実験に用いた岩塊はこれ以上、凍結融解によっては土砂化しないと考えられる。これは、これらが既に凍結融解によって裸地から剥離したもので、既に生産土砂の一部であったと考えられる。つまり風化花崗岩のように小さな土粒子に分解するのではなく、母

岩に亀裂があり、亀裂の部分から岩塊が剥離するという別の破壊プロセスが考えられる。

5. おわりに

本研究より、標高が高くなれば凍結融解の程度が単純に大きくはならないこと、毎年の凍結融解の蓄積が凍結融解強度指数の算出に影響すること、さらに地質により土砂化プロセスが異なることが分かった。今後は地中温度推定の際に積雪を考慮し、また土砂化プロセスの地質による違いを詳細に検討する予定である。

参考文献

- 1)堤ら：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、2009。
- 2)泉山ら：凍結融解作用による風化花崗岩の土砂化プロセスに関する基礎的検討、H20 土木学会全国大会講演概要集、2008。

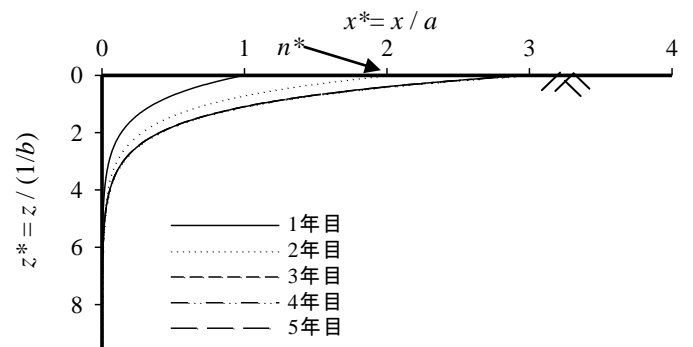


図-2 凍結融解回数の深度方向分布の時系列変化 ($n^* = 2.0$)

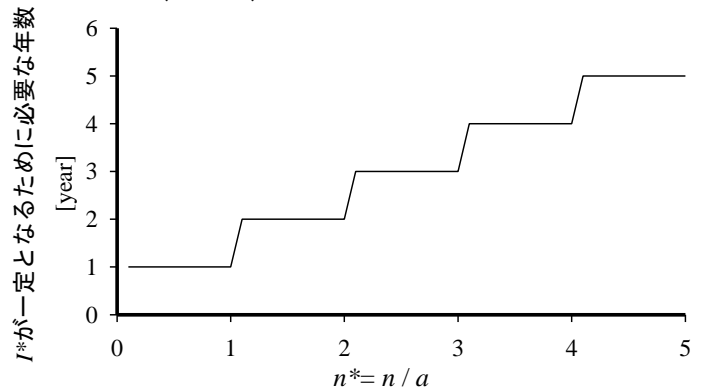


図-3 土砂化に必要な無次元凍結融解回数 n^* と無次元凍結融解強度指数 I^* が一定になるために必要な年数の関係

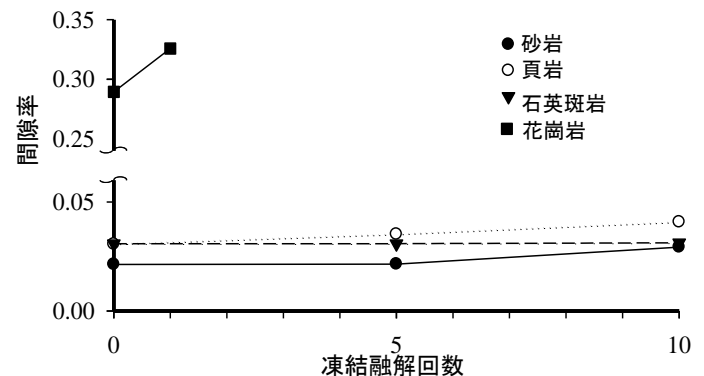


図-4 間隙率と凍結融解回数の関係