

比良山系大谷川流域における降雨流出特性と 地形変化プロセスの関連について

奥西 一夫・吉田 稔男・斉藤 隆志

INTERACTIONS BETWEEN RUNOFF PROCESSES AND GEOMORPHIC PROCESSES IN THE RIVER OTANI BASIN, SHIGA PREFECTURE, JAPAN

By *Kazuo OKUNISHI, Toshio YOSHIDA and Takashi SAITO*

Synopsis

A preliminary consideration of the hydrogeomorphological interactions in the River Otani basin is described. Systematic observation of the hydrogeomorphological processes in this basin was started in 1989 by the authors. Discharge of two major tributaries (Nakatani and Oiwa-dani) was analyzed by the tank model to see how the ground surface conditions and the structure of the weathered zone affect the runoff. Although no difference was suggested in the hydraulic properties of the soil horizons, it was revealed that a difference in the infiltration properties caused a greater percentage of direct runoff in the Nakatani basin. This difference is attributable to the extensive distribution of bare lands (recently replanted) in the Nakatani basin.

The bare lands in the River Otani basin seem to have been caused by the accelerated erosion in and around landslide sites. The distribution of the bare lands is limited in the part downslope the erosion front, which is recognized as falls and the break of slope angle chained along the contour line. A catena of different mass movements is suggested in the part upslope the erosion front by a preliminary investigation of microtopography and the penetration test. Location of soil creep, surficial slump, piping and landslide is closely related to the geomorphic conditions which should be affected by the hydrological conditions in their turn. Detailed observation of hydrogeomorphological processes is planned in a zero-order valley (unchannelized hollow) to examine the interactions between the surficial slump and the subsurface runoff.

1. は じ め に

斜面崩壊など、災害を引き起こすようなマスマーブメントの発生はかなりまれな現象である。そのため、そのようなマスマーブメントの研究は、実際にそのような現象が起こった後で行われてきた。このようなアプローチによる研究は、マスマーブメントの実態を明らかにし、これらの発生を予測するための有力な基礎資料を提供する。しかしこのようなアプローチだけでは、議論は結果論に傾きやすく、既往の崩壊などが記

録されていない斜面の安定性を評価するのには不十分である。そういう斜面については、徹底した土質調査に基づいて安定計算を行うしかないが、かなり困難なことであり、多くの場合は単純に、これまで崩壊しなかったのだから今後も当分は崩壊しないだろうと考えるしかない。このような学問的無力状態を克服するためには、崩壊しない斜面が崩壊するようになるまでの間に、どのような変化が起きているかを明らかにする必要がある。このような考え方は田中 茂を代表とする科研費プロジェクトで打ち出され、崩壊跡地の多い六甲山地¹⁾や西三河山地²⁾における特定小流域における詳細な地形調査によって具体化された。

その次のステップは崩壊やその他のマスマーブメントの発生が特に報告されていない地域で同様の調査を行い、同様の成果が挙げられることを実証することである。この場合、マスマーブメントの発生という事実から帰納的に地形変化を推定することができないので、雨水の動きを観測し、解析することによって、水の動きによって引き起こされる地形変化を演繹的に予測しなければならない。そのかわりに、斜面構成物質と土層構造については、マスマーブメントの発生によって攪乱される以前の状態を知ることができる。このような研究の第一歩として、1982年から1988年まで滋賀県石田川流域において水文地形学的な研究をおこなってきた^{3~6)}。そこではとくに斜面崩壊にかかわる水文地形学的研究に重点をおいて調査・観測をおこなってきた。

石田川流域の水文地形学的研究が一応の成果を収めた1986年頃から、次期観測地を同じ滋賀県の比良山系に移設すべく検討を行っていたが、大谷川流域での砂防ダム建設に伴う渇水流量の変化に関する調査が滋賀

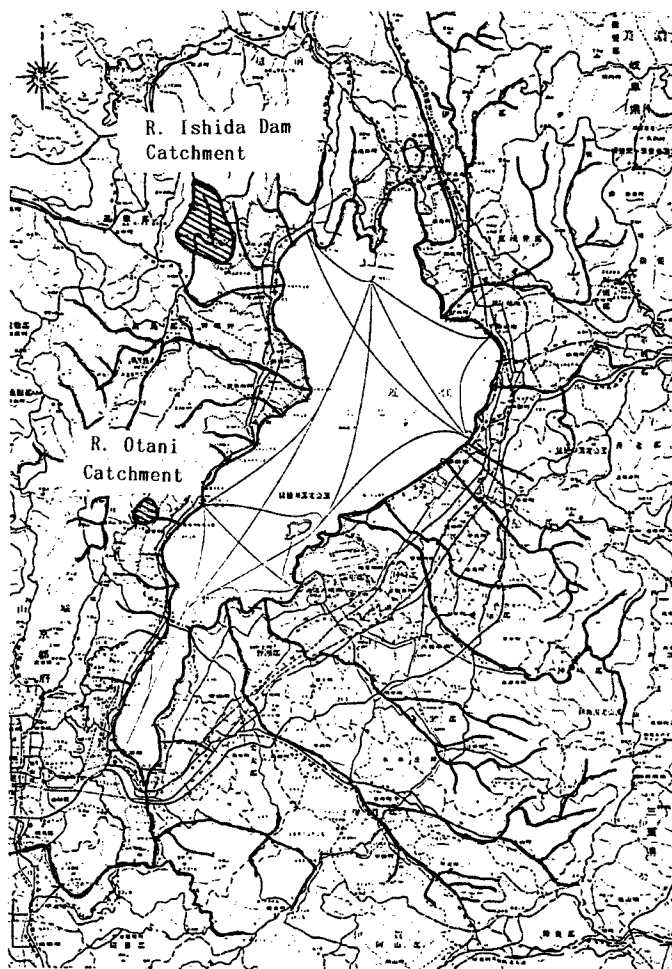


Fig. 1. Location map of the old and new experimental basins.

県砂防課で企画されていたことに伴い、同課と著者らが共同で同流域で水文観測をおこなうことになった。これに合わせて、本研究もこの大谷川流域を対象に行うこととした。共同研究は1989年度からスタートしたが、流量観測地点の選定及び量水設備の建設に時間がかかり、ルーチン的な観測の開始は1989年4月となった。**Fig. 1** に石田川流域と大谷川流域の位置を示す。

大谷川は比良山地の南部、打見山の北側にある(**Fig. 1**を参照)。打見山やその南側の蓬菜山の尾根が東側に張り出しているのに対して、大谷川流域は深く下刻され、安曇川流域との間の分水界も少し西にシフトしている。この原因としては岩質の差や東西方向の断層の存在などが考えられるが、未調査である。

大谷川は山麓で合流する中谷と大岩谷、及び本流が扇状地に達してから合流する大物川より成っているが、研究対象は大岩谷と中谷より成る部分(**Fig. 2**参照)である。中谷と大岩谷は集水面積がそれぞれ1.516 km² および 1.533 km² とほとんど同じであり、どちらも流域内に大小の崩壊跡地があり、また江戸時代から明治時代にかけての流域荒廃の影響を受けている。大岩谷の源頭部には葛川越と呼ばれる峠があり、明治初期ぐらいまでは荷車が通行できるよい道が比良山地の東麓と西麓を結んでいたが、交通事情が変わって利用・維持・管理がされなくなったことと、斜面崩壊などが加わって荒れ果て、現在では事実上廃道になっている。中谷の南側は打見山に接する急傾斜で長い斜面になっているが、斜面崩壊の頻発とそれに続く表面侵食のために荒廃し、クロトのハゲと呼ばれるガレ地になっている。このようにこの地域内では多種の土砂流出過程が混在している。また予備調査の結果、上記の2つの谷の間では直接流出の割合がかなり異なる

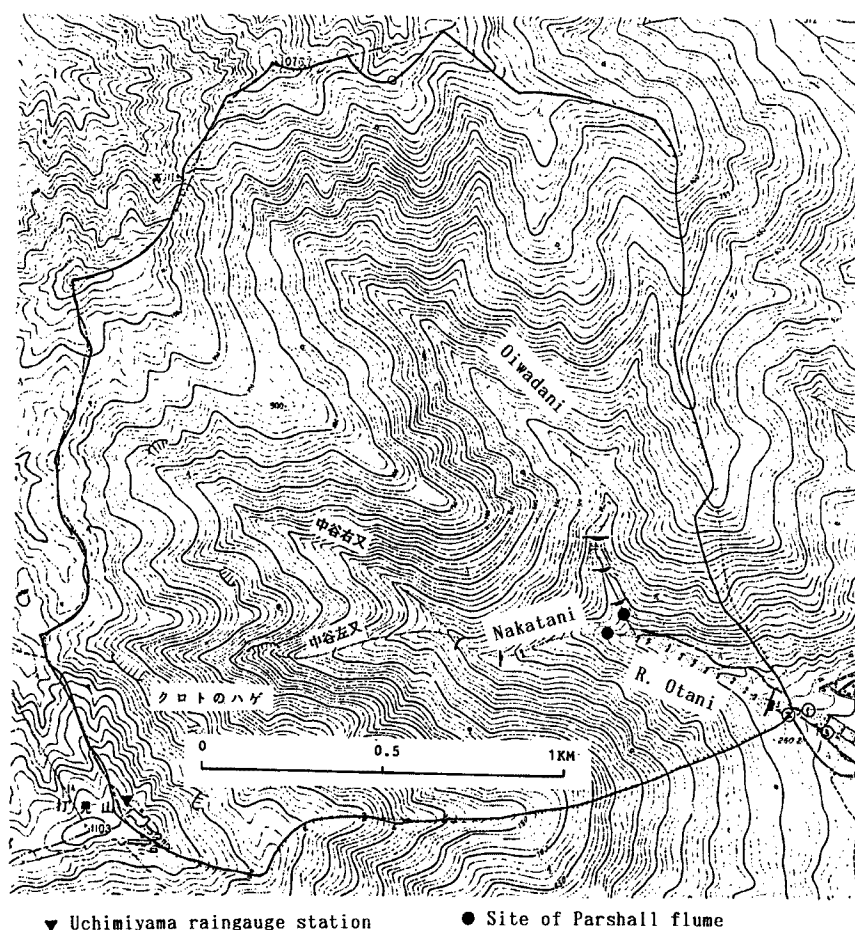


Fig. 2. A plan of the catchment of River Otani.

ることが明らかになっている。したがって本流域における調査・観測によって、地文学的条件と水文条件の相違による地形変化様式の相違や崩壊発生率の相違、および異なる地形変化プロセス間の競合が崩壊発生に及ぼす影響について興味深い成果が得られることが期待される。

2. 大谷川における調査・観測の計画

基礎的かつ長期的な観測として、降水量、河川流量及び河川水質の観測をおこなう予定である。河川流量の観測のため、大岩谷と中谷について、開口幅 60 cm のパーシャルフリュームを設置した (Fig. 2 の●印)。中谷量水堰では石田川流域の釜ヶ谷試験流域から移設した磁気バブルカセット式レコーダーを用い、雨量 (ヒーターなしの転倒ます雨量計を使用, 分解能 0.05 mm), 流量, 温度 (水温, 地温及び気温) を含め釜ヶ谷流域と同じ項目の観測³⁾をおこなっている。大岩谷では奥田ほか⁷⁾が開発したハンドヘルドコンピューターを用いた観測・制御システムを導入し、オーディオカセットテープに雨量 (ヒーターなしの転倒ます雨量計を使用, 分解能 0.5 mm), 流量及び温度 (上述と同仕様) を10分毎に記録している。なお、この観測・制御システムには自動採水器を連結したが、採水ポンプからの配管に問題があり、洪水時の自動採水はできていない。大谷川の水は中谷と大岩谷の合流点から約 450 m 下流の扇頂部で川の用水路に導かれ、湯島神社境内の沈砂地を経て集落や耕地に配水されているが、この沈砂池の水位を IC メモリー式のデータレコーダーによって記録し、この池からの流出量を観測している。そのほか、1989年9月には流域最高地点である打見山山頂に近い琵琶湖バレイスキー場の一角 (Fig. 2 の▼印) にヒーターつき転倒ます雨量計 (分解能 0.5 mm) を設置し、IC メモリー式記録計によって降水量の10分毎の記録をおこなっている。打見山の雨量記録は RS-232 C インターフェイスを介してハンドヘルドコンピューターの RAM ディスクに移し、他の場所

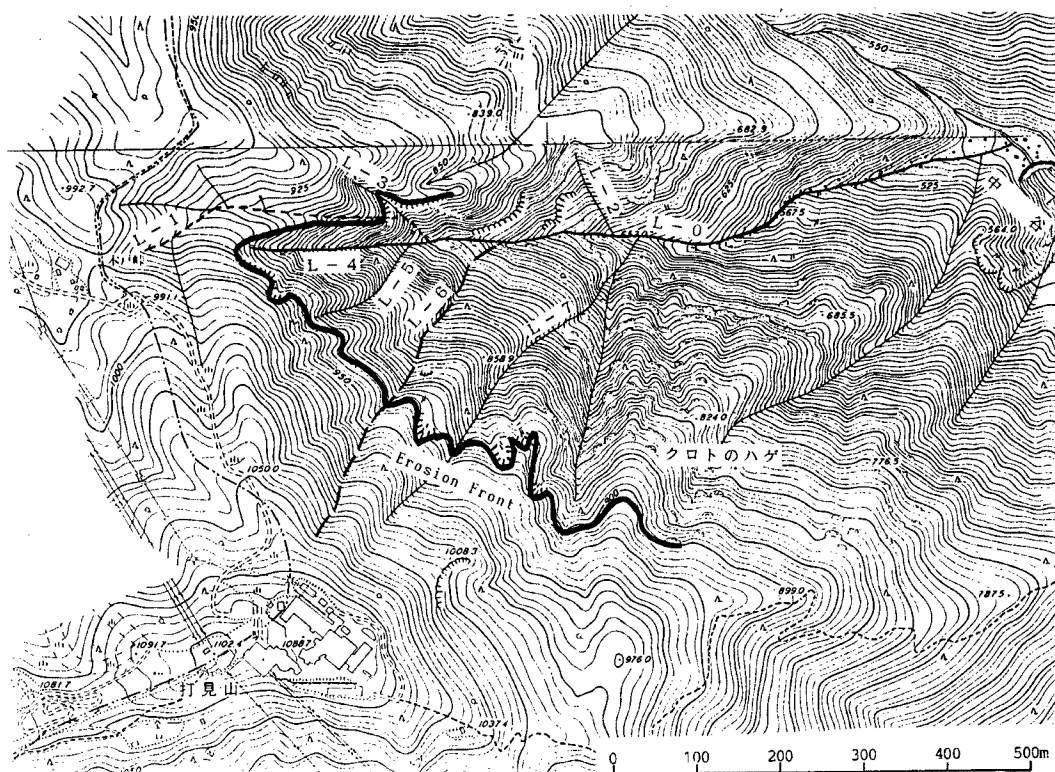


Fig. 3. A plan of the Left Fork Nakatani Valley (L-0).

の記録は記録媒体(バブルカセット, オーディオカセット及び IC カード)を研究室に持ち帰り, パソコンで処理する。

斜面の調査は, 後述の地形変化プロセスに関する予察に基づいて, 中谷左叉 (Fig. 3 参照) に対象を絞って行う予定である。これまでに行った調査は地形調査, 簡易貫入試験, 水質調査及び食塩希釈法による流量分布調査である。その結果にもとづき, T-1 と名付けた 0 次谷 (Fig. 11 参照) で斜面の地形変化プロセスに直結するいくつかの物理量の連続観測を1990年度から実施する予定である。

3. 中谷と大岩谷の流出解析

1989年に観測された中谷と大岩谷の流況に関する総括的なデータを Fig. 4 に示す。観測は4月中旬から始めたが, 打見山の雨量と湯島神社の池からの流出量については観測開始が遅れた。中谷のデータはデータロガーの不調のために欠測が多い。図の最下段には, 記録交換時に手動採水したサンプルの水質分析結果のうち, 重炭酸イオン濃度を示してある。

中谷量水堰地点の雨量は大岩谷のそれよりもかなり少ないことがある。これは雨量計設置場所の局地的な地形の影響と考えられ, 流域雨量は長期的には2つの谷でほぼ同じと考えてよいであろう。また上述のように集水面積もほとんど同じである。それにもかかわらず平常時の流量は大岩谷のほうがかなり多い。但し降雨時のピーク流量は中谷の方が多い。

流域の大局的な水循環特性を調べる最も簡単な方法は流出解析である。斜面崩壊に關与する雨水流は throughflow と呼ばれ³⁾, 降雨流出の成分としては中間流出が該当する。このような立場に立った流出解析としては, 例えば鈴木ほか⁹⁾のタンクモデル (Fig. 5) が適切と考えられる³⁾。この方法により, 1989年の梅雨期から台風期にかけての出水について流出解析を行ったが, 解析例を Fig. 6 と Fig. 7 に示す。また決定されたパラメーターの値を鈴木ほか⁹⁾ による滋賀県田上山地, 兵庫県六甲山地, 奥西ほか³⁾ による石田川流域

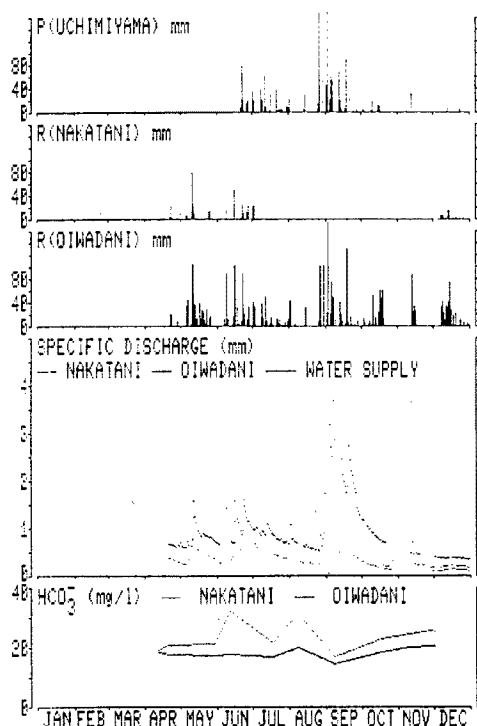


Fig. 4. Outline of the hydrological data obtained in the River Otani basin.

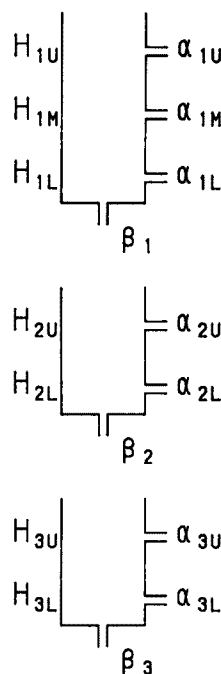


Fig. 5. Constitution of the tank model proposed by Suzuki et al.⁹⁾

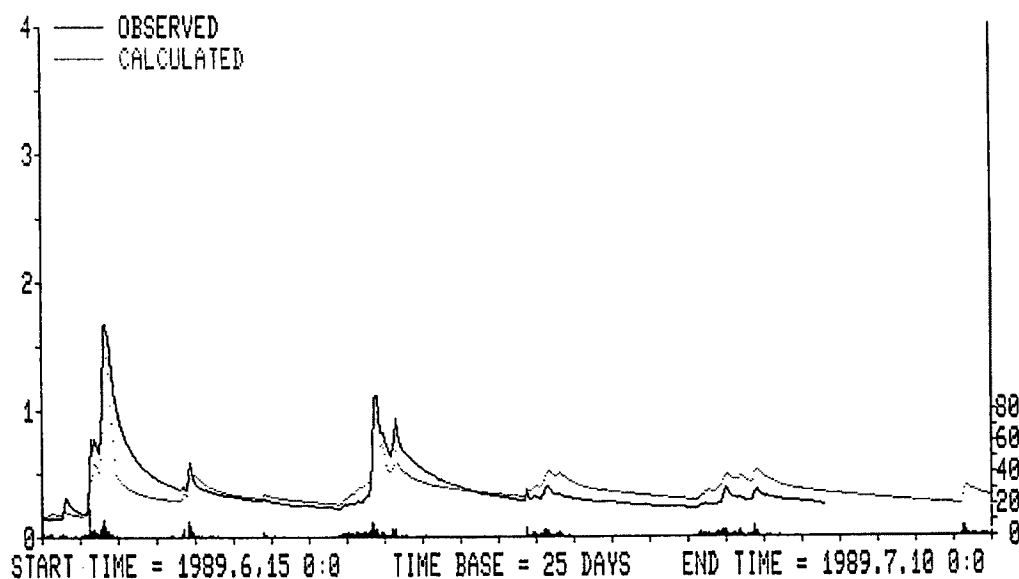


Fig. 6. An example of the hydrological analysis of Nakatani.

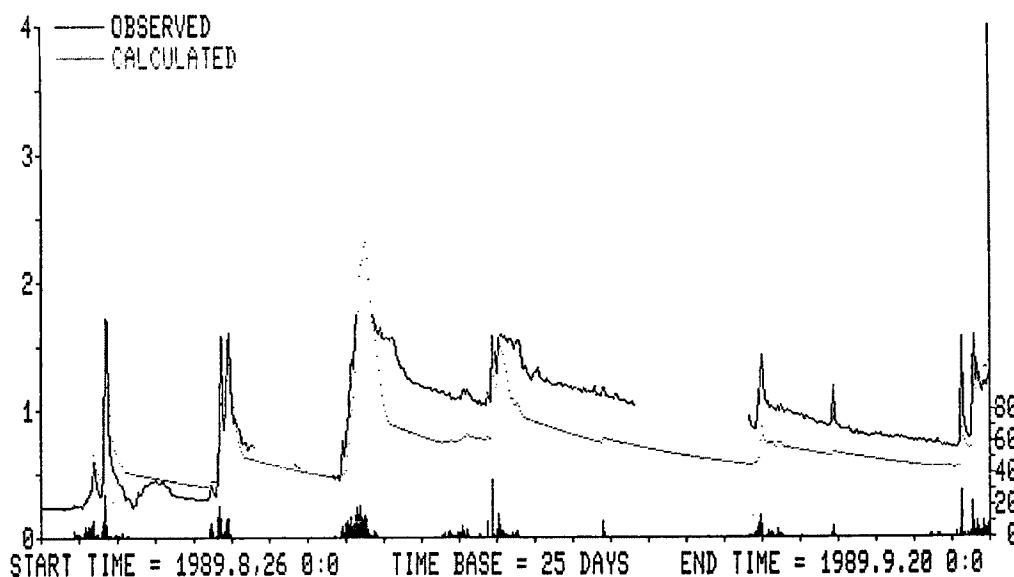


Fig. 7. An example of the hydrological analysis of Oiwadani.

のパラメーターと共に **Table 1** に示す。鈴木ほかの元のモデルでは蒸発散量は3段目タンクの下流流出孔からの出力として表されているが、その後の研究（例えば Fukushima et al.¹³⁾）の成果にもとづき、2段目タンクから控除するようにした。この量は気象条件等によって変化するものであるが、ここでは一定値とし、石田川ダム流域で採用されたのと同じ $0.09 \text{ mm/h}^{3)}$ を用いた。第3段目タンクのパラメーターのうち α_{3L} は無降雨期の流量逓減曲線から求めた。第1段目と第2段目については、パラメーターの比較をしやすいように、 β の値をできるだけ共通にした。その結果、 β_2 は石田川ダム流域と同じでも問題がなかったが、 β_1 の値はかなり小さくする必要があった。両流域とも直接流出を除いて降雨～流出関係のリニアリティーが高く、 α_{2U} 及び α_{3U} をゼロとしても特に問題が生じなかった。直接流出を表す1段目タンクについては、

Table 1. Parameters of the tank model of Suzuki et al.⁹⁾ for different drainage basins

	Rokko Mts. ⁹⁾	Tanakami Mts. ⁹⁾	R. Ishida Dam catchment ³⁾	Kamagatani Exp. Basin ³⁾	Oiwadani	Nakatani
Catchment area(ha)	17.6	2.5-6.0	2,340	51	153	152
α_{1H} [H_{1H}]	0.15 [25]	0.15 [30]	0.2 [35]	0.2 [35]	— [—]	0.04 [30]
α_{1M} [H_{1M}]	0.05 [20]	0.05 [20]	0.1 [12]	0.1 [17]	0.005 [20]	0.04 [20]
α_{1L} [H_{1L}]	0.025 [2]	0.025 [2]	0.025 [3]	0.025 [3]	0.003 [0]	0.01 [0]
β_1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1
α_{2U} [H_{2U}]	0.02 [20]	0.02 [20]	0.02 [20]	0.02 [20]	— [—]	— [—]
α_{2L} [H_{2L}]	0.01 [2]	0.01 [2]	0.01 [2]	0.01 [2]	0.003 [2]	0.003 [2]
β_2	0.15	0.05	0.05	0.15	0.01	0.01
α_{3U} [H_{3U}]	0.001 [10]	0.01 [20]	0.01 [60]	0.01 [60]	— [—]	— [—]
α_{3L} [H_{3L}]	0.001 [2]	0.005 [10]	0.0025 [0]	0.0025 [0]	0.0013 [0]	0.0013 [0]
β_3	0.0025	0.0025	—	—	—	—
E (mm/h)	—	—	0.09	0.09	0.09	0.09

中谷と大岩谷で大きな差異がある。1 段目タンクの特徴は Fig. 8 に示すように降雨強度～流出量関係によって定量的に比較することができる（直接的にはタンク水位～流出強度関係であるが、タンク水位を定常的な降雨の場合の降雨強度に換算してある）。ここに示された差異は中谷流域の方が裸地面積が大きいこと、及び大岩谷流域の裸地は斜面上方に位置することが多いことに起因しているものと思われる。2 段目タンクについては両流域で全く同じ値が適合した。中谷の中間流出は直接流出の陰に隠れる形になるため、パラメーターの同定精度はよくないが、パラメーターの値を同じにしても大きな問題が生じないということは、両流域で中間流出の発生場となる表土層及び風化帯の構造が本質的に同じであることを示唆する。3 段目タンクで代表される基底流出については、これが基岩表面流によるものか、基岩中の割れ目に貯留された地下水の流出によるものかによって解釈が異なり、現時点では両流域の流出場の相違点を明確に述べることは困難である。なお、中谷流域は裸地斜面と林地斜面に分けることが容易であり、それぞれ代表するタンクを並列にしたモデルによって流出計算を行うことは十分可能と考えられる。実際のハイドログラフを見ても、先行降雨がないときの短時間の強雨に対してスパイク的な流出ピークが顕著にみられるなど、このようなモデルの適合性が高いと考えられる。一方大岩谷については、裸地が一つの斜面の全体を占めるようなケースは少なく、観測されたハイドログラフを見てもそのような取り扱いの必要性は感じられない。

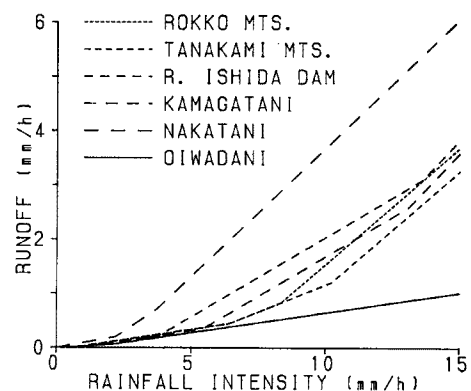


Fig. 8. Characteristics of direct runoff for different basins.

4. 水質と河川流量の関係

中谷と大岩谷の量水堰地点での水質をチェックするために、流量などの記録を交換するときに手で採水し、実験室で分析した。この流域の河川水の溶解物質濃度は一般的に低く、電気伝導度も量水堰地点で50～

90 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 程度, 源流部の 1 次河川では 20~30 $\mu\text{S}/\text{cm}$ にすぎない。そこで花崗岩地域の風化状況をよく反映している HCO_3^- イオン¹¹⁾ に注目し, このイオンの濃度の変化を Fig. 4 の最下段に示した。 HCO_3^- イオンの濃度は常に中谷の方が高く, 流量が少ないときにその差が大きい。

HCO_3^- イオン濃度と流量の積はこのイオンの輸送量 (flux) を与え, それは風化速度に関係する¹²⁾ が, その量は常に大岩谷の方が多い。したがって炭酸化作用が関係するような風化の速度は大岩谷の方が速いということができる。しかし, 基底流出量の違いは上述のように, 斜面の表面条件に起因するもので, それは時間的にかなり変化するものであるから,

ここで言う風化速度の差が流域固有のものであるかどうかはわからない。そこで河川流量と HCO_3^- イオンの輸送量の相関を両対数グラフで見ると Fig. 9 のようになり, 二つの谷のプロットは本質的に同一直線状に載っているように思われる。このことからただちに明確な結論を導くことはできないが, 以下のような考察が可能である。

自然条件下では, HCO_3^- イオンの主な源は地殻深部から湧昇する炭酸ガスと植物の根から溶出する炭酸ガスである¹¹⁾。そのうち前者の量は水文条件によって短期的な変動を蒙ることは十分あり得るが, 長期的な変化を受けるとは考えにくい。後者は浸透雨水によって地中に運び込まれるか, あるいは大気中に放出されるか, いずれかになるので, 地中に運び込まれる量は水文条件に直接左右される。そしてこれらの源からの炭酸ガスのうちのある割合 (通常はほとんどすべて) が造岩鉱物と反応して HCO_3^- イオンとして溶出するわけであるから, 結果的に HCO_3^- イオンのフラックスが河川流量の関数になるのは当然である。そしてこの関数関係が中谷と大岩谷で同一であることは, 前項で述べた流出解析の結果を考え合わせると, 植物の根から放出された炭酸ガスが下方に浸透する雨水に取り込まれるメカニズムがこれらの谷の流域で本質的に同じであることを示唆する。

河川水の水質形成は地中水の経路及び地中水と岩石との接触時間に依存する。この観点から中谷の源流部の 1 次谷および 2 次谷で, 流程による水質変化を通じて風化のメカニズムを探ろうと計画しているが, 現在の所は得られたデータの量が少ないので, これについては続報にゆずる。

5. 斜 面 調 査

斜面調査をおこなった支流流域 (Fig. 3 の L-1 流域) は他の支流流域と地形的に絶縁されたような形になっている。このことは Fig. 3 から作成した河床縦断形状 (Fig. 10) にはっきり現れている。ただし, この地図 (志賀町作成, 1/5000) は中谷左又の本流 (L-1) は途中で南側の支流 (L-4) に合流するように描かれているが, 実際は流水の一部が分岐して L-4 に合流するものの, 谷そのものは Fig. 3 に書き込んだ実線に沿っている。そのため, Fig. 10 はこの部分, すなわち滝 (図中の F 地点) の上端から上流側約 100 m の区間の河床高は正しくない。しかし, この谷はその南側を平行して流れる支流にくらべて河床勾配がかなり小

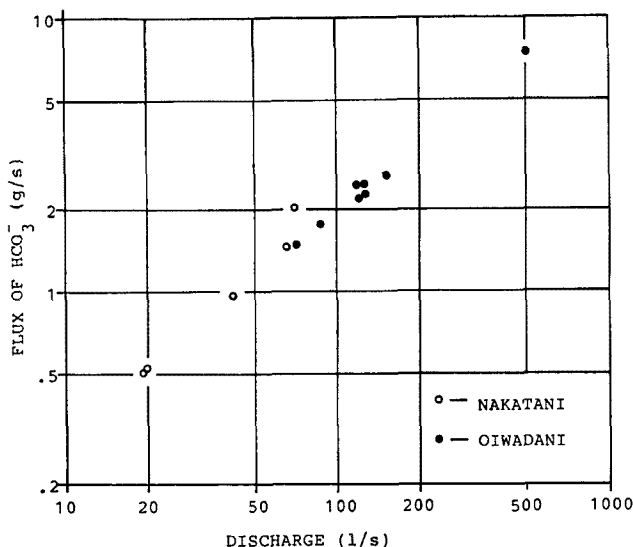


Fig. 9. Relationship between river discharge and the flux of bicarbonate ion.

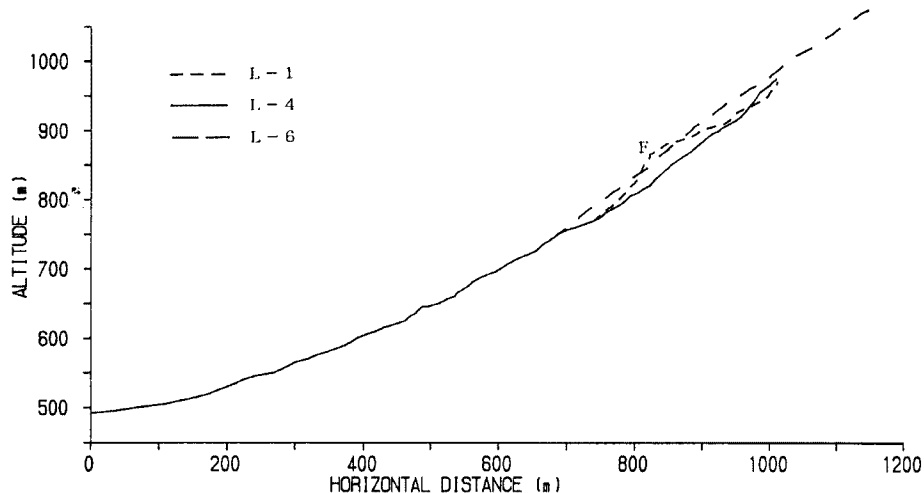


Fig. 10. Profiles of different tributaries in the Left Fork Nakatani Valley (see Fig. 3 for the locations).

さいことには間違いがない。このような地形的特異性は、この部分に滝がたまたま存在するためではない。同様の滝や遷急点は大谷川流域の全域にわたって規則的に分布し、その下流側が急勾配、上流側が緩勾配になっていて、一種の侵食前線を形成している。この侵食前線が上流側に移動しているのか、あるいは岩質の不均一のために勾配が変化しているもので、常に同じ所に存在しているのかは、今の所不明である。現在の崩壊地形及び侵食地形を見ると、最近に発生したと思われる崩壊地形は侵食前線の上流側のみ見られる。また表土層が地すべりのようにクリープまたはスランプしてできたと思われる地形も侵食前線の上流側のみ見られる。侵食前線の下流側では、その面積のほとんどがかつて一度は裸地化したものと考えられる。そしてその裸地化はおそらく斜面崩壊に引き続く加速侵食によってもたらされたものであろう。このような斜面では土壌層はきわめて薄い、基岩が細かく破碎されているので、侵食の進行にもかかわらず、新鮮な基岩が露出している部分は比較的少ない。

中谷左又の本流(L-1)に沿っては溪岸崩壊が多い。特に Fig. 10 で水平距離約 850 m～900 m の区間では、隣接する溪岸崩壊がつながって連続した露岩帯となっている。露出した花崗岩はかなり風化しているが、簡易貫入試験が不可能な程度に硬く、いわゆる鬼マサに該当するものである。この流域内の1次谷の源頭部の多くにはパイピングによると思われるスランプ的な崩壊が発生している。これらの崩壊の周囲にみられる風化土は花崗岩の元の組織を保存していないので、土壌クリープまたは水流運搬によって斜面上方から運ばれ、これらの場所に次第に集積したものと考えられる。

比較的斜面の緩い0次谷には表層スランプの結果生じたと思われる等高線にほぼ平行な帯状の平坦面がみられる。この平坦面の大きさは、幅が1～3 mであり、長さは2 mから30 mぐらいまで変化が大きい。傾斜は5°以内で、場合によっては尾根方向に逆傾斜している。このような微地形とその周辺の樹木は直立しているもの、尾根側または谷側に傾斜しているもの、根曲がり(すべて谷方向)しているものとさまざまであり、樹齢と曲がりかたのあいだの相関もあまり明瞭ではない。しかし、直立した樹幹の割合は、斜面上の他の部分よりも小さい。このような微地形は Fig. 11 に T-1 と記した0次谷に特に多く見られ、予備的な測量によると Fig. 12 のような分布を示す。ここで卍の記号は表層スランプを示唆する微地形の中の平坦面とその下流側のやや傾斜の急な部分を区切る傾斜変換線である。一点鎖線は分水界をあらわすが、測量データが少ないため、弘原海ほかの方法¹³⁾で引いた等高線は分水界と直交していない。破線は傾斜変換線であり、尾根ではないが、斜面側方流(throughflow)に対する分水界になっているのではないかと考えられるもので

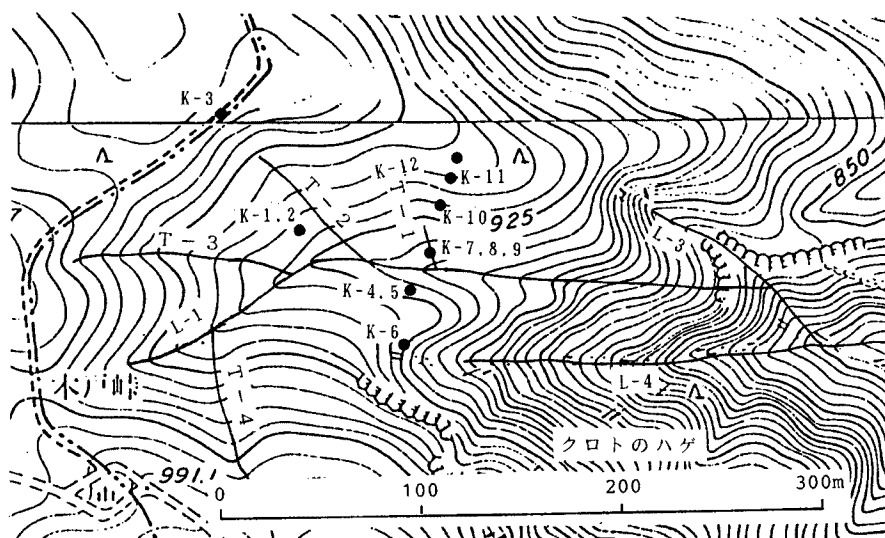


Fig. 11. Location of the sites of simplified cone penetration test in the headwaters of Left Fork Nakatani Valley.

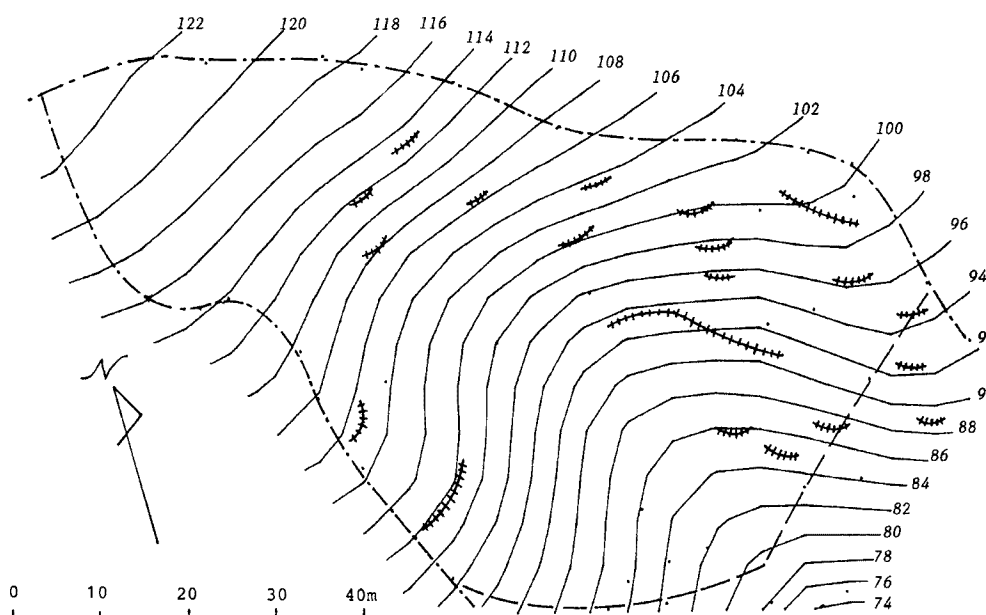


Fig. 12. Location of the microtopography suggesting the surficial slump in the T-1 tributary of L-1 Valley.

ある。等高線間隔は 2 m であるが高度は相対値である。

簡易貫入試験による土壌構造の調査は予備的な段階に終わった。調査地点の位置を Fig. 11 に K-1~K-12 の記号で示し、簡易貫入試験の結果を Fig. 13 に示す。ここに N'_{10} 値は直径 25 mm のコーン抵抗体を 10 cm 貫入させるのに必要な打撃回数で、打撃は 5 kg のおもりを 50 cm 落下させて得ている。貫入深の測定は打撃回数 1~10 回で、貫入深が数 cm に達するごとにおこなった。したがって Fig. 12 に示した N'_{10} 値の深さに対する棒グラフは、その幅が一定でない。K-1, K-2, K-3 および K-12 は尾根上で測定したもので、そのうち K-3 地点は幅の広い尾根上にあるが、他は傾斜のある狭い支尾根上である。これらの地点に

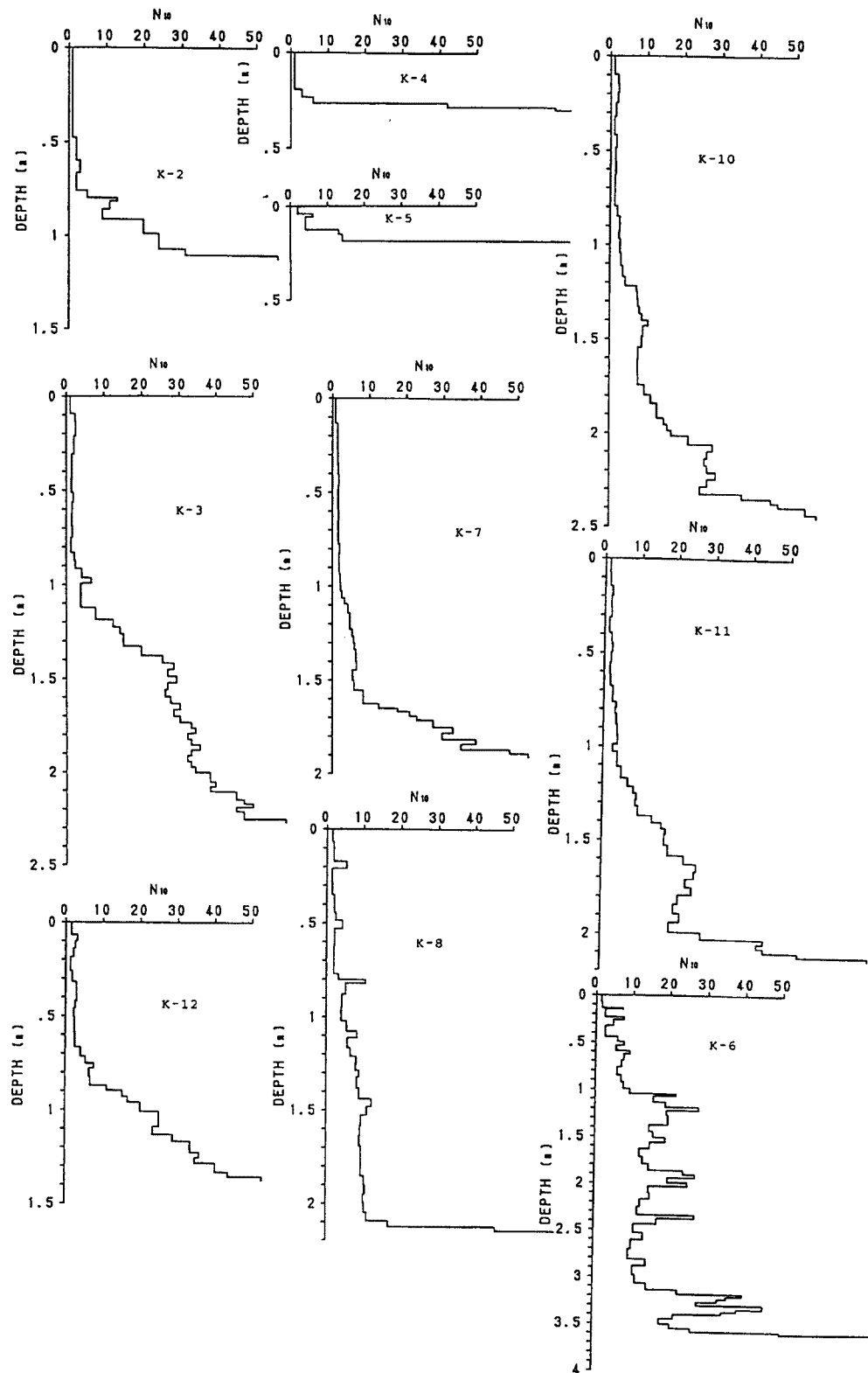


Fig. 13. N'_{10} profiles according to the simplified cone penetration test (see Fig. 11 for the locations).

おける N'_{10} プロファイルの共通点は、上部に N'_{10} 値が5以下でほとんど一定の土層があり、その下に深さとともに N'_{10} 値が増加する漸移層があることである。奥西・飯田²⁾による西三河山地での調査結果や奥西ほか³⁾による釜ヶ谷地験地での調査結果では尾根部では N_{10} 値が10以下（使用試験器の違いのため、 $N_{10} \sim N'_{10} \times 2$ ）の軟弱層が薄い、ここではかなり厚い。このことから、大谷川流域では軟弱層の生成機構または生成された軟弱層の移動機構に何らかの特異性があるものと考えられる。K-4 と K-5 の2地点はこの流域としてはかなり緩傾斜で、平面状の斜面上にあり、互いに近接している。いずれも軟弱層が20 cm ぐらいしかなく、また漸移層をほとんど欠いている。これは比較的最近に斜面崩壊または斜面侵食のために表土層が失われ、基岩表層部が露出して、急速に風化が進んだためにできたものではないかと考えられる。K-6 地点はクロトのハゲを含む荒廃した谷の源頭部の未開析部分にある。従って風化帯は予想された通りかなり厚いが、土層は大まかに3つに分けられる。第1層は深さ1 m 以内の部分で、 N'_{10} 値は深さとともに2ぐらいから10ぐらいまで増加している。谷頭侵食が盛んな崖での観察によると、この層では土壌クリープがかなり盛んに起こっているように思われる。第2層と第3層は N'_{10} 値に変動が大きい、平均的にはほぼ一定の値を示し、両者では平均レベルが異なる。両方とも基岩が節理に沿って風化することによってできたものと考えられる。基岩表面は第3層の上面か、下面か、いずれかであろう。K-7, 8, 及び9は T-1 と呼ぶ0次谷の出口の、やや蒲鉾状に盛り上がった堆積地形の上にある。いずれも全土層厚が2 m ぐらいとかなり厚い。K-10 と K-11 は前述の表層スランプによると思われる微地形の中の平坦面の下流側の遷急線上に位置する。もし基岩表面の形が斜面の一般的傾斜と平行な凹凸の少ないものならば、この部位では土層厚が極大になっているはずである。予備調査のため、この点について検討するにはデータが乏しいが、K-10 および K-11 地点では土層厚が1 m あまりあり、表層崩壊が起こってもおかしくない程度であるが、漸移層もかなり厚い。西三河山地では、このように土壌層が特別厚いところではかえって崩壊していない。これは漸移帯の *transmissivity* が大きく、豪雨時にも全層が飽和することがない¹⁾ ためと考えられる。これらの地点では、表面微地形から表層地すべりまたは表層クリープが想定されるが、土壌断面からもそのような動きの存在が支持される。

6. 考 察

大谷川流域における水文地形学的研究はまだ予備的な段階にとどまっているが、隆起した花崗岩山地であることから、滋賀県田上山地や兵庫県六甲山地における既往の研究成果を援用して、流域内の水文地形学的システムの特徴をある程度推定することが出来る。ここでは、場所によっては不明瞭であるが、侵食前線を境に流域斜面を2種類に分けることができる。侵食前線の下流側では裸地が多く、表面侵食が活発で、土石流も発生するが、土層が薄いため、斜面崩壊は発生していない。もっともこのような裸地は斜面崩壊の発生をきっかけとしてできたものであると考えられる。ここでは水文地形学的プロセスは裸地と林地では異なった形で現れ、しかも歴史的に両者の間で遷移が起こっているものと考えられる。現在見られる裸地はおそらく江戸時代の乱伐に起因するものと考えられる¹⁴⁾ が、滋賀県の調査¹⁵⁾ によると、それ以前にこの流域で大規模な土石流が谷を削り、かつその谷を埋めた時期があり、自然条件下でも何らかのきっかけで上記のような遷移は起こり得るものと考えられる。田上山地では裸地から林地への遷移は山腹砂防の実施によって急速に起こるが、樹齢が大きくなると樹勢が衰え、特に尾根部の植生がなくなり、それが広がって再び裸地化することがある。このプロセスはかなりゆっくりしており、数十年の時間を要する。江戸時代に起こった裸地化もおそらくこの程度の速さであったものと推察される。これに反して大谷川流域の裸地は谷地形沿いに分布しており、斜面崩壊をきっかけに林地が急速に裸地化したものと思われる。また尾根と谷の比高が大きく、斜面の傾斜が急なため、山腹砂防による森林の回復は田上山地の場合に比べてかなり遅いようである。ここでは斜面崩壊の発生と表面侵食は排他的であり、表面侵食で土層が除去されることにより、崩壊はおこ

りにくくなっている。

侵食前線の上流側では、斜面崩壊と他の侵食過程はむしろ相補的に起こっている。すなわち、尾根近くの斜面では斜面崩壊はほとんど起こらず、風化によって土層が厚くなると、地すべりのようなクリープ運動が起こり、表土は徐々に谷底に移動する。この物質は0次谷の谷底に運ばれると厚く堆積してついにはパイピング崩壊を起こし、溪岸に運ばれると、傾斜が急に大きくなるため、層厚が小さくても滑落して溪岸崩壊となる。

大谷川における地形変化過程はきわめて変化に富み、斜面崩壊の発生様式もさまざまである。しかしこのような多様性は決してランダムなものではなく、地質、気候、地殻運動などの条件のもとで水文地形学的システムが多様な展開を見せているものと解釈することができる。従って、このような観点から調査をすることにより、どのような斜面崩壊がどのような場所で起こるかを決定することができるし、そこでの水文循環の様式もおのずと決ってくるので、詳細な水文解析をおこない、その結果に基づいて降雨が斜面の力学的安定に及ぼす影響を定量的に評価し、実用性の高いアセスメントを実施することが可能となる。

7. 今後の課題

残された問題点の一つは定量的なアプローチが不十分なことである。定量的な取り扱いはず現場観測において求められる。斜面における水循環プロセスの観測技術は過去10年ぐらいの間に急速に進歩している¹⁶⁾。石田川流域においてもそのような水文観測を企画したが、自動車交通の不便な場所であったため、観測設備の保守が十分行えず、定量的な観測とそのデータ解析は流出解析に関連するものに限られた。この問題点を解決すべく、大谷川流域に対象を移したわけであるが、今の所は基礎的な観測ルーチンを確立しただけである。一方、地形変化プロセスの観測は、水文プロセスの観測に比べてかなり遅れている。例えば尾根付近など、斜面崩壊や表面侵食が起こりにくい場所における軟弱土の輸送については、土砂収支の考察からクリープ的な動きが起こっているものと考えられるが、その実態はまだほとんど解明されていない。周氷河気候のもとでは凍結・融解にともなうソリフラクションが観測され¹⁷⁾、また粘土質の厚い軟弱土層については表層地すべりのような動きが立証され¹⁾、さらに特定の地域では動物の掘り返しによるバイオターベーションが知られている¹⁸⁾。しかし、特定の地域で得られたこれらの知見はどの地域にも当てはまるわけではないし、また必ずしも定量的解析の段階には達していない。今後、大谷川流域源流部でこのような点を補いつつ、研究を進めてゆきたいと考えている。

もう一つの点はやや根元的なものである。今の所、地域によって、あるいは斜面によって異なる水文地形学的システムが働いている理由を統一的に説明することができず、それぞれの流域における研究は事例研究の段階にとどまっている。この問題を解決するためには、研究事例を増やしてゆくことはもちろん必要であるが、水文地形学的システムの性質が何によって決まるかについての検討が必要である。そのようなファクターとしては、思いつくだけでも地質、気候、植生、地形誌、人間活動などが挙げられる。このような多分野にわたる検討は少数の研究者によって行うことは容易ではなく、多くの研究者によって共同しておこなわれるべきである。そのうち、植生と水および地形がからんだ相互作用は環境問題の一環としても重要な意味を持っており、折しも IGBP (International Geosphere-Biosphere Program) という国際研究プロジェクトが発足しようとしている。また大谷川流域のような花崗岩山地では風化土に粘土分が少なく、乾燥化しやすいので、伐採や斜面崩壊によって植生が面的に除去されると、その回復が困難となり、侵食条件によってはさらに裸地化が進行することがある。このような地域の水文地形学的システムをさらに解析してゆくについては、森林生態の考慮を欠かすことはできない。またこの流域は琵琶湖西岸に沿う大きな断層崖に位置しており、琵琶湖面と相対的な山地の隆起の歴史と、地殻運動に伴う岩盤の破碎や割れ目に沿う風化の進行が、この流域における水文地形学的プロセスを強く色づけている。これらの点について、できるだけ詳しく調査し、ここでの事例研究の結果をできるだけ一般システム論に近い形で記述してゆくことが必要である。

謝 辞

本研究の遂行に際しては、滋賀県、志賀町、志賀町荒川区、並びにびわこバレイ株式会社の方々の多大の御援助、御協力に受けた。また現地観測と水質分析についてはそれぞれ京大防災研究所の横山康二技官と吉岡龍馬助手の協力に負うところが大きい。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 田中 茂 (代表者): 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), 1977, 135 p.
- 2) 奥西一夫・飯田智之: 愛知県小原村周辺の山崩れについて (I), 京大防災研年報, 第22号 B-1, 1978, pp. 277-296.
- 3) 奥西一夫・斉藤隆志・吉岡龍馬・奥田節夫: 石田川上流部の水文地形学的特性 (その1), 京大防災研年報, 第27号 B-1, 1984, pp. 425-444.
- 4) 岡本俊策・奥西一夫: 石田川上流部の水文地形学的特性 (その2), 京大防災研年報, 第28号 B-1, 1985, pp. 533-542.
- 5) 奥西一夫・斉藤隆志: 石田川上流部の水文地形学的特性 (その3), 京大防災研年報, 第29号 B-1, 1986, pp. 367-377.
- 6) 奥西一夫・吉田稔男・斉藤隆志: 石田川上流部の水文地形学的特性 (その4), 京大防災研年報, 第32号 B-1, 1989, pp. 249-258.
- 7) 奥田節夫・横山康二・西 勝也・熊谷道夫: 湖底堆積物の再移動に関する研究 その1 観測の手法とその観測例, 京大防災研年報, 第29号 B-1, 1986, pp. 341-353.
- 8) Kirkby, M.J. and Chorley, R.J.: Throughflow, overland flow and erosion, Bulletin of IAHS, Vol. XII, No. 3, 1967, pp. 5-21.
- 9) 鈴木雅一・福島義宏・武居有恒・小橋澄治: 土砂災害発生の危険雨量, 新砂防, 第110号, 1979, pp. 1-7.
- 10) Fukushima, Y.: A model of river flow forecasting for a small forested mountain catchment, Hydrological Processes, Vol. 2, 1988, pp. 167-185.
- 11) 北野 康・奥田節夫・奥西一夫・吉岡龍馬: 天然水の化学組成による大戸川流域の岩石の風化・崩壊の研究 (その1), 京大防災研年報, 第10号 A, 1967, pp. 589-598.
- 12) 吉岡龍馬・奥田節夫: 水質からみた亀の瀬地すべり地帯の粘土鉱物量の推定, 京大防災研年報, 第15号 B, 1972, pp. 171-182.
- 13) 清野清二・升本真二・弘原海 清: BASIC によるコンターマップ (I 基礎編, II 応用編), 共立出版, 1988, 114 p.+171 p.
- 14) 千葉徳爾: はげ山の文化, 学生社, 1973, 233 p.
- 15) 滋賀県大津土木事務所・株式会社建設技術研究所: 大谷川荒廃砂防地質調査委託報告書, 1986, 18 p.+巻末資料.
- 16) Okunishi, K.: Slopes and their processes, Transactions of Japanese Geomorphological Union, Vol. 10A, pp. 13-22.
- 17) Jahn, A.: The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountains, Geografiska Annaler, Vol. 71A, No. 3/4, 1989, pp. 161-170.
- 18) Lehre, A.K.: Rates of soil creep on colluvium-mantled hillslope in north-central California, IAHS Publication, No. 165 (Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim), 1987, pp. 91-100.