

分布型モデルを用いた長期流出解析の検証

大気水圏ダイナミクス研究室 土田高義
指導教官 早川典生
陸 旻皎

1. 研究背景と目的

有効な水利用、水管理を行うためには水文循環過程の解明及び予測手法の確立が必要である。しかし、山間部などにおける降水量の把握は困難であり明確な水収支の解明はされていない。それらを予測する手法として、流域内の分布した情報を反映できる分布型水文モデルが挙げられる。過去の融雪流出解析や洪水解析事例では、流域特性を示すパラメータを対象期間毎に同定していた。そのため、得られた結果は対象期間毎に異なり、定数が与えられていなかった。また、対象流域における水文循環過程の把握には、降水事象から流域への水分貯留や蒸発散等を考慮する必要がある。そのためには、長期的な流出解析が必要であり、その結果からパラメータ同定を図らなければならない。

本研究の目的は、分布型融雪流出モデルを用いた長期流出解析における適合性の検証、及び対象流域の水資源量に関する諸量の把握である。

検討方法として、3年間連続データの解析によりパラメータ同定を行った。同定したパラメータを用いて、3年間を含めた11年間の長期流出解析により適合性の検証を行い対象流域における水資源に関する諸量を推定した。

本研究では、11月1日から翌年10月末までを1計算年とする。

2. 流域情報

本研究の対象流域は、新潟県南魚沼郡に位置する魚野川流域の六日町地点より上流域である。集水面積は約355 km²、平均標高約760mである。図1に魚野川上流域を示す。

気象情報

モデルへの入力値に使用する気象情報として、気象庁 AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System)観測による湯沢地点の時間気象データ及び塩沢地点の時間降水量データ、国土交通省により観測されている、清水地点、六日町地点の時間降水量データを用いている。

河川流量データ

国土交通省六日町水位観測所における時間流量データから、清津川より魚野川へ発電用水として取水放流されている水量を引いた値を用いた。

地理情報

対象流域の地理情報として2万5000分の1地形図より100m間隔のメッシュデータを使用した。

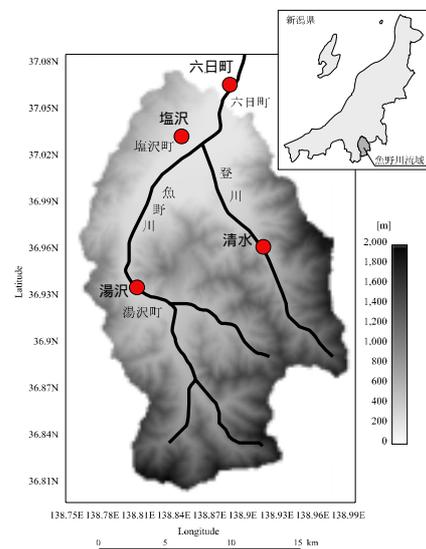


図1. 魚野川上流域

図2に、1987年から1998年までの対象流域の降水量観測地点をティーセン法により配分し平均した年間降水量と六日町地点における年間流出高を示す(1990-1991年の流量は欠測)。

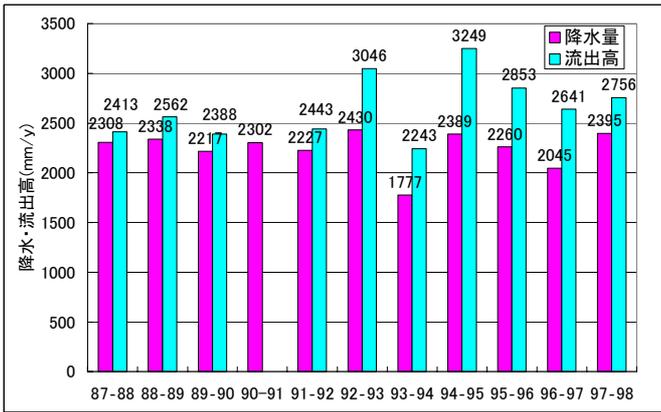


図 2. 年間の降水量と流出高

図 2 より、年降水量が年流出高より少ないことが指摘される。これは、観測点の降水量計では流域全体の降水量を計測する事が困難である事を示し、特に山間部における降水、降雪量が正確に計測されていないためと思われる。

3. 分布型融雪流出モデル

本研究で用いる分布型融雪流出モデルのフローチャートを図 3 に示す。分布型融雪流出モデルでは、分割した各メッシュにおいて気温(本研究では 2)により雨雪判別を行い、降雪ならば降雪量補正を行い、降雨であれば融雪流出モデルを適用する。降水、融雪水による土壌への水分量の浸透-流出過程の計算に新安江モデルを適用し、各メッシュの流出量を算出する。各メッシュからの流出量は擬河道網を介して *Kinematic-wave* 法により追跡し、流域出口の流出量を算出する。

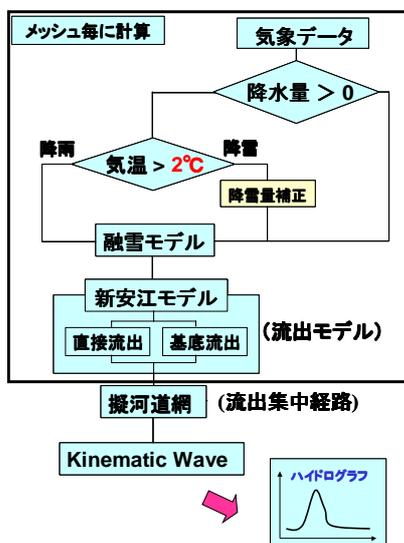


図 3 . 分布型融雪流出モデル

3.1 降水量補正

図 2 より、降水量補正及び標高による降雪量増加を補正する必要があるとされ、式(1)に補正式を示す。A は、風等により捕捉されない降水量を補正する係数。B は標高による降雪量増加を表す係数である。補正式は気温 2 以下で適用される。

$$P(h) = A(1 + B(h - h_{gauge}))P(h_{gauge}) \quad (1)$$

A: 降水量補正係数 B: 降雪量標高補正係数

$P(h)$: 各メッシュの降水量 h : 各メッシュの標高

$P(h_{gauge})$: 観測点の降水量 h_{gauge} : 観測点の標高

3.2 融雪モデル

融雪量は以下の 3 因子により算出している。各メッシュに積雪が存在する場合、単位時間に発生した融雪熱量により流出が生じる。式(2)に示す。

$$M_{cal} = M_r + M_d + M_p \quad (2)$$

M_{cal} : 総融雪量 [mm] M_r : 放射収支による融雪量 [mm]

M_d : 顕熱による融雪量 [mm] M_p : 降雨による融雪量 [mm]

3.3 新安江モデル

流域土壌の浸透-流出過程の計算に新安江モデルを適用した。図 4 に新安江モデルの概要図を示す。本研究では、土壌へ浸透した水分量を直接流出と基底流出に分離する二成分新安江モデルを用いた。新安江モデルでは、降水 P が生じた場合、貯水能力 WPM に達するまで流出は発生しない。貯水能力を満たしてから最終浸透能 F_c で浸透した水分量が基底流出 R_g となり、浸透能を超えた水分量が直接流出 R_s となる。基底流出 R_g は、式(3)に示す地下水減衰係数 C_g が与えられ q_g となる。

$$q_{g(i)} = q_{g(i-1)}C_g + R_{g(i)}(1 - C_g) \quad (3)$$

直接流出 R_s は、式(4)に示す地表水減衰係数 C_s の影響により q_s となる。そして、 q_g と q_s の和が流出量 Q となる。

$$q_{s(i)} = q_{s(i-1)}C_s + R_{s(i)}(1 - C_s) \quad (4)$$

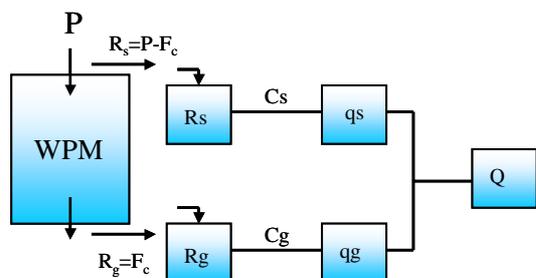


図 4. 二成分新安江モデル

新安江モデルでは、蒸発散の構成要素として流域貯水能力を三層の土壤層(上層、下層、深層)に分けている。水分量の補給及び蒸発散による消費を、上層、下層、深層の順に補給及び消費を再現している。各層からの蒸発散量を式(5)～(7)に示す。WLMは下層の貯水能力、WL、WDは下層、深層の土壤水分量を示す。Cはモデル定数である。本研究では、式(8)の Priestley-Taylor 法により蒸発散能 E_p を算出している。図 5 に概要図を示す。

$$E_u = E_p \quad (5)$$

$$E_l = E_p \max\left(\frac{WL}{WLM}, c\right) \quad (6)$$

$$E_d = \min(E_l - WL, WD) \quad (7)$$

$$E_p = \frac{\alpha}{\lambda} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (8)$$

$$R_n = (1 - albedo)R \quad (9)$$

$\alpha=1.26$: 水の気化熱 λ : 飽和水上気圧の勾配

c : 乾湿計定数 R_n : 地表面への放射 R : 入射放射量

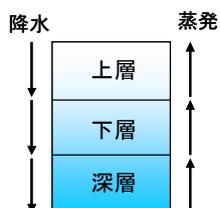


図 5. 土壌水分の移動

4. 入力値の補正係数及びパラメータ同定

本研究では、モデル入力値の補正及びモデルパラメータ同定によりモデル計算結果の最適化を図る。最適化を行う順番を 1～6 とし、補正及び同定した値を表 1 に示す。補正值及びモデルパラメータ同定のためのモデル実験対象期間は 1992 年～1995 年までの 3 計算年とした。

表 1 . 最適化を行うパラメータ

1	初期流量 Q_0	モデル入力値
2	可能蒸発散量補正係数 E_v	入力値補正係数
3	地下水減衰係数 C_g	新安江モデルパラメータ
4	最終浸透能 F_c	新安江モデルパラメータ
5	地表水減衰係数 C_s	新安江モデルパラメータ
6	降水量補正係数 A	入力値補正係数
	降雪量標高補正係数 B	入力値補正係数

補正係数及びパラメータの同定を行うにあたり、計算流出量と実測流出量を比較する指標として、式(10)に示す Nash and Sutcliffe(1970)の効率係数 e を用いた。 $Q_0=Q_c$ で $e=1$ であり、この値が 1 に近いほどモデル計算値の再現性が高い事を示す。各値の同定手法を以下に説明する。

$$e = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (Q_{ob(i)} - Q_{c(i)})^2}{\sum_{i=0}^n (Q_{ob(i)} - Q_{ob(mean)(i)})^2} \quad (10)$$

Q_{ob} : 実測流量 Q_c : 計算流量

$Q_{ob(mean)}$: 実測流量の平均

4.1 初期流量 Q_0

初期流量 Q_0 は、計算開始時の基底流出量に適用される。直接流出量が含まれた値を用いた場合、地下水減衰係数の値が大きい程流域の貯水量を過大評価し、水収支に影響を与える。 Q_0 は直接流出の影響がない無降水時期を選定し、計算開始時間とする。

4.2 蒸発散量の補正

式(8)を用いて算出した実蒸発散量は 1987～1998 年で約 900～1100(mm/年)の値を示した。北陸地方では約 600～700(mm/年)と報告される。本研究では、 E_p が過大評価であるとし、 E_p に係数 E_v を乗じ、北陸地方の平均値を示すよう補正を行った。過大評価の原因として地表面からの放射、地中伝導熱等が挙げられる。

4.3 新安江モデルパラメータの最適化

地下水減衰係数 C_g

地下水減衰係数 C_g により、基底流出量が決定される。そのため、直接流出の影響がない無降水期間に着目しパラメータ同定を行う。

最終浸透能 F_c

最終浸透能は直接流出の影響がない無降水期間に着目して同定する。後に同定する降水量補正係数 A 及び降雪量標高補正係数 B 、地表水減衰係数 C_s も着目する流量に影響するため同時に検討を行う。パラメータ A, B, C_s を含めた 4 パラメータを変化させ、モデル実験を行った。モデル実験のパラメータ範囲を表 2 に示す。本研究では $F_c : 40$ を最適値とした。

表 2. F_c モデル実験範囲

	範囲	間隔
F_c	10~60	10
C_s	0.1~0.6	0.1
A	1.0~2.0	0.2
B	0.0001~0.003	0.0005

地表水減衰係数 C_s

地表水減衰係数により、直接流出が決定されピーク流量となる。 F_c 同定後に計算値と実測値のピーク流出において適合性の良いパラメータを選定する。融雪流出現象を含む河川においては、大きく分けて融雪流出によるピーク流量と降雨流出によるピーク流量がある。本研究では、融雪流出モデルを介しているため、降雨流出に着目し C_s を決定し、 $C_s : 0.3$ を最適値とした。

4.4 降水量補正及び降雪量標高補正

新安江モデルのパラメータを決定後、入力値となる降水量の補正係数の推定を行う。2つの補正係数に定数を与え、計算値と実測値を比較し最適化を行った。表 3 にモデル実験で用いたパラメータ A, B の範囲を示す。図 5 は A, B -効率係数 e の等高線図であり、降水量補正係数 $A = 1.7$ 、降雪量標高補正係数 $B = 0.0009$ で最高値を示し、 $e=0.71$ の Nash 効率を得た。図 5 は $A = 1.7$ 、 $B = 0.0009$ を中心とするが、周囲との値の差が小さく、僅かなパラメータ変化により中心が変化すが、本研究における代表値とした。最適化により決定したパラメータを表 4 に示す。

表 3 パラメータ A, B の実験範囲

	範囲	間隔
A	1.2~2.5	0.1
B	0.0001~0.0025	0.0001

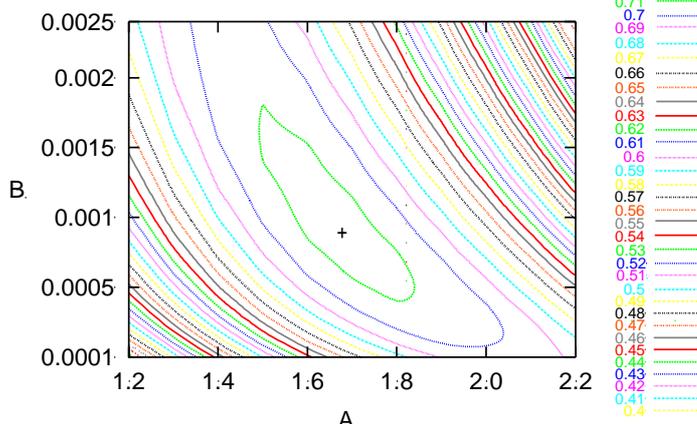


図 5. A, B による効率係数 e の値

表 4. 決定したパラメータ

	E_v	C_g	F_c	C_s	A	B
同定値	0.55	0.995	40	0.3	1.7	0.0009

5. 結果と考察

表 4 の値を用いて、1987 年から 1998 年までの 11 計算年に渡る解析を行った結果を以下に示す。

図 6 は 1987-1988 年における解析結果である。図 6 上段から、湯沢地点における時間気温データ (上段)、実測流量と計算流量のハイドロ-ハイトグラフ (中上段)、実測流量から計算流量を差し引いた誤差 (Err) グラフ (中段)、年間累積の流出高-降水高のグラフ (中下段)、時間融雪量のグラフ (下段) を示す。図 6 のハイドロ-ハイトグラフより、概ね実測値の流況を再現している。しかし、Err 値のグラフより融雪流出、降雨流出期で誤差が見られる。大きな正の誤差の後に負の誤差が生じており、ピーク流出をモデル計算値が再現しきれていない事とモデル計算流出量の遅れが挙げられる。また、累積の流出高-降水高のグラフより流域の水収支を比較的再現していると言える。そして、時間融雪量のグラフより対象期間における融雪流出を把握した。

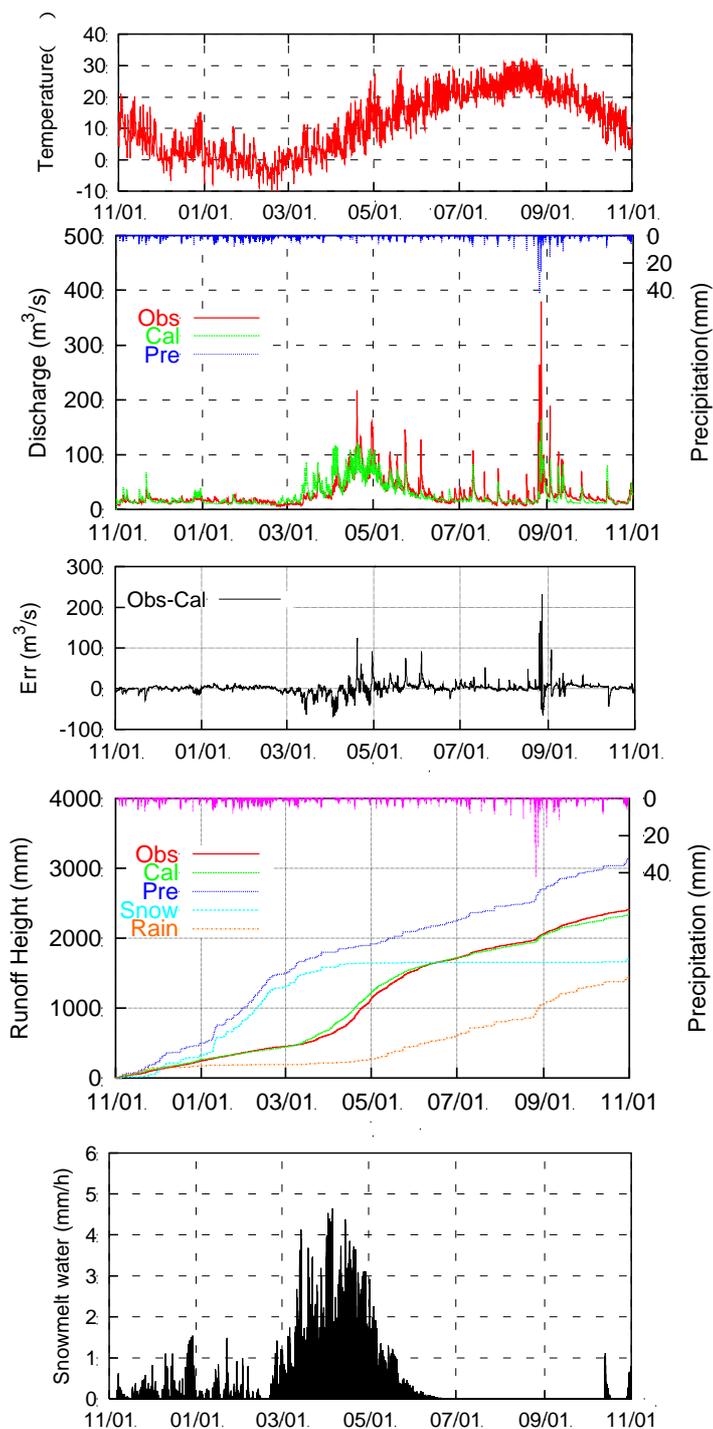


図 6. 1987-1988 計算年における解析結果
AMeDAS 湯沢地点の時間気温(上段)、
ハイドロ-ハイトグラフ(中上段)、誤差(中段)、
累積流出高-降水高(中下段)、融雪高(下段)

図 7 に年間の実測流出高と計算流出高を示す。91-92 年を除いて、計算流出高が実測流出高を下回る傾向にある。94-95 年、96-97 年、97-98 年を除いて、実測流出高と誤差 ± 10% の範囲内に収まっ

た。上記の 3 計算年においては、図 2 において補正前の降水量と実測流出高を比較した場合、特に降水量の割合が少ない傾向にある。補正を行った場合においても、流出量が少なく降水量が少なく見積もられている。原因として点におけるデータの利用、補正式、実測流量データの誤差などが挙げられる。図 8 に補正前の年間降水量と降雪量、表 5 に補正後の降水量-降雪量の割合を示し、図 9 にそのグラフを示す。補正前の降水量では、水収支のバランスが取れていなかったが、降水量補正を行うことにより良好な結果を得た。補正した降水量は 11 年平均で 3120(mm/y)であり、魚野川上流域の降水量の豊富さを表している。補正を行った降水量が流域を代表する値と考えられ、把握が困難である積雪現象を含む山間部の降水量を推定した。また、年間降水量に対する降雪量の割合は約 40% ~ 70% を示し、11 年平均で 57% の値を得た。殆どの年において年間降水量の半分以上が降雪であると推定された。対象流域における降水量に対する降雪割合を把握した。また、図 10 に年降水量 年蒸発散量-実測流出量を示す。

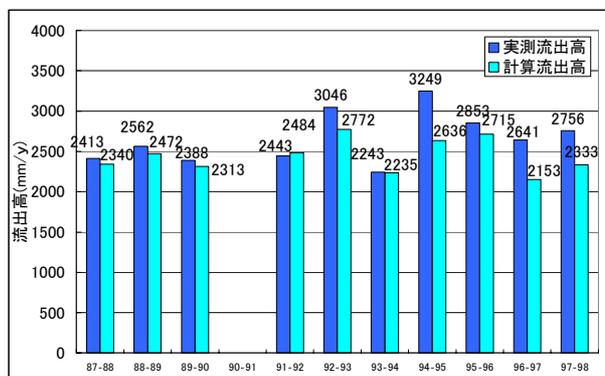


図 7. 年間の実測流出高と計算流出高

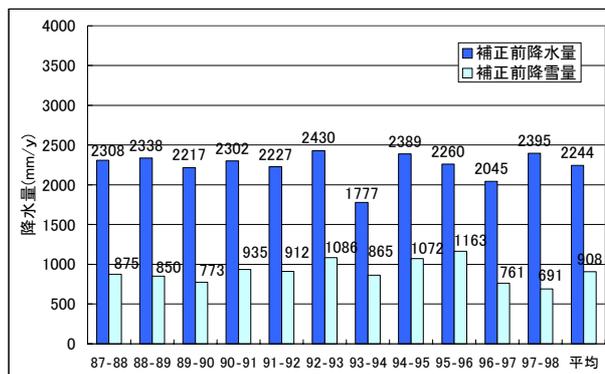


図 8. 補正前の年間降水量と降雪量

表 5.補正後の年間降水量と降雪量の割合

期間	降水量	降雪量	降雪割合
87-88	3139(mm)	1703(mm)	54%
88-89	3126(mm)	1635(mm)	52%
89-90	2939(mm)	1490(mm)	51%
90-91	3226(mm)	1855(mm)	58%
91-92	3102(mm)	1785(mm)	58%
92-93	3497(mm)	2150(mm)	61%
93-94	2640(mm)	1725(mm)	65%
94-95	3435(mm)	2115(mm)	62%
95-96	3406(mm)	2299(mm)	67%
96-97	2754(mm)	1469(mm)	53%
97-98	3061(mm)	1356(mm)	44%
平均	3120(mm)	1780(mm)	57%

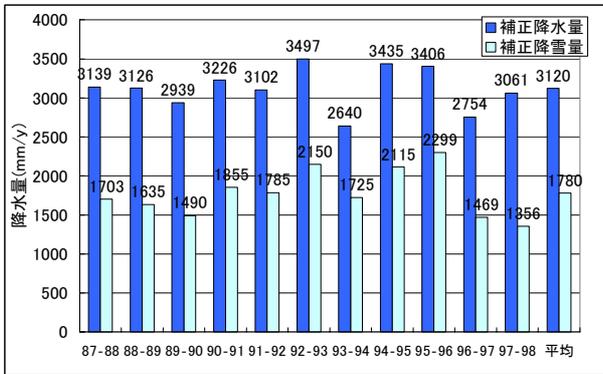


図 9.補正後の年間降水量と降雪量

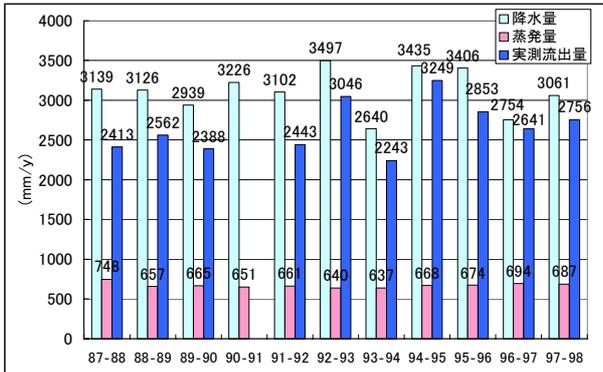


図 10.各年の水資源に関する諸量

6. 結論

本研究における結果を以下に示す。

- ・複数のモデル実験により長期間に適用可能な入力値の補正係数及び新安江モデルパラメータの推定を行った。
- ・推定したパラメータより、11年間連続の長期流出解析を行い、定量的に把握されていない対象流域の降水量、降雪量、融雪流出期間を提示した。降水量は、気象観測点により観測されている値を補正した値であり、流域の代表値となる降水量であると言える。また、年間降水量の約57%が降雪であるという結果を得た。そして、融雪流出量を出力する事により、流域の雪氷水資源の評価に繋がったと言える。
- ・分布型融雪流出モデルの長期流出解析に対する適用性、降雪融雪現象を含む山間流域における適用性の確認を行った。

参考文献

- R-J,Z: The Xinganjiang model applied in China, *J.Hydrol*, (1992),pp371-381
- 陸旻皎:分布型水文情報に対応する流出モデルの開発 長岡技術科学大学博士論文
- 龍見栄臣:降雪融雪現象を含む流出過程の分布型モデルによる解析 長岡技術科学大学修士論文 (2000)
- 上米良秀行:地域水文特性を考慮した陸域地表面の水・熱収支に関する研究 長岡技術科学大学修士論文 (2002)
- 近藤純正:水環境の気象学 -地表面の水収支・熱収支- 朝倉書店 (1994)