

梁ヶ谷試験地の水文観測報告

福嶋義宏・鈴木雅一・友村光秀

The Hydrological Observations in the
Yanagatani Experimental Catchment

Yoshihiro FUKUSHIMA, Masakazu SUZUKI,
Mitsuhide TOMOMURA

要 旨

梁ヶ谷試験地は、琵琶湖集水域のうち冬期に積雪の多い地域の雨水流出特性と森林の物質循環を調査するために設けられた。流域面積は70ha、急峻な斜面を持つ流域で、落葉広葉樹の二次林とスギの造林地により被覆されている。地質は秩父古生層である。

1978年12月から行なわれている気温、積雪量、雨量、流出量の観測結果をとりまとめた。年平均気温は13.1℃で、年最大積雪深は50～96cmであった。

梁ヶ谷の短期流出は直接流出率が極めて小さいことが特徴である。キネマティックウェーブ法を基本とする並列斜面モデルを用いて検討した結果、流域の30%を表面流発生域とし等価粗度 $N=1$ として良好にハイドログラフが再現された。残りの70%の斜面からの早い中間流成分は認められない。梁ヶ谷の直接流出率が低い理由はこの早い中間流成分が生じないためと推測された。

水収支から求めた年蒸発散量は、約600mmで、琵琶湖南部山地で求められている値より約100mm少ない。蒸発散量を季節別に較べた結果、南部地域との蒸発散量の差異は主に冬に生じていることがわかった。

はじめに

滋賀県高島郡朽木村にある梁ヶ谷試験地は、琵琶湖の西にあたる山地流域である。流域は全て森林で覆われており、この地域における降雨流出特性や森林の物質循環への影響を調査する目的で試験地として設置されている。梁ヶ谷流域の下流にあたる琵琶湖は、京阪神地方の水源として、大きい役割を果しており、その環環動態を把握することの重要性は高い。

琵琶湖集水域は、大きく分けて南部の少雨地域と北部の多雨積雪地域に2分される。北部地域に属する梁ヶ谷試験地の観測結果は、著者らがこれまでに報告している南部地域の試験地の結果¹⁾と対比されるものである。また、梁ヶ谷流域の地質は古生層よりなり、流出特性を検討する上で古生層地域の代表流域としての意味を持つ。

まだ、観測開始後、2年が過ぎたのみで、水文観測の期間として必ずしも十分ではないが、流域の概況と短期流出および水収支についての検討結果を報告する。

なお、本観測は「琵琶湖集水域の環境動態研究」(代表者、吉良竜夫大阪市立大教授)の一環として、文部省科学研究費の補助を得て行なわれた。また、試験地の便宜については、滋賀県朽

木村小川の多くの方々の協力を得ている。特に、山本茂夫さん御一家には観測の労をお願いしており、葛野吉治さんには有益な助言を得ている。記して謝意を表する次第である。本研究における記録の集計、計算には京都大学大型計算機センターの Facom・M-200 システムを利用した。

1. 試験流域の概要

1) 位置・地質

梁ヶ谷試験地は、北緯 $35^{\circ}17'$ 、東経 $135^{\circ}50'$ にあり、図-1 に示すように滋賀県西部に位置する琵琶湖にそそぐ安曇川の支流針畑川流域に属している。梁ヶ谷試験地と同様に著者が水文観測を継続している桐生、川向、若女の各試験地が、琵琶湖の南側に位置し、冬期にもほとんど積雪がないのに対し、梁ヶ谷は日本海側気候に属し、冬期の積雪が多い。地質は秩父古生層よりなり、基岩は粘板岩、砂岩、およびチャートである。

2) 地形

試験流域の流域面積は70.0 ha である。流域地形図を図-2 に、地形特性値を表-1 に示す。流域内の最高点は標高815m、最低点は量水堰地点の360m である。

なお5千分の1地形図より25m間隔で標高のメッシュマップを作成しており、これより求めた斜面勾配と斜面方位の分布を図-3、4 に示した。各メッシュの勾配の平均値は 33.2° と急峻である。

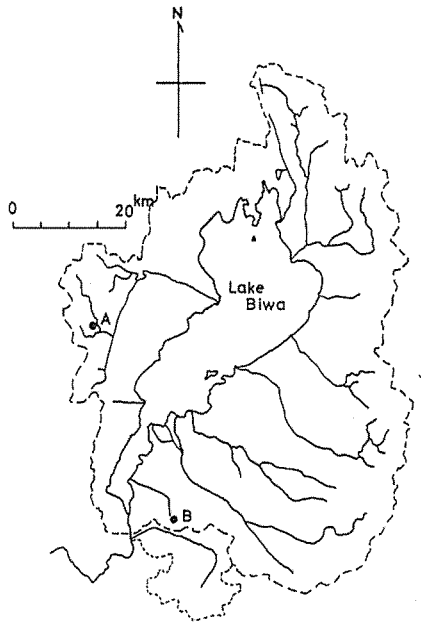


Fig. 1. Location map
A: Yanagatani, B: Kiryu

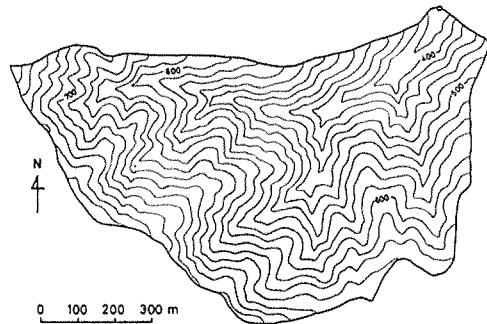


Fig. 2. A map of the Yanagatani Experimental Catchment

Table 1. Geographical factors

	basin arer (ha)	altitude (m)	gradient of stream ($^{\circ}$)	mean slope angle ($^{\circ}$)
Yanagatani	70.0	360 - 815	14.9	33.2

河床勾配も 14.9° と急である。斜面方位は主流が東ないし東北方向に流下するため北向きおよび北西向き斜面が多い。

3) 植生

荻野ら²⁾ によって作成された流域の植生図を図-5 に示す。上木の大部分はブナ、ナラ類の広

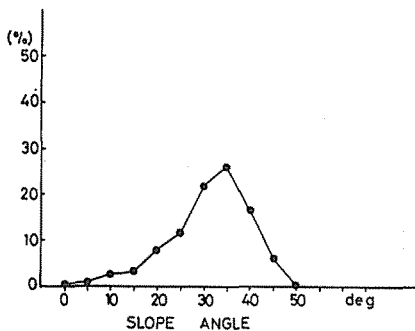


Fig. 3. The distribution of slope angle in Yanagatani

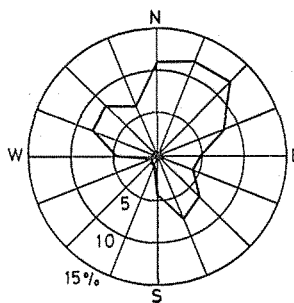


Fig. 4. The distribution of Slope direction

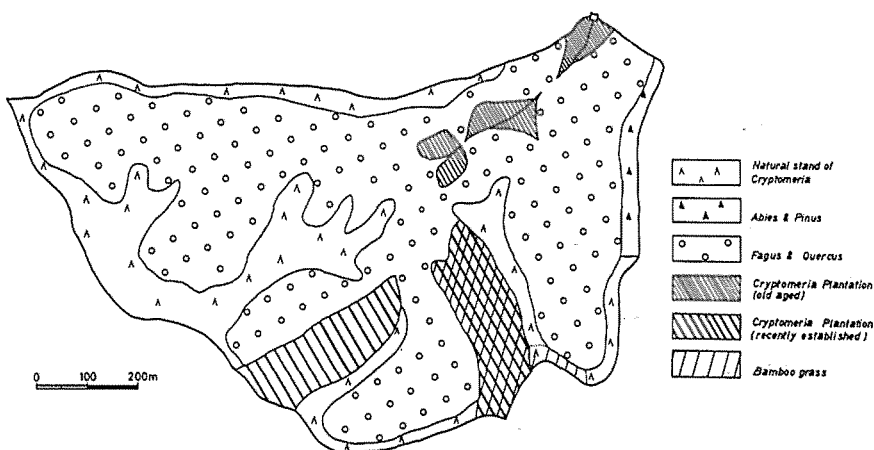


Fig. 5. Forest type map

葉樹二次林が占めている。尾根部には天然性のスギが、また尾根部と溪流沿いの一部にはスギの造林地が見られる。流域は全て森林に覆われているが、流域全体にわたってかなり人手がはいつていることが特徴である。炭焼釜の跡が各所にあり、スギ、ミズナラ、クリの伐根（直径70~80 cm）も多く残っている。炭焼きは昭和30年代ころまで行なわれていたようであり、山腹斜面の下部は現在も薪炭林としての構造—小径木の密生—を保っている。

2. 水文観測の方法

1) 気温、水温、積雪量の観測

試験流域の気象状況を得るため、梁ヶ谷の針畑川出合より 400m のところにある民家（山本氏宅）で毎日の最高最低気温および積雪深を記録した。これらの観測は1978年12月より開始され、現在も継続中である。量水堰地点の渓流水温は、月 1 回アルコール温度計で測定されている。

2) 雨量の観測

雨量は、量水堰の下流約70mのところにある治山堰堤の袖部（堰地点雨量）と気温、積雪深測定を行なっている民家（小川雨量）の2地点で、0.5 mm の転倒ます雨量計を用いて観測している。堰地点の雨量は量水堰の水位記録と同軸で自記々録される。なお、冬期の雪による降水量を知るため、民家に設置した雨量計は電気ヒーターを備えた融雪型を用いている。堰地点の雨量は

融雪型でないため積雪期には欠測となる。

3) 水位の観測

量水堰は漏水が生じないようにクラックの少ない岩盤が河床に露出しているところに設置されている。巾1.5m のノッチ板を持つ全幅矩形堰である。水位は、この量水堰でフロート式水位計を用いて測定され、日記々録されている。水位観測の正確を期するために、月1回ポイントゲージで水位を測定し検定している。

なお、量水堰には地形的な制約のため沈砂池と整流板が設けられていない。このため水位から流量を求める計算式は次項に示すような検討を加えたものが用いられる。

4) 水位流量関係式について

水位流量関係式は矩形堰では通常、石原・井田式が用いられる。しかし数回の流量実測の結果、石原・井田式とは系統的と思われる差異が生じた。このような場合、流量測定を数多く行なうことが必要となるが、実行が困難であったため理論式に準拠した形の計算式に補正を加えることとした。

流量式を作成する上で考慮したことは、①実測値が石原・井田式からはずれる原因を整流槽流入点の不整形と整流板がないことにより偏流が生ずるためと考え、これを補正すること、②高水位のとき接近流速を考慮することの2点である。

i) 偏流の補正

偏流が生じている低水時に、整流板を入れると観測水位が上昇する。この上昇分を偏流による付加水頭 ΔH とし、これを見積ることとした。

整流板のないときの全水頭 H は

$$H = H_{obs} + H_v + \Delta H \quad \dots\dots(1)$$

と書ける。ここで、 H_{obs} : 観測水位、 H_v : 整流板あるときの速度水頭、 ΔH : 偏流による付加水頭である。 H_v は、 $H_v = V^2/2g = (Q/A)^2/2g$ 、 Q : 流量、 A : 整流槽における流水断面積、 g : 重力加速度である。また、 $\Delta H = V'^2/2g$ とおくと、 V' は偏流による付加流速と見ることができる。

何回かの測定で、 V'/V について

$$V'/V = -20V + 6.8 \quad \dots\dots(2)$$

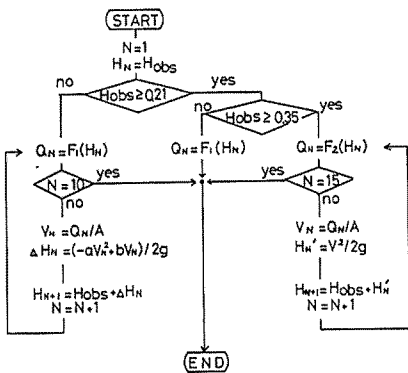


Fig. 6. Flow chart to calculate discharge rate from water level of the measuring weir $A=1.5 \times (0.35 + H_N)$, F_1 : Eq. (7), F_2 : Eq. (4)

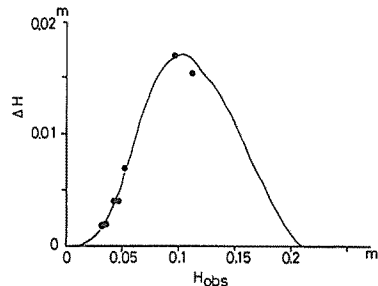


Fig. 7. Relation between observed water level and the correction head caused by ununiform flow in the pool of weir
 ● : measured, — : Eq. (3)

という関係があることが得られた。これは、

$$\Delta H = (-20V^2 + 6.8V)^2 / 2g \quad \dots\dots(3)$$

と書ける。そこで、図一6のフローチャートに示すように、観測水位 H_{obs} から石原・井田式による計算流量を求め第一近似とし、 ΔH を推定し、 $H_{obs} + \Delta H$ を用いて流量を求めるという逐次近似法で流量を求めることとした。 H_{obs} と ΔH の関係は図一7に示すようになる。整流板を入れて実測した ΔH と計算値はよく一致している。12 cm以上の水位について実測値はないが、計算値では観測水位21 cm で偏流の影響がなくなることになる。

ii) 高水位の接近流速補正

水位21 cm 以上では偏流の影響がなくなり、石原・井田式が適用しうることとなったが、この式の適用限界がこの堰では水位35 cm である。そこで、35 cm 以上の水位についての水位流量関係を推定する。

ここでは、35 cm 以上の水位のとき、石原・井田式とは別に、

$$Q = CBH^{3/2} \quad \dots\dots(4)$$

$$H = H_{obs} + H' \quad \dots\dots(5)$$

$$C = 1.7169 \quad \dots\dots(6)$$

とし、逐次計算で接近水頭 H' を求めることとした。石原・井田式を外挿することより全水頭 H の3/2乗という水理的關係を重視したためである。

なお、石原・井田式は、この量水堰において

$$Q = CBH_{obs}^{3/2} \quad \dots\dots(7)$$

$$C = 1.785 + 0.00295/H_{obs} + 0.273H_{obs}/0.35 \quad \dots\dots(8)$$

となる。

結局、水位流量関係の計算は

- 0 m < H_{obs} < 0.21 m ΔH の補正 (石原・井田式)
- 0.21 m ≤ H_{obs} ≤ 0.35 m 石原・井田式
- 0.35 m < H_{obs} H' の補正

となる。これによって得た水位流量関係と実測値の対応を図一8に示す。

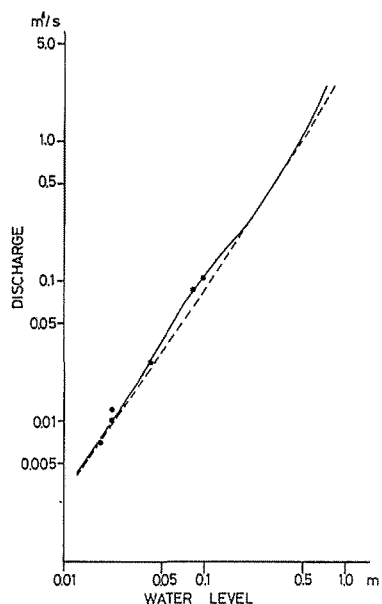


Fig. 8. Relation between discharge and water level at weir
 ● : observed
 - : calculated after Fig. 6.
 ... : Eq. (7)

3. 気温・水温・積雪深の観測結果

朽木村小川の民家における月平均気温を表一2に、堰水温の月平均を表一3に示した。これらは図一9に図示している。年平均気温は1979年と1980年の平均で13.1℃となる。

図一10に冬期の積雪深を示した。積雪深は年によってかなりの差が生じている。1978年12月から翌年3月にかけては暖冬で、降雪が少なく1月2月にも雪が消えてい

Table 2. Monthly mean temperature

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Mean.
1978												3.7	
1979	2.2	4.1	4.8	9.7	14.6	22.3	22.3	25.5	22.2	15.7	13.5	6.0	13.6
1980	2.0	0.9	4.0	9.4	15.7	21.8	23.5	24.1	20.5	16.2	9.0	3.1	12.5
1981	-0.6	0.5	4.8										

Table 3. Stream water temperature at measuring weir

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Mean.
1980.1													
1981.5	4.4	4.5	5.6	9.4	12.1	13.8	15.5	16.5	14.9	13.3	8.8	6.5	10.4

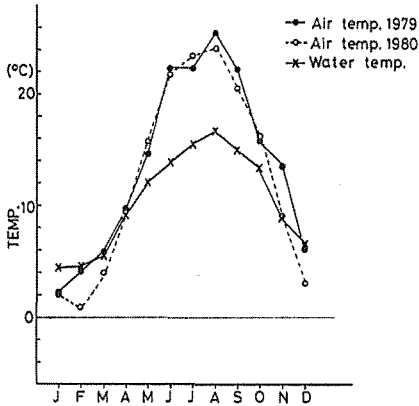


Fig. 9. Seasonal variations in air temperature and stream temperature

る期間がある。また1980年12月から1981年3月は北陸地方で昭和56年豪雪と名づけられた降雪を見た期間で、積雪が多く融雪時期も遅くなっている。小川における積雪深の最大値は、1979年50 cm, 1980年96 cm, 1981年90 cm である。

流域内部における積雪の状態は、標高や斜面方位の影響をうけ、小川の記録とはまた異なるものであると思われる。1980年12月より、この点に関する検討を開始しているが、報告は別途行なう予定である。

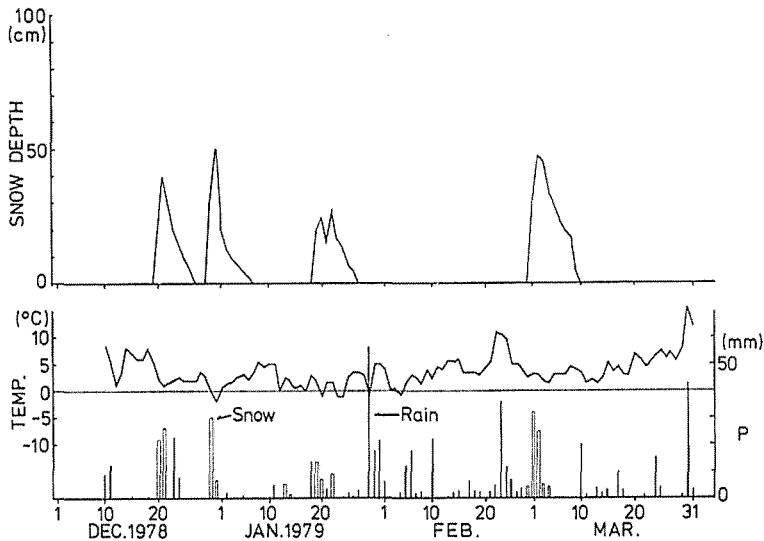


Fig. 10. (1)

Fig. 10. Records of snow depth, air temperature and precipitation in winter

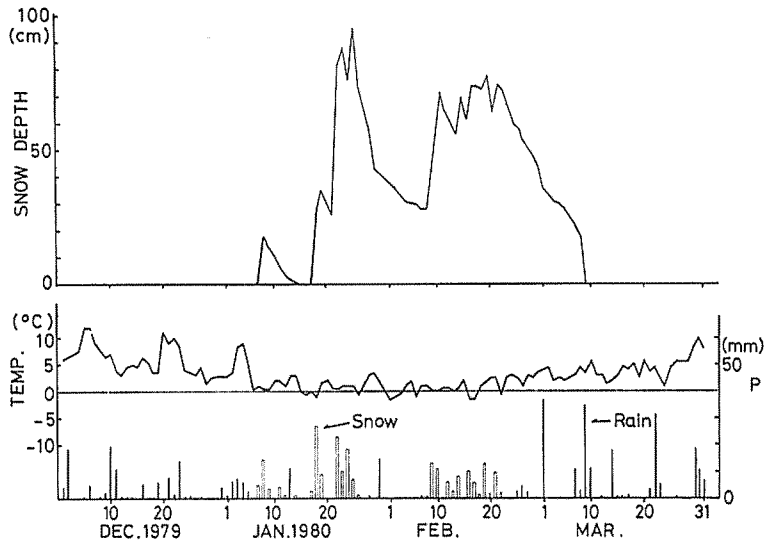


Fig. 10. (2)

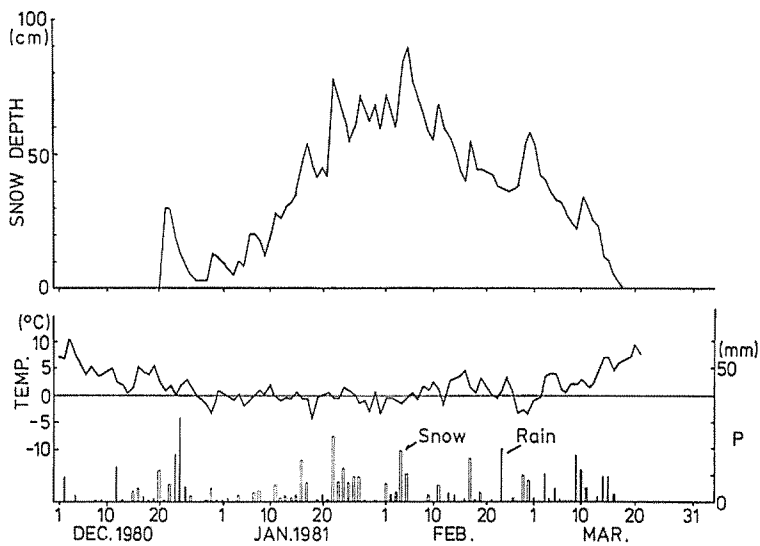


Fig. 10. (3)

Fig. 10. (continued)

4. 短期流出の特性

流域のハイドログラフを構成する流出成分は、一般に表面流、早い中間流、遅い中間流、地下水流出に分類される。このうち表面流と早い中間流からなる流出が直接流出あるいは短期流出といわれる。

福嶋³⁾は並列斜面モデルを提示し、Kinematic wave法を用いて、風化花崗岩山地と古生層山地の試験流域の短期流出例から選んだ小出水から大出水までのハイドログラフについて良好な適用結果を得た。

梁ヶ谷流域の短期流出について、この並列斜面モデルを用いて、その特性を調べた。

1) 流出モデルの構成

並列斜面モデルは、流域をそれぞれの地形によって、矩形の斜面系と雨水を伝播させるだけの河道系にわける。そして、斜面系については、凹部斜面や露岩地あるいは斜面と見なした区域内の小河道やその周辺を想定する地表流発生域と、斜面の残りの部分を想定する早い中間流発生域の2部分に分け、流域内にそれぞれの部分が独立して存在すると考える。前者を領域1、後者を領域2とし、領域1の全斜面面積に対する面積率を α_m とする。領域1と領域2の斜面長を同一とみなすので、 α_m は単位斜面巾に占める領域1の比率と同じ意味となる。

雨水の運動則は、河道流と領域1の雨水流、領域2の雨水流に全て Manning 則を用いる。通常、領域2に想定する中間流には Darcy 則が用いられることが多いが、福島らの斜面流出観測結果⁹⁾では Manning 則の方が適合性が良好であった。

これらを数式で示すと、次のようになる。

斜面の雨水流の連続式は、領域1と2でそれぞれ

$$\partial h_1 / \partial t + \partial q_1 / \partial x = r_{e1} \quad \dots\dots\dots(9)$$

$$\partial h_2 / \partial t + \partial q_2 / \partial x = r_{e2} \quad \dots\dots\dots(10)$$

となり、その運動則は

$$h = kq^p \quad \dots\dots\dots(11)$$

であらわされる。Manning 則を想定するから、

$$k = (N/\sqrt{I})^p, P = 3/5 \quad \dots\dots\dots(12)$$

である。ここで、 h_1, h_2 : 領域1, 2の水深, q_1, q_2 : 単位巾流量, r_{e1}, r_{e2} : 領域1, 2それぞれの有効降雨強度, t : 時間, x : 距離である。また、 k と p は斜面流定数で、 N は等価粗度、 I は斜面勾配 ($\sin \theta$) である。

一方、河道流の連続式は

$$\partial A / \partial t + \partial Q / \partial t = \alpha_m q_1 + (1 - \alpha_m) q_2 \quad \dots\dots\dots(13)$$

となり、運動式は

$$A = KQ^p \quad \dots\dots\dots(14)$$

であらわされる。ここで、 A : 流水断面積, Q : 流量である。また、 K, P は河道流定数である。有効降雨は次のように定める。観測降雨強度 r , 有効降雨強度 r_e , 流出率 f について、

$$\left. \begin{aligned} \sum r < a_1 & \text{ のとき } r_e = 0 \\ a_1 \leq \sum r \leq a_2 & \text{ のとき } r_e = f_1 r \\ a_2 \leq \sum r \leq a_3 & \text{ のとき } r_e = f_2 r \\ a_3 \leq \sum r & \text{ のとき } r_e = f_3 r \end{aligned} \right\} (15)$$

ここで、 a_1, a_2, a_3 はそれぞれ流出率が f_1, f_2, f_3 と変化する限界雨量である。

2) 流域地形のモデル化

梁ヶ谷試験流域を短期流出解析のために、図-11のようにモデル化した。この地形モデルにおける各部分の斜

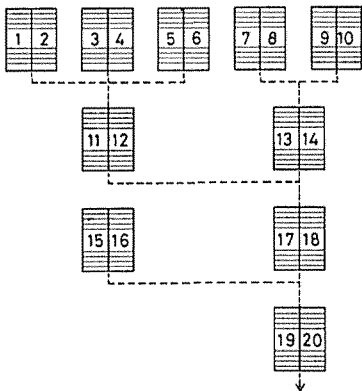


Fig. 11. The model of topography at the Yanagatani Experimental Catchment for the analysis of direct runoff

Table 4. Characteristic values of topography (sub basin No. agrees with No. in Fig. 11.)

sub basin No.	Slope		river channel	
	length (m)	slope (sin θ)	length (m)	slope (sin θ)
1	120	0.62	212	0.47
2	50	//	//	//
3	180	//	206	0.37
4	//	//	//	//
5	//	//	239	//
6	//	//	//	//
7	150	//	293	0.42
8	//	0.71	//	//
9	//	0.62	360	0.37
10	//	0.67	//	//
11	83	//	180	0.29
12	//	//	//	//
13	130	0.65	300	0.26
14	120	0.65	//	//
15	140	0.57	404	0.42
16	//	//	//	//
17	80	0.59	200	0.16
18	120	0.65	//	//
19	180	0.61	//	0.08
20	70	0.66	//	//

面長，斜面勾配，河道長，河道勾配の値を表一4に示す。

3) 累加雨量と直接流出量の関係

いくつかの出水例から求めた累加雨量と直接流出量の関係を図一12に示す。直接流出量は流量の減衰時の勾配変化点と初期流量を，ハイドログラフ上で直線分離する方式を用いている。

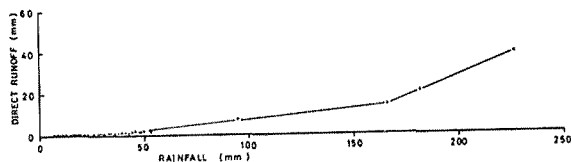


Fig. 12. Relation between cumulated rainfall and direct runoff

図一12で，梁ヶ谷からの直接流出量が非常に少ないことが示される。例えば累加雨量50, 100, 150, 200 mmに対して，直接流出量は2, 7, 14, 27mmで，直接流出率ではそれぞれ4, 7, 8, 14%にすぎない。

4) 解析対象とする出水例

流域の短期出水をもたらす降雨は，夕立型の総雨量は少ないが降雨強度の大きい例，降雨強度は小さいが長時間続く長雨型の例，降雨強度と総雨量がともに大きい台風型の例などさまざまである。これらと同じモデルで適合させるため8例を選んだ。図13-1～8に示す出水Aから出水Hである。各出水における総雨量の値は図一14に示される各々の線の横方向の終点に一致する。すなわち，出水Hは総雨量28.5mmであり，出水Dは194.5mmである。なお，出水Dは，減水時に流出量が約12時間欠測となったが，解析上文障がが少ないので対象出水に含めた。これは観測

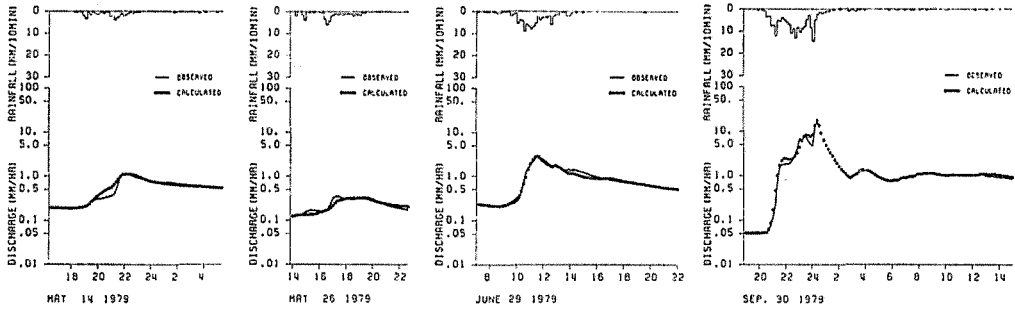


Fig. 13. (1) Flood A Fig. 13. (2) Flood B Fig. 13. (3) Flood C Fig. 13. (4) Flood D

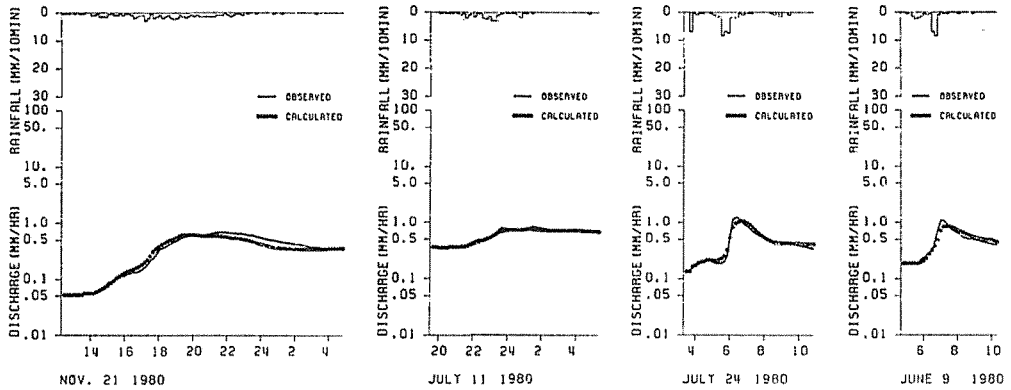


Fig. 13. (5) Flood E Fig. 13. (6) Flood F Fig. 13. (7) Flood G Fig. 13. (8) Flood H

期間中の最大規模のものである。

なお、降雨と水位の読みとりは10分間隔である。

5) 解析結果

1) に示した流出モデルを梁ヶ谷に適用する場合、求めるべき特性値は領域1の面積率 α_m とその等価粗度 N_1 、領域2の等価粗度 N_2 、河道流定数 K, P である。また、各領域毎の有効降雨パラメータ a_1, a_2, a_3 と f_1, f_2, f_3 も定めなければならない。

まず、河道流定数 K, P は、梁ヶ谷の河床が、勾配が大きく堆積土砂がほとんどなく、六甲山地のハチス谷や田上山地の天神6号流域と類似するので、それらの流域で用いられた河道流定数⁵⁾、 $K=0.5, P=0.7$ をそのまま使用することにした。

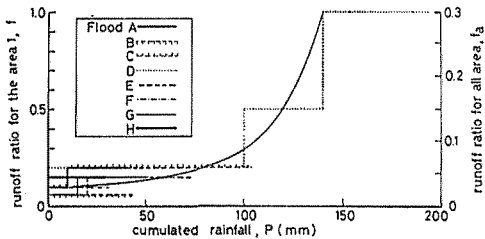


Fig. 14. Relation between cumulated rainfall and runoff ratio used on each flood analysis

また、いくつかの試算の結果、梁ヶ谷では領域2からの成分を含まないとして十分な適合が得られることが判った。従って、 α_m と N_1 を出水Dから定めると $\alpha_m=0.3, N_1=1.0$ となった。各出水例について、観測ハイドログラフに適合するように a_1, a_2, f_1, f_2 を定めた。それぞれの出水例に対して、かなり良好な適合を得られるように求めた有効降雨のパラメータを

図-14に示す。

6) 考察

領域1の成分に対して、その等価粗度 $N_1=1.0$ という結果は、他の多くの試験流域の結果³⁾とほとんど一致する。しかし、領域1の面積率 $\alpha_m=0.3$ (30%) は、花崗岩山地の一応森林に被覆された流域で5~10%³⁾、露岩や裸地が存在する花崗岩山地で15%⁴⁾、同じく古生層山地で13%³⁾であったことに比較して、非常に大きい値となっている。

いま、図-14の流出率をみると、出水Dを含めて、総雨量100mmまでは $f=0.06\sim 0.2$ の範囲であり、これを全斜面に対する比率でみると0.05(5%)以下であることがわかる。したがって100mmを越える雨量で発生した $N=1$ の早い成分が、領域1に想定している凹部斜面などだけで生じたかどうかの判断は難しい。ただ、その運動に着目すると、 $N=1$ とした領域1だけで十分な適合を示し、他の流域の解析で生ずる領域2の $N=5\sim 10$ の成分³⁾⁴⁾ が混入しないという特徴をもっている。

すなわち、梁ヶ谷の短期出水は、いわゆる地表流成分から成ると表現することができる。

領域1の面積率は他の流域に比して大きいのが、大出水時に主要な流出成分となる早い中間流出が欠けるために、全体としての直接流出量が少ない結果となっている。この特性は、斜面表層のリター層を含めた広葉樹による植被効果や斜面の土層厚などの影響によることが考えられるが、この点についての検討は今後の課題である。

なお、今回適用を試みた出水例の範囲内で、簡単な予測をする場合の有効降雨算定は、図-14に描いた曲線を流出率にすることによってかなりの適合が得られる。

5. 水収支の検討

試験流域の水文観測による水収支の算出結果はその地域一帯の蒸発散量を見積る重要な基礎資料となる。また流域の水収支は、流域の物質循環を算定するために基本となる情報である。ここでは、1978年12月より1980年12月までの2年間の記録を集計し、年単位の水収支の算出と季節毎の蒸発散量推定を行なった結果を述べる。

1) 雨量・流出量の集計結果

表-5に2年間の月雨量、月流量を示した。水年は、例年降雪が始まる前の渇水期で区切ることとし、12月19日を起点、翌年の12月18日を終点とした。

雨量 R_1 は量水堰地点の雨量記録、 R_2 は小川の民家の雨量記録である。 R_1 の年合計は冬期その他の欠測時に R_2 を用いて集計した。

夏の雨量は2地点で大きくは異ならないが多少 R_1 が大きい傾向がある。雨量から流出量を引いた損失量は、どちらの雨量記録を用いるかで多少変わる。2年間の平均損失量は R_1 を用いて607.3 mm/year、 R_2 を用いて583.8 mm/year となる。これを年蒸発散量と考えると、琵琶湖南部山地の桐生試験地における蒸発散量の値⁵⁾ 728 mm/year にくらべて約100mm少ないことになる。

2) 蒸発散量の季節変化の推定

蒸発散量の季節変化を求めるために高瀬ら⁷⁾、Suzuki⁶⁾ で用いられた方法により、短期間の水収支を求めた。

降雨後2日以上経過して基底流出段階と見なせるところで、一定の基準流量となった時点の水収支の起点、終点とする。基準流量が生じた時点から降雨による流量増加を経て、次に再び基準流量が生ずる時点までを一期間とすると、基底流量が等しい起点、終点は流域貯留量も等しいと

Table 5. monthly and annual values of precipitation and discharge in the Yanagatani Catchment (mm)

Month	1979			1980		
	R1	R2	Q	R1	R2	Q
Dec. 19~31	—	116.5	64.5	—	35.5	37.1
Jan.	—	163.5	168.2	—	177.0	98.2
Feb.	—	156.5	198.3	—	94.0	96.6
Mar.	—	181.0	182.4	—	198.5	271.8
Apr.	201.5	195.0	155.9	181.5	187.0	183.6
May.	212.0	208.0	182.3	253.0	260.5	150.2
Jun.	250.0	245.5	82.3	165.0	156.0	147.5
Jul.	113.0	103.5	123.3	342.5	338.0	227.6
Aug.	108.5	105.5	37.0	225.0	210.5	102.4
Sep.	279.0	289.0	50.2	—	207.0	101.4
Oct.	—	302.5	284.9	147.0	145.0	62.7
Nov.	153.5	146.0	100.9	169.5	—	97.3
Dec. 1~18	73.0	67.5	56.3	41.5	—	61.4
Total	2310.5	2270.5	1686.4	2237.0	2220.0	1636.6

R1: precipitation at measuring weir,
 R2: precipitation at Kogawa, 400m distance from the weir,
 Q: discharge

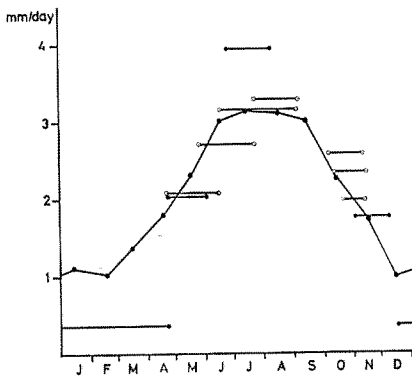


Fig. 15. Seasonal variation in evapotranspiration (Bars in Figure are values in Yanagatani, ○; 1979, ●; 1980, ◐; monthly mean value in kiryu⁶⁾)

考えられ、この期間の損失量を蒸発散量としうる。水収支の期間はそれぞれ異なるが、損失量を水収支期間の日数でわると日平均蒸発量として比較しうる。

梁ヶ谷の2年間の結果を図一15に示した。同図には桐生試験地で得られた月平均値の変化⁶⁾も記した。この図で、梁ヶ谷の夏の蒸発量は桐生より少し多い傾向を示している。春、秋は同程度であるが、冬は梁ヶ谷の値が低く出ている。

年間の水収支で梁ヶ谷は桐生より約100 mm 蒸発量が少ないという結果を得たが、これは冬に梁ヶ谷の蒸発量が少ないことが反映したといえる。冬の蒸発散量が少なく推定された原因は、雪に関するものと想定されるが、雪面からの蒸発が著しく少ないか、流域上流部で雨量観測点よりも多くの降水(降雪)

があるためか、ヒーター付雨量計がその上昇気流のために過少に降水量を評価した結果であるか断定することは困難である。梁ヶ谷の冬の蒸発量については、流域の積雪分布、雪面からの蒸発量を測定し再検討することが必要とされた。

引用文献

- 1) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷 誠・加藤博之: 滋賀県東南部の3つの小流域における水文観測報告, 京大演報, 50, 115-127 (1978)

- 2) 福嶋義宏・荻野和彦・武居有恒：梁ヶ谷試験流域における水文観測の結果について，文部省「環境科学」特別研究（びわ湖とその集水域の環境動態—昭和54年度報告），142—145（1980）
- 3) 福嶋義宏・武居有恒：山地小流域の短期流出に対するモデル，土木学会第25回水理講演会講文集，229—236，（1981）
- 4) 武居有恒・福嶋義宏・鈴木雅一・太田岳史：田上山地土砂生産流出解析（IV），建設省琵琶湖工事々務所，（1981）
- 5) 福嶋義宏：六甲山系災害危険雨量解析報告書—ハチー ス谷の流出解析—，建設省六甲砂防工事々務所，（1981）
- 6) Suzuki, M. : Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (I) Seasonal variation in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration, J. Jap. For. Soc. 62, 46~53, (1980)
- 7) 高瀬恵次・丸山利輔：水収支法による季別流域蒸発散量の推定，農土論集，76，1—6（1978）

Résumé

The hydrological conditions have been observed in the Yanagatani Experimental Catchment (70.0ha) located in Shiga Prefecture to the west of Lake Biwa, in hilly mountains consisting of Paraeozoic. The catchment is covered with forest canopies; *Fagus crenata*, *Quercus mongolica*, *Cryptomeria japonica*. The water-gauge station is composed of concrete weir with a rectangular notch. For measuring precipitation, two automatic recording gauges of a 0.5mm tipping-bucket type are installed. One of the rain gauge is equipped a electric heater for melting snow.

The annual mean temperature is 13.1°C. Snow lies from late December to early March every year. A maximum snow depth is 96cm, recorded in February 1980.

The direct runoff ratio is small in Yanagatani. The direct runoff is composed of only the surface flow from 30percent of the catchment. It is not composed of the quick sub-surface flow. It is concluded that the small value of the direct runoff ratio comes from the lack of this component by the kinematic wave method using a model with two different slopes.

The annual evapotranspiration from this catchment is estimated at 600 mm by annual water budget.