

日本列島の山林地流域における降雨の 流出現象に関する総合的研究*

THE STUDIES ON THE RUNOFF PHENOMENA AND PROCESSES OF MOUNTAIN FOREST DRAINAGE BASINS IN JAPAN

岡本 芳美**

By Yoshiharu OKAMOTO

1. 本研究開始の経緯

(1) 美和小試験地水文資料の解析

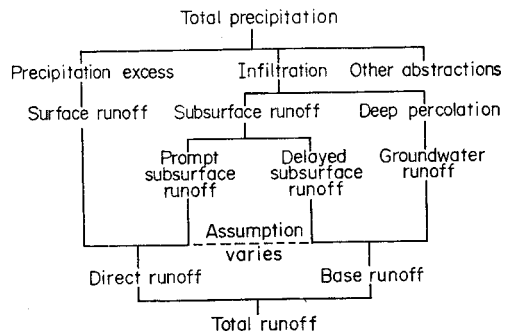
建設省土木研究所水文研究室は、天竜川支川三峯川小支川小犬沢に“美和小試験地”とよばれる流出試験地を設け、昭和 40 年から 42 年の丸 2 年間、降水量と流出量の 1 時間観測を行い、昭和 43 年に、“美和小試験地水文観測資料”として、観測結果を公開した。それまでも小流出試験地による水文観測が各地で行われてきており、観測資料が公開されはしていたが、それらは、いずれも森林理水試験を目的としたものであったため、時間の単位が 1 日であった。したがって、小試験地における水文観測結果として 1 時間単位で資料が公開されたのは、美和小試験地をもってはじめてとすべきであろう。美和小試験地は、多目的の美和ダム流域 (311.1 km²) の中に含まれ、流域面積は 1.36 km² である。流域の平面形状は、長さ約 1.8 km、幅約 1.1 km のほぼ扇形をしており、平均勾配は約 30 度である。この付近の平均年降水量は、約 1300 mm である。土地利用形態は、大部分が山林で占められ、一部水田がある。地質は、三波川変成帯に属する緑色片岩と黒色片岩からなっている。土質は褐色森林土である。筆者は、それまで山林地大流域の水文資料に接する機会には、恵まれていたが、1 時間単位で観測された山林地小流域の水文資料に見えるのは、まったくはじめてであったので、さっそく“このような小流域では、ハイエトグラフとハイドログラフの対応関係がきわめて高いのではなからうか。美和ダム流域のハイドログラフとは、少しく異なったハイドログラフがみ

られるのではないか”という予見をもって、全資料期間にわたって、ハイエトグラフとハイドログラフの対応関係を調べる作業を開始した。しかし、この予見は、“美和小試験地で観測された洪水のハイドログラフの形は、大流域である美和ダム流域のそれと大差ない。しかもその上に、最大流量の発生遅れ時間が大流域とさして変らぬ”ということにより、完全にはずれてしまった。表一 1 参照。以上のような予期せざる結果を得たことに対し

表一 1 美和小試験地における頂点流量の遅れ時間

洪水番号	雨量 (mm)	ピーク 降雨強度 (mm/hr)	降雨開始時 流 量強 (mm/hr)	ピーク流出 度 (mm/hr)	降雨開始よ り流量増加 開始までの 時間 (hr)	ピーク流量 開始までの 遅れ時間 (hr)
40-5-21	56.0	13.0	0.069	0.610	0.5	3.5
40-5-27	98.4	8.2	0.093	1.448	3.5	1.5
40-5-31	17.0	6.8	0.217	0.326	1.5	1.5
40-6-21	51.5	18.3	0.068	0.713	3.5	2.5
40-6-28	21.1	5.8	0.072	0.212	1.5	1.5
40-7-13	33.6	16.6	0.103	0.707	1.5	1.5
40-9-10	13.5	5.0	0.100	0.133	不明	2.5
40-9-17	104.2	10.8	0.050	1.474	4.5	1.5
41-6-2	24.6	13.4	0.114	0.302	0.5	1.5

- 注) 1. ピーク降雨強度が 5 mm/hr 以上の洪水を対象とした。
2. 昭和 41 年については非常に雨量の欠測が多かった。
3. ピーク降雨の発生時間はピーク降雨の重心とした。
4. 降雨開始より流量増加開始までの時間ならびにピーク流量の遅れ時間の最大誤差は ±0.5 時間である。



図一 1 流出の過程と成分 (Chow HANDBOOK OF APPLIED HYDROLOGY p. 14-3 Mc GRAW-HILL より)

* 本論文は、参考文献 3) を出発点として、土木学会年次学術講演会第 24~32 回の各回、ならびに土木学会水理講演会第 16~21 回の各回に発表した 15 講演論文の新観点からの総まとめである。

** 正会員 新潟大学助教授 工学部土木工学科

て、筆者は、次のような解釈を下した。すなわち“直接流出の主成分である表面流出は、降雨強度が浸透能を上まわったときに発生するものであるから、たぶん流域全体で表面流が発生するほど期間中強い雨が降らず、したがって有効降雨は、早い中間流となって流出し、そのため上記のような結果が現れたのではないか”（図—1 参照）。そこで、美和小試験地の地形・地質・土質等の調査を行うとともに、山林地における浸透能の実測、中間流の発生に関する文献調査を行った。

(2) 文献調査

文献調査を行ってみて認識を改めたのは、山林地における浸透能の実測や中間流の発生というような基本的なことに関する研究が、土木工学の分野では、筆者が調査した限りでは、ほとんど行われておらず、林学の分野において、わずかにみられるということであった。林業試験所の佐藤 正¹⁾は、新しい型の山地浸透計を開発して、東北各地で山林地の浸透度の実測を行い、地状態と最終浸透度との関係を表—2 に示していた。佐藤らによる調査・研究結果が中部地方にもそのまま適用できるものならば、美和小試験地で期間中観測された最大1時間平均降雨強度は、18.3 mm/hr であったから、最大瞬間降雨強度は、それよりもはるかに大きな値になることを考慮に入れても、美和小試験地においては、観測期間中、特別な場所を除いては、表面流は、発生し得なかったことになるわけである。事実、二度にわたり美和小試験地流域を詳細に踏査したけれども、表面流が発生した痕跡にいきあたることはなかった。塚本良則²⁾は、東京大学愛知演習林における山林地土壌の孔隙量の測定、山腹における散水実験等から、“森林流域では土壌孔隙構成からみて、従来測定されてきたように、地表面流下は発生せず、中間流出と地下水流出が河川流出成分のほとんど全部を占めている”と結論していた。

表—2 地状態と最終浸透度の関係

地状態	林 地			伐採跡地	草生地	崩潰跡地	歩 道
	針葉樹 林 地	広葉樹 林 地	平 均				
浸透能	246 (13)	272 (10)	257 (23)	160 (13)	191 (3)	99 (8)	11 (4)

注) () 内数字は測定地点数を示す。

(3) 新流出試験地の設定

文献調査を行ってみて、筆者は、さきに美和小試験地の流出現象に対して下した解釈をさらに進めて、“山林地流域においては、特別な場所を除いては、表面流は、発生しない。したがって、直接流出の構成主体は、中間流出である”という推論を発表するに至った³⁾。そして、この推論を立証すべく、新たに独自の立場で小流出試験地を設定して、そこで山林地流域の降水の流出現象とそ

の流出過程についての研究を行うことにした。新流出試験地の選定条件として、筆者は、次の事項を考慮した。

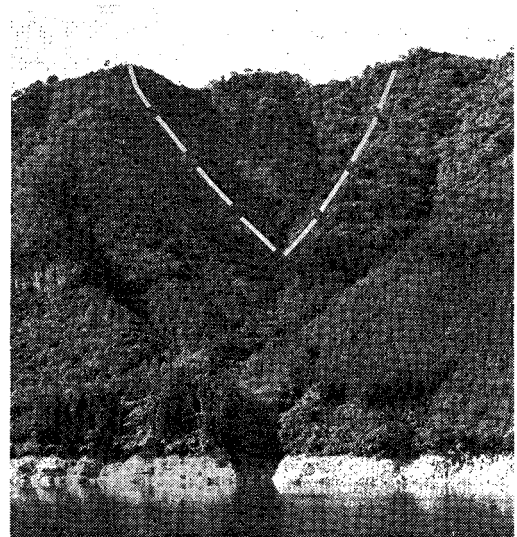
- ① 山背線が画然としている。
 - ② 山腹斜面は等斉斜面であり、斜面勾配は美和小試験地よりはるかにきつこと。
 - ③ 山腹下部には厚い運積土層がないこと。
 - ④ 川の1次と2次の水の河床は、基盤岩が露出し、河道勾配は、斜面勾配と同様に急なこと。
 - ⑤ 流水が涸れないこと。
 - ⑥ 代表流域といえるほどに、水文観測が充実している大流域の中に含まれ、かつその流域の状況を代表しているといえるような場所であること。
 - ⑦ 国有林であり、天然林であること。
 - ⑧ めったなことでは、人が立入れない場所であること。
- 以上のような条件の場所をみつけることは、至難であったが、幸運にもこれらの条件をほぼ満した試験地を利根川支川赤谷川赤谷湖畔に設定することができ、筆者は、これを“相俣試験地”と命名した。

2. 相俣試験地による研究

(1) 相俣試験地の概要

a) 相俣試験地

相俣試験地の立体形は、あたかも大斜面をスプーンですくい取った跡のような形をしている（写真—1 参照）。基盤岩の地質は、複輝石安山岩、土壌層は、黒ボク土に分類される。この付近の平均年降水量は、約1300 mm、冬期は、雪がある程度積もるが、土壌層は、完全に凍結する。林相は、ほぼ天然林の広葉樹で占められている。河道網の配置は、ほぼ左右対称といってよい。川の1次水流は、非常に安定しているものと、まったく不安定で



写真—1 相俣試験地全景（破線内が流出測定区）

現在も盛んに成長を続けているものの両極端に分かれている。不安定な1次水流についてみると、断面形はU字形で、基盤岩が露出した河床から、ごく短いガレ河床（C層が露出している状態）を経て、最上流部の粘土の河床（成帯土壌層のA層が洗われ、B層が露出した状態）に順次移り変わる。この部分は、冬期間には、多量の礫を凍結融解作用により生産し、これを洪水時に下流へ流送している。平常時も、水が流れている安定した1次水流についてみると、最上流端は、あたかも地すべり跡地のような情景を呈している、この部分の土層の湿りは、他の場所と比べて、著しく高いのが特徴である。河道断面は、V字形をなし、河岸はいろいろな厚さの非常に軟かい黒色スポンジ状の運積土層で覆われている。河床は、露岩で、流水部を除いて苔で覆われている。この部分は、礫をほとんど生産せず、流水が涸れることはない。この小谷の上流に向かって左側最奥の部分を出流測定区とした。写真-1の破線で囲まれた地域。

b) 流出測定区

流出測定区の流域面積は、約4.5ha（航空写真測量による）である。標高は、最高点が約900m、最低点が約700mである。河道網は、最高の次数が3で、2次水流の数が2、1次水流の数が7で構成されている。上流に向かって右半分の区域の河道は安定している。逆に、左半分の区域の河道は、まったく不安定で、谷道の成長や吸収複合が急速に進行中である。斜面の平均勾配は約42度、河道の平均勾配は約41度である。河床が露出した基盤岩からなる河道の総延長距離は、約640m（水平距離）、総面積約2200m²、河道距離の最長は約210m、平均は約160mである（以上は実測値）。河床が平滑な粘土の河道の総面積は、これが山背線まで伸びていると仮定した場合でも、約800m²程度、実際には、これよりはるかに小さな値であろう。流域の河岸、河床の部分と山腹の部分の各占める割合を実測したかったが、あまりにも傾斜がきつく、実施できなかった。

(2) 相俣試験地で行った水文観測、現地実験等とその結果の概要

a) 流出測定区での流量の観測

流量の観測は、開角90度、高さ50cmの鋭縁三角堰を設け、その溢流水深を水研62型自記水位雨量計を用いて測定することにより行った。昭和45年より47年までの3年間で、大小90余りの洪水を完全な形で観測することができた。

b) 雨量観測

雨量計は、試験地内に計4台（試験地入口付近、山頂の林外、流量観測施設、林内天然広葉樹林下に各1台）設置した。雨量計は、いずれも口径200mmの転倒マス

型隔測自記雨量計（1回転倒0.5mm）である。

c) 山腹流ならびに山腹流の分離観測

山腹の土層の表面、ならびに土層中で発生する雨水の流れ、すなわち表面流と中間流を一括して、本論では山腹流とよぶ。山腹流をとらえるため、一様な傾斜約45度の山腹斜面の山背から約50m下った地点を幅1mで基盤岩層まで開削し、断面から流出する雨水を転倒マスに導いて計量し、電接計数器で記録する山腹流観測施設を造った。これの真下のところの幅1m、長さ6mの区画を荒さないように基盤岩層までそっくり切り出して、上端と両側面をモルタルで塗って遮水壁とし、下端の地表面、AとB、BとC、CとD層の境目に、各層からの流れ出てくる雨水を集めるための樋を取り付け、転倒マスに導いて計量し、電接計数器で記録する山腹流分離観測施設を造った。当初、筆者は、降雨は土層中に水平面とほぼ垂直に浸透していくものと考えていた。しかし、傾斜林地の成帯土壌層では、浸透雨水の一部は、地表面と並行に分布する樹根に集中して、これに沿って斜面下方に向かって流れながら拡散して行っていることが、観察により判明した。この樹根に沿う浸透雨水の流れは、降雨の浸透の過程で局所的に発生するもので、中間流ではないことに注意を要する。両施設においては、樹根に沿う浸透雨水の流れの発生は認められたが、山腹流（表面流・中間流）の発生は全然観測されなかった。

d) 山腹における散水実験

山腹流、ならびに山腹流分離観測は、自然に降る雨によって山腹で生ずる表面流・中間流を流出測定区で観測される洪水との関連でとらえようとしたものであったのに対して、これは、人工降雨発生装置で任意の強度・継続時間の雨を降らせ、山腹における表面流・中間流の発生状況を研究しようとしたものである。このための施設を設ける場所として、V字河岸の縁の上の傾斜が約45度で、土層（厚さ約1m）と基盤岩層の境目が画然としており、土壌層は残積性成帯土壌層である場所を選んだ。基盤岩層は、表面が鏡のようで、数十cm間隔の規則的な節理の割れ目が存在し、割れ目には粘土が詰まっていた。まず、斜面を幅0.5m、長さ約6mの区画に荒さないで切り出し、上端・両側面をモルタルで塗り、下端を開放して測定区画とし、地表面、AとB、BとC、CとD層の境目に流出する雨水を集めるための樋を取り付け、流出雨水をパイプで水槽に導き、その貯水位変化から、各層からの雨水流出量を計量するようにした。測定区画の上には、やぐらを組み、人工降雨発生装置を載せ、さらにその上に実験が天候に左右されないように透明樹脂製の屋根をかけた。土壌層の湿りの度合を知るために、ポテンショオメーター（大起理科学製）の受感部を地表面より10・20・40cmのところ差し込んだ。人

工降雨装置は、最大降雨強度が 150 mm/hr までの任意の雨を降らすことができるものである。散水実験は、降雨強度・降雨量・降雨継続時間をいろいろ変えた組合せで実施した。最高は、降雨強度 150 mm/hr で連続 36 時間、総降雨量 5400 mm という散水を行ったが、表面流、A 層と B 層中の流れは発生しなかった。C 層中の流れがわずかに観測され、そして降らせた雨のほとんどが基盤岩層の中に浸透して行ってしまったことが確認された。

e) 土壌孔隙量の測定

試験地内の各地点から土壌試料を採取し、孔隙量を重力水孔隙、毛管重力水孔隙、毛管孔隙に分けて、吸引法により測定した(表—3 参照)。流出測定区の山腹の土壌層は、細礫を含み、また C 層は、風化の度が低く、礫塊からなるので、山腹の土層から連続的に資料を採取して、孔隙量の垂直分布曲線を作成することは、残念ながらできなかった。

表—3 土壌孔隙量の測定結果

試料採取場所	試料の数	孔隙量				固形分量
		大重力水孔隙 PF=0~1.3	小重力水孔隙 1.3~1.7	毛管重力水孔隙 1.7~2.0	毛管孔隙 2.0~4.2	
山腹土A層	9	20~50%	数%以下	2~3%以下	30%前後	20~30%
〃 B層	12	10~30%	数%以下	2~3%	30%前後	30~50%
〃 C層	1	8%	2%	1%	34%	55%
河岸土	4	10~30%	1~10%	数%前後	20~40%	20~60%

f) 溪流を洪水が流下する速度の実測

急勾配の溪流を洪水が流下していく速度を実測するために、放流用の門扉をもった有効貯水量約 30 m³ のダムを築造した。ダムから下流には、三つの浮子による流速測定区間を設定した。第 I 区間の上流端の流域面積は約 7 ha である。流下速度の実測は、門扉を操作して、一定流量を放流し、そこに蛍光染料を溶かした水と浮子を同時に流して、浮子と染料の各断面通過時間をストップウォッチで測定して求めた。その結果を 表—4 に示す。

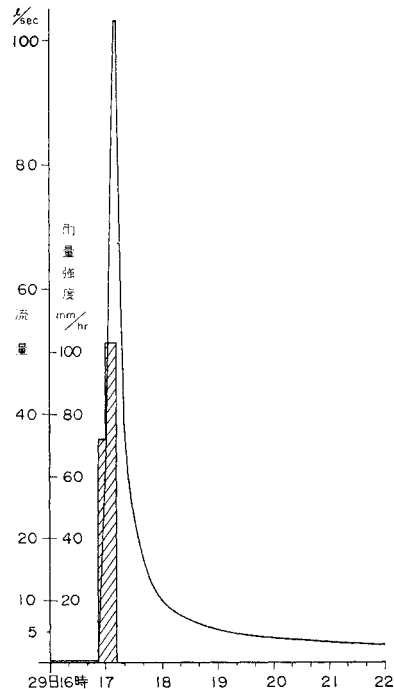
表—4 溪流における洪水流速の実測結果

区間	距離 (m)	平均勾配 (度)	河床状態	洪水流の比流量と流下速度			
				4	3	2	1 m³/sec/km²
I	21	20	平滑な露岩礫, 最多長径 6~12cm	2.9	2.7	2.7	2.7 m/sec
II	19	15	礫, 最多長径 6~12cm	1.5	1.1	0.6	0.3
III	14	25	礫, 最多長径 6~12cm	1.2	1.3	1.3	1.3

g) 洪水の観察

試験地を構えていても、洪水の最大流量発生に出会う機会はまれである。しかし、幸運にも、昭和 46 年 8 月 29 日夕刻に発生したしゅう雨性降雨による洪水を観察することができた(図—2 参照)。この洪水の総雨量は、

30.0 mm、降雨継続時間は、20 分、平均降雨強度は、約 90 mm/hr、最大流量は、約 103 l/sec (比流量で約 2.3 m³/sec/km²) であった。みた限りでは、山腹表面、ならびに V 字河岸スポンジ状運積土層表面では、表面流は発生しなかった。また、山腹流・山腹流分離観測施設でも、山腹流の発生は観測されなかった。洪水中の流水の色は、気泡を多量に含み、白濁してみえたが、しかし器にとって静めると、土砂は全然含まれず、ふだんの流水となら変わりがなかった。降雨終了後、山腹の成帯土壌層の湿り具合を調べると、表面部分は十分湿っていたが、深部は乾燥していた。



図—2 昭和 46 年 8 月 29 日洪水

(3) 相俣試験地の流出測定区における降雨の流出現象と流出過程についての考察

a) 表面流の発生について

山腹では、観測期間中発生した洪水に関しては、絶対的に表面流は発生していない。また、孔隙量の測定結果や山腹における散水実験結果からみて、現在の気候条件下では、山腹では表面流はまず発生しないと考えられる。V 字河岸のスポンジ状運積土層表面での表面流発生の可能性は、洪水の観察や孔隙量測定結果等からみて、まずないであろう。もし、そこで表面流が発生すれば、たちまち洗い掘られて、現在ある運積土層は、存在しないことになるであろう。すなわち、相俣試験地の流出測定区において表面流が発生するのは、露出した基盤岩から

なる河床と A 層が失われ B 層が露出した平滑な粘土の河床の部分のみであると考えられる。

b) 中間流の発生について

観測期間中に発生した洪水に関しては、山腹では中間流は発生していない。山腹の成帯土壌層の B 層は、集積層であって、微視的にみれば、不透水層とみなせる。しかし、相俣試験地においては、B 層を貫いて C 層まで樹木の生根と枯死根が伸びており、また枯死根が腐食してきたパイプ状の大孔隙網が B 層中に形成されている。この両者の存在により、B 層は、少なくとも垂直方向には、透水層となっている。すなわち、B 層は、A 層から浸透してきた雨水をすべて C 層に浸透させることが可能である。したがって、D 層が不透水性であれば、中間流が発生するのは、まず C 層ということになり、C 層への浸透量が多くて、C 層だけでは流しきれなくなったときはじめて A 層中で中間流が発生することになる。すなわち、山腹における中間流の発生は、基盤岩層の透水性にかかっているということになる。山腹における散水実験を行った場所は、文字どおり鏡面をなす D 層の上に A・B・C 層が載っていて、当然 C 層中でまず中間流が発生するものと予想されたが、かようなものからとしか思えぬ節理の割れ目から、雨水は、ほとんどみな D 層中、すなわち基盤岩層中に浸透して行ってしまっ、本格的な中間流は、降雨強度が 150 mm/hr の雨が 36 時間継続してもついに発生しなかった。相俣試験地の流出測定区において、基盤岩が一枚岩で、節理もその他の割れ目も全然存在しないという場所は、非常に局所的にはあっても、山腹全体がそうであるということとは絶対でない。すなわち、流出測定区の山腹において、全面的に中間流の発生することはないと結論してもよいであろう。次に、V 字河岸のスポンジ状運積土層で覆われた地帯における中間流発生の問題であるが、これについては、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の観察記録とこれから行うハイエトグラフとヒドログラフの関係解析、それに溪流における洪水流の流下速度の実測結果が大きな手がかりを与えよう(図-2 参照)。この洪水をもたらした一連降雨は、継続時間が約 20 分間で、その降り方から 10 mm ずつ三分割できる。最初の 10 mm は、平均強度約 72 mm/hr、約 8.3 分継続、降り方一様である。次の 10 mm は、平均強度約 103 mm/hr、約 5.6 分継続、降り方変化。最後の 10 mm は、平均強度約 103 mm/hr、約 5.8 分継続、降り方一様であった。最大流量は、降雨終了 1~2 分前に発生し、降雨終了まで同じ値が続いた。この流量の平衡状態が発生したということは、これに大きく関与する流域の出口へのきわめて流出速度の早い流出成分による流出現象が平衡状態に達したためと解してよいであ

う。では、この流出成分が何であるか考えると、この時点における表面流発生可能域(露岩部約 2 200 m²、B 層の露出部約 400 m²として、計約 2 600 m²、流域に占める割合は、5% 強)からの流出流量は約 74 l/sec (=0.2778 × 103 × 2 600 × 10⁻³)となる。これに対して、総流出量は 103 l/sec であるから、その差約 30 l/sec 分は、表面流出ではないが、それに近い流出速度をもつ流出成分の発生区域からの流出流量でなければつじつまが合わないことになり、その区域の面積を表面流発生域に換算すると約 1 000 m²になる。流出測定区の V 字河岸の運積土層地帯においては、平均降雨強度 90 mm/hr の雨が 20 分間継続すれば、大部分で中間流が発生してもおかしくない状態にある。ここで、ヒドログラフの減退部に目を転じてみると、最初の 10 分間は、上昇部分の上昇速度と同様な速度で流量が減少し、それ以降急激に減少速度が鈍って、ほぼ直線状のヒドログラフになるのに数時間を要している。また、このしゅう雨性降雨によって、この直線部の流量は、降雨開始時の 0.24 l/sec より著しく増加している。このしゅう雨性降雨が山腹の土層の湿りの不足を完全に補えなかったことが観察され、山腹流が発生しなかったことも確認されている。よって、ヒドログラフの減退部の最初の 10 分間より後の流量は、V 字河岸運積土層地帯に降った雨が供給源であると断ぜざるを得なくなる。すなわち、そこに降った雨のほんの一部分(1 000 m² 相当分)が中間流となってたちまち河道に流出し、残余は、非常に大きな時間幅をもって流出したことになる。以上から、降雨終了 1~2 分前に発生した流量の平衡状態は、露出した基盤岩からなる河床と A 層が失われ B 層が露出した平滑な粘土からなる河床の部分で発生した表面流出と、平均降雨強度 90 mm/hr の雨が 20 分継続すれば、大部分で中間流が発生してもおかしくない状態にあると先に考えた V 字河岸運積土層地帯のほんの一部分で発生した中間流出が、ともに平衡状態にほぼ達したために発生したものと考えることができよう。それでは、V 字河岸運積土層地帯の残りの大部分で起こっている流出形態はどのようなものであるか考えると、薄いスポンジ状の運積土層中にこれだけ長時間大量に雨水を貯留する能力はないから、岩盤の節理の割れ目からいったん基盤岩層中に浸透して地下水となって貯留され、地下水流出したものという推定を行うことがもっとも妥当であろう。この間の過程の定量解析は、V 字河岸の運積土層の地帯の面積と運積土層の厚さが判明していれば、実施可能であろう。結論として、この洪水で中間流が発生したのは、V 字河岸運積土層地帯のほんの一部分で、それは、基盤岩層の割れ目から地下水が滲出して、運積土層と基盤岩層との境目の流れている場所と、一枚岩となって露岩部に連なっている

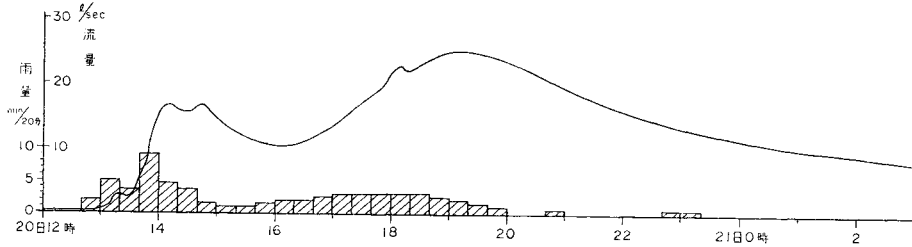


図-3 昭和45年5月20日～21日洪水

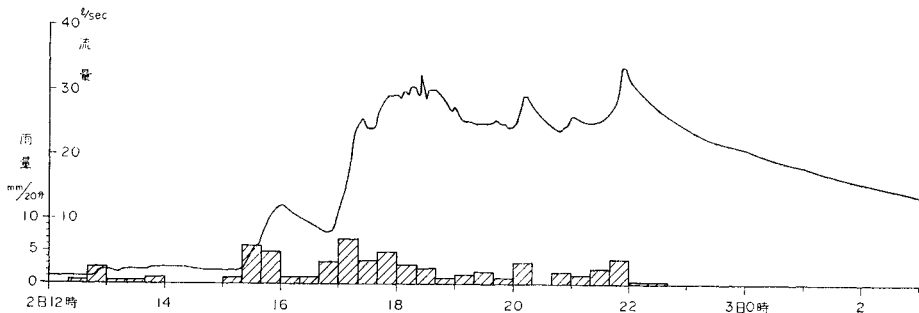


図-4 昭和45年7月2日洪水

地帯であろう。

c) 時間最大雨量と最大流量の対応について

この問題に関しては、昭和45年5月20～21日洪水と同じ年の7月2日洪水の二つを取り出して論じてみよう(図-3, 4 参照)。10・20・30分間というようないろいろな単位時間でハイトグラフを描き、ハイドログラフとの対応関係を見ると、20分間雨量のハイトグラフが一番よくハイドログラフに対応する結果を得た。これは、昭和46年8月29日に洪水において、ほぼ一様強度で降ったしゅう雨性降雨に対して、流量が20分間弱で平衡状態に達したという事実と一致する。しかし、20分間雨量に対応する流量の雨量に対する比率を流出係数とでもよぶとするならば、流出係数は、あとの20分間雨量に対するものほど大きくなり、これら洪水の最大流量は、20分間雨量の最大値と関係なく、ほぼ降雨終了時点で発生している。昭和45年5月20～21日洪水は、降雨が二波に分れて降り、第二波の主要部はほぼ一様強度で3～4時間継続して、その終りごろに最大流量が発生している。このことは、平衡状態に達するには、少なくとも降雨が一様強度で3～4時間は降り続かなければならないような流出成分の存在を意味している。

d) 基盤岩層の貯留作用について

流出測定区における平常時ならびに洪水時の降雨終了後の流量は、直後のごくわずかな期間を除いては、基盤岩層から浸出してきたものであることは、多面的にみてまちがいない。流出測定区の基盤岩層には断層層の大亀裂は存在しないから、浸出水が基盤岩の中に貯留されている場所は、節理による小さい割れ目以外であることは

考えられない。この節理の発達状況は流域内でほぼ一様であるといつてよい。平常時は水が滲れてしまっている1次水流においては、河岸を運積土層が覆っておらず、露岩となっている。以上の二点から、基盤岩層がその節理による割れ目に雨水を相当長期間貯留することができるのは、基盤岩層表面を運積土層がいうなればふたをしているためではないか、また、そのふたのしまり具合は、運積土層の厚さや土質、その覆い方、それに地形が大きく作用しているのではなかろうか。観測された洪水のハイドログラフの減退部の降雨終了後を、時間を普通目盛、流量を対数目盛にとって、片対数方眼紙に再プロットし、それをバーズの方法を用いて総合的に解析すると、三つの基盤岩層から流出してくる流出成分の存在が明らかに確認できる(図-6 参照)。そして、それら各成分の流出流量は、時間を変数とした指数曲線となる。すなわち、時間を t 、 $t=0$ における流出流量を $q(0)$ 、時刻 t の流出流量を $q(t)$ とするならば、 $q(t)=q(0)e^{-\alpha t}$ なる曲線形である。ここで、 α は減衰係数である。減衰係数の値が大きい順に、それらを第1・第2・第3の成分とよぶことにすると、第3の成分は、常時地下水を流出させている地域からの流出流量であると断定してまちがいない。そして、第3の成分より減衰係数が1桁大きい第2成分は、河床は基盤岩層が露出しているが、河岸は運積土層でほぼ被覆されているような地域からの、そして第2成分よりさらに減衰係数が1桁大きい第1成分は、河床は基盤岩層が露出していて、河岸は部分的にしか運積土層が被覆していない、あるいは被覆がない地域からの流出流量であると推定される。すなわち、流出測

定区の地下は、① ほぼ常時帯水層が形成されている地域、② 洪水 中ならびにその後のある期間帯水層が形成されている地域、③ 洪水中ならびにその後のごく短かい期間しか帯水層が形成されていない地域、からなっているという考え方ができよう。また、これら帯水層は、線形貯水池と考えられよう。

f) 降雨の損失と蒸発散作用について

流出測定区の土層に覆われている地域では、表面流は発生せず、降雨はすべて地中に浸透してしまうので、降雨の損失は、雨水が主として土層中の空の毛管孔隙を満たすことによって発生するものと考えてよいであろう。山腹における散水実験において、散水区画の土層を完全に飽水させたのちに、冬季をはさんで8か月間、土壌層を乾燥させる目的で実験を休止して、散水区画を放置したが、散水後の重力水が全部抜け出てしまったあとの土層の湿度（PF 価約 1.7）がいつまでも維持されて、目的を果たせなかった。この原因は、散水区画内の樹木の生根が遮水壁を造るために切断されて、樹木による蒸散作用が停止されたためと、地表面からの蒸発がほとんど起こらなかったためであると筆者は解釈している。もし、この考え方が正しいならば、散水区画とその周囲の気象条件は、散水区画の上には透明樹脂製の屋根がかけられていて雨が降らないことを除いては、まったく同じであるから、林内の地表面からの土中水分の蒸発は、ほとんど起こっていないことになる。流出測定区の上腹は、天然広葉樹の高木で昼なお暗き状況に覆われ、湿度はきわめて高く、地表面は、落葉が堆積し、苔が生えている以外は、下草は生えていない。谷筋を除いては、風も吹かないから、地表面からの蒸発は、非常に少なく、土中水分が失われるのは、樹木の蒸散作用によって主として生じているものと推定される。

(4) 結 論

相俣試験地における水文観測は、昭和 45 年 5 月に開始され、昭和 47 年 7 月 14 日に大洪水が発生して、流量観測施設が完全に破壊されたため終了し、その年をもって相俣試験地は廃止された。以下に本研究の結論として、相俣試験地での水文観測・現地実験等の結果をもとにして行った山林地流域における降雨の流出現象と流出過程についての筆者の新たな推論を述べたいと思う。① 現在の気候下では、特別な場所、すなわち露岩部やそれに準ずる場所でのみ表面流出が発生する。② 中間流出は、次の二つの場所でのみ発生する。イ) 基盤岩層が不透水性、あるいは難透水性である部分、ロ) 基盤岩層から地下水や雨水が浸出してきて、基盤岩層への雨水の浸透が妨げられる部分。③ 中間流の河道への流出速度は、表面流のそれとさして変わらぬくらいに早い。④ 表面・

中間流出の発生の場合以外では、有効降雨はすべて基盤岩層の中へ主として節理による割れ目を通して浸透し、下層に向け透過していく。基盤岩層への雨水の浸透が起こるためには、その上を多孔質の土層が覆っていることが条件となる。⑤ 地下の帯水層は、一種類でなく、次の典型的な三種類の存在が考えられる。イ) よほどの干天が続かない限り消えることのないほぼ常時存在する長期間地下水放出帯水層、ロ) 洪水期間中のみ存在する、すなわちここからの地下水が流出しきってしまえば、洪水が終了したといえる中期間地下水放出帯水層、ハ) 降雨の最中ならびに終了後のごく短期間しか存在しない短期間地下水放出帯水層。そして、これらの帯水層は、いずれも線形貯水池とみなすことができる。⑥ 短期間地下水放出帯水層を通しての降雨の流出、すなわち短期地下水流出による降雨の流域の出口への流出速度は、流域が大きくなると、表面流出や中間流出のそれとオーダー的にはさして変わらなくなる。⑦ 降雨の損失は、主として土層中の空の毛管孔隙を雨水が満たすことによって生ずる。土層中の空の毛管孔隙の増加は、主として樹木の蒸散作用によってなされる。⑧ 溪流における洪水流の流下速度は、河道勾配のきつさから想像されるほど速くない。

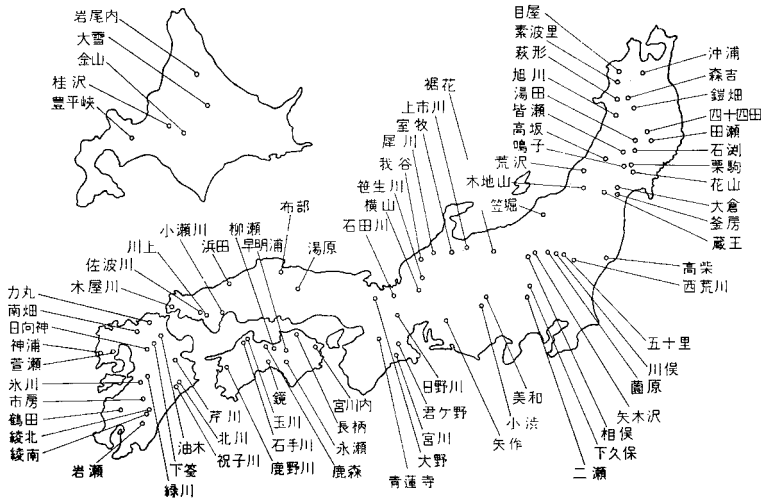
3. 大洪水のハイドログラフの減退部の形態面からの研究

(1) はじめに

洪水のハイドログラフは、上昇部・頂点部・減退部の三部分に分けられ、上昇部・頂点部の形は、洪水ごとに著しく違っている。しかし、減退部にはそう違いはない。減退部は、流域のいろいろな部分に、いろいろな形で貯留されていた雨水が出口に流出してくる様子の総合的な現われであるとされている。したがって、この部分の解析は、流域の貯留作用に関与する流出現象と流出過程の解明に大きな手がかりを与えることになるかと一般に考えられている。本章では、バーンズの方法で日本列島上の山林地流域で発生した大洪水のハイドログラフの減退部を解析し、流域の貯留作用という面から、日本列島上の山林地流域の流出現象と流出過程の究明を試みている。

(2) 大洪水資料の蒐集について

わが国においては、昭和 30 年代から本格的に多目的ダムが築造されはじめ、昭和 48 年現在で、その数は 120 余に及んでいる。多目的ダム流域においては、貯水池への流入流量の高度管理の必要性から、流域からの 1



図一5 洪水資料を蒐集した多目的ダム流域一覽

時間平均流出流量と流域内の1時間雨量の資料がよく整備されている。そこで、筆者は、これら多目的ダムの中から、原則として面積が500km²以下の流域を選んで、そこで発生した最大比流量が1(m³/sec/km²)以上の大洪水の時間雨量・流量の資料を蒐集した。資料期間は、大洪水をもたらした一連降雨の開始前48時間より終了後168時間の間である。資料を公表しないダムもあって、90余の多目的ダムについてしか大洪水資料を蒐集することができなかった。しかし、それらは日本列島全域を網羅しているといつてよいであろう(図一5参照)。ダム流域からの流出流量すなわち貯水池への流入流量は、貯水位変化法によった。

(3) 日本列島上の山林地流域の洪水のハイドログラフの減退部の一般形と法則性について

前述の90余の多目的ダム流域に加えて、相俣試験地での大洪水のハイドログラフの降雨終了後を、対数目盛に流量をとって、片対数方眼紙に再プロットした結果、例外なく、図一6の例に示す形をとることが判明した。すなわち、降雨終了間際まで雨が激しく降り続いて、最大流量が降雨終了後またはその直前付近で発生している大洪水については、ハイドログラフは最大流量時点から丸一日間くらいの間逓減率が急激に減少して、そこに、資料期間が短い場合には、折れ曲がり点と見まちがえる点が現われ、その時点から逓減率の減少が衰え、最大流量時点から数日経たるところに明らかな折れ曲がり点が発生していて、以後逓減率は一定値を保つという一般形を示す。これに対して、降雨終了より相当以前に最大流量が発生して、以後だらだらと降雨が続いた大洪水では、ハイドログラフの減退部の降雨終了後は、前者でみられた逓減率が急激に減少してゆく部分が短くて、ある

いはなくて、最大流量時点より数日を経たところに明らかな折れ曲がり点が発生し、以降逓減率は一定値を保つという一般形を示す。したがって、バーンズの方法で解析すると、日本列島上のいずれの山林地流域においても、例外なく大洪水のハイドログラフの減退部の降雨終了後の部分は、逓減率の異なる三つの流出成分で構成されているという結果が得られた。逓減係数が一番大きな成分を第1成分、二番目を第2・第3成分とよぶものとする。大洪水のハイドログラフの減退部の形には、次に述べる法則性が存在する

- ① 折れ曲がり点が必ず存在する。この折れ曲がり点は、降雨終了、あるいは最大流量時点より数日を経て発生し、洪水規模が大きければ、遅れて発生する。したがって、資料期間が短い(降雨終了より2~3日しかない)場合には、その発生は確認できない。
- ② 順番に各成分の逓減係数を並べたとき、各隣り合うどうしは、その値が完全に一桁違っている。
- ③ 第2成分の逓減係数は、第3成分のそれのほぼ10倍の値を示す。
- ④ 第1成分の逓減係数は、流域の大小に関係なく、ある値の幅の中に納まる。しかし、下限値は第3番目の成分のほぼ100倍の値を示す。
- ⑤ 第3番目の成分の逓減係数の値は、流域の地質と関係しているようにみえる。

(4) 第一番目の成分についての推察と本章の結論

第一番目の成分、すなわち逓減係数の値が一番大きい成分は、欧米各国では表面流出成分とされている。しかし、筆者は、相俣試験地における研究結果をもとにして、主として短期間地下水放出帯水層からの地下水流出成分ではないかという推察を下した。したがって、第二番目の成分は中期間地下水放出帯水層からの、第三番目は長期間地下水放出帯水層からの地下水流出成分ということに必然的に結論される。

4. 一連雨量と流出量の関係からの研究

(1) はじめに

浸透能の値が全般的に低い流域では、降雨の内の降雨強度が浸透能を上まわった分が表面流出し、残りは、地中に浸透して土の湿りの不足を補ったあとで、中間流出

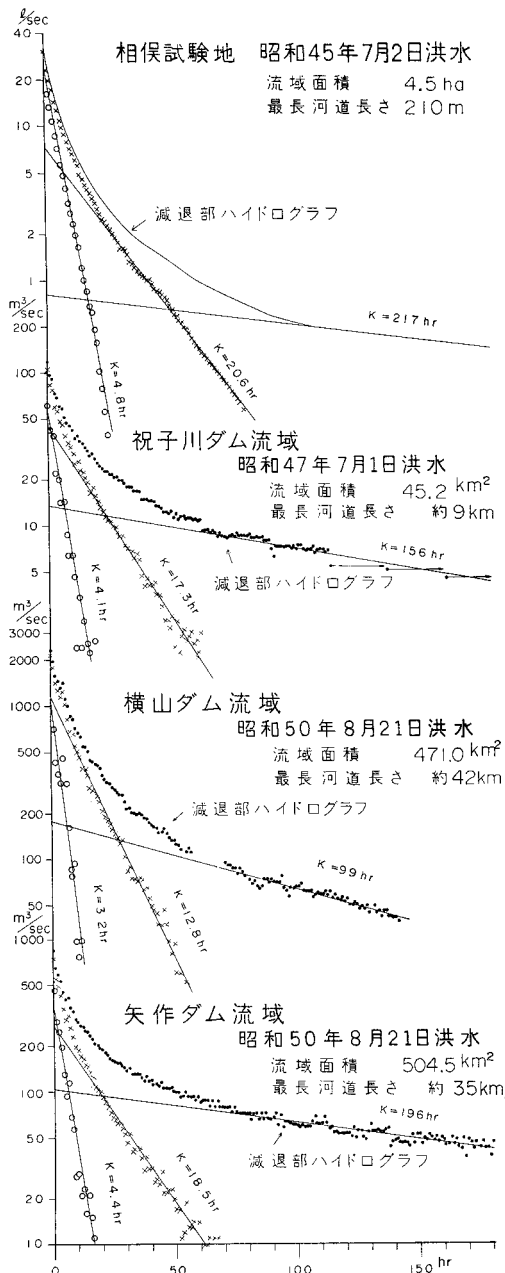


図-6 大洪水のハイドログラフの減退部の一般形代表例

や地下水流出するものとするのが妥当であろう。したがって、一連降雨ごとの雨量と流出量の関係には、降雨強度と土の湿りの不足の度合という二つのパラメーターが入ってくる。これに対して、浸透能の値がきわめて高い流域では、特別な場所を除いては、降雨はすべて地中に浸透して、土の湿りの不足を補った残りの分は全量流出することになるから、一連降雨ごとの雨量と流出量の関係には、土の湿りの不足の度合だけがパラメーターとして入ってくることになる。いま、日本列島上の山

林地流域全部について一連降雨ごとの雨量と流出量の関係が一定のパターンにあてはまるならば、日本列島上の山林地流域で起こっている流出現象には同一性があるといえる可能性があり、また、そのパターンから、前記二つのどちらの型に属しているのかということが類推できよう。そこで、前述の多目的ダムの中から、歴史が古く管理状況のよい 20 の流域を選び出し、非積雪・結氷期に発生した雨量が約 20 mm 以上の一連降雨による雨量と流出量の関係を調査した。

(2) 一連降雨ごとの流出量の算定について

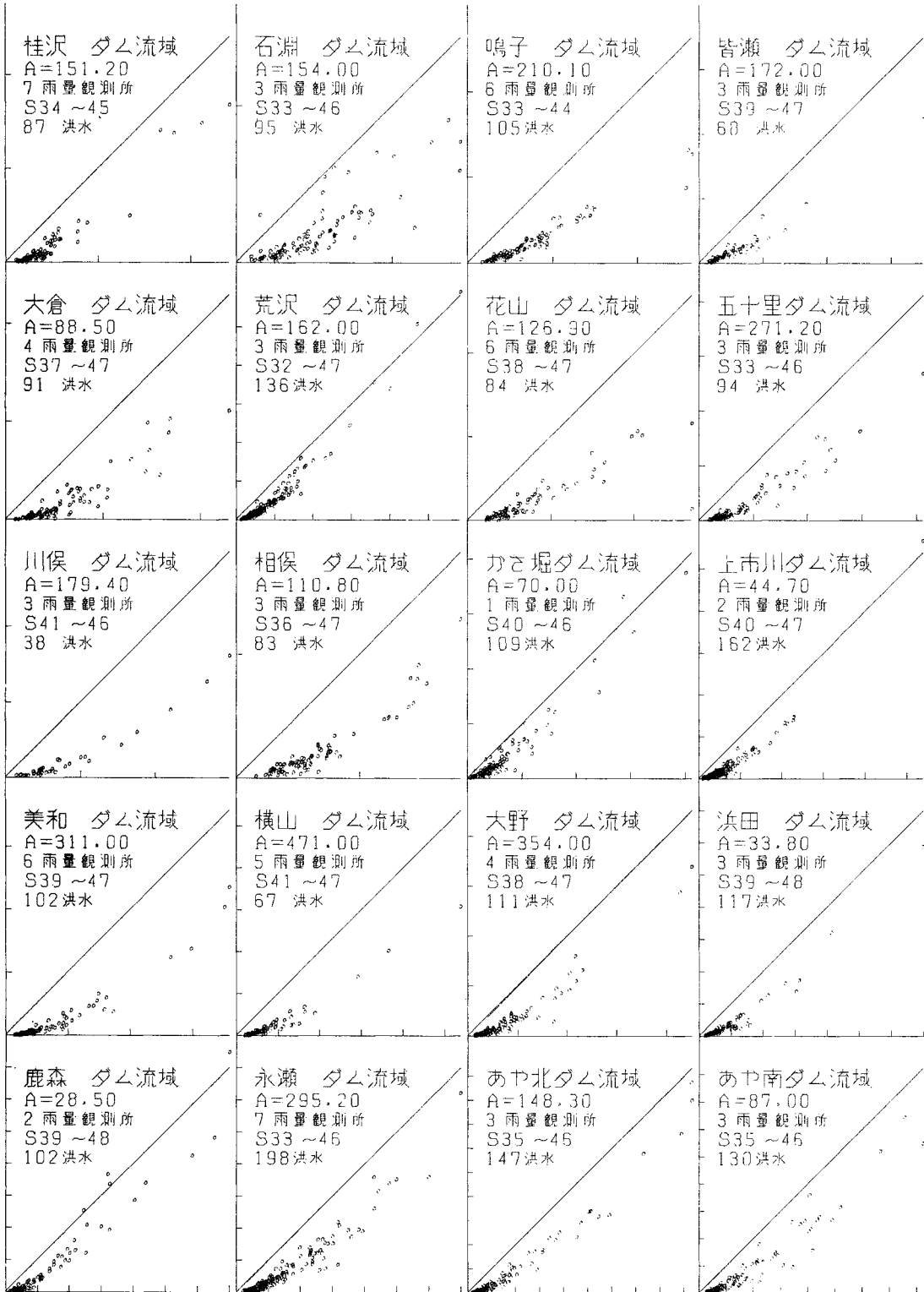
流量が長期間地下水放出帯水層からの地下水流出流量のみからなる状態で一連降雨があり、かつ次の一連降雨が降雨開始時と同じ状態になってから降るのであれば、一連降雨による流出流量は、容易に算定することができる。しかし、このように理想的な間隔で雨が降ることは、めったにないことなので、一連降雨による流出量を求めることは非常に困難である。そこで、本論では、流出量の代わりに次に定義する 24 時間流出量とよぶ値を用いた。24 時間流出量とは、まず降雨開始時の流量でハイドログラフを水平分離し、次に降雨終了より 24 時間までの部分を取り出し、流出高さに換算した値である。

(3) 一連雨量と 24 時間流出量との関係

全国 20 多目的ダム流域におこる一連降雨による雨量と 24 時間流出量の関係をプロットしたのが図-7である。それらの関係には、明らかに一定のパターンが存在するといえよう。すなわち、① プロットされた諸点のばらつきから上限線と下限線を引くことができる。② 上・下限線は、ともに最初は下に凸の曲線形をなし、ある雨量から図中に引かれた 45 度の直線と並行な直線に移り変わっていつている。③ 点のばらつき幅は北国より南国の方が大きい。

(4) 雨量と流出量の関係が一定パターンを示す理由

以上の雨量と 24 時間流出量の関係は、24 時間流出量を補正して流出量としても、パターンの基本形には変更が起こらないであろう。このような一定パターンの存在する理由としては、次のように考えられよう。① 流域の各部分は、その地点の湿りの不足量に応じて、降雨の開始よりの累加雨量がある量に達すると飽和し、それ以降の雨は全部有効雨量となる。② 累加雨量が増加するにつれて、流域の中の飽和している部分の面積率がだんだん増加して、累加雨量がある量に達すると、流域は 100% 飽和して、以降の雨は全部有効雨量となる。③ 山林地流域の大半は、ほぼ一様厚さの成帯土壌層で覆われ



図一 一連降雨ごとの雨量と 24 時間流出量の関係 (横軸が雨量, 縦軸が 24 時間流出量である. 各軸の一目盛は, 100 mm に相当し, 斜線は, 傾斜が 45 度の直線である.)

ている。そして、残りの部分は土壤層の厚さが薄いところから成帯土壤層の厚さのところまで変化して分布している。したがって、流域の飽和率は、最初は徐々に増えていって、突然 100% になる。④ 以上から、同じ湿りの状態の下で降ったいろいろな降雨量の一連降雨に対しては、雨量と流出量の関係は、最初は下に凸の曲線形を示し、流域全体が飽和する累加雨量の時点で 45 度の直線に接し、以後は 45 度の直線の上になることになる。そして、この形が上・下限線に現われているのである。

(5) 結 論

日本列島上の山林地流域における一連雨量と流出量の関係のパターンの種類は、一種類のみに限定されるようである。そして、その間のパラメーターとして想定されるものは、降雨開始時の流域の湿りの度合のみである。このことは、日本列島上の山林地流域においては、降雨は、ごくわずかな割合を占める特別な物所をのぞいては、すべて地中に浸透し、したがって、表面流出は、ごく一部の場所をのぞいては、発生しないということの一つの裏付けになり得ると筆者は考えている。

5. 洪水の再現計算を通しての研究

(1) はじめに

本章においては、前章までの研究結果を受けて、山林地流域の降雨の流出過程のモデルを組み立て、そのモデルで、日本列島上の任意の山林地流域において発生した洪水をどの程度再現し得るのかについて検討し、それを通じて、山林地流域の降雨の流出現象と流出過程を明らかにしてみたいと思う。降雨の流出過程は、斜面で降雨から有効雨量が発生する過程、有効雨量が斜面から河道に流れ出る過程、河道に流れ出た有効雨量が河道網を流下して流域の出口に到達するまでの過程の三つに分割して考えることができる。そこで、それぞれの過程を独立モデルとして扱い、それらを最後に総合するものとする。

(2) 一般山林地流域の降雨の流出過程モデルの組立

a) 有効雨量モデル

山林地流域においては、浸透能は非常に大きな値を示す。したがって、山林地流域における降雨の損失は、土層中の空の毛管孔隙を浸透してきた雨水が満たすことによって、主として発生すると考えられる。山林地流域における土壤層の厚さは、山腹におけるほぼ一様な厚さから、河岸の露岩部における零まで変化していて、その変化状況は概念的には 図-8 の実線のようなものになるであろう。そこで、これをモデルでは点線のように表現す

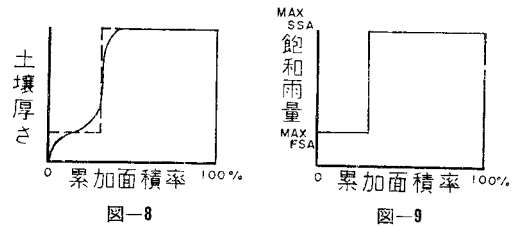


図-8

図-9

るものとする。土壤層中の毛管孔隙量は、土壤層の厚さに比例するものとし、かつ空の毛管孔隙量も同様であるとすると、雨量と有効雨量の関係は、 図-9 であらわされる。すなわち、山林地流域は、比較的少なくない累加雨量で飽和する地帯と累加雨量が相当量に達した時点で飽和する地帯に分けられ、前者を初期飽和地帯、後者を二次飽和地帯とよび、また、それぞれの地帯を飽和せしむるに必要な累加雨量を初期飽和雨量・流域飽和雨量とよぶものとする。降雨開始時点より累加雨量が初期飽和雨量に達するまでは、流域に降った雨は、全量損失雨量となり、累加雨量が初期飽和雨量を越えた時点で初期飽和地帯は飽和し、以後この地帯では降った雨が全量有効雨量に転ずる。降雨がなお続いて、累加雨量が流域飽和雨量を越えると、以後残りの部分も飽和して、流域に降った雨は、全量有効雨量に転ずるものとする。初期飽和雨量・流域飽和雨量の平均的な値は、一連続雨量についての雨量と 24 時間流出量の関係から、推定することができる。

b) 斜面モデル

山林地流域の斜面は、露岩地帯（これに準ずる地帯も含む）・不帯土壤層地帯・成帯土壤層地帯の三つにより構成されている。山林地流域においては、露岩地帯の占める割合は、ごくわずかであると考えれば、不帯土壤層地帯と成帯土壤層地帯の二つから山林地流域はなり、それらは、有効雨量モデルで定義した初期飽和地帯と二次飽和地帯に相当するものである。初期飽和地帯と二次飽和地帯に降った有効雨量は、表面流にならないですべて地中に浸透し、土層中で中間流とならないで、さらに深部に向け全量透過していくものとする。流域の地下は、ごく短い期間しか透過してきた有効雨量を貯留できない短期間地下水放出帯水層の占める地帯と、中程度の期間、ならびに相当長期間透過してきた有効雨量を貯留できる中期間地下水放出帯水層と長期間地下水放出帯水層の三つの地帯からなっているものと考えて、透過してきた有効雨量は、各帯水層で線形貯留作用を受けた後に、河道に流出するものとする。すなわち、厳密には、山林地流域の総流出は、河道降雨・表面流出・中間流出・短期地下水流出・中期地下水流出・長期地下水流出の六流出成分により構成されるべきものであるが（これを概念図で示せば 図-10 のとおりであるが）、河道降雨・表

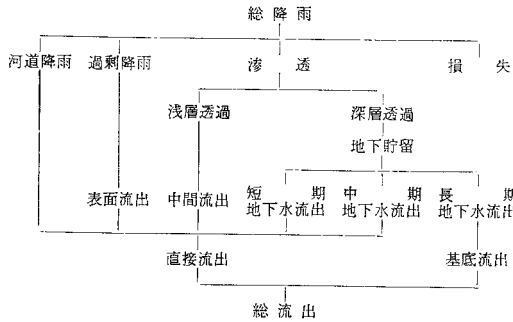


図-10 山林地流域における流出の成分と過程

面流出・中間流出は、総流出に対して占める割合が少なく、しかも短期地下水流出とオーダー的には似かよった流域の出口への流出速度をもっていると考えて、最終的には総流出は、短期地下水流出・中期地下水流出・長期地下水流出の三流出成分によって構成されているものと工学的には取り扱う。各帯水層における貯留作用を表わすパラメーターとして、短期・中期・長期間地下水放出帯水層貯留係数を規定する。これらの値は、大洪水のハイドログラフの減退部分をバーンズの方法による解析により得られる。地表面に浸透した有効降雨が地下帯水層に到達するに要する時間は、零とみなす。

c) 河道モデル

山間地を流れる河川では、斜面から流出した有効雨量は、河道網をそこの勾配に応じて流域の出口に向け流下していくものとする。すなわち、山間地の河道網は、線形河道網と考える。そして、河道網を有効雨量が流下する速度を河道集中速度とよぶものとする。

d) モデルシステムとパラメーター

有効雨量モデル・斜面モデル・河道モデルを総合したもの、すなわちモデルシステムを概念図で示せば 図-11

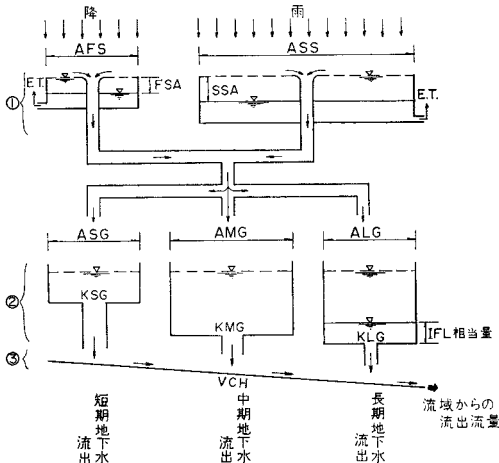


図-11 山林地流域における降雨の流出過程の工学モデル概念図(①は有効雨量モデル, ②は斜面モデル, ③は河道モデルを示す)

のとおりである。また、このモデルシステム中のパラメーターを流域の定数と一洪水ごとの変数に分けて列挙するならば、次のとおりである。

[流域の定数]

初期飽和地帯面積率	AFS(%)
二次飽和地帯面積率	ASS(%)
短期間地下水放出帯水層地帯面積率	ASG(%)
中期間地下水放出帯水層地帯面積率	AMG(%)
長期間地下水放出帯水層地帯面積率	ALG(%)
短期間地下水放出帯水層貯留係数	KSG(hr)
中期間地下水放出帯水層貯留係数	KMG(hr)
長期間地下水放出帯水層貯留係数	KLG(hr)
河道集中速度	VCH(km/hr)

[洪水毎の変数]

初期飽和雨量	FSA(mm)
流域飽和雨量	SSA(mm)
初期流量	IFL(m ³ /sec)

(3) 本モデルシステムの検証

a) 本モデルシステム検証の手順と考え方

本モデルシステムを実際の山林地流域で発生した洪水に適用して、その再現計算を通じてモデルシステムの合理性の検証を行う。検証のための再現計算は次の手順で行われる。まず、一般的な準備として、①～④を行う。
 ① 長期間にわたって精度のよい水文観測が行われてきた流域を選定して、対象流域とする。
 ② それぞれに性質の異なる洪水を相当数選び出して対象洪水とする。
 ③ 対象洪水の中から、流域飽和雨量を大幅に上まわった降雨量で、かつ降雨終了後、またはその付近で最大流量が現われ、降雨終了後は少なくとも1週間は好天が続いた大洪水を選んで、バーンズの方法により第3成分の遅減係数の値を求め、その逆数をもって KLG の値を決め、次に 3.(3) の ③ に述べられた関係より KMG と KLG の比を 10 とし KMG の値を決める。バーンズの方法によって求められた第1成分の遅減係数は、値が不安定で、解析的に数値を確定することには、無理があるので、KSG と KLG の比を仮定して試算により KSG の値を求める。KSG と KMG, KMG と KLG の比がともに 10 であるとい結果が得られることが判明した。
 ④ 地形図を用いて、集中距離と累加集中面積の関係を表わした累加集中面積図を作成する。
 ⑤ 幹川河道を定め、幹川河道の各区間の河床勾配を地形図より求める。
 ⑥ 河道勾配と河道集中速度との関係を仮定して、②と⑤をもとに時間累加集中面積図を求め、これに 1/3.6 を乗じて、流域に 1mm/hr の強度の有効雨量が降り続いたときの S-ハイドログラフとする。なお、河道集中速度と河道勾配の関係には、ルジハの値を用いるとよい

結果が得られることが判明した。④ S ハイδροグラフ法を用いて、斜面から河道に流出した強度 1 mm/hr, 1 時間継続の単位有効雨量が流域の出口に集中してくる状況を表わす単位集中流量図(単位図)を作成する。次に対象洪水について、①~⑤を行う。① 降雨開始時の流量を IFL とする。② ハイδροグラフとハイドログラフの対応関係から FSA と SSA の値を推定する。③ AFS・ASS・ASG・AMG・ALG の各値を仮定する。これらの値は、流域の詳細な踏査・実測や地形図・地質図の精密な解析により決定し得るものではあるが、流域が広い場合、また、解析に必要な大縮尺の地形図等が一般に得がたいことから、実際問題としては、それらの値は試算による決定にたよらざるを得なくなるものである。これと同様のことがこの他のパラメーターについてもいえる。

④ 以上で決定・推定・仮定した各パラメーターの値を用いて、ハイδροグラフからハイドログラフを計算する。⑤ 実測ハイドログラフと計算ハイドログラフを比較し、満足すべき再現度が得られるまで、以上の手順を繰り返し、満足すべき結果が得られたならば、そのときの各パラメーターの値をもって、対象洪水再現のための各パラメーターの値とする。対象洪水すべてについて再現計算が終了したならば、各対象洪水ごとに得られた各パラメーターの値を、次の観点から比較検討してみる。

⑥ 各対象洪水ごとのパラメーターの各値の中に物理的に見ておかしい値が存在しないか、⑦ 定数たるべきパラメーターは、定数とみなせる範囲内にその値が納まっているか。そして、上記条件が十分に満足されるならば、対象流域の定数パラメーターの代表値を決定する。この代表パラメーターの値を用いて再度各対象洪水の再現計算を行い、全般的にみて再現度が満足のいくものであれば、対象流域に関しては、本モデルシステムが適用可能ということになる。すなわち、本モデルシステムの検証とは、とりまなおさず、試算により決められるパラメーターの代表値を決定することであるといえよう。

b) 実際流域への本モデルシステムの適用

本モデルシステムを検証するために、前述の多目的ダム流域の中から、雨量計が3か所以上設置されている60余りの流域について、試算で決められる定数パラメーターの代表値を求める作業を行った。これを行うにあたって問題になることは、多目的ダム流域から得られる水文資料は、その精度が、流量に関しては、貯水位変化法で算出されているため総合的に見れば相当高いのに対して、雨量に関しては、雨量の時間分布の状態をかなり知り得るものであるという場合も少なくないということである。そこで、一定降雨強度 (RLI mm) 以上の面積雨量に割り増し、あるいは割り引き係数 (RCO%) という補正係数を乗ずることを行った。雨量計の平均受

持ち面積の値が大きい流域、あるいは雨量計の数自体は多いが、配置に偏りがある流域では、一般に降雨の補正を要することが多い。この場合、RLI=0 mm/hr とした方がよい結果が得られ、RCO の値が 100% 近くになることもある。また、負の RCO を乗ずる必要のある流域もある。雨量計の配置が比較的均等で、かつ平均受持ち面積が小さな流域で雨量の補正を必要とする場合は、RLI の値は零でなく数 mm/hr ないし十数 mm/hr として、RCO の値を 10 ないし 30% にするとよい結果が得られる。雨量を補正しなければならなくなる理由は、雨量計の配置の問題と、雨量計の機構そのもの問題、すなわち強風時に雨滴の補足率が著しく低下すると思われることの二つにあるものと筆者は考えている。

c) 適用結果

図-12 は、本モデルシステムによる洪水の再現例である。一つの流域に関して原則として三洪水の再現例を示している。定数たるべきパラメーターの値は、一つの流域について一定値である。河道集中速度には、ルジハの値を用いている。流域中の水田地は、森林地の短期間地下水放出帯水層地帯と同じ取り扱いをし、累加雨量が FSA で飽和するものとしている。計算開始時点は、短期・中期間地下水放出帯水層の地下水貯留量が零で、長期間地下水放出帯水層からの地下水流出流量のみで流域の流出流量が構成されている状態で洪水をもたらした一連降雨の開始時点で、計算終了時点は、資料がある限り一連降雨が終了して短期・中期間地下水放出帯水層が空になった時点である。短期間地下水放出帯水層は、降雨終了後だいたい丸 1 日間くらいで地下水の放出を終え、中期間地下水放出帯水層ではそれにまる 3 ないし 4 日間程度を要する。

(4) 結論

以上から、日本列島上の山林地流域で発生した洪水は、本章(2).d)で示したモデルシステムを用いることにより、工学的にはほぼ満足すべき精度で再現できることが判明した。このことは、本モデルを組立てるにあたって行った諸仮定が降雨の複雑な流出現象・流出過程を十分にとらえている結果であると筆者は解釈している。

6. 総括

(1) 研究の経過

本研究は“美和小試験地水文資料”にその端を発している。これの解析を契機として、筆者は、山林地流域の降雨の流出現象と流出過程についてのそれまでの一般的な概念に疑問を抱くようになり、この問題を究明すべく、

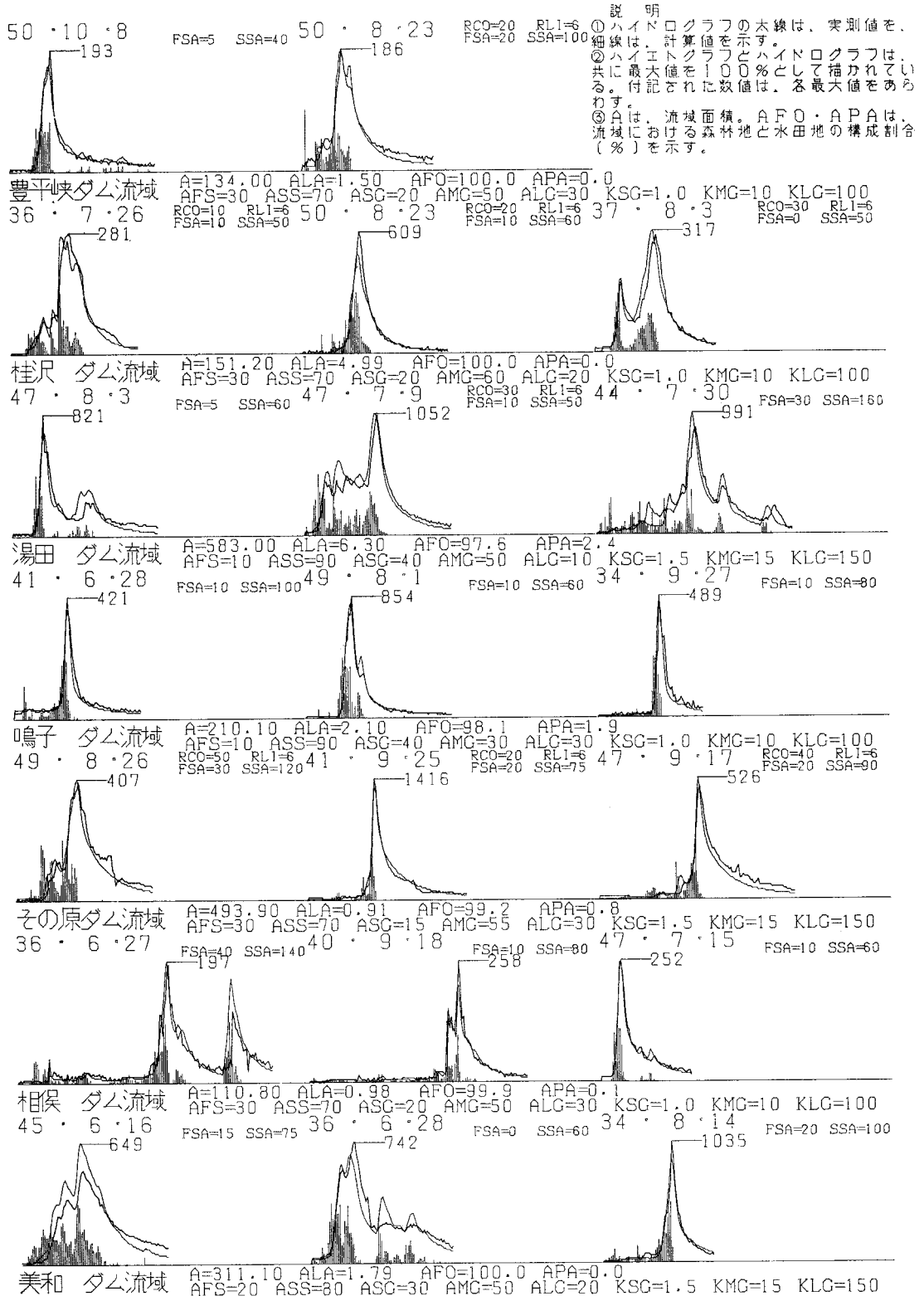
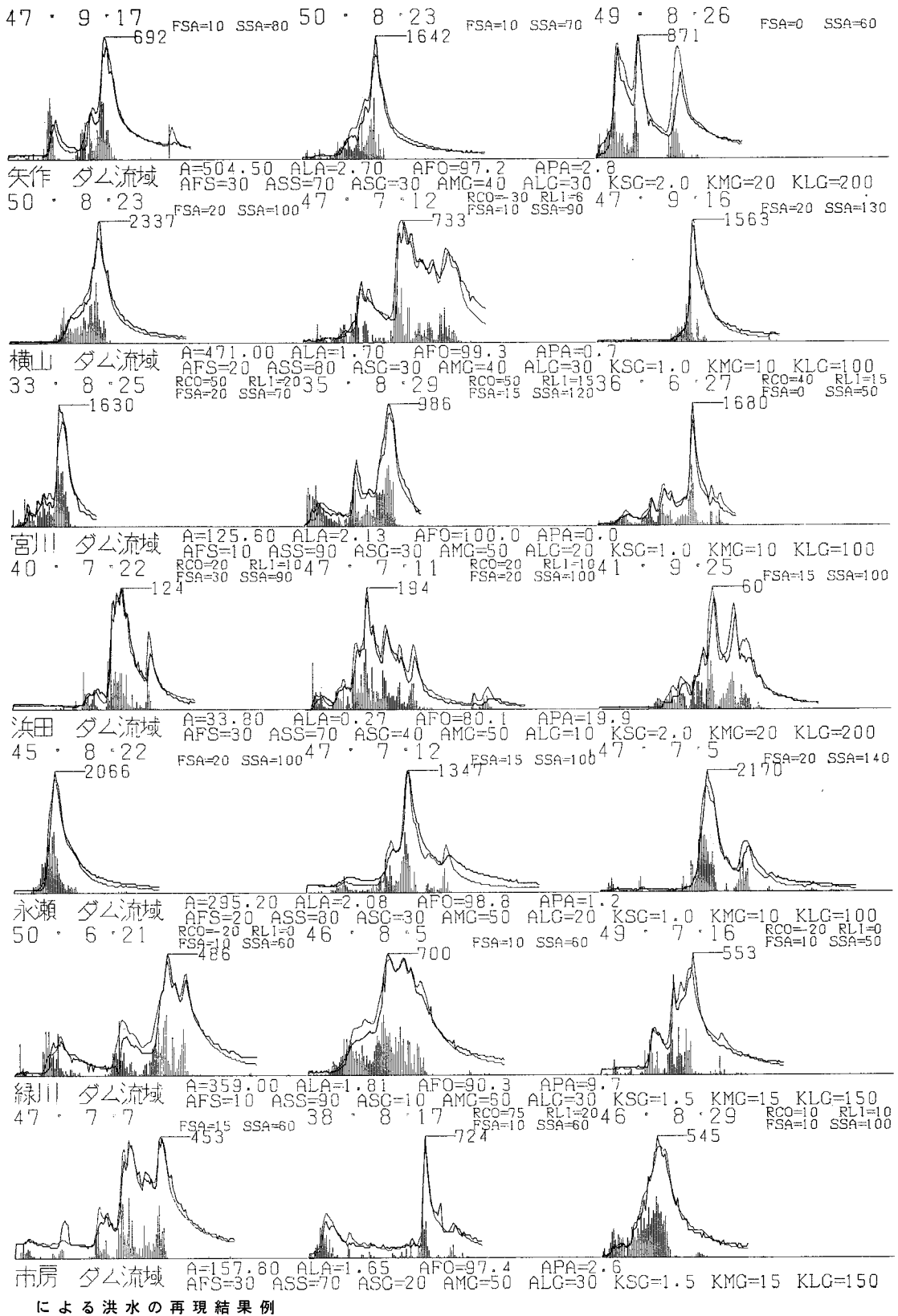


図-12 本モデルシステム



による洪水の再現結果例

利根川支川赤谷川上流部に“相俣試験地”とよぶ小流出試験地を設け、独自の研究を開始した。また、それと並行して、日本列島上に展開する多目的ダム流域を利用して、90余りの山林地流域の大洪水資料を蒐集し、大洪水のハイドログラフの減退部をパーズの方法で解析するとともに、さらにそれら流域の中から20流域を選んで、一連降雨ごとの雨量と流出量の関係を解析して、日本列島上の山林地流域で起こっている降雨の流出現象と流出過程についての研究を行った。また、その過程を通じて、相俣試験地での研究結果が一般山林地流域に適用することが可能であるかどうかという問題についての検討を行った。以上の成果をもとにして、山林地流域の降雨の流出過程のモデルシステムを組立て、これを日本列島上の60余りの山林地ダム流域で発生した大洪水に適用してモデルシステムの検証を行った。以上の四部門に分けられ研究を通しての筆者の日本列島上の山林地流域における降雨の流出現象と流出過程についての研究の結論は次に述べるところである。

(2) 総 結 論

① 日本列島上の山林地流域は、降雨の流出という観点からみると、どれも違いがなく、同一であるとみなせる。

② 山林地流域は、浸透能の値がきわめて高く、現気候条件下では、特別な場所、すなわち露岩地帯やそれに準ずる地帯を除いては、表面流は発生せず、降雨はすべて地中に浸透・透過するものと考えられる。

③ 降雨の損失は、主として、土壌層中の空の毛管孔隙を雨水が満たすことによって発生するものと考えられる。

④ 土層中の有効降雨は、基盤岩層に割れ目がない場所または割れ目から地下水が浸出してくる場所を除いては、すべて基盤岩層の中にさらに浸透すると考えられ

る。

⑤ 土壌層から基盤岩層中に浸透した有効降雨は基盤岩層底部に向かうと考えられる。

⑥ 基盤岩層底部に到達した有効降雨は、そこに帯水層を形成し、滞留したのちに基盤岩層から浸出して、土層中、または露岩部を流れて河道に流出する。基盤岩層底部に形成される地下水帯は、場所によりその貯留作用に特徴的な差があり、長期間地下水放出帯水層・中期間地下水放出帯水層・短期間地下水放出帯水層に分類できる。そして、それぞれは、線形貯水池とみなすことができ、それらの貯留係数は大洪水のハイドログラフの減退部分をパーズの方法で解析することにより得られると考えられる。

⑦ 基盤岩層から地下水が流出して土層中を流れている場所、ならびに土層で覆われた基盤岩層が一枚岩で割れ目がない場所に降った有効雨量は、透過せず、土層中を流れて河道に流出すると考えられる。しかし、このような流出形態は、工学流出モデルを組み立てるにあたっては、表面流出とともに特に取り上げる必要はないと考えられる。

⑧ 河道網は線形河道網として考えられる。

謝 辞：本研究を行うにあたって、御名前をあげることができないくらいに多くの方々のご後援・ご協力を得ました。紙上を借りまして、ここに謹んで御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 佐藤 正・村上・村井・関川：新しい型の山地浸透計による測定成績（第1報・第2報）、林業試験所研究報告第98・99号。
- 2) 塚本良則：山地流域内に起こる水文現象の解析、東京農工大学農学部演習林報告第6号。
- 3) 岡本芳美・辻川：美和小試験地における洪水流出についての一考察、土木技術資料 11-6。

(1977.11.2・受付)