

合衆国気象庁における河川予報システム(訳)

昭和 51 年 8 月

建設省土木研究所

まえがき

本資料は、アメリカ合衆国気象庁で用いられている河川予報システムの中の2つのモデル、すなわち(1)積雪・融雪モデルと(2)流出モデルのプログラムパッケージの解説書の部分を、前国立科学技術防災センター所長・菅原正巳博士に翻訳していただいたものです。おのおのの内容については、訳者がそれぞれに丁寧な「訳者序」を付してくれていますので、それによって梗概を知ることができます。

いずれのマニュアルも気象庁水文部シリーズの一環で、積雪・融雪モデルにはHYDRO-17、流出モデルにはHYDR-14というindexが付いています。したがって、流出モデルの方が刊行年次が早いのですが、訳出は積雪・融雪モデルの方が先になっていますので、ここでもHYDRO-17、HYDR-14の順で載せてあります。

流出モデルの核になっているのは、Crawford, N. H. と Linsley, R. K. とによって1959年から開発されてきたStanford Watershed Model (SWM)シリーズの最新版Stanford Model IVです。気象庁のこのモデルは、National Weather Service Hydrological (NWSH) Modelとして、WMOが行なった流出に関する概念モデルの国際比較プロジェクトに参加しています。また、Hydrocomp Simulation Program (HSP)というプログラムパッケージがありますが、これも同様にStanford Model IVをもとにしています。

米国は、ご存知のSherman, L. K. 以来、流出関係のdeterministic modelのメッカで、その生産数量は莫大なものです。たしかに、流出モデルの考案・組み立てという仕事には、我々の知的好奇心を大いに満たしてくれる側面がありますし、達人クラスになると次々に新しいモデルを提案していくといった現象も見られます。しかし、「よく作られたモデル」と「よく使い込まれたモデル」との間の価値の差を忘れることはできません。たとえば、貯留関数法のパラメータ R_{sa} ひとつを採り上げてみても、このモデルにはとかくの理論的批判はあるものの、建設省の現場の河川技術者ならだれでも、解析の際にひどいバラツキに悩まされた経験を持つと同時に、むしろそれゆえ、常識的な値の範囲といったものには大変強いわけで、極端な値がはじき出された場合には直観的に抵抗を覚え、原因について検討し、必要に応じてはデータの段階から見直すといった行動が自然にとれるのです。これがよく使い込まれたモデルの価値です。その意味からすると、SWMシリーズの息の長さは奇貨とすることができると思います。

同様に永い間、そして現在もなおタンクモデルの育成に力を尽くしておられる菅原博士の、見識にあふれたこの訳書によって、我々も多くの事柄を学び得ると信ずる次第です。

昭和51年8月

土木研究所水文研究室長

石 崎 勝 義

NOAA技術要録 NWS HYDRO - 17

気象庁河川予報システム—

雪の蓄積と消滅のモデル

Eric A. Anderson

菅 原 正 巳 訳

訳 者 序

昨年(1974年)7月にWMOで行われた、概念モデルの相互比較に、タンク・モデルについての報告(Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River, and Nam Mune, Research notes of the National Research Center for Disaster Prevention, No. 11, 1974)を出した後で、サクラメント・モデルの解説書の本文を翻訳しました(流量をシミュレートする一つの方式——計算機用の概念モデル, 国立防災科学技術センター技術情報第1号, 1974)。他国のモデルについて知って置くことは礼儀でもあり、討論の際に大切であると考えたからです。

WMOは、概念モデルの相互比較に引き続いて、雪のモデルに手をつける様子です。今年は、わが国の積雪地帯の日流量解析に関する報告(Runoff analysis of snowy mountainous regions in Japan, Research notes of the National Research Center for Disaster Prevention, No. 17, 1975)を提出しましたが、それに関連して、アメリカの雪のモデルについての報告を訳してみることにしました。サクラメント・モデルの場合と同じく、訳したのは本文だけで、プログラムの細部を知りたい方は、原報告の付録を読んで下さい。その場合にも、この訳文がいくらかお役に立つならば幸いです。

この前、サクラメント・モデルについての報告を訳したときは、内容の批判を意識的に避けました。タンク・モデルを提出している私が、他のモデルについて何かを言うのは公正でないと考えたからです。今回は訳文の間に批評や感想をはさみましたし、さらにここにも書きたいと思います。雪について、私もモデルを提出していますが、それは日本の降雪地帯(主として日本海側の山岳地帯)に対するモデルで、これがそのまま他の地域に適用できると思いません。たとえば、ソ連のボルガ河流域のように、平坦で広大な原野に積もった雪の雪どけ出水が、私のモデルでうまく行くはずがありません。その意味で、他の雪のモデルに対して、安心して感想を述べるができると思います。

このアメリカのモデルが、気温だけを使って、積雪・融雪の計算をしているのは当然だと思います。現在、実質的に、気温以外に利用できるデータがないからです。15年ばかり前に、雪の計算に手をつけてみたとき、着手するまでは、気温だけでうまく行くかどうか、きわめて疑問で不安でした。しかし、気温以外に利用できるデータが無いのだから、その意味では迷いはありませんでした。気温だけを頼りにして、いい答が出ればもうけものだし、出なくてもともとだ。あまり期待しないでやってみよう。ところが予想以上にいい結果が出て、もうけものでした。

さて、このアメリカの雪のモデルで注意すべき点は、ただ1例で2地帯分割を試みている以外、高度別地帯分割をしないことです。試算した流域が割合に小さく、流域内の高度差が小さいから、それでも合うのだらうと思います。そして、流域平均雨量、流域平均気温を用いて計算します。

この態度は、サクラメント・モデルの考え方と同じです。乾燥地帯では、流域の一部が乾き、流

域の一部が湿るのだから、それに合わせて、地帯分割をすればよいのに、すべてを流域平均で考えようとしています。そこで、地下水貯留からの蒸発散が、時間とともに減少するという曲線を与えなければならない。私のモデルであれば、山の方から乾いて来て、乾いた地帯からは蒸発できなくなるから、自然と流域平均の蒸発散は減って行くのです。サクラメント・モデルでは蒸発散減少曲線を与えなければならないが、私のモデルでは自動的に出て来るのです。

雪の場合も同様で、雪は山の方から積もり、平野の方からとけて行く。地帯分割をすれば面積減少曲線などというものを与える必要がない。このアメリカのモデルで、高度地帯分割をしないでも、実測に合わせられる一つのたねは、融雪因子の季節変化にあると思います。春分前の寒い頃は、たとえ 0°C 以上の日があっても、気温はそう高くないから、低い所だけで雪がとける。その頃の融雪因子は小さくしておく。晩春になれば、流域の全部で雪がとけるから、融雪因子を大きくする。これがある程度、効いていると思います。

この報告の5章、モデルのカリブレーション（私は仮りに調整と訳しました）の所は、卒直に楽屋裏を見せながら書いているので、面白いと思いました。感度のよい因子は、降雪時の雨量計の捕捉不足に対する補正因子（SCF）と、融雪因子、とくにその最大値MFMAXなのです。著者は、SCFを雨量計の捕捉不足に対する補正因子と考えていますが（内心はどうであるか知らない）、私は、主として平地にある雨量計から出した流域平均雨量にくらべ、山腹では雪が多く降ることがSCFの主な原因であろうと思います。

私の経験から言えば、降雪期における降水量の割増率をきめることが、雪の計算の最大のキーポイントです。山岳地帯における雪の実測値がほとんどない以上、この割増率を試行錯誤で求める以外に方法がない。しかもこの割増率をきわめて大きくしないと、融雪出水に合わせられない。そして夏期には、その割増率を小さくしなければならない。始めて雪の計算をしたとき、これが不思議で、半信半疑でしたが、いろいろな河で計算して、いつもそうなります。数年後、私の方式で計算をしているコンサルタントの人が、実測に合わせるためには、冬の割増率を非常に大きくする必要があるので、これでよいのだろうかかと相談に来られ、その程度の割増率は避けられないと、私の経験話を話したところ、向うは安心して帰りましたが、他の人が計算しても、やはりそうなるのかと、私も安心しました。今年（1975年9月）、チェコスラバキアのブラティスラバのシンポジウムのととき、私のタンク・モデルについての講演に対する質問、コメントの中で、カナダの人が、冬の割増率を大きく、夏の割増率を小さくする必要があることを言い、カナダでも同じことがあるのかと、大いに意を強くしました。

雪の補正因子SCF、最大融雪因子MFMAXが一番よく効くパラメータであるということは、他のパラメータはあまり効かないということで、もっともらしい値を入れて置けばよいということです。15年ばかり前、雪の計算を始めたとき、私もいろいろ考えてみました。

積雪層は空気を沢山含んでいる。つまりふとんと同じで、熱を伝えにくい。したがって、積雪の表層は外界の寒さの侵入を防ぎ、積雪層や大地の熱蓄積を保護するに違いない。つまり過去の低い温度の影響は、ほとんど残らないであろう。したがって、融雪は毎日、毎日の気温できまるだろう。

その上、氷の融解熱が 80 cal/g と大きいことが効く。表層でとけた水が、積雪層中で再氷結することの影響は大きくないとみてよかろう。

このように考えて、そのようなものを無視してよいと考えたわけですが、このアメリカのモデルでいろいろと考えられている細部は、いわばアクセサリーのように感じられます。影響のあまりない部分を、科学的、合理的に作り、体系を飾るのは、見掛けをよくする上で大切なことかも知れませんが、あまり細部を飾りすぎると、ロココやバロックの建築のように、力強さに欠けることにならないかと心配します。やはり、一番大切な所に力を注ぐべきで、そのためには細部を飾ることに気を使ってはならないと、私は思います。

この本の2章では、面積平均気温を出す方法をいろいろ述べていますが、論理的に正しい訳でないし、内容としても大したことはないと思います。ティーセン法がその例ですが、何か一見もっともらしい手法が、一般うけします。面積平均雨量、面積平均気温のように、実証することができないものの算出法には、何かと工夫をこらす訳です。しかし、どれも理論的根拠に欠けます。ティーセン法などは、実際に流出解析を試みれば、欠点に気がつくに違いないと思うのに、いまだに広く使われていて、不思議な気がします。

前にも少しふれましたが、この報告の5章はモデルのパラメータの求め方(それを彼らはカリブレーションと呼びます)を卒直に述べていて、面白いと思います。私は訳文の間に、勝手な意見や感想をはさみましたが、ここにも少し書きたいと思います。このアメリカのモデルも、私のタンク・モデルも、雪のモデルも、非線型モデルです。現代の数学は見事にできていますが、ほとんどすべて線型に対するもので、非線型の問題に対しては、ほとんど役に立ちません。もっとも非線型という言葉自体も悪いので、直線に対して曲線というようなものです。そういう広大な範囲の全域に対して、既製の有用な道具があるはずがない。非線型の問題は、具体的に一つ一つ考えて行くしかないと思います。

タンク・モデルは一見簡単な形をしているけれども、既製の数学ではうまく行かないことの見当がつきます。しかし、数学でうまく行かないということと、実用の問題として解けないということは別です。コンパスと直線定規で、任意の角を3等分することができないことは証明されているけれども、ディバイダーで試行錯誤すれば、任意の角を充分の精度で3等分できる。5次以上の整方程式の代数的解法は不可能であっても、数値係数のn次方程式の解を数値的に求めることは、そう難しくない。混雑した路上の自動車の運転を計算機にやらせることは多分不可能であろうが、多くの人間があまり苦勞なく行っている。人間には、数学や計算機とは異なる能力があります。科学や技術が、かかる人間の能力を利用するのは邪道であると考えるのは誤りだと思います。数学や計算機にはまらない仕事は、芸術や文学や詩の領分であって、科学や技術は客観的であるべきで、計算機のプログラムに書けるようであればならないというのは、一つの考え方であると思いますが、それにこだわりすぎると損をします。人間として、折角、いろいろな能力を持って生まれて来たのだから、それを自由に使うべきです。

試行錯誤でみつけた解に対する批判の一つに、最適解であることの保証がないことがあります。

「君が与えたパラメータ（モデルを含めて）による推定値は、実測と確かに似ている。しかし、それだからといって、君の解が唯一の解であるとは限らない。他にもっとよい解があるかも知れない」という批判です。私はそれに対して「その通り」と答えます。たとえば、日本の中央部のあたりで、私は年間の蒸発散を 700 mm 程度にしています。これを 3 割増しにして 900 mm にしたとすれば、それに応じて流域雨量の割増率を大きくし、モデルのパラメータに少し手直しをすれば、それでも推定値を実測値に合わせることはできるのです。お互に作用が打ち消し合うようなパラメータは、どちらかを固定すれば他方が定まるが、どれが一番よいかを定めにくいのが実情です。その意味で、試行錯誤で出した解が、最適解や、唯一の解でなくても、結構なのです。解というものは、ある目的に対して間に合えばよいのであって、最適である必要はないと考えます。最適とか最良とかは、土俵を限るから存在するのであって、最適、最良を言いたがるのは、強さというより、弱さの現れではないかと思うのです。

とはいうものの、タンク・モデルのパラメータ探しを試行錯誤で行いながら、私も計算機による自動的方式ができないかと、何度か試みたことがあります。しかし、できそうもないことが判って、やめました。

ところで、アメリカの報告をみると、最適化プログラムというのが出ていて、うまく行くようにみえます。できるはずがないものがどうしてできるのかと、不思議に思っていました。この報告には、最適化プログラムのことが、正直に書いてあります。私ができるはずがないと思う根拠になることがらは、この報告にも大抵出ていて、実質的には同じことを考えていると判りました。

この報告の 5 章をみれば判るように、自動最適化は、試行錯誤でよいパラメータを見付けてから行うもので、悪いパラメータの値から出発したのでは、いい解に収束しないといえます。ほとんど平行な 2 直線の交点を求めようとすると、僅かな誤差の影響で、交点が大きくゆれ動き、交点が遠くに行ってしまうことがあります。最小 2 乗法で解を求めるとき、下手に変数の個数を増すと、正規行列式の値が 0 に近くなり、現実的でない解が出て来ることがあるように、自動最適化により非現実的な値が出て来ることがあります。その対策として予め物理的意味を考え、各パラメータの上限、下限を与えて置けという注意もあります。そのような解が出るのは、相互に関連のあるパラメータを含めて、一緒に最適化をするときであるから、なるべくそれを避けるようにという注意もあります。できるだけ多くのパラメータを、試行錯誤や物理的意味からきめて置いて、自動最適化を適用するパラメータの個数をできるだけ少くして置くこと、というのが一番大事な注意でしょう。

計算機がいかに進歩しても、自動最適化は無理だと私が考えたのは、上のようなことを考えたからです。どのモデルについても、パラメータの個数は非常に多いのです。たとえば 4 段のタンク・モデルでパラメータは 10 個以上あります。毎月の日蒸発散量にせよ、地点雨量から流域雨量を出すときのウェイトにしろ、いずれもパラメータですから、パラメータの個数は、たちまち 20 個、30 個と増大します。それらをすべて動かして、最適解を探そうとすると、いかに計算機が速くても、到底間に合わないのです。計算機による最適化という以上、本当に計算機に探して貰いたい。しかし、それは不可能としか考えられないと、私は思ったのです。

そのことは、アメリカもよく知っていて、試行錯誤で求めて置いて、最後に、いわばセレモニーとして行うのが自動最適化なのです。アメリカ気象庁の水文部の Sittner 氏は、それを polishing と言いました。

そのような polishing は有害無益であるという思いを、私はなお捨てませんが、この報告に出ている注意をよく守り、セレモニーとして行う磨き上げであることさえわきまえていれば、金持ちがする自動最適化も無害小益であると、譲歩いたしましょう。

いろいろ勝手な感想を述べましたが、このように卒直で、実際的な報告書を書くアメリカの伝統には、学ぶべき点が多いと思います。

国立防災科学技術センターの渡辺一郎君、勝山ヨシ子さん、尾崎睿子さんは、この原稿を読んで、多くの誤りを訂正して下さいました。厚くお礼を申し上げます。

1975年11月3日

菅 原 正 巳

[] は訳注

目 次

第1章 緒 論	1
1.1 背 景	1
1.2 資料として必要なもの	1
1.3 試験流域とその結果	3
1.4 計算機のプログラムと、計算機に対する要求	3
1.5 謝 辞	6
第2章 データ処理	7
2.1 緒 論	7
2.2 地点気温値の推定	7
2.3 気温の面積平均の計算	13
2.4 面積平均気温の計算のプログラム	14
第3章 積雪・融雪のモデル	21
3.1 緒 論	21
3.2 流れ図（フロー・チャート）	21
3.3 モデルの各要素の説明	21
3.4 モデル・パラメータについての要約	29
第4章 積雪・融雪モデルの計算機サブルーチンの説明	31
4.1 緒 論	31
4.2 サブルーチン	31
4.3 雪の評価・保証サブルーチン	32
4.4 雪の最適化サブルーチン	33
4.5 雪の実用サブルーチン	33
第5章 積雪・融雪モデルの調整	38
5.1 緒 論	38
5.2 調整手順の各段階の大要	38
5.3 積雪・融雪モデルのパラメータの出発値	38
5.4 降水の形が誤っているときの、気温データの補正	44
5.5 試行錯誤による調整	45
5.6 パターン探索の最適化法	49
5.7 調整結果の検討	55

付録A	データ予備処理（事前処理）のプログラム		（省略）
付録B	面積平均気温のプログラム		（ " ）
付録C	評価・保証プログラム中のサブルーチンPACKのリスト		（ " ）
付録D	雪の評価・保証プログラム 入力例，出力例		（ " ）
付録E	雪の最適化プログラム 入力例，出力例		（ " ）
付録F	雪があるときの，実用河川予報プログラム 入力例，出力例		（ " ）
付録G	プログラムTEMADJのリスト		（ " ）
付録H	実用河川予報プログラム（NWSRFSS）に対する変更		（ " ）

第1章 緒 論

1.1 背 景

気象庁 (NWS) が河川予報、洪水予報に用いる技術は、最近変わりつつある (Sittner, 1973 年)。流域の概念モデルが、従来用いられて来た経験方式に置きかえられつつある。1972 年に、気象庁水文部の水文学研究所は「気象庁の河川予報システムおよび予報手法」(本報告を通じて HYDRO-14 として引用される) という技術要録を、現場で河川予報モデルを実際を作るための指導書として、作成した。HYDRO-14 は継続的概念流域モデルにもとづき、予報のために集められた基礎資料を用いて、実用的河川予報を行うのに必要な技術とプログラムとを記述している。

HYDRO-14 に述べられた方式は、積雪・融雪モデルの手法を含んでいない。この技術要録は、積雪・融雪の概念モデル、およびこのモデルを気象庁河川予報システム (NWSRFS) と組合わせて使えるようにした、計算機のプログラムとサブルーチンについて述べている。与えられた流域に対するパラメータの値を定める考え方や方法も与えられている。この雪のサブルーチンは、NWSRFS と組合わせて使うように書かれているが、積雪・融雪モデルそれ自体は、土壤水分を考慮し (降雨と流出との関係)、河道追跡を行うほとんどすべての方式と併用できるものである。雪のモデルからの出力が、土壤水分を考慮に入れた方式への入力となる。雪のモデルからの出力は、積雪層からの流出 (融雪水および積雪層から出る雨水) に、雪のない土地に降る雨を加えたものである。

1.2 資料として必要なもの

この積雪・融雪モデルは、大気・積雪間のエネルギー交換に対する唯一の指標として、気温を用いる。土壤水分と河道追跡とを考慮した NWSRFS と組合せて雪のモデルを用いるのに必要な、唯一の追加データが気温である。河川流量、降水量、何かの形式の可能蒸発散量 (PE) が、NWSRFS に必要なデータである (HYDRO-14 の 2 章を見よ)。NWSRFS の計算のときの基本的な時間間隔は 6 時間であるので、6 時間ごとの面積平均気温の資料が必要である。この技術要録の 2 章で、日最高・最低気温観測値から、6 時間の面積平均気温を計算する方式と、それについての計算機プログラムが述べられる。NWSRFS モデルと雪のモデルとは継続モデルであるから、6 時間面積平均気温の連続記録が必要である。しかし、雪のサブルーチンは、地上に雪のない期間中は、有効な気温データに対する要求を除くように作ってある。

雪・大気間のエネルギー交換に対する唯一の指標として気温を用いるには、次の二つの基本的理由がある。

- 気温は米国のどこでも、実時間で、実用的にすぐ得られるデータである。
- 水文学研究所が行った比較試験によれば、二カ所の試験流域で、大気・雪間のエネルギー交換を推定するのに、気温指標法は、組合せエネルギー平衡法 (空気動力学法) によるものと比べ、少く

とも同程度のシミュレーション結果を与える。この組合せエネルギー平衡法（空気動力学法）は、Anderson（1968）が述べたものと、本質的には同じものである。この比較試験が行われた2カ所の流域は、中央シエラ雪研究所のUpper Castle Creek と、農業研究所（ARS）のSleepers 河研究流域、流域W-3 とである。

組合せ法は、もしすべての必要な気象変量の正確な測定が得られるならば、エネルギー交換に関し、気温指標法より正確な推定を与えるであろう（これらの気象要素は、気温、露点、風速、太陽放射およびその反射、大気の大波長放射である）。しかしながら、2カ所の試験流域で、組合せ法の結果は、いくつかの誤差要因に影響された。1）点観測による誤差、とくに太陽放射入力について、2）測定されない量の推定の誤差（主に大気の大波長放射）、3）種々の量の面積平均値の推定の誤差（主として傾斜、方位、森林被覆が太陽放射の入射や大気の大波長放射に及ぼす影響の決定、積雪の面積反射能の決定、風速の面積平均の決定）。これらの誤差の積み上げにより、大気・雪間のエネルギー交換の推定は、二つの試験流域において、気温指標法よりよくなかった。

これらの試験流域で得られるデータは、米国の現場で現在、一般的に得られるものより、はるかによいと感じられる。したがって、大気・雪間のエネルギー交換を推定するのに、組合せ法のような、物理的エネルギー平衡法からの近似を用いることは、少なくとも当分は実用的と思えない。すなわち、積雪のエネルギー交換に影響する気象諸量の測定が進歩し、積雪のエネルギー交換に関係する諸量に対する地文学的要因の効果を測る、進歩した方法が得られるまでは。

現在、水文学研究所は、積雪のエネルギー交換方程式を開発し、試験する目的で、現時点における、可能最良のデータを得るためのプロジェクトを行っている。この研究はNOAA-ARSのSleepers 河研究流域における、合同雪水文学プロジェクトである（Johnson, Anderson, 1968）。終局的には、積雪のエネルギー交換に影響する諸量の測定は、隣接流域のデータとともに、地文学的諸要因、たとえば傾斜、方位、高度、森林被覆が、気象的諸量の面積平均値に及ぼす影響を定める、進んだ手法の発展のために用いられるであろう。

気温は、密集した針葉樹林における積雪のエネルギー交換に対し、非常によい指標である。エネルギー交換機構で大きな変動を示すのは、大波長放射交換だけで、それは樹冠温度と雪の表面温度との差の関数である。樹冠温度は気温と密接に関連している。他の主要なエネルギー交換諸機構、短波長放射交換、熱交換、潜熱交換は非常に僅かな変動しか示さない。それは、樹間を通り抜ける太陽放射がごく僅かであり、[雪面上の]風の動きが制限されているからである。それに反し、開放された地域では、太陽放射交換、大波長放射交換、熱交換、潜熱交換の変動は、一般に大きい。この変動により、開放地域では、気温は、積雪層のエネルギー交換のあまりよい指標ではない。したがって、エネルギー転送に影響する諸変量に大きな変動があり得る地域については、むしろ気温指標法よりも、物理的エネルギー平衡法を用いる方が、積雪層のエネルギー交換の推定に、大きな進歩の可能性を持っている。近い将来、積雪層のエネルギー交換に影響する諸量の正確な測定が可能になり、諸量の面積的変動[地点による変

動]を求める技術が進歩すれば、物理的エネルギー平衡の方程式が、大気・雪間のエネルギー交換のさらに正確な推定を与えるであろうと思う。

モデルのパラメータを現実と合わせるために必要な資料の期間の長さについて言えば、HYDRO-14がすすめていることが、雪のある流域に対しても、一般に適用できる。HYDRO-14は、モデル中の各数学的関係式につき、できる限り長い期間を通じての値がほしいことを述べ、したがって長期間のデータを求めている。しかしながら、多くの場合、流域の性質は時とともに変化する。我々は河川予報において、近い将来を示すパラメータに関心がある。未来からは標本値が得られないから、次善の策は、近い過去を表す短い記録を選ぶことである。このように考えて、HYDRO-14では、「適当な妥協は、最近10年間の記録であろう」と述べている。多くの流域について、10年間の記録は、モデルのパラメータの値を定めるのに、全く適切である。しかし、乾燥、半乾燥地帯で、毎年はっきりした積雪があるとは限らない地域では、モデルのパラメータ全部をうまく定めるには、10年以上の記録が必要であろう。かなりの水文学的調査が行われて居り、毎冬大きな積雪のある地域では、モデルのパラメータを定めるのに、10年より少いデータでも十分であろう。

1.3 試験流域およびその結果

この技術要録は、積雪・融雪モデルの試験の結果の細部は述べない。しかしながら、有能な利用者の利益を考えて、今日までに試験された流域のリスト、これら流域のシミュレーション結果の概要を報告した方がよからうと思う。表1-1は試験された流域のリストで、日平均流量の実測値とシミュレーション値との比較の概要を示すいくつかの統計が出ている。中央シエラ雪研究所のデータは、雪のモデルの発展段階において、種々の数学的公式化を試験するのに用いられた。気温32°F以下のときのエネルギー交換の推定は、Sleepers 河流域W-3のデータを用いた試験によって修正された。他の流域は、種々の大きさの地域や、種々の地文的、気候的条件に対するモデルの適用性の試験に用いられた。

1.4 計算機のプログラムと計算機に対する要求

積雪・融雪を含めてNWSRFSの中には、3つの基本的プログラムがある。それらは、1) パラメータの値の種々の組について、シミュレーションの正確さを確かめるための評価・保証プログラム(NWSRFS 4)、2) 自動的最適化手法によりパラメータの値を定めるのに用いられる最適化プログラム(NWSRFS 3)、3) 実用の立場で、河川流量予報を準備するのに用いられる、実用河川予報プログラム(NWSRFS 5)である。NWSRFSは多数のデータ処理プログラムを含んでいる(HYDRO-14の3章を見よ)。この技術要録の2章は、面積平均気温の計算に用いられる3つの追加されたデータ処理プログラムについて述べている。それらは、1) 基本の面積平均気温プログラム(MAT)、2) 面積平均気温の解析に用いられた各観測値が、おかしくはないかを検査する、面積平均気温妥当性検査プログラム(MATCON)、3) 与えられた各気温観測点について、最高・最低気温の推定値と実測値とを比較する、気温検査プログラム(TEMPCK)である。表1-2は、積雪・融雪モデルの

表1-1 積雪・融雪モデルを1973年6月のNWS RFSと組合せて試験したときの、各流域のシミュレーション結果の概要

	記録期間	面積 mile ²	標高範囲 ⁽¹⁾	観測所数				年平均 流出 インチ CFSD	RMS 誤差 CFSD	相関 係数	偏り %	最適当てはめ (実測) = a + b (推定)	
				降水量	標高 範囲	気温	標高 範囲					a CFSD	b
Upper Castle Creek, Central Sierra Snow Laboratory	'46年10月 ~ '51年9月	3.96	6880 ~ 9105 7050 ~ 8250	1	6890	1	6890	46.1" 13.5	8.3	.971	-2.0	-0.4	1.05
Skyland Creek, Upper Columbia Snow Laboratory (UCSL)	'46年10月 ~ '50年9月	8.1	4800 ~ 7610 5200 ~ 6800	1	4840	1	4840	31.5" 18.8	6.7	.981	1.5	-0.3	1.0
Bear Creek, UCSL ⁽²⁾	'46年10月 ~ '50年9月	12.6	4480 ~ 8605 4900 ~ 6350	1	4840	1	4840	29.5" 45	13.8	.983	0.2	-0.3	1.01
W-3, ARS Sleepers River Watershed	'62年10月 ~ '67年9月	3.23	1140 ~ 2260 ?	3	1350 ↓ 2200	1	1140	21.7" 5.2	2.1	.955	1.6	0.2	0.95
W-8, ARS Sleepers River Watershed (2)	'62年10月 ~ '67年9月	2.81	920 ~ 1680 ?	2	1150 ↓ 1350	1	1140	17.2" 7.7	2.2	.970	2.3	0.2	0.95
W-1, ARS Sleepers River Watershed (2)	'62年10月 ~ '67年9月	10.54	740 ~ 2430 ?	4	1150 ↓ 2200	1	1140	17.1" 20.9	8.7	.964	3.5	-1.7	1.04
Passumpsic River at Passumpsic, Vermont	'63年10月 ~ '71年9月	436	530 ~ 3400 780 ~ 2240	4	699 ↓ 1140	3	699 ↓ 1140	20.3" 653	294	.939	-1.5	49	0.94
Rock River at Rock Rapids, Iowa	'59年10月 ~ '69年9月	788	1330 ~ 1950 ?	6	1350 ↓ 1700	6	1350 ↓ 1700	3.1" 179	444	.906	5.9	28	0.80

(1) 1行目の範囲は全流域のもの、2行目の範囲は、流域の90%に対するもので、上と下の5%ずつを除いたもの。標高はすべて平均海面からのフィート。

(2) 流量観測点は下流の他の調整流域のもの。この流域のものは上流の観測流量を用いて補正された。面積、標高、範囲、観測所に関する値はこの流域だけのものである。日平均流量の比較は、流量観測点の値にもとづいている。

[RMSは実測値と推定値との差の平方の平均の平方根]

表 1-2 雪のモデルと併用したとき、NWSRFSの諸プログラム、面積平均気温を計算するプログラムについての、プログラムのディメンション、必要な記憶容量⁽¹⁾、および代表的計算所要時間⁽¹⁾

プログラム	ディメンション	必要な記憶容量 (10進語)	代表的計算所要時間
評 価 ・ 保 証 プ ロ グ ラ ム (NWSRFS 4)	積雪層と土壌水分を計算する 地域: 5 流量観測地点: 5 上流流入量地点: 2 可能蒸発散量地点: 2	39 K	積雪層と土壌水分を計算する 各地域 1 年間分: 2 秒 各流量地点 1 年間分: 3 秒
最 適 化 プ ロ グ ラ ム (NWSRFS 3)	積雪層と土壌水分を計算する 地域: 2 流量観測地点: 1 上流流入量地点: 4 可能蒸発散量地点: 2 データ: 50 カ月	32 K: プログラム用 75 K: データ格納用	積雪層と土壌水分を計算する 各地域 50 カ月: 5.5 秒 流量地点 50 カ月: 1 秒
実 用 的 河 川 予 報 プ ロ グ ラ ム (NWSRFS 5)	積雪層と土壌水分を計算する 地域: 10 河川流量地点: 10 上流流入量地点: 5 可能蒸発散量地点: 3 データ: 14 日	29 K 水系を拡大するためには、 積雪層と土壌水分の地域 1 つにつき約 350 語、河川流 量地点 1 つにつき約 600 語	各流量地点につき 14 日分 で 1 秒
面 積 平 均 気 温 プ ロ グ ラ ム (MATプログラム)	最高・最低気温地点: 40 面積平均気温を計算する地域 : 10 データ: 4800 カ月	37 K: プログラム その他に、1 地点 1 年につ き、ランダム・アクセス記 憶 744 語	10地点の解析 1 年分: 7 秒
面 積 平 均 気 温 妥 当 性 検 査 プ ロ グ ラ ム (MATCON)	最高・最低気温地点: 40 ダブル・マス解析の組: 5 記録: 25 年	33 K: プログラム その他に、データ 1 地点 1 年分につき 24 語 (データは MATプログラムで作られ る)	10地点の解析 1 年分: 1 秒
気 温 検 査 プ ロ グ ラ ム (TEMPCK)		40 K: プログラム その他に、1 年分のデータ 格納用として 1488 語 (デ ータはMATで作られる)	1 年: 0.5 秒

(1) 必要な記憶容量および計算所要時間は、CDC 6600 計算機システムにもとづいている。

計算と、平均気温の計算とを含む、6つのプログラムについての、プログラムのディメンション、必要な記憶容量、および代表的な計算時間を示している。プログラムはCDC 6600計算機システムを用いるとし、FORTRANで書かれている。他の計算機システムで用いるには、いくらかの変更が必要であろう。

HYDRO-14に述べられている計算機のプログラム、および試験用のデータの1組は、磁気テープの形で入手できる。

Acquisition Office

National Technical Information Service

U. S. Department of Commerce

Springfield, Virginia 22151

Accession Number: COM 73-10298, 費用 97.5 ドル

これらのプログラムには、雪のサブルーチンと一緒に使用するのに必要なステートメントがすべて入っている（唯一の例外として、磁気テープ作成後に、プログラムNWSRFS 5に僅かの変更があった。その変更は雪のモデルを使うときだけ必要である。付録Hには、プログラムNWSRFS 5へのこの変更がリストしてある）。プログラムNWSRFS 3, NWSRFS 4, NWSRFS 5に対する雪のサブルーチン、および面積平均気温の計算に対するプログラムの入手方法に関する情報は、下記の所から得られる。

Hydrologic Research Laboratory, W 23

Office of Hydrology

National Weather Service, NOAA

Silver Spring, Maryland 20910

1.5 謝 辞

水文部の多数の人々が、この技術要録および計算機のプログラムを作るのに手伝って下さった。著者は感謝を捧げたい。すなわち、Robert A. Clark と Tor J. Nordenson が原稿を読み、表現の改善に対し多くの助言を下されたこと、John C. Monro が最適化プログラムに雪のサブルーチンを入れる修正の手伝いをして下さったこと、Michelle Scott の原稿タイプ、Jackie Hughe が付録を編集し、リストし、整理したこと、Edwin Thompson が図を描いたこと、Doris Brown が技術的に助けて下さったことである。Sleepers 河研究流域についてモデルを試験するのに用いたデータを、農業研究サービス (ARS) のニューイングランド流域研究センター (バーモント州 Burlington) が提供して下さいったことにも、感謝したい。

文 献

Anderson, E. A., "Development and Testing of Snow Pack Energy Balance Equations", Water Resources Research, Vol. 4, No. 1, Feb. 1968, pp. 19-37.

Johnson, Martin L., and Anderson, Eric, "The Cooperative Snow Hydrology Project - ESSA Weather Bureau and ARS Sleepers River Watershed", Proceedings of the Eastern Snow Conference, 1968, pp. 13-23.

Sittner, W. T., "Modernization of National Weather Service River Forecasting Techniques", Water Resources Bulletin, Vol. 9, No. 4, August 1973.

Staff, Hydrologic Research Laboratory, "National Weather Service River Forecast System, Forecast Procedure", NOAA Technical Memorandum NWS Hydro-14, U. S. Department of Commerce, Silver Spring, Md., Dec. 1972.

第 2 章 データ処理

2.1 緒 論

ある水系の流量予報に使う目的で、概念モデルを現実に合わせるように調整するためには、大量の連続した水文データが必要である。生のデータを、モデル調整に適した形にするには、効率的な手法を用いなければならない。

HYDRO-14 (付録B) は、ノース・カロライナ州 Asheville の米国気候センター (NCC) で得られる、生の水文データが入っているデータ・テープの形式について述べている。2つの型のデータが入っているテープが入手可能である。すなわち、1) 時間雨量データ、2) 日観測値 (降水量、最高・最低気温、降雪、地上の雪、積雪水当量、風の動き、および蒸発)。HYDRO-14 (3章) は、データ欠損期間、データの全くない地点、および面積平均雨量計算のための、地点雨量値の推定法についても述べている。この方法により、NCCのデータ・テープを用いて面積平均雨量を計算する、計算機のプログラムについても述べられている。

この章では、積雪・融雪モデルの調整に用いる面積平均気温を計算するのに必要な方法や、計算機プログラムについて論ずる。それに加えて、降水量、気温、風程、蒸発量の月平均、年平均を表にする補助的なデータ・プログラムのことが述べられている。生のデータを、NWSRFSモデル調整用プログラムに適合した形に処理するのに必要な各段階についての概要で、この章は終る。

2.2 気温の地点値の推定

2.2.1 緒 論

最高・最低気温は地点値として測られているから、面積平均値を計算するためのデータの利用は、陰に陽に、地域内の他のすべての地点の気温についての推定が必要となる。この節は、任意の地点における日最高・最低気温を、周辺地点におけるその関数として推定する方法のあらましを述べる。この方法は山のない地域では客観的で、山岳地域では準客観的である。この方法は容易にプログラムができて、長期間記録について、面積平均気温を計算するのに役立つ。そのプログラムは計算時間を最小限にしか使わない。

2.2.2 推 定 理 論

図2-1において、地点Xにおける最高・最低気温が推定したいとする。点AからGまでが、最高・最低気温が既知の点である。

点Xを通る直交2直線が、周辺地域を4つの象限に分ける。直交軸がどんな方向を向いていてもよいことに、注意してほしい。[?]

地点Xにおける気温の推定値は、「修正された」地点気温の加重平均として計算される。その際、各

象限内で、最大の荷重を持つ地点が用いられる。

かくて、任意の地点Xの推定気温は次のように表される。

$$T_x = \frac{\sum_{i=1}^n AT_i \cdot W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \dots\dots (2.1)$$

ここに、 T_x = 推定される地点の最高・最低気温

i = 推定に用いられる観測地点

n = 推定に用いられる観測点の数

(各象限で最大の荷重を持つ地点が推定に用いられる)

AT_i = i 地点における修正された最高・最低気温

W_i = 地点 i に対する荷重

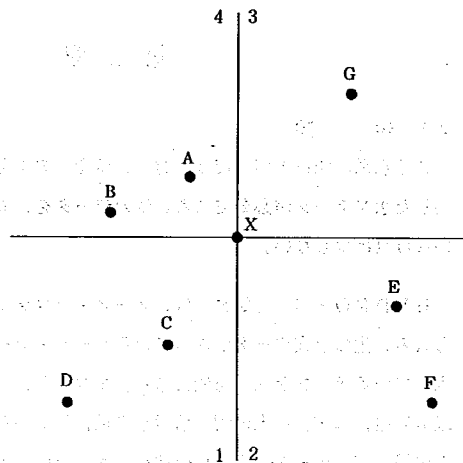


図2-1 地点Xの気温推定のための、観測点の位置と座標軸

「修正された」地点気温や、荷重の計算法は、流域が山岳であるかないかに関係する。

2.2.2.1 非山岳地域

気温推定について言えば、非山岳地域では、地形は気温に影響しないようにみえるし、観測される気温勾配は、近似的には距離の1次関数である[論理的に少しおかしい]。この場合の荷重関数は地点Xから観測点までの距離の逆数に等しい[これも論理的におかしい]。Xを推定するための、各地点の「修正された」気温は、この場合は各地点における観測値に等しい。かくして非山岳地域の推定式は

$$T_x = \left(\frac{\sum_{i=1}^n T_i / d_{i,x}}{\sum_{i=1}^n 1 / d_{i,x}} \right) \dots\dots (2.2)$$

ここに、 T_i = 推定に用いられる地点の最高・最低気温

$d_{i,x}$ = 推定される地点と推定に用いる地点での間の地図上の距離

2.2.2.2 山岳地域

現実には、山岳地域における多数地点間の気温の相違は、毎日毎日、気象状況によって変化する。実用的には、地点間の気温差は、多数の地形的、気象的変数の関数として表わすことができるであろう。しかし、概念的水文モデル調整の際に、検索したり処理したりするから、気温以外の他の気象データをつけ加えることは不可能である。経験の示す所によれば、平均値の地点による変化が、山岳地域における気温変動の型をよく表わしている。ある場合、この相違は小さく(たとえば、ほぼ同じ高度の地点は、温度計の日当たり、風当たりが似ているので、あまり違わない平均値を示す[?])、実用上無視してよい。しかし他の場合、とくにはっきりと地形が異なっているとき、これらの地点間の相違は大切で、考慮しなければならない。したがって、気温推定に関する限り、山岳地域とは、かなりの気温変動が一般に存在する地域である。

季節変動があるから、山岳地域の地点値の推定方式には、各地点の最高・最低気温の月平均を指標として用いなければならない。したがって、「修正された」地点気温は次の形で表される。

$$AT_i = T_i + (N_x - N_i) \dots\dots\dots (2.3)$$

ここに、 N_x = 推定される地点の最高・最低気温の平均値

N_i = 推定に用いられる地点 i の最高・最低気温の平均

公式(2.3)を代入し、整理すると公式(2.1)は次のようになる。

$$T_x - N_x = \frac{\sum_{i=1}^n (T_i - N_i) \cdot W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \dots\dots\dots (2.4)$$

かくして、山岳地域では、 X 地点の気温の同じ地点の平均値からの偏差が、周辺の地点のそれぞれの平均からの偏差によって推定されることが直ちにわかる。

各地点の荷重に関しては、山岳地域における一番大きな要因は多分、距離と高度であろう。もし、2つの観測点が地点 X から等距離にあるとき、いくつかの研究は、高度において最も近いものが、ふつうが一番よい推定地点になることを示している。このことから、推定方式に用いられる荷重関数は、パラメータとして高度差を含むべきことがわかる。温度のよりよい推定を導く荷重 W_i の関数形は次のものである。

$$W_i = 1.0 / (G_e \cdot d_{i,x} + F_e \cdot \Delta E_{i,x}) \dots\dots\dots (2.5)$$

ここに、 $d_{i,x}$ = 地図上の X 、 i 間の距離

G_e = 地図上の距離をマイルに直す係数

$\Delta E_{i,x}$ = X 、 i 地点の高度差を1,000フィート単位で表したもの

F_e = 適当に選ばれた高度荷重因子(もし $F_e = 10$ ならば、距離で10マイル遠く、高度では1,000フィート近い2地点は等荷重となる)

$\Delta E_{i,x}$ が0であるか、 F_e が0にとられていれば、公式(2.5)はもちろん公式(2.2)の荷重関数と同じになる。

山岳地域のある地点の最高・最低気温を推定する最終的公式は、方程式(2.3)、(2.5)を(2.1)に代入して得られる。

$$T_x = \frac{\sum_{i=1}^n (T_i + (N_x - N_i)) / (G_e \cdot d_{i,x} + F_e \cdot \Delta E_{i,x})}{\sum_{i=1}^n 1.0 / (G_e \cdot d_{i,x} + F_e \cdot \Delta E_{i,x})} \dots\dots\dots (2.6)$$

2.2.3 F_e の定め方

公式(2.6)から直ちに判るのは、地点 X の気温の推定に用いられる各地点の荷重に、 F_e が影響することである。 F_e を大きくすると、 $\Delta E_{i,x}$ が最小の地点により大きい荷重を与えるし、 $\Delta E_{i,x}$ が最大の地点により小さい荷重を与える。地点 X の気温の推定は、各象限内の最大荷重の地点を用いて計

算される。したがって、Fe を大きくすると、地点Xの気温の推定に用いられる地点が替ることがある。交替が起こるのは、各象限内のより遠い地点の荷重が、X地点に近い地点の荷重より大きくなるときである。Fe が大きくなるとき、これが起こるのは、遠い地点の $\Delta Ei, x$ の方が小さいときである。多くの場合、Fe の大きな効果は、X地点の気温推定に用いられる地点の選択にそれが影響するからである。

山岳地域で(2.6)が使われるのは、2つの目的のためである。すなわち、1) ある気温観測点のデータ欠損期間中の値を推定するため、および2) 観測データのない地点の最高・最低気温を推定するためである。欠損期間のデータ推定のためには、Fe の最高値を、その地点の得られているデータを使って「切ってはためす」(繰返し)手法で定めることができる。観測値のない地点の気温の推定には、Fe の大きさを適当に選ぶしかない。他の地点の Fe の値が、Fe のきめ方に役立つであろう。しかしながら、ある地点の Fe の最適値は、その推定したい地点の位置に関係することをよく知っていなければならない(例えば、Fe の大きさは、遠い地点の $\Delta Ei, x$ が、より近い点と比べて、大きい小さいかによって、かなり変化する。)

任意に選ばれた気温観測地点の Fe の最適値決定のための計算機プログラムが作られている(プログラムは2.4.4に述べられている)。プログラムは最高・最低気温の推定値と実測値とを比較する。Fe の大きさを変化させて、結果に対する Fe の影響を定める。二乗平均誤差(推定値と実測値との差の平均の平方根)が結果の比較に用いられる。図2-2、図2-3は、アリゾナ、ニュー・ハンプシャーの2地点について、二乗平均誤差に対する種々の Fe の値の効果を示している。この図は、最高気温推定のための Fe の大きさが、最低気温推定のための Fe の大きさと異なるべきであることを示してい

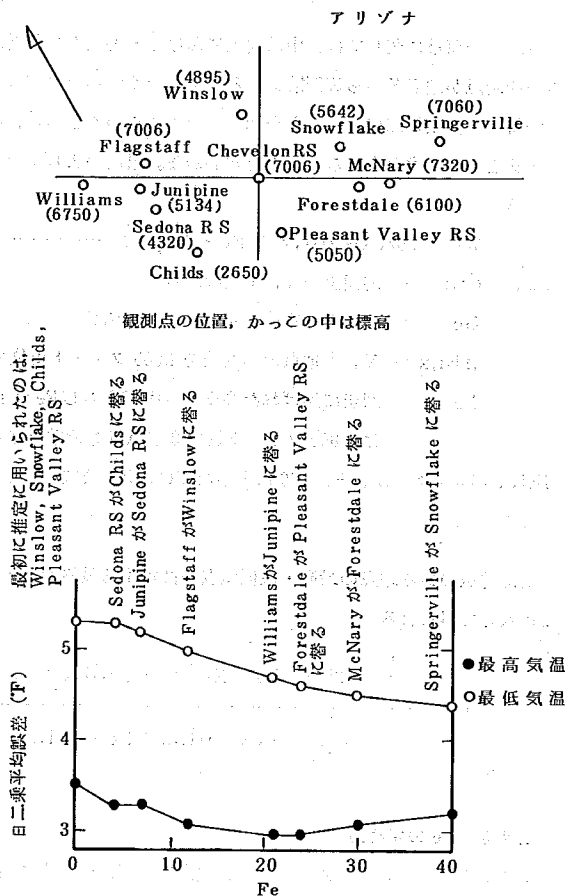


図2-2 Fe と二乗平均誤差の対応のプロット
(アリゾナ州 Chevelon Ranger, 1963年10月～1971年9月)

る。

Fe と二乗平均誤差との関係が与えられず、したがって Fe を任意に定めるときは、経験は次の考え方を示す。

1. 地点 X に最も近い地点の $\Delta Ei, x$ が最小であるときは Fe の値はいつでもよい。
Fe = 0.0 でよからう。
2. 地点 X に最も近い地点の $\Delta Ei, x$ が最大のときは、Fe の値は 10.0 から 30.0 の間が適当である。

この考え方が、アリゾナ、バーモント、ニュー・ハンプシャーのデータによる気温推定手法の限られた試験にもとづくものであることに注意してほしい。

2.2.4 代表的な推定結果

公式 (2.6) から期待される正確さを、利用者に感じさせるために、表 2-1 に代表的な結果の大意が与えられている。すべての場合に対し、Fe は任意に 10.0 とし

てある。観測地点の標高の他に、観測時刻に注意しなければならない。観測を午後（夜中を含む）に行う地点では、最高・最低気温は、観測の日にとみてよい。午前に観測を行う地点では、最低はその日にとみてよいが、最高は前日にとみるべきである。実際には、この仮定はいつも正しいとは限らない。したがって、観測時間の異なる地点がある場合は、何日かは最高・最低気温の日の食い違いが起り得る。二乗平均誤差に加えて、実測平均気温の月平均の周りの標準偏差も与えられている。もしも二乗平均誤差が標準偏差より大きければ、月平均の方がよりよい日推定値であるから、この方法により何の情報も得られない訳である。表 2-1 には、全期間についての二乗平均誤差と標準偏差だけが、出ている。二乗平均誤差と標準偏差の月ごとの比は、全期間を通じてのものと似ている。もっとも、大抵の場合、どちらの値も、寒い季節の方が、暖かい季節よりも大きい。

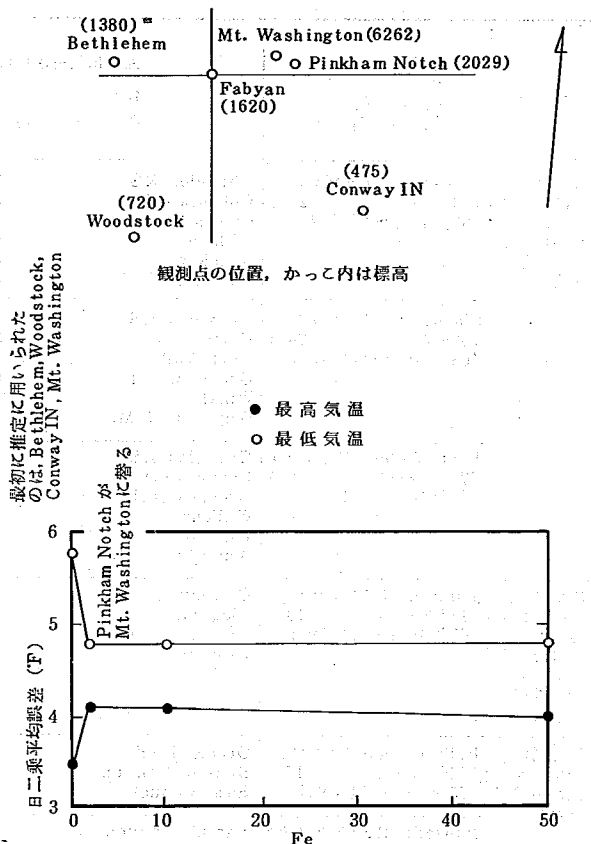


図 2-3 Fe と二乗平均誤差の対応のプロット
(ニュー・ハンプシャー州 Fabyan, 1963 年 10 月～1970 年 7 月)

表 2-1 Fe = 10 として公式 (2.6) から推定した気温の正確さ

場 合	推定された地点 標 高 観 測 時 刻 試 験 期 間	推定に利用された地点 標 高 観 測 時 刻	二乗平均 誤 差 °F		標準偏差 °F	
			最高 気温	最低 気温	最高 気温	最低 気温
高標高地点 を、同程度 またはより 低い地点か ら推定した 場合	Flagstaff (アリゾナ) 7006 フィート 24 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Chevelon RS 7006 フィート 17 時 Cottonwood 3360 フィート 18 時 Groom Creek 6100 フィート 17 時 Williams 6750 フィート 17 時 Winslow 4895 フィート 24 時 Wupatki N.M. 4908 フィート 17 時	3.4	4.4	8.6	7.5
	Flagstaff (アリゾナ) 7006 フィート 24 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Chevelon RS 7006 フィート 17 時 Cottonwood 3360 フィート 18 時 Fort Valley 7347 フィート 8 時 Groom Creek 6100 フィート 17 時 Winslow 4895 フィート 24 時 Wupatki N.M. 4908 フィート 17 時	3.7	4.8	8.6	7.5
	Fort Valley (アリゾナ) 7347 フィート 8 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Chevelon RS 7006 フィート 17 時 Cottonwood 3360 フィート 18 時 Groom Creek 6100 フィート 17 時 Williams 6750 フィート 17 時 Winslow 4895 フィート 24 時 Wupatki N.M. 4908 フィート 17 時	5.0	5.8	8.5	8.2
中標高地点 を、それよ り高い、ま たはそれよ り低い地点 から推定し た場合	Junipine (アリゾナ) 5134 フィート 18 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Cottonwood 3360 フィート 18 時 Flagstaff 7006 フィート 24 時 Montezuma Castle 3180 フィート 18 時 Williams 6750 フィート 17 時	2.1	2.8	8.1	5.8
高標高地点 を低標高地 点から推定 した場合	Palisade RS (アリゾナ) 7945 フィート 17 時 '65 年 1 月 ~ '71 年 9 月	Oracle 2 SE 4540 フィート 18 時 Sabino Canyon 2640 フィート 17 時 San Manuel 3560 フィート 18 時	3.9	4.6	7.4	6.7
	Palisade RS (アリゾナ) 7945 フィート 17 時 '65 年 1 月 ~ '71 年 9 月	Sabino Canyon 2640 フィート 17 時 San Manuel 3560 フィート 18 時 Willow Springs Ranch 3690 フィート 5 時	3.9	4.8	7.4	6.7
	Mt. Washington (ニュー・ハンプシャー) 6262 フィート 24 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Bethlehem 1380 フィート 7 時 '63 年 10 月 ~ '65 年 11 月 17 時 '65 年 12 月 ~ '71 年 9 月 19 時 Fabyan 1620 フィート 19 時 Pinkham Notch 2029 フィート 19 時 '63 年 10 月 ~ '64 年 9 月 7 時 '64 年 10 月 ~ '71 年 9 月 18 時 Woodstock 720 フィート 18 時	5.6	8.4	9.9	10.5
	Mt. Mansfield (バーモント) 3950 フィート 17 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Burlington WSO 332 フィート 24 時 Montpelier 1126 フィート 24 時 Morrisville 680 フィート 17 時	4.4	6.6	9.8	10.1
	North Danville (バーモント) 1140 フィート 24 時 '63 年 10 月 ~ '71 年 9 月	Newport 766 フィート 24 時 St. Johnsbury 699 フィート 16 時 West Burke 900 フィート 7 時	3.1	4.8	9.7	10.1
ほぼ同程度 の標高の地 点から推定 した場合						

2.3 面積平均気温の計算

2.3.1 結 論

面積平均気温は、地域内または地域の近くの観測地点を用いるか、他の利用可能な気象情報を用いて計算される。基本的な手順の内容は、1) 利用可能な最高・最低気温データが地域のすべての部分をうまく代表するかどうかを調べる、2) もし利用可能なデータが地域の全部分を代表しないときは、代表されない部分に対して「ダミー」観測点を指定する、3) 各「ダミー」観測点に対し、最高・最低気温の月平均をきめる、4) すべての観測地点に対し、地点面積荷重を定める、5) 記録に欠損期間のある地点のすべてに対し、日最高・最低気温を推定する、6) 各地点気温に地点面積荷重をかけ、面積平均気温を得る。本節では、非山岳地域、山岳地域における、この基本的手順の使い方を、ていねいに述べる。

2.3.2 非山岳地域

非山岳地域では、気温は距離とともに1次的に変化するから[?]、「ダミー」地点は不要である。「ダミー」地点に当てられる面積ウエイトは、「ダミー」地点の気温を推定するのに用いられた各地点に振り分けることができるであろう。したがって、「ダミー」地点の利用は、面積平均気温の推定に変化を与えないであろう[論理が薄弱なことを著者も知っているらしい]。非山岳地域で、地点の面積荷重を計算するのに、いくつかの方法がある。1つの方法は格子点荷重の利用で(HYDRO-14の3.3.4)、格子点は地点の位置をきめるのに用いたX、Y座標系に対応する。降水量については距離の平方の逆数が用いられるが、気温については距離の逆数が、むしろ用いられる。他の方法は、ティーセン法か、相加平均法で、それは地点が無理なく、一様に分布しているときに用いられる。

欠損データは公式(2.2)を用いて推定する。流域周辺に近い地点のデータ欠損期間に対するよい推定を得るには、外部の地点を加えることが一般に必要であることを注意したい。

2.3.3 山 岳 地 域

山岳地域のすべての部分を代表するのに適したように、気象観測点が分布している場合もある。しかし、大部分の山岳地域ではそうになっていない。とくに、大部分の山岳地域の標高の高い部分ではそうである。したがって、一般に「ダミー」地点を作る必要があるのは、実測データの無い、山岳地域のかかる部分に対してである。

「ダミー」地点が必要になると、その次にするのは、各「ダミー」地点に対し、最高・最低気温の月平均をきめることである。これらの値をきめるための解析は、地域内の地点、とくに高標高地点の実測値について、月平均の変動をよく調べることであり、またできるならば、他の気象情報、たとえばラジオ・ゾンデのデータをよく調べることである。ラジオ・ゾンデのデータを使うときは、山腹に沿って上方への温度勾配や、大気の水蒸気消滅率を考えなければならない。

山岳地域における各地点の面積荷重は、その地点が代表する部分の面積に等しい。

すべての地点で、欠損した日最高・最低気温を公式(2.6)で推定する。これですべての実測地点のデータ記録が完成し、それに加えて各「ダミー」地点のデータ記録を作る(「ダミー」地点は全部が欠損データの地点であるから)。

2.4 面積平均気温を計算するための計算機プログラム

2.4.1 結 論

面積平均気温を出すための、この章のこれまでの節に述べられた方法に用いる計算機のプログラムはできている。NWSRFSの基本的な計算時間間隔は6時間であるから、このプログラムの最終結果は6時間面積平均気温である。面積平均気温計算用の基本プログラムに加えて、予備的解析のため2つのプログラムがある。もとの気温データの妥当性をチェックするプログラムと、個々の観測点につき、推定値と実測値とを比較するプログラムである。

2.4.2 予備的解析のためのプログラム

地点選択に役立ち、そして等温線、気温変動、モデル調整のための解析に役立つデータを提供するために、NWSRFS-NCCの磁気テープのデータを要約する、2つの予備的なデータ処理プログラムが作られている。どちらのプログラムにおいても、要約したい地点と記録期間とは、予め選んでおく。各プログラムの行う仕事のあらましは次の通りである。

a. 日観測値テープのプログラム(PRELIM2)

1. 降雪、積雪のある月ごとに、降雪、積雪をリストする。
2. 蒸発計で測っている地点につき、月ごとに、日蒸発量と風の動きの平均を計算する。
3. 要約すべき期間を通じての、降水量、最高・最低気温、蒸発量、風程の月平均、年平均を求める。
4. 選ばれた地点、選ばれた期間について、データを新しい磁気テープに書き込む。新しいテープのフォーマットはNWSRFS-NCCテープと全く同じである。かくてかなり大きい地域(それはいくつかの州を含む程度であるが)についての日資料(地点数は最大限75まで)が、一つのテープに入る。これは気温、降水量の面積平均を計算するとき、テープ読み込みと、テープ操作の費用の節約になる。

b. 時間雨量データのテープのプログラム(PRELIM1)

1. 月雨量、年雨量の平均を計算する。
2. 選んだデータを新しい磁気テープに書き込む。

プログラムPRELIM1, PRELIM2のリストは付録Aに出て居る。

2.4.3 面積平均気温のプログラム

面積平均気温のプログラム(MAT)は、積雪・融雪モデルに用いる気温データの処理に対し、効率的な手法を与える。面積平均気温の計算の際の主な段階の順序に従ってこのプログラムの説明をする。

2.4.3.1 入力データ

このプログラムは最高・最低気温の観測値を用いて、面積平均を計算する。最高・最低気温データは、NWSRFS-NCCの日観測値のテープ・フォーマットで入力される（HYDRO-14の付録B.23）。生の気温データの他に、地点と地域についての情報も必要である。付録B.1にMATプログラムに対する入力の大要が出ている。

2.4.3.2 最高・最低気温データの欠損部分の推定

MATプログラムは、非山岳地域においては公式（2.2）、山岳地域においては公式（2.6）を用いて、各地点につき、欠損データを推定する。公式（2.6）を用いるとき、このプログラムでは、各地点につき、最高気温と最低気温とで、違う値の T_e を使うことができる。このプログラムでは、欠損データを推定するのに、他地点の推定データを用いることがないように作られている。ある日に全地点のデータが欠けていると、各地点の気温は欠損のままとなり、そのことが印刷される。最高・最低気温データが全部欠損していると、6時間平均も欠損となり、後で手計算で推定しなければならない。プログラムの出力に欠損が残るのを避けるために、いつもある程度の個数の地点が解析に入っているようにすべきである。5地点以上が使われるときは、プログラムの出力に欠損データが出ることは、ほとんどない。

2.4.3.3 最高・最低気温データの6時間データへの変換

MATプログラムでは、最高気温は午後、最低気温は日の出の頃に起こると仮定している。昼の時間の長さの変化により、各6時間ごとの気温と、最高・最低気温との関係は変化する。雪の計算において、1年中で一番大切なのは、春の融雪期である。MATプログラムで使われる関係式は、カリフォルニア州Donner山頂に近い中央シェラ・ネバダ雪研究所、ヴァーモント州Danvilleに近いNOAA-ARSの連合雪研究施設で得られた、春の融雪期における最高・最低気温と毎時気温のデータから得られたものである。MATプログラムで用いられる関係式は次の通りである。

a. 0時から6時まで

$$T_6 = 0.95 T_{\min, n} + 0.05 T_{\max, n-1} \quad (2.7)$$

b. 6時から12時まで

$$T_6 = 0.40 T_{\min, n} + 0.60 T_{\max, n} \quad (2.8)$$

c. 12時から18時まで

$$T_6 = 0.925 T_{\max, n} + 0.025 T_{\min, n} + 0.05 T_{\min, n+1} \quad (2.9)$$

d. 18時から24時まで

$$T_6 = 0.33 T_{\max, n} + 0.67 T_{\min, n+1} \quad (2.10)$$

ここに、 T_6 = 気温の6時間平均

$T_{\max}$ = 最高気温

$T_{\min}$ = 最低気温

n = 日付

2.4.3.4 面積平均の計算

6時間面積平均気温の計算は、各地点の6時間気温に、その地点の地点荷重を掛けるだけのことである。MATの計算で、地点面積荷重は、各地点により代表される部分の面積、またはプログラムの中で計算できる格子点の荷重にもとづいて、予めきめて置くことができる。山岳地域では、予めきめて置いた地点面積ウェイトを使わなければならないことを、とくに注意したい。最終結果、すなわち6時間面積平均気温は、NWSRFSの標準テープの形式(HYDRO-14の3.7.2)で磁気テープに、または水文部の標準形式(HYDRO-14の付録A)でカードに3けた分の欄を使って出力できる。

2.4.3.5 妥当性チェック

最高・最低気温の基礎データの妥当性をチェックするため、MATプログラムと一緒に使う、別のプログラムが作ってある。MATプログラムでは、妥当性チェックに必要なデータは磁気ディスク、またはスクラッチ・テープ[一時的な記憶用の作業テープ]に書かれている。妥当性チェックのプログラムは、MATプログラムの直後に実行される。妥当性チェックのプログラムは、MATプログラムで与えられるもの以外の入力が必要としない。

二つの地点の月平均気温の差は、ある場合には季節の変動があるにしても、一定値であるべきである。したがって、各地点の月平均気温の累積和が、全地点平均の累積和に対して示すずれを表わす、ダブル・マスのプロットは、各地点の気温データの妥当性に対するよいチェックになる筈である。妥当な記録に対して、ダブル・マスのプロットは直線になる筈であるか、または地点間に季節変動があるときは直線に波形が乗った形になるべきである。図2-4は、ある代表的な妥当性チェックのプロットを示している。A地点、B地点は全期間を通じて妥当であるが、C地点はそうでない。妥当性チェックのプログラムは、面積気温の解析に用いられる全地点について、最高・最低気温の両方について、ダブル・マスのプロットを与える。

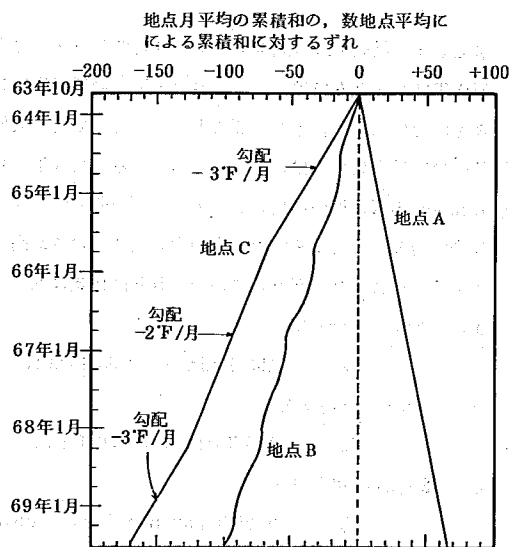


図2-4 気温の妥当性をチェックするプロットの代表的な例

記録の妥当性の他に、このプロットは、ある地点がどのくらい代表性を持つかの見通しも、いくらか与える。たとえば、同一地域の似た高度に多数地点があるとき、それら妥当性のプロットは、かなり似ている筈である。もし、1地点のプロットが、他のものと離れて大きな負のずれを示したとすれば、そ

の地点は多分、寒気流の影響を強く受けていて、したがって多分、代表性のある地点ではあるまい。

2.4.3.6 妥当でない地点に対する訂正

MATプログラムと妥当性チェックのプログラムを最初に通してみると、ある地点には妥当でない記録があり、またある他の地点は、それが代表すべき部分を代表しないかも知れないことがわかる。そこで、プログラムは、これらの欠点の訂正に戻れと教える。代表的でない地点は、解析から落とすか、その地点のウェイトを小さくするか、その地点のデータに代表性を得させるために、気温に定数を足したり引いたりして修正するかである。妥当でない地点は、その記録が妥当になるように修正する必要がある。たとえば図2-4において、地点Cは1965年11月から1968年4月までの全期間を通じて、 -1°F の修正を加えると、妥当にすることができる。かかる修正ができる準備は、MATプログラムの入力に入っている。修正をしたとき、その修正された地点のデータが、地点平均気温の計算に使われている場合は、地点平均気温を修正する必要があることに注意しなければならない。

2.4.3.7 入力、出力の例

面積平均気温の計算のための入力カードの例として、バーモント州PassumpsicのPassumpsic河の1963年10月から、1971年9月までのものが、付録B.2に出ている。Passumpsic流域の観測地点の位置を示す地図が図2-5である。付録B.3は、MATプログラムおよび妥当性チェックのプログラムの出力の例である。

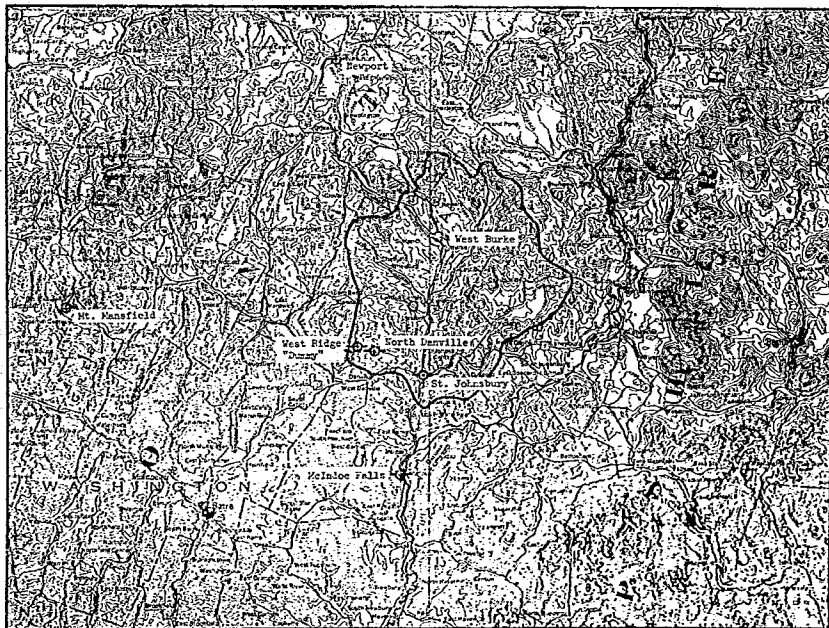


図2-5 バーモント州PassumpsicのPassumpsic河流域の気温観測地点の位置を示す地図

2.4.4 推定気温値の比較プログラム

このプログラムは、個々の地点の推定値を、観測値と比較するためのもので、その目的は推定方法の精度のチェックと、Feの大きさを定めるためである。このプログラム(TEMPCK)はMATプログラムと一緒に使わなければならない。「ダミー」地点の位置は、比較する現実地点の座標位置と正確に合わせる[現実の観測点を「ダミー」と思って、そこの推定値を周辺の実測値から作るのである]。MATプログラムは、「ダミー」地点の最高・最低気温を、それが属する地域の型に従い、公式(2.2)または公式(2.6)を用いて算出する。MATプログラムは、「ダミー」地点の日最高・日最低気温と、それに対応する実測値とを、ディスクかテープに書き込む。プログラムTEMPCKはこれらのデータを使って、気温の推定と平均の比較をする。比較は、最高・最低気温の推定値、実測値のプロット、月ごとの、そして全期間を通じての二乗平均誤差、実測最高・最低気温の標準誤差の表として要約される。

TEMPCKの入力用にMATプログラムを使うとき、MATプログラムの入力は条件B、1にリストしたものとし異っている。

変更[省略、カード番号1; 4, 5; 6, 7, 8に変更]

MATプログラムにより用意されたデータに加えて、プログラムTEMPCKには、さらに1枚の入力カードが必要である。そのカードの形は次の通りである。

カード内容[省略、プロットの範囲指定に関するもの]

付録B・4はプログラムTEMPCKをMATプログラムに組合せて使うときの入力例の一組を示す。付録B・5はTEMPCKの出力例である。

2.5 データ処理の各段階の要約

本章およびHYDRO-14の3章に出ているデータ処理プログラムを利用する人が参照するために、モデル調整に必要なデータを準備する各段階の要約を述べて置く。各段階がはっきり判るように、例として代表的な流域、バーモント州PassumpsicのPassumpsic河を用いる。データが用意されたのは1963年10月から1971年9月までの期間である。

- a. NWSRFS-NCCの時間データ、日データを、内容表のテープを含め、解析に関係するすべての州のものを、ノース・カロライナAshevilleの米国気候センターから入手する(テープはHYDRO-14の付録Bに述べてある)。この場合、バーモント州とニュー・ハンプシャ州のテープを入手する。
- b. NOAA環境データ・サービス出版の、気候データ年要約、および内容表のテープを用い、解析に役立ちそうな地点をすべて選び出す。この場合、40の日観測地点と、21の時間観測地点が、Passumpsic河のモデル調整、およびAmmonoosuc河とWhite河の流域のこれからの解析のために選び出された。
- c. 選定された地点につき、プログラムPRELIM1, PRELIM2を実行する。
- d. 気象データ年要約から、全地点の位置の変更を決定し、日気象データ集から、日観測点の観測時

- 刻を決定する。
- e. 山岳地域では、等雨量線解析をして、「特性雨量」(HYDRO-14の3.3.2)を各地点に対して定める。必要なら、「ダミー」雨量点の位置を定める。Passumpsic 流域では、「特性雨量」は、プログラムPRELIM1, PRELIM2で計算された月雨量、およびKnox, Nordenson (1955年)による等雨量線解析から定められた。
 - f. 流域平均雨量プログラム(HYDRO-14の3.4)を実行する。Passumpsic 流域では、面積平均雨量は3地域に対して計算された。すなわち、全流域、高度1,330フィート以下の地域、1,330フィート以上の地域。結果はテープに書き込まれる。
 - g. 入手した最高・最低気温データが、地域の各部分をうまく代表するかどうかをきめる検査をする。もし、入手データが地域のすべての部分を代表しないときは、代表されない部分に「ダミー」地点を指定する。利用可能な気温記録、その他の気象情報から、各「ダミー」地点に対し、月平均最高・最低気温を定める。Passumpsic 河流域では、指定された「ダミー」地点の月平均最高・最低気温の決定には、流域内、流域近傍の気温記録に、北部ニューイングランドの高標高の数地点を加えたものが利用された。
 - h. 面積平均気温プログラムを実行する。Passumpsic 流域では、面積平均雨量が計算されたと同じ地域に対して、平均気温が計算された。結果はテープに書き込まれる。
 - i. 日平均流量記録を入手する。Passumpsic 河の場合は、日流量はU.S.G.S.(米国地質調査所)の流量年表から直接パンチされ、水文部の標準形式カード(HYDRO-14の付録A)に変換される。このデータはU.S.G.S.から磁気テープの形で入手し、水文部の標準形式カードに、プログラムDAILYF(HYDRO-14の付録D)で変換することもできる。
 - j. 日可能蒸発散(PE)の値を定め、結果を水文部の標準形式カードにする。Passumpsic 流域では、月可能蒸発散量は、NOAAおよびバーモント州Danvilleに近い農業研究所で集めた気象要素から計算された(方程式はHYDRO-14の3.5に出ている)。気象要素のデータが入手できない期間に対しては、バーモント州Burlington について計算された平均月可能蒸発散量から、日可能蒸発散量が推定された。
 - k. 一時的に水文部の標準形式カードになっているすべてのデータを、NWSRFSの標準形式テープに書き込む。プログラムNWSRFS2(HYDRO-14の付録E.1)がこの仕事をする。Passumpsic 河では、流域日可能蒸発量と日平均流量とが、カードからテープに変換された。
 - l. それぞれのデータの基礎テープを、モデル調整に使うため、1本の主要テープにまとめる。プログラムSUPERTP(HYDRO-14の付録E.2)をテープの合併に用いる。Passumpsic 流域では、流域平均雨量、面積平均気温、可能蒸発量と日平均流量の3本のテープが、1本にまとめられた。

文 献

Knox, C. E., Nordenson, T. J., "Average Annual Runoff and Precipitation in the

New England - New York Area ", Hydrologic Investigation Atlas HA 7, Department
of the Interior, U.S.G.S., 1955.

第3章 積雪・融雪のモデル

3.1 緒 論

この章では、雪の蓄積、消滅をシミュレートするのに必要な物理的過程を表す基本的モデルについて述べる。このモデルの基本的考え方は、たとえばリンスレイその他（1958年）が述べた degree-day 因子の利用のような、一つの指標でいくつかの過程を説明するのではなく、大切な各物理要素は別々に表されるという所にある。1章に述べたように、気温と降水量だけが、このモデルに必要な気象変数である。モデルのパラメータをきめる考え方はこの章では述べない。それは5章のモデル調整の中に入っている。

3.2 流れ図（フロー・チャート）

図3-1は積雪・融雪モデルのフロー・チャートである。このフロー・チャートは、モデルに出て来る物理要素のそれぞれを示している。それらは、雪の蓄積、大気と雪の間の熱交換、雪被覆の面積、積雪中の熱の蓄積、水の保留と通過、積雪と地面の間の熱交換である。

3.3 モデル各成分の説明

この節では、雪の蓄積、消滅過程の基本成分の、それぞれのモデルを作るのに用いられる数学的諸関係について述べる。このモデルにおいて、積雪についてのすべての変数は、全地域上の平均値の形で表されることに注意すべきである。したがって、積雪の水当量が6.3インチ、雪被覆面積率が50%と計算されたとき、実際に雪に覆れた地域についての積雪水当量は12.6インチである。

3.3.1 積雪の蓄積

最初にしなければならないのは、モデル
 図3-1 雪の蓄積と消滅のモデルのフロー・チャート
 に入ってくる降水量が、雨か雪かのどちらの形であるかをきめることである。ここで気温が降水量の形

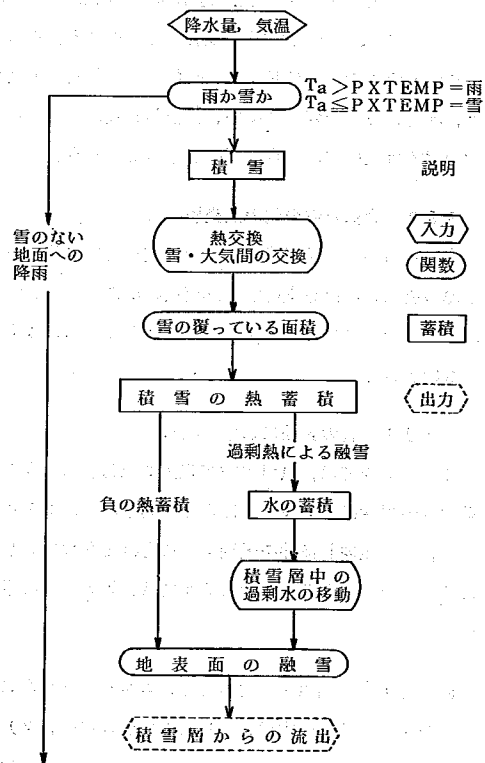


図3-1 雪の蓄積と消滅のモデルのフロー・チャート

の指標として用いられる。パラメータ $PXTEMP$ が雨と雪の境をきめる点である。

$TA > PXTEMP$ ならば降水量は雨

$TA \leq PXTEMP$ ならば降水量は雪

ここに TA は華氏の気温、 $PXTEMP$ の単位は華氏である。

熱の蓄積の計算、または雨による融雪の計算においては、降水の温度は大気温度に等しいと仮定する。気温が $32^{\circ}F$ 以上で降雪のときは、雪の気温は $32^{\circ}F$ とする。

積雪量を正確に計算するためには、降水の形 [雨か雪か] をきめる必要があるばかりでなく、降水量がかなり正確でなければならない。雨量計の捕捉は、降雪のときはかなり誤差がある。とくに雨量計がシールドされていなかったり、強風にさらされているときはそうである。パラメータ SCF は、降雪の場合の雨量計の捕捉の不足を補正するのに用いる。

$$PXa = SCF \cdot PXg$$

ここに、 PXg は [雪のときに] 雨量計が記録した降水量 (インチ)

PXa は正しい降雪の水当量 (インチ) である。

このモデルで、 SCF は平均的な、雨量計捕捉率補正因子である。それぞれの降雪に対し、 PXa には、風速、風向の変化に伴い、誤差があり得る。しかし、積雪をもたらす降雪の回数は多いから、各降雪の誤差は互いに消し合う傾向があるであろう。

3.3.2 大気と雪の間の熱交換

大気と雪の間の熱交換は、雪の消滅を支配する一番決定的な要因である。このモデルでは、積雪層への熱の流入、流出を支配する熱交換の指標として、気温を用いる。熱交換を推定する必要があるのは、次の二つの場合である。1) 大気が暖かくて雪の表面で融雪が生ずるとき、2) 大気が冷くて融雪が生じないとき。

3.3.2.1 雪の表面における融雪

このモデルでは、気温が $32^{\circ}F$ 以上あれば、雪の表面で融雪が起こると仮定する。種々の熱交換機構の重要さの程度は、気象条件によって異なる。このモデルでは、気温と降水量だけが既知と仮定されているから、各 [気象] 条件を区別することはできない。しかし、雨の場合の融雪の速さは、他の場合の融雪の速さと分離できる。このモデルでは、雨のときの融雪の式は、6 時間降雨が 0.1 インチをこえたときに用いる。

- a. 降雨中の融雪 雨のとき、エネルギー平衡の式から融雪が計算できるように、いくつかの仮定をする。その仮定は、1) 太陽放射はない、2) 入って来る長波の放射は、周辺の大気の黒体放射に等しい、3) 雪表面の温度は $32^{\circ}F$ 、4) 露点は周辺気温と等しい [相対湿度 100% ということ]、5) 雨水の温度は周辺気温に等しい。

エネルギー平衡方程式の導き方を簡単に述べると次の通りである。

1. 融けつつある積雪層のエネルギー平衡は次のように表される。

$$M = Q_n + Q_e + Q_h + Q_{px} \quad (3.1)$$

ここに、 Q_n = 放射による熱の動きの差し引き

Q_e = 潜熱の移動

Q_h = 熱伝導

Q_{px} = 雨水による熱の移動

M = 融雪量

すべて融雪の水当量インチを単位とする。

2. 前述の仮定により、降雨中に融けつつある積雪層の放射熱の差し引きは、

$$Q_n = \sigma \cdot T_{ak}^4 - \sigma \cdot T_{sk}^4 \quad (3.2)$$

ここに、 σ = ステファン・ボルツマン定数 (5.78×10^{-10} インチ (融雪水深) $\cdot \text{day}^{-1} \cdot ^\circ\text{K}^{-4}$)

T_{ak} = 周辺気温 $^\circ\text{K}$

T_{sk} = 雪表面の温度 $^\circ\text{K}$ (この場合 $T_{sk} = 273^\circ\text{K}$)

われわれが関心を持つ温度の近くにおける σT_{ak} の 1 次性を仮定すると、方程式 (3.2) は次の形になる。

$$Q_n = 0.007 \cdot (T_a - 32) \quad (3.3)$$

ここに、 T_a は周辺の気温 ($^\circ\text{F}$)、 Q_n は 6 時間につきインチの単位で表わされる。

公式 (3.3) は、温度範囲 $32^\circ < T_a < 75^\circ\text{F}$ で、公式 (3.2) に対し、誤差 5% 以内の値を与える。

3. 水蒸気の動きの計算には、ふつうドルトン型の方程式が用いられる。雪の上の降雨では、凝結がおこるから、

$$V = f(u)(e_a - e_s) \quad (3.4)$$

ここに、 V = 凝結 (インチ / 6 時間)

$f(u)$ = 風関数 (インチ / インチ Hg $\cdot$ 6 時間 [インチ Hg は気圧の水銀柱当量])

e_a = 大気の水蒸気圧 (インチ Hg)

e_s = 雪表面の水蒸気圧 (インチ Hg)。これは雪表面の温度 32°F における飽和蒸気圧 0.18 インチ Hg と仮定する。

したがって、雪の上の降雨の際の潜熱移動は

$$Q_e = L_v \cdot V \quad (3.5)$$

ここに、 L_v = 凝結の潜熱 (7.5 インチ融雪水深 / インチ凝結水深)

方程式 (3.4) と (3.5) とから、雪の上の降雨の際の潜熱移動の方程式は

$$Q_e = 7.5 f(u)(e_a - 0.18) \quad (3.6)$$

ここに、 Q_e の単位は (インチ / 6 時間) である。

しかし、7.5 インチずつの潜熱による融雪に対し、1 インチの凝結が積雪に加えられる。したがって、雪上への降雨の際、潜熱交換によりできる水の全体 W_{qe} は

$$W_{qe} = 8.5 f(u)(e_a - 0.18) \dots\dots\dots (3.7)$$

ここに、 W_{qe} の単位は (インチ / 6 時間) である。

4. もし、熱と水蒸気の渦流移送係数が等しいとすれば、ふつうボウエン比と呼ばれる Q_h/Q_e は次のように表される。

$$\frac{Q_h}{Q_e} = r \cdot \frac{T_a - T_s}{e_a - e_s} \dots\dots\dots (3.8)$$

ここに r は湿度計定数 (インチ Hg / °F) で、 $r = 0.000359 \text{ PA}$ 、ただし PA は気圧 (Hg) であり、 T_s は雪表面の温度である。

式 (3.6) の Q_e を代入し、伝導熱移動は次のように表される。

$$Q_h = 7.5 r f(u)(T_a - 32) \dots\dots\dots (3.9)$$

5. 雨水により雪に運ばれる熱は、雨水の持つ熱の最初と最後の値の差である。これは次のように表される。

$$Q_{px} = C_p \cdot P_x \cdot T_a - C_p \cdot P_x \cdot 32^\circ\text{F} \dots\dots\dots (3.10)$$

ここに、 C_p = 水の比熱で、融雪水深 0.007 インチ / °F

P_x = 降水量 (インチ)

したがって、雨水による融雪は

$$Q_{px} = 0.007 P_x (T_a - 32) \dots\dots\dots (3.11)$$

(3.3), (3.6), (3.9), (3.11) を (3.1) に代入し、凝結量を加えると、雪上の雨の融雪のモデルに用いられる式は次の形になる。

$$M = 0.007 \cdot (T_a - 32) + 7.5 \cdot r \cdot \text{UADJ} \cdot (T_a - 32) + 8.5 \cdot \text{UADJ} \cdot (e_a - 0.18) + 0.007 \cdot P_x \cdot (T_a - 32) \dots\dots\dots (3.12)$$

ここに、 UADJ は雪上の雨の際の風関数の 6 時間平均を表わすパラメータ、 M の単位は (インチ / 6 時間) である。

- b. 雨でないときの融雪 雨でないとき、雪表面の融雪は、気温と大気の下底の温度 [雪表面の気温] $\text{MBASE} (^\circ\text{F})$ との差に比例すると仮定する。最もふつうに用いられる大気の下底の温度は 32°F である。したがって、雨でないときの融雪は、次式で表される。

$$M = M_f \cdot (T_a - \text{MBASE}) \dots\dots\dots (3.13)$$

ここに、 M_f = 融雪因子 (インチ / 6 時間 · °F)

この関係式は雪の季節中のある一つの期間に当てはまる。しかしながら、雪の季節中のある一時期間の融雪因子は、他の一時期間と異なる。それは、気象諸要素間の関係が変化し、それが融雪量や $(T_a - \text{MBASE})$ に影響するからである。かくして、このモデルでは、季節的に変化する融雪因子が用いられる。融雪因子の最小値 ($M_{f\text{MIN}}$) は 12 月 21 日に、最大値 ($M_{f\text{MAX}}$) は 6 月 21 日に起こると仮定される [ほぼ冬至と夏至に合わせてある]。その他の日の融雪因子をきめるために、図 3 -

2に示すようにサイン曲線が用いられる。

3.3.2.2 融雪期でないときの熱交換

気温が32°F以下のとき、このモデルでは融雪は起こらないとする。このとき、熱交換は正であることもあり（積雪層が熱を得る）、負である（積雪層が熱を失う）こともあり得る。熱の流れの向きは、大気が積雪の表層より暖いか寒いかによって定まる。先行温度指標（ATI）が、積雪層の表層の温度の指標として用いられる。この指標は次のように計算される。

$$ATI_2 = ATI_1 + TIPM (Ta_2 - ATI_1) \dots\dots\dots (3.14)$$

ここに、添字は時間期間1, 2に対応する。TIPMは先行温度指標のパラメータである

$$(0.0 < TIPM \leq 1.0)$$

公式(3.14)の例外として

- a. ATIが32°Fより大きければ、ATIを32°Fに置く。
- b. 積雪層が一様に32°Fであれば、ATIを32°Fに置く。
- c. 水深換算0.2インチ以上の降雪が6時間以内に降れば、ATIは新雪の温度に等しくする。いまや新雪が表層だからである。

非融雪期中の熱交換は、気温と先行温度指標とで定められる温度勾配に比例すると仮定する〔この内容を見れば先行温度指標ATIと言うより（推定）表層温度と呼び、TIPMを先行温度係数と呼んだ方が判り易いと思う〕。かくて、32°F以下の時の、積雪層の熱蓄積の変化は

$$\Delta H S_2 = NMF \cdot (Ta_2 - ATI_1) \dots\dots\dots (3.15)$$

ここに、 $\Delta H S$ = 積雪層の熱蓄積の変化（融雪水深当量インチ / 6時間）

NMF = 負の融雪因子（融雪水深当量インチ / 6時間・°F）

添数は時間期間に対応し、 $\Delta H S$ は前の6時間期間の最後のATIの値を用いて計算されることを示す。

積雪層の中への、または外への熱伝導は、温度勾配に加えて、先ず第一に雪の密度の関数である。積雪層の表層の密度は変化し、雪が「熟成」し、融雪が進行すると増大する。したがって、負の融雪因子は季節的に変化するべきである。非融雪期の熱移動は、融雪期にくらべてはるかに小さいから、季節変化を表すのに、これ以上の数学的関係式やパラメータは不要である。このモデルでは、雨のないときの融雪因子に用いられたのと同じ季節変化が、負の融雪因子に用いられる。したがって、非融雪時の熱交換に必要な唯一のパラメータはNMFで、それは負の融雪因子の最大値である。負の融雪因子の最小値NMFminは、

$$NMFmin = NMF \cdot (MEMIN / MEMAX) \dots\dots\dots (3.16)$$

で、季節変化は、図3-2に示した雨のないときの融雪因子の変化と同じである。

この節のまとめとして、表3-1は、大気・雪間の熱交換の計算を、熱交換のそれぞれの起こり方に対して要約している。

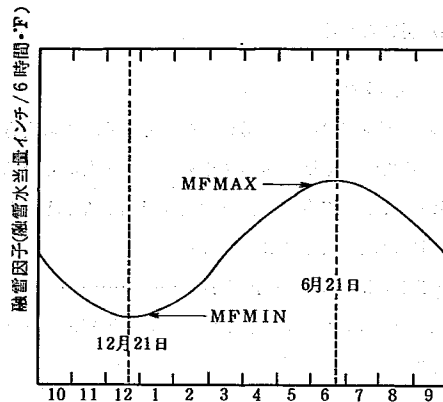


図 3-2 融雪因子の季節変化

表 3-1 雪・大気間の熱交換の要約

A. 気温 $> 32^{\circ}\text{F}$

1. 雨のないとき、または小雨のとき (< 0.1 インチ / 6 時間)

$$\text{熱交換} = (T_a - \text{MBASE}) \cdot \text{融雪因子}$$

2. 雨のとき (≥ 0.1 インチ / 6 時間)

仮定: 太陽放射なし

長波長放射は黒体放射

放射は気温で起こる

露点 = 気温

雨の温度 = 気温

$$\begin{aligned} \text{熱交換} = & 0.007 \cdot (T_a - 32) + \\ & 7.5 \cdot \gamma \cdot f(u) \cdot (T_a - 32) + 8.5 \cdot f(u) \cdot (e_a - 0.18) \\ & + 0.007 \cdot \text{Rain} \cdot (T_a - 32) \end{aligned}$$

γ = 湿度計定数

e_a = 水蒸気圧

$f(u)$ = 風関数

B. 気温 $\leq 32^{\circ}\text{F}$

$$\text{熱交換} = (T_{a2} - \text{ATI}_1) \cdot \text{負の融雪因子}$$

ATI は先行気温指標

$$\text{ATI}_2 = \text{ATI}_1 + \text{TIPM} \cdot (T_{a2} - \text{ATI}_1)$$

3.3.3 雪被覆面積

雪に覆れた面積のパーセントを推定する必要があるのは、熱交換が行われている面積を求めるため、および雪の上に雨が降るときは、どれだけの雨が雪のない地面に降るかをきめるためである。雪の面積の減少は、始めにあった積雪の水当量のうち、どれだけが残っているかによって、主として定まる。高

度や植生と雪の蓄積との関係の類似性や、年々のゆるやかな変化の類似性などにより、各地域はそれぞれもともな独自の面積減少曲線を持っているはずである。このモデルで用いられる面積減少曲線は、雪被覆の面積比率を、雪の水当量の面積平均のある指標値 A_i (水当量インチ) に対する比に対応させてプロットしたものである。指標値 A_i は、

- 1) 積雪が始まってからの最大値、または
- 2) 予め定められた最大値 SI の二つのうち、小さい方とする。 SI は、雪の面積平均水当量がそれ以上であれば、地域の 100% が雪で覆れるという限界値である。このモデルの作り方は図 3-3 に示されている。

残された問題は、流域の一部分の雪が消えたときに、新たに雪が降った場合である。この場合、流域はしばらくの間 100% の雪被覆に戻り、つぎに面積減少曲線上の降雪前の点に復帰する。この状況をモデル化する

方法は、同じく図 3-3 に示されている。変数の定義は次の通りである。

$SBAESC$ = 新たに雪が降る直前に、面積減少曲線から定めた雪被覆の面積比率

SB = 新たに雪が降る直前の積雪の水当量

S = 新たに降った雪の量 (水当量インチ)

$SBWS$ = 一時的に 100% の地域を雪が覆うときの水当量

$SBWS$ は次のように計算される。

$$SBWS = SB + 0.75 \cdot S \quad \text{..... (3.17)}$$

したがって、新雪の 25% が融けても、雪の被覆面積が 100% のままである。実際にはこの 25% という数字は地域によって異なるが、変動の大きさや、モデルの結果への影響が「小さいから？」、他のパラメータを導入することを許さない。

3.3.4 積雪の熱蓄積

このモデルでは、6 時間ごとに積雪層の熱の蓄積を計算し続ける。熱の蓄積の計算の上限は 32°F である。積雪が均一に 32°F になると、積雪の熱蓄積は 0 とみなされる。雪から大気に熱が移動すると、熱の蓄積は負となる。これはモデルでは、熱の負の蓄積 ($NEGHS$) とよばれる。熱の負の蓄積を 0 に戻すに充分な熱が加えられた後、はじめて表面の融雪や雨の水が「積雪層中の」水の蓄積や、積雪層からの流出になり得る。熱の負の蓄積は、物理学的には、 32°F 以下の雪、再氷結した水、またはその組合せからできている。熱の負の蓄積がどんな物理的形状であるかは問題でなく、熱の不足の総量が大切である。

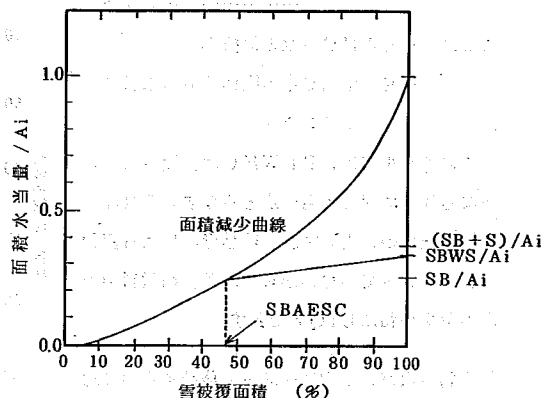


図 3-3 雪被覆面積減少曲線

3.3.5 水の滞留および移動

雪の結晶は、土壌粒子と同じく水を保持する。このモデルでは、積雪層が保持し得る水の最大値 (L_{IQWMX} , インチ) は、次式で与えられる。

$$L_{IQWMX} = PLWHC \cdot WE \quad (3.18)$$

ここに、 $PLWHC$ = 水の保持率

WE = 積雪層中の固体部分の水当量
(インチ)

このモデルでは、 $PLWHC$ は、積雪層のいかなる状態に対しても一定とみなす。それは、水保持能力の、雪の密度、結晶形等による変動が、よく判っていないからである。積雪層中の水の量をつねに L_{IQW} で表す。

過剰の水が、積雪層を通して移動するのに対する方程式は、1954年4月～5月に、中央シエラ雪研究所のライシメータで得られたデータから作られた。この方程式は「熟成」雪原に適用される (時間が経ち、球状の結晶の状態の)。しかし、新雪を通過する水の移動についてのデータや知識が欠けているので、どんな状態の時でも、この式が使われる。過剰の水分はまず滞留し、次に徐々に流出して行く。滞留に対する方程式は (図3-4に図的に示されるように)、次式で表される。

$$LAG = 5.33 \cdot [1.0 - \exp(-0.33 \cdot WE/EXCESS)] \quad (3.19)$$

ここに、 LAG = 遅れ (時間)

$EXCESS$ = 過剰の水 (インチ/6時間)

徐々に流出するのに対する方程式は (図3-5に図的に示されるように)

$$PACKRO = (S + I_1) / [0.5 \cdot \exp(-83.5 \cdot I_1 / WE^{1.3}) + 1.0]$$

(3.20)

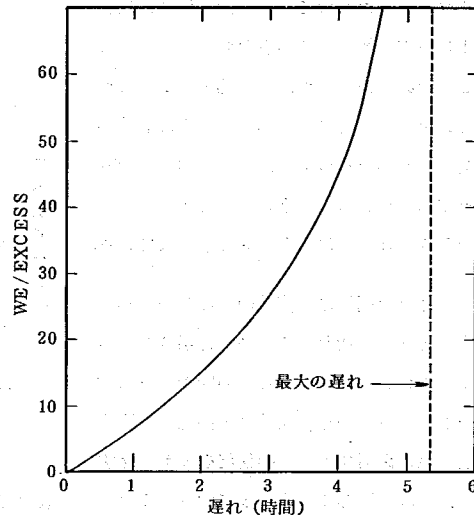


図3-4 積雪層を通して過剰水が動くときの時間遅れ

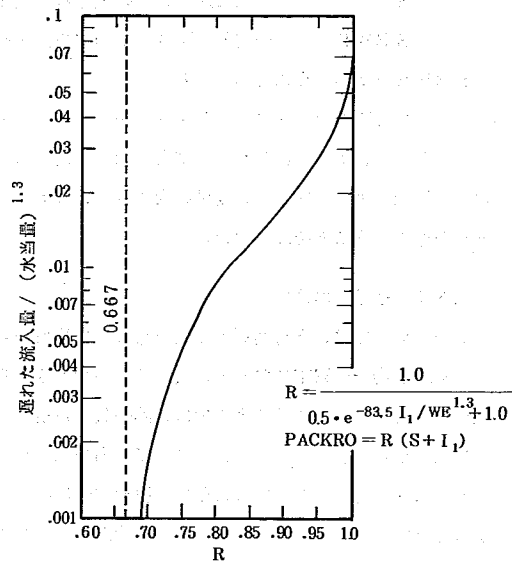


図3-5 積雪層中を動く過剰水のゆっくりした流出

ここに、PACKRO=積雪層からの流出（インチ/6時間）

S = ある〔6時間〕期間の始めにおける積雪層中の過剰水の量（インチ）

I_1 = その期間に遅れて流入してきた量（インチ/6時間）

方程式（3.19）、（3.20）の関数形は、実験データをプロットして作ったものである。最終的な係数の値は、ライシメータの積雪層からの観測流出値と、数式からの値との間の平方誤差を最小にするように定めた。

3.3.6 地面と雪の間の熱交換

地面と雪の間の熱交換は、一般に大気と雪の間の熱交換に比べ、無視できる。ある流域では、積雪層の底部で、連続的にわずかな融雪が起こり、冬中を通じて基底流量を保ち続ける。このモデルでは、地面と雪の間で、一定量の融雪が起こると仮定する。この一定の融雪速度はパラメータDAYGMで定義され、その単位は（水当量インチ/日）である。

3.3.7 このモデルに入っていない諸要素

昇華と、樹冠がさえぎる作用は、次の理由から、このモデルには表立っては入っていない。

- a. 積雪からの昇華をもっともな精度で計算するには、露点や風速のデータが必要である。このモデルでは、このどちらの量も未知である。積雪からの昇華は、ある与えられた流域については、ある雪の季節も、次の雪の季節のも、同程度の大きさである。したがって、SCFの値や、雨量計の捕捉不足が、ある程度、昇華による欠損を反映する。
- b. 植生が雪をさえぎることと、それに伴う何等かの欠損は複雑な問題である。大雪が降っている間に、さえぎられ途中で蓄積された雪は、ある最大値にまで増大する。大雪が止むと、さえぎられて居た雪の一部は地面に落ち、一部は融けて木の幹に沿って流下し、一部は昇華する。多くの研究が、さえぎられて生じた季節的欠損を、降雪期の全降雪量に対する比率で表している。この仮定が正しいとすれば、多分そうであろうが、さえぎりの効果と、雨量計の捕捉欠損効果を分離するのは非常に難しいであろう。
- c. 大部分の流域では、昇華による欠損と、さえぎりによる欠損は、雨量計の捕捉欠損の大きさより、はるかに小さい。

3.4 モデルのパラメータの要約

- a. PXTMP これ以上の気温の降水は雨であると仮定する、その限界温度（°F）〔32°F〕
- b. SCF 降雪期に、降水量の捕捉欠損を補正する乗数
- c. MBASE 雨のない時の、融雪計算の際の基準温度（°F）〔ふつうは 32°F〕
- d. UADJ 雪の上に雨が降るときの、6時間平均風関数（インチ/（水銀柱インチ）・6時間）
- e. MFMAX 雨のないときの融雪因子の最大値で、6月21日に起こる（インチ/6時間・°F）
- f. MFMIN 雨のないときの融雪因子の最小値で、12月21日に起こる（インチ/6時間・°F）
- g. TIPM 先行温度指標のパラメータ（ $0.0 < TIPM \leq 1.0$ ）

- h. NMF 負の融雪因子の最大値で6月21日に起きる(インチ/6時間・°F)
- i. S I これ以上の積雪水当量があれば、雪被覆面積はつねに100%であるという限界(インチ)
- j. PLWHC 積雪層の含水率[の限界値]
- k. DAYGM 大地と雪の間の日融雪量(インチ)
- l. EFC 雪被覆が100%のとき、蒸発散の生ずる面積の比率
(雪が地上にあるとき、蒸発散は次式のように修正される。

$$EP = EFC \cdot Pe + (1.0 - EFC) \cdot (1.0 - AESC) \cdot Pe \quad \cdots (3.21)$$

ここに、 Pe は雪被覆の修正を受ける流域可能蒸発散量(インチ)、 $AESC$ は雪被覆の面積比率)

[l. EFCの所をそのまま訳したが、どうしてこのような考え方をするか不思議。EFCは雪からの蒸発散の修正係数で、地面からは Pe 、雪からは $EFC \cdot Pe$ が蒸発散となる。したがって流域からの平均蒸発散は、それぞれの面積比率を掛け

$$EP = (1.0 - AESC) \cdot Pe + AESC \cdot EFC \cdot Pe$$

これが上述の式と同じものである]

文 献

Linsley, R. K., Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H. Hydrology for Engineers, McGraw-Hill, New York, 1958, 340 pp.

第4章 積雪・融雪モデルのサブルーチンの解説

4.1 緒 論

この章では、積雪・融雪モデルをNWSRFSと組合せて使うのに必要な、計算機のサブルーチンについて述べる。NWSRFSプログラムは、HYDRO-14に述べてあるように、雪のサブルーチンと連結するのに必要なステートメント、すなわち、サブルーチンのCALL、各部分のCOMMON、各変数の初期値の設定をすべて含んでいる。雪のサブルーチンは、ハイドログラフのシミュレーションを行う3つのNWSRFSプログラム、すなわち評価・保証プログラム(NWSRFS4)、最適化プログラム(NWSRFS3)、実用河川予報プログラム(NWSRFS5)のすべてに対して用意されている。

4.2 サブルーチン

雪のサブルーチンは、評価・保証プログラムに対し4つ、最適化プログラムに対し3つ、実用河川予報プログラムに対し3つある。各サブルーチンの簡単な解説は次の通りである。

a. 評価・保証、最適化、実用プログラムに属するサブルーチン

- 1) SNOWPMは、雪のパラメータ、積雪層の蓄積の初期値、河川への入力を計算する各流域部分についての数値を入力する。土壌水分を計算する流域部分と、雪の計算をする流域部分とは同一である。このサブルーチンは、今後の参照のため、パラメータの値と初期値とを印刷する。
- 2) PACKは3章に述べたように、積雪層の蓄積と消滅をシミュレートするサブルーチンである。積雪・融雪モデルに興味があるが、NWSRFSの全プログラムは楽しくないという読者の参照のために、評価・保証プログラムからのサブルーチンPACKのリストが、付録Cに入っている。

b. 評価・保証プログラム、最適化プログラム中のサブルーチン

SNOWINはテープから、6時間気温のデータを読み込む。その他に、積雪の水当量の観測日データがあれば、それもテープから読み込む。この水当量観測値は計算では使わないが、印刷され、水当量の観測値と計算値とを目で見てチェックすることができる(註 HYDRO-14の付録Eにあるデータ処理プログラムを使って、積雪水当量の実測値をテープに書き込むには、実測水当量を、あたかも日平均流量データであるかのように取り扱う。たとえば、2個所の実測水当量地点と4個所の日平均流量地点とを書き込むときには、データ処理プログラムは、6個所の日平均流量地点を書き込むように指令される。水当量観測点は、入力順位では、日流量地点の前に置かなければならない)。すべてのデータは1月ごとに、まとめて入力する。すべての雪のデータは同一のテープの上になければならない。このサブルーチンには適応性があり、ある特定の計算に必要なもの以上の地点や地域がテープに入っていると、必要な情報だけを読み込む。したがって、一つのデータ・テープを、大きな河川系用に作って置き、その河川系の任意の部分を利用できる。

c. 評価・保証プログラムだけに入っているサブルーチン

SNOWOTは短いサブルーチンで、PACKサブルーチン計算のチェックのために、降雪量、降雨量、積雪層からの流出のそれぞれの月合計、および積雪層の水収支を出力する。

d. 実行プログラムだけに入っているサブルーチン

UPSNOWは積雪層のパラメータや変数の修正を入力するためのもので、雪のモデルを修正し、シミュレーションの諸条件が実測諸条件とよく合うようにする実用上の必要に応ずるものである。修正についての記述は、後でこの章の4.5.3に出て来る。

4.3 評価・保証プログラムに対するサブルーチン

この節では、雪のサブルーチンを、評価・保証プログラム(NWSRFS4)と組合せて使うときの、選択権(オプション)、必要な入力、生産される出力について述べる。

4.3.1 サブルーチンの選択権

評価・保証の雪のサブルーチンでは、データ入力、計算機からの出力に関して、3つの選択権がある。

- a. 前述のように、実測の積雪水当量データを入力し、比較対照用に印刷できる。多くの場合がそうであるように、実測水当量データがないとき、このデータ入力は除かれる。
- b. 評価・保証プログラムは、雪のサブルーチンを毎月使わないで済むような柔軟性を持っている。したがって、降雪も積雪もない日には、プログラムは雪のサブルーチンを通らないで行ける。この性質により、雪のない月には、気温データの必要はない。したがって、雪のない月には、基礎テープの上の気温記録は欠損データとして読み込んでよい。欠損気温データは999.0とする。
- c. モデル調整中、多くの場合、積雪層の毎日の変化を監視することが大切である。それは、次のような質問に答えるために必要である。流出は、融雪、雪上の降雨、単なる降雨のいずれによるものか？ ある期間について、雪被覆の面積はいくらか？ 負の熱蓄積はいくらか？ ある事の起こる前の水の滞留はいくらか？ 降水は雨か雪か？ いつ融雪が起きたか？ いつ積雪が消えたか？ かかる質問に答えるために、サブルーチンは、積雪層の諸変数を各地域につき、日ごとに印刷できるようにする選択権を持っている。

4.3.2 入力についての要約

付録D・1は雪があるときに、評価・保証プログラムを使うのに必要な入力のリストである。

4.3.3 入力の例

付録D・2は、バーモント州 Passumpsic の Passumpsic 河について、評価・保証プログラムを8年間分実行するのに必要な入力のリストである。

4.3.4 出力の例

付録D・3は、Passumpsic河を入力データの例として、評価・保証プログラムを実行したときの、出力例のリストである。紙面節約のため、出力の全部ではなく、印刷のすべての型の例だけをリストしてある。

4.4 最適化に対する雪のサブルーチン

この節では、雪のサブルーチンを最適化プログラム（NWSRFS3）と組合せて使うときの、選択権、必要な入力、生産される出力について述べる。

4.4.1 サブルーチンの選択権

最適化プログラムに含まれる雪の計算に関して、二つの選択権がある。最適化プログラムの標準的選択権は、HYDRO-14の7章に述べられている。

- a. 評価・保証プログラムの場合と同じく、このプログラムは、降雪も、地上の雪もない月には、雪のサブルーチンを通らないで行けるようにできている。
- b. 最適化プログラムは、雪と土壌水分を考慮して流域を1つか2つに分けた、その各部分流域に対して用いられる（HYDRO-14の7.4.3を見よ）。最適化プログラムは現在用いているので、流域が2分されているとき、どちらに対しても、土壌水分のパラメータは同じである。雪のサブルーチンでは、各部分流域に対し、違うパラメータの値が使える。各部分流域に対し、異なるパラメータの値を使うのは、2つの標高地帯の山岳流域の最適化に使うつもりだからである。この選択権を使うとき、次の2つの理由から、注意が必要である。1）地理的諸要因からみて、各地域に異なる雪のパラメータを使った方がよいと思われるときは、土壌水分についても異なるパラメータを使った方がよいように思われる、そして2）積雪の水当量や、雪被覆面積のように、各部分流域について、シミュレーションの結果を実測と比較してチェックできるものは別として、雪のパラメータを「2つの流域に対し、すべて変えて」2倍にすると、ハイドログラフのシミュレーションの点ではよくなるかも知れないが、その代り、各部分流域について、積雪・融雪の現実的でないシミュレーションをする心配がある。山岳地域における高度別地帯の利用についてのこれ以上の論議は、5.8.1で行う。

4.4.2 入力についての要約

付録E・1は雪のある場合、最適化プログラムを実行するのに必要な入力のリストである。

4.4.3 最適化プログラム実行のための入力例と出力例

付録E・2はバーモント州 Passumpsic の Passumpsic 河について、最適化を実行したときの入力、出力のリストである。

4.4.4 敏感度を計算するときの入出力例

HYDRO-14の7章で述べたように、最適化プログラムは敏感度計算用に使うことができる。付録E・3は Passumpsic 河で、敏感度の計算を実行したときの、入力、出力のリストである。

4.5 実行用の雪のサブルーチン

この節は、雪のプログラムを、実行河川予報プログラム（NWSRFS5）と組合せて使ったときの、プログラムの特徴、必要な入力、生産される出力について述べる。

4.5.1 気温データの入力

実行プログラムでは、すべてのデータはサブルーチンDATAIN (HYDRO-14の6.2を見よ)を通じて入力される。6時間気温データは、観測された気温も、将来起こるはずの予測値も、この方式で入力される。6時間面積平均気温を点観測値や、他の可能な気象データから定めることは、使用者に任されている。各河川予報部局は異ったデータ収集網を持っているから、すべての予報部局の要求に合うような、一般的実用的なデータ処理プログラムを書くのは、極度に困難である。したがって、実用的なデータ処理プログラムを作ることは、使用者に任される(たとえば、点観測値や他の気象データから面積平均降水量を計算するプログラム、蒸発散の推定値を計算するプログラム、点観測値や他の気象データから面積平均気温を計算するプログラム、河川水位または貯水池水位から流量を計算するプログラム)。

気温の場合には、6時間面積平均気温の計算が実用的な立場でできるように、最高・最低気温以外のデータを得ることができる地点を作るべきであろう。降水が雨か雪かを区別するのに使えるデータはさらに多いであろう。しかしながら、実用的に使える気温観測所の数は、モデル調整に利用したものの数より、かなり少いであろう。実用上の気温データ網がシミュレーションの結果に及ぼす影響は、実用上の面積平均気温推定法と、モデル調整に用いた面積気温推定法の間に顕著な偏りがない限り、ランダムであるべきである[「あまり偏りがないであろう」ぐらいに書いた方がよからう]。

4.5.2 実用の計算実行に、雪を入れる処置

実行プログラムを実行するたびに、雪が入っているかどうかを、使用者はプログラムに教えなければならない。もし、降雪がなく、地上に雪もないときは、雪のサブルーチンは要らない。この特性は、雪のない時期に計算時間の節約になるばかりでなく、観測または予測の面積平均気温データを不要にする。雪のパラメータと初期値とは、次の降雪が起こったときに使用できるように、繰越しテーブル (HYDRO-14の6.6を見よ)に保留される。しかしながら、実行プログラムの最初の実行のときに雪のパラメータと初期値を入れるか、雪が起こったその次のときにそれを入れることを、覚えて置かなければならない。一旦、雪のパラメータが入力されれば、いつ雪が起こっても使えるように、それは保留される。

4.5.3 積雪層についての修正

積雪層の変数、パラメータのいくつかは、シミュレーションされる条件が、実測の条件と合うように修正した方がよい。これらの修正は2つに分類される。1) 水当量や雪被覆面積のような積雪層の変数を実測値に合わせるようにする修正、2) ハイドログラフの推定値、実測値間のずれを直す修正である。ハイドログラフの修正をするとき、主要な考え方は、誤差の一番もっともらしい原因をきめることで、そうすれば、その修正はハイドログラフの将来のずれを最小にするであろう。これを行うための、きめ方の規則の一組を作るのは、将来の研究の考慮の範囲である。現在の処、プログラムは修正の手続きを与えるだけである。水文学者はどんな修正をするかを決めなければならない。積雪層について、つぎの修正が可能である。

a. 積雪層変数の修正

1) 面積水当量は、誤差があると思われる部分流域について、新しい面積水当量の値を読み込むことにより、いつでも修正できる。新しい面積水当量の値は、一般には、水当量の野外觀測にもとづいている。しかし、水当量の修正が推定、実測ハイドログラフのずれにもとづくこともある。実用プログラムでは、面積水当量の修正に、次の諸規則が用いられる。

- a) 新しい値は、全水当量、すなわち固体の雪と、積雪層中の水分との和の所に入れられる。
- b) 新しい積雪の含水率は前と同じとする。
- c) 雪被覆面積は前と同じとする。

サブルーチンUPSNOWは積雪層中の固体部分、液体部分の値を変更し、含水率が変らないようにする。

サブルーチンUPSNOWは修正因子AWEADJの計算も行い、雪被覆面積が変らないようにする。

$$AWEADJ = AESC_1 / AESC_2 \quad \dots\dots\dots (4.1)$$

ここに、 $AESC_1$ は古い面積水当量の値を用いて、元来面積減少曲線から計算された雪被覆面積、 $AESC_2$ は新しい面積水当量を用いて、元来面積減少曲線から求めた雪被覆面積である（元来面積減少曲線はモデル調整のときに得られた曲線である）。

この修正因子は、面積水当量が再び修正されるまで効果を持ち続ける。このAWEADJは、面積減少曲線を一時的にずらす効果がある。この効果は図4-1に示されている。

2) 雪被覆面積は、誤差があると思われる部分流域について、新しい雪被覆面積の値を読み込むことにより、いつでも修正できる。雪被覆面積の修正も、一般には雪被覆の観測にもとづくが、推定ハイドログラフの修正のために行うことも、何かのときにはできる。サブルーチンUPSNOWは、修正因子AEADJを計算し、それはAWEADJの場合と同じく、一時的に面積減少曲線をずらす。

$$AEADJ = AESC_{new} / AESC_{old} \quad \dots\dots\dots (4.2)$$

この修正因子は、雪被覆面積が再び修正されるまで、効果を持ち続ける。AEADJの面積減少曲線に対する効果は、図4-2に示されている。元来面積減少曲線を変えないためには、面積水当量と雪被覆面積の両方を修正しなければならないことを注意しなければならない。

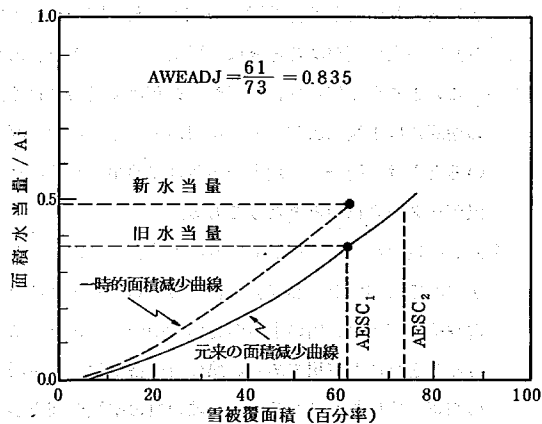


図4-1 面積水当量の修正の面積減少曲線に対する効果

3) 降雪に対する雨量計の捕捉欠損

因子SCFは、原則的には風の関数として、嵐ごとに変化する。実用の時は、風のデータが入手できて、使用者は捕捉欠損因子の平均値よりも、むしろ嵐ごとにSCFを推定するであろう。SCFの修正値は、どの流域部分にも、また全部にも入力できる。SCFの修正値は、将来使用のために保留されることなく、現在の嵐だけに使われる。平均降雪量修正因子は、繰越テーブルに残されている。

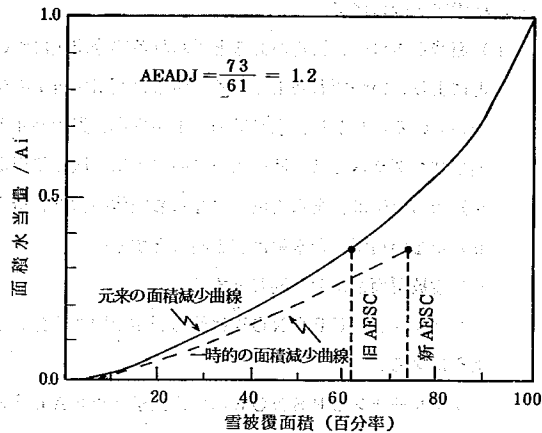


図4-2 雪被覆面積の修正の面積減少曲線に対する効果

b. ハイドログラフのずれを直すための修正

1) 融雪量は、融雪の計算に対し乗数因子を用いて修正できる。融雪は雪上に雨が降るときと、雨のないときとで違った方式で計算されるから、2つの修正が必要である。

a) 雨のないときは、融雪因子 M_f に乗数因子を掛けて修正できる。

b) 雪の上に雨が降るときは、平均風関数 $UADJ$ に乗数因子を掛けて修正できる。

このどちらの修正も、観測データだけに適用される。修正は予報期間には適用されない(将来の期間には予測によるデータが用いられる)。数日間の観測データが計算期の実行部分に入っているときは、同一の乗数因子が各日に適用される。日ごとに別々に修正できるのは、面積平均気温データの修正のときだけである。

2) 熱の負の蓄積量も修正できる。多分、この修正はあまり使われないが、融雪の始まりのころ、すなわち積雪層が「熟成」し、流出が始まりそうになっているときに役に立つであろう。熱の負の蓄積の修正は、雪の上への冬の最中の雨のとき、積雪層から流れ出る雨と、捉えられる雨とを分けるときにも有用である。熱の負の蓄積は、積雪層の変数であるのに、それがハイドログラフの修正の所に載せてあるのは、熱の負の蓄積の修正が、それ自身の観測にもとづくというより、ほとんどすべて、実測、推定ハイドログラフの偏りにもとづくからである。

4.5.4 入力の要約

付録F・1は雪のあるときの実用河川予報プログラムを実行するのに必要な入力のリストである。

4.5.5 実用プログラムについての入力例と出力例

付録F・2、F・3、F・4はアイオワ州Rock RapidsのRock河で実用プログラムを3回実行したときの、入力、出力のリストである。付録F・2はプログラムの最初の実行のリストで、いかにして

プログラムがスタートするか、いかにして最初の繰越しテープを作るかが示してある。付録F・3は主要洪水についての予備的実行を示す。付録F・4は、同じ主要洪水に対し、いくつかの修正をして、予備の計算を改善したことを示している。

第5章 積雪・融雪モデルの調整

5.1 緒 論

河川予報のための水文学の概念モデルを使うとき、調整の方式がとくに大切である。用いられる調整の方式は、もっともなシミュレーション結果を産出する、現実的なパラメータの値をもたさなければならぬばかりでなく、効率的であって、多数の流域が適正な時間内に調整できるものでなければならない。ここに述べる方式は、試行錯誤法によるものと、自動的なパラメータの最適化との組合せである。試行錯誤法による調整は、前のシミュレーション結果の解析をもとにして、パラメータの主観的な手直しを行うものである。自動的なパラメータの最適化では、計算機は1つの数値的評価基準の値の変化にもとづき、半ばランダム的にパラメータを修正する。NWSRFSで用いられている自動化手法は、直接探索最適化手法、すなわちパターン探索である。パターン探索方式の完全な記述はMonro(1971年)により与えられた。評価基準に用いられたのは、日平均流量の計算値と実測値との差の2乗の和である。HYDRO-14の7章に、パターン探索最適化を行う計算機プログラム(NWSRFS3)の計算の特徴と、主な選択権(オプション)とが述べてある。

この章では、積雪・融雪モデルが適用される河川流域についての、モデル調整の手順の大意が述べられ、論議される。くわしく述べられるのは、雪のモデルのパラメータだけである。この方式を利用する人は、土壌水分計算、河道追跡のパラメータの出発値の決定や、それらの最適化についての考え方を知らねばならぬために、HYDRO-14の7章をぜひ参照していただきたい。

ハイドログラフを合わせることを基本とする、雪・土壌水分・河道追跡モデルの調整の他に、雪のモデルについては、積雪層の水当量の推定値を実測値に合わせることにによる調整が可能である。しかしながら、多くの流域においては、代表性のある水当量の測定をしばしば行うことができないから、水当量データを用いる雪のモデルの調整は、一般的には不可能である。

5.2 調整手順の各段階の概要

積雪・融雪モデルについて、本報告で述べられる調整手順には、基本的に5段階がある。本節では各段階の概要を述べ、次節以下で個々の段階につきくわしく述べる。

- a. おのおのの雪のパラメータの出発値を選ぶ(雪のパラメータのリストは3.4に出ている)。土壌水分・河道追跡のパラメータの出発値も選ぶ(HYDRO-14の7章を見よ)。
- b. 評価・保証プログラムを用いて、調整用データの全期間を検討する。降水の形式が違っている日を検査する、すなわち、雨のところを雪としているもの、およびその逆。誤りと決定された所を訂正する。確認できる大きな誤りを検出し、訂正する。データを準備する各段階で、おかしくないかどうかを十分に検査してあれば、大きな誤りは出て来ないはずである。
- c. 評価・保証プログラム(NWSRFS4)を用いて、試行錯誤による、モデルのパラメータの調

整を行う。

- d. 試行錯誤による調整では、満足すべき値が得られなかったパラメータに対して、パターン探索最適化法を行う。それには最適化プログラム (NWSRFS 3) が用いられる。
- e. 調整で得られた結果を解析する。必要であれば、c, d の段階をくり返す。

5.3 積雪・融雪モデルのパラメータの出発値

この節では、積雪・融雪モデルに含まれるパラメータの一つ一つにつき、出発値をきめるための考え方が示される。各パラメータの定義は3.4に出ている。近くの他の流域がすでに解析されているときは、これらの流域におけるパラメータの値が、出発値をきめるのに役立つ。しかしながら、以下に示されるように、ある種の雪のパラメータは、地理的条件に大きく左右される。したがって、近くの流域の雪のパラメータが出発値として利用できるのは、調整対象の流域と、その近くの流域の地理的条件が似ているときだけに限られる。

- a. **PXTEMP** 現在までのモデル調整の研究によれば、33°Fが雨と雪とを別ける最良の値である。すなわち、33°F以下ならば降水は雪で、33°Fをこえれば降水は雨である。他のある研究によれば、35°Fが最良の結果を与えるという。

- b. **SCF** 降雪時における、雨量計の捕捉不足に対する補正係数は、雨量計の露出度にかなり左右され、とくに雨量計上の風速に対する露出度の影響が大きい。もう一つの考えるべき重大な点は、雨量計が風よけを持っているかどうかである。図5-1は、降雪時における雨量計の捕捉補正係数の代表的なものを、風速の関数として、風よけのある場合と、ない場合について、示している。各雨量計について、風速データを得ることは一般にできないが、その地域の風速や、雨量計の露出度について、いくらかの知識があれば、SCFの出発値を定める際に、図5-1は役に立つに違いない。

- c. **MBASE** 雨が降らないときは、融雪の計算に対する基礎温度として32°Fを用いるとよい。ある研究によれば、基礎温度として他の値を用いると、融雪と気温との間によりよい直線相関が得られるという。この雪のモデルを用いて調整さ

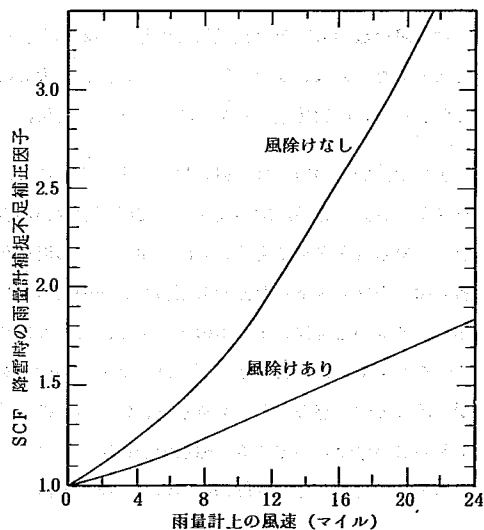


図5-1 風除けつき、風除けなしの雨量計に対する、降雪時の典型的な雨量計捕捉不足補正因子 (Larson 1972)

れた諸流域からの結果は、32°Fが完全に好適な基礎温度であることを示している。

- d. UADJ 中央シェラ雪研究所、およびバーモント州Danvilleに近いNOAA-ARSの合同雪研究施設において、1955年度の雪の研究として行われた、昇華・凝結の測定は、ほぼ同一の風関数を与えた。これらの測定から得られた風関数は、

$$f(u) = 0.006 \cdot u \quad \dots\dots\dots (5.1)$$

であって、ここに u は雪面上1/2メートルにおける風速(マイル)、 $f(u)$ の単位は[インチ/(インチHg・マイル)]である。

したがって、UADJの出発値は、降水中の地上1/2メートルの所の風速(マイル)の6時間平均に、0.006を掛けたものでよからう。

- e. MFMAXおよびMFMIN 3章で述べたように、熱交換に関係する気象諸変数と気温との関係が変化するに応じて、融雪係数は変化する。したがって、気候的な相違、および放射交換や風の動きに影響を与える地形学的諸変数、たとえば森林被覆、勾配、傾斜の方位等の相違により、ある地域は他の地域と異った融雪係数を持つことになる。他のすべての変数が一定であるとき、つぎのことが一般に成立する。

1. 南に面した斜面の融雪係数は、北に面した斜面のよりも大きい。
2. 風がよく吹く地域では、おだやかな地域より、一般に融雪係数が大きい(しかし、低湿度の条件下では、伝導により熱収入が、潜熱の熱支出とほぼ平均するが、支出より小さいことがある)。
3. 融雪係数は森林被覆が減少すると増大する。

他の諸変数の大部分は相互に関係しているから、一つを変化させて他を一定に保つことは不可能である(たとえば、太陽放射の著しい増大は、大気の大気放射の減少なしには不可能である)。したがって、融雪係数に対するこれら変数の効果について、一般的な結論を与えることは難しい。

少数の流域については、MFMAXとMFMINのよい出発値が、積雪層の水当量と、気温のデータから計算できる。融雪期を通じて降雪がない場合は、融雪量は水当量測定値の差として近似できる。MBASEをこえる、6時間平均気温の累積和を横軸に、融雪量の累積和を縦軸にして、両者の関係をプロットした曲線の傾斜が、その融雪期における融雪因子を与える(流域の雪被覆が100%でないときは、100%の雪被覆がある条件に合うように、融雪量を補正しなければならない。このモデルに用いられる融雪因子は、全地域の融雪を表わしているからである)。年間の種々な時期に起こる融雪時のかかるプロット、いくつかの雪季節からのプロットから、MFMAX、MFMINのよい出発値が定まる。融雪因子推定のこの方法を用いる場合の大きな問題は、代表性のある水当量の推定がしばしば行われるのは、ほんの僅かな流域についてだけであるということである。

今日まで、このモデルで試算された流域から得られた結果によると、ある地域から他の地域を推測するとき、融雪因子の信頼性に影響する大きな要因は、森林被覆であるように思われる。図5-

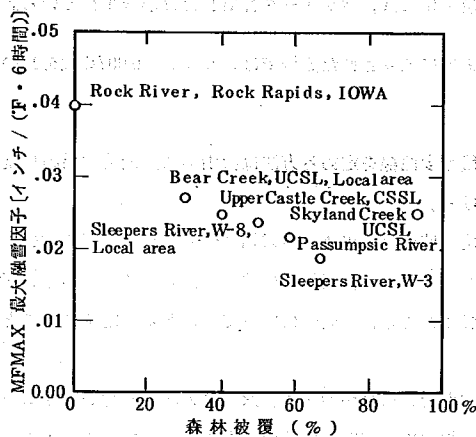


図 5-2 雪のモデルを試算された流域についての、森林被覆と融雪因子の最大値との関係

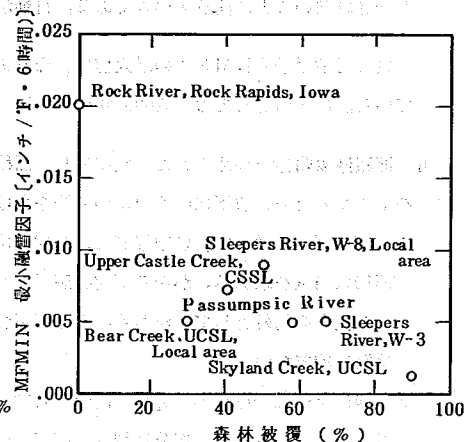


図 5-3 雪のモデルを試算された流域についての、森林被覆と融雪因子の最小値との関係

2, 図 5-3 は、このモデルが試算された諸流域について、森林被覆に対し、融雪因子の最大値、最小値をプロットしたものを示している。代表性のある水当量データが得られない場合に、MFMAX, MFMIN の合理的なパラメータ出発値を求めるとき、この図は役に立つに相違ない。

f. TIPM 先行温度指標 (ATI) は、3.3.2.2 で論じられたように、積雪層の表層温度の指標である。パラメータ TIPM は、ここで考えている表層の厚さを表している。TIPM の 0.1 以下の値は、過去 1 週間またはそれ以上の期間の気温に大きなウェイトを与えることであり、TIPM の 0.5 以上の値は、実質的には前日の気温だけにウェイトを与えることである。したがって、前者の場合は後者より、表層の厚さが厚いことになる。NOAA-ARS の合同雪研究施設による、積雪層温度と気温のデータの短期間の試験は、TIPM = 0.5 は表層の 3 ~ 6 インチに当たり、TIPM = 0.2 は積雪層の上部の 12 インチに当たるようである。

TIPM の値は、やがて標準化できると思われる。しかし TIPM の異なる値の効果についての完全な解析はまだできていない。TIPM = 0.5 が、試算された流域ではもっともらしい結果を与えているが、もっと小さい値の方がよいのではないかという意見もある。

g. NMF 負の融雪因子の値は、気温 32°F 以下のとき、積雪層の上で起こる気象条件の関数である。雪の熱伝導率は密度により変化するため、NMF の値は、積雪層の表層の密度によっても左右される。その上、負の融雪因子の値は TIPM の値にも関係する。それは TIPM が ATI の大きさを支配するからである (ATI は、気温が 32°F 以下のとき、雪の熱蓄積の変化を計算する公式 3.1.5 の中の大切な量である)。NMF と TIPM の間には相互関係があるから、パラメータ TIPM についての、上に示された考え方に従い、まず TIPM の合理的な値を定めるのがよい。そうすれば、モデルの調整に際して、NMF だけを変化させればよい。最適化プログラムでは、TIPM の変化

が許されないことに注意すべきである。自動最適化には、パラメータ NMF だけが含まれている。

負の融雪因子 (NMF) の最大値は、今日までに試算された流域では、0.003 と 0.007 の間を動いている。出発値としては、0.005 がよからう。

h. 面積減少曲線 与えられた地域に対し、面積減少曲線を定める方法は沢山ある。最終結果の精度をよくするため、以下にいくつかの方法をあげる。

1. 何年間かを通じて、航空写真により雪被覆の拡がりを求め、融雪期に何回も地上調査を行い、面積水当量を求める。かかる測定を解析した結果として、面積減少曲線が得られる。しかし、僅かな流域を例外として、かかる調査は不可能であるし、一般的にいて、かかる測定をすることは実用的でない。
2. 地理学的に一樣な各部分地域内の代表的地点で、何日かおきに、水当量の測定を行い、積雪が融けて行くのを測る。部分地域は、高度、植物被覆、方向 (斜面の) をもとにして選ぶのがよい。ある部分地域の雪がなくなること、雪のない部分流域の数と、雪のある部分流域内の水当量がわかっているから、面積減少曲線上の 1 点を定めることができる。面積減少曲線の合理的な推定を得るためには、5~10 個の部分地域が適当である。
3. 多くの地域においては、面積減少曲線を求めるため、2 の方法を用いるのに必要なデータを得ることはできないし、均一な部分地域のすべてについて水当量を実測するのは実用的ではあるまい。しかし、多くの流域で、いくらかの水当量データは得られる。かかる流域では、得られた水当量データを利用し、[データの無い] 他の部分地域に対しては、積雪・融雪の進み方を主観的に推定することにより、2 の方法と似た接近法が可能である。

面積減少曲線の形を定めるためのデータが得られない時は、曲線の形を任意に定めるしかない。今日までに試算されたすべての流域に対し、同じ形の面積減少曲線が用いられた。図 3-3 に示された曲線は、元来、中央シェラ雪研究所の地域に対し、積雪調査コースによる水当量と、航空写真からきめた雪被覆面積とによって求めたものである。同様のデータの解析により、コロンビア河上流雪研究所の地域に対して求めた面積減少曲線も、本質的には中央シェラと同じである。Sleepers 河流域、Passumpsic 河流域では、このようなデータは得られなかったが、同じ曲線が用いられた。モデル調整で、面積減少曲線の形を変化させるべしとは言わない。これらの流域のすべては、高度の範囲や、[植物] 被覆の点で似ている。その上、アイオワ州の Rock Rapids より上の Rock 河流域で、同じ曲線が成功している。この流域は開いた農地で、標高差は小さく、春の融雪期に、完全に雪におおわれた状態から、雪が無くなるまでの期間は、ふつうは数日にすぎない。この場合、ハイドログラフを合わせることによって、面積減少曲線を定めるのは難しい。以上の諸流域に対し、同じ形の曲線がよい結果を与えるとは言え、異った標高範囲、異った被覆状況の地域に対しては、多分他の形の曲線が必要であろう。

i. S I 面積減少曲線を定める上述の方法は、水当量がそれ以上ならば常に 100 % の雪被覆がある

という限界値を求める方法も示している。これらの方法がどれも使えないときは、パラメータ S I の出発値を選ぶのに次の考え方が利用できる。

1. 流域が、傾斜、方向、植物被覆の点できめわて多様であるときは、S I の出発値は、現に起こっている最大水当量程度にすべきである。これは、非常に多様な流域では、一般にきわめて積雪の少ない地点があることから来ている。したがって、これらの地点では、雪どけが始まると間もなく雪が無くなってしまう。
2. 流域がやや一様であれば、雪どけの初期の頃、その流域は 100 % 雪でおおわれた状態が続き、したがって、S I は現に起こっている最大水当量よりは小さいであろう。完全に一様であるという極端な場合、たとえば研究地点の場合、S I は 0 になるべきである。

j. PLWHC 熟成した雪についての測定の大部分は、水の保持能力は 10 % 以下であることを示し、多くの場合 2 ~ 5 % の程度であるとしている。雪どけ層は、雪と地面の境、または積雪層中の氷層の所にできる。これらの雪どけ層はかなりの量の水を保持できる。しかし、深い積雪層中に雪どけ層があるときは、一般にその影響は、積雪層中の水の全量に対しては相対的に小さい。しかし、積雪層が浅いときは、雪どけ層は水の保持能力のパーセントを大きく増大させる。ふだん深い雪（水当量にしては 10 インチ以上）におおわれる地域では、PLWHC の出発値を 0.02 ~ 0.05 の範囲におくべきである。ふだん浅い雪におおわれている地域では、PLWHC の出発値をより大きくすべきで、たとえばアメリカの中央部の北部地域のような所では、0.25 も不合理ではない。

k. DAYGM 今日までに試算されたモデルにもとづいて定められた次の基準を用いるならば、雪と地面の境界における融雪量の合理的な推定値を得るのに充分である。

表 5-1 パラメータ DAYGM を定める基準

DAYGM (インチ)	気 候 条 件
0.0	冬が長く寒く (気温 0°F 以下の日が多い) 積雪が浅い
0.01	冬が長く寒く、積雪が浅い
0.02	冬はおだやか (雪の期間中の大部分は 0°F 以上) 雪が深い

l. EFC EFC の合理的な値は、森林でおおわれている面積比率 (一般に林地が重ね刷りしてある地勢地図から得られる) や、森林の型についての知見から得られる。EFC は多くの地域においては大切なパラメータでないが、それは森林流域からの雪どけ流出の量に影響する。この影響がもっとも大きいのは、蒸発散需要が増大しつつある晩春に雪どけが起こる森林流域である。

5.4 降水の形〔雨か雪か〕が誤っているときの、気温データの修正

モデル調整に用いるデータに大きな誤りがあると、モデルのパラメータの決定に基だしい影響を受けることがある。降水の形の決定についての誤りは、データ誤差として分類される。理想的には、モデルの基本的入力、降水の形を含むべきである。しかし、各6時間ごとの降水の形についての情報は得られない。この形の入力データが得られないから、降水の形を推定することが、このモデルでは必要となる。3章で論じたように、降水の形の推定は、気温にもとづいている。降水の形は、多くの場合、地表近くで測られた気温を用いて正しく推定できる。しかし、あきらかに、地表気温は降水の形に対する完全な指標ではなく、したがって、このモデルによる降水の形の推定が誤まっていることもある。この種の誤りは、その後のパラメータ調整に影響を与えないように、最初に評価・保証プログラムを通したときに、修正すべきである。

流量の計算値、実測値のプロットをよく見ると、降水の形をきめたときの誤りがモデルの結果〔計算された日流量〕に大きな影響を与えている場所が判る（すなわち、実測流量がはっきりした応答を示しているのに、計算流量が応答しないならば、これは実際には雨が降ったのに、モデルでは降雪とした場合である）。次にすることは、雪の日データをまとめて印刷したものを調べて、降水があったかどうかをきめることである。これが誤っていると、融雪量の推定の誤差として出て来るからである。多くの場合、モデルの応答と、観測された応答とに大きな相違があれば、降水の形の誤りを正すことができる。しかしながら、この相違があまり大きくなく、誤りの原因をはっきりさせることができないときには、他の入手可能なデータを調べて、降水の形が本当に誤っているかどうかをきめることが必要になる。降水の形が誤りかどうかをきめるのに役立ち、しかも一般に容易に入手できる2種類のデータは次のものである。

- a. NWS [米気象庁] の一級観測所または他の自記温度計からの、時間気温または3時間気温。経験によれば、降水の形が誤るのは多くの場合、最高・最低気温が気温の日変化を十分に表わしていないときである。最高気温が午後、最低気温が日の出前の頃に起こるという仮定が誤りとなるのは、降水のない日より、降水のある日の方に起こりやすいようである。たとえば、Passumpsic流域で、降水の形を誤った場合の多くは夜間で、実際には雨が降っているのに、モデルでは雪としている。時間気温を調べてみると、ほとんどすべての場合、夜間の気温は33°F以上である。33°F以下の最低気温は、前日または翌日の昼間に起こっている。
- b. 日観測地点の降雪または積雪データ プログラムPRELIM2（2.4.2をみよ）は、流域解析のために選ばれたすべての日観測地点について、降雪および積雪データをまとめている。この情報は、降水の真の形をきめるのに役立つ。

降水の形が誤っている所がきまったら、次にするのはその訂正である。ある場合には、誤りの場所の大部分を、パラメータPXTMPの変更により訂正できる。残った所の訂正には、6時間面積平均気温の変更が必要である。今日までに試算された流域について、気温が変更された場合の数は、Rock河におけるRock Rapidsの0から、Passumpsic河のIowaの8年間について39までと、いろいろであ

る。

付録Gは、NWS RFSの標準テープ形式のデータを、一つのテープから他のテープに移し、それと同時に、指定された場所の気温を変更するプログラムを示している。

5.5 試行錯誤による調整

試行錯誤による調整は、以前に行ったシミュレーションの結果の特徴にもとづき、モデルのパラメータの主観的な手修正を行うものである。試行錯誤調整を効率的に行うには、以下のことを知る必要がある。1) シミュレーション結果の表示のどこを検討すべきか、そして何を探し求めるべきか、2) 種々の量の実測値と推定値との相違の種々の型のうち、どれがどのパラメータの変更を指示しているか、3) シミュレーション結果に現れた相異を修正するのに、パラメータにどの程度の修正を加えればよいか。モデルを用いた経験が、試行錯誤による調整にきわめて役立つことは明らかである。経験の替りになるものがないとは言え、以下に述べることで、このモデルを初めて用いる人に対し、効率的な試行錯誤による調整を進行させるのに役立つことを希望したい。

- a. シミュレーション結果の表示のどこをよく検討すべきか、そして何を探し求めるべきか シミュレーションの結果の、もっとも内容の多い表示は、日流量の推定値と実測値のプロットである。これが解析すべき第1の表示である。種々の表示、たとえば積雪層に関する諸量の毎日の値、土壤水分に関する毎日の値などは、日流量の実測値と推定値との相違の意味を知るのに有効である。統計的にまとめた表も、試行錯誤による調整の間を通じてよく調べるべきである。月流量、年流量および流量の違いのパーセントの偏りの欄は、シミュレーション誤差を決定することに関して、検討すべき一番大切な統計である。それに加えてRMS誤差（実測と推定の差の2乗の平均の平方根）、相関係数、および日流量の実測値、推定値の間の最良回帰直線の傾斜と縦軸を切る点は、試行錯誤の試算が、前の試算より進歩したかどうかを示す。

これらの表示をよく調べるときに、探し求めるべき一番大切なものは、傾向性のある誤差である。かかる誤差の例を以下にあげる。

1. 春の融雪期に、流量がつねに小さい。
2. 春の融雪期の初期には流量が一般に低すぎ、後期には高すぎる。
3. 冬の最中に起こる融雪が大きすぎる。
4. 推定流量の低水が高すぎ、高水が低すぎる。
5. 月流量が春に小さく、夏と冬にやや大きく、秋には非常に大きい。
6. 土壤水分が相対的に小さいときに、流出が推定過大で、土壤水分が大きいとき推定過小である。
7. 流量のピークが小さく、洪水のハイドログラフの低減する裾の部分が大きい。

流量の推定値と実測値との差に、無理がなく規則性がなくなれば、パラメータの調整は完全である。

b. いかにして、傾向性のある誤差を、モデルのパラメータに結びつけるか 一度、モデルの傾向性ある誤差が確認できたなら、次にするのは、その誤差を訂正するには、どのパラメータまたはパラメータの組を変更する必要があるかをきめることである。この点について役に立つのは、次の二つの提案であろう。

1. ハイドログラフの相違を、もっとも可能性のある物理的原因に結びつけることを試みる。次にモデルの構造をよくみて、誤りの原因と思われる物理的現象を支配するパラメータまたはパラメータの組がどれであることを定めること。たとえば春の流出が小さいとすれば、それは融雪前の積雪層の水当量が小さすぎるからであろう。モデルの構造をよく調べれば、春の融雪の前の積雪層の水当量は、まず雨量計の捕捉不足修正係数と、積雪期間中の融雪に左右されることがわかる。もし、冬の間に雪が融ける機会があまりなかったり、また冬の間の雪だけがもっともな精度で近似されているとすれば、パラメータSCFが誤っているとするのが、合理的である。一方、もし冬の最中に雪どけがしばしば起こり、その大部分では推定流量が過大であるとしたら、MFMINとMFMAXとが、春の融雪流出量の誤差の原因の全部または一部を負うものであろう。
2. ために、モデルの一つのパラメータを変化させ、モデルの応答に及ぼす効果に注目すること。かかる実験は、いかなる条件のもとで、各パラメータはモデルの応答に影響を与えるかを示し、そしてまた、応答における変化の特性を示すであろう。図5-4、5-5、5-6は、もっとも大切な雪のパラメータの3個が、モデルの応答に及ぼす影響を示している。これらのパラメータ

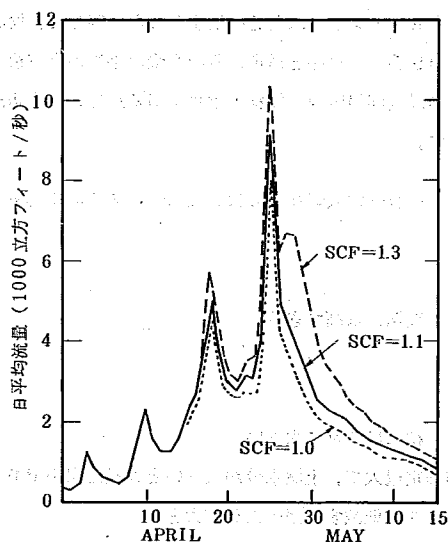


図5-4 パラメータSCFの、春の融雪ハイドログラフに対する影響。Passumpsic河、バーモント州Passumpsic、1970年

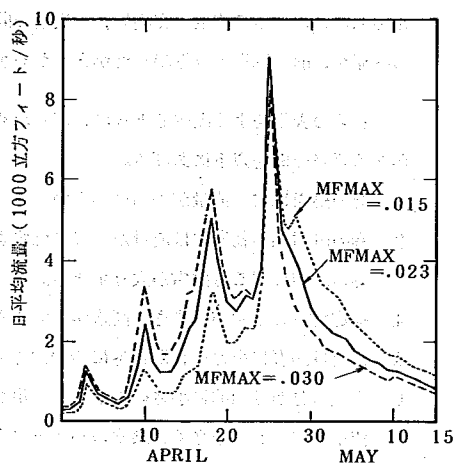


図5-5 パラメータMFMAXの、春の融雪ハイドログラフに対する影響。Passumpsic河、バーモント州Passumpsic、1970年

のどれもが、それぞれ独自の効果を持つことに注意すべきである。

どのパラメータを変えるべきかをきめるときの複雑さの原因は、多くの場合、1個でなく、多数のパラメータが同時に誤っていることにある。これらの場合、変化させるべきパラメータのすべてを確認することはできないのがふつうである。シミュレーション誤差に最大の効果を持つと思われるパラメータを、まず第一に変化させてみるのがよいであろう。モデルの使い方に経験を持つ水文学者は、試行錯誤の1回の試算で、かなり多数のパラメータを変更できるであろう。しかし初心者は変更するパラメータの個数を少なくするのがよい。確認された大きなシミュレーション誤差のおおの（たとえば、春の融雪量が大きすぎるとか、春の融雪が早すぎるとか）に対し、ただ1個のパラメータを変化させるべきである。

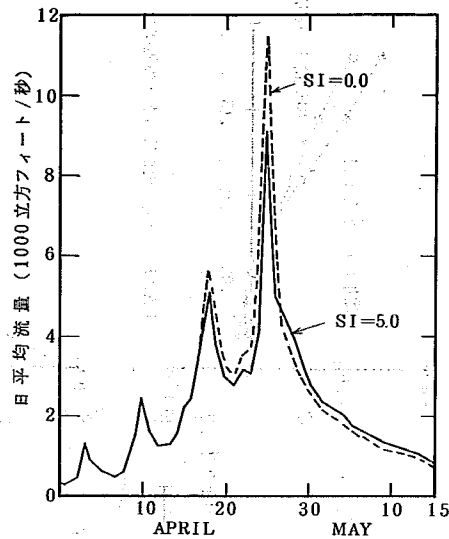


図5-6 パラメータSIの、春の融雪ハイドログラフに対する影響。Passumpsic河、バーモント州Passumpsic、1970年

ハイドログラフに対する応答への、モデルのパラメータの影響を求めるための実験に加えて、最適化プログラムで行える感度を知るための計算が、与えられたパラメータがシミュレーション結果に対して持つ効果の程度を知るのに利用できる。最適化プログラムによる感度を知るための計算は、モデルの多くのパラメータの種々の値が、評価基準（日流量の実測値と推定値の差の2乗の和）にどのように影響するかを示している。この効果は、感度のプロットにより図示することができる。感度のプロットは、パラメータの一组をえらび、そのうちの一つを変化させ、他を一定に保つことによって得られる。図5-7、5-8、5-9はPassumpsic河につき、6個のおもな雪のパラメータに対する感度のプロットを示している。二つの異なるデータ期間が解析され、パラメータ変化の効果およびパラメータの最適値が、異なるデータ期間により異なることを示している。これらのプロットに関し、次の諸点に注意すべきである。

1. ある一つのパラメータ、とくに大切なパラメータは、他のパラメータの感度のプロットに影響を及ぼすことがある。たとえば、積雪層の水当量は前半期（64年12月～68年5月）については過小に出ている。この不足量を補う目的で、冬期の雪どけを押さえ、そして春まで積雪層の水を保させることにより、評価基準を改善できる。これがパラメータMEMINの小さい値、NMFの大きい値が、評価基準を改善できる理由である。このことは、日流量のプロットをよく見ることが、試行錯誤による調整において、なぜ本質的に大切であることを示す助けになる。64年12月

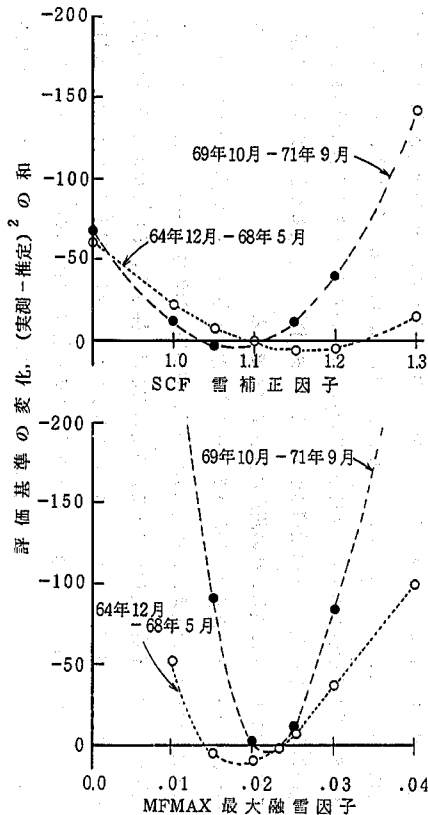


図5-7 パラメータSCF, MFMAXの敏感度のプロット
Passumpsic 河, バーモント州
Passumpsic, 1970年

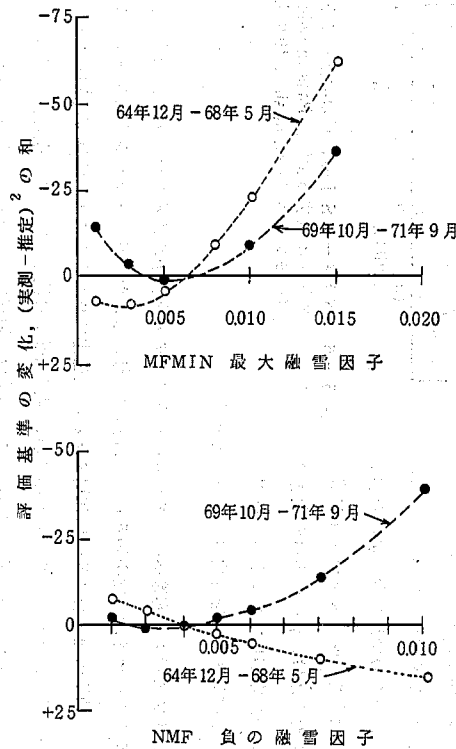


図5-8 パラメータMFMIN, NMFの敏感度のプロット
Passumpsic 河, バーモント州
Passumpsic, 1970年

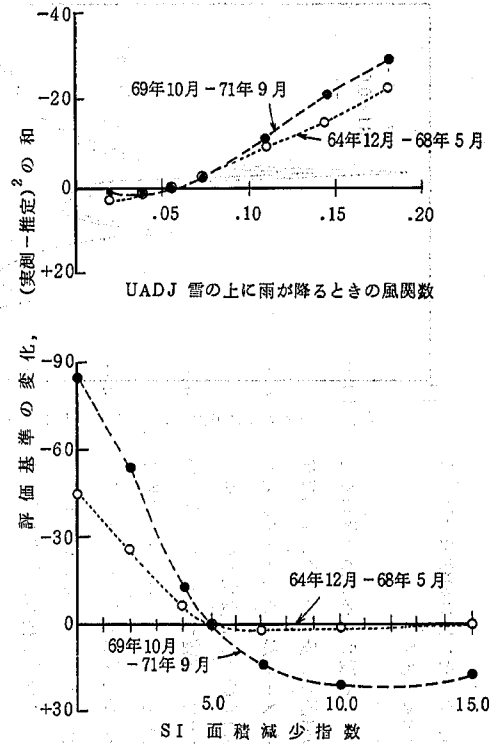


図5-9 パラメータUADJ, SIの敏感度のプロット
Passumpsic 河, バーモント州
Passumpsic, 1970年

から68年5月までの間の敏感度についての試算の結果は、SCF, MFMIN, NMFを変更すべきであることを示したが、実際にはMFMINとNMFはちょうど適当な値で、SCFだけが訂正された。

2. 雪の修正因子SCFと、雨でないときの融雪因子が最も敏感で、最も大切な雪のパラメータである。SCFは積雪層からの流出の量に大きな影響を与える唯一の雪のパラメータである(EFCは流出量には小さい影響しか及ぼさない)。これ以外の雪のパラメータはすべて、積雪層からの流出の時期に影響を与えるものである。それらの中では、雨でないときの融雪因子がもっとも重要である。一般的に、MFMAXがMFMINよりも大切で、それは流出に対する雪だけの寄与の大きい流域では、積雪層からの流出の大部分が3月21日以後に起こるからである。

3. あるパラメータは、ある方向に変化させた方が、逆向きに変化させよりも敏感である。これはパラメータSIの敏感度のプロットについて言える。

c. パラメータの値を変化させる幅をどのようにして定めるか パラメータの値の変更の幅が、シミュレーションの結果にどのくらい影響するかをきめるには、二つの基本的方法がある。これらの方法は、どのパラメータの値を変更すべきかをきめるのにも役立つから、既に述べたことである。この二つの方法は、1) ハイドログラフ応答への影響をきめるために、モデルのパラメータについて実験すること、および2) 敏感度のプロットの評価である。経験の示す所によれば、試行錯誤による調整の初期の段階では、パラメータの値をかなり大きく変える方が、小さく変えるより有効である。パラメータの最適値の決定は、最適値を両側からはさむ方が、片側からの接近よりも容易である。

試行錯誤による調整は、調整のための解析に用いられる全データについて行うべきである。最初にはパラメータの変更をきめるのに、1年か2年の水年度を用いてもよい。しかし、シミュレーション結果がよくなり始めたら、データ期間の全部について解析しなければならない。試行錯誤による調整は、それを行う目的が達成されるまで続けなければならない。その目的は、パターン探索最適化に対するパラメータの合理的な出発値を得ることである場合もあり、また流域に対する完全なモデル調整であることもある。5.6, 5.7の両節には、与えられた流域に対するモデルのパラメータを定めるための、パターン探索最適化法と連結させて試行錯誤を行う場合についての論議が述べられている。

5.6 パターン探索最適化法

5.6.1 緒 論

概念的な水文学モデルが、試行錯誤法のみによって調整できることは明らかである。しかしながら、試行錯誤法には二つの不利な点がある。すなわち、1) 調整手順の効率が、調整を行う人がそのモデルに関して持っている経験の多少によって、あらかじめきまること、2) シミュレーション結果を検討し、パラメータの変更の幅をきめるために要する人間の時間が一般に大きいことである。[1975年9月、私が

ジュネーブでSittner氏に会ったとき、私は最適化が有効と思えないこと、単に美観のためだけであること、したがって無意味であることを述べた。Sittner氏は、最適化が美観のためであることを認めると同時に、アメリカで最適化を必要とする、家庭の事情を述べた。大型の計算機が集中管理で別の場所にあるため、毎日1回、運び屋が往復する。彼が休めば、計算は1日休まねばならない。回転時間は1日より長いことになる。したがって、計算機に入れたら、たとえ何時間無駄な計算をしても、なるべく沢山計算機を使った方が得である。そこで、パラメータの値が悪いときでも、とにかく最適化の計算をしてしまう。プログラムがそうできている。そして悪いパラメータの値から出発した最適化は無意味であるという。つまり、パラメータの大体よい値まで到達するには、試行錯誤しか方法がない。その意味で、彼は私が書いた自動車運転のたとえ話に賛成した。私が書いたのは、手探りの試行錯誤は難しそうに見えるが、やってみれば難しくない。混んだ道で自動車を運転するのは、計算機にはきわめて困難というより、多分不可能であろうが、多くの人間にとって、そう難しくない。人間は数学や計算機とは異なる能力を持っているというものである。さて、人間がそういう能力を使って、試行錯誤でパラメータのよい値を発見した所で、さらに最適化を行えば結果が一層よくなるというのがアメリカの意見、というより、現在の大部分の人の意見であろうが、私の意見はこれと少し異なる。試行錯誤で、大体よいパラメータの値が発見できたら、そこで打ち切るべきで、最適化は、現在の水文学の段階では、無益、無意味であるばかりでなく、有害であると考え。有害な理由は、また別の機会に述べるとして、上述のようなアメリカの家庭の事情は、会って話をしなければというより、間いつめなければ白状しない。コロンビア河の予報をしているNWSのKuehl氏が、1974年春、Bangkokに行く途中、東京によったとき、1回の試算でこのぐらいプリント結果が出て来ると、手で30 cmぐらいの厚さを示した。私は1回でこのぐらいと、指で1 cm ぐらいの厚さを示した。いくら金があるからと言って、毎回そんなに沢山の出力を出すのは間違いであろう。毎回最適化をやっているとは、その時考えなかった。人間の判断力、記憶力を考えて、出力の量を定めるべきで、大量に結果を出しても、それは紙屑を作るだけである。アメリカが家庭の事情で致し方なくしていること、そして論文や報告ではそれをかくし、もっともな理論で化粧していることを、貧乏で、利口な人間が沢山いる日本でまねすることはあるまい。】自動最適化手法はこの欠点に打ち勝つ。しかし、一方では、試行錯誤法に比べ、比較的計算機時間を要するばかりでなく、自動最適化手法はそれ自身の欠点を持っている。その欠点というのは

- a. パラメータの修正は、モデルの計算結果についての、1個の評価基準にもとづいている。
- b. 選び方がよくない出発値からは、パラメータの準最適値が計算される〔最適値には収束しないということ〕。
- c. モデルのパラメータの間の相互関係により、次のことが起こることがある。1) 解の最適値への収束がゆるやかになる、2) パラメータの値がゆがめられる、3) 得られた最適値の組が、個々のパラメータについては、計算に用いるにはあまりに非現実的な値となる〔これらは最適化が有害な例で、彼らもそれを認めている訳である。このようなことが起るについては、当然の理由がある〕。

それに加えて、計算機所要時間により、自動最適化手法に当てられる時間には、一般に、実際上の限

界がある。NWSRFSを使うには、調整の初期の段階では試行錯誤法を用い、自動最適化の欠点の大部分を最小にするのが、よい手順である。その次に、直接探索手法、すなわちパターン探索による自動最適化を行って、試行錯誤法の欠点を除くのがよい。

5.6.2 パターン探索の欠点の最小化

パターン探索最適化法の以下の欠点は、試行錯誤による調整をうまく行うことにより軽減できる。

a. 出発値の劣悪な選定 パターン探索最適化に先立って、試行錯誤を行う主な理由は、パラメータの出発値として、合理的な値の組を確実に得るためである。試行錯誤による調整は、日流量の推定値のプロットが実測流量のプロットによく似るまで、パラメータの値を求め続けなければならない。

b. パラメータの間の相互関係の影響 パラメータ間の相互関係により、パターン探索最適化の実行時に起こるいくつかの難しさがある。これらの難しさには、次のものがある。

1. ある1個のパラメータが最適値でないと、他のいくつかのパラメータの値がゆがめられることがある。これはとくに、最適値でないパラメータが非常に重要なパラメータであるときに起きる。

表5-2は、パターン探索最適化が、他のパラメータの値をゆがめる様子を示している。8年間のデータにもとづく、パラメータの最適値は、 $SCF = 1.1$ 、 $MFMAX = 0.022$ 、 $NMF = 0.003$ である。 SCF を1.4と置き、これを最適化に加えないと、 $MFMAX$ 、 NMF の値はゆがめられる。3個の値を全部最適化しても、 NMF の値はやはりゆがめられる。それは NMF が、 SCF や $MFMAX$ に較べると、評価基準に小さな影響しか及ぼさないからである。

表5-2 パターン探索最適化で、他のパラメータを含ませることの影響
(Passumpsic 河 69年12月～71年6月)

場 合	試算番号	パラメータの値			評価基準 $\times 10^8$
		SCF	MFMAX	NMF	
3個のパラメータ全部を最適化	1	1.40	0.022	0.0030	2.20
	15	1.27	0.028	0.0017	0.87
	30	1.02	0.027	0.0004	0.63
	47	1.11	0.022	0.0009	0.34
MFMAXとNMFを最適化	1	1.40	0.022	0.0030	2.20
	31		0.026	0.0003	1.54
SCFだけを最適化	1	1.40	0.022	0.0030	2.20
	13	1.11			0.38

2. 解の最適値への収束がゆるやかなことがある。この効果も表5-2に現れている。3個のパラメータがすべて最適化に含まれているときに、 SCF の収束が遅いのは、 SCF と $MFMAX$ の間の相互関係による部分もある。 $MFMAX$ の値は、始めのうちは SCF の大きすぎる出発値を打ち消すために増大している。そして、 SCF がその最適値に近づくにつれ、 $MFMAX$ の値は方向をかえて最適値に戻って行く。 SCF だけを最適化するならば、 SCF はより急速にその最

適値に収束して行く。

3. いくつかのパラメータが、入力データを出力ハイドログラフにかえる変換に対し、同じような効果を持つときは、パターン探索は次のようなパラメータの値の組を最適値として探し出すであろう。すなわち、それらの値は、モデルの作用の点から言えば満足すべきであるが、個々のパラメータの値としては物理的に現実的でないかも知れない。かかる例は、中間流出の量と時期とを支配するパラメータCCとLIRC6、およびNWSRFSにおいて河道応答関数を定める時間遅れヒストグラムとパラメータKS1である（これらのパラメータはHYDRO-14の4章、5章で定義されている）。大量に中間流出にすると、河道で大きく引き延すのとは、ハイドログラフ出力に対して似た効果を持っている。

パラメータ間の相互関係によるいくつかの難しさを避けるには、パターン探索最適化に含まれるパラメータの個数を最小にすべきである。とくに、評価基準に小さな影響しか与えないようなパラメータは、パターン探索最適化に入れてはならない。パターン探索最適化に入れるパラメータの個数を最小にするために、できるだけ多くのパラメータの値を、[調整の過程で] 前もって定めて置くべきである。パラメータの値は、以下のようにして定めることができる。

1. 実測流量ハイドログラフの解析 土壌水分に関するパラメータLKK6, A, EPXM, LIRC6, KGSおよび河道応答関数は、一般に、ハイドログラフの解析によって定めることができる。
2. 多くのパラメータの値は、適切な物理学的考察によって定めることができる。これらには、雪のパラメータPXTEMP, MBASE, TIPM, EFCおよび面積減少曲線があり、さらに土壌水分に関するパラメータに、K1, GAGEPE, K24EL, SRC1がある。
3. 評価基準に小さい影響しか与えないパラメータは、そのパラメータが重要である場所だけをよく調べることで、試行錯誤による調整で定めることができる。パターン探索に用いられる評価基準は、主として、高水時に支配的なパラメータ、および多数回起こる事象を支配するパラメータによって左右される。

雪のモデルのパラメータの多くは、パラメータ間の相互関係の故に、パターン探索最適化から、意図的に除かれる。パラメータPXTEMP, MBASE, TIPM, EFCおよび面積減少曲線は、パターン探索最適化以前に、きめなければならない。さらに、パラメータNMF, PLWHC, DAYGMに対する適切な最終値は、試行錯誤による調整で求めることができるはずである。かくして残った5個のパラメータが、パターン探索最適化に含まれ得ることになる。それらのパラメータは、SCF, MFMAX, MEMIN, UADJ, SIである。

- c. データ期間に関する制約についての考察 現実的で、かつ安定なパラメータの値を得るためには、パターン探索最適化で解析されるデータの期間は、対象流域で起こる水文学的条件のいろいろなタイプを含んでいなければならない（たとえば、土壌水分の大きい期間と小さい期間、高水と低

水、積雪層の深いときと浅いとき、春の融雪の他に冬の最中の雪どけや雪の上への降雨)。それに加えて、データの誤差がプラス、マイナスたがい消し合うためには、かなり多数の事象がなければならない。雪のモデルについても、融雪の要因が限られた気候条件によるものでないためには、雪どけの日を多数含んでいることが大切である。最適化プログラム(NWSRFS)は、パターン探索最適化により解析できる期間を50箇月に制限している。一般に50箇月の期間は、充分な水文学的多様さと、ほぼ偏らないデータ誤差および気候条件を含むように、選ぶことができる。試行錯誤による調整[に際して得られた知見]は、パターン探索最適化のためのデータ期間の選定にきわめて有益である。これは真実である。なぜなら、試行錯誤によりパラメータの値の変更をきめるためにハイドログラフを解析している際に、データ期間を定める多くの要因が、くわしく検討されてしまっているからである。

ある種の流域では、充分の水文学的多様さ、および偏らないデータ誤差と気候条件を含む50箇月の期間を見つけるのが不可能であることに注意すべきである。かかる流域の1例が、アイオワ州Rock RapidsのRock河である。そこでは解析された10年の間に、4つの大きな雪どけがあり、どれも短いものであった。それに加えて、雨による2回の大増水があった。どの50箇月をとっても、ハイドログラフの大増水のうち、3回だけしか含まない。この場合、パラメータ調整に対し、パターン探索最適化は効果的な道具ではないので、調整は試行錯誤のみによって行われた。

5.6.3 パターン探索最適化の利用についての注意の追加

前節では、概念的な水文学モデルの調整のために、パターン探索最適化を効果的に使うには、どんなことをすればよいかを論じた。三つの主なことは、

- パターン探索最適化に含まれるすべてのパラメータについて、合理的な出発値をきめなければならない。
- パターン探索最適化に含まれるパラメータの個数は最小に保たなければならない。評価基準に小さな影響しか与えないパラメータを含めてはならない。できる限り多数のパラメータは物理学的考察や、ハイドログラフの解析や、試行錯誤により、パターン探索最適化を用いる以前に定めるべきである。
- パターン探索最適化で解析するために選ばれるデータ期間は、できる限り多くの水文学的多様さを含んでいなければならない。その期間は、さらに、ほどよく偏らないデータ誤差と気象条件とを含まなければならない。

パターン探索最適化と、最適化の計算機プログラム(NWSRFS3)の利用について、上述の注意の他に、以下のいくつかの注意が、役に立つであろう。

- 最適化プログラムは、いくつかの指定した期間を評価基準の計算から除くことができるように作ってある。したがって、パラメータの値は、残りの期間のみにもとづいて定められる。このように作ってあるのは、雪のある流域で利用するとき都合がよいからである。土壌水分の計算や、河道追跡のためのパラメータは、先ず雪が要因となる期間を除いて最適化する。次に、雪がハイドログ

ラフに影響を与える期間だけを用いて、雪のパラメータを最適化できる。もちろん、雪がハイドログラフの目立つ増大のほとんどすべてに対して要因となっている流域では、これは役に立たない。土壌水分の計算、河道追跡のパラメータの最適化を先ず行い、次の雪のパラメータの最適化をするのは、雪だけが流出の主要源でない、転移地帯にもっとも適している。

〔プログラムがこのように、期間の一部を評価から除くことができるように——マスクが掛けられるように——作ってあると言うのに、私は感心した。これは絶対に必要な処置で、これが組み込まれているのはさすがであると思った。しかし、読み進んで、いささか期待はずれであった。ここでは、雪のある時期、無い時期の分離に利用しているだけである。私がマスクを必要と思うのは、何かの意味で、データに欠陥のある部分にマスクを掛けるためである。たとえば、ある時期に水位流量曲線が悪いとか、河床が大きく変化したとか、水位計が故障したとかで、流量が異常な値を示すことがある。また、雨量観測点の数が少いため、たまたま雨量観測点では、ほとんど雨が降らないのに、大増水があるとか、その逆に、たまたま雨量観測点を含んで局地的大雨が降ったが、流域全体では大した雨でなく、したがって、ほとんど増水はないとか、このようなことが起こるのは避けられない。このようなデータを含んで、機械的に最小2乗法的最適解を求めると、現実的でない解が出て来る場合が多い。評価基準として差の2乗の和を用いる以上、評価は上記の異常な部分、“悪いデータ”の部分によって大勢が定まってしまう。すなわち、利用してはならない部分で、判断を下すことになる。データのうち、かかる異常なものがどこにあるかを検出し、そこにマスクを掛けて除外するのが、一番大切なことである。そのマスクの掛け方は、水文学者の経験と、主観的、総合的判断による以外に致し方ないと、私は考える。これが流出解析において一番大切なところである。この種の“悪いデータ”は、verification program(私は評価・保証プログラムと訳した)のdouble mass plotのような客観的判定で発見できるものではあるまい。そして、この種の“悪いデータ”を含んで最適化をすれば、パラメータの値はゆがむのである。この種の“悪いデータ”は、1974年度のモデルの相互比較に用いられた6つの河川のどれにも含まれていたと思われる。アメリカのBird Creekにもあったし、オーストラリアのWollombi Brookに至っては、“悪いデータ”に満ち満ちていた。水位計の故障としか考えられない所が多かった。そのような“悪いデータ”の部分では、推定と実測とを似せさせてはならないのである。そこに、モデル・パラメータのcalibrationの一番の難しさがあると私は感じる(calibrationを私は仮に調整と訳した。この話の使用法は多分アメリカの発明であろう。これは元来は、銃砲の口径の検定のことであつたらしいが、転じて計器の検定の意味になった。実測に合うように、計器の目盛を訂正するのがcalibrationであるのを、実測に合うようにパラメータの値を定めることに転用したものらしい)。1974年のモデルの相互比較のとき、私はどうしても合わない所は、データの誤りと考えて無視した。その結果、私の出した推定流量は、calibrationの期間、つまり実測流量が与えられていて、それを利用してパラメータを定める期間では必ずしもよくない(評価基準の上から)のに、予測の期間、つまり実測流量を公開しないで置いて、推定流量がどのくらいよく合うかを調べた期間では、よい結果を出した。Sittner氏は、Bratislavaのシンポジウムにおける報告で“タンク・モデルはcalibrationでは必ずしもbestでないのに、forecatingではbestであった”とほめてくれたが、私の下手な英語による不十分な説明では、そのよ

て来たるゆえんを理解させることはできなかったであろう。誤差や誤りを含む実測流量にそっくりの値を出すことが目標であってはならないのである。私がタンク・モデルのパラメータの値として、なるべく簡単な round number を用いる理由もそこにある。細かい細工をすれば、推定流量をもう少し実測流量に近づけることができる。しかし、意識的にそれをしないのである。それをする、モデルはゆがみ、予報に弱くなるのである。私が optimization は有害であると主張するゆえんである。]

b. 最適化プログラムの入力には、各パラメータの上限値と下限値を与えなければならない。限界値を置く目的は、パターン探索最適化により物理的に現実的でない値が算出されることがないように保証するためである。

c. パターン探索最適化の目的は、現実的なパラメータの値を決定し、合理的なシミュレーション結果を算出する手助けをすることである。得られたパラメータは、次に将来のハイドログラフの予測に用いられる。パターン探索最適化の目的は、できるだけよい RMS 誤差を得るために、パラメータの値を少し手直しすることではない。将来は過去そっくりに動くものではない。図 5-7, 5-8, 5-9 は、解析の期間が変れば、得られるパラメータの値も変ることを示している。したがって、合理的なシミュレーション結果が得られた後、パラメータの値を少し修正することが、将来の流量予測を進歩させると期待する理由はないのである。

[これだけ判っているのなら、optimization など止めたらいと私は感じる。客観的基準、客観的手法に対するアメリカ人のあてがれというか、こだわりと言うかは、私の理解をこえる。民主的体制は、客観基準による説明を必要とするのかも知れない。利口な人は、それが“セレモニー”であるとわきまえているのかも知れないが、その利口な人までが自縄自縛になっているのではあるまいか。]

d. 最適化プログラムにおける試算回数の上限值 (MAXN, 付録 E の入力の概要のカード 21 を見よ) は、パターン探索最適化で修正を受けるパラメータの個数の、およそ 10 倍に置くことよい。

e. パターン探索最適化で求められた“最善”のパラメータの値の組は、評価基準の最小値を与えるものでなくてもよい。平均流量の欄もよく検討すべきである。評価基準が最小のときに、流量の値に大きな偏りがあることがある。[平均流量の] 大きな偏りは、望ましくない。

[これは RMS 誤差を評価基準とすることが適当でないことから来ている。私は元来、評価基準が嫌いであるが、RMS 誤差 $\sum (\tilde{q} - q)^2$ より、 $\sum (\log(\tilde{q} + c) - \log(q + c))^2$ 、または $\sum \{(\tilde{q} - q)/(q + c)\}^2$ を評価基準にした方がよいと思う。ここに q , $\tilde{q}$ は流量の実測値と推定値、 c は流量が 0 になる河には必要な定数で、低水流量時の流量測定誤差の 5~10 倍程度にとればよい。相対誤差の 2 乗の和を評価基準にすれば、高水時だけで評価がきまることがなくなる。]

5.7 調整結果の検討

最初の試行錯誤による調整が終り、パターン探索最適化の 1 回目が終わった所で、得られた結果をよく検討し、パラメータの調整は完全であるか、または試行錯誤による調整や、できればパターン探索最適化をさらに行う必要があるかをきめなければならない。第 1 にするのは、パターン探索最適化で求めたパラメータにより、評価・保証プログラムを用いて、全データ期間を通じた計算をすることである。

日流量の実測値、推定値のプロットをよく検討し、統計的にまとめた表をよく調べた結果、誤差が無理なく不規則的であれば、調整は完全である。傾向性のある誤差が残っていれば、これらの誤差を除くために、さらに試行錯誤による調整や、できればパターン探索最適化が必要である。

最初の試行錯誤による調整と、1回目のパターン探索最適化の後に、なお傾向性のある誤差が残る可能性に対するいくつかの理由を以下にあげる。

- a. 1個またはいくつかの重要なモデル・パラメータが試行錯誤による調整で適正に修正されておらず、その上パターン探索最適化にも含まれていなかったことがあり得る。
- b. パターン探索最適化に用いられた期間が、全データ期間を代表していないことがあり得る。
- c. 河道応答関数が、流量の全範囲にわたり、河道の応答を適正に表わしていないかも知れない。変数LAGや変数Kを含ませる必要があろう。
- d. 概念モデルに欠点があるかも知れない。たとえば、土の中の水の動きや、滞留に影響する、凍土や、その他の温度に関する現象が、土壌水分を計算するモデルの中に入っていないというような。概念モデルに含まれていなかったり、十分にモデル化されていない現象が起きれば、傾向性のある誤差が出て来る。これらの欠点は、いくら調整しても訂正できない。

5.8 調整についてのその他の考察

5.8.1 高度地帯の利用

この積雪・融雪モデルでは、融雪の計算と降水の形の決定は、面積平均気温にもとづいている。融雪は全地域にわたって起こると仮定されるか、全地域にわたって融雪が起こらないと仮定される。同様に、全降水が雨と仮定されるか、または雪と仮定される。その上、積雪層の面積は、山岳地帯において減少するから、面積平均気温はもはや、積雪地域上の面積平均気温と等しくない。融雪を推定し、降水の形を推定するのに面積平均気温を用いるのは、誤差のもとであり得る。雪どけの計算においてシミュレーション誤差が起こるのは、元来、低い所だけで雪どけが起こる雪どけ期の初期と、高い所だけしか雪におおわれていない雪どけの後期とである。降水の形の推定でシミュレーション誤差が起こるのは、低い所で雨が降り、高い所で雪が降るときである。かかるシミュレーション誤差は、流域の高度範囲が小さいときは重大でないが、高度範囲の増大とともに重要性が増大する。かかるシミュレーション誤差を小さくするには、高度範囲を小さくする必要がある。流域を高度にもとづき部分流域に分割する（高度地帯）ことにより、高度範囲を小さくできる。今日までに雪のモデルで試算された流域をもとにして、どんな場合に高度地帯を用いるべきかのくわしい基準を与えることはできない。Passumpsic河において、2個の高度地帯に分割したとき、RMS誤差は約6%改善され、相関係数は約1%改善された。Passumpsic河は、流域の90%の部分の高度範囲が1500フィートである（低い所、高い所の5%ずつを除いたもので、全地域の高度範囲は2900フィート）。各部分地域に対し、SI以外は全地域に用いられたのと同じパラメータが用いられた（各部分地域の水当量が異なるから、SIは部分地域により変える）。その他のどの流域に対しても、高度地帯を用いたモデルを試みていない。

[高度地帯分割により、] 気温データがより代表性を得ることによるシミュレーション結果の改善に加えて、各高度地帯ごとに異なるパラメータを用いることによる改善が可能であろう。地文学的、気候的条件は高度により変化するから、モデル・パラメータも変化するべきであるというのは論理的にみえる。地帯によりパラメータを変えることにより、シミュレーション結果はよくなるであろう。しかしながら、よほど注意しないと、改善が現実的でないパラメータの値の代償として得られることになる心配がある。前に述べたように、シミュレーション結果の僅かばかりの改善は、将来がより大きい精度で予想できることを保証しない。高度地帯により、パラメータの値を変えたとすれば、以下に述べることに役に立つであろう。

- a. 大流域がいくつかの高度地帯に分割されるとき、一つの高度地帯の内に、流量が測られているいくつかの小流域の存在が可能であろう。これらの小流域の調整の結果は、その高度地帯のパラメータのよい推定値を与えるであろう。もしも流量が測られている小流域と、その高度地帯の残りの部分とが似た地文学的条件であるならば。
- b. 各高度地帯に対する、積雪層の水当量のシミュレーションの結果は、積雪層のシミュレーションが合っていることを確かめるために、入手可能な水当量実測値と比較すべきである。
- c. 高度地帯によるパラメータの値の違いは、物理学的に現実的でなければならない。

5.8.2 雪補正因子に対する雨量観測網の影響

多くの場合、モデル調整のときに用いる雨量観測網は、実際の河川予報のときに用いるものとは異っている。印刷公表される気象観測網に含まれている多くの地点が、河川予報センターには通報しない。一方、河川予報センターに通報するが、その雨量データが、気象観測網の一部として印刷公表されないものもある。今日までの解析結果によれば、もっとも安定かつ現実的なパラメータの値は、パラメータ調整の解析に用いられるデータが、できる限り多いときに得られる。データ検索の点から考え、パラメータ調整の解析では、印刷公表される気象観測網に含まれない観測所は、一般に利用しにくい。パラメータ調整の解析で得られた値は、二つの観測網のデータの値に偏りが無い限り、実行時の観測網に適用できる。もしも偏りが無いならば、二つの観測網によるシミュレーション結果の差は不規則であろう。

雪の補正因子は、降水量観測網を形づくっている個々の雨量計の降雪時における捕捉不足を示すものである。したがってある一つの降水観測網についての雪の補正因子は、多分、他の観測網についてのもとは異なるであろう。実行時の降水観測網に対する雪の補正因子を定める二つの方法は次の通りである。

- a. 実行時の観測網が、気象観測網の一部として含まれているとき、実行時の観測網に対する雪の補正因子 SCF_H は、試行錯誤による調整と、パターン探索最適化によってきめることができるであろう。この場合、面積平均雨量は、実行時の観測網に含まれる雨量地点だけを用いて、再計算しなければならない。
- b. 実行時の降水観測網に対する、雪の補正因子 SCF_H は次式で計算できる。

$$SCF_H = R_{c/H} \cdot SCF_c \quad \text{..... (5.2)}$$

ここに、 $R_{c/H}$ は降雪時における、気象観測網による面積平均雨量と、実行時の降水観測網によ

るものと比, SCFc は気象観測網に対する雪の補正因子の値である。

この場合、実行時の降水観測網の観測点は、気象観測網に含まれていないでよい。

いろいろな時期に、現実に通報して来る観測点の数は、雪の補正係数の値に影響しないであろう。降水量の欠測は、予め定めて置いた観測点間の関係を用い、通報のあった観測点から推定される。この関係式には、大雨の型、降水の形、風速が入っている方がよい。

雪の補正因子の修正の他に、観測網の違いによる、雨量や気温への影響も考慮すべきで、そうすれば実行時の観測網が、シミュレーションの結果を偏らせることはないであろう。

文 献

Monro, John C., "Direct Search Optimization in Mathematical Modeling and a Water-shed Model Application," NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-12, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., April 1971, 52 pp.

Larson, Lee W., "An Application of the Dual-Gage Approach for Calculating "True" Solid Precipitation," National Weather Service, NOAA, Silver Spring, Md., presented at the 53rd Annual Meeting of the American Geophysical Union, Washington, D. C., April 17-21, 1972, 18 pp.

"Lysimeter Studies of Snow Melt," Snow Investigations Research Note No. 25, U. S. Army Corps of Engineering, North Pacific Division, Portland, Oregon, 1955, 41pp.

付録A ～ 付録H [省略]

NOAA 技術要録 NWS HYDRO - 14

合衆国気象庁
河川予報システム
予報方式

水文研究所スタッフ
メリーランド州シルバースプリング
1972年12月

菅原正巳訳

訳 者 序

これは次の刊行物の翻訳です。

NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-14
National Weather Service
River Forecast System
Forecast Procedure

これと、私が昨年訳した、雪のモデルの解説書HYDRO-17、一昨年訳したSacramento Modelの解説書とを合わせれば、米国の河川流量予報のかかなりの部分が判ると思います。

昨年(1975年)9月、スロバキアのBratislavaで開かれたIAHSの「水文学における数学的モデル」の「構造的モデル」(deterministic modelを仮りにこう訳して置きます。determinism 決定論というのは、どう努力しようと、あがこうと、人間の意志に関係なく、宿命的にきまっているという考え方とか、立場とかを表わすもののようです。そういう気持を受けたのが deterministic modelの語源でしょう。しかし、宿命というような、宗教的、哲学的意味がある訳ではなく、そういう構造になっているから、おのずからこういう結果が出て来るというようにモデルができていくというのを deterministic で表わしたのだと思います。決定論的モデルと直訳するのも一つの方法でしょうが、仮りに構造的というのはいかがでしょうか)のワーク・ショップで米国側は、HYDRO-14, HYDRO-17, Sacramento Model の3冊を配りましたから、アメリカでもそう思っているのでしょう。

今回の翻訳も、前の場合と同様で、本文だけを訳し、付録のプログラムのリストや、入力カードのリスト、入力例、出力例は省略しました。そこまでくわしく知りたい方は、直接原文を見て戴きたいと思います。これらを省略したのは、一つは分量がぼう大になるからであり、二つには、ライン・プリンタ出力の写真版を、さらに複製したのでは不鮮明になって読みにくいだろうと思ったからです。原文でこれらのリストをお読みになる方に対しても、この翻訳がいくらかお役に立てば、望外の幸せです。

前回、前々回の場合と同じことですが、なるべく忠実に翻訳することを心掛けましたが、態度は必ずしも首尾一貫しませんでした。日によって気分が変りました。私が意見を述べた所、解説のために補った所は〔 〕で囲んであります。()は大部分は原文と一致しますが、関係代名詞等の処置に困って用いた所や、原文の()を省いて文章にしまった所もあります。

国立防災科学技術センター第3研究部の渡辺一郎君(第3研究部長)、勝山ヨシ子さん(計測研究室長)は、原稿を読んで、多くの誤りを訂正して下さいました。ここに記して、お礼を申し上げます。

1976年7月

菅 原 正 巳

目 次

第1章 序 説	61
1.1 気象庁河川予報システム (NWSRFS)	61
1.2 NWSRFSの内容	61
1.3 計算機に要求される性能	62
1.4 流域モデル	62
1.5 今後追加されるべきもの	63
1.6 計算機プログラム	64
1.7 謝 辞	64
第2章 必要なデータ	66
2.1 序 説	66
2.2 流量データ	66
2.3 降水量データ	66
2.4 可能蒸発散	66
2.5 モデル開発に必要な記録期間	67
第3章 データ処理	68
3.1 序 説	68
3.2 降水量データの書式化	68
3.3 地点降水量と面積平均降水量	68
3.4 流域平均降水量 (MBP) プログラム	76
3.5 可能蒸発散	80
3.6 流 量	82
3.7 磁気テープの準備とその扱い方	84
第4章 土壌水分の計算	87
4.1 序 説	87
4.2 方 法	87
4.3 パラメータ	87
4.4 流 れ 図	88
4.5 修 正	89
4.6 流域可能蒸発散	92
第5章 河道追跡	93
5.1 一 般 論	93
5.2 河道追跡の仕方	93

5.3	流量についての選択	100
第6章	検証プログラムおよび実行プログラム	101
6.1	序 説	101
6.2	プログラムの内容	101
6.3	河川系の組織	103
6.4	河道区間追跡の代替手法	104
6.5	検証プログラム	105
6.6	河川予報実行プログラム	107
第7章	モデル調整	110
7.1	序 説	110
7.2	パターン探索	110
7.3	計算法のいくつかの特徴	112
7.4	プログラムCALIBRATION MODEL (NWSRFS3)	114
7.5	パラメータ	116
7.6	パラメータの出発値	118
7.7	土壌水分の初期値	121
7.8	推奨される調整技術	121
付録A	パンチカードの標準書式	129
付録B	NCCデータを納めたデータ・テープおよびプログラムHRTAPE	133
付録C	流域平均降水量プログラム	139
付録D	USGS (合衆国地質調査所) の日平均流量データの処理	140
付録E	磁気テープ準備のためのプログラム	145
付録F	検証プログラム — 入出力の例	146
付録G	実行プログラム — 入出力の例	147
付録H	調整プログラム — 入出力の例	148
付録I	ゆがみ係数の利用による非数学的関数の最適化	151

第1章 序 説

1.1 気象庁河川予報システム (NWSRFS)

NWSRFSはいくつかの部分から成っている。たとえばデータの集収、予報の仕方、予報の広報の仕方等。この技術要録は、河川予報手続きを完全に記述している。略号NWSRFSはこのテキストおよび計算機プログラムを通じて用いられる。

気象庁 (NWS) の水文予報事業は目下大きく変わりつつある。現場で用いられている予報方式の大部分は、Linsley, Kohler および Paulhus (1958) に述べられた先行降雨指数法の如き、経験的關係図に基づいている。河川予報センター (RFS) のある者は、彼等自身が用いるためにモデルを開発し、あるいは改造したが、一般用に適したものは無かった。メリーランド州 Silver Spring の水文部のもとにある水文研究所 (HRL) は、河川予報事業のための研究・開発を援助する責任を持っている。概念モデルについての仕事は、水文循環の中の諸物理過程の研究とともに、この数年間水文研究所で行われて来た。1971年に、水文研究所は次のプログラム・パッケージ (プログラムの集まり) をまとめることにきめた。そのパッケージは概念的な水文モデルに基づく河川予報システムを開発するために必要な諸段階を例示し、予報遂行に必要な計算機プログラムを提供する。この技術要録は以下の目的に役立つものである。

- a. 現場で、概念的河川予報モデルを実行するための指導書として、
- b. 水文研究所 (HRL) が新しい概念や方式を試し、評価するときに役立つ道具として、
- c. 水文学社会において、他の人々に種々の結果を知らせる媒介として。

この技術要録に述べられているパッケージは、連続的概念モデルの利用に基づく実行的河川予報の開発に必要な技術とプログラムを、すなわち、流域データの最初の処理から、予報の準備までを含んでいる。プログラムは大容量の計算機用に作られており、どの河川系にも役立つように一般化されている。したがって、ある特殊な場合に使うには、一番効率的なプログラムとは言えない。

1.2 NWSRFSの内容

- a. 必要なデータおよびその入手法 降水量記録、可能蒸発散量、および流量が必要である。合衆国における降水量記録は、北カロライナ州 Asheville の NOAA 環境データ・サービス内の国立気候センター (NCC) にある。時間雨量、日雨量の記録は、水文学モデルに適した形では、NCC で従来用意されていないことに注意すべきである。時間雨量、日雨量データを水文学モデル作成用にとくにデザインした書式で、磁気テープの形で供給することにつき、NCC と交渉が行われた。磁気テープ書式についての記述、NCC からデータ・テープを入手するための手続きについては、

この報告に出ている（付録B）。気象要素から可能蒸発散を計算する式および合衆国のすべての日流量記録を含むUSGSの総括テープを処理するプログラムは、ともにこの報告に出ている。

- b. 流域平均雨量の計算 近接した観測値から地点雨量を計算する方法が述べられている。この方法は欠損記録の推定、累積雨量記録の分配〔日雨量だけあって時間雨量がない地点の時間雨量の作成〕や、面積平均雨量の計算をするプログラムの基礎部分である。
- c. パラメータの最適化 概念モデルのパラメータの最適化は、Monro (1971) が述べた、直接探索最適化手法に基づいている。
- d. 検証および予報の実行 モデル・パラメータの検証および河川予報の実行は、河川系の全体をシミュレートするプログラムの中に含まれている。

将来の追加や改良が、最小の努力で行えるように、NWSRFSのパラメータ最適化プログラムや、検証プログラムや河川予報実行プログラムは、規格的な小単位に分割された形で作ってある。

1.3 計算機に要求される性能

このパッケージ中のプログラムはCDC 6600 システムで使うように作られていて、他の大型計算機システムに直ちに適合するであろう。小さい記憶容量の計算機システムで使えるようにプログラムを適合させるには、かなりの手直しと分割とが必要であろう。このパッケージの主要プログラムが要求する記憶容量は次の通りである。

- a. 流域平均降水量のプログラムは、20の雨量地点の10年間の記録を使うとして、50 K語（10進）（適合度チェックのサブルーチンを含むときは67 K語）のコア容量が必要で、さらにその上、1地点、1年の雨量記録ごとに1 Kの大容量記憶（一時的なランダム・アクセスのディスク）を必要とする。
- b. パラメータ最適化プログラムには30 Kのコア容量と、その他にデータ用に40 K（コアまたはディスク）を必要とする。
- c. パラメータの検証プログラムは、5つの面積平均雨量地域と5つの流量地点を持つ河川系に対して、35 Kのコア容量を必要とする。
- d. 河川予報実行プログラムは、目下10の面積平均雨量地域と10の流量地点の大きさになっていて、25 Kのコア容量を必要とする。

1.4 流域モデル

このパッケージの中で用いる水文学的流域モデルを選ぶために、大きなテスト・プログラムが作られた。他のモデルとの比較の基準として、先行雨量指数（API）に基づく、連続的流量シミュレーション

ンのための計算機化されたモデルが作られた。この連続的APIモデルに対して、3つのモデルがテストされた。それらは

- a. SSARRモデル 工兵隊と協同で、オレゴン州Portlandの河川予報センターで用いられている(1964)。
- b. Sacramento モデル Sacramento河川予報センターで開発され用いられている(Burnash 1971)。
- c. 修正Stanford Nモデル Crawford と Linsley の仕事に基づく。

これらのモデルは、以下の6つの河川流域でテストされた。これらの流域は、続き合ったアメリカ諸州[アラスカ、ハワイが除かれる]の種々の気候的、水文的あり方を代表している。

Mad 河, オハイオ州 Springfield (485平方マイル)[1,256 km²]

Bird Creek, オクラホマ州 Sperry の付近(905平方マイル)[2,344 km²]

French Broad 河, 北カロライナ州 Rosman (68平方マイル)[176 km²]

Monocacy 河, メリーランド州 Frederick 付近 Jug Bridge (817平方マイル)[2,116 km²]

Meramec 河, ミズリー州 Steelville 付近(781平方マイル)[2,023 km²]

South Yamhill 河, オレゴン州 Whiteson 付近(502平方マイル)[1,300 km²]

1971年8月に完了したテストの統計的解析結果に基づき、修正されたStanford Nモデルが、NWS SRFSパッケージ用に選定された。これは修正 Stanford モデルがNWS SRFSに受け入れられる唯一のモデルであることを意味しないし、このモデルが将来のすべての現場で使用に適するであろうことも意味しない。選定後に行われた追加テストは、6つの試験流域およびミズリー州のCollins 付近のLeaf 河752平方マイル[1,948 km²] — この河はパッケージの適用例として用いられる河川系の一部である[5章図5.2] — について、Sacramento モデルと修正 Stanford モデルの算出結果の正確さの間には、全般を通じて、統計的な相違がないことを示した。

1.5 今後追加されるべきもの

この現在のパッケージは、水文学研究所が使っている概念モデルについての現時点のプログラムだけを提供する。雪どけルーチンに関するいくつかのステートメントが、現在のパッケージ・プログラムに含まれている。雪どけのサブルーチンは開発され、最後の検閲段階にあり、近いうちに[パッケージに]含まれるであろう。開発され、追加されるもう一つのは、陰伏的、数值的、河川追跡法のプログラムである。これらについてのオプション[使用者の必要に応じて選択使用されるルーチン]がパッケージに追加されるときには、他の型の基礎的データの入力が必要になる。

1.6 計算機プログラム

流域平均雨量，パラメータ最適化，パラメータ検証，および河川予報実行のための大きい方のプログラムは，[印刷の] スペースを多くとるので，この報告には入っていない。付録にのっているのは小さい方のデータ処理プログラムである。

プログラム・テープの入手や費用について知りたい人は，以下に問い合わせられたい。

Office of Hydrology
National Weather Service, NOAA
Silver Spring, Maryland 20910.

1.7 謝 辞

この報告に述べられた予報方式は，主として水文研究所員 E.A. Anderson および J.C. Monro の努力により開発され，それに V.C. Bissell, C.E. Schauss および W.T. Sittner の寄与があずかっている。研究所の副所長代理 Dr. E.L. Peck は，研究所長代理 T.J. Nordenson の全般的統括のもとで，この報告のとりまとめを行った。技術的援助が研究所スタッフの他のメンバーによって行われた。Mrs. Doris B. Brown は大切な技術的支持を行い，原稿は Mrs. Michelle Scott がタイプした。

文 献

Burnash, R.J.C., and Ferral, R.L., "A Generalized Streamflow Simulation System", paper presented at the International Symposium on Mathematical Models in Hydrology, Warsaw, Poland, July 19-24, 1971, 13 pp. plus figures.

Crawford, N.H., and Linsley, R.K., "Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model N", Department of Civil Engineering Technical Report No. 39, Stanford University, Stanford, California, July 1966, 210 pp.

Linsley, R.K., Kohler, M.A., and Paulhus, J.L.H., Hydrology for Engineers, McGraw Hill Book Company, Inc., New York, 1958, 340 pp.

Monro, John C., "Direct Search Optimization in Mathematical Modeling and a Watershed Model Application", NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-12, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., April 1971, 52 pp.

Rockwood, D.M., "Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation", Technical Bulletin No. 22, U.S. Army Engineer Division, North Pacific, Portland, Oregon, Engineering Studies Project 171, Jan. 1964, 36 pp. plus 7 appendices.

Sittner, W.T., Schaus, C.E., and Monro, J.C., "Continuous Hydrograph Synthesis

with an API-Type Hydrologic Model *, Water Resources Research, Vol.5, No.5,
1969, pp.1007-1022.

第2章 必要なデータ

2.1 序 説

連続的概念モデルに対して必要なデータは、たとえばAPIの如き古い型の手法で必要なものと、次の二つの点で異っている。第1に、モデル開発のためのデータは連続でなければならない。第2に、可能蒸発散に関するある型のデータが、モデル開発と予報実行との両方に用いられる。この二つの相違を除けば、他のすべての考え方は、従来の予報方式とほぼ同じである。

2.2 流量データ

2.2.1 [モデル] 開発 [に必要なデータ]

流域モデルの調整は日平均流量記録に基づいている。河道追跡の係数は、いくつかの選ばれた現象[出水]における瞬間ハイドログラフを必要とする。

2.2.2 [予報] 実行 [に必要なデータ]

モデルを定期的に現状に合わせて手直しをするために、観測データが用いられる。その必要性は、予報方式の他のいかなる型におけるのと同様である。すなわち、各流量地点における、3時間または6時間おきの観測が理想的であろう。データの量がこれより少なければ、最終結果の質が落ちるであろう。しかしシステムを動かし続けるためには、流量観測データは実際には必要がない。

2.3 降水量データ

2.3.1 開 発

連続した流域平均6時間雨量記録が必要である。これは流域の内部または周辺にある自記記録と日雨量計との組合せから導くことができる(3.3および3.4を見よ)。

2.3.2 実 行

降水量データに対する要求は、面積平均に基づく流域モデルの解析に対して要求されるものと同じである。

2.4 可能蒸発散

流域モデルでは、蒸発散需要として、可能蒸発散と、モデルの一部分として最適化された季節的補正係数との積が用いられる。可能蒸発散(PE)記録は、毎日毎日の算出されたPEでもよいし、これらの数値の長期間平均を表わす曲線でもよい。目下、確定的とは言えないが、毎日毎日のPEを使う方がよい結果が出ることに、いくつかの根拠がある。一方、毎日毎日のPEを使うのは、長期間平均を使うのより精度が落ちるという状況を仮定することもできる。相対的效果は未知であるから、現在のところ何とも言いかねる。もし平均的PEを用いるべきであれば、PEデータは不用である。その場合は[蒸

発散] 需要曲線の最適化だけが必要で、その需要曲線は二つの定まった季節変化曲線の積である。

2.5 [モデル] 開発に必要な記録期間

ここにおける考察は、どんな型の予報方法を開発するときにも生ずるものと同じである。各パラメータ〔原文にパラメータとあるが、おかしい。現象に関係する各要因とか、各変数と言うべきである〕の変動を、その最大可能範囲にわたってサンプルすることが望ましいから、したがって長い期間が望ましい。一方、流域の特性は時とともに変化し、予報に関しては、人々が関心を持つのは過去ではなく、将来を表わすパラメータの値である。しかし、将来はサンプルできないから、現状を表わす短期間記録が次善の選択である。最適な妥協は、最近 10 年間の記録であろう。

第3章 データ処理

3.1 序 説

NWSRFSを合衆国中で遂行するには、大量のデータが必要である。かくて、効率的なデータ検索法を持つこと、計算機化されたデータ取り扱い法、データ処理のルーチンの利用が必要となる。この章はNWSRFSで用いられるデータ検索システム、データ処理プログラムについて述べる。最終的に処理された形では、データは水文部標準カード書式（付録A）のカードの形で蓄えられるか、またはNWSRFS標準テープ書式（3.7.2）で磁気テープ上に蓄えられる。

3.2 降水量データの書式化

3.2.1 データ源

時間降水量、日降水量のデータは、北カロライナ州 Asheville のNOAA環境データ・サービスの国立気候センター（NCC）から検索される。

3.2.2 時間降水量、日降水量データ

NCCは時間降水量データを、リファレンス・マニュアル【検索便覧】がカード・デッキ488について記載している書式で蓄えている。日降水量データはカード・デッキ486の書式である。データはNCCから、カードまたはテープの形で検索できる。他の形式が用いられるときは、とくに明記して置かなければならない。

付録Bに定められた形式による磁気テープの検索が望ましい。この形式のテープは大抵の大型計算機システム、とくにIBM 360 シリーズ、CDC 6000 シリーズ、UNIVAC 1100 シリーズにより、効率的に処理できる。付録B・1に述べられた形式のデータ・テープは、そのまま流域平均降水量（MBP）プログラムで利用できる。MBPプログラムによる計算は3.4に述べられる。

時間降水量がNCCカード・デッキ488の書式でカードになっているときは、ワーキング・テープを作らなければならない。ワーキング・テープの書式は月記録の順になっていて、MBPプログラム用にも使える。ワーキング・テープを作るプログラムがHRTAPE [hourly tape] で、付録B・3にそのリストが出ている。日降水量記録は、付録B・2.3に述べられているようにテープに蓄えるか、または水文部標準書式でカードに蓄えなければならない。

3.3 地点降水量および面積平均降水量

3.3.1 序 説

降水量データから、何らかの水文学的知見を得るには、ある領域上の降水量の変動について知ることが必要である。降水は通常、地点降水量として測られるから、そのデータを利用するには他の地点の値

を推定する能力が必要である。何らかの面積的解析手法、たとえば等雨量線図、ティーセン法等が、間接的または直接的に、対象領域の全地点における降水量に関する推論を与える。以下に述べる方式は、ある地点の降水量を周辺諸地点の降水量の関数として推定する方式の客観的公式化である。この方法は、未発表の大量の研究結果と多年にわたる実験の結果で、経験的、理論的に検証済みである。ここでは、この考え方の構造だけが述べられる。

3.3.2 推定の考え方

図3-1において、点Aが降水量を推定したい地点であるとする。点Aを通る東西、南北の直線が、Aの周辺地域を4象限に分ける、それに東北から始めて、時計廻りの逆で図に示すように番号を打つ。BからKまでの諸点の降水量は既知である。各地点の地図上の座標により、各象限ごとにAに最も近い地点がみつかる。それがG、D、H、Jである。A地点の降水量の推定は、この4地点の降水量の荷重平均として求められる。そのウェイトはAと各地点との距離の平方の逆数に等しい。一例として、データが表3-1に示されたものとする。

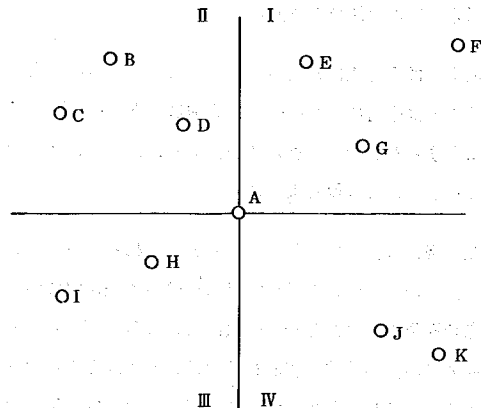


図3-1 降水量地点Aを囲む4象限

表3-1 地点Aにおける降水量の、周辺地点からの推定

地点	X	Y	降水量	ΔX	ΔY	D^2	$W \times 10^3$	$PW \times 10^3$
A	75	50	-	-	-	-	-	-
G	92	59	2.61	17	9	370	2.7027	7.0540
D	67	62	1.78	8	12	208	4.8077	8.5577
H	63	43	0.56	12	7	193	5.1813	2.9015
J	94	33	2.19	19	17	650	1.5385	3.3693
計	-	-	-	-	-	-	14.2302	21.8825

Aにおける推定降水量は $21.8825/14.2302$ すなわち 1.538 インチに等しい。

降水量地点を含まない象限があるときは、降水量地点のある象限だけについて平均の計算を行う。

降水量地点が隣り合った2象限のみにあるという特別の場合、すなわちI-II象限、II-III象限、III-IV象限、またはIV-I象限にあるという特殊の場合、この方式を変形する。この場合には、推定を $\Sigma PW / \Sigma W$ とするより、 ΣPW で与える。この方式は、降水量の測られている地域から、降水量の測

られていない地域に地点が動いて行くに従い、推定雨量が0に近づくという効果を持っている。かかる、むしろ異常な状況に対して、この方式は多分、もっとも論理的な取り扱い方であろう。[ΣPW は距離の単位の取り方によって変化する。つまりディメンションが降水量と一致しない。論理以前ともいふべき不合理な推定式である。しかし、雨量地点から遠い所の推定降水量を0に近づけるといふのは、あるいはアメリカではよい推定法であろう。雨量観測点がない地域とは人が住まない、多分人が住めない地域であろう。アメリカ合衆国では、人が住めないのは雨が降らない不毛の地であろう。だから、雨量地点から遠い地点の雨を0に近づけるのは、そう悪い推定ではあるまい。なお $\Sigma PW / \Sigma W$ も論理的には筋が通らない推定法である]。

以上の推定方式は、周辺で観測された降水量の最大値より大きい、または最小値より小さい推定を与えることは絶対にできない。ある地域、とくに山岳地域では降水量パターンが既知の特徴を持っていて、あるきまった点では大きい値を、あるいは小さい値を示す。以下の修正ではこれを考慮に入れて、そういうことが起こり得るようにする。

この修正は、「地点特性修正」とよばれる。ある地点の特性降水量は、その地点の正常降水量と似ている。その違いは、地点正常降水量はある長期間についての、その地点の全累積降水量であるのに対し、地点特性降水量はある一つの大雨で起こるはずのものである。これを使うとき、特性降水量の現実値は重要でない。実質的に使われるのは、ある地点の特性降水量と、他の地点の特性降水量との比である。定められ、そして利用される特性降水量は正常雨量とは多くの場合異なり、大雨の種々の型に応じて、いくつかの特性値の組がある。各地点の特性降水量の適切な組ができているとして、計算は次のように進行する。図3-1、表3-1の例を用い、地点A、G、D、H、Jの特性降水量が表3-2で与えられているとする。地点Aの特性値が、推定に用いられる地点のものよりいくらか大きく、それが基本推定の増大を示している。表3-2の計算は本質的には、地点G、D、H、Jにおける特性降水量から地点Aの特性降水量を[表3-1の方法で]推定すること、答は41.7524/14.2302、すなわち

表3-2 「地点特性修正」法による地点Aの降水量の修正

地点	特性降水量(C)	$W \times 10^3$	$C \times W \times 10^3$
A	4.2	-	-
G	3.4	2.7027	9.1892
D	2.9	4.8077	13.9423
H	3.0	5.1813	15.5439
J	2.0	1.5385	3.0770
	-	14.2302	41.7524

2.9341インチと出て来る。地点Aにおける特性値は4.2インチだから、この場合の推定雨量は $1.538 \times (4.2/2.9341)$ ；すなわち2.202インチである。基本的推定と異なり、「特性修正」方式は限定されたテストや検証しか受けていないことに注意が必要である。これを用いる準備はMBPプログラムにできているが、それを用いるには十分の注意が必要である。

山岳地域では、雨が多く降る地域には雨量観測点がないのが通例である。「ダミー」雨量観測点をいくつかの大切な地点に置き、それらの特性値を既知の降水量パターンから推定することができる。これ

らダミー地点からはもちろん〔降水量〕 通報されないが、それぞれの降水量パターンを定めれば推定値が出て来る。

3.3.3 推定技術の応用 一般論

基本推定方式が種々の仕方で適用される。観測網上の雨量観測点が、ある降雨のとき通報されないと、それは推定される。その上で予め定められたティーセン法のウェイトにより、面積雨量が計算される。

地域上に、〔観測点網より〕細かい格子を重ね合わせたときに、各格子点における降水量が推定できる。このようにして定まった雨量分布から、面積雨量の考察が可能になる。等雨量線図の計算機によるプロットも可能になる。

3.3.4 格子点ウェイト

いままでの議論は、実際の降雨の解析を扱っていて、そこでは雨量は変数であった。同様の考え方を、ティーセン法のウェイトと同様に、雨量観測点ウェイトの組を算出することができて、それが面積雨量の計算に用いられる。細かい格子でおおわれた流域を考えよう。ある降雨に際し、先に述べた方式〔表3-1の計算に用いた方式〕を流域内の各格子点に適用し、各格子点の雨量を計算できる。各格子点における雨量の全部の相加平均が流域平均雨量となる。この方法で計算した流域平均雨量と同じものを出す地点ウェイトが「格子点ウェイト」として知られている。それは次のようにして求められる。

流域内に落ちる各格子点において、〔雨量〕推定の計算をする。それは〔各象限内で最近距離にある〕雨量観測点4個の位置を定め、そのウェイトを計算するだけである。次にそのウェイトを正規化し（合計を1にする）、各ウェイトをそれぞれの雨量観測点に対応させる。この操作を各格子点につき行った後、各雨量観測点に対応させられたウェイトの合計をとり、その合計値を正規化したものが、各雨量観測地点の「格子点ウェイト」である。

一つの例として図3-2に示された流域を考える。この領域は10×10の格子で蔽れ、そのうち47個が流域内に落ちている。この47の格子点の計算が表3-3に出ている。そこに出ているウェイトは距離の2乗の逆数であるが、各格子点ごとに和が1になるようにすでに正規化されている。雨量観測地点が格子点上にあるという特殊な場合があることに注意してほしい。その雨量

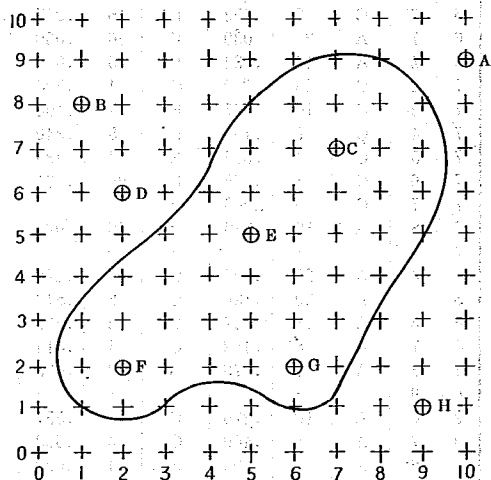


図3-2 格子点ウェイト推定のため地域上に重ね合わされた格子

表 3-3 各格子点に対する正規化されたウェイト

X	Y	I 象 限			II 象 限			III 象 限			IV 象 限		
		地点	D ²	W	地点	D ²	W	地点	D ²	W	地点	D ²	W
1	2	D	17	.056	-	-	-	-	-	-	F	1	.944
1	3	D	10	.167	-	-	-	-	-	-	F	2	.833
2	1	F	1	.980	B	50	.020	-	-	-	-	-	-
2	2	F	0	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	3	D	9	.092	B	26	.032	F	1	.828	G	17	.048
2	4	D	4	.411	B	17	.096	F	4	.411	G	20	.082
3	1	G	10	.159	F	2	.797	-	-	-	H	36	.044
3	2	E	13	.065	F	1	.842	-	-	-	G	9	.093
3	3	E	8	.094	D	10	.076	F	1	.755	G	10	.075
3	4	E	5	.295	D	5	.295	F	5	.295	G	13	.115
3	5	C	20	.036	D	1	.714	F	10	.071	E	4	.179
4	2	E	10	.166	F	4	.417	-	-	-	G	4	.417
4	3	E	5	.295	D	13	.115	F	5	.295	G	5	.295
4	4	E	1	.727	D	8	.091	F	8	.091	G	8	.091
4	5	C	13	.057	D	5	.148	F	13	.057	E	1	.738
4	6	C	10	.111	D	4	.278	F	20	.056	E	2	.555
5	2	E	9	.091	F	9	.091	-	-	-	G	1	.818
5	3	E	4	.276	D	18	.061	F	10	.111	G	2	.552
5	4	E	1	.738	D	13	.057	F	13	.057	G	5	.148
5	5	E	0	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	6	C	5	.146	D	9	.081	E	1	.731	G	17	.042
5	7	A	41	.042	B	17	.101	E	4	.429	C	4	.428
5	8	A	26	.094	B	16	.152	E	9	.269	C	5	.485
6	2	G	0	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6	3	C	17	.044	E	5	.150	G	1	.749	H	13	.057
6	4	C	10	.110	E	2	.552	G	4	.276	H	18	.062
6	5	C	5	.148	E	1	.740	G	9	.082	H	25	.030
6	6	C	2	.458	D	16	.057	E	2	.458	H	34	.027
6	7	A	20	.039	B	26	.030	E	5	.155	C	1	.776
6	8	A	17	.084	B	25	.057	E	10	.143	C	2	.716
7	2	C	25	.032	G	1	.806	-	-	-	H	5	.162
7	3	C	16	.077	E	8	.154	G	2	.615	H	8	.154
7	4	C	9	.189	E	5	.340	G	5	.340	H	13	.131
7	5	C	4	.385	E	4	.385	G	10	.154	H	20	.076
7	6	C	1	.785	D	25	.031	E	5	.157	H	29	.027
7	7	C	0	1.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	8	A	10	.088	B	36	.024	C	1	.872	H	53	.016
7	9	-	-	-	-	-	-	C	4	.692	A	9	.308
8	4	A	29	.096	C	10	.278	G	8	.348	H	10	.278
8	5	A	20	.130	C	5	.519	G	13	.199	H	17	.152
8	6	A	13	.107	C	2	.699	E	10	.140	H	26	.054
8	7	A	8	.102	C	1	.814	E	13	.062	H	37	.022
8	8	A	5	.270	B	49	.028	C	2	.675	H	50	.027
8	9	-	-	-	-	-	-	C	5	.444	A	4	.556
9	6	A	10	.279	C	5	.557	E	17	.164	-	-	-
9	7	A	5	.400	C	4	.500	E	20	.100	-	-	-
9	8	A	2	.699	B	64	.022	C	5	.279	-	-	-

観測地点にはウェイト1が与えられ、他の雨量観測地点は用いられない。各雨量観測地点の格子点ウェイトを求めるために、各雨量観測地点ごとに対応させられたウェイトの和を求める。これらの和が表3-4に出ている。総和が格子点の個数47になることに注意してほしい。この和を正規化すると格子点ウェイトになる。

このウェイトの使い方を示すために、図3-3の流域にある降雨パターンを重ね合わせる。各雨量観測地点の地点雨量は次のものである。

A-1.0 B-0.2 C-4.6 D-1.0 E-3.2
F-1.9 G-2.1 H-1.0

この値に表3-4の格子点ウェイトを当てはめると、計算された流域平均は2.764インチである。表3-1

[原文には表3-2とある]の計算をそのまま実行し、上記降雨のもとで各格子点の雨量を求め、[格子点雨量の相加平均として]計算された流域平均雨量はやはり2.764インチである[当然のこと]。

3.3.5 ティーセン・ウェイトの計算

計算機によるティーセン・ウェイトの決定はかなり容易である。ティーセン多角形は、雨量観測点を結ぶ線分の垂直2等分線によって作られる。これらの直線の方程式や、これらに囲まれる面積の計算をプログラムするのはきわめて難しい。しかし、ある雨量観測地点に対する多角形[の内部]は、その雨量地点までへの距離が、他のいかなる雨量地点への距離よりも近いようなすべての点[の集合]

であると考えれば、解法は容易である。図3-2の場合、各雨量観測点につき、それを最近の雨量観測点とする格子点の数が表3-5に出ている。この格子点個数を正規化したものがティーセン・ウェイトである[この場合、格子があらいたが必要である。図3-2のように10×10ならば計算はきわめて容易であるが、格子を細かくすると、たとえば100×100にすると、計算機で行ってもかなりの時間がかかる]。

表3-4 各雨量地点に対する格子点ウェイト

地点	ウェイトの和	格子点ウェイト
A	3.294	0.0701
B	0.562	0.0119
C	12.312	0.2619
D	2.730	0.0581
E	10.348	0.2202
F	8.931	0.1900
G	7.504	0.1597
H	1.319	0.0281
	47.000	1.0000

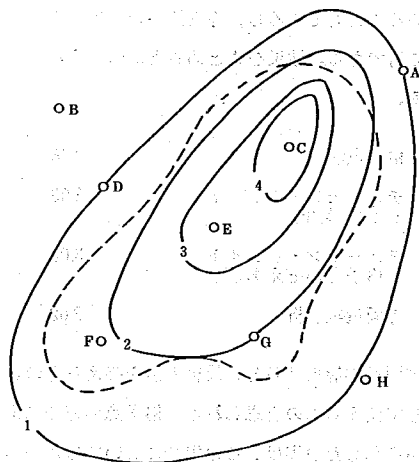


図3-3 地域上に重ね合わされた降雨パターン[実線は等雨量線、破線は流域界、図3-2の流域]

3.3.6 ウェイトの定め方の比較

図3-4は、図3-2の流域に、従来の方法によるティ
ーセン多角形を描いたものである。これから求めたウェ
イトは次の通りである。

A-0.0301 C-0.3080 D-0.0323
E-0.2441 F-0.2038 G-0.1817

表3-5の値との一致は、格子のあらさを考えれば、よ
いと言える。いまや、この〔図3-3で与えられた〕降雨
例について、流域平均雨量を種々の方法で計算することが
できる。計算はすでに、格子点ウェイトと、格子点雨量の
平均とによって行われ、答は期待通り同じで
あった。平均雨量は、多角形分割または格子
点のかぞえあげによるティーセン法によって
求めることもできるし、等雨量線の解析によ
ってもできる。結果をまとめると次のように
なる。

格子点法	2.76
ティーセン・ウェイト (多角形法)	3.03
ティーセン・ウェイト (格子点かぞえあげ)	3.03
等雨量線解析	2.62

表3-5 ティーセン・ウェイトの計
算に用いた格子点

地点	格子点の個数	ティーセン・ ウェイト
A	2	0.0426
B	0	-
C	16	0.3404
D	3	0.0638
E	10	0.2128
F	9	0.1915
G	7	0.1489
H	0	-

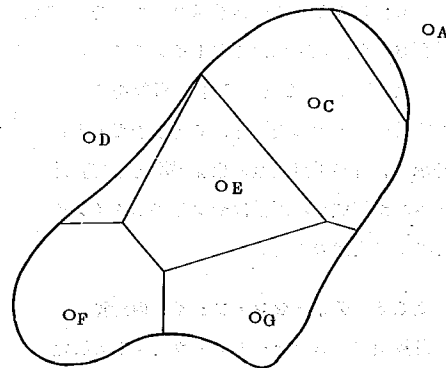


図3-4 従来の手法によるティーセン多角形網

等雨量線解析は多分、最善の値を与えるものと思われ、その値は他の方法で求められた値の判断基準
として使えるものと思われる。格子点の方法による値が、ティーセン法によるものより、この基準に近
い値を示した事実は、この場合においてはよい結果を示している。しかし、これを一般化の基礎とする
訳には行かない。

一般に、ある地域の格子点ウェイトの値は、ティーセン・ウェイトにきわめて近い。目立った違いは
主として、領域の外にある雨量観測点がしばしば、ティーセン法ではウェイトが0であるのに、格子点
ウェイトでは小さなしかし0でない値となることである。上記の例の雨量観測地点BとHとがこの場合
である。

3.3.7 感 度

上記の解析で有限個の格子点を用いたのは、もちろん正確な解への近似である。格子点の数が多いは
ど近似は良好となる。この型の計算の感度を調べた結果によると、流域内に100個以上の格子点が落ち
れば、良好な結果が得られる。点の数を100以上にふやすと、結果はいくらかよくなるが、150をこえ

ると見るべき変化はない。

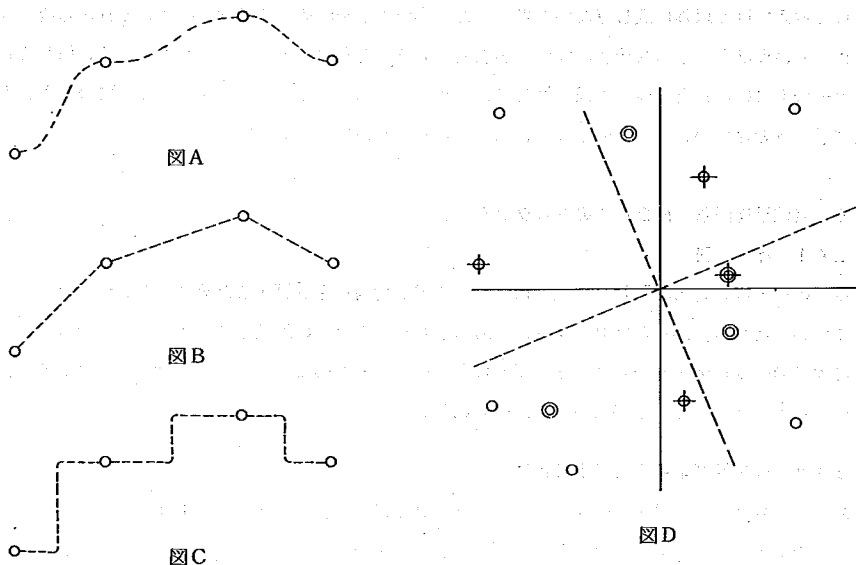
【ここで、ここに述べられている、周辺の雨量観測点から欠測地点の雨量を推定する方法、同じ考え方から面積雨量を算出する方法について、私見を述べて置きたい。ここに述べられた方式は、一見もっともらしくできているが、私には合理的であるとは思えない。

この方式の出発点は、雨量未知の地点の周辺にいくつかの地点（各象限から1地点ずつであるから、一般には4地点だが、ときには3地点以下になる）を選び、距離の2乗に逆比例するウェイトを用いて荷重平均を作り、推定値とするもので、一種の補間法である。

簡単のために1次元で考えると、この補間法の特徴と欠点とがはっきりする。距離の2乗に逆比例するという事は、ある雨量観測点の近傍では、その地点のウェイトが圧倒的に大きいことであるから、その点の近傍では補間値は、その点の値とほぼ同じ値を示す。つまり各雨量地点の近傍で安定な値を示す（これは2次元の場合にも成立する）。図Aはこの補間法でいくつかの観測点の間を結んだ結果である。もし、ウェイトを距離の1乗に逆比例させれば、図Bのように直線補間になるし、距離の n 乗に逆比例させ、その n を大きくすれば、図Cのようになり、 $n \rightarrow \infty$ のとき階段関数となる。つまりティーン法は $n \rightarrow \infty$ の場合の補間法というべきである。なぜ距離の2乗の逆比例するウェイトがよいかの理論的根拠があるとは思えないし、図Aをみれば、このような補間法がよいはずがないと思われる。

さて、これ以外に、ここで述べられている方式には、もう一つの理論的欠陥がある。この方式では、推定雨量を求めたい点を通して東西、南北に座標軸を引き、各象限からそれぞれ原点に最も近い1点を選び出している。しかし、座標軸を東西、南北に一致させなければならない必然性があるとは思えない。

ところで、座標軸の向きを変えると、図Dに示すように、座標軸の取り方によって、選ばれる点の組



が変ることがある。図Dで実線は古い座標軸、破線は新しい座標軸、○は古い座標軸のときに選ばれた地点、×は新しい座標軸のときに選れた地点である。推定に用いられる地点が変わるから、得られる推定値も変る。先に、 $\Sigma WP / \Sigma W$ の代りに ΣWP で推定する方がよいというのに対し、ディメンションが一致しない推定法は論外だと言ったが、座標軸によって変化する推定値も、同じく論外ではあるまいか。もっとも、座標軸によって影響を受けないようにする工夫の道は残されている。たとえば各象限内1地点ずつとしないうで、全地点（地球上に拡がらないために、ある距離以内に制限すればよい）につき、距離の2乗に逆比例するウェイトを掛けて荷重平均することも考えられる。この場合も、各雨量地点の近傍では、その地点の雨量に近い値をとり、定常的になり、やはり図Aのような補間法となる。しかしこの方法では、東側とか、北側とかに点が偏在するとき、その影響を受けるので、各象限から1個ずつ代表をとることにによって、その難点を避けたのであろう。その代り、座標軸の影響を受けることになるが、実用上はこれでよいと考えたのかも知れない。座標軸の影響を受けないで、しかも角方向の偏りを避ける方法もあるが、面倒になるのではなかったのかも知れない。そこであげ足とりはやめて、理論的には変でも、実用上よければかまわないことに妥協しよう。

根本的に言って、与えられた雨量地点で得られた実測雨量を滑らかに含む曲面を一応もっともらしく作るという手法が、雨量分布の本質に迫るとは思えない。事実、概念モデルの相互比較のとき、データとして提出されたBird Creekの流域平均雨量はあまりよいものと思えなかった。私はなまの地点雨量が欲しかったが、与えられたのは、すでに計算ずみの流域平均雨量で、それは流量とうまく合わない。私はどういう手続きで作られた面積雨量であろうと思ったが、今回これを読んで了解した。このような方法では、よい流域雨量は得られないと私は思う。流出モデルを作り、実測流量と対比しつつ、雨量地点の代表性を追いつめて行くより他に方法はあるまい。面積雨量と流出機構、河道変形とはつねに一体にして考えて行く以外に致し方ないと思う。まず流域雨量を固め、蒸発散を固め、それから流出機構を求めるといふほど、幸福な状態にないのが水文学であると私は考える。何もかも怪しく、信じられるものは一つもないけれど、何度も繰り返しているうちに、あちらこちら少しずつ固まって来るというのが、水文学だけではない、すべての学問の、人間の思考の本質ではあるまいか。]

3.4 流域平均雨量 (MBP) のプログラム

3.4.1 序 説

以下の節では、先に説明した考え方によって流域平均雨量を計算するために書かれた計算機プログラムについて述べる。かかるプログラムは、河川予報実行のための連続水文モデルを作り上げるために必要な大量の降水量データを処理する効率的な手段を与えるために必要である。計算機プログラムは、順次行われる主要な計算の順序に従って述べられる。

3.4.2 雨量観測地点ウェイトの計算

MBPプログラムには雨量観測地点ウェイトの計算に関し、次のオプションがある。格子点ウェイト、ティーセン・ウェイト（格子点かぞえあげ）、または予め定めたウェイトである。予め定めた雨量観測

地点ウェイトは山岳地域で用いられ、そこでは地点ウェイトは、2次元座標の位置の他に、高度や、斜面の向き、その他のものの関数となる。格子点が用いられるときは80×80の要素から成る格子点地図がプログラムに入れられる。この地図は、平均雨量を計算しようとする領域内に落ちる格子点には1と置いて〔外に出る点には0と置く〕作られる。現在、MBPプログラムは、1回の計算実行で、10個の領域までの面積（流域）雨量を計算するように、ディメンションがきめられている。すべての領域は同一の80×80の要素の格子点地図の中になければならない。領域の全体を蔽い、かつ3.3.7で述べた感度の要求に応ずる格子を選ぶように、種々の大きさの格子が使えるようになっている。

3.4.3 降水量データの入力

MBPプログラムにおいて、MBPが計算しようとしている期間に対する降水量データは、雨量観測地点の順に入力される。時間雨量地点がまず入力される。時間雨量データは、NWSRFS-国立気候センター（NCC）の時間雨量テープ（付録B・1、B・2）、またはプログラムHRTAPEで作られたワーキング・テープ（付録B・3）、または水文部の標準書式カードのどれかから来る。NWSRFS-NCCテープを用いるときは、各日雨量地点の観測時刻、および期間内における観測時刻のいかなる変更も、プログラムに入力しなければならない。標準書式カードは観測時刻を含んでいる。データを1月分読むごとに、それは大量記憶装置（一時的な磁気ディスク）に蓄えられる。後で、情報は必要に応じて大量記憶装置から検索される。MBPプログラムは、大量記憶装置に4,800月の時間データを蓄えるように、目下のところプログラムされている（日雨量データは時間雨量の形で蓄えられる。すなわち各日雨量は観測時の時間の所に蓄えられる）。この容量はおよそ35百万時間の雨量データである。

3.4.4 欠損または累積時間雨量データの推定

すべてのデータが読み込まれると、プログラムは時間雨量観測地点を1月ずつ当たり、時間雨量が欠けている期間の雨量を推定し、累積値だけが記録されている期間の雨量は〔時間雨量に〕分配する。時間雨量に分配すべき期間が月にまたがっている場合に備えて、月資料には前の月からの1日、次の月からの2日がつけ加えてある。時間雨量の欠損や累積値に対する推定には、時間雨量地点のみが用いられる。データが欠けている時間雨量の推定には、次の式が用いられる。

$$Ax = \frac{\sum_{i=1}^n (Ai \cdot \frac{Nx}{Ni} \cdot \frac{1}{(di,x)^2})}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(di,x)^2}} \dots\dots\dots (3-1)$$

ここに、

Ax： 推定すべき地点の時間雨量

i： 推定に用いられる雨量地点の番号

n： 推定に用いられる雨量地点の数（各象限内で、有効なデータを持つ最近の地点が推定に用いられる - 3.3.2を見よ）

Ai： 推定に用いられる地点の時間雨量

Nx： 推定される地点の月ごとの特性雨量

Ni： 推定に用いられる地点の月ごとの特性雨量

$d_{i,x}$: 推定される地点と、推定に用いられる地点間の距離

特性雨量は平坦地ではなくてもよいが、山岳地域では必要である。月ごとの特性値が用いられるのは、一般には個々の降雨の型が不明で、降雨の型は季節とかなり強い相関があるからである。累積和記録しない期間中の時間雨量の推定には次の式が用いられる。

$$A_x = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i \cdot \frac{T_x}{T_i} \cdot \frac{1}{(d_{i,x})^2})}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(d_{i,x})^2}} \dots\dots\dots (3-2)$$

ここに、

T_x : 時間雨量への分配が行われる地点の累積和雨量

T_i : 累積和雨量の期間についての、推定に用いられる地点の時間雨量の合計

公式(3-1)、(3-2)は欠損データ、累積和データの一般の場合を扱っている。特別な場合には次の規則が適用される。

- a. 推定に役立つ時間雨量地点がないときは、その期間の時間雨量を0と置き、メッセージがプリントされる。
- b. 累積和のみが与えられた期間が、次の月の2日以上にまたがって続くときは、その全期間をデータ欠損とみなし、メッセージをプリントする。データ欠損とされた期間は、公式3-1を用いて、さらに推定される。
- c. 累積和のみが与えられた期間の推定に用いるべき雨量地点がみつからないときは、累積和をその期間の最後の時間に置き、メッセージがプリントされる。

プログラムのこの時点で、すべての時間雨量地点は完全な記録を持つことになり、欠損データもなく、累積和の存在を示す記号もなくなる。

3.4.5 日雨量観測値の[時間雨量への]分配

日雨量の[時間雨量への]分配をするために、時間雨量地点を用いることにより、日雨量は、月ごとに、時間雨量に変換される。日雨量の時間雨量への変換は2段階で行われる。第1段階で、日雨量[またはその累積値]は[時間雨量に]分配されるが、欠損データは無視される。日雨量地点観測値の[時間雨量への]分配には、公式3-2が用いられる。このとき、 T_x は日雨量地点観測値、 T_i は推定に用いられる時間雨量地点における対応期間内の雨量の合計である[原文に少し混乱があるらしい]。第2段階で、欠損日雨量が推定される。欠損日雨量が推定で埋められると、それは第1段階と同様に[時間雨量に]分配される。第2段階が必要なのは、日雨量の欠損の穴埋めには、時間雨量地点ばかりでなく、ある象限で日雨量地点が欠損雨量地点に対し最近の地点であれば、それを利用するからである。この場合、公式3-1における A_x は推定される地点の日雨量、 A_i は推定に用いられる時間雨量地点または日雨量地点の対応日雨量である。特別の場合に、次の規則が適用される。

- a. 日雨量の分配に役立つ時間雨量地点がないとき、日雨量は観測時の時間雨量として残され、メッ

セージがプリントされる[日雨量がありながら、すべての時間雨量地点の対応日雨量が0のとき]。

b. 時間配分不明の期間が、次の月にわたって2日以上くい込んでいるとき、その全期間はデータ欠損とされ、メッセージがプリントされる。

c. 欠損日雨量データの推定に役立つ雨量地点がないとき、日雨量は0と置かれ、メッセージがプリントされる。

かくして、すべての時間雨量地点は完全となり、すべて日雨量地点は時間記録に変換され、欠損データも、累積値を示す記号も無くなる。

3.4.6 面積平均雨量の計算および出力

面積平均雨量の計算は、各領域、全期間について、領域内全雨量地点の時間雨量に地点ウェイトを掛けて合計し、面積平均雨量を作ることにより、容易に完成する。MBPプログラムでは、1時間、または3時間、または6時間刻みで結果を出力することが選択できる。このプログラムでは、テープまたは水文部標準書式カードで出力することを選択できる。6時間データのテープ出力が必要ならば、結果はNWSRFSの標準テープ書式で出力される(3.7.2をみよ)。

3.4.7 適正度検定サブルーチン [ダブルマス検定]

MBPプログラムの結果を利用する前に、各雨量地点の記録が適正であるかどうかを調べる必要がある。MBPプログラムは、これを行うサブルーチンを含んでいる。このサブルーチンは面積平均雨量の計算の直前に(すなわち、時間雨量地点が完全となり、すべての日雨量地点が時間雨量に換算されたとき)、地点雨量記録を用いて次の表を作り、カーブをプロットする。

a. 各雨量地点に対し、月ごとに、その地点の累積雨量、その地点に対して指定された地点集団のダブルマス値、その地点以外の全地点集団のダブルマス値が印刷される。集団の指定は、各地点が、それと同様の地理的特性を持つ他の地点の集団と比較可能となるように行われる。どの地点集団にも対応しない地点は、第1集団のダブルマスと比べられる。この場合第1集団は最良の記録を持つと判定された雨量地点から成っている。

b. 毎月の値の表を印刷した上で、このサブルーチンは、各地点の累積和を、他の全地点のダブルマスに対し、またその地点について指定された地点集団のダブルマスに対してプロットする。

3.4.8 入力についての概要

付録C・1に、MBPプログラムを実行するのに必要なデータ・カードのリストが出ている。

3.4.9 入出力の例

ミシシッピ州Leaf 河の三つの部分流域について、1968年1月から1969年9月までの流域平均雨量を計算するための入力の例の1組が、付録C・2に出ている。付録C・3はこれを実行したときの出力

の例である。

3.5 可能蒸発散

3.5.1 序 説

Thornthwaite は可能蒸発散の定義を、「植生が消費する土壌の水分が常に不足していないときに生ずる水の欠損」であるとした。多くの研究者が、実用上は、可能蒸発散は自由水面（湖面）の蒸発に等しいと考えてよいと仮定した。理論的には、この仮定は正しくない。なぜなら、太陽放射反射率は牧場や森林で 10～20%，穀物畑で 15～25%，地面で 10～45%（Sellers 1969）であるから。太陽放射反射率におけるこの違いは、自由水からの蒸発が、可能蒸発散よりやや大きいに違いないことを示している。しかしながら、自由水面からの蒸発の計算値の誤差が 10～15%（標準誤差）であるから、自由水面からの蒸発に係数を掛けて可能蒸発散を導くのが正しいとする説は疑わしい。

3.5.2 計 算 法

可能蒸発散や自由水面蒸発についての文献の中に、多くの方法が述べられている。入力として気温だけが必要である方法（たとえば Thornthwaite）は少しのデータしか要らないという点から、すこぶる魅力的である。しかし、かかる方法の利用には注意が肝要である。というのはこの方法は多くの場合、蒸発量の非常に劣った推定を与えるからである。水文部で開発された自由水面からの蒸発（ E_L ）の計算法だけが、ここで簡単に述べられる。

- a. A 級蒸発計 もっとも信頼できる自由水面蒸発（ E_L ）は A 級蒸発計による観測値を、蒸発計容器の側面、底面などを通ずる熱の出入りについて修正して得られる。これは Kohler その他（1955）による論文の公式 14，図 7 を用いてなされる。

$$E_L = 0.70 (E_p + 0.00051 P \alpha_p (0.37 + 0.0041 u_p) (T_0 - T_a)^{0.88}) \dots\dots\dots (3-3)$$

式中の記号の意味や単位については、読者が Kohler の論文を参照してほしい。 α_p の値（蒸発に用いられる水平対流エネルギーの割合）は、蒸発計風速、蒸発計水温の関数として、図 5 から得られる。[図 5 で与えられる] この関係は計算機プログラム用に、公式の形に変換された。

- b. 気象要素 E_L は次の気象要素、気温、露点、日風程、および太陽放射から求められる。方法は Kohler その他（1955）の論文の公式 10，図 6 に示されている。この関係は Lamoreaux（1962）により数式の形で表わされた。

$$E_L = (e^{(T_a - 212)(0.1024 - 0.01066 \ln R)} - 0.0001 + 0.0105(e_s - e_a)^{0.88} (0.37 + 0.0041 u_p)) \times (0.015 + (T_a + 398.36)^{-2} (6.8554 \times 10^{10}) e^{-7482.6/(T_a + 398.36)})^{-1}$$

単位や記号については、Lamoreaux の論文をみよ。

合衆国の太陽放射の観測網は不幸にして、僅か約90地点という粗いものである。したがって、大部分の一級観測点では、太陽放射を日照率から推定する必要がある。これは Hamon その他 (1954) によって開発され、すでに計算機の形式に変換された関係式によって行われる。またいくつかの一級観測点では、太陽放射を雲量から推定する必要がある。日照率のおよその近似は、それが雲量と逆の関係になっているとする仮定から得られる。すなわち、1.00 から雲量 0.2 を引いて、80 % が可能な日照率である。合衆国の蒸発の地図を作ったとき (Kohler その他 1959)、雲量しか得られない一級観測点の日照率は、気候的に似た近くの一級観測点で得られた、雲量と日照率との関係から算出された。雲量と日照との一般的関係については、現在研究が行われている。雲量から計算された蒸発は、日で考えるときは信頼できないであろうが、週または月で考えればよく合うであろう。

公式 3-4 の風の項は、A 級蒸発計の風速計高度 (約 2 フィート) における日風程であることに留意することが大切である。

次の公式を、風の観測値を蒸発計の高さに直すのに使うとよい。

$$U_1 / U_2 = (Z_1 / Z_2)^{0.3} \dots\dots\dots (3-5)$$

ここに U_1 は蒸発計の高さにおける風程、 U_2 は観測塔の風速計における風程、 Z_1 は蒸発計風速計の高さ (2 フィート)、 Z_2 は一級観測点の風速計の高さである。

文献には公式 3-5 の指数は 1/7 であるべきだとしている。しかし、経験および Hefner 湖蒸発調査における 2 m、4 m、8 m、16 m の風のデータは、風を地上 2 フィートというような低い高さに直すには 0.3 乗の方がよいことを示している。計算で出した 2 フィートの高さの風程を、近くのア級蒸発計の風程の実測値で一応チェックし、風の変換が無理なく行われているかどうかを確かめておくといよい。

c. Kohler - Parmele 公式 Kohler と Parmele (1967) は、Penman の基礎公式の修正を、全波長放射の“(入射)-(反射)” Q_{ir} および放射項から水温を消去することによって行った。

$$E_L = \frac{(Q_{ir} - e \sigma T_a^4) \Delta + E_a (\gamma + 4e \sigma T_a^3 / f(u))}{\Delta + (\gamma + 4e \sigma T_a^3 / f(u))} \dots\dots\dots (3-6)$$

$$\text{ここに、} E_a = (0.181 + 0.00236 U_4)(e_s - e_2) \dots\dots\dots (3-7)$$

単位、記号については論文をみよ。

Q_{ir} は太陽放射 (短波長) の観測値または計算値と、長波長の入射・反射の観測値または計算値とから求めることができる。不幸にして、長波長放射の入射の観測値は稀にしか得られないけれども、最近 Eppler が入射長波放射を直接測定する放射計 (pyrgeometer) を市場に出した。長波放射は Anderson と Baker (1967) が述べた技術で計算できる。遠くない将来、X-3 蒸発計網により Q_{ir} が求められることが望ましい。X-3 蒸発計は水文部により開発され、試験中の実験的絶縁蒸発計 (鍋) である。この蒸発計がほぼ一定の湖面-蒸発計係数を持つ、改良された蒸発計とな

り、放射積分計の役にも立つようになることが望ましい。Qir は X-3 蒸発計の観測値のエネルギー収支解析により求めることができる。

- d. その他 蒸発計の水温が得られない A 級観測点では、El は蒸発計の蒸発量観測値に Kohler (1959) の図版 3 から得られる係数を掛けて算出できる。X-3 蒸発計を試験中の観測点では、El は観測された X-3 蒸発量に 0.73 を掛けて得られる。

3.6 流 量

3.6.1 瞬 間 流 量

USGS [合衆国地質調査所] は瞬間流量の記録を、自動データ処理 (ADP) の形 (カードまたはテープ) では持っていない。しかしながら、瞬間流量の記録は USGS から次の二つの形で得られる。

- a. 水位および流量の 1 次計算結果の表

これは 2 時間ごとの水位と、毎日の最大・最小・平均流量を与える。2 時間ごとの水位を流量に変えるには、対応する水位流量曲線が必要である。2 時間おきの水位の表が得られるのは、計数型水位計が置かれた以後の最近の記録だけである。

- b. 瞬間水位記録は USGS から線図の形で得られる。ここでも、水位を流量に変えるには適当な水位流量曲線を用いなければならない。図からの水位読みとりを適切に行うには、時間と水位の修正が必要である。

3.6.2 日平均流量

3.6.2.1 一 般 論

平均日雨量記録は USGS から磁気テープまたは IBM カードで入手できる。希望の場所をコピーする費用は、いくつかの因子に関係する。たとえば、地点の数およびその USGS 磁気テープ・ライブラリーにおけるあり場所、希望する出力の形、要求優先度 (それが要求から入手までの時間を定める)、これらのすべてが仕事の費用の算定に関係する。簡単に言って、次の三つの出力形式が利用者に許されている。

- a. 9-トラックの磁気テープ (1 レコード 1636 バイト)
- b. 7-トラックの磁気テープ (1 レコード 336 バイト)
- c. IBM カード (または磁気テープ上のカード形式)

ここと付録 D とで述べられるプログラム DAIFY [daily flow] は、日平均流量を USGS の 7-トラック磁気テープから読み、希望の箇所を次の二つの様式のいずれかで出力する。

- a. 水文部標準カードの書式 (説明は付録 A をみよ) により、地点の順に。

b. NWSRFSのテープ書式(2進, 月の順, フォートランの書式なしで書かれている。3.7をみよ)

3.6.2.2 DAILYFへの入力

出力すべきデータ部分を指定するには, 二つのものが必要である。

a. 希望地点 地点識別番号(USGSの河下順の番号)が出力系列に対し必要である。これは8けたの整数である(例: 12-1422.10は12142210として入力される)

b. 記録期間 要求されたすべての地点に対し, 同一期間の記録を出力しなければならない。これは, 希望する期間の始めの年月と終りの年月で指定される。

入力テープは20巻まで使用できる。ある地点の記録が何本かのテープに繰り返されていることがある。ある地点に2回以上出会う場合, プログラムはその地点に1回目に出会ったときに読み込み, その後出会うときは無視する。このプログラムでは次の選択もできる。すなわち, 入力テープ記録読み込み中, パリティー・エラーを乗り越え, かかる記録上の情報は欠損データとみなす[ふつうはメッセージを出して停止する]。プログラム入力に関するくわしい説明は付録Dに出ている。

3.6.2.3 プログラムDAILYFの機能

USGSから入手したデータは地点の順になっている。NWSRFSのテープに入力するには, 月の順でなければならない。そして各月の中では, 地点や種々の型のデータは, それぞれのきまった順になっている(3.7をみよ)。大きい仕事では, USGSの地点順からNWSRFSの月順への変換は, 計算機システムの大量記憶の使用を必要とするか, または入力テープに対し時間のかかる何段もの出し入れが必要である。プログラムDAILYFはSUPERTP [superposition tape]を用い, 他の型のテープとの組合せが可能となるように, 月順の日平均流量テープを作るか, またはNWSRFS 2への入力に適した地点順の標準書式カードを作る。どちらの出力様式においても, DAILYFはメリーランド州 SuitlandのNOAA計算機部のCDC 6600システムで使える大容量ランダム・アクセス記憶によって得をしている。SUPERTPやNWSRFS 2のプログラムについては, 3.7の記述をみられたい。

入力テープで, 希望するデータに出会わなかったとき, 何が起るか? 不完全な日流量記録を, 最適化や検証の仕事に使ってはならないことは, 前から判っている。しかし, プログラムDAILYFは, 入力の中に希望の記録の全部が入っていないとき, それを流産させない。その代り, メッセージ "missing data month xx station yyyy" をプリントし, テープの場合は流量値-9が出力され, 標準カードの場合は欠損データの記号が置かれる(付録Aをみよ)。1日でも欠損のある月は, その月全部が欠損と取り扱われる。

3.6.2.4 DAILYFの出力

先に述べたように、NWSRFSの出力は、(1)いかなる見出しレコードもない、2進形式の磁気テープ、もしくは(2)標準書式カードである。テープ出力では、データは(月1, 地点1), (月1, 地点2), ……,(月1, 地点N), (月2, 地点1), ……の順になっている。標準書式カードの出力では、(月1, 地点1), (月2, 地点1), ……,(月M, 地点1), (月1, 地点2), ……の順である。

出力データをリストすることは、プログラムで選択できて、その指定は一連のジョブ入力カードの中で行われる。

3.6.2.5 ジョブ入力の流れ、およびUSGSのデータ・テープの書式は付録Dにくわしい。

3.7 磁気テープの準備とその取り扱い方

3.7.1 序 説

本章のこれまでの節で、NWSRFSに必要な種々の型のデータについて述べて来た。処理のこの段階において、データは水文部標準書式のカードか、NWSRFSの標準書式のテープになっている。データ処理の最終行程は、カードに蓄えられたデータをテープに移すこと、およびテープのデータをより少い巻数のテープに合併することである。3.7.2はNWSRFS標準テープの書式の記述を、3.7.3は標準書式カードを標準書式テープに変えるプログラムNWSRFS2の簡単な記述を、そして3.7.4はプログラムSURERPTを紹介する。

3.7.2 NWSRFS標準テープ書式

流量予報モデルの入力テープのデータは、月ごとに一まとめになり、データの型ごとに定まった順に並んでいる。標準の月の長さは31日で、6時間データ124個、日データ31個となっている。これらのデータは2進の形である。小の月の余った日には、0が入れられる。

各月のブロックに対し、それぞれの型のデータの入る順は次の通りである。

順序番号	データの型
1	【流域】平均6時間雨量(MBP)
2	日可能蒸発散(PE)
3	平均6時間気温(TA)
4	平均日流量(OFW24)
5	瞬間(6時間)流量(OFW6)

どのようにしてデータが入力されるかを以下に示す。

場合1

テープ1巻の内容: MBP 10地点
PE 1地点

OFW24 6地点

第1月

[MBP(1)] [MBP(6)] [PE] [OFW24(1)] [OFW24(6)]

この列がデータのある月について繰り返される。

場合2

データ・テープ2巻： テープ1： MBP 5地点

TA 3地点

テープ2： PE 1地点

OFW24 2地点

各テープにつき、データの順は次の通りである。

テープ1

第1月

[MBP(1)] [MBP(5)] [TA(1)] [TA(3)]

この列がデータのある月について繰り返される。

テープ2

第1月

[PE] [OFW24(1)] [OFW24(2)]

この列がデータのある月について繰り返される。

3.7.3 カードに収納されたデータの磁気テープ収納への変換

カードからテープへのデータ変換を行う計算機プログラム(NWSRFS2)は付録E・1にリストされている。このプログラムは、各地点の入手可能な期間につき、水文部標準書式カードからデータを読み込み、計算機システムの大容量記憶にこの情報を蓄える。データは月別記録に再編成され、3.7.2に述べられた順でテープに書き込まれる。

3.7.4 NWSRFS標準書式テープの合併

データ取り扱いの最終段階は、できる限り巻数の少ないNWSRFS標準書式テープを作ることである。たとえば、2巻のMBP、1巻のPE、1巻のOFW24、計4巻のデータ・テープ(期間はすべて同じ)をまとめて、1巻のテープにすることができる。これは単に、より効率的なテープ収納のために行われる。付録E・2に出ているプログラムSUPERTPがこの合併を行う。

同一期間の記録をテープにまとめる他に、SUPERTPは2つの異なる記録期間のデータを一緒にする柔軟性を持っている。この記録期間は重なり合っていてもよいが、間に隙間があってはならない。たとえば、一方のテープが期間51年10月1日から58年12月31日までのデータを、他方のテープが同一地点の58年10月1日から66年12月31日までのデータを持っているとき、SUPERTPは両者を合わせて期間51年10月1日から、66年12月31日までのテープを作成する。

文 献

Anderson, E.A. and Baker, D.R., "Estimating Incident Terrestrial Radiation Under All Atmospheric Conditions", Water Resources Research, Vol.3, No.4, 1967, pp.975 - 988.

Hamon, R.W., Weiss, L.L., and Wilson, W.T., "Insolation as an Empirical Function of Daily Sunshine Duration", Monthly Weather Review, 82, 1954, pp.141-146.

Kohler, M.A., Nordenson, T.J., and Fox, W.E., "Evaporation from Pans and Lakes", U.S. Weather Bureau Research Paper No.38, 1955, 21 pp.

Kohler, M.A., Nordenson, T.J. and Baker, D.R., "Evaporation Maps for the United States", U.S. Weather Bureau Technical Paper No.37, 1959, 13 pp. plus 5 plates.

Kohler, M.A. and Parmele, L.H., "Generalized Estimates of Free - Water Evaporation", Water Resources Research, Vol.3, No.4, 1967, pp.997-1005.

Lamoreau, W.W., "Modern Evaporation Formulae Adapted to Computer Use", Monthly Weather Review, 90, 1962, pp.26-28.

Sellers, W.D., Physical Climatology, The University of Chicago Press, Chicago, 1969, 272 pp.

第4章 土壌水分の計算

4.1 序 説

土壌水分についての計算は、雨が土地または植生にあたってから、あるいは雪からの流出が積雪層を離れたときから、水が河道に入るまでの水文学的循環の部分を含んでいる。これは水文学的サイクルの土地の相に当たるとも言える。

4.2 方 法

現在のNWSRFSのやり方は、Crawford と Linsley (1966) が土地の相のモデルとして作った Stanford 流域モデルN (SWMN) を修正したものである。この章ではSWMNの土壌水分の部分をくわしくは論じない。それを知るには、読者はCrawford, Linsley (1966) の4章 (pp. 30-43) を参照されたい。本章はSWMNに加えられた修正のことを述べる (4.5をみよ)。

4.3 パラメータ

NWSRFSで用いられる土壌水分のパラメータとその定義を、参照の便のため以下にリストする。

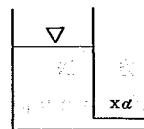
- | | |
|-----------|--|
| a. K1 | 面積平均雨量と入力雨量との比 |
| b. A | 不浸透地域の面積比率 |
| c. EPXM | 途中捕獲貯留の最大値 (インチ) |
| d. UZSN | 名目上層貯留 上層貯留量の大きさの指標 (インチ) |
| e. LZSN | 名目下層貯留 下層貯留量の大きさの指標 (インチ) |
| f. CB | 浸透指数 (インチ/時間) |
| g. POWER | 浸透曲線の指数 |
| h. CC | 中間流指数 中間流と表面流との比を定める |
| i. K24L | 深い浸透に割り当てられる地下水補給の比率 |
| j. K3 | 下層に対する蒸発損失指標 (インチ) |
| k. GAGEPE | 面積蒸発散の入力蒸発散に対する比率 |
| l. EHIGH | 自由水面蒸発から流域可能蒸発散を算出するパラメータ (4.6で定義される)
EHIGH, ELOWは各部分流域ごとに変化し得る
NEP, NDURは蒸発散観測地点で定まる地域パラメータ |
| m. ELOW | |
| n. NEP | |
| o. NDUR | |
| p. K24EL | 河川表面および河川沿い植生の流域に対する比率 |
| q. SRC1 | 地表滞留量中、河道に出て行くものの1時間当たり比率
[1 - SRC1が1時間当たり減衰率になる] |

- r. LIRC6 中間流の貯留量の中から、6時間につき河道に出て行くものの比率

$$LIRC6 = 1.0 - (IRC)^{\frac{1}{6}} \dots\dots\dots (4-1)$$
ここに、IRCはSWMNにおける中間流の日減衰比率である。
[1-LIRC6が6時間当たりの減衰率である]
- s. LKK6 KVが0のとき、地下水貯留から6時間ごとに河道に出て来るものの比率

$$LKK6 = 1.0 - (KK24)^{\frac{1}{6}} \dots\dots\dots (4-2)$$
ここにKK24はSWMNにおける、地下水の日減衰定数の観測値の最小
[SRIC1, LIRC6, LKK6は指数関数型タンク
モデルの流出孔の係数 α に相当するものである]
- t. KV 地下水減衰率を可変にするための荷重因子
註：6時間単位の地下水流出（GWF）に対する基礎方程式は

$$GWF = LKK6 (1.0 + KV \cdot GWS) SGW \dots\dots\dots (4-3)$$
ここにGWSは先行地下水流入指標、SGWは地下水貯留量（インチ）である。
- u. KGS 先行地下水流入指標に対する減衰因子



4.4 流れ図

図4-1はNWSRFSで用いられる土壌水分の計算の全般についての流れ図を示す。ある成分について用いられるパラメータは、その成分の所に記入してある。

4.5 修正

SWMNの計算の大部分は、NWSRFSでも同じである。以下に示すのは[修正しない]計算の部分で、Crawford, Linsley (1966)中の該当する公式、図、表の番号が参照してある。

- a. 途中捕獲は p. 30 に記述されている通り。
- b. 浸透の計算は、図4-3、表4-1 (p. 33) にまとめてある通り。
- c. 上層水分の保留：公式 (4.4), (4.5), (4.6), (4.7) および図4.7 (pp. 35, 37)
- d. 中間流保留の表面流保留からの分離は図4.3、図4.6および公式4.3にまとめられてある通り (pp. 33, 35, 36)。
- e. 中間流からの流出は、6時間間隔が用いられている点を除き、公式4.10, 4.11に示されている通り (p. 39)。
- f. 浸透は、時間間隔として日が用いられ、したがって係数が0.072になっている点を除き、公式4.8 (p. 38) に示されている通り。
- g. 下層水分の保留：公式4.12, 4.13, 4.14および図4.8 (pp. 39~40)
- h. 地下水からの流出は、時間間隔に6時間が用いられている点を除き、公式4.15, 4.17 (pp. 40~41) に示されている通り。

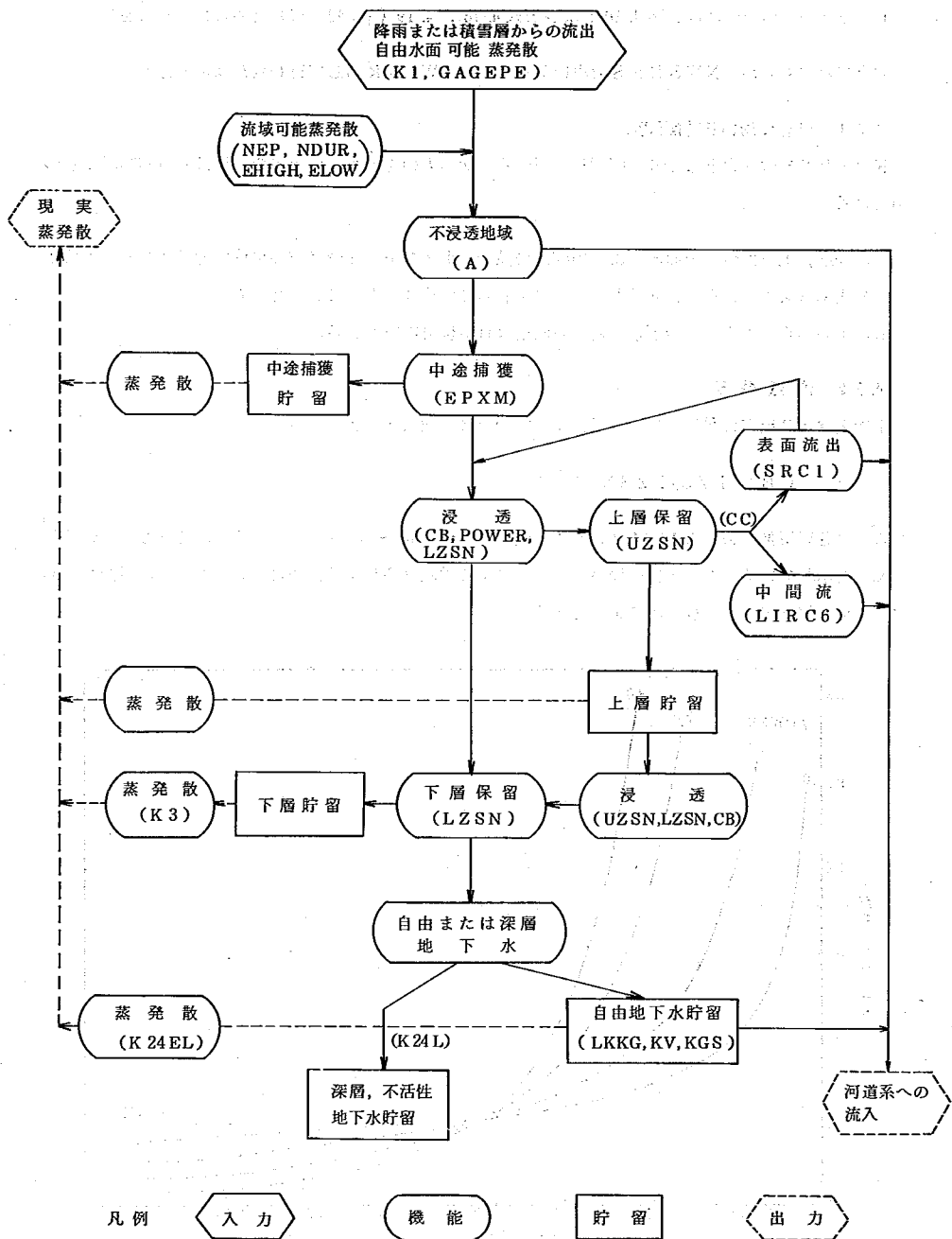


図4-1 NWSRFSシステムにおける土壌水分計算の部分の流れ図

i. 下層からの蒸発散は、図 4.10 および公式 4.18, 4.19 (p.42) にまとめられてある通り。

以下に示すものが、NWSRFS で用いるために、SWMN に対して行われた修正である。

4.5.1 計算に用いる時間間隔

NWSRFS は入力として 6 時間雨量を用いる。次のものを除き、すべての計算は 6 時間間隔に基づいている。

- a. 浸透、上層保留、表面流および中間流の減衰、および下層保留は時間単位で計算される。土壌水分比率は大雨のときは、6 時間のうちに目立って変化するためこれは必要である。
- b. 上層から下層または地下水貯留への浸透は日単位で計算される。

4.5.2 浸透曲線

下層土壌水分比率の関数としての最大浸透能の値は、次式で定められる。

$$b = CB / (LZS / LZSN)^{POWER}$$

これは SWMN の公式 4.1, 4.2, および図 4.5 (pp.35~36) の代りである。図 4-2 はこの新しい関数を示している。この変更は浸透曲線の形により柔軟性を与えるために必要である。浸透曲線の形は大部分の流域に対してきわめて重要である。

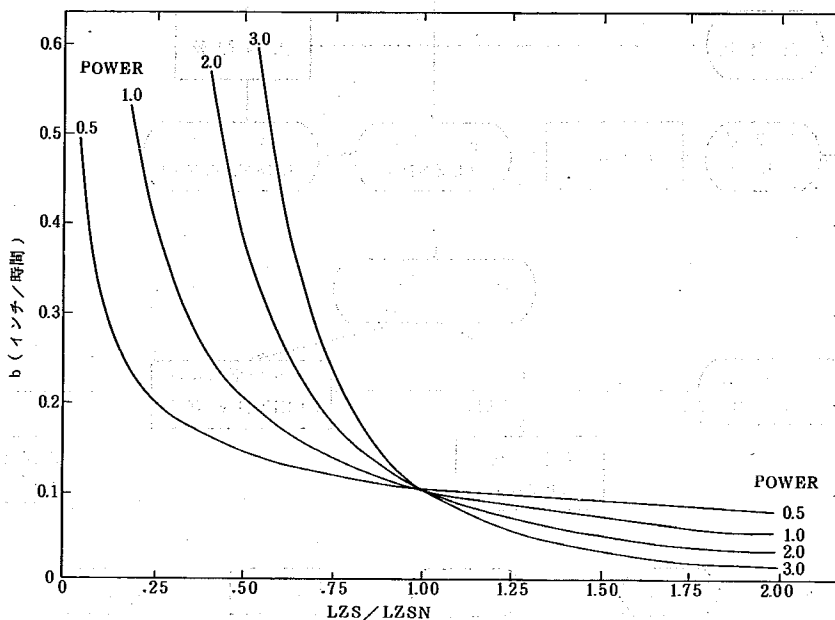


図 4-2 CB = 0.1 とし、POWER の値を変えたとき、LZS/LZSN と b との関係

4.5.3 不浸透地域流出

大部分の不浸透地域は中途捕獲貯留に支配されるのではないと仮定する。したがって、不浸透地域流出は、SWMNにおける如く、中途捕獲貯留への過剰降雨からではなく、降雨入力から差し引かれる。

4.5.4 河川表面からの蒸発および地下水からの蒸発散

SWMNでは別々に扱われたこの二つの計算は、NWSRFSでは一緒に計算される。パラメータK24ELは、河川表面および河沿い植生地帯からの蒸発が起こる地域の百分率を表わす。河沿い植生地帯からの蒸発の最大値は、K24ELとその日の流域可能蒸発散との積に等しい。

河川および河沿い植生地帯からの蒸発に当てられる水量は、流域可能蒸発散量に不浸透面積比率(A)を掛けた値に、土壌水分貯留で満たされなかった流域の蒸発散需要を加えたものに等しい。河川とそれに隣接した湿った地域は、多くの流域において不浸透地域の主要部分を作るが、岩の露出した所や、舗装された所、蒸発を許さない建築も不浸透地域の一部となる。河川および河沿いの植生地帯からの蒸発の計算値は、最大蒸発量と可能蒸発量のうちの小さい方である。

4.5.5 地表流追跡

NWSRFSでは、やや長い時間間隔が用いられているので、傾斜度や地表流の長さや[地表面の]粗さ等を用いるSWMNの地表流追跡法は用いられない。1時間内に河道に到達する速かな流出応答量(ROST)は次式で与えられる。

$$ROST = SRC1 \cdot RX \quad \dots\dots\dots (4-5)$$

ここに、SRC1は地表保留(RX)のうち河道に到達する水量の比率である。[1次遅れ系(指数関数型タンク)を通すということ]

河道に届かない水は、浸透するか、上層貯留となるか、または次の時間の流出となる。地表流(overland flow)という名称は、速い流出応答が地表面の流れであろうという誤解に導く心配があるが、一部は地表被覆の間や地面表層の中を流れるであろう。NWSRFSでの土壌水分の計算は、流出の三つの基本型を許容する、すなわち速い応答(表面流出)、中程度の応答(中間流)、および遅い応答(地下水)である。

4.5.6 地下水流入の先行指数

NWSRFSは地下水流入の先行指数(GWS)[なぜこのような不思議な名をつけるのだろうか? GWSが示すようにこれは ground water storage と言ってもよいものである。やかましく言えば storage とは言えないと言う理屈もあろうが、そうならば上層、下層でも同様であろう。時系列の計算で、少しずつ無理な所が出るのは避けられない]を次のように計算する[次式は数式の等号ではない、FORTRANの=であることに注意されたい]。

$$GWS = KGS \cdot (GWS + GW \text{ inflow})$$

ここに、GW inflow は地下水貯留への流入、KGS は先行地下水流入指数の減衰因子である。SW MN (公式 4.16, p. 41) では、減衰因子は日単位で 0.97 の値を持つ係数である [日減衰率 0.97 は時定数約 1 月、半減期約 20 日である]。

4.6 流域可能蒸発散

NWSRFS への基礎的蒸発散入力は、熱蓄積を持たない自由水面からの蒸発である。流域の可能蒸発散は自由水面蒸発に等しいかも知れないし、等しくないかも知れない。それは反射・吸収のような流域の放射に関する性質、植生の粗さ、土地の熱容量、その他の因子に関係するからである。NWSRFS では、ある日の流域可能蒸発散 (EP) を次式で求めている。

$$EP = E \cdot PE$$

ここに、PE はその日の自由水面可能蒸発散、E は自由水面可能蒸発散を流域可能蒸発に補正する因子である。

補正因子 E は、植生の季節変化を反映し、季節的に変化すると仮定する。最適化に対するパラメータの数を減らすため、年間の時間を横軸とする補正因子 E の曲線は、4 個のパラメータで定められる。SWMN では、補正因子は月毎の値が用いられた。4 個のパラメータは次の通りである。

1. ELOW 補正因子の最小値。最小値は 2 月 15 日に起こると仮定する。
2. EHIGH 補正因子の最大値
3. NEP 補正因子が最大値に達するユリウス日付
4. NDUR 補正因子が最大値に留まり続ける日数

2 月 15 日から最大値の初日まで、最大値の末日から 2 月 15 日までの移り変りには正弦曲線が用いられる。

文 献

Crawford, N.H. and Linsley, R.K., "Digital simulation in Hydrology : Stanford Watershed Model N", Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, California, July 1966, 210 pp.

コピーの入手は：University Microfilms

300 N. Zeeb Road

Ann Arbor, Michigan 48106

文献番号：OP # 55,431

費用：ゼロックス・コピーに対し \$ 11.75

第5章 河道追跡

5.1 一般論

この章は、現在NWSRFSで用いられている河道システムのモデルについて述べる。

5.2 流量追跡の仕方

Linsley, Kohler, Paulhus が Hydrology for Engineers で述べた "lag and K" 河道追跡法が用いられる。この方法の本質は、(1) 河道中の波の移動時間の計算のために時間遅れ (lag) を導入し、(2) 河道貯留効果による河道内の波の減衰をシミュレートする所にある。減衰は、河道への流入に適当に遅れを与えた上で、次の方程式に支配される仮想的貯水池によりシミュレートされる。

$$\frac{ds}{dt} = I(t) - Q(t) = K \frac{dQ}{dt}$$

この式における貯水池貯留定数Kが、"lag and K" 法の名の後半部の源である。貯水池の貯留量はSで、流入、流出はそれぞれI、Qで与えられる。

5.2.1 一定の遅れ

5.2.1.1 部分流域流出

土壌水分の計算をする方式の概念的枠組の中で、6時間間隔中に [land phaseから] 出て来た流出は、その期間中に河道系に供給される流量である。河道追跡の第1歩は、この河道への流入に一定値の遅れを適用することである。これは時間遅れ組成図によって行われる [組成図はヒストグラムの仮の訳である。ヒストグラムは我国では統計の度数分布図のときに出て来るので、ヒストグラムと聞くと度数分布図を思い起こす。そこで仮りに組成図と訳した。統計のヒストグラムも、変数の値を区間に分けると、各区間に含まれる個数が全体のどのくらいであるか、その組成を示す図である。時間遅れのヒストグラムは、流域を時間遅れにより等時間遅れ帯に分割したとき、各区間にどれだけの面積が分布するかを示す分布組成図である。流域を格子で蔽い、面積を測る代りに格子点の数をかぞえるならば、格子点の度数分布図がヒストグラムである]。河道系は等しい遅れ時間の区間に分割される。現在NWSRFSでは計算に6時間間隔が用いられているから、河川区間の遅れ時間は6時間の倍数である。

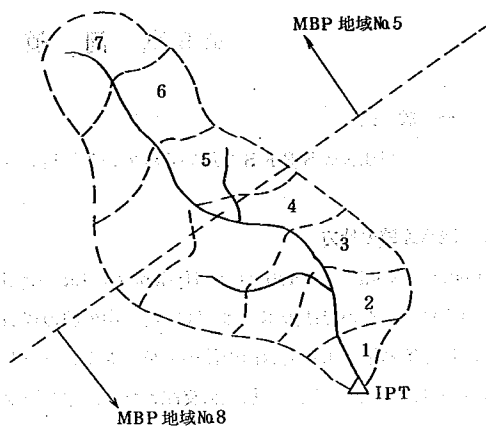
時間遅れ組成図の各要素は、遅れ時間帯と結びついている。たとえば番号3のついた要素は遅れ時間の12時間から18時間にあたる。時間遅れ組成図の各要素は、河川までに等しい遅れ時間を持つ流域部分を集めたものである。時間遅れ組成図では、部分面積の和が1になるようにする。図5-1は7要素から成る時間遅れ組成図の例である。

流出の地域的変動により、時間遅れ組成図の各要素は別々の土壌水分計算による河道流入量を持つ可能性がある。図5-1の例において、前半の4要素は地域№8の流域平均雨量と土壌水分パラメータを

用いて計算した河道流入を持ち、一方後半の3要素は地域№5を用いた河道流入によっている。

時間遅れ組成図(TDH)を作るには、次の2方法のどちらかによる。第1のものは単位流量図解析と似ていて、7.6.1のパートCに述べてある。2番目の(より主観的な)方法は、河川区間の種々の部分に対し、波形の移動の速さを想定し、流域を時間遅れの等時間帯に分割するものである。図5-2に示されたミシシッピ州 Hattiesburg の残流域[部分流域#3]に対する等時間帯分割法による時間遅れ組成図の計算が表5-1に示されている。

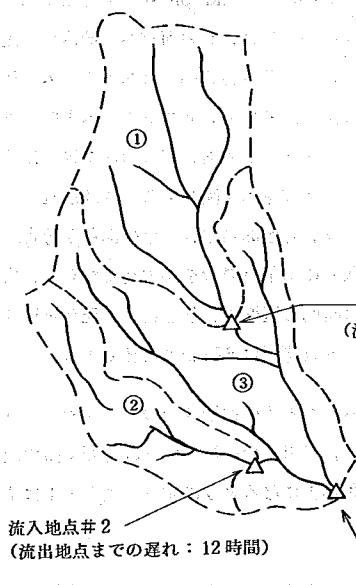
[2欄目は等時間帯に分けられた各部分の面積、3欄は和が1になるように正規化したもの、4欄は3欄の(i



流域時間遅れ組成図

要素番号	1	2	3	4	5	6	7
流域面積部分	.05	.10	.15	.25	.20	.15	.10
要素に対する流出構造の指定:	地域 №8				地域 №5		

図5-1 「時間遅れ」組成図の要素に対する河道流入[構造]の指定



- 部分流域#1 ミシシッピ州 Collins 上流の Leaf River
[上流地域、面積 752平方マイル]
- 部分流域#2 ミシシッピ州 Hattiesburg 上流の Bowie Creek
[上流地域、面積 304平方マイル]
- 部分流域#3 ミシシッピ州 Hattiesburg における Leaf River
[残流域、面積 704平方マイル]

図5-2 ミシシッピ州 Hattiesburg 上流の諸流量地点における河道時間遅れの値

表 5-1 ミシシピ州Hattiesburg の残地域に対する時間遅れ組成図の計算

遅れ時間区間	対応する 面 積	瞬間河道 時間遅れ 組 成 図	6時間間隔 時間遅れ 組 成 図	比 較 : 単位流量図による 6時間間隔時間 遅れ組成図
0 ~ 6 時間	4	.007	.003	.053
6 ~ 12	40	.075	.041	.098
12 ~ 18	49	.091	.083	.098
18 ~ 24	52	.097	.094	.093
24 ~ 30	32	.059	.078	.083
30 ~ 36	60	.112	.085	.072
36 ~ 42	80	.149	.131	.070
42 ~ 48	115	.214	.181	.075
48 ~ 54	62	.115	.165	.081
54 ~ 60	34	.063	.089	.079
60 ~ 66	10	.018	.041	.074
66 ~ 72	0	0	.009	.064
72 ~ 78	0	0	0	.043
78 ~ 84	0	0	0	.017
	538	1.000	1.000	1.000

— 1) 番目と i 番目の平均を i 番目に書いたもの。instantaneous を瞬間, interval を間隔と訳したのだが, この 3 欄, 4 欄は少し内容と合わない気がする。]

遅れ時間をきめるのが難しい河川系については, より合理的な, 単位図法を用いて時間遅れ組成図に接近する法が一般に用いられることを銘記すべきである。

5.2.1.2 上流部からの流入

上流部からの流入に与える一定の時間遅れは, 7.8.3 の a . に述べられるようにして求められる。この値は河道の波形が上流部の流入点から河川区間の出口に達するまでの時間を時間単位で表わす。図 5-2 において, 一定値の遅れ 30 時間と 12 時間が, 上流部の流入点 1 および 2 に対して, それぞれ求められた。

5.2.2 可変遅れ

ある河道系は流入量によって変化する遅れを示す。NWSRFS において, 時間遅れの全体は, 一定値遅れの成分に可変の成分をつけたものである。可変遅れは, 一定値遅れが適用され, それらの遅れが与えられた流量が加え合わされた後, 上流部流入や残流域流出に対して適用される。

可変遅れ曲線の 1 例が図 5-3 に示される (ここで注意しなければならないのは, 可変遅れ曲線を入力する方法がプログラムにより異なることである。検証プログラム, 実行プログラムに対する入力と同じで, 付録 F のカード 20 C, 付録 G のカード 21 C に述べられている。最適化プログラムへの入力, 付録 H のカード 37 に述べられている)。図 5-3 を用いる可変遅れの応用例として, $I_c = 36,000$ cfs (立方フィート/秒) [I_c は constant lag を与えられた流入量の意であろう] とする。最初の 5,000 cfs の遅れが 8.35 時間 [$(9.5 + 7.2) \div 2$], 次の増加分 5,000 cfs の遅れが 6.25 時間 [$(7.2 + 5.3) \div 2$],

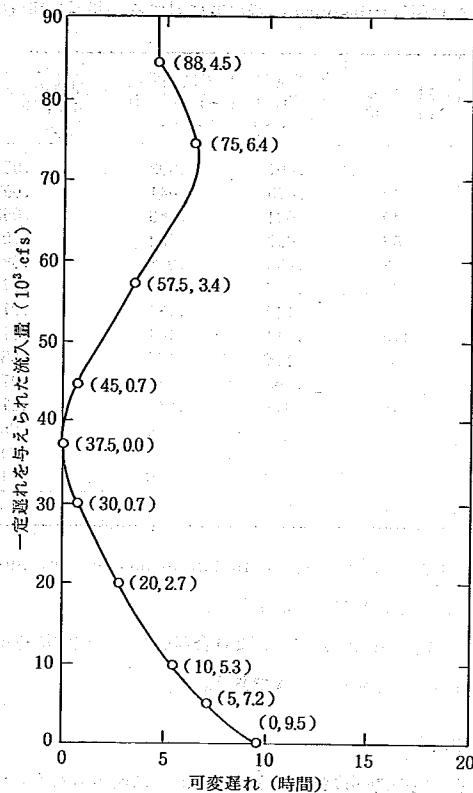


図 5-3 可変遅れ曲線の例

[次の 10,000 cfs の遅れが 4.0 時間 $[(5.3 + 2.7) \div 2]$], 次の 10,000 cfs の遅れが 1.7 時間 $[(2.7 + 0.7) \div 2]$, そして最後の 6,000 cfs の遅れが 0.35 時間 $[(0.7 + 0.0) \div 2]$ である。これが図 5-4 に示されている。その結果, [36,000 cfs の流量のうち] 16,063 cfs をいまの 6 時間区間に, 17,777 cfs を次の 6 時間に, 残りの 2,160 cfs を次の次の 6 時間に配分する。

いくつかの適切な注意:

- 負の遅れは許されない。
- ある表の値から次の値の間で, 遅れが大きく変化するの避けなければならない。
- 図 5-3 で, 最小の遅れは 0 である。[もし 0 でなければ,] 一定値遅れでもう少し遅らされていたであろうから, これは予期されたことである。
- 可変遅れを与えられた流量値は瞬間値ではなくて区間値である。区間流量値は 6 時間期間(たとえば 0 時から 6 時まで)上の平均値で, 一方瞬間値は 6 時間期間の最後(たとえば 6 時)に適合する。

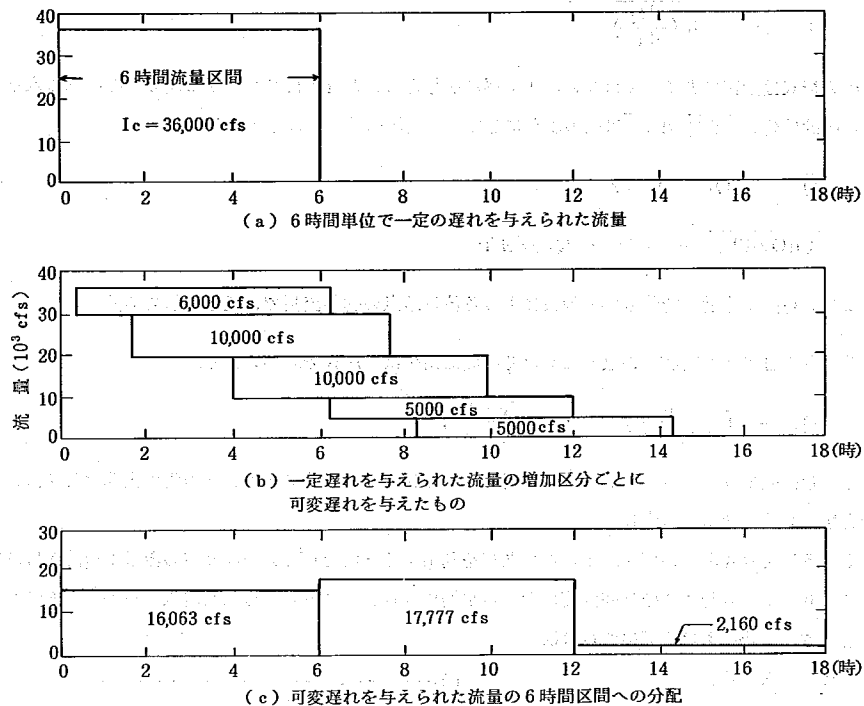


図 5-4 可変遅れ手法の適用

e. 可変遅れ曲線を得る方法は Linsley, Kohler, Paulhus の "Hydrology for Engineer" (10.10) に出ている。

5.2.3 河道貯留による減衰

これは河道追跡の "K" の部分である。河道貯留による減衰は、貯留定数 K を持つ仮想貯水池により遅れを与えられた流量を追跡することによってシミュレートされる。〔仮想〕貯水池への流入は、既に一定値遅れ、可変遅れの両方を施されているから、それを前節の一定値遅れを受けた流量 I_c と区別して I_v とよぶことにする。

仮想貯水池は次の方程式に従う。

$$\frac{ds}{dt} = I - Q = K \frac{dQ}{dt}$$

ここに、S は貯水池貯留、K は貯水池貯留定数、そして I と Q とはそれぞれ貯水池への流入、流出である。この方程式は瞬間値に対して成立するものであるが、6 時間間隔についての仮想貯水池の変化の推定に用いられる。とくにそれは次の形で用いられる。

$$\bar{I} - \bar{Q} = K \left(\frac{dQ}{dt} \right)$$

この方程式は精密である必要はない。 $\bar{I}$ (遅れを与えられた I_v に等しい) は期間中の平均流入量である。区間値 $\bar{Q}$, (dQ/dT) は次のようにして、瞬間流出値から推定される。

$$\bar{Q} = (Q_2 + Q_1)/2$$

$$(dQ/dT) = (Q_2 - Q_1)/\Delta T$$

ここに、 Q_1 は直前の時間区間の最後における流量地点の瞬間流出値で、既知の値である。

時間区間 ($\Delta T = 6$ 時間) の最後における瞬間流出値は、次式で求められる。

$$Q_2 = \bar{I} \left(\frac{6}{K+3} \right) + Q_1 \left(\frac{K-3}{K+3} \right)$$

ある河道区間では、すべての流量水準に対し同一の K の値で十分である。他の河川区間は K を流量の関数とする必要がある (可変 K)。

図 5-5 は可変 K 曲線の例を示す。この曲線を利用する一例として、午前 0 時の流量 (Q_1) が 33,000 cfs で、0 時から 6 時までの時間区間における平均化され、遅れを与えられた流入量を $I_v = 26,000$ cfs とする。6 時における算出流量は次のようにして求められる。

- a. K を求めるには、流出量の値に対し K を補間により求める。

$$\begin{aligned} K &= 15.0 + \frac{(11.3 - 15.0)}{37,000 - 30,000} \\ &\quad \times \frac{33,000 - 30,000}{37,000 - 30,000} \\ &= 13.41 \text{ 時間} \end{aligned}$$

- b. [この K の値を] 追跡の方程式に入れて

$$\begin{aligned} Q_{6a.m.} &= 26,000 \cdot \frac{6}{16.41} \\ &\quad + 33,000 \cdot \frac{10.41}{16.41} \\ &= 30,440 \text{ cfs} \end{aligned}$$

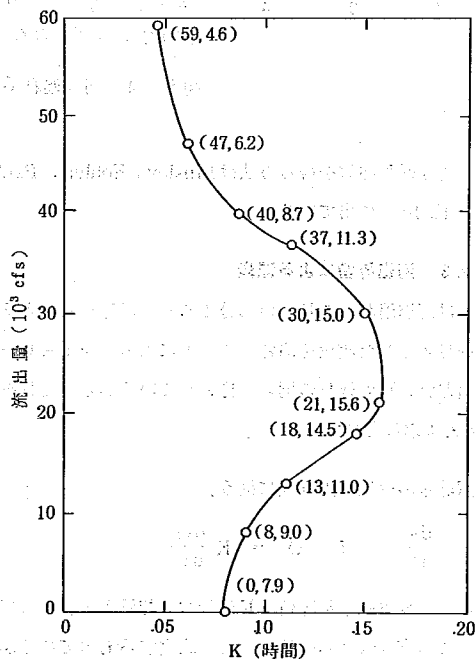


図 5-5 可変 K 曲線の例

5.2.4 ま と め

図5-6は、前節までに解説した一定値遅れ、可変遅れ、一定値K、可変Kの計算をまとめたものである。

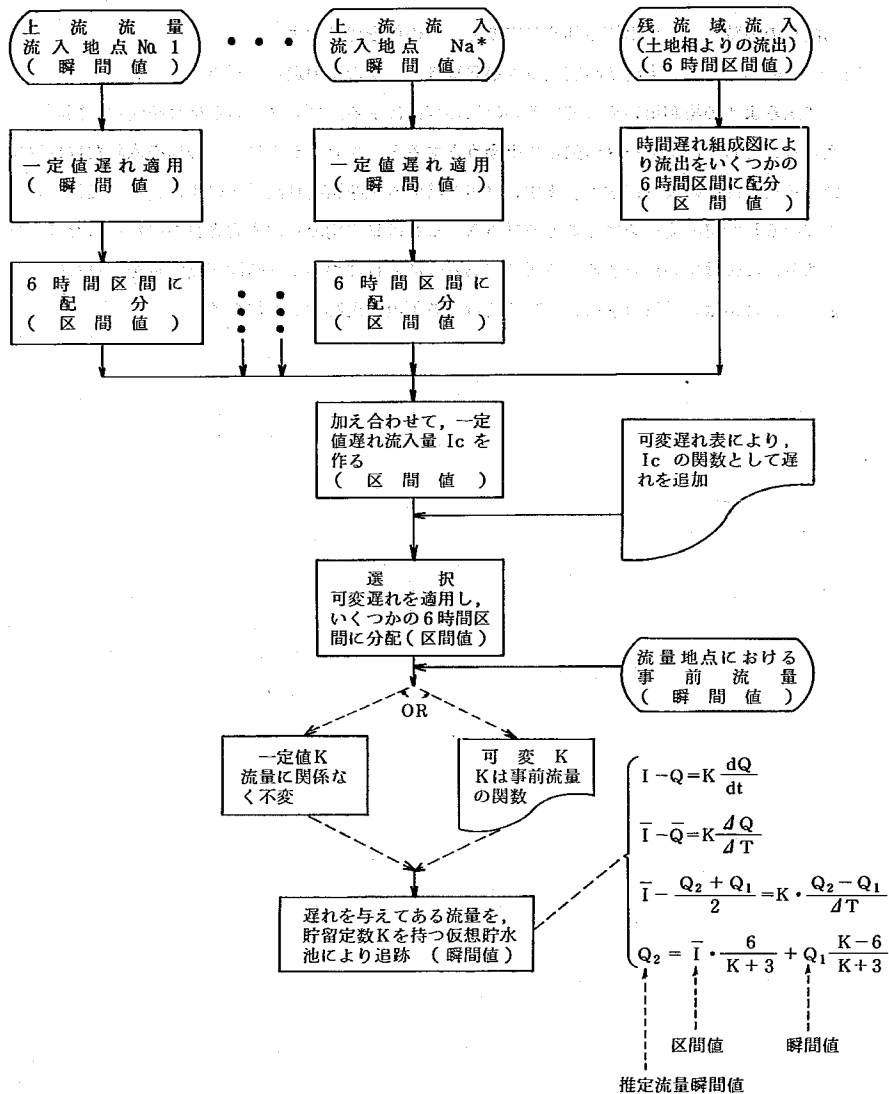


図5-6 流量地点の流量を算出する追跡

5.3 流量についての選択

検証プログラムにおいて、利用者が入力する制御用パラメータは、プログラムに対し、流量地点における実測流量の追跡をするか、[雨量から]算出した流量の値を下流に追跡するかを指令する[図5-2のように、上流部からの実測流量があり、残流域については雨量からの流出を計算し、全体として流域出口の流量を推定する場合である]。

算出流量の追跡 算出流量列SFW6()の値を追跡せよ。

実測流量の追跡 実測6時間流量列OFW6()の値の追跡を試みよ。

“試みよ”の語が用いられているのは次の理由による。プログラムが指令を受け、実測流量を与えられ、そして流量データの欠損に出会うとすると、プログラムは替りの値を入れなければならない。それには次のようにする。まず、算出6時間流量を実測日流量との比によって補正し、該当する日の6時間実測流量を作ることを試みる。これは日平均流量が入力されていなかったり、日平均がある月に欠けていたりすると不可能である。ある日について6時間実測流量を作れないときの2番目の代替案は、最後の手段、「算出流量列を下流に追跡せよ」になる。

第6章 検証プログラムと実行プログラム

6.1 序 説

この章はNWSRFSのプログラム4(NWSRFS4)とプログラム5(NWSRFS5)について述べる。NWSRFS4はハイドログラフのシミュレーションにより、パラメータの値を検証するのに用いられる。NWSRFS5は河川予報の実行に用いられる。

6.2 プログラムの内容

検証プログラムと河川予報実行プログラは同じ基本的計算機手続きを用いている、したがって、それらは同じ章で述べられるのである。相異なる点は、実行する期間の長さ、入力の方法、出力の構成である。どちらも主プログラムと、多くのサブルーチンとからできている。主プログラムは、基本的にはオプションを入力し、計算の一連の流れを制御する。サブルーチンはパラメータの値を入力し、データを入力し、土壌水分や河道追跡の計算を行い、統計の計算を行い、結果を出力する。

以下は、NWSRFS4およびNWSRFS5に含まれるサブルーチンのリストとその機能である。

a. NWSRFS4, NWSRFS5の両方に含まれるサブルーチン

- 1) LANDPM [land parameter] は土壌水分計算のパラメータを入力し、河道流入を算出すべき各部分流域に対し、土壌水分貯留の初期値を入力する。このサブルーチンはまた、これらの入力値を、将来の参照のために出力する。
- 2) FLOWPM [flow parameter] は河道追跡のパラメータを入力し、ある期間から次の期間にかけて河道追跡の計算を行うに必要なアレーに初期値を入れ [アレーは配列と訳されているが、かえって判り難いからアレーのままにする。ベクトルやマトリックス等を入れるために用意された一連の番地である]、そして残流域の面積と流出高インチを $\text{cfs} \cdot \text{日}$ に換算する因子を計算する。このサブルーチンはまた、土壌水分の計算をする各地域を河川区間に対応させる情報も入力する。LANDPMと同様、FLOWPMも将来の参照のために情報を出力する。
- 3) LAND [land phase analysis] は土壌水分の計算を行い、河道流入量を出力するサブルーチンである。このサブルーチンは4章に詳しく述べられている。
- 4) CHANEL [chanel routing] は "lag and K" 法により (可変の場合を含む) 河道追跡を行うサブルーチンである。このサブルーチンは5章に詳しく述べられている。
- 5) FLOWOT [flow output] は、6時間流量をラインプリンターでプロットするサブルーチンで、検証と予報実行の両方に用いられる。検証プログラムでは、実測6時間流入量が読み込まれている地点と期間とについて、要求に従い、算出6時間流量と実測6時間流量とが対応してプロットされる。実行プログラムでは、シミュレートされた6時間流量がつねにプロットされる。実測流量が読み込まれているときは、それもプロットされるし、同じく水位が上がりつつあるか、

下がりつつあるか、安定か、傾向不明かがプロットされる。予報が行われると、予報もプロットされる。予報はシミュレートされた流量であることもあれば、水文専門家が入力した予報であることもあり、それはプログラムのオプションの指定できる。

b. NWSRFS 4 のみに含まれるサブルーチン

- 1) INTAPE [input tape] は検証に用いられる基本的データ入力ルーチンである。このサブルーチンがテープから入力するのは、6時間雨量、日可能蒸発散、実測日平均流量、入手可能であれば実測6時間流量、および目下対象としている流域外の上流部からの流入量についての6時間流量である。データ入力は1月ずつになっている。データ入力の細部は付録F.1の終りに述べられている。このサブルーチンは、必要なすべてのデータが1巻のテープに乗っていないという柔軟性があり、その上、現在の計算に必要なもの以上のデータがテープの上にあるときは、必要なデータだけを読み込む。したがって、1巻のデータ・テープを大きな河川系用に作り上げ、そのうちの任意の一部分を計算に用いることもできる。
- 2) LANDOT [land output] は検証に使う短いサブルーチンで、サブルーチンLANDの計算のチェックのために、次のものを出力する。流出各成分（表面流出、中間流出、その他）、雨量、全流出、実および可能蒸発散の月合計値、および土壌水分貯留の月末値と、月ごとの水収支。
- 3) CHANOT [channel output] は算出された6時間平均流量から、算出日平均流量を計算し、算出・実測流量の月合計を計算する。その上、CHANOTは必要に応じ、6時間流量をプロットするサブルーチンをよぶ。
- 4) SUMARY は算出日平均流量、算出・実測月流量および水年総流出量を各流量地点、各水年ごとに表の形でプリントする。その上、SUMARYは水年につき、日平均流量をプロットするサブルーチン（LPLOT, DAILY）をよび、水年につき統計をまとめるサブルーチン（STASUM）をよぶ。
- 5) STASUM [statistical summary] は水年につき統計をまとめあげるサブルーチンで、月ごと、水年ごとにいくつかの通常の統計値を計算し、また流量を区間に分けた統計〔ある区分けに対する度数分布や、区間ごとの平均など〕を求める。その上、検証の計算が終了所で、全期間の統計的なまとめを計算する。付録Eの検証プログラムの出力例は、計算された統計を示している。
- 6) LPLOT [lineprinter plotting] および DAILY は、各水年ごとに、算出日平均流量、実測日流量をプロットするルーチンである。LPLOTはラインプリンターによるプロット用、DAILYは縮尺された値を補助のプロット・プログラムのために計算する。計算機にプロット・ルーチンがあれば、直接プロットするようにDAILYを改造するのは容易であろう。

c. NWSRFS 5 だけに含まれるサブルーチン

- 1) DATAIN [data input] 河川予報の実行に対する基本的なデータ入力ルーチンである。このサブルーチンは、実行に不必要な日平均流量を除き、INTAPEと同じ情報を入力する。さらにDATAINは、水位が上昇中か、下降中か、安定かを、かかる情報が得られるときは入力する。

DATAIN は過去最近の予報から現在に到るまでの間のデータを入力する。予報と予報の間の最短時間は6時間である。DATAINは量的雨量予報(QPF)の如き、将来データも指令に応じて入力する。DATAINはカードから入力するようにプログラムされている。しかしながら、正常の実行に対しては、カード、もしくはこの方がより好ましいがテープは別のプログラムが作り、そのカードやテープをDATAINが読めるようにする方がよからう。この別の実行用プログラムは、地点値から面積雨量を算出し、気象要素から可能蒸発散を算出し、実測水位を流量に変換するようにしたい。[しかしながら以下を仮定法で書いてある。別の実行プログラムは希望で、実在しないのかも知れないが、別の実行に適したプログラムがあるが、公表に適さないで、展示用にDATAINを出しているのかも知れない。本当の実用プログラム、目下稼働中のものは、多くの場合、つぎはぎだらけで見てくれが悪く、公表に適しないものである。]

- 2) NWDATA [new data ?]は河川予報実行に用いられ、2種の再計算選択のためにデータを入力する。それらのデータは
 - a) ある部分流域への入力雨量を補正しなければならないときの、雨量補正定数
 - b) 水文専門家がある流量地点の計算機予報を乗り越えたいと欲するとき、その地点の6時間先の水位予報値
- 3) WRITCO [write carry-over]は実行プログラムにおいて“繰り越し”テープを作るサブルーチンである。“繰り越し”テープは今後予報を行うのに必要な情報(パラメータ値、貯留量等)を保持するテープである。次回の予報は“繰り越し”テープが提供する過去を出発点として、いつでも開始できる。
- 4) READCO [read carry-over]は、過去のある時点でサブルーチンWRITCOにより作られた繰り越しテープから、予報実行に必要な情報を読み込むサブルーチンである。

6.3 河川系の組織

NWSRFS 4とNWSRFS 5は、全河川系をシミュレートする。シミュレートできる河川系の大きさは、名目上はともかく、実質的には制限がない。プログラムにより、1回の出し入れでする限り、河川系の大きさは次のもので支配される。すなわち、入力雨量、土壌パラメータや土壌水分貯留、河道流入(土地の相からの流出)のアレーに対するディメンション、それに加えて河道区間パラメータやその貯留値のディメンション、および算出・実測流量のアレーである。しかしながらプログラムのくり返し実行や、1回目の計算で出た下流の流出を、2回目では上流の流入量として使うことなどにより、非常に大きな河川系を検証目的や予報実行目的にシミュレートすることができる。

プログラムで用いられる河川流量地点の番号のつけ方を示すために、典型的な例が図6-1に示されている。この図において、このプログラムの1回の計算で、流量は7地点につき計算され、それに加えて、地域外から二つの上流からの流入がある。流量が計算される地点に対し、流量地点番号は、上流地点の番号より大きくなければならない。これは、ある地域への流入量は予め計算がすんで居なけれ

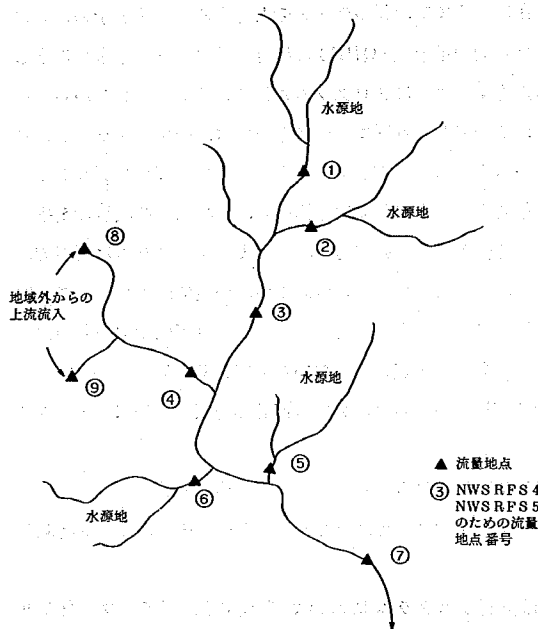


図 6-1 NWSRFS 4 および NWSRFS 5 によりシミュレートされる河川系の流量地点番号

ばならないことを確実にするためであって、プログラムは流量を番号順に計算するからである。流域外からの上流流入は「計算開始前に」すでに計算が終っているの、それらには列の最後の番号が打たれる。この場合、上流地点は下流地点より小さい番号を持たねばならないという規則を破っても構わないのである〔このプログラムでは計算しないから。若い番号が打ってあると、計算しようとして邪魔になるであろう〕。

水文サイクルの土地の相からの流出（河道流入）は、河道系とは独立に計算される。この二つのシステムを結合するには、各河道区間に対し、それに河道流入量を供給する一つあるいはいくつかの地域を指定する必要がある。この指定はプログラム入力の一部である。

6.4 河道区間追跡の代替手法

NWSRFS 4, NWSRFS 5 の現在のプログラムは、5 章に述べた河道追跡法だけしか含んでいない。実用的な場合は、貯水池や背水その他により、他の型の河道追跡手続きを加える必要があろう。かかる追加を最小のプログラム変更で行えるように、現行プログラムの中にその用意ができています。選択変数 CHECK() は各流域地点で用いられる河道追跡サブルーチンを定める。ある与えられた流量地点に対し、1 と置かれた CHECK() は、5 章で解説され、サブルーチン CHANEL でプログラムされている“lag and K”法（可変の場合を含む）を用いることを指定する。CHECK() の他の値は、他の型の河川部分〔たとえば貯水池〕のためにプログラムされた新しいサブルーチンの使用を指定するであろう。〔この変更に伴う〕他のプログラムの変更は、新しい型の河川部分に必要なパラメータ読み込みのための、流量地点パラメータ入力サブルーチン（FLOWPM）の拡張、および新しい河道追跡サブルーチンで計算されるであろう貯水池水位、河川水深、流速等の新しい情報を出力する命令の追加だけですむであろう。プログラムの残りの部分との連絡のため、SF6()〔算出 6 時間流量〕のアレーが、各流量地点の算出流量を含むことだけは必要である。

6.4.1 貯水池の追加 — 例 1

図 6-2 は NWSRFS 4 および NWSRFS 5 で、いかに貯水池を取り扱うかの例を示している。例 1 で流量地点 4 は、流量地点 1, 2, 3 と残流域とを結合し、貯水池への流入量を与える。流量地点 5 の上

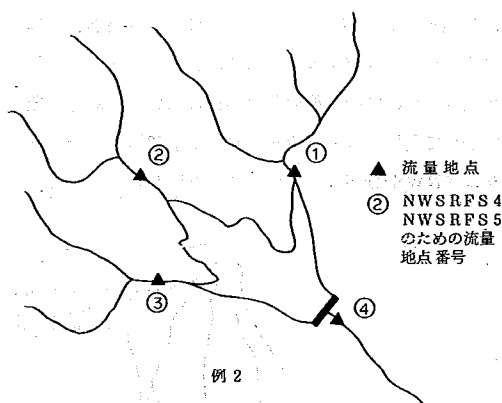
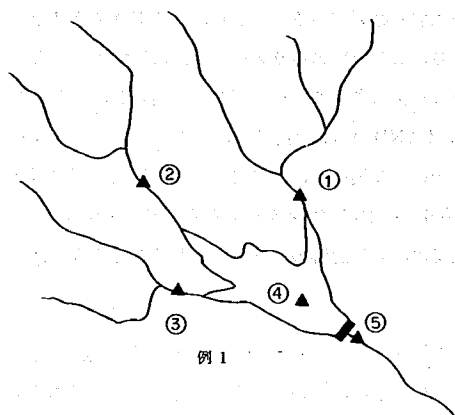


図 6-2 貯水池が加わった場合NWSRFS 4
およびNWSRFS 5のための流量地点
番号づけ 2 例

いてのオプションおよび入力について述べる。

6.5.1 入力についての概要

検証プログラムに対して必要な入力の概要は付録F.1に与えられている。

6.5.2 オプション

パラメータを決定するとき、とくに下流残流域の場合について、計算時間を節約するために、検証プログラムにはいくつかの選択が可能になっている。次のオプションが利用できる（選択の変数は、検証プログラム入力カード 14 により読み込まれる、それは付録F.1に出ている）。

- a. 河道流入をテープに蓄えよ。多くの下流残流域で、サブルーチンLANDの諸パラメータは近くの水源地域から得られる。ある場合には、近くの水源地域からの[パラメータ]推定値は、NWSRFS

流側の河川区間は貯水池そのもので、そこからの流出のシミュレートには新しいサブルーチンが必要となる。流量地点4においては観測値が得られないから、算出された流量を下流側に追跡しなければならない。すなわち、流量地点4において算出された流量は貯水池サブルーチンへの流入量となる。流量地点5において、算出流量または実測流量のどちらかが、状況に応じ下流側に追跡される。

6.4.2 貯水池の追加 — 例 2

図 6-2 の例 2 は二つの型の貯水池に対して用いられる。第1の型では、流出はつねに完全に調節され、そして第2の型では貯水池はつねに満水に保たれる。この例で、流量地点4における算出流量(流量地点1,2,3の流入と残流域からの流入とから成る)が、貯水池への流入である。地点4における過去の実測流量に予測値を加えたものが、下流側に追跡される。第1の型の貯水池に対する予報は、水文専門家の将来放水予測であり、第2の型に対する予報は流出量の算出である。

6.5 検証プログラム

この節は検証プログラムNWSRFS 4につ

4による数回の試行錯誤の実行によりいくらか修正する必要がある。しかし、ハイドログラフをよく検討し、流量の総量について考察することにより、LANDのパラメータの値には満足してよいこと、そして残った誤差の原因は河道追跡のパラメータにあることが、間もなく明らかになる。この場合カード14上の第1選択権は、サブルーチンLANDの出力(河道への流入)を、カード14の選択権6により指定されたテープに収納する。以後の計算実行で、カード14の第2選択権は、LANDサブルーチンを素通りし、その代りカード14の第6選択が指定するテープから河道への流入を読み込むことをプログラムに告げる。これらの選択権は、河道追跡のパラメータだけを定めるとき、かなりの計算時間を節約する。

- b. 6時間流量をテープに蓄えよ。河道系についてのパラメータを定めているとき、下流の残流域への流入を出すために、すでにパラメータがきまっている上流流量地点の流量の計算を繰り返す必要はない。この場合、上流地域が満足できる程度に調整されると、カード14の選択3により、6時間流量をカード14の選択12で指定されたテープに収納することができる。その6時間流量は各流量地点において、下流側に追跡される。下流側に追跡されるべき流量は、算出値、実測値ともに、検証カード13で指定される。このテープは、下流残流域についての以後の計算実行において、計算対象流域の外部からの上流流入量を供給するテープとして利用される。(カード14の選択13)。このテープは7章で論じられるパラメータ最適化プログラム(NWSRFS3)において、上流からの流入量を供給するのに使うこともできる。

6.5.3 入力例

検証プログラムの二つの計算実行に対する入力例が、付録F.2にリストされている。それらは図6-3に示された、ミシシッピ州 Leaf 河流域のものである。

入力例の第1の組は Hattiesburg 上流の全地域への計算に対するものである。すべての流量地点において、実測流量は下流に追跡される。各流量地点における6時間流量は、テープ2に収納される。USGSの記録から得られた、ある選ばれた期間の6時間実測流量は、テープ3から入力される。したがって、この選ばれた期間について、下流側に追跡される流量は実測6時間流量である。その他の期間中は、算出6時間流量と実測日平均流量とから5章で述べられた方法で作られた実測6時間流量の推定値が用い

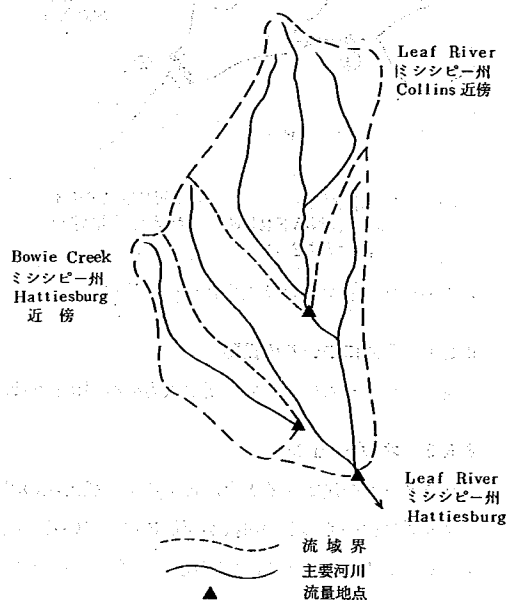


図6-3 Leaf River 流域地図
ミシシッピ州 Hattiesburg 上流

られる。

入力例の第2の組は、Hattiesburg 上流の残流域の計算実行のためのものである。この計算では、以前の計算実行のときテープに蓄えられた6時間流量を、上流からの流入量として用いる。

6.5.4 出力例

付録F.3にNWSRFS4の出力の例が出ている。スペースを節約するため、全出力はリストされず、プリント出力の各型式が例として与えられている。

6.6 河川予報実行プログラム

この節は河川予報実行プログラム(NWSRFS5)についてのオプションと入力について述べる。

6.6.1 入力の概要

河川予報実行プログラムに必要な入力の概要は付録G.1に与えられている。

6.6.2 オプション

種々の状況下における河川予報に対しプログラムに柔軟性と適応性を与えるため、実行プログラムでは多くの選択が可能になっている。以下の選択が可能である。

a. 差し換え(更新)と予報期間 [差し換え(更新)は updating の仮訳である。updating は up to date にするというアメリカ語である。ここでは何時間ごとに予報を差し換えて新しくすることを updating と呼んでいる。予報期間は forecast period の訳であるが、予報射程とでも訳した方がよいかもしれない。どれだけ先を予報するかという長さである] 予報間隔の最短時間は6時間である。最大は、雨量、河道流入、および流量のアレーのディメンションによって定まる。差し換え間隔の長さ(過去最新の予報から今度の予報までの時間)に予報射程の長さ(入力される変数)を加えたものは、これらのアレーのディメンションをこえることができない。

b. 繰り越しテープの利用 差し換えは、繰り越し情報が使えるようになった時点以後、いつでも始めることができる。繰り越し情報はプログラムの実行が終わったときにテープに書き込まれる。現在書かれているプログラムでは、繰り越し情報の各群に対し、新しいテープを必要とする。現実の実用では、実際に用いる計算機システムに応じて、手直しを行い、繰り越し情報を逐次1巻のテープかディスクに乗せるようにした方がよい。このようなシステムのもとでは、繰り越し情報は前の週または前の月について保存され、したがって、差し換える時期を状況に応じて変えることができる。

繰り越し情報の普通の取り扱い方の他に、降雨開始時の繰り越し情報についてのオプションをプログラムは持っている。降雨が始まると、カード2の変数10が1と置かれる。この選択が降雨の始まりに対し、繰り越し情報を繰り越しテープに蓄える。この情報は新しい降雨が指示されるまで保持される。したがって、希望に応じ、降雨の全期間につき計算を実行できる。降雨全期間の計算を

実行するには、カード2の変数11を1と置く [ここで降雨と訳したのは storm のことである。これを嵐とか大雨とすると、我々は誤解する心配がある。ともかく雨らしい雨に対しては、開始時の諸条件を蓄えて置くことができるようになっている]。

- c. 下流に追跡される流量 [についての選択] 各流量地点について、先にも述べたように、算出流量、実測流量のどちらを下流に追跡するかを選択がある。実行プログラムのカード5により、どの地点についても、下流に追跡する流量を [算出値か実測値かのどちらかに] 選ぶことができる。これは高水時のみに水位観測がある場合に利用できる。かかる流量観測点では、通常は算出流量が追跡されているが、実測流量が使えるときは、オプションで実測を下流に追跡するように変更できる。算出値の追跡から実測値の追跡への移行、およびその逆に際し、非現実的な不連続的变化が起きることがあることに注意すべきである。移行の際のませ合わせ方についての対策は施していない。
- d. 実測流量の入力 実行入力カード12が、各流量地点において読み込むべき流量情報 [が実測か算出値か] を定める。実測流量は、たとえそれが下流に向って追跡されなくても、読み込むことができる。この場合、実測された時だけが読まれる (欠損6時間流量は負の入力)。実測流量が下流に追跡されるとき、全期間に対して6時間流量が必要である。
- e. 新パラメータの入力 カード1の変数5は、現在の繰り越し情報を壊すことなしに新しいパラメータを付け加えることができるために入れてある。この場合、新しい値は古いものと置き換えられ、以後の計算に用いられ、そして次の繰り越し情報に入れられる。
- f. ハイドログラフ修正 算出されたハイドログラフの修正法がいくつかNWSRFS5に入っている。これらは算出されたハイドログラフが実測と目立って離れるときに使うためのものである。この場合、修正は誤差を直すために用いられる。主要な考慮は誤差の原因の決定で、その結果適用された修正は誤差を正し、ハイドログラフの以後のずれを最小にするであろう。これを行うための決定の諸規則は、あまり遠くない将来の研究の領域に属する。目下の所、プログラムは修正の方法だけを提供し、水文専門家がどの修正を行うかを決定しなければならない。次の修正が可能である。
 - 1) 雨の降る時期は、サブルーチンDATAINにより雨量データ入力を変えることによってのみ修正できる。
 - 2) 雨量は乗数因子によって修正できる。河道流入量が計算される各地域につき、それぞれ異った因子を用いることができる。実用入力カード30と31が、修正すべき地域と、修正因子の値とを指定する。もう一つのハイドログラフ修正法は、土地流出 (河道流入) に修正因子を適用することである [土地相からの流出が出たところで補正因子を掛ける]。しかしながら、これは基礎要因の訂正ではないし、土壌水分の計算における貯留値の差し換えにもならない。したがってNWSRFS5に入っていない。
 - 3) 土壌水分貯留値の初期値に基づく誤差は、新しい初期値を用いることによって訂正できる。カード2の選択変数8にカード3,4を加えたもので、土壌水分貯留の初期値を変えることができる。

- 4) 上流地点の流量予報に原因を持つ下流地点流量の誤差は、計算機予報値を用いるより、〔上流地点の〕予報値を入力することにより訂正できる。実行入力カード30, 32, 33は予報を変えるべき地点と、新しく入れる予報のハイドログラフを指定する。

〔このオプションのことを読んで我が意を得るとともに、大いに安心した。現実の役に立つ河川予報が人間の判断なしでできるはずがない。計算機の演算の速さと、水文現象の変化の遅さを考え合わせれば、計算機だけに予報をまかせる必要はない。人間の総合的判断を絶えずフィード・バックし、自動車を運転するように、計算機を運転する方がよい。そして、実際にNWSRFS 5 (実行プログラム) はそのようにできている。沢山あるオプションがそれを示している。それは人間の判断の介入点である。そして一番大切なオプションが多分最後の「f. ハイドログラフの修正」であろう。ここでは雨の降る時間を変え、雨の降る量を変え、土壌水分の初期値を変え、上流からの流入量に人間の予報値を入れることを許している。きわめて良心的なのは、算出された流量値に補正係数を掛けるのを許していないことである。しかも大切なのは、どの修正法をとるかの判断を人間が行っていることである。その判断の規則を作るのは、an area for considerable future research であると書いてあるが、やがてその規則ができたとき、それには但し書きがつき、但し書きの運用は人間の判断にまかされるであろう。そして運用法の客観的基準については、多分 considerable future research に期待されるであろう。そしてそれが科学や技術の進歩であろう。〕

6.6.3 ハイドログラフの値の時間間隔

NWSRFS 5 は、追跡の計算に6時間の時間単位 ΔT を用いるようにプログラムされている。したがって、6時間がハイドログラフの値の最小時間間隔である。ある場合には、6時間の間隔は河川予報実行用のハイドログラフを定めるのに適当でない。その時には、より狭い間隔でハイドログラフの値を出すために、より短い ΔT が必要となる。そうすると、サブルーチンCHANELの追跡計算を次の点で修正する必要がある。実測流量OFW6(), 算出流量SFW6()のアレーを拡張し、1日に4個以上の値を含むことができるようにし、ハイドログラフをプロットするサブルーチン(FLOWOT)を拡張し、追加されたハイドログラフの値をプロットできるようにする。

6.6.4 入力例と出力例

河川予報実行プログラムに対し、三つの入力例と、それに対応する出力例が付録G.2にリストされている。図6-3に示されたLeaf河が例として用いられている。第1例はプログラムの最初の実行計算で、それに対しては予報値は投入されない。河道貯留は最初に0と置かれているから、算出流量が作り出されるまでにはいくらか時間がかかる。

第2例は主要洪水についての予備的計算実行である。

第3例は同じ主要洪水について、予備計算を改良するための修正方法(雨量乗数因子、土壌水分貯留の初期値の変更、および計算機算出予報値と取り換えるための予報値入力)の利用を示している。

第 7 章 モデル調整

1 序 説

流量予報モデルの使いやすさは、モデルのパラメータの値を定める方法に大きく依存している。このモデルの土壌水分計算の部分、河道追跡の部分は、いくつかの係数やパラメータを持つ方程式によって作られている。これらのパラメータは、広範な水文学的、気象学的範囲に拡がって存在する多くの流域をミュレートするための柔軟性をモデルに与える。モデルを作る人の目的は、要求された精度で流量のミュレーションができるように、モデル・パラメータの値を定める（モデルを調整する）ことである。

モデルの調整は、試行錯誤法か、直接探索最適化法か、またはその双方によって行われる。NWSRFS に対しては、両方を使うのがよい。ここで用いられる試行錯誤法とは、モデル製作者が主観的にパラメータの値を修正し、それによって起こるシミュレーション結果の変化を観察することを意味する。直接探索（パターン探索）は 7.2 で簡単に述べる。そのアルゴリズムの完全な記述は Monro (1971) にある。モデル調整のプログラム (NWSRFS3) を効果的に用い、試行錯誤法に対する多くの助言を理解するためには、モデル製作者は、プログラム NWSRFS3 と NWSRFS4 を用いて、いくつかの経験をたなければならない。

2 パターン探索

パターン探索法を用いる場合、パラメータの値の最良の組を判定するために、一つの指数を定める必要がある。この指数は“評価基準”とよばれ、そして NWSRFS3 では、それは算出、実測日平均流量の 2 乗の和である。この型の基準が、高水、低水の両方をよくシミュレートすることができるモデルパラメータを産むことを、過去の経験が示している。パラメータ値の最良の組は、最小の評価基準値に対応する [これは単なる同語反覆にすぎない]。

パターン探索の手順は、パラメータ値のある初期値から出発すること、逐次修正すること、そして結果を調べることから成っている。そこで二つの型の修正法、近傍散歩 (LE, local excursion) とパターン移動 (PM, pattern move) とがある。LE において、パラメータの変更幅 DELTA は固定値か、在のパラメータに対する [固定] 百分率である [たとえば 5% ずつ変化させる]。PM では、パラメータに与える修正の大きさは、過去に行った LE の傾向によって定められる。あるパラメータ [番号 I] 変化の幅 $\delta^i(I)$ は次式によって定められる。

$$\delta^i(I) = N(I) * \text{DELTA}(I)$$

$$N(I) = N_1(I) - N_2(I)$$

ここに i : パターン移動の番号

$N_1(I)$: パラメータ A(I) につき、過去に成功した(+)LE の回数

$N_2(I)$: パラメータ A(I) につき、過去に成功した(-)LE の回数

[原文には $N(I) = N_1(I) + N_2(I)$ とあるが、多分ミスプリントであろう。

本書は、自動最適化の内容の主要部について、以上のことしか書いていない。付録に出ているプログラム・リストからは計算内容のことは判らない。付録に出ているのは、入力、出力の形式や、入力の仕方であって、いわばプラグの差し込み方、スイッチの入れ方の説明である。つまり取り扱い説明書であって、プログラム本体の内容は判らない。これはモデル調整プログラムNWSRFS 3だけのことでない。他のどのプログラムについても同様である。これは現代のアメリカの計算機のあり方に対応する。たとえばIBMでソフト・ウェアをレンタルしているが、あるソフト・ウェアを注文すると、テープを持って来ると同時に、計算機にプレートを1枚差し込む。そうするとプログラムは使えるが、どんな計算をしているのか、プログラムの内容を読むことはできない。大型計算機のタイム・シェアリング(同時使用)も、タイム・シェアよりも、サブルーチンの共同利用に重点があるという。つまり利用者は、注文の仕方、プラグの差し込み方、スイッチの入れ方だけを知っていればよいのである。

さて、自動化のことに戻る。不準にして、私はMonroの報告、HYDRO-12を入手して居ない。そこで付録Hの出力例をみて、自動最適化がどんなものかを推定してみる。計算機で探す以上、パラメータをある一定の幅で変化させ、よい所を探すことになる。それはパラメータ空間に格子網をかぶせ、最良の格子点を探すことである。つまり、ある格子点から出発し、その近傍を当たり、よい方へ、よい方へと移動を続け、遂に山頂に達するという方法である。2次元の場合、ある点の近傍は図に示すように8点ある。n次元では $3^n - 1$ 個の点が近傍にある。このことから、かつて私は自動最適化は不可能であると思った。パラメータの個数が多い場合、近傍の点の数は

	•	•	•	•	•	•	•
	•	•	•	•	•	•	•
	•	•	•	•	•	•	•
	•	•	•	•	•	•	•

天文学的に大きくなるからである。このNWSRFSのモデルで、パラメータの数は30をこえる。この最適化プログラムでは、最適化に参加するパラメータは26にしてあるが、雪の計算の最適化を行う場合を考えて、50個のパラメータまでを準備してあるらしい。仮りにパラメータの個数を30個とすると、 $3^{30} \div 206$ 兆であって、近傍は散歩し切れないのである。

NWSRFS 3の近傍散歩LEは次のように行うらしい。現在、最適化に参加し得るパラメータには1~22, 47~50の番号が打っており、最適化に同時に参加し得るパラメータは16個までである。参加させるパラメータは番号で指定する。パラメータの値の変化は若い番号の方から行われる。まず最初のパラメータ A_i を $+D_i$ だけ変更する。他のパラメータは変えない。試算して結果が成功(評価基準が減少)すれば、 $-D_i$ は試みないで、 $A_i + D_i$ に固定し、2番目のパラメータを変更する。 $A_i + D_i$ が失敗であれば、 $A_i - D_i$ を試みる。そこで $A_i, A_i - D_i$ のよい方に固定して、2番目のパラメータの変更に移る。以下同様である。各パラメータ A_j につき、最初に試みる $+D_j$ が成功する確率は $1/2$ だろうから、最適化に参加するパラメータの個数をMとすると、およそ $1.5M$ 回の試行で、すべてのパラメータの変更が試みられる。一番不運な場合で $2M$ 回の試行である。かくしてLEが終る。 3^{M-1} 回の試行の代りに、ただか $2M$ 回の試行で近傍散歩が終る。これは格子点の近傍で評価基準が1次関数的であることを仮定すれ

ば許されることである。しかし、2個のパラメータが相互に関連している場合、それぞれを別々に動かすと、どちらを増加させても負の結果を与えるのに、両方を同時に増加させると正の結果を与えることがあり得る。積の効果がある場合で、負と負の積は正になるのである。このような場合、上記のLEでは、一番よい近傍点に達しないことがあり得る。雪のモデルについて述べたHYDRO-17を書いた時点では、自動最適化についての経験が積まれたので、相互に関連するパラメータを同時に最適化すると変なことが起こるから、なるべく避けた方がよいという注意が出ている。

さて、LEが終った所で、すべてのパラメータには1回または2回の変更が施され、 A_i , $A_i + D_i$, $A_i - D_i$ のどれかになっている。このそれぞれの場合に応じて、各パラメータを一斉に移動させ、 A_i , $A_i + 2D_i$, $A_i - 2D_i$ に変えるのが、パターン移動PMである。つまり、成功した方へ、一斉にもう一步進むのである。

PMを行った後、次のLEが始まる。その際、本文の次の所に出ている規則に従う。1回目のLEでは $+D_i$ から試みたが、今度は先に成功した方向にまず動かす。その結果、2回目のLEの方が、一般には1回目のときより試行回数が減る。

パラメータの変更幅 D_i は、絶対量または百分率で与えると書いてあるが、付録Hでみると、NEP, NDURのように日付、日数を表すパラメータは整数値の変更幅で与え、他のパラメータは一括して、絶対量で与えるか、百分率で与えるかをオプションにより指定する。あるパラメータは比率で、あるパラメータは絶対量でという自由はない。比率で与える場合、あるLEでは D_i は一定、次のLEの D_i は前回のLEにおける A_i の値の最終値に比率を掛けたものを次のLEの D_i と定めている。

2回目以後のPMでは、前回のPMをLEに含めて考えている。つまり前回のPMで、 $+D_i$, $-D_i$ のどちらかが行われ、それに続くLEで $+D_i$, $-D_i$ のどちらか、または両方が行れる。この変更のうち成功したものについて、変更幅の代数和がPMの変更幅となる。変更幅が比率で与えられるとき、PMの際の D_i と、それに続くLEにおける D_i とは大きさが少し異なることがあるから、本文に出ているように、 $(N_1(I) - N_2(I)) * \text{DELTA}$ とはならない。付録Hの出力数字を見れば、プログラムはそう書かれては居ない。]

7.3 計算についてのいくつかの特徴

パターン探索最適化における計算の考え方のいくつかは、Monro(1971)には出ていない。それらは次の通りである。

- a. 各パラメータはそれぞれ上と下に限界を持っている。パラメータの値はこの限界の間にだけ落ちることが許される。限界はモデル製作者によって定められるか、または物理的考察によって定められる[最適化されるパラメータの組の中に、相互に関連するパラメータがあるとき、たとえばあるパラメータAを大きくする代りにパラメータBを小さくすると、互に効果が消し合って、同じような結果が出るという場合、平行に近い2直線で交点を定めると、求められた交点の信頼性が低くなるの

と似て、A、Bの最適値が非現実的な値となる場合がある。それを防ぐために、各パラメータに予め限界を置くのである】。

b. もしあるパラメータの値が、過去3回のLE-PMサイクルで、ただだか2*DELTAだけしか動かなかつたならば、そのパラメータは最適化の操作から、次の3回のLE-PMサイクルの間除かれる。

c. あるパラメータが前回のLEで(+)DELTAを試みて[成功して]いるなら、今度のLEでは第1に(+)DELTAを考える。しかし、もし前回のLEで(-)DELTAを試みて成功していたら、今度のLEでは(-)DELTAを第1に考える。

d. シミュレーション期間中のある部分を指定して、その間は評価基準への寄与をやめることができる。これを行うのは、ある期間の流量や雨量の記録に大きなデータの誤りが現れたときである。雪が地上にある月の間は、評価基準への寄与をやめる方が有利である[これは大切な点である。どうやっても合うはずがないような、雨量、流量の記録がある。これは必ずしも誤差とは限らないが、誤りに基づく場合が多かろう。その部分を含んで評価を行えば、評価の大勢はその部分でまってしまう。悪い点の大部分をそこが稼いでしまう。他の場所でいくら努力しても、評価は大してよくならない。そこで、悪い部分を無視するより致し方ない。問題は、無視する部分の選定、無視するかどうかの決定が、モデル製作者の判断に任されることである。つまり、客観的な自動最適化と言いながら、前提に、かかる主観的判断を必要とする。私の経験によれば、ある部分がどうしても合わないから、これは何かの誤まりと思っていたのが、後になって、新しい要因を加えることにより解決したことが一度ならずある。つまり誤りではなくて、大切な情報であった。合わない場所を無視するかどうかは、実は一番大切なことである。気に入らない場所をすべて評価基準から外せば、気持よくモデルができるであろう】。

e. シミュレーション期間の長さを変えることができる。シミュレーション期間の長さは通例50か月で、そのうち48か月に対しては評価基準が計算され、そして2か月はシミュレートが始まる第1年に先立つ緩衝期間である。この緩衝期間により、仮定された土壌水分条件の初期値は、真の流域の条件に修正されるであろう。現在プログラムされているNWSRFS3は、50か月以下の流量記録をシミュレートできる。一般に、50か月の記録期間は、水文学的多様さや、正負のデータ誤差を含むから、パラメータの安定な値を確実に定めるのに十分である。このシミュレーション期間は、データ入手や、計算時間の制限から、短縮することもできる。緩衝期間は短かくしても、長くしてもよい。それは土壌水分貯留の初期値が、真の流域の条件に修正されて行くように見えるかどうかにかかっている。

f. 最適化の手続きは、次の三つの仕方で終了する(以下に出るパラメータの定義については、付録H-1を参照せよ[付録には説明らしい説明はない])。サブルーチンOPT[パラメータ変更の

サブルーチン] がある回数 (MAXN) だけ呼ばれたら終了する [いつまでも最適化が続くことを防ぐため、たとえば 100 回試算したら終りと、予め回数に制限をつけて置く]。決定運用 (DELTA を半分にして) が KC 回完了すれば、終了する。[評価基準最小の格子点が定まれば、格子間隔 DELTA を半分にして、求まった点の近くを探す。そうしてまた最小の点が定まれば、さらに DELTA を半分にして探す。それをたとえば 3 回繰り返せば、DELTA は $1/8$ になるから、パラメータの値は精密に定まる。そこで終了する。この場合、最適化は成功して終了したのであると私は想像する。付録の出力にこの例は出て来ない]。KSTOP 回の LE-PM サイクルで、評価基準の減少率が PCENTOT を越えないときは終了する [これは MAXN で停める以前に、見込みがないから途中でやめる場合である。したがって KSTOP は MAXN より小さくとる]。

[自動最適化の解説は以上でほとんどすべてである。KC や KSTOP や PCENTOT をどのくらいに置くかなどという手引きはないようである。私の想像によれば、この HYDRO-14 が書かれた時点で、自動最適化についての経験があまり蓄積されていなかったのではあるまいか。雪のモデルのことを述べた HYDRO-17 を作る時点では、自動最適化に関する経験が積まれたと見え、かなり注意が述べられている。それは HYDRO-17 (私の翻訳がある) を見て載ければ判るが、およそ次のことが述べてある。

- 1) 自動最適化プログラムはパラメータを発見するものというより、試行錯誤法で大体の見当のついたパラメータの最後の仕上げをするもので、磨きあげ (polishing) をするものである。
- 2) したがって、自動最適化をする前に、十分試行錯誤法により、よいパラメータを見つけて置かなければならない。悪いパラメータの組を自動最適化に入れると、変な値に到達することがある。
- 3) 自動最適化に入れる変数の数は少い方が効率的である。物理的意味の判っているパラメータは、物理的測定等により予め定め、自動化するパラメータをなるべく小数に押さえる。
- 4) 互に関連あるパラメータを同時に自動最適化に入れると、相互に干渉して、非現実的な値になることがあるから、成るべく避けた方がよい。等々。

私は Sittner 氏からも同様のことを聞いているので、HYDRO-17 の記述と混じり合っているかも知れない。]

7.4 プログラム CALIBRATION MODEL (NWSRFS3)

7.4.1 序 説

モデル調整プログラム (NWSRFS3) は主プログラムおよび多くのサブルーチンからできている。NWSRFS3 に対するデータ入力の概要は付録 H・1 に出ている。このプログラムの構造と、NWSRFS3 の各要素の主な目的は 7.4.2 で述べられる。7.4.3 は、このプログラムに許される種々のシミュレーションのあらましの説明である。このプログラムには、最適化モード、感度モードの二つの基礎的な計算モードがある。

7.4.2 構 造

- a. プログラム NWSRFS3 このプログラムの主要機能は、カードから土壌水分計算のパラメータ

値、河道追跡関数、シミュレーションのオプションを示指する数値、データ・テープのパラメータを読み込むことである。NWSRFS3にデータを入力する例は、付録H.2とH.4に出ている。このプログラムは（カードから）最適化解析または感度解析に必要なすべての情報を読み込む。

- b. サブルーチンINDATA[input data] すべての必要な気象的データおよび流量データは、このサブルーチンの中で磁気テープから読み込まれる。これらのデータは中央記憶装置（CDC 6600システムでは拡張されたコア記憶が用いられる）に蓄えられる。読み込まれる典型的なデータは、6時間（流域平均）雨量、日可能蒸発散量および実測日平均流量である。上流からの流入量が必要なときは、実測または算出瞬間流量（6時間おきの）がテープから読み込まれる。6時間〔平均〕流量は検証プログラム（NWSRFS4）で作ることができる。
- c. サブルーチンECURVE [evapotranspiration curve] この計算は可能自由水面蒸発を、流域の可能蒸発散に修正する。この計算の完全の記述については4.6を参照されたい。最適化解析、感度解析の中で蒸発散曲線に関連するパラメータが修正されるとき、サブルーチンECURVEはまずプログラムNWSRFS3からよばれ、それからサブルーチンLANDからよばれる。
- d. サブルーチンLAND[land phase computation] 土壌水分の計算はこのサブルーチンで行われる。NWSRFS3, NWSRFS4で行われる土壌水分計算の細部は4章に出ている。LANDは他のすべてのサブルーチンに対する統制の機能を持っている。最適化解析、感度解析の中で、LANDは他の必要なサブルーチンを呼び出す。気象データはLANDにより、計算機の記憶蓄積から検索される。
- e. サブルーチンCHAOP[channel optimization?] CHAOPは現在用いられていない。このサブルーチンは計算機メモリーの中に、ダミーとして場所をとる役目をするだけである。
- f. サブルーチンCHANEL サブルーチンLANDにより算出された河道への流入は、CHANELの計算により流量地点まで追跡される。追跡された河道流入が、流量地点における連続な算出ハイドログラフを表わす。河道追跡計算のことは5章に述べられている。

NWSRFS4のサブルーチンCHANEL中の計算機命令は、NWSRFS3のCHANELのそれと全く異っているが、それらは数学的には同じものである。
- g. サブルーチンOPT[optimization] サブルーチンOPTにおいて、パラメータはパターン探索アルゴリズムに従って修正される。その計算の基本は7.2に述べられている。
- h. サブルーチンSENSETV[sensitivity] SENSETVによる感度解析で、パラメータの値は、予め定められた増分値（各パラメータにつき最大値の $1/8$ ）だけ修正される。
- i. サブルーチンWARP[warping coefficients] 河道時間遅れ組成図がこのサブルーチンで修

正される。このサブルーチンの計算の考え方は付録Iで説明される。

7.4.3 オプション

NWSRFS 3には二つの基本的モードがある。最適化モードと感度モードである。最適化モードにおいては、パラメータの値の修正は、パターン探索アルゴリズムの考え方によって定まる。感度モードにおいては、各パラメータの値の修正の回数とその修正幅は、モデル製作者により予め定められる。各パラメータに対する適当な修正の回数、適当な修正幅を定める能力は、経験から来る。感度モードで計算実行をしているとき、ある意味で、サブルーチンSENSETVがサブルーチンOPTに置きかわる。それぞれのモードにつき、いくつかのシミュレーションの組み立て方がある。

- a. 水源流域または残流域 ここで残流域というのは、上流部からの流入がある地域である。上流からの流入は実測6時間流量でもよいし、予め計算された算出6時間流量でもよい。算出6時間流量はNWSRFS 4で作られる。現在のプログラムでは、NWSRFS 3は上流からの流入が4地点以下の残流域のモデルを作ることができる。
- b. 二つの部分流域 水源流域も残流域も、土壌水分計算のために、二つの部分に分割できる。土壌水分計算のパラメータの値は各部分流域につき同じである（AREA 1とAREA 2）。しかし流域平均雨量がAREA 1とAREA 2で異なる。7.5.3で、二つの部分流域を考える場合の、河道追跡の仕方が述べられる。
- c. 可変河道追跡関数 — 可変遅れ関数と可変K関数 これら河道追跡関数の細部は5章に出ている。

7.5 パラメータ

7.5.1 序 説

いくつかのパラメータの値は、気象学的、水文学的、地形学的データを用いて導かれる。一般的に言って、いくつかのパラメータは係数のように取り扱うことができ、こちらの意に従って値を固定できる。しかしながらパラメータ値の大多数は、パターン探索最適化または試行錯誤解析で定めなければならない。

7.5.2 土壌水分計算のパラメータ

土壌水分計算のパラメータは次の通りである。これらのパラメータの定義は4章に出ている。

UZSN	KGS	PEADJ *	FLOW
LZSN	K 24EL	K 3	NEP
CB	A	SRC 1	NDUR
POWER	K 24L	L IRC 6	
CC	EPXM	LKK 6	
KV	K 1	EHIGH	

* 4章におけるGAGEPEに同じ [左上から縦に読むこと]

7.5.3 河 道 系

以下の関数とパラメータは河道追跡に関連している。河道系のよりくわしい記述については5章を参照されたい。

a. HIST(I, J) [histogram] I 番目の河川区間で、遅れJに対する6時間単位の河道時間遅れ組成図 [6時間単位で表した遅れJに対する、流域部分の面積比率]。河道への流入は、遅れ組成図の面積配分値により、I 番目の流量地点の流量に変換される。この機能は、意味の上からは、ふつうの時間-面積曲線と似ている。

b. CSSR CSSR は線型貯水池貯留定数で、数式的には次式で定義される (6時間単位に対して)。

$$CSSR = (K - 3) / (K + 3)$$

ここにKは(貯水池貯留量) = K * (貯水池流出) によって与えられる。

河道時間遅れ組成図は、線型貯水池で流量地点の算出ハイドログラフを作ることを通じて追跡される。

c. LAG(I) 河道区間Iに対する固定時間遅れ。次の図はLAG(I)の意味を説明する。

d. LLAG(I) [local area lag] 上流地

点Iから下図に示される下流測水地点までの、固定河道時間遅れ。

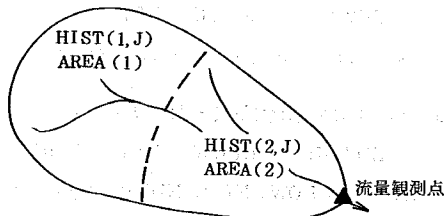
e. 可変河道遅れ曲線 河道時間遅れの可変部分、記述については5章を参照せよ。

f. 可変K曲線 流出に対する線型貯水池貯留定数に関する曲線 [Kが可変ならば非線型である。線型の誤用はLinsley, Crawford から始まっているらしい]。

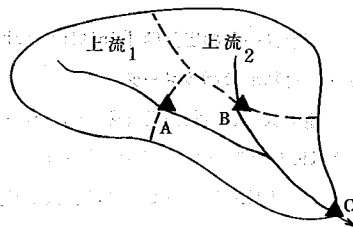
g. HWRP [horizontal warp] 河道時間遅れ組成図の水平移動は、HWRPの値が修正されたときに行われる。時間遅れ組成図の修正はサブルーチンWARPで行われる。

h. VWRP [vertical warp] 河道時間遅れ組成

図の鉛直修正は VWRP の値が修正されたときに行われる。付録 I に河道遅れ組成図の如き関数の水平、鉛直修正が述べられている。



$$\begin{aligned} \text{LAG}(1) &= \text{時間単位} \cdot \text{HIST}(2, \cdot) \\ \text{LAG}(2) &= 0 \end{aligned}$$



$$\begin{aligned} \text{LLAG}(1) &= \text{AからCまでの河道波形所要時間} \\ \text{LLAG}(2) &= \text{BからCまでの河道波形所要時間} \end{aligned}$$

7.5.4 パラメータの分類

この分類を厳密なものと考えず、単なるパラメータの組分けと考えてほしい。

a. 実測流量データから導かれるパラメータ

LKK6 A HIST(I,J) CSSR

b. 一般に言って、係数のように取り扱われるパラメータ。過去の調整経験からいうと、シミュレーションの精度をあまり犠牲にすることなしに、以下のパラメータを係数として取り扱ってよいようである。

$K3 = 0.28$, $SRC1 = 0.90$, $LIRC6 = 0.10$, $K24EL = 0.0$, $PEADJ = 1.0$

流域平均雨量 (MBP) を出す補正係数 $K1$ は、MBP を求める際に代表性のある雨量データが用いられているときは、1.0 と置くべきである。

c. パターン探索最適化、または試行錯誤解析で定められるパラメータ。

UZSN CC EPXM NDUR
LZSN KV EHIGH HWARP*
CB KGS ELOW VWARP*
POWER K24L NEP

* 付録 I をみよ [左上から縦によむこと]。

d. 地域的に標準化できそうなパラメータ。

EHIGH ELOW NEP NDUR

EHIGH, ELOW, NEP, NDUR が標準化されたパラメータであるときは、パラメータ PEADJ は分類 C と考えなければならない。これらのパラメータの地域的値は、NWSRFS 4 に対しては、存在が仮定される。

7.6 パラメータの出発値 [initial value とあるが、出発値と訳すことにする]

7.6.1 分類 a のパラメータ

a. 地下水の 6 時間減衰 [を支配するパラメータ] LKK6 は、実測日平均流量記録から求められる。

LKK6 の値は次式により計算される。

$$LKK6 = 1.0 - (\text{日減衰率})^{1/4}$$

ここに日減衰率は最小観測値である。[$1.0 - LKK6$ が 6 時間減衰率である]

b. 不浸透地域流出 A を作り出す面積の比率 (A) 乾期に続く小降雨は、不浸透地域流出を除き、完全に吸収される。したがって、この条件のもとで、河川流量の増加は $A \times (\text{雨量})$ であるべきである。数回の計算結果の平均として、A に対する適当な値が得られる筈である。非都市流域について、A の値の典型的な範囲は 0.0 から 0.05 である。

c. 河道時間遅れ組成図 (HIST(I, ·)) および線型貯水池定数 (CSSR) 河道追跡関数 (の第1近似) を定めるには二つの方法がある。第1のものは単位流量図 (UHG) 解析と平行している。75~100 平方マイル [200 km² ~ 250 km²] をこえる流域に対する単位流量図は、基本的にその流域の河道応答特性を表わす。ここに述べたことに含まれる仮定は、中間流が流量の主要部分になっていないということである。正規化された6時間単位流量図は、標準的方法で求められる。大雨の時のハイドログラフから基底流量が分離され、かくして得られた単位流量図は、短い時間を基礎とするものである。単位流量図を HIST(I, ·) と CSSR 追跡関数とを合わせたものに変換するのに、ある数学的表現が用いられる。河道追跡方程式は

$$O_i = \bar{I}_{i-1} - \frac{K-3}{K+3} * (\bar{I}_{i-1} - O_{i-1})$$

ここに、

O_i : 時刻 i における貯水池 [河道を仮想貯水池と考えている] の瞬間流出量

$\bar{I}_{i-1}$: 貯水池への流入、そして河道流入が1インチとすれば、これは時間区間 $i-1$ から i までの間における河道時間遅れ組成図の値である。

K : 6時間単位の貯水池貯留定数。

上の表現を、時間遅れ組成図の値 [ここでは $\bar{I}_{i-1}$] を単位流量図の値 (O_i) と貯水池貯留定数 K とから求めるために利用することができる [単位流量図は雨から流量への変換であるが、河道への流入を、雨から欠損雨量を引いたものと考え、単位の河道流入から流量地点の流量への変換が単位流量図と考えている]。

$$\bar{I}_i = \frac{O_{i+1} - \text{CSSR} * O_i}{1 - \text{CSSR}}$$

$$\text{ここに、CSSR} = \frac{K-3}{K+3}$$

計算例:

時 間	単位流量図	時間遅れ組成図	単位流量図 の再構成
1	0	.10	.0
2	.05	.35	.05
3	.20	.30	.20
4	.25	.15	.25
5	.20	.10	.20
6	.15		.15
7	.10		.075
8	.05		.0375
9	0		
	1.0	1.0	1.0

Kの値は9(時間)と仮定した。一般に、Kの適正な値は6～12時間である。HIST(I,・)とCSSRとにより単位流量図の曲線の裾の落ち方を正確に再現するのは不可能であることに注意したい。

2番目の方法として、河道追跡関数を、流域の地勢図と河道系の波形速度の推定値とから計算できる。流域を、出口までへの、河道波形到達時間の等時間帯に分割することにより、河道流入量に遅れを与えることができる。等時間帯に分割された流域の各部分の面積比率は測られ、瞬間時間遅れ組成図がプロットされる。6時間単位の河道時間遅れ組成図(HIST(I,・))は6時間ずつの平均をとれば得られる。CSSRの出発値は仮定される。

第2の方法には主観性が多く含まれるから、単位流量図の方がよからう。

7.6.2 分類(b)のパラメータ

これらのパラメータには、予め行ったモデル調整の研究が他の値を指示しない限りは、7.5.4(2)で用いることをすすめたものを用いるべきである。

7.6.3 分類(c)のパラメータ

土壌水分計算のパラメータについてのよい出発値は、近くの流域について定められているそれらの値であろう。近くに、すでに調整されている流域がないときは、ここで述べる手引きが役に立つであろう。表7-1は各パラメータに対する典型的な値の範囲をまとめたものである。表7-2は合衆国のいくつかの流域について得られたパラメータの値である。

表7-1 モデル・パラメータ
の値の典型的な範囲

パラメータ	典型的な範囲
UZSN	0.05 ~ 125
LZSN	40 ~ 100
CB	0.05 ~ 0.75
POWER	0.50 ~ 30
CC	0.25 ~ 125
KV	0.70 ~ 5.0
KGS	0.85 ~ 0.97
K24L	0.00 ~ 0.20
EPXM	0.10 ~ 0.50
EHIGH	0.90 ~ 1.20
ELOW	0.10 ~ 0.60
NEP	90 ~ 200
NDUR	0 ~ 100

表7-2 合衆国のいくつかの流域に対して得られた
モデル・パラメータの値

UZSN	LZSN	CB	POWER	CC	KV	KGS	K24L	EPXM	EHIGH	ELOW	NEP	NDUR	
12	12	1.75	0.6	1.0	24	0.80	0.0	0.90	0.16	0.55	210	0.03	Monocacy River, Frederick, メリーランド
12	12	0.6	0.8	0.28	4.8	0.88	0.37	0.64	0.15	0.12	212	0.0	Bird Creek, Sperry, オクラホマ
0.1	0.1	0.79	0.35	0.25	60	0.95	0.01	1.21	0.15	0.16	135	0.01	French Broad River, Rosman, 北カロライナ
4.1	4.1	4.10	4.0	0.83	238	0.97	0.01	1.07	0.12	0.03	106	0.034	Mad River, Springfield, オハイオ
12	12	1.27	0.4	1.55	25	0.97	0.08	1.12	0.23	0.41	195	0.03	Meramic River, Steelville, ミズリー
12	12	5.3	0.24	0.37	1.8	0.89	0.00	1.15	0.26	0.17	91	0.03	South Yamhill River, Whiteson, オレゴン
0.5	0.5	7.5	0.33	0.285	150	0.92	0.00	1.2	0.50	0.60	90	0.035	Leaf River, Collins, ミシシピ
0.70	0.70	9.0	0.08	0.67	1.0	0.98	0.00	1.0	1.0	1.0	90	0.05	Upper Castle Creek, 中央雪研究所
1.83	1.83	10.7	0.07	0.83	1.32	0.95	0.00	1.41	0.78	0.0	151	0.0	Skyland Creek, 上部コロンビア雪研究所
0.25	0.25	4.5	0.40	0.25	1.54	0.99	0.01	2.0	1.02	0.09	163	0.08	ARS W-3 Sleepers River 流域, バーマント

7.7. 土壌水分の初期貯留値

七つの土壌水分貯留の初期値（計算開始時）を指定しなければならない。それらは

UZSI : 上層貯留の初期値

LZSI : 下層貯留の初期値

SGWI : 地下水貯留の初期値

GWSI : 先行地下水流入指数の初期値

SCEPI : 中途捕獲貯留の初期値

RESI : 表面保留の初期値

SRGXI : 中間流保留の初期値

シミュレーションは通常、晩夏または水年の始まりから出発する。この時期、流域はしばしば乾いた状態にあり、そのとき河は地下水の減衰状態にある。流域の土壌水分が乾いているとき、LZSIとSGWIとを除き、土壌水分貯留の初期値は0に等しいと仮定する。

地下水貯留の初期値は次の式で計算する。

$$SGWI = \frac{GWF}{LKK6 * 107.7 * AREA}$$

ここに GWF : 計算開始の日の実測日流量 (cfs)

下層貯留の初期値 (LZSI) に対するよい値を得るのは難しい。LZSIの値を定める方法は、後で7.8.2で出て来る。

7.8. 推奨される調整技術

7.8.1 序 説

モデル調整の目的に対し、流域を三つの型に区別する。それは水源地域と、二の型の残流域（1型と2型）である。

1型: 1型の流域では、その流域内における河道への流入が、下流への流域に大きく寄与する、したがってモデル調整のとき、河道追跡のパラメータと同様に、土壌水分計算のパラメータのことを考えなければならない。

2型: 2型の流域への上流からの流入量は、実質的に、その地域での河道への流入より大きく、したがって土壌水分計算のパラメータ値の最適化をしなくてもよい。

各型の流域に対する調整の仕方の主な相違は、河道応答関数の定め方である。パターン探索最適化は、最適化解析にパラメータCSSR, HWARP, VWARP を入れることにより、河道系に適用できる。これらのパラメータの値の変更が、河道応答関数に変化を与える。しかしながら、河道関数に与える変形は限られている。それは一つには、サブルーチンWARPが持っている計算の限界によるものであり、そしてまた残流域については、最適化解析ではLLAG(K) パラメータや、可変遅れ曲線、可変K曲線が

考慮されていないからである。したがって、パターン探索最適化を適用する前に、河道系をうまく定めて置かなければならない。

7.8.2 水源流域のモデル調整

次のものに対する出発値を定める。それらは土壌水分計算のパラメータ、計算開始のときの土壌水分貯留値、および河道時間遅れ組成図と、線型貯水池定数である。河道時間遅れ組成図を含めたパラメータの出発値の定め方についての技術と手引きは 7.6 に出ている。土壌水分貯留の初期値は、下層貯留値 (LZSI) の例外を除き、7.7 に与えてある。LZSI は、次の調整の段階までは、仮りに LZSN に等しいと置けばよからう。

近くの流域がいくつかすでにモデル調整されているときは、モデル製作者は各パラメータの値を定めるために、次のうちの一つを選ばよい。

1. 相 加 平 均
2. (水文学的に) 一番よく似た流域の値
3. 荷 重 平 均

最適化をする前に、検証プログラム (NWSRFS 4) を用いて、全期間について計算してみることをすすめたい。この計算をすすめるのは、以下のいくつかの理由による。実測、算出流量のプロット、流域平均雨量のプロットを見較べること、データ中にある大きな誤りがわかる。たとえば、大きな雨が降り、それに伴って算出流量の上昇があるのに、実測流量の上昇がないときは、雨量データに大きな誤差の疑いがある。[これが必ずしも雨量の誤差と言えないのが流出解析の一番の難しさである。NWSRFS の基礎にある、一見合理的な流域雨量算法は、出発点として誤りであるように思われる]。すべてのかかる誤差は、最適化に先立って、可能な限り説明され修正されるべきである。データ誤差が修正されない場合、その誤差に関連する期間は、評価基準の計算を中止すべきである。

NWSRFS 4 からの結果は、予め定められた河道追跡関数の適合性のチェックに用いられる。たとえば、算出された流量のピークが常に実測のピークより早く現れるならば、河道時間遅れ組成図はピークを遅らせるように手直しすべきである。LZSI [下層貯留の初期値] は、算出流量が実測流量とほどよく合っているときに限り、NWSRFS 4 の結果によって定めることが許される。算出流量と実測流量とを適合させるには、土壌水分のパラメータをどのように修正すればよいかの手引きは、Linsley, Crawford (1966) に出ている。

NWSRFS 3 の計算に用いる LZSI を定めるには、NWSRFS 4 による [予備的計算] 計算における、緩衝期間の第 1 日の下層貯留値 (LZS) を用いる。緩衝期間の始めから 2.3 か月の間についての、算出流量と実測流量との差の総和をインチで表わしたものが [上に述べられた] LZS に加えられて、かくしてこれが LZSI の値となる。

$$LZSI = LZS + (\text{実測流量合計} - \text{算出流量合計})$$

データの誤りが確認され、土壌水分の初期貯留値が定められ、適当な河道追跡関数が得られてから、パターン探索最適化が開始される。入力データとそれに対応する出力の例が、付録H・2とH・3とに出ている。最初の最適化の計算実行は、75～100回の試算程度(MAXN=75～100)に短くすることをすすめる。この程度の長さで、およそ5回のLE-PMサイクルが行われる。あるパラメータの値が、5回のLE-PMサイクルで少ししか(10%程度)変化しないときは、そのパラメータは以後の最適化からは除かれる。パラメータKGSは5回のLE-PMサイクルによる変化が1%未満であるときに限り、落とすべきである[1-KGSをパラメータにとって置けば、このような特別扱いをしなくてもすむ。1-KGSがタンク・モデルの流出孔の係数に担当する]。

パターン探索最適化からパラメータを落とすには細心でなければならない。以後の最適化の進行中、あるパラメータを解析に加えた場合、すでに落ちてしまったある種のパラメータは、再び加えなければならない。それはあるパラメータの一群は、相互に深く関連しているからである。一例として、パラメータKGSが解析に加えられると、パラメータCB、LZSN、KVは、たとえ前に落ちていたとしても、解析に加えなければならない。

モデル調整のこの段階で、モデル製作者に感度解析を実行してもよい。感度解析をする方がよいのは、近くの流域がモデル調整されていないときである。この解析には、一般には最適化には加えない、いくつかのパラメータを加えるべきである。それらのパラメータは次の通りである。

LKK6 CSSR SRC1 K24EL PEADJ
A K3 LIRC6 K1

(データ入力、計算機出力の例は、付録H・4、H・5にそれぞれ出ている)。感度解析の結課は、1) 重要である(感度が高い)可能性を持つあるパラメータが現在の最適化で考えられていないことを教えるに違いないし、2) 以後の最適化からはどのパラメータを落とすべきかを確認させるに違いない。

検証プログラムは、1回目の最適化解析で得られたパラメータの値を用いて、再び計算実行される。河道追跡の欠陥や、流量の季節的偏りがNWSRFS4の結果から判れば、それらはここで修正される。すなわち、試行錯誤が行われる。過去の経験によれば、流量の季節的偏りは、以下のパラメータの値の一つ二つを修正することにより除去できる。

EPXM NEP
ELow NDUR
EHIGH K24L

NWSRFS3(最適化)はここで再び実行される。1回目の最適化の実行、感度解析の実行、および検証の再実行により得られた情報は次の通りである。

- a. 最適化に含まれるべきパラメータ
- b. パラメータの値
- c. 河道追跡関数

今度の最適化実行に対する、試行実行回数 (MAXN) は選択できるが、その回数は1回目の最適化実行に用いたものより大きくすべきである。[最適化で] 出て来たパラメータの値は、NWSRFS 4 プログラムの中で用いられ、記録の全期間を通じてシミュレーションが行われる。算出された流量のグラフに季節的な偏りがなければ、この流域のモデルは完全であると考えられる。もしも偏りがあれば、できる限り偏りを除去するために、(適当なパラメータについて) 試行錯誤が行われる。このようにして、調整の過程は完全と考えられるようになる。

7.8.3 1型残流域のモデル調整

1型の地域に適用されるモデル調整の手順は、水源地域に用いられるものと一つの例外、残流域の河道応答関数を定めるのに用いる方法を除き、同じである。河道応答関数のモデルを作るには、残流域の時間遅れ組成図 (HIST(I, J))、貯水池定数 (CSSR)、および上流からの流入に対する固定河道遅れ (LLAG(K)) を計算しなければならない。流量の大きさによって変化する応答を示す河道には、可変河道遅れ関数と可変河道K関数とを定めなければならない。推奨されるモデル調整の一連の手続きのあらまし、およびその各段階についての議論は次の通りである。

概 要

- a. 上流からの流入量に対し遅れを計算せよ。
- b. 残流域の時間遅れ組成図を計算せよ。
- c. 土壌水分貯留の初期値および土壌水分計算のパラメータを定めよ。
- d. 河道の応答が変化するかどうかを調べよ (もし変化するときは、計算の流れは f まで続く)。
- e. 水源流域に対して行うのと似た最適化の手続き (7.8.5 の C の段階から始まる) に従ってモデル調整の仕事を完成せよ。
- f. 可変遅れ・可変K曲線を計算せよ。e に戻れ。

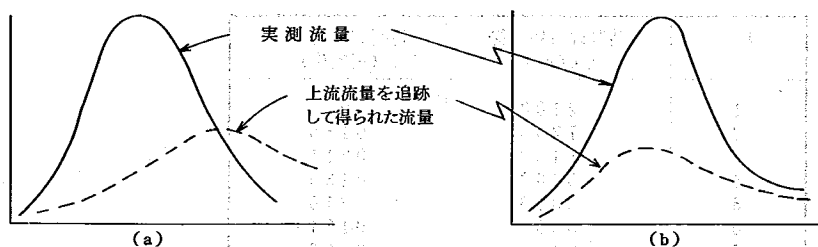
各段階に対する議論：

- a. 先ず LLAG(K) の値を定める。各上流の流入地点から出口までの河道の長さを測り、河道の波形進行速度の推定値を用いて、LLAG(K) の値が求められる。この LLAG(K) の値を用い、

- 1) $K1 = 0.0$

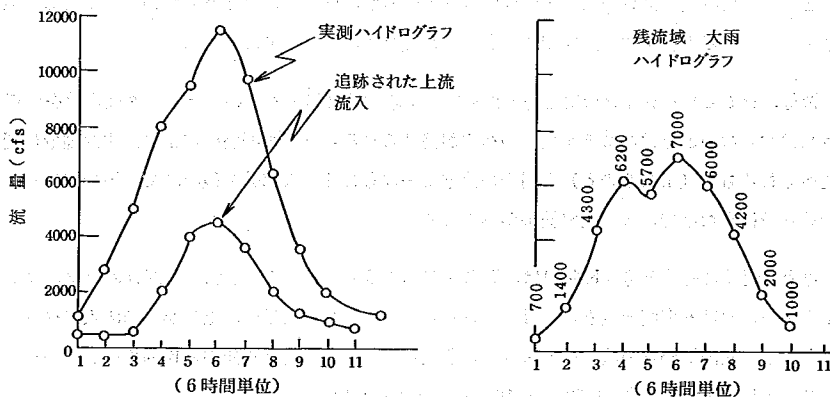
- 2) $SGWI = 0.0$

として [残流域に雨がなく、地下水貯留がないとする]、記録中の短い部分期間 (1年か2年) のシミュレーションを検証プログラムで実行する。K1 と SGWI とが0と置かれているから、残流域から河道への流入はない。したがって、この場合 NWSRFS 4 が算出する出口の流量は、上流からの流入量に遅れを与えたものの和 [上流からの流入が複数の場合] にすぎない。出口における実測、算出流量を比較すると、LLAG(K) の値の信頼性が明らかになる。例えば下図において、(a) は上流からの流入に対する値に適当でないものがあることを示し、(b) は適当であることを示す。よい遅れの値を求めるのに、数回の計算実行が必要であろう。



b. 残流域に対する河道時間遅れ組成図：先に求めた LLAG (K) の値を用い, K1, SGWI を 0 と置き, いくつかの主要な大雨を含む記録期間につき, 検証プログラムを実行する。また, この検証プログラム実行に際し, 時間遅れ組成図の 1 番目の要素を 1 と置き [後は 0], かつ貯水池定数を $K = 6 \sim 12$ (時間) の適当な値に仮定する。このようにして追跡された上流からの流入量を, 大雨時の実測ハイドログラフから引き去る。得られたハイドログラフは 7.6.1 に述べられた方法で, 河道時間遅れ組成図に変換される。1 例が下図に示されている。これらの計算の中には沢山の誤差 (データにもモデル化その他にも) があるだろうから, 信頼性のある (第 1 近似として) 残流域時間遅れ組成図を得るには, いくつかの大雨期間を解析しなければならない。

例：



$$\bar{I}_i = \frac{O_{i+1} - \text{CSSR} \cdot O_i}{1 - \text{CSSR}}$$

$K = 9$ (時間) と仮定する。

$$\bar{I}_1 = \frac{1400 - 0.5 \cdot 700}{0.5} = 2100, \quad \bar{I}_2 = \frac{4300 - 0.5 \cdot 1400}{0.5} = 7200$$

$$\bar{I}_3 = \frac{6200 - 0.5 \cdot 4300}{0.5} = 8100, \quad \bar{I}_4 = \frac{5700 - 0.5 \cdot 6200}{0.5} = 5200$$

以下同様

I₀が負の値に出て来るから、計算をやめるべきである。

時 間	時間遅れ組成図 (cfs-)	時間遅れ組成図 (正規化)
1	2100	0.055
2	7200	0.188
3	8100	0.211
4	5200	0.136
5	8300	0.216
6	5000	0.131
7	2400	0.063
	38300	1.000

- c. 土壌水分計算のパラメータの値は、近くの水源流域について定められたものを用いるべきである。NWSRFS 4で全期間記録をシミュレートする。土壌水分の初期貯留値は、地下水貯留の初期値を除き、近くの水源流域に対して用いた値を使う。地下水貯留の初期値 [SGWI] は、7.6で与えた公式により計算する。このときGWFには [出口における基底流量から] 上流地域からの基底流量の和を差し引いたものを用いる。
- d. 実測、算出流量をプロットしたものをよく調べると、可変河道応答関数が必要であるかどうか判る。たとえば算出流量のピークが実測のピークより先行する時間差が、流量の大きさによって異なるとき、算出流量の減衰が高水時には合っているが、低水時にはそうでないときである。以上の結果から、可変応答関数が必要であると判ったときは、次の段階はfである。
- e. 希望のシミュレーション精度を得るために、土壌水分計算のためのパラメータ仮定値を修正しなければならないときは、モデル調整の作業が続けられる。モデル調整の作業は、水源地域に関して述べられるもの (7.8.5のc) と同様の仕方で行われる。大部分の残流域で、短いパターン探索最適化を行うだけで、よい調整結果が得られる。
- f. 可変時間遅れ曲線と可変K曲線は、算出・実測流量データから導かれる。遅れの値は、算出流入量と出口における実測流量とから計算される。算出された流入量は、上流からの流入に遅れを与えたものと、残流域からの流量への寄与とから成っている。時間遅れ曲線とK曲線の計算の細部については Linsley その他 (1958) の10章を参照されたい。

7.8.4 2型残流域のモデル調整

2型の流域の河川系応答を定めるには、Linsley その他 (1958) の10章の方法を用いるべきである。

7.8.3の段階fに河道系のモデル調整に対する追加の情報が出ている。土壌水分計算のパラメータには、近くの水源流域または1型の残流域に対して定められたものを用いる。

7.8.5 水源流域に対するモデル調整技術の概要

- a. 出発値を定めよ (7.6)。

1) 土壌水分計算のパラメータ

- 2) 土壌水分貯留 [の初期値]
 - 3) 河道応答関数
- b. 検証プログラムにより、全期間を通じ流量をシミュレートせよ (7.8.2)。
- 1) いかなるデータの誤りもチェックし、訂正せよ。
 - 2) 土壌水分計算のパラメータの値につき、試行錯誤を行え。
 - 3) 河道追跡の明白な欠点を探し出し、訂正せよ。
 - 4) 緩衝期間の第1日において、妥当な下層湿潤比 ($LZSI/LZSN$) であることを確かめよ。
- c. 短い最適化解析, $MAXM = 75 \sim 100$ を行え (7.8.2)。
- d. 感度解析を行え (7.8.2) (選択)。
- e. 上記cの段階で得られたパラメータの値を用い、モデル調整期間 [全記録期間のこと] を (検証プログラムにより)、再びシミュレートせよ。
- f. 上記c, d, eの段階から、次のものを定めよ。
- 1) 次の最適化実行に含まれるパラメータと、それらパラメータの出発値
 - 2) より適合した河道追跡関数
- g. NWSRFS 3により再び最適化を行え。
- h. 検証プログラムにより [全] 記録期間をシミュレートせよ。いかなる季節的偏りも訂正せよ。

文 献

Crawford, N.H., Linsley, R.K., "Digital Simulation in Hydrology : Stanford Watershed Model IV", Technical Paper No. 39, Civil Engineering Dept., Stanford University, Stanford, California, July 1966, 210 pp.

Linsley, R.K., Kohler, M.A., and Paulhus, J.L.H., Hydrology for Engineers, McGraw-Hill, New York, 1958, 340 pp.

Monro, J.C., "Direct Search Optimization in Mathematical Modeling and a Watershed Model Application", NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-12, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., April 1971, 52 pp.

付 録 A

パンチカードに対する標準データ書式

この書式 (format) はすべての水文学的 (なま) データおよび計算されたデータに用いられる。各カードは次の照合事項 (identification) を持っている。それらは、データの型、所在、時間、各記載データの書式である。

データをパンチする場所は、29 欄から 80 欄までの 52 欄で、データのけた数は 2～9 のどれかである。けた数は 1 枚のカードの中においては一定であるが、カード・デッキの中では変わってもよい。次の表は、種々のけた数に対する、カード 1 枚あたりの記載事項 (entry) の最大個数を示す。

け た 数	2	3	4	5	6	7	8	9
記載事項の最大個数	26	17	13	10	8	7	6	5

カードの配置設計 (layout) は次の通りである：

1～4 欄 カード番号 0001～9999

カードはどのデッキについても、順番に番号が打たれ、入力ルーチンは並び方の乱れと、欠損カードをチェックできる。

5 欄 データのけた数、2～9

6 欄 小数点の位置。0～4 は小数点の位置を示し、5～9 はパンチされなかった下のけたの 0 の個数を表現する。次の例がその意味を説明する。

5 欄	6 欄	パンチされた数字	数 値
4	2	2631	26.31
3	2	631	6.31
3	1	631	63.1
3	0	631	631
3	5	631	6310
4	7	2631	2631000

6 欄の 5～9 は主として流量データに用いられる。それはしばしば有効数字 3～4 けたの大きな概数で表される。書式はあるデータの組、またはあるカードに含まれる数値の範囲を考え、なるべく沢山の個数のデータが入るように定められる。入力ルーチンはこの情報を解読し、記載データを正しく読み、蓄える。

7～15 欄 観測地点または流域の識別記号 気象観測点の場合、2 けたの数字が州を、4 けた

の数字が地点を示す記号として7～13欄に××-××××とパンチされ、14～15欄は空白である。流量観測点に対しては9個の文字または数字が用いられ7～15欄に××××××.××となる。たとえば雨量のように、ある型のデータは地点の値であったり、流域平均であったりする。前者には気象観測点識別記号が用いられる。後者の場合、流域の出口の流量観測点の識別記号が用いられる。したがって、カードのこの部分は、場所を示すばかりでなく、地点データか面積平均かの区別もする。通常、計算機プログラムはこれらの欄の情報を単にホラリス [符号すなわち文字] として用いる。したがって、プログラマーはこれをどのように使ってもよく、どんな文字—数字データを入れてもよい。

16～18欄 時間を単位として表したデータ時間間隔 瞬間値データ、たとえば個々の気温観測値、流速 (cfs)、前の観測以後の累積を表す雨量観測値、風速等の場合、これはデータ観測の間隔である。ある期間についての積分値、平均値、たとえば日平均気温、流量の総量 (cfs・day)、風程等の場合、これは期間の長さである [これは論理的に少しおかしい。積分値である雨量を瞬間値とするならば、後のものを積分値として区別する必要はあるまい。 $\int_a^b f(t) dt$ を区間 (a, b) の関数と考えるか、積分上限bの関数と考えるか、観点の相違にすぎない]。区間が1か月の場合、記載データは月データで、月の長さは変動する。この場合、この識別欄の数字は720 (30日) とする。

19～20欄 カード上のデータの型を示す2けたのデータ・コード データ・コードは次の通りである。

コード	デ ー タ	単 位	コード	デ ー タ	単 位
00	流量 (瞬間値)	cfs	31	気温 (瞬間値)	°C
01	流量 (総量)	cfs・day	32	気温 (最高)	°F
02～09	未指定		33	気温 (最高)	°C
10	雨量 (雪どけ補正なし)	インチ	34	気温 (最低)	°F
11	雨量 (雪どけ補正)	インチ	35	気温 (最低)	°C
12～19	未指定		36	気温 (平均)	°F
20	積雪 (深さ)	インチ	37	気温 (平均)	°C
21	積雪 (水当量)	インチ	38～39	未指定	
22	積雪地域	%	40	湿球温度 (瞬間値)	°F
23	雪表面温度 (平均)	°F	41	湿球温度 (瞬間値)	°C
24	雪表面温度 (平均)	°C	42	湿球温度 (最高)	°F
25	積雪層流出	インチ	43	湿球温度 (最高)	°C
26～29	未指定		44	湿球温度 (最低)	°F
30	気温 (瞬間値)	°F	45	湿球温度 (最低)	°C

コード	デ ー タ	単 位	コード	デ ー タ	単 位
46	湿球温度 (平均)	°F	72	湖面蒸発	インチ
47	湿球温度 (平均)	°C		(気象要素より算出)	
48~49	未指定		73	湖面蒸発	インチ
50	露点 (瞬間値)	°F		(公式14により算出)	
51	露点 (瞬間値)	°C	74	湖面蒸発	インチ
52	露点 (最高)	°F		(Kohler - Parmele)	
53	露点 (最高)	°C	75	湖面蒸発(X-3係数)	インチ
54	露点 (最低)	°F	76~79	未指定	
55	露点 (最低)	°C	80	日照時間	%
56	露点 (平均)	°F	81	太陽放射反射率	%
57	露点 (平均)	°C		(アルベド)	
58~59	未指定		82	日 射	ラングレ
60	風 速	mph (マイル/時)	83	太陽放射反射	ラングレ
61	風 程	マイル	84	実質太陽放射	ラングレ
62~69	未指定		85	大気長波放射	ラングレ
70	蒸発計蒸発量 (A級)	インチ	86	全波長放射の入射と反	ラングラ
71	蒸発計蒸発量(X-3)	mm		射の差	
			87~99	未指定	

欄 21 ~ 28 カードの最初の記載データの時刻を、時刻一日付一月一年と2けたずつ(××-××-××××××)の形で示す。それが瞬間値であればその時刻を、それが期間値であれば期間の終りの時刻を示す。次の2例が記号の意味を示す。

欄	5 ~ 6	16 ~ 18	19 ~ 20	21 ~ 28	29 ~ 32
	40	024	00	24051056	1286
	45	024	01	24051056	1286

第1の場合、1956年10月5日の真夜中[24時は前日に属する]の瞬間流量値が1286 cfs である。第2の場合、1956年10月5日の24時間についての総流量が12860 cfs-dayである。

いかなる場合も、欠損データはすべての欄を9で埋めることにより示す。この数[99.....9]は指定された書式が表現し得る最大の数値であるから、現実のデータ値がこの値になることは、きわめてあり得ない。仮りにもしそれが起ったときは、現実のデータの一番下のけたを8にすればよい。雨量データのとき、雨量の場所の99.....98は特別の意味があるから、一番下のけたを7にする。[雨量の記載データで]意味のある数値の後に来る一連の99.....98は、先行する意味のある数値の時間分布の

欠損を表す。

負の〔値を取り得る〕量は、数字に必要な場所以外にもう1欄を使い、負号は最初の欄に置く。

カードを収納する効率から言えば、デッキ内のカードをすべて満員にする方がよい。しかし他の考え方からすると、ある時間期間、たとえば月の終りでカードへの記載を終らせ、次の期間の記載は新しいカードから始める方が望ましい。この方式によると、ある期間の最後のカードには余白ができる。カードに記載データの個数や、最後の記載データの時刻がたとえ記載されていなくても、上記の方法は許される。入力ルーチンは余白の場所を数値0として読み込み、順番に蓄える。しかし次の期間の最初のカードは、この〔余白をつめられた〕記憶部分に重ね合わされ、正しい値が入れられる。

通常、記録期間中のデータはすべてパンチされる。ある型のデータ、とくに時間雨量に関しては、数値0の期間をパンチしないことにより節約できる。さもないと、数値0の期間が全カードの大部分となったであろう。すなわち、1枚のカードの中では記載データは順番に連続に並んでいるが、次のカードは、次の0でない期間から始まる。かかるデータを用いる入力ルーチンは、データを蓄える前に、入力アレーに0をつめて置かなければならない。

全記録期間を通じて、データを入れる場所の書式が定まっており、カード・デッキを通じて一定である場合、データはこの書式で、きわめて容易に人力でパンチできる。しかしながら、データの多くの型について、カードごとに、そのカードにのるデータに従って書式を変えることにより、カードを収納する空間を大きく節約できる。これは全く実用的であるが、このカードを用いるプログラムで、より面倒な入力ルーチンが必要になる。書式が変わるのは、人力によるパンチが難しい。好ましい解決は、固定書式でパンチし、計算機プログラムで変換することであろう。記録全部をあたり、もっとも経済的な書式を選び、そして変換することは、人力には難しいが、計算機には易しい仕事である。この二つの基本的な解決法は、利用者がきめることである。どちらの方法も、同様にうまく行く。

〔カードの〕収納、取り扱いには、データの型により〔カードを〕色わけして置くと、一層効率的である。次の色わけをすすめたい。

データ・コード	データの型	〔カードの〕色
00～09	流 量	白
10～19	降水量	黄
20～29	雪	緑
30～59	温 度	青
60～79	風および蒸発散	オレンジ
80～99	その他	赤

付 録 B

NCCデータを含むデータ・テープとプログラムHRTAPE

B. 1 データ・テープの注文

B. 1.1 問い合わせ先

データおよびそれに関連する情報についての請求は、次の宛先にされたい。

National Climatic Center

Federal Building

Asheville, N.C. 28801

ATTN: Director, National Climatic Center

B. 1.2 一般的注意

- a. 請求には、アメリカ気象庁水文部のデータ・テープ書式の利用を指定しなければならない。
- b. 上記の書式と異なる書式の請求は、データ集収の費用を増大させる。
- c. 水文部(O/H)データ・テープ書式化は、次のことを約束する(追加事項はB. 2.1)に出ている)。
 - 1) データは州単位で請求しなければならない。
 - 2) どの州についても、時間降水量データと日降水量データは別のテープにのっている。
 - 3) どの州についても、請求した期間に対し、全地点の記録が供給される。選択された時間・日降水量地点の記録に対する請求は、O/Hの形式と離れる。
- d. 日データを含むテープはテープ1巻につき、およそ900地点・年の記録を納めている(556BPI [1インチあたり556ビット])。
- e. 時間降水量を含むテープは、1巻につきおよそ450地点・年の記録を納めている(556BPI)。
- f. 記録期間の始まり NCCの親テープ・ファイルは、大部分の州に対し、次の日から始まる。
 - 1) 時間降水量データ 1960年1月
 - 2) 日降水量データ 1963年10月
- g. 記録の終り 1972年6月30日において、記録期間の終りは1971年12月である[半年遅れ]。
- h. 60年1月以前の時間データ、および63年10月以前の日データも入手できる。かかるデータの入手の可能性および費用についてはNCCと接触されたい。
- i. データ費用 1972年6月30日現在、費用は次の通りである。請求されたテープが、ある州に対して請求された最初のO/H書式テープであれば、データ・テープの費用は110~130ドルとなる。同じO/H書式のテープが、以前に他の利用者に供給されていれば、費用は45~55ドルに減る。永久保存のO/H書式の予備テープが、1回目のデータ請求に応じたときに作られているからである。

j. 支払いはデータを受け取り、請求書が来てからすればよい。

B. 1.3 近い将来における追加

NCCは間もなく、各データ・テープにつき、包括的な内容目次を発行するであろう。その内容は、観測地点番号、記録期間、各観測点に対しテープ上の記録の位置である。その他に、各観測地点、各種のデータにつき、データ欠損の一覧もできるであろう。

B. 2 NCCデータのテープ書式

B. 2.1 時間雨量および日観測値に関する一般的テープ書式化

- a. テープは1600 BPIの試験がすすんでいる。
- b. データをテープにどう書くかについて、二つの基本的選択権がある。
 - 1) 7チャンネル, BCD, 偶パリティ, 556 BPIまたは800 BPIの密度による書き込み。この書式はCDC 6000, UNIVAC 1100 システムで使える。
 - 2) 9チャンネル, EBCDIC [拡張BCDコード], 偶パリティ, 密度800 BPIの書き込み。この書式はIBM 360, RCA SPECTRAシステムにとくに適している。
- c. テープの始めには、エンド・オブ・ファイル記号(EOF)も、テープ・ラベルもない。テープの終りか、データ転送の終りか、先に起こった方に、2個のEOFがある。
- d. 1レコードは960 キャラクタ(日データの場合) [キャラクタは文字と訳してもよいが、混乱する可能性があるからキャラクタのままとする], または2400 キャラクタ(時間データの場合)から成り、一続きの月データを表す。
- e. NCC書式変換後、データの入る場所には整数キャラクタでないものは一つも残っていない。
- f. テープの最後に来る観測点のデータ・レコード [1月分のデータ] は完全で、2本のテープに分かれることはない。

B. 2.2 時間雨量

- a. 各レコードにおけるキャラクタの配置
 - 1 ~ 2 州番号
 - 3 ~ 6 気象観測点番号
 - 7 ~ 8 年
 - 9 ~ 10 月
 - 11 ~ 2242 時間雨量 (3けたずつ $744 = 24 \times 31$ 個)
 - 2243 ~ 2366 月合計雨量 (4けたずつ 31 日)
 - 2367 ~ 2400 空白
- b. 時間雨量の表わし方 (3けた)

第11キャラクタから第2242キャラクタまでの間に、1こま3キャラクタずつ、24 (時間) × 31 (日) 分である。小の月の余った所には999が入る。

各こまの内容

001 ~ 997 1/100 インチ単位 [0.254 mm] で表わした時間雨量。(もし、時間雨量が9.98 インチ [約 250 mm] 以上のときは、9.97 と置く [日本の最大時間雨量が150 mmだから、250 mmをこすことはまずあるまい]。)

000 雨がないか、またはこん跡。

999 欠損データ

998 累積値の記号

1) 時間データは次のように並んでいる。

1日: 1時~24時

2日: 1時~24時

:

31日: 1時~24時

2) 累積値記号 998 は、累積データ期間の最初から終りまでのすべての時間に置かれる。たとえば 7日 24時が累積値の記号で、次に雨量記録のある日が12日であれば、8日から11日までのどの時間も累積値記号 998 である。

3) 上の書式は欠損データについても同様である。欠損データの時間はすべて欠損記号 [999] で埋められる。

4) "フィッシャ・ポータ" (Fisher Porter) 型雨量計による 0.01 インチ雨量は 0 とする。

c. 日雨量 (4けた)

2243 から 2366 までのキャラクタは、1こま4キャラクタずつ、31日分である。小の月の余ったこまは 9999 とする。

各こまの内容

0001 ~ 9997 0.01 インチ単位で表した日雨量

0000 雨なしまたはこん跡

9999 欠損データ

9998 累積値記号

1) 累積値記号 (9998) は、累積データの始まる日から終る日までのすべての日に置かれる。

2) 上の書式は欠損データについても同様である。欠損データの日は、すべて欠損記号 9999 で埋められる。

3) フィッシャ・ポータ型雨量計による 0.01 インチの雨量は 0 とする。

B. 2.3 日観測値

a. 各レコードにおけるキャラクタの配置

1~2 州番号

3~6 気象観測地点番号

7～8 年

9～10 月

11～134 雨量 (31 個)

135～227 最高気温 (31 個)

228～320 最低気温 (31 個)

321～413 観測時の気温 (31 個)

414～475 降雪 (31 個)

476～568 積雪深 (31 個)

569～661 積雪量水換算 (31 個)

662～785 風程 (31 個)

786～878 蒸発散 (31 個)

879～909 推定雨量 (31 個)

910～940 雪 (31 個)

941～960 空 白

b. 雨量 (4 けた)

11～134 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 4 けた。小の月の余ったこまは 9999。

各こまの内容

0001～9997 0.01 インチ単位の日雨量

0000 雨なしまたはこん跡

9998 次に来る測定値に含まれる [累積値記号]。

9999 欠損または通報なし。

c. 最高気温 (3 けた)

135～227 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 3 けた。小の月の余ったけたは 999。

各こまの内容

001～299 温度の範囲は $-99 \sim 199^{\circ}\text{F}$ [約 $-73 \sim 93^{\circ}\text{C}$], 温度値に 100°F を加える。かくしてこまの内容は 1 から 299 になる。

999 欠損または通報なし。

d. 最低気温 (3 けた)

228～320 キャラクタ

最高気温と同様

e. 観測時の気温 (3 けた)

321～413 キャラクタ

最高気温と同様

f. 降雪 (2 けた)

414 ~ 475 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 2 けた。小の月の余ったこまは 99。

各こまの内容

01 ~ 97 1 ~ 97 インチ (97 インチ [約 2.5 m] をこせば 97 とする)
00 降雪なしまたはこん跡
98 次に来る測定に含まれる [累積値記号]。
99 欠損または通報なし

g. 積雪深 (3 けた)

476 ~ 568 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 3 けた。小の月の余ったこまは 999。

各こまの内容

001 ~ 998 1 ~ 998 インチ
000 なしまたはこん跡
999 欠損または通報なし

h. 積雪量水換算 (3 けた)

569 ~ 661 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 3 けた。

各こまの内容

000 ~ 998 00.0 から 99.8 インチまでの水深
999 欠損または通報なし

* 水換算値は, 1 級観測地点だけで, 1963 年 10 月以降入手可能

i. 風程 (4 けた)

662 ~ 785 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 4 けた。小の月の余ったこまは 9999。

各こまの内容

0000 ~ 9997 マイル, 9997 マイル以上のときは 9997 と置かれる。
9998 次に来る測定値に含まれる [累積値記号]。
9999 欠損または通報なし。

j. 蒸発散 (3 けた)

786 ~ 878 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 3 けた。小の月の余ったこまは 999。

各こまの内容

001 ~ 997 0.01 ~ 9.97 (0.01 インチ単位)
998 次に来る測定値に含まれる [累積値記号]。
999 欠損または通報なし。

k. 推定降水量 (1けた)

879 ~ 909 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 1 けた。小の月の余ったこまは 9。

各こまの内容

- 9 日雨量が推定されていないとき, または欠損, 通報なしのとき
- 1 日雨量が推定されているとき

l. 雷 (1けた)

910 ~ 940 キャラクタ, 31 こま, 1 こま 1 けた。小の月の余ったこまは 9。

各こまの内容

- 9 起こらなかったとき, または欠損, 通報なしのとき
- 1 起こったと通報されたとき

B.3 プログラムHRTAPE

[省略, これはMBPプログラムのために, hourly precipitation の tape を作るプログラムである]

付 録 C 流域平均雨量 (MBP) プログラム

C. 1 MBPプログラムの入力概要

〔省略, これはMBPプログラムを利用するときに必要な入力の説明である。与えなければならないのは, 部分流域の数, 8種類のオプションについてのそれぞれの選択, 利用する雨量データ・テープについての条件, 時間雨量観測点の数, 雨量観測点の総数, 雨量地点の名称および格子点地図上におけるその座標, 月別雨量特性を利用するときは各地点につき, 月別特性値, 部分流域の名称, 部分流域の格子点地図 (各部分流域につき80枚のカードになる), 格子点地図の縮尺, 期間の指定, 流域の識別番号, その他データ・テープ, データ・カードを読むために必要な情報である。〕

C. 2 MBPプログラムの入力例

〔省略, 上記の説明を理解するための実例。カードの内容をライン・プリンタで打ち出したリストの一部を示している。〕

C. 3 MBPプログラムの出力例

〔省略, 前記入力例に対する出力として, 得られた格子点ウェイト, 処理できなかった欠損データまたは累積値データ, 得られた6時間流域平均雨量, その月合計, ダブルマスの数値, およびそのプロットの一部分が出ている。〕

付 録 D USGS 日平均流量データ処理

D. 1 USGSから入手できるデータの説明

次の3種類の出力書式のものが入手できる。

- a. 9トラック磁気テープ (1636 バイト / レコード)
- b. 7トラック磁気テープ (336 バイト / レコード)
- c. IBMカード (またはカード形式の磁気テープ)

USGSから得られる基本的データ、検索についての選択権、出力書式について、これからこの節で述べられる。データの要請は下記にされたい。

Chief Hydrologist ATTN : 4200 - 4014

U.S. Geological Survey, Water Resources Div.

Washington, D.C. 20242

D. 1.1 検索についての選択権

- a. 個々の観測地点による検索、または観測地点番号のある範囲による検索。
- b. ある選定された記録期間による検索 (期間が指定されないと、全記録期間が検索される)。
- c. 断面位置と水深位置の指定。断面が不明と出れば、断面、水深ともに不明である。
- d. パラメータ・コードの指定 (空白にして置くと、観測地点につき、すべての型のデータが検索される)。
- e. 統計コードの指定 (空白にして置くと、検索すべき各パラメータにつきすべての記録を検索する)。

[c. の断面、水深とは、水質検査のための水採取位置のためのものらしい。断面位置とは左岸から測った位置、水深とは水面以下何フィートの水を取るとか、表面の水を取るとか、底の水を取るとか、予め定められている。そこで採取場所を指定すれば、それに対応する毎日の水質データが検索できることになる。表D-3, D-4を参照されたい]

D. 1.2 日観測値のパラメータ・コードのリスト

日観測値に対するUSGSのパラメータ・コードは表D-1に出ている。

D. 1.3 日観測値の統計コードのリスト

日観測値に対するUSGSの統計コードは表D-2に出ている。

D. 1.4 USGSデータの書式

D. 1.4.1 9チャンネル・テープの書式

USGSの9チャンネル・データ・テープの書式は表D-3に出ている。以下は追加の情報である。

表D-1 日観測値に対するUSGSの
パラメータ符号の表

パラメータコード	パラメータの名称	パラメータコード	パラメータの名称
00940	塩化物 (mg/l 塩素)	72021	貯水池貯留量 (cfs・日)
70290	塩化物 (t/日)	72022	貯水池貯留 (10 ⁶ ガロン)
00080	色 (白金-コバルト単位)	72023	貯水池貯留量 (10 ⁶ 立方フィート)
00095	電導度 (μ mho)	00065	水位 (基点からのフィート)
00300	溶存酸素 (mg/l)	00060	流量 (cfs)
70301	溶存固形物 (全成分)	00945	硫酸塩 (mg/l, SO ₄)
70302	溶存固形物 (t/日)	70291	硫酸塩 (t/日)
72020	標高 (フィート, 平均海面)	80154	浮遊固形物 (mg/l)
00012	蒸発計温度 (48 インチ皿, °C)	80155	浮遊固形物 (t/日)
00013	蒸発計温度 (24 インチ皿, °C)	00020	気温 (°C)
00950	フッ化物, 溶存 (mg/l F)	00010	水温 (°C)
00400	P-H (標準単位)	80156	全固形物 (t/日)
00650	リン酸塩 (mg/l, PO ₄)	00070	濁度 (JTU)
00045	雨量, 累積値 (インチ)	00014	湿球温度 (°C)
00054	貯水池貯留量 (エーカー・フィート)	00035	風速 (mph)

表D-2 日観測値に対するUSGS統計コード

最大	00001	百分位数コード = (1000 + (百分位 × 10))	
最小	00002	0.5 百分位数	01005
平均	00003	1.0 百分位数	01010
午前	00004	67.0 百分位数	01670
午後	00005	99.9 百分位数	01999
和	00006		
モード	00007	瞬間観測値コード = 30000 + (時間)	
メディアン (中位数)	00008		
標準偏差	00009	12 : 30 AM	30030
分散	00010	6 : 00 AM	30600
瞬間の (不規則の)	00011	12 : 30 PM	31230
未使用	00012	9 : 45 PM	32145
	~ 00999		

表D-3 USGS 9トラック・テープの書式

磁気テープまたはディスク上の日データのレコードの書式

識別	データの型	バイトの位置	摘要
除去コード	キャラクタ (1バイト)	1	
地点識別	キャラクタ (15バイト)	2 ~ 16	緯度 (2~7), 経度 (8~14), 番号 (15~16) または空白 (2~8) 下流順位番号 (9~16)
断面位置	浮動 (4バイト)	17 ~ 20	左岸 (下流に向かって) からフィートで測った距離, 999999 は欠損

表D-3の続き

識 別	データの型	バイトの位置	摘 要
深さ位置	浮動(4バイト)	21 ~ 24	水面から下方にフィートで測った深さ、 999999は欠損 水面値はコード111111 底の値はコード888888
パラメータ・コード	固定2進(31ビット)	25 ~ 28	記載されたパラメータに対する付表のコード 【表D-1】
水年	固定2進(15ビット)	29 ~ 30	水年(4数字)
統計コード	固定2進(15ビット)	31 ~ 32	付表にある統計コード【表D-2】
欠損表示	浮動(4バイト)	33 ~ 36	欠損データの所に入れる数値、大抵のデータでは 999999
日観測値	浮動(4バイト)	37 ~ 1524	2次元アレー(12,31)*が、1水年に対するすべ ての日観測値を含む。
州コード	固定2進(15ビット)	1525 ~ 1526	観測地点のある州のコード
郡コード	固定2進(15ビット)	1527 ~ 1528	観測地点を運営する郡のコード
観測地点名	キャラクタ(48バイト)	1529 ~ 1576	
流域面積	浮動(4バイト)	1577 ~ 1580	
処理の日付	固定2進(31ビット)	1581 ~ 1584	
内部利用のため保留	キャラクタ(52バイト)	1585 ~ 1636	細部についてはプログラムE 3003をみよ

* アレーの始めのディメンションは月の番号(Jan. = 1, Dec. = 12), 2番目のディメンションは月の中の日の番号である。1水年のデータが1レコードの中に蓄えられているから、アレーの中の10月, 11月, 12月に蓄えられたデータは、1月から9月までのデータが蓄えられている暦年の前の暦年のものである。

1. 1レコード1636バイト, 固定ブロック, 1/2インチ幅テープ, 9チャンネル, 800 BPI, 奇パリティ。
2. 各ブロックの最後に, さらに2バイトがあり, 一つは縦方向の【パリティ】チェックに, 他のハードウェア・チェックに用いられる。この二つのバイトは, ハード・ウェアのチェックのみに用いられ, IBM 360システムはこれをブロックの一部とは考えない。しかし他の計算機システムにとっては面倒なことになり得る。

D. 1.4.2 7チャンネル・テープの書式

水文の日記録を含むUSGS 7チャンネル・データ・テープの書式は表D-4に出ている。

D. 1.4.3 カードまたはカード形式テープの書式

検索は, IBMカード, またはIBM形式の7トラック・556 BPI・BCDの磁気テープに対して可能である。[磁気テープを] 要求する人は, 任意のブロッキング・ファクタを指定してよい[ブロッキング・ファクタとは, カード何枚をまとめて磁気テープ上の1レコードにするかという数である]。

カード・データには3種類の形式がある。

- a. 日観測値コード・カード(USGS形式9-1842)
- b. 観測地点名カード(USGS形式9-1843)

表D-4 水文日観測値のレコードを含むUSGS 7チャンネル・テープの書式

データはIBMのものと互換性のある7チャンネル、556 BPI、偶パリティのテープ上に、6ビットBCD(2進10進コード)キャラクタで次のように記録されている。

キャラクタの位置	BCDキャラクタの数	照 合 す る も の
1 ~ 15	15	<u>観測地点識別番号</u> 緯度(1~6), 経度(7~13), 番号(14~15) または 空白(1~7), 下流順位番号(8~15)
16 ~ 22	7	<u>断面位置</u> 左岸(下流に向かって)からフィートで測った位置, 999999は欠損
23 ~ 29	7	<u>深さ位置</u> 水面から下方にフィートで測った深さ, 999999は欠損 水面値はコード111111 底の値はコード888888
30 ~ 34	5	<u>パラメータ・コード</u> 付表のパラメータ・コードをみよ[表D-1]
35 ~ 38	4	<u>暦年</u>
39 ~ 40	2	<u>月</u>
41 ~ 45	5	<u>統計コード</u> 付表の統計コードをみよ[表D-2]
46 ~ 52	7	<u>欠損コード</u> 欠損データの所に入れるコード 大抵のデータでは999999
53 ~ 269	217	<u>日観測値</u> 31の日観測値(各7キャラクタ) 小数点があれば, それも含む。
270 ~ 271	2	<u>州コード</u> 観測点のある州のコード
271 ~ 272	2	<u>郡コード</u> 観測点を経営する郡のコード
274 ~ 321	48	<u>観測地点名</u>
322 ~ 328	7	<u>流域面積(平方マイル)</u> 0は欠損を示す。
329 ~ 336	8	<u>保留スペース</u>

レコードの長さは336キャラクタで, 多くの語の長さに合うように, 4, 6, 8で割れる。

c. 日観測値データ・カード(USGS形式9-1844)

これらのカード形式の各書式は表D-5に出ている。形式は図D-1[省略]に示されている。

コード・カード(9-1842)と地点名カード(9-1843)は, 各地点の最初に1回だけ現れる。データ・カードは1年に48枚(月に4枚)必要である。

カード出力に伴い, 利用者は検索されたレコードの数を示すプリント出力を受け取る。それは1レコードにつき1行で, どのレコードが検索されたかを示す。

表D-5 USGSカード書式

1. 日観測値コードのカード
(形式9-1842)

欄	
1	カードの型 - いつも1
2 ~ 16	観測地点識別番号
17 ~ 22	断面位置 (フィート)
23 ~ 28	採水深度 (フィート)
29 ~ 33	パラメータ・コード
34 ~ 38	統計コード
39 ~ 40	州コード
41 ~ 42	郡コード
43 ~ 49	流域面積
50 ~ 80	空白

2. 観測地点名カード
(形式9-1843)

欄	
1	カードの型 - いつも2
2 ~ 16	観測地点識別番号
17 ~ 64	観測地点名

3. 日観測値データ・カード
(形式9-1844)

欄	
1	カードの型 - いつも3
2 ~ 16	観測地点識別番号
17 ~ 20	暦 年
21 ~ 22	月
23 ~ 24	カード番号
25 ~ 80	7欄ずつ、8日分の日観測値がパンチされる〔4枚で1月になる〕。

D. 2 USGSのデータをNWSRFS書式に変換するためのプログラムDAILYF

USGSの7チャンネル・データ・テープ(D. 1.4.2および表D-4)から、NWSRFSテープ書式、または標準書式カードに変換するために、フォートランIVによるプログラムDAILYF [daily flow] が書かれている。プログラムDAILYFは月ごとのレコードの長さが336キャラクタである標準テープ以外のUSGSデータ・テープも読めるようにプログラムされている。USGSからのテープは、月ごとにまとめたデータとしても請求できる。DAILYFは、1ロジカル・レコードに10月以下をまとめたデータ・テープを取り扱うことができる。DAILYFのリストは表D-6に出ている。

表D-6 [省略]

付 録 E

テープ準備のプログラム

E.1 プログラムNWSRFS2

[省略, これは標準書式カードを標準書式テープに変換する]

E.2 プログラムSUPERTP

[省略, これは何本かのテープを1本にまとめるプログラムである]

付 録 F

検証プログラム — 入力例および出力例

F. 1 プログラムNWSRFS4 検証のための入力の概要

〔省略 ここには検証プログラムは出ていない。それを使うときの入力の仕方だけが出ている。1枚目、2枚目、……のカードにそれぞれ何を、どんな順序で、どこに、どんな形式でパンチすればよいかが出ている。〕

F. 2 検証入力例、例1、例2

〔省略 以上の説明だけでは判り難いから、実例が二つ出ている。カードの内容をラインプリンタで打ち出したものである。種々の条件、パラメータの値、貯留量の初期値を入れるのに、例1で約50枚、例2で約30枚のカードを要する。1個の情報しか含まないカードもあるが、多くは10個程度を含んでいる。〕

F. 3 検証出力例

〔省略 表題、土地相に関するパラメータと貯留初期値、河道追跡に関するパラメータや関数が1ページずつプリントされ、次に6時間ごとの変数値がすべてプリントされる(2ページ)。次のページにその月のまとめが出る。それから、6時間間隔で算出・実測ハイドログラフがプロットされる(2ページ)。これが12回繰り返されて、1水年がすむと、年間のまとめとして、日推定量の年表が出て、月合計、年合計が出る。実測は月合計、年合計だけが出る(1ページ)。それから日流量のハイドログラフ(実測・算出)のプロットが出て(6ページ)、最後に統計が出る。統計は月別および流量を10階級ぐらいの大きさで分類した各階級別に算出される。階級分けには4乗目盛り程度のものを使っているらしい。統計は実測・算出流量の平均、両者の差、差の実測平均に対する百分比、算出・実測流量の差の最大値、標準誤差、その実測値平均に対する比率、実測・算出流量間の相関係数、回帰式(実測) = $A + B * (\text{算出})$ の係数A、Bである(統計に1ページ)。出力の大量なのに驚く。試行錯誤でモデル・パラメータを求めて行くとき、この検証プログラムを使うのである。2年余り前、オレゴン州ポートランドのコロンビア河の予報の仕事をしているKuehl氏が来日し、会っていろいろ話をしたとき、1回の試算で出るプリント紙の量を、私がこの位の指で示した(約1cm程度)のに対し、彼は両手で10cm~20cm程度を示した。約10倍の出力である。これでは情報過多で判断が難しかろうと思う。一方、自動最適化では、判定基準1個だけに情報を減らすのだから、この間の飛躍が大きすぎるように思われる。〕

付 録 G

実行プログラム — 入力例および出力例

G.1 プログラムNWSRFS5 河川予報実行プログラムのための入力の概要

[省略 検証プログラムの場合と同様、入力に必要なカードの作り方が出ている。]

G.2 入力および実行プログラムからの出力の例 例1, 例2, 例3

[省略 入力カードは検証の場合と似ている。出力の方は検証と異り、必要なものしか出て来ない。表題, 土壌水分に関するパラメータ値と初期値, 河道追跡に関するパラメータおよび関数値と初期値が先ず出るのは検証の場合と同じだが, 次は6時間間隔のハイドログラフのプロットが出る。過去の部分については実測・算出が一緒に出るが, 予報の部分では算出値が\$記号で出て来る。最後に, 現時点の貯留量の値がプリントされる。これは繰り越しされる値である。]

付 録 H

モデル調整プログラム — 入力例および出力例

H.1 モデル調整プログラム (NWSRFS 3) 入力のまとめ

[省略: 入力用カードの作り方, 入力のためのプログラムのリストが出ている。]

H.2 入力例 (最適化) [省略]

H.3 出力例 (最適化) [省略]

[ここに出ている入出力例について簡単に紹介する。河川はミシシピ州 Leaf 河である。入力するパラメータ値は下表の通りである。入力する定数としては、下表のパラメータの他に、固定遅れや、時間遅れ組成図や、貯留量の初期値などがあるが、最適化の対象となり得るのは、下表の26個である。そのうち16個までが、同時に最適化の対象になり得て、ここに出ている計算では、表のNoの所に1~16の番号が打たれたのが、最適化の対象となる。最適化計算の対象となるパラメータについては、表中に変更幅 DELTA、パラメータの動き得る範囲の上限、下限を示してある。

No	1	2	3	4	5	6	7	0	8	9
パラメータ	UZSN	LZSN	CB	POWER	CC	KV	KGS	K24EL	A	K24L
出 発 値	0.2	6.0	0.25	2.0	0.75	5.0	0.92	0.0	0.03	0.01
変 更 幅	3 %	1 %	3 %	2 %	2 %	1%	0.2%		5 %	5 %
下 限	0.01	3.0	0.1	0.75	0.25	0.5	0.85		0.001	0.001
上 限	0.5	10.0	0.5	4.0	3.0	20.0	0.99		0.06	0.10

No	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
パラメータ	EPXM	K 1 (1)	K 1 (2)	PEADJ(1)	PEADJ(2)	K3	SRC1	LIRC6	LKK6	CSSR
出 発 値	0.3	1.0	0.0	1.0	0.0	0.28	0.9	0.1	0.0025	0.5
変 更 幅	3 %									
下 限	0.01									
上 限	0.75									

No	11	12	13	14	15	16
パラメータ	HWARP	VWARP	EHIGH	ELOW	NEP	NDUR
出 発 値	1.0	1.0	1.0	0.5	91	60
変 更 幅	2 %	2 %	2 %	2 %	1	1
下 限	0.25	0.70	0.80	0.10	61	1
上 限	2.0	2.0	1.3	0.8	150	120

最適化計算終了の条件は次のように与えられている。

1) 試算を何回行ったら終了するかという回数 MAXN = 200

- 2) 解答が出て、DELTAを半分にして、また解答が出て、をKC回繰り返せば、成功して終了というのは、KC=3
- 3) LE-MVサイクルを何回かやっても、評価基準がはかばかしく減らないときは中止という条件は、KSTOP=3回のLE-MVサイクルで0.5%未満の評価基準減少のとき。

以上が入力の上りである。

出力としては、まず1ページに、パラメータの出発値等の入力値や、いくつかのコメントが出る。次に、パラメータの出発値を用いた場合の算出日流量がプリントされる。余談であるが、この算出日流量の出力の仕方に感心した。これを出力することは、パラメータの出発値が、あまり変な値でないこと、どこかに何かの見落としや手違いがなかったかをチェックする意味で、是非必要である。さてそのプリントを31日ずつ、10日×3行+1日で1月4行ずつ、べた打ちでプリントするが、年も月もプリントしない。しかも小の月の31日も日流量が出ている。余る日は、前月のその日の流量が出ているのである。つまり日流量のアレーに、その月の日流量を入れたとき、余った日の所に空白とか×印とかを入れる手間をかけていない。このようなことに、我々日本人はきわめて潔癖で、かかる手技きを許さない。必要のない所に手間をかけない粗っぽさは見習うべきである。

算出日流量(出発値のパラメータに対する)の出力が終ると、最適化の試算結果が出て来る。

LEの番号、試算の番号(通し番号)、評価基準、算出流量の平均、算出流量と実測流量との相関係数、最適化に係るパラメータの値が印刷される。HWARP、VWARPの値が変更されるときは、それに伴って時間遅れ組成図が変わるから、それも印刷される(組成図と関係のないEHIGHが変更されるときにも、変化のない組成図が印刷されるのは、プログラムの手落ちであろう。そして、気がついて、あまり気にしないのだろう)。16個のパラメータに対する1回のLEは27回の試算で終る。16番目のパラメータA₁₆について言うと、Na25がA_i, Na26がA_i+D_i, Na27がA_i-D_iで、Na25のA_iの場合が一番よい。したがって、LEの最終結果はNa25のパラメータの組である。これを確認のため、再びプリントしてあるが、それにはNa27が打ってある。番号ばかりでなく統計値もNa27のものが打ってあって、小さなプログラム・ミスらしい。

1回のLEが終了し、PATTERN MOVEとプリントが出て、その結果が印刷され(HWARP、VWARPの変更があるから、組成図も出る)、ついで2回目のLEが始まる。2回目のLEは24回、3回目は20回ですむ。4回目のLEでは1, 2, 3, 8, 12, 13, 14, 15, 16のパラメータが落とされ7回で終了、5回目のLEでは1, 2, 3, 5, 8, 11, 12, 13, 14, 15, 16が落とされ6回で終了する。パラメータが落とされるときは、コメントがプリントされる。6回目のLEでも、1, 2, 3, 5, 8, 11, 12, 13, 14, 15, 16が落とされ、5個のパラメータについてLEが行われ、結局5回目のLEの最後の試行よりよい結果は出ない。そうすれば5回目の最後で得られたパラメータが最善かという、大部分のパラメータは落とされているのだから、これが解答とは言えない。そこで、5回目LEの最後のパラメータに戻って、全パラメータを加えて、新たにLEを開始する。そういう判定、規則がプログラムに入っているらしいが、その説明は本文に出ていない。ともかくプリントを見ると、PATTERN

=1, RESOLUTION=0 というコメントが出て, LEのやり直しが始まっている。6回目のLEはやり直しを含めて33回の試行で終り, PMになる。7回目のLEは22回, 8回目のLEは24回, 9回目のLEは18回の試行でPMになり, 10回目のLEの途中で200回の試行となり, この最適化は終了している。

ここに示す表は, 大量のプリント・アウトの中から, 1回目, 最後, および毎回のPMの際のパラメータの値と, 評価基準とを抜き出したもので, 多くのパラメータがゆれ動いていることが判る。]

No		評価基準 × 10 ⁹	UZSN K24L	LZSN EPXM	CB HWARP	POWER VWARP	CC EHIGH	KV ELOW	KGS NEP	A NDUR
1	1	.7767	.2000 .0100	6.0000 .3000	.2500 1.0000	2.0000 1.0000	.7500 1.0000	5.0000 .5000	.9200 91.0000	.0300 60.0000
2	28	.7041	.1880 .0090	5.8800 .3181	.2350 .9600	2.0800 1.0400	.7200 .9600	5.1000 .4800	.9237 89.0000	60.0000
3	53	.6681	.1936 .0075	5.9388 .3455	.2275 .9008	2.2016 1.0192	.6756 .9792	5.2510 .4896	.9292 90.0000	0.3130 62.0000
4	74	.6383	.1995 .0057	5.9982 .3834	.2345 .8988	2.3672 .9988	.6741 .9988	5.4545 .4994	.9366 91.0000	.0298 61.0000
5	82	.6264	.1995 .0036	5.9982 .4329	.2345 .9172	2.5802 .9988	.6879 .9988	5.7126 .4994	.9459 91.0000	.0298 61.0000
6	89	.6259	.1995 .0013	5.9982 .4953	.2345 .9172	2.8448 .9988	.6879 .9988	6.0277 .4994	.9495 91.0000	.0298 61.0000
7	123	.6088	.1875 .0030	6.1182 .4714	.2486 .9172	2.7336 .9589	.6604 .9588	5.8830 .5194	.9402 89.0000	.0328 63.0000
8	146	.5929	.1699 .0025	6.2993 .4572	.2702 .9172	2.8934 .8997	.6197 .9389	6.0572 .5497	.9383 86.0000	.0311 64.0000
9	171	.5786	.1472 .0019	6.5434 .4435	.2844 .9172	3.1111 .8602	.5665 .9580	6.2919 .5699	.9364 82.0000	.0311 63.0000
10	200	.5587	.1158 .0011	6.6634 .4435	.3073 .9172	3.2108 .8566	.5377 .9580	6.6531 .5681	.9383 77.0000	.0311 63.0000

H. 4 入力例(感度解析) [省略]

H. 5 出力例(感度解析) [省略]

付 録 I

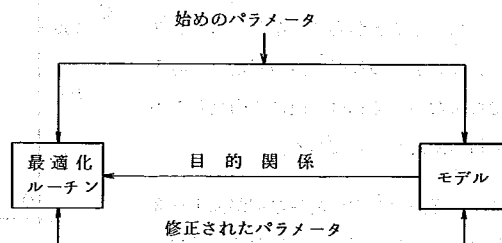
ゆがみ係数の利用による、数学的でない関数の最適化

近年、水文学その他の分野における進歩の結果、やや複雑な数学的モデルが開発されるようになった。モデル自体の発展よりも、多分より速かに発展したのが、モデルをそれに対応する現実の世界の状況に適合させる問題、すなわちモデル・パラメータの最適値を定めることである。モデルが複雑になり、そしてより強力な計算手段が利用可能になったので、“山登り”と称される一連の方法が一般的になった。これらの背後にある基本的考え方は、種々のパラメータによる試行錯誤実験であって、パラメータ変更につぐのは、新しいパラメータの組を持つモデルの運転である。こちらが選んだある誤差評価基準または“目的関数”が、モデルの運転ごとに評価され、パラメータに対する次の修正は、過去の修正が目的関数に及ぼした効果によって定められる。

このやり方でしばしば出会う一つの難問は、複雑なモデルに含まれる関係のあるものが、数学的でない性格を持つことである。すなわちモデルに含まれる関数関係が、1個またはいくつかの係数で定義される数学的関数でなくて、曲線で与えられ、モデルはその曲線を数表読み取りで知る場合である。上記の方法では、曲線や数表を最適化することはできないから、今までに行われたのは、曲線を数学的に、従って近似的に表すか、または曲線上のいくつかの点を独立なパラメータと考えると最適化することであった。どちらの接近法も満足すべきものでない。第1の方法では、曲線にうまく合う可能性のない数学的関数を用いることにより、関数関係がゆがむことが多い[うまく数式で表わせないから曲線を用いている。したがって、うまく合わないのが当然である]。第2の方法では、現実には曲線上の点は独立なパラメータでないのに、多少の差はあるにしても、それらが勝手に動くことが許されることになる。

ゆがみ係数のもとになる考え方は、モデルの中で関係式を数表の形で表わそうとするものである。使われる手法は一つの算法、ゆがみサブ・ルーチンで、それは1個または何個かのゆがみ係数を用いて、関数関係をゆがませ、変形するものである。ゆがみ係数は“山登りルーチン”すなわち“最適化ルーチン”で用いられるパラメータである。

図I-1は最適化手法を説明する。モデルはあるデータの集合を入力し、他のデータの集合を出力するものである。しかし最適化の実行中、モデルは別のものと考えなければならない。通常の入力データの集合と、出力に対応する実測値の集合が、モデルの中に持続的に蓄えられる。そしてこの場合、パラメータの集合



図I-1 モデルが数学的でない関数を含まない場合における、最適化手続きの流れ図

を入力と考えるべきで、出力は目的関数である。図 I-1 に示されるように、モデルと最適化ルーチンにパラメータの出発値を供給することにより、計算は始まる。

このとき、モデルは目的関数を算出し、それを最適化ルーチンに送る。最適化ルーチンはパラメータを修正し、モデルに新しいパラメータ値を供給する。このようにしてサイクルは続けられる。

図 I-2 は同様の手続きを示すが、ゆがみルーチンのある場合である。ゆがみルーチンと数表関数とを含む点以外は、これが図 I-1 と同じであることに注意してほしい。この場合、モデルは始めに、パラメータの数値の出発値だけでなく、最初の数表関数も受け取る。ゆがみ係数の出発値は、最適化ルーチンの中である値（多くは 0 か 1）に置かれ、その場合数表関数は変形を受けない。最適化実行

中、最適化ルーチンは、ゆがみ係数を他のパラメータと全く同様に扱う。しかしながら「他のパラメータと異なり」、ゆがみ係数に変更があるごとに、それに応じてゆがみルーチンは数表関数の書き直しを命ぜられる。最適化ルーチンは数表関数を見ないこと、そしてモデルはゆがみ係数を見ないことに注

意してほしい。とくに強調したいのは次の 2 点である。第 1 は、一般的なゆがみの算法は存在し得ないこと、そしてこの方法の適用は、それぞれの特殊な状況に合わせて仕立てなければならず、要求に合った変形の型を作り出せるように定式化しなければならないことである。第 2 は、変形の程度が限定される必要があることである。このことから、最初の数表関数が最適値に近いどこかにいることが必要となる。しかしながら、これをこの技術が持つ限定だと考えてはならない。それは一般に「山登り」手法の持つ限定だからである。

ゆがみ算法の非常に簡単な例が図 I-3 に示されている。この曲線は河道追跡における可変遅れ関数を示している。L1 は最小流量 Q1 に対する遅れである。L2 は最

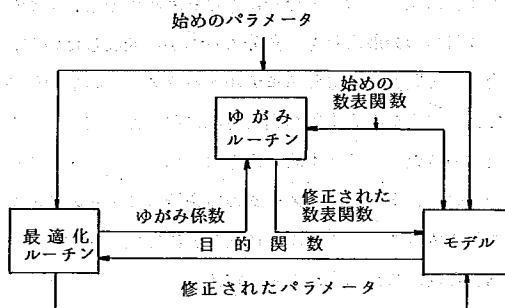


図 I-2 モデルが数学的でない関数を含む場合における最適化手続きの流れ図

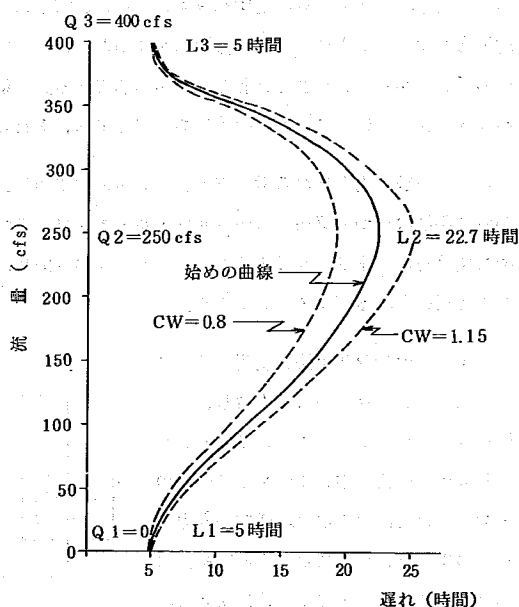


図 I-3 可変遅れ関数 (L1 = L3) に適用されたゆがみ算法

大の遅れで、流量 Q_2 に対する、 L_3 は最大流量 Q_3 に対する遅れである。この算法では1個の係数を用いる。この算法では、 L_1 、 L_3 の値を変えないし、 L_1 、 L_3 に対する流量の値も変えず、 L_1 、 L_3 の所に固定しておく。係数 CW が{(修正後の L_2)- L_1 } : {(始めの L_2)- L_1 }を表わすものとして定義されれば、修正量 DL は次式で与えられる。

$$\text{流量 } Q_2 \text{ に対し } DL = (L_2 - L_1)(CW - 1)$$

他の流量 Q に対し、流量の修正量は、曲線に沿い、 L_1 と L_3 では0、 L_2 で最大になるように比例配分される。したがって

$$Q_1 \leq Q \leq Q_2 \text{ に対し}$$

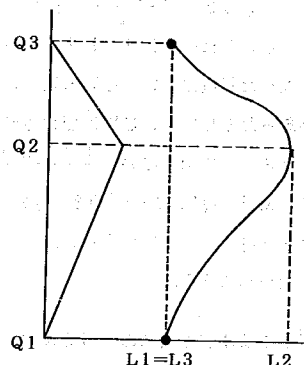
$$DL = (L_2 - L_1)(CW - 1) \frac{Q - Q_1}{Q_2 - Q_1}$$

$$Q_2 \leq Q \leq Q_3 \text{ に対し}$$

$$DL = (L_2 - L_1)(CW - 1) \frac{Q_3 - Q}{Q_3 - Q_2}$$

[判り難い書き方をしているが、点(L_1 , Q_1), (L_3 , Q_3)を固定し、 Q_2 で最大になる性質を満足させる修正 DL として、図の三角形型の山型を用いるということである。山型は三角形でなくてもよい。 $L = L(Q)$ は数表として与えられているのだから、($L(Q) - L_1$) × ($CW - 1$)を修正の DL として使った方が、むしろ簡単明瞭であろうと私には考えられる。]

図I-3の曲線を数表で示したものが、ゆがみ係数0.8, 1.15によるゆがみ算法の結果と一緒に下表に出ている。変形された曲線は図I-3に波線で示されている。



流 量	遅 れ の 値		
	始めの値	CW = 0.80	CW = 1.15
Q 1	0	L 1 5.0	5.0
	25	5.8	6.1
	50	7.5	8.0
	75	9.7	10.5
	100	12.5	13.6
	125	15.1	16.4
	150	17.4	19.0
	175	19.4	21.3
	200	21.0	23.1
	225	22.1	24.5
Q 2	250	L 2 22.7	25.3
	275	22.0	24.2
	300	20.1	21.9
	325	16.8	18.1
	350	11.8	12.7
	375	6.2	6.6
	400	L 3 5.0	5.0

注意してあるように、 $L_1 = L_3$ であるから、これは簡単化された場合である。 $L_1 + L_3$ のときは、問題は少し面倒になる。このとき Q_2 における基本的ずれは $L_2 - L_1$ と $L_2 - L_3$ の平均から測ればよいから、公式は次の形になる。

$Q_1 \leq Q \leq Q_2$ のとき

$$DL = \left(L_2 - \frac{L_1 + L_3}{2} \right) (CW - 1) \frac{Q - Q_1}{Q_2 - Q_1}$$

$Q_2 \leq Q \leq Q_3$ のとき

$$DL = \left(L_2 - \frac{L_1 + L_3}{2} \right) (CW - 1) \frac{Q_3 - Q}{Q_3 - Q_2}$$

図 I-4 は、図 I-3 の曲線の L_3 が 15 時間に大きくなった場合を示す。CW の同じ値が用いられ、修正された曲線は図と表とに示されている [上の式に論理的根拠はないと思われる。 $\left(L_2 - \frac{L_1 + L_3}{2} \right)$ は単なる定数だから、これを $(L_2 - L_1)$ に置きかえても大した利益はない。CW の定義に少し影響があったとしても、CW は変化させるためのパラメータに過ぎない。 $\frac{L_1 + L_3}{2}$ の代わりに $((Q_2 - Q_1)L_3 + (Q_3 - Q_2)L_1) / (Q_3 - Q_1)$ を用いた方が、図上ではいくらか意味があろう。]

以上ではゆがみ技術の一番簡単な応用を示した。曲線は簡単な性質を持ち、ただ 1 個のゆがみ係数が用いられた。2 番目の係数を導入して、 L_1 、 L_3 を変えることもできる。

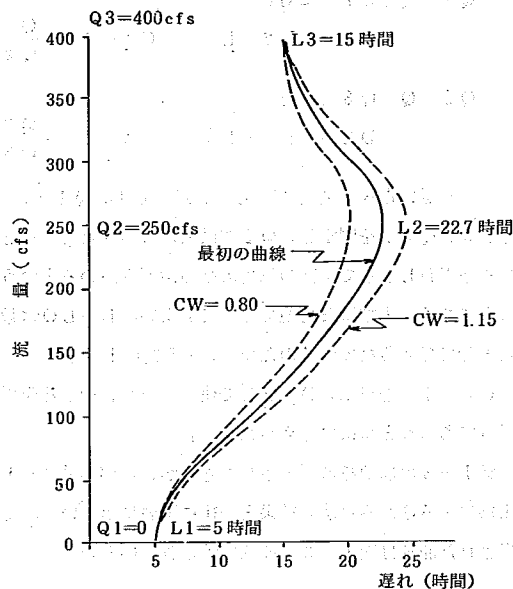


図 I-4 $L_1 + L_3$ のとき、可変遅れ関数に適用されたゆがみ算法

流 量		遅 れ の 値		
		始めの値	CW = 0.80	CW = 1.15
Q 1	0	L 1 5.0	5.0	5.0
	25	5.8	5.5	6.0
	50	7.5	7.0	7.9
	75	9.7	8.9	10.3
	100	12.5	11.5	13.3
	125	15.1	13.8	16.1
	150	17.4	15.9	18.5
	175	19.4	17.6	20.7
	200	21.0	19.0	22.5
	225	22.1	19.8	23.8
Q 2	250	L 2 22.7	20.2	24.6
	275	22.0	19.9	23.6
	300	20.3	18.6	21.6
	325	18.2	16.9	19.2
	350	16.7	15.9	17.3
	375	15.6	15.2	15.9
	400	L 3 15.0	15.0	15.0

もう一つで、 Q_2 の値を変えることもできる。最適化ルーチンは係数を一つだけ変えることもできるし、組み合わせで変えることもできて、曲線の形や位置に多くの変化を与えることができる。

第2の例は単位流量図の変形の算法で、これはゆがみ算法の絶好な主題である。単位流量図は水文学モデルの中の一つの関係を表わしているから、それをモデルの数値パラメータと一緒に最適化しなければならない。単位流量図のゆがみ算法は、十分には数学的に定式化されていない。しかし、最適な単位流量図への合理的なよい近似は、最適化実行に先立って、つねに可能である。

単位流量図に対するゆがみ算法は、この付録の終りに「単位流量図の変形」と題する計算機プログラムとして出ている。それは二つの係数を用いる。鉛直ゆがみ係数 RV はピークを高めたり低めたりするし、水平ゆがみ係数 RH は曲線を右や左にずらせる。この算法が作る単位流量図は、新しいピークを通過し〔ハイドログラフの途中で現れるピークが新しい形をしているという意であろう〕、全体的には始めのものと同じような形をしていて、そして単位体積を維持している。変形された単位流量図は、瞬間関数値の形にも、時間的分配グラフの形にも表される。プログラムにはコメントカードがあり、それが十分に算法を説明しているから、ここでこ

れ以上の説明は行わない。以下の諸例は、算法のやり方をお目に掛けるであろう。図I-5~I-7は、同じ単位流量図に RV 、 RH の種々の組合せを施したときの効果を示し、この算法の特徴を示している。図I-5aは、1より少し大きいか少し小さい RV の適用を示している。ピークが増大すると、単位流量図の小さい部分が減少して、単位体積がつねに一定に保たれることに注意されたい。図I-5bでは極端に大きい RV (2.0)が適用されている。両端を引き下げ、底辺を狭めて、体積を維持している点に注意されたい〔底辺は関数値を小さくした結果、実質的に消失して狭くなったので、底辺を狭める算法を施してはいない〕。図I-6aは小さい鉛直ゆがみ係数0.7の効果を示している。ピークが非常に平らになったことに注意されたい。もし RV をさらに小さくすると、算法は体積を維持するために、ピークの両側の関数値を増大させ、ピークより大きくすることが起こる。この

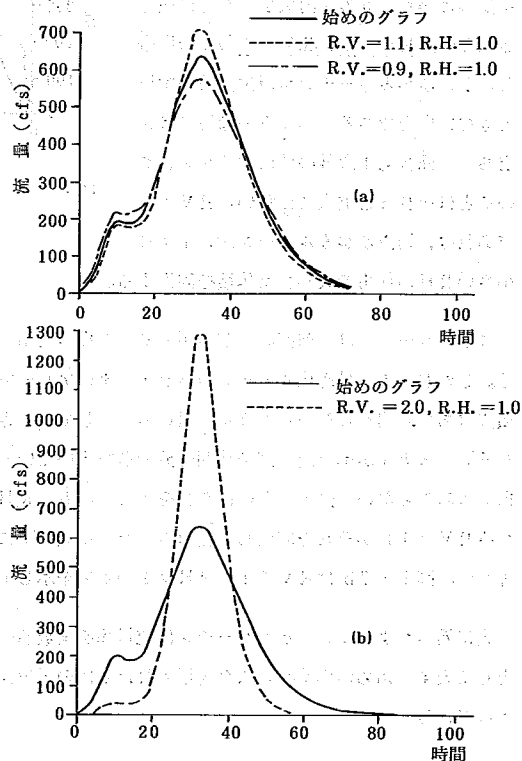


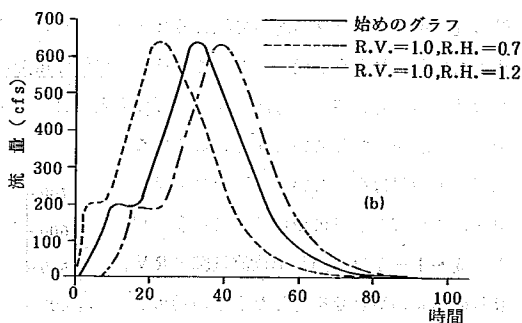
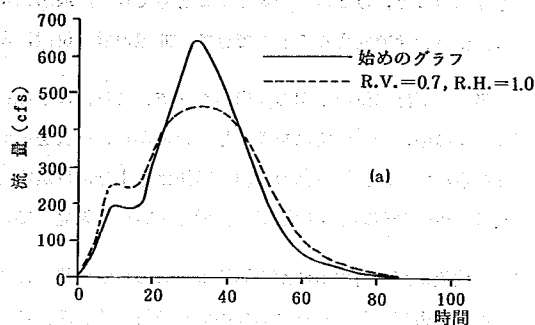
図 I-5 ゆがみ算法により、単位流量図に施された鉛直ゆがみ

ことから、不適当な変形を起こさないRVの最小値はおよそ0.7で、最適化ルーチンにおける「RVの」下限はおよその値にするべきである。通常、最初の単位流量図は十分最適のものに近いから、0.7より小さいRVの値は起こらないであろう。最初の単位流量図がとくに弱体だと思われるときは、ピークを小さめにして置く方がよい。ゆがみ算法は低めるよりは、高める方がよりうまく行くからである。

図I-6bは、1より大きいか、または小さいRHの効果を示している。それは単なる移動である。RH=0.7の場合、体積が少しばかり(5%)消失することに注意されたい。RH<1, RV=1のこの場合だけが、ゆがみルーチンが単位体積を維持できない場合である。ふつうの適用では、どちらの係数も1以外の値になるから、このことはそれほど重大ではない。RV≠1であれば、鉛直ゆがみルーチンが、1より小さいRHの作用で失われた体積を回復する。

ゆがみルーチンは、前回のゆがみルーチンが作った単位図にではなく、つねに最初の単位図に作用する。したがって、最適化ルーチンのパラメータのアレーで、RVがRHより前にある場合でも、体積の損失はあまり起こらないだろうし、起こったにしても小さいであろう[体積の損失が累積しないからである]。モデルが単位流量図を時間配分の形で用いているときは、和が1になるように正規化するから、損失は起こらない。図I-7aはそれを示している。RH=0.8の適用は体積を減少させるが、鉛直ゆがみRV=1.1がそれを回復し、変形された流量図の下にある面積は、始めの流量図の下にあるものに等しい。図I-7bはRV<1, RH>1の効果を示している。

先に述べたように、ゆがみルーチンは流量図を関数値の形で表すばかりでなく、6時間単位の配分図として表す。始めの単位図および変形された8例の単位図について、6時間単位の配分数値が次表に示されている。



図I-6 ゆがみ算法により単位流量図に施された鉛直ゆがみ(a)と水平ゆがみ(b)

R V R H	1.0 1.0	1.1 1.0	0.9 1.0	2.0 1.0	0.7 1.0	1.0 0.7	1.0 1.2	1.1 0.8	0.8 1.2
6 時間 区 間									
1	.011	.010	.013	.000	.017	.054	.000	.047	.000
2	.055	.050	.060	.010	.072	.082	.010	.060	.013
3	.062	.057	.068	.013	.080	.147	.052	.102	.063
4	.098	.094	.102	.055	.109	.204	.062	.180	.074
5	.166	.174	.158	.231	.140	.193	.094	.217	.103
6	.199	.218	.181	.378	.143	.139	.162	.170	.146
7	.165	.172	.156	.222	.140	.086	.198	.106	.160
8	.110	.107	.112	.071	.117	.047	.168	.059	.148
9	.065	.060	.071	.017	.082	.023	.113	.029	.118
10	.033	.029	.038	.003	.047	.013	.068	.015	.079
11	.017	.015	.020	.000	.025	.007	.035	.008	.045
12	.010	.008	.011		.015	.004	.018	.005	.024
13	.005	.004	.006		.008	.001	.010	.002	.014
14	.003	.002	.003		.004	.000	.006	.000	.008
15	.001	.000	.001		.001		.003		.004
16	.000	.000	.000		.000		.001		.001
17	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000

この算法はNWSおよびサクラメント流量予報センターの両方の水文学モデルの最適化において、大いに成果をあげている。実行された計算で、最適化ルーチンは16個のモデル・パラメータに2個のゆがみ係数を加えたもののモデル調整を行った〔付録Hのプログラムでは、モデルの最適化に加えるパラメータの数は、ゆがみ係数を含めて、最大16個である。ここで筆者は思い違いをしているのであろう〕。

この付録Iの最後に出ているサブルーチンWARPは、NWSRFSのサブルーチンに入っているものと同じ算法である。〔このサブルーチンのリストは省略し、以下に計算法の概要を述べる。

水平ゆがみは単なる移動である。左側に移動すると、単位流量図の左の端が負の側にはみ出してしまふから、その部分を切り

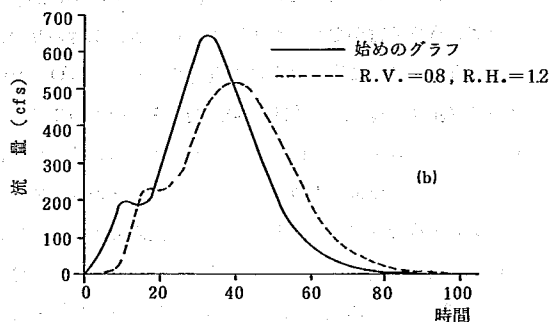
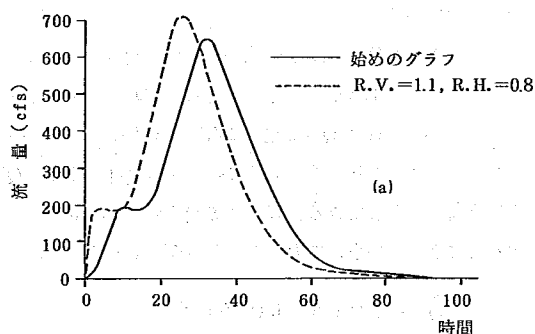


図1-7 単位流量図に施された水平および鉛直ゆがみ

捨てる。切り捨てると段ができるから、その部分を補間につくろっている。左端2個の数値だけの手当である。そのために、体積の損失が起きている。移動の幅はピークの位置できめる。ピークが25時間目の所にあり、RH = 1.2 ならば5時間遅らせるし、RH = 0.8 ならば5時間進ませる。

鉛直ゆがみは次の方式で与えると書いてある。

$$\tilde{Q}_i = C Q_i \left(\frac{1 + A (1 - 2 Q_i / (Q_{i-1} + Q_{i+1}))}{C} \right)^B$$

$\tilde{Q}_i$ が変形を受けた流量図、C はピークの倍率、すなわち $RV = C$ である。A はピークにおいて $\tilde{Q}_i = C Q_i$ となるように定めた定数で

$$1 + A (1 - 2 Q_i / (Q_{i-1} + Q_{i+1})) = C \quad (\text{ピークで})$$

すなわち

$$A = \frac{C - 1}{1 - [2 Q_i / (Q_{i-1} + Q_{i+1})] Q_{MAX}}$$

である。このようにAを定めれば、ピーク値はC倍になるから、残るのは体積不変の条件で、それは $\Sigma \tilde{Q}_i = \Sigma Q_i$ となるように、反復計算によりBの値を定めればよい。

さて、ここで不思議なのは $2 Q_i / (Q_{i-1} + Q_{i+1})$ という量を用いることで、これを曲率 (curvature) と名づけている。

$$\begin{aligned} 1 - 2 Q_i / (Q_{i-1} + Q_{i+1}) &= (Q_{i-1} + Q_{i+1} - 2 Q_i) / (Q_{i-1} + Q_{i+1}) \\ &= \{(Q_{i+1} - Q_i) - (Q_i - Q_{i-1})\} / (Q_{i-1} + Q_{i+1}) \end{aligned}$$

であるから、これは $Q''/2Q$ に相当するものである (時間間隔が十分に小さいとき)。したがって、これはふつうの意味の曲率ではない。曲率は $Q''/(1+Q'^2)^{3/2}$ である。鉛直ゆがみに Q'' を利用しようという着想は理解できる。ピークで $Q'' < 0$ 、流量図の小さい所では $Q'' > 0$ となっているから、 Q'' の符号によって縮小、拡大しようというのである。しかし、ここで用いようとする方式は

$$\tilde{Q} = C Q (a + b Q''/Q)^B$$

で変形しようというもので、 Q''/Q という形が不自然で、うまく行きそうもない。

事実、うまく行かなかったようで (原著者は雑音のせいだと思っているが、私はもっと根本的にまずいと思う)、そこで次のように手直しをする。 Q''/Q の代りに $(1 - Q/\bar{Q})$ を用いる、すなわち $2 Q_i / (Q_{i-1} + Q_{i+1})$ の代りに $Q_i/\bar{Q}$ を用いるのである。ここに $\bar{Q}$ はおよそ平均流量に近いものと思われるが、それをかなり面倒な手間をかけて求める。なお、 Q''/Q の代りに $1 - Q/\bar{Q} = (\bar{Q} - Q)/\bar{Q}$ を用いるのは、 $\bar{Q}$ より大きい所、つまりピークの近くで $Q'' < 0$ 、 $\bar{Q}$ より小さい所、つまり裾の方で $Q'' > 0$ と符号的に対応するから、置き換えてよいとしているのである。

$\bar{Q}$ は流量図の変曲点 $Q'' = 0$ の点、すなわち $2 Q_i = Q_{i-1} + Q_{i+1}$ の点における Q_i の平均とする。ただし $2 Q_i - (Q_{i-1} + Q_{i+1}) = 0$ となる点はほとんどないから、負から正、正から負に転ずる所を探して補間で値を求めて、その平均値を求める。さらに $Q'' = 0$ の点というのは雑音の影響を受けやす

いから、ピーク値の20%より小さい部分は無視し、それより大きい部分について $2 Q_i = Q_{i-1} + Q_{i+1}$ になる Q_i を探してその平均をとって $\bar{Q}$ とするという。この $\bar{Q}$ を用い、

$$\tilde{Q}_i = C Q_i \left(\frac{1 + A (1 - Q_i / \bar{Q})}{C} \right)^B$$

$$A = \frac{C - 1}{1 - Q_{MAX} / \bar{Q}}$$

によって $\tilde{Q}$ を求める。ただし B は、 $\Sigma \tilde{Q}_i = \Sigma Q_i$ となるように反復計算によって定めるのである。

もっと簡単に、次の方法で目的が達せられるであろうと私は思う。単位図の平均流量を $\bar{Q}$ とする ($\bar{Q} = \Sigma Q_i / N$)。

$$\tilde{Q}_i = Q_i \times (Q_i / \bar{Q})^\alpha$$

によって流量図をゆがませる。平均流量の所で倍率は1であるが、 $\alpha > 0$ ならば平均流量より大きい所で倍率は1より大きくなり、小さい所で倍率は1より小さくなる。つまりピークを大きくし、裾を小さくする。 $\alpha < 0$ ならばその逆である。体積は少し変化するから、正規化する。したがって最終的には

$$\tilde{Q}_i = C Q_i \times (Q_i / \bar{Q})^\alpha$$

で与えられる。 C は正規化の定数である。

この結果を見れば、実は $\bar{Q}$ が不要であることが判る。 Q_i を $Q_i^{1+\alpha}$ によって変形し、それから正規化すればよい。簡単のため $1 + \alpha = \beta$ と置けば

$$\tilde{Q}_i = C' Q_i^\beta$$

が変形の仕方、 C' は正規化の定数である。 β は1に近い数である。 RV の代りに β をゆがみ係数にとれば、反復もいらぬし、きわめて簡単である。

β を0に近づければ、 $\tilde{Q}_i = C' = \bar{Q}$ に近づく。付録Iの本文に、 RV を小さくすると変なことが起こると書いてあったが、それは当然なことで、いくらピークを小さくしようとしても、体積を変えない以上、ピークは $\bar{Q}$ より小さくはならない。この方式では $\beta = 0$ 、 $Q_i = \bar{Q}$ となる。

私にはこの方式でよさそうに思われるが、実際に利用した訳ではないから、何とも言えない。]