

災害地形学の方法と防災への貢献

奥西一夫

要 旨

最初に著者自身が災害地形学の研究方法を確立してきた過程として、上賀茂地学観測所の流出プロットおよび田上山地の小流域での陸水物理学的ならびに水文地形学的研究を review し、水文地形学的相互作用および水文地形学的システムの概念の確立過程を振り返る。さらに田上山地の地形発達史の定量的解明と、その災害地形学的意義を述べる。

次に災害危険度予測のための災害地形学の研究について、主として年代順に述べる。1960年代から1970年代にかけて群発表層崩壊による災害が目目されたが、それをきっかけに表土層の構造とその発達過程を定量的に解析した。その後大規模崩壊に関心が移り、深い地下水の涵養・排水のメカニズムを単純化されたタンクモデルによってシミュレートし、斜面崩壊の危険度の上昇を予測する方法を提案した。また大規模崩壊のメカニズムの多様性と階層性を理解し、前兆・前駆現象の把握によって人命被害を最小限にとどめることが可能なことを示した。土石流の研究は旧地形土じょう災害研究部門を挙げて取り組んだプロジェクトであるが、焼岳における現地観測は土石流の基礎的・応用的研究の大きな進歩を促している。著者自身は土石流の発生に関わる水文条件の解明を中心に、水文地形学的な研究をおこなった。1980年代以後は水文地形学的手法による地形災害の長期予測の研究に集中したが、研究目的を完全に達成することはできず、時間切れになった。しかしその中で、水質および水の同位体組成による土壌水と地下水の流動経路の推定方法が提案された。これは、浅い崩壊から深い崩壊までを含めた地形災害の予測に大きく寄与するものと期待される。

最後に、これからの災害科学と災害地形学のあり方について、著者の40年間の研究履歴に基づいて考察する。

キーワード： 地形災害, 水文地形学, 災害科学, 方法論

1. 災害地形学と水文地形学について

「地形」を字引的に解釈すると「土地の形」と言うことであるが、地形「学」の説明にはならない。どんな学問分野でもそうであるが、最初は研究対象の多様性を記述することから始まる。次にそれを系統的に分類し、多様性が生まれた原因を探る。さらに、原因と結果をつなぐプロセスを記述し、予測と理論の定量的検証を可能にする。物理学の多くの分野ではすでに19世紀にはその最後の段階に至っているが、地形学ではそれは20世紀後半になってからであった。しかし現在でも、地形そのものの記載の重要性は大きく、「地図学」として研究され、その成果はGISの応用などを通じて、災害科学にも大いに寄与している。しかしここでは、地形変化プロセスの物理学的記載に話題を限定したい。それは私の研究対象である地盤災害の物理的原因が地表面の変形や土砂移動という、地形変化プロセスとほぼ合致するためであり、私自身の教育背景が陸水物理学であることによる。

災害地形学は、広義には地形学の研究成果を災害科学に活かすことを課題とするが、私達の研究室では、

防災対策技術よりも災害危険度予測に重点を置いてきたので、地形変化プロセスの中で、地盤災害の発生につながるようなプロセスを分析し、予測に活かすことを主目的に研究してきた。またそのようなプロセスにおいて、山地斜面における水の挙動が重要なので、水文地形学的な研究方法を取ってきた。水文地形学には、地形パラメーターの水文学における利用、水文現象と地形場を主体とする地域環境の評価などの分野が含まれるが、私自身は、上記のような目的もあって、地形変化過程と陸水循環過程の間の相互作用を解明するという立場から研究してきた。

以下では、水文地形学的研究を中心として、災害地形学を通じての防災への貢献について、これまでの成果を短く取りまとめたあと、今後の課題を考察する。次章ではまず、私自身の学問的方法の確立過程を振り返ってみたい。

2. 田上山地の地形発達に関する水文地形学的分析

私は卒論研究と修士課程の1回生、防災研の助手としての研究では陸水循環の基礎的過程のひとつである

降雨の浸透・流出過程を扱った。最初は理学部付属上賀茂地学観測所内の林地斜面に設置されていた流出プロットを用いて野外実験的な研究を行った (Okunishi, 1966) が、続いて滋賀県田上山地の秃げ山地帯でやや総合的な陸水循環の観測をする機会に恵まれた。当初は秃げ山部分と林地部分の陸水循環特性を比較検討することが主目的であったが、次第に防災問題に関連して地形変化プロセスに関心が移り、森林収養による秃げ山化とその回復プロセスの分析、およびバックグラウンドとしての侵食過程の解析をおこなった。このような研究遍歴が災害科学研究者としての私の性格を決定したと考えられるので、自伝風に回顧してみたい。研究内容の詳細については引用文献をご参照いただきたい。

上賀茂地学観測所の流出プロットは、有名な Horton の浸透・流出理論が良好な林地には適用が困難であることがわかったのを受けて、故速水頌一郎先生の指導の下に、理学部の陸水物理学・海洋物理学研究室の諸先輩が設置されたものであるが、観測担当者がいなくて数年間放置されていたものである。私が4年生になったとき、陸水学志望の学生は久しぶりとして、早速これを与えられ、4年生にはもったいない設備だったので、私も感激して観測に励んだ。しかしその間に、故石原藤次郎先生教授の指導の下に、当時助手の高榎琢馬名誉教授らが、由良川の大出水などをきっかけに林地からの洪水流出を理論的に研究する中で、屋内流出プロットを設けて腐植土層の水文特性を解析していた。

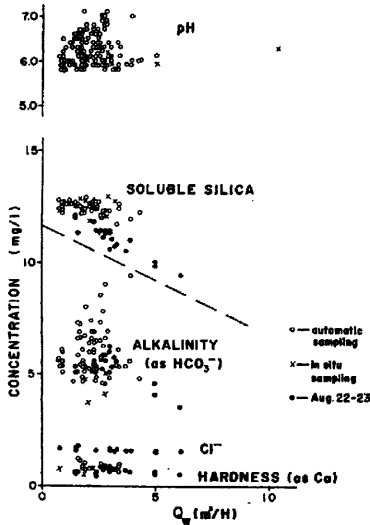


Fig. 1 田上山地における渓流流量と水質の関係。8月22-23日には直接流出が起こっているが、ほかの時には起こっていない (奥西・夏川, 1968)。

そして、後に subsurface stormflow と呼ばれるようになった流出成分を含めた洪水流出プロセスを、移流分散方程式の特性曲線法で解く研究を完成させた。この解法の近似法である kinematic wave が現在では広く実用化されているが、高榎さんらの研究が世界的に知られ

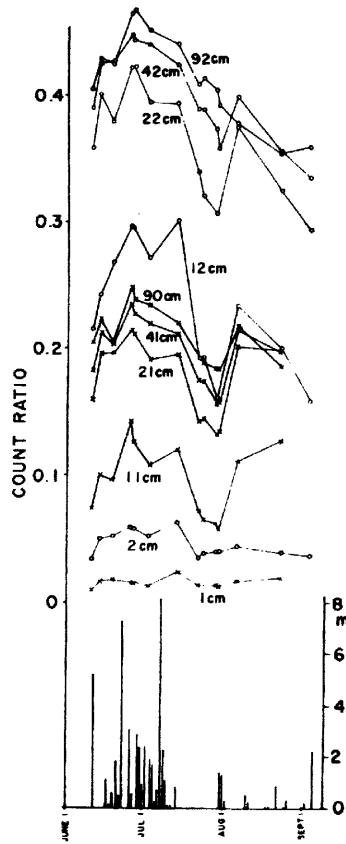


Fig. 2 田上山地の林地 (○印) と裸地 (×印) における土壌水分の変化特性の比較 (奥西, 1970)。

るようになったのが大変遅れてしまったことが悔やまれる。ともあれ、私自身の研究は高榎さんの後追いのような形になり、オリジナリティーのある成果 (詳細は Okunishi, 1966 を参照) としては重箱の隅をつつくようなものしか得られなかった。

田上山地では当時、農学部砂防研究室のメンバーが砂防植栽工事に関連した観測をおこなっており、武居有恒教授のお勧めと建設省琵琶湖工事事務所のご厚意により、田上山地の一角の小流域で現地観測をさせてもらうことになった。ここでは自由に観測ができたし、時間的な自由も大きかったので、実験流域の周辺を徘徊しながら思いのままにいろいろなアイデアを試してみることができた。そのころ、研究室では名古屋大学の北野康先生を非常勤講師に迎え、陸水の水質形成と岩石風化の関連に関する研究をおこなっていた。私は北野先生の風化速度診断の手法と海洋物理学教室のお家芸でもあった水塊分析の手法を組み合わせ、それぞれの流出成分が固有の水質特性を持つことを明らかにした (Fig. 1)。また、林地と裸地における土壌水

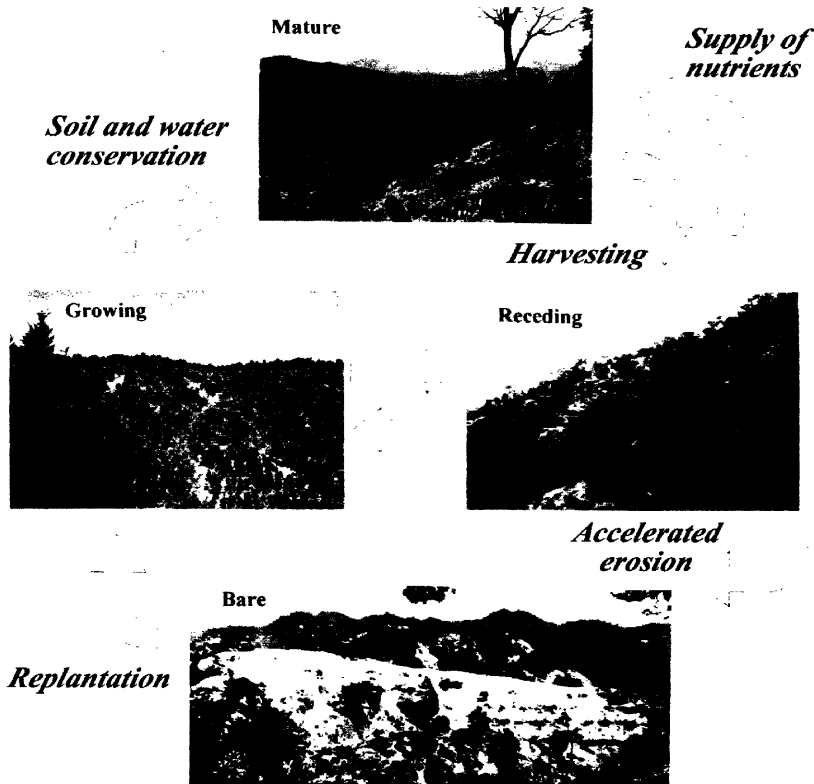


Fig. 3 田上山地の水文地形学的遷移の模式図

分特性の違いが、裸地における侵食の結果であり、蒸発フラックスが植物の蒸散によるか、無機的な蒸発によるかの違いを生み出していることを明らかにした

(Fig. 2)。この研究成果は後に、水文地形学的相互作用と、この相互作用によって特徴づけられる水文地形学的システムという概念に結びつくことになった(奥西, 1991)。田上山地における植生状態と水文地形学的システムの関係を Fig. 3 に示す。

国土地理院から研修員として防災研に国内留学された松田博幸さんとの共同研究で、田上山地全域の地形を解析した(松田・奥西, 1970)が、これは地形学に対して私が眼を開くきっかけになった。また、私の実験流域と農学部で運営されている2つの実験流域の流出特性がすべて違うことを統一的に解釈できることがわかった。さらに学位論文(Okunishi, 1974)になった田上山地の侵食地形の発達を、水文特性をバックに定量的に記述する研究につながり、上記の水文地形学的相互作用の研究の背景にもなった。田上山地の山麓階地形(Fig. 4)は第三紀から第四紀にかけての急激な地質環境の変動が収まって、第四紀の地形・地質スキームが確立した過去数十年における侵食過程の結果、出現したと考えられるが、このような長い時間スケール

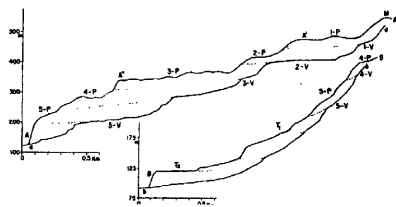


Fig. 4 田上山地の尾根と谷の投影断面図(松田・奥西, 1970)。

ルの地形変化現象を地球物理学的な方法で定量的かつ詳細に記述することは、当時ほとんどおこなわれていなかったように思われる。田上山地に関しては、河川網が節理に規制されて先行性が強く、河川蛇行や河川争奪がほとんど起きなかったと考えられ、河川上の位置を下流端からの距離として表現し、その位置における集水面積が上記のような時間スケールでも不変であったと考えることができたので、数学的に単純な枠組み(Fig. 5)を設定することができた。また、禿げ山化

以前の田上山地が針葉樹林で、氷期と間氷期の繰り返しの通じて植生状態の変化が少なかったと考えられることから、現在の林地斜面における陸水物理学的な観測成果をこの研究に直接利用できることになった。

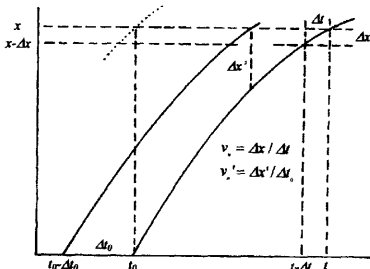


Fig. 5 田上山地の河道侵食過程を表す基礎方程式における特性曲線としての遷急点の後退軌跡 (奥西, 1996)。 t は時間、 x は河道に沿う距離。

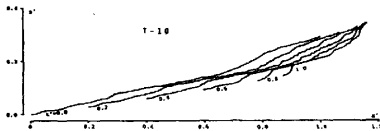


Fig. 6 田上山地の河道縦断面の平行後退をあらわす理論解析結果 (Okunishi, 1974)。パラメーターは無次元化された時間。

その結果、河床における侵食の速さは一般に仮定されているように堆積物の運搬フラックスに規定されるのではなく、河床勾配と流量で決まる掃流力の関数として表現するのが適切であるということが分かり、これらの知見を総合した基礎方程式を確立し、数値的に解いた結果、地殻の隆起による断層地形が遷急点の平行後退という形で上流側に移行して行き、山麓階地形が常に保存されるということが示された (Fig. 6)。また現在見られる遷急点の配列から、過去における侵食速度を推定することができることが明らかになった。

この研究は、地形変化過程を物理学的な観測成果に基づく数学解析によって説明できることを立証したものである。また植生変化などを伴う水文地形学的変化が非可逆的な状態変化 (別の言葉で言えば、別の水文地形学的システムに遷移) するプロセスは、このような数学解析によっては記述できないことも明らかになった (奥西, 1991)。結局、長い時間スケールの地形変化を定量的に記述しようとする場合は、解析的な方法と、非解析的方法 (原因を記述する数式を解いて結果としての地形変化を求めるとは、結果としての地形変化からその原因を探る) を場合によって使い分けが必要だということである。このような考え方を災害科学の一般的方法とすることは必ずしも適切ではないと思われるが、地形災害のように、長い期間の地形変化をバックグラウンドとして、現在の災害環境が作られている状況に対しては一般的に妥当する考えではないかと思われる、また私の災害地形学の基本的な方法論にもなっている。

上に述べた田上山地の地形発達過程の解析は、河道の遷

急点をキーとしておこなった。遷急点は斜面上の傾斜交換線と共に侵食前線を形成するもので、侵食前線の付近では斜面崩壊や加速侵食が起こりやすいため、災害地形学の分野では重要視されている (奥西, 1980)。しかし、過去の崩壊事例を見ると、崩壊の多発は侵食前線上であったり、その上流側または下流側であったりするので、どのような地形学的プロセスによって侵食前線が形成されたかを調査することも極めて重要である。

次節では、研究者として一応の方法論的確立をおこなって以後の私と共同研究者の研究成果を通じて、水文地形学の防災への貢献について考察してみたい。

3. 災害地形学的手法による地盤災害の危険度予測の研究事例

防災研究所における私の研究は主として地盤災害の危険度予測のための災害地形学的研究であるといえる。ここで言う「予測」の内容は様々であるが、特に分類はおこなわない。

3.1 表土層の発達プロセスの解析に基づく群発性表層崩壊の予測

斜面表層土 (風化帯の最上部で、森林斜面では植物の直接影響のある、いわゆる土壌帯に相当) の諸特性は陸水物理学においても地形学 (特に災害地形学) においても重要であることは、昔から認識されている。前節で述べた田上山地での観測でも、表層土の調査はいろいろおこなった。しかし、地盤災害の予測との関連で一貫性のある見方ができるようになったのは、神戸大学の田中 茂先生を代表者とする、3年間の科研費特別研究「山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究」(田中, 1977)に参加してからである。この研究においては、当時助手であった神戸大学沖村 孝教授の潜在崩土層厚の土質学的意味が明らかにされ、また簡易貫入試験による試験法が確立されたが、それと故羽田野誠一さん (国土地理院) の地形的滑動指数を組み合わせて、表層崩壊の危険度予測の基本的な方法が確立された。

この方法を用いて、飯田智之君と共に、1972年に群発表層崩壊が発生した愛知県西三河山地の斜面調査をおこなった。この群発表層崩壊については、花崗岩質基岩のわずかの岩質の違いによって崩壊発生率が全く異なる (矢山ほか, 1973; 奥西・飯田, 1978) ことが注目されたが、表層崩壊が多発した伊奈川花崗岩の地域を対象に表層土の調査をおこなった。その結果、Fig. 7 に示すように、斜面の肩部を境に尾根部と斜面中・下部で表層土の構造が全く異なることがわかった。すなわち、尾根部では沖村(1977)の定義による花崗岩斜面の潜在崩土層 (使用した簡易貫入試験器では N_{10} 値が 10 以下の軟弱土層) が薄く、その下の深さと共に N_{10} 値が増加する土層 (漸移層) が厚いのに対して、中・下部斜面では逆に軟弱土層が厚く、漸移層が薄い。そして崩壊斜面では軟弱土層が崩壊し、崩壊時およびその後の侵食によって漸移層もほぼ失われている。

このような調査結果から推定される、表層崩壊の発生に至る微地形変化は次のようである。風化によって軟弱土層が次第に厚くなり、羽田野が定義した地形的活動力指数が高くなると、豪雨の際に表層崩壊が発生する。豪雨の回帰期間は軟弱土層の発達に必要な期間

よりも十分短いと考えられるので、地形学的な時間スケールでは、軟弱土層厚がある限界値に達すると直ちに斜面が崩壊すると考えてよい。崩壊が発生すると、風化岩がむき出しになり、風化速度が増加する。それとともに、斜面上に小凹地(hollow)が生じ、雨洗や土壌クリープによる軟弱土の運搬フラックスは崩壊跡地に

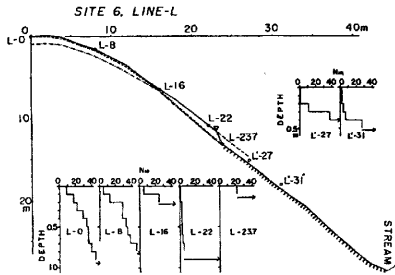


Fig. 7 愛知県西三河山地の粗粒花崗岩斜面の典型的な表土層構造。破線は N_{10} 値 (旧型の土研式簡易貫入試験器による) が 10 の等値線 (奥西・飯田, 1978)。

集積をもたらすと考えられる。このようなフラックスは、長い休止の後に突然起こる斜面崩壊に比べてと定常性の強い現象なので、第一近似的には時間的に変化しないと考えてよいであろう。そうすると土層の発達を規定する基礎方程式は、

$$\frac{dL}{dt} = V_w - V_S \quad \dots\dots\dots (1)$$

と書かれる。ここに L は軟弱土層の厚さ、 t は時間、 V_w は風化速度、 V_S は定常的なフラックスによる除去の速さである。ここで

$$V_w = Ae^{-kL} \quad \dots\dots\dots (2)$$

を仮定すると、

$$t = \frac{1}{Ak\beta} \left(\log_e \frac{1-\beta}{e^{-kL} - \beta} - kL \right) \quad \dots\dots\dots (3)$$

という解が得られる。ここで時刻 $t=0$ で $L=0$ であったのが時刻 T で限界値 L_{cr} に達し、斜面が崩壊するとすると、崩壊による平均斜面低下速度 V_L は

$$V_L = L_{cr}/T \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。

この研究では独立なパラメーター (k と β) の値がわからなかったので、理論解の提示に終わったが、 L_{cr} は経験的に評価できるので、表土層の調査によって、対象対象斜面が次に崩壊するまでの時間を推定することができる。また V_L によって、長期的な土砂生産傾向を評価することができる。後に k にかかわる風化速度については飯田(1993)によって、 β にかかわる土壌クリープについては園田ら(たとえば園田・奥西, 1999)によって解明が進んでいる。

その後の私の研究は k と β にかかわる地形環境の解明に集中することになり、滋賀県石田川源流部の野坂山地、滋賀県大谷川源流部の比良山地、および兵庫県南部地震後の六甲山地南麓部で齋藤隆志君や学生諸君と共に研究を続けた(奥西ほか, 1984; 奥西ほか, 1989; 奥西ほか, 1991; Okunishi et al., 1999)。

3. 2 地下水の集積・排水特性の分析に基づく大規模崩壊発生ポテンシャルの予測

前述の田中 茂先生を代表者とする科研費プロジェクトの中で、中川 鮮さんとともに 1972 年に高知県の JR 繁籐駅の近くで崩壊した斜面に約 3 年間通い、地質・地形学的調査をおこなった(中川・奥西, 1977; 奥西・中川, 1977)。崩壊地を斜めに横切る低角度の断層があるが、その上盤は破砕されたチャートで、不圧地下水を賦存し、地下水面はドーム状を呈していることがわかった。崩壊跡地の湧水および排水ボーリングからの湧水の水文調査の結果、自然湧水は上記の不圧地下水が、断層破砕帯中の透水性の高い部分チャンネル構造の中を導かれて来るものであり、排水ボーリングからの湧水は、断層破砕帯を通過して斜面下部の穴内川に流出する途中で、排水ボーリングに捕捉されたものであることがわかった。幸いなことに、地下水の涵養と崩壊斜面への流出の場が崩壊によって破壊されなかったため、事後調査によって崩壊の水理学的な原因を解明することができた。

この不圧地下水の貯留と涵養・排水のようすは Fig. 8 に示す 2 段直列の単純なタンクモデルによって表すことができる。3 年間の観測データに基づいてタンクモデルのパラメーター (タンク定数) を決定することができたが、その結果を用いて崩壊時の地下水の状況をシミュレート (そのときには存在しなかった排水ボーリングからの湧水量の推定を含む) すると Fig. 9 のようになる。このときの降雨は 3 回の強雨の繰り返しであるが、地下水システムの排水の時定数が約 1 日であり、この程度の時間の降雨が斜面に導かれる湧水の流量を増加させるのに最も効果的であることが明らかになった。調査期間中には総雨量でこのときの降雨を上回る降雨があったが、継続時間が長かったため、崩壊時ほどの湧水量は生じなかった。

このように、斜面崩壊の引き金になりうる湧水や地下水系の水文特性を明らかにし、それを用いて予測される降雨に対する地下水応答をシミュレートでき、その結果、これまで経験しなかったような地下水増加が予測されるときは、斜面崩壊の危険度が極めて高いと判断できる。中山間地域では斜面からの湧水が生活用水に使われていることが多く、その水量・水質にたいする住民の関心は高いので、このような手法を使った斜面崩壊予測は実現可能であり、効果が高いものと考えられる。しかしその後、上水道が中山間地域にも広く導入されるようになり、この手法の適用例が見られないのは残念である。

その後、多くの大規模〜巨大大規模の斜面崩壊を調査し、大規模崩壊に対する防災について考察してきたが、その中では 1976 年の兵庫県一宮町坂山の崩壊(福知地すべりとも呼ばれる)、1980 年のセントヘレンズ火山の噴火に伴う山体崩壊と、1984 年の長野県西部地震にともなう御岳山の岩屑なだれ(御岳崩れ)が印象に残っている。前者の坂山地区には過去の大大崩壊の言い伝えがあり、地元の人が崩壊の前兆・前駆現象に十分注意していたこと、および、崩土に粘りよう性が高く、ゆっくりと流動したため、人的被害は最小限度に留めることができた(奥西ほか, 1977)。その後、1982 年に奈良県西吉野村賀名生で夜間に急速な大規模崩壊が発生しているが、そのときは前駆現象として発生した斜面上のクラックの開口が住民によって測定され、そ

れに基づいて前日に避難勧告が発令されたので、人命被害は生じなかった (Okunishi, 1985)。

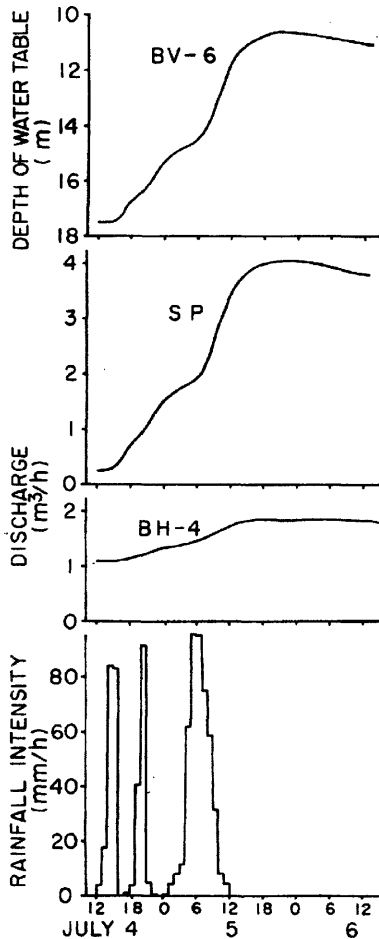


Fig. 8 繁縷崩壊地の地下水のタンクモデルによるシミュレーション (奥西・中川, 1977)。

後者の御岳山の岩屑なだれは、土砂の量が 4,400 万立方メートルと巨大であったほかに、生じた現象が多様であったことも大きな特徴である (奥田ほか, 1985; 諏訪ほか, 1985)。その直前に、それまでの大規模崩壊の調査成果を手短にまとめた論文 (奥西, 1984) を発表し、大規模な崩壊ほど、その含まれる力学プロセスは多様であり、ひとつの力学法則で現象のすべてを説明できないことを強調したが、御岳崩れによってそれが立証された形になった。

3. 3 荒廃地の水と土砂の流出特性の解析に基づく土石流の発生条件の予測

1970 年ころ、故矢野勝正先生の提案で、当時の砂防研究部門と地形土壌災害研究部門が共同して、長野県と岐阜県にまたがる焼岳で土石流に関する野外観測プロジェクトが開始された。焼岳は 1962 年の小噴火によって山頂付近が荒廃状態になり、土石流を頻発させていたからである。研究プロジェクトが軌道に乗ってからは、砂防研究部門は穂高砂防観測所を拠点に焼岳西斜面の土砂生産・土砂流送の研究、地形土壌災害研究部門は建設省松本砂防工事事務所と共同で焼岳東斜面の上々堀沢と呼ばれるガリーの流域で土石流の動態研究を分担するようになった。私自身は 1971 年の初年度観測に参加した後、しばらくこのプロジェクトから離れていたが、1976 年から 1980 年まで再び観測研究に参加し、主として焼岳東斜面の土石流の発生にかかわる水文条件を研究した。

現地観測の初期の頃から、焼岳東斜面の土石流は 10 分雨量が大きいときに発生することが知られていた。また、松本砂防工事事務所によって深いボーリングが掘削され、地下水位観測が行われたが、地下水面は土石流が流下する侵食谷 (ガリー) の底よりも低く、土石流の発生には地下水は直接には関与していないことがわかっていった。そこで 1976 年に表面流と土石流発生の関係を解明すべく、源流部に四角堰が設置され、主として私が水文観測に携わることになった。後に京都府立大学の大学院生であった浜名秀治君がこの量水堰の上流に三角堰を設け、リルで覆われた斜面からの雨水流出と土砂流出を詳細に観測した (浜名, 1979)。

降雨-流出関係は時間スケールによって様相を異にする。集中時間と呼ばれる流域の特性時間よりも長い時間スケールでは降雨-流出関係は静的である。ただし、時間スケールを長く取るほど、非線形性の影響で降雨-流出関係が不確定になって来る。特性時間よりも短い時間スケールでは、非定常現象が卓越する。1976 年の観測データから、特性時間よりも若干長い 1 時間スケールで降雨強度と流出強度の相関を取ると Fig. 9 のようになる。ここでは降雨の初期のデータを除いているので、いわゆる初期損失の現象を窺うことはできないが、この図から最終浸透能とそのような最終浸透能を持つ部分 (流出寄与域) の面積率を推定することができる。

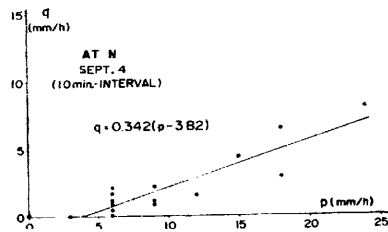


Fig. 9 焼岳源流部における 1 時間平均の降雨強度と流出強度の相関 (奥田ほか, 1979)。

一方、降雨流出現象を線形過程とみなすと、降雨強度の波形と流出強度の波形の coherence から、動特性を端的に表現する、いわゆる instantaneous unit hydrograph

IUH)を求めることができる。1978年の焼岳での観測データから得られたIUHをFig. 10に示す。降雨強度を $p(t)$ 、流出強度を $q(t)$ 、IUHを $\phi(t)$ とすると

$$q(t) = \int_0^{\infty} p(t-\tau)\phi(\tau)d\tau \dots\dots\dots(5)$$

という関係が成立する。また、土石流の発生とその τ 時間前の降雨強度 $p(t-\tau)$ との間の相関を示す影響関数 $a(t)$ の形が酷似している(千郷, 1980)ことから、表面流出量がある限界値を超えたときに土石流が発生するものと考えられた。

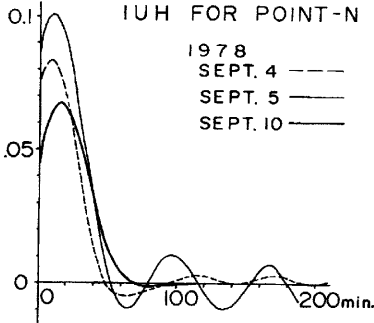


Fig. 10 焼岳源流部の水文観測データから得られたIUH (奥田ほか, 1979)。

実際の流出現象は非線形・非定常現象であり、焼岳源流部のような傾斜の大きい流域では前述のkinematic wave近似が精度よく成立することが知られている。そこで上記のような定常あるいは線形近似の下に得られたパラメーターを参考にして流域をモデル化し、kinematic wave法による流出解析をおこなった。流域モデルはFig. 11に示すようである。源流部斜面には柳枝状のリル網が発達した裸地が広がり、その一角に上述の三角堰(UN)があり、その下流に四角堰(N)がある。四角堰付近の左岸には草地が広がり、そこには浅いリル地形が認められるが、そこからは表面流出は生じていないようである。結局流出寄与域はUN堰よりも上部のリル地帯である。ただしリル間地は地表面が凍結融解作用を受けてルースになり、浸透能が高いので、側壁部を含むリル内だけが流出寄与域(Horton流出の生起場)になっていると考えられた。そこで、1本のリルについてのkinematic wave計算とUN地点流量を比較してリル域のパラメーターを定め、それを用いてリル域からガリー域(Fig. 11に太線で示した部分)への流入量を計算した。それを境界条件として用いて、ガリー域のkinematic wave計算をおこない、N地点流量と比較してガリー域のパラメーターを定めた。普通の

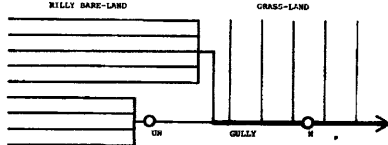


Fig. 11 kinematic wave法のための流域モデル(焼岳上々堀沢の源流部)(奥田ほか, 1980)。

kinematic wave解析では、斜面の平均的な浸透流出パラメーターを仮定せざるを得ないが、この解析ではHorton流出の生起場を確定することができたので、Hortonの浸透理論を直接使うことができることが強みで、地表侵食など、地形学的な解釈にも耐えられる流出解析ができるようになったと自負している。

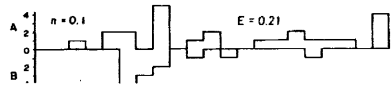


Fig. 12 kinematic wave解析による土石流の発生・非発生の判別結果(奥田ほか, 1981)。

ところで、UNおよびNという2つの量水堰のあるガリーは土石流が頻発する上々堀沢の主谷ではなく、その小支流に過ぎない。そこで、主谷については簡単な流域モデルを作って再度kinematic wave解析をおこなった。ただしここでは流量観測がないので、計算された流量がある限界を超えたときに土石流が発生するものと仮定し、その判別誤差を最小にするようなパラメーターが最適値だとしてパラメーターの決定をおこなった(Fig. 12)。その結果、土石流の発生・非発生を約20%の誤差で判別できることがわかった(奥田ほか, 1981)。

ここで述べたことは、焼岳東斜面における土石流研究のごく一部に過ぎない。現地観測の当初は土石流の動態を映像としてとらえることと、土石流の速度を計測することに主眼が置かれた。土石流の映像は世界で初めて8ミリフィルムに撮影され、後にビデオや35ミリ駒取り写真を用いて、流体力学的な解析に耐える映像が取れるようになった。土石流の速度はワイヤセンサーという、土石流検知器を河道に沿って多数配置し、土石流の走時曲線を求める方法を現在も採用しているが、定点では電磁波流速計と超音波水位計を用いて表面流速と土石流の流動断面積を求め、流速分布公式を用いて平均流速と流量を評価する方法を採用している。観測システムは、奥田篤夫先生の考えにより、実時間観測については安全かつ確実にデータを得られるよう、遠隔計測と集中制御の方式を組み合わせた。ただしセンサー類はできるだけ土石流に近接させる必要があり、松本砂防工事事務所の協力も得て、無人観測を実現するため、最新の技術を動員した。また常時の観測と土石流発生後の調査も組み合わせ、名実共に土石流の総合的観測を実現した(奥田ほか, 1973)。

土石流は大まかに言うと、水と土石が一体化して流れるものであるが、その中でも相対運動があり、巨礫が先頭部に集中して速度も速く、大きな破壊力を発揮して甚大な災害を発生させることは昔から知られていた。しかし知られている事実が断片的で、定量的なデータがないため、自ら経験したことの少ない人にとっては、土石流について語られることはすべて荒唐無稽な話だと受け取られることが多かった。焼岳東斜面における観測研究は、多くの人に、土石流を現実の問題として考えることを可能にしたという意味で、画期的なものであったといえる。さらにその観測成果は、土石流に関する理論的実験的研究の進展を促した。土石流先端部への巨礫の集中については、映像解析や土石流のサンプリングに大きな努力を注ぎ、また室内実験で

確認し、粒度偏析という一般的概念で理論的に解明された (Suwa, 1988)。

焼岳東斜面における研究の一般化の努力もおこなわれている。そのひとつは地形変化過程の中で土石流の発生を位置づけることで、年周的な地形変化と土石流発生の関係 (諏訪, 1988) および火山噴火後の遷移的な水文地形学的変化の中で土石流の発生状況の変遷 (山越・諏訪, 1998) が解明された。あとひとつは土石流の流動メカニズムの一般的な理解である。焼岳東斜面の土石流から一般的法則性を引き出す努力 (諏訪・奥西, 1990) のほか、ここで開発した現地観測システムの小型版を雲仙普賢岳東斜面およびインドネシアのメラピ火山地域にも設置して観測・研究をおこなっている (Suwa and Yamakoshi, 1999; Suwa and Sumaryono, 1996)。また、我々の観測手法は、中国雲南省の東川土石流観測所ほか、世界各地での土石流観測所で参考にされている。

3.4 水文学的解析と陸水化学的解析の結合による地中水の流動経路の解明とそれに基づく地形変化モードの予測

森林斜面における陸水循環を概括的に表現する数学モデルとしては、菅原(1961)の提唱によるタンクモデルを森林斜面に特化した鈴木ほか (1979) のモデル、またはその後の改良型が最も優れていると考えられる。河川流域における水文応答の解析においては、源流部にタンクモデルを使用し、中下流部では kinematic wave 法または dynamic wave 法を用いるのがよいと考えられている (石原・小葉竹, 1978) が、源流部からの流出を観測によって検証できない場合は、源流部においても kinematic wave 法が使われている。kinematic wave 法は水理モデルの一種であるが、林地斜面については水深と平均流速の関係には非現実的な仮想的関数が使われるため、実際の斜面流の水理特性を表すことができない。

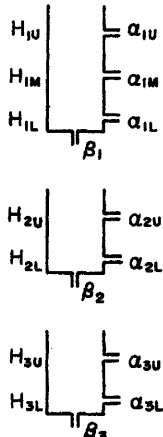


Fig. 13 鈴木ほか (1979) のタンクモデルの構成図

一方、鈴木ほか (1979) のタンクモデルは、Fig. 13 に示すように、森林斜面の土層構造と、各土層にお

る雨水の鉛直浸透を反映したもので、最上段のタンクは表流水と落葉層、土壌パイプにおける流れをあわせたものをシミュレートしていることになり、水理的な代表性に欠けるが、2番目のタンクは沖村 (1977) の潜在崩土層における Darcy 流を代表するものとして高く評価できる。実際、鈴木ほか (1979) はこのモデルにより、表層崩壊や土石流の発生を高い精度で予測できることを示している。3番目のタンクは風化岩および基盤岩中の流れをシミュレートするものであるが、実際の流れとの対応はまだ解明されていない。

私たちはこのタンクモデルを田上山地、石田川源流部、および大谷川源流部の小流域に適用し、鈴木ほか (1979) の結果と比較した結果、2番目タンクのパラメータは表層土 (潜在崩土層) の平均的な深さや水理特性を代表するものであること、および、1番目 (最上段) タンクのパラメータは、樹根帯の土壌物理特性を含めた植生状態を反映するものであることを確認した (Fig. 14)。

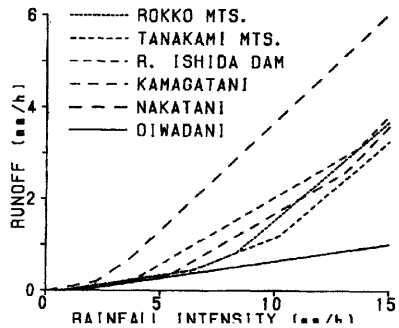


Fig. 14 各地の小流域の第1タンクの流出特性の比較

タンクモデルの最大の問題点は、尾根から谷底まで (または上流から下流まで) の水の流れの分布を無視し、ある1地点での水流によって代表させている点にある。流路に一様性があり、線形方程式に支配されている表層土中の流れについては、平均的な水量を反映したものを見なすことができるが、流れに非線形性の強い地表流、パイプ流や、流路が複雑であると推測される基岩中の流れを表すことには無理がある。

石田川源流部の釜ヶ谷流域の出口に設置した量水堰の流量は鈴木ほか (1979) のタンクモデルによって十分な精度で再現できることが確認されている (奥西ほか, 1984) が、斜面の表土層の調査結果からは、直接流出に相当する流れが斜面に存在するようには思えない (奥西ほか, 1989)。

Saito (2000) は、量水堰地点の流出水の環境同位体 (酸素 18 および重水素) を分析したが、このデータから流出水量を event water (当日に降った雨) とすに土壤水・地下水として貯留されていた水の寄与に分けると、前者はタンクモデルによって分離される直接流出とかなり異なることを示した。さらに、いったん溪流から姿を消していた前回の降雨による水が今回降雨による流出の増加と共に再び現れるという、一見極めて不思議な現象を見出した。この現象は、懸垂状態で表土層中に貯留されていた土壤水が、雨水浸透の開始

と共に水圧が大気圧よりも高くなり、飽和地下水として急速に流出するという最近の知見（例えば窪田、1987）に照らして、合理的に解釈された。また直接流出は、河道のごく近傍の表土層内の側方流れが直接流出を作り出していることを明らかにした。Saito (2000) はこのような成果に基づいて、流出現象の各段階における斜面内の水流の経路を模式的に示している。この研究では地下水の水質形成機構を完全に解明できなかったため、地下水の流動経路がはつきり示されていないが、このような水文学的解析と陸水化学的解析を結合した研究手法によって、地形変化を引き起こすような斜面崩壊が定量的に解明され、これまで困難であった、溪岸崩壊や岩盤崩壊などの発生予測の精度が高められることが期待される。

4. これからの災害科学と災害地形学

防災研究所の助手に採用されて以来40年間、ひたすらに災害地形学と水文地形学の道を馬車馬のごとく走ってきた私であるが、立ち止まって考える機会が一度だけあった。それは1986年から1987年にかけての10ヶ月間、文部省在外研究員として留学の機会を得たことである。その内の8ヶ月間を英国 Exeter 大学の招聘研究員として過ごした。ここは格別自然災害が多い地域ではないし、自然災害の研究の先進地でもなく、先輩たちの留学先とは一風変わったものになった。これは、私が以前から自然災害科学のあり方について漠然とした疑問を抱いており、それを考えるためには、むしろ自然災害科学から少しだけ離れた研究の場に身を置くのが適切だと思ったこと、私にとって身近な研究分野では英国の自然地理学がかなり思弁的な傾向を持っているのにあこがれたためである。今にして考えると、私が漠然と抱いていた疑問というのは、研究者の災害観と被災者（および将来被災する可能性のある潜在的被災者）の災害観に大きな食い違いがあるということである。当時の研究者サイドの災害観は石原安雄先生のご概念図（石原、1990）に端的に表されている。この概念図は既に歴史的使命を終えたものとはいえ、大変優れたもので、日本における自然災害科学の発展を支えた原動力のひとつであったといえる。ただその中心をなす、「自然災害の原因は人間社会の環境を外部からアタックする」という概念は、地盤災害のように、その主原因が環境の中にあるような場合には当てはまらない。地震、火山活動、豪雨など、外部的な原因による地盤災害も深刻であるが、地盤災害をそのような思考の枠組みに押し込めてしまうことは、かなり問題であろう。しかし、それはむしろ問題の一端に過ぎなかった。在外研究から帰って、この問題を少し整理した形で考察した結果を随想の形で「自然災害」誌に発表した（奥西、1987）ので、重複を避けるが、要するに災害が発生し、または予測されたとき、その被害を検討し、いろいろな学問的方法から最適なものを選んで apply して行くべきで、方法論が全面に出てはいけないと言うことである。

この随想にたいする反対意見を直接聞く機会はなかったが、間接的に聞く限り、この随想はかなり評判が悪かったようである。そのためではないが、私もこのような考えを吹聴してまわることはしなかった。しかし、その約8年後の防災研究所の改組、とくに総合防災研究部門の設立は、私のこの考えとかなり一致する

ものであったと考えられる。災害科学の発展の初期段階では、何か新しい方法論が提起されたら、それは必ず防災に役立つであろうと歓迎されたが、今後は被災者・潜在的被災者の立場に立って、どういう研究とどういった対策が必要かを検討する必要がある。また基礎的な防災研究の場では、これまで以上に総合性と専門性を磨くことが要求されるであろう。

ひるがえって災害地形学の現状を見ると、私が長く所属した旧地形土壌災害研究部門は、奥田節夫先生の卓抜したお考えにより、ハード的な理学研究と、災害防止のためのソフトサイエンスの両方に目を配りながら活動してきた。それは小部門体制における総合防災研究のひとつのあり方であったといえる。しかし、1996年の改組により、大部門としての地盤災害研究部門のなかで災害地形学をひとつの研究室に閉じておくことは実際的でなくなった。地盤災害を引き起こす現象のすべては地形変化現象であるといっても過言ではないから、地盤災害研究部門を構成する4つの研究室のすべてで、多少とも災害地形学的な研究が推進されて行くであろうが、上記の専門性と総合性を達成するためには、3つのアプローチが必要であろうと思われる。災害の原因となるような地形変化は力学現象であり、その力学的解析は基本的に重要である。力学解析は防災研究所の伝統的なお家芸であり、これについて特に言葉を加える必要はないであろう。これに加えて重要なことは、人間の居住空間を力学的に支えている「地盤」の特性を明らかにすることである。今後は地質学の分野で培われてきた広域的長期的見方と、土質力学・岩盤力学の分野で培われてきた力学解析に根ざした定量的方法の結合がますます必要になって行くものと思われる。最後に必要なことは、地形変化は、それぞれの素過程が災害に結びつくと言うよりも、素過程の時間的、空間的連鎖 (catena) からなる地形変化プロセスの特徴が災害に結びついたり、災害を達成するに大きくしたりするため、そのようなプロセスを総合的に、かつ定量的に解析して行く必要があると考えられる。これらは私がやろうとしてできなかったことであり、言うは易くして行うは難いが、今後の災害地形学を担って行く人々へのはなむけの言葉にしたいと思う。

謝 辞

災害地形学は学際性の強い研究分野である。私は地球物理学教室の海洋物理および陸水物理の教育を受けて研究生生活を始めたが、地球物理分野では気象学、測地学、地震学、地球電磁気学、応用地球物理学の関係者にも教わることが多かった。防災研究所においては水工学、地盤工学、砂防学、農業工学、構造力学、災害社会学の専門家と交流することができ、多くのことを学ぶことができた。そのため、40年間の研究者生活の毎日が新鮮で、好奇心に燃えた生活を送ることができた。また研究室の運営、職員組合での活動や、防災実務に携わる行政組織や住民組織、それに被災者の皆様との触れ合いは、社会常識に欠ける私に、災害研究者としてのあり方を常に意識させてくれた心の糧であった。この機会に、お世話になったすべての方々へ心より感謝申し上げます。

参考文献

- 飯田智之 (1993): 表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル, 地形, 第 14 巻第 1 号, pp. 17-31.
- 石原安雄 (1990): 総合防災の研究, 京都大学防災研究所年報, 第 33 号 A, pp. 9-27.
- 石原安雄・小葉竹重機 (1978): 洪水流出計算の総合化に関する一考察, 京都大学防災研究所年報, 第 21 号 B-2, pp. 153-172.
- 沖村 孝 (1977): 土層構造と山くずれ, 山崩れと地質・地形構造の関連性に関する研究 (科学研究費報告書 No. A-51-4), pp. 27-32.
- 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治 (1979): 土石流の総合的観測 (その 5), 京都大学防災研究所年報, 第 22 号 B-1, 157-204.
- 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治・田中俊一 (1980): 土石流の総合的観測 (その 6), 京都大学防災研究所年報, 第 23 号 B-1, 357-394.
- 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一 (1981): 土石流の総合的観測 (その 7), 京都大学防災研究所年報, 第 24 号 B-1, 411-448.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬 (1985): 1984 年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察, 京都大学防災研究所年報, 第 28 号 B-1, pp. 491-504.
- 奥西一夫・夏川享子 (1968): 山地小流域に関する陸水学的研究 (I), 京都大学防災研究所年報, 第 11 号 B, pp. 89-101.
- 奥西一夫 (1968): 山地小流域に関する陸水学的研究 (II), 京都大学防災研究所年報, 第 13 号 A, pp. 587-599.
- 奥西一夫・中川 鮮 (1977): 高知県繁籾地区の大規模崩壊について (その 2) - 崩壊に対する地下水の効果一, 京都大学防災研究所年報, 第 20 号 B-1, pp. 223-236.
- 奥西一夫・奥田節夫・横山康二 (1977): 兵庫県一宮町の大規模崩壊について, 昭和 51 年 9 月台風 17 合による災害の調査研究 (文部省科学研究費報告書), pp. 98-104.
- 奥西一夫・飯田智之 (1978): 愛知県小原村周辺の山崩れについて (I), 京都大学防災研究所年報, 第 21 号 B-1, pp. 297-311.
- 奥西一夫 (1980): 崩壊・土石流と地形, 地すべり・崩壊・土石流, 鹿島出版会, pp. 231-262.
- 奥西一夫 (1984): 大規模崩壊のメカニズム, 地形, 第 5 巻第 3 号, pp. 179-193.
- 奥西一夫・斉藤隆志・吉岡龍馬・奥田節夫 (1984): 石田川上流部の水文地形学的特性 (その 1), 京都大学防災研究所年報, 第 27 号 B-1, pp. 425-444.
- 奥西一夫・吉田稔男・斉藤隆志 (1989): 石田川上流部の水文地形学的特性 (その 4), 京都大学防災研究所年報, 第 32 号 B-1, pp. 249-258.
- 奥西一夫 (1991): 地形変化過程と陸水循環過程の相互作用 - 水文地形学を中心課題へのアプローチ -, 地形, 第 12 巻第 2 号, pp. 99-116.
- 奥西一夫・斉藤隆志・吉田稔男 (1991): 比良山系大谷川流域源流部における侵食過程とそれに関連する微地形, 京都大学防災研究所年報, 第 34 号 B-1, pp. 127-138.
- 奥西一夫 (1996): 田上山地の山麓階地形の発達, 水文地形学, 古今書院, pp. 237-243.
- 窪田順平 (1987): 山地源流域の流出形成機構に関する研究, 京都大学農学部博士論文, 89p.
- 千郷 優 (1980): 土石流発生に関する降雨条件について, 京都府立大学卒業論文, 44p.+5p.
- 鈴木雅一・福島義宏・武居有恒・小橋澄治 (1979): 土砂災害発生の危険雨量, 新砂防, 第 110 号, pp. 1-7.
- 諏訪 浩・奥西一夫・奥田節夫・高橋秀樹・長谷川博幸・高田 衛・高谷精二 (1985): 1984 年御岳山岩屑なだれの堆積物の諸特性, 京都大学防災研究所年報, 第 28 号 B-1, pp. 505-518.
- 諏訪 浩・奥西一夫 (1990): 土石流の流動特性・材料特性と規模 - 焼岳上々棚沢の土石流 -, 京都大学防災研究所年報, 第 33 号 B-1, pp. 191-203.
- 園田美恵子・奥西一夫 (1999): 森林斜面における表層土のクリープの測定, 地形, 第 20 巻第 5 号, pp. 519-540.
- 田中 茂 (代表者) (1977): 山崩れと地質・地形構造の関連性に関する研究, 科学研究費自然災害特別研究研究成果, No. A-51-4, 135p.
- 中川 鮮・奥西一夫 (1977): 高知県繁籾地区の大規模崩壊について (その 1) - 崩壊地の地盤構造の特徴 -, 京都大学防災研究所年報, 第 20 号 B-1, pp. 209-222.
- 浜名秀治 (1979): 焼岳・土石流発生域における流出解析に関する研究, 京都府立大学修士論文, 65p.
- 松田博幸・奥西一夫 (1970): 田上山地の禿山の地形学的特性, 京都大学防災研究所年報, 第 13 号 A, pp. 541-555.
- 山越隆雄・諏訪 浩 (1998): 雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復に伴う降雨流出・土石流出特性の変化, 砂防学会誌, Vol. 51, No. 3, pp. 3-10.
- 矢山憲二・諏訪兼位・増岡康男 (1973): 47.7 豪雨に伴う山崩れ, 昭和 47 年 7 月豪雨災害の調査と防災研究 (科学研究費報告書), pp. 92-101.
- Okunishi, K. (1966): A study of infiltration and runoff on a natural forested slope, Special Contributions, Geophys. Institute, Kyoto Univ., No. 6, pp. 157-171.
- Okunishi, K. (1974): Characteristic erosional processes in granitic drainage basins as found in Tanakami Mountain range, Shiga Prefecture, Japan, Bulletin of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 4, pp. 233-261.
- Okunishi, K. (1985): Prediction of large-scale landslides for safe refuge, Proc. IVth Internat. Conf. and Field Workshop on Landslides, pp. 437-440.
- Okunishi, K., Sonoda, M. and Yokoyama, K. (1999): Geomorphic and environmental controls of earthquake-induced landslides, Transactions of Japanese Geomorph. Union, Vol. 20, No. 3, pp. 351-368.
- Saito, T. (2000): Runoff characteristics in a small mountain basin analyzed by the use of hydrogen and oxygen stable isotopes, Limnology, Vol. 1, No. 3, pp. 217-224.
- Sugawara, M. (1961): On the analysis of runoff structure about several Japanese rivers, Japanese J. of Geophysics, Vol. 2, No. 4, pp. 1-76.
- Suwa, H. (1988): Focusing mechanism of large boulders to a debris-flow front, Transactions of Japanese Geomorph. Union, Vol. 8, No. 3, pp. 151-178.
- Suwa, H. and Sumaryono, A. (1986): Sediment discharge by storm runoff from a creek on Merapi Volcano, Jour. Japan. Soc. Erosion Control Engineering, Vol. 48, Special issue, pp. 117-128.

Methodology of Hydrogeomorphology and Its Contribution to the Control of Geomorphic Hazards

Kazuo Okunishi

Synopsis

The process of establishing my methodology in Geohazards studies started with hydrological and hydrogeomorphological investigations at a runoff plot in the Kamigamo Geophysical Observatory, Kyoto University and in an experimental basin in the Tanakami Mountains, Shiga Prefecture, Japan. Based on these studies, the concepts of hydrogeomorphic interactions and hydrogeomorphic systems were established. Further the geomorphological evolution of the Tanakami Mountains was analyzed with reference to geomorphic hazards involved in the evolutionary process. My studies on geohazards for anticipating their risk follows are sequentially described. Quantitative studies on the structure of topsoil and its development were stimulated by the heavy disasters due to swarms of shallow landslides in the granitic areas in Japan between 1960's and 1970's. My attention then moved to large-scale landslides. A method of evaluating the hazards of large-scale landslides was proposed on the basis of the simulation of recharge and discharge of the groundwater. It was also proposed that the loss of human lives can be minimized by watching the forerunning phenomena through my studies on the diversity and hierarchy in the mechanics of large-scale landslides. In the research project of the field observation on debris flows promoted by the Research Section of Applied Geomorphology, which has stimulated basic studies on debris flows and its application in the world, I took a part of elucidating the hydrological conditions of the occurrence of debris flows and their geomorphological consequence. In the 1980's I started a research project to make a long-term prediction of large-scale landslides on the basis of field investigations. Although the objective has not been fully achieved, estimation of the flow paths of soil water and groundwater in the topsoil and substrata for the anticipation of the possible mode of landsliding was established. Finally, some insight for future development of sciences for preventing geohazards and other natural hazards are described.

Keywords: geomorphic hazards, hydrogeomorphology, methodology, review