

分布型融雪流出解析による広域積雪深の評価に関する研究

水文気象研究室 本間俊行

指導教員 陸 旻皎

1.背景と目的

雪は貴重な水資源であるとともに、融雪出水などによる災害の要因にもなっている。我が国における多雪地帯では、年間降水量の多くが雪として降り、積雪作用により貯水されて融雪期に融雪水をして河川へ流出している。近年の水需要の増加に伴い、新たな水資源の開発が必要である。本研究の対象流域である利根川水系矢木沢ダム流域は冬期積雪量の著しい豪雪地帯であり、首都圏への重量な水資源を供給している。利根川水系では降雪・積雪・融雪特性を把握し、夏季において融雪水を水資源として有効利用する動きがあるが、それらの特性を把握することは非常に困難であり、夏季の渇水が頻発している。したがって、降雪・積雪特性を把握することは非常に重要であり、モデルによる再現・予測が必要である。

降雪と積雪を再現・予測するためには、降雪量とその水平分布を再現できる気象数値モデルが必要である。現行の分布型融雪流出モデルは、積雪を積雪水量として扱っており鉛直方向の積雪層構造が表現されていない。積雪層を表現するためには、積雪自身の重さで積雪層が圧縮されることを表現した積雪の圧密モデルを組み込む必要がある。

本研究では、分布型融雪流出モデルに地熱による融雪量を考慮した圧密モデルを組み込むことを目的とし、構築したモデルで融雪流出解析を行い、モデルで算出された積雪深と航空レーザー計測による積雪深の計測値とを比較検討する。

2.対象流域

対象流域は、群馬県北部に位置する矢木沢ダム流域である。矢木沢ダム流域は利根川の源流であり、関東地域への重要な水源地となっている。矢木沢ダム流域は標高 850 m から 2,150 m まで分布し、その平均標高は 1,288 m と高く、冬期積雪量が著しく多い山間地帯である。矢木沢ダムの集水面積は 167.4 km² となっている。図 1 に矢木沢ダム流域、及び流域内の観測所の位置を示す。

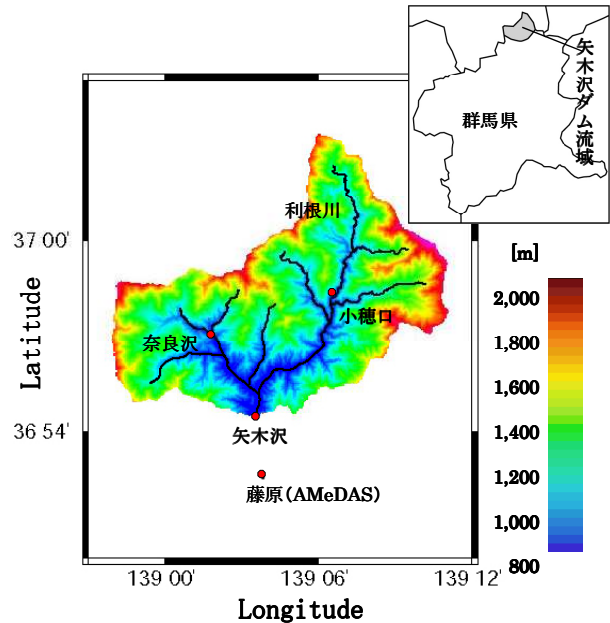


図 1. 矢木沢ダム流域

3.モデルでの使用データ

分布型モデルへの入力値に使用する気象情報として、気象庁提供のアメダス観測データ（降水量、気温、風向風速、日照時間）による藤原地点データ、及び国土交通省により観測されている矢木沢・小穂口・奈良沢地点の降水量データを用いる。

地理情報としては国土地理院数値地図 50 m メッシュの標高データを使用し、これよりカシミール 3D を用い実河道データ・流域界を作成した。

4.分布型融雪流出モデル

分布型融雪流出モデルとは、対象流域を細分化し、分割した各メッシュで流出計算を行うものである。計算の過程はメッシュの気温(T)が 2°C より上ならば降水、以下ならば降雪と判断し、メッシュ毎に降積雪過程・融雪過程・流出過程を経て、各メッシュからの流出量は標高・実河道・流域界データからなる擬河道網を介し、Kinematic Wave 法により追跡計算し、流域出口のハイドログラフを出力するものである。本研究では、圧密モデルを組み込むことにより各メッシュの積雪深を推定する。図 2 に分布型融雪流出解析のフローチャートを示す。

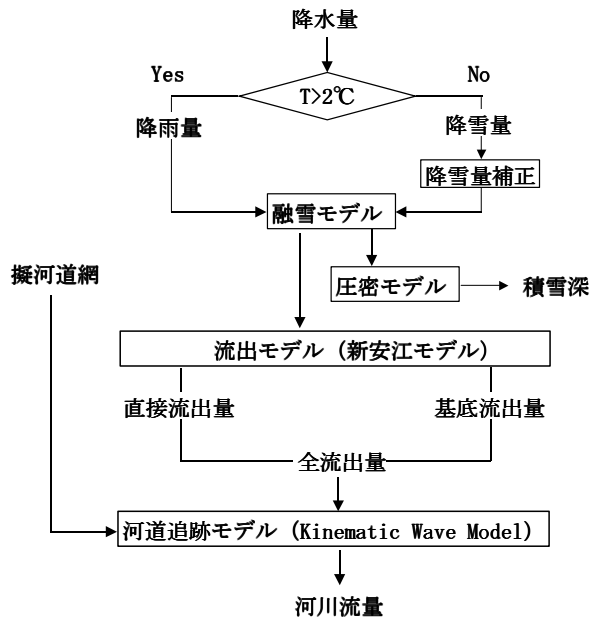


図 2. 分布型融雪流出解析のフローチャート

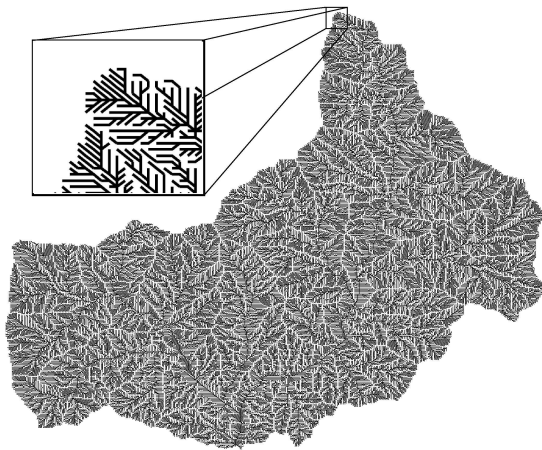


図 3. 矢木沢ダム流域の擬河道網

5. 擬河道網

擬河道網とは各メッシュにおいて勾配が最も急な方向を落水方向とし、メッシュ毎の落水方向を結合した仮想的な河道網であり、流出出口までの流出集中経路を示すものである。本研究で用いる擬河道網は1メッシュ当たり50 m×50 m、合計64,243点から各メッシュを結んで作成されている。図3に矢木沢ダム流域の擬河道網を示す。

6. パラメータの選定

降水量は地形や風などの影響により真の降水量の値を得ることは難しく、測定値と真の値に誤

差が生じる。横山ら(2003)によれば、雪の補足損失は降水量の10~50%と見積もられ、真の降水量を把握するのは困難である。したがって、次式により補正を行う。

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

ここで、 $P(h)$:各メッシュにおける降水量、 h :各メッシュの標高、 $P(h_{gauge})$:観測点における降水量、 h_{gauge} :観測点の標高、 A :降水量補正係数、 B :降雪量標高補正係数である。パラメータの選定方法としては A と B の二つのパラメータを変化させ、モデル実験により選定する方法がある。本研究では降雨量補正係数と、降雪量標高補正係数の他に、地熱による融雪量をモデルに組み込むので、計3つのパラメータを用いてモデル実験を行う。パラメータ選定の指標としては、式(1)の *Nash and Sutcliffe(1970)*の効率係数 e と、式(2)による実測の累積流入量と累積計算流量の割合で判断する方法がある。前者の方法は波形が似ていれば効率が上がり、後者の方法は波形に関係なく、累積流量が実測の累積流入量に近い値であれば効率が上がる性質がある。本研究では前者と後者の式を両方用いてパラメータを推定する。モデル実験により、地熱による融雪量を0.5 mm/day、降雨量補正係数 A を2.5、降雪量標高補正係数 B を0.0025とした。モデル実験の範囲を表1に示す。

$$e = 1 - \frac{\sum_{i=0}^{i=n} (Q_{o(i)} - Q_{c(i)})^2}{\sum_{i=0}^{i=n} (Q_{o(i)} - \bar{Q}_o)^2} \quad (2)$$

Q_o : 実測流量 Q_c : 計算流量 \bar{Q}_o : 実測流量の平均値

$$Q_{err} = \left| 1 - \frac{\sum Q_{cal}}{\sum Q_{obs}} \right| \quad (3)$$

Q_{err} : 累積流出高の割合 Q_{cal} : 計算流量 Q_{obs} : 実測流量

表 1. モデル実験の範囲

	範囲	刻み
地熱による融雪量(mm/day)	0.5~2.0	0.5
降雨量補正係数 A	2.0~3.0	0.1
降雪量標高補正係数 B	0.0005~0.003	0.0005

7.融雪流出解析

図2に2001年-2002年における融雪流出解析結果を示す。上段に藤原観測点の気温を示し、中上段に雨量とダム流入量の実測値と計算値のハイドロ・ハイエトグラフを示す。中下段が実測と計算値の流出高の累計であり、下段が積雪深の推移である。ハイドロ・ハイエトグラフより、矢木沢ダムへの実測流入量と分布型融雪流出モデルによる計算結果を比較すると、全体的な傾向は再現できていると言える。しかし、急な出水に対するピーク流量が実測値に比べ、計算値は過小評価である。2002年10月の洪水に2倍以上も差がある。また、2002年の12月では降水量は多くはないが、モデルによると多少の流入量がある。このように降水に対する反応が過剰である要因として、流域内の3点の雨量観測点における降水量データを用いていることも誤差の要因として挙げられる。それは、局地的な気象状況を数点における観測データでは把握困難なためである。面的な降水量データの取得手法としてレーダ観測データが挙げられるが、矢木沢ダム流域のような冬期積雪量の著しい山岳部におけるレーダ観測の観測誤差および、降雪観測の誤差が大きいことが問題である。融雪期においては計算流量が実測値に比べ過小評価である。融雪現象が再現しきれていないことが原因の一つとして考えられるが、もう一つの原因として、モデル内での降雪現象が再現できていないことが挙げられる。モデルの降雪補正は気温と標高のみで行っており、降雪判定の気温は2℃とし、2℃以下ならば降雪として判断される。そのため、分布型融雪流出モデルでは気温による依存が大きい。精度よく解析するためにはより詳しい気温分布を調査する必要がある。下段は積雪深の推移である。圧密モデルを組み込むことにより各メッシュで積雪深を算出することができるようになった。図3は2002年3月7日の積雪深分布図である。流域内の積雪深は3.3~8.6mまで分布し、その平均積雪深は5.52mとなった。流域内で陰影の差が明瞭な箇所とそうでない箇所があるが、これはティーセン法を用いて降水配分を行ったこと

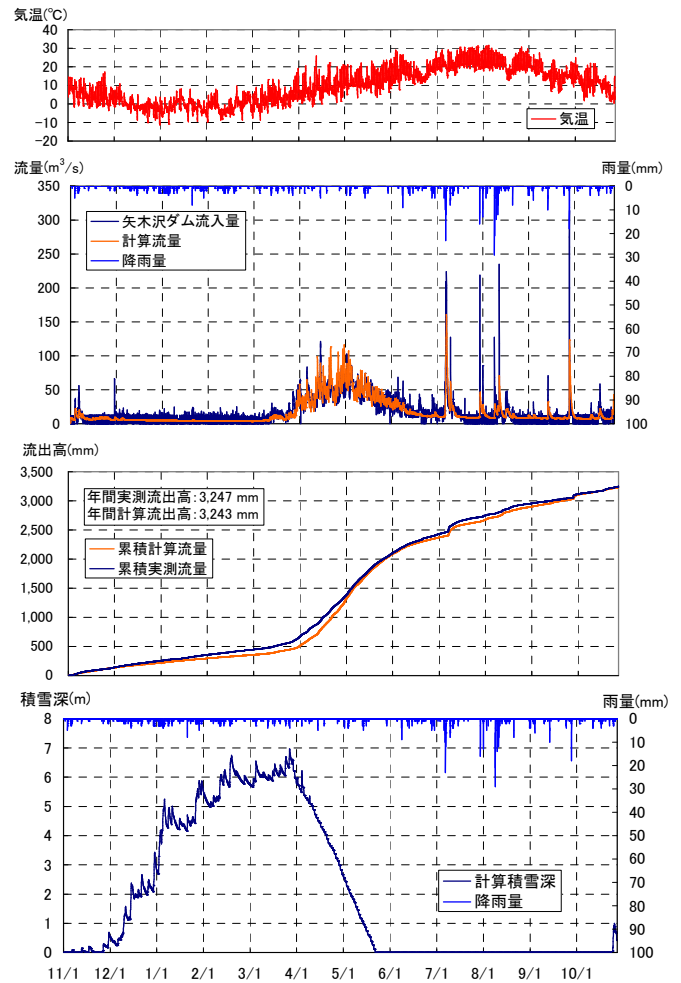


図2. 2001-2002 計算年における解析結果
 上段: AMeDAS 藤原地点の時間気温,
 中上段: ハイドロ・ハイエトグラフ,
 中下段: 累積流出高,
 下段: 積雪深の推移

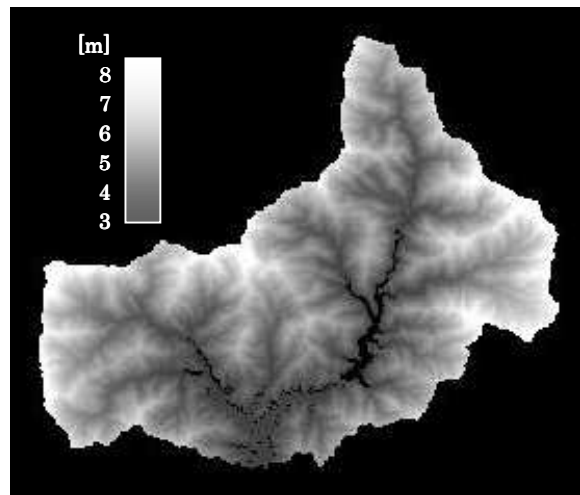


図3. 2002年3月7日の積雪深分布

と、降雪量補正を観測所の標高と各メッシュの標高差で行っているためである。そのため、観測所との標高差の少ない矢木沢観測所付近では積雪深の差に大きな差がない。

8. 航空レーザー計測

航空レーザー計測とは航空機の位置を GPS、航空機の 3 軸姿勢及び加速度を IMU(Inertial Measurement Unit 慣性計測装置)で計測しつつ、航空機から地上に向けてレーザーパルスを照射し、地上から反射してくるレーザーとの時間差より、3次元情報を取得するものである。

9. 航空レーザー計測データ

矢木沢ダム流域で計測したレーザープロファイルデータは、2 m メッシュの標高データと、二カ年分の積雪最盛期の積雪深データである。標高を計測した地域は矢木沢ダムより上方の 102.4 km² で、矢木沢ダム流域全体(167.4 km²)の約 61%にすぎない。また、積雪深を計測した地域は、新潟県側(三国川ダム流域と隣接している)の西側地域と、栃木県側の東側地域の 2 地域であり、総計測面積は 56 km² である。図 4 に航空レーザー計測の計測範囲と日時を示す。図 5 に東側地区の陰影図と積雪深分布図を示し、図 6 に西側地区の陰影図と積雪深分布図を示す。両地区ともに積雪深の多い領域が沢地形に分布していることがわかる。また、積雪深が 0 m 以下の異常値の領域があり、特に西地区に多く分布している。

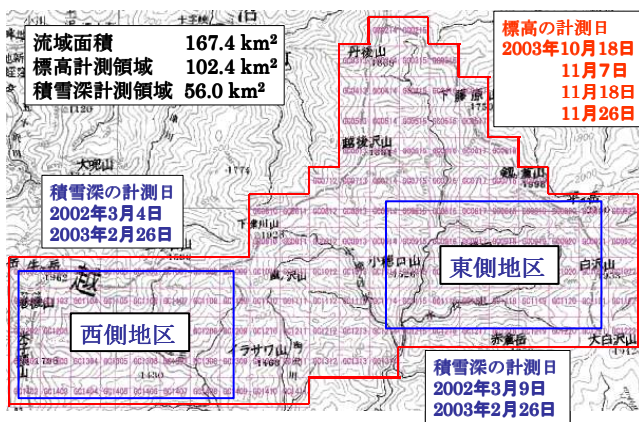


図 4. 航空レーザー計測の計測範囲と日時

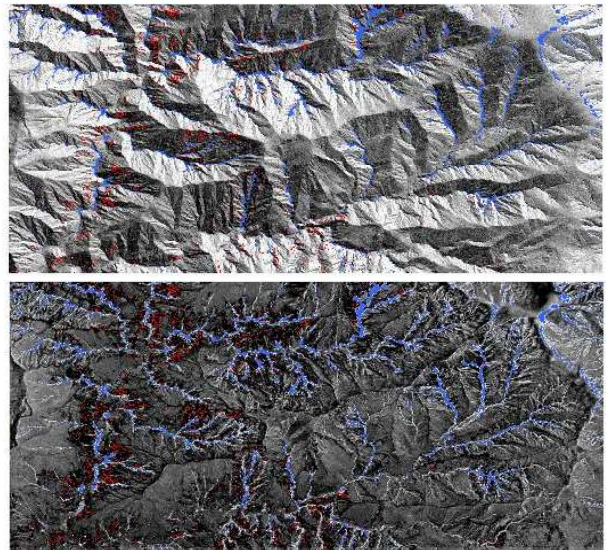


図 5. 東側地区-陰影図, 積雪深分布図

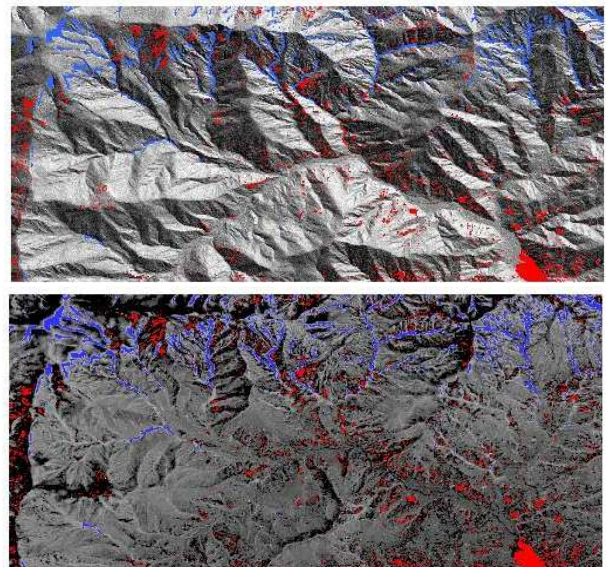


図 6. 西側地区-陰影図, 積雪深分布図

■ 積雪深 10 m 以上の領域 ■ 0 m 以下の異常値

10. モデル計算値との比較

積雪深は対象となる地形特性に大きく影響される。そこで、標高・斜面方位・曲率の 3 要素について航空レーザー計測データとモデル算出値との比較を行う。航空レーザー計測の解像度は 2 m × 2 m に対し、分布型モデルでの算出値の解像度は 50 m × 50 m である。そのため、航空レーザー計測データの解像度を 50 m × 50 m に落として比較を行う。解像度を落とす際は対象地点の周囲 50 m のメッシュデータの平均値とした。

標高

図 7 に標高と積雪深のヒストグラムを示す。上段が航空レーザー計測, 下段が分布型モデルによる算出値である。

一般に, 標高と積雪深は一対一に対応する関係があり, 標高が高くなれば積雪深も増加すると言われている。当該地区についてこの傾向を分析した結果, 東地区では, 標高が低い地域において積雪深が減少する傾向にあるものの, 全体的な傾向としては標高が高くなるにつれ, 積雪深も増加していく傾向が見られる。西地区では標高 950 m から 1,550 m までは正の関係であり, 単調増加となっている。しかし, 標高 1,650 m から 1,850 m までは負の関係で単調減少に転じている。さらに, 標高 1,900 m から積雪深は増加するが, 標高 1,950 m からまた減少する。東地区と西地区を比較すると, 東地区は積雪深が減少から増加に転位している波形に対し, 西地区では増加から減少に転位しており, 標高 1,600 m 付近を起点に逆の性質を示している。

モデルでは降雪量補正を標高のみで行って

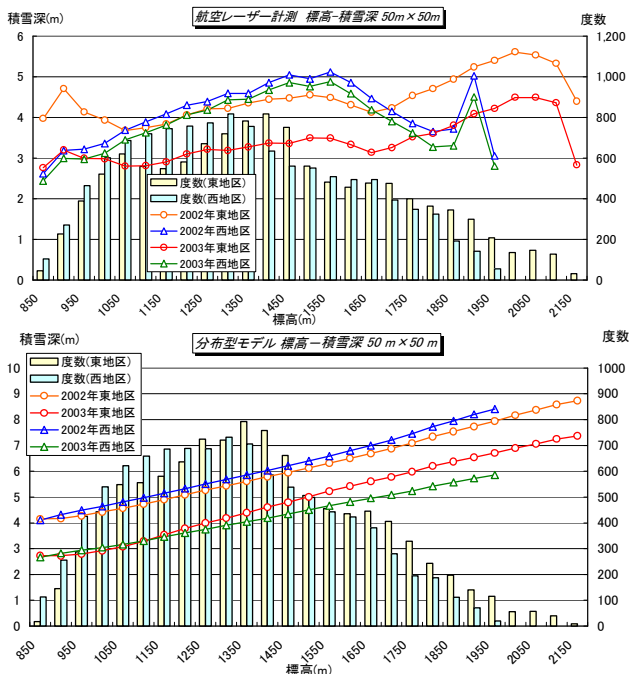


図 7. 標高と積雪深のヒストグラム
上段: 航空レーザー計測,
下段: 分布型モデル

るので, 標高と積雪深の関係はほぼ比例関係となる。

方位

図 8 に斜面方位と積雪深のヒストグラムを示す。航空レーザー計測のデータでは, 東地区では南向きの斜面のデータ数が少なく, 東向き斜面のデータ数が多くなっている。積雪深は南, 南西方向の斜面で多く, 北東~北西方向の斜面では積雪深が少なくなっており, その差は概ね 1 m 程度である。2002 年, 2003 年ともに傾向はほぼ同じであるが, 2002 年の方が 2003 年よりも 1 m 程度積雪深が多くなっている。

西地区においては, 東向き斜面のデータが多く, 北向き斜面のデータが少ない。積雪深は, 東地区に比べてやや東側に積雪深の多い方位が変位し, 南東~南方向の斜面において積雪深が多く, 北~北西向きの斜面では積雪深が少ない傾向となっている。

モデルでは, 東地区の積雪深の最小方向が南向

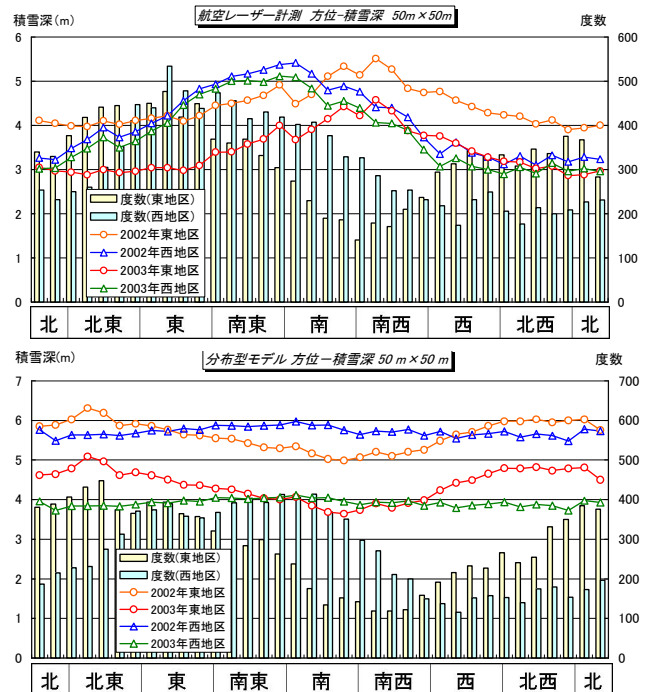


図 8. 方位と積雪深のヒストグラム
上段: 航空レーザー計測,
下段: 分布型モデル

となり,航空レーザー計測と相反する結果となった.また西地区においては,積雪深はほぼ同一値となった.

斜面方位が積雪深分布に与える影響は,日射量や蒸発量の差あるいは,風向に関する場合には風速の強弱に依存する熱輸送量の差,さらに吹雪による雪粒子の移動によるもの大きい.各要素ともに局地的なもので,調査する地域によって傾向が異なるが,当該地区においては次のような気候・地形の特徴が原因であると考えられる.矢木沢ダム流域は,冬期には日本海からの季節風が吹くことにより,積雪が多くもたらされる.季節風は風上側の北西・北東斜面の積雪を吹き払い,風下側の南東あるいは南西側斜面に積雪を移動させる.このような季節風による積雪の移動が冬期間継続するために,方位による積雪深の分布傾向に差が生じるものと考えられる.

曲率

一般に,凹凸度(平均曲率)は地形データから作成された勾配ベクトルの発散を取ることで,ラプラシアンで表現でき,着目する点が周囲の4点の平均値よりも大きいか小さいかを示す物理量である.つまり,曲率が0より大きいときに沢(谷)地形を示し,0より小さいときに尾根地形を示す物理量である.

図9に曲率と積雪深のヒストグラムを示す.航空レーザー計測では,両地区ともに沢地形の度合いが大きくなるほど積雪深も増加し,尾根地形になるほど積雪深は減少傾向にある.モデルでは曲率による変化はほとんどなく,ほぼ一定値であるが,曲率が増加するに従って積雪深は緩やかな減少傾向にある.

平均積雪深

表2に各地区の平均積雪深を示す.モデル計算値は全ての地区において過大評価となった.しかし,2003年の西地区においては航空レーザー計測が3.87 m,モデル計算値が3.94 mと良好な結果を得た.

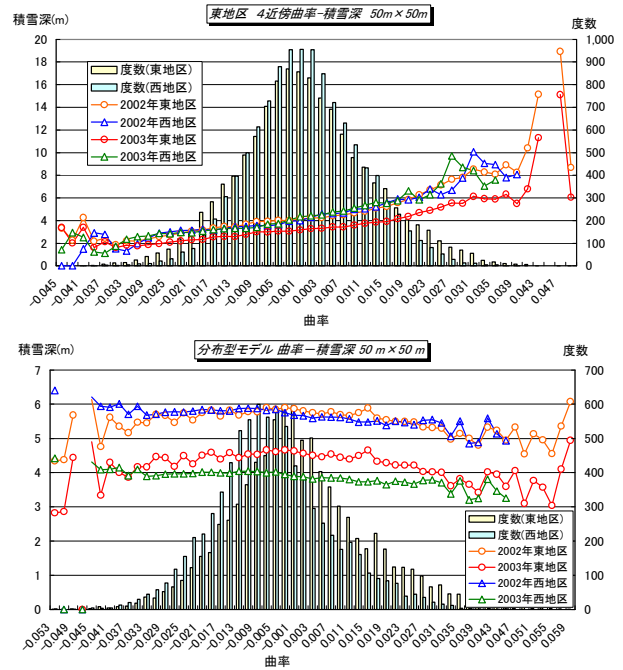


図9. 曲率と積雪深のヒストグラム

上段:航空レーザー計測,

下段:分布型モデル

表2. 各地区の平均積雪深

航空レーザー計測	2002年	2003年
東地区	4.30 m	3.24 m
西地区	4.06 m	3.87 m
分布型モデル	2002年	2003年
東地区	5.73 m	4.49 m
西地区	5.74 m	3.94 m

11.まとめ

分布型融雪流出モデルを用いて通年で融雪流出解析を行い,概ねのダム流入量を再現できた.また,圧密モデルを組み込むことにより,広域な積雪深分布を算出できるようになり,航空レーザー計測データとの比較が可能となった.その結果,現行の分布型モデルでの降雪量補正に改良の余地があることがわかった.現行の分布型モデルでは降雪量補正を標高のみで行っているため,他の地形特性の影響は考慮されていない.今後は航空レーザー計測データをさらに解析し,谷や曲率などの標高以外の地形特性も考慮することにより,より実現象に近い積雪深分布を表現できると考える.