

去川森林理水試験第4回報告

去川試験地の流量, 消失水量, 保留量について

白 井 純 郎⁽¹⁾
竹 下 幸⁽²⁾

ま え が き

本試験は、温暖多雨地帯の常緑広葉樹林とスギ林の水源かん養機能を明らかにする目的で、昭和32年5月、大淀川上流高岡営林署管内の去川国有林内に3流域の試験区が設定され、昭和34年1月から本観測が開始された。第1次計画としては、昭和34～39年を前期とし、40年にⅠ号、Ⅲ号沢の2流域を伐採、41～46年を後期として伐採前後の流量を比較観測の予定である。

森林と水との関係を明らかにする上において、まずその森林の生立する環境、とくに地形・地質・植生・土壌・気象要素の実態の究明が不可欠であり、前4者についてはすでに報告した。今回は最も重要な流量資料について、その前期分を取りまとめたので、本地方における山地の水の出方について報告する。この報告の取りまとめは主として白井が行ない、流量・気象の観測は竹下が担当した。なお、数式計算の一部について当防災研究室岡本の協力を受けた。

本試験遂行に当たって熊本営林局治山課、高岡営林署の各位に終始ご協力を受けた。ここに厚く謝意を表する。

Ⅰ 試験地の概況

すでに3回⁽¹⁾⁽²³⁾⁽²⁵⁾の報告によって明らかにされているが、その概要を摘記する。

位置： 宮崎県東諸県郡高岡町和石、31°51'N, 131°13'E

地質⁽¹⁾：中生層に属する四万十層で、その基盤をなすものはおもに頁岩で、砂岩・石灰岩・礫岩を含む。多少の小断層がある。

地況⁽¹⁾：面積はⅠ号沢 6,556 ha, Ⅱ号沢 9,174 ha, Ⅲ号沢 8,181 ha で、傾斜はいずれも 32～34°でほぼ等しいが、他の地形因子はⅡ号沢とⅢ号沢が比較的良好に似ており、Ⅰ号沢が形状係数その他の点で理水上やや不利な条件下にある。

植生⁽²³⁾：Ⅰ号沢・Ⅱ号沢流域は本地方の代表的な常緑広葉樹林で、上層林冠はシイを優占種とし、他にウラジロガシ・タブ・アオガシなどを混じり、中層はヒメユズリハ・ヒサカキ、下層はイスノキ・タブ・ムラサキシキブが多い。Ⅲ号沢はスギ造林地で、50年生以上であるが谷沿いを除いてその生育は不良で、常緑広葉樹が侵入し、中腹以上とくに尾根筋にはスギは少ない。しかし、全体としてスギを主とした針広混交林である。

土壌⁽²⁵⁾：3流域ともBA型、BC型、BD型の土壌で占められ、このうちBD型は各流域とも谷筋に10%前後で、Ⅱ号沢はBA型が多く、Ⅲ号沢はBC型が半ば以上を占めている。

(1) 前九州支場育林部防災研究室長・現関西支場育林部主任研究官 (2) 九州支場育林部防災研究室

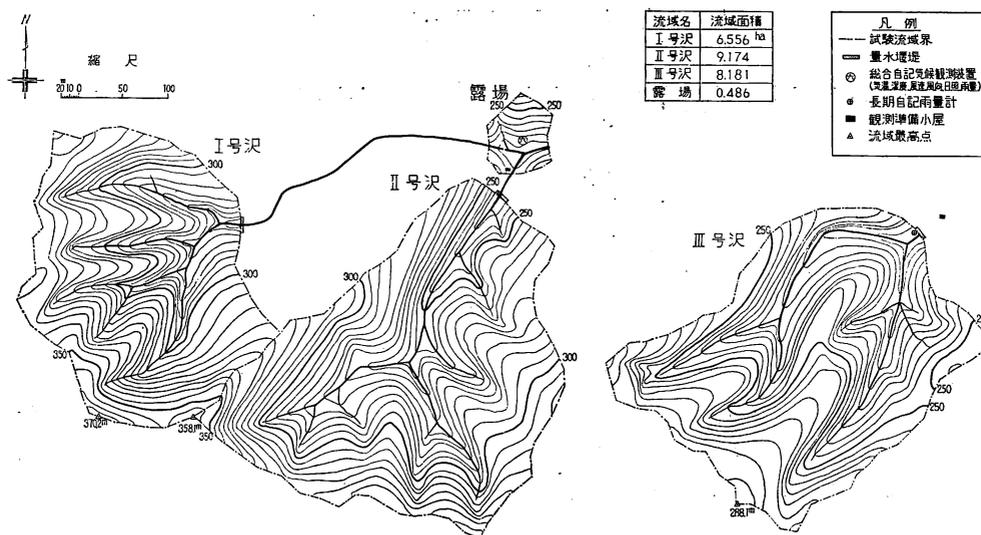


Fig. 1 去川森林理水試験地地形図
Topography map of Sarukawa experimental watershed.

気象： 総合自記気候観測装置を露場に設け、温度・日照・風向・風速・雨量・湿度の6要素を3か月巻で観測している。しかし、Ⅲ号沢はⅠ号沢・Ⅱ号沢流域から1km離れているので、水位観測室に別の3か月巻雨量計を設置してある。しかし、この雨量計の受水口は観測室の屋根に置かれ、地上高の違いのためか露場の雨量よりわずかに少なく、長年の記録では露場の雨量はⅢ号沢の雨量の1.15倍にあたり、露場の欠測のときはⅢ号沢雨量計の記録に上記の係数を乗じて推定した。露場の記録を3流域の代表的数値とするに当たって各流域にそれぞれ4個の雨量計を設置し、2か年観測を継続したところ、各流域の平均雨量は露場のそれにはほぼ等しいことが判明したので、露場の記録を標準とすることとした。

総合自記気候観測装置は電圧降下のためしばしば実験より小さい記録を生じたので、その場合、気温は温度計による実測値で補正、雨量はⅢ号沢雨量計から推定した。昭和36年後半に測器の一部に故障を生じたので、雨量を除いて他の気象要素は観測を打ち切った。

記録の詳細は最後の付表(i~iii)に掲げたが、5か年平均雨量2,930mm、3か年平均気温は15.1°C、同じく湿度は82.2%である。年雨量は宮崎市より約300mm多く、とくに50mm以上の日雨量が他地方に比べ、かなり多いことが特徴である。気温は宮崎市より2°Cほど低く、逆に湿度は宮崎市より多少高くなっている。なお、参考までに沈砂池、湛水池で年1回測定した土砂流出量を付表(iv)に掲げた。

Ⅱ 流量計算の方法

量水設備の内容については去川森林理水試験第1回¹⁾報告において詳しく報告したので、ここでは省略する。

水位流量曲線については、林業試験場関西支場岡山試験地の竜の口山²⁾流域の施設とほとんど同様であるが、念のため量水槽を用いて調査し、昭和32年6月から8月にかけて、水位11.1~46.1cmの範囲で

80の資料を得た。さらに高水位の資料が欲しかったが、試験地は宮崎分場から34kmもはなれており、うまく高水位の機会を捕捉できなかったこと、高水位の場合水位の変動がはなはだしく、また量水槽が小さいこと等のため、測定にいろいろの誤差を生ずるおそれがあるので、とりあえず上記資料で実験式を導いた。低水位についても翌年数回測定したが、途中量水槽の前壁が破損したので測定を打ち切った。

三角欠込堰堤を溢流する流量は一般に、

$$Q = C \{ (H+h)^K - h^K \}^{3/2}$$

であるが、接近速度を無視すると、

$$Q = CH^K \text{ または } \log Q = C' + K \log H$$

(ただし、 Q :流量、 h :接近速度、 H :溢流深、 K, C :常数)で表わせる。

前記の80の資料から最小二乗法で C', K の値を決定すると、

$$\log Q = 2.493 \log H - 2.0924$$

または、

$$Q = 8.083 \times 10^{-3} H^{2.493}$$

となり、竜の口山²⁶⁾の第1回流量実験式ときわめて近似している。

本式による算出流量と実測値とを比較すると誤差率の平均は $\pm 1\%$ 前後であるが、最大は4.33% (水位16.1cmのとき)で、3%以上のものが5個あったが水位の高低とは格別関係なかった。回帰係数の信頼限界は $2.493 \pm S_K \times t_{0.05} = 2.502 \sim 2.484$ (S_K は K の標準誤差)で、回帰直線の95%の信頼帯を求めると、前記の5点が信頼限界の外にあり、また、99%の信頼限界を求めると、 \pm の誤差率最大値のみわずかながら信頼帯の外に出るが、測定誤差も考えられるので、本式による算出値はかなり高い精度を与えるものとして本式を採用することに定めた。実験式決定の際、丸山⁹⁾の指摘するような種々の誤差が考えられるが、本式の精度に対する影響はきわめて小さい。

なお、実験値範囲外への適用であるが、去川の湛水池はノッチの大きさの割合に容積が小さいので、高水位の場合接近速度の増大が多少心配されたが、かりに1時間100mmの降雨があってその全部が流出するとすれば、その流量はⅢ号沢で2,272 l/sとなる。これが接近流速なくノッチから流出するとすれば、水位は1.53mで、この場合の湛水池の流水の横断面は $3.30 \times (1.53 + 1.30) = 9.34 \text{ m}^2$ で、この横断面での平均流速は $227,200 + 93,400 = 24.3 \text{ cm/s}$ となる。よって、接近速度の水頭は $\frac{V^2}{2g} = 0.003 \text{ m}$ 、すなわちわずか0.3cmにすぎない。かりに、その倍の接近水頭を見込んだ場合、流量は接近流速を無視した場合に比し $\frac{4Q}{Q} = \frac{5}{2} \frac{\Delta H}{H} \doteq 0.01$ 、約1%の増加を示す。しかし、現実に予想されうる最高水位は、過去の資料からせいぜい水位1m程度とみられるので、接近速度による影響は前記よりはるかに小さい。それよりも高水位の場合、湛水池に波止めのないため水面が攪乱される心配や、水位測定室への水の通路が、径10cmの3本の管によって結ばれているにすぎないので、湛水池の水位と測定室の水位に時間的ずれが生じるおそれがあるが、自記紙の時間間隔は20分であり、高水位の時の増水曲線を見ても、さほど問題とするに当たらないと推定される。したがって、本式は高水位時にも十分適用可能とみてよい。

また、低水位の場合についても別に測定を行なったが、2%前後の正負の誤差を生じたが、観測誤差も考えられるし、武田が同じノッチで行なった測定の結果によっても、大した誤差が見られなかったので、低水位にも適用できると判断した。流出量計算の方法は他の量水試験地のそれとほとんど同じで、すなわち、水位変化の単調なときは4時間間隔に、水位変化のはげしい時は、自記紙の最小目盛である20分間

隔で水位を読み流量に換算し、前後の流量の平均に時間を乗じて mm 単位で小数以下 2 位まで算出した。

自記紙の水位の最小目盛が 1 mm であるので、低水位の際は多少の誤差が生じるし、また、3 か月の長期巻の関係で時間的ずれがかなりあり、その調整に際してもいくらかの誤差を生じうる。水位計設置当時、観測室に換気孔を設置されなかったため水位計室の湿度がきわめて高く、水位計に相当の故障を生じ、昭和 33 年 6 月に換気孔を設置後も水位計に故障が続出し、たびたび修理を加えたが回復せず、しだいに欠測が増加する傾向があったので、41 年 2 月から順次水研 62 型水位計に切り替え、その後は計測が満足に行なわれている。以上から前期の流量解析には大きな支障を生じた。

Ⅲ 年流出量と消失水量

1. 年流出量

前述したように長期巻水位計に故障が多く、昭和 34 年分を除いて欠測日が続出しており、欠測時の流量は可動している他の流域の流量から推定せざるを得なかった。個々の降雨による増水量や最大流量については、流域間、特にⅠ・Ⅲ号沢とⅡ号沢の間に多少の差があり、Ⅰ・Ⅲ号沢がⅡ号沢より概してやや大きい、基底流量はⅡ号沢に多い等の関係もあって、結局年間の総流量については、後述のようにほとんど差がないとみてよいようである。

欠測期間の流量の推定法については、その期間も長く、また一降雨ごとの流量についても必ずしも一定の傾向がないので、正確な推定が困難であるが、従来の大体の流出傾向から、他の流域の流量に多少の修正を加えて欠測を補った。したがって、年流出量については、流域別比較は昭和 34 年分を除いて無理なので、ここではⅠ号沢の雨量と年流出量の関係について述べる。ただし、昭和 39 年はとくに欠測が全流域に多く推定が困難なので、昭和 34 年から同 38 年までの年雨量とⅠ号沢の年流量との関係式から推定した。すなわち、年流出量と年雨量とはほぼ一次式で当てはまるとい報告が多いので⁶⁾⁹⁾²⁰⁾、Table 1 の資料から求めると、

$$Y = 0.933x - 889 \quad r = +0.933$$

ただし、 y ：年流出量、 x ：年雨量

Table 1. Ⅰ号沢流域の水収支

Water balance for watershed No. 1

歴年 Year	年雨量 Annual precipitation (estimated)	年流出量 Annual runoff	推定流出量 Estimated runoff		実消失水量 Actual water loss	蒸発散能 Evapotranspi- ration rate	推定遮断量 Estimated interception
			直接流出量 Direct runoff	基底流量 Base runoff			
34	3,036 (3,292)	1,820	1,129	691 (23%)*	1,216	762	449
35	2,499 (2,477)	1,358	760	598 (24%)	1,141	802	339
86	3,765 (3,857)	2,696	1,536	1,160 (30%)	1,069	752	317
37	3,139 (3,150)	2,105	1,021	1,084 (34%)	1,118	761	357
38	2,873 (2,703)	1,862	940	922 (32%)	1,011	772	339
39	3,125 (2,910)	2,027	1,136	891 (30%)	1,098	773	325

* () 内は年雨量に対する比

上式に 39 年の年雨量を代入して、年流出量 2,027 mm を推定した。

年流出率は平均約 65% となる。もっともこの流出率そのものは、年雨量によって変化するもので、格別重要な意味を持たないが、年雨量が 2,500 mm 以上の地域では、多雪地帯を除きほぼよく似た値を呈するものと、想像される。

とくに異常な降雨のないかぎり、 $y=x-L$ (L :年消失量)に近い関係があり、 L は年平均気温と密接に関係し、地方によりほぼ一定しているといわれる(当地方では 1,000~1,200 mm 程度であろう)。

つぎに、この年流出量のうち、どの程度が直接流出量(地表流下水および中間流出量)に当たるかを推定するため、つぎのような試算を行なってみた。

すなわち、その方法として、(a) 1 年間の日雨量の度数分布曲線 $N=ke^{-ax^{\frac{1}{2}}}$ (x :日雨量, k, a :常数)に竜の口山試験地の試料を適用したところ、 N と x との相関はきわめて密であった。

そこで、(b) 日雨量(x)と、増水量(y)との関係を $y=f(x)$ で表わし、これに度数 N を乗じ積分し、 $\int_0^{\infty} f(x) \times ke^{-ax^{\frac{1}{2}}} dx$ を求める。ただし、ここでつぎの 2 点が問題となる。まず、当地方は雨の頻度が多く数日にわたる連続雨量が多いから、日雨量のみの増水量を求めることは困難であり、連続雨量が格別大きな値に達しない限り、これを 1 日降雨量とみなすことにした点である。かくすることにより、推定増水量が雨の強度の関係で、現実の増水量を超過するおそれもあるので、そのような資料はなるべく避けた。つぎに正確な増水量をうるためには、増水後の水位が降水前の水位(これも一定であることが望ましい)に戻るまでの流量の和から、基底流量を引いたものを採るべきであるが、大きな雨の後では、復位するのに 10 日以上を要するが、雨の回数が多いため復位するまでに降雨がある場合が多く、やむなく、降水終了後 3~5 日間の増水量をとったことで、このため実際のそれより多少小さくなる。また、増水前の水位を制限すると資料がなかなか得られないので、4 cm~10 cm までのものをとったので、中には減水途中の増水量も加わりやや大きい値が得られるおそれがあるが、しかし、資料全体としては相殺の傾向がある。

さて、流量資料は 1 号沢のそれを取り、増水量と雨量との関係式を $y=ax^2+bx$ (y :増水量, x :雨量)とした。これをとったのは $\int_0^{\infty} f(x) \times ke^{-ax^{\frac{1}{2}}} dx$ のとき、変数置換を行えば $k' \int_0^{\infty} x^{n-1} e^{-x} dx$ となり、ガンマ函数 $\Gamma(n)$ の組合せとなる。この場合 x の指数は整数でなければその積分は困難となるので、上の関係式を用いることにした。雨量は通常整理されているように、0.1, 10, 30, 50, 100, 200 mm 以上の各階級に区分し、その度数はその階級間の幅(mm)で割り 1 mm 当たりの度数を算出し、ある区間の代表値は実際の資料の平均から求めるのが原則であるが、その手数を省いてその区間の中心値よりやや小さい値、たとえば 10~30 mm の代表値 18 mm, 30~50 mm の代表値 38 mm とした。こうすると $\int_0^{\infty} x ke^{-ax^{\frac{1}{2}}} dx = \frac{12K}{a^{\frac{1}{2}}}$ は年雨量の推定値(Table 1)であるが、これを付表 i) の昭和 34~39 年の階級別雨量表の値を用いて計算すると、観測雨量ときわめてよく一致した。

$\int_0^{\infty} x^2 ke^{-ax^{\frac{1}{2}}} dx$ は部分積分を併用すると $\frac{240K}{a^{\frac{3}{2}}}$ となる。1 号沢の資料から増水量と雨量との関係式を求めると $y=0.00224x^2+0.164x$ となり、これより $\int y ke^{-ax^{\frac{1}{2}}} dx$ を算出してこれを直接流出量とすると、Table 1 のとおりで、残りは主として基底流量または地下水流出量となる。この基底流量は、年雨量と密接に関係するが、このほか雨量強度・降雨間隔のほか、蒸発散量に関係する気象要素によっても影響されると考えられるが、蒸発散量との対比を見ても、有意の相関はありそうにない。この基底流量の年雨量に対する比を求めると、23% から 34% とかなりの幅があり、その比はおおむね年雨量とともに増加の傾向はあるが、前年の雨量によってもある程度影響を受けるようであり、その検討については後日に譲る

が、その量は河川方面で使われる平水量（6か月流量，1年のうち180日以上はこれより下らない）の年合計に等しいようで、このような年消失量を上回る雨の多い地方では、平水量は年雨量の大きさに応じて3割前後の値を乗じて得られる。

2. 年消失量

去川の気象資料としては、信頼できるのは降水量・湿度・気温の3要素だけである。したがって、湿度・気温の資料を用いて蒸発散能を推定するしかない。それには各種の推定式が導かれている。

もっとも簡単なものはつぎの BLANEY—CANDLE¹⁷⁾ の提案したものである。

$$u = \frac{Ktp}{100}$$

ただし、 u ：月蒸発散量 (in)， K ：各作物についての蒸発散係数（ここでは0.8とした）

t ：月平均気温 °F， p ：年の日照時間に対する月のその割合

p の値については、去川は宮崎市より多少小さいかと思われるが、一応宮崎气象台の値を用い、 t は去川の値を用いた。年間の蒸発散量は月のそれを積算したもので、 $\sum_1^{12} u = \sum_1^{12} \frac{Ktp}{100} = 44.5 \text{ in} = 1,126 \text{ mm}$ となり、宮崎地方气象台の年平均蒸発量 1,186 mm よりわずかに小さい。去川では湿度・日照とも負の方向に作用するのでこれよりいくらか小さいが、実際の蒸発散量（遮断量を含むとすれば）にかなり近い値を示す。

また、PENMAN¹⁷⁾は地表面の日射エネルギーより水面蒸発量を推定し、これより蒸発散量を求めている。その推定式はつぎのようである。

$$E = \frac{4H + E_a \gamma}{4 + \gamma}$$

$$E_a = 0.35 (es - ed) \left(\frac{0.5 + v_2}{100} \right)$$

$$H = R_a (1 - \gamma) \left(0.18 + \frac{0.55n}{N} \right) - \sigma T_a^4 \left(0.56 - 0.092 \sqrt{ed} \right) \left(0.10 + \frac{0.9n}{N} \right)$$

ただし、 E ：水蒸発に使用されるエネルギー， H ：地表面での利用可能なエネルギー，

γ ：湿度計に関する常数で、温度を華氏、水蒸気張力を mmHg で表わすとき 0.27，

d ：ある温度での水蒸気張力曲線の勾配， es ：ある温度での飽和水蒸気圧 mmHg，

ed ：実際の水蒸気圧 mmHg， R_a ：大気圏外の平均日射量 mm/day，

r ：日光の水面での反射係数 0.05， n/N ：日射可能時間に対する実際の日射時間の割合

（ただし $\frac{n}{N} = 0.60$ 宮崎の資料を参考とした）， T_a ：空気絶対温度 °K，

σ ：ステファンボルツマン係数 ($2.01 \times 10^{-9} \text{ mm day}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$)

$$u = CE$$

ただし、 C ：作物係数で北緯 50° で 0.6~0.8， v_2 ：地上 2 m の平均風速 m.P.H

去川の昭和 34 年 8 月（平均気温 72°F ）の蒸発散量をこの式で求めると、 $E = 4.32 \text{ mm/day}$ ， C はかりに 0.8 として $u = 3.456 \text{ mm/day} = 107 \text{ mm/month}$

これを各月について計算するのは大変手数を要するので、去川の平均気温 (t) と日照時数 (p) との積を各月別に求め、8月の tp に対する各月の tp の比を u に乗じて月の蒸発散量を推定した。以上のようにして得た月蒸発散量は、Table 4 中に示すような値となる。この値は、上述の BLANEY—CANDLE の方法による値よりかなり小さいが、塚本²⁹⁾が THORNTHWATE にならって求めた東大愛知演習林の値に比べると、やや大きな値を与えた。しかし、この値がいろいろの気象条件からして、本地方の蒸発散能の

標準となると思われる。

そこで、この値を基準として昭和34年の Σh に対する各年 Σh の比を乗じて、各年の蒸発散量を推定すると Table 1 中に示す値となる(日照時間と平均温度が最優先因子と考えて)。この値は蒸発散量の値を示す一つの指標と考えられるが、雨が多く水分不足の少ない場合は、ほぼこの値によって蒸発散するものと思われる。年降雨量がかなり相違するにかかわらず、年消失水量は1,100mm前後のほぼ一定の値を示しているのは、日照時間や湿度の関係もあるが、雨量はある限度以上となると、林地の消失水量はほぼ一定となることを指し、寡雨地帯の岡山²⁰⁾でも年雨量が1,500mm以上のとき、年消失量が1,000mmを越していることとともに興味深い。

また、蒸発散能の値は昭和35年以後は、日照時間と月平均気温より、昭和34年を基準として推定したものであり、おそらく最良の条件における蒸発散量を示すものであるが、本地方は雨が多く土壌不足は割合少ないので、これに近い値を示すと想像されるが、これを決定づける資料はない。また、遮断量は年消失水量から上の蒸発散能を差し引いた値で推定されるが、この値は年雨量の10~15%に当たり、内外の資料からみては妥当と考える。

要するに年流出量、年消失水量等については、きわめて乏しい資料に推定を重ねて判断したもので、やや信頼性を欠くおそれがあるが、このような温暖多雨地帯においても、その年消失量は比較的小さな一定値を保つということは、水資源の利用に好都合であり、他面林木の成長と水との関係についても、貴重な参考資料を提供するであろう。本試験の重要な目的の一つである樹種別の理水機能については、昭和34年以外は確実な資料に乏しいが、針葉樹(スギ)と常緑広葉樹の間にほとんど差がないとみてよいのではないか。

IV 増水量と損失雨量

1. 増水量

降雨中および降雨後の流量の和から、その期間の日数に降雨前の流量を乗じたものを控除した値を増水量とし、ここでは資料の少ない関係や降雨の頻度が大きいことから日数を3~5日とした。小さい降雨では3~4日で水位は降雨前のそれに復するが、大きな降雨では降雨前の水位に復するまでに10数日を要する場合もある。したがって、このような場合の算出増水量は、真の増水量より小さいことは明らかであるが、ここでは、それらの差を無視して3流域の比較に重点をおき、3流域を通じて欠測のないもののみを資料としてとった(Table 2)。初め増水量に関する因子として、季節(暖候期、寒候期)・増水前の水位・最大日雨量・総雨量を用い、上記の順に共軸相関図²¹⁾を描いたが、季節および増水前の水位と増水量との関係が明らかでなく、回帰線が描き難かったので、一応、季節の因子は資料の少ない関係もあって除き、増水前水位・最大日雨量・総雨量の函数として、各流域の増水量を対数関係式で表わした。

$$\text{I号沢 } \log z = 0.998 \log x + 0.494 \log y + 1.196 \log h - 2.412 \quad r_{zxyh} = +0.959$$

$$\text{II号沢 } \log z = 1.407 \log x + 0.243 \log y + 0.470 \log h - 2.287 \quad r_{zxyh} = +0.930$$

$$\text{III号沢 } \log z = 1.339 \log x + 0.157 \log y + 0.948 \log h - 2.354 \quad r_{zxyh} = +0.956$$

ただし、 z :増水量、 x :総雨量、 y :最大日雨量、 h :増水前水位

$\log z$ と $\log x$ との相関は非常に高く0.90以上であり、また $\log z$ と $\log y$ との相関係数も0.92と非常に高い。このことは x と y の相関がきわめて高いことから当然といえる。したがって、増水量は総

Table 2. 降雨と増水量
Precipitation and increased runoff

総雨量 Total precipitation mm	最大日雨量 Max daily precipitation mm	Ⅰ号沢 W. No. 1		Ⅱ号沢 W. No. 2		Ⅲ号沢 W. No. 3	
		初期水位 Initial gage height cm	増水量 Increased runoff mm	初期水位 Initial gage height cm	増水量 Increased runoff mm	初期水位 Initial gage height cm	増水量 Increased runoff mm
13.5	13.5	7.7	0.81	9.7	0.94	8.8	0.94
25.5	23.5	5.2	2.31	5.4	3.27	7.3	2.41
44.0	19.0	4.0	4.44	4.9	3.56	4.4	3.39
23.5	23.0	4.1	1.61	5.0	1.41	5.2	2.43
24.0	24.0	4.3	1.32	5.8	1.14	5.2	1.89
14.5	10.0	5.0	0.58	5.6	0.58	6.2	1.25
26.0	16.0	3.6	1.16	5.2	1.20	6.0	1.50
39.5	15.5	3.6	3.27	5.0	3.30	5.7	3.42
8.0	7.0	6.6	1.10	8.7	0.83	8.6	1.23
4.5	4.5	5.3	1.50	5.4	1.27	5.0	0.98
30.5	29.0	7.9	5.45	8.4	3.74	9.0	3.99
71.6	38.1	9.3	35.59	11.8	26.10	10.7	33.36
73.0	50.5	6.2	28.90	7.0	29.53	7.0	35.50
26.5	26.5	4.0	2.07	4.8	1.75	6.1	1.99
30.0	30.0	4.6	5.55	5.1	3.89	5.8	3.69
63.5	35.0	7.2	5.21	8.7	6.28	8.2	6.55
89.0	43.5	8.8	19.78	9.3	12.76	10.6	15.78
68.0	47.5	4.3	15.72	4.6	13.19	5.0	12.92
63.2	49.2	9.4	15.12	10.2	10.36	9.7	18.21
29.0	29.0	4.6	1.22	6.6	1.16	4.6	1.06
98.0	92.5	6.2	36.17	8.1	28.58	7.2	36.38
115.0	103.0	9.2	63.55	10.8	59.07	10.7	67.75
527.4	222.0	6.1	394.30	7.8	361.46	7.4	424.90
114.5	85.0	5.9	52.51	6.6	44.08	6.8	58.00
92.5	62.5	6.6	41.15	7.9	38.36	7.7	39.54
164.5	52.5	5.2	42.69	5.9	32.81	6.3	34.39
155.5	125.5	11.4	116.37	14.9	77.55	13.6	102.26
160.0	74.1	6.4	163.36	9.4	46.26	9.7	50.01
94.0	81.0	6.1	26.89	7.1	24.40	5.0	19.40
95.5	28.0	7.6	46.26	8.1	43.23	6.8	42.49

Table 3. 昭和 34 年の
Monthly precipitation

月雨量 Monthly precipitation mm		Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
		96.5	281.4	173.9	280.0	164.8	300.1
月流失量 Monthly runoff mm	Ⅰ号沢 W. No. 1	22.39	146.29	100.83	187.37	114.28	200.87
	Ⅱ号沢 W. No. 2	22.81	117.09	94.98	175.11	123.20	198.10
	Ⅲ号沢 W. No. 3	21.27	122.31	90.59	177.36	112.35	214.02

雨量や、最大日雨量のみをもって表わしてもかなりの精度で表わしうるはずである。ことにⅡ号沢では $\log s$ と $\log x$ との相関は、重相関係数の 0.930 とほとんど変わらない値を示していた。また、 h についてもかなりじて有意の相関がある。各係数について検討してみると、常数項の大小は、ほぼ平常流量の大小の傾向を表わすとみてよく、この点Ⅱ号沢がいちばん大きいようで実際と一致する。 h の値は、ほとんど 10 cm 以下、したがって $\log h$ は 1 より小さく、その影響する程度は最も小さく、その係数は流域によってかなり異なり、Ⅰ号・Ⅲ号・Ⅱ号の順に小さく、その流域の理水面からみた地形条件と一致し、Ⅰ号の増水量は最も敏感に増水前の水位によって変化する。 $x \cdot y$ は各沢同じ資料であるが、 x の係数の大小は $\log h$ の係数のそれと逆になっているのは、総雨量の影響か、あるいは増水前の水位に対する地形の影響が総雨量と逆の作用をなすためと考えられる。 y の係数は x に比べて小さいのは、総雨量が最大日雨量より、増水量に対して大きく作用することから当然で、また、Ⅰ号沢の y の係数が他に比べて大きいのも、地形の関係かもしれない。

要するに、増水量に影響する諸因子のうち、総雨量の影響は絶対的に大きなウェイトを持つといえよう。つぎに、各流域の増水量について、その大小を比較してみよう。

資料のうち、増水量の小さいものについては観測誤差・算出誤差の比重が多少大きくなる懸念があるので、Ⅱ号沢の増水量の 3 mm 以上のものを比較の対象とした。なお、増水量の幅が大きいので平均値の検定については一応、対照区(Ⅱ号沢)に対する比Ⅰ/Ⅱ、Ⅲ/Ⅱの値で検討することとした。まずⅠ/Ⅱの平均値が1であるとの仮説の検定を行なったが、この仮説は棄却され、Ⅰ号の増水量はⅡ号のそれと比べて大きいことが認められた。同様にⅢ/Ⅱについて、検定してみたところ、Ⅲ号沢の増水量もⅡ号沢に比べて大きいことが認められた。

つぎに、前記2組の平均値の比較を行なったが、この2組の平均値に有意の差はなく、すなわち、Ⅰ号沢とⅢ号沢の増水に有意の差のないことがわかった。ただ、ここで注意すべきことは、ここにいう増水量は前述のとおり3~5日間の増水量にすぎないということで、減水が長びくと、減水勾配の緩やかなⅡ号沢の流量が他より増加する傾向があり、したがって、ある降雨による真の増水量の流域間の差は、多少小さくなることは間違いないが、資料の少ないこと、降雨頻度の大きいことから、その値について厳密な検討を加えることは困難である。

試みに34年の月別雨量・流出量(Table 3)を見ると、年流出量の合計ではⅠ号・Ⅱ号沢ともほとんど差がなく、Ⅲ号沢のみやや多くなっている。しかし、月別に見ると一般に雨の少ない月には、Ⅱ号沢の流出量が他より多い傾向が認められる(Ⅰ, V, IX, XII)。これはⅡ号沢の平水量、および低水量が大き

月別雨量および流出量
and runoff in 1959

Ⅶ	Ⅷ	Ⅸ	X	XI	XII	年合計 Total	消失量 Water loss
489.2	592.3	198.0	187.5	224.0	75.5	3035.9	
337.61	425.94	51.07	75.31	129.91	31.77	1820.24	1215.7
352.78	425.56	53.16	88.65	127.83	38.29	1817.56	1218.3
362.31	467.51	55.97	85.16	142.67	31.65	1883.19	1152.7

いためと判断される。雨が極端に大きくなると、その流域の保留能力が問題となり多少様相が異なってくるが、これらの点については後述する。しかし概括的にみて、Ⅱ号沢の増水量が他よりいくらか小さい傾向は、肯定してよいようである。また、上の増水量の総雨量に対する比率は雨量とともに急激に増大するが、その最大値は総雨量 527.4 mm のときでⅢ号沢の 80.6%、Ⅰ号沢 74.7%、Ⅱ号沢 68.5% に達する。

なお、月流出量は ESCHNER ら²⁾によると、月によっては、当月の雨量はもちろん、前月および前々月の雨量と相関があり、この 3 か月の雨量によって表わされているが、本流域では一般に当月の雨量とだけいちじるしく有意の相関があるが、前月の雨量とは有意の相関がない。これは本流域は面積が小さく、傾斜も急な山地で流量調節機能の小さいことと、雨量が多いので概して土湿不足が小さいため、早期流出の傾向があるためと思われる。

つぎに、降雨開始後の日々の増水量 (y) が、日雨量とどのような関係にあるかを見るための検討を行った。式としては単に流域の傾向を見るためのものなので、一次式を採用し、日雨量として当日雨量 (x_0)・前日雨量 (x_1)・2 日前雨量 (x_2)・3 日前雨量 (x_3) までをとり、日雨量のいちじるしく大きな資料は式の関係上避け、日雨量 100 mm 以下のもののみを採った。また、同月日の資料をなるべくとるようにしたが、欠測が多いため十分にはそれができず、資料による偏りが流域間に多少生じているおそれがある。

$$\text{Ⅰ号沢 } y = 0.166 x_0 + 0.173 x_1 + 0.050 x_2 + 0.025 x_3 - 1.08 \quad R = +0.874 \quad S = 3.12$$

$$\text{Ⅱ号沢 } y = 0.128 x_0 + 0.110 x_1 + 0.038 x_2 + 0.027 x_3 + 0.12 \quad R = +0.992 \quad S = 0.53$$

$$\text{Ⅲ号沢 } y = 0.213 x_0 + 0.242 x_1 + 0.071 x_2 + 0.091 x_3 - 4.40 \quad R = +0.935 \quad S = 2.75$$

上式では当日の雨量の影響は前日の雨量とほぼ等しく、2 日前の雨量のそれは前日の約 1/3 となり、3 日前の雨量の影響はさらに小さくなる。Ⅲ号沢の x_3 の係数は異常に大きいですが、その標準回帰係数は x_2 より小さく、 x_3 の資料の偏りが偶然大きかったためと推定される。いずれにして 4 日前の雨の影響は微々たるもので、大雨でないかぎり増水量は降雨開始 4 日間の流量でほぼ算出される。

要するに、降雨当日とその翌日に増水量の大部分が流出し、その量は雨の大きさによって違いますが、中程度の雨で雨量の 30~50% 程度、雨量強度が 100 mm/day を越すような連続降雨では雨量の 70~80% が流出する傾向があり、この点豪雨時の資料のみについてあらためて検討したい。流域別に見ると、Ⅱ号沢の水の出方が緩やかで、水の保留機能にすぐれていることは本式によっても明らかで、またⅢ号沢の減水期に水の出方の早い傾向は、地形条件のよく似たⅡ号沢と対比して興味がある。

2. 損失雨量

降雨開始後 4~6 日間の増水量を雨量から減じたものを、損失雨量 (無効雨量) と呼ぶことにすると、この値は雨の強さ、流域の乾湿によって大きく変化するが、本流域では、一般に 20 mm くらいまでは増水量はきわめて少なく、雨のほとんどが損失雨量となる。これが初期損失雨量で、土壌表面の土湿不足や植生による遮断消失量が主である。その後、雨の増加とともに雨水はさらに深層に浸透し、損失雨量は漸次緩やかに増加するが、ある限度に達すればその増勢は鈍る。損失雨量の極端な例としては、8 月の渇水時に 127 mm の降雨で損失雨量が 105 mm に達しており、この程度の値は夏の渇水時にまま現われる。おそらく、この値は流域の土湿不足の極に近い値を示すものと思われる。

昭和 34 年の資料から、損失雨量 Pl と雨量 P との相関を求めると、きわめて有意 ($r = +0.93$) なので、その回帰式を求めると、

$$P < 100 \text{ mm} \quad \text{Ⅰ号沢 } Pl = 0.57 P + 7.1$$

$$\text{II号沢 } Pl=0.64P+6.1$$

$$\text{III号沢 } Pl=0.59P+7.1$$

で、3流域ともよく似た関係式が得られるが、念のため回帰係数および回帰常数の差の検定を行なうと、いずれも有意差はなく、雨量と損失雨量との関係は3流域ともよく似ていることがわかった。これを他地方のそれと比較すると、まず寡雨地帯の岡山市竜の口山²⁶⁾の関係式 $Pl=0.76P+3.3$ (北谷伐採前)を上記の3流域の平均回帰式 $Pl=0.60P+6.6$ と比較すると、回帰係数常数とも明らかに差がある。すなわち、雨量 20 mm 以上では岡山の損失雨量は去川のそれより大きい。このことは、両地域の気象条件の差からして当然と考えられる。また、多雪地帯の宝川と比較すると去川の損失雨量の違いは大きい、一般的に宝川のそれより多少大きい傾向は、気温その他の差異を考えれば十分首肯できる。

また $P>100$ mm の場合については資料が少ないが、一応同じ一回帰式で表わすと、

$$P2=100\sim300\text{ mm}$$

$$\text{I号沢 } Pl=0.20P+56.7 \quad \gamma I = +0.97$$

$$\text{II号沢 } Pl=0.19P+65.1 \quad \gamma II = +0.92$$

$$\text{III号沢 } Pl=0.13P+57.0 \quad \gamma III = +0.91$$

となって、 $P<100$ mm の場合とはかなり違って雨量の影響は小さくなるが、3流域間では、III号沢に損失量がやや小さい傾向が見られるが、概してよく似た関係があると見てよい。この値を、

$$\text{宝川}^{27)} \quad Pl=0.10P+40.5 \quad P=80\sim250\text{ mm}$$

$$\text{根尾川} \quad Pl=0.18P+44.3 \quad P=100\sim200\text{ mm}$$

と比べると、去川が多少大きい傾向を示すが、これは雨量の大きいこと、および完全な増水記録が少ない(十分復位しない)等の事情をあわせ考えれば、大雨の場合の山地での雨量と損失雨量との関係は、地域によってそう差がないとみてよいのではなからうか。

これら一降雨ごとの損失雨量は時期別には多少差のあることが予想されるので、ここでは、資料の比較的完全で月別雨量が例年に比し偏りの少ない昭和34年のI号沢の資料から、月別消失水量・遮断量・蒸発散量の推定を試みた。

$$\text{流量 } Q=P-(I+T+E+X)\pm S^{6)}$$

ただし、 P :月雨量、 E :蒸発量、 I :遮断量、

X :深層からの流去量、 T :蒸散量、 S :土湿の変化量

このうち X については堰堤を通過しないで流去する量であるが、地質構造の調査、堰堤の構造からみてきわめて小さく無視できる程度と推定されるのでこれを省いた。

S については、月初めの日流量と月の終わりの日流量から、つぎのようにして算出した。降雨終了2日後から始まる減水曲線を時期別に数個とって、その平均と思われるものを正常減水曲線とし、月初日流量または月終日流量がこの減水曲線にしたがって減水したときの月初、月終間の積算流量を求め、それに当減水期間内の蒸発散量を概略冬期 1 mm/day、春秋 2 mm/day、夏季 3 mm/day と仮定して、流量が復元するまでに要した日数を乗じて、この値を前記積算流量に加えて $\pm S$ とした。このほか、濁水時には増水に影響しない 20 mm 以内の土湿不足があり、これを S に加味した。ただし、月初、終日に降雨のあった場合は増水前の水位を基準として、同様の手順を経て算出した。この方法で算出した $\pm S$ は、減水時の天候により多少の誤差を生じるであろうが、かなり信頼性があるものと考えた。

Table 4. 月別水収支
Water balance by month in 1959

月 Month	月初日流出量 Runoff at beginning of the month	月末日流出量 Runoff at end of the month	月雨量 (P) Monthly precipitation	月流出量 (Q) Monthly runoff	月初間の保 留量差 (±S) Basin storage between two beginning of the month	消 失 水 量 Water loss	遮断量 (I) Interception
I	0.65mm	1.53mm	97mm	23mm	+13mm	61mm	19mm
II	1.09	4.90	280	146	+60	74	43
III	4.26	3.04	174	101	-15	88	31
IV	2.48 (9.1)	3.80 (10.6)	280	187	+3	90	43
V	4.15	1.48	165	114	-40	91	30
VI	1.35 (6.0)	1.37 (5.7)	300	201	0	99	45
VII	1.29 (5.7)	1.40 (5.8)	489	338	0	151	54
VIII	1.44	0.71	568	426	-20	162	58
IX	0.64	0.95	198	51	+13	134	35
X	1.42 (5.7)	0.90 (5.8)	185	75	0	110	33
XI	6.30 (5.9)	1.44 (6.9)	224	130	+3	91	37
XII	1.32	0.66	76	32	-17	61	15
計			3,036	1,824	0	1,212	443

つぎに、月別の I の値であるが、これは降雨強度・降雨回数・季節によっても変化し、一降雨ごとに推定すべきであるが、その値も内外の観測資料にかなりの差があり、適確な値を求めることが困難であるが、上記の資料を参考にし、また本地方の植生密度はきわめて大きいこと、および温暖という気象条件を考慮して、月雨量 100 mm までは雨量の 20%、100~200 mm までは 15%、200~300 mm までは 10%、300 mm 以上を 5% として遮断量を推定した。その年合計は 443 mm に達するが、この値は各地の森林測候所¹⁰⁾の樹冠保留量に比べると、当地の年雨量を考えればほぼ妥当な値を示すものといつてよい。

蒸発散量のうち地面蒸発量については、樹種・林相・気象条件によって大きく違い、またその実測例は少ないが、落葉層の下の飽和土からの蒸発量は、暖候期においては水面蒸発量の 13%⁷⁾との報告もあり、かりに、この割合で地面蒸発があるとすると、4~9月までに約 90 mm となり、冬季のそれを加えると 100 mm 以上には達するであろう。年間の同じ蒸発量は年雨量の 7%⁹⁾に達するといわれるが、これらの記録からすれば年間 100~200 mm の値が推定される。したがって、年間の林木による蒸散量は、年間消失水量 1,000~1,200 mm から、上記遮断量 400 mm 前後地面蒸発量を引いた値で 500~600 mm となろう。この値は RUTTER の Pine¹⁵⁾ についての測定値に比べると過大とはいえない。時季別にこれを見ると、夏季は冬期の 2~4 倍の値を示している。また、この値は野口が東大愛知演習林で推定した蒸発散量とよく似ているが、遮断量を加えると去川の方がかなり大きい。これは雨量ならびに降雨頻度の大きいことから当然といえる。

なお、流域別の年間消失水量の比較では、常緑広葉樹の I 号と II 号はほとんど同じく、常緑広葉樹とスギとの混交林の III 号沢がわずかに大きくなっているが、この値は蒸散量の差よりむしろ遮断量の違いによ

蒸発散量 Evapo- transpiration	推定蒸発散能 Estimated evapo- transpiration	月末保留量 (1月1日基準) Storage at end of the month	無降雨日数 Number of no preci- pitation days
42mm	41mm	13mm	21
31	22	73	10
57	53	58	21
47	53	61	13
61	57	21	15
54	75	21	20
97	107	21	14
104	107	1	17
99	93	14	19
77	56	14	18
54	55	17	20
46	43	0	21
769	767		

るものと思われるが、いずれにしても問題となるほどの量ではない。

要するに、増水量については3流域間に大きな差はないが、地形条件のよいⅡ号沢にやや小さい傾向があり、林相の差による影響は認められないようである。これを他地方のそれと比較すると100mmまでの雨では、寡雨地帯の岡山よりやや大きい、多雪地帯よりやや小さいようである。高温多雨地帯として当然の現象であるが、雨が100mmを越す場合、漸次、差が小さくなり大雨の場合はほとんど差がないとみてよいようである。年間を通ずると、その流出率は年雨量3,000mmの60~65%で、年間の消失水量としては、この種の試験地では最も大きい、その差は小さく年雨量1,500mm以上の温暖地帯では、しばしば上に近い値を示していることは前述したとおりで、KOOTEN²⁶⁾のいうように、年消失量は年気温のみの函数として表わすことは不十分で、雨量と共に多少増加する

ことを示している。このことは、ESCHNER²⁾の年流量の関係式からも想像できるが、そのウェイトは小さいようである。

V 強雨時の一時保留量

ここでいう一時保留量とは、ある時点での雨量のうち流量とならないものを総称するもので、樹冠や下部植生によって遮断消失される雨量や、地表の凹みや溪川に一時的に貯留されるもの、地中に浸透保持せられるものを指す。遮断量²⁷⁾ I についてはいろいろな式があるが、

$$I = S + Ket$$

S : 枝葉の付着水量, K : 投影面積当たりの葉面積合計

e : 降雨中の単位面積当たり葉面からの蒸発量, t : 降雨時間

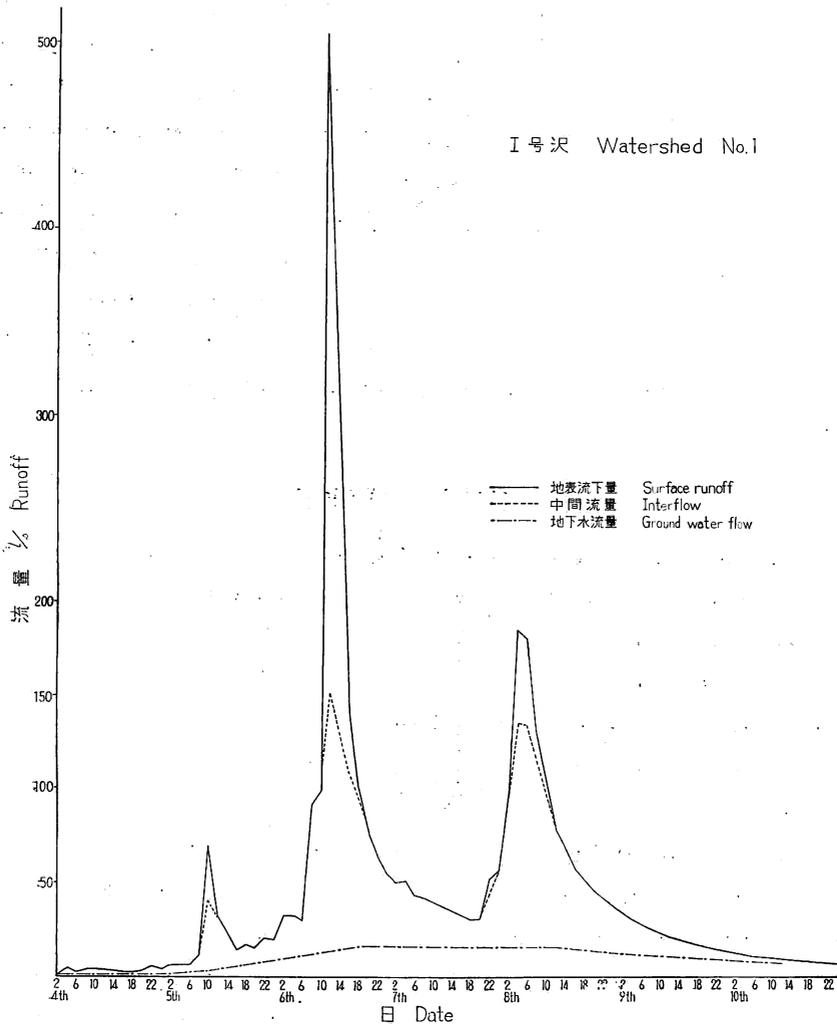
がよく用いられる。

S については、本地方の常緑広葉樹の葉量や、その付着水分量から1~2mmにすぎないので無視した。 K は、このような林分では、普通10とみてよく、田崎²⁸⁾はクロマツについて、 $e = 1.25 + 0.165t$ を出し、また $Ket = 0.25tmm$ ²⁹⁾が適当とする説もあるが、ここでは山地での風の影響を考慮して、 $Ket = 0.3t$ とした。これによると100時間の降雨で30mmの遮断量があることとなり、その値は強雨時における林内外観測雨量からみても決して過大な値ではない。また、地表一時貯留量については、ピーク直後の保留量の差は急激に減少し、大きなピーク時の保留量曲線の急降下の量は、20~25mm/hであることからして、地表貯留量の最大は、25~30mm程度と考えられる。

つぎに、土壤保水力については、土壤調査の結果から、土壤型によって違いが 300~350 mm 程度の保水能があるはずであるが、降雨前の土湿や、孔隙中の空気の抵抗等があるため、実際には、降雨に際して新たに保留される水量はこれよりはるかに少なく、その 50~70% 程度であろう。ことに 50 cm 以下では、根の分布は急激に減少し、土壤が緻密となって、孔隙量も小さくなるので、降雨時の保留余力は 200~300 mm くらいと推察される。このほか、所によって、樹根の腐朽や小動物によって作られる粗大な孔隙があるが、広い流域からみればたいした影響はなく、むしろ、それらは中間水の1つの通路として、水の移動に関係する。

(土壤水の形態)

土壤水はその位置によって、地表水・中間水・地下水の3成分に分けられるが、地形・地質構造の複雑な山地流域では、後の2者の判別は容易でなく、人によっては、中間水をも地下水に含めている人も



Fgi. 2-a 豪雨時の各種流量曲線
Different flow curves on the storm.

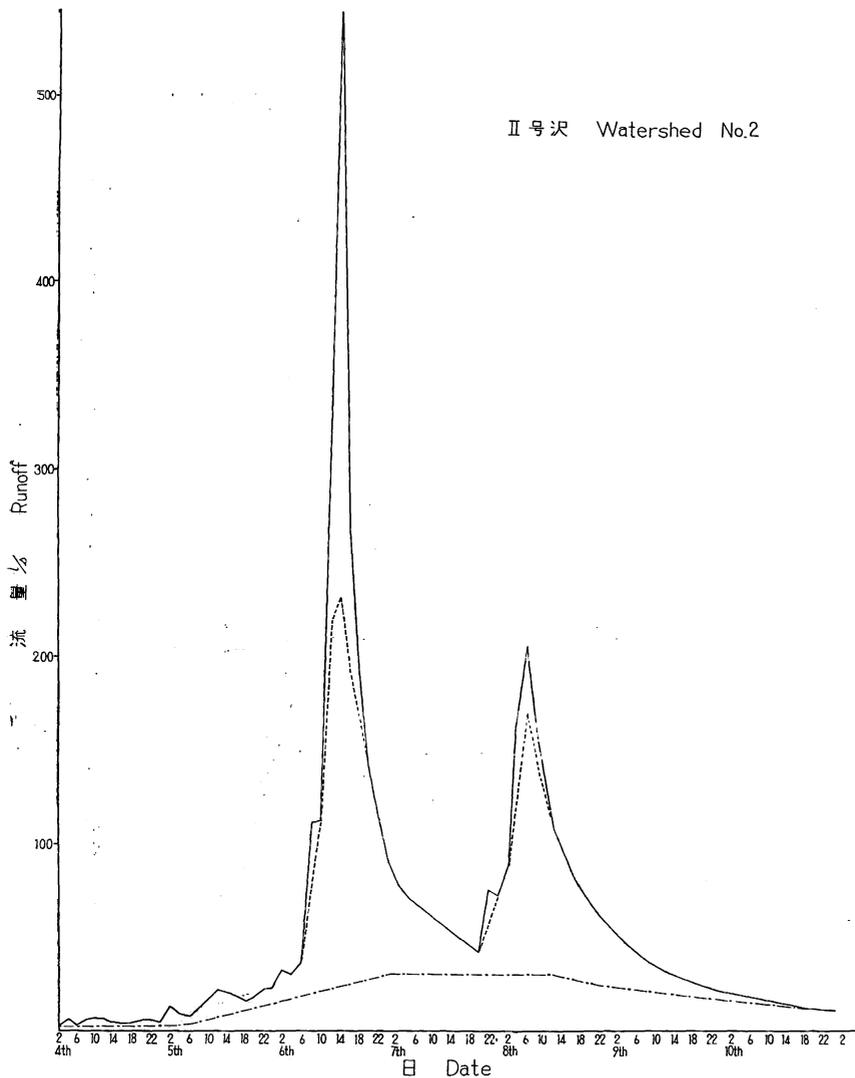


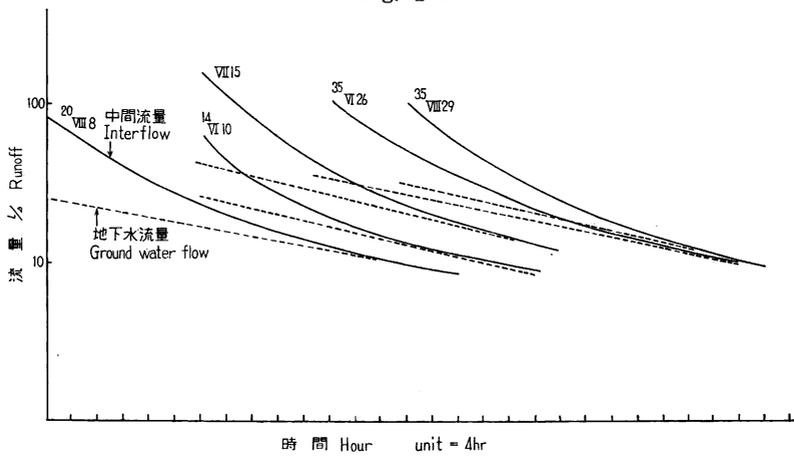
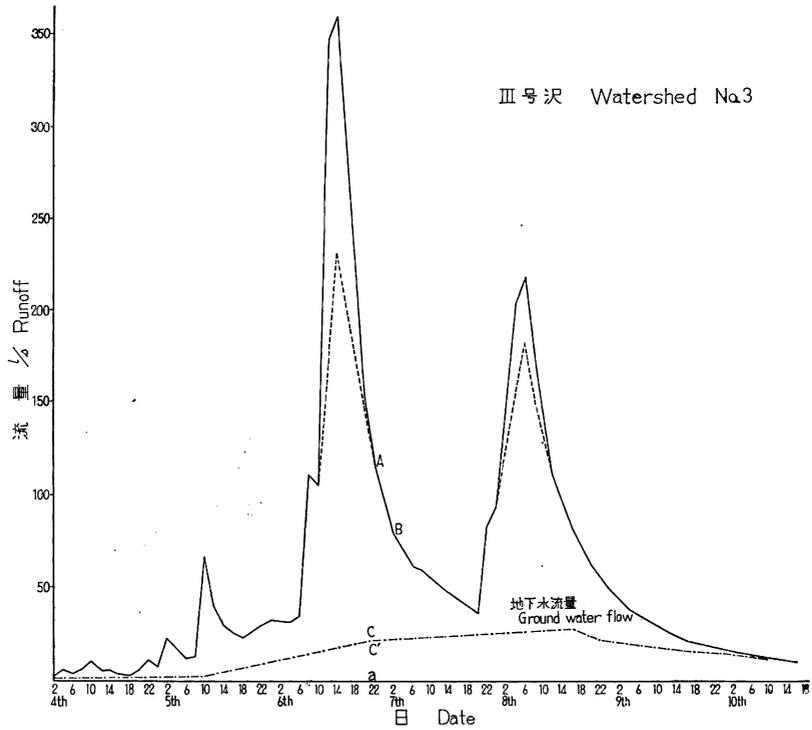
Fig. 2-b

ある。また、いったん浅層地下水となって後、途中で地表水となって現われるものもあり、これをどちらに含めるべきかも問題がある。一般に、降雨後の減水曲線の勾配の変わる点で3者を区別するようであるが、実際には、その変曲点なるものも明りょうに表われない。これは、地下水もいくつかの水みちがあり、それぞれ固有の減水勾配で減水するもので、それらを総合した流量の減水勾配に明らかな境界が生じないのは当然である。また、地下水を数年にわたって流出する多年生地下水や⁹⁾、増水期から夏季の乾燥期までの減水を季節別地下水、さらに、1降雨ごとに流出する地下水を降雨型地下水と区別する人もいる。

ここでは、山地の豪雨時の理水機能の究明が主題であるから、長期間に動く水は対象としない。

(流量曲線の分離)

前述のように、それぞれの流量曲線について、一定の基準にしたがって各流量を厳密に分離すること



は困難であるが少々の誤差を無視して大局的につぎの方法により分離を行なった。地下水流量と中間流量の分離に当たっては、降雨停止後の減水曲線は3日目くらいから減水が緩やかとなりそうで、3日目以降の流量は地下水が主要部分をなすと考えられるので、これを逆延長して、そのピークは全流量のピークの数時間後とした。この点正確な決定方法はなく、人によってまちまちの方法がとられている。ピークが2つ以上ある複雑な流量曲線についても、LINSLEY ら⁹⁾の方法にならって分離を行なった。

すなわち、Fig. 3 のように、比較的大きな出水例の減水部について（地表流下のない部分）上記の

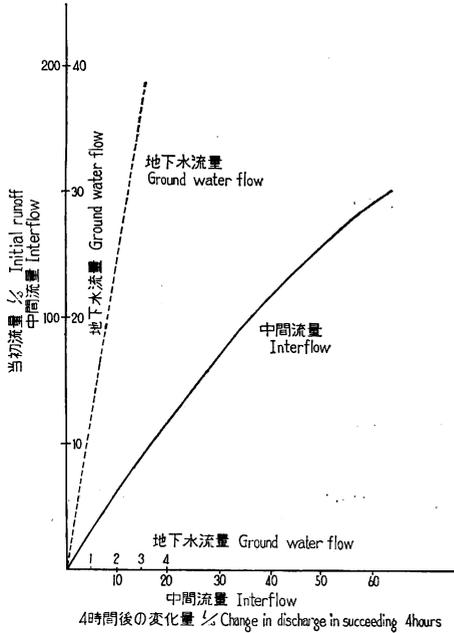


Fig. 4-a 流量曲線の変化率
Rate of change in flow curve.

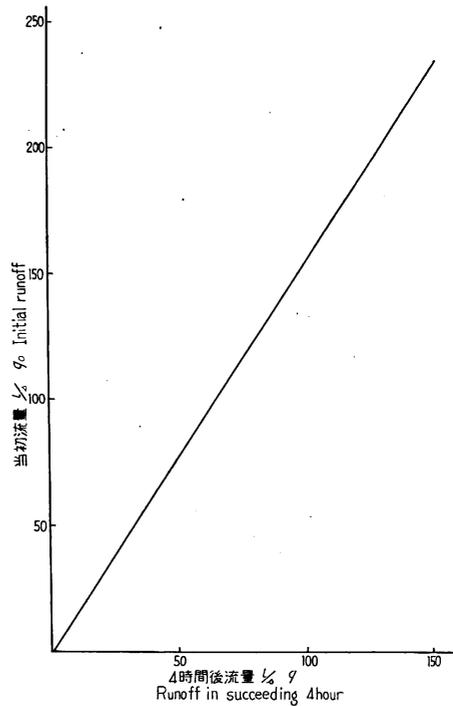


Fig. 4-b 中間流量の変化
Change of interflow.

方法で中間流と、地下水流を分離し、地下水流量・中間流量のそれぞれについて当初流量と単

位時間後の流量変化量との関係曲線 (Fig. 4-a, b) を描く。つぎに、分離しようとする元の流量曲線 (ここではたとえば、Fig. 2-c のⅢ号沢) の減水部のある2時点 A・B 間の単位時間 (ここでは4時間とする) の流量変化量を読み、上に描いた中間流量の変化曲線図から、これに対応する当初流量を読みとり、全流量からこの流量を差し引いたものが、かりの地下水流量の値 (Fig. 2-c 中の ac') となる。Fig. 4-a からこの ac' に対する地下水の単位時間の流下変化量を求め、前の全流量の差 (A・B間の流量差) から、これを減ずることによって中間流量の単位時間の変化量の真に近い値が得られるので、あらためて Fig. 4-b からこの変化量に対する当初流量を求め、その値を元の流量曲線図に ac をプロットすることにより、A点での両流量を分離することができる。1時点の地下水流量が決定されれば、減水部では地下水の減水曲線 (時季によりほぼ一定と考えられる) を逆延長することにより、地下水流量曲線を決定する。このピークの出現する時、量の決定の仕方についていろいろ問題があるが、ここでは地下水流量のピークは地表流のピーク時より、4~6時間おくれると推定した。降雨の断続する場合も、地下水流量曲線にはそう変化がないので無降雨の適時点を取り、前記の方法で地下水流量を決定し、両時点を直線で結ぶことにより近似な地下水流量曲線が得られる。いずれの方法によっても流量そのものには大きな差はない。

中間流と地表流との分離法としては、Fig. 4-b から4時間前後の中間流量の関係図を利用し、地表流のピーク時まで延長することにより可能であるが、その間降雨のある場合は降雨強度に応じて、適宜に調整する。

一般に、山地の地表流下量の少ないことは地表流下試験²¹⁾ や浸透試験¹⁹⁾²⁵⁾ によって認められている

Table 5. 出水時の各種流量の内訳
Items of different flows on the storm

	地表流下量 Surface runoff	中間流量 Interflow	地下水流量 Ground water	合計 Total	8月10日から復位 するまでの流量 Runoff after 10 th
I 号 沢 W. No. 1	70 mm	236 mm	80 mm	386 mm (525)	80
II 号 沢 W. No. 2	38	202	115	355	56
III 号 沢 W. No. 3	46	242	114	402	48

() Total precipitation.

Table 6-a. 1次のピーク時の保留量の内訳
Item of storage at first peak on the storm

	積算雨量 Accumulated precipitation	総保留量 Total storage	地表水 Surface flow	中間水 Interflow	地下水 Ground water	遮断雨量 Interception	土湿不足 Soil moisture deficiency
I 号 沢 W. No. 1	374	237	25	80	60	18	54
II 号 沢 W. No. 2	"	260	20	76	71	18	75
III 号 沢 W. No. 3	"	240	20	75	58	18	69

Table 6-b. 2次のストーム後の保留量の内訳
Item of storage after the second storm

	積算雨量 Accumulated precipitation	総保留量 Total storage	地表水 Surface flow	中間水 Interflow	地下水 Ground water	遮断雨量 Interception	土湿不足 Soil moisture deficiency
I 号 沢 W. No. 1	539	251	15	72	60	30	74
II 号 沢 W. No. 2	"	276	10	58	77	30	101
III 号 沢 W. No. 3	"	229	10	58	64	30	67

注) 前に発表した値¹⁹⁾と多少異なるのは、地下水曲線・中間流曲線を多少修正したためである。

が、強雨時では地表流の量は無視し難く、また、ピークを急激に上昇させ、災害を起こす原因となるので注意を要する。本地方では、20~30 mm/h の雨では一般にいちじるしい地表流は起こらないが、強雨が持続し表層土壌が飽水すれば、この程度の雨でも、かなりの地表流を起こすことが浸透試験の結果からも十分想像できる。

本試験地開始以来、雨量強度のとくに大きかった昭和34年8月4~10日の流量を上記の方法で分離し、それぞれの流量曲線について通計したのが Table 5 である。

各流域とも、中間流量の割合が圧倒的に多いのは、この程度の豪雨では林地の表層に近い亜地表流的な水の流出が最もいちじるしいことを示すもので、I号沢が他に比べ地表流下が多く地下水流量の少ないのは、地形的条件、面積の差によると解するのは常識的である。

この出水には、台風の中心の通過直前に1次のピークが表われ、その後一時降雨はほとんど停止し、24時間の中だるみ期間があって後、また10時間の降雨で2次のピークが表われた。各ピーク時の一時保留

量を前述の諸形態に分けて推定すると Table 6 のようになる。

ここで総保留量とは、ピーク時の積算雨量から積算流量を減じたものであり、中間水とは地中の比較的浅い所に貯留され、いずれは中間流量の形で流出するもので、その量の推定に当たっては、その減水は指数法則にしたがうものとして(実際にもその傾向はほぼ是認された)、ピーク時の中間流量が0に達するまで積分し、すなわち、

$$\int Q dt = \int_0^T Q_0 K^t dt = \frac{0 - Q_0}{\log e \log k}$$

T は中間流出終了の時間で、ここでは、ほぼ 48 時間とした。

よって、秒当たりの流量の計が計算され、これに適当な係数、たとえばⅢ号沢で t の単位が4時間とすれば、 $\frac{1,000 \times 4 \times 3,600}{818,000,000}$ を乗じて雨量単位に換算される。

地下水の場合も同様であるが、ピーク時の流量が降雨前の流量(増水の無かった場合の平水量・基底流量)に復するまで積算される点が異なるのみである。

$$\int Q' dt = \frac{Q_b - Q_0}{\log e \log k'} \quad Q_b: \text{基底流量}$$

地表貯留量や遮断量の計算は、前記の方法で推算され、以上の4者を引いたものは流量とならない土湿と、または深層の地下水貯留等となる。この土湿はおもに土の毛細管孔隙に、多少は非毛細管孔隙にも含まれる水量で、蒸発散の対象となり、直接流量に関係しないが、つぎの降雨時の土湿不足を決定する意味で間接に影響する。ことに、この豪雨前は夏季の渇水期に当たり、かなりの土湿不足を生じていたものと考えられるし、また、減水開始後、元の水位に復するまでに約15日を要しているから、流域によって多少は違うだろうが、50~60 mm 以上が蒸発散によって消失されているのであろうことが想像される。

降雨期間中の全地表流量には、各流域の地形・土質条件により多少の差のあることは Table 5 によって想像されうるが、ピーク時の一時的な地表水は河道の貯留量が主で、前述のようにⅠ号沢は最大 25 mm、Ⅱ・Ⅲ号沢は 20 mm 程度で、後のピーク時は多少ピークも小さいので、Ⅰ号沢は 15 mm、Ⅱ・Ⅲ号沢は 10 mm とした

遮断消失量についても流域間の植生密度がほぼ同じであるので前記の $I=0.3T$ を用い、前後のストームの降雨時間 60, 100 時間をそれぞれ乗じて 18 mm, 30 mm とした。

地下水・中間水の減水勾配については、必ずしも一定しないが、各単位時間前後の流量関係 Fig. 4-a からほぼつぎの値を決定した。

	地下水流量 Ground water time unit = 1 hr	中間流量 Interflow time unit = 4 hr
Ⅰ号沢 W. No. 1	0.985	0.665
Ⅱ号沢 W. No. 2	0.986	0.676
Ⅲ号沢 W. No. 3	0.982	0.645

Ⅱ号沢の地下水流量・中間流量の減水勾配は、他に比べやや緩であるのは、これまでの流出傾向から当然予想されるが、Ⅲ号沢はⅠ号沢にくらべ両勾配とも急なのは、土壌構造の差にもとづくものようである。

また、Ⅲ号沢の総保留量が、他の流域の傾向に反して、前のストームより後のストームのピークで減少しているのは、両ストームの間の雨の休止時間中にⅢ号沢の流出が多かったため、流域間の流出の仕方に多少の差のあることがわかる。なお、この程度の保留量では流域はまだ完全飽和に至らないことは、雨のピーク時で保留量が 200 mm に達した時の 4 時間雨量 125 mm に対し、その流出は最も多いⅠ号沢でも 74 mm にすぎず、豪雨終了直後の 1 時間流出が 10~12 mm 程度である点から、この程度の強度の雨が継続されれば、なお 100 mm 以上の一時保留も可能であろう。

いま 2 つの出水資料から、保留量が 200 mm 前後に達した時の流量 R mm/h を、その時の 1 時間雨量 P_1 、および 1 時間前の雨量 P_2 、その時の 1 時保留量 S の函数として 1 次式で表わすと、

$$\text{Ⅰ号沢 } R=0.236 P_1+0.150 P_2+0.149 (S-170) \quad Sd(\text{推定誤差})=1.71 \text{ mm}$$

$$\text{Ⅱ号沢 } R=0.124 P_1+0.068 P_2+0.134 (S-180) \quad Sd=1.43 \text{ mm}$$

$$\text{Ⅲ号沢 } R=0.147 P_1+0.038 P_2+0.157 (S-160) \quad Sd=1.11 \text{ mm}$$

ただし、上式の 170, 180, 160 は各流域の安定保留量 (降雨終了後 4 日目の保留量) である。

資料は少ないので信頼性は小さいが、 P_2 の影響はⅠ号沢を除いて小さいが、いまこの時点で 50 mm の雨が 2 時間降ったと考えると、Ⅰ号沢ではその雨だけで約 20 mm、保留量からはほぼ 15 mm の流出があることになり、瞬間流量が危険水準の $10 \text{ m}^3/\text{S}/\text{km}^2$ に、ほぼ等しくなる。

したがって、保留量が 200 mm を越す場合 (1 連続降雨で 300 mm 以上)、雨の強度はいちじるしく出水の危険性を増す傾向がある。たとえば、36 年Ⅸ.12~16 の雨では 1 連続降雨 500 mm 以上に達するが、雨の強度が小さいため、一時保留量は 250 mm にとどまるが、 $18 \text{ mm}/\text{h}$ の雨で $6 \text{ m}^3/\text{S}/\text{km}^2$ に達する。

これは、地形条件ならびに土壤条件によって、ある程度危険性は左右される。要するに、この地方の山地流域一時保留量は、雨の降り方によっては 300 mm 以上も可能であろう。この点、水資源涵養上、また洪水防止上、効果的であるが、いちめん無効雨量も他地方にくらべると多いが、雨量の大きさからすればたいして問題とならない。保留の形態としては中間流出の形での保留量が最も多いが、貯留の形として望ましい地下水保留も比較的多く、とくにⅡ号沢は水源涵養上に恵まれており、渇水量の大きいのもこの影響である。

Ⅵ 最大流量

最大流量についての検討は、多雨地帯の本試験地に課せられた最重要課題である。しかるに、前述のとおり欠測の多いなどのため、出水頻度、その他の統計解析を加えることは困難であり、したがって、おもに流域間の差の解析や、ピーク流量に関する諸因子についての検討のみについて報告する。

まず、3 流域間の最大流量の差についてみる。比較を正確にするため、3 流域に同時に欠測のなかった場合の資料を Table 7 にあげた。Table 7 において、積算雨量 (ピークまでの) が最大日雨量より小さい例の多いのは、短期間の降雨量によるピーク流量の出現度数の多いことを示す。増水量の場合と同じく、Ⅰ号およびⅢ号のⅡ号沢に対する比の平均値が 1 に等しいか否かについて t 検定すると、Ⅰ号沢とⅡ号沢のピーク流量の平均に差のあることが分った。また、Ⅱ号とⅢ号のピーク流量にも差のあることがわかった。Ⅰ/Ⅱ および Ⅲ/Ⅱ の 1 より小さい日のいろいろの因子について検討してみたが、何に帰因するか判明しないが、局地的雨量の差に因るであろうと考えられる。また、Ⅰ/Ⅱ と Ⅲ/Ⅱ の平均値の差を検

Table 7. 最大流量
Peak runoff

初流量 Runoff before reinfall (Ⅲ)	最大日雨量 Max. daily pre.	積算雨量 Accumul- ated pre. till peak	最大流量 Peak runoff l/s/10 ha			流量比 Ratio of peak runoff	
			I号沢 W. No. 1	II号沢 W. No. 2	III号沢 W. No. 3	I/II	III/II
2.0 l/s	29.0 mm	20 mm	7.5	6.5	6.8	1.15	1.05
1.6	92.5	65	38.7	34.3	37.5	1.13	1.09
3.1	103.0	89	184.9	160.2	203.5	1.15	1.27
3.1	38.1	59	72.5	59.2	78.5	1.23	1.32
1.2	222.0	338	733.1	598.7	555.4	1.23	0.93
1.1	50.5	72	62.6	51.6	85.6	1.21	1.66
1.0	85.0	95	146.4	139.7	166.8	1.05	1.19
1.4	62.5	60	31.6	29.3	33.5	1.08	1.15
1.8	23.5	20	4.9	4.7	6.3	1.34	1.05
1.2	26.5	25.0	17.5	15.0	20.0	1.17	1.33
0.4	19.0	14.5	6.3	6.2	6.7	1.02	1.08
0.3	23.0	21.5	14.2	12.0	17.1	1.18	1.43
0.4	30.0	24.0	5.5	5.5	6.6	1.00	1.20
0.8	53.5	47.5	42.4	44.0	64.8	0.96	1.47
0.8	31.0	12.5	6.3	5.6	6.1	1.13	1.09
1.5	35.0	32.0	45.6	46.4	44.9	0.98	0.97
3.3	80.5	70	62.4	52.5	68.8	1.19	1.31
5.3	67.5	42.5	36.9	30.8	37.6	1.20	1.22
1.5	52.5	46.5	34.8	25.7	41.8	1.35	1.63
2.9	43.5	44.0	49.6	35.1	51.2	1.41	1.46
3.1	183.0	155	503.7	367.1	413.1	1.37	1.12
0.5	24.0	21.5	7.3	8.0	14.3	0.91	1.79
1.0	41.5	34	24.1	20.5	26.2	1.18	1.28
0.4	47.5	48	23.5	20.3	25.9	1.16	1.28
5.2	125.5	118.5	315.0	240.8	308.5	1.31	1.28
2.3	49.2	46.0	43.2	35.8	55.0	1.21	1.54
2.6	74.1	78.0	84.0	88.0	118.1	0.95	1.34
1.0	29.0	40.0	15.4	14.2	15.3	1.08	1.08
0.6	81.0	64	58.4	53.0	46.8	1.07	0.88
11.3	98.4	127	123.7	95.8	101.7	1.29	1.06
1.3	9.0	90	123.1	99.6	132.4	1.24	1.33
6.0	220.0	199.0	433.5	322.0	393.2	1.35	1.22
9.7	65.0	150.0	152.5	160.8	187.3	0.95	1.17
3.8	27.0	51.0	21.7	22.6	21.0	0.96	0.92
1.7	67.0	80.0	145.7	127.9	155.0	1.14	1.21

定すると、I号沢とIII号沢との平均に有意差がみられなかったが、平均値はIII号沢の方がやや大である。

このような3流域の最大流量の差は何によって起こったか、前述のように面積や地形条件では、I号沢が理的に不利であり、II・III号沢にやや有利である。これらの植生密度は同様に大きく、樹種による影響を無視すると、この3つの流域は植生条件は同じとみてよい。POTTER¹⁴⁾によると、10年回帰の瞬間最大流量(q ft³)と流域面積(A acre)との関係は、

$$\log q = 0.490 - 0.229 \log A$$

で、本式による標準誤差はかなり大きい、これに 3 流域を適用すると、

$$q' = 1.63 \text{ ft}^3/\text{acre}, \quad q^2 = 1.52, \quad q^3 = 1.56$$

で、I 号沢が最大で、II 号・III 号沢は大差ない。なお、この値は当試験地での 6 か年の最大記録と思われるものにくらべて 5 割あまり大きい。もっとも、これは彼我試験地間の地形、植生の差にもとづくものであろう。実際に q_1 と q_3 の間に大差のないのは、この程度の地形の差では大した影響はなく、また、現地浸透試験に見られたように、理水上多少問題となる BC 層が I 号・III 号沢とも、ほぼ 60% を占めていて、土壤理化学性がよく似ていることも原因すると考えられる。このほか、地形・雨量・植生のいろいろの因子との関係式が POTTER¹⁶⁾ や ANDERSON ら¹⁷⁾ により導かれているが、面積の小さい点、各因子についての資料を欠く点で本流域での適用は無理である。

また、SESHAPPA ら¹⁶⁾ は 1.8 ha から約 1,000 ha までの流域の 70 の資料から、

$$q_P = -0.2054 + 0.74668 R_{30} - 0.000263 L_C + 0.000113 L$$

q_P : 最大流量 (inch/hour), L_C : 流域の出口から流域の中心までの主流の長さ (ft)

L : おもな川の長さ (ft), R_{30} : 30 分最大雨量

を導いた。

本式には、植生因子がなく雨の因子が 30 分最大雨量に絞られている点に問題があるが、本式を用いて各流域の比較を行なうと、

	I 号 沢	II 号 沢	III 号 沢
L	875 ft	1,290	1,248
L_C	446 ft	734	623

$$q_{P1} = -0.2259 + 0.747 R_{30}$$

$$q_{P2} = -0.2526 + 0.747 R_{30}$$

$$q_{P3} = -0.2282 + 0.747 R_{30}$$

となって、 q_{P2} が最も小さく q_{P1} と q_{P3} には大差はない点これまでの解析と一致する。III 号沢の雨量資料を上式に当てはめると、一部の資料 (連続降雨で水位がかなり上昇しているとき) を除いて、その算出値は一般に過大な値を与えるのは、上式はほとんど $R_{30} = 1 \text{ inch/hour}$ 以上の大きな強雨の資料から導かれている点にもよるが、彼我流域間の土壌・植生の違いによるところが大きいと考えられる。

つぎに、日雨量が 50 mm 以上の場合について、最大流量 (Q) に関係の深いとみられる雨の強度 (ここでは 3 時間最大雨量 P_3 をとる) と先行雨量 (ピークからさかのぼって 1 週間内の雨量 P_A)、増水前の初流量 q_l/s 、およびピーク流量出現時までの積算雨量 P_t とピーク流量との関係を調べた。資料としては、共通の時期の資料のみにとられず、各流域単独 (Table 8) にできるだけ多くの資料をとった。その各因子との対数とそれらの単相関および重相関を求めると (II 号沢) Table 9 となる。単相関の有意なのは $r_{P_A \cdot q}$, $r_{P_t \cdot Q}$, $r_{P_3 \cdot Q}$ であり、他の各因子はたがいに有意の値を示さなかった。重相関の値も竜の口山²²⁾の資料に比べ、かなり低い値にとどまった。

ピーク流量を寒候期・暖候期に分けて、前記の 4 因子の関数として表わすと、

寒候期では、

$$\text{I 号沢 } \log Q = 0.323 P_t + 1.127 \log P_3 + 0.015 \log P_A + 0.262 \log q - 0.572$$

Table 8. 最大流量と雨量・その他
Peak discharge and precipitation others

a. I号沢 W. No. 1

	P_2 積算雨量 Accumulated precipitation mm	P_3 3時間最大雨量 Three hours max. precipitation mm	P_4 先行雨量 Antecedent precipitation mm	q 降水前の流量 Runoff before rainfall l/s	Q 最大流量 Peak discharge l/s
寒 候 期 Cold period (X~III month)	50	18	17	2.5	28.5
	57	39	30	2.4	102.8
	55	34	63	6.3	82.8
	103	59	6	0.9	100.8
	50	40	30	1.0	42.4
	79	22	86	6.8	48.7
	74	30	2	1.0	45.6
	114	22	65	0.9	35.5
	79	29	12	0.7	58.4
	暖 候 期 Warm period (IV~IX month)	41	15	19	2.8
87		14	0	1.1	38.7
90		68	98	2.9	184.9
206		86	58	0.9	556.3
331		96	3	1.0	733.0
95		42	0	0.4	113.3
51		24	33	1.1	32.5
74		31	24	2.7	62.4
63		28	44	3.1	73.1
30		14	23	3.6	11.9
65		14	112	1.9	36.9
49		15	119	5.7	38.4
42		18	17	0.6	34.8
206		61	34	3.6	504.7
90		8	88	6.6	63.5
105		97	117	5.4	314.9
40		17	28	1.7	25.8
53		17	25	1.0	123.2
150		45	74	3.2	147.3
385		22	260	3.2	286.5
67		10	128	3.8	41.5
341		56	23	1.2	433.4
67		63	8	2.0	110.6
65		31	169	9.2	51.7
56		39	28	1.8	123.1
199		76	40	6.8	433.5
55		27	161	7.2	152.5
98		49	216	7.2	207.9
60		19	53	5.6	62.4
32		21	177	5.6	36.9
60		60	20	1.8	145.7
131		14	25	3.2	104.2
63	33	267	6.9	135.5	
70	43	14	1.6	63.5	
65	31	395	1.6	83.6	
41	16	0	0.5	12.9	

b. II号沢 W. No. 2

	P_t 積算雨量 Accumulated precipitation mm	P_3 3時間最大雨量 Three hours max. precipitation mm	P_A 先行雨量 Antecedent precipitation mm	q 降水前の流量 Runoff before rainfall l/s	Q 最大流量 Peak discharge l/s
寒 候 期 Cold period	59	27	21	1.6	40.2
	51	12	17	1.7	24.7
	55	39	30	2.7	86.9
	55	34	63	5.2	74.9
	103	59	6	0.9	139.8
	48	44	30	0.7	438.2
	87	32	66	1.3	62.3
	79	22	86	5.6	37.0
	74	30	2	0.6	37.0
	66	32	119	5.8	110.2
	43	13	25	0.4	10.0
	118	16	65	1.0	25.6
	79	29	12	0.6	53.0
	暖 候 期 Warm period	73	23	0	1.5
206		86	58	1.5	412.4
359		109	3	1.4	598.7
51		24	33	1.1	29.6
74		31	24	3.6	52.5
63		28	44	3.3	71.1
161		22	23	3.0	84.8
101		24	12	1.7	56.2
46		15	112	7.4	30.8
22		21	119	6.8	33.9
206		61	34	4.0	367.1
78		74	117	3.2	240.8
40		17	28	1.7	27.5
53		17	25	1.0	99.3
148		44	74	2.9	105.3
385		22	260	2.9	309.8
67		10	128	2.1	29.1
81		46	0	1.3	63.1
227		46	0	1.3	378.8
56		39	28	2.5	99.3
199		76	40	4.9	323.0
111		36	79	6.3	290.3
55		27	161	6.8	160.8
98		49	216	2.9	265.4
67		30	45	2.6	62.3
180		43	45	2.6	141.2
75		74	196	4.4	160.8
87		75	2	3.3	112.7
51		22	13	1.7	30.1
63		18	177	6.0	74.5
60		60	20	2.2	127.9
131		15	25	6.8	84.3
104		39	14	3.1	81.0
23	22	0	1.0	14.7	

c. III号沢 W. No. 3

	P_t 積算雨量 Accumulated precipitation mm	P_3 3時間最大雨量 Three hours Max. precipitation mm	A 先行雨量 Antecedent precipitation mm	q 降水前の流量 Runoff before rainfall l/s	Q 最大流量 Peak discharge l/s
寒候期 Cold period	47	27	21	3.0	28.6
	42	32	30	2.2	108.4
	53	34	63	6.0	86.9
	99	54	6	1.0	166.8
	44	36	30	0.9	64.5
	49	22	131	6.2	65.0
	38	18	2	1.0	61.7
	35	12	25	0.7	11.7
	79	34	65	1.1	101.7
	暖候期 Warm period	37	10	19	2.7
59		18	0	1.2	37.5
188		74	58	1.0	461.1
290		89	3	1.4	530.4
90		54	0	0.8	130.8
64		31	33	1.2	42.9
60		26	24	3.8	68.8
54		22	44	3.5	65.9
37		22	23	3.0	108.1
89		17	12	1.8	74.9
31		18	119	7.1	39.4
83		8	88	6.8	53.3
119		46	117	6.6	308.5
31		27	25	1.4	42.5
30		19	128	2.4	30.8
59		38	28	1.4	132.9
182		55	40	4.7	393.2
87		31	79	4.2	324.4
51		25	151	3.6	187.4
83		42	216	3.6	196.5
57		24	45	3.3	79.7
152		50	45	2.8	169.2
79		68	2	2.5	147.2
64		15	53	3.6	51.6
69		16	177	3.3	80.1
74		74	20	2.0	155.1
68		16	25	2.9	98.6
127	91	194	3.8	371.2	
163	134	323	9.2	576.3	

II号沢 $\log Q = -0.439 P_t + 1.886 \log P_3 + 0.233 \log P_A - 0.118 \log q - 0.363$

III号沢 $\log Q = 0.336 P_t + 1.269 \log P_3 + 0.117 \log P_A + 0.118 \log q - 0.493$

で、資料の少ないため、 P_3 以外の因子については一定の傾向を見い出せないし、推定誤差も大きいので寒候期の検討は中止した。

暖候期では、

I号沢 $\log Q = 0.651 \log P_t + 1.004 \log P_3 + 0.115 \log P_A + 0.064 \log q - 0.943$ 推定誤差 $S_{Q1} = 1.60$

II号沢 $\log Q = 0.773 \log P_t + 0.791 \log P_3 + 0.126 \log P_A + 0.090 \log q - 0.942$ $S_{Q2} = 1.50$

III号沢 $\log Q = 0.792 \log P_t + 0.664 \log P_3 + 0.083 \log P_A + 0.158 \log q - 0.620$ $S_{Q3} = 1.45$

Table 9. P_t , P_3 , P_A , q と Q との単相関および重相関係数
Simple and multiple regression coefficient between P_t , P_3 , P_A and Q

	P_3	P_A	q	Q
P_t	+0.313	-0.068	-0.113	+0.637
P_3		-0.029	-0.058	+0.778
P_A			+0.715	+0.155
q				+0.082
Q				+0.905

で、 $\log P_t$, $\log P_3$ の係数にくらべて $\log P_A$ および $\log q$ の係数はきわめて小さいので、その影響は無視してもよからう。

増水量の場合、積算雨量のウェイトがいちじるしく大きいのに対し、最大流量の場合、雨量強度（もつとも前者は日雨量であり、この場合は3時間雨量であるが）は積算雨量と同程度のウェイトを持つとみてよい。この点からみて SESHAPPA¹⁶⁾ の前述の式は懸念がある。Q と最も密接な関係を持つ $\log P_3$ の係数がⅠ号沢で最も大きいのは当然であるが、Ⅱ号沢とⅢ号沢がほぼ等しいのは地形条件のほぼ同じことからすれば首肯できる。また、 P_A の差にあえて意味を付するならば、Ⅲ号沢がいちばん減水が速く、先行雨量の影響が小さいのに対し、Ⅱ号沢は減水は緩やかでその影響が大きいと解するのが適当である。

つぎに、見方を変えて最大流量と流域の一時保留量との関係について述べる。最大流量は林地保留量の増加とともに増大するが、とくに地表水・中間水の量と密接に関係し、また、これらは雨の強さに左右されるので、最大流量 (Z) を簡単に一時保留量 (X) および最大時雨量 (Y) の2因子の対数関係式で表わすと²⁴⁾、さきに発表したように、

$$\text{Ⅰ号沢 } \log Z_1 = 0.938 \log X + 0.702 \log Y - 2.540 \quad Z_{1max} = 7.33 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ ha} \quad \text{重相関 } R_1 = +0.864$$

$$\text{Ⅱ号沢 } \log Z_2 = 0.967 \log X + 0.685 \log Y - 2.638 \quad Z_{2max} = 5.98 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ ha} \quad R_2 = +0.948$$

$$\text{Ⅲ号沢 } \log Z_3 = 0.850 \log X + 0.670 \log Y - 2.343 \quad Z_{3max} = 5.55 \text{ m}^3/\text{s}/100 \text{ ha} \quad R_3 = +0.933$$

と適合率は相当に高い、そこで、上式より保留量が 100, 200, 300, 400 mm に達した時の最大流量と最大時雨量の関係を推定してみた。Fig. 5 によって明らかなように、一般に保留量の増大に応じて、最大時雨量の影響はますます顕著になる傾向がある。いまかりに、 $10 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ を山地小流域における災害をともしなう大出水とすれば、保留量が 100 mm くらいまではどの流域でも、最大時雨量が 100 mm を多少超過しても危険性はないが、保留量が 200 mm となると、100 mm/h の雨でⅠ号沢はもちろんⅡ・Ⅲ号沢も危険水準に近くなる。一時保留量が 250 mm 前後でも、雨量強度が 50 mm/h まではどの流域も危険性は少ない。

これまでの雨の大きい積算雨量（資料は少ないが）と一時保留量との関係を導くと（Fig. 5 の点線）、Ⅰ・Ⅲ号沢は連続雨量 400 mm を越すと保留量の増加は急に鈍る傾向があるが、Ⅱ号沢はその増勢は減少せず保留余力は大きい。この原因としては、Ⅱ号沢の面積の大きいことと、主流が長く勾配も緩であることとのほか、土壌の厚さの違いと考えられるが、これまでの地形・地質・植生・土壌の調査からみると、植生以外はⅢ号沢との間に差は見られない。このことから、常緑広葉樹林よりスギ林が水分保留でまざっているとは、Ⅰ号沢の植生との関連からみても断定することにちゅうちょを感じる。少なくとも、常緑広葉樹林がスギ林に劣るとは考えられない。

降雨時間が長く、雨量強度の変化の多い場合のハイドログラフは複雑で、流域間の比較も難しくなるので、短時間の強雨の場合について検討を試みた。ところが、多雨地帯の本地方では一般に降雨時間が長く、希望する雨はきわめて少ない。Fig. 7では降雨時間4時間(2mm/h以下は除く)の最大雨量19.5mm、総雨量49mmの例をあげた。流量は各時の瞬間流量*l/s*を1時間流量mm/hに換算したもので、1時間内の流量をさすものではない。測器が長期巻で時間間隔が大きいののでさらに細かい時間的変化の検討は無理である。図によると0.5mmの雨では増水は起こらず、2mm以上からわずかの増水を見る。これは、もちろん低浸透能層の部分(溪流道路等)からの流出で6mm/hくらいまではこの種の地表流下で、降雨開始後6時間の増水量は約0.65mmで雨量の4~5%に当たる。この時期までの流域間の流量にほとんど差がないということは、低浸透能層の部分は面積的にほぼ等しいことを証する。ピーク時(19h)において、はじめて流域間に明らかな差を生じ、I・III号沢は3.6~3.7mm/hでほとんど変わらず、II号沢はかなり小さい。このときの1時間雨量は19.5mmであるが、自記紙からみると、10分間雨量は約40~50mm/h程度とみられ、したがってその増水量は雨量の10%以下で、上記の溪流や溪流付近の浅地下水層から生ずる亜地表流下によるもので、その量の差は、II号沢は亜地表流下(sub surface flow)を起こす浅層地下水帯が少ないためと考える。つぎの13mm/hの雨で急減し、以下しだいに緩やかな減水カーブをたどるが、これはほとんど中間流量によるが流域間の差がますます小さくなる。

なお、雨量と流量との時間的ずれ(lag)については、本試験地の資料からは求め難いが、竜の口山試験地の例からしてもせいぜい5分程度であろう。

SNYDER⁴⁾が単位図作成のため大流域から導いた

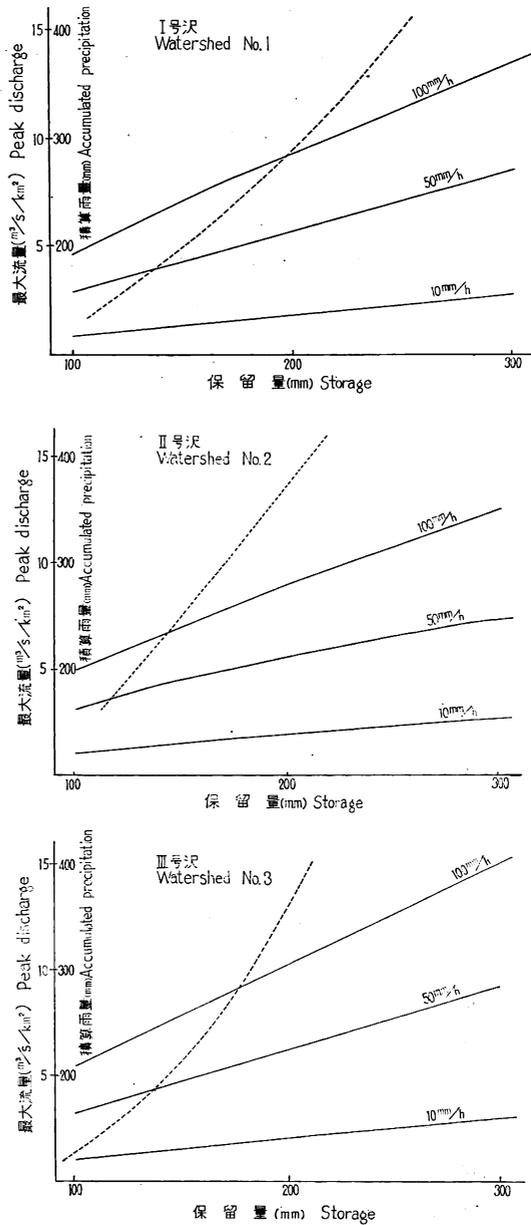


Fig. 5 保留量・積算雨量と最大流量の関係
Relation between storage and accumulated precipitation.

$$tp = ct (LF \cdot L)^{0.3}$$

ただし, $tp = \text{lag (h)}$ q_P : ピーク流量 $\text{ft}^3/\text{s}/\text{mile}^2$,

LF = 流域の中心から川の出口までの距離 (mile),

L = 最遠隔地点から川の出口までの距離 (mile),

ct = 流域の傾斜貯留に関する係数で, かれの資料では 1.8~2.2

で計算すると, tp はかなり過大な値を与える。中安¹³⁾によれば, 本邦の小さい流域では,

$$lm < 15 \text{ km} \text{ で } tp = 0.21 lm^{0.7} \text{ (} lm \text{: 主流の長さ)}$$

で, これから導くと約 3.6 分となる。この程度の値が妥当な値であろう。

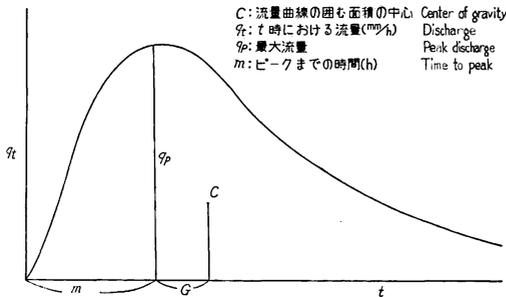


Fig. 6 ピアソン型の典型的流量曲線
Typical hydrograph by PEARSON Type III function.

このように lag の小さい流域で, 雨量・流量記録とも時間的に細かい資料が得られない本試験地で, 単位図を用いて流量曲線を推定することは不可能である。最近, REICH は 3 つの変数を持つピアソン系第 III 型の関数によって, 出水曲線がよく適合されると推定し, SESHAPPA¹⁶⁾ らがその方法について検討した。その形は, $q_t = q_P t^{-\frac{1}{\alpha}} (1 + \frac{t}{m})^{\frac{m}{\alpha}}$ で, その中の変数 q_t , q_P , m , G は Fig. 6 で表わされる。

$$W = \int_{-m}^{\infty} q_t dt = q_P G \alpha \left(\frac{G}{m}\right)^{\frac{m}{\alpha}} \left(\frac{m}{G}\right) !$$

$$= q_P G \alpha \left(\alpha = l \frac{m}{G}\right) \left(\frac{G}{m}\right)^{\frac{m}{\alpha}} \left(\frac{m}{G}\right) !$$

とすると, q_P については, 前述のような 1 次回帰式を用い, 同様に W についても R_t (総雨量), I (平均浸透能), T_C (集中時間) を用いて 1 次回帰式を導いた。問題の G についてもかれは地形・土壌・植生等の因子を用いて複雑な回帰式を導いているが, 時雨量についての因子が挿入されていない点不十分と感ぜられる。また, その方法は煩雑で, その割合に本試験地の資料へのあてはまりはよくないし, そのような普遍的な式を見出すことは本試験地の目的でもなく, 流域の数・性質からしても不可能であり, その方法については, 他の資料について検討すべきである。

当面の問題は, ハイドログラフが果たしてピアソン系の第 III 型に適合するかであるが, 1 号沢の数個の流量資料について, 鑑別基準 K を用いて検定すると, 資料の扱い方にもよるが一部は III 型に適合するが, 大部分は I 型に当てはまる。I 型では $q_t = q_0 (1 + \frac{-x}{a_1})^{m_1} (1 - \frac{x}{a_2})^{m_2}$ (ただし, $\frac{m_1}{a_1} = \frac{m_2}{a_2}$) で変数が 3 個あり, 流量に関する因子との意味づけが難しい。実際には I 型と III 型とでは前者は両端があり, 後者は一端があるだけという点で異なるが, 形そのものはよく似ているので一応 III 型を採用し, q_0 については本試験で導いた式を用いて算出した。 m は有効雨量時から, 雨量のピーク時までの時間をとっても大して問題とならないが, G の決定が問題で, G は一般に植生・地形その他と関連があるはずであるが, 当試験地の場合大局的にみればいずれもよく似ており, ここでは問題とならない。

Fig. 7 をみても, 尖鋭度にわずかの差があるが, 歪度はほぼ等しく, 曲線の形はほとんど同一であるの

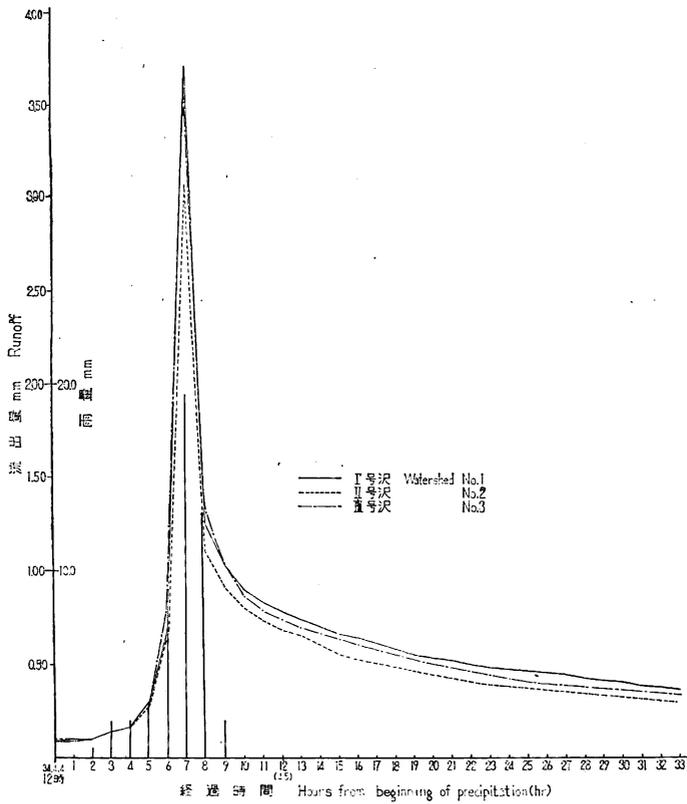


Fig. 7 短時間の降雨のハイドログラフ
Hydrograph of short time precipitation

で、Ⅱ号沢の資料を用いて、 $q_t = q_0 t^{-\frac{1}{m}} (1 + \frac{t}{m})^{\frac{m}{m}}$ の G, m にそれぞれ 1/2 から 3 までの種々の値を代入して試行錯誤的に適当な G, m の発見につとめたが、いずれの場合も初めの減水が緩やかで後に急に降下し、あまりよい適合が得られなかったが、 $m=1/2, G=2$ の場合は比較的良かった。念のためⅠ型に乗積能率を用いて当てはめたが、これもあまり良い結果が得られなかった。これはピーク時雨量の前後に、それぞれ 6 mm, 13 mm の降雨があって、その流量曲線が多少複雑化した点にあると思われるが、細かい時間的資料の得られないこともその原因で、この型の曲線の本試験地の資料への適用は無理である。このような短時間の降雨による流量曲線については、あらためて検討したい。

要するに、本試験地の最大流量は、面積の大きい地形条件のややよいⅡ号沢がいちばん小さく、Ⅰ・Ⅲ号沢間に有意の差はない。この2流域は樹種はともかく、植生密度にほとんど差がなく、樹種や植生密度による流量への影響に差が無いとすれば、地形条件のやや悪いⅠ号沢の最大流量が大きいはずであるが、Ⅲ号沢がやや大きい傾向さえ見られるのは、地形・植生以外の条件、たとえば土壌の深さ等の影響によるものと考えるのが妥当かもしれないが、格別問題となるほどの差でもない。地形条件のよく似たⅡ・Ⅲ号沢の差から植生の影響も多少はあるかと想像される。なお、本地方は他の試験地にくらべ出水頻度の大きいことは乏しい資料からも推定され、その主因として雨量の大きいことをあげうるが、林相そのものの機能の差があるかは、なお伐採後の資料の検討にまつとして、災害を起こす可能性の大きい雨量は1時間最大

100 mm, 1 連続降雨 400 mm が一応の限界点とみられる。

Ⅶ 渇水時の流量について

渇水時の流量はほとんど地下水流量によりまかなわれる。地下水流量は地下水面の高い溪流近くの一部をのぞき、他は植生の直接的影響は小さいと想像され、おもに雨量・土壌条件によって左右されると推測される。本試験地では欠測の多い関係もあって、河川関係でよく用いられる渇水量（60日流量）は求め難い。毎年、年末の渇水時に行なう湛水池、貯砂槽の土砂量測定と同時に、ポイントゲージが正確に実水位を指示しているかの点検を行なうことになっているが、この際、実測水位から1時間流量 mm/h を読んでこれを渇水時の時流量としたが、おそらくこの値は時季的にみて前述の渇水量より小さい値を示すだろう。

Table 10. 渇水時の流量
Rate of flow in winter dry season

年 Year	33	34	35	36	37	38	39	平均 Mean
I 号沢 W. No. 1	0.010 mm/h	0.016	0.012	0.022	0.021	0.012	0.022	0.0164 (0.394 mm/day)
II 号沢 W. No. 2	0.021	0.027	0.022	0.025	0.072	0.018	0.019	0.0291 (0.698)
III 号沢 W. No. 3	0.023	0.030	0.027	0.026	0.059	0.016	0.025	0.0294 (0.706)

観測日は少なくとも前7日間 5 mm を越す降雨がなく、増水のほとんどないとみられる日を選び、昭和 33 年から昭和 39 年までの資料を示せば、Table 10 のとおりである。この値を他の試験地のそれと比較すると、寡雨地帯の岡山の竜の口山や山形分場の資料にくらべるとかなり大きく、多雪地帯の宝川にくらべるとやや小さい。これは気候条件の違いから当然の傾向である。また、南九州の河川流量の建設省の資料とくらべると（測定方法の違いによる差もあるが）、大分小さいが、これは広大な流域面積を持つ河川流量と山地小流域の溪流の流量という性格上の差、すなわち、かん養力の差にもとづくものと考えられる。年雨量との関係について検討してみたが、有意の相関はない。このことは雨量と無関係という意味でなく、多数年の雨量でかん養されたものがこの地下水量となるためとの解釈もなりたつ。表の値について、年による、また流域による差があるかを分散分析したが、年の間にも、流域間にも有意差がみられなかった。しかし、流域間では I 号沢が II・III 号沢にくらべて小さい傾向を示した。つぎに、渇水期の地下水の減水傾向ならびに地下貯留量の推定を行なった。

渇水期において降雨が止んでから、2, 3 日以降の日々の減水記録をとり、減水始めの日流量 q_0 を横軸に、1 日後の流量を縦軸にとり、順次これをくり返して点をプロットすると、これらを結ぶ直線は漸次 $q_t = a q_0$ 線に近づく。そこで q_0 が最も大きくて q_t/q_0 の最大の点を見出し、原点からこの点を結ぶ直線を引くと、これが地下水流量の変化の状態を表わす³⁰⁾。この勾配は BARNES の地下水の減衰曲線 $q_t = q_0 K^t$ の K に当たる。この q_0, K の値によって、それぞれの流域別または時季別の比較はできる。しかし、厳密には必ずしも以上のような単調な減水経過をたどらず、 $q_t = q_0' K'^t + q_0'' K''^t + \dots$ のような減水をなす。これは各流域には数個の小支流があり、それらは別々の q_0, K によって減水するため、結果としてそのような現象を生ずると思われるが、現実にはその関係式を求めることは容易でなく、短期間の場合

$q_t = q_0 K^t$ によってもかなり正確に表わされるので、本式によった。

なお、滞水層に含蔵される地下水の量は、

$$\int_0^{\infty} q_t dt = - \frac{q_0}{2.3026 \log K}$$

によって表わされる。そこで、本試験地のⅠ・Ⅱ・Ⅲ号沢流域について、ほぼ順調な減水を示す資料を流域ごとに暖候期(4~9月)、寒候期(10~3月)に分けてとり、以上の方法で各点を図示し、それぞれK線を引いた(Fig. 8)。欠測や落葉による水位の不時の上昇等のため、十分な資料が得られず、各流域2~5個の資料しかとれなかった(Table 11)。

減水勾配Kは、3流域とも暖候期に大きく、寒候期に小さい。このことは常識的に不可解であるが、竜の口山試験地における筆者の報告にもそのような例があり、地下水流量は蒸発散の影響の及ばない地点からの水の供給が主だと考えれば、時候別の差は問題とならないはずである(こういう考え方に多少問題があるかもしれないが)。しかし、今回の場合資料が不十分なので断定は難しい。流域別には、暖候期には各流域ともほとんど等しいが、寒候期にはⅡ号沢がやや緩やかである。max. q_0 についても資料が少なく、Table 11の値についての比較に信頼性は小さいが、流域別には暖候期には大差なく、寒候期ではⅢ号沢、Ⅱ号沢、Ⅰ号沢の順に小さくなっているのは、前述の渇水期の流量の傾向と一致する。また、貯留量は暖候期の方が寒候期より多く、多少意外の感もあるが、要するにかん養された雨の量が絶対的に暖候期に多いということに帰す以外にない。流域別には暖候期にはほとんど差なく、寒候期にはⅡ号沢がやや大きい傾向があり、Ⅰ号沢がやや小さい。

Kは面積に関係なく、これによりほぼ地層の比較は可能のようであるが、寒候期のKは東大愛知演習林¹⁵⁾の冬季のそれにほぼ等しいが、夏

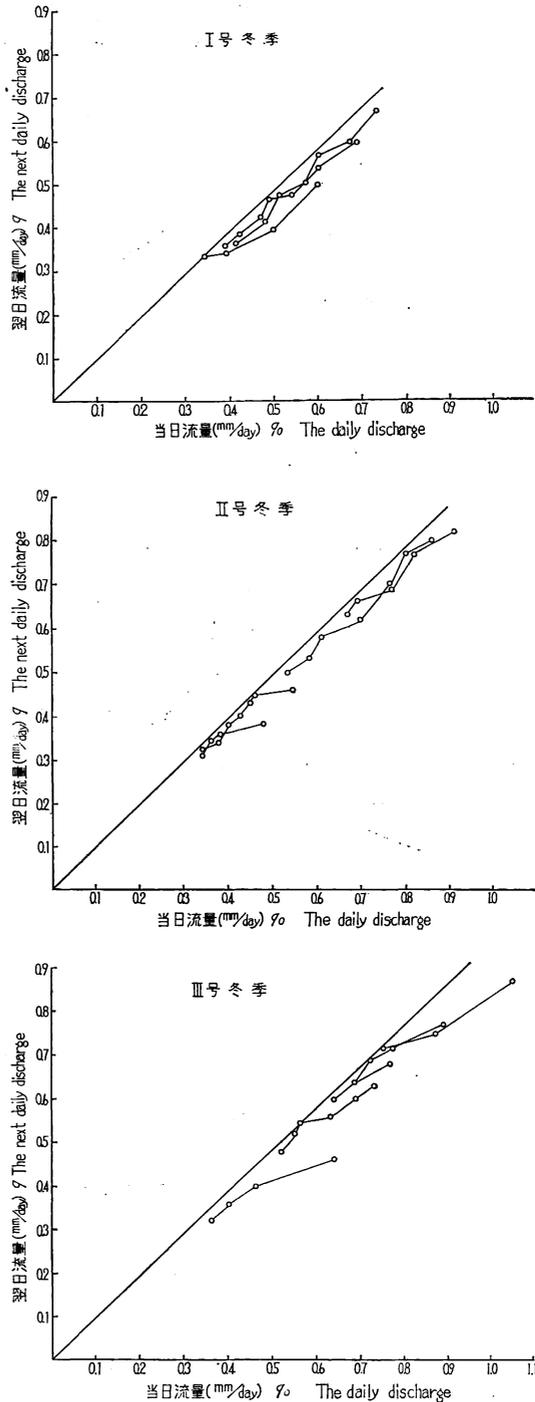


Fig. 8 a-c
K と q_0 の導き方
Derivation of max. K and q_0 .

Table 11. q_0 最大値および滞水層内貯留量
Max. q_0 and storage in aquifer

		資料数 Number of sample	Max. K	Max. q_0 mm/day	貯留量 Storage mm
Ⅰ号沢 W. No. 1	暖候期 Warm period	2	0.972	0.69	30.9
	寒候期 Cold period	3	0.958	0.60	14.0
Ⅱ号沢 W. No. 2	暖候期 Warm period	3	0.978	0.67	30.9
	寒候期 Cold period	4	0.969	0.69	21.9
Ⅲ号沢 W. No. 3	暖候期 Warm period	4	0.978	0.72	32.2
	寒候期 Cold period	5	0.959	0.75	17.9

季では冬期と逆の現象を呈している。釜淵ではかなり小さく曲線は急であり、岡山ではさらに急の傾向がある。このことは、本流域は他地方にくらべ渇水時の流量調節機能の大きいことを意味する。また、渇水時の地下水の貯蔵量は、去川が少なくとも釜淵や岡山より多いように思われる。

ま と め

本報告は、日本における温暖多雨地帯の山地小流域からの流出の概略の傾向と森林と流量との関係、とくに針葉樹と常緑広葉樹の機能差について検討した。

1. この地方の年平均雨量は 3,000 mm 前後で、年流出率は 65% に達する。この値は年雨量 2,500 mm 以上の山地流域にはば共通している。年流出量は、その年の雨の度数分布曲線と雨量と増水量の関係式から、大体推定しうるようである。また、年消失水量は、雨の多い割合に少雨地帯のそれとあまり差がないのは、年消失水量（主として森林の消失水量）は、年平均気温により大きく左右されるためである。実際の森林の蒸散量は年 500~600 mm と推定された。

2. 一降雨による増水量は、おもに総雨量によって定まり、雨の強度は大したウェイトを持たない。流域別に見て、Ⅰ・Ⅲ号沢がⅡ号沢よりやや大きく、林相より地形その他の因子の影響が大きい。日雨量の流量に対する影響は $R = \sum K^n P_n$ (R : 日流量, P_n : n 日前の日雨量, K : 常数) のように、ほぼ指数函数的に減少するようであるが、4 日前の雨量の流量に与える影響はきわめて小さい。降雨ごとの消失雨量は少雨地帯よりやや少ないが、大雨の場合にはいずれの地方もほぼよく似た傾向を持つ。また、月間の蒸発散量は 8, 9 月が最大で 100~110 mm に達し、遮断消失量を除けば、PENMAN の蒸発散能にはば等しい値となる。

3. 1 つの豪雨時の流量曲線を分離して、地下水・中間水・地表水の流量を推算したが、中間水が最も大きく、地下水、地表水の順となる。地下水はⅡ号沢がⅢ号沢より、Ⅲ号沢はⅠ号沢よりやや大きい。流量とならない土湿（土湿不足填充量）はⅡ号沢が大きく 100 mm を越える場合がある。

森林の豪雨時に保留しうる最大限度は、250~300 mm 程度で、森林土壌そのものの保留となるとなお小さく、降雨時期によって違うが、200~250 mm がほぼ限度であろう。

4. 本試験地の過去の最大流量は、他地方のそれに比しわずかに大きい、その頻度はかなり高い。流域別には面積の大きい、地形条件のよいⅡ号沢が最も小さいが、地形条件の比較的良好なⅢ号沢にくらべると明らかに小さい。これは植生の差にもとづくか、土壌の厚さが関係するか、それらの総合されたものの影響であろう。

災害を起こす可能性の大きい雨量は、時雨量で100 mm、連続雨量で400 mmが一応の限界とみられる。

5. 冬の渇水時の流量は、年雨量の少ない地方にくらべると、明らかに大きい、多雪地帯の宝川にくらべるとやや小さい。Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ号沢の流域間の有意の差はないが、Ⅲ号沢にやや多い傾向がある。

地下水流出の減水勾配は春より夏が緩やかであり、地下水貯留量も夏の方が多点については、資料の少ないことから再吟味を要するが、流量のきわめて小さい場合は時期別の差のないのが本当かもしれない。

概括的に見て、温暖多雨地帯においても、林地からの流出傾向は他地方にくらべて本質的な違いはない。年消失水量はやや大きい、問題となる程度でなく、豊かな水資源の供給力を持っている。

林相別の理水機能の差については、断定するには資料が乏しいが、常緑広葉樹林もスギ林に劣らぬ機能を持っているといえそうである。

文 献

- 1) ANDERSON, H. W. and H. K. TROBITZ: Influences of some watershed variables on a major floods. *Jour. Forestry*, 47, 5, p. 347, (1949)
- 2) ESCHNER, R.: Forest protection and streamflow from an Adirondack watershed. *Water Resources Res.* 2, 4, 765 pp., (1966)
- 3) 本間 仁 他: 水理学入門, 森北出版, 42 pp., (1957)
- 4) 本間 仁・安芸敏一: 物部水理学, 岩波書店, 587 pp., (1962)
- 5) 磯野良徳訳: San Bernerdino および Eastern San Gafriel 山岳地域の流出に関する地下水貯留の影響について, 電力気象連絡会彙報, 6, 3, pp. 184~194, (1956)
- 6) KITTREDGE, J.: Forest influences. McGraw-Hill Book Co, pp. 99, 120, 230~254, (1948)
- 7) 川口武雄: 森林気象学, 地球出版, 61 pp., (1956)
- 8) LINSLEY, R. K. and others: Applied hydrology. McGraw-Hill Book Co., pp. 387~, (1949)
- 9) 丸山岩三・猪瀬寅三: 釜淵森林理水試験第一回報告, 林試研報, 53, pp. 1~46, (1952)
- 10) 丸山岩三・川口武雄: 森林の治山治水機能に関する研究抄録, 林野庁, 303 pp., (1952)
- 11) 丸山岩三・遠藤 尚・吉筋正二・浅田正朗: 去川森林理水試験第1回報告, 去川試験地の地形と地質, 林試研報, 123, pp. 50~57, (1960)
- 12) 野口陽一: 季節的地下水正常漸減およびその蒸発散量推定への応用, 日林誌, 42, 5, pp. 185~189, (1960)
- 13) 中安米蔵: 雨量より洪水量の推定について, 建設技研報告, 4, 183 pp., (1951)
- 14) POTTER, W. D.: Rainfall and topographic factors that affect runoff. *Trans. A.G.U.*, Ⅱ, 67 pp., (1953)
- 15) RUTTER, A. J.: Symposium Hannonersch-Miinden. A. I. H. S., (1959)
- 16) SESHAPPA, Rao, and others: Estimating peak rates of runoff and design hydrographs from rainfall in the State of Oklakoma. *Jour. Hydrology*, 4, 2, pp. 141~170, (1966)
- 17) SCHWAB, Frevert and others: Soil and Water Conservation Engineering. John willy & Sons. Inc., pp. 3649~3654, (1966)

- 18) 桜井莊三・年流出量並びに年流出率と年雨量との関係, 砂防, 42, pp. 425~442, (1935)
- 19) 佐藤 正・村上与助・村井 宏・関川慶一郎: 新しい型の山地滲透計の測定成績 (第 2 報), 林試研報, 99, pp. 25~57, (1957)
- 20) 白井純郎・近藤松一・小林忠一: 竜の口山水源涵養試験第 4 回報告 林試研報, 68, pp. 95~117, (1954)
- 21) 白井純郎・近藤松一: 林地の地表流下量について, 林試研報, 92, pp. 19~39, (1956)
- 22) 白井純郎・星川吉之助: 竜の口山水源涵養試験第 5 回報告, 林試研報, 124, pp. 105~149, (1960)
- 23) 白井純郎・岡 国夫・浅田正朗・竹下 幸: 去川森林理水試験第 2 回報告 試験地の植生の概要について, 林試研報, 140, pp. 89~99, (1962)
- 24) 白井純郎: 多雨地帯の損失雨量 一時保留量について, 日林誌, 45, 6, pp. 201~204, (1963)
- 25) 白井純郎・浅田正朗・竹下 幸: 去川森林理水試験第 3 回報告 試験地の土壌の概要について, 林試研報, 176, pp. 89~99, (1965)
- 26) 武田繁後: 竜の口山水源涵養試験第 1 回報告, 山林局, 215 pp., (1942)
- 27) 武田繁後: 宝川森林治水試験第 2 回報告 年流出量及び主なる降雨の増水量, 前橋営林局, 157 pp., (1950)
- 28) 田崎忠良: 森林の雨水遮断作用について, 東大立地自然科学研究所報告, 4, pp. 49~56, (1950)
- 29) 塚本良則: 一つの水収支計算法とその山地流域への適用について, 日林誌, 41, 8, 319, pp. (1959)
- 30) WALTER, G. : Base flow recession analysis for comparison of drainage basin and geology, Jour. G. R. 68, 12, pp. 3649~3654, (1965)

Experiment on Forest Influences upon Streamflow at Sarukawa
(Report 4)

Runoff, water loss and storage of Sarukawa Experiment Forest

Junrô SHIRAI and Miyuki TAKESHITA

(Résumé)

This experiment has been carried on since 1959 within Sarukawa National Forest in Southern Kyûshû, for the purpose of studying the water conservative function of the ever-green broadleaved forest (watershed No. 1 and No. 2) which is abundant and suited to this warm and rainy zone, and the mixed forest of above trees and Sugi-*Criptomeria japonica* D. DON (watershed No. 3).

This report deals chiefly with : annual flow and water loss, increased runoff, seasonal water loss, peak discharge, and change of runoff in a dry season.

Topography and geology of those watersheds were described in detail in Report 1. Watershed No. 1 is smaller in area, steeper, and has some disadvantageous factors applying to water conservation as compared with the two other watersheds, No. 2 and No. 3, which are almost equal as regards topographical condition.

Results obtained :

1. Annual mean precipitation is about 3,000 mm, annual mean temperature is 16°C, humidity 84%.

The rate of annual runoff to precipitation is 60~65%, and annual water loss of these

watersheds is 1,000~1,200 mm, considered small in view of comparatively much precipitation, though we could not find a large difference between these forests and forests in other regions which had about the same annual mean temperature (Table 1).

Except interception, true evapotranspiration amount of these forest trees was estimated to be 600~700 mm per one year.

2. Increased runoff due to a precipitation depended mainly on a total precipitation, and intensity did not have so much effect as was estimated. Those of No. 1 and No. 3 watersheds were somewhat larger than that of No. 2.

Monthly trees evapotranspiration amount, except ground evaporation, was most in July (about 100~110 mm), August and September, and the annual was almost equal to Penman Evapotranspiration rate (Table 4).

3. From separation of streamflow curve, surface runoff, interflow and ground water were listed in Table 5, 6.

Surface runoff of watershed No. 1 was largest among three watersheds, and ground water was most abundant on W. No. 2

The storage capacity of these watersheds under storm condition was estimated 250~300 mm and, particularly W. No. 2 had a larger capacity than the others.

4. Peak discharge on this rainy region was a little larger than in other regions, but frequency of large peak discharge was considerably higher than in others.

The effect of intensity of precipitation on peak discharge was a little larger than accumulated precipitation, especially in W. No. 1 contrary to its increased runoff.

A significant difference between peak discharges of topographically equal W. No. 2 and No. 3 suggests the difference of water conservative function between the two watersheds, and it is due to perhaps difference of vegetation or depth of soil.

5. On base flow in dry season there were not found significant differences among the watersheds, but that of W. No. 3 is a little larger generally than the others, noticeably more than W. No. 1 (Table 10).

Storages within aquifer of these watersheds in summer dry season were estimated to be about 30 mm, but the true value may be a little larger (Table 11).

Judging from the above results, the waterloss by forest in these regions were 1,000~1,200 mm, regardless of annual precipitation, and true evapotranspiration by the forest trees were estimated 500~600 mm. The water conservative function of evergreen forest were not inferior to Sugi, but should be considered limited within 250~300 mm. Accordingly heavy precipitation above 100 mm/h, or succeeding precipitation above 400 mm were presumed to cause serious damage to the forest land (Fig. 5).

付 表 Appendix

気 象 資 料
Climatic data at the exposure

i) 降 水 量 Amount of precipitation (mm)

年 Year	月 Month		I	II	III	IV	V
33	月 雨 量 Monthly precipitation		88.7	106.4	125.8	400.8	383.4
	最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation		39.8	40.1	31.5	73.8	89.6
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	9	11	13	19	15
		= 10	2	2	5	13	10
		= 30	1	1	2	4	5
= 50						3	
= 100							
	= 200						
34	月 雨 量 Monthly precipitation		96.5	281.4	173.9	280.0	164.8
	最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation		57.9	81.1	51.0	57.5	48.5
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	11	18	10	17	16
		= 10	2	8	7	10	7
		= 30	1	2	1	3	1
= 50		1	2	1	2		
= 100							
	= 200						
35	月 雨 量 Monthly precipitation		38.0	31.0	167.0	321.5	461.0
	最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation		23.5	27.0	53.5	67.5	132.5
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	6	5	11	14	15
		= 10	1	1	5	9	9
		= 30			2	6	4
= 50				1	2	4	
= 100						1	
	= 200						
36	月 雨 量 Monthly precipitation		127.2	86.5	130.2	299.8	237.0
	最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation		40.0	47.5	25.0	70.4	45.5
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	7	7	15	13	13
		= 10	4	3	5	8	8
		= 30	2	1		3	2
= 50					1		
= 100							
	= 200						

(去川試験地露場)
in experimental area

Ⅵ	Ⅶ	Ⅷ	Ⅸ	X	XI	XII	年合計 Total	月平均 Mean
295.6	64.3	245.0	77.0	324.3	51.0	98.4	2260.7	188.4
176.0	28.5	85.0	27.5	81.5	35.2	34.6		
9	9	15	11	16	8	8		
4	1	6	3	9	1	3		
3		2		4	1	1		
2		1		1				
1								
300.1	489.2	568.0	198.0	184.5	224.0	75.5	3035.9	252.9
103.0	216.0	222.0	112.0	50.5	85.0	21.5		
11	17	14	11	13	10	10		
6	12	5	5	7	4	4		
4	5	5	1	1	2			
2	3	5	1	1	2			
1	1	2	1					
	1	1						
364.0	228.0	521.5	145.0	81.0	113.5	27.5	2499.0	208.3
108.5	52.5	183.0	43.5	23.0	24.3	15.0		
17	9	22	17	9	8	3		
8	7	13	3	3	5	1		
4	4	5	1					
3	1	2						
1		1						
386.5	500.5	542.5	742.5	460.8	225.0	26.5	3765.0	313.8
125.5	136.3	179.9	263.5	200.0	73.5	18.5		
15	14	15	14	10	10	2		
9	9	9	9	5	5	1		
3	5	5	7	4	3			
3	3	3	5	3	2			
1	2	3	2	2				
			1	1				

年 Year	月 Month		I	II	III	IV	V
37		月 雨 量 Monthly precipitation	27.0	65.5	105.9	258.5	468.5
		最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation	11.5	16.0	53.7	98.4	220.0
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	5	8	8	12	19
		= 10	2	3	3	8	8
		= 30			1	3	5
		= 50			1	1	2
= 100						1	
	= 200					1	
38		月 雨 量 Monthly precipitation	21.8	48.0	113.2	209.0	440.5
		最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation	6.8	29.0	52.3	81.0	86.0
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	8	6	8	14	20
		= 10		2	4	5	13
		= 30			1	1	4
		= 50			1	1	3
= 100							
	= 200						
39		月 雨 量 Monthly precipitation	155.0	86.5	86.5	294.0	193.0
		最 大 日 雨 量 Max. daily precipitation	46.5	24.0	29.5	64.0	50.5
	降 雨 日 数 Number of rainfall days	= 0.5	11	11	11	22	15
		= 10	7	4	3	10	6
		= 30	1			2	2
		= 50				1	1
= 100							
	= 200						

Ⅵ	Ⅶ	Ⅷ	Ⅸ	X	XI	XII	年合計 Total	月平均 Mean
519.0	603.5	550.5	188.5	131.0	173.1	48.5	3139.5	261.6
113.1	71.0	150.5	45.0	50.5	48.5	30.1		
19	23	16	15	10	12	4		
14	13	7	6	3	5	2		
6	8	6	2	2	2	1		
1	4	4		1				
1		2						
250.0	196.5	948.1	465.0	65.5	83.5	31.8	2872.9	239.4
75.5	65.1	204.6	140.4	60.5	32.5	14.0		
14	9	20	14	3	7	7		
7	7	13	6	1	3	1		
2	1	9	4	1	1			
2	1	5	3	1				
		3	2					
		1						
653.0	135.5	895.0	425.0	108.0	51.8	42.0	3125.3	260.4
144.0	99.5	179.0	271.0	35.0	25.7	14.9		
18	10	17	9	10	6	4		
14	2	10	4	4	2	3		
7	1	9	2	2				
4	1	7	2					
2		4	1					
			1					

ii) 平均気温 (°C) Mean air temperature

月 Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
年 Year												
33	4.6	6.2	9.0	14.7	17.6	21.4	25.8	24.9	23.3	15.7	11.1	7.6
34	3.4	9.2	10.0	13.5	17.3	19.9	24.9	24.9	22.6	16.2	12.1	6.9
35	3.9	6.6	11.1	13.6	17.8	21.2	25.9	24.9	22.6	15.1	12.1	6.1
36	2.6	4.4	9.8	14.1	17.9	21.7	25.5	25.4	22.9	×	×	×

iii) 平均湿度 (%) Mean relative humidity

月 Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
年 Year												
33	75.1	77.8	74.5	80.3	77.9	81.1	82.4	85.8	84.4	86.2	84.1	83.1
34	77.5	84.9	77.3	80.0	84.7	82.8	85.6	85.2	84.1	86.5	87.8	81.0
35	76.2	73.5	77.9	76.9	82.1	84.2	84.8	91.5	90.1	88.5	89.5	75.1
36	78.0	74.3	84.7	79.7	87.4	89.3	89.8	87.5	87.4	×	×	×

iv) 流出土砂量 Volume of deposited sediment (m³)

年 Year	流域別 Watershed	I 号 沢 Watershed No. 1	II 号 沢 Watershed No. 2	III 号 沢 Watershed No. 3
33		0.375 (0.057)	0.169 (0.018)	0.053 (0.006)
34		10.579 (1.614)	0.566 (0.062)	0.289 (0.035)
35		1.582 (0.241)	0.403 (0.044)	0.102 (0.012)
36		2.176 (0.332)	1.182 (0.129)	0.148 (0.018)
37		0.997 (0.152)	0.406 (0.044)	0.135 (0.017)
38		3.893 (0.594)	2.186 (0.238)	0.287 (0.035)
39		6.642 (1.013)	1.366 (0.149)	0.374 (0.046)

備考 () は ha あたり



写真 1. I号沢の林相
Evergreen broadleaved forest on W. No. 1.



写真 2. II号沢の林相
Evergreen broadleaved forest on W. No. 2.

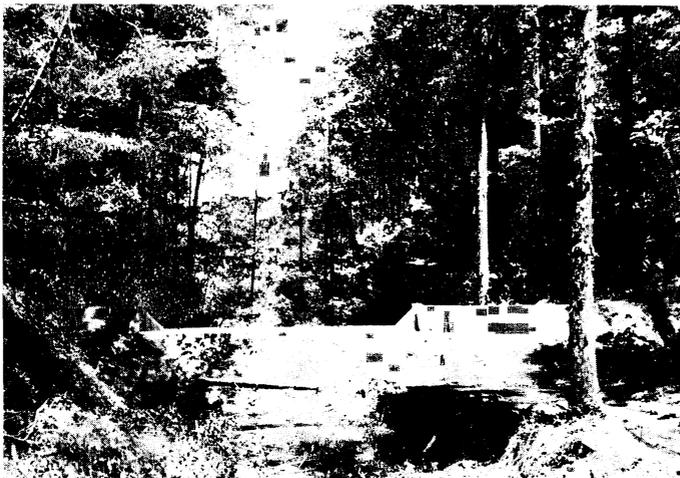


写真 3. III号沢付近の林相
Sugi forest of neighbourhood on W. No. 3.

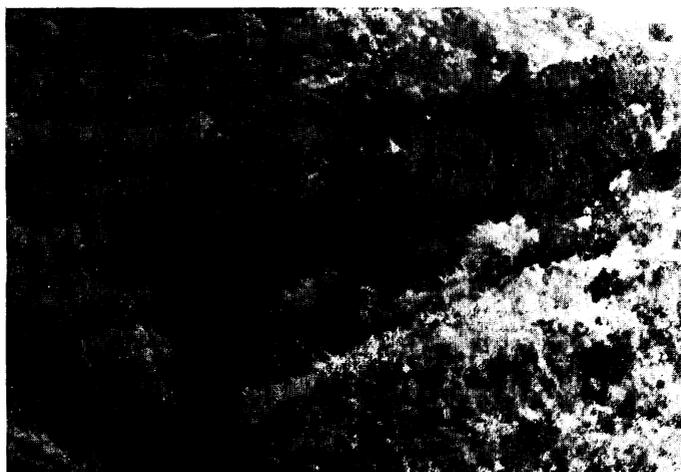


写真 4. Ⅲ号沢林相の遠望
Distant view of forest on W. No. 3.



写真 5. Ⅲ号沢, 沢筋の林相
Sugi forest on W. No. 3.



写真 6. Ⅱ号沢堰堤上流の林相
Forest in neighbourhood of dam on W. No. 2.