

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

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 年洪水のヒドログラフの再現計算を試み、降雨パターンが浸透能、保水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によって大気-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。そののち、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こる層、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、

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

* 本稿は第 9 回分科会の資料 8 に追記修正したものである。

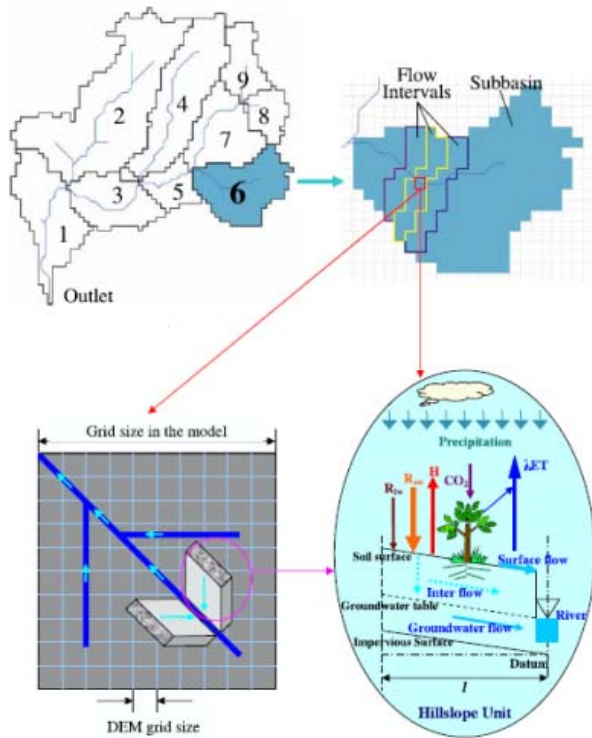


図-1 WEB-DHM の構造の概略 1)

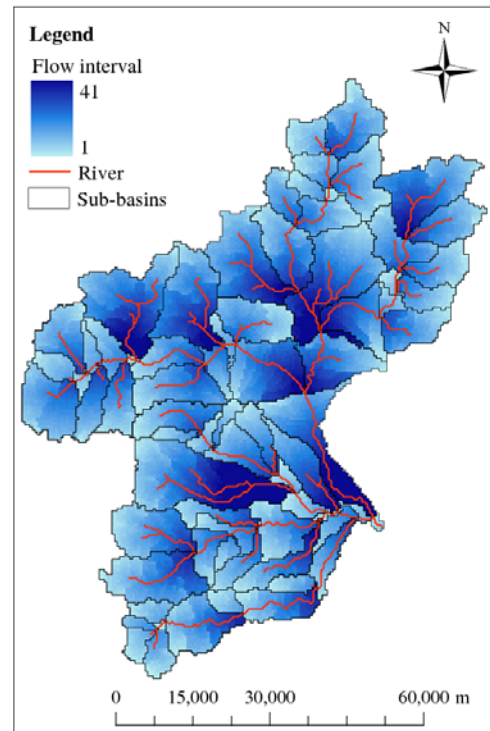


図-2 サブ流域区分と flow interval

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、土壌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

S57、H10 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。S22、S33、S34 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9月洪水、昭和34年8月洪水、昭和57年9月洪水、平成10年9月洪水）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。

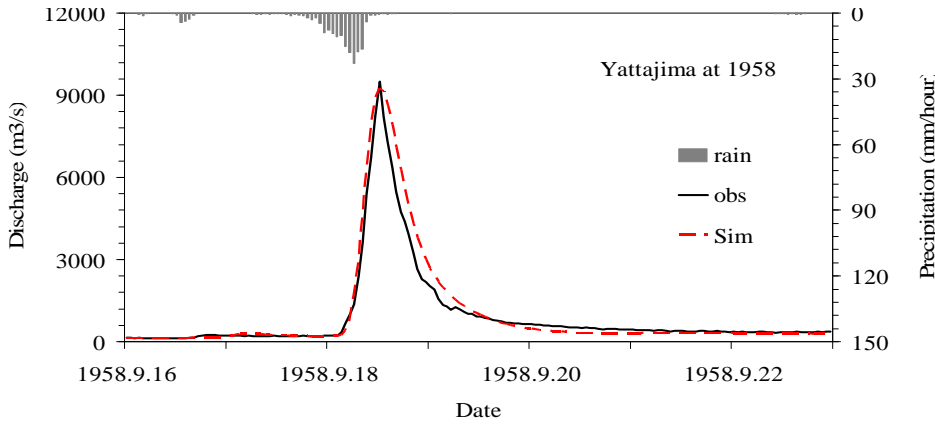
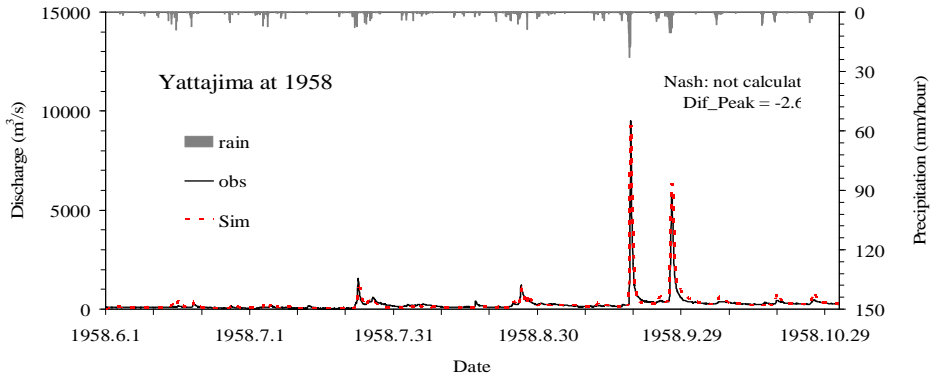
谷・窪田は、「森林が成長し、土壌も発達して厚くなる方向には進んでいると推定されるが、その発達速度は樹木個体の成長速度に比べてはるかに遅い。土壌が洪水を大きく変えることは確かであるにもかかわらず、戦後の森林放置によって、洪水流出を劇的に小さくするほどの土壌発達があったと考えることはできないのである。」としている。そこで、植生層の違いのみが水循環に及ぼす影響を WEB-DHM のシミュレーションによって示す。WEB-DHM は SiB2 の植生モデルを適用しており³⁾、樹冠による降雨の貯留限界(Sc (mm))は葉面積指数(LAI (m^2m^{-2}))を用いて、

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

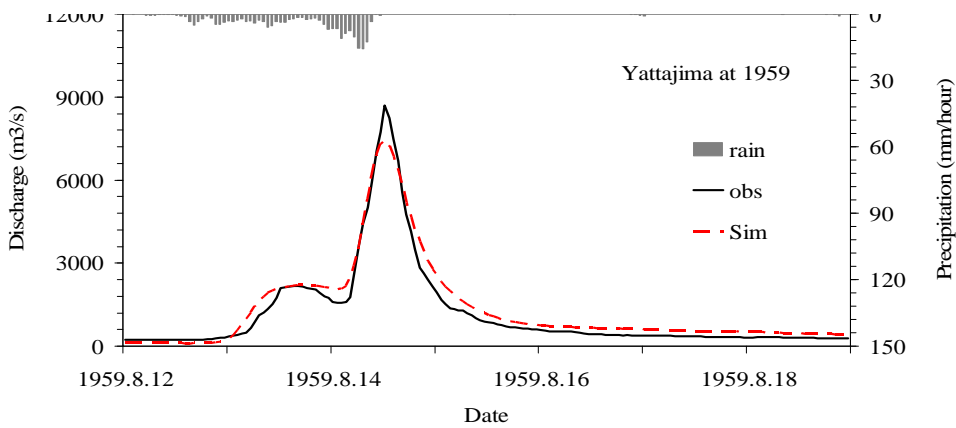
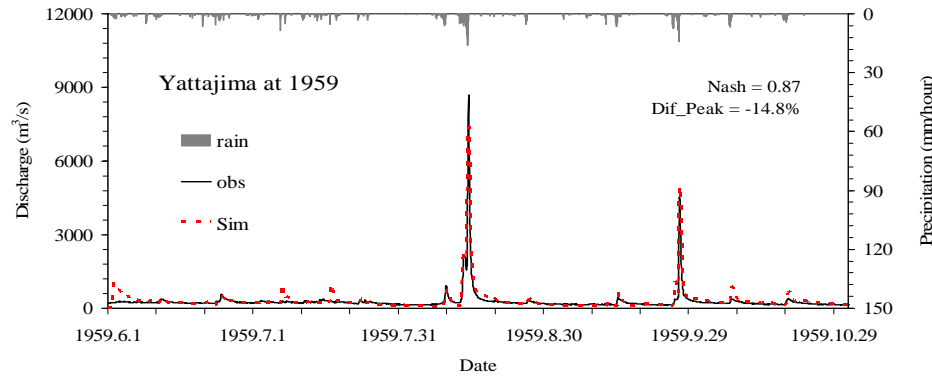
と表されている。ただし、現地調査の事例によれば、ブナが支配的な LAI=5.9 の森林では $Sc=0.68(mm)$ であり、樅が支配的な LAI=3.8 の森林では $Sc=1.19(mm)$ と報告されている⁶⁾。前者に対し(1)式は妥当であるが、後者に対しては過小評価となっている。そこで、

- 1) 2000 年代の衛星による LAI の観測値から(1)式で求まる Sc 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-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)

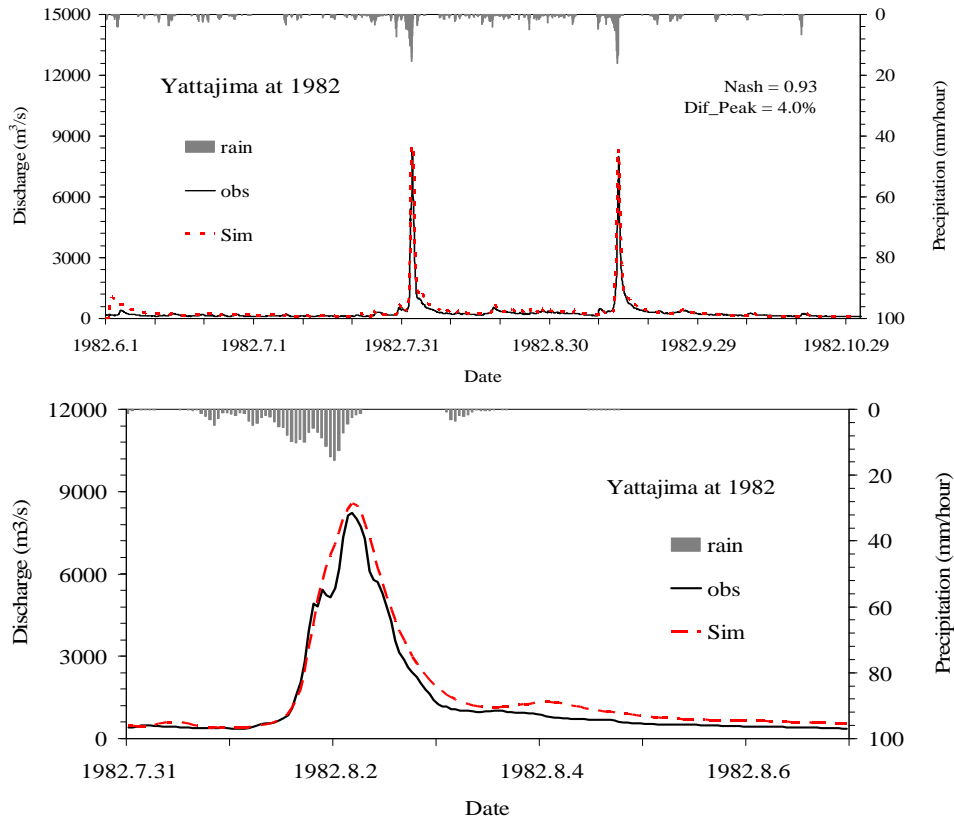


图-5 : 1982年 6月1日~10月30日(上图)、7月31日~8月7日(下图)

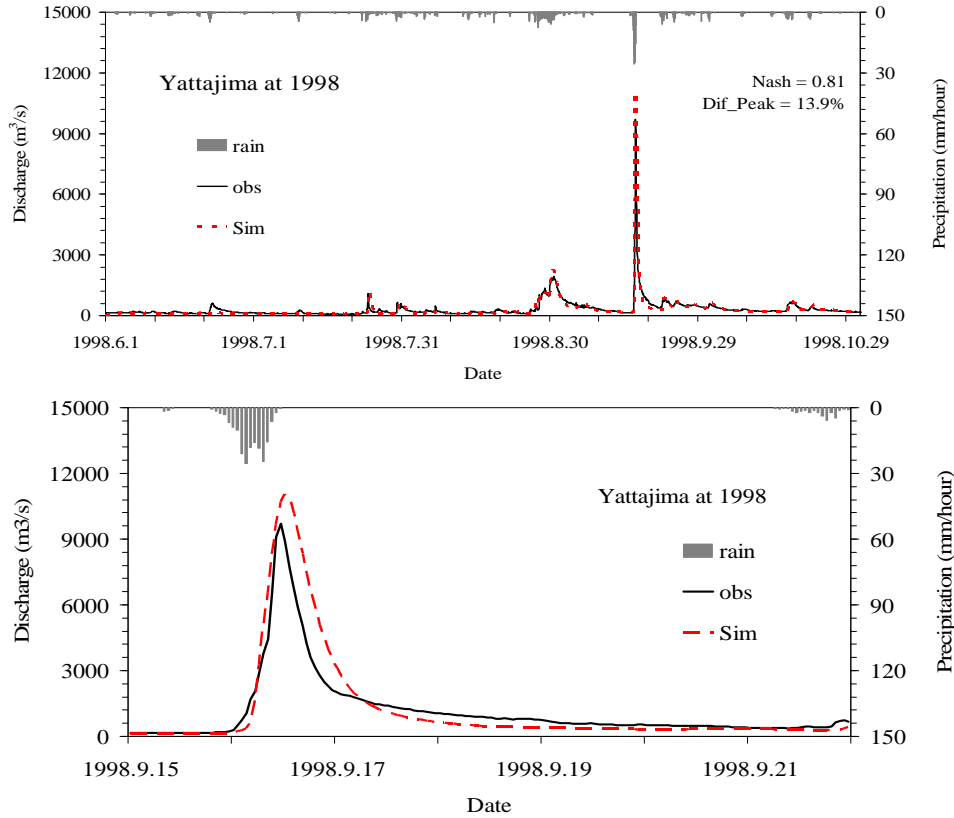


图-6 : 1998年 6月1日~10月30日(上图)、9月15日~9月22日(下图)

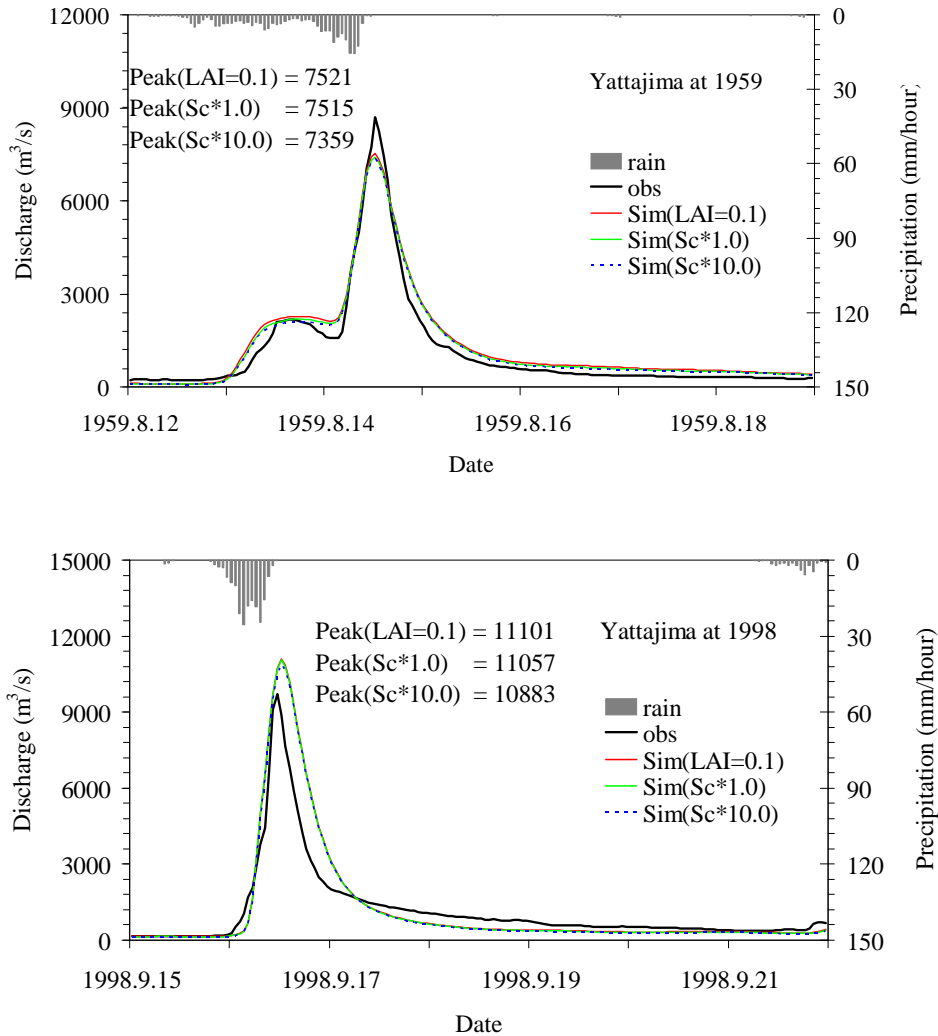


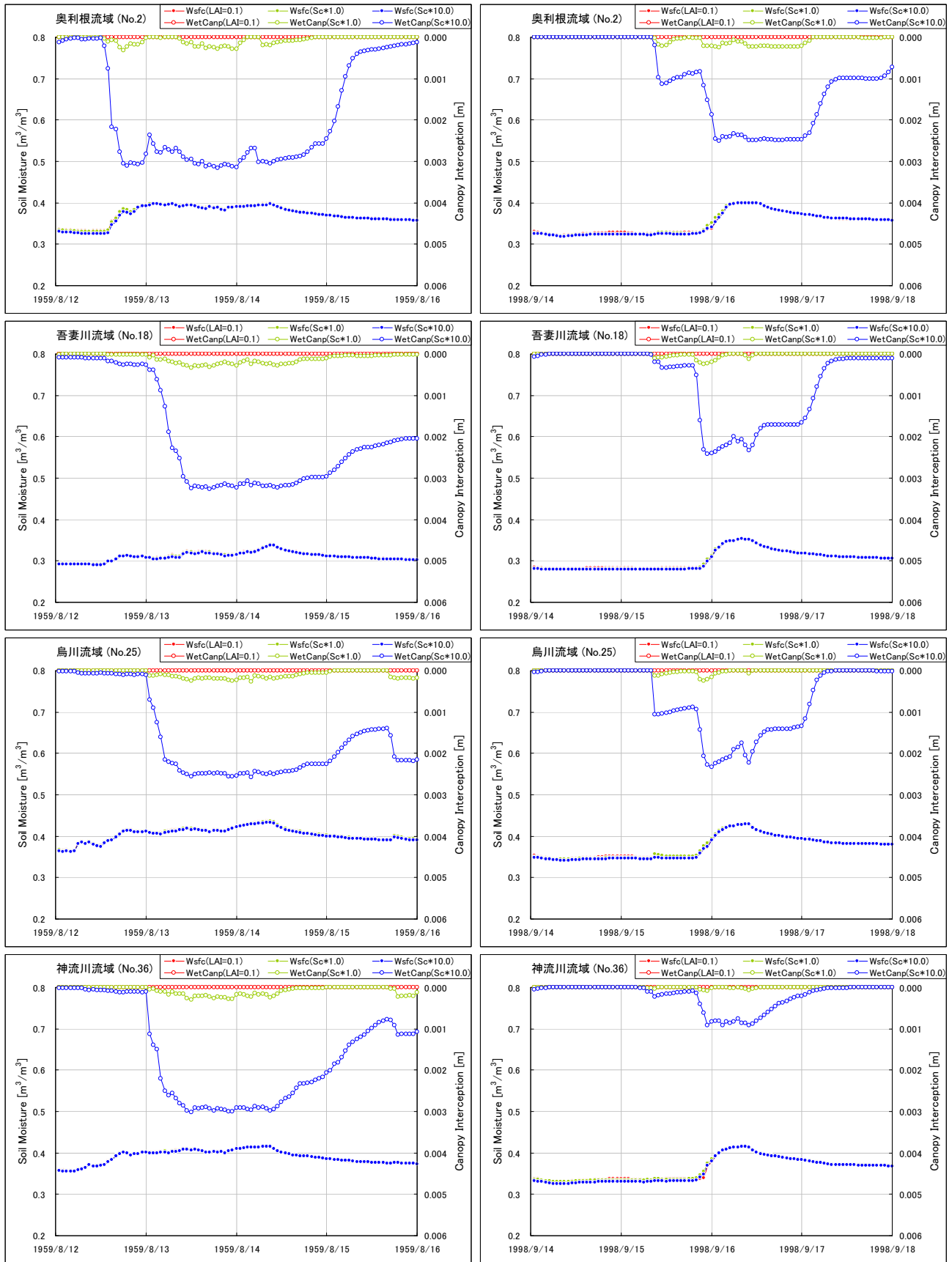
図7：1959年(上図)、1998年(下図)の植生層の感度分析結果

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。したがって、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

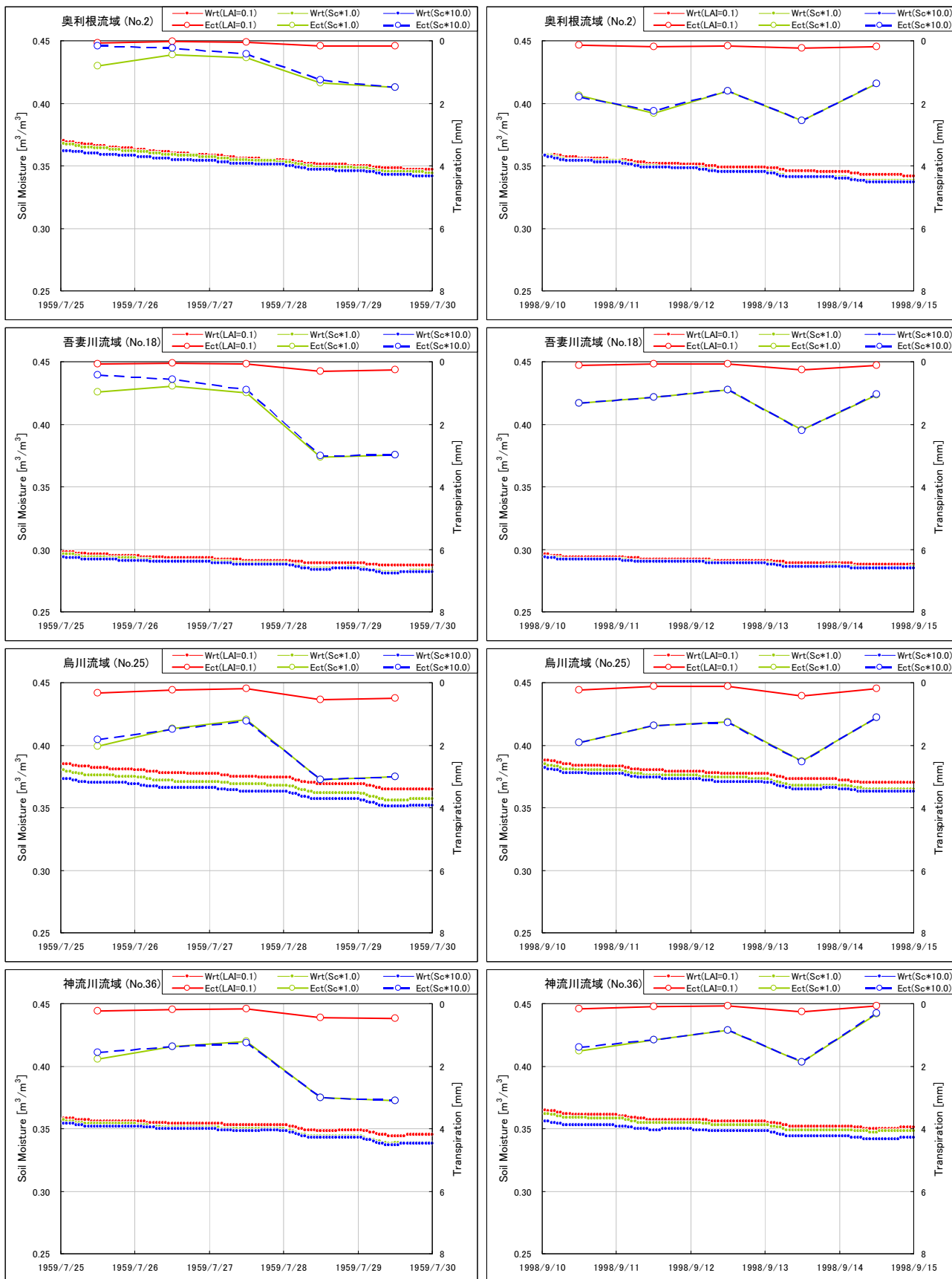
分量の時間変化を出力し、新モデルにおけるサブ流域での平均を求め、各 4 中流域からサブ流域を 1 流域ずつ抜き出して示したのが図-9 である。ケース 1)と 2)では、樹冠による貯留限界は異なるものの LAI は同じ値なので蒸散量はほぼ同じで、ケース 3)と比較して大きな値となっている。SiB2 では根茎層から蒸散量を差し引いているので、表層および根茎層の平均土壌水分量の時間変化については初期値の違いも影響するが、ケース 1),2)ではケース 3)に比較して早く低減していることが示されており、低水期の流出量を減らすというメカニズムが示唆されている。

(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。



図一八 洪水期の植生層の感度分析（樹幹貯留量(WetCanc)と表層土壌水分(Wsfc)）

左：1959年，右：1998年



図一 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 : 1959 年, 右 : 1998 年

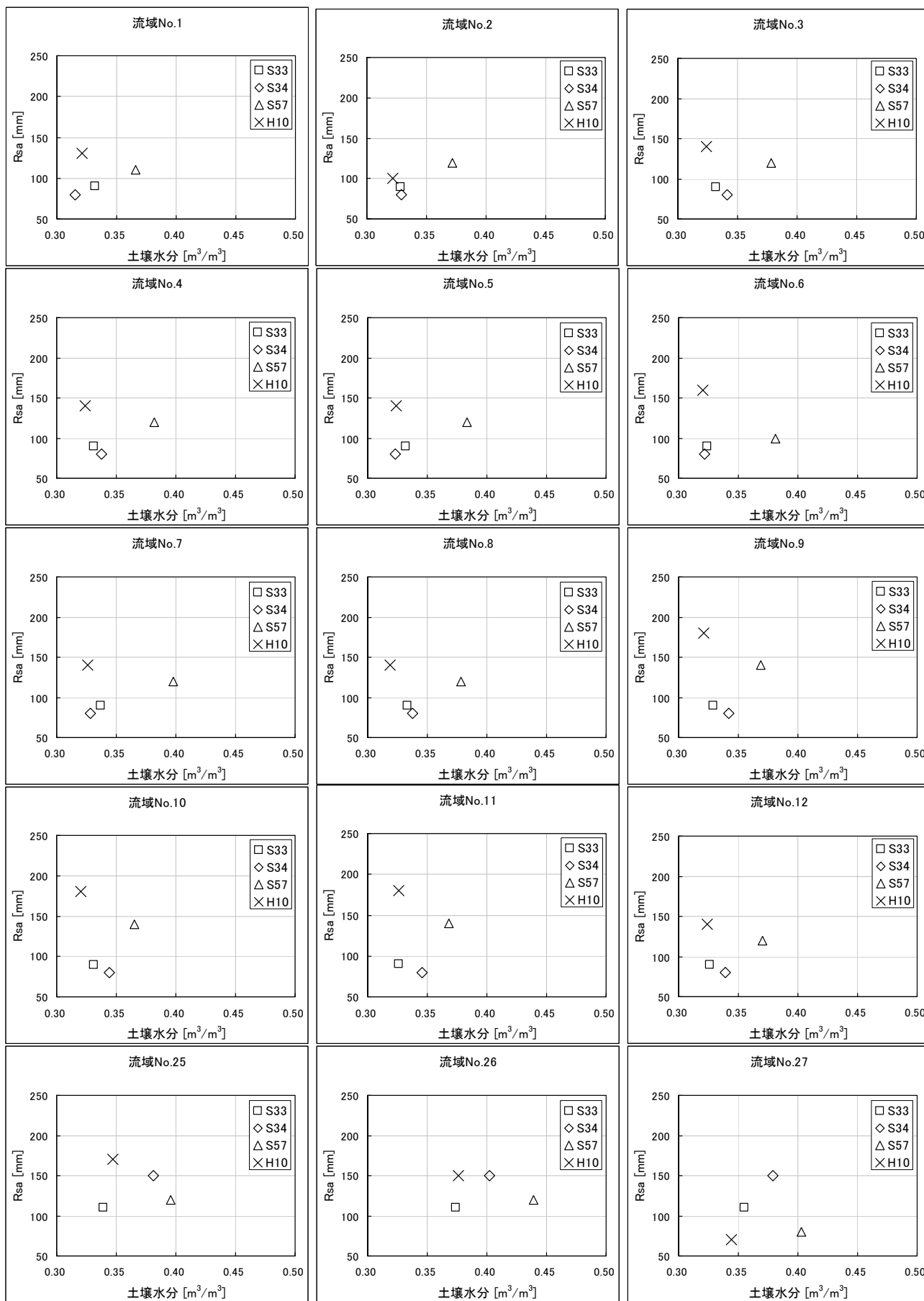


図-10 洪水直前のサブ流域平均表層土壌水分量と Rsa の関係 (S33,34,57、H10 洪水)

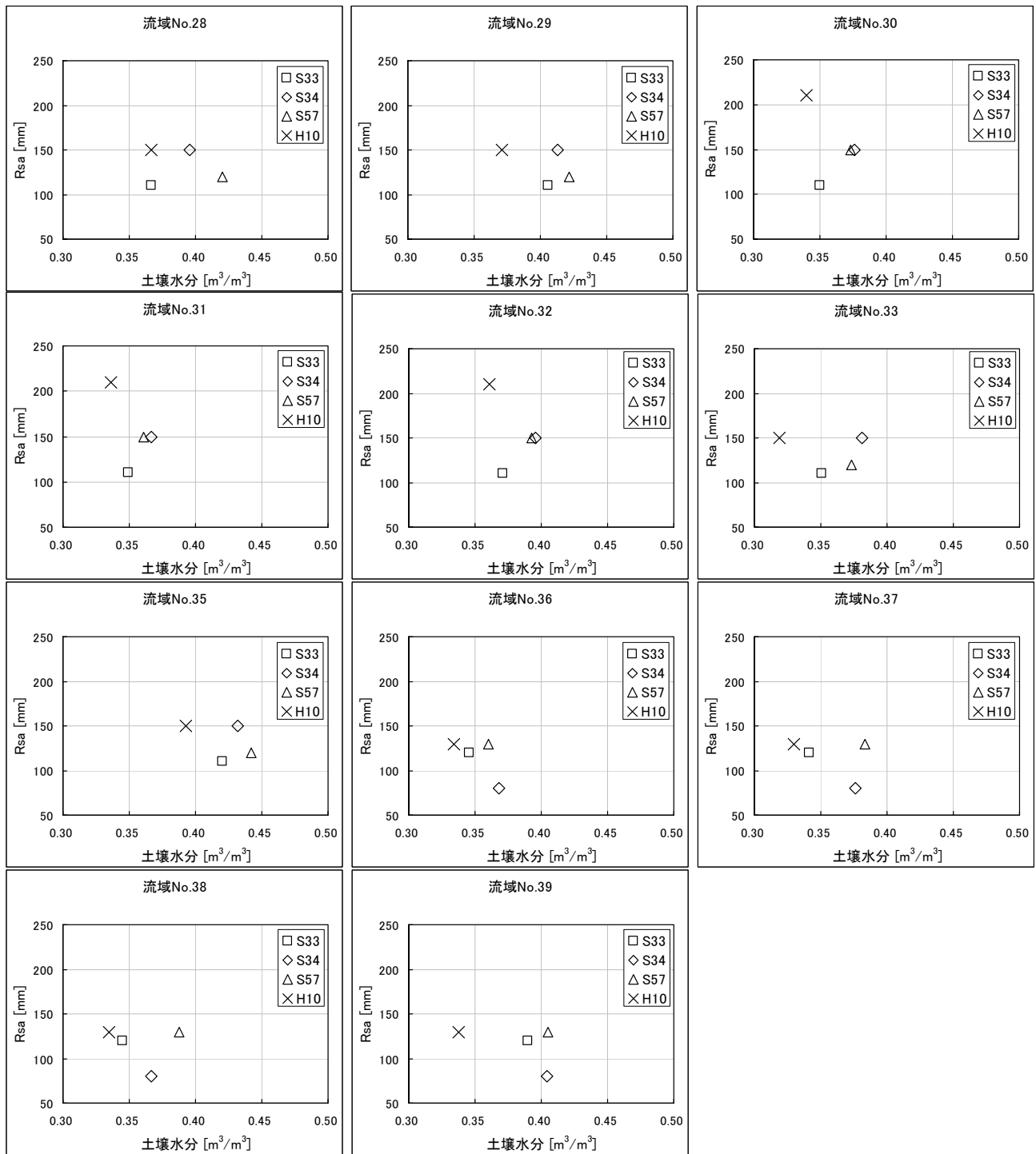


図-10 洪水直前のサブ流域平均表層土壌水分量と Rsa の関係 (S33,34,57、H10 洪水) (続き)

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、その流出特性ができるように 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

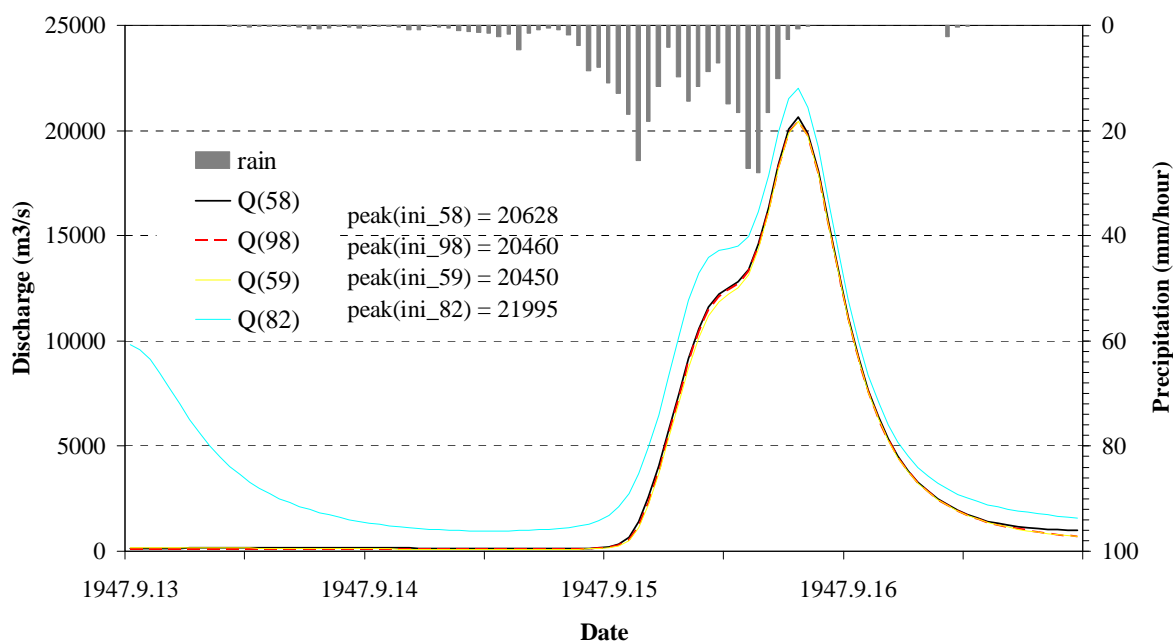


図-11 JP10 の擬似的入力と観測降雨による昭和 22 年洪水の推定

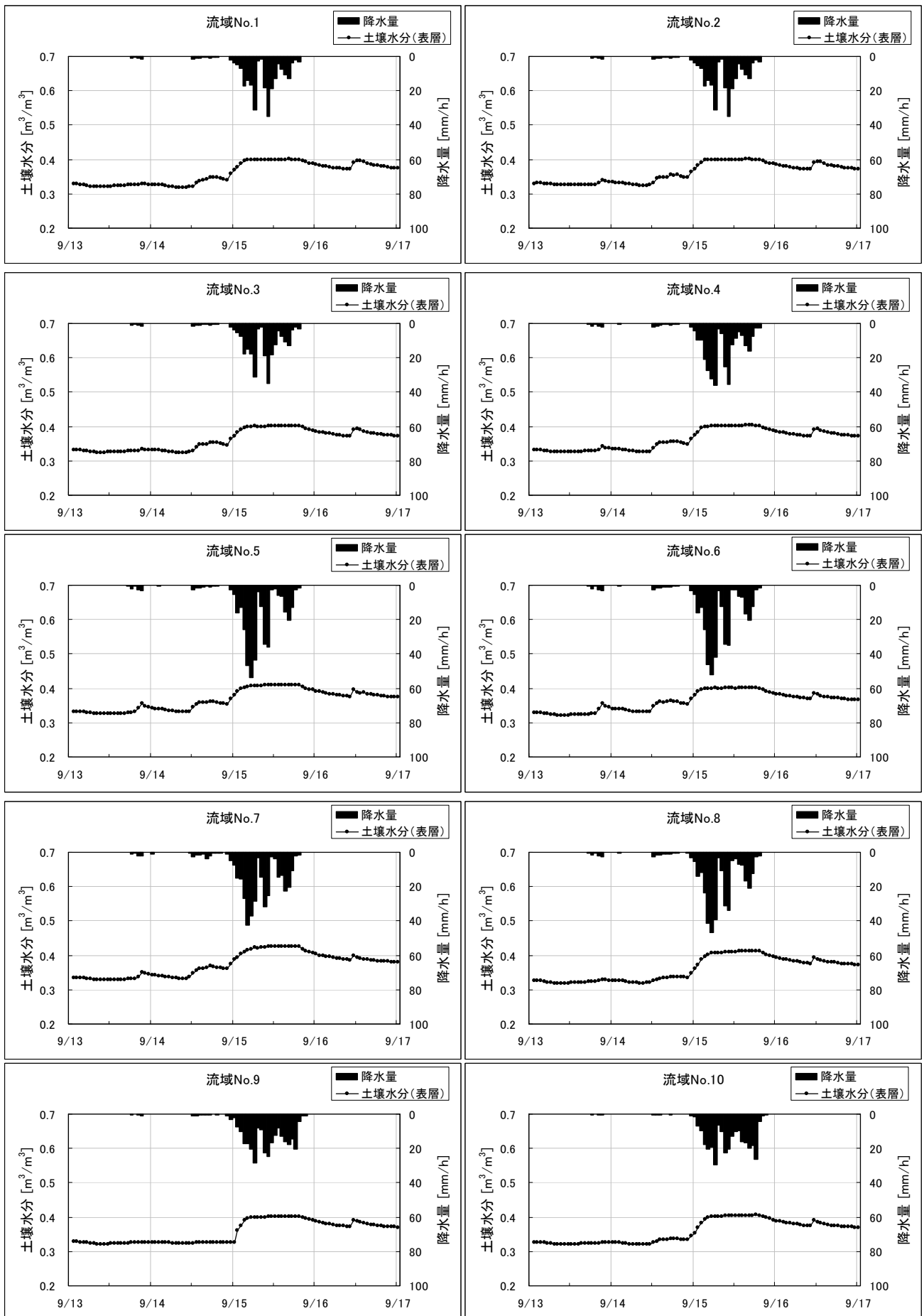


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化

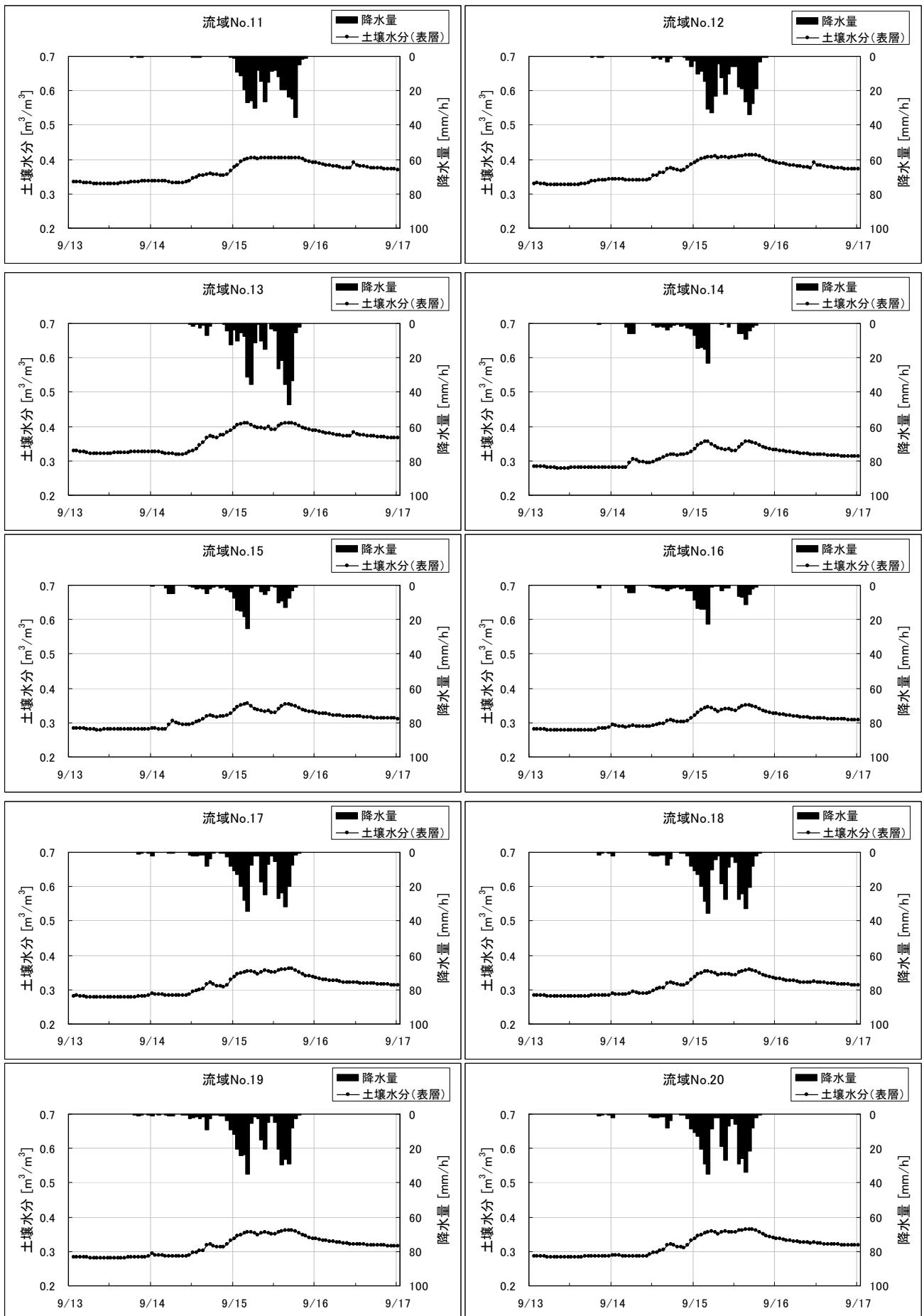


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化(続き)

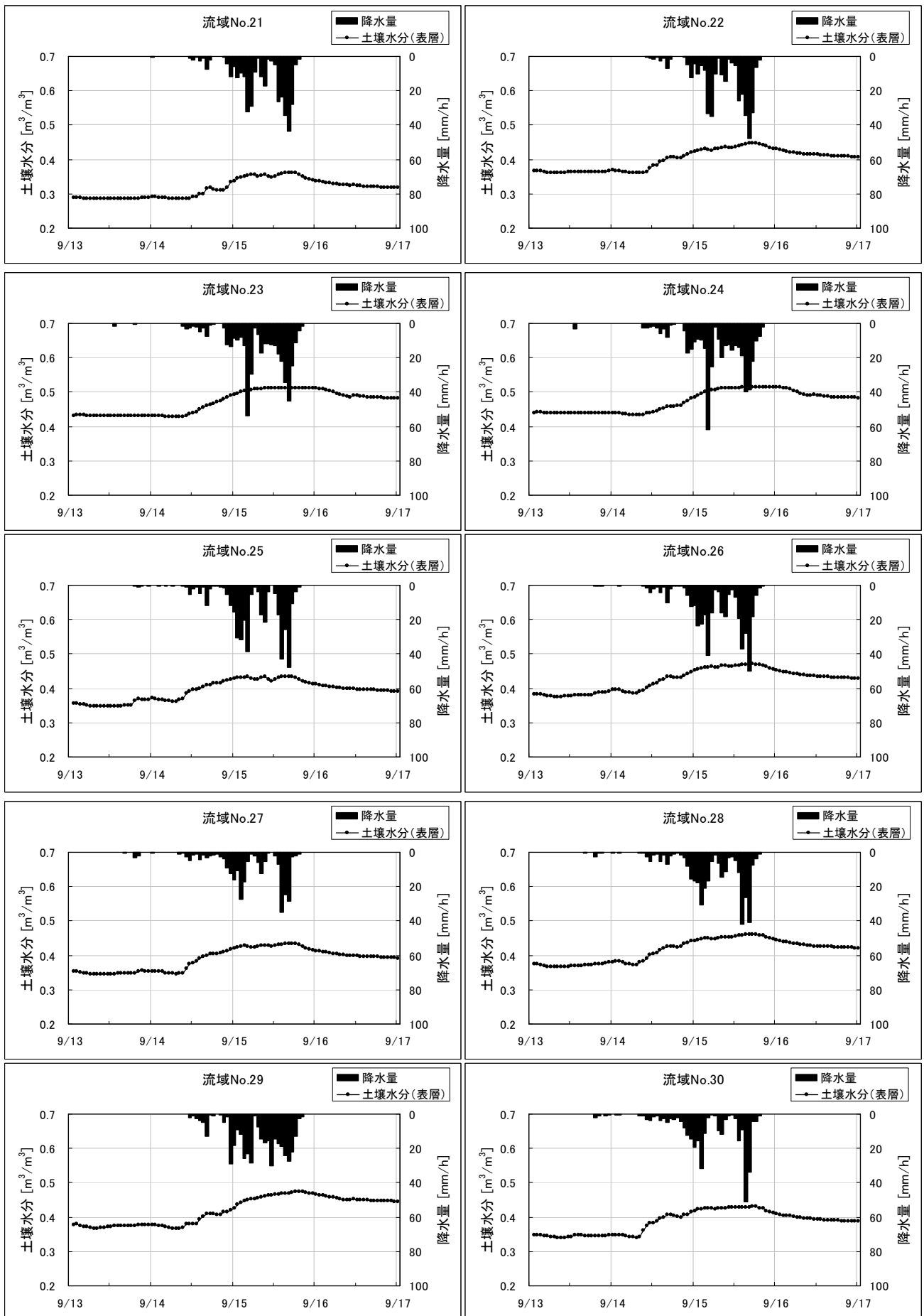


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化(続き)

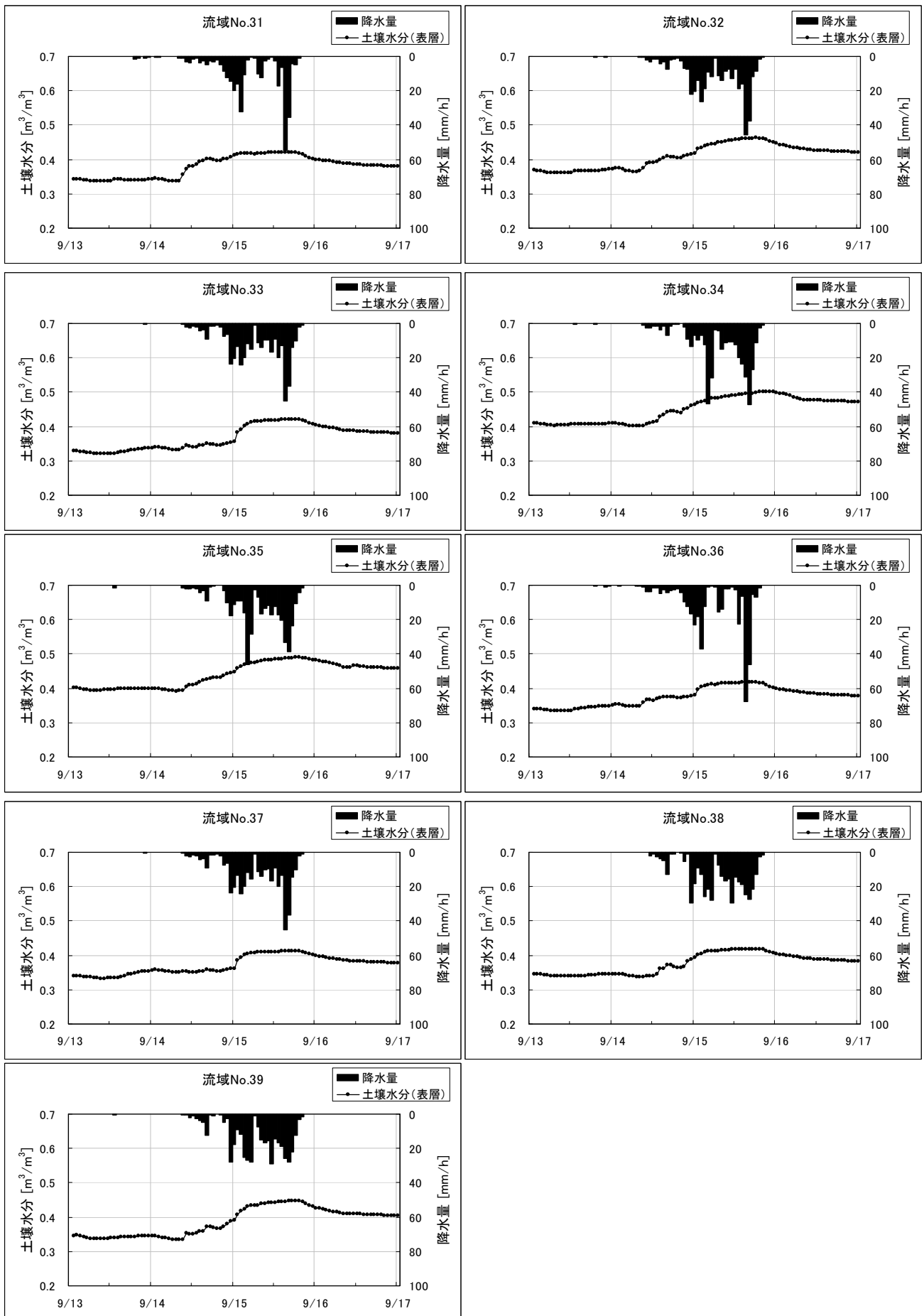


図-12 WEB-DHM で計算された新モデルサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化(続き)

較的敏感に反応する。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、浸透能・保留能の回復は見込めないことを表している。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) DIAS データ公開システム <http://dias-dss.tkl.iis.u-tokyo.ac.jp/> (東京大学)
- 6) 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