

積雪・融雪・流出モデルとその59年豪雪への適用*

池淵 周一・竹林 征三・友村 光秀

SNOW ACCUMULATION, MELTING AND RUNOFF ANALYSES AND THEIR APPLICATION TO HEAVY SNOW YEAR 1984

By *Suichi* IKEBUCHI, *Seizo* TAKEBAYASHI
and *Mitsuhide* TOMOMURA

Synopsis

The aim of this study is to apply the snow accumulation, melting and runoff models proposed in the previous paper to the heavy snow year 1984 and to improve their models. These models are mainly improved in order to gain better agreement between the synthesized and observed parameters of snowpack (its depth, water equivalent and density etc.) and are applied to the Ohura River located at the northern part of Lake Biwa watershed. Their results show goodness of those models.

1. はじめに

琵琶湖に流入する融雪流出量の予測には、琵琶湖流域における降雨・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を実用的な精度にてらして十分表現できる融雪流出モデルの検討が必要である。前報¹⁾では、Temperature Index 法をベースにした積雪・融雪モデルを提案し、その概要を述べるとともに、琵琶湖北部大浦川流域 (13.8 km²) における昭和57年12月から58年4月まで(以下、58年度)の気象、水文データを詳細に観測し、モデルの適用結果との比較から本モデルの有効性を示した。本報では、昭和58年11月から59年5月まで(以下、59年度)58年度とほぼ同様の観測システムによって得られたデータを加えて、さらにモデルの改良を検討したので、その結果について報告する。

2. 琵琶湖周辺流域の暖地性積雪

琵琶湖北部域は Fig. 1²⁾にみられるように雪質からみるとザラメ雪、シマリ雪混合地帯に区分される。新雪がシマリ雪をへてザラメ雪に変態していくが、この地域では冬でも雪温が零度であることが多く、融解や降水による水があるので、ザラメ雪への変化はより急速に進み、その範囲も広い。春先になって積雪全層がザラメ雪化していく北海道などの寒冷地の積雪変態とは異なっており、中島は琵琶湖周辺流域の積雪を暖地性積雪とよんでいる³⁾。

すなわち、この地域では積雪層の水量変化が融雪過程という外的な気候条件と関連すると同時に、雪層内の流出過程を支配する積雪の粗度変化による滯水性と雪質変化にともなう密度変化といった内的な積雪特性も積雪水量変化に影響する⁴⁾ので、暖地性積雪の時間的・空間的構造はもとより、その融雪・流出構造も複雑といわざるをえない。著者らは、こうした複雑なプロセスをすべてとりこむことはできないので、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につとめてきた。

* 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つておく。

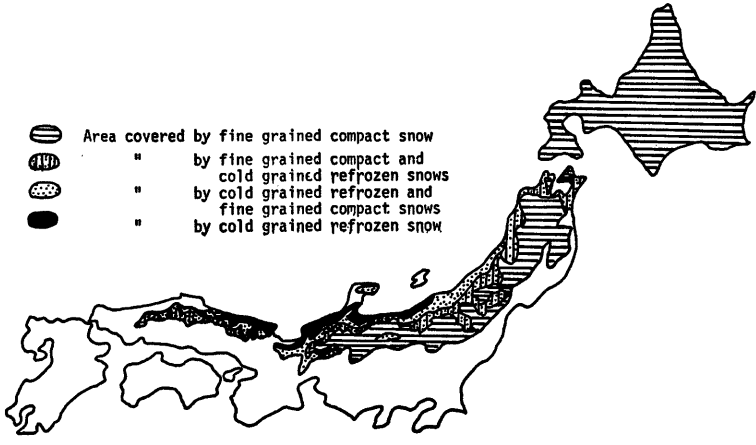


Fig. 1 Zoning area of type of snow cover

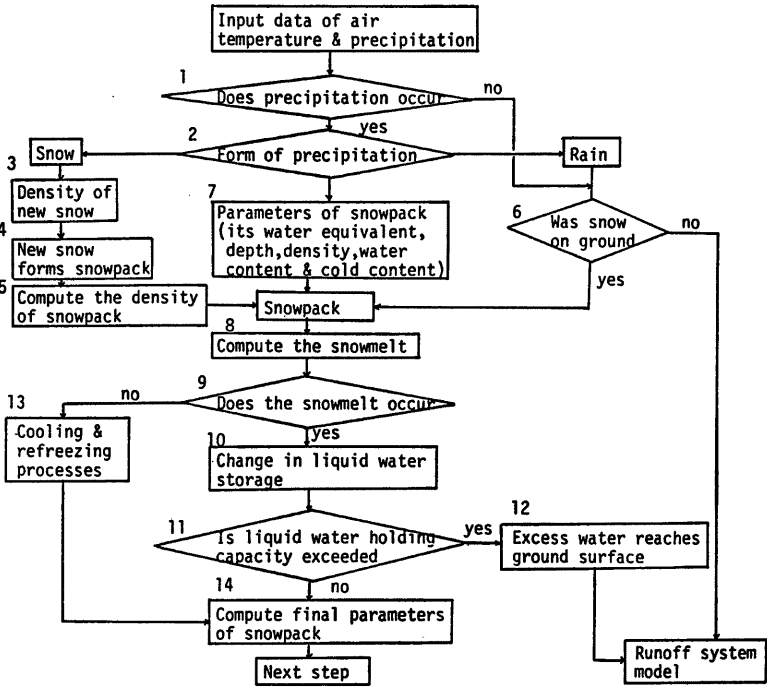


Fig. 2 Block diagram of the snowmelt model

モデルの基本は M. I. T. で開発された Temperature Index 法⁵⁾ 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ことができる。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。

参考のために、Fig. 2 に本モデルのブロックダイアグラムを再記しておくが、詳細は前報を参照されたい。また、観測流域および観測システムも58年度とほぼ同様であるので、前報を参照されたい。ただ、光学式自記積雪深計については、その感部まわりが早く融解し、目視観測データを用いて補正する必要があったので、1) 感部を固定するアルミ柱をロープに変える、2) 日射の影響を小さくするために感部にアルミ箔を巻く、といった処理をおこない改善をはかった。また気温分布は、山腹斜面と平野部では異なる特性を示すので、その境界を明らかにするために、平野から斜面に移行する地点に新たに気温観測点を加えた。

3. 観測項目の時系列変化

59年度が豪雪年であったことを58年度との比較で概観しておこう。Fig. 3, 4 がそれぞれ58年度と59年度のいくつかの観測項目についての時系列変化である。積雪深、積雪日数いずれをとっても58年度が少雪年、59年度が豪雪年であったことが明らかである。と同時に、1, 2, 3月と低温続きで、消雪が4月上旬と58年度に比べて1ヶ月も遅い。こうした豪雪のために、流域の山腹斜面に設置していた光学式自記積雪深計が埋

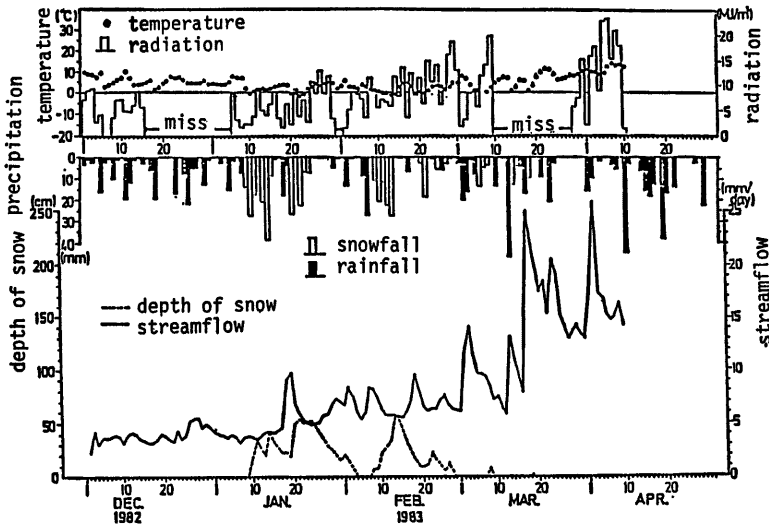


Fig. 3 Observed sequences of temperature, radiation, snow depth and streamflow at 1983

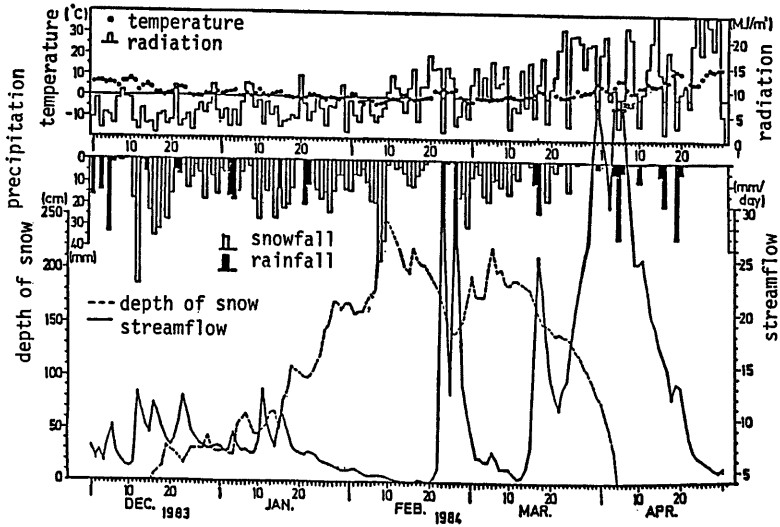


Fig. 4 Observed sequences of temperature, radiation, snow depth and streamflow at 1984

設してしまったり、支柱の倒壊、自記紙の巻き取り不良などが生じ、データの欠測扱いをせざるをえない期間が積雪深をはじめ、他の観測項目についても散見された。幸いにもベースキャンプである基準点での観測は良好であった。ただ、積雪・融雪モデルのアウトプットである地表面到達水量を直接検証するために設けたライシメータはパイプのつまり（凍結か、ゴミかは不明）によって観測不良であった。

Fig. 5 はさらに概観する意味で、これら観測項目を月別に見たものである。ただし、降水量は月降水量、その他は1日当りの平均値である。

4. 積雪・融雪モデルの問題点とその改良

4.1 基本モデルの適用結果

前章の観測項目の時系列変化が示すように、58年度は少雪年、59年度は多雪年あるいは豪雪年ということができよう。前報で提案した積雪・融雪モデル（以下、基本モデルとよぶ）および同定パラメータを用いて多雪年である59年度に適用した結果の一例として、基準点での積雪深および積雪水量の計算値と実測値を比較したものが Fig. 6, 7 である。多雪年においても積雪深の変化傾向、積雪水量の変化は表現できているが、積雪深においては2月上旬のギャップがそのまま推移することになり、積雪深が大きく出力されている。

4.2 モデルの改良

上記の原因としては積雪密度が過小評価されていることが考えられる。降雪時の積雪深の上昇は実測値とほぼ対応しているのに、新雪の圧縮効果を以下のように考えた。すなわち、基本モデルでは新雪による圧縮深は、

$$REDUCT = 0.3224P \cdot DP' / WEQ' \cdot (DP' / 10)^{0.35} \dots\dots\dots (4.1)$$

で表わした。ここに、REDUCT は圧縮深 (mm)、P は降雪量 (mm)、DP' は新雪が積もる前の積雪深 (mm)、WEQ' は新雪が積もる前の積雪水量 (mm) である。式 (4.1) の P は降雪量であるが、雨の場合

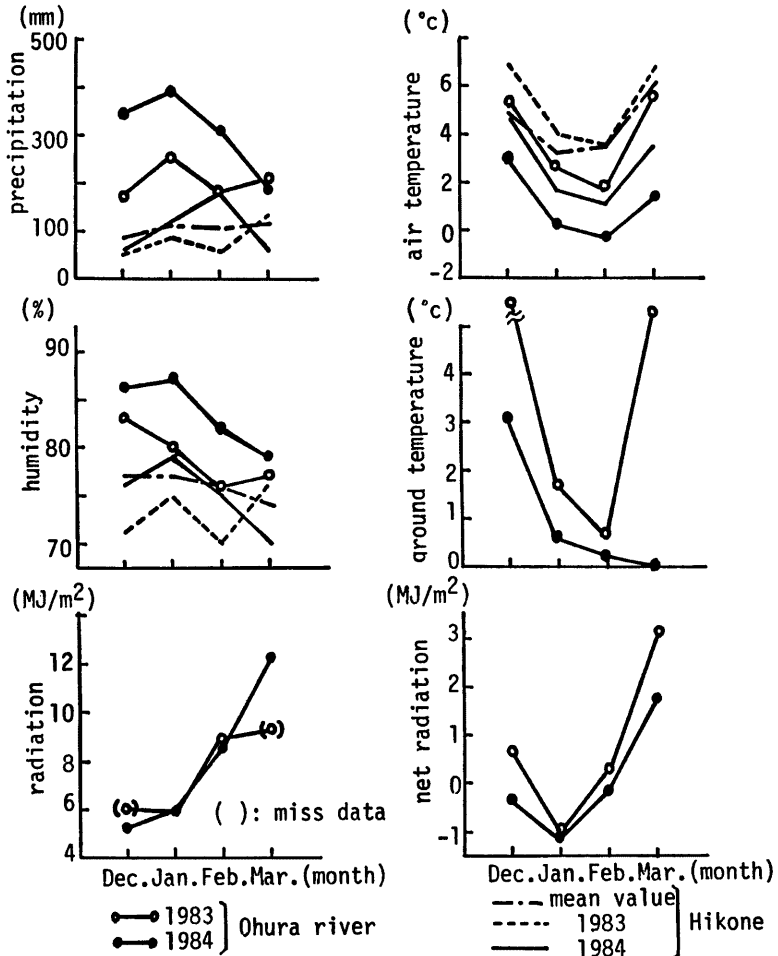


Fig. 5 Monthly variation of observed precipitation, air temperature and radiation etc.

も積雪表層に含まれる雨の重量により積雪が圧縮されると考えられるから、 P は雨を含むことにした。

つぎに、基本モデルでは融雪による積雪深の変化(減少)を計算ステップにおける融雪計算後の積雪水量を全層平均密度で割ることにより算出しているが、実際は密度の小さい新雪から融けるので、新雪がある場合の融雪による積雪深の減少は基本モデルの計算値よりも大きいはずである。ここでは、ある計算ステップにおける降雪量のみを新雪とし、この分の融雪による積雪深の減少は融雪量を新雪密度で割って算出することにした。

さらに積雪期初期の適合性をよくするために、新雪の固体率の概念を導入した。すなわち、気温が高いと

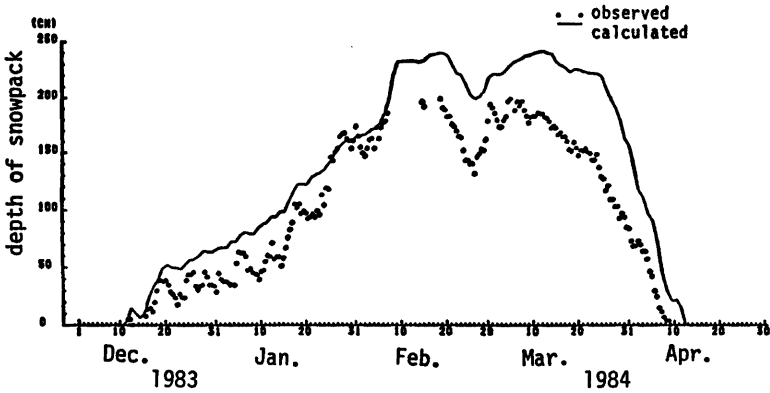


Fig. 6 Observed and synthesized snow depths at 1984 (by the previous model)

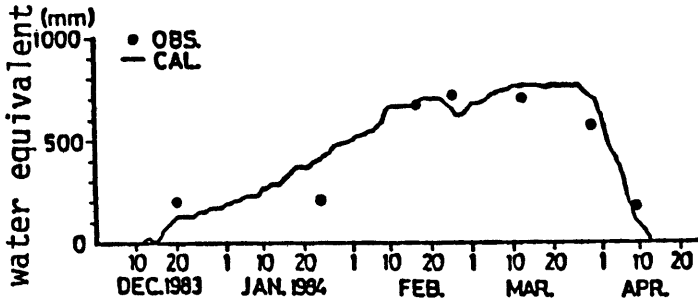


Fig. 7 Observed and synthesized water equivalent at 1984 (by the previous model)

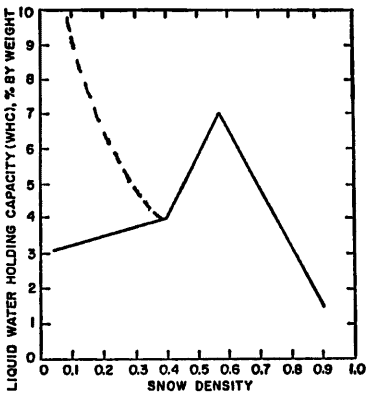


Fig. 8 Relationship between liquid water holding capacity and snow density

きの雪は湿雪であるので地表に到達したときには、すでにある程度融けているという考え方である。こういった観測例は見あたらないので、ここでは以下のような関係を仮定した。

$$\left. \begin{aligned} WHNS &= -0.113T^2 + 1.0 & 0 < T \leq 2.1 \\ &= 1 & T \leq 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.2)$$

ここに、 T は気温 (°C)、 $WHNS$ は新雪の固体率で、この値に降雪量を乗じたものが新雪の水相当水量になるとした。

一方、基本モデルによる流出解析では、1~2月の流量計算値が幾分過大になる傾向があった。積雪内の融雪水の流動については、ザラメ化による“水みち”の形成が大きな影響を与えることがいわれており、ザラメ化がおこる前の一般に密度が0.1~0.2程度の時には可能保水

率 WHC が高いのではないかと考え、ここでは全層平均密度と可能保水率の関係を表わす Fig. 8 の実線部のうち雪密度が $0 \sim 0.4$ の範囲において破線の関係を保定した。すなわち、

$$WHC = 0.136 \exp(-3.05DN) \dots\dots\dots (4.3)$$

ここに、 WHC は可能保水率、 DN は積雪密度 (g/cm^3) である。

5. 改良モデルの適用結果と考察

以上のような改良モデルの適用結果を以下に述べる。パラメータは融雪定数 $BDHF$ の値を59年度の消雪日の再現を重視して、1.0を1.1に若干変更したが、その他のパラメータは基本モデルの値をそのまま用いた。

5.1 積雪深・積雪水量・地表面到達水量

まず、Fig. 9, 10 は基準点での積雪深の適用結果であるが、改良モデルは多雪年、少雪年をとわず再現性はほぼ満足いくものである。同様に、Fig. 11, 12 に改良モデルによる積雪水量、地表面到達水量（積算値）

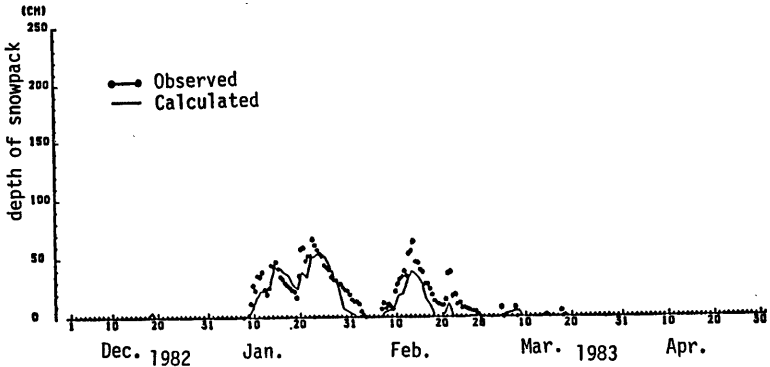


Fig. 9 Observed and synthesized snow depths at 1983 (by the improved model)

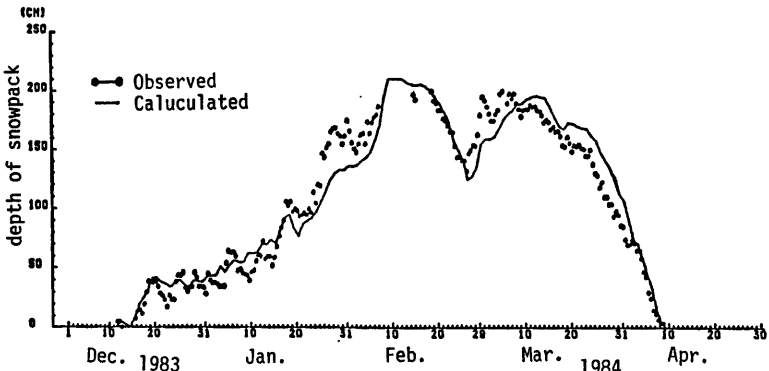


Fig. 10 Observed and synthesized snow depths at 1984 (by the improved model)

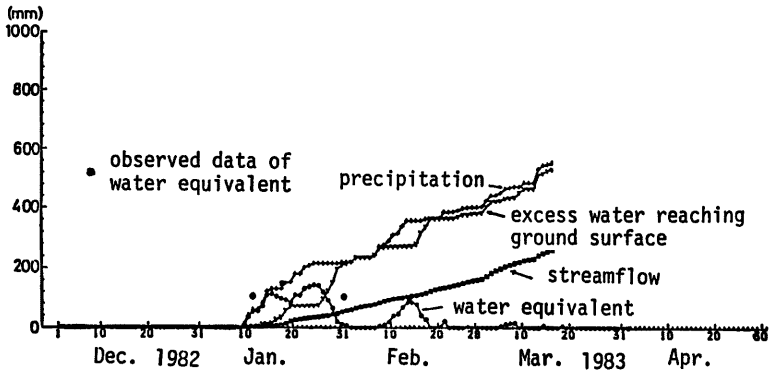


Fig. 11 Observed and synthesized water equivalent and excess water reaching the ground surface etc. at 1983 (by the improved model)

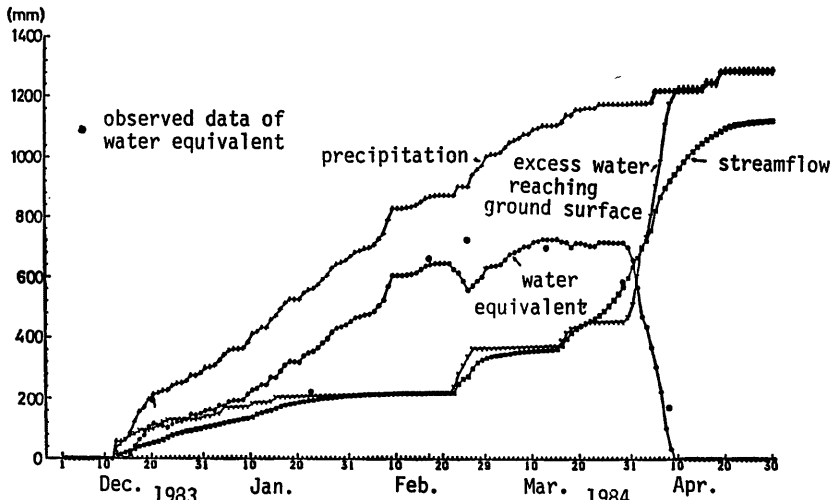


Fig. 12 Observed and synthesized water equivalent and excess water reaching the ground surface etc. at 1984 (by the improved model)

の計算結果を示す。地点は基準点である。積算開始日は58年度は積雪が始まった昭和58年1月10日、59年度は昭和58年12月12日である。参考のため図中には降水量と小流域の流出量の積算値も示してある。積雪水量と地表面到達水量の積算値を加えたものが降水量の積算値になるという関係である。なお、流量は基底流量(58年度は3.0mm, 59年度は3.9mm)を差し引いてある。積雪水量の計算値と観測値とを比較すると、観測時点が少ないものの一応満足できる結果ではなかろうか。地表面到達水量と流出量と比較すると、58年度は絶対量が小さく、図中では関係があまり明確とはいえないが、流出量の変化に対応している。積雪初期に比べて、後期のほうが地表面到達水量に対する流出量の増加割合が大きくなる傾向にあるが、積雪初期の初

期損失量が大いことを考えれば理解できよう。59年度も58年度と同様の関係がより明瞭に現われている。ただし、3月下旬の流出量の増加に対して、地表面到達水量の増加が一週間ほど遅れている。このことは基準点での地表面到達水量を流出モデルにそのまま入力したのでは、この期間の流出量を再現できないことを意味している。

5.2 積雪水量と日射量分布

Fig. 13 は基準点近くの小流域 (0.01 km²) での積雪調査結果であり、南面と北面で積雪水量に差があり、この時期に北面で融雪が生じなかったが、南面および河道付近では融雪が生じていたことが考えられる。同様に、Fig. 14, 15 に小流域と全流域 (13.8 km²) における日射量分布 (標高メッシュデータと太陽高度からメッシュごとの日射量を計算) を示す。なるほど小流域では日射量分布と積雪水量分布が符号しているが、全流域となるとどうであろうか。積雪・融雪の時・空間分布特性に地形因子としての標高、斜面の向きが、どの程度のウェイトでかかわっているのか、斜面の向きと日射量分布の関係を通して、現在検討中である。と同時に、日射量分布の導入は計算を一層煩雑にする方向に働くので、斜面の向きの導入効果が流域面積の増大、時間ステップの増大とともに、流量に感応する度合を鈍化させるのではないかと考えており、これらランピングスケールもさぐっていききたい。

5.3 雪密度

Fig. 16 は改良モデルによる積雪密度の計算結果である。全体的な傾向は表現されており、2～3月はよく実測値と対応しているが、積雪の初期と末期では過大評価となっている。これは含水量の算定にまだ問題があることを示唆しており、とくに可能保水率と密度の関係について現在、1)密度が0.4以上においても式(4.3)をそのまま延長する、2)各地の積雪断面観測図から含水量と密度、雪質を読みとり、関係式を見出す、3)暖地性積雪におけるザラメ化指標を介して両者の関係を見出す、といった検討を、また可能保水率以上の融雪水が雪層内を重力水として降下し、地表面到達水量になるわけであるが、その雪層内での流出率についても“水みち”の形成とも関連するので、何らかの改良を試みたいと考えている。幸い、今冬60年度においても大浦川流域に隣接する、さらに流域面積の大きい高時川流域で同様の観測を続行しており、そ

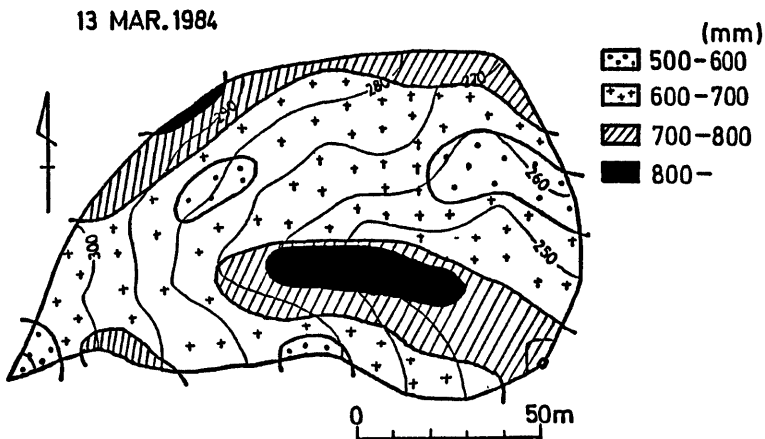


Fig. 13 Spatial distribution of observed water equivalent in the small basin

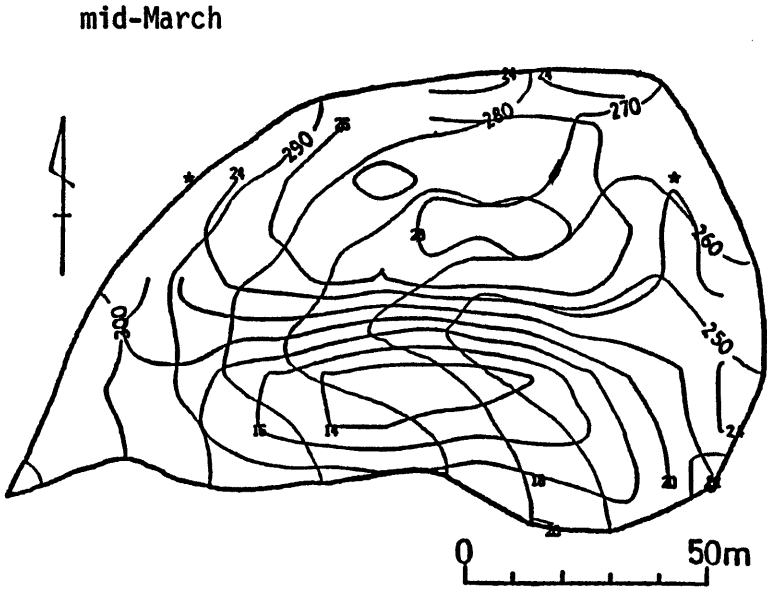


Fig. 14 Spatial distribution of synthesized radiation in the small basin

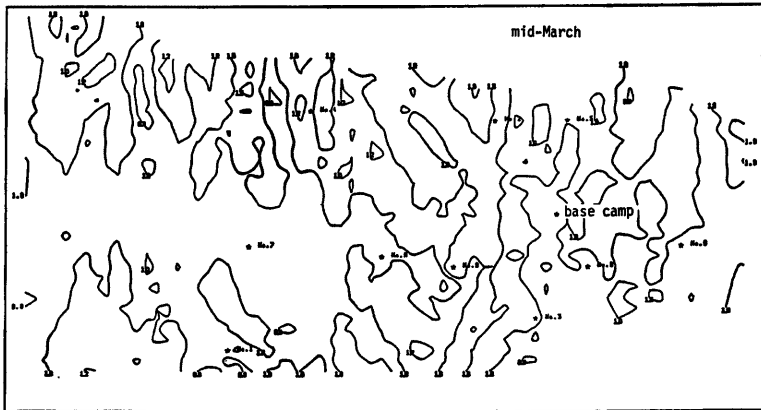


Fig. 15 Spatial distribution of synthesized radiation in the whole basin

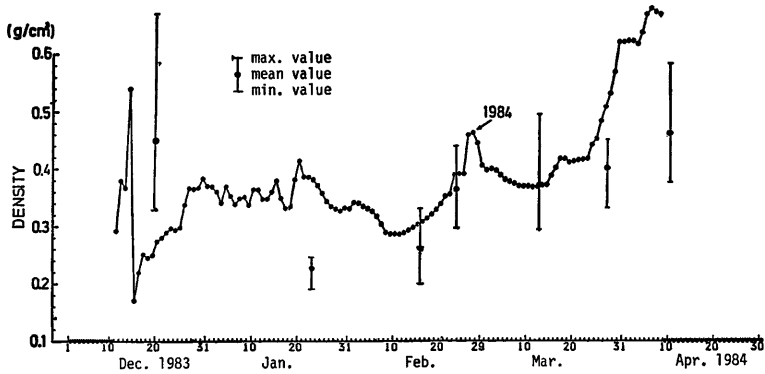


Fig. 16 Observed and synthesized snow density

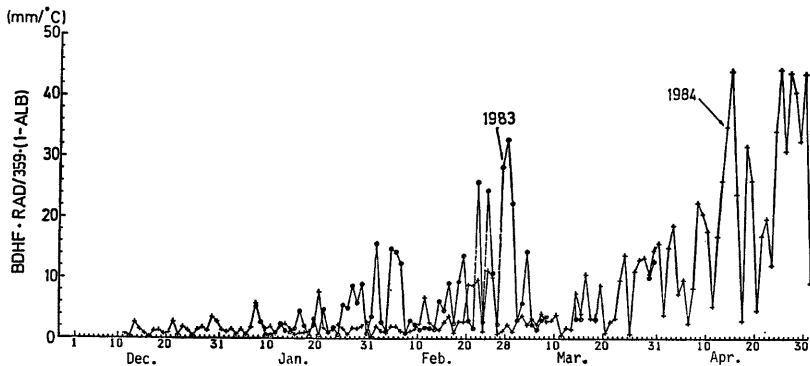
ここではライシメータによる地表面到達水量の直接観測が良好であるので、それらも活用して雪層内での融雪水の挙動をさらに改善していきたい。

5.4 融雪係数

Fig. 17 は基本モデルの中で重要な位置を占める融雪係数 $BDHF \cdot RAD / 359 \cdot (1 - ALB)$ の時系列変化である。ここに、 $BDHF$ は融雪定数 ($\text{mm}/^\circ\text{C} \cdot \text{hr}$)、 RAD は日射量 (ly/day)、 ALB はアルベドである。両年度とも春先に向けて増大する傾向がある。また、消雪日が約1ヶ月遅れることを反映して、58年度の変化をそのまま約1ヶ月平行移動したものが59年度の変化に対応しているようである。

6. 計算の時間ステップに関する考察

前報と同じように、59年度においても計算の時間ステップに関する考察をしておく。すなわち、基本モデルおよびその改良モデルの展開ならびに適用は主に基本となる単位時間を1時間として議論してきた。しか

Fig. 17 Daily variation of snowmelt factor $BDHF \cdot RAD / 359 \cdot (1 - ALB)$

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。こうした状況においても本モデルが適用できるように、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を考察する。なお、時間ステップに対する本積雪・融雪モデルの対応の構成内容については前報を参照されたい。

まず融雪定数 $BDHF$ と時間ステップとの関係であるが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に融雪定数 $BDHF$ を決定した。前報においては $BDHF$ 値と時間ステップとの間に次式のような直線関係が見出されていた。

$$BDHF = 0.7964T + 0.2 \quad \dots\dots\dots (6.1)$$

本改良モデルにおいても、ほぼ同様の関係が認められ、直線回帰式は、

$$BDHF = 0.7414T + 0.3 \quad \dots\dots\dots (6.2)$$

となった。ここに、 $BDHF$ は融雪定数 ($\text{mm}/^\circ\text{C} \cdot \text{hr}$)、 $4T$ は時間ステップ (hr) である。

上記の関係に応じて $BDHF$ を変化させることによって積雪深はよい対応を示しており、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することは、利用できるデータに応じた適用可能性を意味しており、好都合である。

上記の $BDHF$ を用いて、各時間ステップでの積雪水量変化、地表面到達水量の比較も検討した。**Fig. 18** はその一例として1時間ステップで計算した値の24時間合計値と、24時間平均値で計算した値との比較図である。前報同様、時間ステップの相違による計算融雪量への影響は小さいといえよう。

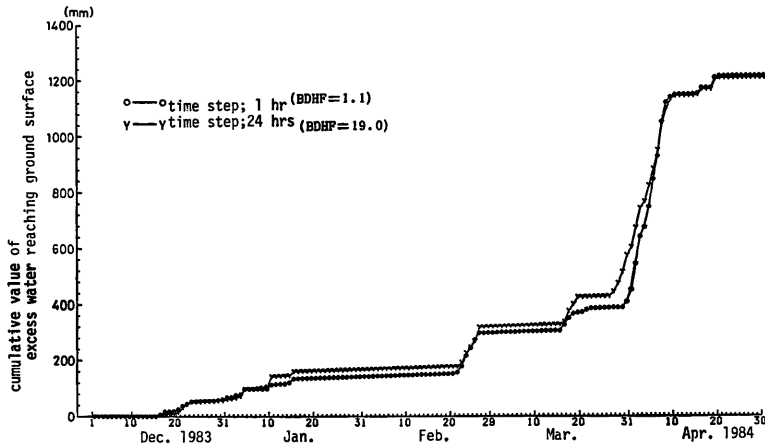


Fig. 18 Synthesized water excess reaching the ground surface for various computation intervals

このように本モデルで気温、降水量、融雪定数、地面融雪量、積雪層からの流出率などの要素を時間ステップに応じるようにランピングしてインプットすれば、利用できるデータに応じて、積雪深、積雪水量、地表面到達水量などのアウトプットを1時間単位の再現精度とほぼ同じ程度で、議論できるといえよう。

7. 融雪量の面的評価に関する考察

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

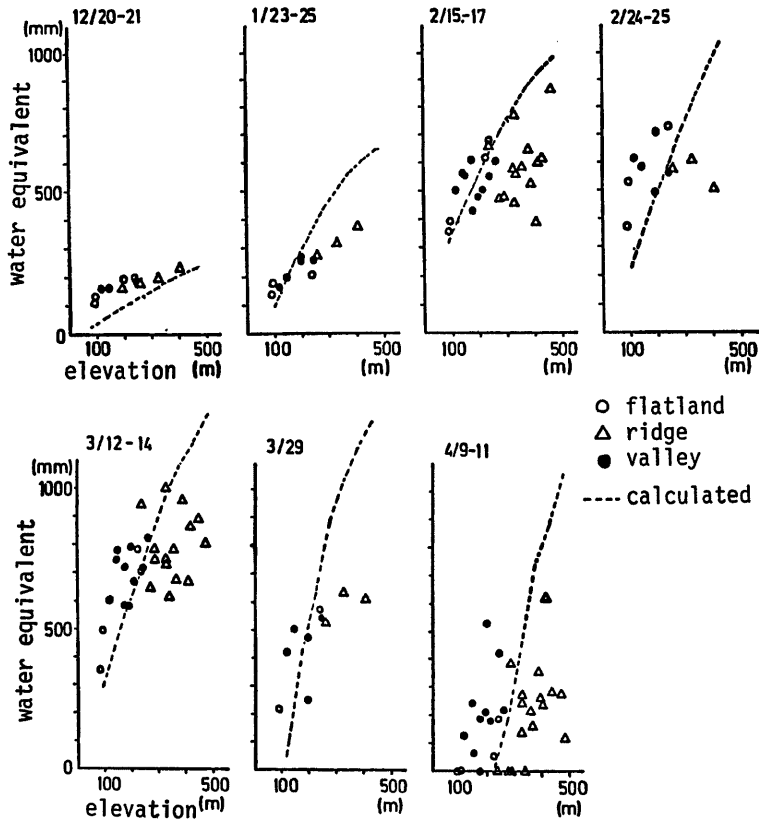


Fig. 19 Observed and synthesized water equivalent with elevation

これらの関係式を見出しておく必要がある。

前報で得た降水の標高ともなう割増率 0.0009 (mm/m) および気温減率 0.6 (°C/100m) をそのまま改良モデルに適用し、流域内各地点の積雪水量を推定した結果について考察する。

Fig. 19 は積雪水量の高度分布の計算結果である。積雪水量の高度分布は1月下旬までは直線性が明らかであるが、2月中旬以降は谷部、平野部と尾根部に分離されるようになり、そのバラツキも大きくなっている。計算値は谷部のポイントが標高の高いところにならないこともあって、高標高では過大となる傾向にある。この原因としては、降水量の割増率、気温減率のとり方、日射量分布の影響などが考えられる。ちなみに、Fig.

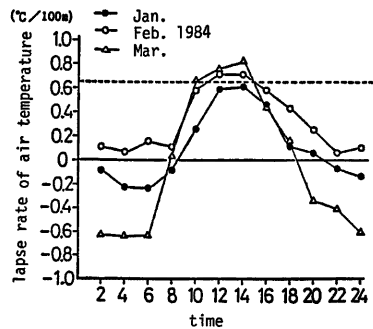


Fig. 20 Diurnal changes in the lapse rate of air temperature with elevation

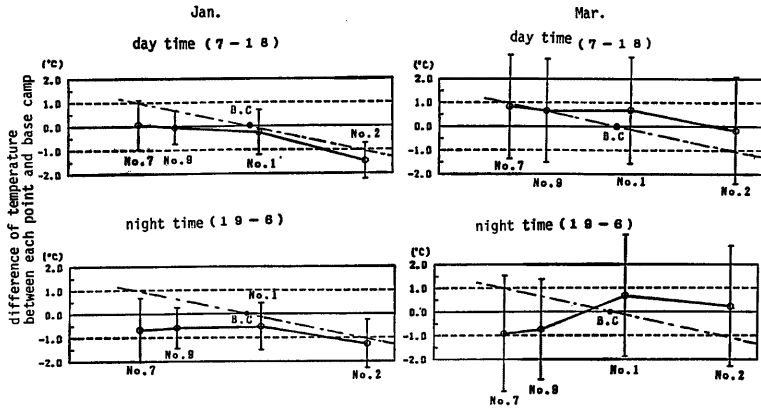


Fig. 21 Difference of air temperature between each point and base camp

20は月ごとの気温減率の平均値の日変化を示したものである。気温減率には日変化がみられ、日中10~16時には標準大気の減率に近づくが、夜間には減少する。また、2月、1月、3月の順で較差が大きくなり、1月、3月では夕方から早朝にかけて気温の逆転が生じることが多い。また、基準点との気温差を1月と3月の昼間(7~18時)、夜間(19~6時)に分けてみると(Fig. 21 参照)。ここに、No. 2は尾根に、No. 7、No. 9は谷沿いにある気温観測点である、尾根部と山頂の分布が異なっており、標準大気の減率で一定減率を用いた計算では1月の尾根部(昼間、夜間とも)、3月の谷部ではほぼ妥当な値となっているが、1月、3月の夜間は谷部で過大、3月の尾根部で過小評価となることがいえる。これは積雪初期の計算流量が過大、後期の高標高地点での積雪水量の計算値が過大になることの原因であろう。こうしたことを考えると、気温分布の評価については、平野部と山頂(斜面部)に観測値がある場合は、平野部はそのままの観測値を、斜面部は斜面部での月ごとの日変化曲線を用いるのが望ましい。また観測地点が1地点しかない場合は、Fig. 20の平野部、斜面部を一括した月ごとの日変化曲線を用いるか、あるいは平野部、斜面部の個々の日変化曲線を用いる、といった工夫が必要であるかもしれない。いずれにしても融雪計算には、0℃以上の気温が影響することになるので、1月の誤差の影響は小さいとしても、3月の誤差は無視することができないので、上記のような何らかの改良をはかることを検討していきたい。

このように標高ともなう降水の割増率および気温減率は時期(年度も含めて)、地点により異なり、その評価方法が今後の検討課題であるが、ここでは前報で得た値をそのまま用い、以後の計算を進めた。計算は、まず流域を標高50mごとに分割し、次式(7. 1)、(7. 2)により各地帯の気温、降水量を求め、本積雪・融雪モデルにインプットし、地帯ごとの地表面到達水量を算出した。

$$P_h = P_0 \{1 + \alpha(h - h_0)\} \dots\dots\dots (7. 1)$$

$$T_h = T_0 - \beta \{(h - h_0) / 100\} \dots\dots\dots (7. 2)$$

ここに、 $P_h(P_0)$ 、 $T_h(T_0)$ は標高 $h(m)$ (h_0) 地点の時間降水量 (mm/hr) および気温 (°C)、 α は降水量の割増率 (mm/m)、 β は気温減率 (°C/100m) である。

さらに、次章の流出モデルへのインプットとなる面積融雪量は、地帯ごとの面積で重み付けて求めた。

8. 融雪・流出モデル

8.1 タンクモデルの同定

無雪期、積雪期を通して、流出機構が変化しないと仮定すれば、無雪期の雨量をインプットとして同定した流出モデルは積雪期においても、地表面到達水量が正しく評価されておれば、無雪期と同様の再現性を示すであろう。

ここでは、積雪・融雪モデルのアウトプットである地表面到達水量を流量に変換する流出モデルとして、前報と同様にタンクモデルをとりあげ、そのパラメータ同定に、昭和58年5月から10月までの雨量、流量データを用いた。同定方法は、前報で用いたタンクモデルを参考に、

$$ER = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Q_{cal} - Q_{obs}| / \sqrt{Q_{cal}} \quad \dots\dots (8.1)$$

を評価基準としてERが小さくなるようタンクモデルのパラメータ群を試行錯誤しながら求めた。ここに、Nはデータ数、 Q_{cal} は計

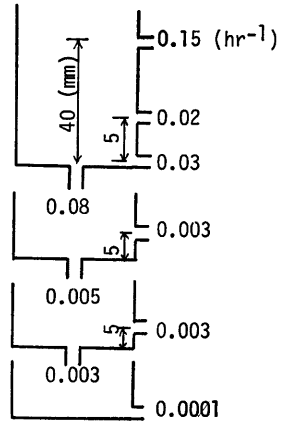


Fig. 22 Parameters of Tunk model

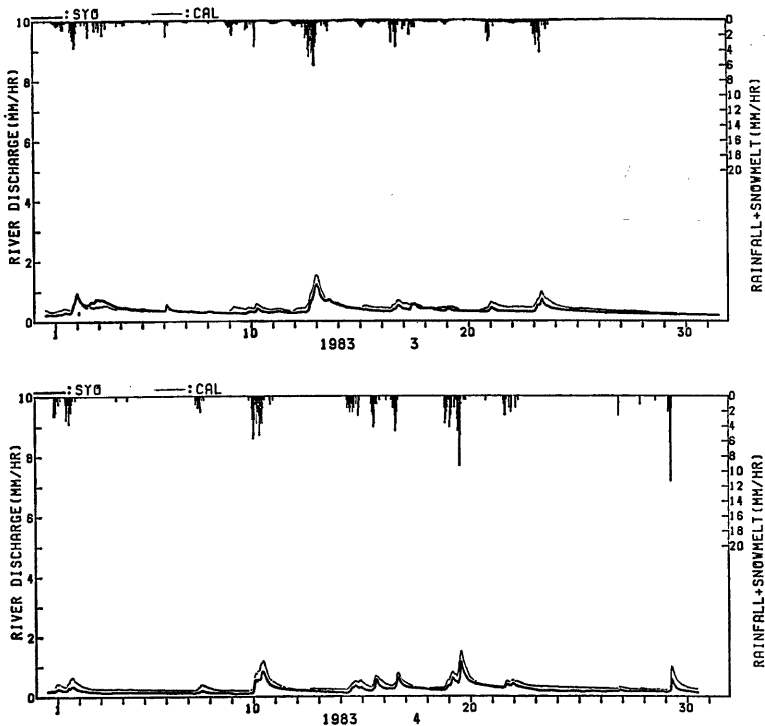


Fig. 23 Observed and synthesized hourly streamflows at 1983

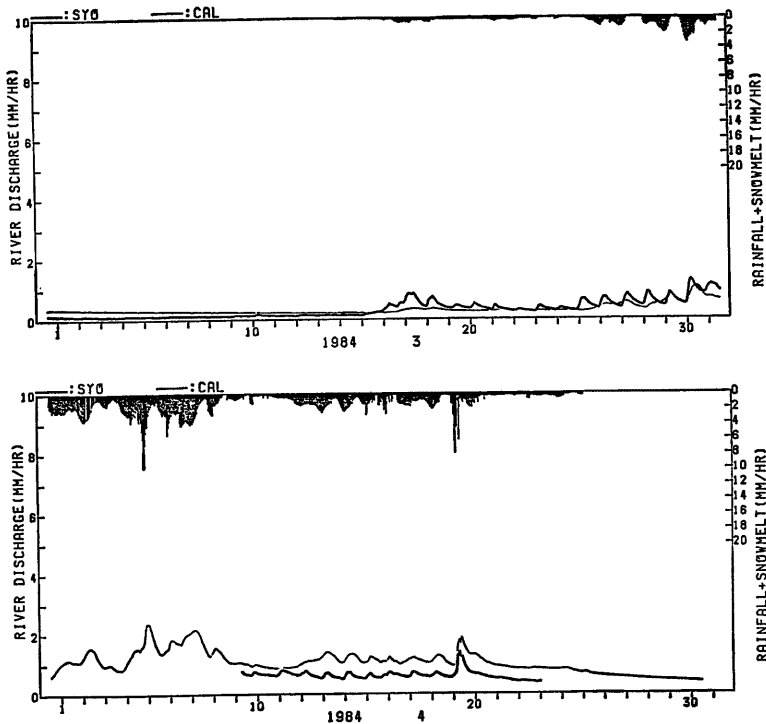


Fig. 24 Observed and synthesized hourly streamflows at 1984

算流量, Q_o は実測流量である。

Fig. 22 は得られた流域最下流端庄流域での時間単位でのタンクモデルである。なお、蒸発量は粗雑さをまぬがれないが、彦根における30年間の月平均値を時間に配分して与えている。このタンクモデルの再現性であるが、全体の波形、および大中出水についてはかなり再現されているが、夏期の低水時、小出水など流量規模の小さい部分での再現性がよくない。蒸発量を含めた損失の評価に改善の余地がありそうである。

ここでは問題含みであるが、積雪・融雪・流出モデルを一通り動かすことを考え、このタンクモデルをそのまま積雪・融雪期にも適用した。Fig. 23, 24 がそれぞれ58年度および59年度の時間単位での再現結果である。全体的には両年度とも変化傾向をよく再現している。しかし、58年度においては1月下旬、2月中旬、59年度においては3月中旬以降の再現性が悪い。とくに59年度の3月以降においては流出ハイドログラフの日内変動への追従が緩慢である。本タンクモデルの無雪期での適用結果が相対的に計算値の方が実測値を上回る傾向にあることや、タンクモデル自体が集中型モデルであるので平滑化がすぎるのか、無雪期、積雪期の流出機構は異なっているとみななければならないか、流出ハイドログラフの再現性が最終的なモデル全体の評価に結びついてくるので、今後の緊急課題としたい。

9. おわりに

以上、改良を加えた積雪・融雪モデルを少雪年であった58年度および多雪年であった59年度両年に適用した。適用結果は全体的にはほぼ満足のものであるといえる。時間的、空間的な細部にわたっての比較も考察したので新たな問題点も浮かびあがってきたが、利用できるデータに応じてモデルの単純化は不可欠であるし、精度もそれと関連して議論する必要があるろうし、流出モデルを通じた流量の再現性により最終的には一貫したモデルの決定がなされていこう。両年度について改良モデルによる地表面到達水量をタンクモデルを介して流量再現を試み、ほぼ満足いく結果を得ているが、さらなる精度アップをはかっていきたい。幸い、60年度においては高時川流域において、アルベドを測る装置や融雪量の地表面到達水量を直接測定するライシメータが順調に稼働しているので、それらの観測データもとりこみ、本研究ではまだ仮定の段階にあった種々の関係をより具体化していくことが期待される。

参 考 文 献

- 1) 池淵周一・宮井宏・友村光秀；琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出とその解析，京大防災研年報第27号 B-2，1984，pp. 197-220.
- 2) 山口清；雪に強い森林の育て方，豪雪地帯林業技術開発協議会編，1984；p. 31.
- 3) 中島暢太郎・井上治郎；琵琶湖流域の降・積雪観測について，水資源研究センター報告第3号，1983，pp. 51-71.
- 4) 伏見碩二；琵琶湖の雪-暖地積雪の構造，琵琶湖研究所所報2，1983，pp. 79-117.
- 5) Laromie, R. L., and J. C. Schaake; Simulation of Continuous Snowmelt Process, M. I. T. Report, No. 143, 1972, pp. 51-83.