

琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析*

池淵 周一・宮井 宏・友村 光秀

SNOW ACCUMULATION, MELTING AND RUNOFF SURVEIES AND THEIR ANALYSIS IN THE NORTHERN PART OF LAKE BIWA WATERSHED

By *Shuichi* IKEBUCHI, *Hiroshi* MIYAI and *Mitsuhide* TOMOMURA

Synopsis

The model making in the snow accumulation and melting seasons may be dealt with the series of the following system. Snowfall and Rainfall→Transformation System I→Snowpack→Transformation System II→Snowmelt→Transformation System III→Streamflow. The snowmelt and runoff system models developed in this study are primarily concerned with considering the above processes on as physical a basis as possible through the detailed observation on the meteorological and hydrological elements. Those models are applied to the Ohura River located at the northern part of Lake Biwa Watershed.

1. はじめに

融雪水を水資源として利用するためには融雪現象を時空間軸上で量的にとらえなければならない。そのためには融雪流出モデルを構或する必要があるが、その構或にあっても、降雨・降雪→変換系Ⅰ→積雪→変換系Ⅱ→融雪→変換系Ⅲ→流出、といった一連のプロセスの物理的特徴を可能な限りとりこむ必要があると同時に、利用できるデータに応じてこれらプロセスを実用的な精度にてらして十分表現できるモデル化が必要である¹⁾。

本研究では、琵琶湖に流入する融雪流出量の水資源としての重要性を考え、その量的把握・予測の一つのステップとして、大浦川という琵琶湖北部に位置する 13.8 km² の河川をとりあげ、そこでの詳細な気象・水文観測を通じて得られるデータをベースに、積雪・融雪・流出モデルを展開せんとするものである。このことは同時に、北海道や本州中央部とは異なる暖地性の雪に関する種々の情報を提供することにもなる。

2. 観測流域の概要

対象とした大浦川は、Fig. 1 に示すように琵琶湖の北部に位置している。ここでの調査対象は庄地点より上流域で流域面積 13.8 km²、標高 92~657 m の流域である。Fig. 2 は、庄流域での標高一面積関係である。植生はアカマツ・コシアブラ群集が支配的で、下流河川沿いに水田が発達している。

3. 観測システムの概要

大浦川流域には対象流域より下流、琵琶湖流入口に近い役場に温度計（自記）と積雪深計（普通）があるのみである。Fig. 1 には本調査のために新たに設けた観測機器とその配置も示してある。また基準点 B、C、

* 本研究の内容の一部は土木学会第29回水理講演会で発表したことを断っておく。

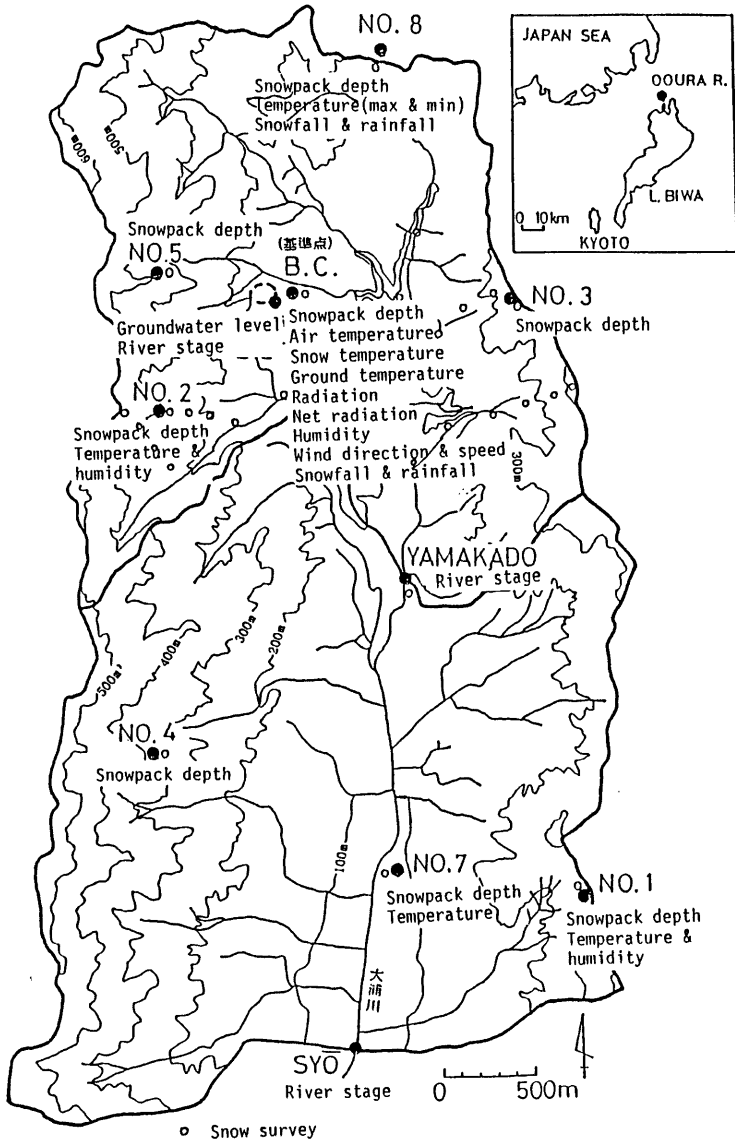


Fig. 1 Map of Ohura River Basin and location of observation stations

は山中牧場横に設けてあり、可能な限り除雪がはかられるので、定時観測ならびに保守点検が容易であるので、**Fig. 3** に示すように多くの観測機器を設置している。観測機器で特徴的なものに積雪深計（自記）がある。光学式自記積雪深計で、積雪・融雪期間を通じて日中での積雪深を自記する（装置が簡単でしかも安価であるが、とくに積雪深が小さく、かつ融雪時には感部の周辺が凹状になることが観測されたので、自記紙の読みとり際に、実測値との比較を行ない、後述するように誤差が小さくなるように補正した。読みとりは朝夕の1日2回行なったが、自記記録は光ファイバーで導かれた光線により感光紙を変色させる方式をとっているため、曇天の日や朝夕の弱光時には境界がはっきりせず、読みとり時に主観の入る可能性があることは否定できない。これらの問題点については、その後、感部の直径を小さくする、降雨の伝い流れを遮断するなどの改良を加え、今冬も観測を継続中である）。その他、温湿度計（自記、普通）、放射収支計（自記）、日射計（自記）、雨量計（自記）、風向風速計（自記）などに加え、基準点近くの小流域（ 0.01 km^2 ）には 90° 三角峯、地下水位用井戸を設置している。中流域山門地点（流域面積 5.7 km^2 ）および下流域庄地点（ 13.8 km^2 ）には水位計を設け、水位—流量曲線を作成し、流量に変換している。さらに図中の○印はスノーサンプラーによる雪密度観測点である。観測は今冬も継続中であるが、ここでは昭和57年12月1日から昭和58年4月10日までの観測データに基づき解析を行なった。その他、2月14日および2月26日には飛行機による航空写真も得ている。

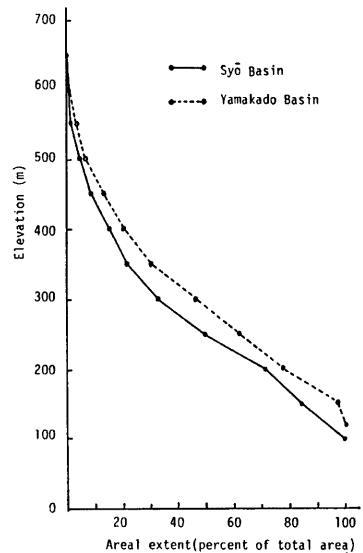


Fig. 2 Relationship between elevation and areal extent

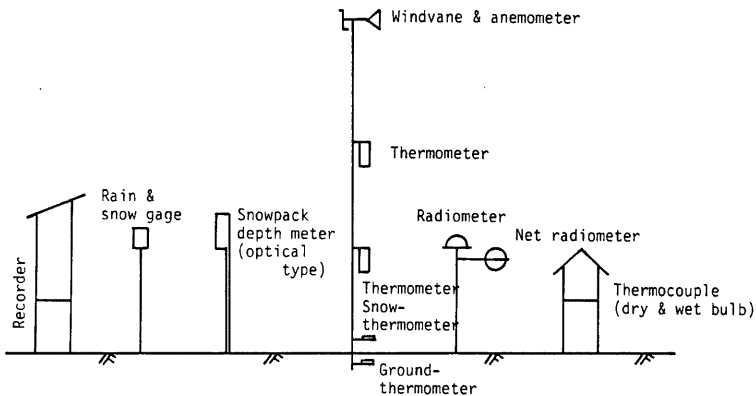


Fig. 3 Observation system at base camp (B.C.)

4. 観測項目の時系列変化

以上の自記・普通観測で得たデータは **Table 1** に示すような形で整理した。以下の図は、これら観測項目の時系列変化を紙面の都合上2月だけをとり出して図示したものであるが、考察には他の観測結果ともあわせてデータにみる時系列特性を概観している。

4.1. 積雪深

積雪深は光ファイバーを用いた自記積雪深計により、基準点、No. 1, No. 2, No. 3, No. 4, No. 5, の5地点、一日一回の目視観測により基準点、No. 7, No. 8 の3地点、合計8地点で観測された。

自記積雪深計は、とくに融雪時に感部の周辺が凹状になることが観察されたので、自記紙の読みとり際に、目視による実測値との比較を行ない、誤差が小さくなるように補正した。すなわち、1) 感光の程度は徐々に変化しているので、実測値との比較により真の積雪深を示す感光の程度を決定し、読みとる。2) 1) の処置が不可能である融雪末期には、気温、天気等を考慮して、積雪深の減少量を補外した。**Fig. 4** は基準点において積雪深の補正值と観測値を比較したものである。よい対応を示しているので、他の地点についても同様の補正を行ない、積雪深の実測値とした。

積雪深は標高とともに増加の傾向にあり、最大積雪深で比較すると、基準点 (240 m) で 66 cm, No. 1 (259 m); 72 cm, No. 2 (403 m); 110 cm, No. 3 (350 m); 87 cm, No. 4 (392 m); 101 cm, No. 5 (482 m); 130 cm, であった。また、最大積雪深の生起日も基準点、No. 1 で1月下旬、他の地点で2月中旬と、融雪の生じ方にも標高の差が現われている。

4.2. 降水量、流出量および地下水位

Fig. 5 に基準点での積雪深、降水量、および近接の小流域での流出量、地下水位を、**Fig. 6** に山門、庄流域での流出量を示した。小流域では積雪のない1月前半、3月中下旬に降雨による増水がみられる。1月下旬、2月上旬、3月上旬の大きな増水は積雪の上に降雨があった場合で、融雪量が加わり、長期間増水が

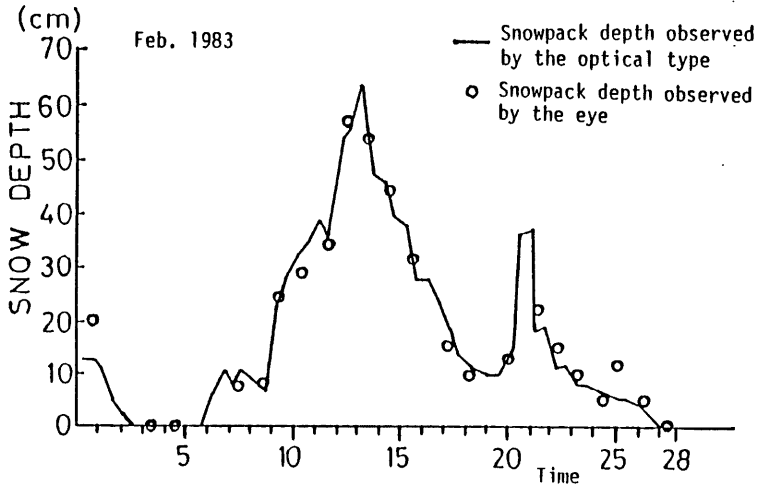


Fig. 4 Comparison between the snowpack depths observed by the eye and by the optical snowpack depth meter at B.C. point

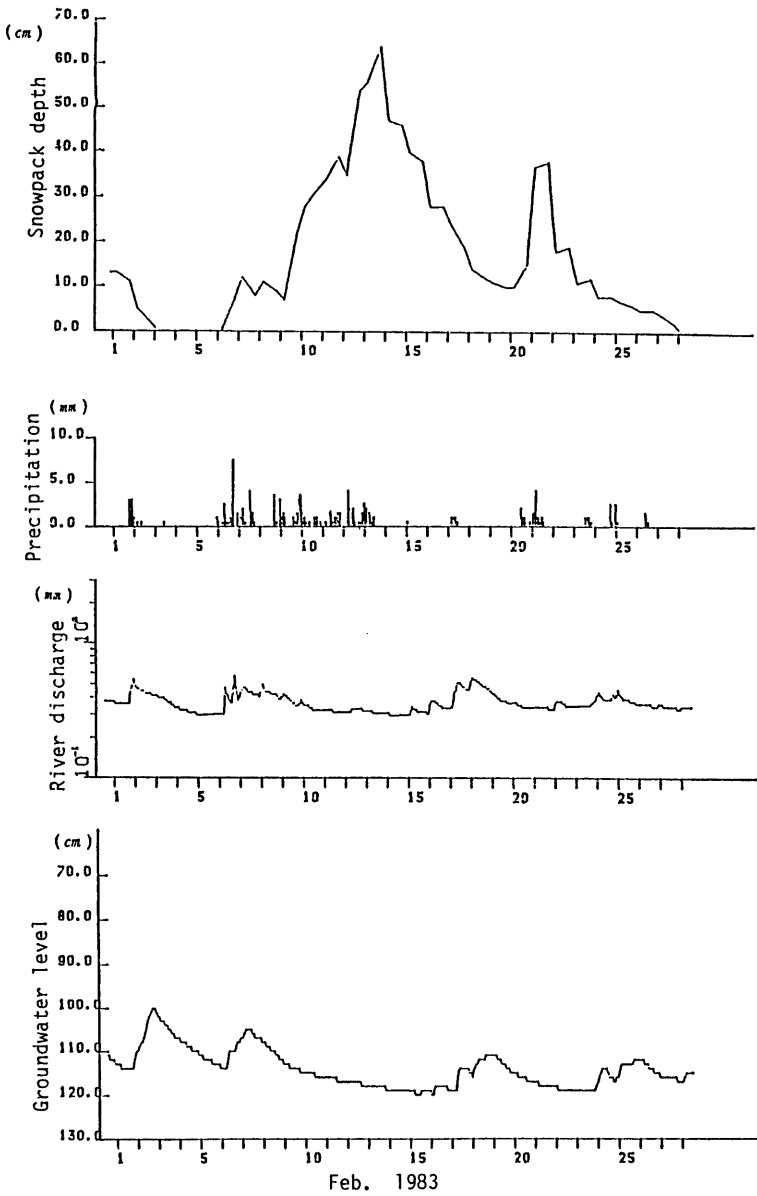


Fig. 5 Observed sequences of snowpack depth & precipitation at B.C. and observed sequences of streamflow & groundwater level at the small basin near B.C.

Table 1 Summary of observed data

Element	Observed station	Time step	Unit
Wind direction	B. C.	30 min	16 Course
Wind speed	B. C.	30 min	m/s
Radiation	B. C.	1 hr	ly/hr
Net radiation	B. C.	1 hr	ly/hr
Temperature	B. C. 1, 2, No. 1, No. 2, No. 7, Nakakawachi, Yoshitsuki, Ichiba	30 min	°C
Max & Min temperature	B. C. 1, 2, No. 1, No. 2, No. 7, Nakakawachi, Yoshitsuki, Ichiba	1 day	°C
Ground temperature	B. C.	30 min	°C
Snow temperature	B. C.	30 min	°C
Humidity	B. C., No. 1, No. 2, Nakakawachi, Yoshitsuki, Ichiba	30 min	%
Precipitation	B. C., No. 8	1 hr	mm
River stage (Streamflow)	Syō, Yamakado, B. C.	1 hr	cm (river stage) m ³ /s (streamflow)
Groundwater level	B. C.	1 hr	cm
Snowpack depth (by optical type)	B. C., No. 1, No. 2, No. 3, No. 4, No. 5	morning & evening	cm
Snowpack depth (by the eye)	B. C., No. 7, No. 8	1 day	cm

続いている。融雪のみによる増水は1月下旬，2月中旬にみられ，日変化を繰り返しながら，徐々に増加する融雪特有の変化が見られる。増水のピークは13時ごろが多く，気温のピークと一致している。降水があるのに流出量が低減あるいは横ばいであるのは1月中旬，2月中旬の積雪深増加時に顕著で，これらの期間には融雪がほとんど生じなかったことが推測される。

山門，庄流域でも小流域と同様の変化がみられるが，流域上流に雪が残っている3月中旬まで融雪による日変化が見られる。またピークは16時ごろが多く，気温のピークから3時間程度遅れる傾向がある。地下水位については，流出量に比べて緩慢な変化を示し，降雨のみによる水位の増加は小さい。顕著なピークはいずれも融雪あるいは融雪に降雨が加わった時期であり，融雪が地下水涵養に大きく影響している。また流出

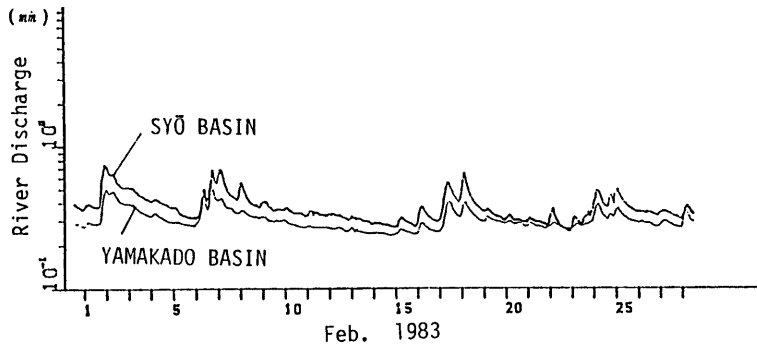


Fig. 6 Observed sequences of streamflows at Yamakado and Syō basins

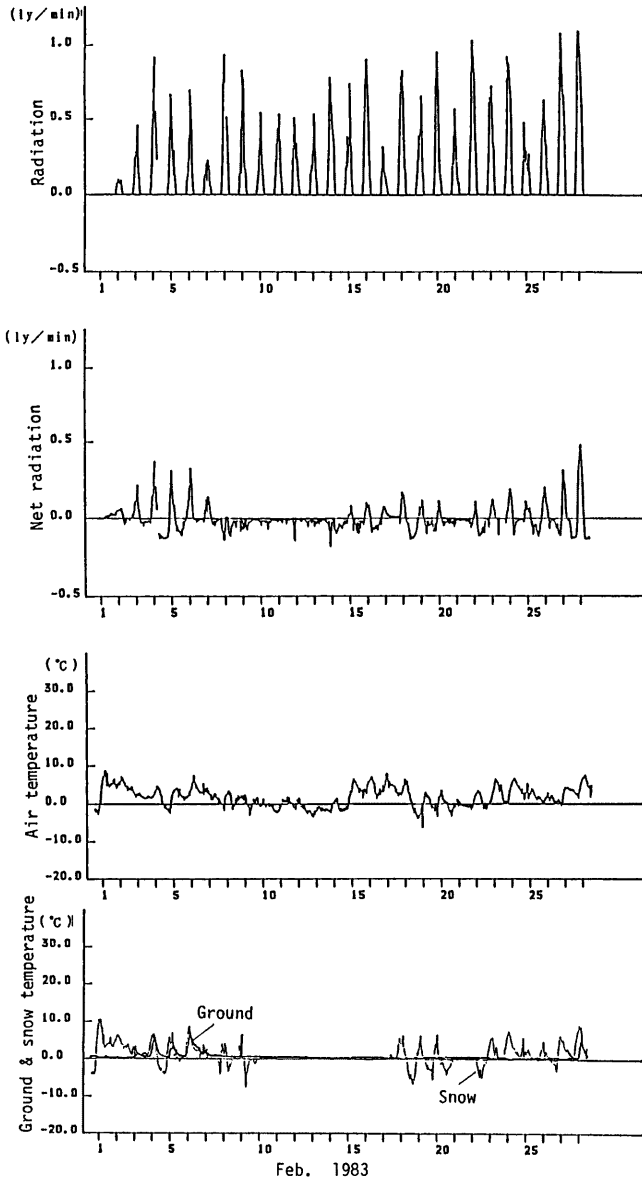


Fig. 7 Observed sequences of radiation, net radiation, air temperature and ground temperature at B.C.

のピークに比べて地下水のピークは遅れる傾向にあり、融雪水のなかでも早く流出する成分があることが推測される。

4.3. 気象要素

Fig. 7 に基準点での気象要素の時系列変化を示した。積雪期の特徴を列挙すると、まず放射収量については無雪期には昼間プラス（下向き）、夜間マイナス（上向き）の変化を示すが、少しでも積雪があると、昼夜を通してマイナスの値となる。これは積雪のアルベド（反射率）が大きいために昼間の日射が雪面で反射して、上向きの入力となるためであろう。アルベドの値が小さくなる融雪末期（2月下旬）には若干のプラス値が見られるようである。

地中 10 cm の地温については、無雪期には気温とほぼ同様の変化をするが、積雪があると 1°C 前後からわずかがつづ降下する変化を示す。しかし、0°C 以下にはならず、2月下旬の消雪前で 0.3°C ぐらいである。したがって、この地域では地面凍結はおこらず、ほぼ一定量の地面融雪が生じていることがわかる。また融雪がさかんになる日中には、地表に到達する融雪水のために、地温は 0.1~0.2°C 程度に下がるという日変化も見られる。なお、雪温は温度計が雪中に埋没した期間が少ないが、その期間では 0°C で推移しているようである。

5. 積雪・融雪モデル

以上の観測時系列の特性をできるだけ忠実に表現できるモデルの展開が必要である。従来、この分野でのモデル展開は気温に融雪係数を乗じて融雪量を算出するという過程のみで構成されているものが多い。しかもデータがほとんどないこともあって、最初から時間的にも空間的にもかなり大きな単位でランプして扱う場合が多い。ここでは多くの気象・水文観測が連続的に4ヶ月あまり実施されたので、これらデータを時にはモデルパラメータの設定に、時にはモデルの検証に最大限活用するような形でモデル展開をはかることを試みる。また、時間ステップとしては1時間を基本単位とし、空間的には小流域（0.01 km²）、中流域（5.7 km²）、全流域（13.8 km²）をとりあげ、それらの結果をベースに種々のランピングをはかるという立場をとるようとしている。

モデルの基本は M.I.T. で開発された Temperature Index 法²⁾ に依拠しているが、わが国の、それも大浦川流域への適用に際して、いくつか修正ならびに改良をはかっている。このモデルの特徴としては、1) 積雪・融雪期を通して連続的に計算ができる、2) 積雪の冷却・凍結過程がモデルに組み込める、3) 積雪内貯留過程がモデルに組み込める、4) 計算過程のなかで、積雪水量、積雪深、積雪密度、雪温、含水量などの積雪の状況を表わす諸要素が算出される、といった点を挙げるができる。したがって、従来、流域規模での融雪量の算定は、それを検証することなく直接、流出モデルへ入力してきているが、本モデルではその出力として積雪水量、積雪深、積雪密度、雪温があるものは連続して、あるものはいくつかの時点で観測されているので、これらの計算値と観測値の比較を通して、モデルそのものの検証をはかりながらモデルを評価し、この検証をうけたモデルの一つのアウトプットとして融雪量を把握・予測することになり、これも本モデルの大きな特徴といえよう。

Fig. 8 は本モデルのブロックダイアグラムである。以下、このブロックダイアグラムにしたがって、本モデルの概要を示す。

5.1. 降水の有無と降水の形態

降水量データにより降水の有無を判断し、降水がなければ6.へ進む、積雪がなければ流出モデルへの入力を0として次ステップへ進む。積雪がある場合は8.の融雪量計算へ進む。

降水がある場合、本モデルでは基準点において得た気温と雨、雪の比率の関係を調べ、その比率50%に相当する気温を降水形態の判断気温とし、地上気温がそれ以下であれば雪、それより高ければ雨とした。

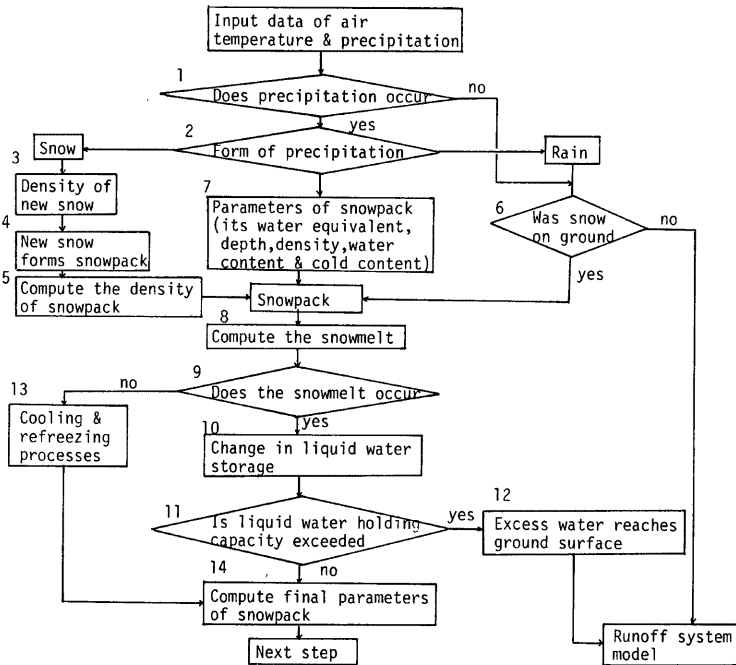


Fig. 8 Block diagram of the snowmelt model

5.2. 新雪密度, 積雪量の増加, 積雪密度計算

新雪密度 DNS (g/cm^3), 新雪深 $DPNS$ (mm), 新雪による積雪の圧縮深 $REDUCT'$ (mm) は文献3)を参照し, それぞれ次式で与える。

$$DNS = a + \{(1.8 \cdot TNS + 32)/100\} \cdot b \quad \dots\dots\dots (5.1)$$

$$DPNS = PP/DNS \quad \dots\dots\dots (5.2)$$

$$REDUCT' = PP \cdot DP' / WEQ' \cdot (DP'/10)^{0.35} \cdot 0.3244 \quad \dots\dots\dots (5.3)$$

ここに, TNS : 新雪温度 ($^{\circ}C$) で本モデルでは気温 ($^{\circ}C$, 以下記号で TT) に等しいとみなす, a, b : 同定すべきパラメータ, PP : 降水量 (mm), DP' : 新雪が積もる前の積雪深 (mm), WEQ' : 新雪が積もる前の積雪水量 (mm), である。したがって, 新雪が積もった後の諸量は,

$$DP = DP' - REDUCT' + DPNS \quad \dots\dots\dots (5.4)$$

$$WEQ = WEQ' + PP \quad \dots\dots\dots (5.5)$$

$$DN = WEQ/DP \quad \dots\dots\dots (5.6)$$

ここに, DN : 積雪密度 (g/cm^3), である。

5.3. 融雪量の計算

融雪量は文献2)を参照し, 気温と日射量を用いて次式で計算した。

$$ALB=0.85 \times 0.82^{NTX^{0.46}} \dots\dots\dots(5.7)$$

$$HTI=BDHF*RAD/359*(1-ALB)*TT \dots\dots\dots(5.8)$$

ここに、*ALB*: アルベド、*NTX*: 新雪が降った日からの日数、*HTI*: 融雪量 (mm)、*RAD*: 日射量 (ly/day)、*BDHF*: 融雪定数 (mm/°C・hr) で同定すべきパラメータである。また359という値は彦根の4月の平均日射量で、琵琶湖流域の積雪は4月までであると考え、4月の融雪係数に対する比率を求める意味で用いた。

式(5.8)中の $BDHF*RAD/359*(1-ALB)$ がいわゆる Degree hour 法でいう融雪係数に相当するものであるが、積雪期、融雪期を通して一定ではなく、日射量とアルベドによって変化させており、冬、春といった季節の違いや天候の違いを融雪量に反映させている。また、式(5.8)そのものは結果的に融雪量が日射量と気温の相乗効果で促進されると考えており、暖地性積雪の融雪の早さを反映している。

降雨による融雪量 *HR* (mm) は降雨量を *PR* (mm)、氷の融解潜熱を 80 (cal/g) として

$$HR=PR*TT/80 \dots\dots\dots(5.9)$$

で与え、地面融雪量 *HG* (mm) は、一定値 $HG=0.02$ (mm/hr) で与えた。したがって、総融雪量 *HT*(mm) は

$$HT=HTI+HR+HG \dots\dots\dots(5.10)$$

で与えられる。

5.4. 融雪の有無、積雪の冷却、再凍結

総融雪量 *HT* がマイナスの時は融雪は生じず、積雪内の水分がある場合 (雪温 ≥ 0) は凍結、ない場合 (雪温 < 0) は積雪の冷却が生じる。本モデルでは、積雪の冷たさを示す指標として、Cold Content⁴⁾ という値を用いており、次式で示される。

$$CC=-0.5/80*DP*DN*TP \dots\dots\dots(5.11)$$

ここに、*CC*: Cold Content (mm)、*TP*: 雪温 (°C)、0.5: 雪の比熱である。

Cold Content は新雪についても同様に算出される。融雪量、Cold Content、含水量、雪温の関係は付録の融雪サブルーチンプログラムのフローチャートに詳述されているが、Cold Content、含水量、雪温には、基本的に次のような関係がある。

$$\left. \begin{array}{l} \text{雪温} > 0 \quad \text{なし} \\ \text{雪温} = 0 \rightarrow \text{Cold Content} = 0, \quad \text{含水量} \geq 0 \\ \text{雪温} < 0 \rightarrow \text{Cold Content} > 0, \quad \text{含水量} = 0 \end{array} \right\} \dots\dots\dots(5.12)$$

5.5. 積雪水量の減少、積雪内貯留、流出

総融雪量 *HT* がプラスの時、Cold Content が正 (雪温 < 0) の場合、*HT* の一部または全部が Cold Content を 0 にするまで費やされる。Cold Content が 0 (雪温 = 0) になってはじめて実際の融雪が生じ、積雪水量が減少する。なお、本モデルでは *HT* を融雪量に変換するとき (*HT* がプラスのとき) および *HT* を凍結・冷却量に変換するとき (*HT* がマイナスのとき)、積雪量の含水量により積雪の比熱と氷の比熱の比を考え、Thermal quality⁵⁾ *QT* (%) を持ち込んでいる。すなわち、融雪量、厳密には昇温熱水高換算値 *RM* (mm) は HT/QT で与えられ、冷却熱水高換算値 *ACC* (mm) は $-HT/QT$ で与えられる。ここに、*QT* は次式で与える。

$$\left. \begin{array}{l} QT=1+0.5/80*(-TP), \quad TP < 0 \\ QT=1-WC/WEQ, \quad TP=0 \end{array} \right\} \dots\dots\dots(5.13)$$

上式中の *WC* は積雪内含水量 (mm) である。

つぎに、積雪内を融雪水が重力水として降下するプロセスは雪層中に介在する氷板、氷板中の水みちなどを考えると非常に複雑となる。ここではそのプロセスを雨水が土壌層を降下する際の限界値、いわゆる毛管

飽和容水量と類似していると考え、重力水として降下する限界値を積雪の可能保水率 WHC と定義した。しかも、 WHC そのものを物理的意味あいでも明確に記述することは現時点では困難であると考え、文献(6)を参照して雪密度 DN の関数として次式のように与えた。

$$\left. \begin{aligned} WHC &= 0.025 \cdot DN + 0.03 & DN \leq 0.4 \\ WHC &= 0.111 \cdot DN + 0.131 & 0.4 < DN \leq 0.55 \\ WHC &= 0.2 \cdot DN - 0.04 & 0.55 < DN \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(5.14)$$

したがって、融雪水のうち可能保水率を超過した分が重力水として流下可能な水量となる。

さらに、時間ステップでの融雪重力水の地面到達率、いわば流出率 PC を積雪深 DP の関数として次式で与えた。

$$PC = 21 / (DP + 0.827) \dots\dots\dots(5.15)$$

式 (5.15) で表わされた流出率で積雪中の重力水は地表に到達し、残りは含水量に置き換えられて、次の時間ステップへ進む。

5.6. 積雪パラメーターの再計算

以上の計算を終了したのち、次ステップでの初期値として、積雪パラメーターの値を再計算する。項目は以下のとおりである。

$$\left. \begin{aligned} DN &\rightarrow \text{式 (5.6) により} \\ TP &= -CC \cdot 80 / (0.5 \cdot DN \cdot DP) \\ TS \text{ (雪面温度, } ^\circ\text{C)} &= (TT + TP) / 2 \\ WHC &\rightarrow \text{式 (5.14) により} \\ QT &\rightarrow \text{式 (5.13) により} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(5.16)$$

6. モデルパラメーターの同定と降水量、気温の標高との関係

前節の積雪・融雪モデルを大浦川流域に適用するにあたって、1) 降水の形態の判断気温、2) 新雪密度式 (5.1) に含まれるパラメーター a, b , 3) 融雪量を評価する式 (5.8) 中の融雪定数 $BDHF$ 、を決定する必要がある。

ここでは、時間単位の計算に必要な降水量、気温の時間データ、および日射量データがある基準点において、上記の値を検討した。実測値のない2), 3)の値は、前節のモデルを計算機内で動かす、得られた積雪深の変化を観測値と比較することによって最適値を求めた。

6.1. 降水の形態の地上気温による判断

一般に、降水が雪から雨に変わる気温は $1.5 \sim 2.0^\circ\text{C}$ と言われている。**Fig. 9** は基準点における気温と雨、雪の比率を示したものである。いま、その比率50%に相当する気温を求めると 2.1°C であり、一般に言われている値とほぼ同じである。

したがって、降水の形態は地上気温が 2.1°C 以下であれば雪、 2.1°C より高ければ雨として扱うことにした。

6.2. 新雪密度式の決定

新雪密度が大きく影響するのは降雪時の積雪深である。そこで、式 (5.1) の定数 a, b は積雪深のピークおよび

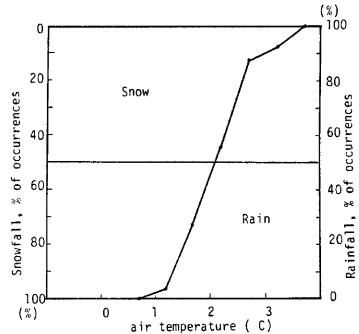


Fig. 9 Frequency of occurrence of rain and snow at various temperatures

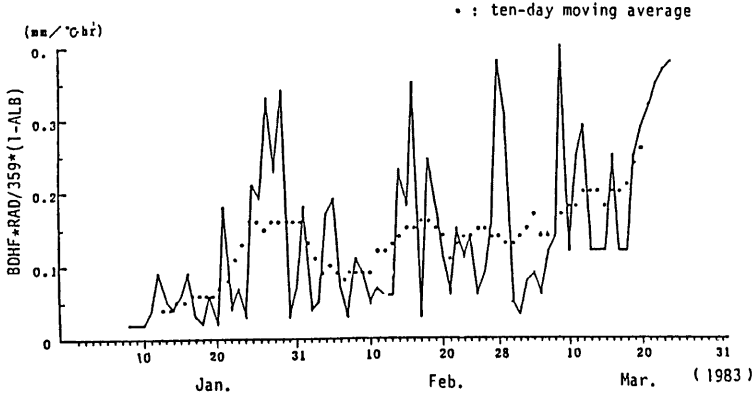


Fig. 10 Daily variation of snowmelt factor $BDHF*RAD/359*(1-ALB)$

積雪深の増加量に着目して決定した。その結果が、 $a=0.03, b=2.2$ である。

6.3. 融雪定数 $BDHF$ の決定

融雪係数は天候、季節等により変化する。この変化を表現しようとしたものが式 (5.8) であるが、式中に用いられている融雪定数 $BDHF$ は従来のものと若干異なる。すなわち、従来多く用いられてきた融雪係数は気温に乗じる係数であり、式 (5.8) における $BDHF*RAD/359*(1-ALB)$ に相当する。式 (5.7) による雪面のアルベドが 0.4~0.85 程度で変化することを考えれば、 $BDHF$ には 0.15~0.6 程度の値が乗じられること、また $RAD/359$ が平均的にみれば 1 より小さい値をとることから、 $BDHF$ は従来の融雪係数より大きな値をとることが予想される。

一方、融雪係数は積雪の減少、消雪日に大きく影響するので、この2点に着目して積雪深の計算を行ない、その観測値との比較、いわゆる再現結果から $BDHF=1.0 \text{ mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{hr}$ を得た。

Fig. 10 は、こうして得られた $BDHF$ を用いて、Degree hour 法でいう融雪係数に相当する $BDHF*RAD/359*(1-ALB)$ の変化を示したものである。天候、季節によって変化しており、平均的には春先にむかうにともない大きい融雪係数をとっている。いま、この時間単位での変化の平均値をとると 0.33 (mm/°C·hr) となり、1月から3月ぐらまでの期間の融雪係数の平均値について一般に言われている値 0.2~0.3 (mm/°C·hr) に比べてやや大きくなっている。

6.4. 標高にともなう降水量の割増率

本モデルを基準点のみならず、大浦川流域の任意の地点に適用し、融雪量の面的評価をはかっていくためには少なくともデータの利用可能性から考えて降水量、気温が標高とどのような関係にあるかを調べ、それらの関係式を見出しておく必要がある。

まず、降水量は従来からよく用いているように標高にともなって直線的に増加すると仮定した。

$$P_h = P_0 * \{1 + \alpha(h - h_0)\} \dots\dots\dots (6.1)$$

ここに、 P_h : 標高 h (m) 地点の1時間降水量 (mm/hr), P_0 : 標高 h_0 (m) 地点の1時間降水量 (mm/hr), α : 降水量の割増率, である。

いま、融雪が生じないものとする、ある時点での標高 h, h_0 地点の積雪水量 $\Sigma P_h, \Sigma P_0$ は式 (6.1) より、 $\Sigma P_h = \Sigma P_0 \{1 + \alpha(h - h_0)\}$ の関係があるから、 α は次式で求められる。

$$\alpha = (\sum P_h / \sum P_0 - 1) / (h - h_0) \dots\dots\dots(6.2)$$

上式の $\sum P_0$ に積雪のはじまった1月9日から2月26日までの No. 8 地点 ($h_0=245$ m) の積算降水量 338 mm, 2月26日の積雪量調査による $h=471$ m の地点の積雪水量 403.5 mm を $\sum P_h$ に代入すると, $\alpha = 0.0009$ が得られた。

以上より, 各標高の降水量は基準点の降水量データから式 (6.1) において $\alpha=0.0009$ として推定した。

6.5. 標高にともなう気温減率

気温については, 標高にともなう気温減率の考え方が多く用いられており, ここでも次式のような関係式を仮定した。すなわち,

$$T_h = T_0 - \beta(h - h_0/100) \dots\dots\dots(6.3)$$

ここに, T_h : 標高 h (m) 地点の気温, T_0 : 標高 h_0 地点の気温, β : 気温減率 ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), である。 β の値は時期, 地点により異なり, 通常0.3~1.0程度といわれているが, 0.6を用いることが多い。

大浦川流域において自記気温データのある4地点について, 一般に用いられている $\beta=0.6$ をあてはめると, 平均的には基準点, No. 1, No. 2 の間ではよい一致をみるが, No. 7 (標高 90 m) においては気温を幾分高く評価することになる。No. 7 が盆地型気候に支配されているとも考えられるので, 今冬は標高150 m のところに自記気温計を追加して測っており, これらの検討も踏まえて気温減率を再評価したい。したがって, 現時点では時間単位の計算を $\beta=0.6$ に固定して解析を進めている。

7. 適用結果と考察

本モデルにおいては, Degree hour 法の融雪係数に相当する $BDHF*RAD/359*(1-ALB)$ が天候, 季節によって変化しうることを導入するにとどめており, この値の日内変化までとり込むことは考えていない。したがって, 日単位の日射量と時間単位の気温, 降水量データを用い, 時間単位で種々のアウトプットを算定した。

7.1. 積雪深の再現性

流域内の5地点について, 前節までに述べてきた積雪・融雪モデルを時間単位で実行し, 算出された積雪深と観測値を比較した。また, No. 1, No. 2 についてはその地点での実測気温を用いた場合も計算した。結果の一例が Fig. 11 である。他の結果とも合わせて考察すると, 本モデルは積雪深の変化をよく再現しているといえよう。No. 5 については幾分再現は悪いが, それでも変化傾向は観測値とよく対応している。標高からの推定による気温を用いた場合と実測気温を用いた場合の比較では, 実測気温を用いた方が幾分良好のようであるが, 基準点のみの値から推定しても十分な再現が得られそうである。

全体的には, 1月中, 下旬の減少が小さく, 2月下旬の減少が大きいく結果となっており, 欲をいえば, これらの期間での再現性の向上をはかる必要がある。

7.2. 積雪水量

Fig. 12 は基準点および No. 2 地点での積雪水量の比較図である。両地点とも1月下旬の減少量が多い。積雪深が過大であったことを考えると, この時期の積雪密度の計算値は過小であることがわかる。基準点では, 2月下旬の減少量も大きくなっている。

Fig. 13 は積雪水量の高度分布の比較例である。積雪水量は計算値, 実測値とも標高とともにほぼ直線的に増加している。流域全体にわたっては, 計算値がやや小さくなっている。

7.3. 雪密度

Fig. 14 は雪密度についての比較図である。雪密度はもちろん全層密度であるが, 各時期ともサンプリング地点の違いによるバラツキがかなり大きい。北海道や奥利根での雪密度が時的には異なるものの地域的

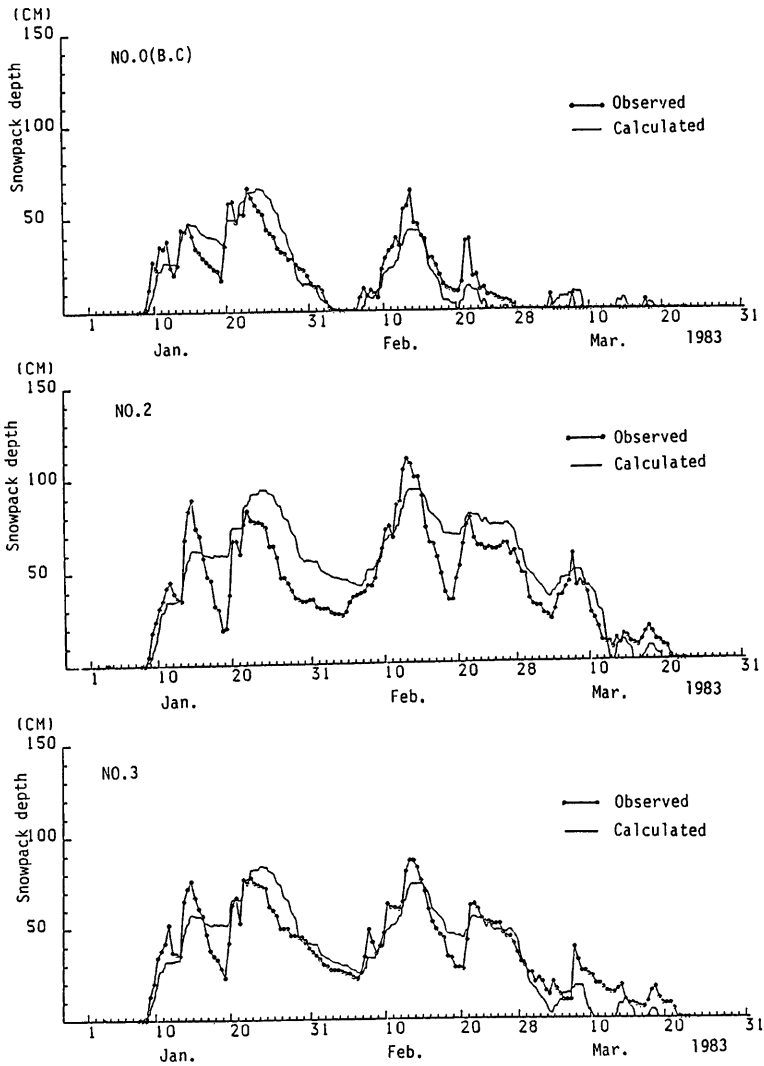


Fig. 11 Synthesized and Observed snow depths at B.C., NO. 2 and NO. 3 points

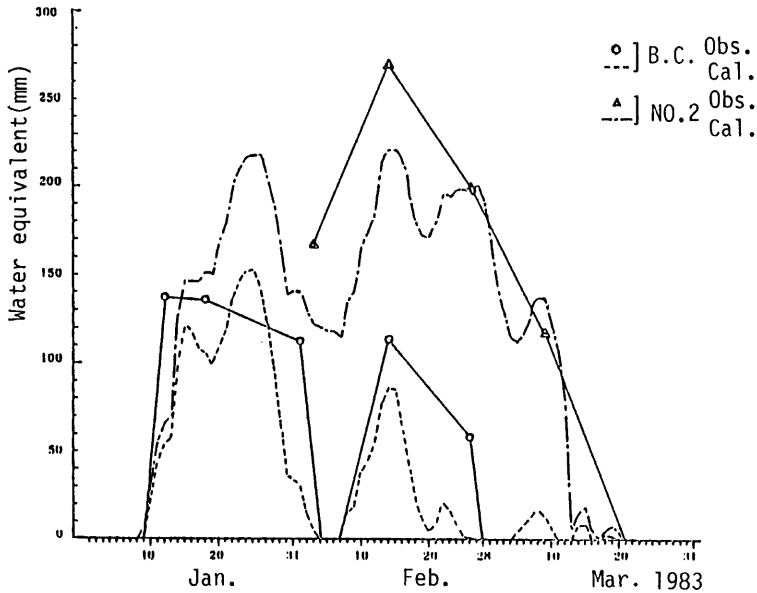


Fig. 12 Synthesized and observed water equivalent at B.C. and NO. 2 points

にはほぼ安定した値をとっている⁹⁾ことを考えると、このパラツキは暖地性積雪の空間的な雪密度の複雑さを反映しているのではなからうか。このことは、計算値の再現においても、その変化傾向は符号するものの、絶対値においては乖離があるとともに、相対的に過小評価になっている。

以上、本モデルのアウトプットとしての積雪深、積雪水量および雪密度について、それらの実測値との比較を通してモデルの評価をおこなった。いずれも時と場所によっては計算値と実測値の不一致をみることもあるが、全体的にはよい一致をみているといえよう。このことから、現時点では本モデルおよび同定パラメータを用いて、積雪・融雪モデルの最終アウトプットである融雪量が評価できると判断した。しかも本モデルにおいて標高による気温減率を一つのパラメータとして導入することにより、任意地点での融雪量が評価できるので、雪線高度や融雪量の空間的分布の算定も可能となる。

7.4. 雪線高度と面積融雪量

Fig. 15 は雪線高度の計算値である。2月下旬から3月下旬まで約 12 m/日の割合で雪線が後退している。2月14日および2月26日には航空写真を得ているが、目視で見える限り前者では全域雪に覆われ、後者では下流の水田地帯は完全に消雪しているが斜面については雪線を判読することはかなり困難である。現時点で流域の雪線後退について計算値と航空写真を詳細に比較することはできないが、おおよその傾向は再現しているのではないかと考えている。

Fig. 16 は中流域山門地点での流出ハイドログラフの観測値と本モデルで評価した面積融雪量、もちろん地面到達水量であるが、両者を比較したものである。両者の対応をみると、流出モデルとしてはかなり単純なもので十分であるようであり、つぎに述べるように、タンクモデルで流出ハイドログラフの再現を

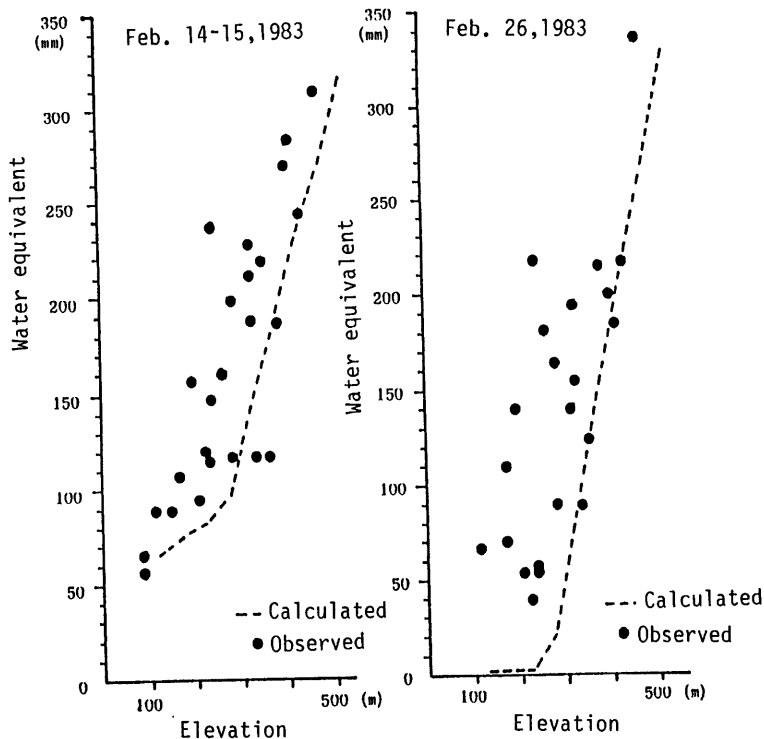


Fig. 13 Synthesized and observed water equivalent with elevation

試みている。

7.5. 流出ハイドログラフ

現時点においては流出モデルそのものより積雪・融雪モデルの作成に重点をおいてきたので、ここではすでに琵琶湖姉川流域の融雪流出解析用に作成されているタンクモデル⁹⁾ そのものを大浦川流域に適用してみ

た。流域面積は姉川の 367 km² に対し、大浦川は1オーダー小さい 13.8 km² である。また、日単位でのタンクモデルであるので、ここではインプットである日融雪量には本積雪・融雪モデルから1時間単位で計算した面積融雪量を24時間合計したものをを用いた。

Fig. 17 に姉川のタンクモデルを、Fig. 18 に全流域の庄地点での流出ハイドログラフの計算値と実測値の比較例を示している。姉川のモデルをそのまま用いたにもかかわらず、かなり良い対応を示している。ただ、2月中旬は計算値が大き目、3月上旬は小さ目にてている。

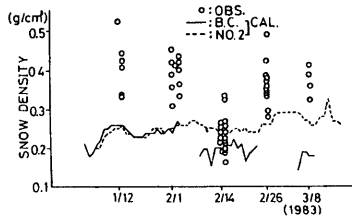


Fig. 14 Synthesized and observed snow density

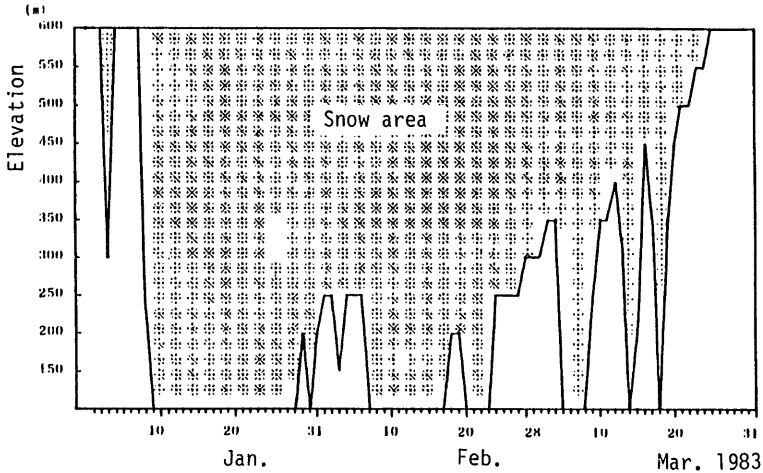


Fig. 15 Synthesized snow line with elevation

中流域, 小流域にも同じタンクモデルを適用したが, とくに小流域での3月上旬の計算値は小さい。小流域は河道部分がほとんどなく, 全域が斜面であり, 地下浸透が多いと考えられるが姉川モデルでは十分その効果が反映されないのかもしれない。

いずれにしても小流域, 中流域, 全流域ともかなり類似の流出モデルでよさそうであるが, より再現の精度をあげるとなると各流域での面積融雪量と実測ハイドログラフから各流域固有のタンクモデルを再同定する必要がある。しかし, ここでは既存の流出モデルをそのまま各流域に代用してもこの程度の再現が得られるということを言うにとどめておく。

つぎに, 本積雪・融雪モデルでは時間単位で融雪量, いわゆる地面到達水量が直接アウトプットされているので, 時間単位で流出ハイドログラフの再現を試みた。前述の姉川流域のタンクモデルを参考にし,

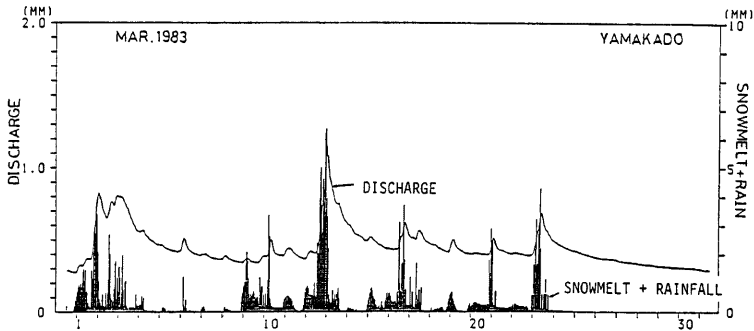


Fig. 16 Synthesized water excess reaching the ground surface for Yamakado basin and observed streamflow at Yamakado point

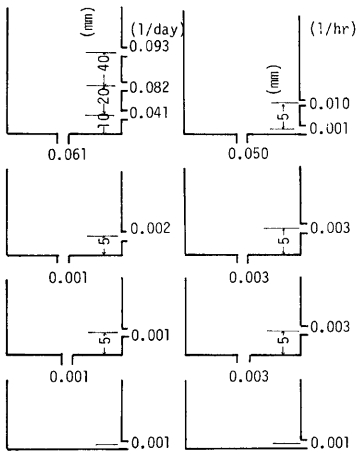


Fig. 17

Fig. 19

$$ER = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|Q_e - Q_o|}{\sqrt{Q_o}} \dots\dots\dots(7.1)$$

(N: データ数, Q_e : 計算流量,
 Q_o : 実測流量)

を評価基準として, ER が小さくなるようにタンクモデルの定数を試行錯誤して求めた。庄流域での現段階でのタンクモデルを Fig. 19 に示す。また, Fig. 20 はこのタンクモデルを用いて再現された庄流域での流出ハイドログラフである。2月中旬, 3月上旬は日単位での流出ハイドログラフと同様, 再現がよくないが全体的にはよく対応しており, 融雪流出特有のハイドログラフの日内変化も再現している。

Fig. 17 Parameters of Tunk model for Ane River

Fig. 19 Parameters of Tunk model for hourly streamflow synthesis

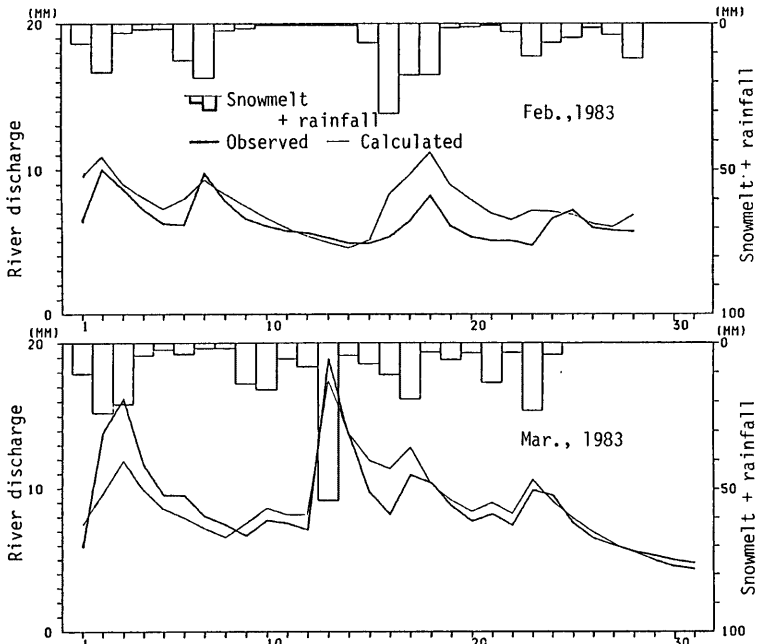


Fig. 18 Synthesized and observed mean daily streamflow at Syō point

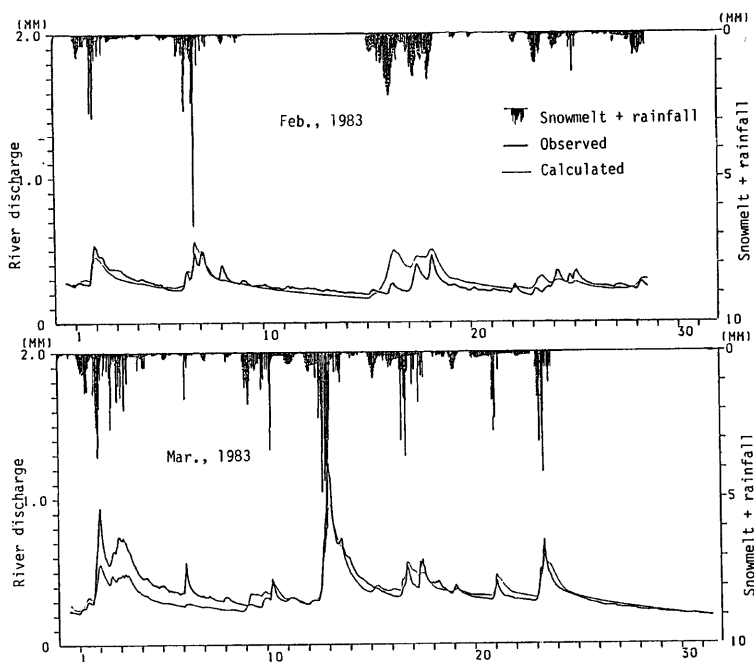


Fig. 20 Synthesized and observed hourly streamflows at Syō point

8. 計算の時間ステップに関する考察

以上、大浦川流域で詳細な気象・水文観測を実施するとともに、それらデータを最大限に活用する積雪・融雪・流出モデルの展開ならびにその適用をはかってきた。しかも、それらの展開ならびに適用は主に基本となる時間単位に限定して議論してきた。しかし、多くの流域では利用できるデータは必ずしも時間単位で存在しているとは限らないし、観測項目も多くない。

こうした状況を考え、本節では本モデルをベースに、3、6、12、24時間平均としてデータが得られているとした場合のモデルの精度について考察し、流出モデルとあわせ、積雪・融雪・流出現象の時・空間ランピングスケールについての議論の一助としたい。

8.1. 時間ステップに対する積雪・融雪モデルの対応

時間ステップの検討にあっては、1時間単位で計算を進めてきた本モデルのいくつかの要素をランピングする必要がある。

(1) 気温、降水量

気温は時間ステップ内の平均値、降水量は積算値を与える。

(2) 融雪定数 $BDHF$

基準点における積雪深の観測値と計算値の比較により時間ステップごとの値を決定する。

(3) 地面融雪量

地面融雪量 (mm) は 0.02×1 ステップの時間数、で与える。

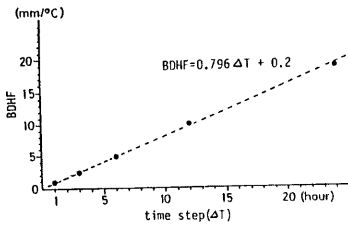


Fig. 21 Value of BDHF for various computation intervals

(4) 積雪層からの流出率

1時間あたりの流出率を PC としたとき、 n 時間内の流出率を $\sum_{i=1}^n \{(1-PC) \cdot (i-1) \cdot PC\}$ で表わす。

8.2. 融雪定数 $BDHF$ と時間ステップとの関係

各時間ステップごとに基準点における積雪深の観測値と計算値を比較し、両者が最もよく対応するよう融雪定数 $BDHF$ を決定した。このようにして求めた $BDHF$ の値を時間ステップとともに図示したものが Fig. 21 である。両者には直線関係が認められ、直線回帰式を求めると次式が得られた。

$$BDHF = 0.796 \Delta T + 0.2 \dots\dots\dots (8.1)$$

ここに、 $BDHF$: 融雪定数、 ΔT : 時間ステップ、である。この関係に応じて $BDHF$ を変化させることによって積雪深はよい対応を示す。基準点以外の No. 2 に同じ関係式を適用した結果では、各時間ステップとも計算値が1月下旬、2月中、下旬においてやや大きくなっているが、全体的にはよく対応している。このことは任意の時間ステップに対して本積雪・融雪モデルが、 $BDHF$ を変えるだけで積雪深をほぼ同じ精度で再現しうることを意味し、好都合である。

8.3. 積雪水量、地面到達水量の時間ステップによる変化

上で得た $BDHF$ の値を用いて、各時間ステップでの積雪水量変化の計算値を比較した一例が Fig. 22 である。図には1時間ステップで計算した値の24時間合計値と24時間ステップで計算した値しか記入していないが、3、6、12時間ステップの値は両者の中間値をとる。No. 2 地点についても同様に計算したが、いずれにしても時間ステップによる差は大きくないようである。このことは Fig. 23 に示すように地面到達水量、いわゆる流出モデルへの直接入力について1時間ステップで計算した値の24時間合計値と24時間ステップで計算した値、それぞれについての積算値で比較した図からも読みとれる。時間ステップの相違による計

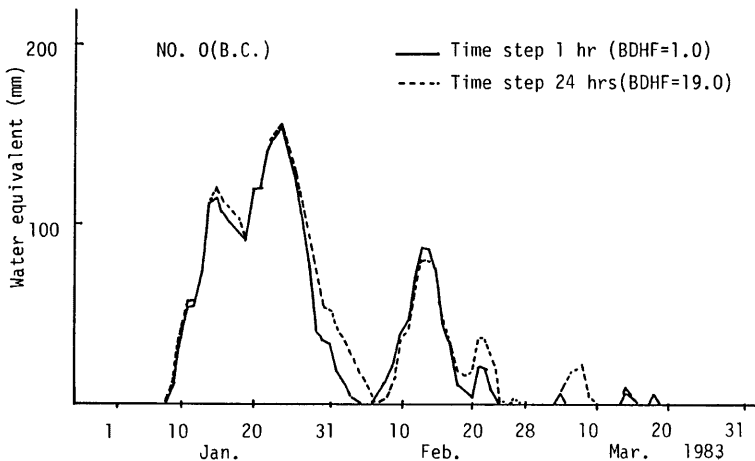


Fig. 22 Synthesized snowpack water equivalent for various computation intervals

算融雪量への影響は小さいといえよう。

8.4. 最高・最低気温を用いた融雪量計算

通常、気温データとしては最高・最低気温しかない場合も多い。こうした場合には、気温変化に Fig. 24 のようなモデルを仮定し、上昇部にサインカーブ、下降部に指数カーブをあてはめると次式が得られる。

$$T = \Delta T_1 / 2 \cdot \sin\left(\frac{\pi}{l}t - \frac{\pi}{2}\right) + \frac{1}{2}(t_{max} + t_{min1}) \quad (0 \leq t < 6) \quad \dots\dots(8.2)$$

$$T = C \cdot \Delta T_2 \cdot t \cdot \exp(-\alpha t^2) + t_{min2} \quad (6 \leq t < 24) \quad \dots\dots(8.3)$$

なお、最低気温の出現時刻を午前6時、最高気温の出現時刻を午後2時とすると、 $l=8$ となり、 $t=t_{max}$ で $dT/dt=0$ であるから、 $\alpha=0.00781$, $c=0.20609$ が得られる。

Fig. 25 は基準点において、上式で求めた計算値と観測値を比較した一例である。Fig. 24 のような日変化をしない日は適合が悪いが、最高・最低気温しか気温データがない場合には、こうした推定も活用されよう。

9. 結 び

以上、琵琶湖大浦川流域での詳細な気象・水文観測を実施するとともに、得られたデータを最大限に活用する形で積雪・融雪・流出モデルを構成した。モデルの種々のアウトプットを実測値と比較した結果、全体的にはかなりの再現精度が得られたものと確信している。今冬は例年にない大雪であったが、同流域では積

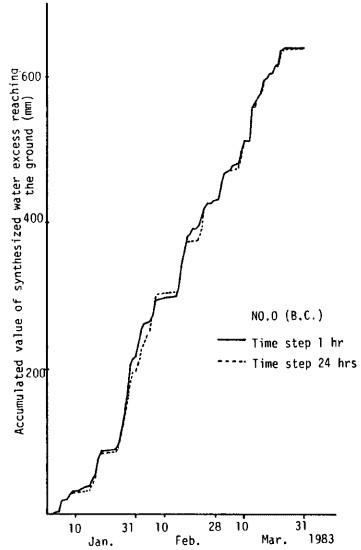


Fig. 23 Synthesized water excess reaching the ground surface for various computation intervals

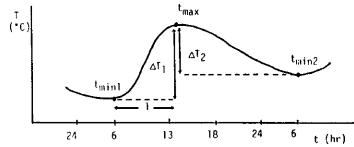


Fig. 24 Assumed daily cycle for air temperature

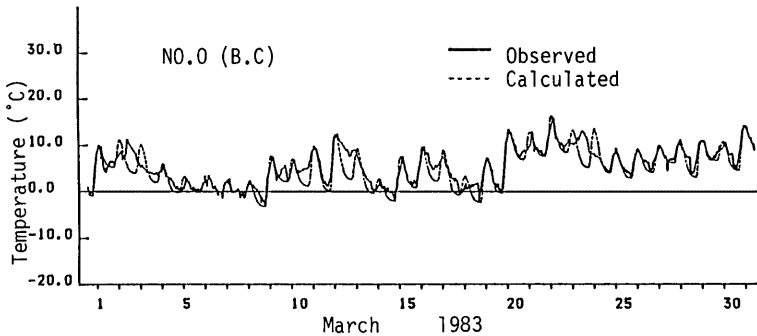


Fig. 25 Synthesized and observed hourly air temperature

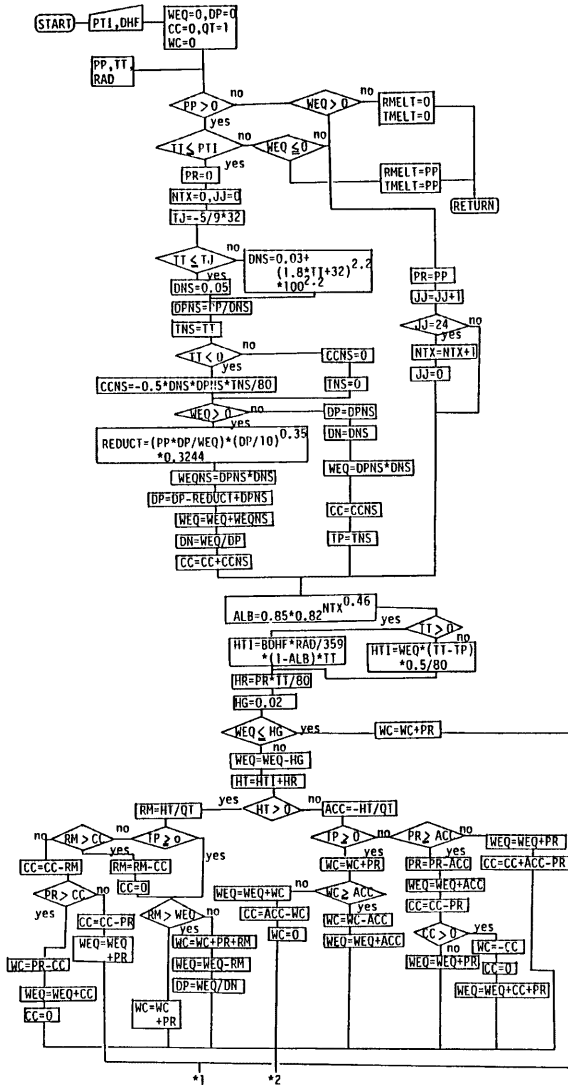
雪深等の測定方法の改善をはかりながら継続して観測しており、また新たに融雪量の地面到達水量を直接測る装置も設置しているので、それらの観測データをベースに本研究では仮定の段階にあった種々の関係がより具体化されるとともに、モデルそのものの精度向上に結びつくものと期待するものである。

参 考 文 献

- 1) S. Ikebuchi: Runoff System Model in Snow Accumulation and Melting Seasons, Bull. D.P.R.I., Kyoto Univ., vol. 32, No. 293, 1982, pp. 189-207.
- 2) Laromie, R. L., and J. C. Schaake: Simulation of the Continuous Snowmelt Process, M.I.T. Report, No. 143, 1972, pp. 51-83.
- 3) Anderson, E. A., and N. H. Crawford: The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer, Technical Report No. 36, Dept. of Civil Eng., Stanford Univ., 1964.
- 4) Eagleson, P. S.: Dynamic Hydrology, McGraw-Hill, Inc., New York, 1970, pp. 248-249.
- 5) Eagleson, P. S.: Dynamic Hydrology, McGraw-Hill, Inc., New York, 1970, pp. 249-250.
- 6) Amorocho, J., and B. Espidora: Mathematical Simulation of the Snow Melting Process, Water Science and Engineering paper No. 3001, Univ. of California, Davis, 1966.
- 7) Anderson, E. A.: Development and Testing of Snow Pack Energy Balance Equations, Water Resources Research, vol. 3, No. 1, 1968, pp. 19-38.
- 8) 高橋 裕・小池俊雄・吉野昭一: 融雪量の分布特性について, 土木学会第29回水理講演会論文集, 1984, pp. 447-452.
- 9) 建設省琵琶湖工事事務所: 琵琶湖総合水管理調査報告書, 1983.

付 録

Flow chart of computer program



(continued)

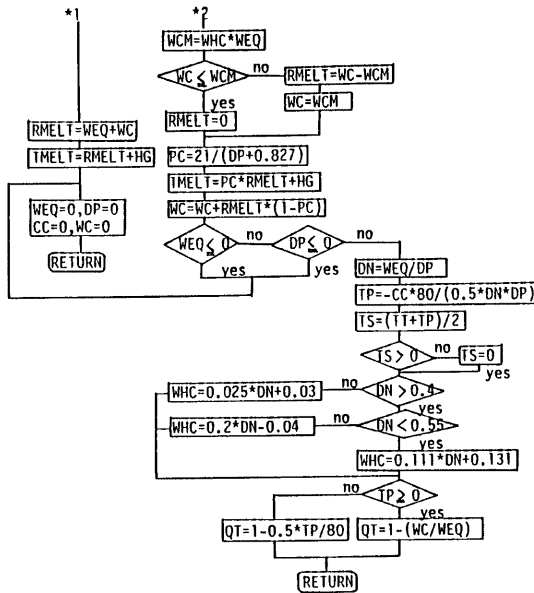


Table of Symbols

PTI	Air temperature in distinction between snow and rain(°C)	ALB	Albedo of snowpack(%)
BDHF	Parameter of snowmelt factor (mm/°C·hr)	HTI	Amount of water equivalent of snowmelt occurring from air temperature(mm)
PP	Precipitation(mm)	HR	" " snowmelt occurring from the rainfall(mm)
TT	Air temperature(°C)	HG	" " snowmelt occurring from the ground heat(mm)
RAD	Radiation(ly/day)	HT	Total amount of water equivalent of snowmelt(mm)
PR	Rainfall(mm)	ACC	Amount of water equivalent of heat required to cooling and refreezing processes(mm)
WEQ	Water equivalent(mm)	RM	" " of heat added to raise the snow temperature(mm)
DP	Snowpack depth(mm)	QT	Thermal quality(%)
DN	Snow density(%)	WCM	Amount of liquid water that the pack can hold as storage(mm)
WEQNS	Water equivalent of new snow(mm)	WHC	Liquid water holding capacity(%)
DPNS	Snow depth of new snow(mm)	PC	Percent of a given amount of melt at the surface that reaches the ground in each subsequent hour(%)
DNS	Snow density of new snow(%)	TMELT	Amount of snowmelt reaching the ground surface(mm)
REDUCT	Reduction in depth of the old pack due to compaction(mm)		
CC	Cold content(mm)		
CCNS	Cold content of new snow(mm)		
WC	Liquid water content(mm)		
TP	Snow temperature(°C)		
TS	Snow surface temperature(°C)		
TNS	Temperature of new snow(°C)		
RMELT	Snowmelt + rainfall(mm)		
NTX	Age of the snow surface(days)		
TJ,JJ	Index number		