



水文予測情報を活用したダムの機能向上に関する研究

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 公開日: 2013-11-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 臼谷, 友秀 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.15118/00005094

博士學位論文

水文予測情報を活用した
ダムの機能向上に関する研究

平成24年6月

室蘭工業大学大学院 工学研究科
建設環境工学専攻

白谷 友秀

博士學位論文

題目 水文予測情報を活用したダムの機能向上に関する研究

研究科名 室蘭工業大学大学院 工学研究科
建設環境工学専攻

氏名 臼谷友秀

提出年月日 平成24年6月29日

水文予測情報を活用したダムの機能向上に関する研究

白谷 友秀

論文内容の要旨

気候変動に伴う局所的な豪雨や気象擾乱の巨大化などが懸念され、はん濫や浸水頻度の増加といった河川の治水安全度の低下が予想されている。その一方で、渇水リスクの増大も指摘されており、将来にわたって治水・利水安全度を両立させ得る方策が求められている。その方策の一つとして多目的ダムの治水・利水機能が注目されている。このような中で、積雪地域のダムでは融雪期に発生する大雨に対する洪水調節が課題となっている。融雪期の多目的ダムでは水需要量を確保するため満水に近い状態まで水を貯め、わずかな容量で洪水調節が行われている。ここ数年、大雨の発生が少ないものと考えられてきた融雪期においても豪雨が発生しており、従来の洪水調節では対応できない例が見られる。本研究は、気候変動に対する適応策の一環として、ダムが抱えるこのような課題を解決し、ダムの機能向上を図ることを目的としている。

多目的ダムの機能向上に対する有力な方策の一つとして「事前放流」が考えられる。これは、大きな洪水が予想される場合に利水容量の一部を利用して洪水調節容量を確保する操作であるが、同時に、予測が空振りしたときに利水容量が回復しないというリスクも伴う。したがって、事前放流を行うにあたっては、放流開始のタイミングと、予測が外れる場合にあっては利水容量が確保できることを条件にどこまで水位を下げられるかを判断しなければならない。これら2点を的確に判断することが課題となっている。

事前放流を開始するタイミングに関しては、流出予測の活用が試みられているものの、予測の誤差や先行時間の短さから、効果的な事前放流が行えるかは明らかにされていない。そこで本研究では、雨量や流出量といった水文予測情報の精度を分析し、積算予測雨量が精度および先行時間の観点からダムの放流操作に有効な情報であることを示した。この結果を踏まえ、積算予測雨量を事前放流の開始判断に活用する方法を提案した。本提案を取り入れたダム放流操作シミュレーションを行い、本提案の有効性を確認した。

事前放流の利水に対するリスクに関し本研究では、ダム集水域の「流域貯留量」を推定する計算モデルを構築し、それに基づいて、予測が外れた場合であっても利水容量が確保できる水位を算定する新たな方法を提案した。予測の空振りを想定したシミュレーションの結果、本提案は事前放流の利水安全度を担保するのに有効であることを確認した。

Improving Dam Functionality by Using Hydrological Forecasts

TOMOHIDE USUTANI

abstract

Concerns have arisen over increases in the scale and frequency of localized torrential downpours and other meteorological disturbances accompanying climate change, and it is predicted that such climatic conditions will lower flood control safety on rivers. There are also concerns about the opposite risk, of drought, and measures for maintaining river safety and stable water provision have been called for. More sophisticated management of multipurpose dams has been proposed as a measure for improving flood control while maintaining of water availability. In light of the above, flood control during the snowmelt season has become a problem for dams in snowy regions. During the past several years, we have experienced heavy rains during the snowmelt season, which had been considered a season with few heavy rainfall events. There have been cases in which the dam operators were unable to respond properly by using conventional flood control techniques. Toward addressing this, the present study aims at improving dam functionality.

Pre-release of some of the dam water that is kept for use is one potential measure for improving the functionality of a multipurpose dam; however, this entails a risk in the loss of water for use. Proper pre-release requires that we determine when to release water and how much to release, based on the prediction of how much water for use can be secured after the release. These two items should be properly determined if pre-release of dam water is employed as a flood control measure against heavy rainfall during the snowmelt season.

Use of runoff forecasting has been examined for determination of when to start pre-release; however, it has not been clarified whether such forecasting is effective in securing proper storage and safety. In this study, an analysis of the forecasting accuracy of hydrological information, including that on precipitation and that on runoff, revealed that forecasts of cumulative precipitation were advantageous. Based on the analysis results, we propose a technique for using accumulative forecasted precipitation in timing the pre-release, and we demonstrate the efficacy of the technique in securing safety in flood control and reliability of water availability.

Concerning the risk of pre-release leading to storage insufficiencies, we constructed a computational model for estimating the water storage capacity of a dam watershed, and we proposed a new technique for determining the minimum water level for securing water for use even after pre-release. We conducted a simulation assuming that our forecast was "wrong" and proved that our proposal is effective in securing reliability of water availability when pre-release is carried out.

目次

第1章 序論	1
1.1 はじめに	1
1.2 ダムの機能向上に関する最近の研究	3
1.3 論文の構成	4
参考文献	7
第2章 気象・水文状況の実態とダム管理上の課題	9
2.1 日本における気象の実態と今後の気候変化	9
2.2 北海道の気象・河川の流出状況の実態	16
2.3 ダムの貯水位管理の課題	21
2.4 課題解決の方向性	23
2.5 本章のまとめ	24
参考文献	25
第3章 水文情報の予測精度の実態	26
3.1 融雪流出予測の精度	26
3.2 雨量予測の精度	46
3.3 事前放流への予測情報活用に向けた考察	56
3.4 本章のまとめ	58
参考文献	59
第4章 水文予測情報の事前放流への活用策	61
4.1 対象ダムと現行の放流操作ルール	61
4.2 積算予測雨量に基づく事前放流方法	63
4.3 解析事例	66
4.4 シミュレーションの結果と考察	68
4.5 本章のまとめ	72

第5章 流域貯留量の定量化	74
5.1 流域水循環モデル	74
5.2 再現計算	78
5.3 本章のまとめ	92
参考文献	93
第6章 流域貯留量の回復可能水位算定への活用策	94
6.1 回復可能水位の算定方法	94
6.2 回復可能水位の算定結果	95
6.3 考察	97
6.4 本章のまとめ	102
第7章 結論	103
謝辞	105

第1章 序論

1.1 はじめに

気候変動に伴う局所的な豪雨や気象擾乱の巨大化が懸念され、河川のはん濫や浸水頻度の増加など、河川における治水安全度の低下が予想されている¹⁾。その一方で、渇水リスクの増大も指摘されており、将来にわたって治水・利水安全度を両立させ得る方策を見出すことが必要である。

2008年6月に社会資本整備審議会は、「水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について（答申）」²⁾の中で、適応策の提案の一つとして“既存施設の徹底した活用”を挙げている。その内容は、降雨・流出予測技術の向上によってダム等の施設操作の確実性を高めたり、ダムの治水・利水容量を効率的・効果的に活用するための高度化を図るといったものである。

アジアモンスーン地域に位置する我が国は、降水量が多く、急峻な地形のため諸外国に比べて河川の流路長が短く急勾配の河川が多い。日本の河川は、洪水比流量が大きく、流量の変動が大きいといった特徴もある³⁾。このため、降雨は短時間で河川に集まり河口まで流下し、水が陸地に留まる時間が短い。このように諸外国とは異なる気象・地形を有する日本では、水資源を有効に活用するためにダムの貯留機能が必須であり⁴⁾、かつ、急激に増大する洪水に対応し得る迅速かつ適切な洪水調節技術が不可欠といえる。

2004年12月に策定された国土交通省「豪雨災害対策緊急アクションプラン」⁵⁾において施策の一つとして挙げられた「事前放流」は、多目的ダムの治水機能の向上策として注目されている。これは、利水容量の一部を洪水調節に利用し、大きな洪水が予想されるときにダムの水位を下げることによって洪水調節容量を確保する操作である。この操作には、予測が空振りしたときに利水容量が回復しないというリスクも伴う。したがって、事前放流を行うにあたっては、放流開始のタイミングと、予測が外れる場合にあっては利水容量が確保できることを条件にどこまで水位を下げられるかを判断しなければならない。

事前放流を開始するタイミングに関しては、流出予測の活用が試みられている。予測雨量を用いた流出予測によってダムに流入する水量を見積もり、これに基づいて判断するものである。しかしながら、予測の誤差や先行時間の短さ

から、予測情報を活用することによる具体的な効果を示した報告は少ない。また、事前放流の利水に対するリスクに関しても、回避策を示しその効果を検証した例は少ない。これら2点を的確に判断することがダムの機能向上につながるものと考えられる。

このような中で、積雪地域のダムでは非洪水期の洪水調節が課題となっている。積雪寒冷地では、融雪水は貴重な水資源であるとともに融雪洪水の原因でもある。融雪期の多目的ダムでは水需要量を確保するため満水ぎりぎりまで水を貯め、わずかな容量で洪水調節を行わなければならない。このように、利水容量の確保を目指す管理と、出水時の洪水調節といった相反する運用が要求される。ここ数年、これまで大雨の発生が少ないものと考えられてきた非洪水期といわれる時期に豪雨が発生しており、従来の洪水調節では対応できない例が見られる^{6),7)}。非洪水期は、水需要量の確保を重視することから高い貯水位が維持され、同時に、ダムの洪水調節機能の低い時期でもある。このような時期における想定外の降雨に対する洪水調節が課題となっている。

計画規模を超える洪水量（計画洪水量）が発生し、貯水位が所定の水位（サーチャージ水位）を超えることが予想される場合には「ただし書き操作」が行われる。この操作では、ダムの洪水調節機能を失い、流入量と等しい水量が放流される。これによりダム下流域は、急な増水や堤防の決壊、はん濫などの危険性が高まる。計画洪水量は100年～200年に1度発生する規模の大洪水を想定しており、本来、ダム管理者がただし書き操作を経験することはほとんどない。加えて、ダム管理者は2～3年程度で異動する実情もあり、経験によってただし書き操作を回避することは難しい。したがって、経験を前提としない操作方法の確立が必要である。

そこで本研究では、事前放流に着目し、効果的で利水上のリスクの少ない放流方法の検討をとおり、ダムの機能向上を目指した。事前放流を開始するタイミングに関しては、水文情報の予測精度を踏まえ、予測情報を活用した操作方法を提案した。また、事前放流の利水に対するリスクに関しては、予測が外れた場合にあっても利水容量が確保できる水位を算定する新たな方法を提案した。これは、ダム集水域の積雪や土壌中の水量（以下、流域貯留量と呼ぶ）に基づく提案であり、本研究では、流域貯留量の定量化手法も合わせて提案した。

本論文では、既往研究で採り上げられたことの少ない融雪洪水を対象に、北海道のダムにおいて手法の有効性を検証した。融雪期の流出は降雨に対する応答が速いことから、放流操作の遅れは許されない。加えて、北海道内のダムは、本州のダムに比べて事前放流できる水量（無害流量：下流において安全に流下できる流量）が小さい点において、事前放流を実施する上での制約が厳しい。こ

のような条件の厳しい事例での検証は、他のダムにおいても利用できる可能性が高いと考えた。また、融雪洪水は降雨と融雪の両方を含む現象であることから、ここでの検証は融雪洪水のみならず降雨による洪水に対しても有効と考える。このような融雪洪水に対するダム操作のシミュレーションをとおし、本提案が、事前放流の開始判断と放流に伴うリスク回避に有効であることを検証した。

1.2 ダムの機能向上に関する最近の研究

ダムの操作に関する研究は古くから進められている。その多くは、複数のダムを適切に操作する手法を論じたものであった^{8),9)}。2004年に国土交通省が豪雨災害対策緊急アクションプラン⁵⁾を策定したのを受け、その後、ダム操作に関する検討が進められている。

佐山ら¹⁰⁾は、ダム群の流況制御過程を考慮した分布型の流出予測システムを開発し、複数のダムから成る流域においてダムの治水効果を評価した。淀川流域を対象に解析を行い、ダムが単体で機能する場合とダム群として機能する場合の治水効果を比較し、後者の場合は前者の場合より規模の大きな降雨に対して治水効果を発揮することを明らかにした。ダムの治水効果は、単体ではなくダム群として評価することの必要性を示した。

和田ら¹¹⁾は、予測情報が治水施設などの管理で十分に活用されていない理由として予測情報の誤差に関する評価が不十分であることを指摘し、予測雨量の精度を評価した。気象庁の降水短時間予報 (VSRV : Very Short-Range Forecasting of Precipitation) , メソ・モデル (MSM : MesoScale Spectral Model) , 領域モデル (RSM : Regional Spectral Model) の予測値を整理し、ダム貯水池の流入量予測に適用可能な予測雨量は、長くても2時間程度 (VSRF) であることを示した。その一方で、積算雨量については、48時間先までの予測雨量と実測雨量とは比較的高い相関性を持ち、洪水調節の事前作業時の監視情報として利用可能であることを述べている。また、VSRFを用いた洪水予測シミュレーションを行い、6時間先の予測値でも流出予測の現業に供し得る精度を維持しており、かつ流域が大きいほど、その精度が高いことを報告している。しかしながら、ダムの放流操作に対する有効性については言及されていない。

山田らの研究グループは、降雨や洪水を高い精度で予測することの難しさから、予測によらないダムの放流操作法を提案している^{12),13),14)}。これら一連の論文では、任意の時刻における流入量や降雨量などのダム貯水池における水文諸量から、その後最低限貯水池へ流入する総流入量を算出し、それに見合う流量を事前放流量としている。事前放流は、降雨終了時点までに確実に流入する

量だけであることから、洪水終了後にはダム貯水池は満たすべき貯水位まで回復することができるというものである。事前放流量の算定方法には、降雨後のハイドログラフの低減特性を利用した方法（逓減特性方式）、降雨量と流出量の関係を利用した方法（積算雨量方式）を基本に、リアルタイムの雨量情報を利用した改善方法も提案している。さらに、事前放流を開始する時刻を早める試みとして、積算雨量方式に気象庁の降水短時間予報（予測先行時間は6時間）を用いた放流方法も提案している¹⁵⁾。

以上で述べた代表的な研究報告は、いずれも降雨に伴う洪水を対象としており、本研究で採り上げた融雪洪水に対して放流操作を検討した報告例は少ない。

1.3 論文の構成

論文は7つの章で構成されている。論文の構成を図1.1に示す。また、図1.2には治水機能向上の方策、図1.3には利水機能維持の方策についてのイメージ図を示す。



図 1.1 論文の構成.

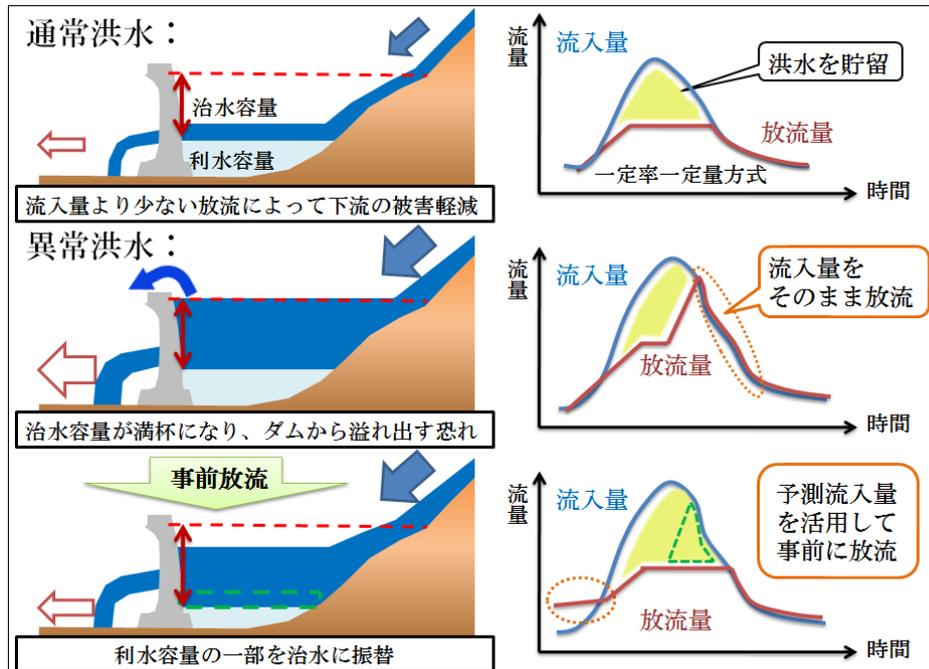


図 1.2 治水機能向上の方策：事前放流。

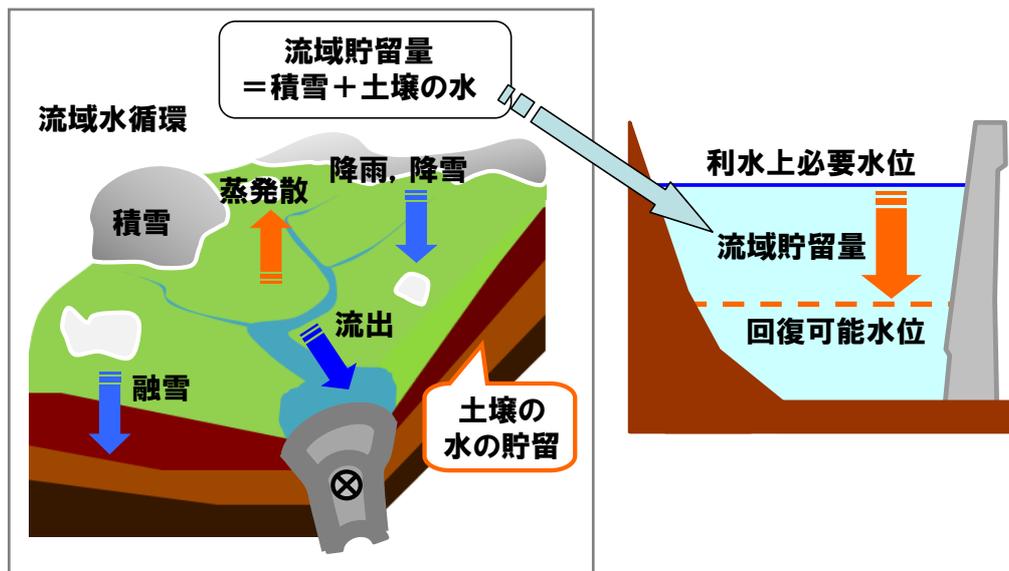


図 1.3 利水機能維持の方策：流域貯留量と回復可能水位。

参考文献

- 1) 国土交通省：国土交通白書2008, pp.3-12, 2008.
- 2) 社会資本整備審議会：水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について（答申），国土交通省ホームページ＜http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/kikouhendou/pdf/toshintext.pdf＞（アクセス日：2010/8/16）.
- 3) 市川正巳：水文学，朝倉書店，pp.70-108, 1990.
- 4) 水村和正：水圏水文学，山海堂，pp.1-7, 1998.
- 5) 国土交通省：豪雨災害対策緊急アクションプラン，2004.
- 6) 中津川誠，星清：融雪期に豪雨が相俟って生起する出水の予測について，河川技術論文集，第7巻，pp.453-458, 2001.
- 7) 北海道開発局函館開発建設部美利河ダム管理支所ホームページ：平成24年5月3日～6日における「美利河ダムの防災操作効果について」＜http://www.hk.hkd.mlit.go.jp/water/pirika/syussui_pdf/120503_06_syussui.pdf＞（アクセス日：2012/5/24）.
- 8) 竹内邦良：貯水量の累加損失係数を用いた貯水池群の最適操作方法，土木学会論文報告集，第222号，pp.93-103, 1974.
- 9) 高棹琢馬，池淵周一，小尻利治：水量制御からみたダム群のシステム設計に関するDP論的研究，土木学会論文報告集，第241号，pp.39-50, 1975.
- 10) 佐山敬洋，立川康人，寶馨，市川温：広域分布型流出予測システムの開発とダム群治水効果の評価，土木学会論文集 No.803／II 73, pp.13-17, 2005.
- 11) 和田一範，川崎将生，富澤洋介：河川の高水管理における予測降雨情報の適用性に関する考察，水文・水資源学会誌，Vol.18, No.6, pp.703-709, 2005.

- 12) 戸谷英雄，秋葉雅章，宮本守，山田正，吉川秀夫：ダム流域における洪水流出特性から可能となる新しい放流方法の提案，土木学会論文集B，Vol.6 No.1，pp.24-40，2006.
- 13) 坂下将史，呉修一，戸谷英雄，山田正，吉川秀夫：既存ダム群の洪水調節機能向上のための新しい放流操作方法の提案，水工学論文集，第52巻，pp.511-516，2008.
- 14) 坂下将史，呉修一，山田正，吉川秀夫：既存ダム貯水池の洪水調節機能向上のための新しい放流方法の提案，土木学会論文集B Vol.65 No.2，pp.106-122，2009.
- 15) 北田悠星，菊地慶，岡部真人，山田正：気象庁の降水短時間予報を用いて既存のダムの洪水調節機能を向上させる手法の提案，水工学論文集，第54巻，pp.523-528，2010.

第2章 気象・水文状況の実態とダム管理上の課題

本章では、気象の経年的な変化状況、および、流出状況の実態、また、ダムの貯水位管理の実態を整理した。

夏期に比べて洪水調節機能の低い融雪期において、2000年以降、大規模な出水が観測されていることがわかった。近年、ダム管理において融雪期のただし書き操作が課題となっているが、今後、この課題が深刻化する可能性を示唆した。このような課題に対する方策として事前放流に焦点をあて、その効果的な実施に向けた具体的な研究の方向性を示した。

2.1 日本における気象の実態と今後の気候変化^{1), 2), 3)}

気温の上昇は水蒸気の発生を促進させ、大気を含み得る水蒸気量が増える。気温の上昇は大雨発生の可能性を増大させると考えられることから、まず、気温の変化傾向を調べた。

図2.1は日本における気温の経年変化を示したものである。この図は、観測データの均質性が長期間維持され、都市化などによる環境の変化が少ない地点を対象に解析された結果である。図の縦軸は平年値（1971年～2000年の30年平均）との差である。図によると、気温は長期的に上昇している。ただし、単調に上昇し続けているのではなく、この100年間では、数年周期、10年程度周期、あるいはさらに長い周期で寒暖を繰り返す変動が重なりながら推移している。気温上昇の割合は1898年以降では約1.15℃/100年であり、1990年代以降は、特に高温となる年が多く出現している。

図2.2は、真夏日（日最高気温30℃以上）、冬日（日最低気温0℃未満）、熱帯夜（日最低気温25℃以上¹）の日数の経年変化である。図の上段左は真夏日、上段右は冬日、下段は熱帯夜の日数である。図によると、真夏日の日数は、1980年代半ばから上昇する様子は見られるものの、周期の長い変動もあり、上昇傾

¹熱帯夜は夜間の最低気温が25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が25℃以上の日を便宜的に熱帯夜と呼ぶ。

向とは判断がつかない。一方、冬日の日数は減少傾向，熱帯夜の日数については増加傾向が見られる。いずれも，気温が下がりにくくなったことを示しており，年平均気温は低い気温の出現が減少したことによるものと考えられる。

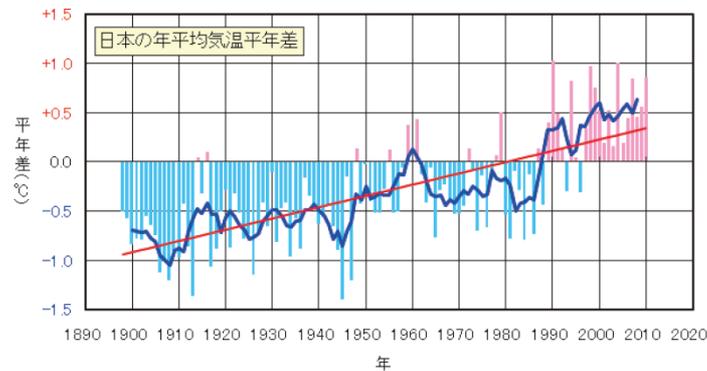


図 2.1 日本における平均気温の経年変化（1898年～2010年）。

棒グラフは，国内17地点（網走，根室，寿都，山形，石巻，伏木，長野，水戸，飯田，銚子，境，浜田，彦根，多度津，宮崎，名瀬，石垣島）での年平均気温の平年差（平年値との差）を平均した値．青色の太線：平年偏差の5年移動平均，赤色の直線：平年偏差の長期的傾向．平年値は1971年～2000年の30年平均値．

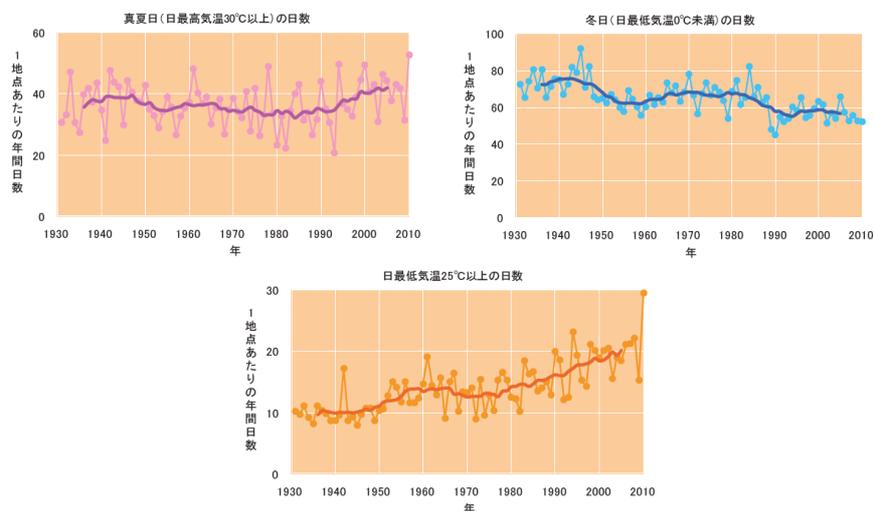


図 2.2 真夏日，冬日，日平均気温25°C以上の年間日数。

1地点あたりの年間日数．細線は年々の値，太線は11年平均値．

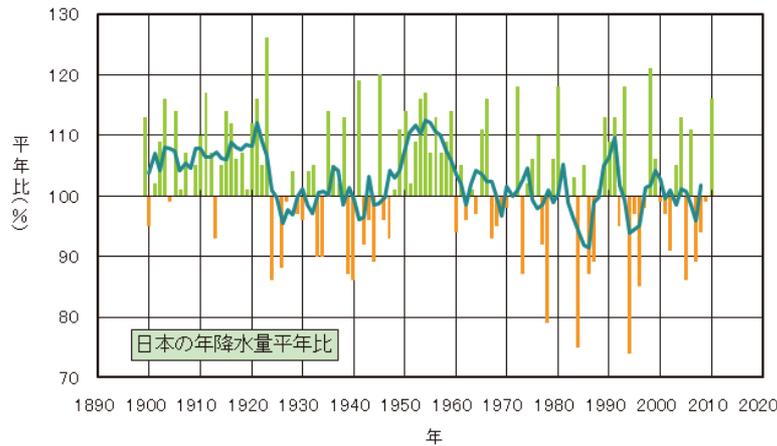


図 2.3 日本における年降水量の経年変化（1899年～2010年）。

棒グラフは、国内51地点での年平均降水量の平年比（平年値に対する比，単位は％）を平均した値．緑色の線は平年比の5年移動平均．平年値は1971年～2000年の30年平均値．

次に降水量の状況を見る．図2.3は年降水量の経年変化である．この図では、年々の降水量を、平年値（1971年～2000年の30年平均値）に対する比で表している．図によると、1920年代半ばまでと1950年代に年降水量の多い期間がみられるものの、長期的な傾向は見られない．ただし、1970年以降、変動の幅が大きくなっており、特に、平年比100％を大きく下回る年が出現している．これらの年には大規模な渇水被害が発生していた（1978年：福岡渇水，1994年：全国冬渇水，1994年：列島渇水）²⁾．

図2.4は、1901年～2010年の110年間における月降水量を基に整理された異常多雨，異常少雨の出現数の経年変化である．異常多雨・異常少雨の定義は、「1901年～2010年の110年間で各月における降水量の多い方・少ない方から1位～4位の値」とされている．図中、年々の値（細い折れ線）はその年の異常多雨，あるいは、異常少雨の出現数を地点数の合計で割った値で、1地点あたりの出現数を意味する．太い折れ線は11年移動平均値である．また、黒色の太い破線は、1年間の発生期待値（0.44回）を表している．

この図によると、異常多雨の発生回数は、発生期待値0.44回を増減しており、長期的な変化傾向は見られない．一方、異常少雨の発生回数は、1970年以降、発生期待値0.44回を超える年が続いている．また、20世紀初頭の30年間の出現回数に比べて、最近30年間（1981年～2010年）の異常少雨の発生回数は約1.5倍に増えており、渇水発生危険性が高まったことを示した結果と考えられる．

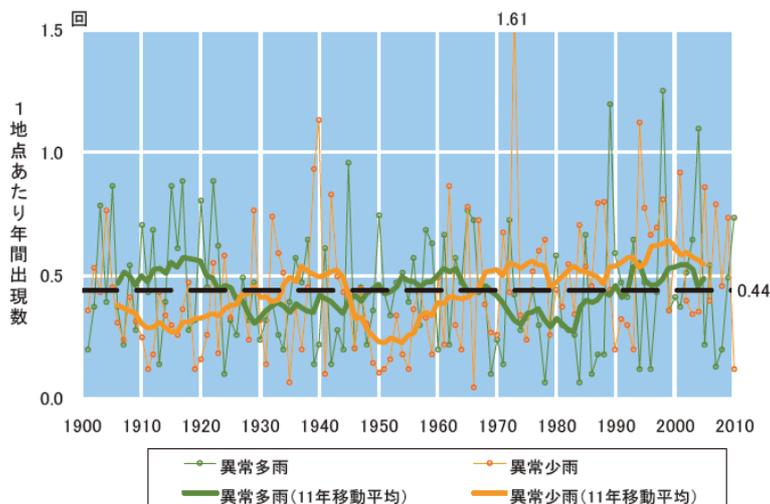


図 2.4 月降水量の多い方から1~4位（異常多雨）と少ない方から1~4位（異常少雨）の年間出現数の経年変化.

月降水量の各月における多い方・少ない方から1~4位の値の年間出現数. 年々の値（細い折れ線）はその年の異常多雨，あるいは，異常少雨の出現数を地点数の合計で割った値で，1地点あたりの出現数を意味する. 太い折れ線は11年移動平均値. 黒い横破線は異常多雨・異常少雨の平均的な年間出現回数（1年間の発生期待値0.44回）を表す.

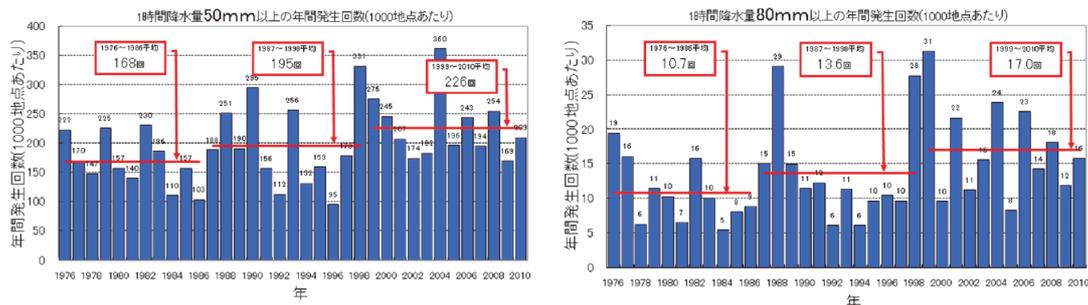


図 2.5 アメダス地点で1時間雨量が50mm以上，80mm以上となった年間の回数.
左：1時間雨量50mm以上，右：1時間雨量80mm以上.

以上では，降水量を年・月の合計値を見てきたが，次に大雨の発生回数に注目する. 図2.5と図2.6は，全国のアメダス地点（約1,300地点）における大雨の発生回数である. 図2.5は，50mm以上・80mm以上の1時間雨量が観測された回数，図2.6は200mm以上・400mm以上の日雨量の観測された回数である. 図において，横軸に平行な赤色の実線は，統計期間を3期に分け，その間の平均回数を表している. これらの図によると，いずれの図においても，発生回数には増加傾向が見られる. 特に，日雨量が400mmを超えた回数に注目すると，1999年～2010年の発生回数は，それ以前の2倍近くの発生回数となっている. 1976年以降における大雨発生回数は，最近の約10年の発生回数が最も多く，近年，大雨発生が増えたことを示している.

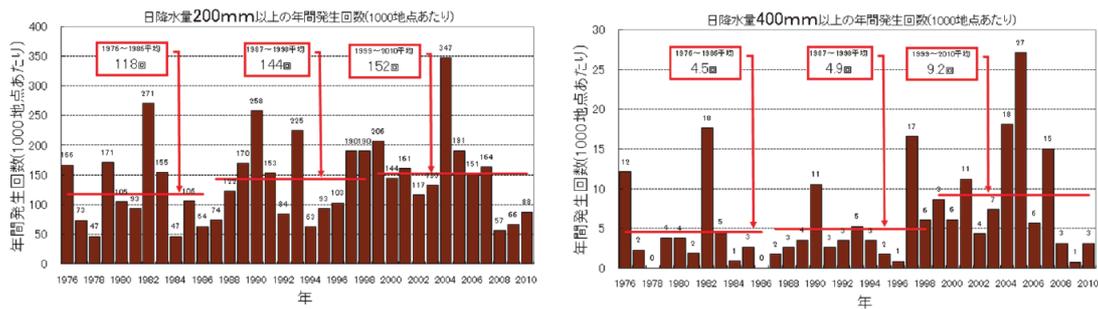


図 2.6 アメダス地点で日雨量が200mm以上，400mm以上となった年間の回数。
左：日雨量200mm以上，右：日雨量400mm以上。

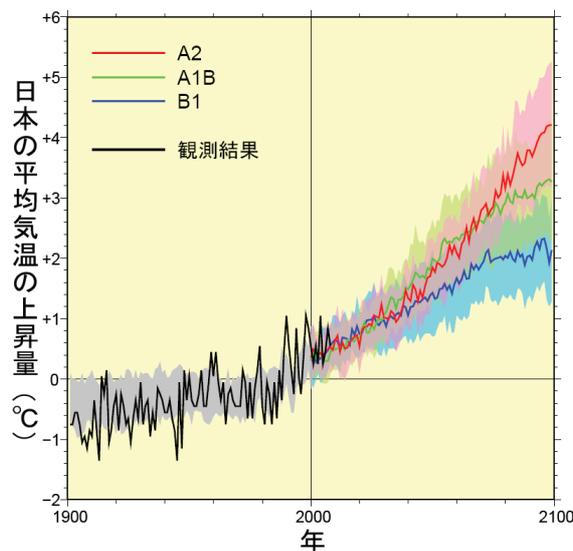


図 2.7 日本の平均気温の予測。

IPCC AR4で使われた複数の気候予測モデルによるA2（多元化社会，温室効果ガス排出量：高水準），B1（継続的発展型社会，温室効果ガス排出量：低水準），A1B（高度成長型社会，温室効果ガス排出量：A2とB1の中間水準）シナリオでの日本の平均気温の予測結果。

以上では日本の気象状況について，過去からの経年的な推移を見てきた．その結果，気温の上昇，年降水量の変動幅の拡大，大雨発生回数の増大といった傾向が見られた．以下では，気候変動予測モデルの予測結果から，今後の気温，降水量，降雪量の傾向について見ていく．

図2.7は，日本の平均気温の予測結果である．図中の赤色，青色，緑色の実線は，それぞれ，A2，B1，A1Bシナリオ²で予測された結果である．気温は，1980年～1999年の20年平均値との差で示されている．この図によると，今世紀末までに，気温が2.1℃～4.0℃上昇することを予想している．また，気温上昇の地域性を図2.8で見ると，気温上昇の程度は高緯度地域で大きく，夏期より冬期の上昇が顕著である．

²A2（多元化社会，温室効果ガス排出量：高水準），B1（継続的発展型社会，温室効果ガス排出量：低水準），A1B（高度成長型社会，温室効果ガス排出量：A2とB1の中間水準）

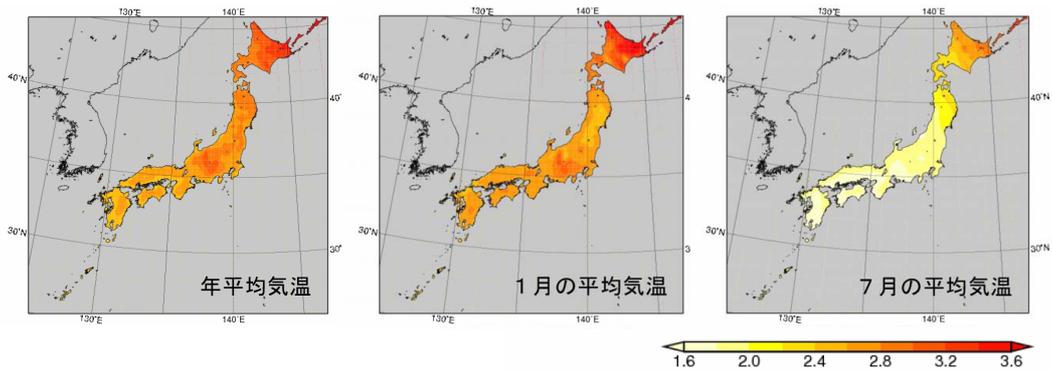


図 2.8 気温上昇の地域性.

左:年平均気温, 中:1月の平均気温, 右:7月の平均気温. 2081年~2100年の20年平均値と1981年~2000年の20年平均値との差. A2シナリオによる地域気候モデル (RCM20) の予測結果.

図 2.9 は, 日本の年降水量の予測結果, 図 2.10 は, 1981年~2000年の20年平均値を基準として, 2081年~2100年の20年間平均値を比で表した図である. 今世紀末の年降水量は1980年~1999年に比べて5%程度増加することが予測されている. 年降水量は, 九州南部の一部で減少するものの, ほとんどの地域で増加する予測となっている. 1月の降水量は, 北海道の増加が著しい. 図 2.11 において日降水量が100mmを超える日数について見ると, 九州の一部を除き多くの地域で増加すると予測されている.

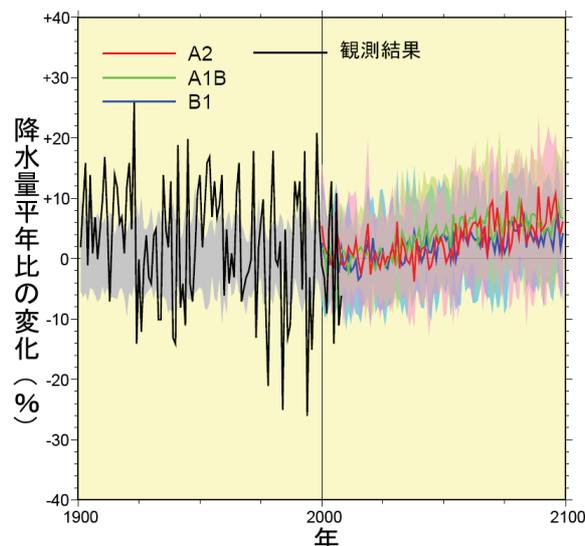


図 2.9 日本の年降水量の予測.

IPCC AR4で使われた複数の気候予測モデルによるA2, B1, A1Bシナリオでの日本の年平均降水量. 1980年~1999年の20年平均値との比で示されている.

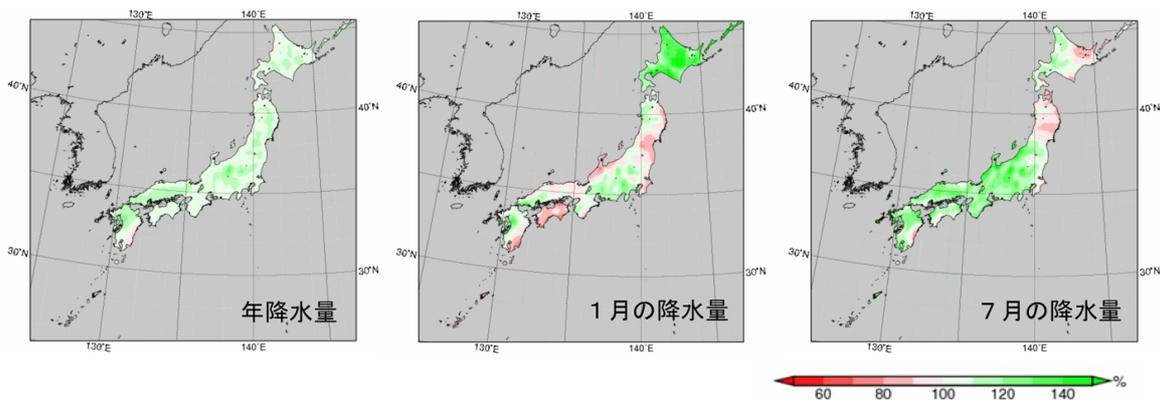


図 2.10 降水量変化の地域性.

左：年降水量，中：1月の降水量，右：7月の降水量．2081年～2100年の20年平均値と1981年～2000年の20年平均値との比．A2シナリオによる地域気候モデル（RCM20）の予測結果．

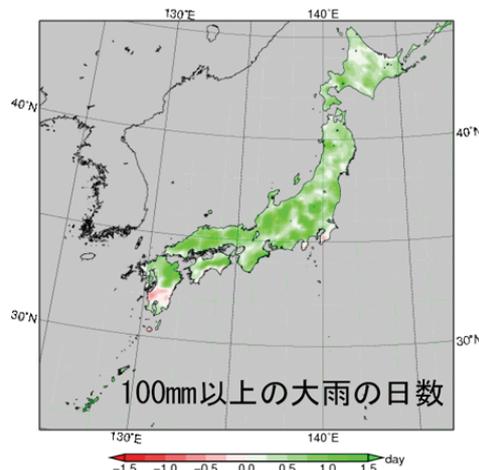


図 2.11 100mm以上の大雨の日数の変化.

2081年～2100年の20年平均値と1981年～2000年の20年平均値との差.

降雪量変化の予測結果である図2.12によると，降雪量は北海道を除く地域で減少することが予想されている．これは，東北以南は温暖化によって雪が雨として降るため降雪量が減り，一方，北海道は温暖化しても雪が降るには十分に気温が低いため，降水は雪になると解釈される．温暖化による大気中の水蒸気量が増加し，北海道は降雪量が増加すると予測されている．

以上，過去から現在までの気象状況，また，気候変動予測モデルの予測結果を基に今後の気候について見てきた．気温は，過去から現在まで上昇傾向にあり，今後とも上昇すると予想されている．気温の上昇は大雨発生の可能性を高めると考えられ，現在までの大雨の発生回数においてそのような傾向が現れていた．また，気候変動予測モデルの結果においても大雨の発生回数が増加する傾向にあり，大雨のリスクは増大するものと考えられる．

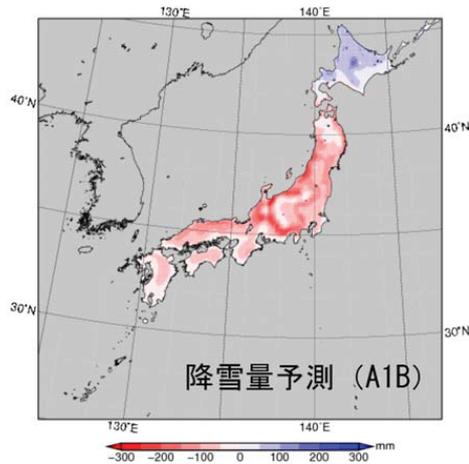


図 2.12 降雪量の変化.

寒候期（12月～3月）の総降雪量の，2081年～2010年の20年平均値と1981年～2000年の20年平均値の差を，降水量に換算した値（mm）．大気海洋結合地域気候モデル（CRCM20）によるA1Bシナリオの予測結果．

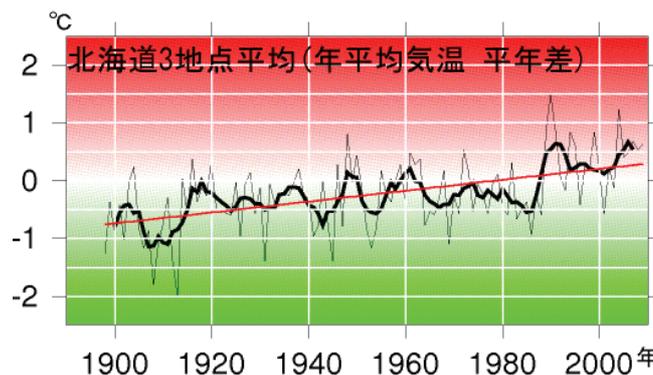


図 2.13 北海道内3地点（網走・根室・寿都）で平均した年平均気温の平年差の推移

平年差は1971年～2000年の30年平均値からの差．統計期間は1898年～2009年．細線は各年の値，太線は5年移動平均，赤色の線は長期変化傾向を表す．

2.2 北海道の気象・河川の流出状況の実態

(1) 気象状況⁴⁾

図2.13は，道内3地点から求めた平均気温の平年差の経年変化である．縦軸は，平年気温を基準として各年の気温との差である．気温は変動しつつも上昇の傾向にある．気温上昇の割合を月別に示したものが図2.14である．図の縦軸は100年間当たりの気温の上昇量，横軸は月を表している．気温の上昇量は，1年間をとおしてプラスであり，全ての月で気温は上昇している．しかしながら，上昇量は季節によって異なり，厳冬期～5月の気温上昇が大きいことがわかる．

図2.15は，冬日・真冬日・夏日・真夏日の発生日数である．この図によると，

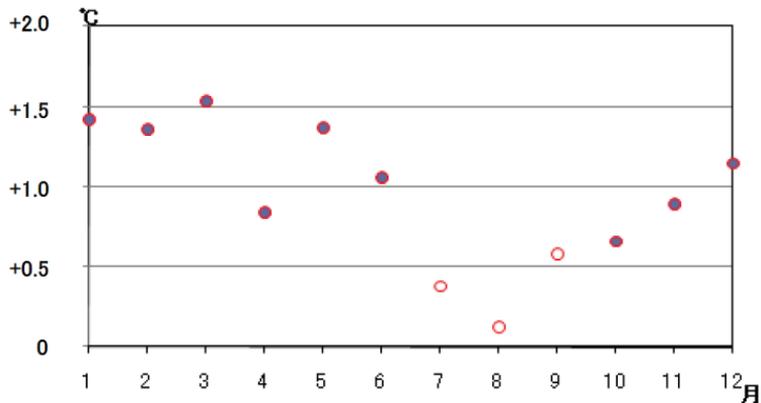


図 2.14 北海道内3地点（網走・根室・寿都）で平均した月平均気温平年差の長期変化傾向（単位：°C/100年）

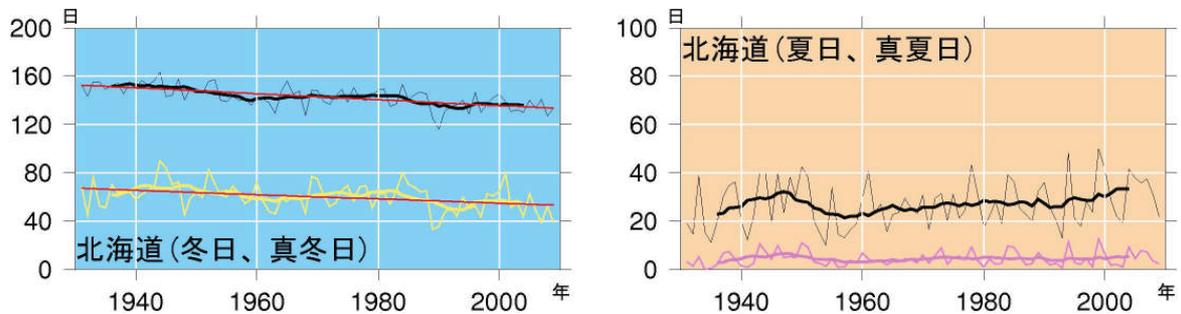


図 2.15 北海道内5地点（網走・札幌・帯広・根室・寿都）で平均した冬日，真冬日，夏日，真夏日の日数の推移。

左図の黒色の線は冬日，黄色の線は真冬日を示す。右図の黒色の線は夏日，桃色の線は真夏日を示す。それぞれ，細線は各年の値，太線は11年移動平均を示す。長期変化傾向は，統計的に有意な場合のみ赤い直線で示す。統計期間は1931年～2009年。

夏日と真夏日には変化傾向は見られないものの，冬日と真冬日の発生日数は減少傾向にある。前節で示した全国傾向と一致する。

図2.16は，年降水量の平年比の推移である。縦軸は，1971年～2000年の30年間の平均値に対する各年の降水量の比である。図によると，年降水量には，長期的な変化傾向は見られない。また，大雨の発生回数を図2.17と図2.18に示すが，発生回数にも増加傾向は見られない。前節によると全国のアメダス地点において大雨の発生回数に増加傾向があったものの，道内においてはそのような傾向は見られなかった。

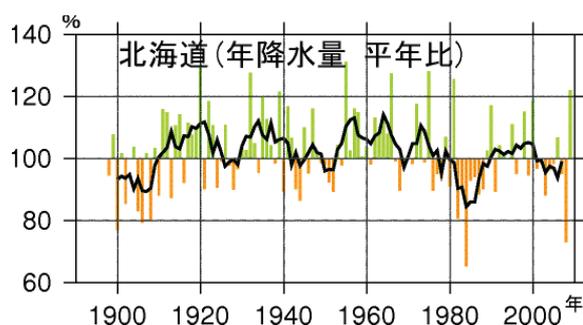


図 2.16 北海道内8地点（旭川・網走・札幌・帯広・釧路・根室・寿都・函館）で平均した年降水量の平年比の推移(単位:%).

統計期間は1898年～2009年。棒グラフは各年の値，太線は5年移動平均，平年比は1971年～2000年の30年平均値との比。

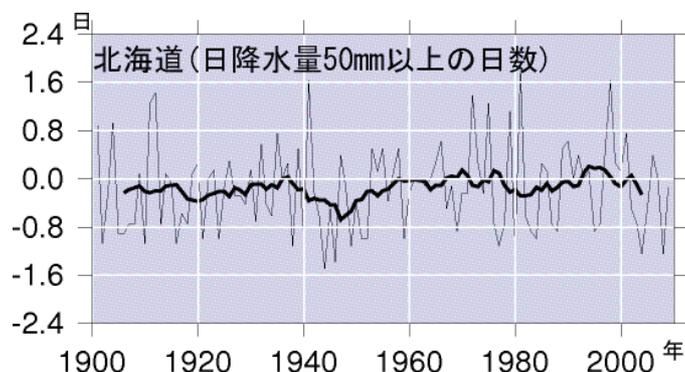


図 2.17 北海道内8地点で平均した日降水量50mm以上の日数の平年差の推移(単位:日).

統計期間は1901年～2009年。平年差は，1971年～2000年の30年平均値との差。細かい実線は年々の値，太線は11年移動平均。

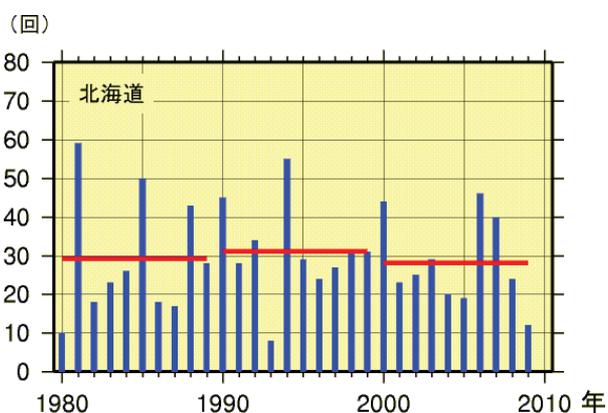


図 2.18 北海道内のアメダス地点の1時間雨量30mm以上の発生回数.

青色の棒グラフは1時間雨量30mm以上の年間回数（道内154地点のアメダスの合計回数），赤色の実線は発生回数の10年平均。

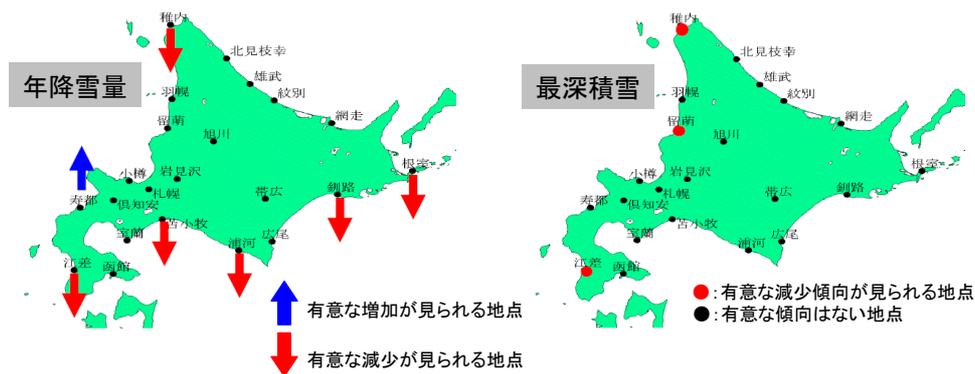


図 2.19 北海道の年降雪量および最深積雪に関する長期変化傾向。

左：年降雪量，右：最深積雪深．年降雪量の統計期間：1954寒候年～雪板による観測を行っていた年，最深積雪の統計期間：1962寒候年～2009寒候年．

図 2.19 は，年降雪量と最深積雪の長期変化傾向の地域性を示したものである．年降雪量は，有意な増加傾向が見られる地点には上向きの青色の矢印，有意な減少が見られる地点には赤色の矢印が付けられている．また，矢印のない地点は，有意な増加，もしくは，有意な減少のない地点である．最深積雪は，有意な減少傾向が見られる地点を赤色の丸印，有意な傾向のない地点は黒の丸印が付けられている．

これらの図によると，年降雪量は，太平洋側の4地点，また，江差と稚内において有意な減少，寿都は有意な増加が見られる．しかしながら，多くの地点には有意な傾向は見られない．また，最深積雪深においても，稚内と留萌で有意な減少傾向が見られるものの，ほとんどの地点では有意な傾向はない．

以上では，北海道における気象の変化傾向を見てきた．気温には上昇傾向があり，特に，厳冬期～融雪期の気温上昇が顕著であった．また，年降雪量においては，太平洋側の海岸に近い地点において減少傾向にあった．一方，年降水量や大雨の発生回数については，明瞭な変化傾向は見られなかった．

(2) 流出状況

まず，北海道を代表する石狩川を採り上げ，長期傾向を調べた．図 2.20 は，石狩川の下流に位置する石狩大橋地点（流域面積：12,697km²）の平均流量と年最大流量の経年変化である．作図データは，国土交通省「水文水質データベース」⁴⁾ から入手した．図の上段は年平均流量，下段は年最大流量である．この図によると，年平均流量には明瞭な変化傾向は見られない．年最大流量においては，1981年に1973年以降の最大値が記録され，その後，大規模な洪水は観測されていない．年最大流量においても，長期的な増加や減少といった傾向は見られない．

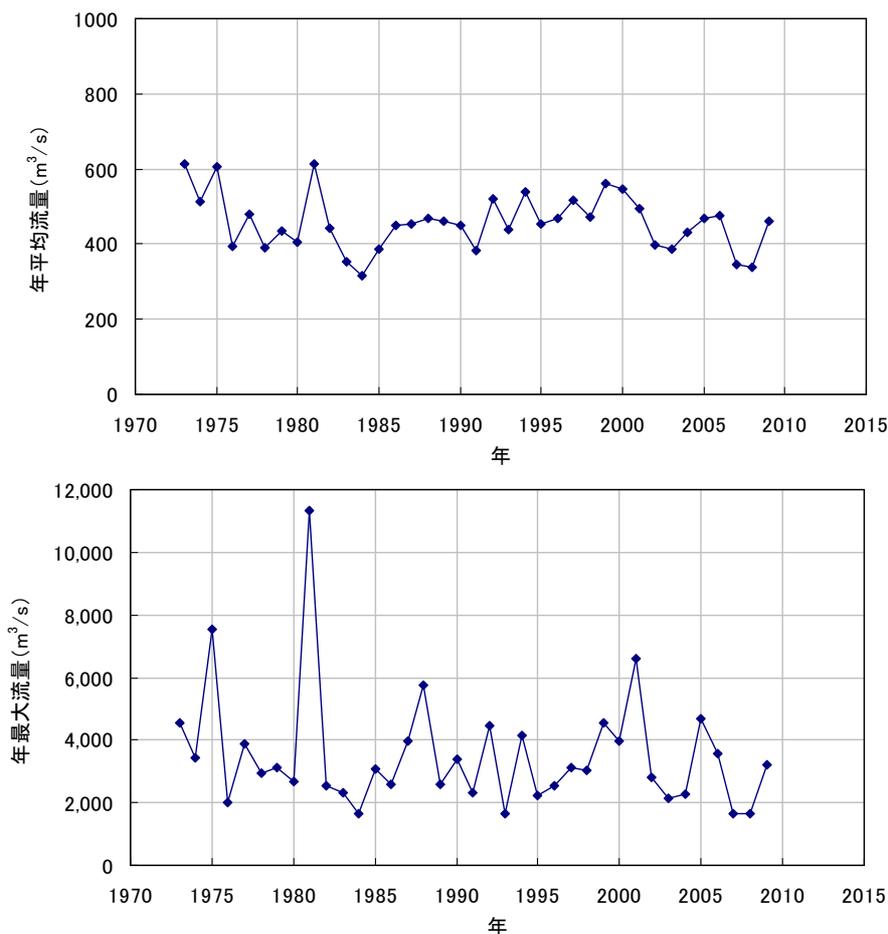


図 2.20 石狩大橋の年平均流量と年最大流量の経年変化.

上段：年平均流量，下段：年最大流量.

前項において道内の気温を整理した結果，厳冬期～融雪期の気温上昇が顕著であった．流量は，4月～5月の融雪期において流量の多い状態が続くことから，この時期に降る雨は，大きな洪水を引き起こす可能性がある．特に，長く雪が残る山間部の流域においては，その可能性が高くなる．そこで，融雪期の最大流量に注目し，経年的な傾向を調べた．

図2.21 は，札幌市南部に位置する豊平峡ダム（流域面積：134 km²）における年間および融雪期の最大流入量である．ここでは，1975年～2012年を対象に毎時データから最大値を抽出し図化した．なお，2012年は4月1日～5月10日のデータから抽出している．図中，黒色の実線は4月～5月の最大流入量，水色の棒グラフは年間最大流入量である．図によると，融雪期の最大流入量は，2000年以前は200m³/s未満で推移していたが，2000年以降の約10年間においては，200m³/sを超える事例が3度，発生している．2000年と2012年に発生した洪水のピーク比流量は，それぞれ，2.24m³/s/km²，2.39m³/s/km²であった．一般に，ピーク比流量が0.5m³/s/km²を超えると洪水と定義されることから⁶⁾，これらの事例がい

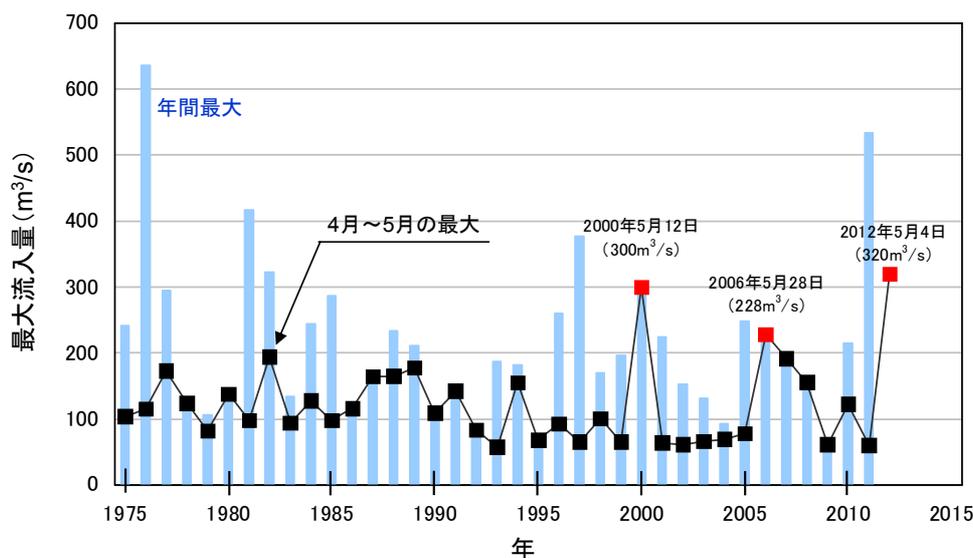


図 2.21 豊平峡ダムにおける最大流入量の推移.

1時間毎の流入量データを基に整理. 期間は1975年~2012年. なお, 2012年は4月1日~5月10日の期間の最大値. () 内の数値はピーク流入量.

かに大規模な出水であったかが伺える. このように, 大規模な洪水が融雪期においても発生している.

2.3 ダムの貯水位管理の課題

図2.22 および図2.23 は, 道内2箇所 dams における年間貯水位である. 流水の少ない厳冬期は水利用によって3月まで貯水位は長期にわたって低下し続ける. その後, 夏の水需要に備えて融雪水を利用した貯留を開始し, 6月にはダムの貯留できる最大限の水量が確保される. 6月中旬から, 降雨による流水をダムに貯めるための容量 (洪水調節容量) を確保する目的から水位を下げ, 9月頃まで貯水位の低いを維持される. 9月以降は, 厳冬期の利水容量を確保するために貯水位を上昇させ厳冬期を迎える.

以上のように, 洪水期は流水を制御するための洪水調節容量を多く持つ. しかしながら, 非洪水期と呼ばれる洪水期以外の期間については, 利水容量の確保を優先した管理がなされるため洪水調節容量の小さい時期が現れる. このような時期に大規模出水が発生すると, 少ない洪水調節容量を使い果たし, 貯水池に入る流水をそのまま下流に流さざるを得ない. この操作は「ただし書き操作」と呼ばれ, ダム下流の河川水位は急激に上昇し, 河川のはん濫や浸水などが発生する危険性が増大する. 現に, このような事態が発生しており (図2.24), ただし書き操作の回避が融雪期の洪水調節において課題となっている.

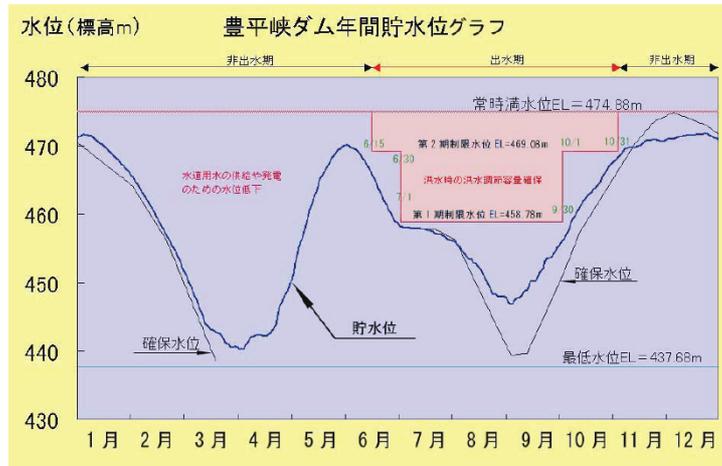


図 2.22 豊平峡ダムの年間貯水位⁷⁾.

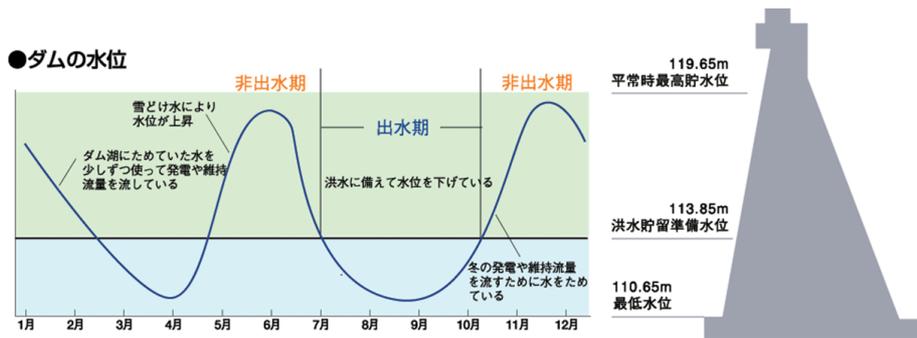


図 2.23 美利河ダムの年間貯水位⁸⁾.



図 2.24 ただし書き操作に伴う放流状況 (2000年5月13日, 豊平峡ダム).

2.4 課題解決の方向性

以上で整理した降雨状況，流出状況，ダムの貯水位管理の実態を総合すると，ただし書き操作を実施する回数が増えることが予想される．ただし書き操作の回避に向けた対策は，今後，重要度が増すものと考えられる．

ダムの機能向上に対する有力な方策の一つとして「事前放流」が考えられる．これは，利水容量の一部を洪水調節に利用し，大きな洪水が予想されるときにダムの水位を下げることによって洪水調節容量を確保する操作である．この操作は，予測が空振りしたときに利水容量が回復しないというリスクも伴う．したがって，事前放流を行うにあたっては，放流開始のタイミングと，予測が外れる場合にあっては利水容量の確保を条件にどこまで水位を下げられるかを判断しなければならない．これら2点を的確に判断することが，ダムの機能向上につながるものとする．

次章からは，事前放流の効果的な実施を目指し，**図 2.25** に示す方向性で検討を進める．

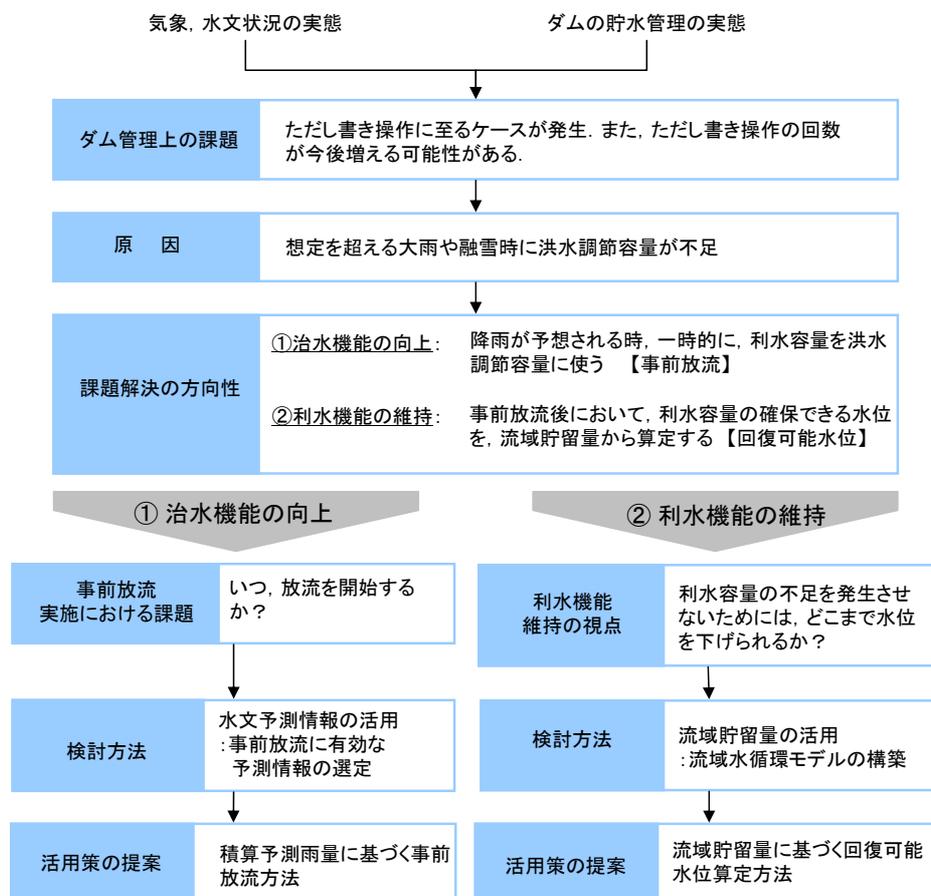


図 2.25 課題解決の方向性.

2.5 本章のまとめ

本章では、気象と流出の経年的な変化、及び、ダム貯水位管理の実態を整理し、ダム管理上の課題とその解決に向けた考え方を示した。結果をまとめると以下のとおりである。

- 1) 経年的な降雨を含む気象条件の変化、および、融雪期における流出状況の変化を整理した。その結果、大雨の発生回数の増加、融雪期における洪水の大規模化が見られ、治水安全度の低下を招く傾向にあった。
- 2) ダム貯水位管理の実態を整理した。その結果、夏期に比べ、融雪期の洪水調節機能が低いことがわかった。
- 3) 近年、ダム管理において融雪期のただし書き操作が課題となっているが、以上の分析から、今後、この課題が深刻化する可能性を示唆した。
- 4) このような課題に対する方策として、事前放流を考え、事前放流によるダムの治水機能の向上と、回復可能水位の算定による利水機能の維持の2点から、効果的な事前放流の実現に向けた研究の方向性を示した。

参考文献

- 1) 気象庁：気候変動監視レポート2010 世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について，pp.34-35，2010.
- 2) 国土交通省 水管理・国土保全局 水資源部ホームページ：日本の水資源＜http://www.mlit.go.jp/tochimizushigen/mizsei/c_actual/actual06.html＞（アクセス日：2012/5/19）
- 3) 文部科学省，気象庁，環境省：温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート「日本の気候変動とその影響」，65p.，2009.
- 4) 国土交通省：水文水質データベース＜<http://www1.river.go.jp/>＞（アクセス日：2012/5/21）
- 5) 札幌管区気象台・函館海洋気象台ホームページ：北海道の気候変化～北海道における気候と海洋の変動～＜<http://www.jma-net.go.jp/sapporo/kikohenka/kikohenka.html>＞（アクセス日：2012/5/19）
- 6) （財）北海道河川防災県有センター・研究所：実践流出解析ゼミ 講義テキスト編，pp.3-7，2008.
- 7) 札幌開発建設部豊平川ダム統合管理所ホームページ：＜http://www.sp.hkd.mlit.go.jp/kasen/08isiken/02genba/26damtokan/j_frame02.html＞（アクセス日：2012/5/15）
- 8) 函館開発建設部美利河ダム管理支所ホームページ＜<http://www.hk.hkd.mlit.go.jp/water/pirika/yakuwari.html>＞（アクセス日：2012/5/15）

第3章 水文情報の予測精度の実態

河川やダム管理においては、精度の高い水位や流量などの予測情報が求められている。流量は雨量を入力として流出モデルを介して予測されるのが一般的であるが、気象予測や流出モデル等が持つ不確実性から、予測情報が十分な精度を持たない例もある。融雪期の洪水予測について考えると、雨量に加え、様々な気象要素から算出される融雪量も必要となることから、予測される流量はさらに多くの誤差要因を持つことになる。予測情報を事前放流に活用していく上で、予測情報が持つ誤差の大きさとその原因を明らかにしておく必要がある。

本章では、まず、報告例の少ない融雪洪水の予測精度を分析し、融雪洪水予測の最も大きな誤差要因が雨量であることを明らかにした。この結果から、雨量に着目し、その誤差を評価した。ここでは、時系列雨量とそれを累計した積算雨量の2種類について予測精度を比較・分析した。積算雨量は、ダム管理への活用の可能性が指摘¹⁾されており、事前放流を行う際の有効な情報になる可能性があると考え、ここで採り上げた。以上の検討から、積算予測情報が最も有力な活用法であると考察された。

3.1 融雪流出予測の精度

本節では、まず、融雪流出モデルの構築と再現性の確認を行い、その上で、気象予測情報から予測流出量データを作成する。この予測値を基に融雪流出予測の精度を分析し、融雪流出予測の誤差要因を明らかにする。

(1) 対象流域

対象とした流域は、札幌市の南部に位置する豊平峡ダム流域（流域面積：134km²）である（図3.1）。流域の標高分布は400～1,300mで、全体の50%は700～900mの範囲にある。

積雪期間は11月下旬～翌年5月中旬の約6ヶ月間で、融雪に伴う増水は4月中旬～5月下旬に見られる。年間降水量は約2,000mmで、その内50%は降雪量（雪を雨量に換算した値）が占める。

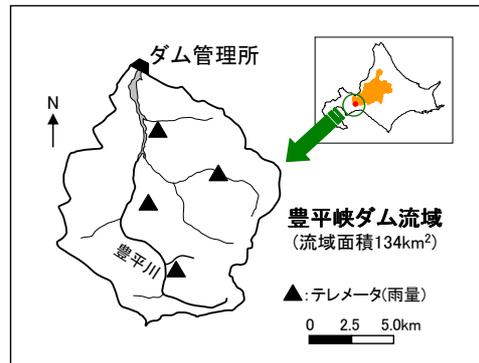


図 3.1 対象流域（豊平峡ダム流域）.

表 3.1 豊平峡ダムの気象観測項目.

観測要素	観測実施の有無	備考
気温	●	ダム管理所で観測.
湿度	●	〃
風速	●	〃
気圧	●	〃
降水量	●	流域平均雨量.
日射量	×	近傍の観測地点（定山溪ダム）の値を代用
日照時間	×	〃

※ ●：観測が行われている，×：観測は行われていない。

(2) 解析データ

融雪流出モデルの再現性の確認においては，ダム管理所（図 3.1）にて観測されているダム流入量と表 3.1 に示す気象データを用いた．1996年～2000年を対象に，1時間毎のデータを収集した．本解析で用いる融雪流出モデル（後述）は，メッシュ単位の気象データが必要であることから，次のように，地点データからメッシュデータを作成した．気温は，気温減率（ $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ）を仮定し，ダム管理所の気温を標高で補正してメッシュ値を作成した．各メッシュの標高は石狩川ランドスケープ情報²⁾を利用した．日射量のメッシュ値は，メッシュの傾きに応じて観測値を補正し与えた．その他の気象要素については，集水面積が大きいことから，観測値をそのままメッシュの値として扱うことにした．

予測計算では，気象庁数値予測情報（GPV）と（財）日本気象協会短時間降水予測情報を用いた．GPVは，51時間先までの各種気象要素が1時間単位で予測された値であり，1日2回最新の情報に更新される．一方，短時間降水予測情報は，レーダで捉えた雨域の移動から降水量を予測したものであり，1時間毎

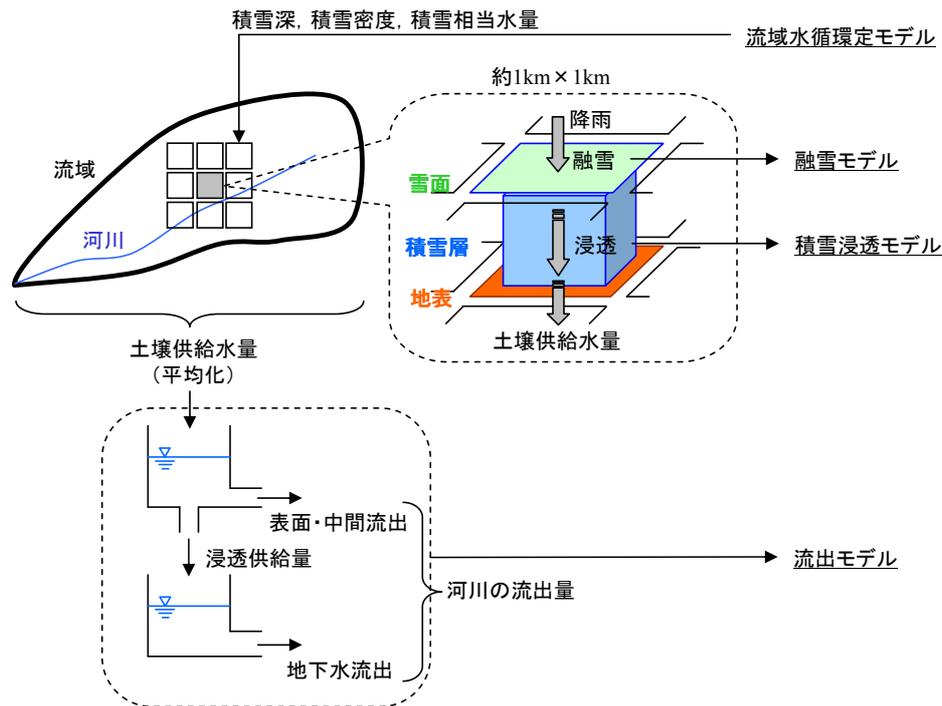


図 3.2 モデル概要.

に更新される．降水量を除く気象要素にはGPVを用い，降水量についてはGPVと短時間降水予測情報を組み合わせた．具体的には，1～6時間先までは短時間降水予測情報，7～24時間先まではGPVの値を用いた．なお，対象期間は，計算に必要となる予測データの存在する2006年～2007年とした．また，降水短時間予測情報は，地形による雨雲の発達・減衰状況をモデル計算によって取り入れられている³⁾．

(3) 融雪流出モデルとその再現性

融雪流出モデルの概要を図3.2，また，計算手順を図3.3に示す．計算は，まず，約1 km四方のメッシュ毎に流域内の積雪分布を推定し，融雪水の発生する範囲を特定する．積雪分布の推定には，第5章で述べる流域水循環モデルを用いた．次に，積雪の有るメッシュを対象に1時間単位の融雪量を算出する．このとき，降水の雨雪判別も同時に行う．以上で算出した融雪量と雨量を積雪浸透モデルへ入力し，積雪底面から土壤に供給される水量（以下，土壤供給水量と呼ぶ）を求める．以上で得たメッシュ毎の土壤供給水量をランピングし，その値を流出モデルに入力して流入量を求める．

融雪モデルには，近藤・山崎らが提案した熱収支法⁴⁾を基本に，植生の影響を考慮した式を用いた．基礎式は，積雪全体及び雪面に関する2本の熱収支式

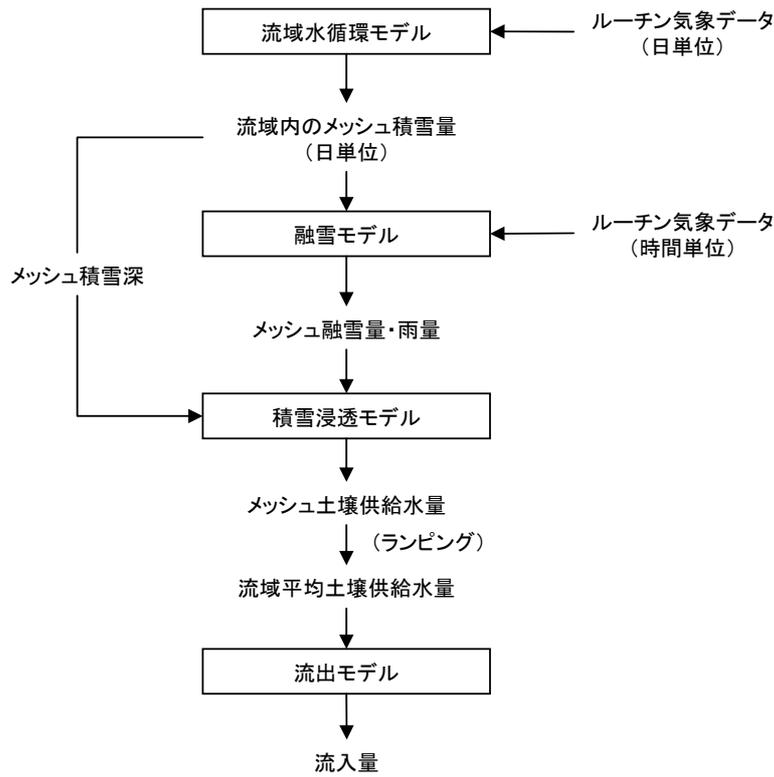


図 3.3 計算フロー.

から成り，それぞれ，次式で与えられる．

$$\frac{1}{2}c_s\rho_s\{Z(T_0 - T_s) - Z_n(T_0 - T_{sn})\} + W_0\rho_sl_f(Z - Z_n) + M_0\Delta t = G\Delta t \quad (3.1)$$

$$\epsilon\{f_vL\downarrow + (1 - f_v)\sigma T_v^4 - \sigma T_{sn}^4\} - H - lE + \lambda_s\frac{T_0 - T_{sn}}{Z_n} = 0 \quad (3.2)$$

ここで， c_s ：積雪の比熱 (J/kg/K)， ρ_s ：積雪の密度 (kg/m³)， l_f ：雪の融解潜熱 (J/kg)， T_0 ：0 (°C)， T_s ：雪温 (°C)， T_{sn} ：時間， Δt 後の雪温 (°C)， W_0 ：最大含水率 (0.1)， Z ：凍結深 (m)， ϵ ：射出率， λ_s ：積雪の熱伝導率 (W/m/K)， σ ：Stefan-Boltzmann定数 (W/m²/K⁴)， Δt ：時間間隔 (=3,600s)， f_v ：植被層の透過率， G ：積雪が受けるエネルギー (W/m²)， H ：顕熱 (W/m²)， lE ：潜熱 (W/m²)， $L\downarrow$ ：下向き長波放射量 (W/m²)， M_0 ：融雪熱 (W/m²)， Z_n ：時間 Δt 後の凍結深 (m)， T_v ：植被層の温度 (°C)．なお，下向き長波放射量 $L\downarrow$ は近藤⁵⁾の方法によって与え，また T_v は便宜的に気温を与えた．

顕熱 H 及び潜熱 lE は，バルク法により次式で与えた⁵⁾．

$$\begin{cases} H = c_p\rho C_H U (T_s - T) \\ lE = l\rho C_E U \{q_s(T_s) - q\} \approx l\rho C_E U \{(1 - h)q_s(T) + \Delta(T_s - T)\} \end{cases} \quad (3.3)$$

ここで、 c_p : 空気の定圧比熱 (J/kg/K), ρ : 空気の密度 (kg/m³), C_H : 顕熱に対するバルク係数, U : 風速 (m/s), T : 気温 (°C), l : 水の蒸発の潜熱 (J/kg), C_E : 潜熱に対するバルク係数, $q_s(T_s)$: 飽和比湿, q : 比湿, h : 相対湿度, Δ : 飽和比湿の温度に対する勾配, p : 気圧 (hPa), e : 水蒸気圧 (hPa), e_{SAT} : 飽和水蒸気圧 (hPa).

植被層の透過率は、石井ら⁶⁾が推定した葉面積指数を用い、次式で与えた⁵⁾.

$$f_v = \exp(-F \cdot LAI) \quad (3.4)$$

ここで、 f_v : 放射に対する葉面の傾きを表わすファクター (=0.5; 等方的), LAI : 葉面積指数.

また、積雪が受けるエネルギー G は、次式で与えた.

$$G = (1 - \alpha)f_v S + \epsilon \{ f_v L \downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - \sigma T_s^4 \} - H - lE \quad (3.5)$$

ここで、 S : 日射量 (W/m²), α : アルベド. なお、アルベドは、日平均気温を用いた実験式⁷⁾によって与えた.

積雪浸透モデルには中津川ら⁸⁾が提案する1価線形貯留関数法を用いた. このモデルは、積雪内の水の流れにダルシー則を仮定して導出されたもので、基礎式は次のように与えられる.

$$s_s = k_s q_s \quad , \quad \frac{ds_s}{dt} = q_{rm} - q_s \quad (3.6)$$

ただし、

$$k_s = k_{01} H_s + k_{02} \quad (3.7)$$

ここで、 s_s : 積雪貯留量 (mm), k_s : 積雪の貯留係数, q_{rm} : 雪面に与えられる水量 (mm/h), q_s : 土壌供給水量 (mm/h), k_{01} , k_{02} : 係数, H_s : 積雪深 (cm).

式 (3.6) において、積雪の貯留効果は貯留係数 k_s によって表現される. この k_s は、本来雪質 (積雪密度や氷粒径など) に依存して変化すると考えられるが、実用性の観点から積雪深 H_s でパラメタライズされている. 式(3.7)の係数 k_{01} と k_{02} は、融雪観測の結果より顕著な融雪事例の k_s とそのときの積雪深との相関関係から $k_{01}=0.16\text{h/cm}$, $k_{02}=8.24\text{h}$ が報告されており、本研究においてもこの値を用いることにした(図3.4).

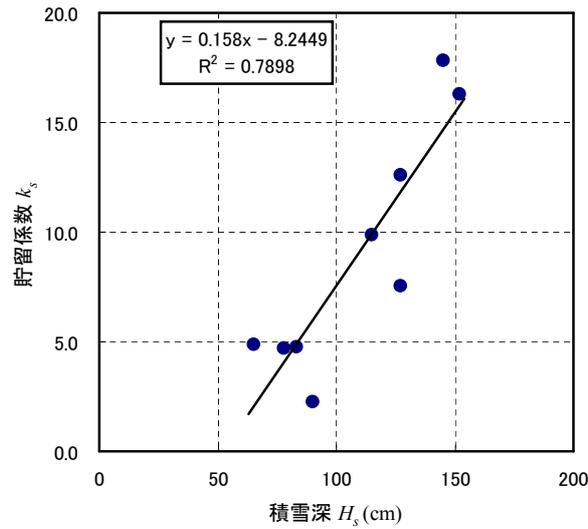


図 3.4 貯留係数 k_0 と積雪深の関係⁸⁾.

流出モデルには、2段タンク型貯留関数モデル⁹⁾を採用した。この流出モデルは、全流出過程を表面・中間流出と地下水流出の2成分に分離し、両者を別々の貯留関数法によって表わす。

図3.2に示した表面・中間流出成分(1段目タンク)は、kinematic wave式を集中化した運動方程式¹⁰⁾と、連続の式から成り、次のように与えられる。

$$\begin{cases} s_1 = k_{11}q_1^{p_1} + k_{12}\frac{d}{dt}(q_1^{p_2}) \\ \frac{ds_1}{dt} = q_s - q_1 - f \\ f_b = (c_3 - 1) \end{cases} \quad (3.8)$$

ただし、

$$p_1 = 0.6 \quad , \quad p_2 = 0.4648 \quad , \quad k_{11} = c_1 A^{0.24} \quad , \quad k_{12} = c_2 k_{11}^2 (\bar{q}_s^{-0.2648}) \quad (3.9)$$

ここで、 s_1 :1段目タンクの貯留高 (mm)、 q_s :土壤供給水量 (mm/h)、 q_1 :表面・中間流出成分の流出高 (mm/h)、 f_b :1段目タンクから2段目タンクへの浸透供給量(mm/h)、 k_{11}, k_{12} :貯留係数、 p_1, p_2 :貯留指数、 A :流域面積(km²)、 \bar{q}_s :土壤供給水量の平均強度(mm/h)、 c_1, c_2, c_3 :モデル定数(未知定数)。

一方、地下水流出成分(2段目タンク)は次に示す基礎式で与えられる。

$$\begin{cases} s_2 = k_{21}q_2 + k_{22}\frac{dq_2}{dt} \\ \frac{ds_2}{dt} = f_b - q_2 \end{cases} \quad (3.10)$$

ただし,

$$k_{21} = 0.0617c_4A^{0.4} \quad , \quad k_{22} = 0.4k_{21}^2 \quad (3.11)$$

ここで, s_2 : 2段目タンクの貯留高 (mm), k_{21}, k_{22} : 貯留係数, q_2 : 地下流出成分の流出高 (mm/h), c_4 : モデル定数 (未知定数).

この貯留関数法で流出量を計算するには, 4個のモデル定数 (c_1, c_2, c_3, c_4) が必要である. モデル定数値の組み合わせは, 洪水予測の運用を考えると一種類であることが望ましい. 通常, モデル定数は出水毎に異なる値を取るために, 複数の出水例からモデル定数の代表値を決めることが困難となる場合が多い. 本研究では, 複数の出水事例からモデル定数を同定するのではなく, 比較的大きな規模の一つの出水に対し最適値を探索することでモデル定数を決定することにした¹¹⁾. 本研究では, 対象期間で最大のピーク流量が観測された2000年5月12日~13日の洪水事例を用いニュートン法によって $c_1 = 6.388$, $c_2 = 0.071$, $c_3 = 1.354$, $c_4 = 59.6$ を得た.

以上の融雪流出モデルによって1996年~2000年の融雪期におけるハイドログラフを再現した結果が図3.5である. 図中, 水色は実測流入量, 黒色の実線は計算流入量, 灰色の棒グラフは土壌供給水量を表している. 図によると, いずれの年も, 短期的な出水が的確に再現されているのと同時に, 融雪期全体の長期的な流出傾向も良好に再現されている. 以上によって, 融雪流出モデルの再現性が確認された.

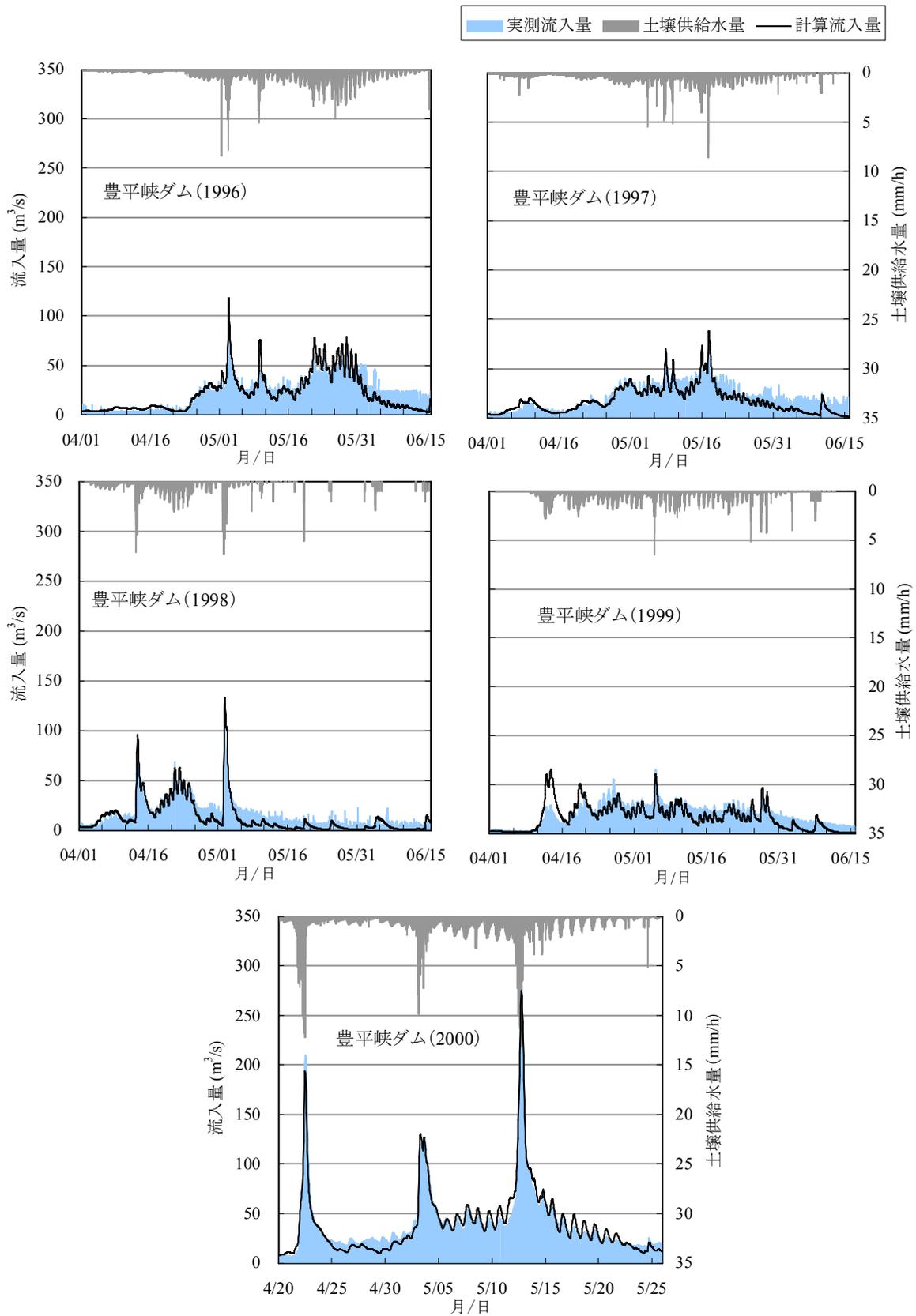


図 3.5 流入量の再現結果 (豊平峡ダム)。

グラフの左側の縦軸は流入量，右側の縦軸は土壌供給水量。

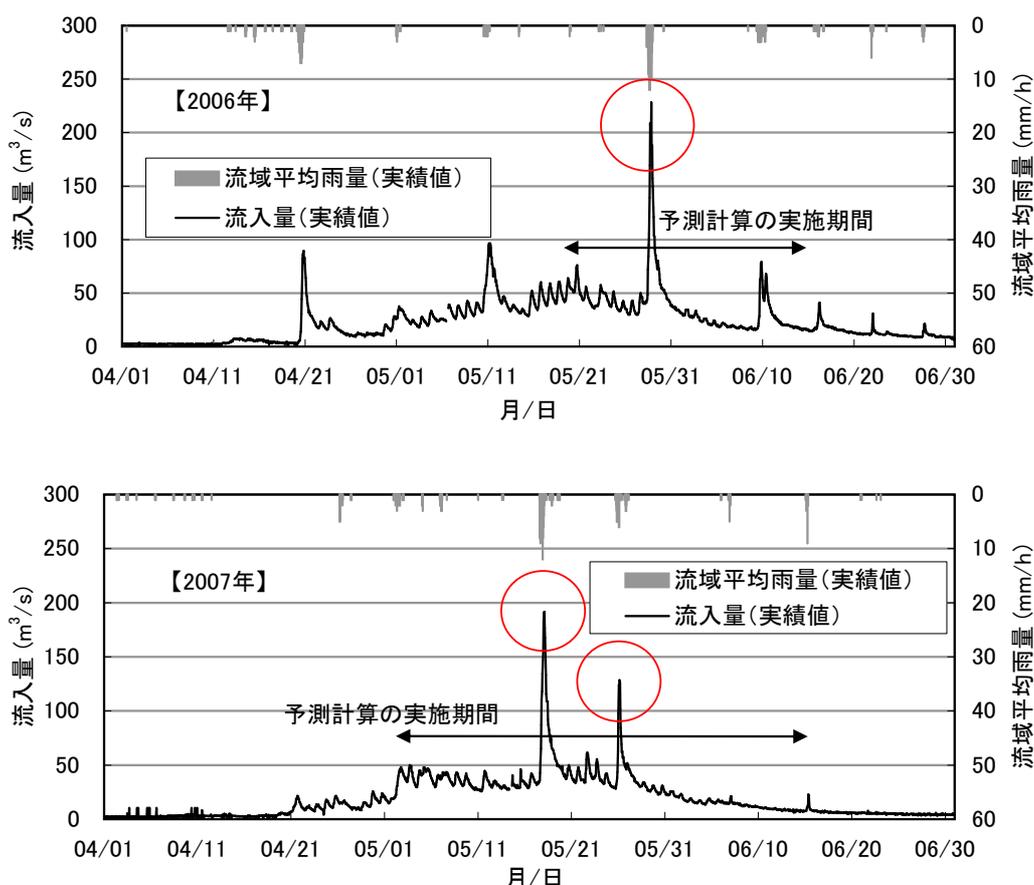


図 3.6 豊平峡ダムにおける4月～6月の降雨・流出状況と予測計算期間.
 上段：2006年，下段：2007年．赤丸で囲んだ箇所はピーク比流量が $1\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ を超えた出水．

(4) 融雪洪水の予測結果

前項の融雪流出モデルを用い，2006年と2007年の融雪期を対象に予測計算を行った．同期間の降雨流出状況を図3.6に示す．図によると，2006年と2007年にはピーク比流量が $1\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ 以上となる出水が3度観測された（ピーク流量は，2006年5月28日： $228\text{m}^3/\text{s}$ ，2007年5月18日： $191\text{m}^3/\text{s}$ ，同年5月26日： $128\text{m}^3/\text{s}$ ）．総降水量は，2006年5月28日～29日： 116mm ，2007年5月17日～18日： 92mm ，2007年5月25日～26日： 50mm である．

前項では観測された気象データを用いたが，ここでは，観測値の代わりに予測気象データを用い，前述の図3.3の手順で流入量を計算した．なお，流出計算にあたっては，1時間毎に入手される実測流入量に基づきカルマンフィルタを用いて計算値と流出モデル定数を更新した¹²⁾．

降雨時の予測結果

図3.7は，降雨を伴った出水における予測流入量を示したものである．図中，

灰色の面は実績流入量，黒色の実線は1時間おきに計算された予測流入量である．これら予測流入量の内，最も早い時点で実績流入量に近い予測波形が得られた時刻に●印を付け，そのときの予測流入量を太い実線で示した．上段から，2006年5月28日～29日，2007年5月17日～19日，同年5月25日～26日のものである（以下，それぞれ，事例1，事例2，事例3と呼ぶ）．

図3.7によると，いずれの事例とも，流出開始前の予測流入量は過少な値となっている．しかしながら，事例1・事例2は流出が開始してからは実績波形に近づくように予測値は変化している．事例1の場合は，流入量のピークが観測された時刻から7時間前に250m³/s規模の出水が予測され，事例2では4時間前に200m³/s規模の出水となることが予測されていた．一方，事例3は流出が開始してからは過大な予測流入量となっており，予測値から出水規模を判断することのできない計算結果であった．このような予測流入量の変化を，予測雨量との対応から考察する．

図3.8は上述した3種類の事例の予測雨量を示したものである．上段から，事例1，事例2，事例3の順に示した．図中，○印の付いた赤色の実線は各時刻の予測雨量の合計値（24時間合計），それに対応する期間の実績雨量を太い赤色の実線で表した．両者が一致していれば，量的には正しい予測雨量であったということの意味する．また，灰色の実線は実績流入量である．雨量は左側の縦軸，流入量は右側の縦軸に従って示した．

この図によれば，事例1の場合は，降雨開始前の予測雨量（24時間合計値：図中，○付きの実線）は20mm程度，一方，実績雨量（24時間合計値：図中，太い実線）は100mmを超えており，予測雨量が過少であったことがわかる．その後，降雨が開始してからは，予測雨量（24時間合計値）は増加し，13時を過ぎたあたりから実績に近い値となっている．このような予測雨量の変化は，事例2にも見られる．図3.6に示したように流出が開始してから予測流入量が実績に近づいた理由は，予測雨量が実際に近い値へと変化したことによるものといえる．

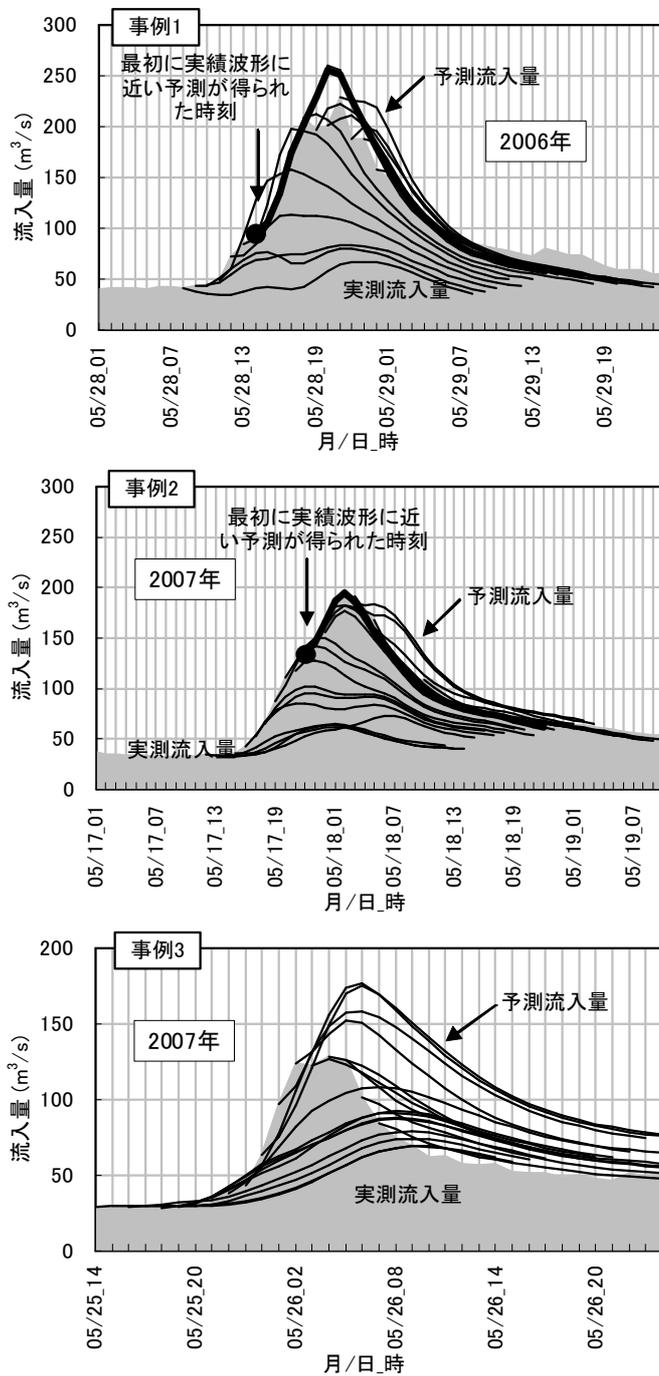


図 3.7 降雨時の予測流入量.

上段：2006年5月28日～29日，中段：2007年5月17日～19日，下段：2007年5月25日～26日．

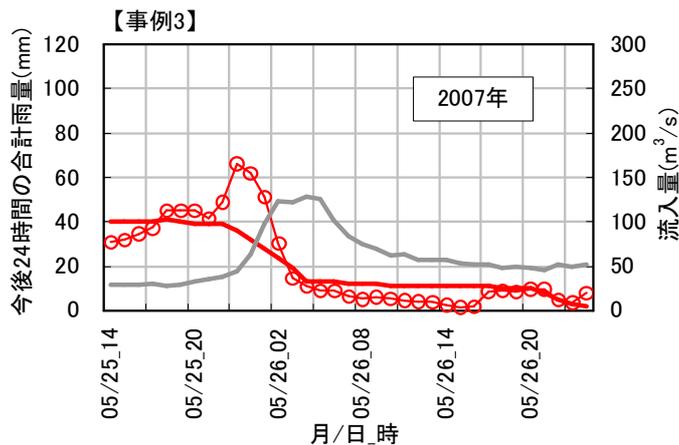
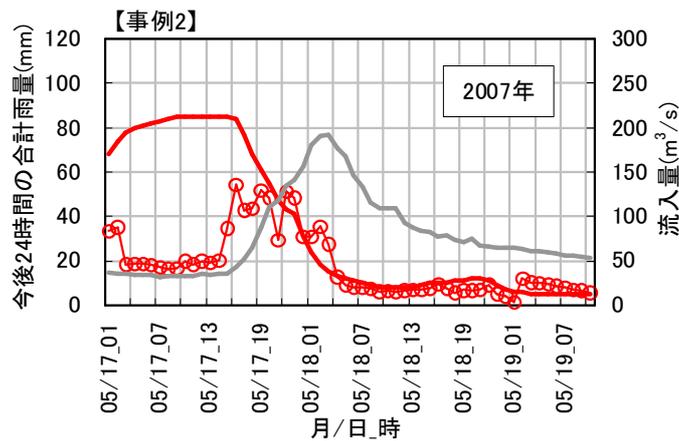
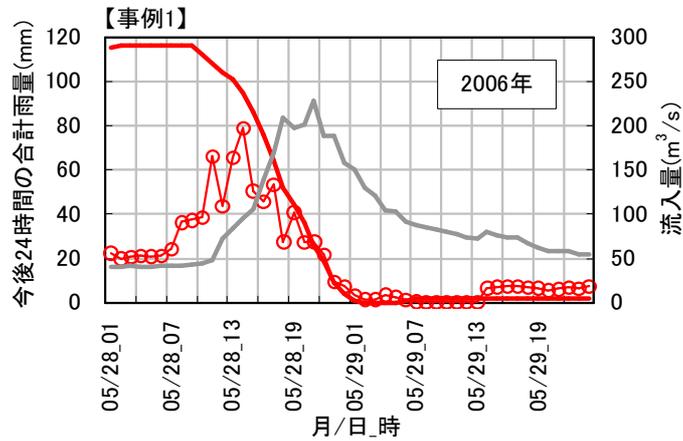


図 3.8 出水時の雨量予測状況.

上段：2006年5月28日～29日，中段：2007年5月17日～19日，下段：2007年5月25日～26日．

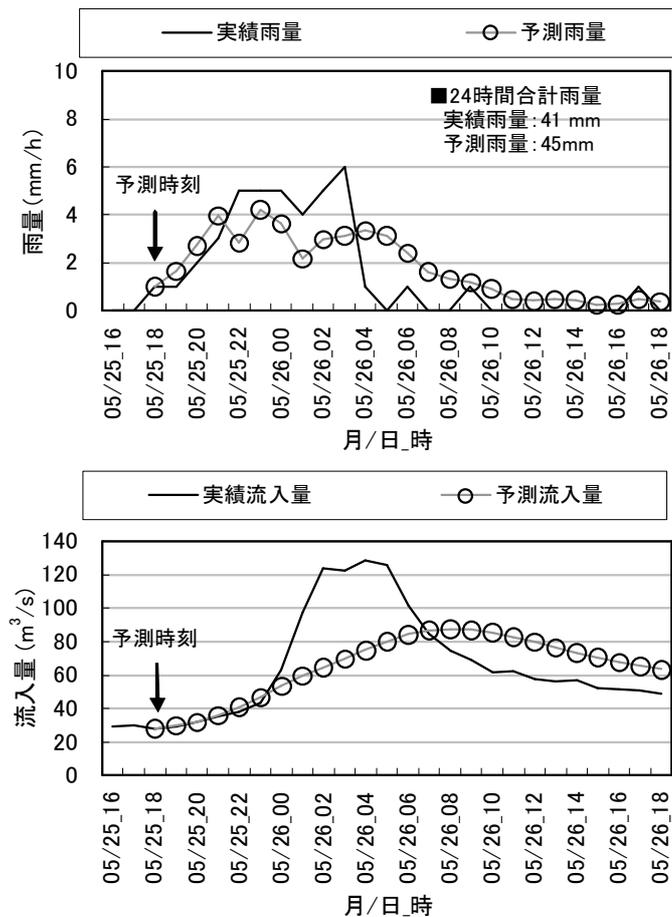


図 3.9 2007年5月25日18時の予測.

上段：実績雨量と予測雨量の比較図，下段：実績流入量と予測流入量の比較図．

一方，事例3では，流出が開始する時刻までの予測雨量と実績雨量（両者とも24時間合計値）は40mm程度となっており，ほぼ同量であった．しかしながら，この間の実績と予測のハイドログラフは類似していない．図3.9は，事例3の2007年5月25日18時に予測されていた雨量と流入量である．上段は実績雨量と予測雨量の比較図，下段は流入量に関する実績と予測の比較図である．この図によると，予測雨量（図中，○印の付いた実線）は，5月25日22時～26日3時の期間が過小な予測，それ以降は過大な予測となっている．特に，26日1時から3時までの3時間は，実績雨量の1/2程度となっている．この差が，実績と予測のハイドログラフが類似しない理由といえる．

融雪期の土壌は比較的湿潤状態にあることから，流量は降雨に対して敏感に反応する．このため，融雪洪水の予測精度を維持するには，予測雨量が量的に一致することに加え，波形をも的確に予測されていることが重要と考えられる．

降雨を伴わない融雪出水の予測

以上では、降雨を伴った出水を対象に予測状況を整理したが、融雪期の流出量を計算する際の入力としては融雪量もある。融雪量は、種類の異なる複数の気象データから計算されるため、予測される融雪量は、複数の気象予測データの誤差を反映して大きな誤差を持つことが考えられる。そこで、降雨を伴わずに融雪のみで出水した例を取り上げ、そのときの予測状況を調べる。

先に示した図3.6によれば、2006年・2007年とも、5月21日の前後の期間において、まとまった降雨の無い中で顕著な流入量の日変化が見られる。この日変化は融雪による出水と判断される。このときの予測流入量を示したのが図3.10である。図中、灰色の面は実績流入量、黒色の実線は毎日13時に予測された流入量である。図中の黒色の●印は予測した時刻を表している。13時の値を示したのは、13時に最新の気象予測情報（GPV）が入手されることによる。上段の

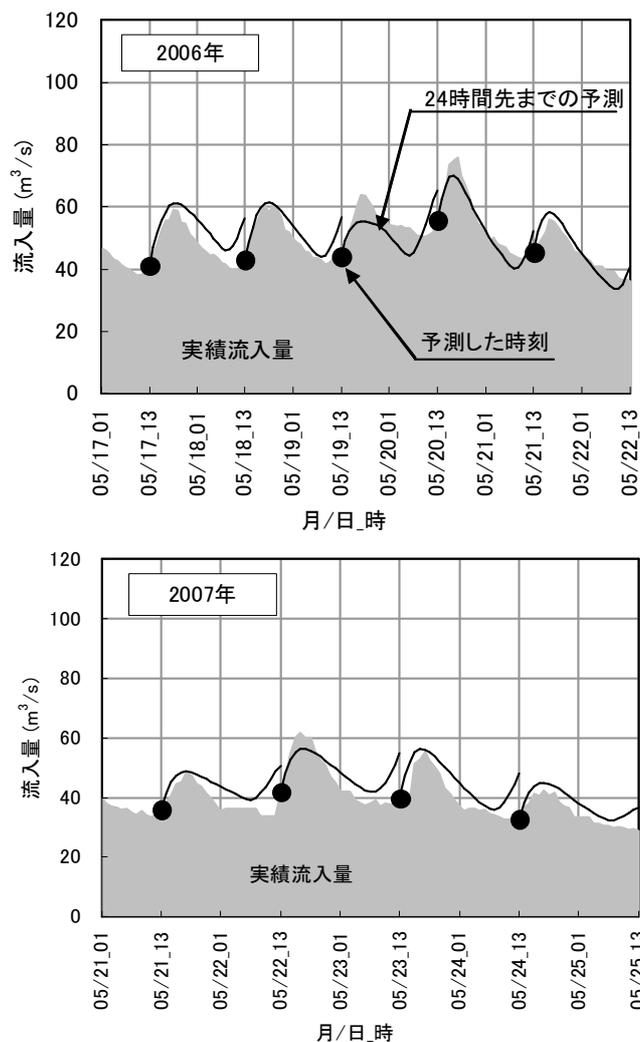


図 3.10 融雪最盛期における予測結果.

上段：2006年5月17日～22日，下段：2007年5月21日～25日．●印は予測した時刻を表す.

図は2006年5月17日～22日，下段は2007年5月21日～25日のものである．この図によれば，予測計算を行った日の翌日は，ハイドログラフの立ち上がりが若干早いものの，夜間に出現する流入量のピークは的確に予測されている．この結果は，融雪量の推定に関わる予測気象データに含まれる誤差は，流入量の予測精度を大幅に低下させるほどの大きさではないことを示唆している．

(5) 融雪洪水予測の精度評価

流入量予測データによる誤差評価

図3.11は，2006年5月28日の出水時における予測流入量の幅を示したものである．図中，黒色の実線は実績流入量，水色で示した範囲は予測された流入量

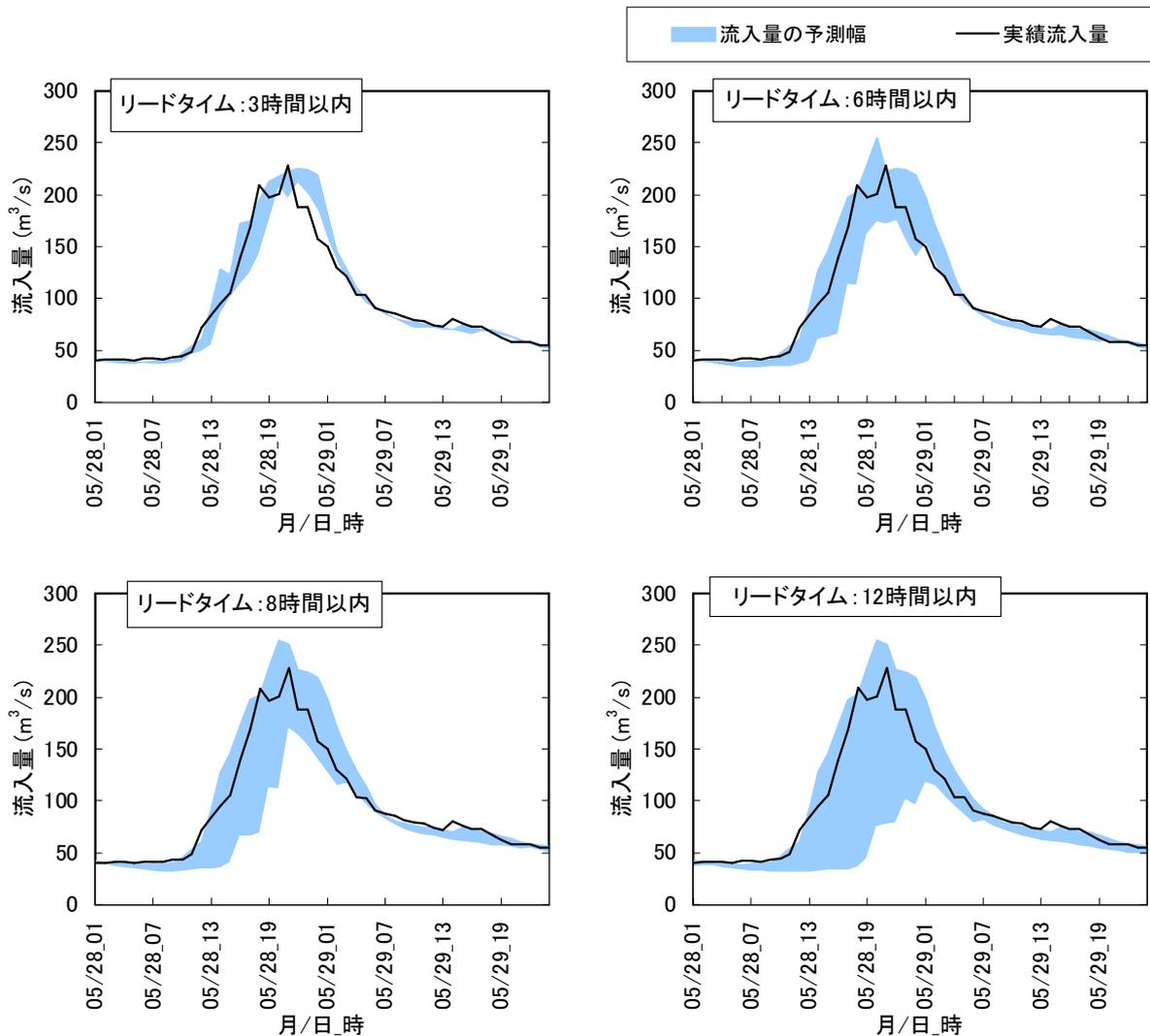


図 3.11 出水時における流入量の予測幅 (2006年) .

上段：2006年5月17日～22日，下段：2007年5月21日～25日．●印は予測した時刻を表す．

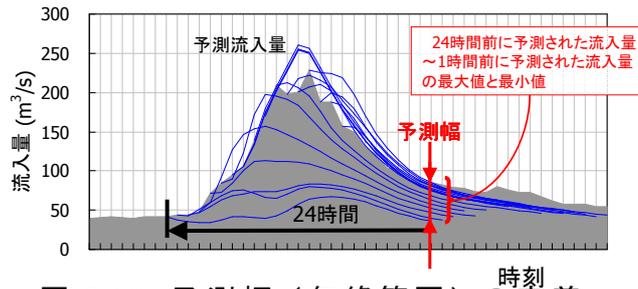


図 3.12 予測幅（包絡範囲）の定義.

ここでは、リードタイムが24時間の例を示した.

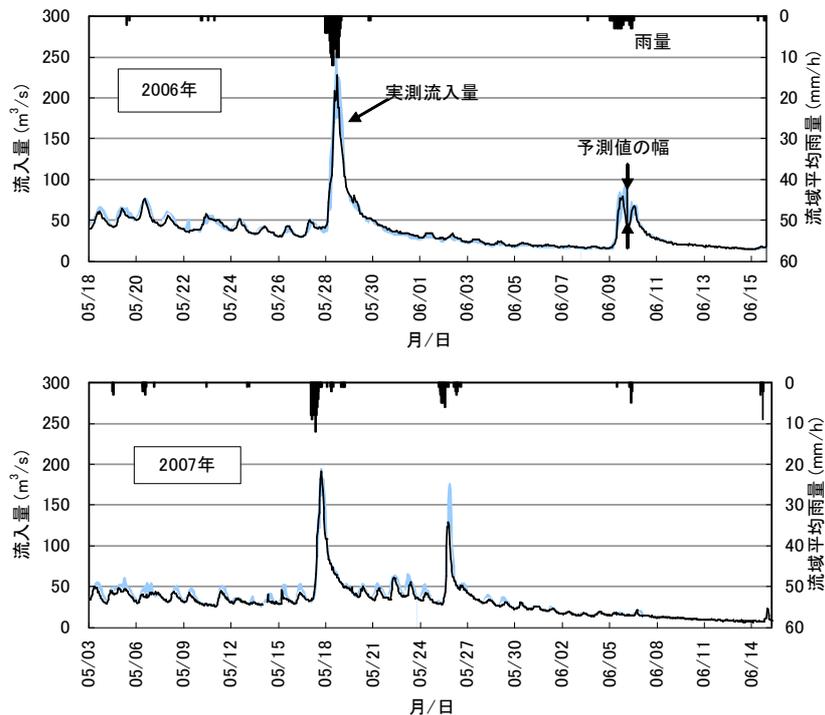


図 3.13 6時間先までの予測流入量の範囲.

上段：2006年5月18日～6月15日，下段：2007年5月3日～6月15日.

の包絡範囲（図3.12）を表している．図には，リードタイムが3時間以内，6時間以内，8時間以内，12時間以内の場合を示した．これらの図によると，予測流入量の予測幅は，リードタイムが長くなるのに伴い拡大していることがわかる．また，リードタイムを12時間までとした場合は，予測幅が広いことがわかる．予測情報として役立つのは6時間程度までと思われる．

図3.13は，2006年・2007年に計算した全ての期間について6時間先までの流入量の予測幅を示したものである．図中，黒色の実線は実績流入量，水色は予測幅，黒色の棒グラフは雨量を表している．図によると，予測幅と実測値はほぼ一致しており，リードタイムが6時間以内であれば，安定した予測情報が得られるものと考えられる．また，融雪に伴う出水については高い精度で予測が可

能といえる。

雨量および融雪量の予測誤差に基づく予測流入量の精度評価

以上では、予測流入量データを基に予測幅を調べた。ここでは、予測雨量と予測融雪量の誤差に基づいて、予測流入量の予測幅を評価する。

星らの報告¹³⁾によれば、予測雨量の推定誤差 S_l は次のように与えられる。

$$\frac{S_l}{\sqrt{l}} = a\bar{r}_l^b \quad (3.12)$$

ここで、 S_l ：予測値と実現値の平均二乗誤差の平方根 (mm/h)， l ：リードタイム (h)， \bar{r}_l ：平均値 (mm/h)， a, b ：定数。

図3.14は、予測雨量を8階級に区分しそれぞれの階級における実績雨量の平均値 \bar{r}_l と、 S_l/\sqrt{l} との関係である。なお、 \bar{r}_l ならびに S_l/\sqrt{l} は文献¹³⁾に従って整理した。対象とした期間は2006年5月17日～同年6月17日と2007年4月17日～同年6月15日とし、1時間毎に更新される予測雨量が0mm/hを超えた場合のデータを用いた。凡例中の l はリードタイムを表しており、この図ではリードタイムが1時間から12時間までを対象にしている。図より雨量の推定誤差式として次式を得た。

$$\text{雨量の誤差推定式} : S_l = 1.179\bar{r}_l^{0.486}\sqrt{l} \quad (3.13)$$

融雪量についても同様な整理を行い、次式に示す誤差推定式を得た (図3.15)。

$$\text{融雪量の誤差推定式} : S_l = 0.397\bar{m}_l^{0.447}\sqrt{l} \quad (3.14)$$

ここで、 \bar{m}_l ：融雪量の平均値 (mm/h)。

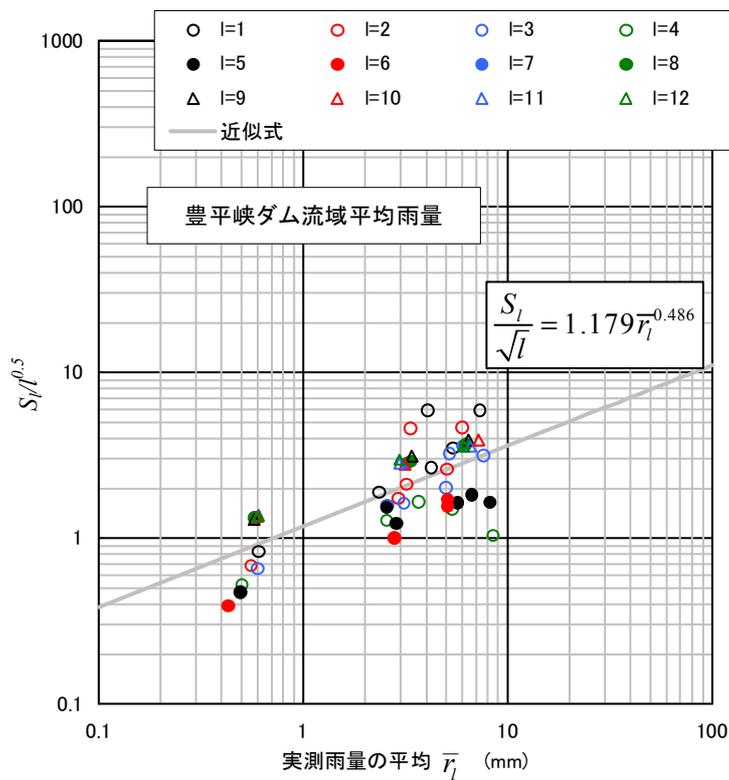


図 3.14 実績雨量の平均値 \bar{r}_l と S_l/\sqrt{l} の関係.

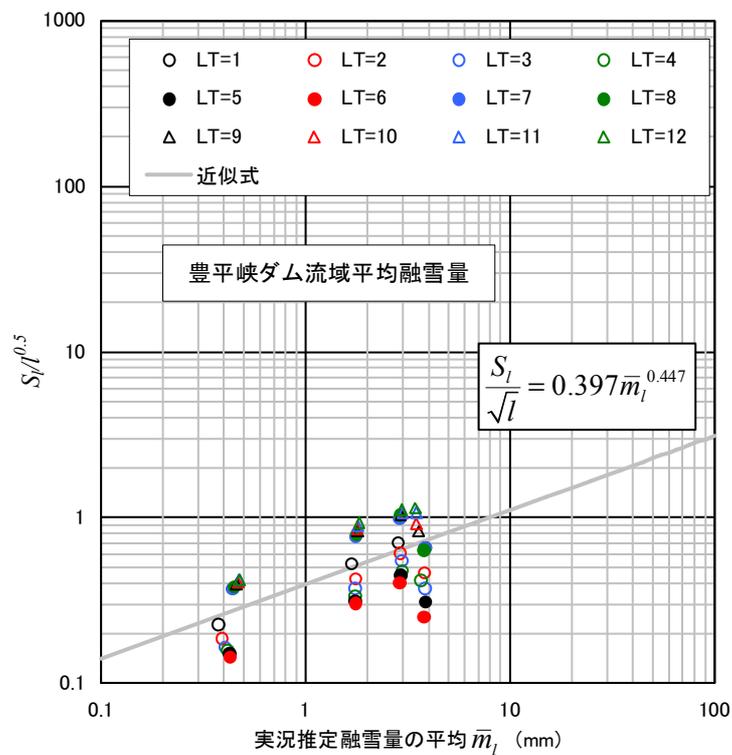


図 3.15 実績推定融雪量の平均値 \bar{m}_l と S_l/\sqrt{l} の関係.

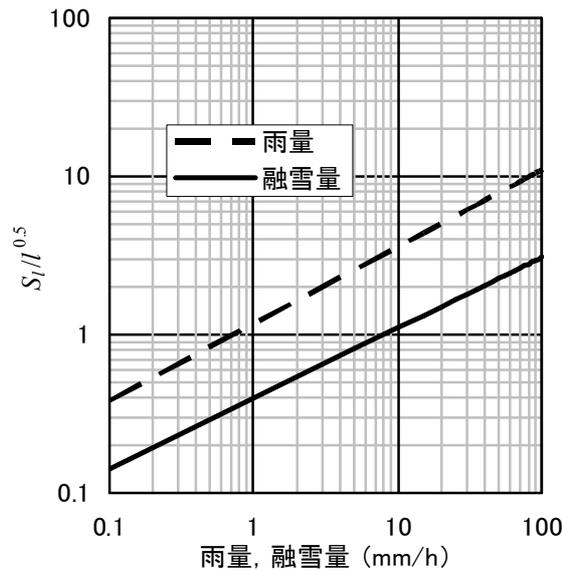


図 3.16 雨量と融雪量の推定誤差の比較.

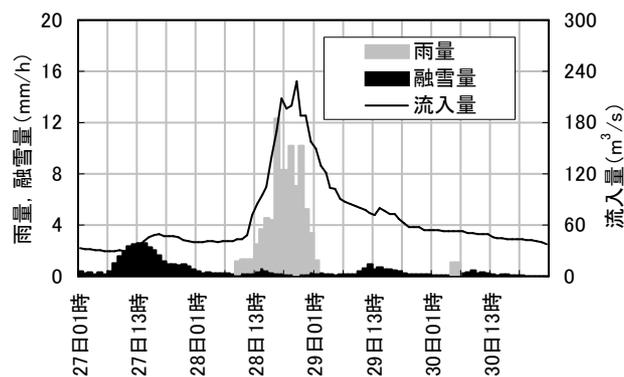


図 3.17 洪水時における雨量と融雪量の時間強度.

2006年5月27日～30日の雨量と融雪量. 流域平均値で示した.

以上で得た雨量および融雪量の誤差推定式を比較したものが図3.16である. 図中, 破線が雨量, 実線は融雪量の誤差推定式である. この図によると, 融雪量の誤差推定式は雨量の下側に描かれ, 融雪量の予測誤差は雨量の予測誤差より小さいことを表している. さらに, 大雨時には融雪の時間強度は, 降雨の時間強度に比べてかなり小さい(図3.17). これらのことから, 融雪流出予測の精度は, 融雪量の予測精度より, 雨量の予測精度が大きく関わっていると考察される.

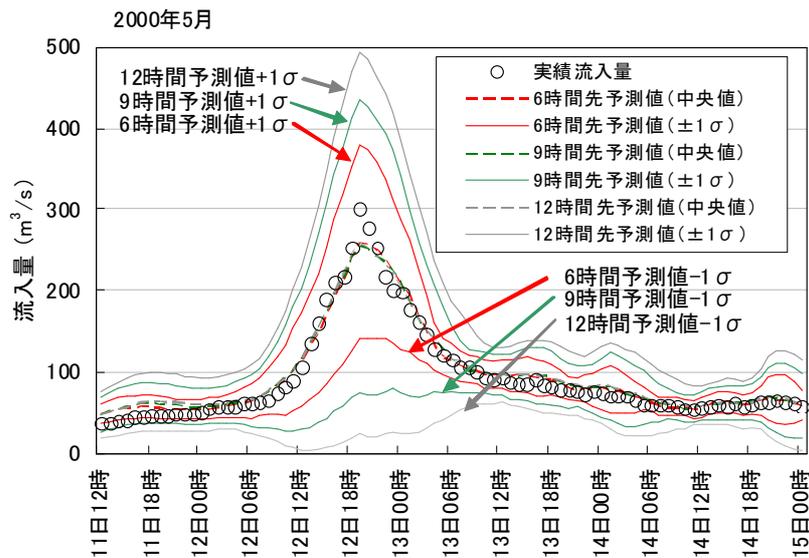


図 3.18 融雪期における流入量の推定予測誤差.

豊平峡ダム，2000年5月11日～14日.

以上で求めた誤差推定式を用い，2000年5月に発生した大規模な融雪洪水における流入量の予測信頼区間を示したものが図3.18である．流入量の信頼区間の計算方法は文献¹²⁾を参考にした．図中，○印は実績流入量，赤色，緑色，灰色の実線は，それぞれ，リードタイムが6時間，9時間，12時間の場合の流入量の信頼区間を表している．各リードタイムの信頼区間の中央値は同色の破線で示した．なお，中央値は流出モデルを用いて実績雨量（融雪量も含む）から求めた計算流入量であり，信頼区間は中央値 $\pm 1\sigma$ （ σ ：標準偏差）で示している．

図によると，リードタイムが9時間および12時間の場合，ピーク流入量が出現している時刻の予測値 -1σ 値は，流出開始時点の流入量と同程度か，もしくはそれより少ない．この予測値では流出するか否かの判断すらできない．ダムの操作判断に使える予測値はリードタイムが6時間程度までといえよう．

この6時間は，先に述べた予測流入量の包絡範囲からの評価結果と整合する．また，和田らの報告¹⁴⁾では，降雨による洪水を予測する場合，予測情報として有効な先行時間は6時間程度であることを指摘しているが，ここでの結果は，それに符合するものであった．融雪洪水の予測精度は，降雨による洪水を予測する場合と同程度と言える．この結果と降雨を伴わない融雪出水の予測は良好であったことを総合すると，融雪洪水の予測精度は，雨量の予測精度が大きく関与しているものと考察される．

3.2 雨量予測の精度

以上の考察から、融雪洪水の予測精度は雨量の予測精度に大きく左右されることが明らかとなった。そこで本節では、時系列雨量とそれを累計した積算雨量の2種類について予測精度を比較・分析する。なお、積算雨量は、ダム管理への活用の可能性が指摘¹⁾されており、事前放流を行う際の有効な情報になる可能性があると考え、ここで採り上げた。

(1) 対象流域と基礎資料

対象流域は、図3.19に示すように、石狩川水系の水位観測所（▲印）を最下流点とする15の流域とした。各流域の集水面積は263km²~14,327km²である（表3.2）。

解析に用いた予測雨量は、気象庁から配信されている短時間降水予測とGPV（Grid Point Value）の一種であるRSM（Regional Spectral Model）による予測値である。いずれも、気象予報士による修正が施された値ではなく、気象庁から配信された値をそのまま用いた。

短時間降水予測は、6時間先までの約1kmメッシュの雨量を毎時更新で配信される。一方GPVは、51時間先までの予測雨量が1日2回配信される。メッシュサイズは約20kmである。これらのデータから流域に該当するメッシュの雨量を取

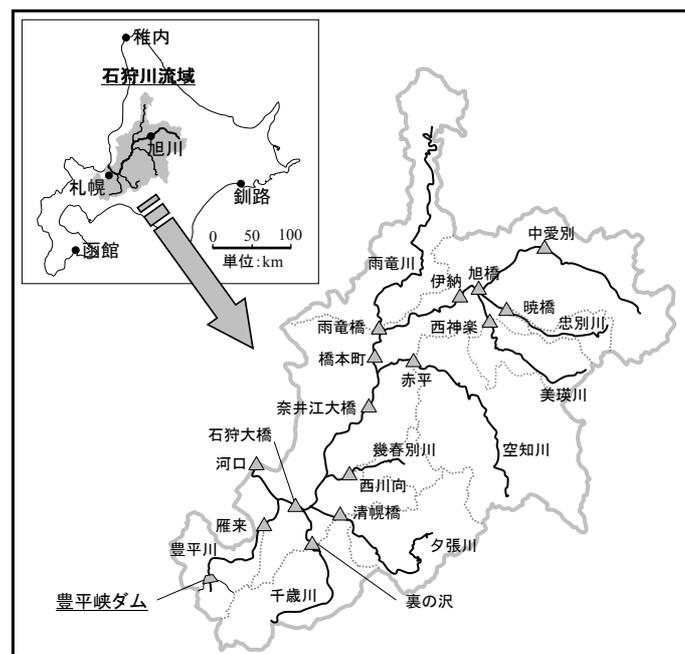


図 3.19 対象流域（石狩川流域）。

り出し、それらの平均値を流域平均雨量として用いた。また、実績値にはレーダ雨量を地上雨量で補正したメッシュ雨量（解析雨量¹⁵⁾を用い、上述した予測雨量の処理と同様に流域平均雨量を求めた。精度評価の対象とした降雨は、予測データの保管されていた2004年から2008年の期間で、石狩川流域内および周辺のアメダスにおいて日雨量100mm以上が観測された事例とした（表3.3）。

表 3.2 対象流域の流域面積.

No	地点名	流域面積 (km ²)	備考
1	河口	14,327	本川
2	石狩大橋	12,697	〃
3	奈井江大橋	8,941	〃
4	橋本町	5,711	〃
5	伊納	3,379	〃
6	旭橋	1,917	〃
7	中愛別	1,083	〃
8	暁橋	263	忠別川
9	西神楽	646	美瑛川
10	赤平	2,531	空知川
11	雨竜橋	1,713	雨竜川
12	西川向	325	幾春別川
13	清幌橋	1,116	夕張川
14	裏の沢	1,142	千歳川
15	雁来	651	豊平川

表 3.3 対象流域の流域面積.

No	年	月/日	日雨量 (mm)	観測地点
1	2004	08/20	127	手稲山
2	2005	08/22	123	幾寅
3	〃	09/07	237	支笏湖畔
4	〃	10/22	109	〃
5	2006	05/28	162	〃
6	〃	06/16	106	〃
7	〃	08/04	108	小車
8	〃	10/07	109	瑞穂
9	2007	05/26	117	支笏湖畔
10	2008	05/20	125	〃
11	〃	06/06	101	〃
12	〃	10/09	185	〃

(2) 積算予測雨量と時系列予測雨量の精度比較

以上で整理した流域平均雨量の予測値と実績値の相関図を図3.20および図3.21に示す。図3.20は短時間降水予測において、リードタイムが3時間と6時間の場合の相関図、図3.21はGPVを対象にリードタイムが12時間および24時間の場合の相関図である。図の左側は時系列雨量、右側は積算雨量に関する図である。積算雨量は所定期間内の毎時雨量の累計値であり、例えば、”リードタイム24時間の積算予測雨量”とは、24時間先までの予測雨量を合計した値を意味する。

各図とも、横軸は予測雨量、縦軸は実績雨量である。グラフの上部には予測雨量と実績雨量の回帰式と相関係数を記し、グラフ内には黒色の太い実線で回帰式を示した。なお、図は、表3.3に示した全ての降雨事例を対象にして、同じリードタイムのデータを全ての流域について示してある。

これらの図によると、リードタイムが長くなるのに伴い、点の散らばりが大きくなっていることがわかる。また、点の散らばりは、時系列雨量に比べて、積算雨量が小さいこともわかる。この差は、図の上部に記した相関係数に現れている。そこで、実績雨量と予測雨量の相関性に着目し、相関係数を基に積算雨量と時系列雨量の予測精度を比較した。相関係数は直接的には誤差ではないが、予測値と実績値に強い相関関係があれば予測値の補正が可能と考え、相関係数を評価指標とした。

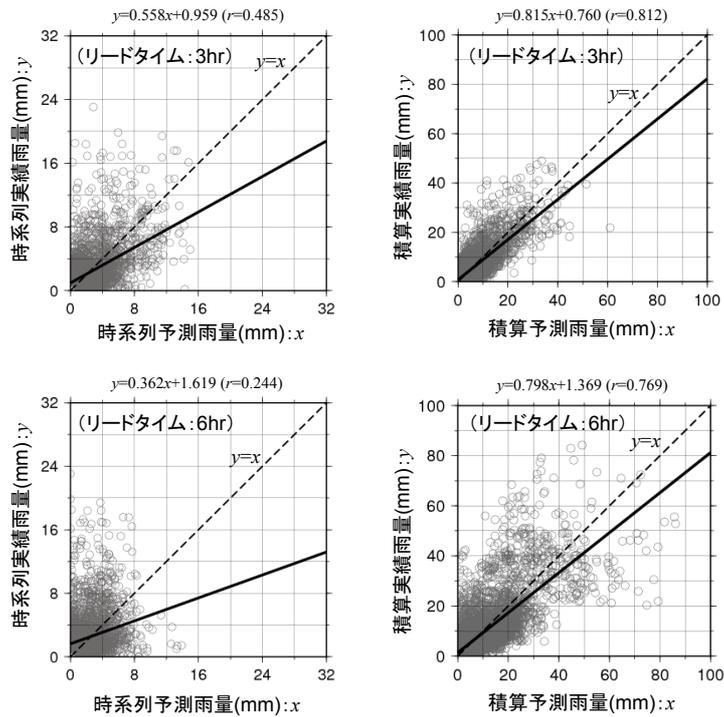


図 3.20 短時間降水予測の予測値と実績値の関係。

左：時系列予測，右：積算予測，上段：リードタイム3時間，下段：リードタイム6時間。

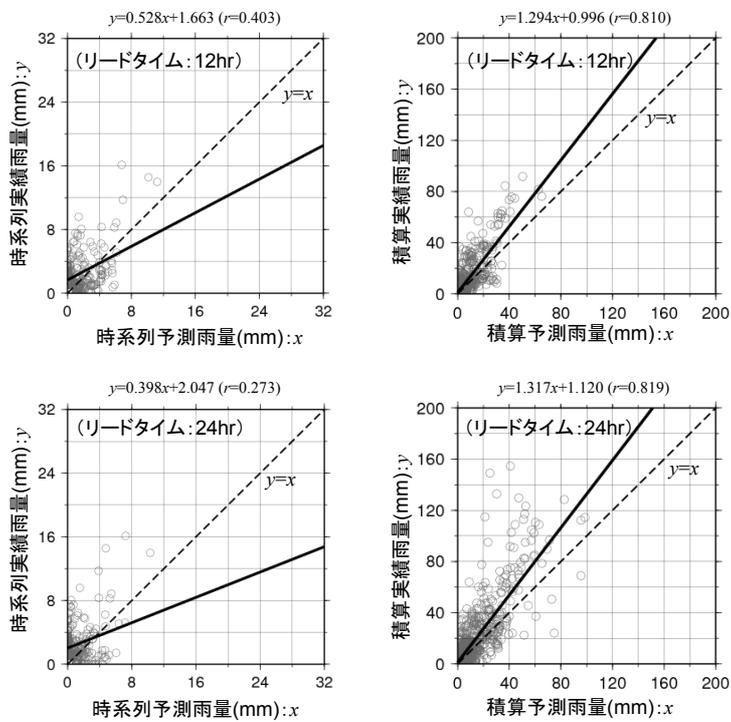


図 3.21 GPVの予測雨量と実績雨量の関係。

左：時系列予測，右：積算予測，上段：リードタイム12時間，下段：リードタイム24時間。

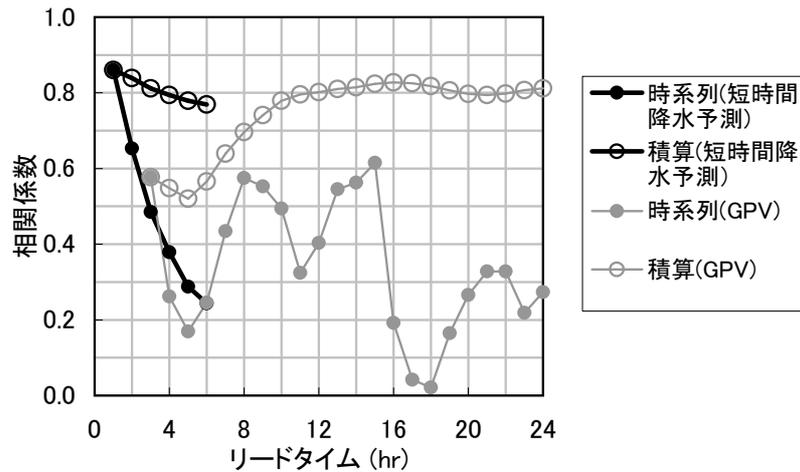


図 3.22 相関係数とリードタイムの関係.

図3.22 は相関係数とリードタイムの関係を示したものである。各々の点は、表 3.3 に示した全ての降雨事例を対象にして、同一リードタイムの全流域のデータから求めたものである。図中、横軸はリードタイム、縦軸は相関係数である。黒色は短時間降水予測、灰色はGPVであり、それぞれ、積算値の相関係数を白抜きで、時系列値を塗りつぶしの●印で表した。

図によると、短時間降水予測の相関係数は、時系列値と積算値の両方とも、リードタイムが長くなるのに伴って直線的に減少している。一方GPVの場合は、時系列値の相関係数は変動しつつ減少しているものの、積算値はリードタイムが6時間より長くなると増大する傾向が見られる。また、時系列予測と積算予測の相関係数を比較すると、短時間降水予測、GPVとも積算予測の方が大きい。

以上の結果は、時間的な平均化が予測精度を安定させるのに効果的であることを示したものと考えられる。気象予測では、低気圧や前線の移動速度が実際と異なる場合がある。このため、量的には良好な予測であっても、雨の降り始めや雨量のピークが時間的にずれることがある。時系列値は、時刻・量ともに正確でなければ、高い相関係数は得られない。一方、積算予測雨量は、毎時雨量に時間的なずれがあったとしても、積算することで誤差が相殺され得る。したがって、時系列値に大きな誤差があるように見えても、積算値にすれば大きな誤差にならないと考えられる。また、積算期間を長くすれば平均化の効果が大きくなり、その結果、GPVの積算値の相関係数がリードタイムとともに増大したものと考えられる。

以上では時間的な平均化が予測精度を安定させることがわかった。次に、空間的な平均化によって予測雨量の精度がどのように変わるかを見た。

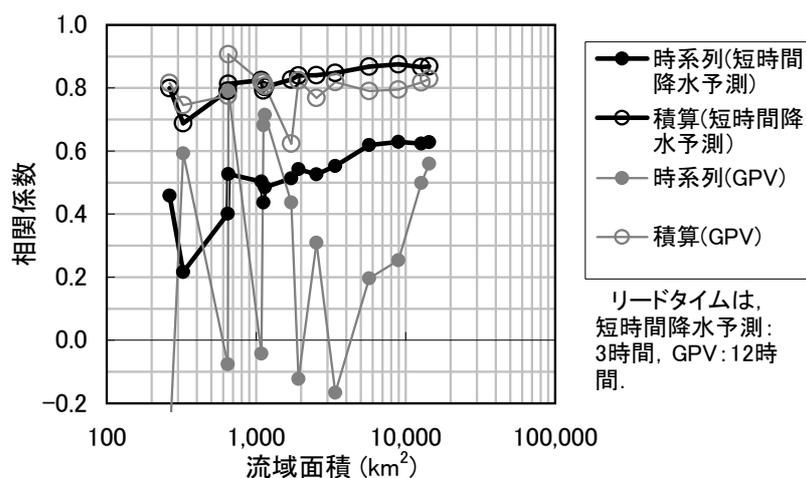


図 3.23 相関係数と流域面積の関係.

図3.23 は、表3.2 に示した15流域の流域面積と相関係数との関係を示したものである。図の相関係数（丸印）は、表3.3 に示した全ての降雨事例から算出しており、短時間降水予測はリードタイム3時間の値、GPVはリードタイム12時間の値を示した。図中の横軸は流域面積、縦軸は相関係数である。黒色は短時間降水予測、灰色はGPVであり、それぞれ、積算値は白抜きの○印で、時系列値は塗りつぶしの●印で表した。図によると、面積の広い流域の相関係数は、狭い流域より値が大きいことがわかる。この傾向は、GPVの時系列値を除いて、全般的に見られる。また、短時間降水予測とGPVの積算値は、流域面積に関わらず0.8程度の相関係数を有していた。空間的な平均化は、雨域や前線の位置が多少ずれたとしてもその影響が緩和される。このため、面積の広い流域は面積雨量の精度は高いものと考えられる。その一方で、狭い流域ほど精度の高い予測が難しいことを示す結果とも解釈される。

以上の結果、予測雨量の時空間的な平均化は、予測精度を安定化させるのに有効であることがわかった。空間的な平均化は流域面積で制約されるので、時間的な平均化が現実的な利用方法と考えられる。ダム管理において予測リードタイムは、出水前に必要な空き容量を準備するための時間としてより長いことが望ましい。上述の図3.22によれば、24時間先までの積算値を予測した場合であっても相関係数は0.8を保ち、長いリードタイムを確保するのに有効であろう。洪水予測では時系列で流量や水位を予測することが必要であるものの、ダム管理では今後貯水池に流入する総流入量も重要な情報である。一般に、総流入量と総雨量の間には対応関係があることから、積算予測雨量から総流入量を見積もることができる。したがって、積算予測雨量は、ダムの管理に活用でき

ると同時に、予測精度の安定性の観点からも有効な情報になり得るものと考えられる。

(3) 積算雨量の誤差幅の評価

予測データを活用する場合、予測値を解釈する上で、予測値と実測値との対応と、予測値の誤差幅を把握しておくことが重要と考えられる。そこで、実績値と予測値との比較を行い、両者の量的な対応と、予測値の持つ誤差幅を定量的に整理する。

図3.24 と図3.25 は、予測リードタイムが3時間、6時間の場合の予測雨量と実績雨量を比較したものである。図には、積算雨量の予測値と実績値の相関図、および、予測値の区間ごとの実績値のヒストグラムを示した。

図の左側は相関図であり、横軸は積算予測雨量、縦軸は積算実績雨量である。破線は傾き45度の直線、実線は予測雨量と実績雨量の回帰式である。グラフの上部には、回帰式と相関係数を記した。

相関図の右側に配置した複数の図はヒストグラムである。ヒストグラムは、予測雨量が0~10mm, 20~30mm, 40~50mm, 60~70mmであった場合の実績雨量の出現頻度を示している。横軸は頻度、縦軸は実績雨量である。灰色の棒グラフは頻度、横軸と平行な2本の点線は予測雨量の区間の上下限を表す。さらに、横軸と平行な黒色の太い直線は予測雨量の区間平均を表している。黒線で描いた曲線は、実績雨量の分布に次式のガンマ分布を当てはめたものである。

$$f(x) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\beta x} \quad (3.15)$$

$$\alpha = \frac{\mu^2}{\sigma^2}, \quad \beta = \frac{\mu}{\sigma^2} \quad (3.16)$$

ここで、 $f(x)$: ガンマ分布の確率密度関数、 α : 形状母数、 β : 尺度母数、 μ : 平均値、 σ : 分散、 $F(x)$: ガンマ関数。

さらに、図3.24, 図3.25 のヒストグラムには、実績値の代表値を黒色の○印で表した。代表値には、平均値ではなくモードを用いた。これは、積算実績雨量の分布には偏りがあり、平均値は出現頻度の最も大きい階級と一致しないためである。モードは式 (3.15) の微分 $f'(x) = 0$ を満たす x であり次のように算出した。

$$x = \frac{\alpha - 1}{\beta} \quad (3.17)$$

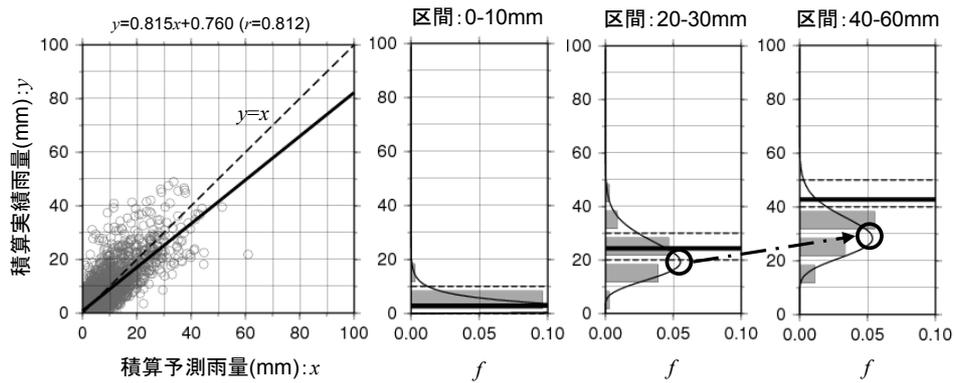


図 3.24 予測雨量に対する実績雨量の分布.

短時間降水予測，予測リードタイムは3時間．左は積算予測雨量と実績値との相関図，相関図の右側に配置した複数の図は各区間の予測雨量に対する実績雨量のヒストグラム．ヒストグラム中の2本の点線は予測雨量の区間を表し，その区間の予測雨量の平均を太線で表した．

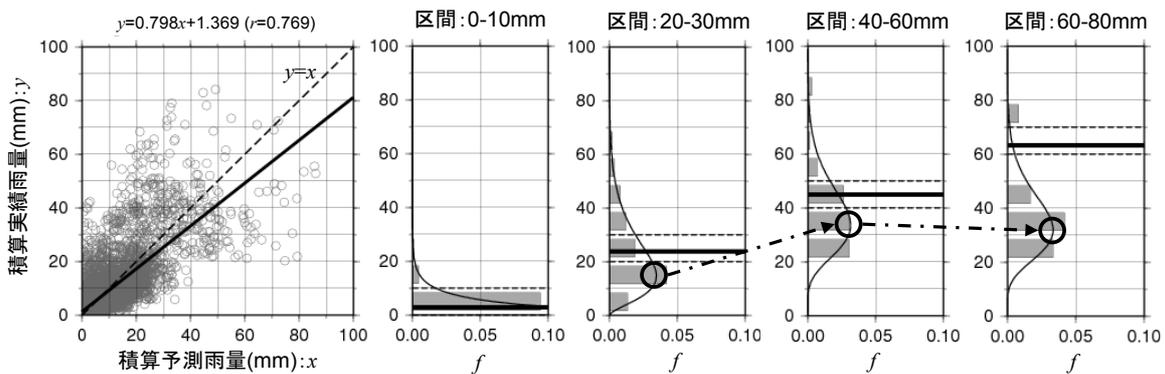


図 3.25 予測雨量に対する実績雨量の分布.

短時間降水予測，予測リードタイムは6時間．左は積算予測雨量と実績値との相関図，相関図の右側に配置した複数の図は各区間の予測雨量に対する実績雨量のヒストグラム．ヒストグラム中の2本の点線は予測雨量の区間を表し，その区間の予測雨量の平均を太線で表した．

図 3.24，図 3.25 の相関図によると，点は広い範囲にちらばっている．しかしながら，予測雨量（ヒストグラムの黒色の太い直線）が大きくなるのに伴って実績雨量（モード）も大きくなっており，予測値よりは少ないものの実績値は予測値に対応している．なお，全般に予測雨量が過大評価されている．ただし，図 3.25 の区間60～70mmの場合は，予測雨量が大きくなったとしても実績雨量は増加していない．

他のリードタイムも含めて，予測雨量と実績雨量の関係を示したものが図 3.26 である．図中の横軸は予測雨量，縦軸は実績雨量である．凡例のLTはリードタイムを表す記号であり，LT1はリードタイム1時間，LT6はリードタイム6時間を意味する．なお，予測雨量が40mmを超える範囲にLT1やLT2の点はない．

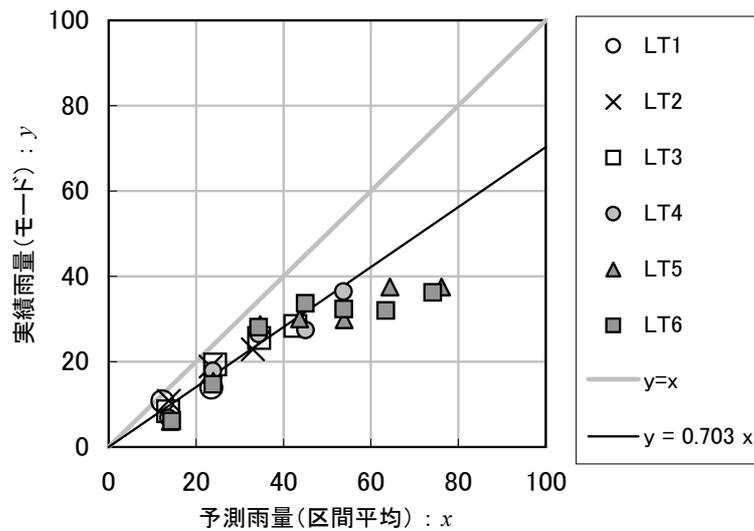


図 3.26 短時間降水予測の予測値と実績値の対応。
凡例のLTはリードタイム。

これは、1時間や2時間といった短い時間で、40mmを超えるような降雨が予測されることは少なく、式 (3.15) のモードが算出できなかったためである。

図によると、予測雨量が50mm以下の場合には、予測値と実績値は直線関係にあるものの、50mmを超えると両者は対応していない。すなわち、予測雨量が50mmであっても70mmであっても実際に降った雨量は変わらなかったことを意味する。用いた降雨事例の中で、6時間の合計雨量が50mmを超えた大雨は3事例と少ない(2005年8月21日：幾春別川流域：73mm/6hr, 2005年9月7日：夕張川流域：84mm/6hr, 2008年10月9日：千歳川：66mm/6hr)。十分な数の事例が得られなかったため、このような傾向になったものと考えられる。積算予測雨量が50mmを超える場合の予測精度については、今後、事例の蓄積と精査が必要と考える。

データ数が不十分と考えられる50mm以上の範囲を除いて作成した回帰式が、図3.26の黒色の実線である。平均的には予測値の約7割が実績雨量となっており、予測雨量は過大傾向にあるといえる。

同様な手順でGPVについて整理結果が図3.27である。図の横軸は予測雨量、縦軸は実績雨量であり、リードタイムが6, 9, 12, 15, 18, 21および24時間の7種類を示した。図によると、短時間降水予測とは異なり、50mmを超える雨量に対しても、実績値と予測値は対応している。図に示した黒色の実線は予測雨量と実績雨量の回帰式であるが、それによると、全般的には予測値より実績値が大きく、予測値の1.23倍が実績値となっている。全般的には予測値は実績値より少ない傾向にあるといえる。

以上では、予測値と実績値の平均的な値に注目して両者の対応を整理した。

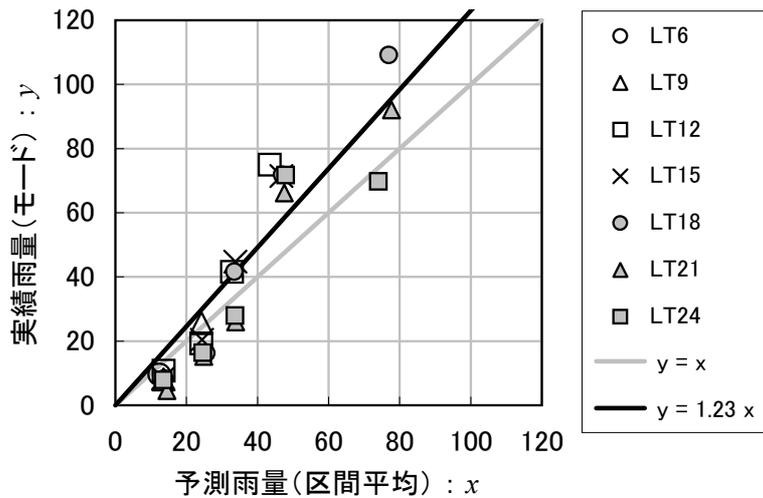


図 3.27 GPVの予測値と実績値の対応.

凡例のLTはリードタイム.

次に、予測値に対する実績値の分布に着目して誤差の幅を調べる．ここでは、上述で得られているガンマ分布の曲線式を用い、実績雨量の70%が含まれる範囲を定めることで誤差の幅を評価した．この誤差の幅70%は台風の予報円（台風の中心が予報円に入る確率は70%）を参考にした¹⁶⁾．

70%の割合で実績値が出現する範囲は、図3.28に示すように、式(3.15)の確率密度関数 $f(x)$ を積分し、次式を満足する r_{min} （下限値）と r_{max} （上限値）を求めればよい．

$$\text{上限値} : \int_0^{r_{max}} f(x)dx = 0.85 \quad (3.18)$$

$$\text{下限値} : \int_0^{r_{min}} f(x)dx = 0.15 \quad (3.19)$$

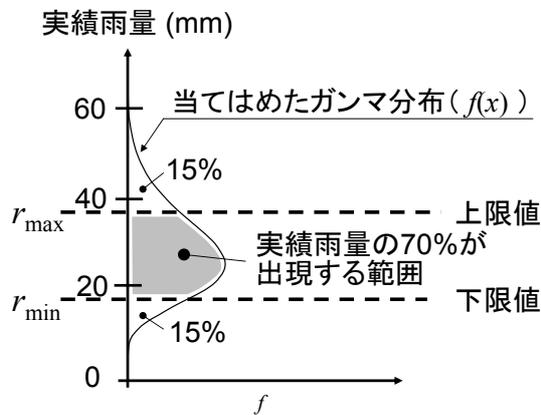


図 3.28 実績雨量の幅.

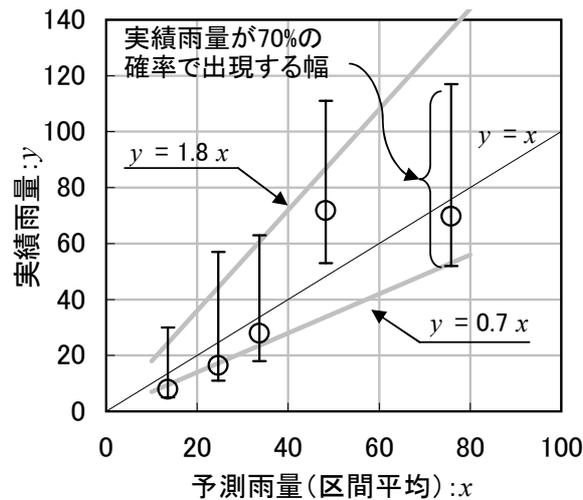


図 3.29 GPVの予測値に対する実績値の70%出現範囲.

リードタイム:24時間.

このようにしてリードタイムが24時間の場合について、70%の確率で実績雨量が出現する範囲を示したものが図3.29である。図の横軸は予測雨量，縦軸は実績雨量である。○印はモード，○印から上下に描いた実線は実績雨量が70%の確率で出現していた範囲を示している。図によると，予測雨量が30mm程度の場合，実績雨量の70%は概ね20mm~60mmの範囲にある。予測雨量が50mmの場合，70%出現区間は直線の上側にあり，実績値を過少に予測していたことがわかる。他の予測雨量については70%出現範囲に実績雨量が収まっている。また，予測雨量が多くなるのに伴って70%出現範囲は拡大しており，規模の大きな雨量ほど予測誤差が拡大する様子がうかがえる。図中，灰色の実線は70%出現範囲の上限値・下限値の回帰式であるが，全般的な傾向としては，24時間予測の場合，実績雨量の70%は，概ね予測値を0.7倍~1.8倍した範囲にあった。和田らの研究¹⁾によると，リードタイムが24時間の場合，積算雨量の実績値は予測雨量の0.8倍~1.4倍程度であることを報告している。この報告では，予測雨量と実績雨量との回帰係数から導かれた結果であり，本論文とは分析方法が異なる。しかしながら，両者は概ね整合する結果となっており，一般性の有する値と判断される。

3.3 事前放流への予測情報活用に向けた考察

以上では，豊平峡ダムにおける融雪出水の予測データを基に，流入量の予測精度，雨量および融雪量の予測精度を分析し，流入量の予測精度を決定づけるのは雨量の予測精度であることを明らかにした。この結果を踏まえ，複数の流

域を対象にして雨量の予測精度を整理した．ここでは，時系列雨量と積算雨量を採り上げ，比較分析を行った．その結果をまとめると表3.4のとおりである．この表に示すように，予測情報として有効なリードタイムは積算予測が長く，24時間であっても良好な予測精度を有していた．一方，時系列予測については，雨量予測は1～2時間程度，融雪出水予測は6時間程度と考えられた．

表 3.4 水文情報の有効なリードタイム.

予測の種類	有効なリードタイム	雨量	融雪量・流出量
時系列	6時間	1～2時間	6時間
積算	24時間	24時間	—

効果的な事前放流を行うには，リードタイムの長い予測が必要である．前述の図3.7で示したように，流出が始まってから良好な予測流入量が得られたとしても，既に洪水調節が開始されている可能性が高く，予測流入量に基づいて事前放流を実施するのは難しい．また，図3.30に示すように，融雪期の流入量は夏期の比べて大きいことから，放流を行う時間をより長くしなければ，事前放流の効果は期待できない．

河川を対象にする洪水予測は，避難勧告を発令するタイミングを判断する場合などに利用され，水位や流量を時系列で予想することが不可欠となる．一方，ダム管理では，流入量を時系列で予測できることも必要ではあるものの，今後貯水池に流入するであろう総流入量も価値のある情報といえる．一般に，総流入量と総雨量には対応関係があることから，積算予測雨量から総流入量を見積

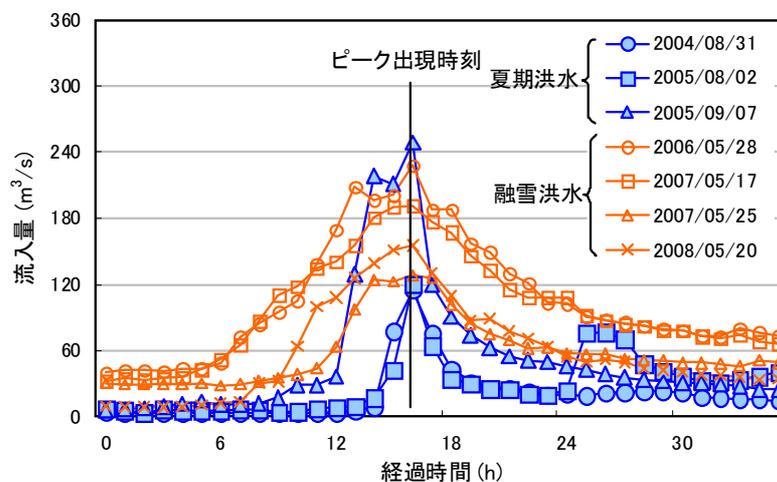


図 3.30 夏期と融雪期の出水時ハイドログラフの比較.

豊平峡ダムの流入量．各洪水事例とも流入量のピークが出現した時刻を一致させて図化した．

もることも可能である。

以上の考察から、事前放流に活用し得る予測情報としては積算予測を用いるのが最良と考察される。

3.4 本章のまとめ

本章では、水文情報の予測精度の実態を分析し、その結果を踏まえ、事前放流において有効と考えられる予測情報を選定した。結果をまとめると以下のとおりである。

- 1) ダム流域を対象に、融雪流出モデルを構築し、その再現性を検証した。このモデルを用い、気象予測に基づく予測流入量データを作成した。
- 2) 降雨を伴う融雪出水の予測は、降雨開始後において出水規模を的確に予測できる場合があった。しかしながら、降雨が始まる前の予測は、過少な予測流入量になっていた。また、流入量の予測精度は、予測雨量に大きく左右されていた。
- 3) 降雨を伴わない融雪のみで出水した事例について予測状況を整理した。その結果、良好な予測値が得られることがわかった。
- 4) 雨量、融雪量の誤差推定式を導出した。融雪量の予測誤差は雨量より小さいことがわかった。加えて、洪水時の融雪量の時間強度は、雨量に比べて小さいことから、融雪洪水の予測精度は、雨量の予測精度が大きく関与していると考察された。
- 5) 石狩川の15の流域を対象に、流域平均雨量の予測精度を評価した。ここでは、時系列値と積算値の2種類の予測雨量を比較した。その結果、積算値の相関係数は、時系列値より大きく、リードタイム・流域面積の変化に対して安定していることがわかった。
- 6) 積算予測雨量を対象に、予測誤差の幅を定量的に評価した。その結果、積算予測雨量の0.7~1.8倍の範囲に積算実績雨量の70%が収まっていた。
- 7) 融雪期において効果的な事前放流は、早い時点での放流開始が必要である。このような観点から、以上に挙げた水文予測情報の精度を比較した結果、積算予測情報が最も有力な活用法であると考察された。

参考文献

- 1) 和田一範, 川崎将生, 富澤洋介: 気象予測データの利用可能性に関する研究, 国土技術政策総合研究所資料, 第329, 51p., 2006.
- 2) (財)北海道河川防災研究センター: 石狩川流域ランドスケープ情報, 1998.
- 3) 立平良三: 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算, 天気, 23, pp.27-32, 1976.
- 4) Kondo, J. and Yamazaki, T.: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, *J. Appl. Meteor.*, vol.29, pp.375-384, 1990.
- 5) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, 337p., 1994.
- 6) 石井孝, 梨本真, 下垣久: 衛星データによる葉面積指数LAIの推定, 水文・水資源誌, vol.12 No.3, pp.210-220, 1999.
- 7) 口澤寿, 中津川誠: 熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散の推定, 北海道開発土木研究所月報, 588, pp.19-38, 2002.
- 8) 中津川誠・工藤啓介・星清: 積雪貯留を考慮した汎用的な融雪流出解析, 水工学論文集, 第48巻, pp.37-42, 2004.
- 9) 馬場仁志・星清・藤田睦博: 蒸発散及び浸透を組み合わせた二段貯留関数型流出モデルの開発, 水文・水資源学会誌, Vol.14, No.5, pp.364-375, 2001.
- 10) 星清・山岡勲: 雨水流法と貯留関数法との相互関係, 水理講演会論文集, 第26巻, pp.273-278, 1982.
- 11) 臼谷友秀・星清・山下彰司: 積雪層の貯留効果を取り入れた融雪流出モデルの検討, 河川技術論文集, 第12巻, pp.329-334, 2006.
- 12) 国土交通省・北海道開発局建設部河川管理課監修 (財)北海道河川防災研究センター・研究所編集・発行: 「実時間洪水予測システム理論」解説書, 396p., 2004.

- 13) 星 清, 東海林勉, 藤田暁: 短時間予測降雨における誤差指標の総合化, (財)北海道河川防災研究センター研究所紀要, XVI, pp.379-404, 2005.
- 14) 和田一範, 川崎将生, 富澤洋介: 河川の高水管理における予測降雨情報の適用性に関する考察, 水文・水資源学会誌, Vol.18, No.6, pp.703-709, 2005.
- 15) 気象庁編集, (財)気象業務支援センター発行: 解析雨量年報 (DVD-ROM), 2004~2010.
- 16) 二宮洗三, 新田尚, 山岸米次郎: 気象の大百科, pp.345-347, オーム社, 1997.

第4章 水文予測情報の事前放流への活用策

前章の結果，リードタイムの長い積算予測情報が事前放流の実施において最も有力な予測情報と考えられた．そこで本章では，ダムの治水機能向上の観点から，積算予測雨量を活用した事前放流の操作ルールを提案した．この提案は，積算予測雨量を用いて今後ダムに流入する水量を見積もり，それとダムの空き容量とを比較し，ダムの空き容量が不足することが予想されたとき放流を開始するものである．積雪地域のダムにおいて，融雪洪水の操作シミュレーションを行い，本提案の有効性を検証した．

4.1 対象ダムと現行の放流操作ルール

解析対象は，前章でも採り上げた豊平峡ダム（流域面積：134km²）である．豊平峡ダムは札幌市の水道水の供給と発電を担う多目的ダムであり，1973年に運用が開始され約40年が経過する．**図4.1**に貯水位の推移と容量配分を示すが，豊平峡ダムでは，流水の少ない厳冬期は水利用によって3月まで貯水位は長期に亘って低下し続ける．その後，夏の水需要に備えて融雪水を利用した貯留を開始し，6月にはダムの貯留できる最大限の水量が確保される．6月15日～10月31日の期間は洪水期と定められており，降雨による流水をダムに貯めるための容量（洪水調節容量）を確保する目的から，所定の貯水位（第1期・第2期制限水位）以下で管理される．9月以降は，厳冬期の利水容量を確保するために貯水位を上昇させ厳冬期を迎える．以上のように，洪水期は流水を制御する洪水調節容量を持つが，「非洪水期」と呼ばれる洪水期以外の期間については利水容量の確保を優先した管理がなされ洪水調節容量の小さい時期が現れる．

豊平峡ダムでは，過去に3度のただし書き操作が実施されている（1988年11月24日，1990年11月20日，2000年5月12日）．操作が行われたのは5月と11月であり，いずれも貯水位の高い洪水調節容量の小さい非洪水期に行われていた．

豊平峡ダムの洪水調節は一定率一定量放流方式が採用されている．流入量が60m³/sを超えると洪水調節に入り，60m³/sから820m³/sまでの間は，次式によっ

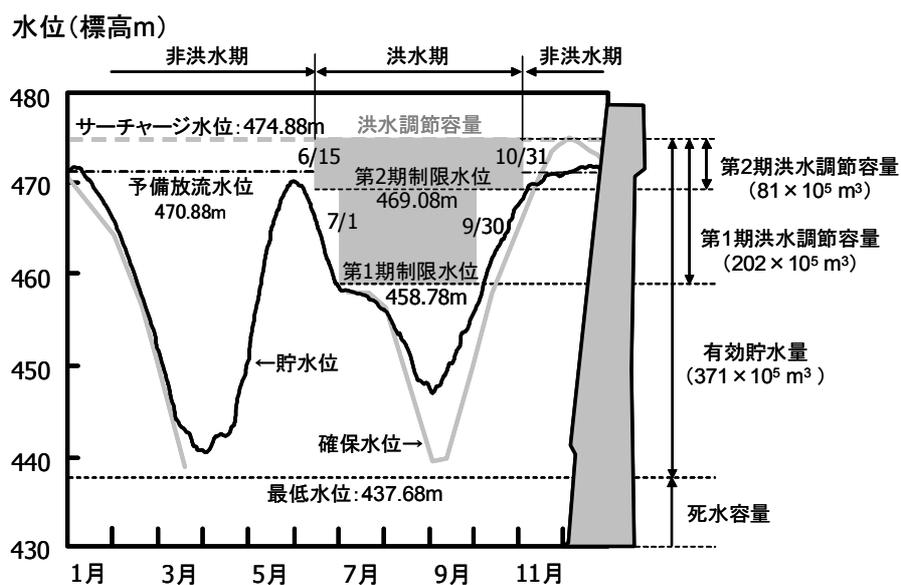


図 4.1 豊平峡ダムの年間貯水位・容量配分図.

て放流量が算定される（定率操作）.

$$q_{out} = (q_{in} - 60) \times 0.105 - 60 \quad (4.1)$$

ここで、 q_{out} : 放流量 (m^3/s) , q_{in} : 流入量 (m^3/s) .

その後、流入量が $820m^3/s$ を超えると、 $q_{out}=140m^3/s$ の定量操作に移行する. このような洪水調節を行ったとしても、貯水位がただし書き操作水位 ($472.58m$) を超え、さらにサーチャージ水位 ($474.88m$) に到達することが予想された時点でただし書き操作に移る.

非洪水期の洪水調節は予備放流水位 ($470.88 m$) 以上の容量を使って行われる (図 4.1 参照). このため、予備放流水位を超え、洪水量 ($60m^3/s$) 以上の流入がある場合は上記で示した洪水調節を行う.

なお、本研究では、上述したダムの洪水調節に関する操作ルールを定式化 (プログラム化) し検討を進めた. この処理は貯水位・流入量に応じて放流量を算定するものであり、プログラム化にあたっては、操作規則・操作細則・ただし書き操作要領を if-then 形式の組み合わせで定式化した. 放流量の計算時間間隔はダムの操作実態から 10分単位とした.

4.2 積算予測雨量に基づく事前放流方法

図4.2に積算予測雨量を活用した放流操作フローを示す。放流開始の判断は、24時間先までの積算予測雨量から予想した各時刻におけるダムの空き容量と、その間に貯水池に流入する水量を比較することで行う。

なお、図4.2には、予測雨量の補正として2種類の方法を示してある。これは、前章の結果を踏まえ、次の2パターンについて次章で検討する。

- 1) 予測雨量と実績雨量の平均的な相関関係（図3.26，図3.27）に基づき補正する場合：短時間予測雨量は0.7倍，RSMは1.23倍
- 2) 治水安全側（治水優先）を想定した場合（図3.29）：1.8倍

各時刻における空き容量は、予測する時点の空き容量と、今後の放流によって生じる容量の合計とした。放流量は予測する時点の放流を継続するものと仮定した。具体的には、時間後の空き容量は次式で計算した。

$$V_i = (V_T - V_0) + i \times 3600 \times q_{out} \quad (4.2)$$

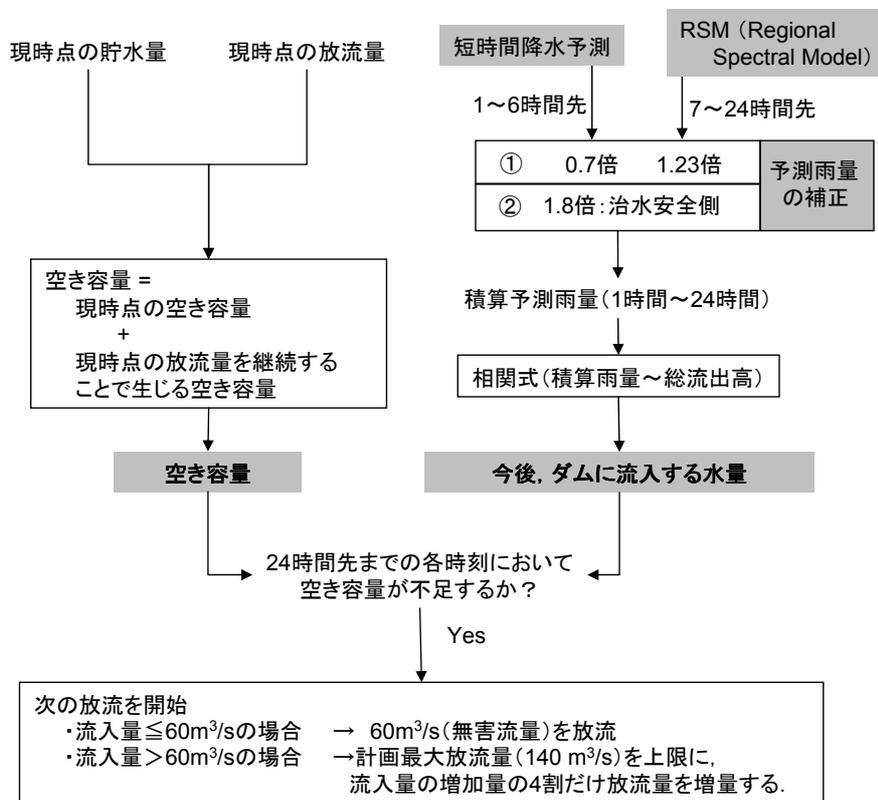


図 4.2 積算予測雨量を利用した放流操作方法。

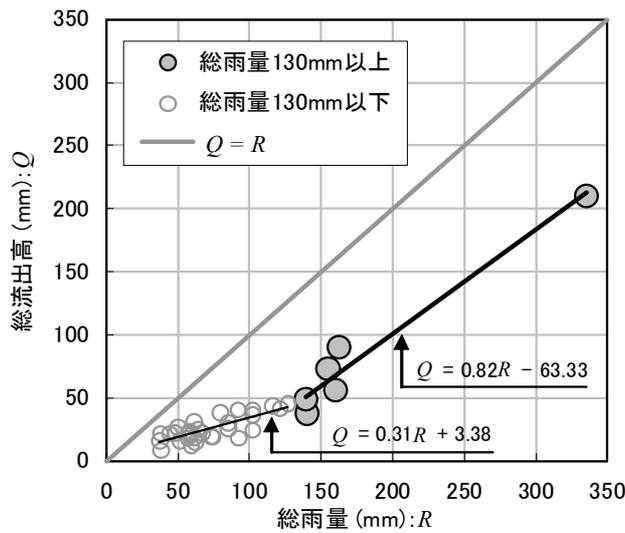


図 4.3 総雨量と流出高の関係.

ここで、 i :リードタイム (hr), V_i : i 時間後の空き容量 (m^3), V_0 :予測時点の貯水量 (m^3), V_T :ただし書き操作水位における貯水量 (m^3), q_{out} :予測時点の放流量 (m^3/s).

一方、流入する水量は、降雨に伴う出水事例から総雨量と総流出高の関係式を作成し、それに基づいて積算予測雨量から総流出高を算出する。図 4.3 は、1996年から2007年の期間で30mm以上の雨量が観測されたときの総雨量と総流出高の関係である。図中、横軸は総雨量、縦軸は総流出高である。黒色の細い実線は総雨量が130mm以下の回帰式、黒色の太い実線は総雨量130mm以上の回帰式である。なお、回帰式の傾きは流出率に相当する。灰色の実線は流出率が1となる線である。

図 4.3 によると、総雨量が130mmまでは流出率が0.31、それを超えると0.82となっている。以降の検討では融雪期の出水を対象にしていることから、土壌は飽和に近い状態にあるものと考えられる。そこで、流出率には、総雨量130 mm以上の0.82を使い、次式によって総流入量を算出した。

$$Q_i = fAR_i \times 10^3 \quad (4.3)$$

ここで、 Q_i :現時刻から時間先までに流入する水量 (m^3), f :流出率 (=0.82), A :流域面積 (=134 km^2), R_i :現時刻から*i*時間先までに降る総雨量(積算予測雨量) (mm)。

本来、降雨と流出には時間のずれがある。しかしながら、対象流域は集水面積が比較的小さく、融雪期の土壌は飽和に近い湿潤状態にあることから、降雨

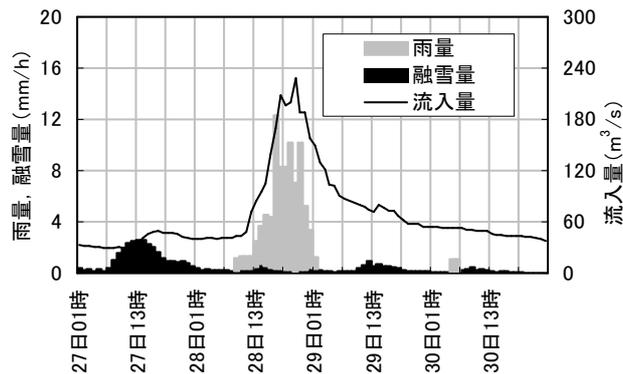


図 4.4 2006年5月27日～30日の融雪量，雨量，流入量．

融雪量および雨量は流域平均値．

に対する流出の応答は速いと考えられる．これらのことから，降雨と流出の時間的なずれは考慮しなかった．

なお，計算に当たっては総雨量に融雪量も含める必要がある．ここでは，予測が完全に的中したものと仮定し，融雪量には，3.1節の融雪モデルによる推定値を与えた．

このように推定した融雪量を図4.4に示す．図によると，降雨期間中の融雪量は雨量に比べてかなり小さく，融雪洪水への融雪量の寄与は小さい．したがって，式(4.3)で算出される総流入量は雨量予測の精度に決定付けられるといえる．運用においては，降水が雨か雪かを判別することが必要になるが，気温の予測情報を参考に判断することが可能である．もし，降水が雪の場合は，雨量を0として総流入量を求めれば良い．

以上で得られる1時間毎の空き容量と総流入量とを比較し，空き容量が不足しない場合は操作規則どおりの放流を行う．もし，24時間先までのどこかの時刻で空き容量が不足する場合（貯水位がただし書き操作水位に達する場合）には，下流河川の急激な水位上昇を制約する放流条件（放流の原則）を満たしつつ，以下のルールで放流を行う．

- 1) 流入量が $60\text{m}^3/\text{s}$ （洪水量）以下の場合は無害流量（ $60\text{m}^3/\text{s}$ ）の放流を開始する．このとき，貯水位が予備放流水位以下になることを許す．すなわち，この放流が事前放流にあたる．
- 2) その後，流入量が $60\text{m}^3/\text{s}$ を超え，それでもなお放流が必要と判断される場合には，流入量の変化量に応じて放流量を増加させる．ここでは，操作規則において放流できる最大量（計画最大放流量： $140\text{m}^3/\text{s}$ ）を上限に，放流量の増加速度が流入量のそれより小さくなるように，次式で放流量を決

める.

$$q_{out} = \alpha\{q_{in}(t) - q_{in}(t-1)\} + q_{out}(t-1) \quad (4.4)$$

ここで, $q_{out}(t)$, $q_{out}(t-1)$: 現時刻 (t) および1時刻前 ($t-1$) の放流量, $q_{in}(t)$, $q_{in}(t-1)$: 現時刻 (t) および1時刻前 ($t-1$) の流入量. α は流入量の増加に対する放流量の増加の割合であり, ここでは $\alpha=0.4$ とした. 操作規則では式 (4.1) に示したように流入量の約9割が貯水池に貯留されるが, その一部を貯留せずただし書き操作の回避に割り当てた操作といえる.

以上の操作方法は操作規則とは異なり, 予備放流水位より低い貯水位から流入量に見合う洪水調節を始めることになる. すなわち, 利水容量を利用して想定される洪水調節を前倒しして行うもので事前放流にあたる.

4.3 解析事例

解析に用いる事例には, ただし書き操作の行われた出水を採り上げたいものの, 予測データが保存されている2004年~2008年においてはそのような事例はない. そこで, 2004年~2008年の5年間でピーク流入量が $100\text{m}^3/\text{s}$ を超えた出水(表4.1)に対して操作規則どおりの放流操作をシミュレーションし, ただし書き操作が必要になる出水を選定した. シミュレーションでは貯水位が高く維持される5月や11月を想定し, 計算の初期貯水位には 470.80m (予備放流水位- 8cm)を与えた. このシミュレーション結果から, 2006年5月28日と2007年5月18日を解析対象とした(図4.5).

表 4.1 2004年~2008年においてピーク流入量が $100\text{m}^3/\text{s}$ を超えた出水(豊平峡ダム).

年月日	ピーク流入量 (m^3/s)
2004/08/31	115
2005/08/03	120
2005/09/07	249
2006/05/28	228
2007/05/18	192
2007/05/26	128
2008/05/20	156

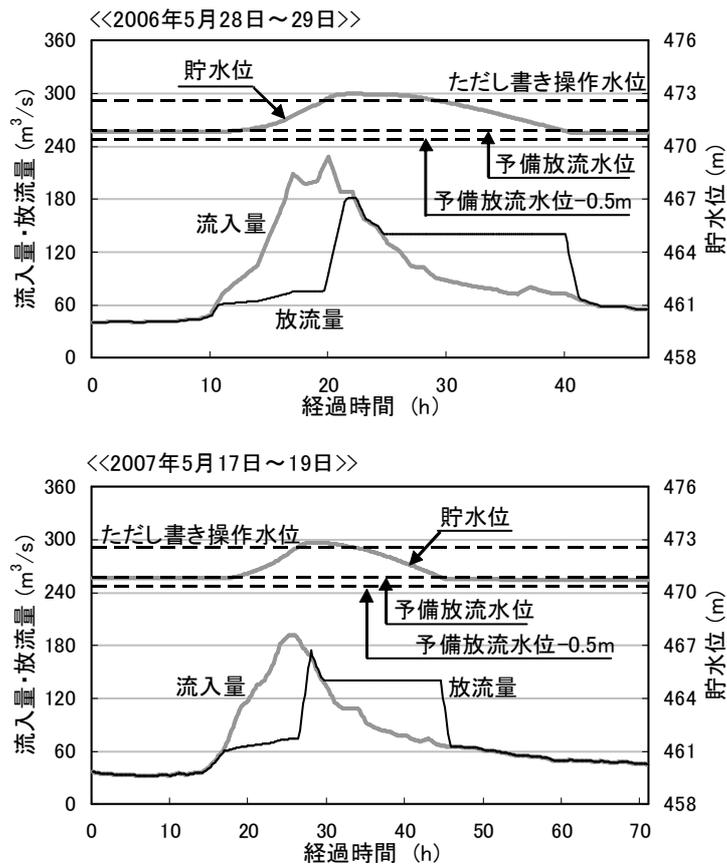


図 4.5 操作規則に従った放流操作のシミュレーション結果.

上段：2006年5月28日～29日，下段：2007年5月17日～19日．

なお，2006年5月の洪水では，実際には，ただし書き操作水位に達する前に放流量を増やし，ただし書き操作は行われていない．また，2007年5月の洪水においても，実際の貯水位がシミュレーションで設定した初期貯水位より低かったため，ただし書き操作は行われていない．実際とシミュレーションには，以上の違いがあることに留意されたい．

表 4.1 によると，ピーク流入量の最大は2005年9月7日の事例であるが，高い初期貯水位を与えたここでのシミュレーションでもただし書き操作には至っていない．表に挙げた全事例のハイドログラフを図 4.6 に示す．この図によると，夏期の洪水はピーク流入量に対して総量が少なく，融雪洪水は降雨と融雪水と相まって総量が多くなる特徴が見られる．2005年9月7日の事例はピーク流入量が最大ではあるものの，総ボリュームが小さいためにただし書き操作には至らなかったと考えられる．さらに，実際には，この事例は洪水期の出水であることから洪水調節容量が確保されており，ただし書き操作を必要とする可能性は小さいといえる．その一方で，融雪期の出水は長期間にわたり，加えて初期水位も高いことから，夏期と同規模の雨量であってもただし書き操作に至る可能

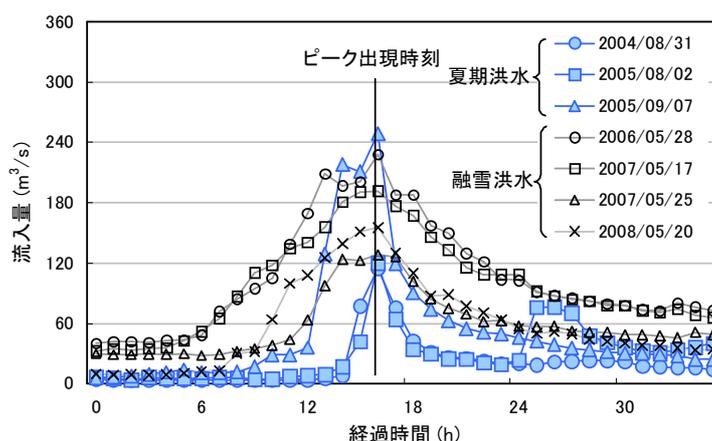


図 4.6 出水事例のハイドログラフ.

各事例とも，流入量のピークが出現した時刻を一致させた．

性が高いともいえる．

4.4 シミュレーションの結果と考察

4.2節で提案した放流方法を，2006年5月27日～30日，および，2007年5月16日～19日の洪水に適用した．その結果が図4.7と図4.8である．それぞれ，上段には24時間の積算雨量（前章，図3.20と図3.21に示した回帰式による補正は行っていない）と積算融雪量，下段には放流量，流入量，貯水位を示した．ここでは，予測雨量として，予測雨量と実績雨量の平均的な相関関係に基づいて補正（短時間予想雨量は0.7倍，RSMは1.23倍）を施した値を用いた．

図によると，積算予測雨量に基づいた判断によって放流が行われているものの，貯水位はただし書き操作水位を超え，流入に等しい量の放流が行われる結果となった．各図の上段に示した雨量によると，流入量が増加する前の予測雨量がかなり小さいことがわかる．この過少な予測雨量が，放流開始の判断を遅らせた理由といえる．

前章で述べた積算予測雨量の精度評価の結果によると，リードタイムが24時間の場合，積算した実績雨量は予測雨量の0.7倍～1.8倍の範囲にあった．そこで，ただし書き操作を回避することに主眼を置き，入力する積算予測雨量を治水安全側に見積もって利用することを想定した．具体的には，短時間降水予測とRSMの予測値とも1.8倍した値を用いた．

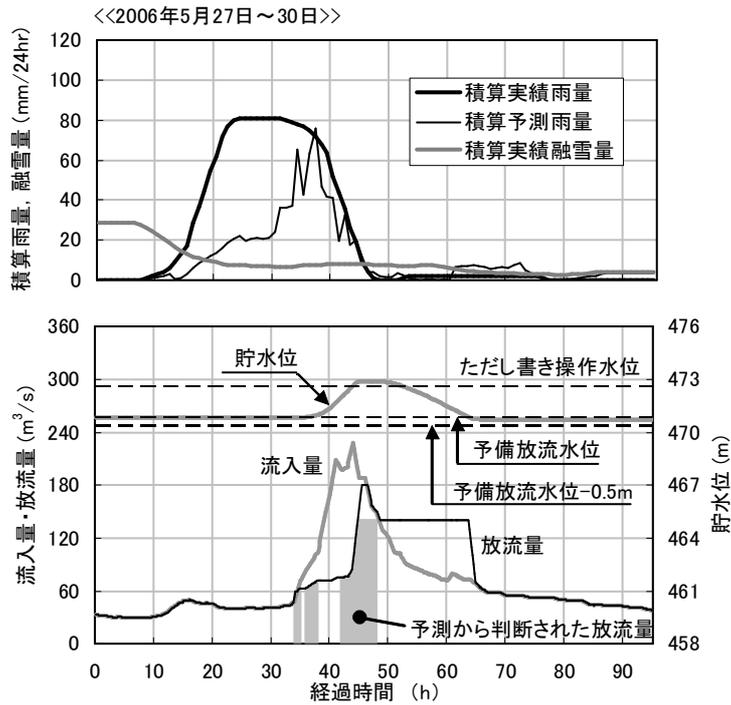


図 4.7 積算予測雨量に基づいた放流操作結果.

2006年5月27日～30日. 上段: 24時間積算雨量および融雪量, 下段: 放流量, 流入量, 貯水位.

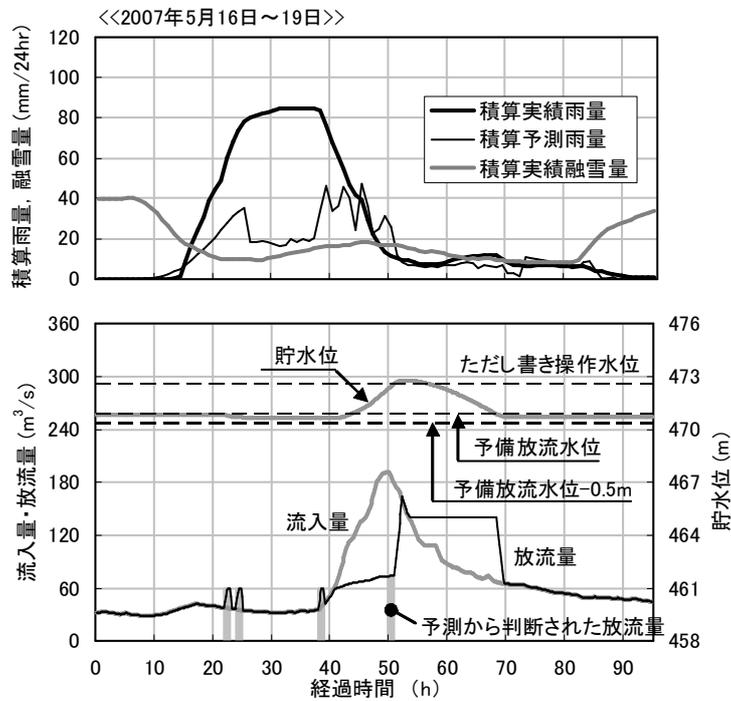


図 4.8 積算予測雨量に基づいた放流操作結果.

2007年5月16日～19日. 上段: 24時間積算雨量および融雪量, 下段: 放流量, 流入量, 貯水位.

そのシミュレーション結果を図4.9に示す。この図からわかるように、安全側の予測雨量を用いることでただし書き操作が回避されている。この図と、操作規則に則った放流量を示した図4.5とを比較すると、流入量の増加期間の放流量は、提案した方法が大きいものの、放流量のピークは大幅に減少している。

ただし書き操作の弊害は、多量の水を放流することと、放流量を急激に増大させることにある。本操作は、現行の操作ルールで定まる放流量を超えることはあるものの、放流可能な範囲（計画最大放流量）の操作によって、ただし書き操作に伴う急激な放流量の増大を防いでおり、有効な洪水調節と考えられる。また、図4.9において貯水位の変化を見ると、貯水位はただし書き操作水位付近まで上昇していることがわかる。これは、治水容量を最大限に活用した洪水調節が行われたことを意味し、効率的な操作であったといえる。

なお、図4.9の2007年5月の例では、放流量は増減を繰り返しており、この点は運用上の課題である。事前放流の実効性を損なわず放流量の変動を小さくするようなルーチンを考えていく必要がある。

以上の結果、ただし書き操作を必要とする事例に対して、安全側の積算予測

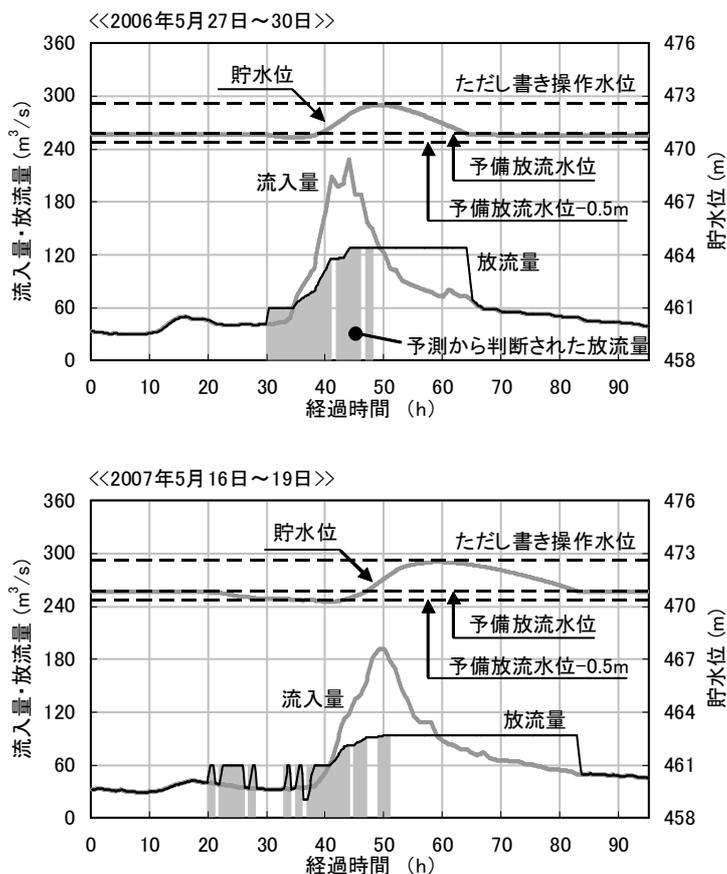


図 4.9 積算予測雨量に安全側の値を採用した場合の放流シミュレーション結果。

上段：2006年5月27日～30日，下段：2007年5月16日～19日。

雨量を用いることでただし書き操作を回避できることがわかった。しかしながら、安全側の予測雨量を用いることは過大な放流をしていることに他ならない。大規模な出水に対してはただし書き操作が回避できたとしても、規模の小さな出水では洪水後に必要となる利水容量が回復できないことが考えられる。

そこで、ただし書き操作を必要としない出水に対して、提案した操作を適用し、洪水調節後の容量回復状況をシミュレーションした。

対象洪水は、上述の表 4.1 において、ピーク流入量が最も小さかった 2007 年 5 月 26 日の事例とした。シミュレーションの結果が図 4.10 である。図の上段は 24 時間にわたって積算した雨量と融雪量、中段は操作規則どおりに放流量を行った結果、下段は予測雨量を 1.8 倍した値に基づいて放流を行った結果である。

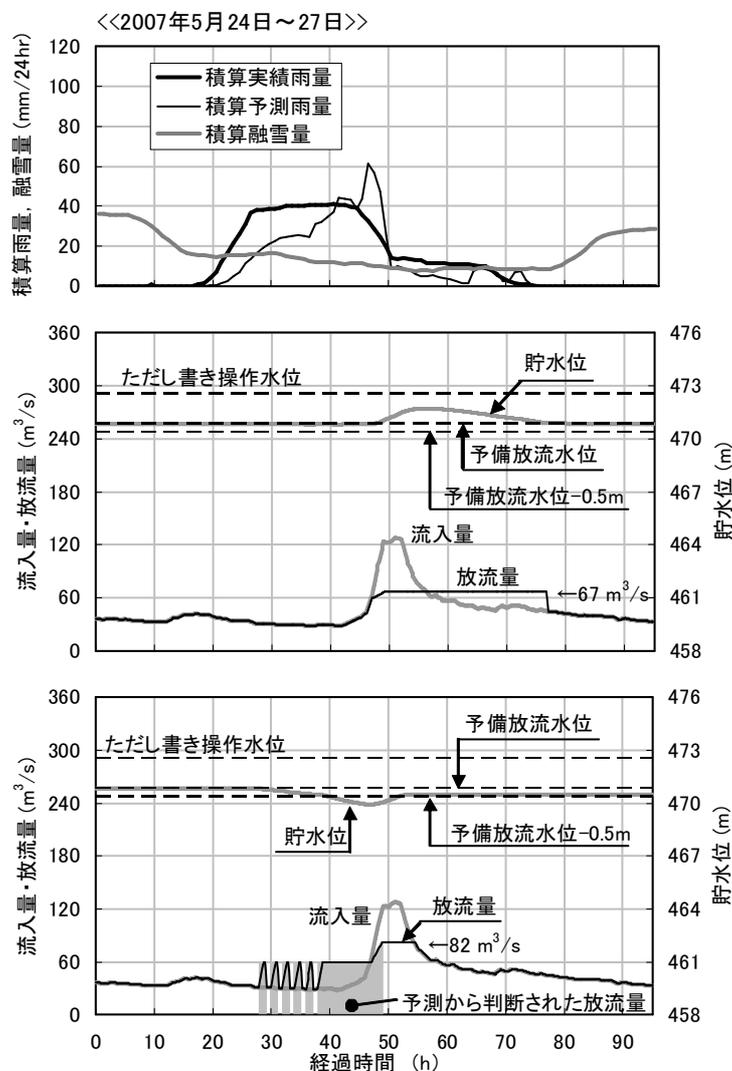


図 4.10 2007 年 5 月 26 日出水の放流操作のシミュレーション結果。

上段：24 時間積算雨量および融雪量，中段：操作規則どおりの放流を行った場合，下段：安全側の予測雨量（積算予測雨量を 1.8 倍した値）を用いて放流を行った場合。

中段の図によると、この洪水は、現行の操作規則による洪水調節で問題のない洪水であることがわかる。それに対して、積算予測雨量を用いた放流を行うと、流入量が $60\text{m}^3/\text{s}$ に達する前にただし書き操作が必要と判断され、 $60\text{m}^3/\text{s}$ の放流を開始している。このため、洪水調節を開始する時刻では、貯水位は予備放流水位より低い。流入量が $60\text{m}^3/\text{s}$ を超えた時点から、流入量に応じて放流量を増加させ $80\text{m}^3/\text{s}$ 程度まで達している。その後、放流量が一定になっているが、これは、現行の操作規則に則った操作に移行したことを表している。流入量の減少とともに放流量も減少し洪水調節を終了した。この間の貯水位は、一時的に予備放流水位- 0.5m （平常時に維持される水位）より低くなるものの、洪水調節が終了する時点（流入量が $60\text{m}^3/\text{s}$ を下回る時点）の水位は回復している。

放流量の最大は $82\text{m}^3/\text{s}$ であり、操作規則どおりに放流を行った場合の $67\text{m}^3/\text{s}$ よりやや大きい。このように、提案する操作では、比較的小さな洪水に対しては、下流河川のピーク流量を低減させるダムの機能が低下する。しかしながら、洪水調節の終了する時点では利水容量が確保されおり、融雪期に発生するただし書き操作の回避を優先しても利水機能を損なわない操作が可能であることを示唆したものと考えられる。これは、過大な事前放流を補う水量が、雪として流域に残り、融雪水に起因する流入量が期待できるからである。

しかしながら、積雪量の変化に応じて期待できる流入量も変化する。したがって、利水・治水のどちらを重視した洪水調節を行うべきかの判断もその時々で変わることになる。ここでは一例を採り上げ利水容量の回復について見てきたが、この点については次章で検討する。

4.5 本章のまとめ

本章では、本論文で提案した積算予測雨量を活用したダムの事前放流方法を豊平峡ダムに適用し、その有効性を検討した。得られた結果は以下のとおりである。

- 1) 積算予測雨量を用いた事前放流方法を提案した。これは、積算予測雨量から予想される総流入量と、ダムの空き容量とを比較することで放流開始を判断するものである。
- 2) 提案する方法を過去の事例に適用したダム操作をシミュレーションした。
- 3) その結果、安全側の予測雨量（予測雨量の1.8倍の値）に基づいて事前放流を行えばただし書き操作が回避できることがわかった

- 4) また、この方法では、洪水調節容量を有効に活用して洪水調整がおこなわれることがわかった。
- 5) 小規模出水に対しては、流出の開始する時点において、水位低下を招いていた。しかしながら、洪水終了時点においては、所定の水位まで回復しており、利水容量が損なわない結果となった。

以上、積算予測雨量を利用したダムの放流操作は、治水機能の向上において有効な操作方法と考えられる。

第5章 流域貯留量の定量化

前章の結果，積算予測雨量に基づく事前放流方法は，ただし書き操作を回避する上で有効であった．しかしながら，急激に発達する雷雨など，気象予測の難しい事象もある．そのため，予想された雨量が空振りした場合，事前放流によって貯水位が低下し，その後，利水容量が回復しないことも想定される．

本章では，ダムの利水機能を維持する方策を提案する目的から，流域水循環モデルを構築し，その再現性を検証した．その結果，流域水循環モデルによって，地域特性を反映した流域貯留量が推定できることを確認した．なお，ここで得た流域貯留量は，次章で提案する回復可能水位を算定するための基礎情報となる．

5.1 流域水循環モデル

流域水循環を構成する要素（雨量，融雪量，蒸発散量，流出量）を推定するには，流域スケールで長期的な水収支が担保されることが重要と考える．また，雪に関するプロセスが水循環を大きく左右することから，積雪・融雪現象を加味することも不可欠である．さらに，流域水循環を構成する要素には空間的な偏りがあることから，メッシュ単位での計算が必要となる．以上の点に留意し，流域水循環モデルを構築した（図5.1）．

(1) 熱・水収支モデル

蒸発散量は，地被や植被の状態に左右される．より高い精度で熱フラックスを推定するため，土壌もしくは積雪面（以下，地表面と呼ぶ），および，植被層の熱収支を，近藤ら¹⁾によって提案されている2層モデルに基づき，次式のように定式化した²⁾．

$$\text{地表面} : f_v R \downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - Q_G + Q_R = \epsilon \sigma T_g^4 + H_g + l E_g \quad (5.1)$$

$$\text{植被層} : (1 - f_v) (R \downarrow + \epsilon \sigma T_g^4) = 2(1 - f_v) \sigma T_v^4 + H_v + l (E_v - I) \quad (5.2)$$

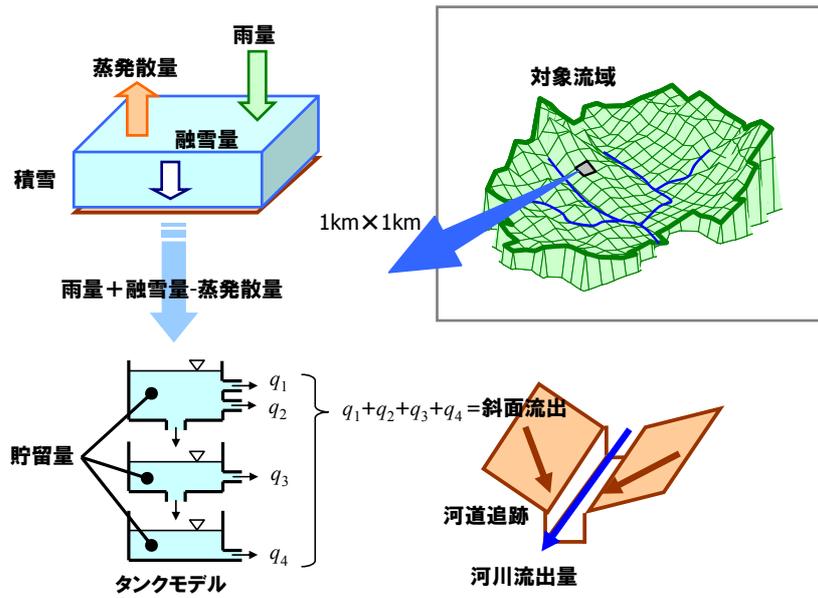


図 5.1 長期水循環計算の模式図.

ここで, f_f : 放射に対する植被層の透過率, R_{\downarrow} : 下向き of 正味放射量 (W/m^2), Q_R : 降雨によって供給される熱フラックス (W/m^2), Q_G : 地表面に供給される熱フラックス (W/m^2), H_g, H_v : 地表面および植被層からの顕熱フラックス (W/m^2), lE_g, lE_v : 地表面および植被層からの潜熱フラックス (W/m^2), lI : 植被層からの遮断蒸発に伴う潜熱フラックス (W/m^2), T_v, T_g : 地表面および植被層の代表温度 (Kまたは $^{\circ}\text{C}$), ϵ : 射出率 (土壌面=1.00, 積雪面=0.97), σ : Stefan-Boltzmann 定数 ($=5.67 \times 10^{-8} \text{W}/\text{m}^2/\text{K}^4$), l : 蒸発潜熱 ($=2.50 \times 10^6 \text{J}/\text{kg}$).

積雪のない状態の地表面に供給される熱フラックス Q_G は, 計算対象が日平均状態の場合には微小項となることから, ここでは $Q_G=0\text{W}/\text{m}^2$ とした. 一方, 積雪のある場合は, 雪面に供給される熱フラックスは次式で与えた.

$$Q_G = Q_M + Q_B \quad (5.3)$$

ここで, Q_M : 雪面の融雪に使われる熱量 (W/m^2), Q_B : 土壌から積雪底面に供給される熱量 (W/m^2). なお, Q_B は $1\text{mm}/\text{d}$ の融雪に相当する熱量 ($-3.8\text{W}/\text{m}^2$) を与える.

これらの式により, 各層の代表温度 T_g および T_v を求めるのと同時に融雪熱量 Q_M についても算出する.

このように得た各層の代表温度 T_g および T_v によって, 顕熱フラックスは式 (5.4), 潜熱フラックスは式 (5.5) で算出される.

$$\begin{cases} H_g = C_p \rho C_{Hg} U (T_g - T) \\ H_v = C_p \rho C_{Hv} U (T_v - T) \end{cases} \quad (5.4)$$

$$\begin{cases} lE_g = l\rho\beta_g C_{Hg} U \{e_{SAT}(T_g) - e\} \frac{0.622}{p} \\ lE_v = l\rho\beta_v C_{Hv} U \{e_{SAT}(T_v) - e\} \frac{0.622}{p} \end{cases} \quad (5.5)$$

ここで、 U ：代表高度での風速 (m/s)， T ：代表高度での気温 (°C)， C_p ：空気の定圧比熱 (=1,004 J/kg/K)， ρ ：空気密度 (kg/m³)， C_{Hg}, C_{Hv} ：地表面～大気間および植被層～大気間のバルク輸送係数， l ：蒸発潜熱 (=2.50 × 10⁶ J/kg)， β_g, β_v ：地表面および植被層の蒸発効率， e, e_{SAT} ：代表高度での水蒸気圧 (hPa) および飽和水蒸気圧 (hPa)， p ：大気圧 (hPa)。

バルク輸送係数と蒸発効率は、収集した1 kmメッシュ毎の地被³⁾に基づき、メッシュ毎に値を設定した。各地被のバルク輸送係数と蒸発効率は、文献値^{1),2)}を参考に表5.1のように与えた。

降水による遮断蒸発潜熱は、近藤ら¹⁾の知見に基づき推定し、降雪も降雨と同様に遮断蒸発を考慮した。遮断蒸発に伴う潜熱フラックスは、降水強度によって場合分けを行い、次のように推定する。

降水強度が弱い場合 ($\Omega^* \times P_r \leq 86,400 I_{POT} \times (\tau_p/24) + S_{MAX}$ のとき)

$$I = \frac{\Omega^* \times P_r}{86,400} \quad (5.6)$$

降水強度が強い場合 ($\Omega^* \times P_r \geq 86,400 I_{POT} \times (\tau_p/24) + S_{MAX}$ のとき)

$$I = E_v \times (\tau_p/24) + \frac{S}{86,400} \quad (5.7)$$

表 5.1 設定したバルク係数および蒸発効率.

地被	植被層		地表面	
	バルク係数	蒸発効率	バルク係数	蒸発効率
森林	0.005	0.10	0.001 (0.002)	0.10 (1.00)
畑・牧草地・水田	0.001	0.20	0.001 (0.002)	0.10 (0.10)
水面	0.0001	0.001	0.0013 (0.002)	1.00 (1.00)
市街地・裸地	0.0001	0.001	0.0015 (0.002)	0.10 (1.00)

※ () 内は、積雪時の設置値.

ここで

$$\begin{cases} \tau_p = 18 \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{P_r}{12}\right) \right\} \\ \Omega_* = \Omega \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{F \cdot LAI}{\Omega}\right) \right\} \\ S = S_{MAX} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{P_r}{S_{MAX}}\right) \right\} \\ I_{POT} = E_v \end{cases} \quad (5.8)$$

ここで、 P_r : 降水量 (mm/d) , I_{POT} : 遮断蒸発能 (mm/d) , τ_p : 降水継続時間 (h) , F : 放射に対する葉面の傾きを表すファクター (=0.5 ; 等方的) , LAI : 葉面積指数 , S : 樹体表面の保水量 (mm) , S_{MAX} : 最大保水量 (=2.0 mm) , Ω^* : 降水が樹体にぶつかる確率 , Ω : 樹冠の開鎖率 (=0.9) である .

以上によって、蒸発散量と融雪量が算出される .

時刻 t における積雪相当水量 $S_w(t)$ と積雪深 $S_d(t)$ は、前日 ($t-1$) の積雪相当水量と積雪深から、次式で算出できる .

$$S_w(t) = S_w(t-1) - \{m(t) - e(t)\} + \frac{\rho_{sf}(t)}{\rho_w} S_f(t) \times 10^3 \quad (5.9)$$

$$S_d(t) = \frac{S_w(t) \times 10^{-3}}{\rho_s(t)} \rho_w \quad (5.10)$$

ここで、 t : 時刻 , S_w : 積雪相当水量 (mm) , S_d : 積雪深 (m) , m : 融雪量 (mm) , e : 蒸発散量 (mm) , ρ_q : 水の密度 (=1,000 kg/m³) , ρ_{wf} : 降雪密度 (kg/m³) , S_f : 降雪深 (cm) , ρ_s : 積雪密度 (kg/m³) . なお、降雪密度は160kg/m³とした .

積雪密度は、小島の圧縮粘性理論⁴⁾に基づき、積雪の圧密を考慮した . 基礎式は次のように与えられる .

$$\frac{1}{\rho_s} \frac{d\rho_s}{dt} = \frac{W_s(t)}{\eta'_0 \exp(K\rho_s)} \quad (5.11)$$

ここで、 $W_s(t)$: 時刻 t における積雪の重量 (kg) . 粘性係数 η'_0 および K の値は、文献⁴⁾を参考に、 $\eta'_0=10\text{kg} \cdot \text{day}/\text{m}^2$, $K=0.021$ を採用した .

(2) 流出モデル

以上で得られたメッシュ単位の雨量・融雪量・蒸発散量を用いて、流出計算を行う . ここでは、斜面流出にはタンクモデル、河道追跡にはkinematic wave式を変形した次の式を用いた⁵⁾ .

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \frac{5 i_c^{0.3} q_c^{0.4}}{3 n_c^{0.6} B^{0.4}} \frac{\partial q_c}{\partial x} = 0 \quad (5.12)$$

ここで、 q_c : 河道の流量 (m^3/s) , n_c : 粗度係数 ($\text{m}^{-1/3}\text{s}$) , i_c : 河道勾配 , B : 河道幅 (m) .

なお、勾配 i_c は、ランドスケープ情報³⁾から計算対象メッシュとその流下側メッシュの最低標高を抽出し標高差から決定した。粗度係数 n_c は0.05とし、川幅 B (m) は、山口ら⁶⁾の報告を参考に、流域面積 A (km^2) から次のように求めた。

$$B = 3.476A^{0.435} \quad (5.13)$$

以上で述べた一連の計算によって得られる各タンクの貯留高を流域貯留量とみなした。

5.2 再現計算

以上の手法を石狩川流域に適用し、推定される各種水文諸量の再現性を検証した。

(1) 蒸発散量の推定結果

表5.2 は、図5.2 に示す石狩川流域の主な支川と、石狩川の基準地点（石狩大橋）における蒸発散量の推定結果である。この表において、モデル推定による蒸発散量は、メッシュ単位で推定した日単位の蒸発散量から各メッシュの年合計値を求め、この値から支川毎の平均値を整理したものである。一方、水収支法は、年間の総降水量（降雨量と降雪水量の合計）と、水位流量観測所の年流出高の差によって求めたものである。

この表によって両者を比較すると、水収支法で求めた蒸発散量には大きな変動があり、差の大きな年はあるものの、4年間の平均では水・熱収支法では400～600mm/yr、水収支法では400～500mm/yrであり、同程度の蒸発散量となった。北日本における森林流域の蒸発散量は500～700mm/yr程度¹⁾といわれているが、本解析で推定した蒸発散量はこの値に近いものであった。また、蒸発散量の推定誤差は100mm/yr程度と指摘¹⁾されているが、水収支法と水・熱収支法による蒸発散量の差（4年の平均）は概ね100mm/yrを下回っていることから、水・熱収支法で推定した蒸発散量は妥当であると判断される。

表 5.2 年別蒸発散量.

流域 (観測所)	推定手法	年別蒸発散量 (mm/yr)				平均 (mm/yr)
		1998年	1999年	2000年	2001年	
石狩川 (石狩大橋)	水収支法 モデル推定	568 514	264 540	623 563	482 552	484 542
雨竜川 (雨竜橋)	水収支法 モデル推定	498 472	238 498	505 514	511 518	438 501
空知川 (赤平)	水収支法 モデル推定	653 566	349 582	454 612	365 601	455 590
夕張川 (清幌橋)	水収支法 モデル推定	588 544	384 558	630 583	373 565	494 563
千歳川 (裏の沢)	水収支法 モデル推定	397 382	342 377	495 410	351 399	396 392

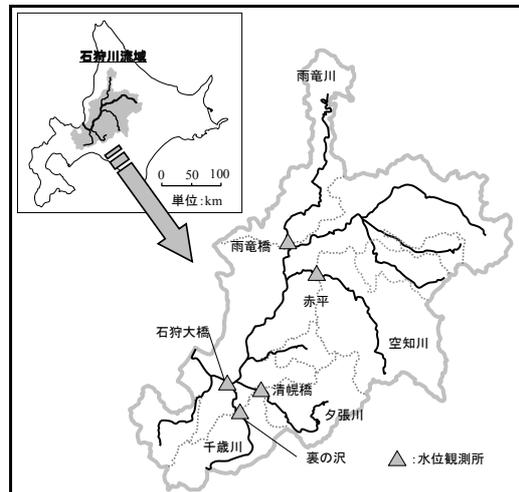


図 5.2 蒸発散量の検証流域.

次に、蒸発散量の地域差を表 5.3 で見ると、千歳川の蒸発散量は他の流域に比べ少なくことがわかる。この様子は水・熱収支法と水収支法のどちらの手法においても見られる。同表によると、千歳川流域は、気温が高く、森林の割合が小さいといった特徴が見られる。気温が高いことは、蒸発散量を増加させるように作用するが、千歳川の場合では森林の割合が小さいことが影響し、蒸発散量が少なくなっているものと考えられる。このように本手法は、流域条件を反映した蒸発散量が推定できることがわかった。

表 5.3 流域水収支の検証結果.

流域	石狩川	雨竜川	空知川	夕張川	千歳川
基準点	石狩大橋	雨竜橋	赤平	清幌橋	裏の沢
流域面積 (km ²)	12,697	1,661	2,531	1,116	1,142
平均標高 (m)	386	276	504	381	185
森林の占める割合 (%)	70	75	81	80	56
平均気温 (°C)	4.7	4.9	4.9	5.7	6.7
平均風速 (m/s)	2.1	2.1	2.0	2.1	2.1
降雨量 (mm/yr)	1,012	992	1,031	1,058	1,000
積雪水量 (mm/yr)	761	917	702	655	597
流出高 (mm/yr)	1,289	1,471	1,278	1,219	1,201
水収支法による蒸発散量 (mm/yr)	484	438	455	494	396
2層モデルによる蒸発散量 (mm/yr)	543	501	590	563	392
蒸発散量の差 (mm/yr)	59	63	135	69	-4

※4年間 (1998年～2001年) の平均.

(2) 積雪の再現結果

図5.3は、札幌管区气象台と美瑛アメダスで観測された積雪深と、計算値を比較したものである。図に示した計算値は、観測所を含むメッシュの値である。この図からわかるように、積雪が始まる時期、最深積雪が出現する時期、さらに積雪が終了する時期が良好に再現されている。

次に、推定した積雪深を面的に検証する。図5.4は、計算で求めた積雪域と衛星画像 (NOAA AVHRR バンド1) から判読した積雪域とを、時間を追って比較したものである。図には、2001年4月28日と、その半月後の5月13日の2日分を示した。計算結果、衛星画像ともに、白い部分が積雪域、青い箇所が積雪のない範囲を表している。なお、衛星画像 (NOAA AVHRR バンド1) は、観測波長帯0.58 μ m～0.68 μ mの可視画像であり、画像を構成する各々の画素では16 bitカラーに対応した0～65,535の範囲の値を持つ。この値が120以上の場合を積雪あり、119以下を積雪がないものとして積雪域を判読した。図によると、計算結果は積雪域をやや過大評価する傾向にあるものの、衛星画像から判読した積雪域と一致し、また、積雪域の減少パターンもよく再現されている。

以上のように、詳細、かつ、広域的に積雪状況が再現できていることがわかった。

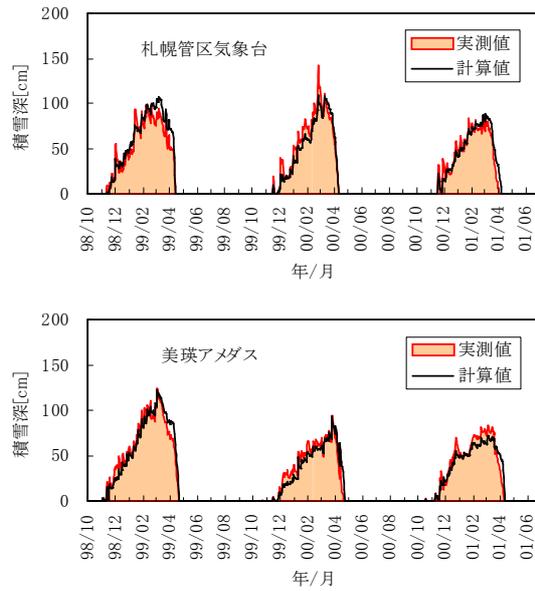
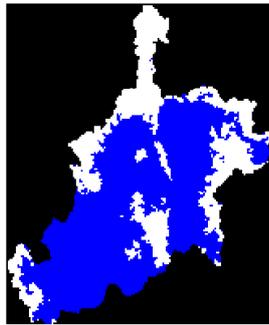


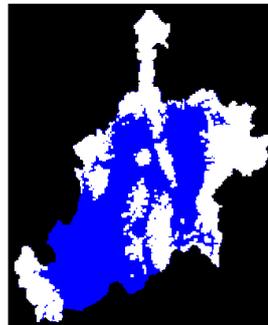
図 5.3 積雪深の再現結果. 蒸発散量の検証流域.
 上段: 札幌管区气象台, 下段: 美瑛アメダス.

【2001年4月28日】

衛星画像

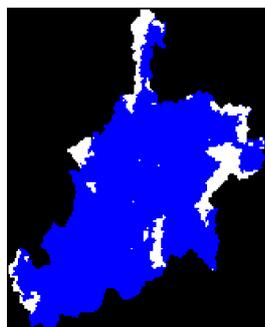


計算結果



【2001年5月13日】

衛星画像



計算結果

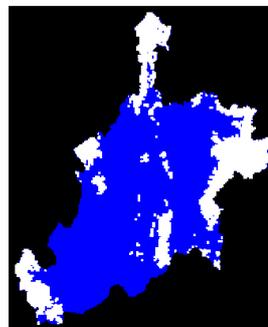


図 5.4 積雪分布の推定結果.

白い部分は積雪のある範囲, 青い部分は積雪のない範囲. 上段: 2001年4月28日, 下段: 同年5月13日.

(3) 流出量の再現結果と流域貯留量の推定結果

流出モデルによって計算される流出量を検証する．ここでは，図5.5に示す5箇所のダム流域を対象にした．

図5.6は，モデル計算で得た大雪ダム流域の流入量と流域貯留量である．上段は実績流入量と計算流入量であり，水色の面は実績流入量，青色の実線は計算流入量を表す．また，青色の棒グラフは雨量と融雪量の合計値を表し，グラフ右側の軸に従って図示した．

図によると，2007年や2008年の融雪期において，再現性の悪い期間はあるものの，全般的には良好な再現結果となっている．このように計算流入量の実績値に符合した結果は，タンク貯留高が良好に推定されていることを示したものと考えられる．

図5.6の下段は，流域貯留量である．ここに示した流域貯留量は，メッシュ毎に推定されるタンク貯留高を流域内で平均化した値である．この図によると，流域に供給される水量の少ない厳冬期のタンク貯留高が小さく，融雪期や秋の貯留高が大きくなるのがわかる．各タンクの合計貯留高（以下，総貯留高と呼ぶ）は，多い時期で200mm程度，少ない時期では50mmを下回っている．また，大雪ダムの2008年の年間降水量は，2005年～2009年の平均年間降水量の7割程度であったが，それを反映して2008年の総貯留高は他の年に比べて少ない．以上の結果から，計算された流域貯留量は，季節的な変化に加え，長期的な変化をも推定できていると考えられる．

同様に，金山ダム流域に適用した結果が図5.7である．図の上段に示した流入量の再現性は，大雪ダム流域の結果と同様に良好であった．提案する水循環モ

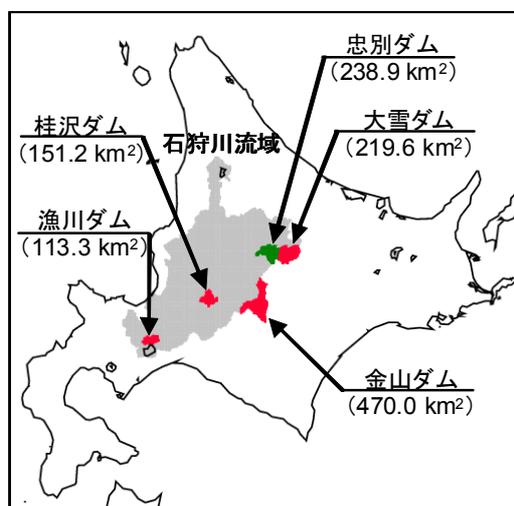


図 5.5 流出量の検証流域．

デルは、汎用性の有する手法と考えられる。推定した貯留高は、融雪期と秋で多く、この時期の総貯留高は200mm程度であった。この値は、大雪ダム流域の推定値と大差はない。しかしながら、卓越するタンクが異なっている。すなわち、大雪ダム流域は中間流出成分に対応する2段目タンクの貯留高が大きく、金山ダム流域は地下流出成分に当たる3段目タンクの貯留高の占める割合が高い。

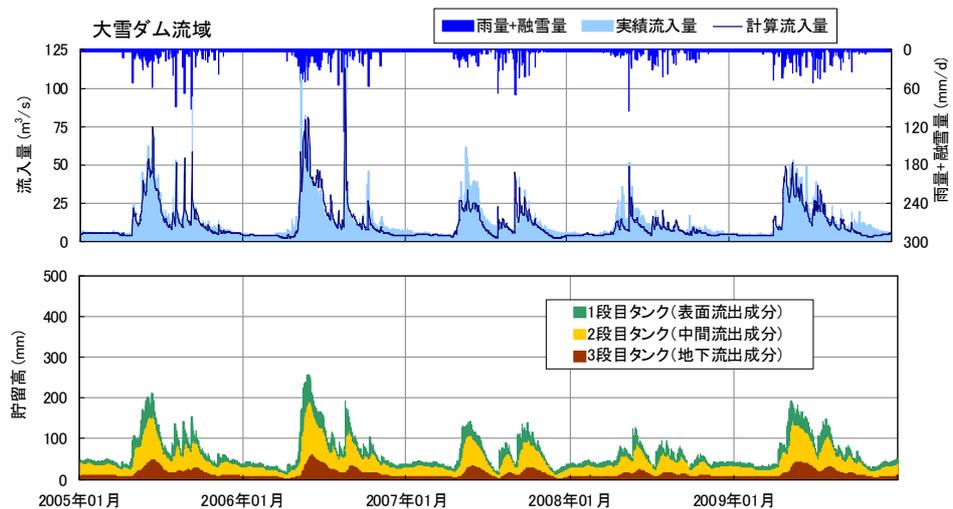


図 5.6 長期流入量の再現結果と流域貯留量の推定結果.

大雪ダム流域，上段：ダム流入量，下段：流域貯留量。

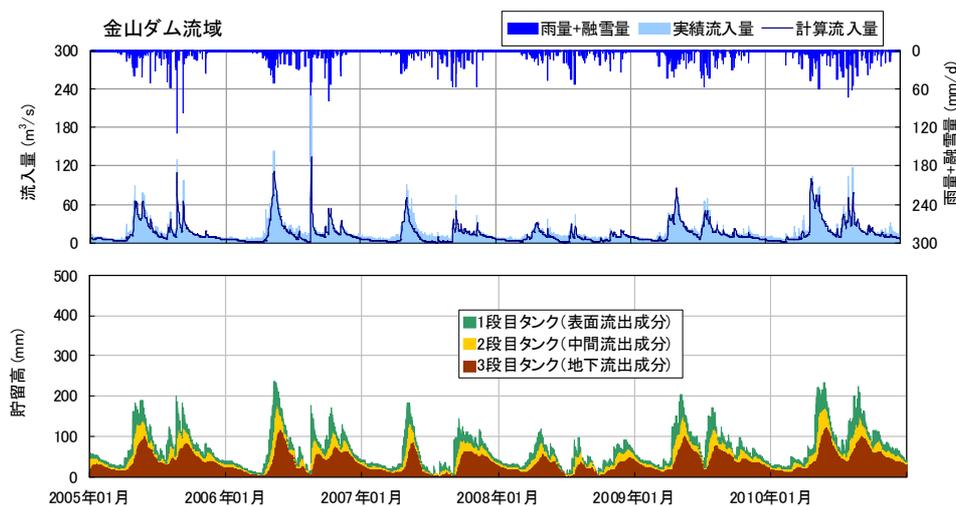


図 5.7 長期流入量の再現結果と流域貯留量の推定結果.

金山ダム流域，上段：ダム流入量，下段：流域貯留量。

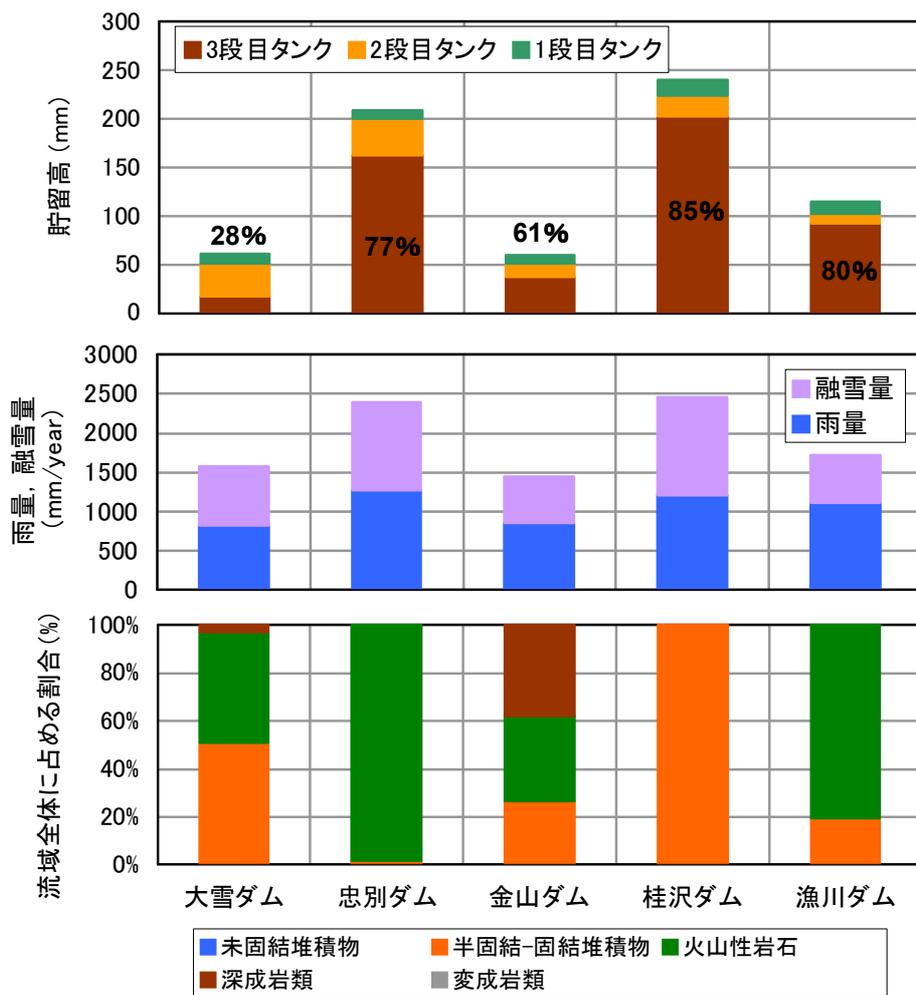


図 5.8 各流域の流域貯留量，年間降水量，地質構造。

上段：流域貯留量，グラフ中の数値は総貯留高に占める3段目タンクの貯留高の割合．中段：年間降水量，2008年と2009年の平均年間降水量(雨量と融雪量の合計)．下段：流域の地質構成．

図5.8は，大雪ダムと金山ダムを含む石狩川流域内5箇所のダム流域について，推定されたタンク貯留高，年間降水量，地質構造を示した図である．

上段に示した貯留高は，全ての流域でデータの揃う2008年～2009年を対象にして，貯留高を2年間に亘って平均化した値である．この図には，総貯留高に占める3段目タンク貯留高の割合を百分率で記載した．図によると，忠別ダム流域と桂沢ダム流域の総貯留高は200m台，漁川ダム流域が100mm台，大雪ダム流域と金山ダム流域は50mm程度となっており，流域毎に総貯留高が異なる．また，3段目タンクの貯留高は，大雪ダム流域は約3割と少なく，忠別ダム・桂沢ダム・漁川ダムでは約8割も占めるなど，3段目タンクの貯留高の差が大きい．

流出特性は，気象条件に加え，地質条件にも大きな影響を受けることから，推定した流域貯留量もこれらを反映したものと考えられる．そこで，推定した流域貯留量を，年間降水量および地質との関連性から考察した．

図5.8 の中段と下段の図は、各流域の年間降水量と各流域の地質構成を示したものである。年降水量は、流域水循環モデルで推定した雨量と融雪量の年合計であり、2008年と2009年の平均値である。地質構成は、石狩川流域ランドスケープ情報³⁾を基に、図の凡例に示す5種類の地質で分類し、その結果を流域全体に占める割合で整理した。

流域貯留量と年間降水量との対応を見ると、年間降水量が約2,500mm/yearの忠別ダムと桂沢ダムの総貯留高が大きく、年間降水量が約1,500mm/yearの大雪山ダムと金山ダムは他の流域に比べて少ない。この結果は、流域間の流域貯留量の大小関係は、年間降水量と強い関連性があることを示したものと見える。

一方、地質についてみると、忠別ダムや漁川ダムのように、火山性岩石の占める割合が大きい流域では、貯留高全体に占める3段目タンクの割合が大きいようである。これら2流域は、年降水量に差があるにも関わらず両流域に共通する特徴である。虫明ら⁷⁾、志水ら⁸⁾、高田ら⁹⁾は、第四紀火山岩類流域の渇水量は他の地質より大きいことを報告している。また、この報告の中で、第四紀火山岩類は、亀裂や空隙に富み保水性が高く、その結果、渇水量が大きくなることも指摘している⁷⁾。渇水量はタンクモデルの3段目タンクからの流出量に対応することを勘案すると、渇水量の大きな流域は3段目タンクの貯留高が大きいものと考えられる。図5.8 で分類した火山性岩石には第四紀火山岩類を含むことから、本論文で推定した流域貯留量は、上述の既往研究と整合する結果と解釈できる。

また、流域全体を半固結－固結堆積物で構成される桂沢ダムも貯留高全体に占める3段目タンクの割合が大きい。しかしながら、大雪山ダムは、半固結－固結堆積物が流域の約5割を占めるに関わらず3段目タンクの貯留高が少ない。このことから推察すると、桂沢ダムの3段目タンクの貯留高が卓越するのは、年間降水量の多さに起因したものと考えられる。

以上から、降水量の多い流域は流域貯留量が多く、火山性岩石の占める割合の大きな流域は3段目タンクの貯留量が卓越するものと考察される。

以上の結果により、本モデルによって、水循環を構成する要素が、地味や気象条件を反映しつつ定量化されることが確認された。また、推定される流域貯留量は、気象条件、地質条件と整合していることもわかった。

(4) 洪水ハイドログラフの再現結果

流域の湿潤条件が異なる場合、同量の雨量であっても流出量が著しく異なる場合がある。洪水予測を行う際、その都度、流出率あるいは有効雨量を変える

などの対処が行われる。ここでは、季節や降雨パターンを問わない普遍的な流出計算への取り組みの一つとして、以上で推定した流域貯留量から有効雨量の設定をとおり流出計算を試みた。

山田・山崎¹⁰⁾は流域の保水能を考慮した流出率の推定方法を提案している。この方法では、「初期水分量」と「累加雨量」から流出率が算出され、降雨前の土壌の乾湿状態と、降雨規模を反映した流出率が得られる。ここでは、山田・山崎の提案する式に含まれる項「初期水分量」に本章で算出した流域貯留量を与え、これによって流出率を設定することを試みた。基礎式は次のように与えられる。

$$f_i = 1 - \frac{\exp(-\alpha S_1)}{\alpha \int_0^i r dt} \left\{ 1 - \exp\left(-\alpha \int_0^i r dt\right) \right\} \quad (5.14)$$

ここで、 f_i ：降雨開始*i*時間後の流出率、 S_1 ：降雨開始前日における貯留量（1段目タンクの貯留高）（mm）、 r ：雨量強度（mm/h）、 α ：未知定数（1/mm）。なお、山田・山崎の報告によると「初期水分量」は表層土壌が対象となっていることから、式（5.14）の初期貯留高には表層土壌に対応するものとして1段目タンクの貯留高を与えた。

流域水循環モデルによって推算した流域貯留量から、前述の図5.5に示した5箇所ダム流域について式（5.14）の未知定数 α を決めた。検討した事例は、2005年以降の降雨とした。なお、忠別ダムについては、ダム完成翌年の2008年以降を対象にした。降雨事例は、対象期間で合計雨量の多い上位5例とした。また、雨量データには、気象庁「解析雨量」¹¹⁾を用いた。以上によって整理した事例を表5.4に示す。表の未知定数 α は、後述の流出モデルで計算される流出量の実態に合うよう決めた。

以上で得た流出率算定式の特性を図5.9に示す。図には、1段目タンクの貯留高が0mm、20mm、40mm、60mm、80mmの場合の流出率を示した。図によると、累加雨量およびタンク貯留高の増大とともに流出率が増加するものの、増加の仕方に違いがみられる。漁川ダムの流出率は累加雨量に対して直線的に増加、一方、桂沢ダムは、累加雨量が50mm以下の範囲で累加雨量に対する流出率の変化が大きい。さらに桂沢ダムは、貯留高の違いによって降雨開始時の流出率が大きく異なるという特徴もみられた。

表 5.4 降雨事例と流域別採用 α .

流域	事例	年	降雨開始～終了	合計雨量 (mm)	ピーク流入量 (m ³ /s)	総直接流出高 (mm)	降雨開始前の1段目タンクの貯留高 (mm)	係数 α	算定降雨開始	流出率 降雨終了	平均流出率
大雪ダム	1	2005	08月02日21時～04日01時	50.32	103.64	12.32	11.98	0.0080	0.09	0.25	0.20
	2	2005	09月07日03時～08日11時	81.95	179.86	22.95	2.57		0.02	0.28	
	3	2006	08月18日00時～19日09時	131.75	301.96	30.95	8.65		0.07	0.42	
	4	2007	07月27日21時～28日21時	63.62	74.17	4.61	2.60		0.02	0.23	
	5	2010	08月23日14時～24日19時	98.22	302.85	16.73	26.23		0.19	0.44	
忠別ダム	1	2008	08月03日06時～04日04時	55.25	149.67	8.11	2.23	0.0097	0.02	0.24	0.20
	2	2008	08月15日08時～16日19時	57.82	101.26	10.47	0.01		0.00	0.23	
	3	2009	07月08日01時～09日00時	50.86	145.67	13.02	3.38		0.03	0.24	
	4	2009	07月18日10時～20日07時	69.80	75.07	7.72	16.03		0.14	0.38	
	5	2010	08月23日13時～24日19時	134.96	718.93	41.52	25.72		0.22	0.57	
金山ダム	1	2005	08月21日18時～23日08時	79.43	235.10	21.88	27.11	0.0046	0.16	0.35	0.20
	2	2005	09月07日01時～08日19時	82.72	144.30	15.78	0.36		0.00	0.23	
	3	2006	08月17日22時～19日06時	158.44	379.77	43.99	4.16		0.03	0.40	
	4	2007	09月06日11時～08日13時	89.28	49.19	9.12	0.55		0.00	0.25	
	5	2010	08月23日11時～24日21時	104.99	191.94	17.28	20.82		0.13	0.37	
桂沢ダム	1	2005	08月21日09時～22日10時	125.51	210.73	61.92	11.44	0.0150	0.22	0.72	0.43
	2	2005	09月07日00時～08日14時	84.19	155.27	39.79	6.08		0.12	0.59	
	3	2006	08月17日21時～19日06時	88.91	57.38	31.86	0.00		0.01	0.55	
	4	2009	09月06日21時～08日16時	115.53	88.40	45.03	8.12		0.16	0.68	
	5	2010	09月06日19時～07日20時	60.03	89.73	27.38	24.56		0.16	0.52	
漁川ダム	1	2005	09月06日22時～08日06時	157.09	155.94	30.63	0.15	0.0034	0.00	0.23	0.11
	2	2007	09月06日20時～08日10時	89.62	22.53	7.58	4.44		0.02	0.15	
	3	2008	10月09日05時～09日18時	115.58	59.05	10.08	5.05		0.02	0.19	
	4	2009	09月28日04時～29日02時	94.81	34.19	5.64	0.10		0.00	0.15	
	5	2010	09月27日13時～28日22時	110.28	49.39	12.44	6.09		0.02	0.18	

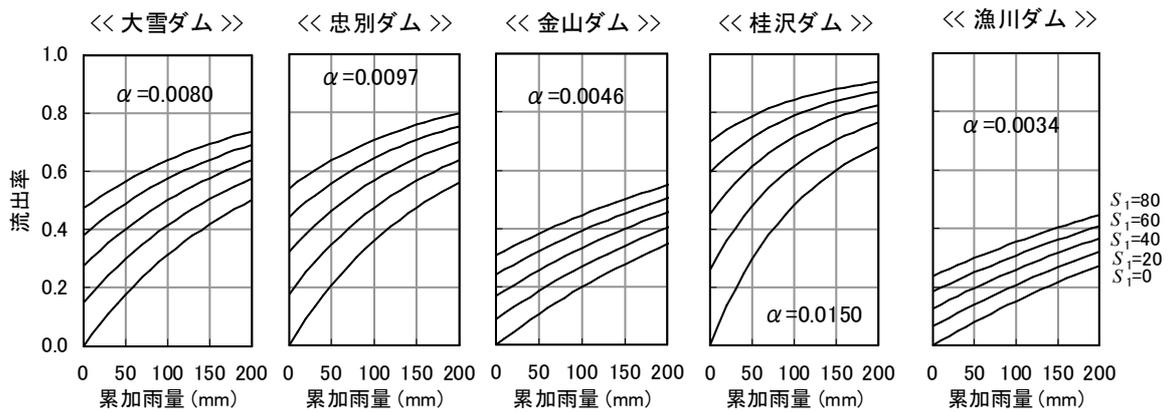


図 5.9 各流域の流出率の特性.

S_1 : 降雨前日の1段目タンクの貯留量(mm). 各曲線とも, 上から $S_1 = 80, 60, 40, 20, 0$ mm.

以上の流出率算定式を用いて洪水ハイドログラフを再現し、算定式の有効性を調べた。ここでは、式 (5.14) に基づく方法と、流出率を固定した場合の二通りの計算を行い、両者を比較した。なお、固定する流出率の値は表 5.4 の右の列に示したが、この値は、各事例の総流出高を合計雨量で除した値を流域毎に平均化して求めた。

流出モデルは、以下に示す斜面流出モデルと、先に示した河道追跡モデル (式 (5.12)) とを組み合わせて構成し、約 1km 四方のメッシュ毎に計算を行った。斜面流出モデルは、直接流出と地下水流出の 2 成分を考慮し、次式で表される式を用いた。

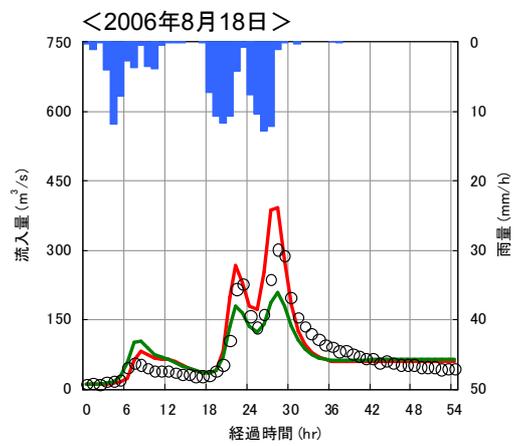
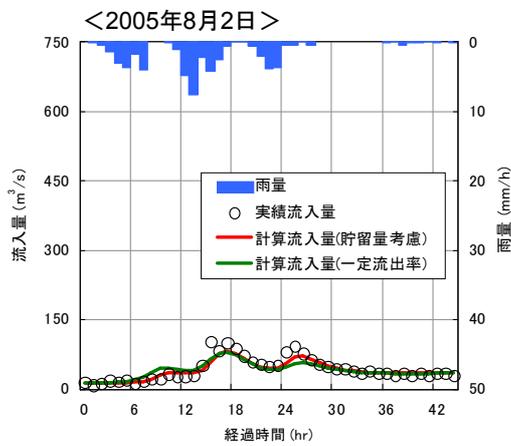
$$\text{直接流出} : \begin{cases} \frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial x} = fr \\ q_s = \beta h_s^p \\ \beta = \frac{\sqrt{i_s}}{n_s}, \quad p = \frac{3}{5} \end{cases} \quad (5.15)$$

$$\text{地下水流出} : \begin{cases} s = k_1 q_b + k_2 \frac{dq_b}{dt} \\ \frac{ds}{dt} = (1-f)r - q_b \\ k_1 = c_1 k_2, \quad k_2 = \frac{c_3 - 1}{c_0} \\ c_0 = \left(\frac{\delta}{T_c}\right)^2, \quad c_1 = \frac{\delta^2}{T_c} \end{cases} \quad (5.16)$$

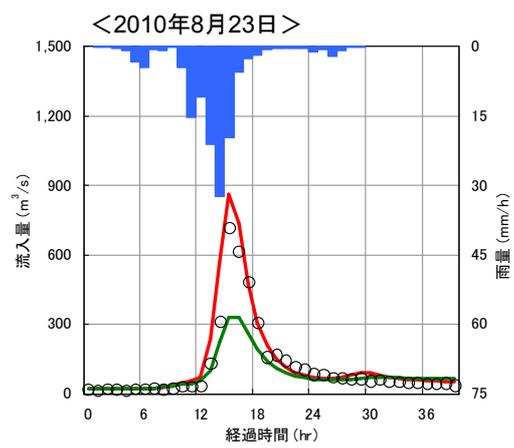
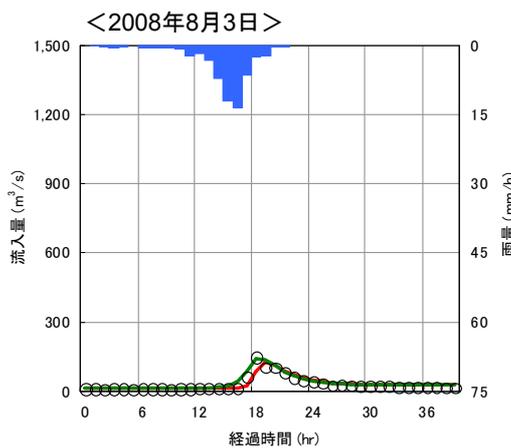
ここで、 h_s : 斜面の流積あるいは水深 (m), q_s : 単位幅流量 (m^2/s), f : 流出率, r : 雨量強度 (m/s), i_s : 斜面勾配, n_s : 等価粗度 ($\text{m}^{-1/3}\text{s}$), s : 貯留高 (mm), q_b : 地下流出成分流出高 (mm/h), c_3 : モデル定数, δ : 減衰係数 (=2.1), T_c : 地下水流出成分の時定数。なお、等価粗度 n_s は、地被に応じて設定し、山林 : 0.4, 水田 : 1.0, 畑地・ゴルフ場など : 0.2, 市街地・裸地など : 0.01 とした。また、地下水流出モデルの定数は、 $c_3=3.0$, $T_c=60$ とした。

再現結果を図 5.10 と図 5.11 に示す。ここでは、出水規模の異なる大小 2 洪水の再現結果を示した。図の○印は実測流入量、赤色の実線は流域貯留量を考慮した場合の計算流入量、緑色の実線は流出率を固定した場合の結果である。図によると、流域貯留量を考慮した計算結果は、実績値と大きく乖離することが少なく、安定した再現結果になっていることがわかる。

【大雪ダム】



【忠別ダム】



【金山ダム】

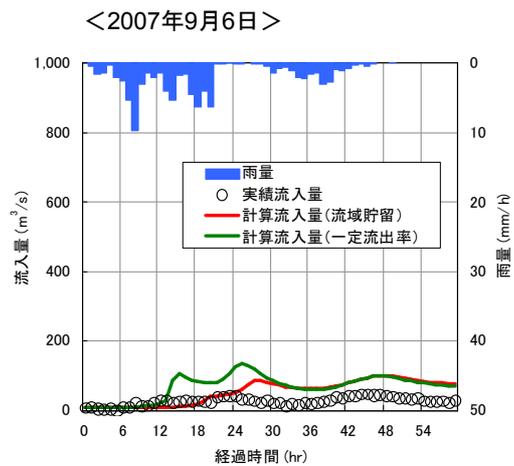
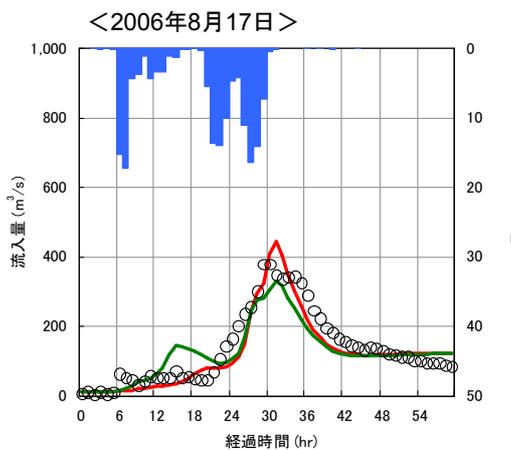
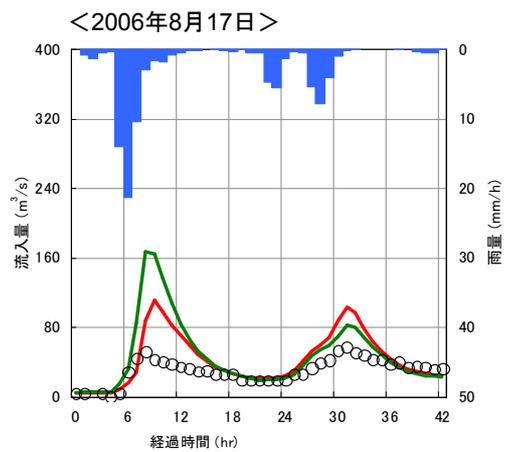
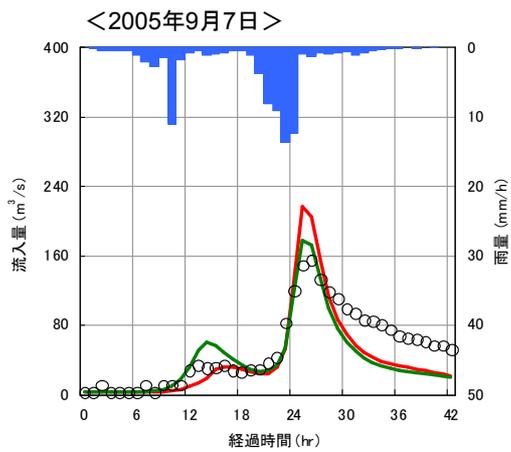


図 5.10 ハイドログラフの再現結果.

上段:大雪ダム、中段:忠別ダム, 下段:金山ダム.

【桂沢ダム】



【漁川ダム】

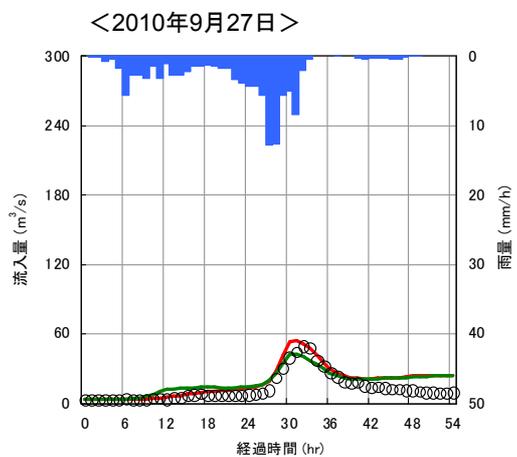
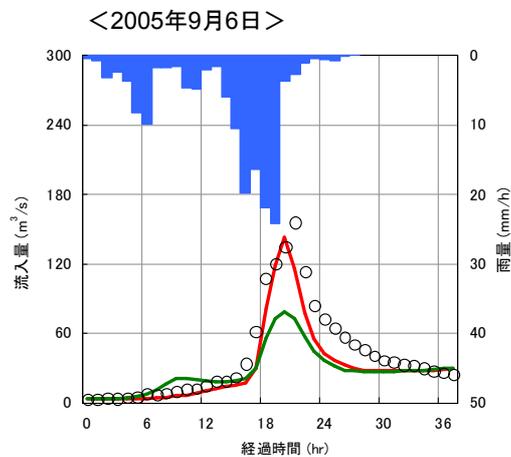


図 5.11 ハイドログラフの再現結果.

上段：桂沢ダム、下段：漁川ダム.

対象とした全ての事例の相対誤差とそれらの平均を表5.5にまとめた。なお、相対誤差は次式で算出した。

$$E = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|q_{oi} - q_{ci}|}{q_{oi}} \quad (5.17)$$

ここで、 q_{oi} ：実績流入量 (m³/s)， q_{ci} ：計算流入量 (m³/s)， N ：データ数。

表の「貯留量考慮」は流域貯留量を考慮した流出率を用いた場合、「流出率固定」は流出率を固定した場合の相対誤差である。この表によると、流域貯留量を考慮した計算結果は、多くの事例で相対誤差が減少している。表の右の列には相対誤差の平均を示したが、流域貯留量を考慮した場合の相対誤差は、流出率を固定した場合に比べて0.03~0.13だけ小さい。

両者の誤差の差に着目して再現性の違いを比較したものが図5.12である。図の相対誤差の差は次式で求めた。

$$E_d = E_c - E_s \quad (5.18)$$

ここで、 E_d ：相対誤差の差， E_c ：流出率固定の場合の相対誤差， E_s ：流域貯留量を考慮した流出率を用いた場合の相対誤差。

図5.12において、黒色の横棒は個々の事例における相対誤差の差、それらの平均をオレンジ色の棒グラフで表した。この図によると、個々の事例では再現性の低下する場合はあるものの、平均的には全てのダムにおいて再現性が向上していることがわかる。このように、流域水循環モデルで推定される流域貯留量は、流出計算を行う上でも有効な情報になり得るものと考えられる。

表 5.5 各事例の相対誤差.

流域	流出率 算定方法	事例番号					平均
		1	2	3	4	5	
大雪ダム	貯留量考慮	<u>0.13</u>	<u>0.25</u>	<u>0.29</u>	<u>0.89</u>	0.54	<u>0.42</u>
	流出率固定	0.20	0.38	0.31	1.18	<u>0.34</u>	0.48
忠別ダム	貯留量考慮	<u>0.20</u>	<u>0.37</u>	0.18	0.49	<u>0.29</u>	<u>0.31</u>
	流出率固定	0.28	0.44	<u>0.15</u>	<u>0.45</u>	0.36	0.34
金山ダム	貯留量考慮	0.20	<u>0.37</u>	<u>0.35</u>	<u>1.28</u>	0.39	<u>0.52</u>
	流出率固定	<u>0.19</u>	0.38	0.48	1.63	<u>0.38</u>	0.61
桂沢ダム	貯留量考慮	<u>0.68</u>	0.38	<u>0.46</u>	<u>1.18</u>	<u>0.39</u>	<u>0.62</u>
	流出率固定	0.74	0.38	0.76	1.44	0.40	0.74
漁川ダム	貯留量考慮	<u>0.37</u>	<u>0.78</u>	0.57	<u>0.50</u>	<u>0.45</u>	<u>0.53</u>
	流出率固定	0.43	0.86	<u>0.49</u>	0.61	0.62	0.60

※貯留量考慮を考慮した場合と、流出率固定の場合の相対誤差を比較し、小さい方の数値に下線を入れた。

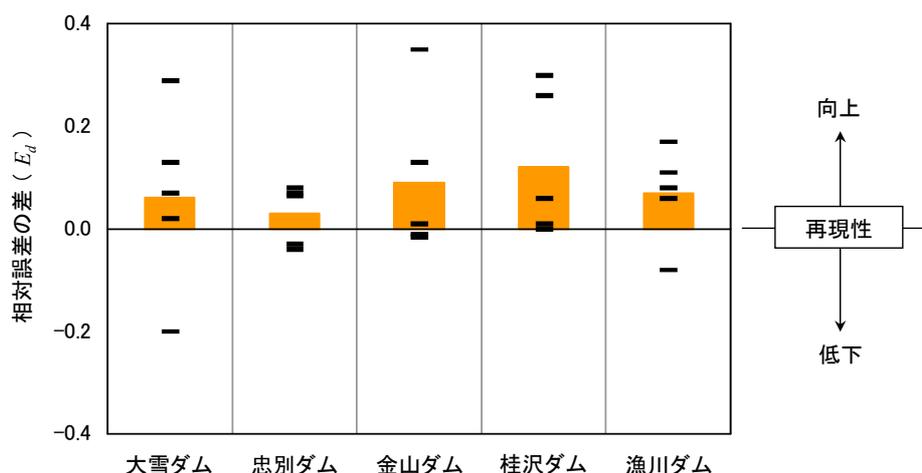


図 5.12 再現性の比較.

図中—はこの事例における相対誤差の差，それらの平均をオレンジ色の棒グラフで示した．縦軸のプラスは，流域貯留量を考慮することで再現性が向上したことを表し，マイナスは再現性が低下したことを表す．

5.3 本章のまとめ

本章では，流域水循環モデルを構築し，流域貯留量を含む水文諸量を定量化した．得られた結果は以下のとおりである．

- 1) 石狩川流域を対象に，長期の水文諸量の推定と流出計算により，流域貯留量を含む一連の水文諸量を包括的に推定した．
- 2) 本モデルによって推定された蒸発散量，積雪，流量を実績値と比較した．その結果，実績に符合することが確認された．また，推定された水文諸量は，流域の地被や地形といった特性が反映されていた．
- 3) 推定された流域貯留量には地域性があり，降雨の多い流域では流域貯留量が多く，また，火山性岩石の卓越する流域では総貯留高に占める3段目タンクの貯留高の割合が大きかった．
- 4) 既往の研究成果によれば，第四期火山岩類流域の渇水量が大きいことを指摘しているが，本研究で推定した流域貯留量は，この既往研究と整合した．

以上の結果，提案した流域水循環モデルによって，地域特性が反映された流域貯留量を推定することが可能となった．

参考文献

- 1) 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，337p.，1994.
- 2) 口澤寿，中津川誠：熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散の推定，北海道開発土木研究所月報，588，pp.19-38，2002.
- 3) (財)北海道河川防災研究センター：石狩川流域ランドスケープ情報，1998.
- 4) 本山秀明，小島賢治：積雪深変化の推定（乾雪の場合），低温科学，物理編，44，pp.15-25，1985.
- 5) 品川守，山田正，豊田康嗣：洪水ハイドログラフ形成過程と治水対策の効果に関する研究，水文・水資源学会第5巻3号，1992.
- 6) 山口甲，新庄興，三田村一弘，上野順也：豊平川の生産土砂について：土木学会北海道支部論文報告集第55号（B），pp.268-271，1998.
- 7) 虫明功臣，高橋裕，安藤義久：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果，土木学会論文報告集，第309号，pp.51-62，1981.
- 8) 志水俊夫：山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係，林試研報，No.310，pp.109-128，1980.
- 9) 高田賢一，中津川誠，村上泰啓：積雪寒冷地の流域条件と水文・水質との関係，水工学論文集，第49巻，pp.1603-1609，2005.
- 10) 山田正，山崎幸二：流域における保水能の分布が流出に与える影響について，第27回水理講演会論文集，pp.385-392，1983.
- 11) 気象庁編集，(財)気象業務支援センター発行：解析雨量年報（DVD-ROM），2004～2010.

第6章 流域貯留量の回復可能水位算定への活用策

前章では、流域水循環モデルを構築し、その再現性を検証した。その結果、流域水循環モデルによって、地域特性を反映した流域貯留量が推定できることがわかった。

本章では、事前放流を行う際のダムの利水機能を維持する方策として、回復可能水位の算定方法を提案した。これは、前章で推定した流域貯留量に基づくものであり、長期的な流域の水循環に立脚した提案である。算定した回復可能水位は、その水位にまでダムの貯水位を下げたとしても、所定の日数で回復することをシミュレーションをとおして検証した。本提案は、予測降雨空振り時においても、ダムの利水機能を維持しつつ、事前放流を行うための有効な情報と考えられた。

6.1 回復可能水位の算定方法

タンクモデルの貯留高が定まると、それを初期値にして入力雨量の無い条件での流出量が計算できる。この計算値は雨が降らなくてもダムに流入する水量、すなわち、今後ダムに流入する最小の水量と考えられる。この水量を、確保すべき貯水量から差し引けば雨が降らなくても回復できる貯水量（貯水位）と考えられる。以上の考えに基づき、回復可能水位を算定する。

具体的な計算手順を図6.1に示す。まず、前日の流域貯留量を用い雨量や融雪量の無い条件で、1日後、2日後、3日後の流出量を計算する。この流出量を目標とする貯水量から差し引くことによって回復可能水位を算定した。なお、流域貯留量の計算は前章で述べたように日単位であることから、回復可能水位も日単位となる。

この計算では、回復までの日数を最長3日間としている。回復までの日数は、利水の観点では短いことが望ましく、長く設定することはできない。豊平峡ダムの計画降雨が3日雨量であることを考慮し、3日間の予測雨量が空振りであったとしても、この期間で回復させることを想定し、最長3日間とした。

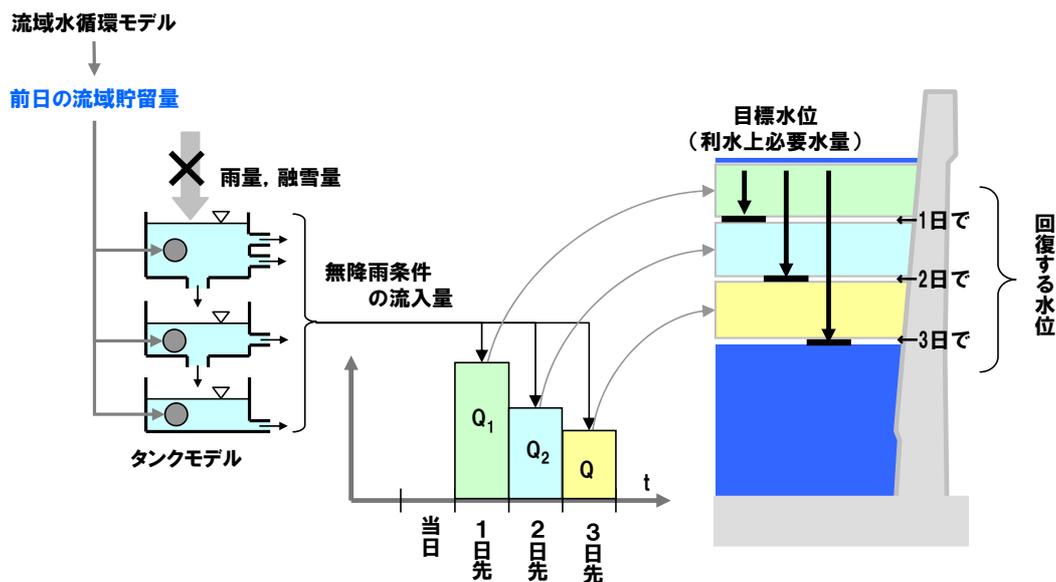


図 6.1 回復可能水位の算定方法.

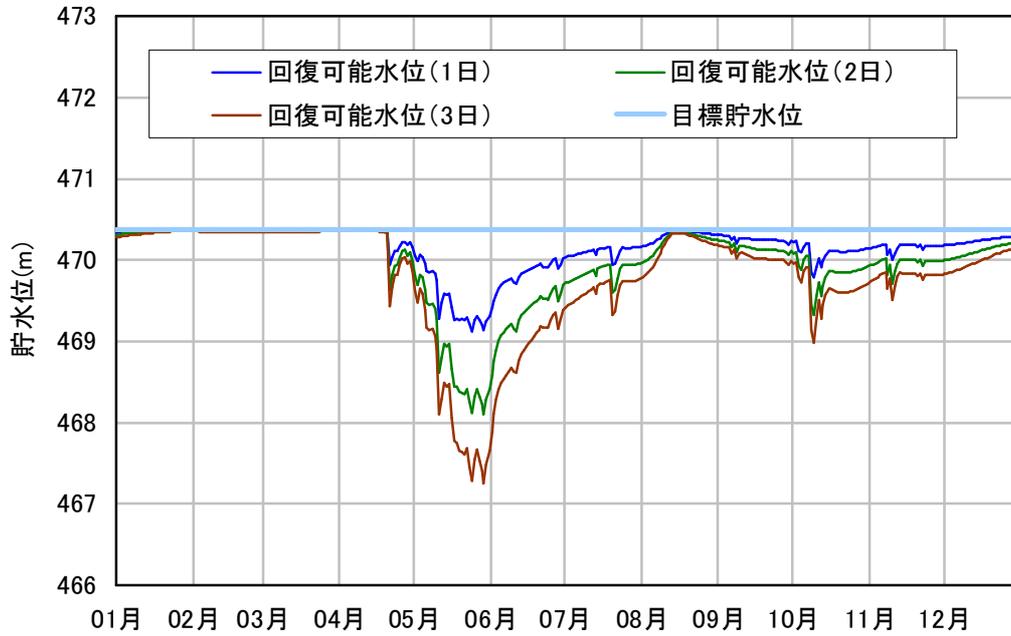
6.2 回復可能水位の算定結果

以上の方法によって、豊平峡ダムの回復可能水位を算定した。その結果を図 6.2 に示す。図の上段は2006年、下段は2007年の算定結果である。図中、水色の実線は目標貯水位、青色・緑色・茶色の実線は今後1日・2日・3日間で目標水位まで回復可能な貯水位である。なお、目標貯水位は時期によって異なるが、ここでは非洪水期における運用上の目標水位470.38mを設定した。なお、豊平峡ダムにおける流域水循環モデルの適合性は、図 6.3 に示すように良好である。

図 6.2 によると、夏期の回復可能水位は目標水位（図中、水色の実線）に近く、融雪期（5月～6月）は目標水位よりかなり低い算定結果となっている。これは、融雪域は流域貯留量が多く、雪や土壌の水量が多いことを反映した結果といえる。融雪期の5月についてみると、貯水位の回復まで1日を見込むとすれば目標貯水位から0.5～1m程度下げることが可能である。さらに長く、回復までの日数を3日間とすれば目標貯水位から3m程度下げることが可能だと解釈できる。

次節では、貯水位を回復可能水位まで下げた場合、その後、目標とする水位まで回復するかを検証する。

【2006年】



【2007年】

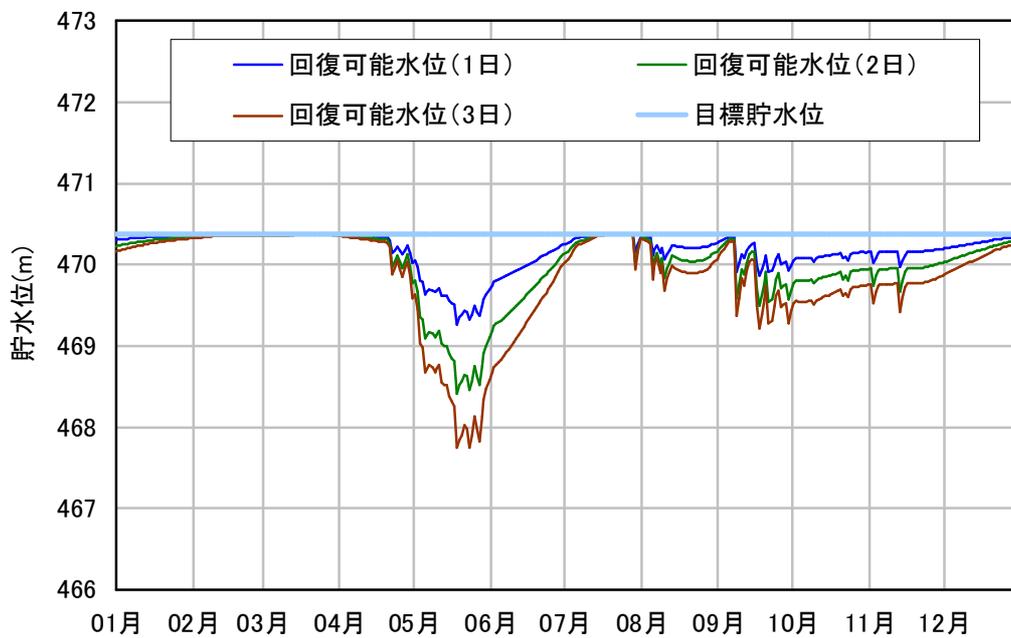


図 6.2 回復可能水位の算定結果.

上段：2006年，下段：2007年：豊平峡ダム.

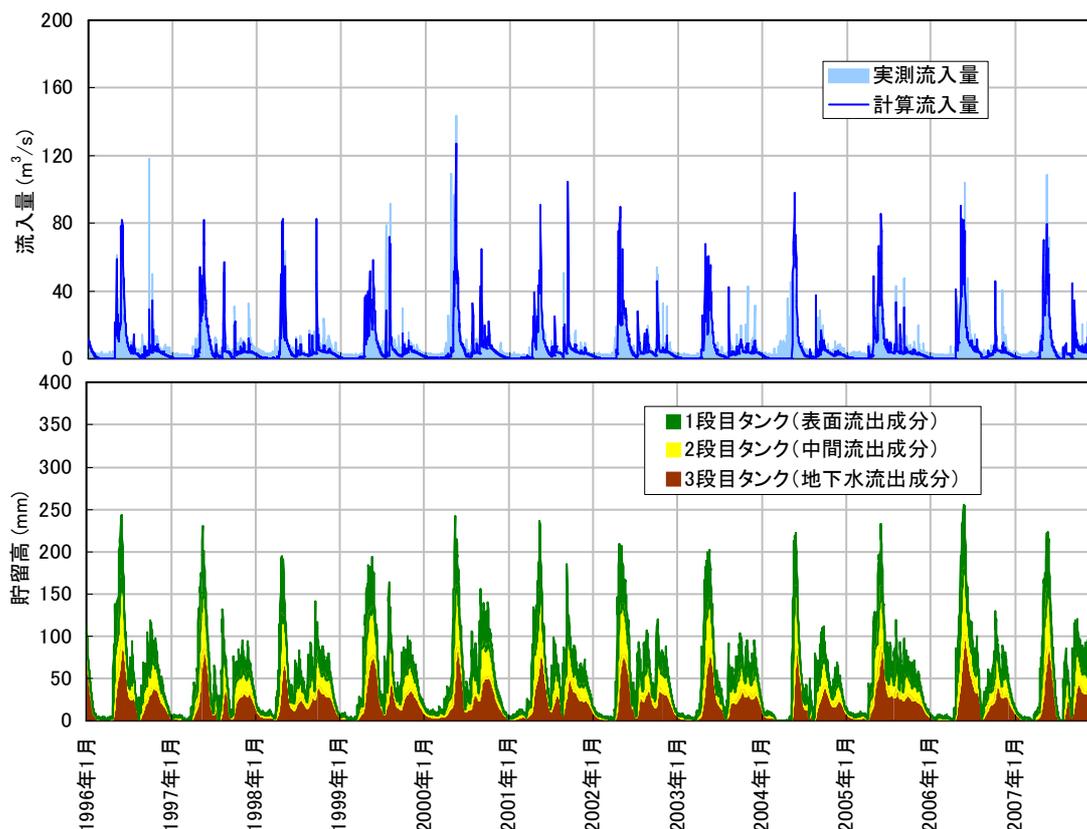


図 6.3 長期流入量の再現結果と流域貯留量の推定結果.

上段：流入量，下段：流域貯留量，豊平峡ダム，1996年～2007年.

6.3 考察

本節では，貯水位を回復可能水位まで低下させた後，1日後，2日後，3日後までに目標とする貯水位まで回復するかを検証する．これは，降雨予測に基づいて回復可能水位にまで低下させた後，全く雨が降らないことを想定したものである．

具体的には，前節で算定した回復可能水位を初期値として，実績流入量を用いて1日後，2日後，3日後の貯水位を計算し，その値と目標水位とを比較した．

その結果を図6.4と図6.5に示す．最上段の図は流域貯留量と積雪相当水量，上から2段目，3段目，4段目の図は，それぞれ，貯水位が回復するまでの日数（以下，回復日数と呼ぶ）を1日，2日，3日とした場合の計算結果である．最上段の図では，流域貯留量をオレンジ，積雪相当水量を緑で表した．また，2～4段目の図では，回復可能水位を赤色の実線，計算貯水位を緑色の実線で表した．なお，貯水位は目標水位との差で示しており，回復可能水位が負の場合は目標水位より低いことを表している．また，1日・2日・3日が経過した時点の貯水位が正となる場合は目標水位より高いこと，すなわち，目標水位との差が正の場

合は、貯水位が目標水位に回復したことを意味する。なお、計算貯水位はサーチャージ水位までとしたため、目標水位との差は最大4.5mまでになっている。

これらの図によると、出水の有無に関わらず、ほとんどの期間において貯水位が回復している。2007年8月下旬は目標水位に回復していない期間はあるものの、目標水位と計算水位の差はわずかであり、目標水位を大きく下回ることにはなかった。

以上の結果、回復可能水位にまで貯水位を下げたとしても、目標とする貯水位に回復することがわかった。事前放流によって貯水位を低下させる場合、貯水位を回復可能水位より下げなければ、雨量予測が空振りであっても目標とする水位まで回復することを示している。

以上で提案した回復可能水位は、予測降雨空振り時においても、ダムの利水機能を維持しつつ、事前放流を行うための有効な情報と考えられる。

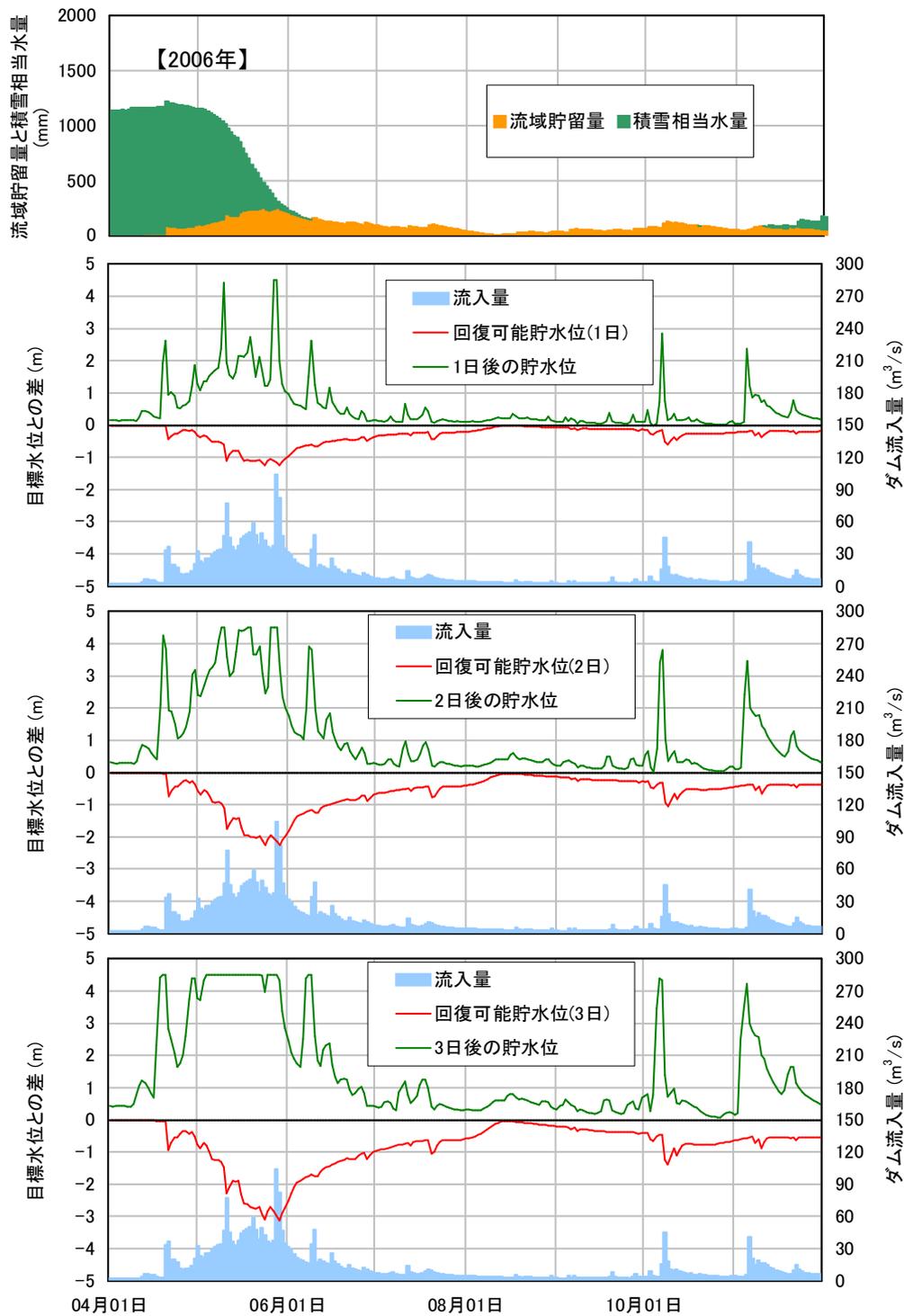


図 6.4 2006年における水位の回復状況.

上から、流域貯留量と積雪相当水量，1日後・2日後・3日後の貯水位.

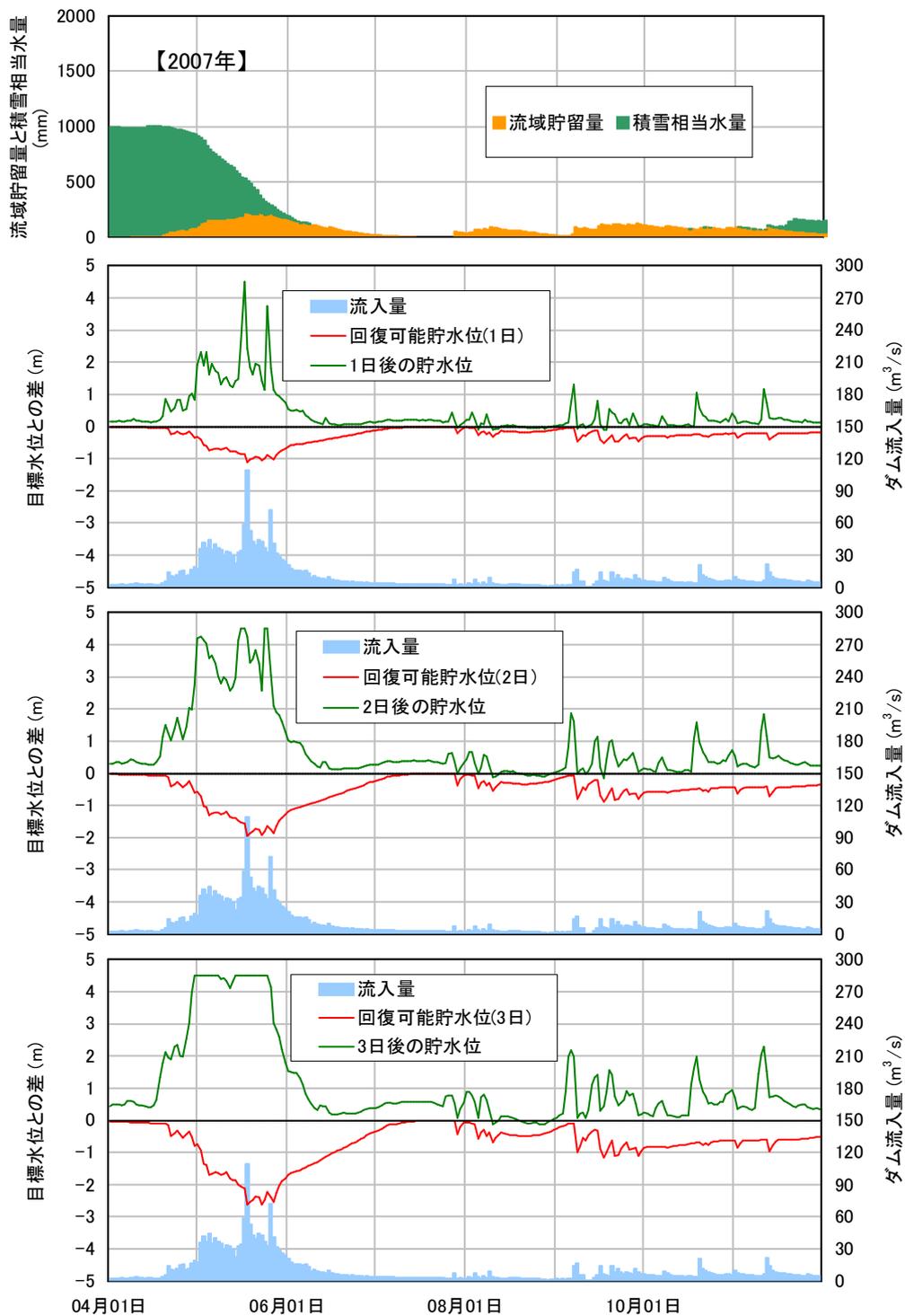


図 6.5 2007年における水位の回復状況.

上から, 流域貯留量と積雪相当水量, 1日後・2日後・3日後の貯水位.

図6.6は、前述の小規模洪水（図4.10参照）の回復可能水位を計算した結果である。上段は貯水位，下段は流入量および放流量である。図には、操作規則どおりに放流操作を行った場合と、第4章で提案した放流操作に基づく場合のシミュレーション結果を示した。上段の図に示した3本の灰色の実線は、上から、回復までの日数を1日，2日，3日に設定した場合の回復可能水位である。

この例は、前章でも述べたように出水規模は小さく，操作規則どおりの操作で問題なく洪水調節ができ，本論文で提案した放流操作を適用すると貯水位はかなり低くなる洪水である。

図6.6によると，提案した事前放流方法の場合，流入量の増加が始まる約20時間前に事前放流が開始され，流入量が増加する時点では貯水位が大きく低下している。しかしながら，提案した回復可能水位と比較すると，最も水位が低下した時点においても，1日より短い期間で目標とする水位に回復できることが判断できる。事前放流を実施している最中に水位が大きく低下する場合には，適切な操作判断をするための有効な情報と考えられる。

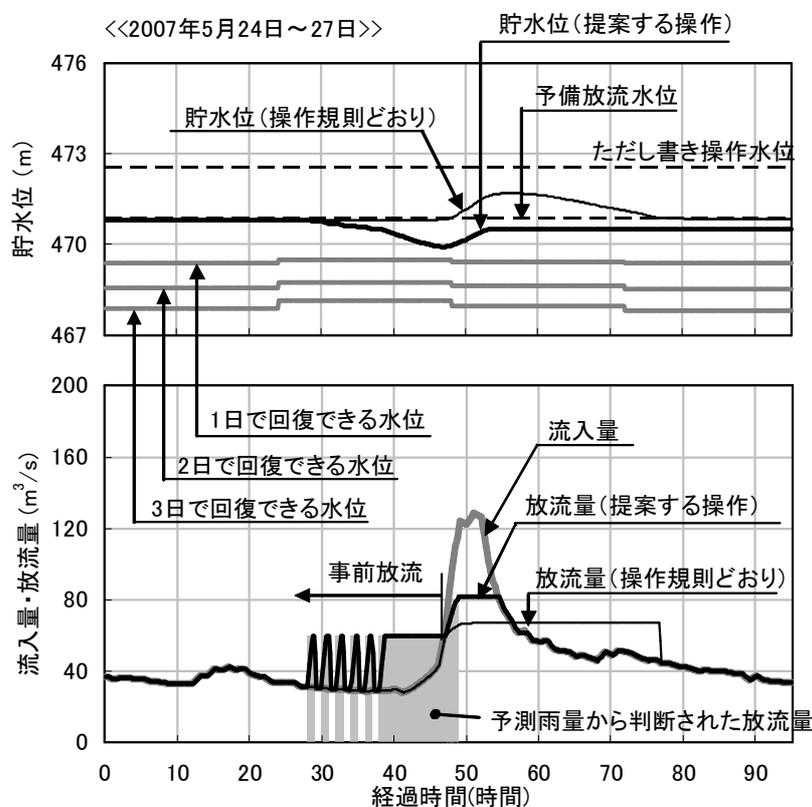


図 6.6 回復可能水位の算定結果（2007年5月24日～27日：豊平峡ダム）.

6.4 本章のまとめ

本章では、本論文で提案した回復可能水位を豊平峡ダムに適用し、その有効性を検証した。得られた結果は以下のとおりである。

- 1) 回復可能水位の算定方法を豊平峡ダムに適用し、回復までの日数を1日、2日、3日に設定した場合の回復可能水位を算定した。
- 2) 流域貯留量の多い状態が続く融雪期においては、貯水位の回復まで1日を見込むとすれば、目標貯水位から0.5~1m程度、3日では3m程度まで、貯水位を下げるのが可能と考えられた。
- 3) 算定した回復可能水位を初期値にして、1日後、2日後、3日後の貯水位を実績流入量から計算した。その結果、計算された貯水位は目標とする水位を超えた。この結果は、事前放流によって貯水位を低下させる場合、貯水位を回復可能水位より下げなければ、雨量予測が空振りであっても目標とする水位まで回復することを示している。
- 4) 以上で提案した回復可能水位は、予測降雨空振り時においても、ダムの利水機能を維持しつつ、事前放流を行うための有効な情報と考えられた。

以上の結果、第4章で提案した放流操作方法と本章の回復可能水位を組み合わせることは、ダムの治水機能を向上させつつ、利水機能が維持できる有効な手段と考えられた（図6.7）。

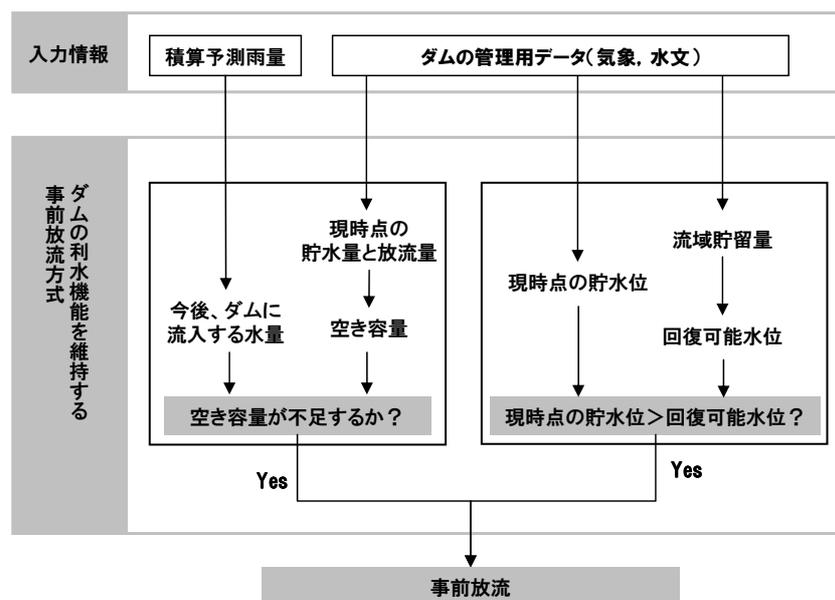


図 6.7 提案する事前放流方式。

第7章 結論

本論文は、ダムの機能向上を目的に、事前放流による治水機能の向上と、流域貯留量による利水機能の維持について論じた。得られた成果をまとめると以下のとおりである。

第1章では、積雪寒冷地におけるダムの洪水調節における課題と本研究の目的を示すとともに、関連する既往の研究を整理した。

第2章では、気象の経年的な変化、流出状況の実態、また、ダムの貯水位管理の実態を整理した。その結果、夏期に比べて洪水調節機能の低い融雪期において、2000年以降、大規模な出水が観測されていることがわかった。近年、ダム管理において融雪期のただし書き操作が課題となっているが、今後、この課題が深刻化する可能性を示唆した。このような課題に対する方策として事前放流に焦点をあて、実施に向けた具体的な研究の方向性を示した。

第3章では、報告例の少ない融雪洪水の予測精度を分析し、融雪洪水予測の最も大きな誤差要因が雨量であることを明らかにした。この結果から、雨量に着目し、その誤差を評価した。予測雨量は、時系列値よりそれを合計した積算値で利用する方が精度面で優れていることがわかった。積算予測雨量は、リードタイムが24時間まで精度が安定していた。また、積算雨量の実績値は、積算予測雨量の0.7~1.8倍の範囲に70%が収まっていた。融雪期において効果的な事前放流は、早い時点での放流開始が必要である。このような観点から考察した結果、事前放流の実施にあたっては、積算予測雨量が最も有効な情報であると考察された。

第4章では、まず、積算予測雨量を用いた事前放流方法を提案した。これは、積算予測雨量から予想される総流入量と、ダムの空き容量とを比較することで放流開始を判断するものである。この放流方法をダムに適用し、その効果を検証した。その結果、安全側の予測雨量（予測雨量の1.8倍の値）に基づいて事前放流を行えばただし書き操作が回避できることがわかった。また、この方法では、洪水調節容量を効率的に使い洪水調整が行われることがわかった。

第5章では、流域水循環モデルを構築し、流域貯留量を含む水文諸量を推定した。推定した項目と実測値とを比較した結果、モデルの再現性が検証された。また、流域貯留量と流域の気象や地質条件との対応を考察し、推定される流域貯留量流域は、気象条件や地質構造といった流域特性が反映されていることがわかった。

第6章では、事前放流に伴う利水に対するリスク回避策として、流域貯留量から、利水容量が確保できる水位「回復可能水位」を算定する新たな方法を提案した。算定される回復可能水位の妥当性を検証するため、回復可能水位を初期値にして、1日後、2日後、3日後の貯水位を実績流入量から計算した。その結果、計算で得た貯水位は目標とする水位を超えることがわかった。この結果は、事前放流によって貯水位を低下させる場合、貯水位を回復可能水位より下げなければ、雨量予測が空振りであっても目標とする水位まで回復することを示している。以上から、提案した回復可能水位は、予測降雨空振り時においても、ダムの利水機能を維持しつつ、事前放流を行うための有効な情報と考えられた。

以上から、本論文で論じた二つの提案は、ダムの治水機能を向上すると同時に、治水機能をも維持できるという観点から、ダムの機能向上に有効と考えられた。

本論文では、融雪洪水という積雪地域特有の現象に注目して論じた。しかしながら、融雪期の水文現象は降雨も融雪も含む複合現象であることから、本解析は両方の項目が考慮されている。本論文の成果は、積雪地域のみならず、他の地域のダムにおいても適用可能な手法と考える。

また、本研究では、複数のダム流域において流域水循環モデルの妥当性が検証されている。その一方で、モデルの一部は、既に積雪分布の推定を目的としてダムの管理に活用されている。以上から、本提案は、汎用性と実現性の高い手法と考える。

謝辞

本研究を進めるにあたり、終始あたたかいご指導と激励を賜りました室蘭工業大学大学院工学研究科 中津川 誠 准教授に心から感謝の意を表します。仕事と研究の調整が難しい折には、休日、昼夜を問わずご指導とご助言を頂きました。社会人学生として研究に取り組むことができ、また、その成果をまとめることができましたのは、このようなご指導のおかげと感謝しております。本当に、ありがとうございました。

論文草稿に目を通していただき、貴重なご助言を賜りました室蘭工業大学大学院工学研究科 木村 克俊 教授、田村 亨 教授に感謝いたします。

本研究のきっかけは、2000年に発生しました大規模な融雪洪水です。その後、北海道開発土木研究所に出向し、水収支解析や、融雪洪水の予測をテーマとした融雪・流出解析の研究に関わり、これらの成果が本論文につながっております。その間、多くの方々からのご指導とご協力を頂きました。第3章で扱った融雪流出モデルの開発に当たっては、星清先生（当時、財団法人北海道河川防災研究センター研究所長。2006年12月11日逝去）のご指導を賜りました。日本気象協会に入社した当時から、また、この3年間におきましても、たくさんのアドバイスを松岡直基氏から頂きました。あらためて感謝の意を表します。

また、博士後期課程の同期生である杉原さんには、論文作成のアドバイスや海外発表の準備等でご協力頂きました。杉原さん、ならびに、水環境システム研究室の皆さんに感謝いたします。

最後に、この3年間で陰ながら支えてくれた妻、また、不満を口にすることなく応援してくれた息子に、感謝します。

2012年6月 白谷 友秀