

地球温暖化による森林土壌乾燥化及び 超微細土粒子融解過程のモデル化

MODELING OF MINUTE PARTICLES FUSION PROCESS FROM FOREST BASINS AS AN INFLUENCE OF GROUND DRYNESS BY THE GLOBAL WARMING

守利 悟朗¹・篠田 成郎²
Goro MOURI and Seirou SHINODA

¹正会員 工博 岐阜大学研究員 総合情報メディアセンター (〒501-1193 岐阜市柳戸1-1)

²正会員 工博 岐阜大学教授 総合情報メディアセンター (〒501-1193 岐阜市柳戸1-1)

In this paper, Minute particles fusion process from forest basins as an influence of ground dryness by the global warming models was developed. According to the study, the minute particles fusion process by the global warming definitely issued important problems concerning forests environment. The forests will be collapsed by influence of the decrease of ground moisture. The process was composed of four categories that are the process of the atmosphere to the forest regions as ground moisture losses, the process of the infiltration as the moisture rate, the process of the minute particles fusion and the result of the minute particles fusion. The new method was verified by applying to Nagara River, Japan. The study was explained concerning relation between the ground dryness and the minute particles fusion by the global warming.

Key Words : minute particles, colloid, silt, ground dryness, moisture rate, fusion process, rainfall runoff, surface land slides, earth environment, global warming

1. はじめに

地球温暖化に起因する水文現象への影響としては、極地における雪氷の融解、大陸での砂漠化、海面上昇、豪雨現象の局地化等が一般的に明らかになっている。

最近の研究によると、地球温暖化傾向は、平野部を含めた流域全体と比べて森林流域で強いことが明らかになっている¹⁾。森林流域での温暖化傾向が強いと土壌水分の蒸発量は増加するので土壌は乾燥化する傾向になる。森林表層土A層或いはB層では、基本的に土壌中のシルトやコロイド成分のような超微細粒子成分は間隙水の効果により土塊として強度を維持しているの、一旦土壌が乾燥化すると土塊としての強度を失い、降雨イベント等の水分供給によって融解しやすくなる。

通常、森林土壌の成分は礫のような大きな粒子(直径1.0m程度)からシルトやコロイドのような超微細粒子(直径0.1 μ m程度)までで構成されている。したがって、土塊が維持されていれば、超微細土粒子は大きな粒子成分により幾何学的に覆われる一種の遮蔽効果により、たとえ超微細粒子が融解したとしても直ちに土壌表面もしくは河道に流出することはない。しかしながら、

温暖化の影響を受けた森林土壌が乾燥化し土塊が強度を一旦失うと、降雨イベント等の水分供給により団粒としての構造が壊れやすくなるので、融解した超微細粒子成分は、大きな粒子成分の遮蔽効果を受けずに森林斜面を水分移動とともに流下すると考えられる。

一般的に、土砂粒子の流出に関する従来の研究²⁾では、雨滴侵食や裸地侵食等がある。これらの地表面侵食系の研究は基本的に植生が無い場合を想定しているの、適用可能な場が限られている。

一方、日本の大部分の流域を含め、ミシシッピ川や黄河等といった世界の主要な大河川流域も森林を含んでいる。また、森林土壌中の超微細土粒子成分は森林の水分を保持するという水分涵養機能の重要な構成要素である。したがって、森林土壌の超微細粒子成分が大量に融解し流出すれば、土壌の有効間隙率が増加し森林土壌の水分量が減少するので、森林の植物が生存しにくくなる可能性がある。

このことから森林流域で適用可能な水分・土砂動態モデルを構築する必要があると考えた。

本研究では、まず、森林土壌A層或いはB層内での超微細土粒子融解過程を粒子間応力と土粒子の堆積の効果による真の粘着力の関係をを用いることによりモデル

化した。そして、著者らによる流域規模での水分・土砂動態モデル³⁾⁴⁾と結合し、森林流域で適用可能な総合的な水分・土砂動態モデルを構築するとともに、地球温暖化による森林土壌乾燥化と超微細土砂融解過程の関係及び森林植物への影響を明らかにした。

2. 超微細土粒子融解現象と環境との関係

表層崩壊、溪岸崩壊、地滑り、大規模崩壊、裸地侵食等に代表される斜面上での表面侵食系の現象のうち、豪雨等による表層崩壊、地滑り、大規模崩壊等のマスマーブメント (Mass Movement) と流水侵食 (Surface Erosion) によるものが一般的とされてきた。これまでに、著者らは、マスマーブメントと流水侵食を統合した水分・土砂動態モデルを構築し、河川への土砂供給量及び供給時系列といった観点で再現性を得ている。その結果は防災学的に考えれば一定の成果があった。

一方、環境学的側面から土砂供給現象を捕らえようとする場合、土粒子のスケールを再認識する必要があった。土砂に関わる環境問題を考えた場合、大部分の問題は微細土粒子成分が原因である。河川中に含まれる微細土粒子成分の占める単位時間当りの体積の割合は一般的に流量の2乗に比例することが知られており⁵⁾多くの現地観測によっても明らかである。これまで、微細土粒子成分の供給は側崖侵食や土石流等の表面侵食系として扱われてきた。これは、微細土砂の供給が主として大規模出水時に限定されることを意味してい

る。しかし、一般の河川水は晴天時や中小の出水時でも一定以上の微細土粒子成分を含んでいることが容易に観測で確認できる。また、一般的に中小規模出水や無降雨時には森林斜面では表面流は生起しない。したがって、森林流域における中小規模出水時での微細土粒子の主要な供給源は森林土壌であると考えられる。

森林土壌の団粒構造を形成している成分の内、コロイドやシルトといった超微細土粒子は、森林の水分涵養機能の重要な素質となっている。したがって、森林土壌中の団粒構造が壊れ、超微細土粒子成分が大量に流出すれば、森林の水分涵養機能は減少し、植物の生存にも関わってくると考えられる。また、超微細土粒子は水分による粒子間結合力の影響が大きく、水分を失った超微細土粒子は団粒としての強度を著しく失うことが考えられる。つまり、図-1に示す通り、地球温暖化の効果による気温上昇により蒸発量が増加した結果、土壌水分が失われたとしたら、団粒の強度が低下し超微細土砂が融解しやすくなるので、その結果、土壌の有効空隙率が増加し、さらに土壌水分量が減少するという悪循環が形成されることが考えられる。

このように地球温暖化による気温上昇に起因する蒸発量の増加による超微細土粒子の融解、流出増加は森林状態悪化、惹いては森林植物の生存といった地球環境問題として、環境学と直接結び付いているのと同時に、堆積現象 (Sedimentation) といった防災学的側面も有している。

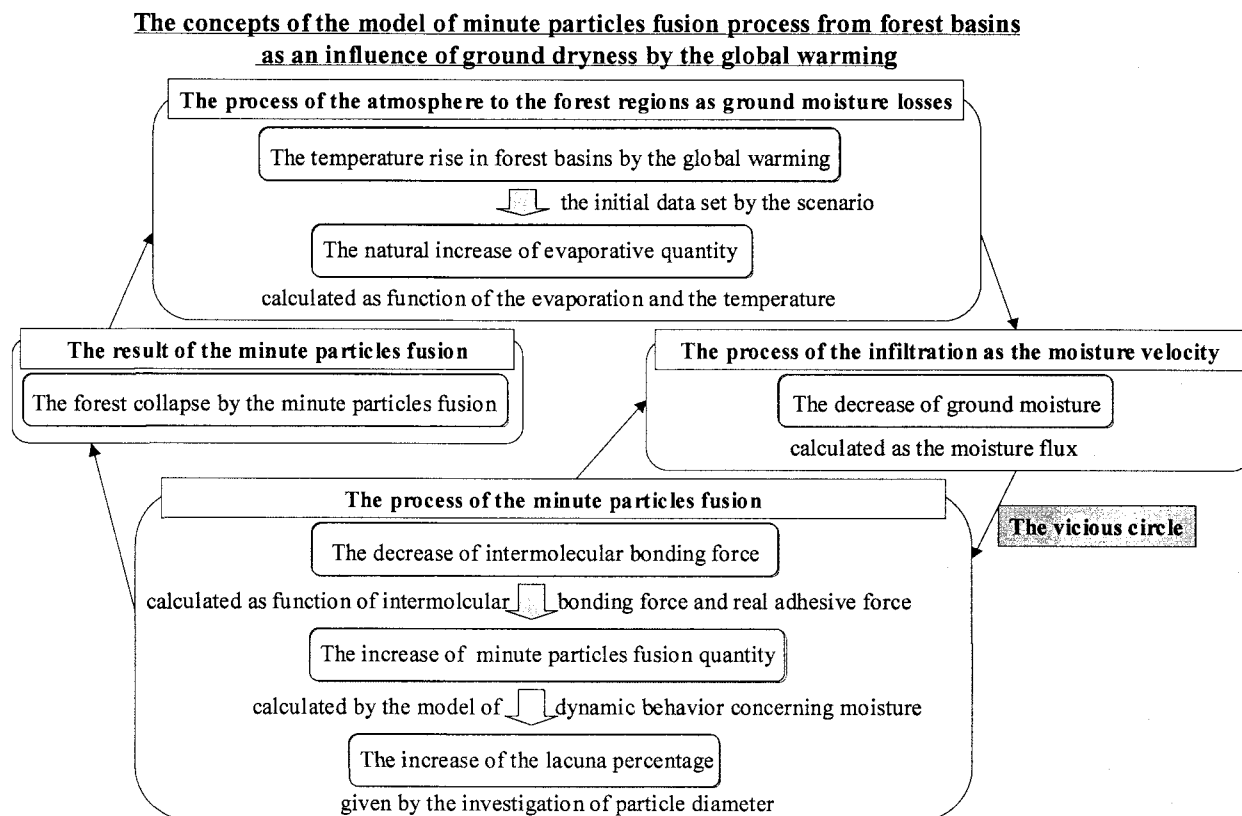


図-1 地球温暖化による森林土壌乾燥化と超微細土粒子融解過程の概念

2.1 森林土壌からの超微細土粒子の融解過程

森林表層土壌中の超微細土粒子は団粒と呼ばれる、土粒子が凝集、結合した集合体で形成されている(図-2参照)。これに堆積の効果としての圧力や重力などが加わることで強度を増加させている。しかし地球温暖化の効果により、一旦土壌が乾燥化すると間隙水圧(水分)が無くなり、降雨イベント等による水分供給により団粒としての構造が破壊されやすくなる。森林土壌は混合粒径で構成されているので、団粒構造が維持されていれば超微細土粒子は流出しにくい。団粒構造が崩壊し水分に融解した時点で、一種の遮蔽効果が効かなくなり超微細土粒子は流出する。このように超微細土砂の融解現象は、土壌水分と分子間結合力の関係及び堆積による加圧の影響としての真の粘着力によって表すことが出来る。

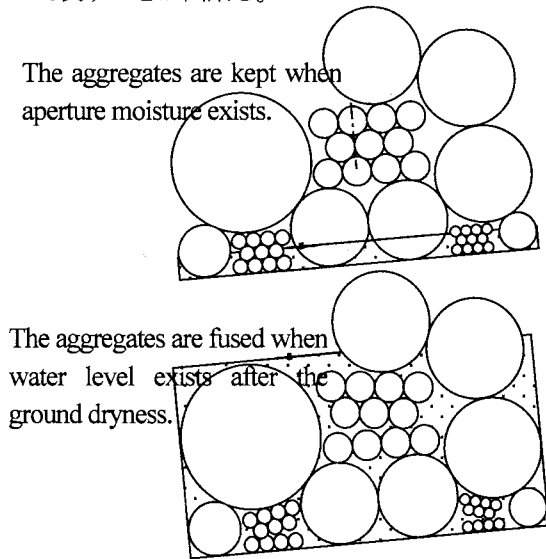


図-2 超微細土粒子の団粒構造の融解

2.2 モデル化

(a) 森林土壌からの超微細土粒子融解条件の定式化

超微細土砂の融解現象を土壌水分と分子間結合力の関係及び堆積による加圧の影響としての真の粘着力によって表す。微細土砂粒子間には、表面張力による粒子間結合力が作用している。微細土粒子に作用する表面張力 T_s は大気圧で表される。

$$2T_s = 2u_a \left\{ \left(r + \frac{L}{2} \right) \cdot \cos \theta - r \right\} \quad (1)$$

ここで、 u_a :大気圧、 r :土粒子の接触部分のメニスカスから決まる長さ($r=d$)、 θ :土粒子の接触部分のメニスカスから決まる角度($\theta=30^\circ$)、 L :土粒子の直径である。また土粒子の接点力 F は水圧 u_w の合計で表される。

$$F = 2u_w \left\{ \left(r + \frac{L}{2} \right) \cdot \cos \theta - r \right\} \quad (2)$$

ここで、 u_w :水圧である。したがって、粒子間結合力は、堆積の影響による真の粘着力(固結力に相当)も

考慮して以下のように表す。

$$\sigma' = c + 2(u_a - u_w) \left\{ \left(r + \frac{L}{2} \right) \cdot \cos \theta - r \right\} + 2T_s \quad (3)$$

したがって、微細土粒子の融解条件を粒子結合力とせん断力の関係を用いて以下のように定義する。

$$Ft = \frac{\sigma'}{\tau} \leq 1 \quad (4)$$

森林斜面からの超微細土粒子の移動条件 Ft を、粒子間結合力 σ' と土粒子のせん断力 τ の関係で記述すると、

$$\begin{aligned} F_t = \frac{\sigma'}{\tau} &= \frac{\alpha [c + 2(u_a - u_w) \{ (r + L/2) \cdot \cos \theta - r \} + 2T_s]}{[\{\gamma_{sat} \cdot h' + \gamma_t \cdot (D - h')\} \cdot \sin \theta \cos \theta]} \\ &= \frac{2\sqrt{2} \cdot T_s / d}{\{\gamma_{sat} \cdot h' + \gamma_t \cdot (D - h')\} \cdot \sin \theta \cos \theta} \end{aligned} \quad (5)$$

ここで、 γ_t :土の湿潤単位体積重量、 h' :土壌内の地下水位高さ、 d :見かけの土壌厚($=\gamma D$, γ は有効空隙率、 D は土壌厚)、である。融解条件を満たしかつ水位が土粒子面以上のときには微細土砂粒子は融解する。水位が土粒子面以下になると微細土粒子の融解は止まる。つまり、地下水位が上昇した時、粒子間結合力は小さくなるので粒子に作用する表面張力が小さくなる。そして、水分の作用を受けて(せん断力)結合力の関係になった時微細土粒子は融解する。粒子が融解した土層では空隙率と透水係数が変化する。すなわち、水分で飽和された時にあらかじめ設定した割合の粒子が流出するので初期設定時の有効空隙率と透水係数の関係を用いて融解後の空隙率から透水係数の変化量を求めた。

(b) 水分浸透モデル

直接的に団塊構造を壊すのは中間流成分である。しかし、通常、降雨開始と同時に中間流は発生しない。特に森林土壌が乾燥化した時は、浸潤面が降下するので、降雨量が少ないと土壌が湿るだけで超微細土粒子は融解しない。したがって、中間流が発生するまでの時間は土中水の浸潤速度を鉛直方向 z で考えて、地表面 $z=0$ 、 $t>0$ のときのフラックス q_0 で与えた。

$$q_0 = -k_z \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (6)$$

ここで、 h :水分ポテンシャル、 k_z : z 方向の不飽和透水係数、である。あらかじめB層下面までの到達時間を求めておき、到達時間に達するまで中間流は発生しないとした。また降雨損失としての蒸発量はクラペイロン-クラウジウス式⁶⁾を用いた。

(c) 斜面水分移動モデル

斜面水分移動モデルとして、中間流・表面流統合型 kinematic waveモデル⁷⁾を用いた。

連続式

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = r \quad (7)$$

運動方程式

$$q = \begin{cases} a_1 h, & d_2 \leq h \leq (d_1 + d_2) \\ a_2 h, & h < d_2 \\ \alpha [h - (d_1 + d_2)]^m + (a_1 + a_2) h, & h > (d_1 + d_2) \end{cases} \quad (8)$$

ここで、 $a_1 = k_1 \sin \theta / \gamma_1$ 、 $a_2 = k_2 \sin \theta / \gamma_2$ 、 h : 流積、 q : 斜面単位幅流量、 d_1 : 見かけのA層厚($= \gamma_1 D_1$ 、 γ_1 は有効空隙率、 D_1 はA層厚) d_2 : 見かけのB層厚($= \gamma_2 D_2$ 、 γ_2 は有効空隙率、 D_2 はB層厚)、 r : 降雨強度、 k : 透水係数、 α, m : 定数(Manning則を用いると $m = 5/3$ 、 $\alpha = \sin^{1/2} \theta / n$) n : Manningの粗度係数、 θ : 斜面勾配、である。

(d) 表層崩壊モデル

著者らによる表層崩壊モデル³⁾⁴⁾の機能を拡張し、表層(A層)および下層(B層)を対象とした表層崩壊モデルを構築した。つまり、A層とB層では、透水係数、有効空隙率、内部摩擦角を変化させた。

$$SF_1 = \tau_r / \tau = \frac{[c_1 + \{(\gamma_{sat} - \gamma_w) \cdot h'_1 + \gamma_t \cdot (D_1 - h'_1)\} \cos^2 \theta \cdot \tan \phi_1]}{[\gamma_{sat} \cdot h'_1 + \gamma_t \cdot (D_1 - h'_1)] \cdot \sin \theta \cos \theta} \quad (9)$$

$$SF_2 = \tau_r / \tau = \frac{[c_2 + \{(\gamma_{sat} - \gamma_w) \cdot h'_2 + \gamma_t \cdot (D_2 - h'_2)\} \cos^2 \theta \cdot \tan \phi_2]}{[\gamma_{sat} \cdot h'_2 + \gamma_t \cdot (D_2 - h'_2)] \cdot \sin \theta \cos \theta} \quad (10)$$

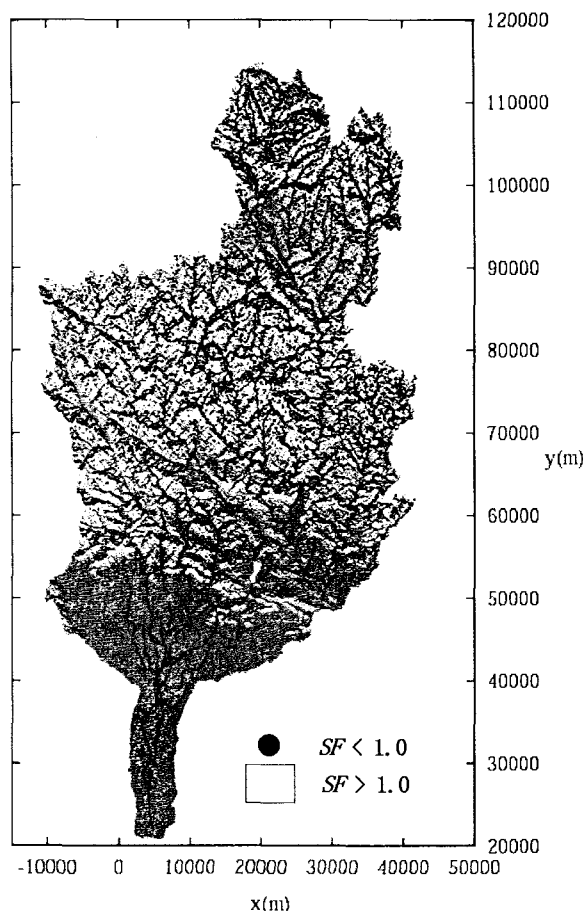


図-3 斜面安全率の空間分布(A層)

ここで、 c_1, c_2 : 土の粘着力、 u : 間隙水圧、 θ : 地表面の傾斜角、 ϕ_1, ϕ_2 : 土の内部摩擦角、 γ_{sat} : 土の飽和単位体積重量、 γ_w : 水の単位体積重量、 γ_t : 土の湿潤単位体積重量、 D_1, D_2 : 表層土の厚さ、 h'_1, h'_2 : 表層土内の地下水位の高さ、である。

3. 長良川流域への適用

長良川流域(流域面積: 2000km²)を対象として2000年の1年間の連続解析をおこなった。現地観測結果等を参考に解析に用いた諸条件を表-1に示す。

表-1 解析に用いたパラメータ

calculation parameters	
depth of the A layer (m)	0.3
depth of the B layer (m)	0.7
hydraulic conductivity in the A layer (m/sec)	0.01
hydraulic conductivity in the B layer (m/sec)	0.005
internal friction angle in the A layer (°)	20
internal friction angle in the B layer (°)	35
manning coefficient of roughness	0.2
transpiration rate	0.2

(a) 超微細土粒子融解及び斜面安全率の空間分布

東海豪雨ピーク時でのA層及びB層での超微細土粒子融解及び斜面安全率の空間分布を図-3～図-6に示す。

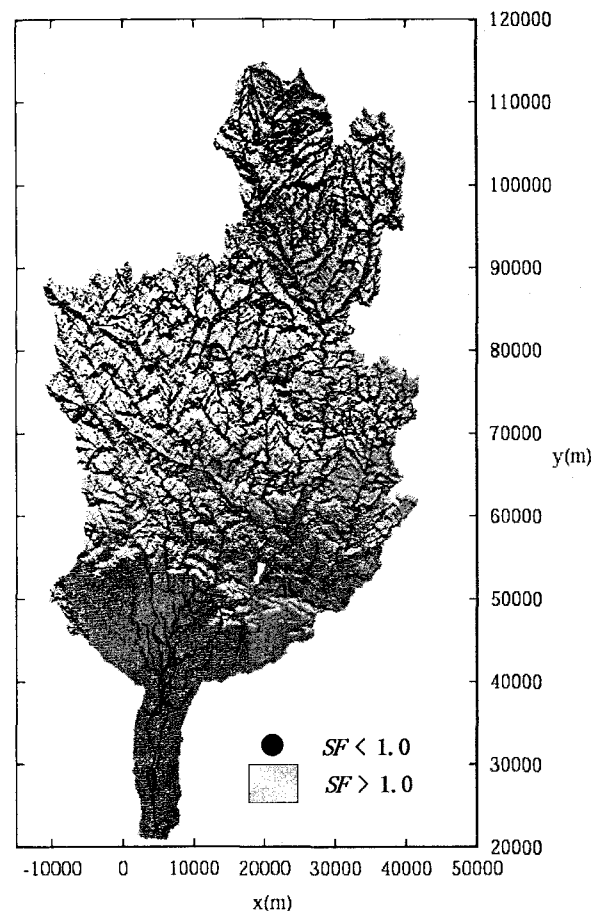


図-4 斜面安全率の空間分布(B層)

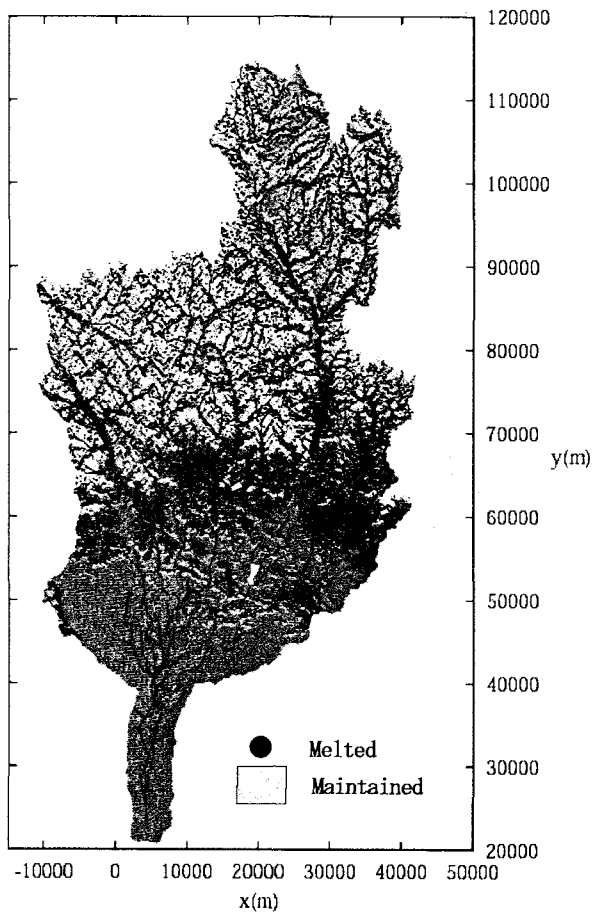


図-5 超微細土粒子融解の空間分布(A層)

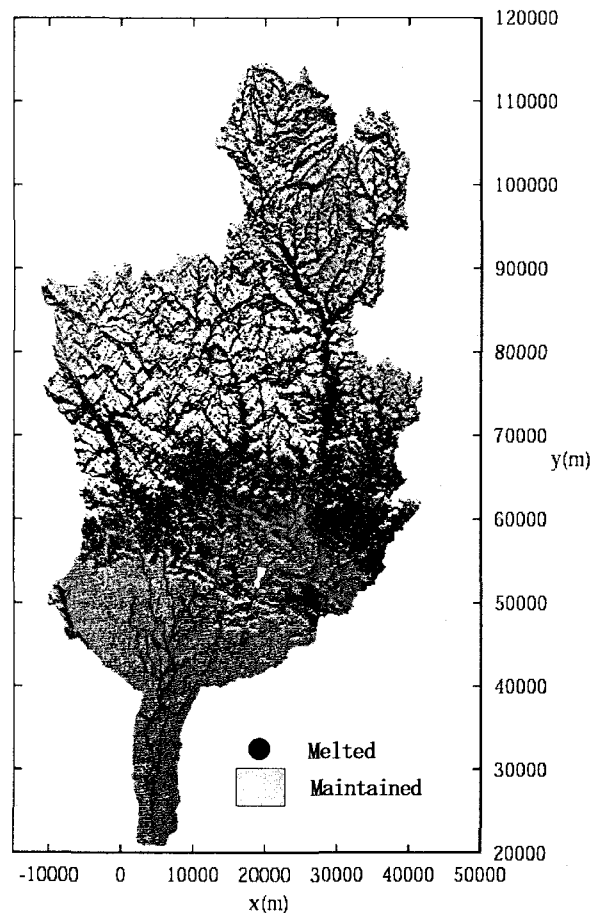


図-6 超微細土粒子融解の空間分布(B層)

(b) 超微細土粒子の融解及び表層崩壊の時系列

図-7の時系列は連続時間で計算したものを連ね超微細土粒子の融解及び表層崩壊をそれぞれ表層と下層で分類して表示したものである。蒸発を除く降雨損失率は0.20としている。図-8は図-7で求めた値の累積値である。

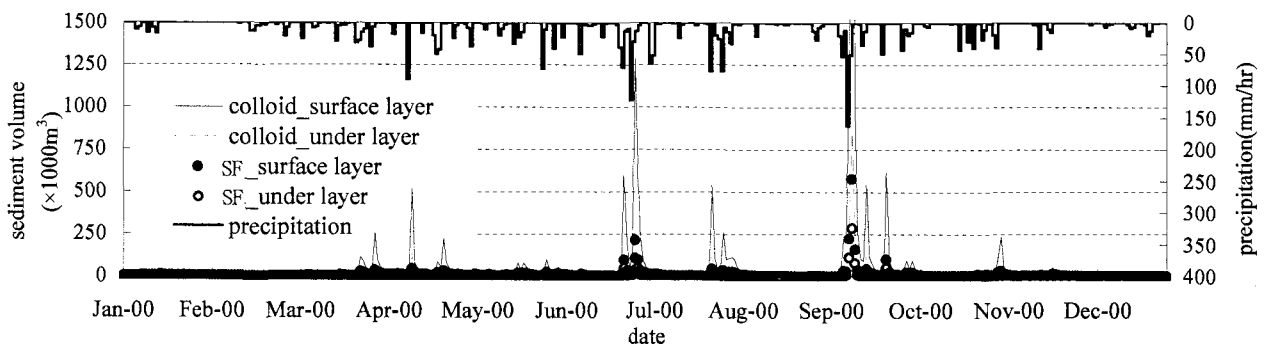


図-7 超微細土粒子の融解及び表層崩壊の時間的変化

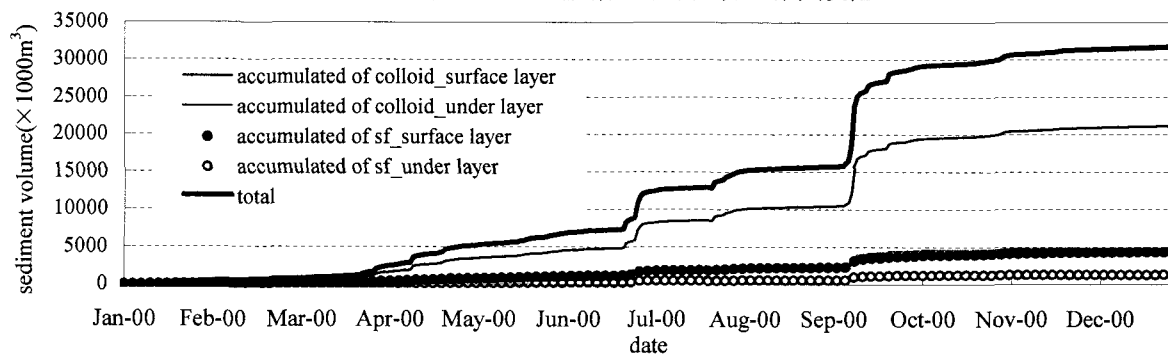


図-8 超微細土粒子の融解及び表層崩壊の時間的変化の累積値

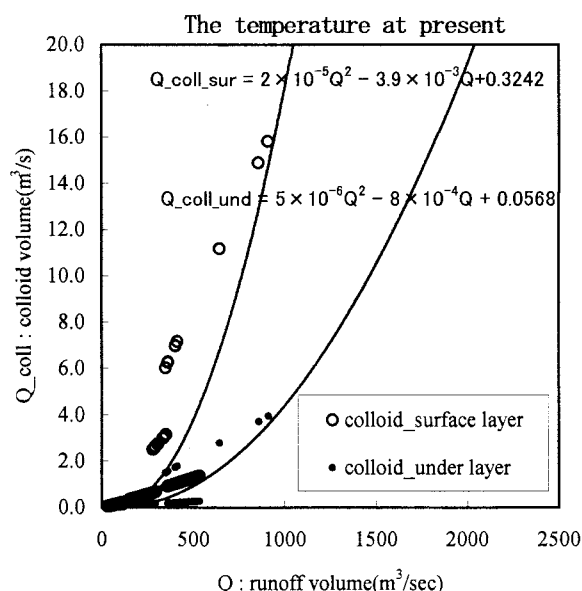


図-9 超微細土砂粒子融解量と降雨流出量の関係(1)

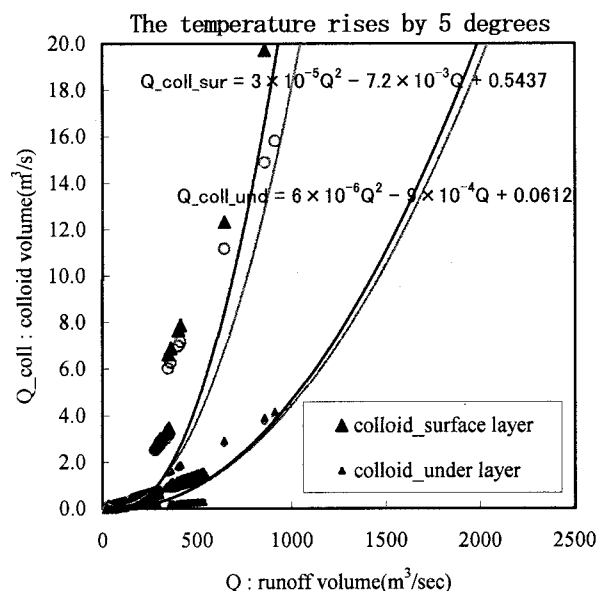


図-10 超微細土砂粒子融解量と降雨流出量の関係(2)

(c) 超微細土砂粒子融解量と降雨流出量の関係

超微細土砂粒子融解量と降雨流出量の関係を表層と下層に区分して図-9のように表した。初期条件としての気温を5℃上昇させた場合での超微細土砂粒子融解量と降雨流出量の関係を図-10に示す。

4. 考察

本節では、構築したモデルを長良川流域に適用した結果について考察する。図-3及び図-4より、表層・下層共に流域北西で安全率が低くなっており、降水量の年平均値の等高線⁸⁾との相関関係を示した。また、相対的に表層は下層と比較して安全率が低かった。これは表層と下層で透水係数および内部摩擦角を区別して与えた効果と考えられる。

図-5及び図-6は表層及び下層での超微細土粒子融解の空間分布である。表層、下層共に流域北西で多く流出しているが流域東でも流出している。これは、表層崩壊の発生条件と比較して超微細土粒子の融解条件が緩いことを意味している。

図-7及び図-8より、表層崩壊が降雨強度の強いときに限定されているのに対して、超微細土粒子の融解は、降雨強度が弱いときにも生じていることが確認された。また、計算値としての超微細土粒子の年間総量(約 $26,000 \times 10^3 \text{ m}^3$)を長良川での観測値(SSとして約 $25,000 \times 10^3 \text{ m}^3$)と比較すると実体積比で4%の誤差であった。

図-9及び図-10のように超微細土砂粒子融解を水分量の2次関数で表すことが出来た。これは河川流量と微細土粒子成分の関数に類似している。また、特に、乾燥層(drying layer)をA層厚に設定し(6)式で $z=30$ とした場合(気温5℃上昇に相当)、1000(m³/sec)規模の出水で考えると表層で27%の増加、下層で3%の増加であった。

5. おわりに

本研究では、地球温暖化による森林土壌乾燥化及び超微細土砂融解過程のモデル化を行った。以下に、主要な成果を要約する。(1)地球温暖化による森林土壌乾燥化と超微細土砂流出過程の相互関係を明らかにした。(2)団粒構造崩壊による超微細土砂融解(流出)を粒子間力と堆積の効果による真の粘着力で表現することで融解条件を表し、さらに超微細土粒子の融解と空隙率上昇を関連付けてモデル化した。(3)気温上昇による森林土壌乾燥化、超微細土粒子の融解が土壌水分を減少させるので植物の生存に影響を与えることを指摘した。

参考文献

- 1) 篠田成郎・守利悟朗・和田裕典・亀原裕・山川淳平・片桐猛：気候変動による森林流域の変化-長良川流域を対象として-、第12回地球環境シンポジウム講演論文集, pp. 165-170, 2004.
- 2) 高橋保・井上素行・中川一・里深好文：山岳流域からの土砂流出モデルを用いた貯水池堆砂の予測, 水工学論文集, 第45巻, pp. 841-846, 2001. 2.
- 3) 守利悟朗・椎葉充晴・堀智晴・市川温：流域規模での水・土砂動態のモデル化及び実流域への適用, 水工学論文第47巻, pp. 733-738, 2003.
- 4) Goro Mouri, Michiharu Shiiba, Tomoharu Hori and Yutaka Ichikawa : Modeling of water and sediment dynamics in the basin scale and its application to an actual basin, proceeding of the 6th international conference on hydroinformatics, Singapore, pp1791-1799, 2004..
- 5) 土木学会編：水理公式集, 平成11年度版, pp. 163, 171, 1999.
- 6) 湯村義男：土の物理学, pp266, 1979.
- 7) 高棹琢馬・椎葉充晴：Kinematic Wave法への集水効果の導入, 京都大学防災研究所年報(40), B-2, pp. 123-136, 1995.
- 8) A UNESCO-IHP Publication : Catalogue of rivers for southeast Asia and the pacific-Volume V, pp57-71, 2004.

(2004. 9. 30 受付)