

I はじめに

講演者は利根川上流部の支川赤谷川の赤谷湖に面する小谷に洪水流出試験地を設けた。講演者はここで山地河川の洪水流出機構を多面的に研究しているが、これまでに得られた観測・実験結果等より、山腹に落下した雨滴がどのような径路をたどって河道に流出しているかを論じて見たいと思う。

II 相俣試験地について

1. 相俣試験地 講演者は先の洪水流出試験地を「相俣試験地」と呼んでいる。相俣試験地のある谷は傾斜が非常に急で、しかも河道の各地点における集水界が画然としていることが特長である。相俣試験地は二つの谷に分けられ、その向って左半部の谷の最奥の部分を洪水流出測定区として用いている。洪水流出測定区は相俣試験地の中でも最も険しい地帯で、比の中に立ち入る事は非常に危険であるので、洪水流出の観測を除いた他の観測・現地実験等は地形の比較して緩やかな右半部の谷で行っている。

2. 洪水流出測定区 洪水流出測定区は集水面積が3.7 ha、標高は750-900 m、山腹の勾配は40-60度である。河道は基岩が露出し、その勾配は40-60度と非常に急で、しかも所々急瀑をなしており、河道堆積物は殆んどない。地質は複輝石安山岩で、節理が柱状に発達している。林況は殆んど天然闊葉樹で占められ、天然針葉樹が点在している。下草は殆んどない。山腹の土壌は厚さ約1 mの残積性森林土壌である。河岸の勾配の緩い部分は露岩の上に崩落して来た土砂と落葉が交互に重って堆積して、スポンジ状の薄い運積性土壌を形成している。

III 相俣試験地における観測・現地実験等の概要

1. 観測・現地実験等の項目 相俣試験地で行っている観測・現地実験等の主たる項目は次の通りである。①雨量の観測、②洪水流出の観測、③山腹流の観測、④山腹における散水実験、⑤中間流の流下速度の実測、⑥土壌孔隙の測定、⑦山林内における温湿度の観測、⑧その他。

2. 雨量の観測 雨量の観測は雨量計を林外（相俣試験地の入口の開伐地）、林内（後に述べる山腹流分離観測装置の隣り）、谷筋（流量測定堰の水位計小屋の屋根上）、山頂（山頂の開伐地）の4ヶ所に置いて行っている。

3. 洪水流出の観測 洪水流出量の測定は流量測定用の高さ50 cm、開角90度の三角堰を設け、その溢流水深を自記水位計により測定することによって行っている。水位計としては自記水位雨量計（水研62型水位計と電接計数器を組み合わせたもので、記録紙に水位と雨量が同時に記録される様になっている。記録紙送り送度は1時間18 mm、1ヶ月巻）を用いている。この水位雨量計を用いることにより記録上の雨量と水位の時間ずれの問題はなくなる。

4. 山腹流の観測 山腹流を観測するため山腹流観測装置と山腹流分離観測装置の二つを設けた。山腹流分離観測装置は傾斜が一様な代表的な山腹の一面を荒さない様に基岩に達する巾約10 cmの溝によって切り出し、上端と側面の三方を周囲より水流が流れ込まない様に基岩にまで完全に喰い込

ませたモルタル遮水壁で囲み、下端を開放して、遮水壁で囲まれた観測区画の中に降った雨が、落葉層・地表面・A B C Dの各層、基岩上を流れて流出する水量を分離して集め、転倒マスに導いて測定する様にしたものである。観測区画は巾約1.0 m、長さ3.6 m、勾配は約45度である。

山腹流観測装置は山腹流分離観測装置の真上の勾配約45度、長さ約100 mの斜面の下端を巾約1.2 mで基岩まで完全に解放し、その断面から流出して来る水量を転倒マスで計量する様にしたものである。ここから流出して来る水量がどの範囲からのものであるかは不明であり、表面流・中間流の区別はつけられない構造になっている。

5. 山腹における散水実験 山腹流分離観測装置は山腹に降った雨がどの様な径路で山腹に流下して行くかを観測することを目的とした装置であるが、自然の降雨では結果を得るのに長期間を要し、また自然降雨では降雨の強度・分布が不定であるため解析が非常に難しいので、山腹における散水実験を行ってこれを補うこととした。本実験を行っている場所は試験地の右半部の山脚部の勾配約40度の一様な斜面である。土壌は残積性で、厚さは1 m前後である。相俣試験地の残積性土壌は山頂から中腹にかけてはどちらかと云えば砂質であるが、山脚部は粘土質である。また山頂、中腹では深層まで風化作用がおよび、C D層と基岩の区別がつけ難い場合が多いが、山脚部は基岩の上面が堅硬な鏡面をなし、土壌との間に一線を画している。散水区画は基岩が地表と平行でなく凹状をなし、土壌各層の厚さはA層10 cm、B層15 cm、C層35 cmである。凹みの部分はD層となっており、最も厚い所で40 cm位である。基岩には巾数mmの割れ目が多数あり、その中には粘土が詰っている。ここを山腹流分離観測装置同様に基岩に達する巾約10 cmの溝で巾0.5 m、長さ約4 mに細長く切り出し、上端と側面の溝の中にモルタルを詰めて遮水壁とした後、更に周囲の土を巾約1 mで完全に取除いて基岩を洗い出し、基岩と遮水壁とのすき間にモルタルを詰めて一体化した。下端は開放し、山腹流分離観測装置同様に地表面ならびに各層の下面に樋をさし込んだ。この上に鋼製パイプの支台を組み、散水装置をのせた。全体を屋根でおおい、側面にはシートを張って風除けとした。散水装置は長さ2.5 m、外径20 mm、内径16 mmの黄銅管に外径3 mm、内径2 mmの銅逆U字管を3 cm間隔で82本植え込み、中心間隔12 cmで4本平行に並べたものである。これに容量0~100%の間任意調節可能な定量ポンプで送水すると、逆U字管の先端に水滴が発達し、その径が3.5 mm位になると自然落下する。なおポンプの送水量を調節し、散水装置を水平方向に適当に振動させれば任意の粒の大きさの降雨を降らせることができるが、散水区画は未だ腐食していない落葉で完全におおわれており、これが雨滴に対して緩衝作用をなすので、雨滴の大きさならびに落下の不規則性を神経質に問題にする必要はあまり無いと講演者は考えている。本散水装置により最低8 mm/hr、最大120 mm/hrの間で任意の降雨強度の雨を降らせることができる。散水区画の土壌の表面ならびに各層からの流出量の測定は内径約0.3 m、高さ約1 mの円筒水槽に流出水を導いて、貯水位をリシャル式自記水位計で測定することにより行う。ポンプの送水量の測定は実測式（ロータリイピストン式）水道メーターを検定して用いている。また散水前・中・後の土壌水分量の変化を測定するために散水区画の最下端の地表面より10・20・40 cmの所にテンシメーター（大起理化工業製）の受感部をそう入した。

6. 中間流の流下速度の実測 山腹における散水実験装置を利用して、 放射性同位元素トリチウ

ム水をトレーサに用いて、中間流の流下速度を実測すべく現在準備中である。

7. 土壌孔隙量の測定 土壌試料を容積 1 0 0 cc の採土円筒を用いて乱さない様に採取し、隔膜吸引式土壌 P F 価測定装置を用いて、孔隙量を重力水孔隙・毛管重力水孔隙・毛管水孔隙に分けて測定している。

8. 山林内における温湿度の観測 山腹流分離観測装置に隣接した地点で、山林内の温湿度を自記観測している。

Ⅳ 洪水流出の観測結果の解析

1. 資料について 相俣試験地における洪水流出の観測は昭和 4 5 年 6 月より開始され、これまでに大小 7 0 余の出水の資料を得ることができた。それ等の出水の概要は別表（講演当日配布）の通りである。観測された出水の総降雨量の最大は 1 2 5.5 m m、流量の最大は 1 8 5.9 6 ℓ / s e c（比流量で 5 0 m³ / s e c / k m²）であった。

2. 洪水波形の形態面からの解析 洪水波形を解析した結果次の事項を列挙することができた。

①降雨の開始と殆んど同時に流量の増加が始まる。②降雨の終了と殆んど同時に流量の減少が始まる。

③降雨強度の変化に対応して流量が非常に敏感に目まぐるしく変化する。④一様な降雨強度の降雨の場合、最大流量は必ず降雨終了時にあらわれる。ただし降雨強度が非常に弱い場合、最大流量が降雨終了時に発生して相当長期間継続する場合がしばしばある。⑤降雨開始より時間が経つにしたがって、ある降雨強度で一定時間継続した降雨に対応する流量が大きくなる。したがって降雨の最大時が流量の最大時に必ずしも対応しない。⑥しゅう雨性の降雨による出水と地雨性の降雨による出水とでは、洪水波形の減少部の状況は全々異なる。また減少部の時間・流量関係を片対数方眼紙にプロットすると、しゅう雨性の降雨による出水の場合、降雨終了から約 6 時間位の所に変曲点を認めることができるが、地雨性の降雨による出水の場合は変曲点を全々認めることができない。

以上を総合的に見て、洪水波形は、降雨開始より相当遅れて立ち上がり始め、ゆっくり増加して行つて、降雨終了頃最大に達し、またゆっくり減少して行く一波長の波と、降雨強度ならびにその継続時間の変化に対応して敏感に振動する波長の短い振巾の大きい波の二つの波の合成で洪水波形が形造されている様に見える。また一定強度の降雨が 2 0 分位継続すると、波長の短い波は最大値に達する様である。

3. 洪水流出率の解析 洪水の時間流量曲線を直接流出と基底流出に分離し、直接流出高を求め、これらの総降雨量に対する割合、すなわち洪水流出率を計算した。洪水流出率の全出水の平均値は 9.9 %、

最小値は 1.2 %、最大値は 2 9.6 % であつた。また降雨を地雨としゅう雨に大別し、さらに雨量階級別に洪水流出率の平均値、最少値、最大値を求めたのが表 - 1 である。相俣試験地における洪水流出率は同じ総雨量であっても相当の変動巾があり、これと関連するであろうと思われる水文量との間に法

表 - 1 降雨種類別・降雨量階級別の洪水流出率一覧

降雨量階級	地 雨				しゅう 雨			
	最 小	最 大	平 均	数	最 小	最 大	平 均	数
0 ~ 5.0	2.0 ^a	17.8 ^a	7.8 ^a	7	5.0 ^a	16.0 ^a	10.5 ^a	2
5.5 ~ 10.0	1.2	18.0	5.0	9	2.5	9.2	4.2	5
10.5 ~ 15.0	3.1	12.2	5.9	6	2.6	18.4	9.8	4
15.5 ~ 20.0	5.2	11.9	7.6	3	1.8	7.0	5.1	4
20.5 ~ 25.0	6.4	6.7	6.6	2	4.8	12.6	8.7	2
25.5 ~ 30.0	7.2	20.0	13.6	2	6.9	25.0	15.2	4
30.5 ~ 40.0	12.6	16.5	18.0	5	10.1	20.3	13.0	4
40.5 ~ 50.0	11.3	28.9	17.8	4				
50.5 ~ 75.0	11.6	29.1	18.0	4				
75.5 ~	29.6	29.6	29.6	1				

則性を見い出すことができない。

4. 出水の観察結果 講演者はたまたま昭和46年8月29日に発生したしゅう雨性降雨による出水を観察することができた。これは総降雨量29.0mm、主たる降雨の継続時間約24分間、同左平均降雨強度70.0mm/hr、瞬間最大降雨強度107mm/hr、最大流量103.39ℓ/sec（比流量25m³/sec/km²）で、相俣試験地で観測した出水としては流量で第3位のものである。

降雨の開始と同時に基岩が露出した河道ならびに河岸の露岩の上に降った雨が、丁度舗装道路の上を夕立の出水が流れる様に流出して流量測定堰の水位が急激に上昇し、しかも流量は雨の降り方の変化に微妙に対応していた。また河岸の薄いスポンジ状の運積性土壌部からは盛んに雨水が中間流となって流出しているのが認められた。しかし山腹ならびに河岸の土壌部では降雨はすべて滲透してしまい、表面流の発生は全々認めることができなかった。降雨の終了と共に堰水位は上昇時とほぼ同じ速度で急激に減少し始め、ほぼ30分位で減少がにぶり始め、降雨終了より6時間でほぼ平水に復した。

出水中の流れは空気が混入して白濁して見えたが、すくって見ると清澄であった。

5. 以上のまとめ 以上の洪水波形、洪水流出率の解析と洪水の観測結果を併せると、降雨強度の変化に対応して敏感に変動する波長の短い波は基岩が露出した河道ならびに河岸の露岩部で発生する表面流と、河岸の薄い運積性土壌部で発生する中間流によるものと考えることができる。洪水流出率の最低が1.2%であることから見て、表面流が発生する区域は集水面積の2%以下であると推定できる。また河岸の薄い運積性土壌部はしゅう雨性降雨による出水の洪水波形ならびに洪水流出率から見て、集水面積の30%前後を占めているのではないかと推定できる。ゆるやかに増加してゆるやかに減少する大きな波は河岸に連なる比較的薄い残積性土壌地帯からの中間流出と河岸の薄いスポンジ状の運積性土壌の孔隙の中の水が降雨終了後しみ出て来たものの両者の合成によると考えられる。

V 山腹流分離観測結果の解析

1. 山腹流分離観測装置の問題点 山腹流分離観測装置は山腹の標準的な残積性土壌の区画を選んで設置されたものであるから、ここでの観測結果は山腹における降雨の滲透と流下の状況にある程度代表するものと講演者は当初考えたが、これは必ずしも正しくないことが判明した。いま別表に山腹流分離観測装置の観測区画の中に降った雨量と地表面・ABCDの各層を流れて区画外に流出した量の比率を流出率として与えている。これの昭和45年の平均値は0.3%である。これが翌年の46年になると一挙に10倍の3.0%にはね上がっている。山腹における土壌水分量の減少は主として樹木の発散作用によっており、山林内はほぼ無風状態で湿度が非常に高いため、地表面から蒸発する量はほんのわずかであって、山腹流分離観測装置の観測区画の様に四周が隔絶されていて樹木の根による土壌水分の吸収・発散が行われない所では、土壌水分量が上昇し、土壌水分がほぼ一定の状態になってしまうことが考えられる。昭和45年と46年の流出率の間に大きな段差があるのは、この間の12月から3月までの積雪期に例年になく多量の降雪があり、これが融けて土壌中に滲透して凍結することを繰り返したため、土壌孔隙が水で満たされ、それが4月初めに融けて土壌水分量を多くし、その後の降雨により維持されたためと推定できる。すなわち山腹流分離観測装置の観測区画の土壌は常に周囲の土壌より湿った状態にあり、ここにおいて観測された結果は同時刻における山腹の状況を代表しているとは云えない。

2. 観測結果 山腹流分離観測装置による観測結果として特記すべき点は、降雨は落葉伝いに流る他は総て地中に滲透してしまうことである。また地中に滲透した降雨はC・D層を流れて観測区画より流出し、A・B層の流れは全々発生しないことである。落葉伝いの流れも非常に局所的なものであって、いずれは地中に滲透してしまう性質のものである。すなわち山腹流分離観測装置ではこれまで表面流は全々発生せず、中間流のみが観測されている。またこの中間流も降雨の終了と同時に止っている。

VI 山腹流観測装置による観測結果の解析

山腹流観測装置は山腹流を分離観測できるものではないが、山腹流分離観測装置による観測結果を併せて見て、観測した山腹流が堆積した落葉伝いの非常に局所的な流れで占められていると見て大体あやまりがない様である。これまで観測した総雨量の最大が125.5mmの程度の出水においては、厚さが1m程度ある残積性土壌地帯である山腹に降った雨は殆んど洪水流出に寄与していないのではないかと推定される。

VII 山腹における散水実験

1. 実験計画 散水は予備散水を経て昭和46年9月にその第1回を行った。予備実験は散水を土壌の各層の含水状態が完全に定常状態に達するまで散水可能な最大強度で行い、散水終了後何日位で散水前の含水状態に戻るかを知ることを主体として行った。散水終了後土壌の水分状態は大体 $PF = 1.3$ 位すなわち土壌中の大孔隙の重力水がなくなる位の状態までは一日位で急速に回復するが、それ以降非常に回復速度がにぶり、大気に直接接しているA層でさえ $PF = 1.7$ すなわち土壌中に毛管重力水以上が存在する様な状態になるまで約1ヶ月かかることが判明した。これは先に述べた様に土壌中の水分が失われるのは主として樹木の発散作用によるためと考えることにより説明できよう。したがって散水区画の土壌水分を相当乾いた状態にまで持って行くためには数ヶ月間を要するであろう。そこでA層の含水状態が $PF = 1.7$ 程度になる1ヶ月間を最小散水間隔とすることにし、この間隔で各種散水を実施することとした。

2. 散水強度120mm/hr 24時間連続散水 第1回実験として散水装置の最大能力である120mm/hrの散水強度で24時間の連続散水を行った。散水開始より約30分、散水量約60mmでC・D層よりの流出が始まった。流出強度は流出開始後約30分で定常状態(約28mm/hr)に達した。総散水量約2900mmの散水を行ったにもかかわらず、表面流ならびにA・B層中の流れは発生しなかった。散水終了と共にC・D層中の流れは急速に減少し、約1時間で殆んど出終ったが、完全に流出し終るのに3日間を要した。

3. 散水強度8mm/hr 24時間連続散水 第2回実験として本散水装置が安定して散水できる最低散水強度の8mm/hrで24時間の連続散水を行った。散水開始より約5時間20分散水量約43mmでC・D層からの流出が始まり、その流出強度はほぼ当初から定常状態(1.1mm/hr)に近かった。地表面ならびにA・B層からの流れは発生しなかった。C・D層の流れは散水終了後約30分は散水中と同じ流出強度を維持し、その後急速に低下し、120mm/hrの時と同様に3日間で流出しつくした。

4. これまでの散水実験で特記すべき点ならびにまとめ 散水実験は昭和46年中に一定散水強度

24時間連続散水を3回行った。47年には散水強度を変化あるいは散水を断続して行い予定であるが、これまで得られた事項として特記すべき点を列挙すれば次の通りである。①120mm/hrと云う様な非常に強い散水強度で24時間も連続散したにもかかわらず表面流が発生しなかった。②中間流はC・D層中を流れ、A・B層中では発生しなかった。③C・D層の土壤孔隙がある程度飽和した時点でC・D層中の流れが発生していること、そして土壤が非常に湿っている状態でも、中間流が発生するためには数10mmの散水を必要とする。④基岩に相当多量の水が滲透しているらしいこと。⑤山腹流分離観測装置で得られたと全く同様の結果が散水実験でも得られている。

Ⅷ 土壤孔隙量の測定結果

1. 土壤孔隙量の測定結果 山腹流分離観測装置と散水区画に隣接する地点の土壤の各層ならびに河岸の薄いスポンジ状の運積性土壤部より試料を採取し土壤孔隙量を重力水孔隙、毛管重力水孔隙、毛管水孔隙に今けて測定した。表-2は測定結果である。

2. 山腹における損失雨量について 山腹の土壤中に含まれる水分の内、重力水は短時間の間に流出するが、毛管重力水、毛管水は流出せず土壤の湿りとなる。土壤中に毛管重力水・毛管水として保持され得る最大量は土壤孔隙量の測定結果から見て土壤体積の30%程度、土壤厚さが1mの場合300mm程度はあろう。山腹における損失雨量は土壤の水湿状態により大きく左右されるが、平均的に云って100mmと云う量を考えてもそれはそう大きな値ではないであろう。

Ⅹ 結 論

山腹の山林土壤部に降った雨は総て滲透してしまい、表面流は発生しない。滲透した雨は土壤の湿り不足を補い、土壤の深層の孔隙をほぼ飽和した時点で中間流となって地表下を流下して河道に流出する。土壤厚さが薄い地帯では非常に早期に中間流が発生する。そしてこの地帯で発生する中間流は降雨の不滲透地帯で発生する表面流と共に山地河川のにおける洪水流出の主体をなしている。

Ⅹ おわりに

相俣試験地における観測等は本年一杯をもって完了する予定であります。本研究を実施するにあたり多くの御援助・御協力をいただいた利根川上流工事々務所前所長柳野康行氏、同所前調査課長清水佐氏、利根川ダム統合管理事務所前所長山本高義氏、同所前調査課長松原峯生氏、同所前調査係武捨春雄氏、同所相俣ダム管理支所長河合勇氏、同支所職員御一同、月夜野営林署、田部井建設社長田部井一郎氏、大竹木材商事大竹隆一郎氏に対し深く感謝の意を表するものであります。

Ⅹ 参考文献

- 岡本芳美他 美和小試験地における洪水流出についての一考案 土木技術資料11-6
- 岡本芳美 山地水源部における洪水流出機構に関する一考察 土木学会第24回年講演集2部
- 岡本芳美 山地水源部における流出の観測 土木学会第25回年講演集2部
- 岡本芳美 微小流域とこれを含む大流域ならびに同水系内の近接する大流域における洪水流出の比較-主として洪水流出率と総損失雨量の面から 土木学会第26回年講演集2部

表-2 土壤孔隙量の測定結果一覧

場 所	土 層	重力水 大孔隙	重力水 小孔隙	毛管 重力水 孔隙	毛管水 孔隙	固形分
観測区画	A	37.9	4.7	2.8	29.0	25.6
	B	20.9	5.8	2.7	32.9	37.7
	C	13.5	5.2	2.5	28.2	50.6
散水区画	A	23.3	9.1	1.3	34.0	32.3
	B	12.0	3.4	2.4	38.3	43.9
	C	8.8	2.6	1.7	40.3	46.6
山腹河川	NO1	16.4	9.2	8.6	37.8	28.0
	NO2	24.8	3.0	3.4	31.2	37.6

(%)