

水源帯における流出過程に関する研究

東京大学農学部

芝野博文

目次

緒言	・・・	1
I. 水源帯における流出過程の分析	・・・	4
第1章 試験流域の概況と水文資料	・・・	5
序	・・・	5
第1節 試験流域の概況	・・・	6
第2節 水文資料	・・・	13
(1) 観測施設と観測方法	・・・	13
(i) 降水量	・・・	13
(ii) 流量	・・・	13
(2) 貯水池への流入量	・・・	14
(3) 解析に用いた水文資料	・・・	18
(i) 高水流出	・・・	18
(ii) 長期流出	・・・	18
(iii) 基底流出	・・・	18
結び	・・・	21
第2章 試験流域における流出特性の分析	・・・	22
序	・・・	22
第1節 降雨特性	・・・	23

第2節	試験流域の流出特性	・ ・ 26
(1)	損失量	・ ・ 26
	(i) 損失量のモデル	・ ・ 26
	(ii) 流域内貯留量のモデル	・ ・ 28
	(iii) 損失量と流域湿潤状態との関係	・ ・ 31
(2)	日流出の分析	・ ・ 44
	(i) モデルの構造	・ ・ 44
	(ii) パラメータの決定法	・ ・ 45
	(iii) パラメータ最適化の結果	・ ・ 50
	(iv) 同一降雨に対する推算ハイドログラフの比較	・ ・ 56
(3)	月流出の分析	・ ・ 66
	(i) モデルの構造	・ ・ 66
	(ii) パラメータの決定	・ ・ 68
	(iii) パラメータの最適化の結果	・ ・ 76
	(iv) 同一降雨に対する推算ハイドログラフの比較	・ ・ 78
(4)	年流出の分析	・ ・ 83
	結び	・ ・ 85
第3章	流出過程における水文諸量の関係	・ ・ 86
	序	・ ・ 86
第1節	流出過程の概説	・ ・ 87
(1)	第1次消失	・ ・ 88

(2)	浸透・透過と直接流出	・ ・ ・ 88
(3)	基底流出	・ ・ ・ 89
第2節	流出モデルの構成	・ ・ ・ 90
(1)	流出過程の分析 (1)	・ ・ ・ 90
(i)	基底流出	・ ・ ・ 90
(ii)	初期損失	・ ・ 103
(iii)	有効雨量と地下水かん養量	・ ・ 110
(iv)	直接流出	・ ・ 118
(2)	流出過程の総合	・ ・ 120
(i)	総合のための概念と計算過程	・ ・ 120
(ii)	実測値と推算値の照合	・ ・ 126
(3)	流出過程の分析 (2)	・ ・ 133
(i)	単位応答関数	・ ・ 133
(ii)	被圧地下水の逡減特性と帯水層別かん養量の配分比	・ ・ 134
結び		・ ・ 135

11.	水源帯からの流出の予測	・ ・ 137
第4章	日本の水源帯における水文特性	・ ・ 138
	序	・ ・ 138
	第1節 降水特性	・ ・ 139
	第2節 流域特性	・ ・ 142
	(1) 無機的因子	・ ・ 142
	(i) 地質	・ ・ 142
	(ii) 地形	・ ・ 142
	(2) 有機的因子	・ ・ 144
	第3節 流出特性	・ ・ 145
	結び	・ ・ 149
第5章	流域条件に基づいたハイドログラフの推定	・ ・ 150
	序	・ ・ 150
	第1節 流域条件の計量	・ ・ 152
	(1) 地質と地表状況	・ ・ 152
	(2) 地形	・ ・ 156
	(3) 試験流域の流域条件の計量	・ ・ 156
	第2節 流域条件に基づいた流出モデルの構成	・ ・ 158
	(1) 流出モデルの原型	・ ・ 158
	(2) モデルのパラメータの決定	・ ・ 160
	(i) 単位応答関数	・ ・ 160

(ii)初期損失	・ ・ 165
(iii)有効雨量	・ ・ 166
(iv)基底流出	・ ・ 167
第3節 モデルの適合性	・ ・ 169
(1) 適合度	・ ・ 169
(2) 感度分析	・ ・ 175
第4節 モデルの応用	・ ・ 179
(1) 穴の宮流域の林相の変遷と流出の変化	・ ・ 179
(2) 流域条件の変化に伴うハイドログラフの予測	・ ・ 185
結び	・ ・ 187
第6章 大流域への応用	・ ・ 188
序	・ ・ 188
第1節 流域の概況	・ ・ 190
第2節 モデルの応用と適合度	・ ・ 193
第3節 流域条件の変化に伴う流出の予測	・ ・ 199
結び	・ ・ 203
第7章 総括	・ ・ 204
参考文献	・ ・ 208

緒言

最近の日本における農業の生産性向上、第2次産業の振興、生活用式の高度化によって水資源の需要量は増加の一途を辿り、さらにその季節的な需給関係も変化し始めている。つまり、かつての夏の需要期、冬の貯留期という図式が徐々に緩和され、年間を通じて定常的に需要が存在するという状況に移行しつつある。したがって源流山地帯からの水の供給に対しては従来以上に流域内での水源かん養への期待が強まって来ている。換言すると、これまで水資源開発を目的とした多目的ダム等による河川開発が推進されてきているものの、我が国の地形・土地利用状況からみて、ダムだけでなくその上流の水源帯を含めた統合的な調節効果を図ること即ち流域管理計画の総合的立案を樹立することが望まれてくる。また、下流からの需要に応じて水源帯内に人為的施工を加えるという考え方も生ずるであろう。

さて、従来、山地における水文諸現象に関しては森林理水学として研究が続けられて来た。その試験方法としては主に水文諸量のプロット試験、量水試験に大別される。前者は森林の増雨作用、樹冠保留遮断、森林土壌の浸透・保水、及び森林の気温調節に関する研究等の個々の現象に関して独立した研究が行なわれたものの、有林無林の条件下における測定値の比較による森林の機能論の判定に留った。後者についても有林・無林の比較から森林の理水機能を判定する段階に留るものが多かった。つまり、流出あるいは個々の水文現象に関して森林の機能を検証するという概念的な論議に終始していたということができよう。研究の成果は蓄積されてきてはいるが、水需給関係の逼迫した現在の社会状況においては今までの研究結果で対応できるものではない。

そのような観点から、今後の研究の方向としてプロット試験ではその測定を立体的また

は面的にさらに時間的に拡張し、流域規模での現象に敷えんし、量水試験では前述のプロット試験での成果を応用しつつ、流域内の降水から流出にいたる水循環過程を数値的に再現していく研究が必要と思われる。

このような認識のもとに本論文では流域特性を把握することによって任意の降雨から対応するハイドログラフを誘導する方法論を模索することを目的とした。

その基礎として、水源帯の流出過程に関する研究結果に基づいて流出モデルの構成をはかった。流出モデルは流出解析を目途として時間単位を10分とした。そして小流域試験で観測精度も高く、資料の豊富な東京大学愛知演習林内の3流域を対象に分析を加えることとした。

流出モデルは流出過程に固有のパラメータが随伴することになる。このパラメータによって降雨が各過程に配分され時間的な遅延を受け、後に総合されてハイドログラフが形成される。それゆえパラメータは流域特性と深く結びついている。パラメータを流域特性から推定する手法が確立されれば任意の流域で任意の降雨から自由にハイドログラフを誘導できることになる。本論文ではこの種のモデルとしてADTモデルを試験流域での資料を基礎に提案する。そして利根川水系4流域に応用しモデルの有効性を確認する。

それに加えて日単位、月単位、年単位の流出解析を行なった。勿論そのためには流域間比較による特性の判断も行なわれるが、時間単位の拡大に伴う現象の丸め等も含めて、相互の解析方法に独自の理論体系をとらざるをえない面もある。しかし流域内における水分移行過程の原則はそれぞれの時間単位での取り扱いにおいても一貫して尊重することに力点をおいた。

本研究推進にあたり終始御指導を賜わった東京大学教授山口伊佐夫博士に心より深甚の謝意を表す。また、執筆にあたり数々の御助言を賜わった東京大学助教授西尾邦彦博士、同助手川辺洋博士にもここに感謝の言葉を申し上げます。

I .

水源帯における流出過程の分析

第1章 試験流域の概況と水文資料

序

水源帯における流出過程の分析を行なう上で前提となることは第1に、精度の高い水文資料が得られるという点であり、第2に降雨と流量の対応が一律であるという点である。即ち観測の精度が高だけでなく降雨観測点が流域内に十分なだけ配置されていること、あるいは観測点が少ない場合は、その地点が流域の代表性を備えていることが必要である。

東京大学愛知演習林の各試験流域は降水量・流量に観測精度が高い点、流域面積が大きい流域でも約 1 km^2 と狭く降雨と流量の対応関係に対する配慮は必要としない点等流出過程の分析に十分な条件を備えている。

本章では愛知演習林の白坂・数成・穴の宮の3試験流域の概況を示し、次章以下の解析に供した水文資料（高水流量に関する部分）について整理し、流量の測定法と流入量の算出法についても合わせて記すことにする。

第1節 試験流域の概況

試験流域は東京大学愛知演習林の白坂・数成・穴の宮の3流域を解析の対象として選定した。この3流域は愛知県瀬戸市内に所在し、流域の地形と瀬戸市におけるその配置は図1-1-1に示した。

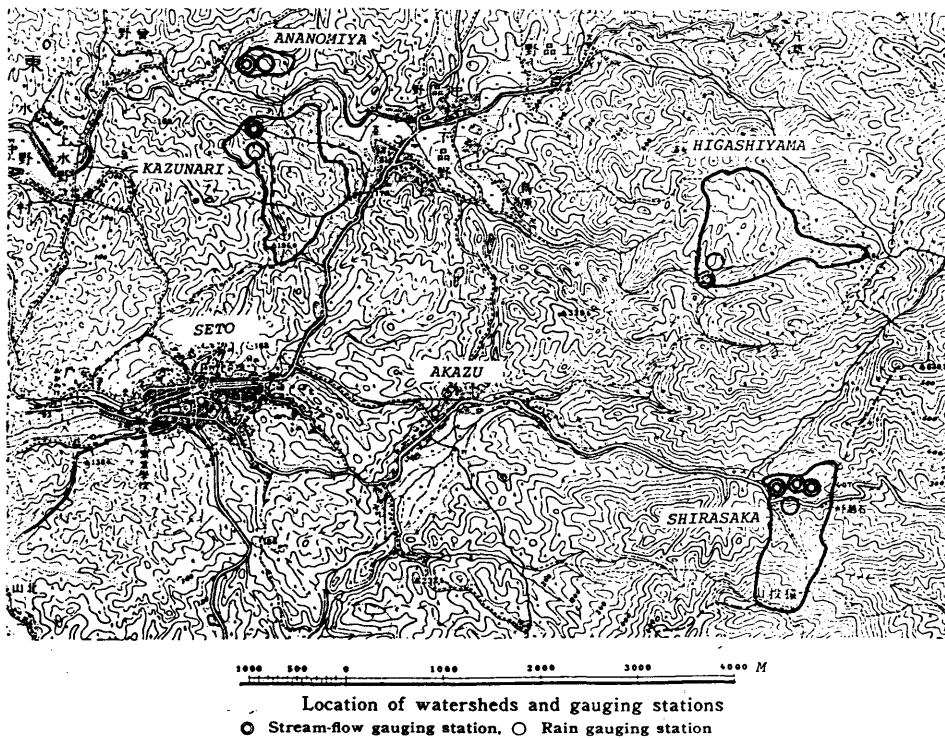


図1-1-1 流域の地形と位置

このうち数成は1945年の観測をもって終了し、流域も演習林から移管され、量水堰堤も残っていない。白坂・穴の宮は現在も観測を継続中である。

表1-1-1に観測点の位置を示す。

表 1 - 1 - 1 試験流域の観測点位置

	白坂	数成	穴の宮
東経	137° 10'	137° 06'	137° 06'
北緯	35° 12'	35° 14'	35° 15'
標高	303.6m	150.1m	147.9m

(5)
3流域の気象状況を表 1 - 1 - 2 に示した。

表 1 - 1 - 2 3流域の気象

		白坂	数成	穴の宮
気温	℃	15.5	15.7	15.9
年降水量	mm	1828	1547	1604
湿度	%	65.9	64.0	64.7
蒸発量	mm/day	2.5	3.5	3.8
年積雪日数	days	17.6	6.6	5.8

Note : 1941年から1945年までの5年間の平均

3流域間の比較が可能な1941年から1945年までの5年間の平均値である。湿度・蒸発量の比較から白坂は空中湿度が相対的に高く林相が他の2流域に比して良好であることと符合する。白坂で年降水量・年間積雪日数が多いことは白坂の標高が他の2流域より150mほど高いことと関係があると思われる。勿論そのために気温も白坂が最も低い。という結果となった。

表 1 - 1 - 3 流域の地質及び地形の表現数値

地 質		白 坂	数 成	穴 宮
		花崗岩深層風化	新第3紀砂岩, 礫岩	花崗岩深層風化
流域面積 ha		88.5	109.6	13.9
標高 m	最高点	629.0	195.0	225.0
	溪流源点	428.0	160.0	200.0
	測水所	294.0	125.0	182.0
高低差 m	流 域	335.0	70.0	43.0
	溪流源点	134.0	35.0	18.0
水系長 m	流 域	1,770.0	1,760.0	600.0
	溪流源点	1,320.0	1,480.0	440.0
起伏量比	流 域	18.93	3.98	7.17
	溪 流	10.15	2.36	4.09
同面積円の直径 Rm		1,061.5	1,181.3	420.7
エロンゲーション比		0.804	0.798	0.956

表 1 - 1 - 4 各流域の森林状況

	土地利用区分	白 坂		数 成		穴 宮	
		面積 ha	面積率	面積 ha	面積率	面積 ha	面積率
1	マツ及び雑木林地 A	55.1	0.62				
2	ヒノキ林地	11.4	0.13				
	小 計	66.5	0.75	0	0	0	0
3	マツ及び雑木林地 B			75.5	0.69	10.5	0.76
4	雑 木 林	13.5	0.15				
5	砂防植栽地					3.0	0.21
	小 計	13.5	0.15	75.5	0.69	13.5	0.97
6	無立木地			11.1	0.11	0.4	0.03
7	崩壊跡地	7.6	0.09				
	小 計	7.6	0.09	11.1	0.10	0.4	0.03
8	粘土採掘地			16.6	0.15		
9	耕 地			4.7	0.04		
10	道路その他	0.9	0.01	1.7	0.02		
	小 計	0.9	0.01	23.0	0.21	0	0
	合 計	88.5	1.00	109.6	1.00	13.9	1.00

それぞれの流域の地質、水文的な地形の表現数値、さらに森林状況を示すと表 1-1-3、1-1-4 のようなものが得られる。

なお、溪流沿いにおける山体と溪流断面との模式図を示すと図 1-1-2 のようになり、白坂流域は急峻地形で V 字型溪谷を示し、数成流域は丘陵性地形で溪流は平坦堆積面内を流下し、さらに穴の宮流域は山体の上部は急峻地形で溪流沿いは流域面積に比し、比較的面積率の大きい湿潤状態の堆積体を擁し、数成、穴の宮とも河道調節機能の大きい形態を示している。

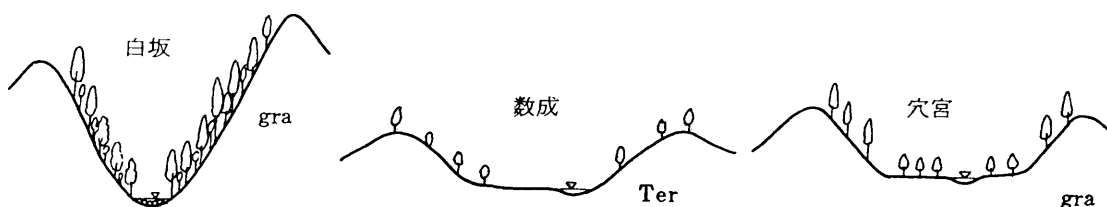


図 1-1-2 山体及び溪流の横断面図

①白坂流域

地質は深層風化花こう岩で山稜はやせ尾根で裸出し、山腹斜面及び溪流部は植生が密集している。

流域面積	: 88.5 ha
流域起伏量比	: 18.93%
エロケーション比	: 0.804

森林被覆状況

良好林相面積率	: 75%
粗悪林相面積率	: 15%
崩壊跡地面積率	: 9%
県道面積率	: 1%

県道は1930年以前に設置された模様である。県道面積は0.9ha（巾5m、長さ1,800m）で本流を横断している。道路は概して流域内の地表水の形成を大きくする。

溪流沿いには1929～1934年に治山ダムが経年的に13基設置され、また蛇籠床固めが20基設置されている。

道路建設に伴うものか、流出土砂量（測水所堆積土砂量）は1930年より増加の傾向を示し、治山ダム等の溪流工事によるものか1934, 1935年をピークとして漸次減少の傾向となっている。

1938年にはさらに上流部に2基の治山ダムが設置されている。

勿論、流域内森林は年々植生の充実が進んで来ている。

これらの諸状況は流域特性を固定して解析していくことの難しさを示す。

②数成流域

地質は新第3紀層の砂岩、れき岩よりなる。

地形は丘陵性の緩地形で谷部も幅広い空間を有する。

流域面積	: 109.6ha
流域起伏量比	: 3.98%
エロレーション比	: 0.798

森林被覆状況

良好林相面積率 : 0%

粗悪林相面積率 : 69%

無立木地（裸出地）面積率 : 10%

陶土採掘地、道路面積率 : 21%

このうち4.7haの耕地は水田で夏期の水文解析にはかなりの支障となるものであろう。

道路は昭和初年以前に設置されたもので、1.7ha（幅3.5m総延長4,860m）で自動車道路にもなりうる規模で地表水の形成も大きいものと思われる。

陶土採掘は1935年頃より行なわれ、1938, 1939年には最盛期を迎えている。天然素堀で採掘跡地はむしろ降雨時に貯水池的役割を示す。

流域内森林は極めて粗悪ではあるが、落葉腐植層もわずかながら形成され徐々にではあるが年々良い方向に移行しつつあるという状況であった。

③穴の宮流域

地質は深層風化花こう岩で山頂付近に局所的に新第3紀層れき層の残留物がわずかに残っている程度である。

流域面積 : 13.9ha

流域起伏量比 : 7.17%

エロケーション比 : 0.956

森林被覆状況

良好林相面積率 : 0%

粗悪林相面積率（治山造林地も含む） : 97%

無立木地面積率 ： 3%

道路その他の面積率 ： 0%

当初林相は極めて粗悪な状況で、裸地内にわい木が点在しているような状況であった。

1925年から1929年にかけて治山造林が実施されたが、約半分程度はかなり良好な状況に移行し、残部は僅か良好になった程度である。

しかしこの流域もその後極めて徐々に植生の進入が行なわれ、わずかながら腐植層等の形成も行なわれて来た模様である。

1938, 1939年頃には、前述の治山造林の成果がかなり有効性を示し始めた感がある。

第2節 水文資料

(1) 観測施設と観測方法

(i) 降水量

降水量の観測は日雨量計と自記雨量計と併用して実施されている。自記記録はサイフォン式自記雨量計により日巻でタイムスケール 15 mm/hr でゲージスケールは5倍である。本論文中短期流出解析に使用した資料としてこの記録を10分単位に 0.1 mm/10分 の精度で読み取ったものを用いた。設置位置は測水所付近で各流域に1箇所の雨量観測所が配置されている。その他の気象要素も観測されているが蒸発量以外は参考にしなかったため、ここで紹介することは避ける。

日雨量の日界は午前9時である。

(ii) 流量⁽³⁴⁾

流量は測水所における水位観測により求める。測水所の越流部の構造は正面図を示すと図1-2-1のように幅の狭い深い矩形ノッチ1箇所とその左右両側に幅の広い浅いノッチを複数個配する構造になっている。正面から見て越流部の両側と下側に鋼鉄製のエッジを配し縮流状態が形成される。流量 q [m^3/s] と越流水深 h [m] との関係は次式のようなになる。

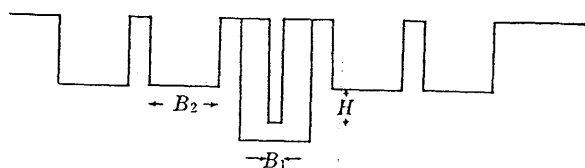


図1-2-1 測水所の越流部形状（正面図）

$h \leq H$ で

$$q = c_1 B_1 \sqrt{2g} h^{\frac{3}{2}} \quad (1-2-1)$$

$h > H$ で

$$q = c_1 B_1 \sqrt{2g} h^{\frac{3}{2}} + c_2 N B_2 \sqrt{2g} (h - H)^{\frac{3}{2}} \quad (1-2-2)$$

ここで g は重力の加速度 [9.8 m/sec^2]、 c_1 、 c_2 は流量係数の $2/3$ の値、 N は幅の広いノッチの個数、 B_1 (= 0.2 m)、 B_2 (= 1.0 m) はノッチの幅である。各流域でこれらの値は異なり表 1-2-1 に示した値を持つ。

表 1-2-1 水位流量曲線のパラメータ

	c_1	c_2	N	H [m]
白坂	0.369	0.398	12	0.5
数成	0.387	0.390	12	0.5
穴の宮	0.413	0.427	4	0.2

水位自記記録はタイムスケール 1.5 cm/hr 、ゲージスケール $1/5$ の日巻自記水位計が使用されている。

(2) 貯水池への流入量

前項で述べた流量とは量水堰堤からの流出量を意味する。堰堤後背部の貯水池により流れは一旦貯留されるのでハイドログラフに変形を生ずる。流域からの流出を論ずる場合は

(29)

貯水池により調節される以前の流入量を取り扱う必要がある。ここでは β 法により流入量を求める。これは数値微分による解法であり、水位は高精度の観測と読み取りとを要する。

時刻 t と $t + \Delta t$ における流入量レートを Q_t 、 $Q_{t+\Delta t}$ [m^3 / sec] とする。また、同じく流出量レートを q_t 、 $q_{t+\Delta t}$ とすると時刻 t 、 $t + \Delta t$ 間での収支を考え次式が成り立つ。

$$\left((Q_t + Q_{t+\Delta t}) / 2 - (q_t + q_{t+\Delta t}) / 2 \right) \Delta t = a \cdot \Delta h \quad (1-2-3)$$

a は水位 h における貯水池水表面積 [m^2]、 Δh は時刻 t 、 $t + \Delta t$ 間での貯水池水位の上昇量である。さらにこれを変形して

$$(Q_t + Q_{t+\Delta t}) / 2 = \beta (q_{t+\Delta t} - q_t) + q_t \quad (1-2-4)$$

$$\left(\text{ただし、} \beta = (a / \Delta t) / (dq / dh) + 1 / 2 \right) \quad (1-2-5)$$

をうる。 β は、貯水池水表面積 a と越流量レート q とが越流水深 h の関数であるから、時間とは独立に決定することができる。

水位-水表面積式は次のように示されている。

$$\text{白坂：} a = 11.6h + 361.1 \quad (1-2-6)$$

$$\text{数成：} a = 11.0h + 450.0 \quad (1-2-7)$$

$$\text{穴宮：} a = 177.8h^{3.7} + 70.0h + 476.0 \quad (1-2-8)$$

(1-2-4) 式を流域面積 A [km^2] で割って水高 [$\text{mm}/10\text{min}$] で表現すると (水高で表現された変数に \sim 印を施す。)、

$$(\tilde{Q}_t + \tilde{Q}_{t+\Delta t}) / 2 = \beta_{\star} (\tilde{q}_{t+\Delta t} - \tilde{q}_t) + \tilde{q}_t \quad (1-2-9)$$

$$(\text{ただし、} \beta_{\star} = (0.6(a/A) / \Delta t) / (d\tilde{q}/dh) + 1/2 \quad (1-2-10))$$

となる。

(1-2-9) 式から明らかなように流入量は β_{\star} が大きければ流出量からのずれは大きいことがわかる。さらに、 β_{\star} は貯水池面積と流域面積との比率が大きいほど大きいことがわかる。また、 β_{\star} は $d\tilde{q}/dh$ が小さいほど大きい、換言すると越流水深が低いほど大きい。このことから流入量と流出量のずれは貯水池面積が流域面積に比較して広い観測点で、低水時の水位変動の時に大きいことがわかる。また、このような条件とはかかわりなく、急激な流量の変動が生ずる時にもそのずれは大きいことは言うまでもない。

流入量レートと流出量レートの違いを見るために図 1-2-2 に穴宮流域における出水例によって示した。流量レートの少ない部分で流入量レートと流出量レートの差は大きい。同じように流量レートの少ない部分でも減水部のように滑らかな変化を示すところは差が小さい。

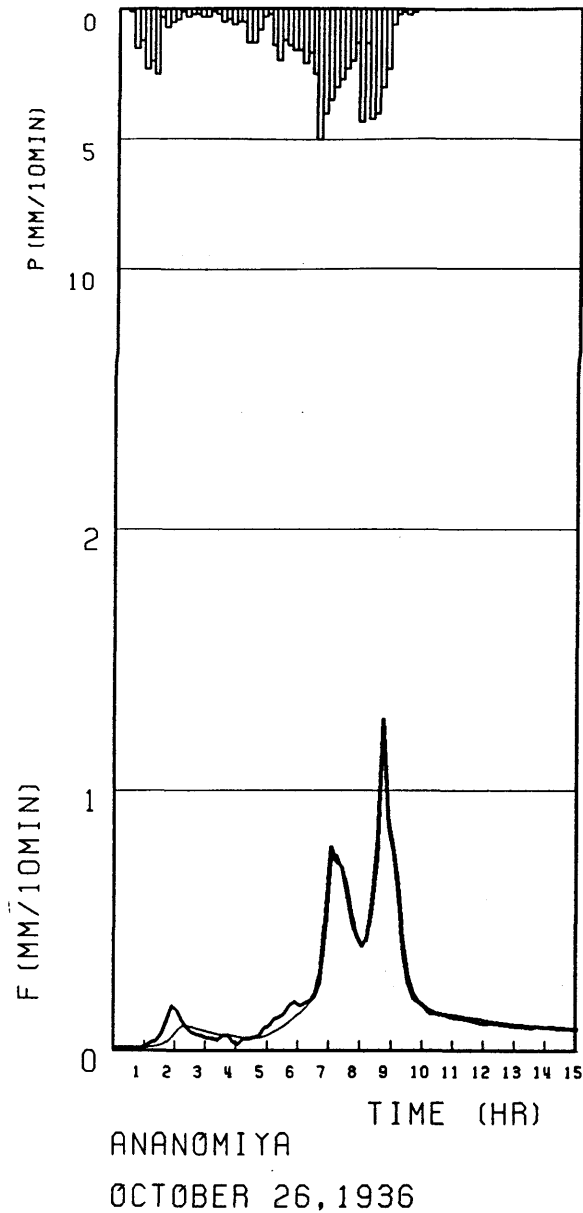


図 1-2-2 流入量レートと流出量レート

Note: 細線は流出量レート、太線は流入量レート

このように中小の出水例の場合は流入量レートと流出量レートのずれを無視できないので、高水流出解析では流量レートとして貯水池への流入量レートが算出され用いられた。日流量を始め長期流出解析には流出量レートから算出された日流量資料が用いられた。日単位でまとめれば流入量と流出量の差は問題とするにあたらぬ。

(3) 解析に用いた水文資料

(i) 高水流出

1935年から1938年にかけての4年間で各流域で約16例づつの出水例を選んだ。表1-2-2に高水の開始年月日、時刻と総降雨量、10分間の最大降雨強度、10分間最大流量を記した。

高水流出資料は単位時間を10分とした。水位の読み取り時刻は10分より短い間隔であったり長い間隔であったり不定であったが、これらを1次補間式で結び1分単位で流入量を算出し、その後10分単位に集計したものである。従って流量は10分間の流入量の合計値である。降水量が10分毎の合計値であることと対応している。第5章ではさらに1時間毎に集計しなおして分析に用いた。

(ii) 長期流出

長期流出の解析は日単位、月単位、年単位で行なったが、これらの資料の基本は日流量(1)(2),(3)である。日流量は詳細で精密な水位の読み取りと流出量への変換が行なわれ日単位に集計されたものである。集計の日界は午前10:00である。

日単位の資料は1935年から1938年の4年間を対象として第2章で主として解析される。また、第5章でも1941年から1976年迄の36年間の資料を穴の宮流域を対象として取り扱われる。月単位の資料は1935年から1938年迄と1941年から1944年迄の各々4年を対象として第3章で解析される。年単位の資料は1930年から1945年までを対象に論ぜられる。

(iii) 基底流出

無降雨期間中の日流量 [mm/day] と2時間単位の水位から算出した流量レート [mm/hr] の2種の減水部分をそれぞれ第2章、第3章で取り扱った。日流量は19

表 1 - 2 - 2 解析に供した高水例

no.	白坂		数成		穴宮							
	高水開始日時	P	p max	q max	高水開始日時	P	p max	q max				
1	Aug.15,'35 11:40	68.8	4.4	0.20	Aug.15,'35 13:10	72.6	3.8	0.52	Aug.28,'35 13:10	108.1	5.0	0.81
2	Aug.28,'35 14:10	154.4	6.0	0.77	Oct.27,'35 1:10	99.0	14.7	1.88	Aug.31,'35 8:10	24.5	2.5	0.25
3	Jun.29,'35 3:40	89.9	6.3	0.64	Sep. 5,'35 0:10	18.1	4.3	0.68	Oct.27,'35 1:10	98.1	12.4	5.80
4	Aug.31,'35 22:30	105.5	4.0	0.26	Sep.22,'35 14:10	62.2	3.6	0.61	Sep. 1,'35 1:10	96.1	3.6	0.73
5	Sep.22,'35 14:10	69.8	3.3	0.22	Sep.24,'35 3:10	54.1	2.4	0.57	Oct.26,'36 5:10	79.2	5.0	1.27
6	Jul. 9,'36 6:10	94.2	9.0	1.48	Aug.18,'36 0:10	48.5	8.6	2.14	Jul. 9,'36 6:10	77.0	10.0	2.03
7	Jul.15,'37 14:10	88.0	12.5	0.78	Aug.23,'36 13:10	34.5	15.0	1.41	Oct. 2,'36 12:10	238.6	12.0	7.71
8	Jul.28,'37 22:10	121.0	10.0	0.93	Oct.26,'36 7:20	66.9	4.7	0.71	Sep.27,'36 3:10	124.8	8.0	3.49
9	Aug. 2,'38 21:10	43.1	4.0	0.27	Jul. 9,'36 6:10	66.4	7.5	1.77	Jun.18,'37 22:10	54.2	7.0	1.81
10	Jul. 2,'38 18:10	246.2	9.0	1.70	Oct. 2,'36 20:10	203.6	14.0	6.05	Jul.28,'37 22:10	54.2	7.0	1.81
11	Jul. 5,'38 0:10	85.7	11.5	1.16	Sep.27,'36 3:10	97.8	7.5	2.17	Jul. 2,'38 14:10	31.3	3.2	0.34
12	Jun.16,'38 21:10	86.7	22.0	0.34	Jul.15,'37 16:10	53.7	4.0	0.46	Jul. 3,'38 14:10	124.9	10.5	3.74
13	Jun.28,'38 2:10	149.0	8.8	0.80	Jun.18,'37 15:10	32.0	6.6	0.54	Jun.16,'38 21:10	67.1	10.5	1.81
14	May 2,'38 12:40	100.9	4.1	0.41	Jul.29,'37 5:20	42.7	8.0	1.85	Jun.17,'38 17:10	16.6	4.5	0.40
15	Oct.30,'38 22:10	18.6	4.2	0.23	Jun.16,'38 21:10	78.2	9.5	1.33	May 2,'38 11:10	92.0	6.4	0.94
16					Jun.28,'38 23:10	56.7	5.8	1.50	Oct. 3,'38 10:10	92.3	3.8	0.56
17					May 3,'38 0:10	52.7	5.5	0.72				

Note: P : 総降雨量[mm], p max : 10分間最大降雨強度[mm/10min], q max : 10分間最大流量[mm/10min]

34年から1945年までの期間のうち顕著な無降雨日が選ばれた。2時間単位の流量レートは1936年から1938年までの3年間から選ばれている。

結び

次章以降で流出過程の分析を行ない、これを総合して流出モデルを構築するために、東京大学愛知演習林の3試験流域（白坂、数成、穴の宮）の概説を行ない、流量資料の算出法と調整法について述べた。3流域の流域特性を比較すると、白坂は林相が良好で起伏量比が大きく、対照的に数成は林相が粗悪ではあるが起伏量比は小さい。一方、穴の宮は前2者に比較して流域面積が狭く、林相は両者の中間程度で起伏量比は数成と大差はない。また、流量資料に関してはその精度に十分な配慮がなされており、しかも本論文で流入量を算出し高水解析に用いた。また、日流量、月流量、年流量についてもその資料は精密な読み取りのうえに集計されており、欠測もない。

第2章 試験流域における流出特性の分析

序

本章では前章で紹介した東京大学愛知演習林内の3試験流域の水文資料を解析し、その特性を明かにすることを目的としている。本章は日本における1水源帯の水文特性の事例研究ではあるが、水源帯における降雨や流出の傾向を考える前提となるものであり、次章で流出モデルを構成する上での予備的知識を提供する目的を有している。

降雨特性に関しては日雨量の降雨階級別の年間に生起する頻度分布を調べ、その経年変化の検討や流域間比較を行なう。流出特性に関しては、短期流出は次章で論ずるので、本章では長期流出を取り扱う。これは時間単位別に日流出、月流出、年流出に分けられる。これらの流出解析にあたっては初期損失に関するモデルによって日単位の損失量を求め、流出モデルの入力として降雨をそのまま用いることはせずに、降雨から初期損失を差し引いた流出可能雨量を用いる。この流出可能雨量と流量との対応関係に対して流出解析を行なう。日流出に関しては直列貯留型のタンクモデルを、月流出に関しては1段のタンクモデルを用いるが、初期損失の算出をモデルから分離しているので日流出モデルのパラメータを減ずることができるし、月流出モデルはその構造が単純化される。

この流出解析から3試験流域の流出特性が明かにされ、流域間比較をとおして流域特性と流出特性の係わりを論ずる。

(35)

第1節 降雨特性

ここで整理される降雨資料は愛知県瀬戸地方のものであるが、この数値から判断される結果は、一応日本における一般的傾向とみなしてよい。白坂、数成、穴の宮流域における年降水量、年降水日数について、さらに日降水量10mm以下の年間の集計値及び日数、日降水量10mmより60mmまでの集計値と日数さらに日降水量60mm以上の集計値と日数を整理すると、表2-1-1のようなものが得られる。表2-1-1は年次に間断があるが、1930~1935年の6箇年を前期とし、1942~1945年の4箇年を後期として整理したものである。このなかには1935、1945年の多雨年と1934、1942、1943、1944年の寡雨年も含まれている。このうち1942、1943、1944年の寡雨年には流域が荒廃した愛知県犬山地方で農業用水に水不足を生じた模様である。表2-1-1のそれぞれの階級ごとの降水量を図示したものが図2-1-1である。以上の整理された数値から判断して以下の諸点がいえる。

(A) 年降水量と年降水日数

年降水量の大小にかかわらず年降水日数はほとんど変化が少ない。概して降雨日数 N はほとんど一定しており、その標準偏差 σ も小さい値を示す。即ち、

白坂 $N = 156.5$ 日 $\sigma = 18.5$ 日

数成 $N = 162.3$ 日 $\sigma = 23.3$ 日

穴宮 $N = 170.0$ 日 $\sigma = 7.9$ 日

が計算される。

この数値に関しては降水量0.0mmの判断が各流域の観測者によって多少異なるので、3流域で N に多少の相違が生ずることはやむをえない。

(B) 年間における日降水量10mm以下の集計値

この範囲の降雨日数は前述のように観測者の0.0mmの判断の仕方によって各流域が多少異なった数値を示すが、ほぼ80～140日に落ち着くようである。その集計値は

白坂 P = 258.7mm σ = 31.9mm

数成 P = 259.4mm σ = 28.0mm

穴宮 P = 273.0mm σ = 28.5mm

の値を示し、年降水量に関係なく、ほぼ均一な値を示していることがわかる。このことは図2-1-1からも明瞭にうかがわれる。

(C) 60mm以上の降水総量と日数

日数においては極めておおきな変動があり、また総量も大きく変動する。

白坂 P = 379.8mm σ = 218.1mm

数成 P = 239.0mm σ = 239.0mm

穴宮 P = 257.7mm σ = 187.7mm

となり、年による総量及び日数の変動量は極めて大きい。以上の諸点から判断すると日本の年降水量の大小には日降水量60mm以上の発生日数が大きく関与していることが考えられる。つまり、多雨年と寡雨年の違いは概して60mm以上の降雨の発生頻度に大きく左右されているといえる。

表 2 - 1 - 1 年降水量・降水日数・年流量・年消失量

流域名	年次	日数	10 ≥ P mm		10 ≤ P ≤ 60 mm		60 ≤ P mm		年降雨日数	年降水量 mm	年流量 mm	年消失量 mm
			日数	降雨量mm	日数	降雨量mm	日数	降雨量mm				
白坂	5	365	85	297.9	54	1,255.8	3	315.8	142	1,869.5	1,141.9	727.6
	6	365	73	239.2	59	1,249.5	2	137.3	132	1,626.0	824.2	801.8
	7	366	97	236.7	52	1,340.7	4	379.9	153	1,957.3	1,014.5	942.8
	8	365	82	256.4	48	1,099.9	4	336.9	134	1,693.2	697.4	995.8
	9	365	106	295.8	37	876.9	3	235.7	146	1,408.4	553.3	855.1
	10	365	98	269.2	50	1,191.4	8	657.7	156	2,118.3	1,151.2	967.1
	17	365	123	208.2	38	993.4	5	484.5	166	1,686.1	870.5	815.6
	18	365	155	303.4	25	698.7	5	404.2	185	1,424.3	615.7	808.6
	19	366	136	241.7	46	1,063.9	1	69.2	183	1,374.8	375.7	999.1
	20	365	104	238.2	52	1,412.1	9	776.4	165	2,426.7	1,578.5	848.2
数成	5	365	102	316.0	43	952.8	3	228.2	148	1,497.0	964.1	532.9
	6	365	86	266.0	56	1,153.9	2	156.3	144	1,576.2	819.0	727.2
	7	366	118	269.9	45	1,068.6	4	324.8	167	1,663.3	1,022.1	641.2
	8	365	88	282.4	42	957.4	2	151.7	132	1,391.5	724.2	667.3
	9	365	98	268.1	40	863.5	1	78.4	139	1,210.0	582.2	627.8
	10	365	89	235.6	51	1,136.3	7	511.5	147	1,883.4	1,202.6	680.8
	17	365	138	235.7	35	916.6	2	165.8	175	1,318.1	703.0	615.1
	18	365	160	255.7	29	629.8	6	424.3	195	1,309.8	602.2	707.6
	19	366	152	247.5	42	927.5	0	0	194	1,175.0	472.2	702.8
	20	365	123	217.1	55	1,417.8	4	349.2	182	1,984.1	1,246.8	737.3
穴宮	5	365	116	322.4	42	937.4	3	232.5	161	1,492.3	965.7	526.6
	6	365	105	241.5	59	1,192.2	2	158.5	167	1,592.2	967.0	625.2
	7	366	135	278.4	45	1,054.5	4	345.1	184	1,685.5	1,178.8	506.7
	8	365	124	308.5	40	939.0	2	160.1	166	1,407.6	833.9	573.7
	9	365	129	284.4	39	856.5	1	81.3	169	1,222.2	643.4	578.8
	10	365	109	227.1	50	1,054.8	9	638.4	168	1,920.3	1,300.4	619.9
	17	365	140	267.2	33	923.2	2	171.2	175	1,355.9	750.1	605.8
	18	365	145	270.7	30	663.3	6	423.6	181	1,356.6	679.1	677.5
	19	366	129	274.0	41	944.2	0	0	170	1,218.2	476.6	741.6
	20	365	104	255.4	52	1,430.1	4	366.4	160	2,051.9	1,246.8	805.1

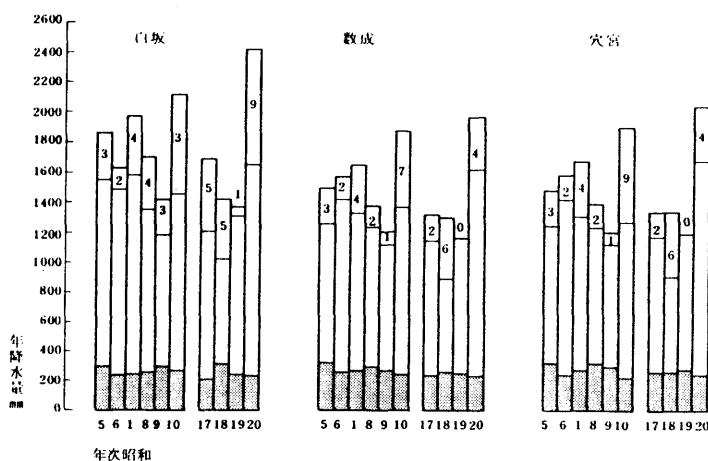


図 2 - 1 - 1 日雨量降雨階級別に分類した年降水量の内訳

Note: 最下段: P<10mm, 中段: 10<P<60mm, 最上段: 60mm<P 数値はその発生日数

第2節 試験流域の流出特性

(1) 損失量

長期流出の解析を行なう場合には蒸発散の過程を考慮する必要が生じて来る。一方、短期流出ではせいぜい数日間を対象とするので蒸発散を考慮しない。しかし、流域が無降雨期間中に乾燥し、次の降雨の一部を流域内に貯留しそれが後々の蒸発散に使われると考えることもできる。短期流出解析ではこれを初期損失と呼んでいる。そうすると、蒸発散と初期損失とは同じ現象の別のいいまわしであるともいえよう。そこで、長期流出の解析にも降雨から、後々蒸発散により消失していくと考えられる部分を流域の湿潤状態に応じて差し引き、流出可能雨量として様々なモデルの入力に用いることとした。換言すると、長期流出解析に初期損失の概念を導入することになる。

(i) 損失量のモデル

「初期損失」という言葉には短期流出との関連が強く想起されるので本章で考察する日単位の損失量を単に「損失量」と称することにする。損失量のモデルに関して次のような

仮定
を設ける。

(A) 日降雨の累加量に対応して日損失量の累加量は増大し、最終的には一定値に漸近する。この一定値を最大損失量と名付ける。

(B) 降雨の初期では（降雨が微少な段階では）降雨の全量が損失する。

(C) 最大損失量は降雨の直前の流域の湿潤状態に対応して変化する。

上記の仮定に従って式の形状を決定しよう。日降雨の累加量を P [mm]、日損失量の累加量を L [mm]、最大損失量を L_f [mm] とする。流出可能雨量の累加値 P_d [mm] は、

$$P_d = P - L$$

(2-2-1)

日雨量の累加量 P と日流出可能雨量の累加量 P_d の関係を図示すると図 2-2-1 となることが仮定されている。即ち、漸近線 (z) $P_d = P - L_f$ を持ち、原点を通る曲線となる。

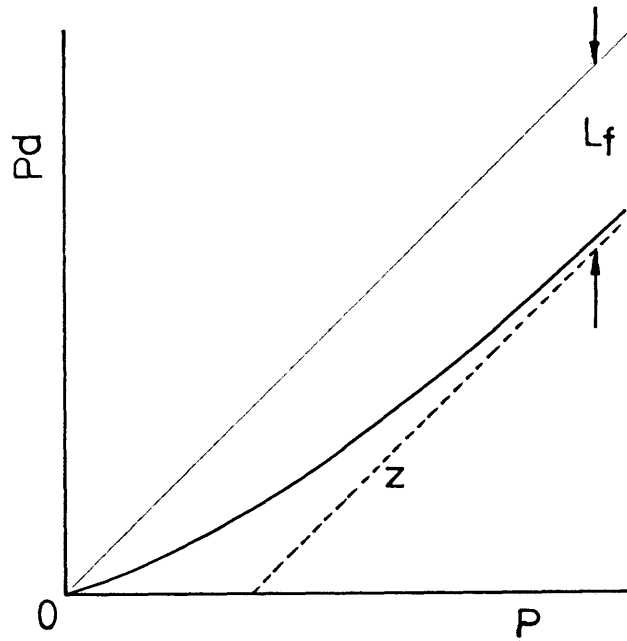


図 2-2-1 累加雨量 P と累加流出可能雨量 P_d の関係

また、仮定 (B) から

$$\left(\frac{dP_d}{dP} \right)_{P=0} = 0$$

(2-2-2)

である。これらの条件を満たし、指数関数的に漸近線 (z) に近づく式として次式を採用する。

$$P d = L f \cdot \exp(-P / L f) + P - L f \quad (2-2-3)$$

日流量と日雨量の資料を基にこの関係式を検討することにしよう。

(ii) 流域内貯留量のモデル

次項に移るまえに流域内の被圧・不圧帯水層内での貯留量と流出量レート及び地下水の
^(b) 逓減係数との関係を考察しておこう。逓減式の導入は次章で行なわれる。

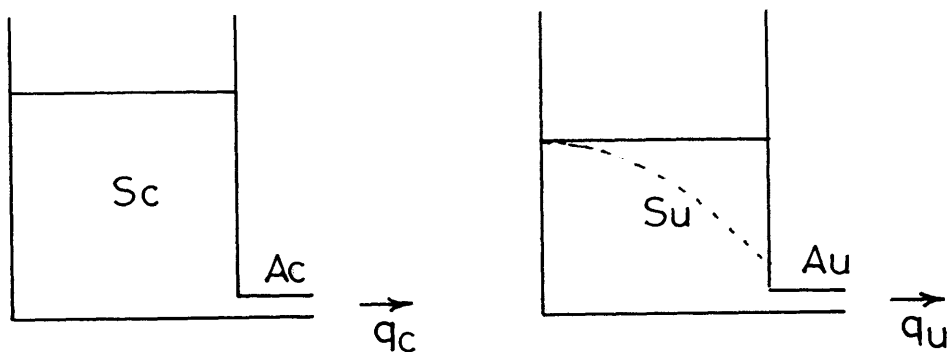


図 2-2-2 (a) 被圧帯水層の模式図 (b) 不圧帯水層の模式図

①ある時刻での帯水層の貯留量を S_c [mm] とする。その流出量レート q_c [mm/h] が貯留量 S_c に比例し、その比例定数を A_c [$h r^{-1}$] としよう。ここでは次式が成立する (図 2-2-2 (a) 参照)。

$$(q_c =) \frac{d S_c}{d t} = -A_c \cdot S_c \quad (2-2-4)$$

これを解いて被圧逓減式

$$q_c = q_{c0} \cdot \exp(-A_c t) \quad (2-2-5)$$

を得る。ただし、 t は初期流量レート q_{c0} [mm/hr]からの経過時間である。

②次に上記と同様にある時刻における貯留量を S_u [mm]とする。流出量 q_u [mm/hr]が貯留量 S_u の2乗に比例し、その比例定数を A_u^2 [mm⁻¹ hr⁻¹]としよう。ここでは次式が成立する。

$$(q_u =) d S_u / d t = -A_u^2 \cdot S_u^2 \quad (2-2-6)$$

これを解いて不圧逓減式

$$q_u = q_{u0} / (A_u \sqrt{q_{u0} t + 1})^2 \quad (2-2-7)$$

を得る。ただし、 t は初期流量レート q_{u0} [mm/hr]からの経過時間である。

3試験流域の無降雨日における逓減の傾向を以下に検討する。被圧逓減式と不圧逓減式との線形結合によって一般的な逓減式が与えられる。即ち、

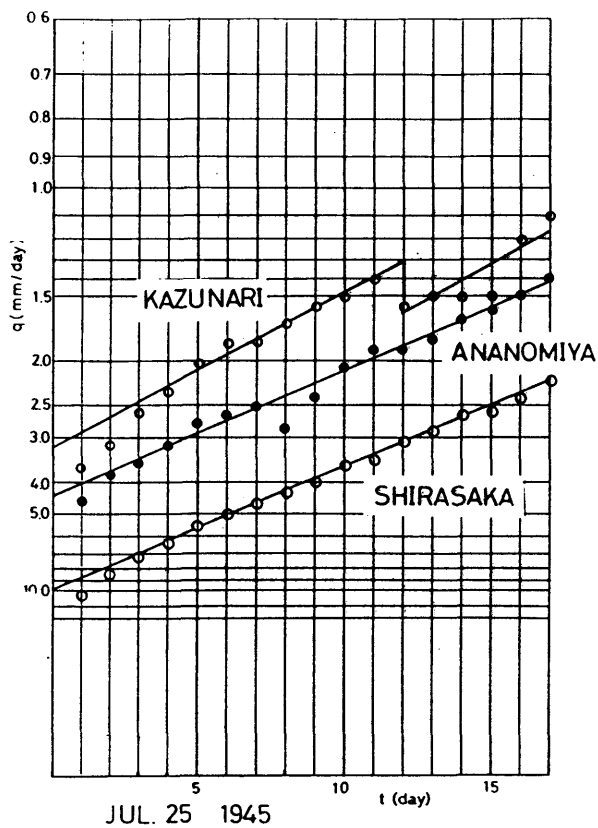
$$q = n_1 q_c + n_2 q_u \quad (2-2-8)$$

$$(ただし、n_1 + n_2 = 1) \quad (2-2-9)$$

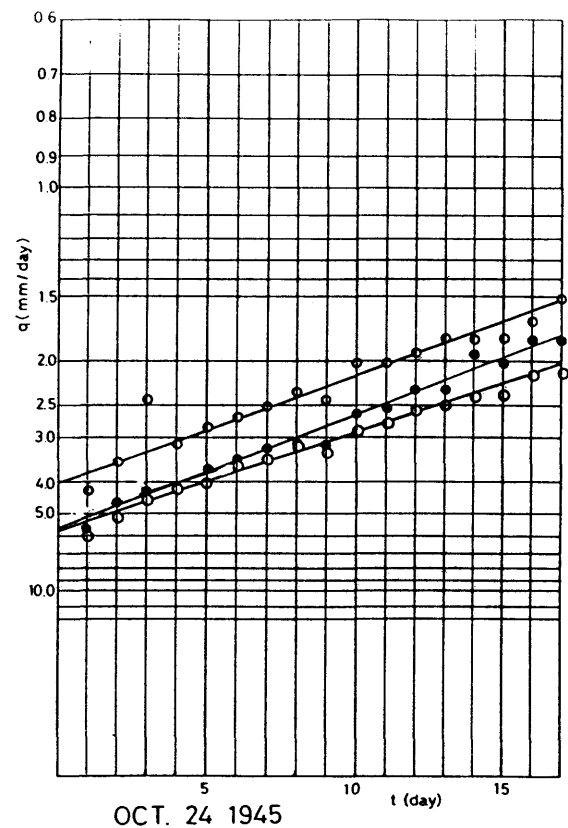
白坂の逓減式は不圧逓減型であるとの分析も⁽⁴⁾ある。そこで3流域の逓減特性を調べるため(2-2-7)式を次のように変形する。

$$\sqrt{1/QU} - \sqrt{1/QU_0} = Au t \quad (2-2-10)$$

$\sqrt{1/QU}$ と時間 t とをプロットすると不圧透減型の地下水であれば直線上に点が並ぶことになる。その一例を示したものが図 2-2-3 (a)、(b) である。降雨のあった翌日からの無降雨期間中のプロットであり 3 流域ともほぼ直線に乗っている。7 月 25 日以降の場合 (a) は減水の初期の 3 日程はいずれの流域も挿入した直線より流量レートが多少大きい。この過大な部分が被圧地下水成分と考えられる。



(a)



(b)

図 2-2-3 無降雨日流量の透減

1934年から1945年までの12年間から無降雨日を選びプロットを行ない不圧逡減係数を求めたのが表2-2-1と表2-2-2である。表2-2-1は10日以上は無降雨期間を対象とした場合、表2-2-2は大部分が10日未満の無降雨期間を対象とした場合である。不圧逡減係数 A_u は、無降雨期間が長い場合から導かれた平均値は白坂で $0.0050 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ 、数成で $0.0087 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ 、穴の宮で $0.0062 \text{ m}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ であるが、無降雨期間が短い場合から導かれて平均値が白坂で $0.0090 \text{ m}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ 、数成で $0.0134 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ 、穴の宮で $0.0109 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ となる。後者が大きいのは減水曲線中に被圧成分がかなり残留したためであると判断し得る。いずれにしても、減水の急激な順に流域を並べると数成・穴の宮・白坂の順になる。次章において逡減係数を2時間単位のプロットから再検討する。

(iii) 損失量と流域湿潤状態との関係

1934年から1945年までの12年間で無降雨が約10日以上継続する資料を各流域毎30例、さらにそれに準ずる資料として無降雨継続日数が10日未満の資料30例を合わせて不圧逡減係数を算出し、無降雨期間に先立つ降雨期間を対象に水収支を計算し損失量を求めることとした。この収支計算の概要は以下のとおりである。また、この収支計算の対象となる水文諸量をハイドログラフ上に描くと図2-2-4のようになる。

①無降雨継続期間の初日の不圧逡減曲線の流量レートを qu_2 [mm/day] とし算出した不圧逡減係数を A_u [$\text{mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$] とすると降雨直後の流域内貯留量 Su_2 は

$$Su_2 = \sqrt{qu_2 / 24} / A_u \quad (2-2-11)$$

とすると

表2-2-1 日単位減水曲線における不圧透減係数（無降雨日10日以上）

白坂		数成		六宮								
年	月日	q10	qu0	Au	年	月日	q10	qu0	Au			
1	9. 6. 5	0.57	1.10	0.00757	9. 5. 1	0.84	2.45	0.00923	9. 6. 26	1.33	3.10	0.00611
2	9. 5. 1	0.72	1.75	0.00963	9. 6. 26	0.78	6.00	0.01478	10. 7. 22	0.76	1.80	0.00820
3	9. 6. 26	1.42	4.80	0.00924	10. 4. 19	1.32	5.10	0.00823	10.10.18	1.60	2.55	0.00335
4	10. 7. 23	1.07	1.55	0.00334	11. 7. 25	0.89	1.80	0.00642	9. 5. 1	0.85	2.30	0.00868
5	10.10. 2	2.80	6.50	0.00419	12. 5. 4	0.76	1.75	0.00798	11. 7. 25	1.50	2.95	0.00478
6	10.10.18	1.37	2.55	0.00466	12. 7. 19	1.03	6.20	0.01192	11.11.12	1.60	3.00	0.00435
7	11. 3. 24	1.20	1.80	0.00342	12.10.19	1.40	4.00	0.00705	12. 8. 12	1.09	1.90	0.00474
8	11. 7. 25	1.65	3.75	0.00535	12.11.11	1.35	6.70	0.00968	12.11.23	1.70	2.80	0.00346
9	12. 3. 13	2.30	6.80	0.00563	12.11.23	1.43	2.25	0.00346	13. 3. 12	0.95	2.05	0.00669
10	12. 5. 4	1.39	2.10	0.00323	13. 2. 21	1.13	1.85	0.00419	14. 5. 16	1.14	3.40	0.00805
11	12. 8. 9	1.80	3.20	0.00380	13. 3. 12	0.96	1.90	0.00602	14.11.12	1.20	1.85	0.00363
12	13. 3. 12	1.00	1.60	0.00428	13. 7. 16	1.30	3.40	0.00683	12. 5. 4	1.08	1.60	0.00350
13	13. 7. 16	2.75	7.00	0.00459	13. 9. 12	0.81	2.20	0.00892	12.10.18	1.80	3.55	0.00438
14	13. 9. 12	1.55	3.10	0.00480	13.11. 1	1.65	7.00	0.00818	13. 7. 16	2.75	4.70	0.00289
15	14. 5. 14	1.90	6.00	0.00648	14. 5. 14	1.00	6.20	0.01221	15. 8. 13	1.70	5.30	0.00679
16	14. 6. 13	0.71	1.30	0.00632	14.11.11	1.11	2.55	0.00659	15. 9. 14	0.98	1.30	0.00272
17	14. 8. 12	0.67	1.60	0.00880	14.11.24	1.02	1.85	0.00520	15. 6. 19	0.72	6.00	0.01572
18	14.11.24	1.38	1.95	0.00276	15. 8. 13	1.20	4.90	0.00941	16. 5. 28	1.48	5.00	0.00765
19	15. 3. 15	0.77	1.21	0.00471	15. 9. 14	1.06	1.95	0.00521	16.11. 2	1.16	1.55	0.00256
20	15. 8. 13	1.22	2.35	0.00516	16. 5. 28	1.04	7.00	0.01230	17. 7. 5	1.35	3.00	0.00578
21	15. 9. 14	1.27	2.35	0.00480	16. 8. 3	1.37	3.10	0.00585	17. 7. 15	0.85	1.60	0.00600
22	16. 8. 3	2.20	4.15	0.00374	16.11. 2	1.01	1.32	0.00254	18. 4. 21	1.03	1.80	0.00490
23	16.11. 3	1.27	1.70	0.00246	16.11.29	1.37	3.40	0.00637	18. 6. 20	1.50	3.25	0.00534
24	17. 7. 5	1.80	3.70	0.00460	18. 4. 21	0.71	2.10	0.01014	18. 8. 7	1.00	3.25	0.00909
25	17. 7. 15	1.21	2.15	0.00464	18. 6. 20	0.95	4.30	0.01110	18.10.27	1.04	1.70	0.00436
26	18. 6. 20	1.70	3.70	0.00504	19.10. 9	0.71	7.00	0.01651	19.10. 9	0.57	4.50	0.01741
27	18. 8. 7	1.12	2.70	0.00686	20. 4. 12	0.70	3.80	0.01393	19. 6. 6	0.50	1.50	0.01220
28	18.10.27	0.77	1.10	0.00380	20. 4. 21	0.83	4.80	0.01309	11. 2. 28	0.85	1.27	0.00403
29	20. 7. 28	2.80	7.00	0.00448	20. 6. 14	1.05	8.00	0.01270	20. 7. 25	2.10	4.40	0.00435
30	20.10.25	2.90	5.50	0.00328	20.10.24	2.20	4.00	0.00356	20.10.24	2.60	5.90	0.00426
平均				0.00502				0.00865				0.00620

Note: q10: 無降雨日10日目の日流量[mm/day], qu0: 降雨終了日の外挿線上の日流量[mm/day]

表2-2-2日単位減水曲線における不圧透減係数(無降雨日10日未満)

no.	白坂		数成		穴宮							
	年月日	q10	qu0	Au	年月日	q10	qu0	Au				
1	9.5.15	0.80	2.05	0.00856	7.7.12	1.40	7.00	0.00954	9.5.15	0.86	2.10	0.01585
2	9.9.22	0.64	2.45	0.01247	10.7.8	0.76	3.85	0.01301	9.10.9	1.06	8.00	0.01261
3	9.10.10	0.81	4.00	0.01247	10.8.19	0.86	6.00	0.01368	9.10.26	0.95	3.50	0.01003
4	9.10.26	0.92	3.40	0.01021	10.9.27	1.85	6.50	0.00700	10.4.6	1.55	7.05	0.00871
5	10.4.19	1.75	4.60	0.00591	11.7.14	1.21	7.00	0.01084	10.4.19	1.60	4.90	0.00692
6	10.7.8	1.30	5.30	0.00904	11.10.5	1.20	10.00	0.01218	10.8.19	1.70	6.30	0.00752
7	10.8.20	1.50	4.40	0.00694	12.8.1	0.90	3.50	0.01061	10.9.27	3.85	10.50	0.00410
8	10.9.27	3.15	14.50	0.00614	13.7.9	1.60	8.00	0.00892	11.10.5	2.10	12.50	0.00831
9	10.10.29	1.10	3.25	0.00814	13.10.6	1.00	5.20	0.01146	12.4.27	1.00	4.60	0.01090
10	11.10.5	1.30	10.00	0.01145	13.10.17	1.20	11.00	0.01248	12.8.1	1.20	3.70	0.00802
11	12.4.27	1.40	4.90	0.00803	14.3.14	0.73	4.50	0.01427	12.11.11	2.00	6.00	0.00610
12	12.7.19	1.80	6.00	0.00688	14.6.13	0.32	1.03	0.01597	13.10.6	1.40	3.60	0.00649
13	12.7.31	2.20	7.00	0.00605	14.6.30	0.56	3.00	0.01549	13.10.17	1.65	11.50	0.00987
14	12.10.19	1.60	5.00	0.00701	14.8.11	0.22	1.09	0.02397	13.11.1	2.15	6.70	0.00604
15	12.11.11	2.05	5.00	0.00513	14.9.24	0.80	3.20	0.01141	14.6.30	1.20	4.70	0.01844
16	13.10.6	1.70	3.90	0.00532	14.9.24	0.78	7.00	0.01540	14.9.24	0.63	3.05	0.01403
17	17.7.1	0.65	3.70	0.01471	15.6.19	0.60	5.20	0.01740	14.8.12	0.30	0.90	0.01575
18	14.8.27	0.61	1.30	0.00823	16.5.6	0.63	3.00	0.01393	14.9.12	0.200	0.97	0.02550
19	14.9.24	1.04	5.00	0.01089	16.5.19	0.78	6.90	0.01534	16.5.6	1.09	3.00	0.01553
20	14.10.21	1.02	1.95	0.00559	16.7.1	1.30	10.00	0.01145	16.5.19	0.97	6.00	0.01239
21	15.4.29	0.71	1.90	0.00942	16.8.17	0.75	4.40	0.01384	16.9.20	1.48	5.20	0.00783
22	15.6.19	0.87	4.00	0.01168	16.9.20	1.30	6.00	0.00957	16.8.3	1.44	4.15	0.00699
23	16.5.6	1.15	4.00	0.00883	17.8.22	0.69	1.40	0.01464	16.8.17	1.20	3.40	0.00756
24	16.7.3	2.70	8.00	0.00521	18.6.20	0.95	4.30	0.01110	17.8.22	0.74	2.50	0.02164
25	16.11.29	1.26	3.80	0.00771	18.8.7	0.65	3.50	0.01441	17.9.24	0.90	7.70	0.01416
26	18.10.5	0.60	1.55	0.00996	18.10.5	0.59	2.90	0.01459	18.10.5	0.64	3.65	0.01483
27	19.8.11	0.50	2.00	0.01443	18.10.12	0.93	6.70	0.01328	18.10.12	1.10	6.00	0.01113
28	19.10.9	0.62	4.00	0.01572	19.7.23	0.22	0.98	0.02290	20.5.4	0.89	5.20	0.01269
29	20.6.26	1.80	14.00	0.00976	20.3.1	0.90	9.00	0.01471	20.6.26	1.22	8.10	0.01131
30	20.9.6	1.00	3.20	0.00900	20.9.6	0.80	1.90	0.00801	20.9.19	1.80	4.50	0.00559
平均				0.00903				0.01338				0.01086

q10: 無降雨日10日目の外挿線上の日流量[mm/day], qu0: 降雨終了日の外挿線上の日流量[mm/day]

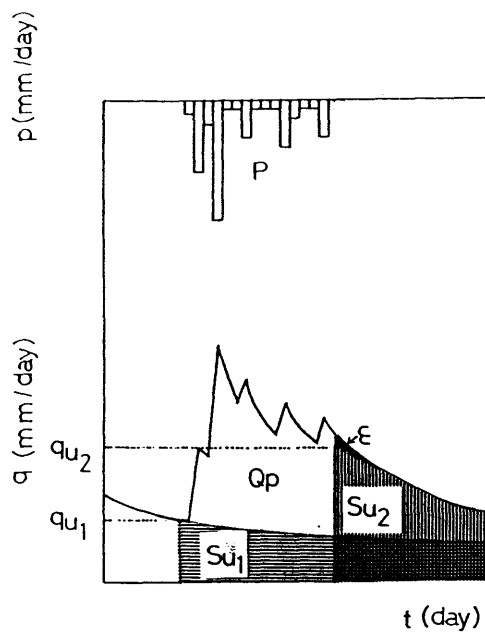


図 2 - 2 - 4 損失量収支計算のための水文諸量

$$Su2' = Su2 + \varepsilon \quad (2-2-12)$$

ε は補正量で無降雨日初日以降の透減曲線と不圧透減曲線との差であり、被圧地下水の流出成分の全量であるが、量的には少なく、0 mm が存在しても 2 mm 以下でごくまれに 5 ~ 7 mm が認められた。

②降雨直前の流域内貯留量 $Su1$ [mm] は、降雨前日の流量レートを $qu1$ [mm/day] とすると

$$Su1 = \sqrt{qu1 / 24} / Au \quad (2-2-13)$$

とした。降雨の直前では被圧地下水の流出成分は 0 とみなせるので、不圧透減係数を用いて上式のように表現した。即ち、(2-2-12) 式のような補正を必要としない。

③降雨期間中の流量の合計値を Qp [mm]、降雨の累加値を P [mm] とすると損失量

L [mm] は

$$L = P - Q_p - (Su_2' - Su_1) \quad (2-2-14)$$

降雨期間とは日雨量が 0.1 mm/day でもこれを含め、無降雨によって切断されることのない連続降雨の期間として取り扱った。

以上の収支計算によって求められた、 P_d を P に対してプロットすると図 2-2-5 (a), (b), (c) が得られる。この図は初期流量レート qu_1 (降雨の前日の値) の階級別にプロットされている。結果から、図 2-2-1 に示した関係を確認し得る。ばらつきはあるものの初期流量レートに対応した変化をみせ、仮定 (C) を確認することができる。この図に (2-2-3) 式をあてはめパラメータ L_f を初期流量レート qu_1 の階級別に応じて決定した結果が図 2-2-6 (a), (b), (c) である。初期状態に応じて、各流域毎に 6 本の線で類別した。曲線 A, B, C, D, E, F に対応する漸近線が a, b, c, d, e, f である。各曲線は初期流量レートに次のように対応している。

$$A: \quad 4 \leq qu_1$$

$$B: \quad 2 \leq qu_1 < 4$$

$$C: \quad 1.5 \leq qu_1 < 2 \quad (\text{単位 mm/day})$$

$$D: \quad 1 \leq qu_1 < 1.5$$

$$E: \quad 0.5 \leq qu_1 < 1$$

$$F: \quad qu_1 < 0.5$$

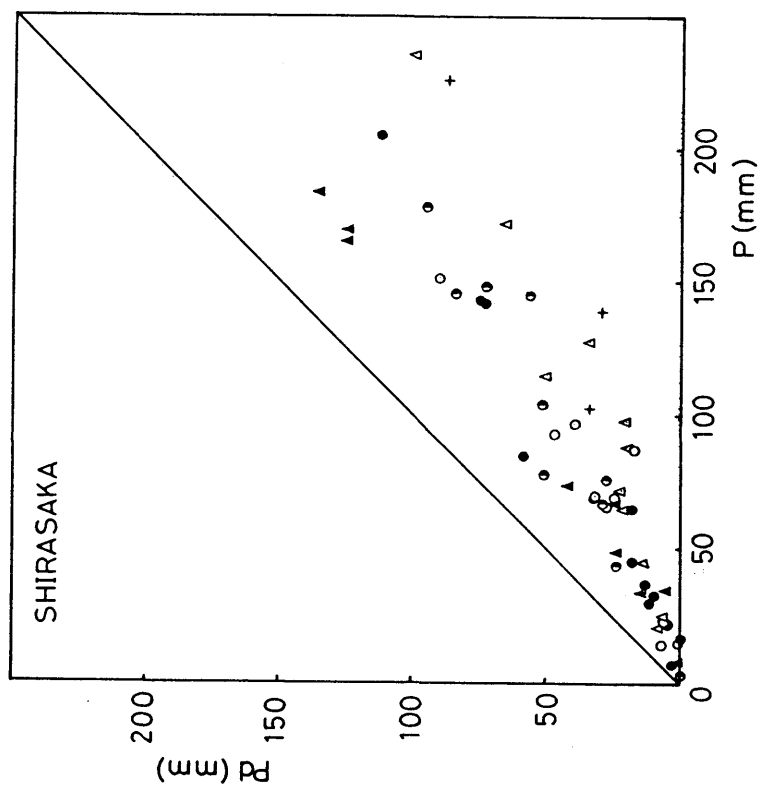


図 2-2-5 (a) 降雨量と流出可能雨量
[白坂]

Note: 図中の記号は初期流量レ-トに対応している。A~Fはレ-トの階級を示す。本文参照
 黒三角:A, 黒丸:B, 羊黒丸:C, 白丸:D, 白三角:E, 十字:F

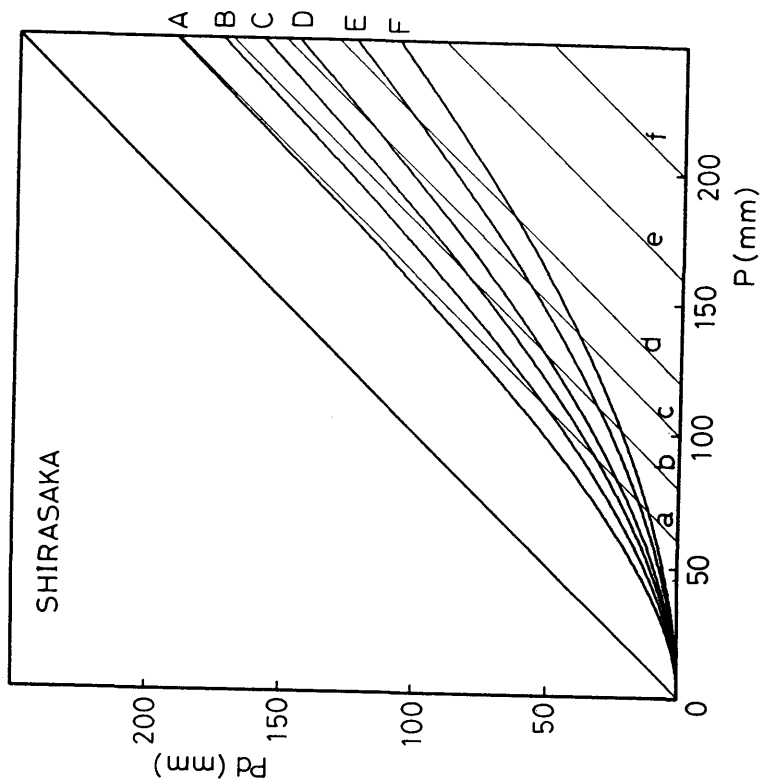
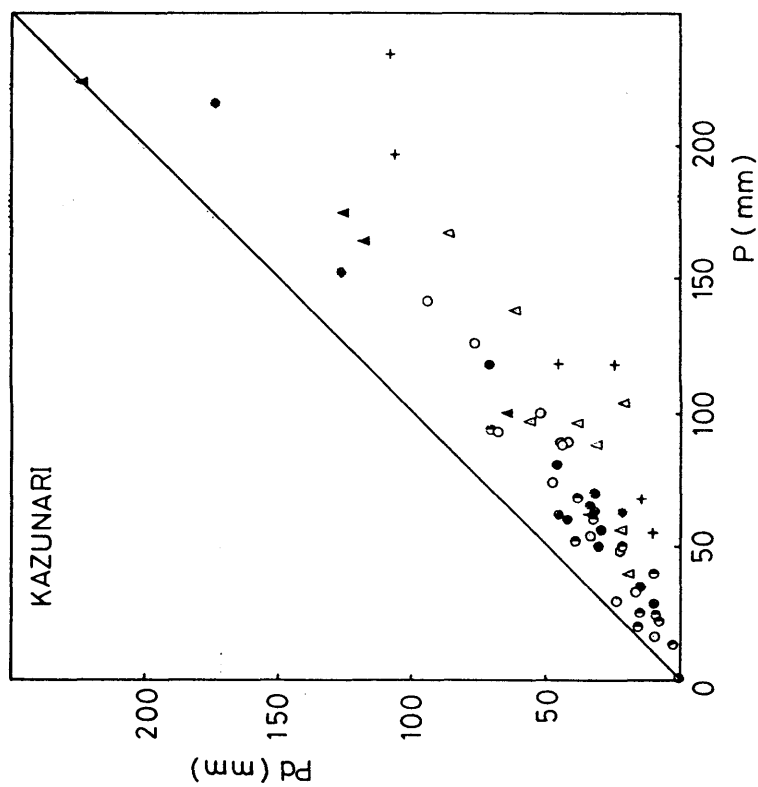
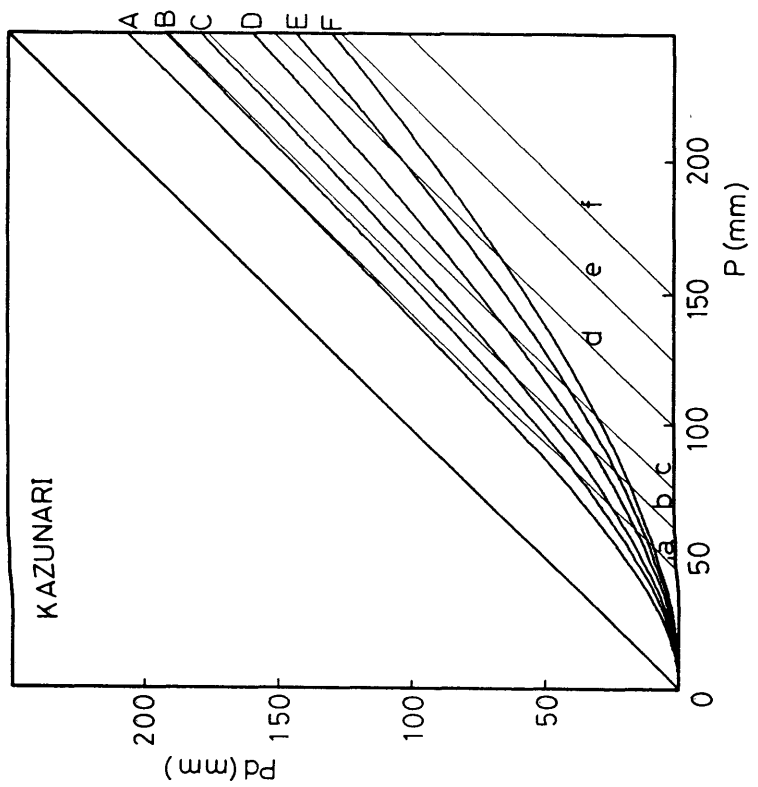


図 2-2-6 (a) 曲線のあてはめ
[白坂]



☒ 2-2-5 (b) [数成]



☒ 2-2-6 (b) [数成]

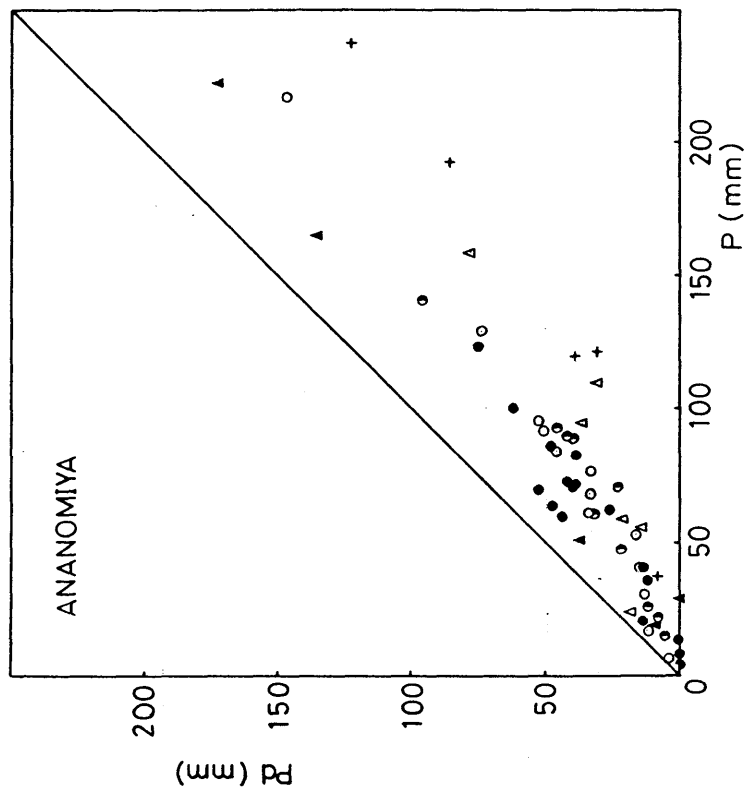


図 2-2-5 (c) [穴窩]

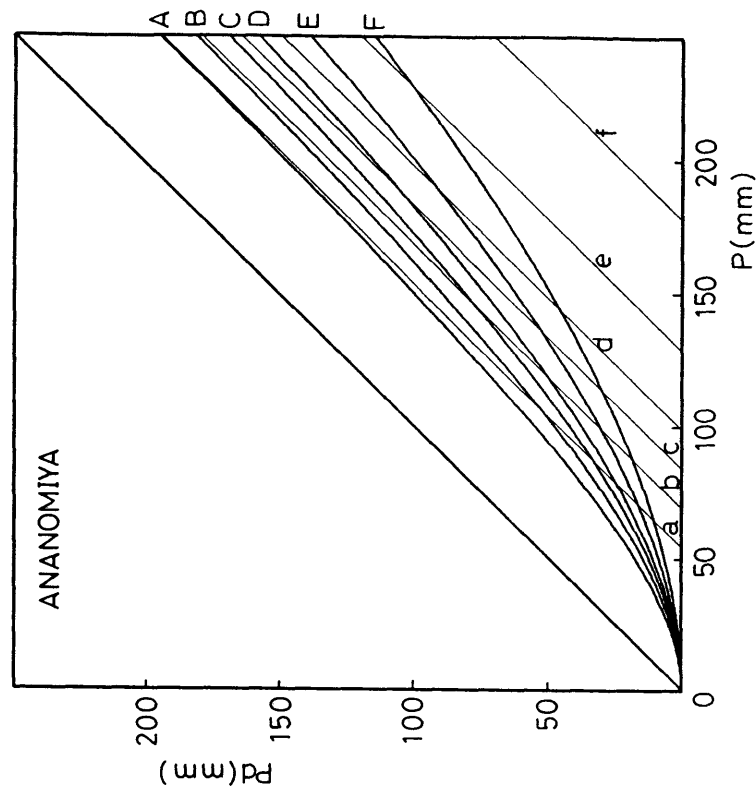


図 2-2-6 (c) [穴窩]

表2-2-3に流域別・初期流量別の最大損失量L_fを示した。損失量はこの表で見ると、白坂・穴の宮・数成の順に大きい。初期流量レートq_{u1}と最大損失量L_fとの関係を表2-2-3からプロットしてみると図2-2-7が得られる。

表2-2-3 流域別・初期流量レート別

最大初期損失量L _f [mm]			
	白坂	数成	穴の宮
A	65	45	55
B	80	60	70
C	100	75	85
D	120	100	100
E	160	125	130
F	200	150	180

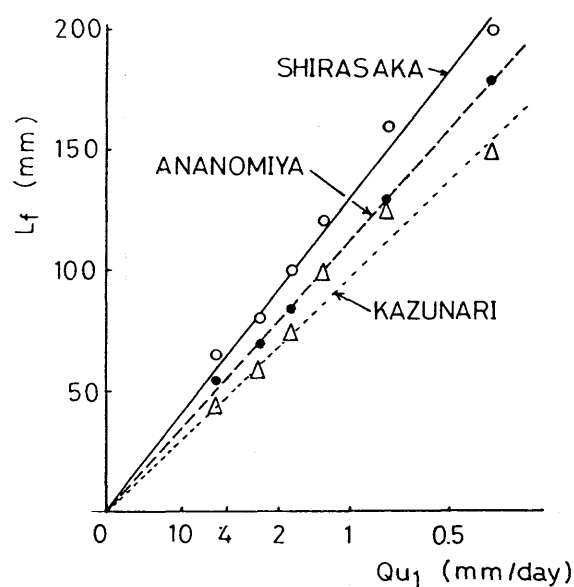


図2-2-7 初期流量レートと最大損失量の関係

横軸は $1/\sqrt{q_{u1}}$ に目盛っている。この図から流域別に

$$L_f = k \cdot (1/\sqrt{q_{u1}}) \quad (2-2-15)$$

の関係が見いだされる。 $\sqrt{q_{u1}}/A_u$ は降雨前の流域の初期貯留量 S_{u1} に等しいので上の関係式は、

$$L f = k \cdot (1 / S u l) \quad (2-2-16)$$

とも書ける。即ち、流域の初期貯留量と最大損失量は反比例の関係にある。この関係は(2-2-15)式の物理的な背景として考えることができる。そこで(2-2-15)式の比例定数は流域の初期損失量の特性を表現する量であるからこれを新たに最大損失指標と呼び、 $I f [mm^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}]$ で現わす。即ち、

$$I f \equiv L f \cdot \sqrt{q u l} \quad (2-2-17)$$

(iv) 最大損失指標の吟味

次に実際に(2-2-17)式の関係において同一流域内では最大損失指標 $I f$ が固有の値を持つことを確かめることにする。そこで年間の日雨量・日流量資料に対して(2-2-3)式、(2-2-17)式を応用して $P d$ を求める。計算によって得られた年消失量 $L c [mm]$ を

$$L c = \sum_{i=1}^N (P - P d)_i \quad (N = 365, 366) \quad (2-2-18)$$

とする。第1次消失(損失量)の年間の総計は年消失量にほぼ等しいので(次章参照)、 $L c$ が実測の年消失量に等しくなるように $I f$ を探索することが可能である。

1935年から1938年までの4年の資料にたいする流域毎の $I f$ の探索の様子を図2-2-8に示している。最大損失指標 $I f$ は、同一流域内では年による差はなく、その数値が流域に固有のものであるという予想を再確認出来た。

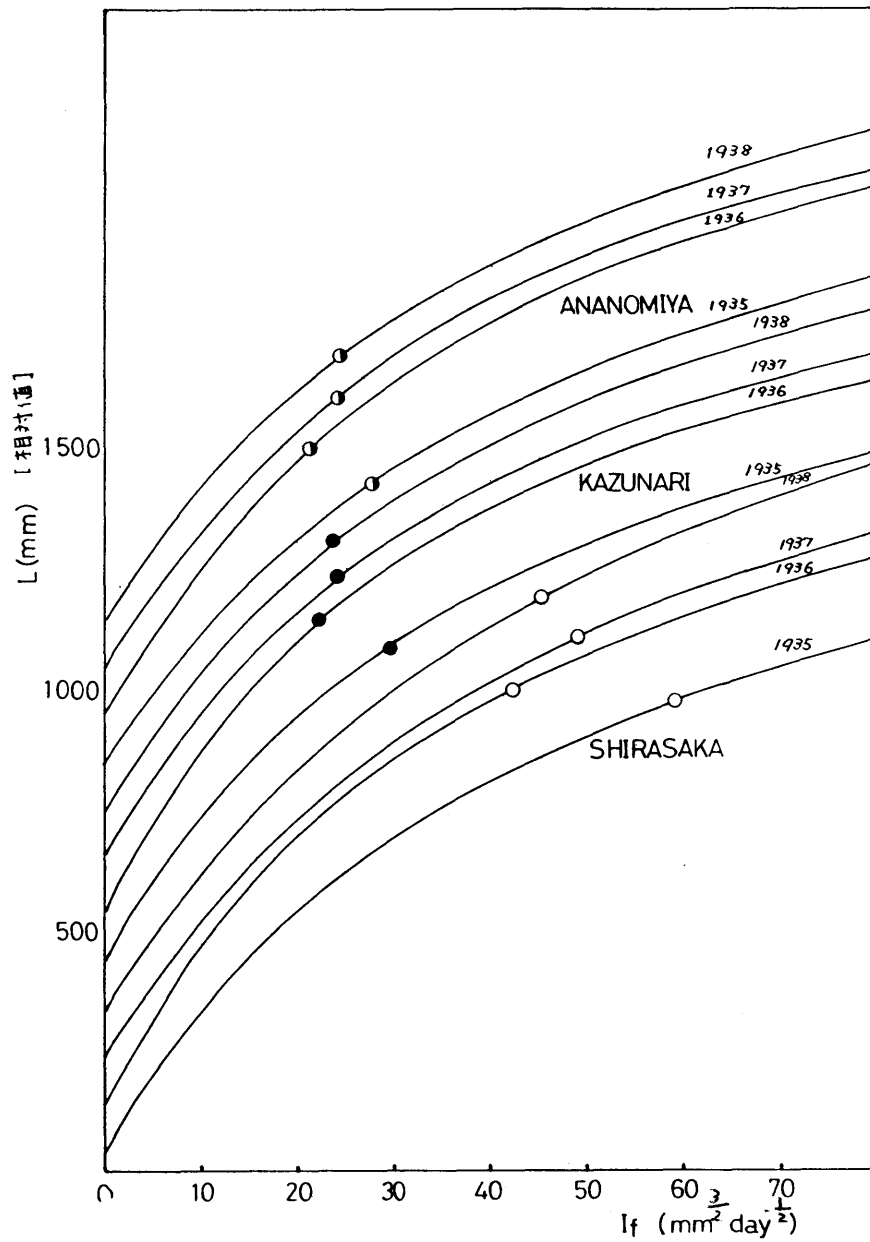


図 2 - 2 - 8 最大損失指標 I_f の探索

4年間の最大損失指標 I_f の平均値をみると、

白坂： $48.8 \text{ mm}^{\frac{1}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$

数成： $24.8 \text{ mm}^{\frac{1}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$

穴宮： $24.1 \text{ mm}^{\frac{1}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$

[2 - 2 - A]

当試験流域の場合は1月1日頃は流域の貯留量が常に小さい時期に当たることから歴年をもって水年にあてている。1月1日付近の流域内貯留量が大きく変動しないかぎり、年消失量の変動も軽微であり、したがって最大損失指標 I_f も一定した値を取り得ると考えられる。もし、それ以外の理由で I_f に変化が生ずるとすれば流域内の植被等の地表条件の改変によるものと考えてもよいだろう。

図3-2-7で q_{ul} が 1 mm/day に相当する L_f を見るとそれは(2-2-17)式から I_f に等しいことになる。即ち、

$$\text{白坂: } 130 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$$

$$\text{数成: } 97 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}} \quad [2-2-B]$$

$$\text{穴宮: } 113 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$$

次章で検討するが増水曲線の解析から求めた平均的な最大初期損失指標 I_f は

$$\text{白坂: } 36.4 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$$

$$\text{数成: } 30.7 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}} \quad [2-2-C]$$

$$\text{穴宮: } 27.1 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$$

となり、年消失量から求めた I_f の値と比較的よく一致している。[2-2-B]の値が過大になった理由として次の2点が挙げられる。

① [2-2-A]は通年の資料を対象としているが、[2-2-B]は主に夏期を対象としている。そのために損失量が大きく出たと考えられる。

② 図2-2-6に示した曲線のあてはめが100mm以上の降雨を対象にして適合を図っているが、そうすると100mm以下の降雨の場合には実際よりおおきめの損失量を与えることになる。実際には中小の降雨は1年間に数多く分布することを考えれば、通年の資料の収支を考える場合、[2-2-A]の値が[2-2-B]に較べて小さくなり損失量

が中小降雨に適した値を与えていると考えられる。

さて、参考までに(2-2-3)式によって雨量から流出可能雨量を推定する曲線形について別の例と比較してみよう。白坂の1連続降雨と流出可能雨量との関係を山口は図2-2-9中の破線で表示した。2つの屈曲点をもつ折れ線で示した。これに(2-2-3)式にパラメータとして最大損失量 L_f に30mmを与えると、この折れ線に十分近似できることがわかる。[2-2-A]の値から白坂でこの損失量を与える降雨前の湿潤状態は初期流量 2.45mm/day に相当し、降雨前の流量として一般的に見られる数値である。[2-2-B]の値から計算すると初期流量は 18.8mm/day となりこれは降雨期間中か豪雨の直後にしか見られない値である。以上のことから初期損失指標として[2-2-A]を採ることにしたい。

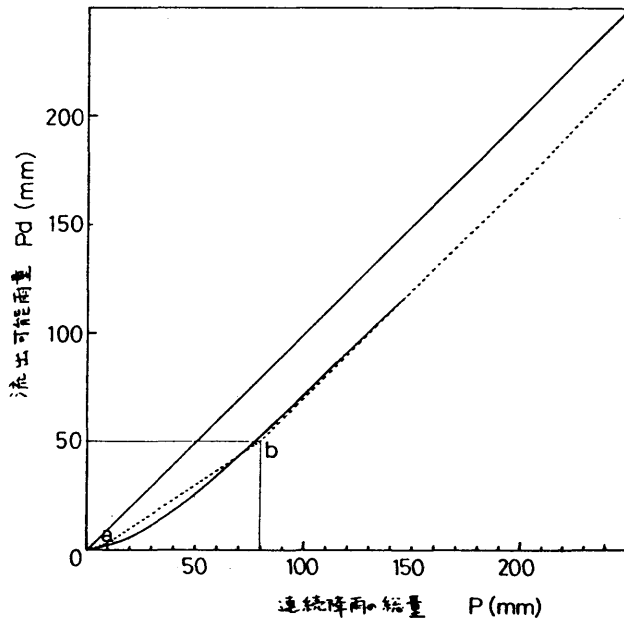


図2-2-9 流出可能雨量算定式の検討

Note: 破線: 屈曲点 [a(10,3), b(80,50)] を持つ折れ線

実線: (2-2-3) 式に $L_f=30\text{mm}$ を与えた曲線

(2) 日流出の分析

(27)

タンクモデルによる日流出解析を行なう。日流出解析ではその構造の簡潔さやその推算精度の高さからこのモデルは広く使われている。日流出・日流量の実測資料を基に愛知演習林3流域の流出特性をタンクモデルのパラメータに採り出してみる。また、同一降雨条件を与えてその応答の比較を行なう。

(i) モデルの構造

構造は図2-2-10に示した直列貯留型の4段タンクモデルとした。各タンクは流出孔と浸透孔を持ち、それぞれに流出係数A [d a y⁻¹] , 浸透係数B [d a y⁻¹]

を持つ。流出孔はある高さH [mm] に設けられ、貯留深h [mm] がその高さ以上になると流出が発生するようになっている。流出量は貯留深と流出孔の高さとの差に比例して流出する。その比例定数が流出係数Aである。浸透量に関しても同様である。2段目のタンクを例にとると、ある日の貯留深がh₂ (i) [mm] であれば2段目タンクからの日流出量q₂ (i) [mm/d a y] は

$$q_2(i) = (h_2(i) - H_2) \cdot A_2 \quad (2-2-19)$$

3段目タンクへの浸透量b₂ (i) [mm/d a y]

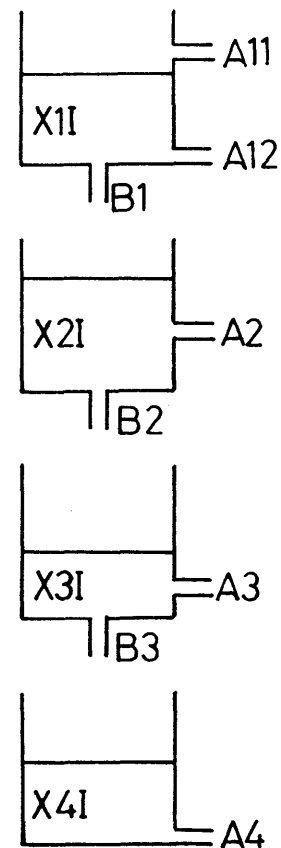


図2-2-10

タンクモデルの構造

は

$$b_2(i) = h_2 \cdot B_2 \quad (2-2-20)$$

となる。その日の最上段タンクから供給されるかん養量を $b_1(i)$ とする。単純な収支関係から、翌日の2段目のタンクの貯留深 $h_2(i+1)$ [mm] は

$$h_2(i+1) = h_1(i) - q_2(i) - b_2(i) + b_1(i) \quad (2-2-21)$$

とする。

さて、タンクモデルによる日流出解析では日蒸発散量をなんらかの方法で推定して、日々、最上段のタンクから差し引き、最上段タンクが空の場合は次のタンクから差し引くという手続きが必要となる。しかし、前項の成果から流出可能雨量を知ることができたので年間における流出可能雨量と流量は総計で等しくなるという性格から、タンクモデルへの入力として流出可能雨量を用いれば、日蒸発散量を考慮する必要はなくなる。流出可能雨量の概念を用いることによって損失量を流出モデルから独立させたのでタンクモデルの最上段の流出孔のうち1つは高さを0mmの位置に置いた。

(ii)パラメータの決定法

実測の降雨と流量からモデルが実測値に合致した流量を再現できるようにパラメータを決定することをここではキャリブレーションと呼ぶ。キャリブレーションの方法とその結果を以下に示すことにしたい。対象とする資料は1935年から1938年の4年の資料であり、1年毎に4つのケースとして取り扱うこととした。3流域の年降雨量 P [mm] ,

年流量Q [mm] , 年消失量L [mm] , 最大損失指標 I f [mm ^{$\frac{3}{2}$} d a y ^{$-\frac{1}{2}$}] は表 2 - 2 - 4 のとおりである。

表 2 - 2 - 4 解析の対象とした資料の年単位水文諸量 (1)

流域	水文諸量	西暦年			
		1935	1936	1937	1938
白坂	P	2118.3	1911.1	1866.2	2339.8
	Q	1150.9	1024.1	963.6	1456.8
	L	967.4	887.0	902.6	883.0
	I f	59.0	42.0	49.0	45.0
数成	P	1883.4	1745.9	1574.1	1849.6
	Q	1202.5	1116.1	944.3	1248.0
	L	680.9	629.8	629.8	601.6
	I f	29.5	22.0	24.0	23.5
穴宮	P	1920.3	1804.4	1610.7	1902.6
	Q	1299.8	1210.2	1013.4	1320.4
	L	620.5	594.2	597.3	582.2
	I f	27.5	21.0	24.0	24.0

図 2 - 2 - 1 0 に戻ってタンクモデルの構造を見ると決定しなければならないパラメータは、流出孔の大きさに関して A 11, A 12, A 2, A 3, A 4 の 5 個、流出孔の高さに関して H 11, H 2, H 3 の 3 個、浸透孔の大きさに関して B 1, B 2, B 3 の 3 個、初期水

深に関してX11, X21, X31, X41の4個、計15個となる。

このように多くのパラメータを持つ関数の最適化にはPowellによって提案された手法が有効とされている。特にタンクモデルのパラメータの最適化にはパラメータを基準値で割って相対化し、その相対値に関して探索を進める基準化Powell法⁽¹⁹⁾が有効である。以下、この方法の概略を紹介する。

① 初期値

この方法ではどのような流域のいかなる年の（あるいは期間の）資料を対象にする場合でも、探索の出発点は図2-2-11に示した数値を用いる。

② 基準化 図2-2-11に示した数値に対する各パラメータの比率の最適値を探索することを目的とする。比率で表わされた数値を基準化変数と呼ぶ。各パラメータは以下のように示される。ただし、図2-2-11中の数値に#を付けて示す。

$$\begin{aligned}x_1 &= A_{11} / A_{11\#} , x_2 = A_{12} / A_{12\#} , x_3 = A_2 / A_{2\#} , x_4 = A_3 / A_{3\#} , \\x_5 &= A_4 / A_{4\#} , x_6 = H_{11} / H_{11\#} , x_7 = H_2 / H_{2\#} , x_8 = H_3 / H_{3\#} , \\x_9 &= B_1 / B_{1\#} , x_{10} = B_2 / B_{2\#} , x_{11} = B_3 / B_{3\#} , x_{12} = X_{11} / X_{11\#} \\x_{13} &= X_{21} / X_{21\#} , x_{14} = X_{31} / X_{31\#} , x_{15} = X_{41} / X_{41\#}\end{aligned}$$

③ 順序付け

どのような順序で計算を進めるかによってその効率が異なるが、ここでは図2-2-12に示したような順序付けを用いる。図を見ると、そのパラメータの変化がハイドログラフに与える影響の大きい順に並んでいると思われる。

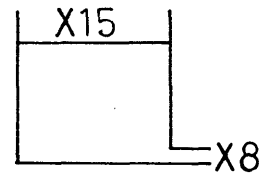
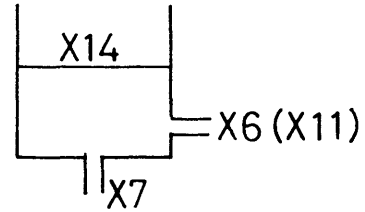
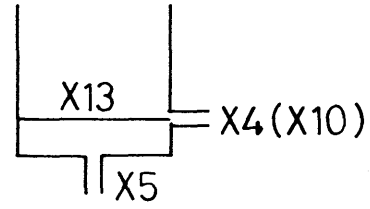
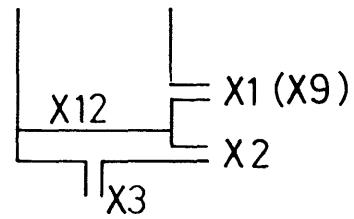
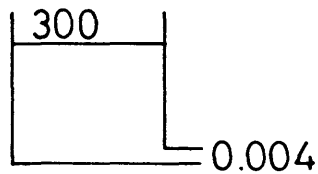
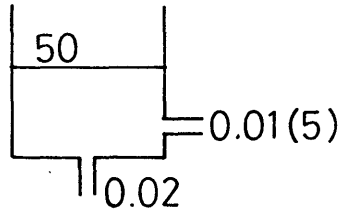
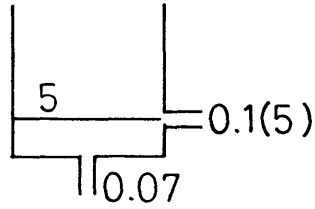
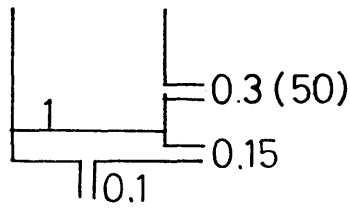


図 2-2-1 1 パラメータの初期値

図 2-2-1 2 パラメータの順序づけ

④ 計算の手順 15個の基準化変数 x_1, x_2, \dots, x_{15} をセットにしてベクトル \mathbf{x} を考える。即ち、

$$\mathbf{x} = (x_1, x_2, \dots, x_{15}) \quad (2-2-22)$$

初期点 \mathbf{x}_0 , 共役方向 \mathbf{d}_i は繰り返し演算を行なう度に変化して行く性質のものであるが全ての計算に先だって \mathbf{x}_0 は①で示した初期値を、 \mathbf{d}_i は次式のように定めておく。

$$\mathbf{d}_i = (0, 0, \dots, 1, \dots, 0) \quad (2-2-23)$$

ここで目的関数 $f(\mathbf{x})$ は次のような内容をもつ。最適同定を行なうための評価基準 E として最小 χ^2 基準を用いるのが最も効率が良い。それは実測流量を Q_o [mm/day] , 計算流量を Q_c [mm/day] , データ数、即ち、資料として用いた日数を N とすると、

$$E = \sum (Q_c - Q_o)^2 / Q_o / N \quad (2-2-24)$$

と表わせる。 Q_o , N は定数であるが Q_c は \mathbf{x} の関数であるので、結局 E は \mathbf{x} の関数である。即ち、

$$E = f(\mathbf{x}) \quad (2-2-25)$$

$f(\mathbf{x})$ の最小値を与える \mathbf{x} を求めることが目的であるが、計算の概略は、「 \mathbf{x}_0 から出発して、共役方向 \mathbf{d}_i 上で \mathbf{x} を少しずつ広範囲に動かし、 $f(\mathbf{x})$ の最小値を与える \mathbf{x} が求まると、そこから次の共役方向線上の探索を行なう。これを繰り返して15方向の探索を済ませる。これを1セットの計算とする。次のセットの計算では、ある制約のもとに定めた新しい \mathbf{x}_0 、 \mathbf{d}_i (その他14本の共役方向は共通) によって同じことを繰り返す。そして次第に探索を木目細かく絞っていく。」という過程から成り立っている。

⑤モデル定数の制約条件

パラメータには次の制約条件がある。

$$x_i \geq 0 \quad (i = 1, 2, \dots, 15) \quad (2-2-26)$$

$$A_{11} + A_{12} + B_1 \leq 1$$

$$A_2 + B_2 \leq 1$$

(2-2-27)

$$A_3 + B_3 \leq 1$$

$$A_4 \leq 1$$

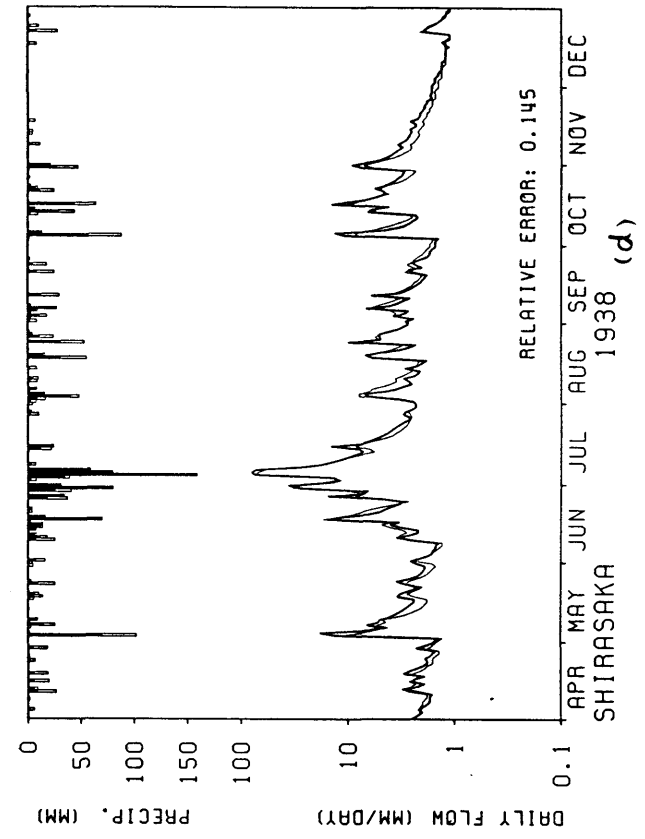
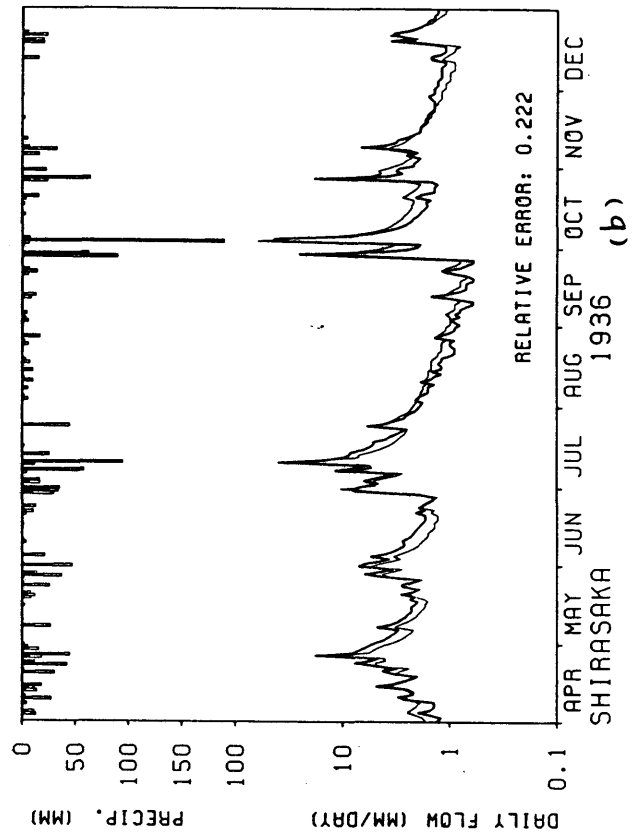
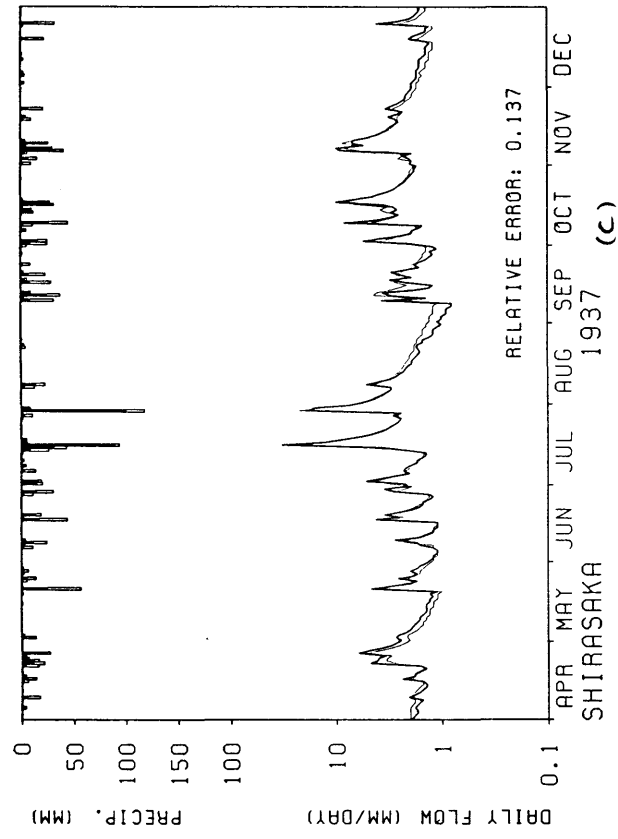
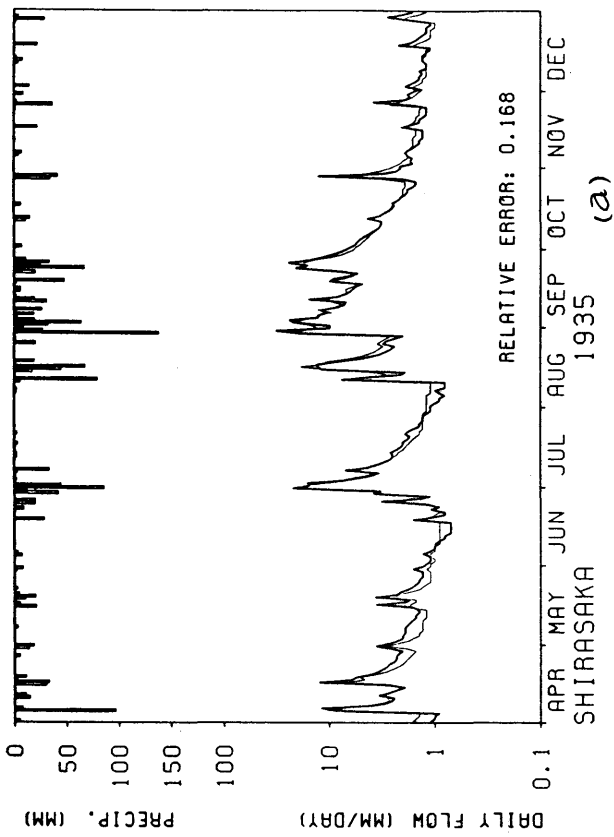
ここでは、ペナルティ関数を用いずに、演算の途上でこれらの制約条件に入らない部分を除外する方法を採った。

(iii) パラメータ最適化の結果

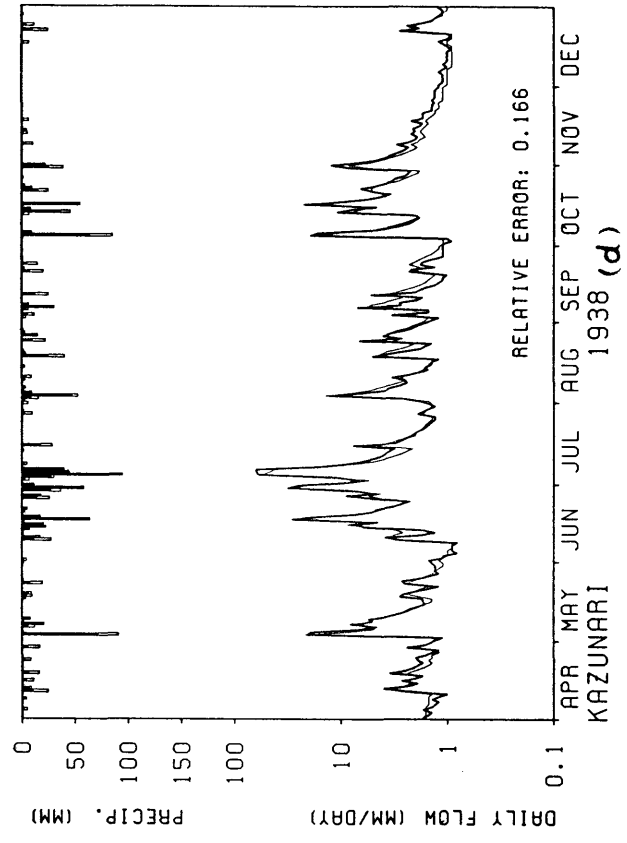
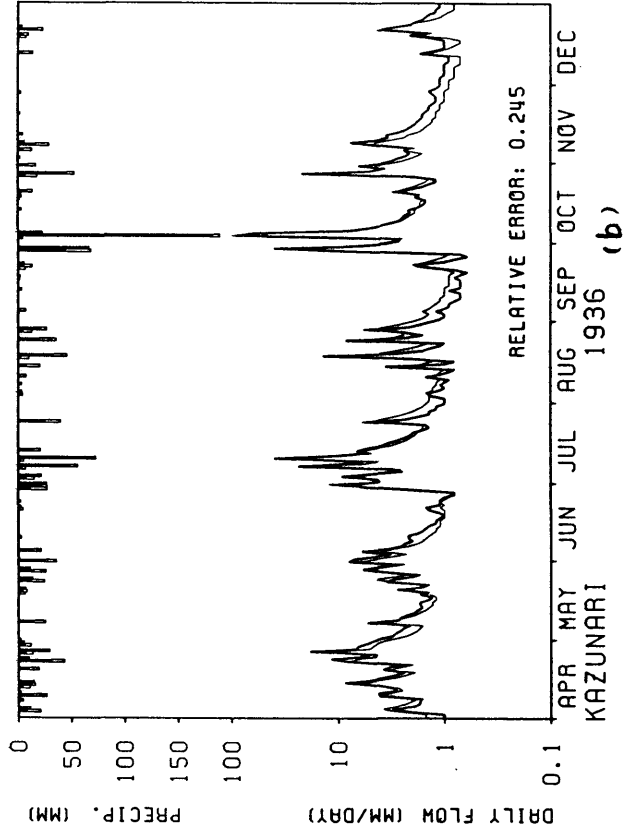
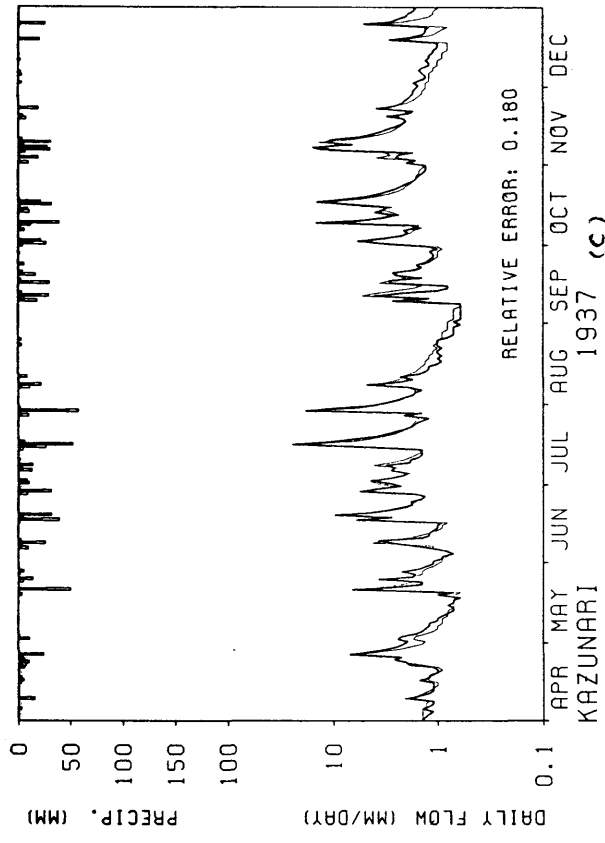
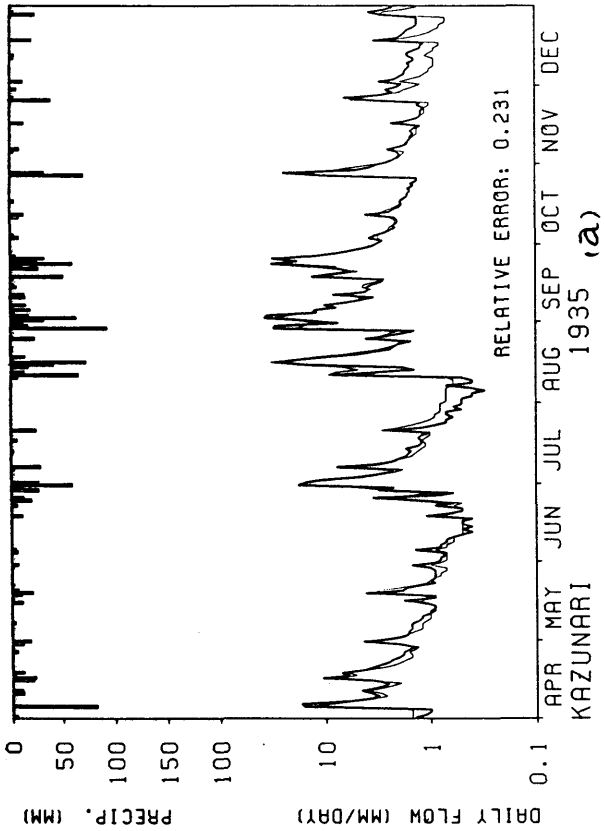
図2-2-13 (a), (b), (c), (d)に白坂の、図2-2-14 (a), (b), (c), (d)に数成の、図2-2-15 (a), (b), (c), (d)に穴の宮のキャリブレーションの様子を示した。図中、ハイドログラフの太線が実測のハイドログラフであり、細線が最適化によって求められたパラメータを用いて推算されたハイドログラフである。また、ハイエトグラフはヒストグラムの形式で示されているが、その内黒く塗り潰した部分が流出可能雨量であり、従って白い部分が損失量に相当する。

この図から、流出可能雨量の考え方を導入したタンクモデルは比較的高精度なハイドログラフの再現能力を持っていることが理解できる。さらに、流出可能雨量と流量との対応関係に破綻がなく、日単位の損失量の算定法が妥当なものであったことがここでも裏付けられる。

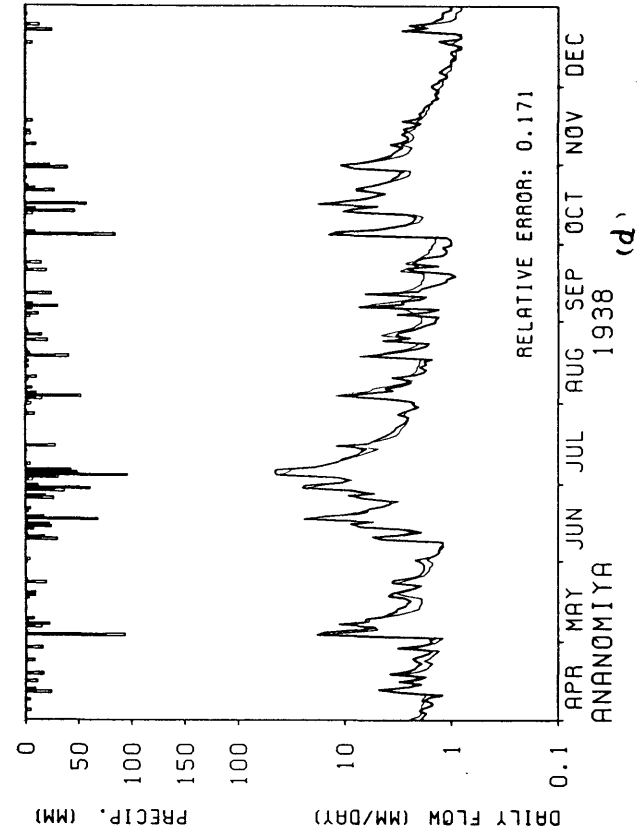
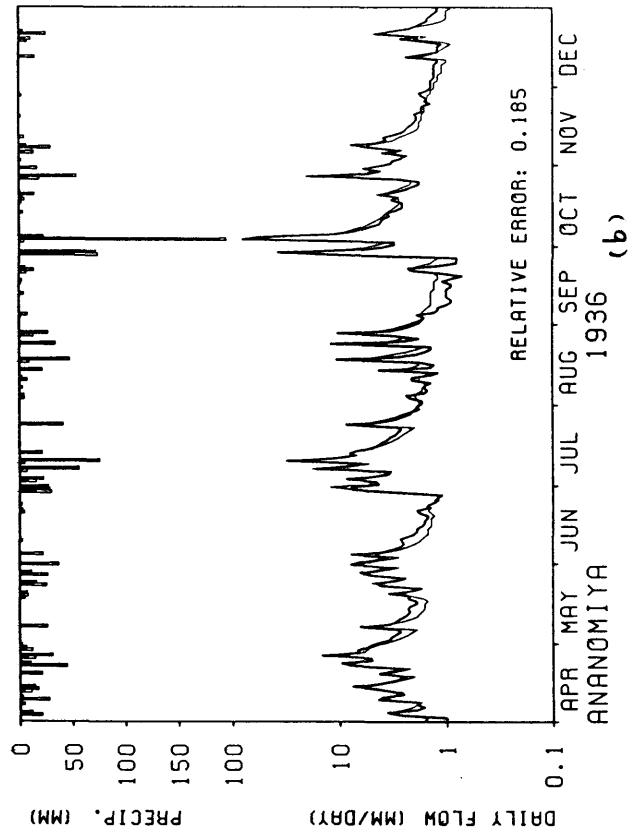
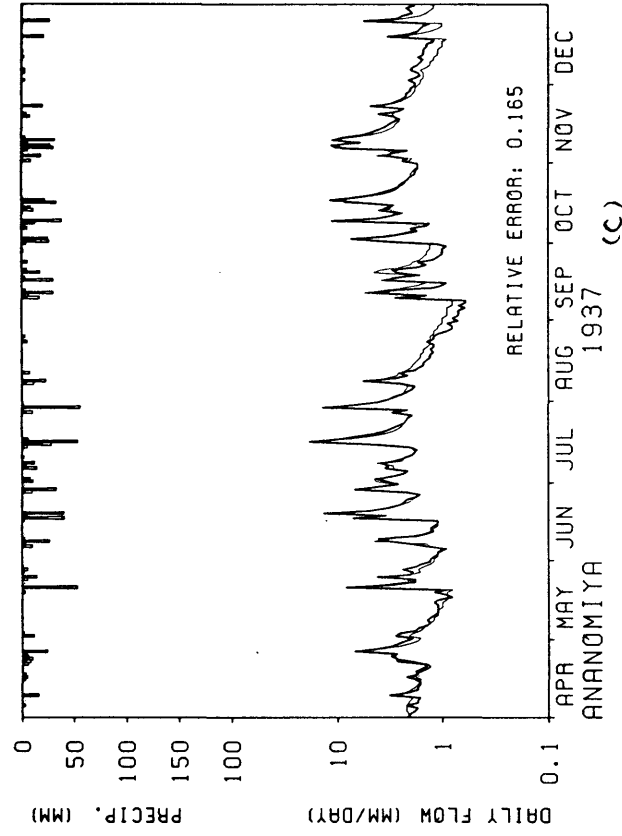
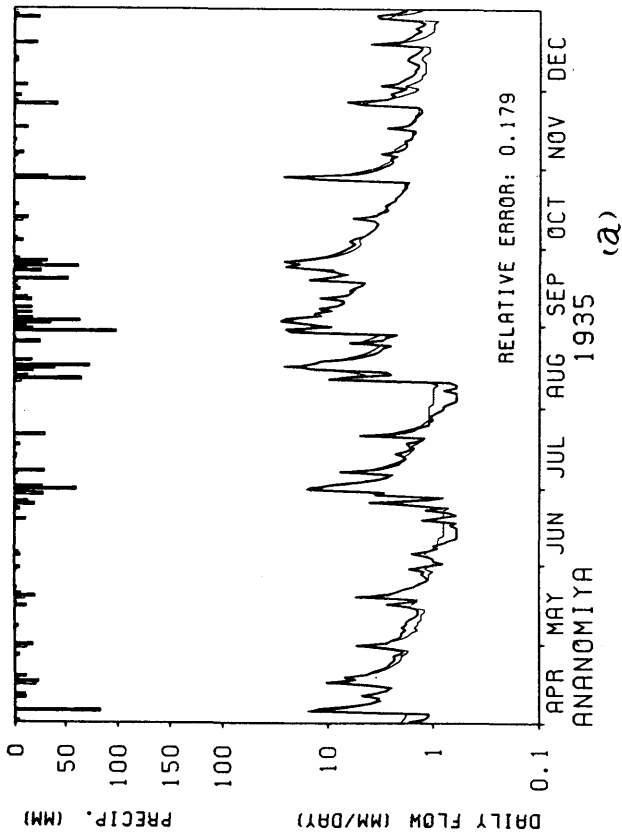
モデルはピーク流量をよく再現しているが、低水部分に適合しない所が多々見られる。7月・8月・9月の低水は実測値より計算値が大きく、4月・5月あるいは11月、12月の低水は実測値より計算値が小さい。これは損失量の計算に関して季節変化を考慮しなかったことに起因する。即ち、流域の湿潤状態が同じであっても、その後の蒸発散による



☑ 2-2-13 白坂でのカリゲーション



☒ 2-2-14 数成の利用率



☑ 2-2-15 穴宮の降雨観測

消失は夏期に最も多く、春期・秋期はそれに及ばないはずである。そこで、損失量の計算にも夏期には多く、春期・秋期はそれに準ずるという配分の仕方が順当であろうと考えられる。それによって推算ハイドログラフの夏期の低水部分はここに示した結果よりさらに低く、春期・秋期のそれはさらに高く補正されることになるであろう。しかし、この補正には気象資料の検討も必要となるのでここでは季節変化までは考慮しないこととした。

表2-2-5に同定されたパラメータを掲げた。同一流域であっても年によるばらつきが大きく、流域間の特性の違いをパラメータによって示すことは難しいが以下のことを確認した。

- (a) 4段目タンクに流域間の差を認めることはできない。
- (b) 3段目タンクの流出孔の大きさは、穴の宮・白坂・数成の順に小さくなっていく。
- (c) 2段目タンクの流出孔・浸透孔とも数成・白坂・穴の宮の順に小さくなっていく。
- (d) 1段目タンクの浸透孔は穴の宮が最も大きく、白坂・数成はそれに準ずるが両者に差はない。また、下方の流出孔は穴の宮・数成に差はないが、白坂は小さい。

表 2-2-5 タンクモデルのパラメータの同定結果

	白坂				数成				穴の宮			
	1935	1936	1937	1938	1935	1936	1937	1938	1935	1936	1937	1938
H 11	11.1	41.1	47.0	64.2	93.4	28.8	34.8	36.4	25.9	32.1	41.0	61.0
A 11	0.053	0.255	0.149	0.272	0.519	0.282	0.402	0.280	0.084	0.274	0.260	0.183
A 12	0.139	0.116	0.111	0.125	0.241	0.183	0.189	0.149	0.184	0.172	0.190	0.196
B 1	0.321	0.211	0.266	0.181	0.240	0.242	0.302	0.155	0.322	0.297	0.359	0.382
X 11	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
H 2	28.9	26.6	20.3	29.2	19.9	22.4	25.4	27.6	25.1	24.8	30.0	39.3
A 2	0.041	0.209	0.137	0.160	0.304	0.636	0.328	0.650	0.040	0.054	0.635	0.112
B 2	0.050	0.328	0.411	0.120	0.372	0.312	0.510	0.155	0.051	0.076	0.365	0.076
X 21	29.7	26.6	20.3	30.3	19.2	22.4	25.7	27.7	27.8	25.1	32.3	44.5
H 3	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
A 3	0.020	0.022	0.023	0.024	0.020	0.020	0.027	0.014	0.024	0.027	0.030	0.047
B 3	0.027	0.017	0.028	0.040	0.022	0.026	0.026	0.037	0.017	0.023	0.022	0.041
X 31	45.2	58.5	56.0	59.3	57.4	53.8	23.5	75.7	69.8	44.6	44.7	26.9
A 4	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
X 41	333.9	365.3	298.4	283.1	235.2	386.5	266.8	338.3	210.1	353.6	242.6	367.4

そして上方の流出孔は数成が格段に大きい、穴の宮・白坂に大差はない。

タンクモデルのパラメータの特徴から流出特性を詳細に予測することは、そのパラメータ数の多いことからいって難しいことであるが、およそ、次のような流出特性の相違を予測してみた。

(A) 高水時 (30 mm/day 以上の降雨時)には数成では急速な出水がある。他の2流域は数成に比較してそれほど大きな出水はない。

(B) 通常の降雨 (30 mm/day 以下の降雨)に対する流出は白坂は3流域中で最も緩慢である。

(C) 無降雨日が連続した後の流出は数成が最も少ない。

(iv) 同一降雨に対する推算ハイドログラフの比較

さらに、3流域間の流出特性の相違を明確にするために、同一の降雨に対する応答の比較を試みることにした。この応答の比較は2段階に分けられる。第1段階が流出可能雨量の比較であり、第2段階はそれぞれの流域に与えられた流出可能雨量に対する応答の比較である。

流出可能雨量の流域間比較からその結果を説明して行くこととしたい。対象に選んだのは白坂の1937年と1938年の降雨である。3つの流域に全く同一の降雨が与えられた場合の流出可能雨量を比較するには次の仮定を必要とする。

(A) 与えられた降雨の大小に依存せずに最大損失指標 I_f は流域毎に特定の値 $[3 - 2 - A]$ を持つ。即ち、白坂で $48.8\text{ mm}^{\frac{3}{2}}\text{ day}^{-\frac{1}{2}}$ 、数成で $24.8\text{ mm}^{\frac{3}{2}}\text{ day}^{-\frac{1}{2}}$ 、穴の宮で $24.1\text{ mm}^{\frac{3}{2}}\text{ day}^{-\frac{1}{2}}$ とする。

(B) 1連続降雨とは 0.1 mm/day 以上の日雨量が連続し、無降雨日によって切断されることのない日雨量の集合をさす。

(C) 1連続降雨にたいする最大損失量 L_f は(2-2-17)式を移項した次式

$$L_f = I_f / \sqrt{q_{ul}^*} \quad (2-2-28)$$

によって求める。ただし、 q_{ul}^* は1連続降雨の発生する前日の流量レートである。

(D) ある年の白坂・数成・穴の宮の年雨量を P_s 、 P_k 、 P_a とする。仮定(C)で用いる初期流量レート q_{ul}^* は、数成あるいは穴の宮の実測の流量レートを q_{ul} とすると、数成では

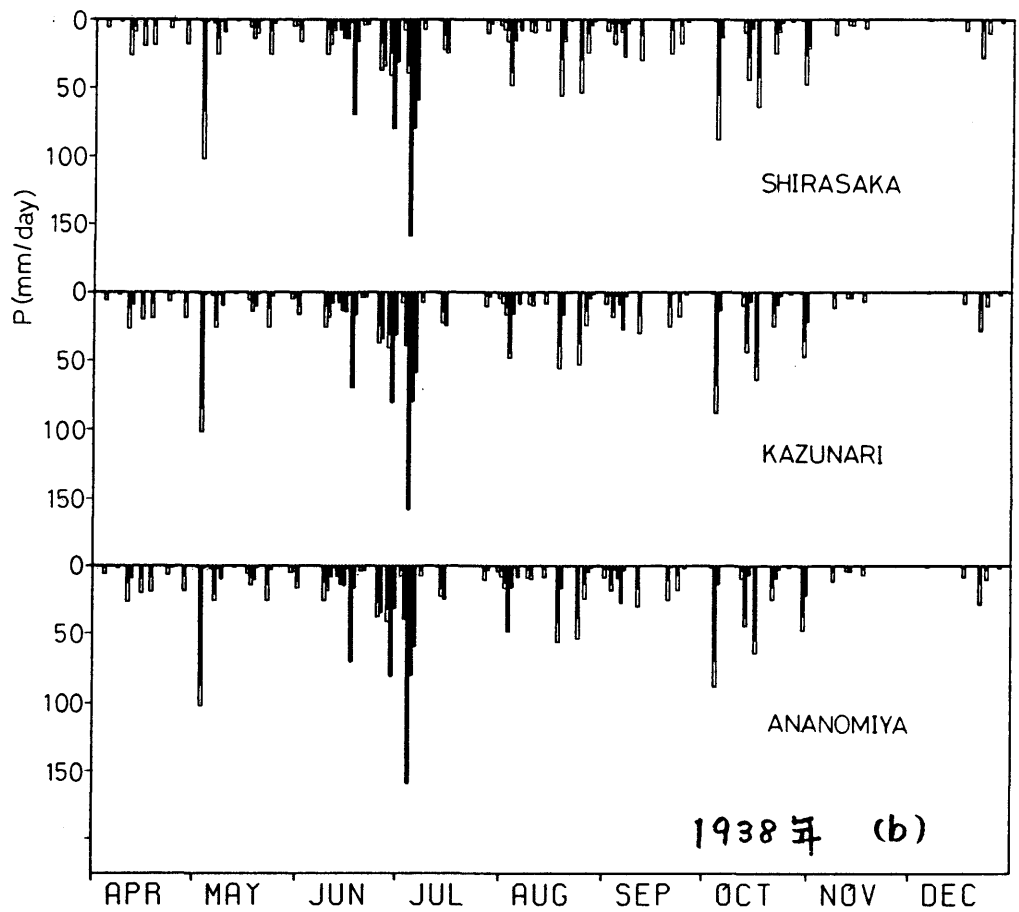
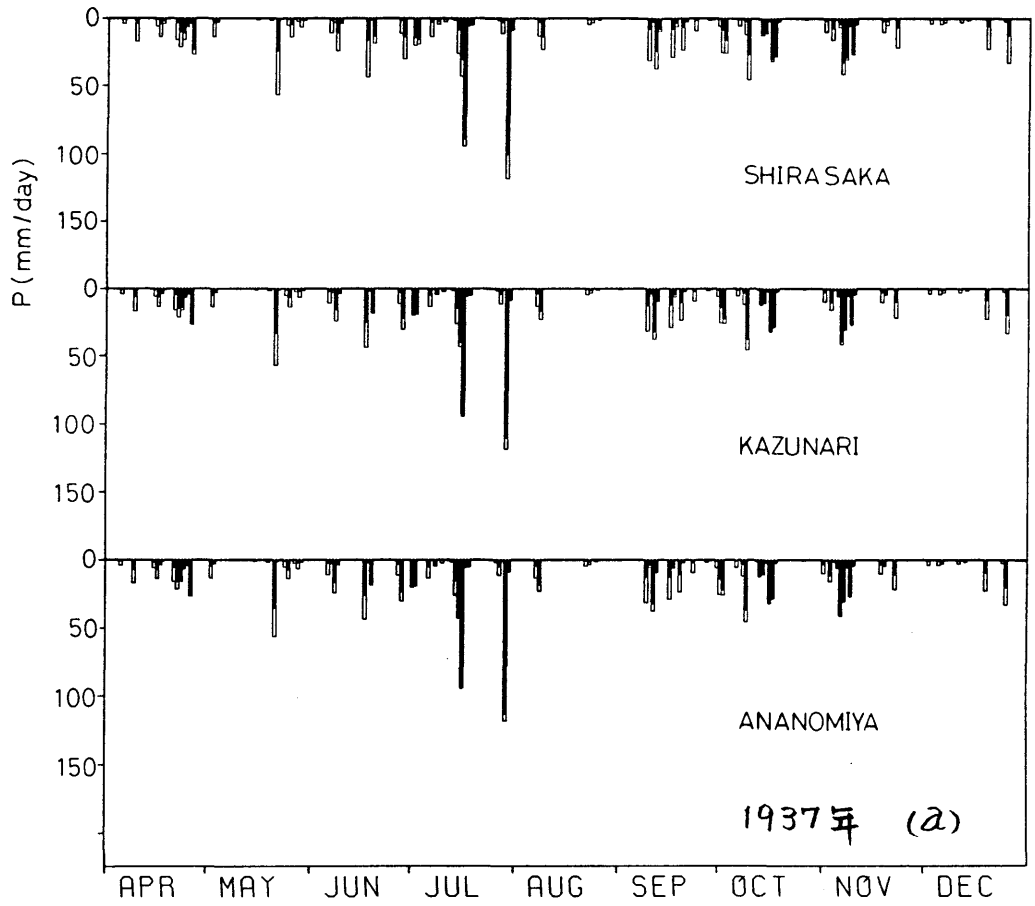
$$q_{ul}^* = q_{ul} \cdot P_s / P_k \quad (2-2-29)$$

穴の宮では

$$q_{ul}^* = q_{ul} \cdot P_s / P_a \quad (2-2-30)$$

とする。

図2-2-16(a)，(b)に白坂の1937年と1938年の降雨を入力とした場合の各流域での流出可能雨量を比較して示した。数成と穴の宮はほとんど同じ結果が得られている。敢て違いを述べるとすると微少ではあるが数成のほうが穴の宮より損失量が多い。この2流域と較べると白坂の損失量は年間の全ての期間にわたってかなり多いことがうなずける。図2-2-16(a)の7月中旬の一連の雨を見ると、損失量は連続降雨の初期に多く、後半では消滅している様子が良く示されている。図2-2-16(b)の7



☒ 2-2-16 同一降雨条件に対する流出可能量の比較

月上旬を見ると、6月下旬にかなりの雨が降り、流域の湿潤状態が進んでいるために、各流域とも損失量が少なく流域間の差も小さい。

次に図2-2-16の流出可能雨量を入力とした場合の流出の流域間比較を行なうこととする。1937年と1938年の2通りの比較を行なう。各年での推算ハイドログラフに必要なパラメータの値は表2-2-5中に示した値を用いる。ただし、この表に示したパラメータの値はそれぞれの流域に実際に与えられた降雨に対するものであったのでこれらのパラメータのうち各タンクの初期水深 X_{11s} , \dots X_{41s} , X_{11k} , \dots X_{41k} , X_{11a} , \dots X_{41a} とし、補正後の値に*をつけて区別する。タンク毎の初期水深の総和の比率を α として次のように求める。数成に対しては

$$\alpha = \left(\sum_{i=1}^4 X_{i1s} \right) / \left(\sum_{i=1}^4 X_{i1k} \right) \quad (2-2-31)$$

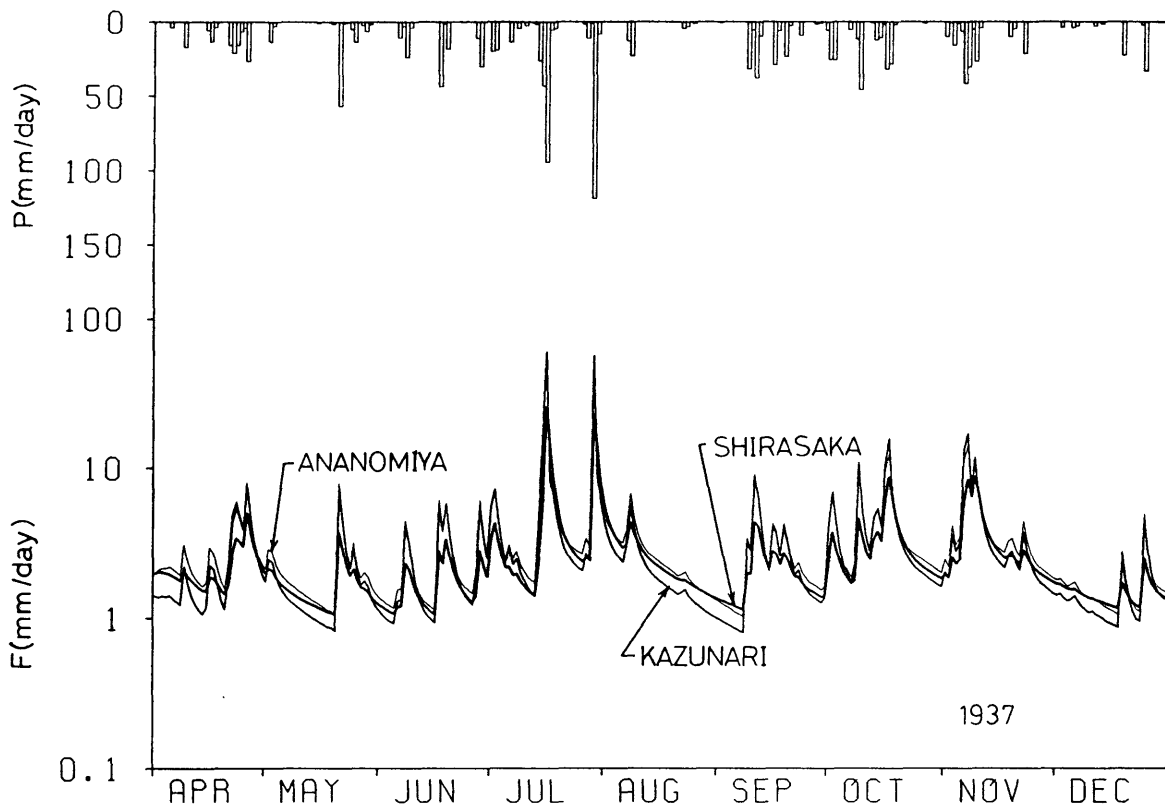
穴の宮に対しては

$$\alpha = \left(\sum_{i=1}^4 X_{i1s} \right) / \left(\sum_{i=1}^4 X_{i1a} \right) \quad (2-2-32)$$

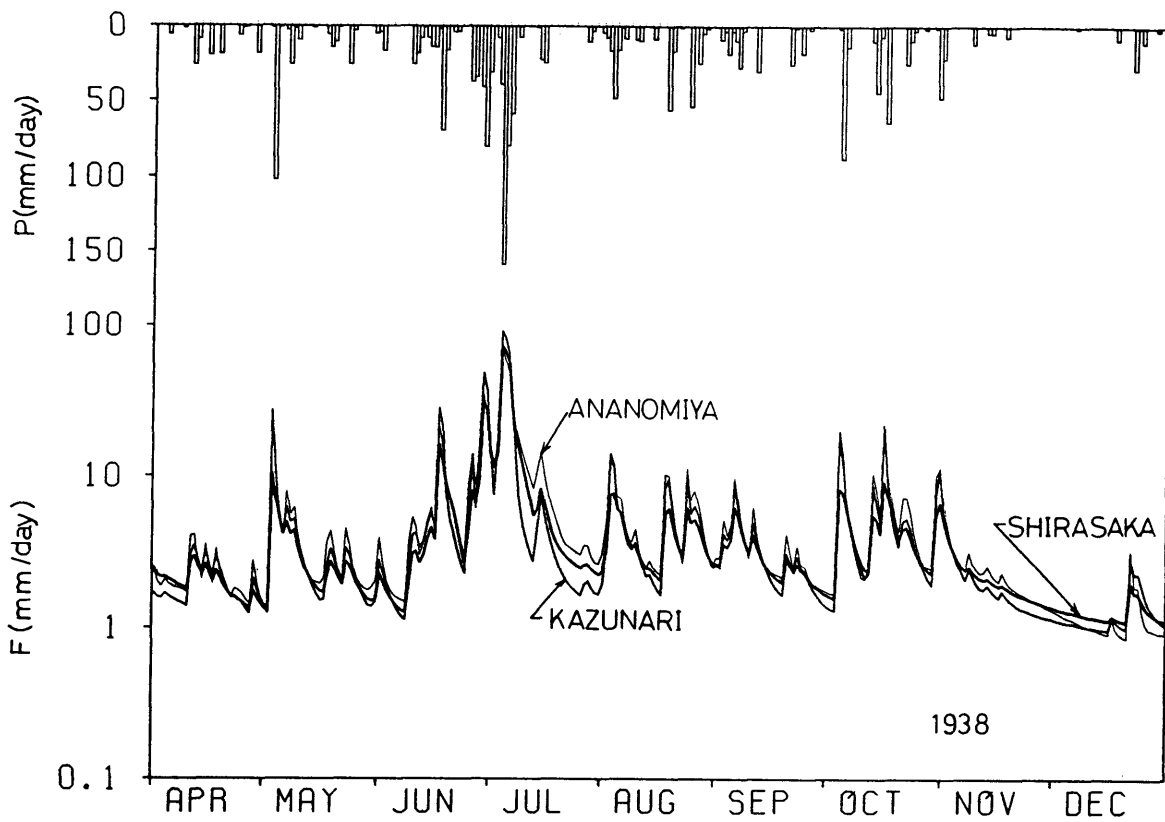
α は表2-2-6となる。

表2-2-6 初期水深の補正比 α

西暦年	数成	穴の宮
1937	1.19	1.18
1938	0.85	0.85

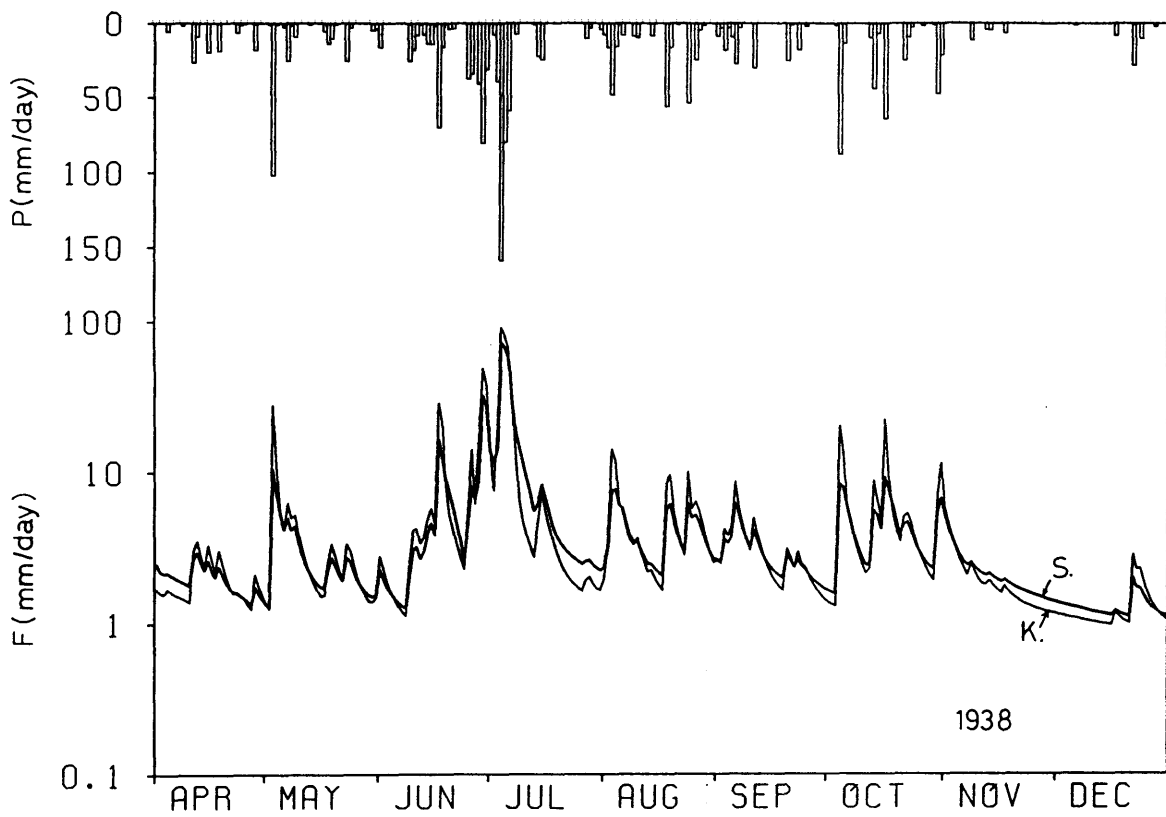
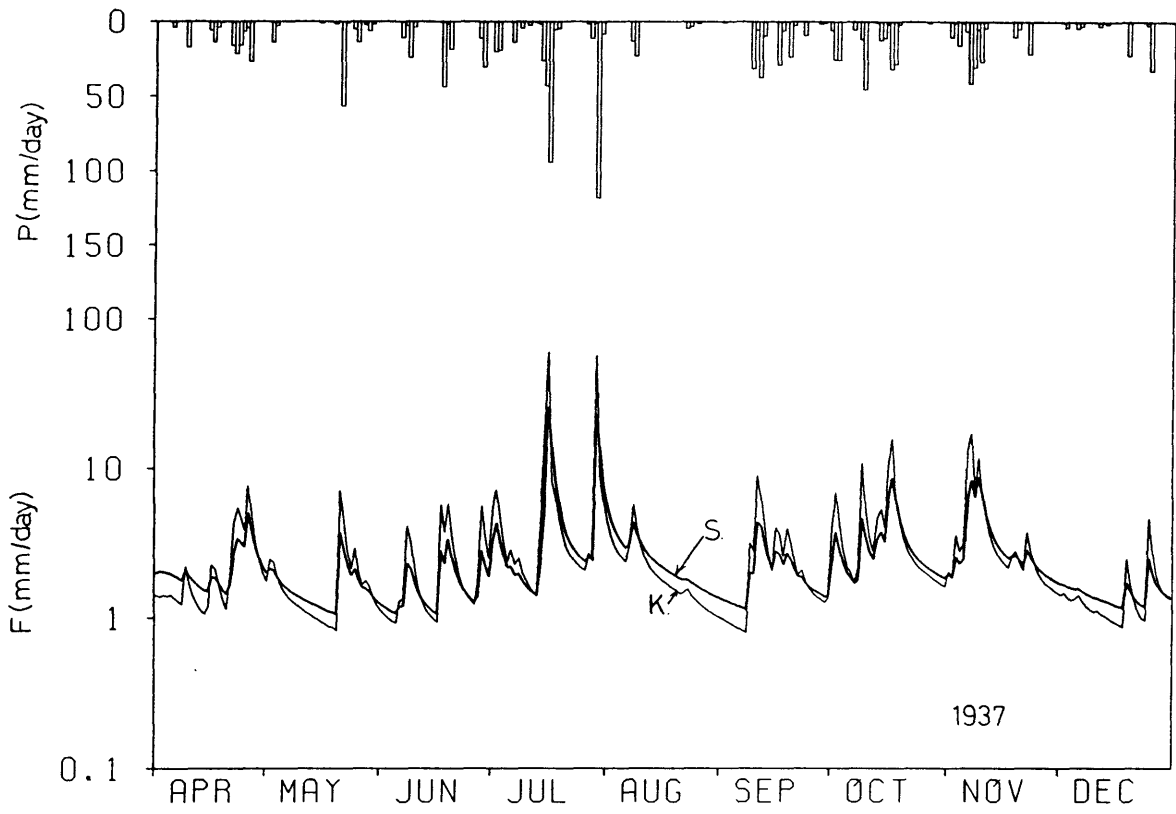


(a)

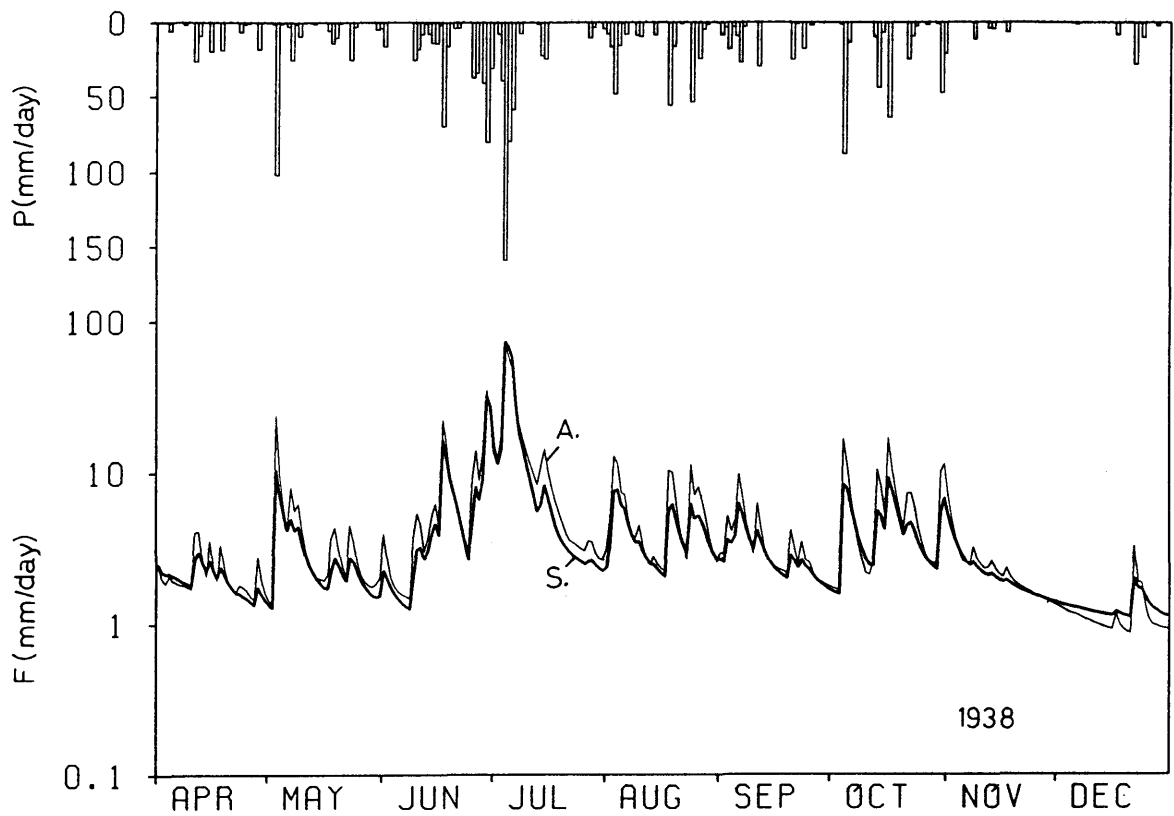
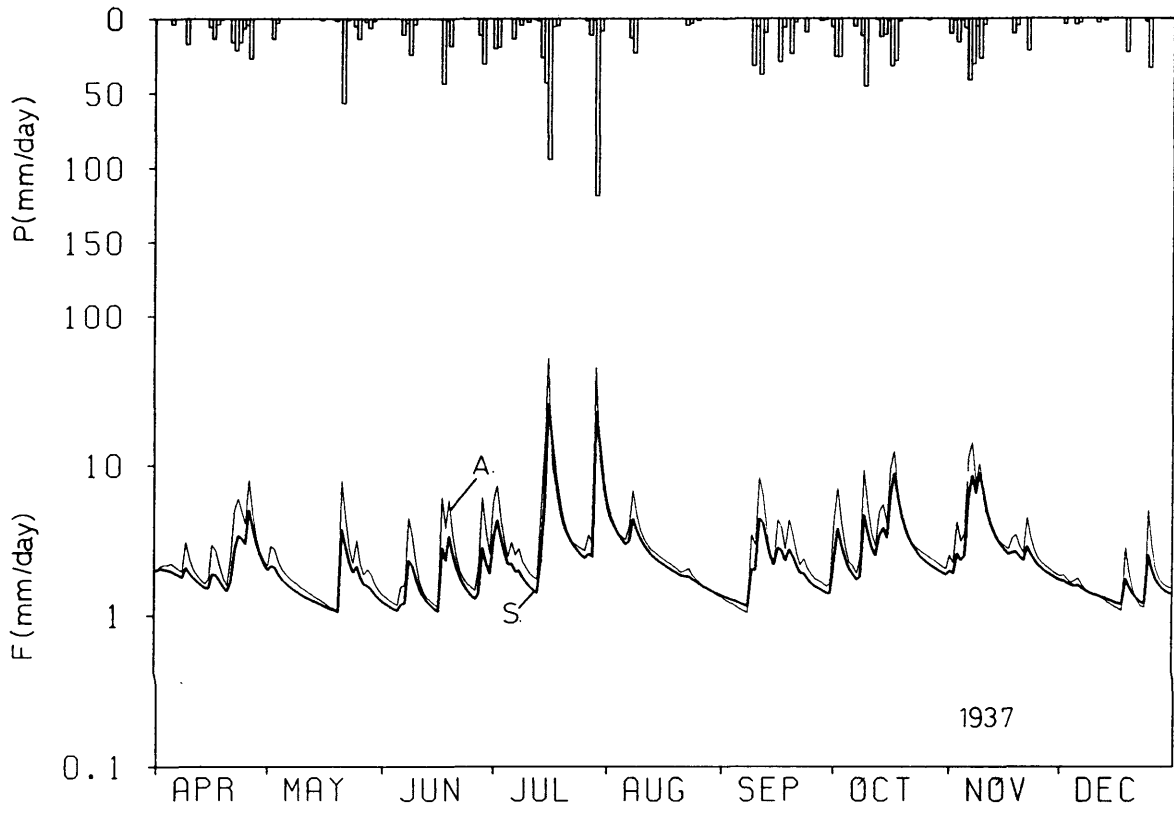


(b)

☐ 2-2-17 同一降雨条件に対する推算ハイドログラフの比較



☒ 2-2-18 白坂と数成の比較



☒ 2-2-19 白坂と穴宮の比較

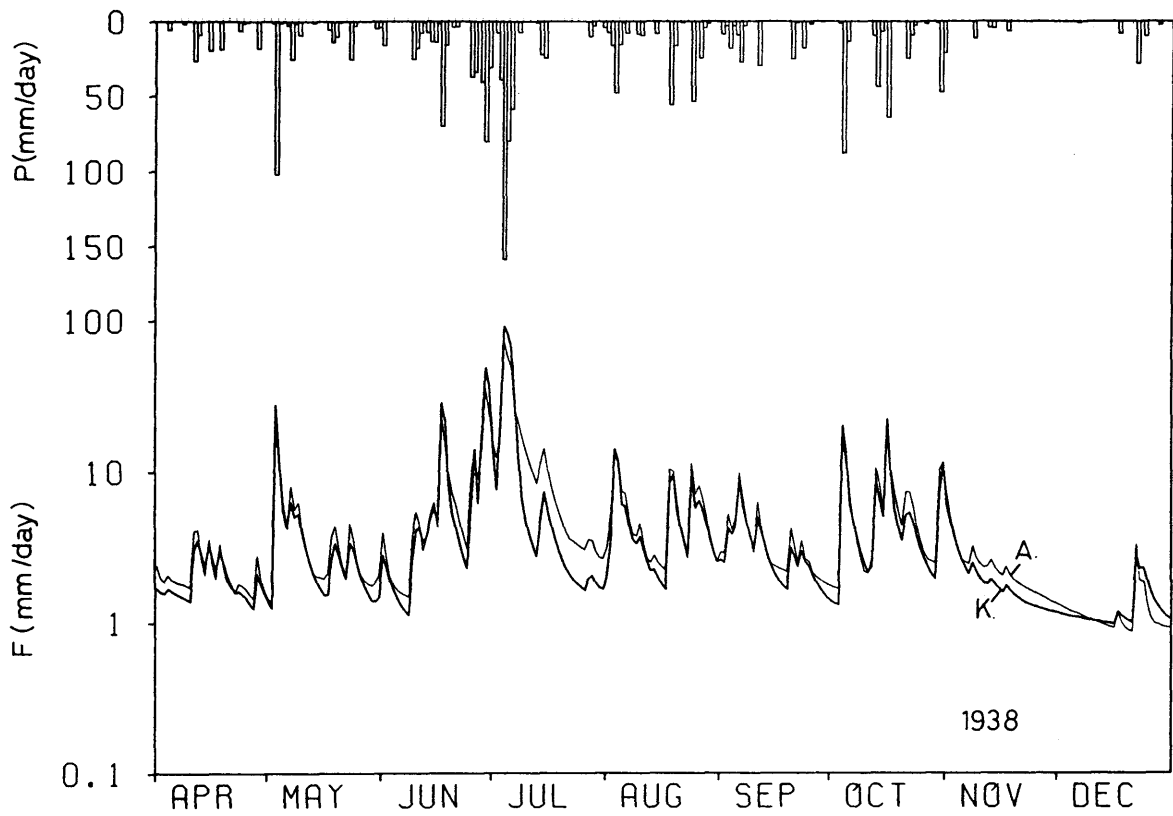
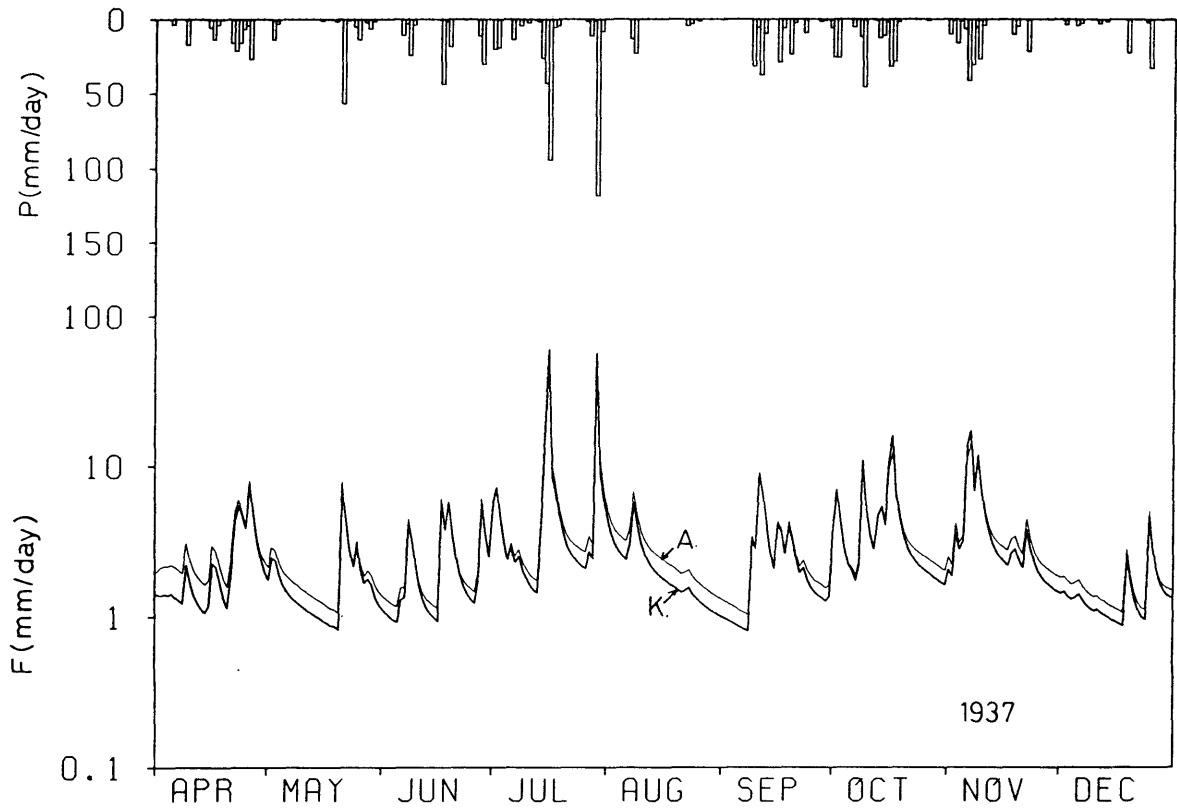


図 2-2-20 数成と穴宮の比較

初期水深の補正值 X_{il}^* はキャリブレーションによって得られた値 X_{il} に補正比 α をかけて得られる。即ち、各流域毎に (2-2-31) 式, (2-2-32) 式から求められた α を用いて

$$X_{il}^* = \alpha \cdot X_{il} \quad (2-2-33)$$

とした。

これによって推算されたハイドログラフを示すと図2-2-17(a), (b)のようになる。この図は高水の部分が重なり合って識別が難しいが、低水の部分の比較から次のことが言える。低水部分では数成が最も少なく、次いで白坂となり、穴の宮が最も多い。しかし、無降雨日が続き、低水状態が進むと白坂の流量が最も多くなり、穴の宮は急速に減水し、数成よりも少なくなる傾向が認められる。キャリブレーションの精度から言ってあまり細かい比較は無意味である。低水に関してはさらに月流出のモデルを取り扱う際に言及する。つぎに高水に関する比較に移ろう。ここでは3流域の同時比較を行わず2流域ずつ白坂と数成(図2-2-18)、白坂と穴の宮(図2-2-19)、数成と穴の宮(図2-2-20)の比較結果を論ずることとする。

【白坂と数成の比較】 高水時は数成が白坂より必ず大きな流量が出現する。それは10 mm/day以上であれば降雨の大小によらず一般的に確認できる。

【白坂と穴の宮の比較】 4月から12月のほとんどの期間で穴の宮が白坂より多くの流量を持っている。降雨の大小によらずほとんどの高水で穴の宮が白坂より大きな流量が出現する。ただし、大きな降雨が連続する場合(図2-2-20(b)の7月上旬)は両者の差はなくなると思われる。

〔数成と穴の宮の比較〕大きな雨に対応する日流量のピークは両者でほとんど一致している。ただし、50mm/day以下の降雨に対しては、基底流出が穴の宮で豊かな分だけ、穴の宮では数成より大きな流量が出現する。

これらの結果を総合すると、白坂は高水流出が少なく低水流出に恵まれているということ、数成はその逆に高水流出が多く低水流出が少ないこと、穴の宮は高水流出も低水流出も多く、高水流出は数成に低水流出は白坂に似た現われ方をするが、無降雨が長く続くと最も流出が減少すると予測されることが確認された。

(3) 月流出の分析

月単位での雨量と流量の対応関係を単純化された流出モデルを用いて検討していく。ここでも流出可能雨量の概念を適用し、日単位で流出可能雨量を算出し、月毎に集計して月単位の流出可能雨量を求めた。そして、この流出可能雨量と流量との関係に流出モデルをあてはめていく。日流出の分析で行なったように、本項でも流出モデルのパラメータの決定とそれを用いて特定の降雨に対する流出の推算値の比較を試みる。

(i) モデルの構造

流域内貯留量を Φ [mm] とすると月流量を極めて単純化して $c\Phi$ [mm/month] と仮定する。 c は比例定数 [month⁻¹] である。第 i 月の月流量 Q_i [mm/month]、流域内貯留量を Φ_i [mm]、流出可能雨量を P_{di} [mm/month] とするとこれらの関係式を次のように定める。

$$Q_i = c\Phi_i \quad (0 < c < 1) \quad (2-2-34)$$

$$\Phi_i = \Phi_{i-1} - Q_{i-1} + P_{di} \quad (2-2-35)$$

(2-2-34) 式を (2-2-35) 式に代入して

$$\Phi_i = \Phi_{i-1} - c\Phi_{i-1} + P_{di}$$

$$\Phi_i = (1 - c)\Phi_{i-1} + P_{di} \quad (2-2-36)$$

ゆえに、

$$\begin{aligned} \phi_i = & P d_i + (1 - c) P d_{i-1} + (1 - c)^2 P d_{i-2} + \dots + (1 - c)^{i-1} P d_1 \\ & + (1 - c)^i \phi. \end{aligned} \quad (2-2-37)$$

(2-2-34) 式を適用して、

$$\begin{aligned} Q_i = & c P d_i + c (1 - c) P d_{i-1} + c (1 - c)^2 P d_{i-2} + \dots + c (1 - c)^{i-1} P d_1 \\ & + c (1 - c)^i \phi. \end{aligned} \quad (2-2-38)$$

このモデルは図2-2-21に示したような形をしたタンクモデルと考えることもできるし、図2-2-22に示したような無限にのびる単位図と考えることもできる。従って、このモデルでは流出可能雨量と流量の間に線形関係が仮定されている。

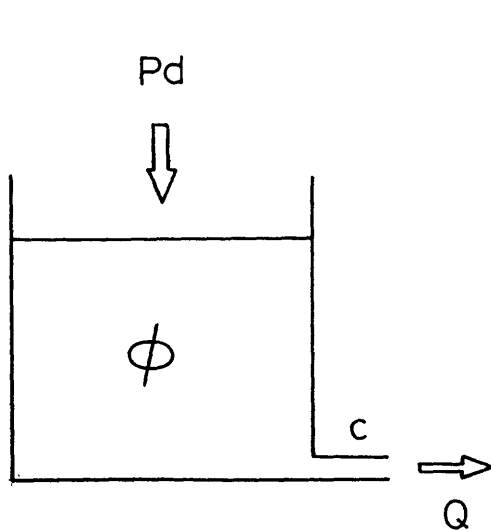


図2-2-21

月流出モデルのタンクモデル化

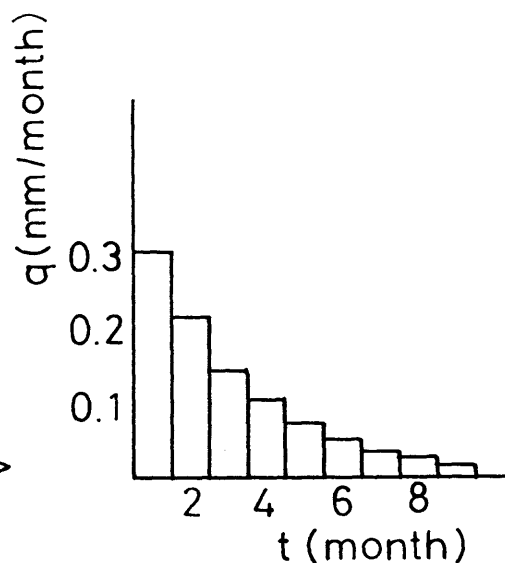


図2-2-22

月流出モデルの単位図法化

(ii)パラメータの決定

(2-2-38)式から明らかなようにこの月流出モデルでは初期の流域内貯留量 Φ [mm]と係数 c [month⁻¹]の2つのパラメータを定めれば流出可能雨量から流量を推定することが可能である。

月流出モデルに関して(2-2-38)式の形をさらに緩和して係数間の等比数列の制約を取り払い、次のような形の線形モデルを考える。

$$Q_i = \alpha_1 P_{di} + \alpha_2 P_{di-1} + \dots + \alpha_5 P_{di-4} \quad (2-2-39)$$

$$(\text{ただし、} \alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_5 = 1 \quad (2-2-40))$$

(2-2-39)式は図2-2-22に示した単位図で5か月で終了する形を持っている。各月の縦軸は α_1 、 α_2 、 \dots 、 α_5 となる。これに対して4つのパラメータを決定する必要がある。

(2-2-38)式と(2-2-39)式で表現される2とおりの月流出モデルを以下に検討して行く。(2-2-39)式の5つの係数は5か月分の月流出可能雨量を説明変数とし、月流量を目的変数とした重回帰分析により求める。そこで、(2-2-38)式により表現されるモデルをこの項に限ってタンクモデルと、(2-2-39)式により表現されるモデルを重回帰式モデルと呼ぶことにする。重回帰式モデルに特に言及する理由は、タンクモデルを月単位で取り扱う場合の適否を判断する視点を別に設けるためである。

さて、解析の対象とする資料は、前期として1935年から1938年の4年間と後期として1941年から1944年の4年間の月単位の資料である。月単位の流出可能雨量は日単位の流出可能雨量を求め、それを月単位で集計して求めた。日単位の流出可能雨量

の算定法は本節第1項で述べた方法による。なお最大損失指標は1935年から1938年までは表2-2-4に1941年から1944年までは表2-2-7に示した値を用いる。

(2-2-39)式を資料にあてはめ、前期と後期の各々44個のサンプルから重回帰式を用いて係数 α_1 、 α_2 、 \dots 、 α_5 を決定していった結果を表2-2-8に示した。決定して行く手法はステップワイズ重回帰分析により、順次、誤差の平方和の減少が最大となるような独立変数を回帰式に採り入れ、回帰係数を決定して行く方法である。 α_3 がほとんどの場合負の値をとり、物理的な意味を持たない結果となっている。そこで重回帰式モデルとしては2つの偏回帰係数 α_1 、 α_2 によって形成される次式を考える。

$$Q_i = \alpha_1 P_{di} + \alpha_2 P_{di-1} \quad (2-2-41)$$

次に(2-2-38)式に見られる右辺第1項と第2項の関係が上式で成立すると考えて

$$\alpha_2 / \alpha_1 = 1 - c \quad (2-2-42)$$

表 2-2-7 解析の対象とした資料の年単位水文諸量 (2)

流域	水文諸量	西暦年			
		1941	1942	1943	1944
白坂	P	2230.0	1686.1	1424.2	1374.8
	Q	1240.1	870.5	615.7	375.7
	L	989.9	815.6	808.5	999.1
	I f	57.0	47.0	49.0	53.5
数成	P	1998.0	1318.0	1309.8	1175.0
	Q	1297.1	703.0	602.2	472.2
	L	700.9	615.0	707.6	702.8
	I f	24.5	28.0	31.5	26.0
穴宮	P	2046.4	1355.9	1356.6	1218.2
	Q	1297.7	750.1	679.1	476.6
	L	748.7	605.8	677.5	741.6
	I f	29.5	28.0	31.5	29.5

により c を求め、 $c, c(1-c), c(1-c)^2, \dots, c(1-c)^4$ を $\alpha'_1, \alpha'_2, \dots, \alpha'_5$ とし、総和が 1 になるように補正したモデル

$$Q_i = \alpha'_1 P_{di} + \alpha'_2 P_{di-1} + \dots + \alpha'_5 P_{di-4} \quad (2-2-43)$$

を補正重回帰式モデルと呼ぶことにしよう。表 2-2-8 中にこれらの係数の値を示した。

表2-2-8月流量と月流出雨量の重回帰式モデルと補正重回帰式モデルの係数

期間	月数	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5	R	$\Sigma \alpha_i$	α_2/α_1	c	α_1'	α_2'	α_3'	α_4'	α_5'
白坂前期	1	0.822					0.939	0.822							
	2	0.660	0.253				0.965	0.913	0.383	0.617	0.624	0.237	0.091	0.034	0.013
	3	0.651	0.231			0.059	0.967	0.941							
	4	0.653	0.240	-0.020		0.063	0.967	0.936							
	5	0.647	0.245	-0.033	0.030	0.051	0.968	0.940							
白坂後期	1	0.804					0.953	0.804							
	2	0.650	0.246				0.979	0.896	0.378	0.622	0.626	0.237	0.090	0.034	0.013
	3	0.652	0.202			0.079	0.982	0.933							
	4	0.646	0.201		0.017	0.071	0.982	0.935							
	5	0.646	0.200	0.006	0.015	0.070	0.982	0.937							
数成前期	1	0.865					0.966	0.865							
	2	0.735	0.190				0.978	0.925	0.259	0.741	0.742	0.192	0.050	0.013	0.003
	3	0.718	0.170			0.064	0.980	0.952							
	4	0.714	0.165		0.037	0.043	0.980	0.959							
	5	0.712	0.187	-0.047	0.063	0.039	0.981	0.954							
数成後期	1	0.839					0.968	0.839							
	2	0.699	0.198				0.981	0.897	0.283	0.717	0.719	0.203	0.057	0.016	0.005
	3	0.707	0.147			0.087	0.985	0.941							
	4	0.719	0.170	-0.061		0.107	0.986	0.935							
	5	0.716	0.170	-0.066	0.018	0.099	0.986	0.937							
穴宮前期	1	0.852					0.954	0.852							
	2	0.672	0.258				0.977	0.930	0.384	0.616	0.621	0.239	0.092	0.035	0.013
	3	0.659	0.240		0.052		0.979	0.951							
	4	0.657	0.263	-0.051	0.077		0.979	0.946							
	5	0.654	0.260	-0.049	0.062	0.024	0.979	0.951							
穴宮後期	1	0.822					0.955	0.822							
	2	0.647	0.251				0.977	0.898	0.388	0.612	0.618	0.239	0.092	0.036	0.014
	3	0.654	0.200		0.087		0.980	0.941							
	4	0.668	0.223	-0.062		0.107	0.982	0.936							
	5	0.671	0.222	-0.057	-0.016	0.115	0.982	0.935							

Note: α_i : 重回帰式モデルの係数, α_i' : 補正重回帰式モデルの係数, R : 重相関係数, c : $1 - \alpha_2/\alpha_1$

表 2-2-9 にタンクモデル（(2-2-38) 式）のパラメータの最適値を示した。これは ϕ と c のとり得る全ての領域において評価基準 E

$$E = \sum_{i=1}^{44} \| Q_{ob}(i) - Q_c(i) \| / 44 \quad (2-2-44)$$

が最小となる ϕ と c を探索した結果である。

表 2-2-9 月流出に関するタンクモデルのパラメータ

	ϕ [mm]	c [month ⁻¹]	E [mm/month]
白坂前期	201.0	0.675	24.5
白坂後期	147.0	0.568	14.6
数成前期	148.0	0.759	19.9
数成後期	59.0	0.687	13.8
穴宮前期	197.0	0.741	21.3
穴宮後期	100.0	0.617	15.4

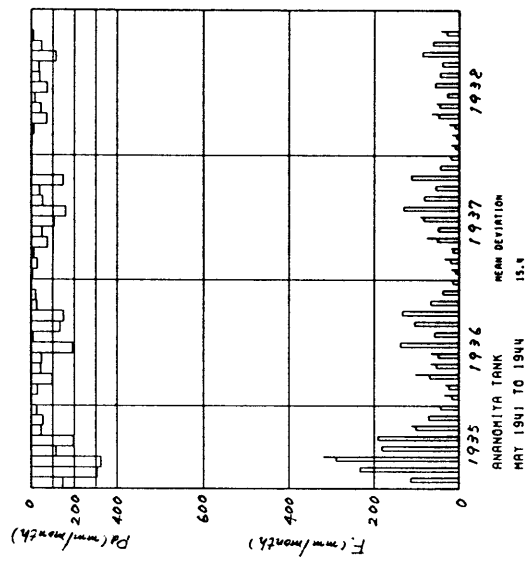
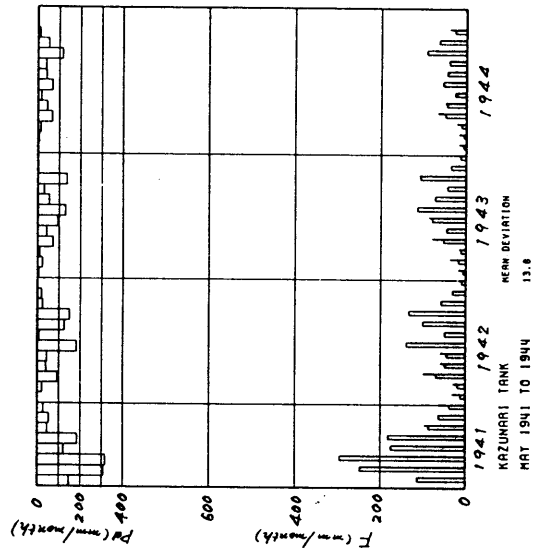
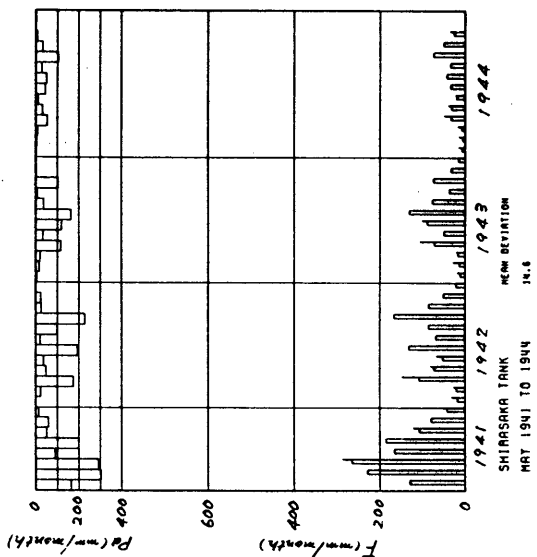
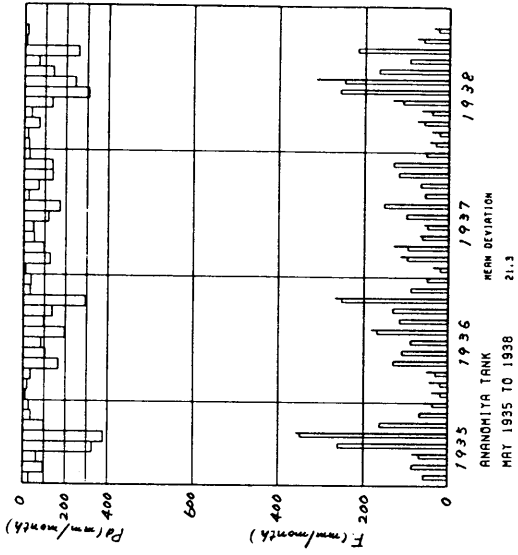
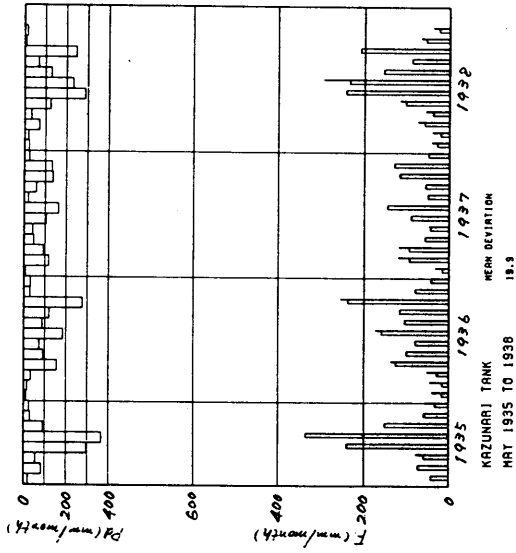
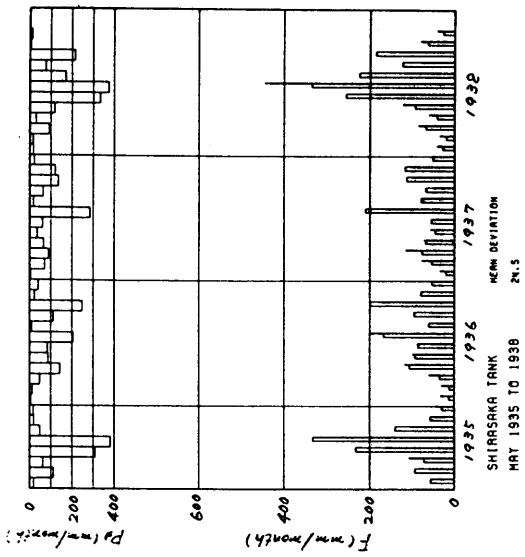
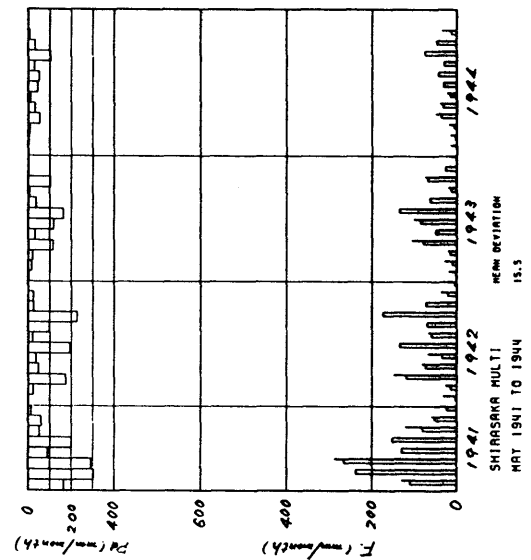
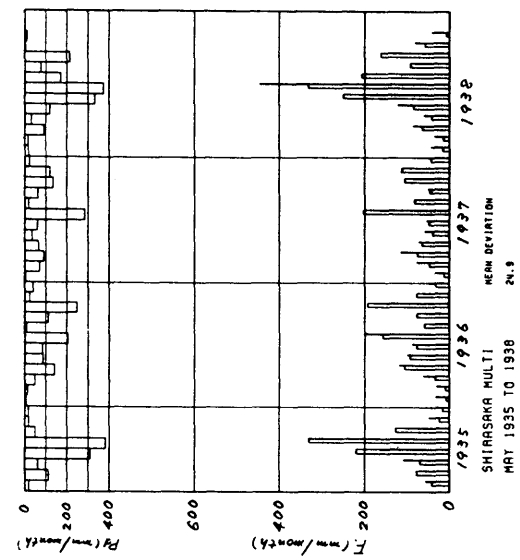
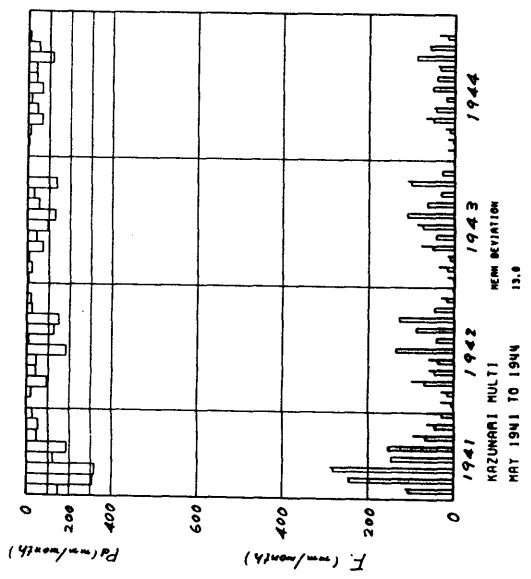
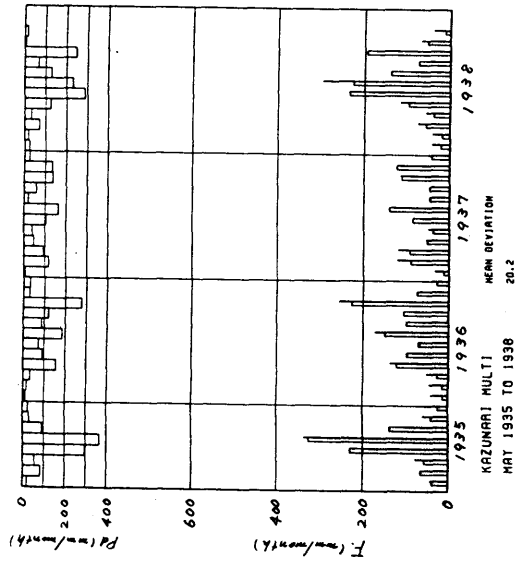
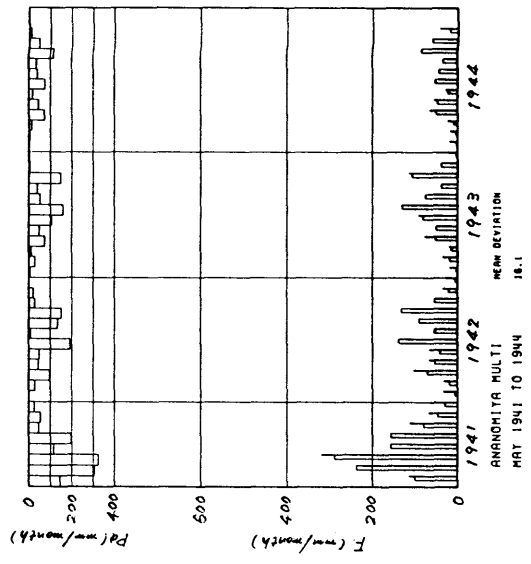
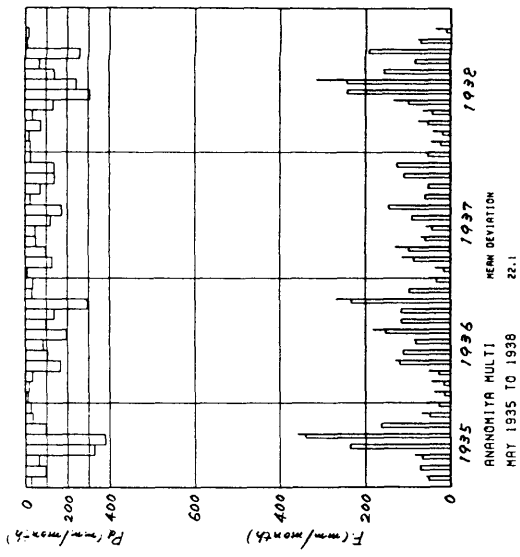


図 2-2-23 タンクモデルによる月流出の再現性
 Note: 太線: 実測値; ヒストグラム(上向き): 推算値



㊦ 2-2-24 重回り算式モデルに13月流出の再現性

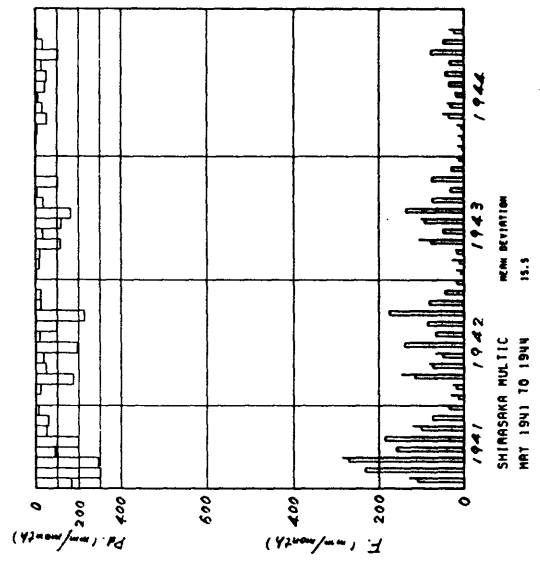
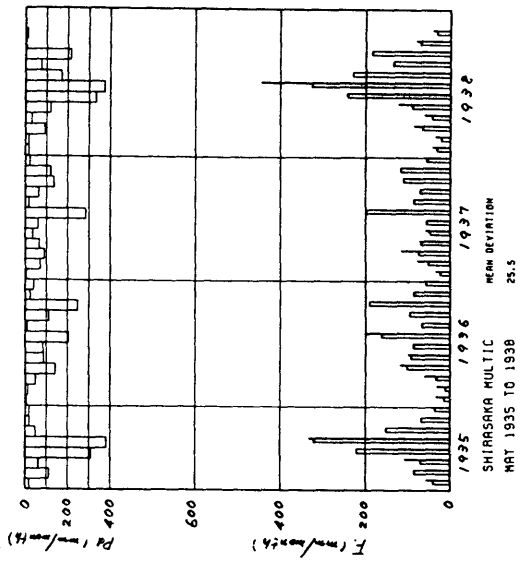
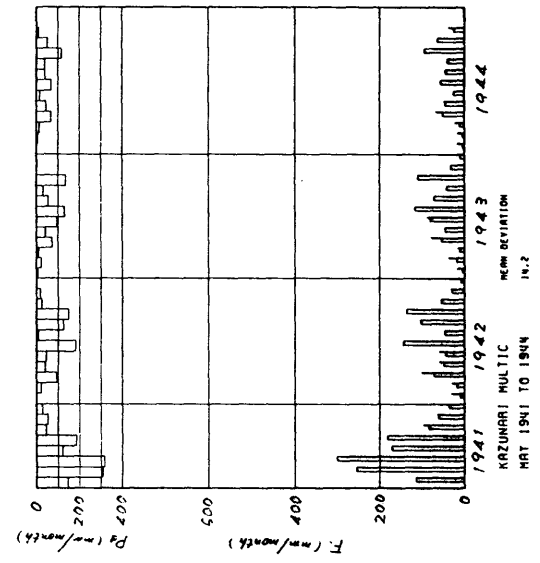
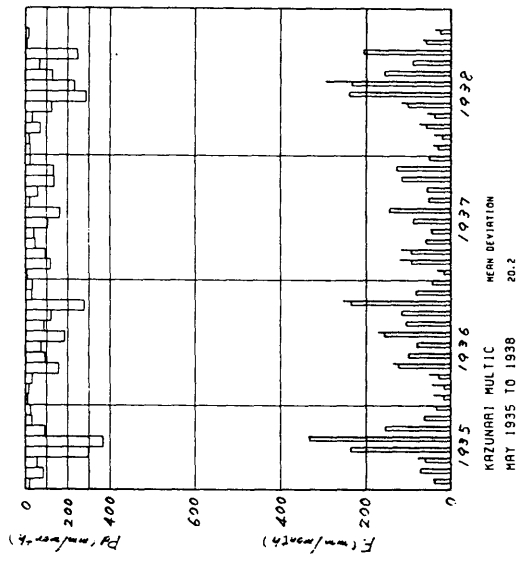
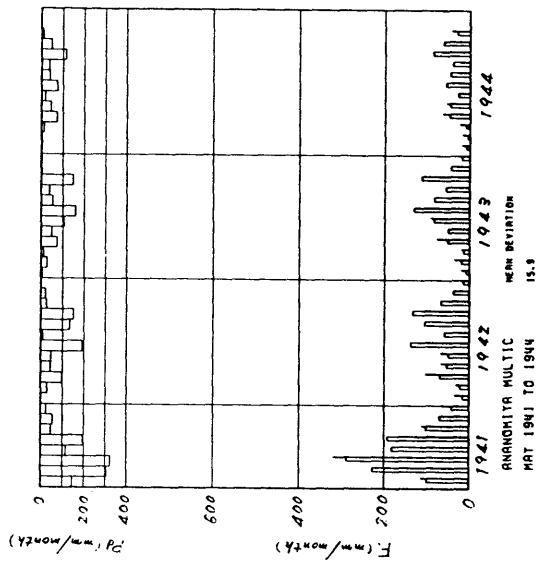
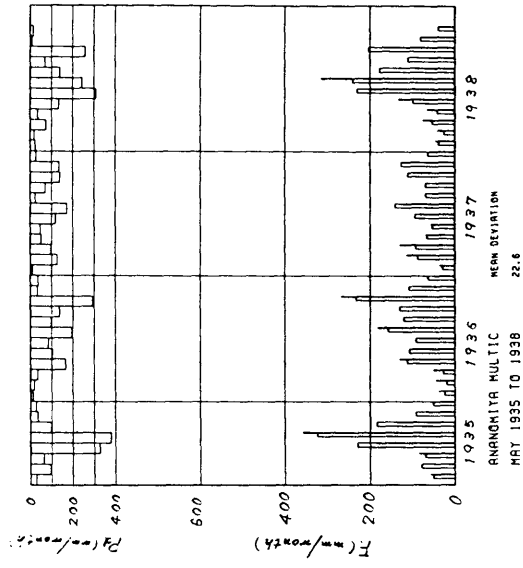


図 2-2-25 補正重回帰式モデルによる月流出の再現性

(iii) パラメータの最適化の結果

図2-2-23にタンクモデルを用いて最適パラメータによって生成された月単位のハイドログラフと実測のハイドログラフを示した。図中太線が実測値であり、矩形で推算値を示した。また、図中上部には月単位の流出可能雨量ハイトグラフを示した。同様に図2-2-24に重回帰式モデル、図2-2-25に補正重回帰式モデルを示した。図中には評価基準E [mm/month]を併記して適合度を判断する資料とした。

評価基準Eが最も小さくなりモデルとしての適合度が高いのはタンクモデルであり、重回帰式モデルがこれに続き、3者の中で適合度が最も低かったのは補正重回帰式モデルであった。しかし、その差はほとんどないと言ってよい程度である。そこで冬期の流出の再現性によって比較してみると重回帰式モデルからの推算値は過小となり、小雨の月が続くと2カ月の降雨資料だけからの推算では過小な流量しか与えないという構造であることがわかる。補正重回帰式モデルとタンクモデルはその差がほとんどないと言ってよい。タンクモデルと重回帰式モデル、あるいは補正重回帰式モデルとの係数の比較を表2-2-8に戻って考えることとする。タンクモデルであっても(2-2-38)式に示したように流量は月流出可能雨量の線形結合で示される。 c と α_1 と α_1' は同じ意味を持つ係数である。同様に $c(1-c)$ と α_2 、 α_2' も相互に対応している。 c 、 α_1 、 α_1' を見ると白坂後期と穴の宮前期を除いて3つの係数は良く一致しているといえる。白坂後期では c がちいさめに穴の宮前期では c がおおきめに出ている。前期と後期とでは α_1' は殆ど変化しないで安定した値となっているが c は必ず前期で高く後期で低く、両期間に対応した係数の差は大きい。換言するとタンクモデルでは降雨の違いがパラメータ中に反映されるという不都合な性質が見られる。

以上の事から月流出に関するタンクモデルは、パラメータを2つしか持たないという簡

便さと適合度の良さで優れている一方、キャリブレーションによって得られたパラメータはキャリブレーションの対象とした降雨資料の特性を反映した値をとる傾向がある点が明らかになった。それゆえ、パラメータは流域の特性以外に降雨の影響が混入してくることになる。パラメータによる流域間比較を行なう場合、同一期間内に限って比較を行なうならばタンクモデルも使えると考えられる。重回帰式モデル・補正重回帰式モデルでは物理的な背景に乏しく雨量と流量の間に統計的な対応関係を見いだす手法であるにすぎない。このような理由からタンクモデルのパラメータ c を用いて流出特性を比較することとした。表 2-2-9 に明らかなように、前期・後期に限った比較から、 c は数成・穴の宮・白坂の順で小さくなって行くことから判断して流域の保水力において白坂が最も優れ、数成が最も劣ると考えられる。

(iv)同一降雨に対する推算ハイドログラフの比較

特に低水時の流出の特性を明らかにするために同一降雨条件下で各流域における月流量を推算し比較を行なうこととする。入力として用いる降雨は白坂前期の雨（多雨）と数成の後期の雨（寡雨）を用いる。前項の日流出の解析でも行なったように、流域間の応答の比較を2段階に分けて考察する。第1段階が流出可能雨量の比較であり、第2段階がそれに対するハイドログラフの比較である。同一降雨に対応した各流域での流出可能雨量の推定には以下の仮定を設ける。

表 2 - 2 - 1 0 仮想降雨に対応した期間内水文諸量

期間	P	Q	L	P'	Q''	Cr	If
白坂前期	8335.5	4597.7	3738.8	8335.5	4597.7	1.000	48.8
白坂後期	6715.1	3102.0	3613.1	5800.8	2187.7	0.705	51.6
数成前期	7053.0	4511.0	2442.0	8335.5	5693.5	1.262	24.8
数成後期	5800.8	3074.5	2726.3	5800.8	3074.5	1.000	27.5
穴宮前期	7238.0	4844.4	2393.6	8355.5	5841.9	1.206	24.1
穴宮後期	5977.1	3203.5	2773.6	5800.8	3027.4	0.945	29.6

Note : P : 期間降雨量 [mm]、P' : 仮想降雨 [mm]、Q : 期間流出量 [mm]

Q'' : 推定流量 [mm] (= P' - L)、L : 期間消失量 [mm]

Cr : 流量補正比 (= Q'' / Q)、If : 最大損失指標 [$\text{mm}^{\frac{3}{2}} \text{day}^{-\frac{1}{2}}$]

(A) 最大損失指標 I_f は各流域で各期間4年の平均をもちいる。それは表2-2-10に示したとおりである。

(B) 入力として仮想降雨が与えられた場合でも、期間消失量 L [mm] は不変と考えられる。同一流域で年消失量がほぼ一定であることを考えれば降雨 P' [mm] に対応する推定流量 Q'' [mm] を

$$Q'' = P' - L \quad (2-2-45)$$

で求めることができると考えられる。ここで流量補正比 C_r を次式で定義しておく。

$$C_r \equiv Q'' / Q \quad (2-2-46)$$

(C) 流出可能雨量は日単位で算出するが、最大初期損失量 L_f は(2-2-28)式、即ち、

$$L_f = I_f / \sqrt{q_{ul}^*} \quad (2-2-45)$$

によって1連続降雨の前日の流量レート q_{ul}^* と最大損失指標 I_f とから求める。流量レート q_{ul}^* は実測の流量レート q_{ul} に補正比 C_r をかけたもので、仮想降雨に対して予測される流量レートの近似値の意味を持たせた。この L_f を用いて(2-2-3)式から流出可能雨量が求まる。結果は図2-2-26(a), (b)の上部にしめした。(a)は前期の(b)は後期の I_f を用いて各流域毎にその差が分かるように下向きのヒストグラム

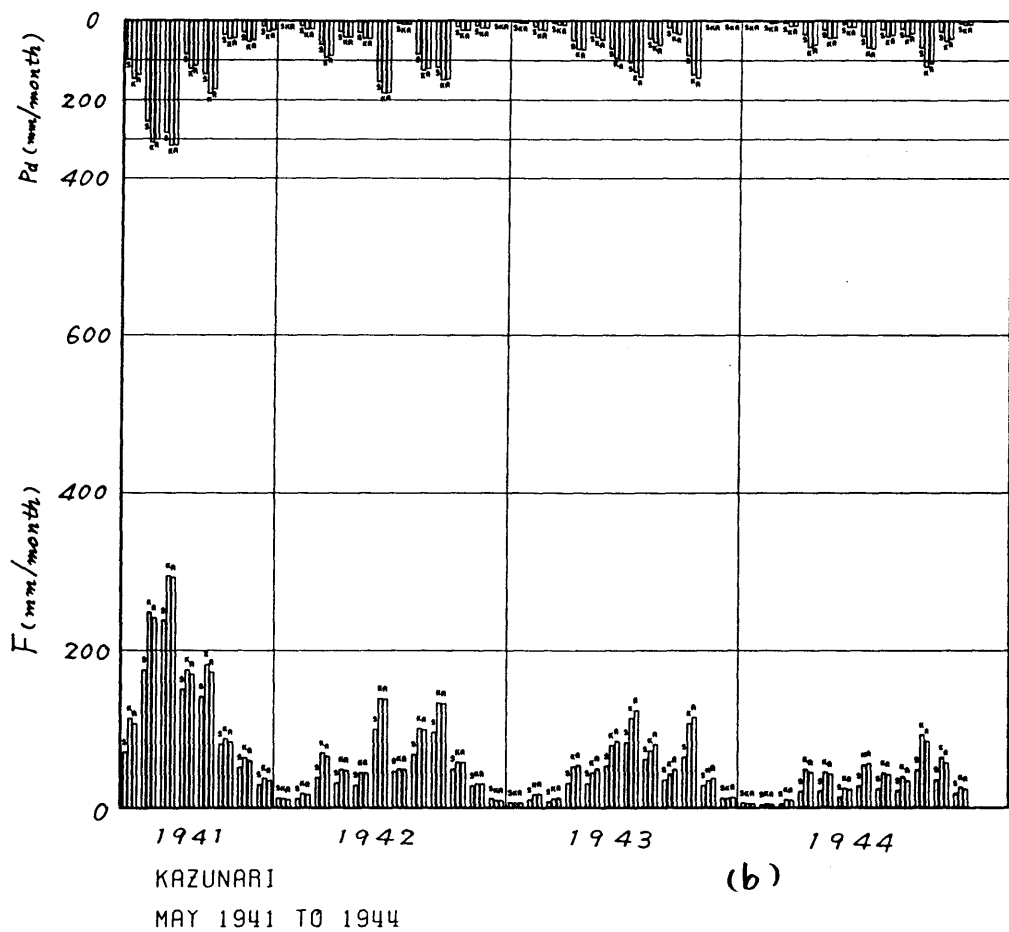
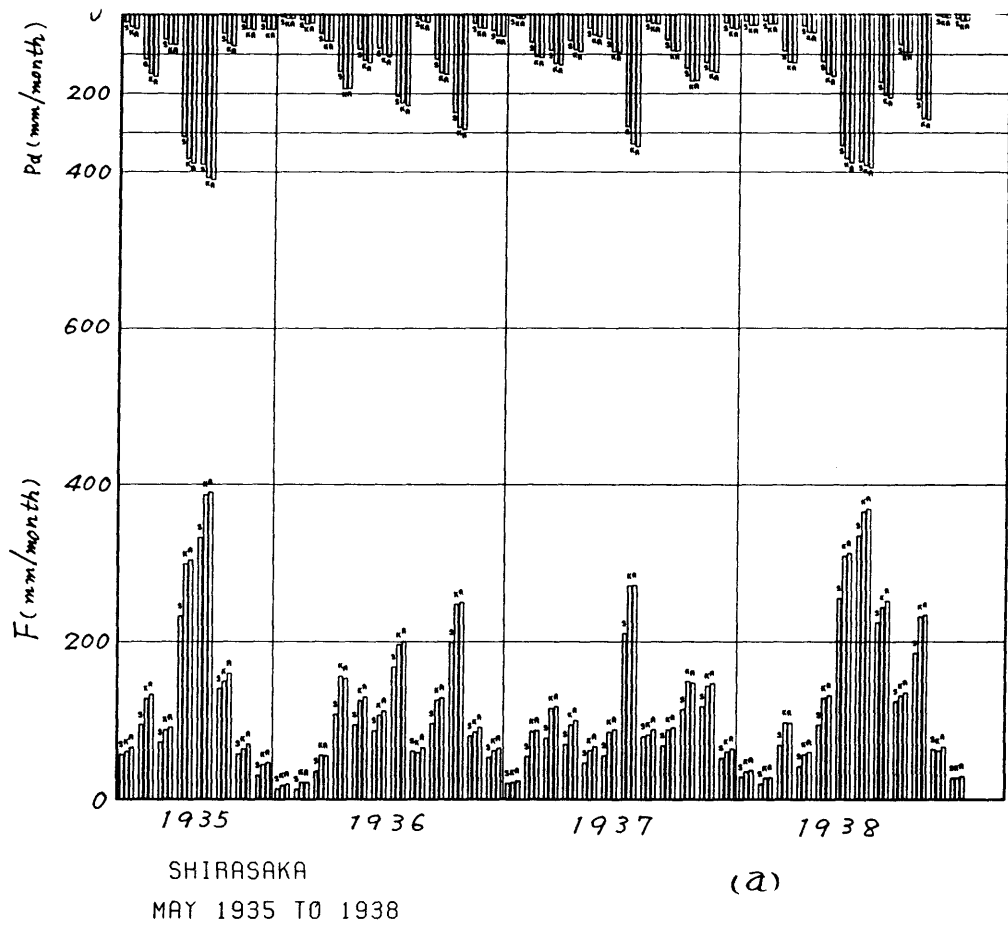


図 2-2-26 月流出モデルによる推定流量の流域間比較

で表現した。

(a) 前期と (b) 後期をつうじて流出可能雨量の月別値は白坂が最も少ない。両期間で数成と穴の宮はほぼ同じと見ることができ、敢て大小を比較するならば前期では穴の宮が数成より多いが後期では逆に数成が穴の宮より多い。3流域とも前期より後期で最大損失指標 I_f の増加が確認できるが (表 2-2-10)、穴の宮では最も増加が大きく、このことが流出可能雨量に関して穴の宮と数成が前期と後期でその順位が入れ替わる結果を招いたと思われる。

次にこれらの流出可能雨量を入力とした場合の流出の流域間比較を行なうこととしたい。月流出モデルは本項で取り扱ったタンクモデルによることとした。低水に良く適合し、精度が高いこと、初期貯留深 Φ を別にすると、モデルの特性を決定するパラメータは係数 c だけという構造の簡便さなどにより特に低水の比較に適していると考えたためである。仮想降雨に対するものとして補正初期貯留深 Φ_* を次式により定める。

$$\Phi_* = C r \cdot \Phi. \quad (2-2-46)$$

$C r$ は流量補正比 (表 2-2-10)、 Φ は初期貯留深 (表 2-2-9) である。結果は図 2-2-26 (a), (b) 中に上向きヒストグラムで示した。図 2-2-26 (a) は多雨期間で同図 (b) は寡雨期間と見て良いであろう。多雨期間中の冬期の低水をみると 3流域でほとんど差がないことがわかる。さらに寡雨期間中 (b) の冬期の低水流出を比較すると白坂の流量が最も多い月もあり、白坂の流出が高水時に少なく低水時に豊になることはモデルの構造から十分に推測することが可能である。もっとも、この時期に多少の「恵の雨」があっても白坂では初期損失が大きく流出にまわる量が少なくなると

1=
 いう側面が考えられる。多雨月¹⁼対応した月流量は数成・穴の宮で多く、両者の差はほとんどないと言える。

(35)
(4) 年流出の解析

白坂、数成、穴の宮における年降水量と年流量（水高）との関係を示すと図2-2-27のように描かれる。年降水量はいずれの流域も1000～2500mmの範囲にあり、その範囲内においては

$$Q = P - L$$

の関係が適当とされる。ここでP [mm] は年降水量、Q [mm] は年流量、L [mm] は年消失量である。各流域に関しては図より次のような関係式を見いだすことができる。

白坂： $Q = P - 876.2$

数成： $Q = P - 664.0$

穴宮： $Q = P - 571.8$ (前年 1930～1934年)

$Q = P - 707.5$ (後年 1942～1945年)

穴の宮流域の前年は流域がほとんど裸地状であったと判断され、後年は1925～1929年にかけて治山造林の成果の影響が関与してきたものと思われる。この年消失量について時系列的な変動状況を図示すると図2-2-28のように示される。同図によると、やはり各流域で年消失量はほぼ均一な傾向を示しているが、林相、地質の違いによる各流域の年消失量の差は、

白坂－数成 210 mm

白坂－穴宮（前年） 300 mm

白坂-穴宮（後年） 170 mm

数成-穴宮（前年） 90 mm

が生じているようである。また、数成流域では陶土採掘の最盛期の1939、1940年にかけて下降の傾向を示し、自然植生等の侵入が徐々に現われ始めた1938、1939年頃より、わずかながら上昇の傾向を示している感がある。穴宮は前述の治山造林の成果が1938年頃を契機として、年消失量に反映して来たものと思われる。森林の影響が年消失量に極めて敏感に反映していることがわかる。

しかし、森林の存在による年消失量の増量は降雨時における第1次消失量に該当するもので、具体的には増水を調節する有力な量として取り扱われるものであろう。

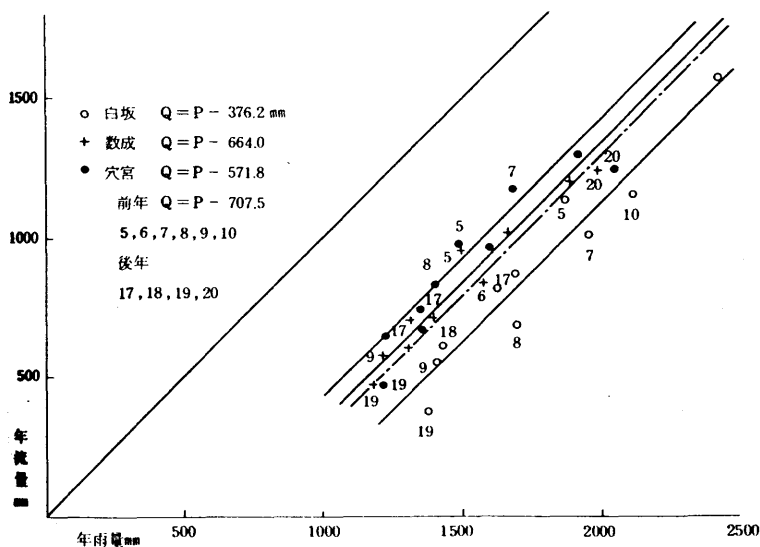


図2-2-27年降水量と年流量の関係

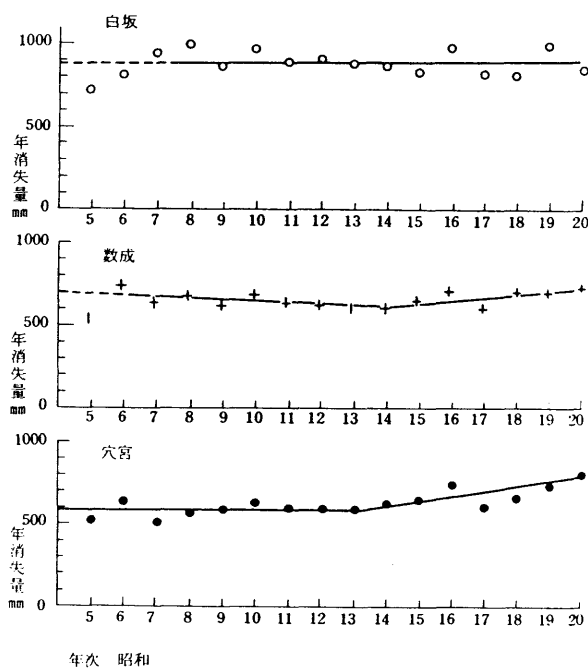


図2-2-28年消失量の時系列変化

結び

東京大学愛知演習林の3試験流域を対象にその水文特性を分析した。

試験流域の降雨特性を分析し、各流域とも年降水日数、10 mm/day以下の降雨の総量は年によってほとんど変化のないこと、年降水量の大小を決定しているのは60 mm/day以上の豪雨の大きさと発生回数である点が明らかになった。

試験流域の流出特性を損失量、日流出、月流出、年流出という4つの観点から分析した。

損失量は累加雨量と流域の湿潤状態によって決定される。流域の湿潤状態が同じならば白坂・数成・穴の宮の順に損失量が少なくなっていく。

日流出に関してはタンクモデルを用いて分析を行なった。同一降雨に対する流域別の応答から白坂は高水流出が少なく低水流出に恵まれていること、数成はその逆に高水流出が多く低水流出が少ないこと、穴の宮は高水流出も低水流出も多く高水流出は数成に、低水流出は白坂に似た現われ方をするが無降雨が長く続くと最も流出が減少すると予測されることが判明した。

月流出に関しては最も構造の簡単なタンクモデルによって分析を行なった。同一降雨による流域別の応答から多雨月に対応した月流量は数成・穴の宮で多く両者の差はほとんどないと言えるが白坂は少ないこと、一方寡雨期間中には特に冬期の低水期において3流域で差はなくなり、場合によっては白坂が最も多くなる月もあることがわかった。

年流出の分析から年消失量は白坂で876 mm、数成で664 mmで穴の宮では1938年を境に572 mmから708 mmへと増加していることがわかった。

第3章 流出過程における水文諸量の関係

序

本章では高水流出に関する1つのモデルの提案を行なう。このモデルは水源帯における水循環過程が想定され、その過程に類似した構造が与えられる。その概略を示すと以下のとおりである。まず、降雨のうち流出に加わらない部分として流域内に一担貯留され、後に蒸発散により失われる量として初期損失が考えられる。降雨から初期損失を差し引いた残量が流出にまわる量（流出可能雨量）であるが、これは直接流出と基底流出とに分離して考える。この分離の際に係わる現象が浸透の過程である。浸透した後一担貯留されて地下水として現われる量はさらに2様に分割することとした。1つは被圧地下水、他は不圧地下水である。これらは、ある定められた比率に応じて並列的に生ずると考える。

さて、水循環過程に対応して流出モデル中の各パラメータを決定して行く必要がある。パラメータの中には資料から直接に推定できるものもあるが、各過程を合成したのちに得られる計算ハイドログラフと実測ハイドログラフを適合させるという方法（キャリブレーション）によって得られるものもある。求められたパラメータによって短期流出特性を考察する。

ここで対象とする資料は東京大学愛知演習林内の3流域、白坂・数成・穴の宮であり、水源帯小流域の解析である。資料は3者の比較が可能な1935～1938年の4年間に得られたものである。降雨と流量の測定精度は高く10分単位で両者の関係を分析し各流域の水文特性を解析するには十分に質の高い資料といえよう。

第1節 流出過程の概説

水源帯における流出過程を以下のように考えてみよう。日本の水源帯においては例外なく森林が形成され、厚い森林土壌を伴って活発な諸生物の活動が見られる。そこでは流出過程は複雑な様相を呈している。これを単純化して図示すると図3-1-1となる。これは降雨の量的配分と時間的遅延の過程でもある。大きく分けて、消失の過程と直接流出の生成の過程、基底流出を合成する過程という3つに集約される。

以下に、個々の過程について上記の3大別された枠組みの中で考えてみよう。

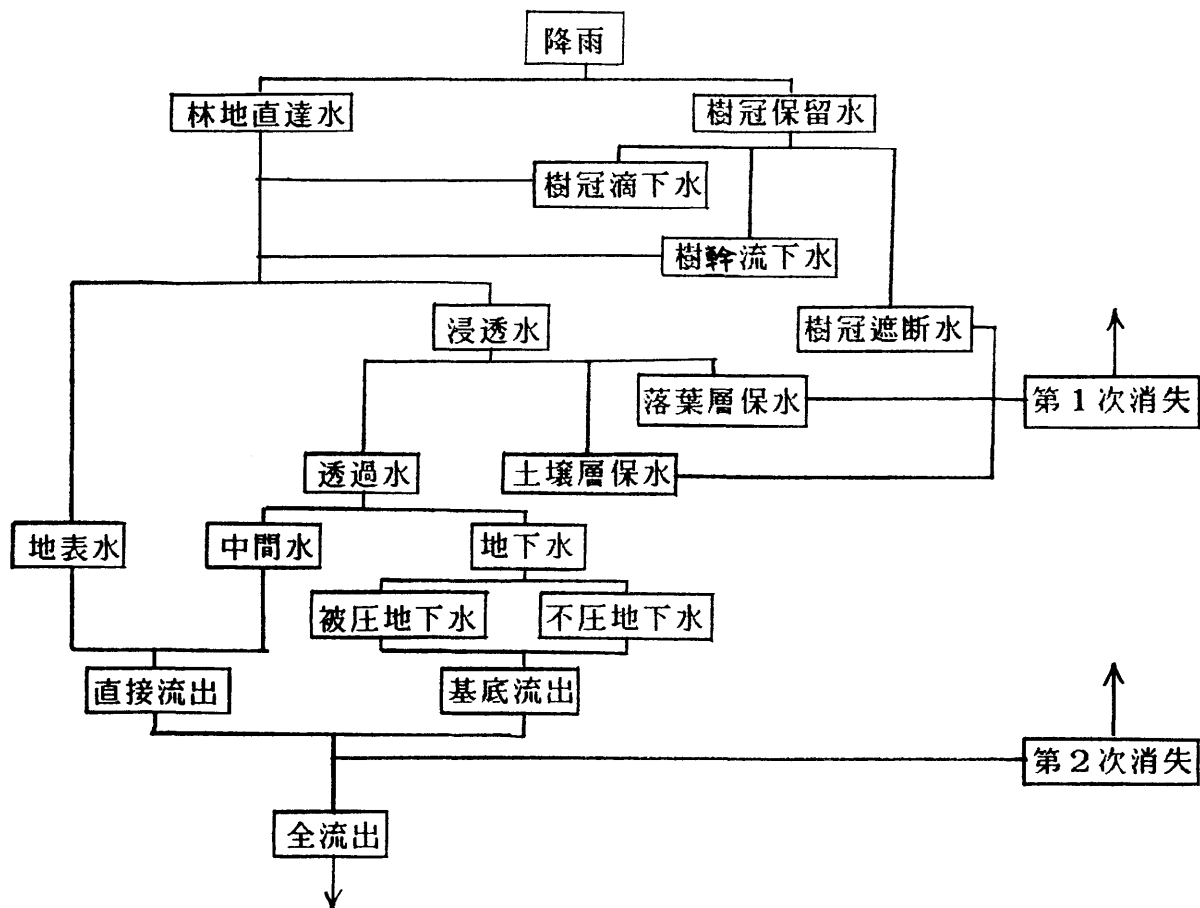


図3-1-1 水源帯における流出過程の概念

(1) 第1次消失

降雨のうち流域の植生、土壌により保水され、その後蒸発散により大気に還元されて行く量を第1次消失と称する。図中では、樹冠遮断水、落葉層保水、土壌層保水に対応している。樹冠遮断とは樹木によって捕捉された降雨（樹冠保留量）のうち樹幹を伝って流下し林地に到達する量（樹幹流下量）や、葉表面から滴下し林地に至る量（樹冠滴下量）を除いたものであり樹冠内に保持され後に蒸発する量である。次に林床に到達した雨水も浸透によって一度土壌層に貯留され、斜面にそって土壌層内を流下したり、さらには地下深部へと透過していく。この過程で落葉層や土壌層に保水された量の一部は蒸発散によって大気へ還元される。これは消失量のうち大きな部分を占める量となる。

一方、第2次消失量として河水からの直接の蒸発を考えるが量的には当試験流域で年間20～30mmと考えられ短期流出においては無視しうる。

(2) 浸透・透過と直接流出

浸透能を越える降雨強度の場合地表面上での流出が生ずる。これを表面流出と称する。しかし林内での表面流出を観察できないことや、林地での浸透能が250～300mm/hrにもなることを考え合わせると降雨強度200mm/hr程度の雨でも林内において表面流出は発生しないと考えられる。土壌は層を形成し、表層から下層へと向かってA、B、C層と孔隙の量・透水性が層別に固有であるが保水しうる限界を越えると山腹の傾斜方向に向かって土壌層内を側方へ移動して行くと思われる。山腹の下部では土壌層は早期に飽和状態に至り、上記の側方浸透流が河道付近で出現し中間流となって現われる。水源帯においては流出のうち応答の早い部分はほとんどこの中間流によって占められていると考えることができる。水源帯において表面流出発生域がない訳ではない。それは、林道や踏み固められた歩道、あるいは溪流沿いの裸出地などである。この表面流出と中間流

出とを合わせて直接流出と称し、流出成分のうち地下水と区別している。

(3) 基底流出

土壌層からさらに深部へと透過していった量は2種の相異なる地下の経路を辿るものと思われる。その流出の応答の遅速に応じて述べると、応答の早い被圧地下水成分と一方、応答の遅い不圧地下水成分とに分けられる。被圧成分は減水も早く、降雨後2日程度で消滅してしまうが、不圧成分は無降雨日の地下水成分のほとんどを占め水資源上重要な意味を持っていると考えられる。被圧地下水と不圧地下水は帯水層の構造による違いであり、流域の地質によってほぼ決定されるものであるが著者は谷部に厚く発達した土壌層や河道堆積体も不圧地下水をかん養する場として考えている。被圧帯水層と不圧帯水層は面積的な広がり分布していると考えられ、従って両者が並列的にかん養されると考えられる。即ち、地下水へかん養される量は特定の比率で被圧地下水と不圧地下水とに並列的に配分され、それぞれの帯水層の流出機構に応じて徐々に湧出してくると考えられる。この量を合わせて基底流出とした。

第2節 流出モデルの構成

前節で考察した水循環の模式図に対応した形で高水流出に関するモデルを構成することを考えて行きたい。また、構成に先だって東京大学愛知演習林の3流域の水文資料に基づいて1次消失、直接流出と基底流出の分離、不圧逡減機構を決定する必要がある。これらを確定、あるいは暫定的な決定を行ない高水流出モデルに組み込むこととした。モデルの機構が決定されると、次には実測のハイドログラフとの適合を図らなければならない。そのキャリブレーションの段階で直接流出ハイドログラフの決定と不圧地下水・被圧地下水へのかん養量の配分の決定、さらに被圧逡減機構の決定が行なわれる。

(1) 流出過程の分析 (1)

(i) 基底流出

地下水流出の特性は次式の中の逡減係数に現われている。被圧地下水の逡減式は

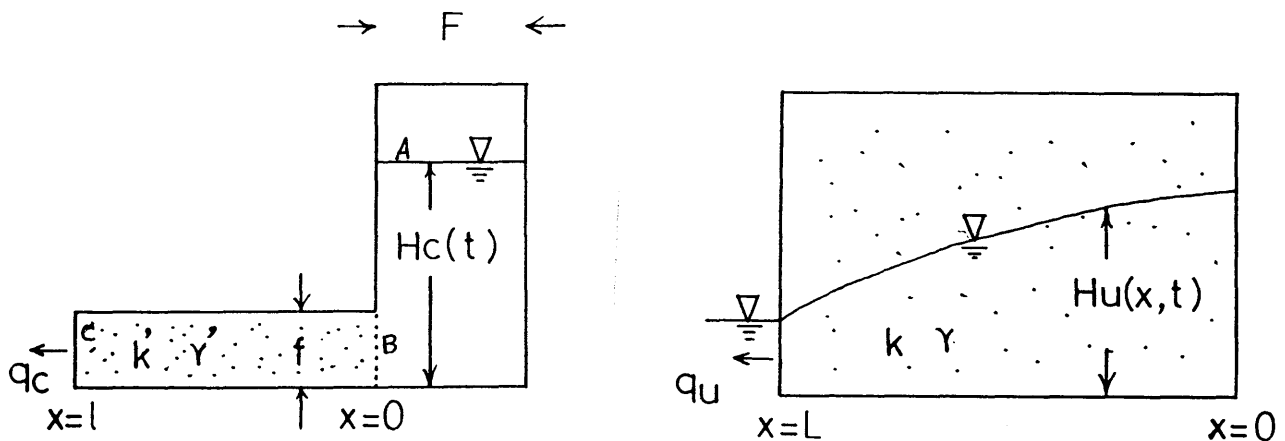
$$Q_c = Q_{c_0} \cdot \exp(-A_c t) \quad (3-2-1)$$

不圧逡減式は

$$Q_u = Q_{u_0} / (1 + A_u \sqrt{Q_{u_0}} t)^2 \quad (3-2-2)$$

ここで Q_c 、 Q_u は流量レート [mm/hr] であり、 Q_{c_0} 、 Q_{u_0} は初期流量レート [mm/hr] である。 t は基準時刻からの経過時間 [hr] である。 A_u は不圧逡減係数 [$\text{mm}^{-\frac{1}{2}} \text{hr}^{-\frac{1}{2}}$]、 A_c は被圧逡減係数 [hr^{-1}] である。この係数の性質を知るため⁽²⁸⁾に、上式の誘導を簡潔に行なうこととしたい。高木によると、被圧帯水層と不圧帯水層の

構造は図3-2-1 (a), (b)に示すようなものと考えられる。



(a) 被圧地下水

(b) 不圧地下水

図3-2-1 帯水層の模式図

Note:

q_u, q_c : 不圧被圧地下水帯からの単位幅あたり流出流量 $[m^3/sec]$

γ, γ' : 帯水層の間げき率

k, k' : 帯水層の透水係数 $[m/sec]$

L, l : 帯水層の長さ $[m]$

F : 被圧地下水帯上流端タンクの単位幅あたり断面積 $[m^2]$

f : 被圧地下水帯帯水層の単位幅あたり断面積 $[m^2]$

① 被圧地下水帯からの流出

帯水層内の平均流速を v [m/sec] とすると、連続の式から

$$f \cdot v = -F \cdot (dH_c / dt) \quad (3-2-3)$$

B点での水頭を h_B としてA, B間でベルヌーイ式を適用すると、

$$H_c + (dH_c / dt)^2 / 2g = v^2 / 2g + h_B \quad (3-2-4)$$

BC間では、この間の水頭損失を h_f として

$$v^2 / 2g + h_f = v^2 / 2g + h_B \quad (3-2-5)$$

ダルシー則により

$$h_f = l \cdot v / k' \quad (3-2-6)$$

(3-2-3), (3-2-5), (3-2-6) を (3-2-4) に代入して

$$H_c = (l/k') v + (1 - f^2/F^2) v^2 / 2g$$

これを時間で微分して (3-2-3) 式を再び適用して

$$- (f/F) v = (1/k) \cdot (dv/dt) + (1 - f^2/F^2) (dv/dt) (v/g)$$

qc = fvであることを考慮し積分すると

$$- (F1/fk) \log_e qc - (F/f^2 g) (1 - f^2/F^2) qc = t + c \quad (3-2-7)$$

この式の第2項は十分に小さく、無視し得るので

$$- (F1/fk) \log qc = t + c$$

$$qc(t) = qc_0 \cdot \exp(-\alpha t) \quad (3-2-8)$$

$$\alpha = fk'/F1 = Ac \quad (3-2-9)$$

②不圧地下水帯からの流出

ダルシー則から

$$vu = - \frac{\partial}{\partial x} (k \cdot Hu(x, t)) \quad (3-2-10)$$

連続の式は

$$\frac{\partial(\gamma H_u)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(H_u \cdot v_u) \quad (3-2-11)$$

$$\frac{\partial(\gamma H_u)}{\partial t} = k H_u \frac{\partial^2 H_u}{\partial x^2} + k \left(\frac{\partial H_u}{\partial x} \right)^2$$

上式の右辺第2項を十分小さいとして無視すると

$$\frac{\partial H_u}{\partial t} = \beta H_u \frac{\partial^2 H_u}{\partial x^2} \quad (3-2-12)$$

$$\beta = k / \gamma \quad (3-2-13)$$

が得られる。(3-2-12)式を解くための初期条件として

$$H_u(0, 0) = H. \quad (3-2-14)$$

$$H_u(L, 0) = h. \quad (3-2-15)$$

境界条件として

$$\left(\frac{\partial H_u}{\partial x} \right)_{x=0} = 0 \quad (3-2-16)$$

を用いると、その解は次のようになる。

$$H_u(x, t) = \{ - (H_0 - h_0) \cdot x^2 / L^2 + H_0 \} / \{ 2 \beta (H_0 - h_0) t / L^2 + 1 \}$$

$$q_u(t) = k H_u(L, t) \left| \frac{\partial H_u(x, t)}{\partial x} \right|_{x=L}$$

$$q_u(t) = 2 k h_0 (H_0 - h_0) / \{ 2 \beta (H_0 - h_0) t / L^2 + 1 \}^2 / L$$

$x = L$ での初期流量 $q_u(L, 0)$ を q_{u_0} とすると

$$q_{u_0} = 2 k h_0 (H_0 - h_0) / L$$

であるから

$$q_u(t) = q_{u_0} / (a t + 1)^2 \quad (3-2-17)$$

$$(ただし、a = 2 \beta (H_0 - h_0) / L^2 \quad (3-2-18))$$

ここで、不圧地下水の透減曲線が初期状態にかかわらず一本の曲線で表わされるという条件から次式が導かれる。

$$a = A u \sqrt{q_{u_0}} \quad (3-2-19)$$

$A u$ は比例定数である。ここで

$$A_u = \sqrt{2k(H_0 - h_0) / r^2 L^3 h_0} \cong \sqrt{2kH_0 / r^2 L^3 h_0} \quad (3-2-20)$$

(3-2-19)式が初期状態にかかわらず比例定数 A_u を持つためには h_0 と H_0 の比例関係を仮定する必要がある。

さて、一般的な地下水流出の逡減式は、不圧地下水帯と被圧地下水帯の逡減式の線形結合として次のように表わされる。

$$Q = Q_c + Q_u = Q_c \cdot \exp(-A_c t) + Q_{u_0} / (A_u \sqrt{Q_{u_0} t + 1})^2 \quad (3-2-21)$$

ここで、2種の逡減式の逡減の早さを比較しよう。

$$\lim_{t \rightarrow \infty} (Q_c / Q_u) = \lim_{t \rightarrow \infty} (Q_{c_0} / Q_{u_0}) \exp(-A_c t) (A_u \sqrt{Q_{u_0} t + 1})^2 = 0$$

被圧成分は不圧成分に比して速やかに逡減し、無降雨日がある程度続くと地下水の逡減曲線はほとんど不圧成分よりなるといえる。それゆえ、全ての解析に先だって地下水逡減曲線の中でも不圧逡減成分の解析から始めることとしたい。

(3-2-2)式を次のように書き換える。

$$\sqrt{1/Q_u} - \sqrt{1/Q_{u_0}} = A_u t \quad (3-2-22)$$

$\sqrt{1/Q_u}$ を縦軸とし、 t を横軸に採ると不圧逡減曲線は直線となるので容易にその勾配を決定することができる。降雨終了後の翌日10時からほぼ2時間毎のプロットをした

結果（各流域から20例ずつ）を表3-2-1に示した。また、3つの試験流域からそのうち4例ずつを図3-2-2(a)～(i)に示した。これらの結果から以下の結論を得た。

(A) 白坂・数成・穴の宮の3流域とも不圧逓減曲線が良くあてはまる。これは図3-2-2からも明らかであるが、残り⁴⁸例に関しても直線上にのることが分かった。ただし、日周変化が夏期に明瞭に認められたが、この場合も日最大値を結ぶとやはり直線にのる。

(B) 不圧逓減係数の季節変化を見るために図3-2-3に時期別の係数をプロットした。係数の季節変化は認められないが、係数の時期別最大値は季節変化するものと推測される。係数の時期別最大値はその時期での最大の蒸発散が生ずる時と見なされる。また、降雨後4日程度の流出の逓減は蒸発散の影響に強く支配されると考えられる。

(C) 不圧逓減係数と初期流量との関係を図3-2-4に示したが、両者の間に相関は見られない。平均値を破線で示している。平均値は以下のとおりである。

$$\text{白坂：} 0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ h r}^{-\frac{1}{2}}$$

$$\text{数成：} 0.011 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ h r}^{-\frac{1}{2}}$$

$$\text{穴宮：} 0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ h r}^{-\frac{1}{2}}$$

逓減係数が一定値を取らず、ばらつきは大きい。以下の流出モデルでは上記の平均値を用いる。また、基底流出のうち被圧地下水成分は、流出過程を総合し、計算ハイドログラフによって実測ハイドログラフとの対比ができる段階でキャリブレーションによって決定する。

表3-2-1 2時間単位減水曲線における不圧通減係数

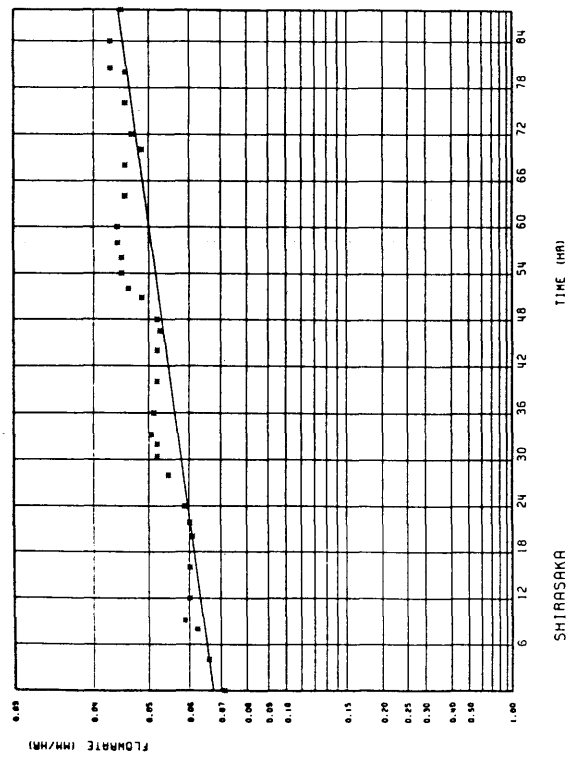
白坂 数成 六宮

年 月 日	q72	qu0	Au	年 月 日	q72	qu0	Au	年 月 日	q72	qu0	Au
1 11. 4.15	0.076	0.117	0.00978	11. 4.15	0.096	0.160	0.01010	12. 4.27	0.098	0.137	0.00684
2 13. 4.19	0.069	0.093	0.00733	13. 5.28	0.056	0.067	0.00503	11. 5. 1	0.135	0.160	0.00308
3 13. 5.25	0.077	0.098	0.00569	13. 5. 9	0.100	0.175	0.01072	13. 5.25	0.084	0.093	0.00238
4 11. 6. 5	0.103	0.138	0.00589	12. 6.19	0.075	0.180	0.01798	11. 6. 5	0.112	0.158	0.00656
5 12. 6. 9	0.048	0.067	0.00974	11. 6. 5	0.088	0.111	0.00513	12. 6.10	0.060	0.064	0.00180
6 12. 6.19	0.062	0.110	0.01390	13. 7.15	0.097	0.137	0.00707	11. 7.25	0.103	0.140	0.00616
7 13. 7.16	0.180	0.260	0.00550	13. 7. 9	0.143	0.225	0.00745	12. 7.19	0.122	0.175	0.00656
8 11. 7.24	0.104	0.180	0.01033	12. 7.31	0.072	0.112	0.01026	12. 7.31	0.110	0.160	0.00715
9 12. 7.19	0.119	0.190	0.00840	12. 7.18	0.094	0.185	0.01301	13. 7. 9	0.315	0.460	0.00427
10 12. 7.31	0.155	0.240	0.00693	12. 7. 2	0.078	0.122	0.00997	13. 7.16	0.180	0.250	0.00496
11 13. 7. 9	0.290	0.480	0.00574	11. 7.25	0.061	0.104	0.01317	11. 8.28	0.070	0.127	0.01352
12 13. 7. 3	0.060	0.070	0.00421	11. 8.18	0.053	0.112	0.01883	11. 8.18	0.070	0.127	0.01352
13 13. 9.12	0.086	0.117	0.00676	13. 9.12	0.054	0.082	0.01127	13. 9.12	0.062	0.096	0.01095
14 12. 9.13	0.079	0.097	0.00482	13.10.17	0.132	0.245	0.01017	11.10. 5	0.205	0.370	0.00784
15 12.10.18	0.117	0.205	0.00993	13.10. 5	0.092	0.210	0.01548	12.10.19	0.112	0.180	0.00876
16 13.10. 6	0.098	0.141	0.00738	12.10.18	0.108	0.220	0.01265	13.10. 6	0.100	0.160	0.00920
17 13.10.17	0.170	0.260	0.00645	12.10. 2	0.066	0.143	0.01733	13.10.17	0.180	0.310	0.00779
18 12.11.23	0.085	0.104	0.00457	11.10. 5	0.120	0.230	0.01113	12.11.11	0.145	0.220	0.00686
19 13.11. 1	0.143	0.210	0.00642	13.11. 1	0.124	0.210	0.00913	12.11.23	0.097	0.121	0.00467
20 12. 8. 9	0.097	0.130	0.00607	11.11.12	0.076	0.098	0.00601	13.11. 1	0.160	0.260	0.00748
平均			0.00729				0.01109				0.00695

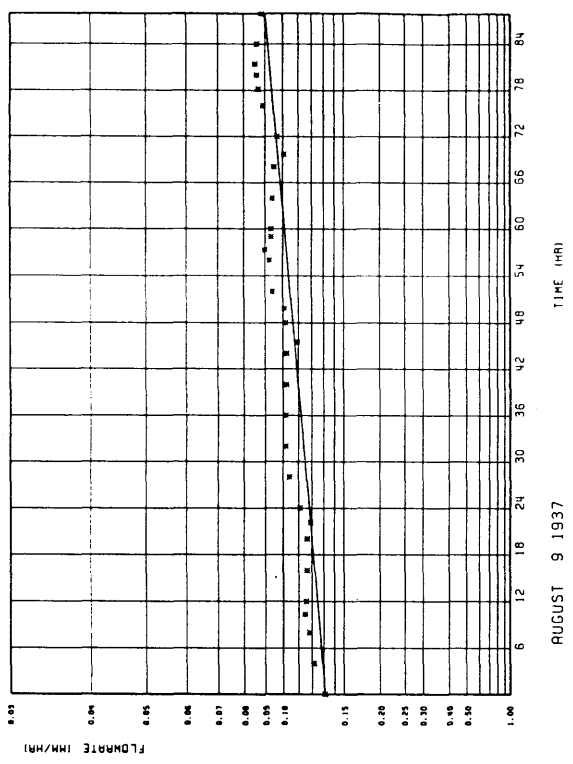
Note: qu0: 外挿線上の初期流量レート[mm/hr] (降雨終了翌日の午前10:00の値)

q72: qu0の発生時の72時間後の流量レート[mm/hr]

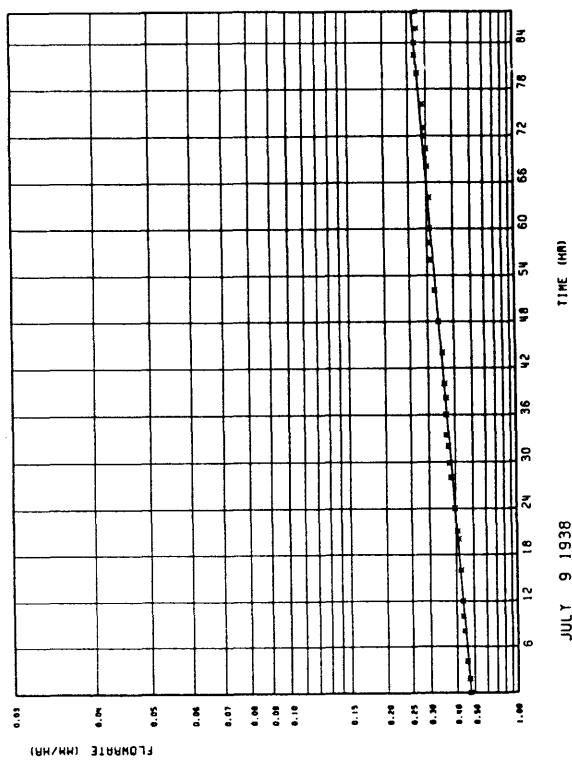
Au: 不圧通減係数[mm^{1/2}hr^{-1/2}]



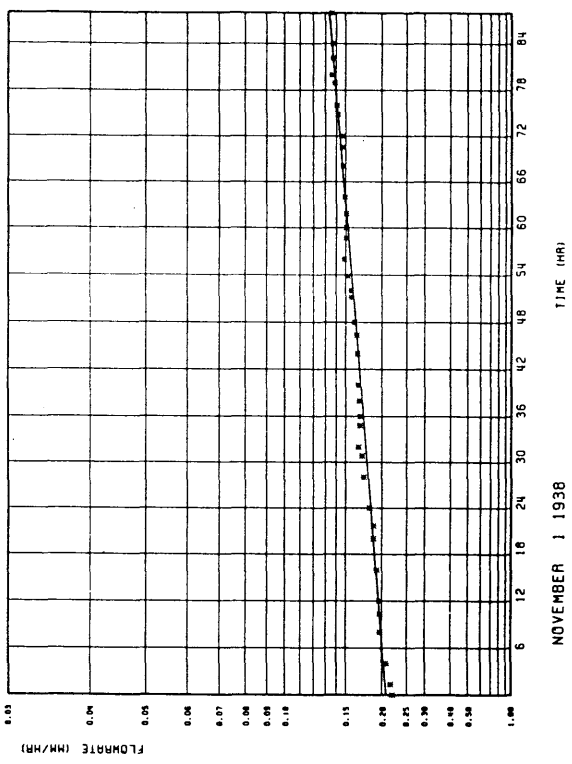
SHIRASAKA
JUNE 9 1937
(a)



SHIRASAKA
AUGUST 9 1937
(c)



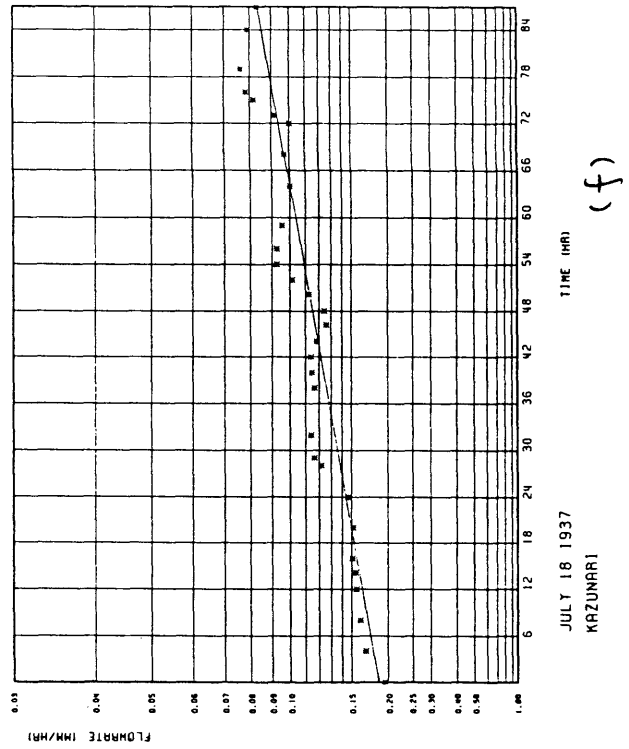
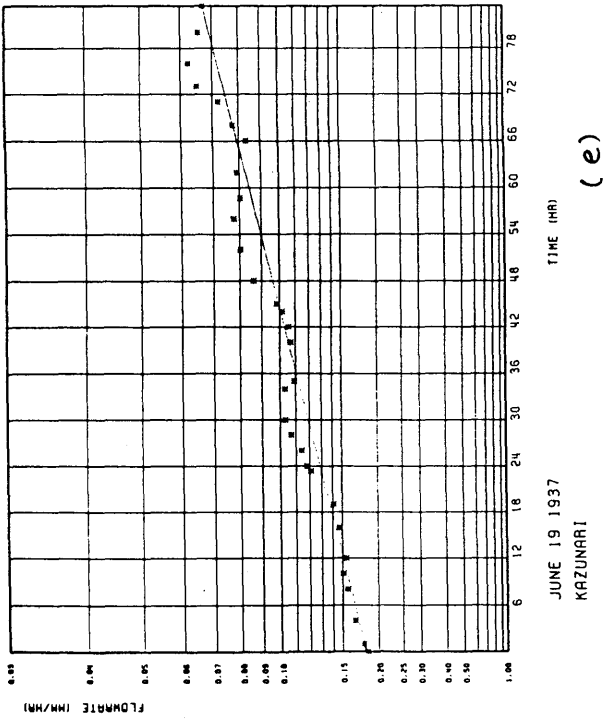
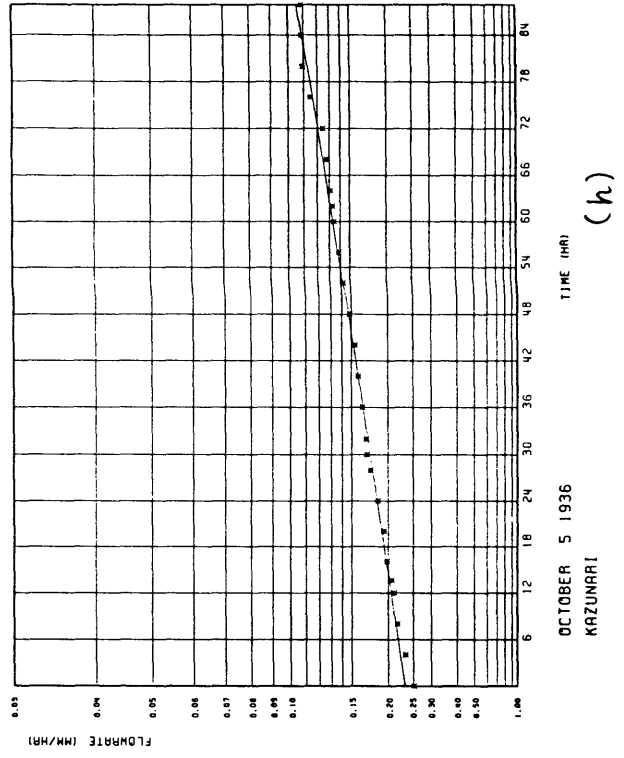
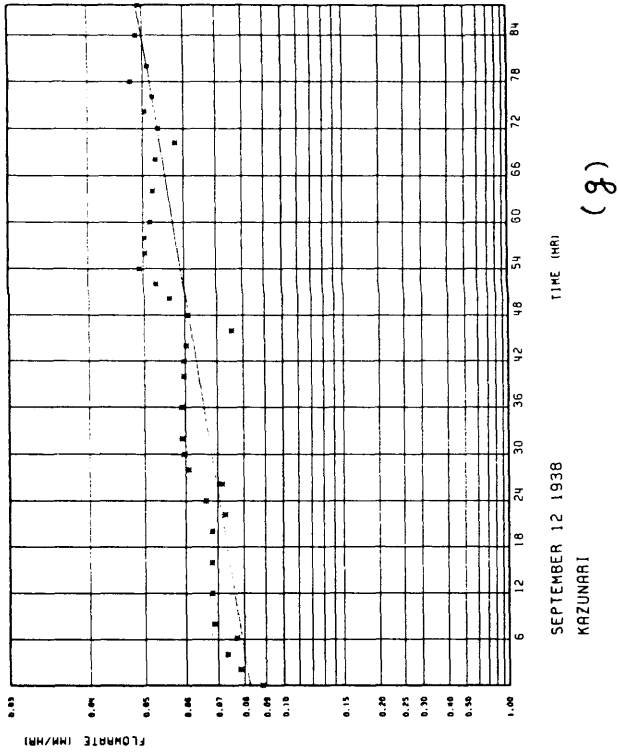
SHIRASAKA
JULY 9 1938
(b)

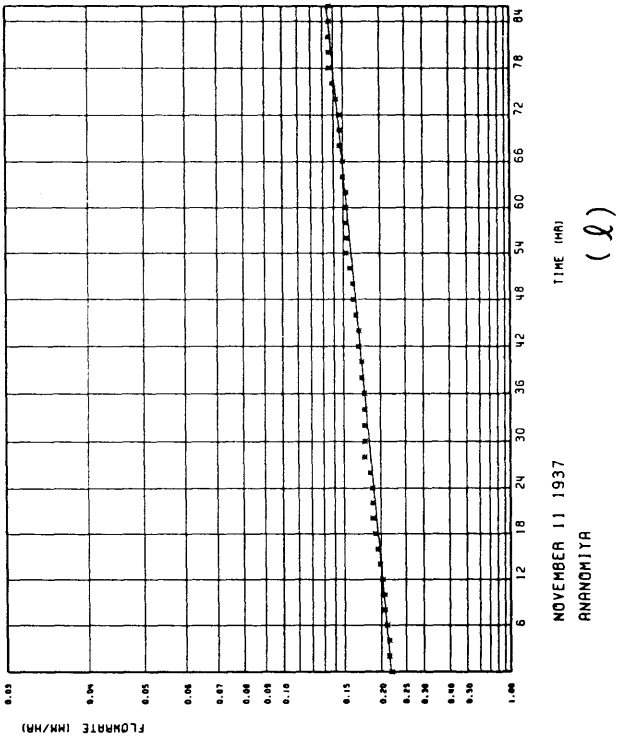
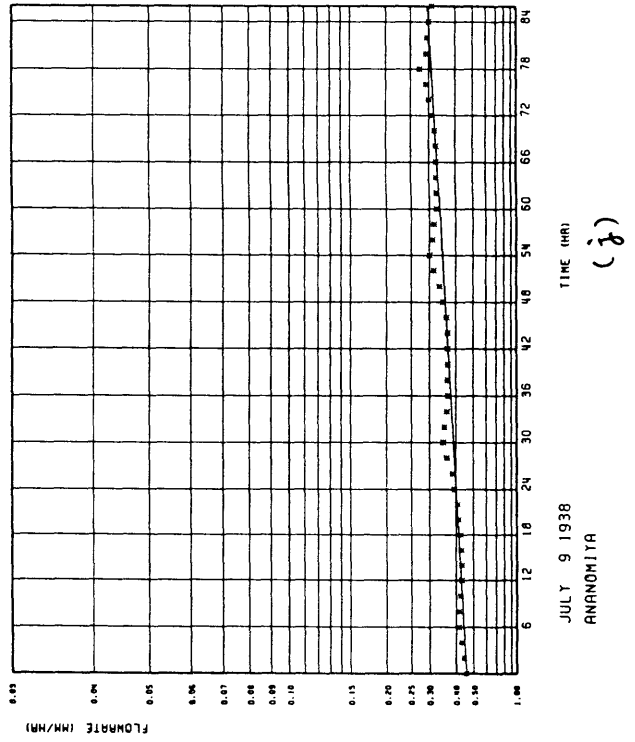
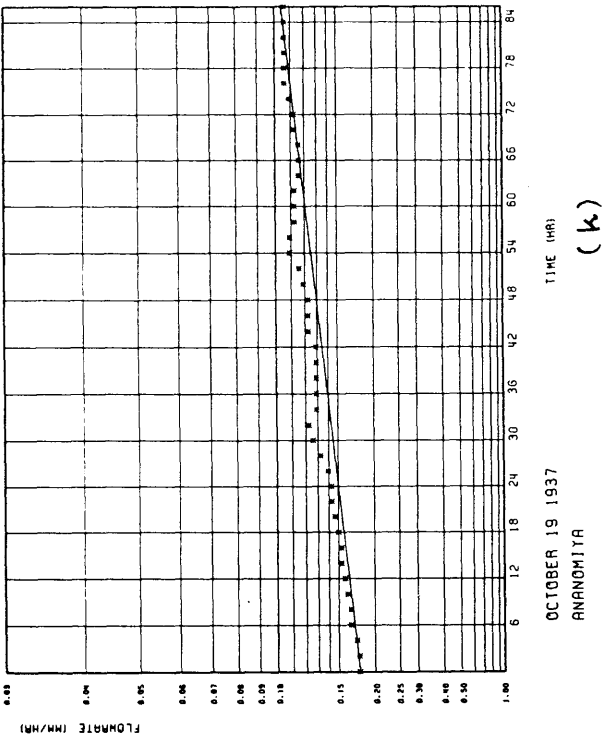
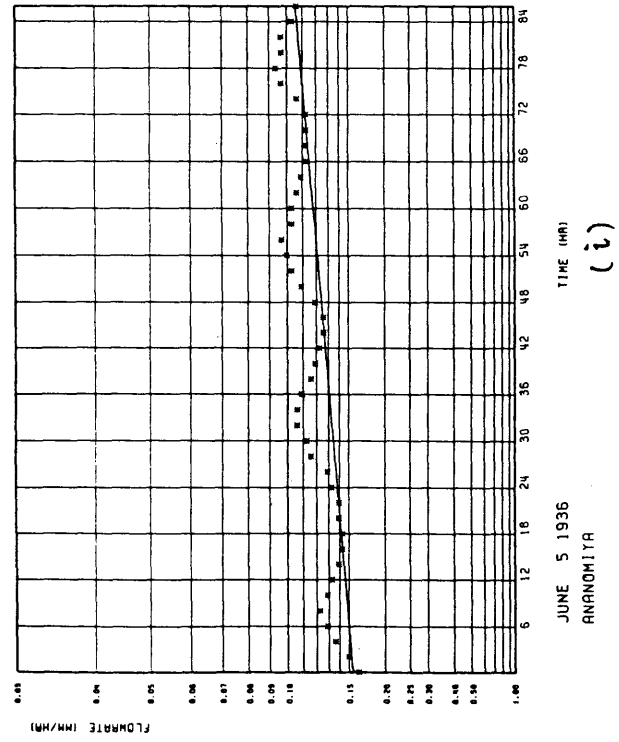


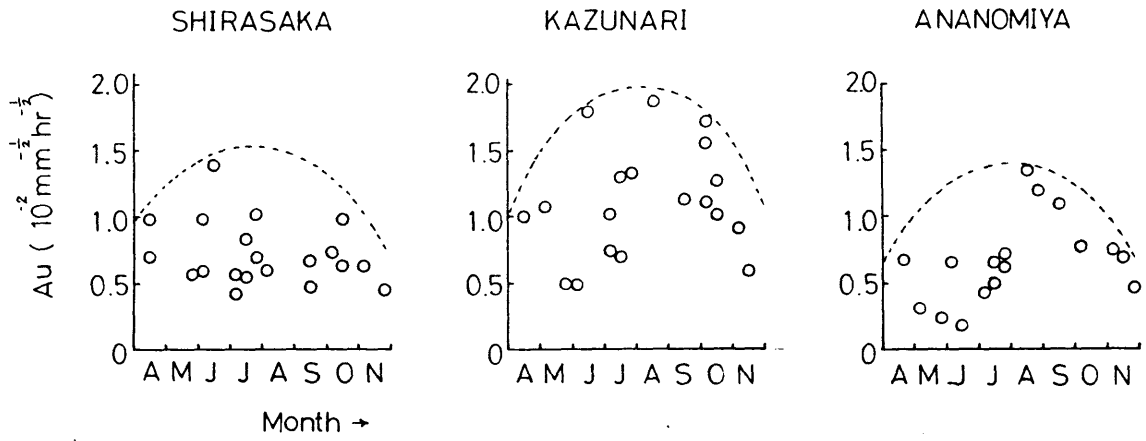
SHIRASAKA
NOVEMBER 1 1938
(d)

無降雨日減水曲線

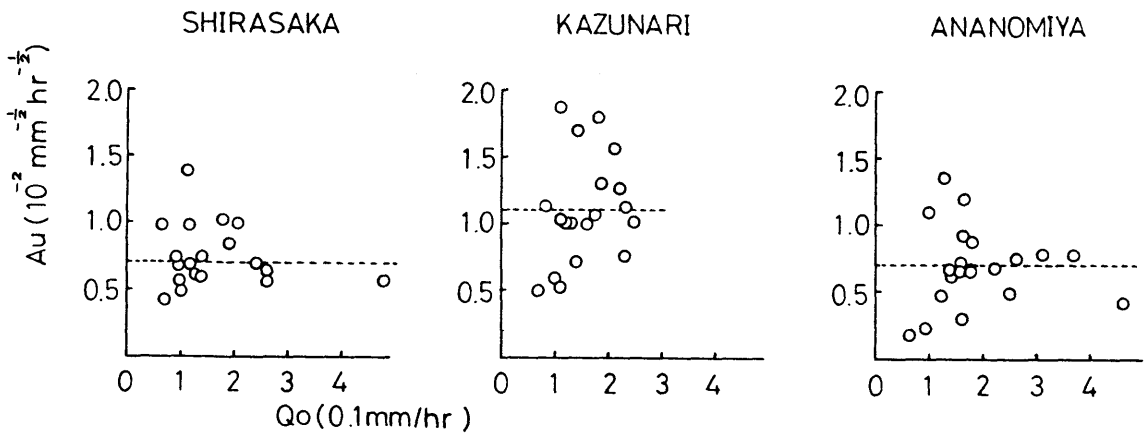
図 3-2-2







☒ 3-2-3 不圧滲減係数の季節変化



☒ 3-2-4 初期流量レトと不圧滲減係数

(ii)初期損失

10分単位の降雨資料で長くて2、3日程度の期間を対象とするため、この期間の降雨は連続降雨とみなして、初期損失あるいは流出可能雨量の計算を次のように行なう。

①不圧地下水の逡減係数 A_u を各流域毎に一定とし、その値は前項で求めた平均値 A_u をもってこれにあてる。

②1高水を対象にした場合の資料の最初の流量レート $q.1$ [$\text{mm}/10\text{min}$]と最後の流量レート $q.2$ [$\text{mm}/10\text{min}$]には被圧地下水成分は含まれていないか、あるいは十分に無視し得る程度と仮定する。これによって、両時点における流域内貯留量 $S1$ [mm]、 $S2$ [mm]を次のように求める。

$$S1 = \sqrt{6q.1} / A_u \quad (3-2-23)$$

$$S2 = \sqrt{6q.2} / A_u \quad (3-2-24)$$

③1高水の総降雨量を P [mm]、期間内の総流出高を Q_p [mm]とする。また、増水前の流域内貯留量を $S1$ [mm]、増水後の流域内貯留量を $S2$ [mm]とする。流出可能雨量を P_d [mm]とすると、初期損失 L [mm]はこれらの諸量との収支関係から次のように示される。

$$P_d = Q_p + S2 - S1 \quad (3-2-25)$$

$$L = P - P_d \quad (3-2-26)$$

④最大初期損失量 L_f [mm]によって降雨の累加量 P [mm]と流出可能雨量の累加量

P_d [mm] は前章において導入した (2-2-3) 式を適用し次のように関係付けられる。

$$P_d = L_f \cdot \exp(-P / L_f) + (P - L_f) \quad (3-2-27)$$

L_f の算出はNewton-Raphson法⁽¹⁷⁾によって数値計算で求めた。

⑤ 10分毎のハイエトグラフから初期損失を差し引き、流出可能雨量に関するハイエトグラフを次のように求める。 $t-1$ [10min] から t [10min] までの降雨を $p(t)$ [mm/10min]、それに対応する流出可能雨量を $p_d(t)$ [mm/10min] とする。降雨開始時から時刻 t までの累加量を $P(t)$ 、 $P_d(t)$ とすると

$$P_d(t) = L_f \exp(-P(t) / L_f) + (P(t) - L_f) \quad (3-2-28)$$

$$p_d(t) = P_d(t) - P_d(t-1) \quad (3-2-29)$$

高水例毎に総降雨量 P 、期間流出量 Q_p 、流出可能雨量 P_d 、貯留量 Su_1 、 Su_2 、を表 3-2-2 (a), (b), (c) に示した。また、最大初期損失量 L_f 、最大初期損失指標 I_f を表 3-2-3 に示した。最大初期損失指標 I_f は大きなばらつきを示し、 I_f が同一流域で一定であるという仮説を否定する結果となっているが、地下水の透減係数 A_u を一定としたことやハイドログラフの最後の流量レート q_2 が全て不圧地下水起源の量であると仮定したことに無理があったと思われる。 I_f のうち 100 以上の数値と 0 を除去し平均すると、前章で得られた、 I_f の流域毎の値に近い数値となる。即ち、白坂で $36.4 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$ 数値で 30.4 $\text{mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$ 、穴の宮で $27.1 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$

表3-2-2(a) 白坂高水流出に関する成分分離

No.	q 01	S1	q 02	S2	Qp	P	Pd	Pe	ϕ	S	T
1	0.033	63.6	0.052	79.8	22.8	68.8	39.0	6.7	0.172	187.7	2550
2	0.020	49.5	0.076	96.5	50.6	154.4	97.6	28.8	0.295	233.2	2860
3	0.016	44.3	0.079	98.4	26.9	89.9	81.0	13.9	0.172	390.0	2300
4	0.052	79.8	0.093	106.7	49.1	105.5	76.0	9.9	0.130	508.6	3700
5	0.046	75.1	0.094	107.3	28.5	69.8	60.7	9.1	0.150	344.0	2100
6	0.038	68.2	0.126	108.0	41.8	94.2	81.6	16.8	0.206	314.5	1800
7	0.054	81.3	0.150	135.5	25.8	88.0	80.0	13.3	0.166	401.9	960
8	0.016	44.3	0.068	91.2	30.0	121.0	76.9	14.7	0.197	325.7	1920
9	0.020	49.5	0.038	68.2	7.3	43.1	26.0	1.9	0.072	330.2	1200
10	0.062	87.1	0.290	188.4	132.8	246.2	234.1	61.1	0.261	663.0	3300
11	0.297	190.7	0.283	186.2	87.1	85.7	82.6	28.9	0.350	153.4	1800
12	0.017	45.6	0.060	85.7	22.6	86.7	62.7	6.9	0.110	507.3	1980
13	0.033	63.6	0.142	131.9	66.3	149.0	134.6	22.9	0.170	657.2	3480
14	0.010	35.0	0.074	95.2	26.4	100.9	86.6	12.6	0.145	510.6	2130
15	0.037	67.3	0.041	70.9	9.5	18.6	13.1	1.3	0.099	119.2	1560

Note: q 01 : 増水開始前流量レート[mm/10min], S1 : 増水前流域内貯留量[mm]
 q 02 : 増水終了後流量レート[mm/10min], S2 : 増水後流域内貯留量[mm]
 Qp : 増水期間中流量[mm], P : 総降雨量[mm], Pd : 流出可能雨量[mm]
 Pe : 有効雨量[mm], ϕ : 正味の流出率, S : 可能最大貯留量[mm]
 T : 増水継続期間(短期流出に関する資料の長さ)[min]
 貯留量の計算には一律に $Au = 0.007[\text{mm}^{-\frac{1}{2}}\text{hr}^{-\frac{1}{2}}]$ を用いた。

表3-2-2 (b) 数成高水流出に関する成分分離

No.	q01	S1	q02	S2	Qp	P	Pd	Pe	ϕ	S	T
1	0.042	45.6	0.090	66.8	41.0	72.6	62.2	20.2	0.345	118.0	2100
2	0.009	21.1	0.041	45.1	33.9	99.0	57.9	19.4	0.335	114.9	2100
3	0.046	47.8	0.060	54.5	9.3	18.1	16.0	4.8	0.300	37.3	720
4	0.053	51.3	0.082	63.8	40.9	62.2	53.4	10.7	0.200	213.6	2220
5	0.082	63.8	0.122	77.8	34.6	54.1	48.6	13.7	0.282	123.7	1620
6	0.007	18.6	0.016	28.2	14.7	48.5	24.3	10.3	0.424	33.0	1440
7	0.020	31.5	0.017	29.0	8.2	34.5	5.7	5.3	0.930	0.4	1260
8	0.064	56.3	0.047	48.3	21.7	66.9	13.7	9.4	0.686	6.3	1560
9	0.035	41.7	0.155	87.8	32.9	66.4	78.9*	17.7	0.267	182.3	1200
10	0.032	39.8	0.051	50.3	153.3	203.6	163.8	106.1	0.648	89.0	3120
11	0.019	30.7	0.043	46.2	46.9	97.8	62.4	27.2	0.436	80.7	2340
12	0.028	37.3	0.061	55.0	29.0	53.7	46.7	10.3	0.221	164.6	1860
13	0.012	24.4	0.042	45.6	7.7	32.0	28.9	4.4	0.152	161.2	780
14	0.023	33.8	0.052	50.8	22.0	42.7	39.0	12.6	0.323	81.7	1170
15	0.021	32.3	0.063	55.9	43.0	78.2	66.6	18.1	0.272	178.3	2340
16	0.081	63.4	0.054	51.7	48.0	56.7	36.3	17.1	0.471	40.8	2940
17	0.051	50.3	0.080	63.0	29.7	52.7	42.4	12.2	0.288	104.8	1440

Note: * は $Pd > P$ の計算には Pd として P の値を用いる。
 貯留量の計算には一律に $Au = 0.011[\text{mm}^{-1}\text{hr}^{-1}]$ を用いた。

表3-2-2 (c) 穴宮高水流出に関する成分分離

No.	q 01	S 1	q 02	S 2	Q p	P	P d	P e	ϕ	S	T
1	0.014	41.4	0.081	99.6	51.0	108.1*	109.2	21.7	0.201	429.7	2700
2	0.056	82.8	0.072	93.9	10.5	24.5	21.6	2.5	0.116	164.6	960
3	0.015	42.9	0.044	73.4	40.3	98.1	70.8	24.4	0.345	134.4	2100
4	0.073	94.5	0.107	114.5	64.1	96.1	84.1	14.9	0.177	391.0	3540
5	0.013	39.9	0.036	66.4	26.4	79.2	52.9	12.0	0.227	180.1	2580
6	0.040	70.0	0.073	94.5	41.5	77.0	66.0	16.8	0.255	192.8	2520
7	0.021	50.7	0.076	96.5	153.6	238.6	199.4	94.7	0.475	220.4	3600
8	0.021	50.7	0.044	73.4	50.9	124.8	73.6	29.5	0.401	109.9	2580
9	0.017	45.6	0.033	63.6	16.9	38.8	34.9	8.0	0.229	117.5	1980
10	0.016	44.3	0.042	71.7	18.2	54.2	45.6	12.2	0.268	124.5	1560
11	0.053	80.6	0.086	102.6	13.3	31.3	35.3*	3.4	0.109	255.9	1440
12	0.084	101.4	0.173	145.5	137.7	184.9	181.8	56.4	0.310	404.6	4080
13	0.027	57.5	0.088	103.8	27.5	67.1	73.8*	13.7	0.204	261.8	1140
14	0.084	101.4	0.056	82.8	16.9	16.6	0.0*	3.2	0.193	69.4	1860
15	0.012	38.3	0.048	76.7	40.0	92.0	78.4	14.1	0.180	357.2	3660
16	0.008	31.3	0.040	70.0	27.6	92.3	66.3	10.9	0.164	338.0	3000

Note: * は $Pd > P$ あるいは $Pd < 0$ となった。 ϕ の計算には Pd として P の値を用いた。
 貯留量の計算には一律に $Au = 0.007[\text{mm}^{\frac{1}{2}}\text{hr}^{\frac{1}{2}}]$ を用いた。

表3-2-3 最大初期損失量L f と最大初期損失指標 I f

No.	白坂			数成			穴宮		
	L f	q ₀	I f	L f	q ₀	I f	L f	q ₀	I f
1	14.3	0.060	17.2	10.4	0.252	25.6	0.0	0.084	0.0
2	12.6	0.228	29.5	46.7	0.054	53.2	2.9	0.336	8.2
3	24.7	0.102	38.6	2.1	0.276	5.4	28.2	0.090	41.4
4	14.4	0.108	31.4	8.8	0.318	24.3	12.0	0.438	38.9
5	8.9	0.096	13.5	5.5	0.492	18.9	27.9	0.078	38.2
6	12.1	0.372	36.2	30.3	0.042	30.5	11.0	0.240	26.4
7	3.1	1.782	20.3	92.6	0.120	157.1	39.3	0.126	68.3
8	47.9	0.096	72.7	140.2	0.384	425.6	57.9	0.126	100.7
9	8.0	0.324	22.3	0.0	0.210	0.0	3.9	0.102	6.1
10	19.1	0.120	32.4	40.0	0.192	85.9	8.6	0.096	13.1
11	34.5	0.198	75.2	38.4	0.114	63.5	0.0	0.318	0.0
12	61.9	0.120	105.0	7.0	0.168	14.1	3.1	0.504	10.8
13	30.5	0.312	3.1	83.5	0.072	4.1	0.0	0.162	0.0
14	9.1	0.276	23.4	3.7	0.138	6.7	0.0	0.504	0.0
15	5.7	0.222	13.2	11.6	0.126	20.2	13.6	0.072	17.9
16				22.1	0.486	75.5	26.9	0.048	28.9
17				10.4	0.306	28.2			
平均			36.4			30.4			27.1

Note: L f : 最大初期損失量[mm], q₀ : 増水前の流量レート[mm/hr],
I f : 最大初期損失指標[mm^{3/2} day^{-1/2}]

である。白坂で初期損失が大きく、穴の宮で少ない。

(iii) 有効雨量と地下水かん養量

この項では流出可能雨量 $P_d(t)$ をさらに有効雨量 $P_e(t)$ と地下水かん養量 $B(t)$ に配分する手法を考察する。ここで有効雨量とは表面流出と中間流出成分の和である直接流出量に等しい量である。地下水かん養量 $B(t)$ は基底流出として徐々に流出する量である。さて、有効雨量をハイドログラフから分離する方法を考えよう。この分離の方法は①減水曲線を片対数紙に描き、縦軸に流量レートの対数をとった場合、変曲点をもって直接流出の終了時とし、ハイドログラフの増水の開始時点とこの変曲点を算術目盛上で直線で結び直線の上部を直接流出とする方法、②増水の開始時点と同一の流量レート q が減水部に出現した時点を直接流出の終了時とし、増水期の流量レートから q を一括して差し引く方法、③ハイドログラフを数値フィルターを用いて変換し、基底流出を求め、⁽⁷⁾ハイドログラフから基底流出を差し引いて直接流出とするもの等があり、①の方法が最も一般的である。ここではこのいずれをもとらずフリーハンドで分離線を引くことにした。

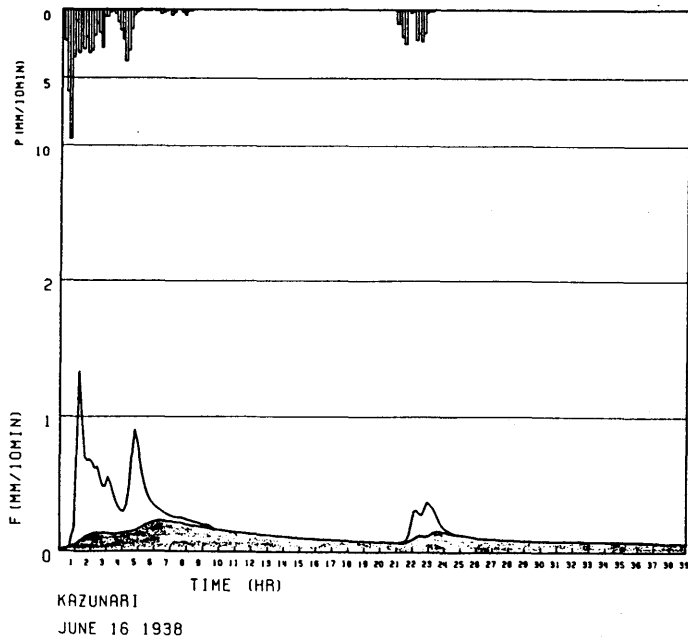


図3-2-5 直接流出成分の分離例

図3-2-5にフリーハンドにより分離線を引いた例を示す。有効雨量 P_e の全量を推定するためにこの方法でも大きな誤差を生じないと思われる。また、フリーハンドとはいえ次項で述べる流出モデルに従ったハイドログラフの合成法からすれば適切な手法と考えられる。ハイドログラフの推算の段階で実測ハイドログラフとのキャリブレーションにより数値を再現することも可能である。さて、実測ハイドログラフ上で分離線を引けば、プランメータにより直接流出成分の全量を計測することが可能である。結果は表3-2-2(a)～(c)に P_e として表示した。直接流出を R_d [mm]とするともちろん R_d と P_e は等しい。流域毎に流出可能雨量 P_d と直接流出 R_d とをプロットしたものが図3-2-6である。やはりばらつきはあるが、流域別の特性がよく表われている。同じ流出可能雨量に対して直接流出は数成が最も多く、穴の宮・白坂と少なくなっていく。逆にいうと白坂が最も基底流出となる分が多いと言える。ここで P_d と R_d の関係について、可能最大貯留量 S [mm]を用いて次式を仮定⁽²⁰⁾する。

$$B : S = P_e : P_d \quad (3-2-30)$$

すなわち、

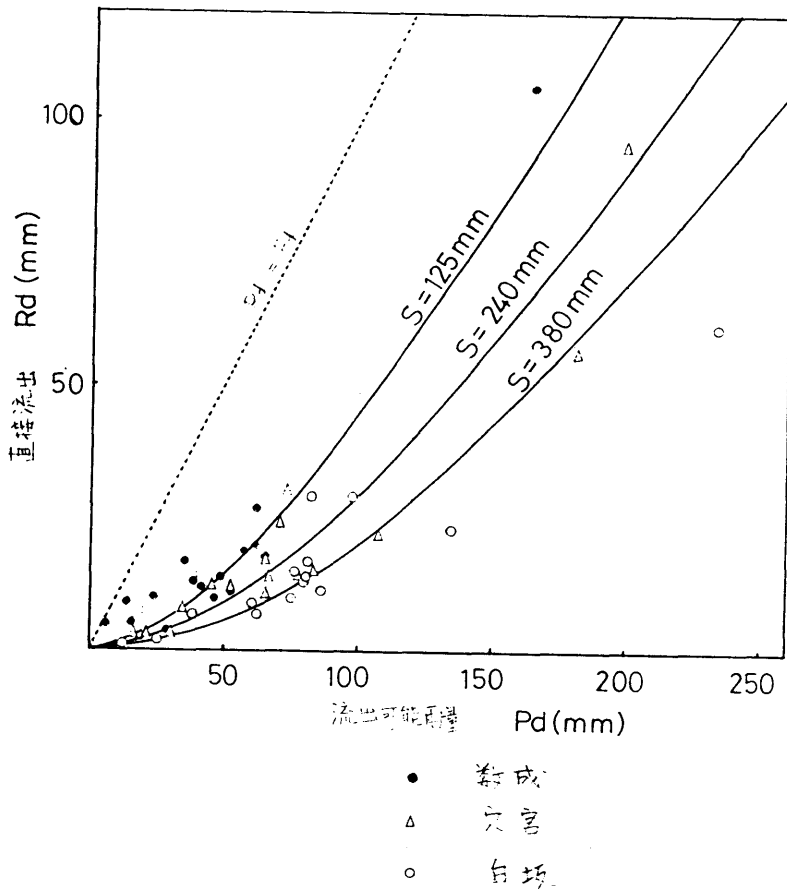
$$(\text{地下水かん養量}) : (\text{可能最大貯留量}) = (\text{有効雨量}) : (\text{流出可能雨量})$$

という経験的に有効とされる仮定である。これから、

$$P_e = P_d^2 / (S + P_d) \quad (3-2-31)$$

$$P_e = \{P_d / (S + P_d)\} \cdot P_d = \phi \cdot P_d \quad (3-2-32)$$

(ただし、 $\phi = P_d / (S + P_d)$)



☒ 3-2-6 流出可能雨量と直接流出

ϕ は流出可能雨量に対する直接流出の比率である。ここで ϕ を「正味の流出率」と呼ぶことにしよう。(3-2-31)式により S をパラメータとして P_e と P_d が結び付けられていることが理解できる。図3-2-6中に数成に対して $S = 125\text{ mm}$ 、穴の宮に対して $S = 240\text{ mm}$ 、白坂に対して $S = 380\text{ mm}$ の線を与えた。 S は流域の湿潤状態に応じて変化する量であるが、平均的な P_d と R_d の関係を比較的良く表わしている。

(3-2-32)式は累加量どうしの関係であるが、これを微分することによって任意の時刻における関係を導き出せる。

$$dP_e / dt = \{(2S + P_d)P_d / (S + P_d)^2\} dP_d / dt \quad (3-2-33)$$

dP_e / dt はある特定の単位時間内における有効雨量レート、 dP_d / dt は流出可能雨量レートである。ある特定の単位時間降雨 dP / dt に対する正味の流出率 f_i を

$$f_i = (dP_e / dt) / (dP_d / dt) \quad (3-2-34)$$

と定義すると

$$f_i = (2S + P_d)P_d / (S + P_d)^2 = (2 - \phi) \phi \quad (3-2-35)$$

ϕ は降雨開始後、対象とする時刻までの流出可能雨量の累加値 P_d に対する有効雨量の累加値 P_e に対する比であるが、 f_i は対象とする時刻 t_i における正味の流出率である。さて、部分流出源過程の概念をここに⁽¹⁵⁾あてはめて考えてみよう。森林域では浸透能は25

0～300mm/h rにもなり表面流出は見られず中間流出が直接流出の全量を占めることを述べたが、中間流出が卓越する場所では土壌層は側方浸透流で満たされ、地下水としてかん養される量はないと仮定する。このような場所に与えられた流出可能雨量は全て中間流出となり、直接流出成分を形成する。中間流出が卓越する場所は降雨の初期は谷筋だけで降雨が増加するにつれて山腹に伸びて行き、その面積が拡大して行くものと思われる。この面積の流域面積に対する比率を r とすると、

$$r = f_i \quad (3-2-36)$$

図3-2-6で挿入した曲線に対応する可能最大貯留量 S によって流出可能雨量累加値 P_d の100mmに対応する有効雨量累加値 P_e は白坂で20.8mm、数成で44.4mm、穴の宮で29.4mmであり、正味の流出率は累加値が100mmに到達した時点で、白坂では37%、数成では69%、穴の宮で50%である。また、この比率で流域内に、直接流出（中間流出）の卓越する場所が存在する。 f_i と ϕ の関係を図3-2-7に示す。

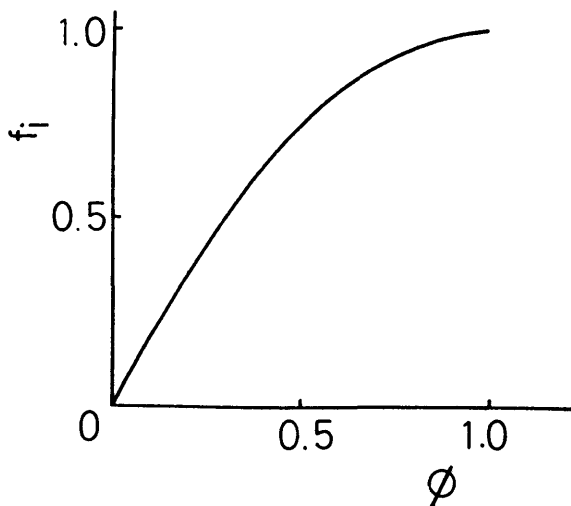


図3-2-7 ϕ と f_i の関係

地下水かん養量の累加量 B は流出可能雨量 P_d から有効雨量 P_e をひいたものであるから

$$B = P_d - P_e = S \cdot P_d / (S + P_d) = \psi P_d \quad (3-2-37)$$

(ただし、 $\psi = S / (S + P_d)$)

これから ψ は正味の地下水かん養率であることがわかる。

$$\lim_{P_d \rightarrow \infty} B = \lim_{P_d \rightarrow \infty} S / (S / P_d + 1) = S \quad (3-2-38)$$

であるから、可能最大貯留量とはかん養しうる地下水の最大値であることがわかる。再び、図 3-2-6 に戻ると、流域で一雨についてかん養される地下水の最大値は平均的に見て数成で 125 mm、穴の宮で 240 mm、白坂で 380 mm となる。この項で取り扱って来た可能最大貯留量も流域の水文特性を良く表現している。もちろんこれは流域の湿潤状態に応じてことなるが、これについては後に検討する。

(3-2-37) 式の両辺を時間 t で微分することにより、特定の時刻における地下水のかん養量レートを求めることができる。

$$d B / d t = \{ S^2 / (S + P_d)^2 \} (d P_d / d t) = \psi^2 \cdot d P_d / d t \quad (3-2-39)$$

ある特定の単位時間降雨 $d P / d t$ に対する正味の地下水かん養率 b_i を

$$b_i = (dB/dt) / (dPd/dt) \quad (3-2-40)$$

と定義すると

$$b_i = S^2 / (S + Pd)^2 = \psi^2 \quad (3-2-41)$$

であるから

$$f_i + b_i = 1 \quad (3-2-42)$$

となり、 f_i と b_i とは、ある特定の時刻 t_i における流出可能雨量レート dPd/dt の直接流出と地下水へのかん養との量的な配分比を意味する。基本式 (3-2-31) を概念的に図化すると図 3-2-8 となる。

参考までに、可能最大貯留量 S と、初期流量レート q_0 との関係を図 3-2-9 に示した。初期流量レートが流域の湿潤状態を表現していると考えられるので、両者の間に負の相関のあることが予想される。しかし、そのばらつきは大きく、負の相関関係を確認することは難しい。山口⁽³²⁾ の報告によると

$$S = c \cdot q_0^{-0.75} \quad (3-2-43)$$

の関係式があるので図中にこの関係式に従って平均的な位置に直線を挿入した。初期流量レート q_0 が 0.1 mm/hr に対応する直線上の S の値が図 3-2-6 の各曲線のバラ

メータに等しい。

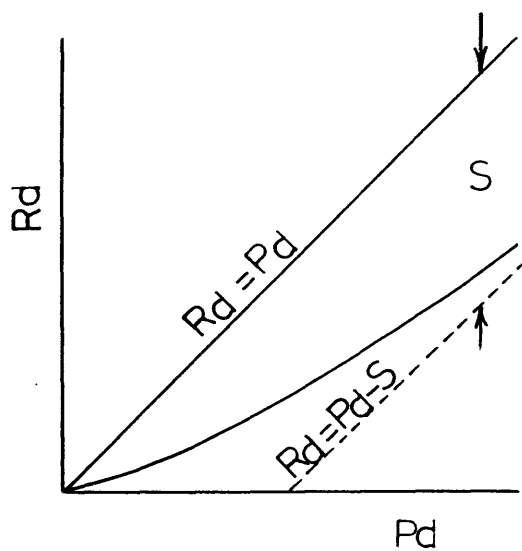


図3-2-8 可能最大貯留量の概念

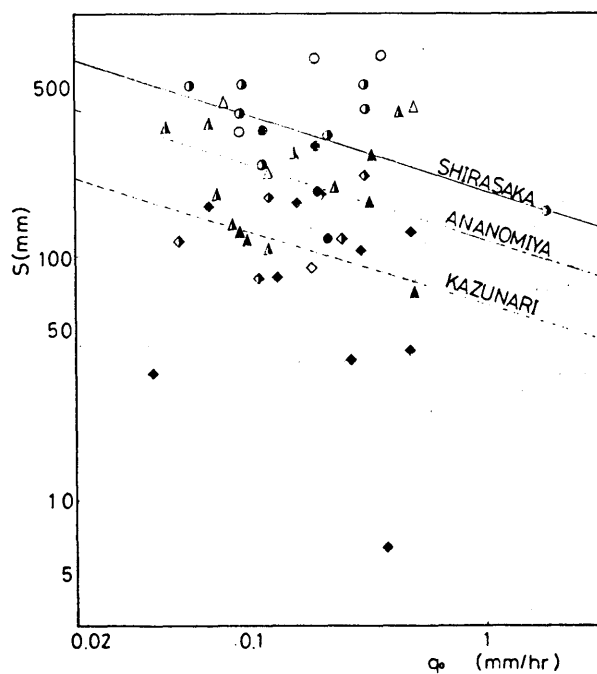


図3-2-9 初期流量レートと可能最大貯留量 S

Note: 丸印: 白坂、三角印: 穴の宮、四角印: 数成

黒: $P < 60$ mm、半黒: $60 < P < 120$ mm、白: 120 mm $< P$

(iv)直接流出

前項の手法により流出可能雨量から直接流出成分を分離することが可能になった。そこで単位の直接流出成分が流域の出口に到達するまでに変換を受けて流れて来ると考える。その形状が単位応答関数である。これはディスツリビューショングラフと同一の概念であり、縦軸を水高で表わしたユニットハイドログラフである。東京大学愛知演習林では図3-2-10のようなディスツリビューショングラフが得られている。白坂・数成・穴の宮の流出特性の違いをこれによって知ることができる。さらに、ディスツリビューショングラフの縦軸と横軸をそれぞれ一定の比率で縦を100、横を735に合わせて変換すると1つの形状に収束できる。これをディメンションレスユニットハイドログラフと称している。ここでは単位応答関数^o 唯一のパラメータ U_p [mm/hr] (単位応答関数のピーク流量レート) によってディスツリビューショングラフを自由に生成する方法を考えてみたい。

まず、ディメンションレスユニットハイドログラフを単純化した2つの3角形で表わすと、図3-2-11のように表現される。ディスツリビューショングラフの形状を決定するのは、 U_p の他に T_1 , T_2 , T_3 [hr]と U_r [mm/hr]であるが、 U_p によって一意的に次式のように定まる。

$$T_1 = 0.635 / U_p \quad (3-2-44)$$

$$T_2 = 1.266 / U_p \quad (3-2-45)$$

$$T_3 = 3.450 / U_p \quad (3-2-46)$$

$$U_r = 0.261 \cdot U_p \quad (3-2-47)$$

U_pを決定すれば単位応答関数は上記のように定まる。U_pの決定は次項以下で流出過程を総合したうえで実測ハイドログラフと合致するようU_pや他のパラメータを調整するというキャリブレーションによって求めることとする。結果は次項で紹介する。

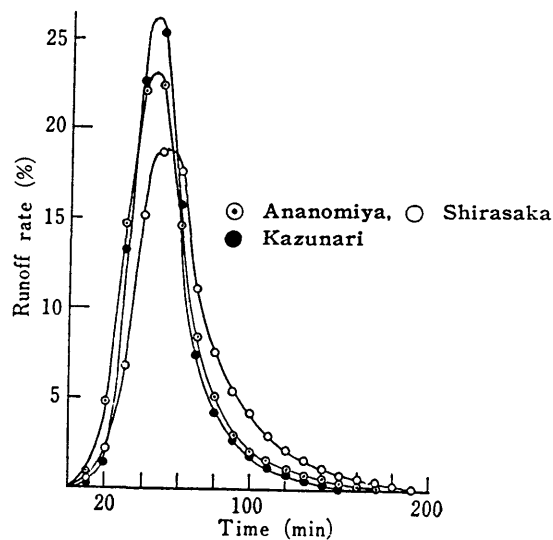


図3-2-10 試験流域のディストリビューショングラフ

(YAMAGUCHI, I. & NISHIO, K: *Studies on Forest Hydrology in the Tokyo University Forest in Aichi* より転載)

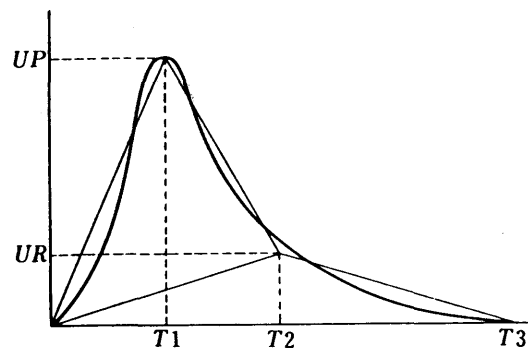


図3-2-11 単位応答関数とディメンションレスユニット

ハイドログラフの形状

(山口:「流域管理計画の立付け」転載)

(2) 流出過程の総合

本節でこれまでに述べてきた初期損失のモデル、有効雨量のモデル、基底流出のモデル、単位応答関数のモデルを総合し、降雨から流量をうるモデルを組み立てることを考えよう。流出モデルから得られる推算ハイドログラフと実測ハイドログラフとを照合することによって、単位応答関数の形状を求めることや、基底流出のうち不圧地下水と被圧地下水へのかん養量の配分比を決定することが可能となる。始めにモデルの計算過程を示し、10分単位での算出法を式によってしめす。そしてキャリブレーションの結果を提示し、そこに現われたパラメータをとおしてさらに流出特性に言及していく。

(i) 総合のための概念と計算過程

第1節で述べた流出過程の概念をさらに簡略化し、図3-2-12に示したような計算過程に従ってハイドログラフの合成を行なうことにした。図3-2-1に示した概念図のうち簡略化された部分は、短期間の高水流出を対象とするため量的に無視できるという理由から第2次消失を考慮しないこと、第1次消失の複雑な経路を1本にまとめたこと、地表水と中間水の区分をなくし直接流出として取り扱ったことの3点である。

図3-2-12に示した計算過程は、始めに降雨ハイトグラフから損失量を除去し、流出可能雨量ハイトグラフを求めた後は最終的にハイドログラフを導くまで、量的な配分と流出の時間的な遅延を決定して行く過程である。量的な配分（損失量の除去も含めて）この過程は図中で3箇所あり、始めが降雨量から損失量を除去する過程、次が直接流出と地下水を分離する過程、そして地下水を2種類に分離する過程である。流出の時間的な遅延の過程はやはり3箇所設定され、第1に有効雨量が直接流出に変換される過程、第2、第3は各々不圧と被圧帯水層に貯留されその量に応じて湧出する過程である。最後に2種の経路の地下水を加え基底流出とし直接流出と合わせてハイドログラフが合成される。

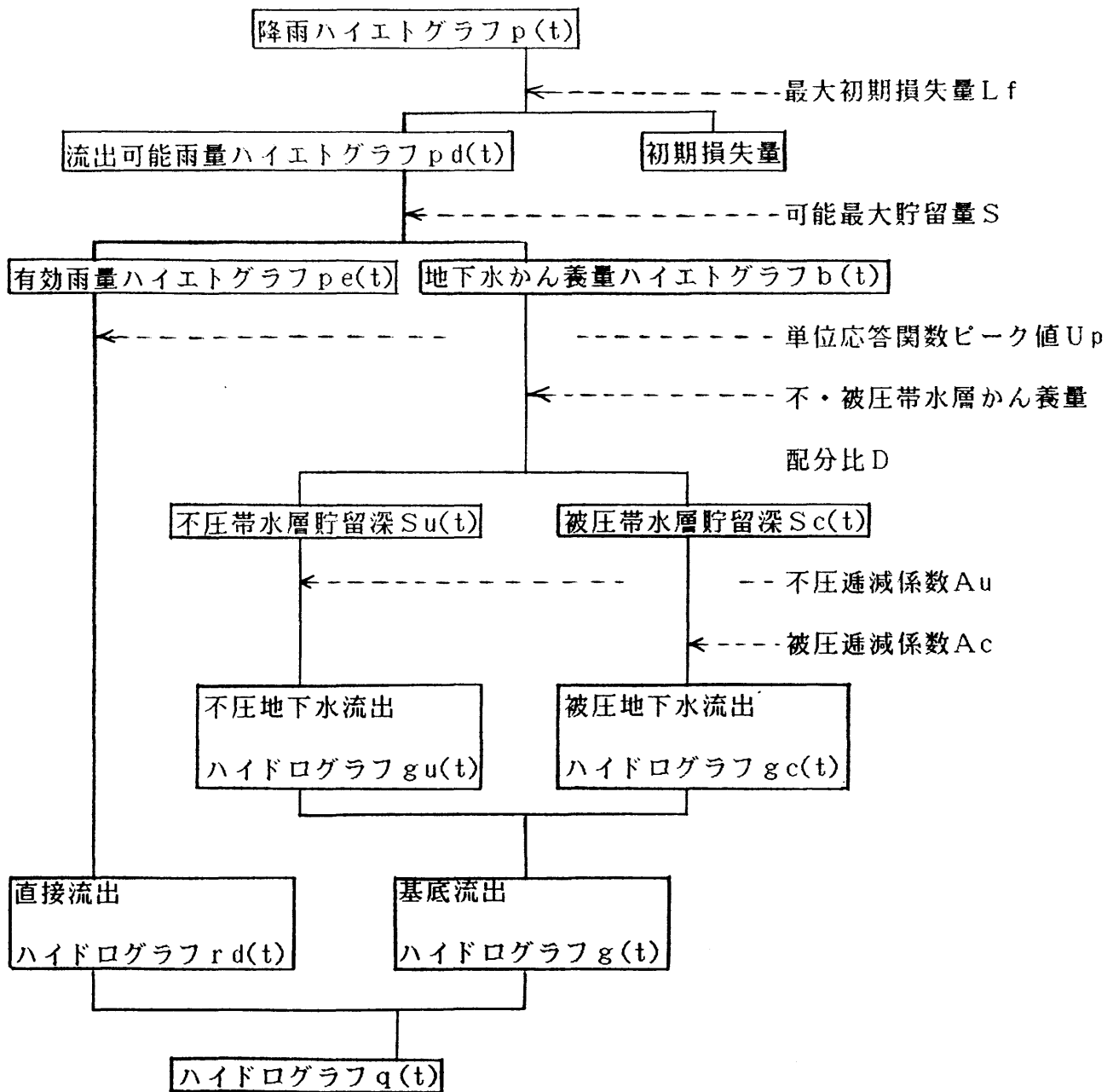


図3-2-12 流出過程とパラメータ

配分と遅延の6つの過程にそれぞれ1つのパラメータが係わることになる。それは図中に示されたとおりである。これ以外に実測ハイドログラフの初期流量 q_0 [mm/hr] を補助的なパラメータとして不圧帯水層の初期貯留量を求めることに使用する。以下に10分間隔ハイドログラフを誘導するための差分式を提示して、具体的な算法について説明していく。以下、時間的累加量を大文字、10分間レートをその小文字とする。

①降雨ハイトグラフから流出可能雨量ハイトグラフの算定

最大初期損失量 L_f [mm]、時刻 t [10min] までの降雨ハイトグラフの累加量を $P(t)$ [mm]、流出可能雨量の累加値を $P_d(t)$ [mm]、時刻 $t-1$ から t までのレートをそれぞれ、 $p(t)$ [mm/10min]、 $p_d(t)$ [mm/10min] とする。

$$p(t) = P(t) - P(t-1) \quad (3-2-48)$$

$$p_d(t) = P_d(t) - P_d(t-1) \quad (3-2-49)$$

$$P_d(t) = L_f \cdot \exp(-P(t)/L_f) + (P(t) - L_f) \quad (3-2-50)$$

(3-2-49) 式と (3-2-50) 式から各時刻の $p_d(t)$ が求まる。

②流出可能雨量ハイトグラフの配分

可能最大貯留量を S [mm]、有効雨量ハイトグラフの累加量を $P_e(t)$ [mm]、そのレートを $p_e(t)$ [mm/10min] とし、地下水かん養量を $b(t)$ [mm/10min] とすると、

$$p_e(t) = P_e(t) - P_e(t-1) \quad (3-2-51)$$

$$b(t) = p_d(t) - p_e(t) \quad (3-2-52)$$

$$P_e(t) = P_d(t)^2 / (S + P_d(t)) \quad (3-2-53)$$

(3-2-51)式と(3-2-53)式とから各時刻における $p_e(t)$ が求まる。

③有効雨量ハイエトグラフから直接流出ハイドログラフへの変換

単位応答関数のピーク値 U_p [mm/hr]が定まると、(3-2-44)～(3-2-47)の関係式から単位応答関数の形状が決定される。単位応答関数の時刻 $\tau-1$ [10min]と時刻 τ [10min]の間の平均的流量レートを $u(\tau)$ [mm/10min]とすると、直接流出ハイドログラフ $r_d(t)$ [mm/10min]は

$$r_d(t) = p_e(t)u(1) + p_e(t-1)u(2) + \dots + p_e(t-N)u(N) \quad (3-2-54)$$

(ただし、 $N = T_3 * 6$ [10min]、 T_3 : 単位応答関数継続時間 [hr])

④地下水かん養量の不圧帯水層と被圧帯水層への配分

不圧・被圧帯水層へのかん養量の配分比を D ($0 < D < 1$)とすると被圧帯水層かん養量レート $q_c(t)$ [mm/10min]と不圧帯水層かん養量レート $q_u(t)$ [mm/10min]は次式で表わされる。

$$q_c(t) = D \cdot b(t) \quad (3-2-55)$$

$$q_u(t) = (1 - D) \cdot b(t) \quad (3-2-56)$$

⑤ 基底流出ハイドログラフの算出

不圧地下水貯留量を $S_u(t)$ [mm]、被圧地下水貯留量を $S_c(t)$ [mm] とし、不圧逓減係数を A_u [$\text{mm}^{-\frac{1}{2}} \text{hr}^{-\frac{1}{2}}$]、被圧逓減係数を A_c [hr^{-1}] とする。降雨直前の流量レート q_0 [mm/hr] は不圧帯水層起源の量と仮定することができるので、貯留量の初期状態を次のように定める。

$$S_u(0) = \sqrt{q_0 \cdot I} / A_u \quad (3-2-57)$$

$$S_c(0) = 0 \quad (3-2-58)$$

2種の地下水流出のハイドログラフを $g_u(t)$ [$\text{mm}/10\text{min}$]、 $g_c(t)$ [$\text{mm}/10\text{min}$] とすると、

$$g_u(t) = A_u^2 \cdot S_u(t)^2 / 6 \quad (3-2-59)$$

$$g_c(t) = A_c \cdot S_c(t) / 6 \quad (3-2-60)$$

と表わせる。貯留量は時刻 $t-1$ における各種の量の収支関係から次のように定める。

$$S_u(t) = S_u(t-1) - g_u(t-1) + q_u(t) \quad (3-2-61)$$

$$S_c(t) = S_c(t-1) - g_c(t-1) + q_c(t) \quad (3-2-62)$$

基底流出ハイドログラフを $g(t)$ [$\text{mm}/10\text{min}$] とすると、

$$g(t) = g_u(t) + g_c(t) \quad (3-2-63)$$

⑥ハイドログラフの合成

ハイドログラフを $q(t)$ [mm/10min] とすると、

$$q(t) = rd(t) + g(t) \quad (3-2-64)$$

となる。以上が計算の全過程である。次の項で実測ハイドログラフとの照合を考えるが、

6つのパラメータのうち地下水の2種の逓減係数は各流域で次のように固定した。

$$\text{白坂: } A_u = 0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ h r}^{-\frac{1}{2}} \quad A_c = 0.15 \text{ h r}^{-1}$$

$$\text{数成: } A_u = 0.011 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ h r}^{-\frac{1}{2}} \quad A_c = 0.20 \text{ h r}^{-1}$$

$$\text{穴宮: } A_u = 0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ h r}^{-\frac{1}{2}} \quad A_c = 0.15 \text{ h r}^{-1}$$

残り4つのパラメータのうち最大初期損失量 L_f と可能最大貯留量 S は前項までの解析で各高水ごとに算出されている。それゆえ、キャリブレーションのために U_p と D とで調整し、流域に固有の値を求めて行くことにした。それでも良い適合が得られない場合のみ、 L_f と S とを調整することとした。

(ii)実測値と推算値の照合

実測ハイドログラフと推算ハイドログラフを照合して、先ず、これまでの流出過程の分析結果とその総合過程について吟味して行くことにしよう。白坂で12例、数成で14例、穴の宮で15例の高水を対象として照合を行ない、実測値に合致するようにパラメータを模索し、得られた結果を表3-2-4(a), (b), (c)に示した。この他、白坂で3例、数成で3例、穴の宮で1例の高水を取り扱ったがパラメータをどのように調節しても十分な適合が得られず、この7例に関しては降雨と流量の対応関係に狂いが生じていると判断し考察から外した。

さて、41例の高水から各流域の3例ずつを図3-2-13(a)~(i)までに紹介する。図3-2-13の9例のキャリブレーション結果を見ると、10分単位という極めて精密な資料を対象としているにもかかわらず、推算値は実測値をよく再現しているといえよう。ただし、次の3点はこのモデルによって再現し得なかった難点として残された。即ち、

①初期損失が、降雨の開始時に多く配分され、その後の部分への配分が少ない例がある。

(a), (h), (g)

②降雨強度が大きい場合にその降雨が終了し、さらに直接流出が終了する付近で基底流出へ滑らかに移行しない例がある。(b), (f), (h), (i)

③一連続降雨期間中であっても降雨強度が高い時の単位図は鋭く短い、逆に降雨強度が低いときの単位図は鈍く長いという例が見られる。(a), (h)

性質①は(3-2-50)式の形にかかわる問題である。この式は日雨量・日流量の分析により得られた式ではあるが、10分単位の水文解析にも応用可能として適用した。短

表 3-2-4 白坂増水曲線解析

No.	L f	S	U _p	D	A _c	A _u	I f	I _{sc}
1	34.5	187.7	0.50	0.05	0.15	0.007	75.6	106.9
2	61.9	500.0	0.80	0.15	0.15	0.007	105.0	238.0
3								
4	30.5	508.6	0.30	0.05	0.15	0.007	83.2	338.0
5	9.1	344.0	0.30	0.05	0.15	0.007	23.6	220.0
6								
7	8.0	401.9	1.00	0.05	0.15	0.007	64.4	269.7
8	47.9	325.7	0.75	0.05	0.15	0.007	74.2	145.5
9	19.1	330.2	0.75	0.05	0.15	0.007	36.1	468.1
10	12.1	663.0	0.60	0.05	0.15	0.007	36.1	468.1
11								
12	5.0	800.0	0.50	0.05	0.15	0.007	7.7	357.3
13	14.4	657.2	0.50	0.05	0.15	0.007	31.5	374.1
14	14.3	510.6	0.40	0.05	0.15	0.007	17.2	190.7
15	5.7	119.2	1.00	0.05	0.15	0.007	13.1	70.2
平均			0.617	0.05	0.15	0.007	47.0	238.8

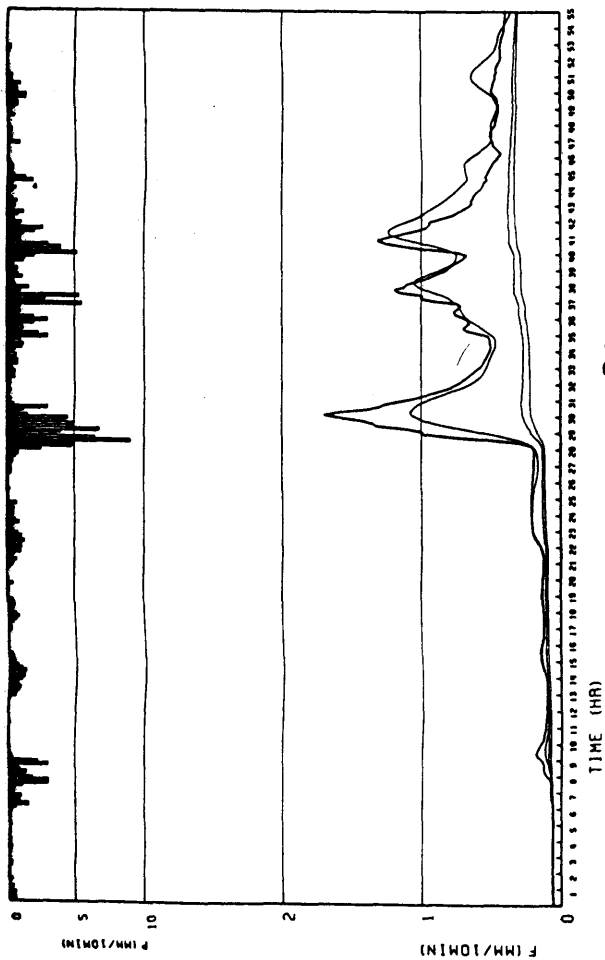
Note: L f : 最大初期損失量[mm], S : 可能最大貯留量[mm]
 U_p : 単位応答関数ピーク値[mm/hr]
 D : 地下水かん養量の被圧帯水層へのかん養量の比率
 A_c : 被圧透減係数[hr⁻¹], A_u : 不圧透減係数[mm^{1/2}hr^{-1/2}]
 I f : 最大初期損失指標[mm^{3/2}hr^{-1/2}]
 I_{sc} : 可能最大貯留指標[mm^{1.35}hr^{0.35}] (5章参照)

表 3-2-4 (b) 数成増水曲线解析

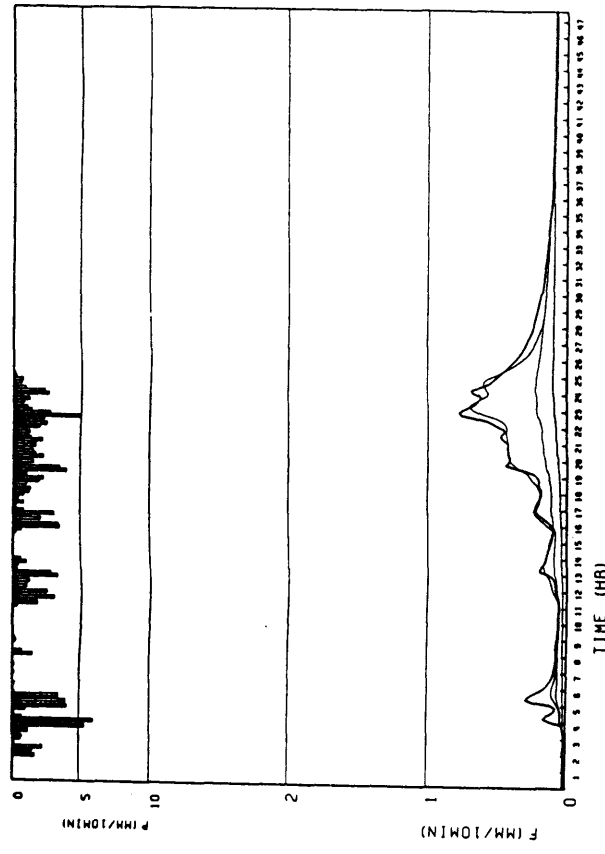
No.	Lf	S	Up	D	Ac	Au	If	Isc
1	10.4	300.0	1.50	0.20	0.20	0.011	25.5	184.7
2	46.7	150.0	1.50	0.18	0.20	0.011	51.1	52.6
3	2.1	50.0	1.50	0.20	0.20	0.011	5.4	32.0
4	1.0	213.6	1.00	0.10	0.20	0.011	2.8	143.4
5	5.5	200.0	1.00	0.10	0.20	0.011	18.9	155.8
6	30.3	33.0	2.10	0.25	0.20	0.011	29.7	10.7
7	92.6	0.4	1.90	0.35	0.20	0.011	157.1	0.2
8								
9	10.0	182.3	1.70	0.27	0.20	0.011	22.5	105.6
10	10.0	180.0	1.50	0.25	0.20	0.011	21.4	100.7
11	20.0	100.0	1.50	0.10	0.20	0.011	32.5	46.2
12	7.0	164.6	1.00	0.05	0.20	0.011	14.1	88.5
13	10.0	161.2	1.50	0.05	0.20	0.011	13.0	63.6
14	3.7	81.7	1.50	0.25	0.20	0.011	6.8	41.1
15								
16								
17	10.4	150.0	1.50	0.20	0.20	0.011	28.4	99.6
平均			1.48	0.19	0.20	0.011	30.7	80.3

表 3-2-4 (c) 穴宮增水曲線解析

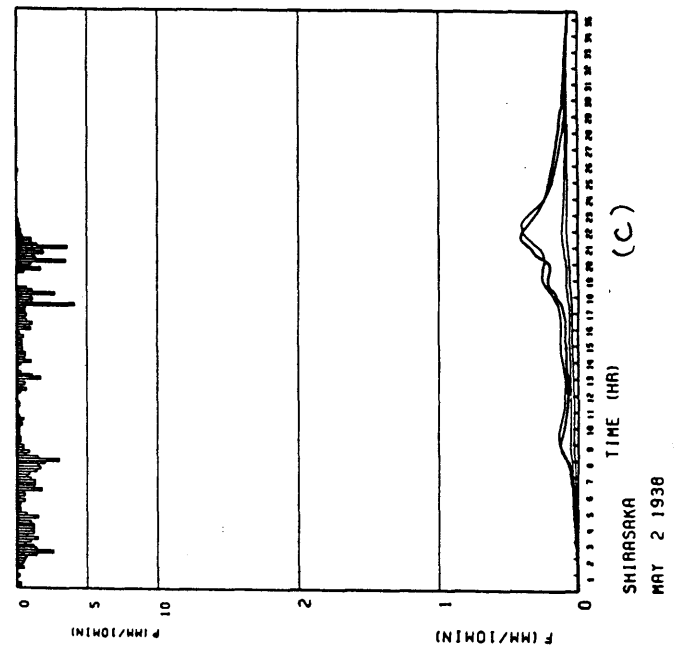
No.	Lf	S	Up	D	Ac	Au	If	Isc
1	0.0	429.7	2.50	0.10	0.15	0.007	0.0	177.5
2	2.9	164.6	2.00	0.05	0.15	0.007	16.4	182.4
3	28.2	134.4	5.00	0.20	0.15	0.007	41.4	57.9
4	12.0	391.0	1.50	0.15	0.15	0.007	39.0	293.3
5	22.0	250.0	2.50	0.10	0.15	0.007	30.5	103.3
6	11.0	192.8	2.50	0.10	0.15	0.007	26.4	117.0
7	25.0	220.4	2.00	0.20	0.15	0.007	44.2	107.9
8								
9	3.9	250.0	3.00	0.10	0.15	0.007	6.0	111.7
10	8.6	180.0	2.30	0.10	0.15	0.007	13.3	80.4
11	0.0	255.9	2.00	0.05	0.15	0.007	0.0	171.7
12	3.1	404.6	2.00	0.20	0.15	0.007	10.7	317.4
13	0.0	261.8	2.30	0.10	0.15	0.007	0.0	137.9
14	0.0	100.0	2.00	0.05	0.15	0.007	0.0	78.5
15	13.6	400.0	2.00	0.05	0.15	0.007	17.6	157.7
16	5.0	500.0	2.30	0.02	0.15	0.007	5.5	175.2
平均			2.40	0.12	0.15	0.007	22.8	151.3



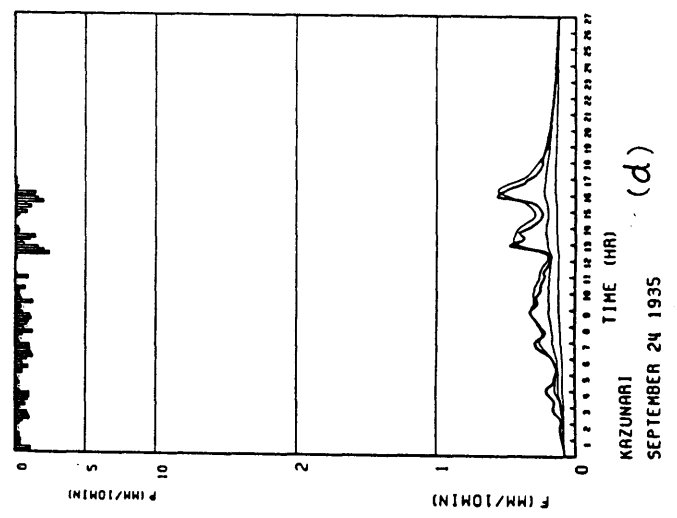
(a)



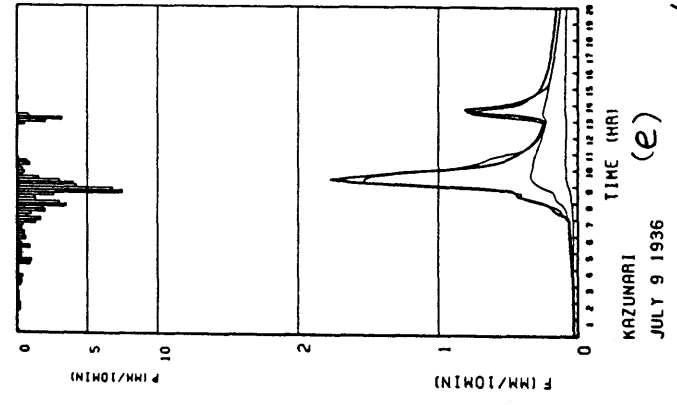
(b)



(c)

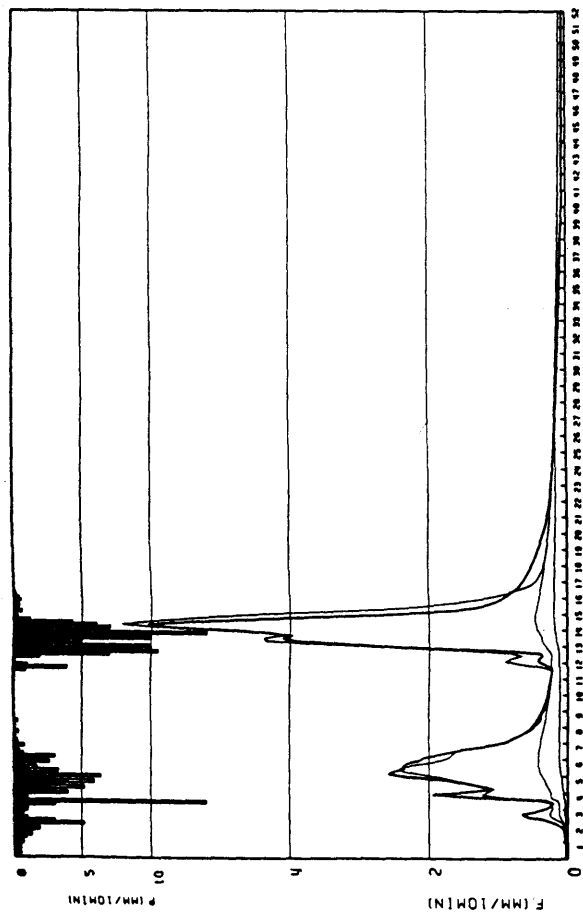


(d)

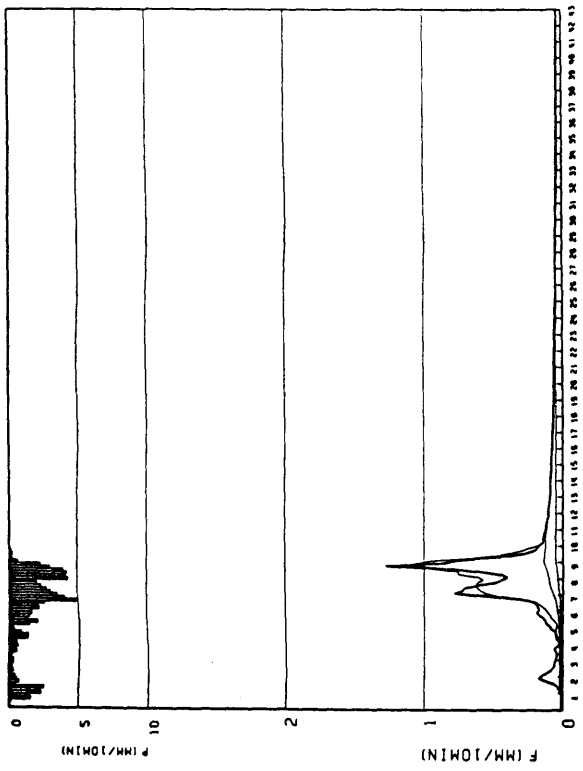


(e)

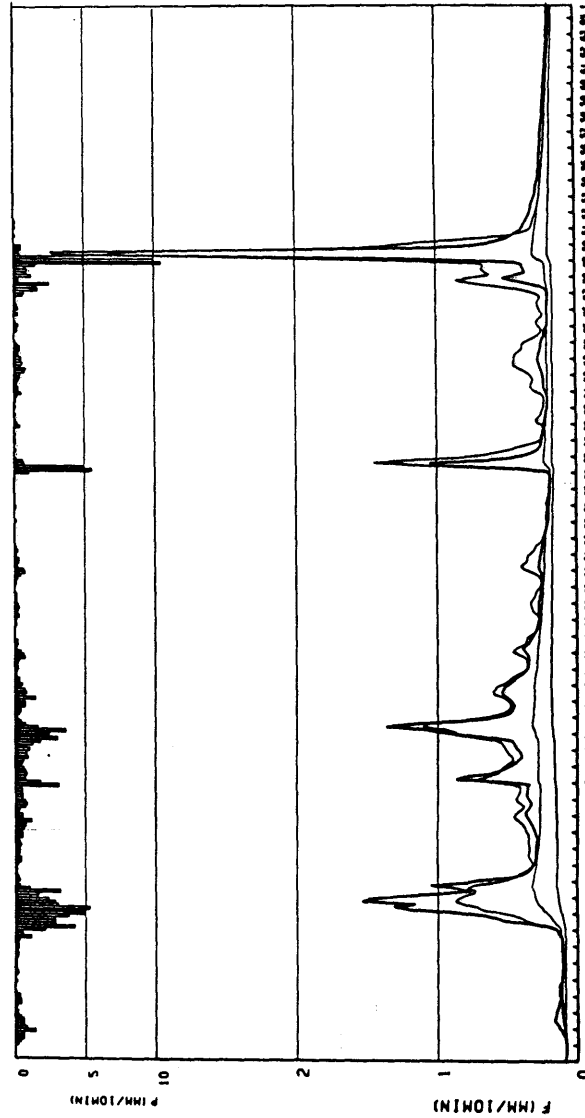
3-2-13 ハイドログラフのキャリブレーション例 Note: 太線: 実測値, 糸線: 計算値 (下段は不圧地下水) (中段は基底流出)



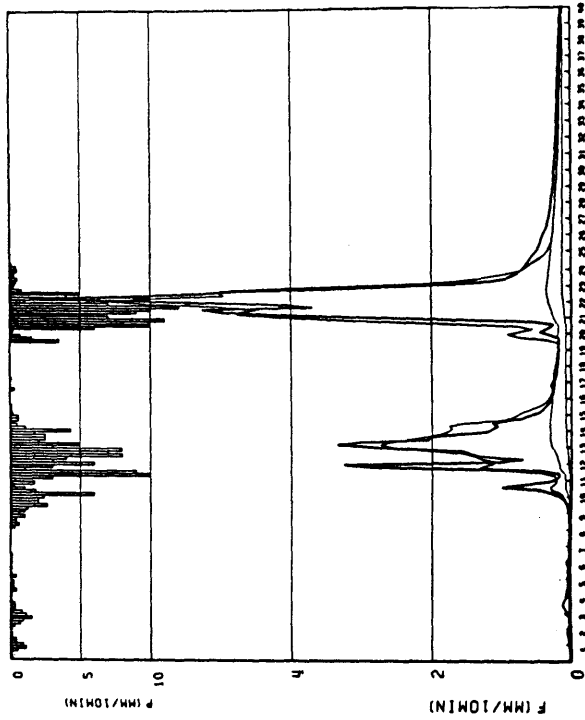
(f)



(g)



(h)



(i)

い時間間隔を対象とする場合、初期損失は浸透能の時々刻々の変化と係わり、複雑な様相を呈するものと思われる。性質②は、単位応答関数の形状を2つの3角形の結合形で示すという単純化に起因すると思われる。性質③は、流出可能雨量と直接流出の間の非線形性に起因すると思われる。

(3) 流出過程の分析(2)

(i) 単位応答関数

表3-2-4(a), (b), (c)に流域別に、また、高水別に求めた単位応答関数のピーク流量レート U_p を示した。 U_p は白坂で $0.03 \sim 1.00 \text{ mm/hr}$ の値を取り、平均で 0.617 mm/hr であり、数成では、 $1.00 \sim 2.10 \text{ mm/hr}$ の値を取り、平均で 1.48 mm/hr であり、穴の宮では $1.50 \sim 5.00 \text{ mm/hr}$ の値を取り、平均で 2.40 mm/hr となっている。

図3-2-14に単位応答関数の形状を示した、横軸の最小単位は10分で、ヒストグラムの面積の合計は 1 mm である。3流域の単位応答関数を較べると、穴の宮、数成、白坂の順に形状が緩やかなものへと移行している。3流域の単位応答関数における相違は顕著であり、流出特性の違いがここにも良く現われている。図3-2-10に示された単位図では数成が最も鋭くなっているが、解析の対象とした期間の相違によるものと考えられる。

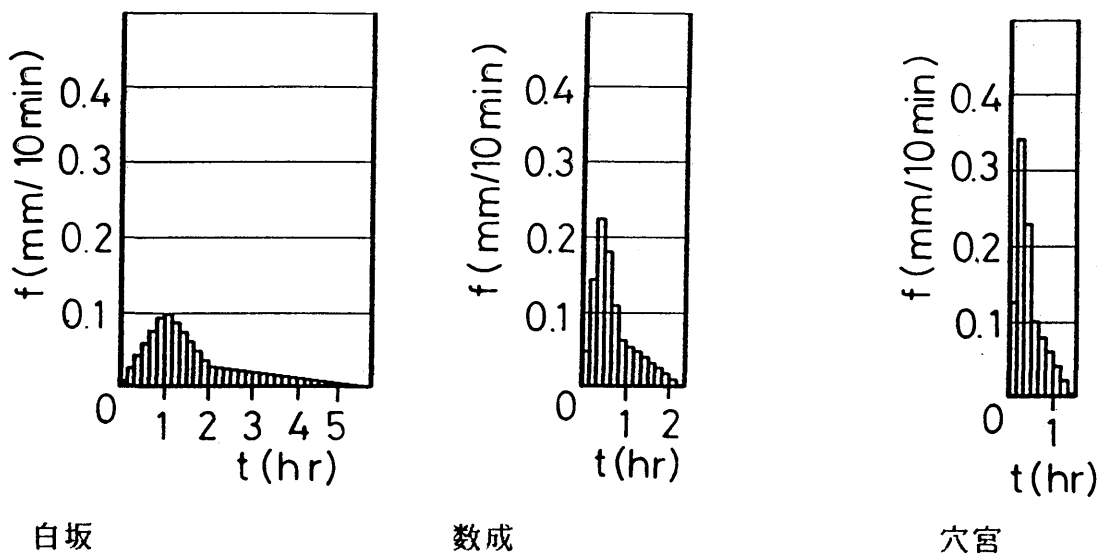


図3-2-14 各流域の平均的単位応答関数

(ii)被圧地下水の逓減特性と帯水層別かん養量の比

被圧地下水の逓減係数 A_c [$h r^{-1}$] はハイドログラフの形状に強い影響をおよぼさないもので一律に白坂と穴の宮で $0.15 h r^{-1}$ 、数成で $0.20 h r^{-1}$ を与えた。これは不圧地下水の逓減係数 A_u [$mm^{-\frac{1}{2}} h r^{-\frac{1}{2}}$] の流域間の比率にほぼ準じて定めた。

さて、ハイドログラフの形状に強い支配力を有するのは不圧・被圧帯水層別かん養量の配分比 D である。表 3-2-4 中にその値が示されている。 D はかん養量のうち被圧地下水へ配分される比率である。白坂ではほとんど 0.05 となり、 95% が不圧地下水、 5% が被圧地下水である。数成では 0.05 から 0.35 までの様々な値を取り平均で 0.19 である。穴の宮でも 0.02 から 0.2 までの様々な値を取り、平均は 0.12 である。平均的に見ると、被圧地下水の占める割合は数成で 19% 、穴の宮で 12% 、白坂で 5% という結果になった。地質条件が穴の宮と白坂で等しいことを考えると、両流域の基底流出の違いはその林相と土壌層の発達程度の差に帰着されそうである。表層とはいえ土壌層はその形状から不圧帯水層としての性格をもつ有力な場と考えることができる。森林が優占する白坂では土壌層の発達を伴って不圧帯水層起源の地下水が卓越するという結果をもたらしたものと判断される。

結び

高水流出にかんして流出過程の分析が行なわれ、流出モデルが構築された。流出過程を降雨の配分と遅延の作用を持つ6つの過程に単純化した。それは、初期損失量と流出可能雨量の配分、直接流出量と地下水かん養量の配分、被圧・不圧帯水層へのかん養量の配分、直接流出の形成、被圧地下水の形成、不圧地下水の形成の各過程であり、各々に1つのパラメータが対応している。

初期損失のモデルは、初期損失は累加雨量が大きくなると最大初期損失量 L_f に漸近するという形を持ち、それは累加雨量と初期の流域の湿潤状態とに依存して変化する。

初期流量レートが 0.1 mm/hr の時の可能最大貯留量は白坂で 535 mm 数成で 180 mm 、穴の宮で 339 mm となり流出可能雨量が同一のばあいは直接流出になる比率が大きいのは数成であり、穴の宮がそれに続く。

地下水へとかん養された量の被圧帯水層への配分比 D は白坂が 0.05 、数成が 0.19 、穴の宮が 0.12 である。配分比 D が大きいことは基底流出の中でも減水の早い被圧地下水成分の比率が大きいことを意味する。

直接流出の形成に係わるのは単位応答関数の形状であるが、それはそのピーク流量 U_p によって表現され、白坂で 0.62 mm/10min 、数成で 1.48 mm/10min 、穴の宮で 2.40 mm/10min となり穴の宮で最も鋭く、白坂で最も緩やかな応答を示す。

被圧・不圧地下水の各逓減係数によって基底流出の形状が決定されるが、被圧逓減係数 A_c は白坂と穴の宮で 0.15 hr^{-1} 、数成で 0.20 hr^{-1} 、不圧逓減係数 A_u は、しらすかと穴の宮で $0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ 、数成で $0.011 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ である。

10分単位という精密な解析に対して、小降雨に対する流出の再現性が劣ることピーク後の減水が急激に起こり基底流出へと滑らかに続かないとう問題もあるが、概して現象を十分に表現し得る精度の高い流出モデルが得られたと判断される。

I I .

水源帯からの流出の予測

第4章 日本の水源帯における水文特性

序

水文特性という言葉で気象・流域・流出のそれぞれに固有な傾向を包括的に表現することにする。

高水流出を対象とした水源帯における流出過程に関する考察を中心のテーマとして第5章以降で取り扱う。解析に用いる資料は愛知県内の試験流域と利根川の水源帯の流域である。いずれも、日本の中央部、表日本側に位置する。このような流出過程のモデルは演えきの基礎となった現象の地域的な特性に依拠するという宿命を担っていると言えよう。さて、流出過程に関する特定の知見を地理的にどの範囲まで広げることができるかはそのモデルの応用範囲を意味する重要な視点である。例えば、裏日本の降雪と融雪による出水は一年のうちそれによって支配される時間の長さからみても、また、量的に見てもその地域の水文特性と見なされる。融雪の過程をその構造の中に取り入れていないモデルでは積雪地域への応用は限定されたものとなる。

本章の目的はモデルの応用範囲を知ることと、他方、各種の流域条件について日本における分布状況を整理し、流出特性に与える影響を考察する参考とすることである。

第1節 降水特性

流出を決定付ける最大の因子は降雨である。先ず、年降水量について日本における分布状況を見ることとする。図4-1-1に年降水量の等高線を引きその階級の幅に応じて地域を塗り分けた図をしめす。年降水量1200mm以下を寡雨地帯とすると日本に寡雨地帯が4箇所存在する。1つは北海道の低地、次に東北日本の太平洋側、そして長野県の盆地部、最後に瀬戸内沿岸地方である。逆に、2000mm以上の多雨帯（降雪も含む）は、近畿・北陸・東北地方日本海側と南九州・四国・紀伊半島南部・東海地方の大きく分けて2つに分けることができる。これらのうち一部の山岳部では年降水量3200mmを超える豪雨・豪雪地帯も分布している。

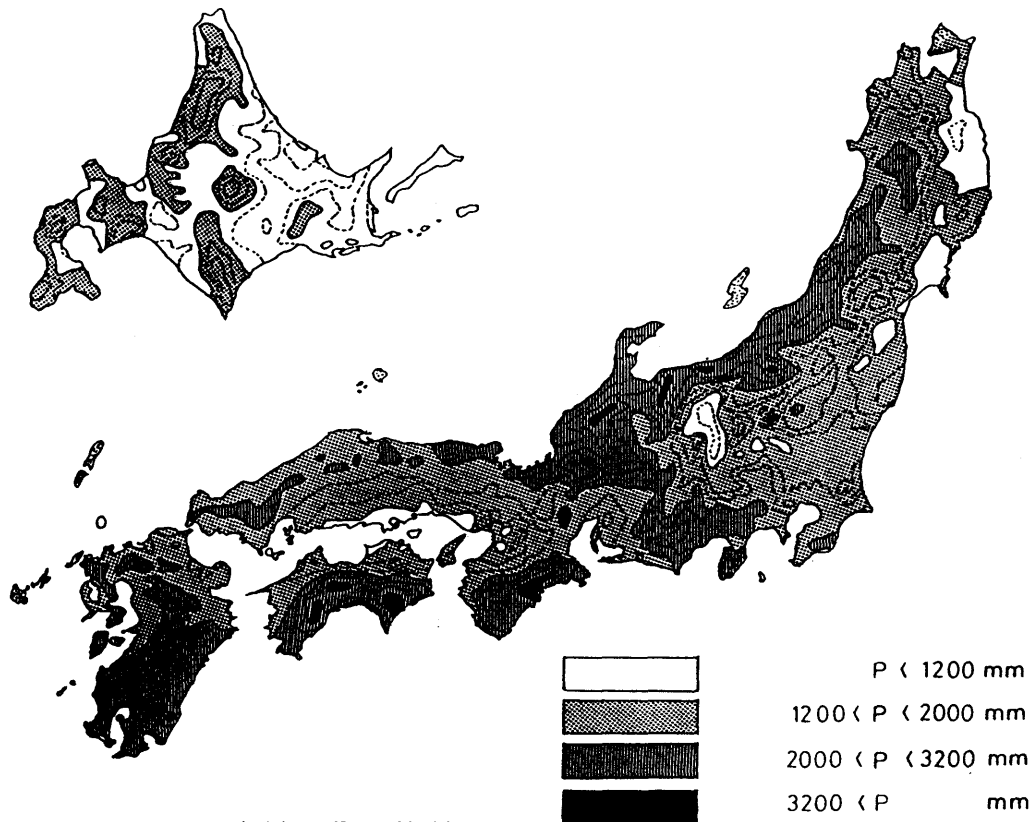


図4-1-1 年降水量の分布状況

(森林立地懇話会編、「森林立地図」の等雨量線図より著者が編集)

(31)

次に年間における日降水量の順序づけを行ない日雨量10位値の日本における分布状況を示すと図4-1-2のようになる。日雨量10位値は年間にその地点で何度か起こる豪雨と考えることができる。年降水量の分布では見ることのできなかつた表日本と裏日本の降水の相違を明確に示している。200mm/dayの線は九州の中南部・四国南部・紀伊半島南部、東海地方南端部を通り、将に、年降水量分布図(図4-1-1)の太平洋側の多雨帯と一致している。また、図4-1-3に年間における日雨量の1位値の10位値に対する比率が示されている。⁽³²⁾日雨量10位値が豪雨の標準値だとすると、年に1回程度の確率で生ずる豪雨の標準値に対する比率である。図は1.6倍より大きい地帯と小さい地帯とで各地が二分されていることに気がつく。年降水量が大きかった裏日本の地域は、この比率に関しても小さいことに気がつく。また、中部山岳地(関東北部、長野・富山県地方)に比率の大きい所が存在することが理解できる。

このような結果から判断すると、前章で考察した高水流出モデルは、裏日本の積雪地帯では限られた時期にしか応用できないと判断される。



図4-1-2 日雨量の10位値の地域分布

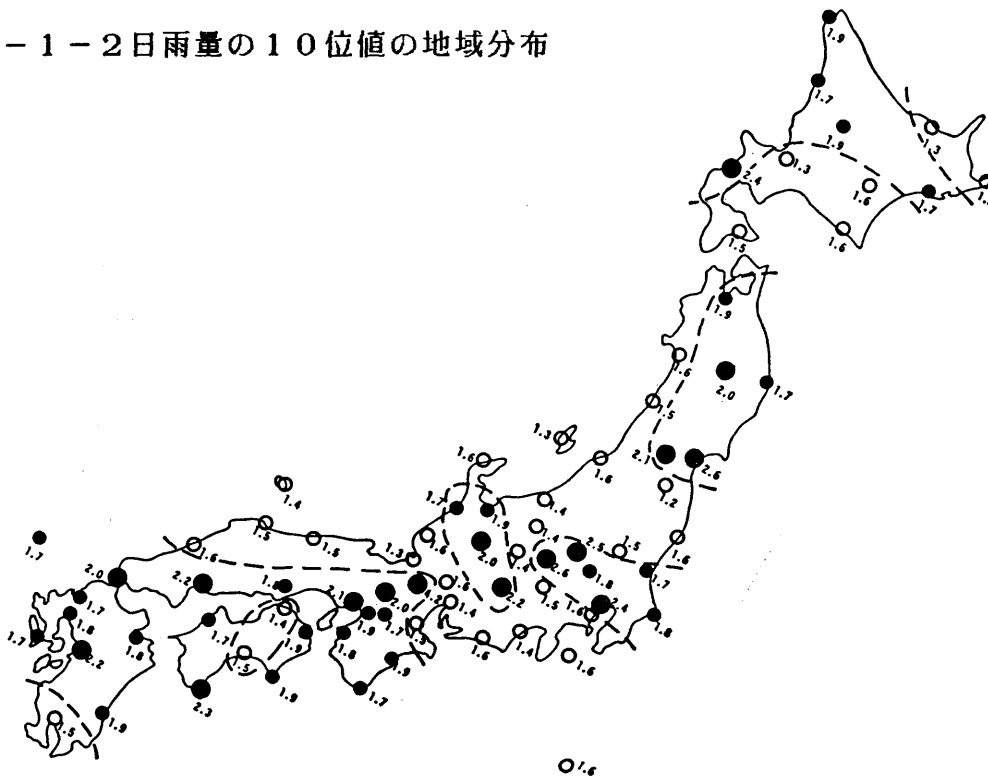


図4-1-3 日雨量1位値の10位値に対する比の地域分布

(武田・二宮「日本の豪雨・豪雪」刊転載⁽³¹⁾)

第2節 流域特性

流出特性を決定するものは第1に降水を中心とした気象的要因であるが、次に受け皿である流域に内在する要因が挙げられる。これを流域特性と称する。その要因は無機的因子と有機的因子とに二分される。無機的因子とは流域の地形・地質であり、有機的因子とは水源帯においては流域の表層を覆う森林を主とした植生、それを支える森林土壌である。有機的因子は人間の営為により短期間に急激な変化を受けることもありうる。それは一つには主に林業経営によってであり、他には種々の開発行為による。

(1) 無機的因子

(i) 地質

図4-2-1に示されたとおり地質構造によって日本列島は四分される。その境界は2本の地質構造線とその延長線である。糸魚川静岡線によって日本列島は西南日本と東北日本に分断される。一方、中央構造線を中心とし、その西の延長である白杵・八代線、東側には利根川構造線によって太平洋側の外帯と日本海側の内帯とに分けられる。東北日本は第3紀・第4紀の新しい岩層を主体とし火山噴出物の分布も広い。一方、西南日本は花こう岩類や中古生層を主体とした岩石や地層からなる。しかし、九州地方中南部には現在も活動の活発な火山を中心に火山噴出物が広がっているし、第3紀層の分布も多い。

内帯は花こう岩類と古生層の分布が目立ち、外帯では中古生層を主とした東西に延る帯状の構造になっている。ここは破碎作用の著しいところでもある。

(ii) 地形

流出特性を決定付ける地形的因子として流域の規模と傾斜と形状が考えられる。日本の水源帯を対象とした場合、流域面積は狭い所では1ha程度から始まって様々の大きさの流域が考察の対象となりうる。日本の水源帯がほとんど山地に位置することを考えるとそ

の地形に関する地域性は薄くなり等質なものとなる。

水源帯を対象とした流域の規模からは離れるが海に直接注ぐ河川に付いてその流域に高度階級別の面積比率を調べ、その形状に応じて日本を18の地区に分けた例に若干触れておこう。⁽³⁷⁾ 図4-2-2は縦軸が高度で横軸は対数目盛で表わした面積比率である。この分類のなかで特徴的な流域区を2、3紹介すると、まず日高流域区(Ⅱ)と北陸流域区(Ⅸ)でジグザグ型で傾きが急である点に特徴がある。これと対照的な所が北海道主部流域区(Ⅰ)で傾きが緩やかである。また「つ」の字型の現われる北上流域区(Ⅴ)と阿武隈流域区(Ⅵ)、越前・東中国流域区(XⅠ)鳥取・東島根流域区(XⅡ)、中国流域区(XⅢ)には隆起準平原あるいはそれに類似した地形からなっていると考えられ、水源帯にあたる河川上流域は比較的緩傾斜になっていると予想される。その他の地区はこれらの混合形であるが、水源帯として高度の高い部分に目を移すとほとんどの地区で急傾斜の流域になると判断できそうである。



図4-2-1 日本の地質区分
(小出博:「日本の国土(上)」⁽¹⁶⁾より
転載)

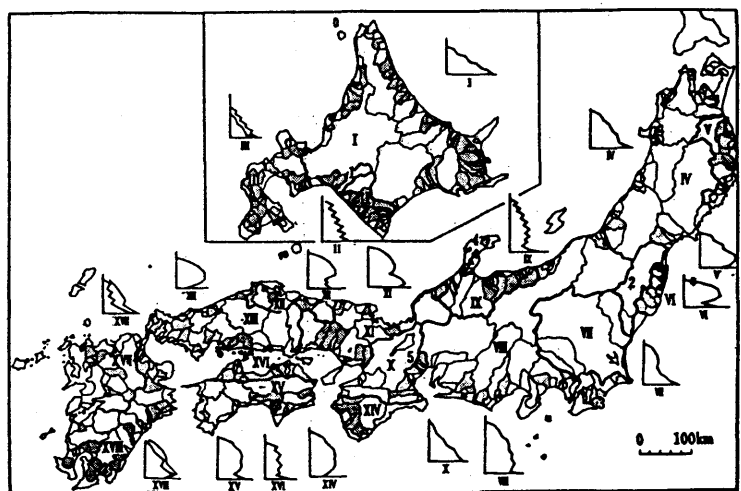


図4-2-2 流域内高度分布の型による日本の流域区分
(「日本地形論」(預ら)⁽³⁷⁾より転載)

(2) 有機的因子 水源帯の流域の表面は森林と土壌という有機的な因子が相互に影響を与えながら存在している。森林の分布を決定するのは降水量と気温であるが、両者の条件から判断して日本列島はほとんどが多雨林の気候条件下に入り、この条件から外れる瀬戸内地方においても、森林気候の限界より多湿側にあるといわれている。⁽¹⁴⁾日本の植生は西南諸島を除くと北から亜寒帯針葉樹林、冷温帯落葉広葉樹林、暖温帯常緑広葉樹林の3つの森林帯に区分される。そしてこれらは気温（暖かさの指数）によってその境界線を引くことができる。

一方、これらの森林を支える土壌は小縮尺の土壌図上で見ると日本における土壌分布は極めて単調であり、黒ボク土（火山灰を母材とする）、赤黄色土未熟土（表面侵食による受食土）、火山放出物未熟土、沖積地を除いては北海道から九州まで褐色森林土で覆われている。このことは林地における水循環の様式が日本各地でおおまかに言って一様であることを物語っている。

⁽⁹⁾
以下、水源帯の水循環を考察する上で重要であると思われる日本の土壌の全般的特徴に触れておこう。第1に、土壌層内では年間を通じて下方向への水の運動が卓越し、脱塩基・脱珪酸が進んで酸性土壌が多い。土壌構造の発達が悪く、凹所や緩斜地では湿性土壌が生成し易い。特に亜高山・北日本など低温地帯でこの傾向が強いこと。第2に、森林下の土壌の腐植含量は極めて高い。第3に山地斜面には石れきに富む比較的未熟な土壌が多く、尾根筋・中腹・谷沿い斜面へと土壌水分は乾から湿に移ること。第4に、裏日本の山地土壌は表日本の山地土壌に比して湿性傾向が強いこと。

第3節 流出特性

年流出量の地域的分布を図4-3-1に示した。図4-1-1に示した年降水量の分布図と同じように水高に関して階級別に塗り分けたものであるが、その分布の様子はよく似た傾向を示す。ここで気が付く点は、東北地方日本海側と北海道で降水量より流出量が多い地方が広がっていることである。2つの図には統計期間の相違があるのでこのように単純な比較はできないが積雪地方での消失量がかかなり少ないであろうと予測することができる。その理由として積雪期間中は蒸発が抑制されること、融雪期に残雪面へ水蒸気が凝結すること、積雪地方は緯度が高く蒸発のエネルギーが相対的に少ないことなどを考えることができる⁽⁸⁾。年流出量の少ない所は北海道オホーツク海側、東北地方太平洋側、長野県東部、瀬戸内地方で、降雪・梅雨・台風の影響を受けにくい地域として共通した特徴がある。

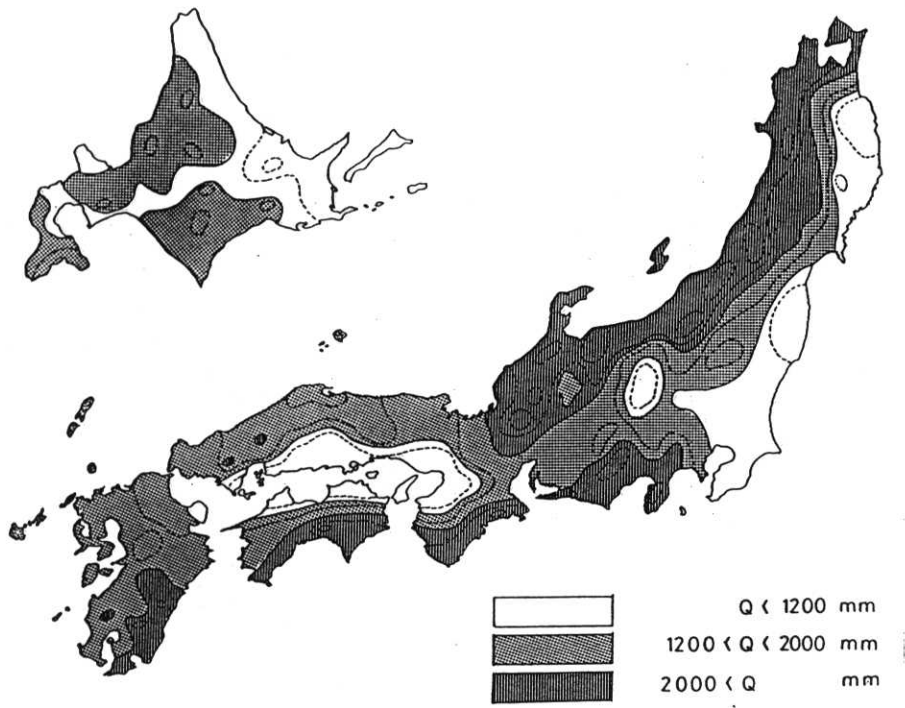


図4-3-1 年流出の地域分布

⁽⁸⁾
 (科学技術庁資源局資料より著者が編集、1200mmのコンターは著者が加筆)

年間における流出のパターンを月流出量の季節変化により見ていくと、図4-3-2 (a), (b), (c), (d) に示したように、融雪時に大きなピークを持つ地方 (a) , 台風時に大きなピークを持つ西日本太平洋側の地域 (b) 、流域地質が火山放出物に覆われその調節効果によって年間流出が顕著に調節された地域 (c) 、融雪・梅雨・台風のそれぞれによる出水が均等に生ずる地域 (d) にほぼ分類される。

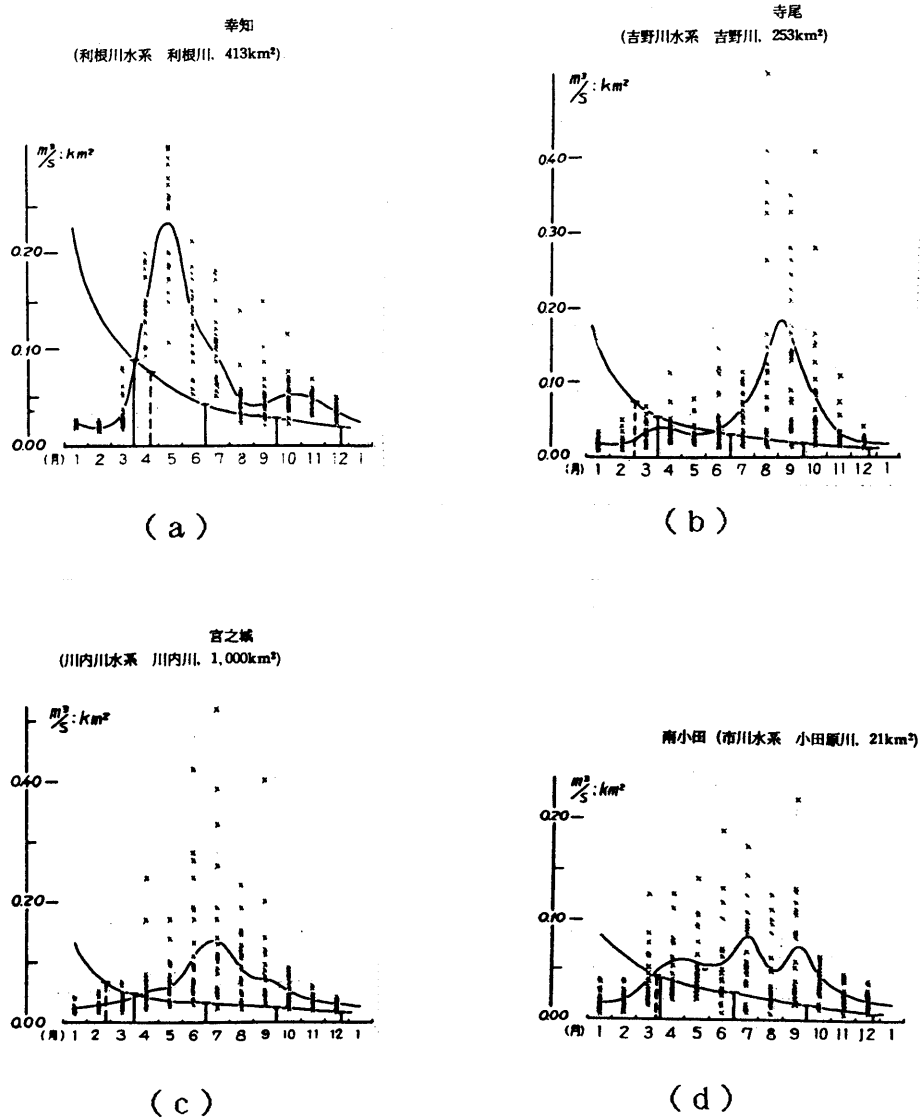


図4-3-2 年間における月別流出量のパターン (科学技術庁資源局資料より)

次に高水流量に関して簡単にその地域的な相違を見ることにする。高水流量を比較する場合流量を流域面積で除して $m^3/sec \cdot km^2$ (高水比流量) で示す。流域面積によってその値は影響を受けるがここでは特にその補正を行なわないこととした。高水比流量を日本(30)の流者が集計の主要河川下流部における値でごく概略的に示すと、北海道で $1m^3/sec \cdot km^2$ 、東北地方で $1 \sim 2m^3/sec \cdot km^2$ 、関東地方で $2 \sim 6m^3/sec \cdot km^2$ 、中部地方で $1 \sim 8m^3/sec \cdot km^2$ 、近畿地方で $1 \sim 8m^3/sec \cdot km^2$ 、中国地方で $3 \sim 4m^3/sec \cdot km^2$ 、四国地方太平洋側で $5 \sim 9m^3/sec \cdot km^2$ 、九州地方で $3 \sim 6m^3/sec \cdot km^2$ となる。これは図4-1-2に示した豪雨の地域分布と比較すると、高水比流量の多い地域と豪雨の大きい地域とが重なることがわかる。

次に渇水流量について考察を加えよう。渇水流量とは1年を通じて355日間はこれを下らない流量として定義されている。渇水流量の地域分布を図4-3-3に示した。この図を見ると基本的には年降水量の分布と一致していると言えるが、細部では特異な地域が浮き彫りにされてくる。富士山の東部と南九州と鬼怒川支川大谷川とで渇水流量の豊かな地方が見られる。この3箇所は年降水量の豊富な地帯から外れた所であり、流域特性によってもたらされた結果と考えられる。この3箇所に共通している流域の特徴はいずれも第4紀火山岩・火山噴出物の分布している地域であり、流域内での保水力が効果的であることを物語っている。⁽²⁹⁾この渇水流量の多寡に関する現象は降雨時に地中へかん養される量の配分ともかかわり、高水流出を考える上でも考慮すべき問題であると思われる。

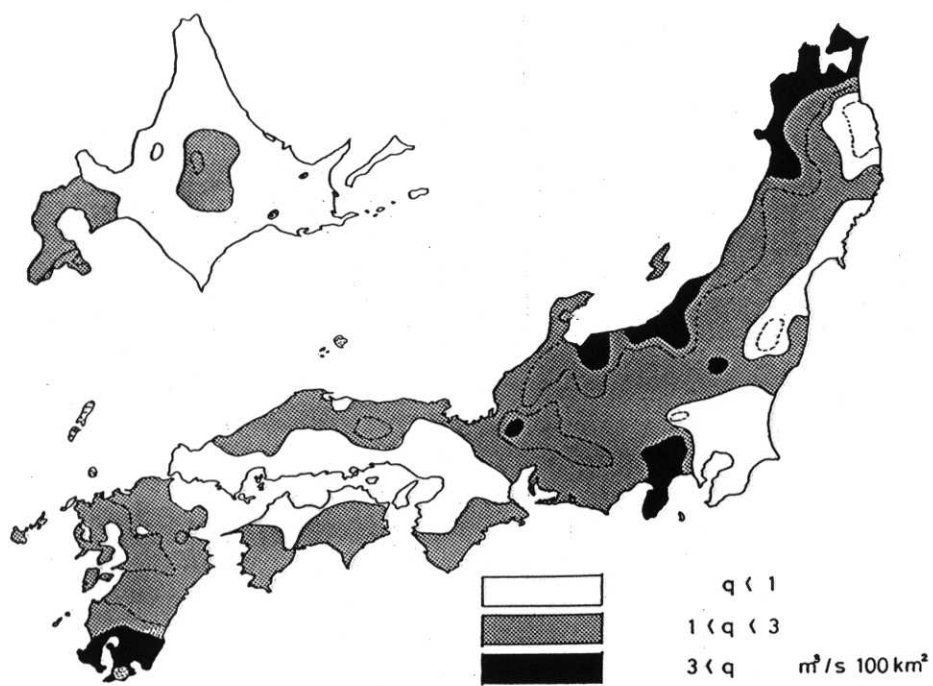


図4-3-3 ⑧ ⑨) 渇水流量の地域分布 (科学技術庁資源局資料より著者が編集)

結び

本章では流出モデルの応用範囲を求め、流域条件から流出を予測する手法を考えるにあたっての参考とするため、日本における水文特性を概観した。降水特性に関してその地理的分布状況を示し、年降水量の分布から裏日本と表日本の両方に年降水量の多い地域があるが、表日本の多雨地帯が豪雨の発生しやすい地域と重なることを確かめ、高水流出モデルの適用範囲にかんして、裏日本の多雪地帯は適用できる機会は限られるが、それ以外では適用可能と判断した。

流域特性として有機的要因・無機的要因に分け、無機的要因として地質と流域の高度分布を見た。有機的要因として林相と土壌とを概観したが、林相は生態的な相違に拘らず土壌は画一的に褐色森林土か火山灰の豊富な黒ボク土が優占していることを確認した、両者とも土壌層内での下向きの水の動きが卓越する条件下で生成される土壌であり、概観した場合、水文学的な条件としては地域的な差異に乏しいと判断した。

流出特性についても年流出量の地理的分布状況を示し、年降水量の分布状況とほぼ一致することを確かめた。高水比流量の地理的分布は豪雨の発生しやすい地域にほぼ一致すること、渇水比流量の地理的分布は降水量の分布では説明できない地域があり、第4紀火山性地質の地域と豊かな渇水比流量をもつ地域とが一致することを確かめた。

第5章 流域条件に基づいたハイドログラフの推定

序

本章では、第3章で流出過程の分析を基に構成された流出モデルを応用する手法を考えていくこととする。第2章と第3章では既知の雨量と流量の資料をもちい両者を結びつけるモデルを通してモデル中のパラメータによって流出特性を比較考察したり、同一降雨条件を与えて、流出特性を反映したパラメータを持つモデルによってハイドログラフを求め、これを比較検討することを行なった。これによって流域特性を解析することが目的であった。

本章では流域条件を知って流出モデルのパラメータを決定し、任意の降雨条件下でのハイドログラフの推定法を考える。まず、流域条件を計量する必要がある。流域条件は、前章でも論じたように地形・地質を含む概念である無機的要因、地表状況を決定する林相・土壌および開発の進展の様子などを含む概念である有機的要因からなり、この中には計量の難しい要因が数多く含まれている。しかも、流出モデル中の個々のパラメータをこのような異質な要因から推定するためには異質なものどうしの融合を図らなければならない。このような事情から、本章で試みるハイドログラフの推定は、適合度に関しては一步譲ることになるかもしれないが、その応用性の広さや応用上の簡便さを目的としている。

本章では前章で扱った東京大学愛知演習林の3試験流域の10分単位の高水流出資料を1時間単位に集計し、モデルのパラメータの決定に資することとした。流域条件から流出モデルのパラメータを決定する手法は木曾川水系の諸河川の高水流出資料を通して検討が加えられて来た。この段階で適用した流出モデルは第3章で構成した流出モデルの原型と

も言える。本章では流域条件から流出モデルのパラメータを決定するこの手法を踏襲し、第3章で構成したモデルによって試験流域のハイドログラフの推定を試みることにする。原型の流出モデルでは取り扱わなかった数種のパラメータは本章で新たにその決定法を提案することになる。

また、モデルの適合性に関して実測ハイドログラフとの適合度を検討する他に、推算ハイドログラフのパラメータ毎の感度分析を行ない感度の鈍い不要なパラメータのチェックを行なう。

最後にモデルの応用として流域条件が変化した場合のハイドログラフの変化を検討してみる。実際に穴の宮流域での長期にわたる林相の変化によって高水流出が明確に変化した例があり、モデルの応用的な側面を考える場として好適である。

第1節 流域条件の計量

(1) 地質と地表状況の計量

流出に深く関与していると考えられる流域条件のうち質的な区分に従うものとして、地質と地表状態が挙げられる。論議の対象とする水源帯においてはほとんどが林地である。そこで、林相の良否、森林面積の流域面積に対する比率、開発の状態などの地表状態に関しては森林やそれに伴う豊かな土壌層が流域内に優占する比率によって流出の特性が決定されると考えられる。それゆえ、地表状況に関しては比較的数量化が容易である。一方、地質に関してはその区分に応じた流出の特性が次第に明かにされてきた⁽¹⁸⁾。この成果にのっとり地質の数量化を試みる事が可能である。さらに、流出の特性を決定する地質と地表状況という2つの要因を総合した形で、ある特定の指標を考えることになるが、本論文ではこれを「水文指標」と称し、地形条件から得られるパラメータと合わせて流出モデル中のパラメータを決定するために用いられる。水文指標は異質な2つの要因を1つの量として融合したものである。このように、流域条件の計量には質的な区分の数量化と異質な量の融合という2つの課題が内在している。この課題は今後多くの事例研究を通して次第に解き明かされていく性質のものであろう。この課題に対処し、1つの解答を得ることに成功した山口の手法⁽³²⁾を本節で取り上げることにした。

この手法は流域条件のうち質的な区分のなされる地質・林相・開発状況に対して表5-1-1のような評点を与えることを基礎にしている。評点の量的な大きさは高水調節機能の尺度を現わす。また、評点が小さい場合は高水調節機能に優れていることを意味する。地質、森林、開発の3つの視点から流域の高水調節機能を評価し、さらにこれらをまとめて1つの量として表現するために流域水文指標(WTI)を次のように定義する。流域のうち開発地と非開発地の面積比率を m 、 n とする。ただし、

$$m + n = 1 \quad (5-1-1)$$

$$0 < m < 1 \quad (5-1-2)$$

$$0 < n < 1 \quad (5-1-3)$$

とする。非開発地では地質指標 (WGI) と森林指標 (WFI) を求める。地質に関して 9つのカテゴリー (R1, R2...R9), 森林に関して5つのカテゴリー (X1, X2, ...X4, XR1) があり、それぞれの面積率を r1, r2, ...r9, x1, x2, ...x4, xrl とし、評点を Sr1, Sr2, ...Sr9, Sx1, Sx2, ...Sx4, Srx1 としよう。すると、

$$r1 + r2 + \dots + r9 = n \quad (5-1-4)$$

$$x1 + x2 + \dots + x4 + xrl = n \quad (5-1-5)$$

$$WGI = r_1 S_{r_1} + r_2 S_{r_2} + \dots + r_9 S_{r_9} \quad (5-1-6)$$

表5-1-1 カテゴリーと評点

記号	地質	評点
R 1	沖積地	2
R 2	崖錐・段丘	2
R 3	洪積層、新第3紀層	7
R 4	古第3紀、中古生層	5
R 5	安山岩、玄武岩、花こう岩	9
R 6	弱風化花こう岩類	6
R 7	強風化花こう岩類	3
R 8	被覆表土または火山灰堆積土	4
R 9	変成岩	4
地表状況（森林）		
X 1	崩壊跡地、裸出地	9
X 2	伐採跡地、草生地、林齢0-5年	6
X 3	幼齢林、粗悪林地、林齢6-15年	4
X 4	良好中庸林地、林齢16年以上	2
X R 1	河道	9
地表状況（開発）		
U 1	貯水池	20
U 2	道路（歩道、車道）	18
U 3	水田、畑、ゴルフ場	18
U 4	集落、都市	20

Note: U 1 貯水池の評点は、初期損失量、可能最大貯留量の計算に対して採用し、単位応答関数の決定については貯水池の操作状況等を加味し計算する。
 U 3 水田の評点は初期損失量、可能最大貯留量の計算について採用し、単位応答関数の決定については別途その配置・構造等を加味して計算する。

$$WFI = x_1 S_{x_1} + x_2 S_{x_2} + \dots + x_4 S_{x_4} + x_{r_1} S_{x_{r_1}} \quad (5-1-7)$$

開発地では開発指標(WDI)を求める。開発状況に関する4つのカテゴリーのそれぞれの面積率を u_1, u_2, \dots, u_4 , その評点を $S_{u_1}, S_{u_2}, \dots, S_{u_4}$ とする。

$$u_1 + u_2 + \dots + u_4 = m \quad (5-1-8)$$

$$WDI = u_1 S_{u_1} + u_2 S_{u_2} + \dots + u_4 S_{u_4} \quad (5-1-9)$$

最終的な目標である流域水文指標WTIを

$$WTI = WGI + WFI + WDI \quad (5-1-10)$$

として定義する。WTIの取る範囲は流域全体が良好な林地に覆われた場合と、逆に、全体が都市化した場合に与えられる2つの評点の間にある。即ち、

$$2 \leq WTI \leq 20 \quad (5-1-11)$$

(2) 地形の計量

地形も流出特性を決定する重要な因子である。それは、さらに3つの観点に集約し得る。第1が流域の規模、第2が流域の傾斜、第3が支流の配置である。前項とは違って、これら3つの観点は数値で客観的に表現することが可能である。流域の規模は流域面積 A [km^2]、流域の傾斜は起伏量比 RR [%]、支流の配置は直接的な表現法ではないがエロシオン比 ER により代表させる。

起伏量比 RR [%] は

$$RR = [(\text{流域河道最高地点標高}) - (\text{流域河道最低点標高})] / (\text{水系長}) \quad (5-1-12)$$

エロシオン比 ER は

$$ER = (2/L) \sqrt{A/\pi} \quad (5-1-13)$$

ただし、 A は流域面積 [km^2]、 L は主流水系長 [km] である。

(3) 試験流域の流域条件の計量

第1章で述べた内容と重複する部分もあるが、流域条件として本章でのハイドログラフの推定に使う基本的な量を表5-1-2に示す。

表5-1-2 試験流域の流域条件

		白坂	数成	穴の宮
流域面積	h a	88.5	109.5	13.9
起伏量比	%	18.93	3.98	7.17
エロケーション比		0.804	0.798	0.956
地質指標	WGI	2.97	5.53	3.00
森林指標	WFI	2.91	3.36	4.06
開発指標	WDI	0.18	3.78	0.0
水文指標	WTI	6.06	12.67	7.06

地形要因も流出特性に影響を及ぼすので水文指標だけからの予測は偏りもあると思われるが、この数字で見ると数成が高水調節にとって好ましくない地質条件・地表状況を呈していると予測できる。それに次いで穴の宮が挙げられ、白坂は最も高水調節が期待できる流域と見られる。

第2節 流域条件に基づいた流出モデルの構成

(1) 流出モデルの原型

流域条件に基づいたハイドログラフの推定法に関しては次項で述べるが、これは既に開発された手法^{(10),(11),(12),(13)}を踏襲することにした。ここで参照するモデルを原型として第3章で述べたモデルの構造の一部が決定された。可能最大貯留量による有効雨量の計算と単位応答関数の求め方は、本論文のモデルと原型のモデルとで同一である。ここで特に原型のモデルに言及するのは、流域条件からハイドログラフを推定する際に、モデルのパラメータを推定する手法を本論文においても同様に応用できると考えたためである。前節で示したとおり、流域条件として流域水文指標WTI、流域面積A [km²]、起伏量比RR [%]、エロゲンション比ERの4つを考え、総雨量P [mm]、出水前の流域の湿潤状態を表わす初期流量レートq。 [mm/h r] を合わせて合計6つの独立変数によりモデルのパラメータを決定する。原型のモデルで決定する必要のあるパラメータは可能最大貯留量S [mm]と単位応答関数のピーク流量Up [mm/h r]、基底流出の出水時の増加率BS [mm/h r²]である。原型のモデルではこの3種のパラメータを目的変数とし、流域条件と高水前の湿潤状態あるいは降雨の大きさを示す6つの変数を説明変数とし、3つの重回帰式により変数間の関係が求められている。この回帰式は木曾川水系の9流域35高水例をとおして検討が加えられたものである。回帰式は原型のモデルに対して以下のように与えられている。

(i) 可能最大貯留量S [mm]

$$S = 1.13 * 10^4 \cdot RR^{-0.13} \cdot WTI^{-1.89} \cdot q^{-0.35} \quad (5-2-1)$$

ただし、原型のモデルでは初期損失を考慮していない。

(ii) 単位応答関数のピーク流量 U_p [mm/hr]

$$U_p = 2.3 * 10^{-3} A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} \cdot P^{0.55} \quad (5-2-2)$$

ただし、 P は連続降雨の総量である。

(iii) 基底流出の出水時の増加率 B_s [mm/hr²]

$$B_s = 7.452 * 10^{-5} A^{0.82} \cdot ER^{0.85} \cdot P^{0.82} \quad (5-2-3)$$

(2) モデルのパラメータの決定

対象を東京大学愛知演習林の白坂・数成・穴の宮の高水例とする。第3章では10分単位の資料を取り扱った。本章では原型のモデルとの対応を考えるうえで資料を1時間単位に丸めることにした。取り扱った高水例は第3章のものと全く同じである。3つの試験流域についてはモデルのパラメータは既に第3章で求めた。単位応答関数の形状に関するパラメータ U_p を除いては取り扱う時間単位が変わろうともパラメータの値に変更はない。まず、パラメータの値に変更が予想される単位応答関数について考えていこう。

(i) 単位応答関数

1時間単位の再編成された降雨・流量資料に対して、流出モデルをあてはめ、実測値と推算値が適合するようにキャリブレーションを行なって単位応答関数のピーク流量 U_p [mm/hr] を求めた結果が表5-2-1である。他のパラメータは資料の単位時間を変更することによって影響を受けないので第3章で求めた値を用いる。

時間単位が10分から1時間に変わることによって、単位応答関数の形状が変わる様子を次のように考える。図5-2-1(a)は10分間に1mmの降雨があった場合の単位応答関数である。(b)は1時間に1mm均一に降雨がある場合の流出の様子である。同じ流域でも資料の単位時間を丸めることにより、このように単位応答関数のピーク流量 U_p は U_p' へと減少することになる。前章で10分単位の資料を扱い、その単位応答関数を求めた。また、本章では表5-2-1に示したとおり1時間単位の資料に対する単位応答関数を求めた。両者の関係は図5-2-1に示した関係に従うことを以下に検討してみよう。

表5-2-1 1時間単位水文資料に対する単位応答関数のピーク値

単位：[mm/hr]

高水No.	白坂	数成	穴の宮
1	0.25	0.75	1.25
2	0.80	0.75	1.00
3	****	0.65	4.00
4	0.30	0.50	1.50
5	0.22	0.50	1.20
6	****	1.05	1.20
7	1.00	1.20	1.00
8	0.75	****	****
9	0.75	1.20	1.50
10	0.80	0.75	0.80
11	****	0.75	2.00
12	0.50	0.50	1.00
13	0.38	0.75	1.15
14	0.40	0.75	1.00
15	0.60	****	1.00
16	----	****	2.30
17	----	0.80	----
平均	0.56	0.78	1.46

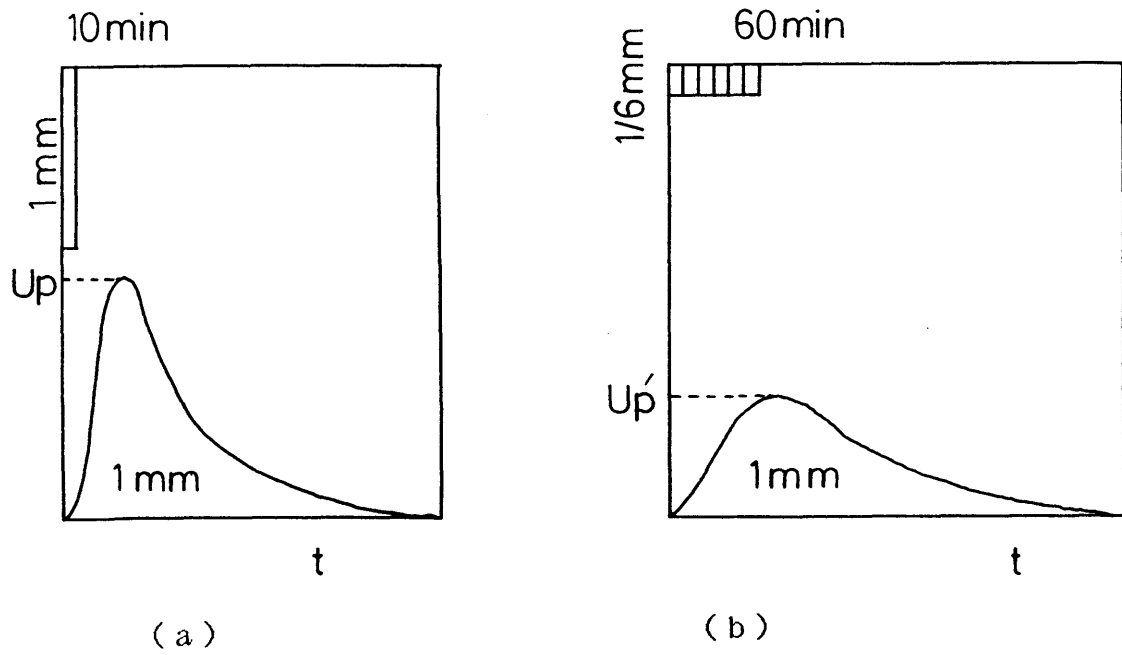


図5-2-1 解析の単位時間の違いに対応した単位応答関数の相違

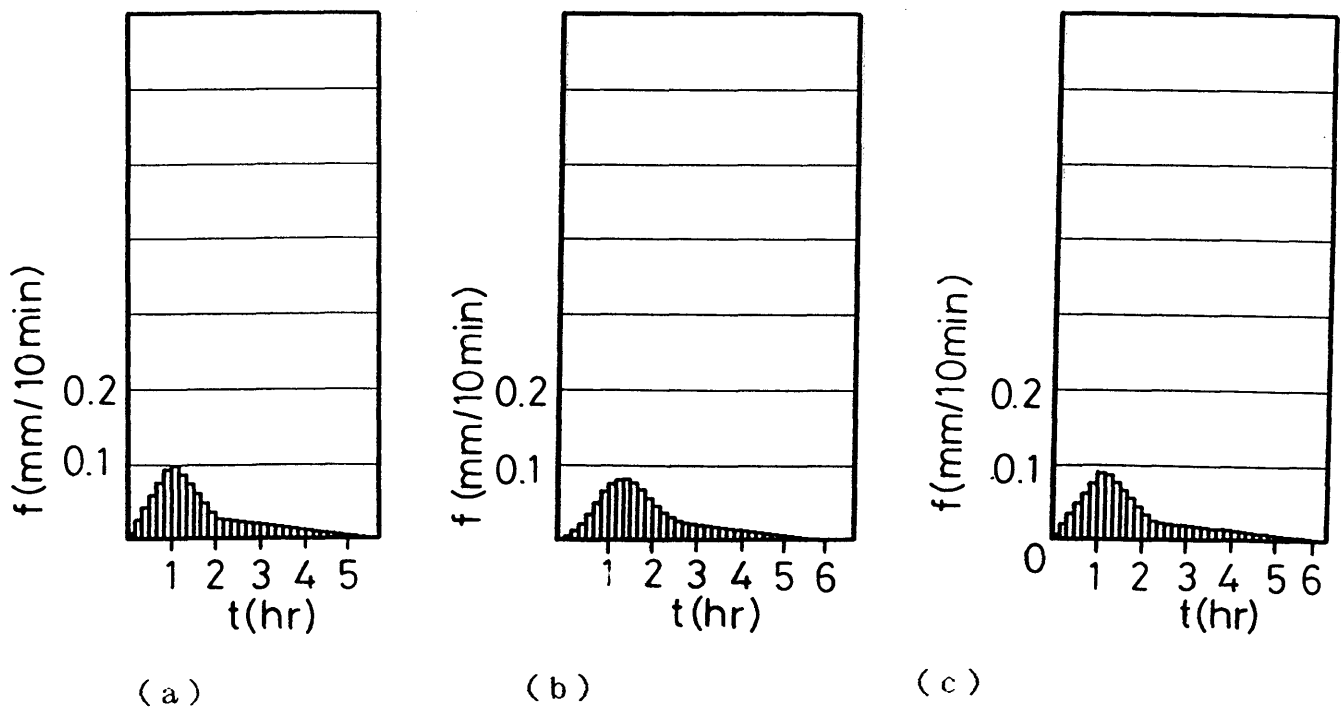
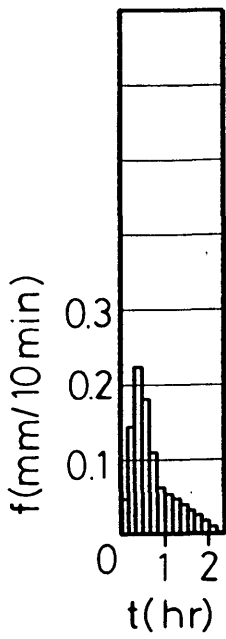


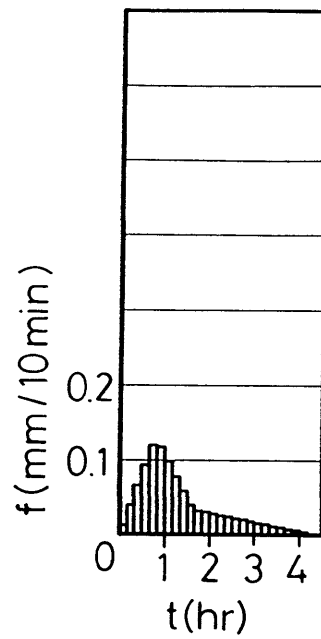
図5-2-2 白坂の単位応答関数



(a)

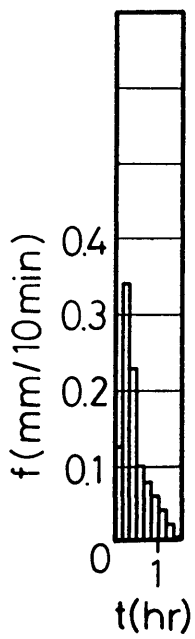


(b)

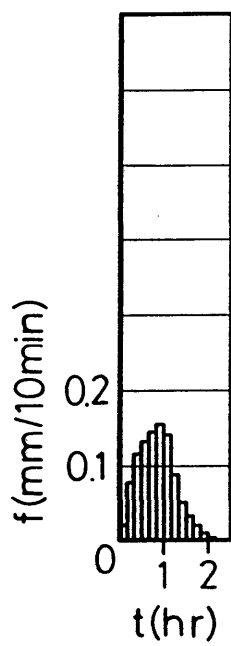


(c)

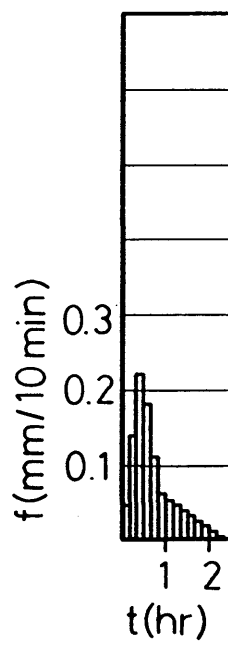
図5-2-3 数成の単位応答関数



(a)



(b)



(c)

図5-2-4 穴の宮の単位応答関数

図5-2-2、図5-2-3、図5-2-4にそれぞれ白坂・数成・穴の宮の場合について単位時間が10分から1時間に変わることにより単位応答関数に変換される様子を示している。(a)は10分単位の資料に対応する単位応答関数であり、(b)は10分間に1/6mmの降雨が1時間継続した場合の直接流出ハイドログラフである。(c)は1時間単位の資料に対応した単位応答関数である。

白坂に関しては10分間資料に対応した単位応答関数(a)から合成されたハイドログラフ(b)と1時間単位の資料に対応した単位応答関数がみごとに一致している。数成においても(b)、(c)はほぼ一致している。穴の宮において多少の不一致が生じている。(b)は(c)よりピーク流量が低く、ピークの発生時刻も遅いが裾の部分形成する中間流出が早く終了するという歪な形となった。このような相違は小流域での単位図の取り扱い方の難しさを物語っていると思われる。

1時間単位の資料から求めた単位応答関数の形状は図5-2-2～図5-2-4の(c)に示した形を以て代表値と定めることとする。各々に対応するU_pの値は表5-2-1中の平均値をもってあてた。

流域条件からモデルのパラメータを求める式は原型のモデルで用いられた(5-2-2)式、即ち

$$U_p = 2.3 \times 10^{-3} \cdot A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} \cdot P^{0.55}$$

を応用する。ただし、この式は総降雨量Pが独立変数として取り入れられているが、^{第3}章で総降雨量Pと単位応答関数U_pに相関関係を見いだすことができなかつたこと(表³-2-4(a)、(b)、(c))や、降雨終了後に定まる総降雨量Pが降雨期間中に用い

られる単位応答関数のピーク流量 U_p を決定する独立変数であるという不合理などから P を独立変数から外すこととした。しかし、豪雨を対象として適合度を考え、かつ表 5-2-1 に示した平均的な U_p の値に近づくよう $P = 200 \text{ mm}$ を代入して

$$U_p = 3.6 * 10^{-2} \cdot A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} \quad (5-2-4)$$

を得る。表 5-1-2 の流域条件を代表する各変数の値を (5-2-4) 式に代入して白坂で $U_p = 0.78 \text{ mm/hr}$ 、数成で 0.79 mm/hr 、穴の宮で 1.40 mm/hr を得るが、白坂で過大な値となった。

(ii) 初期損失

流域の湿潤状態を示す降雨前の流量レート q 。 [mm/day] によって最大初期損失量 L_f [mm] が決定され、その L_f をパラメータとして雨量から初期損失が定まる。流域には、流域の湿潤状態から独立した最大初期損失指標 I_f [$\text{mm}^{\frac{3}{2}} \text{ day}^{-\frac{1}{2}}$] が固有に与えられているという考えのもとに I_f を流域条件から定める方法を提案する。初期損失は流域面積や流域の形状や傾斜に支配されることは少ないと考えてよいであろう。するとそれは流域の地質や地表状態にのみ依存するであろう。即ち、最大初期損失指標 I_f は流域水文指標 WTI のみの関数として表現することが適当と判断される。1935年から1938年の間の高水解析から求めた平均的な I_f の値 [$^2 - 2 - c$] にほぼ近似できるよう I_f の推定式をつぎのように提案する。

$$I_f = 3.0 * 10^2 \cdot WTI^{-1} \quad (5-2-5)$$

(2-2-17) 式を適用して次式を得る。 $T = T = 1$, q_c は mm/hr

$$L f = 6.12 * 10^{-1} \cdot W T I^{-1} \cdot q_c^{-0.5} \quad (5-2-6)$$

表5-1-2中の流域水文指標WTIを用いて、最大初期損失指標Ifを求めると、白坂で $49.5 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ da y}^{-\frac{1}{2}}$ 、数成で $23.7 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ da y}^{-\frac{1}{2}}$ 、穴の宮で $42.5 \text{ mm}^{\frac{3}{2}} \text{ da y}^{-\frac{1}{2}}$ となり穴の宮で過大な値となった。

(iii) 有効雨量

可能最大貯留量S [mm] をパラメータとして流出可能雨量Pdから有効雨量Peを求めることができる。流域条件からSを求める手法は原型のモデルで適用された式を用いる。即ち、

$$S = 1.13 * 10^4 \cdot R R^{-0.13} \cdot W T I^{-1.89} \cdot q_c^{-0.35} \quad (5-2-1)$$

原型のモデルでは流出可能雨量からではなく、直接に雨量からSを用いて有効雨量を求めている。豪雨を対象とする場合、初期損失がハイドログラフの形状に影響を及ぼす割合が低くなる。さて(5-2-1)式は初期流量 q_c [mm/hr] に応じて変化する量であるが可能最大貯留指標 I_{sc} [$\text{mm}^{1.35} \cdot \text{hr}^{-0.35}$] を次のように定義する。

$$I_{sc} = S \cdot q_c^{0.35} \quad (5-2-7)$$

前章で解析の対象とした高水例で I_{sc} を求めた結果が表 3-2-4 (a)、(b)、(c) に示してある。流域毎に I_{sc} は一定値を取るはずであるが、ばらつきは大きい。しかし、その平均値をもって流域の代表値とする。それは白坂で $239 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、数成で $80 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、穴の宮で $151 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ となった。(5-2-1) 式と (5-2-7) 式より

$$I_{sc} = 1.13 * 10^{1.4} \cdot RR^{-0.13} \cdot WTI^{-1.22} \quad (5-2-8)$$

となる。表 5-1-2 の条件を (5-2-8) 式に代入すると、白坂で I_{sc} は $254 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、数成で $76 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、穴の宮で $218 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ となり、穴の宮で多少過大な値となる。

(iv) 基底流出

地下水かん養量のうち被圧帯水層へのかん養量の配分比 D は第 4 章の解析の対象とした高水例では平均値が白坂で 0.05、数成で 0.19、穴の宮で 0.12 であった。被圧帯水層へのかん養量の配分比 D は土壌層が豊であったり河道堆積物の分布が多い流域では低いと予測される点、流域面積が大きければ地下深部からの湧水即ち被圧帯水層起源の地下水が多くなると予測される点を考えて

$$D = 1.0 * 10^{-2} \cdot WTI \cdot A^{0.2} \quad (5-2-9)$$

を提案する。(5-2-9) 式を用いて表 5-1-2 の流域条件により被圧帯水層へのかん養量の配分比を求めると、白坂で 0.06、数成で 0.13、穴の宮で 0.05 となり、

数成・穴の宮で過小となった。また、被圧地下水・不圧地下水の逓減係数は次のように一律に定めた。

$$\text{被圧逓減係数 } A_c : 0.15 \text{ hr}^{-1}$$

$$\text{不圧逓減係数 } A_u : 0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$$

流域条件からハイドログラフを推定することがこれで可能になった。この手法は2つの部分からなる。即ち、1つは流域条件からモデルのパラメータを決定する部分、他の1つはそのパラメータから降雨を入力としてハイドログラフを推算する部分である。後者の中心的な過程である単位応答関数の形状が2つの3角形からなるのでDT (double triangle) モデルと呼ばれるが、この手法に対してもその調整形という意味でADT (arranged double triangle) モデルと呼ぶことにする。

第3節 モデルの適合性

(1) 適合度

前節で提案したパラメータの推定法に従い降雨から流量を推算する。実測値との適合度を検討していくが、誤差を数値で客観化せずに目で見ても適合度を相対的に判断し段階的に良否を表示して行くことにする。表5-3-1に流域条件から推定されたパラメータを示した。このパラメータを用いて各高水例にあてはめ、推算したハイドログラフの例を実測値と比較して図5-3-1（白坂）、図5-3-2（数成）、図5-3-3（穴の宮）に4例ずつ示した。これらは適合度の良好なものを選んで示した。適合度を段階的にA（良好）、B（普通）、C（劣悪）に分け、各高水例に対する推算の成績を表5-3-2に示した。穴の宮で良好な適合度を示した例が少ない。これは流域水文指標WTIが過小に与えられたためとも考えられる。

また、表5-3-2に総降雨量P [mm]を併記した。総降雨量50mm以下の場合が10例あるが、「普通（B）」という評価を与えられたものは1例のみで残りの9例は「劣悪（C）」の評価である。120mm以上の降雨も10例あるが「劣悪（B）」の評価はなく、「良好（A）」の評価のものが3例入っている。

適合度に関して次のことが言える。

- ① 中小降雨に対する適合度はいずれの流域においても低い。
- ② 基底流出に関してはほとんどの場合で良好な結果がえられた。ただし、長くても70時間程度の変動に関する判断である。
- ③ 穴の宮での適合度は低い。

①に関してはモデルの構造にかかわる問題である。即ち、これは初期損失や地下水へのかん養の割合が降雨の初期で大きく計算されるという（3-2-50）式、（3-2-53

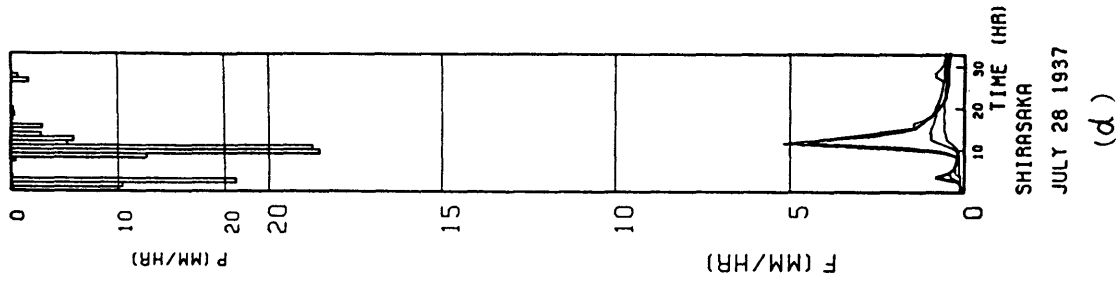
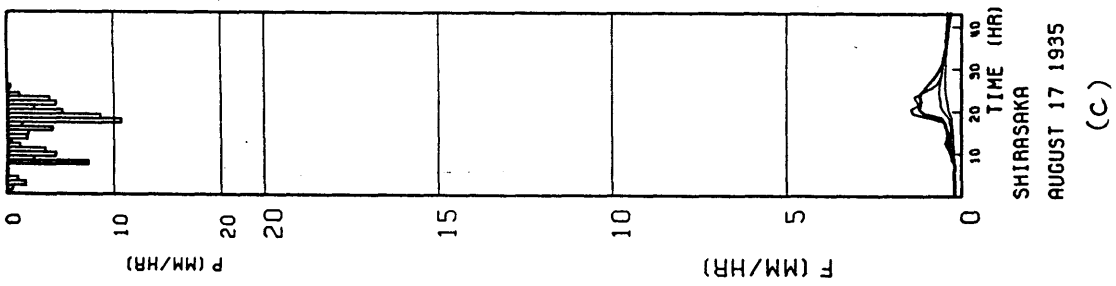
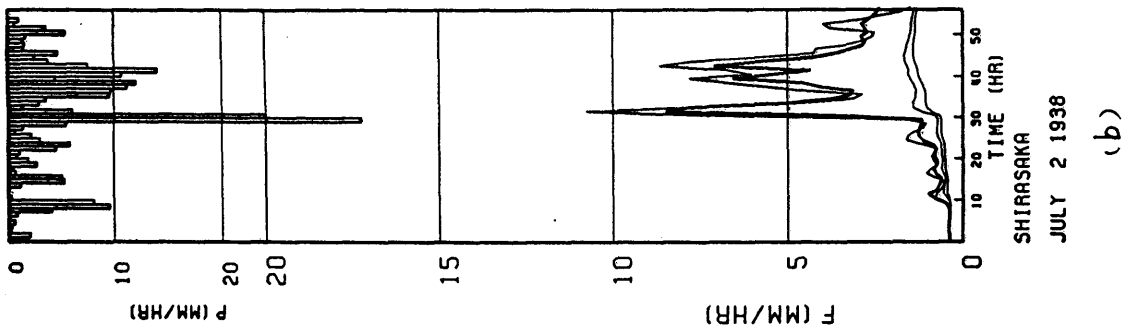
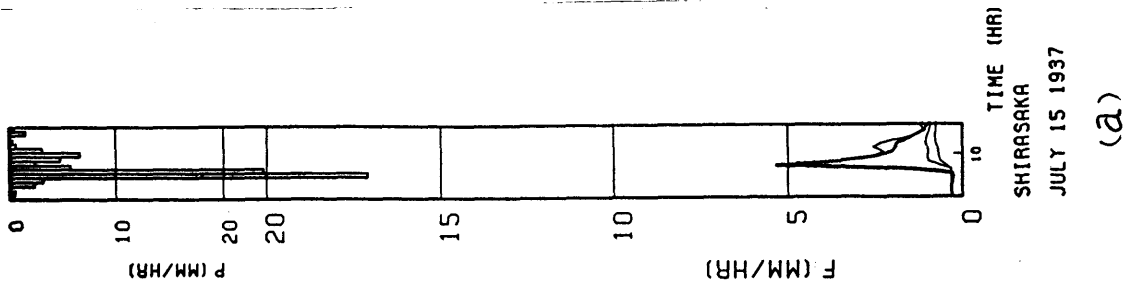


図 5-3-1 白坂流域の流出の予測

Note: 太線: 実測値, 細線: 計算値 (最下段: 不透地下水, 中段: 基底流出)

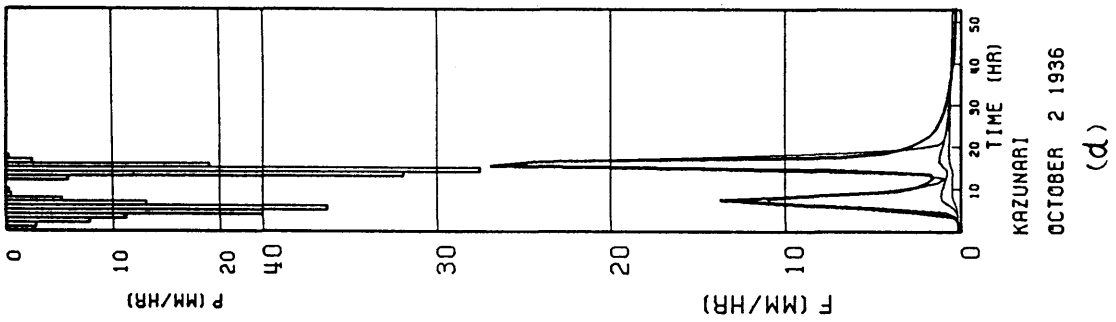
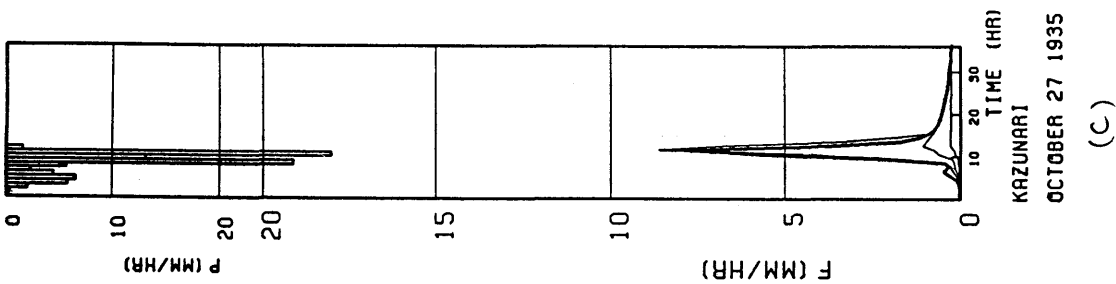
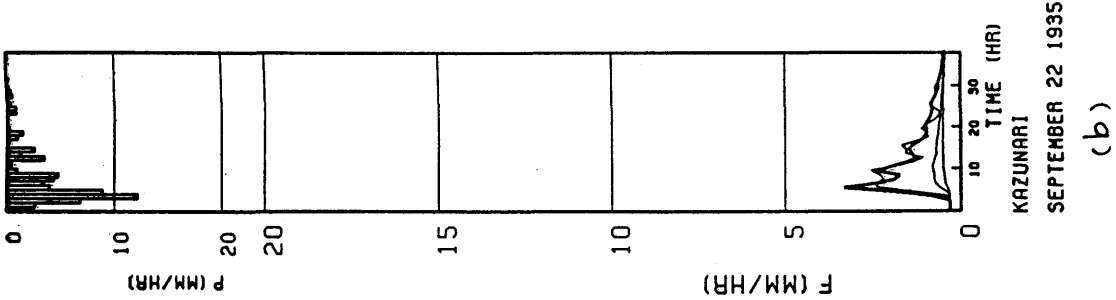
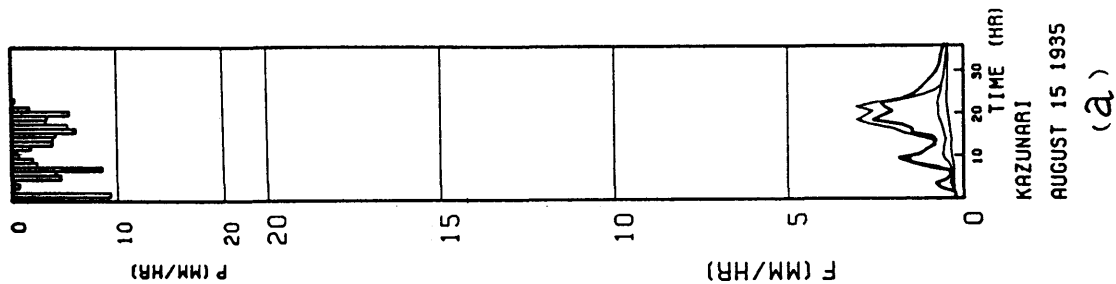
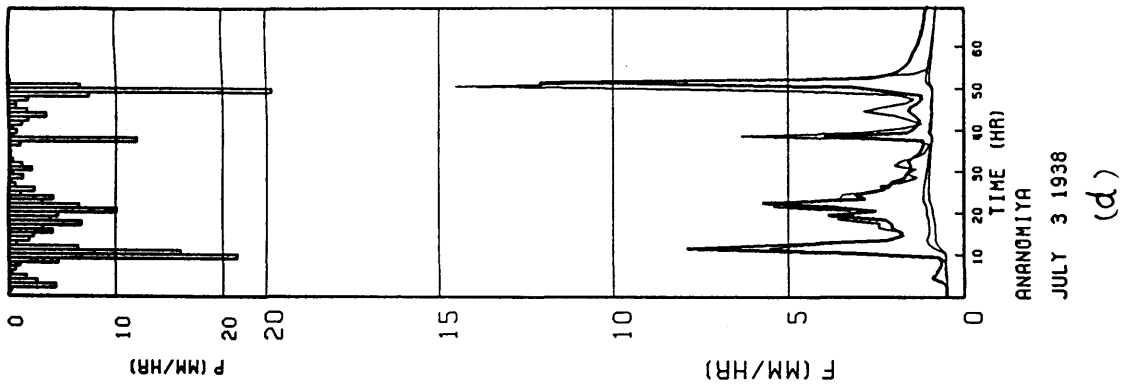
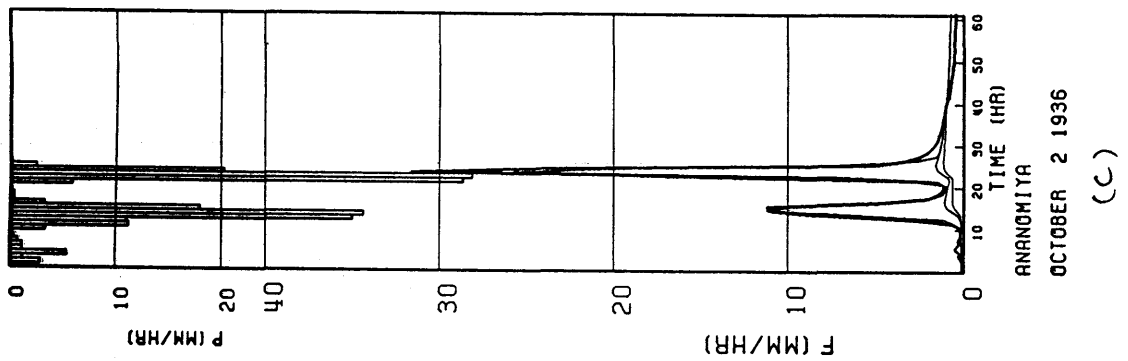
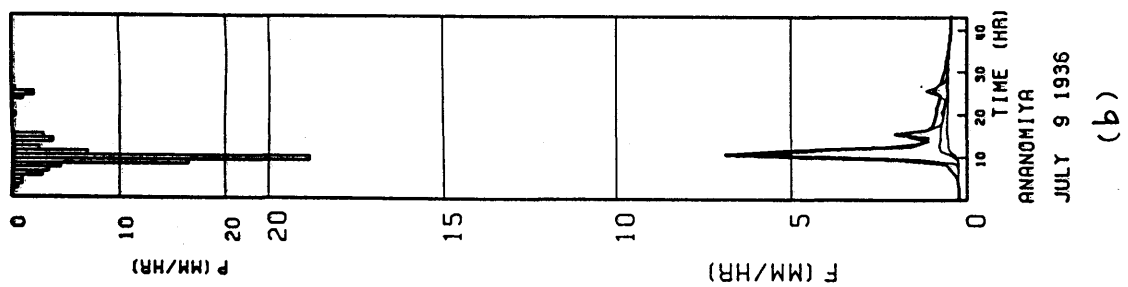
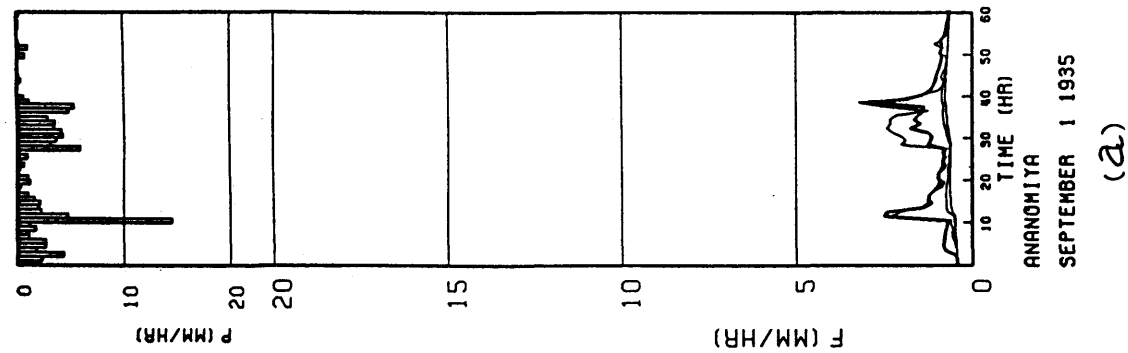


図 5-3-2 数成流域の流出の予測

Note: 太線: 実測値, 細線: 計算値 (最下段: 不在地下水, 中段: 基底流出)



5-3-3 穴宮流域の流出の予測

Note: 太線: 実測値, 細線: 計算値 (最下段: 不圧地下水, 中段: 基底流出)

) 式が原因となっていると考えられる。中小降雨に対しては初期損失の比率が相対的に大きく、初期損失の算定の狂いはハイドログラフの形状を大きく変えてしまう可能性がある。可能最大貯留量により決定される有効雨量の推定法（地下水かん養量の推定法）も同じ効果を中小降雨に対してもっている。流域条件からハイドログラフを推定する手法は原型のモデルにおいても大雨を対象にパラメータの推定式が決定されているので、中小降雨に対する適合度の低さについてはやむを得ぬ状況ともいえる。②に関しては対象とする資料の継続期間内では地下水の算定結果の適否を論ずることはできないが、3つの試験流域の分析から得られた逓減係数やかん養量の配分率かそれに近い値を用いているので良好な結果が得られたのは当然と言える。③については穴の宮の流域水文指標WTIを過小に定めたためと思われる。WTIを大きく与えると最大初期損失指標I_fや可能最大貯留指標I_{sc}、地下水かん養量の配分率Dは全て改善の方向に向かうことは前節の結果より明らかである。

表5-3-1 流域条件から推定されたパラメータ

	白坂	数成	穴の宮
U _p [mm/hr]	0.78	0.79	1.40
I _f [mm ^{3/2} day ^{-1/2}]	49.5	23.7	42.5
I _{sc} [mm ^{1.95} hr ^{-0.95}]	254	76	218
D	0.06	0.13	0.06
A _c [hr ⁻¹]	0.15	0.15	0.15
A _u [mm ^{-1/2} hr ^{-1/2}]	0.007	0.007	0.007

表5-3-2 試験流域におけるADTモデルの適合度

No.	白坂		数成		穴の宮	
	適合度	P [mm]	適合度	P [mm]	適合度	P [mm]
1	A	68.8	B	72.6	B	108.1
2	B	154.4	A	99.0	C	24.5
3	*	****	C	18.1	C	98.1
4	C	105.5	A	62.2	B	96.1
5	A	69.8	B	54.1	B	79.2
6	*	****	C	48.5	B	77.0
7	A	88.0	C	34.5	A	238.6
8	A	121.0	*	****	*	****
9	B	43.1	B	66.4	C	38.8
10	B	246.2	A	203.6	C	54.2
11	*	****	B	97.8	*	****
12	C	86.7	B	53.7	B	184.9
13	B	149.0	C	32.0	C	67.1
14	C	100.9	C	42.7	C	16.6
15	C	18.6	*	****	C	92.0
16	-	-----	*	****	B	92.3
17	-	-----	A	52.7	-	-----

Note: A:良好、B:普通、C:劣悪

(2) 感度分析

降雨を $p(\tau)$ 、時間を t 、流量を $Q(t)$ とする。また、単位応答関数のピーク値 U_p 、最大初期損失指標 I_f 、可能最大貯留指標 I_{sc} 、地下水かん養量の被圧帯水層への配分比 D 、被圧地下水・不圧地下水の透減係数 A_c 、 A_u 、実測の初期流量レートを q_0 とすると流量 $Q(t)$ は

$$Q(t) = f(P(\tau), q_0, t, U_p, I_f, I_{sc}, D, A_c, A_u) \quad (5-3-1)$$

となる。ここで、 U_p 、 I_f 、 I_{sc} 、 D は流域水文指標 WTI 、流域面積 A 、起伏量比 RR 、エロンゲーション比 ER の関数であり、 A_c 、 A_u は定数として固定すると (5-3-1) 式は

$$Q(t) = g(p(\tau), t, q_0, WTI, A, RR, ER) \quad (5-3-2)$$

となる。これによってパラメータとして流域の湿潤状態を表わす q_0 、流域条件に関する WTI 、 A 、 RR 、 ER が位置付けられている。このパラメータを順に x_1 、 x_2 、 x_3 、 x_4 、 x_5 と書く。そして特定の x_i 、例えば 1935 年 9 月 1 日における白坂流域の値を \tilde{x}_i ($i = 1, 2, \dots, 5$) とする。 \tilde{x}_i によって相対化された x_i を x_{i*} とする。即ち、

$$x_{i*} = x_i / \tilde{x}_i \quad (5-3-3)$$

(5-3-3) 式を (5-3-2) 式に代入して

$$Q(t) = g^*(p(\tau), t, x_{1*}, x_{2*}, \dots, x_{5*}) \quad (5-3-4)$$

パラメータ x_i の感度 S_i を次のように定義する。

$$S_i(t) = (\partial Q / \partial x_{i*}) \cdot dx_{i*} \quad (i = 1, \dots, 5) \quad (5-3-5)$$

さて、モデルによるハイドログラフの推算は解析的な手法ではないので数値的に感度を与える方法を考える。

$$S_i(t) \doteq [\{ g^*(x_{i*}) - g^*(x_{i*} - \Delta x_{i*}) \} / \Delta x_{i*}] \Delta x_{i*} \quad (5-3-6)$$

Δx_{i*} として 1% を考え、それに対する応答 $S_i(t)$ を 1% 感度と呼ぶことにする。1% 感度をピーク流量レートとハイドログラフ全体の変化という 2 つの観点から考え、パラメータの重要度をチェックすることにしたい。先ず、ピーク流量レートに関する感度については次のように求める。ピーク流量レートが

$$Q_{\max} = g_{\max}(p(\tau), t, x_{1*}, x_{2*}, \dots, x_{5*}) \quad (5-3-7)$$

で与えられるとすると、ピーク流量レートに関する x_i の 1% 感度 $S_{i\max}$ は

$$S_{i\max} = | g_{\max}(\dots, x_{i*}, \dots) - g_{\max}(\dots, 0.99 x_{i*}, \dots) | \quad (5-3-8)$$

次にハイドログラフ全体の変化に関する感度については以下のとおりである。ハイドログラフが0～Tまで続くとする。時間単位を Δt とし $T = n \Delta t$ とすると、ハイドログラフ全体の変化に関する1%感度 S_i は

$$Q(t) = g^* (p(\tau), k \Delta t, x_1^*, x_2^*, \dots, x_5^*) \quad (5-3-9)$$

とすると次のように表わせる。

$$S_i = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \| g^*(\dots, k \Delta t, \dots, x_i^*, \dots) - g^*(\dots, k \Delta t, \dots, 0.99 x_i^*, \dots) \| / n \quad (5-3-10)$$

結果は表5-3-1に示した。高水例は各流域で2例ずつ実測値との適合度の高かったものを選んだ。各流域でのパラメータは表5-1-2に示したものである。すべての例に共通して次のことが指摘できる。

- ① 感度は低い順に示すと流域面積A、起伏量比RR、エロンゲーション比ER、流域水文指標WTIとなる。
- ② 流域水文指標WTIに対して流域面積Aは1/100程度の感度しか持たない。
- ③ ピーク流量に対する感度 S_{max} とハイドログラフ全体に対する感度Sは、特定の高水例に関していずれのパラメータに対しても同じ比率で現われる。即ち、感度は S_{max} とSのいずれで判定しても結果は同じである。

感度分析は感度の極端に低いパラメータを発見し、モデルからそのパラメータをはずしモデルの構造を簡略化するために有用である。そういう意味で流域面積Aは解析の対象と

した試験流域程度の大きさ（ $0.1 \sim 1 \text{ km}^2$ ）であれば、ハイドログラフの推算にとって重要度が低く無視することも可能である。しかし、大流域（ 100 km^2 以上）の資料に対して原型のモデルで感度分析を行なったが、この場合は起伏量比よりも流域面積の感度が高く無視し得ないという結果を得ている。次章で大流域の資料に対するモデルの応用を試みるが、モデルの汎用性を考えるなら流域面積Aをパラメータとして残しておく必要がある。

表5-3-1 各パラメータの1%感度（単位：mm/hr）

流域	高水No.	A		RR		ER		WTI	
		S_{max}	S	S_{max}	S	S_{max}	S	S_{max}	S
白坂	1	0.0004	0.0000	0.0008	0.0010	0.0023	0.0100	0.0075	0.0220
	8	0.0013	0.0040	0.0045	0.0190	0.0133	0.0470	0.0270	0.1200
数成	2	0.0025	0.0090	0.0091	0.0420	0.0281	0.1190	0.0402	0.2000
	10	0.0058	0.0200	0.0219	0.0829	0.0701	0.2500	0.0710	0.2990
穴宮	6	0.0005	0.0020	0.0031	0.0170	0.0091	0.0440	0.0217	0.1240
	7	0.0022	0.0070	0.0118	0.0490	0.0373	0.1301	0.0634	0.2930

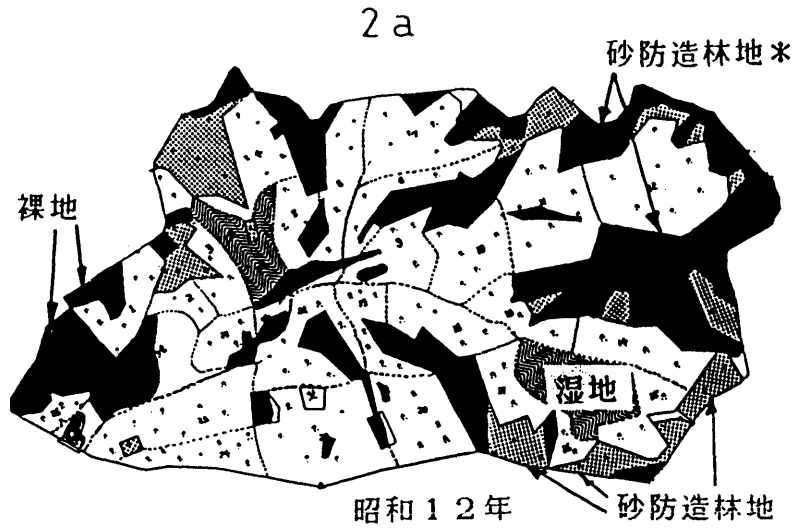
第4節 モデルの応用

(1) 穴の宮流域の林相の変遷と流出の変化

愛知演習林の各流域は昭和初年より観測が開始され現在も観測が続けられている。本論文で取り扱った3流域のうち数成は1945年で観測が終了していること、白坂は林相の変化がさほど顕著でないことに比較して穴の宮は、観測初期に多くの裸地が分布していたが、初期の積極的な砂防造林が効を奏して現在は比較的良好な林相を呈している。その変遷の様子を図5-4-1に示した。1953年(昭和28年)と1979年(昭和54年)に植生調査が実施され林相図が作成されている。また、1937年(昭和12年)の航空写真から裸地の分布が明確に読み取れるが、これを植生図に準じて(a)のように表示することができる。図から明らかなように穴の宮流域で、1937年、1953年、1979年と年月の経過に応じて林相の良好化が進んだことが理解できる。一方、流出の変化を先ず長期流出に関して分析する。⁽²²⁾日単位の水文資料に関する分析にタンクモデルを適用する。資料は表5-4-1に示したとおり1941年から1976年までの36年間資料を3年間で1期とし12期に分け、各々M1, M2, … M12期と名付ける。各期間内で日雨量・日蒸発量(パンによる測定値)を用いる。それぞれの3年間の合計をP [mm], F [mm], E [mm]とする。3年間での消失量Lは

$$L = P - F \quad (5-4-1)$$

そこでパンによる測定蒸発量と消失量の比を $R (= L/E)$ として推定の日蒸発散量 \tilde{e}_i [mm/day]を次式で求める。ただし、 e_i [mm/day]はパンによる観測値である。



*：砂防造林地内であるが裸地状を呈する

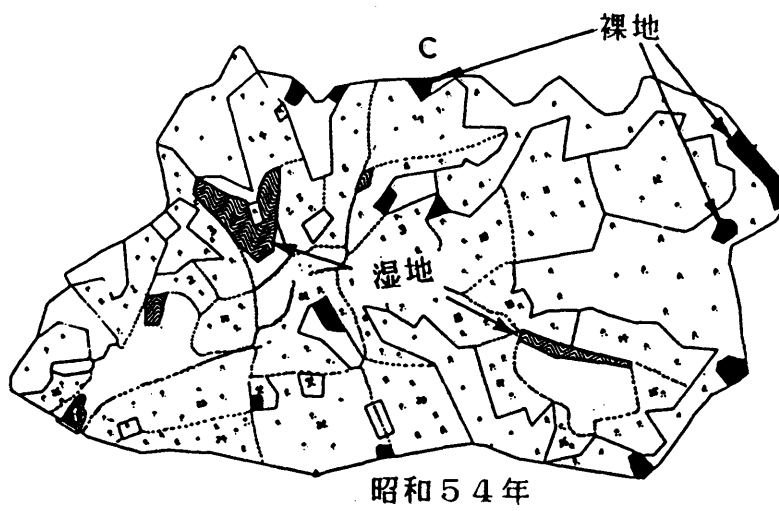
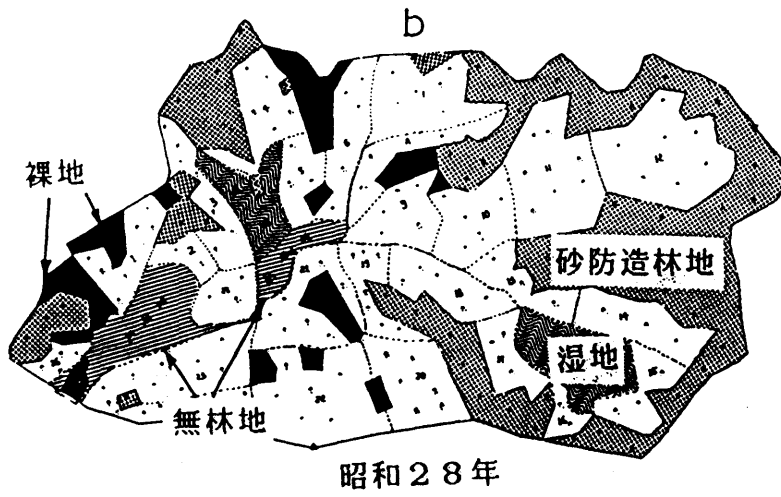


図5-4-1 穴の宮流域の林相の変遷

表5-4-1 解析期間内の水文諸量

解析期間内の雨量・消失量・蒸発量

コード	年	p (mm)	P (mm)	L (mm)	E (mm)	R
	1941	2046.4				
M 1	1942	1355.9	4759	2032	4149	0.490
	1943	1356.6				
	1944	1218.2				
M 2	1945	2051.9	4932	2168	4154	0.522
	1946	1661.5				
	1947	1244.4				
M 3	1948	1472.2	4552	2055	3760	0.547
	1949	1835.7				
	1950	1782.0				
M 4	1951	1632.3	5309	1880	2956	0.636
	1952	1895.0				
	1953	1888.8				
M 5	1954	1772.6	5064	1926	3150	0.612
	1955	1403.0				
	1956	1911.1				
M 6	1957	2016.0	5424	1870	3037	0.616
	1958	1497.0				
	1959	1949.1				
M 7	1960	1359.5	4913	2142	3410	0.628
	1961	1604.8				
	1962	1449.7				
M 8	1963	1386.6	4183	2165	3542	0.611
	1964	1346.5				
	1965	1604.5				
M 9	1966	1647.4	4838	2216	3795	0.584
	1967	1585.8				
	1968	1522.6				
M 1 0	1969	1583.9	4921	1731	3451	0.501
	1970	1814.3				
	1971	1809.7				
M 1 1	1972	1960.2	5004	1702	3312	0.514
	1973	1233.9				
	1974	1983.8				
M 1 2	1975	1806.4	5751	1861	2868	0.649
	1976	2160.5				

注： p：年雨量， P：3年間雨量，
L：3年間消失量， E：3年間蒸発量

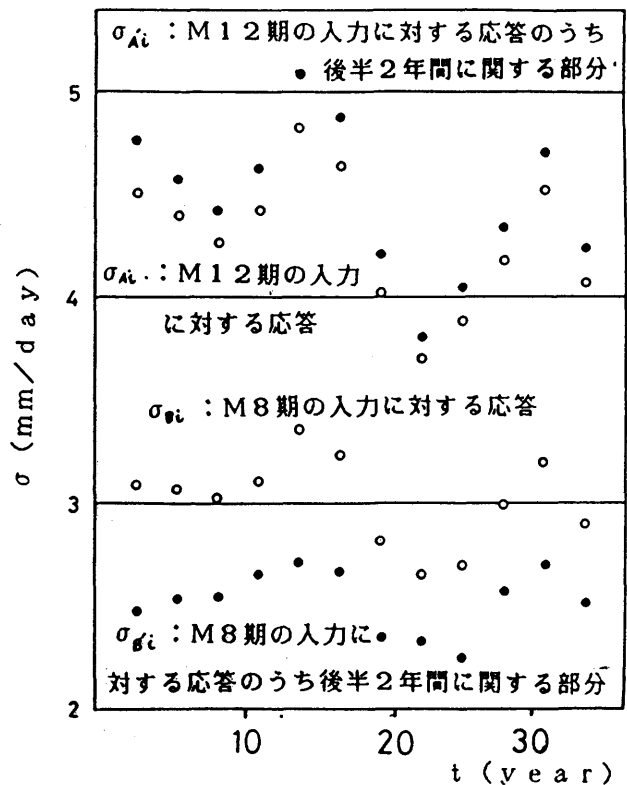


図5-4-2 流出の平準化作用の経年変化

$$\tilde{e}_i = e_i \cdot R \quad (5-4-2)$$

タンクモデルは直列貯留型の4段タンクモデルを用いる。ここでは流出可能雨量の概念を用いずに上式のように日蒸発量をパンによる蒸発量から推定した。

各期間毎に基準化パウウェル法により16個のパラメータ（図2-2-11で最上段タンクの下側流出孔の高さがパラメータとして加わる。）を決定する。すると36年間で12のパラメータ群が求まるが、これは林相の良好化に伴う流出特性の変化を反映していると思われる。同一の降雨を入力として与え、12のパラメータ群により再生される12のハイドログラフの標準偏差をもって流出の平準化の指標とする。M8期（寡雨期間）、M12期（多雨期間）を入力として流出の平準化の進展の様子を図5-4-2に示した。標準偏差が低いほど流出の平準化が進んでいることになる。かなりの変動はあるが36年間で林相の良好化に伴い流出の平準化が進んだと考えてよさそうである。

次に高水流出に関する同様の解析結果を示す。流出モデルとしてはキネマティック・ウェイブ法が用いられているが、タンクモデルの場合と同様に時期毎に同定したパラメータはその時期の流出特性を反映していると考えられる。特定の降雨に対して時期別のパラメータによって推算されたハイドログラフを比較すると図5-4-3のようになる。中期（1934～1938年）と後期（1973～1980年）でピーク流量が半減する程になっている。長期流出でも流出の平準化を認めたが、10分単位の短期流出ではさらに明確に林相の良好化に伴う高水流出の緩和を確認できたことになる。

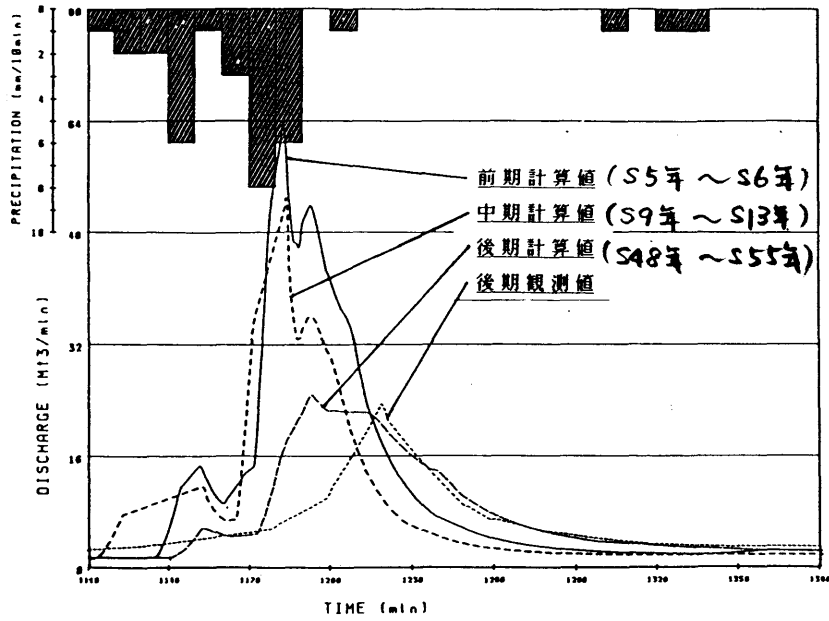


図5-4-3 キネマティックウェイブ法による [実戸:「植生の変化が洪水流出に
及ぼす影響について」より転載]
林相の変化に伴う流出のシミュレーション (入力は1977年11月の降雨)

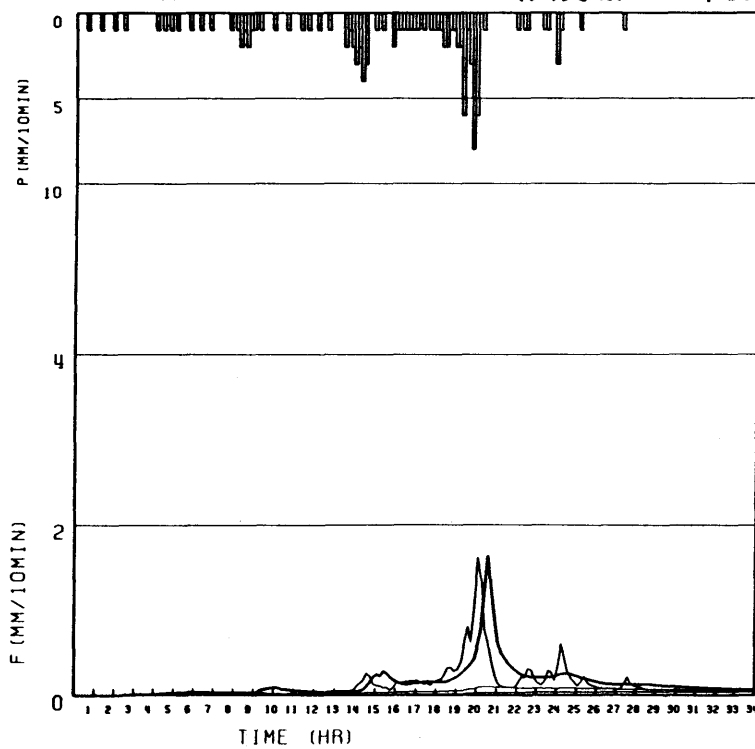


図5-4-4 ADTモデルの穴の宮流域高水例(1977年)への応用

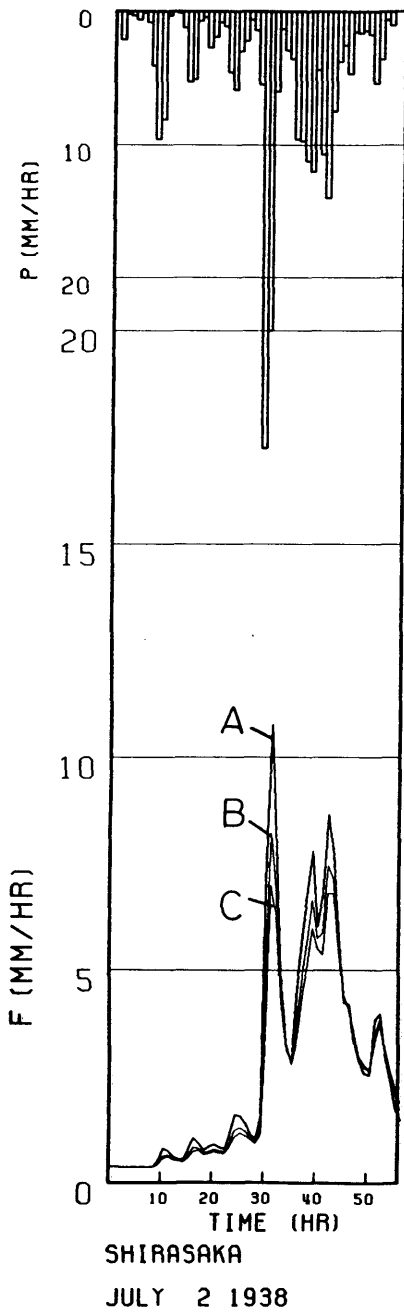
Note: 太線 実測値, 細線 計算値

さて、流域条件からハイドログラフを推算するA D Tモデルでは、同一流域の地表状況の変化を追う場合には流域水文指標W T Iだけを論ずればよい。図5-4-3と同一の出水例をA D Tモデルで取り扱ったのが図5-4-4である。図5-4-4の推算ハイドログラフの単位応答関数のピーク値は10分単位の推算法に合わせて(5-2-4)式から求まるU_pの値の1.64倍とした後期の実測値との適合を図るには流域水文指標W T Iに12を与える必要がある。図5-4-3に示された中期(1934~1938年)での推算ハイドログラフに適合させるにはA D Tモデルの流域水文指標W T Iに16を与える必要がある。逆にいうと、40年間の年月の経過によって林相が改良され流出が緩和されたが、それを流域水文指標W T Iでいうと16から12へと4ポイントの減少に値することになる。第1節で表示した穴の宮流域に対する流域水文指標W T Iの値よりかなり大きめの数値である。高水例によっては例外的に鋭い単位応答関数(大きいピーク値)を与えなければ適合しない場合が穴の宮流域に若干見られたが(表3-2-4(c))、この出水例もそれに当たるであろう。

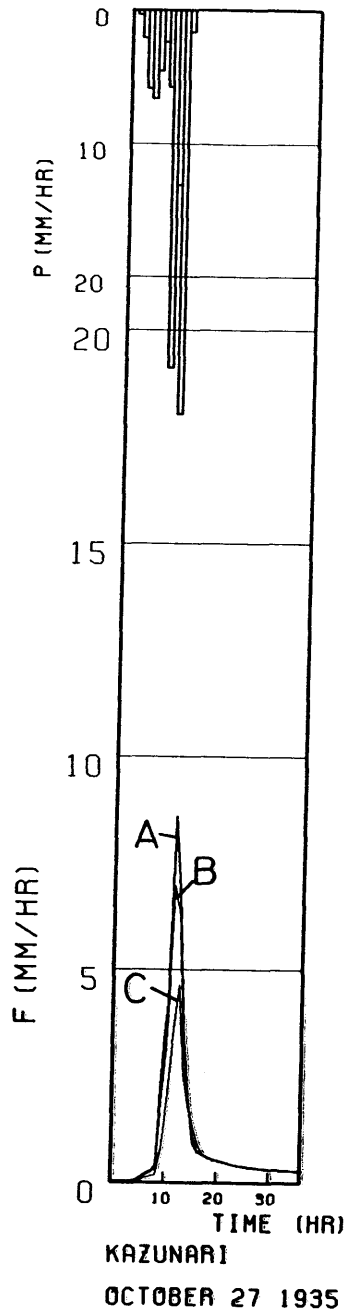
(2) 流域条件の変化に伴うハイドログラフの予測

1935年から1938年までの流域の状況(A)に対応した流域水文指標WTIは表5-1-2に示したとおり白坂で6.06、数成で12.67、穴の宮で7.06である。林相が改良されるとそれに応じて流域水文指標WTIは低い値が与えられる。ここで上に示した数値より1ポイント下がった場合(B)即ち、白坂で5.06、数成で11.67、穴の宮で6.06の場合と、開発地も含めて林地に戻され、全域で良好な林相に移行した場合(C)即ち、白坂で5.0、数成で9.0、穴の宮で5.0の場合にハイドログラフがどう変わるか予測することにする。対象とする高水例はADTモデルで高い適合度を示した例のうち1つを選んだ。白坂ではNo.10、数成ではNo.2、穴の宮ではNo.6である。

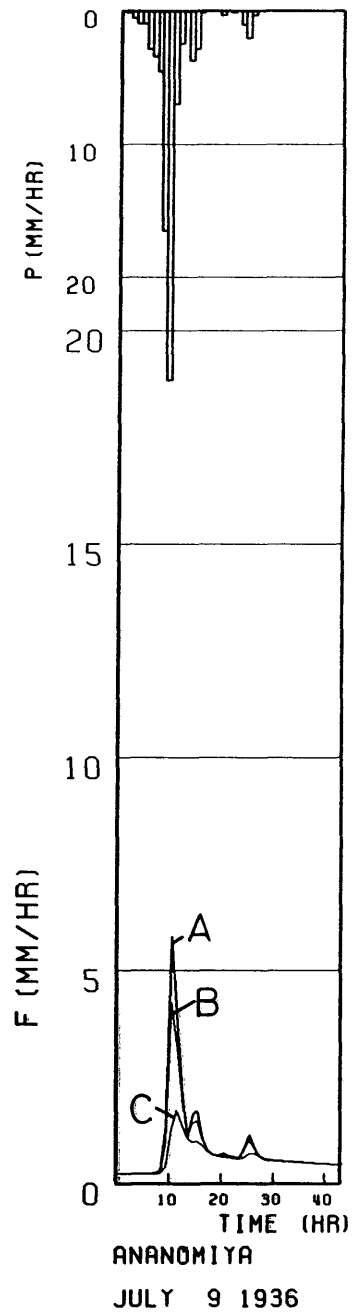
結果は図5-4-5(a), (b), (c)に示した。林相の改良に応じてハイドログラフの形状が緩和される様子は例えWTIに関して1ポイントの減少でも明確に確認できる。前項で穴の宮流域の流出が40年間の林相の改良により流域水文指標で4ポイントの減少に匹敵することを知ったが、図5-4-5(c)で示した穴の宮流域の流出の変化もWTIが7.06から5へと2ポイントの減少に対応するものであり、林相の変化に伴う短期流出の変化は顕著であることがわかる。



(a)



(b)



(c)

☑ 5-4-5 流域条件の変化に伴うハイドログラフの予測

Note : 図中 A, B, C は本文参照

結び

流域条件から任意の降雨に対応するハイドログラフの生成法を提案した。モデルの構造は第3章で構成した10分単位の高水流出モデルと同じである。解析に用いる資料は第3章で用いた高水例と同じであるが1時間単位に丸めたものである。流域条件としては、地表状況に関する流域水文指標、地形に関する流域面積、起伏量比、エロンゲーション比を考えた。地表状況は数量化の難しい地質、林相、開発状況からなるが、それぞれに評点を与えて高水調節機能が相対化されている。モデルのパラメータとして最大初期損失指標・可能最大貯留量・単位応答関数のピーク流量レート、被圧帯水層へのかん養量の配分比が4つの流域条件と関係付けられた。各流域とも適合度の良好なものと劣悪なものが生じた。中小降雨に対する出水例への適合度は悪い。また、感度分析によって各パラメータの貢献度を調べた。ピーク流量レートあるいはハイドログラフ全体の変化量のいずれに対しても流域面積、起伏量比、エロンゲーション比、流域水文指標の順に感度が高くなっていく。モデルの応用として流域条件の変化に対応した流出の予測を試みた。穴の宮流域における林相の変化に対応した流出の変化例によってモデルの検討を行なった。

第6章 大流域への応用

序

第3章で流出モデルを流出過程の分析の上に組み立て、第5章では流域条件からこの流出モデルの各パラメータを推定する方法を考えた。

各パラメータの推定法のうち、直接流出と地下水へのかん養量の配分にかかわる可能最大貯留量 S と単位応答関数のピーク値 U_p の推定法は、原型モデルによって木曾川水系の各河川の資料から導かれたものであり、愛知演習林の3流域にも良好な適合を示した。

一方、初期損失量の決定にかかわるパラメータである最大初期損失量 L_f は、その推算式からもわかるように、流域の規模や形状や形とはかかわりなく、地表状況と地質に、すなわち流域水文指標 WTI のみに依存しているため、大流域を対象としても、小流域と同じように適用可能であると考えられる。しかし地下水かん養量の被圧地下水への配分比 D の推定法は流域面積 A を説明変数とした式によっているため大流域への応用には多くの検討を要すると思われる。地下水の逡減係数も被圧地下水で 0.15 hr^{-1} 、不圧地下水で $0.007 \text{ mm}^{-\frac{1}{2}} \text{ hr}^{-\frac{1}{2}}$ と固定されている。

さて、ADTモデルは流域条件から流出の予測をするという性質からしても極めて柔軟性を備えた構造をもっていなければならない。流出はその流域に固有の性質を有し、普遍的な法則によってあらゆる地域の流出を一般化することは水文学の最終的なテーマであるともいえる。これは多様な流域条件をもった流域からの多数の精度の高い流出の資料の集積をまっしてはじめてそのテーマに真に取り組むことが可能となる。このように多数のケーススタディに耐える構造を持つためにはADTモデルは今後も改良を重ねていく必要があ

る。

一方水源帯からの流出の問題は早急に解決を迫られている問題でもあり、精度上の要求に十分に答えるには至らぬまでも水源帯からの高水流出を流域条件から客観的に推定する手法を開発する必要がある。

本章ではA D Tモデルを利根川水系の4流域に適用した結果を示す。あわせてその応用的な側面について述べていく。

第1節 流域の概況

モデルを応用する対象とした流域は利根川水系の源流部に当たる4流域である。支川名と観測所所在地名でその流域を示すと、赤谷川相模、利根川矢木沢、渡良瀬川草木、片品川蘆原となる。各流域の関東地方に於ける配置を図6-1-1に示した。

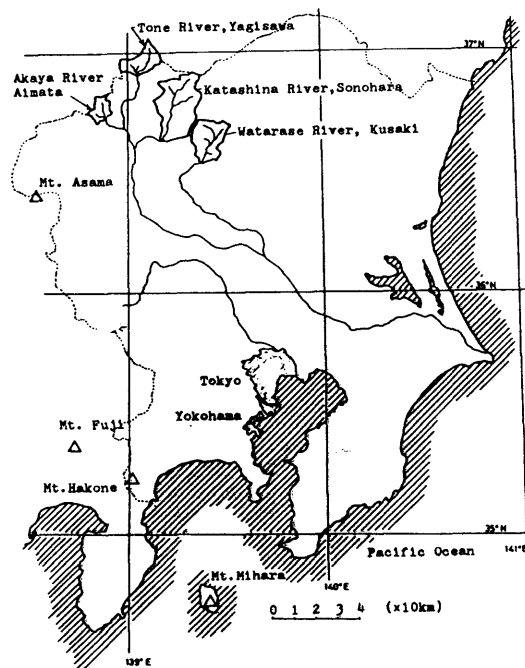
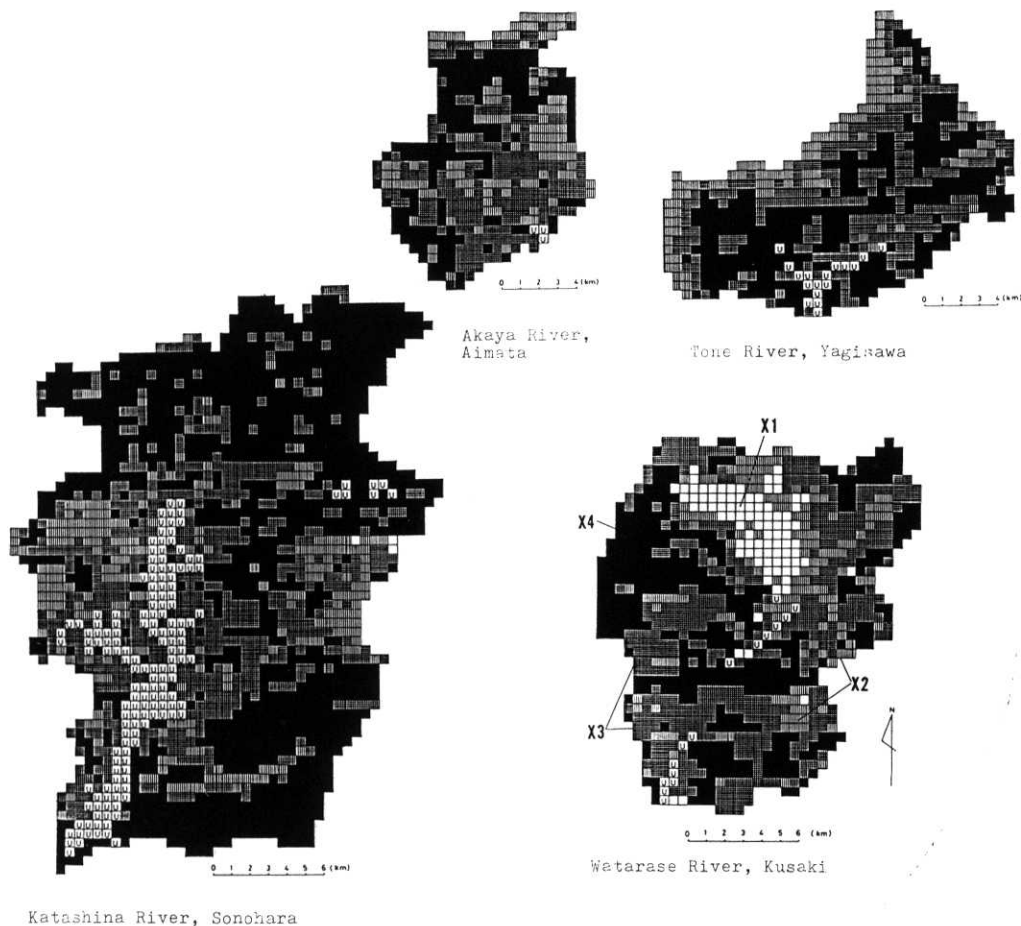


図6-1-1 流域の位置

これらの流域はその流域の出口に貯水ダムをもち、流入量の資料が得られる。流域内には別の貯水池を持たないので源流部での人為を加えない流出の資料といえる。



Legend:

- : Denuded or landslide area
- ▨: Deforested or grassland
- ▧: Young or sparse stand
- : Medium to good stand
- ◻: Developed area

図6-1-2 森林指標WF I に対応した流域の林相

表6-1-1 流域の特性

	Drainage basin			
	Akaya, Aimata	Tone, Yagisawa	Watarase, Kusaki	Katashina, Sonohara
Prefecture	Gunma	Gunma	Tochigi	Gunma
Area (km ²)	110.8	167.1	254.0	493.9
Range of elevation (m)	540-2,026	840-2,140	460-2,143	600-2,577
Elongation ratio	0.867	0.729	0.714	0.570
Relief ratio (%)	10.19	4.30	4.60	4.58
WTI *	10.19	11.49	10.06	10.91
WFI *	3.72	3.31	3.93	2.81
WGI *	6.34	7.66	5.84	6.63
WDL *	0.13	0.52	0.29	1.47
Geology	Quartz diorite Rhyolite Porphyrite Lava Tertiary	Granite Mesozoic Rhyolite	Quartz porphyry Granite porphyry Granodiorite Rhyolite Lava Palaeozoic	Rhyolite Andesite Granite Gabbro Quartz porphyry

林相に関する評点の与え方の区分に従って流域を500m正方形を最小単位として色分けした図6-1-2によって各流域の林相を知ることができる。これは航空写真から判定した。これによって開発地における土地利用状況も判読できる。地質は20万分の1の地質図からそれぞれの区分ごとの面積を読み取った。このような解読を通して表6-1-1に示した流域森林指標WFI、流域地質指標WGI、流域開発指標WDIを知り、これらを合計して流域水文指標WTIを定めた。

以下に流域毎の特徴を簡単に触れる事にする。赤谷川は4流域の中では流域面積が狭く、エロンゲーション比が大きく、しかも起伏量比が大きいなど、地形的条件から急で鋭い高水流出を発生しやすい条件を持っている。利根川流域は地質からみて高水の調節という面から不利とみられる高い流域地質指標WGIが与えられている。渡良瀬川は流域内に銅の精練により発生した煙害による荒廃地が広がり、総合的に見て流域の林相が悪い。片品川流域は流域面積も広く、エロンゲーション比も最も小さい。また林相も最も良好であるが、流域内に比較的広い開発地を持つ。

第2節 モデルの応用と適合度

(23),(24),(35),(36)

A D Tモデルを前節でその概要を説明した利根川水系の4流域に適用する。各流域では顕著な高水例のうち4, 5例を選んでモデルの適合度を検討することにした。表6-2-1にその高水例の概要を示した。図6-2-1から図6-2-4に流域別にA D Tモデルによる推算値と実測値とを比較した例を示す。この図にあげた例はいずれも適合度の良好な例を2例ずつ選んで示したものである。

赤谷川(相俣)の適合度に関しては、5例中3例は単位応答関数のピーク値が大きすぎた感があり、適合度は低く図に例示していない。図6-2-1(a), (b)に適合度の良かった2例を示した。この2例はピーク流量を極めて正確に再現しているが、減水部が推算のハイドログラフで大きく欠け落ちる形状となっている。この傾向は、小流域である愛知演習林試験流域の10分単位の資料に推算値が合致するようパラメータの探索をした場合ですら認められた。即ち減水部の不適合はA D Tモデルの構造に由来しているといえる。

利根川(矢木沢)での適合度はおよそ良好であるが、適合度の低かった例が1例あり、単位応答関数のピーク値が逆に小さすぎたことが原因とおもわれる。

渡良瀬川(草木)での適合度もおよそ良好である。図6-2-3に示さなかった2例はその不適合に対しては可能最大貯留量を過小に見積った点に原因があるとおもわれる。また、赤谷川と同じく、ピーク後の減水が急激に生じるという問題もみられる。さらに、初期損失が過小であるという点も見逃せない。片品川(菌原)での適合度は2例で劣っていた。これは地下水のかん養量のうち被圧帯水層へ配分される比率Dが大きすぎた点にある。

以上のことから各流域で「当たらずとも遠からず」という結果であったと見てよさそう

表6-2-1 利根川水系各支流域の高水例とその水文諸量の推算及びモデルのパラメータ

流域	No.	年月日	P	q.	Pd	S	Rd	D	Bc	Bu	Up	Ac	Au	G.F.
赤谷川 相保	1	Sep.14,'72	92.2	0.14	76.3	206.7	20.6	0.26	14.5	41.2	0.60	0.15	0.007	B
	2	Oct.18,'79	104.7	0.18	90.6	189.3	29.3	0.26	15.9	45.4	0.60	0.15	0.007	C
	3	Aug.22,'81	201.2	0.04	171.3	320.5	59.7	0.26	29.0	82.6	0.60	0.15	0.007	B
	4	Jul.31,'82	162.9	0.46	154.1	136.3	81.8	0.26	18.8	53.5	0.60	0.15	0.007	C
	5	Sep.10,'82	176.4	0.31	165.6	156.5	85.1	0.26	20.9	59.6	0.60	0.15	0.007	C
利根川 矢木沢	1	Sep.16,'72	47.8	0.16	34.9	175.9	5.8	0.32	9.3	19.8	0.31	0.15	0.007	A
	2	Oct.18,'79	60.3	0.24	49.5	152.6	12.1	0.32	12.0	25.4	0.31	0.15	0.007	B
	3	Aug.22,'81	119.3	0.11	103.3	200.6	35.1	0.32	21.8	46.4	0.31	0.15	0.007	C
	4	Jul.31,'82	57.6	0.21	46.1	159.9	10.3	0.32	11.5	24.3	0.31	0.15	0.007	B
	5	Sep.10,'82	161.5	0.25	150.9	150.5	75.6	0.32	24.1	51.2	0.31	0.15	0.007	B
渡良瀬川 草木	1	Oct.18,'79	250.2	0.13	233.4	241.1	114.8	0.30	35.6	83.0	0.25	0.15	0.007	B
	2	Aug.21,'81	374.8	0.12	357.3	247.9	210.9	0.30	43.9	102.5	0.25	0.15	0.007	C
	3	Jul.31,'82	348.1	0.26	336.2	189.1	215.2	0.30	36.3	84.7	0.25	0.15	0.007	A
	4	Sep.10,'82	229.0	0.48	220.2	152.6	130.1	0.30	27.0	63.1	0.25	0.15	0.007	B
片品川 菌原	1	Sep.14,'72	149.4	0.03	117.4	345.7	29.8	0.38	33.3	54.3	0.17	0.15	0.007	C
	2	Oct.18,'79	123.8	0.03	92.2	345.7	19.4	0.38	27.7	45.1	0.17	0.15	0.007	C
	3	Aug.21,'81	221.4	0.02	182.0	398.4	57.1	0.38	47.5	77.4	0.17	0.15	0.007	B
	4	Sep.10,'81	229.9	0.13	210.1	245.2	97.0	0.38	43.0	70.1	0.17	0.15	0.007	B
	5	Jul.31,'82	193.7	0.08	178.2	206.9	82.5	0.38	36.4	59.3	0.17	0.15	0.007	A

Note: P: 総降雨量[mm], q.: 増水前流量[mm/hr], Pd: 増水前流量[mm/hr], S: 推定可能最大貯留量[mm]

Rd: 推定直接流出量総量[mm], D: 地下水かん養量の被圧帯水層へのかん養量[mm], Bu: 不圧帯水層へのかん養量[mm], Up: 単位応答関数のピーク流量レートに対する比

Bc: 被圧帯水層へのかん養量[mm], Bu: 不圧帯水層へのかん養量[mm], Up: 単位応答関数のピーク流量レート[mm/hr]

Ac: 被圧帯水層へのかん養量[mm], Au: 不圧帯水層へのかん養量[mm], G.F.: 適合度 (A: 良好, B: 普通, C: 劣悪)

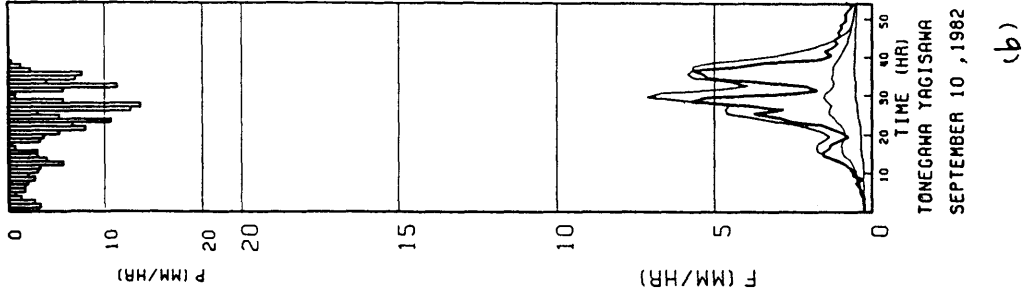
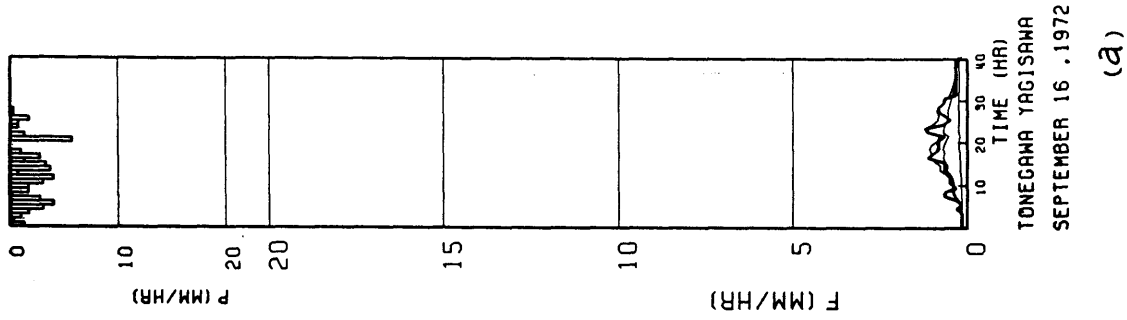
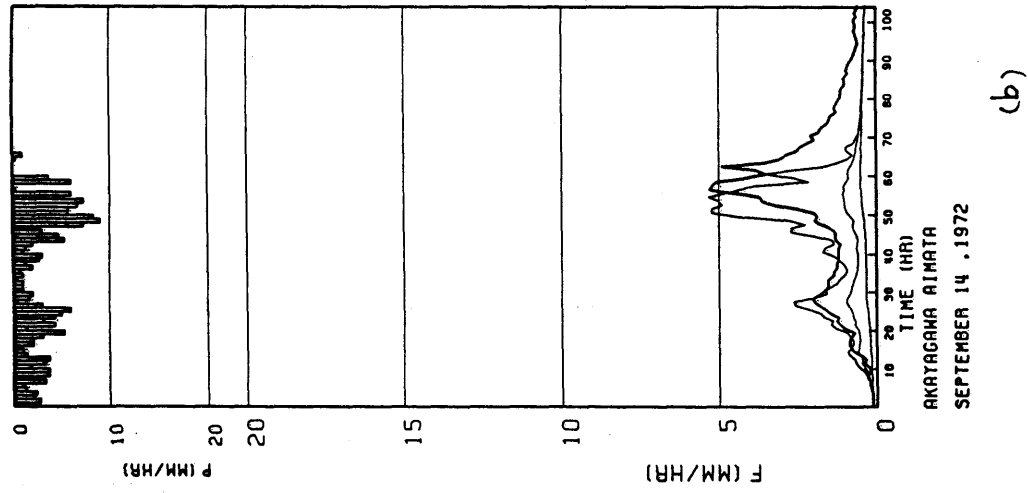
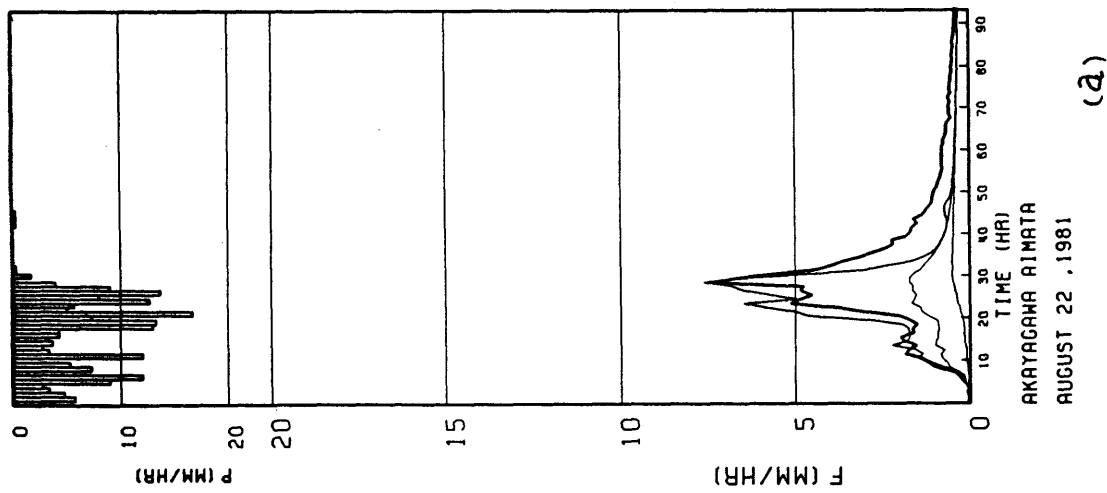
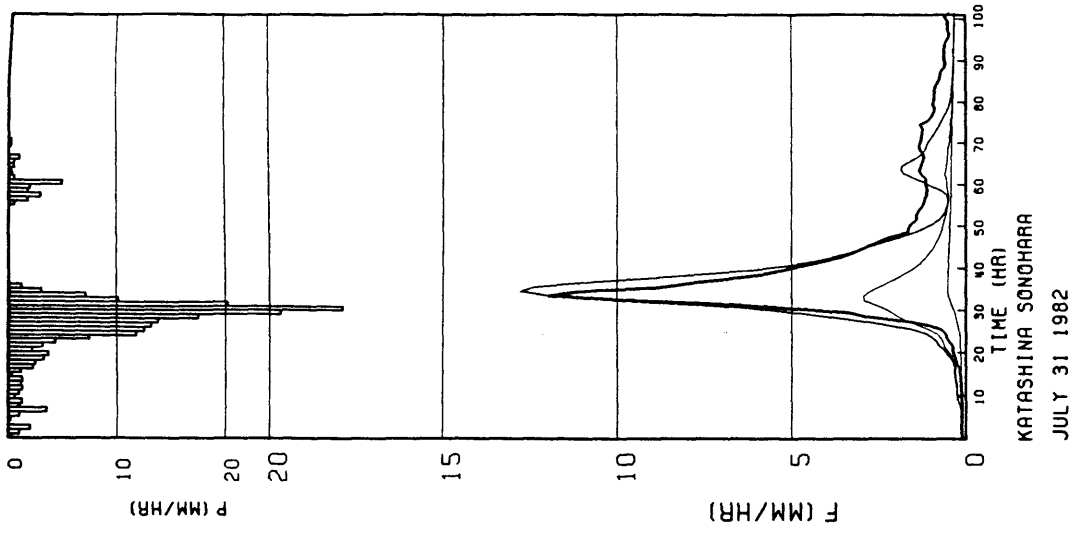


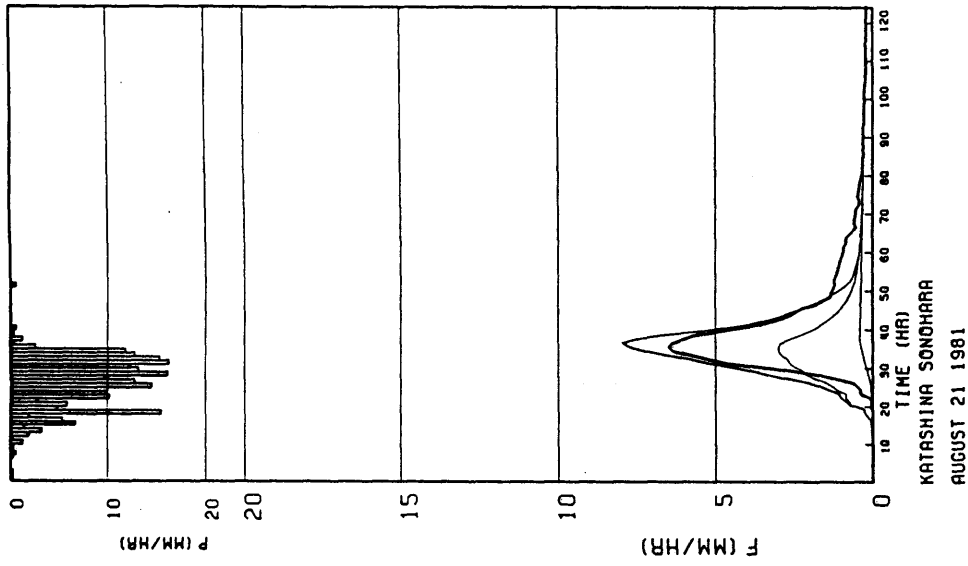
図 6-2-2 利根川での流出の予測例

図 6-2-1 赤谷川での流出の予測例

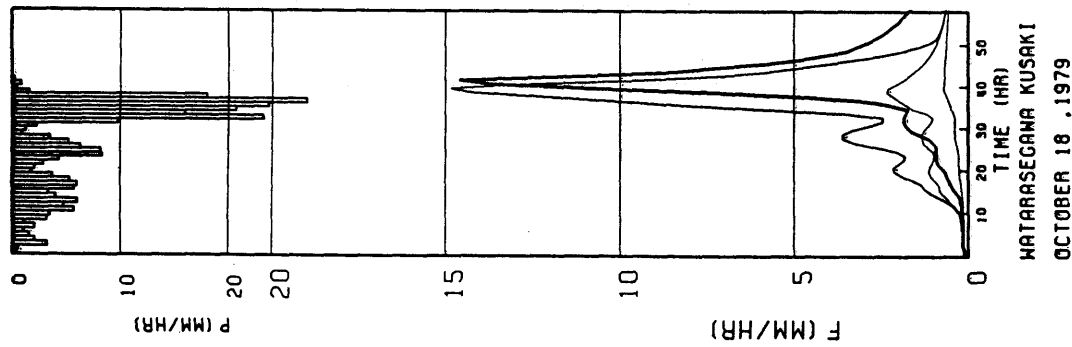
Note 太線：実測値，細線：計算値



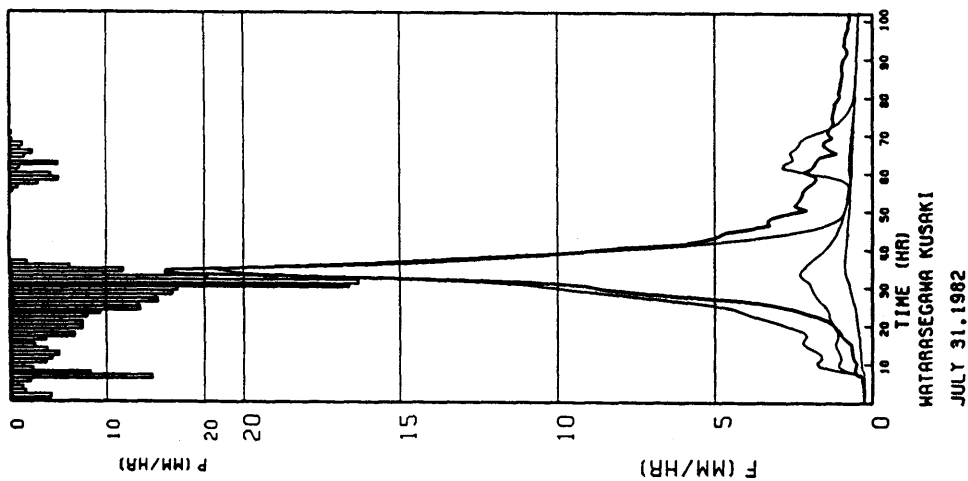
(b)



(a)



(b)



(a)

☒ 6-2-3 渡良瀬川での流出の予測例 ☒ 6-2-4 片品川での流出の予測例

Note: 太線: 実測値, 細線: 計算値

である。

同一流域でも出水例によって適合度の高いものもあれば低いものもあり、すべての出水例を数少ないパラメータからある程度の精度をもって予測することの難しさを物語っている。これは観測の精度に信頼の置ける愛知演習林の各流域の出水例に対しても同じことがいえる。

表6-2-1に参考までに各出水例に対して推定されたモデルのパラメータ、流出可能雨量、直接流出、被圧・不圧各帯水層へのかん養量を示した。推算値と実測値とが一応合致したとの認識から流域条件に関する各種の表現値またそれに基づいて推定されたモデルのパラメータさらには個々の出水例について求められた水文諸量は妥当なものであると判断して、各流域に与えられた雨の行方について若干触れておくことにする。ここでも同一の降雨に対する各流域での応答を比較するという方法をとる。

特に、ハイドログラフの比較を行なうことはせずに、流出過程の各所に配分される量を考えてみることにする。表6-2-2に各流域別に総降雨が50mm、100mm、300mmの場合の計算結果を比較して示したものである。流域の初期の湿潤状態を同一と仮定し、初期流量レート q_0 に 0.1mm/hr を与えている。

50mm降雨では34%の17mmが初期損失量として流域内に貯留され、後に蒸発散により大気に還元される。流出にまわる66%(33mm)がさらに直接流出の8%(4mm)と地下水としてかん養される量の58%(29mm)に2分される。地下水の内出現の早い被圧地下水成分に18%(9mm)、徐々に湧出する不圧地下水成分に40%(20mm)となる。

100mmの降雨では18%が消失、22%が直接流出、60%が地下水かん養量 そのうちから20%の被圧地下水、40%の不圧地下水が生成される。

さらに300mmの降雨では6%の消失（量的には50mm、100mmの降雨の場合と同じ）、50%の直接流出、44%の地下水かん養さらに15%の被圧地下水流出、29%の不圧地下水流出が生じる。

およそ上述した配分が平均的にみて各流域で生じている。各流域毎に差は認められるが精度上の問題もありここで論ずることは差し控えることにする。

表6-2-2 流域別にみた降雨の各流出過程への配分 [q。:0.1mm/hr]

流域名	P	L	Pd	Lf	Rd	B	S	Bc	Bu	D
赤谷川	50	17.6	32.4	19.0	4.0	28.4	232	7.4	21.0	0.26
利根川	50	15.9	34.1	16.8	4.8	29.3	207	9.4	19.9	0.32
渡良瀬川	50	17.8	32.2	19.2	3.5	28.7	264	8.6	20.1	0.30
片品川	50	16.7	33.3	17.7	4.3	29.0	226	11.0	18.0	0.38
赤谷川	100	18.9	81.1	19.0	21.0	60.1	232	15.6	44.5	0.26
利根川	100	16.8	83.2	16.8	23.9	59.3	207	19.0	40.3	0.32
渡良瀬川	100	19.1	80.9	19.2	19.0	61.9	264	18.6	43.3	0.30
片品川	100	17.6	82.4	17.7	22.0	60.4	226	23.0	37.4	0.38
赤谷川	300	19.0	281.0	19.0	153.9	127.1	232	33.0	94.1	0.26
利根川	300	16.8	283.2	16.8	163.4	119.8	207	38.3	81.5	0.32
渡良瀬川	300	19.2	280.8	19.2	144.7	136.1	264	40.8	95.3	0.30
片品川	300	17.7	282.3	17.7	156.8	125.5	226	47.7	77.8	0.38

Note: 高水発生直前の流域湿潤状態は様々であるが、表中ではその代表値として、q。=0.1mm/hrに対応した状況を設定した。

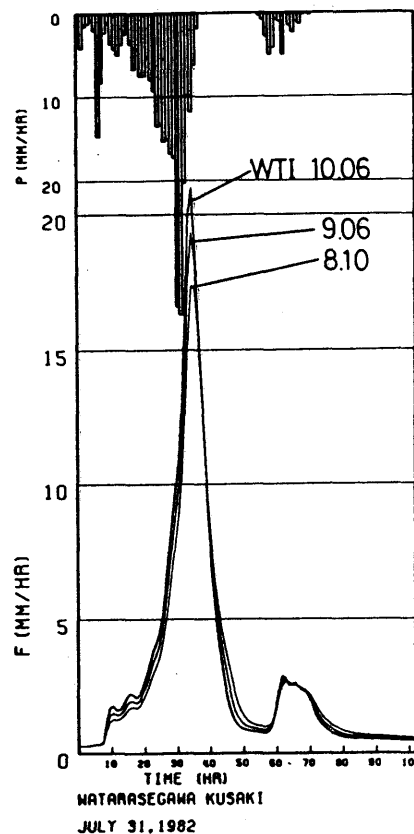
第3節 流域条件の変化に伴う流出の予測

A D Tモデルによって適合度が良好であった渡良瀬川流域の1高水例を用いて地表状況が変化した場合のハイドログラフの予測を図6-3-1に示した。現在の地表状況（流域水文指標WTI：10.06）と、開発地は別にして林地を全て良好な林相に移行させた場合（WTI：8.10）と両者の中間段階（WTI：9.06）とで予測されるハイドログラフが示されている。林相が改良されるに伴いピーク流量は21mm/hrから、19mm/hr、17.5mm/hrへと緩和されることが理解できる。

表6-3-1 地表状況の変化に対応した

流出過程の変化

林相	A	B	C	D	E
WFI	8.87	5.91	3.93	2.93	1.97
WTI	15.00	12.04	10.06	9.06	8.10
L	8	10	12	13	15
Pd	340	338	336	335	333
Lf	8.00	9.97	11.93	13.25	14.80
Rd	269	242	215	199	180
B	71	96	121	136	153
S	89	135	189	230	284
Bc	21	29	36	41	46
Bu	50	67	85	95	107
Bu/P	14	19	24	27	31



Note: A~Eは本文参照、Bu/P [%]

図6-3-1 林相の改良に伴う流出の予測

また同じく地表状況の変化に伴う流出過程の各段階への量的な配分の変化を表6-3-1に示した。これは図6-3-1に示した初期流量レート 0.26 mm/hr を仮定して降雨例 348 mm の配分を示したものである。地表状況としてハイドログラフに示した3つの場合（現況（C）、林相良好化途上（D）、林相良好化完了（E））の他に全流域の裸地化（WT I : 15.00 （A））、全流域伐採（WT I : 12.04 （B））の場合をも示した。この2つのケースは日本の大流域では見られないので参考程度にとどめた解釈がひつようである。

損失量は現況で 12 mm 、林相良好化が完了しても 15 mm であり、林相の良好化に伴う損失量の増加量は 3 mm 程度で、このような大雨の場合は相対的に小さい。

次に総降雨量 P から損失量 L を差し引いた量の流出可能雨量 P_d は直接流出 R_d と地下水かん養量 B とに分割されるが、地下水かん養量は現況で 121 mm であるが林相良好化の完了時には 153 mm となり 32 mm が地下水へのかん養量の増大となる。しかし、これは不圧帯水層へ入った量は早く流れ出すので、高水調節の程度を判断するには不圧帯水層へのかん養量に注目する必要がある。しかし渡良瀬川（あるいは一般的に大流域の場合）の減水部への適合度は劣っていたため今後の検討を要するが、地下水かん養量のうち 70% が不圧帯水層へ供給されるという算定が正しいとして議論を進めると、不圧帯水層へのかん養量は現況で 85 mm であるが、林相の良好化が完了した時点で 107 mm に増加する。これは高水時に森林の果たす【緑のダム】としての効果を十分に表現しているとしてよい。

ダムのように水を貯留して動かさないという意味ではないが、ダムの貯留機能を補う意味で重要な意味を持つと考えられる。この量を評価する意味で不圧地下水へのかん養量 B を総雨量で割った値を流域内貯留率 α とよぶことにして

$$\alpha = Bu/P$$

(6-3-1)

α によって貯留の効果を示すことを考える。

表6-3-1に地表状況に応じた α の値を示した。良好林相下で α は31%と高く、現況では24%である。

α は降雨によっても異なるので20mmから500mmまで各降雨での貯留の効率を比較したものが図6-3-2(a), (b)である。ただし、初期流量レート q は0.26 mm/hrを仮定している。

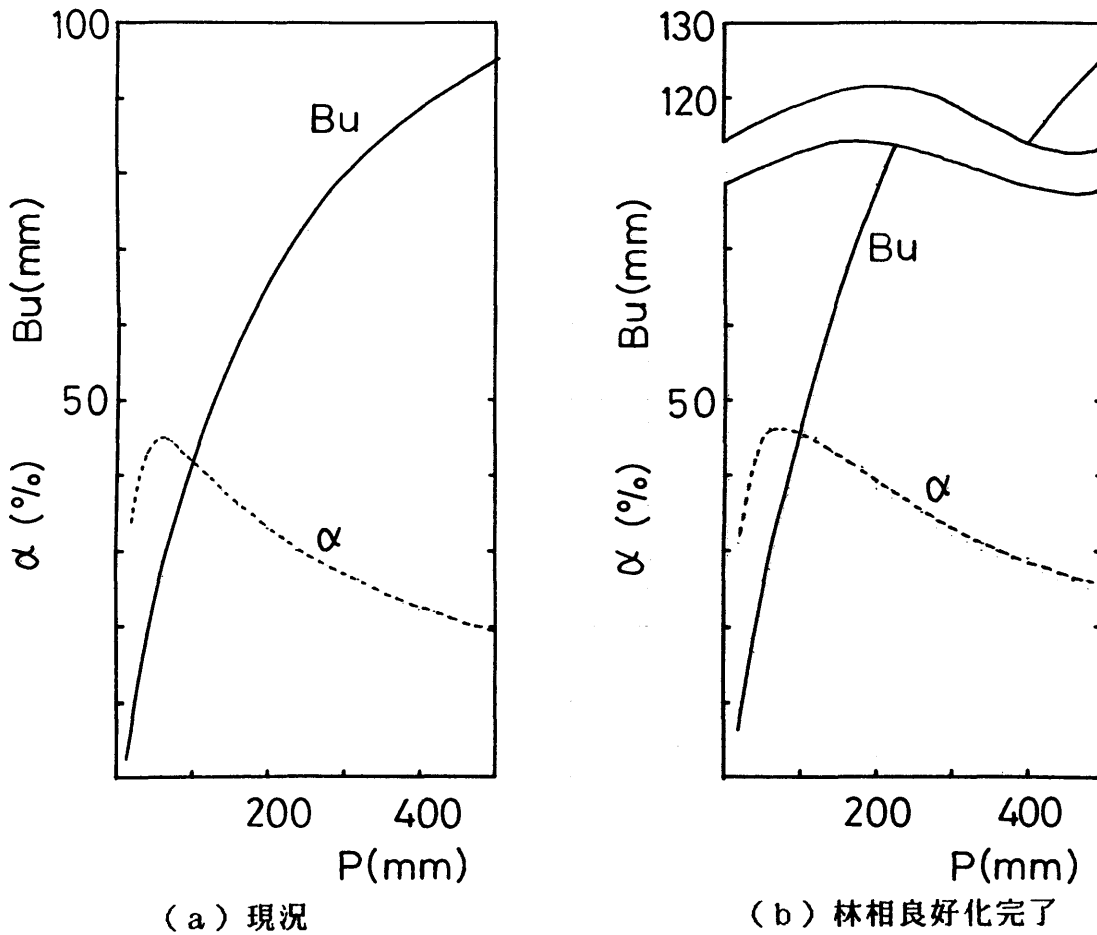


図6-3-2 降雨に対応した流域内貯留率 α

降雨が40mm程度までは林相良好化の完成した状況のほうが現況より貯留の効果が低い、それ以上では逆転している。これは初期損失が林相が良好な場合には多くなるという関係に起因している。

結び

A D Tモデルを利根川源流部に応用し、モデルの有効性を大流域において検討した。いずれの流域においても適合度のよい出水例とそうでないものがあったが、概して適合度は良好といえる。これによってモデルの妥当性が或程度保証されたと判断して渡良瀬川の高水例について流域の林相が変化した場合のハイドログラフの変化の予測をおこなった。また、この時、流出過程の各段階に対して降水の配分量を求めた。不圧帯水層への貯留される量は時間をかけて徐々に流出する量であり、この量が多いほど高水調節は有効と考えられる。そこでこの量を降水量で割って流域内貯留率 α と定義し、降水量の多寡に応じた流域内貯留率を検討した。現況(W T I = 10.06)から林相良好化が完了した状況(W T I = 8.1)へと移行する場合、降雨100mmに対しては α は42%から46%へ、200mmでは33%から39%へ、300mmでは27%から33%へと増えているという結果を得た。

第7章 総括

本論文の目的は水源帯における流出過程の認識のうえにたつて高水流出モデルを構築し、さらに流域条件からこのモデルに固有のパラメータを推定する方法を導入し、任意の流域で任意の降雨から対応するハイドログラフを求める手法を提案することである。

I . において、東京大学愛知演習林の3試験流域（白坂・数成・穴の宮）の高水流出資料を分析し、流出過程を6つの過程に単純化した。まず、初期損失の過程に関してのべる。降雨を $p(t)$ 、流出を $q(t)$ 、各々の累加量を $P(t)$ 、 $Q(t)$ とし、降雨の累加量から損失量の累加量を差し引いた量を流出可能雨量 $P_d(t)$ ($p_d(t)$ の累加量) とすると、パラメータの最大初期損失量 L_f によって P_d と P を次式で関係付けた。

$$P_d = L_f \cdot \exp(-P/L_f) + (P - L_f)$$

パラメータの最大初期損失量 L_f は流域の湿潤状態（降雨前の流量レート q_0 で表現する。）に応じて変化し、流域に固有の最大初期損失指標 I_f によって次式のように関係付けた。

$$L_f = I_f / \sqrt{q_0}$$

次に直接流出の分離に関する過程を述べる。流出可能雨量 P_d を直接流出と地下水かん養量とに配分する過程で、有効雨量 p_e の累加量を P_e （総量において直接流出量に等しい）、パラメータの可能最大貯留量を S とすると、

$$P_e = P d^2 / (S + P d)$$

と関係づけた。さらに地下水に関する3つの過程について述べる。地下水かん養量 b のうち、被圧・不圧帯水層へのかん養量を q_c 、 q_u とすると、パラメータとして配分率 D ($0 < D < 1$) を用いて

$$q_c = D \cdot b$$

(ただし、 $q_c + q_u = b$)

また、被圧、不圧透減係数を A_c 、 A_u とし、ある時点での各帯水層の貯留量を $S_c(t)$ 、 $S_u(t)$ 、湧水量レートを $g_c(t)$ 、 $g_u(t)$ とすると

$$g_c(t) = A_c \cdot S_c(t)$$

$$g_u(t) = A_u^2 \cdot S_u(t)^2$$

基底流出を $g(t)$ とすると

$$g(t) = g_c(t) + g_u(t)$$

最後に、直接流出の生成の過程については、有効降雨 P_e から直接流出 R_d への変換は3角形を2つ合成した形状を持つ単位図により行ない、そのピーク流量レート U_p により直接流出ハイドログラフ $r_d(t)$ が求められた。ハイドログラフを $h(t)$ とすると、

$$h(t) = rd(t) + g(t)$$

以上が流出モデルの構造であるが、6つの過程に1つずつのパラメータが関与している。すなわち、 I_f 、 S 、 D 、 U_p 、 A_c 、 A_u である。表7-1-1に各流域での代表値を示した。

表7-1-1 流出特性を示すパラメータの代表値

		白坂	数成	穴の宮
I_f	$[\text{mm}^{\frac{1}{2}} \text{day}^{-\frac{1}{2}}]$	47.0	30.7	22.8
S	$[\text{mm}]$	535	180	339
D		0.05	0.19	0.12
U_p	$[\text{mm}/10\text{min}]$	0.62	1.48	2.40
A_c	$[\text{hr}^{-1}]$	0.15	0.20	0.15
A_u	$[\text{mm}^{-\frac{1}{2}} \text{hr}^{-\frac{1}{2}}]$	0.007	0.011	0.007

Note: S の値は初期流量レート0.1mm/hrに対応している

白坂において初期損失が大きく、地下水の量が豊富で直接流出の形状は滑らかであり、地下水流出が徐々に生じる。一方、数成においては、直接流出が多く、地下水流出が早く減水する点、穴の宮において初期損失が少なく、直接流出は全量では中位にあるもののその形状は最も鋭いが、地下水流出は白坂と同じ程度に減水することがわかった。第2章において日流出・月流出を検討しその流出特性を明かにしたが、短期流出に関する上述の結

果と矛盾しない。

I I . において流域特性からモデルのパラメータを推定する手法を与えた。流域特性として地表状況と地質とを統合した流域水文指標WTI（高水調節機能を表現する量）、地形因子として流域面積A、起伏量比RR、エロケーション比ERを考え、次のような式によってモデルのパラメータが推定された。

$$\begin{aligned}
 U_p &= 3.6 * 10^{-2} \cdot A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} && [\text{mm/hr}] \\
 S &= 1.13 * 10^4 \cdot RR^{-0.13} \cdot WTI^{-1.89} \cdot q_0^{-0.35} && [\text{mm}] \\
 I_f &= 3.0 * 10^2 \cdot WTI^{-1} && [\text{mm}^{\frac{3}{2}} \text{day}^{-\frac{1}{2}}] \\
 D &= 1.0 * 10^{-2} \cdot WTI \cdot A^{0.2} \\
 A_c &= 0.15 && [\text{hr}^{-1}] \\
 A_u &= 0.007 && [\text{mm}^{-\frac{1}{2}} \text{hr}^{-\frac{1}{2}}]
 \end{aligned}$$

(q_0 は初期流量レート [mm/hr])

この手法を東京大学愛知演習林の3試験流域と利根川源流部の4流域とに応用し、比較的良好な適合度を得た。また、流域の地表状況の変化におうじた流出の予測を行ないモデルの応用的側面を考えた。

参考文献

- (1) 愛知演習林・演習林研究部：愛知演習林量水観測結果報告（Ⅰ）。（東京大学）演習林、No. 20：39-64、1976
- (2) 愛知演習林・演習林研究部：愛知演習林量水観測結果報告（Ⅱ）。（東京大学）演習林、No. 21：48-89、1977
- (3) 愛知演習林・演習林研究部：愛知演習林量水観測結果報告（Ⅲ）。（東京大学）演習林、No. 22：84-191、1981
- (4) 安藤義久・高橋裕・伊藤孝：山地河川の地下水流出の逓減特性とそれに対する流域地質の効果。第25回水理講演会論文集、175-180、1981
- (5) 演習林研究部：演習林気象報告。（東京大学）演習林、No. 8：115-215、1951
- (6) Hall, F., R.: Base-Flow Recessions. Water resources Res., vol4, No.5, 973-983, 1968
- (7) 日野幹雄・長谷部正彦：水文流出解析。254 pp、森北出版、東京、1985
- (8) 科学技術庁資源局：わが国水源地帯の流況資料。資源局資料第26号、61 pp、1959
- (9) 加藤芳朗・橋本興良：日本の土壌—その生成学的側面—；日本の自然。49-58、岩波、東京、1980
- (10) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書。181 pp、1977

- (11) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書。
(II) . 162pp, 1977
- (12) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書。
(III) . 185pp, 1979
- (13) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書。
(IV) . 117pp, 1980
- (14) 吉良竜夫・四手井綱英・沼田真・依田恭二：日本の植生－世界の植生配置
のなかでの位置付け－；日本の自然。36－48、岩波、東京、1980
- (15) Kirkby,M.,J.(ed.)：(Hillslope Hydrology)新しい水文学。330pp
朝倉書店、東京、1983
- (16) 小出博：日本の国土(上)－自然と開発－。287pp, 東京大学出版会、
東京、1973
- (17) Kreyszig,E.：Advanced Engineering Mathematics. 866pp, John
Wiley and Sons,Inc.,New York,London,Sydney,Toronto ,1962
- (18) 虫明功臣・高橋裕・安藤義久：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質
の効果。土木学会論文報告集、第309号、51－61、1981
- (19) 永井明博・角屋睦：タンクモデルの最適同定法に関する基礎的検討。京大
防災研究所年報、vol. 23 b-2、239－247、1980
- (20) Overton,D.,E.,& Meadows,M.,E.,:Stormwater Modeling.358pp,Academic
Press,New York,1976
- (21) 奥野忠一・久米均・芳賀敏朗・吉沢正：多変量解析法。430pp, 日科技
連, 東京、1971

- (22) 芝野博文：タンクモデルによる流出特性の経年変動の追跡．昭和61年度砂防学会研究発表会概要集、322-325、1986
- (23) 芝野博文・山口伊佐夫：水源地帯における水文特性．台風来襲地帯における洪水及び土砂災害に関するシンポジウム講演要旨集（砂防学会・中華水土保持学会）、44-47、1983
- (24) 芝野博文・山口伊佐夫：流域水文特性の解析 - 荒川水系大洞川、利根川水系渡良瀬川源流を対象として - ．昭和59年度砂防学会研究発表会講演集、28-32、1984
- (25) 森林立地懇話会：日本森林立地図．19pp、農林出版、東京、1972
- (26) 穴戸健一：植生の変化が洪水流出に及ぼす影響について．東京大学農学部卒業論文、1986
- (27) 菅原正己：流出解析法．水文学講座7、257pp、共立、東京、1972
- (28) 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究．土木学会論文集第128号、1-11、1966
- (29) 高橋裕（編）：河川水文学．水文学講座11、219pp、共立、東京、1978
- (30) 高橋裕・阪口豊：日本の川；日本の自然．219-230、岩波、東京、1980
- (31) 武田喬男・二宮汎三：日本の豪雨・豪雪；日本の自然．17-27、岩波、東京、1978

- (32) 山口伊佐夫：流域管理計画の立て方、119pp、水利科学、東京、
1982
- (33) 山口伊佐夫：砂防工学（現代林学講義4）、325pp、地球社、東京、
1985
- (34) Yamaguchi, I., & Nishio, K.: Studies on Forest Hydrology in the Tokyo
University Forest in Aichi. J. Jpn. For. Soc. vol.61, No.4, 135-141
, 1979
- (35) 山口伊佐夫・芝野博文：水源地森林の流出解析；森林理水機能調査（森林整
備手法等基準化調査）報告書（林野庁）、43-80 1985
- (36) Yamaguchi, I., & Shibano, H.: Forests as a hydrological factor affect-
ing runoff. Proc. of the international Symp. on erosion, debris flow
and disaster prevention 75-80, Japan, 1985
- (37) 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・阪口豊：新編日本地形論。
415pp、東京大学出版会、東京、1973