

苦小牧周辺河川の水収支の検討

八田 茂実*・秋野 隆英**・藤井 清志***・照井 文哉****

Study on the Water Budget around Tarumae Volcanic Area

Shigemi HATTA, Takahide AKINO, Kiyoshi FUJII and Fumiya TERUI

要 旨

樽前山南側に位置する苦小牧西部地区の7つの河川流域を対象として、水収支を検討した。まず、レーダーアメダス解析雨量と地上雨量計の観測結果および積雪調査の結果を用いて流域平均雨量を推定し、次に各流域の地形分布を考慮して流域蒸発散量を熱収支法に基づいて推定した。この結果、対象とした地域全体では、全降水量と全流出高の残差が流域蒸発散量よりも小さく、水収支が閉じていない可能性があることが示された。

Abstract

The water budget in the southern foot of the Mt. Tarumae is investigated. First, the basin-wide precipitation is estimated by using the Radar-AMeDAS precipitation and the ground point rainfall and snow water equivalent. Next, the basin-wide evapo-transpiration is estimated considering the topographic features. As the results, the spatial average of the annual difference the precipitation and discharge is less than the evapo-transpiration. The discrepancy of the water budget in this area has the possibility that the water budget does not close in this area.

1. はじめに

樽前山麓を水源とする苦小牧市近郊を流れる河川は、水量も豊富で極めて優良な水質であることが知られている。事実、苦小牧の工業地域は、これらの河川の豊富な水資源を背景に成立しているといっても過言ではない。

今後の地域の水資源管理を考える上で、降雨によって流域に供給された水がどのような流出経路をたどり河川水となるかを明らかにすることは、極めて重要な課題である。

これまで、苦小牧地域の河川を対象とした研究では、地形上の流域界を超えた水分移動が指摘されている。しかし、これらの検討の多くは、観測網が十分に整備されていない時代に行われたため、比較的雨量の少ない海岸部の降水量のみを用いているために、流域雨量を過小評価している可能性

がある。また、河川流量の観測箇所・頻度が少ないため、地域全体を包括した形で水収支を検討するまでにはいたっていない。

本研究では、これまでに蓄積されている水文資料に加え、筆者らが調査した資料をもとに苦小牧地域における水収支を検討する。

2. 対象流域と調査の概要

2.1 流域の概要

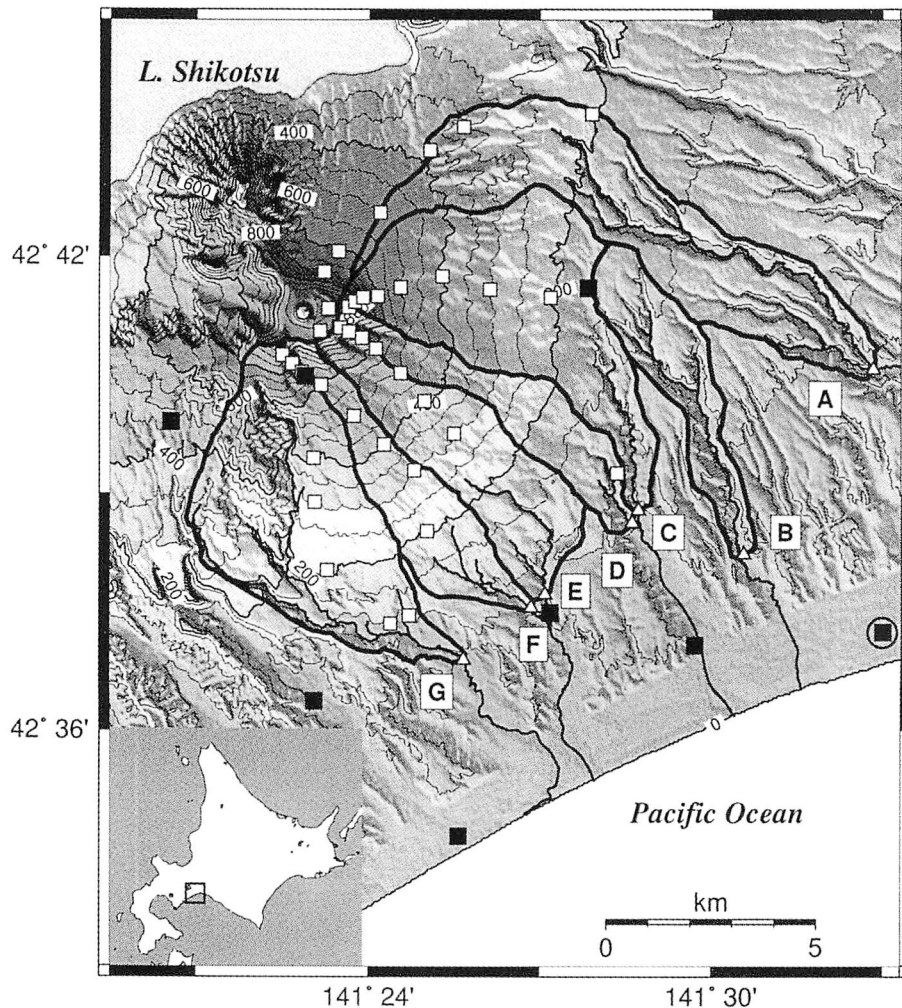
本研究で対象とした流域は、樽前山の南側山麓を流れる苦小牧川、小糸魚川、錦多峰川、錦多峰沢川、熊の沢川、覚生川、樽前川流域の計7流域である。これらの流域は、いずれも火山性台地上にあるが、火山噴出物は東側ほど厚く堆積しており、樽前川付近では樽前火山噴出物は薄く、主として下位の支筋火山噴出物が多く見られる¹⁾。対象とした流域の地形とその諸元を図-1および表-1に示す。図中に示した河道のうち、小糸魚川、錦多峰沢川、熊の沢川、覚生川については、現地調査で30l/s以上のものを示しており、他の流域については1/25000地形図から読み取ったものであ

*助教授 環境都市工学科

**教授 環境都市工学科

***教授 物質工学科

****技官 物質工学科



A: 苫小牧川流域, B: 小糸魚川流域, C: 錦多峰川流域, D: 錦多峰沢川流域, E: 熊の沢川流域, F: 覚生川流域, G: 樽前川流域, 図中の■印は雨量観測点, □印は積雪調査地点, ○印は地上気象観測地点を示す。

図－1 対象流域の概要

る。いずれの流域も流域のほとんどが国有林内に存在し、各種用水の取水もなされていない。

2.2 水文資料の概要

対象地域内では北海道開発局室蘭開発建設部、苫小牧市水道部がそれぞれ流量・降水量の観測を行っている。流量はいずれの観測においても流域末端に設置した水圧式水位計により得られた水位を水位流量曲線によって流量に換算している。なお、小糸魚川流域では筆者らも独自に水位・流量調査を実施しており、これで作成された水位流量曲線を採用した。

一方、降水量に関しては、地上雨量計が流域内

対象流域の諸元

記号	流域名	流域面積 km ²	主河道長 km	流域標高 m
A	苫小牧川	25.40	12.49	29～702
B	小糸魚川	8.97	7.39	27～182
C	錦多峰川	24.11	4.51	36～1012
D	錦多峰沢川	8.65	2.12	34～1012
E	熊の沢川	13.66	4.63	46～955
F	覚生川	9.79	2.35	46～987
G	樽前川	24.23	9.91	47～986

に8地点設置されており、積雪期間を除いて1時間単位で雨量資料が整備されている。また、北海道開発局ではスノーコースを4コース設定し、積

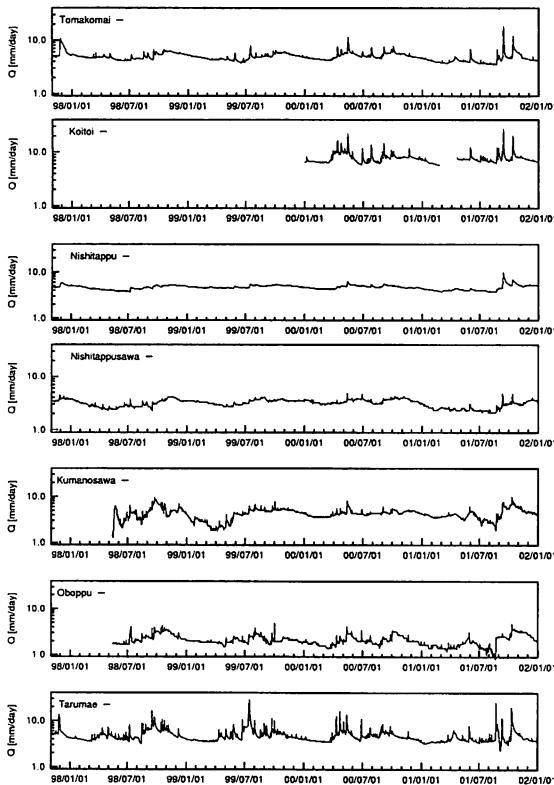


図-2 対象期間の日平均流量

雪調査を実施している。対象地域における流量観測点および積雪調査地点を図-1中に示す。本研究では、これらの資料に苦小牧測候所および筆者らが観測している資料を加え解析を行う。

3. 予備解析

対象地域の水収支を検討するに当たり、流域内の雨量・蒸発散量を推定する必要がある。本研究では、流域をメッシュ分割し、地上気象データを各メッシュに配置した後、流域平均雨量および流域平均蒸発散量の推定を行った。ここでは、各観測資料と観測資料を流域メッシュに割り当てる手順を具体的に示す。

3.1 流域地形と気象要素の配置

局所的な気象要素を推定するためには、標高や斜面勾配・斜面向きといった流域地形特性を明らかにする必要がある。このため、国土地理院発行の50mメッシュの数値地図を利用し、対象流域内の標高値を獲得した。各メッシュ点における斜面勾配や斜面向きは、当該メッシュ点を中心とした周囲の標高との関係から求めている。

一方、対象地域の地上気象観測値は、苦小牧測候所で観測されている資料を利用した。苦小牧測候所では、気温・湿度・日照時間・風速・降水量等が観測されており、これらの気象要素を対象流域に適用する。実際には湿度・風速・日照時間は、地上気象データと同一の値を用いるものとし、気温は標高による補正、日射量は日照時間から推定した後、国土数値情報の50mメッシュ標高値を用いて地形による補正を行って各メッシュの気象値として利用した。日射量の地形補正にはいくつかの方法が提案されているが、本研究では、地表面が受ける日射量算定における地形効果を表現する指標として、太陽南中時の受光係数 S_N を用いた²⁾。受光係数はある地形上の任意地点が南中時に受光する日射量の強さを表す係数で、赤道上の平坦地が春分南中時に受ける日射量の大きさを1として表すものである。受光係数 S_N は以下の式で表される。

$$S_N = \sin \lambda \cos \theta + \cos \lambda \sin \theta \cos \beta \quad (1)$$

ここで、 λ ：南中時の太陽光の入射角、 θ ：斜面勾配(南向き:+, 北向き:-)、 β ：斜面向き(真北からの角度, 東向き:+, 西向き:-)である。平坦地における受光係数は $\theta = 0$, $\beta = 0$ であるので、上式より、

$$S_{N0} = \sin \lambda \quad (2)$$

と表すことができる。

通常、日射量は平坦地で観測されているので、斜面上の日射量 I_s は、平坦地における日射量 I に、その斜面の受光係数 S_N と平坦地の受光係数 S_{N0} の比を乗じ、次式のように求めることができる。

$$I_s = I \frac{S_N}{S_{N0}} = I \left(\cos \theta + \frac{\sin \theta \cos \beta}{\tan \lambda} \right) \quad (3)$$

3.2 流量資料の検討

図-2は、各機関から提供された流量を日流出高として表したものである。水収支の検討に当たり、対象期間を設定する必要があるが、調査対象地域全体で資料が得られている期間が短いため、本研究では降雪の始まる、前年の11月から当該年の10月までを水年とし、この期間で水収支を検討することとした。

3.3 降水資料の検討

降水量に関しては、流域内に8地点設置されているが、内6地点が200m以下の標高帯に存在し

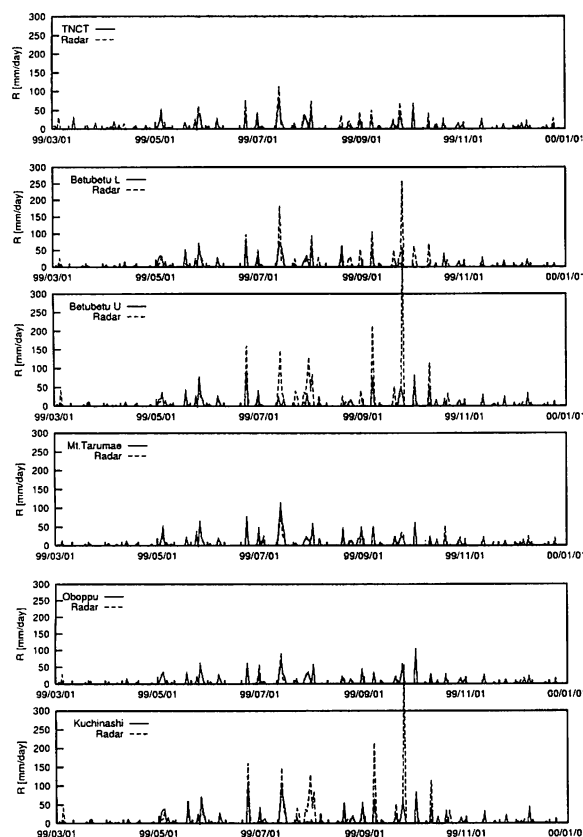


図-3 地上雨量計とレーダーアメダス解析雨量の比較
(99/03/01-00/01/01)

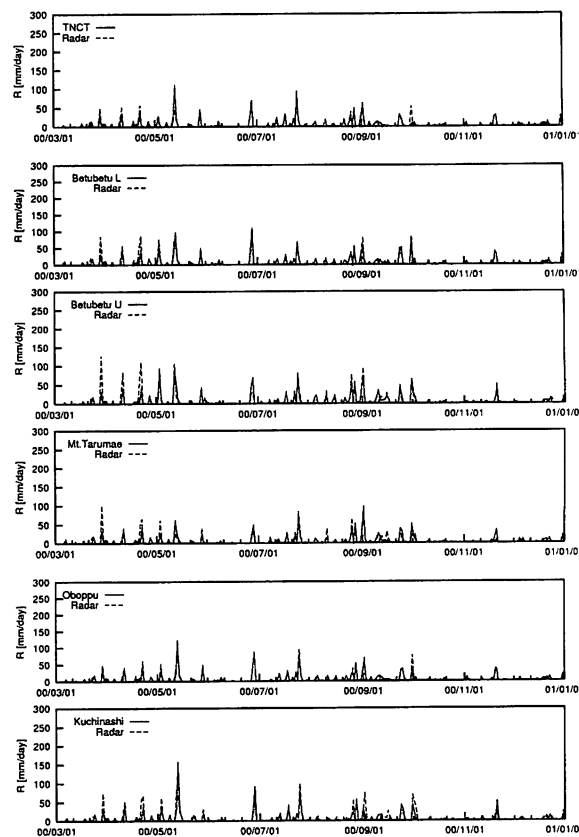


図-4 地上雨量計とレーダーアメダス解析雨量の比較
(00/03/01-01/01/01)

ている。対象地域の特に西側は地形性降雨の通り道となっているため、降雨量を過小評価する恐れがある。このため、流域雨量の算定は基本的に、財団法人気象業務支援センターで配布しているレーダーアメダス解析雨量を用いることとした。レーダーアメダス解析雨量は2001年3月までは緯度方向に0.05度、経度方向に0.0625度間隔（およそ5 kmメッシュ）、2001年4月以降は緯度方向に0.025度、経度方向に0.03125度間隔（およそ2.5kmメッシュ）のメッシュ値として整理されており、現在利用できる雨量資料としてはきわめて観測密度の高いものである。しかし、「災害を引き起こすような強雨を見逃さない」³⁾ことを第一の目的として作成されているため、地上雨量計よりもかなり大きな値を示すことが指摘されている（例えば山本⁴⁾）。ここでは、雨量資料の信頼性を検討するため、地上雨量計および積雪調査の結果との比較を行った。

図-3～4は、対象地域で観測されている1999、2000年の6地点の地上雨量計による雨量と、その地点に対応するレーダーアメダス解析雨量を比較したものである。1999年の別々川上流・下流や口

無沼の雨量に見られるように、レーダーアメダス解析雨量が地上雨量を大きく上回る箇所が存在している。地上雨量計による観測値には、明らかに動作不良と考えられる値も含まれているため、現実よりも小さな値となっている可能性はある。しかし、問題となる雨量計に隣接する樽前川流域、苫小牧川流域の流量測定値はあまり大きな出水となっていおらず、レーダーアメダス解析雨量が雨量を実際よりも過大に評価していると考えられる。また、表-2は1999年から2001年の夏季(5/1-10/31)の地上雨量計による雨量とレーダーアメダス解析雨量を比較したものである。レーダーアメダス解析雨量は先に示したような異常値を含んでおり、このような異常値を含む場合には、地上雨量計と極めて大きな差が生じている。しかし、それ以外の部分では1999年、2000年の資料は地上雨量とレーダーアメダス解析雨量の差は最大でも50mm程度ではほぼ一致している。また、2001年では地上雨量計よりも明らかにレーダーアメダス解析雨量は系統的に小さな値となっているため、2001年の水収支の検討にレーダーアメダス解析雨量をそのまま利用することは適切ではないことがわかる。

表-2 地上雨量計とレーダーアメダス解析雨量の比較(単位はいずれも[mm]，表中の記号“*”は，解析雨量に異常値を含むもの，“-”は地上雨量に動作不良があるものを示している．)

設置地点	1999/5/1-10/31		2000/5/1-10/31		2001/5/1-10/31	
	地上雨量	解析雨量	地上雨量	解析雨量	地上雨量	解析雨量
AMeDAS	986	984	938	1009	918	927
別々上流	1042	2481*	1355	1310	1354	1093
別々下流	1106	1402*	1234	1286	1192	950
樽前山	1355	1250	1009	1012	1078	1017
覚生川	1186	1236	1125	1181	1012	955
口無沼	1474	2481*	1071-	1308	1454	1047
TNCT	986-	1404	1041	1018	930	926

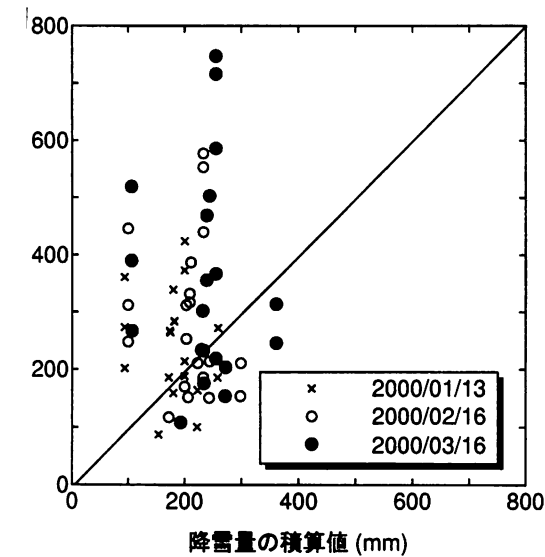


図-5 積雪調査による積雪水量とレーダーアメダス解析雨量から求めた降雪量の積算値 (2000年1月から3月)

以上のようなことから，夏季の流域雨量の算定は，1999年，2000年に関しては基本的にレーダーアメダス解析雨量を用いるものとし，異常値を示す期間および2001年については，地上雨量計のデータを用いてティーセン法によって補うこととした．

次に，積雪調査資料を用いて冬期間の雨量の検証を行った．レーダーアメダス解析雨量では降雪量と降雨量を分離して測定しているわけではないため，降雪量を推定する必要がある．降雪量の判別方法は，これまでにいくつかの経験式が提案されているが，ここでは，降雪量は，降雪判別気温 $T_c(^{\circ}\text{C})$ を次式のように定め，日平均気温が T_c より大きい場合には降雨とし，これ以外は降雪になるものとした⁵⁾．

$$T_c = 11.01 - 1.5e_D \tag{4}$$

ここで， e_D は，日平均水蒸気圧(hPa)である．

図-5は2000年の積雪調査による積雪水量と，99年11月1日から積雪調査日までのレーダーアメダス解析雨量による降雪量の積算値の関係を示したものである．積算期間中の融雪は考慮していないため，本来であれば積雪水量よりも降水量の積算値は大きく現れるはずである．しかし，実際に測定された積雪水量は，降水量の積算値を大きく上回っている箇所が多く，この傾向は標高の高い地点ほど顕著に現れていることがわかる．

一方，図-6は，上で示した積雪調査日の積雪水量と標高の関係を示したものである．標高700m以上の点で，積雪水量が極端に少なくなっている地点も見受けられるが，いずれの期間とも標高に対して積雪水量は直線的に増加する傾向が認められる．このため，流域内の積雪水量が標高に対して直線的に増加するものとして，流域内の積雪水量の分布を求め，これに降雪と判断されなかった雨量を加え，積雪調査日までの冬季間の降水量として与えることとした．なお，積雪水量と標高の関係式は，対象とする流域に最も近い積雪調査点の結果を利用して，流域別に求めている．

以上のような検討から，夏季・冬季の降水量を調整し，全流出量と全降水量の関係を求めると，表-3のようになる．1999年の小糸魚川の流量資料は得られていないが，この結果をみると，流域ごとに流出率は大きく異なり，地形上の流域界を超えた地中水の移動があることがわかる．また，2000年，2001年の結果によれば，対象地域全体では流出率が0.85程度で，総雨量と総流出高の残差は300mm/yr程度となっている．

表-3 各流域における総雨量と総流出高

(1998年11月1日～2001年10月31日,雨量補正後)

	1999			2000			2001		
	降水量	流出高	流出率	降水量	流出高	流出率	降水量	流出高	流出率
	R (mm)	Q (mm)	Q/R	R (mm)	Q (mm)	Q/R	R (mm)	Q (mm)	Q/R
苫小牧川	1738	1801	1.04	1929	1946	1.01	1892	1669	0.88
小糸魚川	1629			1871	2747	1.47	1697	2711*	1.60
錦多峰川	1741	1769	1.02	2004	1774	0.89	1893	1752	0.93
錦多峰沢川	1937	1230	0.64	2064	1270	0.62	1732	1000	0.58
熊の沢川上流	1911	805	0.42	2085	894	0.43	1623	863	0.53
覚生上流	1933	791	0.41	1962	766	0.39	1648	699	0.42
樽前川	1720	1895	1.10	1851	1774	0.96	1852	1598	0.86
対象地域	1779			1955	1659	0.85	1804	1523	0.84

*は欠測日の日流出高を年最低流出高で置き換えた参考値

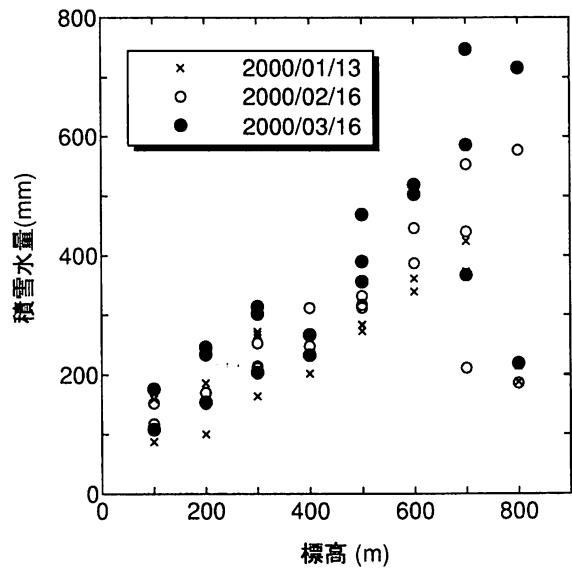


図-6 積雪調査による積雪水量と標高の関係
(2000年1月から3月)

4. 対象地域における水収支

4.1 蒸発散量の推定

蒸発散量は地被や植被の状態によって動的に変化する。より高い精度で熱フラックスを推定するため、本研究では近藤ら⁵⁾によって提案されている2層モデルを用いて計算を行った。2層モデルは地表面と植被層に対して熱収支法を適用するもので、基礎式は以下の通りである。

・地表層：

$$f_v R \downarrow - (1-f_v) \sigma T_v^4 = \sigma T_g^4 + lE_g + H_g + G \tag{5}$$

・植被層：

$$(1-f_v) (R \downarrow + \sigma T_g^4) = 2(1-f_v) \sigma T_v^4 + H_v + lE_v \tag{6}$$

また、

$$R \downarrow = (1-ref)I + L \downarrow \tag{7}$$

$$H_v = C_p \rho C_{Hv} U (T_v - T) \tag{8}$$

$$H_g = C_p \rho C_{Hg} U (T_g - T) \tag{9}$$

$$lE_v = l \rho \beta_v C_{Hv} U \{q_{SAT}(T_v) - q\} \tag{10}$$

$$lE_g = l \rho \beta_v C_{Hg} U \{q_{SAT}(T_g) - q\} \tag{11}$$

$$f_v = \exp(-F \cdot LAI) \tag{12}$$

ここで、 $R \downarrow$ ：下向き正味放射量

$L \downarrow$ ：下向き長波放射量

ref ：アルベド

I ：日射量

f_v ：放射に対する植被層の透過率

H_g, H_v ：地表面、植被層からの顕熱フラックス

E_g, E_v ：地表面、植被層からの潜熱フラックス

C_{Hg}, C_{Hv} ：地面—大気間、植被—大気間の顕熱に対するバルク係数

β_g, β_v ：地面、植被の蒸発効率

F ：放射に対する葉面の傾きを表す係数($F=1$ で葉が垂直、 $F=0$ 平行、 $F=0.5$ 等方的)

LAI ：葉面積指数

G ：地中伝達熱量(≈ 0 とする)

T ：気温

T_g, T_v : 地表面: 植被層の温度
 U : 風速
 C_p : 空気の定圧比熱 ($=1004\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
 σ : ステファアン・ボルツマン係数 ($=5.67 \times 10^{-8}\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)
 ρ : 大気密度
 P : 大気圧
 e : 水蒸気圧
 rh : 相対湿度
 l : 蒸発潜熱 ($=2.50 \times 10^6\text{J/kg}$)
 $q_{SAT}=0.622 (e_{SAT}/P)/(1-0.378(e_{SAT}/P))$
 $q=q_{SAT} rh$
 である。

尚, 下向き長波放射量の推定は次式によった。

$$L\downarrow = \sigma T^4 [1 - \left(\frac{L_f}{\sigma T^4} \right) C] \quad (13)$$

$$L_f = (0.74 + 0.19\chi + 0.07\chi^2) \sigma T^4 \quad (14)$$

$$\chi = \log(0.14e) \quad (15)$$

$$C = 0.21rh^{-1.69} \quad (16)$$

一方, 蒸発散量の算定に大きな影響を与える放射収支量は, 地被や植被の状態によって動的に変化する。とりわけ, 積雪時には地被状態が大きく変動するため, 積雪-融雪過程を計算に盛り込む必要がある。本研究では, 先に示した降雪と降雨の分離式を用いて流域内の各メッシュの積雪量を計算し, メッシュ上に積雪がある場合には表面融雪量の計算を同時に行い, 融雪量の総和が積雪水量を超えた時点で, 積雪がなくなるものとした。

融雪量の算定に用いた式は以下の通りである。

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

$$Q_G = Rn - H - lE + Q_B + Q_R \quad (18)$$

$$Q_R = 0.04842RT \quad (19)$$

$$M = 86400Q_M/l_f \quad (20)$$

ここで,

Q_s : 積雪温度を上昇させるエネルギー ($\equiv 0$)

Q_M : 融雪に使われるエネルギー

Q_G : 積雪層がうけとるエネルギー

Q_B : 積雪底面の土壌からのエネルギー ($\equiv 0$)

Q_R : 降雨によるエネルギー (Wm^{-2})

l_f : 氷の融解潜熱 ($=0.334 \times 10^6\text{J/kg}$)

M : 融雪量 (mm/day)

R_n : 放射収支量

H : 顕熱flux

lE : 潜熱flux

R : 降水量 (mm/day)

T : 気温 ($^{\circ}\text{C}$)

である。

表-4 無雪時と積雪時の各係数

	無雪時	積雪時
ref	0.2	山崎らの式
CH_g	0.003	0.002
CH_v	0.005	0.005
β_g	0.3	1.05
β_v	0.15	0.15
F	0.5	0.5

次に式中の, $ref, CH_g, CH_v, \beta_g, \beta_v, F$ といった係数を設定する必要があるが, これらの値は地被・植被の状態や気象条件によって変動する。本報告では文献を参考にして積雪の有無によってその値を表-4のように変化させている。尚, 積雪時のアルベドは山崎らの実験式⁶⁾を用いている。山崎らの実験式は, アルベドが降雪後指数関数的に減少すること, その低下率は気温が高くなるほど大きいこと, 新雪のアルベドが高温時の降雪ほど小さくなるという観測事実を考慮したもので, 降雪後 n 日目のアルベド ref_n は以下の式で表される。

$$ref_0 = ref_{MAX} \quad (21)$$

$$ref_n = (ref_{n-1} - ref_{MIN}) \exp(-1/k) \quad (22)$$

$$+ ref_{MIN} \quad (22)$$

$$ref_{MAX} = \begin{cases} -0.12T + 0.76 & (T \geq 1.0^{\circ}\text{C}) \\ 0.88 & (T < 1.0^{\circ}\text{C}) \end{cases} \quad (23)$$

$$k = \begin{cases} -4.9T + 4.5 & (T \leq 0.1^{\circ}\text{C}) \\ 4.0 & (T > 0.1^{\circ}\text{C}) \end{cases} \quad (24)$$

4.2 水収支の試算結果

以上の2層モデルを用いて, 蒸発散量を計算した結果を表-5に示す。対象地域ではLAIの調査を行っていないため, LAIを0から5まで変化させ, 蒸発散量を試算している。平均的に見て年間400-450mm程度の蒸発散量が見込まれる。今回採用した2層モデルでは, バルク輸送係数や蒸発効率, アルベドなどのパラメータの設定に結果が大きく左右されることになり, 通常は水収支とのクロスチェックにより結果の吟味が行われる。しかし, 今回計算した結果は, 山口⁷⁾が羊蹄山において蒸発量の観測値から算定した結果, 口澤⁸⁾が定山溪ダム流域を対象に計算した結果とほぼ一致しており, おおむね妥当なものであるといえる。この結果と先に求めた降水量と流出量をあわせる

表-5 蒸発散量の試算の結果

流域名	LAI=0	LAI=1	LAI=3	LAI=5
苫小牧川				
2000	464.7	469.1	438.7	426.9
2001	444.0	450.8	422.3	411.3
小糸魚川				
2000	479.7	484.0	452.6	440.4
2001	459.0	466.4	436.4	424.8
錦多峰川				
2000	451.2	454.6	425.3	413.9
2001	431.8	436.1	408.4	397.9
錦多峰沢川				
2000	455.9	458.3	428.2	416.7
2001	440.3	442.4	413.6	402.7
熊の沢川				
2000	459.6	460.2	429.8	418.2
2001	445.1	445.1	415.7	404.5
覚生川				
2000	462.2	461.1	430.5	418.8
2001	445.6	444.9	415.2	404.0
樽前川				
2000	452.0	451.6	420.5	410.0
2001	435.7	434.1	405.0	384.1

と、対象地域全体では、概算ながら年間100-150mm程度他流域からの流入があることになり、水収支が完結していない可能性がある。

5. おわりに

本研究では、苫小牧西部地区の7つの流域を対象に、降水量・流出量および蒸発散量を求め、水収支を検討し、概算ながら対象地域には年間100-150mm程度の流入がある可能性を示した。しかしながら、この値は総雨量に対して5-10%程度の大ききで、流域雨量や流出高の推定誤差とも考えられる。

これまで、苫小牧周辺では、苫小牧川の東に隣接する幌内川流域を対象とした研究⁹⁾、さらに東側に位置する美々川を対象としたもの¹⁰⁾などがなされている。これらの研究は必ずしも樽前山麓を取り囲むように行われているわけではないが、いずれの研究においても、降水量に対して流出量が大きくなり、地形上の流域界を超えた地中水の流入を指摘している。これらの研究結果と本研究による結果を考え合わせると、他流域からの大規模な漏水がこれらの流域の流出量を増加させていると考えざるを得ない。この漏水源が従来から推測されている樽前山麓北側に位置する支笏湖(水位約250m)である可能性が高いものの、現段階で

は各流域間の地中水の移動を支笏湖を含めて議論することは難しく、今回対象とした地域を越えた、より詳細な水文・水質資料の蓄積を待つ必要がある。

最後になりましたが、本研究は財団法人北海道河川防災研究センター平成14年度研究助成「苫小牧地域の河川流域の流出特性に関する研究」(研究代表者：八田茂実)の援助を受けました。本研究の遂行にあたり、北海道開発局室蘭開発建設部、北海道室蘭土木現業所、苫小牧市水道部からは貴重な水文資料を提供していただきました。また、水文調査および資料の整理には本校環境都市工学科の市井渡・今田孝佑・小林由佳・菅原元気・長谷川智一君の協力を得ました。ここに記して関係各位に感謝の意を表します。

参考文献

1) 早川福利・佐藤巖. 支笏湖東南地域の河川について, 北海道立地下資源調査所報告, 50, pp.109-132, 1978.
2) 小池俊雄・高橋裕・吉野昭一. 融雪量分布のモデル化に関する研究. 土木学会論文集, 363, pp. 165-174, 1985.
3) 新保明彦. レーダー・アメダス解析雨量(II), 天気, 48, pp. 777-784, 2001.
4) 山本哲(1991). レーダー・アメダス合成値による月降水量推定の検討, 研究時報, 43, pp. 311-322, 1991.
5) 近藤純正 編, 水環境の気象学, 朝倉出版, 1994.
6) 山崎剛・田口文明・近藤純正, 積雪のある森林小流域における熱収支の評価, 天気, 41, 71-77, 1994.
7) 山口久之助. 羊蹄山の湧水とその水収支について, 地学雑誌, 81(5), pp. 4-20, 1972.
8) 口澤寿・中津川誠. 積雪寒冷地域における水収支と蒸発散量の評価, 土木学会北海道支部論文報告集, 57, pp. 422-425, 2001.
9) 宮崎知与・田中夕美子・新谷融. 幌内川の流量安定性と火山性土層への地下水貯留, 日林北支論, 39, pp. 181-184, 1991.
10) 池田光良・三浦均也・操上広志, 地下水温による北海道美々川周辺の地下水流動解析, 応用地質, 40, vol. 2, pp. 70-85, 1999.

(平成14月11月20日受理)