

図7：岩泉地点（神流川流域）

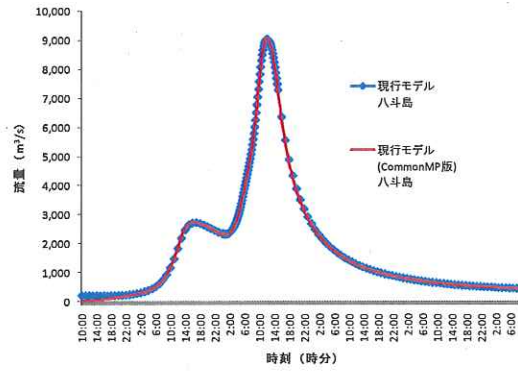


図8：八斗島地点（利根川流域）

③昭和57年洪水

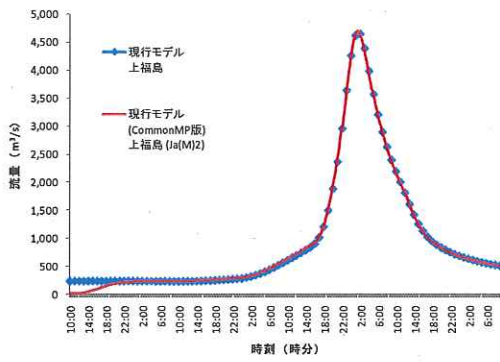


図9：上福島地点（吾妻川流域）

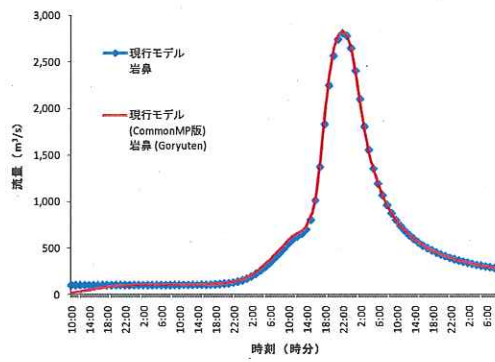


図10：岩鼻地点（烏川流域）

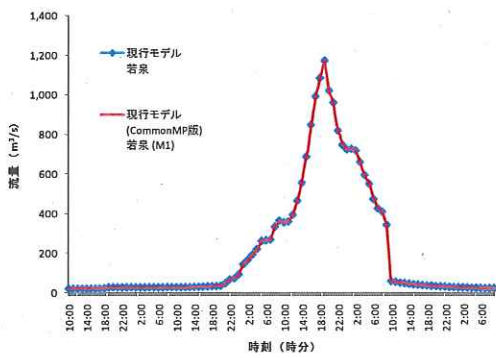


図11：岩泉地点（神流川流域）

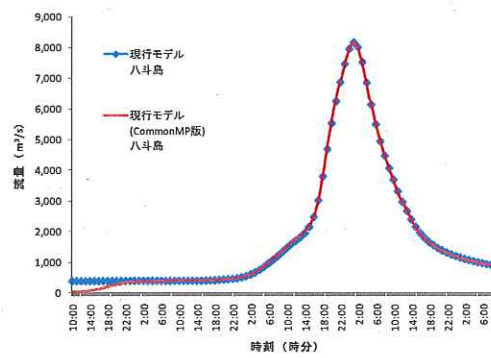


図12：八斗島地点（利根川流域）

④平成 10 年月洪水

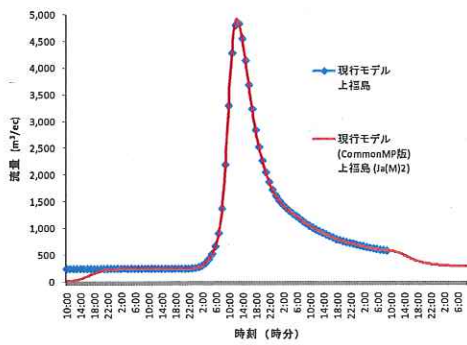


図 13 : 上福島地点 (吾妻川流域)

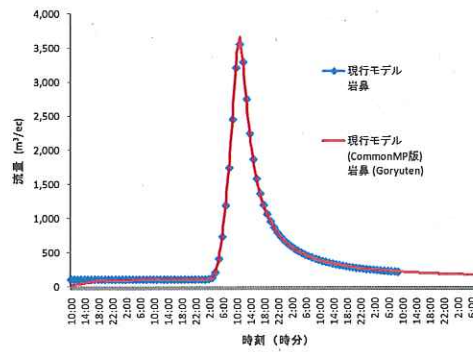


図 14 : 岩鼻地点 (烏川流域)

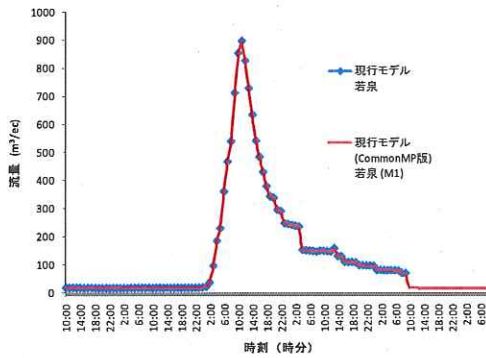


図 15 : 若泉地点 (神流川流域)

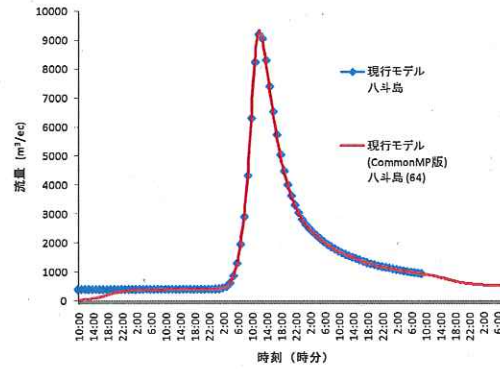


図 16 : 八斗島地点 (利根川流域)

(3) まとめ

計算結果を表 1 から表 4 にまとめる。既往 4 洪水について、現行モデルと現行モデル(CommonMP版)の相対的な差異は 3.2%以下であった。現行モデル (CommonMP 版) と現行モデルとは同じ機能を有する流出計算モデルといてよいことを確認した。

表 1 : 昭和 33 年洪水のピーク流量

対象地点	上福島地点 (m³/s)	岩鼻地点 (m³/s)	若泉地点 (m³/s)	八斗島地点 (m³/s)
現行モデル	4,969	4,232	1,539	9,703
現行モデル(CommonMP版)	4,996	4,306	1,541	9,776
相対的なピーク流量の差異	+0.5 %	+1.7 %	+0.1 %	+0.8 %

表 2 : 昭和 34 年洪水のピーク流量

対象地点	上福島地点 (m ³ /s)	岩鼻地点 (m ³ /s)	若泉地点 (m ³ /s)	八斗島地点 (m ³ /s)
現行モデル	4,685	3,126	2,086	9,052
現行モデル(CommonMP 版)	4,686	3,136	2,087	9,075
相対的なピーク流量の差異	+0.0 %	+0.3 %	+0.0 %	+0.3 %

表 3 : 昭和 57 年洪水のピーク流量

対象地点	上福島地点 (m ³ /s)	岩鼻地点 (m ³ /s)	若泉地点 (m ³ /s)	八斗島地点 (m ³ /s)
現行モデル	4,650	2,807	1,175	8,174
現行モデル(CommonMP 版)	4,705	2,831	1,175	8,196
相対的なピーク流量の差異	+1.2 %	+0.9 %	+0.0 %	+0.3 %

表 4 : 平成 10 年月洪水のピーク流量

対象地点	上福島地点 (m ³ /s)	岩鼻地点 (m ³ /s)	若泉地点 (m ³ /s)	八斗島地点 (m ³ /s)
現行モデル	4,841	3,551	897	9,213
現行モデル(CommonMP 版)	4,926	3,667	897	9,336
相対的なピーク流量の差異	+1.8 %	+3.2 %	+0.0 %	+1.3 %

3. 降雨観測所の観測密度が計算流量に与える影響の感度分析

上記 4 洪水を対象とし、分科会が独自に作成したサブ流域平均雨量を入力として流出計算を実施した。その際、降水量観測点数の違いが流出計算に及ぼす影響を比較するために、昭和 22 年に利用可能な時間雨量観測点のうち欠測の少ない 15 地点のみ（同地点のデータがない場合はもっとも近い時間データ地点）を用いたサブ流域平均雨量も作成し、降雨観測所が昭和 22 年の洪水時点しかないとした場合の流出計算を実施して、降雨観測所の観測密度が計算流量に与える影響を分析した。前者のサブ流域平均降水量を「分科会 Full」、後者のそれを「分科会 Limited」とよぶことにする。以下に結果を示す。

(1) 計算条件

入力となるサブ流域平均雨量以外は、2. と同じ条件を設定した。サブ流域の流域平均降雨データの作成については、第 8 回分科会資料 2 「サブ流域平均雨量データセットの作成と比較検討」を参照されたい。

(2) 計算結果

上記4洪水について八斗島地点での計算結果を示す。

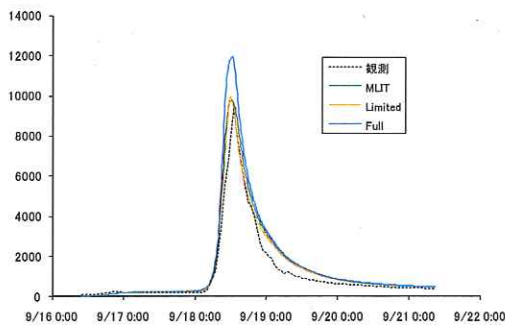


図17：昭和33年洪水

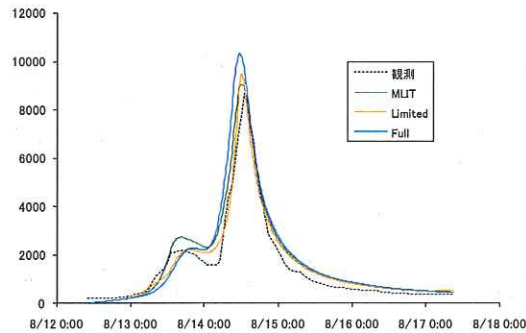


図18：昭和34年洪水

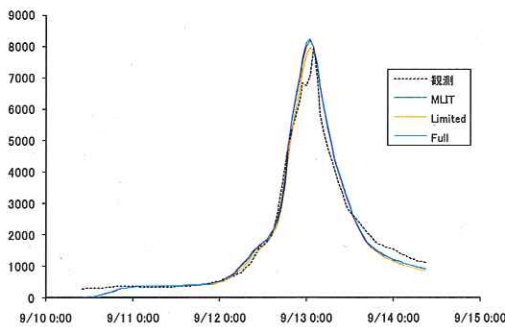


図19：昭和57年洪水

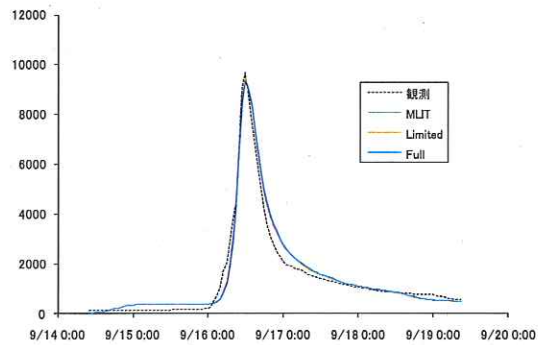


図20：平成10年月洪水

表5：降雨分布が八斗島地点での洪水のピーク流量推定値に与える影響

降雨パターン	昭和33年	昭和34年	昭和57年	平成10年月
分科会(Full)	11,986 (m³/s)	10,222 (m³/s)	8,245 (m³/s)	9,830 (m³/s)
国土交通省	9,776 (-18.4%)	9,075 (-11.2%)	8,018 (-2.8%)	9,336 (-5.0%)
分科会(Limited)	9,981 (-16.7%)	9,497 (-7.1%)	7,989 (-3.1%)	9,497 (-3.4%)

分科会によるサブ流域平均降水量（分科会 Full）を基準としたときの、国土交通省による手法およびサブ流域平均降水量（分科会 Limited）を用いた場合のピーク流量とその相対的な差異をカッコ書きで示した。時間雨量観測地点の多い昭和57年洪水、平成10年月洪水では、流量の計算結果は、国土交通省と分科会(Full)の手法とでほぼ一致した。一方、時間雨量の観測値が少なかった昭和33年洪水、昭和34年洪水では10%以上の違いがみられた。

一方、サブ流域平均降水量（分科会 Limited）はサブ流域平均降水量（分科会 Full）に対して、4洪水すべて国土交通省作成データを用いた場合と同程度の差異がみられることがわかった。国土交通省が作成したサブ流域平均降水量データは、分科会(Limited)に近い手法で作成された可能性がある。

4. 現行モデル (CommonMP 版) を用いた昭和 22 年洪水の再現計算と感度分析

(1) 計算条件

①降水量

国土交通省から提供されたサブ流域ごとの流域平均雨量 (時間単位) を用いた。

②基底流量

第 1 回分科会資料 6 に記載の値が現行モデル(CommonMP 版)に設定されていることを確認した。

③モデルパラメータ

第 1 回分科会資料 6 に記載の値が現行モデル(CommonMP 版)に設定されていることを確認した。

④ダム操作

ダムによる流況制御は流出モデルに導入されていないことを確認した。

⑤差分計算時間間隔

貯留関数モデルの差分計算間隔は 72 秒として再計算した。

(2) 再現計算結果

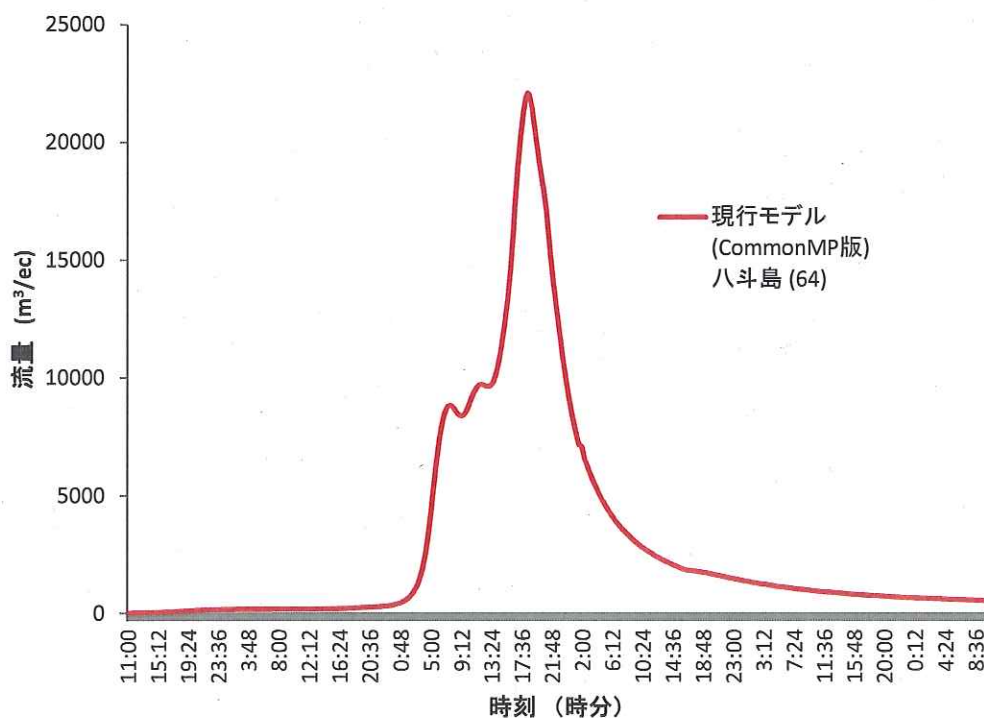


図 2 1 : 現行モデル (CommonMP 版) による昭和 22 年洪水の再現計算結果

表 6 : 昭和 22 年洪水の八斗島地点のピーク流量

現行モデル	現行モデル(CommonMP 版)	相対的差異
22,079 m ³ /s	22,101 m ³ /s	+0.1 %

現行モデル (CommonMP 版) で計算した昭和 22 年洪水のピーク流量は $22,101 \text{ m}^3/\text{s}$ となり、国土交通省が示した $22,079 \text{ m}^3/\text{s}$ とほぼ一致する結果となった。

(3) R_{sa} の感度分析

R_{sa} を変化させて流出量を計算した。 R_{sa} 以外のモデルパラメータは、前節とまったく同じ値を用いた。 R_{sa} はすべての分割流域で次の 5 通りを設定した。

- Case 0: R_{sa} を 48mm とする場合 (前節 (2) で設定した値)
- Case 1: R_{sa} を 100mm とする場合
- Case 2: R_{sa} を 125mm とする場合
- Case 3: R_{sa} を 150mm とする場合
- Case 4: R_{sa} を 200mm とする場合
- Case 5: R_{sa} を 250mm とする場合

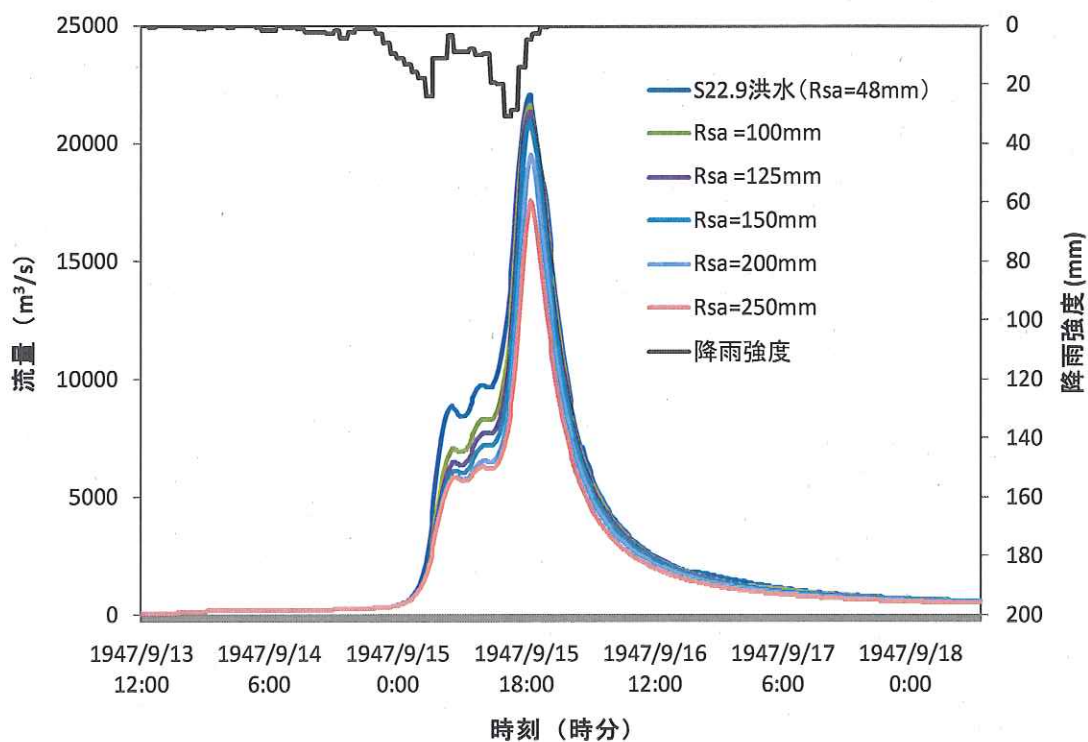


図 2.2 : R_{sa} の値が昭和 22 年洪水の再現結果に与える影響
(現行モデル CommonMP 版を用いた場合)

表7： R_{sa} の値が昭和22年洪水のピーク流量推定値に与える影響

(現行モデル CommonMP 版を用いた場合)

ケース番号	R_{sa} (mm)	ピーク流量 (m ³ /s)	基準ピーク流量との違い
0	基準値(48mm)	22,101	—
1	100mm	21,635	−2.1%
2	125mm	21,362	−3.3%
3	150mm	20,955	−5.2%
4	200mm	19,541	−11.6%
5	250mm	17,588	−20.4%

表7に示すように基準値として設定した R_{sa} は 48mm であり、50mm 間隔で R_{sa} を設定した。また、第一回分科会資料5の61ページにおいて、国土交通省が実施した R_{sa} を 125mm とした計算結果を確認するために、 R_{sa} を 125mm とするケースを計算した。

R_{sa} を約 75mm 増加させたケース 2 のピーク流量の相対的な減少分は 3.3%であった。また、 R_{sa} を約 100mm 増加させたケース 3 のピーク流量の相対的な減少分は 5.2%であった。

これらの傾向は、新モデルの感度分析による計算結果と同様であった。これは図 22 に示すように、 R_{sa} の変化が洪水ピーク流量が発生する時刻より前の流量の変化に大きく影響し、洪水ピーク流量に対する感度が小さくなるためである。ケース 0 からケース 3 では、図 22 の洪水ピーク流量前のハイドログラフの違いが、この R_{sa} の違いによる有効降雨の違いとなって表れている。

(4) 降水量観測点数の違いが流出計算に及ぼす影響

分科会で独自に作成したサブ流域平均雨量を入力として流出計算を実施した。昭和 22 年洪水については、利用できる時間雨量データが限られているために、国土交通省から提供された日雨量観測データを、最近隣の時間雨量パターンを用いて時間分解して、できるだけ多くの地点時間雨量データを作成した。その上で、流域を覆う 500m サイズの各グリッドからもっとも近い地点時間雨量データを当該グリッドに割り当てた。一方、昭和 22 年に利用可能な時間雨量観測点のうち欠測の少ない 15 地点のみを用いたサブ流域平均雨量も作成し、降雨観測所の観測密度が計算流量に与える影響を分析した。前者のサブ流域平均降水量を「分科会 Full」、後者のそれを「分科会 Limited」とよぶことにする。以下に結果を示す。

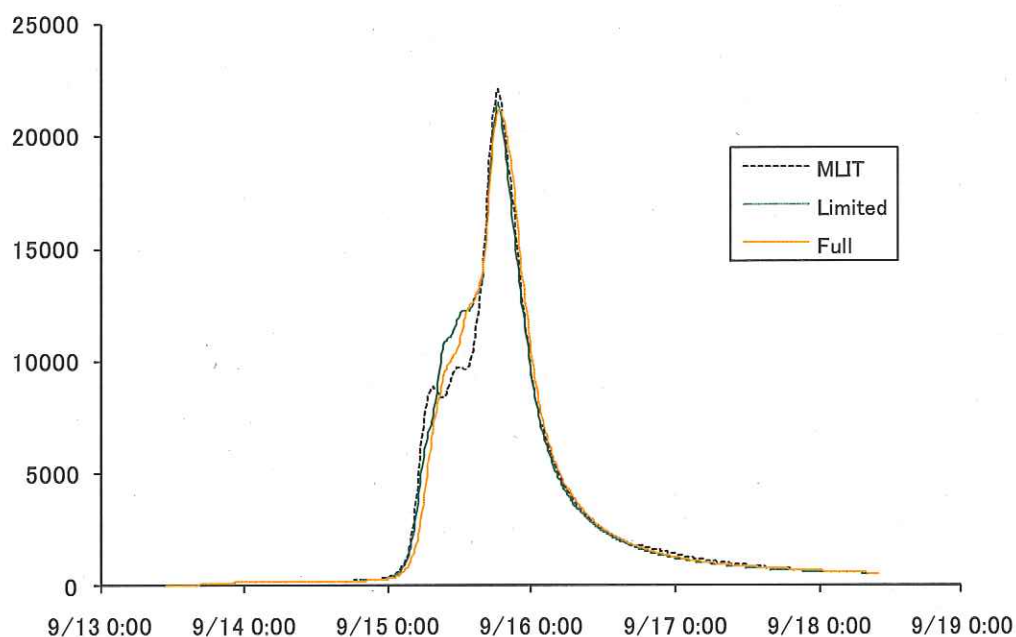


図 2 3 : 降雨分布が昭和 22 年洪水のピーク流量推定値に与える影響

表 8 : 降雨分布が昭和 22 年洪水のピーク流量推定値に与える影響

流域平均雨量	ピーク流量 (m ³ /s)	基準ピーク流量との違い
分科会(Full)	21,118	—
国土交通省	22,101	+4.7 %
分科会(Limited)	21,512	+1.9 %

サブ流域平均降水量（分科会 Full）を基準としたときの、国土交通省による手法およびサブ流域平均降水量（分科会 Limited）を用いた場合のピーク流量とその相対的な差異を示した。流量の計算結果はほぼ一致した。また、Limited の結果は、Full に対して、国土交通省による手法により近いピーク流量を示した。

<参考資料9> 分布型流出モデルを用いた連続計算による流出計算結果の報告

京都大学で開発された分布型流出モデルを用いて連続計算を行い、現行モデルで設定された R_{sa} と分布型流出モデルによって計算される流域平均貯留量との関係を分析した。また、昭和 22 年洪水の再現を試みた。実施した計算内容は以下である。

- ⑭ 分布型流出モデルを用い、同一のパラメータ値を用いて、昭和 33 年 6 月から 10 月、昭和 34 年 6 月から 10 月、昭和 57 年 6 月から 10 月、平成 10 年 6 月から 10 月の連続計算を行った。この計算結果をもとに、上記 4 洪水のピーク流量の再現性を確認した。
- ⑮ 上記 4 洪水を対象とし、現行モデルで用いられている貯留関数法のパラメータ R_{sa} と分布型流出モデルの状態量（流域平均貯留高）との関連を分析した。
- ⑯ 昭和 22 年洪水の再現計算を試みた。

1. 京都大学の分布型流出モデルの構成¹⁾²⁾³⁾⁴⁾

国土数値情報の標高データ(空間分解能：250m)をもとに最急勾配方向に流下方向を決定し、約 3km に区分した河道区間に寄与する部分流域を設定する。部分流域は勾配、落水方向、面積の情報を持つ矩形斜面の集合であり、それぞれの矩形斜面に(1)式で表現するキネマティックウェーブモデルを適用する。このモデルでは、土壌中のマトリクス部を流れる飽和・不飽和地中流、土壌中の空隙部を重力水として流れる飽和中間流、そして地表面を流れる表面流の 3 種類を統合的に表現する流量流積関係式を用いる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r - e$$

$$q(h) = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^\beta, & (0 \leq h < d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), & (d_c \leq h < d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^m, & (d_s \leq h) \end{cases} \quad (1)$$

ここで t は時間、 x は距離である。 h は水深、 q は単位幅流量、 r は降雨強度、 e は蒸発散強度である。 d_s は土壌中の最大水分量に対応する土壌空隙高さ、 d_c はマトリクス中の最大水分量に対応する土壌空隙高さ、 k_c はマトリクス部の飽和透水係数、 k_a は空隙を重力水として流れる流れの飽和透水係数であり、 $v_c = k_c i$ 、 $v_a = k_a i$ である。 i は地形から定まる勾配である。また、 β はマトリクス部において含水率の減少に伴う透水係数の減少の大きさを表すパラメータであり、マトリクス部と大空隙部の流量流積関係の連続性から $\beta = k_c/k_a$ の関係が得られる。また、 $\alpha = i^{1/2} n^{-1}$ 、 $m = 5/3$ とする。分布型流出モデルの部分流域の設定方法、落水方向、矩形斜面における水深変化の概念図、個々の矩形斜面に適用する流量流積関係式を図 1 に表す。

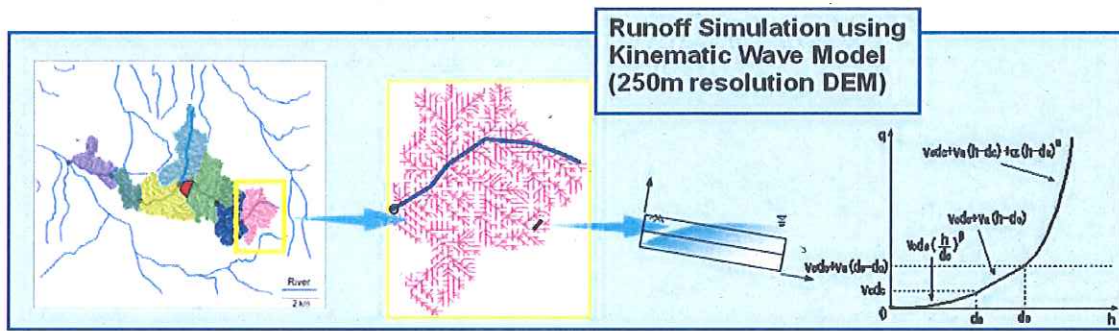


図1：分布型流出モデルの部分流域、落水方向、矩形斜面における水深変化の概念図、
個々の斜面に適用する流量流積関係式

2. 既往4洪水を対象とした計算結果

現行モデルで対象とされている既往4洪水（昭和33年洪水、昭和34年洪水、昭和57年洪水、平成10年洪水）を含むそれぞれの年の6月1日から10月30日の連続計算を実施した。

(1) 計算条件

①降水量

東京大学工学系研究科の小池研究室から提供された500m空間分解能のグリッド形式の降雨強度を1km空間分解能に平均化したデータを用いた。このデータは、国土交通省から提供された地点雨量を用い、ティーセン法（最近隣法）によって空間的な内挿計算が行われたものである。

②蒸発散量

小池研究室から提供されたJP10に含まれる蒸発散強度のデータを用いた。

③基底流量

流出モデルが基底流量を含めて計算する構造を持つため、外部から与える必要はない。

④モデルパラメータ

分布型流出モデルのモデルパラメータの値は、1994~1998年の6月から10月までの洪水データを用い、利根川流域の代表的な部分流域に対して同定した。部分流域ごとに同定したパラメータの値を表1に示す。

⑤ダム操作

流域の状態量の連続的な変化を把握するため、ダム操作は考慮していない。

⑥差分計算時間間隔

10分とした。

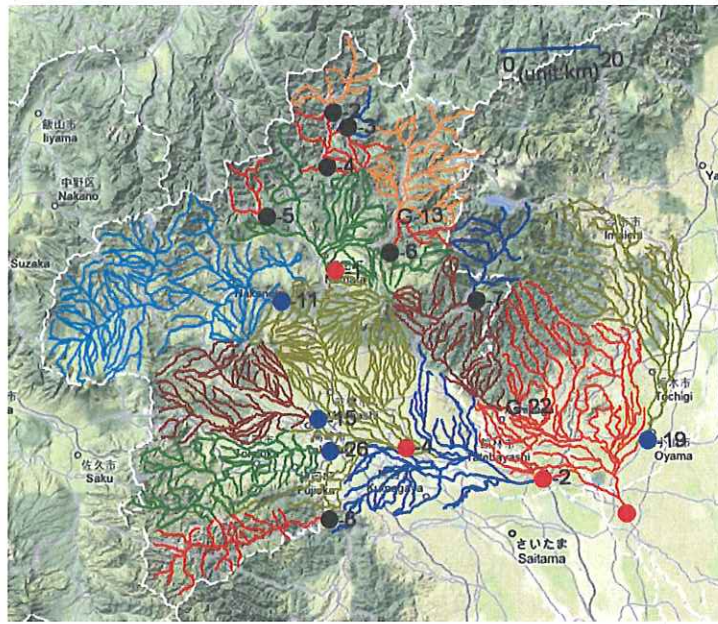
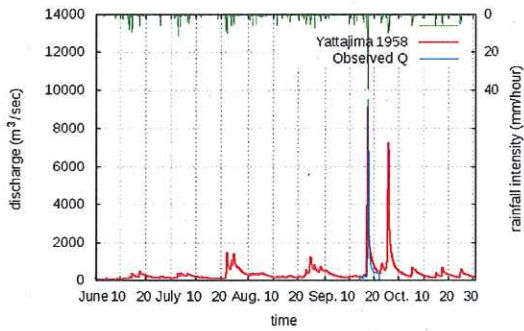


図2：分布型流出モデルのパラメータ設定で用いた流域区分

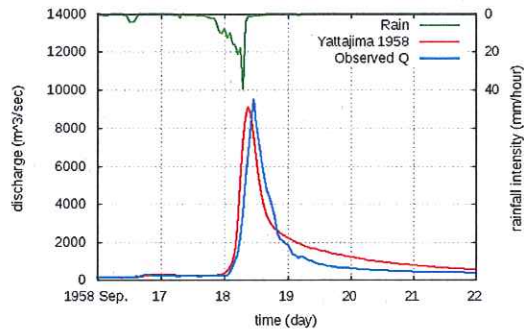
表1：設定したモデルパラメータの値

流域	流域区分	流域面積 (km ²)	n (m ^{1/3} /s)	d_s (m)	d_c (m)	k_a (m/s)	β (-)
奥利根流域	八木沢ダム上流	167.6	0.30	0.40	0.20	0.012	9
	奈良俣ダム上流	61.0	0.30	0.75	0.40	0.012	9
	藤原ダム上流	184.8	0.30	0.35	0.20	0.012	9
	菌原ダム上流	492.2	0.30	0.35	0.30	0.012	9
	相俣ダム上流	119.0	0.30	0.25	0.20	0.012	5
	屋形原上流	652.9	0.28	0.20	0.05	0.012	7
吾妻川及び烏川流域	村上上流	1249.2	0.30	0.25	0.15	0.012	7
	高松上流	557.4	0.30	0.20	0.15	0.012	7
	岩井上流	558.5	0.30	0.20	0.15	0.012	9
	下久保ダム上流	323.9	0.30	0.30	0.15	0.012	4
残流域	八斗島上流	767.1	0.28	0.35	0.20	0.012	5

(2) 計算結果

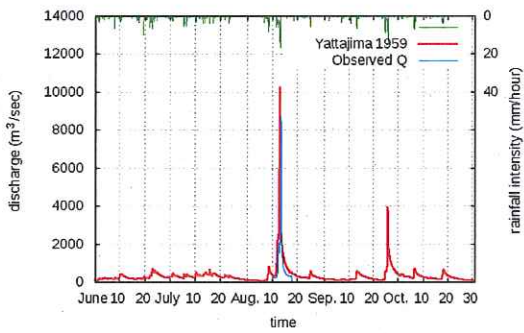


(a) 6月1日～10月30日

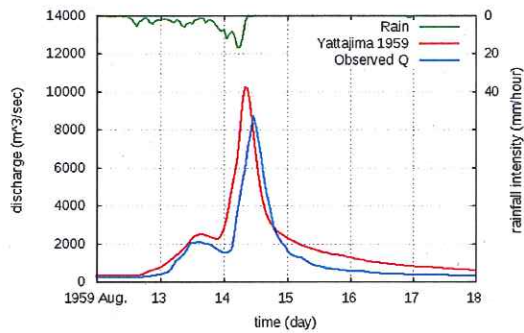


(b) 9月16日～9月22日

図3：昭和33年6月～10月の八斗島地点の河川流量（赤：計算流量、青：観測流量）

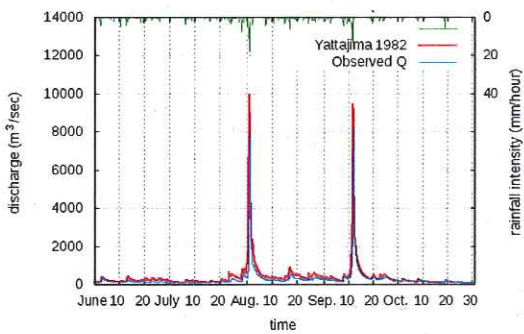


(a) 6月1日～10月30日

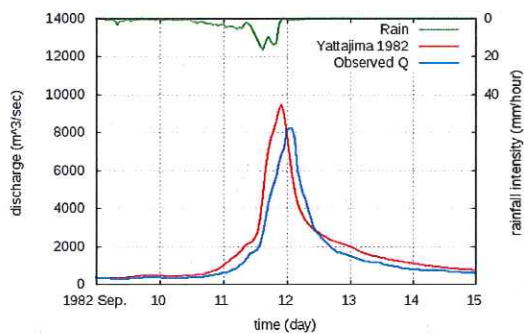


(b) 8月12日～8月18日

図4：昭和34年6月～10月の八斗島地点の河川流量（赤：計算流量、青：観測流量）

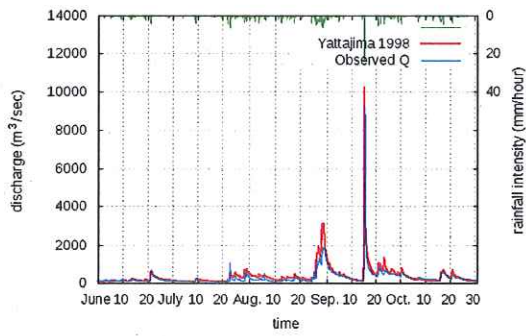


(a) 6月1日～10月30日

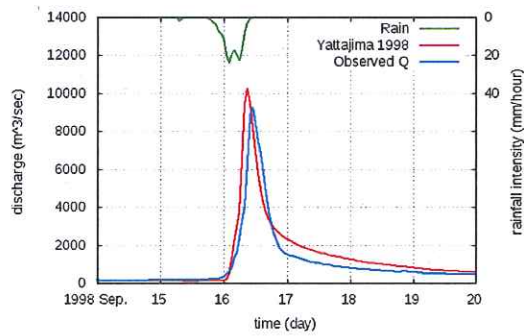


(b) 9月9日～9月15日

図5：昭和57年6月～10月の八斗島地点の河川流量（赤：計算流量、青：観測流量）



(a) 6月1日～10月30日



(b) 9月14日～9月20日

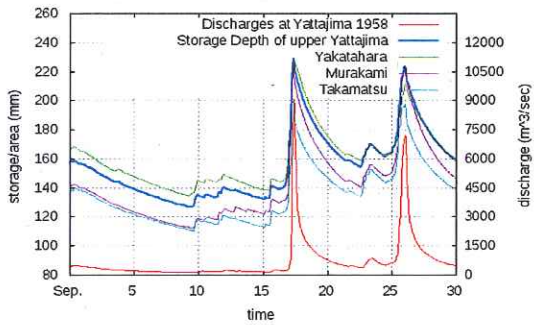
図6：平成10年6月～10月の八斗島地点の河川流量（赤：計算流量、青：観測流量）

(3) まとめ

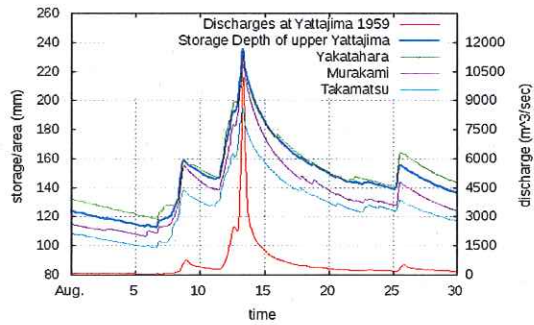
同一のパラメータでピーク流量を含めて、河川流量を再現することを確認した。

3. 流域平均貯留高の計算結果

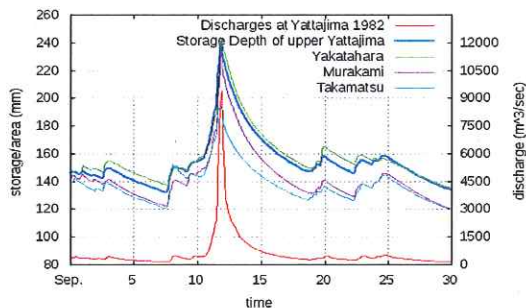
分布型流出モデルでは、計算格子点での計算水深を用いて任意の流域の貯留量を推定することができる。部分流域ごとの貯留量（部分流域に含まれる全斜面要素の計算格子の水深（1）式で与えられる水深 h ）を空間的に積分した値）をその流域面積で割ると部分流域ごとの流域平均貯留高が得られる。図7はその時間変化を示したものである。八斗島地点での計算流量を合わせて示している。計算流量の変化と流域平均貯留高の変化とはよく対応する。



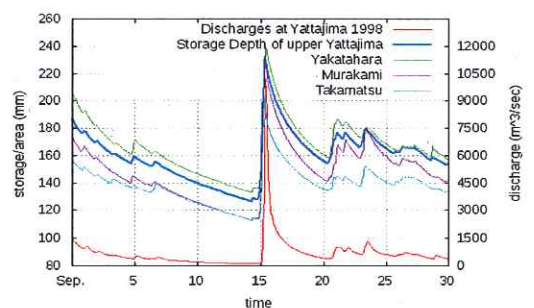
(a)1958年6月～10月



(b)1959年6月～10月



(c)1982年6月～10月



(d)1998年6月～10月

図7：各対象地点より上流の流域平均貯留量の時間変化と八斗島地点の計算流量

3. 分布型流出モデルによる流域平均貯留高と現行モデルの R_{sa} との対応関係の分析

既往4洪水について、現行モデル（貯留関数法）による計算期間の中でピーク流量生起時刻より前の時間において、分布型流出モデルが示す流域平均貯留高の最小値を取り出した。その値と現行モデルの R_{sa} との関係を図8に示す。流域平均貯留高が大きくなり流域が湿った状態と考えられるときに、 R_{sa} が小さいという明瞭な関係は見られなかった。特に、昭和57年9月洪水については、洪水前の初期流量が他の3洪水よりも大きく、それに対応して分布型モデルが出す流域平均貯留高は4洪水の中でもっとも大きな値を示す。一方で、この洪水について設定されていた R_{sa} は2番目に大きな値となっていた。

この4洪水の結果を用いた場合、京大分布型流出モデルで得られる流域平均貯留高との対応でみた場合には、 R_{sa} を流域の水分状態のみを反映する物理的な状態を表現するパラメータとして考えるのは難しく、様々な影響を含む洪水ピーク流量を再現するために必要となるパラメータと考えることが適切であると考えられる。

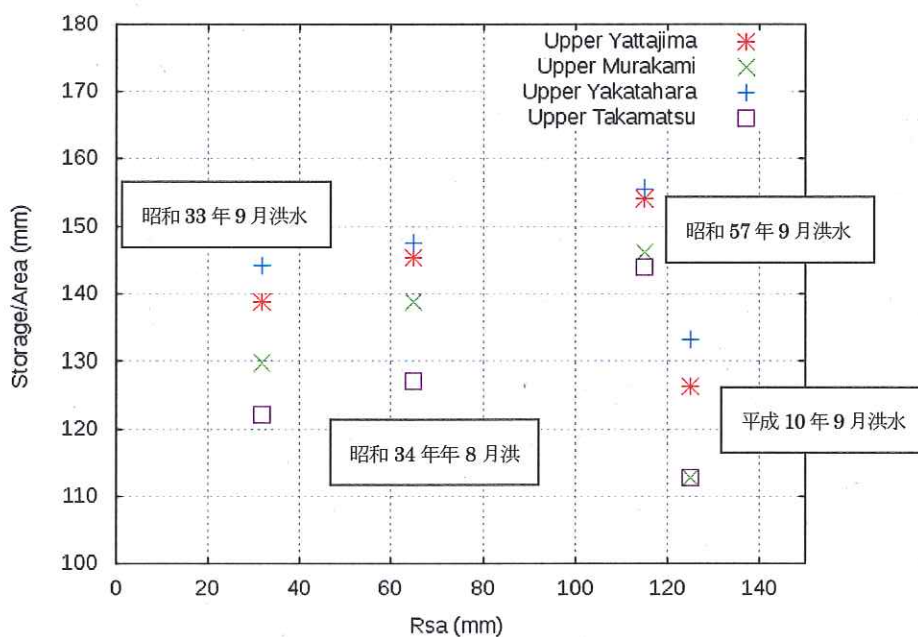


図8：分布型流出モデルが得られる流域平均貯留高（八斗島上流域）と現行モデルでの R_{sa} との対応関係

4. 昭和 22 年洪水の再現計算

上記の分布型流出モデルを用いて昭和 22 年洪水の再現計算を実施した。

(1) 計算条件

2. の連続計算で用いたそれぞれ 4 期間の 5 ヶ月間の降雨データにおいて、昭和 22 年 13 日午前 10 時からの 72 時間分の降雨データを、それぞれの期間の 72 時間分の降雨データと置き換え、分布型流出モデルによる連続計算によって昭和 22 年洪水の再現を試みた。降雨データを置き換える期間は、各年で実際に発生した降雨と連続して設定することにより過大な評価とならないように期間を設定した。設定した期間は以下の 6 通りを考えた。

- (1) 昭和 33 年 9 月 14 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合
- (2) 昭和 34 年 8 月 4 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合
- (3) 昭和 34 年 8 月 9 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合
- (4) 昭和 57 年 9 月 4 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合
- (5) 昭和 57 年 9 月 9 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合
- (6) 平成 10 年 9 月 9 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合

昭和 22 年洪水の降雨データは、東京大学工学系研究科の小池研究室から提供された 500m 空間分解能のグリッド形式の降雨強度データである。このデータは、国土交通省から提供された地点雨量を用い、ティーセン法（最近隣法）によって空間的な内挿計算が行われたものである。降雨データ以外の計算条件は 2. と同じである。

(2) 計算結果

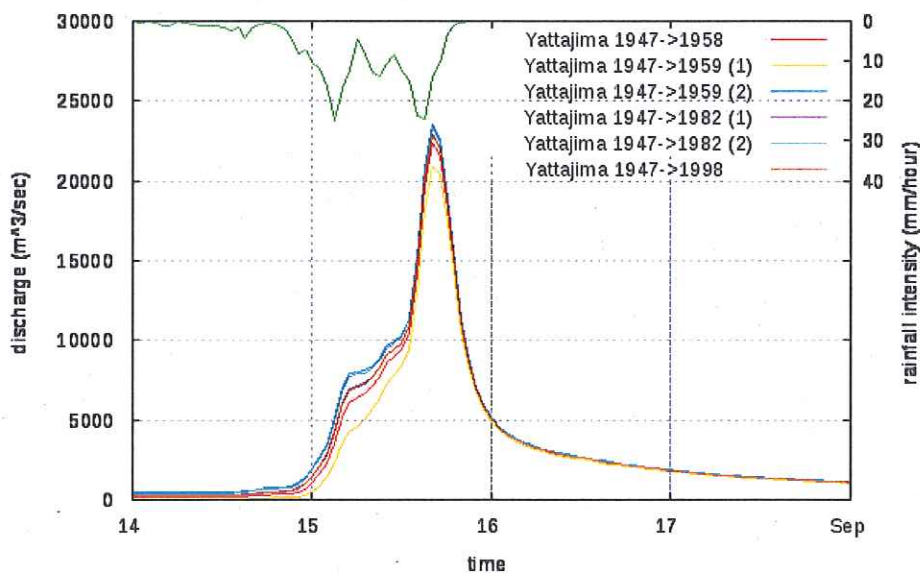


図 9：分布型流出モデルによる昭和 22 年洪水の再現計算

計算されたピーク流量は以下のものであった。

- (1) 昭和 33 年 9 月 14 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合 : 22,318.5 m³/s
- (2) 昭和 34 年 8 月 4 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合 : 20,907.6 m³/s
- (3) 昭和 34 年 8 月 9 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合 : 23,462.2 m³/s
- (4) 昭和 57 年 9 月 4 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合 : 22,934.0 m³/s
- (5) 昭和 57 年 9 月 9 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合 : 23,333.8 m³/s
- (6) 平成 10 年 9 月 9 日 11 時からの 72 時間を昭和 22 年降雨と置き換えた場合 : 22,872.1 m³/s

設定した期間によりピーク流量に違いが見られる。これは昭和 22 年降雨を設定した期間の初期の状態の違いが現れている。

参考文献

- 1) 市川温, 村上将道, 立川康人, 椎葉充晴 : 流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系 シミュレーションシステムの開発, 土木学会論文集, no. 691/II-57, pp. 43-52, 2001.
- 2) 立川康人, 永谷 言, 寶 馨 : 飽和不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発, 水工学論文集, pp. 7-12, vol. 48, 2004.
- 3) 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 市川温 : 広域分布型流出予測システムの開発とダム群治水効果の評価, 土木学会論文集, No. 803/II-73, pp. 13-27, 2005.
- 4) S. KIM, Y. TACHIKAWA, E. NAKAKITA, K. YOROZU and M. SHIIBA : Climate change impact on river flow of the tone river basin, Japan, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol. 55, pp. S_85-S_90, 2011.

<参考資料 10> 水エネルギー収支分布型水循環モデル (WEB-DHM)、長期再解析日本域高解像ダウンスケーリング (JP10)、観測雨量を用いた貯留関数モデルの評価

本報告では、東京大学で開発された「水エネルギー収支分布型水循環モデル (Water and Energy Budget-based Distributed Hydrological Model (WEB-DHM))」、東京大学の「データ統合・解析システム (DIAS)」上にアーカイブされた全球再解析の日本域高解像 (10km) ダウンスケーリングデータ (JP10)、利根川流域での降水量観測データをもとに作成したグリッド雨量データを用いて、昭和 33 年、34 年、57 年、平成 10 年の洪水を含む 5 ヶ月間の再現計算を行って、新モデルに用いられている飽和雨量の物理的意味を検討するとともに、昭和 22 年洪水のハイドログラフの再現計算を試み、降雨パターンが浸入能、保留能の回復に及ぼす影響を検討する。

1. 水エネルギー収支分布型水循環モデル (WEB-DHM)¹⁾²⁾

陸面スキームが改良された SiB2³⁾ とグリッドベースの分布型流出モデル GBHM⁴⁾ を融合した WEB-DHM は、現実的な大気-植生-土壌系の輸送モデルを有しており、斜面効果を考慮した地表面および土壌中の水分の鉛直、斜面方向の移動を表現している。つまり、地表面でのエネルギー・水収支と斜面水文過程を組み合わせることで大気-陸面相互作用、地下水、河川流出をつなぐ土壌水分を高い精度で計算し、かつ広域に適用可能なスキームを実現している。また、WEB-DHM は地下水を陽に表現して、不飽和帯と地下水面の相互作用を組み込んでおり、これは土壌水の鉛直浸透と地下水流出の精度向上に貢献している。図-1 に示した WEB-DHM の構造の概略を、以下に記す。

- (i) 流域はサブ流域に分割され、各サブ流域は流出点からの距離により flow interval という区分に細分割される。
- (ii) SiB2 を用いた陸面過程計算のための仮想場としてグリッドが存在する。均一な土地利用と土壌タイプをもつ各グリッド内で、大気陸面間のフラックス (水、エネルギー、CO₂) が計算される。
- (iii) 流出計算は、各グリッド内を流れる河道とその両側を挟む複数の斜面要素で行われる。GBHM を用いて各斜面要素からの表面流出・中間流出・地下水流出が計算される。そのうち、flow interval 毎にまとめられた仮想的な河道に沿って上流側から逐次流下計算が行われる。

陸面過程の計算のため、不飽和土壌は SiB2 の三層構造が踏襲されている。第一層は土壌から直接蒸発が起る層、第二層は植物の根が張り土壌水分が蒸散する層、そして第三層は最も深い不飽和領域である。斜面水文過程における不飽和土壌での水分移動は、鉛直方向の浸透流と斜面方向の側方流がある。側方流は斜面勾配と各層における透水係数より計算される。また、鉛直方向の浸透流は、以下の鉛直一次元の Richards 式によって導かれ、

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = -\frac{\partial q_v}{\partial z} + r(z,t) \quad (1)$$

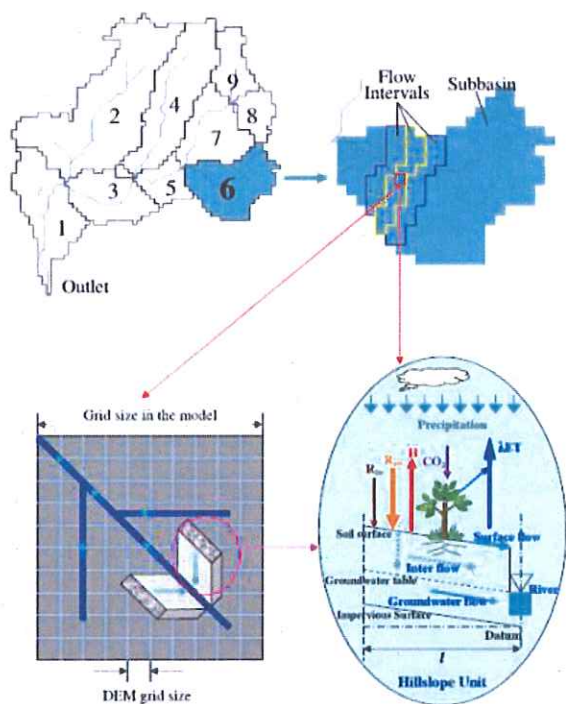


図-1 WEB-DHM の構造の概略¹⁾

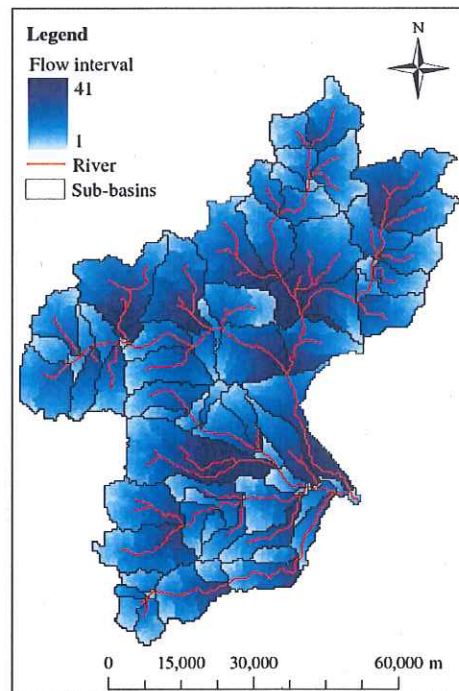


図-2 サブ流域区分と flow interval

ここで、 t は時間、 z は地表面からの深さ、 $\theta(z,t)$ は体積含水率、 $r(z,t)$ は蒸発散量、そして q_v は以下の式で表わされる鉛直方向の土壌水分量フラックスである。

$$q_v = -K(\theta, z) \left[\frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - 1 \right] \quad (2)$$

$K(\theta, z)$ は透水係数、 $\psi(\theta)$ は毛管吸引力である。(1)式の陰解放で解くために、第二層と第三層はさらに細かく分割されている。各土壌層間の水分交換が行われると、不飽和領域から飽和領域に補充される水分量が求まる。

利根川への本モデルの適用に当たっては、奥利根、吾妻川、烏川・神流川では、地質条件を参照として、土層厚さと透水係数を分布させた。なお、計算初期土壌水分量は、河川初期流量が比較的低い昭和33年、平成10年は体積含水率の50%とし、河川初期流量が比較的高い昭和34年、57年は体積含水率の75%とした。また、植生条件は2001年から2005年のMODISから得られるLAIを用いて算定している。

2. 全球再解析の日本域高解像(10km)ダウンスケーリングデータ(JP10)⁵⁾

1948年から2006年NCEP/NCAR長期再解析をもとに、水平解像度10km・時間解像度1時間の、日本域(22.123–49.163N、119.960–151.577E)を力学的ダウンスケーリングしたデータセットが米国スクリプス海洋学研究所主導で作成され、東京大学の「データ統合・解析システム(DIAS)」にアーカイブされた。このデータセットには、大気場の基本的な変数(日射量・長波放射・気温・風速・オメガ・高度・湿度等)と診断変数(降水・蒸発・流出・混合層高さ・表層大気状態・放射等)が含まれている。力学的ダウンスケーリングには、開発されたRegional Spectral Model(RSM; Kanamitsu et al. 2005)が使用されている。

3. 雨量データ

昭和 57 年、平成 10 年の各年の洪水に関しては、流域を覆う 500m サイズの各グリッドからもっとも近い地点の観測時間雨量データを当該グリッドに割り当てる。昭和 22 年、33 年、34 年の各年の洪水に関しては、利用できる時間雨量データが限られているために、国土交通省から提供された日雨量観測データを、最近隣の時間雨量パターンを用いて時間分解して、できるだけ多くの地点時間雨量データを作成し、その上で、流域を覆う 500m サイズの各グリッドからもっとも近い地点時間雨量データを当該グリッドに割り当てる。なお各年洪水のグリッドデータとモデルのサブ流域データを重ね合わせ、それぞれのサブ流域平均雨量を作成した。

4. 既往 4 洪水を対象とした計算と解析結果

現行モデルで対象とされている既往 4 洪水（昭和 33 年洪水、昭和 34 年洪水、昭和 57 年洪水、平成 10 年洪水）を含む 6 月から 10 月の連続計算を行い、図 3～6 に示す。

(1) 適合性：いずれの場合も、低水から高水まで長期にわたって適合性がよく、Nash の係数は 0.8 以上の高い数値となっている。ピーク値でも観測値との誤差は十数パーセント以内となっている。

(2) 森林の影響：本モデルでは 2000 年代の衛星観測による LAI を用いており、樹冠遮断や樹冠蒸発は 4 洪水ともこの値を用いて計算されたが、森林状態が比較的悪かったとされる昭和 34 年ではピーク流量では過小、森林の成長が見込める平成 10 年のピーク流量が過大に推定されており、森林の変化が洪水に与える影響が示唆されているように見える。そこで、この差が森林の影響によるものかどうかを、感度分析により検討した。

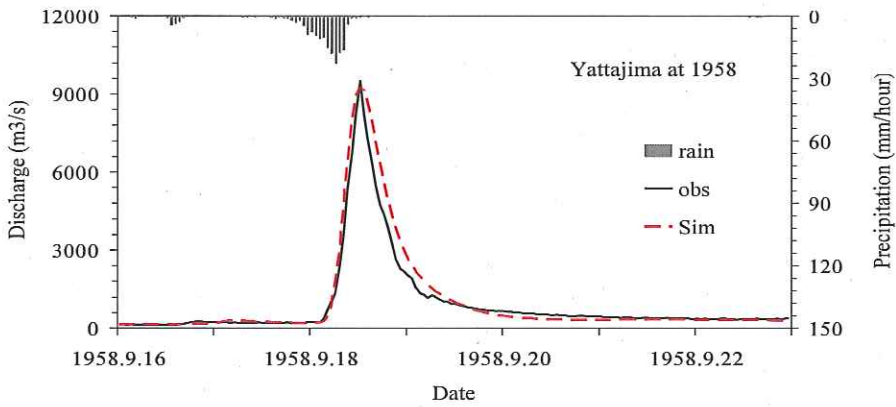
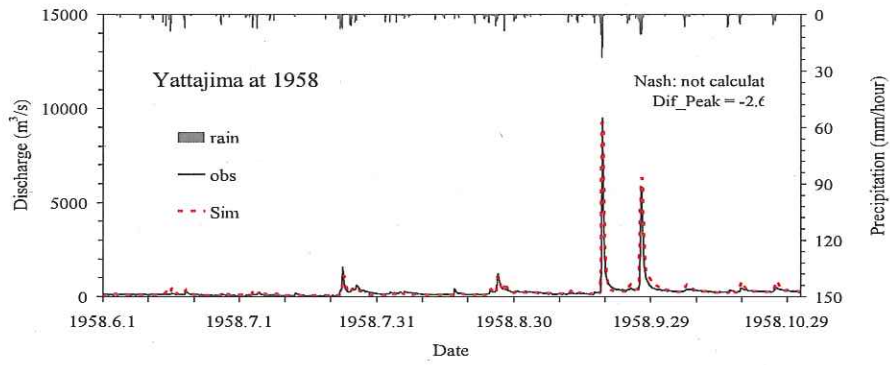
谷・窪田は、「森林が成長し、土壌も発達して厚くなる方向には進んでいると推定されるが、その発達速度は樹木個体の成長速度に比べてはるかに遅い。土壌が洪水を大きく変えることは確かであるにもかかわらず、戦後の森林放置によって、洪水流出を劇的に小さくするほどの土壌発達があったと考えることはできないのである。」としている。そこで、植生層の違いのみが水循環に及ぼす影響を WEB-DHM のシミュレーションによって示す。WEB-DHM は SiB2 の植生モデルを適用しており³⁾、樹冠による降雨の貯留限界 (S_c (mm)) は葉面積指数 (LAI (m^2m^{-2})) を用いて、

$$S_c = 0.1 \times LAI \quad (1)$$

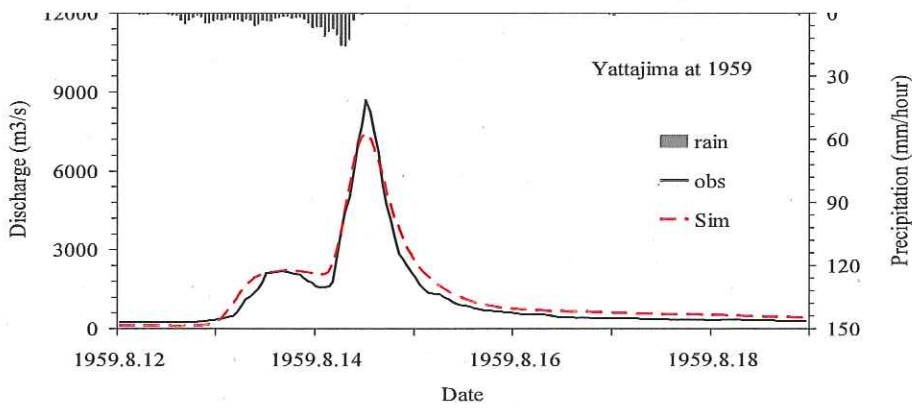
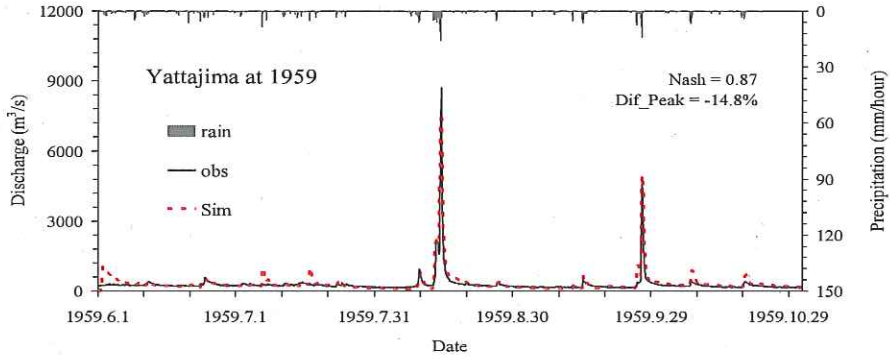
と表されている。ただし、現地調査の事例によれば、ブナが支配的な $LAI=5.9$ の森林では $S_c=0.68$ (mm) であり、樺が支配的な $LAI=3.8$ の森林では $S_c=1.19$ (mm) と報告されている⁶⁾。前者に対し(1)式は妥当であるが、後者に対しては過小評価となっている。そこで、

- 1) 2000 年代の衛星による LAI の観測値から(1)式で求まる S_c を用いた場合
- 2) 上記 1) の 10 倍の値を用いた場合
- 3) ほぼ裸地と考えられる $LAI=0.1$ の場合

3 通りについて、WEB-DHM、JP10、グリッド化した観測雨量データを用いて、昭和 34 年と平成 10 年のそれぞれ 6 月 1 日～10 月 31 日の期間を計算し、両年の洪水期間中における計算結果を図-3 から図-7 に示す。



图—3 : 1958年 6月1日~10月30日(上图)、9月16日~9月23日(下图)



图—4 : 1959年 6月1日~10月30日(上图)、8月12日~8月19日(下图)

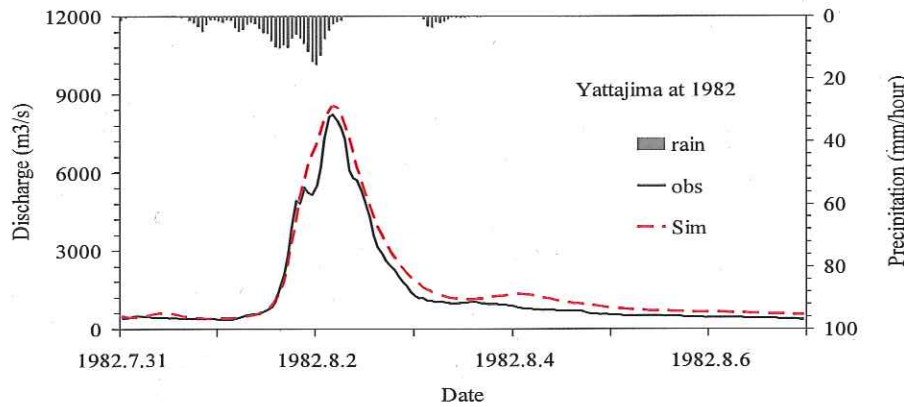
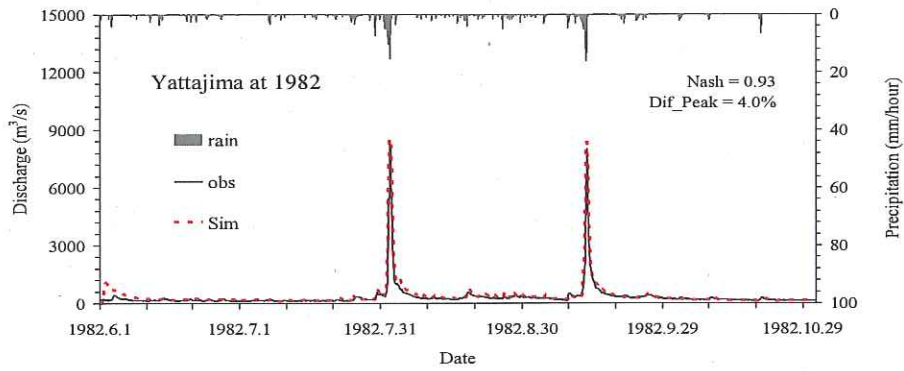


图-5 : 1982年 6月1日~10月30日(上图)、7月31日~8月7日(下图)

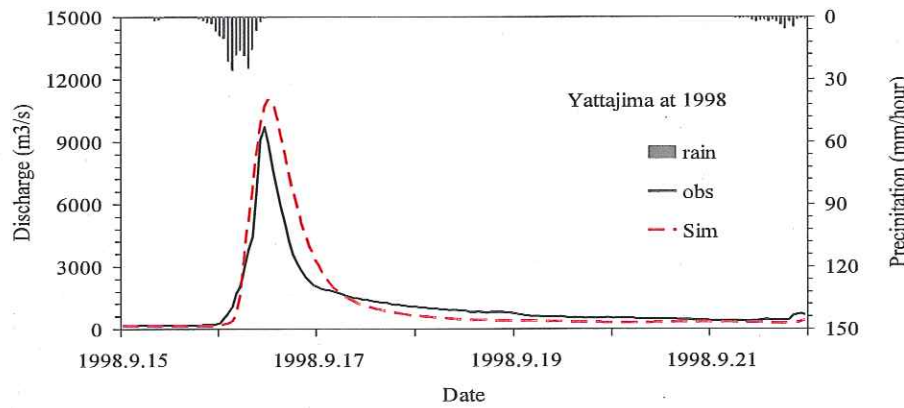
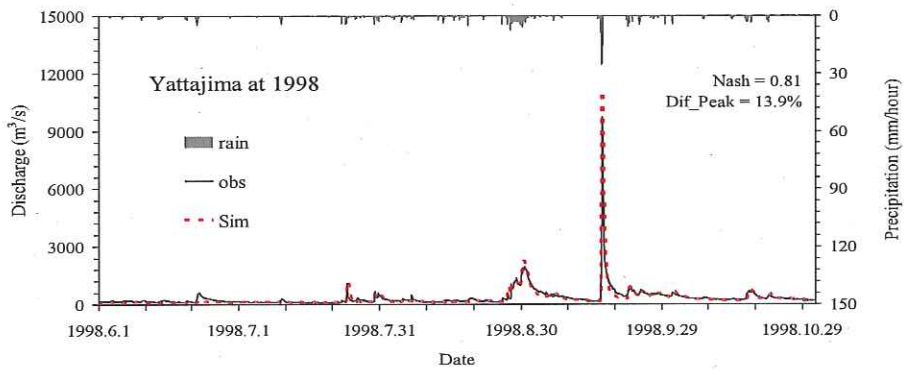


图-6 : 1998年 6月1日~10月30日(上图)、9月15日~9月22日(下图)

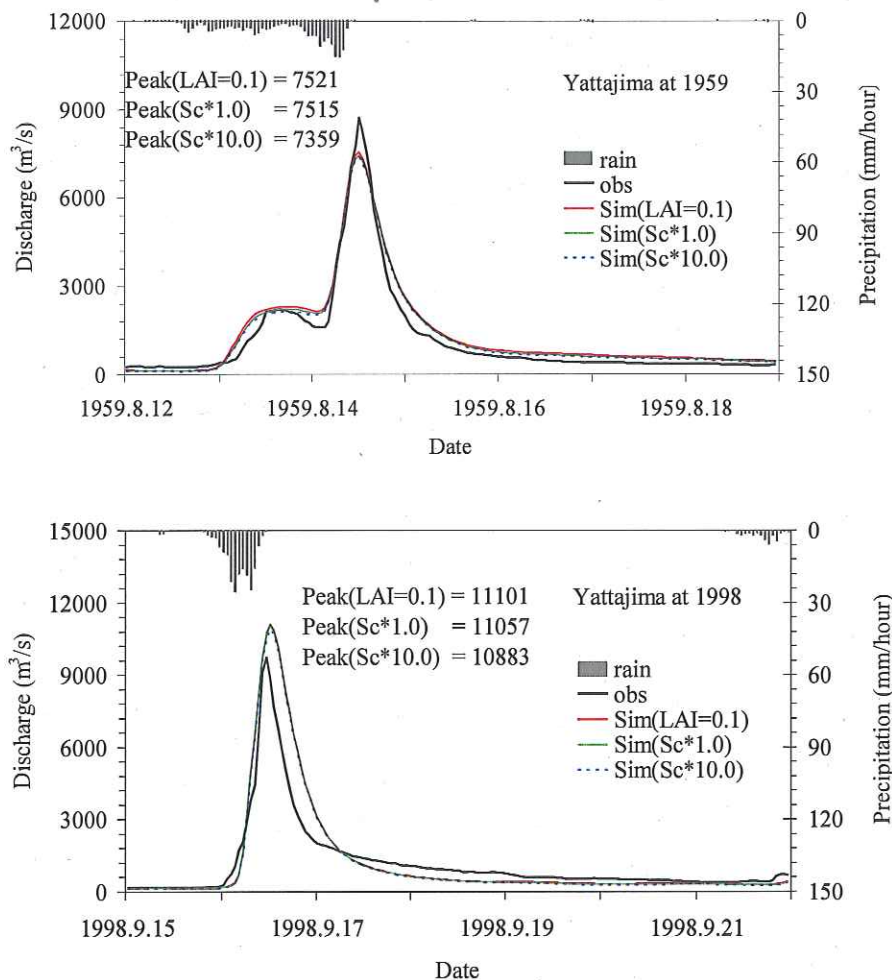


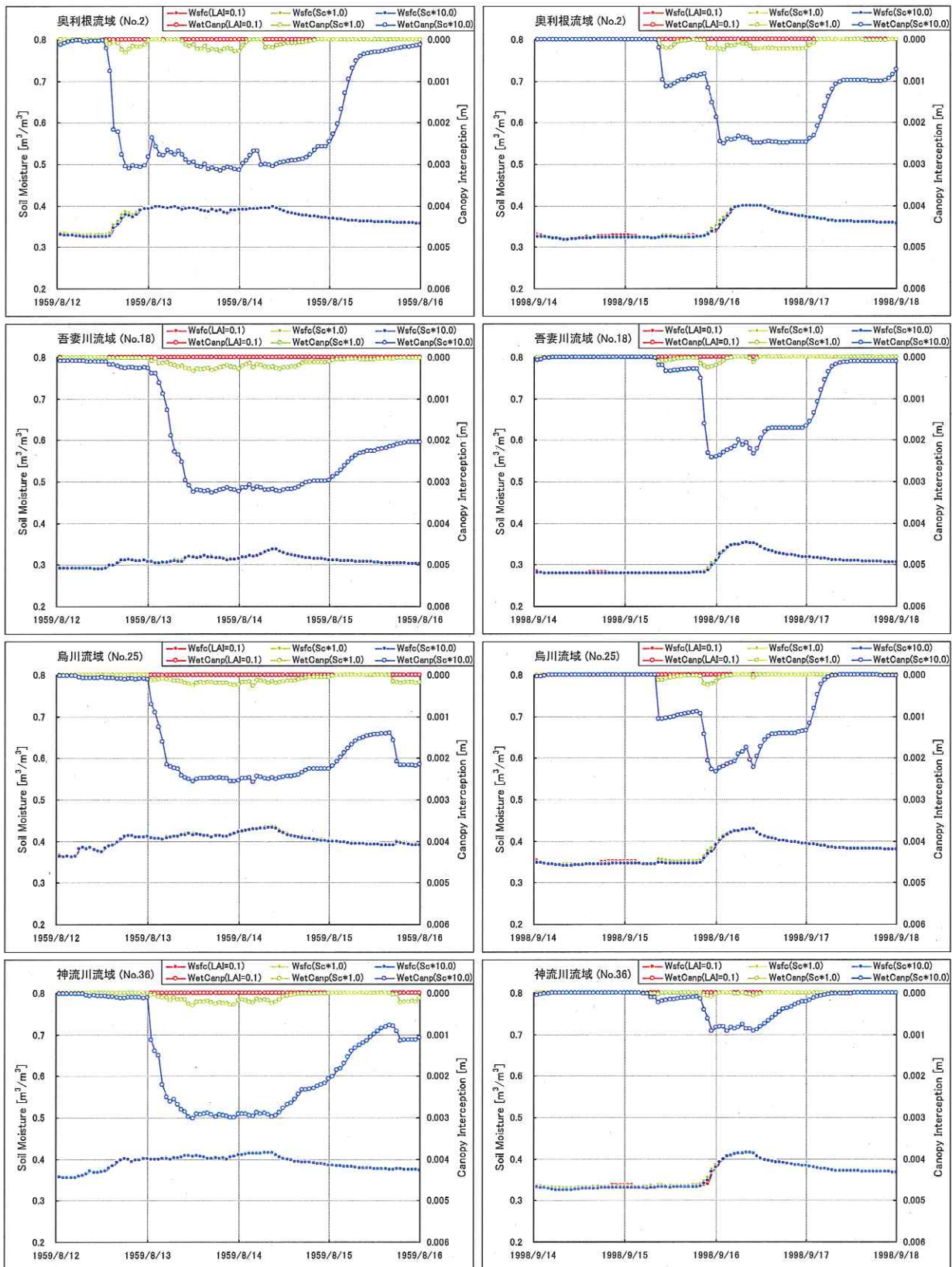
図7：1959年(上図)、1998年(下図)の植生層の感度分析結果

図から示されるように、両年とも LAI および樹冠による降雨の貯留限界が洪水波形に与える影響は小さく、ピーク流量の差も 2.0～2.2%である。シミュレーション結果から、モデルグリッド毎の樹冠での貯留流量と表層土壌水分量を出力し、新モデルにおけるサブ流域での平均を求め、各4中流域からサブ流域を1流域ずつ抜き出して、両年の洪水期間中について示したのが図-8である。樹冠での貯留流量については、ケース2)の時間変化および3ケースの差が明瞭に表現されているが、表層土壌水分量の洪水期間中の時間変化の3ケースの差は極めて小さく、したがって斜面流出の差が小さくなって、洪水ピーク流量の差が小さいというメカニズムが示唆されている。因って、図-4および図-6の洪水ピーク流量の差は、森林植生の成長による植生層の変化による影響とは考えられない。

それでは森林植生層の影響は水循環のどのような過程に影響を与えるのであろうか。谷、窪田は、「森林の蒸発散量は他の植生に比べて大きく、流出量を減らす傾向がある。」と述べている。そこで、上記1959年と1998年の3ケースのシミュレーション結果より、降雨後の流量の低減期で無降雨が続いた期間を抽出し、モデルで計算される蒸散量と、表層および根茎層の平均土壌水分量の時間変化を出力し、新モデルにおけるサブ流域での平均を求め、各4中流域からサブ流域を1流域ずつ抜き出して示したの

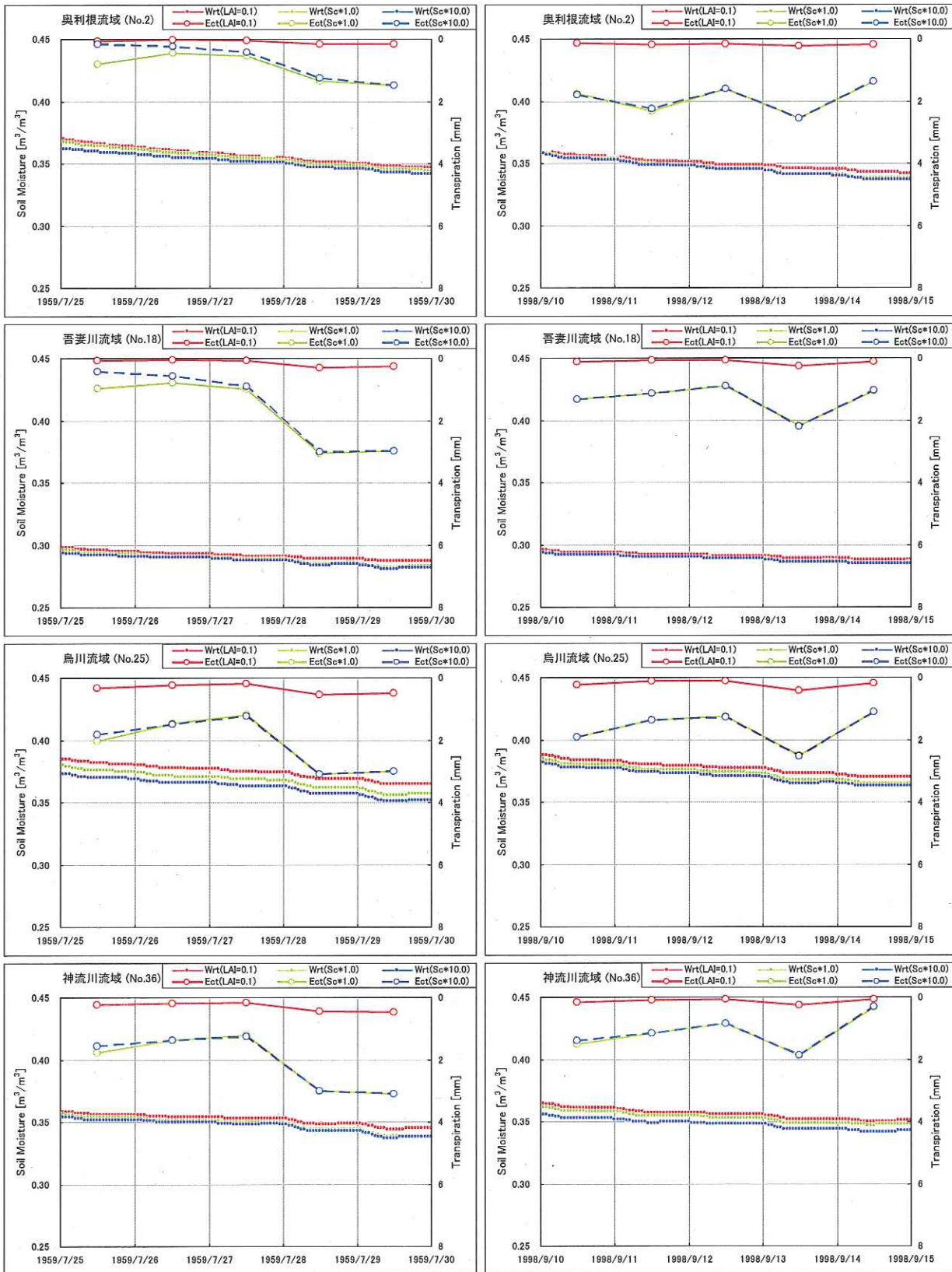
が図-9である。ケース 1)と 2)では、樹冠による貯留限界は異なるものの LAI は同じ値なので蒸散量はほぼ同じで、ケース 3)と比較して大きな値となっている。SiB2 では根茎層から蒸散量を差し引いているので、表層および根茎層の平均土壌水分量の時間変化については初期値の違いも影響するが、ケース 1)、2)ではケース 3)に比較して早く低減していることが示されており、低水期の流出量を減らすというメカニズムが示唆されている。

(3)Rsa の物理的意味：図-10 は、WEB-DHM の各流域グリッドで計算された各洪水の降雨開始直前の表層土壌水分（体積含水率）を、国土交通省新モデルのサブ流域区分に当てはめ、サブ流域平均表層土壌水分を求め、各洪水、各サブ流域単位で設定されている飽和雨量(Rsa)と比較したものである。昭和 57 年、平成 10 年の結果をみると、降雨前の土壌水分が高いほど Rsa が小さくなるという右下がりの傾向を読み取ることができる。ただし、昭和 33 年、34 年のケースについては、特に番号の若い奥利根地域のサブ流域で左下方に固まっている。考えられる一つの理由は、Rsa の算定に当たっては洪水期間の雨量は、日雨量観測値を周囲の時間雨量データで時間配分して、より高密度の観測データを用いて求められている。一方、WEB-DHM による洪水前の土壌水分は、日雨量観測の補間はなく、5 ヶ月間の時間観測雨量データのみを用いて計算されている。この違いを今後吟味する必要がある。ただし、昭和 57 年、平成 10 年の結果、および国土交通省新モデルでの Rsa は総直接流出高と総降水量(初期損失雨量を除く)の収支が合うように設定されていることを併せて考えると、この Rsa は洪水直前の流域の乾湿状態とある程度対応していることが推定される。



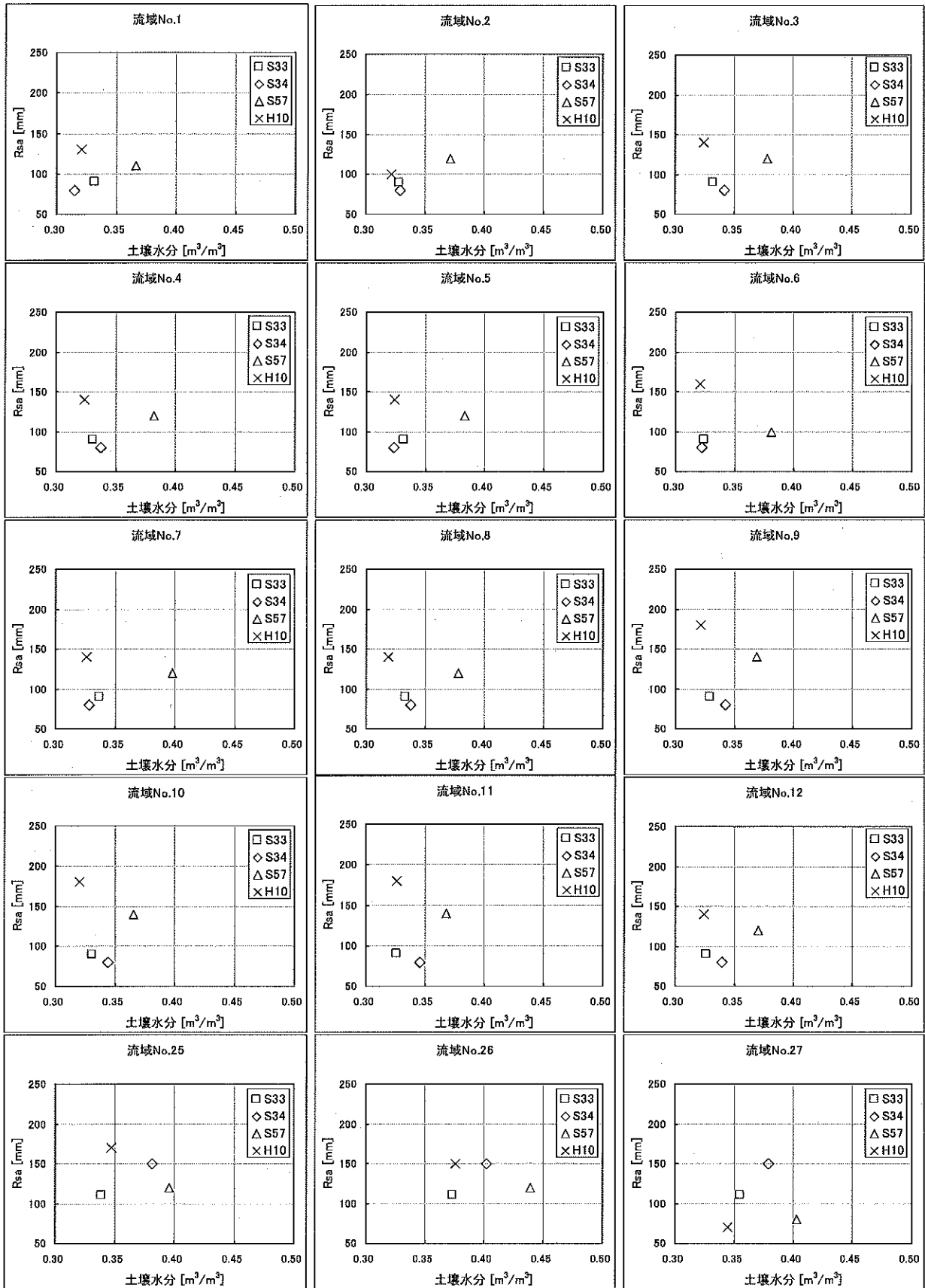
図—8 洪水期の植生層の感度分析 (樹幹貯留量(WetCmp)と表層土壌水分(Wcfc))

左: 昭和34年, 右: 平成10年



図—9 低減期の植生層の感度分析 (蒸散量(Ect)と表層および根茎層の平均土壌水分(Wrt))

左：昭和34年，右：平成10年



図一〇 洪水直前のサブ流域平均表層土壌水分量とRsaの関係 (S33, 34, 57, H10洪水)

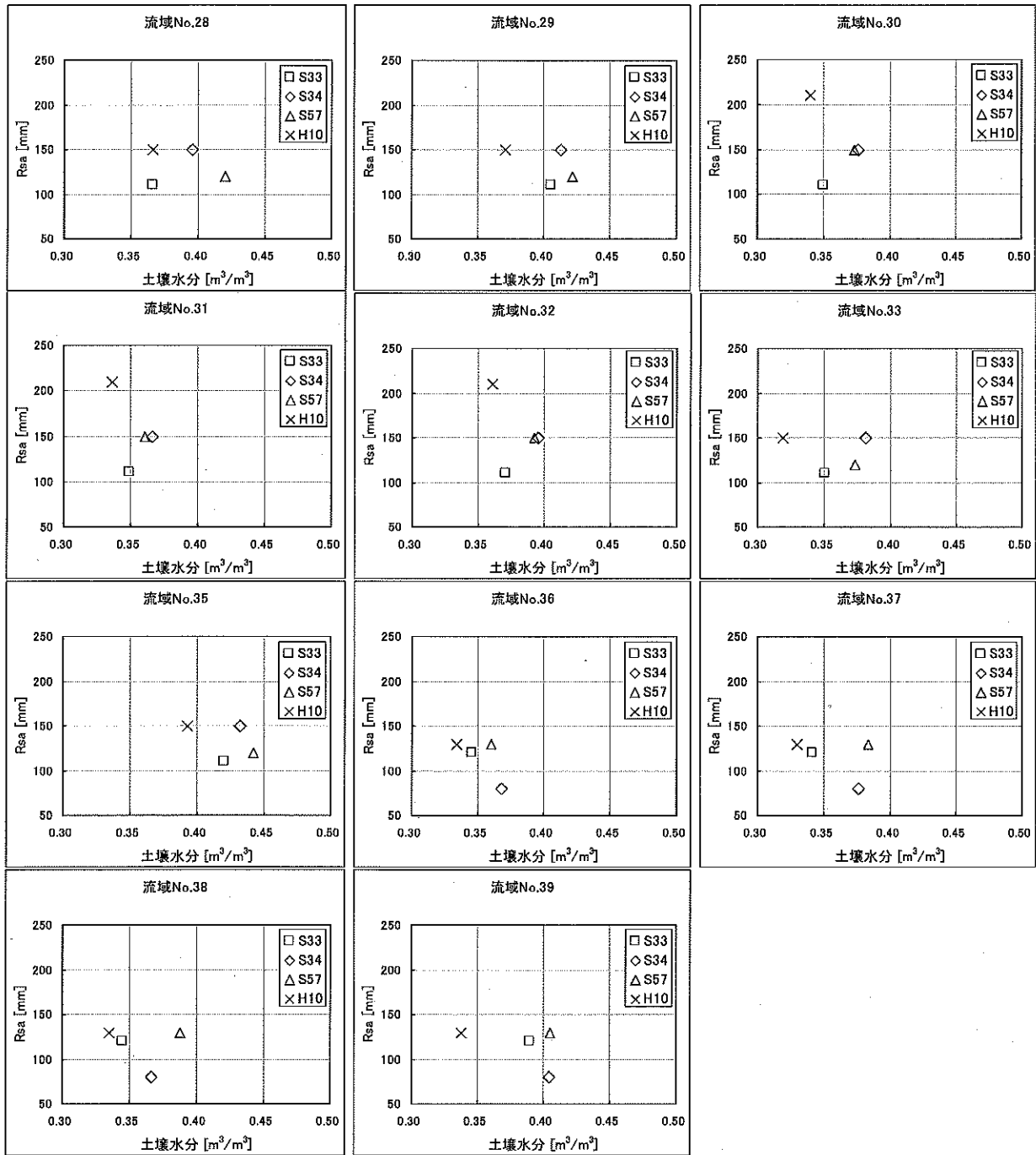


図-10 洪水直前のサブ流域平均表層土壌水分量とRsaの関係 (S33, 34, 57、H10洪水) (続き)

5. 昭和22年洪水の算定と降雨パターンの影響

JP10は昭和23年(1948年)からしかなく、昭和22年にWEB-DHMを適用するために必要な日射量や長波放射量、風速分布などデータを得ることは容易ではない。そこで、昭和33年、34年、57年、平成10年の各年の6月から9月12日までについて、JP10と各年の降雨観測データをWEB-DHMに入力して、9月13日直前の流域水文状態を計算しておき、9月13～16日については昭和22年の降雨データと、それぞれの年の洪水期間のJP10を挿入して、擬似的に昭和22年洪水の再現性を調べた。これは、流域の乾湿状態の違う4つの条件下で、昭和22年の豪雨があった場合どの程度の洪水が発生するかを検討することになる。なお、9月13～16日にそれぞれの年のその期間のJP10を入力するのではなく、洪水期間のJP10を入力するのは、降雨現象とその他の気象条件が大きく乖離して、熱収支や水収支の収束計算に齟齬を生じさせないためである。

- (1) 推定結果：図-11が昭和33年、34年、57年、平成10年の初期条件を仮定したときの、昭和22年の洪水推定結果で、20,450～21,995 (m³/s)の幅がある。昭和57年には、この年の8月洪水に匹敵する洪水が9月初旬に発生しているために、洪水ピーク流量は高めになっているが、その他の年は比較的乾燥した状態で洪水が立ち上がっており、その幅は1,500 (m³/s)程度となっている。この推定結果は、観測データが限られた条件下で、起こりうる洪水として参照することは可能であると考えられる。
- (2) 洪水期間中の浸入能・保留能の回復について：図-12はWEB-DHMの各流域グリッドで計算された表層土壌水分の、国土交通省新モデルのサブ流域平均の時間変化を表している。図中、サブ流域のNo.13-24は吾妻川流域で新生代第4紀火山岩類であるので、その流出特性がでるようにWEB-DHMにおいて透水係数、土層厚さを大きく設定している。そのためこれらのサブ流域では、相当な降雨でも土壌水分は高くなりえず、降雨が弱くなると土壌水分が比較的敏感に反応する。

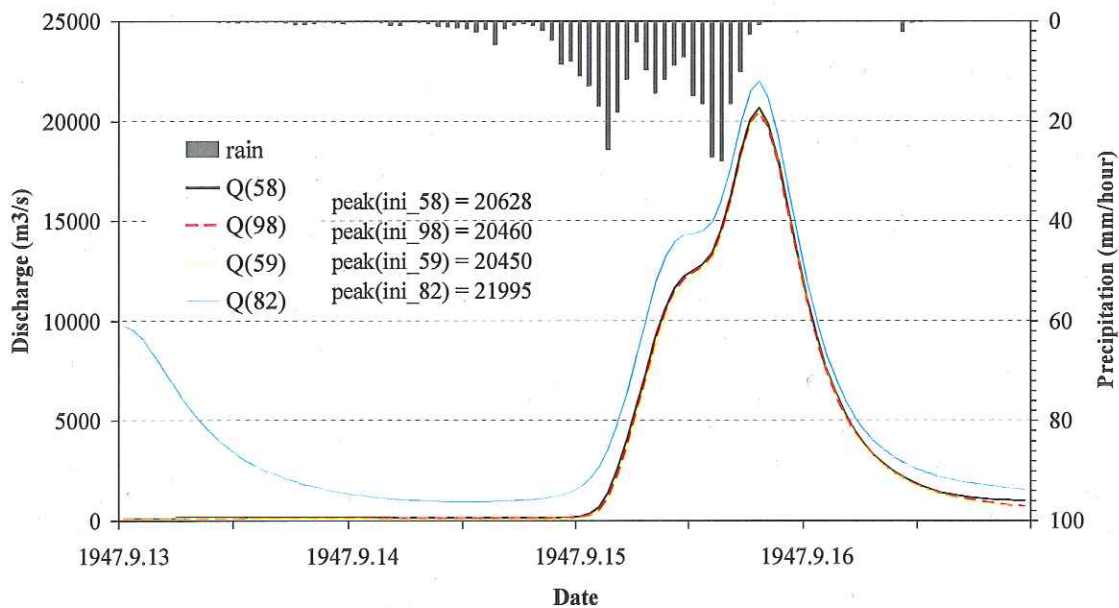


図-11 JP10の擬似的入力と観測降雨による昭和22年洪水の推定

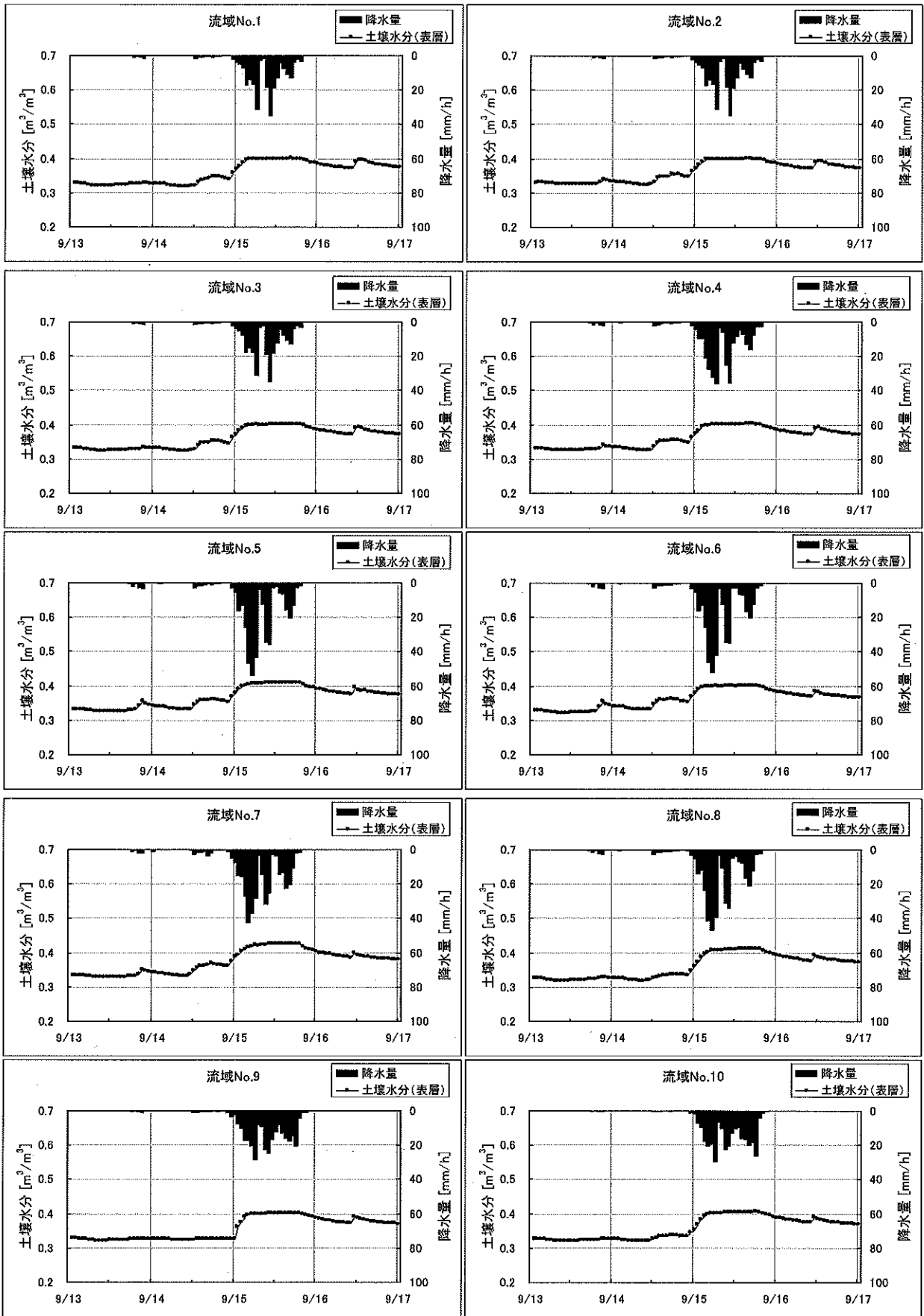


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化

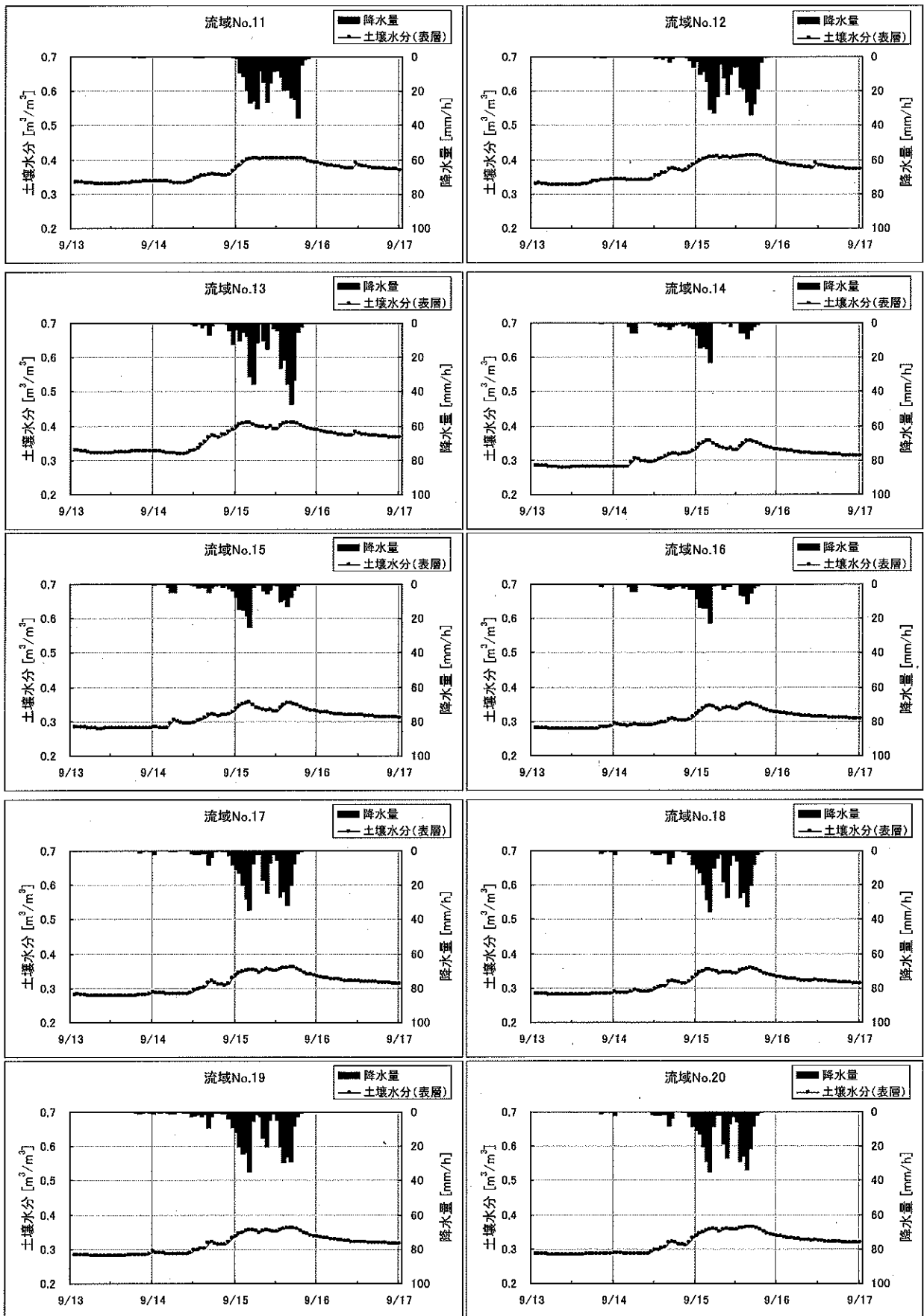


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化(続き)

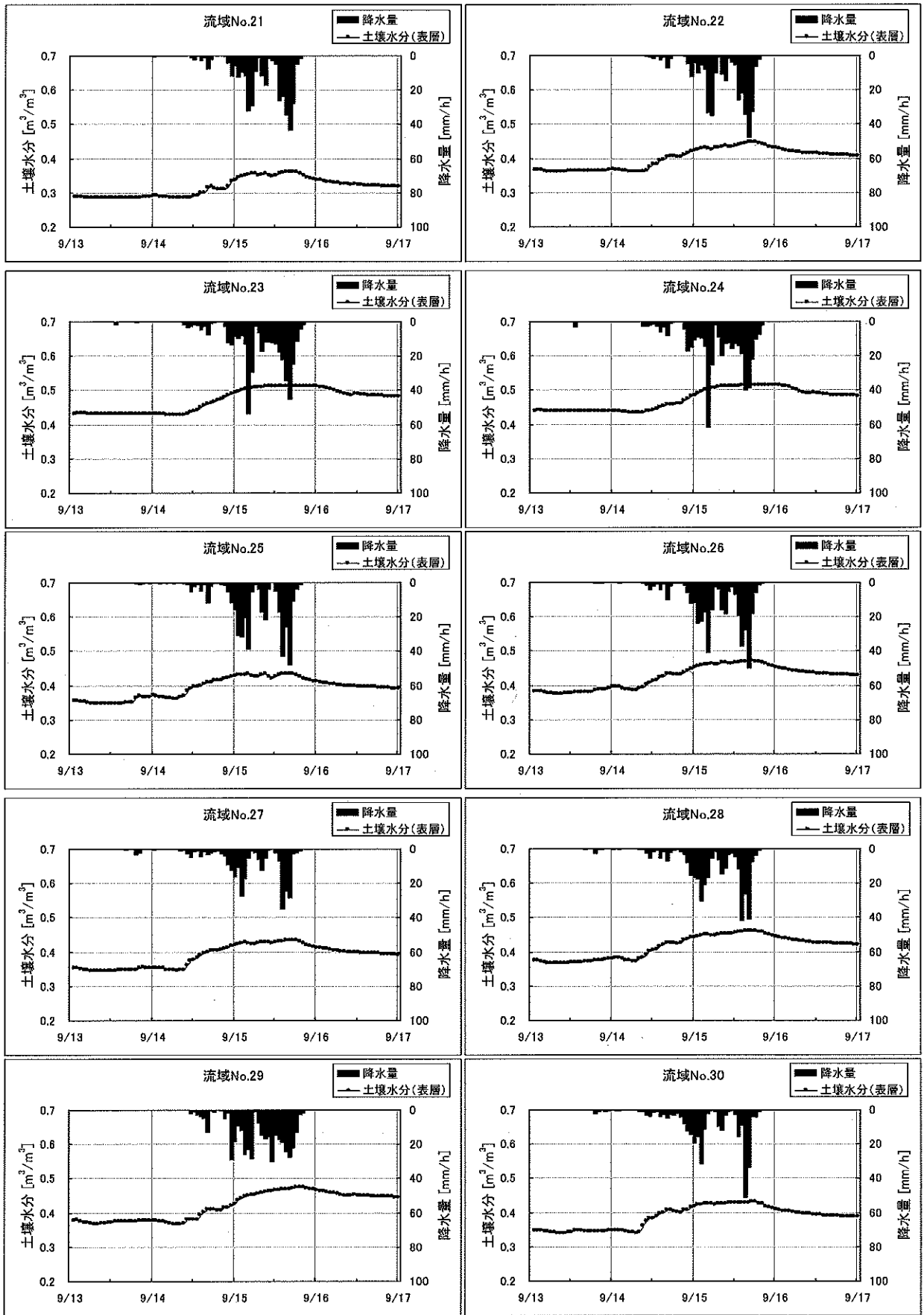


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化(続き)

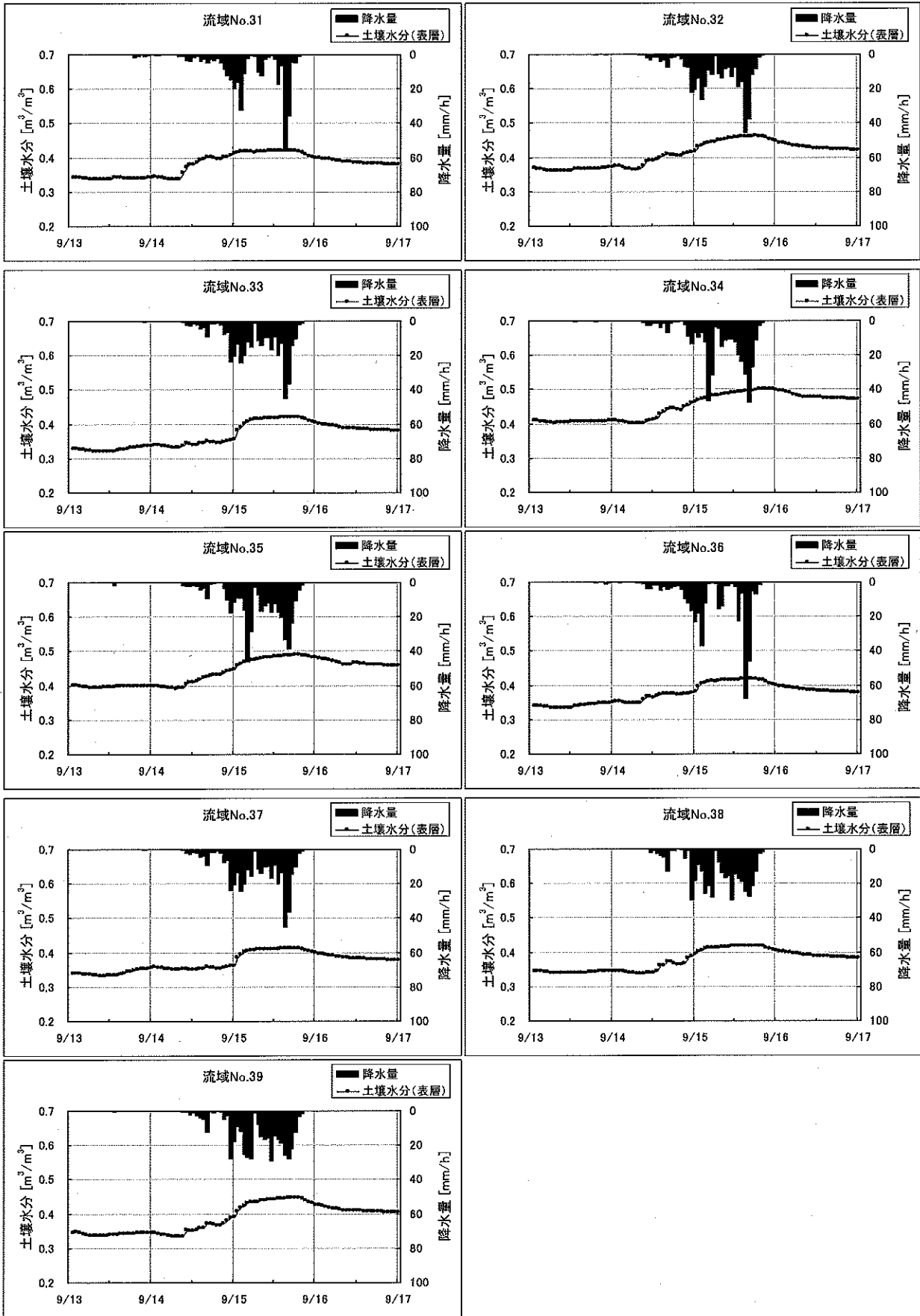


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化(続き)

これらのサブ流域では Rsa を用いた有効降雨モデルの適用は妥当ではない。その他のサブ流域 (図 13-24 以外) では、土壌水分が飽和付近になると降雨の強弱に対して、土壌水分は短時間では反応しない。これは地表面への降雨入力だけでなく、仮に表層土壌水分が低下しても、下層の土壌水分が高いために、下層から毛管現象で上向きに水分移動があり、表層が高い水分状態に保たれるためである。したがって、途中で降雨強度が弱くなったり、あるいは降雨が途切れても、それが短時間であれば、浸入能・保留能の回復は見込めないことを表している。

参考文献

- 5) Wang, L., Koike, T., Yang, K., Jackson, T. J., Bindlish, R. and Yang, D.: Development of a distributed biosphere hydrological model and its evaluation with the Southern Great Plains Experiments (SGP97 and SGP99), *J. Geophys. Res.-Atmos.*, Vol.114, D08107, doi:10.1029/2008JD010800, 2009.
- 6) Wang, L., T. Koike, K. Yang, and P. Yeh (2009), Assessment of a distributed biosphere hydrological model against streamflows and MODIS land surface temperature in the upper Tone River Basin, *Journal of Hydrology*, 377, 21-34, 2009.
- 7) Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D. and Bounoua, L.: A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation, *J. Climate*, Vol.9, pp.676-705, 1996.
- 8) Yang, D., Koike, T. and Tanizawa, H.: Application of a distributed hydrological model and weather radar observations for flood management in the upper Tone river of Japan, *Hydrol. Process.*, Vol.18, pp.3119-3132, 2004.
- 9) DIAS データ公開システム <http://dias-dss.tkl.iis.u-tokyo.ac.jp/> (東京大学)
- 10) F. Andre, M. Jonard and Q. Ponette, Precipitation water storage capacity in a temperate mixed oak-beech canopy, *Hydrol. Process.* 22, pp.4130-4141, 2008

<参考資料 11> 無降雨期間を含む出水への対応方法

1. 概説

タンクモデル（菅原，1972）のように，流域の雨水保留機能が内蔵されているモデルを除けば，洪水流出解析（イベント解析）に利用されている流出モデル，具体的に言えば，単位図法，貯留関数法，雨水流法などは，いずれも何らかの方法で有効降雨を求めた後，これを流出モデルに入力して，直接流出量を計算する．有効降雨の計算法には，一次流出率と飽和雨量による方法，雨水保留量曲線（累加雨量－累加保留量曲線）による方法，浸入能方程式による方法， ϕ インデックス法，カーブナンバー法など多くの選択肢があり，解析者の判断で選択される．

木村（1975）の貯留関数法では，一次流出率を用いてサブ流域を流出域と浸透域に分け，流出域では全降雨が有効降雨となり，浸透域では累加雨量が飽和雨量に達した後，それ以降の全降雨が有効降雨となるという独特な方法が常用されている．しかしながら，サブ流域を二分せず一括モデルとし，あらかじめ求めた有効降雨を入力するような適用法（角屋・永井，1980）ならば，有効降雨の計算法を前述の複数方法から選択することが可能である．実際，永井ら（1978，1981，1982），杉山ら（1988a，1988b）は，雨水保留量曲線による方法を常用している．

さて，有効雨量の計算において，一降雨期間内に無降雨期間ないし微降雨の時間が連続して含まれるときには，それに対する配慮が望まれる（角屋，1979）．無降雨期間が続くと，その間に浸入能や保留能の回復が生じるからである．これは貯留関数法に限ったことではなく，有効降雨を入力として直接流出量を計算する流出モデルであれば，どのモデルにも共通した課題である．無降雨期間を含む場合のハイドログラフは，二山（あるいは三山）になることが多い．本稿では，このような無降雨期間を含む出水への対応方法について述べる．

流出解析法には，貯留関数法の適用を考える．ただし，木村（1975）の貯留関数法によれば，流出域と浸透域への分割と有効降雨の扱いが一体となっており，有効降雨の計算法に変更・修正の余地は少ないことから，ここでは貯留関数法を広義に捉えて，角屋らの適用法を前提とする．

2. 無降雨期間を含む出水における有効降雨の計算法

一降雨期間内に無降雨期間ないし微降雨期間が続き，ハイドログラフが複峰になる場合において，浸入能ないし保留能の回復を考慮できる有効降雨の計算法としては，以下の方法が考えられる．

(1) 飽和・不飽和浸透流解析による方法

地表面から雨水が浸入して，水分が土壤中を降下ないし側方移動する現象は，一次元ないし二次元の飽和・不飽和浸透流によって説明できる．飽和・不飽和浸透流の解析では，連続方程式とダルシー式から導出される偏微分方程式（リチャーズ式）を数値計算によって解くのが一般的である．これは，土壤中の水分移動現象を厳密に扱った方法で，土壤物理学や水文学の分野で多くの研究事例がある．これによれば，無降雨期間や微降雨期間における浸入能の回復を物理的に説明することができる．

この方法の適用に際しては，当該土壤における吸引圧と体積含水率の関係（土壤水分特性曲線），透水係数と体積含水率の関係（不飽和透水係数）を把握する必要がある．これらの土壤物理特性は空間的に大きく変動することに留意しなければならない．

なお、先に述べたリチャーズ式について、特別な条件下での解析解を求めたものが、降雨開始後の時間と浸入能の関係を表した浸入能方程式であり、Horton 式や Philip 式がよく知られている。これらの式において、無降雨・微降雨期間における浸入能の回復を考慮した適用事例は多くはないが、前半の降雨と後半の降雨を別のイベントとして、それぞれに浸入能方程式を適用することは考えられる。

(2) 連続時間解析モデルを活用する方法

洪水時の有効降雨は、降雨直前の乾湿状態に左右されるが、無降雨時や小降雨時を含めた連続時間解析を実施すれば、流域の乾湿状態を常時把握して、有効降雨の計算に活用できる。欧米では、連続時間解析モデルとして、米国気象局河川予測システム (NWSRFS) が採用している Sacramento Model や飽和域の消長が考慮された TOPMODEL が多用されている。我が国で適用事例が比較的多いのは、長短期流出両用モデル (永井・角屋, 1983; 角屋・永井, 1988) と HCYMODEL (福嶋・鈴木, 1986) である。菅原 (1972) のタンクモデルも連続時間解析モデルとして適用可能であるが、洪水解析用のタンクモデル (直列2段ないし3段) と長期解析用のタンクモデル (直列4段) を目的に応じて使い分けるのが一般的である。これらは集中型モデルであるが、空間解像度が高い地形情報や気象情報が利用しやすくなった近年は、分布型の連続時間解析モデルも数多く開発されている。

長短期流出両用モデルは、洪水時の有効降雨を自動的に推定でき、かつ洪水と低水を同時に連続して解析できるという特徴があり、ダム管理のための実時間流出予測に利用されている (角屋・田中丸, 1995; 永井ら, 2003)。このモデルの構造は、直列3段タンクモデルに類似しているが、最上段タンクが上層と下層に分かれており、上層タンクから下層タンクへの浸入能は、下層タンクの空容量に比例するという仮定が設けられている。この仮定は、低水解析法の補給能モデル (角屋ら, 1967) と同一であり、上層タンクに十分な貯留量があれば、浸入能の時間的変化は Horton の浸入能方程式と一致する。

例えば、長短期流出両用モデルの第1段タンク下層の構造を抽出して有効降雨モデルとすれば、無降雨・微降雨期間が続くときの、深部への浸透や蒸発散による浸入能の回復を表現することができる。この方法の適用に際しては、有効降雨モデルのパラメータと、この有効降雨モデルをイベント解析用として運用する場合は、降雨直前の水分量 (貯留水深) を決定する必要があるが、これらは、総直接流出高の観測値と計算値が合致するように、あるいは、観測ハイドログラフと計算ハイドログラフが合致するように、試行錯誤ないしは最適化手法で決定する。

(3) 雨水保留量曲線の改善法

一降雨の総雨量を R 、直接流出高を D とするとき、流域の保留量 F は $F = R - D$ で求められる。横軸を R 、縦軸を F としたグラフに、多数イベントのデータをプロットすると点群はかなりばらつくが、 F が大きい側の包絡線を引くと、流域が乾燥しているときの保留量を表す保留量標準曲線が得られる。

特定の降雨イベントに対する事後解析では、原点から当該降雨のプロット点に至る標準曲線類似の曲線を引き、この曲線に基づいて有効雨量の時系列を計算すればよい。ただし、図-1 に示すように、既知点は原点 0 と当該降雨のプロット点である c 点のみであって、その間の曲線の引き方にはあいまいさが残る。特に降雨期間内に無降雨時間帯を含むような複雑な降雨では、その曲線がスムーズな一本の曲線になるとは限らない。この問題点を改善する実用法として、角屋 (1980) は、洪水到達時間の概念を応用した以下の手法を推奨している。

まず、洪水到達時間の実用的定義は、図-2 における $t_p = t_2 - t_1$ と表され、洪水到達時間内の平均有効降雨強度 (mm/h) は $r_E = 3.6Q_p / A$ と表される。ここに、 Q_p はピーク流出量 (m^3/s)、 A は流域面積 (km^2)

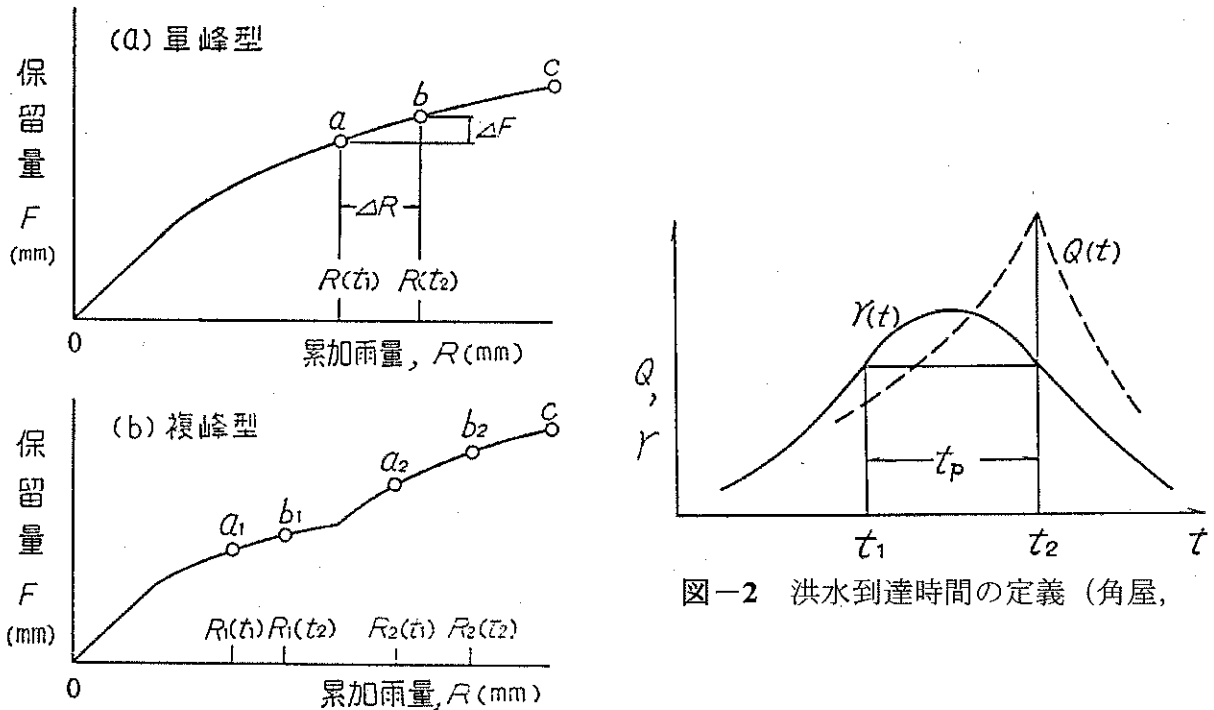


図-2 洪水到達時間の定義 (角屋, 1980)

図-1 雨水保留量曲線の改善 (角屋, 1980)

である。図-2 の時刻 t_1 , t_2 における累加雨量 $R(t_1)$, $R(t_2)$, ないしその差 $\Delta R = R(t_2) - R(t_1)$ は容易に計算できるから、この時刻間の保留量増分 ΔF あるいはその勾配 $\Delta F / \Delta R$ が次式で計算できる。

$$\Delta F = \Delta R - r_E t_p$$

$$\Delta F / \Delta R = 1 - f_p$$

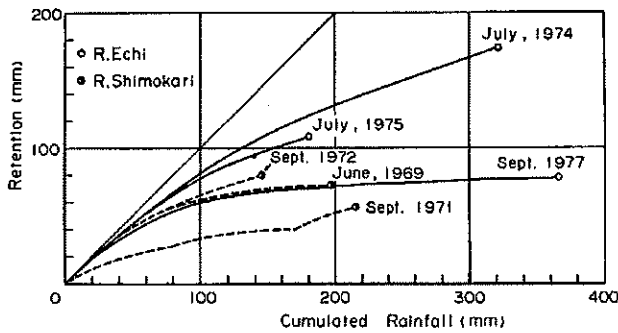
ここに、 f_p はピーク流出係数で $f_p = r_E / r$ の関係を持つ。 r は洪水到達時間内の平均降雨強度 (mm/h)。

したがって、対象降雨に対する保留量曲線は、原点 0 と c 点に加えて、上式を満足する点 a, b を通るように描けばよい。一降雨期間中に降雨休止時間帯が含まれていれば、ハイドログラフのピークは 2 個以上となって、点 a, b も 2 組以上存在することになり、図-1(b) に示すように、保留量曲線は 2 本以上の曲線の集合体になる。ただし、角屋は「この方法は洪水到達時間の概念を根底にしたものであるから、この概念に結びつかない小ピーク群まで対象にしてはならない」としている。

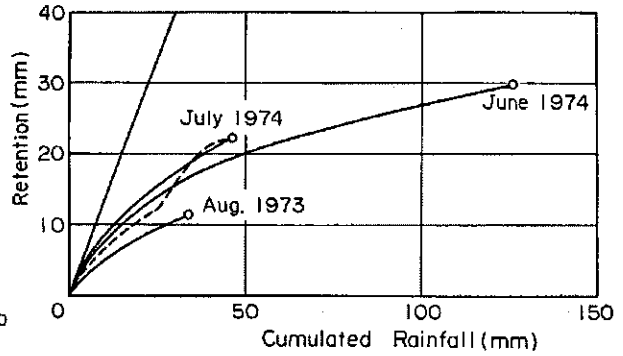
図-3 に愛知川流域 (山林) と下狩川流域 (竹林) の保留量曲線を、図-4 に天神川流域 (市街地) の保留量曲線を例示する (永井・角屋, 1981)。下狩川流域の 1971 年 9 月降雨、天神川流域の 1974 年 7 月降雨では、無降雨時間帯を考慮した保留量曲線が適用されている。図-5 は、下狩川流域の 1971 年 9 月降雨に対して、雨水流法 (表面流モデル) と貯留関数法による流出解析が実施された結果である (永井・角屋, 1981)。ハイトグラフ、ハイドログラフともに三山となっているが、両モデルともにハイドログラフの再現性は大変良好である。この結果は、有効降雨の与え方に配慮すれば、無降雨・微降雨期間を含む出水に対しても、貯留関数法は十分適用可能であることを示している。

(4) 総雨量—直接流出高関係の改善法

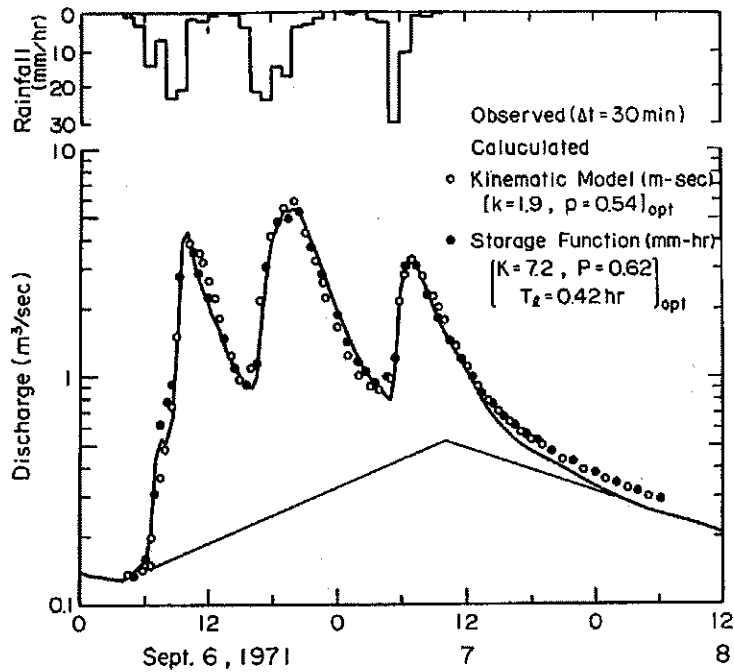
雨水保留量曲線，すなわち累加雨量—累加保留量の関係は，総雨量—直接流出高関係と表裏の関係にあるから，角屋が推奨する改善法の考え方は，総雨量—直接流出高関係に対しても適用可能であろう。



図一三 愛知川流域，下狩川流域の雨水保留量曲線 (永井・角屋，1981)



図一四 天神川流域の雨水保留量曲線 (永井・角屋，1981)



図一五 下狩川流域への雨水流法と貯留関数法の適用結果 (永井・角屋，1981)

総雨量—直接流出高関係を折線近似した「一次流出率と飽和雨量による方法」であれば，例えば，前半降雨に対する折線と後半降雨に対する折線を連結した階段状の折線群を適用すれば，無降雨・微降雨期間が続くことによる浸入できないし保留能の回復を考慮することは一応可能である。

ただし，ハイドログラフやハイトグラフが複峰となる出水の全てにこうした配慮が必須という訳ではない。前述のような改善法が必要となるのは，「ハイトグラフ及びハイドログラフから見て，降雨前半と降雨後半を別のイベントとしては扱い難く，かつ，無降雨期間ないし微降雨期間の継続時間から見

て、浸入能ないし保留能の回復が無視できないケース」だけに限定されるものと思われる。例えば、ハイエトグラフが二山であっても、一山目と二山目の間に弱雨が継続していて、流域表層への雨水供給が止まっていないと判断される場合は、浸入能ないし保留能の回復は見込めない、あるいは小さいと考えられるので、一山洪水と同様の扱いが適当である。

3. まとめ

本稿では、一降雨期間内に無降雨期間ないし微降雨期間が連続し、浸入能ないし保留能の回復が見込まれる場合の有効降雨推定法として、現時点で考えられる方法を論じた。なお、既に述べた通り、無降雨・微降雨期間での浸入能ないし保留能の回復は、有効降雨を入力として直接流出量を計算する流出モデルであれば、どのモデルにも共通した課題であって、流出モデルの問題というよりは、有効降雨推定法の問題である点に注意されたい。さらに、対応方法についての議論では、流出域と浸透域への分割と有効降雨の扱いが一体となった木村オリジナルの貯留関数法（1975）に限定せず、貯留関数法を広義に捉えて、同法への入力となる有効降雨の推定法を論じている点にも注意されたい。

引用文献

- 福嶋義宏・鈴木雅一（1986）：山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用，京都大学農学部附属演習林報告，第57号，pp.162-185
- 角屋 睦・豊國永次・丈達俊夫（1967）：山地小流域河川の低水解析(2)，京都大学防災研究所年報，第10号B，pp.147-154
- 角屋 睦（1979）：流出解析手法（その1）-1. 雨水流出現象とその計測・解析-，農業土木学会誌，第47巻10号，pp.63-73
- 角屋 睦（1980）：流出解析手法（その8）-洪水到達時間と合理式-，農業土木学会誌，第48巻8号，pp.39-44
- 角屋 睦・永井明博（1980）：流出解析手法（その10）-4. 貯留法-貯留関数法による洪水流出解析-，農業土木学会誌，第48巻10号，pp.43-50
- 角屋 睦・永井明博（1988）：長短期流出両用モデルの開発改良研究，農業土木学会論文集，第136号，pp.31-38
- 角屋 睦・田中丸治哉（1995）：長短期流出両用モデルによる実時間洪水予測，農業土木学会論文集，第177号，pp.31-41
- 木村俊晃（1975）：貯留関数法，河鍋書店
- 永井明博・角屋 睦（1978）：洪水流出モデルの適用比較-丘陵山地流域及び市街地流域を対象として-，京都大学防災研究所年報，第21号B-2，pp.235-249
- 永井明博・角屋 睦（1981）：洪水流出モデルの最適定数，京都大学防災研究所年報，第24号B-2，pp.183-196
- 永井明博・角屋 睦・杉山博信・鈴木克英（1982）：貯留関数法の総合化，京都大学防災研究所年報，第25号B-2，pp.207-220
- 永井明博・角屋 睦（1983）：長短期両用貯留型流出モデルとその最適同定，京都大学防災研究所年報，第26号B-2，pp.261-272
- 永井明博・田中丸治哉・角屋 睦（2003）：ダム管理の水文学-河川流域の洪水予測を中心として-，森

北出版

菅原正巳 (1972) : 流出解析法 (水文学講座 7), 共立出版

杉山博信・角屋 睦 (1988a) : 貯留関数モデル定数に関する一考察, 農業土木学会論文集, 第 133 号,
pp.11-18

杉山博信・角屋 睦・永井明博 (1988b) : 総合貯留関数モデルに関する研究, 農業土木学会論文集, 第
134 号, pp.69-75

＜参考資料 12＞ 昭和 22 年洪水（複峰降雨）において浸入能・保留能の回復を考慮すべきか

1. はじめに

本分科会専門家ヒアリングでは、「カスリーン洪水は、一度降雨のピークが来た後に、小降りになり、二度目のピーク降雨が来るといふ二山型ピーク洪水であり、貯留関数法は二山型洪水には適さない。」との指摘があった。分科会では、まず、無降雨期間を含む出水における有効降雨の計算法として、①飽和・不飽和浸透流解析による方法、②連続時間解析モデルを活用する方法、③雨水保留量曲線法の改善法、④総雨量－直接流出高関係の改善法を挙げた。その上で、ハイドログラフやハイエトグラフが複峰となる出水全てにこうした配慮が必須という訳ではなく、これらの改善法が必要となるのは、「ハイエトグラフ及びハイドログラフから見て、降雨前半と降雨後半を別のイベントとしては扱い難く、かつ、無降雨期間ないし微降雨期間の継続時間から見て、浸入能ないし保留能の回復が無視できないケース」に限定されること、ハイエトグラフが二山であっても、一山目と二山目の間に弱雨が継続していて、流域表層への雨水供給が止まっていないと判断される場合は、浸入能ないし保留能の回復は見込めない、あるいは小さいと考えられるため、一山洪水と同様の扱いが適当であることを指摘した。

そこで、本稿では、昭和 22 年洪水が浸入能ないし保留能の回復を考慮すべき洪水に該当するか否かについて検討した。

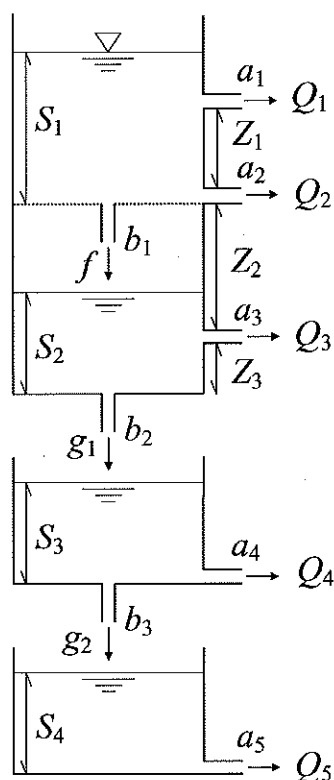
2. 長短期流出両用モデルの適用方法と適用結果

無降雨・微降雨に伴う浸入能ないし保留能の回復を考慮できる何らかの流出解析法を対象洪水に適用すれば、その洪水において浸入能ないし保留能の回復が生じているか否かを検討できる。浸入能ないし保留能の回復を考慮できる流出解析法は多数存在するが、ここでは、長短期流出両用モデル（角屋・永井，1988；永井ら，2003）を平成 10 年洪水，昭和 57 年洪水，昭和 22 年洪水にそれぞれ適用して、各サブ流域における浸入能の時間的な変動を示すことにした。

長短期流出両用モデルは、貯留法に分類される集中型モデルで、洪水時の有効降雨を自動的に推定でき、かつ洪水と低水を同時に連続して解析できるという特徴を有する。長期流出解析を行って表層の乾湿状態を常に把握しておき、これを有効降雨の推定に活用できることから、ダム管理のための実時間洪水予測に利用されている。このモデル（図-1）は、3 段のタンクで構成されており、第 1 段タンクは上層と下層に分かれている。基礎式は補遺 1 に示す通りであるが、菅原のタンクモデルとは異なり、第 1 段タンク上層から下層への浸入能は、下層の空容量に比例するという仮定が導入されている。上層に浸入能に見合うだけの十分な貯留量がある場合、浸入能の時間的な変化は、Horton の浸入能方程式に合致する。以下では、本稿におけるモデル適用法、上記 3 洪水に対する適用結果について説明する。

(1) モデル適用法

長短期流出両用モデルの適用に際しては、11 個のパラメータと 3 個の初期水深を決定する必要がある。通常のモデル適用では、10 年程度の水文データ（流域平均降水量、蒸発散量、流量、積雪があるときは気温）を用意し、最初の 2 年間程度を同定期間、残りを検証期間とする。そして、同定期間の水文資料を用いてパラメータを最適化手法（基準化 Powell 法、SCE-UA 法など）で決定した後、検証期間の計算を行い、長期流出ハイドログラフ、洪水流出ハイドログラフの再現性を調べる。



図一 長短期流出両用モデル (角屋・永井, 1988)

ここでは、上述のような長期間の水文データを入手していないことから、このモデルをイベント解析モデルとして適用することとして、次の手順で適用した。

- ① 過去の解析事例に基づいて提示されている標準的定数 (永井, 1995) を出発モデルとして、平成 10 年洪水を巧く再現できるように、必要最小限のパラメータを試行錯誤的に調整する。
- ② ①で得られたパラメータを用いて、昭和 57 年洪水の流出計算を行い、初期水深の調整のみで同洪水を再現できるかどうか確かめる。
- ③ 最後に、昭和 22 年洪水の流出計算を行う。観測流量が得られておらず、初期水深の調整ができないことから、とりあえず平成 10 年洪水と昭和 57 年洪水の初期水深の平均値を用いる。

貯留関数法 (新モデル) で採用されている 39 サブ流域の構成をそのまま利用して、各サブ流域に長短期流出両用モデルを当てはめ、サブ流域下流端のハイドログラフを計算する。次いで、貯留関数法による河道モデルをそのまま利用して、八斗島地点までの追跡計算を実施する。扱いを簡単にするため、各サブ流域のパラメータは同一であるとして、八斗島地点の計算流量を観測流量に合致させるようにパラメータを決定する。貯留関数法と同様、遅れ時間を導入するが、これも各サブ流域で同一とする。

計算に必要な水文データは、39 サブ流域の流域平均雨量であるが、貯留関数法 (新モデル) の適用時に使用されたものを用いる。洪水流出解析であるから、蒸発散量は無視できるものとする。有効雨量と基底流量は自動的に計算されるので用意する必要はない。計算時間刻みは 10 分間とする。

(2) 平成 10 年洪水への適用結果

出発モデルとした標準的定数 (標準的パラメータ) と、平成 10 年洪水を巧く再現できるように必要最

小限のパラメータを試行錯誤的に調整した結果のパラメータを表-1 に示す。また、同洪水の計算結果を図-2 に示す。同図には、観測流量、貯留関数法による計算流量、流域平均雨量（サブ流域の流域平均雨量を面積加重平均したもの）を併記している。なお、貯留関数法による計算流量は、流出解析レビューワーキンググループの独自プログラムで算定したものである（以下同様）。

表-1 各洪水に流出計算に用いたパラメータ値

パラメータ	標準的定数	平成 10 年洪水	昭和 57 年洪水	昭和 22 年洪水
a_1	0.006	0.006	0.006	0.006
a_2	0.05	0.05	0.05	0.05
a_3	0.01	0.01	0.01	0.01
a_4	0.002	0.002	0.002	0.002
a_5	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
b_1	0.06	0.08	0.08	0.08
b_2	0.008	0.008	0.008	0.008
b_3	0.002	0.002	0.002	0.002
Z_1	30	30	30	30
Z_2	80	100	100	100
Z_3	20	40	40	40
S_1	—	0	0	0
S_2	—	30	60	45
S_3	—	30	60	45
S_4	—	300	300	300
T_l	—	40	40	40

注 1) パラメータ $a_1 \sim a_5$, $b_1 \sim b_3$, $Z_1 \sim Z_3$, 初期水深 $S_1 \sim S_4$ の単位は (mm-h), T_l の単位は (min)。

注 2) 無降雨日から解析を始めれば, 初期水深 S_1 は 0 mm である。

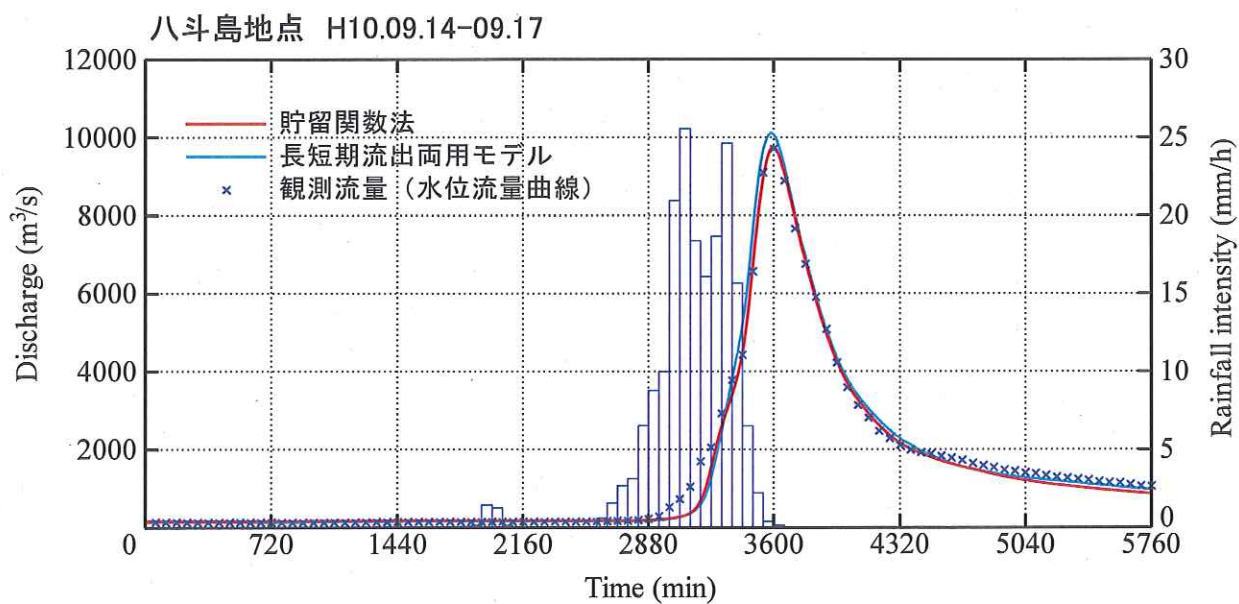


図-2 平成 10 年洪水の計算結果

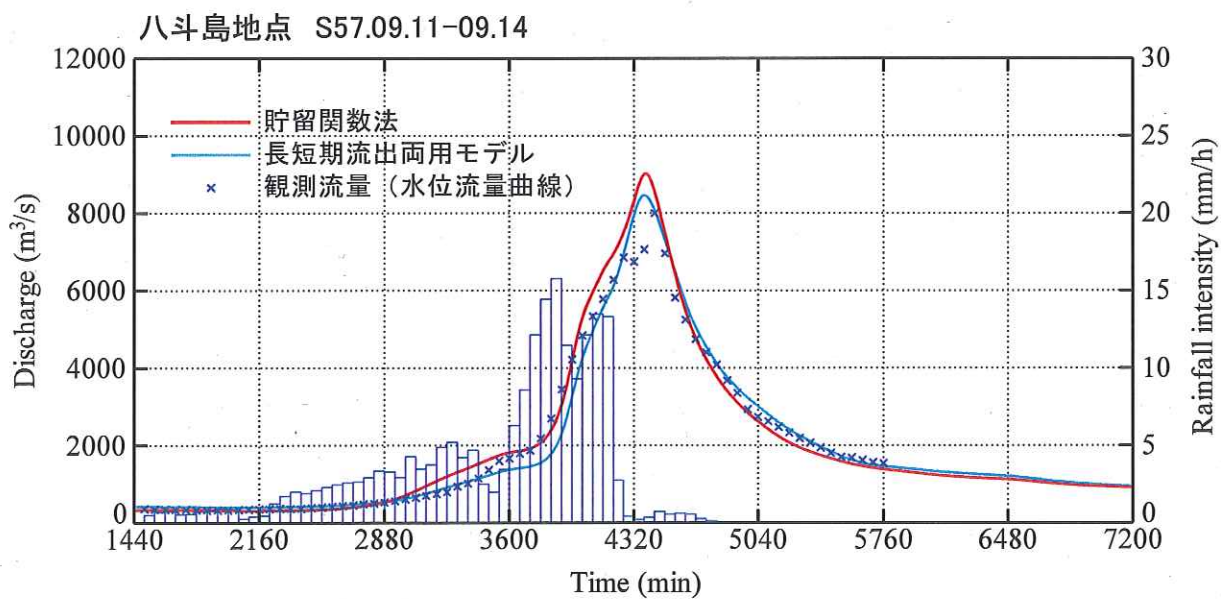


図-3 昭和 57 年洪水の計算結果

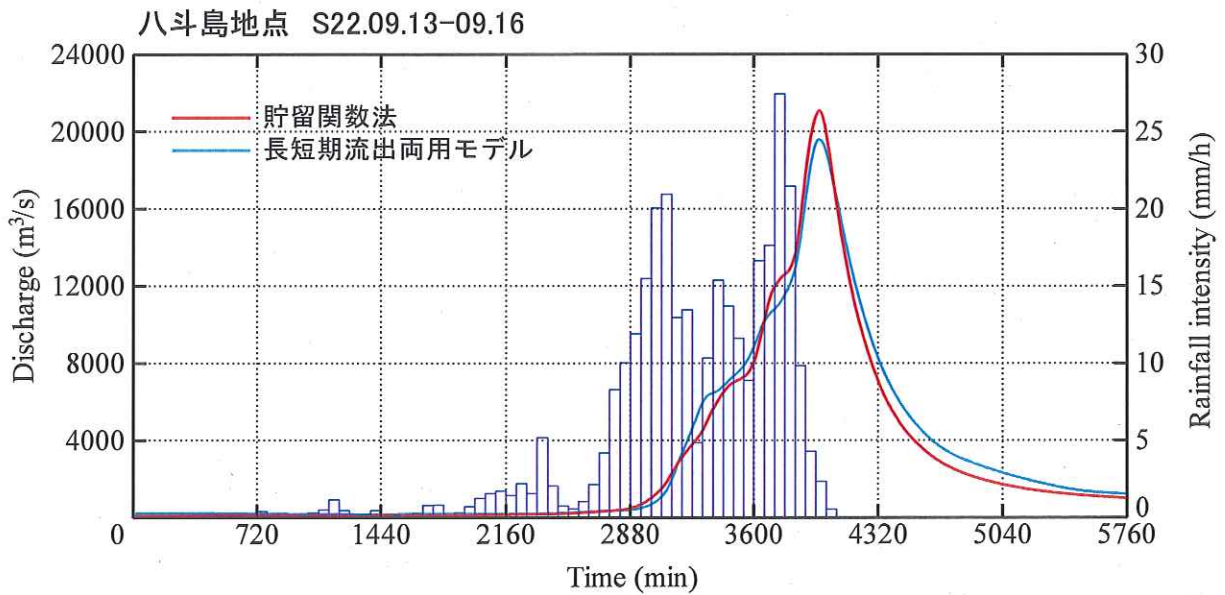


図-4 昭和 22 年洪水の計算結果

出発モデルをそのまま用いると、計算流量がかなり過大であったことから、第 1 段タンク下層の高さと浸透孔係数を大きくすることで、下層への浸入能が大きくなるように調整した。また、各サブ流域の遅れ時間は 40 分とした。その結果、図-2 に示す通り、長短期流出両用モデルの計算流量は、観測流量とよく合致し、貯留関数法による計算流量ともほぼ合致した。

(3) 昭和 57 年洪水への適用結果

昭和 57 年洪水の計算に際しては、先に決定したパラメータのうち、初期水深 S_2 と S_3 のみを調整して、当該洪水を再現できるか否かを確かめた。平成 10 年洪水の初期水深 $S_2 = 30\text{mm}$ 、 $S_3 = 30\text{mm}$ をそのまま用いると計算流量が過小であったことから、 $S_2 = 60\text{mm}$ 、 $S_3 = 60\text{mm}$ とした。その結果、計算流量は観測流量に概ね合致した。図-3 に同洪水の計算結果を示す。

(4) 昭和 22 年洪水への適用結果

昭和 22 年洪水については、観測流量が得られていないので、計算流量が観測流量に合致するように初期水深を調整することができない。そこで、とりあえず平成 10 年洪水と昭和 57 年洪水の初期水深の平均値として $S_2 = 45\text{mm}$ 、 $S_3 = 45\text{mm}$ を採用した。同洪水の計算結果を図-4 に示す。長短期流出両用モデルの計算流量は、貯留関数法のそれと概ね近いが、計算ピーク流量は $19,603\text{m}^3/\text{s}$ であり、貯留関数法の計算ピーク流量 $21,092\text{m}^3/\text{s}$ よりは 7% 小さい。

3. 浸入能の時間的変動

長短期流出両用モデルでは、時々刻々の浸入能 $f = b_1(Z_2 + Z_3 - S_2)$ が計算されている。そこで、39 サブ流域のそれぞれに対して、洪水期間中の浸入能を求めた。図-5～図-7 に平成 10 年洪水、昭和 57 年洪水、昭和 22 年洪水における浸入能の時間的変動を示す。これらの図では、各サブ流域の浸入能を 39 本の曲線で示している。各サブ流域のパラメータは同一であるが、入力となる流域平均雨量が異なるために、浸入能の変動状況もサブ流域によってかなり異なる。

これらの図には、流域平均雨量 (サブ流域の流域平均雨量を面積加重平均したもの) を併記している。

さらに、パラメータから定まる最終浸入能 (1.73 mm/h) を表す直線も記入している。降雨の継続に伴って浸入能は徐々に低下して、最終浸入能に漸近する。降雨終了後も浸入能の低下が続くのは、これは第1段タンク上層に貯留量がある間は、上層から下層への浸入が継続するためである。

さて、無降雨や微降雨による浸入能の回復に注目すると、一部のサブ流域で、弱雨のときに若干の浸入能回復が見られる程度で、明確な浸入能の回復は降雨終了後である。特に注目されている昭和22年洪水については、降雨前半の第一ピークと降雨後半の第二ピークの間 (3600分頃) には、流域平均雨量では無降雨や微降雨の継続は認められず、どのサブ流域においても浸入能の回復は生じていない。この結果を見る限り、同洪水で降雨ピーク間の浸入能の回復に対する特別な対処が必要とは言い難い。

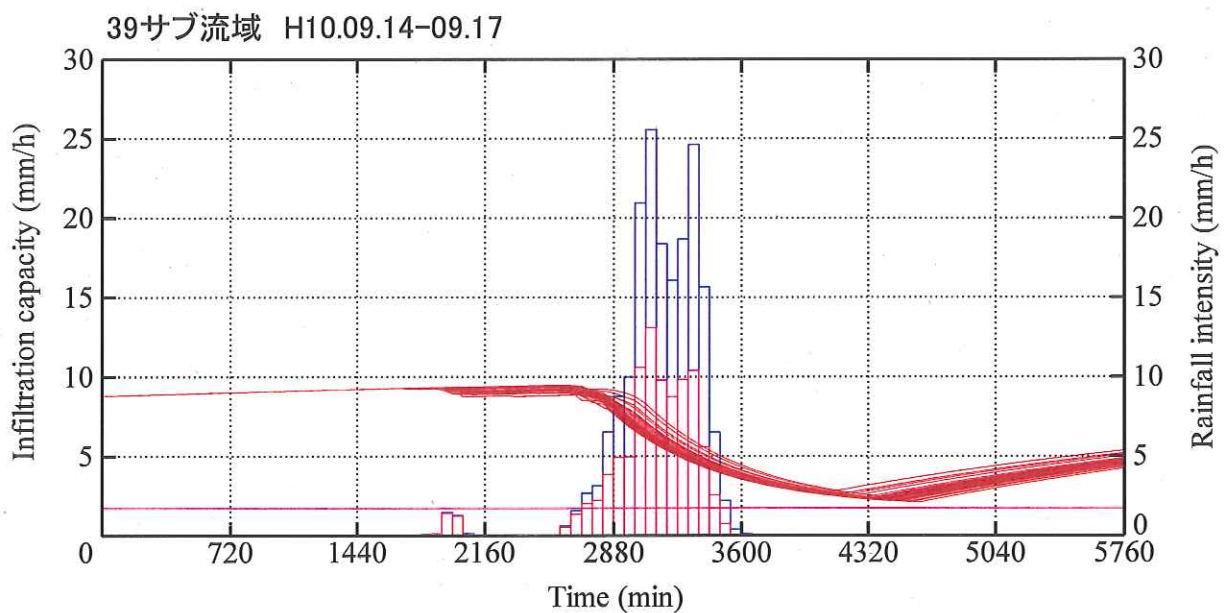


図-5 平成10年洪水における浸入能の時間的变化

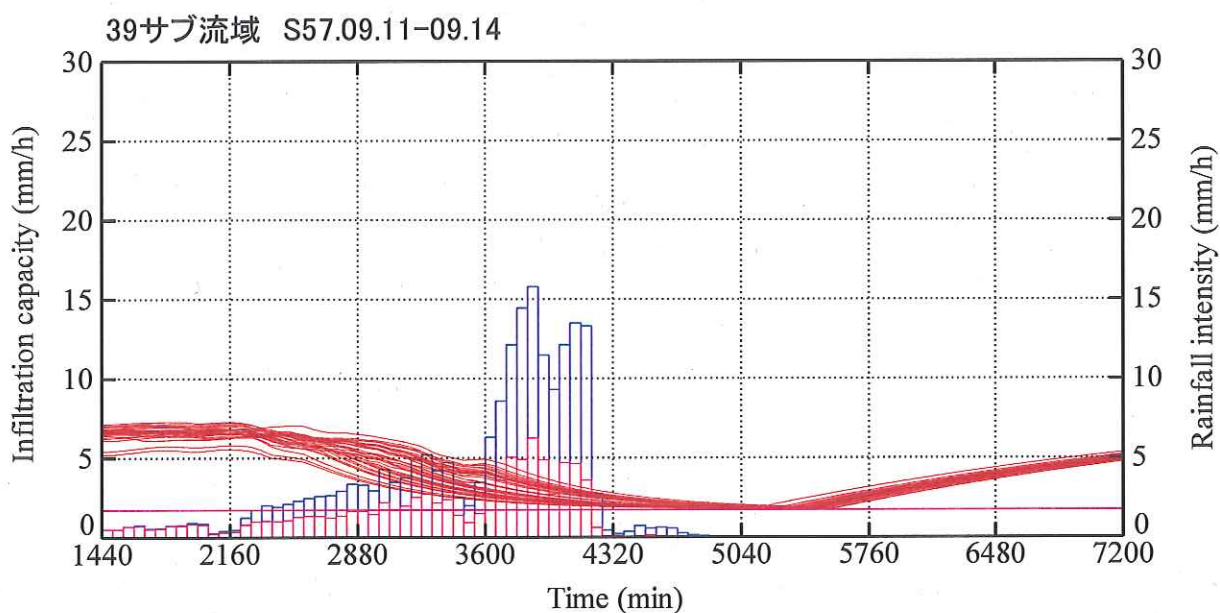


図-6 昭和 57 年洪水における浸入能の時間的变化

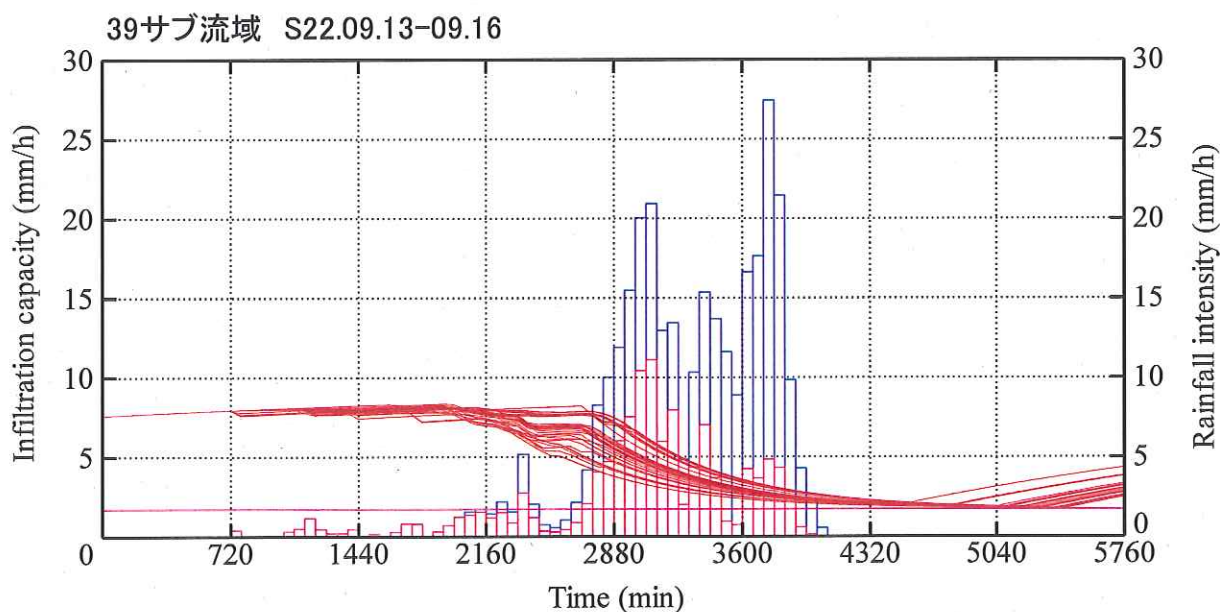


図-7 昭和 22 年洪水における浸入能の時間的变化

なお、長短期流出両用モデルでは、降雨期間内に浸入は途切れることなく継続している。一方、貯留関数法では、累加雨量が飽和雨量に達した後は流出率が1になり、それ以降は雨水の保留が生じないことから、これが二山降雨の後半でのピーク流量が過大になるとの指摘がある。そこで、図-5～図-7のハイトグラフには、貯留関数法（新モデル）の有効降雨モデルによって算定された各時間の雨水保留量（サブ流域の雨水保留量を面積加重平均したもの）をピンク色で併記した。それを見ると、貯留関数法（新モデル）による雨水保留は、降雨後半も継続している。これは、第四紀火山岩のサブ流域群で流

出率が 0.4 に固定されているためである。結果的に、長短期流出両用モデルによる浸入量と、貯留関数法（新モデル）による雨水保留量には、それほど大きな差は生じていないと判断される。

4. おわりに

本稿では、昭和 22 年洪水が浸入能ないし保留能の回復を考慮すべき洪水に該当するか否かについて検討するため、連続時間解析モデルである長短期流出両用モデルを利根川上流域に適用した後、洪水期間中の浸入能の時間的変動を算定した。その結果、昭和 22 年洪水については、流域平均雨量で見ると降雨前半の第一ピークと降雨後半の第二ピークの間は無降雨や微降雨の継続は認められず、どのサブ流域においても浸入能の回復は生じていないと判断された。このため、昭和 22 年洪水において、降雨ピーク間の浸入能の回復に対する特別な対処が必要とは言い難い。

なお、本稿の主たる目的とは異なるが、補遺 2 において、無降雨や微降雨に伴う浸入能ないし保留能の回復を考慮するための有効降雨モデルについて若干論じた。

引用文献

角屋 睦・永井明博（1988）：長短期流出両用モデルの開発改良研究，農業土木学会論文集，第 136 号，pp.31-38

永井明博（1995）：長短期流出両用モデルの標準的定数について，農業土木学会論文集，第 180 号，pp.59-64

永井明博・田中丸治哉・角屋 睦（2003）：ダム管理の水文学—河川流域の洪水予測を中心として—，森北出版

補遺 1 長短期流出両用モデルの基礎式

長短期流出両用モデルは、図-1 に示すように 3 段 4 層のタンクで構成されており、第 1 段タンクは上層と下層に分かれている。各タンクの連続式は次式である。

$$dS_1 / dt = r - E_1 - f - Q_1 - Q_2$$

$$dS_2 / dt = f - Q_3 - g_1$$

$$dS_3 / dt = g_1 - E_2 - Q_4 - g_2$$

$$dS_4 / dt = g_2 - E_3 - Q_5$$

ここに、 $S_1 \sim S_4$: 貯留量、 t : 時間、 r : 流域平均雨量、 f : 浸入強度、 g_1, g_2 : 下段タンクへの浸透強度、 $Q_1 \sim Q_5$: 流出量で、 Q_1 は表面流出、 Q_2 は速い中間流出、 Q_3 は遅い中間流出、 Q_4 と Q_5 は地下水流出、 $E_1 \sim E_3$: 各タンクからの蒸発散強度。

Q, g は、貯留量が孔の高さを超えるときに流出があるものとして、次式から求める。

$$Q_1 = a_1(S_1 - Z_1)^m, \quad m = 5/3$$

$$Q_2 = a_2 S_1$$

$$Q_3 = a_3(S_2 - Z_3), \quad g_1 = b_2 S_2$$

$$Q_4 = a_4 S_3, \quad g_2 = b_3 S_3$$

$$Q_5 = a_5 S_4$$

ここに、 $a_1 \sim a_5$ 及び b_2, b_3 : 定数、 $Z_1 \sim Z_3$: 流出孔の高さ。

河川流量 Q は、流出成分 $Q_1 \sim Q_5$ の和として次式で表す。

$$Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5$$

浸入能は、第 1 段タンク下層の空容量に比例するとの仮定に基づいて、次式から求める。

$$f = b_1(Z_2 + Z_3 - S_2)$$

ここに、 b_1 : 定数。

この仮定は、低水解析法の一つである補給能モデルの扱いと同一である。第 1 段タンク上層に浸入能に見合うだけの十分な貯留量がある場合、浸入能 f の時間的变化は Horton の浸入能方程式に従う。同式の最終浸入能 f_c は、次式で求められる。

$$f_c = (f_u b_2 + a_3 Z_2 b_1) / c, \quad f_u = b_1(Z_2 + Z_3), \quad c = a_3 + b_1 + b_2$$

ここに、 f_c : 最終浸入能、 f_u : 上限浸入能。

なお、各タンクからの蒸発散強度については、蒸発散位に係数を乗じて求められる実蒸発散量を $E_1 \sim E_3$ に振り分けるが、ここでは、振り分けの基礎式については割愛する。詳細については、文献(永井ら, 2003)を参照されたい。

流出計算は、計算時間刻みの間は降雨強度が一定として、連続式を連続的に解いて求める。計算時間刻みは、自由に変えられるが、降雨日と第 1 段タンク上層に貯留量があるときは 1 時間とし、無降雨日は 24 時間とすることが多い。連続式の解法には、修正オイラー法などが適用される。

無降雨日から計算を開始すれば、初期水深 S_1 は 0 としてよいので、解析者が決定すべきパラメータは $a_1 \sim a_5$, $b_1 \sim b_3$, $Z_1 \sim Z_3$ の 11 個と初期水深 $S_2 \sim S_4$ の 3 個、合計 14 個である。これらは、計算流量と観測流量の食い違いを表す誤差評価関数を非線形最適化手法で最小化して決定するのが普通である。

補遺2 浸入能ないし保留能の回復を考慮するための有効降雨モデル

第7回分科会・資料4「無降雨期間を含む出水への対応方法」では、無降雨期間を含む出水における有効降雨の計算法として、①飽和・不飽和浸透流解析による方法、②連続時間解析モデルを活用する方法、③雨水保留量曲線法の改善法、④総雨量ー直接流出高関係の改善法を挙げた。③④は事後解析だけに適用できる方法であり、予測計算では①②を適用すべきである。①②ともに状態変量（大抵は土壌水分量）の変動を追跡しながら有効降雨を計算するものである。

飽和・不飽和浸透流解析による方法では、土壌水分特性曲線や不飽和透水係数を体積含水量の関数としてモデル化した上で、ハイドログラフの再現性を見ながら土壌物理パラメータを決定するのが現実的である。しかしながら、この方法は降雨流出過程をできるだけ物理的に説明しようとするもので、これを概念的な集中型モデルの一つである貯留関数法の有効降雨モデルとするのは、「鶏を割くに牛刀を用ふ」ことになる。このため、貯留関数法との組み合わせとしては、概念的な連続時間解析モデルを活用する方法が妥当であろう。ただし、概念的な連続時間解析モデルを活用すると言っても、同モデルをそのまま適用するのではなく、有効降雨を計算するパーツだけを抽出して、貯留関数法に入力する有効降雨を算定するという意味である。流出計算や河道流の追跡には貯留関数法を用いる。

少なくとも研究分野では、こうした工夫は珍しくない。第7回分科会・資料4では、一例として長短期流出両用モデルの第1段タンク下層の構造を抽出して有効降雨を計算する方法を紹介したが、これは有効降雨を補給能モデル（角屋ら、1967；角屋、1980）で計算する考え方と同じで、特に新しい方法ではない。星らは、簡単な損失機構を組み合わせた貯留関数モデル（馬場ら、1999）を提案した後、蒸発散及び浸透を組み合わせた二段貯留関数型流出モデル（馬場ら、2001）に発展させている。

有効降雨の計算に上述のような工夫を施した上で、流出計算や河道流の追跡に貯留関数法を適用すれば、有効降雨をあらかじめ計算することなく、流域平均雨量を直接入力することができ、無降雨・微降雨に伴う浸入能ないし保留能の回復が表現できるというメリットが生ずる。しかしながら、パラメータ数が増えることや、流域平均雨量を入力して実際に計算してみないと総有効雨量が決まらず、特に事後解析においては、各出水の観測総流出高と計算総流出高が合致する保証がない、といったデメリットにも留意しなければならない。

雨水保留量曲線や総雨量ー直接流出高関係に基づいて有効降雨を計算する方法は、予測計算に際して浸入能ないし保留能の回復が表現できないというデメリットがあるが、手法が単純で分かりやすく、事後解析（特にパラメータ決定時）に際して、ハイドログラフの分離によって得られた直接流出高と有効雨量を確実に合致させることができるというメリットがある。このため、プリミティブな方法だからといって一概に劣っているとも言えない。

結局、無降雨期間を含む出水における有効降雨の計算法で、予測計算にも使える方法があるかと問われれば、貯留関数法との組み合わせならば②の方法が推奨されるが、導入の可否については、各手法のメリット、デメリットを十分考えて判断しなければならない。

引用文献

馬場仁志・星 清・橋本識秀 (1999) : 損失機構を組み合わせた貯留関数モデルの総合化, 水工学論文集, 第43巻, pp.1085-1090

- 馬場仁志・星 清・藤田睦博 (2001) : 蒸発散および浸透を組み合わせた二段貯留関数型流出モデルの開発, 水文・水資源学会誌, Vol.14, No.5, pp.364-375
- 角屋 睦・豊國永次・丈達俊夫 (1967) : 山地小流域河川の低水解析(2), 京都大学防災研究所年報, 第10号B, pp.147-154
- 角屋 睦 (1980) : 流出解析手法 (その 9) - 補給能モデルによる地下水流出解析 -, 農業土木学会誌, 第48巻, 第9号, pp.53-59

＜参考資料 13＞ 氾濫に伴う河道域の拡大がハイドログラフに及ぼす影響の検討－河道 K（烏川・碓氷川合流点～烏川・鎭川合流点）の事例－

1. 概説

資料7、資料8によれば、昭和22年9月洪水における八斗島地点のピーク流量は、 $21,000\text{m}^3/\text{s}$ 程度と見積もられているが、その一方、流量観測の結果から八斗島地点の実際のピーク流量は $17,000\text{m}^3/\text{s}$ 程度と推定されている。両者の差は、八斗島地点の上流で生じた氾濫によるものとされているが、その詳細は明らかになっていない。

国土交通省によれば、昭和33年洪水、昭和34年洪水、昭和57年洪水、平成10年洪水の計算について「河道条件は、実際の堤防等の整備の状況とし、それを考慮して計算を行う」との記載がある一方、昭和22年洪水の計算については「河道条件は、将来的に堤防等の整備が進んだ状況を想定し、それを用いて計算を行う」との記載があり、複数の河道区間において、現況堤防高を嵩上げした計画堤防高が設定されている。

特に、現行モデルの河道 La（烏川・碓氷川合流点～烏川・鎭川合流点の区間）については、現況堤防高 82.1m に対して、計画堤防高が 87.1m となっており、かなり大きな嵩上げとなっている。こうした扱いについては、昭和22年洪水に対して通水能が不足している河道区間において、とにかく上流からの流量を通過させる河道断面を計算上想定しているものと解釈される。このような扱いは、新モデルでの河道計算についても同様であろう。

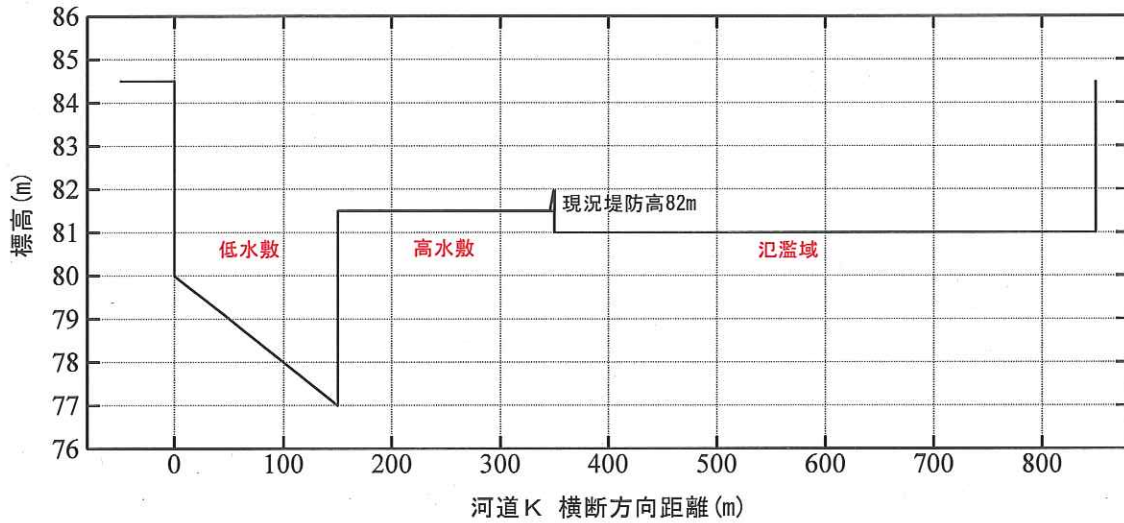
そこで、ここでは、新モデルの河道 K（烏川・碓氷川合流点～烏川・鎭川合流点の区間）を事例として、現況堤防高のまま昭和22年洪水を流下させ、本来の河道域に加えて、河道域に隣接した氾濫域が河道の一部としてふるまうと仮定した流出計算を実施して、氾濫に伴う河道域の拡大と河道貯留量の増大がハイドログラフに及ぼす影響を試算した。ただし、以下に示す解析結果は、これまで開発した貯留関数法を適用した概略計算であり、現地における氾濫現象を精緻にモデル化したものではないことに留意する必要がある。

2. 検討方法

(1) 河道諸元の設定

烏川・碓氷川合流点～烏川・鎭川合流点の区間は、現行モデルでは河道 La、新モデルでは河道 K に相当する。現時点では、同区間の長さや勾配を把握していないが、地図上で大雑把に見積もると、この区間の長さはおよそ 8.4km であった。河道勾配はとりあえず 1/500 を仮定する。

国土交通省による La 河道の横断面図を、同区間の代表断面と仮定する。右岸の現況堤防高は 82.1m であるが、簡単に扱うためこれを 82m とし、河床の細かい起伏は無視して、図-1 に示す単純な断面を想定した。なお、「利根川水系烏川・神流川・鎭川・碓氷川浸水想定区域図」（年超過確率 1/100 の降雨を想定して国土交通省が作成）によれば、当該区間では、烏川右岸に沿って幅 500m 程度の浸水域が切れ目なく連なっており、浸水深さはほとんどの区間で 1.0m 以上、半分以上の区間で 2.0m 以上である。そこで、右岸側に幅 500m の平坦な氾濫域を設定した。



図一1 河道断面の設定 (河道 K)

(2) 流量-貯留量関係図に基づく河道パラメータの設定

ここでは、河道の貯留関数に基づいて、河道流の計算を行うことから、まず流量-貯留量関係図を作成して、河道パラメータを設定した。流量-貯留量関係図の作成に際しては、いくつかの水深を仮定して、河道貯留量を求めるとともに、Manning式で流量を計算する。粗度係数は、低水敷が0.035、高水敷が0.045、氾濫域が0.070と仮定した。

新モデルにおける河道の貯留関数は、次式である。

$$S_t = KQ_t^P - T_t Q_t \quad (1)$$

ここに、 S_t : みかけの貯留量 (m^3)、 Q_t : 遅れ時間 T_t を考慮した流出量 (m^3/s)、 K, P : 河道パラメータ、 T_t : 河道の遅れ時間 (s)。ただし、 T_t を秒単位ではなく時間単位とするときは、貯留量 S_t とパラメータ K は、それぞれ 3600 で除したものになる。

上式を適用する場合、流量-貯留量関係図の横軸に流量 Q_t を、縦軸に $S_t + T_t Q_t$ をプロットする。このため、遅れ時間 T_t については、新モデルのパラメータとして決定されている値 (河道 K では 0.281h) をそのまま用いることとして、流量-貯留量関係図からパラメータ K, P を設定する。

図一2 に増水期における水位と流水断面の関係を、図一3 に減水期における水位と流水断面の関係を示す。増水期においては、水位が現況堤防高 (82m) に達するまでは、河道域 (低水敷、高水敷) だけが河道となるが、その後、氾濫域が河道の一部となり、氾濫域の水位が現況堤防高に達した後は、河道域と氾濫域が一体となって河道を形成するものとした。一方、減水期においては、水位が現況堤防高に達した後、低水敷と氾濫域が河道となり、次いで低水敷のみが河道となるものとした。

このような条件設定の下、0.5m ないし 1m 刻みで水位を仮定し、増水期と減水期のそれぞれについて流量-貯留量関係図を作成した。図一4 に増水期の関係図を、図一5 に減水期の関係図を示す。水位が低く低水敷しか流れないときと、水位が高く河道域と氾濫域が一体となって河道を形成するときの流量-貯留量関係は、増水期と減水期で同じとなるが、二つの状態の移行期については、増水期と減水期で

流量—貯留量関係が異なっている。そこで、増水期と減水期のそれぞれについて、三つの直線から成る折線で流量—貯留量関係を近似することにした。

図—4 及び図—5 から求めた貯留関数（流量—貯留量関係式）は、以下の通りである。なお、先に述べた通り $T_f = 0.281(\text{h})$ で、 S_f の単位は $(\text{m}^3/\text{s}) \cdot \text{h}$ 、 Q_f の単位は (m^3/s) である。

①増水期の貯留関数

$$\begin{aligned} S_f &= 7Q_f^{0.750} - T_f Q_f & Q_f < 1541 \\ S_f &= 1.306 \times 10^{-6} Q_f^{2.861} - T_f Q_f & 1541 \leq Q_f < 1961 \\ S_f &= 7Q_f^{0.811} - T_f Q_f & Q_f \geq 1961 \end{aligned}$$

②減水期の貯留関数

$$\begin{aligned} S_f &= 7Q_f^{0.750} - T_f Q_f & Q_f < 869 \\ S_f &= 1.175 \times 10^{-1} Q_f^{1.354} - T_f Q_f & 869 \leq Q_f < 1858 \\ S_f &= 7Q_f^{0.811} - T_f Q_f & Q_f \geq 1858 \end{aligned}$$

このように、流量に応じて河道流の貯留関数を変化させることで、氾濫に伴う河道域の拡大と河道貯留量の増大を表現することにした。

(3) 流出計算

流出計算には、流出解析レビューワーキンググループが独自に開発した「サブ流域解析用プログラム」（第7回分科会資料9）と「河道解析用プログラム」（第8回分科会資料4及び資料5）を使用する。流域平均雨量の扱い、有効降雨の扱い、基底流量の扱いは、これまでと同じであり、違いは河道Kに上述の貯留関数が導入されている点のみである。なお、河道域の拡大がない場合については、第8回分科会資料5における計算結果をそのまま用いる。

3. 検討結果

昭和22年9月洪水を対象として、八斗島地点上流域の流出計算を実施した。39サブ流域の流域平均雨量は、平成23年5月27日に国土交通省から提示されたもの（日雨量を利用したもの）、基底流量には、平成11年8月洪水における基底流量を流用した。

図—6に河道K下流端のハイドログラフを示す。氾濫に伴う河道域の拡大がない場合とそれがある場合のハイドログラフを示しているが、河道域拡大に伴って、ピーク流量が小さくなるとともに、ハイドログラフの立ち上がりとピーク流量の発生時刻が遅くなっていることが分かる。また、図—7に岩鼻地点のハイドログラフを示す。岩鼻地点は、河道Kの流れと河道M（鎗川）の流れが合流した直後の点である。同地点においても、河道域の拡大に伴ってピーク流量が減少している。

表—1に各地点の計算ピーク流量を示す。河道K下流端では、河道域の拡大に伴ってピーク流量が356 (m^3/s) 減少しているが、岩鼻地点では、ピーク流量の減少が840 (m^3/s) と大きくなっている点が興味深い。図—6に河道M下流端のハイドログラフも併記しているが、河道域の拡大がある場合は、河道K下流端のハイドログラフがかなり遅れており、河道Kと河道Mが合流した後の岩鼻地点では、ピーク流量の減少がより大きくなったものと解釈できる。結果的に、八斗島地点でのピーク流量の減少も、河

道 K 下流端における減少より大きくなっている。

表-1 各地点の計算ピーク流量

河道の扱い	河道 K 下流端 (m ³ /s)	岩鼻地点 (m ³ /s)	八斗島地点 (m ³ /s)
河道域の拡大なし	3549	7442	21092
河道域の拡大あり	3193	6602	20494
ピーク流量の変化	-356	-840	-598

以上の検討結果を考えれば、八斗島地点の実際のピーク流量が 17,000 (m³/s) となった原因の一つとして、本稿で想定した氾濫に伴う河道域の拡大と河道貯留量の増大が挙げられよう。

なお、参考までに、岩鼻地点の計算ハイドログラフ (図-7) には、流量観測値 (浮子による、第 8 回分科会資料 11) も併記している。本稿の計算は、河道の長さ、勾配、河道断面を正しく与えておらず、あくまで氾濫に伴う河道域の拡大がハイドログラフに与える影響を見るための感度分析を実施したに過ぎないが、河道域の拡大を想定した場合の計算ハイドログラフは、流量観測値に概ね合致している。ただし、烏川の上流や鑓川においても氾濫が生じていた可能性があり、それらを考慮した計算を行えば、岩鼻地点の計算ピーク流量は、流量観測値よりも小さくなる可能性も考えられる。

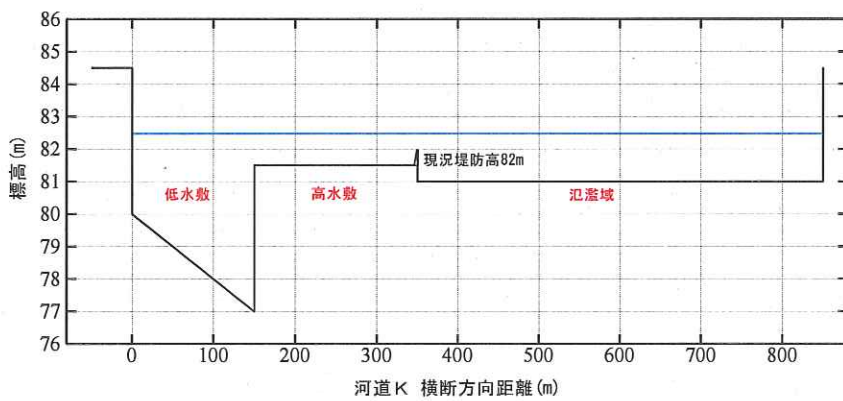
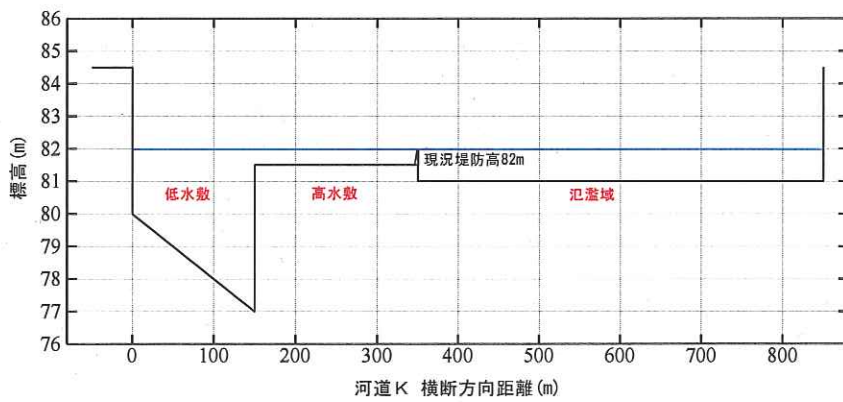
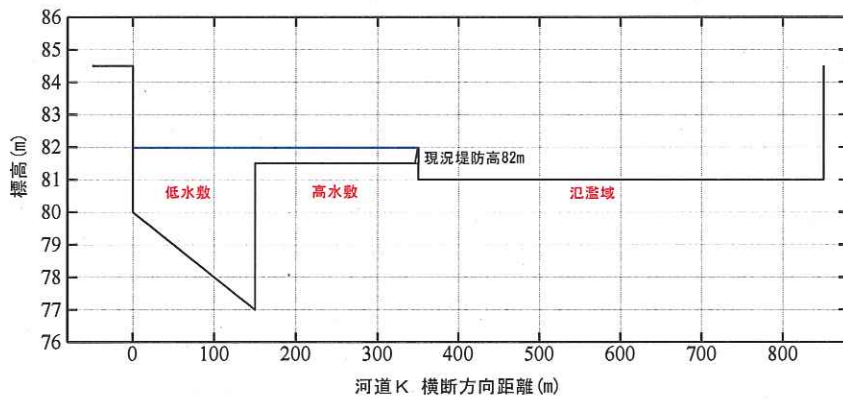
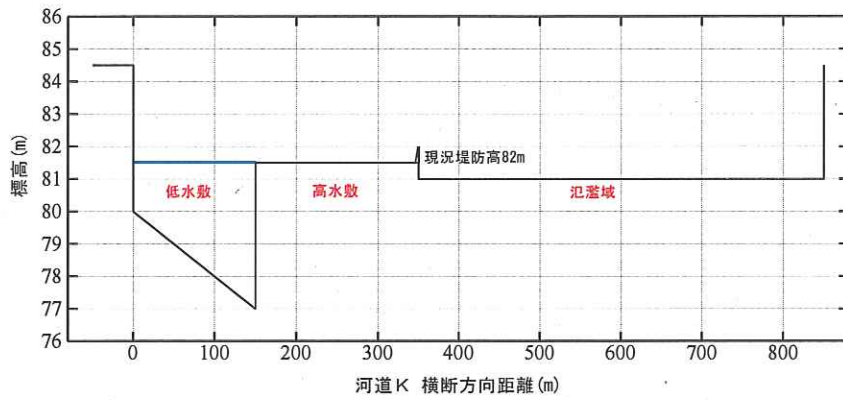


図-2 増水期における水位と流水断面の関係 (増水期 I ~IV)

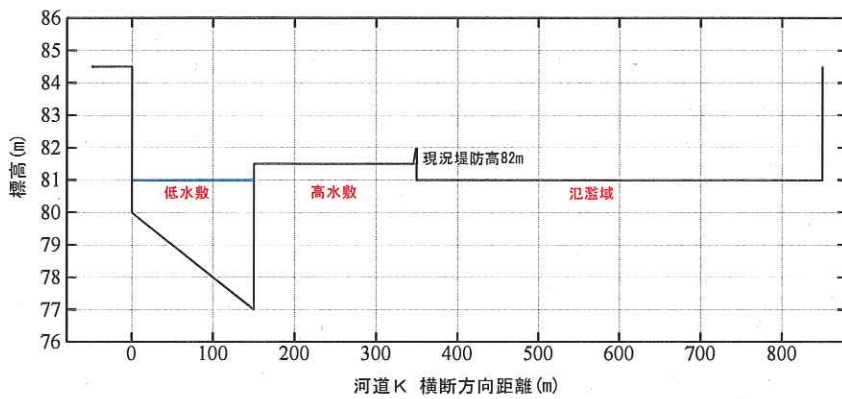
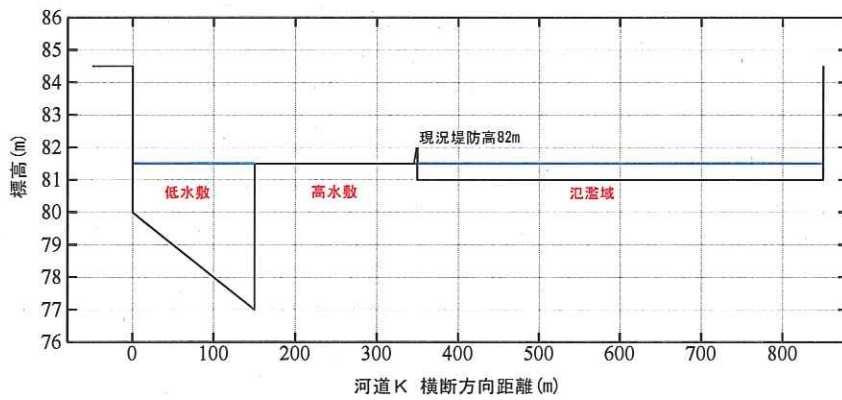
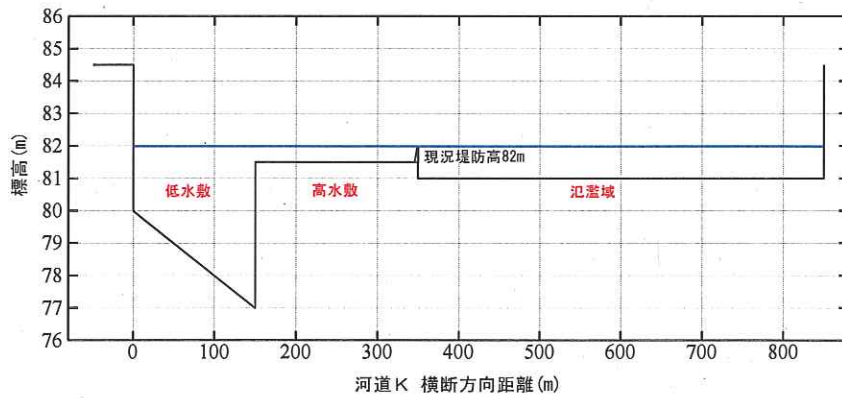
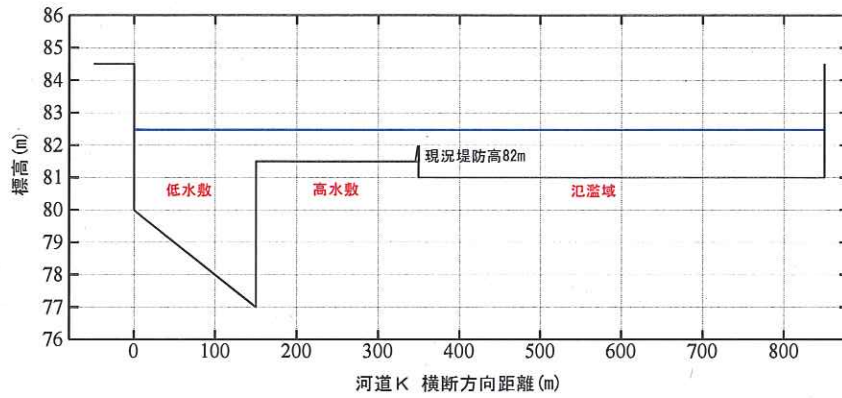


図-3 減水期における水位と流水断面の関係 (減水期 I ~ IV)

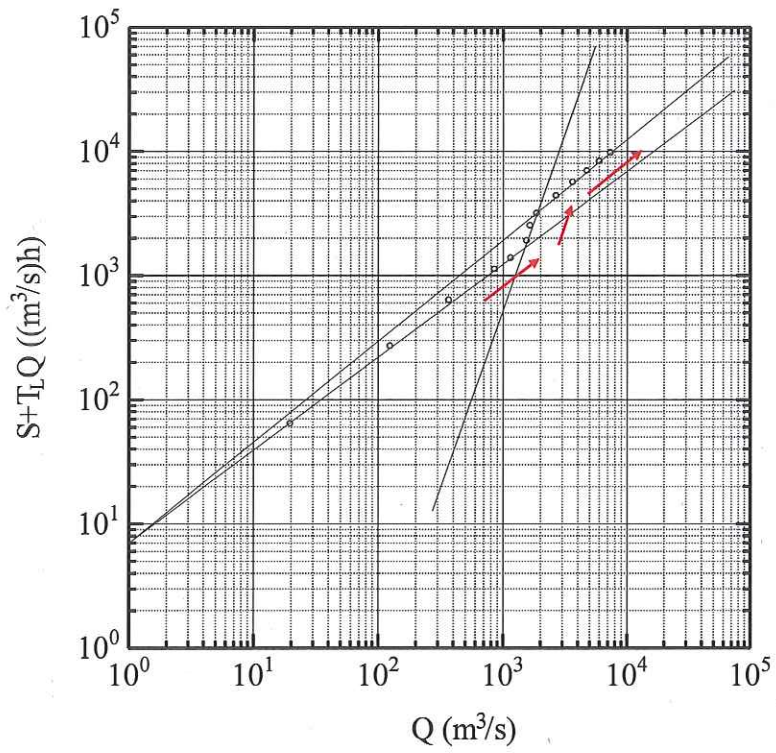


図-4 増水期における流量-貯留量関係

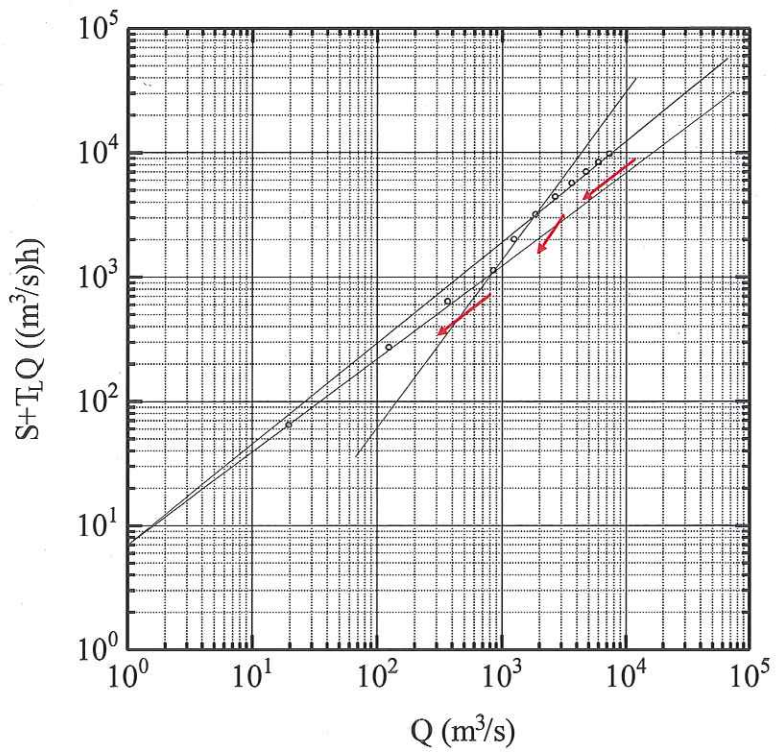


図-5 減水期における流量-貯留量関係

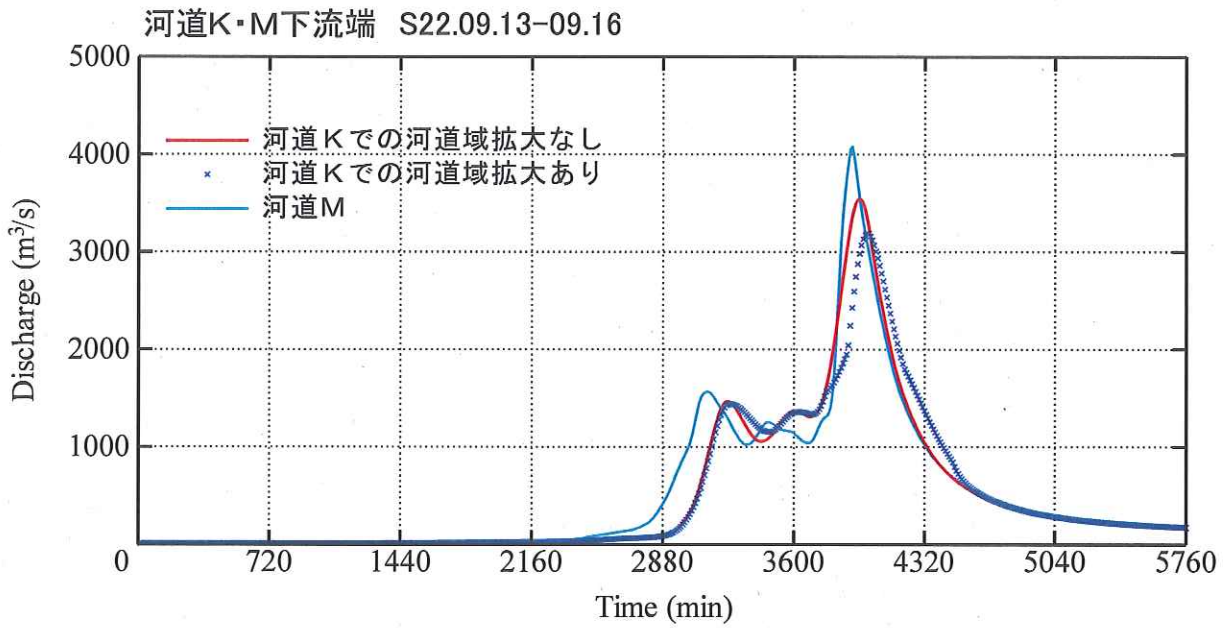


図-6 河道Kの下流端流量に対する河道域拡大の影響

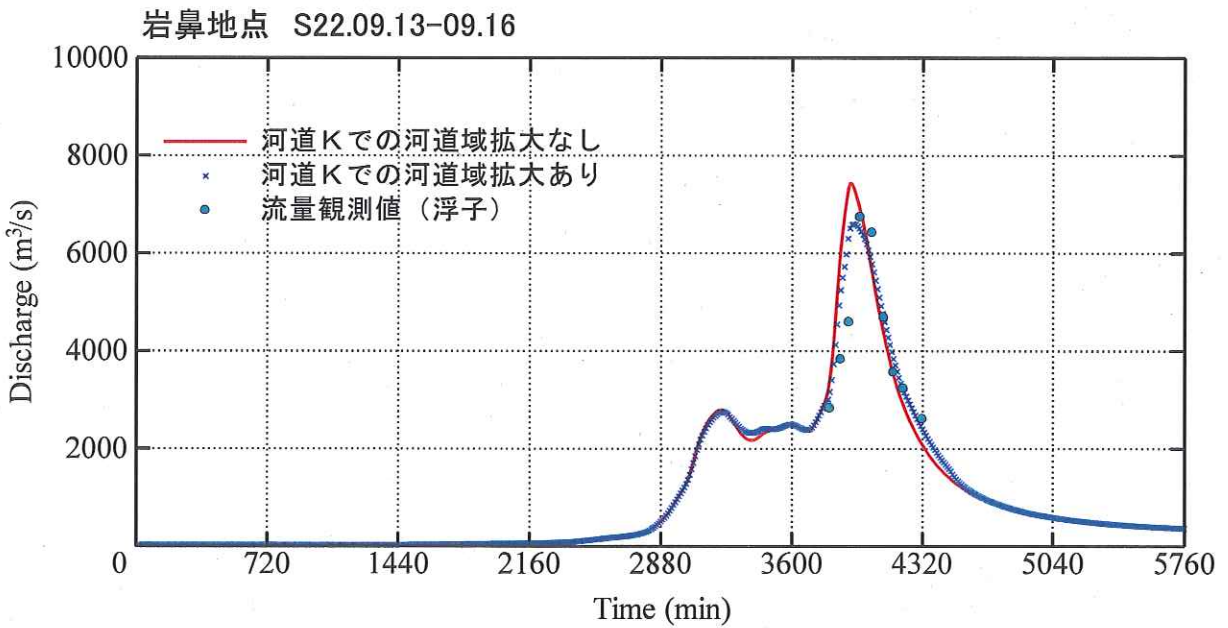


図-7 岩鼻地点の流量に対する河道域拡大の影響

<参考資料 14> 有効降雨パラメータの違いによる昭和 22 年洪水ピーク流量の推定幅について

昭和 22 年洪水のピーク流量の推定幅を考えるために、既往 4 洪水（昭和 33 年洪水、昭和 34 年洪水、昭和 57 年洪水と平成 10 年洪水）で同定された有効降雨パラメータ R_0 と R_{sa} の値（参考資料 6「新モデルによる洪水流出計算の再現に関する報告」120 ページ表 1 参照）を設定して、昭和 22 年洪水の流出計算を実施した。表 1 は得られたピーク流量である。

表 1：既往 4 洪水の有効降雨パラメータを設定したときの、昭和 22 年洪水の推定ピーク流量

既往 4 洪水	昭和 33 年	昭和 34 年	昭和 57 年	平成 10 年
ピーク流量 (m ³ /s)	21,199	21,238	20,946	20,551
平均的な R_{sa} を設定して得られるピーク流量(20619m ³ /s)からの相対的差異	+2.8%	+3.0%	+1.6%	-0.3%

これらの値を、昭和 22 年 9 月洪水に対する R_{sa} の感度分析によって得られたピーク流量（参考資料 6）に重ねて示した結果を図 1 に示す。既往 4 洪水の有効降雨パラメータを設定して得られる洪水ピーク流量は、黄色の帯の範囲内にある。洪水ピーク流量に対する R_{sa} の感度が小さな領域にあるため、この推定幅の範囲は狭い。平均的な R_{sa} を設定して得られるピーク流量(20,619m³/s)からの相対的差異を考えた場合に-0.3%~+2.8%の範囲にあることが分かる。

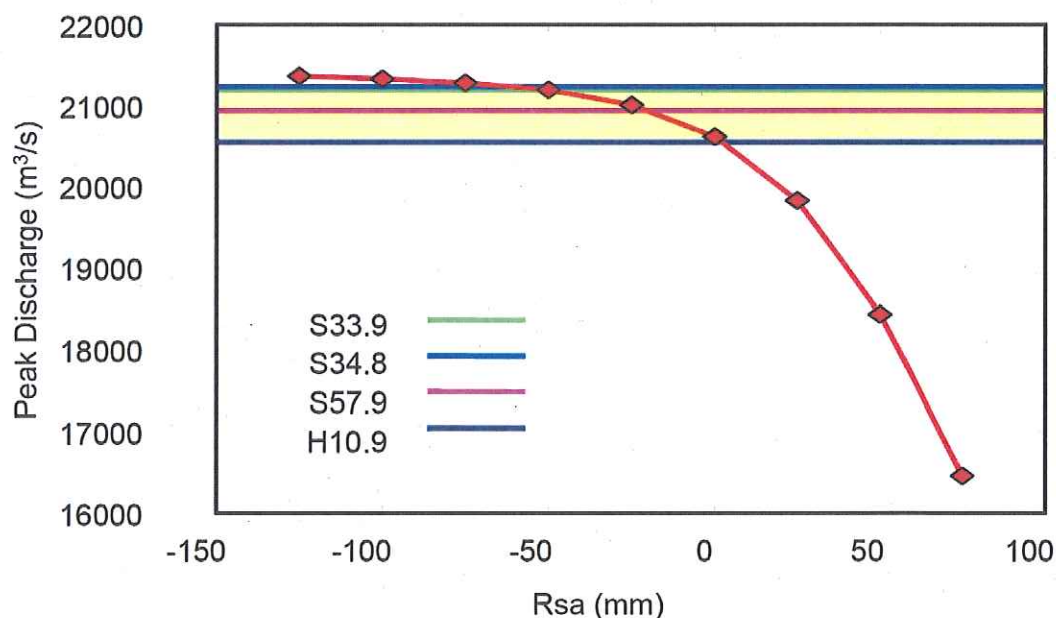


図 1： R_{sa} の違いによる昭和 22 年洪水の推定幅