

黒河流域の水資源変動解析モデル

宇治橋 康 行*

A hydrologic model for simulating the change of water resources in the Heihe River Basin

Ujihashi Yasuyuki

Water resources in the Heihe River has been changed due to climate change and human activities, such as irrigation and domestic water use, and change of land use during these two millennia. It is important for sustainable development in the region to clarify and access how climate change and human activities affect the water resources in the basin. In order to achieve the purpose, a grid based process oriented semi-distributed physical based hydrologic model capable of handling the effect of change of land use and over use of groundwater and river discharge in the basin has been developing. Model input such as, slope, azimuth, flow direction are generated using DEM and information about land cover were used the GLCC data set. Soil properties and some vegetation parameters are specified based on field observation data. Withdrawal water use is taken into account by a model-based assessment of water use in various sectors. The model is run at a daily time step over a DEM with 1km grid spacing for direct runoff, evapotranspiration, infiltration, percolation and snowmelt. Groundwater flow is calculated at a monthly time step over a sub-basin (order of 10^2km).

1. はじめに

黒河は青海省祁連山脈に源を発し、甘粛省に入って北に流れを変えて張液などの中流域のオアシス都市を経て沙漠域に入り、下流内蒙古自治区額濟納旗を経て索果諾尔に流入する流域面積 $130,000 \text{ km}^2$ の中国有数の内陸河川である。流域は乾燥・半乾燥地域に属し、中下流域の年平均降水量は $50\sim 100\text{mm}$ 程度であり、上流高山域の融雪水および氷河の融解水が中下流域のオアシス都市の主な水源となっている。オアシス都市をはじめ、この流域の人間活動を規定しているものは水資源である。近年は、中流域での人口増加や農業生産活動の拡大に伴う過剰な水利用が下流域の断流や水不足、砂漠化を招いている。黒河流域の持続的な発展のために持続可能な水利用戦略の確立が望まれている。このためには、流域の水資源の現状の再現、予測だけでなく過去の水資源変動の復原も重要な課題であり、このための水文モデル、水資源変動モデル、の構築が必要である。水資源は、気候変動などの自然的要因および生活用水、農業用水、工業用水などの水利用および土地利用の改変などの人為的要因によって変動する。したがって、モデルはこれらの要因を評価し、流域の部分的な変化に対応する水資源変動を解析することの出来る分布型の物理モデルであることが必要である。本研究は、黒河流域の持続的な水資源戦略策定のための基礎的情報を提供する歴史復原を含めた長期水資源変動解析分布型物理モデルの構築を目的としている。

2. モデル構造

2. 1 流域モデル

モデル構造は、数値標高モデル (DEM : Digital Elevation Model) によって記述される地形スケールにおいて水文過程と植生ダイナミクスの統合的な表現を与えるように構成されている。

* 建設工学科地球環境工学専攻

モデルは、表面流、浸透、飽和中間流および飽和地下水流モデル、蒸発散に対する2層樹冠モデル、積雪と融雪に対するエネルギー収支モデル、2層根帯モデルを含んでいる。モデルの時間ステップは飽和地下水流(月単位)を除いて日単位とするため、河道流追跡モデルは考慮していない。数値標高モデルは入射短波放射量、降水量、気温および斜面方向水分移動の地形依存に関する制御モデルおよび擬河道網の作成に用いられる。各時間ステップにおいて、モデルは流域内のすべてのセルにおいてエネルギーおよび水収支式に対する解を同時に与える。ここでは、USGSが作成した30"グリッドのDEM、GTOPO30を基に作成した1km×1kmのグリッドモデルとした。Figure 1にモデルの基本的な水収支計算要素とモデルグリッドセルを示す。

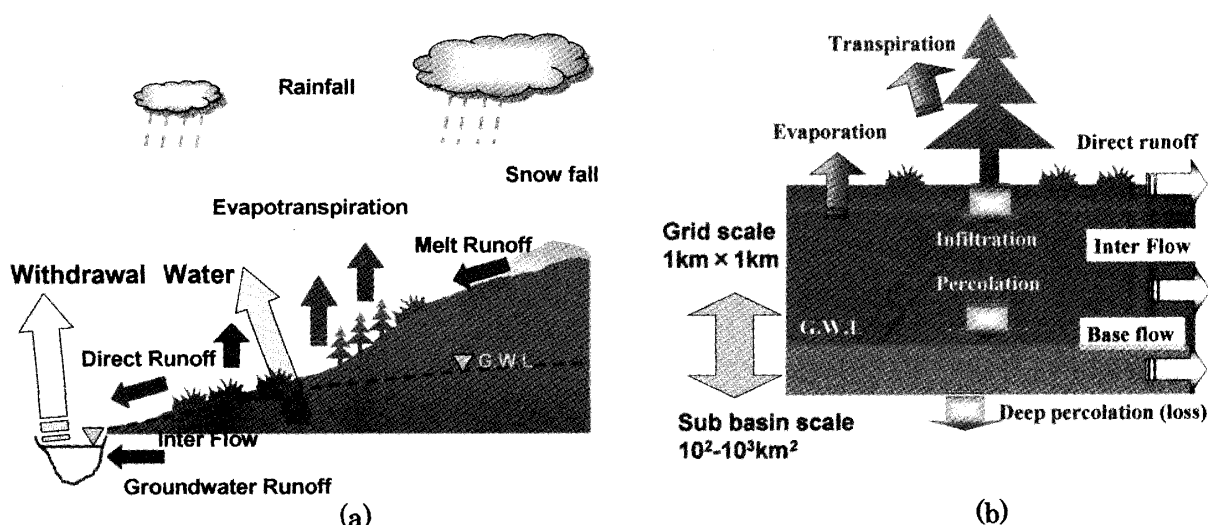


Figure 1. Model representation. (a) Elements of the water budget in the model, (b) Vegetation and rooting zone water balance for a model grid cell.

2. 2 蒸発散

湿潤面からの蒸発強度は可能蒸発強度で起こると仮定し、Penman-Monteith 法¹⁾において樹冠抵抗を0とおいて次式で求められる。

$$E_p = \frac{\Delta R_n + \rho c_p (e_s - e)/r_a}{\lambda_v (\Delta + \gamma)} \quad (1)$$

ここに、 E_p ：時間 Δt の間に蒸発量、 Δ ：飽和水蒸気圧曲線の勾配、 R_n ：正味放射フラックス、 ρ ：湿潤空気の密度、 c_p ：空気の定圧比熱、 e_s ：飽和水蒸気圧、 e ：水蒸気圧、 r_a ：水蒸気輸送に関する空気抵抗、 λ_v ：水の蒸発潜熱、 γ ：乾湿計定数である。土壤表面付近が乾燥し、土壤表面に供給される水分量が可能蒸発強度を下回ると蒸発量が抑制されるようになる。この条件下での蒸発量に関してはEagleson²⁾の研究もあるが、ここでは、式(2)で求めることとした。

$$\frac{E_t}{E_p} = \begin{cases} 1 & \theta \geq \theta_f \\ \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} & \theta_w \leq \theta \leq \theta_f \\ 0 & \theta \leq \theta_w \end{cases} \quad (2)$$

ここに、 E_t ：土壌制御条件下での蒸発量、 θ ：表層土壌含水量、 θ_f ：圃場容水量、 θ_w ：しおれ点含水量である。

2. 3 放射収支

積雪のない場合の熱収支式は、樹冠、下草および土壌表面に対しそれぞれ次式で与えられる³⁾。

$$R_{s_o} = R_s [(1 - \alpha_o) - \tau_o (1 - \alpha_u)] F \quad (3)$$

ここに、 R_{s_o} ：樹冠に吸収される短波放射量、 R_s ：入射する短波放射量、 α_u ：下草の反射係数、 τ_o ：樹冠からの短波放射、 F ：樹冠による地表面の被覆率である。樹冠を透過する短波放射量の割合は、次式で計算される⁴⁾。

$$\tau_o = \exp(-k LAI_o) \quad (4)$$

ここに、 k は樹冠での短波放射の減衰係数、 LAI_o ：樹冠の葉面積指数である。

$$R_{su} = R_s [(1 - \alpha_u) - \tau_u (1 - \alpha_g)] [\tau_o F + (1 - F)] \quad (5)$$

$$R_{sg} = R_s \tau_u (1 - \alpha_g) [(1 - F) + \tau_o F] \quad (6)$$

R_{su} ：下草に吸収される全短波放射量、 α_g ：土壌反射係数、 τ_u ：下草によって伝達される短波放射量、 R_{sg} ：土壌表面に吸収される短波放射量である。

樹冠と天空および下草あるいは土壌面との長波放射交換量は

$$R_{lo} = (L_d + L_u - 2L_o) F \quad (7)$$

ここに、 R_{lo} ：樹冠の正味長波放射量、 L_d, L_u, L_o ：それぞれ下向き天空放射、上向き下草放射および下向き樹冠放射フラックスである。射出率を1、 $L_o = \sigma(T_o + 273)^4$ 、 $L_u = \sigma(T_u + 273)^4$ と仮定する。ここに、 σ ：Stefan-Boltzmann 定数、 T_o, T_u ：樹冠および下草の温度である。これらの2つの温度は雪が地表面にあるときを除いて気温に等しいと仮定する。

樹冠の下では下草は樹冠および地表面と長波放射の交換を行ない、一方、開地では天空および地表面と交換を行う。

$$R_{lu} = \{L_o + L_g - 2L_u\} F + \{L_d + L_g - 2L_u\} (1 - F) \quad (8)$$

ここに、 R_{lu} ：下草の正味長波放射量、 L_g ：が地表面温度に等しい T_g に対し、 $L_g = \sigma(T_g + 273)^4$ として計算される地表面から上向きの長波放射量である。地表面温度は積雪が無い場合、気温に等しいとする。

2. 4 積雪モデル

2. 4. 1 雨雪の判定・分離

降水の降雨と降雪への分離は限界気温を用いて以下のように行った。

$$\begin{aligned} P_s &= P & T_a &\leq T_{\min} \\ P_s &= \frac{T_{\max} - T_a}{T_{\max} - T_{\min}} & T_{\min} &< T_a < T_{\max} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} P_s &= 0 & T_a &\geq T_{\max} \\ P_r &= P - P_s \end{aligned} \quad (10)$$

ここに、 P_r, P_s : 降雨および降雪の水当量深さ、 T_{\min} : この温度以下では降水がすべて雪であるような最低限界気温、 T_{\max} : この気温以上では降水がすべて雨であるような最高限界気温である。限界気温の間(典型的には、 -1.1°C と 3.3°C)では、降水は雪と雨が混じったものであると仮定する。本研究では、 $T_{\min} = -1.1^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\max} = 3.3^{\circ}\text{C}$ を用いた。

2. 4. 2 積雪のアルベド

積雪のアルベド変化の算定には、山崎らの式⁵⁾と同様の形式の式(11)を用いた。

$$\alpha_{SN} = (\alpha_{S,N-1} - \alpha_{S\min}) \cdot \exp(-1/k_S) + \alpha_{S\min} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} k_S &= -4.9T_a + 4.5 & (T_a \leq 0.1^{\circ}\text{C}) \\ &= 4.0 & (T_a \geq 0.1^{\circ}\text{C}) \end{aligned} \quad (12)$$

ここに、 α_{SN} : 降雪後 N 日目の積雪アルベド、 $\alpha_{S\min}$: 積雪の最小アルベド(=0.4) である。また、新雪のアルベドは、気温が T_{\min} 以下のとき 0.85、それ以外の場合は、 $-0.05 \cdot T_a + 0.795$ とした。

2. 4. 3 積雪の熱収支と質量収支

積雪の熱収支は次式で与えられる。

$$c_s W \frac{dT_s}{dt} = R_{ns} + Q_s + Q_l + Q_p + Q_m + Q_g \quad (13)$$

ここに、 c_s : 氷の比熱、 W : 積雪の相当水量、 t : 時間である。 R_{ns} : 正味放射量、 Q_s : 乱流による顕熱輸送量、 Q_l : 蒸発および昇華により失われるエネルギーあるいは凝結による潜熱の開放により得るエネルギー、 Q_p : 降雨から与えられる熱量、 Q_m : 融解により失われる内部潜熱あるいは液状水の再凍結により得るエネルギー、 Q_g : 地中伝導熱である。フラックスは積雪面に入るほうを正にとる。実際の計算においては、地中への伝導熱 Q_g は無視した。式(13)の左辺は積雪の Cold Content の変化を表し、時間ステップ Δt 内の雪温の変化は次式で求められ、積雪が等温条件($T_s^{t+\Delta t} = 0$)のとき、融雪が生じる。

$$T_s^{t+\Delta t} = T_s^t + \frac{\Delta t}{c_s W} [R_{ns} + Q_s + Q_l + Q_p + Q_m] \quad (14)$$

顕熱および潜熱輸送量はそれぞれ次式で求められる。

$$Q_s = \frac{\rho c_p (T_a - T_s)}{r_{as}} \quad (15)$$

$$Q_e = \frac{\lambda_i \rho \left(\frac{0.622}{P_a} \right) \{ e(T_a) - e_s(T_s) \}}{r_{as}} \quad (16)$$

ここに、 ρ : 空気の密度、 r_{as} : 雪面の空気力学的抵抗、 P_a : 大気圧、 λ_i : 水の気化潜熱、 $e(T_a)$: 水蒸気圧、 $e_s(T_a)$: 飽和水蒸気圧である。降水によって伝達されるエネルギーは

$$Q_p = \rho c_w T_p (P_r + 0.5 P_s) \quad (17)$$

で表される。ここに、 c_w : 水の比熱、 T_p : 降水の温度(気温に等しいと仮定する)。

積雪は、雪温が 0°C のとき液相と固相の 2 相から構成され、積雪の相当水量は

$$W = W_{liq} + W_{ice} \quad (18)$$

である。ここに、 W_{liq} : 単位面積あたりの液状水の体積(深さ)、 W_{ice} : 氷の水等量である。

積雪の含水量が積雪の相当推量の 6 % を超えたとき過剰水が積雪から流出するとした。

2. 5 直接流出⁶⁾

直接流出は、降雨強度が表層の土壤水分不足量を超えたとき発生するとした。すなわち、表層厚さを D_s 、表層の空隙率および含水率をそれぞれ、 ϕ, θ とすると

$$\begin{aligned} Q_d &= P - F_m \quad (P > F_m) \\ &= 0 \quad (P \leq F_m) \end{aligned} \quad (19)$$

$$F_m = D_s (\phi - \theta) \quad (20)$$

ここに、 Q_d : 直接流出量、 P : 降水量、 F_m : 表層土壤水分不足量である。

2. 6 中間流出および地下水流出

根帯の水収支式は次式で示される。

$$\frac{dS}{dt} = (P - Q_d) - Q_i - E_t - Per \quad (21)$$

ここに、 S : 根帯の貯留量、 Q_i : 中間流出量、 Per : 根帯下層への浸透量である。根帯下層への浸透量は

$$Per = \frac{K_v(\theta) + K_v(\theta^*)}{2} \Delta t \quad (22), \quad \theta^* = \theta + (P - Q_d)/D_r \quad (23)$$

ここに、 $K_v(\theta)$: 根帯の不飽和鉛直透水係数、 D_r は根帯の厚さである。浸透強度が蒸発散量を超えると、土壤水分量は増加し、浸透した水の一部は再び地表面に現れ中間流出となる。中間流出に寄与する流域の割合は次式で求められる。

$$\beta_i = \frac{0.058 K_s S_0}{\phi} \quad (24)$$

ここに、 K_s : 飽和透水係数、 S_0 : グリッドセルの地表面勾配である。

地下水流出量は、Darcy の法則における動水勾配が平均地表面勾配に等しいと仮定し、動水勾配を一定とするために不飽和透水係数を Brooks-Corey 式で算定した。

$$\hat{K} = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right)^{3+2/B} \quad (25)$$

ここに、 \hat{K} : 根帯下層の不飽和透水係数、 θ_r : 残留含水量、 $B(\approx 3)$: 定数である。地下水流出量は、次式で計算される。

$$Q_g = \frac{1.44 L \hat{K} S_0}{\phi_b A} D_{br} \phi_b \quad (26)$$

ここに、 Q_g ：地下水流出量、 L ：部分流域内の河道長、 A ：部分流域の面積、 D_{br} ：根帯下層の厚さ、 ϕ_b ：根帯下層の空隙率である。

3. モデルの適用

モデルは黒河正義峡上流域（流域面積 35,634km²）に対して適用を行った。正義峡上流域の流域概要を Figure 2 に示す。正義峡上流域には、Figure 2 に示すように祁連（Qilian, 流域面積 2,452 km²）、鶯落峡（Yinglaoxia, 10,009 km²）、犁园堡（Liyuanpu, 2,240 km²）

の3箇所の流量観測地点がある。モデルは、前述の根帯における素過程、すなわち、蒸発散、直接流出、浸透、透過、中間流出、積雪・融雪は 1km グリッドセルを用い日単位の計算を行い、地下水流出については Figure 3 に示す 27 の部分流域に分割し、部分流域単位で月単位の計算を行った。最終結果は、歴史復原においては月単位が限度であるので、本モデルの最終計算結果は月単位で出力した。

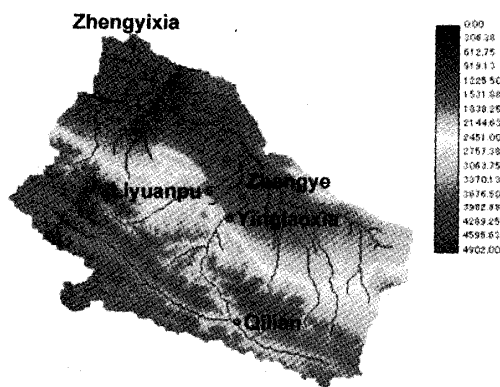


Figure 2 Map of the upper Heihe River.

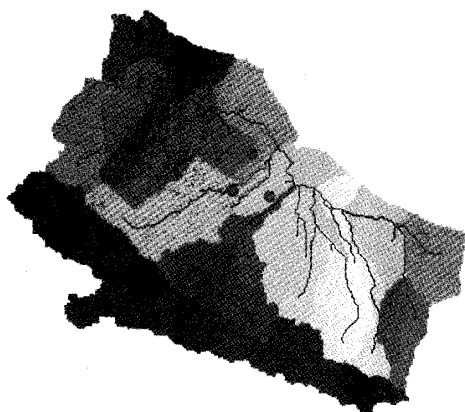


Figure 3 Map of sub-basins.

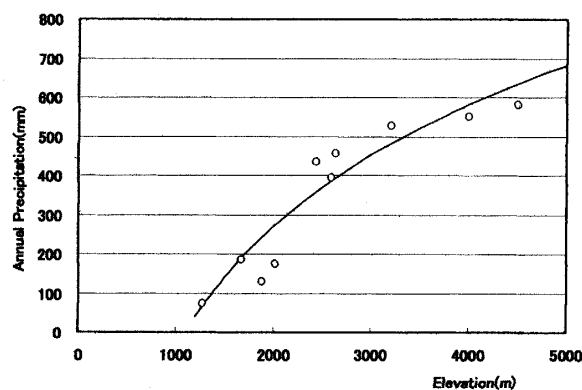


Figure 4 Relationship between annual precipitation and elevation.

3. 1 気象データの空間分布

気温の空間分布は、Table 1 に示す気温減率を用いて基準観測点張掖（Zhangye）の温度から推定した。Figure 4 は黒河上流域における年降水量と標高の関係を示したものであり、図から降水量の空間分布は次式を用いて気温の場合と同様に張掖の降水量から推定した。

$$P_Z = 460 \cdot \log_{10}(Z) - 3250 \quad (27)$$

ここに、 P_Z ：標高 Z (m) における年降水量 (mm)、 Z ：標高 (m) である。

Table 1 Laps rate of each month unit:°C/100m

Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
0.33	0.43	0.51	0.57	0.61	0.63	0.63	0.61	0.58	0.52	0.45	0.35

3. 2 モデルパラメータおよび土地利用

各グリッドセルの土地利用情報は USGS の GLCC (Global Land Cover Characteristics) の Sib2 モデルを用いた。Figure 5 に土地利用分布を示す。Sib2 モデルでは土地利用を 11 クラスに分類しているが、正義峡上流域では 5 クラスの土地利用が存在するだけである。5 つのクラスは、Sib2 のクラス番号では、クラス 6：背の低い植生あるいは草地、クラス 7：灌木と裸地、クラス 8：矮性植物と灌木、クラス 9：農地および草地、10：湿地と水体である。Table 2 に計算に用いた各クラスの初期パラメータを示す。これらのパラメータ値は、現地観測および他の研究で得られている代表的な値を用いた。

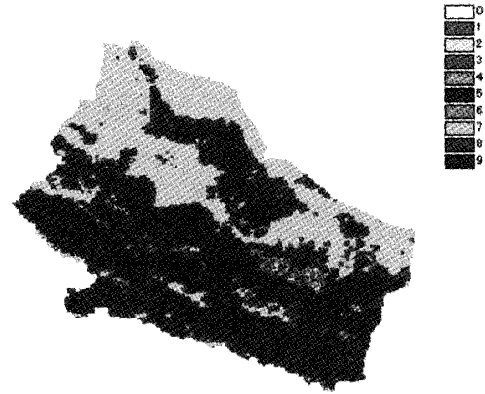


Figure 5 Map of the land use of the upper Heihe River.

Table 2 Model parameters of each land use class

Parameters	Class 6	Class 7	Class 8	Class 9
Ds(m)	0.2			
Dr(m)	1.0			
D _{br} (m)	3.0			
ϕ	0.45			
θ_r	0.30			
θ_w	0.009			
$K_s (m \cdot h^{-1})$	0.2			
LAI	4 (Trees), 1.3(grass and crops)			
F	0.5	0.2	0.5	0.5
$r_{s \min} (m^{-1} s)$ (Trees)	200			
$r_{s \max} (m^{-1} s)$ (Trees)	2000			
$r_{s \min} (m^{-1} s)$ (Grass and Crops)	200			
$r_{s \max} (m^{-1} s)$ (Grass and Crops)	2000			
$r_a (m^{-1} s)$ (Soil surface)	80			
$r_{snow} (m^{-1} s)$ (Snow surface)	100			

3. 4 パラメータ較正なしの計算結果

Figure 6 にモデルパラメータのキャリブレーション無しのシミュレーション結果を示す。図から分かるように計算結果は十分な精度を有しているとは言えず、結果は必ずしも満足のものではない。すでに述べたように本モデルには土壌特性、植生パラメータ、土地利用情報など多くのパラメータが含まれている。これらパラメータの中には、現地観測や既存のデータセットから

特定できるものもあるが試行錯誤により定めなければならないものもある。現状では、モデルパラメータの特定と試行錯誤等によるパラメータ決定法は確立していない。しかしながら、3 地点においておよその流量変動傾向は再現されており、パラメータのキャリブレーションにより十分な再現精度が得られるものと思われる。

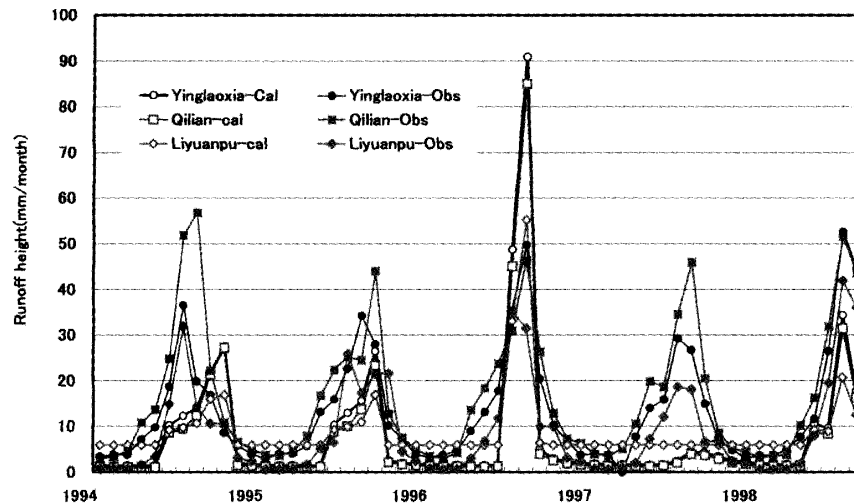


Figure 6 Comparison between observed and simulated discharge at three stations.

4. まとめ

気温、降水量のみを入力データとする長期水資源変動を再現するための分布型物理モデルを構築した。モデルキャリブレーションなしの計算結果は当然のことながら十分な精度が得られていないが、流量変動の傾向は十分再現できておりモデルの適用可能性は十分示された。今後、気温、降水の空間分布の推定式の改良、モデルパラメーターの最適同定を行い、より精度の高いモデルを構築し、歴史復原を行っていく予定である。

参考文献

- 1) Shuttleworth, W. J. : Evaporation, Chap.4 Handbook of Hydrology, edited by D. R. Maidment, McGRAW-HILL, 1992.
- 2) Eagleson, P. S. : Vlimate, soil and vegetation, 3, A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase, Water Resour. Res., Vol. 14, No. 5, pp.722-730, 1978.
- 3) Wigmosta, M. S., L. W. Vail and D. P. Lettenmaier : A distributed Hydrology-vegetation model for complex terrain, Water Resour. Res., Vol. 30, No. 6, pp.1665-1679, 1994.
- 4) Monteith, J. L. and M. Unsworth : Principles of Environmental Physics 2nd Ed., Butterworth Heinmann, 1990.
- 5) 山崎剛, 田口文明, 近藤純正 : 積雪のある森林小流域における熱収支の評価, 天気, 41 巻, pp.71 - 77, 1994.
- 6) Mohseni, O. and H. G. Stefan : A monthly streamflow model, Water Resour. Res., Vol.34, No.5, pp.1287-1298, 1998.

(平成17年11月29日受理)