

森林域の水・熱フラックスを考慮した積雪と蒸発散の推定

Estimation of Snow Pack Condition and Evapotranspiration Based on Water and Heat Fluxes in Forest Areas

(株)福田水文センター

独立行政法人 北海道開発土木研究所

○正 員 口澤 寿 (Hisashi Kuchizawa)

正 員 中津川 誠 (Makoto Nakatsugawa)

1. はじめに

積雪寒冷地流域の効率的な水管理のため、積雪量および融雪量の的確な把握が不可欠である。また、流域の全体的な水収支を考える上で、蒸発散量についても的確に推定する必要がある。蒸発散は土壌や植生の状態によって動的に変化する。また、積雪寒冷地においては、積雪の有無によって水・熱フラックスが大きく変化するため、降水、積雪、融雪、蒸発散を包括的かつ定量的に推定していく必要がある。本研究では、近藤ら¹⁾によって提案されている2層モデルを積雪寒冷地のダム流域に適用し、森林植被の影響を考慮した積雪と蒸発散の再現を試みた。

本モデルでは、森林特有の遮断蒸発を考慮することにより高精度で水文量の推定が可能となった。

2. 検討対象流域の概要

今回検討対象としたのは、図-1に示す位置にある札幌市南部の定山溪ダムである。定山溪ダムは治水および発電・水道への利水を目的とした多目的ダムで、流域面積104km²を有する。地被構成は針葉樹林61%、広葉樹5%、笹・長草34%であり、針葉樹林が大半で広葉樹が少ない積雪寒冷地特有の森林形成をしている。

北海道開発局のダム管理所においては各種観測を毎正時に実施している。これらは大気・地表面間の熱フラックスの推定に生かすことができる。解析データの内訳としては、貯水位変化と放流量から求められるダム流入量、流域内数カ所にあるテレメータ雨量データのほか、ダム管理所地点の降水量、風向・風速、日射量、日照時間、湿度、気温、積雪深等の気象観測データを用いた。解析対象年度は1996年～2000年まで計5カ年とする。また、ダムの流木処理施設内の微気象観測結果も参考とした。流域積雪深・積雪水量の再現結果を確認するため、スノーサーベイのデータと比較検証を行った。

3. 流域降水量(降雨量・降雪量)の推定

最初に降水量、流出量といった水文諸量を明らかにする。作業の手順を図-2に示す。

3.1 流域降雨量の推定

降雨量は地形の影響を受ける。とくに標高の高低が降雨量に与える影響が大きいと考えられる。そこで、流域内の開発局テレメータのデータを用い、次式のようにダム管理所雨量と標高を説明因子とした重回帰式を作成し²⁾、任意地点メッシュの降雨量を算出した。

$$R = a_1 X_1 + a_2 X_2 \quad (1)$$

ここで、 R は任意メッシュの日降水量(mm/d)、 X_1 は標高(m)、 X_2 はダム管理所日降水量に重み係数 λ を乗じた

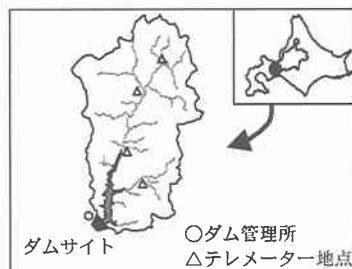


図-1 定山溪ダム流域(104km²)の位置図

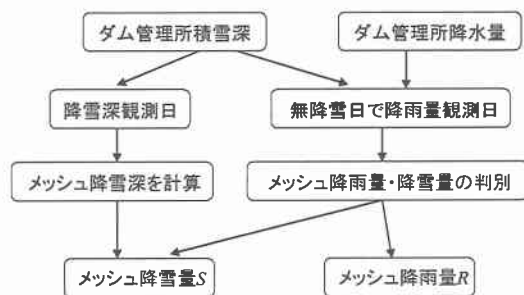


図-2 流域降水量推定のフローチャート

値(mm/d)、 $a_1 \sim a_2$ は重回帰係数を表す。また、重み係数 λ は次式で与える。

$$\lambda = \sum_{i=1}^n \alpha_i \beta_i \quad (2)$$

ここでは α_i は観測所のティーセン係数(=支配面積/流域面積)、 β_i はダム管理所と i 観測所の単相関から求めた回帰係数である。決定された重回帰係数 $a_1 \sim a_2$ 、重相関係数、偏相関係数を表-1に、ティーセン係数、重み係数を表-2に示す。なお、式(1)の流域降雨量推定式の作成には5月から10月までのテレメータ雨量データを用いた。

次に重回帰式より求めた降水量の再現性を確認するため、同期間の流域平均雨量推定値とティーセン法で求められた値を比較したものを図-3に示す。図-3より流域平均の降雨量が妥当に推定できていることが示された。なお、推定降雨量は国土数値情報のメッシュ(約1km四方)の値として整理される。

表-1 降雨量推定重回帰式の定数

ダム流域	重相関係数	重回帰係数		偏相関係数	
		a_1	a_2	X_1	X_2
定山溪	0.911	0.00075	0.988	0.015	0.911

表-2 降雨量推定重回帰式の定数

観測所名	標高	ティーセン係数	重み係数
	m	α	β
定山溪ダム管理所	393	0.077	1.000
秩父	550	0.288	1.001
小樽内	390	0.212	1.001
春香山	565	0.221	1.008
四ツ峰	500	0.202	1.031

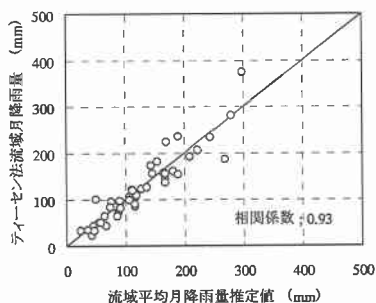


図-3 定山溪ダムにおける流域平均雨量の再現 (1993～2000)

3.2 流域降雪量の推定

冬期の降雪量を把握するには観測が難しく、その精度も悪いことから、積雪調査(スノーサーベイ)で計測される結果を援用して年降雪量を求めていた²⁾。しかしながら、積雪の有無によって水・熱フラックスが大きく変化するため、日々の流域降雪量をより高精度で推定しなければならない。そこで本モデルでは、図-2に示すようにダム管理所地点で降雪量観測日(日積雪深差分で正值日)は、流域でも降雪があるとして流域降雪深を算定する。ダム管理所地点で降雨量観測日は、流域降水量をメッシュごとに降雨か降雪かに判別する必要がある。これは次式¹⁾によって得られる判別温度と気温を比較することによって行った。

$$T_c = 11.01 - 1.5e \quad (3)$$

$$e = rh \times e_s \quad (4)$$

$$T > T_c \dots \dots \text{雨}, T \leq T_c \dots \dots \text{雪}$$

ここで、 T_c は判別温度(℃)、 e は水蒸気圧(hpa)、 e_s は飽和水蒸気圧(hpa)、 rh は相対湿度、 T は気温(℃)である。すなわち、気温が判別温度より大きい場合は降雨とみなして式(1)の重回帰式から降雨量を求める。一方、その逆の場合は降雪量とみなす。雨と雪の判別に用いた判別温度を求めるには、当該地点の気温と相対湿度が必要である。各地点の気温については、ダム管理所地点の気温を標高補正(気温減率を $0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ とした)して求める。この気温から飽和水蒸気圧が得られる。一方、相対湿度については、ダム管理所の観測値を与えた。

結局、日降雪深を推定するために、表-3に示す積雪深観測地点の累積降雪深とダム管理所地点の累積降雪深の関係に基づき、次式を作成した。

$$S = S_1 + S_1 \times (H - H_1) \times \frac{k}{100} \quad (5)$$

ここで、 S は任意メッシュの降雪深(cm/d)、 S_1 はダム管理所地点の降雪深(cm/d)、 H は任意メッシュの標高(m)、 H_1 はダム管理所地点の標高(m)、 k は回帰係数である。定山溪ダム流域の回帰係数 k は観測結果より0.1043とし

表-3 平成12年度定山溪ダム流域積雪深観測地点

ダム	地点名	標高
		m
定山溪ダム	流木処理所	400
	四つ峰	500
	秩父	550
	春香山	565
	国際スキー場	1090

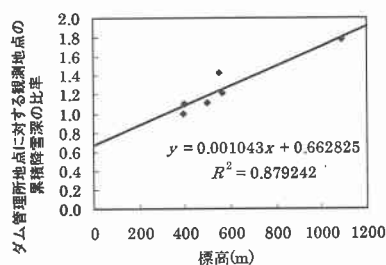


図-4 ダム管理所地点に対する流域内観測地点の累積降雪深の比率(2000.11～2001.5)

た(図-4参照)。なお、降雪深を降雪水量に変換する際に用いる降雪密度を $0.17\text{g}/\text{cm}^3$ とする。また、ダム管理所地点で降雨量が観測されている場合は、降雨量推定式(式(1))から降雪量を与えるものとする。

4. 2層モデル法による推定手法の概略

森林からの蒸発散現象のうち重要なものは、無降水日に葉面の気孔を通しての蒸散、降水日には、降水が葉面などで遮断され、林床に達することなく蒸発する遮断蒸発である。本モデルでは、遮断蒸発を考慮した2層モデル法による蒸発散量の推定を試みた。

4.1 推定手法の概略

蒸発散量は地被や植被の状態によって動的に変化する。そこで、より高い精度で熱フラックスを推定するために、地表面と植被層各々の熱収支を近藤ら¹⁾によって提案されている2層モデルによって定式化する。基礎式を表-4に示す。各層の熱収支は表の式(7)と(8)で表されるが、簡便化のため式(14)と(15)を式(7)と(8)に代入し、連立1次方程式に帰着させて地表面温度 T_g および植被層温度 T_v を求める。これによって式(10)と(12)に示すバルク法から潜熱フラックスが求められ、蒸発散量が推定できる。

また、融雪量は式(17)および(18)の積雪の熱収支式で推定される。なお、上記の計算においては地中伝達熱量(G)と積雪の蓄熱効果(Q_s)は無視している。いずれにしても、ここで計算される融雪量と観測から与えられる降雪量から積雪量が推算できる。すなわち、地表面の積雪の有無が判定できるため、その違いに応じて熱フラックスと蒸発散量が計算できることとなる。このなかで、積雪の有無によって地表面のアルベドが大きく変わるため、その変化を推定することが必要となる。アルベドは定山溪流域で観測されたアルベド α を気温 T との関係に基づき次式によってパラメタライズした。

$$\alpha = -0.020 \times T + 0.554, (0.40 \leq \alpha \leq 0.90) \quad (6)$$

なお、積雪がない場合のアルベドは観測結果に基づき0.2に固定した。

葉面積指数LAIについては、石井ら³⁾によって推定された葉面積指数LAI月別マップ(1kmメッシュデータ)を用いた。夏季である7月と落葉期として10月の

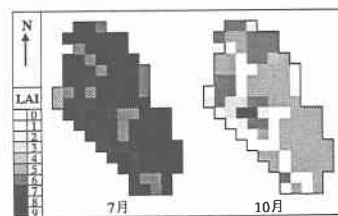


図-5 定山溪ダム流域 LAI 月別分布図(7月, 10月)

流域 LAI 分布図を図-5 に示す。なお、計算に必要なバルク係数と、蒸発効率を表-5 に示す。ただし、降雨日の蒸発効率は $\beta_g = \beta_v = 1.0$ とした。

表-4 モデルの基礎式(1)

2層モデルの基礎式

$$\text{地表面； } f_v R \downarrow + (1-f_v) \sigma T_v^4 - G = \sigma T_g^4 + H_g + \ell E_g \quad (7)$$

$$\text{植被層； } (1-f_v)(R \downarrow + \sigma T_g^4) = 2(1-f_v) \sigma T_v^4 + H_v + \ell E_v \quad (8)$$

$$H_g = C_p \rho C_{H_g} u (T_g - T) \quad (9)$$

$$\ell E_g = \ell \rho \beta_g C_{H_g} u \left\{ e_{sat}(T_g) - e \right\} \frac{0.622}{p} \quad (10)$$

$$H_v = C_p \rho C_{H_v} u (T_v - T) \quad (11)$$

$$\ell E_v = \ell \rho \beta_v C_{H_v} u \left\{ e_{sat}(T_v) - e \right\} \frac{0.622}{p} \quad (12)$$

$$f_v = \exp(-F \cdot \text{LAI}) \quad (13)$$

$$\sigma T_v^4 = \sigma T^4 + 4\sigma T^3(T_v - T) \quad (14)$$

$$\sigma T_g^4 = \sigma T^4 + 4\sigma T^3(T_g - T) \quad (15)$$

$$E = E_v + E_g \quad (16)$$

H_g, H_v ; 各々地表面および植被層からの顕熱フラックス(W/m²)

$\ell E_g, \ell E_v$; 各々地表面および植被層からの潜熱フラックス(W/m²)

E_g, E_v ; 各々地表面および植被層からの蒸発散量(mm/s)

E ; 全蒸発散量(mm/s)

T_g, T_v ; 各々地表面および植被層の代表温度(°C)

$R \downarrow$; 下向き正味放射量(W/m²)

G ; 地中伝達熱量(W/m²)

σ ; ステファン・ボルツマン係数(=5.67×10⁻⁸ W/m²/K⁴)

ℓ ; 蒸発潜熱(=2.50×10⁶ J/kg)

ρ ; 空気密度(=1.2kg/m³)

C_p ; 空気の定圧比熱(=1,004J/kg/K)

p ; 大気圧(hPa)

C_{H_g}, C_{H_v} ; 各々地表面～大気間および植被層～大気間のバルク係数

β_g, β_v ; 各々地表面および植被層の蒸発効率

u ; 代表高度での風速(m/s)

T ; 代表高度での気温(°C)

e, e_{sat} ; 各々代表高度での水蒸気圧(hPa)および飽和水蒸気圧(hPa)

f_v ; 放射に対する植被層の透過率

F ; 各々放射に対する葉面の傾きを表すファクター(=0.5; 等方的)

LAI; 各々葉面積指数

融雪計算の基礎式

$$Q_s + Q_m = Q_G \quad (17)$$

$$Q_G = R \downarrow - \varepsilon \sigma T_s^4 - H - \ell E + Q_B + Q_R \quad (18)$$

$$R \downarrow = (1-\alpha) S \downarrow + \varepsilon L \downarrow \quad (19)$$

$$M = 86,400 \frac{Q_s}{\ell_f} \quad (20)$$

Q_s ; 積雪の温度を上昇させるエネルギー(W/m²)

Q_m ; 融雪に使われるエネルギー(W/m²)

Q_G ; 積雪層が表面と底面から得る正味のエネルギー(W/m²)

T_s ; 積雪面温度(°C)

$R \downarrow$; 下向き正味放射量(W/m²)

ε ; 積雪面放射率(=0.97)

$S \downarrow$; 下向き日射量(W/m²)

$L \downarrow$; 下向き長波放射量(W/m²)

Q_B ; 土壌から供給される熱量(W/m²)

Q_R ; 降雨から供給される熱量(W/m²)

M ; 融雪量(mm/d)

ℓ_f ; 氷の融解潜熱(=0.334×10⁶ J/kg)

表-5 バルク法に必要なパラメータ設定値

地被	バルク輸送係数 C_H	蒸発効率 β
地表面	0.003	0.50
積雪面	0.001	1.00
植被層	0.005	0.40

4.2 降雨による遮断蒸発モデルの概要

近藤ら¹⁾は遮断蒸発量を森林の葉面積指数、樹冠の開鎖率(林冠疎密度)、降水量などの関数で表現し、熱収支的に評価するモデルを提案している。基礎式を表-6 に示す。強い降水があり、樹体が十分濡れた場合には、遮断蒸発量 I (mm/d) は式(22)である。第1項は降水中の蒸発を表す。 I_{POT} (mm/d) は遮断蒸発能と呼ばれるもので、前節で示した熱収支法で、 $\beta=1$ として降水中のパラメータを用いて求めた E_v (mm/d) = I_{POT} とする。式(22)の第2項は森林の単位面積上の樹体表面(枝・幹・葉)が保水する量であり、降水後数時間～1日以内に蒸発してしまう量である。樹体が十分濡れない少降水日には、式(21)を用いる。遮断蒸発を考慮した森林域の日総蒸発散量は式(27)に示す E_t となる。

表-6 モデルの基礎式(2)

遮断蒸発モデルの基礎式

降水強度小; $\Omega^* \times Pr < I_{POT} \times (\tau_p/24) + S_{MAX}$ のとき

$$I = \Omega^* \times Pr \quad (21)$$

降水強度大; $\Omega^* \times Pr \geq I_{POT} \times (\tau_p/24) + S_{MAX}$ のとき

$$I = I_{POT} \times (\tau_p/24) + S \quad (22)$$

ここで、

$$\tau_p = 18[1 - \exp(-Pr/12)] \quad (23)$$

$$\Omega^* = \Omega[1 - \exp(-F \cdot \text{LAI}/\Omega)] \quad (24)$$

$$S = S_{MAX}[1 - \exp(-Pr/S_{MAX})] \quad (25)$$

$$I_{POT} = E_v \quad (26)$$

$$E_t = E + I \quad (27)$$

Pr ; 降水量(mm/d)

I_{POT} ; 遮断蒸発能(mm/d), $\beta=1$ として2層モデルで計算

τ_p ; 降水継続時間(h)

S ; 樹体表面の保水量(mm)

S_{MAX} ; 最大保水容量(=2.0mm)

Ω^* ; 降水が樹体にぶつかる確率

Ω ; 樹冠の開鎖率(=0.9)

E_v ; 総蒸発散量(mm/d)

E ; 地表面蒸発散量と植被層蒸発量の蒸発散量(mm/d)

5. 積雪深・積雪水量と融雪量の再現結果

積雪深は、降雪があった場合の累加される一方、融雪量と地表面蒸発散量を差し引いて求める。この際、積雪水量を積雪深に変換するため積雪密度が必要となるが、これは雪質によって変化するとして、融雪時の積雪密度調査を元に積算温度(基準温度-3.0°C)の関数として式(28)、(29)のように与える。

$$\rho_s = 0.019(\sum T)^{0.5} + 0.309 \quad (\text{at } \rho_s \leq 0.700) \quad (28)$$

$$\rho_s = 0.700 \quad (\text{at } \rho_s > 0.700) \quad (29)$$

ここで、 ρ_s は積雪密度、 $\sum T$ は積算温度をあらわす。このように推定された積雪密度を検証した結果を図-6 に示す。このときの積算開始は各年1月から行い、それ以前は積雪密度下限値 0.309g/cm³ を与える。

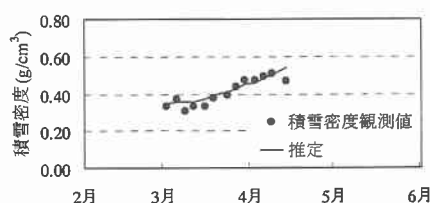


図-6 積雪密度の再現結果(定山溪ダム流木処理所 1998)

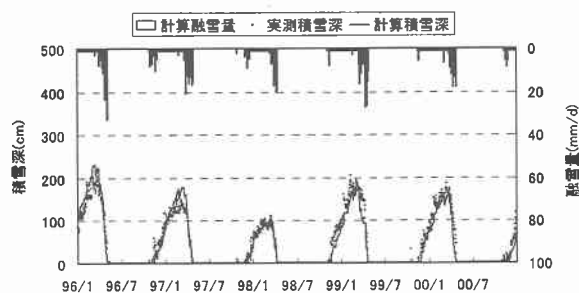


図-7 積雪深・融雪量の計算結果
(定山溪ダム管理所地点 1996.1~2000.12)

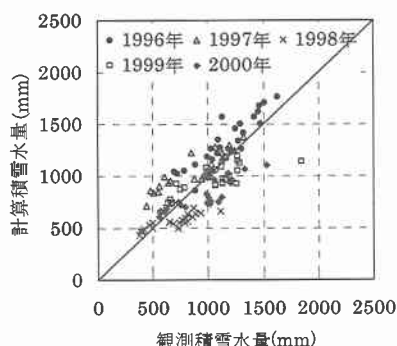


図-8 スノーサーベイ積雪水量の再現結果
(定山溪ダム流域 1996~2000)

定山溪ダム管理所地点で計測されている積雪深を2層モデルを基本とした融雪モデルで再現した結果を図-7に示す。とくに消雪のタイミングなど、結果については概ね妥当に再現されている。また、積雪包蔵水量を把握するために行われるスノーサーベイから得られた実測積雪水量と計算積雪水量の比較を図-8に示す。以上の結果より、流域内で標高の異なる任意のメッシュにおいても妥当に降水量を把握し、積雪と融雪が上手く再現できていると結論づけられる。

6. 蒸発散量の再現と水収支の検証

次に2層モデルによる蒸発散量の推定結果を表-7、図-9に示す。これまで、水収支法などとの比較により、定山溪ダム流域の蒸発散量はほぼ可能蒸発散量に近く450mm~550mmという見解が示されてきた²⁾。つまり、森林域での実蒸発散量は可能蒸発散量に近い値を示し、蒸発散に必要な水分が(植生を含む)地被に十分に供給されていることが推測できる。最初に流域内の降水量(降雨量と降雪量の合計値)と流出量の収支(水収支)について考える。今回の推定手法から求めた5カ年平均値で流域平均降水量は2,066mm、流出量は1,569mm、水収支法による蒸発散量は497mmとなった。次に2層モデルによる実蒸発散量について検証する。5カ年流域平均値で植被層蒸散量206mm、遮断蒸発量164mm、地表面蒸発散量104mmで全蒸発散量469mmとなった。結果とし

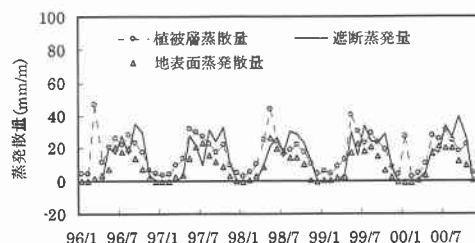


図-9 定山溪ダム流域における蒸発散量の推定結果
(1996.1~2000.12)

表-7 水収支と2層モデルの計算結果(1996~2000)

年	降雨量	降雪量	流出量	水収支法蒸発散量
1996	635	1633	1721	546
1997	796	1135	1508	423
1998	854	1065	1328	591
1999	856	1230	1550	537
2000	911	1216	1738	389
年平均	810	1256	1569	497
年	植被層蒸散量	遮断蒸発量	地表面蒸発散量	2層モデル法総蒸発散量
1996	216	150	92	458
1997	197	163	102	461
1998	202	169	114	485
1999	212	168	108	487
2000	204	170	103	453
年平均	206	164	104	469

て遮断蒸発は全蒸発散量の35%に達し、近藤ら¹⁾の示す見解と同様な傾向で算出された。この結果、水収支法と同様な蒸発散量が推定されたことになる。図-9より季節的な変化に着目すると、植被層蒸散量は大気・地表面間あるいは大気・植被層間の温度差が大きいときに増加するが、その傾向は気温も地表面温度も大きい盛夏よりも相対的な温度差の大きい春から初夏にかけての時期に顕著に現れている。また、冬期間は地表面温度が小さいことで潜熱フラックスが負、すなわち凝結が起きやすくなっている。

7. まとめ

積雪寒冷地の森林ダム流域で2層モデルによる降水量、積雪量、融雪量、蒸発散量(植被蒸散量・遮断蒸発量・地表面蒸発散量)といった一連の水文現象を同じ水・熱フラックスのもとで包括的に推定することを試みた。特に積雪寒冷地では、積雪の有無によって水・熱フラックスが大きく変化する。流域全体の水収支のクロスチェックなどから水・熱フラックスを妥当に計算出来たと言える。また、森林特有の遮断蒸発量を考慮することで妥当な蒸発散量を得ることが出来た。

謝辞

本研究の一部は、平成13年度北海道開発局受託研究費の補助を受けて実施された。また、石狩川開発建設部豊平川ダム統合管理事務所からはデータ・資料の提供をいただいた。LAI データは電力中央研究所の石井孝氏に提供していただいた。ここに厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 近藤純正,1994;水環境の気象学,朝倉書店。
- 2) 口澤寿,中津川誠,2001;積雪寒冷地流域における水収支と蒸発散量の評価,平成12年度土木学会北海道支部論文報告集, pp.422-425。
- 3) 石井孝,梨本真,下垣久,1999;衛星データによる葉面積指数 LAI の推定,水文・水資源学会誌, pp.210-220。