

小流域における保水能の分布と流出特性の 関係について

On Relation Between Distribution of Field Moisture
Capacity and Runoff Characteristics in Small Basins

防衛大学校 土木工学教室 正 員 山田 正
防衛大学校 土木工学教室 正 員 石井 文雄
防衛大学校 山崎 幸二
防衛大学校 岩谷 要

1. 緒言

著者らは流域における降雨の流出特性に対して流出の遅れを支配する斜面長の分布あるいは時定数の分布特性の効果を検討しており、さらにそれらの分布形状の特性を組み込んだ流出解析の手法を提案している（文献(1)、(2)）。しかし“有効降雨”をどのように与えるのかという点に関しては従来提案され、実用に供されているいくつかの流出解析手法も含めて未だ解決を迫られている問題として残っている。これに対して著者らは文献(3)、(4)において流域内における保水能の分布特性を考慮した有効降雨の算定方法や流出率の推定方法を提案しており、これにより流域内の土地利用区分や表層土壌の特性分布並びに土壌の湿潤度の効果が流出にどのように影響を与えているのかという問題を陽な形で、かつ lumped systemとして解析ができるようになってきた。このような現況を踏まえ本研究は流域面積として 10km²程度あるいはそれ以下の都市及び山地小流域の洪水流出の基本的な特性とそれらが保水能の分布とどのように関連しているのかを明らかにすることを目的としている。

2. 保水能分布と流出特性

著者らは文献(3)、(4)において総降雨量 R 、総流出量 Q 、総損失量 Q_l および保水能分布 $S(h)$ の間に次式の関係を導いている。

$$S(h) = \left\{ 1 - \frac{dQ_l}{dR} \right\}_{R=0} \delta(h) - \frac{d^2 Q_l}{dR^2} \Big|_{R=h} = C_1 \delta(h) - \frac{d^2 Q_l}{dR^2} \Big|_{R=h} \quad \text{----- (1)}$$

ここに C_1 は保水能を持たない部分の面積率であるから、これを以後不浸透面積率と呼ぶ。次に流出率 f は次式で与えられる。

$$f = \frac{Q}{R} = A \int_0^R (R-h) S(h) dh / R \quad \text{----- (2)}$$

なお本研究で提案している保水能分布の概念は貯留関数法で用いられる一次流出率、飽和流出率の離散的に与えられる量を連続的に変化する量として表現したものとみなすことができる。

(i) 斜面長と直接流出：

著者の一人は文献(1)において山地小流域における斜面長の分布を求めているが、これによると地形図から算出される平均斜面長は何10mにもなっている。実際の流出計算に於いては流出率を降雨に掛けて有効降雨を求めているため、上述の斜面長の全てから直接流出となる雨水流出があるとしているわけではないが、それにしても裸地ではない、森林に覆われた山地斜面において100m近い斜面長から直接流出となる雨水の流れがあるのとは困難があるように思われる。近年の内外の研究によると直接流出に寄与しているのは流域内小河川（幅数10cm～1m程度の川）の両側の比較的狭い湿潤な領域からの流出成分であることが実証

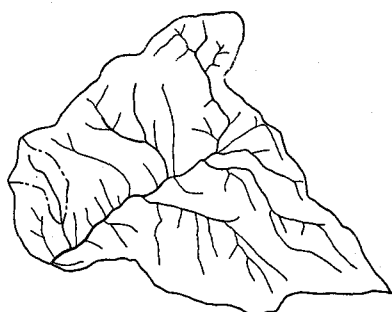


図1 真筑波流出試験地（山口川流域）

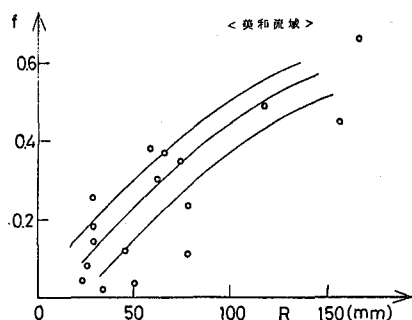


図2 美和小試験地の総降雨量と流出率の関係

されつつある。これは地形図そのものから求めた斜面長よりもはるかに短い斜面長を持つ斜面からの流出が直接流出に最も大きく貢献していることを示唆している。図1は上記の考え方の妥当性を検討するために、山口川流域の地形図から洪水時には小河川と思われる河道を描いたものである（地形図に記してある河道よりもはるかに数が多い）。この時河道の総延長は約15 kmとなる。次にこの河道の両側10 mが直接流出に寄与する領域であるとする、その総面積は0.3 km²となり、流域面積の10%に当たっている。ところで図11には山口川流域の流出率が示されているが、これによるとこの流域の流出率も15%前後の値をとっている。このことは上記の考え方がこの流域においては適用し得るものであることを示している。なおこのような考え方は全ての山地流域に対してあてはまるものではなく、たとえば図2によると美和小試験地においては流出率は0.1程度から0.5程度までの値をとり、地図から求めた湿潤域の面積率約0.5との相関性は低い。この場合には大雨になるにつれて地形図から得られる斜面の全長あるいはそのうちのかなりの部分からの流出が洪水流出に寄与していると考えられる。よってこの場合には中間流出の成分が卓越すると、斜面長が長くなるので雨のピーク時刻に対して流出量のピーク時刻の遅れ時間は長くなっている。美和小試験地と同様の傾向は山梨大学で観測が続けられている梓川流域においても見いだされる。結局山地小流域は斜面のほぼ全長にわたって洪水流出に寄与するタイプの流域と、流域内の小河道の両側10 m前後の常に湿潤な領域からの流出が主に直接流出に寄与するタイプの流域に二分されるのではないと思われる。後者の場合湿潤領域以外の斜面部分に降った雨水は遅い中間流出や地下水流出成分となり、洪水期間以外の湿潤地帯の形成と維持に寄与しているのではないかと考えられる。このような考え方は Freeze による不飽和浸透理論を用いた数値計算の結果や Betsonらに始まる partial source area の概念とも一致している（文献(6)）。

(ii) 短い斜面長からの流出： 本節では上記二つの流出形態のうちの後者の場合、すなわち小河道近傍の湿潤領域の雨水の斜面方向流出に限定して解析をおこなう。前者の場合は斜面長分布や時定数スペクトルを用いた平野（文献(5)）や著者の一人（山田、文献(1)、(2)）が行なった解析が有効である。このとき湿潤領域からの流出は短い斜面長と飽和（に近い）浸透流出によって特徴づけられよう。以下の解析では飽和浸透の特徴を考慮して雨水流出の基本式として キャネティック ウェブの式を用いる。このとき慣用の記号を用いると

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \cos \theta, \quad V = \frac{1}{n} h^{\frac{2}{3}} i^{\frac{1}{2}}, \quad q = Vh \quad \text{----- (3)}$$

が与えられる。上式を単位幅流量 $q(x, t)$ を用いて書き改めると、 $r \cdot \cos \theta = r(t)$ として、

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{5}{3} \left(\frac{\sqrt{i}}{n} \right)^{\frac{3}{5}} \cdot q^{\frac{2}{5}} \cdot \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{5}{3} \left(\frac{\sqrt{i}}{n} \right)^{\frac{2}{5}} \cdot q^{\frac{2}{5}} \cdot r(t) \quad \text{----- (4)}$$

が得られる。ここで斜面長が短いという特徴を考慮すると、 $q(x, t) = q_*(t) \cdot x$ ----- (5)
の近似式の成立が考えられる。ここに q_* は流出高になる。(5)式を(4)式に代入し、 q_* が t だけの関数

であることに注意しつつ式展開をおこなうと (4) 式は (6) 式になる。

$$\frac{dh}{dt} = r - q_*, q_* = \beta h^{5/3} \text{ or } h = \alpha q_*^{3/5}, \alpha = \beta^{-3/5} = \left(\frac{\sqrt{i}}{n l} \right)^{-3/5} \quad \text{----- (6)}$$

ここに l は斜面長である。(6) 式は水深 (あるいは貯留高) h を用いて書き表わすと、(7) 式となる。

$$\frac{dq_*}{dt} = \frac{5}{3} \beta^{3/5} q_*^{2/5} (r - q_*), \beta = \frac{\sqrt{i}}{n l} \quad \text{----- (7)}$$

(7) 式は木村の貯留関数法とまったく同じ形をしている。貯留関数法が流域における貯留量と流出高という比較的漠然としていた概念であったのに対して短い斜面長からの流出に対して貯留関数法と同形の式が使用できることが明かになったわけである。(iii) 斜面流出に対する (7) 式の適用性と限界について： 以下では (3) 式あるいは (4) 式の キネティック ウェブ 式の数値解析解と (7) 式の比較を行ない、(7) 式の近似度と適用限界を明かにする。図3, 4, 5 は斜面長 l として 5, 10, 20m としたときの厳密解と (7) 式の数値解を比較したものであり、この程度の斜面長では十分な近似性を有していることがわかる。なおより良い近似度を得るためには (7) 式の n は (4) 式の n の 2 倍の値を用いた方がよいようである。

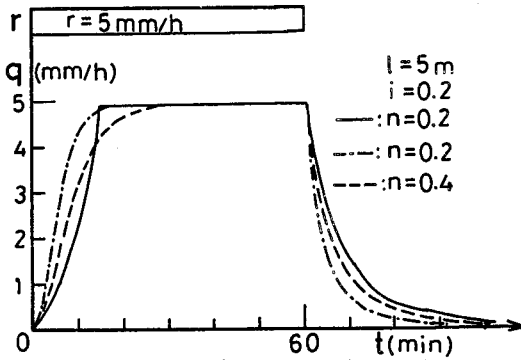


図3 (4)式と(7)式の解の比較

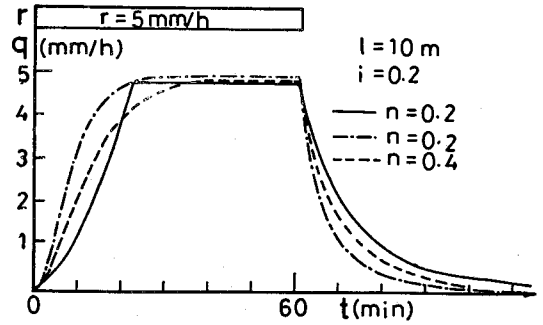


図4 (4)式と(7)式の解の比較

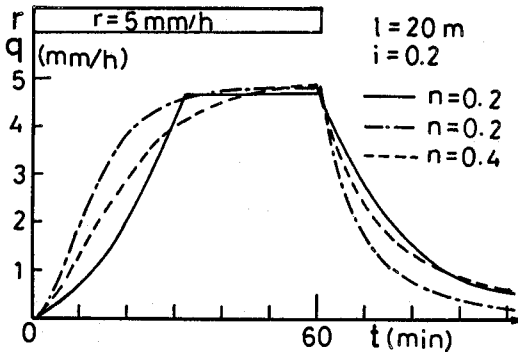


図5 (4)式と(7)式の解の比較

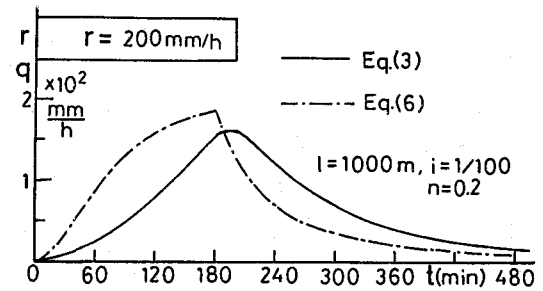


図6 河道流出に対する(7)式の近似度

図6は $l=1000\text{m}$ の河道を考え、河道片側から斜面流出として単位幅当たり 200mm/hr の雨水を受ける場合の (7) 式の適用性を検討したものである。この図より流下距離が長くなると (7) 式の近似度は悪くなり、河道流出に対して (7) 式を用いるときにはベキ指数 (3/5) よりも大きい値 (2 程度、流下距離の増大につれてより大きな値) をとらないと適合度は悪くなるようである。

3. 山地小流域の流出特性

山地小流域の流出特性を前述の理論解析に照らして検討してみた。(i) 保水能の分布特性と流出特性：

(1) 式にもとずき、各流域の保水能の分布を求めてみた、ここで $Q1-R$ 関係に $Q1 = a \cdot \tanh(bR)$ の回帰曲線

をあてはめ、最小自乗法により係数 a 、 b を決定した。

このとき、 $S(h)$ は次式で与えられる。

----- (8)

$$S(h) = (1 - ab) \delta(h) + 2ab^2 \frac{\sinh bh}{\cosh^3 bh}$$

図7.8 はQ1-Rに上記の回帰式をあてはめたときに得られる a 、 b の係数を (8) 式に代入して求めたそれぞれの流域の保水能分布を示している。このとき不浸透面積率 $C1 = 1 - ab$ はそれぞれ0.09と0.32であった。さらに $S(h)$ の分布形は

山口川流域の場合、保水能の非常に大きいところに分布しているのに対して、山崎川流域の場合は保水能 $h = 100\text{mm}$ 以下のところにピークを持つ分布形をしていることがわかる。その他約50ヶ所の小流域の保水能分布を求め、流域の土地利用区分の分布と保水能がどのような関係にあるのかを現在検討中である。そのうち、不浸透面積率 $C1$ と流域面積 A の関係を示したものが図9であり、一方 $C1$ とハイドログラフの遅減率 (ハイドログラフの遅減率を exponential で表わしたときの指数) の逆数 (単位、時間) との関係を示したものが図10である。図9より、流域面積の増大につれて不浸透面積率は漸増していることがわかる。これは流域面積が増大するにつれてアスファルト道路や屋根等の人工的なものの混入する割合が増してくると同時に、小流域では流量観測にからなかった流出成分をも大流域では拾ってくるというスケール効果が現われているのであろう。図10では流域の不浸透部分の面積割合の大小と遅減係数の値との関係を示すものである。この図より不浸透部分が全体の2割以上を占める都市流域ではハイドログラフの遅減率の逆数は5時間前後の一定値をとっているのに対して2割以下の山地流域では流域ごとにまったく異なった値をとっていることがわかる。すなわち、不浸透面積率が2割以上になるとハイドログラフの遅減率は常に相似形になるのに対して2割以下では流域の斜面特性ごとに異なった形状をすと言えよう。

(11) 保水能分布と流出率：図2および図11より小流域の流出率は決して一定値を示すものではなく、総降雨量の増大につれて大なり小なり漸増する傾向を有している。さらに同一の総降雨量でも流出率はかなり変動する流域もある。この現象に対して著者らは保水能の分布と初期水分量の変動効果を考慮することにより合理的に説明づけられることを明らかにしている (文献(3))。たとえば保水能分布 $S(h)$ の形状として図12に示す関数形を用い、これを式(2)に代入すると、このときの流出率と総降雨量は図13に示すようになる。この図より、総降雨量の増大に対する流出率の増加傾向は、累積降雨量が大きくなるにつれて、より大きな保水能を持ったサブ流域からの雨水が流出に参加し始めるようになってくるからであり、同一総降雨量に対する流出率の違い、ばらつきは、降雨開始時点における初期水分量の違いに起因するものであると結論づけられる。

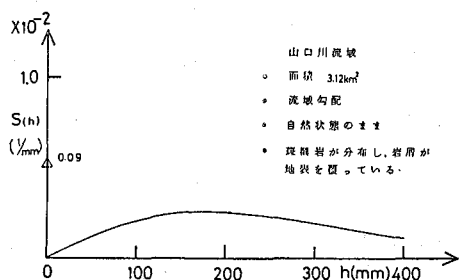


図7 山口川流域の保水能分布 (山地小流域)

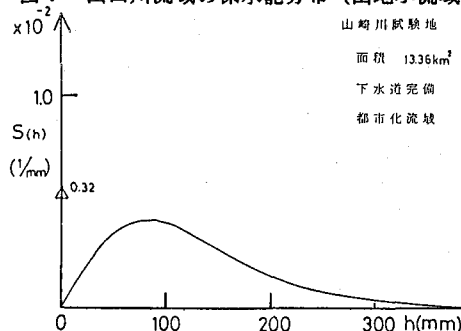


図8 山崎川流域の保水能分布 (都市流域)

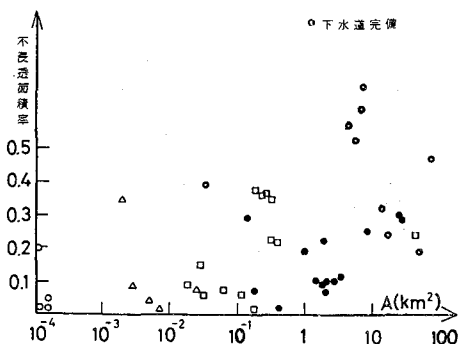


図9 不浸透面積率と流域面積の関係

とに異なった形状をすと言えよう。(11) 保水能分布と流出率：図2および図11より小流域の流出率は決して一定値を示すものではなく、総降雨量の増大につれて大なり小なり漸増する傾向を有している。さらに同一の総降雨量でも流出率はかなり変動する流域もある。この現象に対して著者らは保水能の分布と初期水分量の変動効果を考慮することにより合理的に説明づけられることを明らかにしている (文献(3))。たとえば保水能分布 $S(h)$ の形状として図12に示す関数形を用い、これを式(2)に代入すると、このときの流出率と総降雨量は図13に示すようになる。この図より、総降雨量の増大に対する流出率の増加傾向は、累積降雨量が大きくなるにつれて、より大きな保水能を持ったサブ流域からの雨水が流出に参加し始めるようになってくるからであり、同一総降雨量に対する流出率の違い、ばらつきは、降雨開始時点における初期水分量の違いに起因するものであると結論づけられる。

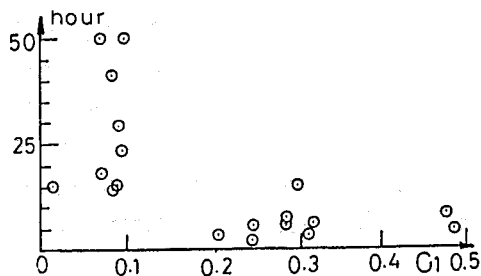


図 10 不透水面積率と逓減時定数の関係

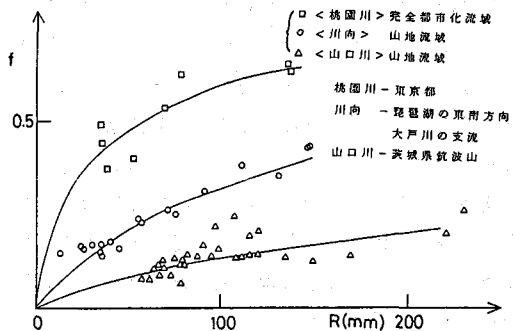


図 11 山地流域及び都市流域の総降雨量と流出率

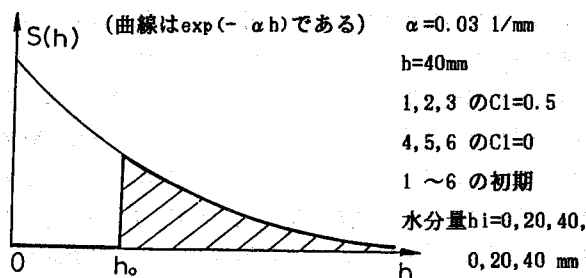


図 12 一般的な $S(h)$ の分布

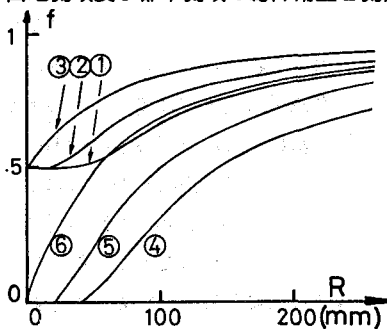


図 13 流出率と総降雨量の関係

(iii) 小流域における貯留関係の適用性: ここでは式(6)、(7)の関係が実際の小流域でどの程度適用できるかを検討してみた。図14と15はそれぞれ山地流域である山口川流域と都市流域である谷端川上流の一雨降雨ごとの時間的に累積した降雨流出高を示している。

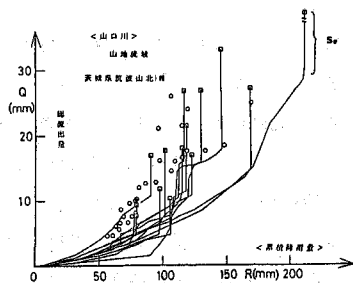


図 14 累積降雨量と累積流出量

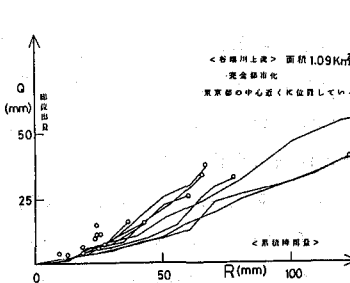


図 15 累積降雨量と累積流出量

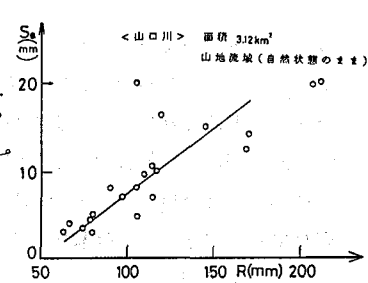


図 16 総降雨量と有効貯留量

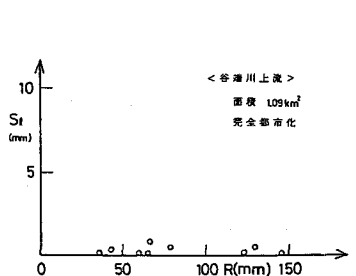


図 17 総降雨量と有効貯留高

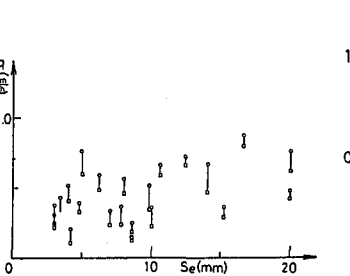


図 18 有効貯留高と流出高

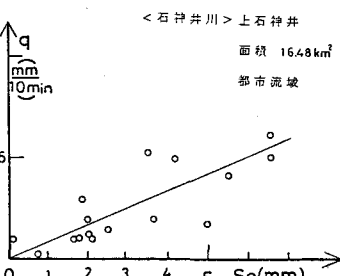


図 19 有効貯留高と流出高

図16および17は降雨が止んだ時点での累積降雨量と、それ以後流出する総量（以後有効貯留高と呼ぶ）の関係を示している。さらに図18、19は有効貯留高と降雨が止んだ時点の流出高との関係を示している。これらの図より一雨降雨ごとの流出特性のばらつきは都市流域に比べて山地流域の方が大きい。山地流域の有効貯留高は都市流域の数10倍にもなる。有効貯留高と流出高の間の関係—いわゆる貯留関係は式(6)の精度を確かめることはできないが、少なくとも貯留高の増大に対して流出高も大きくなっている。しかしこの傾向は都市流域および流出率の小さい山地流域では明らかであるが、流出高が0.4程度をとる山地流域（例えば美和小試験地）ではそのような傾向は見えるもののばらつきが大きくなるようである。これは長い斜面長を持つ流域においては初期水分量の大小及び降雨の時系列（雨の降り方）が直接流出には大きな影響を持っているからであると思われる。

結 論 本研究で得られた結論を以下に挙げる。(1) 総降雨量の増大に対する流出量の漸増傾向は流域内に保水能の分布が存在することによって説明づけられる。また流出率がばらつく原因の一つは初期水分量の大小による。各流域の流出率は流域ごとの保水能分布曲線と初期水分量の導入により推定が可能となる。(2) 保水能分布曲線に示される不透透面積率は山地流域ならば河道表面及び河道沿い10m前後の渾濁地帯の面積率に等しい。(3) 不透透面積率が0.2以上になると山地流域といえども都市流出タイプになり、また逓減率はほぼ一定になる。(4) 斜面長が短い場合、キネマティックウェーブ式は貯留関数法と同型の式形になる。このとき近似式の精度は斜面長にして30m前後以内である。またこのときの近似式を数100m以上の河道部分に適用するときには抵抗則における水深のベキ指数を増大させなければならない。(5) 小流域における貯留関係は上記近似式の精度を確かめるほど明確ではないが貯留高の増大に対して流出高はほぼ比例的に増大している。

謝 辞 著者らの一連の研究における水文資料は全て建設省土木研究所および山梨大学において長年観測が続けられてきたものであり、ここに紙面をかりて関係各位に深甚なる謝意を表わす。なお本研究の計算の一部は、防衛大学校土木4年生荻原洋聰君によるものである。また本研究の遂行にあたり著者らは美沢弘事務官からも多大の助力を得ている。末尾ではあるがここに記して両氏に感謝の意を表わす。**参考文献** (1) 山田正：土木学会論文報告集、NO. 306, 1981, (2) 山田正：土木学会論文報告集、NO. 314, 1981、(3) 山田正・山崎幸二：第27回水理講演会論文集、1983、(4) 山田正・山崎幸二・岩谷要：第39回土木学会年講概要集、1984、(5) 平野宗夫・伊東尚規：第22回水理講演会論文集、1978、(6) Kirkby, M. J (Ed.), Hillslope Hydrology、1978、**水文資料** (1) 美和小試験地水文観測資料、建設省土木研究所、昭和43年、(2) 石神井川流域水文観測資料、同その2、建設省土木研究所、昭和47年、昭和54年、(3) 多摩ニュータウン試験地水文観測資料、建設省土木研究所、昭和47年、(4) 都内谷端川、桃園川排水区水文観測資料、建設省土木研究所、昭和50年、(5) 裏筑波試験地水文観測資料、建設省土木研究所、昭和53年、(6) 庄内川流出試験地水文資料、建設省中部地建庄内川工事事務所、1975、(7) 山梨大学荻原研究室、梓川流域水文観測資料