

気温上昇が流域水循環に与える影響

田中丸治哉・角屋 睦

EFFECTS OF GLOBAL WARMING ON HYDROLOGICAL CYCLE

By *Haruya TANAKAMARU* and *Mutsumi KADOYA*

Synopsis

We discuss the effects of global warming due to the increasing concentration of atmospheric CO₂ and other trace gases on the hydrological cycle. First, the Long and Short Terms Runoff Model (LST Model) is applied to the Wajima-Yanagida experimental catchment of 0.15 km² and the Eigenji Dam basin of 132 km² to verify the applicability of the model and then to identify the model parameters. Next, under the hypothetical climate change scenarios of temperature increases and precipitation changes, hydrological responses in these catchments are simulated by using the LST model. As the results, the remarkable reduction in snow water equivalent is shown for both catchments and the major change in the seasonal distribution of runoff is observed for the Wajima-Yanagida catchment.

1. ま え が き

近年、人間活動により大気中の二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、フロン等の温室効果気体が増加し続けており、これが世界的に気温の上昇と大気循環、降水量分布の変化や海面上昇をもたらす、食糧、エネルギー、水資源問題を始めとする人間活動のあらゆる分野に深刻な影響を与える大きな問題であるとの認識が高まってきている¹⁾。現在、温室効果気体の増加に伴う地球規模の気候変化の予測に関する研究が、気象関係研究者により気候モデルを用いて活発に進められており、さらに、温暖化が農林業、生態系、水資源、産業等に与える影響の評価とそれに対する対応が産官学の諸分野で熱心に検討されている^{2,3)}。

地球の温暖化は、気温上昇だけではなく、蒸発散、降雨、降雪等の水文現象を変化させることになるから、流域の水収支や流出現象など流域規模の水循環特性を変化させることが予想される。温暖化が流域水循環に与える影響を明らかにすることは、水資源計画への影響を評価する上で不可欠な課題である。

このような流域規模の問題を検討するためには、地域的な気候変化の予測が望まれる。しかし、現在の気候モデルでは、予測値が水平距離で数百kmのかなり粗い格子点で得られること、さらに地域的にみた予測結果はモデルによって大きくばらつくことから、精度の良い予測はかなり困難とされている。このため、ある特定流域についての影響評価は、現時点ではかなり不確定なものとなっている。これまでの研究では、温暖化による地域規模、流域規模の水循環への影響は、主に既往の気象・水文資料に基づく評価ないしは流域水循環モデルと気候変化シナリオに基づく評価によって検討されてきている。

前者の方法は、過去の温暖な時期と寒冷な時期を抽出し、その間の水文現象を実績データをもとに比較することによって、今後の温室効果気体の増加による温暖化の影響を類推しようとするものである⁴⁾。たとえば、吉野ら^{4,5)}は、全国気象官署の年平均気温データに基づいて寒冷な時期と温暖な時期を抽出し、温暖化と豪雨、少雨の生起傾向について検討しており、さらに盛谷・丹羽⁶⁾は、それらに積雪深に関する

検討も加えている。

一方、後者の方法は、温室効果気体の増加による気温、降水量、蒸発散量の変化を想定ないしは推定して、これを流域水循環モデルにシナリオとして入力し、現況と気候が変化した場合の流出特性や水収支特性を比較することによって、温暖化の影響を評価しようとするものである。シナリオには、気温や降水量の変化量を任意に設定した仮想的な気候変化シナリオ、あるいは気候モデルによって推定された二酸化炭素の倍増状態を想定した気候変化シナリオなどが用いられている。

仮想的なシナリオを用いた研究には、Nemec and Schaake⁷⁾による乾燥流域と湿潤流域の水資源システムの感度分析、Gleick⁸⁾による月単位水収支モデルを用いて北カリフォルニアの大河流域の流出量および土壌水分量への影響を評価した研究、およびMimikouら⁹⁾による類似の研究、Cooley¹⁰⁾による融雪流出への影響を評価した研究、等がある。一方、気候モデルに基づくシナリオを用いた研究には、先のGleick⁸⁾による研究、Bultotら¹¹⁾によるベルギーの3河川流域での水循環への影響評価、Lettenmaier and Gan¹²⁾によるカリフォルニアの4河川流域での水文応答の感度分析、等がある。

吉野⁴⁾は、温暖化の水文循環への影響評価法として、先の二つの評価方法に加えて、大気循環と水文循環の相互作用を考慮したマクロ水文モデルによる影響評価を挙げている。これは、気候モデルに対応して $10^5 \sim 10^6 \text{ km}^2$ といった大流域における水文循環を取り扱うことによって、大気循環と水文循環の相互作用を考慮していこうとするマクロ水文学の試みである⁴⁾。これについては、今後の研究に待つところが大きい。

本研究は、先に述べた流域水循環モデルと気候変化シナリオに基づく方法により、温室効果気体の増加による気温上昇が流域水循環に与える影響について検討したものである。流域の水循環を表現するモデルには、角屋・永井¹³⁾によって提案された長短期流出両用モデルを採用する。ここでは、石川県能登半島の輪島柳田流域および滋賀県愛知川上流に位置する永源寺ダム流域を研究対象流域とし、まず両流域において長短期流出両用モデルを同定適用した結果を示す。次いで、気温上昇およびそれに降水量変化を伴ういくつかの仮想的な気候変化シナリオを設定して、これを長短期流出両用モデルに入力し、現況との比較によって、気温上昇が流域水循環に与える影響の評価を試みた結果を示す。

2. 流出モデルとその最適同定

2.1 長短期流出両用モデル

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・低水流出を同時に連続して扱えるモデルである。ここでは、現在のところ最良に近いと考えられる Fig. 1 の LST-II¹³⁾ について説明する。このモデルは3段のタンクで構成され、1段目は上層と下層に分れている。各タンクの連続式は次式である。

$$dS_1/dt = r - E_1 - f - Q_1 - Q_2 \dots\dots\dots (1)$$

$$dS_2/dt = f - Q_3 - g_1 \dots\dots\dots (2)$$

$$dS_3/dt = g_1 - E_2 - Q_4 - g_2 \dots\dots\dots (3)$$

$$dS_4/dt = g_2 - E_3 - Q_5 \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 $S_1 \sim S_4$: 貯留量, t : 時間, r : 降雨強度, $E_1 \sim E_3$: 各タンクからの蒸発散量(強度), f : 浸入強度, g_1, g_2 : 下段タンクへの供給強度, $Q_1 \sim Q_5$: 流出量(強度)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 は地下水流出をそれぞれ想定している。

Q, g は、貯留量が孔の高さ Z を越える場合のみ流出するものとし、 f は

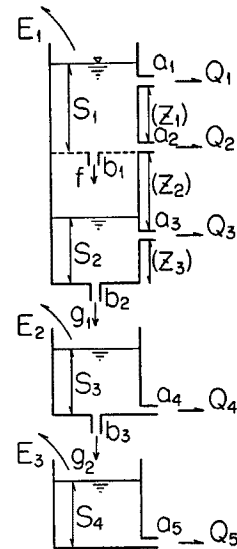


Fig. 1. LST Model.

下層の空容量に比例するものとして、それぞれ次式から求める。

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

$$Q_2 = a_2 S_1, \quad f = b_1(Z_2 + Z_3 - S_2) \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$Q_3 = a_3(S_2 - Z_3), \quad g_1 = b_2 S_2 \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$Q_4 = a_4 S_3, \quad g_2 = b_3 S_3 \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$Q_5 = a_5 S_4 \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 $a_1 \sim a_5$ および $b_1 \sim b_3$ ：定数、 $Z_1 \sim Z_3$ ：流出孔の高さ (Fig. 1)。

表面流は、Manning 則に従うものとして、(5)式で $m = 5/3$ を採用している。また速い中間流出を表す (6)式は、一応 $S_1 > Z_1$ にも適用し、中間流出の上限流量は想定していない。

蒸発散による貯留量の減少強度には、次式を採用する (Fig. 2)。

$$E = aE_p = E_1 + E_2 + E_3 \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$E_1 = \gamma\theta E, \quad E_2 = (1 - \gamma)E, \quad E_3 = \gamma(1 - \theta)E \quad \dots\dots (11)$$

$$\theta = 1 \quad ; \quad S_1 > 0 \text{ or } S_2 \geq Z_3$$

$$= S_2/Z_3; \quad S_1 = 0 \text{ and } S_2 < Z_3$$

ここに、 E ：流域蒸発散量、 E_p ：蒸発散能、 a ：係数、 γ ：蒸発散の最上段タンクへの振分比で、カマ谷試験小流域での検討結果¹³⁾を参考に $\gamma = 0.6$ を採用する。

このモデルでは、計算時間刻み Δt 内で降雨強度は一定として、各タンクの微分方程式を数値的に解くことにし、解法には修正 Euler 法を用いる。計算時間刻み Δt は、自由に変更できるが、本研究では、雨天日または $S_1 > 0$ のときは $\Delta t \leq 1$ 時間、その他の場合は $\Delta t = 24$ 時間を採用している。

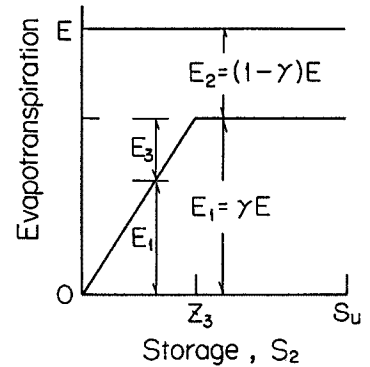


Fig. 2. Relation between storage and evapotranspiration.

2.2 最適同定法

このモデルの同定に際し、同定初日には速い中間流出は発生しないものとして、1 段目タンクの初期水深を $S_1^0 = 0$ に固定すると、同定すべき未知定数は、 $a_1 \sim a_5$ 、 $b_1 \sim b_3$ 、 $Z_1 \sim Z_3$ 、初期水深 $S_2^0 \sim S_4^0$ の合計 14 個となる。最適同定法としては、永井・角屋が提案している SP 法¹⁴⁾を用いる。

最適モデル定数を求めるための評価基準には、次の最小 χ^2 誤差評価基準を用いる。

$$J_{XS} = \frac{1}{M} \sum \frac{(Q_C - Q_O)^2}{Q_O} \rightarrow \min \quad \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 J_{XS} ： χ^2 誤差評価基準、 Q_O ：観測流量、 Q_C ：計算流量、 M ：データ数。

また再現性の表現には、分かりやすいように、次の相対誤差 $J_{RE}(\%)$ を併用する。

$$J_{RE} = \frac{1}{M} \sum \frac{|Q_C - Q_O|}{Q_O} \times 100 \quad \dots\dots\dots (13)$$

モデル定数の探索に際しては、モデル定数の非負条件、モデル定数の大小関係に関する条件、水収支に関する条件、最大ピーク流量に関する条件等の制約条件^{15,16)}を導入している。

3. 対象流域と解析資料

3.1 輪島柳田流域

(1) 流域の概要

輪島柳田流域は、石川県柳田村の輪島柳田農地開発地区近傍の丘陵林地に農林水産省によって設けられた小試験流域である (Fig. 3)。流域面積は 0.147 km² で、松、杉の植林地が全流域面積の 69% を占め、残りは雑木林等である。地質は主に安山岩溶岩からなる。流域平均標高は 250 m であり、冬期にはかなりの積雪がみられる。流域末端には、直角三角堰、水位計および雨量計が設置されており、流量および降水量の観測が行われている。

(2) 流量

解析期間は、1981年5月～1989年4月の8年間とする。前半の4年間は、12～3月の観測が行われていなかったが、1985年12月から降水量、流量ともに年間を通して観測されている。流量資料には、毎時流量および解析期間内の主要17出水における10分単位流量を用いる。

なお当流域では、秋期・冬期の降水量がかなり多く、この期間が渇水期にならないこと、遅くとも4月末日には融雪が完了するとみられること等の理由から、5月1日～翌年4月30日を1水年とする。以下、輪島柳田流域に関する検討は、すべてこの水年によるものとする。

(3) 降水量の扱い

降水量資料には、毎時降水量および17出水時の10分単位降水量を用いる。積雪期である12～3月の降水量は、前半の4年間は欠測であり、後半の4年間についても、水収支からみて降水量が明らかに過小と思われる年があり、積雪期の降水量観測 (溶液式雨雪量計による) にやや問題があると思われた。そこで、同期間の降水量は、流域から13 km離れた輪島測候所で観測された日降水量資料に割増係数を掛けて推定することにした。割増係数には、水収支に基づいて推定された1.35を採用している¹⁷⁾。

(4) 積雪量・融雪量の推定

積雪量、融雪量の推定には、菅原の方法¹⁸⁾を用いる。ただし小流域であるから、流域の標高分割は行わない。また、降水が雪か雨かを判断する気温としてここでは2℃を採用する。すなわち、気温 t (℃) が2℃以下ならば、降水量 r を雪として扱い、 t が2℃より高ければ雨として扱う。また、 t が0℃より高ければ、次式による推定融雪量 m を降雨量に加えた値をモデルへの入力とする。

$$m = \beta t + rt/80 \dots\dots\dots (14)$$

ここに、 m : 融雪量 (mm/h)、 β : 融雪の定数、 $\beta = 0.167$ (mm/h/℃)、 r : 降水量 (mm/h)、 t : 気温 (℃)。

当流域では、計算は時間単位で行う。ここで採用した融雪の定数 β は、日単位では4 (mm/d/℃) に相当する。流域の気温 t は、輪島測候所の日平均気温を用いて、流域と輪島測候所の標高差を考慮して推定する。

(5) 蒸発散量の推定

蒸発散量の推定に際しては、輪島測候所の日単位気象資料を用いて、次のPenman式¹⁹⁾によってまず

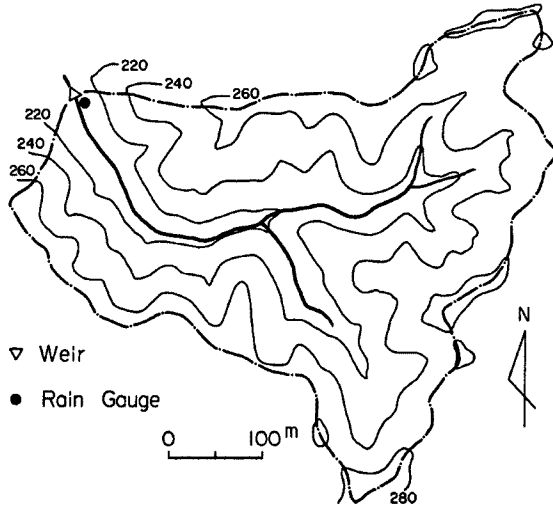


Fig. 3. Wajima-Yanagida catchment.

水面蒸発量を推定する。

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u) (e_{sa} - e_a) \dots \dots \dots (15)$$

ここに、 E_p : 推定蒸発量(mm/d), R_n : 純放射量(mm/d), Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配(mb/°C), γ : 乾湿計定数(mb/°C), $f(u)$: 風速関数, $f(u) = 0.26(1 + 0.537u)$, u : 地上2 m高さの風速(m/s), e_{sa} : 飽和水蒸気圧(mb), e_a : 水蒸気圧(mb)。

純放射量は、全日日射量を用いる Chang 式²⁰⁾より、アルベドを水面に相当する 0.05 として推定する。

流域蒸発散量 E は、上式で求めた日単位の蒸発量 E_p に年間一定の蒸発散比を掛けて推定する。蒸発散比は、とくに冬期の降水量、流量に欠測が多いことを考慮して短期水収支法によって推定し、0.78 を得た¹⁷⁾。すなわち、係数 α には $\alpha = 0.78$ を採用することにした。

3.2 永源寺ダム流域

(1) 流域の概要

永源寺ダム流域 (Fig. 4) は、滋賀県東部を西流して琵琶湖に流入する愛知川の上流部に位置する。この流域の面積は 131.5 km², 主河道長は約 25 km で、ほぼ全域が山林であり、広葉樹林が 79.6 km² で全流域面積の 60%, 杉を主体とする針葉樹林が 42 km² を占めている。またこの流域の 2/3 は、粘板岩地帯 (古生層) であるが、鈴鹿山脈に沿う東部や下流の一部に風化花崗岩地帯 (中生層) がみられる。ダム地点の標高は 280 m, 流域内最高点は 1238 m, 流域平均標高は 705 m である。流域の南東部、とくに御在所山付近は多雨地帯で有名であり、冬期には流域全体に積雪がみられる。

(2) 流量

解析には、1974 年 10 月～1989 年 12 月の約 15 年間の資料を用いる。流量資料には、ダム貯水位から求まる日平均ダム流入量およびダム上流 5 km の如来堂地点 (流域面積 110 km²) の自記水位記録から推定される毎時流量の 2 種類が利用できる。ここでは、長期流出については前者の流量を、ピーク比流量が 1 m³/s/km² 以上の洪水流出 (33 出水) については後者の流量を対象とする。

(3) 流域平均降水量の推定

降水量資料には、流域内 6 雨量観測点の日降水量および洪水時の時間降水量を用いる。なお、Fig. 4 に示した A～F の雨量観測点の内、D・E・F の 3 地点は、1980 年 8～10 月に設置されたため、1974～1980 年の記録が得られていない。さらに、これら 3 地点には融雪ヒーターが取り付けられていないため、1980 年以降も積雪期の 12～3 月の降水量は欠測となる。そこで、これら欠測期間の降水量は、欠測でない地点の降水量に割増係数を掛けて推定し、全期間の降水量資料を補完する^{16,21)}。

長短期流出両用モデルの永源寺ダム流域への適用にあたっては、これまでいくつかの流域平均降水量の推定方法が比較検討されてきた²¹⁾が、ここでは以下に示す方法¹⁶⁾を採用する。

- ① 流域を標高別に 4 地帯分割し、標高の低い方から順に第 1～第 4 地帯とする。
- ② 第 1, 第 2 地帯の降水量として、それらの地帯に含まれる A～D の 4 地点の算術平均値を採用する。同様に、第 3, 第 4 地帯の降水量として、E・F の 2 地点の算術平均値を採用する。さらに各地帯別降水量を地帯面積により加重平均する。

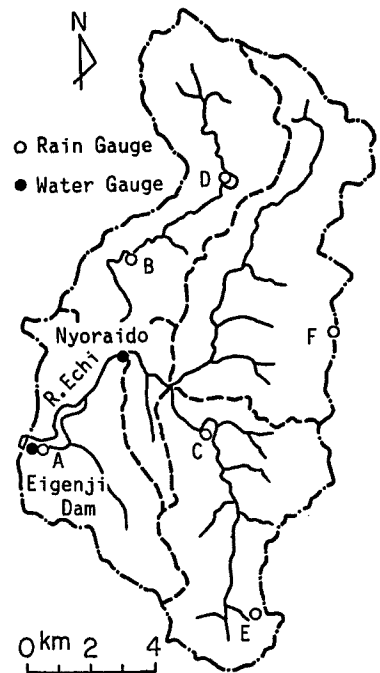


Fig. 4. Eigenji Dam basin.

(4) 積雪量・融雪量の推定

積雪量, 融雪量の推定には, 菅原の方法¹⁸⁾を用いる。すなわち, 標高別に分割された各地帯*i*の日平均気温 t_i (°C)が, 0°C以下ならば降水量 r_i を雪とし, t_i が0°Cより高ければ雨として扱い, 次式による推定融雪量 m_i を r_i に加えた値をモデルへの入力とする。

$$m_i = \beta t_i + r_i t_i / 80 \quad \dots\dots\dots (16)$$

ここに, m_i : 第*i*地帯の融雪量(mm/d), β : 融雪の定数, $\beta = 6$ (mm/d/°C), r_i : 第*i*地帯の日降水量(mm/d), t_i : 第*i*地帯の日平均気温(°C)。

なお t_i は, ダム地点の日最高および日最低気温を平均して求めた日平均気温を基準に, 標高による気温低減率を0.6°C/100 mとして, 各地帯ごとに推定する。

(5) 蒸発散量の推定

蒸発散量の推定に際しては, 彦根気象台の月単位気象資料を用い, 日射量法の一つである次のMakkink式²²⁾によってまず計器蒸発量を推定する。

$$E_p = a \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{L} \times 10 + b \quad \dots\dots\dots (17)$$

ここに, E_p : 推定蒸発量(mm/d), R_s : 全天日射量(cal/cm²/d), Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配(mb/°C), γ : 乾湿計定数(mb/°C), L : 蒸発潜熱(cal/g), a, b : 地域ごとに異なる定数。

なお, 彦根気象台の1961~1965年の5年間の月平均気温, 全天日射量, 計器蒸発量に基づいて, 係数 $a = 0.798$, $b = -0.35$ (相関係数0.97) が得られている²¹⁾。この式の適用に際しては, 彦根気象台の月平均全天日射量と流域平均標高に対応する月平均気温 (彦根気象台の月平均気温から推定) を用い, 月平均蒸発量を推定する。

次に, 流域蒸発散量 E の推定法を述べる。ここでは, 流域平均降水量から降雨日・無降雨日を判断して係数 α を定め, これを E_p に乗じて流域蒸発散量を推定するものとした。係数 α は, 水収支がバランスするように試算し, 無降雨日について $\alpha = 1$, 降雨日について $\alpha = 0.6$ を採用することにした。

4. 流出モデルの適用結果

4.1 最適モデル定数

(1) 輪島柳田流域

輪島柳田流域への長短期流出両用モデルの適用に際しては, とくに降雨遮断モデルと不浸透域モデルを導入している。降雨遮断モデルには, 角屋・永井¹³⁾が検討しているものを採用した。これは, 深さ I_M (ここでは $I_M = 5$ mmとした) の降雨遮断タンクを想定し, 時々刻々の遮断量はタンクの空容量と降雨強度に比例するものとしたもので, 蒸発散量は, まず遮断タンクから引き, それが空になってから両用モデルから引くものとしている。また不浸透域モデル¹⁵⁾は, 河道周辺域等の不浸透域からの流出を再現するため, 表面流出を想定した流出孔を持つ非線形タンクを両用モデルに並列させたものである。ここでは, 不浸透域の面積率を2%とし, 流出孔の定数には試行的に定めたものを採用している。

長短期流出両用モデルには, 同定すべき未知定数が14個あるが, ここでは, 欠測の少ない1985年5月~1989年4月の4年間の資料を用いて, 次の手順で同定した。

- ① 時間流量を対象として14個の定数を同定する。ただし, 輪島測候所の日降水量資料が計算に用いられている12~3月は, 誤差評価の対象外とする。
- ② ①で求めた定数を初期値とし, 洪水時の10分単位流量(1 mm/h以上)を対象として上層部の4定数 a_1, a_2, b_1, Z_1 を再同定する。この際, 他の10定数は①の結果に固定しておく。

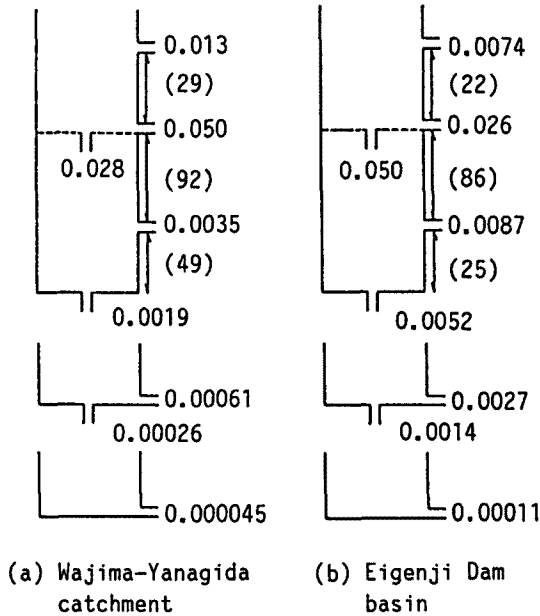


Fig. 5. Identified parameters (mm-h unit).

このようにして得られた最適モデル定数を Fig. 5 (a) に示す。

(2) 永源寺ダム流域

永源寺ダム流域においては、6地点の雨量観測点が整備された後の1981～1982年の2年間の資料を用いて、次の手順で未知定数を同定した。

- ① a_1, a_2, Z_1 を適当な初期値に固定しておき、ダム地点で観測された日流出高を対象として他の11定数を同定する。
- ② ①で求めた定数を初期値とし、如来堂地点で観測された洪水時の時間流量を対象として上層部の4定数 a_1, a_2, b_1, Z_1 を同定する。この際、他の10定数は①の結果に固定しておく。

このようにして得られた最適モデル定数を Fig. 5 (b) に示す。

4.2 流出モデルの再現性

輪島柳田流域では、得られた最適モデル定数を用いて1981年5月～1989年4月の8年間連続の検証計算を行った。検証計算時の初期水深は未知であるから、同定期間の初期水深、すなわち1985年5月1日の水深で代用した。また永源寺ダム流域では、1974年10月～1989年12月の約15年間連続の検証計算を行った。この流域においても検証計算時の初期水深は未知であるから、同定期間の初期水深、すなわち1981年1月1日の水深で代用した。

Table 1. Errors of simulated daily runoff

Year	Wajima-Yanagida catchment			Eigenji Dam basin		
	ΣP	J_{RE}	ϵ_q	ΣP	J_{RE}	ϵ_q
1975	—	—	—	3034	23.7	-7.2
1976	—	—	—	2982	28.7	+5.3
1977	—	—	—	2326	26.8	-4.9
1978	—	—	—	1717	37.6	+2.7
1979	—	—	—	2583	28.4	-0.3
1980	—	—	—	2969	32.4	+7.0
1981	2702	21.8	+3.4	2364	26.3	-0.5
1982	2667	16.9	+2.0	2874	34.9	-1.3
1983	2590	16.0	+0.6	2581	29.6	+2.9
1984	2132	31.4	-15.2	2419	37.5	+4.4
1985	3174	28.5	-2.7	2810	33.9	+1.7
1986	2013	29.7	+4.7	2562	31.0	+4.7
1987	2170	23.8	-2.5	1796	24.6	-3.2
1988	2571	20.1	-0.4	2816	22.4	+2.1
1989	—	—	—	3047	26.9	+4.1
Mean	2502	23.9	-1.0	2592	29.6	+1.1

ΣP : Annual precipitation (mm)
 J_{RE} : Relative error of simulated daily runoff (%)
 ϵ_q : Water balance error(%), $\epsilon_q = (\Sigma Q_c - \Sigma Q_o) / \Sigma Q_o \times 100$

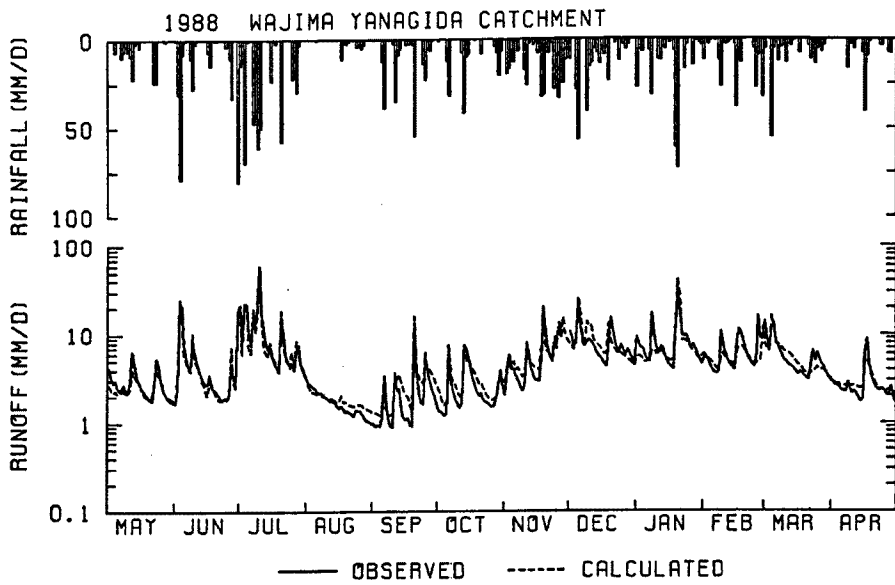


Fig. 6. Simulated daily runoff hydrograph in Wajima-Yanagida catchment.

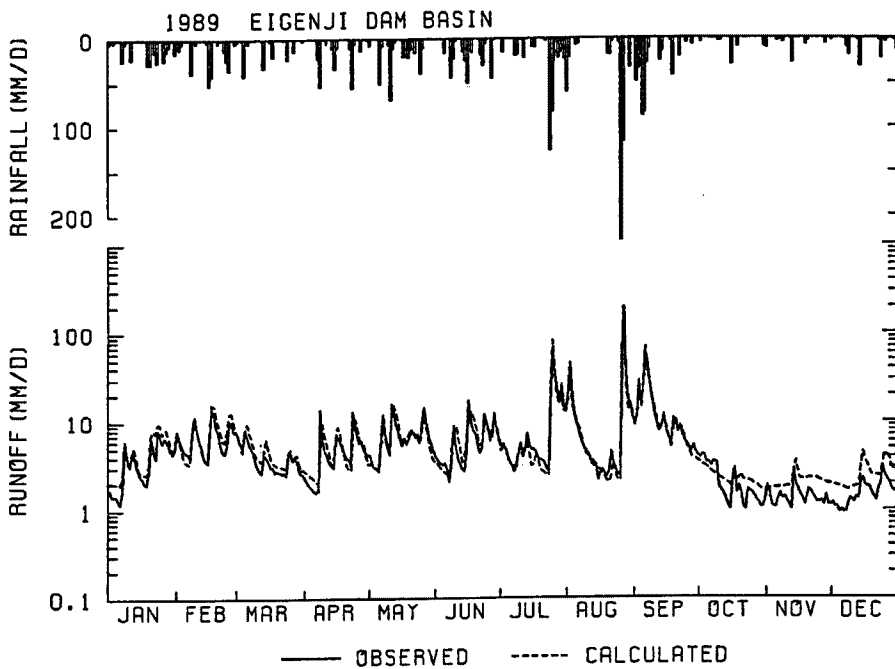


Fig. 7. Simulated daily runoff hydrograph in Eigenji Dam basin.

両流域における長期流出量の再現誤差を Table 1 に示す。ただし、永源寺ダム流域の再現誤差については、1975～1989年の15年間について集計したものを示している。日流出高の相対誤差は、輪島柳田流域で平均23.9%、永源寺ダム流域で平均29.6%となり、永源寺ダム流域の相対誤差がやや大きい。なお、月流出高の相対誤差を調べると、輪島柳田流域では平均14.9%、永源寺ダム流域で平均19.5%であった。Fig. 6 および Fig. 7 に両流域におけ

る日流出高ハイドログラフの再現例を示すが、いずれも良好な結果となっている。

また、輪島柳田流域の観測流量 1 mm/h 以上で評価した 17 出水時の平均相対誤差は 17.3%、永源寺ダム流域の観測流量 100 m³/s 以上で評価した 33 出水時の平均相対誤差は 26.1% であり、洪水時の再現性もほぼ良好である。

5. 気候変化シナリオ

5.1 温室効果気体の増加に伴う気候変化の見通し

温室効果気体の増加に伴う気候変化を予測する手法として、現在気候モデルによる数値実験が最も信頼できるものとされている。近年各国で活発に行われている、大気・海洋混合層モデルにより二酸化炭素 (CO₂) 倍増時の平衡状態の気候を求める数値実験 (平衡実験) によると、CO₂ 倍増時の平衡状態において、全球平均地上気温の上昇量は 2～5℃、全球平均降水量の増加率は 3～15% と見積られている²³⁾。また、最近ではじめて行われた、大気・海洋大循環モデルにより CO₂ 濃度を徐々に増加させた場合の気候変化を予測する数値実験 (漸増実験) によると、CO₂ 漸増時の全球平均地上気温の上昇量 (遷移昇温量) は、その時々 CO₂ 濃度に対応した平衡昇温量の約 60% であり、低緯度や北半球では 60～80% であるとされている²³⁾。

気候問題懇談会温室効果検討部会は、これらの気候モデルによる温室効果気体増加の気候への影響を評価する数値実験結果をもとに、今後の気候変化の見通しを纏めている²³⁾。この内、全球的気候変化については、以下のような見通しが示されている。

- ① 全球平均の地上気温の上昇は、温室効果気体濃度の増加傾向が続き等価 CO₂ 量が倍増するところ、1.2～3.0℃ と推定される。温室効果気体の現在の増加率が続くと仮定したシナリオに従って等価 CO₂ 量が増加すると、2030 年頃に 1958 年の濃度の倍になる。従って、1958 年を基準にして 2030 年頃に 1.2～3.0℃ の昇温が考えられる。温室効果気体の現在の増加量が続くと仮定したシナリオの場合、2060 年頃にこの昇温が考えられる。
- ② 気温上昇に伴い大気中の水蒸気量が増加し、全球平均降水量および蒸発量はそれぞれ増加する。全球平均降水量と蒸発量は、全球平均気温の 1.2～3.0℃ の上昇に伴い 2～9% 増加する。
ここで、等価 CO₂ 量とは、CO₂ とその他の温室効果気体を合わせた温室効果の大きさを、それと等しい温室効果を持つ CO₂ 濃度に換算した量を意味する。

5.2 仮想的な気候変化シナリオ

気温上昇等の気候変化が流域水循環に与える影響を検討するためには、地域的な気候変化を予測する必要がある。しかしながら、気候モデルの空間解像度が粗く、モデル内の個々の物理過程の取扱いがまだ十分でないため、地上気温の昇温や降水量変化の地理的分布にはモデルによって大きなばらつきがあり、地域的な予測は困難とされている。

前節において紹介した気候変化の見通しでは、日本付近での昇温は全球平均と同程度とみられている。そこでここでは、全球的気候変化の見通しを参考にして、気温が 2℃ および 4℃ 上昇する場合とそれらに 0%、±10% の降水量変化を伴う場合を想定した、次の 6 通りの仮想的な気候変化シナリオを設定した。

- ① 気温 2℃ 上昇、降水量変化なし
- ② 気温 2℃ 上昇、降水量 10% 減少
- ③ 気温 2℃ 上昇、降水量 10% 増加
- ④ 気温 4℃ 上昇、降水量変化なし

⑤ 気温 4℃ 上昇, 降水量 10% 減少

⑥ 気温 4℃ 上昇, 降水量 10% 増加

昇温量 2℃ は, 等価 CO₂ 濃度が倍増する時点に予想されている全球平均昇温量 1.2 ~ 3.0℃ のほぼ中間的な値に相当し, 昇温量 4℃ は, 等価 CO₂ 濃度倍増時の平衡状態に予想されている全球平均昇温量 2 ~ 5℃ のほぼ中間的な値に相当すると考えられる。一方, 降水量については, 気温上昇に伴う全球平均降水量の増加が予想されているが, 地域あるいは季節によっては減少する場合も予想されている。そこでここでは, 0%, ±10% の降水量変化を想定して, その増減の影響を調べることにした。これらのシナリオは, +2℃, +4℃ の気温上昇, 0%, ±10%, ±20% の降水量変化を想定した Gleick⁸⁾ のシナリオに類似している。

気候変化シナリオに対応する気温, 降水量資料は, 輪島柳田流域では 8 年間, 永源寺ダム流域では約 15 年間の気温, 降水量の既往観測資料に, 上述の想定変化量をそれぞれ加えたものとする。

一方, 蒸発散量は, 輪島柳田流域においては Penman 式, 永源寺ダム流域においては Makkink 式に基づいて推定されている。そこで, 気候変化シナリオに対応する蒸発散量は, 想定変化量を加えた気温資料を用いて両式によって推定したものとする。ここで全天日射量, 風速, 相対湿度には, 変化がないものと仮定する。気温の上昇は, 飽和水蒸気圧曲線の勾配, 飽和水蒸気圧, 蒸発潜熱をそれぞれ変化させ, 結果的に推定蒸発量を変化させることになる。

6. 気温上昇の流域水循環への影響評価

6.1 検討方法

気温上昇の流域水循環への影響評価に際しては, まず現況および 6 通りの気候変化シナリオに対応する気温, 降水量, 蒸発散量を, すでに同定検証済みの長短期流出両用モデルにそれぞれ入力して, 輪島柳田流域では 8 年間, 永源寺ダム流域では約 15 年間の流出計算を行う。次いで, それぞれの計算結果に基づいて, 水深換算積雪量, 月流出高, 月蒸発散量, 年間水収支, 流況曲線を比較する。これらの比較は, 年毎に行うこともできるが, ここでは, 輪島柳田流域では 8 年間, 永源寺ダム流域では 15 年間 (1975 ~ 1989 年のみ) の平均値で比較することにした。

なお, 気候変化シナリオに基づく流出計算においても, モデルの初期水深には, 現況の初期水深, すなわち検証計算で用いたものをそのまま用いる。この場合, 初期水深の影響を消去するため, 想定された気候条件に十分なじんだ期間だけを取り出して月流出高等の平均値を求めた方がよいかもしれないが, ここではとくにそのような配慮はしていない。

6.2 検討結果

(1) 水深換算積雪量

菅原の方法によって推定された毎日の水深換算積雪量に基づいて, まず旬平均の水深換算積雪量を求め, さらにこれを旬別に解析年数で平均して, 現況の積雪量と 6 通りの気候変化シナリオによる積雪量を比較した。永源寺ダム流域では, 標高別に分割された第 1 ~ 第 4 地帯の積雪量がそれぞれ推定されているが, ここでは最も標高が高く積雪量が多い第 4 地帯 (代表標高 980 m) について比較することにした。

輪島柳田流域の積雪量を Fig. 8 に, 永源寺ダム流域の第 4 地帯の積雪量を Fig. 9 に示す。これらの図において, BASE は現況, T+2C は気温 2℃ 上昇, T+4C は気温 4℃ 上昇, P-10% は降水量 10% 減少, P+10% は降水量 10% 増加を示しており, これは以下に提示するすべての図について同様とする。これらの図より, 両流域ともに気温上昇に伴って積雪量が顕著に減少し, 積雪期間が短くなっていることが分かる。ピークで比較すると, 輪島柳田流域では, 2℃ の気温上昇で積雪量は 1/5 程度に減少し,

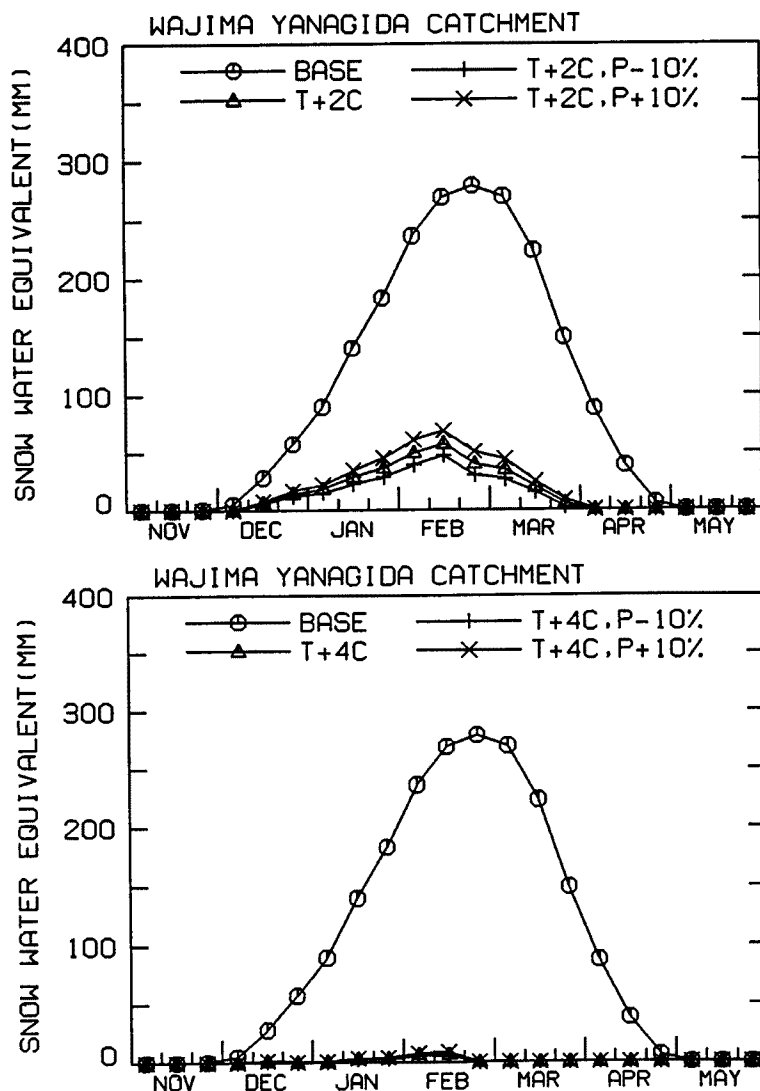


Fig. 8. Simulated average snow water equivalent for present climatic conditions and for six hypothetical climate change scenarios in Wajima-Yanagida catchment.

4℃の気温上昇で積雪量はごくわずかになっている。永源寺ダム流域では、2℃の気温上昇で積雪量は2/5程度、4℃の気温上昇で1/8程度に減少している。また、両流域ともに現況で2月下旬にみられた積雪量のピークが、2℃、4℃の気温上昇に伴って2月上旬～中旬に移動している。降水量が増加（減少）すると積雪量も増加（減少）するが、積雪量に対する降水量変化の影響は、気温上昇の影響に比べればかなり小さい。

(2) 月流出高

平均月流出高を求め、現況の月流出高と6通りの気候変化シナリオによる月流出高を比較した。輪島柳田流域の月流出高を Fig. 10 に示し、永源寺ダム流域の月流出高を Fig. 11 に示す。

輪島柳田流域の流出波形には、現況では12月と3月にピークがみられるが、気温上昇に伴って12～2月の流出高が顕著に増加し、逆に3～4月の流出高が顕著に減少して、気温が4℃上昇した場合は、3

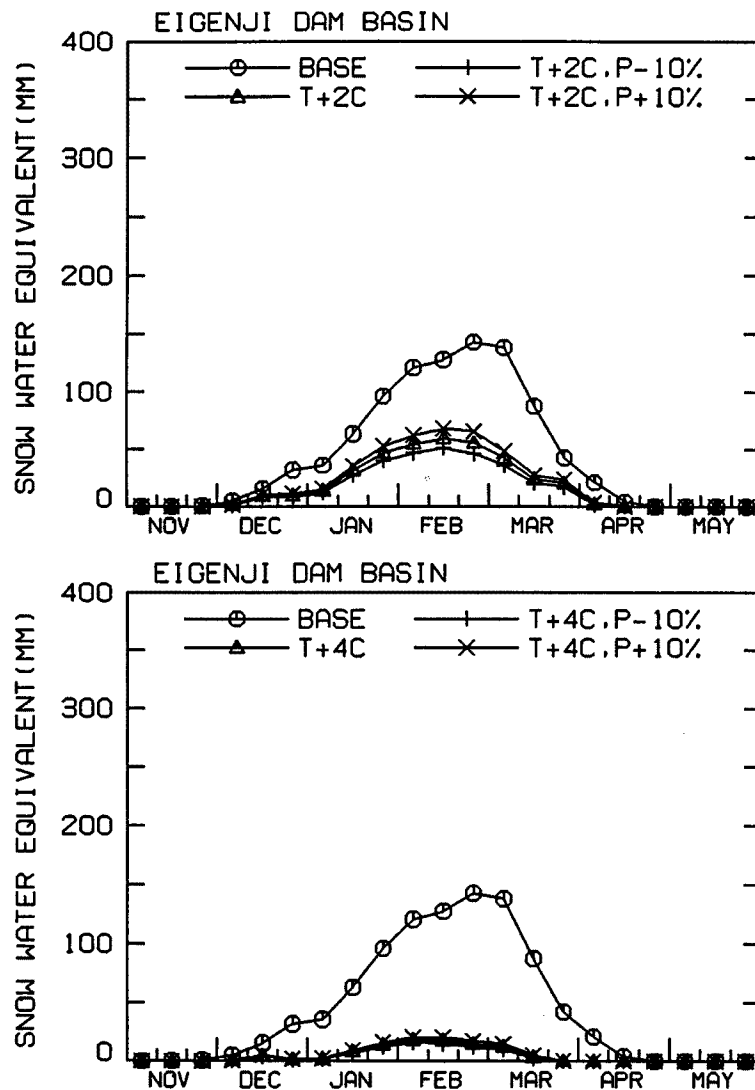


Fig. 9. Simulated average snow water equivalent for present climatic conditions and for six hypothetical climate change scenarios in Eigenji Dam basin.

月のピークは完全に消滅している。これは、気温上昇が12～2月の降雪を降雨に変え、同期間の降水が雪として貯えられることなく直ちに流出するため、冬期の積雪量ひいては3～4月の融雪量を著しく減少させることになる。一方、5～11月の流出高は、気温上昇に伴って若干減少している。これは、後述するように気温上昇が蒸発散量を増加させるためである。当然のことながら、降水量が増加（減少）すると各月ともに流出高は増加（減少）する。10%の降水量変化が流出波形に与える影響は、5～11月では気温上昇の影響よりも明らかに大きい、12～4月では気温上昇の影響の方が卓越している。

永源寺ダム流域は、輪島柳田流域に比べて冬期の降水量が少なく、標高の高い地帯を除いて積雪量も少ないため、気温上昇が流出波形に与える影響は比較的小さい。永源寺ダム流域においても、流出高が12～2月に若干増加し、3、4月に明らかに減少しているが、その変化量は輪島柳田流域よりもかなり小さくなっている。また5～11月、輪島柳田流域と同様に気温上昇に伴って流出高が若干減少している。

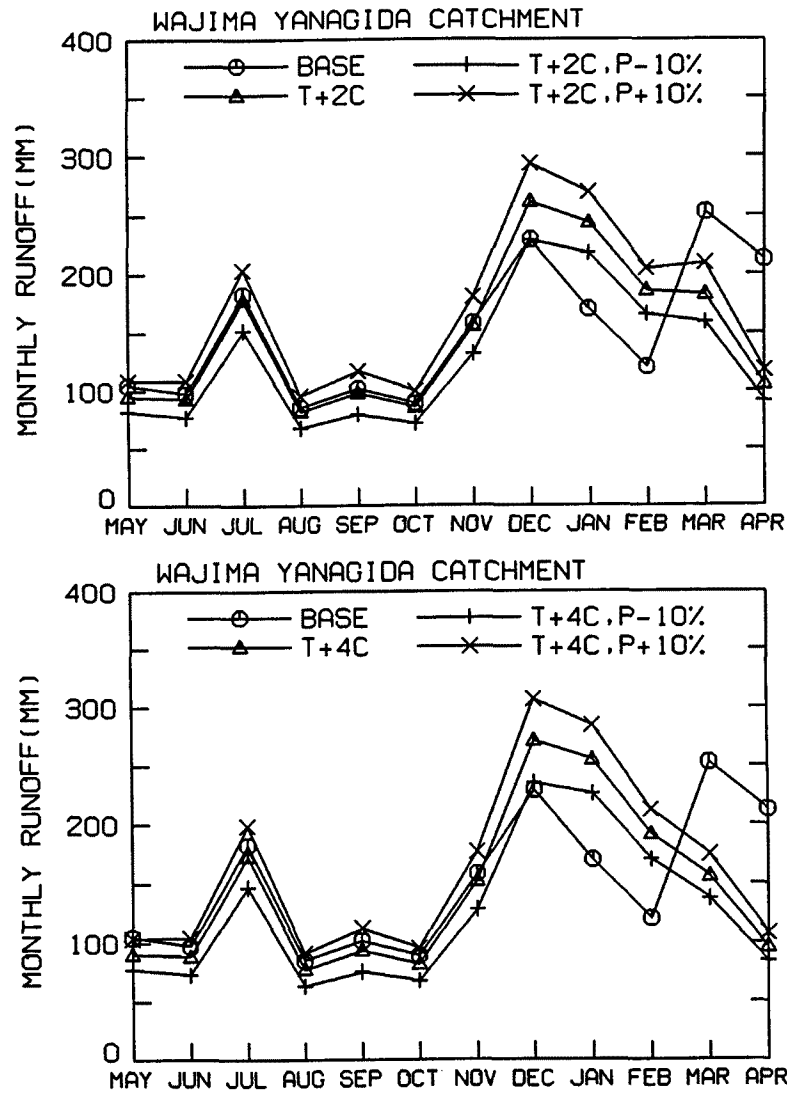


Fig. 10. Simulated average monthly runoff for present climatic conditions and for six hypothetical climate change scenarios in Wajima-Yanagida catchment.

しかし、この流域では、気温上昇よりも10%の降水量変化の方が流出波形に与える影響が大きい。

(3) 月蒸発散量

平均月蒸発散量を求め、現況の月蒸発散量と気温が2°Cおよび4°C上昇した場合の月蒸発散量を比較した。輪島柳田流域の月蒸発散量を Fig. 12 に、永源寺ダム流域の月蒸発散量を Fig. 13 に示す。両流域ともに、気温上昇に伴って年間を通して蒸発散量が増加しており、その増加量は、蒸発散量の少ない冬期は少なく、蒸発散量の多い夏期は多くなっている。年蒸発散量の変化については、次の年間水収支の検討において述べる。

(4) 年間水収支

年降水量、年蒸発散量、年流出高の平均値をそれぞれ求め、現況の年間水収支と6通りの気候変化シナリオによる年間水収支を比較した。

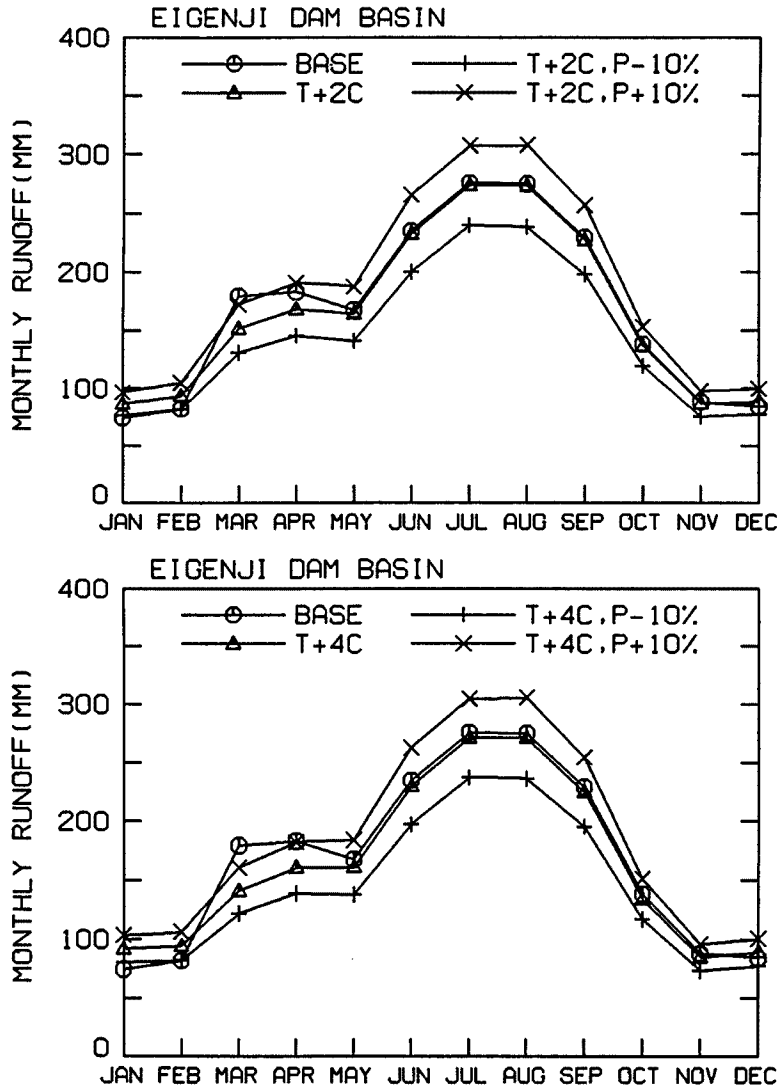


Fig. 11. Simulated average monthly runoff for present climatic conditions and for six hypothetical climate change scenarios in Eigenji Dam basin.

両流域の年間水収支を Table 2 に示す。これによると、2～4℃の気温上昇に伴い、輪島柳田流域の年蒸発散量は41～84 mm、比率では6～12%増加し、永源寺ダム流域の年蒸発散量は30～59 mm、比率では5～10%増加している。降水量が変化しない場合は、年流出高はその分減少するが、年流出高の減少率は、輪島柳田流域で2～4%、永源寺ダム流域で1～3%に過ぎない。

一方、10%の降水量変化を想定すると、年降水量は輪島柳田流域では250 mm、永源寺ダム流域では259 mmも変化する。このため、降水量が増加(減少)すれば年流出高も増加(減少)するというごく当然の結果が得られている。ここでは、降水量が増加する場合は、蒸発散量の増加に伴う流出の減少と相殺されて年流出高の増加がやや抑えられ、降水量が減少する場合は、蒸発散量の増加に伴う流出の減少とあいまって年流出高が大きく減少していることに注目すべきであろう。

(5) 流況曲線

計算日流出高に基づいて、まず年最大流量、35日流量、豊水量(95日流量)、平水量(185日流量)、

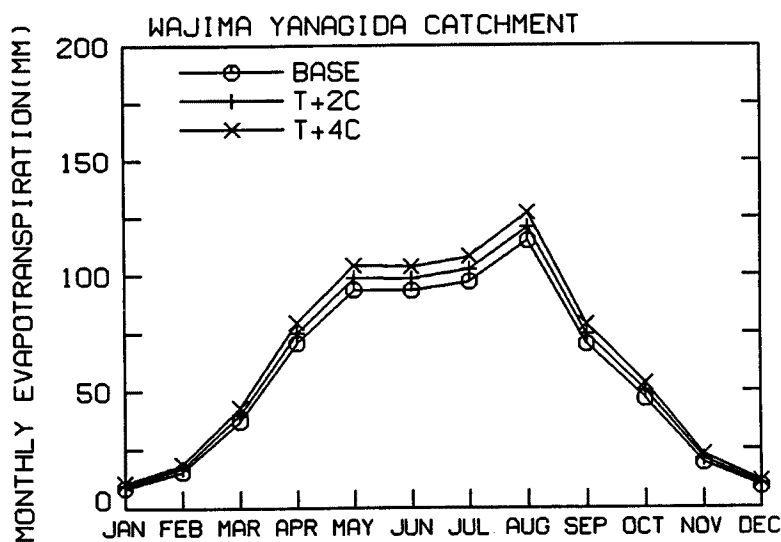


Fig. 12. Simulated average monthly evapotranspiration for present climatic conditions and for two hypothetical temperature increase scenarios in Wajima-Yanagida catchment.

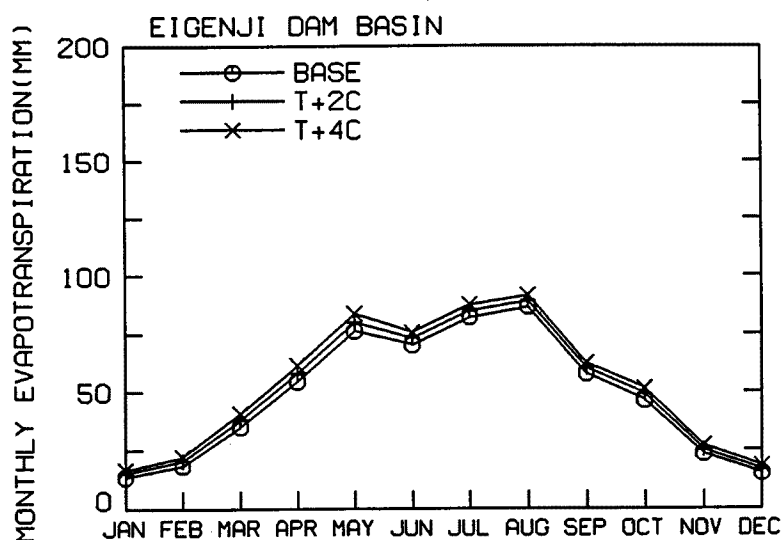


Fig. 13. Simulated average monthly evapotranspiration for present climatic conditions and for two hypothetical temperature increase scenarios in Eigenji Dam basin.

低水量 (275 日流量), 渇水量 (355 日流量), 年最小流量を各年について求め, それぞれの平均値より流況曲線を作成し, 現況の流況曲線と 6 通りの気候変化シナリオによる流況曲線を比較した。輪島柳田流域の流況曲線を Fig. 14 に, 永源寺ダム流域の流況曲線を Fig. 15 に示す。ここでは, 気温上昇が 4℃ の場合のみを示した。

輪島柳田流域の流況曲線では, 気温上昇が 4℃ の場合, 豊水量を除くすべての流況区分流量が若干減少している。気温上昇が 2℃ の場合にも同様の傾向がみられる。この減少傾向は, 蒸発散量の増加によ

Table 2. Simulated average annual evapotranspiration and runoff for present climatic conditions and for six hypothetical climate change scenarios

	ΔT	ΔP	ΣP	ΣE	ΣQ
Wajima-Yanagida catchment	—	—	2502	676 (1.0)	1803 (1.0)
	+2	—	2502	717 (1.06)	1764 (0.98)
	+2	-10	2252	717 (1.06)	1523 (0.84)
	+2	+10	2752	716 (1.06)	2007 (1.11)
	+4	—	2502	760 (1.12)	1726 (0.96)
	+4	-10	2252	760 (1.12)	1486 (0.82)
	+4	+10	2752	760 (1.12)	1968 (1.09)
Eigenji Dam basin	—	—	2592	578 (1.0)	2011 (1.0)
	+2	—	2592	608 (1.05)	1982 (0.99)
	+2	-10	2333	609 (1.05)	1724 (0.86)
	+2	+10	2851	607 (1.05)	2239 (1.11)
	+4	—	2592	637 (1.10)	1953 (0.97)
	+4	-10	2333	638 (1.10)	1695 (0.84)
	+4	+10	2851	637 (1.10)	2211 (1.10)

ΔT : Temperature increase ($^{\circ}\text{C}$)

ΔP : Precipitation change (%)

ΣP : Average annual precipitation (mm)

ΣE : Simulated average annual evapotranspiration (mm)

ΣQ : Simulated average annual runoff (mm)

() : Ratio of simulated average annual value for hypothetical climate change scenario to that for present climatic conditions

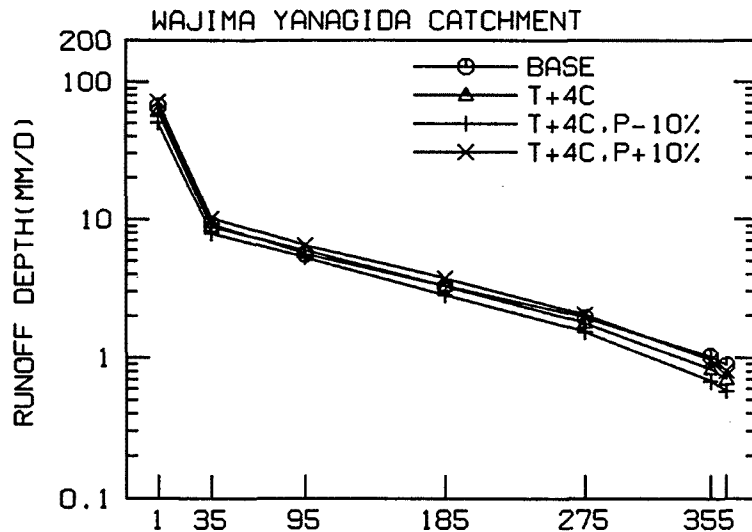


Fig. 14. Simulated average flow-duration curves for present climatic conditions and for three hypothetical climate change scenarios in Wajima-Yanagida catchment.

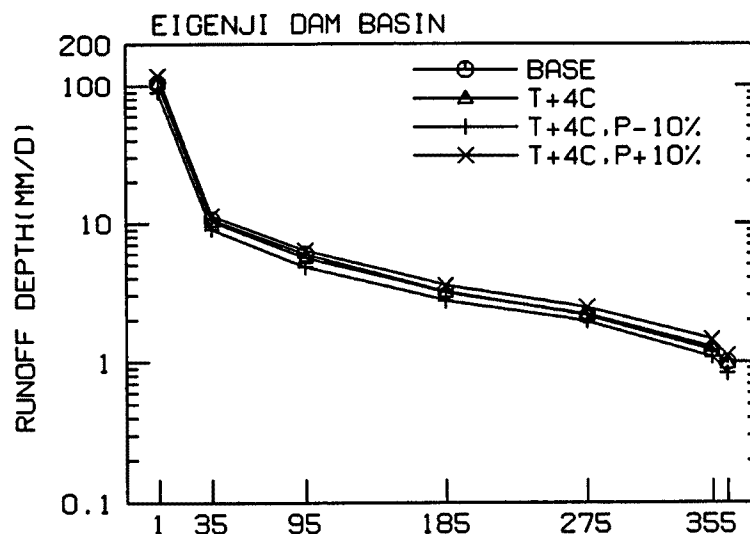


Fig. 15. Simulated average flow-duration curves for present climatic conditions and for three hypothetical climate change scenarios in Eigenji Dam basin.

るものと考えられる。とくに渇水量と年最小流量は、10%の降水量増加を想定した場合でも現況に比べて若干小さくなっている。一方、永源寺ダム流域の流況曲線では、気温上昇の影響はごくわずかで、降水量変化を伴う場合にのみ流況曲線の変化がみられる。

7. あとがき

本研究では、気温上昇を想定したいくつかの気候変化シナリオを設定して、輪島柳田流域および永源寺ダム流域において同定された長短期流出両用モデルにこれを入力し、現況との比較によって、温暖化が流域水循環に与える影響の評価を試みた。得られた結果を総括すると次のようである。

- 1) 気温上昇に伴って冬期の降雪が降雨に変わり、積雪量が顕著に減少する。とくに気温が4℃上昇した場合は、両流域ともに積雪量はほとんど0になる。
- 2) このため、輪島柳田流域では、冬期の流出量が増加し融雪期にあたる春期の流出量が著しく減少する。一方、永源寺ダム流域でも、融雪期において流出量の減少がみられるが、冬期の降水量が少ないこともあって、気温上昇が流出波形に与える影響は比較的小さく、降水量変化の影響の方が大きい。
- 3) 気温上昇に伴い、両流域ともに蒸発散量が年間を通して増加する。2～4℃の気温上昇に伴う年蒸発散量の増加は、輪島柳田流域では6～12%、永源寺ダム流域では5～10%で、降水量が変化しない場合は、年流出量はその分減少する。
- 4) 現況および気温上昇のみの場合の流況曲線を比較すると、輪島柳田流域では、気温上昇に伴って高水、低水流量ともに若干減少する傾向がみられるが、永源寺ダム流域では、気温上昇が流況曲線に与える影響はごくわずかである。

以上の結果より、同じ気温上昇を想定した場合でも、輪島柳田流域と永源寺ダム流域では、その影響の程度にかなり差があることが分かる。すなわち、気温上昇が流域水循環に与える影響は、対象とする地域によって異なるといえよう。今回の検討は、二つの流域を対象としたケーススタディに止まっているが、今後は温暖化の影響を地域別に明らかにしていくことが望まれる。

なお、本研究の対象流域の一つである輪島柳田流域は、農林水産省の「農地造成基礎諸元調査」の一貫として設置された試験流域である。同流域の観測は、北陸農政局計画部資源課によって行われたことを記すとともに、資料を提供して頂いた同資源課の関係者各位に深謝の意を表す。また、滋賀県永源寺ダム管理事務所から資料の提供その他多くの援助を受けたことを記し、関係者各位に深謝の意を表す。計算には、京都大学大型計算機センターのFACOM M-780/30を利用したことを付記する。

参考文献

- 1) 気候問題懇談会温室効果検討部会：温室効果気体の増加に伴う気候変化，1989，p.1.
- 2) 環境庁「地球温暖化問題研究会」編：地球温暖化を防ぐ，NHK ブックス，1990.
- 3) 地球温暖化影響研究会編：米国 EPA レポート抄訳，地球温暖化による社会影響，技報堂出版，1990.
- 4) 吉野文雄：地球温暖化による水文循環への影響予測，土木学会誌別冊増刊，第75巻第5号，1990，pp.18-21.
- 5) 吉野文雄・丹羽 薫・石井典夫・盛谷明弘：寒冷な時期と温暖な時期との降雨特性の比較検討，水文・水資源学会1990年研究発表会要旨集，1990，pp.128-131.
- 6) 盛谷明弘・丹羽 薫：長期観測資料に基づいた温暖化の水資源への影響評価について，水工学論文集，第35巻，1991，pp.647-652.
- 7) Nemecek, J. and J. Schaake: Sensitivity of water resource systems to climate variation, *Hydrol. Sci. J.*, Vol.27, No.3, 1982, pp.327-343.
- 8) Gleick, P.H.: Regional hydrologic consequences of increases in atmospheric CO₂ and other trace gases, *Clim. Change*, Vol.10, 1987, pp.137-161.
- 9) Mimikou, M., Y. Kouvopoulos, G. Cavadias and N. Vayianos: Regional hydrological effects of climate change, *J. Hydrol.*, Vol.123, 1991, pp.119-146.
- 10) Cooley, K.R.: Effects of CO₂-induced climatic changes on snowpack and streamflow, *Hydrol. Sci. J.*, Vol.35, No.5, 1990, pp.511-522.
- 11) Bultot, F., A. Coppens, G.L. Dupriez, D. Gellens and F. Meulenberghs: Repercussions of a CO₂ doubling on the water cycle and on the water balance—a case study for Belgium, *J. Hydrol.*, Vol.99, 1988, pp.319-347.
- 12) Lettenmaier, D.P. and T.Y. Gan: Hydrologic sensitivities of the Sacramento-San Joaquin river basin, California, to global warming, *Water Resour. Res.*, Vol.26, No.1, 1990, pp.69-86.
- 13) 角屋 睦・永井明博：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，1988，pp.31-38.
- 14) 永井明博・角屋 睦：流出モデル定数の最適化手法，京大防災研年報，第22号B-2，1979，pp.209-224.
- 15) 田中丸治哉・角屋 睦：長短期流出両用モデルによる農地造成の影響評価—農地造成が流域水循環に与える影響(Ⅱ)—，農業土木学会論文集(投稿予定)，1991.
- 16) 角屋 睦・田中丸治哉・永井明博・金口正幸：愛知川上流域への長短期流出両用モデルの適用と実時間洪水予測，水資源研究センター研究報告，第9号，1989，pp.45-60.
- 17) 田中丸治哉・角屋 睦：農地造成流域の流出および水収支特性—農地造成が流域水循環に与える影響(Ⅰ)—，農業土木学会論文集(投稿予定)，1991.
- 18) 菅原正巳：流出解析法，共立出版，1972，pp.161-167.

- 19) Penman, H.L.: Vegetation and Hydrology, Tech. Commun. No.53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England, 1963, pp.40-43.
- 20) Chang, J.H.: Global distribution of net radiation according to a new formula, Ann. Assn. Am. Geogr., Vol.60, 1970, pp.340-351.
- 21) 角屋 睦・永井明博：長短期流出両用モデルの永源寺ダム流域への適用と考察，農業土木学会論文集，第137号，1988，pp.71-78.
- 22) Brutsaert, W.H.: Evaporation into the atmosphere, D. Reidel Pub. Company, 1982, pp.222-223.
- 23) 気象庁編：温室効果気体の増加に伴う気候変化（Ⅱ），気候問題懇談会温室効果検討部会報告，大蔵省印刷局，1990，pp.19-34.