

関川流域における流出過程に関する研究

大気水圏ダイナミクス研究室 宮下貴位

指導教官 早川典生

1. 背景と目的

日本海川の北陸地方は世界でもまれに見る豪雪地帯であり、冬季における降水量は年間降水量の約20~50%を占めている。我が国において、雪は重要な水資源賦存量であるとともに、春先に発生する融雪出水に伴う長期的な高出水などの災害の要因でもある。このように、雪は重要な水資源であると同時に、災害の要因であるという二面性を兼ね備えている。しかしながら、豪雪地帯や山岳地帯では降雪・融雪特性を把握することは困難であるため、モデルによる再現、予測の必要性が高まってきた。

そこで、本研究では将来的に水資源の逼迫が予想され、かつ過去に分布型モデルによる降雪・融雪期を含んだ期間での流出解析が行われていない関川流域を対象とし、1年間を通した分布型融雪流出モデルによる長期流出解析を行うこととした。流域出口における計算流量と実測流量を比較することでモデルの検証を行う。また同時に解析結果と実測値が合うようにモデルパラメータの最適値を得ることを目的とする。その際必要となる降水分布や気温分布などの気象特性を考慮するために、流域内の気象観測点の情報を取り入れることとした。その後、年間流出を作る成分について明らかにする。

なお、過去に様々な流域で分布型流出モデルを適用した研究が行われているが、メッシュサイズが500mや100mといったサイズである。本研究ではそのサイズを50mとすることにより、さらに流域を細分化し、流出量を算出する。

2. 流域概要と使用データ

・対象流域

本研究では新潟県上越地方の関川流域における高田水位流量観測所より上流域を、対象流域とした。流域面積は711.12 km²、高田水位流量観測所より上流の流路延長は約58 kmである。図-1に対象流域を示す。

・使用データ

地理情報として、流域内外の標高データを判別するための流域界、擬河道網作成に必要な実河道データを、ともに2万5千分の1地形図より得て、標高データについては50mメッシュの国土数値地理情報を使用した。

各種水文情報として、国土交通省高田河川国道事務所提供の高田水位流量観測所における時間流量データ、同事務所提供の高田、二子島、三頭、青柳、赤倉観測所の時間降水量データ、流域内の気象庁AMeDAS観測所である関山、樽本、筒方の時間降水量

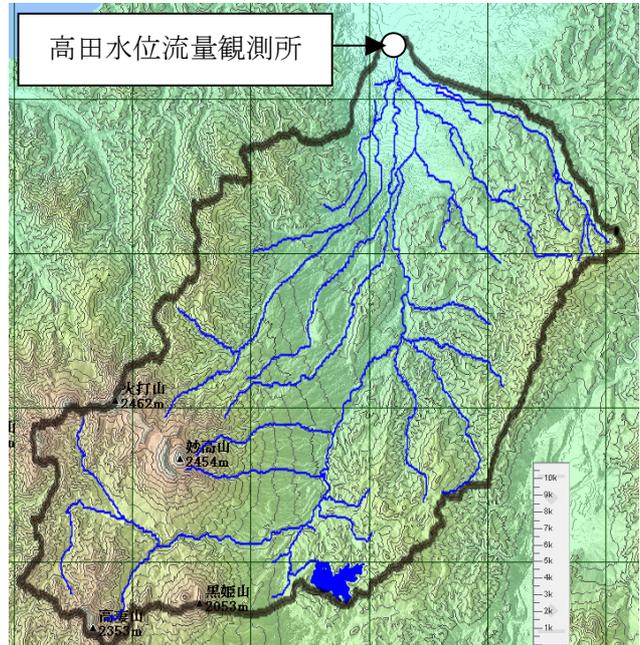


図-1 関川流域（高田水位流量観測所上流）

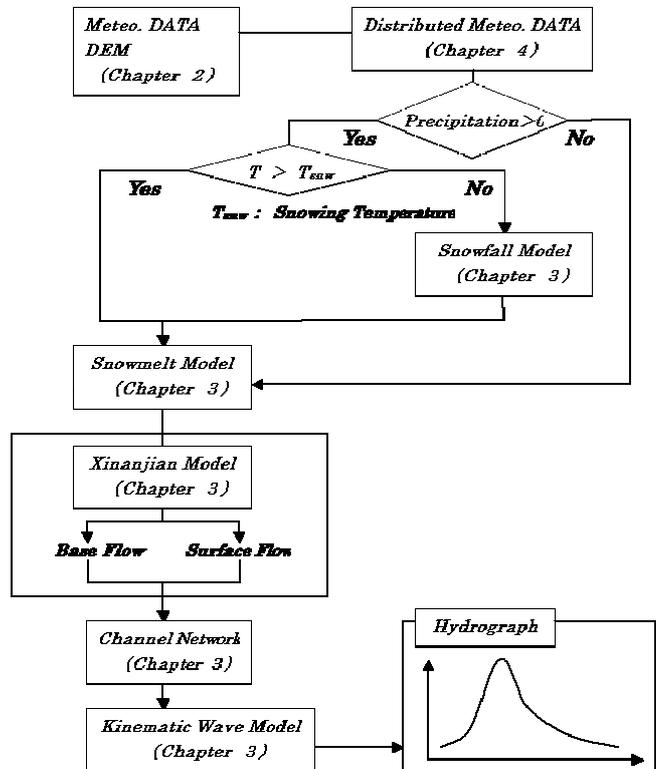


図-2 分布型融雪流出モデルの概要

データを使用した。

気象情報として、AMeDAS 関山観測所における気温、日照時間を使用した。

3. 分布型融雪流出モデル

分布型融雪流出モデルは、流域をメッシュ標高データで表現し、実河道の特性を考慮して形成される擬河道網を流出追跡する分布型流出モデルと、各メッシュでの気温より降雪を判定する降雪補正モデル、熱収支項を各メッシュ点で計算して融雪量を算出する融雪モデルを組み合わせたモデルである。図-2に分布型融雪流出モデルの概要を示す。

3.1 降雪補正モデル

本研究では、地形効果に関して、一般にいわれている「降雪は高度とともに直線的に増加していく」ことをモデル化し、以下の式を用いて各メッシュでの降雪量の補正を行った。

$$P(h) = A(1 + B(h - h_{gauge}))P(h_{gauge}) \quad (3.1)$$

ここで、 $P(h)$ と h は各メッシュの降水量と標高、 $P(h_{gauge})$ と h_{gauge} は降水量観測点の降水量と標高で、 A と B はそれぞれ、降水量補正係数（雨量計捕捉率の逆数）と降雪量標高補正係数である。

3.2 融雪モデル

融雪は日射および大気放射が斜面の勾配、方角および周辺地形などの地形要素に影響される。また、地形因子のみならず、顕熱や潜熱も気温、風速などの気象因子の影響を受ける。このような融雪過程をモデル化し、以下の式で示す。

$$M_{cal} = M_r + M_d + M_p \quad (3.2)$$

ここで、 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]である。

3.3 新安江モデル

新安江モデルは地表面水収支過程のみを取り扱っており、上層・下層・深層から成る多層モデルである。

新安江モデルは超畜流出理論に基づき、貯水能力が流域あるいはメッシュ内で次式のような分布を導入している。

$$\frac{f}{F} = 1 - (1 - imp) \left(1 - \frac{WPM}{WMM} \right)^b \quad (3.3)$$

ここで、 imp は不浸透域の面積率、 WMM は流域内の最大点貯水能力、 $\frac{f}{F}$ は貯水能力が WPM 以下の面積率である。また、 WPM は最大水分欠損量（貯水能力）としている。これを $0 \sim WMM$ まで積分することにより、式 (3.4) に示すような流域平均貯水能

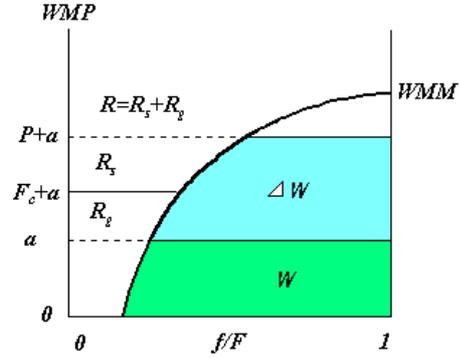


図-3：貯水容量分布曲線

力 (WM) が WMM の関数として得られる。 b は貯水能力の分布状況を表すパラメータである。

$$WM = \frac{WMM(1 - imp)}{1 + b} \quad (3.4)$$

また、貯水量が W のとき、図-3 に示すように、貯水能力 WPM が、

$$a = WMM \left(1 - \left(1 - \frac{W}{WM} \right)^{\frac{1}{1+b}} \right) \quad (3.5)$$

以下の部分が満たされていることになる。このとき、降水 P が起こった場合、流出量 R は、

$$R = \int_a^{P+a} \frac{f}{F} dp = P + W - g(P + a) \quad (3.6)$$

$$g(x) = WM \left(1 - \left(1 - \min \left(1, \frac{x}{WMM} \right) \right)^{1+b} \right) \quad (3.7)$$

となる。これより、式 (3.6) は

$$R = P - WM + W + WM \left(1 - \min \left(1, \frac{P+a}{WMM} \right)^{1+b} \right) \quad (3.8)$$

となる。

3.3.1 直接流出と基底流出の分離

本研究で用いた新安江モデルは直接流出成分と基底流出成分の2成分モデルである。このモデルでは中間流出成分に関しては直接流出成分に含まれる。

基底流出と直接流出の分離には、最終浸透能 (F_c) を利用し、以下のように分離される。

$$R_g = \min(P, F_c) \left(\frac{R}{P} - imp \right) \quad (3.9)$$

$$R_s = R - R_g \quad (3.10)$$

ここで、 $\frac{R}{P}$ は流出率で、 $\frac{f}{F}$ の $(a, a+P)$ における平均値である。

基底流出量 (R_g)

基底流出量は式 (3.7) のままでは、メッシュから

の流出としては少なくなる。実際には、初期流出からの減衰があり、メッシュからの基底流出量 q_g は、

$$q_g = q_g C_g + R_g (1 - C_g) \quad (3.11)$$

を通して減衰させる。ここで、 C_g ：地下水減衰係数である。

直接流出量 (R_s)

直接流出量は、線形貯水モデルである、*Nash*(1958)型の1段のタンクを用いてメッシュからの直接流出量 q_s に変換している。基底流出量と同様に、

$$q_s = q_s C_s + R_s (1 - C_s) \quad (3.12)$$

で与えられる。ここで、 C_s ：地表水減衰係数、計算初期の q_s は初期流量で与えられる。ここで算出された各メッシュの q_g と q_s は、足しあわせられ、擬河道網に送られ追跡計算される。

3.3.2 蒸発散の計算

新安江モデルでは、流域貯水能力 WM を上層・下層・深層に分け、蒸発散量を計算する。この各層での貯水能力と土壌水分は、 WUM 、 WLM 、 WDM と WU 、 WL 、 WD とし、降雨 P による土壌水分の補給と蒸発散 E からの土壌水分の消費を計算している。この方法によれば、蒸発散による土壌水分の消費と

降雨による補給はどちらも上層から下層、深層へと送られる。補給の場合は、上層の貯水能力を満たした後に下層の貯水能力を満たすように流れ、深層に到達する。消費の場合は、上層から水分を奪い、続いて下層、深層から奪うという形で行われる。

各層の蒸発量の計算は以下の式のようにモデル化されている。

$$EU = E_p \quad (3.13)$$

$$EL = E_p \max\left(c, \frac{WL}{WLM}\right) \quad (3.14)$$

$$ED = \min(EL - WL, WD) \quad (3.15)$$

ここで、 c ：モデル定数、 E_p ：蒸発散能である。ただし、

$$WUM + WLM + WDM = WM$$

$$WU + WL + WD = W$$

である。この E_p は*Priestley-Taylor*法により、以下の式で計算される。

$$E_p = \frac{\alpha}{\lambda} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (3.16)$$

ただし、 $\alpha=1.26$ 、 λ ：水の気化熱、 δ ：飽和水蒸気圧の勾配、 γ ：乾湿計定数である。また、 R_n ：蒸発散に使われるエネルギーであるが、ここで、近似的に短波放射収支量である、

$$R_n = (1 - albedo)R \quad (3.17)$$

を用いる。ここで、 R ：入射放射量であるが、本研究では *AMeDAS* 観測点で観測されている日照時間か

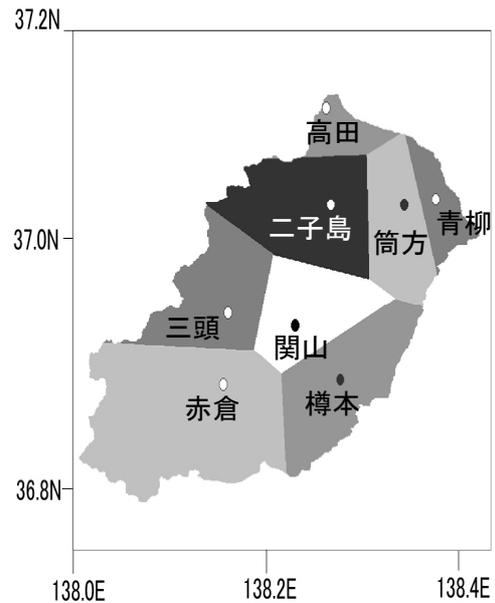


図-4：関川流域での降水量観測所の分布とデータの配分

表-1：関川流域における各パラメータ

解析対象期間	初期流量(m ³ /s)	C _g	C _s	F _c (mm/day)
1996.10.01~1997.11.01	0.093655	0.99	0.4	10

表-2：新安江モデルのパラメータ

2成分新安江モデルのパラメータ	値
蒸発散係数(E_coeff)	1.000
降水量係数(P_coeff)	1.000
モデルパラメータ(b)	0.200
モデルパラメータ(c)	0.100
土層の貯水能力(WM)	120
土層上層の貯水能力(WUM)	20
土層下層の貯水能力(WLM)	80
土層上層の土壌水分量初期値(WU ₀)	20
土層下層の土壌水分量初期値(WL ₀)	80
土層深層の土壌水分量初期値(WD ₀)	20

ら算出する。

飽和水蒸気圧の勾配 (Δ) については、次式の算定式を一次微分することで求めている。

$$e_{sat} = 2.749 * 10^8 * \exp\left[\frac{-4278.6}{T_a + 242.8}\right] \quad (3.18)$$

ここで、 T_a は接地層の気温(°C)であるが、近似的に *AMeDAS* で観測される気温を使用している。

4. 実流域への適用

4.1 降水量データの配分

降水量データの配分方法には *Thissen* 法を用いた。この方法により、各メッシュの時間毎の降水量データには当該メッシュから一番近い気象観測点の降水

量を使用することになる。

図-4 に関川流域位置と流域内降水量観測所の位置および流域配分の概要を示す。

4.2 新安江モデルのパラメータ

表-1、表-2 に本研究で適用した初期値及び新安江モデルのパラメータを示す。

4.3 降雪モデルのパラメータ

降雪モデルのパラメータとしては、第3章で概説した、雨量計補正係数 (A) と降雪量補正係数 (B) である。この2つのパラメータを試行錯誤的に変えていき、以下に示す誤差の値を最小になるようにし、かつ年間流量と年間降水量の差が最小になるパラメータを最適値とした。なお、 $A=1.0\sim 4.0$ 、 $B=0.0005\sim 0.006$ という範囲で計算を行った。

流量の誤差の算出

実測流量と計算流量の誤差は解析期間全体のものとし、また誤差の算出には以下の式を用いた。

$$Error_Q = \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{cul})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (4.1)$$

ここで、 $Error_Q$: 流量の誤差、 Q_{obs} : 実測流量 (m^3/s)、 \bar{Q}_{obs} : 実測流量の平均 (m^3/s)、 Q_{cul} : 計算流量 (m^3/s) である。

年間流出量の差

実測流量と計算流量より、ともに年間流出量を算出する。実測流量から算出された年間流出量から計算流量より算出した年間流出量を引き、その値を実測値と計算値の差とした。

$$\text{年間流出量の差} = \sum Q_{obs} - \sum Q_{cal} \quad (4.15)$$

5. 結果

前章で示した初期値及び各パラメータを適用した結果の1例を図-5 に示す。図において、上段は観測時間の気温 ($^{\circ}C$)、中段はハイドロ-ハイトグラフ、下段は累積実測流出高 (mm) と累積計算流出高 (mm)、累積降雨高 (mm) である。

結果

これより、以下のことがわかる。

- 流出のタイミングに関しては概ね良く再現されている。
- 全体的に流出量が実測値より少なく見積もられている。降雪期に関して着目すると、それが顕著に表れている。
- 降雪・融雪期以外の時期に関して、高強度の降水現象に対するモデルの反応が悪いことが挙げ

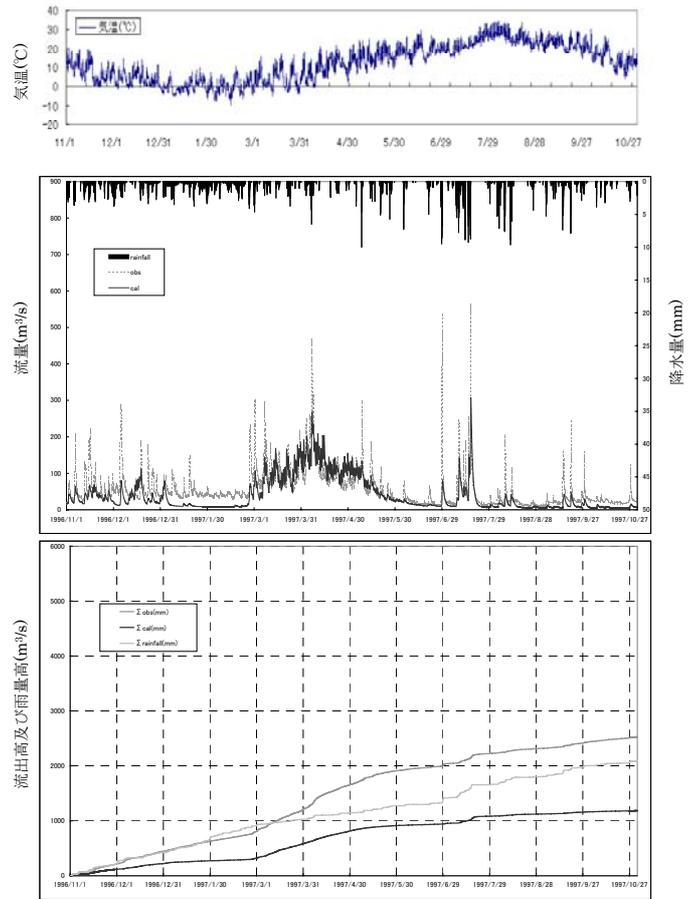


図-5 : 解析結果 (A=2.0、B=0.001)

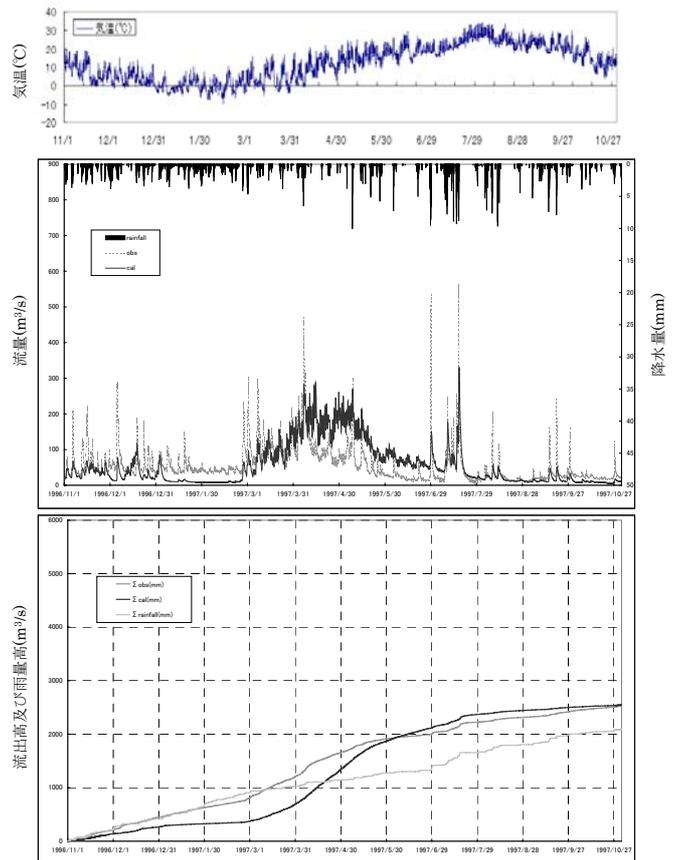


図-6 : 解析結果 (A=2.2、B=0.0045)
総流出量の検討結果

られる。実測値に関しては急激な上昇を示すのに対して、計算値ではそのピークに達する以前に減衰を始めてしまう。

- 降雪期と思われる12月中旬～1月下旬に関して、実測流量では短期間ではあるが降水現象に対する流出の増加を示しているにもかかわらず、計算流量ではその降水現象に対応できていないことがわかる。

以上のことより、流出量に関して言うと、期間内の流出量が再現されていないことから、年間総流出量が実測値に比べて極端に少なくなってしまう。総流出量のみに着目し、その差を小さくさせた結果を図-6に示す。これを見ると、年間総流出量のみに着目してパラメータを決定すると、融雪出水が非常に大きく再現されてしまうことになる。

これらについてモデルの精度を向上させるため、パラメータ及び初期値の影響について検討を行った。

・ 降雪判定に関する検討

まず降雪期における降水現象に対して、モデルの反応を確かめるため、降雪判定に用いられている気温を2℃から0℃に変更してA=2.2,B=0.0045のケースで検討を行った。結果を図-7に示す。

・ 初期値に関する検討

そこで、降雪期での流出量に着目するだけでなく、通年での流出量が低く見積もられるということに注目し、指定した初期値について、どの程度流出に影響があるかを検討することにした。

ここで着目した初期値は、各メッシュに最初に与える初期流量である。その他の初期値（新安江モデルのパラメータについて）は同じ値を適用することにする。

初期流量 $Q_0=0.093655$ を適用すると述べた。しかし、ここではあえてその約3倍近い $Q_0=0.33$ を仮に適用し、モデルの反応を確認することにする。図-8に結果を示す。なお、ここでは降雪モデルのパラメータについては、A=2.0、B=0.001を、降雪判定の気温については $T_{snw}=2℃$ を適用している。結果を図-8に示す。

・ 蒸発散項に関する検討

全体的に計算流出が実測流量より少なく見積もられていることに着目すると、その原因として蒸発散に関する項目が要因として考えられる。モデル内では蒸発散は可能最大蒸発量（蒸発散能）として計算されるため、実際の蒸発散現象より多く蒸発させる。北陸地方の日本海側では、年間降水量の約3割が蒸発し、水資源賦存量となるのは残り約7割であることが知られている。そこで、モデル内の蒸発散項に係数を掛け、補正することとした。

なお、先の検討結果で初期流量の影響が計算開始

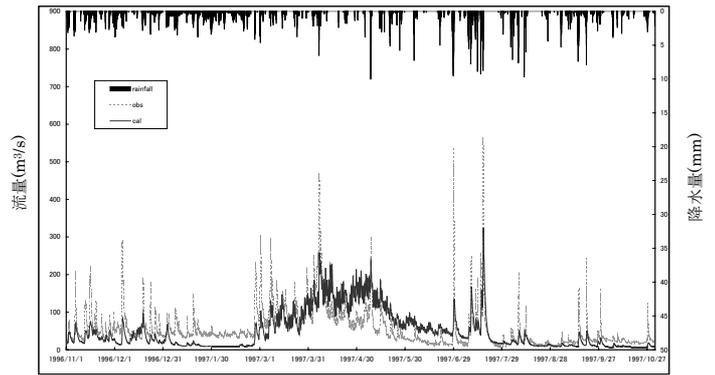


図-7：解析結果 (A=2.2, B=0.0045) 降雪判定の検討結果 ($T_{snw}=0℃$)

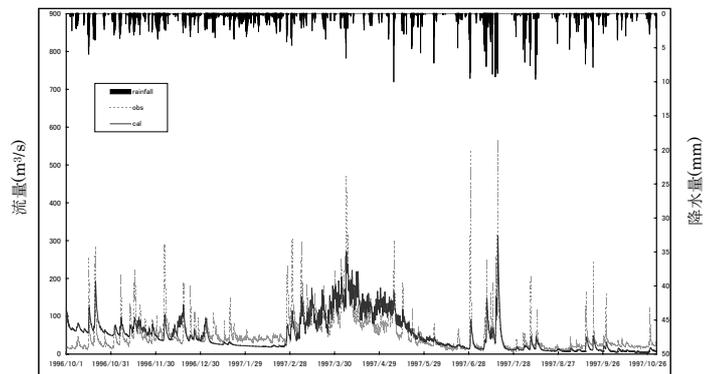


図-8：解析結果 (A=2.0, B=0.001) 初期値の検討結果

時に大きく影響すると判明したため、今後の計算には計算開始時の3ヶ月前までの実測流量の平均値を流域平均した値を初期流量をして与え計算を行った。適用した初期流量の値は $Q_0=0.1074m^3$ である。表-3、表-4に前節までの検討結果を考慮したパラメータを適用し、試行錯誤的に降雪補正モデルにおけるパラメータを変化させ、そのパラメータを適用したモデルにおける流量の誤差および総流出量の差を示す。

なお、誤差が最小と成った A=1.6、B=0.0006 を本研究における最適パラメータとした。その結果を図-9に示す。

表-3 降雪モデルのパラメータ毎の誤差率

A\B	0.0001	0.0003	0.0005	0.0007	0.001	0.0015	0.002	0.0045
1.0	0.5622	0.5419	0.5222	0.5096	0.4920	0.4691	0.7204	0.4271
1.4	0.4580	0.4415	0.4269	0.4199	0.4113	0.4054	0.4066	
1.6	0.4286	0.4169	0.4075	0.4035	0.4025	0.4080	0.4222	
1.8	0.4148	0.4088	0.4065	0.4069	0.4140	0.4335	0.4629	
2.0	0.4245	0.4239	0.4291	0.4347	0.4506	0.4859	0.5315	0.7555
2.2	0.4604	0.4625	0.4742	0.4853	0.5098	0.5611	0.6236	
2.4	0.5216	0.5254	0.5429	0.5589	0.6013	0.6606	0.7403	0.8256

表-4 降雪パラメータ毎の総流量差

A\B	0.0001	0.0003	0.0005	0.0007	0.001	0.0015	0.002	0.0045
1.0	173208	168354	162895	158530	151352	139633	192809	86917
1.4	132209	126095	119139	113952	105276	90940	79331	
1.6	111757	105015	97301	91702	82333	66791	53963	
1.8	91345	83989	75523	69525	59443	42735	28654	
2.0	70983	63004	53788	47476	36591	18779	-374	-61344
2.2	50660	42074	32106	25486	13804	-5098	-21835	
2.4	30365	21140	10415	3497	83359	-28998	-47058	-4217

・最終浸透能に検する再検討

初期流量、降雪判定、蒸発散補正の検討を行ってもなお、冬季（特に降雪期）における計算流量が実測流量を再現しきれていないため、新安江モデルのパラメータである最終浸透能の再検討を行った。理論上、最終浸透能を大きくすることで、流出のピークは遅れることになるが、基底流出量を確保できるが、最終浸透能を変更した結果では、それ以前の解析結果より全体として誤差が大きくなってしまった。

6. 結論

本論文では、対象流域である関川流域において、降雪・融雪期を含む1年間に分布型融雪流出モデルを用いて流出解析を行った。第4章において、実測データより流域固有のパラメータ、あるいは定数を求め、第3章で述べた分布型融雪流出モデルを適用し、降雪モデルのパラメータの変化による、計算流量と実測流量との比較を行った。また、第5章で降雪判定、初期流量の影響、蒸発散補正、最終浸透能の再検討を行い、検討範囲内における最適パラメータを求めた。

- ・ 川流域において、流域内の複数の気象情報に対応できる分布型モデルを適用することが出来た。
- ・ 上で構築したモデルを用いて、1996年11月1日～1997年11月1日の、降雪・融雪期を含む1年間を通じた流出解析を行った。
- ・ 実測データより各モデルのパラメータを求め、そのパラメータの変化による計算流量の変化を把握した。
- ・ 本研究で用いた分布型融雪流出モデルにおける初期値の影響を考慮し、さらに蒸発散項の補正を行ったことで、流域内に特異な地形を含む関川流域において適用されたモデルの精度を向上させることが出来た。
- ・ 本研究の検討範囲内において、分布型融雪流出モデルの最適パラメータを求めることが出来た。

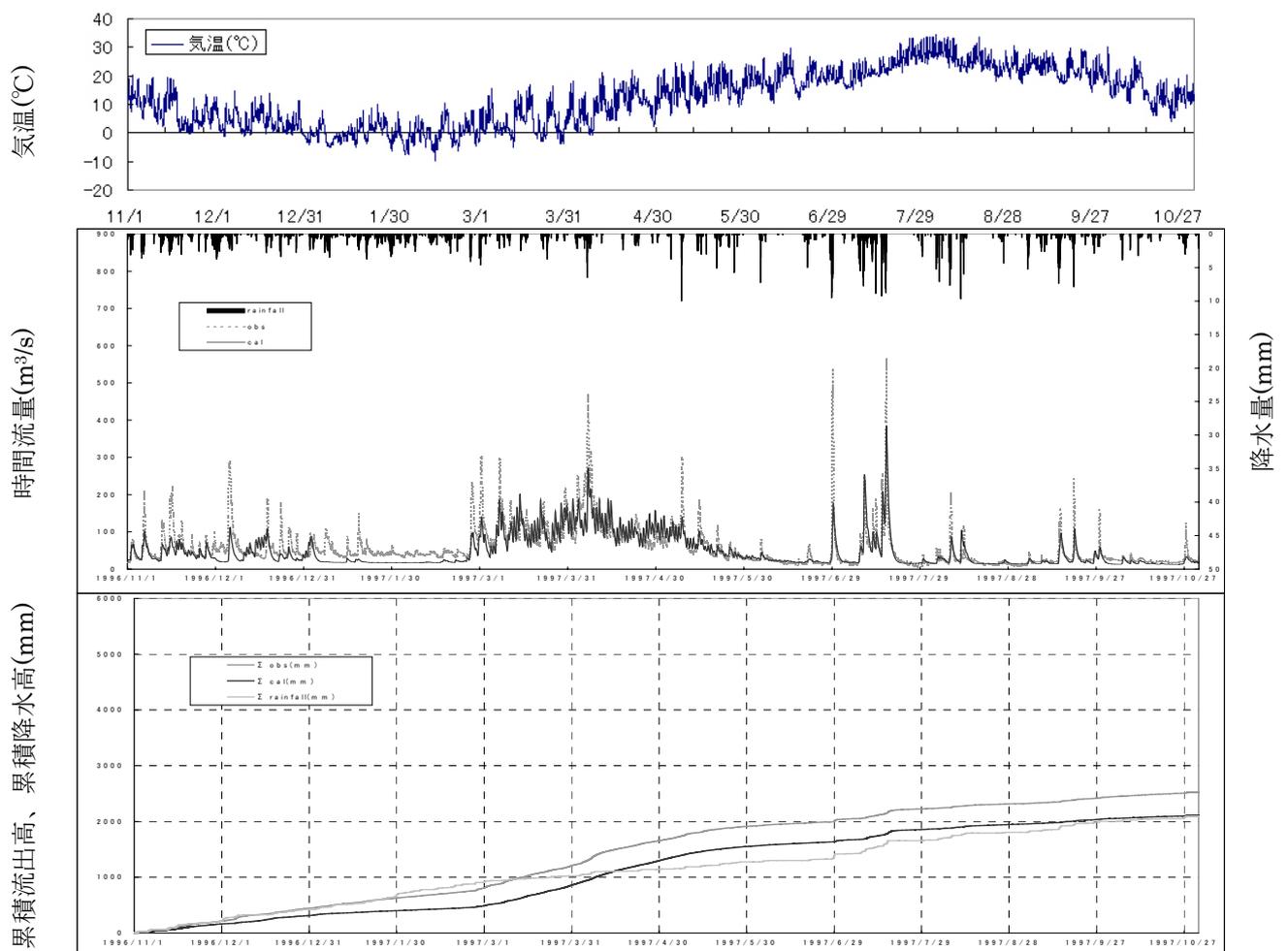


図-9 本研究における最適パラメータでの解析結果