

京大 農 ○福島義宏

六甲砂防 橋本 明

六甲砂防 後藤宏二

1. はじめに

砂防が対象とするような山地で、土砂災害からの避難、警戒を実施に移すにはいくつかの困難な問題が残っている。まず、山地に生起している時々刻々の雨量、水位情報を正確に得ることの困難性である。これはハード面である。つぎに、得られた情報から出水hydrographを、また崩壊、土石流の発生を、更には、その土砂が何時下流の各地点に到達するかを、全般的あるいは局地的にも予測し得るモデルが用意されなければならないが、大変難しい。これはソフト面である。

六甲山系は大都市神戸のすぐ背後に位置する、花こう岩より成る急峻な山地である。昭和13, 20, 36, 42年に土砂害を起こしている。本地域では六甲砂防工事々務所によって、他地域に比して密度の高い水文観測が実施されており、ハード面のネックは少ない。従って、ソフトの開発、検討に適した地域である。本報告は六甲山系で得られた水文情報から、土砂害の予知に進む第一段階として、雨量から出水hydrographへの変換過程のモデルを提示する。特に、従来あいまいであった有効降雨の物理的意味を重視した

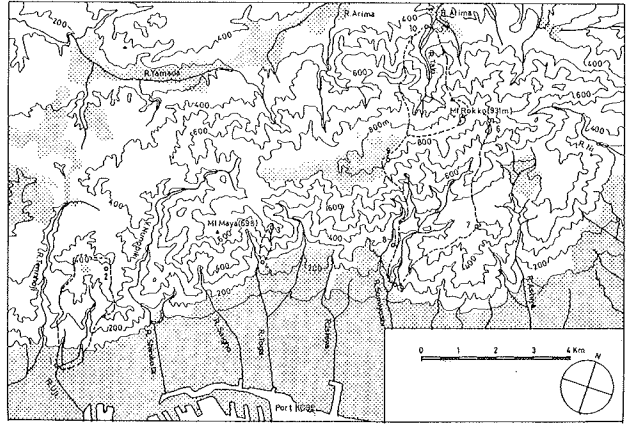


図-1 六甲山系の地形図

つもりである。また、モデルを介して六甲山系の位置づけをすると共に、過去の豪雨例についてもシミュレーションを試みた。

2. 対象流域の概要

六甲山系の地形図を図-1に示す。その最高峰は北東部の六甲山(931m)で、南西部に向かうにつれ、次第にその高度を下げていく。図-1で太い実線は

流路、点線は対象流域の境界を意味する。ハッチ部は市街化された地域で、○印は雨量計位置である。本地域には4箇所の対象流域が設られている。東部では六甲山から南流する住吉川の大谷堰堤より上流流域(7.43km²)である。その源頭部が住吉川と接しているのは有馬川支流滝川である。すなわち、六甲山系の北側に流下し、有馬の市街地へ流入する地点までの流域(3.45km²)である。六甲の中央部、摩耶山のすぐ東に長峰山(687m)がある。ここを源流とし、南流するのが都賀川支流、ハチース谷(0.176k

表-1 六甲山系における豪雨記録

	最大2日間雨量 (mm/2days)	最大日雨量 (mm/day)	最大時間雨量 (mm/hr)
1) 昭和13年7月	456.0	326.8	47.6
2) 昭和36年6月	388.9	212.4	44.7
3) 昭和42年7月	353.9	319.8	58.6
4) 昭和57年8月	—	162.0	32.0
5) 昭和58年9月	308.5	280.5	46.0

1) - 3): 神戸海洋気象台、4) - 5): 凌雲荘

m)である。また、六甲の西部、宇治川の上流では再度山(469m)を水源とする再度谷と、その西側の平野谷が合流する地点より上流の流域(3.02km²)を対象流域とする。

3. 対象とする出水例

表-1に対象とする豪雨例を示す。No. 1-3は昭和13, 36, 42年の土砂害発生時の神戸海洋気象台における雨量である。また、No. 4-5は昭和57, 58年の、それぞれ台風10号による六甲山頂近くの凌雲荘での雨量である。No. 4は日雨量では過去の災害時の値より少ない。しかし、No. 5は最大日雨量、最大時間雨量共に過去の災害時に匹敵する規模である。但し、2日間雨量では僅かに少なく、六甲山系では顕著な土砂害は起こっていない。ハチース谷を除く他の3流域では、このNo. 4, 5で流量記録が得られている。これを解析の対象とする。ハチース谷ではNo. 4は欠測であったが、以前からの記録があり、これとNo. 5を解析の対象とする。

4. モデルの構成

降雨から流出に至る過程を図-2のようなフロー図に表現できるものとする。まず、流域を平面的に2つの領域に区分する。まず、裸地で不浸透な部分を代表する領域1である。一方、残る林地斜面を領域2とする。領域1では地表流のみが発生する。領域2では早い中間流と遅い中間流が発生する。領域2における雨成分の区分は”土層厚分布に基づく有効降雨算定モデル”による。一方、地表流と早い中間流の雨水流計算はkinematic wave法に基づく”並列斜面モデル”により、遅い中間流についてはその速度が遅く、かつ線形な運動をするをみなして、線形タンクモデルを用いる。

4. 1. 流域地形のモデル化 斜面を幅と長さ、勾配で表わし、流路を長さとして表現する。すなわち図-3-1, 2, 3, 4はハチース谷、住吉川、宇治川、そして滝川の各対象流域地形のブロック図である。

4. 2. 有効降雨算定モデル 流出解析上で、現在でも不明確な部分には有効降雨発生機構である。いま、表土層厚分布を考える。ハチース谷では対数正規で近似できる。有効な土層空隙が土層厚に比例するとみなせば、有効土層空隙もまた対数正規で近似される。つぎに、雨水が表土層を飽和させれば、早い中間流成分が形成され、かつ有効な表土層厚は斜面上でランダムに分布すると考える。結

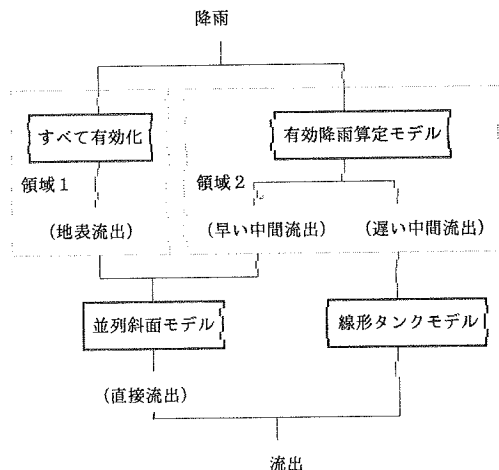


図-2 流出過程のフロー図

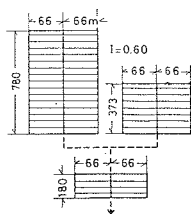


図-3-1 ハチース谷

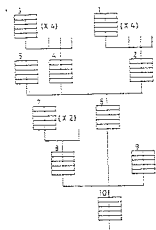


図-3-2 住吉川

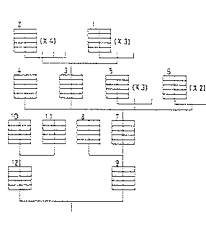


図-3-3 宇治川

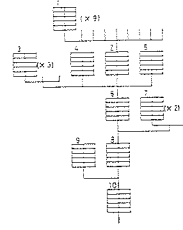


図-3-4 滝川

局、単位斜面上の平均有効降雨発生率、 m は有効表土層厚分布の非超過確率として表わせることになる。
すなわち、

$$m = \int_{-\infty}^u \frac{1}{(2\pi)^{1/2}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du$$

$$\text{但し、} u = \frac{1}{\sigma} \log\left\{\frac{(P-b)}{(P50-b)}\right\}$$

$$\text{ここで、} \sigma = \log(P50/P16)$$

(P : 累加雨量、 $P50$: 有効降雨率が50%となる累加雨量、 $P16$: 有効降雨率が16%となる累加雨量、 b : 初期土湿条件に関係するパラメーター、 σ : 変動に関係するパラメーター)となる。

4. 3. 雨水流モデル

単位斜面において、領域1の比率 C は流域ごとに定まった値をとる。

いま、斜面系での連続式、運動式は、それぞれ領域1,2ごとに、

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = re, \quad h = k \cdot q^{1/p}$$

両領域にマニング則を適用できるものとするので、

$$k = \left\{ \frac{N}{S} \right\}^{1/p}, \quad p = 0.6$$

(h : 水深、 q : 幅当たり流量、 t : 時間、 x : 距離、 re : 有効降雨強度、 k, p : 斜面流動定数、 N : 等価粗度、 S : 斜面勾配)

また、流路系では、

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = C \cdot q_1 + (1-C) \cdot q_2, \quad A = KQ^{1/P}$$

(A : 流積、 Q : 流量、 q_1, q_2 : それぞれ領域1,2の幅当たり流量、 K, P : 流路定数)となる。

4. 4. 遅い中間流出のモデル

領域2において非有効となった成分が遅い中間流出への入力となる。

この遅い中間流成分は指数減衰するものとみなし、底部に流出率 α の流出孔と浸透率 β の浸透孔を有するタンクを想定する。本モデルは任意の時間々隔に対しても、 β を変換させて計算可能である。

5. モデルの適用によるパラメーターの同定

昭和57, 58 両年の出水例に上記のモデルを適用して得られたhydrographを図-4-1, 2, 3, 4に、また、得られた諸数値を表-2に示す。但し、時間間隔を30分としている。項目1では、ハチ

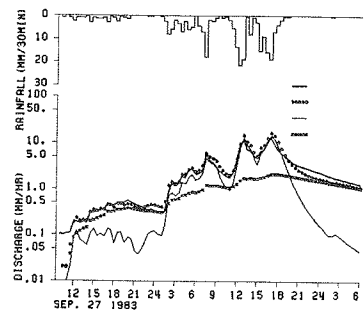


図-4-1 ハチス谷のhydrograph

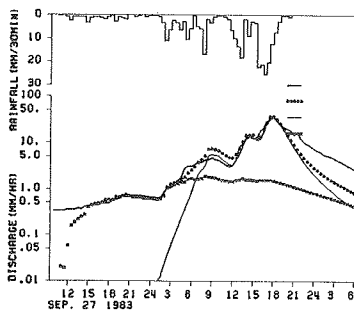


図-4-2 住吉川のhydrograph

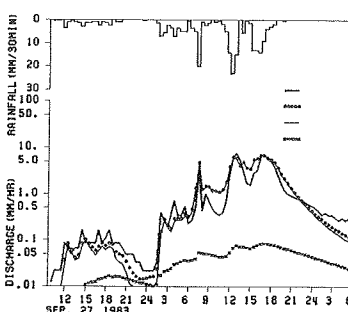


図-4-3 宇治川のhydrograph

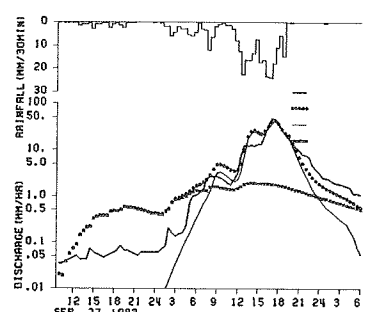


図-4-4 滝川のhydrograph

(太い実線：観測値、○○○：計算値、細い実線：直接流出、×××：遅い中間流出)

ース谷の領域1の比率、Cが3.5 %となっているが、この値は

流路やその近傍の不浸透部面積とほぼ一致する。宇治川では地

形ブロック9,12の一部が市街地となっており、この

40%の値は地図上から定めた面積と一致している。

市街地の等価粗度、 $N=0.05$ は林道路面での値であ

る。なお、ハチース谷を除く3流域では山地内で領

域1の成分は認められなかった。これは、流路系に

おける砂防堰堤の貯留効果と推測される。領域2の

等価粗度、 $N=5$ は総ての流域で同一である。流路

定数のPは総て同一であるが、Kはハチース谷で、

$K=0.5$ を採ったが、他は、総て、 $K=1$ とした。

領域2の有効降雨算定パラメーターはP50、P16、

bであるが、本解析では大出水を取り扱ったので、簡単

のため、 $b=0$ とした。P50は六甲山系の東に位置す

る住吉川と滝川ではまったく同一で、累加雨量が100 mm

に達すると、飽和する土層が流域の半分となる。中央部に位置するハチース谷では、 $P50=300$ mmと多

い。なお、ハチース谷の平均土層厚は約60cmであるから、空隙率50%とすれば、流出解析より得られた

値は良く合っている。六甲西部の宇治川では、 $P50=400$ mmと多い。土層が厚いということになる。P

16では宇治川を除く3流域で50 mmであるが、宇治川のみは100 mmと多い。以上の結果は六甲山系が東部

に薄い土層を、西部に厚い土層を有していることを意味する。

遅い中間流出成分を代表するタンクモデル係数 α 、 β を比較しても、宇治川では小さく、ほとんど

が地下水流出成分と推定される。

6. 過去の豪雨例への適用

定められたパラメーターを用いて、昭和13,36,42年豪雨のhydrographを試算した。その結果からピ

ーク流量の値を表-3に示す。なお、昭和58年の観測ピーク流量も同時に掲げている。ハチース谷、宇治

川では58年豪雨のピーク流量は、他の年に較べて明らかに小さい。しかし、住吉川、滝川では58年出水

の規模が以前のそれと同程度であることがわかる。これらの違いは土層厚分布の相違による。なお、住

吉川と滝川で、昭和13年、42年のピーク流量の順位が逆転しているのは、その流域地形の相違の表われ

である。

7. おわりに

流出モデルを流域斜面土層における水分変化を推定するものとして設定する場合でも、そのモデル

が下流のhydrographを満足させることは必要条件である。その意味で、今回の土層厚分布に基づく有効

降雨算定モデルは、まず満足な結果を示している。しかし、土層内の水分低下による保留量の回復過程

がモデルに組み込まれていないことや、遅い中間流出発生 of 物理的説明ができていないなど、まだ問題

がある。

表-2 得られた諸数値

	ハチース谷	住吉川	宇治川	滝川
1) 領域1の比率：C	3.5 %	0	40 %	0
2) 領域1の等価粗度	0.5	—	0.05	—
3) 領域2の等価粗度	5	5	5	5
4) 流路定数、K	0.5	1	1	1
5) 流路定数、P	0.7	0.7	0.7	0.7
6) P50	300mm	100	400	100
7) P16	50mm	50	100	50
8) α	0.02	0.04	0.001	0.04
9) β	0.04	0.06	0.1	0.06

表-3 シミュレーションより求めたピーク流量

	ハチース谷	住吉川	宇治川	滝川
昭和58年(観測値)	13.1mm/hr	35.7	7.8	46.1
昭和13年	29.6	43.3	24.9	46.1
昭和36年	26.3	37.0	21.0	41.6
昭和42年	30.5	39.2	18.8	49.9