

新バケツモデルを用いた流域の土壌水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究*

近藤 純正^{*1}・本谷 研^{*2}・松島 大^{*3}

要 旨

面積 13 km² の宮城県秋山沢川流域について, 「新バケツモデル」を用いて土壌水分量, 流出量, 積雪水当量の季節変化を計算し, さらに河川の熱収支式の解から河川水温を求めた. この研究では, 山地の気象は平地のアメダスデータに基づいて, 標高の関数として推定した. 各標高の積雪量は雨雪判別式で計算し, 融雪量は各標高の気温の関数とした.

計算結果は河川の日々の最高水温の観測値がよく再現でき, また積雪水当量の標高分布の調査結果ともよく対応する. 春期の山地における積雪水当量は 500 mm 程度もあり, 融雪期以後の地下水タンクの貯留水量の増加と, 夏の流出量に大きな影響をもつ. 1994年夏の湯水は, 春の積雪水当量が他の年に比べて小さかったことも一因であると思われる.

1. はしがき

土壌水分量は地表面・大気間のエネルギー収支を支配することから, 近年, 水文過程の研究が盛んになった. その基礎として裸地面, 植生地, 積雪地など単一種類の地表面についての熱収支研究が行なわれてきた.

現実の陸面は多様な地表面が混在し, 山岳も含む複雑な地形からなる. 単一種類の地表面で得た従来の成果を総合し, 今後, 大陸スケールに応用する前段階として, 小流域の水文過程について研究しておきたい.

本研究では, 宮城県蔵王町の秋山沢川流域について, 土壌水分量, 流出量, 積雪水当量, 同時に河川水温の季節変化を計算する. 河川水温は流出量に敏感である. 晴天で流出量の少ないときは, 流路の距離 2 km(水塊

の流れる経過時間約 2 時間) で水温は約 10°C も上昇する. この計算では, 土壌水分量と降水量と流出量の関係は新バケツモデル(近藤, 1993) を応用する. 河川の水温は熱収支モデル(近藤, 1995) によって計算する. 流域内の標高は一定ではないことも考慮する. 低温日の降水は雪となり積雪水当量が増加する. 高温日は融雪が生じ河川流量が増加する.

前報(近藤・菅原・高橋・谷井, 1995) では, ひと夏の日々の流出量は一定と仮定して水温を計算したが, 降雨の直後は最高水温の計算値は実測値よりも高くでる傾向にあった. そのため, 日々の流出量(=水深×流速×河川幅) を計算する必要がある.

本研究の計算結果は, 日々の河川の最高水温の観測値, 流出量の数回の観測値, 「蔵王エコーライン」に沿って測った山腹の積雪水当量の標高分布と比較する.

2. 研究のレビュー

融雪量は熱収支式から計算することができる. その応用として, Kondo and Yamazaki (1990) は面積 583 km² の岩手県和賀川流域の 4, 5 月の融雪による流出量を計算し, 実測値との比較において, ほぼ満足できる結果を得た. さらに中村・山崎・近藤 (1991) は面積 702 km² の只見川上流域の 3 月中旬から 5 月末について同様な研究を行なった. これら 2 流域について

* A study on annual variations of the soil water content and water equivalent of snow in a watershed, runoff and the river water temperature by use of the new bucket-model.

^{*1} Junsei Kondo, 東北大学理学部.

^{*2} Ken Motoya, 東北大学理学部.

^{*3} Dai Matsushima, 東北大学理学部.

—1995年7月21日受領—

—1995年10月5日受理—

は、土壌水分のことは考慮しなかったため、5日間ごとの比較しかできなかった。

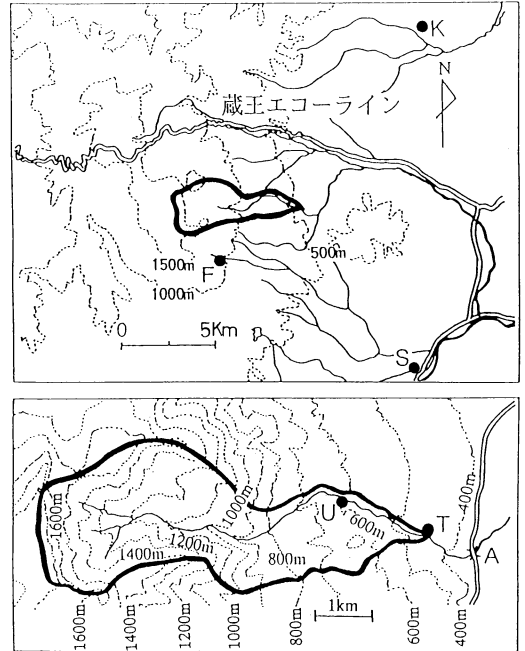
降雨に伴う表層土壌水分の時間変化は土壌水に作用する重力と毛管力などを考慮した式を数値的に解けば得られる。しかし、この計算は実用的でなく、いろいろな単純化モデルが提案されている。大気循環の計算に長く用いられてきたものとして「バケツモデル」(Manabe, 1969)がある。このモデルでは最大貯留量が深さ150mmのバケツを想定し、貯留水の深さがそれを超えた分はあふれて流出するとするものである。計算が非常に簡単であることが特徴である。

また、「タンクモデル」(Sugawara and Maruyama, 1952; Sugawara, 1961; 菅原, 1993)は洪水予報用に作られたものである。このモデルでは、タンクの側面に複数の流出孔、底面に浸透孔をつけてあり、その大きさと位置を表すパラメータは通常10~20個ある。時々刻々の流出量の計算精度がよい。

一方、近藤・渡辺・中園(1992)は時々刻々の洪水予報ではなくて、地表面蒸発量を計算するための表層土壌水分の予測目的の「指数関数形貯留量のタンクモデル」を提案した。そのモデルでは地中に上段タンクと下段タンクが設定されており、合計3つのパラメータで日平均流出量の日々変化がよく表現できる。

この流出モデルに熱収支モデルを組み合わせて、山崎・田口・近藤(1994)は山形県釜淵1号沢の面積0.031km²の森林流域の融雪出水量を再現した。この流域は小面積であり、貯留タンクは1組でよかった。さらに、各地の森林試験流域の流出量や土壌水分の季節変化を再現できた(近藤・中島・渡辺, 1994)。

「指数関数形貯留量のタンクモデル」は直感的に考え出されたものである。自然条件において指数関数が近似的に成立することを証明するために、近藤(1993)は水平方向に非一様な厚さを持ち、かつ種類の異なる土壌が水平方向に分布している場合について、数値計算をした結果、降水後の表層土壌中の水分量の増加および日平均の流出量は、降水量をパラメータとした指数関数または双曲線関数で近似的に表されることを示した。これは単純性からいうと「バケツモデル」に対応し、精度からいうと菅原の「タンクモデル」に匹敵することから、「新バケツモデル」と命名した。その数値計算の段階では、指数関数(exp)よりも双曲線関数(tanh)のほうが精度がよかったが、後に、現実の流域に適用してみると、両者による結果はほとんど同じであることが分かった。



第1図 対象流域の地図。(上図)太線は対象流域の範囲を示し、その西端は蔵王連峰の尾根線で左が山形県、K:川崎アメガス、S:白石アメガス、F:不忘山ロボット雨量計。(下図)流域の拡大図、U:源流点、T:谷井養魚場、A:国道に架かる秋山沢橋。

3. 対象流域と主なデータ

宮城県蔵王町の秋山沢川は、阿武隈川の上流にある支流の1つである。蔵王連峰の南北方向の稜線上の屏風岳(標高1817m)から東向きに水は流れている。標高440mの所に、川の水を利用した谷井養魚場がある。稜線からこの地点を囲む流域面積は約13km²である(第1図)。流域の形は、稜線を短辺とする長方形で近似できる。地形は、一部に急峻な斜面もあるが、稜線付近からなだらかである。冬期の流出量は、最小値0.18m³s⁻¹(雨量換算で1.2mm d⁻¹相当)を下回ることはない。

この流域について貯留水量、積雪水当量、流出量を計算する。河川水が樹林内の岩間を流れ終った、標高610mの地点を源流点と定義する。ここから下流の周辺一帯の樹林は伐採され、河川は改修されていて日当たりはよい。源流点から谷井養魚場までの2kmの区間について河川水温の計算をする。

この流域にもっとも近いアメガスは白石(標高86m)と川崎(標高200m)である。この2点の気象デー

タを用いる。また、流域の南の約 2 km の所には暖候期のみ不忘山ロポット雨量計 (標高 1050 m) が設置されており、その降水量を利用する。日平均水蒸気圧は仙台管区気象台の観測値を用いる。

4. 土壤水分, 積雪水当量, 流出量の計算式

本研究では平地に展開されたアメダスのデータを用いて流域内の気温と降水量を標高の関数として表す。流域内の稜線の標高 (1800 m) と最低標高 (440 m) の範囲を標高別に10に区分し、各区分ごとに水収支を計算する。流出量の流域内総量が流出量として観測される。小流域内の日平均流出量を対象とするため、流路に沿う水塊の時間遅れは考慮しない。以下では降水量, 積雪水当量, 流出量, 貯留水量, 蒸発散量など水に関する量は、水の厚さ換算とし、mm または mm d⁻¹ で表す。流域面積は 13 km² であるので、流出量 1 mm d⁻¹ は 0.15 m³ s⁻¹ に相当する。その他は SI 単位系とする。

この章の計算式は単純化されており、“BASIC” プログラムで100行程度で行なうことができる。

4.1 気温の標高分布

アメダス (白石, 川崎) の 2 地点の平均標高を z_a , その日平均気温の平均値を T_a としたとき、標高 z における日平均気温は次式で与える。

$$T(z) = T_a - c_T(z - z_a), T_a = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (1)$$

$$c_T = 0.0065^\circ\text{C m}^{-1}, z_a = 143 \text{ m}$$

ここに、 T_{max} と T_{min} は毎日の最高・最低気温である。

4.2 降水量の捕捉率による補正

一般に、雨量計による降水粒子の捕捉率は風速の増加にしたがって小さくなり、特に降雪のときの捕捉率は小さい (Sevruk, 1985; 近藤, 1994, p. 51)。降水量の観測値を Pr_{OBS} とし、降水量は次式で修正する。平地の観測:

$$Pr = f \times Pr_{OBS} \quad (2)$$

$$f = 1.25 + 0.15 \cos [\omega (day - 20)] \quad (3)$$

山岳の観測:

$$Pr = f_m \times Pr_{OBS} \quad (4)$$

$$f_m = 1.2 \times f \quad (5)$$

$\omega = 2\pi/365$ 日, day は 1 月 1 日からの日数である。上式によれば、冬期は風が強く、かつ降雪の頻度が高いことが考慮されており、平地については冬期は最大 1.4 倍、夏期は最小 1.1 倍に修正されることになる。この修

正値を降水量として用いる。

4.3 降水量の標高分布

$T_a < 5^\circ\text{C}$ の日の降水は、平地での降水量は少なくとも、山地ではかなりの積雪量となる。この条件を寒冷日と呼ぶ。また、 $T_a \geq 5^\circ\text{C}$ の条件を温暖日と呼ぶ。

(a) 寒冷日 ($T_a < 5^\circ\text{C}$) は、アメダス 2 地点の日降水量の平均値 (修正値) を Pr_a とし、降水量は次式で与える。

$$Pr(z) = [1 + c_{PR1}(z - z_a)] Pr_a \quad (6)$$

$$c_{PR1} = 0.001 \text{ m}^{-1}, z_a = 143 \text{ m}$$

つまり標高差 1000 m で降水量は 2 倍になる。これは後で、山岳の積雪水当量の実地調査から確かめられる。

(b) 温暖日 ($T_a \geq 5^\circ\text{C}$) は、次式で与える。

$$Pr(z) = [1 + c_{PR2}(z - z_a)] Pr_a \quad (7)$$

$$c_{PR2} = 0.00064 \text{ m}^{-1}, z_a = 143 \text{ m}$$

つまり標高差 1000 m で降水量は 1.64 倍になる。係数 c_{PR2} は次によって求めた。不忘山ロポット雨量計 (標高 $z_{FUBO} = 1050 \text{ m}$) について、1987~1994 年の 6~9 月を調べてみると、不忘山の降水量 (観測値) は白石・川崎 (平均標高 $z_a = 143 \text{ m}$) の平均降水量 (観測値) の 1.48 倍である。山岳の雨量計の捕捉率と平地のその比を $f_m/f = 1.2$ と仮定しているのので、 $c_{PR2} = [(f_m/f)(1.48 - 1)] / (1050 - 143) = 0.00064 \text{ m}^{-1}$ となる。

(c) 暖候期 6 月 1 日~10 月 15 日 ($day = 152 \sim 288$) は、不忘山の降水量の修正値を Pr_{FUBO} とし次式で与える。

$$Pr(z) = [1 + c_{PR2}(z - z_b)] Pr_b \quad (8)$$

$$Pr_b = \frac{Pr_a + Pr_{FUBO}}{2} \quad (9)$$

$$z_b = \frac{z_a + z_{FUBO}}{2} = 597 \text{ m} \quad (10)$$

4.4 積雪水当量の標高分布の初期値

計算する最初の年 1991 年の 1 月 1 日の積雪水当量は、標高 $z_1 (= 508 \text{ m})$ における積雪水当量を $W_{SNOW_1} (= 0)$ とし、次式で与える。

$$W_{SNOW}(z) = W_{SNOW_1} + c_{SNOW}(z - z_1) \geq 0 \quad (11)$$

$$c_{SNOW} = 0.8 \text{ mm m}^{-1}$$

つまり標高差 1000 m で、積雪水当量は 800 mm (= 0.8 m) 増加すると仮定する。 c_{SNOW} の値は山岳における融雪期はじめの平均的な値である (近藤・渡辺, 1991)。

この初期条件のもとで、まず 1 年間計算する。後述の地下水タンクは 1 年間では定常的な年変化状態にならないので、1991 年の 12 月 31 日の結果を再び初期条件

として1991年の計算を3年間繰り返すと, ほぼ定常的になる. 本研究のモデルでは, 計算は瞬時に終わる. 1992年以後は, 3回繰り返して得た1991年の12月31日の積雪水当量の計算値を初期値として, 1995年まで連続して計算する.

4.5 雨雪判別式

降水が雨か雪であるかは, 気温よりも湿球温度または相対湿度あるいは水蒸気圧によって判別される(近藤, 1994, p. 49). ここでは降水日の各標高における相対湿度 rh を90%の一定として, 気温 $T(z)$ が次式に示す湿度を考慮した臨界温度 T_c を越えるか越えないかによって判別する.

$$T_c = 7.7 - 6.6 \times rh = 1.8^\circ\text{C} \quad (12)$$

$$T(z) > T_c : \text{雨}$$

$$T(z) \leq T_c : \text{雪}$$

4.6 蒸発散量と遮断蒸発量

本研究では蒸発散量は日々計算するのではなく, その季節変化のパターンを与え, 日々の降水量の関数で表す. まず, 晴天日の蒸発散量 $E_f(z)$ は, アメダス観測地点における晴天日の2地点の平均蒸発散量を E_{fa} として, 次式で与える.

$$E_f(z) = [1 - C_{EPOT}(z - z_a)] E_{fa} \quad (13)$$

$$E_{fa} = 2 - 1.5 \cos [\omega (day - 20)] \quad (14)$$

$$C_{EPOT} = 0.0003 \text{ m}^{-1}$$

降水日の蒸発散量 $E(z)$ と有効降雨量 $Pr^*(z)$ (= 降雨量 - 遮断蒸発量) は, 降水量により (a) (b) (c) の3段階に分け, 次式で与える.

(a) 無降水または微雨: $Pr(z) \leq E_f(z)$ のとき,

$$E(z) = E_f(z) - Pr(z), \quad Pr^*(z) = 0 \quad (15)$$

(b) 少雨: $2E_f(z) \geq Pr(z) > E_f(z)$ のとき,

$$E(z) = 0.5 E_f(z), \quad Pr^*(z) = Pr(z) - E_f(z) \quad (16)$$

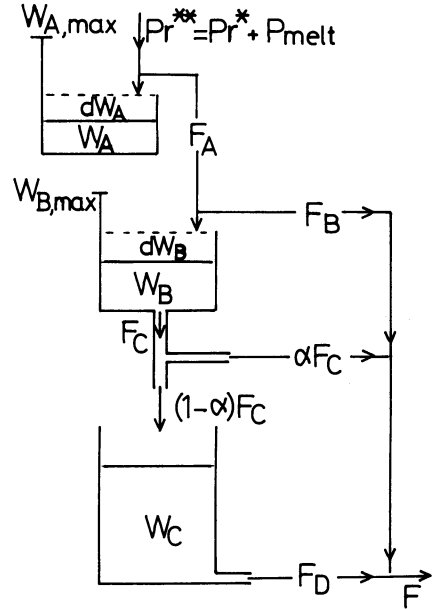
(c) 大雨: $Pr(z) > 2E_f(z)$ のとき,

$$E(z) = 0, \quad Pr^*(z) = Pr(z) - E_f(z) \quad (17)$$

上記の晴天日の蒸発散量 E_{fa} の式は, 蒸発散量の年間値とその季節変化が実際の値(近藤・渡辺, 1991; 近藤・中園・渡辺, 1992; 近藤・中園・渡辺・桑形, 1992) にほぼ合致するように与えたものである. これは, 以前の計算法(近藤・渡辺・中園, 1992)をいくぶん簡単化したものとなっている.

積雪があるときの樹木の蒸発散量はゼロとし, 上式で計算される $E(z)$ が積雪面から蒸発するとする. 積雪があるときでも, 降水が「雨」と判別された標高では, 有効降雨量は融雪水と共に地中へ入るとする.

4.7 融雪量



第2図 新バケツモデルに地下水タンクを付けた計算模式図. W_A : 表層タンクの貯留水量, W_B : 中間タンクの貯留水量, W_C : 地下水タンクの貯留水量, F_B : 表面流出量, αF_C : 中間流出量, $(1-\alpha)F_C$: 浸透流, F_D : 地下水流出量.

積雪が存在し, かつ $T(z) > T_0$ のとき融雪が生じるとする. その日の融雪量 (mm d^{-1}) は次式で与える.

$$P_{MELT} = C_{MELT} [T(z) - T_0] \quad (18)$$

$$C_{MELT} = 4 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}, \quad T_0 = 0^\circ\text{C}$$

C_{MELT} (融雪係数) は流域の条件により熱収支的に決めることができる(近藤, 1994, p. 142, p. 256; Yamazaki and Kondo, 1992). すなわち, 融雪係数は放射量, 気温の日較差, 相対湿度, 風速, 積雪面アルベドなどによって変化し, また T_0 は -5°C くらいのこともある(近藤・山崎, 1987, 図10). そのため, 日々の融雪量は熱収支式から計算されるが, 気象データのとほしい流域では, 融雪期の平均的な条件から融雪係数をあらかじめ算定しておく.

融雪があるときは, 各標高の有効降雨量を Pr^* としたとき, 地中への流入水量は次式になる.

$$Pr^{**} = Pr^* + P_{MELT} \quad (19)$$

4.8 流出量と貯留水量の関係式

この流域では11~3月の期間は多量の降雪はあるものの降雨はほとんどなく, 逕減率の小さい流出が長く

続くので, 地下水タンクも考慮する. 以下では, 各標高の関数を表す記号(z)は省略する. 地表面に近いほうから順番に「表層タンク」, 「中間タンク」, 「地下水タンク」を設定し, それぞれ添え字 A, B, C をつけて表す. 降雨日に表層タンクから溢れた水は中間タンクに入り, 一部は溢れ表面流出量となる. 中間タンクの底から出た水の一部は中間流出量, 残りは浸透流となり地中タンクへ入る. これを以下の式で示す (第2図参照).

新バケツモデルによれば地中への流入水量 Pr^{**} , 土壌中の含水量 W , 流出量 F の関係は次式で表される (近藤, 1993).

(a) 表層タンクの式

$W_{A, max}$ を上層タンクの最大貯留容量としたとき, 含水の増加量は

$$dW_A = (W_{A, max} - W_{A, 0}) \tanh(x_A) \quad (20)$$

で表される. ただし,

$$x_A = \frac{Pr^{**}}{W_{A, max}}, \quad (21)$$

$$\tanh(x_A) = \frac{1 - \exp(-2x_A)}{1 + \exp(-2x_A)},$$

$$W_A = W_{A, 0} + dW_A - E : 1 \text{ 日後の含水量}, \quad (22)$$

$$F_A = Pr^{**} - dW_A > 0, \quad (23)$$

$W_{A, 0}$: 前の日の貯留量,

F_A : 表層タンクから溢れ, 中間タンクへ入る水の量.

(b) 中間タンクの式

W_B を中間タンクの貯留量としたとき, 次式で与える.

$$F_C = k_C W_{B, 0} : \text{中間流出量と浸透流}, \quad (24)$$

$$dW_B = (W_{B, max} - W_{B, 0}) \tanh(x_B) : \text{含水の増加量}. \quad (25)$$

ただし,

$$x_B = \frac{F_A}{W_{B, max}}, \quad (26)$$

$$W_B = W_{B, 0} + dW_B - F_C : 1 \text{ 日後の含水量}, \quad (27)$$

$W_{B, 0}$: 前の日の貯留水量,

$$F_B = F_A - dW_B > 0 : \text{表面流出量}, \quad (28)$$

α は中間タンクの底から出た水 F_C の内, 中間流出量となる割合である. したがって, αF_C が中間流出量, $(1 - \alpha) F_C$ が浸透流として地下水タンクに入る. F_B は降雨または融雪によってその日のうちにタンクから溢れ, 流出量の一部となる.

(c) 地下水タンクの式

W_C を地下水タンクの貯留量とし, 次式で与える.

$$F_D = k_D W_C, \quad (29)$$

$$W_C = W_{C, 0} + (1 - \alpha) F_C - F_D : 1 \text{ 日後の含水量}, \quad (30)$$

$W_{C, 0}$: 前の日の貯留水量.

したがって, 流出量の合計は次式で表される.

$$F = F_B + \alpha F_C + F_D : \text{流出量} \quad (31)$$

当初の計算 (近藤, 1993) では, x_A の分母は $W_{A, max} - W_{A, 0}$ としてあったが, 式(21)とするほうが実際の流域での適合性がよい. また「指数関数形貯留水のタンクモデル」(近藤・渡辺・中園, 1992) は上記の $\tanh(x)$ の代わりに $[1 - \exp(x)]$ としたものであるが, 長期間の計算では実質上, 両者での差はほとんどない.

この「新バケツモデル+地下水タンクモデル」に必要なパラメータは表層タンクの最大貯留容量 $W_{A, max}$, 中間タンクの最大貯留容量 $W_{B, max}$, 中間流・浸透流の係数 k_C , 中間流・浸透流の分配比 α , および地下水流出の係数 k_D の5つであるが, 近藤・中島・渡辺 (1994) によると, 各地の流域で, $W_{A, max} = 300 \text{ mm}$ の一定としてもよいので, 秋山沢川でもこの値を用いる. したがって決めるべきパラメータは残りの4つである.

1994年の渇水時 (7月29日) と, 大雨後9日目の豊水時 (10月8日) に行なった流出量の2回の観測 (第4図の下端の図中のプロット2点), 及び冬の渇水期でも流出量は $1.2 \text{ mm d}^{-1} (= 0.18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1})$ 以下にはならないという現地における経験条件からパラメータを決め, 第1表に示した. これを本研究で用いる. 中間タンクのパラメータ $k_C = 0.1 \text{ d}^{-1}$ は, この河川の大雨後の流出量逓減の特定数が10日ということである.

以上による計算結果は, 1995年の流出量の実測値と山地における積雪水量の標高分布の実測から確かめられる (第6章).

第1表 秋山沢川の流出パラメータ

パラメータ	適 値
$W_{A, max}$ (mm)	300
$W_{B, max}$ (mm)	500
k_C (d^{-1})	0.1
α	0.3
k_D ($\text{mm}^{-1} \text{ d}^{-1}$)	7×10^{-6}

5. 河川水温の計算式

河川水温は放射量や気温などの大気側の条件のほか, 河川水の厚さ(水深), 流速, 川床の土壌の熱容量と熱伝導率によってきまる. 水深が浅いときは, 流速

が小さく、かつ水塊の熱容量が小さいので、日中の水温は著しく上昇する。気象データはアメダスの日最高・最低気温、日照時間、日平均風速を用い、日変化のパターンは関数形を仮定する。水温は、源流点を出発してからの経過時間と、太陽時の時刻の関数となる。詳細は近藤(1995)に示されている。入力する気象データの代表性と誤差は別にして、計算は熱収支式をかなり厳密に解くものである。

源流点の水温を与えて、流路に沿う水塊の熱収支をラグランジュ的に計算し、水温変化を求める。夜間の水温は流路に沿って数 km の距離以内で $\pm 1^\circ\text{C}$ 程度しか変化しないので、谷井養魚場における朝の最低水温の観測値が源流点の水温に等しいと仮定する(近藤・菅原・高橋・谷井, 1995)。

源流点から上流では川幅が狭く、かつ河川は日当たりの悪い樹林・峡谷部を流れているので、水温の日変化は小さいとした。しかし、1995年8月27日～9月15日の20日間にわたり源流点で水温日変化を測ってみると、日較差は20日間平均で 2.65°C 、晴天日の平均で 3.6°C ($2.9\sim 5.1^\circ\text{C}$)ほどであった。したがって、後掲の第6図に示す晴天日の最高水温は約 2°C 低めに計算されることになる(近藤・菅原・高橋・谷井, 1995)。実際に、第6図にはこの傾向が見られる。計算精度を上げるには、源流点から谷井養魚場(水温観測点)までの有効な距離2 km を3 km とすればよいことになるが、本研究では、この操作は行なわない。

第4章の計算式によって得た日々の流出量(=水深 \times 流速 \times 河川幅)をこの計算に用いる。流速と河川幅は流出量 F [mm d^{-1}] または Q [m^3s^{-1}] の関数である。秋山沢川については、近藤・菅原・高橋・谷井(1995)を参考にして、次式で与える。

$$\text{流速: } V[\text{ms}^{-1}] = 0.35 + 0.085 Q^{0.7} \quad (32a)$$

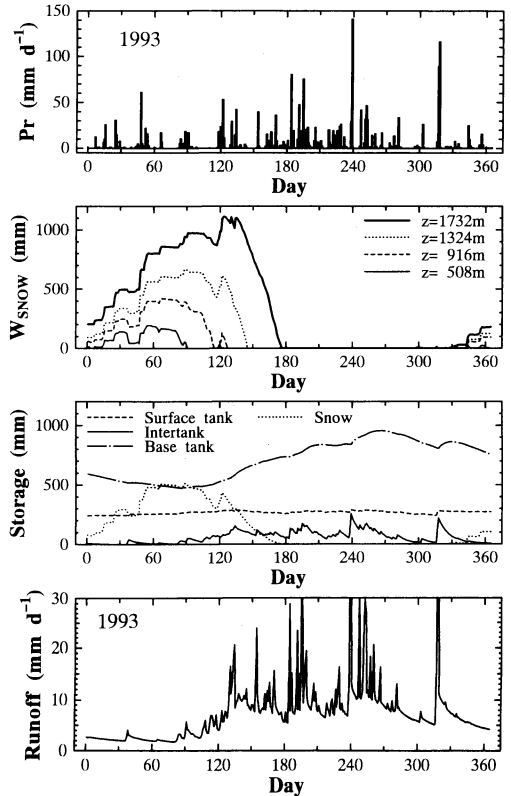
$$= 0.35 + 0.0225 F^{0.7} \quad (32b)$$

$$\text{河川幅: } l_Y[\text{m}] = 12.2 + 14.8 [1 - \exp(-0.476 Q)] \quad (33a)$$

$$= 12.2 + 14.8 [1 - \exp(-0.0714 F)] \quad (33b)$$

$$\text{水深: } d_w = \frac{Q}{l_Y V} = \frac{0.15 F}{l_Y V} \quad (34)$$

ただし、源流点から下流の0～3 km の区間の平均値である。この関係式は、 $Q = 200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ の洪水時には河川幅(水面の幅) l_Y は河道幅(両護岸の間隔27 m)に収束し、 d_w は約2 mに、 V は約 4 m s^{-1} になることを考慮してある。1989年8月の氾濫後に行なわれた



第3図 1993年の水収支量の年変化。上から順番に、降水量、積雪水当量(標高1732, 1324, 916, 508 m)、流域平均の貯留水量(破線: 表層タンク、実線: 中間タンク、一点鎖線: 地下水タンク、点線: 積雪水当量)、および流出量の日々変化。

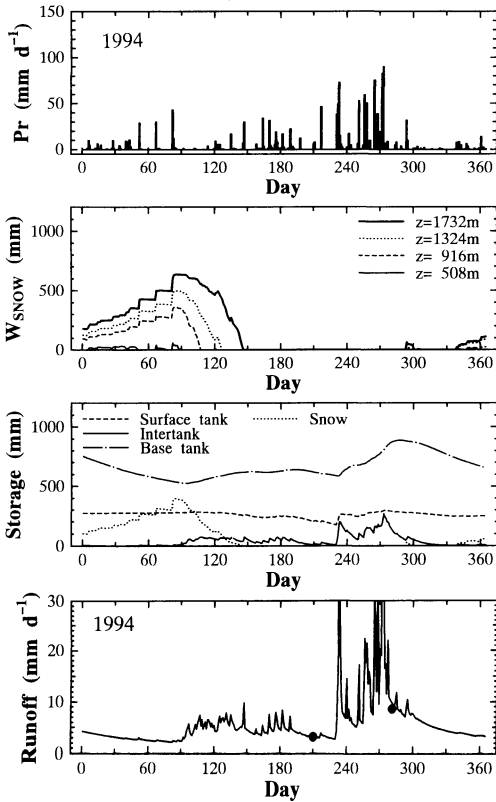
河川改修後の1992年～1995年夏までの期間に適用できる。それ以後は再改修したので注意のこと。

6. 結果

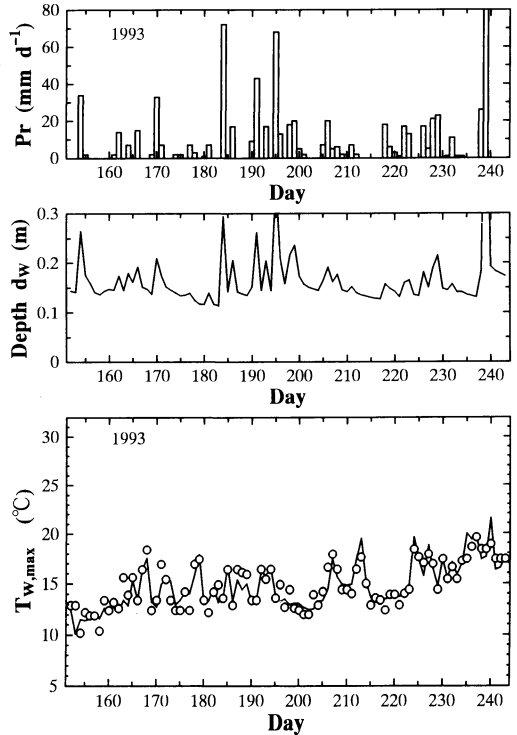
4.4節で述べた初期値を用いて、1992年1月1日から1995年6月までの4年6か月間を計算する。最後の6か月分は観測による検証を行なうためのものである。以下では特に、大冷夏多雨年の1993年と、暑夏渇水年の1994年に注目する。

6.1 積雪水当量・貯留水量・流出量

第3図は1993年の結果である。最上段は降水量の入力データである。最下段は流出量である。この年は梅雨は明けることがなく、降水量が多く、夏期の流出量はこの4年間で最も多く変動も大きい。図の上から2段目は4つの代表的標高1732, 1324, 916, 508 mにおける積雪水当量である。標高 $z = 1732 \text{ m}$ の積雪は



第4図 第3図に同じ, ただし1994年. 流出量の図中のプロットは観測値である.



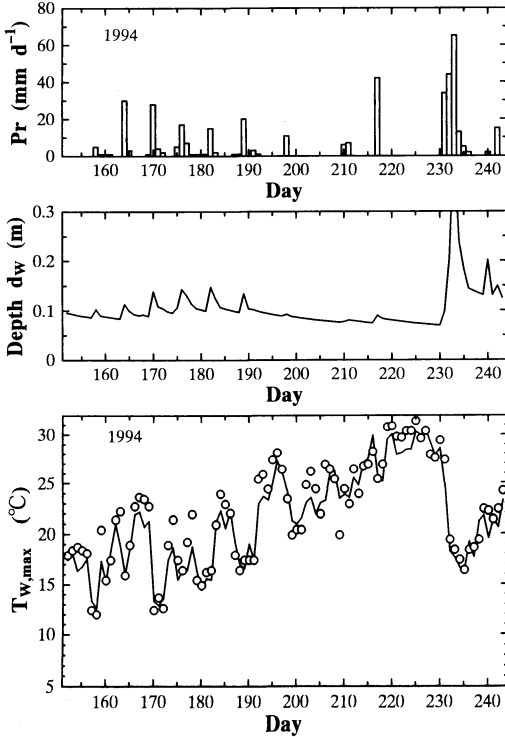
第5図 1993年夏季 (day=152~243) の諸量の日々変化. 上図: 降水量, 中図: 河川の平均水深の計算値, 下図: 河川の最高水温の計算値 (実線) と観測値 (丸印).

day=175に消える. 3段目は表層タンク(破線), 中間タンク(実線), 地下水タンク(一点鎖線)の貯留水量, および積雪としての貯留水量(点線)である. いずれも, 標高別に10に区分した領域の平均値を示した. 中間タンクの貯留水量が多いのは day=120~270と, day=320の頃であり, 前者は融雪に続く夏の多雨に, 後者は晩秋の強雨に対応している. 地下水タンクの貯留水量が day=90から270のころまで長期にわたり波状に増加していることは, 他の年では見られない. 最大と最小の貯留水量の幅は約400 mmもある. 積雪としての貯留水量は day=50~100で大きく, 最大500 mmもある. これは, 日本の山岳流域の特徴である. 大気大循環で用いられた世界の「バケツ」の平均の貯留水量の深さ150 mm (Manabe, 1969), またユーラシア大陸冬期の積雪水当量の平均値107 mm (Barnett et al., 1988) と比べると, いかに大きいか理解できよう.

第4図は1994年の結果である. 夏の渇水は冬期の山

地の積雪が少なかったことも原因である. つまり, 融雪による地下水タンクの貯留水量(一点鎖線)の増加は day=90~150の短期間で, しかも少ない. 標高z=1732 mの雪が消えた日は他の年に比較して約1か月も早い. 本来ならば春~夏に増加するはずの流出量が非常に少ない. この年は, 夏の末~秋を除けば, 流出量の変動が小さい. 第4図の最下段の2つのプロットは観測値である. 4.8節で述べたタンクパラメータはこの観測値によって決められた.

各年について, 夏季(day=150~240)の大雨後の数日間を除く期間にみられる低水流時における流出量と, 平均水深の計算値を第2表に示した. 1993年(冷夏多雨)と1994年(暑夏渇水)では流出量はおよそ2倍の開きがある. これが河川水温の違いを生むことになる. また表の下半分には, 標高1732 mにおける最大積雪水当量とその起日, および消雪日を示した. 1994年は他の年に比べて雪が少なく, 消雪日もはやい.



第6図 第5図と同じ, ただし1994年.

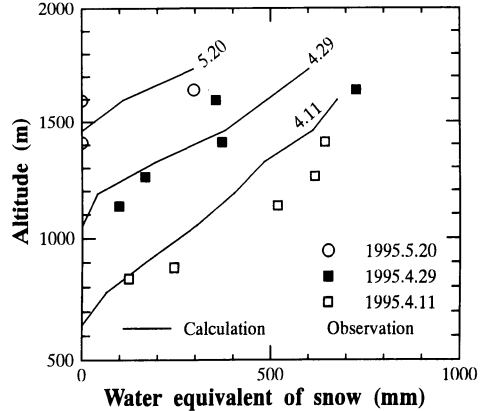
第2表 夏季の低水流時の流出量 F , 平均水深 d_w , 平均流速 V , および標高 1732 m における最大積雪水当量 W_{snow} とその起日, 消雪日の計算値

年	1992	1993	1994	1995
F (mm d ⁻¹)	5	7	3	—
d_w (m)	0.11	0.13	0.07	—
V (m s ⁻¹)	0.42	0.44	0.39	—
W_{snow} (mm)	960	1100	600	770
最大起日 (day)	130	130	80	90
消雪日 (day)	175	175	140	150

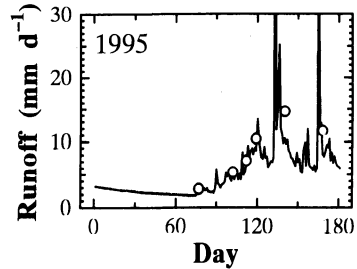
6.2 河川の水温 (観測との比較)

日々の流出量の計算値を用いて, 源流点から下流 2 km の地点の水温を計算した. 第5図は1993年の結果である. 上段は降水量(アメダスの観測値), 中段は水深である. 下段の実線は最高水温の計算値, プロットは実測値であり, 両者は比較的良好に対応している.

第6図は1994年の結果である. 水深が浅くなり, 最高水温は異常に上昇した. 水深を一夏中一定と仮定した前報 (近藤・菅原・高橋・谷井, 1995) よりも, 特に day=233以降で改善されている.



第7図 1995年の積雪水当量の標高分布, 計算値(実線)と観測値(プロット)の比較.



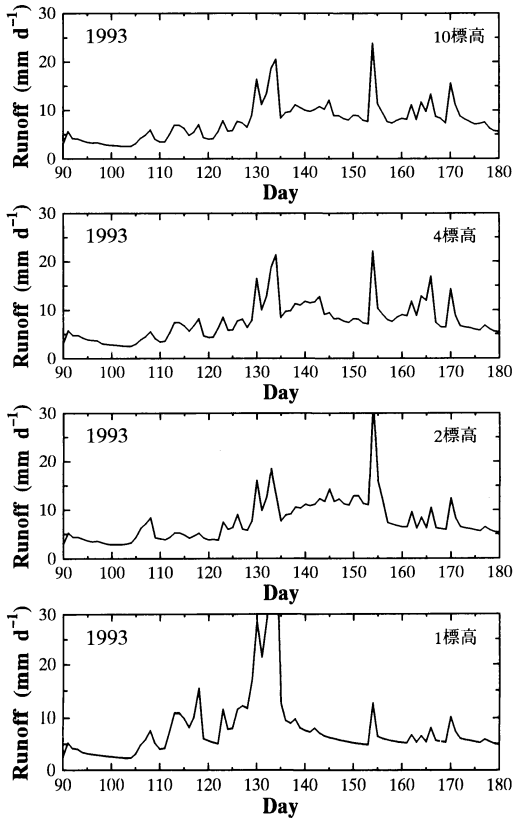
第8図 1995年1~5月の流出量の計算値(実線)と観測値(プロット)の比較.

近藤 (1995) によれば, 河川の上流部では, 水温の日較差は近似的に源流点からの距離に比例し, $d_w V$ に逆比例する. 第2表を参照すると, 1994年は $d_w V$ が小さく, 最高水温は異常に上昇したことが納得できる.

6.3 積雪水当量の標高分布 (観測との比較)

秋山沢流域の北側に 1.5~2.5 km 離れて山岳観光道路「蔵王エコーライン」がある. この道路に沿って, 1995年の融雪前~消雪期にかけて, 定点を数か所設け, 積雪深と積雪密度を調査し, 積雪水当量 (=積雪深×積雪密度) を算出した. 吹きさらしや, 吹き溜り場所は避け, なるべく広い平坦な場所を選んだ. 積雪深は各定点の周囲で10か所測定し平均した. この期間の積雪密度は 450 kg m⁻³ 程度であり, 標高による違いはほとんどなかった.

第7図は積雪水当量の標高分布の実測値(プロット)



第9図 流域区分による流出量の時間変化の比較. 上から順番に, 10標高の平均(基準値), 4標高代表点の計算, 2標高代表点の計算, 1標高代表点の計算.

と計算値(実線)の比較である. 現実の積雪量の水平分布はかなりまだらであることを考慮すると, 両者が全体としてはほぼ対応していると見るべきだろう. この結果は, 降水量の標高分布の式(6)ならびに融雪の式(18)がほぼ妥当であったと考えてよい.

積雪水当量の標高分布の勾配は $c_{SNOW} = 0.8 \sim 1.4 \text{ mm m}^{-1}$ となり, 近藤・渡辺(1991)のまとめた範囲に入っている. 注目すべきは, 融雪がすすむにつれて式(11)の勾配 c_{SNOW} が大きくなることである. 融雪期初期における勾配は降水量の標高分布を表すが, 時期がすすむにつれて勾配が大きくなることは融雪が低標高ほど早いことを意味している.

6.4 流出量(観測との比較)

本研究では, 流出パラメータは1994年の観測から決められた. 計算結果の検証は1995年春の流出量の観測との比較から行なうことができる.

第8図は流出量の日々変化を示したもので, 実線は

計算値, プロットは観測値である. 両者はよく対応している.

7. 議論

本研究では, いろいろな推定値が用いられた. 以下では敏感度の計算によってその影響を検討する.

7.1 降水量の標高分布の係数

降水量の標高分布の係数 C_{PR1} (寒冷日) と C_{PR2} (温暖日と暖候期) を1/2にして1994年について計算した(図は省略). 流域の全降水量が少なくなるので貯留水量と流出量は小さくなるのは当然であるが, 表層タンクの貯留水量はほとんど差がない. 地下水タンクの貯留水量が全期間にわたり減少する. 流出量は, 特に流出量の大きい時期に20%程度減少するが, 流出量の小さい時期は影響が小さい.

7.2 融雪係数

融雪係数 C_{MELT} を1/2にした場合を1994年について計算した(図は省略). 融雪が遅れるので, 地下水タンクの貯留水量が $day = 90 \sim 160$ の期間で小さくなる. 流出量は $day = 60 \sim 130$ で小さくなり, 逆に $day = 130 \sim 170$ で大きくなる. $z = 1732 \text{ m}$ の雪が消えるのは $day = 163$ である. $day > 180$ の期間では融雪係数の影響は見られない.

逆に, 融雪係数を2倍にすると, $z = 1732 \text{ m}$ の雪が消える日は $day = 132$ となる. つまり融雪係数の4倍の違いは消雪を31日も早くする.

7.3 流域区分と標高差の効果

第6章では, 標高別に10区分して水収支を計算し, 合計または平均した結果を示した. なお, 本研究の対象流域は, 単純化のために, 等標高間隔の等面積で区分している. 今後の広域陸面の研究に際して領域区分法の参考とするために, 対象流域の代表点のみ計算し, 前記10区分の結果を基準値として比較する.

区分法の影響が現われるのは融雪によるもので, 雨の場合はほとんど影響しない. つまり, 4~6月にその影響が現われるので, 以下ではその期間について1993年の場合を示す. 領域区分法として, ①流域の平均標高1点の1120 mを代表点とする場合(1標高代表点), ②流域を高・低の2つに区分し, 平均標高1460 m と 780 m の2点を代表点とする場合(2標高代表点), ③同様に4標高1630 m, 1290 m, 950 m, 610 m の4点を代表点とする場合(4標高代表点)について計算する.

第9図は流出量の比較である. 最上段は基準値であ

る。最下段に示す1標高代表点の結果では、基準値に比べて $day = 112 \sim 118$, $129 \sim 135$ で増加, $day = 140 \sim 170$ で減少となる。特に, $day = 129 \sim 135$ に融雪が集中し流出量が大きくなる。この意味は、標高差の大きい山岳流域では、標高差の小さい高原状流域に比べて、融雪出水が平均化されることを示唆するものである。

下から2段目の図は2標高代表点の結果である。基準値に比べて $day = 145 \sim 156$ で増加, $day = 164 \sim 172$ で減少となっている。注目すべきは、2標高代表点 (1460 m, 780 m) の結果は、1標高代表点 (1120 m) の結果と基準値の間に入っていないことである。すなわち、多量の融雪は積雪量と融雪の条件が重なる標高で起きるのであり、平地の気温と融雪出水量の相関関係は必ずしも高くはならない。流域の出水量から決められた経験的な融雪係数がばらつく一因はこのことにある。

第9図の下から3段目は4標高代表点の結果である。基準値と比べてほとんど差がない。以上の結果から、領域区分の目安は、標高差 300 m 未満である。換言すると、気温逡減率を考慮すれば、融雪予測のための気温の精度は 2°C よりよいことが必要である。

8. まとめ

新バケツモデルと河川の熱収支式を用いて、面積 13 km^2 の宮城県秋山沢流域について、土壌水分量、流出量、積雪水当量、および河川水温の日々変化を計算した。計算結果は河川の最高水温の観測値や積雪水当量の標高分布の調査結果ともよく対応した。図示しなかった結果も含めると次のようにまとめられる。

(1) この研究では降水量の観測値に対し雨量計の捕捉率による補正を行ない、雨雪判別は各標高の湿度を考慮した気温によって行ない、融雪量は各標高の気温の関数、遮断蒸発量は各標高の降水量の関数とした。

(2) 山岳の降水量は、平地のアメダスの降水量よりも平均的に2倍程度大きいと仮定したことは、流出量と積雪水当量の観測値と矛盾しない。

(3) モデル上での地下水タンクの貯留水量は、毎年、「融雪期～梅雨」と「秋の多雨」にそれぞれ対応した2回の増加が見られる。

(4) 冬期～初夏にかけて、積雪水当量として保持される流域平均の貯留水量は 500 mm にもなる。融雪は直後の流出量を大きくするとともに、地下水タンクの貯留水量を増加させ、夏季の流出量を維持する。

(5) 表層タンクの貯留水量の変動は小さい。第3、

4図の貯留水量 (Storage) は標高別に設定した10組のタンク貯留水量の平均を示してある。

(6) 1994年の湯水は夏の少雨のほか、春の積雪水当量が少なかったことも原因である。湯水で水深が浅く流速も小さく、日中の河川水温は著しく上昇した。

(7) 融雪係数の4倍の違いは、山頂付近の標高 1732 m の消雪を約1か月早めることになる。

(8) 山岳流域は、標高差 300 m 以内の間隔で領域を区分して水収支を計算する必要がある。ただしこのことは融雪と関係する時期についてである。他の時期を対象とする場合には、領域区分の数は少なくともよい。

(9) 流域の出水量から融雪係数を単純に求めるには、流域の標高差が300 m 以内の小流域に限ること。

(10) 山岳流域では高原状流域に比べて融雪出水が平均化される。しかし、単に平均化した流出パターンとはかなり異なる場合もある。

謝辞

秋山沢川の水温データは宮城県蔵王町の谷井迪郎氏による観測値を利用させていただいた。気象資料の入手に際しては仙台管区気象台の工藤淳也氏ほかの方々のご協力を得た。積雪水当量の現地調査では研究室の高橋雅人、斎藤篤思、道広有理の諸氏のご協力を得た。研究経費の一部として、河川情報センターの研究開発助成金を利用させていただいた。

参考文献

- Barnett, T. P., L. Dumenil, U. Schlese and E. Roeckner, 1988: The effect of Eurasian snow cover on global climate, *Science*, 239, 504-507.
- 近藤純正, 1993: 表層土壌水分予測用の簡単な新バケツモデル, *水文・水資源学会誌*, 6 (4), 344-349.
- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支, 朝倉書店, pp. 348.
- 近藤純正, 1995: 河川水温の日変化(1)計算モデル—異常昇温と魚の大量死事件—, *水文・水資源学会誌*, 8 (2), 184-196.
- 近藤純正, 中島健雄, 渡辺力, 1994: 森林流域貯留水量の蒸発散抑制の考察, *水文・水資源学会誌*, 7 (5), 402-410.
- 近藤純正, 中園信, 渡辺力, 1992: 日本の水文気象(2)—森林における降雨の遮断蒸発量—, *水文・水資源学会誌*, 5 (2), 29-36.
- 近藤純正, 中園信, 渡辺力, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象(3)—森林における蒸発散量—, *水文・水資源学会誌*, 5 (4), 8-18.

- 近藤純正, 菅原広史, 高橋雅人, 谷井迪郎, 1995: 河川水温の日変化(2)観測による検証—異常昇温と魚の大量死事件—, 水文・水資源学会誌, 8 (2), 197-209.
- 近藤純正, 山崎剛, 1987: 熱収支法による融雪量の予測, 雪氷, 49(4), 181-191.
- 近藤純正, 渡辺力, 1991: 広域陸面の蒸発—研究の指針, 天気, 38, 699-710.
- 近藤純正, 渡辺力, 中園信, 1992: 日本各地の森林蒸発散量の熱収支の評価, 天気, 39, 685-695.
- Kondo, J. and T. Yamazaki, 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, J. Appl. Meteor., 29, 375-384.
- Manabe, S., 1969: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, Mon. Wea. Rev., 97, 739-774.
- 中村亘, 山崎剛, 近藤純正, 1991: 熱収支に基づく融雪モデルの只見川上流域への適用, 水文・水資源学会誌, 4 (4), 49-53.
- Sevruk, B., 1985: Correction of precipitation measurement: Swiss experience, WMO/IAHS/ETH workshop on correction of precipitation measurements, Zurich, Switzerland, 1-3 April, 1985, 187-196.
- Sugawara, M. and F. Maruyama, 1952: Statistical method of predicting the runoff from rainfall, Proceedings of the 2nd Japan National Con. for Appl. Mech., 213-216.
- Sugawara, M., 1961: On the analysis of runoff structure about several Japanese rivers, Japan J. Geophys., 2 (4), 1-76.
- 菅原正巳, 1993: タンクモデルと共に—A氏にあてた手紙より—, 水文・水資源学会誌, 6 (3), 268-275.
- Yamazaki, T. and J. Kondo, 1992: The snowmelt and heat balance in snow-covered forested areas, J. Appl. Meteor., 31, 1322-1327.
- 山崎剛, 田口文明, 近藤純正, 1994: 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.