

多層メッシュモデルによる流出再現と感度分析

池淵 周一・久保 和幸

Runoff Simulation by Multi Layers Mesh Model and its Sensitivity Analysis

By Shuichi IKEBUCHI and Kazuyuki KUBO

Synopsis

This paper describes the "Multi Layers Mesh Model" representative of distributed runoff system model. The horizontal space of watershed is divided by mesh or grid size and the vertical zone under the ground surface consists of A, B, C and D layers characterizing the soil structure of forest.

After the estimation of many parameters necessary for model making, this model was applied to Hinachi experimental watershed of 4.07 ha in area size and showed a good agreement with the observed data. Moreover this model was used in order to estimate the effect of deforestation on runoff regime.

Key words: multi layers mesh model, evapotranspiration, deforestation, sensitivity analysis

1. はじめに

ゴルフ場や多目的ダムの建設など森林開発は今なお盛んに行なわれており、その開発後の環境問題が注目を浴びてきている。本研究は、森林の理水機能（洪水防止機能、水源涵養機能）の評価と森林開発後の流況変化を考察することができるよう、流域特性を三次元的に表現できる多層メッシュモデルを構成し、将来伐採が予定されている比奈知水文試験地をその適用流域として、このモデルの有効性について議論する。とりわけ、この適用に際しては、降雨の有無により長期流出解析と短期流出解析を自動的に切り替えて一括して行なうことを考え、また、こうした流出解析モデルにおいてもっとも物理性を取り込みにくいと考えられている蒸発散モデルに対して何らかの物理的に意味のある推定モデルを提案することを試みる。

2. 多層メッシュモデルの構成

2.1 モデルの概説

雨水の追跡は、本来、水平方向・鉛直方向のいずれに対しても行なわれるべきものであるが、その複雑かつ多様な影響因子のためにモデルも複雑にならざるをえない。しかし、最近の大型計算機の進歩によりこうした複雑なモデルによる流出解析が可能となってきた。本研究では、流域の特性を三次元的に表現できるモデルとして平面分布型としてメッシュ型を、鉛直分布型として多層モデルをとる多層メッシュモデルをとりあげる。Fig. 1にこのモデルの概念図を示す。この多層メッシュモデルはいわば複数タンクモデルの合成体であり、降雨遮断モデル、地表面浸透モデル、蒸発散モデル、地中流モデル、河道モデルか

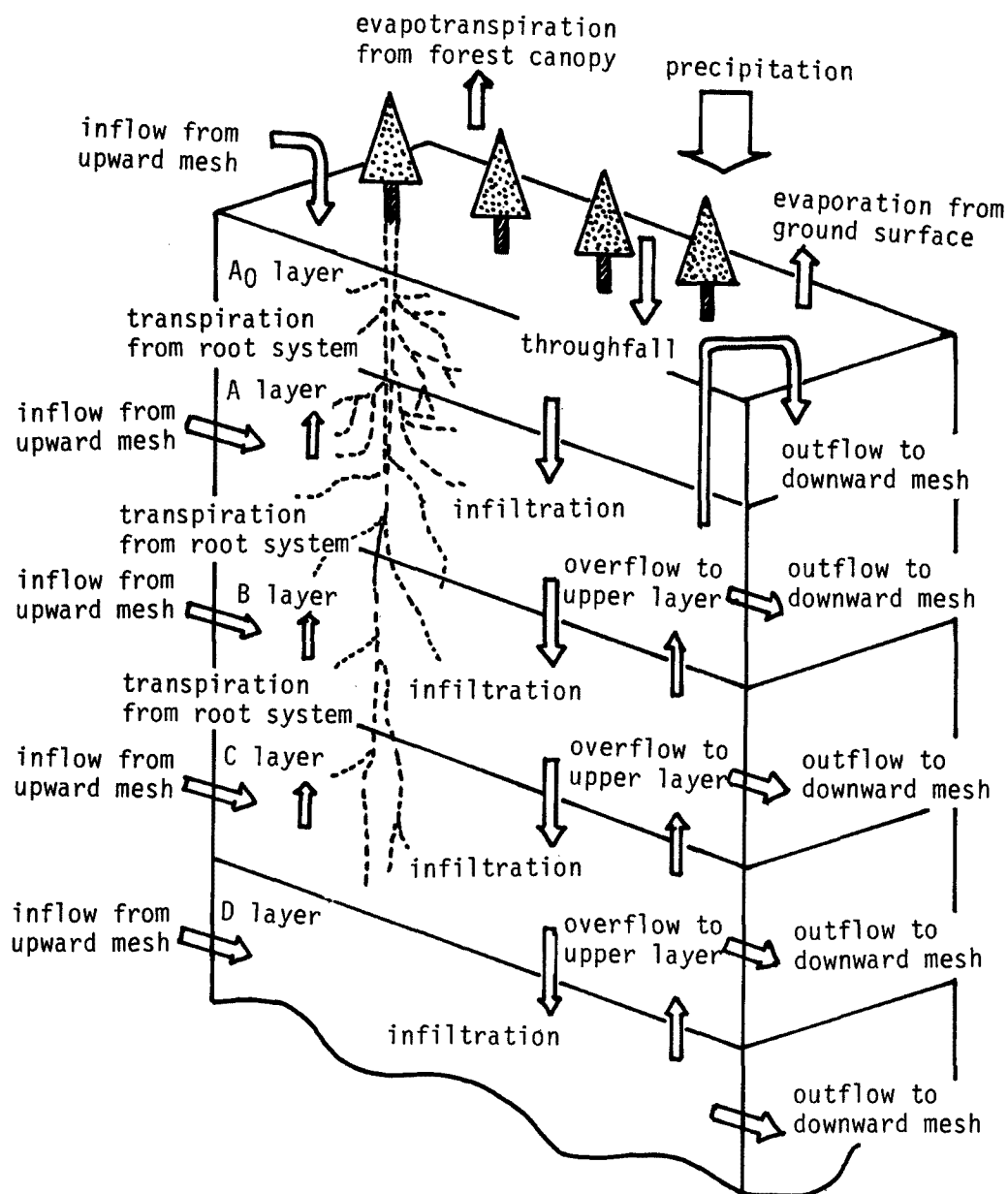


Fig.1. Conceptual block diagram of Multi Layers Mesh Model.

ら構成される。

ここで用いる計算時間間隔は短期流出解析時には1時間、長期流出解析時には12時間間隔とするが、蒸発散の森林流出に及ぼす影響を考慮するために、昼は蒸発現象が、夜は凝結現象が起これと考え、一日を6時から18時、18時から6時の2つに分けて考える。また、短期流出と長期流出解析の切り替えを自動的にこなうため、計算開始時点から12時間分のデータをまず読みとり、地表面貯留量が降雨強度が正になっていれば短期流出解析時と判断して読みとったデータを1時間単位のデータとして取り扱う。一方、地表面貯留量が降雨強度も0の値をとってれば、長期流出解析時と判断して読みとった12時間分のデータを加工して昼・夜データとして扱い流出解析を行なう。

またメッシュ幅については、水平面では流域の特性と森林伐採などによる流出形態の変化を十分に表現

できる範囲で最大のものとする。一方、鉛直方向については、森林土壌をその特性に応じて A, B, C, D 各層に分ける。

2.2 降雨遮断モデル

降雨遮断モデルとして以下のものを考える。

$R(t) \times \Delta t + S(t) < S_{\max}$ の場合,

$$RE(t) \times \Delta t = \{(1-CD) + f(S(t)) \times CD\} \times R(t) \times \Delta t \quad (1)$$

$$S(t+1) = S(t) + \{1 - f(S(t))\} \times R(t) \times \Delta t - E(t) \times \Delta t \quad (2)$$

$R(t) \times \Delta t + S(t) \geq S_{\max}$ の場合,

$$RE(t) \times \Delta t = R(t) \times \Delta t + S(t) - S_{\max} \quad (3)$$

$$S(t+1) = S_{\max} - E(t) \times \Delta t \quad (4)$$

ここに、 $R(t)$: t 時の林外雨量強度 (mm/hr), $S(t)$: t 時の樹冠貯留量 (mm), $RE(t)$: t 時の林地面到達雨量強度 (mm/hr), CD : うつ閉度, $f(S(t))$: t 時の樹冠貯留に対する地表面到達率 ($=S(t)/S_{\max}$), Δt : 計算時間間隔 (hr), $S_{\max}$: 最大樹冠貯留量 (mm), $E(t)$: t 時の樹冠蒸発強度 (mm/hr)。

2.3 地表面浸透モデル

林地面に達した雨水は、まず透水性に富んだ A_0 層を飽和する。 A_0 は数 100 mm/hr という透水性をもっているため重力による鉛直方向の移動が支配的となる。そのため A_0 層内の水分の水平移動は考慮しない。雨が A_0 層を飽和した後、残りの水分はその下の A 層の土壌に浸透する成分 (P) と、 A_0 層からの鉛直流出強度が A 層の浸透能を上回っているために生じる直接表面流出に寄与する成分 (過剰降雨 rs) とに分配される。すなわち、

$$QA_0 > f \text{ の場合, } P=f, rs=QA_0-f \quad (5)$$

$$QA_0 \leq f \text{ の場合, } P=QA_0, rs=0 \quad (6)$$

ここに、 QA_0 : A_0 層の最大貯留量を満たした後の A_0 層からの鉛直浸透強度 (mm/hr), f : A 層浸透能 (mm/hr)。

また、 A 層浸透能と土壌含水比の間には次式の関係を仮定する¹⁾。

$$f=f_c + (f_0-f_c) \times e^{-bt} \quad (7)$$

$$b=(f_u-f_c)/VI, VI=W \times (W_s-W_h) \quad (8)$$

ここに、 f_0 : 初期浸透能 (mm/hr), f_c : 最終浸透能 (mm/hr), f_u : 上限浸透能 (mm/hr), VI : 単位面積柱体容気量 (mm), W : 単位面積柱体重量, W_s : 飽和含水比, W_h : 吸着係数, t : 降雨開始後の時間 (hr)。

さらに、得られた浸透能を Δt で積分することにより、その時間における可能浸透能 (I_p) が

$$I_p = \int_0^{\Delta t} f(t) dt = f_c \times \Delta t - \frac{f_0-f_c}{b} \times (e^{-b\Delta t} - 1) \quad (9)$$

求まる。 A_0 層を飽和した残りの雨水が A 層に浸透してくるが、この量が可能浸透量を上回っていると、その過剰分が地表面流出となる。この地表面流出は下流のメッシュの A 層に浸透することなく直接河道に到達するとしている。

A 層の透水性に比べて B 層の透水性が一般にかなり低いことから、 A 層からの鉛直流出が B 層に浸透する際にも同様の過程を考えることにした。

2.4 蒸発散モデル

本研究での蒸発散量推定モデル全体のフローチャートを Fig. 2 に示す。

(1) 蒸発散能の推定

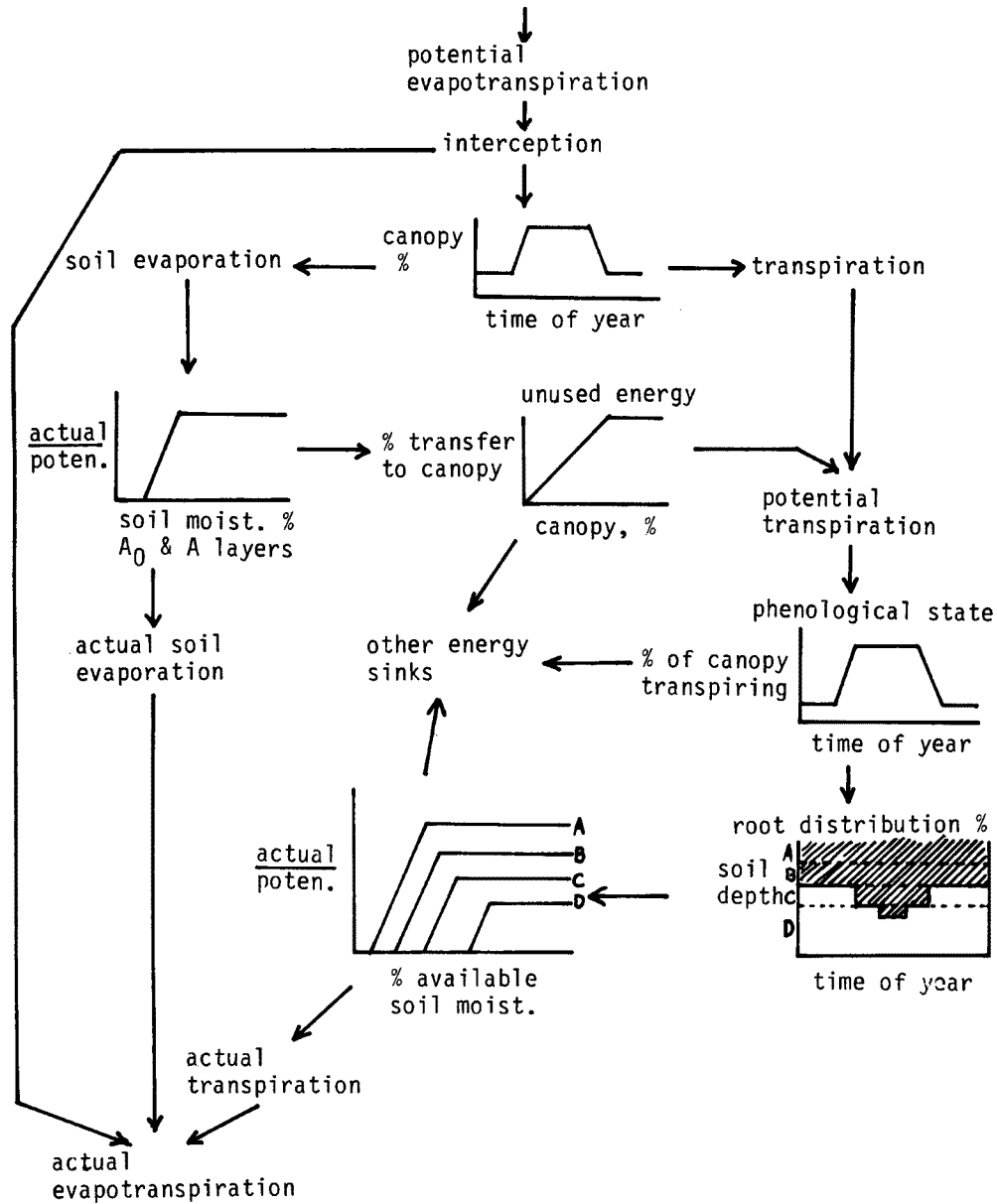


Fig. 2. Flowchart for estimation of actual evapotranspiration.

Penman による次式で推定する²⁾。

$$E_T = \frac{\Delta R_{net}/l + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (10)$$

$$E_a = (e_a^* - e_a) \times f(u) \quad (11)$$

ここに、 E_T : 蒸発散能 (mm/hr), R_{net} : 植生面上の正味放射量 (MJ/m²), Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配 (mb/K), γ : 乾湿計定数 (mb/K), E_a : 大気乾燥力 (mm), e_a^* : 飽和水蒸気圧 (mb), e_a : 水蒸気圧 (mb), $f(u)$: ($=0.26(1+0.54u)$, u : 風速 (m/sec)) (mm/mb・day), l : 蒸発潜熱 (MJ/m²)。

$$R_{net} = (1-a) \times S^* + L^* \dots\dots\dots (12)$$

$$L^* = L_0^* (a'' + b'' \times (n/N)) \dots\dots\dots (13)$$

$$L_0^* = -(1-a' - b' \sqrt{e}) \times \sigma \times T_a^4 \dots\dots\dots (14)$$

ここに、 a ：アルベド、 S^* ：日射量（短波放射）、 L_0^* ：快晴時の正味放射量、 L^* ：曇天時の正味長波放射、 σ ：ステファン・ボルツマン定数、 e ：水蒸気圧（mb）、 T_a ：気温（K）、 n ：日照時間（hr）、 N ：日照時間（hr）、 a' 、 a'' 、 b' 、 b'' ：経験定数。

なお、本研究では斜面の傾斜角・方位角が蒸発散に及ぼす影響を考慮するため、岡上によって示された完全に雲がない状態で斜面に直接放射する日射量の推定式³⁾を用い、まず、斜面傾斜角 0 としたときの値と、それぞれのメッシュでの傾斜角・方位角における値との比を求め、その比を観測地点における日射量値に乘じることによって各メッシュの日射量値を推定した。

(2) 実蒸発散量の推定⁴⁾

(a) まず、得られた蒸発散能が正である場合は、遮断蒸発量を、そこからのエネルギー損失として差し引く。ここで、もし遮断蒸発量の方が蒸発散能よりも大きい場合は、蒸発散能はそのまま遮断蒸発量に使い果され、実蒸発散量は 0 となる。

(b) 次に (a) において差し引かれた蒸発散能を、森林のうっ閉度に応じた可能蒸散量と可能蒸発量に分配する。この分配の割合は、うっ閉度と可能蒸散量の占める割合の間に線形一次関係を仮定すれば、うっ閉度が 1 のときの可能蒸散量の占める割合を決めることにより、任意のうっ閉度における分配の割合を決定することができる。

(c) (b) において分配される可能蒸発量から実蒸発量の推定を行なう。本研究では A_0 層と A 層の土壤水分によって決定されると仮定する。そこで次式に示す有効土壌含水率 (W_a) を定義し、

$$W_a = (W - W_h) / (W_s - W_h) \dots\dots\dots (15)$$

この有効土壌含水率が 0 ならば実蒸発量も 0、含水率の増加にともない（実蒸発量/可能蒸発量）の比率がそれに比例して高まり、含水率がある程度以上の値になれば可能蒸発量がそのまま実蒸発量になると考える。

(d) 実蒸発に用いられなかったエネルギーは森林のうっ閉度に応じて分配された可能蒸散量に加えられる、この新たに得られた可能蒸散量から実蒸散量を推定する手法は蒸発の場合と同じく有効土壌含水率によって（実蒸散量/可能蒸散量）の比との関係から求める。ただし、蒸散の場合は蒸発の場合と異なり、根の張り方により A、B、C、D 層の水分の使われ方に違いがでてくることを考慮する。すなわち、蒸散が各層の土壤水分にそれぞれどの程度依存しているかを仮定し、その依存の割合に各層の有効土壌含水率を乗じて全層に対する有効土壌含水率を求める。

以上で得られた実蒸発散量を仮定の分配の割合に応じて上部の土壤の水分から順に差し引いていく。もしも上部の層で土壤水分が使い切ってしまったら、その不足分は下層の水分で補われることになる。

2.5 地中流モデル

地中水の移動については、A、B、C、D 各層の水の移動を次式の線形貯留タンクモデルで表現する。

$$I = P_1 + QI \dots\dots\dots (16)$$

$$O = P_2 + E/\Delta t + QO \dots\dots\dots (17)$$

$$1/k = 1/k_1 + 1/k_2 \dots\dots\dots (18)$$

$$dS/dt = I - O \dots\dots\dots (19)$$

$$O = 1/k \times S \dots\dots\dots (20)$$

ここに、 P_1 ：上層からの浸透強度（mm/hr）、 P_2 ：下層への浸透強度（mm/hr）、 E ：蒸発散量（mm）、 QI ：隣接メッシュからの流入強度（mm/hr）、 QO ：隣接メッシュへの流出強度（mm/hr）、 S ：貯留量（mm）。なお、線形貯留タンクの係数 $1/k_1$ 、 $1/k_2$ は次式により透水係数から換算される。

$$1/k_1 = \frac{k_H \times \sin \theta}{B \times \varepsilon} \times 36 \dots\dots\dots (21)$$

$$1/k_2 = k_v / \varepsilon \dots\dots\dots (22)$$

ここに、 k_H : 水平透水係数 (cm/sec), k_v : 鉛直透水係数 (1/hr), θ : 斜面勾配, B : メッシュ幅 (m), ε : 有効間隙率。

初期貯留量を S_0 とし、 Δt 間は一定の流入が行なわれているとし、さらに一旦蒸発散による損失を無視することにより (19), (20) 式を解くと Δt 間の流出量 Q_{out} (mm), および Δt 後の貯留量 S_1 が次式で与えられる。

$$Q_{out} = (\Delta t - k \times \zeta) \times I + \zeta \times S_0 \dots\dots\dots (23)$$

$$\zeta = 1 - \exp(-\Delta t/k) \dots\dots\dots (24)$$

$$S_1 = (1 - \zeta) \times S_0 + k \times \zeta \times I \dots\dots\dots (25)$$

ここで Δt 間の蒸発散量は S_1 から差し引くこととした。

なお、蒸発散モデルでは吸着係数以上の水分を有効と考えていたが、地中流モデルでは水分当量（毛管水と重力水の区分点での土壌含水比）以上の水分を有効水分量と考えるので、上記の貯留量、流入量などは水分当量での土壌水分量を 0 としてそれを上回る水分を対象に考えることになる。

2.6 河道モデル

地表面に流出した水分は2.3で述べたように、下流のメッシュで浸透することなく一定の流速で地表面を流下するとして、その通過メッシュ数によって時間ずらしを行なう。さらに流域がある程度以上大きくなると流れは河道に集中し流下するため、河道における流下時間と貯留とを考える。その計算手法は貯留関数法の河道計算法に同じ。

3. 比奈知水文試験地への適用上の条件設定

3.1 対象流域と観測データの概要

本研究で対象としている比奈知水文試験地は、名張川の上流、名張市の東方約 6 km に位置し、その流域面積は 4.07 ha である。多層メッシュモデルを適用するにはかなり小さい流域であるが、この流域は比奈知ダムの建設残土処分地として、将来、面積にして約 60% の伐採が予定されており、伐採前後の流況変化を観測・比較できる数少ない流域である。こうした背景からあえてこの流域に 25 m × 25 m のメッシュをかけて多層メッシュモデルの再現性および森林機能の説明力を評価することにした。

比奈知水文試験地の流域概要および植生図を Fig. 3 に示す。この地点で観測されているデータは量水堰水位（流量）、気温、降雨量、地下水位、日射量であり、観測開始は量水堰水位、降雨量、地下水位が昭和 62 年 4 月、気温が昭和 63 年 3 月、日射量が平成元年 10 月からである。降雨量は一転倒当り 0.5 mm 転倒ます雨量計で、流量は 60° V ノッチ量水堰の水位から求めている。

多層メッシュモデルの適用にあたっては、これだけのデータでは不十分であり、最寄りの観測地点から補充した。比奈知からもっとも近い気象観測地点は上野であり、ここでは必要なデータのうち 3 時間ごとの風速、気温が、6 時間ごとの定時観測値として蒸気圧が、さらに日積算値として日照時間が得られる。また、日射量は奈良での日単位の積算値で補充した。

3.2 モデルの初期設定

(1) 流域分割

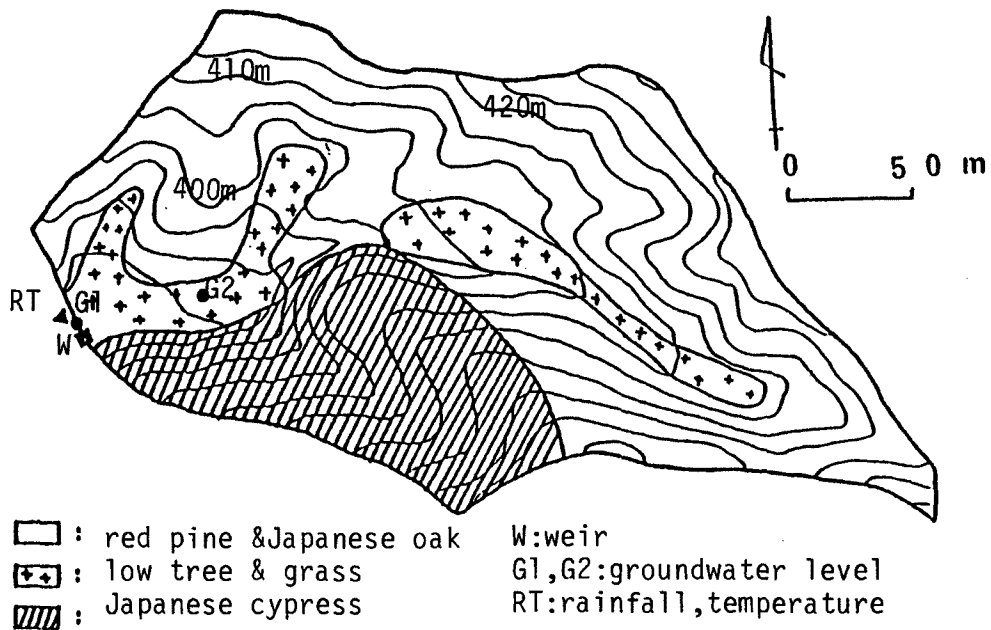


Fig. 3. Outline of Hinachi experimental watershed.

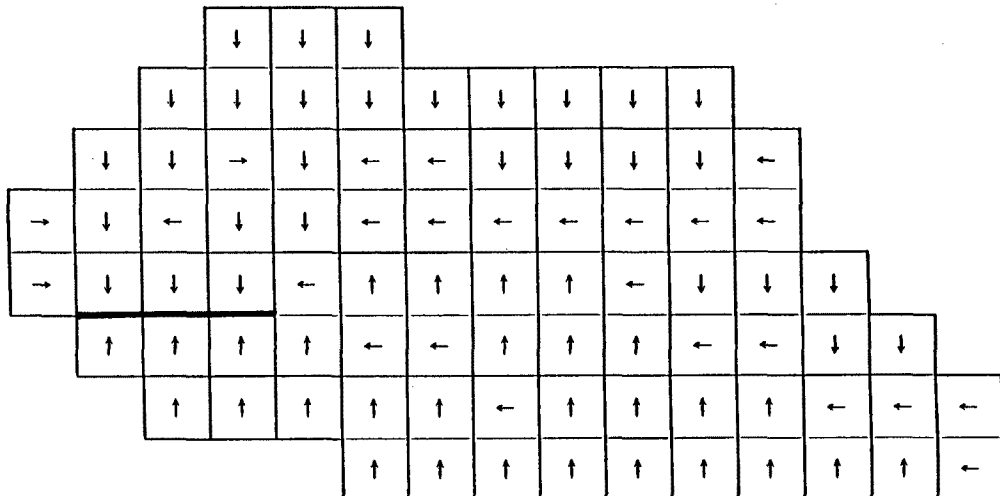


Fig. 4. Flow direction among meshes.

25 m×25 mのメッシュ化した流域図をもとに、各メッシュの傾斜の状況から各メッシュ内の水の流向を一方向に決めた水の流動方向を Fig. 4 に示す。なお、流域面積が小さいので、河道による流出は考慮せず、—で示す3メッシュ幅の溪流を想定し、この溪流に沿った6メッシュからの流出量がこの流域からの流出量になるとしている。もちろん、この6メッシュからの流出については出口に到達するまでの遅れ時間は考慮していない。

(2) 降雨遮断モデルの初期設定

降雨遮断モデルにおいて事前に決定しておくべきパラメータは森林のうっ閉度、遮断蒸発強度、最大樹冠貯留量である。最大の樹冠貯留量は文献5を参考に、樹高5～10 mの針広混交林で代表して5 mmとした。また、遮断蒸発強度は鈴木らの研究⁶⁾を参考に0.16 mm/hrとした。うっ閉度に関しては Fig. 3 の植

生図をもとに各メッシュを雑木林、低雑木林、人工林の3つに分け、それぞれの植生に対するうっ閉度の季節変動を以下のように与えた。

人工林：一年を通じて1とする。

雑木林：最大値を0.9、最小値を0.5とし、3・4月、9・10月の2ヶ月間で移り変わる。

低雑木林：最大値を0.8、最小値を0.1とし、3・4月、9・10月の2ヶ月間で移り変わる。

(3) 地表面浸透モデルの初期設定

地表面浸透モデルにおいて事前に決定されるべきパラメータはA、B各層の上限および最終浸透能と単位面積柱体重量、さらに飽和含水比と吸着係数である。これらの諸量は現地での土壌調査によって、いくつかのばらつきは見られるが谷部、尾根部に分けると以下のように与えられる。

谷部：A層厚=20 cm, B層厚=100 cm, A層空隙率=0.57, B層空隙率=0.49

尾根部：A層厚=Fig. 5の関係をを用いて斜面の傾斜角から算定, B層厚=50 cm, A層空隙率=0.53, B層空隙率=0.46。

また、他のパラメータについては森林土壌調査や室内実験などの結果得られたデータをまとめたもの⁷⁾を参考に、比奈知水文試験地に適用できるものとして以下の値を設定した。

A層：上限浸透能=50 mm/hr, 最終浸透能=5 mm/hr, 吸着係数=0.2。

B層：上限浸透能=10 mm/hr, 最終浸透能=2 mm/hr, 吸着係数=0.1

なお、過去の浸透能に関する研究において山頂と山腹では浸透能が3倍近くも異なるといった事例があるので、ここでは谷部でのA層の浸透能は尾根部の値の三分の一の値を用いることにする。

(4) 蒸発散モデルの初期設定

遮断蒸発量を差し引かれた後の蒸発散能のうっ閉度による分配に関しては、うっ閉度が0のときの割合を1、うっ閉度が1のときの割合を0.1として線形内挿によって与えた。すなわち、

$$P_{otra} = P_{oet} \times CD \times 0.9 \dots\dots\dots (26)$$

$$P_{oeva} = P_{oet} - P_{otra} \dots\dots\dots (27)$$

ここに、 P_{otra} ：可能蒸散量， P_{oeva} ：可能蒸発量， P_{oet} ：蒸発散能，CD：うっ閉度。

有効土壌含水率から（実蒸発量/可能蒸発量）の比を求める過程については、A層における水分当量0.3をもとに、比が1となる有効含水率を0.4として次式で与えた。

$$A_{cleva}/P_{oeva} = W_{ava}/0.4 \quad : W_{ava} < 0.4$$

$$A_{cleva}/P_{oeva} = 1 \quad : W_{ava} \geq 0.4$$

ここに、 A_{cleva} ：実蒸発量， W_{ava} ：有効土壌含水率。

実蒸散量は実蒸発量と同じであるが、（実蒸散量/可能蒸散量）の比が1となる有効土壌含水率は各層の水分当量をもとに0.6としている。

実蒸散量を求める際、その抑制因子となっている有効土壌含水率をどのように与えるかであるが、まず蒸発の場合はA層：A層を1：1、蒸散の場合はA層：B層：C層：D層を4：3：2：1として計算をおこない、得られた年間の蒸発散量が、観測値として得られている降雨量から流出量を差し引いた損失量との比較から、この比の与え方を調節することにした。

(5) 地中流モデルの初期設定

必要なパラメータは各層の水平および鉛直透水係数、さらには水分当量である。本研究では宝川流域での測定結果⁸⁾などを参考に以下のような初期値を設定した。

A層：水平透水係数=0.4 cm/sec, 鉛直透水係数=0.2 cm/sec, 水分当量=0.3

B層：水平透水係数=0.002 cm/sec, 鉛直透水係数=0.0007, 1/hr, 水分当量=0.2

C層：水平透水係数=0.0005 cm/sec, 鉛直透水係数=0.0003, 1/hr, 水分当量=0.2

D層：水平透水係数=0.00001 cm/sec, 鉛直透水係数=0.0, 水分当量=0.011

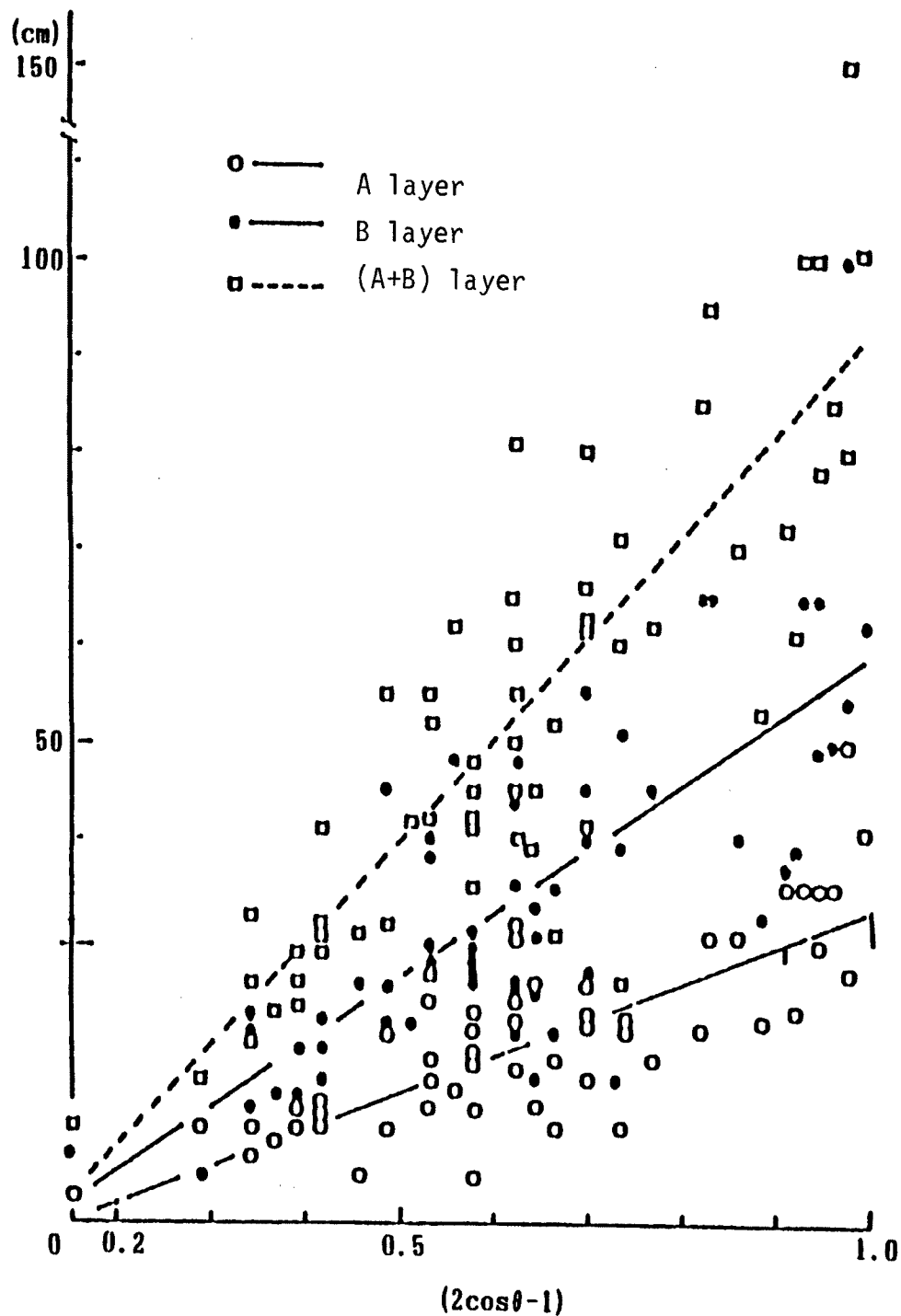


Fig. 5. Relationship between depth of A and B layers and its slope angle.

3.3 シミュレーションの初期条件

計算期間は昭和63年1月1日から12月31日までの一年間とした。この年の年間降雨量は1419.0 mmで、最寄りの上野地点での年間降雨量1499.9 mmに近い値をとっており、降雨量で見た場合、平水年を対象にしていると考えられる。

また、計算を始める際の初期条件については、上記の初期設定において計算開始直後の計算流量の安定性を考慮し、各メッシュの全層が十分湿潤であるとして計算を行ない、その最終貯留高を参考にしてメッシュの各層の有効土壌含水率を集水メッシュ次数ごとに与えた。ここに集水メッシュ次数とは、あるメッシュから流向を逆にたどり、最上流部に達するまでの通過メッシュ数の最大値をいう。

4. モデルの適用結果と考察

4.1 モデルの適用結果

前章で述べたような初期設定および初期条件を用いて昭和 63 年一年間の流況の再現を行なった結果、観測値として得られている降雨量および流出量がそれぞれ 1419 mm, 809.7 mm であるのに対して、算出された流出量および蒸発散量はそれぞれ 893.2 mm, 587.3 mm であり、流出量が実測値を 90 mm 近くも上回る結果となった。ここでさらに注目すべきことに、全流出量のうち 6 割近い 547.1 mm が A 層から流出している。そのため例えば 7 月の洪水流出のさいの低減がかなり遅くなっている。以上のような結果より、モデルの初期設定に不適切な部分があったと思われる、適用においてもっとも不確定な要素を含んでいると考えられる透水係数を、ついで有効土壌含水率の与え方における A, B, C, D 各層の実蒸散量受けもち割合をいくつか変えて試行錯誤を試みた。

Fig. 6, Fig. 7 は A 層水平、鉛直透水係数が 0.1, 0.12, B 層のそれが 0.002, 0.0007, C 層のそれが 0.0001, 0.003 のときで、かつ各層の実蒸散量受けもち割合が 3 : 4 : 2 : 1 とした場合の 7 月 14 日～20 日および 7 月～11 月の期間の実測値と計算値の比較図である。年間流出量 809.4 mm, 年間蒸発散量 611.4 mm と実測値とほとんど変わらない結果を得ており、全体としてみた場合にも比較的良好な再現が行なわれている。蒸発散量については、降雨直後にピークが訪れてそれから後は徐々に減っていくという妥当な変化を示している。また、全蒸発散量 611.4 mm に対して、遮断蒸発量は 223.7 mm とほぼ 4 割近くを占め、鈴木らも指摘しているように林地での遮断蒸発量の大きさを裏付けている。

Fig. 8 には流域全体で平均した各土層の有効含水率の一年間の様子を示す。A₀ 層が飽和して初めて A 層の貯留量が上がっていくのがわかる。このことから、A₀ 層が降雨時の流出に対して抑制因子として働いていると判断できる。また、各層の貯留量の低減は下の層になるほど遅く、各層に与えられた透水係数から考えれば妥当な結果といえる。D 層は土層厚を 10 m と想定しているため飽和時の貯留量もかなり大きく、隣接するメッシュや C 層からの流入量も比較的少ないので年間を通じてほぼ一定の有効土壌含水率を示している。

図には示さないが、上流メッシュから流動方向に沿って下流メッシュにいくにしたがって各層が飽和状態に近づいていく様子がわかる。しかも、まず C 層が飽和してから B 層が飽和し、さらに B 層が飽和してからは A 層の貯留量が増大しやすくなっている。このことは下層のメッシュが飽和したために上層メッシュの鉛直方向の流出が防げられ、その結果上層メッシュの貯留量が減少しにくくなっていることになる。さらに下流に下って流出メッシュをみると B 層以下はすべて飽和状態となっており、A 層も時間の経過とともにほとんど飽和状態となっている。こうした下流メッシュの安定した貯留量が低平水時における安定した流出量につながっているのであろう。

4.2 森林伐採後の流出変化の推定

Fig. 9 に伐採が予定されているメッシュを示す。そこでこの伐採後の流況の変化を推定するために、以下の 2 つのシナリオを考えた。

CASE 1 : 樹木が伐採されるとともに A₀ 層はその 20% が破壊され、伐採後の地表面は草地となる。

CASE 2 : 樹木が伐採されるとともに A₀ 層は完全に破壊され、伐採後の地表面は草地になる。

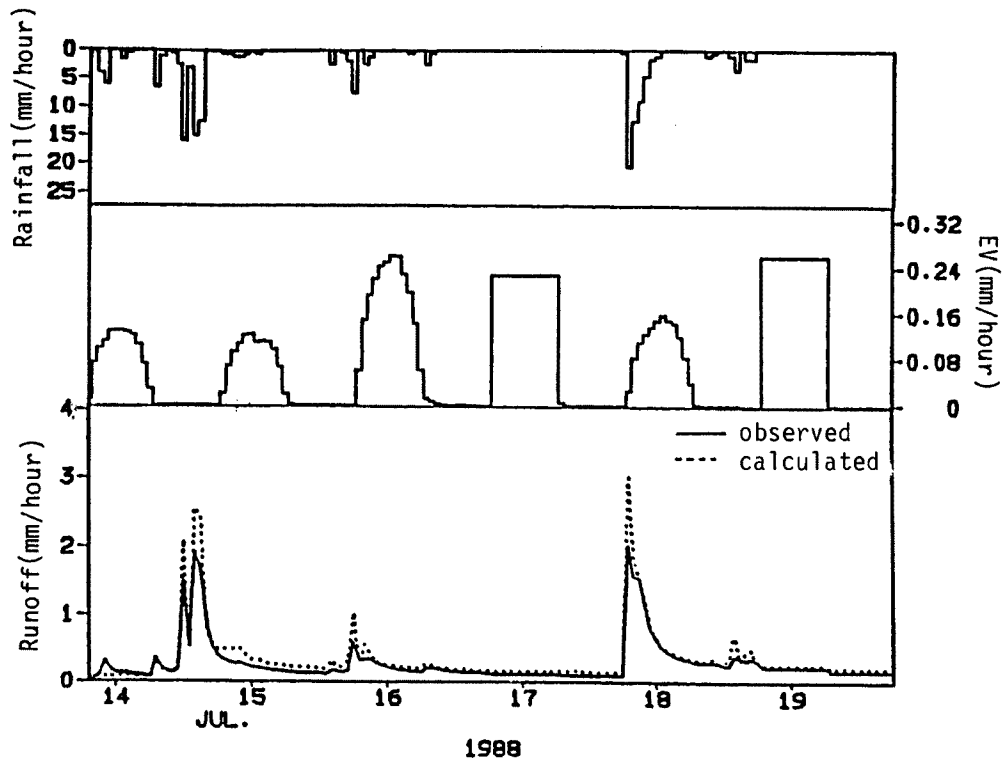


Fig. 6. Estimated evapotranspiration and comparison between calculated and observed river discharge. (From July 14 to 20)

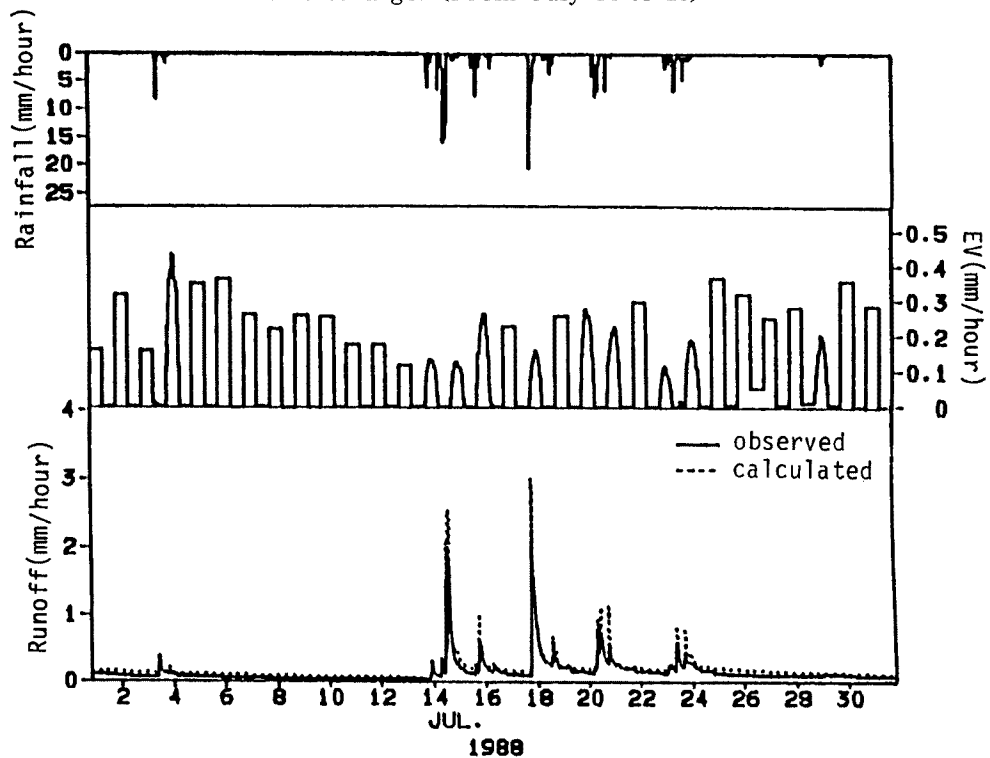


Fig. 7. Estimated evapotranspiration and comparison between calculated and observed river discharge. (From July to November)

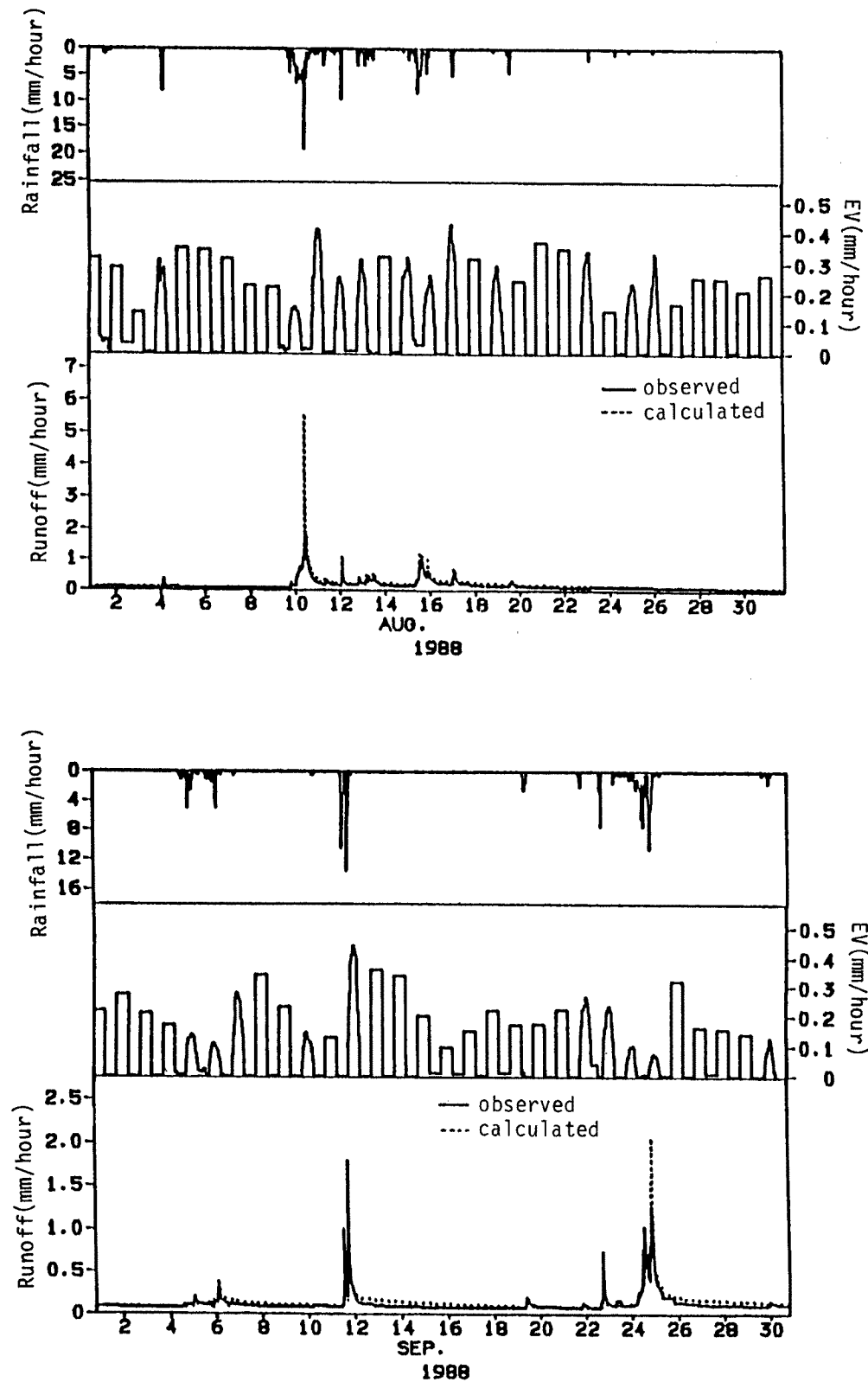


Fig. 7. Continued.

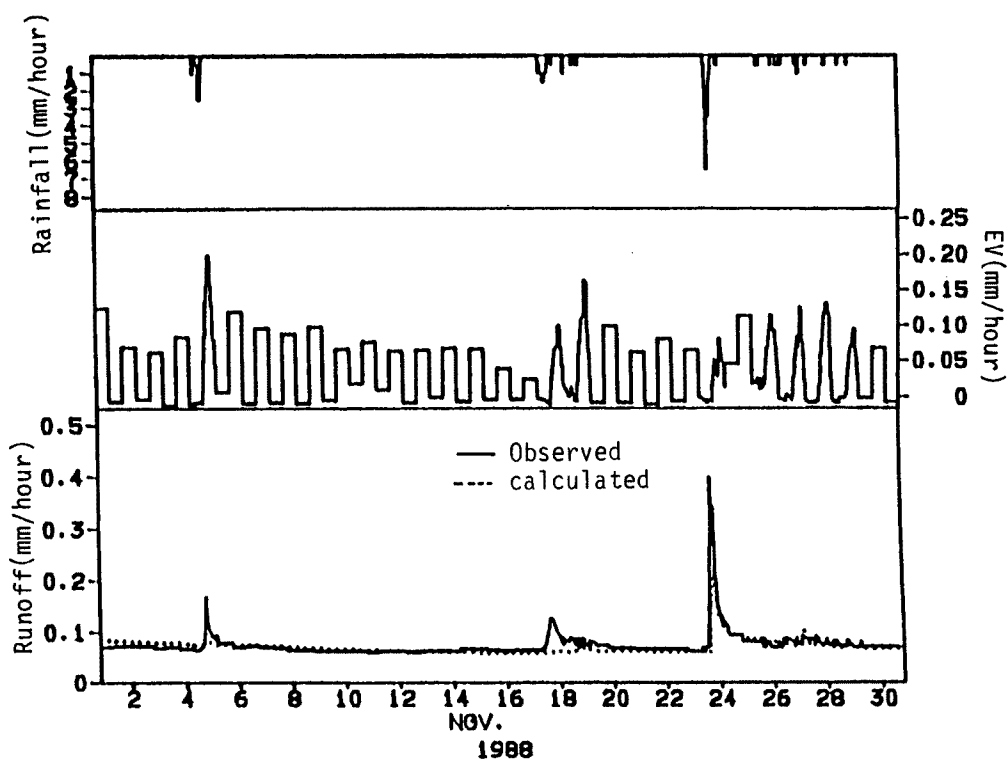
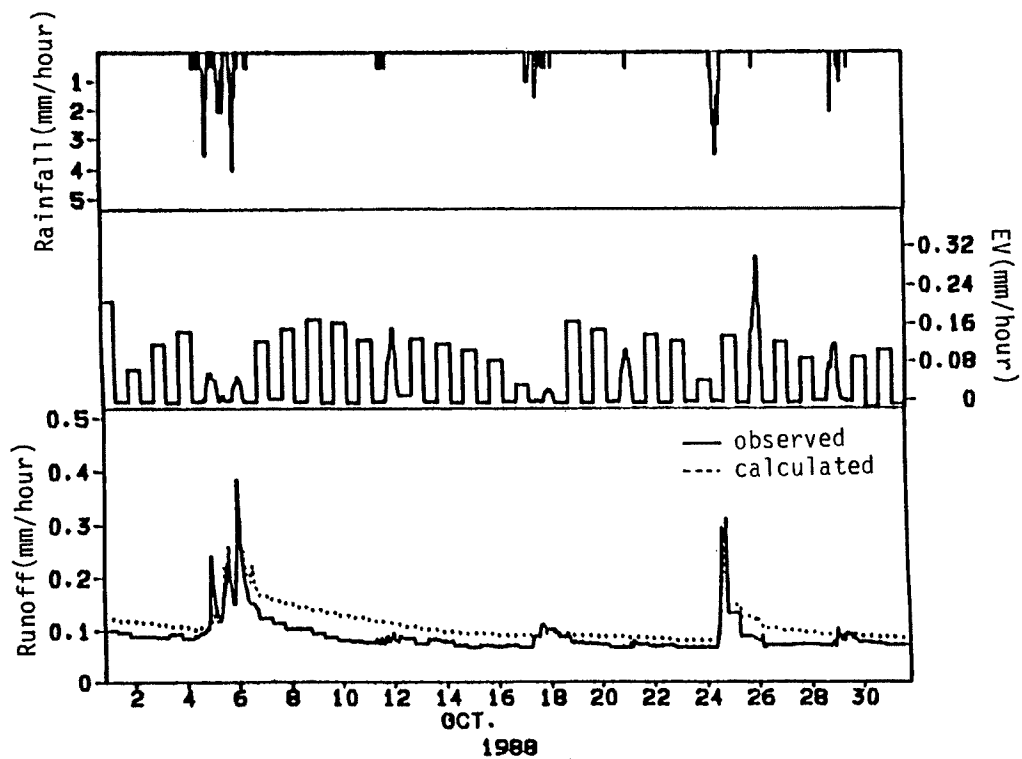


Fig. 7. Continued.

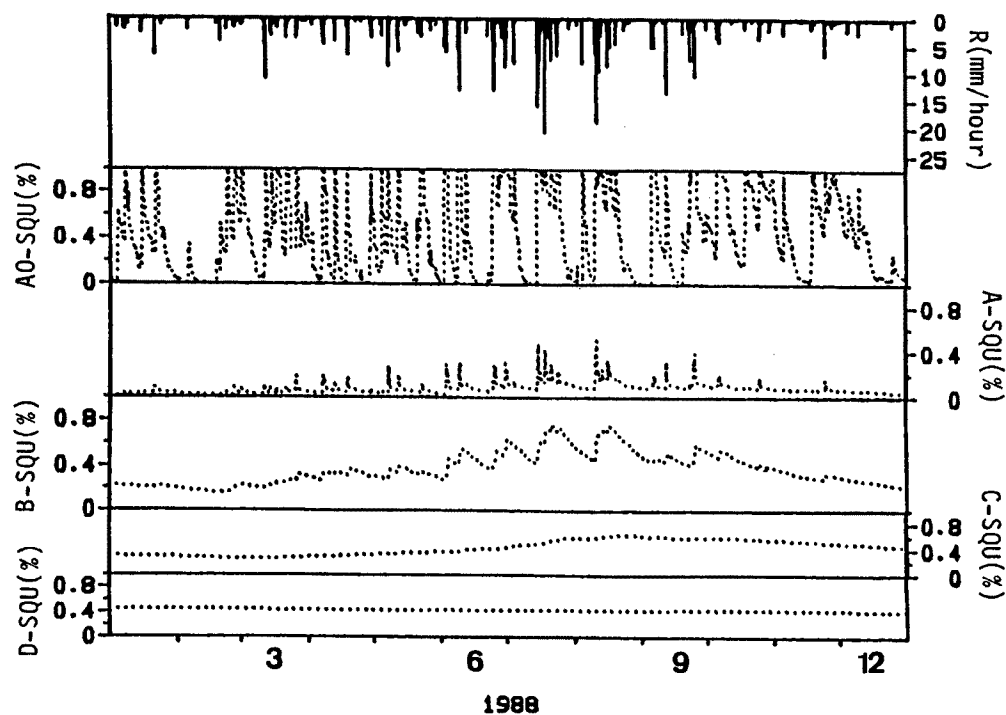


Fig. 8. Fluctuation of soil moisture in A, B, C and D layers.

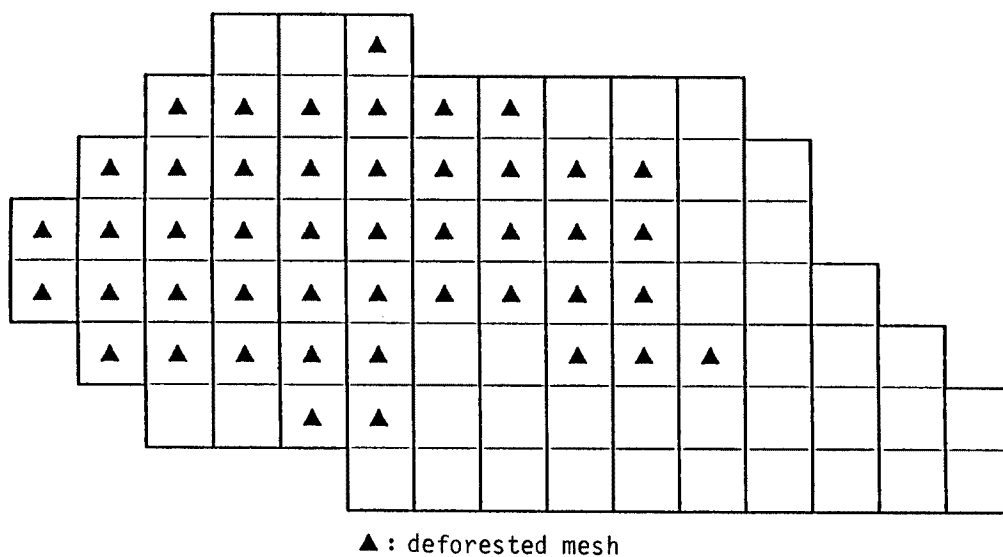


Fig. 9. Location of deforested meshes.

それぞれのケースに対する年間の流出量および蒸発散量を **Table 1** に示す。どちらも流出量が伐採前よりも増大しており、その増大の度合は CASE 2 の方が大きい。さらに、この流出量のうち地表面流出量が CASE 1 で 491.0 mm なのに対して CASE 2 では 725.3 mm とかなり大きな値を示しており、このことから洪水防止機能における A_0 層の重要性がうかがえる。

Fig. 10, Fig. 11 はそれぞれのケースにおいて得られたハイドログラフを示したものである。CASE 1 では洪水流出時の最大時間流出量にあまり増大はみられず、かえって低平水時における流量の増加がみと

Table 1. Deforestation effect in runoff volume and evapotranspiration

	CASE 1	CASE 2
Q	959.6	1240.3
E	372.1	284.7
QA	310.6	341.4
SR	491.0	725.3

Q: total runoff volume

E: total evapotranspiration

QA: runoff volume from A layer

SR: overland runoff volume

められ、CASE 2 では洪水時の流出量も増大するが、やはり低平水時においてもCASE 1 と同様に流量の増加が見られる。低平水時の流量増加は以下のように考えたい。伐採後はA₀層の最大貯留量が減少もしくは消失するので林地に降ってきた降雨は伐採前に比べてA層に達しやすくなる。そしてA層の浸透能は伐採前と変化していないため、A層に降雨が達しやすくなった分だけA層への鉛直流入量も増大する。よってA層の貯留量は増え、一方、流出メッシュにおけるB～D層の有効土壌含水量は初期条件のままほとんど変化せず飽和のままなので、結局流出量が増大することになる。

伐採が行なわれれば当然蒸散量は減少するが、とくにCASE 2 においてはTable 1 を見るかぎり、蒸発量についてもさほど増加しているとは思われない。これは主に蒸発量の供給源であったA₀層の消失によるものと思われる。この蒸発量の抑制も低平水時の流量を増大させる一因であろう。このようにA₀層が消失したために蒸発量は抑制されてしまったが、逆にそれまではA₀層を湿らせるにとどまっていた凝結量がハイドログラフに影響を及ぼすさまがFig. 10, 11の流量の日内変化からみてとれる。

以上の結果から森林のもつ洪水防止機能については本試験地においても認められた。ただ、ここで対象とした期間はほぼ平水年であると考えられるため、たとえば100年に1回起こるような洪水年の降雨に対しても同様の機能が保持されるかどうかは河川管理上重要な問題であって、データの追加、さらにはそうした降雨を与えてのシミュレーションを行ない確認する必要がある。

一方、水源涵養機能については、低平水時においても伐採後の方が流量が増えるという結果が得られた。しかし、これは計算の初期条件において下流のメッシュの有効土壌含水率を飽和として与えているために生じた結果であり、決して森林の水源涵養機能を否定するものではない。事実、伐採された場合の流域全体でみたD層の有効土壌水分量は減少傾向にあり、昭和63年のデータを用いて数年分流出解析を行なえば低平水時の流出量は徐々に減少していくであろうと予測される。これに対して伐採前の状態では下流のメッシュは各層とも年間を通して常に湿潤な状態であり、少なくともその貯留量から算出される流出量分は確保されている。

この水源涵養機能についても10年に一度程度生起する渇水年あるいは渇水時にあってはどうなるのか、という問題がある。これについても前述の洪水防止機能同様の議論が必要となろう。いずれにしても少なくとも本試験地では伐採が予定されているので、伐採後も引続き観測をおこなうことによって、今回のモデルの推定がはたして適切であったかどうかを検証することができる。

4.3 モデルパラメータの感度分析

(1) 時間間隔に対する感度分析

時間による感度分析として全期間1時間で計算した場合、年間総流出量756.5 mm、年間蒸発散量625.2 mmとなった。また、ハイドログラフでは全期間1時間で計算したときの方が洪水時のピーク流量がやや低い値を示す傾向にあった。この違いは降雨の始まる以前に計算されている土壌含水率の違いにその原因をもとめることができるが、いずれにしても両者の差は年間の流出量にして50 mm程度であり、これを多いとみるか少ないとみるかは別として、その差は主に洪水流出時に生じたものであり、低平水時では両者の間にはほとんど差が見られないことから考えても、計算を簡略化する意味でも、計算時間を可変とした本モデルの再現性は十分妥当であると言える。

(2) 浸透能の分布による感度分析

本研究ではA層の浸透能を谷部と尾根部で異なる値を用いてきたが、ここでは全メッシュ一定として

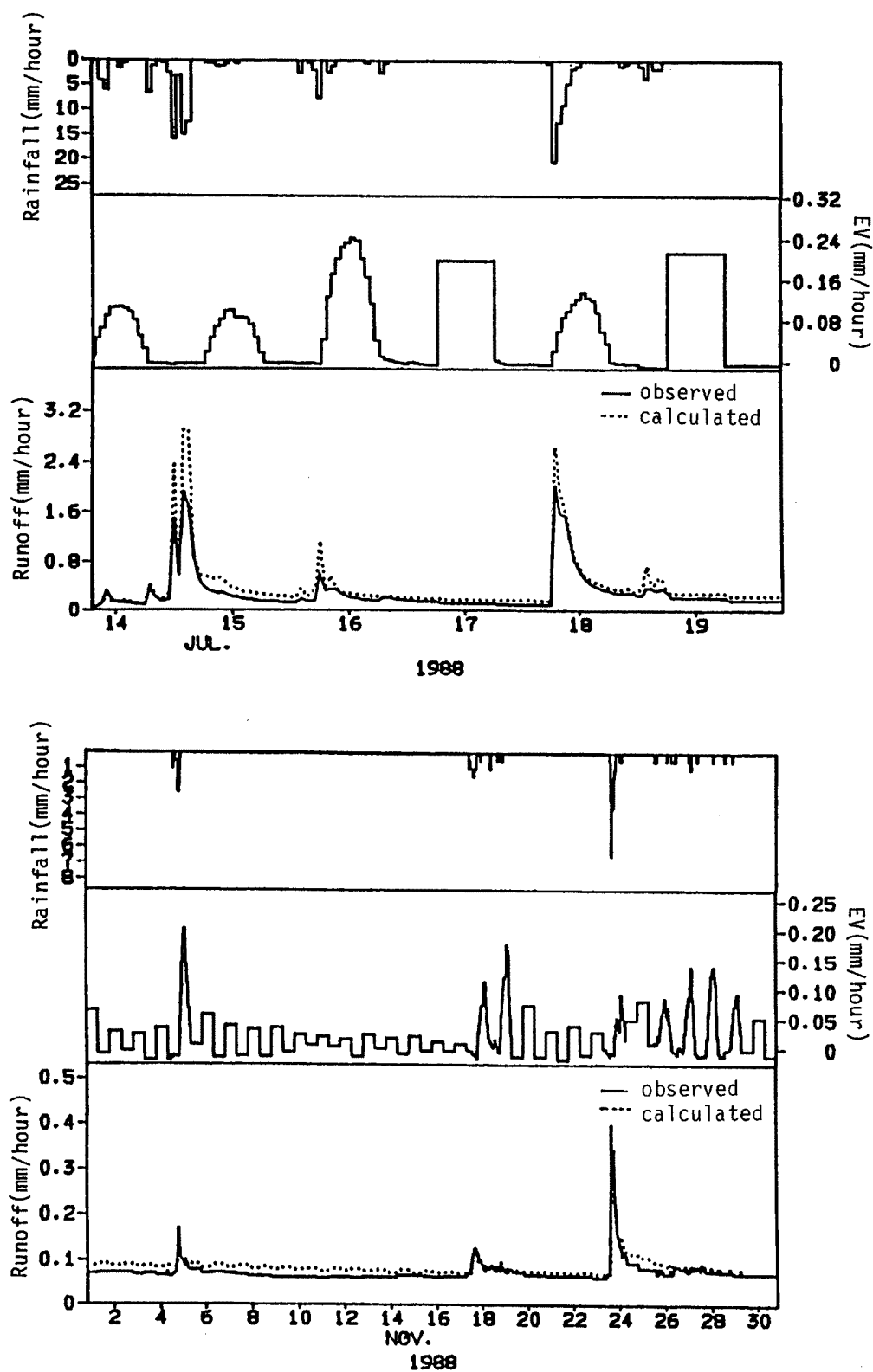


Fig. 10. Runoff simulation based on Case 1.

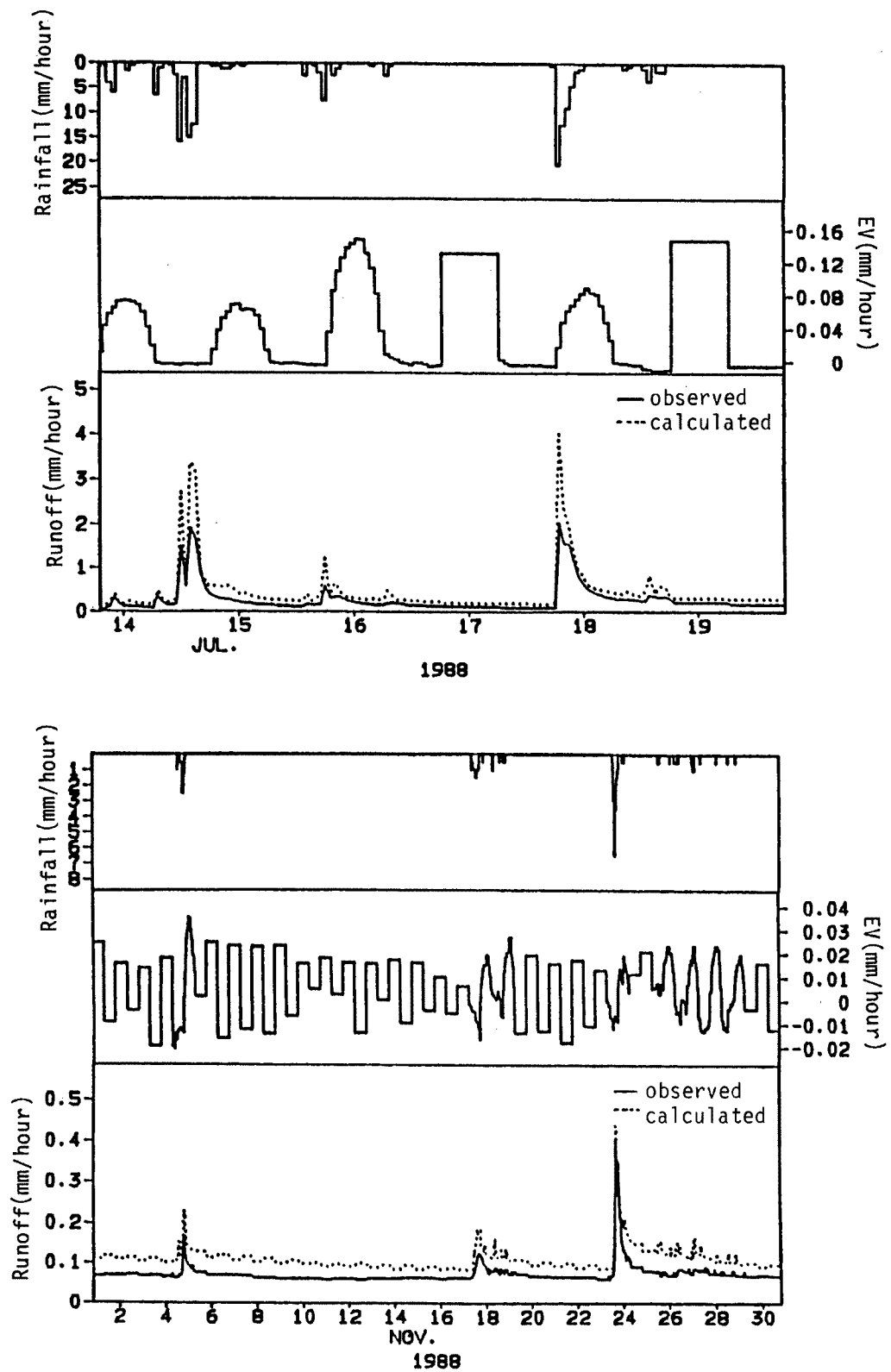


Fig. 11. Runoff simulation based Case 2.

与えることによりこうしたA層浸透能の分布が流出量に及ぼす影響をみてみた。浸透能が全メッシュ一定（尾根部の値で）として求めた場合、年間総流出量810.6mm、年間蒸発散量611.5mm、A層流出量286.1mm、地表面流出量375.4mm、となった。これら結果は浸透能に分布をもたせたときに比べて1mm程度しか変わらない。これは谷部メッシュにおいてA層は常に湿潤状態に保たれており、その浸透能は最終浸透能に近い値をとっているため三倍の値を与えてもさほど影響がないからであろう。より現実的な適用という点からすれば浸透能に分布を与えることは有意義であると判断する。

(3) A層透水係数の分布による感度分析

A層は地表面にもっとも近い地層であり、地被状況の影響を受け易く、場所によって異なる透水性をもつはずである。しかし、この値の観測・調査はいくつかのスポットで実施されるだけで、まだ土壌タイプごとにまとめられたデータはない。そこで、本研究においてもA層透水係数は流域全域を通して一定として与え計算を行ってきた。ここでは、A層の空間的分布を仮に与え、これがモデルの流出量の再現にどのような影響を及ぼすかを議論しておこう。

A層の透水係数に対してどのような空間分布を与えるかであるが、ここではいままでの過程で最適パラメータとして得られた水平透水係数、鉛直透水係数を平均値とした対数正規分布により、各メッシュの透水係数を乱数で与えた。また、このときの変動係数をいくつか用意し、それぞれの変動係数に対する透水係数を各メッシュに独立に各10通り与え、各々の場合における流出量の再現結果について検討した。Table 2は一例として変動係数0.5と0.1の場合をとりあげたものである。変動が大きいほど年間流出量が極端に少なくなっている。その原因がどこにあるかを調べるべく各メッシュにおける透水係数を注意深く見ていくと、必ずいくつかのメッシュで鉛直透水係数が水平透水係数をはるかに上回っていることが確認された。このことは、流動方向に沿って流れてきた水がこうしたメッシュを通ると、その時点でまるで穴が開いているかのように下層のメッシュに流れ落ちてしまうということであろう。こうした現象はB層以下が比較的乾燥している上流メッシュにおいてとくに起こりやすくなっていると考えられる。

透水係数が空間的に全くランダムに与えていることなど実現象を忠実に表現していないことも事実であるが、実現象が大なり小なり分布性をもつことは明らかであり、今後はその与え方に距離相関といった空間的従属性を持たせるなど検討課題としたい。

5. 結 語

以下に、本研究の成果を取りまとめ結語としたい。

(1) 多層メッシュモデルは流域の特性を三次元で表現できるものであり、またレーダ雨量計情報や国土数値情報、ランドサットからのリモートセンシング情報など、空間的分布をもったデータをそのまま入力できるモデルとして期待できる。今回対象流域として選んだ比奈知水文試験地は、多層メッシュモデルの適用流域としては比較的流域面積の小さいものであったが、再現された流量の時系列変化を観測流量と比較すると良好な再現が得られており、モデルの構成さえしっかりしていけば、たとえ森林特性を表わす様々なパラメータの値が未知であったとしても、過去の観測・調査から得られている値を用いればかなり現実に近い再現ができる可能性を示すものである。

(2) 流域内において伐採行為が行なわれたと仮定して、その前後における流況の変化を調べることにより、森林のもつ機能に対する評価を行なった結果、洪水防止機能と水源涵養機能という森林のもつ理水機能を確認した。ただ、今回の適用期間は平水年にあたり、はたして豊水年や渇水年においても同様の機能が認められるかどうかは、今後のデータの蓄積を待つ必要がある。幸いにも本試験地においては近い将来実際に伐採が行なわれることになっておりモデルの検証が可能である。

(3) 本研究では、時間、浸透能、透水係数の分布の3つの感度分析を行なったが、とくに透水係数の

Table 2. Sensitivity analysis due to the spatial distribution of coefficient of permeability in A layer (a) coefficient of variation=0.5 (b) coefficient of variation=0.1

CV=0.5	AHMIN	AHMAX	AVMIN	AVMAX	Q	E	QA	SR
CASE 1	0.0205	0.2153	0.0329	0.4046	395.51	542.86	176.97	117.04
CASE 2	0.0260	0.2928	0.0438	0.2728	409.98	542.04	98.81	208.93
CASE 3	0.0287	0.2401	0.0311	0.3045	412.83	541.70	165.75	144.95
CASE 4	0.0332	0.2808	0.0355	0.4451	411.09	541.94	136.21	172.46
CASE 5	0.0382	0.2392	0.0316	0.3334	410.41	543.05	166.99	145.24
CASE 6	0.0280	0.2657	0.0252	0.2891	391.45	543.17	133.28	159.67
CASE 7	0.0268	0.3014	0.0343	0.5357	397.11	542.55	158.64	138.43
CASE 8	0.0372	0.2751	0.0453	0.4443	396.95	543.89	137.53	159.91
CASE 9	0.0193	0.3604	0.0514	0.2623	404.66	542.68	124.38	179.00
CASE 10	0.0304	0.2574	0.0204	0.3817	386.47	543.61	175.55	117.22

(a)

CV=0.1	AHMIN	AHMAX	AVMIN	AVMAX	Q	E	QA	SR
CASE 1	0.0729	0.1198	0.0930	0.1580	484.91	555.92	191.81	171.90
CASE 2	0.0766	0.1278	0.0988	0.1454	487.46	555.81	165.98	200.33
CASE 3	0.0783	0.1226	0.0919	0.1488	488.70	555.86	196.41	170.85
CASE 4	0.0836	0.1267	0.0945	0.1492	489.65	555.84	176.72	191.74
CASE 5	0.0783	0.1225	0.0923	0.1517	486.74	555.81	183.09	183.30
CASE 6	0.0779	0.1252	0.0880	0.1597	483.78	556.19	174.71	188.34
CASE 7	0.0771	0.1277	0.0904	0.1677	484.97	556.05	181.79	182.47
CASE 8	0.0827	0.1206	0.0988	0.1612	484.27	556.13	176.20	187.52
CASE 9	0.0771	0.1212	0.1019	0.1442	488.77	556.13	137.28	194.54
CASE 10	0.0792	0.1243	0.0841	0.1561	483.36	556.30	189.40	174.50

(b)

CV: coefficient of variation
 AHMIN: min. value of horizontal permeability coefficient
 AHMAX: max. value of horizontal permeability coefficient
 AVMIN: min. value of vertical permeability coefficient
 AVMAX: max. value of vertical permeability coefficient
 Q: total runoff volume
 E: total evapotranspiration
 QA: runoff volume from A layer
 SR: overland runoff volume

分布に対しての感度分析では今後の検討課題が抽出された。さらに分布型モデルにおいて、どういうメッシュサイズならばその中のモデルパラメータをある一つの値で代表させることができるか、またそのメッシュサイズと計算時間間隔との最適な関係はどうか、などの議論の必要性を再認識した。

最後に、貴重な資料の提供をいただいた近畿地建大滝ダム工事事務所ならびに水資源開発公団比奈知ダム工事事務所の関係各位に深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- 1) 角屋睦・豊国永次・丈達俊夫: 山地小流域河川の低水解析(2), 京都大学防災研究年報第10号B-2, 1967, pp. 147-154.
- 2) Penman H.L.; Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass, Proc. Roy. Soc. London, A 193, 1984, pp. 120-145.
- 3) 岡上正夫: 斜面の受ける日射量を求める簡単な一方法, 日本林学会誌, 39, 1961, pp. 435-437.

- 4) Saxton, K. E., Johnson, H. P. and R. H. Shaw: Modeling Evapotranspiration and Soil Moisture, Trans. of ASAE, 1974, pp. 673 - 677.
- 5) 中野秀章: 森林水文学, 水文学講座 13, 共立出版, 1976, p. 71.
- 6) 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福島義宏: 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究(Ⅱ) —遮断量の解析, 日本林学会誌, 61(11), 1979, pp. 391 - 398.
- 7) 日本治山治水協会: 森林・コンサベーション, No. 11, 1982, pp. 42 - 55.
- 8) 九州地建大分工事事務所: ダム森林機能の定量化に関する調査業務報告, 1984, pp. 35 - 37.