

第 5 章 非定常流

5-1. はじめに

この章は、2 つのセクションに分かれています。セクション I では、非定常流モデリングを使用する際の指針について説明し、セクション II では、様々な追跡技術に関する理論的な問題点について説明します。まず最初に非定常流モデルの適用に関する指針を示す理由は、その理論的な情報が、重要な割には一般的な内容になっているからです。

セクション I 非定常流モデルの適用

5-2. 定常流モデルと非定常流モデル

河川モデリングの伝統的なアプローチでは、水文学的な追跡を使用して流量を決定し、定常流の解析によって水面形の計算を行っていました。この方法は真の河川水理学を単純化したもので、非定常を使用することによってさらに正確に説明することができます。いずれにしても、こうした伝統的な解析方法でも十分なケースが多いのです。このセクションでは、どのような場合に非定常流の解析が必要になるのかを明らかにします。

a. 定常流 定常流の解析は、研究対象となる流路区間内の所定の場所における最大流量（「流れのプロファイル」と呼ぶ）を特定する水文学的な手法、および関連している（と思われる）最大水面高さを計算するための定常流解析として定義されています。定常流解析では、たとえ流れが定常的であっても空間的には変化する可能性があることを前提としています。一方、非定常流解析では、流れが時間と空間の両方にわたって変化することを前提としています。定常流解析の基本については第 2 章で説明しましたが、その詳細については第 6 章でも触れています。

(1) 定常流解析の一般的な用途として、特定の洪水事象における最大水面高の決定があります。このタイプの解析における重要な 3 つの前提条件は、最高水位が最大流量とほぼ同時に発生するという点、最大流量が河川ネットワーク内にあるすべての点において正確に予測可能であるという点、そして、最高水位が水路の短い流路区間全体にわたって同時に起こるという点です。

(2) 最初の前提条件によって、水文学的モデルまたは確率的モデルによって計算した最大流量から、定常状態のモデルにおける流れを得ることが可能になります。

小さな河床勾配（たとえば、1 マイル当たり 5 フィート以下）、または非常に一過性の流れ（ダムの決壊による流れなど）では、最高水位と最大流量が同時に発生することはありません。この現象は、ループ状の水位-流量曲線効果（looped rating curve effect）と呼ばれるもので、エネルギー勾配における変化が原因で発生します。勾配の変化は、図 5-1 に示すように流れの合流点からの背水、または図 5-2 に示すように洪水波の動力によって発生します。これらの場合に最高水位と最大流量が同時に起きることはないため、定常流解析で使用する適切な流れがどのようなものなのか明確ではありません。

(3) 2 番目の前提条件は、河川系における最大流量の予測に関するものです。単純な樹木状の水系では、合流点より下流の流れが、必ずしも上流の流れに支川を加えた合計と一致するとは限りません。合流点における流れの集中からの背水により、上流に水が溜まってしまう可能性があり、その結果として流量が減少します。図 5-2 に、Sangmon 川の Oakford 観測地点および 21 マイル下流の Sangmon 河口における、流量の時間的な変化（流量ハイドログラフ）を示しました。流出側の水位が Illinois 川からの背水で高くなり、時間的にも遅れているのが分かります。定常流解析では、最高流量を単純に合計した値を前提条件とすることがしばしばあります。急な勾配でも、この仮定が適切である場合がありますが、勾配が減少するにつれてその利点が失われてしまいます。

(4) さらに困難なのは、流れの分岐の問題です。図 5-3 に、Louisiana 州、Terrebonne 郡の一部を流れる単純な水流ネットワークを示しました。ここで、流路区間 3 にある流れをどのように推測すればよいか考えてみてください。図 5-1 に、流路区間 3 の 0.73 マイルにおけるハイドログラフを示しました。流れが逆転していることに注意してください。水文学モデルおよび定常状態の水理学では、流れの分割や流れの逆転を予測することはできません。

(5) 3 番目の前提条件により、定常流モデルを非定常状態の問題に適用することが可能になります。まず、上流のある断面における最高水位は、次の下流側の断面における最高水位からの定常流解析によって計算することができると仮定します。この仮定により、最高水位が 2 つの断面で同時に発生することになります。そこで、すべての流れが非定常流であり、洪水波は下流に向かって進むことを考えると、この仮説は不正確であることが分かります。水流の勾配が減少するか、または流れの変化の速度が増大すると、ループ状の水位-流量曲線がさらに目立つようになり、この仮説の利点が失われます。

(6) 上記 3 つの前提条件は、勾配が 1 マイル当たり 5 フィート以上あるような単純な樹木状水系に対しては、その妥当性が認められるのが普通です。

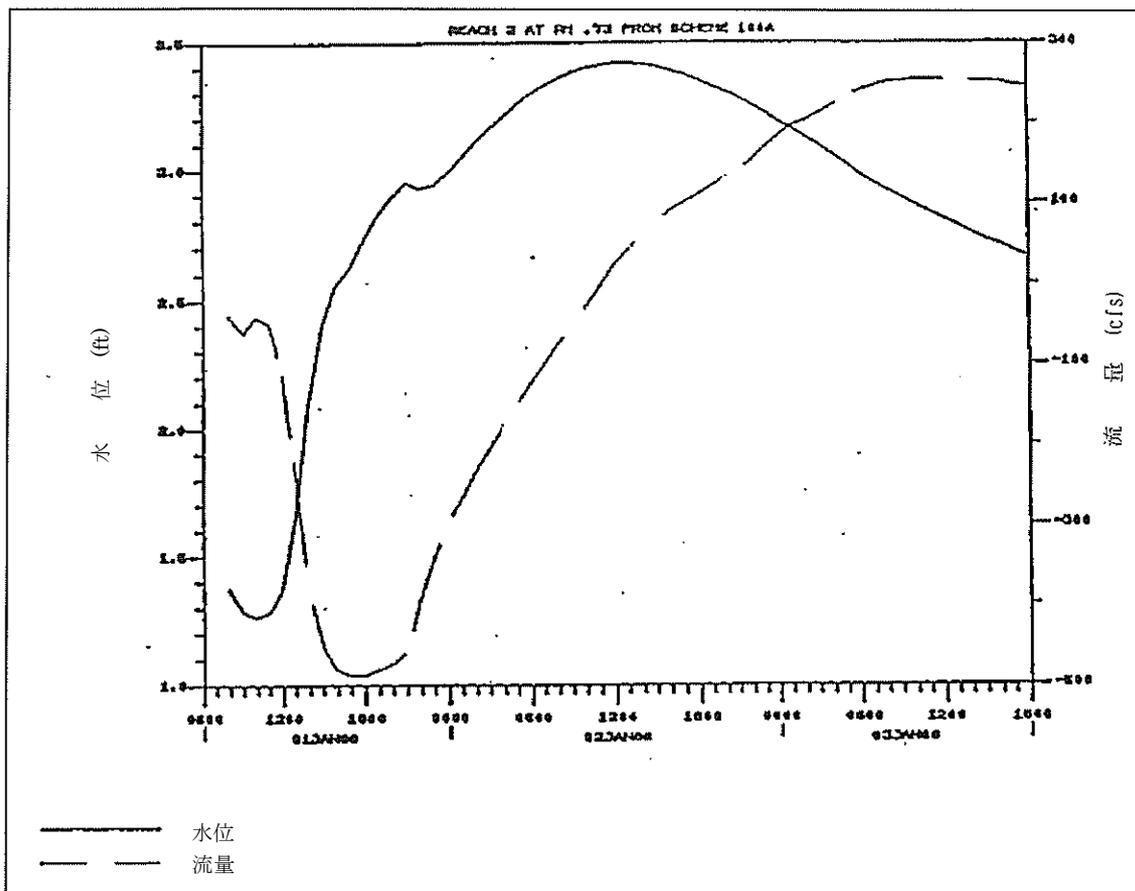


図 5-1. 背水が誘発するループ状の水位—流量曲線 (looped rating curve)

分岐している水系や勾配がこれより小さい水系では、この仮説は成り立たず、したがって定常流モデルからの水面形はその信頼性が疑わしくなります。一般的に、大きな河川や海岸付近の低地に対して定常流解析は不適切だと言えます。

5-3. 非定常流解析が必要となる条件

非定常流解析は、以下に示す各条件の下で使用しなければなりません。

a. 流れと水位の急速な変化 境界における流入または水位が急速に変化している場合は、運動の式 (5-2 節を参照してください) における加速度の項が重要になってきます。第 1 の例は、ダムの決壊に関する解析です。もう 1 つの例は、水門の急速な開閉操作です。河床の勾配には関係なく、急速に変化するハイドログラフに対しては常に非定常流解析を使用すべきです。

洪水痕跡や目撃報告など記録上の出来事に関する情報は、いずれも上記のような条件を特定するために有用である可能性があります。たとえば、ダムの決壊による Johnstown の洪水の目撃報告には、大きな支川の谷間で起きた静振に関する記述があります。それによると、浮動している家の所有者が、流れの方向が逆転するたびに、谷間を上流と下流方向に何回も移動したことを報告しています。非定常流モデルを完全な加速度の項と共に使用した場合にのみ、下流でのハイドログラフおよび水位に対するこうした影響のモデリングを行うことができます。

b. 勾配の緩い水路 勾配が 1 マイル当たり 2 フィート以下(1/2,640 以下)の水流では、常に非定常流解析を使用すべきです。こうした水流では、環状効果が優勢となり、最高水位と最大流量とが同時に発生することはありません。背水が支川や貯水池からの流出に影響を及ぼしたり、あるいは流れの力学的作用によって流れが著しく減少したりすることもあります。したがって、最大流量時の水面高を決定することは困難です。

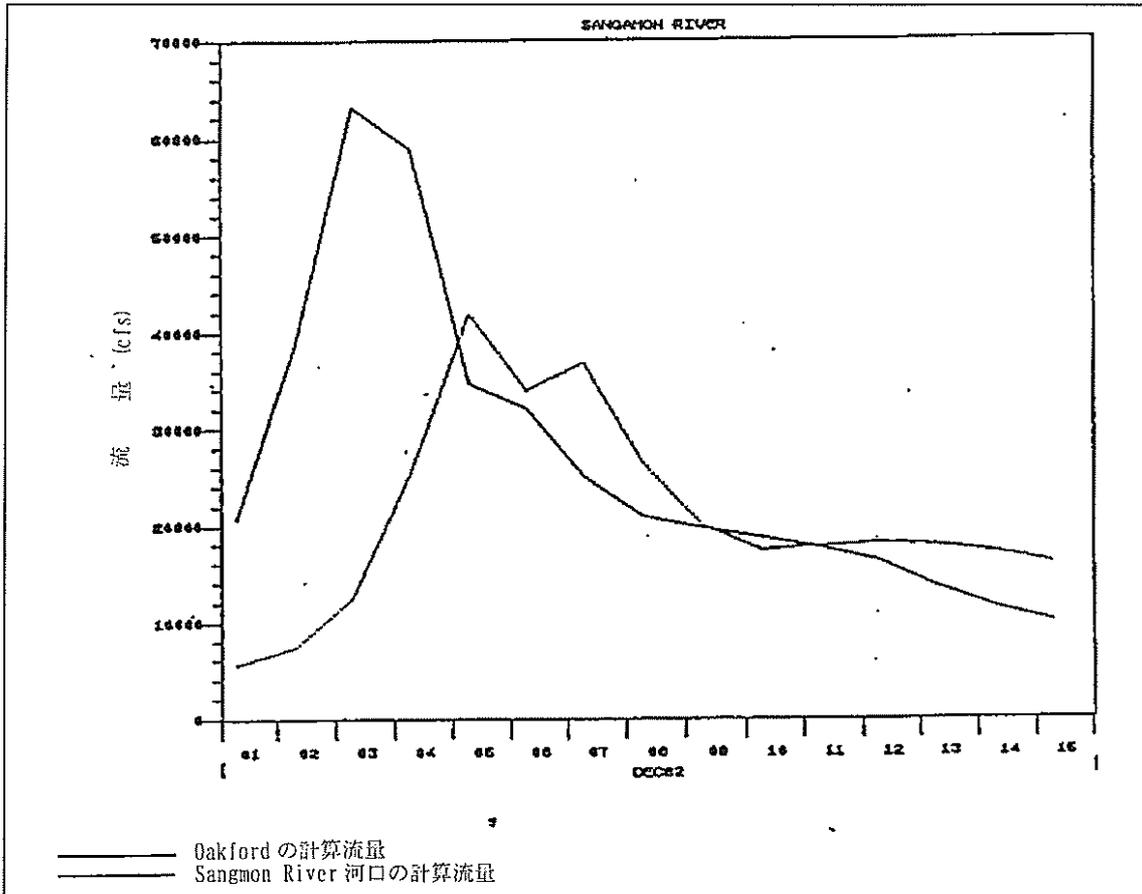


図 5-2. Sangmon 河口にある Oakford 観測地点の流量ハイドログラフ

河床勾配が 1 マイル当たり 2~5 フィートの場合には、非定常流解析が必要かどうかは研究目的によって左右されます。支川からの大きな流入や、受け入れ側の流れからの背水を研究する場合には、非定常流解析の適用が必要になるかも知れません。そのような条件下では流れの逆転が発生する可能性があり、水文学的な追跡は役に立ちません。勾配が 5 フィート以上の場合には、流量さえ正しければ、通常は定常流解析で十分です。

c. 完全なネットワーク 流れが分割して再結合する完全なネットワークでは、常流に対して、常に非定常流解析を考慮すべきです。問題が単純なものである場合を除いて、定常流解析では流速分布を直接計算することはできません。射流に対しては、現在の非定常流モデルでは流れの分割を決定することは不可能です。氾濫した谷の中の異なるポイントにおける流速および方向の記録や、氾濫原の洪水確率を参考にして、

シミュレーションに一次的なアプローチを使用することが妥当かどうかを決定します (第 4 章および 6 章を参照してください)。

5-4. 形状

流路区間の形状は、地形図、現地踏査した地形および断面、現場での検査、および航空写真によるマッピングなどから決定することができます。

a. コスト 流路区間の形状における誤差が予測水位に及ぼす影響は、「水面形の計算結果の精度 (Accuracy of Computed Water Surface Profiles)」(合衆陸軍工兵隊 1986 年)に記載されている回帰式に基づいて推測することができます。水面高の誤差は、単純化されているものの代表的な流路区間で調査することが可能です。そのためには、予測されている流量と水位に与える影響に注意しながら、可能な誤差を踏まえて形状を修正します。

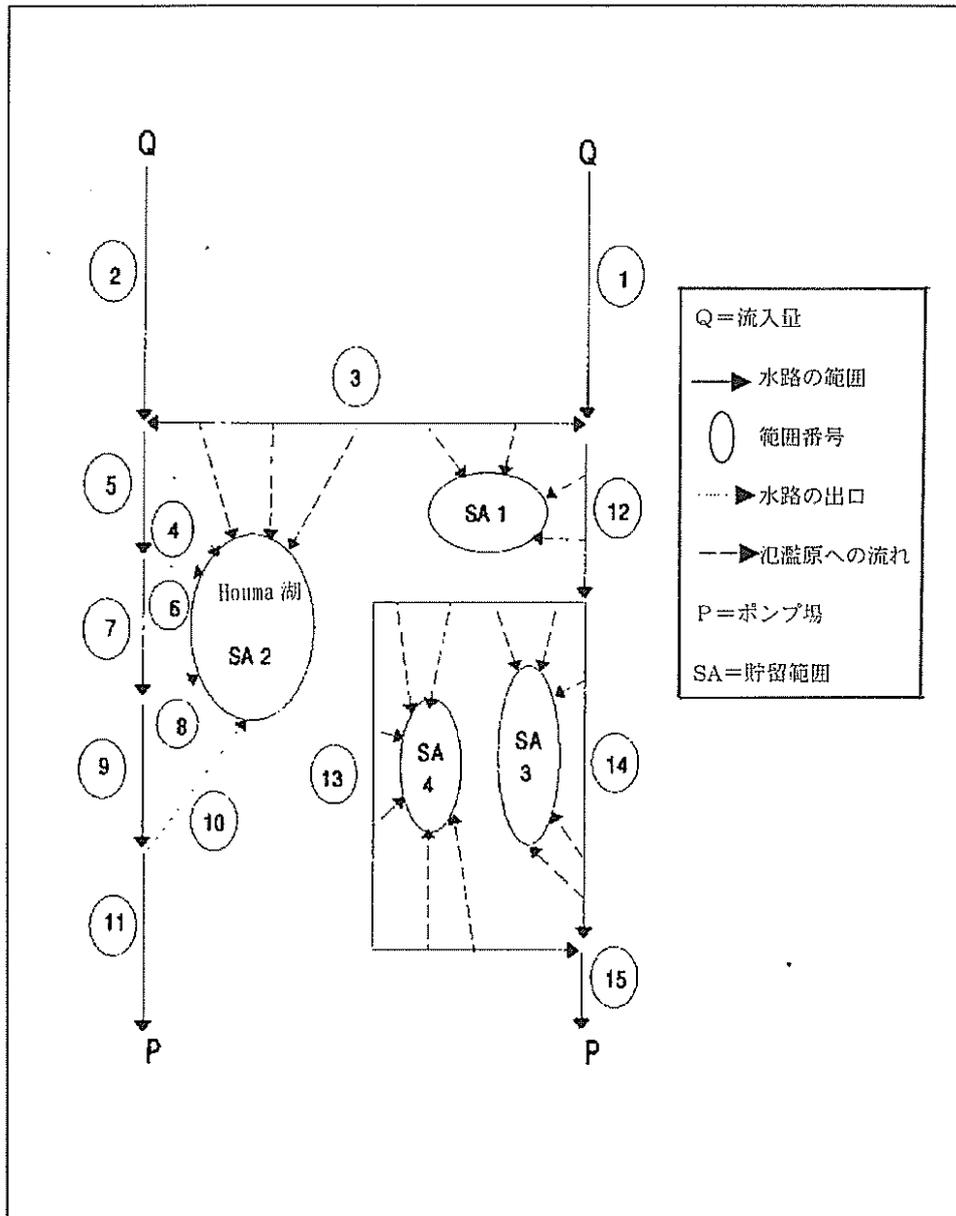


図 5-3. Louisiana 州、Terrebonne 郡 Houma 付近における水路系のネットワーク

様々なレベルの精度を備えた調査にかかるコストは、「水面形の計算結果の精度」（合衆国陸軍工兵隊 1986、1989年）から予測することが可能です。

b. 変化 境界の材料の性質、植生、人間活動などを特定するためには、流路区間の目視による調査を実施する必要があります。沖積層は、洗掘や堆積の影響を受けやすく、洪水の際には断面の形状が大きく変化する可能性があります。沖積平野上の河川断面に水流によって大きな変化が発生すると、洪水期間中に砂堆のパターンが変わるのに伴って粗度も変化します。予測される粗度の変化は、その影響の重要性を評価するために、硬い河床のモデルにも適用することも可能です。境界の移動予測については、この章の取り扱い範囲外です。第 7 章および EM 1110-2-4000 を参照してください。

c. 微小な形状 境界の粗度の変化や浸潤発生の可能性など、流路区間の様々な特性を確認するためには、目視による調査が必要です。浸潤は陸上に進出する流れの場合に問題となりますが、時には、砂地、カルスト地形、火山性の地形において、水路からの大規模な水の蒸発散（または獲得）が発生することがあります。また、境界の粗度は洪水波の経路にも影響します。研究対象となっている流路区間を調査することにより、丸石、大きな岩、樹木、家屋、さらにこれらの密度、さらには水位や流路区間からの距離に伴う粗度の変化など、粗度を構成する様々な要素の性質が明らかになります。粗度の最初の近似値は、同じような粗度の要素を持つ過去の記録から集めることが可能です（Chow 1959、第 5 章）。具体的には、樹木や小構造などの障害物は、予測流速や、予測される流れに対して直角に突き出している領域、および予測される抗力係数などから推測することが可能です。実際の流れの計算値と、過去の記録から得られた水位を比較することにより、さらに精度のよい粗度の値を得ることができます。

5-5. 支配断面

a. 支配断面 自然状態の流路区間には区切りがあるため、水理的な対照標準区域を設定する必要があります。そうした区域には、それより下流の流れの状態からは影響を受けない固有の水位-流量関係が存在します（ただし、非常流によって起こるヒステリシスは除く）。したがってこのような区域は、観測用の地点としては理想的なものです。下流の水位が上昇して、研究対象となっている流路区間に影響を及ぼした結果、対照標準の機能が弱まる可能性があります。このような場合には、その流路区間だけを下流の流路区間から切り離して単独で調査することはできません。予想される洪水の水量に基づく定常流解析によって、こうした可能性についての調査を行うことが可能です。

(1) 下流側の支配断面に関する問題は、洪水の追跡方法を選択する際に重要になります。下流の諸条件（潮位、または勾配が小さいことによる水位の上昇、高い粗度、下流での縮流など）が原因となって発生する流路区間内の水位への影響があると、水文学的な方法は適用できなくなります。一方で、流路区間の下流側終端における水位が（潮位などにより）判明している場合には、水文学的な方法を使用することができます。これが使用できない場合には、対照標準区域に出会うまで下流側の境界を拡大する必要があります。

(2) 限界水深より下流の部分は、射流になります。河道の下流部分が水理的に急勾配であり、さらに対照となる流路区間を含むほどの十分な長さがある場合は、射流がその流路区間全体にわたって継続します。この場合、下流の深さおよび流量はその流路区間内の流れに支配されるため、下流に独立した境界条件が発生する可能性はありません。使用しているモデルで射流が扱えない場合には、拡散モデルによって妥当な結果を得ることも可能です。ただし、水面の高さが必要でないこと、水流が極端に平坦でないことが条件となります。

(3) ほとんどの場合、射流の区間は比較的短く、常流の区間に落ち込むことで終了するか、または下流の水位急上昇によって常流と混じり合ってしまう。非常流では、この水位急上昇（段波と呼ばれる）が移動することがあります。

b. 摩擦制御 いわゆる摩擦制御とは、ほぼ均一な流路区間内にある、下流の背水からその区域を絶縁するのに十分な長さを持つ区域に関連しています。この区域内では、水位-流量関係は等流水深（非常流では垂直に近い水深）の状態に左右されます。このようなタイプの下流条件は、下流における境界の影響を認識するようなすべての洪水追跡手法にとって好都合となります。

5-6. 境界条件

「境界条件」とは、一組の偏微分方程式を解くための特定の解法における値を指す数学用語です。本書の内容に沿って具体的に説明すると、非常流モデルの境界条件は、流れと水位時系列の組み合わせです。これをモデルの外側に適用すると、対象となっている事象を再現するか、または計画洪水やダムが決壊のような仮定的な事象を生成します。対象となっている事象では、境界条件の正確さが再現の質に影響します。

可能性は低いものの、同様に、仮定的な事象における境界条件の妥当性によって（精度が確立されることがほとんどないため）結論の質も制限されます。さらに、境界条件を適用する方法によって、そのモデルの全体的な精度や一貫性が左右されることもあります。

a. 上流の境界条件 上流における境界条件により、水系全体を通した追跡対象となる入力定義されます。ほとんどの場合、これは流量ハイドログラフまたは水位ハイドログラフのどちらかになります。

(1) 流量ハイドログラフ 流量ハイドログラフは上流の境界条件としてはよく知られているものです。このハイドログラフでは、時間によって変化する流量が下流に向かって追跡され、それに対応する水位を上流の境界あるいはその他の位置で計算します。流量ハイドログラフが観測地点にある場合は、その地点の位置をよくチェックする必要があります。観測地点が、河床の勾配が平らな場所または河床が移動する場所にある場合、実際の事象を再現するためには水位の境界条件が望ましいでしょう。しかし、上流の境界が水系全体に及ぼす影響がそれほど大きくない小さな支川にある場合には、流量の境界で十分だと思われます。この場合、多少の誤差があっても水系全体ではそれほど大きな意味を持ちません。傾斜地にある観測地点からの流れを上流の境界条件として使用する際には、十分注意する必要があります。この場合、数値が不正確なことがあり、結果として較正が不可能になります。

(2) 水位ハイドログラフ 上流の境界条件に水位ハイドログラフを使用した場合、これに対応する流れは、地形データから計算される流量になります。水位データ上の誤差は流量データ上の誤差より小さいため、水位ハイドログラフは、流量ハイドログラフに比較して正確さの点でかなり有利だと言えます。水位ハイドログラフは、流量の観測地点が使用不能であるか、あるいは流量データの質に疑問がある場合に使用します。水位境界から計算した流量は、必ず信頼のおける流量の実測値に照らして検証しなければなりません。これを怠ると、流量の計算に重大な誤差が発生する可能性があります。流量の実測値が入手できない場合は、どうしても必要な場合に限り、十分に注意して使用することが可能です。図 5-4 に、Hickman における、Mississippi 川の Cairo の水位から追跡した流量計測値の再現を示しました。また、図 5-5 には、その 200 マイル下流にある Memphis における水位の再現を示しました。

b. 下流の境界条件 常流では、下流の境界条件によってモデルに背水の影響が導入されます。

下流の境界条件には、水位ハイドログラフ、流量ハイドログラフ、水位-流量曲線およびマニング式の 4 タイプがあります。

(1) 水位ハイドログラフ 水位ハイドログラフは下流の境界条件としては標準的なものです。対応する流れは、モデルを使用して計算します。水位ハイドログラフは実際に観察された結果であるため、正確であると見なされており、研究対象となっている流路区間の下流側の終端は観測地点に置くことができます。

(2) 流量ハイドログラフ 流量ハイドログラフは、通常は貯水池からの流出をシミュレーションするのに使用したり、あるいは正確な流出量が判っている場合に揚水機場をシミュレートする、特殊目的の下流側の境界条件です。流量のハイドログラフでは、モデル自体が対応する水位の計算を行います。計算された水位の時系列は初期の水位に基づくもので、初期水位が変わると変化します。流量は水系を離れて行くものなので、特に揚水機場では計算の結果として水深がマイナスになる可能性があります。したがって、流量ハイドログラフは十分に注意して使用する必要があります。

(3) 水位-流量曲線 一価関数の水位-流量曲線は、水位と流れの関係が単調であることを示しています。この水位-流量曲線は正確で、排出口や自然の滝、あるいは容量がスケジュールによって設定されている揚水機場のような、落差工の箇所における境界条件を記述する際に有用です。しかし一価関数の水位-流量曲線は、自由に流れている水流に適用される下流の境界条件としては、不十分な場合がほとんどです。自然の河川は、ループ状の水位-流量曲線を示します。こうした自然の河川に一価関数の水位-流量曲線を使用すると、流量と水位の間の単調な関係が強制的に適用され、上流に波を誤って反射することになります。したがって水位-流量曲線は、上流からの誤差が研究対象領域に伝搬するのを防ぐため、自由に流れている水流内の研究対象となっている流路区間よりずっと下流に設置する必要があります。こうした感度の不足は、感度試験によって確認しておく必要があります。

(4) マニング式 マニング式は、その他に利用可能な境界がない場合には、自由に流れている水流のための下流の境界条件として使用することが可能です。このモデルでは、水位を摩擦勾配の関数として、水位と流量の両方を計算します。摩擦勾配を決定する方法としては、2 つの方法が一般的です。Fread (1978, 1988 年) は、DWOPER および DAMBRK を使用する際に、摩擦勾配は水面勾配に等しいと仮定しています。

UNET (合衆国陸軍工兵隊 1991b) では、最後の断面で摩擦勾配を使用しています。

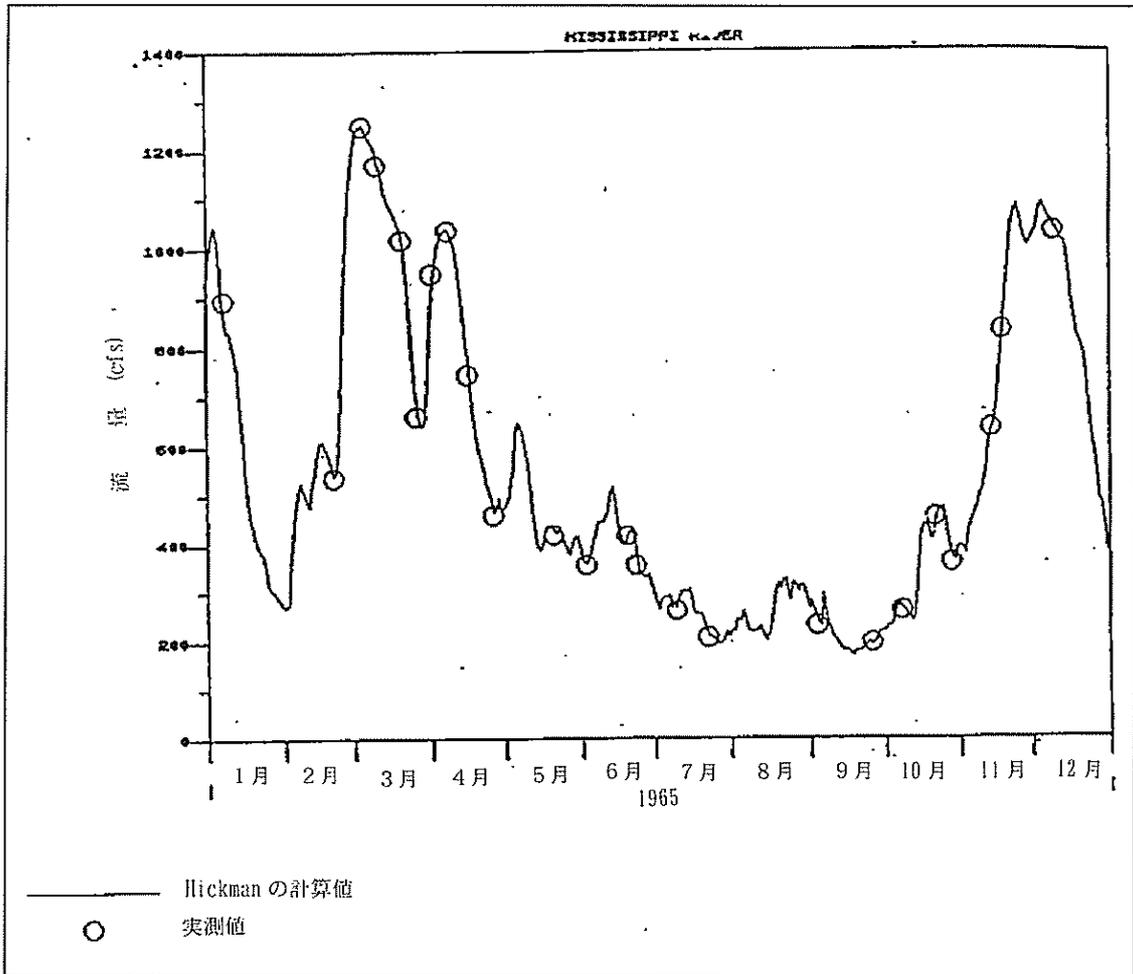


図 5-4. Hickman における計算上の流れと実際の流れ

これら 2 つの仮定から得られる結果はわずかに異なっていますが、両者とも妥当な範囲内に収まっています。摩擦勾配は変数であるため、 Manning 式ではループ状の水位-流量曲線が表示されます。しかしそれでも、境界条件は依然として対象区域のずっと下流に設置する必要があります。下流の境界条件として Manning 式を使用するモデルには、境界でこの式を使用しても検討対象区域には全く影響がないことを確認するため、すべて感度試験を実施しなければなりません。

c. 側方からの流入 側面からの流入（あるいは分水の流出）に関するデータも、境界条件の構成要素となります。それぞれ独立した式に転化できる上流および下流の境界条件とは異なり、側方流入 (q_L) は、連続の式と運動の式を補強するものです（式 5-2 および 5-3 を参照してください）。

側方流入量は、計測されている領域からもそうでない領域からも入ってきます。また、一箇所に集中される場合もあります。谷に沿って長く分配される場合もあります。

(1) いずれの河川系でも、計測されない部分必ず出てきます。正確で一貫性のあるシミュレーションを行うためには、そうした計測されていない領域からの流入をモデルの作成者が推測しなければなりません。たとえば Illinois 川に沿った地域を例にとると、Marseilles の観測地点から Kingston 鉦山の観測地点までの間に、2579 平方マイルもの計測されていない流域があり、面積がこの計測されている流域全体の 52%にも及んでいます。図 5-6 に、未計測領域を含まない、Kingston 鉦山におけるシミュレーションの結果を示しました。未計測領域を削除することにより、シミュレーション結果の水位ハイドログラフで、約 1 フィートほどの均一な誤差が認められました。

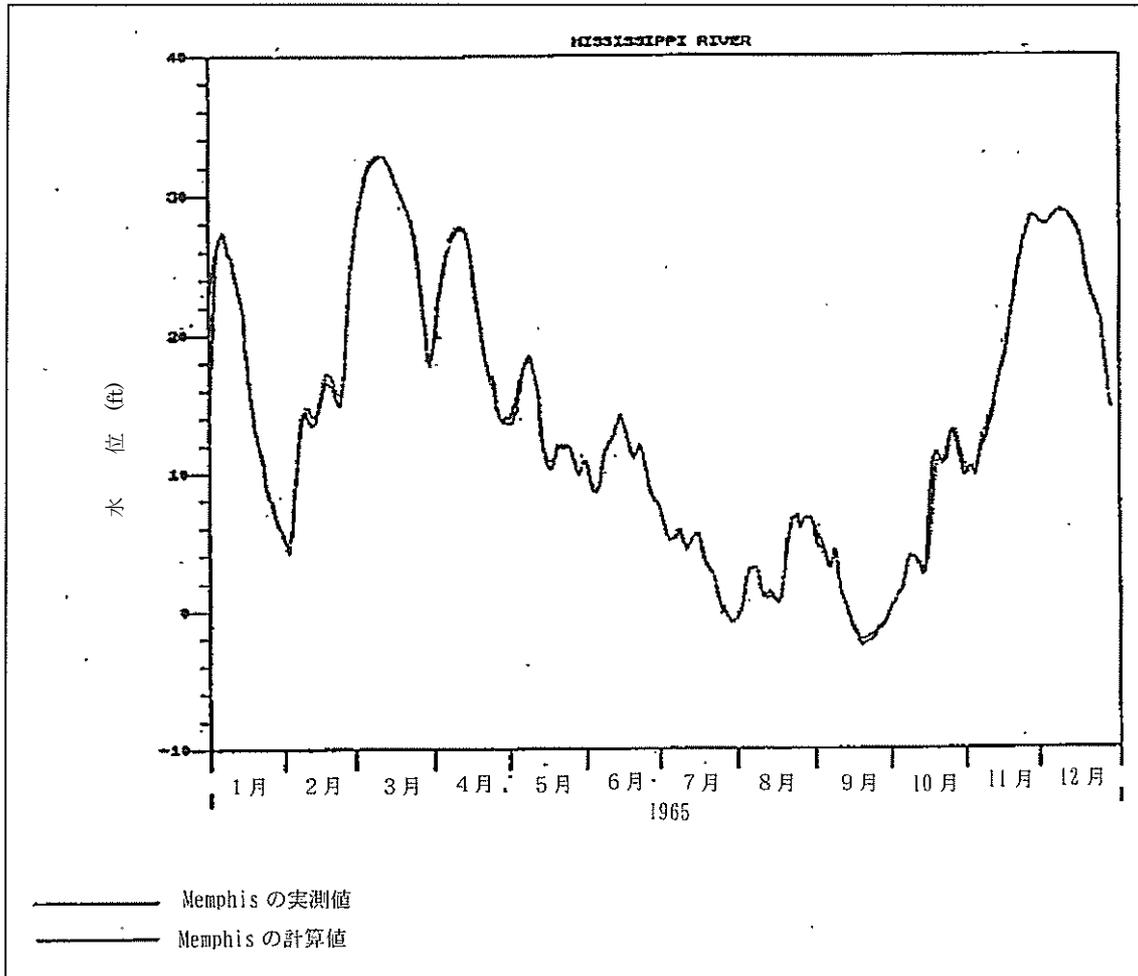


図 5-5. 220 マイル上流の Cairo から追跡した水位による Memphis の水位の再現

この程度の誤差は、 n 値を調整することによって修正することが可能です。しかし、他の事象に対する検証を行った場合には、不整合と認められるほど誤差が明らかになってきた可能性があります。図 5-7 に、計測されていない流入を含めた正しいシミュレーションを示しました。

(2) 計測されていない流入の推測が困難なのは、空間的な降雨パターンが幅広い変化を示すからです。これに対処するため、2 つの方法が提案されています。近くにある計測されている流域からの流出を集水面積の比率を使用して流出量を推測する方法と、降雨-流出モデルを使用する方法です。集水面積の比率による推測は、降雨量が比較的均一な空間分布を示すような大きな事象の場合にはうまく機能します。比較的小さな事象の場合、結果的に低水時における感度が小さくなり、この方法はそれほど適切とは言えなくなります。

水文モデルが望ましいのですが、追加の研究段階を開発してそれを維持しなければならず、さらに降水量データも必要になります。小さな名前が付いていない支川に関しては、一括して扱うことが可能で、その水流の一部に沿って分配されている単一のハイドログラフとして一律に入力します。一般的に、この分配は氾濫原の距離に準じます。均一な側方から流入は、モデル作成者にとっては好都合です。

(3) 計測済みの支川からの側方流入、あるいは計測されていない大きな支川からの側方流入は、1 つのポイントに入力します。河床勾配の平らな水流では、支川からの流入によって水位高に段差が発生します。これは、図 5-8 に示すように、流れと水位の間の不連続性が対応することによって発生するものです。

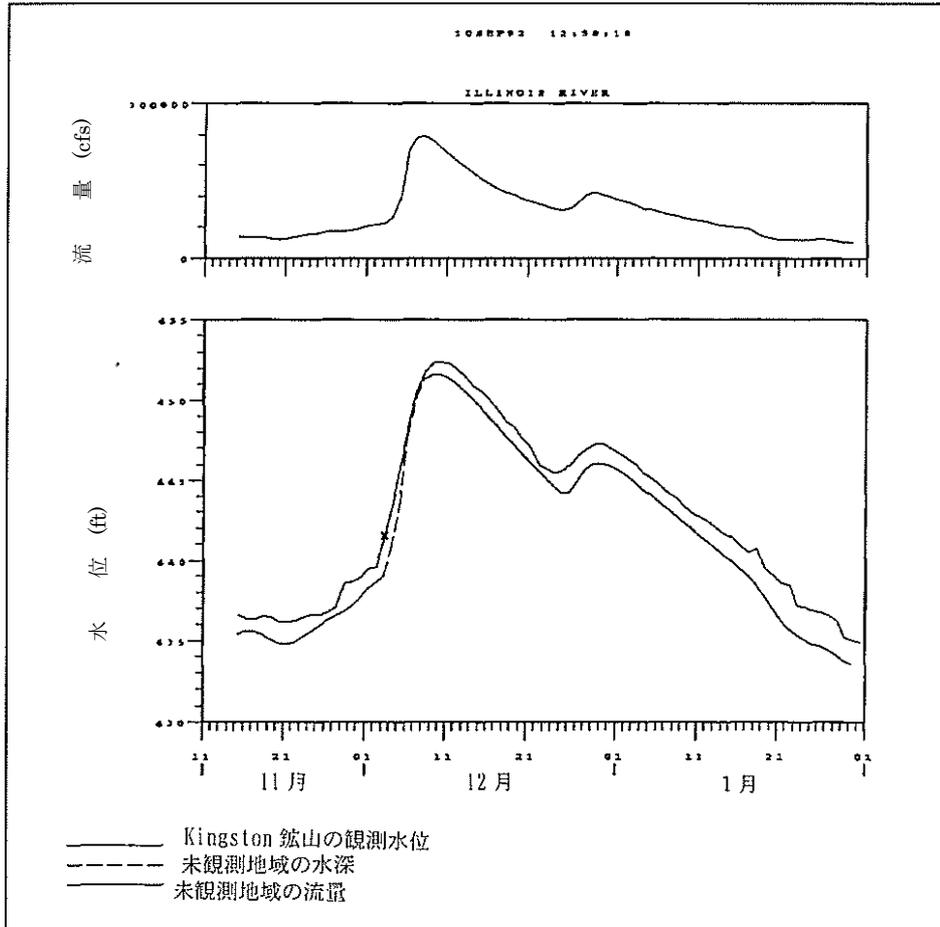


図 5-6. 2579 平方マイルの計測されていない流域を除いた場合の Kingston 鉱山における Illinois 川のシミュレーション

流入する点を特定することは、たとえそれが未計測の区域でも、モデルの精度にとって決定的な要素となる可能性があります。Illinois 川の例では、100 平方マイルを超える区域からの流入が一点で入力されない場合、不満足な結果となりました。

5-7. 河川系のモデリングにおける作業段階

以下に、非定常流を使用して河川系をモデリングする際の作業段階とその手順を示します。その後の各節では、それぞれの手順について詳細に説明します。

a. 概念図の作成 基本的な概念図を使用して、河川系の配置や、計測された流量データが入手可能な主な支川を示します。入力される詳細の程度によってシミュレーションの精度と一貫性が決まってくるため、可能であれば断面データが入手できるすべての支川をモデル化することが最善です。

支川をモデル化する際の追加コストは、コンピュータの使用時間やエンジニアの労力の面から考えて、それほど大きな金額にはなりません。モデルの適用範囲は十分に大きくとり、下流の境界条件における誤差が研究対象地点における結果に影響を及ぼさないように注意します。北部の Red 川を対象とした概念図の一例を、図 5-9 (合衆国陸軍工兵隊 1990c) に示しました。

b. 断面データの収集 本川と支川について、入手可能なすべての断面データを収集します。データが古い場合、あるいは何らかの理由でその信頼性に疑問がある場合には、最新のデータが必要となる場合もあります。通常は、一部の大きな支川を除いて、すべての支川の断面データが入手できることはないので、モデルの適用範囲が制限されます。

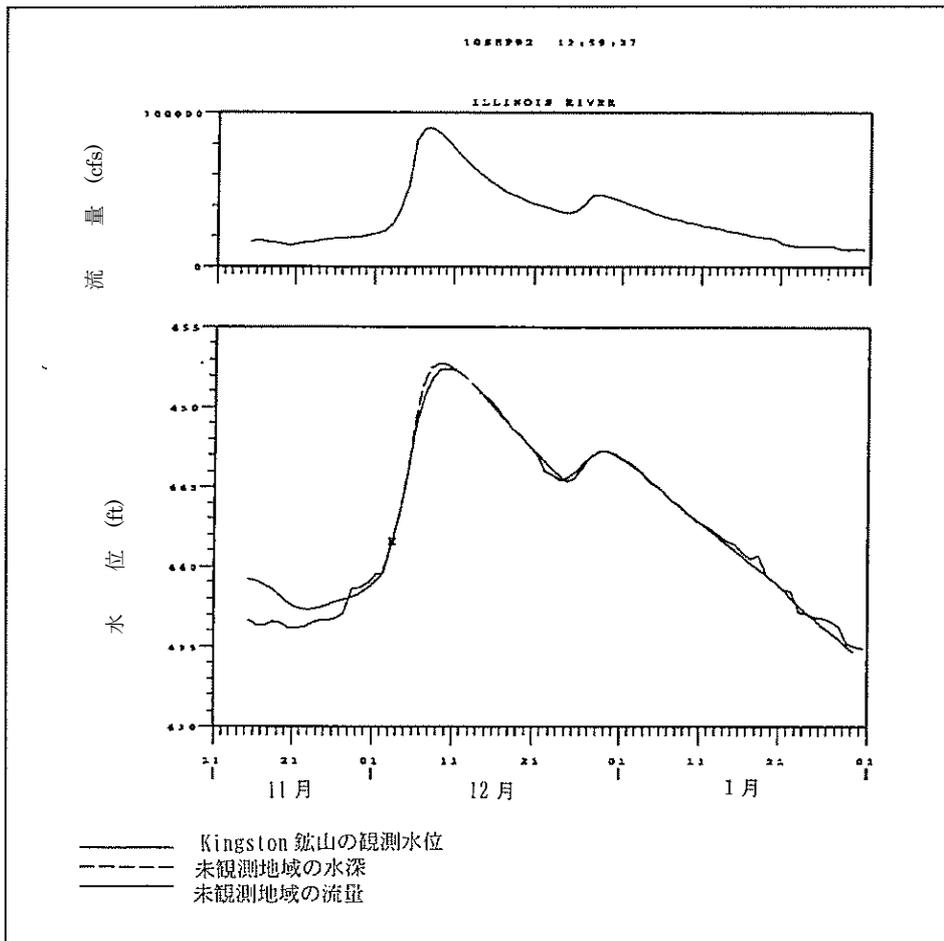


図 5-7. 2579 平方マイルの計測されていない流域を含む Kingston 鉱山における Illinois 川のシミュレーション

また研究資金の都合から、新規の調査はその回数に限られてきます。主な支川の中に断面の調査が行われていないものがあつた場合、USGS の区域地図から高水敷に関する情報を取得して、その河道断面の近似値を推測する方法を考慮します。精度と一貫性は、含まれる詳細の程度に左右されることを忘れてはいけません。断面の位置取りに関する詳細については、「付録 D」に記載してあります。

c. 水位観測データの収集 本川およびすべての支川の、流量データと水位データを収集します。観察結果データの整理や維持管理のために、またデータの表示や計算結果の分析を行うために、HEC-DSS (合衆国陸軍工兵隊 1990d) のようなデータベースを使用することを推奨します。

d. 計測表の作成 上流から下流までの、すべての水流における計測位置、計測結果のあるすべての大きな支川、計測結果を持たないすべての大きな支川、および均一な側方流入を持つ流路区間を示す表を作成します。

非定常流のシミュレーションを成功させるためには、流域内のすべての部分にある流入量がモデルに含まれていなければなりません。この計測表を使用して、計測されていない流域を見つけだし、計測されていない流量を推測するための情報源とします。表 5-1 は、Mississippi 川の下流を対象とした計測表の例です。

e. 概念図の改訂 モデル化の対象となるすべての流路区間、計測点の位置、およびすべての流入ポイントを特定することにより、概念図の改訂を行います。計測表と概念図とは、ある程度まで重複している部分がありますが、概念図中のグラフィック表示により、水系の正確な定義を確認することができます。

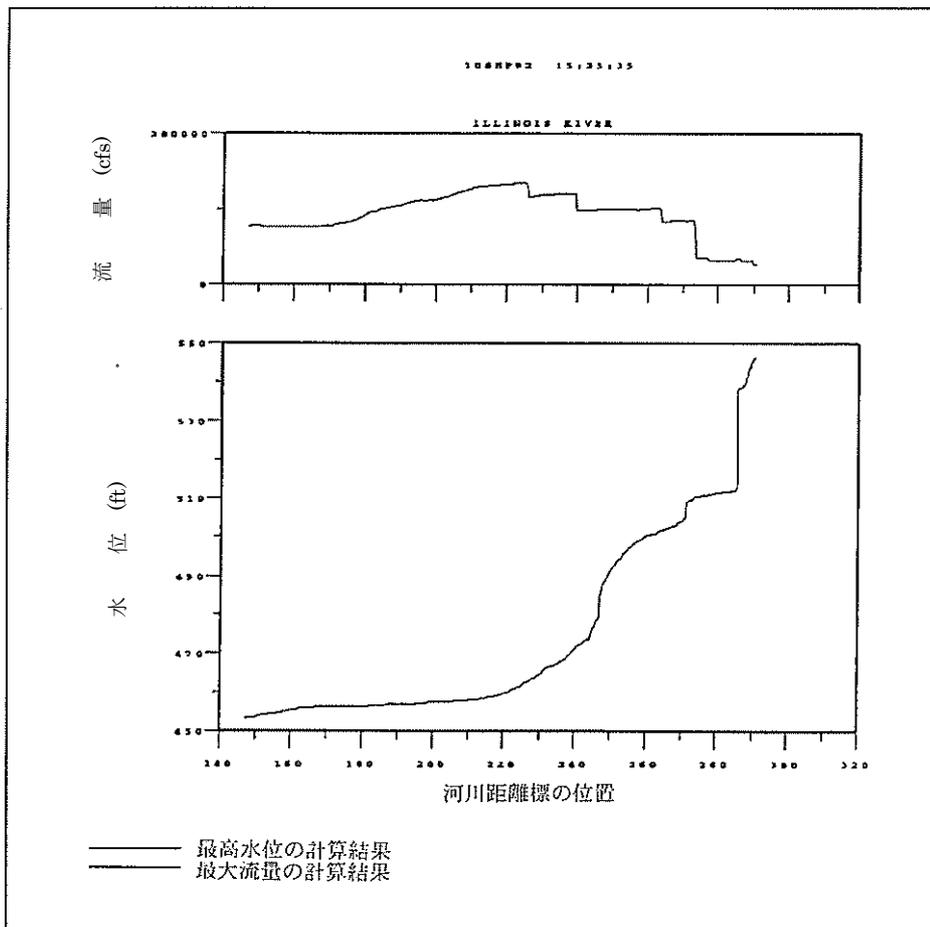


図 5-8. Fox 川からの流入によって発生した Illinois 川の水位の分裂

f. 断面ファイルの作成 概念図に基づいて断面形状データファイルを作成します。「付録 D」を参照してください。

g. 較正事象の特定 記録に残っている最大の事象の一つを含む、一定の期間を選択します。この期間には、低水時も含まれていなければならない、また水位データの最大値も必要です。

h. 境界条件ファイルの作成 計測表と概念図から、すべての計測点の位置および均一な側方流入の正しい位置を示した、境界条件ファイルを作成します。

i. 較正 事象を再現するためにデータを較正します。

j. 検証 記録に残っている他の期間と事象を使用して、シミュレーションを検証します。パラメータを少しだけ調整することは構いませんが、大きな変更を施す必要はないはずで、再現された結果が適切でない場合は、その原因を突きとめます。

5-8. 観測されたデータの精度

観察データには、常に計測誤差が含まれている可能性があります。非定常流モデルの場合、モデルの運用と較正の両方を、主として観測地点から得られた流量データと水位データに基づいて行います。異なる観測地点の間では、その記録の質に差があります。したがって、記録上の誤差をうまく管理することが結果的にモデルの質と一貫性に影響します。この場合の一貫性とは、一つの較正データセットから複数の事象を再現できる能力のことです。

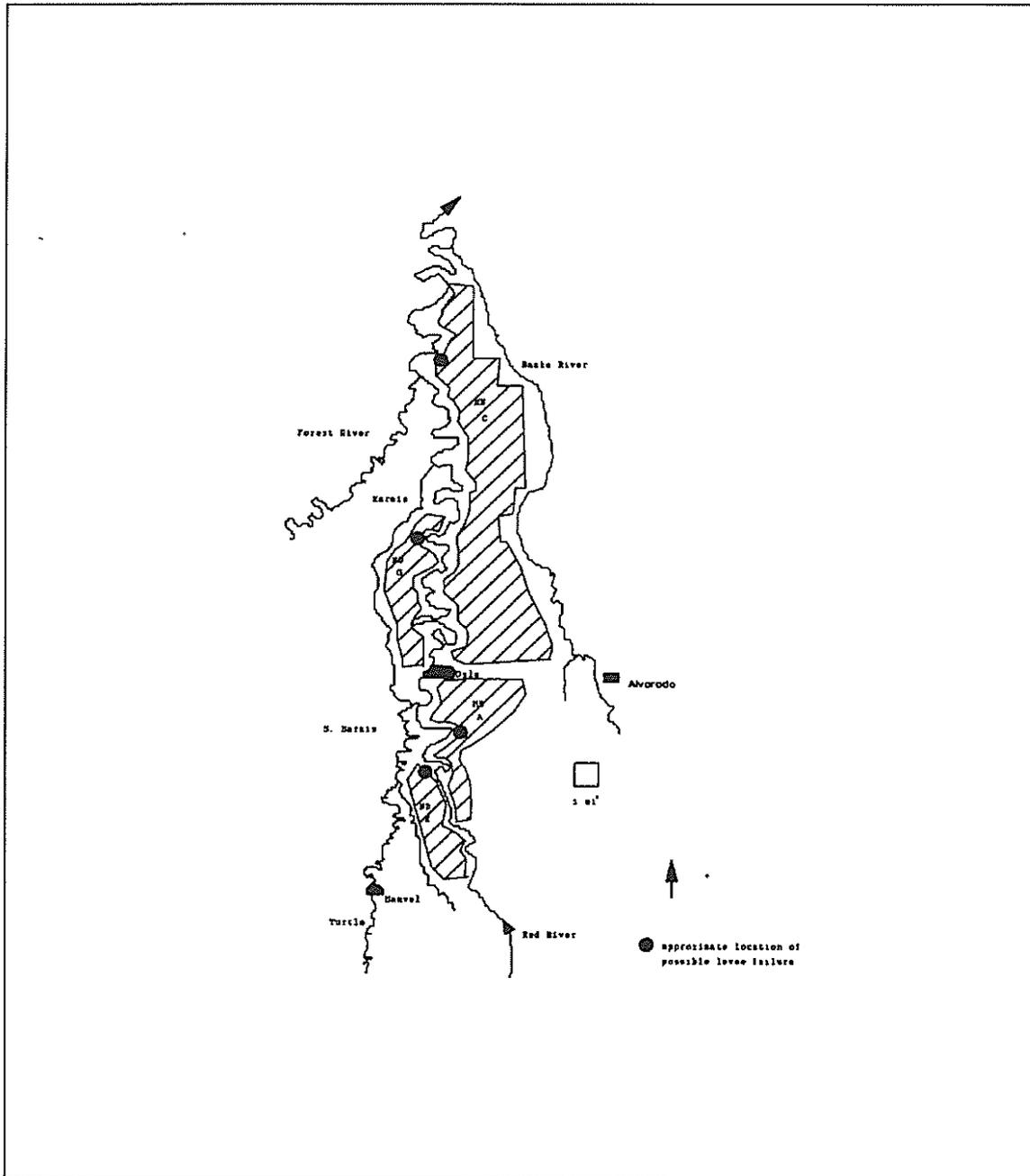


図 5-9. 北部の Red 川を対象とした概念図の一例

表 5-1 Mississippi 川下流域における観測所

Mississippi 川

Mississippi 川 観測所	河川距 離標 (マイル)	流域面積 (平方マイル)	基準標 高(ft)	未計測流 域 (平方マイル)
Chester, IL	109.9	708,563	341.05	
Thebes, IL	43.7	713,200	300.00	4637
Rfrde Point, NO	2.0	713,397		197
Wickliffe, KY	951.5	917,400	269.12	963
Columbus, KY	937.2	917,900	266.38	500
Hickman, KY	922.0	918,500	264.73	600
New Nadrid, NO	889.0	919,200	255.48	700
Caruthersville	846.6	919,400	235.49	200
Cottonwood Pt, NO	832.7	919,500	230.18	100
Gage 158	819.1	924,000	218.33	514
Occelola, AR	783.5			
Fulton, TM	778.2	924,300	206.41	300
Rfchardcon, TM	769.0			
Memphis, TM	734.7	928,700	183.91	1322
Star Landing, NS	707.4			
Mhoon Landing, NS	687.5	929,200	161.22	
Melona, AR	663.1	937,700	141.70	2459
Fair Landing, AR	632.5	937,800	132.20	
Nr Rokedale, NS	592.1	965,800	106.73	
Arkancas City, AR	554.1	1,104,360	96.66	560
Greenville, NS	531.3	1,104,460	74.92	
Lake Prov, LA	487.2	1,104,560	69.71	
Vicksburg, NS	435.7	1,118,160	46.23	
St. Joseph, LA	396.4	1,122,660	33.12	
Matchez, NS	363.3	1,123,160	17.28	
Knox Landing, LA	313.7	1,124,700	0.00	
Red R. Lamding,	302.4	1,125,000	0.00	
Bayou Sere, LA	265.4	1,125,400	0.00	
Saton Rouge, LA	228.4	1,125,810	0.00	
Plequanfne, LA	206.8	1,125,830	0.00	
Donaldsonville, LA	175.4	1,125,860	0.00	
Reserve, LA	138.7	1,125,880	0.00	
Bonnet Carre, LA	128.0	1,125,890	0.00	
New Orteens, LA	102.8	1,125,910	0.00	
Chalmette, LA	91.0	1,125,920	0.00	
West Pefnte, LA	48.7	1,125,940	0.00	
Empire, LA	29.5	1,125,960	0.00	
Fort Jackson, LA	18.6	1,125,965	0.00	
Need of Pesses, LA	-0.6	1,125,970	0.00	

支川

支川	観測所	流域面積 (平方マイル)	河川距離 標(マイル)
Ohio River	LLD 52(TU)	20,3000	
Ohio River	Cairo	20,3040	953.8
S. Fk. Deer R.	Katts, TM	1,014	
N. Fk. Deer R.	Dyersburg, TM	939	
Obton River	Sogate, TM	2,033	
Obton River		3,986	
Katchte R.	Rfatto, TM	2,308	773.3
Wolf River	Rateigh, TM	770	738.6
St. Francis Bay	Riverfront, AR	5,141	672.4
St. Francis R.	Parkin, AR	900	
White River	Clarendon, AR	25,497	599.0
Arkansas R.	Pine stuff, AR	138,000	581.4
Yazoo River	Yazoo City, MS	8,900	

a. 水位データ 水位データは、水理学データの中でも最も正確なタイプのデータです。水位の計測値が示す精度の範囲は風によって引き起こされる波の大きさと同程度であり、その一貫性も記録装置と同程度です。経験により、典型的な波の大きさは、図 5-10 に示すように約 0.1 フィートほどであることが分かっています。たとえば用紙を貼り付ける方式の記録装置とテープのような、1980 年代の初めまで広く使われていた従来型の記録装置は、時間が経過するにつれてその精度が失われる傾向がありました。毎月、記録係がテープを交換する時に、自動と手動の両方の読み取り計測値が記録されました。通常、誤差は 1/20 フィート程度ですが、時には大きな不一致が発見されることもありました。記録された読み取り値は、時間経過と共に誤差が漸進的に増加するという仮定に基づき、時間との関係によって手動の読み取り値と一致するように調整するのが一般的でした。この仮定の有効性には疑問があります。こうした方法による誤差は、表面には見えない場合もありますが、モデルがどの程度実際のデータと一致するのかを左右します。もう一つの問題は、観測地点が基準点を失うことが時々あることです。図 5-11 に、Lockport における Des Plaines 川の水位を、その下流にある Brandon Road 貯水池の水位と比較した結果を示しました。

1974 年には、Brandon Road の方が Lockport より高い水位を示しており、Des Plaines 川は逆向きに流れているように見えます。どちらの計測値が正しいのかは不明です。

(1) 新しい方の観測地点には電子記録装置が付属しており、衛星経由でデータを転送しています。それでも、この計測値には時間に伴う同様の損失が発生する可能性があります。また、衛星によるデータの転送には大きな誤差が出ることもあり、時系列中にスパイク状の記録として現れます。こうしたスパイク状の記録は発見するのは容易ですが、万が一シミュレーションに入力されると非常に深刻な影響を及ぼします。

(2) 最後に、たとえば 07:00 読み取り値のような観測値は、1 時間ごとの衛星時系列から読み取られる場合がほとんどです。データが振動している可能性が高いことを考慮すると、図 5-10 が全体的な時系列を代表するポイントかどうかは疑問です。

b. 流量データ 流量は、通常は計測された量ではなく算出される量です。速度計を使用した定期的な流量の計測は、まず最初に水位-流量曲線を定義するために使用され、その後、水位-流量曲線からの（季節的、系統的、あるいは無作為な）ずれを明示するために使用されます。

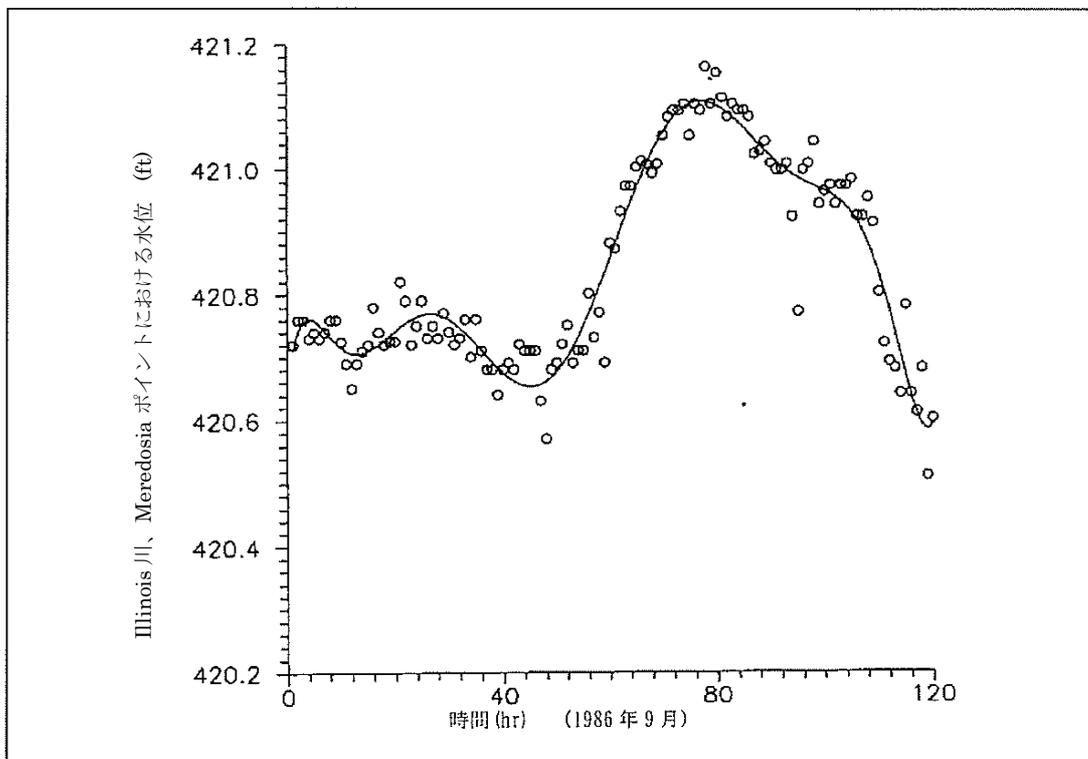


図 5-10. Illinois 川の Meredosia ポイントにおける衛星から送られるの 1 時間時系列の振動

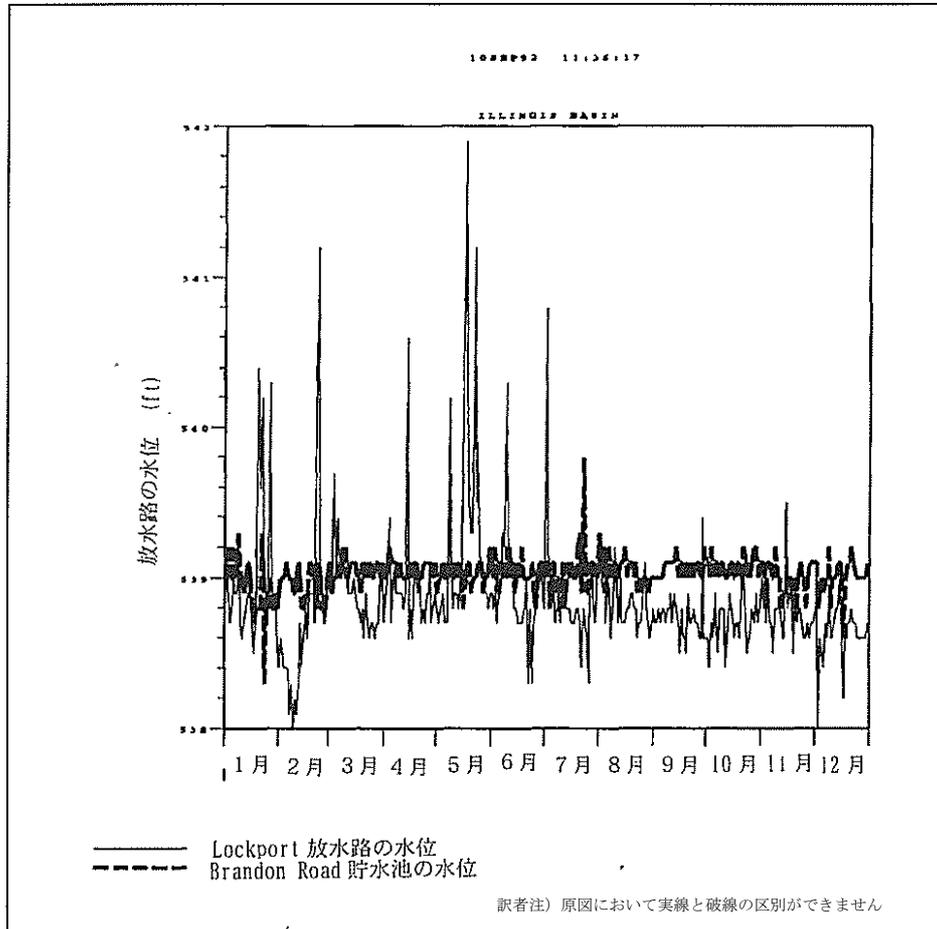


図 5-11. Lockport 放水路および Brandon Road 貯水池における Illinois 運河の水位ハイドログラフ

こうした「ずれ」を含む水位-流量曲線は、さらに水位から定期的に流量を導き出すために使用されます。その際、内容の確かなデータは個別の流量の計測値だけです。

(1) USGS では、1 日あたり流量の 95%が真の値の 5%であるような観測地点を「非常に優秀」と規定しています。計測値の水位-流量曲線からの離脱には、計測における誤差と本当のずれの両方が含まれています。誤差だけを分離する試みに伴って、この「ずれ」を手作業で決定することができます。河床の勾配が比較的大きな高地にある観測地点の記録は、良好な数値を示すのが普通です。その一方で、河床の勾配が小さくて変動が大きい、大きな河川での記録には疑問が残ります。

(2) 水位-流量曲線のずれを適切に決定する能力は、流量計測の頻度に依存します。河床上昇と河床低下の長期的な傾向は、頻度の低い計測サイクルでも十分に定義することができます。しかしながら、洪水が起きている最中に数回の計測を行わない限り、ループまたは季節ごとのずれが適切に確定される可能性は低く、結果的に誤差が出ます。河川系のモデリングを行っている時は、観測地点が上流の境界条件として使用されている場合、誤差があると結果的に事象間の較正の不整合が発生し、調整不能になります。Mississippi 川の中流では、±5%の基底流量誤差があると、モデルにおける不一致は ±1 フィートになります。ループの定義の不足が基底誤差に加わると、当然ながら、かなり大きな不一致が発生します。

勾配観測地点は、背水の影響を受けます。これらの観測地点では、水位－流量曲線がずれるだけでなく、勾配修正によって変形します。これは、下流の観測地点への距離から計算することができます。勾配観測地点における流量記録は、非常に優れている場合はごく希であり、境界条件として使用する際には注意が必要です。

(3) 観測地点の中には、記録の信頼性があまり高くないものがあります。こうした地点では、河床勾配が平坦であるか、または境界が移動するような場所にあるのが一般的です。このような場所で自信を持って使用できるのは、実際の流れの計測値だけです。

5-9. 較正と検証

モデルの較正を行う時に、マンニングの n 値や流路区間の貯留のような、そのモデルの性能を制御するパラメータが決まります。較正を成功させるために最も重要なことは、そのシステムを制御するパラメータの真の値を特定することで、形状的な事項や境界条件を補正するような数値は使用しないことです。非定常流モデルは流れの範囲全体を再現するものなので、低水時と高水時の両方を再現するように較正しなければなりません。

a. マニングの n 値 米国で使用されている非定常流モデルでは、マンニング式を使用して摩擦勾配のモデリングを行うのが一般的です。マンニングの n 値は、境界の粗度とシステムに影響を及ぼす摩擦係数とを関連づける数値です。ほとんどの問題では、較正作業を開始するに当たって、マンニングの n 値の初期予測（経験に基づく推測値に過ぎない）を使用します。その後、この初期値を実際の水位データに適合するよう調整します。水位の実測値データがない場合には、この推測値がシステムを代表する数値と仮定されるため、重要な意味を持つようになります。 n 値の選択に関する詳細情報については、「付録 D」を参照してください。

b. 較正 非定常流モデルの較正は、4 段階に分けて行います。まず第 1 段階では、 n 値を調整することによって、ある洪水の最高水位を再現します。第 2 段階では、必要に応じて断面における貯留を調整し、タイミングを向上させます。第 3 段階で、流量に対するマンニングの n 値の関係を調整し、高低両方の流量における水位を再現します。そして最終段階でモデルの微調整を行い、より長い期間の再現を行います。この期間には、初期の較正も含まれていなければなりません。

(1) 初期の較正は、その時系列上で使用可能になっている比較的大きな洪水の中の一つでなければなりません。

この段階の目的は、初期の n 値を調整して、モデル内のすべての観測地点における最高水位に適合させることです。図 5-12 に、初期の較正後の、Havana における Illinois 川のハイドログラフを示しました。最高水位はほぼ正確ですが、ハイドログラフのタイミングおよび低水時の再現が不完全である点に注意してください。

(2) 河川の断面によって定義される総貯留量は、たいていの場合、不足状態になっています。自然の河川では、ハイドログラフのタイミングは貯留量と流量によって決まります。このタイミングは、貯留、摩擦、および側方流入の値を変更することによって調整が可能です。これらの各ファクターを適度に調整してもタイミングの較正ができない場合は、他の問題が疑われますが、ほとんどの場合は断面における誤差が問題になっています。Illinois 川の場合は、Havana の近くの流路区間に堤防によって制限されている部分があります。これによって高水敷部の貯留量が約 20% 増大し、図 5-13 に示すような結果になっています。高水敷部の貯留量が約 40% 増大すると、図 5-14 のような結果になります。ここに見られる変化は、堤防によって河岸が狭くなっていることによるごく小さな貯留領域の増大です。

(3) 流れに対するマンニングの n 値を変化させることにより、図 5-15 に示すように水位の再現が改善されます。このモデルでは、初期の時間ステップがまだ再現されていませんが、この不一致はおそらく初期条件によるものと思われます。

(4) 較正の最終段階では、流量と粗度の関係の微調整、および貯留量の調整を行います。選択する洪水は、初期較正のために選択した洪水の継続時間でなければなりません。Illinois 川の例では、最終的な較正を 1982 年 11 月 15 日から 1983 年 9 月 15 日にかけて実施しました。この較正に含まれた洪水は、高水時および低水時と、1983 年の 5 月に発生した 2 番目に大きな洪水です。図 5-16 に、この期間中の Havana における水位の再現を示しました。モデルのパラメータに必要な調整作業は、低水時のシミュレーションを向上させるための微調整のみでした。

c. 検証 較正モデルは、重大な洪水を含む 2 つ以上の期間を対象として検証を行う必要があります。この期間は、季節による影響を検出するため、1 年近くの長期にわたるものでなければなりません。図 5-17 に、Illinois 川の 1974 年における実測データの再現結果を示しました。

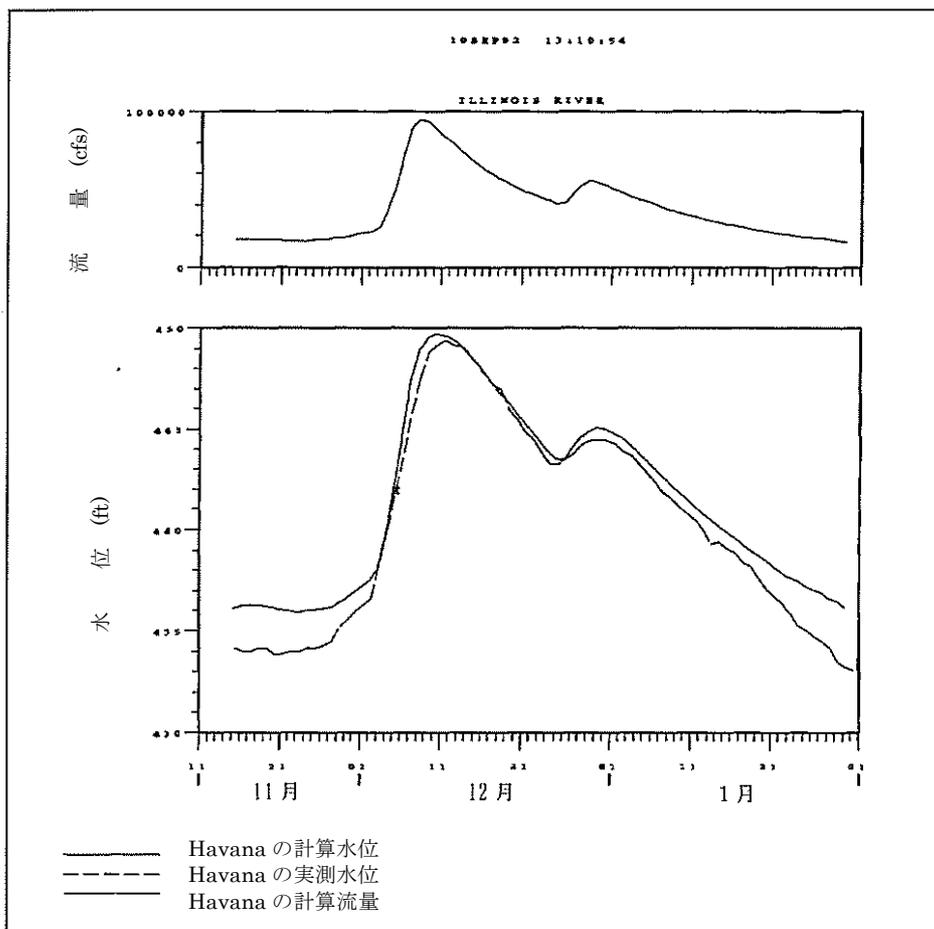


図 5-12. 初期較正を行った後の Illinois 川の Havana におけるハイドログラフ

5-10. 非定常流モデルの応用例

ここまで、非定常流の流れモデルの様々な用途について説明してきましたが、その他にも実行された応用例が数多くあります。以下に、その概要を紹介します。まず、国立測候所 (NWS) が開発した一次元的な非定常流プログラム DWOPER があります。このプログラムは、New Jersey 州にある Passaic 川の中流域における洪水波のシミュレーションに使用されています。勾配が平坦で流れが逆転していたため、このシミュレーションには複雑な追跡上の問題がありました (合衆国陸軍工兵隊 1983 年)。次に紹介するのは、一次元的な非定常流プログラム UNET です。このプログラムは、北部の Red 川の 90 マイルにおよぶ長い流路区間に適用され、Red 川の洪水解析を向上させるのに役立っています。この流路区間の特徴は、農業用の堤防があることと、その他にも幅の広い平坦な氾濫原において流量を制御するための機能があることです (合衆国陸軍工兵隊 1990c)。

Cunge 他 (1980 年) には、複雑な自然の河川系を扱うアプリケーションの例が紹介されています。また、Saint Helens 山の近くにある Castle Creek では、NWS DAMBRK のモデル (Fread 1988 年) を使用して、泥流の可能性に関する研究が実施されました (合衆国陸軍工兵隊 1990e)。

セクション II 追跡モデルの理論

5-11. はじめに

a. 概要 このセクションでは、水路の流路区間を通過する洪水波の物理的な特性について、一次元的な側面から解説します。

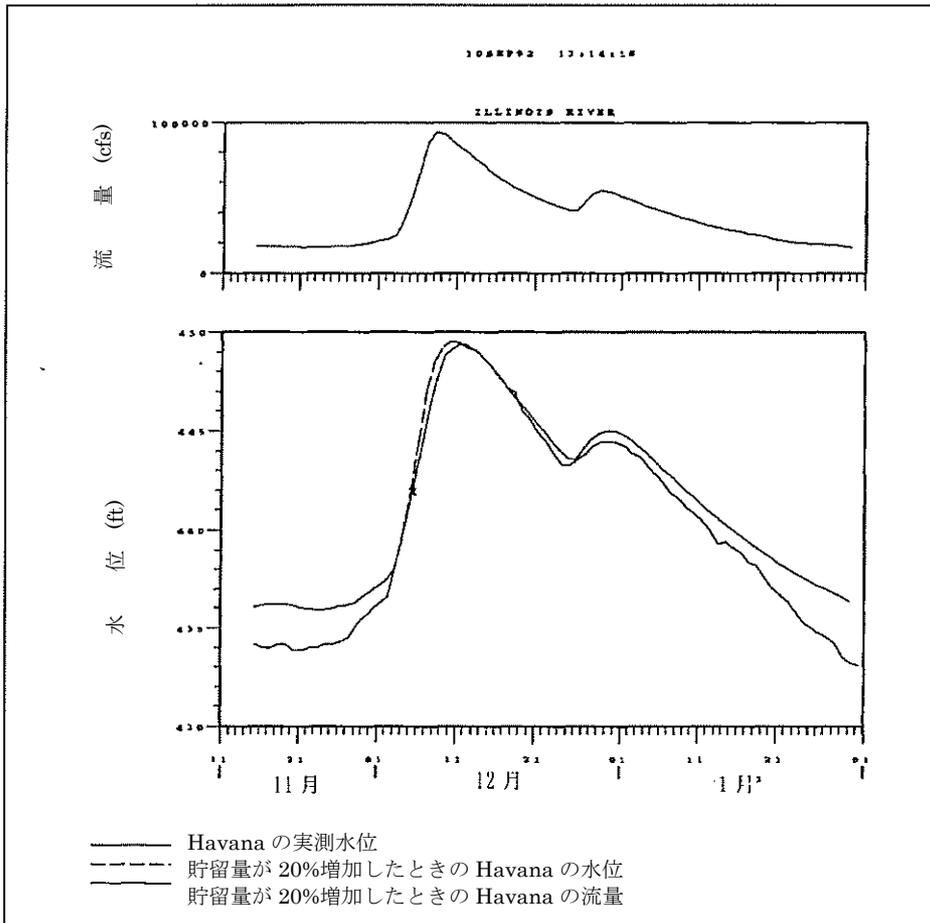


図 5-13. 高水敷部の貯留量が 20% 増大した場合の Illinois 川の Havana におけるハイドログラフ

予測技術の概要では、まず最初に、流路区間内の非定常流を支配している数学的な式を解くことによって洪水波の動きをシミュレーションする、水理学的な手法を紹介します。その後で、規定の流路区間特性および所定の流入ハイドログラフから直接的に流出のハイドログラフを計算する、水文学的な手法を紹介します。また、モデルを特徴付けている各前提条件が、モデルの適用可能性に及ぼす影響について考察します。

b. 水文学的な追跡と水理学的な追跡 19 世紀から 20 世紀の初頭にかけては、水の運動に関連した問題を解析する際に使用する方法は、水の動きによって影響を受ける様々な作業領域に従って、複数の専門職種に分かれていました。こうした複雑な問題の解決を可能にするために開発された前提条件は、多くの分野に広がり、さらに研究者の発明性によって様々な様相を呈しており、またお互いの関連性もありませんでした。

古典的な流体力学者は、完全流体のポテンシャル流の計算方法について研究しました。特定の条件下における水は、不完全ではありますがこの完全流体に類似しています。また、数学者は層流について研究しました。この層流とは、流体の混合が分子レベルに限定される乱れの生じない現象です。層流は、自然の河川ではめったに見ることができません。典型的な河川では、レイノルズ数および境界の粗度が高いため、乱流が基準になっています。水理エンジニアは、導管内の乱流に発生する損失水頭に関する経験的な公式を開発しました。開水路流れは非常に複雑であるため、エンジニアは、河川の流れを解析するために、できるだけ単純な前提条件や計算スキームを工夫しました。

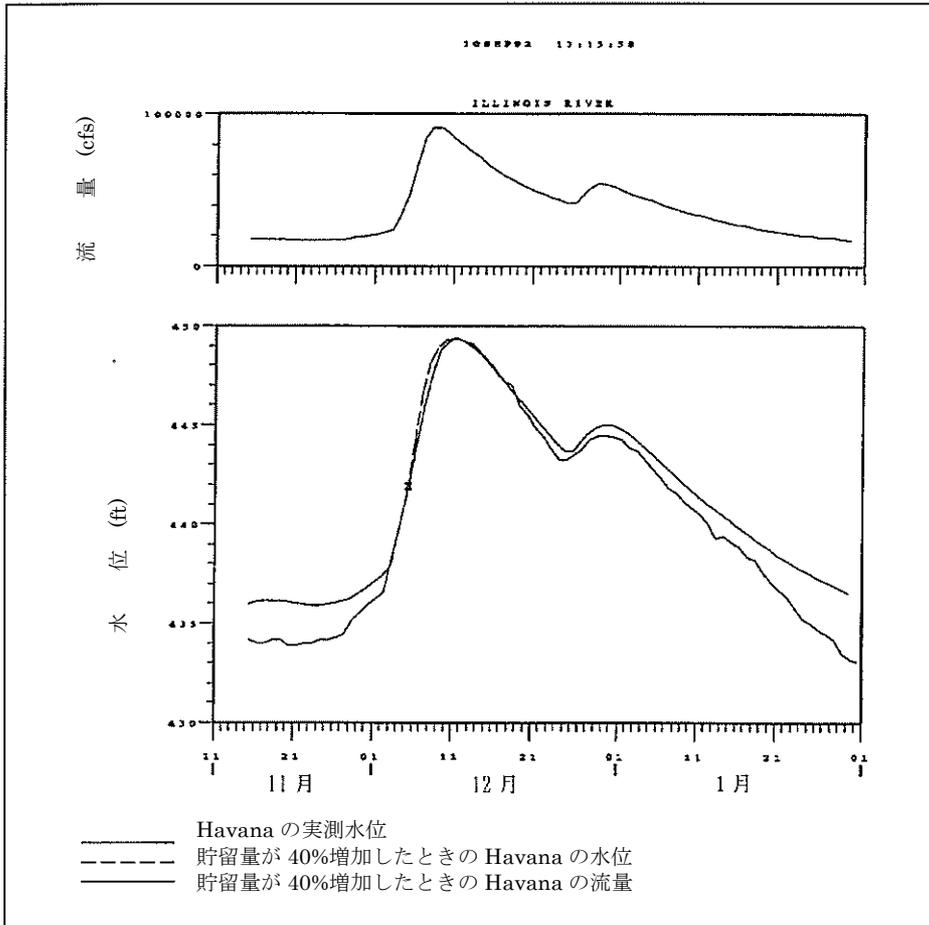


図 5-14. 高水敷部の貯留量が 40%増大した場合の Illinois 川の Havana におけるハイドログラフ

(1) このセクションでは、洪水の追跡に対する、いわゆる水文学的な手法と水理学的な手法の関連性について記します。水文学的なアプローチは、使用法が簡単な一方で、理論的な難点があります。一方、水理学的なアプローチは、基本的な理論的根拠は明確になっていますが、実際に適用する際には困難が伴います。

(2) 上記の 2 手法は、アプローチは異なりますが、所定の流路区間において所定の流入シーケンス（通常は洪水のハイドログラフ）に対する流路の対応を決定する、という目的は共通です。そして両方のアプローチとも、質量保存の物理的原理を認識しています。また、どのような場合にも、最初に水流中に存在していた水の体積の全体、および流入と流出の体積全体を考慮して説明しようとしている点でも、この両者は共通しています。なお、流路区間内に貯留されている水の体積は、洪水波が通過する際には時間によって変化します。

(3) 数学的に、 $I(t)$ は流入シーケンス（ハイドログラフ）を示し、 $T(t)$ は流路区間の縦断方向に沿った側方流入（支川の流入から浸潤などを引いた値）を示し、 $O(t)$ は流出のハイドログラフを示し、 $S(t)$ は、流入区間と流出区間の間の水の（貯留）体積を示します。ここで、質量保存の法則を以下のように記述することができます：

$$I(t) + T(t) - O(t) = dS(t) / dt \quad (5-1)$$

(4) 従属変数 t は、この等式が各瞬間において真実であるという前提を強調するために明示的に記載したものです。流入のハイドログラフが与えられると、さらに支川のハイドログラフが与えられるか、推測されるか、あるいは無視されても、ハイドログラフに対する貯留の関係も判明している場合には、流入のハイドログラフを計算することが可能になります。

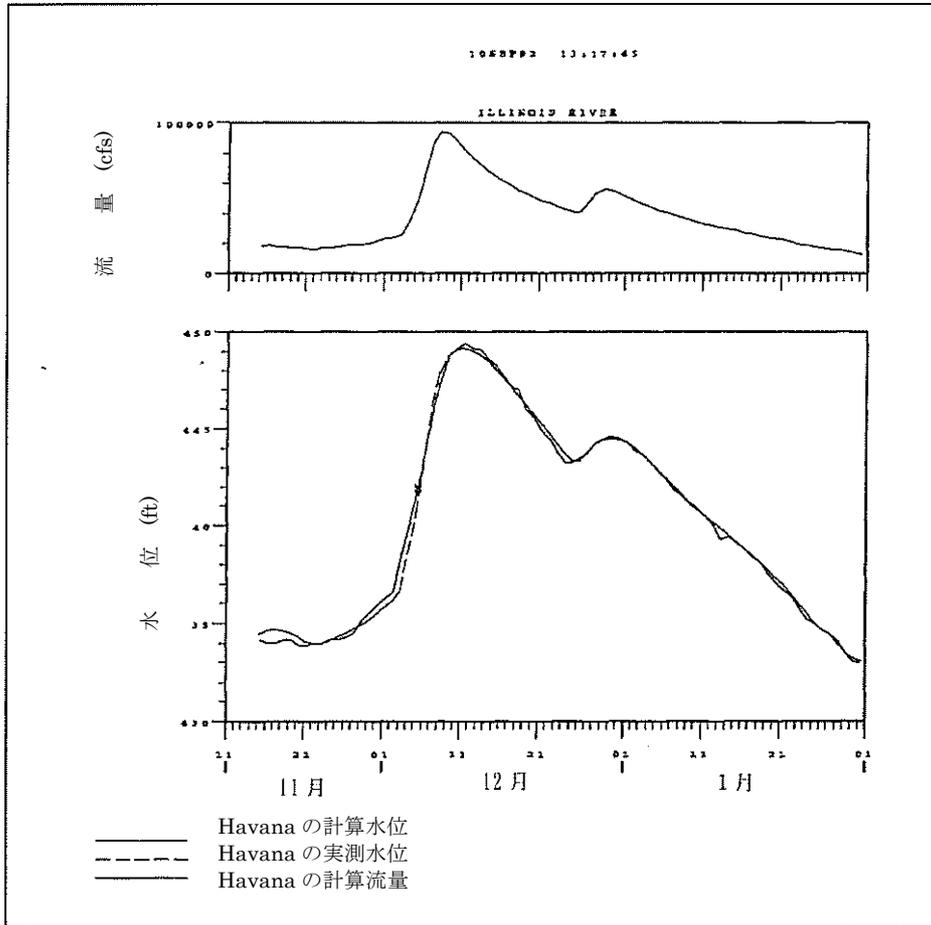


図 5-15. 流れとマンニングの n 値との関係を調整したときの Illinois 川の Havana におけるハイドログラフ

ただし、この問題に関しては、幾何学的な量および貯留と、運動学的な量および流量ハイドログラフとの関係が、水文学的アプローチと水理学アプローチで異なっています。

(5) 水文学的手法では、流量のハイドログラフに注目します。流入のハイドログラフに対する流路区間の対応を規定している流出の流量ハイドログラフは、直接的に計算することができます。この計算の終了後、その流路区間内の水位を何らかの形で流量に関連づけます。流出ハイドログラフに対するこのような直接的な解決法を実現するためには、貯留量と流れの関係を、洪水事象に基づいて経験的に推測するか、または単純化した物理的な仮定に基づいて理論的に推測します。

水文学的手法の中でも最も経験的なものでは、貯留量は考慮の対象にさえなっていません。流入のハイドログラフは、流出の計算結果と計測結果を一致させるのに十分な柔軟性を備えた平均化の手法によって操作します。

(a) さらに、水文学的な方法では、研究対象の流路区間を全体として扱っています。一部の手法で提案しているように、その流路区間が副次区間に分割されていたとしても、流出ハイドログラフは上流から下流に向かって連続的に決定できることが前提条件になっています。ある副次区間の流出ハイドログラフは、それに下流側に隣接している流路区間の流入ハイドログラフとしての機能を果たします。

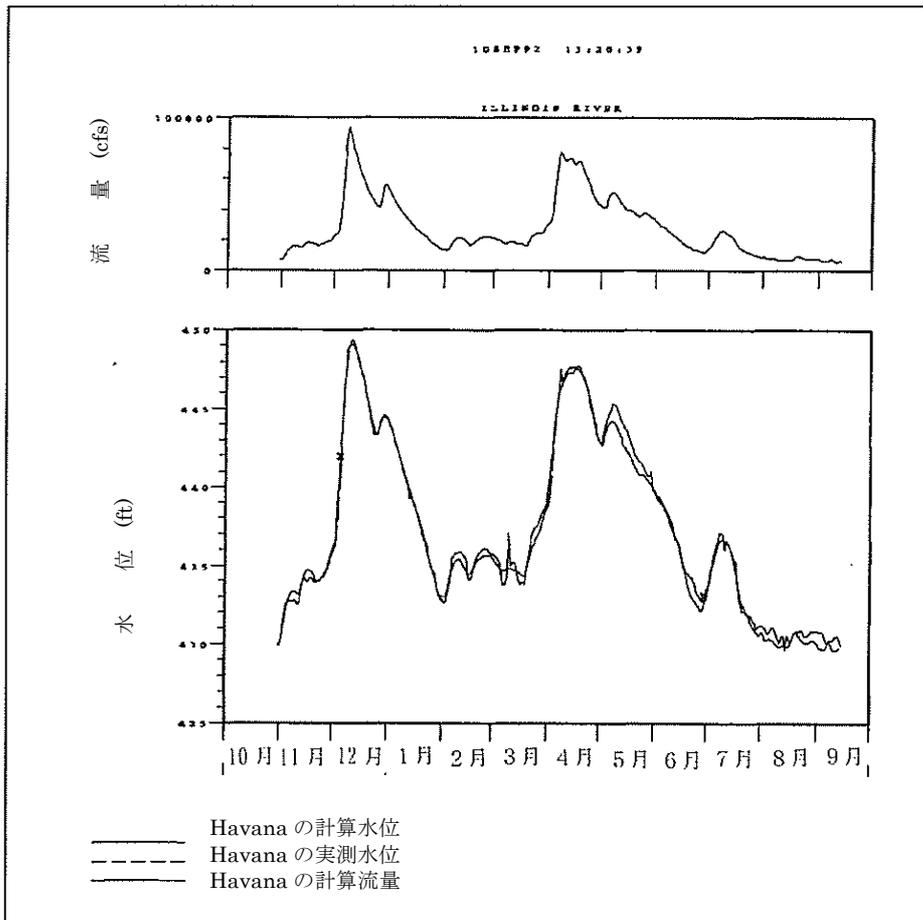


図 5-16. 流れとマンニングの n 値との関係を 1983 年の洪水を再現するように調整したときの Illinois 川の Havana におけるハイドログラフ

(b) このアプローチでは、変量は時間のみとなります。シミュレーションの計算は、一般的に常微分方程式で表現できます。この式は、流出の時間偏差を、所定の流入の時間偏差、および流路区間における所定の対応特性（たとえば、貯留量と流れの関係など）と関連づけます。水文学的手法では、この微分方程式を、有限の時間ステップを使用して、数值的、つまり代数的に解くのが普通です。

(6) 水文学的なアプローチでは、質量保存の法則に加えて、その形式に関わらず、物理学の第 2 法則つまり運動量保存の法則をはっきりと認知しています。そこで、流路区間に沿った水位と流量の変化を表したグラフが持つと思われる形状に関して特定的前提条件を適用すると、水位と流量の両方に対する絶対値が見つかります。

通常的前提条件としては、水位と流量の形態は、流路区間全体を表現することにはなり得ません。この流路区間は、各ステップにおける深さと流量変動の形状が直線状になるように、十分な数の距離ステップに分割する必要があります。こうした理由から、水文学的手法では、たとえ条件が求められるのが事実上たった 1 箇所であったとしても、その流路区間内にある観測地点のシーケンスにおいて、深さと流量を決定することが必要になります。

(a) その結果として、たとえ関心の対象ではなくても、研究流路区間の内部において流量の変化の計算を行うことが、水文学的なアプローチの特徴となります。たとえば、その流路区間上流の終端において所定の流入ハイドログラフの影響を受ける流路区間の流出ハイドログラフを得るためには、水文学的な方法では、流路区間の内部で水面の高さおよび観測地点のシーケンスにおける流量を計算します。

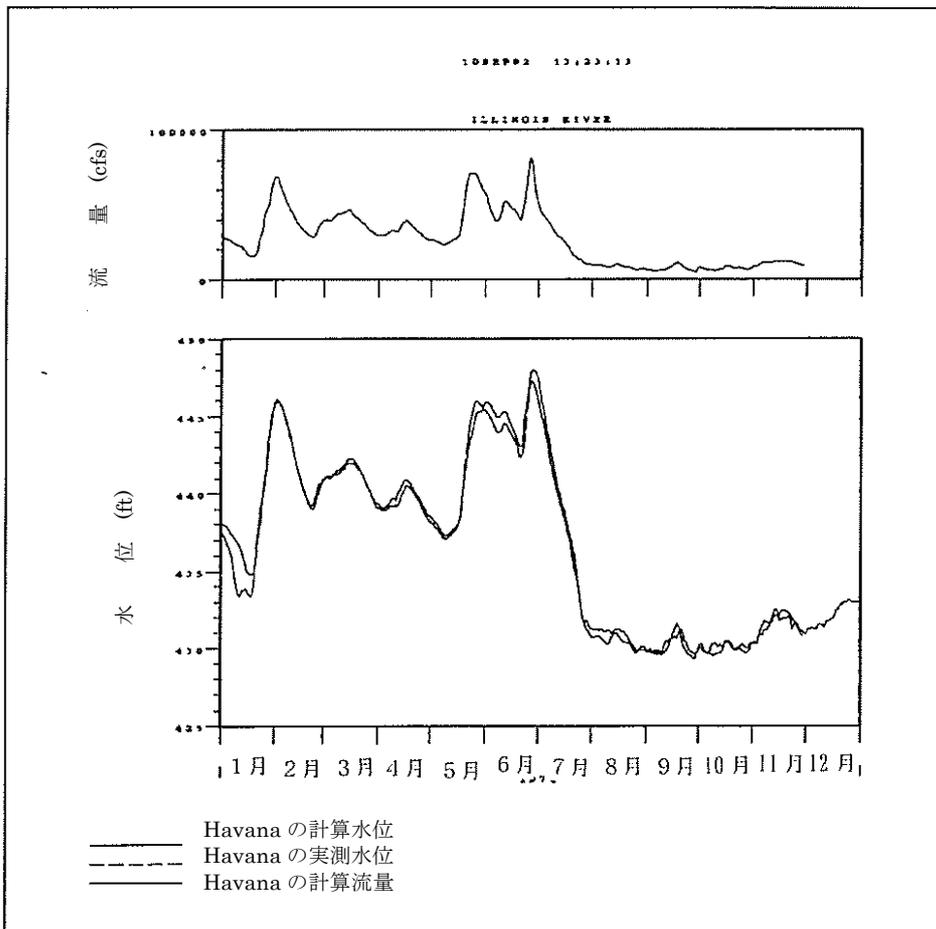


図 5-17. 1974 年の実測データに対する Illinois 川のモデルの検証

目的のハイドログラフは、流路区間内にあるすべてのハイドログラフと共に計算され、その流路区間内の水位は、式の解の一部として規定通りに決定されます。もう 1 つの例では、洪水波における流量の条件を計算すると、その副産物として、ダムの決壊による洪水波の進む様子を算出することができます。

(b) 一定の限度内では、距離ステップの数が無限に増大するのに対応して各ステップのサイズは小さくなります。その一方で、適用されている物理的原理から、河道に沿った距離と時間における偏微分方程式が導かれます。従属変数は、時間に依存する水深と流量（あるいはその流路区間内にあるすべての観測地点における水深と流量のハイドログラフ）です。

こうした偏微分方程式は、距離が有限な場合には、数値的、代数的に解くのが一般的です。また時間ステップは、高速のコンピュータを使用して処理します。

(7) 水文学的な手法は、一般的に水理学的な手法よりもその使用法が容易で、計算に伴う面倒も少なく、比較的迅速に結果を出すことができます。また水理学的な方法では、断面と流路区間の長さによって定義される、流路区間の形状や粗度の把握が必要となります。また、水文学的な手法の中でも、流路区間の対応を推測するために過去に起きた洪水のハイドログラフの記録を利用するような手法では、流路区間の物理特性といった詳細な解析は回避します。物理特性の及ぼす影響はひとまとめにして扱い、計測された現象に含まれていると仮定します。

そして、実際にその流路区間が、研究対象となっている洪水の較正に十分な類似性を持って作用する場合には、流量の決定においては、水文学的なアプローチでも、水理学的な追跡スキームとはほぼ同様の精度を示す可能性があります。ただし、対象となっている洪水に関連して貯留量に対する流量の関係を確立するには、当然ながら困難が伴います。

5-12. 非定常流モデル

a. 非定常流の式 非定常流の式から派生した数式は数多くの文献に記載されています。そうした参考文献には、Chow (1959 年)、Fread (1978 年)、および UNET のユーザーズ・マニュアル (合衆国陸軍工兵隊 1991b) も含まれています。非定常流の式は、従属変数は 1 つの方向 x にのみ変化すること、そしてその方向はデカルト座標ではなく、河川の方軸に沿ったものであるという前提条件の下に、第 4 章で示したに次元的な式から取得することができます。一般的な非定常流の式の定式化を以下に示します。

連続の式

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial S}{\partial t} - q_L \quad \text{式 (5-2)}$$

運動の式

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(QV)}{\partial x} + g A \left(\frac{\partial z}{\partial x} + S_f \right) = q_L V_L \quad \text{式 (5-3)}$$

ここで、

- Q = 流量
- A = 流動する領域の断面積
- S = 貯留領域
- q_L = 単位流れ距離あたりの側面流入
- V = Q/A = 平均流速
- g = 重力加速度
- z = 水面高さ
- S_f = 摩擦勾配
- V_L = 側面流入の平均速度
- x = 流れの距離
- t = 時間

(1) 非定常流の式に関連する前提条件は、基本的には、以下に示すように定常流の式のものと同様です。

(a) 流れは漸進的に変化する。つまり、流れの大きさと方向は突発的に変化しないものとする。(b) 圧力分布は水理学的になる。したがって、速度の垂直成分は無視できる。

これは、たとえば、非定常流の式は排水溝に対しては適用すべきでないことを意味している。(c) 運動量修正ファクターは 1 であると仮定する。

(2) 運動の式における各項の大きさは、水理学において重要な役割を果たします。式 5-3 の各項は以下のとおりです。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \text{局所的な加速度}$$

$$\frac{\partial(QV)}{\partial x} = \text{移流の加速度}$$

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \text{水面勾配}$$

$$S_f = \text{摩擦勾配}$$

水面勾配は以下のように表すことができます。

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial x} - S_o \quad \text{式 (5-4)}$$

ここで、 h は深さを表し、

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \text{圧力項}$$

$$S_o = \text{河床勾配}$$

各項の役割については、以下で説明します。

b. 非定常流の式の弱点。

(1) 摩擦勾配は、河床および堤防から流れに対して働いている剪断力に抵抗するエネルギー勾配の一部であり、計測することはできません。摩擦勾配を定量化するには、以下のように Manning 式あるいはシェジエ式を使用します。

Manning 式

$$S_f = \frac{Q|Q|n^2}{2.21A^2R^{4/3}} \quad \text{式 (5-5)}$$

ここで、

- n = Manning の n 値
- R = 径深

シェジー式

$$S_f = \frac{Q|Q|}{A^2 C^2 R} \quad \text{式 (5-6)}$$

ここで、 C はシェジー係数を示します。流量の絶対値を使用している点に注意してください。これにより、 S_f の符号が、流れの逆転に対して適性に維持されます。

(2) 式 5-5 および 5-6 は、定常流に使用される経験式ですが、非定常流に使用しても妥当な結果を得ることができます。摩擦勾配を推測するための式として、この他にも Einstein (1950 年)、Simons および Senturk (1976 年)、ASCE (1975 年) などの式があります。これらは一般的に対数の式であり、流砂のパラメータを含んでいます。しかしモデル作成者の多くは、こうした式の使用を避ける傾向があります。その理由は、それぞれの時間ステップの範囲内で摩擦勾配の解を求める反復的な解法が必要となり、計算が面倒になるためです。

c. 構造体が及ぼす力 橋脚、護岸、ダムなどの水理的な構造体が流れに対して及ぼしている力の中には、上記のような運動の式においては考慮の対象となっていないものがあります。このような力について説明するために、図 5-18 に示すような、広頂堰を越えて流れる水面下の流れを想定してみます。上流と下流の各面では圧力分布が不均等になっており、流れに対して実質的に上流方向に向かう力がかかります。この力は、摩擦の項には含まれていません。また、水面勾配の項には含まれている河岸からの圧力にも含まれていません。この力が運動の式に含まれていないとすると、構造体の上流側にある、膨らんだ水頭の計算値が小さすぎることになります。その上、この力はほとんど定量化されることがありません。構造体によるエネルギー損失の定量化は、定常流の水頭の計算にとって非常に有用であり、研究でもこの点が強調されてきました。

(1) モデル制作者の Fread (1978 年)、および Barkau (1985 年) は、運動の式に、エネルギー損失に基づく勾配の項を追加することによって補強する提案を行いました。

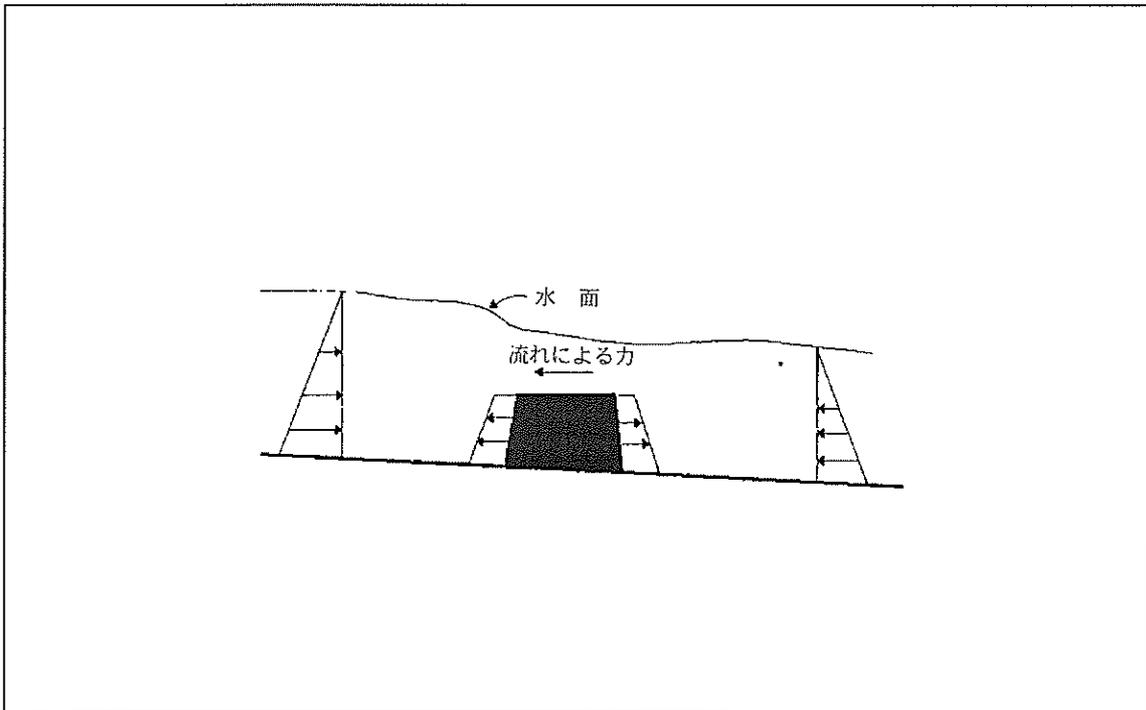


図 5-18. 広頂堰を越えて流れる流体のコントロール・ボリュームに作用する外力

$$S_h = \frac{h_L}{dx} \quad \text{式 (5-7)}$$

ここで h_L は、構造体からの力による損失水頭であり、 dx は、損失が発生した距離を示します。

(2) エネルギー損失は、一定の距離に対してかかっている力を積分することによって得られます。したがって、式 5-7 により、その力に打ち勝つための追加的なエネルギー勾配が予測できます。この追加の勾配から、構造体の上流にかかる水頭の正しい数値が得られます。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(QV)}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial z}{\partial x} + S_f + S_h \right) = q_L V_L \quad \text{式 (5-8)}$$

d. 常流と射流 非定常流の式は波動の式です。したがって、攪乱は下の等式に示す速度で伝搬します。

$$dx/dt = V \pm c \quad (5-9)$$

ここで、
 c = 重力波の波速
 $c = (gD)^{1/2}$
 D = 水深

(1) $V < c$ の場合、その流れは常流であり、攪乱は上流にも下流にも移動します。したがって、たとえば水位上昇のような下流の攪乱も、上流に向かって伝搬することになります。一方 $V > c$ の場合、その流れは射流となり、速度によって攪乱がすべて下流に押し流されます。したがって、下流における水位の攪乱が上流で感知されることはありません。

(2) 式 5-9 には、非定常流の式の適用に関連して深い意味合いがあります。上流の攪乱は、上流と下流の両方向に移動します。したがって境界条件は、追跡流路区間の上流側と下流側の両方の終端部で指定する必要があります。射流については、境界条件は上流側の終端のみに指定します。

(3) 限界水深の近くでは、境界条件の位置が変化します。したがって、流れと数値解が不安定になることがあります。水深が限界水深に近づいた時の不安定性は、非定常流をモデリングする時に直面する最も大きな問題点の 1 つです。非定常流を使用したモデリングの対象となる水流のほとんどは、水位が高い場合には常流ですが、水位が低いところではプールやさざ波のシーケンスが起こります。

非定常流のモデルでは全範囲の流れをシミュレーションするため、低水時ではモデルが不安定になる可能性があります。

e. 数値モデル 非定常流モデル (Dynamic Wave モデルとも呼ばれます) を使用することにより、運動の式および連続の式をすべて解くことができます。このモデルでは、質量保存の法則と共に、力の 3 つの発生源 (重力、圧力、摩擦) からの力と、その結果としての運動量の変化 (局所のおよび移流の加速) を考慮します。一元的な流れの前提条件が正しいと見なされていて、流量の変化を無視してもほとんど誤差が出ない場合には、シミュレーションの結果は入力データと同等の正確さを示します。非定常流モデルには、その理論的根拠となっている前提条件によって異なるタイプがあり、実際の流量において空間的および時間的に連続して発生する変化は、不連続な数値の組によって、また結果として得られる式を解くために使用する数学的な手法で、推測または表示されることとなります。その他の相違点は、異なる水流ネットワークの範囲、河道の形状、構造物、またはモデルがシミュレーションするように設計されている流れの状態などを反映するものです。たとえば、Dynamic Wave モデルのすべてが射流を扱う機能を備えているわけではありません。一般的に、失敗したことが判明するのは、水面高が振動したりモデルの実行が中断されたりする時です。また入力データの構造、ユーザーの操作、付属文書、ユーザーサポート、結果の表示方法などにも相違があり、これが研究の労力に大きく影響します。

(1) こうしたモデルでは、加速度が重要な役割を果たしている流れのシミュレーションを正確に行うことができます。具体例として、ダムが決壊など急速に上昇するハイドログラフに起因する洪水波、決壊したダムの背後にある貯水池内の水位降下といった基本的に静止している水域における攪乱、あるいは、長期間にわたって続く流水方向の水の振動である静振などを挙げることができます。Dynamic Wave モデルによってのみモデル化が可能な状況のもう 1 つの例としては、ダムが決壊による洪水波の河道の狭窄部からの反響があります。

(2) 河床の勾配が小さくなると、水面の勾配よりもその重要性が低下し、加速度の項がより重要な役割を果たすようになります。ループ状の水位-流量曲線は、この現象の一例を示すものです。緩い勾配上を流れる水流では、流量を一定とすると、ハイドログラフの上昇しつつある部分は、低下しつつある部分よりも低い水位で通過します。1982 年の洪水期間中の、Illinois 川の Kingston 鉱山におけるループ状の水位-流量曲線を図 5-19 に示しました。また流れと水位のハイドログラフは、図 5-8 に示しました。

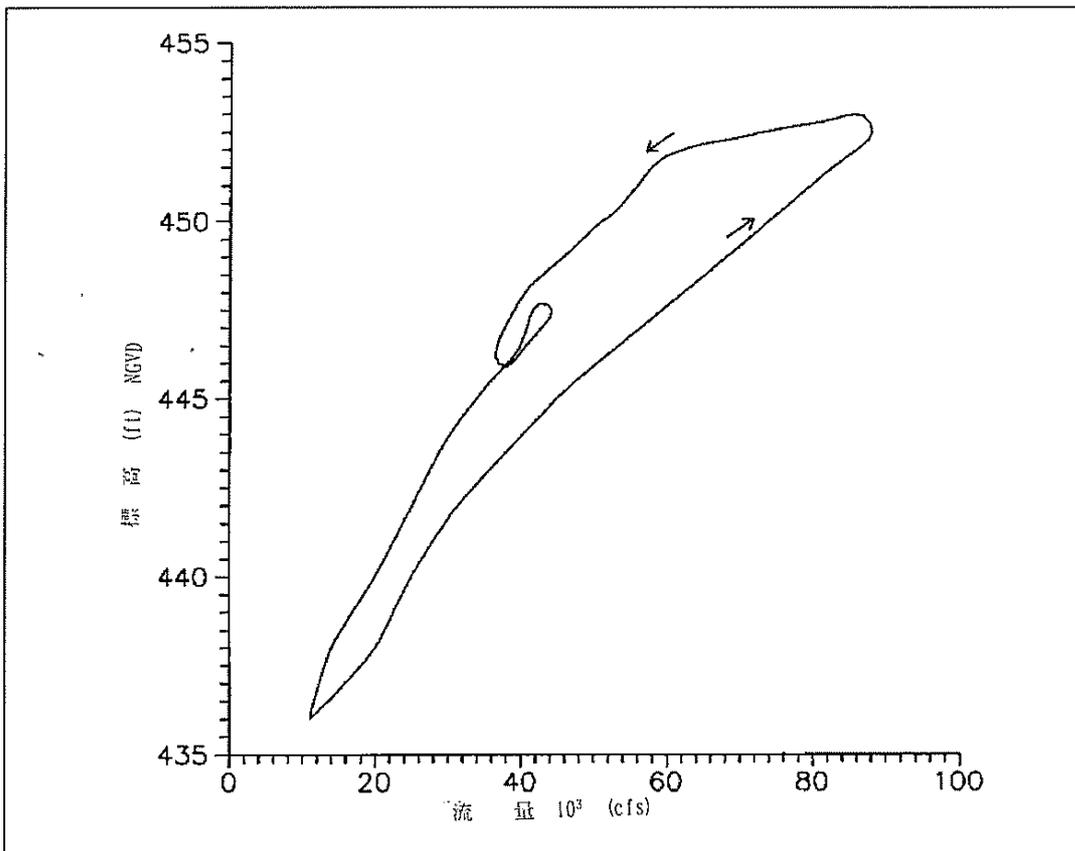


図 5-19. Kingston 鉱山における Illinois 川のループ状の水位-流量曲線、1982 年 11 月 15 日から 1983 年 1 月 31 日まで

最大流量は、常に最高水位より先に起こります。図 5-20 を参照することで、このループ状の水位-流量曲線を理解することができます。水面の勾配は、減少しつつある部分よりも上昇しつつある部分のほうが大きくなっています。つまり、上昇部分で流れが加速し、下降部分で減速しています。

(3) 流れが急速に変化すると、その河床の勾配にかかわらず、加速度の項が重要になります。移流加速度の項は、下流の流量を拡大させます。つまり、流量の急速な変化を下流方向に長く延ばすことによって、その影響を減少させています。図 5-21 に追跡の試験を示します。この試験では、単位幅の河道を通過しながら急速に水位が上昇して下降する仮定的なハイドログラフを、非定常流モデルを使用して追跡しています。8000 フィートで、最高流量が 3 分の 1 以上減少し、ハイドログラフも劇的に長くなりました。これは、ダムの決壊タイプの波では一般的な現象です。

f. 数値的な近似 不連続な数値の配列によって連続的な流れ領域を表そうとする際の誤差は、非定常流モデルの構築では大きな懸案事項です。

どのスキームを選択するかによって、プログラムの記述や修正、変更などの作業のし易さ等に影響が出ます。また、プログラムの実行速度や、体積保存、運動量保存、適切な波動速度の計算などを含むソリューションの正確さ、さらにモデルの堅牢性、そして最終的にはモデルの安定性にも影響が出ます。

(1) 直接的な解法スキームを使用することにより、隣接する点の解とは別個に、その河道内の 1 点上にある時間ステップの終端で、流量の変化を計算することが可能になります。一方、陰のスキームでは、河道内のすべての点上にある時間ステップの終端において、同時に流量の変化を求めます。陽のスキームではプログラム作業もその維持管理も容易ですが、計算上の不安定性を避けるため、時間ステップを小さく取る必要があります。ここで必要となる時間ステップのサイズは、通常の場合、陽のスキームにおいて流速の解を求めるのに必要とされるサイズよりはるかに小さいものです。

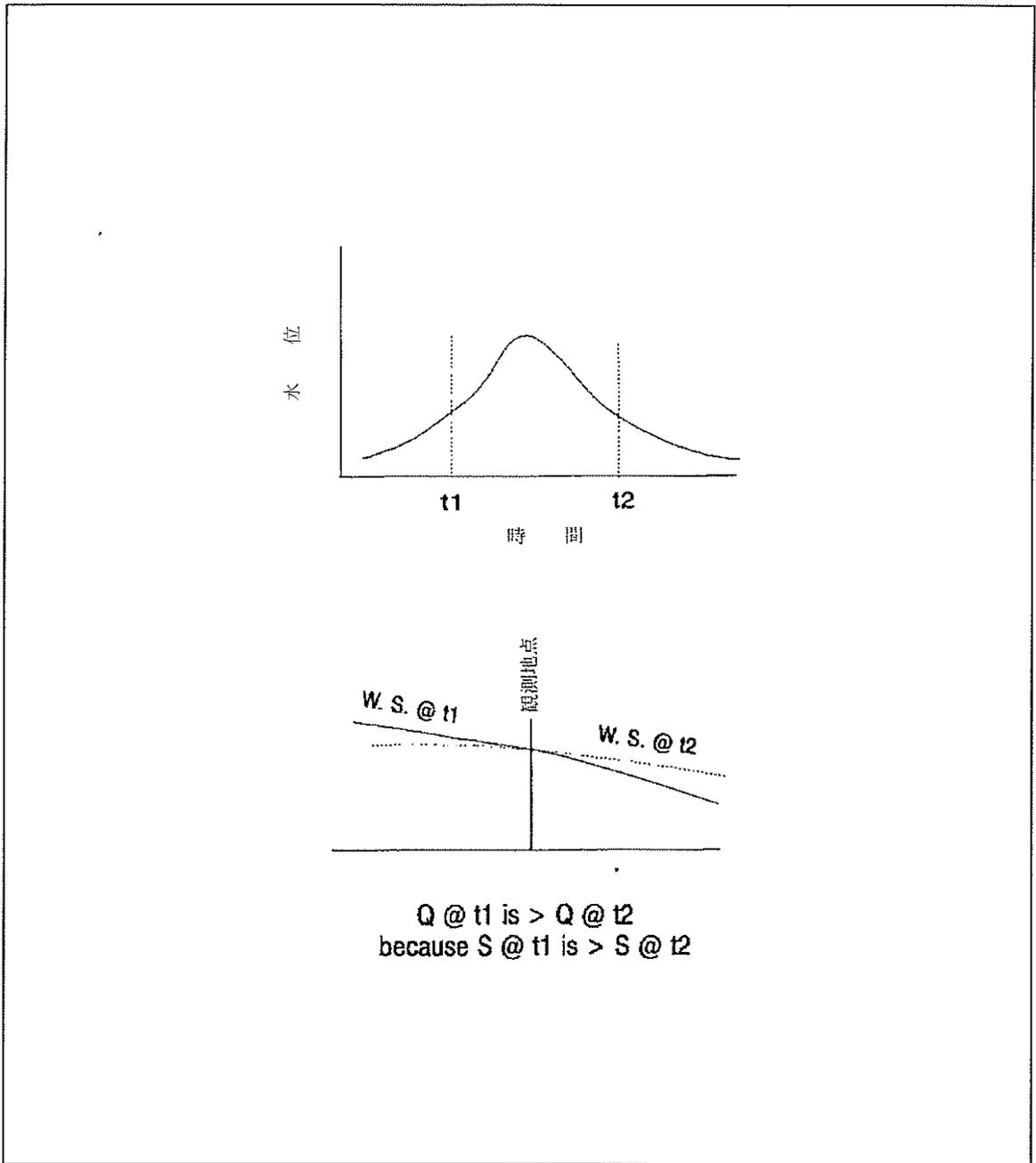


図 5-20. ループ状の水位—流量曲線の説明

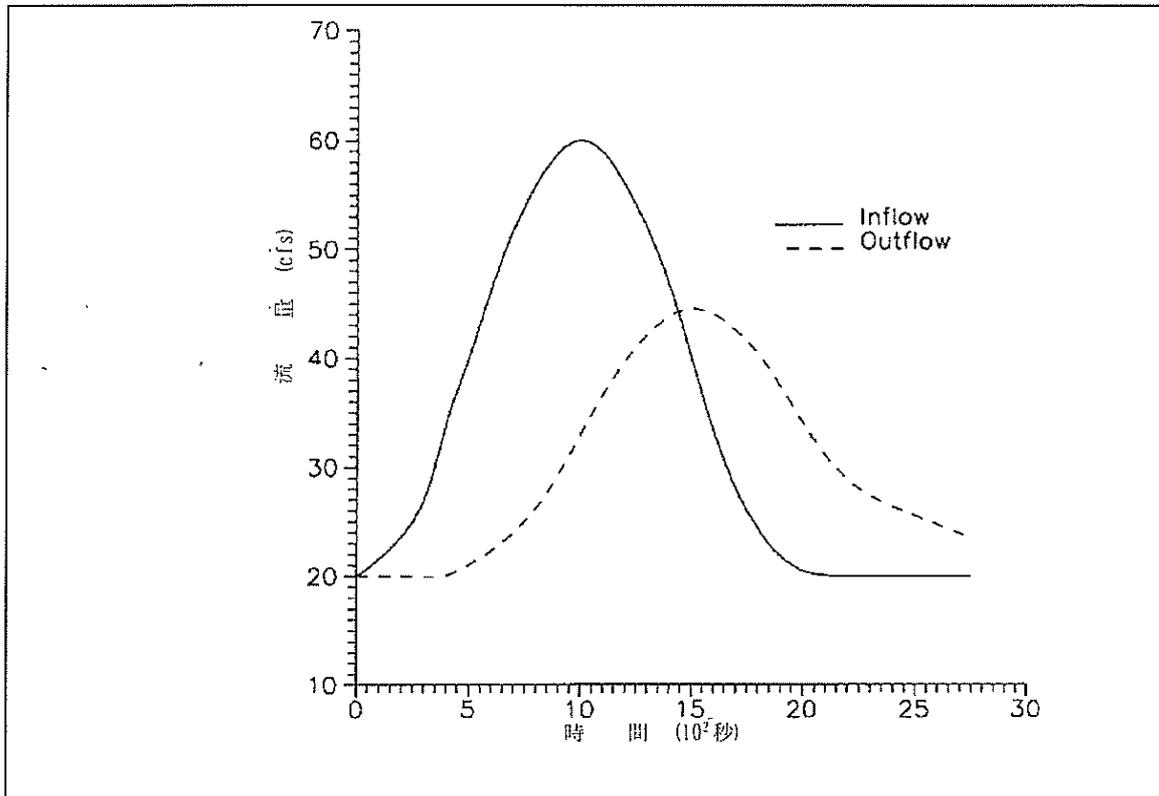


図 5-21. 単位幅の河道を通して下流に 8000 フィート追跡した仮想的なダムが決壊タイプの洪水による減衰

しかし、サイズの変化が流路区間の境界で発生していることが問題で、これが原因で解法の能率が大幅に低下します。陰のスキームで使用する時間ステップは、理論的には精度基準にのみ依存しており、陽のスキームにおける時間ステップに比べて何倍も大きくすることが可能です。間接的なモデルは一般的により堅牢性が高いと考えられます。

(2) 現在入手可能な優れたモデルのほとんどは、間接的な差分スキームを使用しています (Fread 1978 年、1988 年、Shaffranek 他、1981 年、Johnson 1982 年、合衆国陸軍工兵隊 1991b)。

5-13. 拡散モデル

流れの条件の中には、水面勾配と摩擦勾配がほぼ等しくなるものがあります。その場合の運動の式は、以下のようになります：

$$\frac{\partial z}{\partial x} \approx -S_f \quad \text{式 (5-10)}$$

これは拡散波、つまり無慣性近似 (zero-inertia approximation) です。力の 3 つの発生源すべてから来る力は、平衡状態になっていると考えられるので、加速度はゼロになります。局所的な加速度 (不安定性の計測値) $\partial Q / \partial t$ と、移流の加速度 (不均一性の計測値) $\partial(QV) / \partial x$ の合計が、重量 (即ち重力) と圧力成分の合計より小さい場合には、このモデルによって、Dynamic Wave モデルとほぼ同程度にリアリスティックなシミュレーションを行うことが可能になります。フルード数の低い流れの場合に、こうしたシミュレーションが可能になることが多いようです。

a. 仮定 局所的な加速度および移流加速度は、しばしば大きさがほぼ同じで符号が反対になります。したがって合計すると、どちらか片方の数値より小さいのが普通です。

b. 不均一性 流れの不均一性の原因が、不安定性ではなく、主として不均一な河道の形状である場合にのみ、局所的な加速が移流の加速より小さくなる可能性があります。

(1) 拡散モデルにおけるすべての加速度項を無視すると、有利な点と不利な点が出てきます。限界流に近い流れあるいは射流では、加速度項が計算における脆弱性の原因となることがありますが、これを無視することによってモデルの堅牢性が高くなるのは大きな利点だと言えます。拡散モデルにとっては、すべての流れが無限に常流となります。

(2) 一方、不利な点としては、特定の種類の流れをシミュレーションできないことや、静振が無限に減衰されること、さらに、水面高さの上昇がかなり段階的であるために段波のシミュレーションが不完全であることなどが挙げられます。

(3) 典型的な流入ハイドログラフに対する、流出ハイドログラフの予測における誤差の大きさは、河道および流入ハイドログラフの特性に依存します。

5-14. キネマティック・ウェイブモデル

a. 勾配 河床の勾配が比較的急で、流量の変動が緩やかな場合には、圧力項と加速度項が河床および摩擦の項と比べて小さくなります。したがって、摩擦勾配および河床勾配は、式 5-11 に示すように、ほぼ均衡状態となります。

$$S_f \approx S_o \quad (5-11)$$

これをキネマティック・ウェイブの近似と呼び、流れの追跡は下流方向にのみ可能となります。各区間ごとの水面の高さは、 Manning式から計算することが可能であり、あるいは任意の流量に対して一価関数の水位-流量曲線から取得することも可能です。背水の影響はありません。この近似方法で使用している物理的な仮定は、その流れが安定していて加速がほとんどない場合には、地表流出または急勾配の河道でも正しいと判断されることがしばしばあります。

b. 限界

(1) この運動波の近似という方法は、抵抗があるにもかかわらず水流方向の重量成分がないため、水平の河道では全く役に立ちません。またこの方法では、勾配の小さな河道では水深を過大評価してしまいます。ハイドログラフの形状にも左右されますが、大まかな目安として 1 マイル当たり 10 フィート以上の勾配がある場合にのみキネマティック・ウェイブの近似を適用することが可能です。

経験から、河川で流れを解析するにはキネマティック・ウェイブを利用すべきでないことが判明しています。

(2) この方法を使用して洪水波の及ぼす作用の特徴的な状態を計算すると、側方流入および側方面流出がない場合、最高水位の低下もありません。特定の数値スキームによって偽の最高水位の低下があらわれますが、これを理論的にモデルの実際の挙動に使用することはできません。動的な衝撃の現象により、キネマティック・ウェイブの理論の範囲内で洪水波の変動を扱うことが可能になりますが、これによって真の変動がモデル化されるわけではありません。変動が重要な役割を果たしている場合には、キネマティック・ウェイブモデルを使用すべきではありません。

(3) キネマティック・ウェイブの持つ大きな利点は、限界水深での計算上の問題が全くないことです。

5-15. 近似的な水理学モデルの精度

近似モデルの相対的な精度を予測するための数値基準については、Ponce (1989 年) の論文に記述があります。これらの基準の中には、非常常流の式 (5-3 および 5-4) では無視された項の相対的な大きさに基づいているものがあります。その他の項は、水文学的な方法に関連した、洪水波の長さと比較した下位流路区間の長さに関する項です。これ以外にも、比較試験の結果から得られた項があります。

a. キネマティック・ウェイブと拡散 Ponce (1989 年) によると、キネマティック・ウェイブモデルと拡散モデルは、下流の制御が無い、ほとんど皆無に近い流路区間で使用することが可能です。拡散波は、運動波に比較すると適用範囲はかなり広がっており、状況が許す限りこちらを使用すべきです。これら 2 つの方法の適用可能性に関する Ponce の提案を以下に示します。

キネマティック・ウェイブモデルが使用可能な条件：

$$\frac{T_r S_o u_o}{d_o} > 85 \quad \text{式 (5-12)}$$

拡散モデルが使用可能な条件：

$$T_r S_o \sqrt{\frac{g}{d_o}} > 15 \quad \text{式 (5-13)}$$

ここで、

T_r = ハイドログラフが上昇する時間

S_o = エネルギー勾配 (または通常の断面を持つ河道の河床勾配)

u_o = 平均流速

d_o = 平均水深

g = 重力の加速度

b. データ要件 データ要件は使用する方法の特性に依存します。したがって以下の各節での解説に加えて、「付録 D」でもこの問題に触れています。一般的に、水理モデルでは、河道の形状、境界の粗度、その河道における水の初期状態、上流の流量ハイドログラフなどが必要となります。

(1) 流量や水位のハイドログラフのような、時間の変動に関連した上流の境界条件は、支川の流入または流出の場合と同様に明確に指定する必要があります。流路区間の上流側終端における射流のような特殊なケースでは、Dynamic Wave モデルには水位と流量の両方が必要となります。

(2) Dynamic Wave モデルと拡散モデルでは、下流側の終端において、水深か流量のどちら一方のハイドログラフが必要となります。出口における射流 (Dynamic Wave モデル) のような特殊なケースでは、下流の境界条件は全く与えられません。

(3) キネマティック・ウェイブモデルだけでなく、どのタイプの水理モデルにも下流の境界条件は与えられません。水理モデルはすべて、上流から下流に向かって進行する「行進」型のソリューションを採用しているからです。

5-16. Muskingum-Cunge モデル

このモデルの起源は、水文学的な手法である Muskingum 法です。しかしモデルの理論的な根拠や、多数の副次区間を扱うという一般的な用途を考慮すると、分類上はこのモデルも水理模型になると考えられます。したがって、拡散アプローチの一部となります。追加の前提条件として、局所的な流量における等流水深に関する線形近似があり、これによって河床勾配の数値が低いときに精度に問題が発生するので、背水が重要な役割を果たすような流れの解析は除外されます。現時点では、このモデルが拡散モデルに比べて有利な点は知られていませんが、比較によってこのモデルの堅牢性が実証されると思われる。

5-17. 水文学的な追跡スキーム

水文学的な追跡では、研究対象となる流路区間の全体に重点を置きます。水面高さおよび流量という 2 つの変量については、必要な位置が 1 箇所のみであるにもかかわらず、2 つの変数について解を求めなければなりません。

必要な式の一方は質量保存の法則から取得しますが、2 番目の式については、流れの内部で運動の式を適用する代わりに、他の理論的なまたは経験的な関係から取得する方法を採用します。以下に、その方法に関する考察の概要を示します。

a. 平均遅延法 (average-lag methods) 洪水ハイドログラフに関連して、これまで多くの河川で 2 つの重要な特徴が観察されてきました。洪水作用が持っている波に類似した特性を反映しながら連続した観測地点におけるハイドログラフを時間で表示すると、たとえば最高点のような要素は、連続する下流の各観測地点に後から発生します。つまり、下流のハイドログラフは上流のハイドログラフに対して遅延するというのが第 1 の観察ポイントです。2 番目の観察ポイントは、通常は、ハイドログラフの最高水位の低下が表れるという点です。つまり、大きな支川の流入がない限り、下流への距離が大きくなるにしたがって最高値は減少します。

(1) こうした作用は、いわゆる平均遅延法の結果として観察されるものです。この平均遅延法は、時間的に遅延された流入ハイドログラフ値の平均に基づく経験的な手法です。ハイドログラフ上の数値集団の平均は、その集団内のすべての数値が等しい場合を除いて、必ず集団内の最大値より小さくなります。特に、最高点の近くにおける平均値は、最高点自体よりも小さいはずですが、流入ハイドログラフ上でのポイントの、時間的間隔の選択の自由度、平均に含まれるポイントの数、平均を定義する係数の重み付け、この手法を連続して適用する副次区間の数と長さ、それぞれの副次区間内の、ハイドログラフのための移動時間、つまり、ハイドログラフを遅延させる時間など多くのファクターにより、遅延された平均的な流路区間—流出ハイドログラフと、較正洪水において観察されたハイドログラフとを適合させるのに十分な柔軟性が提供されます。河川の流路区間に長年にわたって精通し、観察結果のハイドログラフに精通していると、計算結果と計測結果のハイドログラフがある程度の精度で一致するような方法で使用するパラメータを、容易に選択できるようになります。しかし、異なる環境下で満足の行く追跡を行うには、ある程度、幸運に頼らざるを得ません。なお、ハイドログラフの数値が平均化されて遅延されるような方法は数多くありますが、理論的にそうした方法の間に優劣を付ける方法はありません。

b. 逐次平均遅延法 (Progressive average-lag method) この手法は、EM 1110-2-1408 にも記載がありますが、Straddle-Stagger (合衆国陸軍工兵隊 1990a) としても知られており、この種の方法の中では最も経験的なものです。この方法では、最高水位の低下と時間遅延の両方を表示するハイドログラフが得られ、この方法の算術的なパラメータを調整することで、観察結果のハイドログラフと一致させることが可能になる場合もあります。

(1) 流路区間は全体として扱われ、副次区間の長さと同流路区間の長さは同じです。また、各流路区間の平均を決定する際には、流入するハイドログラフの各数値に対して同じ重要性が与えられます。平均化が発生する期間は、追跡の対象になっている流入値を中心としています。この追跡の対象になっている流入値は、流出ハイドログラフの数値に関する時間より早い遅延時間の数値です。流入ハイドログラフの定義に使用する一定の時間間隔、平均化に使用するポイントの数、および遅延時間（流出値の時間から追跡した流入値の時間を引き、それを時間間隔の整数値で表したものは、試行錯誤によって観察結果と最もよく合致するものを選択します。

(2) この方法を使用する際に期待されるのは、較正洪水に含まれる流路区間で使用する貯留とハイドログラフの関係が、決定された算術的パラメータに反映されることと、それが対象となる洪水に対して有効になることです。こうした期待に理論的な根拠が欠けていると、この方法自体も近似と言うよりは不合理な方法になってしまいます。近似という用語は、誤差の程度に対してある程度の制御が可能であることを示唆しています。しかし原則的には、対象となる洪水における最高水位の低下の計算結果の誤差は、ゼロあるいはプラスあるいはマイナスした数値になる可能性があります。一連の較正事象から各ケースごとにほぼ同じパラメータ値が得られる場合にのみ、上記のパラメータ値を使用して計算した、較正事象とほぼ同じ流入ハイドログラフを持つ同じ流路区間内の対象洪水から、較正洪水とほぼ同じ精度を持つ流出ハイドログラフが算出されることを、ある程度の合理性を持って考えることが可能になります。

c. 連続平均遅延法 Tatum 法としても知られているこの手法 (EM 1110-2-1408 1960) では、副次区間における流出ハイドログラフの各縦列は、追跡された流入値の数値平均、および同じハイドログラフ上の先行する縦列になります。流入ハイドログラフの縦列は、この方法のパラメータである一定の時間間隔、 Dt によって分割されます。副次区間の長さは、時間間隔 $Dt/2$ 以内に洪水波が移動した距離として定義され、遅延時間として取得されます。副次区間の流出ハイドログラフは、その次の副次区間の流入ハイドログラフとなり、この手順が繰り返されていきます。

(1) 対象流路区間の流出が決まるまで、追加の副次区間が導入されます。副次区間の数は、この方法におけるもう 1 つのパラメータとなります。このパラメータの値は、較正ハイドログラフに最もよく適合する数値を選択します。

(2) テータム法には物理的な解釈もあります。これは、一次元的な Modified Puls 法に相当します。この手法では、副次区間は副次区間の流出に正比例しており、その比例定数 K の値は、 $Dt/2$ となっています。それでも、前述の「逐次平均遅延法」の場合と同様この方法も経験的な手法と見なすべきです。

d. Modified Puls 法 このアプローチは、第 2 の貯留と流量の関係を提供することによって質量保存の関係 (式 5-2) を解こうとしている点で、平均遅延法よりも合理的な手法です。この第 2 の関係は、システムを閉じるのに必要となります。

(1) この方法の特徴は広範囲におよぶ物理的な前提条件を持つことですが、残念ながら、多くの場合に河川ではこれが正当化されません。この方法で必要となる貯留と流れの関係は、流路区間内の貯留とその流路区間からの流出との間には、固有の関係が存在しているという仮定から発生しています。さらに、その流路区間では、過去の事象から理論的または経験的にこの関係を見出すことが可能で、そして一度決定されると、その関係を実際の研究事象に対しても適用できます。この関係の数学的な形式は重要ではなく、グラフあるいは数値表で十分です。

(2) 経験的な関係は、流路区間の入口と出口における洪水の較正期間中に、時間によって変化する流量を計測することによって見出すことができます。その際、体積保存の法則 (式 5-2) を適用します。支川の流れを計測に含める程度にしたがって、記録された情報の対象となる洪水に対してもこの関係が有効となります。また、この関係が他の洪水、あるいは異なる流入ハイドログラフに対しても継続的に有効になる程度にしたがって、その洪水の流出ハイドログラフを予測する目的に使用しても好結果を得ることが可能になります。

(3) 貯留一流出の関係は、シミュレーションの対象となる洪水 (貯水池または「水平プール (level pool)」) の中でも水面が水平に維持されるほど河道が大きく、さらに、理論的または経験的な流量係数が出口側で使用可能であれば、容易に作成することができます。これは、Modified Puls 法の基本的な仮定が有効となるような物理的環境です。

(4) 貯留と流出の間の仮定的な関係は、定常流の計算から、河川に対しても導き出されることがあります。定常的な水面高および水の体積は、流路区間内で流量の流出に対して計算されます。次に流量の関数としての体積の表が、貯留と流出の関係を構成します。

こうした関係では、洪水波に対する非定常性は無視され、したがって貯留に対する非定常性も無視されます。局所的な加速度が無視できる程度である場合には、この方法でも良好な結果が得られます。具体的には、流路区間が幾何学的に非常に不均一で、その発生源からの移流加速度が大きく、それと同時に、洪水に伴う水位の上昇率が非常に小さく、非定常性の結果として発生する局所的な加速度および移流加速度が比較的無視できる場合です。

(5) Modified Puls 法に関連して発生する可能性のある大きな誤差の発生源として、一部の流れ条件において、流路区間の貯留と流出との間に全く物理的な関係が存在していないことが考えられます。この方法では、流路区間の一方の端からもう一方の端まで一瞬に伝達されるのではなく、波として伝達される水の流れに対して、時間の変化を考慮していません。たとえば、上流の流路区間終端において流量が急激に増大すると、深さの増大した波が形成され、下流方向に、一般的に水流の速度より大きい一定の速度で移動します。結果として、その河道内にある貯留が直ちに増大し始めますが、波が最終的にその流路区間の下流側の終端に到着するまでは、流出は全く影響を受けません。

(6) 定常流から導かれる貯留と流出の関係は独特なものです。この関係は、ヒステリシス無しで単一の曲線として表されます。しかし、観測地点における水位と流出の関係でさえ、非定常流ではヒステリシスを示します。その際、ヒステリシスループの一方がハイドログラフの上昇する機能を記述し、もう一方がハイドログラフの下降する機能を表しています。これは、局所的な加速の影響、およびその影響が水面勾配および移流の加速に及ぼす効果によるものです。ヒステリシスは少量であればそれほど大きな問題ではありませんが、貯留と流出の関係に対するヒステリシスループは、その流路区間を通過する洪水波の体積によって、かなり目立ったものになる可能性があります。

(7) 流路区間全体を 1 つの単位として使用すると（一般には、流路区間内における水面の形状は不明）、貯留と流出の関係を表すことができますが、これよりもさらに正確で理論的な貯留と流出の関係を考案するために、その流路区間をいくつかの副次区間に分割する方法もあります。そうした副次区間のそれぞれにおいて、水面が水平か、あるいは河床に対して平行になっていると仮定し、たとえば Manning 式のような均一な流れの公式によって、1 つの副次区間の流出を深さに関連づけます。

下位流路区間の数を無限に増大させることにより、この方法の基本的な構想がキネマティック・ウェイブの理論に近づきます。

(8) レベルプールを追跡することを除いて、また、特に較正に使用した洪水の範囲外では、Modified Puls 法は十分に注意して使用すべきです。

e. Muskingum 法 ある瞬間における流路区間内の貯留は、その流路区間の同じ瞬間における流入と流出の両方に関連しているという仮定は、Modified Puls 法のように貯留を流出だけに関連づけるよりも、さらに現実的な方法だと言えます。Muskingum 法では、貯留が、ある部分では流入に対して正比例し、他の部分では流出に対して正比例していると仮定しています。比例定数は、既知の洪水に関する研究から経験的に決定するか、あるいは Muskingum-Cunge 法の場合と同様に理論的に決定します。経験的な方法の主な懸念材料としては、シミュレーションの対象となる事象からは、較正洪水と同じ波形が出てこない可能性が挙げられます。

f. Muskingum-Cunge 法 この方法では、拡散波の仮定に加えて、洪水波が流路区間を通過している間における、その流路区間における等流水深からの逸脱はそれほど大きくならないという仮定を設定しています。これにより、Muskingum 法における比例定数を理論的に決定することが可能になります。拡散式は、流路区間におけるいくつかの平均的な条件に対しては、等流水深に関して線形化されており、その結果を操作して比例定数を求めます。この比例定数を決定する際の理論的な性質から、Muskingum 法は水文学的な手法ではなく、水理学的な手法であることが分かります。特に、洪水波の既知の形状を説明するために、また境界の形状のより優れた図式化を行うために、流路区間を多数の副次区間に分割している場合にはこの点が明確になります。この問題については、5-16 節でも考察しています。

g. Working R and D 法 この方法は、貯留が流入と流出の両方に関連していると仮定している点では Muskingum 法と同じですが、必ずしも比例的な関係ではありません。関係を表やグラフに表すことを視野に入れていますが、この方法は、流路区間の貯留が流入のみでなく流出にも依存しているという可能性を認めているので、Modified Puls (Working R and D 法の一部と考えられている) よりも高い可能性を持っていると言えます。