

堆砂地通過にともなうハイドログラフ 変化の観測とその検討

鈴木 雅一・福 嶋 義 宏・窪 田 順 平

Transformation of hydrographs caused by the sand
deposit of a hill-side check dam

Masakazu SUZUKI, Yoshihiro FUKUSHIMA, Junpei KUBOTA

要 旨

堆砂地の存在がハイドログラフに与える影響について検討するために、桐生試験地内の小流域において、空石積堰堤の堆砂地の上流、下流の流出量と堆砂地内地下水位4点を自記記録した。

堆砂地の下流の流量は、1つの降雨波形に対して2つのピークが生じた。第1のピークは堆砂地より下流の堰近傍の雨水到達によるもので、第2のピークは上流より堆砂地へ流入した波形が堆砂地内を伝播し形成される遅い成分による。堆砂地内を伝播する速さは流量によって変わり、比較的大きい出水の場合に第1のピークは第2のピークに吸収される。また、流出逓減の段階で堆砂地内の地下水位は下流端付近のみに残り、下流流量と堆砂地の最も下流側に設置した地下水位計の水位は各出水とも同様の関係で推移した。これらの観測結果を水面勾配を考慮した飽和浸透流モデルによってシミュレートすることを試みたところ、空石積堰堤の透過性を下流端条件に加えることで、良好に適合する結果を得た。

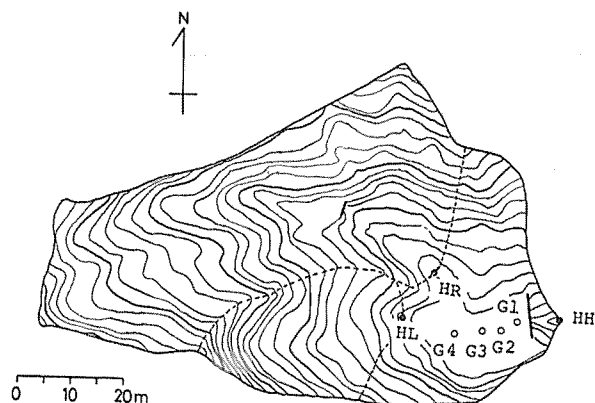
は じ め に

砂防ダムや治山堰堤は、山地河道における土砂移動をコントロールするための施設であるが、これらの存在は堰堤下流のハイドログラフへも影響を与える。堰堤とその堆砂地を流水が通過するのにもなって、出水遅延とピーク流量低下が生ずることは従来から指摘されている点であるが、実証的に検討が加えられた例は少ない。また、流水が堆砂地を浸透して流下する形態をとるときの、堆砂地通過にともなうハイドログラフ変形についての知見は、源流域で伏流して流れる流域の出水機構を考察する一助ともなわれる。

このため、桐生試験地内の0.4haの小流域に設置されている古い空石積堰堤堆砂地において、上下流の流出量と堆砂地内地下水位4点を連続測定し、堆砂地通過にともなうハイドログラフ変形について検討を加えた。

1. 試験地概要と観測方法

観測は滋賀県大津市にある桐生試験流域¹⁾ (5.99ha) 内の小流域、通称ヒノキ沢 (0.40 ha) で行なわれた。ヒノキ沢は流域下端近くに巾6m、高さ約3mの古い空石積堰堤があり、上流側



図一1 桐生試験地ヒノキ沢流域図
Map of the Hinoki watershed in the Kiryu Experimental Watershed
● : measuring weir (HH, HR, HL), ○ : groundwater level gauge
(G1, G2, G3, G4), contour interval : 1 m.

に堆砂地が形成されている。図一1に示されるとおり堆砂地上流は2俣に分かれており、右俣は0.24ha、左俣は0.065haである。流量測定は堰堤下流側と堆砂地上流側の右俣、左俣の下端で行なわれた。堰堤下流側と右俣流量は30°三角堰を用い、左俣は1ℓ転倒ますを用いて流量測定がなされた。また堆砂地内の4点で地下水位を自記記録した。これらの観測井は径5.6cmであり、その位置は堰堤より上流側にそれぞれ2.1m, 3.6m, 8.7m, 13.4mの位置である。

流域の植生は、右俣および左俣は1897年植栽のヒノキ林で、堆砂地およびその北側斜面は広葉樹低木林である。ヒノキ林は明治時代中頃まで荒廃していたこの地域の山腹工事にともないアカマツと混植されたもので、アカマツのみ伐採され現在に至っている。山腹斜面には当時の階段工の跡が階段状の起伏として残っている。本報告の対象である空石積堰堤もこの時期の山腹工事の際に造られたものと思われる。現在、流域内の土砂移動はほとんど生じておらず、堰堤による堆砂地は一連の山腹工事の直後に形成されたものと思われる。

なお、ヒノキ沢、右俣、左俣の流域概要、流出特性については窪田ら²⁾に詳しい。

観測は1981年6月より12月まで行なわれた。以下では、ヒノキ沢の下流端、右俣、左俣をそれぞれ、HH, HR, HLと略称することとする。

2. 観 測 結 果

2-1, 観測された出水例

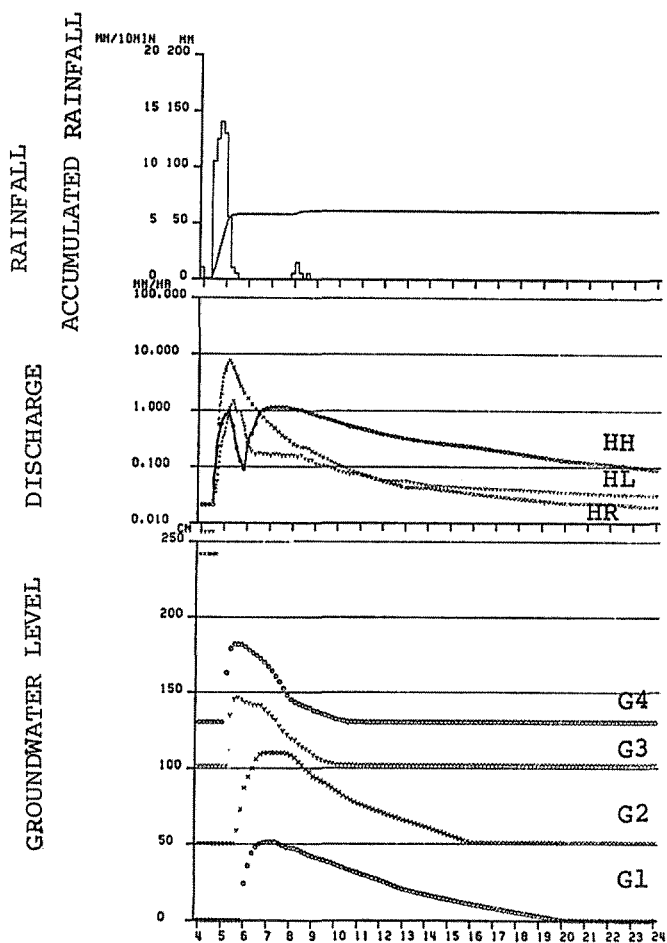
ここで検討に用いるのは、表一1に示す5例の出水である。出水No.1, 2, 4は比較的短時間に降った雷雨性の雨で、No.3は弱い雨が続いた例、No.5は総雨量169.5mmとまとまった雨でかつ最大時間雨量53mm/hrを含む大雨の例である。No.4, No.5の流量記録は一部欠測が含まれる。

図一2(1), (2), (3)にNo.2, No.3とNo.1の出水例を示した。他の出水例は後の検討の項で示される。図一2(1)に示したNo.2の降雨は10分雨量10mmを越える雨が約40分続いた雷雨である。このとき堆砂地に流入する流量はHR, HLともに降雨波形に追隨して鋭いピークを持ちその後急激に減少している。HLにくらべHRのピーク流量が大きいのはHR, HLの土層厚等の差が反映したものと思われるが、この点については窪田ら²⁾で検討されている。これに対し、堆砂地通過後のハイドログラフは降雨に対応した小さいピークと遅れて流出するなだらかな成分によるピーク

表-1 出 水 例
List of flood records

flood No.	Date	ΣR mm	r_p mm/10min	Q_{pHH} mm/hr	Q_{pHR} mm/hr	Q_{pHL} mm/hr
1	1981. Jul. 8	86.0	12.5	10.89	10.53	1.25
2	1981. Aug. 12	61.0	14.0	1.13	7.62	1.45
3	1981. Aug. 28	44.5	7.0	0.42	1.73	0.16
4	1981. Sep. 4	47.5	8.5	0.33	2.25	...
5	1981. Oct. 9	169.5	12.5	...	12.28	...

ΣR : total rainfall,
 r_p : peak rainfall intensity,
 Q_{pHH} : peak discharge at weir HH,
 Q_{pHR} : peak discharge at weir HR,
 Q_{pHL} : peak discharge at weir HL.

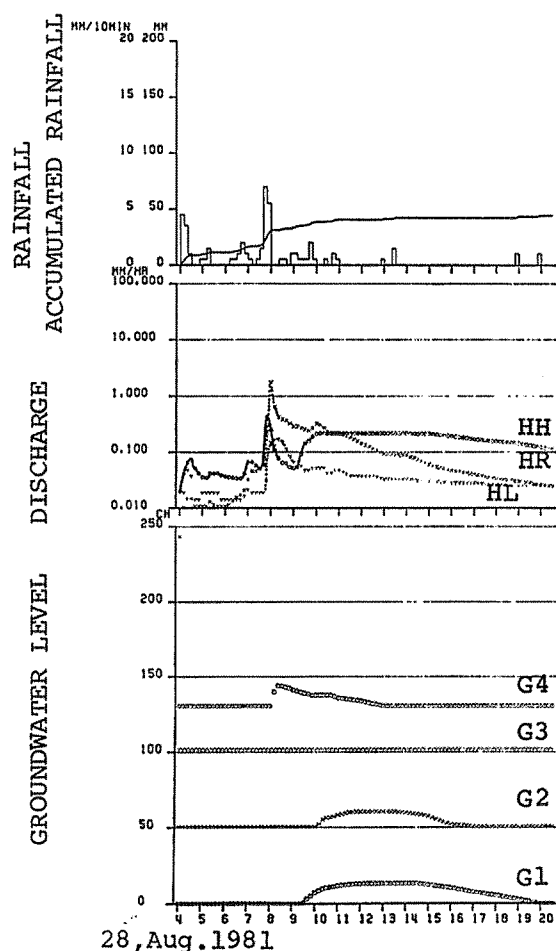


12, Aug. 1981

図-2(1) 出水 No. 2 の記録

Record of flood No. 2

upper : rainfall, middle : discharge, lower : groundwater level,
 0cm high of groundwater level shows the bottom of G1-well



図—2(2) 出水 No. 3 の記録
Record of flood No. 3

の2つの山を持つ。

一方、堆砂地の地下水位は、上流側の G—4 から堰堤に近い G—1 まで、HR, HL で生じたピークが順次遅れを持ちつつ伝播していく様子が示されている。そして、G—1 の地下水位変化と下流端流量 HH の2つめのピーク波形は良く対応しているように見える。

この結果より、HH の第1のピークは堰堤より下流側の河道周辺の不浸透部に降った雨水によって形成される成分と考えられ、遅れて生ずる第2のピークが堆砂地を浸透して流下した成分と考えられる。

図—2(2)に示したNo. 3の降雨は、総雨量、降雨強度ともに比較的小さいものである。この雨のときの出水も前記とほぼ同様で、上流側の HR, HL で生ずる1つのピークに対し、下流側 HH で2つのピークが生じている。雨量が少ないために地下水位変化の幅は小さいが堆砂地内の下流側にある G—1 の波形は HH のハイドログラフとよく対応する結果である。

G—3 において地下水位発生が観測されていないが、これは G—3 の井戸がこの横断面の不透水層最深部をはずれて設置されていることの結果と思われる。

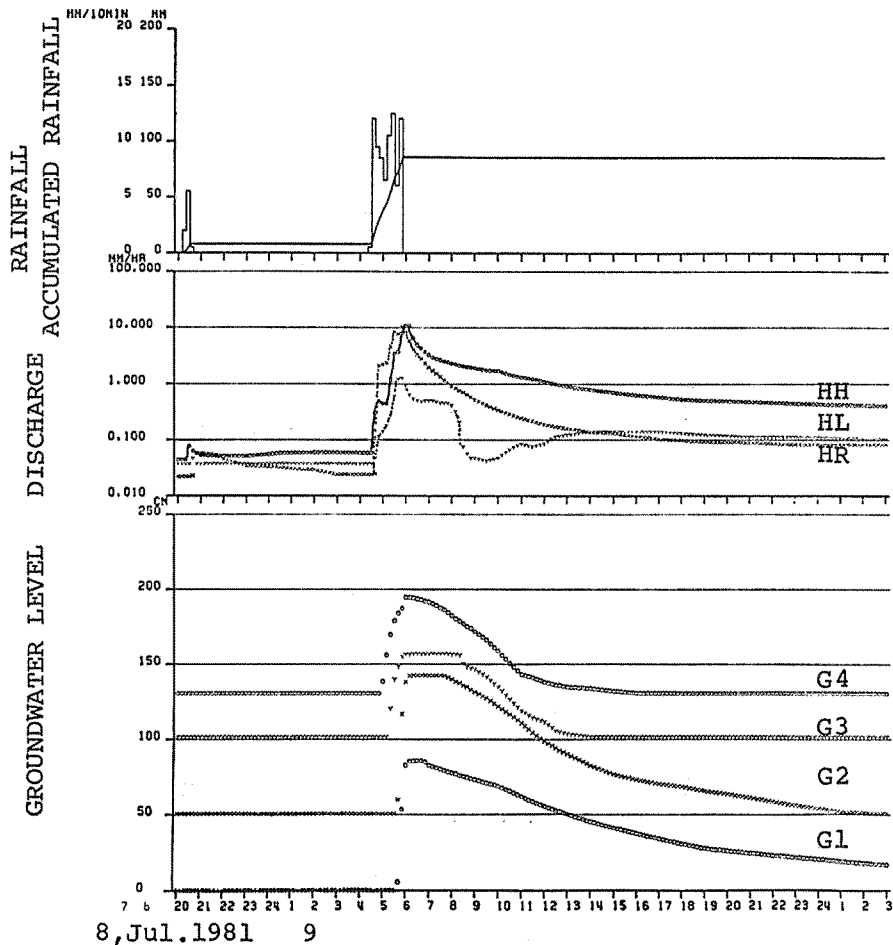


図-2(3) 出水 No. 1 の記録
Record of flood No. 1

図-2(1)(2)の地下水位変化をくらべると、流量の小さいNo. 3の地下水位上昇はNo. 2にくらべて緩く、生ずる流量によって堆砂地内を波形が伝播する速度が変化する傾向も指摘できる。

図-2(3)はNo. 1の出水例の記録である。この降雨は約80分間10mm/10minの降雨が続いたものである。前の2例と異なる点は、下流側流量HHのピークが1つになっている点である。また、前の2例でHHのピーク流量は上流側のHRのピーク流量にくらべて、かなり低くなっていたが、この例でHHとHRのピーク流量はほぼ等しく、ピークが出現する時間差も小さい。

このことは、流量が大きくなり堆砂地内の波形伝播に要する時間が短くなると、HHの第1のピークを形成する成分と第2のピークを形成する成分が重なり、1つのピークが生ずるものと考えられよう。

なお、図-2(3)のHLのハイドログラフの逓減時に急な低下が見られ、その後流量が一時増加することが示されているが、理由不明である。

2-2 出水にともなう地下水面形の変化

出水時に堆砂地内の水面形がどのようなになっているかについて検討する。

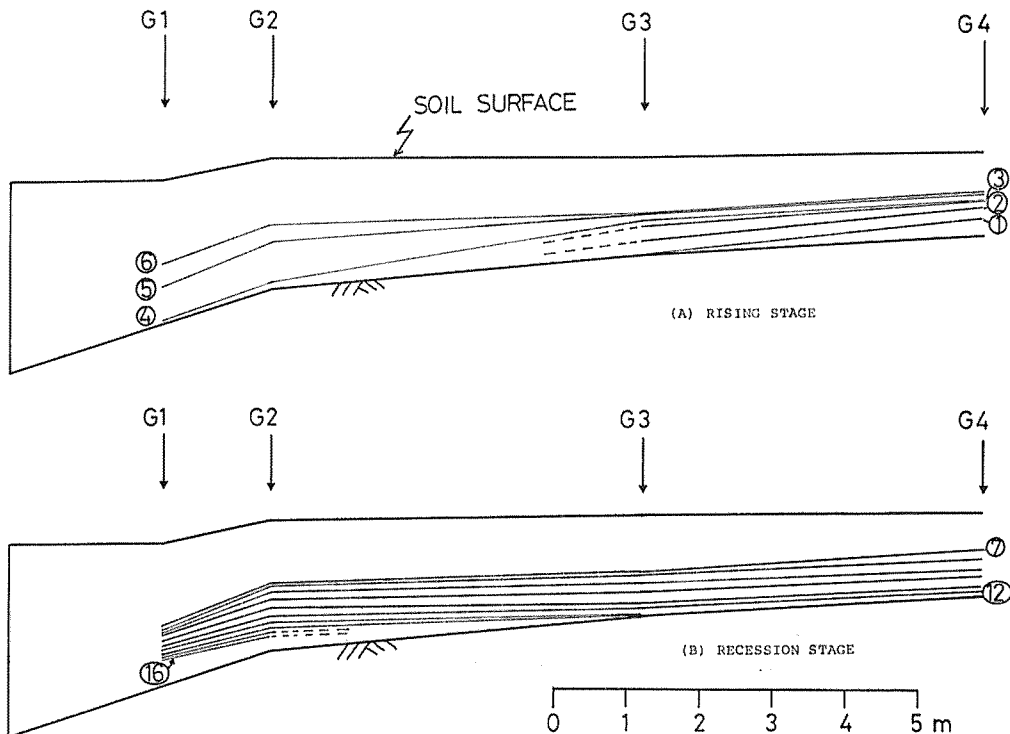


図-3 堆砂地内地下水面形の変化
Variation of ground water table in the sand deposit of the
hillside check-dam caused by the flood No. 1

図-3は、No.1出水について図-2(3)に示した地下水位変化より描いた水面形の時間変化である。この図で流量増加時に地下水位が堆砂地上流側より上昇してゆき、減少時は下流端付近にのみ水位が残ることが示される。なお、上昇過程の図は10分毎、下降過程は1時間毎の形状が記されている。流入流量 $HR+HL$ のピークは図中⑤の段階で生じ、下流流量 HH のピークはその15分後、図中⑥の5分後に生じている。

この図によって、No.1出水で地下水位は地表まで到達していないことがわかるが、1981年に観測された出水で、地下水位が地表まで達した例は生じていない。

2-8 堆砂地地下水位と下流側流量の関係

堆砂地内の下流側にある地下水位測点G1における地下水位変化は、図-2に示されているように、下流側流量 HH と良く似た変化が生じている。ここでは、この関係について調べる。

図-4(A)は、 HH の流量とG1の地下水位の関係を、各出水例の逓減部について記したものである。この図より各出水の逓減部の HH とG1は毎回ほぼ同じ関係で推移することがわかる。流量を対数目盛で表示すると、図-4(B)のようになり HH は、G1の地下水位の $3/2$ 乗に比例する関係が得られた。この結果は、この堆砂地の下流端付近では地下水の水面形が流量に影響を与えず、空石積堰堤の透過性の影響で一意的に地下水位-流量関係が定まっていると理解することができよう。

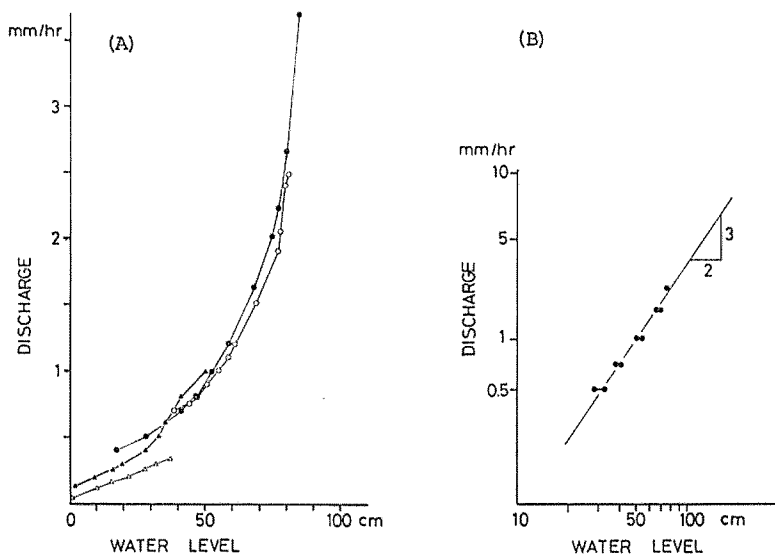


図-4 下流側流量と G1 地下水位の関係

Relation between discharge rate at HH and groundwater level at G1
(A) normal graph, (B) log-scale graph

3. 飽和浸透流モデルを用いた堆砂地通過にともなうハイドログラフ変化のシミュレーション

堆砂地通過にともなうハイドログラフ変形の法則性を考えていく前提として、堆砂地への流入流量を与え、地下水位変化と下流側流量を再現するシミュレーションを試みた。

3-1 モデルの構成

堆砂地を含むヒノキ沢流域を図-5のようにモデル化する。源流域より既知流量 q_{in} が与えられ、堆砂地を通過した後、 q_{out} として流出する。源流域は HR, HL よりなるが、HL は直接流出量が少なく、流域面積も小さいので、ここでは簡単化をはかり HR を q_{in} として与える。実次元の数値を用いて、飽和 Darcy 則により計算された堆砂地通過後の下流側流量 $q_{out, cal}$ を HR の流域面積で水高換算し HH_{cal} とし、これを下流側流量観測値の水高換算値 HH_{obs} と比較する。

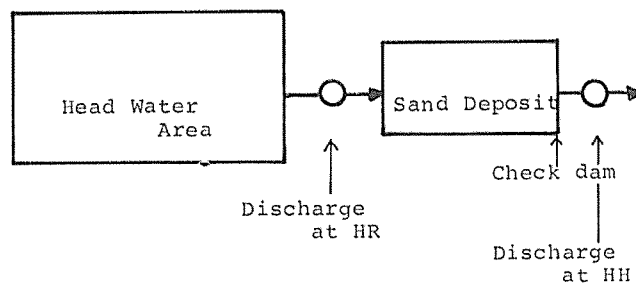


図-5 モデルの構成
Constitution of the model

浸透流の基礎式は

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r_e \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 S ：断面貯留量、 q ：流量、 r_e ：有効降雨である。

堆砂地の横断形状を矩形とし、運動則に飽和 Darcy 則を用いると、

$$S = \gamma h \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$q = K_s \left(\frac{\partial h}{\partial x} - i \right) \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 r ：有効間隙率、 h ：水深、 K_s ：飽和透水係数、 i ：不透水層勾配の正弦、である。

境界条件は、上流端 $x = 0$ で $q = q_{in}$ とし、HR の観測値を与える。また下流端 $x = L$ (L ：堆砂地長) で $q = Ch_L^{3/2}$ とする。 C は空石積堰堤の通水性を意味する流量係数で図-4(B)より定まる。 h_L は下流端水深である。堆砂地へ降った雨水の影響は小さいものと考えて、ここでは r_e は 0 として与えた。

初期条件は、出水前に地下水位が観測されないので、 $0 \leq x \leq L$ で $h = 0$ となる。

これらの条件のもとに、(1)式を数値計算する。数値計算の手法は鈴木³⁾ らに示したものと同様の陰解法を用いた。

(1), (2), (3)式の関係を図-6 に示す差分モデルを用いて次のように差分化する。

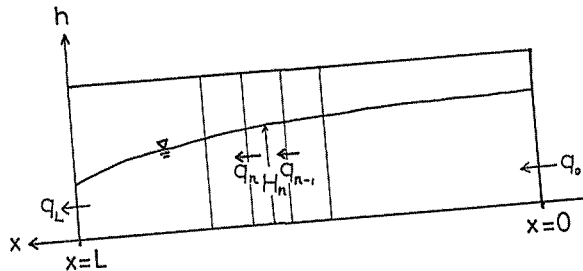


図-6 堆砂地浸透流差分モデル
Model for the difference equation

$$r \frac{H_n^t - H_n^{t-\Delta t}}{\Delta t} + \frac{q_n - q_{n-1}}{\Delta x} = 0 \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$q_n = K_s \left(\frac{H_n^t - H_{n-1}^t + H_n^{t-\Delta t} - H_{n-1}^{t-\Delta t}}{2\Delta x} - i \right) \left(\frac{H_n^{t-\Delta t} + H_{n-1}^{t-\Delta t}}{2} \right) \quad \dots\dots\dots(5)$$

ここで、添字 t は時間ステップを意味し、 $t - \Delta t$ は 1 つ前の時間ステップである。右辺の 2 番目のカッコ内は前の項にくらべ $t\Delta$ の寄与が小さいので $t - \Delta t$ 時の値のみを用いる差分とした。なお上流端、下流端の q_o , q_L は

$$q_o = q_{in} \quad \dots\dots\dots(6)$$

$$q_L = C (H_L^{t-\Delta t})^{3/2} + \frac{2}{3} C (H_L^{t-\Delta t})^{1/2} (H_L^t - H_L^{t-\Delta t}) / \Delta t \quad \dots\dots\dots(7)$$

として与える。

$n = 1 \sim L$ について、(4)式はそれぞれ未知数 H_{n+1}^i , H_n^i , H_{n-1}^i を含む式となるので、この連立方程式を解いて、 $H_1^i \sim H_L^i$ を求める。

なお、堆砂地は巾 5 m、長さ 16 m の矩形とし、勾配は地下水観測井の底を連ねて平均した値 $i=0.15$ を用いる。有効間隙率 γ は 0.5 を与えた。飽和透水係数 K_s は、堆砂地では土がゆるく詰まっているところがあるなど試料から実験的に得た値が適当であるか不明なため、トライアルで決定することとした。また初期条件は計算の発散を防ぐため、 $H = 7 \times 10^{-6} \text{ m}$ という小さい水深を与えた。堰堤の流量係数 C は $0.00018 \text{ (m-sec 単位系)}$ を与えた。

3-2 シミュレーション結果

幾つかのトライアルの後、 $K_s=0.01 \text{ m/s}$ と定め、 $\Delta T=120 \text{ sec}$, $\Delta X=0.8 \text{ m}$ として計算した結果を図-7(1)~(5)に示す。

図-7(2), (3), (4)の HH_{obs} が 2 つのピークを持つ出水については、堆砂地を浸透して形成されたと考えられる 2 つめのピークをつくる波形が、計算値で良好に再現され、地下水位の変位量と下流へ伝わる傾向も再現されている。図-7(1)についても、 HR が急に減水するのに対し、 HH_{obs} がゆっくりと通減する部分について、このゆっくりとした通減が堆砂地を通過した流れによって形成されていることを説明する結果となっている。

ただし、 HR のピーク流量が 10 mm/hr を越えた図-7(1), (5)については、地下水位上昇の立ちあがりがありあまり適合しない。特に下流側の地下水位にずれが生じている。これらの場合は、堆砂地に降った降雨の鉛直浸透成分や堆砂地の側方斜面からの流出成分が影響し計算値よりも速い地下水位上昇が生じたと考えられる。

しかし、図-7 に示した結果は全体的に見て地下水位変化を含め、堆砂地通過にともなうハイドログラフ変形を再現するものといえ、ここで用いたモデルに大きな不都合はないと思われる。

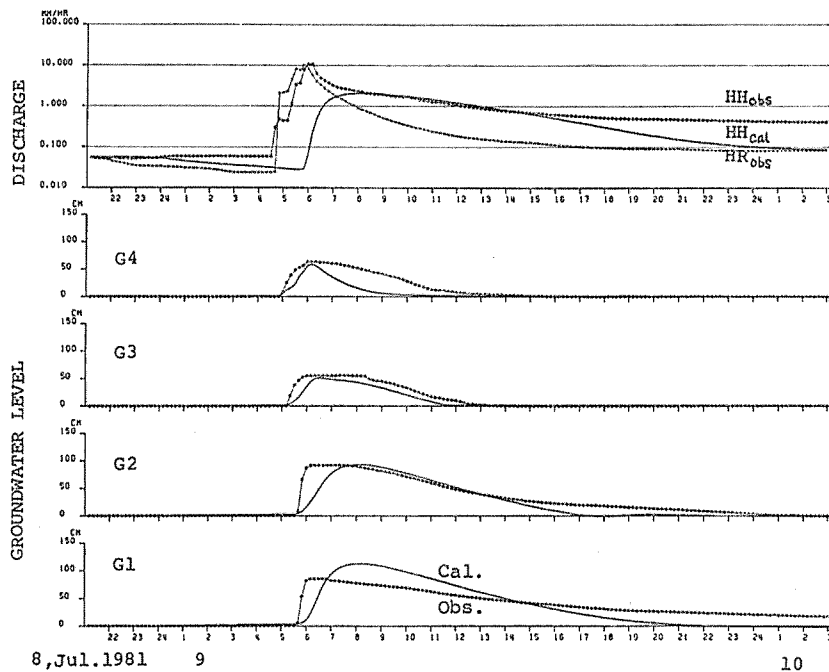


図-7(1) 出水 No. 1 のシミュレーション
Flood No. 1

-●-●- : observed, — : calculated.

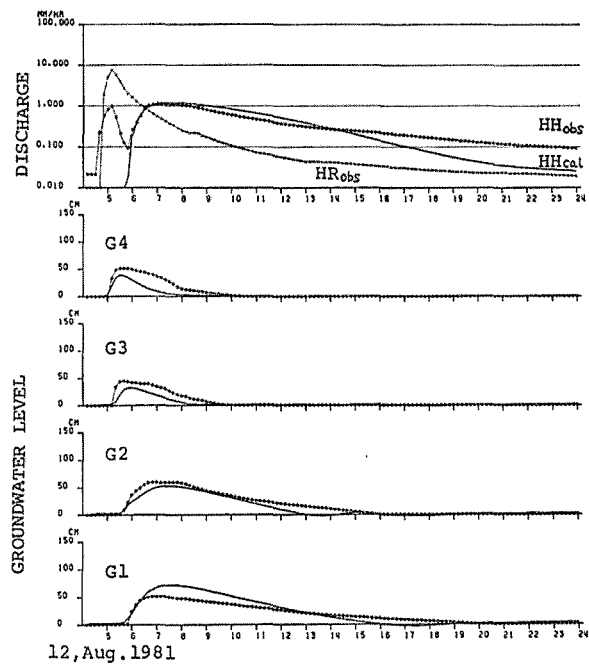


図-7(2) 出水 No. 2 のシミュレーション
Flood No. 2

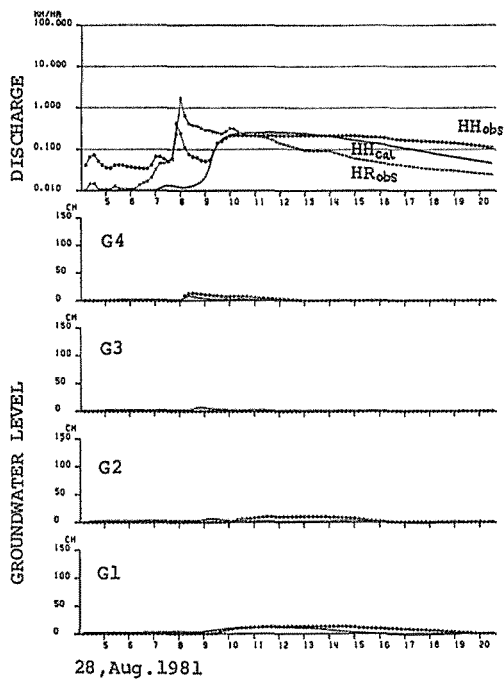


図-7(3) 出水 No. 3 のシミュレーション
Flood No. 3

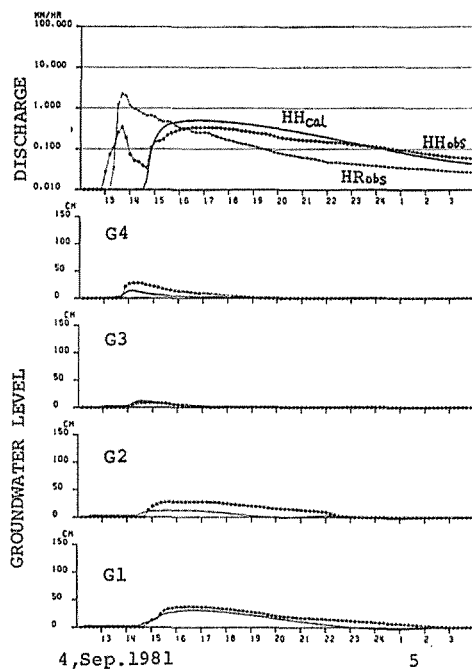


図-7(4) 出水 No. 4 のシミュレーション
Flood No. 4

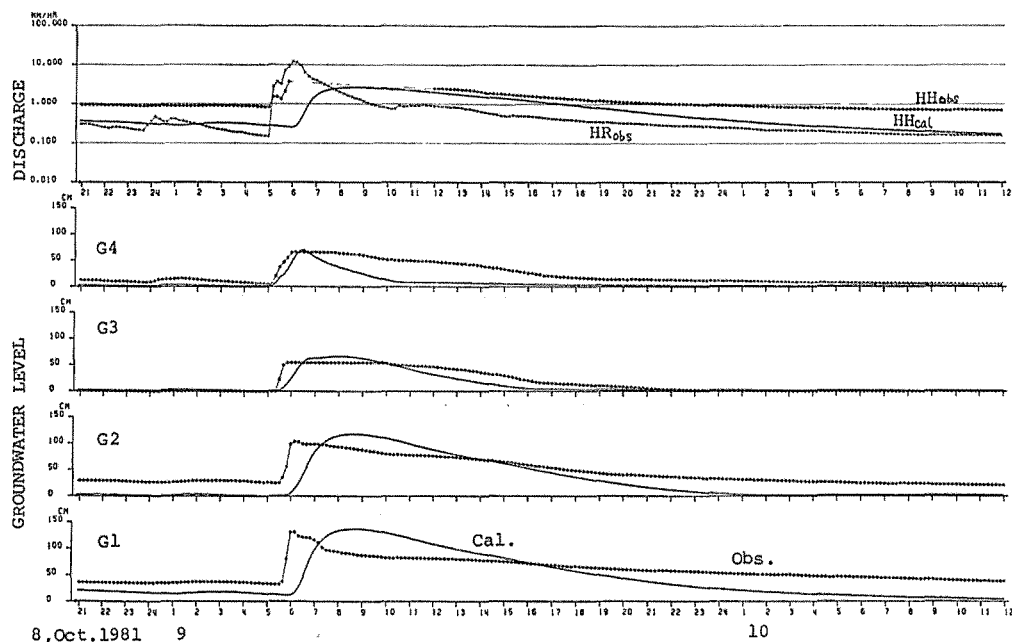


図-7(5) 出水 No. 5 のシミュレーション
Flood No. 5

4. ま と め

堆砂地を浸透して流下する場合のハイドログラフを堆砂地の上、下流で観測し、その結果を水面勾配を考慮した飽和浸透流モデルによって考察した。このモデルを用いると、堆砂地通過にともなうハイドログラフ変化を、堆砂地内地下水位変化を含め、かなりの程度説明できる。

出水の規模と堆砂地通過にともなうピーク流量の低下、ピーク生起時間の遅れの関係等について、ここで示したモデルを用いて考察を進めていくことは有効であろう。本報告では観測した結果についてのみ検討しているが、一般の堆砂地について、ハイドログラフ変形の程度を検討することが今後の課題である。

なお、本報告における計算の一部は京都大学大型計算機システムを利用した。

引 用 文 献

- 1) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之：滋賀県東南部の花崗岩山地における3つの小流域の水文観測報告，京大演報 50：115～127 (1978)
- 2) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一：山地小流域における土壌水分変動と流出特性について，京大演報 55：162～181 (1983)
- 3) 鈴木雅一・吉田裕弘・福嶋義宏：裸地における土壌水分と蒸発量の関係についての検討，京大演報，52：83～90，(1980)

Résumé

To clarify the influences of a hill-side check dam on the hydrographs at the lower

stream, observations of discharge at the upper and the lower stream and groundwater level in the sand deposit of a hill-side check dam have been made on a small watershed (0.40ha) in the Kiryu Experimental Watershed. One rainfall event made two peaks on the hydrograph at the lower stream. The first peak was formed by rain-water gathered on impermeable area near the lower measuring weir. The second peak was formed by percolated water through the sand deposit. Lag time of peak discharge between the upper and the lower stream varied with the discharge rate. In the case of high discharge, the first peak was absorbed by the second peak. These results have been simulated by the saturated-flow model solved by a finite difference method. In this simulation, the hydrograph at the lower stream and the variations of the ground water level have been estimated from the hydrograph at the upper stream.