

多摩川支流域における水循環に伴う
土 壤 侵 食 の 研 究

1 9 8 9 年

鈴木啓助・日原高志・野尻昌利

東京都立大学理学部地理学教室

目 次

I. はじめに	1
II. 研究対象流域の流域特性	2
II-1. 地 質	2
II-2. 土 壌	2
II-3. 地 下 水	5
II-4. 微 地 形	5
II-5. 植 生	5
III. 水循環素過程の季節変化	8
III-1. 研究方法	8
III-2. 結果と考察	10
III-3. ま と め	32
IV. ひと雨によって形成される流量のふたつのピーク	34
IV-1. 研究方法	35
IV-2. 流量のふたつのピークの量的・時間的關係	37
IV-3. ふたつの流量のピーク形成時の流域の応答	40
IV-4. ふたつのピーク流量の時間間隔と地下水賦存量との關係	48
IV-5. ま と め	48
V. 降水に対する応答の速い河川水中の溶存成分濃度変化	51
V-1. 観測方法	52
V-2. 測定結果	55
V-3. 河川水の溶存成分濃度変化	59
V-4. 溶存成分濃度による流出成分の分離	61
V-5. ま と め	63
文 献	65

I. はじめに

1960年代中頃に始まった多摩丘陵における大規模な住宅地開発は、多摩川中流域の自然環境を大きく変化させている。平地部分のそれほど多くない我が国では、丘陵地の持つ役割が大きく、古くから利用されてきた。1960年代以前の多摩丘陵では、土地自然の持つ性質をあまり変えることなく土地利用が行なわれていた。しかし、大規模な住宅地開発は、もとの地形すら原形をとどめない形で進行しており、丘陵地の土地自然は著しく変化し続けている。それとともに、多摩川へ流入する支流の水によって運搬される物質の質と量にも影響が現われている。水循環により運搬される物質として、人為起源のものについては数多くの研究がなされているが、自然起源のものについての研究はあまり多くない。土地利用の変化によって、水が運ぶ物質にどのような影響が現われるのかを知るには、自然状態での水循環に関するデータを蓄積する必要がある、さらに土地利用の変化が地形を改変しながら進行していることから、土壌侵食のバックグラウンド状況を把握する必要がある。

そこで本研究では、まず多摩川支流源流域での水循環素過程の季節変化を明らかにし、次いで洪水流形成における地下水の重要性について検討を加える。さらに、河川水中の溶存物質濃度が降雨に対して敏感に反応することを示し、流出成分の分離を試みる。

II. 研究対象流域の流域特性

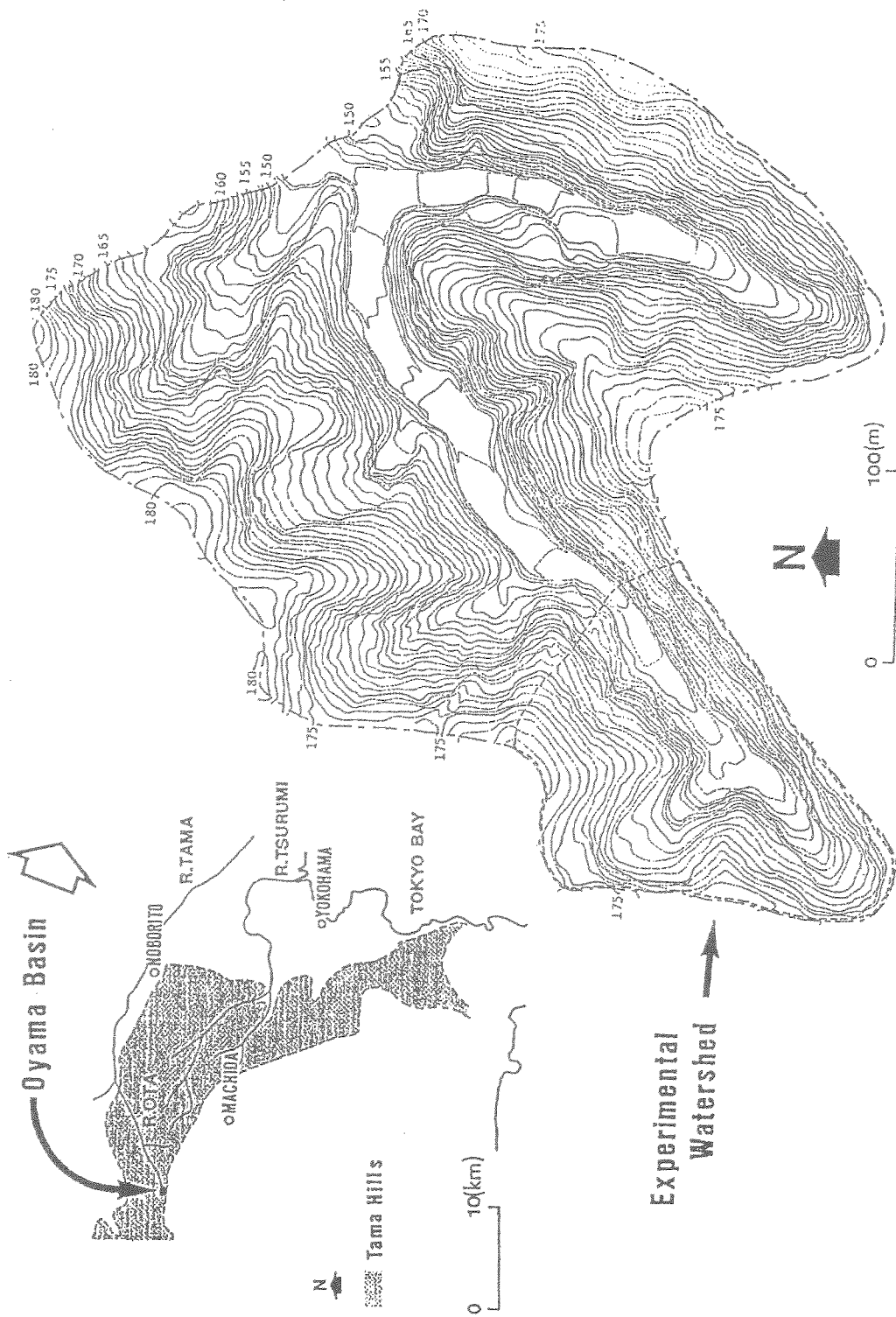
研究対象流域は、東京都町田市小山町に位置する、多摩川水系大栗川の支流大田川の最源流部である（第II-1図）。流域面積が0.0282 km²の小流域で、流域の標高は153~179 m、比高は右岸で18 m、左岸で26 mと丘陵地の源流部としては比較的浅い谷となっている。谷の形状はいわゆる「舟底型」で、多摩丘陵では一般的な源流部の地形である。

II-1. 地質

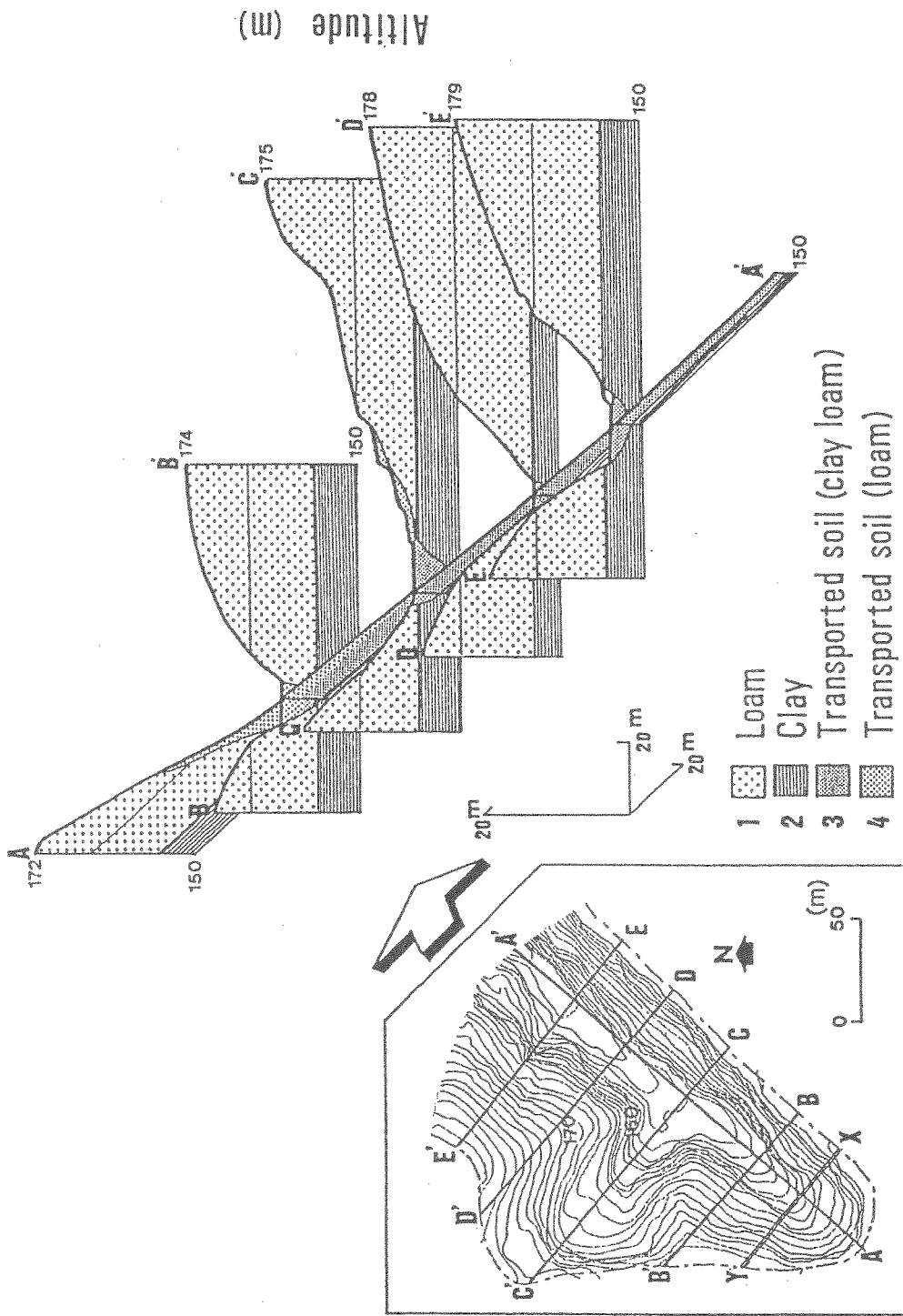
流域付近の地質層序は、上位から下位に、関東ローム層、御殿峠礫層、平山砂層であるが、研究対象流域の標高から流域内には関東ローム層しか見られない。関東ローム層は水文地質学的に3層に区分できる。新期ローム層はおおよそ立川・武蔵野ロームに、古期ローム層はおおよそ下末吉・多摩ロームに対比される（吉永・武内、1986）。その最下部に、極度に粘土化の進んだ火山灰質粘土層があり、水文学的基盤となっている。新期ローム層、古期ローム層、火山灰質粘土層はそれぞれ、164~165m以上、154~155 m以上、154~155 m以下に分布している。また、谷底には2~3mの厚さの2次堆積の崩積層がみられる（第II-2図）。

II-2. 土壌

研究対象流域の土壌は、ローム層を母材とする黒ボク土である。一般に黒ボク土の土壌表面の透水性は200 mm/hに達する（安藤・虫明、1979）ことから、本流域ではホートン型の地表流の発生は考えられない。



第 II - 1 図 研究対象流域の位置図および研究対象流域周辺の地形



第II-2 図 研究対象流域の地質のプロックダイアグラム

II - 3. 地下水

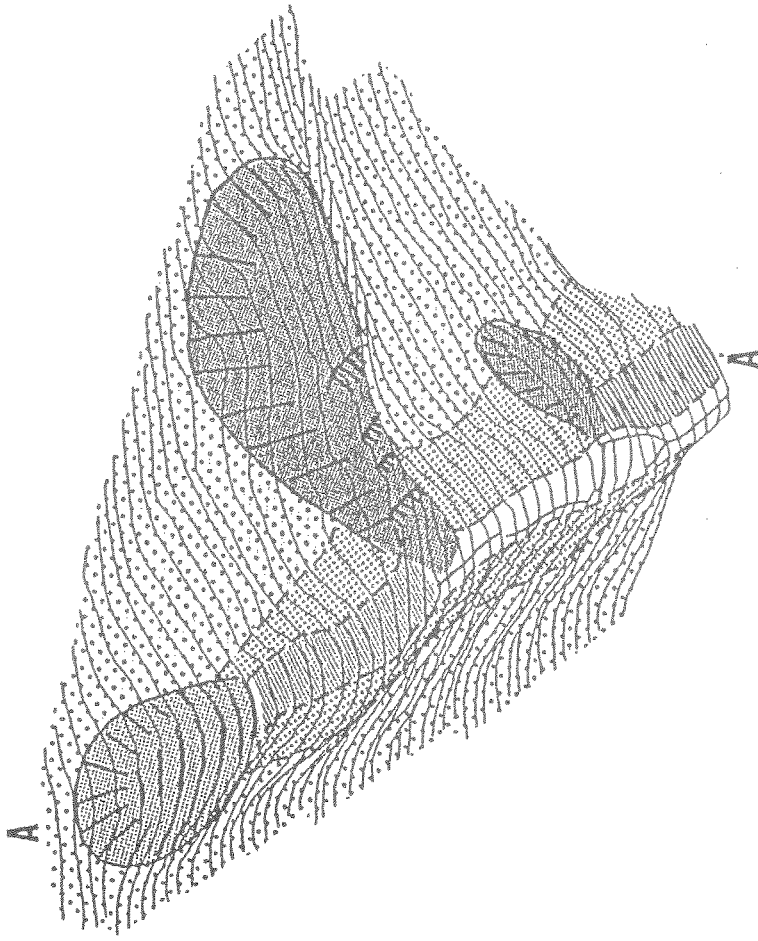
研究対象流域付近の地下水には火山灰質粘土層を基盤とする不圧地下水、御殿峠礫層を帯水層とする被圧地下水、平山砂層を帯水層とする被圧地下水がある（東京都南多摩開発本部宅地造成事務所・川崎地質株式会社，1984）。研究対象流域の標高が153m以上であることから、この流域の基底流は火山灰質粘土層を基盤とし古期ローム層を帯水層とする不圧地下水によって涵養されていると考えられる。また、研究対象流域は境川との流域界に接しており、これまでの報告（東京都南多摩開発本部宅地造成事務所・川崎地質株式会社，1984；梶谷調査工事株式会社，1987）でも明らかにされているように、試験流域の地下水分水界は地形的分水界と一致している。つまり、地形的な流域外から流域に流入する水は降水のみであるということがいえる。

II - 4. 微地形







研究対象流域の微地形構成は頂部斜面・谷壁斜面・谷頭凹地・谷頭平底・水みち・谷底面からなり（第II-3図）、田村（1974）による丘陵地谷頭部の地形の典型的なものである。水みちは、流域中流部から谷底面を幅0.7～1.2m、深さ0.2～0.6m程度で明瞭に刻んでいる。下流部の約30mには一年を通じてほぼ恒常的に水みち流が認められる。

II - 5. 植生

研究対象流域付近の植生はクヌギ・コナラを中心とする2次林で構成された雑木林である。流域内の植生も大半はクヌギーコナラ群



Micro-landform unit

- 1  ; Crest slope
- 2  ; Side slope
- 3  ; Head hollow
- 4  ; Head floor
- 5 — ; Channelway
- 6  ; Bottomland
- 7  ; 0-order valley
in side slope

第II-3 図 研究対象流域の微地形構成

集・典型亜群集である。谷頭平底など尾根部よりも相対的に湿潤な水分条件下にある地点では、ミズキやホウノキが目だつようになる。年間を通して樹冠に覆われることのない領域は、谷頭平底を中心とした地点と谷底面のごく一部だけである。大半は落葉広葉樹であるので、冬季にはほとんどが落葉する。ごくわずかに存在している針葉樹は植林によるものである。

圧倒的に落葉樹が占有する本流域では、林床の状態が夏と冬で大きく変化する。夏は下草が生い茂り見通しがきかなくなるが、冬は下草も枯れて見通しがよくなり、落葉が林床を厚さ数cmで被いつくす。

Ⅲ. 水循環素過程の季節変化

これまでの流域水文学に関する研究は、短期洪水流出の解析を中心として行われてきた。しかし、水文地形学に代表されるような、水と地形の関わり合いや河川流出量と水質の対応など通年で見られる現象をも扱っている研究分野では、小流域での水循環過程の長期のタイムスケールでの研究が不可欠である。そのことは既に何人もの研究者から指摘されていることである（例えば奥西，1981；田中，1984）。しかし、野外での観測は様々な困難を伴うこともあり、季節変化を扱うほどの長期にわたる研究例は少ない。

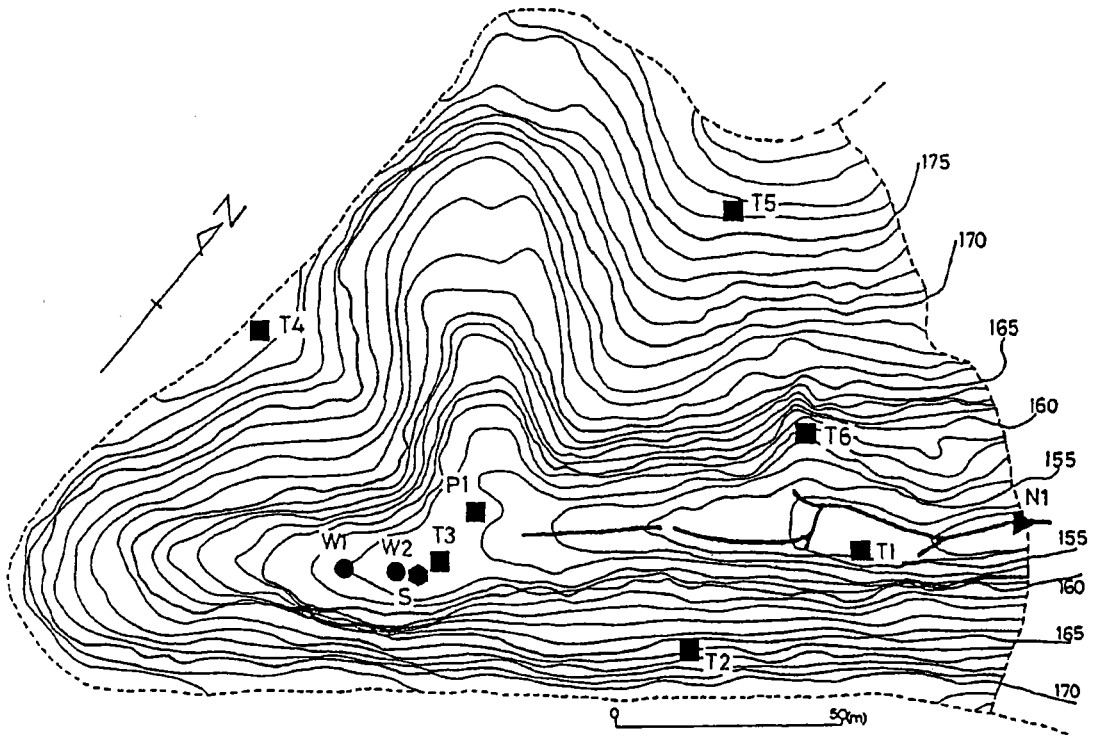
小流域での水循環素過程の季節変化を明らかにしていくことは流域水文学の重要な研究課題のひとつである。水循環素過程の季節変化と年々変動の様子を検討することが本章の目的である。

Ⅲ - 1. 研究方法

研究対象流域における観測施設の配置を第Ⅲ - 1 図に示す。林外降水量は谷頭平底に設置した0.5 mm転倒ます式自記雨量計（P1）により測定した。この地点周辺は年間を通して樹冠に覆われることがなく、林外降水量を測定することができる。また、研究対象流域出口より下流約40 mの谷底面（放棄水田）に設置した0.2 mm転倒ます式自記雨量計（P2）も樹冠に覆われることがなく、林外降水量を測定することができる。

林内降水量は、研究対象流域内6ヶ所に設置した0.5 mm転倒ます式自記雨量計（T1～T6）で測定した。林内雨量計の上方を覆う樹種は第Ⅲ - 1 表に示す。また、林内雨量計上のうっ閉状態は現場で観察するとともに、適宜広角レンズカメラで撮影した。

谷頭平底における土壌水分は、自記土壌水分計（大起理化製，DIK-



- 0.5mm転倒ます式雨量計 林外雨量計(P1)
林内雨量計(T1~T6)
- 土壤水分計(S)
- 地下水観測井(W1, W2)
- ▶ 流量観測堰(N1)

第 III - 1 図 研究対象流域における観測施設の配置

3201)を用いて、20cmと60cmのふたつの深度(S20,S60)で連続観測を行なった。

地下水の水位変動は、谷頭平底の上部と中部の2地点(W1, W2)に設置した地下水観測井において、リチャール式自記水位計を用いて測定した。

流量は研究対象流域の出口である水みちに90°三角堰(N1)を設置し、水位を減水位計(池田計器製, RR20)によって自記記録し、水位から流量を算出した。

III - 2. 結果と考察

1)林内降水量からみた遮断効果の季節変化について

既に述べたように、研究対象流域に入ってくる水は、地下水としては無く、降水が全てである。そのためにも、研究対象流域の水循環過程を取り扱う上で遮断効果のもつ意味は大きい。

ここでは樹木の葉の生育状況から季節を区分し、その季節毎の林内降水量を解析することによって、流域の水循環の一過程である降水—遮断—滴下という流れの中の遮断の効果の季節的な差異を明らかにしていく。

わが国では季節を春・夏・秋・冬の四季として認識しているので、本節では、林内雨量計の上を覆う樹冠のうっ閉状況を判断材料として季節を春季・夏季・秋季・冬季の四つに区分した。葉が繁茂していてその状態が安定している期間を夏季とし、ほぼ完全に落葉している期間を冬季とする。春季・秋季は夏季と冬季の両季節間の遷移期間である。各季節をそのように捉え、うっ閉状況の観察結果から判断した1987、88年の季節区分を第III - 2表に示す。

区分の結果を見ると、日常的な季節観からは、かなりずれていることがわかる。しかし、ここでは樹木による遮断の効果を問題にし

第 III - 1 表 林内雨量観測点の樹種

地点	樹種
T 1	コナラ, ヤマザクラ
T 2	アカマツ, ホウノキ, ヒノキ
T 3	ミズキ, ホウノキ
T 4	コナラ, リョウブ
T 5	クヌギ, エゴノキ, コナラ
T 6	ケヤキ

第 2 表 試験流域における季節区分

季節	期間 (年, 月, 日)
夏季	1987, 6, 9 ~ 1987, 9, 30
秋季	1987, 10, 1 ~ 1987, 12, 5
冬季	1987, 12, 6 ~ 1988, 4, 19
春季	1988, 4, 20 ~ 1988, 5, 23
夏季	1988, 5, 24 ~ 1988, 9, 30
秋季	1988, 10, 1 ~ 1988, 11, 30

ているので、樹冠のうっ閉状況から、例えば4月中旬までを冬季と区分しても何等支障はないと考えられる。ここでは、この季節区分に従って遮断効果を検討する。

まず、研究対象流域での林外降水量を(P1)の観測値で代表させることの妥当性を検討する。林外雨量計(P1)は研究対象流域のほぼ中央の谷頭平底に設置してあり、林外雨量計(P2)は研究対象流域より下流の谷底に設置してある。このふたつの林外雨量計で観測された日降水量の比較結果を第III-2図に示す。これを回帰分析した結果、次の式を得た。

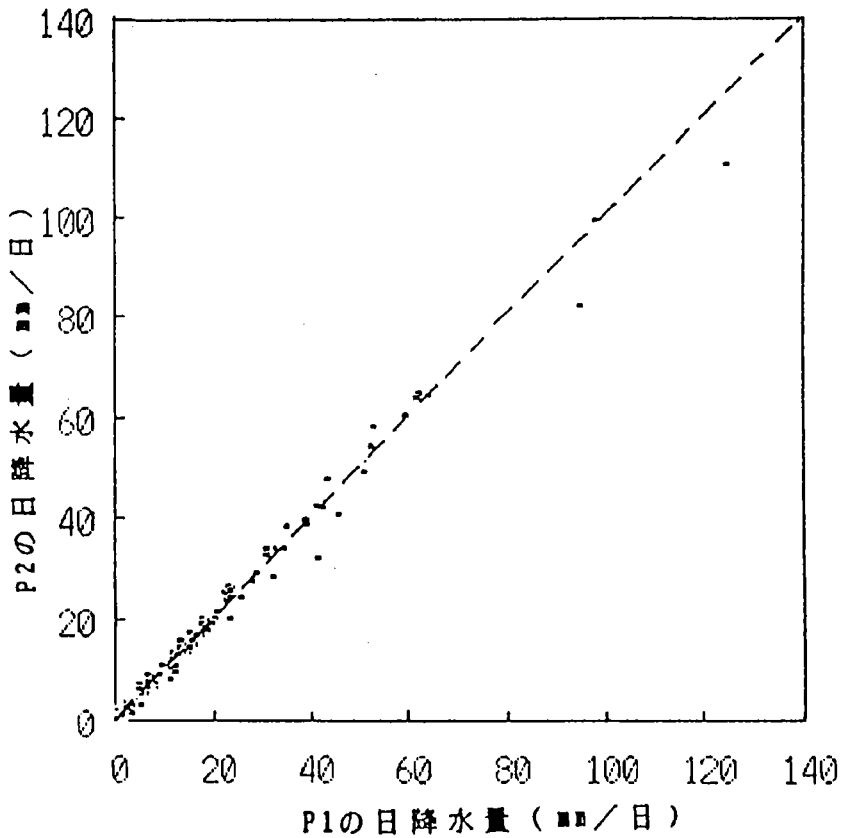
$$P2 = 0.976 \cdot P1 + 0.534$$

220例のデータを用いた、両者の相関係数は0.994であり、(P1)と(P2)での日降水量は極めて良い一致を示す。回帰式に定数項ができてしまうのは、(P1)で使用している雨量計が0.5 mm、(P2)で使用しているのが0.2 mmの精度であるためと考えられる。例えば、等しく1.4 mmの降水があった時、(P1)では1 mmと記録され、(P2)では1.4 mmと記録される。こうした例があることを考えると、全く同量の降水を与えても回帰式に定数項ができてしまうので、この回帰分析の定数項はあまり問題とならない。

約160 m離れた地点に設置した(P1)と(P2)における降水量が、極めて良く一致することから、流域全体の林外降水量を(P1)の観測値で代表させることの妥当性が確かめられた。

次に、遮断効果の季節変化を見るために、それぞれの季節での林外降水量と林内降水量の関係を回帰分析によって求める。林内降水量と林外降水量の関係は、そのふたつの値だけで決定される単純な直線回帰で求められるものではないが、この表現手段は傾向を調べるには有効である。

降水の単位は無降水継続時間12時間から定義したいわゆる「ひと雨降水量」である。林内降水量は林内雨量計6地点で得られたひと雨降水量の平均値を用いた。林内降水量の空間的分布は非常に不均一でランダムなものである(間島・田瀬、1982)といわれているが、



第 III - 2 図 P1と P2における日降水量の関係

第 III - 3 表 林外降水量と林内降水量の回帰分析結果

季節	標本数	回 帰 式	相 関 係 数
夏季	48	$T = 0.806 \cdot P - 0.697$	0.998
秋季	23	$T = 0.841 \cdot P - 1.040$	0.997
冬季	24	$T = 0.937 \cdot P - 1.396$	0.985
春季	7	$T = 0.912 \cdot P - 1.891$	0.997

林内6地点のデータの平均値をこの流域の代表値とする。林外降水量と林内降水量の関係を第III-3図に示す。さらに、回帰分析の結果を第III-3表に示す。回帰分析の結果によれば、各季節とも非常に高い相関を示しているので、研究対象流域の遮断効果の季節変化をこの直線回帰によって検討することができる。回帰式中の回帰係数は各々の季節における遮断の効果を示し、定数項は初期損失量に相当すると考えられる。もし、遮断が全くなければ回帰係数は1となるはずであり、1と回帰係数の差が遮断率に相当する。

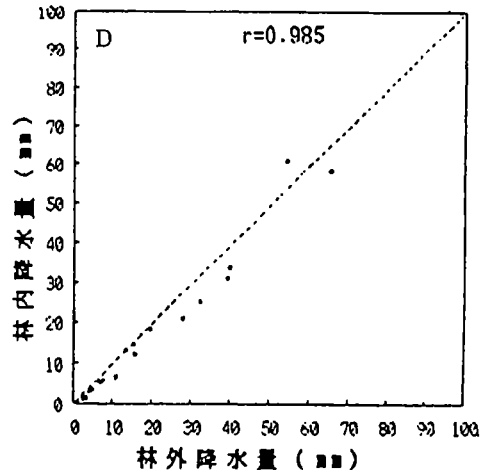
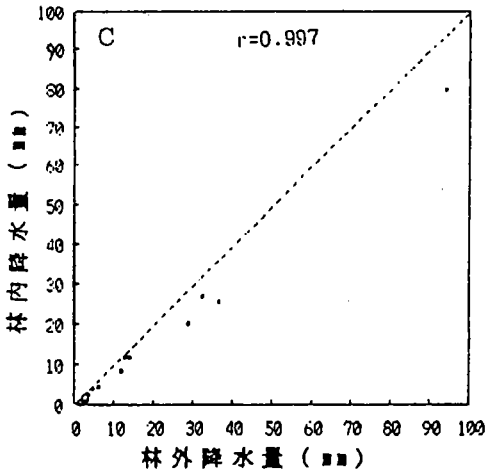
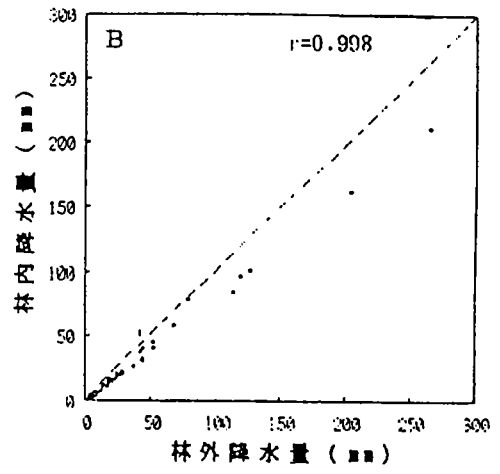
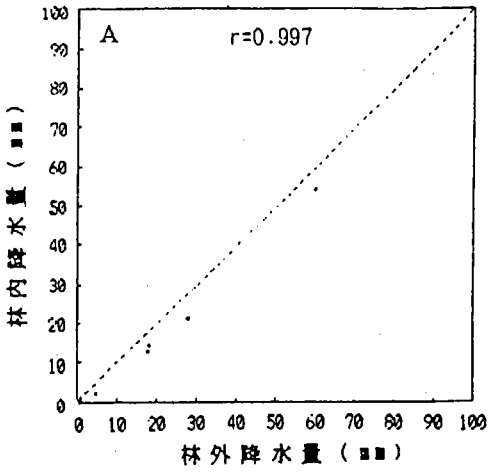
そこで、回帰係数に着目して季節毎の比較を行なうと、夏季が0.806ともっとも小さく、冬季が0.937ともっとも大きくなっている。春季・秋季の値は夏季・冬季の間にはいる。したがって、この流域での樹木の葉による遮断の効果は、夏季に最大となり冬季に最小となるような季節変化をしているといえる。

林内降水量を対林外降水量比で比較した時、夏季と冬季では少なくとも10%の差異があることが明らかになった。しかし、この分析だけからでは量的な詳しい議論をすることはできない。また、この回帰分析の結果をそのまま研究対象流域全体に適用することにも無理があろう。

しかしながら、流域内の樹木のうっ閉状況の季節変化に対応して、降水の遮断効果も季節的に変動することを確認できた。その変動は樹木のうっ閉状況によるものであり、それを決定する生育状況は気温によって変化する。降水特性の変化はこの分析では考慮していない。それにもかかわらずこれだけ高い相関を示すことから、遮断効果は主として気温によって規定され、その変化の年々変動は比較的安定していると考えられる。

2) 1988年の流域内水循環過程の概況

ここでは、1988年春季から秋季にかけての観測結果をもとに、流域内の水循環過程の概況を検討する。



第 III - 3 図 ひと雨降水量でみた林外降水量と林内降水量の関係
 A: 春季 B: 夏季 C: 秋季 D: 冬季

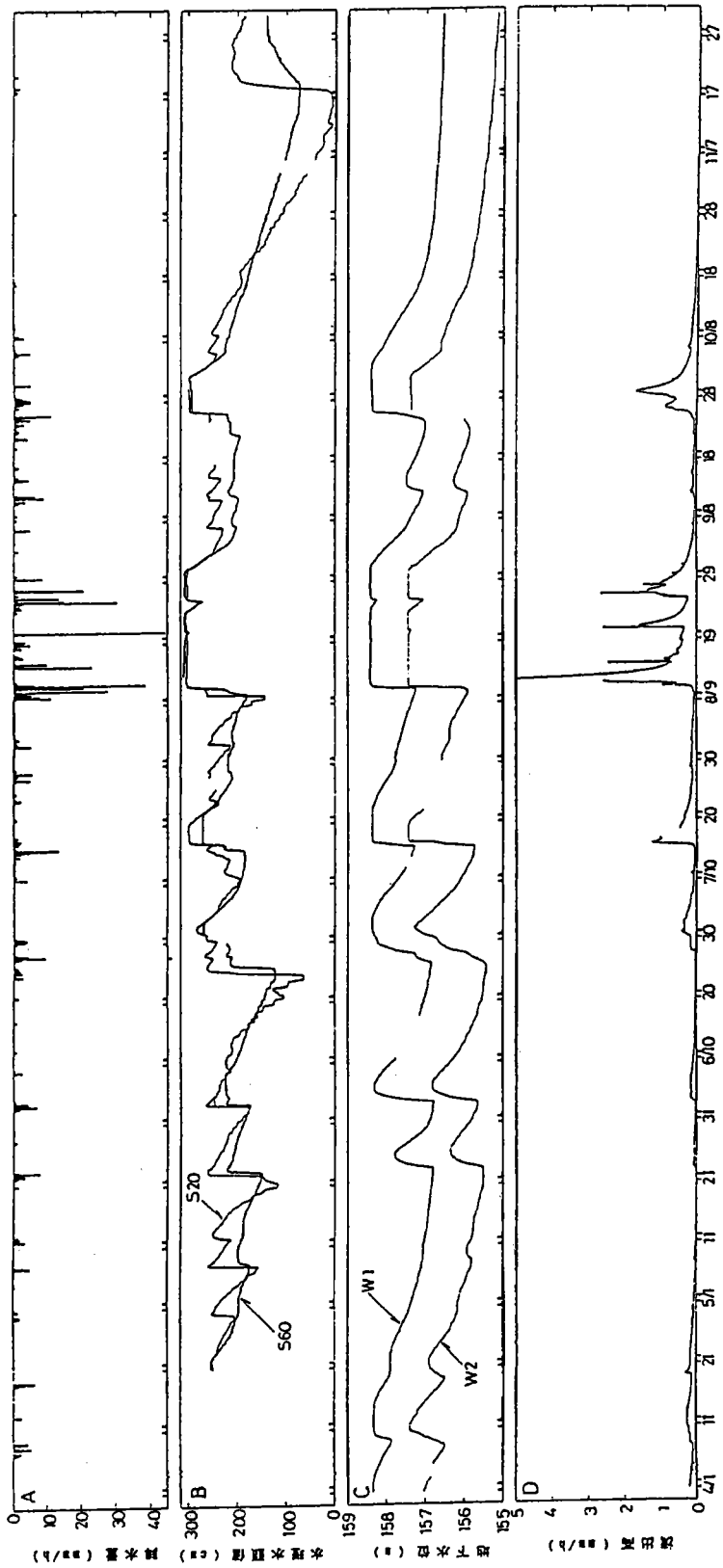
第Ⅲ－４図には1988年4月1日から11月30日までの各観測データを示した。図の上からA：(P1)での1時間降水量、B：(S20)・(S60)での水理水頭値(地表面下300 cmを基準面)、C：地下水観測井(W1)・(W2)での観測水位(標高値)、D：(N1)における1時間流出高である。

研究対象流域では3月下旬にまとまった雨が降り、かなり湿潤な状態で4月を迎えた。4月中のまとまった降水は7日からの雪と18日からの雨と2回である。7日からの雪としての総降水量は54 mmに達し、谷頭平底に一部分飽和域がみられた。土壌水分計はこの月の19日に設置し、20日よりデータの収集を始めた。4月29日の雨(16 mm)の際には(S20)では水頭値に大きな変化があったが(S60)では大きな変化はみられなかった。

5月の主な降水は7日(27.5 mm)、12日(17.5 mm)、22日から(59.5 mm)の3回である。12日の雨は(S60)での水頭値には大きな変化をもたらすには至らなかった。地下水への影響としては、7日の雨は(W2)の水位を少し上昇させたが、(W1)の水位を変化させるまでは至らなかった。流出高についても、それほど大きな洪水流出はみられなかった。

6月には、2日から4日までの雨(78.5 mm)と24日から52 mm、27日から51.5 mmという連続した雨が観測された。その間にも少量の降水はあったが、各観測項目にほとんど影響を与えていない。わずかに(S20)の単調な乾燥の傾向に変化がみられたただけである。上旬の雨は(W1)付近を飽和させるにとどまった。

7月は6月30日からの43 mmの雨で始まり、14日から18日までの連続した97.5 mm、23日からの17 mm、28日からの36.5 mmとまとまった降水が観測された。上旬の降水時には(W1)、(W2)の付近でともに短い時間、飽和域が形成された。14日からの降雨時には、谷頭平底で広く飽和域が形成された。飽和域が広がっているときにまとまった雨が降ったために17、18日にはかなりの流出高があったものと思われる(多流量による欠測のため一部データ無し)。



第 III - 4 図 降水量・水理水頭値・地下水水位および流出高の変化

8月は例外的に雨が多い月であった。10日から12日にかけての264 mmを始めとして、19日の67 mm、25日から26日にかけての108 mmなど、1ヶ月で598 mmが記録された。10日以降の雨はほとんどが対流性の集中豪雨的な雨であった。10日以降谷頭平底一帯は広く飽和したままとなり、(S20)、(S60)の水理水頭値が共に300 cmを超える状態が長く続いた。12日の流出量もかなり記録的な数字となるはずであったのだが、水位計が振り切れたため欠測となってしまった。しかし、残された記録から、最低でも5.2 mmの時間流出高が10時間連続したことは明らかである。

9月はほとんど毎日降水を記録した。とくに21日から29日までは9日間連続で総降水量202.5 mmを記録した。このときは26日に谷頭平底一帯が飽和域となり、その状態が10月当初まで続いた。

10月のまとまった雨は5日から6日にかけて32 mm、8日から9日にかけて11.5 mmの降水があっただけである。各観測項目はほぼ単調に変化しているのみである。9月分の雨の排水が始まった後の10月分の雨の影響は(S20)の水理水頭値が少し変化したこと、(W2)の水位の変化にわずかな影響がみられること、流出高に小さなピークが現れていることなどである。

11月にはほとんど降水が無く、18日に11.5 mmの降水が観測されたぐらいである。そのわずかな降水によって土壤水分は大きく、ゆっくりと変化している。その雨は、地下水を涵養するには至らず、流出高にも明瞭には反映されていない。

次に、第Ⅲ-4図B、Cによって土壤水分と地下水の変化の様子を検討する。

(S20)と(S60)での水頭値の変動パターンは、乾燥時の極値にずれがみられること以外は同様な傾向を持つ。(S60)の水頭値は、(S20)よりも変動幅が狭く、変化も滑らかである。(S20)の水頭値では明瞭に現れていた乾燥時の日変化も(S60)ではそれほど目だたなくなっている。また(S60)での水頭値の変動パターンは、(S20)での水頭値の変動よりも(W2)の水位変動に類似していることがわかる。

(S20)と(S60)の水理水頭値を比較することによって、その2点間の土壤水分の動きをとらえることができる。水理水頭値はポテンシャルであり、土壤水分は値の高い方から低い方へ移動する。

水理水頭値をもとめるための重力水頭値の基準面は地表面下 300 cmに設定した。水理水頭値はその位置の土壤水分の持つポテンシャルであり、乾燥するほどポテンシャルは低くなる。

水分条件が極度に乾燥しているときと完全に飽和しているときを除いて、ポテンシャルの関係は浅い方(S20)が高く、深い方(S60)が低くなっている。このことから、観測地点付近は平常降下浸透の向きが卓越しており地下水が涵養されているということが出来る。

観測地点周辺が飽和しているときには、深い方のポテンシャルが高くなり土壤中から地表へ水が湧き出る様子がよく分かる。このときは観測地点周辺が流出発生域となっている。

また、土壤の乾燥が進むと浅い方が深い方に比べてポテンシャルが低くなり、土壤水分が地表面に向かって吸い上げられていく様子もみてとれる。春季から夏季にかけては乾燥していく過程で(S20)と(S60)のポテンシャルの関係が入れ替わるのを境にして、(S20)の乾き方が促進されることも読みとれる。これは、土壤水分の蒸発の影響が地表から20cm以深にまで直接及ぶことを示している。

土壤水分の減少、言い替えれば土壤水分の乾き方はその深度によって一様ではない。本研究の観測では二つの深度(20cm、60cm)で測定したが、変化の様子は、両者で大きく異なる。概して浅い方の変化が激しく、それだけ地表面の水分状態の変化に直結しているといえる。

ところで、土壤水分計の設置してある地点は夏季においても樹冠によるうっ閉は余りないが、草本が密生するため土壤面に日射が直接達することはない。観測期間中(1988年4月21日から同年11月30日)に土壤面に日射が届くのは、下草が生え揃わない5月下旬までと下草が枯れる11月上旬以降である。直達日射による蒸発は夏季に少なくなるが、夏季には下草による蒸散がかなりあるものと思われる。

土壌水分の減少に関わる蒸発散と浸透のふたつの現象のうち、少なくとも蒸発散の影響による分には季節変化がみられそうである。

また、(W1)と(W2)における地下水位の変化を比較すると、(W1)よりも(W2)の方の変化が激しく、変化量も大きいことが分かる。また、2地点での飽和後の水位の低下の始まる時期が、常に下流側の(W2)が先行するのは、(W1)では谷頭平底に形成される地下水面の高まり(日原・鈴木、1988)による効果が現れ、(W2)では水みちに近いことによる(W1)と比較しての排水性の良さによるものと考えられる。

地下水位の変化にはみだところ季節的な差異はないようである。地下水位に関しては降水量そのものの値だけで決まってしまうのではないかと考えられる。

1988年の概況は以上に述べた通りである。さらに、第Ⅲ-4図の各項目の変動から、(S20)の水頭値の減少傾向に季節差のあることが認められる。それは6月当初から6月下旬にかけての期間と、10月中旬から11月中旬にかけての期間での減少速度が違うことである。

そこで次に、土壌水分の乾燥速度の季節性について検討を行なう。

3) 土壌水分の乾燥速度の季節性

流域内での水循環過程は、降水が流域の表面に達したときから始まる。遮断を受け、そこで蒸発してしまうものもあるが、多くの場合は土壌面に達し土壌中に浸透していく。土壌水は、蒸発散や地下水涵養の供給源として土壌中に貯留されている。土壌水分の減少には蒸発散によって失われる分と降下浸透する分が考えられる。

まず、土壌の乾燥の度合を決定する要因として、乾き始めの水理水頭値(これを初期値とする)と乾燥のピークに至るまでの所要時間を選ぶ。第Ⅲ-4図に示した観測期間中で、降水直後の急激なポテンシャルの上昇の後、乾燥していく事例は17例あった。

乾燥のピークに至るまでの所要時間と、乾燥のピーク値の関係を

第Ⅲ-5図に示す。図を見ると、特に夏のデータにおいて所要時間に比べて乾燥の程度が著しく弱いときがあることが分かる。そのときのデータの初期値との対応を調べると、観測値点付近が飽和しているか、あるいはそれに準ずる状態であり、初期値が著しく高い状態であることが分かる。つまり、乾燥のピーク値に初期値が影響していることになる。ここで初期値を X_1 、所要時間を X_2 として乾燥のピーク値(Y)について回帰分析を行い、以下の回帰式を得た。

まず、これを時間とピーク値の関係だけで回帰分析すると

$$Y = -0.27 \cdot X_2 + 240.55$$

となる。次に、時間と、ピーク値と初期値の差で回帰分析をした結果は、

$$(Y - X_1) = -0.25 \cdot X_2 - 26.48$$

となる。相関係数は、それぞれ0.88、0.90である。

次に、重回帰分析を行ったところ、次のような回帰式を得た。

$$Y = 1.31 \cdot X_1 - 0.25 \cdot X_2 - 108.00$$

重相関係数は0.92であり、説明率は0.84である。説明率がふたつの単回帰分析よりも重回帰分析の方が高いので、土壤水分の変化の説明には、重回帰分析によって得た回帰式を採用することにする。

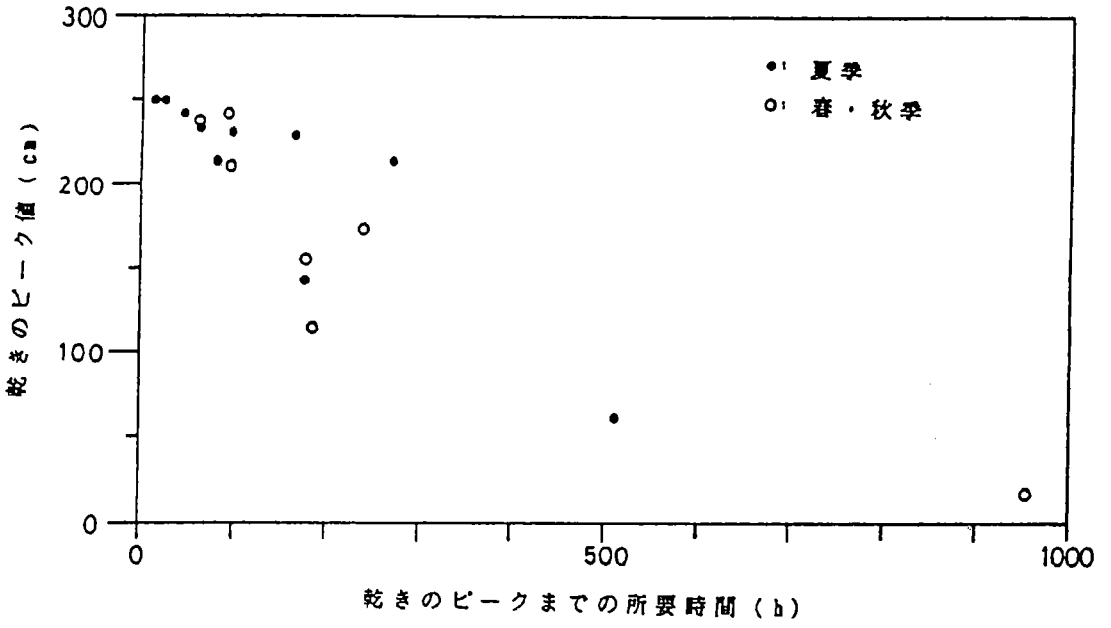
次に重回帰分析に用いた17例を日時により夏季と春・秋季の二つに分け全く同様に重回帰分析を行った。その結果、それぞれ以下の回帰式を得た。

$$Y = 1.18 \cdot X_1 - 0.35 \cdot X_2 - 56.68 \quad (\text{夏季})$$

$$Y = 1.54 \cdot X_1 - 0.20 \cdot X_2 - 186.82 \quad (\text{春・秋季})$$

重相関係数はそれぞれ0.92、0.95である。ここで、変数 X_2 の偏回帰係数が意味するものは土壤水分の乾きの速さであるので、土壤水分の乾き方には夏季と春・秋季の間に明らかな差があるといえる。

ここで扱ったのは地表面下20cmという比較的浅い深度での土壤水分の乾き方の変化である。それに関しては、夏季と春・秋季のわずか17データでの考察であるが土壤水分量の変化に季節性を認めることができる。土壤水分の供給は降水量で決定されてしまうが、土壤



第 III - 5 図 乾きのピークまでの所要時間とピーク時の水理水頭値

水分の乾燥速度を決定するのは初期値、すなわち先行水分条件などよりもまず時間であることがいえる。時間の経過は土壌水分の変化に直接影響を与えるのではなく、降下浸透や蒸発散の効果を総合した結果の一指標として現れたものであることは明らかである。浅い地点における土壌水分の変化の季節性は蒸発散量の季節変化によるものといえそうである。

土壌の乾き方は初期値、つまり降水量にはよらず、時間の関数であるという結果がえられたのだが、それは、時間の経過によって蒸発散が進行するという過程が含まれているからである。

4) 降水量と流出高の関係の季節差

ある程度まとまった量の降水があった場合、その降水の後、数日間以上にわたり洪水流出が続くことがある。それは、降水が流出に影響を与えるのは降水のあった日だけではなくその後数日間におよぶからである。あるひと雨の降水が流出に寄与する過程は、大きく分けて、その降水があつてから後、短時間に流出していく場合と、地下水を涵養し地下水流出となり、ゆっくり流出する場合のふたつが考えられる。そしてひと雨降水がどちらにどれだけ寄与しているかの分離の方法は、いまだ確立されていない。また、流出量からみた場合、その流量を形成している成分にいつの降水がどのくらい寄与しているのかを分離する方法もまた確立されていない。

そうした現状の中で、降水量と流出高の関係を扱うために留意しなければならないのは先行水分条件の評価である。ここでは先行する降雨を経過時間に応じた重み付けを施すことによって評価することにする。

降水量と流出高の関係を表しているものに流出率がある。流出率は次のようにして求める。それぞれ対象とする期間内の総量を用いる。

$$\text{流出率} = \text{流出高} / \text{降水量}$$

対象期間が長期にわたるときや対象期間の始めと終わりが渇水状態にある時には、対象とする時間の設定に問題は生じない。しかし、本節のように月単位で議論するときには、下旬に降った雨の影響が次の月の流出高に大きく及ぶことが比較的よくあるので、かなり異常な値が出現してしまう。対象期間の前に降った雨のこともある程度考慮しないと、降水量と流出高の関係を正しく把握することができないのである。そこで本研究では、先行降雨示数 A P I (Osborn and Lane, 1964) を用いて月流出高との関係を求める。

ここで、A P I は日降水量から求める。ある日の A P I n は、その日までの n 日間の日降水量をその日までの日数で割って累加していったものである。すなわち、A P I n を求めたい日から過去に向かって i 日目の降水量を P i とするとき、

$$A P I n = \sum (1 / i \cdot P i)$$

という式によって A P I n は定義される。

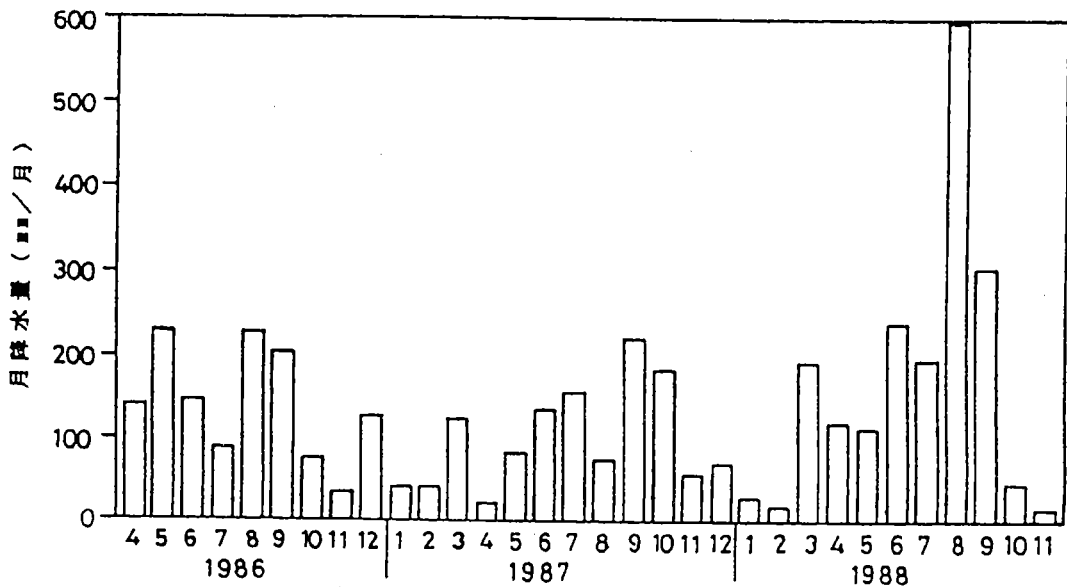
データは、降水量については林外雨量計 P1 での観測値を、流出高については研究対象流域出口の流量観測堰での観測値を使用した。また、町田の月間降水量の平年値は、1982年版気象庁観測技術資料の全国気温・降水量月別平年値表による。なお、流出高に関しては1988年7月17～18日と8月12日は急激な増水により欠測した。データの欠測分はその日を除いて計算した。第Ⅲ-4表には降水量、累積先行降雨示数、月流出高、月流出率及び修正流出率のデータを示す。

観測期間中の月別降水量(第Ⅲ-6図)を町田の平年値(第Ⅲ-7図)と比較すると、まず目につくのは1988年8月の降水量の異常な大きさと1987年4月の少なさである。降水量という気候要素は年毎の変動が非常に大きいものであるということがこのことからわかる。

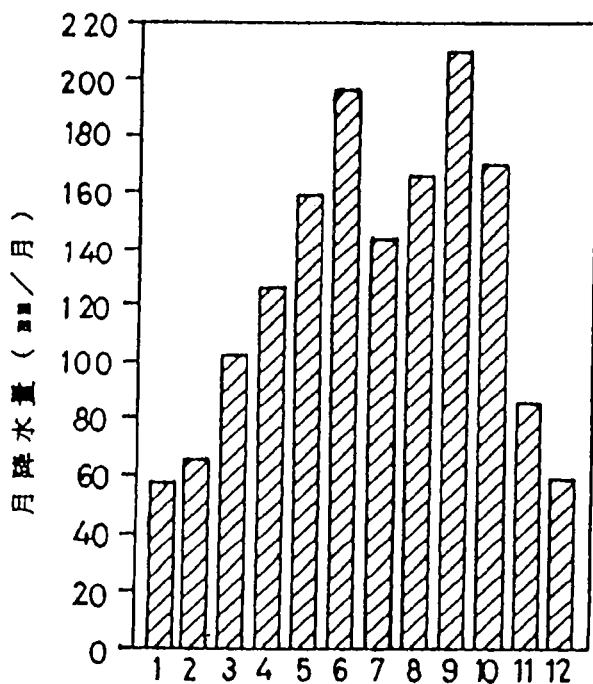
月別降水量の平年値の変化は次のようにまとめられる。冬季(特に1月、12月)に少なく、6月までは単調に増加する。6月に極大に達し、7・8月に一度落込み、再び9月に極大を迎える。そして冬季に向けて単調に減少する。6月と9月に降水量が多いのは、それぞれ梅

第Ⅲ - 4 表 降水一流出過程の月単位データ表

年月	降水量	API	流出高	流出率	修正流出率
8604	139	456.17	147.5	1.061	0.323
8605	229.5	739.91	96.2	0.419	0.130
8606	147	450.81	37.1	0.252	0.082
8607	89.5	490.81	51.3	0.544	0.105
8608	228	779.78	94.8	0.339	0.122
8609	203.5	704.17	62.5	0.307	0.089
8610	74.5	265.77	27.4	0.368	0.103
8611	35	115.13	4.3	0.123	0.038
8612	126	397.18	14.6	0.116	0.037
8701	43	184.24	16.5	0.384	0.091
8702	39.6	136.24	11.9	0.301	0.088
8703	123.5	404.28	50.0	0.405	0.129
8704	23	95.53	23.8	1.035	0.250
8705	81	279.44	8.4	0.104	0.030
8706	135	377.64	5.1	0.034	0.014
8707	158	624.07	27.0	0.171	0.043
8708	76	270.08	1.0	0.013	0.003
8709	222.5	643.96	16.8	0.076	0.026
8710	183	661.00	46.4	0.254	0.070
8711	57.5	293.56	40.4	0.703	0.138
8712	70	255.60	17.2	0.246	0.067
8801	29	95.43	11.1	0.383	0.116
8802	18.5	36.09	5.4	0.292	0.151
8803	192.5	581.83	61.4	0.319	0.106
8804	119.5	480.67	104.3	0.873	0.217
8805	113	396.44	32.7	0.289	0.083
8806	239	634.18	55.8	0.233	0.088
8807	195.5	840.66	134.3	0.687	0.160
8808	598	1951.15	358.3	0.599	0.184
8809	303	963.29	170.0	0.561	0.176
8810	47.5	416.39	84.1	1.771	0.202
8811	15.5	50.80	7.9	0.510	0.155



第 III - 6 図 研究対象流域における月別降水量



第 III - 7 図 町田の月別降水量平年値

雨前線、秋雨前線の影響によるものと考えられる。観測期間中で平年の変化傾向に最も近かった年は1987年である。

第Ⅲ-8図には、観測期間中の流出率の変化を示すが、1988年10月の流出率が1.8であり、降水量の2倍近くもの流出高が観測されている。これには、いくつかの理由が考えられるが、一番大きな原因は前月下旬に続いた大雨による洪水流出の影響が、10月上旬いっぱいまで続いたことである。

このことから明らかなように、通常の流出率は月単位で検討するには不相当である。そこで先行降雨示数を導入して、先行降雨条件を考慮した修正流出率で変化を見ることにする。修正流出率といっても通常の流出率とは根本的に違うものである。月降水量の代わりに累積先行降雨示数を用いる。

すなわち、

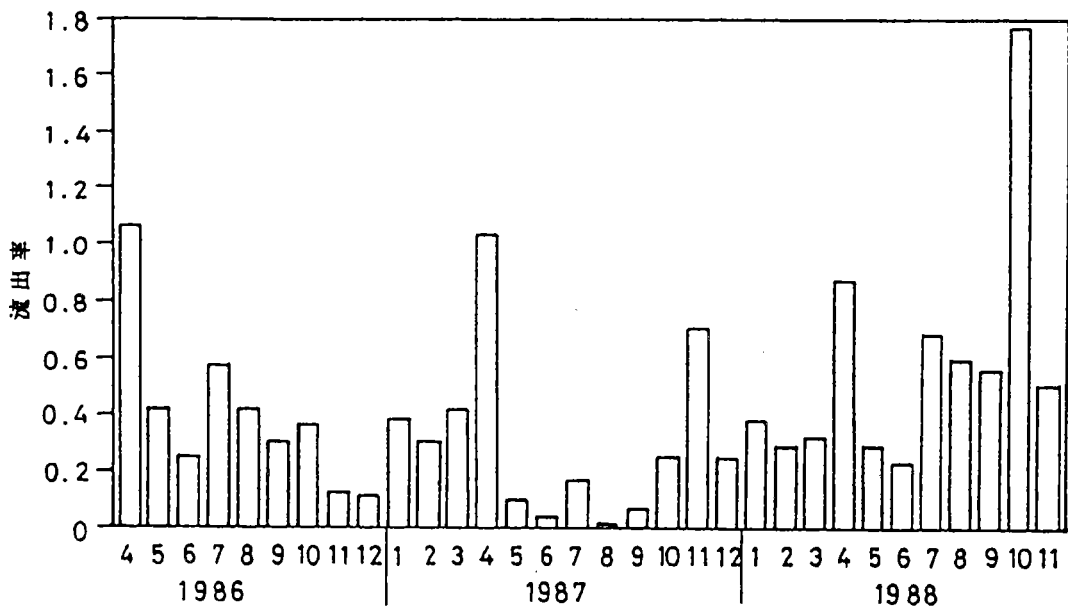
$$\text{修正流出率} = \text{月流出高} / \text{累積先行降雨示数}$$

という式になる。ここで、

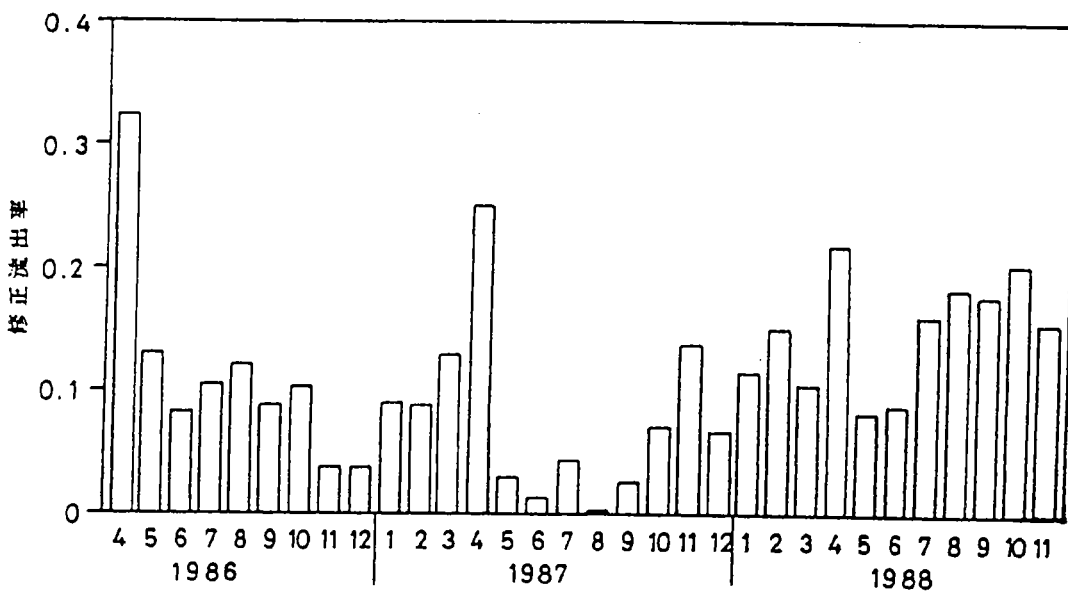
$$\text{累積先行降雨示数} = \sum A P I n$$

である。A P Iを求めるに当たり過去何日まで考慮すればよいかは洪水流出がほぼ終了するのに要する日数を採用するのが妥当であるので、1988年10月の事例でみられた15日という日数を採用する。つまり、ここではA P I 15ということになる。通常の流出率と修正流出率を直接比較することはできないが、流出率の変動パターンと修正流出率の変動パターンを比較検討することはできる。第Ⅲ-9図には修正流出率の変化を示すが、第Ⅲ-8図と比較すると、流出率では以上に突出していた1988年10月が第Ⅲ-9図では際だった値を示していない。このことから累積先行降雨示数による修正流出率が有効であることが示唆される。

第Ⅲ-9図で特徴的なことは、観測期間中の3年間のそれぞれの年で4月が最も修正流出率が高くなっていることである。毎年3月下旬になると、ある程度まとまった雨(時には大雪)が降り、地下水が涵養され4月の基底流量が増すことによるものと思われる。それに



第 III - 8 図 研究対象流域における流出率の変化



第 III - 9 図 研究対象流域における修正流出率の変化

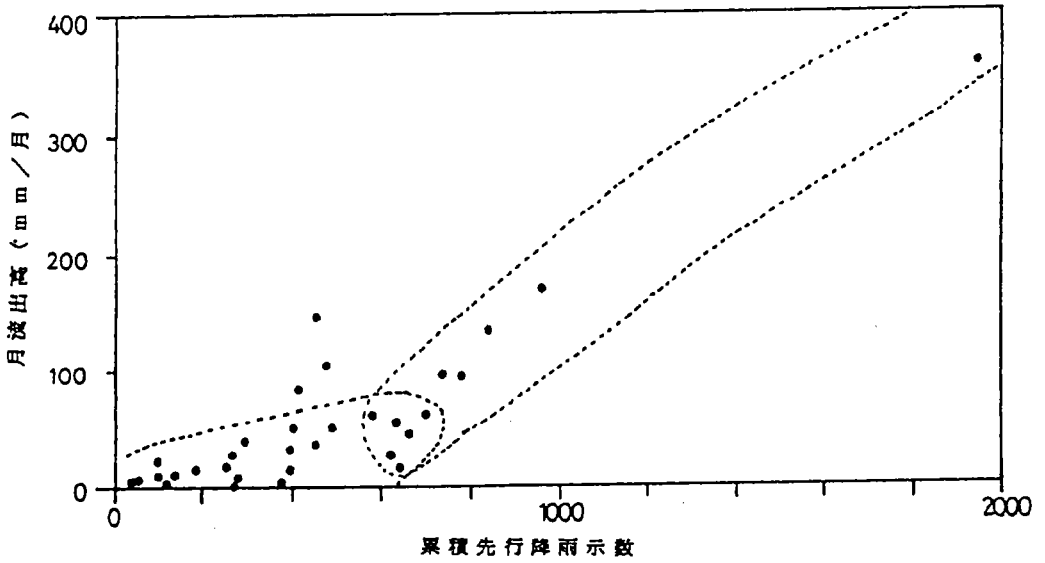
加えて 4月は流域の植物全体の生育がまだ余りなく、気温もそれほど高くないために蒸発散による損失が、5月以降よりもかなり少ないことも原因となっていると思われる。

第Ⅲ-10図には累積先行降雨示数と月流出高の関係を示す。観測期間中の全データ(詳しくは第Ⅲ-4表)を図示したこの図から、ふたつのグループに分けられることがわかる。ひとつは累積先行降雨示数が大きく流出高も多いグループ、もうひとつは累積先行降雨示数が小さく流出高も少ないグループであり、それらは月流出高60mm程度、あるいは累積先行降雨示数600前後で分けることができそうである。ふたつのグループから外れている3点は、流出高の多いものから1986年4月、1988年4月、1988年10月である。ここでも4月の特異性が現れている。ふたつのグループに属する29個のデータを累積先行降雨示数600で分けそれぞれを回帰分析した結果を第Ⅲ-5表に示す。この回帰係数は修正流出率に相当する。

ふたつのグループ間の差異は飽和面積に起因していることが考えられる。飽和域が広がっているときに降った雨は速やかに流出していくために蒸発散による損失が少なくなる。それゆえ多量の降水がもたらされた月は修正流出率が高くなるといえる。

第Ⅲ-10図のままでは季節的差異が読み取れないので、第Ⅲ-11図では夏季(6・7・8・9月)と冬季(12・1・2・3月)のデータのみをそれぞれ区別できるように示した。第Ⅲ-11図を見ると夏季と冬季で特性が異なることが分かる。同じ様な累積先行降雨示数を持つ場合、夏季よりも冬季の方が流出高が多い。逆にいえば同量の流出高を得るためには、夏季のほうがより大きい累積先行降雨示数が必要であることが明らかである。累積先行降雨示数は降水量の関数であるので、流出率は夏季よりも冬季の方が高いといえる。

さらに、第Ⅲ-11図に示したデータの中から比較的月流出高の少ないデータ(70mm以下)を選び、改めて第Ⅲ-12図に示した。ここで夏季と冬季のそれぞれについて回帰分析を行なった。回帰分析の結果は第Ⅲ-6表に示す。夏季と冬季の相関係数はそれぞれ0.667、



第 III - 10 図 累積先行降雨示数と月流出高の関係

第 III-5 表 累積先行降雨指数と月流出高の回帰分析結果

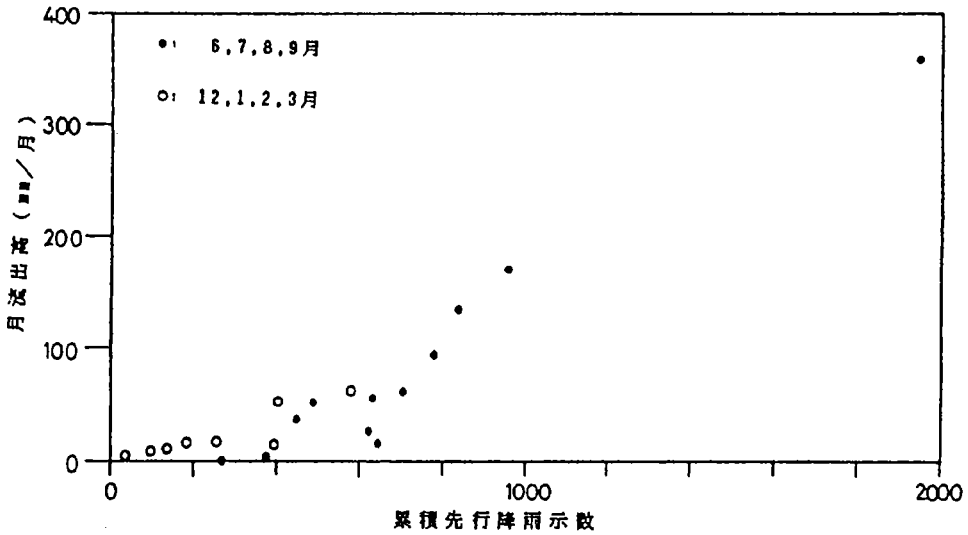
グループの基準	N	回 帰 式	r
累積先行降雨指数 600 以上	10	$R=0.244 \cdot A-102.30$	0.971
累積先行降雨指数 600 未満	19	$R=0.083 \cdot A+ 0.11$	0.716

A: 累積先行降雨示数

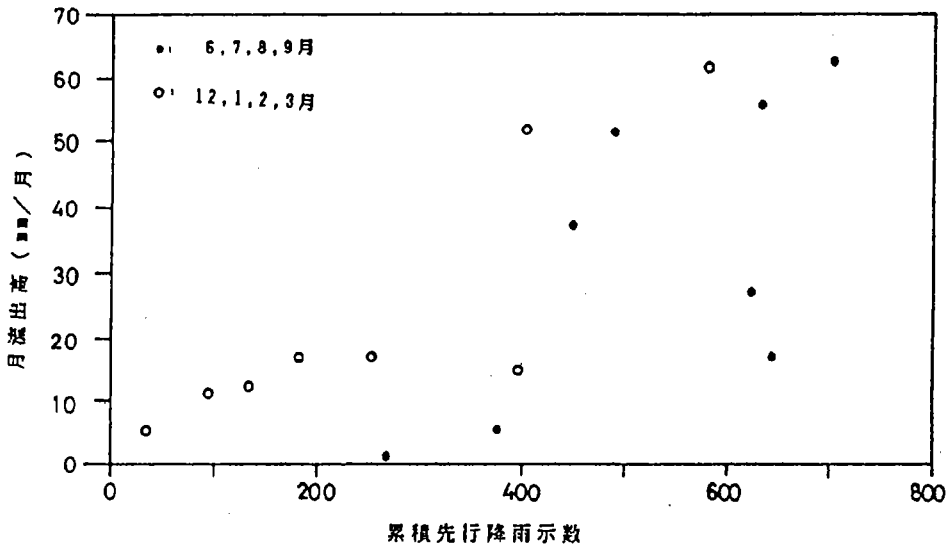
R: 月流出高

N: 標本数

r: 相関係数



第 III - 11 図 夏季と冬季の累積先行示数と月流出高の関係



第 III - 12 図 月流出高が 70mm/月以下の時の累積先行降雨示数と月流出高の関係

第 III - 6 表 夏季と冬季における月流出高が少ないときの累積先行降雨指数と月流出高の回帰分析結果

季節	標本数	回帰式	相関係数
夏季	8	$R=0.10A-21.90$	0.667
冬季	8	$R=0.10A-1.25$	0.856

R: 月流出高 (mm)
A: 累積先行降雨指数

0.856 である。この回帰分析の結果からいえることは、夏季と冬季を比較すると回帰係数には差がなく、両者の違いは定数項にあることが分かる。しかし、定数項を欠損量とみると、結局は蒸発散による損失分であることが分かるので、蒸発散量の違いに基づいた季節的差異であるといえる。

以上のことから、降水と流出高との関係には基本的に季節的な差異があるといえる。夏季の流出率は冬季のそれと比べてかなり低くなる。ただし、研究対象流域の飽和面積が拡大しているときは、直接流出量が増えるために、流出率は冬季よりもはるかに高くなる。つまり、流出高の変化は流域の「場」の変化よりも、降水量の変化に依存する。そのために、流出高の年々変動が大きくなる。流出率の検討に修正流出率を用いた本研究において、1987年の夏季と1988年の夏季とではその傾向は全く異なることから明らかである。

また、際だった特異性を示している4月の流出特性については詳細に言及できなかった。

III - 3. まとめ

本章では、研究対象流域での観測結果をもとに水循環素過程の季節変化について考察し、その年々変動の大きさについて検討した。その結果明らかになったことは、次のようにまとめられる。

1. 多摩丘陵のように落葉広葉樹に覆われた小流域では、遮断効果は夏季に最大となり、冬季に最小となる季節変化をする。その効果は林内降水量の林外降水量比で夏季は0.806、冬季は0.937と10%以上の開きがある。その季節変化に影響を与える気候要素は気温であるので年々変動が小さい。
2. 土壌水分の乾燥速度は季節変化をしている。本研究では、土壌水分に関して冬季のデータは得られていないが、夏季と春季・秋季の比較からその季節性が明らかになった。この季節変化も

- 気温によってもたらされているものであり、年々変動は小さい。
3. 流出率は季節変化をする。ただし、それは夏季と冬季で同様な降水の条件を設定した場合であり、流出率は入力としての降水量に大きく影響されるため、年々変動は大きい。

IV. ひと雨によって形成される流量のふたつのピーク

森林流域における降雨流出機構に関する研究は、1960年代後半から内外において活発に行なわれている。その結果、湿潤森林流域においてはホートン型の地表流は裸地などを除いて発生せず、洪水流形成の寄与因子として、飽和地表流(saturation overland flow)・浅い地中流(subsurface stormflow)・地下水流(groundwater flow)が提示された(安原・田中, 1983)。また、森林流域での洪水流出の発生域は、時間とともに流域内を変動するという“流出発生域変動概念”が提示された(Betson, 1964; TVA, 1965; Hewlett and Hibbert, 1967; Dunne and Black, 1970; Hewlett and Nutter, 1970; Weyman, 1974など)。これらの知見は、流域にもたらされた雨水はいくつかの経路に配分され、流域の地形・水文地質・先行水文条件などの流域特性を反映して流出することを示している。

このような、森林流域の複雑な流出過程を反映して、ひと雨に対して流量のピークが2度観測されるという現象が報告されている。この現象は、谷底末端の地下水観測井の水位変化(新藤, 1983)や斜面基部のトラフにおける地中流出量(Weyman, 1973)、さらに、水みちにおける流出ハイドログラフ(Hewlett and Nutter, 1970; Anderson and Burt, 1978a,b)などで多数実測されている。

このうち、水みちの流出ハイドログラフにあらわれる流量のふたつのピークについて、Hewlett and Nutter(1970)は、降雨中の第1の流量のピークは河道への直接降雨による飽和地表流から構成され、第2の流量のピークは浅い地中流により構成されると考えた。さらに、流域面積・土層構造の異なる4つの流域について、流出ハイドログラフにおけるふたつの流量のピークのあらわれかたの違いを示した。また、Anderson and Burt(1978b)は、英国のQuantock Hillsの河谷の側方斜面での観測の結果、降雨中の第1の流量のピークは主として河道への直接降雨と側方凹型斜面の小湿地からの飽和地表流により、降雨後の第2の流量のピークは側方斜面の地中流により

構成されることを示した。さらに、第2の流量のピークを形成する地中流は流域内の各部分でほぼ同時に発生することを示した (Anderson and Burt, 1978a)。

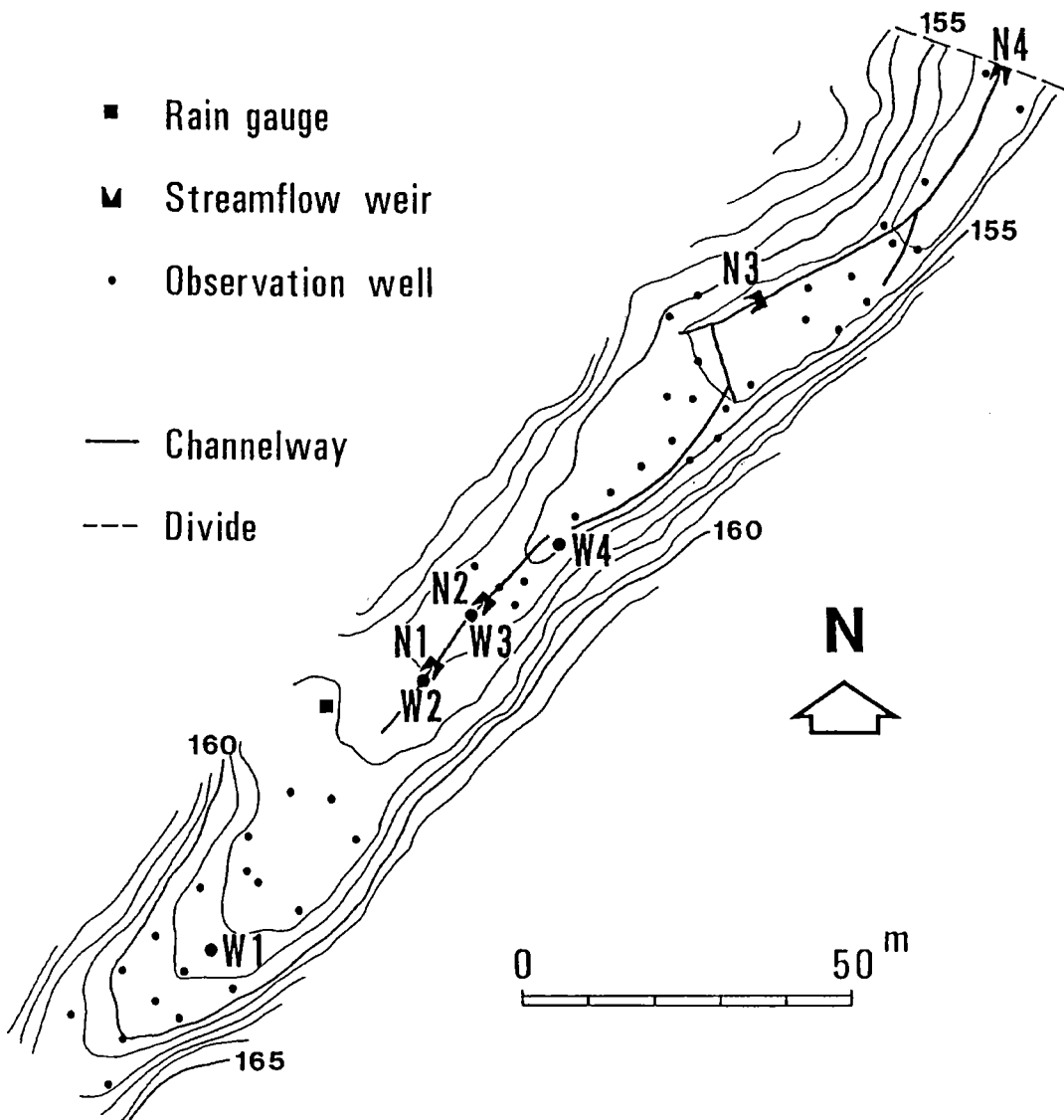
このように、流出ハイドログラフのふたつの流量のピークそれぞれを構成する流出成分および流出機構については従来から議論されてきた。しかし、同一流域の異なる水分条件下における降雨流出について、ふたつの流量のピークの量的・時間的關係を検討した研究はみられない。異なる水分条件下における流量のふたつのピークを有する流出現象について検討を行なうことは、流域内を変動する部分から降雨流出が発生する森林流域の流出現象を理解するうえで有意義である。また、第2のピーク流量が、速やかにかつ大量にもたらされれば短期の洪水流出量に寄与することになり、ふたつのピークの量的・時間的關係を決定する要因を明らかにすることは洪水流出現象を解明する立場からも重要である。

本研究は、地下水賦存量の変動によって水流の長さが変動する丘陵地源流域での野外観測にもとづき、森林流域の複雑な流出過程を反映するひと雨に対する流量のふたつのピークの形成機構を検討し、ふたつのピーク流量の量的・時間的關係を規定する要因について解明を試みるものである。

IV - 1. 研究方法

研究対象流域における観測施設の配置を第IV - 1図に示す。降水量は谷頭平底に設置した0.5mm転倒ます式自記雨量計により測定した。この地点は年間を通して樹冠に覆われず、林外降水量が測定される。

流量は水みちの4カ所で測定した。流域出口のN4地点には90°三角堰、N4地点の約50m上流であるN3地点には60°三角堰、N3地点の約60m上流であるN2地点には45°三角堰、水みち最上流部のN1地点には



第 IV - 1 図 研究対象流域における観測施設の配置

45° 三角堰をそれぞれ設置した。各堰では減水位計により水位を自記記録し、水位－流量曲線から流量を算出した。なお、以下では特に断わらない限り、N4地点の流量を研究対象流域の流量とする。

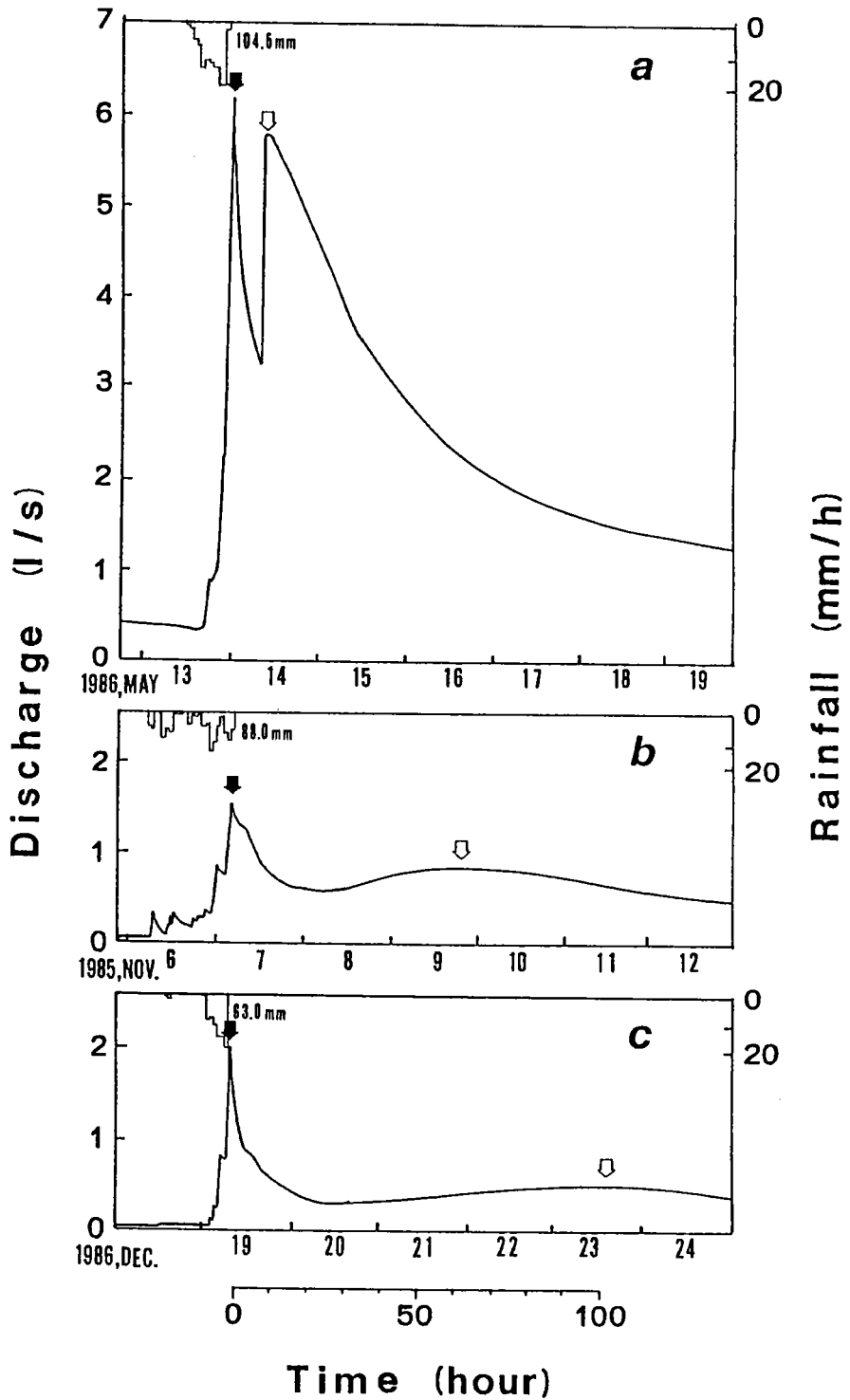
また、地下水の挙動と飽和域の拡大・縮小との関係を把握するために、地下水観測井における水位測定と谷頭・谷底における地表流発生状況のマッピングを降雨時に行なった。ここでは、地表流が観察される場所を飽和域とする。谷頭・谷底には2 m間隔で杭を設置し、それを基準として地表流発生状況をマッピングし、地形図上で飽和面積を測定した。地下水位測定のために、谷頭部に深度2×3 mの観測井、谷底部の水みち周辺に深度1mの観測井を設置した。そのうち、W1～W4の4カ所においては、1986年9月4日より地下水の水位を自記観測した。その他の観測井では適宜手測定を行なった。

IV - 2. 流量のふたつのピークの量的・時間的關係

まとまった降雨の後、数日間にわたり無降雨の場合に、時間間隔をおいたふたつの流量のピークを有する流出ハイドログラフがいくつか観測された。連続して降雨があった場合には流出ハイドログラフが複合してしまい、流量の第2のピークは抽出できなくなる。ふたつの流量のピークを有する流出ハイドログラフの典型例を第IV - 2図に示す。

第IV - 2 - a図は、初期流量0.361/sの状態に10時間で104.5 mmの降水量がもたらされた、1986年5月13～19日の流出ハイドログラフである。降雨中に鋭い流量のピークが形成され、ピーク流量も6.18 l/sを記録した。その後、流量は速やかに減少しているが、降雨終了後約9時間を経過した頃から再び流量が増加し5.79 l/sの第2のピーク流量が観測された。

第IV - 2 - b図は、初期流量が0.04 l/sの状態に24時間で88.0 mmの降水量がもたらされた、1985年11月6～12日の流出ハイドログラ



第 IV - 2 図 流量のみたつのピークを持つ流出ハイドログラフの例
 ↓ : 第 1 のピーク ⇩ : 第 2 のピーク

フである。降雨が断続的であったために、それぞれの降雨のピークに対応した一連の流量のピークが認められ、7日7時にピーク流量は1.56 l/sを記録した。これらの降雨に伴う流量は降雨終了後減少しているが、降雨終了後24時間を経過した頃から再び緩やかながら流量が増加し、降雨終了後60時間目に0.86 l/sの第2のピーク流量を記録した。

第IV-2-c図は、初期流量0.02 l/sという、流域が比較的乾燥していた時に7時間で63.0mmの降雨がもたらされた、1986年12月19～24日の流出ハイドログラフである。降雨が短時間に集中的にもたらされたので、降雨中に2.05 l/sの鋭い流量のピークが形成されている。この第1のピークを形成した流量も降雨後速やかに減少し、第1のピークの約50時間後から極めて緩やかに流量がふたたび増加し、降雨終了後約100時間目に0.441/sの第2のピーク流量を記録した。

このように、ひと雨に対するふたつの流量のピークは、量的にも時間的にも事例ごとに大きく変化している。同一流域での降雨流出において、事例ごとに異なる条件は、流域の水分状態の初期条件としての地下水の賦存状態と、流域への入力としての降水量である。ふたつの流量のピーク間の量的および時間的關係を規定する要因としても、地下水の賦存状態と降水量が考えられる。後述するように、第2のピーク流量は地中流出成分により形成されるので、ふたつの流量のピーク間の量的・時間的な關係を明らかにすることは、地中流出成分の短期流出に果たす量的な役割の評価としても重要である。

地下水の賦存状態を反映する指標として降雨前の流量が考えられるが、ここではこれを初期流量と呼ぶ。第IV-2図に示した事例からは、初期流量・降水量がともに多いほど、流量の第2のピークが速やかにかつ多量にあらわれることが推定できる。このような關係を明らかにするために、観測開始以来の流出ハイドログラフから、後続の降雨がなく流量のふたつのピークが顕著に認められる降雨流出を12例抽出した。そして、それぞれについて初期流量(Q_0)、第1

のピーク流量(Q_1)、降雨終了後の第2のピーク流量(Q_2)、ふたつの流量のピークの時間間隔(T)、総降水量(P)を計測した(第IV-1表)。 (Q_1) に対する (Q_2) の割合は、13~107%の間を変動している。また、流量のふたつのピークの時間間隔も10時間から108時間まで大きく変化している。そこで、入力としての降水量(P)と、流域の地下水賦存量を反映する初期流量(Q_0)の2変数を用いて、流量のふたつのピークの時間間隔(T)および第2のピーク流量(Q_2)の変動について重回帰分析を適用し、以下の回帰式を得た。

$$\log Q_2 = 0.57 \cdot \log Q_0 + 0.01 \cdot P - 0.17 \quad (1)$$

$$T = -30.0 \cdot \log Q_0 - 0.70 \cdot P + 74.5 \quad (2)$$

重相関係数はそれぞれ、0.95、0.90であり、降水量と初期流量の2変数で、第2のピーク流量の変動の91%、流量のふたつのピークの時間間隔の変動についてはその81%が説明される。標準回帰係数の符号から、初期流量・降水量がともに多い場合に、第2の流量のピークが速やかにかつ多量にもたらされることがわかる。

流量のふたつのピークの時間間隔と初期流量の関係を降水量の階級毎に第IV-3図に示す。同程度の降水量では、初期流量と流量のふたつのピークの時間間隔との間には明瞭な相関関係があり、初期流量すなわち地下水賦存量が多いほど第2の流量のピークが速やかにあらわれていることがわかる。

IV-3. ふたつの流量のピーク形成時の流域の応答

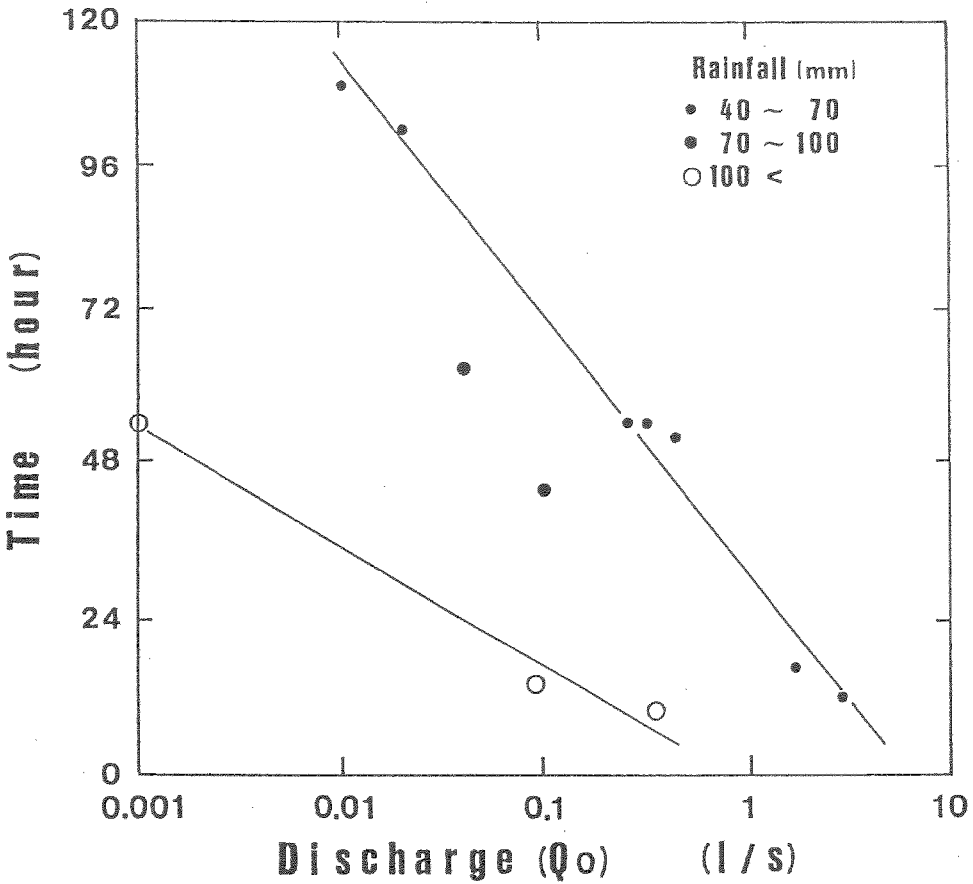
ふたつの流量のピーク形成時の流域の応答を明らかにするために、1987年6月20日の総降水量52.5 mmに伴う流出と、1987年10月15~17日の総降水量94.0mmに伴う流出について集中的な観測を実施した。

1) 1987年6月20日の降雨について

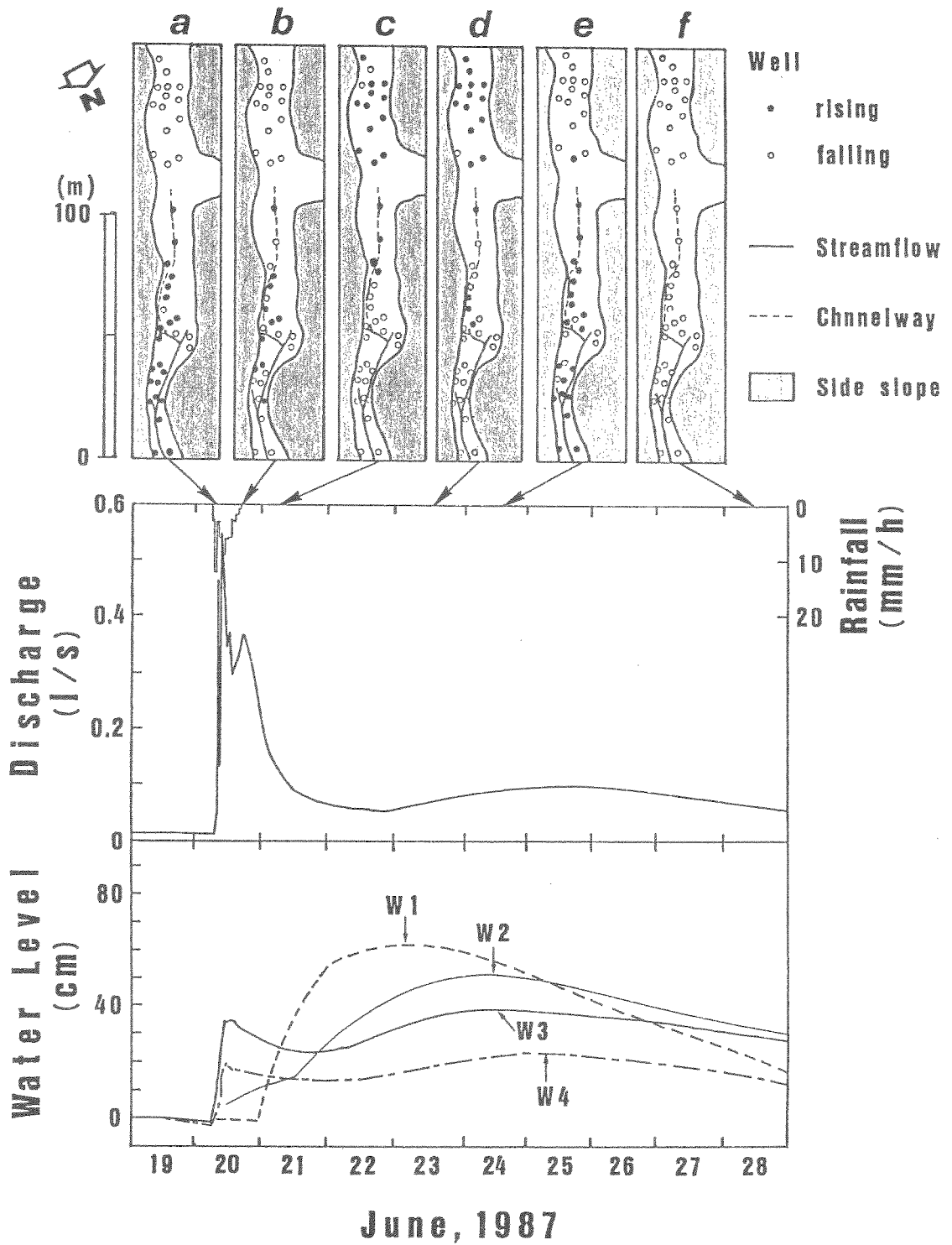
第IV-4図は1987年6月19~28日の観測結果である。降雨開始時

第 IV - 1 表 流量のふたつのピークを持つ降雨流出

No.	Date	Precipitation $P(\text{mm})$	Initial Discharge $Q_0(\text{l/s})$	First Peak Discharge $Q_1(\text{l/s})$	Second Peak Discharge $Q_2(\text{l/s})$	Q_2/Q_1	Time Lag(Q_1-Q_2) $T(\text{hour})$
1	85. 6.25	55.5	1.78	3.26	3.50	1.07	17
2	85. 6.28	46.5	3.00	7.40	5.20	0.70	12
3	85. 7.12	59.0	0.44	8.20	2.34	0.28	52
4	85. 8.10	112.0	0.001	1.78	0.24	0.13	55
5	85.11. 6	88.0	0.04	1.56	0.86	0.55	63
6	86. 5.14	104.5	0.36	6.18	5.79	0.93	10
7	86. 5.30	44.0	0.26	1.07	0.62	0.57	55
8	86. 9. 2	149.0	0.09	4.14	3.35	0.81	14
9	86.10. 1	55.5	0.33	0.85	0.73	0.85	55
10	86.12.19	63.0	0.02	2.05	0.44	0.21	101
11	87. 6.20	52.5	0.01	0.56	0.10	0.17	108
12	87.10.17	94.0	0.10	1.56	1.00	0.64	44



第 IV - 3 図 初期流量と流量のふたつのピーク間の時間間隔の関係



第IV-4図 地下水位・河川流量の自記記録と
 谷底における地下水位の変化傾向

の流域内の水分条件は、初期流量が0.01 l/s、飽和面積が約23㎡、先行降雨示数 API(Osborn and Lane, 1968)が6.4と極めて乾燥していた。降雨前の不圧地下水面は、谷頭部では地表下約2m付近、下流の水流が発生している部分周辺の谷底部では地表下1m以浅にあった。第IV-4図中段に降水量とN4地点の流出ハイドログラフを示す。流量は降水量のピークに対応して増減を繰り返し、20日11時30分に第1のピーク流量0.56 l/sを記録した。その後、同日18時頃に降雨が終了すると流量は速やかに減少した。しかし、22日深夜から流量は再び緩やかに増加し、25日に0.10 l/sの第2のピーク流量を記録した。

第IV-4図上段は、水流発生状況と地下水観測井の水位の定性的な変化傾向である。地下水位は定期的に計測し、前回の計測時の水位と比較して上昇しているか下降しているかを判定した。第IV-4-a図は流量が急激に増加している20日8時の各観測井での水位の増減傾向である。流域下流部の谷底部および流域中流部の水みち近傍では速やかに地下水位が上昇した。一方、谷頭部ではこの時点での地下水位上昇は認められなかった。最大1時間降水量15.0mmを記録した直後の7時の飽和面積は依然として約23㎡であり、飽和域への直接降雨による飽和地表流は、遮断などの効果を見積もっても0.09 l/sである。これは、この時間の流量の19%にすぎず、降雨中の流量の大部分は、第IV-4-a図に示したような地下水位の上昇している、流域中・下流部の谷底部からの地下水流出であると考えられる。降雨最盛期に上昇していた流域下流部の地下水位は、降雨終了時には下降傾向に変わっている(第IV-4-b図)。

第IV-4-c図は、流量が減少している21日8時30分の各観測井での水位の増減傾向である。飽和域は20日の夜間に断続的に上流部に伸長し、21日9時30分に飽和面積は約63㎡まで拡大した。降雨中の一連の流量のピーク形成時に上昇していた流域中・下流部の地下水位は下降傾向になったが、谷頭部においてはようやく地下水位の上昇が始まった。

流量が第2のピークにむかって緩やかに上昇中の23日14時には、谷頭部での地下水位の上昇傾向が依然続いており、中流部のいくつかの観測井でも再び水位の上昇が始まった(第IV-4-d図)。

第IV-4-e図は、流量が第2のピークに達する前の24日14時の各観測井での水位の増減傾向である。谷頭部の観測井の地下水位は下降傾向になっているが、流域中・下流部谷底の観測井では、地下水位の上昇が認められる。

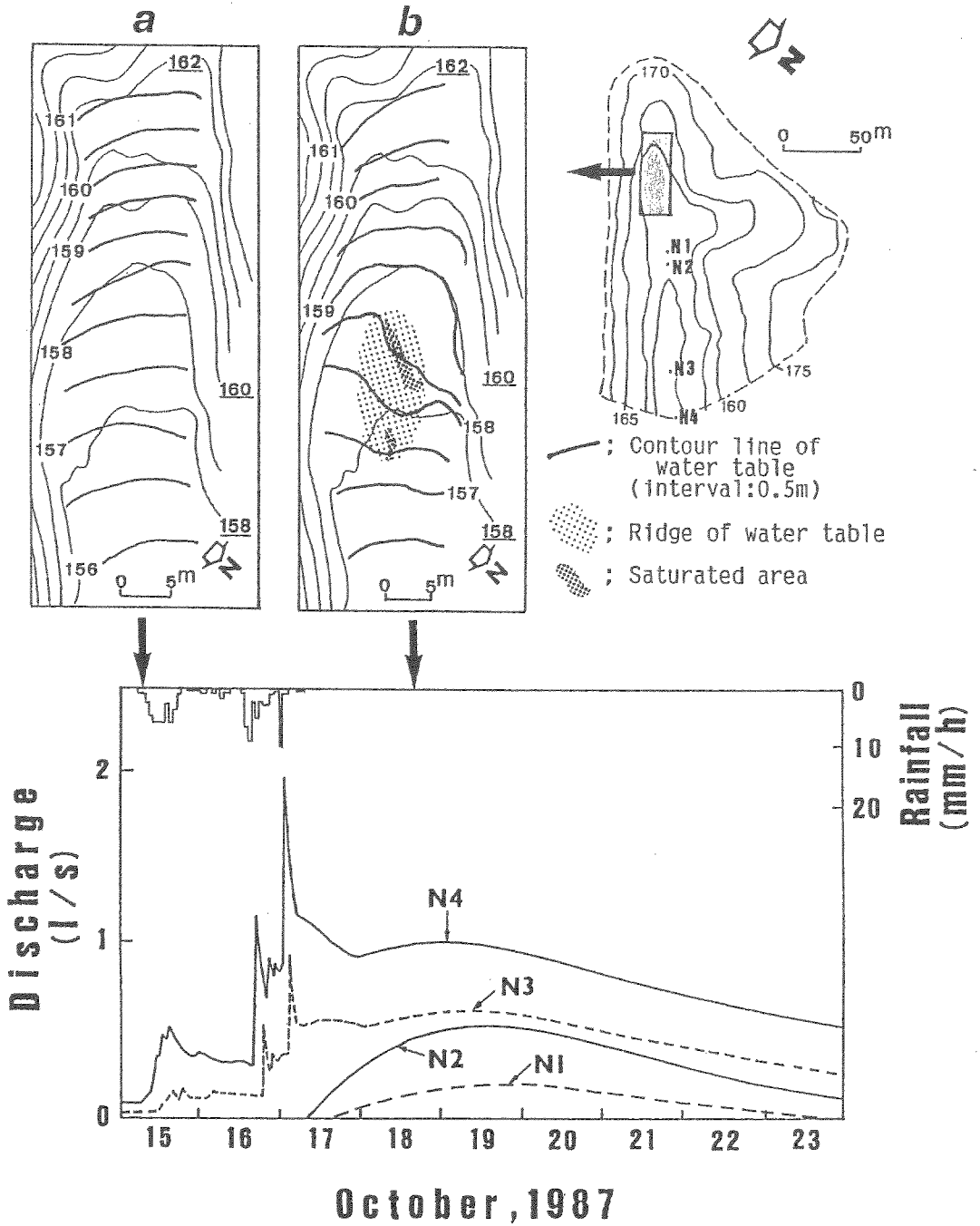
第2の流量のピークの後、流量が減少している28日12時には、すべての観測井で地下水位は下降傾向になった(第IV-4-f図)。

第IV-4図下段には、4つの自記観測井の地下水位の経時変化を19日0時を基準にした相対値で示す。流域中流部の水みち近傍に位置するW3・W4の両地点では、降雨中に水位の上昇が認められる。このような降雨中の水位上昇は谷頭平底のW1地点では認められない。しかし、21日0時頃からW1地点でも水位上昇が始まり、23日0時頃までに58cm上昇している。また、この水位上昇はW2地点からW4地点にかけて随時波及している状況が認められる。

2) 1987年10月15～17日の降雨について

第IV-5図は、1987年10月15～23日の観測結果である。上段にふたつの時点での谷頭部の地下水面等高線、下段に降水量と各流量観測点の流出ハイドログラフを示す。降雨前の流域内の水分条件は、初期流量が0.10 l/s、飽和面積が約63㎡、先行降雨示数APIが4.0であった。

降雨は15日午後と16日夜半に集中し、17日1～2時に最大1時間降水量10.5mmを記録した。N4地点の流量は降雨のピークに対応して増減を繰り返しながら17日2時30分頃ピーク流量1.96 l/sを記録した。降雨終了後、流量は速やかに減少した。しかし、飽和域は上流方向に伸長し、17日16時頃には水みち最上流部まで達し、飽和面積は約135㎡に拡大した。その後、一度減少した流量が18日0時頃から再び増加に転じ、19日3時頃に第2のピーク流量1.00 l/sを記録した。



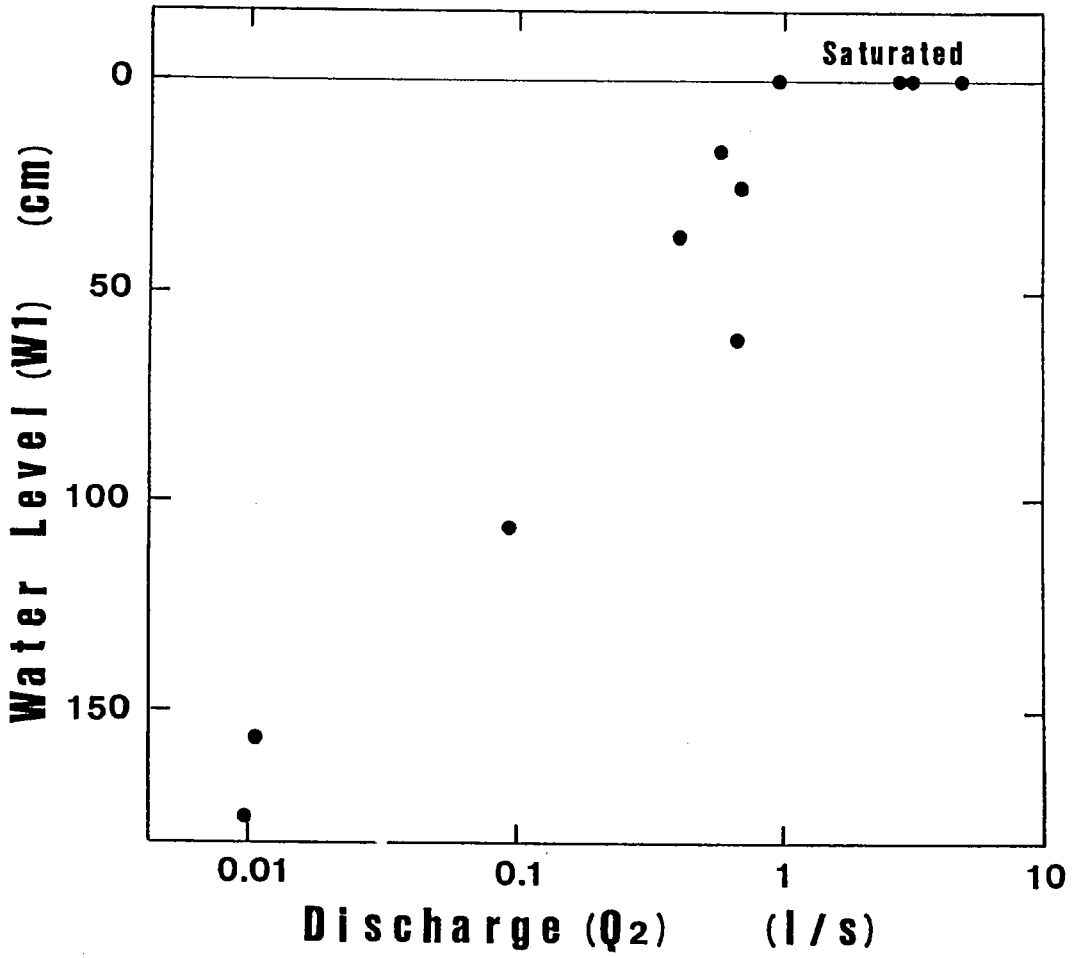
第 IV - 5 図 河川流量と谷頭部における地下水面等高線

流量観測点ごとの流出ハイドログラフを検討すると、降雨中はN1・N2両地点では流量が観測されず、降雨中の流出は流域中・下流部のみから発生していたことがわかる。ところが、降雨終了直後からN2地点で、その6時間後からN1地点でも流出が始まり、降雨によって水流が上流へ伸長した状況が確認される。

流量の第2のピーク形成時の各区間からの流出量の構成比を比較すると、第2の流量のピークがN2地点より上流の流量増加に対応していることが明らかである。第2のピーク流量の形成機構に関する従来の知見は、側方斜面を流下する地中流がピーク流量に寄与することを示している(Anderson and Burt, 1987b)。本流域にも左岸にふたつの支谷があり、それぞれの流出における役割を検討する必要がある。ここでは、4カ所ある流量観測点の流量を比較することによって、下流側左岸の凹型斜面の寄与を推定することが可能である。N3地点の流量からN2地点の流量を減じて求められる流量の多くは、下流側左岸の凹型斜面からの流出量によって形成されているはずである。しかし、第2のピーク流量形成時に、N3地点とN2地点の流量の差によって示される流域中流部からの流出量は増加していない(第IV-5図下段)。

第IV-5-b図の地下水面等高線によれば、第2の流量のピーク前に谷頭凹地と谷頭平底の境界付近に顕著な地下水面の高まりが形成され、一部では飽和域の広がっていることがわかる。前述の1987年6月の場合の地下水位上昇の下流への波及(第IV-4図下段)は、この地下水面の高まりが下流へ移動する様子をとらえた可能性がある。

これらの観測結果から、第2のピーク流量は、谷頭平底に形成された地下水面の高まりが下流方向へ移動し、地表面に達した地点で地表流となり形成されるものと考えられる。第IV-6図は、1985年6月以降のふたつの流量のピークが抽出可能な事例における、第2のピーク流量とその降雨によるW1地点での地下水位のピークの関係である。両者の間には正の相関が認められ、第2のピーク流量形成



第 IV - 6 図 第 2 のピーク流量と W1 地点の最高地下水位の関係

には谷頭部に形成される地下水面の高まりが大きな役割を果たしていることを示している。

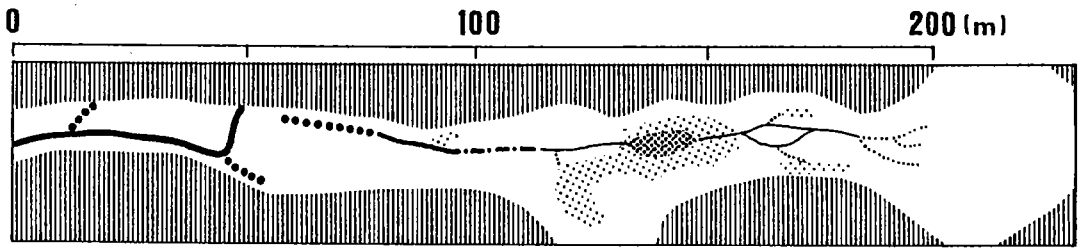
IV - 4. ふたつのピーク流量の時間間隔と地下水賦存量との関係

同程度の降水量では、初期流量と流量のふたつのピークの時間間隔との間には明瞭な相関関係があり、初期流量すなわち地下水賦存量が多いほど第2の流量のピークが速やかにあらわれることを前述した。(第IV-3図)。次に、この機構について考えてみる。

第IV-7図に、無降水時の流量と飽和面積の関係を、飽和域の分布パターンごとに示す。無降水時の流量と飽和面積との間には明瞭な正の相関関係があり、流量が多いほど飽和域が上流に伸びていることがわかる。第2のピーク流量は、谷頭平底に形成された地下水面の高まりが下流方向へ移動し、地表面に達した地点で地表流となり形成されることを前述した。地下水面の上昇に伴って地表流の発生する地点がより上流へと移動することが第IV-7図から明らかである。下流で流量の第2のピークが速やかに観測されるためには、地表流の発生する地点がより上流であること、つまり降雨前の地下水面高度がより高いことが必要である。降雨前の初期流量は地下水によって涵養されており、地下水面高度が高いほど流量も多くなる。以上のように考えることによって、降雨前の初期流量が多いほど第2の流量のピークが速やかに観測されることが説明できる。

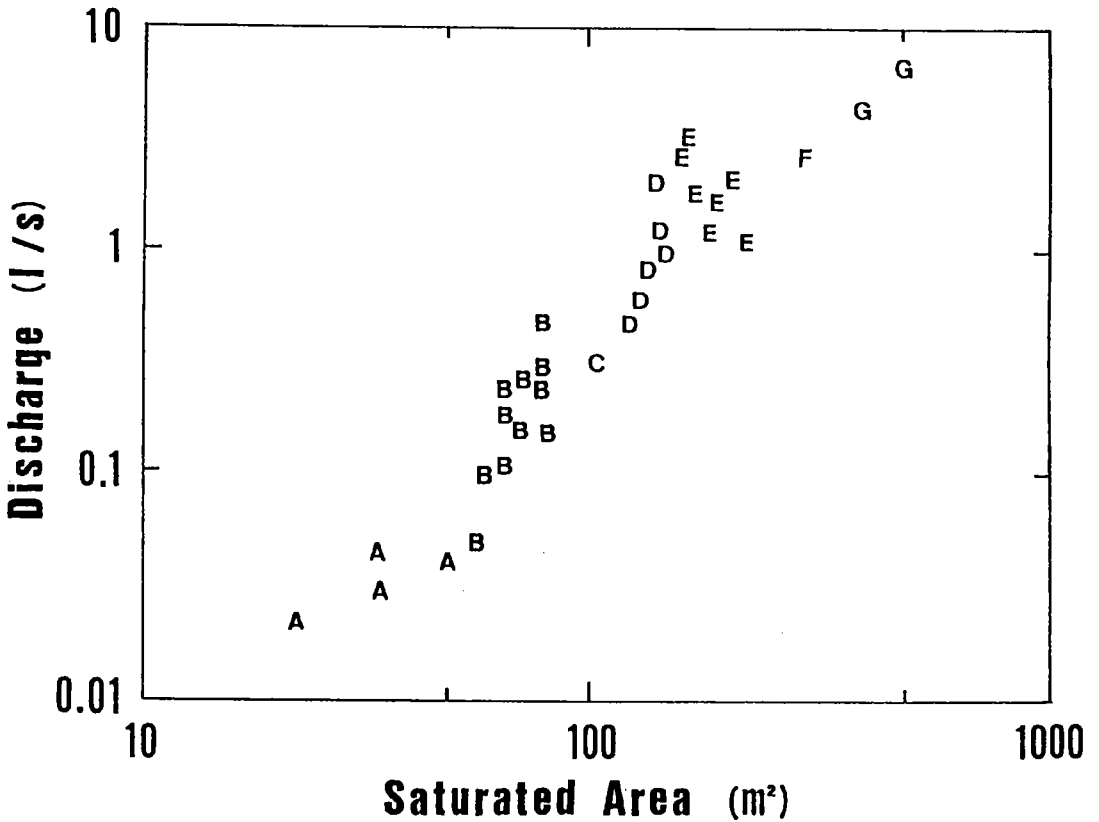
IV - 5. まとめ

本章では、丘陵地源流部小流域において観測された、降雨に伴う流量のふたつのピークについて、それらの量的・時間的関係を検討し、第2の流量のピークの形成機構を考察した。その結果、明らか



Side slope

A	—	: 1987. 6.16
B	: 1987. 6.20
C	—.....	: 1987. 7. 2
D	—.....	: 1987. 7.12
E	—.....	: 1987. 7. 5
F	—.....	: 1985. 7. 5
G	—.....	: 1985. 6.28



第 IV - 7 図 飽和域の変動パターンと飽和面積と河川流量の関係

になったことは、次のようにまとめられる。

1. 降雨中の第1の流量のピークは、流域下流部の水みち近傍の谷底地下水の流出、飽和域への直接降雨による飽和地表流、一時的に浸透し流出する浅い地中流により形成されると考えられる。
2. 降雨終了後の第2の流量のピークは、谷頭平底に形成された地下水面の高まりが下流方向へ移動し、地表面に達した地点で地表流となり形成されたものと考えられる。
3. 第2のピーク流量形成時の流域中・下流部からの流出量は少なく、この部分の側方斜面が第2のピーク流量に果たす役割は小さいと考えられる。
4. 重回帰分析によって、第2のピーク流量の変動の91%、ふたつのピーク流量の時間間隔の変動の81%が、降水量と初期流量によって説明されることが明らかになった。
5. 同程度の降雨では、初期流量とふたつのピーク流量の時間間隔との間には明瞭な相関関係が認められる。これは、初期流量と密接に関連する地下水面高度が上昇することによって、地表流の発生する地点がより上流へと移動することに起因すると考えられる。

V. 降水に対する応答の速い河川水中の溶存成分濃度変化

小流域での水循環とそれに伴う物質移動を解明する際には、降水量や河川流量などの水文量とともに、河川水中の溶存物質濃度を測定することが基本要件のひとつである。河川水中の溶存物質濃度の変化を、降水量や河川流量などの水文量と比較検討することにより、流域内部での物質の移動や流域から流域外へ流去する物質の量などが明らかになる。しかし、研究の対象となるような小流域では、ほとんどの場合商用電源を確保することが困難である。そのために、電池やゼンマイ駆動式の測定記録器による測定や、人間の手による測定によってデータを蓄積しなければならない。降水量や河川流量などの水文量の測定については、この方法でもある程度の成果をあげることができる。しかし、商用電源の得られない流域での物質移動の研究については、多くの場合人間の手に頼らざるを得ず、データ蓄積の大きな阻害要因となっている。流域での物質移動を考える際の基本となる、河川水中の溶存物質濃度を測定するには、河川水の採水が不可欠である。低水時の採水は人間の手によってもある程度可能であるが、発生の予測が困難な洪水時の採水は、人間の手ではきわめて非能率的であるし、それが可能な電池式の野外用機器はこれまで開発されていない。ある一定時間ごとに採水できる自動採水器は市販されているが、降雨や流量の増加を感知する事ができないために、洪水時の採水をスタートさせるのはあくまでも人間である。

小流域における洪水流の発生には、降水量の多寡とともに地中における水分量などが密接に関わっている。ある地点における降水の様子を事前に知ることさえ困難な現状では、洪水流の発生を事前に予知し、河川水の採水を自動的にかつ確実にこなうことは不可能である。しかしながら、ある程度の空振りや無駄を念頭におきながら、小流域の洪水時における河川水中の溶存物質濃度変化を把握することは、流域内における物質移動を考える際の重要な基礎データとな

る。さらに、同時に降水量や河川流量・水温や電導度が、自動的に測定記録されることが望ましい。

そこで、これらの目的を達成するために、バッテリーを電源とする水文測定記録装置と、その測定結果によって採水のスタートが可能な自動採水器を製作したので報告する。さらに、調査結果の一部として、本装置によって、河川水中の溶存物質濃度変化が、降水に対してきわめて速く応答する現象を観測することができたので報告する。

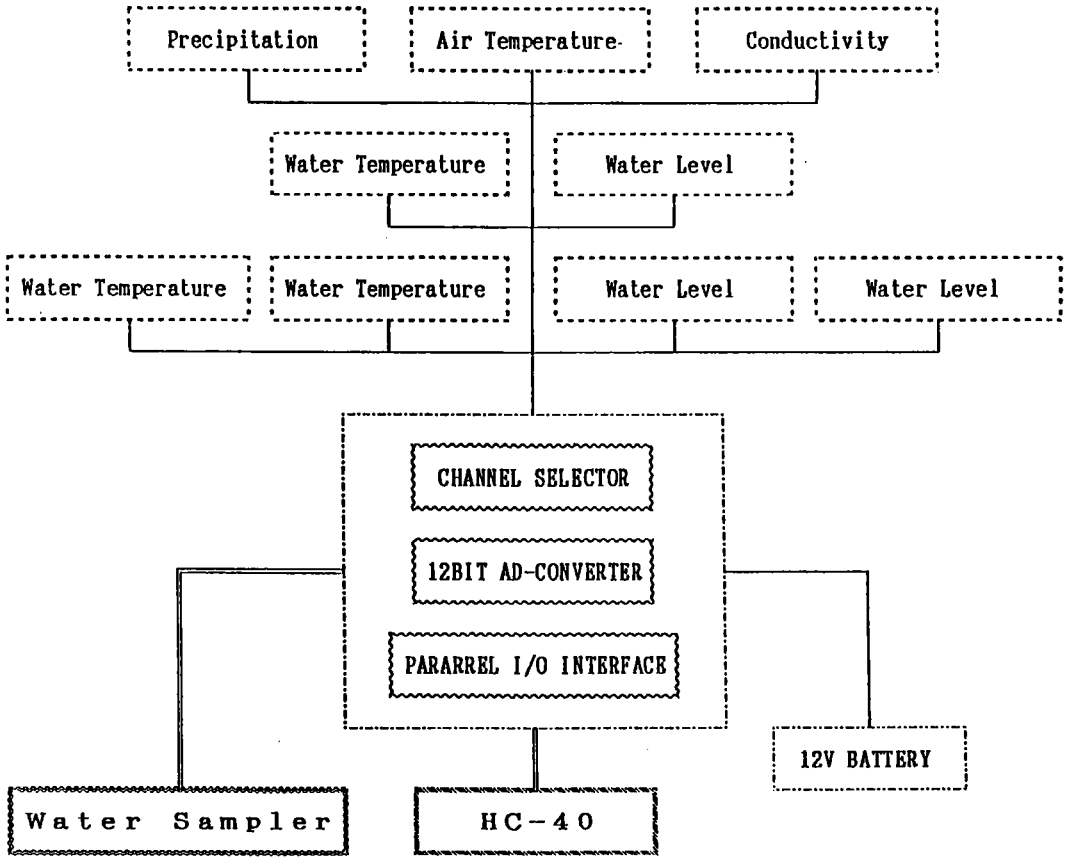
V - 1. 観測方法

1) 観測装置のシステム構成

自動採水器を制御することのできる水文測定記録装置の本体には、エプソン社のハンドヘルド・コンピュータ [HC40] を使用した。

[HC40] は、DC6Vで駆動することができ、インターフェイスとして、プリンタ、オーディオカセット、RS232Cなどの他にカートリッジ・インターフェイスが装備されている。また、RAM カートリッジは、最大で 256KBの容量まで増設可能である。OSはCP/MであるがCP/M下のBASICを標準装備しているので、プログラミングが容易である。さらに、次の実行時まで、電力消費を極力押さえるためのsleep機能まで使うことができる。まさに、野外観測用に最適のコンピュータである。[HC40]を用いた野外観測の例としては、奥田ほか(1986)の琵琶湖における波高の測定や中川(1986)による気温の移動観測などがある。

本装置のシステム構成を第V-1図に示す。[HC40]からの信号・データの入出力は、ユニバーサル・カートリッジを用いて行なった。また、データの蓄積は容量128KBの外部RAMディスクで行なった。センサーの数は予算と比例するが、ここでは降水量(0.2mm転倒升式)、河川流量(60度三角堰の水位から)、気温、水温(3点)、地下



第 V - 1 図 観測装置のシステム構成

水位（2点）、河川水の電導度について測定記録を行なった。水位の測定は圧力センサー（ヒロセ理化製）で、気温と水温の測定はサーミスタ温度計で、電導度の測定はセントラル科学のUC33型電導度計を用いて行なった。電導度は、UC33型電導度計で25℃に換算された結果が出力される。水位と電導度はセンサーから直接DC電圧値が得られ、降水量はセンサーからのパルスを電圧積算しその積算電圧を測定する。

各センサーからの電圧値は、チャンネル・セレクターを通して、ADコンバーターで12bitのデジタル信号に変換される。そして、このデジタル信号がパラレルI/Oインターフェイスによって[HC40]に取り込まれ、外部RAMディスクに記録される。チャンネル・セレクター、12bit・ADコンバーター、パラレルI/Oインターフェイスはコントロールボックスに格納されている。12bit・ADコンバーターによると、各センサーの測定範囲が4096分割されたデジタル・データとして記録される。つまり、温度の測定範囲を40℃とすれば、約0.01℃刻みで記録されることになる。

各センサーからのデータの読み込みと、自動採水器の制御を同一のプログラム上で実行することができるから、各水文量の測定値に基づき、自動採水器を作動させることができる。プログラムの煩雑さを厭わなければ無数の条件設定が可能となる。ここでは、ある一定時間の降水量が設定値を超えた場合に採水を開始するようにプログラミングした。小流域の洪水時における河川水中の溶存物質濃度変化を捉える際には、流量増加以前の濃度も知る必要がある。そのため、河川の水位や電導度が変化したことを検知した後に、採水を開始したのでは遅くなる。ほとんどの降雨流出では、降雨後河川流量が増加するまで若干の時間の遅れがあるから、降雨をトリガーとして採水を開始すれば、流量増加直前の河川水を採取することが可能となる。降水量を測定する時間間隔は自由に設定できるが、ここでは10分とした。雨量計の転倒升が10分間に2回以上転倒（降雨強度0.4mm/10min以上）した際に採水を開始し、以後1時間間隔で採

水するようにした。雨量計の転倒升が10分間に2回以上転倒して自動採水器が稼働した後、雨の降り方がどのようになるかは予測ができないので、ある程度の空振りは覚悟しなければならない。

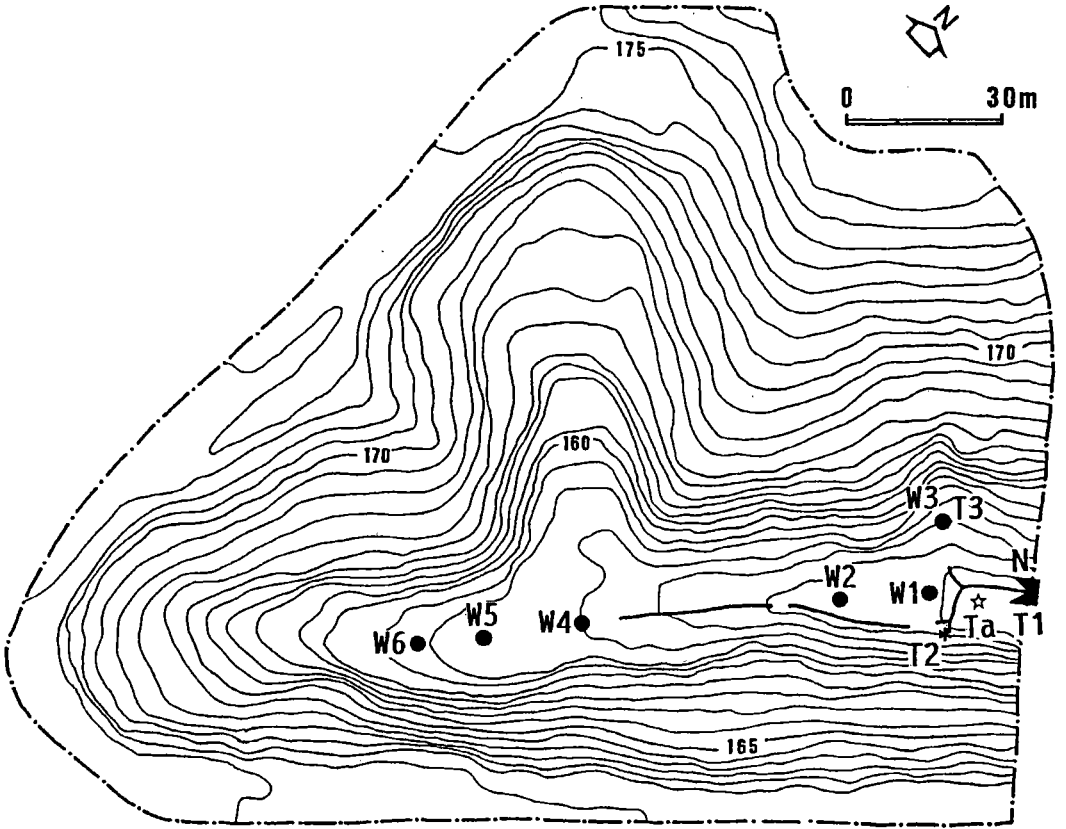
2) 観測装置の配置

各センサーの配置を第V-2図に示す。降水量(0.2mm転倒升)のセンサーは流域下流部の樹木の影響の無い地点に設置した。流量測定のための、60°三角堰を設置した流域出口付近にプレハブの物置を設置し、その内部に[HC40]、コントロール・ボックス、自動採水器、バッテリーを収納した。地下水水位測定地点W3~W6では、リシヤール式水位計(大田計器製)により自記測定した。また、流量観測堰には減水位計(池田計器製)を設置し、雨量センサーには雨量記録器(池田計器製)を並列に接続し、流量・雨量データのバックアップを取った。

V-2. 測定結果

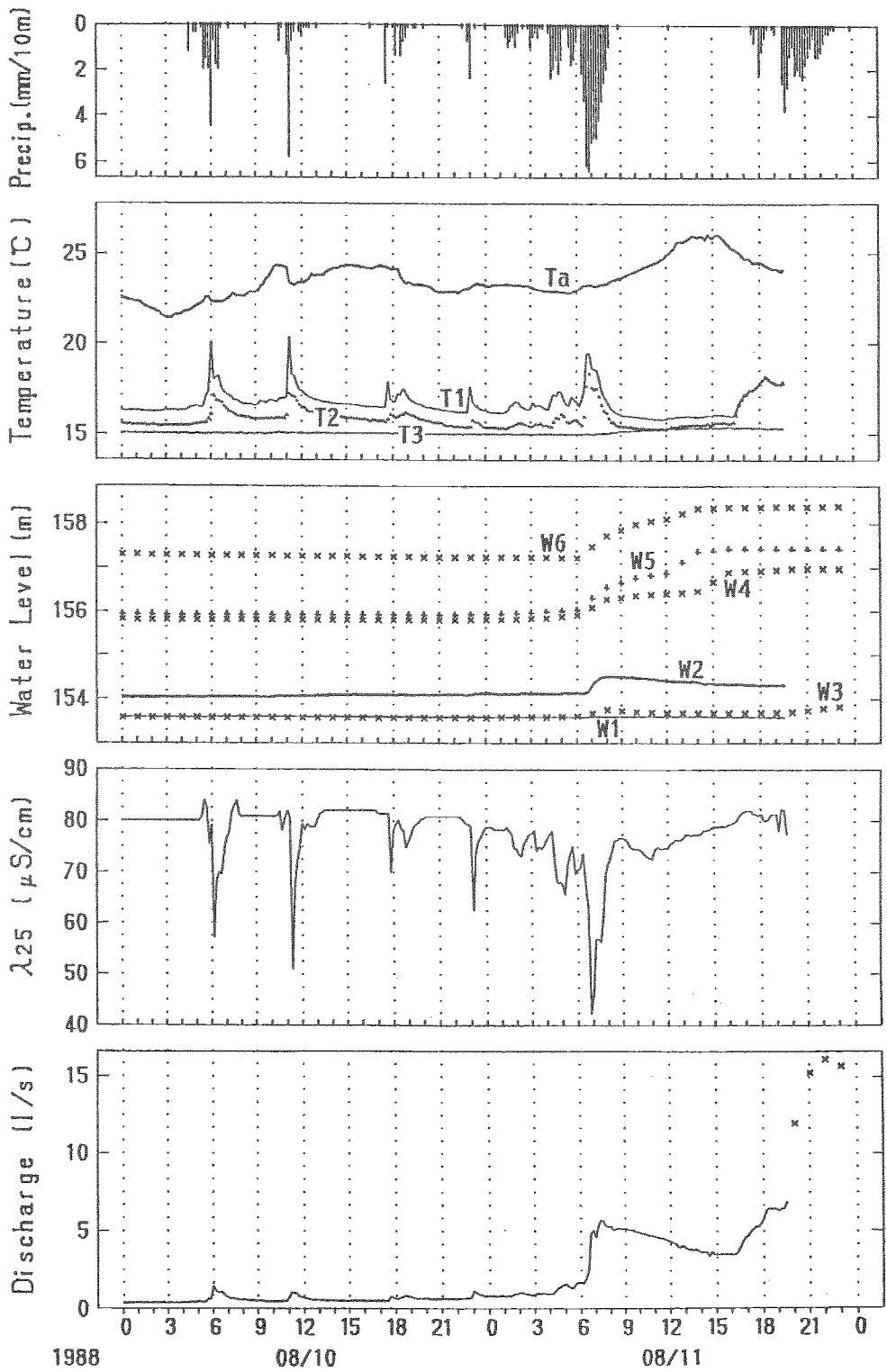
観測例として、1988年8月10日から11日にかけての台風10号の影響による降雨流出について紹介する。当日は、九州・四国沖に停滞した台風10号の影響により太平洋側一帯で大雨となり、各地で災害が発生した。

1988年8月10日と11日の観測結果を第V-3図に示す。対象流域では、8月4日早朝に0.2mmの降雨を記録した後、しばらく晴天が続いた。そして、8月10日4時20分から30分にかけての10分間に1.2mmの降雨があり、その後断続的に降雨が記録され、10日の日雨量は40.8mmになった。11日には早朝と夜半にまとまった降水があり、日雨量110.4mmに達した。10日6時までの10分間に4.4mm、11時10分までの10分間に5.8mm、17時30分までの10分間に2.6mm、23時までの10分間に2.4mmの比較的強い降雨が記録されているが、それに対応す



第 V - 2 図 観測装置の配置

N: 三角堰 T: 温度計 W: 水位計



第 V - 3 図 1988年8月10日～11日における流量・電導度・
地下水位・気温・水温・降水量の変化

るように河川流量も一時的に増加している。気温とほとんど同じと考えられる雨の温度が、T1の河川水温よりも高いために、降雨にもなって河川水温も一時的に上昇する様子が測定されている。また、流量や水温と鏡像関係となるように、電導度が急激に減少し速やかに復帰している。ちなみに、降雨の電導度は平均して約 $5\mu\text{S}/\text{cm}$ である。これらの降雨に対しては地下水位に変化がみられず、水路以外には飽和域が形成されていない。そのため、流量、河川水温、電導度の降雨に対する速やかな応答は、水路にもたらされた降雨の直接流出によるものであろう。いずれにしても、降雨に対して流量や河川水温、電導度がきわめてすばやく応答する様子を観測することができた。

その後、11日未明からの降雨は6時以降強くなり、8時までの2時間で47.8mmが記録された。10分間最大雨量は6時50分までの10分間の6.4mmである。この降雨により流量が急激に増加し、水温の上昇と電導度の減少が記録されている。さらに、上流の谷頭平底の地下水位が6時以降上昇を始め、W6とW5では14時以降地表面に達し、飽和域を形成している。W4では、8時までの降雨後水位が比較的安定しているが、W6とW5での水位の上昇に遅れて、14時以降再び上昇し16時以降地表面に達し、飽和域がW4まで拡大している。無降水時にみられるこの地下水位の上昇は、降雨の土壤中での降下浸透によるものではなく、上流からの地下水堆の移動によるものと考えられる。

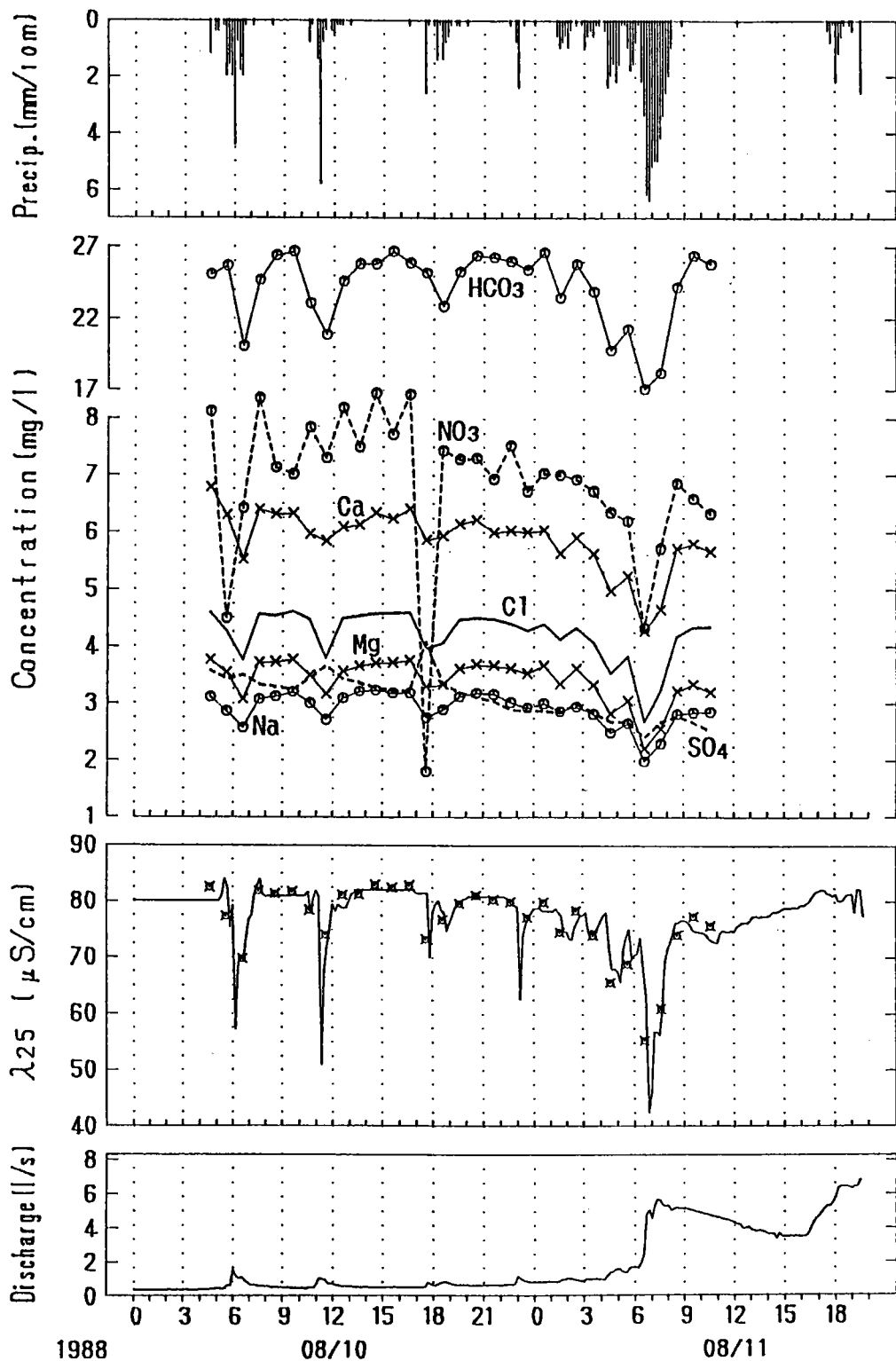
W4まで飽和域が拡大し、水路と飽和域が繋がった後の16時30分から再び流量が増加している。再び降雨の観測されるのが17時20分以降であるから、この増加は、谷頭平底に形成された地下水堆の下流方向への移動によって形成される「ふたつめのピーク」(日原・鈴木, 1988)である。この「ふたつめのピーク」に対応して、それまでT1より温度の低いT2の水温が、T1の水温と一致するようになるのは興味深い。

17時20分以降再びまとまった降雨があり、12日0時までに37.6mmが記録されている。この降雨による流量の増加により、本装置の水

位センサーから過大の電圧が入力されたために、記録が17時30分までで途切れている。そのため、17時30分以降のデータはアナログ記録計によるもののみを示した。11日早朝の降雨量よりも夜半の方が少ないにもかかわらず、流量が格段に多くなっているのは、飽和域の形成と流量とが密接に関わっているからである。つまり、11日早朝には地下水位も低く、谷頭平底に飽和域が形成されておらず、降雨のほとんどが地中への降下浸透に配分されるために、速やかな河川への流出には変換されにくい。一方、午後からは地下水位も上昇し、16時以降には谷頭平底の飽和域も水路と連結したために、夜半の降雨の多くが速やかに河川流量を形成することができたのである。

V - 3. 河川水の溶存成分濃度変化

8月10日4時20分から30分までの10分間に1.2mmの降雨が記録され、それがトリガーとなり本装置の自動採水器によって河川水が1時間間隔で採取された。採取された河川水を実験室に持ち帰り、1µmのメンブレン・フィルターで濾過後電導度を測定し、 HCO_3^- 濃度は滴定法、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 NH_4^+ 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度はイオンクロマトグラフ(Dionex - 2020i/SP)によって測定した。分析結果を第V-4図に示す。電導度は10分間隔の測定記録結果と試水の分析結果を一緒に示すが、両者の値の一致はきわめて良い(相関係数0.963)。1時間間隔の採水では、必ずしもピークを捉えることができないことがわかる。各成分の濃度変化をみると、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- の濃度は、電導度と相関係数0.96以上の高い相関で変化する。 HCO_3^- 濃度は電導度との相関が若干弱く、相関係数0.896である。 NO_3^- と SO_4^{2-} 濃度は他の成分とは異なる変化をしている。11日朝の流量増加時には NO_3^- ・ SO_4^{2-} 濃度ともに減少しているが、10日の断続的な降雨流出時には SO_4^{2-} 濃度はわずかに増加している。一方、 NO_3^- 濃度は他の成分に比して減少の度合いが大きい。 NO_3^- ・ SO_4^{2-} 濃



第 V - 4 図 流量・電導度・降水量および溶存成分濃度の変化

度変化については今後検討を加える必要がある。しかし、他の成分については、降雨中の濃度が河川水中の濃度に比して低濃度であるために、降雨流出時に河川水中の濃度が減少するものと考えられる。

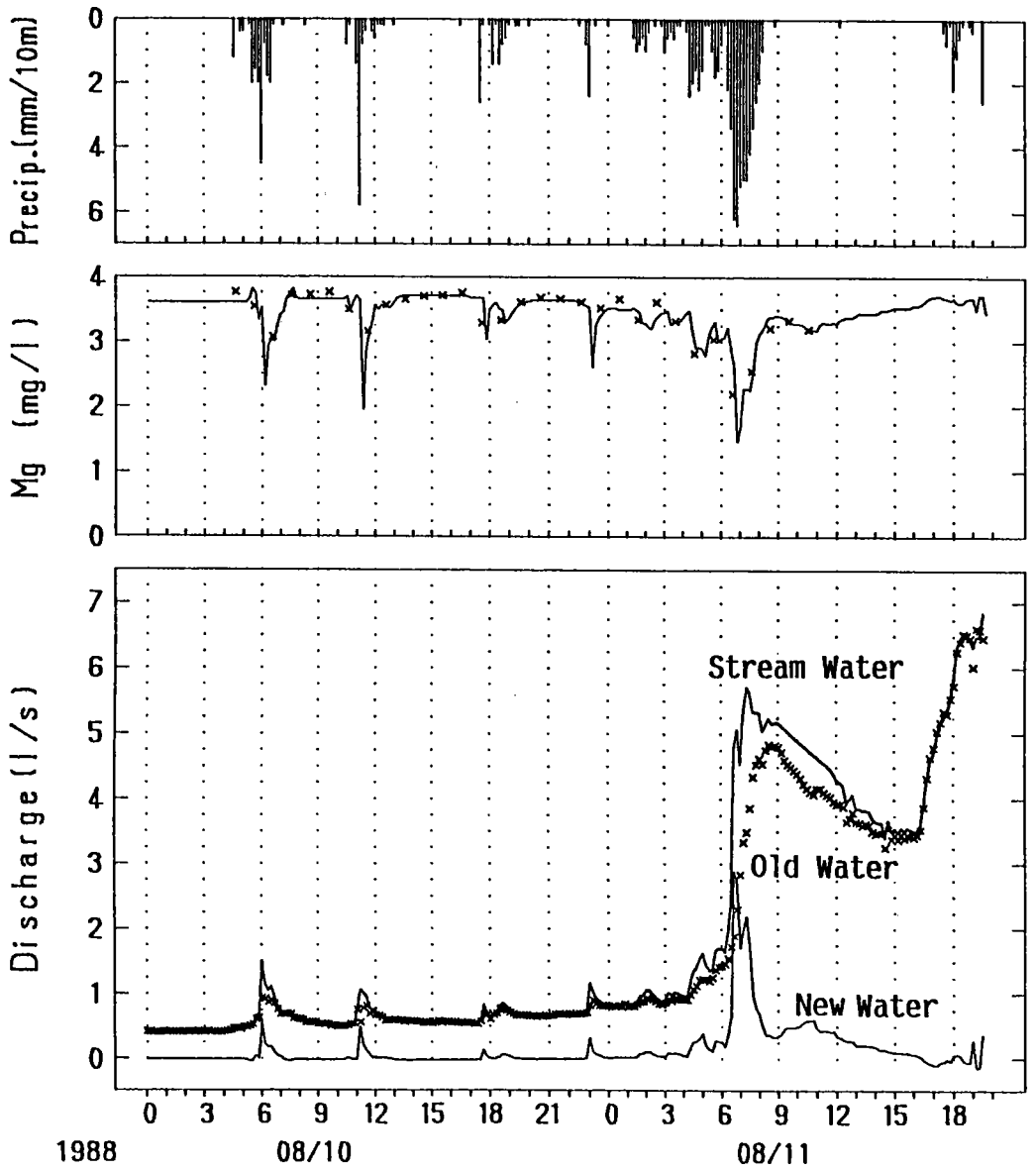
前述のように、降雨に対する河川水中の溶存成分濃度の変化は速やかであり、1時間間隔の採水では濃度変化を知るのに十分ではない。しかし、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 HCO_3^- の濃度は電導度との相関がきわめて高いので、電導度の測定記録結果によって濃度変化の様子を把握することが可能である。電導度と溶存成分濃度との関係は、降雨前の流域の条件や降雨中の濃度によって降雨ごとに変動するから、降雨流出ごとにチェックする必要がある。そのための降雨流出時の採水は、第V-4図の結果によれば1時間間隔でも十分可能であろう。

V-4. 溶存成分濃度による流出成分の分離

降雨に対して河川流量と電導度が速やかに応答することを前述した。さらに、一部の溶存成分濃度は電導度ときわめて高い相関を示すことも明らかになった。これらの結果を用いて、溶存成分濃度変化から流出成分の分離を試みる。

溶存成分の中で最も電導度と高い相関を示すのが Mg^{2+} 濃度である。 Mg^{2+} 濃度と電導度との相関係数は0.982である。第V-5図の中段に、電導度の測定記録結果から回帰式によって求めた Mg^{2+} 濃度変化を示す。図中の×印は自動採水器によって採取された試水の Mg^{2+} 濃度であるが、両者の一致の良いことがわかる。溶存成分濃度変化による流出成分の分離法は、鈴木・小林(1987)と同様である。「ふるい水」の Mg^{2+} 濃度は降雨前の河川水中の濃度3.66 mg/lを用い、「あたらしい水」の濃度は降水中の濃度0.03 mg/lを用いる。

流出成分の分離結果を第V-5図の下段に示す。8月10日中の断続的な降雨に対して「あたらしい水」が明瞭に解析されている。同



第 V - 5 図 河川水中の Mg^{2+} 濃度と流出成分の分離結果

時に「ふるい水」の流量にも一時的な増加がみられるのは、流域下流部の水路近傍の谷底地下水の流出による効果であろう。11日早朝のまとまった降雨に対しては、「あたらしい水」の割合が比較的大きくなっている。河川流量に占める「あたらしい水」の割合が最大になるのは、11日6時40分の約60%である。「ふるい水」はそれに遅れて緩やかに増加し、8時30分にピークに達する。降雨は8時10分に終了するが、その後もしばらくは「あたらしい水」の流出が続く。「ふたつめのピーク」に向かって流量が増加を始める16時30分頃からは「あたらしい水」の流量が少なくなり、河川流量の多くが「ふるい水」によって涵養されていることがわかる。11日朝から午後にかけての減水時には、「あたらしい水」の流出がみられることと対照的である。つまり、「ひとつめのピーク」は飽和地表流や浅い地中流によって形成されるのに対して、「ふたつめのピーク」は降雨以前から地中に存在する地中水が、降雨の地下浸透によって押し出されて形成されることを示唆するものである。

10日中の降雨に対する「あたらしい水」の流出は、水路への直接降雨によるものと考えられるが、「あたらしい水」の流出高と降水量から水路の飽和域面積を算出すると、40~90㎡となる。これは、日原・鈴木(1988)が示した水路のみの飽和域面積と整合する。同様に11日朝の飽和域面積を求めると約240㎡となり、第V-3図の地下水位の上昇からもわかるように、水路が上流へ伸長し飽和域が拡大していることを示す。

V-5. まとめ

ハンドヘルド・コンピュータ[HC40]を用いた、バッテリーを電源とする水文測定記録装置と、その測定結果によって採水のスタートが可能な自動採水器を製作した。本装置の稼働結果は比較的良好であるが、急激な増水に対処し得るようなセンサー類の設置と、過大

な入力電圧にも対応できるようにリミッターを取り付けるなどの処置が必要である。さらには、温湿度の変化による結露や、低温によるバッテリー電圧の低下など今後に残された課題もある。しかしながら、初期の目的をある程度達成するような装置を試作することができた。

本装置による観測例を報告したが、その測定記録結果と、採取された試水の分析結果から次のことが明らかとなった。

1. 水路にもたらされたわずかの降雨に対しても、流量や河川水温、河川水の電導度はきわめてすばやく応答する。
2. 谷頭平底における飽和域が拡大し、水路と連結すると「ふたつめのピーク」が形成される。
3. 観測当日の河川水の電導度と河川水中の Na 、 Mg^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 濃度とは、きわめて高い相関を示す。
4. 電導度と最も相関の高い Mg^{2+} 濃度を用いて流出成分の分離を行なった結果、河川流量変化の各ステージにおける「あたらしい水」と「ふるい水」の役割が示唆され、「ひとつめのピーク」は飽和地表流や浅い地中流によって形成され、「ふたつめのピーク」は降雨以前から地中に存在する地中水が、降雨の地下浸透によって押し出されて形成されることが考えられる。
5. 「あたらしい水」の流出高と降水量から水路の飽和域面積を算出すると、降雨に伴って飽和域が拡大していることがわかる。

文 献

- 安藤義久(1981): 丘陵地の水循環機構と都市化によるその変化に関する研究. 東京大学学位論文, 253p.
- 安藤義久・虫明功臣(1979): 丘陵地における直接流出の生起領域. 第16回自然災害科学総合シンポジウム論文集, 129-132.
- 太田猛彦・塚本良則・城戸毅(1985): 丘陵性自然斜面における雨水移動の実証的研究(Ⅱ)斜面内地中流の実態. 日本林学会誌, 67, 383-390.
- 奥田節夫・横山康二・西勝也・熊谷道夫(1986): 湖底堆積物の再移動に関する研究—その1観測の手法と観測例. 京都大学防災研究所年報, 第29号B-1, 341-353.
- 奥西一夫(1981): 地形変化の予測のための水文解析. 地形, 2, 59-65.
- 梶谷調査工事株式会社(1987): 小山公園地下水調査報告. 未公刊.
- 気象庁(1982): 気象庁観測技術資料, 全国気温・降水量月別平年値表.
- 新藤静夫(1983): 谷頭部斜面における地下水の動態. 高山茂美編「丘陵地の流出特性に関する研究」筑波大学地球科学系, 69-80.
- 菅原正巳(1985): タンク・モデル—河川の流量を雨量から算出する一つのモデルについて—. 地学雑誌, 94, 209-221.
- 鈴木啓助・小林大二(1987): 森林小流域における融雪流出の形成機構. 地理学評論, 60(Ser.A), 707-724.
- 田中正(1984): 谷頭部の地形特性に関する従来の研究. ハイドロロジー, 14, 1-6.
- 田中正・安原正也・酒井均(1982): 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動, 京都大学防災研究所年報, 25-B2, 181-193.
- 田村俊和(1974): 谷頭部の微地形構成. 東北地理, 26, 189-199.

- 東京管区気象台（1987）：東京都気象年報，昭和61年。
（1988）：東京都気象年報，昭和62年。
（1988）：東京都気象月報，昭和63年 1月～10月。
- 東京都南多摩開発本部宅地造成事務所・川崎地質株式会社（1984）：
八王子1-2-1号線地質調査（その5）報告書，110p.
- 中川清隆（1986）：ハンドヘルドコンピュータによるデジタル気象データ野外収録システムの開発．地理，31，56-69.
- 日原高志・鈴木啓助（1988）：丘陵地源流域における降雨による流量のふたつのピークについて．地理学評論，61，804-815.
- 間島政紀・田瀬則雄（1982）：アカマツ林内の降雨量の空間的分布について．筑波大学水理実験センター報告，6，75-82.
- 宮脇 昭編（1975）：多摩ニュータウン西部地区環境保全生態調査報告，第1部；植生図。
- 安原正也（1983）：多摩丘陵源流域における地中水の挙動．地理学評論，56，714-727.
- 安原正也・田中 正（1983）：森林小流域におけるstormflowの形成に関する研究の流れと今後の展望．ハイドロロジー，13，11-18.
- 吉永秀一郎・武内和彦（1986）：多摩丘陵西部小流域の地質条件と斜面地形．東北地理，38，1-15.
- Anderson, M. G. and Burt, T. B. (1978a): The role of topography in controlling throughflow generation. Earth Surface Processes, 3, 331-344.
- Anderson, M. G. and Burt, T. B. (1978b): Toward more detailed field monitoring of variable source areas. Water Resour. Res., 14, 1123-1131.
- Betson, R. P. (1964): What is watershed runoff? J. Geophys. Res., 69, 1541~1552.
- Dunne, T. and Black R. D. (1970b): Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. Water Resour. Res., 6, 1296~1311.

- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Sopper, W. E. and Lull, H. W. eds.: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press, Oxford, 275~290.
- Hewlett, J. D. and Nutter, W. L.(1970): The varying source area of stream flow from upland basins. Proceedings of the symposium on interdisciplinary aspect of watershed management. American Society of Civil Engineers, New York, 33-83.
- Osborn, H.B. and Lane, L.(1969):Precipitation-runoff relations for very small semiarid range land watersheds. Water Resour. Res., 5, 419-425.
- Tennessee Valley Authority(1965): Area-stream factor correlation. Bull. Intern. Assoc.Sci. Hydrology, 10, 22-37.
- Weyman, D. R.(1973): Measurements of the downslope flow of water in a soil. J. Hydrology, 20, 267-288.
- Weyman, D. R.(1974): Runoff processes, contributing area and streamflow in a small upland catchment. Institute of British Geographers, Special publication No. 6, 33-43.