

積雪高度分布を考慮した総合的融雪流出解析

Synthetic Snowmelt Runoff Analysis

Including the Effect of the Altitudinal Distribution of Snow Water Equivalent

小池俊雄*・陸旻皎**・早川典生***・古谷 健****・石平 博†

By Tosio KOIKE, Minjiao LU, Norio HAYAKAWA, Ken FURUYA, Hiroshi ISHIDAIRA

Abstract

Snowmelt runoff analytical method consisting of three submodels is developed. These submodels are the model for estimation of basin-wide snow water equivalent as a function of snow covered area, the model for estimation of basin-wide snowmelt rate, and the runoff model. In each model the information on snow covered area derived from LANDSAT TM data is used. These models are applied to the Uono River Basin during the snowmelt season in 1989, 1993. The calculation are in good agreement with the observed data.

KeyWords. snowmelt runoff, altitudinal distribution of snowcover, distributed snowmelt rate, distributed runoff model, snow covered area, remote sensing, LANDSAT

1. はじめに

北陸地方は世界でも希にみる豪雪地帯である。融雪期における融雪水は洪水や雪崩等の災害をもたらすこともあり、防災のためにも、また水資源として融雪水を高度利用するためにも、融雪流出解析による流域積雪水量、融雪流出現象の把握が重要となる。融雪流出解析は、初期値である流域積雪水量の推定、入力値である流域融雪量の推定、変換系である流出過程の検討の3段階に分けて考えることができ、それぞれの段階について、衛星からの積雪面積情報を用いた手法が提案¹⁾²⁾³⁾されており、その適合性が示されている。本研究では、100mメッシュの、地形データ、AMeDAS気象データ、LANDSAT TMデータにより得られる積雪面積情報を用いて、流域積雪水量・流域融雪量・融雪流出量を算定し、総合的な融雪流出解析を行った。

2. 対象流域・水文データの概要

本研究で対象とした流域は、信濃川の支川魚野川の六日町水位流量観測所流域で、流域面積は355km²、高度分布が165~2025mの流域であり、信濃川でも特に多雪地域である。対象流域の概況を図-1に示す。解析期間の気象要素は、同流域内のAMeDAS湯沢地点で観測された、雨量・気温・日照率であり、融雪流出解析において重要となる積雪面積データは、1989年3月30日、1993年4月26日、1993年5月12日、1993年5月28日のLANDSAT TMの4シーンから得られた。また、流出モデルの検証に用いる六日町での流量データのうち、93年分については、92年に得られた水位-流量曲線を用いて算定した。

3. 流域融雪量の推定

融雪現象は、日射・気温・降雨などの気象因子のみならず、斜面の勾配・方位・高度などの地形特性の影響を受ける。従来、融雪量の算定には、実用上簡便な気温データのみによる推定手法が用いられてきたが、本研究では、近年の環境情報収集技術の発達にともなって、入手・利用が容易になった、地理情報、衛星情報、およびAMeDAS気象情報を用いた手法を採用している²⁾。流域融雪量は、流域をメッシュに分割し、各メッシュの融

* 工博 長岡技術科学大学建設系助教授

(〒940-21 新潟県長岡市上富岡町1603-1)

** 工博 長岡技術科学大学建設系助手

*** Ph.D. 長岡技術科学大学建設系教授

長岡技術科学大学大学院

† 工修 長岡技術科学大学大学院

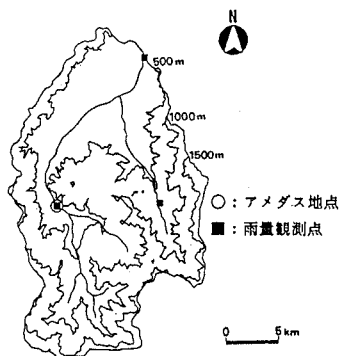


図-1:対象流域の概況

雪量を推定する分布型の融雪モデルを用いて、次式に示す熱収支方程式により各グリッドでの総融雪量を求めて、流域全体で積算して得られる。各項の単位はmmである。

$$M_{cal} = M_r + M_d + M_p \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 M_{cal} は計算総融雪量、 M_r は放射収支による融雪量、 M_d は顕熱による融雪量、 M_p は降雨時に加わる融雪量である。この中で顕熱融雪量 M_d はDegree-hour法を用いる。降雨による融雪量 M_p は、降雨がもたらす熱量を降水量と降雨時の平均気温から求め、さらに降雨時の潜熱伝達量を気温に対する飽和水蒸気圧と雪面(0℃)での飽和水蒸気圧からそれぞれ小池ら²⁾の方法で計算する。放射収支による融雪量 M_r は短波放射収支と長波放射収支の和として求められる。短波放射収支については、AMeDAS日照時間を用いて小池ら⁴⁾の方法で直達・散乱日射量を求め、雪面アルベド及び太陽の位置と斜面の法線ベクトルから求まる受光係数を用いて計算する。一方、長波放射収支量の算定は、太田ら⁵⁾のモデルを採用している。これは、下向き大気放射量については、Monteithにより示されている雲の効果考慮した推定式における雲量と雲種を、可照時間に対する日照時間の比と、大気上端日射量と雪面での日射量の比の関係からパラメータ化し、雪面からの上向き放射については、ステファン・ボルツマンの法則に従うとし、気温を用いて経験式から雪面温度を求めて、それぞれ推定する。

また、(1)式における放射収支による融雪量 M_r の算定において、雪面アルベドはパラメータとして与えており、89年は3月22日～4月7日、93年は4月23日～5月30日の期間の流域出口における計算流出量と実測流出量の総量が一致するよう同定し、その値は89年、93年それぞれ0.80、0.48が得られた。雪面アルベドは新雪時に最大となりその後exponential的に減少することが知

魚野川流域

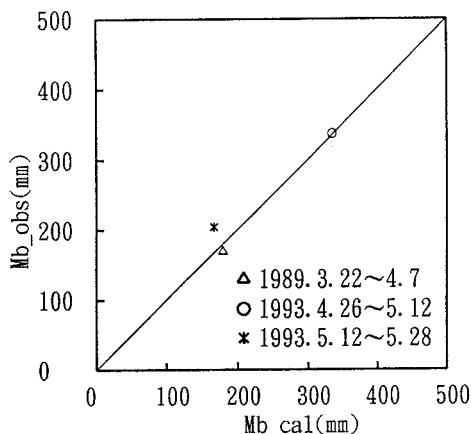


図-2:魚野川流域における融雪量算定結果

られており(西館⁶⁾)、89年と93年でその値が大きく異なるのは、89年は93年よりも解析期間が融雪期の前のほうであるからだと考えられる。

モデルによる推定値は、衛星データが1シーンのみの89年については衛星データ取得日の前後8日間(3月22日～4月7日、17日間)、衛星データが3シーン得られている1993年についてはシーン間(4月26～5月12日、5月12日～5月28日、それぞれ17日間)の融雪量をそれぞれ(2)式の水収支式から求めて検証した。

$$M_{b_obs} = \sum Q + \sum E - \sum P - S_{gs} + S_{ge} \dots (2)$$

ここで M_{b_obs} は期間の流域総融雪量、 Q は流出高、 E は蒸発散量、 P は雨量、 S_{gs} 、 S_{ge} はそれぞれ起日、終日の地下水貯留量である。ここで、蒸発散量については無雪域のみを考え、無雪域の平均標高により気温データを補正し、Hamon式により算出した。また、地下水貯留量については、5章で述べる分布型流出モデルに組み込まれた高橋・安藤ら⁷⁾による分数量数減水式により求めた。解析結果は図-2に示されており、分布型モデルによる融雪量の算定が妥当であることが示されている。

4. 流域積雪水量の推定

融雪流出解析において、流域積雪水量は、初期値であると同時に、数週間から数カ月の長期流出予測にとって重要な要素である。積雪水量の算定のために、従来わが国ではスノーサーベイによる方法と、航空写真による方法が用いられてきたが、調査費用が高いことに加えて、前者は調査の危険性から、調査件数、調査面積ともに減少している。小池ら¹⁾は、積雪水量と流域面積率を標高の関数として表し、衛星データから得られる積雪面積情報とを組み合わせた流域積雪水量算定手法を提案してい

る。本研究ではさらに、分布型融雪モデルによって逆推定される、積雪の高度分布特性を踏まえた推定手法を提案する。流域積雪水量は、積雪水量の高度分布と流域面積率の高度分布の両者の積を、標高に関して、雪線標高から流域最高標高まで積分することにより得られる。流域積雪水量 S_s と積雪面積率 A_s との関係は雪線標高 H_0 を媒介として次式で与えられる。

$$S_s = \int_{H_0}^{H_H} S(h)A(h) dh \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$A_s = \int_{H_0}^{H_H} A(h) dh \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに H_H は流域最高標高、 H_0 は雪線標高、 $A(h)$ 、 $S(h)$ はそれぞれ流域面積率と積雪水量の高度分布である。以下に、積雪水量と流域面積率それぞれの高度分布の推定法について述べる。

(1) 積雪水量の高度分布特性

山地流域における融雪期の積雪水量の高度分布 $S(h)$ は、初期積雪水量と融雪量の高度分布特性によって定まる。一般に融雪量は、標高が増加するとともに減少し、例えば気温のみを用いた Degree-day や Degree-hour 法による推定結果も同様の傾向を示す。しかし小池ら²⁾の利根川上流域の調査結果によれば、流域全体が融雪状態になると、融雪量の標高依存性は見られず、同じ斜面特性を持つ地域であれば、融雪量は標高にかかわらずほぼ一定になることを示している。これは全融雪熱量に占める放射収支の割合が大きく、標高による気温低減効果が融雪に与える影響が相対的に小さくなるためである。同様の結果は Yamada⁹⁾による北海道大雪山での調査結果からも明かにされており、我国の山地流域での一般的な特性と考えられる。したがって、融雪期の積雪水量の高度分布特性は、初期の積雪分布特性を保存していると判断される。そこで、この性質と分布の非線形性の両方を考慮した次の関数形を提案する。

$$S(h) = a(h^r - H_0^r) \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで r は非線形を表すパラメータで、 $r = 1$ の場合は小池ら¹⁾、Yamada⁹⁾が報告している直線高度分布を表し、その場合、パラメータ a は標高に対する積雪水量の増加率 (mm/m) となる。

次に衛星情報を用いた (5) 式の同定法について述べる。

対象期間は融雪期であり、流域の雪線標高は、時間の経過に伴い高くなっていく。衛星データから得られる雪線情報は、同時に雪線上の点において、データ収集日に融雪が終了したことを表す。したがって、融雪モデルによって、ある特定日から衛星データ収集日までの融雪量を積算することにより、特定日の雪線上での積雪水量を推定することができる。融雪量の推定には分布型融雪モデルを用いる。具体的には、ある基準時刻 t_0 を定め、そ

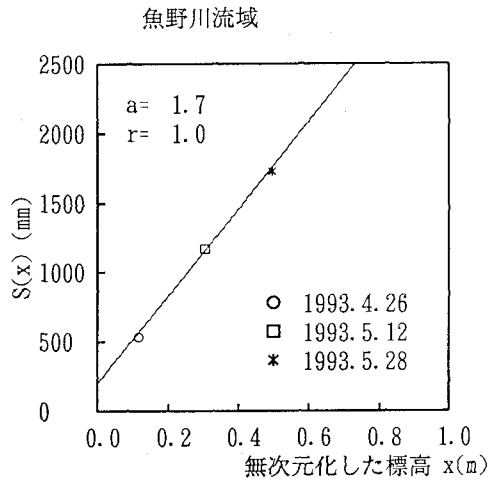


図-3: 積雪水量の高度分布 ($r = 1$ の場合)

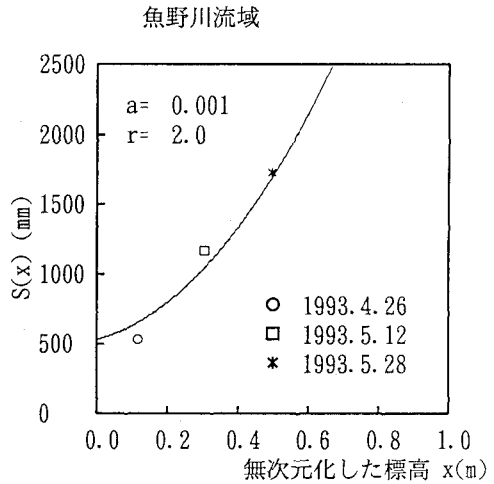


図-4: 積雪水量の高度分布 ($r = 2$ の場合)

の後融雪が進行し、積雪面積情報が得られた時刻 t_i での雪線上のある点 $p(x, y)$ を考えると、点 p 上での、時刻 t_0 の積雪水量 $s(x, y, t_0)$ は次式で与えられる。

$$s(x, y, t_0) = \sum_{t=t_0}^{t_i} M_{cal}(x, y, t) \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで、右辺は点 p 上の基準時刻 t_0 から t_i までの (1) 式で計算される総融雪量である。雪線上のそれぞれの点の積雪水量はばらつくが、これらの平均値をその代表値として用いる。この方法により、得られた積雪水量の空間分布を基に、点 p 上の時刻 t_i での平均雪線標高に対する平均積雪水量をプロットし、この結果に適合するように積雪水量の高度分布関数のパラメータ a 、 r を同定する。図-3、図-4 はそれぞれ $r = 1$ の線形の場合と $r = 2$ の非

線形の場合の同定結果であり、両者を比較する限りにおいては、 $r = 1$ の線形関数形の適合性が高い。

(2) 流域面積率の高度分布特性

流域面積率の高度分布特性についての関数形が提案されており¹⁾、(9)式に記す。なお、標高 h は(7)式の変換により無次元化し、(8)式の条件を加える。ここで、 H_L は流域最低標高である。

$$x = \frac{h - H_L}{H_H - H_L} \dots\dots\dots (7)$$

$$\int_0^1 A(x)dx = 1 \dots\dots\dots (8)$$

$$A(x) = \begin{cases} \alpha x^p & (0 \leq x \leq x_m) \\ \beta(1-x)^q & (x_m \leq x \leq 1) \end{cases} \dots\dots (9)$$

式(8)と連続条件から係数 α, β を求めると、

$$A(x) = \begin{cases} k\left(\frac{x}{x_m}\right)^p & (0 \leq x \leq x_m) \\ k\left(\frac{1-x}{1-x_m}\right)^q & (x_m \leq x \leq 1) \end{cases} \dots\dots (10)$$

ただし、

$$\frac{1}{k} = \frac{x_m}{p+1} + \frac{1-x_m}{q+1} \dots\dots\dots (11)$$

が得られる。地理情報から得られる、標高に対する面積率から、パラメータ p, q, x_m を定めると、式(10)での表現が可能である。

(3) 積雪面積情報からの流域積雪水量の算定

積雪水量高度分布特性において $r = 1$ の場合、積雪面積率(As)と流域積雪水量(Ss)の関係は、(3)および(4)式を積分し、式を展開することにより次式で表される¹⁾。

$$Ss = \begin{cases} \frac{\alpha x_m (H_H - H_L)}{p+2} \left(\frac{p+1}{k x_m}\right) (1-As)^{\frac{p+2}{p+1}} + \delta Ss \\ \dots (0 \leq x \leq x_m) \\ \frac{\alpha(1-x_m)(H_H - H_L)}{q+2} \\ \left\{ \frac{q+1}{k(1-x_m)} \right\}^{\frac{q+1}{q+1}} As^{\frac{q+2}{q+1}} \\ \dots (x_m \leq x \leq 1) \end{cases} \dots\dots\dots (12)$$

ただし、

$$\delta Ss = (H_H - H_L) \left[x_m - x_m \left\{ \frac{p+1}{k x_m} (1-As) \right\}^{\frac{p}{p+1}} \frac{k(1-x_m)^2}{(q+1)(q+2)} - \frac{k x_m^2}{(p+1)(p+2)} \right] \dots\dots (13)$$

$r \neq 1$ の非線形分布の場合は、流域積雪水量を積雪面積率の関数で表示することが困難であるため、シミュレーションを行い、各計算ステップで H_0 を与え、積雪面積率、流域積雪水量をそれぞれ(3)、(4)式で算定し、プロットした。モデルの検証には、(2)式を衛星データ取得日～融雪終了日に適用して得られた流域積雪水量と、衛星情報から得られた積雪面積率を用いた。積雪水量の高度

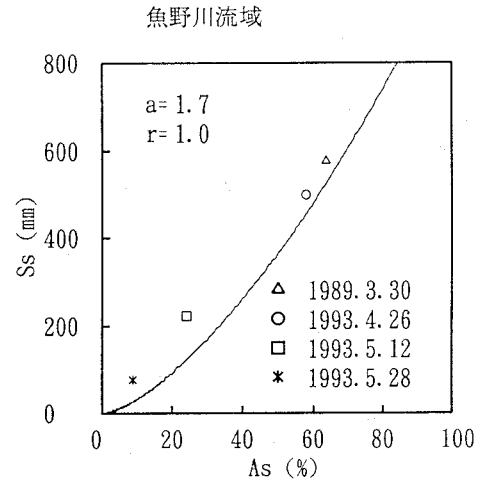


図-5:流域積雪水量と積雪面積率の関係 (実線は $r = 1$ の場合の推定モデル)

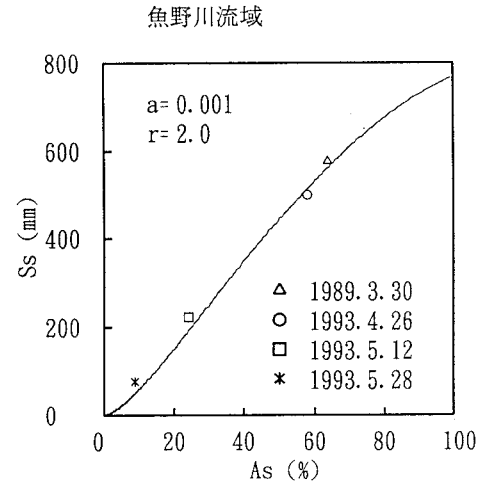


図-6:流域積雪水量と積雪面積率の関係 (実線は $r = 2$ の場合の推定モデル)

分布が線形の場合と、非線形の場合の解析結果をそれぞれ図-5、図-6に示す。積雪水量の高度分布については、図-3、図-4にあるように、線形関係が適合性が高かったが、 $Ss-As$ 関係においては、特に積雪面積が比較的小さな場合に $r = 2.0$ の非線形の場合の適合度が高いことが示されている。当流域において非線形積雪水量高度分布の適合性が良いことについては、この流域が、標高の低い部分の面積が比較的大きく、山地が急峻な地形であることが、降雪分布に与える影響が大きいと考えられる。ただし、この点については山地の降雪メカニズムの解明や、多くの流域への本手法の適用結果を待たねばなら

ない。

5. 融雪流出量の算定

融雪水の流出については、従来単位図法やタンクモデルなどの集中型モデルにより算出されてきた。しかし流出過程を考えた場合、流出現象も融雪現象と同様に流域内で不均一となり、特に時間単位の融雪流出解析を行う場合には、集中型モデルによる流域場での平均的な扱いでは流出特性の表現が困難と考えられ、分布型モデルによる流出過程の検討が必要であると考えられる。そこで本解析では、入力値である融雪量が分布型で計算されることから、分布型の入力に対応し得るモデルとして提案⁸⁾されている分布型流出モデルを用いる。本モデルの流域出口までの集中経路は、メッシュに分割された流域内の格子点を考え、地形情報を用いて格子点の回りの8点から最も勾配が急になる格子点を選び、この間を幅広矩形の仮想流路で結んだ擬河道網で示される。8方向の勾配がすべて負である点は窪地であり、このような点に対しては、1次処理として窪地に対しその点の回りの平均標高をその標高とし、2次処理として窪地に対していくつかの経路が考えられる場合に実河道に最短距離でたどりつくような方向を与える。また運動方程式はManning則を用いる。格子点での入力は、融雪量、雨量、上流からの流入量である。また流出成分は、融雪量と雨量の和から、土壌の最終浸透能 $f_c(mm/hr)$ を用いて、基底流出成分と表面流出成分に分離し、基底流出成分については分数関数型の減水式を用いて基底流量を計算し、直接河道に流入させる表面流出成分と合わせて、上述の河道網をKinematic waveで流下させ、流域の出口で流量ハイドログラフを得る。なお同定したパラメータは、初期地下水流量 $q_0(mm/hr)$ 、 $f_c(mm/hr)$ である。これらは実測と計算の両ハイドログラフから検討し同定する。ただし q_0 は対象期間以前に積雪面積情報が得られている場合は同定の必要はない。解析結果を図-7(a)、(b)に示す。両年とも流出特性をうまく表している。89年については1シーンの積雪面積情報しか得られなかったため、期間一定としており、後半で流量をやや大きく推定している。実際、LANDSATデータ取得日以降、特に平野部において積雪面積が減少していることがNOAAデータより確認されており、これは分布型融雪モデルによる積雪面積の減少の表現¹⁰⁾により解決されるのではないかと考えられる。また93年については5月10日前後で、実測値が推定値を上回っている部分が見られ、この期間は13mm程度の降雨が記録されており、本解析では湯沢1地点の雨量を用いているので、降雨分布特性が反映されていないためであると考えられ、今後レーダによる降雨分布情報を有効に利用することに

より解決されることが考えられる。

6. 結論

本研究により得られた主要な結論を以下に示す。

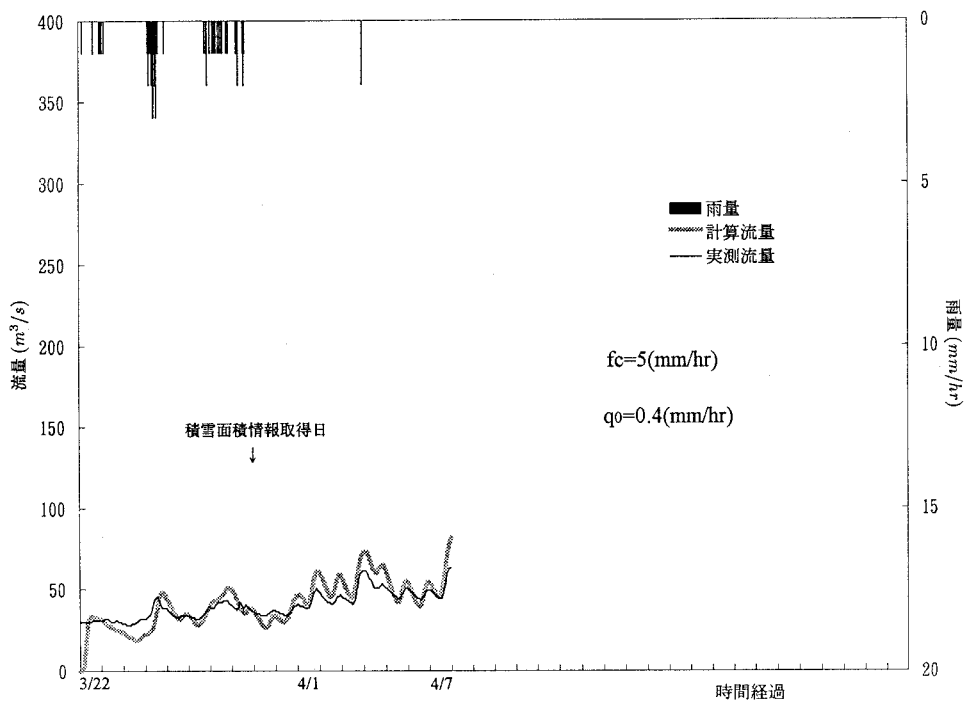
- (1) 衛星情報と分布型融雪モデルにより、流域融雪量が推定され、水収支法によりその妥当性が示された。
- (2) 積雪水量の高度分布の一般式が提案され、衛星による雪線情報と分布型融雪モデルによりその妥当性が示されるとともにパラメータが同定された。
- (3) 積雪面積情報による流域積雪水量推定手法の妥当性が確認され、魚野川流域において、非線形の積雪水量高度分布関数を用いる方が適合性が良いことが示された。
- (4) 融雪流出量が分布型融雪モデルと分布型流出モデルの組み合わせより算定される。

謝辞

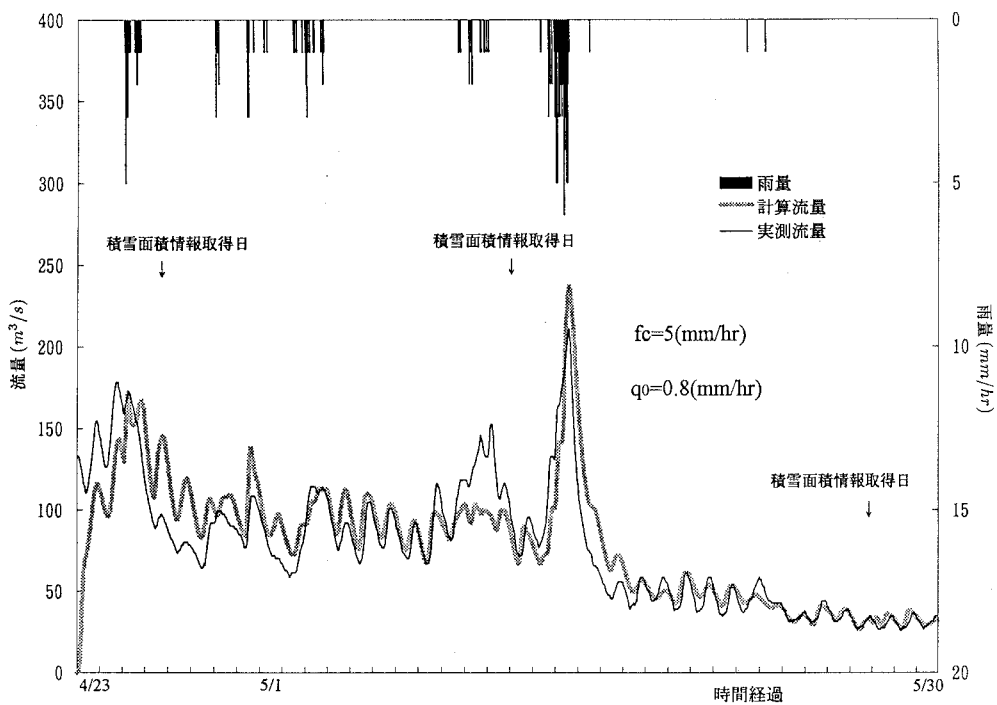
本研究は、地方自治体向け人工衛星データ利用パイロットプロジェクトの一環である「人工衛星データを利用した融雪水量モニタリングシステム（宇宙開発事業団）」によるものである。また、本研究で用いた人工衛星データは宇宙開発事業団、魚野川水位観測データは建設省北陸地方建設局信濃川工事事務所よりそれぞれ提供していただいたものである。記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 小池・高橋・吉野:積雪面積情報による流域積雪水量の推定, 土木学会論文集, 357/II-3, pp.159-165, 1985.
- 2) 小池・高橋・吉野:融雪量分布のモデル化に関する研究, 土木学会論文集, 363/II-4, pp.165-174, 1985.
- 3) 小池・高橋・吉野・中谷:融雪量の空間分布を考慮した融雪流出解析, 第31回水理講演会論文集, pp.173-176, 1987.
- 4) 小池・佐渡・橋本・坂本・西館:AMeDAS日照時間による日射量推定の総合化, 水文・水資源学会要旨集, pp.26-29, 1991.
- 5) 太田・橋本:落葉樹林内外における雪面純放射量の推定と表層融雪量, 水文・水資源学会発表要旨集, pp.18-20, 1991.
- 6) 西館・小池・安岡:積雪の粒子径・含水率と雪面短波長反射特性, 日本雪水学会講演予稿集, pp.84, 1992.
- 7) 高橋・安藤・伊藤・伊藤:山地河川の低水流出の減水特性に関する研究, 土木学会論文集, 337, pp.75-82, 1983.
- 8) 陸・小池・早川:分布型水文情報に対応する分布型流出モデルの開発, 土木学会論文集, 第411号/II-12, pp.135-142, 1989.
- 9) Yamada:Studies on accumulation-ablation process and distribution of snow in mountain region, Hokkaido, Contributions from the Institute of Low Temperature.
- 10) 八田・小池・陸:積雪水量分布の推定と融雪流出解析, 水工学論文集, 第36巻, pp.617-622, 1992.



(a) 1989年3月22日～4月7日



(b) 1993年4月23日～5月30日

図-7: 流出量の算定結果