

グリッド型水循環系解析モデルの開発 海老川流域を対象として

DEVELOPMENT OF A GRID-BASED HYDROLOGICAL CYCLE ANALYSIS MODEL AND ITS APPLICATION IN EBI-RIVER BASIN

中村茂¹・中嶋規行²・忌部正博³・Srikantha Herath⁴

Shigeru NAKAMURA, Noriyuki NAKASHIMA, Masahiro IMBE, Srikantha HERATH

¹正会員 工修 日本工営株式会社 中央研究所(〒300-1259 茨城県稲敷郡茎崎町稲荷原 2304)

²非会員 工修 日本工営株式会社 首都圏事業部(〒330-0801 埼玉県大宮市土手町 1-2)

³正会員 工修 社団法人 雨水貯留浸透技術協会(〒102-0083 東京都千代田区麴町 3-7-1)

⁴正会員 工博 東京大学生産技術研究所 客員教授(〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

A grid-based hydrological cycle analysis model was developed and applied to Ebi river. This model consists of three components; surface and near-surface section, river section, and groundwater section. In surface and near-surface section, infiltration, percolation, interflow, and return flow were computed solving one-dimensional Richard's equation in each grid cells. Kinematic wave model was applied to river flow computation. Interaction between river and groundwater was represented by Darcy's flow through riverbed material. Quasi-three dimensional Darcy's flow model was adopted beneath the surface and near-surface section. Model calibration is carried out with several river and groundwater observation station data. The results agreed with the observation of river flow rate as well as groundwater level.

Key Words: Hydrological cycle, Runoff model, Distributed model, Ebi river

1. はじめに

水循環系再生計画の検討に用いるために Herath・虫明ほか^{1),2),3),4)}の研究を参考にして、流域水循環系解析モデルを開発し海老川流域(流域面積 26.9km²、千葉県)に適用した。同流域の水循環系解析には賈ほか⁵⁾の研究があるが、本論のモデルとは不飽和浸透と地下水解析部分が異なっている。特に、土地被覆状況に従って浸透パラメータを変えたこと、表層土壌の側方透水係数を鉛直方向のそれに対して変化させたことが、このモデルのユニークな点である。

2. 解析モデルの解説

(1) 対象とする現象

開発したモデルは人工系水循環に関しては年間あるいは灌漑期間内は一定量とするが、自然系水循環については、1時間間隔の出力が可能である。対象とした現象は次のようである。降雨: 地表面に達した雨滴。蒸発散: 地表面からの水分の蒸発と樹冠などからの蒸散があるが蒸発のみ

とした。表面流出: 地表面と雨水下水道の流れを合わせたもの。雑排水: 下水道未整備地域で発生する雑排水の河川流出成分。農業用水: 灌漑期の田への給水。上水道漏水: 上水道からの漏水(地表面下2mの深さまでの土壌に漏れ出るとした)。不飽和流れ: 不飽和の土壌中を移動する水分。中間流出: 地表面下2mまでの横方向水分移動。涵養・浸漏: 河川水と地下水との間の水分移動。下水道浸出: 地下水から下水道への漏水。井戸: 地下水の汲み上げ(帯水層毎に設定)。地下水流動: 不圧帯水層、加圧層、被圧帯水層の中の水分移動である。

(2) 解析モデルの構成

流域は図 2-1のようにメッシュ分割して表現し、それぞれに図 2-2に示す立方体を設定する。また、3つの計算単位、①地表+表層土壌、②河道、③帯水層から成り、それぞれに支配方程式を設定し、差分解法で水量を追跡する。計算単位間の水量移動は相互の境界条件として図 2-3のように設定する。境界条件の中には、時刻 t の値を渡すものと、 Δ

t 間の平均値を渡すものがある。以下では、それぞれの計算単位、地表+表層土壌、河川、帯水層の順にその内部の解析手法を解説する。

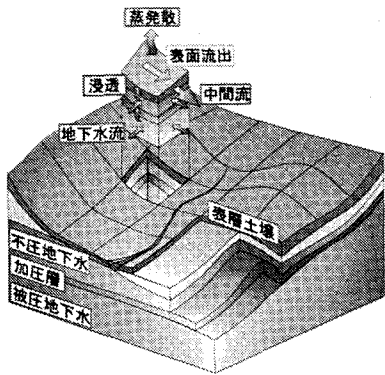


図 2-1 流域表現の概念図

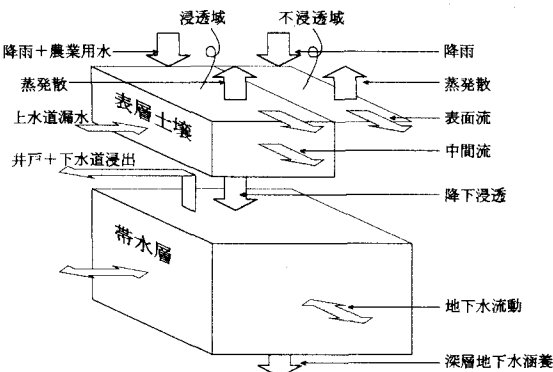


図 2-2 メッシュ内の概念図(河川が無いメッシュ)

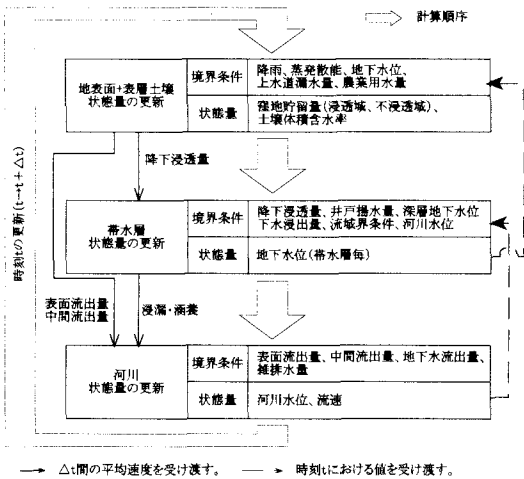


図 2-3 計算単位間の境界条件と状態量の関係

(3) 地表+表層土壌モデル

浸潤、降下浸透、中間流(地中流)、復帰流を鉛直次元不飽和浸透流として計算した。計算は上流のメッシュから表面流と中間流を伝達しながら、下流へ順番に実施する。

a) 不浸透域

この部分の連続式は式(1)となる。蒸発散量は貯留されている水分があるかぎり、蒸発散能にしたがって蒸発すると

して算定する。窪地貯留能を超えた水分は越流して表面流となる。

$$\frac{dS_{imp}}{dt} = Q_{imp} - Q_{eva} - Q_{ovf} \quad (1)$$

ここに、 S_{imp} : 不浸透域窪地貯留量[m]、 Q_{imp} : 不浸透域降雨量[m/s]、 Q_{eva} : 不浸透域蒸発量[m/s]、 Q_{ovf} : 不浸透域表面流出量[m/s]である。

b) 浸透域

土壌含水率はある深度を境に時間(季節)変動が無視できるほどに小さくなることが知られている⁶⁾。これは土壌の水分保持特性や気候により異なるが、ここではそれを地表面下2mと仮定した。浸透域のモデルは窪地貯留の仮想池を含め、地表面下2mまでの土壌を解析領域とし、降雨、中間流、上水道漏水、地下水位を境界条件とする(図2-4参照)。不飽和流れは Richard's 式を基本に、これに中間流(側方浸透流として表現)項を加えて支配方程式は次式となる¹⁾。

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(h) \frac{\partial h}{\partial z} - k(h) \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \{ k_i(h) s \} + F_{in} + E \quad (2)$$

ここに、 h : 土壌水圧[m]、 z, x : 縦と横方向独立変数、 $C(h) = \partial \theta / \partial h$ であり、水分特性曲線を表す[1/m]、 $k(h)$: 不飽和透水係数[m/s]、 $k_i(h)$: 側方不飽和透水係数[m/s]、 s : 地表面勾配、 F_{in} : 中間流及び上水道漏水による体積含水率変化(時間の関数)[1/s]、 E : 蒸発による体積含水率変化(但し、最上層のみ)[1/s]である。

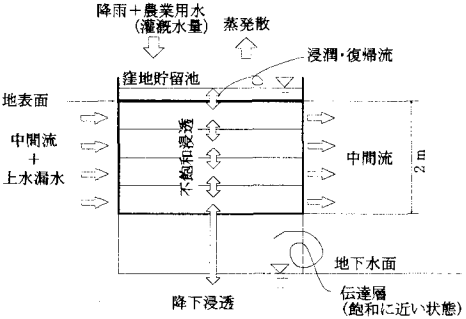


図 2-4 浸透域の表層土壌モデル概念

不飽和流れの特性は文献⁴⁾を参考にして、Harvercamp et. al.(1977)⁷⁾の水分特性曲線(式(3))と Mualem(1978)⁸⁾の不飽和透水係数～吸引圧(土壌水圧から変換する)関係の式形(式(4))を採用した。

$$\theta = \frac{\alpha(\theta_0 - \theta_r)}{\alpha + \{\ln(\phi)\}^\beta} + \theta_r \quad (3)$$

ここに、 θ : 体積含水率[cm³/cm³]、 θ_0 : 飽和水分量[cm³/cm³]、 θ_r : 残留水分量[cm³/cm³]、 ϕ : 吸引圧[cmH₂O]、

α, β : 定数である。

$$k = K_0 k_r (\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_0 - \theta_r} \right)^n \quad (4)$$

ここに、 k_r : 相対透水係数、 k : 不飽和透水係数[cm/s]、 K_0 : 飽和透水係数[cm/s]、 n : 定数である。

また、蒸発散 E については蒸発散能と最上層の含水率を用いて次式により求める。

$$E = \frac{E_{pt} a \{1.0 - e^{-b(\theta - \theta_r)}\}}{\Delta z} \quad (5)$$

ここに、 θ : 体積含水率[cm³/cm³]、 θ_r : 残留水分量[cm³/cm³]、 a, b : 定数($a=1.1$)、 Δz : 最上層の厚さ[m]、 E_{pt} : 蒸発散能[m/s]である。なお、実蒸発量と蒸発散能を等しくする体積含水率 θ_c を設定し、次式により定数 b を求める。

$$b = -\frac{\ln\left(1 - \frac{1}{a}\right)}{\theta_c - \theta_r} \quad (6)$$

ここに、 θ_c : 実蒸発量と蒸発散能を等しくする体積含水率[cm³/cm³]である。この値は $pF=1.6$ (負圧40cmH₂O)相当の体積含水率とした。

地表面における境界条件は、降雨期間中あるいは浸透域の窪地に水が存在する間は、地表面で1気圧の水圧を境界条件として与えた。但し、それにより生じた浸潤量は降雨量と窪地貯留量の合計を越えないとした。

底面における境界条件は、地下水面において1気圧の水圧を与え、最下層との水圧差から、降下浸透量を算定した。このとき、最下層から地下水面までの間の土壌の体積含水率は、最下層のそれと等しいと仮定した。地下水位が上昇し、表層土壌モデル内に達した場合は、底面でその分の水圧を与えた。これにより復帰流も生じる場合がある。

解析領域の土壌を厚さ 50cm の層に分割し、陽差分法で数値解析した。

c) 地表面流れ

当該流域に設定した河道モデルへの流入時間は概ね短いことから、雨水の地表面抑留効果は無視できる範囲であると仮定し、ここでは単に単位時間内の流量の平均値を受け渡すこととした。

(4) 河道モデル

河川の流れ解析は kinematic wave による不定流計算とした。境界条件は、地表面流出、中間流出、地下水流出、

雑排水の横流入である。空間差分刻み毎に、関連する地表面や地下水メッシュからの流入を受け入れることとした。また、河道網は合流点毎に区切り、それぞれの河道間の流入、流出関係をもとに全体の河川水系としての計算を行った。支配方程式は式(7)と式(8)であり、Lax-Wendroff スキームで数値解析した。

$$Q_r = \frac{1}{n_r} R_r^{2/3} S_x^{1/2} A_r \quad (7)$$

$$\frac{\partial Q_r}{\partial x} + \frac{\partial A_r}{\partial t} = q_r \quad (8)$$

ここに、 Q_r : 河道流量[m³/s]、 n_r : マニングの n [s/m^{1/3}]、 R_r : 径深[m]、 S_x : 勾配、 A_r : 流水断面積[m²]、 q_r : 横流入量[m²/s]である。

(5) 帯水層モデル

解析対象は数枚の帯水層からなる地下水の挙動である。流れはダルシー則に従うとし、連続の式と併せて支配方程式は次式となる。

$$S \frac{dh_g}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h_g}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h_g}{\partial y} \right) + \frac{k'}{b'} (H - h_g) - Q_d \quad (9)$$

ここに、 T : 透水量係数[m²/s]、 S : 貯留量係数、 Q_d : 鉛直方向の流量条件(浸漏・涵養、降下浸透、井戸揚水など)[m/s]、 h_g : 地下水ピエゾ水頭[m]、 H : 上又は下層の水頭[m]、 k' : 他層との間の難透水層の透水係数[m/s]、 b' : 同層厚である[m]。ただし、上式では簡単の為に相互の水分移動を生じる層を上または下の片方のみとした場合の式を示した。

河川との水分移動は McDonald・Harbaugh(1988)⁹⁾を参考に式(10)のようにメッシュ毎の河川水位と地下水位との相互関係により使い分ける(図 2-5)。但し、地下水の収束計算を行う間は河川水位は固定する。また、涵養の場合は ΔT 間の総量が河道上の水量を上回らないこととする。

$$Q_{dr} = \begin{cases} k_{bed} A_{bed} & ; h_g \leq H_{riv} \\ k_{bed} \frac{h_g - H_{riv}}{b_{bed}} A_{bed} & ; h_g > H_{riv} \end{cases} \quad (10)$$

ここに、 Q_{dr} : 河川への浸漏又は河川からの涵養[m³/s]、 k_{bed} : 河床材料飽和透水係数[m/s]、 A_{bed} : 浸潤面積[m²]、 b_{bed} : 河床材料厚さ[m]、 H_{riv} : 河川水位[m]である。

支配方程式は準三次元の ADI 法(Alternating direction implicit method)¹⁰⁾を用いて数値解析した。境界条件は、流

域界における地下水流動条件と表層土壌からの降下浸透、深層地下水への涵養、井戸からの汲み上げ、下水道への地下水浸出、河川の浸漏・涵養である。

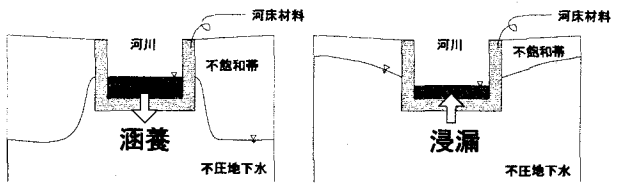


図 2-5 河川涵養と浸漏

3. 水循環モデルの作成

(1) 入力パラメータの概要

メッシュサイズは 50m とし、パラメータ(表 3-1参照)はメッシュ毎に与えた。

表 3-1 入力パラメータと検証データ

降雨	地上雨量計(6箇所)毎の代表範囲をティーン分割により求め、時間雨量をそれぞれに与えた。
蒸発散能	気象観測所(1箇所)のデータからハーモン式により算出(日蒸発散能)。
雑排水	下水道未整備地域で発生する汚水の河川流出。下水道整備計画図と人口分布(10mメッシュ、町長字界ごとの人口から作成)及び水使用原単位から算出。
農業用水	行政区毎の取水量を元に、各メッシュの水田面積に従い割り当て。
地下水揚水	市毎の揚水量から水田面積に従って各メッシュへ割り当て(農水、上水および帯水層を区別して整理)。
上水道漏水	上水道整備状況およびそれらの漏水率から算出。上水の整備率は人口分布に従って各メッシュへ割り当て。
下水道浸出	下水道整備の地域分布と下水道の浸出水量から算定。下水道普及面積に従って各メッシュへ割り当て。
不浸透域	細数値情報(10m間隔)の分類項目のそれぞれについて、不浸透面積率を設定し、メッシュ毎に算定。
浸透能倍率(土地被覆)	表面土壌の締め固め状況(被覆状況)による浸透能の低減率、土地利用(グラウンドと畑の違いなど)に従って飽和透水係数に減少率を設定し、メッシュ内の土地利用により設定。
窪地貯留能(不浸透域)	一律に2mmを設定。
窪地貯留能(浸透域)	メッシュ内の浸透域の窪地貯留能。水田などの窪地貯留効果を再現するために、メッシュ内の土地利用から算定。(水田50mm、畑5mm)
地形諸元	地表面の高さと、斜面勾配。数値地図(50mメッシュ)から算定。
水理地質諸元	表層土壌特性は、現地浸透試験、試料のpF試験結果を表層地質分布とあわせてメッシュ毎に設定。 帯水層構造はボーリングデータと井戸調査から推定。
河道諸元	河道計画図の現況河道及び現地踏査から決定。
検証データ	地下水位 地下水位連続観測井の時系列データ。流域内11地点。
	河川流量 河川水位観測結果をもとに水位-流量変換により流量時系列として取得。流域内2箇所。

(2) 流域モデルの作成

a) 流下方向

各メッシュでの表面流及び中間流の流下方向は東西南北の4方向とし、その内の最急勾配で決定した。また、「窪地」の処理方法は陸ほか(1989)¹¹⁾の方法に準じて行ったが、DEM データでは表現されない微地形の影響による流域界については、強制的に決定するアルゴリズムとした。一連の処理を経ても残る窪地(窪地解消の繰り返し処理は千回うち切った)については、地形図を見ながら判断して流下方

向を決定した。

b) 帯水層

当該流域の地下水賦存状態は、上総粘土層上の宙水的なものと、その下の成田砂層の地下水とに分けられる。また、成田砂層中の地下水は、井戸の深度100mを境に水位差があることから、深い被圧地下水的なものと浅い不圧地下水的なものとに二分した。流域モデルでは、上総粘土層上の宙水的なものと成田砂層中の不圧地下水を再現した。

解析領域は地下水の流域界までとした(図 3-2)。地下水の尾根では水平方向流動をゼロとし、海側では標高ゼロメートルで水位固定とした。

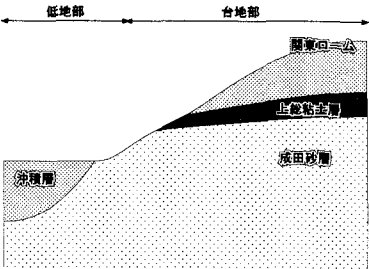


図 3-1 海老川流域の帯水層構造概念図

c) 表層地質諸元

表層地質はローム、上総粘土、成田砂層、沖積層に分けられる(図 3-2)。表層地質分布と解析メッシュを重ね合わせて、各メッシュ内で最も広い面積を占める地質がそのメッシュの地質であるとした(土壌物性は表 3-2を参照)。また、表層土壌の飽和透水係数は土地被覆状況によって、更に変化をつけることとした。土地被覆状況と最終浸透能力について関連づけた村井ほか¹²⁾の研究成果を参照し、土地利用地目と村井ほかの被覆状況区分とを対応させ、畑地の倍率を1として、各地覆状況毎に浸透能の倍率(浸透能倍率)を与えることとした(表 3-3)。但し、水田については、年間の灌漑水量と灌漑期間中の雨量が灌漑期間の蒸発散量(ハーモン式の蒸発散能とした)と浸潤量の合計に等しいとして、水収支式から浸潤量を算定し、それを灌漑期間で除して飽和透水係数を算定し 1×10^{-9} [cm/s]とした。

表 3-2 表層土壌物性(現地試験結果等から設定)

土質区分	水分保持特性				Mualem の n
	α	β	θ_r	θ_s	
ローム (沖積層もこれを準用)	366	4.13	0.772	0.589	4.17
上総粘土	6.576×10^6	9.00	0.394	0.120	4.38
成田砂層(砂質土)	1.752×10^9	16.95	0.400	0.077	3.37

d) 河道諸元

河道モデルは、約500m間隔の計算ノードを設定した。

河川縦断面図と平面図から、約500m間隔の河床標高と勾配を読みとり、また、横断面図(横断面図がない部分は 1/2500 平面図)から河道の中を読みとり、河道モデルを作成した。河道のマニングのnは一律 0.03 とした。

表 3-3 土地利用区分の対応と浸透能倍率

細密数値情報の 土地利用区分	村井ら ¹²⁾ による土地被覆区分 括弧内は最終浸透能	浸透能 倍率
密集低層住宅地、中・高層住宅地、 商業用地、一般低層住宅地、工業 用地、その他の公共、公益施設	歩道 (12.7mm/hr)	0.142
空き地、その他、公園、緑地等、 造成中地、河川、湖沼等	重度攪乱 (49.6mm/hr)	0.555
山林、荒地	林地 (258.2mm/hr)	2.891
農地(畑、その他)	畑地 (89.3mm/hr)	1.000
農地(田)	該当無し	1.000
道路用地	該当無し	0

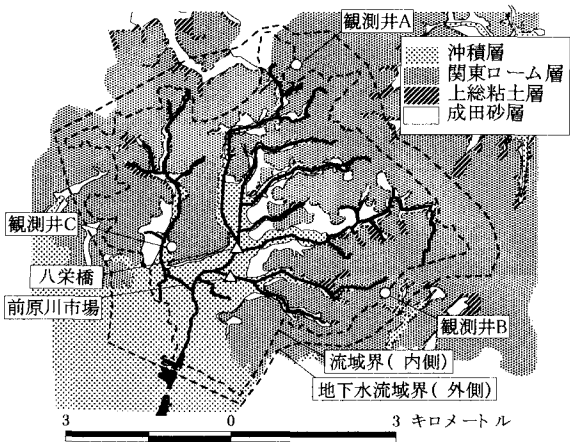


図 3-2 海老川流域表層地質図と地下水境界及び観測地点

4. モデルパラメータの同定

(1) 再現計算(パラメータ同定)

河川流量と地下水位時系列を再現対象として、同定したパラメータは次の5種類である。①表層土壌の鉛直方向飽和透水係数はロームと沖積層が 5×10^{-4} [cm/s]、上総粘土が 5×10^{-5} [cm/s]、成田砂層が 2×10^{-2} [cm/s]とした。②表層土壌の側方飽和透水係数は鉛直方向飽和透水係数の一律 10 倍とした。③帯水層の透水係数はロームと沖積層材質および成田砂層の帯水層が 5×10^{-4} [cm/s]、上総粘土層が 5×10^{-5} [cm/s]、深度 100m に設定した加圧層が 1×10^{-6} [cm/s]とした。④帯水層の貯留係数はローム材質の部分で 0.01、沖積層と成田砂層の部分で 0.05 とした。そして、⑤河床材料の透水係数は一律 1×10^{-4} [cm/s]とした。

流域内複数箇所の現地浸透試験によるロームの飽和透水係数は $7.6 \times 10^{-3} \sim 5.8 \times 10^{-4}$ [cm/s]の範囲で観測されている。同定したロームの鉛直方向の飽和透水係数は 5.0×10^{-4} [cm/s]であり、観測範囲の下限値を若干下回ることとなった。これは現地浸透試験結果には現れにくい地表面下 2m 前後の、ある程度深い部分の透水係数を反映した結果であると考えられる。

また、成田砂層の帯水層の飽和透水係数が一般的な値よりも小さい値となっている。この帯水層は地表面下約 100m までを一枚としてモデル化したが、この厚さが過大であったために、モデル上の透水係数がこれを相殺する形で、小さな値となったものと考えられる。

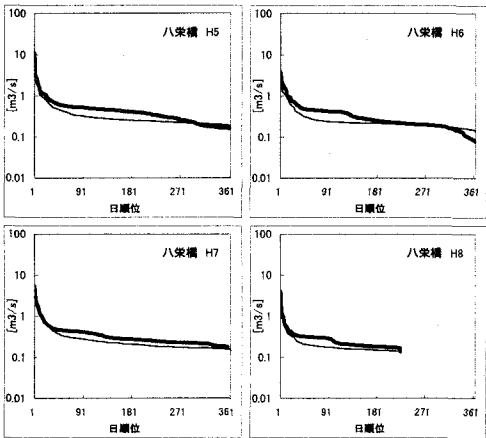


図 4-1 流況曲線の比較(八栄橋、太線実測、細線計算値)

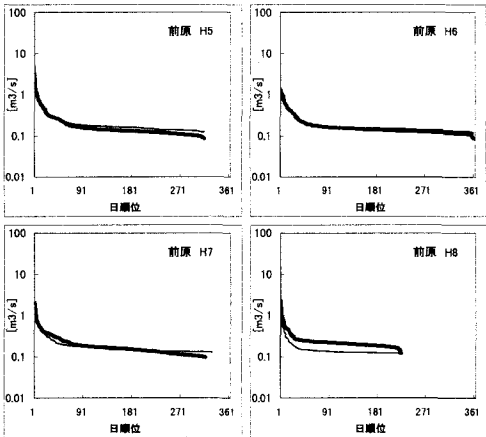


図 4-2 流況曲線の比較(前原市場地点、太線実測、細線計算値)

計算結果は流況曲線(図 4-1、図 4-2参照)と地下水位変動(図 4-3参照)において良好な再現精度を示した。但し、浅層の地下水位(観測井 A)については、水位変化の傾向として、他に比べて再現性が劣ることとなった。一方、洪水時の比較を図 4-4に示したが、八栄橋の平成5年8月洪水ではピーク流量を過大に算出しており、また、八栄橋と前原

川の両方で観測流量に比べて時間遅れが生じている。ピーク流量については、当時、八栄橋の上流部で氾濫が発生していたが、モデルではこのことを考慮していないために生じた誤差であり、また、洪水到達時間の遅れについては河床の粗度係数が過大であったためと考えられる。

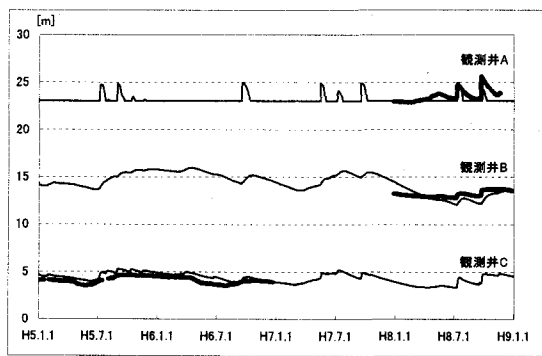


図 4-3 地下水位変動(太線:実測、細線:計算値)

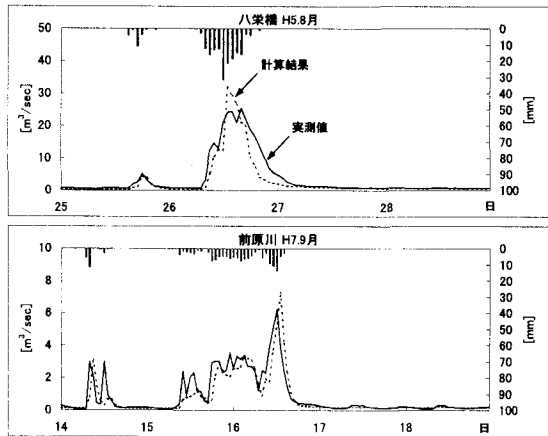


図 4-4 再現計算結果(洪水期間抜粋)

表 4-1 主な年間水収支項目(平成5年、[mm/年])

降水量	1,463	地下水流出	125
浸潤量	841	雑排水量	691
蒸発量	427	地下水流去	10
地下水涵養量	466	深層地下水涵養(100m以深へ)	215
表面流出	570	河川流出	1,448
中間流出	63		

5. おわりに

グリッド型モデルを開発して実流域へ適用した結果、複数年に亘る河川流量と地下水位を良好に再現した。このことは、モデルの構造が自然現象を良好に表現していることを示している。

パラメータの同定は、今回は試行錯誤によることとなったが、再現性の客観性を向上させるためには取得整理したデ

ータから合理的に推定する手法の開発が必要である。また、蒸発散量は流域の水循環系に大きな影響を及ぼすが、このモデルでは比較的単純な取り扱いとしている。これらについては、今後の課題である。

謝辞: 貴重なご助言とデータを提供して下さいった東京大学生産技術研究所虫明功臣教授、千葉工業大学高橋彌教授、千葉県土木部都市河川課に深謝いたします。

参考文献

1) Ni G., Musiak K., Herath S.: A distributed catchment model and its application to simulate urbanization effect, Proc. 9th APD-IAHR, pp.254-261, 1994.

2) Herath, S., Musiak K., and Hironaka S.: Development and Application of a GIS based Distributed Catchment Model for Urban Areas, Proc. 7th International Conference on Urban Storm Drainage, 1695 - 1700, 1996.

3) Herath, S., Jha, R., and Musiak K.: Application of IISDHM in Northern Chao Phraya, Thailand, The Third Intl. Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, GAME International Science Panel, pp.125-133, 1997.

4) Jha, R., Herath, S. and Musiak K.: Development of IIS Distributed Hydrological Model (IISDHM) and its Application in Chao Phraya river basin: Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, pp. 227-232., 1997.

5) 賈仰文、倪广恒、河原能久、末次忠司:都市河川流域の水循環解析と雨水浸透施設の効果の評価、水工学論文集, vol.44, pp.151-156, 2000.

6) 虫明功臣・石崎勝義・吉野文雄・山口高志:水環境の保全と再生,山海堂, 1987.

7) Mualem, Y.: Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Generalized macroscopic approach, Water Resources Research, Vol.14, No.2, pp.325-334, 1978.

8) Harvercamp, R, Vauclin, M., Touma, J., Wierenga, P.J., Vauchad, G.: A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol 41, pp.285-293, 1977.

9) McDonald, Harbaugh : A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model; Tech, Water-Resources Inv., Bk. 6, Chap. A1; 1988.

10) 水収支研究グループ編: 地下水資源・環境論、共立出版, 1993

11) 陸旻蛟、小池俊雄、早川典生: 分布型水文情報に対応する流出モデルの開発, 土木学会論文集 411/II-12, pp.135-142, 1989.

12) 村井宏、岩崎勇作: 林地の水および土壌保全機能に関する研究(第1報), 林試研報 274, 1975.

(2000.10.2 受付)