論 文

中国北西部における積雪の裸地面熱 ・水収支に及ぼす影響

近 藤 純 正¹⁾, 徐 健 青²⁾

要 旨

熱収支・水収支計算モデルを用いて、中国北西部における積雪が地表面の熱収支と水収支に及ぼす影響を調べた。主な結果は次の通りである。(1)積雪の堆積・融雪過程の計算結果はルーチン観測とよく対応した。冬期間の最大積雪水当量(または根雪の消失日)と、融雪期～初夏にかけての長期間の顕熱・潜熱輸送量の積算値との間には高い相関関係が見出された。(2)消雪の直後、地表面温度が上昇し始め、顕熱・潜熱輸送量は急激に増加し、マイナスの値からプラスに転じる。表層土壌の水分量は融雪水によって約10日間にわたり増加するが、その後、約20日間にわたり減少して小さな値になる。その結果、それ以後の潜熱輸送量は小さくなる。(3)乾燥～半乾燥域では、降雨によってもたらされた大部分の水分は数日のうちに蒸発によって失われるので、水資源量はさわめて少ない。しかし、積雪地域では春の融雪水のかなりの部分が水資源量となる。

キーワード：積雪、地温、土壌水分、熱収支、裸地面蒸発

Key words : evaporation from soil surface, ground temperature, heat balance, snow cover, soil water content

1. はじめに

Hahn and Shukula (1976) によって、ユーラシア大陸の12～3月の積雪面積と半年後の6～9月の全インドの降水量との間には逆相関関係があることが示された。それ以来、広域の積雪状態と各地の気候異常や海洋変動との間に相関関係があることが次々と見出されるようになった(Reiter, 1982; Yasunari, 1990; など)。大気大循環モデルを用いた研究(Barnet *et al.*, 1989)によれば、ユーラシア大陸の冬の積雪量を平年値(積雪水当量=0.107m)の2倍にすると、アジア域での夏のモンスーン活動が弱くなるという結果が得られ、上記の事実が説明できる。そのほか、Yamazaki (1989) や Yasunari *et al.* (1991) などによって大気大循環モデルを用いた研究が行なわれた。これらの研究では、積雪はアルベード、融雪後の土壌水分、地表面の熱収支・水収支を通して、気候に影響することが指摘されている。

一方、筆者らは、陸面の水文過程のパラメータ化を精密化する目的で次の基礎研究を推進してきた。

- ① 積雪面のバルク交換係数とアルベードのパラメータ化など(Kondo and Yamazawa, 1986a; b; 近藤・沼田・山崎, 1988)
- ② 積雪の変成と諸要素のパラメータ化(山崎他, 1991a; b; Yamazaki *et al.*, 1993)
- ③ 積雪面温度と融雪量の熱収支的な計算法の開発(Kondo and Yamazaki, 1990; Yamazaki and Kondo, 1992; 田口他, 1994)
- ④ 流域における融雪による出水の計算と観測との比較(Kondo and Yamazaki, 1990; 中村他, 1991; 山崎他, 1994; 近藤・本谷・松島, 1995)
- ⑤ 積雪域の森林による大気の加熱効果の検討(Yamazaki and Kondo, 1993; Yamazaki, 1995)
- ⑥ 裸地における土壌水分・地温・熱収支の日変化・年変化を計算するモデルの作成とその検証(Kondo *et al.*, 1990; 1992; Kondo and Saigusa, 1994; 近藤, 1993a; b; 1994b; c; 近藤他, 1994; 近藤・徐, 1995;

1) 東北大学理学部地球物理学教室
〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉
2) 東北大学理学部地球物理学教室院生
〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉

近藤・徐・福本, 1995)

これら準備研究がほぼ出来上ったので, 今後, 地域～広域陸面における積雪・大気相互作用, 凍土の効果, などを定量的に調べることができるようになった. これら研究の手始めとして, まず近藤・徐 (1996a; b) は中国の乾燥・半乾燥域の裸地について熱収支や土壌水分の日変化・年変化を研究した. その研究では, 日々の地表面温度の最高・最低・平均値について計算値とルーチン観測値とがよく対応し, 計算モデルの適用性が検証できた. その研究の一部として中国東北部ハイラルについて積雪・融雪過程を調べた. しかし, ハイラルでは12～3月の積雪深はわずか0.1m前後と小さく, 積雪の熱収支に及ぼす効果は詳しく検討していない.

本研究では, 冬期の最大積雪深が約0.4m程度となる中国北西部について研究する. 第2章では対象地点の概要を, 第3章では計算の方法を説明する. 第4章では, 積雪の堆積と融雪過程について計算値と観測値の比較, 日々の地表面温度の計算値と観測値の比較, 積雪の熱収支量や土壌水分量の年変化に及ぼす影響を調べる. これは1981年について行なう. 第5章では, 年々の積雪状態と融雪後の熱収支量との相関関係を調べる. これは主に, アルタイについて1971年1月1日～1982年8月31日までの12年間を解析する. ただし, 1980年の4～5月, 11～12月はデータが入手できなかったため, 1980年4～12月は除外する. また1979年4月に限り, 積雪深の観測データは記載されていなかった. 第6章では積雪の観測値と計算値の比較から積雪密度を推定する. 第7章では乾燥域における積雪の水資源としての役割について考察する. 本研究では, 時間を1月1日からの日数 (*day*) で表示する.

2. 対象地点と気象データ

計算に用いる気象ルーチンデータは中国国家気象局気象出版社発行の「中国地面資料月報」である. 中国の気象站における観測の詳細については近藤・徐 (1996a) に説明されている.

対象地点は中国北西部のアルタイ (阿勒泰) とフーユン (富蘊) である. ここは中国・モンゴル・ロシアの国境に当たるアルタイ山脈の南側にあり, この2地点は季節凍土地帯に属する. アルタイ山脈の最高峰は標高4374mの友谊峰である. この地域一帯では, 標高3100m以上は夏でも氷で覆われ, 標高2200m以上は多年凍土地帯となっている (李・童・張, 1985).

対象地点の位置と標高及び平均気圧と気温を表1に示した. この地域ではポテンシャル蒸発量 $E_p \approx 1300\text{mm} \cdot$

y^{-1} , 年降水量 $Pr \approx 200\text{mm} \cdot \text{y}^{-1}$, $Pr/E_p = 0.1 \sim 0.2$ で乾燥～半乾燥気候に属する. ちなみに湿润気候の日本では, Pr/E_p は2前後である (近藤・徐, 1996b). なお, ポテンシャル蒸発量 E_p とは, 近藤 (1994c) の定義によるものである.

表1 対象地点の位置と標高及び1981年の年平均気圧と気温.

地点名	アルタイ	フーユン
	阿勒泰	富蘊
	Altay	Fuyun
地点番号	51076	51078
緯度 (deg N)	47.7	47.0
経度 (deg E)	88.1	89.5
標高 (m)	735	824
気圧 (hPa)	934	926
2月気温 (°C)	-21.5	-19.5
7月気温 (°C)	21.5	22.2
年平均 (°C)	4.0	3.2

3. 計算の方法

3.1 概要

本研究で用いる土壌モデルの計算法は, Kondo and Saigusa (1994) による「canopy model」に基づき, 長期間の計算に実用化されたものである (近藤, 1994b; 近藤・徐・福本, 1995; 近藤・徐, 1996a). ここでは詳細は省略し, 概要のみ説明する.

計算に必要な気象ルーチンデータは

- ① 日平均気温, 最高・最低気温の差:

$$T_{\text{AM}}, T_{\text{MAX}} - T_{\text{MIN}}$$

- ② 日照時間: N

- ③ 日降水量の観測値: Pr_{OBS}

- ④ 風速の日平均値: U_{OBS}

- ⑤ 水蒸気圧の日平均値: e

である. ①から気温の日変化を波数2の三角関数で表す. ②から日平均日射量 S_m^{-1} を計算する. その場合, 中国で

使用されているジョルダン日照計に対する値を用いる(近藤, 1994a, p.57, p.89). そうして毎日の時刻 t の水平面日射量 S^h は波数4の三角関数の和で与える(近藤, 1992; 近藤・徐・福本, 1995). 大気放射量は S_M^1 から計算する(近藤, 1994a, p.90-p.91). これら地上の気象条件をそろえた後, 次の順序で計算を行なう.

(a) 地表面の熱収支式を用いて地表面温度の日平均値と日変化を計算し, 三角関数の和の「解析解」で表す. 同時に地中温度の日変化も解析解で表す(近藤, 1994a, p.153~p.158). 熱収支式には地表面の蒸発効率, 交換速度, アルベード(3.2節)が用いられており, 解析解は地中の熱物理係数で表わされる.

(b) その地温の解析解をもとに, 地表面の各熱収支量と各層の土壤含水率の時間変化を時間ステップごとに「数値計算」する.

(c) ここで用いた地表面温度の「解析解」は熱収支式を線形近似化し, 蒸発効率を一日中一定として得たものである. そのため, 時間ステップごとに(b)で求めた熱収支量の日平均値は熱収支式を厳密には満足しない. そこで, 熱収支式を満足するように, 地表面温度の日平均値の「解析解」を修正し, 「数値計算」を繰り返し, 計算精度を上げる(近藤・徐, 1996a).

土壤層は, 0~0.02, 0.02~0.06, 0.06~0.14, 0.14~0.22m……のように分割し, 地表面から0.7mまでの10層を考える. 土壤の下端では境界条件を設定する(3.4節).

土壤中では水蒸気輸送と液体水輸送を考える. さらに降雨中, 土壤が十分に湿ってきたとき「水みち」による液体水の流下も考慮する(近藤・徐・福本, 1995). 「水みち」による流下を除けば, 液体水輸送は透水係数と水分ポテンシャルによって表現される(近藤・徐, 1996a, 式2~3). 土壤パラメータは中国のランチョウの土壤に対する値を用いる(近藤・徐, 1996a, 表5).

土壤のある深さにおける地温が $T_c < -3^\circ\text{C}$ のとき, その深さにおける液体水輸送量はゼロとする.

水蒸気輸送については, 空隙の曲がり率, 熱力学平衡の式, 含水率, 土壤の温度を考慮した式で表す(近藤・徐, 1996a, 式12~16).

3.2 積雪のないときの各パラメータ

上述(a)の計算に必要な各パラメータは次の通り.

・蒸発効率

大気と地表面間の水蒸気輸送の表示法として, β 法と $h\beta^*$ 法があり, 蒸発効率 β と β^* は次の関係で結ばれている(近藤, 1993a).

$$\beta = \frac{\beta^*}{1 + \frac{(1-h) q_{\text{SAT}}(T_s)}{h q_{\text{SAT}}(T_s) - q_a}} \dots\dots\dots (1)$$

ここに, h は土壤の小空隙内に含まれる液体水の表面の相対湿度, $q_{\text{SAT}}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和比湿, q_a は大気の比湿である. したがって, β と β^* のいずれを用いてもよいが, 本研究では $h\beta^*$ 法を用いる(近藤, 1993a, 式4, 式6, 式9). 蒸発効率 β^* の計算に必要な土壤内の水蒸気輸送の抵抗 F は土壤第1層の含水率 θ_1 の関数として与え, その係数はローム土壤について得た値 $f_a=0.02\text{m}$, $f_b=400$, $f_c=0.0002\text{m}$ を用いる(近藤, 1994c, 式7と第1表). また土壤空隙内の相対湿度 h は水分ポテンシャル Ψ の関数として表わし(近藤・徐・福本, 1995, 式1), Ψ は θ_1 の関数とする(近藤・徐, 1996a, 式4~6).

・交換速度

裸地面上の交換速度 $C_H U$ は大気の安定度を考慮した式を用いる(近藤・徐, 1996a, 式25a~28a).

・アルベード

土壤面のアルベードは土壤第1層の含水率の日平均値の関数で表わす(近藤・徐, 1996a, 式23).

・地中の熱物理係数 $c_g \rho_o \lambda_o$

地中の熱物理係数はランチョウの土壤で得た式を用いる(近藤・徐, 1996a, 式29~33). その式中の含水率 θ について, 日変化を計算する場合は土壤第2層 ($z=0.02\sim0.06\text{m}$) の値 θ_2 を用いる. 年変化の場合は, $\theta=0.5\theta_1$ として計算する, ただし θ_1 は圃場容水量である.

3.3 積雪時の計算法

降水が雨か雪かによって, 地表面の熱収支・水収支や土壤水分は大きな影響を受ける.

(a) 雨雪の判別

降水が雨になるか雪になるかは, 日平均水蒸気圧で計算される「臨界温度」 T_c と日平均気温 T_{AM} との比較によって判別する(近藤, 1994a, p.49).

(b) 降雪日における降水量の補正

雨量計による降水粒子の捕集率は, 特に降雪時に小さくなることが知られている. 吉田・斉藤(1955), 吉田(1959), および Sevruk(1985)の測定を参考にして, 次の実験式を用いる. 捕集率を cor , 受水口の高度付近の風速を U , ルーチン観測の日平均風速を U_{OBS} とすると,

$$cor = 0.5 \exp(-0.26sU) + 0.5 \exp(-0.16sU), \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$U = 0.7 U_{ORS}, \quad \dots\dots\dots (3)$$

図1のプロットは捕集率の測定値、曲線は式(2)で $s=1$ の場合を表している。なお、雨のときは、捕集率は1ではないが、本研究では $cor=1$ と近似の仮定をする。

上式中のパラメータ s は雪量・雨量の比を表わし、次のように考える。寒冷日 ($T_{am} < T_c$) の降雪粒子は軽く捕集率は小さいので $s=1$ とおく。雨か雪かの境界条件に近く、かつ $T_{am} \leq T_c$ の日には雨が降ったり雪が降ったりすると考えられるので、次式で与える。

$$s = 1 - \frac{1}{1 + \exp(T_c - T_{am})} \quad \dots\dots\dots (4)$$

この式では、雨雪限界日 ($T_c = T_{am}$) のとき $s=0.5$ となる。降雪日の降水量は、次式によって補正する。降水量の観測値を Pr_{ORS} 、補正値を Pr として、

$$Pr = \frac{Pr_{ORS}}{cor} \quad \dots\dots\dots (5)$$

図1 降雪時の捕集率 cor (縦軸) と観測露場の風速 U (横軸) との関係、曲線は式(2)で $s=1$ とした場合。

(c) $T_{am} \leq T_c$ の日の降雪量・降雨量の分配

雨か雪かの境界条件に近く、かつ $T_{am} \leq T_c$ の日には、大気中を雪として落下しても、その一部はすぐ溶けて積雪となることがある。そこで、この日の地上への降雪量 Pr_{SNOW} と降雨量 Pr_{RAIN} は次の式で計算する。

$$Pr_{SNOW} = s \times Pr, \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$Pr_{RAIN} = (1 - s) Pr. \quad \dots\dots\dots (7)$$

この式によると、寒冷日 ($T_{am} < T_c$) の日は Pr のす

べてが積雪となり地上の積雪水当量を増加させる。雨雪限界日 ($T_{am} = T_c$) には Pr の50%が積雪、残りの50%が液体水として地中に浸透する。それらの中間の条件では、一部分が液体水として地中に浸透し、他の大部分が積雪となる。高温日 ($T_{am} > T_c$) には降水量 Pr のすべてが雨水として地中へ浸透する。

以上の(a)~(c)によって降水量の補正をほどこすと、冬の降雪量は、年と地点によるが、40%程度増加する。(d) 積雪時のアルベード

積雪時のアルベードは、積雪が少ないときは下層の土壌面アルベードに影響されるとして、積雪水当量の関数とする。また、アルベードの減衰係数は日平均気温の関数とする(近藤・徐, 1996a, 式40~46)。

降水が「雪」と判定され、かつ降雪量(水当量)が $Pr_{SNOW} > 3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上の日を新雪日とする。

(e) 雪面上の交換速度

積雪時は、Kondo・Yamazawa (1986a) によるバルク係数を参考にして与える(近藤・徐, 1996a, 式25b~28b)。

(f) 雪と土壌を含む地中の熱物理係数

積雪が少ないとき、雪と土壌を含む有効な地表層の体積熱容量と熱伝導率は、積雪水当量の関数とする(近藤・徐, 1996a, 式47~50)。

(g) 融雪速度

融雪の計算法として、日中の融雪水が夜間に再凍結する深さも同時に解くKondo・Yamazaki (1990) の熱収支的な方法がある。その方法を簡単化して計算する(近藤・徐, 1996a, 式51)。

3.4 土壌下端の境界条件と初期条件

土壌の下端 z_b ($=0.7 \text{ m}$) では次の境界条件を設定する。液体水のフラックスは、

$$Q(z_b) = -p \rho_w K(z_b), \quad p=0.1. \quad \dots\dots\dots (8)$$

係数 p を少々変化させても地表面の熱収支には大きな影響はない(近藤, 1993a)。また、土壌下端での水蒸気のフラックスは $E(z_b) = 0$ とする。

初期条件は次のように設定する。まず、1月1日の土壌含水率として適当な鉛直分布を与え、1年間計算を走らせる。得られた12月31日24時の含水率を用いて、同じ気象条件のもとで1年間走らせる。この計算を数年間(降水量が特に少ない乾燥域では10年以上)繰り返すと、ほぼ定常的な含水率の年変化が得られる。これを初期条件として計算を始める。連続した2年目以降は、前年最後の鉛直分布を初期分布として連続的に計算する。

上記によって決定される土壌含水率の初期条件は、各

地点ごと、年降水量などの条件によって違ってくる。

4. 熱収支の年変化

図2は、アルタイについての1981年1月1日～1982年4月30日まで1年4か月間の結果である。上から1段目は日平均気温の観測値、2段目は積雪深の観測値 (cmの単位)、3段目は積雪水当量の計算値 (mmの単位) である。day=1は1981年1月1日、day=485は1982年4月30日である。気温が -20°C 前後となる冬期における積雪密度を $200\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ($=0.2\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) 程度とすれば、積雪深の観測値30cmは積雪水当量の計算値60mmと矛盾しない。また、融雪期 (day=80付近と、day=440付近) においては積雪密度を $400\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 程度とすれば観測値と計算値は矛盾しないことが分かる。積雪密度の詳細は第6章で示す。

図3の1段目はアルベード、2～4段目は熱収支量 (R_n : 正味放射量, H : 顕熱輸送量, ϵE : 潜熱輸送量) の時間変化の計算値である。積雪期のアルベードは、新雪で大きくなり、日数の経過とともに減少する。本研究では、日降水量 $3\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 以上の雪があった場合を「新雪」とし、アルベードが大きくなるとしている (近藤・徐, 1996b, 式40～46)。長期間にわたり新雪がなければ

図2 アルタイにおける1981年1月1日～1982年4月30日までの積雪深はかの変化。上段: 日平均気温, 中段: 積雪深の観測値 (単位: cm), 下段: 積雪水当量の計算値 (単位: mm)。

ばアルベードは0.5～0.6まで低下する。春の融雪期前後、アルベードは約0.8から約0.1に大幅に低下する。そのため、正味放射量 R_n は $-30\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ から $+50\sim+100\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ に急上昇する。そうして地表面温度、特に日最高地表面温度が著しく高くなる。その温度は図4の上から3段目の高温側の曲線 (計算値) と丸印 (観測値) で表わされている。融雪前には顕熱はマイナスの値をもち大気から積雪面へ輸送され、大気は冷却される傾向にある。この期間、正味放射量と顕熱輸送量でほぼバランスしている。消雪後には、顕熱は地表面から大気へ輸送される。潜熱輸送量 ϵE は積雪期には小さいが、消雪後の約20日間は $20\sim80\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (蒸発量 $E=0.7\sim2.8\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) となる。この傾向は表層土壌が乾燥し含水率 θ (図4の上から2段目) が小さくなるまで続く。暖候期の day=120～280の期間、潜熱輸送量が時々大きくなる日は降雨とその直後である。

図4の上から1段目は降水量の補正值 Pr である。2段目は土壌の4つの深さ (0.01, 0.04, 0.1, 0.66m) に

図3 図2に同じ、ただし上から1段目: アルベード, 2段目: 正味放射量, 3段目: 顕熱輸送量, 4段目: 潜熱輸送量。

図4 図2に同じ、ただし上から1段目:降水量の補正值, 2段目:土壌の4つの深さにおける含水率, 3段目:日最高地表面温度(丸印プロット:観測値, 実線:計算値), 及び日最低地表面温度(黒印プロット:観測値, 実線:計算値), 4段目:日平均地表面温度(丸印プロット:観測値, 実線:計算値)。

における含水率 θ の日平均値である。冬の積雪期には含水率はほとんど変化しない。融雪の盛んな $day=72\sim81$ と $day=445\sim450$ に最表層(0.01m)から順次深い層にかけて、含水率が增加する。そうして、最表層が乾燥状態になるまでには約20日間を必要とする。 $day=90\sim300$ の暖候期の含水率が時々上昇するのは降雨に伴うものである。

図4の3段目は日々の地表面温度 T_s の最高値と最低値、プロットは観測値、実線は計算値である。中国では、積雪時の地表面温度は雪面上に置かれた棒状温度計で観測することになっており、晴天時は日射の影響と積雪の熱伝導率が小さいことで温度計示度は 10°C 程度まで上昇する。そのため、積雪期の地表面の最高温度の観測値は

プロットしていない。融雪直後、地表面の乾燥化にしたがって、最高温度は急上昇する。最下段は地表面温度の日平均値である。前述の理由によって、積雪期の観測値(丸印)は計算値(曲線)より高めに現れている。

フーエンについても同様なことが見られる(図は省略)。

以上は、日々の平均熱収支量と地温であるが、熱収支量の年平均値は正味放射量では $20\sim30\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、顕熱・潜熱輸送量では $10\sim20\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、年平均ボーエン比では概略1である。この熱収支量は、通常の微気象観測では測定が困難な大きさである(熱収支気候表は省略)。

5. 年々の積雪と熱収支量の比較

前章では、積雪の土壌水分、地温、熱収支への影響を見てきたが、冬の積雪状態は年々変動する。そこで、こんどは特に融雪期前後から初夏にかけての熱収支量に注目する。

図5はアルタイの1971~76年の積雪深(図a:観測値, 単位はcm)と積雪水当量(図b:計算値, 単位はmm)の時間変化である。図から根雪の期間を見ると、1973~74年の冬は94日間、1972~73年の冬は139日間で、その差は45日間である。積雪期間及び積雪深の増減について計算値と観測値はよく対応している。

消雪日の観測値と計算値を表2の左から2~3列目に示した。消雪日とは、積雪深の観測値が根雪期間、プラスの値で続いていたが融雪によって初めてゼロとなった日と定義する。計算では同様に積雪水当量がゼロとなった日と定義する。その後、日をおいて再び積雪が生じることがあるが、この積雪は根雪には含めない。表2に示した11年間の内、アルタイで消雪が最も早い年と、最も遅い年では約20日の差がある。消雪日の計算値と観測値の違いは ± 2 日程度(最大5日)でよく対応している。

表2の左から4~5列目に最大積雪水当量とその起日を示した。ただし、前年から当年にかけての冬期中の最大値を当年の値としてある。年によって積雪水当量は大きく変わり、多いのは1971年~73年の3年間と1977年、少ないのは1974~76年の3年間と1978年以後である。

図6はアルタイにおける積雪水当量の最大値の計算値と、消雪日の観測値の関係である。積雪水当量が多い冬ほど消雪が遅れる。両者の相関関係は明らかなので、以下ではこれらのいずれかをその冬の積雪状態を表すパラメータとして用いることができる。

図7はアルタイの1971~75年の5年間について $day=60$ から計算した積算顕熱輸送量 ΣH (実線)と積算潜熱輸送量 ΣE (破線)の時間変化である。 ΣH が極小となる日が消雪日(丸印)にほぼ対応する。この日に注意

図5 アルタイにおける1971～1976年の積雪深。

(a)観測値 (単位: cm), (b)積雪水当量の計算値 (単位: mm)。

表2 アルタイにおける消雪日の観測と計算, 最大積雪水当量とその起日の計算値, 顕熱と潜熱輸送量の積算値 (単位: $10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$)。

年	消雪日		最大雪積水		積算顕熱輸送量 ΣH				積算潜熱輸送量 ΣE			
	観測 day	計算 day	当量 mm	起日 day	day = 80 ~100	day = 60~ 120	day = 60~ 150	day = 60~ 180	day = 80 ~100	day = 60~ 120	day = 60~ 150	day = 60~ 180
1971	99	99	147	74	-3	36	171	344	41	106	176	228
1972	94	93	113	82	-13	9	148	326	46	104	158	203
1973	89	86	122	72	28	54	186	258	61	124	183	247
1974	88	88	65	74	16	38	186	350	59	105	139	182
1975	84	84	64	59	25	43	179	336	64	122	166	217
1976	82	80	32	53	46	62	215	392	35	100	134	171
1977	92	96	128	62	-11	13	152	321	48	108	166	223
1978	82	77	54	46	41	71	229	384	42	110	147	215
1979	-	101	99	75	-27	-20	106	267	43	118	182	230
1981	88	86	72	78	28	37	169	336	60	123	189	225
1982	86	86	47	82	15	35	167	335	60	91	144	187
平均	88	89	86	69	13	34	164	332	51	110	162	212

図6 アルタイにおける冬期の最大積雪水当量の計算値（横軸）と消雪日の観測値（縦軸）の関係。

して時間変化を見てみよう。

実線の傾斜が右上がりであり大きい部分は顕熱輸送量がプラスで大きい期間を意味する。同様に、破線の傾斜が大きい部分は潜熱輸送量（蒸発）が盛んな期間である。顕熱輸送量は、消雪後の約40日間でやや小さいが、それ以後で大きい。一方、蒸発量は消雪日ころから急上昇するが、その後、土壌水分が減少するにしたがって $day > 120 \sim 140$ で小さくなる。このように、顕熱と潜熱輸送量は相互に補うように変化する。両者が等しくなり、実線と破線が交差する日は年によって異なり $day = 140 \sim 150$ 付近である。消雪の遅い年は交差する日が遅れる傾向にある。

次に、年々の積雪状態（消雪日と最大積雪水当量）と、融雪期～初夏までの積算顕熱・潜熱輸送量との間の相関関係を調べよう。表2には $day = 80 \sim 100$ の20日間、 $day = 60 \sim 120$ の60日間、 $day = 60 \sim 150$ の90日間、 $day = 60 \sim 180$ の120日間の積算熱輸送量の値を示した。図8は消雪日の計算値と $day = 60 \sim 150$ （3月1日～5月30日）の90日間の積算熱輸送量（白丸印：顕熱、黒丸印：潜熱）との関係、図9は最大積雪水当量と積算熱輸送量との関係である。

両図から気付くことは、顕熱輸送量では消雪日との相関関係が高く、相関係数は-0.9程度である。これは、積雪があるとアルベドが高く積雪面が冷却され、顕熱は大気から地表面に入るが、消雪後は顕熱の流れは逆方向となる。そのため積算顕熱輸送量は積雪期間と相関関係が高くなる。他方、潜熱輸送量では最大積雪水当量と

図7 アルタイにおける1971～1975年の毎年の $day = 60$ からの顕熱輸送量の積算値（実線）と潜熱輸送量の積算値（破線）の時間変化。

の関係がいくぶん高いが、その相関関係は顕熱輸送におけるほど高くない。その理由は、積雪量が相当多い年でも、融雪期には一気に融雪水が地中に入り圃場容水量以上の水は流出し、土壌最表層に保水されている分に近い水分しか蒸発しないからである。この保水期間は、図4で説明したように20日間程度である。その後の長期間の蒸発量はそれ以後の降水量によって決まる。このため、冬期の積雪水当量または消雪日と潜熱輸送量との相関関係は顕熱輸送量との関係ほど高くない。

図10は相関係数と熱輸送量の積算期間との関係である。実線は消雪日（計算値）との相関係数、破線は最大積雪

図8 消雪日の計算値(横軸)と, $day=60\sim150$ の90日間の積算熱輸送量(縦軸)との関係。白丸: 顕熱輸送量, 黒丸: 潜熱輸送量

図9 図8に同じ, ただし冬期の最大積雪水当量との関係。

図10 相関係数(縦軸)と熱輸送量の積算期間(横軸)との関係。白丸: 積算顕熱輸送量との関係, 黒丸: 積算潜熱輸送量との関係, 実線: 消雪日の計算値との関係, 破線: 最大積雪水当量との関係

水当量との相関係数である。この図は熱輸送量の積算値についてのものであるため, 相関係数の絶対値が増加する期間が積雪状態との関係が強いところに相当する。すなわち, 消雪日と顕熱の相関係数の図(大きい白丸印)を見ると, $day=90\sim130$ の部分, つまり消雪後の約40日間の係数はマイナスの値が日数とともに大きくなっているが, これは顕熱輸送量が年によって大きく変化することを意味している。

一方, 最大積雪水当量と潜熱の相関関数の図(大きい黒丸印)において, $day=90\sim130$ と $day=130\sim170$ の80日間にわたり係数が増加している。最初の40日間は急上昇, 後の40日間はゆるやかな上昇である。中間の $day=130$ は, 図4で土壌の第1層($0\sim0.02m$)がよく乾く頃に相当し, 最後の $day=170$ (6月下旬)は, 土壌の第2, 3層($0.02\sim0.06m$, $0.06\sim0.14m$)までがよく乾燥したときに相当する。すなわち, 冬期の最大積雪水当量は消雪日から6月下旬までの潜熱輸送量を支配することになる。

要約すると, (1)多雪の冬は消雪が遅れる。最大積雪水当量100mmの違いにつき約12日の遅れとなる。(2)冬期の積雪の年々変動は融雪期前後から初夏にかけての顕熱・潜熱輸送量の違いとして現れる。

6. 積雪密度の推定

積雪密度の時間的变化は, 乾き雪・濡れ雪の粘性圧縮と熱伝導などを総合して計算することができる(山崎ほか, 1991a; b; Yamazaki *et al.*, 1993)。この計算を実行する代わりに, 本研究では積雪深の観測値と積雪水当量の計算値を比較する。

積雪深は毎日観測されており, 積雪水当量は計算で得られるので, 次式から積雪密度を推定することができる。

$$\text{積雪密度の推定値} = \frac{\text{積雪水当量の計算値}}{\text{積雪深の観測値}} \quad \dots (9)$$

この推定値が密度の観測値と比べて妥当であれば, 降雪量の補正や, 雪の堆積と融雪過程の計算がうまく行なわれていることになる。

表3には $day=1$ (1月1日), $day=36$ (2月5日), $day=71$ (3月12日, 閏年は3月11日)の積雪深の観測値(obs), 積雪水当量の計算値(cal), 積雪密度の推定値を示した。積雪深が少ないときは誤差となるので除外すると, 積雪密度は $110\sim330\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ($0.11\sim0.33\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), 平均約 $230\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ である。この対象地点から離れているが, 中国の天山山地で積雪深が40cm程度となる地点で観測された積雪密度の全層平均値は200~250

表3 $day=1$ (1月1日)と $day=36$ (2月5日)と $day=71$ (3月12日)における積雪密度の推定値の計算, 消雪日の観測と計算. obs: 積雪深の観測値, cal: 積雪水当量の計算値, 密度: 積雪密度の推定値 (単位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}=10^{-3}\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)

(1) アルタイ (阿勒泰, Altay: 47.7N, 88.1E, 標高=735m)

年	$day=1$			$day=36$			$day=71$		
	obs cm	cal mm	密度	obs cm	cal mm	密度	obs cm	cal mm	密度
1971	29	(64)	—	37	123	332	44	132	300
1972	30	60	200	38	89	234	40	98	245
1973	28	73	261	46	104	226	46	124	270
1974	2	3	—	16	22	138	28	64	229
1975	17	40	235	32	61	191	20	54	270
1976	5	6	—	9	8	—	13	27	208
1977	35	82	234	43	106	246	38	121	318
1978	21	33	157	32	51	159	24	31	129
1979	21	34	162	36	74	206	47	98	209
1980	28	31	111	24	40	167	27	47	174
1981	19	(42)	—	29	60	207	40	78	195
1982	10	35	350	11	40	364	12	43	358
平均	20	40	214	29	65	225	32	80	242

(2) フーユン (富蘊, Fuyun: 47.0N, 89.5E, 標高=824m)

年	$day=1$			$day=36$			$day=71$		
	obs cm	cal mm	密度	obs cm	cal mm	密度	obs cm	cal mm	密度
1981	15	(33)	—	19	44	232	23	60	261
1982	11	36	327	13	42	323	11	39	355

$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ($=0.2\sim0.25\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), また1~2月には130~270 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ であり(胡・姜, 1989), 上記の結果は妥当であると見なされる.

7. 積雪と水資源

水資源量を次式で定義する.

$$\text{水資源量} = \text{年降水量} - \text{年蒸発量} \quad \dots\dots\dots (10)$$

すなわち, 水資源量は, 流出量と地中の貯留水量の変化の和に相当する. 近藤 (1994b) によると, 年蒸発量はその地域の気候条件と土壌の水分パラメータによって決まる上限を超えない. そのため, 日本のような湿潤気候では, 年降水量が多いほど水資源量が多くなる. しかし, 乾燥気候では, 降水量のほとんどは数日の間に蒸発によって失われ, 水資源量は少なく, 土壌の水分パラメータにほとんど依存しなくなる. しかし, 降水が冬期の積雪によってもたらされる地域では, 融雪期に一気に液体水が地中に浸透し, 土壌は概略, 圃場容水量以上の水分を保持できなく, 余分の水は流出量となる. 近藤・徐 (1996a) は中国東北部に位置するハイラルについて水

表4 年降水量 Pr , 年蒸発量 E , 年ポテンシャル蒸発量 E_p の比較.

地 点	年	Pr (mm)	E (mm)	E_p (mm)	$Pr-E$	E/Pr
アルタイ	1971	271	160	1281	111	0.59
	1972	245	140	1241	105	0.57
	1973	196	177	1250	19	0.90
	1974	165	116	1506	49	0.70
	1975	141	158	1389	-17	1.12
	1976	213	129	1295	84	0.61
	1977	185	151	1375	34	0.82
	1978	180	164	1319	16	0.91
	1979	233	168	1211	65	0.72
	1981	229	168	1187	61	0.73
	平均	206	153	1305	53	0.77
フーユン	1981	175	147	1300	27	0.84
ハイラル	1972	344	228	971	116	0.66
	1973	404	270	898	134	0.67
	1974	350	263	852	87	0.75
	1981	353	228	834	125	0.65
	平均	363	247	889	116	0.68

収支の計算から, 乾燥・半乾燥域では積雪が重要な水資源量となることを指摘した.

本研究ではハイラルよりも積雪の多いアルタイについて詳しく解析できたので, 表4には11年間の計算結果と, 以前の結果(近藤・徐, 1996a)及びフーユンとハイラルについての計算を追加して示した. 表中のポテンシャル蒸発量 E_p は近藤 (1994) の定義に基づくもので, ルーチン気象データから簡単に計算される値である. アルタイの1975年の値を見ると, 年蒸発量が年降水量を上回っている. この理由は, 以前の年に降水が多く, 貯留されていた土壌中の水分量を費やして蒸発が起こったことによる. これは, 貯留水量の年平均値は年々変動することを意味している.

図11は無次元化した年降水量と年蒸発量の関係である. 点線は「降水量=蒸発量」の関係, 実線は積雪がない場合にローム土壌とした場合に得られる関係である. 黒印プロットは積雪が無視できる地点(ランチョウ, トンホワン, トルファン)において, ローム土壌と見なした場合に得た関係である(近藤・徐, 1996a). 星印は本研究で対象とした積雪域のハイラル, フーユン, アルタイについてのプロットである. 破線は星印の平均的な関係である. 一対一の点線と破線間の縦軸の距離が水資源量である. 乾燥~半乾燥域において, 積雪のほとんどない地域では, 水資源量は僅かであるが, 積雪域では降水量の10~40%, 平均30%程度が水資源量となっていること

図11 無次元年降水量（横軸）と無次元年蒸発量（縦軸）との関係。点線：年蒸発量＝年降水量の関係、実線と黒丸：積雪のほとんどない地域における関係、破線と星印：冬期の積雪が多い地域における関係。

が分かる。

このことから乾燥・半乾燥域の水資源量を豊富にする積雪の役割りが理解できた。中国の乾燥・半乾燥地域ではアルタイ山地、テンション（天山）山地、クンルン（崑崙）山地、大シンアンリン（大興安嶺）山地、それにチベット高原の積雪が水資源の大きな源となっていると考えられる。ちなみに、これら山地域における最大積雪深の分布図に見られる最大値は、それぞれ170cm, 120cm, 30cm, 50cm, 120cmである（胡・姜, 1989, 図2-5）。これら積雪域では、図11の点線と破線間の縦軸の距離に相当する水資源量があると考えられる。

8. まとめ

中国北西部のアルタイとフーユンについて、積雪の堆積・融雪過程を考慮して、地表面の熱収支・水収支の年変化を調べた。また年々の積雪状態が融雪期及びその後の顕熱・潜熱輸送量に及ぼす影響と、積雪の水資源としての役割りを調べた。

この計算で得られる量は、地表面温度、土壌各層の含水率、短波・長波・正味放射量、顕熱・潜熱輸送量の日変化・年変化である。計算結果の検証は、計算値と日々の平均・最高・最低地表面温度及び積雪深の観測値との比較によって行なうことができる。

積雪面のアルベドは、降雪水当量 $> 3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ の新雪日に大きくなるが、それ以後は、経過日数とともに減

少し、その減衰パラメータは日平均気温の関数とした。また、積雪が少ない時のアルベドは土壌面のアルベドの影響を考慮した。

主な結果は次の通りである。

(1) 積雪の堆積・融雪過程の計算が観測値とよく対応した。消雪日の計算値と観測値の違いは ± 2 日程度である。これは、モデルの検証に値する。

(2) 積雪水当量の計算値と積雪深の観測値の比から、1～3月上旬の積雪密度として $230 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ($=0.23 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$) を得た。この密度は中国における実測値と矛盾せず、モデルの検証となる。

(3) 降雪時の雨量計の捕集率として式(2)（図1）を用いて降水量の補正を行なった。もし、この補正をしなかったとすると、冬期の降雪量は30～40%（積雪水当量で30mm前後）少なくなる。その結果、消雪日の計算値は5日程度早まり、積雪密度も30～40%程度小さく評価され、共に実測値と合わなくなる。このことから、補正方法の妥当性が支持される。

(4) 最大積雪水当量の多い冬ほど消雪日が遅れる。最大積雪水当量100mmの違いにつき、遅れは約12日である。

(5) 積雪期は、雪面アルベドは0.5～0.88の範囲で変化し、日射量の大部分が反射され、正味放射量は $-30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 前後である。そのため、顕熱輸送量はマイナスで大気から積雪面に向かう。一方、潜熱輸送量はほとんどゼロである。

(6) 融雪期前後、アルベドの急変により、正味放射量と顕熱輸送量はマイナスからプラスに大きく変化する。これは、積雪のない地域では見られない特徴である。

(7) 消雪後、表層土壌が乾燥する約20日間、潜熱輸送量は大きい、顕熱輸送量は比較的小さい。それ以後は逆転し、顕熱輸送量は大きく、潜熱輸送量は小さい。day>60における顕熱・潜熱輸送量の積算値について、最初は潜熱が顕熱よりも大きい、day=140～150を境にして、両者の関係は逆転する。

(8) 積雪状態の年々の変動は、融雪期～初夏までの長期間の熱収支量の違いとなって現われる。消雪が早い年（最大積雪水当量が少ない年）ほど積算顕熱輸送量は大きい、積算潜熱輸送量は逆に小さくなる。特に、顕熱輸送量と消雪日との相関関係が高い。すなわち、消雪日とday=60～130の積算顕熱輸送量との相関係数は-0.9であり、最大積雪水当量とday=60～170の積算潜熱輸送量との相関係数は0.7である。

(9) 乾燥～半乾燥域では降水が少なく、一般に降水の直後、その大部分の水分は蒸発によって失われ、水資源

量はゼロに近い。しかし、積雪のある所では、降水は冬期間積雪として貯えられ、融雪期に一気に地中に浸透し、保持できない余分の水が水資源量となる。水資源量は降水量の30%程度と見積もることができた。

今後、詳細に調べる課題として次の項目が残されている。(a)積雪状態と積算熱収支量との関係について、さらに長期間にわたり、他の地域についても明らかにすること。(b)乾燥～半乾燥域の水資源量は、冬期降雪量の年降水量に対する比によって変わるものと考えられるので、他地点にも拡張して明らかにすること。(c)積雪が少ないときの積雪面アルベードが下の土壌に影響されるファクターとして、本研究では0.2を用いたが(近藤・徐, 1996a, 式41)、これは0.15～0.18程度がよい場合もある(1981～82にかけての冬期)。今後、実験・観測・計算により確定すること。ただしルーチンデータでこれを行なう場合、観測露場の積雪が強風日に吹き飛ばされたりしないかどうかに注意のこと(近藤・徐, 1996b)。(d)今回、対象とした地域は凍土地帯である。積雪・融雪過程と地表面温度・熱収支がうまく再現できたので、この計算モデルを凍土の計算モデルに組み合わせて、凍土過程を再現すること。

謝 辞

大沼匡之さんには多くの文献を頂戴し、中国の積雪域における状況について教えて頂いた。また吉田作松博士には降雪量の観測についてご教示いただいた。

文 献

- Barnett, T. P., Dumenil, L., Schlese, U. and Roeckner, E., 1988: The effect of Eurasian snow cover on global climate. *Science*, **239**, 504-507.
- Hahn, D. G. and Shukula, J., 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2461-2462.
- 胡 汝驥・姜 逢清(編著), 1989: 中国天山雪崩与治理. 人民交通出版社(北京), pp.167.
- 近藤純正, 1992: 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用. *農業気象*, **48**, 265-275.
- 近藤純正, 1993a: 乾燥域における地表面熱収支の研究 指針(1)モデル. *水文・水資源学会誌*, **6**, 223-229.
- 近藤純正, 1993b: 乾燥域における地表面熱収支の研究 指針(2)計算結果. *水文・水資源学会誌*, **6**, 230-237.
- 近藤純正(編著), 1994a: 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, 1994b: 裸地面蒸発の季節変化(1)モデル. *水文・水資源学会誌*, **7**, 378-385.
- 近藤純正, 1994c: 裸地面蒸発量の土壌種類と年降水量への依存性. *天気*, **41**, 525-535.
- 近藤純正・徐 健青, 1995: 火山灰土壌及び砂丘砂の裸地からの蒸発量の計算. *農業気象*, **51**, 219-228.
- 近藤純正・徐 健青, 1996a: 中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算(1)気候と土壌パラメータと計算方法. *水文・水資源学会誌*, **9**, 162-174.
- 近藤純正・徐 健青, 1996b: 中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算(2)熱収支の計算結果. *水文・水資源学会誌*, **9**, 175-187.
- 近藤純正・徐 健青・福本昌人, 1995: 黒色火山性土の裸地圃場からの蒸発量. *水文・水資源学会誌*, **8**, 174-183.
- 近藤純正・本谷 研・松島 大, 1995: 新バケツモデルを用いた流域の土壤水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究. *天気*, **42**, 821-831.
- 近藤純正・沼田洋一・山崎 剛, 1988: 積雪面アルベードのパラメータ化. *雪氷*, **50**, 216-224.
- 近藤純正・大岡浩明・三枝信子・松島 大, 1994: 裸地面蒸発の季節変化(2)観測による検証. *水文・水資源学会誌*, **7**, 386-392.
- Kondo, J. and Saigusa, N., 1994: Modeling the evaporation with a formula for vaporization in the soil pores. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **72**, 415-423.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T., 1990: A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 383-387.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T., 1992: A model and experimental study of evaporation from bare-soil surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 304-312.
- Kondo, J. and Yamazaki, T., 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 375-384.
- Kondo, J. and Yamazawa, H., 1986a: Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, **36**, 123-135.
- Kondo, J. and Yamazawa, H., 1986b: Measurement of snow surface emissivity. *Boundary-Layer Meteorol.*, **36**, 415-416.
- 李 樹徳・童 伯良・張 延軍, 1985: 我国阿爾泰山区的水縁現象. *氷川凍土*, **7**, 51-56.

- 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**, 49-53.
- Reiter, E. R., 1982: Where we are and where we are going in mountain meteorology. Bull. Amer. Meteorol. Soc., **63**, 1114-1122.
- Sevruk, B., 1985: Correction of precipitation measurements: Swiss experience. WMO / IAHS / ETH workshop on correction of precipitation measurements, Zurich, Switzerland, 1-3 April, 1985, 187-196.
- 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**, 11-18.
- Yamazaki, K., 1989: A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI-GCM-1, J. Meteorol. Soc. Jpn., **67**, 123-146.
- Yamazaki, T., 1995: The influence of forests on atmospheric heating during the snowmelt season. J. Appl. Meteorol., **34**, 511-519.
- Yamazaki, T. and Kondo, J., 1992: The snowmelt and heat balance in snow-covered forested areas. J. Appl. Meteorol., **31**, 1322-1327.
- Yamazaki, T. and Kondo, J., 1993: The atmospheric heating over snow-covered forested areas and snowmelt. IAHS Publ. No.212, 447-452.
- Yamazaki, T., Kondo, J., Sakuraoka, T. and Nakamura, T., 1993: A one-dimensional model of the evolution of snow-cover characteristics. Annals. Glaciol., Mo.212, 447-457.
- 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.
- 山崎 剛・桜岡 崇・中村 亘・近藤純正, 1991a: 積雪の変成過程について (I) モデル. 雪氷, **53**, 115-123.
- 山崎 剛・桜岡 崇・中村 亘・近藤純正, 1991b: 積雪の変成過程について (II) 観測とシミュレーション. 雪氷, **53**, 125-133.
- Yasunari, T., 1990: Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. Meteorol. Atmos. Phys., **44**, 29-41.
- Yasunari, T., Kitoh, A. and Tokioka, T., 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the Northern spring and summer climate—A study with the MRI-GCM—. J. Meteorol. Soc. Jpn., **69**, 473-489.
- 吉田作松, 1959: 積算雪量計の研究 (第2報) —主として型別の降雪捕集率決定ならびに積算雪量計実用化のための吟味. 研究時報, **11**, 507-524.
- 吉田作松・斎藤邦雄, 1955: 積算雪量計の溶液凍結と降雪捕捉に関する試験について. 研究時報, **7**, 650-662.

Effect of snow cover on the heat and water balance of bare soil surface in north-western China

Junsei KONDO and Jianqing XU

Geophysical Institute, Tohoku University, Sendai, 980-77, Japan

Abstract: The effect of snow cover on the heat balance of the ground surface in north-western China is investigated with a heat-water balance model. (1) The calculated snow accumulating and melting processes are in close agreement with the routine observations. Significant correlation is found between the maximum snow water equivalent (or the last day of snow) and the integrated heat fluxes for the long period from snow melting season to early summer. (2) The ground surface temperature begins to rise just after the snow disappearance. Consequently the sensible and latent heat fluxes increase abruptly from a negative value to a positive one. The water content in the top soil layer increases for about 10 days due to the melt water, then the water content decreases to a small value, so that the sensible heat flux becomes small. (3) In arid and semi-arid regions, a greater part of rain water is lost by evaporation within a few days after the rainfall, so the water resources becomes very little. At a region with snow cover in winter, however, a considerable amount of melt water formed in the spring makes a contribution to the water resources.

(1996年1月23日受付, 1996年4月17日改稿受付, 1996年5月27日受理, 討論期限1997年1月10日)