

# 積雪のある森林小流域における熱収支の評価\*

山崎 剛<sup>\*1</sup>・田口 文明<sup>\*2</sup>・近藤 純正<sup>\*3</sup>

## 要旨

積雪のある森林小流域(山形県釜淵)における熱収支を評価した。融雪モデルと流出モデルを組み合わせ、融雪過程と流出過程を再現した。その際、森林内の積雪直上の放射条件に対する植被の影響を考慮した。また、森林小流域を巨視的に、それぞれ一層の植被層と積雪層からなる系と考えることによって、森林から大気への顕熱フラックスを見積もった。その結果、枝葉上に雪がなければ真冬の2月下旬でも  $40\sim 60 \text{ Wm}^{-2}$  の顕熱フラックスが大気へ供給され、大気は加熱されることがわかった。さらに熱収支の様子が、植被の有無によってどのように変わるかについても調べた。

### 1. はじめに

本研究の目的は森林を含む積雪地域の熱収支をモデルにより多面的にとらえることである。森林の熱収支観測は、樹高が高いと1点での観測でも労力がある。広い流域になると、平均的な熱収支を大気側での直接観測から求めることは困難な状況である。そこで、モデルによる熱収支の推定や水収支的な手法との併用が行われている。

筆者らはこれまでに、積雪面や森林などの個々の地表面の熱収支を計算するモデルを開発してきた。たとえば、積雪の熱収支を解いて融雪量を計算するモデル(Kondo and Yamazaki, 1990)や、森林の熱収支を計算するモデル(Yamazaki *et al.*, 1992; Kondo and Watanabe, 1992)などである。また、熱収支を精度良く計算するために、流域の流出量を計算する流出モデル(近藤・渡辺・中園, 1992)も開発した。これらの個々のモデルは、できるだけ現象の重要な物理過程を

失わないようにしながら、簡略化されており、モデル同士を組み合わせて計算したり、パラメータを変えて何度も計算するのに適している。

本研究ではそれらの研究成果をもとに、実際に農林省林業試験場(現森林総合研究所)の釜淵森林水試験地における釜淵1号沢を例に、融雪流出解析を行う。この流域は山形県最上郡真室川町釜淵に位置し、流域面積が  $0.031 \text{ km}^2$  の急勾配の小流域で、1939年から1978年まで降水量と流出量の水文データが測定されていた(たとえば東北支場山形試験地, 1980)。

以下に述べる解析方法によって、森林内の融雪、流域からの流出、および森林と大気の熱交換を同時に評価する。解析において、流出量や熱フラックスの冬から春への季節変化に注目し、特に積雪流域は真冬に大気を加熱できるかどうかについて調べる。

### 2. 解析方法

第1図に示したように、積雪のある森林小流域を、それぞれ一層の植被層(樹冠)と積雪層からなる系と考える。本研究では植被層への着雪はないものとする。そうすると、この系全体が受けとる正味の放射エネルギー  $Rn_{\text{forest}}$  は、森林から大気への顕熱、顕熱フラックス  $H_{\text{forest}}$ 、 $lE_{\text{forest}}$ 、融雪に使われるエネルギー  $G_{\text{snow}}$ 、植被の貯熱量  $G_{\text{forest}}$  の和に等しい。つまり、

$$Rn_{\text{forest}} = H_{\text{forest}} + lE_{\text{forest}} + G_{\text{snow}} + G_{\text{forest}} \quad (1)$$

ここで、熱収支の日平均値を考えることにより植被の

\* Estimation of the heat balance in a small snow-covered forested catchment basin.

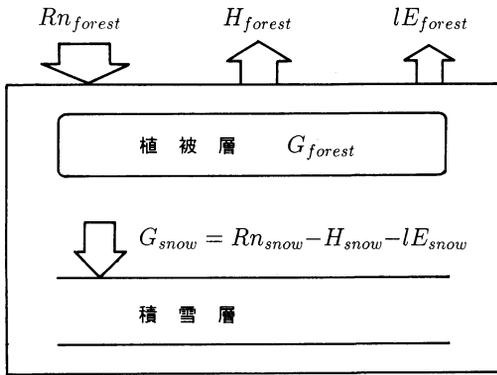
\*1 Takeshi Yamazaki, 東北大学理学部.

\*2 Junsei Kondo, 東北大学理学部.

\*3 Bunmei Taguchi, 東北大学理学部 (現: ㈱三菱総研).

—1993年4月30日受領—

—1993年8月30日受理—



第1図 森林小流域の熱収支の概念図。

貯熱量は無視できる。さらに寒冷期の植被と大気との潜熱交換は小さくて無視できるとすると、積雪からの潜熱フラックス  $lE_{snow}$  が、そのまま系からの潜熱フラックス  $lE_{forest}$  になる。したがって、系から大気への顕熱フラックスは

$$H_{forest} = Rn_{forest} - lE_{snow} - G_{snow} \quad (2)$$

として求まる。植被と大気との潜熱交換を無視する仮定は、林学の分野の木の幹の樹液の動きを測定するヒートパルス法により、12月から2月までは蒸散活動が止まっているという観測例に基づいた (Honda, 1993)。

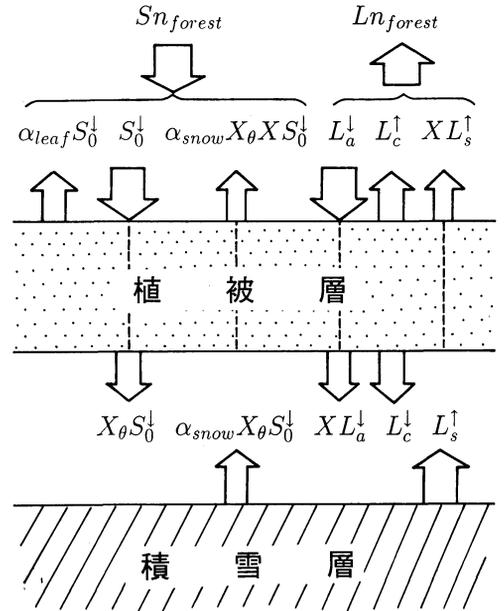
モデルは森林モデル、融雪モデル、流出モデルの3つを組み合わせて使った(2.1~2.3節)。解析の概要は次の通りである。

1. 森林モデルによって、植被による放射の射出、減衰を考慮して、森林内で積雪面に入射する放射を計算する。
2. 1で求めた森林内の放射と、積雪直上の気温、湿度、風速より、融雪モデルによって融雪エネルギー  $G_{snow}$ 、融雪量、積雪から大気への潜熱  $lE_{snow}$  を計算する。
3. 降水量のうち雨と判断されたものと、2で求めた融雪量を入力として、流出モデルによって流出量を計算し、実測データと較べて熱収支が正しく計算されたかどうか検証する。
4. 3で実測データと合う流出量が計算されたときの  $G_{snow}$  と  $lE_{snow}$  から、式(2)によって顕熱フラックス  $H_{forest}$  を見積もる。

以下、用いたモデルについて説明する。

### 2.1 森林モデル

森林のモデルとしては簡単な一層の植被を考え、第2図に示したような植被による放射の射出、減衰のみ



第2図 植被による放射の射出、減衰。

を考慮する。ここで、 $X$ は等方的に進む放射(反射された短波放射、および長波放射)に対する透過率、 $X_\theta$ は直達放射に対する透過率で次のように書ける。

$$X = \exp(-f \cdot LAI \cdot \sec \bar{\theta}) \quad (3)$$

$$X_\theta = \exp(-f \cdot LAI \cdot \sec \theta) \quad (4)$$

ここで、 $LAI$ は森林の葉面積指数、 $f$ は葉の傾きを表すファクター、 $\theta$ は太陽天頂角、 $\sec \theta$ は散光因子(diffusivity factor)と呼ばれるものである。 $f$ は今回の計算では0.5(葉の向きがランダムな場合)で一定とし、 $\sec \bar{\theta}$ は1.66とした。

短波放射については  $S_0^\downarrow$  は森林上端での水平面日射量、 $\alpha_{leaf}$ 、 $\alpha_{snow}$  はそれぞれ、葉の多重散乱による植被のアルベード、積雪面のアルベードである。本研究では簡単のため、 $\alpha_{leaf}$  を0とし、また積雪面で上向きに反射された放射が、植被によって再び下向きに反射されるような、積雪面と植被の間の多重散乱は無視した。

長波放射については、 $L_a^\downarrow$  は森林上端での下向き大気放射量で、 $L_s^\uparrow$  は積雪面から上向きに射出される長波放射、 $L_c^\uparrow$  ( $L_c^\downarrow$ ) は植被から大気(積雪面)へ、上向きに(下向きに)射出される長波放射であり、

$$L_c^\downarrow = L_c^\uparrow = (1-X) \sigma T_c^4 \quad (5)$$

ここで、 $T_c$ は植被の温度であるが、簡単のため気温に等しいとした。

### 2.2 融雪モデル

積雪の熱収支の計算は、融雪モデル (Kondo and

Yamazaki, 1990) によって行った。このモデルでは、融雪期に特徴的な積雪の温度と含水率の鉛直プロファイルを設定して計算を簡単にしている。入力として、ある基準高度での気象条件（日射量，下向き大気放射量，気温，比湿，風速，降水量）を与え，厚さ無限小の積雪表面の熱平衡と積雪全層のエネルギー保存を考慮することにより，表面温度，凍結深，融雪量を得る。なお積雪面のアルベードは，付録に示した実験式によって与えた。積雪温度の鉛直分布は伝導熱に反映されるが，積雪面の熱収支において伝導熱の項は小さいため，このモデルでは，融雪期に限らず寒冷期の熱収支も妥当に計算できることがわかっている（田口ほか，1994）。

### 2.3 流出モデル

流出モデルとしては，近藤ほか（1992）による指数関数型貯留量のタンクモデルを用いる。このモデルはもとも，流域の水収支から蒸発散量と土壌水分の季節変化を同時に表現する目的で開発されたものである。まず，与えられた気象条件（入力放射量，気温，湿度，降水量）から熱収支法により蒸発散量（=蒸散量+遮断蒸発量）を計算し，地中に仮想的な貯留タンクを考へて，林床での降水量（=降水量-遮断蒸発量）から流出量を計算する。このタンクモデルは3つのパラメータ  $k_c$ ， $A_{max}$ ， $B_{max}$  で記述されている。これらのパラメータは無雪期において，流出量の実測値がモデルによる流出量の計算値と合うように決めた。その結果， $k_c = 2.9 \times 10^{-2} \text{ mm}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ， $A_{max} = 300 \text{ mm}$ ， $B_{max} = 25.7 \text{ mm}$  が最適値として得られた。

## 3. 解析対象

### 3.1 データ

流出の計算および観測値との比較のために釜淵1号沢（標高145 m）における降水量，流出量データ（東北支場山形試験地，1980）を用いた。また融雪量，蒸発散量を計算するために栗谷沢（標高100 m），新庄（同94 m）における気象データと山形地方気象台（標高151 m）における気象要素の5年分の月平均値から作成した気候値を用いた。釜淵1号沢と各地点の位置関係は，栗谷沢は南方向へ約5 km，新庄は南南東方向へ約20 kmである。なお森林の中と外での気象条件は，放射と風速は大きく異なり，気温と湿度はそれほど変わらないことが観測的に知られている（橋本ほか，1992）。ここで放射については，2.1節の森林モデルにより，その違いを考慮したが，風速については，解析に用いた

栗谷沢の風速データがもともと小さかったので，補正はしなかった。各々のデータについては次の通りである。

**日射量** 栗谷沢における日照時間のデータから，近藤・三浦（1983）の実験式より日積算日射量を推定し，晴天日の典型的な日変化パターンで毎時に割り振ったものを用いた。

**大気放射量** 日平均気温，日積算日射量から近藤ほか（1991）の実験式で推定したものを与えた。

**気温** 栗谷沢における最高，最低気温データから晴天日の典型的な日変化パターンで割り振ったものを用いた。

**湿度** 新庄における日平均水蒸気圧を用い，日変化はなしとした。

**風速** 積雪期の融雪量の計算には，栗谷沢の風速データを補正せずに用いた。また，無雪期の遮断蒸発量の計算には山形における気候値を用いた。

**降水量** 釜淵の露場における降水量データを流域の代表値として用いた。

### 3.2 葉面積指数

釜淵1号沢の流域内はスギと広葉樹が混生している。第M月の森林の葉面積指数 LAI を次のように与えた。

$$\text{LAI} = 4.5 + 1.5 \cos [2\pi(M-8)/12] \quad (6)$$

LAI は2月に最小値3，8月に最大値6となる。

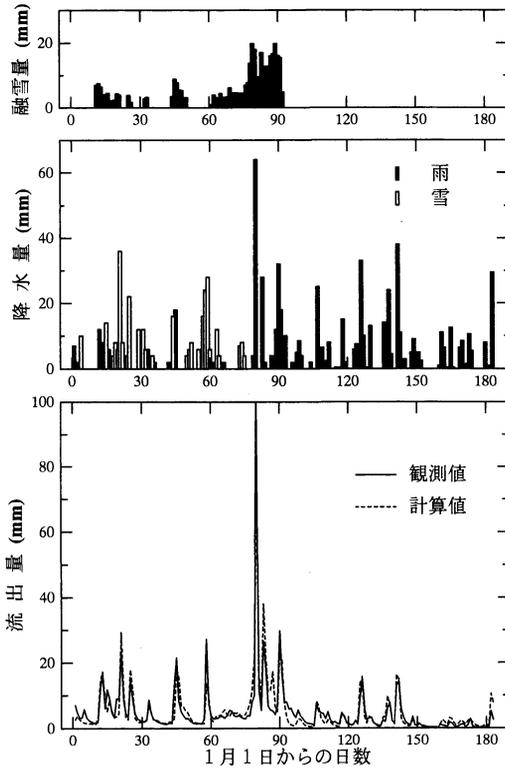
実際に解析流域の釜淵1号沢で，日射の透過率を測ることによって，冬期の LAI がどれぐらいの値であるかを推定した。1992年12月6日の12:50~13:55の間，釜淵1号沢付近の開地で日射量を測定し，その間に別の日射計を持って沢の中を歩きながら森林内の日射を測った。落葉樹の葉はすでに落ちていたので，このときの LAI は冬期（積雪期）の LAI と同じとみなせる。開地における日射量を  $S_{open}^{\downarrow}$ ，森林内における日射量を  $S_{forest}^{\downarrow}$  とすると，次式が成り立つ。

$$\frac{S_{forest}^{\downarrow}}{S_{open}^{\downarrow}} \simeq X_{\theta} = \exp(-f \cdot \text{LAI} \cdot \sec \theta) \quad (7)$$

最も日射が透過しやすいこの時期でも，日射の透過率 ( $S_{forest}^{\downarrow}/S_{open}^{\downarrow}$ ) は，0.28だった。ここで  $f = 0.5$  とし， $\theta$  として冬至における南中時の値を与えると，

$$\text{LAI} = 2.3 \quad (8)$$

という値を得る。森林内の日射の測り方に精度の粗さはあるものの，目安として式(6)の LAI の与え方が妥当であることがわかる。



第3図 日単位の融雪量、降水量、流出量の計算結果(1972年)。降水量の図で雨(黒)と雪(白)を区別してある。

#### 4. 結果

熱収支の計算は、1971年1月1日から1973年6月30日まで通年で行った。

##### 4.1 流出量

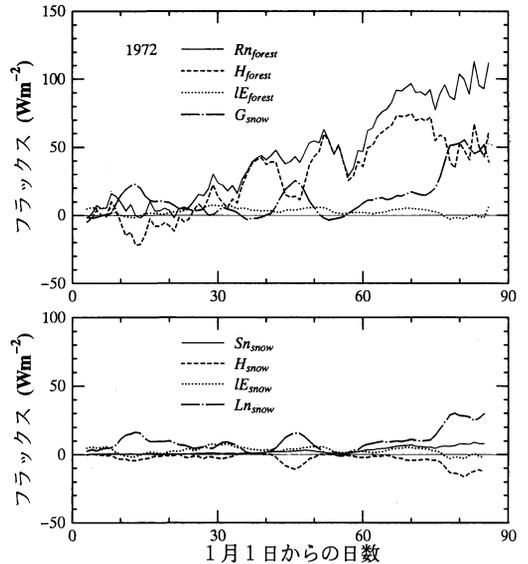
本研究では、流出量の計算を観測値と合わせることが主目的ではなく、熱収支を検証するために流出量データを用いている。流出量の計算において、さらに次の2つのことを考慮した。

##### 1. 下面融雪の考慮

積雪面の熱収支によって計算される融雪量のほかに、土壌からの伝導熱による積雪下面での融雪を考慮した。下面融雪は融雪期の表面付近の融雪に比べると1桁小さいが、厳冬期には相対的に重要になる。Kojima and Motoyama (1985)などを参考にして、下面融雪量を1、2月に $1\text{ mmd}^{-1}$ (相当熱量  $3.9\text{ Wm}^{-2}$ )、3月から積雪が消えるまで $0.5\text{ mmd}^{-1}$ (同  $1.9\text{ Wm}^{-2}$ )とした。

##### 2. 雨雪判別の修正

降水が雨か雪かの判別は、平均気温 $0^\circ\text{C}$ を境とし



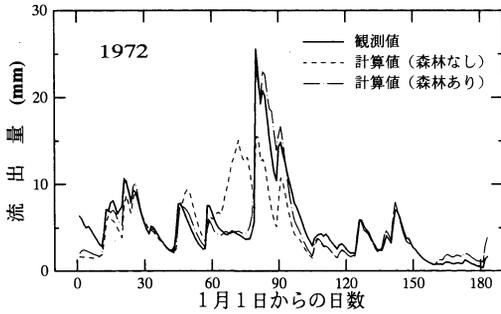
第4図 森林(上段)と積雪(下段)の熱収支各項の時間変化。上段の $Rn_{forest}$ (実線)は森林が受け取る正味放射、 $H_{forest}$ (破線)、 $IE_{forest}$ (点線)はそれぞれ森林から大気への顕熱と潜熱、 $G_{snow}$ (一点鎖線)は積雪に与えられるエネルギー。下段の $Sn_{snow}$ (実線)、 $Ln_{snow}$ (一点鎖線)は積雪面での正味の日射量および長波放射、 $H_{snow}$ (破線)、 $IE_{snow}$ (点線)は積雪から出る顕熱と潜熱。5日の移動平均をかけてある。

て行った。しかし、流出量の計算値と観測データを較べて、明らかに雨と雪の判別が間違っているところは修正し再計算した。

融雪量、降水量、流出量の計算結果の一例として、1972年のものを第3図に示した。計算の上では92日(4月1日)に消雪によって融雪量は0になっている。流出量の計算値と観測値はよく一致しているので、熱収支も正しく計算されていると考えることができる。その熱収支各項を次に示す。

##### 4.2 熱収支各項

植被と積雪の系(以後森林と呼ぶ)が合わせて受けとる正味放射量  $Rn_{forest}$ 、積雪が受けとるエネルギー  $G_{snow}$ 、森林から大気への顕熱フラックス  $H_{forest}$ を第4図に示した。あわせて積雪が受けとるエネルギーの各要素(正味短波放射量  $Sn_{snow}$ 、正味長波放射量  $Ln_{snow}$ 、積雪面から上向きに輸送される顕熱、潜熱フラックス  $H_{snow}$ 、 $IE_{snow}$ )も示した。フラックスの細かい時間変化をならすために、日平均値にさらに5日間の移動平均をかけた。



第5図 植被がある場合とない場合の流出量の比較。実線が実測値。破線は植被がない場合の計算値。一点鎖線は植被がある場合の計算値。10日の移動平均をかけてある。

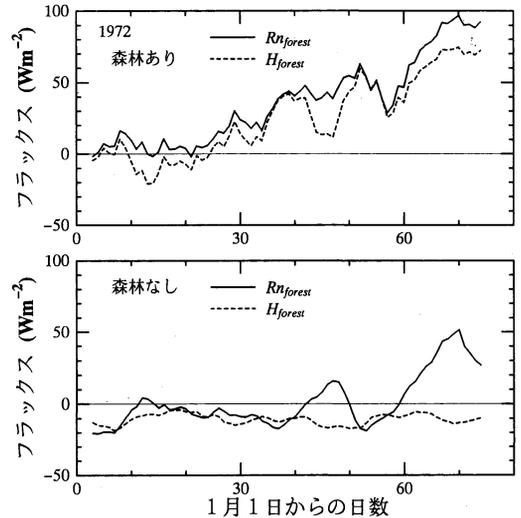
1月は  $Rn_{forest}$  がほとんど0のため、大気へ正の顕熱は供給されない。ところが、2月には部分的に融雪が起きる時期を除くと、正味放射はほとんど顕熱に分配され、5日間平均で  $40\sim 60\text{ Wm}^{-2}$ 、日平均値では最大  $100\text{ Wm}^{-2}$  程度の顕熱が大気へ輸送される。3月に入ると日射が増え、 $Rn_{forest}$  も大きくなるが、同時に融雪に消費されるエネルギー  $G_{snow}$  も増えてくるので、最も融雪が進む3月下旬よりも3月上旬の方が顕熱の値は大きい。このような傾向は、時期の細かなずれはあるものの、他の年についても同じようにみられる。

### 4.3 植被の効果

4.1節、4.2節で示した流出量と熱収支各項が、植被の有無によってどのように違ってくるかを調べる。

まず、流出量について第5図に示す。流出量には10日程度の移動平均をかけてある。植被がないとした場合(破線)、つまり積雪面があらわになっている場合の計算では、60日目～80日目に流出のピークが見られ、融雪が実際(実線)より早く起きることがわかる。

また、熱フラックスについて、第6図に示した。植被がない場合(下段)は植被がある場合(上段)と違って、1月、2月の寒冷期には正味放射はほとんど0以下になっている。これは積雪の高いアルベードにより、日射が吸収できないためである。3月になって積雪のアルベードの値が低くなると  $Rn_{forest}$  は正になるが、増えた分と同じだけのエネルギーが融雪に使われるので、顕熱(破線)は依然として負のままになっている。つまり、植被がなく積雪があらわになっているときは、顕熱は常に大気から積雪へ輸送され、地表面は大気を加熱することができない。これは植被がある場合の顕熱(上段の破線)と比べてみると対照的である。



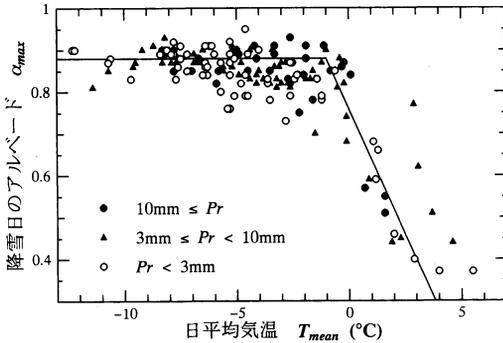
第6図 植被がある場合(上段)とない場合(下段)の熱フラックスの比較。実線：正味放射、破線：顕熱輸送量。植被がない場合、 $Rn_{forest} = Rn_{snow}$ 、 $H_{forest} = H_{snow}$  である。

## 5. まとめと課題

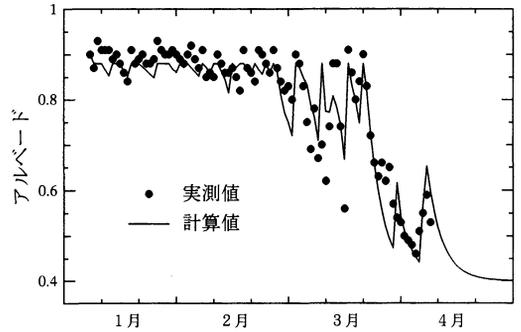
以上より、植被がなく積雪面があらわになっている場合は、3月になって正味放射が増えてきても、地表面は大気を加熱できないが、植生がある積雪流域は、真冬でも大気を加熱できることがわかった。枝葉上に雪がないとき輸送される顕熱フラックスの大きさは、2月下旬に森林から大気へ、5日間平均値にして  $40\sim 60\text{ Wm}^{-2}$  である。Yamazaki and Kondo (1992) はモデルによって融雪期の森林での大気加熱を見積もったが、今回の結果は現実条件についてもその見積りが妥当であったことを示している。

本研究の熱収支評価の最大の問題は植被層に雪がついていないと仮定した点である。着雪があると植被が受ける日射量が減少するほか、着雪の昇華蒸発、融解が生じる。このうち蒸発については、常緑針葉樹林(トドマツ)では  $1\text{ mmd}^{-1}$  ( $33\text{ Wm}^{-2}$ ) 以上である可能性が指摘されている(中井ほか, 1993)。したがって、着雪時の熱収支はかなり様相が異なると考えられ、本研究で得られた大気への顕熱輸送は最大値と解釈すべきである。着雪の蒸発、融解、落下の割合は、気象要素のほか樹木の構造、積雪の性質にも依存するであろう。今後は着雪を考慮した研究が必要である。

最後に、釜淵における日射の透過率の測定に際しては、防災科学技術研究所新庄雪氷防災研究支所の佐藤



第7図 降雪日のアルベード。降水量によって印を替えてある。実線は式(10)を示す。



第8図 1986年のアルベードの実測値(黒丸)と実験式による計算値(実線)

威博士の協力をいただいた。本研究の一部は河川整備基金(代表者:東北大学工学部澤本正樹教授)によって行った。ここに謝意を表します。

#### 付録:アルベードの実験式

北海道大学低温科学研究所(以後北大低温研と呼ぶ)による1984~1988年の放射量測定データ(石川ほか, 1984~1987; 兒玉・石川, 1988)をもとに, 日平均気温, 日降水量から, 日平均アルベードを計算する実験式をつくった。まず, アルベードが時間の経過によって低下していく様子を, 次のように指数関数で表現した。

$$\alpha_0 = \alpha_{\max}$$

$$\alpha_n = (\alpha_{n-1} - \alpha_{\min}) \exp(-1/k) + \alpha_{\min} \quad (9)$$

ここで,  $\alpha_n$  は降雪があった日より  $n$  日経過した日の日平均アルベード,  $\alpha_{\max}$ ,  $\alpha_{\min}$  はアルベードのとり得る最大値, 最小値,  $k$  はアルベードの低下の速さを表すパラメータである。  $k$  は積雪内に蓄積されている混濁物質(主に鉱物粒子)の量と含水率などによって変化し, 値が小さいほどアルベードは速く低下する。計算は以下の様に行う。

1. 日降水量を  $Pr$ , 日平均気温を  $T_{\text{mean}}$  として,  $Pr \geq 3.0 \text{ mm}$  かつ  $T_{\text{mean}} \leq 2.0^\circ\text{C}$  のとき降雪があったものとし, 降雪があった日のアルベードは  $\alpha_0 = \alpha_{\max}$  とする。
2. 次の降雪日まで日平均アルベードは指数関数的に  $\alpha_{\min}$  に向かって低下する。

ここで  $\alpha_{\min}$  はデータより 0.40 とした。そうすると計算上の未知変数は  $\alpha_{\max}$  と  $k$  の 2 つになる。降雪日のアルベード  $\alpha_{\max}$  は, 寒冷期には高く, 融雪期の気温の高いときに降る湿った雪ではそれほど高くない。これら

の点を考慮して, データを参考にしながら次のような関数形を与えた。

$$\alpha_{\max} = -0.12T_{\text{mean}} + 0.76 \quad (T_{\text{mean}} \geq -1.0^\circ\text{C})$$

$$= 0.88 \quad (T_{\text{mean}} \leq -1.0^\circ\text{C}) \quad (10)$$

$\alpha_{\max}$  は気温が低いとき 0.88 で一定となるが, 気温が高くなると小さな  $\alpha_{\max}$  をとるようになっていく。  $\alpha_{\max}$  の実測データを  $T_{\text{mean}}$  に対して整理したものと式(10)による計算値を第7図に示した。

一方,  $k$  については, アルベードの計算値が実測データと 5 年間平均として最もよく一致するよう試行錯誤により, 次のような関数形を与えた。

$$k = -4.9T_{\text{mean}} + 4.5 \quad (T_{\text{mean}} \leq 0.1^\circ\text{C})$$

$$= 4.0 \quad (T_{\text{mean}} \geq 0.1^\circ\text{C}) \quad (11)$$

$k$  についても気温が高いときは  $k = 4.0$  で一定だが, 気温が低くなると大きな値をとってアルベードの低下がおそくなるようにした。アルベードの実測値と式(9), (10), (11)による計算値を, 1986年の札幌を例にとって第8図に示した。

この実験式は, 2つの未知パラメータ  $\alpha_{\max}$  と  $k$  の日平均気温に対する関数形を, 札幌のデータに合わせて決めているので, 札幌以外の場所で実測値を正しく再現できる保証はない。しかし, 本研究で解析を行った釜淵1号沢の葉面積指数は, 日射がほとんど林床に届かないほどの大きさなので, アルベードの実験式の精度は熱収支の計算にはあまり効かない。

#### 参考文献

- 橋本哲, 太田岳史, 石橋秀弘, 1992: 落葉樹林が表層融雪量に与える影響に関する熱収支的検討。雪氷, 54, 131-143。  
Honda, E. A., 1993: 寒冷地における樹木蒸散量に関する

- る研究. 修士論文, 岩手大学.
- 石川信敬, 本山秀明, 1986: 1986年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, 45, 資料集, 17-23.
- 石川信敬, 小島賢治, 本山秀明, 山田芳則, 1984: 1983-84年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, 43, 資料集, 51-57.
- 石川信敬, 小島賢治, 本山秀明, 1985: 1985年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, 44, 資料集, 39-45.
- 石川信敬, 兒玉裕二, 本山秀明, 浜田和雄, 中谷千春, 1987: 1987年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 46, 資料集, 11-18.
- 兒玉裕二, 石川信敬, 1988: 1988年積雪期の札幌における放射量測定. 低温科学, 物理篇, 47, 資料集, 27-33.
- Kojima, K. and H. Motoyama, 1985: Melting and heat exchange at the bottom of a snow cover. *Annals of Glaciol.*, 6, 276-277.
- 近藤純正, 三浦章, 1983: 地表面日射量の実験式と日射量をチェックする簡便な方法. 天気, 30, 25-32.
- Kondo, J. and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.*, 49, 2183-2199.
- 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.
- 近藤純正, 中村亘, 山崎剛, 1991: 日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, 38, 41-48.
- 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.
- 中井裕一郎, 北原曜, 坂本知巳, 齊藤武史, 寺嶋智巳, 1993: 森林における降雪の遮断蒸発. 日本林学会誌, 75, 191-200.
- 田口文明, 山崎剛, 近藤純正, 1994: 積雪表面温度の推定について. 雪氷, 56, 印刷中.
- 東北支場山形試験地1980: 釜淵森林理水試験地観測報告, 1・2号沢試験流域 (1959年1月~1978年12月). 林業試験場研究報告, 129-188.
- Yamazaki, T. and J. Kondo, 1992: The snowmelt and heat balance in snow-covered forested areas. *J. Appl. Meteor.*, 31, 1322-1327.
- Yamazaki, T., J. Kondo, T. Watanabe and T. Sato, 1992: A heat-balance model with a canopy of one or two layers and its application to field experiments. *J. Appl. Meteor.*, 31, 86-103.

### 1994年度春季大会シンポジウムのお知らせ

1. 日 時: 1994年5月25日 (水) 13:00~14:50
2. 場 所: お茶の水スクエア
3. テーマ: 酸性雨—地球環境問題として—
4. 司 会: 藤田慎一 (電力中央研究所)
5. 講演者: 原 宏 (公衆衛生院)
  - 「酸性雨とは一定義とその生成機構」
  - 井川 学 (神奈川大)
  - 「酸性霧と森林衰退」
  - 佐藤純次 (気象研)
  - 「酸性雨と輸送モデル」
6. 解 説: 「酸性雨」が「地球環境問題」として再び脚光を浴びている。従来の、工場や自動車排気ガスなどの発生源近くに起こる大気汚染, 光化学スモッグなどと違うのだろうか? 「酸性雨」とは何か? 「酸性霧」による植物被害の実態は? 国境を越える汚染としての「酸性雨」とは? それらの点に着目して, 最近の第一線の研究を照会しながら討論を行いたい。