

山地流域における土砂生産予測手法の研究

河川局砂防部砂防計画課
独立行政法人土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム
北海道開発局建設部河川計画課
各地方整備局河川部河川計画課
内閣府沖縄総合事務局開発建設部河川課

1 はじめに

流砂系においては、土砂や洪水の氾濫、ダム貯水池における堆砂、河床低下に伴う人工構造物の基礎部損傷、海岸侵食等に見られるような土砂問題が発生している。このような土砂問題を解決するために、河川審議会総合土砂管理小委員会（平成9年～10年度）では総合的な土砂管理の考え方等について議論され、土砂管理上の課題の一つとして、土砂の生産・流出過程の把握が不十分であるために、土砂移動に関する予知・予測が困難であることが指摘された。

平成11年から15年にかけて実施してきた国土技術研究会指定課題「流砂系における土砂移動実態に関する研究」（以下、前課題という）は、流域全域における土砂モニタリングの実施により、土砂移動の実態を量・質・時間的に流砂系一貫として明らかにしてきた。しかし、前課題においても、山地流域における土砂生産量推定精度の向上と山地河川流量の推定精度の向上が課題として残された。

今後立案する砂防基本計画においては計画の客観性と合理性が強く求められる。砂防基本計画の立案は生産土砂量の想定が基本であるため、砂防事業が主として対象とする山地流域において基本生産土砂量推定精度の向上が必要とされている。また、山地流域内で生産された土砂は、山地河川の流量に応じて運搬されることから、山地河川による流出土砂量の推定精度は、山地河川流量予測精度に大きく依存するとともに、その推定精度の向上が必要とされている。

現行の推定手法では、過去の災害における実績に基づいて土砂生産の量やタイミングが推定されている。通常、砂防基本計画は100年以上の確率降雨に伴う現象を対象に計画されるが、そのような規模の災害の実績データを得るのは容易ではない。さらに、土砂生産のタイミングについては、事後の調査によって調べることが困難であるため、地域の人々への聞き込み結果に頼るしかなく、十分に情報を集めることは難しい。そして、そのような実績データさえ得られていない場合も多く、合理的かつ客観的に土砂生産の量やタイミングを推定することは、重要性が高いにも関わらず、依然として困難である。

砂防基本計画における生産土砂量は、計画規模（例えば100年）の降雨時に対するものを対象とする。したがって、計画立案に際しては、これまで経験したことの無いような規模の現象による生産土砂量を外挿予測する必要がある。

そのため、本研究の開発対象である基本生産土砂量の推定手法は、既往データの統計処理に基づいた経験的な手法ではなく、土砂移動現象を物理的にシミュレートすることによって生産土砂量を求める手法であることが望ましい。

本研究では、山地流域を対象として、地形、地質等の情報に基づいた物理的な土砂生産モデルによって合理的かつ客観的に短期および中・長期の基本生産土砂量と土砂供給タイミングを推定する手法を開発することによって、土砂ハイドログラフ設定のための境界条件の与え方を開発する。そして、地質毎の崩壊・土石流による土砂生産タイミングやタイプ等を類型化し、過去の災害事例が乏しい流域や、調査をあまり行うことができない流域において、地質、地形毎に崩壊・土石流による土砂生産タイミング、タイプ等を適切に想定可能な手法を開発することを目的とする。

2 山地流域における土砂生産量および土砂供給タイミング推定手法の研究

2.1 研究方法

砂防基本計画を策定するために基本生産土砂量を推定する場合には、まず、流域における土砂移動実績に基づく計画シナリオを定め、そのシナリオによる場合の基本生産土砂量を推定する。通常、計画シナリオは、短期・中期・長期に分けて作られる。ここで短期とは計画規模の一連の降雨に対するもの、中期とは短期の降雨とともに発生する土砂量の影響期間（数年間程度）に対するもの、そして、長期とは短期・中期を除いた数十年間程度またはそれ以上の期間に対するシナリオを指す。

前述のとおり、本研究では、基本生産土砂量を、土砂移動現象を物理的にモデル化することによって求めようとしている。そのためには、モデル化する現象を特定しなければならない。それぞれのシナリオには様々な土砂移動現象が含まれる。しかし、多岐にわたる現象全てについてモデル化することは困難であり、それぞれのシナリオで想定する支配的な土砂移動現象をある程度限定する必要がある。

そこで、本研究では、短期のシナリオにおける

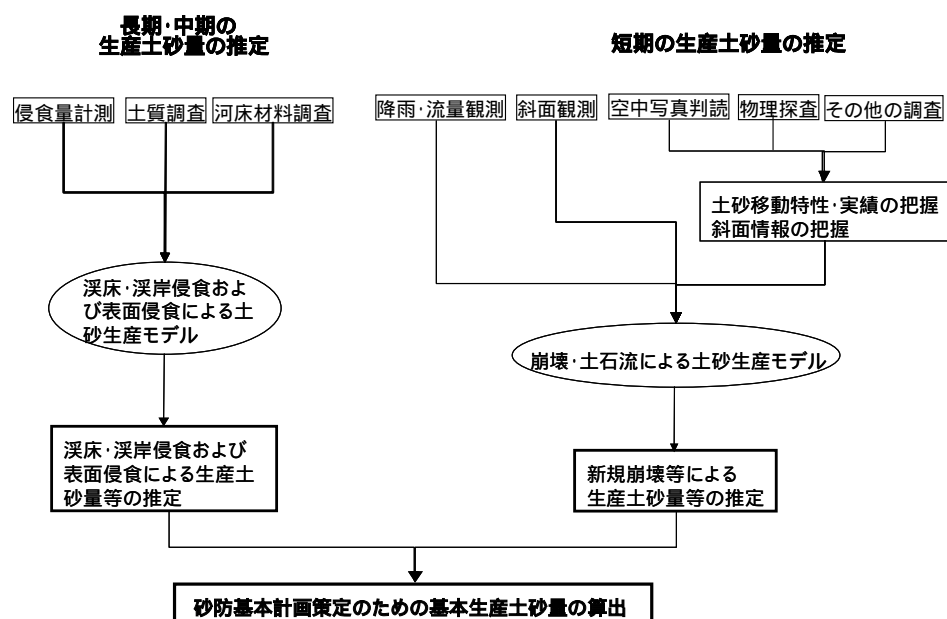


図1 山地流域における土砂生産予測手法の研究フロー

計画規模の降雨時に支配的な土砂移動現象として斜面崩壊を、中長期のシナリオにおける経年的に継続する土砂生産として主に渓床・渓岸侵食そして表面侵食をそれぞれ各シナリオにおいて支配的な土砂移動現象であると考えた。

そこで、以下では、斜面崩壊現象が支配的な土砂移動現象であると考えられる短期の土砂生産と、渓床・渓岸および表面侵食が卓越すると考えられる中・長期の土砂生産の2通りに分けて研究を進めることとする。

図1に、短期と中・長期の基本生産土砂量推定方法の研究フローを示す。土砂移動現象を物理的にシミュレートするためには、土砂移動現象が起きる場の状態に関する情報、すなわち、地形、地質等に関する情報が必要となる。そのため、短期の生産土砂量推定であっても、中・長期の生産土砂量推定であっても、まず、地形、地質等に関する基礎的な調査を行う。また、同時に、計測終了後にモデルによる土砂生産計算結果の検証に供するために、モデルによる計算結果検証用のデータを得るための計測も実施する。これらの調査、計測は、全国の直轄砂防事業を実施しているエリアから好適な箇所を選んで実施する。







以下、短期の基本生産土砂量推定手法と中・長期の基本生産土砂量推定手法に関する研究に分け、それぞれについてさらに詳しく説明する。

2.2 短期の基本生産土砂量推定手法に関する研究方法

2.2.1 短期の基本生産土砂量を推定する際に対象とする現象

短期の基本生産土砂量を推定する場合に主に考慮する現象は、計画規模の降

表1 短期の土砂生産現象の分類

	表層崩壊	大規模崩壊	中規模崩壊
説明	表層の風化土層と基岩との間の面を境界として表土層が崩壊するものである。個々の規模は小さく、崩壊の深さも数10cm~2m程度であるが、発生数は多い。花崗岩地帯に多く、長さ、幅とも小規模で、表層土層も比較的薄い斜面であることが多い。	基岩内部で崩壊が発生するものである。個々の規模は極めて大きく崩壊の深さも大きい。第三紀層、破砕帯等の堆積岩地帯に多く、長さ、幅の大きい斜面で発生することが多い。	過去の大規模な火砕流堆積物により形成された斜面や、基岩が認められないほど強度に風化が進行した斜面において発生する崩壊である。個々の規模は大きく、崩壊の深さも大きい。たとえば火山噴出物地帯が挙げられ、長さ、幅とも大規模で、斜面表面から基岩までが深い急峻な斜面で発生することが多い。
模式図 ¹⁾			
事例	 2003年 福岡県太宰府市災害 御笠川支川	 1997年 鹿児島県出水市計原川	 1993年 玉川、濁沢の崩壊状況

雨時に流域内で発生する斜面崩壊である。ここでは、斜面崩壊は、その規模、崩壊機構等の観点から表1に示すとおり表層崩壊、大規模崩壊、中規模崩壊の3通りに分類することとする。これらの崩壊の発生が予想される斜面のことを、以降、それぞれ、小斜面、大斜面、中斜面と呼ぶこととする。

研究を進めるにあたっては、これら3種類の崩壊に対する研究対象箇所を、全国の地方整備局等の直轄事業管内等から選定する必要がある。選定に当たっては、既往の斜面崩壊発生状況、地質区分、地形（大斜面か、中斜面か、小斜面か）などを考慮して、今後具体的に選定してゆく予定である。

2.2.2 短期の生産土砂量推定手法の開発に必要な調査・観測の概要

前節において、短期の土砂移動現象として対象とする3種類の崩壊に分類した。ここでは、これら3種類の崩壊現象に伴う土砂生産量を把握する手法の開発を目的とした調査、観測の概要について述べる。なお、中斜面については、現場の状況に応じて大斜面と小斜面における調査・観測手法を使い分けることとするので、以下では特に記述しない。

(1) 小斜面における調査・観測

1) 調査

調査は、生産土砂量を推定するために必要な、地形・土層構造、土質データを取得する目的で実施する。

地表に到達した雨水の一部は土壤中に浸透し、残りは斜面を流れ下って谷地形に集まり表面流を形成する。このような水の移動は地形の起伏、勾配に強く支配されるため、その地形条件を把握するための、地形計測調査を実施する。

小斜面における崩壊は、表層崩壊を想定している。表層崩壊は、基岩上の薄い表層土壌へ雨水が浸透し、基岩と表層土壌の境目をすべり面として発生する崩壊である。そのため、発生土砂量は、風化土層深に強く支配される。その調査は、簡易貫入試験などにより、流域全体の土層厚さ分布状況がわかるよう、図2のように、流域を網羅して高密度に調査する。

また、地中に浸透した雨水が風化土層を飽和し、その結果、地山の持つ強度を弱めて崩壊に至ることを想定すると、雨水の浸透速度を知るため保水性・透水性試験、地山の持つ強度を知るため粘着力・内部摩擦角測定など土質試験(図2(中下))を行う必要がある。これらの調査で得られる結果を用いて、表層崩壊に起因する生産土砂量を推定するものである。

2) 観測

観測は、これから作成しようとする土砂生産モデルをより実態に則したものとするために行うが、モデルを作成した後には、そのモデルによる推定結果を検証するために実施するものである。

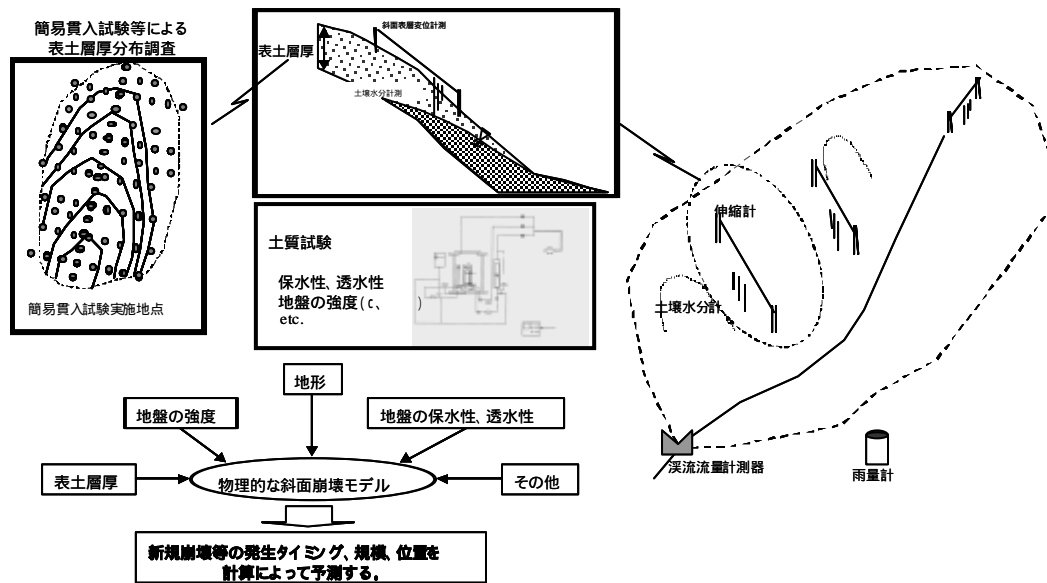


図2 短期の基本生産土砂量推定手法研究のための調査・観測イメージ

表層崩壊は、表層土壌中への雨水の浸透が引き金となって発生するものである。したがって、土中に浸透した水の移動状況を把握するために、図2に示すように、土壌中の水分変化や地下水位変動を計測する。計測は、流域内のいくつかの斜面に土壌水分計や地下水位観測計を設置して行う。これらのデータは、モデルによる再現計算結果のうち、土壌中の水分状態の再現計算結果の検証に用いる。また、崩壊発生時に生じる微小な斜面変位も伸縮計や傾斜計により観測する。これらのデータは、モデルによる再現計算結果のうち、斜面変形の再現計算結果の検証に用いる。最後に、対象流域出口において溪流流量を観測する。このデータは、モデルによる再現計算結果のうち、流出流量の再現計算結果の検証に用いる。またその他、観測データを積み重ねることによって、山地溪流における流量予測精度向上のための基礎データを得ることができる。

(2) 大斜面における調査・観測

1) 調査

調査を実施する目的と実施する調査項目は小斜面と変わらないが、対象とする斜面が大規模な斜面であるため、調査員が現地に赴いて実施するタイプの調査手法は一般には用いることができない。地形調査は、専ら航空機搭載のレーザープロファイラーを用い、斜面内部の情報は、弾性波探査や比抵抗法等各種物理探査による。土質試験に供する試料も現場で採取することが不可能な場合には実施できない可能性もある。これらの調査を行うことにより、大斜面内部のすべり面の位置を特定する。

また、崩壊規模を推定するため、調査対象斜面周辺の過去の崩壊地の規模を空中写真の微地形判読等を行うことにより把握する。

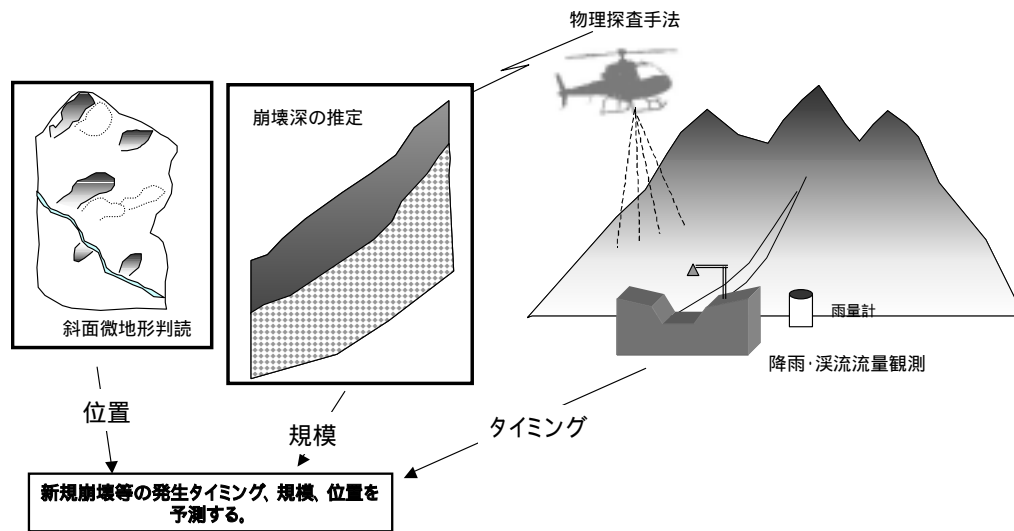


図3 中長期の生産土砂量推定手法研究のための調査・観測イメージ

2) 観測

対象とする斜面が大規模であるため、小斜面で実施する計測はほとんど実施できないと考えられる。ただし、溪流流量の測定は可能である。観測対象溪流として、なるべく上流まで砂防えん堤が設置された溪流を選び、最上流の砂防えん堤に水位計を設置し、流量を計測する。雨水は、観測対象とする大斜面の内部に浸透した後流出すると考えられるので、降雨と溪流流量の応答関係には、斜面内部の情報が含まれていると考えられる。本研究では、降雨データと流量データから、逆解析によって大斜面の水文特性の推定を試みる。

2.3 中・長期の土砂量推定手法に関する研究の進め方

2.3.1 中・長期の基本生産土砂量を推定する際に対象とする現象

中・長期の基本生産土砂量を推定する場合に主に考慮する現象として、溪岸・溪床侵食と表面侵食を考える。中・長期の溪岸・溪床侵食による生産土砂量の研究実施対象流域としては、中・古生層の堆積岩地帯等において、過去大規模な斜面崩壊が起こり、不安定な土砂が河道に堆積しており、今後、侵食を受け易いと考えられる流域内の河道部分を選ぶ。

また、表面侵食による生産土砂量の研究実施対象流域は、表面侵食による微細土砂流出が発生している流域内において、なるべく平均的な斜面を選ぶ。

2.3.2 中長期の生産土砂量推定手法の開発に必要な調査・観測の概要

前節において、中長期の土砂移動現象として、溪岸、溪床侵食と表面侵食の2種類に分類した。ここでは、その2つの内、溪岸、溪床侵食の再現モデルの概要について説明する。

研究実施対象溪流のある区間の溪床、溪岸について、ある流量を想定して水面形や掃流力等の水理計算を行い、その掃流力に対する掃流砂量や浮遊砂量を計算する。そして、対象区間の上流の断面を通過して流入する土砂量と、下流

の断面から流出する土砂量の差で河床変動量が決まる。溪岸侵食もこの収支に加えて評価する。

河床変動を表すためには、刻々と変化する流れの状態と流砂量を評価して、刻々と変化する流砂量のアンバランスを追跡する必要がある。このためには、基本的に流れの計算、

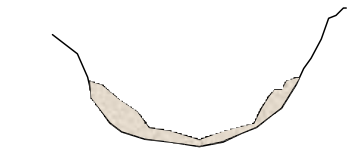
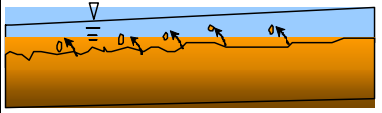
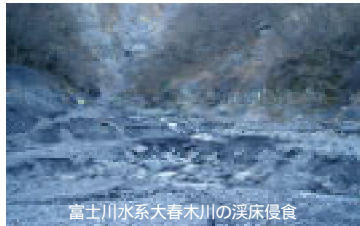

流砂量の計算、河床変動量の計算という3つのモデルが必要である。流れの基礎方程式には連続式と運動方程式を用いる。流砂量の評価には流砂量式(掃流砂・浮遊砂)を用いる。それに加え、溪岸侵食の計算や混合粒径を取り扱う場合には粒度分布の変化の計算が必要となる。

このモデルによって土砂生産を計算するためには、溪岸、溪床の地形と、河床材料の粒径分布を現地調査によって与える必要がある。モデルの検証は、溪岸、溪床侵食量調査結果と照合することによって行う。図3に、溪岸・溪床侵食モデルに関連して必要となる調査・観測のイメージを示す。また、侵食を引き起こす原因である水流の流量の予測手法についても検討する。

3. 調査・観測の分析事例

まだ、本格的に調査・観測は実施されていない。しかし、本研究で対象とするような山地溪流の流量を観測した事例がいくつかあるため、そのデータを解

表2 中長期の土砂生産現象の分類

	溪岸・溪床侵食	表面侵食
説明	過去に大規模な斜面崩壊が発生し、河道に侵食を受けやすい堆積物が大量に堆積している溪流において、大規模な出水時に大きく進行する溪岸部、溪床部の侵食現象を対象とする。	表面流によって斜面表層の微細土砂が斜面から分離され、下方へ運搬される現象を対象とする。侵食深は一般に小さく、流送される土砂は微細であるが、降雨によって表面流が発生する度に発生する。
模式図		
事例	 富士川水系大春木川の溪床侵食	 沖縄 赤土砂の流出

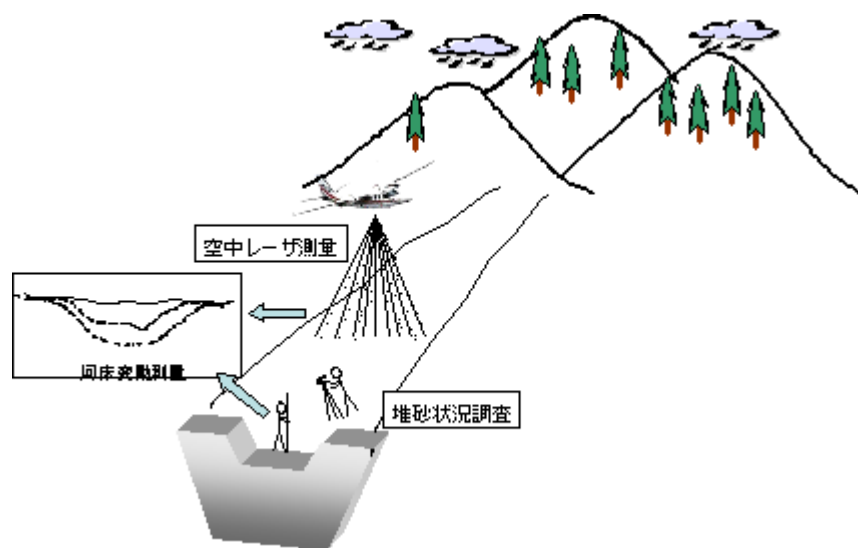


図3 中長期の生産土砂量(溪床・溪岸侵食量)推定手法研究のための調査・観測のイメージ

析した結果を以下に例示する。

3.1 対象流域

分析の対象とした流域の概要を、表3に示す。また、図4にその位置図を示す。三宅島カニガ沢は、最近の火山噴火（2000年7月）によって細粒の火山灰によって覆われた流域である。通常は溪流に水流は無く、降雨時のみ、出水が観測される。広島荒谷川右支川は、風化花崗岩山地の溪流である。通常は溪流に水流は無く、降雨時のみ流出が生じる。風化土層深さは50cm～1mと浅く、流域内には、小規模な表層崩壊の跡が残っている。長野の宇原川ロットの沢は、第四紀の火山噴出物から成っている。

表3 本研究の対象流域の概要

項目 \ 番号	三宅島 カニガ沢	広島 荒谷川右支 川	長野 宇原川ロッ トの沢
観測期間	H15.5～	H14.2～	H13.12～ H15.3
流域面積：A km ²	0.83	0.0035	0.819
主流路長：L m	2,600	138	2,470
標高差：H m	575	80	790
平均河床勾配 S 1/n	1/4.5	1/1.4	1/3.1
常時流水の有無	無	無	有
主な地質	火山礫及び 火山灰	花崗岩類	四阿火山岩 類 両輝石安山 岩

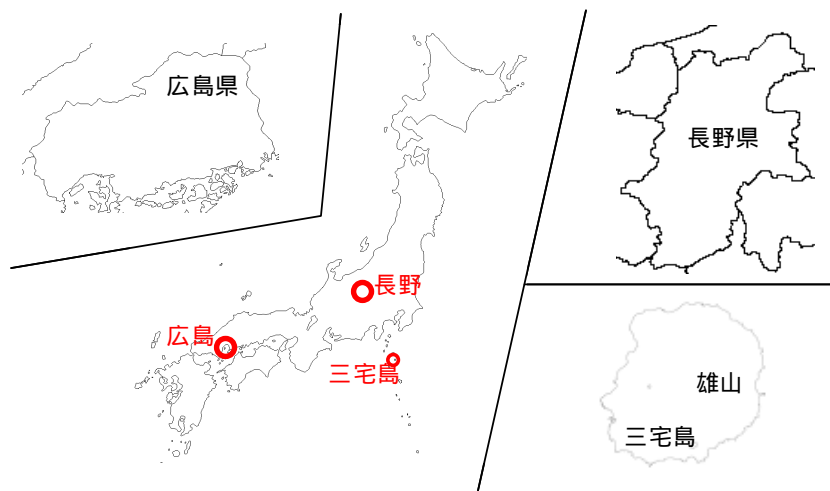


図4 対象流域の位置図

1981年に同流域内で深層崩壊が発生し、大規模な土石流が発生した溪流である。

3.2 分析方法

計測した降雨量と流量データより、ハイレートハイドログラフを作成し、洪水時の総雨量、ピーク流量を求めた。洪水到達時間（Tp）は、角屋²⁾の方法により求めた。すなわちピーク流量発生時刻と同じ降雨があった時刻に遡り、その時刻をピーク流量を発生させた降雨開始時刻として、その時間差を洪水到達時間とする方法である。この洪水到達時間中の積算雨量を有効雨量として計算し、総損失雨量は総雨量から有効雨量を差し引くことにより求めた。また、有効雨量を洪水到達時間で除して平均有効降雨強度を求め、それをもとに洪水毎のピーク流出率を、合理式により逆算した（(1)式）。

$$f = \frac{3.6 \cdot q_p}{r_e \cdot A} \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 f : ピーク流出率、 q_p : ピーク流量 (m^3/s)、 r_e : 平均有効降雨強度 (mm/hr)、 A : 流域面積 (km^2) である。

3.3 分析結果

3.3.1 ピーク流量と洪水到達時間

角屋ら²⁾は洪水到達時間を推定する経験式として、特性曲線法の理論に基づき次式を提案している。

$$t_p = CA^{0.22} r_e^{-0.35} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 C : 流域固有の係数 (丘陵地で 290、市街化地域で 60~90 程度)
 A : 流域面積 (km^2)
 r_e : 平均有効降雨強度 (mm/hr)

上記、式 (2) は合理式

$$q_p = \alpha \cdot r_e \dots\dots\dots (3)$$

を用いて、 q_p : ピーク流量 (m^3/s)、 T_c : 到達時間 (hr) で書き直すと、

$$T_c = \left(\frac{C}{60}\right) A^{0.57} q_p^{-0.35} \dots\dots\dots (4)$$

となる。

図 5 に、対象流域におけるピーク流量と洪水到達時間の関係をプロットした。プロットの分布を見ると、角屋らの示した関係式 (式(4)) の傾向が見られる。荒谷川右支川は流域面積が他の 2 渓流と比較してずっと小さいため比較は困難であるが、カニガ沢と宇原川ロットの沢を比較すると、グラフ上では、前者よりも後者の方が上方に分布し、流出のタイミングが遅いということが分かる。

式 (2) に、洪水到達時間、流域面積、平均降雨強度を代入して、それぞれの渓流の流域固有の係数 C を求めた。その結果を表 4 に示す。

角屋ら³⁾によると、係数 C は、丘陵山林地流域で 290、市街化地域で 60~90

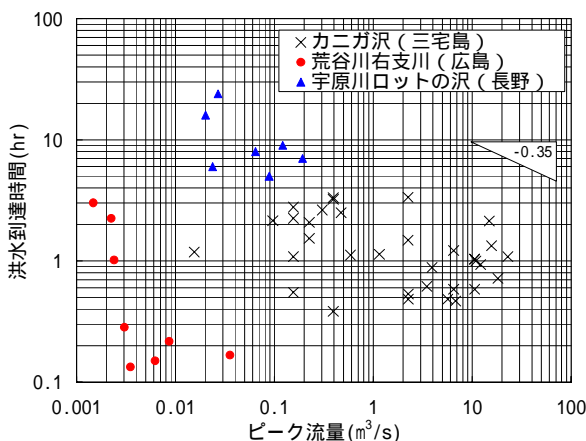


図 5 ピーク流量と洪水到達時間

表 4 対象渓流の係数Cの値

渓流名	係数 C		
	最小値	最大値	平均
カニガ沢 (三宅島)	18	366	113
荒谷川右支川 (広島)	13	225	85
宇原川ロットの沢 (長野)	251	1049	573

と示されている。カニガ沢と荒谷川右支川の係数 C は、市街化地域での値と同様かやや大きい値が得られている。カニガ沢は、新規火山灰に被覆され、流域斜面の浸透能が極めて悪く、雨水はホートン地表流として直ちに流下する。また、荒谷川右支川には、溪床に基岩が露岩している部分がある。したがって、市街化地域と同等の値であることは妥当であると考えられる。一方、宇原川口ツトの沢は、角屋らの丘陵山林地流域の代表値よりもずっと大きい。同溪流では、過去に深層崩壊が発生していることから示されるように、雨水は斜面内部のある程度の深さまで浸透してから流出してくるため、このように流出が遅い結果となったと考えられる。

3.3.2 ピーク流出係数と総雨量

実測のピーク流量及び洪水到達時間内の平均強度より合理式から逆算して、ピーク時の流出係数を求め、総雨量との関係を検討した(図6)。全般的に見ると、総雨量が多いとピーク流出係数が高いようである。荒谷川右支川のデータはこれら三つの溪流のデータの中で最もピーク流出係数が低いことがわかる。一方、カニガ沢は、総雨量150mmあたりから1.0に近い値を示し、場合によっては1.0を超える値を示すこともある。

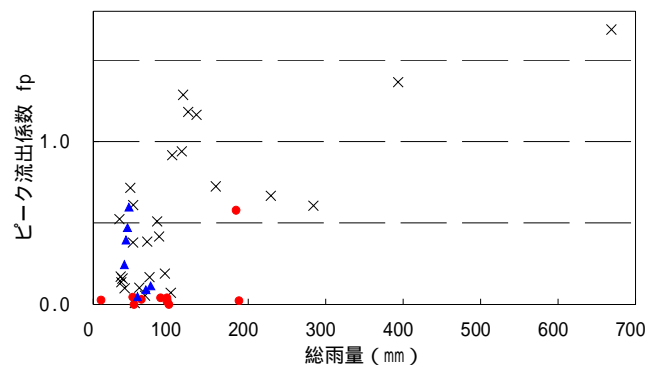


図6 総雨量とピーク流出係数

4. おわりに

本研究は、今年度から平成18年度まで実施する計画で始まった。初年度ということもあり、本格的なデータ解析等を行っていない。次年度以降の課題としたい。本研究が対象とする範囲は山地の源頭部であるので、調査、観測には、非常な困難が伴うことが予想される。今後は、次年度からスタートする現地調査・観測に向けて体制を整えることに全力を傾ける必要がある。今後とも担当部局が十分な情報交換を行って良い成果を挙げられるように努力したい。

参考文献

- 1) 小橋澄治編(1993): 山地保全学, 文永堂出版, p.130
- 2) 角屋陸(1980): 流出解析法(その8) - 洪水到達時間と合理式 -, 農業土木学会誌, 第48巻, 第8号, pp.39-44
- 3) 角屋陸ほか(1976): 中小河川の洪水到達時間, 京都大学防災研究所年報, 第19号B, pp.143-152