

2017 年度（第 53 回）水工学に関する夏期研修会講義集

水工学シリーズ 17-A-6

流砂系の土砂動態解析モデルの現状と課題

京都大学 教授

藤田正治

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2017 年 8 月

流砂系の土砂動態解析モデルの現状と課題

Introduction of Sediment Runoff Models on a Basin Scale and Issues to be Improved

藤 田 正 治

Masaharu FUJITA

1. はじめに

流域における水資源開発や治水対策はこれまで着実に進められてきているが、河床変動、濁水、貯水池堆砂、海岸侵食、水生生物生息場保全、河川景観保全といった流域土砂管理に関わる対策が十分実施されてきたとは言い難い。たとえば、安全面での土砂管理、すなわち土砂災害対策については砂防事業として進められているが、河床変動を考慮した洪水災害対策のような土砂管理と連携した治水対策は実施されておらず、気候条件の変化による降雨量や洪水流量の増加に伴う極端な河床低下や河床上昇に耐えうるような対策が実施されているとは言えない。また、河川を流れる土砂は水と同様に流域において災害をもたらすと同時に、人間や水生生物などにとって大切な資源でもある。河川生息場保全のための土砂管理は社会的要請も高いと思われるが、その取り組みは限定的でありモデル事業の域を出ていないように思われる。

山地域や河川で実際に行われている土砂管理の主な施策は次のようである。山地域で過剰な土砂生産があれば、治山・砂防技術を使ってそれを抑止し、また、下流域への急激な土砂流出を防ぐために砂防堰堤が設置される。効果的な土砂調節と河川の連続性を維持するために、透過型砂防堰堤を設置する場合も多くみられる。河川では、治水上問題となる河床上昇を抑制するための砂利採取、除石が行われている。いくつかの貯水池では、排砂ゲート、バイパストネルなどを使って、貯水池に土砂を貯めないような貯水池堆砂対策がなされている。貯水池の下流で河床低下や流砂不足による水生生物生息場の物理環境の悪化が問題になっていれば、これらの貯水池堆砂対策は河床低下の改善や生息場保全も目的の一つとして行われる。しかし、このような施設による流砂の制御は技術上の制約や課題があるので、除石や砂利採取などの河川外への土砂搬出や置き土などの土砂還元が必要になる場合が多い。

土砂生産の抑制や流砂の制御は、ある区間またはある地点で発生している局所的な河床変動の問題を解決するために行われる場合が多いが、局所的な施策であってもそれは流砂系全体に影響するという特徴を持つ。例えば、土砂生産源対策により山地域での土砂生産を抑制すると、それは流砂系全体でみれば土砂資源の供給を止めていることになる。その結果、下流域では流砂が不足するために、河床低下や生息場物理環境の悪化などの問題が生じることもある。土砂生産を助長するような対策は社会通念上行うことはできないので、少なくとも山地域での土砂生産抑制対策が流砂系全体にどのような影響を及ぼすのかということを検討しておく必要がある。次の例として貯水池堆砂対策について考える。排砂などの堆砂対策は貯水池自身の機能維持のための施策であるが、貯水池に堆積した土砂を下流に流すと河床上昇や濁水の問題が発生する恐れがあるので、河口域までの土砂環境の変化を検討しなければならない。安全や環境の面で悪影響があれば除石などの対策が必要になるし、生息場物理環境の改善につながればそれがもう一つの目的となり、排砂などの貯水池堆砂対策は促進されることになる。ある地点、ある区間に対策を施して一時的にその成果が認められたとしても、流砂系全体の状況を知りそこで発生する問題を解決しなければ、その対策は持続的なものにはならない。以上のように、土砂管理の問題は流砂系全体の土砂動態を考慮して解決することが肝要である。

上述したように、流砂系土砂管理計画を立案するとき、施策の効果とそれが流砂系全体に与える影響を評価する必要がある。そのためには、流砂系の土砂動態の実態把握と設計された施策を実施した時の土砂動態の予測を行うことが必須である。また、河床変動を考慮した治水対策の観点からも流砂系の土砂動態モデルの構築は必要である。

例えば、豪雨のピーク後に多数の斜面崩壊が発生すれば、下流域ではまず大きな河床低下が発生し河川構造物に損害を与えた後、豪雨終了時には河床上昇しているような場合もある（Mizuyama and Fujita, 1998）。豪雨時には必ずしも河床上昇だけが問題になるわけではなく、山地部で発生する斜面崩壊のタイミングにより河床低下も問題になる場合もある。このようなプロセスが治水対策に反映されるように、土砂動態モデルの開発と活用が望まれる。

これまで多くの土砂動態モデルが提案されており、以上のような問題への適用も可能であろう。しかし、多種多様な現象からなる土砂動態をどの程度表現できているのかについては問題が残されていると思われる。もちろん精緻な土砂動態モデルが必要であるが、精緻なモデルを求める前にまず、核心的な物理的素過程を反映した土砂動態モデルの構築が望ましい。本文では、山地域での土砂生産から河川への土砂供給、その後の土砂輸送堆積までの物理的システムを整理した後、従来の土砂動態モデルをその点から概説し、いくつかの適用事例について紹介し、今後の課題を探る。

2. 土砂動態システム

2.1 土砂生産・流出過程

流砂系の土砂動態モデルを構築するためには、山地斜面から河川下流域における土砂生産や土砂移動現象を体系化し、土砂動態システムを明確にすることが重要である。たとえば、芦田・高橋・道上（1983）は、土砂生産・流出システムを外力、生産過程、輸送過程、堆積場所の点から分類し、相互の関係を図-1 のように図示している。外力として、降雨、表流水、地下水、凍上、風、地震、風化、爆発を考え、それによって土砂が生産される過程を侵食、土石流、崩壊、剥離、溶解、火山噴火に分類している。さらに土砂生産後の輸送過程として、浮遊、掃流、土石流、崩落、落下・転動、火砕流、溶岩流を考え、土砂が生産されてから河道、斜面、貯水池、海・湖などの場所で堆積までのシステムを考えている。この図は土砂生産・流出システムを様々な現象の視点から網羅的に表現しており、土砂動態システムを考えるうえで大変有用である。

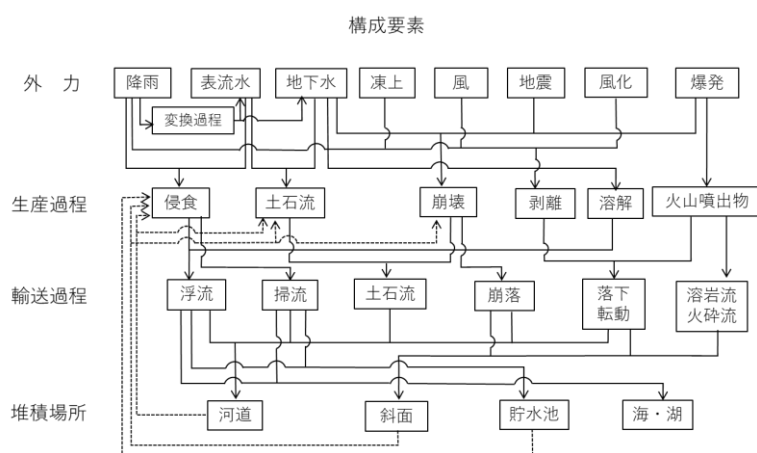


図-1 土砂生産・流出システムの構成要素と相互関係
（芦田・高橋・道上, 1983）

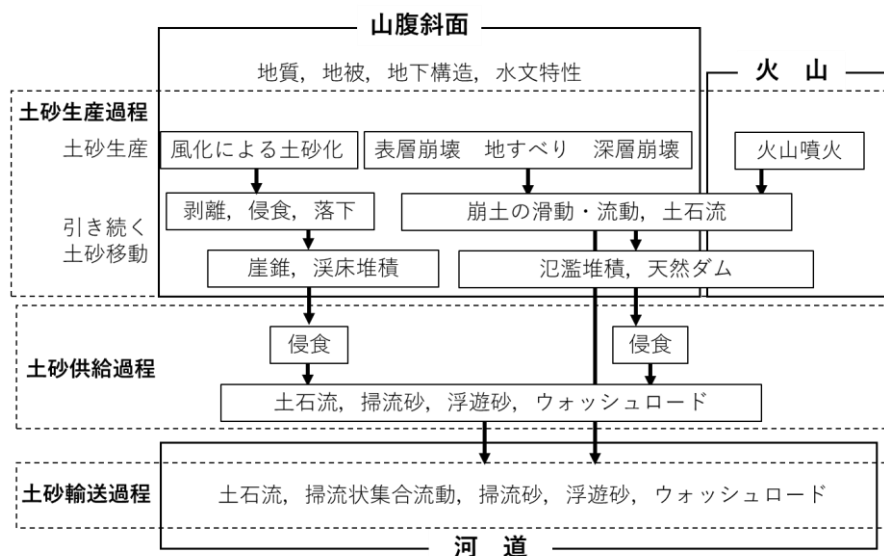
図-1 のシステムは、土砂が生産された時を起点としてその運動をラグランジュ的に見たものであり、一連の運動をモデル化して総合化することで流砂系の土砂動態は解析できる。しかし、この一連の過程は多種多様であり、通常そのようなモデル化は行わない。むしろ流域を土砂生産領域と土砂輸送・堆積領域に区切り、そこで発生する現象を図-1 の素過程の相互関係を考慮して数式化するという方法が一般的である。

2.2 土砂生産過程・土砂供給過程・土砂輸送過程

図-2 は土砂動態システムを土砂生産過程・土砂供給過程・土砂輸送過程に分け、それを体系化した図である。この図を用いて各過程について考察する。

(1) 土砂生産過程

図-1 では土砂生産現象として、侵食、崩壊、土石流、火山噴火などが考えられている。土砂がまさに生産される現象を土砂生産と言うとすれば、風化基岩が土砂化する現象や崩壊、火山噴火そのものが土砂生産現象と考えることができ、この過程を土砂生産過程と定義することができる。また、土砂供給過程を生産土砂が河道に流入する過程と定義すると、土砂生産過程と土砂供給過程は斜面での土砂の輸送現象により繋がれることになる。この輸送



図ー2 土砂動態システム



図ー3 凍結融解作用による土砂生産過程



写真ー1 凍結融解により生産された土砂が積雪の残る斜面下部に堆積した状況

現象をどちらの過程に含めるべきかが問題であるが、土砂生産過程に含めるほうがわかり易いであろう。土砂は風化基岩の土砂化や崩壊、火山噴火などにより生産された直後に移動するか、またはある時間を経て再移動し、その挙動はつぎの3つに分類される。すなわち、そのまま河道に直接流入する場合、一旦斜面と河道の境界に堆積して土砂供給に備える場合、河道への流入には関係しない場合である。これらの土砂の挙動についてはその現象が多岐にわたるのでモデルにより定量的に評価することは難しい。したがって、土砂生産量のうち、河道に流入しない割合、河道に直接流入する割合、一旦斜面と河道の境界に堆積する割合を統計的手法等により求め、土砂供給過程に繋げるのが現実的である。個別の土砂生産現象に対して以上のことをもう少し考察する。

斜面における侵食現象の素因は基岩の風化現象であり、土砂化し剥離した後、重力、風、表面流などの力で斜面下部に移動する。図-3 はわが国で典型的な凍結融解作用による土砂生産過程を示したものである。11月から12月の風化基岩が露出した裸地斜面において、凍結融解現象が繰り返されることで斜面表層の風化基岩が剥離し土砂化する。1月から3月にかけて積雪があると、雪層の断熱効果で凍結融解現象は発生しなくなるが、融雪する早春期の3月から5月に再び凍結融解現象が始まり風化基岩がさらに土砂化する。土砂化したものは一部斜面に残留する

が、乾燥が進むとその多くは重力や風の力で斜面下部に落下移動する。また、6月から10月の降雨時には表面流によって侵食され、斜面下部に堆積する。写真-1は残雪上に堆積した生産土砂と土砂化したものが斜面下部に堆積した状況を示したものである。晩秋にはほとんどの土砂化したものは斜面下部に堆積し、斜面では風化基岩が露出する。このような過程が毎年繰り返されており、土砂化の量は気象条件に大きく影響される。また、上述のプロセスによると土砂生産量は凍結融解作用による土砂化の量とほぼ等しいと考えられる。斜面侵食のもう一つの形態は風化基岩斜面のガリ侵食であり、表面流が凹部に集中することで掃流力の作用で侵食が進行する。斜面での土砂輸送の後、斜面下部に崖



写真-2 凍結融解により生産された土砂により形成された崖錐（山野井，2017）

錐などが形成される場合はそこまでを土砂生産過程と考え、掃流または土石流形態で斜面を移動したものが河道に流入する場合は、すでに土砂供給過程も終了したことになる。侵食形態は地形、地質、標高、気象条件などによって異なるので、対象地域でどのような形態が主体であるかを調査してモデル化することが重要である。

つぎに、斜面崩壊は表層崩壊と深層崩壊に分類される。深層崩壊は基岩部を含む 10^5m^3 以上のオーダーの土量の崩壊であり（社砂防学会，2012）、一旦発生すると流域の土砂動態に大きな影響を与える。その規模、すなわち土砂生産量を推定することは難しいので土砂管理計画でその予測値を考慮することは難しく、むしろ生起後の緊急土砂管理対策を考える際、土砂動態モデルを活用することになる。この場合、深層崩壊による土砂を実態に合わせて流域に分布させることになる。表層崩壊は表土層とその下の風化が進んだ基岩が深さ1～2m程度で崩れる現象であり、その予測方法は多数提案されている。したがって、土砂動態モデルに表層崩壊モデルを組み込めば表層崩壊による土砂生産量を与えることができる。崩壊した土砂は河道に直接流入する場合と、一旦堆積物となる場合があるが、この輸送過程には崩土の滑動、土石流などが考えられる。この運動を解析することで河道への流入と斜面下での堆積の割合を求めることができるが、現状では便宜的な方法に頼らざるを得ない。図-2に示したように、天然ダムを形成する場合もある。

火山噴火はそれ自身が土砂生産過程でありその噴出量が土砂生産量となり、噴出物は火砕流や溶岩流、火山灰の移流拡散により河道や斜面に堆積する。噴出量の予測技術はまだ確立されておらず、深層崩壊と同様、噴火後の堆積状態をもとに土砂動態が解析される。

(2) 土砂供給過程

(1)で述べたように土砂供給過程は土砂生産過程と連続する場合と、一旦堆積してから時間をおいて供給される場合がある。後者の典型的な現象は土砂生産による斜面下部での崖錐の成長と洪水による侵食であり、高橋・井上・中川・里深（2000）や山野井・藤田（2014）はその現象のモデル化を試みている。写真-2は凍結融解作用によって生産された土砂が形成する崖錐の例である（山野井，2017）。斜面崩壊後、崩土や土石流が直接河道に堆積せず氾濫堆積したものが洪水時に侵食される過程も土砂供給過程である。崖錐の消長過程を考慮すると、一旦大洪水で崖錐が大きく侵食されると、その後生産土砂は崖錐の成長に使われ河道への土砂供給量が減少するなど、詳細な土砂動態メカニズムを表現することが可能になる。

(3) 土砂輸送過程

河道に土砂が供給された後の土砂の輸送形態に関しては、従来から多くの研究成果がある。図-2に示すように、土石流、掃流状集合流動、掃流砂、浮遊砂、ウォッシュロードが輸送形態であるが、これらの輸送量の計算式は多数提案されている。このうち、ウォッシュロードは、その地点の河床材料には存在しないが流れの中には存在する粒径の小さい浮遊砂であり、その生産源からの土砂動態を解析した結果、各地点のウォッシュロードの輸送量が求められる。

表-1 従来の土砂動態モデル

研究論文	流域モデル	降雨流出モデル	河道の流れ	流砂量式	土砂生産モデル	土砂供給モデル
高秀・九津見・藤沢 (1983)	3 次谷流域を最小単位, 4 次谷以降を河道, 土石流発生勾配区間も含む	洪水時は流出計算	等流	土石流濃度式, 掃流砂量式, 浮遊砂量式	地質毎の最大日雨量と崩壊土砂量との関係	崩壊土の残留率の現地調査結果を検討
砂田・長谷川 (1994), 砂田・小松・小林 (2000)	GIS を用いた自動作成型模擬河道網, 落水線モデル	流出関数法による表面流	等流, 川幅は流域面積の関数	掃流砂量式 (土石流発生区間は土砂は通過)	降雨強度と斜面勾配の関数で土砂生産量を推定	生産量の全量を供給
宝・上坂・野ツ俣 (1999)	衛星データによる土地被覆条件と GIS の利用による落水線モデル	表面流・中間流統合型 Kinematic wave 法 (二次元)	等流, 河道幅は現地踏査	掃流砂量式, 浮遊砂量式	斜面表土層の侵食を表面流の関数として	生産量の全量を供給
市川・佐藤・椎葉・立川・寶 (1999)	流水線に沿った斜面素片の集合体	表面流・中間流統合型 Kinematic wave 法	等流 (土石流から清水までの抵抗則)	粒径別侵食・堆積率	表層崩壊 (無限長斜面)	生産量の全量を供給
高橋・井上・中川・里深 (2000)	河道網とそれに接続する斜面	表面流 (Kinematic wave 法)	等流 (土石流から清水までの抵抗則), レジーム則	粒径別侵食・堆積率	裸地の平均侵食量の調査結果	生産量の全量を供給
江頭・松木 (2000)	単位河道・単位斜面モデル, 土石流堆積区間を上端	表面流・中間流統合型 Kinematic wave 法	等流, レジーム則	混合粒径の掃流砂量式, ウォッシュロードの拡散式	考慮しない	土石流堆積区間にウォッシュロードを含む堆積物を供給
村上・林・亀山・渡辺 (2001), 村上・林・渡辺・亀山 (2002)	GIS に基づく斜面モデル, 河道モデル, 土地利用データ	Stanford water-shed model	拡散波モデル	全流砂量式, ウォッシュロードの拡散式	農耕地からの土壌流出, 河岸侵食, 表層崩壊	生産過程から直接流入, 崩壊土は流入率を考慮
守利・椎葉・堀・市川 (2003)	流水線に沿った斜面素片の集合体	表面流・中間流統合型 Kinematic wave 法	不等流	土石流流量式, 掃流砂量式, 浮遊砂量式, ウォッシュロード式	表層崩壊 (無限長斜面)	生産量の全量を供給
山野井・藤田 (2014, 2016)	GIS に基づく単位河道・単位斜面 (斜面要素に分割) モデル	表面流・中間流統合型 Kinematic Wave 法	等流	混合粒径の掃流砂量式, 浮遊砂量式 (ウォッシュロード成分も含む)	凍結融解モデル, 斜面要素の表層崩壊モデル	崖錐の消長モデル, 崩土の流出率を考慮

2.3 土砂動態システム

以上のような土砂生産過程，土砂供給過程，土砂輸送過程を考えると，お互いに切れ目なく連続した土砂動態システムが構成される．図-2 は全体のシステムを整理したもので，このシステムの土台には降雨流出過程がある．斜面崩壊や洪水，流砂は降雨流出と密接な関係があるので，降雨流出の計算精度は土砂動態の解析結果を左右すると言っても過言ではない．土砂生産過程，土砂供給過程，土砂輸送過程に加えて降雨流出過程をモデル化して統合化することで土砂動態モデルが構築される．土砂生産過程や土砂供給過程は治山，砂防事業による山腹斜面での土砂生産対策事業や土砂流出対策事業と関係し，土砂輸送過程は砂防堰堤による河道での土砂流出対策事業，貯水池堆砂対策事業など関係しており，土砂動態モデルは各事業の具体策の策定や効果，影響評価などに容易に活用することができる．

3. 流域規模の土砂生産過程から土砂輸送堆積までの統合モデル

表-1 はわが国で最近提案された流域規模の土砂動態モデルについて，流域モデル，降雨流出モデル，河道の流れ，流砂量式，土砂生産モデル，土砂供給モデルの項目について整理したものである．芦田・江頭・中川（2008），山野井（2017）の著書も参考にしている．以下にそれぞれの項目について概説する．

3.1 流域モデル

土砂動態を計算する場となる流域モデルは土砂生産領域と土砂輸送堆積領域に分けられる．前者は土砂生産を解析する領域，後者では洪水や流砂，河床変動を解析する領域であり，降雨流出解析は土砂生産領域から土砂輸送堆積域へと連続して行われる．その取り込み範囲は解析の目的に応じて異なる．流域に土石流の発生領域を含めるかどうかは流れの解析や流砂量を計算するうえで重要である．最近では GIS を用いて数値地形データから流域モデルを作成するようになってきた．

流域モデルの代表的なものは本川・支川河道モデルと落水線モデルである．前者は地形図や数値地形データから河川を抽出して，勾配，長さ，川幅を求めて河道網を作成するものである．落水線はある格子点付近の流水は隣接する 8 方向のうち最急勾配の方向に流れると仮定して，数値地形図データから GIS を用いて抽出するものである．河幅はレジーム則などを用いて別途設定される．高秀・九津見・藤沢（1983），砂田・長谷川（1994），高橋・井上・中川・里深（2000），村上・林・亀山・渡辺（2001）は前者の方法，砂田・長谷川（1994），砂田・小松・小林（2000），江頭・松木（2000），宝・上坂・野ツ俣（1999）は後者のモデルを用いている．これらの研究の多くでは，隣接する斜面の条件として斜面勾配や長さなどの情報も GIS 等により取得され，降雨流出解析が行われるが，斜面での土砂移動現象を直接取り扱わないので，斜面条件や調査結果等から土砂生産量を求めそれを河道に与えている．

市川・佐藤・椎葉・立川・宝（1999），守利・椎葉・堀・市川（2003）は山腹斜面系での降雨流出と土砂生産・輸送モデルを構築するために，流れが一次元的になるような斜面要素の集合体として斜面を表して，その斜面素片での降雨流出と土砂生産・輸送を解析している．最近では，TOPOTUBE を用いた斜面崩壊解析（Wu and Sidle, 1995）や斜面崩壊とそれに連続する土石流の解析（孝子ら，2017）も行われている．TOPOTUBE も流水線に沿って設定される斜面要素の連続体である．このような流域分割を行うと，土砂生産から土砂輸送まで一つの領域で計算できる可能性があり，今後の研究の発展が期待される．

江頭・松木（2000）は，本川・支川河道モデルであるが，隣接する斜面を設定している．図-4 は江頭らが提案している単位河道，単位斜面モデルを示したものである．単位河道は隣り合う河川合流点に挟まれた河道区間であり，単位斜面は単位河道の両側に接続する仮想的な斜面である．単位河道の幅，河床勾配，河床材料は一樣とし，河幅はレジーム則を用いて与える．単位斜面は単位河道に沿った斜面の平均勾配の平面を設定し，それに実斜面を投影してできる仮想斜面を面積が等しくなるように長方形にして作成するものである．土層構造は 1 層または 2 層とし，降雨流出解析が行われる．単位斜面は実際には複数の斜面要素からなるので，斜面崩壊の物理的なモデルを

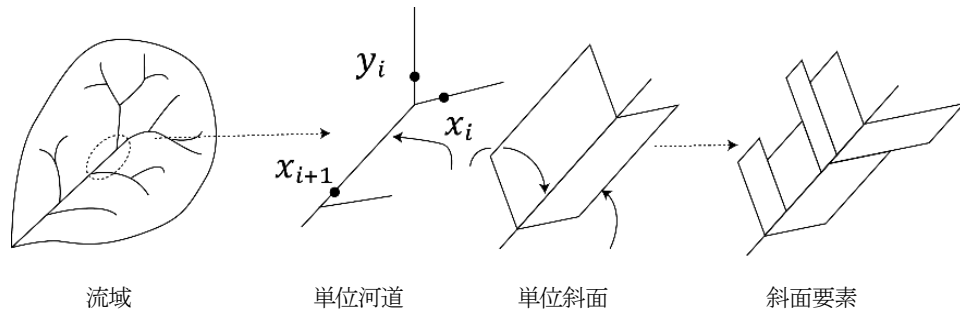


図-4 江頭・松木(2000)の単位河道・単位斜面モデルと Chen and Fujita (2014)の斜面要素

単位斜面に適用することは難しい。したがって、斜面崩壊モデルを使って土砂生産量を算定する場合は、Chen and Fujita (2014)の研究のように、尾線と谷線で挟まれた領域を求める手法(周ら(2005))を用いて単位斜面を斜面要素に分割する必要がある。山野井(2017)はGRASS-GISを用いて国土地理院の10mメッシュの基盤地図情報数値標高モデルを用いて、単位河道、単位斜面、斜面要素を抽出する手法を提示している。

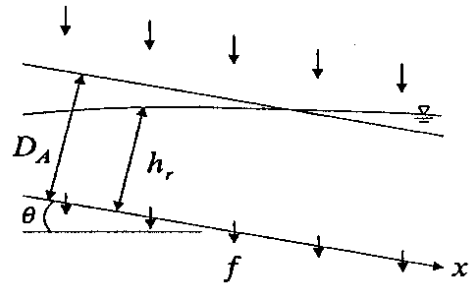


図-5 降雨流出モデルの土層モデルの説明図

3.2 降雨流出モデル

一つの河道区間の両側に隣接する斜面を定義している場合や斜面素片，TOPOTUBEを用いている場合，降雨流出は表面流・中間流統合型 Kinematic Wave 法を用いて解析される。斜面の土層構造に1層モデルを用い，降雨がすべて土層に浸透するとすれば，降雨流出は図-5を参考にして次式のような基礎式で解析される。

$$\alpha \frac{\partial h_r}{\partial t} + \frac{\partial q_r}{\partial x} = (r - f) \cos \theta \quad (1)$$

ただし， $h_r < D_A$ のとき $\alpha = \lambda_e$ ， $q_r = k h_r \sin \theta$

$$h_r \geq D_A \text{ のとき } \alpha = 1, \quad q_r = k D_A \sin \theta + \frac{1}{N} \sqrt{\sin \theta} (h_r - D_A)^{5/3}$$

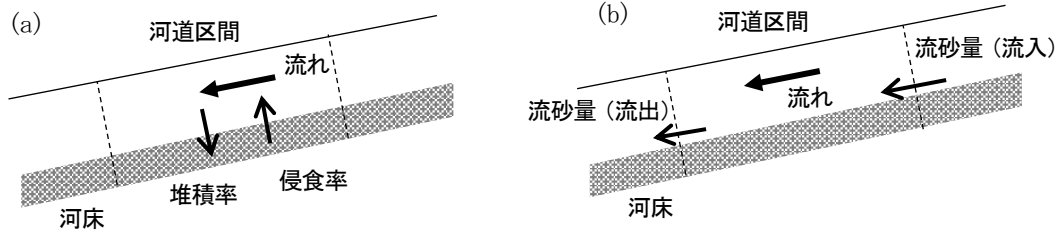
である。ここに， D_A ：土層厚， h_r ：水深， θ ：斜面勾配， r ：降雨強度， f ：土層から下層への浸透能， N ：斜面の等価粗度係数， k ：土層の透水係数， λ_e ：土層の有効空隙率である。

降雨流出解析結果のピーク流量とその発生タイミングは土砂動態に大きな影響を与えるので，様々な降雨条件に対してピーク流量とタイミングの計算値が観測値に一致するように，土層の厚さ，各層の透水係数，浸透能を想定できる範囲内で決めることが重要である。土層構造に2層構造を用いている研究もある(山野井・藤田(2014))が，2層モデルの方が含まれるパラメータが多くなり，計算値をより観測値に近づけることができる。

3.3 河道部における流水，流砂および河床変動

河道における流れと河床変動の解析は大きく2つに分類される。図-6はそれを示したものである。

(a)は主に山岳地域に対するもので，土石流のような高濃度流から掃流砂を含む流れのような低濃度流に対する抵抗則を使い分けて等流水深を求めるとともに，河床材料の侵食率および河床への堆積率を計算してその収支である河床変動を解析するものである。代表的なものとして高橋・井上・中川・里深(2000)のモデルを紹介する。



流れの解析：清水流から土石流までの抵抗則

流れの解析：清水流（マニング式）

侵食・堆積率：土石流，掃流状集合流動（掃流砂領域も）

流砂量式：掃流砂，浮遊砂，（土石流，掃流状集合流動も）

図-6 流れと河床変動解析の考え方

土石流や掃流砂の発生領域における抵抗則と侵食・堆積速度式は次式のようなものである。

$C_L \geq 0.4C_{*L}$ のとき（土石流）

$$q = \frac{2}{5d_{mL}} \left\{ \frac{g}{0.02} \frac{\sigma C_L + (1 - C_L)\rho_m}{\sigma} \right\}^{1/2} \cdot \left\{ \left(\frac{C_{*L}}{C_L} \right)^{1/3} - 1 \right\} h^{5/2} (\sin \theta_w)^{1/2} \quad (2)$$

$0.01 < C_L < 0.4C_{*L}$ のとき（掃流状集合流動）

$$q = \frac{0.7\sqrt{g}}{d_{mL}} h^{5/2} (\sin \theta_w)^{1/2} \quad (3)$$

$C_L \leq 0.01$ あるいは $h/d_{mL} \geq 30$ のとき（掃流砂）

$$q = \frac{1}{n_m} h^{5/3} (\sin \theta_w)^{1/2} \quad (4)$$

ここに、 q ：単位幅流量（水と土砂）， C_L ：粗粒子の体積濃度， C_{*L} ：堆積層の粗粒子の体積濃度， d_{mL} ：流砂中の粗礫の平均粒径， g ：重力加速度， h ：水深， ρ_m ：細粒分を含む流体相の単位体積重量， σ ：砂礫の単位体積重量， θ_w ：水面勾配， n_m ；マニングの粗度係数である。

侵食率は下記のような式で算定される。 C_L が各地点の平衡濃度 $C_{L\infty}$ より小さい時，堆積層は侵食され，侵食速度 i_{sb} は次式で表される。

$$\frac{i_{sb}}{\sqrt{gh}} = K (\sin \theta_w)^{3/2} \frac{\rho_m}{(\sigma - \rho_m)} \left(\frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{L\infty}} \right)^{3/2} \frac{h}{d_{mL}} \quad (5)$$

ここに、 K ：定数である。

C_L が $C_{L\infty}$ より大きい時，流砂は堆積し堆積速度 i_{sb} は次式で表される。

$$i_{sb} = \delta_d \frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{L\infty}} \frac{q}{h} \quad (6)$$

ここに、 δ_d ：定数である。

河床変動は次式で求められる。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{B}{B_0} i_{sb} = 0 \quad (7)$$

ここに、 B_0 ：谷幅である。水みち幅 B は下記のレジーム則で算定される。

$$B = A\sqrt{Q} \quad (8)$$

ここに、 A ：係数， Q ：全幅流量である。

高橋らは侵食率、堆積率を混合粒径の土砂にも適用できるような方法を提案し、粒径別に土砂動態が解析できるように工夫している。高橋らのモデルでは他に水と土砂の連続式、各粒径階の土砂の連続式が必要である。

一方、(b)では、一つの河道区間に流入する流砂量と流出する流砂量を計算し、その収支として河床変動を計算するものである。流れの計算は清水流に対するマニングの式で等流解析するものがほとんどである。したがって、対象とする計算領域は江頭・松木（2000）のモデルのように、土石流堆積区間より下流の掃流砂および浮遊砂領域とするのが調和的であるが、山野井・藤田（2014）のように土石流の発生・通過区間にも援用しているのも多い。この方法の代表的な例として、江頭・松木（2000）の研究を紹介する。

単位河道 x_{i+1} の水深の時間変化は図-4を参考にして次式のように表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{BL} \{Q(x_i) + Q(y_i) - Q(x_{i+1})\} + \frac{1}{B} q_r \quad (9)$$

ここに、 h ：水深、 B ：河幅、 L ：単位河道長、 $Q(x_i)$ ：単位河道 x_i の流量、 q_r ：単位斜面から流入量である。

単位河道 x_{i+1} の流量（この河道から流出する流量）はマニングの式で計算される。

$$Q(x_{i+1}) = \frac{1}{n} B I^{1/2} h^{5/3} \quad (10)$$

ここに、 I ：河床勾配、 n ：マニングの粗度係数である。

単位河道 x_{i+1} の河床高さの時間変化は、流入流砂量と流出流砂量から次式のように算定される。ただし、 Q_{sw} はウォッシュロードとしてこの河道から流出する流砂量で、江頭らのモデルでは河床材料に含まれるウォッシュロード成分は河床侵食とともにすべて流出するとしている。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{1}{(1-\lambda)BL} \{Q_s(x_i) + Q_s(y_i) - Q_s(x_{i+1}) - Q_{sw}\} \quad (11)$$

ここに、 z ：河床位、 λ ：河床材料の空隙率、 $Q_s(x_i)$ ：単位河道 x_i 内の全流砂量、 Q_{sw} ：ウォッシュロードの流砂量で河床侵食量と河床に含まれるウォッシュロードの含有率から算定される。

流砂量は一般には次式のようなパラメータから計算される。

$$Q_s(x_{i+1}) = \sum_j Q_{sj}(Q, I, d_j, p_j) \quad (12)$$

ここに、 d_j ：粒径階 j の粒径、 p_j ：河床材料に含まれる粒径階 j の砂粒子の割合である。

流砂量を粒径別に求めると河床材料の粒度分布の時間変化が次式で算定される。

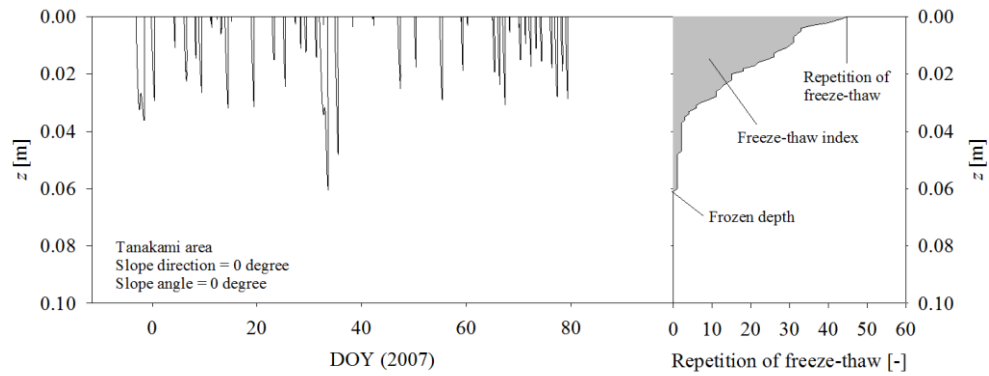
$$\frac{\partial p_j}{\partial t} = \frac{1}{\Delta BL} \left\{ Q_{sj}(x_i) + Q_{sj}(y_i) - Q_{sj}(x_{i+1}) - \frac{\partial z}{\partial t} f_i \right\} \quad (13)$$

ただし、 $f_i = p_{jo} \left(\frac{\partial z}{\partial t} \leq 0 \text{ のとき} \right)$, $f_i = p_j \left(\frac{\partial z}{\partial t} > 0 \text{ のとき} \right)$

ここに、 p_j ：河床材料に含まれる粒径 d_j の存在割合、 p_{jo} ：下層の材料に含まれる粒径 d_j の存在割合、 Δ ：交換層の厚さ、 Q_{sj} ：粒径 d_j の全流砂量である。

3.4 土砂生産モデル

土砂生産量に関しては、崩壊裸地の侵食深や崩壊土砂量の調査結果、または貯水池の比堆砂量に基づくものを用いる場合が多い。芦田・奥村（1974）は流域面積と土砂生産量の経験式を提案しており、これは流域の土砂生産量のおよその値を求めるのに有効である。岡野・高柳・藤井・安藤（2004）は、ダム貯水池の堆砂量のデータを使って、土砂生産量が地質、地形の起伏度、標高との相関が高いと考えて土砂生産量を算定する式を提案し、土砂生産強度マップを作成した。斜面での侵食に関するモデル解析はあまり行われておらず、経験モデルである USLE



図－7 凍結深度の計算結果（堤・藤田・伊藤ら，2007）

（Universal Soil Loss Equation）を使った研究も見られるが，山地流域の斜面には適用できないと考えられる．斜面崩壊については表層崩壊現象についてその物理機構のモデル化の研究は進んでおり，多くの手法が提案されている．しかし，深層崩壊や火山噴火のように大規模な土砂生産については予測計算を行うことは難しいのが現状である．

表－1 の従来の土砂動態モデルの多くでは，裸地の侵食深や崩壊土砂量の調査結果から土砂生産量を求めるものが多い．対象流域で得られた値には大きな誤差はないと考えられ，この値を使うことは適切であるが，気候変動の影響などを考慮して将来予測するためには，物理機構に基づいたモデルが必要である．そこで，ここでは，山野井・藤田（2014）のモデルに適用されている堤・藤田・伊藤・手島・澤田・小杉・水山（2007）による土砂生産量の算定法について紹介する．

堤らは凍結融解作用による土砂生産の形態が図－3 のようであることを現地観測により明らかにし，凍結融解によって土砂化した量が土砂生産量に匹敵すると考えている．凍結融解による土砂化モデルは，まず，風化基岩内の地中温度の解析から始まる．風化基岩内における温度分布は熱伝導と浸透流を同時に解くことで得られる．熱伝導式は水の潜熱を考慮すると次式のようになる．

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_G \frac{\partial T_G}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t} \quad (14)$$

ここに， T_G ：地中温度， ϕ ：含水率， c_G ：基岩の比熱， ρ_G ：基岩の密度， ρ_i ：氷の密度， λ_G ：基岩の熱伝導率， L_w ：水の融解潜熱， t ：時間， z ：斜面表面からの深度である．この式は地表面温度を境界条件として解くことができるが，通常その観測データはなく何らかの方法で推定しなければならない．泉山・堤・手島・藤田（2009）は，地表面を通して大気からもたらされる熱量の総和と地中温度分布変化の積分値が等しいという考え方から，地表面温度を推定する方法を提案している．

浸透流は水分の結氷を考慮した Richards 式から計算されるが，水の移動はないものとする次式のような水と氷の質量保存則が得られる．

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \theta_w + \rho_i \phi) = 0 \quad (15)$$

ここに， ρ_w ：水の密度， θ_w ：含水率である．

上式に加えて不凍水量と温度の関係式を用いて，地表面温度を境界条件とすると地中温度分布が計算される．その計算例として図－7 を示す．図中の線は等温度線（0度）を示したもので，0度で凍結するとすれば，凍結部分の時間変化を表す．この図から，凍結融解回数の鉛直分布が求められる．

さて，凍結融解過程は上記のようにして計算できるが，この計算結果と土砂生産とを関係づけなければならない．堤・藤田・伊藤・手島・澤田・小杉・水山（2007）は，滋賀県田上山の風化花崗岩の場合，10回凍結融解を繰り返すと風化基岩が土砂化すると仮定すると土砂生産量の観測値と凍結融解のシミュレーションによる値がほぼ一致

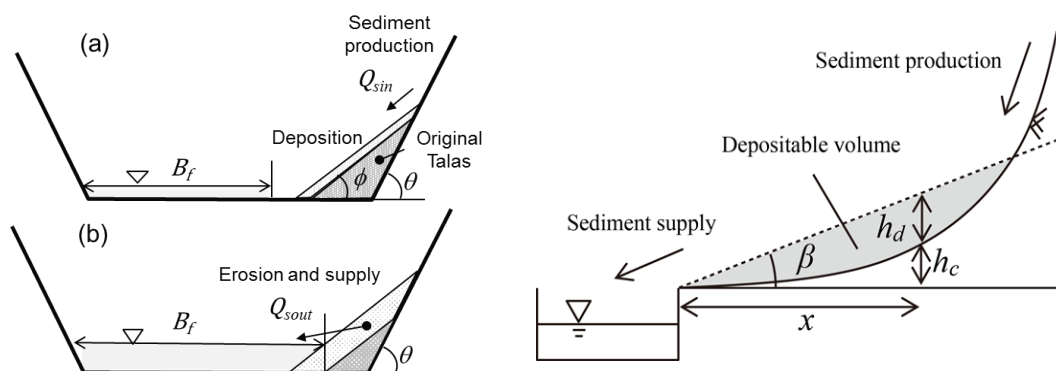


図-8 土砂供給モデル説明図

することを見出している。また、泉山（2012）は岩種によって土砂化のメカニズムは異なり、風化基岩や風化頁岩は堤らの凍結融解回数と関係があり、砂岩や流紋岩では岩の表面の砂粒径程度の厚さが凍結融解ごとに剥離することを実験で得ている。このような知見により、山野井・藤田（2014）は土砂生産量を算定している。

つぎに、斜面崩壊による土砂生産量の算定について、市川・佐藤・椎葉・立川・宝（1999）、村上・林・亀山・渡辺（2001）、村上・林・渡辺・亀山（2002）、山野井・藤田（2016）、守利・椎葉・堀・市川（2003）は斜面崩壊モデルを適用している。これらの研究では、崩壊の予測計算で崩壊発生のタイミングを求め、崩壊土量は従来の調査結果を参考にするというのが一つの方法であるが、山野井・藤田（2016）は崩壊土量を計算する方法も示している。

崩壊の予測手法は浸透流解析と斜面の安定解析からなり、浸透流解析には Richards 式、斜面要素の崩壊に対する安全率は、簡易ヤンプ法などが用いられる（例えば、堤・藤田・林（2007））。この手法は標準的な崩壊予測モデルであるが、Fujita, Ohshio and Tsutsumi (2010) は簡易的な方法を提案している。まず、Fujita らは系統的な条件設定による崩壊シミュレーションを行い、各斜面の崩壊発生に対する限界土中水分量の値はほぼ一定値であることを示している。この限界水分量を W_c とすると、土中水分量 W がこの値を超えると崩壊が発生すると判定される。さて、Chen and Fujita (2014) は、土層条件も変化させた崩壊シミュレーションを行い、 W_c と斜面勾配、長さ、斜面土層の体積、直前の時間雨量の関係を求めている。さらに、時々刻々の土中水分量や崩壊土砂量もこれらの関数として近似式を求めている。これらの式は多変数の相関式でありその計算精度が問題になるが、いくつかの事例に適用した結果、ある程度の精度があることが示されている。

3.5 土砂供給モデル

生産土砂が河道へ供給される過程としては、土砂生産過程の一連の現象として捉えることができる場合と土砂生産過程からは切り離された現象として取り扱える場合がある。たとえば、崩壊土砂がその直後移動してその一部または大部分が河道に流入する場合は前者である。侵食土砂や崩壊土砂が斜面と河道の境界に一旦堆積して、その後の洪水によるその堆積物の侵食により河道に供給される場合は後者である。河道に供給されるときは、重力や風による落下、雨水や表面流による流送、小規模な土石流などが考えられる。このような過程は複雑であり、すべての過程を網羅するような供給モデルを構築することは困難である。崩土の流入率を考慮している研究もあるが、従来のモデルでは土砂生産量を直接河道に与えるものが多い。その中で高橋・井上・中川・里深（2000）と山野井・藤田（2014）のモデルでは生産土砂が崖錐を形成するとして崖錐の消長モデルを提示している。

時刻 t における崖錐の土砂の体積を S 、時刻 t_0 における S を S_0 、崖錐への単位時間当たりの流入土砂を Q_{sin} 、崖錐の単位時間当たりの侵食量を Q_{sout} とすると、 S は次式のように表される。

$$S = S_0 + \int_{t_0}^t (Q_{sin} - Q_{sout}) dt \quad (16)$$

高橋・井上・中川・里深（2000）は累積雨量と降雨強度平面上に限界線を設定し、降雨状態を描いたスネークラインがこの限界線を越えた時の降雨強度に比例して崖錐へ土砂が供給されると考え、貯水池堆砂量のデータがこの土砂供給量と一致するようにパラメータを決めている。

山野井・藤田（2014）は図－8を参考にして以下のような崖錐の消長モデルを考えている。すなわち、勾配 θ の単位斜面の下部に崖錐を設置し、水みちを反対側の側壁に沿って定義する。崖錐を両側に設定する場合は単位河道中央部に水みちを設定する。崖錐は安息角 ϕ で堆積するものとし、水みち幅はレジーム則 $B_f = AQ^{1/2}$ で決まるものとする。崖錐への土砂供給は凍結融解作用により生産される土砂であり、重力、風、表面流などで移動し崖錐への供給土砂される。凍結融解作用で土砂化したものの一部は斜面に残留する場合があるが、凍結融解の時期とそのすぐ後にほとんどの土砂が崖錐に堆積するものとしている。 Q_{sin} がこの量であるが、間欠的に与えられる。ついで、崖錐は洪水時に侵食されるが、この侵食量は本来土砂水理学的に算定すべきである。しかし、崖錐の侵食痕跡で洪水幅がわかるような場合もあるので、洪水が通過する箇所が侵食されるものとする。その後崖錐が安息角になり安定するとすれば、図－8(b)に示す部分が河道に供給され、これを Q_{sout} としている。

4. 適用例

4.1 慣らし計算

土砂動態モデルの初期河床形状は地形データがあれば比較的正確に与えることができるが、その地形データが得られた時の河床材料の粒度分布は調査データに限りがあり、流域全体で正確に与えることは難しい。もしも粒度分布が実際と異なれば、その影響で流砂量や河床変動の計算に大きな誤差が生まれることが考えられる。このようなことを避けるために、河床材料の粒度分布の初期条件の設定の仕方を工夫する必要がある。すなわち、流域全体の河床材料を流域の水文、地形条件に見合ったものに設定する必要がある。

山野井・藤田（2014, 2015）は、初期河床形状と流量履歴に見合った流域全体の河床材料の粒度分布を計算により求める方法を提案した。この慣らし計算では、河床材料の初期粒度分布を適当に与え、河床形状、土砂生産量は初期条件のまま固定し、長期間の流量条件に対して土砂動態の数値計算を行い、河床材料の粒度分布のみを計算により変化させるという方法である。図－9は熊野川流域（図－15）に対して10年間の流量時系列を4回供給した慣らし計算の計算例である。最初の20年間は河床形状を固定し、後半の20年間は河床変動も許容して（通常の計算）慣らし計算を行っている。慣らし計算開始後20～30年後、河床材料の平均粒径がほぼ同じ値に落ち着いていることがわかる。この規模の流域では数十年の慣らし計算が必要であることがわかる。この計算で得られた流域全体の粒度分布が本計算の初期条件として与えられる。図－10は、足洗谷流域の小溪流ヒル谷（図－11）の土砂流出の計算で慣らし計算を行った結果を示す。過去10年間の流量を10回与えた時のヒル谷下流での流砂量の変化を示したものである。約60年後に流出土砂量の年変動がほぼ一定になっている。この時点の河床材料の粒度分布が本計算の初期条件として使われる。

4.2 山地河川における土砂動態

以上の述べてきた土砂動態モデルの中から、最近の研究として山野井・藤田（2015）と山野井（2017）の研究結果のいくつかを紹介する。山野井らのモデルは表－1に示すように、単位河道・単位斜面を用いた流域モデルに基づいており、土砂生産過程と土砂供給過程については研究目的に応じて変えている。単位斜面の土層構造には2層モデルを用いている。

まず、岐阜県蒲田川支流足洗谷流域における流砂特性に関する検討結果について紹介する。図－11は対象流域の単位河道と単位斜面を示したものであり、流域面積は7.5km²で北アルプスの山岳地域の小流域である。図には裸地斜面が示されているがこれが土砂生産源であり、通常時の土砂流出特性を検討するため崩壊による土砂生産は考えていない。この地域の土砂生産は凍結融解作用によるものが主であり、図－3のような形態が典型的である。土

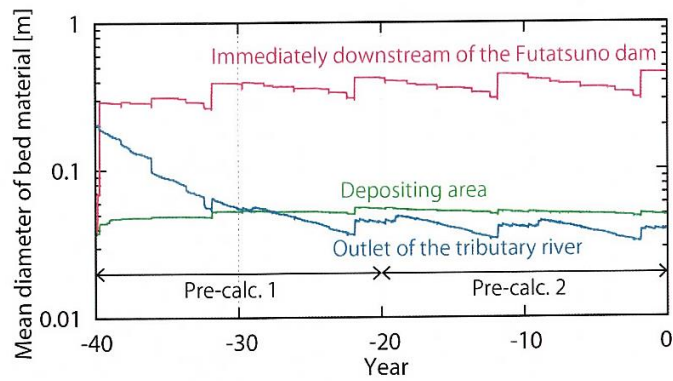


図-9 慣らし計算による河床材料の粒度分布の変化 (山野井・藤田, 2015)

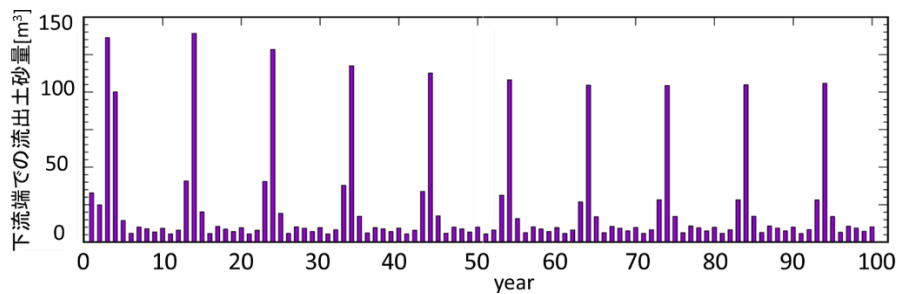


図-10 慣らし計算による流出土砂量の変化 (村上・藤田, 2017)

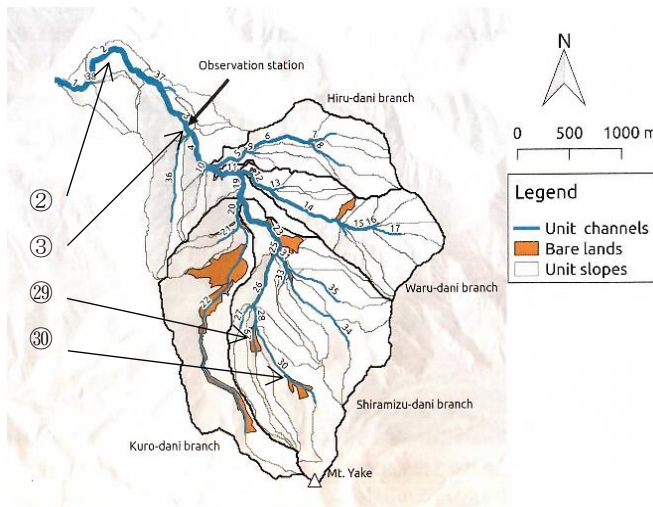


図-11 足洗谷流域 (山野井, 2017) (原著に加筆)

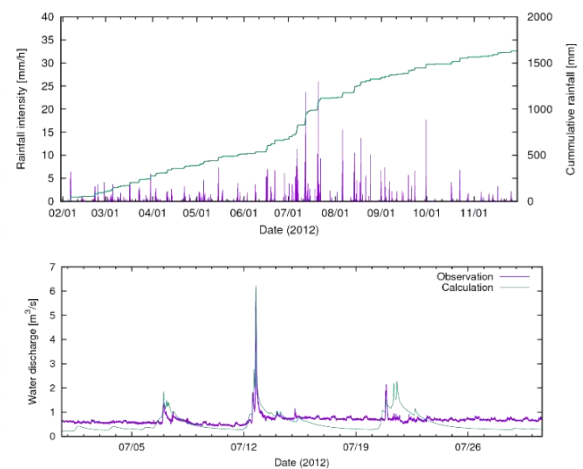


図-12 2012 年の降雨条件および降雨流出の計算値と実測値の比較 (山野井, 2017)

砂供給モデルは図-8 のような崖錐モデルを用いている。

まず、降雨流出が精度良く計算できることが重要である。図-12 は、A 層、B 層の厚さを 10 cm, 80 cm, A 層、B 層の透水係数を $1.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}$, $2.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ とし、図に示す 2012 年の降雨条件のときの流域出口の流量の計算値と実測値の比較を行ったものであり、おおよそ両者は一致している。図-13 は単位河道 29, 30 (源頭部付近) と 2, 3 (流域出口付近) (河道番号は図-11 参照) の河床変動高さと年間総流砂量の時間変化を示したものである。源頭部は土砂生産過程と土砂供給過程の影響でステップ状に河床上昇が見られ、下流では土砂輸送の結果河床上昇が起こっている。流砂の発生も下流域で若干遅れている。このように土砂生産、土砂供給、土砂輸送過程が適切に結

果に反映されている。

図-14 は河道 30（源流付近）と河道 3（流域出口付近）における 2012 年の全流砂量と流量の関係の季節変化を示したものである。源頭部付近では、2 月から 4 月上旬までは崖錐の成長時期であり流砂量が少ないが、4 月中旬になると崖錐が発達し、同じ流量に対する全流砂量の値が大きくなる。その後、同じ流量に対する全流砂量は減少していく。流域出口付近では、2 月から 4 月までは上流からの土砂輸送がなく流砂量が少ないが、5 月から 7 月中旬にかけて同じ流量でも全流砂量が大きくなり、その後減少し、2 月から 4 月の状況に近づく。このような山地河川特有の土砂流出形態が計算により表現できている。

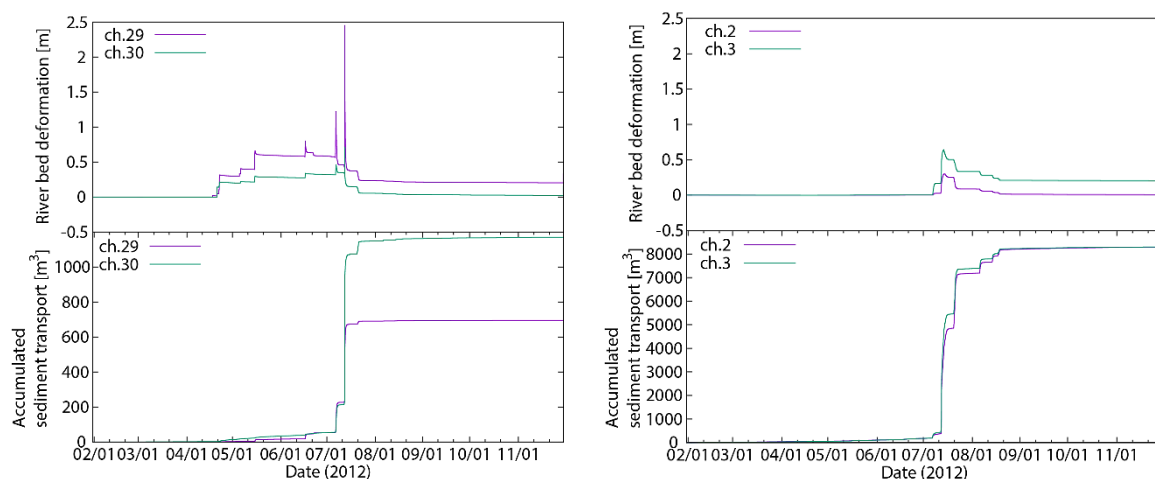


図-13 足洗谷における土砂動態の解析結果（山野井，2017）

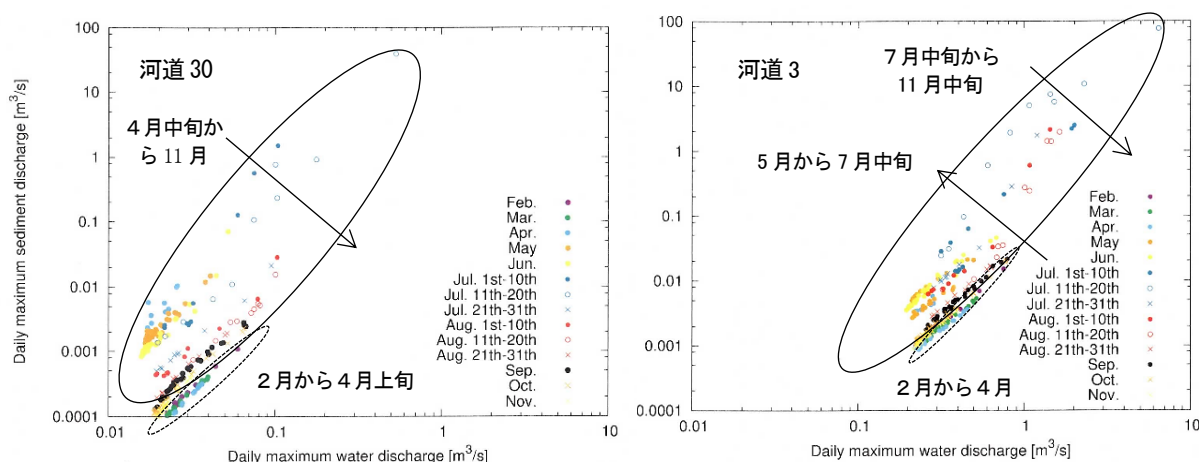


図-14 流砂量と流量の関係の季節変化（山野井，2017）（原著に加筆）

4.3 大規模土砂生産後の土砂動態

深層崩壊を伴うような大規模土砂生産後、流域には多量の土砂が供給されることになり、緊急的な土砂管理が必要になる。その際、土砂動態モデルは大規模土砂生産の影響評価や対策手法を考えるうえで有用である。平成 23 年 9 月に紀伊半島で台風 12 号による大被害が発生し、多数の深層崩壊が発生した。山野井・藤田（2105）はこの時の土砂動態の再現や土砂管理案について検討した。土砂動態モデルは 4.2 のものと同様であるが、土砂生産過程と土砂供給過程は考慮しておらず、実際の土砂生産量を近くの河道に配置した。図-15 は対象とした熊野川流域を示したものである。上流から猿谷ダム、風屋ダム、二津野ダムがあるが、猿谷ダムの下流から河口までを対象流域としている。図-16 は台風 12 号による土砂生産量と年土砂生産量の平均の比を示したもので、年土砂生産量の百倍程

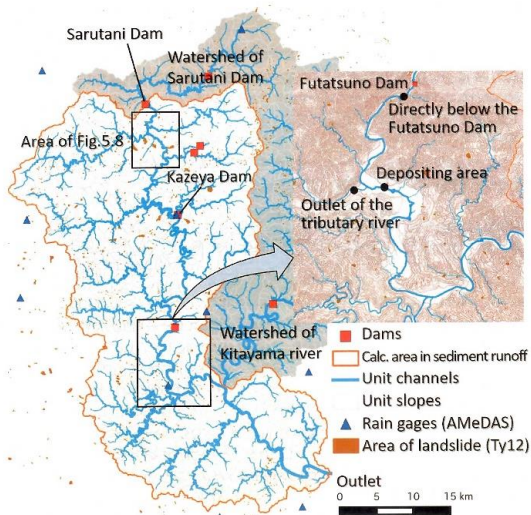


図-15 熊野川流域(山野井・藤田, 2015)

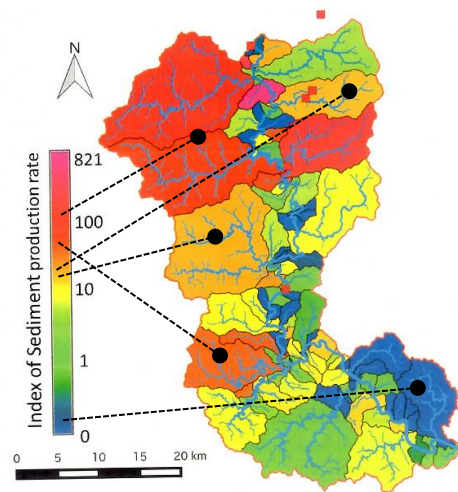


図-16 平成 23 年台風 12 号による土砂生産量(山野井・藤田, 2015) (原著に加筆)

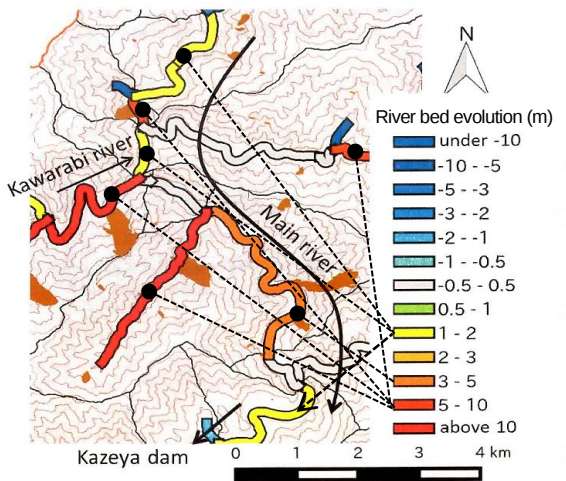


図-17 平成 23 年台風 12 号後の河床変動の計算結果(山野井・藤田, 2015) (原著に加筆)

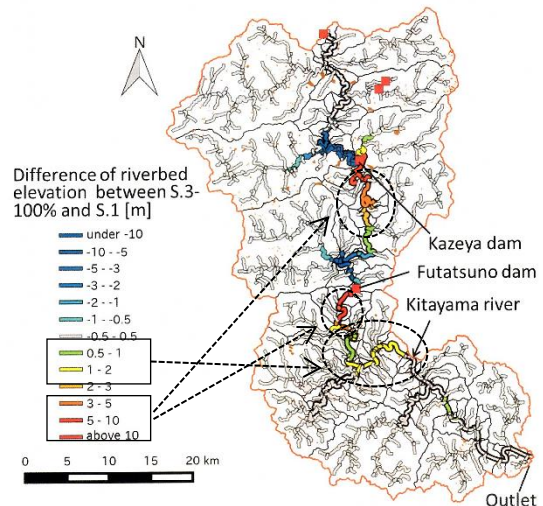


図-18 土砂管理による影響評価結果(山野井・藤田, 2015) (原著に加筆)

度の土砂生産量が見られるが、これは深層崩壊等の大規模崩壊によるものである。この生産土砂分布を流域全体に与え、台風 12 号の降雨条件を与えて土砂動態をシミュレーションした。図-17 は台風 12 号後の堆積土砂量分布を示したもので、大きいところで 10m 程度の土砂堆積が見られるが、これは台風 12 号後の調査結果とよく一致している。山野井らは大規模土砂生産後の土砂管理についていくつかのシナリオを提示して、土砂動態モデルによりその効果を評価している。図-18 は、多量の土砂生産による貯水池に流入する土砂を通砂した場合、下流域にどのような影響を及ぼすかを検討した結果の一つである。二津野ダムに流入する土砂を 100%通砂した場合と通砂なしの場合の 100 年間の河床変動量の差を示したものである。ダムの直下では堆積量は大きいものの、ダムの建設後河床低下が進んでいるので、それを埋め戻した状況となり大きな問題にならないことを示した。また、下流域への影響も少ないことが示されている。このように大規模土砂生産の後の土砂管理計画にも土砂動態モデルは有用である。

4.4 土砂災害情報警戒情報システムへの応用

山野井・藤田 (2016), 山野井 (2017) の土砂動態モデルは、単位斜面内の斜面崩壊、単位河道内の水・土砂輸送および河床変動を同時に解析するので、豪雨時の様々なハザード危険情報を提供することができる。豪雨時の斜面崩壊、土石流、洪水氾濫は複合的起り、これが住民の避難を困難にし災害を拡大させる。彼らの土砂動態モデル

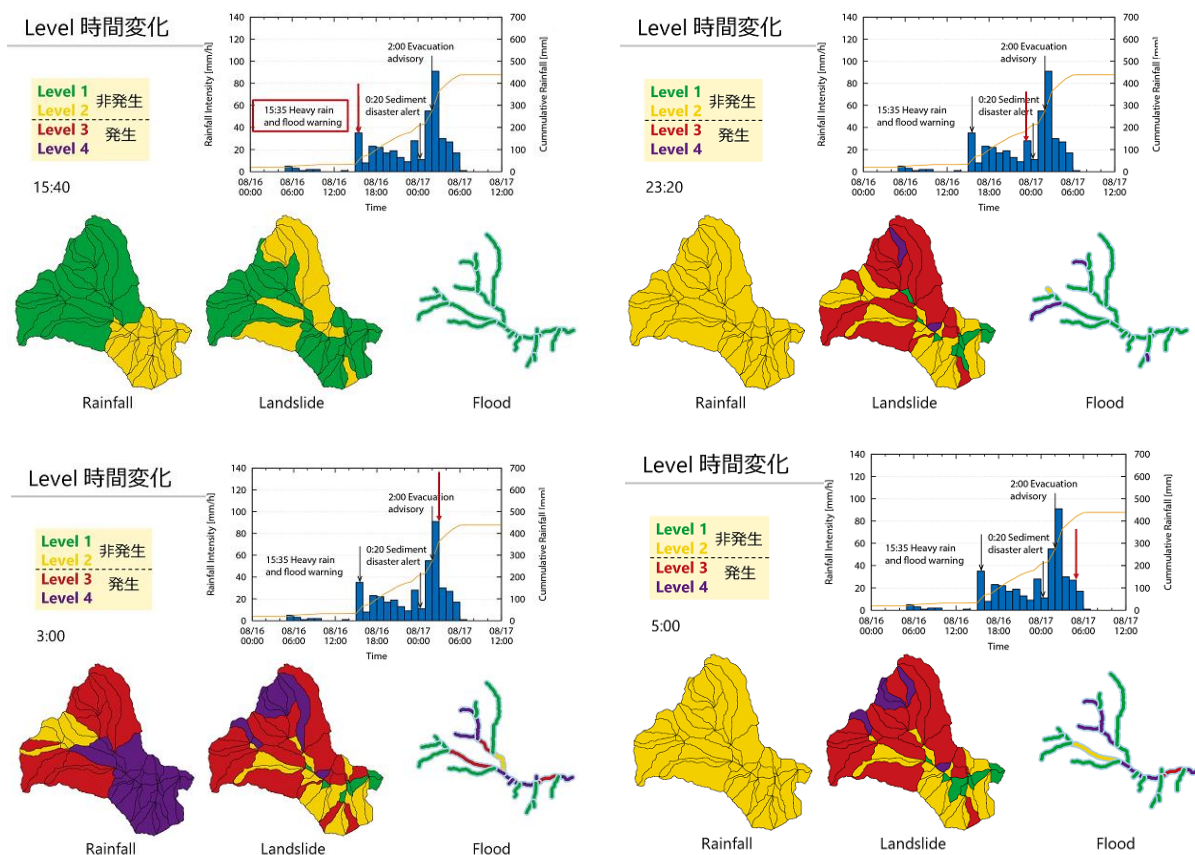


図-19 複合ハザード（降雨強度，斜面崩壊，洪水氾濫）情報
（山野井・藤田，2016）

はこれらの現象をシミュレーションすることができ、流域の危険度の総合的な判断につながる情報を提供することができる。また、はじめに述べた河床変動を考慮した洪水対策に繋がるものである。山野井らは土砂動態モデルによる計算結果から主に3つの危険度指標を提案している。まず、斜面要素における斜面崩壊モデルで計算される斜面要素内の水分量と崩壊発生限界水分量の比であり、これは崩壊危険度を表す。単位河道内の水深と河川の深さの比は洪水氾濫危険度指標である。また、降雨強度自身も避難に影響を与える指標である。彼らはこれらの指標を4段階に分類し、豪雨中の豪雨、斜面崩壊、洪水氾濫の危険度評価について検討した。図-19は降雨開始（15時40分）から降雨終了（5時）までの危険度分布の時間変化を計算した結果を示したものである。15時40分には斜面崩壊の危険性が増加しているところがあるが、洪水氾濫の危険性はない。23時20分にはシミュレーション上、斜面崩壊が発生するような状態になり、その崩土が河川に流入することで洪水氾濫の危険性が高まっている箇所が発生している。降雨ピーク時の3時には、斜面崩壊や洪水氾濫の危険な箇所が広がっている。このような情報は警戒避難情報として役立つと考えられる。

5. 今後の課題

流砂系の総合的土砂管理計画の策定には土砂動態モデルが不可欠であり、今後土砂動態モデルの活用への機会は増加するものと考えられる。そこで、総合的土砂管理の3の目的、安全の確保、利用促進、環境保全に対する今後の課題、技術的課題などについて整理する。

(1) 土砂災害対策

豪雨災害が斜面崩壊や洪水氾濫などによる複合的災害であることを考えると、土砂動態モデルを豪雨時のマルチハザード情報システムに应用することは大変意義のあることだと思われる。4.4のモデルは河床上昇による洪水の

氾濫の危険性は評価しているが、河床低下による河川構造物への影響、流体力による橋梁の流失などは評価しておらず改良すべき点は多々ある。さらに情報の多い信頼性の高いモデルの開発が望まれる。

土砂動態モデルでは、河床変動計算と違い局所的な河床変動による安全面の評価はできない。しかし、ある区間での堆積・侵食の傾向がわかれば局所的な問題点の有無を議論することは可能であると思われる。土砂動態モデルで提供されるのは空間分解能の粗い河道網、斜面群での斜面崩壊や洪水氾濫に関する情報であるが、これを如何にして地域防災に役立てるのかも検討すべき重要な課題である。

(2) 土砂資源管理

土砂動態モデルにより、土砂を資源と見た時の資源量のアンバランスが評価できる。流砂系としての土砂資源の多寡、土砂資源分布のアンバランスなどがわかれば土砂の有効利用に関するアイデアにつながる。同時に土砂の有効活用法についても議論しなければならない。山地域での土砂生産量は流域全体が侵食傾向なのか堆積傾向なのか、また、土砂資源が多すぎるのか少なすぎるのかを左右するので、土砂動態モデルの中で最も重要なパラメータである。精度がよいだけでなく、気候変動の影響や人的インパクトが考慮できる土砂生産量の算定法の開発が望まれる。

(3) 環境保全

土砂動態モデルから提供される諸量は、流量、流砂量、濁度、河床変動、河床材料の粒度分布、流砂の粒度分布などである。これらを用いて生息場の評価が行われるが、通常、生物に対するこれらの物理量の適性値の議論がなされるのみである。土砂動態モデルによりこれらの諸量の空間構造や動的構造を評価することで、より高度な生息場評価方法を構築する必要がある。

(4) 技術的課題

流砂制御技術として、貯水池では排砂ゲート、バイパストンネル、土砂吸引システム、砂防ダムでは透過型砂防堰堤、シャッター付砂防堰堤などがあり、すでに実用化されているものもある。しかし、土砂管理のツールとしてオプションが少ないので高度な土砂管理ができない。さらに新たな発想で新技術を開発することが期待される。また、現在、各地で流砂モニタリングがなされている。その測定精度は十分であるとは言えないが、土砂動態モデルの精度の検証には有用である。逆に言えば土砂動態モデルの検証には流砂モニタリングが必要である。今後、精度が高く広範囲に展開される流砂モニタリング技術の進展が期待される。

参考文献

- 芦田和男・江頭進治・中川一（2008）：21世紀の河川学，京都大学学術出版会，2008。
- 芦田和男・奥村武信（1974）：ダム堆砂に関する研究，京都大学防災研究所年報，第17号B，pp.555-570。
- 芦田和男・高橋保・道上正規（1983）：河川の土砂災害と対策，防災シリーズ5，森北出版株式会社，p.3。
- Chen-Yu Chen and Fujita, M. (2014): A Method for Predicting Landslides on a Basin Scale Using Water Content Indicator, Journal of Japan Society of Civil Engineering, Ser. B1(Hydraulic Engineering), Vol. 70, No.4, pp. I13-I18.
- 江頭進治・松木敬（2000）：河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法，水工学論文集，第44巻，pp.735-741。
- Fujita, M., Ohshio, S. and Tsutsumi, D. (2010): A prediction method for slope failure by means of monitoring of water content in slope-soil layer Journal of Disaster Research No.3, Vol.5, pp.296-308.
- 市川温・佐藤康弘・椎葉充晴・立川康人・宝馨（1999）：山地流域における水・土砂動態モデルの構築，京都大学防災研究所年報，第42号，B-2，pp.211-224。
- 泉山寛明（2012）：風化基岩における凍結融解による土砂生産プロセスとそのモデル化に関する研究，京都大学学位論文
- 泉山寛明・堤大三・手島宏之・藤田正治（2009）：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，水工学論文集，Vol.53，pp.643-648。
- 孝子綸図，山野井一輝，堤大三，藤田正治，和田孝志（2017）：TOPOTUBEによる地形分割を用いた表層崩壊予測と崩壊土砂の流下モデル，平成28年度砂防学会研究発表会概要集A，pp.A96-A97。

- Mizuyama, T. and Fujita, M. (1998): Extreme Sediment Production and Discharge by a Heavy Rainfall in the Hime River Basin, Japan in 1995, Proceedings of 7th international symposium on river sedimentation, pp.597-601.
- 守利悟朗・椎葉充晴・堀智晴・市川温 (2003) : 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, 水工学論文集, 第 47 巻, pp.733 -739.
- 村上秀香・藤田正治 (2017) : ヒル谷における生産土砂の流出過程に関するシミュレーション, 平成 29 年砂防学会研究発表会概要集.
- 村上正吾・林誠二・亀山哲・渡辺正孝 (2001) : 河川流域内農林地域における土砂動態モデルに関する基礎的検討, 水工学論文集, 第 45 巻, pp.799 -804.
- 村上正吾・林誠二・渡辺正孝・亀山哲 (2002) : 凍結融解現象を考慮した積雪寒冷地における土砂動態のモデル化, 水工学論文集, 第 46 巻, pp.653 -659.
- 岡野眞久・高柳淳二・藤井隆弘・安藤明宏 (2004) : ダム貯水池流入土砂量に基づく堆砂管理についての考察 — 土砂生産量強度マップの開発の事例, ダム工学, 14(3), pp.167-176.
- 社団法人砂防学会深層崩壊に関する基本事項に係わる検討委員会 (2012) : 深層崩壊に関する基本事項に係わる提言について
- 周国云・江崎哲郎・謝謨文・佐々木靖人 (2005) : GIS を用いた山地地形から三次元すべり危険斜面を抽出する方法の開発と適用, 応用地質, Vol.46, No.1, pp.28-37.
- 砂田憲吾・長谷川登 (1994) : 国土数値情報に基づく山地河川水系全体における土砂動態のモデル化の試み, 土木学会論文集 No.485/II-26, pp.37-44.
- 砂田憲吾・小松勝彦・小林弘 (2000) : 流域全体の土砂動態モデルに関する基礎的研究, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.729 -734.
- 高橋保・井上素行・中川一・里深好文 (2000) : 山岳流域における土砂流出の予測, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.717 -723.
- 高秀秀信・九津見生哲・藤沢寛 (1983) : 水系における土砂動態システムについて, 第 27 回水理講演会論文集, 第 27 巻, pp.767 -772.
- 宝馨・上坂龍平・野ツ俣克彦 (1999) : ブランタス川流域の土地被覆分類と土砂流出解析, 京都大学防災研究所年報, 第 42 号, B-2, pp.291-310.
- 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, Vol.59, No.6, pp.3-13.
- 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, 第 51 巻, pp.931-937.
- Wu, W. and Sidle, R. C. (1995): A distributed slope stability model for steep forested basin, Water Resources Research, Vol.31, No.8, pp.2097-2110.
- 山野井一輝 (2017) : 土砂生産・土砂供給過程を考慮した土砂流出モデルの開発とその応用に関する研究, 京都大学学位論文.
- 山野井一輝・藤田正治 (2014) : 土砂生産・土砂供給・土砂輸送堆積統合型モデルの開発と山地流域への適用, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 70, No. 4, pp. I_925-I_930.
- 山野井一輝・藤田正治 (2015) : 大規模な土砂生産および洪水後の土砂管理に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 71, No. 4, pp. I_961-I_966.
- 山野井一輝・藤田正治 (2016) : 豪雨時の水・土砂災害に関わるハザード群の発生リスク評価, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 72, No. 4, pp. I_1291-I_1296.