

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

奥西 一夫・斉藤 隆志・吉田 稔男

EROSIONAL PROCESSES IN THE HEADWATERS OF THE OTANI RIVER, SHIGA PREFECTURE, JAPAN

By Kazuo OKUNISHI, Takashi SAITO and Toshio YOSHIDA

Synopsis

Discharge of two springs draining a zero-order valley at the headwaters of the Otani River in the Hira Mountains, Shiga Prefecture, was analyzed in relation to the hydrogeomorphological processes producing an interesting microtopography. The hydrographs of the two springs obviously showed three runoff components, i.e., direct runoff, throughflow and baseflow. Direct runoff was analyzed using a time variant function representing the contributing area of a concentration time within a given value, with assumption that the saturation overland flow feeds the direct runoff. Two modes of time variation in the contributing area thus calculated suggest different modes of additional direct flow superposed on the saturation overland flow on the seepage surface of the springs. One is subsurface matrix or pipe flow from extended seepage area at the time of increased groundwater discharge to the springs. The other is a surface flow induced by the stemflow, which represents a kind of Horton overland flow when the rainfall intensity is extremely large. This mode of direct runoff was witnessed at the time of Typhoon No. 20 on 30 September, 1990.

1. はじめに

我々は前報¹⁾において、大谷川流域でみられる多様な地形変化プロセスを紹介し、そのような多様性が流域の各部分における水循環特性と強く結合したものであることを明らかにし、さらに将来起こる可能性のある災害の危険度を予測するために、水文地形学的解析が有効であることを明らかにした。本報告ではそのようなアプローチの第一歩として、大谷川源流部の中で、前報¹⁾で特に注目した T-1 支谷から溪流 L-1 の河岸急斜面に湧水の流出量を解析し、これらの湧水の侵食作用と、流出寄与域にみられる特異な微地形の形成過程との関連を考察する。

2. 湧水量の観測

小支谷 T-1 の位置は前報¹⁾の Fig. 11 に示されているが、その出口に 2 つの湧水がある。これらの湧水の位置と周辺の地形を Fig. 1 に示す。この図に N1 と記した湧水は T-1 支谷の谷底平坦面の末端に位置し、この谷底に集められた雨水を排水しているように見える。一方、N2 と記した湧水は谷底ではなく、斜面の横っ腹とでも言うべき位置にあり、斜面流のごく一部を集めているだけのようにも見える。しかし、

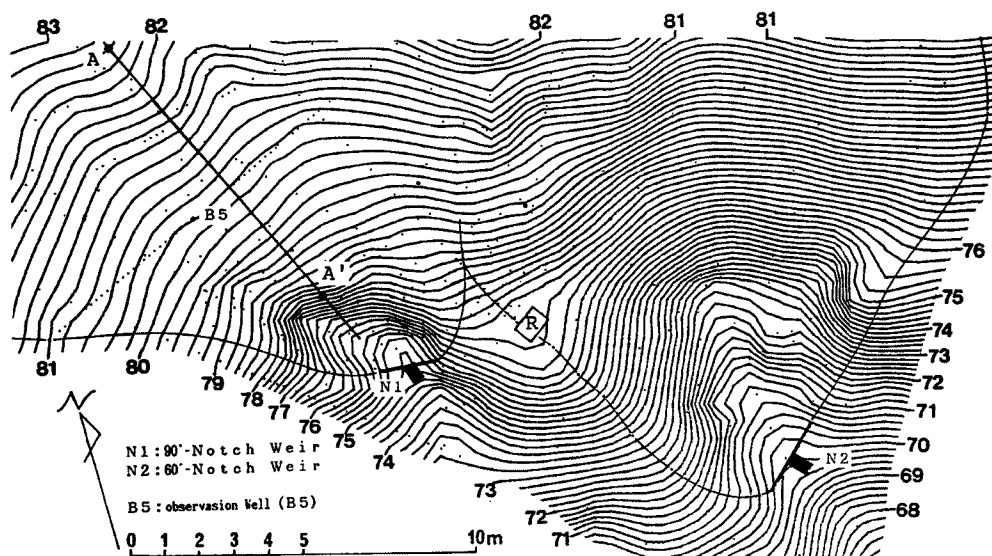


Fig. 1. Topography of the sub-basin T-1 around the springs. Contour interval is 0.2m, but the altitude is shown as a relative value. Small dots represent the measure point for the contour lines. N1, N2: Notch boxes at the springs, B5: Observation well, R: Recorder box.

このような見かけとは逆に、平常時の流量はN1よりもN2のほうがかなり多い。

これら2つの湧水の近傍はFig. 1に見られるように、少しくぼんだ微地形を呈しており、くぼみの底の部分はまわりよりもかなり緩傾斜になっている。そしてこの緩傾斜の部分は裸地になっていて、季節によってはまばらな草が見られる程度である。これは、この部分が常に地下水の浸出帯になっているためと考えられる。もっとも、地下水の湧出量には増減があるので、これらの裸地が常に浸出面になっているとは限らない。眼でみる限りはこれらの裸地は常に湿っているが、飽和して地下水が浸出しているかどうかは見ただけではわからない。これらの裸地の面積は、N1の近傍で5.5 m²、N2の近傍で15 m²である。

Fig. 1の測線A-A'に沿う簡易貫入試験の結果をFig. 2に示す。湧水点N1は風化土層と基岩との境のあたりに存在し、基岩表面に発生するであろう一時的な飽和水を集めている可能性がある。そこで、Fig. 1の地点B5に地下水観測井を設置した。地点B5であらかじめおこなった簡易貫入試験¹⁾の結果はFig. 3のようであり、深さ1.6 mぐらいのところ風化した基岩があり、その下の深さ1.75 mのところ、基岩の亀裂に沿って透水性が高くなっている部分の存在が示唆される。しかし、ポストホールオーガーで掘削したところ、深さ1.5 mまでしか掘削できなかったため、一応これを基岩表面とし、Fig. 4に示すような構造の、基岩表面に形成される飽和水流の深さを測定するような観測井とした。ただし、オーガーホール掘削直後におこなった注水試験に基づく透水性指数²⁾はFig. 3の左側に示すような分布をしており、水理的にみた基岩表面はむしろ深さ1.1 mぐらいにあると見るのが妥当かも知れない。この観測井には2 cmステップのステップ式水位計を設置して1990年9月より観測を始めた。

このほか同じ谷底の数個所に同様の地下水位観測井を設置した。これらのいくつかについては注水試験に基づく透水性指数急変深度にストレーナーを持つように設計した。しかし、予備観測の結果、これらの観測井では中小規模の降雨に際しては水位が現れなかった。このことと、データロガーのチャンネルを地下水位記録用として1チャンネルしか使えなかったため、これらの井戸における水位は自記記録を取らなかった。

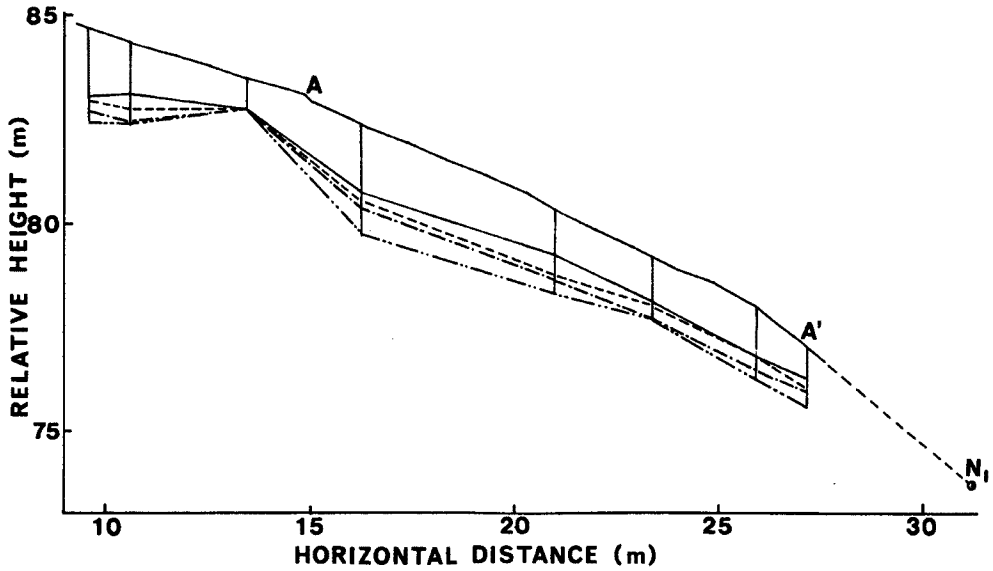


Fig. 2. Result of cone-penetration test along the measure line A-A'. The ground surface and the isopleths of $N_{10}=5, 10, 25$ and 50 are shown from the top to the bottom.

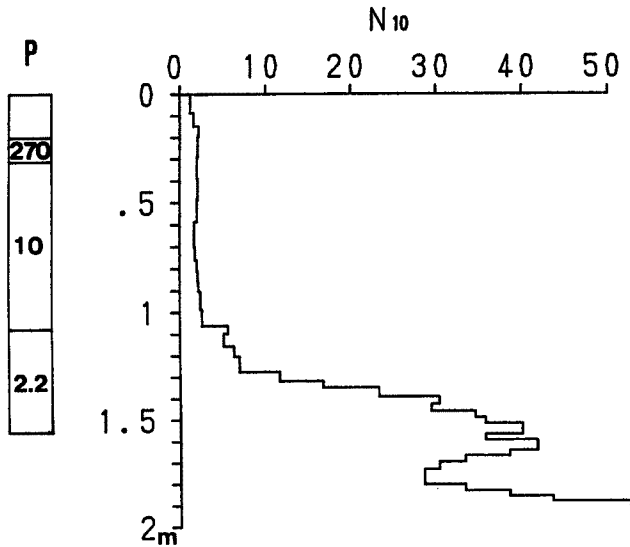


Fig. 3. Vertical distributions of the permeability index (P ; in unit of $10^{-4} \text{cm}^{-1} \text{min}^{-1}$) and Cone penetration resistance N_{10} .

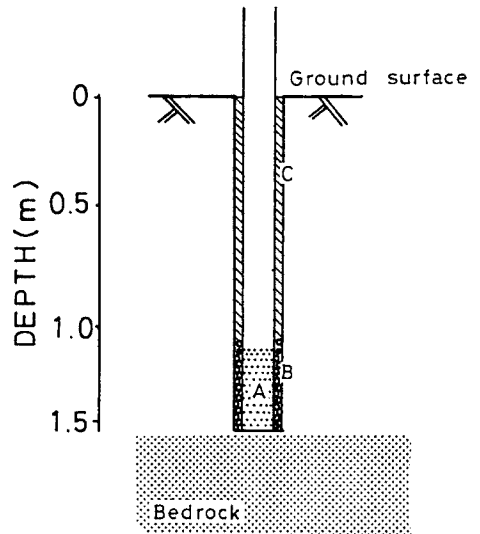


Fig. 4. Structure of the observation well at B5 (A: Strainer, B: Sand filter, C: Mortar filling).

3. 湧水量の観測結果

1990年6月の梅雨期に得られた湧水量その他の記録を Fig. 5 に示す。ここで Q_{N1} と Q_{N2} はそれぞれ湧水点 $N1$ と $N2$ の流量 (三角堰流量計による), T_{N1} と T_{N2} はこれらの湧水の温度, T_g は深さ 5 cm の地温, T_a は気温, R は標準型の転倒降雨量計を用いて測った林内雨量 (時間雨量) である。流量は降雨ピーク

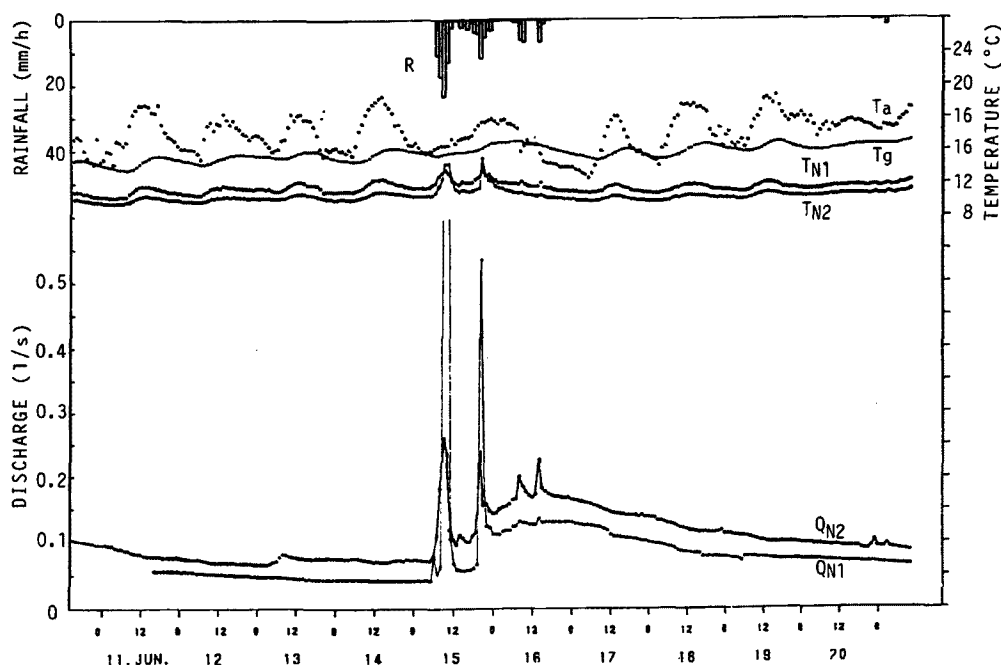


Fig. 5. The hydrograph and Temperature changes observed in June, 1990.

時を除き N1 地点よりも N2 地点の方が多い。このことは他の期間のデータにおいても同じである。地形的には N1 のほうが谷底に集まった雨水を集めやすく、流量が多くても不思議ではないが、実際にはその逆になっている。その理由としては、特殊な地質、地盤構造を仮定するの でなければ、N2 のほうが標高が低く、より深いところの地下水を集めていることが考えられる。Fig. 2 に示した簡易貫入試験の結果からははっきりしないが、N2 は基岩表面とほぼ同じレベルにある N1 よりも明らかに下位にあり、基岩表層部に発達する亀裂の中を流れる地下水を集めているのではないかと考えられる。このような湧水の機構は滋賀県石田川で観測された斜面湧水³⁾のそれとよく似ているように思われる。

降雨に対する湧水量の応答はおおまかに 3 つの成分に分けられる。ひとつは降雨のピークに直接対応して流量が増加する直接流出で、地下水の湧出量がこのように短時間で増減することは考えにくいので、表流水が湧水点に流入し、湧水と混ざったものと考えられる。このような応答は崩壊跡の裸地における湧水観測⁴⁾においても認められている。強雨時にはこの成分は他の流出成分とは逆に、N2 よりも N1 で大きく、Fig. 5 に見られるように Q_{N1} と Q_{N2} の大小関係が逆転することがある。そして 6 月 15 日の正午前には Q_{N1} はスケールオーバーになっている。しかし、弱い雨量ピークの場合は直接流出のピークは N1 よりもむしろ N2 のほうが大きい。

第 2 の流出成分は降雨後数時間以上 (この例では 24 時間ぐらい) 遅れて流量ピークを作るもので、典型的な中間流出であると言える。第 3 の流出成分は Fig. 5 では明瞭ではないが、基底流出成分である。顕著な降雨イベントの後長い間無降雨日が続くような期間について、流量の対数を時間に対してプロットすると、降雨後 12 ~ 13 日のあたりに変曲点が生じ、その前後は直線的であるが、前半の部分では中間流出が卓越し、後半の部分では基底流出が卓越するものと考えられる。

この時期は季節的に昇温期に当たり、全般的に気温は 5 cm 地温よりも高く、水温は湧水を涵養する地下水の流動深度 (おそらく 1 m 以上) の地温を反映して、それよりも低い。しかし降雨時には水温が一時的に上昇していることが注目される。しかも直接流出のピークが大きい場合ほど水温増加が大きい。このことから直接流出成分が表面流を主としていることが窺える。いっぽう、無降雨時の温度変化は気温の日

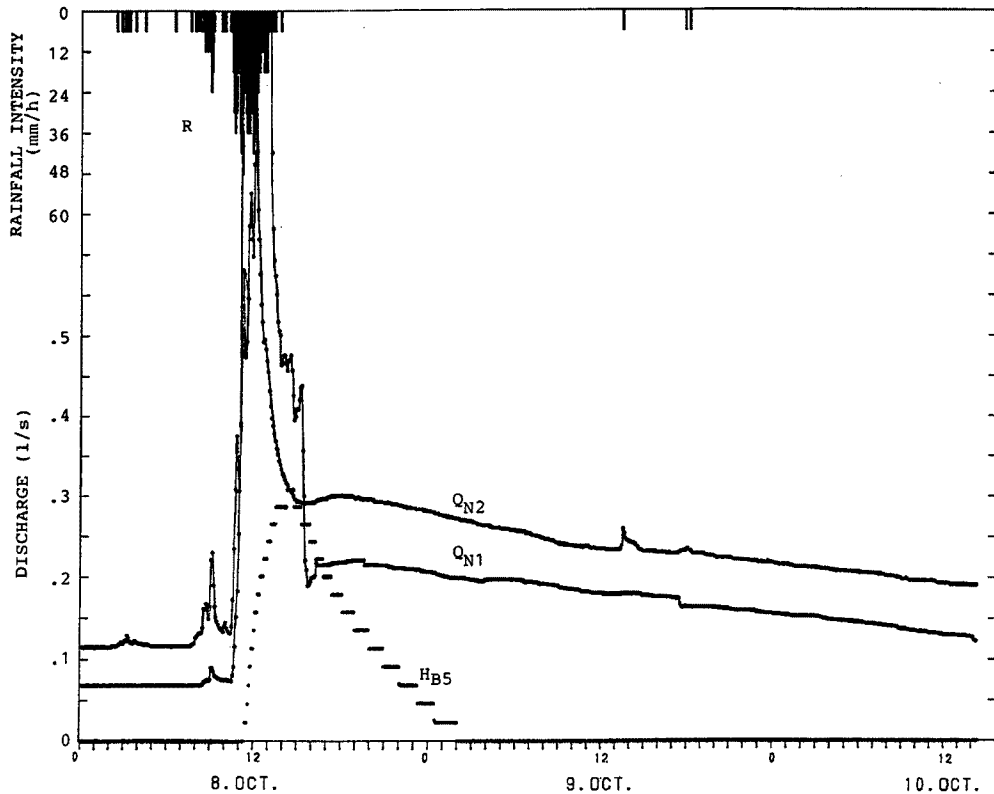


Fig. 6. The hydrograph around 8 October, 1990 at the springs. Groundwater level at B5 (H_{B5}) with a datum level at the bottom of the well is shown a step height of 2cm.

変化が徐々に地中深部に波及しているようすを表している。しかし、水温の日変化は振幅は5cm地温よりも小さいものの、その位相は気温のそれとほとんど一致している。したがって、ここにみられる水温の日変化は、地下水として流動している時点での地温の変化を反映したのではなく、湧出直前あるいは地表に湧出してから、大気との熱交換によって温度を変化させたものと考えられる。

10月8日の台風21号による降雨に対する湧水量とB5地点における観測井の水位 H_{B5} をFig. 6に示す。ここでRは5分ごとの降雨強度を示す。このときは強雨が長く続いたので、 Q_{N1} は約3時間にわたってオーバースケールになっている。このときは中間流出のピークがFig. 5に示した場合よりも早く、降雨の中心的な時刻から6時間ほど遅れているに過ぎない。この原因としては雨量が多かったほか、前駆雨量が多く、降雨前から湧水量が多かったことが挙げられる。 H_{B5} のピークは、湧水点の流量が直接流出と中間流出の交代期で極小となった頃に現れており、このデータからB5地点付近の地下水流と湧水の関係を議論することは困難である。むしろ、データを見る限り、両者は無関係であるという印象のほうが強い。前節(2.)で述べたように、この観測井は基岩表面流の水深を測定するために設置したが、基岩表面よりも深く掘ってしまった可能性がある。もしそうだとすると、基岩表面流が発生すると、その水深に比例した量の水が井戸の中に流入し、それを積分したような形で井戸水位が形成されることになる。この解釈に立つと、井戸への流入量は(井戸からの流出量を無視すると)井戸水位の時間微分に比例し、それは Q_{N1} や Q_{N2} の直接流出成分と極めて類似した時間特性を持つことになる。

この降雨に対する大谷川下流部観測点の大岩谷のハイドログラフはFig. 7に示すとおりである(中谷は欠測)。前報¹⁾で述べたように、大岩谷と中谷が合流する地点におけるこれらの谷のハイドログラフも

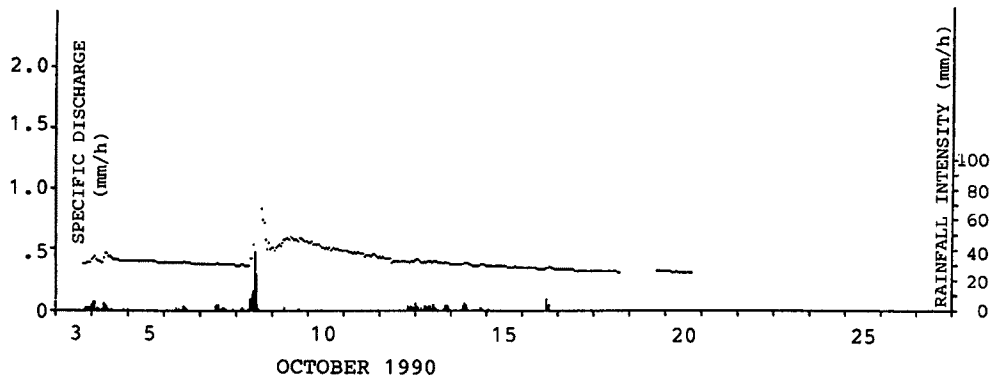


Fig. 7. The hydrograph around 8 October, 1990 at the outlet of Oiwadani valley in a downstream reach of River Otani.

直接流出、中間流出および基底流出からなっている。しかし従来得られているハイドログラフでは直接流出と中間流出は連続しており、福嶋ら⁵⁾が提案している、直接流出と中間流出を一体の流れと見なすモデル（いわゆる流域モデル）の適合可能性も否定できなかった。しかし現時点では、大谷川流域に関しては直接流出と中間流出は別個の水流によって涵養されるものと解釈の方がよさそうである。もっとも、Fig. 6とFig. 7を比較すると、直接流出の継続時間と中間流出の時間遅れにおいて、Fig. 7に示した大岩谷のほうがFig. 6に示した湧水に比べて約2倍だけ大きい。また中間流出の遞減時の時定数もN2で13.5日、大岩谷で25.8日でありやはり約2倍の違いがある。これは、直接流出については流路長の違い、中間流出については斜面長の違いが効いているものと考えられる。

4. 湧水点のハイドログラフの解析

湧水点のハイドログラフにおいて直接流出と中間流出の分離は定性的には明瞭であるが、定量的には不明の部分があり、中間流出の立ち上がり部分の形が明瞭ではないし、前節(3.)で示唆した直接流出の降雨に対する非線形性についても検討する必要がある。前節で明らかにしたように、直接流出は表面流によって構成されているものと考えられるが、湧水点付近の状況を考え合わせると、この表面流は基本的には飽和表面流⁶⁾であると考えられる。そして、流出寄与域の中では表面流に対する水の供給率は一様であり、各地点について、そこから湧水点までの集中時間を定義できるものと考えられる。このような考え方に立つ流出解析は飯田⁷⁾によって提案されており、今回はこれにしたがって解析をおこなう。ただし、飯田⁷⁾は流出寄与域が時間的に変化しないものと仮定しているが、前節で述べたように、降雨に対する非線形性が顕著であり、流出寄与域の面積は時間的に変化するものと考えないといけない。そこで、飯田⁷⁾が流出寄与域の中で集中時間が τ 以下の部分の面積を $A(\tau)$ としたのを形式的に拡張して、流出寄与域の中で、時刻 $t-\tau$ 以後に発生した表面流を時刻 t にもたらす部分の面積を $A(\tau; t)$ と書く。ここでは飽和表面流を念頭におくので、流出寄与域では降雨のすべてが表面流になり、それ以外の場所に降った雨は地中に浸透して直接流出には寄与しないという仮定を第1近似として置く。そうすると、流出量 $Q(t)$ は、

$$Q(t) = \int_0^{A(\tau_{\max}; t)} R(t-\tau) dA(\tau; t) + Q_2(t) + Q_3(t) \dots \dots \dots (1)$$

と書ける。ここに τ_{\max} は τ の最大値で、 $A(\tau_{\max}; t)$ は流出寄与域の全面積、 R は降雨強度、 Q_2 と Q_3 はそれぞれ中間流出と基底流出を表す。今のケースでは直接流出に対する τ_{\max} は10分程度であり、中間流出と基底流出の集中時間は10分よりもはるかに長いので、降雨強度の時系列がランダムであると仮定すると、 Q_2 も Q_3 も過去10分間の降雨強度とは無相関である。また、流量と降雨強度は5分ごとに観測さ

れているので、5分間ステップの時系列で表現すると、

$$Q_i = R_i A_5(i) + R_{i-1} \{A_{10}(i) - A_5(i)\} + Q_0 \dots\dots\dots (2)$$

と離散化される。ここに R_i は時間ステップ i までの5分間雨量、 Q_0 は Q_i のうち R_i と R_{i-1} とともに無関係な成分を表す。また $A_5(i)$ と $A_{10}(i)$ は $A(\tau; t)$ を5分ごとに離散化したものである。

以後、式(2)を用いて解析してゆくわけであるが、この式は統計的に成り立つ式なので、十分長い時系列に適用しなければならない。いっぽう、 $A(\tau; t)$ は時間的に変化するので、多変量回帰分析によって $A(\tau; t)$ の値を求めるためには、解析する時系列の中ではこの値が大きく変わらないことが必要であり、あまり長い時系列を解析対象とすることはできない。そこで回帰分析に用いる時系列の長さは個数にして13個、時間にして1時間とした。この1時間の時系列は5分づつずらして作成することができるので、解析結果は5分ごとの時系列として得られる。ただし、雨がやんでいる時間区間を多く含む時系列からは意味のある解析結果は期待できないので、そのような場合は解析を省略した。そのほか、降雨強度がほぼ一定であったり、時間とともに直線的に増加または減少する場合は、上述の仮定が満たされないが、これについてはのちほど検討することにする。この解析の詳細については別の文献⁸⁾を参照されたい。

このようにして得られたN2地点流量に対する A_5 と A_{10} の時系列の例を Fig. 8 の上段に示す。下段にはこの解析結果を用いて式(1)により計算された流量 $Q_{cal.}$ とその内の中間、基底流出成分 Q_0 (過去10分以内の降雨と相関を持たない成分として計算されたもの)、および再現誤差 ϕ が示されている。解析に際して流出寄与域の面積は1時間の解析時系列の中では大きく変化しないと仮定したが、解析結果はその仮定に反し、1時間以内の大きな変化を含んでいる。ここで解析時系列の中で A_5 の値がその平均値 A_5' と変動成分 A_5'' より成るものとする、例えば式(2)の右辺第1項は

$$R_i A_5(i) = R_i A_5' + R_i A_5'' \dots\dots\dots (3)$$

となるが、 R_i と A_5'' の間に相関がある場合 (例えば降雨強度が増加し、それと同時に流出寄与域も拡大

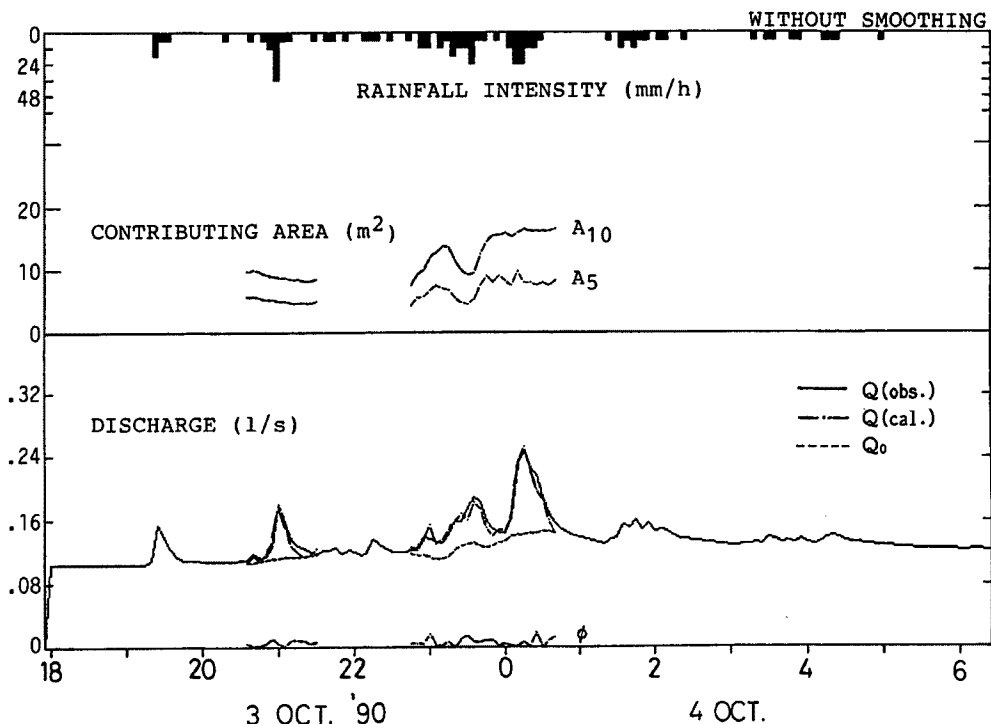


Fig. 8. Calculated values of the contributing areas of specific lag times for the rainstorm of 3-4 October, 1990 (Spring N2: without smoothing).

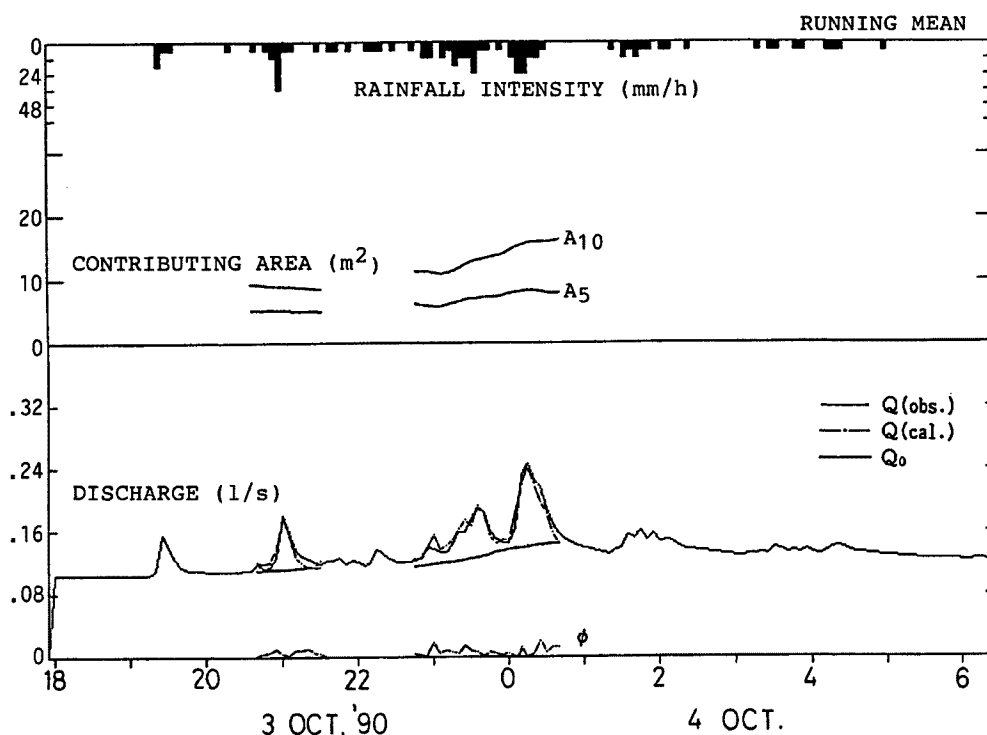


Fig. 9. Calculated values of the contributing areas of specific lag times for the rainstorm of 3-4 October, 1990 (Spring N2: smoothing by the running mean over one hour).

している場合)には式(3)の右辺第2項の期待値がゼロにならず、解析に誤差をとまってしまう。今の所、このような系統的誤差を消去することは困難であるが、適当なフィルタリングによって解析結果から物理的意味のある情報のみを取り出すことはある程度可能であろう。

そこで Fig. 8 の解析結果に1時間の移動平均を施してみると Fig. 9 のようになる。元の時系列の変動成分として、1時間ぐらいの周期とかなり短周期のものが卓越していたため、変動成分は効果的にスムーズアウトされている。また流量の再現精度もやや改善され、 Q_0 の曲線にも不自然な短周期変動がない。しかし Fig. 8 と比較すると、計算結果が余りにもスムーズアウトされすぎている感じがなくもない。そこで同じ1時間のスパンではあるが、重み付きの平均を試みた。重み関数としては区間の中心からのずれに対応して、確率1:1の2項分布を採用した。その結果は Fig. 10 に示すとおりである。一口で言うと Fig. 8 と Fig. 9 に示されたものを折衷したようなものになっているが、流量の再現精度は3例中最も良い。そこで以下ではこの方法でスムーズアウトした計算結果を用いることにする。湧水点N1の流量について同様の解析を行った結果は Fig. 11 のとおりである。ただしスムージングは Fig. 10 と同じ方法である。N1の流量は強雨時にはすぐにオーバースケールとなるので、解析例はこの1例にとどまった。

Fig. 10 と Fig. 11 について直接流出の流出寄与域の時間的変化を見ると、降雨中に多少の増減がみられるが、上述のように、このような増減には特に物理的意味があるようには思えない。むしろ Fig. 9 に示されるように、流出寄与域は時間と共に単調に増加していると思なすべきであろう。そしてこの降雨イベントに関する限り、流出寄与域の全面積はそれぞれの湧水点の回りにみられる凹地状の裸地の面積(15 m^2 および5.5 m^2)に漸近しているように見える。このことから、この降雨イベントにおける直接流出は湧水の浸出面に降った降雨による飽和表面流であると考えることができる。流出寄与域の面積が時間と共に増加するのは、中間流出の出現によって、湧水量が増加し、それに伴って浸出面の面積が増加するものと考えられる。

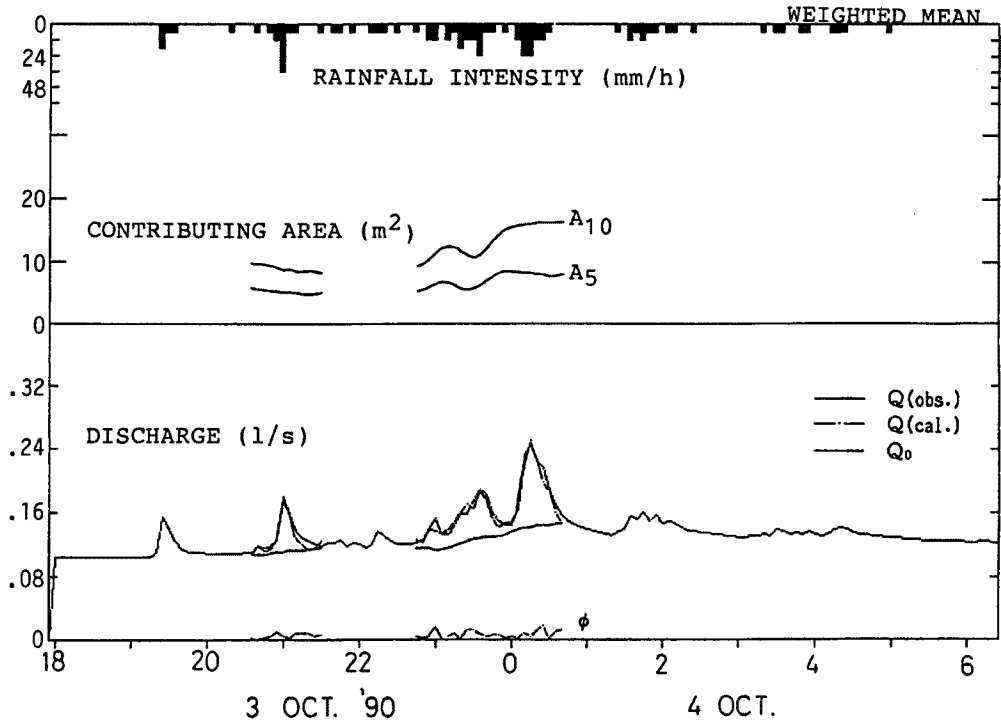


Fig. 10. Calculated values of the contributing areas of specific lag times for the rainstorm of 3-4 October, 1990 (Spring N2: smoothing by a weighted mean).

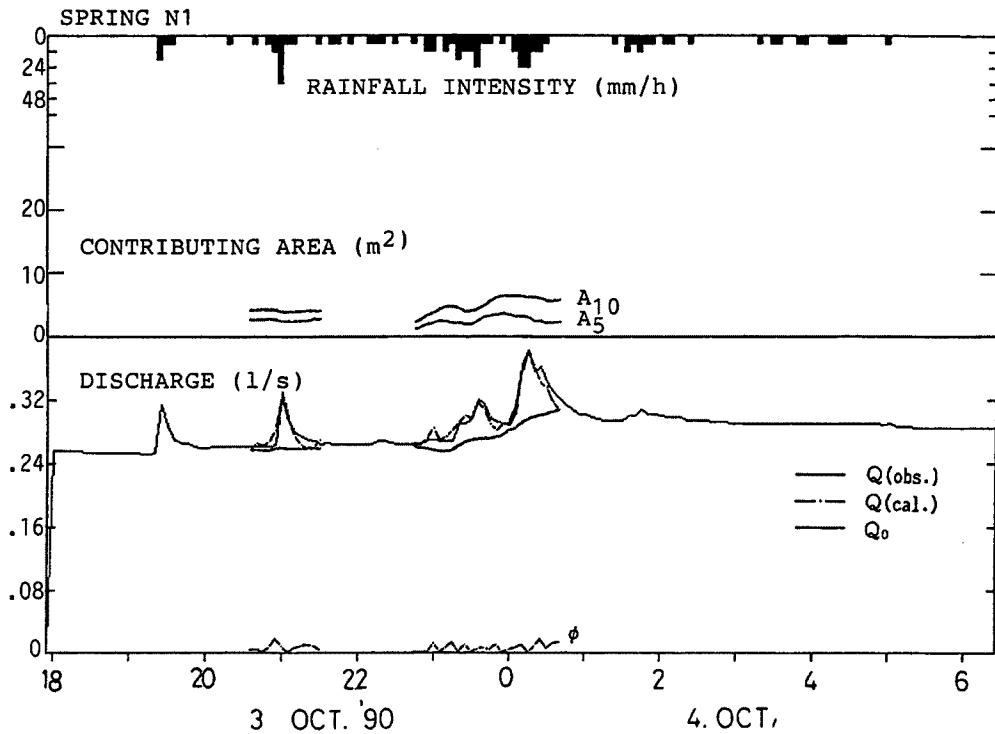


Fig. 11. Calculated values of the contributing areas of specific lag times for the rainstorm of 3-4 October, 1990 (Spring N1: smoothing by a weighted mean).

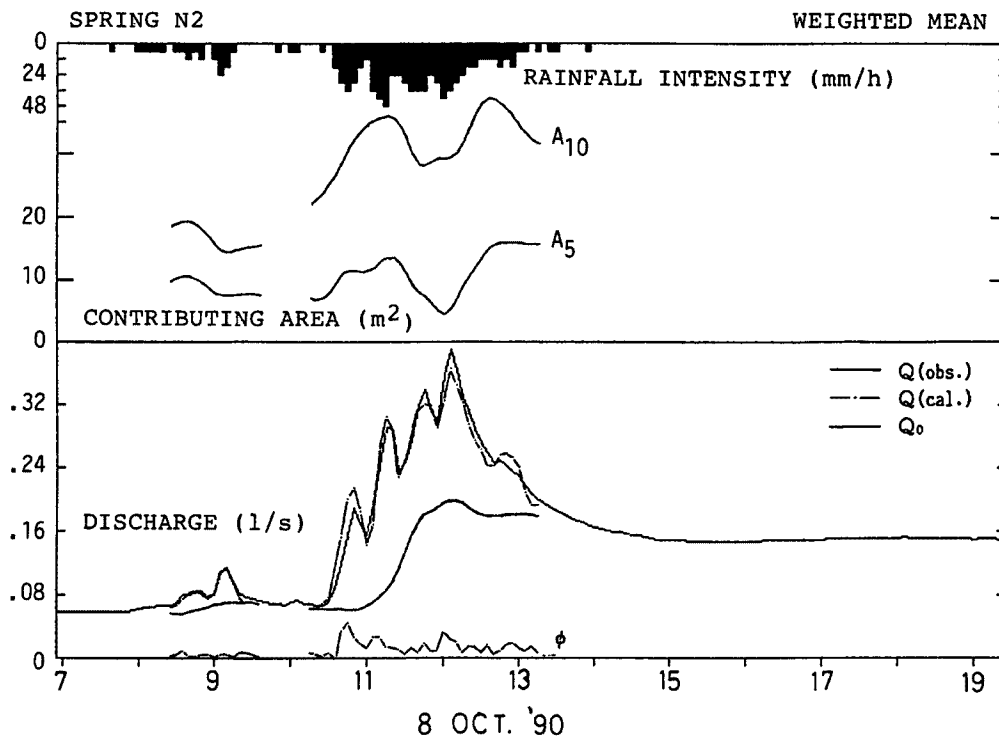


Fig. 12. Calculated values of the contributing areas of specific lag times for the rainstorm of 8 October, 1990 (Spring N2: smoothing by a weighted mean).

しかしながら、降雨量が例外的に大きい場合や、きわめて強い雨の場合は計算された流出寄与域の面積は湧水点付近の裸地の面積をはるかに越えて増大する。そのような事例を Fig. 12 に示す。この例においても降雨中に流出寄与域面積の計算値に一時的な減少がみられるが、特に物理的な意味があるようには思えない。このような増減を均して考えると、流出寄与域の全面積は 30 m^2 を越えていたと考えられる。そのため、湧水点付近の裸地で発生した飽和表面流と同じ程度の量の直接流出がそれ以外の場所から流入したと考えなければならない。そして、降雨強度の変化と 10 分以下の時間遅れで対応していることから、浸出面のごく近傍に寄与域があると考えられる。そのようなものとしては、浸出面が林地部分にまで拡大し、そこで地表または腐葉層の中で飽和表面流またはそれに近い流出が発生していることが考えられる。Fig. 12 に示された流出寄与域面積の時間変化はこのような解釈の妥当性を示唆する。しかしこのような流れが実在したことは確認されていない。9月30日に現地で観察したところによると、樹木の葉や枝にトラップされた雨水が樹幹流として集中的に地面に注がれ、降雨強度が極めて高くなったとき、それが地中に浸透しきれないで谷底を流れ、湧水点 N1 の浸出面まで流入していた。目撃された流れは一条のみであったが、かなり顕著なものでないと肉眼では識別できないので、実際にはかなり多数の樹木からこのような樹幹流起源の表面流出が発生していた可能性がある。

このときの湧水点のハイドログラフを Fig. 13 に示す。降雨強度が 40 mm/h をこえた 15 分間ほどだけ、N1 地点流量が顕著なピークを示している。このとき、N2 地点の流量も大きなピークを示しているが、他の降雨ピークに対する応答とくらべると、むしろ降雨強度と比例的である。このことから、Fig. 12 と Fig. 13 に見られる N2 地点流量の直接流出成分は本質的に飽和表面流であり、Fig. 13 に見られる N1 地点流量の大きなピークは樹幹流によって発生した Horton 型の表面流出である可能性が高い。

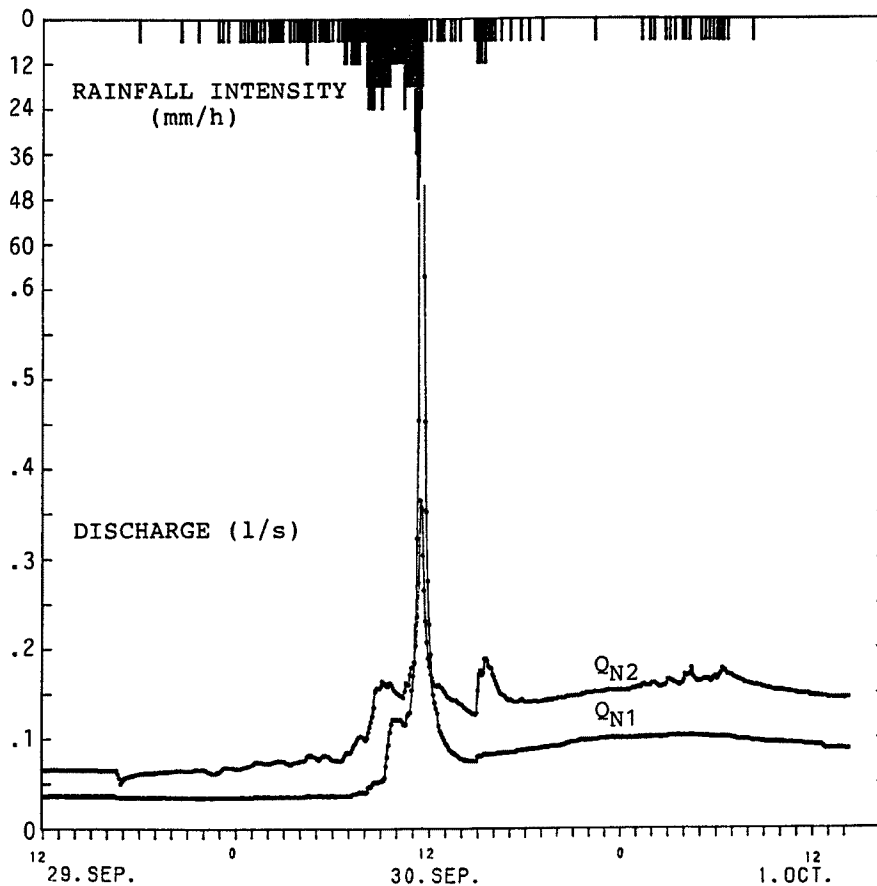


Fig. 13. The hydrograph of the springs at the time of the rainstorm around 30 September, 1990.

5. 考 察

1990年度の観測に基づいてT-1支谷の地形形成、特に斜面崩壊の発生と密接に関係する微地形の形成という観点から、この支谷を排水する2つの湧水の水文解析を行った。二つの湧水点(N1およびN2)の流量の降雨に対する応答は明瞭に3つに区分されるが、流域内における微地形形成に関しては中間流出成分に最も関心が持たれる。しかし、中間流出の機構を明らかにするために試みた浅層地下水の観測がうまくゆかなかったことと、得られたハイドログラフから中間流出を量的に正しく分離するためには直接流出の解析が不可欠なこともあって、本報告では直接流出の解析に終始した。

直接流出の解析は飯田⁷⁾が提案している、流出寄与域の面積を集中時間の関数として表現する方法を形式的に拡大し、この関数が時間的に変化し得るものとして解析を行った。具体的には多変量回帰分析の方法を用いたので、比較的長周期の時間変化しか解析できなかったが、観測流量を高い精度で再現できたという意味で満足すべき結果が得られた。この解析結果によると、ふたつの湧水点に流入する直接流出の寄与域には次の3種類があり、それぞれ固有の流出メカニズムを持っていることが示唆された。

中小の降雨に際しては雨水は土層に完全に浸透してしまうため、湧水点近傍の浸出面で生じる飽和表面流が唯一の直接流出となる。この浸出面は通常は湧水点を中心とする窪地で裸地化している部分に限られ

るが、前駆雨量の影響で湧水量が多く、しかも雨量が多い場合にはこの範囲を越えて、林地部分においても飽和表面流と類似の直接流出が発生するようである。ただし、純粹の表面流ではなく、腐葉土層内の浸透流またはソイルパルプを通じての流れである可能性が高い。さらに降雨強度が特に大きいときは樹幹流が集中的に地面に供給されて浸透しきれず、きわめて局所的な Horton 流の形を取って林床を流下し、湧水点に流入する。このような集中的な樹幹流の発生は樹種や樹形に依存するが、むしろ例外的な現象であると思われる。またこれによって誘起された表面流は、その上に降る雨による涵養よりも地中への浸透による消耗の方が大きいと考えられるので、長い距離を流下することはできない。

以上の3つの直接流出の様式の中で災害地形学的に最も興味深いのは樹幹流による表面流である。このような流れは、発生が時間的にも空間的にもきわめて限定されたものであるが、傾斜の大きい斜面においては表土のローカルな運搬に大きな役割を果たしているのかも知れない。今後このような形式の直接流出のメカニズムをさらに解明してゆくと共に、ハイドログラフから直接流出を完全に分離し、中間流出の定量的な解析を行う必要がある。

謝 辞

本研究のための現地観測に際しては、滋賀県砂防課、滋賀県志賀町の荒川区、木戸区ならびに株式会社びわこバレイから多大の御協力を得た。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫・吉田稔男・斉藤隆志: 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, 京大防災研年報, 第33号B-1, 1990, pp.205-218.
- 2) Okunishi, K. and T. Iida: Investigation of topsoil horizons of mountain slopes as a basis of experimental geomorphology, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 31, Part 3, 1981, pp.131-150.
- 3) 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.
- 4) 奥西一夫・中川 鮮: 高知県繁藤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, 京大防災研年報, 第20号B-1, 1972, pp.50-51.
- 5) 福嶋義宏・鈴木雅一: 山地小流域を対象とした長・短期両用流出モデル, 水資源研究センター研究報告, No.7, 1987, pp.35-52.
- 6) Carson, M. A. and M. J. Kirkby: Hillslopes Form and Process, Cambridge Univ. Press, 1972, pp.50-51.
- 7) 飯田智之: 飽和中間流に対する斜面形状の効果の評価法, 地形, 第5巻第1号, 1984, pp.1-12.
- 8) 吉田稔男: 降雨にすばやく応答する流出成分の流出の素過程について, 京都大学大学院理学研究科修士論文, 1991, 15 p.