

地球温暖化による豪雪地域の水循環過程の変化

宇治橋 康 行*

Change of Water Cycle in Heavy Snow Region Due to Global Warming

Yasuyuki UJIHASHI

Global warming due to increasing of greenhouse gases is expected, and the predict rise is 1.5 to 4.5 °C in global mean temperature by CO₂ doubling. If this occurs, consequent changes may have significant impact on water cycle, especially in cryosphere. This study aims to know how much does global warming affect the water cycle in heavy snow region. On the basis of acceptable supposition of warming scenarios, the author perform runoff simulation using meteorological data and a distributed rainfall-runoff model coupled with a distributed snowcover model. The study area is Tedorigawa dam catchment. The numerical simulations reveal the significant change of flow regime, and spatial and temporal distribution of snowcover.

1. 緒 言

近年、地球規模の環境問題、なかでも人間活動による温室効果気体の増加にともなう気候の温暖化とその人間生活への影響、いわゆる地球温暖化問題が重要課題となっており、1992年6月リオデジャネイロで開かれた「国連環境開発会議」においても人類の英知を結集して地球環境問題に対処することが合意されている。「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）」の作業部会の報告¹⁾によれば、現段階では気候変動の時期、規模、地域パターンについては多くの不確定性があるものの、CO₂ 2倍時に対する全球平均地上気温は1.5°C～4.5°C上昇すると予想されている。したがって、土木工学、特に水文・水資源工学の立場から、現在利用し得る温暖化に関する情報を用いて気候変動が水循環過程、ひいては水資源システムに与える影響の予測・評価を行うことは将来あるいは目の前の対応戦略を考える上で重要であると考えられる。

最近のわが国の豪雪地域の暖冬、少雪年の例にみられるように温暖化は豪雪地域の水環境により大きな影響を与えることが予想される。そこで本研究では、手取川ダム流域を対象として日単位の分布型の積雪消長過程のシミュレーションモデルと分布型の流出モデルを用い、CO₂濃度2倍時に想定される気候変動により豪雪地域の水循環過程がどのように変化するかを数値シミュレーション的に検討した。

2. 解析方法

2.1 解析モデル

* 建設工学科 土木工学専攻

2.1.1 季節積雪の消長過程のシミュレーションモデル

わが国の豪雪地域の水循環を論じるには季節積雪の消長過程、特に融雪現象を考慮しなければならない。ここでは、気象官署あるいはダム管理事務所などにおいてルーチンの観測されている気象データ、降水量、気温、湿度、風速および雲量を用い、季節積雪の消長過程をシミュレートする著者らのモデル²⁾を用いた。モデルで考慮されている物理過程は降雪過程、積雪層の圧縮過程、融雪過程（表面融雪、積雪下面融雪および積雪層の冷却、融雪水の再凍結を含む）および融雪水の保持・浸透過程である。以下に各物理過程のサブモデルの概要を述べる。

1) 降雪過程

降雪過程では降水が降雨か降雪であるかを限界気温によって判定し、地上気温が限界気温以上であれば降水、以下であれば降雪とし、降雪の場合、新雪の密度、雪温、含水率を与える。1計算時間ステップ内（ここでは1日）の降雪を1回の降雪とし、1回の降雪が一つの積雪層を作るとする。限界気温の値には筆者の観測結果から 2.3°C を用いた。

2) 圧密過程

各積雪層の密度および層厚は積雪の変態、融解によっても変化するが、降雪期には積雪の圧縮により大きく変化する。積雪の圧縮は粘性圧縮理論を用いることにより次式により求められる。

$$\rho_s(t) = \frac{1}{\alpha} E_i^{-1} \left\{ \frac{1}{\eta} \int_0^t F dt + E_i (\alpha \rho_0) \right\} \quad (1)$$

ここに、 $\rho_s(t)$:降雪後 t 日目の雪の密度 (g/cm^3)、 ρ_0 :新雪の密度、 α : ρ_0 定数 ($=21 \text{ g}/\text{cm}^3$)、 η :定数 ($=1.6 \text{ g} \cdot \text{day}/\text{cm}^3$)、 F :積雪荷重 (g)、 t :時間 (day)、 E_i 、 E_i^{-1} :指数積分関数およびその逆関数である。

3) 融雪過程

融雪量、積雪層の冷却および融雪水の再凍結は積雪層内の熱収支式

$$Q_M = (1 - A_L)I + Q_L \downarrow + Q_L \uparrow + Q_H + Q_E + Q_C + Q_R + Q_G \quad (2)$$

に基づいて算定される。ここに、 A_L :アルベド、 I :日射、 $Q_L \downarrow$:大気放射、 $Q_L \uparrow$:雪面放射、 Q_H :顕熱伝達量、 Q_E :潜熱伝達量、 Q_C :雪中伝熱量、 Q_R :降雨により伝達される熱量、 Q_G :地中伝導熱である。いま、雪面に与えられる熱量を正とすれば $Q_M > 0$ のとき融雪あるいは雪温の上昇が起こり、 $Q_M < 0$ のとき融雪水の再凍結あるいは雪温の低下が生じる。式(2)の各項は前述の基本的な気象因子を用いてそれぞれ次のように計算される。

$$I = I_a (a + b \cdot 10^{-0.13m}) \quad (\text{雲量 } n < 0.3) \quad (3)$$

$$a = 1 - b - 0.061 \log_{10} e, \quad b = 0.43 + 0.016e, \quad m = \sec \theta_0$$

$$I = I_a (0.22 + 0.55(t_c - n)) \quad (\text{雲量 } n > 0.3, \quad t_c = 1.1) \quad (4)$$

$$A_l = 0.4 \{1.0 + \exp(-k_0 t)\} \quad (5)$$

$$Q_L \downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 (0.51 + 0.066 \sqrt{e_a}) \quad (6), \quad Q_L \uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (7)$$

$$Q_H = C_p \rho_a C_h (T_a - T_s) \quad (8), \quad Q_E = L_e C_e U (e_a - e_s) \quad (9)$$

$$Q_R = P T_p \quad (10)$$

ここに、 I_d :大気上端水平面日射量、 e :地表面付近の水蒸気圧、 θ_0 :南中時の太陽天頂距離、 k_0 :定数(=0.2)、 t :降雪後の日数、 ε_a :大気の射出率、 ε_s :雪面の射出率(=0.92)、 σ :ステファン・ボルツマン定数、 C_p :空気の定圧比熱、 ρ_a :空気の密度、 C_h :顕熱輸送のバルク係数(=0.002)、 C_e :潜熱輸送のバルク係数(=0.0021)、 L_e :氷の融解潜熱、 U :風速、 T_p :降雨の温度(通常露点温度に等しい)である。

また、地中伝導熱による積雪下面融雪量は筆者らの観測結果に基づき一定値(0.084 mm/day)として与えられる。

2.1.2 積雪の消長過程のシミュレーションモデルの流域スケールへの拡張

2.1.1で述べたモデルはポイントあるいは気象条件が一樣と見なせる狭い領域に適用するモデルであり、流域の水循環における季節積雪の役割を論ずる場合、モデルを流域スケールに拡張する必要がある。この拡張は、格子中央の値で格子を代表できるような空間スケールで流域を分割・離散化し、各領域内で前述のモデルを適用することによって行われる。この場合、モデルの実行に必要な降水、気温、風速などの気象因子の空間分布が必要となる。しかしながら、現在流域スケールで気象因子の空間分布を算定する方法は未だ確立されていない。そこで、本研究では気温については高度により一定の割合で減少するとし、降雨量、降雪量はともに高度により一定の割合で増加するとした。気温の高度減率および降水量の高度による割増率については対象流域内の観測データに基づいて決定した。後述する本研究での対象流域手取川ダム流域の場合、(気温の高度減率)= $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ 、(降水の割増率)= $0.0005/\text{m}$ となった。日射については水平面全天日射量の分布は考慮せず地形因子の影響による各格子領域ごとの受ける日射量の差を考慮した。すなわち、日射を直達成分と散乱成分に分け、格子分割された各領域を一つの斜面とみなし、斜面の勾配、方位により各斜面が受ける直達成分の差のみを考慮した。他の気象因子についてはとくに空間分布を考慮せず、観測点での値を全流域に用いた。また、流域は東経 $136^\circ33' \sim 136^\circ48'$ 、北緯 $36^\circ3' \sim 36^\circ17'$ の間をそれぞれ48等分する、格子サイズ $540 \times 469\text{m}$ の格子により分割した。

2.1.3 流出モデル

ここでの解析には積雪モデルに分布型モデルを用いていることおよび日単位の解析であることに対応し、流出モデルにはタンクモデルをベースとする筆者らのメッシュタンクモデル³⁾を用いる。モデルは基本的には4段直列貯留型のタンクモデルであるが、流出成分により空間的集中化スケールを変えている。応答の早い流出成分に対しては積雪の空間分布の算定に用いたと同じ格子サイズを用いて集中化し、遅い成分に対しては支川流域単位に集中化し、地下水流出成分に対しては全流域で一つのタンクと考えて集中化を行っている。モデルの構造を図-1に示す。蒸発量の算定にはHamon式を用いている。

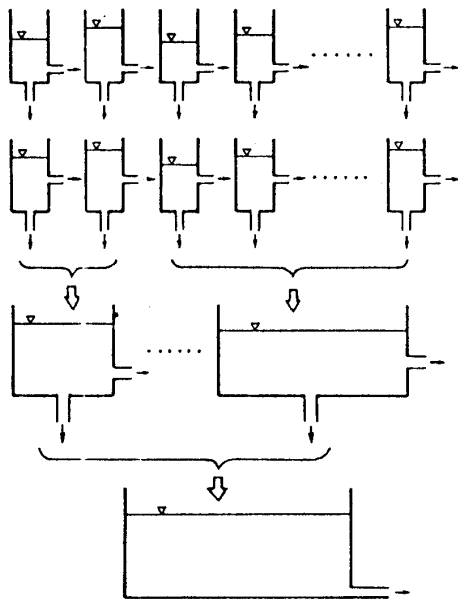


図-1 メッシュタンクモデルの概念図

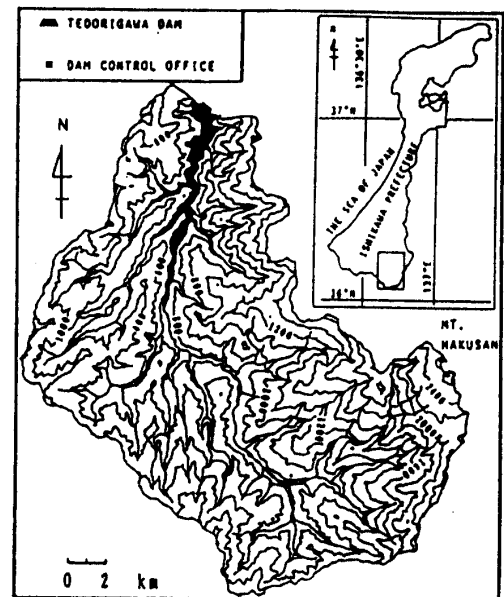


図-2 手取川ダム流域概要図

2.2 対象流域および解析手順

対象流域手取川ダム流域は石川県東南部に位置し、白山（標高2,702 m）に源を発し日本海に流入する手取川の上流域であり、流域概要は図-2に示すようであり流域面積は247.2 km²である。流域の標高は463 m～2,700 mであり、平均標高は1,070 m、流域の約50%は標高1,000 m以下、約90%が1,500 m以下である。ダムサイトでの年間降水量は2,600～4,000 mmであり、その20～60%が降雪である。年総流出量は3,600～5,500 mmである。解析は1982年12月から1991年11月までの9年間のデータを用い、流出モデルのパラメータを同定し、次に9年間のデータの気温、降水量を温暖化条件にしたがって単純に増減させ、流域条件の変化は考慮せず、モデルパラメータは現状と同じものを用いてシミュレーションを行い、現状との比較により温暖化の影響を予測・評価することとした。

2.3 温暖化条件

ここでは、年間一様に気温が ΔT (°C) 上昇し、降水量が ΔP (%) 増減する条件（一様条件と呼ぶ）および世界の代表的な大循環モデル（以下GCMと略記する）のアウトプットから得られる季節変動を考慮した条件（GCM条件）を考える。一様条件としては $\Delta T = +3^{\circ}\text{C}$ とし、 $\Delta P = -10\%$, 0 , $+10\%$ とする。GCM条件としてはゴダード宇宙研究所（GISSと略記）およびアメリカ大気研究センター（NCAR）の2つのGCMのアウトプットをIPCCの報告書⁴⁾より読み取り用いた。各温暖化条件の ΔT , ΔP を表-1に示す。

3. 解析結果および考察

年間一様条件に対する流出量の変化予測結果の一例を図-3に、また積雪深の経時変化、空間分布の変化および累加流出量の変化を図-4、図-5および図-6にそれぞれ示す。図-3を見ると温暖化により12月中旬から3月中旬の流量が温暖化なしの場合に比べ大きく、現状ではみられない小さなピークがいくつか見られ、温暖化しない場合では融雪が3月中旬に始まり4月中旬に最盛期を迎えるのに対し、融雪の時期が約1ヶ月早くなり融雪流出の規模はやや小さくなっていることが分かる。ま

表-1 シミュレーションに用いた温暖化条件

温暖化条件名	条 件	Dec.～Feb.	Mar.～May.	Jun.～Aug.	Sep.～Nov.
年間一様 (A)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	3.0	3.0	3.0	3.0
	ΔP (%)	0	0	0	0
年間一様 (B)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	3.0	3.0	3.0	3.0
	ΔP (%)	-10	-10	-10	-10
年間一様 (C)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	3.0	3.0	3.0	3.0
	ΔP (%)	+10	+10	+10	+10
GCM:GISS	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	3.0	3.0	3.0	3.0
	ΔP (%)	0	-5	-10	-5
GCM:NCAR	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	5.0	4.0	3.0	4.0
	ΔP (%)	0	+10	+20	+10

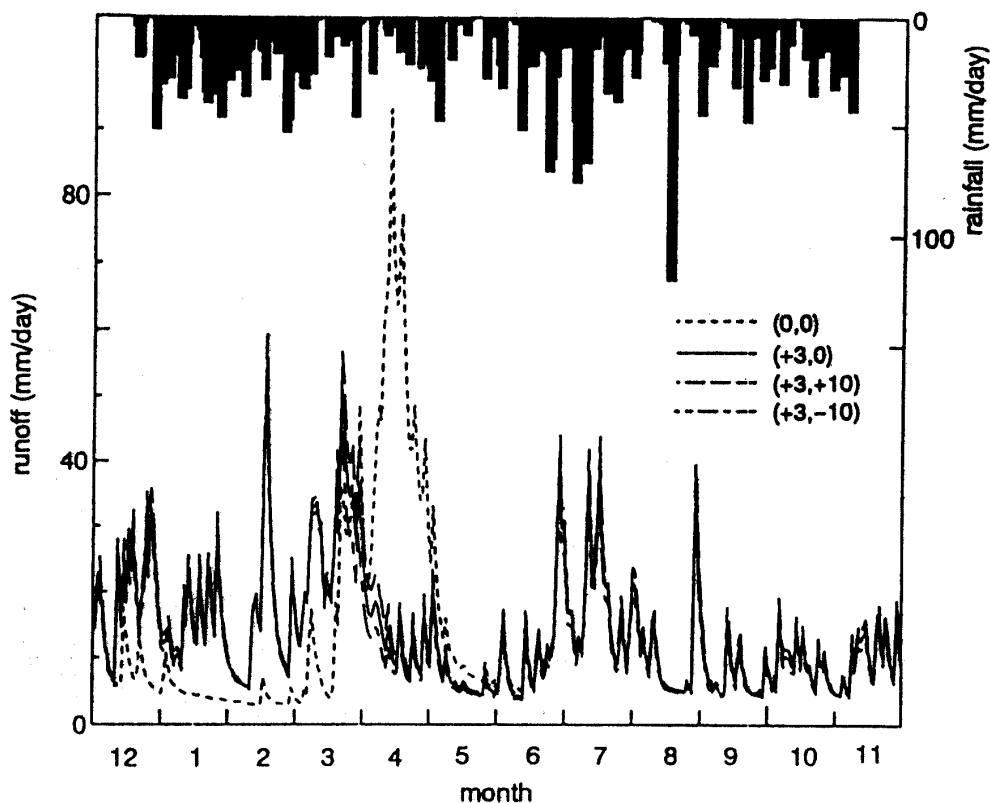


図-3 温暖化による流出変化のシミュレーション結果

た、積雪、融雪の影響がなくなる6月以降では流出にほとんど差が見られず蒸発の影響は現れていない。12月から5月の流出の差は、初冬および標高の低い地域において現状では降雪であるものが温暖化により降水となり流出することおよび融雪が促進されるためである。このことは図-4の手取川ダムサイトでの積雪深の経時変化および図-5の積雪深の空間分布の差にも明確に示されている。ダムサイトでは根雪の生じる時期が1ヶ月以上遅れ、逆に消雪日が1ヶ月以上早くなっていること、流域内の積雪量が著しく減少していることが分かる。流況の変化は図-6においてより明瞭に示され、温暖化により流況がより平滑化されていることが分かる。総流出量は降水量に変化がない場合ほとんど同じであり、単に気温のみが上昇する場合、豪雪地域ではむしろ流況が改善される。この傾向は他の年のデータを用いた場合やGCM条件を用いた場合でもほぼ同様であり、結果を表-2に9年間の

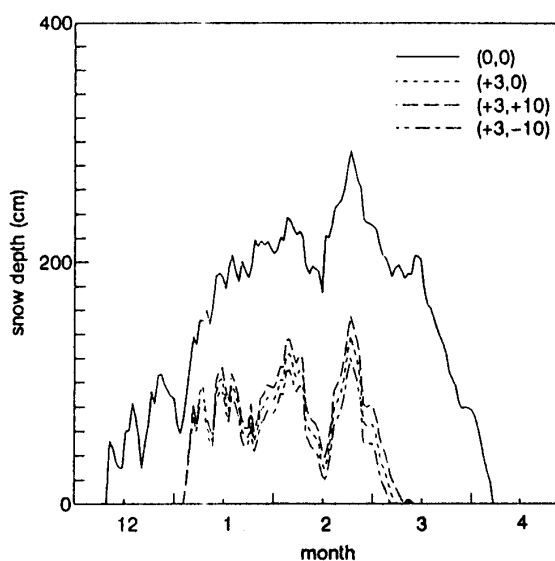


図-4 温暖化による積雪深の変化

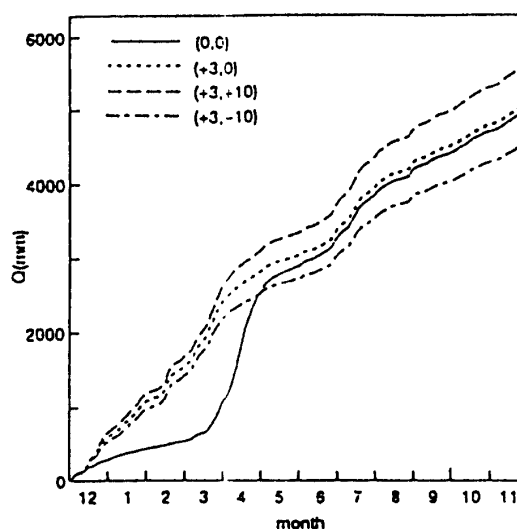
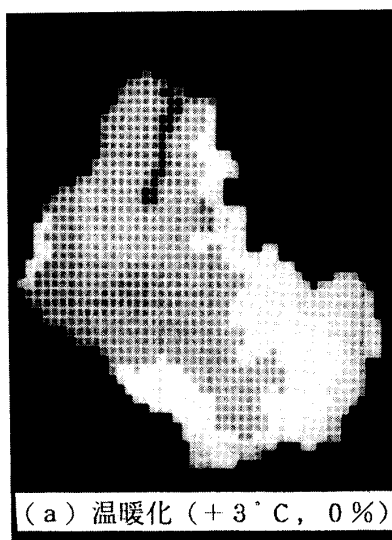
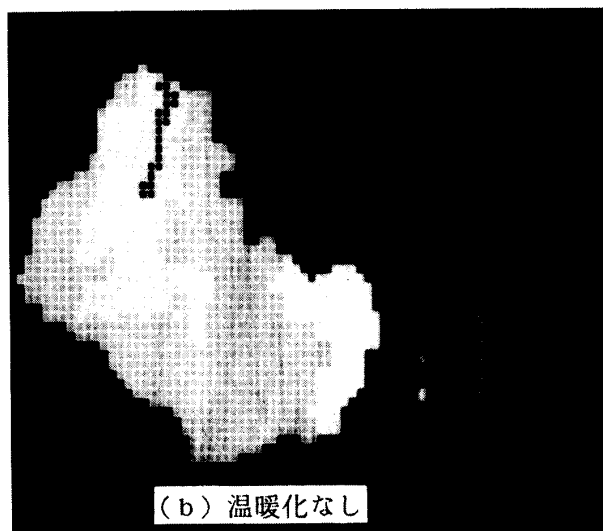


図-5 温暖化による累加流量曲線の変化



(a) 温暖化 (+3°C, 0%)



(b) 温暖化なし

図-6 温暖化による積雪の空間分布の変化

表-2 温暖化による流況変化のシミュレーション結果

温暖化条件名 $\Delta T (^{\circ}C), \Delta P (\%)$		A 3, 0	B 3, -10	C 3, +10	GISS 3, -10 ~ 0	NCAR 3~-5, 0~20
年間第 1 位		0.82	0.89	0.66	0.80	0.84
年間第 2 位		0.83	0.92	0.75	0.81	0.84
年間第 3 位		0.81	0.89	0.73	0.81	0.83
豊水流量 (95位)		1.10	1.19	0.95	1.02	1.18
平水流量 (185位)		1.17	1.31	1.00	1.12	1.38
低水流量 (275位)		1.19	1.31	1.04	1.12	1.34
渇水流量 (355位)		1.18	1.33	1.09	1.18	1.30
年間第 363位		1.18	1.34	1.13	1.18	1.27
年間第 364位		1.18	1.33	1.09	1.19	1.28
年間第 365位		1.11	1.33	1.07	1.18	1.27

(流量は温暖化無し、すなわち、現状の流量に対する比で表している。)

平均値として一括して示す。流況の平滑化により年間上3位までの流量が減少し、豊水量以下の流量が増加していることが分かる。

4. 結 語

本研究では地球温暖化が豪雪地域の水循環過程にどのような影響を及ぼすかを数値シミュレーション的に検討した。得られた結果を要約すれば以下のようである。

- 1) 標高の低いところでは根雪の発生する時期が遅れ、消雪日が早くなり積雪期間が1~2ヶ月減少する。流域全体の積雪量も大きく減少する。
- 2) 12月中旬から3月中旬の冬期渇水期の流量が増加し、融雪流出の時期が約1ヶ月早くなり規模は小さくなり、流況は全体として平滑され、年間上位の流量は減少し、豊水量以下の流量は増加する。
- 3) 融雪の影響がなくなる6月以降では流況にほとんど差がなく蒸発の影響はみられない。

謝辞:本研究の遂行に当たって建設省金沢工事事務所流域調整課に大量のデータを提供して頂いた。また、本研究は、文部省科学研究費補助金・総合研究(A), 03302046「地球温暖化のもとでの水資源システムの安全度評価と耐渇水方策に関する総合的研究」(代表・小尻利治)による成果の一部である。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) IPCC,WMO/UNEP:Climate Change - The IPCC Scientific Assessment, J.T.Houghton et al.(eds.), Cambridge University Press, 1990.
- 2) 宝馨:地球温暖化シナリオのもとでの河川流況解析, 第4回水資源に関するシンポジウム前刷集, pp.740-750,1992.
- 3) 安藤義久, 合田十三夫:地球温暖化による河川流出への影響評価に関する研究, 第4回水資源

に関するシンポジウム前刷集, pp.739-744, 4992.

- 4) Ujihashi, Y. and Takase, N.: Simulation of Time Variation in Seasonal Snowcover Based on Routinely Available Data, Journal of Natural Disaster Science, Vol.13, No.2, pp.57-68, 1991.
- 5) 宇治橋康行, 高瀬信忠, 松田千周: メッシュタンクモデルによる日流出解析, 水工学論文集, 第36巻, pp.623-628, 1992.
- 6) 全出の1)

(平成8年12月9日受理)