

琵琶湖水管理における
水文予測システムに関する研究

陣内 孝雄

琵琶湖水管理における
水文予測システムに関する研究

陣 内 孝 雄

序

琵琶湖は、400 ～ 500万年前に誕生した世界的にも非常に古い我国最大の湖であり、淀川水系の源流にあって豊富な水量を貯え、古来より人々の生活と密接なつながりをもち、産業・文化の発展に寄与するとともに、滋賀県と、京阪神の貴重な水源となっている。

また、琵琶湖周辺は、過去より洪水との闘いの場であり、淀川下流域にとっては、洪水の調節の場として、さらには、観光・レクリエーションの場、国際的な学術研究の場として、琵琶湖は、広範な役割と存在価値をもつ湖である。

さて、今日、このような重要な湖である琵琶湖の水管理に対して治水面、利水面、さらには環境面からさまざまな社会的要請があり、しかもそのニーズは一層多様化・高度化する傾向にある。

これらの要請に応えていくためには、湖岸堤や内水排除施設等の治水施設、上・工水施設や水資源開発施設等の利水施設、さらに下水道施設や公園施設等の環境保全施設等のハードな方策はもとより洪水防御・調節や低水時の流水制御などのソフトな水管理方策など各種の管理手段・方策が必要である。

とりわけ瀬田川洗堰は、琵琶湖から流出する唯一の自然河川である瀬田川下流に設けられており、琵琶湖の水位と放流量が調節されており、琵琶湖の水管理上中核的な役割を果たしている。

従って、琵琶湖の水管理上洗堰の最適な操作方法は重大な課題であり、そのための技術的な手法の整備・向上が求められているところである。

本論文では、上述の現況を踏まえ、琵琶湖の水管理システムの全体的な枠組を論じるとともに、洗堰の最適な操作を行う上で必要な水管理技術の基礎ともいふべき水文諸量を将来にわたって把握するための水文予測システムの位置付けとその構想を考察し、琵琶湖とその集水域における降水、琵琶湖への流入および流出量の制御とその結果としての水位といった現象プロセスに沿って、長期的な水文予測システムの構築を行った。

また、構築した水文予測システムの実管理への適用を試み、その有用性を明らかにした。

本論文が琵琶湖の水管理を行う上で役に立ち、水文諸量の把握と予測への道を開き、事後的管理から事前・事中的管理へという社会的要請に応えることができれば幸いである。

本論を草稿するにあたり、京都大学教授岩佐義朗博士、同教授高棹琢馬博士、同教授池淵周一博士の御懇篤な御指導を得た。ここに深甚なる謝意を表する次第である。また、資料の収集整理，諸計算，図表の作成等について御協力を賜った近畿地方建設局河川部，琵琶湖工事事務所の諸氏にも深く感謝の意を表する次第である。

昭和62年12月

陣内 孝雄

目 次

序	
緒 論	1
1. 湖沼管理の沿革	1
2. 琵琶湖水管理の課題と本研究の意義	8
3. 本論文の構成	10
第 I 編 琵琶湖の水管理システムに関する研究	13
第 1 章 緒 言	13
第 2 章 湖沼管理の枠組みと体系	15
第 1 節 概 説	15
第 2 節 湖沼管理の目標	17
第 3 節 湖沼管理の対象	19
3 - 1 湖水の管理	19
3 - 2 湖沼沿岸域の管理	20
3 - 3 湖盆の管理	23
第 4 節 湖沼管理のプロセス	25
4 - 1 湖沼管理にかんする計画	25
4 - 2 湖沼管理にかんする事業	28
4 - 3 湖沼の維持管理	32
第 3 章 琵琶湖水管理の特性	33
第 1 節 概 説	33
第 2 節 琵琶湖および淀川流域の特性	33
2 - 1 流域の構成	33
2 - 2 流域の自然的特性	37
2 - 3 流域の社会・経済	48
第 3 節 琵琶湖水管理への社会的要請	52
3 - 1 治水面からの要請	52

3 - 2	利水面からの要請	56
3 - 3	環境面からの要請	63
第4節	琵琶湖における水管理方法の特性	66
4 - 1	琵琶湖水管理の枠組みと管理手段・方策	66
4 - 2	洗堰操作による水量制御	69
第4章	琵琶湖水管理における水文予測システムの構成	71
第1節	概説	71
第2節	琵琶湖水管理における水文予測システムの位置づけ	72
第3節	琵琶湖水量管理の目標と方法	73
3 - 1	琵琶湖における水量管理場面の類型化と管理目標	73
3 - 2	水量管理の方法と水文予測システムの必要性	76
第4節	水文予測システムの基本的構成	78
第5章	結言	80
第Ⅱ編	琵琶湖の長期水文予測システムに関する研究	85
第1章	緒言	85
第2章	琵琶湖の長期水管理に関する考察	87
第1節	概説	87
第2節	琵琶湖の水文特性に関する分析	88
2 - 1	琵琶湖の水循環と水収支	88
2 - 2	年降水量・年間流入量の変動	90
2 - 3	日降水量・日流入量の季節変動	93
2 - 3 - 1	琵琶湖の水文暦	93
2 - 3 - 2	流入量の季節変動	99
2 - 4	琵琶湖の渇水特性	101
第3節	長期水管理に関する分析	117
3 - 1	琵琶湖水位の季節変動	117
3 - 2	既往渇水時における洗堰操作の事例分析	120

第4節	長期水管理に関する考え方	127
4-1	琵琶湖水管理における管理場面	127
4-2	長期水文予測モデルにおける予測期間	128
4-3	長期水文予測システムにおける予測水位精度	129
第3章	長期水文予測システムの構成	132
第1節	概説	132
第2節	システムの基本的構成	132
第3節	長期水文予測システムのモデル化	133
第4章	長期水文予測のためのサブ・モデルの構成	135
第1節	概説	135
第2節	降雨・気象予測モデル	136
2-1	予測方法の概要	136
2-2	気象庁予報の活用	141
2-3	気象予測モデル	144
第3節	流入量予測モデル	153
3-1	湖沼での水収支	153
3-2	湖面蒸発量の観測・評価・推定モデル	154
3-3	流域蒸発散量の推定モデル	169
3-4	積雪融雪流出モデル	176
3-5	流域流出モデル	189
第4節	湖水位予測モデル	206
4-1	モデル構成の基本的な考え方	206
4-2	モデルの作成	207
第5章	長期水文予測システムの特性	219
第1節	概説	219
第2節	降雨・気象予測モデルの特性	220
第3節	流入量予測モデルの特性	236
3-1	湖面蒸発量推定モデルの特性	236

3 - 2	流域蒸発散量推定モデルの特性	240
3 - 3	積雪融雪流出モデルの特性	245
3 - 4	流域流出モデルの特性	251
第4節	降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルの 連結システムの特性	284
4 - 1	適用事例の抽出	284
4 - 2	計算条件の整理	288
4 - 3	連結システムの特性	291
第5節	湖水位予測モデルの特性	299
5 - 1	実績放流パターン適用型モデルの特性	299
5 - 2	統計的予測モデルの特性	299
5 - 3	逐次シミュレーション型モデルの特性	304
5 - 4	DP手法を適用した最適化モデルの特性	305
第6章	長期水文予測システムの適用と考察	307
第1節	概説	307
第2節	長期水文予測システムの適用方法に関する考察	307
2 - 1	システムの適用時期および期間	307
2 - 2	実際管理への適用方法	309
2 - 3	実際管理適用上の留意点	311
第3節	適用結果とその考察	314
3 - 1	適用条件の整理	314
3 - 2	適用結果とその考察	316
3 - 2 - 1	適用結果のプロフィール	316
3 - 2 - 2	システムの有効性と実際管理への活用	319
第7章	結言	344
結 論		353

著者 言論

1. 湖沼管理の沿革

湖沼と人間とのかかわり合いは、われわれ人間が湖沼とそれを取りまく自然環境の変化に順応して生活してきた時代から、近代以後の人間の側からの様々なはたらきかけによって洪水から人間を守り、あるいは湖水を利用する時代、さらには湖沼とその環境を総合的に保全しようとする時代へとその重点が移り変わってきた。こうした湖沼管理の流れは、わが国にあっては、とくに近代以後河川行政の展開と密接に関連する。¹⁾²⁾

(1) 湖沼とその自然環境への順応の時代

古来、人間は湖辺に住みつき、狩漁や植物採集をなりわいとして生活を維持・形成してきた。時代とともに人間活動の領域は拡大し、湖沼とのかかわり合いも大きくなったが、その様相は現代とは全く異なるものである。

たとえば琵琶湖流域では江戸時代中期はじめ1750年にはすでに人口が約57.1万人（対全国比は約2.2%）に達し⁴⁾、人口支持力が高くわが国でも有数の先進的米作地域が湖東平野を中心に形成されている。したがって古記録よりほぼ2年に一度の頻度で生じたと推定される大規模洪水（常水位よりも1m以上高い）による被害はきわめて深刻なものであった。それは江戸時代後期における流出河川瀬田川のいわゆる川浚え（浚渫による疎通能力の増大）をめぐる経緯に表われている。しかし、この川浚えも、天保2年（1831）のように当時としては本格的工事が行われたにもかかわらず、洪水の疎通に対する効果は微小で長続きしなかった。

また、琵琶湖はその誕生以来、2～4百万年以前より淡水の湖であるが、湖周辺の人々がいつでも湖の水を飲んだり、灌漑に利用できたわけではない。明治37年（1904）、中主町吉川に蒸気ポンプが据え付けられるまで、湖水の利用はわずかに足踏み水車で順次揚水していく方法と桶で運ぶ方法、あるいは井戸水をつるべで揚げる方法による程度であった。つまり、琵琶湖周辺でも、流入河川から高低差を利用して水路を掘り導入するという他

の流域と全く変わらぬ取水方法をとっており、また琵琶湖に流入する河川の数多くは天井川や尻無川の形態になっていることから、日本でも際立って干天被害や飢餓の頻発した地域であったことが知られている。湖国と呼ばれる近江には雨乞い伝説がきわめて多く伝承されていることも、水不足の深刻な歴史を物語るものである（図1.1）。

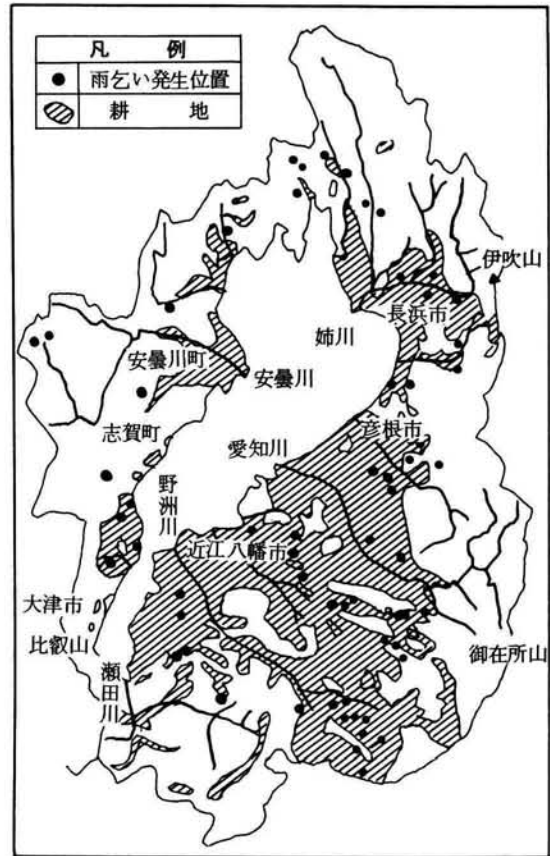
今日、琵琶湖の集水域では標高 100m以下のほとんどをカバーする程の、日本でもまた世界的にも例をみ

ないパーティカルポンプによる大規模な逆水灌漑が行われているが、これらが本格的に推進されたのはごく近年の昭和36年（1961）ごろからである。

琵琶湖が一方では怨念の湖であったといわれるのはこのような背景によるものである。琵琶湖の恵みとしては、舟運による物質輸送路として今日とは比較にならないほど重要な価値をもち、流域の社会経済の発展に寄与してきたこと、また、今日でも数多くの伝統的漁法がみられることからわかるように、古い歴史と多様な自然環境が流域に固有の産業を育ててきたことなどが挙げられる。

以上の琵琶湖の例にみられるように、わが国では明治以後近代的治水・利水事業が行われるようになるまで、人間の側からの湖沼へのはたらきかけはわずかなものにとどまらざるをえず、むしろ湖沼の一方的存在とその

図1.1 琵琶湖流域の雨乞い分布図



自然環境の変化・サイクルに応じた共生を余儀なくされる時代が歴史上長く続いた。

(2) 治水・利水進展の時代

明治維新（1868年）以降、わが国では河川行政についても各種の方針、規制が示されるとともに、所管省（内務省）が定められ、さらには欧州より導入した技術による高水工事、砂防工事が活発に行われるようになった。明治14年ごろから各地に大水害が頻発し、氾濫の防除が治水の中心課題となってきたことなどを契機として、明治29年（1896）にはその後、河川行政の基本となる河川法成立をみた。

琵琶湖においても江戸時代末期より毎年のように浸水被害が続き、明治に入ってから、明治元年（湖水位+3.30mまで上昇）、同18年（+2.72m）、同22年（+2.00m）、同29年（+3.76m）と大洪水が頻発している。そのため瀬田川の浚渫と洗堰の設置などを含む淀川改良工事（明治33～42年）が実施された。

河川法の制定時点では水力発電の萌芽はみられるものの、利水に関しては十分な経済的、社会的基盤が形成されていなかった。日露戦争後（1905～）資本主義経済の進展にともない、水力発電事業の著しい成長と大都市への人口集中による都市用水需要の増大を背景として、わが国では河川水利用が従前の灌漑水利中心から発電、灌漑、漁業、都市用水等に拡大し、各種利水間の調整が大きな課題となるに至った。

琵琶湖ではいち早く、明治に入り東京遷都によって衰微の傾向にあった京都の産業復興等を目的として琵琶湖疏水第1期事業が実施され、明治23年には鴨川合流点まで通水している。これは、取水量 $8.35\text{ m}^3/\text{s}$ の規模で舟運、発電、灌漑、染織、上水道などに利用され今日に至っている。その後淀川改良工事によって琵琶湖水位が下がり取水が困難となったこと、及び発電所増強の要請に対応して第2期事業が明治41年～大正3年（1908～1914）に実施され、京都市は $23.65\text{ m}^3/\text{s}$ の水量を確保することとなった。

さらに明治後期ごろより琵琶湖をひかえた宇治川筋は有力な水力発電開

発地点としてクローズアップされ、複雑な経緯を経ながら発電事業が明治41年から昭和2年（1908～1927）にかけて順次実施された。この琵琶湖疏水と宇治川筋発電事業は、琵琶湖の総合開発の歴史においては初期の系譜に位置づけられている。

このような情勢の推移とともに、治水・利水の両面に有効な対策として、河川の総合的利用開発に対する関心が高まり、戦時体制への気配が濃厚となる中で、昭和13年の大水害、さらには同14年の西日本旱害の発生が契機となり、昭和15年（1940）から河水統制事業が発足するに至った。

明治・大正期には琵琶湖の貯水池的利用はほとんど顧みられなかったが、淀川の水利用の近代化と需要水量の増加にともない琵琶湖の利水対象としての位置づけが浮上してきた。そこで、河水統制第1期事業として、瀬田川浚渫等によって湖水位－1.0mまでを調節容量とする工事と湖面低下による補償が行われた。この事業は治水や湖周辺事業を含みながらも利水事業の性格が強く、明治以来の治水第一主義を大きく変更するものであったとされる。とくに緊急を要する電力増強のため、昭和18年より－60cmを限度としていわゆる冬期放流がはじめられるなどそれまでの治水を主とする洗堰操作に大きな変化が加えられた。

(3) 湖沼総合開発の時代

第2次世界大戦後の日本の国土は、河川事業の停滞、森林の乱伐等により極度に荒廃した状況にあったことも一因となって、昭和20年代には連続して台風等による大災害をこうむることとなった。そのため昭和28年の「治山治水基本対策要綱」をはじめ治水事業の長期計画、水防・防災対策の確立、強化が図られた。この過程で、水資源開発の要請を反映してダムによる洪水調節を積極的に採用した点は、その後のわが国の治水方式に重大な転機をもたらすものであった。

一方、戦後の人口増と国民生活安定のための食糧の確保や経済復興のためのエネルギー増強の必要性および米国のTVA事業の成功等を背景に国土総合開発法が制定され（1951年）、水資源の利用と水害の防除、すなわ

ち河川の総合開発がその中核をなすものとして位置づけられた。河水統制事業は、①多目的ダム、②湖沼開発、③河口堰、④流況調整河川を主な内容とする「河川総合開発事業」に改められた。

河川に多目的ダムを建設し、洪水調節、発電、灌漑、水道等複数の効用を発揮させようとする方策は近年のわが国河川計画の一大潮流となっている。湖沼は天然の貯水池であり、流出河川の流出口に可動堰や水門を設置することにより、湖水位を人工的に変動させ、洪水調節や水資源開発を行うことができるという点ではダムと同様である。一方、水面積が大きく利用水深が小さいこと、および湖沼が古くから周辺住民の生活と様々な面で密接に結びついた存在であり、湖水位の著しい低下・上昇が及ぼす影響がきわめて大きいことが特徴である。

わが国では明治以来、琵琶湖、猪苗代湖、十和田湖、諏訪湖など河川水源としての高地部湖沼が開発の対象となってきたが、近年霞ヶ浦、小川原湖、印旛沼など低平地部の湖沼開発が行われるようになってきている。昭和40年代に入ると、利根川からの洪水の逆流防止や首都圏の水需要への対応などを目的とする霞ヶ浦開発事業（1970～1991年度（予定））、および沿岸・下流域の治水・利水はもとより、水質の回復・湖沼環境の保全、さらには流域開発を含む琵琶湖総合開発事業（1972～1991年度（予定））が実施されるに至っている。

(4) 総合的管理の時代

昭和39年（1964）新河川法が制定され、①国土保全または国民経済上の需要度にもとづく水系指定（一級河川、二級河川）、②河川区域の設定、③水系一貫総合管理を目的とする工事实施基本計画の水系別策定、④水利調整規定の整備、⑤防災上の見地にもとづくダムの設置および操作に関する必要規定の制定など時代の要請に応じた新たな河川行政の基本が定められた。

昭和30年代以後急激な都市化が現在まで続き、治水面では各種制約による河川改修の相対的な立ち遅れ、河川流域の開発による洪水および土砂流

出量の増大、低地への人口・資産集積による潜在的浸水被害の増大等いわゆる都市型水害への対応策が重要な課題となっている。「総合治水対策の推進方策についての中間答申（河川審議会・昭和52年）は、単に河川内だけでなく流域を対象とし、さらに施設整備と警戒避難体制拡充等ソフトな政策をも含む総合的な治水対策の必要性を明らかにするものである。

一方、利水面では水資源開発施設による供給が需要量に追いついていない状態が近年のわが国における常態であって、水資源開発の進展にともなう河川水の利用率の増大、ダム開発適地の減少、水源地域問題等を背景として、いわゆる広域的利水対策や水利用の合理化が新たな課題として顕在化してきている。

このようなわが国全体の治水・利水状況の中にあって、たとえば琵琶湖の存在価値とその流水管理の成果は際立ったものといえよう。戦後琵琶湖については、①湖岸の水位上昇を緩和し、沿岸の水害を軽減するため瀬田川を浚渫し、湖水位 0 m で $600 \text{ m}^3/\text{s}$ の放水能力を与えること。②これを確保するために瀬田川沿川ならびに大戸川上流の砂防工事を強化すること。③流量調節設備を既存の南郷洗堰直下に新設し、操作時間の短縮をはかるとともに漏水を防除し、水資源の活用に資すること。④洪水時には調節を行い、下流の洪水を軽減せしめるとともに湖水位の早期低下をはかるとともに、宇治川筋に天ヶ瀬ダムが新たに築造された。

現洗堰が設置された昭和36年から現在に至る25年間に、琵琶湖・淀川流域では、8回の大規模出水をみているが、いずれも洗堰の適切な操作によって琵琶湖沿岸の洪水被害を最小限にとどめるとともに、下流宇治川・淀川の洪水調節を実現している。

また、同期間に著名なものだけでも8回の渇水を経験しているが、やはり洗堰操作によって湖周辺の低水被害を最小限に抑えるとともに下流域への用水補給を確保している。

わが国湖沼の水質保全問題が顕在化するののは、総じて昭和30年代以後である。霞ヶ浦は、明治43年（1910）に透明度 1.7m、ミクロキスティスの水の華の発生が記録されており、古くから富栄養湖であった。昭和40年代初期にはCOD 4 ppm 前後、透明度約 1 mであったものが、現在ではCOD 8～10ppm、透明度 0.8mと急激に汚濁がすすんでいる。諏訪湖では昭和30年代後半に水質汚濁がすすみ水泳ができなくなったとされる。また琵琶湖でプランクトン量の急増による上水道のろ過障害が発生したのは昭和30年代半ばであり、昭和40年代半ばには異臭味が発生するなど富栄養化がすすんでいる。

これに対しては、水質汚濁防止法および上乗せ条例が適用され排水規制が行われたほか、霞ヶ浦では流入河川・湖底へドロの浚渫、特殊船によるアオコ・藻の除去、下水道・畜産汚水処理施設・し尿処理施設の整備等の事業が実施されている。諏訪湖では流域下水道、浚渫、水草の除去等が実施されている。琵琶湖ではリンを含む合成洗剤の使用・販売規制を含む富栄養化防止条例をはじめ各種施策を総合した「びわ湖ABC作戦」など様々な水質保全対策が行われ、現にすすめられている。以上の代表的湖沼を含め最近のわが国湖沼全般について、重金属や化学物質など水質環境基準の健康項目による汚染問題は著しく改善され、ほぼ環境基準を満たしているが、いわゆる生活環境項目については顕著な改善はみられず、河川や海域と比較しても環境基準達成状況はきわめて低い。

昭和40年代以降、河川管理の面では、①ダム・湖沼による河川流況の安定（洪水調節、渇水補給、流量配分、維持用水の確保）、②底泥の浚渫、③浄化用水の導入、④れき間接触酸化、⑤ばつ気等により河川、湖沼・ダムの水質保全・改善を図るとともに各種調査・研究がすすめられている。

以上に述べたおおむね新河川法制定以後の河川管理行政の展開は、河川水系・流域において湖沼の存在とその管理がより一層その重みを増しつつあること、および湖沼管理が治水、利水および環境（水環境・河川空間）保全を目的として総合的に行われるべきことを示唆している。

2. 琵琶湖水管理の課題と本研究の意義

湖沼の管理は、人と湖沼およびその集水域における水循環とのかかわり合いの中で生じてくる問題である。湖沼は、その成因、地理的位置、気候、湖が形成されてから経過した時間、湖の大きさ、形状、流域面積、流域の人口・生活形態・産業活動・土地利用状態およびこれらを組み合わせた指標によって分類され、特性を明らかにすることができるが、「管理」の観点からは、地理的位置とくに流入・流出河川との関係および流域における社会・経済活動を重視すべきである。ある湖沼の流域およびその流入・流出河川流域のいずれにおいても人間活動が希薄であるならば、湖沼の管理を取り上げる意義はきわめて小さい。

本論で研究の対象とする琵琶湖は、わが国最大、最古の湖であり、学術的にも興味深い多様な特徴をもつ湖であるが、湖沼管理の面でもわが国を代表する先進性と重要性を保ちながら技術的進歩を重ねてきた。その過程は前節でもふれているとおりであり、琵琶湖とその自然環境への順応の時代から、明治以降の治水・利水の進展を経て、総合開発および総合的管理へと推移してきている。明治以後、琵琶湖の水管理が著しい進展をみたのは、琵琶湖流域の人口、社会経済活動が相当規模であったこと、および琵琶湖が世界でも稀な人口稠密地域である大阪平野を貫流する淀川の上流に位置する湖沼であることによるものと思われる。

現在進捗中の琵琶湖総合開発事業の完了によって、琵琶湖の水管理は新たな時代に入ることになる。ここで上述の湖沼管理の流れをふまえ、琵琶湖水管理への現代的要請および課題を整理すると以下のようにまとめることができよう。

- ① 琵琶湖は淀川の上流に位置する自然湖沼であることから、その水管理に対してさまざまな社会的要請があり、しかもそのニーズは一層多様化・高度化する傾向にある。

すなわち、治水面では、琵琶湖沿岸の洪水の防除と下流淀川の洪水調節を、両立させなければならない。利水面では、琵琶湖および淀川流域の都

市用水、農業用水、発電用水等の需要に対して安定した供給を図ることが要請されている。さらに、環境面から、琵琶湖は滋賀県および京阪神地域の生活と産業を支える水源であり、豊富な自然的資源の生存や存在の場であることからその水質を保全し、水空間の保全・創造を図ることが要請されている。

- ② これらの要請に応えていくためには、各種の管理手段・方策が必要である。琵琶湖流域では、明治以来、今日の琵琶湖総合開発事業に至るまで瀬田川の浚渫、洗堰の設置各種水位変動対策等ハードな基盤整備がすでに行われ、あるいは行われつつある。

今後は、琵琶湖とその沿岸域にととまらず、流域全体にわたって下水道整備等水質保全・改善のための基盤整備を促進することが重要な課題となる。

- ③ ハードな基盤形成とともに、たとえば、洪水防御・調節や低水時の流水制御がみられるように、洗堰の操作による水位調節、流出量制御などいわゆるソフトな水管理技術の相対的な重要度が高まりつつある。
- ④ 水位調節（流出量制御）などソフトな水管理技術の基礎を成すのは、降水、琵琶湖流入量など湖沼とその集水域における水文現象の把握およびモデル化である。これらは、また、環境水理や水質の変化に関する現象把握、モデル化の前提でもあり、湖沼の総合的管理にとって必要不可欠である。
- ⑤ 水文現象のモデル化は、「予測」への道をひらくものであり、これによって、「事後的管理から事中・事前的管理へ」という要請に応えることが可能となる。
- ⑥ さらに、湖沼とその集水域における水循環はきわめて不確実性の高い自然現象ではあるが、同時にある程度の周期性や予測可能性を有していることから、技術的に可能な限り長期間の予測を行い得ることが望ましい。
- 以上の考え方に沿って、本論は、琵琶湖の自然的特性にもどづく水文予測システムを構築し、琵琶湖水管理への適用を図ることを目的とする。

3. 本論文の構成

前節で述べた観点に立って、著者は主として河川管理の立場から琵琶湖水管理のあり方とそれを支援する水文予測システムに関する研究をすすめてきた。本論文は、それらのとりまとめをなすものであって、構成は以下のとおりである。

第Ⅰ編 琵琶湖の水管理システムに関する研究

湖沼の管理は、すぐれてわれわれの実生活に密接にかかわる問題であるが、それを対象化し、できる限り普遍化していくことが管理技術の向上には必要である。一方琵琶湖の水管理システムを構築するに際して、流域の特性や社会的要請および琵琶湖における水管理方法の特性といった固有の条件を前提としなければならない。さらに、湖沼の水管理は、湖沼および流出入河川の水量・水質および湖周辺の環境全般を対象とし、様々な手段・方策を通じて管理目標を達成しようとするものである。そのためには絶えず変化する自然現象その他に関する各種情報の収集、分析、加工および伝達といった一連の処理システムが必要となる。

第Ⅰ編では、上記の視点から琵琶湖の水管理システムの全体的枠組みおよび長期水文予測システムの必要性と構成を考察する。

第Ⅱ編 琵琶湖の長期水文予測システムに関する研究

琵琶湖の水管理は、長い歴史的経験と明治以後の治水、利水および総合開発事業によって形成された基盤に立って行われており、またその過程で得られた水文学的知見を基礎としている。これらに対する考察を通じて琵琶湖水管理に対する基本的な考え方を整理するとともに長期水文予測システムを構成していく必要がある。

長期水文予測システムとは、琵琶湖とその集水域における降水、降水の琵琶湖への流入、および流出量の制御とその結果としての水位といった現象プロセスに沿って構成されなければならない。

このような観点から、第Ⅱ編では、琵琶湖の長期水文予測のための現象モデルとその特性に関する研究成果をとりまとめ、実際管理への適用を試みている。

参考文献

- 1) 建設省；日本の河川，1982
- 2) 建設省 近畿地方建設局；淀川百年史，1974
- 3) 竹林征三；怨念の湖から母なる恵みの湖へ，大建協
- 4) 青野・尾留川；日本地誌 第13巻，二宮書店，1982

第 1 編 琵琶湖の水管理システムに 関する研究

第 1 章 緒 言

湖沼の管理は、すぐれてわれわれの実生活に密接にかかわる問題であるが、それを対象化し、できる限り普遍化していくことが管理技術の向上には必要である。一方琵琶湖の水管理システムを構築するに際して、流域の特性や社会的要請および琵琶湖における水管理方法の特性といった固有の条件を前提としなければならない。さらに、湖沼の水管理は、湖沼および流出入河川の水量・水質及び湖周辺の環境全般を対象とし、様々な手段・方策を通じて管理目標を達成しようとするものである。そのためには絶えず変化する自然現象その他に関する各種情報の収集、分析、加工および伝達といった一連の処理システムが必要となる。

本編は、このような視点から琵琶湖水管理システムの全体的枠組み、および水文予測システムの位置づけと構成を考察しようとするものであり、その内容は概ね以下のとおりである。

第 2 章：湖沼管理の枠組みと体系を管理の目標、対象およびプロセスという三つの側面から考察し、「湖沼管理」の内容および場面を一般論的に整理する。これによって、本研究の主題である「琵琶湖水管理における水文予測システム」の客観的位置づけを明らかにすることができると思われる。

第 3 章：琵琶湖および淀川流域の自然的、社会的特性を整理し、琵琶湖水管理への社会的要請を治水・利水・環境面から考察する。これによって、琵琶湖・淀川流域における琵琶湖水管理、および本研究の主たる対象である琵琶湖の水量管理の意義・役割を明らかにする。

さらに、琵琶湖水管理の枠組みを社会的要請および流域の気象、水文、水理、水質、生態といった現象面から整理し、琵琶湖水管理に関連する要素相互間の関係および個々の管理手段・方策の位置づけを明

確にする。とくに、中枢的管理手段である洗堰操作による琵琶湖の水量制御に関する考察を通じて琵琶湖水管理の特性を明らかにする。

第4章：琵琶湖水管理における水文予測システムの位置づけを示し、水量管理場面の類型化と管理目標を現況にもとづいて整理する。さらに管理目標を達成するための方法と水文予測システムの必要性を明らかにし、琵琶湖流域における水循環と対応した水文予測システムの基本的構成を考察する。

第2章 湖沼管理の枠組みと体系

第1節 概説

湖沼および集水域における水文的環境、水理・水質・生態に関する現象および人間活動の諸過程は複雑きわまりないものである。湖沼の管理は、これら相互間のかかわり合いに関する不断の考察によって得られた知見を基礎として行われる。

図2.1.1は湖沼をめぐる水循環のごく概念的な例示である。すなわち、降水は集水域での浸透・地下貯留あるいは流出の過程を経て湖沼へ流入し、貯留される。この貯留状態が時間的に長く、かつ空間的にも大規模であること

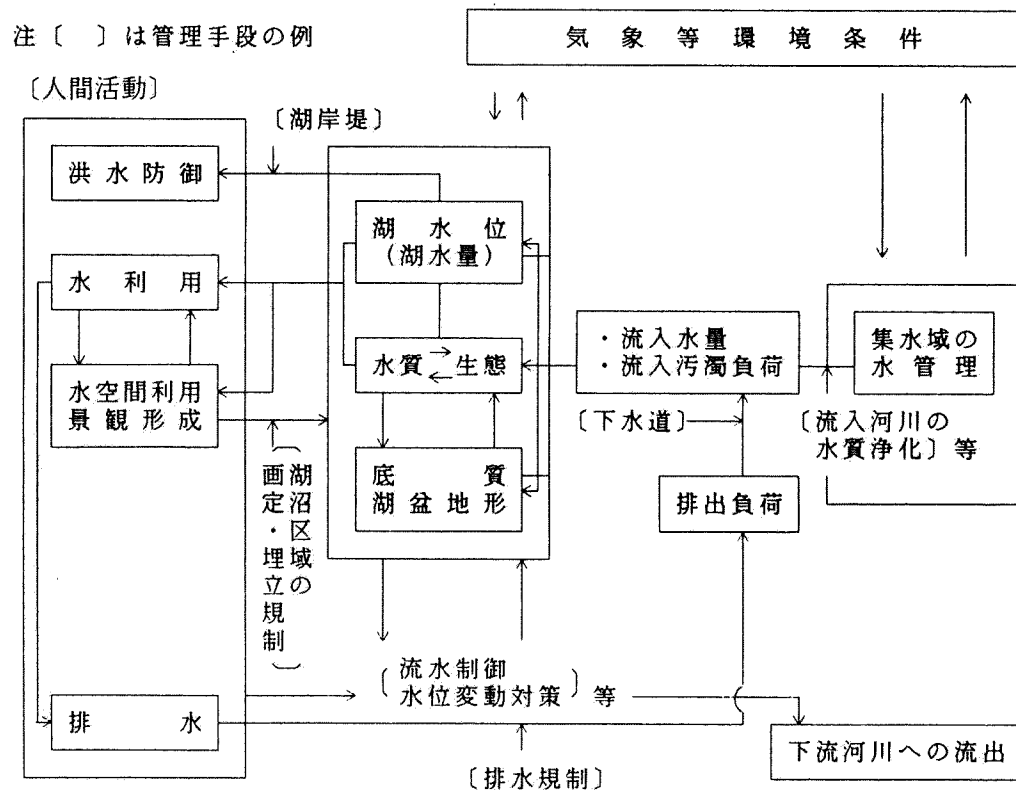


図2.1.1 湖沼をめぐる水循環と管理手段の例

が水文的循環過程における湖沼の存在を際立たせる特徴であるが、やがて下流河川を通じて海へと流下し、再び大気中に蒸発していく。このような循環過程のいずれの部分においても、人間活動との相互作用が生じていることはわれわれの日常的経験するところであるが、それは私人の自由で無制限な活動にゆだねられるわけではない。「河川は公共用物であり、河川の流水は私権の目的となることができない（河川法第2条）」ことから、「管理」を必要とする。

湖沼の管理は、すぐれてわれわれの実生活に密接にかかわる問題であるが、それを対象化し、できるかぎり普遍化していくことが管理技術の向上には必要である。そのため、本章では湖沼管理を目的、対象領域およびプロセスという三つの側面から考察している。

第2節 湖沼管理の目標

湖沼管理は、治水・利水・環境保全を目標として行われる。治水は、洪水を安全に流下させ、洪水による被害を防止・除去・軽減させることであり、その対象は1水文年の極大流量である。利水は、われわれの生活に必要な水の確保を図ることが主要な課題であるからその対象は極小流量である。環境保全は、これらの中間流量値を対象として、水量・水質を一体とした水環境および河川（湖沼）空間の保全・創造をめざすものである。このように治水・利水・環境保全は性質の異なる目標であるとともに、これらを水と空間の統合体である湖沼という同一の場において達成しなければならないところに様々な技術的課題が生じる。

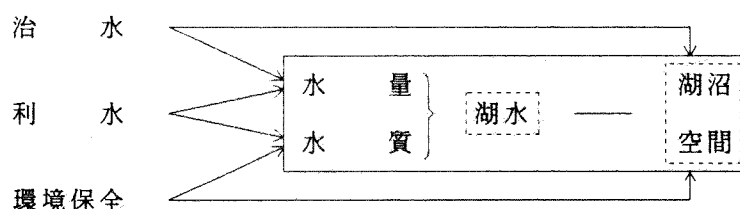


図2.2.1 湖沼管理の目標と湖沼の構成要素との関係

治水と利水はいずれも湖沼の水量を対象とすることから、たとえば湖沼・ダムが多目的施設として計画・運用される場合には、貯水容量の配分および水位調節施設による流水制御に際して治水と利水との競合関係の調整・総合化を図らなければならない。利水と環境保全との調和は、湖沼開発や低水時の流水制御における水位変動幅の拡大とその影響緩和を両立させることによって実現しなければならない。さらに、湖沼空間と地域社会の生活環境とのかかわりを良好な状態で保つことは、治水と環境保全の両側面に関係する（たとえば湖岸堤・護岸と湖周辺の景観形成）。

治水・利水・環境保全相互間の調整・総合化が必要であるのに加え、個々の目標自体、湖沼が河川水系の一部を構成し、流域全体の様々な要請が向けられることから、たとえば上流と下流、水源地域と利水地域、利水目的相互間、水質汚濁発生源相互間さらには現在世代と将来世代との対立・競合・補

完を内包している。

これらは、いわゆる多目的決定の問題として構成され、多目標の最適化が共通理念ということになる。その理論と方法は、学際的領域において整備が進みつつあるが、現在の湖沼管理のうち多くの部分がすでにこのような理念を体現していることに留意しなければならない。

第3節 湖沼管理の対象

3-1 湖水の管理

湖沼の水量（水位）は，降水量や水利用によって絶えず変動しうるものである。その大きさは個々の湖沼によって異なる。時間的にも季節変動など周期性の強いものがある一方，洪水時の急激な変動や少降雨時の緩やかで比較的長期にわたるものまで様々である。また，湖沼の水質は，集水域の自然や土地利用，人間活動による汚濁負荷に支配され，湖内での物質生産等により時間的に変化するとともに空間分布をもつ。

湖水の管理は，湖水量（湖水位）の変動や水質の変化に対して積極的にはたらきかけ，われわれの生活に適合するよう，さらに湖沼の生態系を保全しうるよう湖水を人為的に制御しようとするものである。湖水の管理を広義にとらえれば，水位調節施設などによる日常管理の一環として行われる流水管理と計画的事業等による流水管理の枠組みそのものの拡大とに大別できよう。

表2.3.1 「湖水の管理」

管理目標	流 水 の 管 理	計画的事業等による流水管理の枠組みそのものの拡大	
治 水 利 水 環境保全	流水の管理 <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; margin-left: 10px;"> </div>	水位変動の範囲の拡大 湖沼水質の保全・改善	総合開発型事業による水量・水質の保全

(1) 流水の管理

流水の管理とは、ダムや自然湖沼に建設された堰等の施設の運用による湖水量・水位および水質の制御などを中心とするものである。

湖沼における高水管理の目標は、台風、梅雨期などの豪雨にともなう沿岸の洪水による被害の防除と下流河川の洪水調節を行うことにある。低水管理は利水と密接な関係にあり、その内容は湖水の需要と供給の把握・監視・貯留と放流による水量の制御および水利調節への関与などである。さらに水質管理は、湖沼水質を定期的に調査し、水質汚濁の状況を継続的に把握すること、および常時監視によって湖沼水質の挙動を連続的に把握し、水質悪化を迅速に発見して応急措置、水質被害の未然防止、原因除去を講ずるなどを主な内容とする。⁴⁾

(2) 計画的事業等による流水管理の枠組みそのものの拡大

流水管理は既存の水位調節施設等を前提とする定常的な湖水の管理であるが、時代の進展や様々な社会的要請に対応してその枠組みそのものを拡大する必要が生じる。湖沼開発等による治水・利水のための水位変動範囲の拡大、各種事業等による湖沼水質の保全・改善、およびこれらを含んで大規模に実施される総合開発事業などである。これによって、流水管理は新たな局面に入ることになる。

3 - 2 湖沼沿岸域の管理

湖沼沿岸域とは、いわゆる汀線を中心として治水、利水、および環境保全上、顕在的、潜在的に湖沼管理が及ぶ空間ということができよう。湖沼の沿岸は湖沼と集水域が接する部分であり、湖水の外力の影響や災害を受ける一方、生活・生産活動・レクリエーション等の場として多様かつ高密度に利用されている。さらに、湖沼沿岸は生態系にとってきわめて生産力の高い場であるとされている。これらが相まって独特の風土、景観が形成され、一層その空間価値を高めている。

(1) 河川区域等の設定

わが国河川法では、河川を構成する土地の区域である「河川区域」が定められる。その趣旨は、国民の行為に対する制限が及ぶ区域を明らかにするところである。湖沼についていえば、図2.3.1にみるようにイ外見上、湖沼であると容易に認められる土地の区域、口河川管理施設の敷地である土地の区域、およびハイの区域と一体として管理を行なう必要があるものとして河川管理者が指定した区域（ふつうの河川の高水敷）が相当する。ただし、イの区域には、湖岸の土地は含まれるが、洪水その他異常な天然現象により一時的に湖沼状を呈している土地は除かれる。ダム湖の場合は、貯留される流水の最高の水位における水面が土地に接する線によって囲まれる地域内の土地が河川区域となりうる。⁵⁾

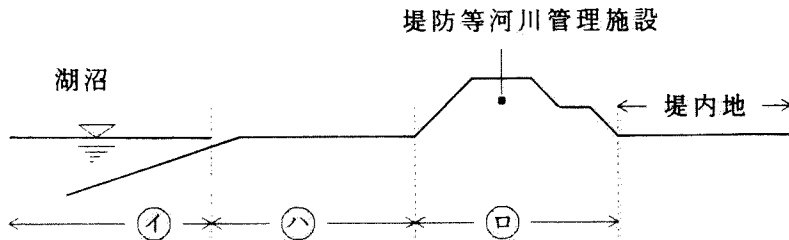


図2.3.1 河川区域の典型例

河川区域内の土地については、土地の占有，工作物の新築等，および土石等の採取・土地の掘さく等に関して河川管理上の必要性に応じて私権の行使の制限が行なわれる。

(2) 湖沼沿岸域の管理

上述のように、河川区域等の設定は、湖沼管理の第一次的対策範囲の人為的画定であって、行政管理上の基本となるものであるが、より適切かつ広範囲の管理のためには、陸域側に向かってより広いエリアを対象とする必要がある。

湖沼沿岸域における管理の内容は、湖水位の変動への対策が中心となる。

治水面では、洪水防御のための湖岸堤建設の他、湖沼への流入河川の統合分離、河床の切下げ、河積の拡大が行われる。また、洪水時に湖水位が上昇することによって、河川や排水路から湖への排水が不可能となり、湖周辺の低地で広範囲にわたり湛水被害が生じるおそれのある区域では内水排除が必要となる。

利水面については、湖水位の変動によって生じる湖岸諸施設の機能維持をはじめ、人為的に湖水位の利用水深幅を拡大しようとする場合には、「湖水位低下により支障をきたすおそれのある水道・工業用水施設、港湾施設、水産施設、農業用水施設、および観光・レクリエーション施設等について、様々の対策が必要となる。これらは湖岸に集中する施設であるが、湖水位変動の影響が及ぶ範囲は沿岸域の地形、土地利用によっては相当に広く、たとえば、湖沼の水位低下により地下水の低下が湖岸から数kmの範囲に及ぶ場合や農業用水の水源を湖沼に依存しているため、湖水位低下対策として大規模な土地改良事業が必要となるケースがある。

環境保全の面においても、湖水位の変動とくに水位低下対策が重要な管理課題である。湖水位の低下にともなう自然環境の悪化を防止し、水生植

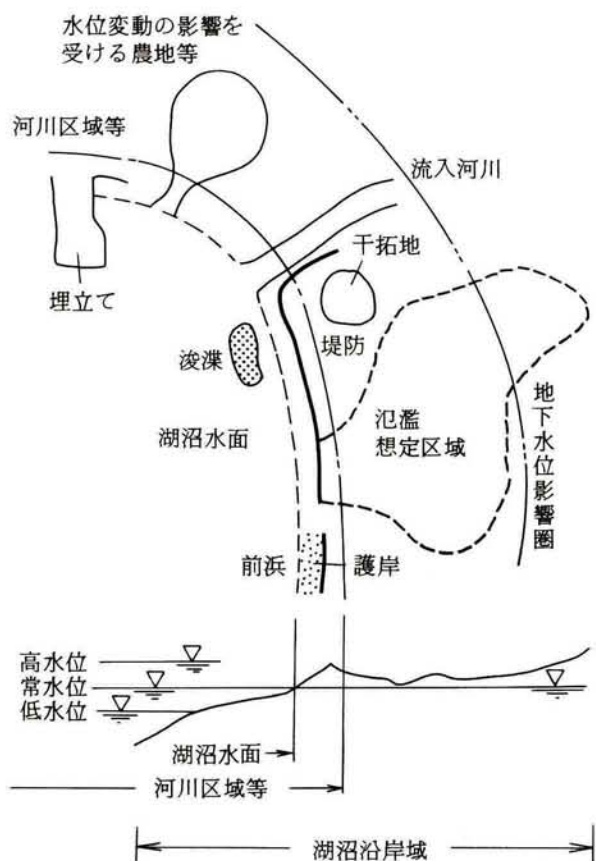


図 2.3.2 湖沼沿岸の概念図

物生育地等貴重な自然の保護や景観・風致の保全を図ることが要請される。これと相まって新たな風致の形成，レクリエーション的利用の増進のために自然公園施設を整備し，都市的土地利用のなされている地域では，都市公園（湖岸緑地）の整備が行なわれる。さらに，たとえば水深の浅い部分で大きな水位低下による干陸化が予想される場合には，湖周辺の利用と環境保全のための浚渫が行なわれるケースもありうる。

以上のように，湖沼沿岸域では，自然の外力による湖水位の変動への受動的な対応と，逆にわれわれが能動的に湖水の制御範囲を拡張することによって生じる影響への対応，および湖岸近傍空間の保全・活用などが管理の内容として含まれる。湖沼沿岸域の具体的な範囲は，個々の湖沼の自然的，社会的条件によって異なるであろうし，また時代の要請に応じて変化しうることはいうまでもない。なお，湖沼の水環境にかかわる湖沼水質の汚濁過程を遡れば，集水域までの広がりを考えなければならなくなるが，現在の湖沼管理の枠組みを越える問題である。

3-3 湖盆の管理

(1) 湖盆の形態と湖水の管理

湖盆は，湖沼の物理的形狀を決定づけ，水量，水文・水理的特性ひいては水質，生態系を規定する基本的要素である。湖盆形態を表わすための指標としては，一般に面積(A)，湖岸延長(L)，湖面の長さ（長軸延長），湖面の幅（短幅延長），最大深度(h) 平均深度（容積／面積），最大深度と湖沼の平均半径との比（ $= h \pi / A$:）湖盆の窪みの程度を表わす），最大深度と平均深度との比，湖盆の容積，湖盆側壁の平均傾度，および肢節量（湖岸線延長Lとそれと等面積の円の円周との比で湖岸の屈曲の程度を示す）¹⁾などがある。これらは，単独に，あるいは湖盆形態以外の諸指標と組み合わせて，湖沼の特徴を示し，比較・分類するのに用いられる。

管理の面からは，水位（水深）と水面面積との関係（ h/A ），および水位と貯水量との関係（ $h \sim V$ ）が重要である。たとえば琵琶湖では，湖

水位と流出量（瀬田川洗堰放流量と宇治発電所取水量と琵琶湖疏水取水量の合計）の実測値から、いわゆる逆算流入量（＝湖水位変動量×湖面積＋流出量）を求めることができ、1912年以来現在まで75年間にわたる日々の流入量を知ることが可能である。この逆算流入量は、約120本余りに及ぶ流入河川（1級河川のみ）流入量、湖岸からの地下水流入量、および湖面からの降水流入量の合計から湖面蒸発量その他の損失水量を差引いた値である。

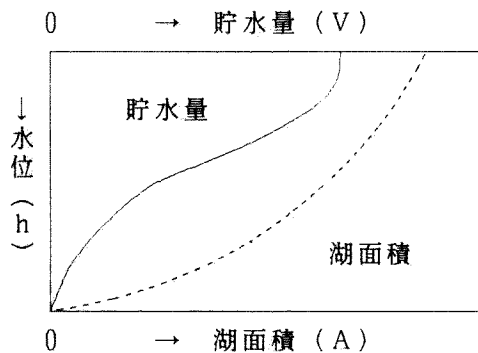
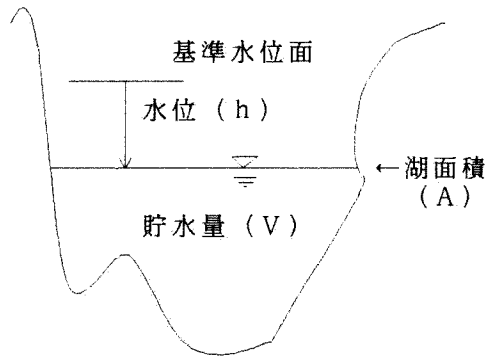


図 2. 3. 3 湖沼の $h \sim A$ 、 $h \sim V$ 関係

る。水文データとしての価値がきわめて高いだけでなく、管理面では、洗堰操作による湖水制御や、各種計画策定のための最も重要な基礎となっている。

さらに、今日では、湖盆形状の三次元的把握が、湖流解析や湖水の物質循環の研究に必要不可欠であることはいうまでもない。

(2) 湖盆形状の保全

比較的大規模な自然湖沼における湖沼の遷移や堆積過程など自然史的時間スケールで見ればほとんど一時的でかつ空間的にも局所的にすぎないが、湖沼によっては、湖盆形状を保全するための積極的なはたらきかけが必要となるケースがある。湖流や波浪エネルギーによる湖岸侵食、漂砂による

湖岸地形の変形および流送土砂等による湖底堆積などがその代表例である。とくに、ダム湖における堆砂は、有効貯水量の減少など本来の機能を害することになるので、管理上堆砂量、堆砂形状を推定することが非常に重要となる。

(3) 底質の管理

底質（または底泥）とは、一般に河川、湖沼、海洋などの水底を形成する表層および岩盤の一部とその上の堆積物をあわせたものをいう。風波・流水などの侵食によってできた泥土、動植物・微生物の死骸、カルシウム、マグネシウム、鉄、マンガンなどの不溶性塩などが堆積して自然にできあがったものであり、原生動物、藻類、細菌類、昆虫類、甲殻類など底生生物の生息の場ともなっている。湖沼底に堆積した土砂などが排水の流入などで有機物含量が高くなったり（へどろ）、P C B、水銀などの有害・有毒物質で汚染された状態が底質汚染である。へどろは、有機物の腐敗により悪臭・有毒ガスを発散し、生活環境を悪化させるだけでなく、溶出、浮泥（浮遊状態にある底泥）のまきあげ等により湖沼の水質に影響を及ぼす³⁾。

このように、底質は、湖盆を構成する一要素であり、とくに人の生活、産業とのかかわりの大きい湖沼ではその管理が重要な課題である。

第4節 湖沼管理のプロセス

4-1 湖沼管理にかんする計画

湖沼沿岸域ないし流域の人口が増加し、それに伴い人間活動も拡大多様化すると、治水や利水の手段はそれ自体大規模化するだけでなく、経済的効率性の確保や社会的合意の形成など、関連する多くの課題や側面をも考え合わせなければならなくなる。また、湖水や湖沼に賦存する各種資源等の利用が増大し、自然的循環・自浄の域を越えて人為的な制御が加わると、開発と環境保全との競合関係も顕在化してくる。

これらの課題を分析し、人間の側からの湖沼へのはたらきかけの効果・影響を自ら予測、事前評価し、当面到達すべき目標とそれに至るプロセスを設

定することが湖沼管理における「計画」の役割にほかならない。すなわち、「流域における湖沼の現実の姿を知り、われわれが湖沼と共存し、それを利用して生活を営むために、湖沼のあるべき姿とそれに期待する機能を自然、社会、経済、人文的側面との関連において総合的に設定しておくこと」であるといえよう。

このように、湖沼管理にかんする計画は、現代のわが国では多かれ少なかれ総合性を帯びたものである。それは湖沼管理に関する個々の技術をハードウェアとしてその中に取り込み、目的に向かってこれらを総合するソフトウェアによって統括形成される一つのシステムと見ることができる。つまり、全体としては時代の要請や地域社会の差異に基づく価値観を内蔵した体系であり、定形化はきわめて困難である。

しかし、ここで改めてわれわれは、湖沼が河川の一部であることを想起する必要がある。しかもそれは、現在わが国に固有の法制度上そのように位置づけられているからという理由ではなく、逆に水文的水循環の過程にあって、両者は連続しており、管理上も一体的に取り扱うことが最も妥当だからである。以下に述べる総合河川計画は、技術的側面に依拠しつつ現代のわが国に共通の水管理体系基本的構成を示すものであり、当然湖沼もその対象に含まれる。

総合河川計画とは、「流域の区分およびその評価を行って河川からみた流域のあるべき姿を設定するとともに、水の制御・利用、土砂流出の制御・調節、環境の維持・改善などを定め、流域内の諸計画に対する河川からの対応をなす計画」であり、国土保全や国民経済上重要な水系ごとに定めることとしている。

総合河川計画は対象によって次の4種のものから成っている。²⁾

- a) 流域計画 地域整備計画との関連において、流域内の自然的、社会的条件に基づき、それぞれについての流域の区分とその評価を行うことによって、河川からみた流域のあるべき姿を設定するものとする。
- b) 陸水計画 流域計画を受けて、流出機構の現況および河川や流域の

変化が流出機構に及ぼす影響の評価，その制御，並びに流況，治水，利水機能の現状把握および流域計画に適應した陸水の誘導計画を含めたもの。この計画は一つの流域にとどまらず，広域にまたがって設定されることもある。

- c) 土砂計画 土砂流出機能，流送土砂量並びに貯水池その他の施設によって変化する土砂量の把握，流砂の及ぼす各種の影響の把握を通じ，流出土砂の調節システム，これに基づく許容あるいは供給土砂量を設定するもの。
- d) 環境計画 自然環境の適正な保全，河川空間および流れの水量，水質の維持改善に関するもの。

一方，総合河川計画はその事業目的からして次の6種のものを含んでいる。²⁾

- a) 洪水防御計画 河川の洪水による災害の防止または軽減のため，計画規準点で基本高水（計画の基本となる洪水ハイドログラフ）を設定し，この計画の目的とする洪水防御効果が確保されるよう策定されたもの。
- b) 低水計画 低水時における河川の総合的管理を適正に行うため，主要地点に流水の正常な機能を維持するための必要流量を設定し，種々の利水計画の基本となるもの。
- c) 環境保全計画 河川にかかわる自然環境の適正な保全，河川空間の環境および流れの水量，水質の維持改善に関する基本となるもの。
- d) 砂防計画 流域における土砂の生産およびその流出による土砂災害を防止することによって，望ましい環境の確保と河川の治水，利水上の機能の保全を図るもの。
- e) 地すべり防止計画 地すべりによって生ずる河川の埋塞などの間接的災害，家屋，公共施設，耕地などの被る直接的被害を防止または軽減するため策定されるもの。
- f) 急傾斜地崩壊対策計画 急傾斜地の崩壊による災害から保護するため，種々の防止工事を適切に行うためのもの。

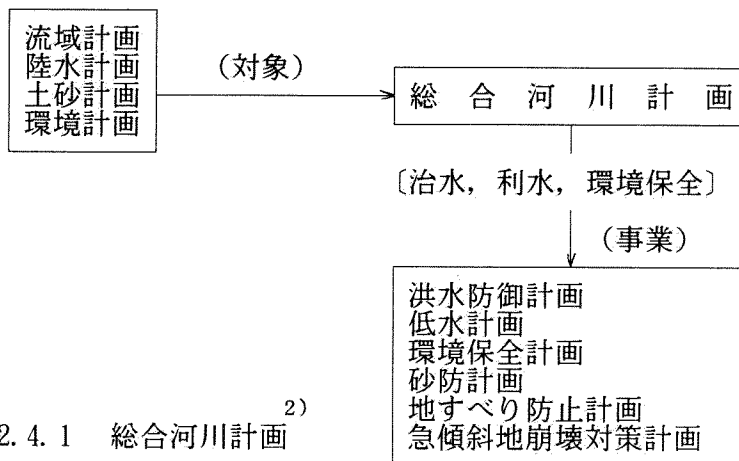


図 2. 4. 1 総合河川計画²⁾

以上に述べた諸計画のうち、前者の対象別計画は流域の自然，社会・経済的な現実をまず把握し，その結果をふまえて流域のより好ましい姿，あるいはさらに流域のあるべき姿を探究し，その実現に努めることに関連し，従来の河川事業に関する各種の技術的，経済的調査，計画の枠組を越えたものである。一方，後者の事業目的別計画は河川行政の中における事業を目的別に詳しく分類したものである。

4 - 2 湖沼管理にかんする事業

前述の総合河川計画等を基本として，湖沼および流域のあるべき姿の実現に向けて，各種の事業・施策が進められる。治水，利水および環境保全を目的とする個々の事業の具体的内容や技術的側面については他に譲り，ここでは総合河川計画の理念を体現する形で現にわが国において実施されつつある代表的な開発事業についてふれておきたい。

(1) 霞ヶ浦開発事業

霞ヶ浦周辺地域は、低湿で平野が多いことから平時でも内水被害が発生しやすく、また、海から遡上する塩水のため常陸利根川沿いでは農作物等に被害が生じることがたびたびあった。そのため昭和24年から常陸利根川の河道改修に着手し、昭和38年には利根川合流点に利根川からの洪水の逆流や干塩害の防止のため常陸川水門が設置された。湖岸堤工事は昭和42年以後実施されてきたが、全周の約 1/3は無堤状態であった。

一方、首都圏の年々増大する各種用水対策として、昭和32年以後総合利水調査の実施、利水構想の立案を経て、治水、利水の目的を併せた霞ヶ浦開発事業が決定された。

この事業は、湖岸堤と湖岸諸施設の新改築、流入河川改修のほか別途実施される常陸利根川等の改修と相まって、湖岸を整備し、常陸川水門を操作して湖水位を調節し、沿岸の洪水被害を防除するとともに霞ヶ浦周辺地域をはじめ首都圏の水需要に対処するため、新規利水として、かんがい用水平平均 19.56 m³/s、都市用水 23.36 m³/s、計約43 m³/sの供給を可能とするものである。⁶⁾

(2) 琵琶湖総合開発事業

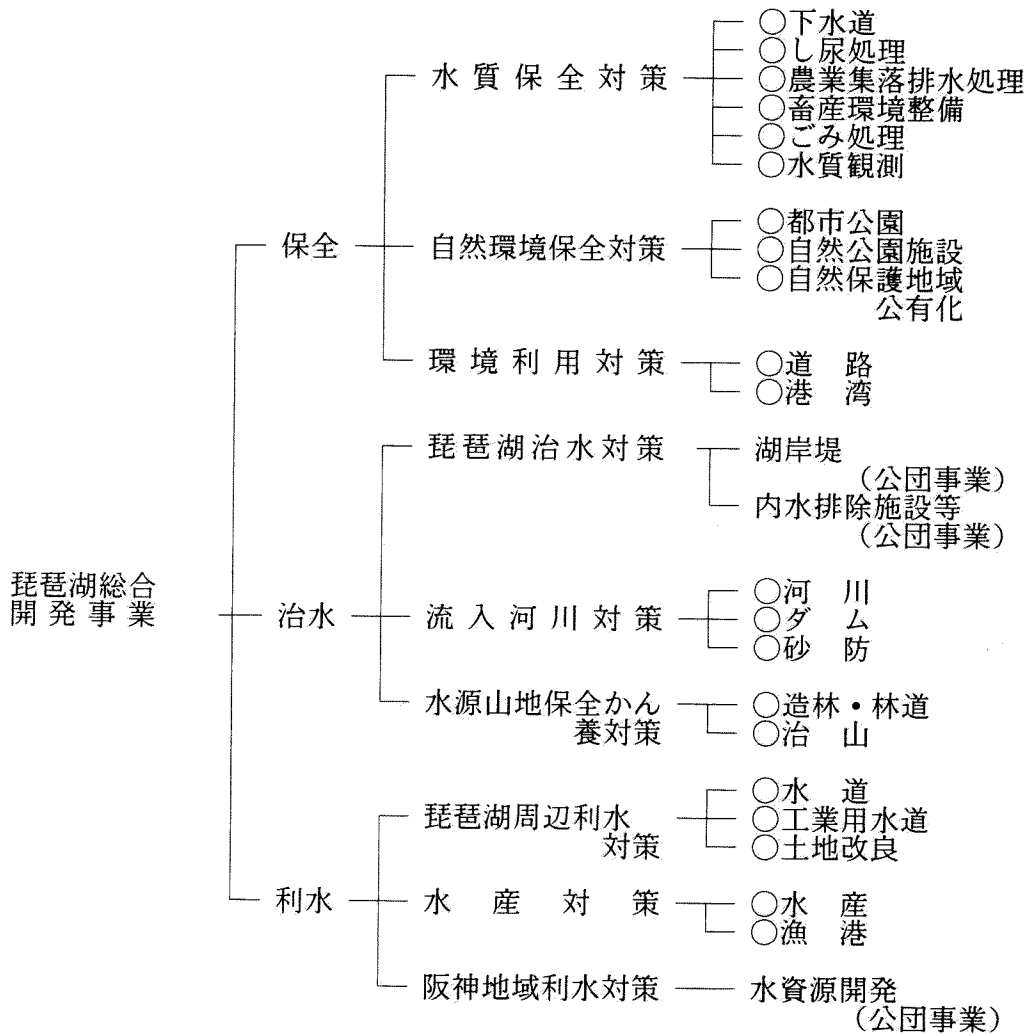
琵琶湖にたたえられた大量の清浄な水は、古くから京阪神を中心とした近畿圏繁栄に大きく寄与してきたが、こうした利水上の効率を上げようとする、どうしても琵琶湖の貯水池としての機能を拡大、すなわち水位変動幅の拡大が望ましいということになる。ところが琵琶湖の水位変動は湖水を利用したり、水位上昇による洪水に悩まされている湖周辺住民にとっては具合の悪いことなので、ここに利害対立が生ずる。このため琵琶湖の利水は単に琵琶湖を利用するという目的だけでなく、水位上昇による洪水の防止、湖水位変動によるマイナス面を補う地域開発などを併せ考えた総合開発に発展する要因を元来もっていたといえよう。

琵琶湖を貯水池として計画的に利用するための事業として、過去に河水統制第1期事業があり、これが現在の琵琶湖総合開発計画の前身となつて

いる。当事業は－1.0 mまでを目途とするもので、その効果としては、琵琶湖沿岸の洪水被害軽減、淀川沿川諸都市への上工水の供給及び琵琶湖流出量の平均化による冬期電力の増大等が挙げられている。

戦後、経済成長時代に入り、阪神地区の都市人口の増加、工業の発達にともなって水需要が急激に増えたこと等を契機として琵琶湖の開発に大きな関心が寄せられるようになった。そのため、琵琶湖総合開発協議会が発足し、関係機関から各種構想が示されるとともに、開発規模をめぐる調整が行なわれ、昭和47年琵琶湖総合開発特別措置法が設立した。

琵琶湖総合開発事業の目的は、「琵琶湖の自然環境の保全と汚濁した水質の回復を図りつつ、その水資源の利用と関係住民の福祉とを併せ増進するとともに近畿圏の健全な発展に寄与する」ことである。当事業では、＋0.30～－1.50m（非常渇水時には－2.00m）までの水深を利用して新規に40m³/sの都市用水を開発し、様々な水位低下対策を講じるほか、迎洪水位を設けるとともに湖岸堤を築造するなど治水、利水一体となった計画を策定している。さらに、琵琶湖の水質および自然環境保全対策等が一つの柱となり、治水・利水・環境保全の総合・調和を図ろうとするものである。⁷⁾



(注) 琵琶湖総合開発事業の種別は、○印の21の県市町村等事業と公団事業（琵琶湖治水及び水資源開発等）の24事業である。

図2.4.2 琵琶湖総合開発事業の構成

4 - 3 湖沼の維持管理

湖沼管理にかんする各種事業の実施にともなって、湖沼および流域のあるべき姿の実現に向けてのハードな基盤が形成される。湖沼の維持管理の局面では、これを受けて2つの課題が発生する。

一つには、3 - 1で述べたように、水位調節施設の運用による湖水量・水位および水質の制御などを中心とする流水の管理である。この流水の管理は、計画および事業によって形成された湖沼管理の枠組みの中で、不確実な自然現象に対応して、われわれの生活に適合するよう、さらに湖沼の環境を保全しうよう湖水を人為的に制御しようとするもので、いわばソフトな管理技術がその基礎となる。

湖沼の維持管理のもう一つの側面は、湖沼管理の枠組みを成す各種施設、構造物および管理施設そのものの維持管理であって、実務上重要な課題である。

- 参考文献
- 1) 吉村信吉；湖沼学（増補版），1976
 - 2) 岩佐義朗；最新河川工学，森北出版，1978
 - 3) 荒木，沼田，和田；環境科学辞典，東京化学同人，1985
 - 4) 土木学会；土木工学ハンドブック 下巻，1974
 - 5) 西川喬；河川管理の理論と実際，山海堂，1973
 - 6) 水資源開発公団 霞ヶ浦開発事業建設部；霞ヶ浦開発，1985
 - 7) 建設省 近畿地方建設局；淀川その治水と利水，1984

第3章 琵琶湖水管理の特性

第1節 概 説

琵琶湖は大都市河川淀川の上流に位置する日本最大の湖であり、多数の中小河川が流入する一方、流出河川は唯一瀬田川のみである。また、琵琶湖淀川流域はいくつかの気候区分帯にまたがって存在し、古くから人口、産業の集積がすすみ、独特の流域生活圏を形成してきた。このような琵琶湖淀川流域の固有性は琵琶湖水管理への社会的要請に反映され、様々な管理手段・方策の発展を促した。

本章では、琵琶湖および淀川流域の自然的、社会的特性を整理し（第2節）、琵琶湖水管理への社会的要請を治水・利水・環境面から考察整理する（第3節）。これによって琵琶湖淀川流域における琵琶湖水管理および本研究の主たる対象である琵琶湖の水量管理の意義・役割を明らかにする。

さらに、琵琶湖水管理の枠組みを社会的要請および流域の気象、水文、水理、水質、生態といった現象面から整理し、琵琶湖水管理に関連する要素相互間の関係および個々の管理手段・方策の位置づけを明確にする。とくに、中枢的管理手段である洗堰操作による琵琶湖の水量制御に関する考察を通じて琵琶湖水管理の特性を明らかにする。

第2節 琵琶湖および淀川流域の特性

2-1 流域の構成

(1) 淀川流域の構成

淀川は、近畿地方の中心に位置し、その流域は大阪・京都・兵庫・滋賀・奈良・三重の2府4県にまたがり、面積は8,240km²に及ぶ日本の代表的な河川である。琵琶湖は、この淀川本川上流に位置する日本最大の湖である。

淀川流域は大別すると、本川上流の琵琶湖～瀬田川～宇治川、左支川木津川、右支川桂川、淀川本川および猪名川の5流域に分けることができる（図3.2.1，表3.2.1）。

淀川の源は滋賀県山間部に発する大小河川に求められる。これらの河川は琵琶湖に集まり、唯一の自然流出口である瀬田川となって南下する。流れは宇治川と名を変えて京都盆地を貫流し、京都府山崎町・八幡市の付近で、東から左支川の木津川、西から右支川の桂川と合流する。合流後は淀川本川となって大阪平野を西南に南下し大阪湾に注ぐ。

淀川の流域は、近畿地方における社会・経済・文化の基盤として、京都をはじめ、古代より数々の都が栄え、日本史の舞台となってきた。現在でも流域内に大阪、京都といった大都市を中心として多くの都市が密集し、我が国で最も人口・資産の集積した地域を成している。近年では近畿圏の中心である大阪、京都、神戸から都市化の波が周辺地域にも波及しており、流域内における人口の集積と資産の増加が進展している。^{1) 2)}

表3.2.1 淀川水系流域面積表

河川名	流域面積	山地比率	平地比率
淀川水系	8,240 km ²	71 %	29 %
琵琶湖	3,848	59	41
宇治川	506	87	13
木津川	1,596	92	8
桂川	1,100	82	18
猪名川	383	79	21

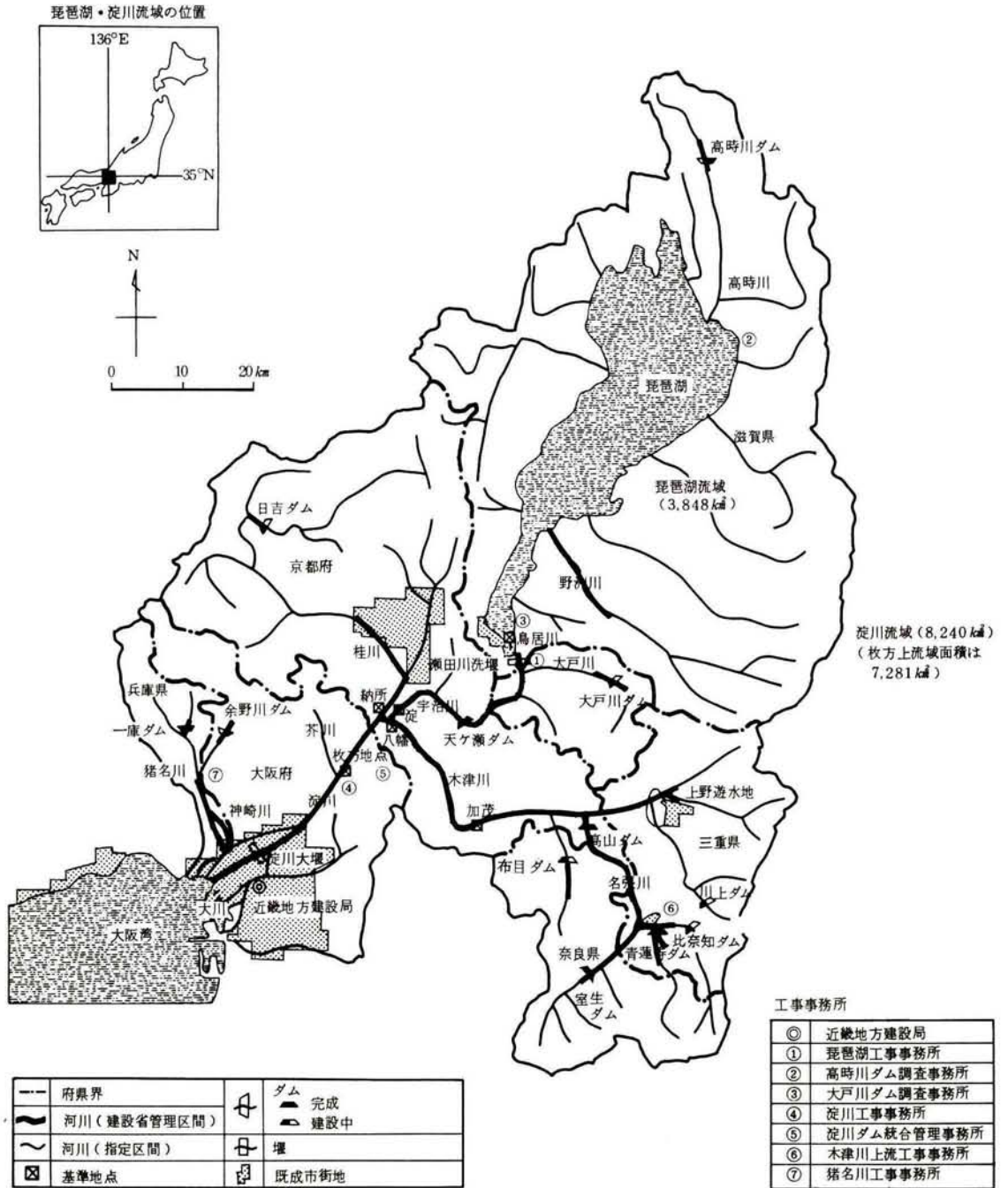


図3.2.1 淀川水系流域図

(2) 琵琶湖流域の構成

琵琶湖は、滋賀県の中央部に位置し、周囲約 240km、湖面積約 680km²で

あって、滋賀県全面積の約 1/6を占める日本最大の湖である。その流域面積は、淀川水系全体の流域面積 8,240km²の47%に及ぶ 3,848km²であり、自然の洪水調節池としての機能は極めて大きく、利水上も淀川の低水流況の安定に非常に寄与している。

湖は東北から西南に延び、その長径は約62kmである。最大幅は約23kmで、堅田付近において野洲川のデルタが張り出して最小幅約1.4 kmをなし、これを境に北の主湖盆、南の副湖盆を形成している。

湖の東岸は、伊吹山地・鈴鹿山脈から流れる姉川、愛知川、野洲川等による沖積平野が開け、北陸、京阪神、中京の三地域を結ぶ交通の要所として、古くから開けてきた。

琵琶湖を囲む山々から流入する河川は、河川法の指定を受けた1級河川だけで約120本余りにのぼる。このうち流域面積の最も大きいのは 姉川の 415.5 km²で、これに野洲川、愛知川、安曇川などが続いている。これらの流入河川の中には天井川が少なくない。これは周辺山地からの流出土砂量が多いのと、下流の平地が早くから開けて堤防が築かれたためである。このため、琵琶湖周辺の平地は湖水面の上昇による浸水だけでなく、流入河川の氾濫による洪水の危険にさらされている。

湖の南端は、琵琶湖からのただ一つの自然流出口である瀬田川に連なる。この他、琵琶湖からの人工流出口として、琵琶湖疏水（第一は明治23年、第二は明治45年竣工）および宇治川発電所（大正2年竣工）の取水口がある。

表 3.2.2 琵琶湖の諸元

湖面積	約 680km ²	琵琶湖規準水位（BSL）± 0 m
水面標高	O. P. B + 85.614m	大阪城の天主閣高さとほぼ同じ
最大水深	104m	安曇川河口沖
平均水深	約41m	
貯水量	約275億 m ³	

2-2 流域の自然的特性

(1) 琵琶湖流域の地形

現在の琵琶湖流域は、ほぼ近江盆地と合致し、全面積(3,848km²)の約1/6を占める琵琶湖(674km²)がその中心部に位置している。盆地の最も外側にあたる山地には、1000m級の山が連なる。

周辺の山地から琵琶湖の湖盆に向かって、丘陵・段丘や扇状地・三角州がほぼ同心円状に配列している。丘陵・台地・沖積低地の分布は南部や東部では広く、西部や北部では狭く、山地が湖岸に迫る。丘陵地はほとんどが古い琵琶湖の底に堆積した砂や泥の地層(古琵琶湖層)で湖辺の平野では、古琵琶湖層は地下にかくれ、その上に川によって運ばれた土砂が堆積して沖積平野をつくっている。

周辺の山々はほとんどが断層山地(地壘山地)で、山腹斜面は概して急斜する。中央部の低地は地溝盆地で河谷の形態は、直線的な断層谷と、急斜面を流下する短小で急流の溪谷が多い。

(2) 琵琶湖・淀川流域の気候・水文
淀川流域は、気候学的に次の4区域に分類さ

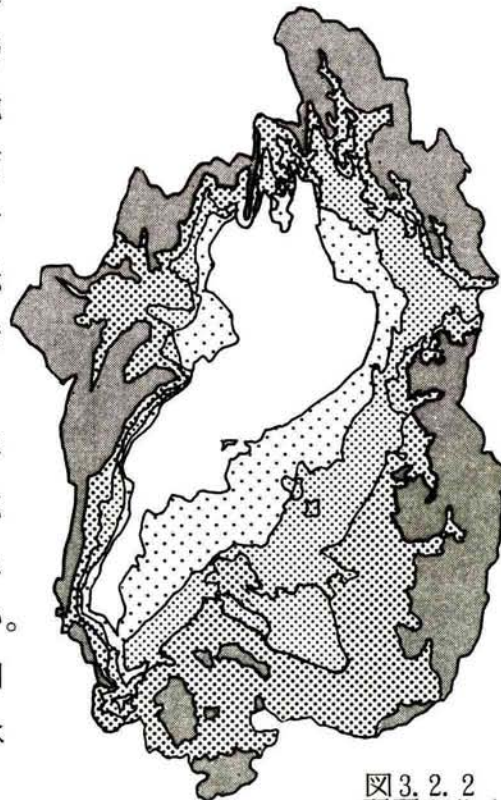


表 3.2.3
琵琶湖集水域の
標高区別面積
(琵琶湖を除く)

標高(m)	面積(km ²)	割合
0~100	525	15.7
100~200	906	27.1
200~400	869	26.0
400~	874	31.2
合計	3,174	100%

0~100mまで
 100~200m
 200~400m
 400m以上

0 5 10 15 20 km

図 3.2.2
琵琶湖集水域の標高分布
(建設省国土地理院
「国土数値情報」に基づき作成)

れる。

- ①雨量の少ない瀬戸内海気候区に属する下流部区域
- ②太平洋型気候で、台風による雨量の多い紀南山地に連なる木津川上流部区域
- ③降雨量の多い日本海型気候区に属する琵琶湖北部区域
- ④前線性雨量の多い桂川上流部区域と猪名川上流部区域

このように淀川流域を構成する各流域の気候特性が異なっているため、淀川流域の各支川は一年を通じて、融雪期・梅雨期・台風期と互いの流況を補い合う関係をもっている。さらに宇治川上流には天然の大貯水池である琵琶湖が流況を調整している。これらの理由のため、淀川は我が国の他の河川に比較して流況の安定した河川となっている。本川枚方地点における年総流量は約90億 m^3 /年、平均流量は約 $285\text{m}^3/\text{s}$ であり、河状係数は122である。

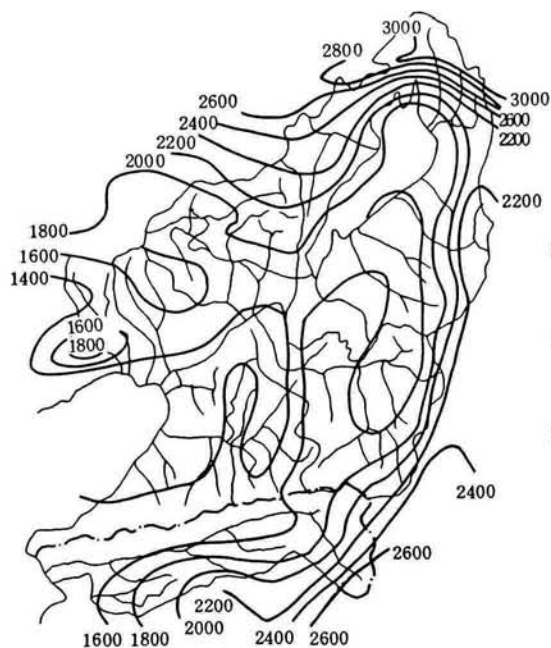


図 3. 2. 3 年雨量分布図
(単位mm)

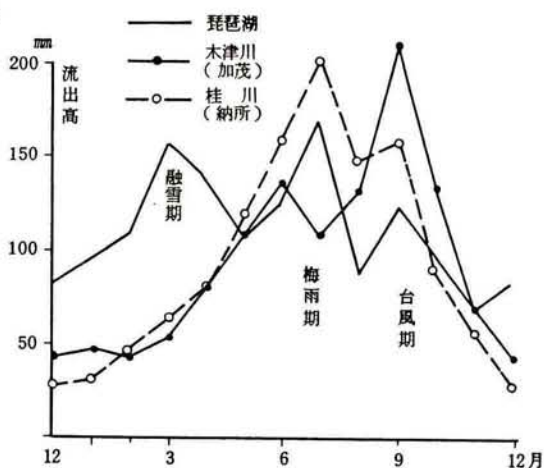


図 3. 2. 4 淀川 3 支川の日流出高年変化

琵琶湖周辺の気候は太平洋型，日本海型，瀬戸内海型，内陸型の気候区の境界にあたり，しかも盆地中央に大水域をもち，四周には1,000m級の分水嶺といった地形構成であるため，気象も複雑になっている。

琵琶湖流域は海から離れた盆地状を成しているため，その気候も山城盆地や奈良盆地と同様に厳しいが，琵琶湖のおかげでかなり緩和されている。寒暖の差も湖に近いところほど少なく，山地は較差が大きい。降水量分布の特徴は冬にはっきりと現われる。1月の平均降水量は湖南では70mm以下であるが，湖北では150～300mmである（図3.2.5参照）。琵琶湖流域の年雨量の平均（1911～1968年）は約1,900mmで，最大は大正10年（1921年）の2,473mm，最小は昭和14年（1939年）の1,302mmとなっている。淀川の流域平均と比較すると，年雨量は約20%多くなっている。夏半年の雨量は大差ないが，冬半年は琵琶湖がはるかに多い。これは，流域北部が日本海型気候の影響を受け，降雪が多いことによるものである。

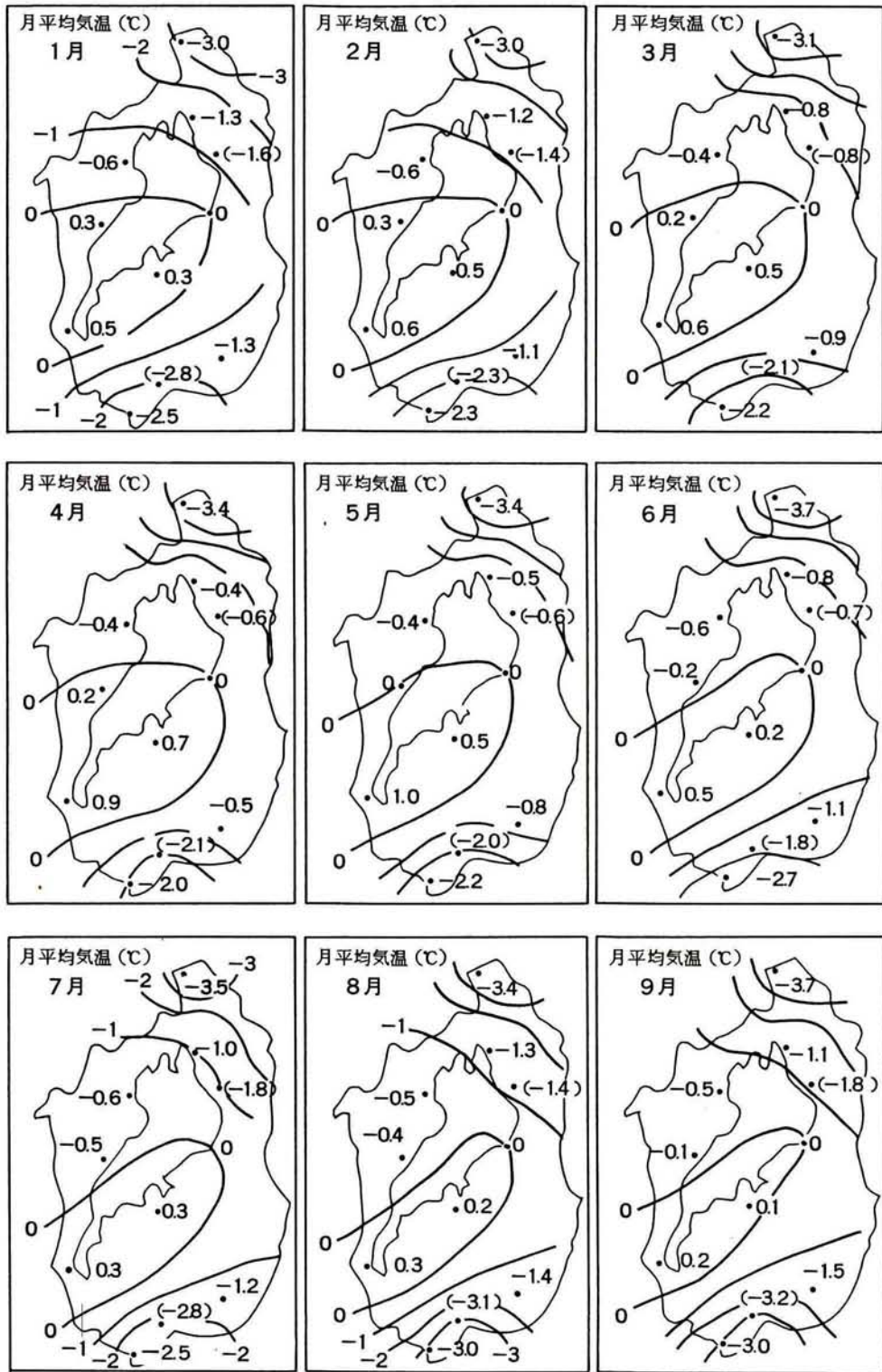


図3.2.5 滋賀県内の月別気温地域差分布 (彦根からの偏差)

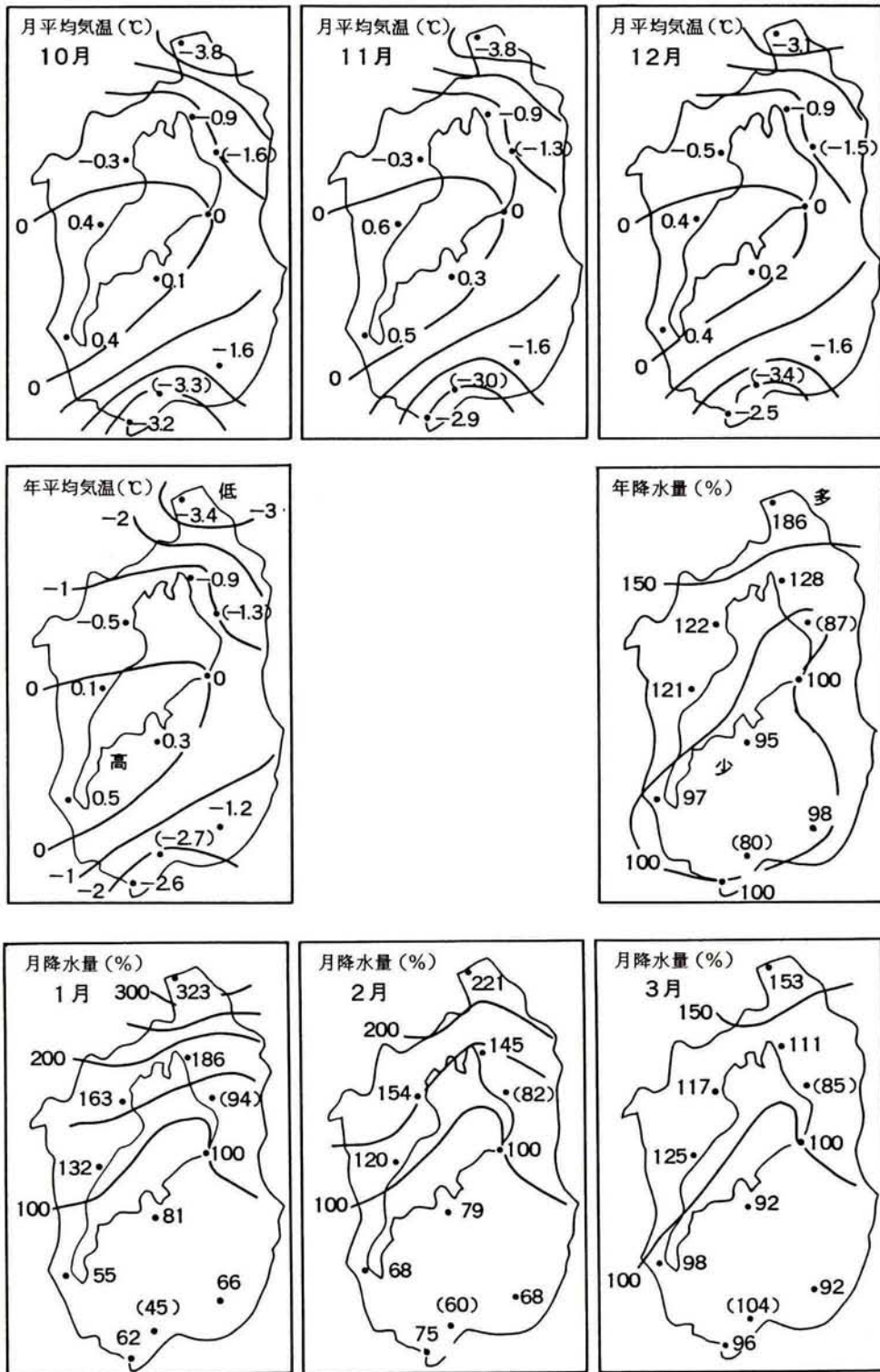
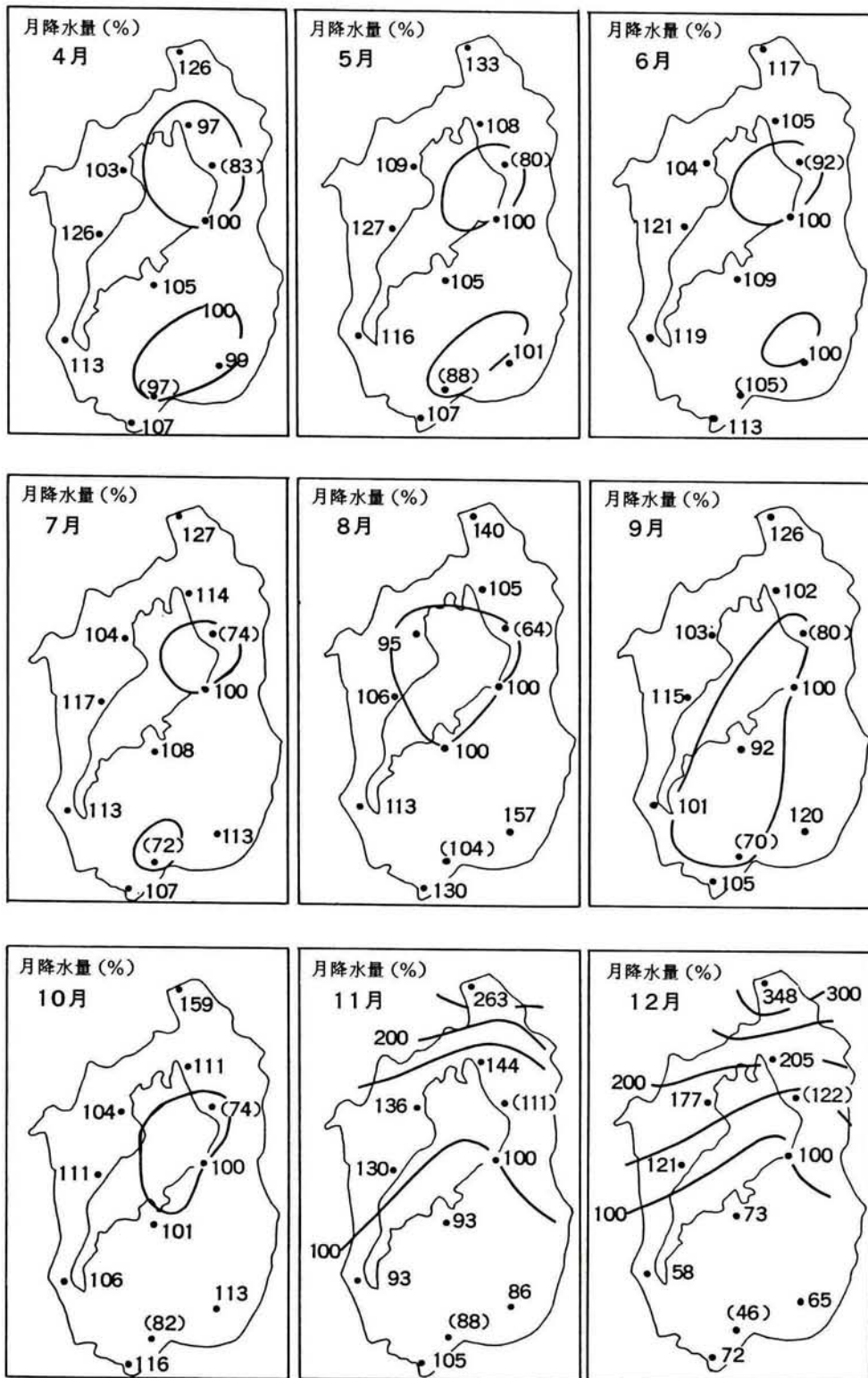


図3.2.6 滋賀県内の月別降水量地域差分布 (彦根に対する比率：%)



(3) 琵琶湖の水環境

① 琵琶湖の水理

琵琶湖は、広大で深い北湖と、北湖に比べて相対的に狭く浅い南湖という形状・特性の異なった2湖からなっている。琵琶湖及びその集水域の降水・損失・流入・流出現象を概観すると、集水域に降った雨・雪は、流入河川等を通じて琵琶湖に流入し、湖水と混り合いながら琵琶湖唯一の流出河川である瀬田川から下流に流下している。流出水については、瀬田川以外に、琵琶湖疏水、宇治発電所から人工的に取水されている。この琵琶湖では、一般湖沼で生起しうる水理現象のほとんどが確認出来る。

湖面では、各種周期の波が発生している。湖水の流動に大きな影響を及ぼす波動は、定常性長波の特性をもつ静振である。静振は、気圧・風の急変、湖面降水量の不均一性、湖沼の流入・流出量の急変、湖岸の大規模崩壊など湖水への外力の変化によって発生し、湖の規模と地形条件にも左右されるが、風の急変に起因する場合が多い。

その他、湖面で観測出来る琵琶湖の代表的な水理現象として、北湖の環流があげられる。北湖湖流の平面的なパターンは、第1環流（反時計廻り）、第2環流（時計廻り）および第3環流（反時計廻り）である。環流については、形成・維持機構について研究がすすめられており、最近の観測・研究では、この北湖環流は、四季を通じて安定した流れであること、水温躍層に対応して深さが変化することがわかっている。

熱容量が大きく水深が深い北湖では、春から夏にかけて、明確な水温成層（表層水温と下層水温の差が大きくなる）が形成され、このうちとくに最盛期（8月上～中旬）を中心とする期間に、水温勾配のきわめて大きいいわゆる水温躍層が形成される。北湖は広大であるため、この空間分布も顕著であり、これらが、湖水の流動・湖内水質・生態に大きな影響を及ぼす。

この水温躍層付近には、風等の外力の変動によって、各種周期の内部

波が発生する。とくに北湖では、表面静振と同様に、湖の形状・寸法に支配された躍層の自由振動（内部静振）が発生し、湖水の流動に大きな影響を及ぼしている。

以上の各種水理現象の影響で、南湖・北湖間では、湖水の混合・拡散現象が発生している（南・北湖交流）。この交流現象は、秋季から冬季にかけて、南湖が北湖より早く冷却し、密度の増大した南湖低温水が湖底に沿って北湖へ流入する、あるいは、成層期に、内部静振・表面静振によって北湖の冷水塊が南湖へ流入する等、様々な要因にもとづいて発生すると考えられる。

② 琵琶湖の水質

琵琶湖などの湖沼の水質汚濁の特色は、閉鎖性水域で水が滞留するという水理上の特性によって決定されている。すなわち、滞留時間が長いこと、汚濁物が沈殿・蓄積しやすいこと、水域容量が大きく汚濁は急速には進まないが、急速な回復も容易でないこと、さらに、生物活動などの影響を受けることなどが特徴として挙げられる。特に、滞留する水の中では、窒素・リン等の栄養塩を摂取して植物プランクトンが増殖し、これらの生物活動を通じた汚濁の蓄積いわゆる富栄養化現象が進行する。

琵琶湖の水質はかつてきわめて清澄であり、手ですくって飲めるほどであったが、昭和30年代後半からの急速な経済発展による工場廃水の増大や人口の市街地集中による生活排水の増大によって汚濁負荷量が増加し、急速に悪化してきた。昭和40年代は北湖、南湖ともに水質悪化傾向にあるが、48年のオイルショックの影響で一時水質は改善された。その後、再び水質が悪化するが、50年代後半より、下水道整備、水質汚濁防止法による上乘せ規制等の水質保全策の効果により水質は改善される傾向にある。

次に、琵琶湖の水質の季節的変動の特徴を概観すると、冬季（ここでは1月～3月）においては、北湖は完全循環期で鉛直方向での水質変化はなく、全層ほぼ同一の水質となっている。また、水温も低く、日射量

も小さいこともあり、藻類活動は活発でなく、透明度は高く、水質的には1年のうちで清浄な時季に当たる。南湖も全体としては北湖と同様に水質的には良好な時期となる。

春季（4月～6月）は融雪出水の時期に当たり、気温の上昇とともに琵琶湖の水もぬるみ、日射量の増大、水田における代かき・施肥の流出もあって、藻類活動が活発となり、淡水赤潮や異臭味問題に注意すべき時期となる。水質的には梅雨出水等もあり、漸々と悪化する時季にあたる。

夏季（7月～9月）は北湖においては成層が形成され、鉛直方向の濃度変化が卓越する。水質的には南北湖ともに藻類活動が活発であるため、湖内のCODや栄養塩の量および存在形態は藻類の消長に強い影響を受ける。後半には台風出水もあり、湖内水質濃度は比較的高濃度で推移する。

秋季（10月～12月）は、北湖では未だ成層が残っているが水温の低下、日射量の減少とともに藻類活動も漸々と小さくなり、それに伴って水質は低濃度に向かう。南湖においても同様の傾向となる。

また、水質の空間分布をみると北湖、南湖ともに東岸域および南部水域で高濃度を示し、中央～西岸域で低濃度となる分布パターンを示す。これは東岸の集水域からの流入汚濁負荷量が大きいいことによると考えられる。北湖は南湖に比較して清澄であり、現在のところ貧～中栄養のレベルにあるが、南湖は富栄養のレベルにあると考えられる。これは南湖集水域からの負荷が大きいいこと、南湖の水深が浅くほぼ全層が栄養生成層であることなどによって富栄養化しやすいことによるものと考えられる。

以上、琵琶湖の水質について経年的変化、季節的変化、空間分布を中心にその特徴を示した。近畿の水がめとしての重要な琵琶湖の水質を保全していく上で、今後、総合的な水質保全策が望まれるところである。

③ 琵琶湖の生態

琵琶湖における生物相は、他の湖沼と比較して大きな特徴を2つ持つ。1つは数多くの種類の生物が生息しているということである。具体的にみると植物プランクトン約110種、動物プランクトン約110種、水生植物約30種、水生昆虫約70種、魚類50種といわれている。もう1つの特徴は琵琶湖のみに生息する、いわゆる固有種が多いことである。このような2つの特徴のうち、前者の種類数が多いことは琵琶湖が広大で環境が多種多様であることに、後者の固有種が多いことは琵琶湖の歴史が古く、新しく環境に適応して進化した種の多いこと、にそれぞれ起因するとされている。

植物プランクトンについてみれば、北湖では11月から5月までの間は硅藻類のメロシラ・ソリダが優占種となることが多く、7月から11月までの比較的水温の高い時期には緑藻類のスタウラスツルム・ドルシデンティフェルムが優占することが多い。南湖では北湖のように決まった時期に特定の種が出現するというのではなく、強いていえば冬季に硅藻類のフラギラリア・クロトネンシスが優占するようである。このような違いは南湖においては北湖に比べて容積が小さく流域からの流入水量や洗堰操作、流入負荷によって滞留時間、湖内水質変化が変動し易く、また水深が浅いため、生産層/全水深比が大きく、種々の気象条件の影響を受け易く植物プランクトンの生息環境が変わり易いためと考えられる。また、南湖においては上水道の異臭味原因とされているフォルミディウム・テヌエやアナベナ・マクロスポーラ等の発生や水の華と呼ばれる現象を引き起こすミクロキスティスといった藻類の発生もみられる。

水生植物についてみれば、サンネンモ、ネジレモといった固有種をはじめとして豊富な群落を形成している。しかし、植物生理実験用として輸入されたオオカナダモ、コカナダモといった外来種がその生活空間を拡大し、在来種的生活空間を脅かし始めたが最近になってオオカナダモの占める現存量が減少しつつあり在来種が再びその生活空間を拡大しつ

つある。また琵琶湖における沿岸植生の特徴の1つにヨシの群落形成があげられる。

琵琶湖の魚類はその生活空間を水温に対する要求から区分すると大きく3つに区分することができる。その1つは温水型のものでコイ科の大部分がこれに当たる。1つは冷水型のものでビワマスやイサザがこれに当たる。他の1つは広い水温域に対応できるものでアユやハスがこれにあたる。これらの魚類は北湖で形成される水温成層に対応した形で住み分けを行っている。

このように琵琶湖における生物相は、種々の環境の中で食物連鎖を基本としながら有機的に絡み合っ

2-3 流域の社会・経済

(1) 人口

淀川流域及び淀川に都市用水の水源を依存している地域（三重県，滋賀県，京都府，大阪府，兵庫県，奈良県）の人口は、1980年現在 1,583万人で、全国の約13.5%を占めている。この動向を、最近20年間（1960年から1980年）についてみると、1.47倍（全国1.24倍）増となっている。

琵琶湖集水域（3,848 km²）を含む滋賀県（4,016 km²）の人口は、最近増加率がやや落ちてきてはいるが、ここ10～15年間の年平均伸び率は高く、人口急増県の1つにかぞえられている。特に、1960年代以降、京阪神大都市圏の拡大に伴い、京都・大阪・神戸からの工場立地，通勤住宅地の拡大などにより人口は急増しており、1970～1975(昭和45～50)年間は10.8%，1975～1980（昭和50～55）年間は 9.6%、1980～1985（昭和55～60）年間は 7.0%の増加率を示した。工場立地については、草津市を中心とした湖南地域で急速に進展している⁴⁾。また、住宅開発は、湖南地域，湖西地域を中心に拡大しており、京阪神大都市圏の拡大に伴う近畿圏のベッドタウン化が進行している。

1985年（昭和60）時点での滋賀県人口は、約115.6万人であり、1960年からの26年間で約31.4万人（1.37倍）の増加をみている。

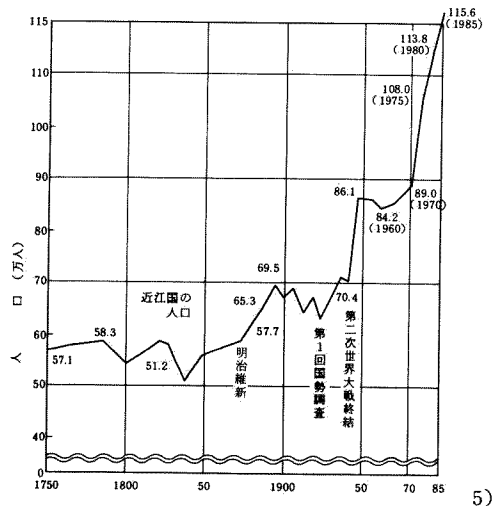


図3.2.7 滋賀県の総人口の推移

(2) 産 業

淀川流域及び淀川に都市用水の水源を依存している地域（三重県，滋賀県，京都府，大阪府，兵庫県，奈良県）の工業製品等出荷額は、1980年現在320兆円で、全国の約14.4%を占めている。この動向を最近20年間（1960年から1980年）についてみると、実質4.27倍（全国6.63倍）増となっている。

滋賀県は、元来、近畿地方有数の農業県として発展してきた。農業は、米作への依存度がきわめて高く、灌漑水利，土地改良，内湖の干拓および琵琶湖総合開発により、農業基盤の整備が行われてきた。

しかし、最近の産業構造推移をみると、第1次産業の構成比が全国平均を上まわるスピードで低下し、全国平均を下回ったのに対し、第2次産業は、全国平均の傾向に反し、その割合が増加して工業県に変貌してきている。工業化の内容をみると重化学工業化が進んでおり、特に、内陸型重化学工業が圧制的である。これらは湖南地域で工業地帯を形成し、いくつかの工業団地（草津，甲西，水口，近江八幡など）も造成されている。

このように滋賀県では、脱農業化，脱繊維工業化が進展しており、最近では、自動車，車両，産業用運搬機械などの大企業が続々と進出し、湖南地方一帯は、京阪神・中京の工業地帯を結ぶ中継工業地域として整備されつつある。一方 琵琶湖漁業は霞ヶ浦とともに、わが国湖沼漁業の中で大物的位置を占める。現在琵琶湖で漁獲される魚貝類は、魚類が約23種，貝類5種，その他水産動物3種，合わせて約31種ときわめて種類が豊富で、漁獲量が多い。これは、琵琶湖の歴史が古く、多くの固有種（11種），特産種（ハス・コアユ）を発生させたこと、および琵琶湖のスケールが非常に大きく、北湖では夏でも水温が7～8℃という冷水帯が存在し、湖岸・沿岸には水草地帯・砂浜等が広がっていることなど自然環境が多様で多種類の生物の生息を可能にしていることによる。

(3) 土地利用

淀川流域における耕地の占める割合はおおむね $\frac{1}{4}$ 以下であるが、琵琶湖や木津川流域では、他の地域に比較してこの割合が大きくなっている。

滋賀県は、県の中央に大きな湖をもち、四方を山に囲まれているため平野部が少ない。しかし、これらの平野部は、いずれも大河川河口部に土砂の堆積によってできた肥沃な農地であるため、そのほとんどが水田である。

水田のほかは畑、各種樹園が数%を占めている。

土地利用の状況を、1980(昭和55)についてみると滋賀県の全面積(4,016 km²)のうち、林野(2,063 km²)が約50%を占め、次いで琵琶湖(674 km²)と田畑(約683 km²)が同程度で約15~16%である。また、宅地は153.5 km²(3.8%)、ゴルフ場を含むその他土地利用が約10%を占めている。(表3.2.4)

土地利用の分布は、周辺部は森林が主体で、主要な河川沿い及び琵琶湖沿岸の低平地部に水田が大規模に展開している。市街地は一部を除き主に沿岸に分布している。(図3.2.8)

水管理との関連では、水田のかんがい、及び排水、流入負荷量が土地利用に大きく左右されることなどが重要である。

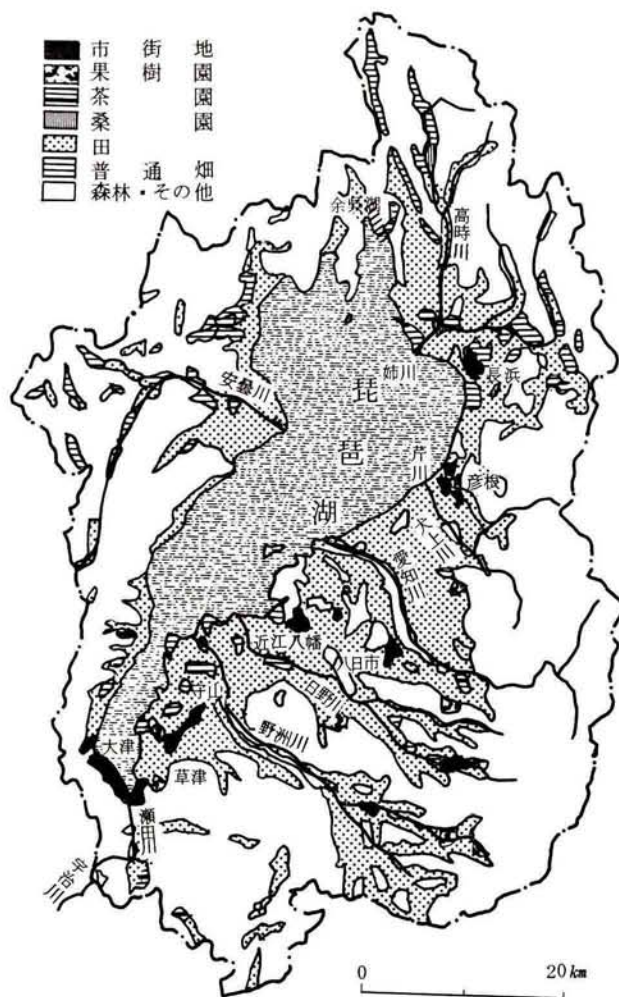


図 3. 2. 8 滋賀県の土地利用

表 3. 2. 4 年度別土地利用面積

(単位：ha)

年次	田	畑	宅地	山林	原野	ゴルフ場	その他	琵琶湖
昭和36年	59,257	8,421	6,776	216,695	2,725		38,186	69,450
昭和40年	61,712	7,457	7,378	215,152	2,728		37,827	69,346
昭和44年	64,268	8,441	10,088	214,306	3,573		32,375	68,549
昭和47年	63,938	7,943	11,924	209,661	3,755	296	36,559	67,524
昭和55年	60,818	7,453	15,350	206,280	3,469	1,880	38,973	67,377

第3節 琵琶湖水管理への社会的要請

3-1 治水面からの要請

河川上流域に位置する湖沼では、一般に、2つの側面から治水を考える必要がある。一つは湖沼沿岸の洪水防御であり、他の一つは湖沼による下流河川の洪水調節である。琵琶湖はその面積、貯水容量がきわめて大きいことから、日本の他の湖沼と比較して、これらがより増幅された形であられる。^{1) 2)}

(1) 琵琶湖沿岸の治水

盆地中央部に位置する琵琶湖へはその周囲から約120本余りの一級河川が流入し、その総流域面積(3,848km²)は湖面積(674km²)の約5.7倍に当たる。これに対し、流出河川は唯一瀬田川のみであって、その流出量の上限は鳥居川水位1mに対して900m³/sで、琵琶湖疏水と宇治川発電所の取水量約80m³/sを加えても、水位低下速度は1日に最大約12cmである。したがって、1日数10mm以上の有効雨量があると湖水位は必然的に上昇することになり、経験的に約100mmの降雨で約30cmの水位上昇が生じることが知られている。

したがって湖面積が大きいことから、琵琶湖沿岸の洪水は通常の河川に較べて水位の上昇速度がきわめて遅い一方、流出量に限界があることからいったん湖水位が上昇すると長期間に及ぶ場合が多い。図3.3.2に明治以降の主な水害時の湖岸の浸水面積と浸水日数を示す。これをみると、明治年代では数千ha以上の規模で浸水日数も3カ月～数カ月にわたって甚大な浸水被害を受けていたことがわかる。

このような琵琶湖洪水の特徴を反映して、その治水をめぐる歴史においては流出河川瀬田川の疎通能力の増大が常に中心課題となってきた。明治38年に旧洗堰が設置された後は、瀬田川の浚渫による洪水疎通能力の増大とあいまって浸水面積は急減している。図3.3.1は、それぞれ瀬田川疎通能力の変遷と琵琶湖の長期水位変化を示すものである。しかし、近年においても昭和40年、47年洪水のように数千haに及ぶ浸水被害をうけており、琵琶湖総合開発事業における瀬田川浚渫、湖岸堤の建設、流入河川の改修、

および内水排除施設の整備と合わせて、降雨量の予測と洗堰による水位制御を基軸とするソフトな方策の充実が要請されている。

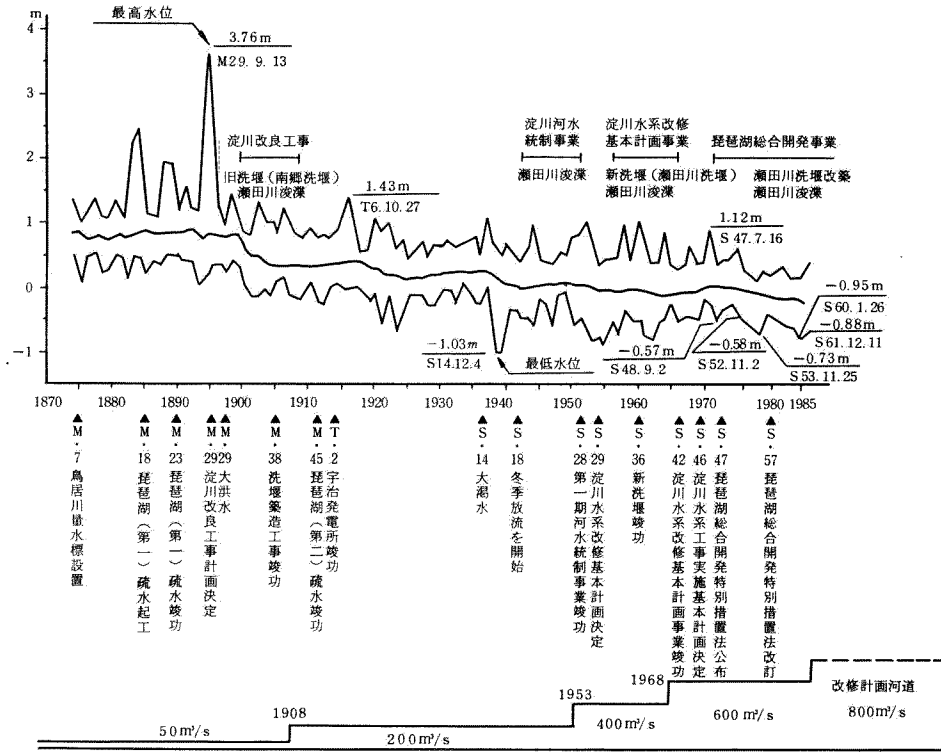


図3.3.1 びわ湖の水位変化と瀬田川疎通能力の変遷（鳥居川水位±0）

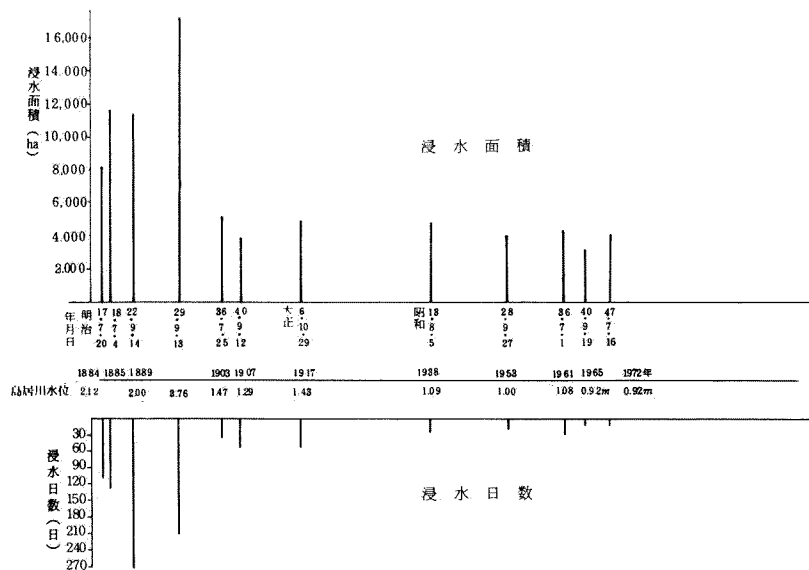


図3.3.2 琵琶湖沿岸の浸水状況の経年変化

8)

(2) 淀川中下流の洪水調節

琵琶湖流域は淀川流域の約47%を占めており、その巨大な貯水量(約275億 m^3)のために洪水調節効果は非常に大きい。元来琵琶湖が備えている自然調整池としての性格に加えて、現在は瀬田川疎通能力の増大によって、さらに洪水調節能力が向上している。

これは、たとえ洗堰の一時的な全閉があっても、琵琶湖ではまだ水位上昇がピークを迎えておらず、淀川のピークが去ったのち洗堰を全開して琵琶湖の水位低下に努めるという琵琶湖・淀川流域の洪水特性を活用した人工的制御が行われるからである。淀川中下流域沿川はきわめて稠密な人口、資産の集積地帯であることから、琵琶湖とその直下の天ヶ瀬ダムによる水量・水位制御およびそのための降雨予測技術の進歩に対する期待はきわめて大きい。

図3.3.3は、昭和57年台風10号による洪水時の操作事例を示すものである。この例では、8月1日12時より同日17時ごろまで天ヶ瀬ダムの予備放流に応じて洗堰からの放流量は増大させず120 m^3/s に保っている。さらに、8月1日21時30分から2日7時まで9.5時間にわたって行われた天ヶ瀬ダムの洪水調節と連係して洗堰放流量を100 m^3/s に制限している。この間琵琶湖水位は彦根水位で見ると約40cm上昇しており、これに相当する水量は湖面積674 km^2 として、 $2,696 \times 10^8 \text{ m}^3$ である。

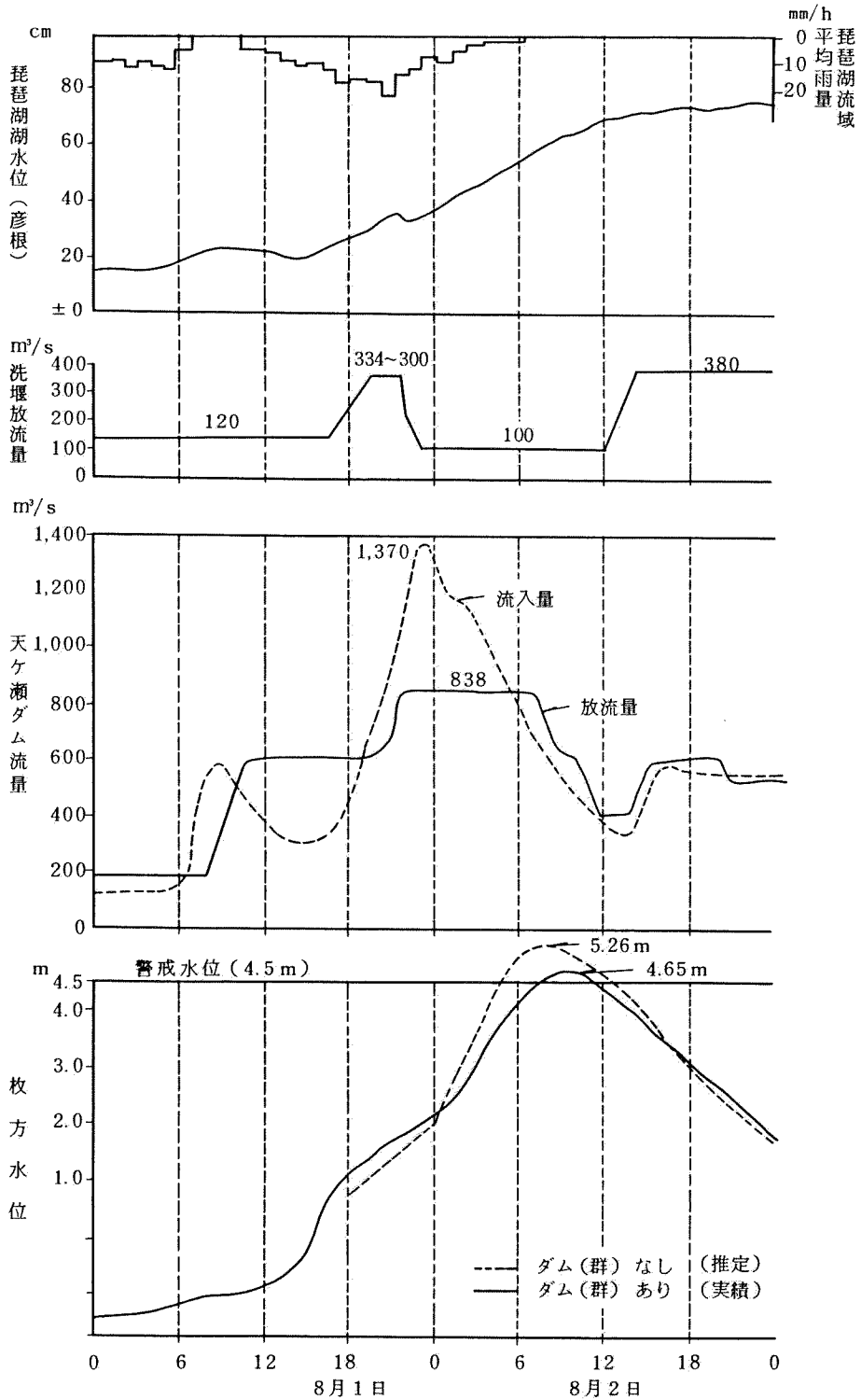


図3.3.3 瀬田川洗堰・天ヶ瀬ダムによる淀川の洪水調節 (昭和57年台風10号)

3-2 利水面からの要請

(1) 琵琶湖・淀川における各種利水の概況

琵琶湖の水は、流域内はもとより下流京阪神の広い地域で、生活用水、工業用水、農業用水、発電用水等として利用されており、地域の生活と、産業の発展に大きく貢献してきた。琵琶湖の流出河川は瀬田川のみであるが、琵琶湖疏水、宇治発電所から常時約80 m³/sの水が取水されており、これは、生活用水、発電用水として利用されたあと、下流宇治川、淀川に還元されている。

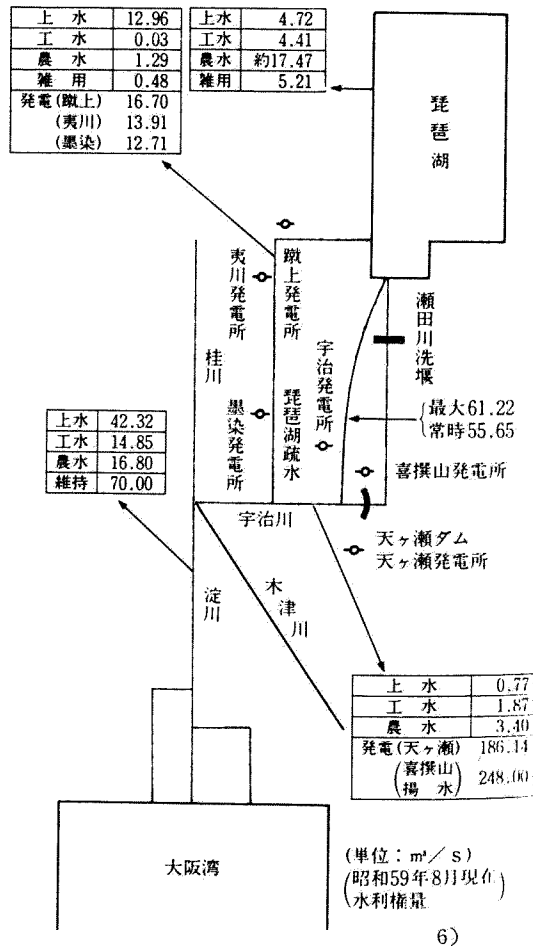


図 3. 3. 4 琵琶湖淀川の水利利用

1) 農業用水

琵琶湖流域内には琵琶湖（湖面積 674km²）とほぼ同程度の農地（約 657 km²）がある。うち湖周辺の約10,250haの農地については琵琶湖に依存しており、今日、湖成平野では標高 100m以下のほとんどをカバーする範囲で、日本でもまた世界的にも例をみないパーティカルポンプによる大規模な逆水灌漑が行われている。残りの約55,000haの農地については流入河川、ダムおよび溜池に依存しているが、琵琶湖依存に転換を図る計画が進められている。

一方、下流大阪平野の農地約 2,950haは淀川に依存している。淀川は琵琶湖を水源としているため低水流量が豊富であったこと、また地形的に上中流での農業用水の余水は再び淀川に還元され下流で再利用されるため、農業水利と発電・上水道・工業用水道など近代的水利用との競合は大した問題とならずに今日に至っている。

2) 発電

琵琶湖の水を利用した蹴上発電所による水力発電は、日本最初のものであり、琵琶湖の近代的水利用のはじまりである。その後琵琶湖第二疏水工事により京都盆地における水力発電機能はさらに拡充されている。

一方瀬田川筋においては大正2年に宇治発電所が竣工したのに続き志津川発電所、大峰発電所（いずれも現在廃止）が竣工した。さらに第1期淀川河水統制事業により電力量の増加が計画されたが、計画どおり鳥居川水位-1mまで利用することができず、毎年関係者の協議によって冬期放流の調整を行っているのが現状である。

昭和28年台風13号を契機として治水上の要請から天ヶ瀬ダムの建設が決定され、発電を主体とした琵琶湖利用計画に終止符が打たれた。

表 3. 3. 1 琵琶湖の発電使用水量

発電所		使用水量 m ³ /s (最大)	最大出力 kW
宇治川	宇治	61.22	32,000
	志津川	現在廃止	
	大峰	現在廃止	
	天ヶ瀬	434.14	558,000
	小計	495.36	590,000
琵琶湖疏水	蹴上	16.70	4,100
	夷川	13.91	310
	伏見(墨染)	12.71	1,400
	小計	43.32	5,810
合計	538.68	595,810	

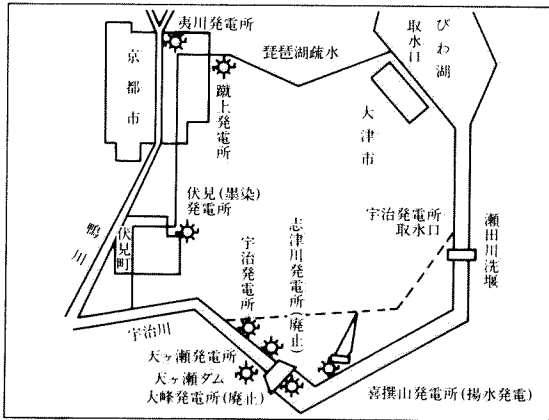


図 3. 3. 5 琵琶湖湖水による発電

3) 水道用水

琵琶湖流域においては大津市、彦根市、長浜市、草津市などが琵琶湖から取水しており、京都市は琵琶湖疏水を経て取水している。宇治川筋では京都市、京都府営山城上水道が天ヶ瀬ダムから取水している。

淀川を水源とする大阪市の上水道がはじめて給水を開始したのは明治28年である。以来給水区域の拡大、普及率の向上に伴い需要水量は増加の一途をたどり、施設の拡張が繰り返された。その後現在の尼崎市、西宮市、芦屋市、神戸市を給水対象区域とした阪神水道、および大阪府下の市町村を対象とした大阪府営水道が淀川を水源として設置されている。

表 3. 3. 2 上水道水の利用現況

琵琶湖	17.66	大津市・長浜市・彦根市・他 京都市	琵琶湖疏水23.65 m ³ /sのうち 天ヶ瀬ダム0.3 m ³ /s
琵琶湖	4.70		
琵琶湖疏水	12.96		
宇治川(含瀬田川)	0.82	京都府・京都市・他	
淀川	42.32	大阪府・大阪市・阪神水道・他	
猪名川	3.37	池田市	
合計	67.98		

4) 工業用水

淀川利水圏においても臨海部における重化学工業の進出、内陸部における機械工業の発展など工業生産活動と規模の拡大で、工業製品等出荷類は急激な伸展を示した。また、工業生産の拡大、特に阪神地域を中心とする重化学工業の発展に伴い工業用水の需要も急激な増大を示した。

淡水の水源別利用の状況は、下流域では回収水が多く、内陸部では河川水・地下水などに依存する率が高くなっている。また、地盤沈下に悩む阪神地区では、地下水の揚水は工業用水法、建築物用地下水の採取に関する法律等により規制されており、地下水依存率は他の地区に比べて小さい。

昭和20年代より、阪神地区では産業基盤整備及び地盤沈下対策として工業用水道が整備され、用水の安定供給が図られている。

表 3. 3. 3 淀川に依存する工業用水の利用現況

河 川 名	許可取水量 m^3/s	取水事業者	備 考
琵琶湖	4.5137		
琵琶湖	4.3237	一般企業	
琵琶湖疏水	0.19	〃	琵琶湖疏水の 内
宇治川	1.876	〃	
淀川	13.14	工業用水道他	
猪名川	0.180	一般企業	
合 計	19.7097		

(2) 琵琶湖・淀川の渇水と利水への影響

淀川流量に占める琵琶湖流量をみると、表 3. 3. 4 に示すとおり、淀川本川枚方流量の渇水流量に対して約 3/4は琵琶湖に依存し、琵琶湖以外の流域（淀川流域の47%を占める）からの流出量はわずかに 1/4にすぎない。

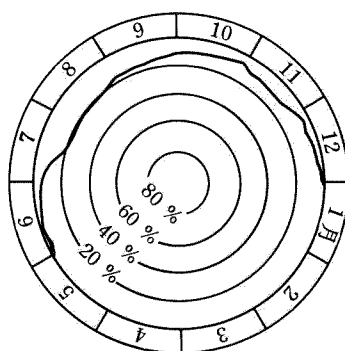
表 3. 3. 4 淀川各河川の流況比較

区分	河川地点名	木津川 加茂	桂川 亀岡	琵琶湖 南部	淀川 枚方
流域面積	(km ²)	1,456	679	3,848	7,281
	(%)	20.0	9.3	52.8	100.0
流量 (m ³ /sec)	平均	48.3	25.3	186.3	317.0
	平水	29.5	16.3	169.3	226.8
	低水	23.2	10.8	120.8	177.6
	渇水	13.5	5.2	87.0	117.0
	最少	2.0	1.7	51.0	74.0

注：(1) 琵琶湖南部は琵琶湖疏水，宇治発電所，瀬田川洗堰のすべての流出量を含む。
 (2) 淀川の河川計画と水管理の研究による。

図 3. 3. 6 は琵琶湖流入量が70 m³/sより少ない年数を頻度分布として表わしたものである。流入量を「渇水」の代表指標とみれば琵琶湖の渇水は夏から秋にかけてということになる。さらに累積効果を調べてみると，空梅雨，酷暑，空秋雨の2つまたは3つが連続したものが大規模な渇水となっている。昭和14年（琵琶湖水位-1.03m）や昭和60年（-0.95m）等著名な大渇水においては，これら三者が継続して発生している。

図 3. 3. 6 琵琶湖の季節別渇水頻度分布
 (月平均流入量が70 m³/sより少ないもの)



淀川下流の渇水は、琵琶湖の流況調節作用により、瞬時の結果ではなく、累積の結果として琵琶湖の水位低下、琵琶湖からの流出量の減少、淀川本川の流量の減少という形で現われるものであり、ここに他の水系と異なって冬期に真の渇水がくることがわかる。

ところで、琵琶湖・淀川の渇水が流域の利水に及ぼす影響については琵琶湖水管理ときわめて密接な関係がある。表3.3.5は渇水状況下における琵琶湖周辺施設の支障状況を昭和48年渇水と昭和59～60年渇水について比較したものである。図3.3.7は、近年の大渇水である昭和59～60年渇水時における琵琶湖水位の変化と取水制限の実施状況を示すものである。また表3.3.5から明らかなように、湖水位－90cmでは上工水（専用水道を含む）でみると、水位低下対策が行われる以前の昭和48年時点では、取水施設数の75%が取水不可能、あるいは何らかの障害を受けることになるが、現況では約6%の障害ですんでいる。

表3.3.5 渇水状況下における施設支障状況⁹⁾
(－90cm時の状況)

施設名		水位低下 対策対象 施設	未対策の 場合 (昭和48年)	59年 の 状況	備 考
大分類	小分類				
上 工 水 等	上 水	40箇所	26	5	志賀町 上水 木の本 簡水 等
	専 用 水	30箇所	26	0	
	工 水	18箇所	14	0	
港 湾 等	港 地方	4 港	3	2	大津・彦根
	湾 県費	10 港	9	0	
	等 漁 港	18 港	16	3	柳川・宇曾川・菖蒲
栈 橋	栈 橋	255箇所	186	38	

港湾等の施設も同様で、昭和48年時点では約90%の障害が、本渇水では約16%と極端に低い値を示している。さらに、現在進捗中の琵琶湖総合開発事業が完了すれば、これらの障害は皆無となる。

このように、水位低下対策等ハードな方策による一方、図3.3.7に示すように昭和59～60年渇水では昭和59年10月8日-55cmで第一次制限、11月6日-76cmで第二次制限を実施するとともに、降雨変動をみながら水位低下を極力抑えるため放流量を絞り、最小5 m³/sの放流量は確保するというソフトな技術によって水道用水、工業用水需要に応える努力がなされている。すなわち、利水面からは琵琶湖水管理に対して、計画を超過するような渇水があっても被害を公平にかつ最小にするよう水位調節を行うことが要請されているのである。

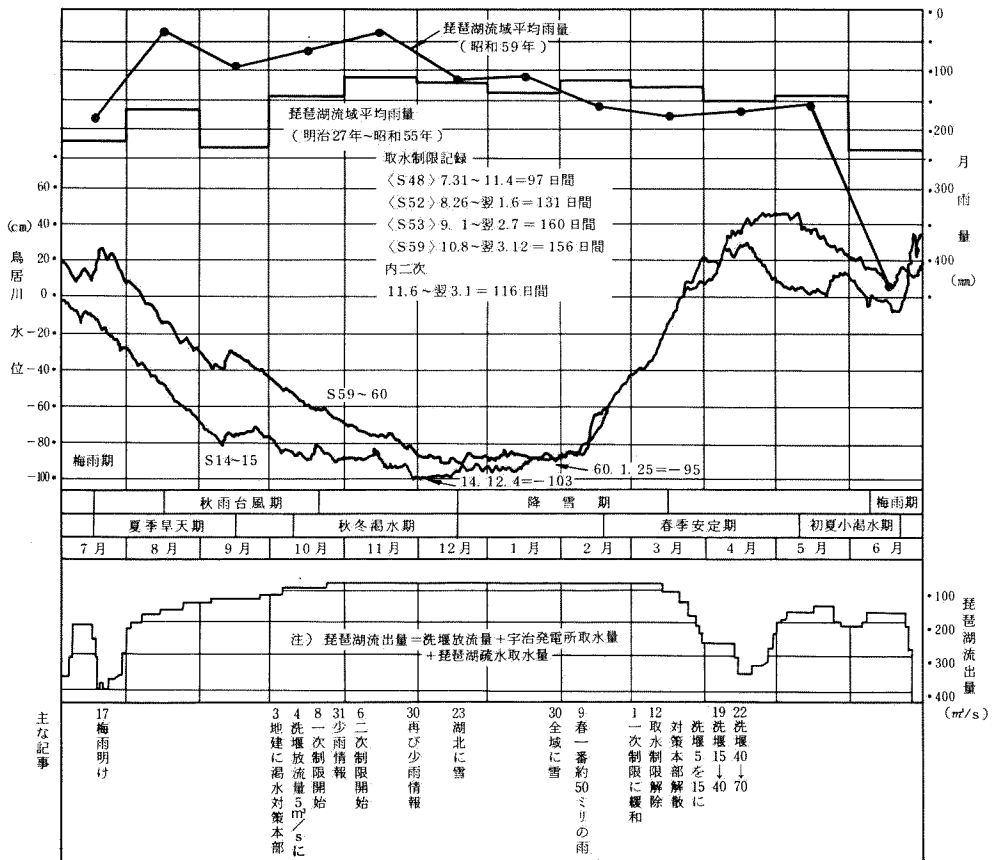


図3.3.7 昭和59～60年渇水の水文状況の変化

3-3 環境面からの要請

(1) 琵琶湖水環境の管理

豊富で安定した水量を有する琵琶湖は、滋賀県はもとより京阪神地域の生活と産業を支える貴重な水源であり、京阪神地域約1,300万人の各種用水の水源としてきわめて大きな役割を果たしている。また、琵琶湖は現在確認されているところでは世界でも第3～4位の古い湖といわれており、多くの貴重な動植物や自然的資源が豊富であり、人々の生活、産業および学術研究における存在価値も高い。

このような琵琶湖の環境機能をさらに高め、維持していくためには、水量とともに水質の保全が必要であることはいうまでもない。

一般に、閉鎖性水域である湖沼は集水域からの流入物質によって、水深が深く栄養塩の少ない貧栄養湖から浅くて栄養塩の多い富栄養湖へ移り変わっていく運命を持っている。このような遷移は自然状態では数百年から数千年以上の長い年月を要するとされている。ところが、この変化に人間活動の影響が加わると変化速度が急速に大きくなる。このような富栄養化は自然状態で進む富栄養化に対し、人為的富栄養化と呼ばれている。

琵琶湖の水質はかつてきわめて清澄であり、手ですくって飲めるほどであったが、昭和30年代後半からの急速な経済発展による工業廃水の増大や人口の市街地集中による生活排水の増大等によって汚濁負荷量が増加し、プランクトン量の急増による上水道のろ過障害などが顕在化しはじめた。さらに、40年代半ばには異臭味が発生するなど富栄養化がすすんだが、昭和47年ごろをピークとして、やや回復し、その後は横這いとなっている。

湖沼の水質保全方策としては、集水域および流入河川におけるハード・ソフトおよび直接的・間接的手段・方策があげられるが、水管理と密接に関連するのは、湖沼内水質変化にかかわる湖沼内水理環境の制御である。琵琶湖はそのスケールがきわめて大きいため、たとえば堰操作など人為的な流況制御によって湖沼水質の保全・改善が可能かといった問題については未確認であり、今後研究課題として指摘するにとどめたい。

しかし、一方では、たとえば琵琶湖からの冬期放流によって下流淀川の枚方地点水質に希釈効果があられることが推定されるなど琵琶湖水管理の影響は、水質面でも広く水系全体に及んでいることがわかる。

(2) 琵琶湖湖辺空間の管理

琵琶湖流域は、豊かな水量を有し変化に富む琵琶湖とこれを取りまく、田園および山々との調和によって醸し出される自然美と湖周辺に点在する幾多の史跡、名勝に歴史と文化の香を求めて全国から多くの観光客が訪れる自然・人文景観に優れた一大公園である。

とりわけ琵琶湖は広大な空間、豊富な自然・歴史・文化的資源を有するとともに、多様なリゾート、レクリエーション機能を合わせ持っていることから、水と緑のオープンスペースを高度利用する要望が高まりつつある。このような地域的、広域的レクリエーション需要に応える場として、治水および利水機能の確保された湖辺空間を利用し、今後とも増大かつ多様化するニーズに合った役割を果たすことが期待されている。

「琵琶湖環境管理基本計画」では、①人間と「母なる湖」との協調の場、および②文化・歴史・自然とのふれあいの場を基本理念として掲げ、図3.3.8に示すような空間区分とゾーニングに沿って湖辺空間管理を行うこととしている。同計画における管理の基本方針である①治水・利水との整合、②自然および景観の保全、③琵琶湖の特性を生かした空間利用、および④地区別特性を生かした環境整備の前提として琵琶湖の水量・水質保全を目的とした水管理が要請されていることはあきらかである。

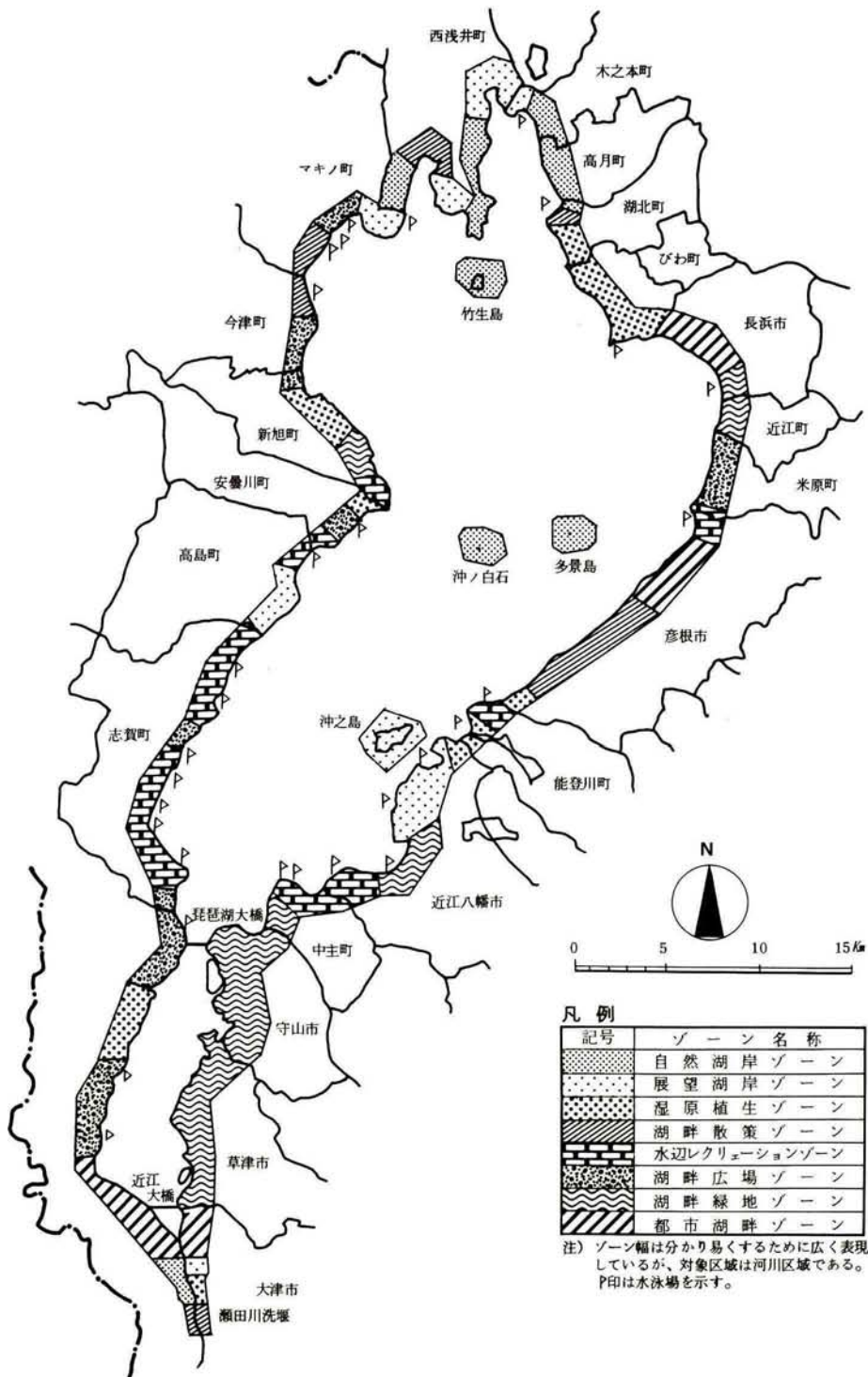


図3.3.8 琵琶湖湖辺空間区分およびゾーニング⁷⁾

目的対応からのアプローチ

(管理課題のブレイクダウン)

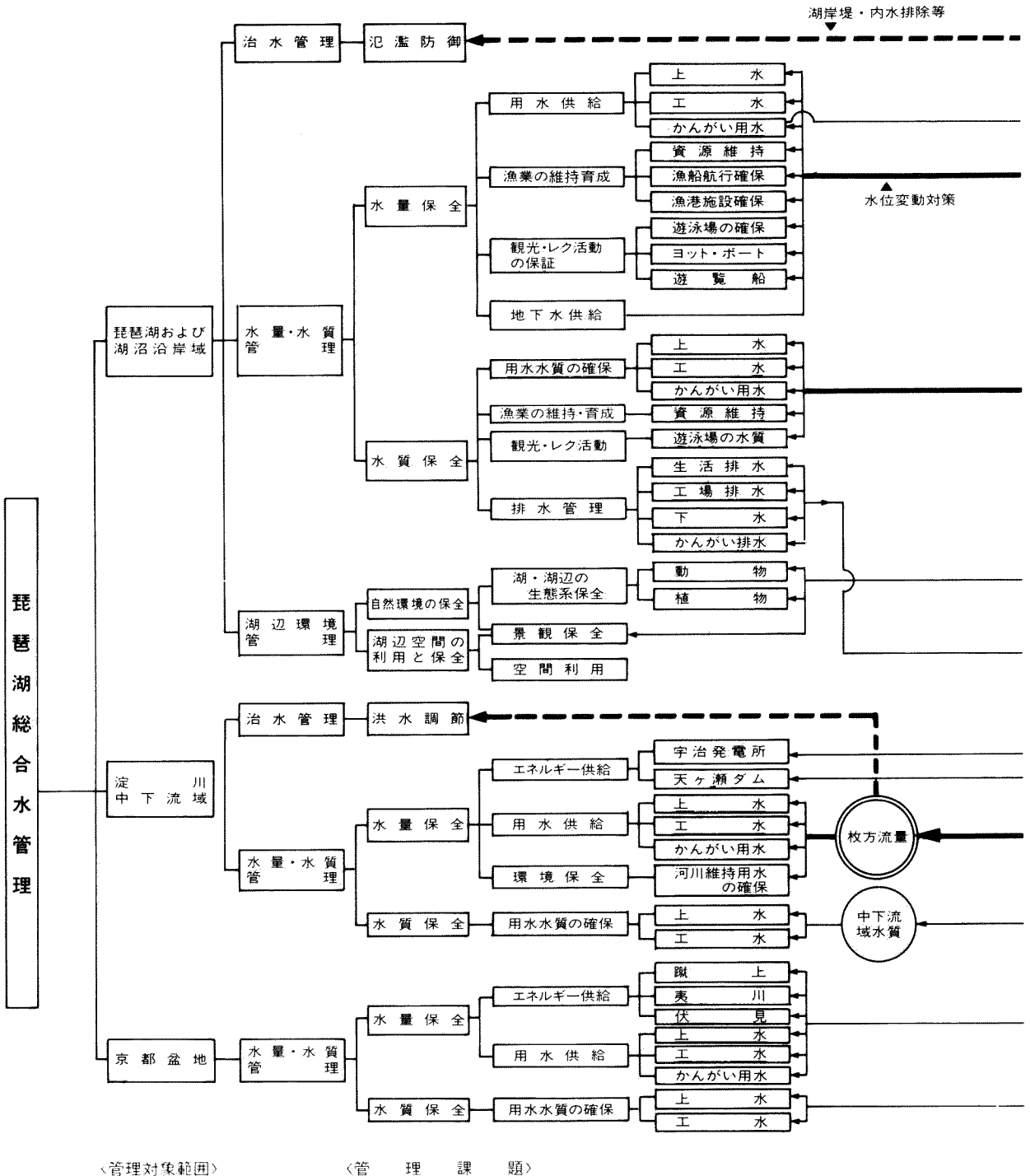
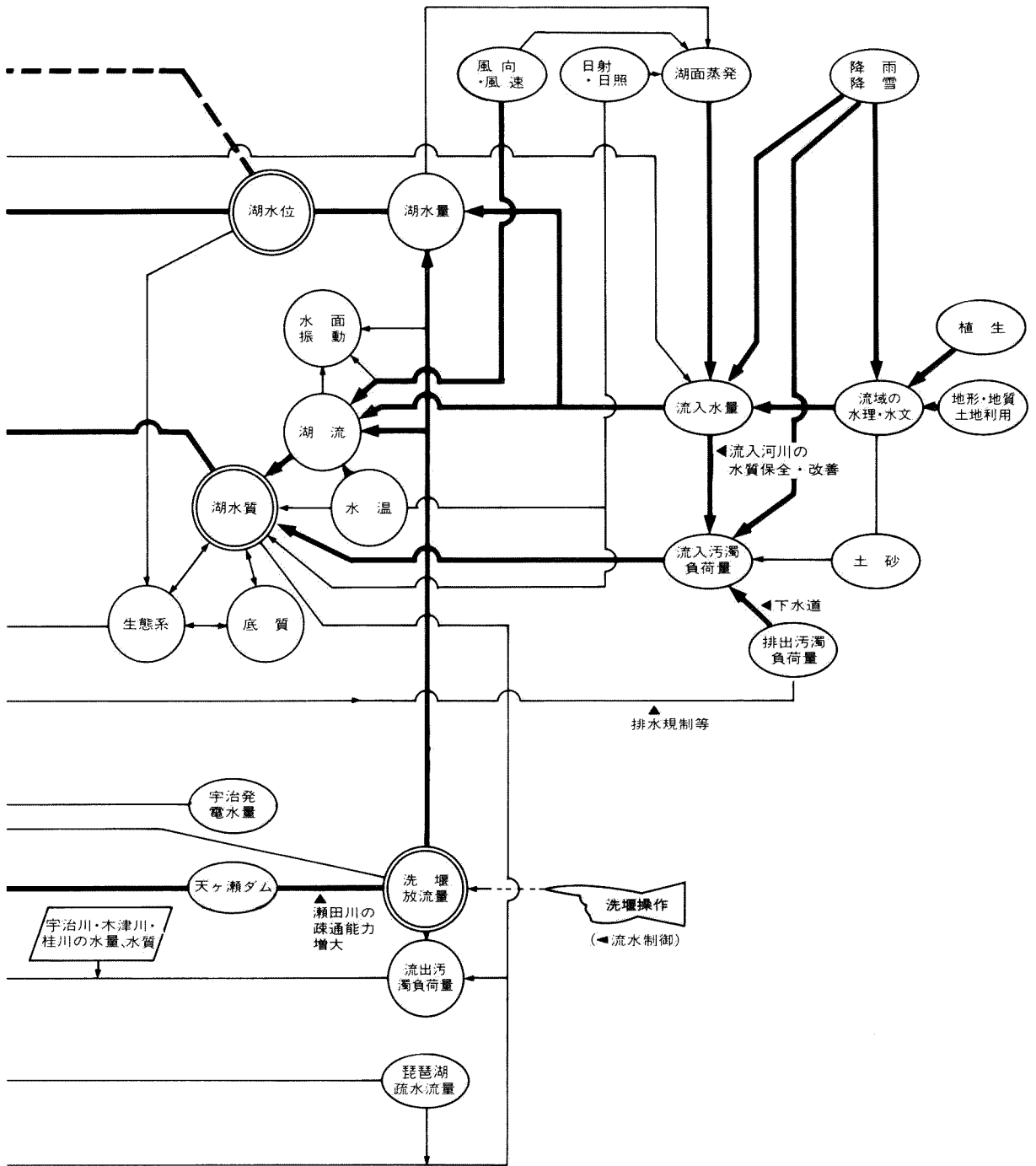


図 3. 4. 1 琵琶湖総合水管理の課題と管理にかかわる現象

現象対応からのアプローチ



第4節 琵琶湖における水管理方法の特性

4-1 琵琶湖水管理の枠組みと管理手段・方策

琵琶湖の水管理は、前節でみた社会的要請に対応して、琵琶湖・淀川流域の治水、利水および環境保全を目的として実施されなければならない。一方現象対応という面からみると、琵琶湖の水管理にかかわる領域は広く流域の気象、集水域の水文・水理、琵琶湖の水文・水理・水質・生態、および下流水域の水文・水理に及ぶ。図3.4.1は、このような琵琶湖水管理の枠組みを考える上で基本となる諸要素とその相互関係を抽出・整理したものである。

図3.4.1ではさらに、われわれが人為的に介入しうる部分をいくつかとりあげ管理手段・方策を例示している。これらの手段・方策はそれぞれ独自の意義・役割をもち、個々の管理場面に応じて上述の目的を達成するよう機能しているわけである。とりわけ、琵琶湖からの唯一の流出河川である瀬田川の上流部に位置する洗堰の操作は、琵琶湖の流出水量を直接制御するものであり、その効果は琵琶湖全体および下流宇治川・淀川に及ぶことから、次項で具体的に考察しているように、河川管理者はもとより流域関係者にとって中枢的な手段として位置づけられる。

4-2 洗堰操作による水量制御

瀬田川洗堰は琵琶湖の洪水および低水による被害の防除、淀川の洪水調節ならびにかんがい用水、上水道用水、工業用水、河川維持用水および発電用水の供給を用途とする施設であり、多目的な水量制御のための操作を行うことが課せられている。

操作の基本は以下のとおりである。すなわち、琵琶湖の水位が平常の場合には上段のゲートを上下して越流量を調節し、下流の用水確保をはかるとともに琵琶湖の水位を調節している。低水時には琵琶湖周辺の被害を極力抑えるように調節する。一方琵琶湖の洪水時にはゲートを全開して水位低下に努めることとしている。ただし、淀川の洪水を調節する必要があるときは放流量を減少させる。

このような洗堰操作による水量制御は、以下のいずれも二律背反的な課題を克服するための中核的手段であることに留意しなければならない。すなわち、一つには降水量の年周期性にもとづく治水・利水の競合であり、他の一つは琵琶湖が流域内に高密度に都市群が分布する淀川の上流域に位置することによる上流（琵琶湖流域）・下流相互間の競合である。

まず、治水・利水の競合は、①琵琶湖・淀川流域が梅雨、台風地帯に位置する、②台風については不確実性が強い、③梅雨期間と台風期間との間に夏季旱天期がある、ことに起因して生じる。現在、琵琶湖水管理では、洪水期間を毎年6月16日から10月15日までと定め、この期間は湖水位を比較的低く保っている。このことは、空梅雨、夏季旱天期、空台風が連続して発生した場合、湖水位の著しい低下を招きかつ降雪期までその回復が困難となる危険性を含むことを意味するが図3.4.2にみるように、琵琶湖の水位は流域への総雨量との関係で集中豪雨によって大きく上昇し、湖周辺域に甚大な洪水被害をもたらすおそれがあるので、あらかじめ水位を下げ治水容量を確保しておくのである。

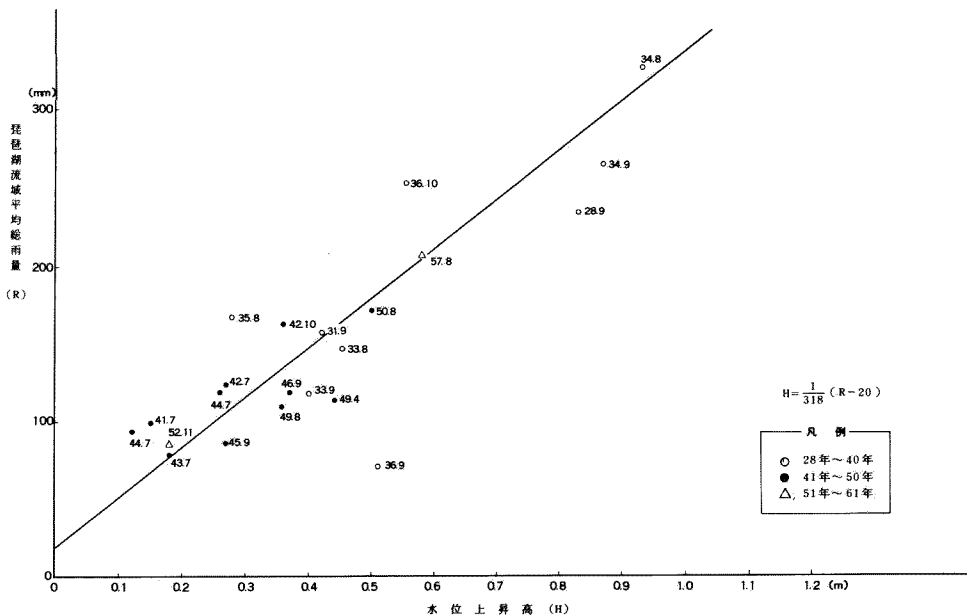


図3.4.2 琵琶湖の総雨量と水位上昇高の関係

次に上流・下流間の競合は、洪水時と渇水時のいずれの場合にも潜在している。洪水時においては、すでにみたように琵琶湖、淀川それぞれの水位上昇期間、水位上昇速度およびピーク水位の時間的ずれ、換言すれば琵琶湖のもつ自然の調節能力への依存とそれを活用した洗堰操作が大きな比重を占める。これに対し、湖岸堤や内水排除施設の建設による治水容量の増大、および瀬田川浚渫や下流河川の改修による疎通能力の増大は、それぞれ洪水防御の方策であるとともに洗堰操作の弾力的な運用に結びつくものとして位置づけられる。

渇水時においては、いったん琵琶湖水位が低下すればその回復は容易でないことから、琵琶湖からの流出量の制御はきわめて重要な役割を負っている。琵琶湖総合開発事業の一環として実施されている各種の水位低下対策は琵琶湖の利水容量を拡大するための方策であり、また既往渇水時に採られている下流での取水制限等は非常的措置である。洗堰操作が琵琶湖・淀川双方からの利水要請に同時的に即応しうる唯一の手段である。

参考文献

- 1) 建設省 近畿地方建設局；淀川百年史，1974
- 2) 建設省 近畿地方建設局；淀川その治水と利水，1984
- 3) 建設省 国土地理院；国土数値情報
- 4) 「琵琶湖」編集委員会；琵琶湖 その自然と社会，サンブライト出版，1983
- 5) 青野・尾留川；日本地誌 第13巻，二宮書店，1982
- 6) 建設省 近畿地方建設局；淀川の流水管理，1983
- 7) 建設省 近畿地方建設局；琵琶湖環境管理基本計画
- 8) 滋賀県；滋賀県災害史，1966
- 9) 池 淵；ハード・ソフト技術による琵琶湖水管理，1986，ダム技術

第4章 琵琶湖水管理における水文予測システムの構成

第1節 概 説

湖沼の水管理は、不確実な水文事象に対して、様々な管理手段・方策によって洪水の防御や水量・水質保全といった管理目標を達成していく行為である。そのためには、絶えず変化しうる自然現象、湖沼とその集水域における水循環に関する情報処理システムが必要となる。とりわけ、洗堰操作による水位調節、流出量制御などいわゆるソフトな水管理の比重が高まりつつある中で、水文予測システムは事中・事前管理の技術的基礎となるものである。

そこで本章では、まず琵琶湖水管理のための情報処理システムにおける水文予測システムの位置づけをみる（第2節）。次に、琵琶湖水管理の中心的課題である水量管理について、琵琶湖の水位、流入量および周年性（水文暦的季節区分）に着目して管理場面を類型化するとともに、各管理場面において、現在行われている管理ではどのような目標が設定されているかをみる。さらに管理目標を達成するための方法論および水文予測システムの必要性について考察を加え（第3節）、琵琶湖流域における水循環とそれに対する人為的介入の結果としての湖水位という現象プロセスに対応した水文予測システムの構成を明らかにする。

第2節 琵琶湖水管理における水文予測システムの位置づけ

琵琶湖の水管理は琵琶湖および流出入河川の水量・水質および湖周辺の環境全般を対象とし、様々な手段・方策を通じて管理目標を達成しようとするものである。そのためには、絶えず変化しうる自然現象その他に関する各種情報の収集、分析、加工、および伝達といった一連の処理システムが必要である。すなわち、流水管理についてみれば監視、統計・表示、予測・堰操作に係る情報処理システムが必要不可欠であり、さらにこれらを支援・補完するためのデータベース、データ管理、流域情報把握、各種解析などのシステムが必要となる（表4.2.1）。

表4.2.1 琵琶湖水管理において必要となる情報処理システムの種類

機能区分	利用場面による区分	
	洪水時 (高水管理)	非洪水時 (低平水管理・水質管理)
監視	H ₁ : 降水量・湖水位	L ₁ : 水文・水質諸量
統計・表示	H ₂ : 既往洪水資料	L ₂ : 既往の水文・水質資料
予測・ 堰操作支援	H ₃ : 降水量・流入量・ 湖水位の予測	L ₃ : ① 降水量・流入量・ 湖水位の予測 ② 中長期の湖流・水質予測
S ₀ : データベースシステム		
S ₁ : データ管理システム (関係機関への伝送・データバンク)		
S ₂ : 流域情報システム (集水域の自然・社会環境)		
S ₃ : その他 (各種解析システム等)		

表4.2.1に示す各種情報処理システムの中で、水文予測システムは「降水量、流入量および湖水位の予測」を行うものであり、洗堰操作による流出量制御ひいては湖水位の調節といった管理行為に際して、事中・事前情報を提供するとともに水質管理における中長期の湖流・水質予測システムの一環を成すものとして重要な役割をもつ。

第3節 琵琶湖水量管理の目標と方法

3-1 琵琶湖における水量管理場面の類型化と管理目標

琵琶湖の水管理のうち洗堰操作による水量制御についてみると流況（流入量、湖水位）および水文暦的季節区分によって図4.2.2に示すように場面を類型化できる。

(1) 流況による区分と琵琶湖水管理の目標

琵琶湖からの流出量は、琵琶湖の現在水位、水位および流入量の変化傾向、および下流河川の流況（天ヶ瀬ダム流入量、枚方地点流量）によって左右される。これら流況の区分と管理目標は以下のとおりである。

① 洪水時

洪水時とは、i) 琵琶湖水位が上昇し、琵琶湖周辺で洪水による被害が予想される場合、または今後の気象状況によって琵琶湖流域内の洪水被害が予想される場合、または、ii) 下流域の河川流量が増加し、流量調節を実施する必要がある場合、を指す。

i) の場合「琵琶湖流域内の洪水による被害防除」、ii) の場合は「下流域も含めた淀川流域全体の洪水による被害の防除」が管理目標となる。

② 低水時

低水時とは、i) 琵琶湖水位が低下し、かつ水位回復が困難または長期化すると判断された時から水位が回復するまでの間、または、ii) 気象・水象状況から推定し、長期的な渇水となる可能性があるとは判断した時から可能性がなくなると判断するまでの間、を指す。いずれの場合も下流枚方流量が確保されているときは「琵琶湖周辺の低水による被害の防除」、確保されていない場合は「淀川の用水供給及び琵琶湖周辺の低水による被害の防除」がそれぞれ管理目標となる。

③ 平水時

平水時とは、洪水時および低水時以外の場合である。平水時には琵琶湖を含む淀川水系全体の流況の安定が琵琶湖水管理の目標となる。

(2) 水文暦的季節区分と水管理の目標

水文暦とは、「年周期性に着目した水文現象の平均的な姿」であって、過去の水文データを統計的に処理することによって知ることができる。琵琶湖流域においては、降水量や琵琶湖流入量の長期変化をみると7つの季節区分がみとめられる。すなわち、多雨期である梅雨期、秋雨台風期、降雪期を基本として、多雨期の中に夏季旱天期、秋冬渇水期があり、また降雪期から初夏小渇水期に移る間には融雪流出によって琵琶湖水位が高くなる春季安定期がある。（第Ⅱ編第2章第2節参照）

琵琶湖の水管理においては、この水文暦的季節区分を反映して以下のような期間設定がなされ、管理目標も異なっている。

① 洪水期間

琵琶湖水管理では、毎年6月16日から10月15日までを洪水期と定め、湖水位を所定の値以下に保つことを目標にしている。この期間は琵琶湖水文暦の梅雨期（6月7日～7月16日）および秋雨台風期（8月19日～10月19日）を含み、洪水発生頻度が高いためである。

② 淀川のかんがい期間

毎年6月15日から9月20日までは淀川のかんがい期間であり、下流枚方地点の流量確保がこの期間の重要な管理指標となっている。

③ 冬季放流期間

毎年12月15日から翌年3月15日までは冬期放流期間とされ、毎年この時期に先立ち関係者の協議によって冬季放流計画が作成される。期間内の洗堰操作は、洪水時（融雪出水等による）を除いて、この計画にもとづいて実施される。なお冬季放流計画の内容は、期間内の気象・水象状況の変化に応じて随時変更される。

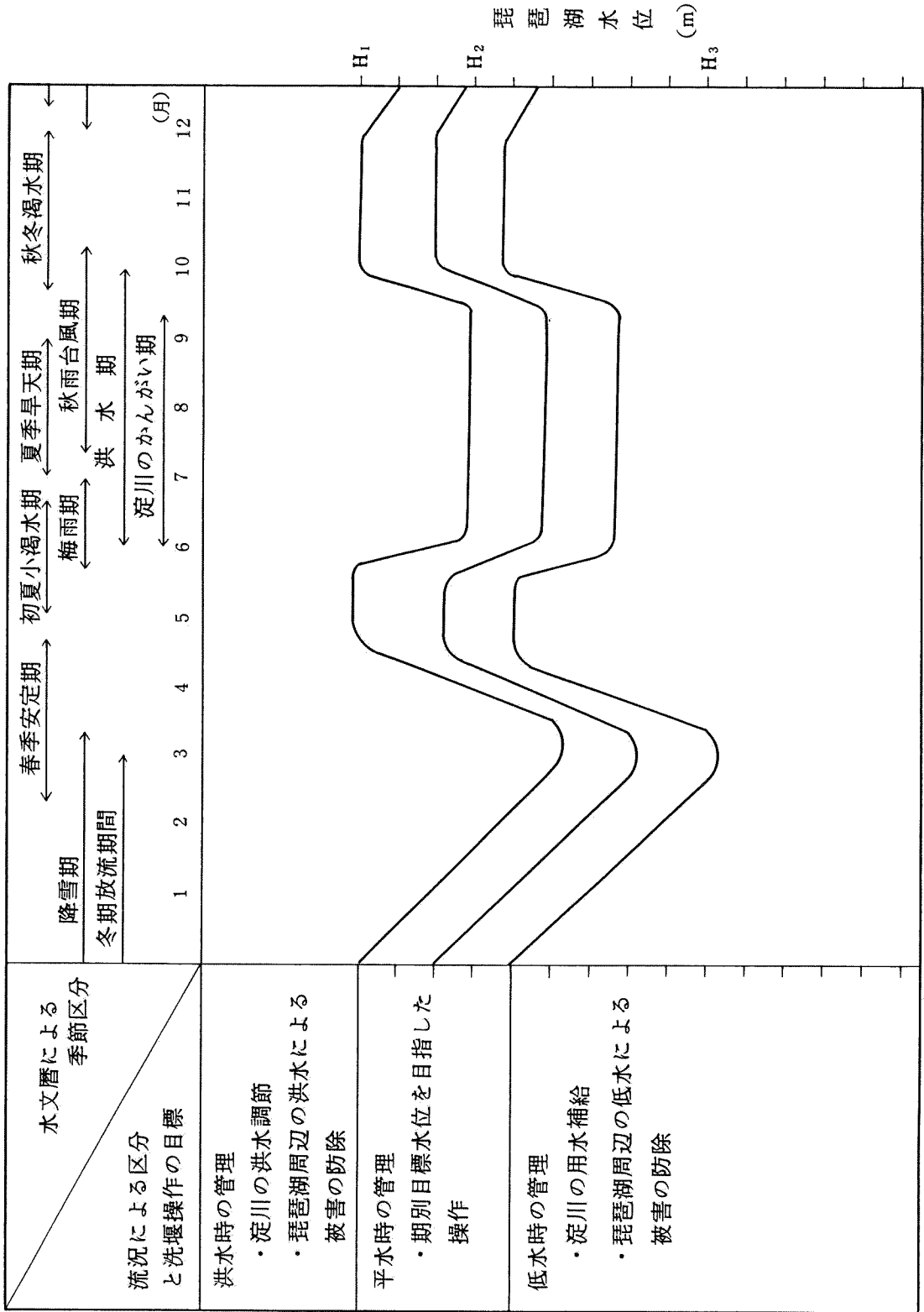


図 4.3.1 琵琶湖水管理場面の類型化

3-2 水量管理の方法と水文予測システムの必要性

琵琶湖からの流出量については琵琶湖水量の制御を行い、前項で述べた管理目標を達成するにはつぎのような2つの方法が考えられる。

その一つは、いずれの管理場面でも同様であるが、観測された降水と気象情報等による予測降水によって、琵琶湖への流入量ハイドログラフを適当な時間間隔ごとに予測する作業を繰り返し、各時点で予測されたハイドログラフに対して、予測精度を勘案し、かつ水位情報等から洗堰の既操作による誤差回復を行うことをも含む最適な操作を見出し、実行していく方式、いわば適応制御方式である。

もう一つの方法は、既往の知見にもとづき、琵琶湖流域において想定される水文状況（洪水、渇水等）に対して、数多くのケース・スタディおよび技術的検討を行って最適操作のパターンを求め、それをルール化しておく方式である。この操作ルール方式では、原則として洗堰の操作はあらかじめ定められたルールに従って行われるが、現実の洪水時、渇水時等には、気象情報、降雨情報などにもとづいて修正が加えられる。

仮に琵琶湖への流入量の予測が十分な信頼度をもって行われ得るならば、前者の方式のように操作ルールを固定しないでその都度最適な操作を見出しながら理想的な水量制御を行うことが可能である。しかし、将来流況の予測技術が未だ確立されていない段階にあっては、高い予測精度は期待できず、予測値に誤差が生じても甚大な被害が発生しない範囲内で操作がなされなければならない。

上述の適応制御方式、操作ルール方式のいずれによるにしても流域の気象状況および流域内各地点の過去・現在の降水量、流入量、水位等を集中的に計量できる情報処理システムを構成しておくことが前提となる。また、いずれの方式によるにせよ、基本的には、任意の流入量に対して、任意の貯水状態にある琵琶湖からの流出量を琵琶湖・淀川水系全体として最適となるよう連続的に制御し得る技術的手法の向上を図っていかなければならない。

特に、現在進められている琵琶湖総合開発事業では、湖水位をマイナス1.5

m（非常渇水時にはマイナス 2.0m）まで低下させることにより，新規に都市用水を開発するとともに，洪水時には，湖の沿岸における浸水被害を軽減することとしており，琵琶湖総合開発事業後の琵琶湖に対する治水，利水上のニーズの増大，水位変動の増大に伴う環境面へのこれまで以上の配慮の必要性から，今後はより有効かつ適切な洗堰の操作による琵琶湖の水管理が求められる。さらに，淀川水系全体としてみると，既設ダム（天ヶ瀬ダム，室生ダム，高山ダム，青蓮寺ダム）に加え，今後新たに桂川水系においては日吉ダム，木津川水系においては比奈知ダム及び川上ダム，また本川では，琵琶湖の上流で高時川ダム，下流で大戸川ダムが建設され，管理・運用されることとなるが，高時川ダム等で確保されることとなっている渇水対策容量の非常渇水時における使い方を含め，これらのダム群を有効に活用し，水系全体の利水安全度を向上させるとともに，利水調整をより円滑に行うためには，淀川水系の利水システムの中で，大きなウェイトを占める琵琶湖の水管理が，これまでも増して重要となる。

これらの状況を鑑みる時，琵琶湖の流入量を予測し，それに対してある人為的操作を行ったならば，琵琶湖水位及び下流淀川の流量がどのように変化するかといった情報を提供する琵琶湖水量制御のための水文予測システムの整備が緊要の課題である。

第4節 水文予測システムの基本的構成

前節3-2で述べた琵琶湖水量制御のための水文予測システムは、琵琶湖流域における水循環とそれに対する人為的介入およびその結果としての琵琶湖水位というプロセスに着目すると、基本的には図4.4.1のように構成できよう。

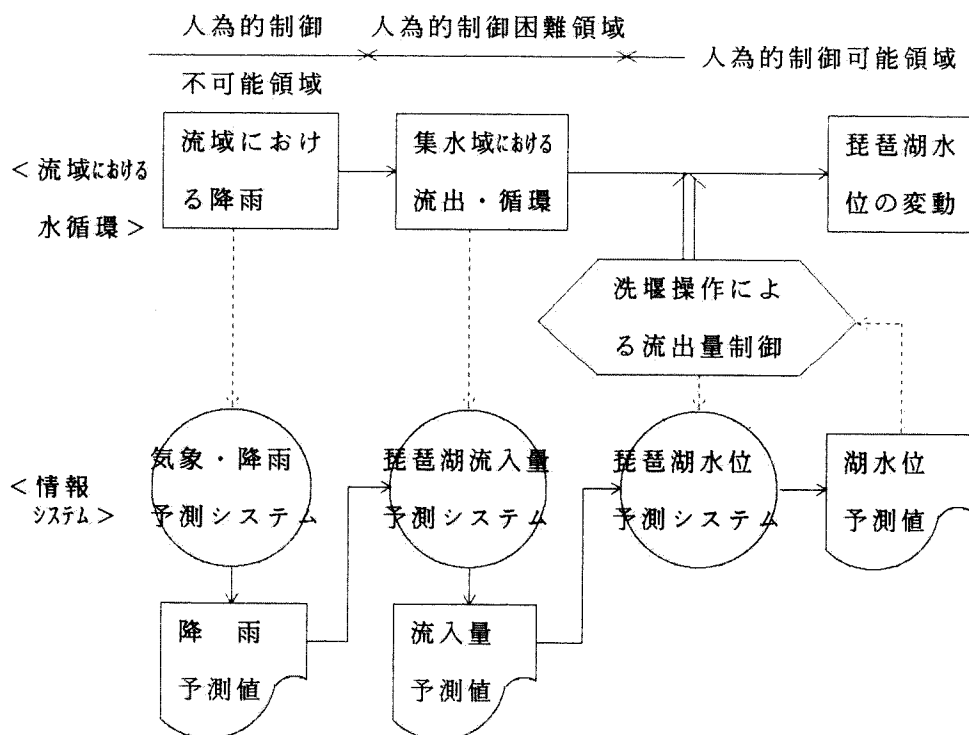


図4.4.1 琵琶湖流域における水循環と水文予測システムの基本的構成

どのような場面においても、流域における降雨量の把握が出発点となる。この流域への降雨という現象は、現在の技術レベルでは人為的に制御することが不可能な領域である。しかも経験的に知られているとおり、きわめて不確実性の高い現象であることからその予測は容易でない。

何らかの方法によって降雨予測値が得られたならば、つぎに集水域における流出現象および人工的水循環（かんがい、水道用水の取水等）を経て琵琶湖に流入する水量を予測する。このプロセスもやはり琵琶湖のようなスケールでは、人為的に制御することは不可能ではないものの巨視的にはきわめて

困難な領域である。しかし、降雨現象とは異なり、流域への降雨量が与えられればほぼ一意的に流入量を求めることができるとみてよい。

琵琶湖への流入量の予測値が得られた後は、流出量をどのように制御するかが管理者にとって大きな問題となる。この過程はこれまで述べてきたことから推察されるように、多目標意志決定システムとしてとらえることができようが、その基礎を成すのは流入量予測値をインプットとし、仮想流出量をパラメータとして、湖水位の予測値を求めるサブ・システム（琵琶湖水位予測システム）である。

以上のように、琵琶湖水量制御のための水文予測システムは、観測あるいは実験が不可能な水文現象の予測およびシミュレーションから構成されるプロセス・システムであり、これが水量制御のみならず、琵琶湖の実際管理の基礎となっている。

ところで、このような水文予測システムの構造は、洪水時、低平水時を通じて何ら異なるところはない。台風や前線性降雨にともなう洪水が、高々数日間の期間に急激な湖水位の変化をもたらすのに比し、平水時から低水時への変化は逆にきわめて緩慢であることから、上述の水文予測システムの対象とすべき期間や単位時間のスケールが異なってくるものの、降水現象とそれに対する応答（流出量の制御）およびこれらの結果としての湖水位は、連続的に取り扱うべきである。このことは、洪水時の水位制御において、初期水位いわゆる迎水位が決定的に重要な意味をもっており、この迎水位は長期間にわたる低水管理の累積の結果にほかならないこと、琵琶湖にあっては夏季旱天期の入りから秋雨台風期の終りまでかなりの長期間、少雨による水位低下の回避と洪水処理というトレード・オフの関係に立つ2つの目標を同時に満たすように洗堰操作を行うことが要請されることなどから容易に推察される。このようにみてくると琵琶湖水管理のための情報システムの核心を成すのは水文予測システムであり、その長期間にわたる適用がきわめて重要であることがわかる。

第5章 結 言

本編では、湖沼管理の一般論的枠組みと体系及び琵琶湖水管理の特性について考察・整理するとともに、これらにもとづいて琵琶湖水管理における水文予測システムの位置づけと構成を考察してきた。本編で得られた成果をとりまとめると以下のとおりである。

- (1) 湖沼管理を、その目標、対象およびプロセスという三つの側面から考察すると、以下のように枠組みを設定することができる。
- ① 湖沼管理には、治水、利水および環境保全という三つの性質の異なる目標がある。これらは、それぞれ1水文年の極大流量（貯水量）、極小流量（貯水量）およびその中間値を対象とするものであり、その意義、規模は地域や時代に応じて変化するものである。湖沼管理の目的は、これら三目標の最適化ということに集約されよう。
- ② 湖沼管理の対象あるいは場に注目すると、湖水の管理、湖沼沿岸の管

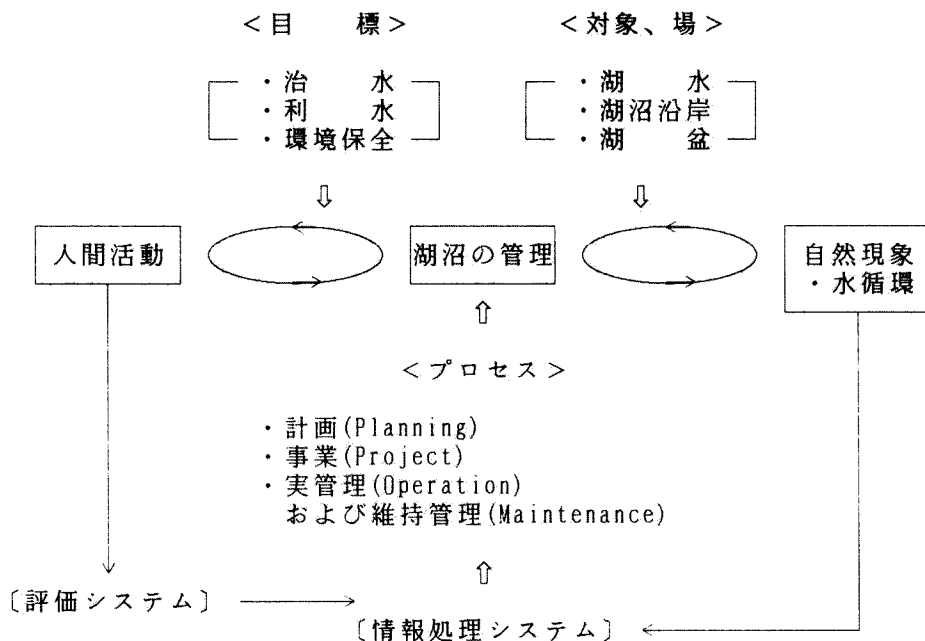


図5.1 「湖沼管理」の全体構成

理および湖盆の管理という見方ができる。これは河川が水と空間の統合体であるということ、すなわち、河川の一部である湖沼についていえば、湖水、湖沼沿岸および湖盆がその基本的構成要素であることと対応する。湖水の管理は、自然現象・水循環という外力に対して、人間活動に適合するよう水量（水位）、水質を制御しようとするものである。

湖沼沿岸の管理は、湖沼区域の画定（管理の対象領域の人為的設定）という基本的行為と水際線、流入河口、湖岸段丘など陸域と自然湖沼が接する部分での人間の側からの働きかけとから成る。湖盆の管理は流入土砂量による堆積な沈下を対象とするもので、湖水の管理や湖沼沿岸の基礎となる貯水容量、水位～貯水量（H～V）関係を制御するものである。

- ③ さらに、湖沼管理のプロセスに着目すると、計画(Planning)、事業(Project)、および実際管理(Operation)・維持管理(Maintenance)という管理の過程とサイクルがあり、計画の策定、各種事業の実施、実際管理を支援（監視、観測、現象把握、解析、予測、効果測定等）するための情報処理システムおよび人間活動との関係において評価するシステムが必要となる。

(2) 水管理の面からみた琵琶湖・淀川流域の特性はつぎのとおりである。

- ① 琵琶湖は淀川本川上流に位置する日本最大の湖である。湖面積 674km²、流域面積は 3,848km²で、淀川水系全体の流域面積 8,240km²の47%に及ぶことから、自然の洪水調節池としての機能はきわめて大きく、利水上も淀川の低水流況の安定に非常に寄与している。
- ② 淀川流域は、瀬戸内海気候区に属する下流部、太平洋型気候区に属する木津川上流部、日本海型気候型に属する琵琶湖北部、および前線性降雨量の多い桂川上流部など、流域を構成する各地域の気候特性が異なっているため、一年を通じて融雪期・梅雨期・台風期と互いに流況を補い合っている。このため、淀川はわが国の河川に比較して流況の安定した河川となっている。とくに、天然の大貯水池である琵琶湖の存在と相ま

って、琵琶湖流域は冬季の流況安定への寄与度が非常に大きい。

- ③ 琵琶湖は近江盆地の中央部に位置し、多数の中小流入河川を有する一方、流出河川は唯一瀬田川のみである。このため、琵琶湖周辺の低平地は湖水面の上昇による浸水の危険にさらされている。
 - ④ 琵琶湖の水理現象は、大きくて深い北湖と相対的に小さくて浅い南湖とでは異なるが、北湖ではおよそ湖沼で生起しうるほとんどの水理現象がみられる。とりわけ北湖における水温の季節変動および鉛直分布は顕著で、夏季にはいわゆる水温成層が形成され、冬季には湖水面から深水域に至るまでほぼ一様に冷却された状態となる。このような自然特性をもつことから、琵琶湖では、きわめて長い歴史の過程で特徴のある水質・生態構造が形成されている。
 - ⑤ 琵琶湖・淀川流域は、近畿地方における社会・経済・文化の基盤として古くから人口・産業の集積がすすみ、日本史の中心舞台となってきた。現在、世界的にみても最も稠密で人口・資産の集積した地域であり、琵琶湖への依存度はますます強くなる傾向にある。
- (3) 以上の流域特性を反映して、琵琶湖水管理への社会的要請は多様かつ高度化しつつある。
- ① 治水面では、琵琶湖が大都市河川である淀川本川の上流部に位置し、その面積、貯水容量がきわめて大きいことから、湖沼沿岸の洪水防御と淀川の洪水調節に応えることが要請されている。
 - ② 利水面では、琵琶湖の水が琵琶湖流域はもとより下流京阪神の広い地域で様々な用途に利用されていることから、上下流間、用途相互間の調整を図りつつ、貴重な水資源の合理的で高度な利用が要請されている。
 - ③ 環境面では、滋賀県および京阪神地域の生活と産業を支える水源であり、多くの貴重な動植物や豊富な自然的資源の存在の場である琵琶湖の環境機能をさらに高め、維持していくため、水量・水質の一体的管理・保全が要請されている。さらに、琵琶湖の沿岸域は広大なオープンスペース、豊富な自然・歴史・文化的資源を有し、地域及び広域のリゾート

・レクリエーションの場として高度利用する要望が高まりつつあることから、治水および利水機能の確保された湖辺空間の管理が要請されている。

(4) 琵琶湖の水管理は、流域の社会的要請に対応して、琵琶湖・淀川流域の治水、利水および環境保全を目的として実施されなければならない。一方、琵琶湖の水管理にかかわる領域は広く流域の気象、集水域の水文、琵琶湖の水文・水理・水質・生態および下流水域の水文・水理に及ぶことから、管理目的を達成するためには様々の管理手段・方策を必要とする。とくに、瀬田川洗堰の操作は、琵琶湖の流出水量を直接制御するものであり、その効果が治水・利水の両面にわたり、かつ空間的には琵琶湖全水域とその沿岸及び下流宇治川・淀川に及ぶことから中枢的な手段として位置づけられる。

(5) この洗堰操作による琵琶湖の水量制御の目標は、洪水時、低水時および平水時といった流況（流入量、湖水位）区分と洪水期間、かんがい期間および冬季放流期間といった水文暦的季節区分とを組み合わせ管理場面によって異なる。また、目標達成の方法についても適応制御方式と操作ルール方式といった差異が考えられる。いずれの管理場面においても、所期の管理目標を達成するためには、絶えず変化しうる不確実な自然現象に関する情報処理システムが必要である。

これらの考察を通じて、洗堰操作による水量制御と水文予測システムに関して以下のような基本的考え方が導出できる。

① 洗堰操作による水量制御は、任意の琵琶湖流入量に対して、任意の貯水状態にある琵琶湖からの流出量を琵琶湖・淀川水系全体として最適となるよう連続的に行われなければならない。

特に、琵琶湖総合開発事業、淀川水系における渇水対策ダムを含めたダム建設事業の進捗による新たな局面においては、これまで以上に適切かつ有効な低水管理が求められる。

② そのためには、流域の気象状況および流域内各地点の過去・現在の降

水量、流入量、水位等を集中的に計量できる水文予測システムを構成しておくことが前提となる。

③ さらに、洗堰操作による水量制御は、経験的に知られた流域の気象・水文現象の周期性・類似性や現在状態に関する情報に依拠しながらも、不確実な自然現象に逐次対応していかざるを得ない。ここに「水文予測」の重要性がある。

(6) 琵琶湖水量制御のための水文予測システムは、琵琶湖流域における水循環とそれに対する人為的介入およびその結果としての琵琶湖水位という構造に着目すると、気象・降雨予測システム、琵琶湖流入量予測システム、および流出量時系列をパラメーターとする湖水位予測システムが連結されたプロセス・システムとして構成される。

(7) このような水文予測システムの基本構成は、洪水時、低平水時に共通しており、夏季旱天期の入りから秋雨台風期の終りまでかなりの長期間、少雨による水位低下の回避と洪水処理というトレード・オフの関係に立って2つの目標を同時に満たすように水量制御を行うことが要請される。琵琶湖・淀川流域では、最近の10年間をみても、4度(昭和52, 53, 59 ~ 60, 61 ~ 62年)にわたる大規模「渇水」にともない、琵琶湖の水位低下や下流淀川からの取水に対する制限などの影響が生じている。琵琶湖総合開発事業の進捗、適切な洗堰操作、および関係者の協力によって被害はごく軽微な範囲にとどめられ、しかも年を追って軽減する傾向にあるが、人口稠密な大都市圏を形成する琵琶湖・淀川流域にあっては、大規模渇水の及ぼす潜在的影響範囲はきわめて大きく、ソフトな水管理による影響・被害の防止に対する社会的ニーズ・期待は従前にも増して高まりつつある。「渇水」は、洪水と対比すれば明らかなように、明瞭な兆候を示さず、かつ長期間にわたって徐々に進行し、やがて重大かつ深刻な事態につながるおそれをひめていることから、琵琶湖水管理では、技術的に可能な限り、連続かつ長期にわたって適用可能ないわば「長期水文予測システム」の構築を図るべきであると考えられる。

第 II 編 琵琶湖の長期水文予測システムに関する研究

第 1 章 緒 言

琵琶湖の長期水文予測システムは、琵琶湖水管理の中核的手段である洗堰操作による水量制御にとって必要かつ有用な情報処理システムとして位置づけられ、気象・降雨予測システム、琵琶湖流入量予測システムおよび流出量時系列をパラメータとする湖水位予測システムが連結されたプロセス・システムとして構成される（第 I 編）。

このような長期水文予測システムを実際管理に適用可能とするためには、琵琶湖の水文特性にもとづいて現象のモデル化を行い、既往の現象に適用してその有効性および限界を確認しておく必要がある。

本編の構成と内容は以下のとおりである。

第 2 章：琵琶湖およびその集水域における水文特性を、琵琶湖の水循環と水収支、降水量・流入量の変動を中心に把握、分析するとともに、琵琶湖流入量に対する流出量制御の結果としての湖水位の季節変動に関する分析を行う。これらの水文特性に対し、洗堰操作による琵琶湖の水量制御を中心に、水管理の実際面で課題となる事項を抽出、整理し、水文予測システムの具備すべき機能要件を明らかにする。

第 3 章：琵琶湖の長期水文予測システムの基本的構成について述べるとともに、長期水文予測のプロセスを明らかにする。

第 4 章：琵琶湖の長期水文予測に必要な 3 つのサブ・モデル、すなわち、①降雨、気象予測モデル、②流入量予測モデル、および③流出量時系列をパラメータとする湖水位予測モデルについて、モデル構成の基本的な考え方を整理するとともに、これにもとづいてモデルの定式化、同定を行う。

第 5 章：第 4 章で構成した各サブ・モデルを琵琶湖における既往現象に適用し、各モデルごとに精度、適用方法、および適用限界等について考察す

る。

第6章：上記サブモデルを琵琶湖における既往現象に連続的に適用し、水文予測システムの実際管理への適用可能性および有効性について考察する。

第2章 琵琶湖の長期水管理に関する考察

第1節 概 説

琵琶湖の水管理は、長い歴史的経験と明治以後の治水、利水および総合開発事業によって形成された基盤に立って行われており、またその過程で得られた水文学的知見を基盤としている。これらに対する考察を通じて琵琶湖水管理に対する基本的な考え方を整理するとともに長期水文予測システムを構成していく必要がある。

本章では、まず、琵琶湖およびその集水域における水文特性を①琵琶湖の水循環と水収支、②年降水量・年間流入量の変動、③降水量・流入量の季節変動、および④琵琶湖の渇水といった視点から統計的に把握・分析する。これによって水文観測資料の収集が開始された明治以後、現在までの期間における琵琶湖とその集水域における年降水量および琵琶湖への年間流入量の値を知るとともに、水管理上有力な拠りどころとなる周年性（1年を単位とする周期変動特性）、および少雨に関する極値特性を考察する。つぎに、琵琶湖流入量に対する流出量制御の結果としての湖水位の季節変動に関する分析を行うとともに、近年の著名渇水時については洗堰操作と湖水位の変動過程をみる。

これらの水文特性に対し、洗堰操作による琵琶湖の水量制御を中心に、水管理の実際面で課題となる事項を抽出、整理し、水文予測システムの具備すべき機能、要件を明らかにする。

第2節 琵琶湖の水文特性に関する分析

2-1 琵琶湖の水循環と水収支

琵琶湖の流域面積は3,848km²であり、この流域に降った雨が琵琶湖に流入することになる。一方、流出については、瀬田川、琵琶湖疏水、宇治発電所水路があり、これらの流出水量と流域からの流入量がバランスしながら約275億m³の貯水容量が維持されていることになる。

ここでは、琵琶湖の水循環と水収支の全体像を明らかにすることを目的として、1977年（昭和52）～1985年（昭和60）の長期流出解析（4段タンクモデル）を行ったところ、琵琶湖の年間水収支として図2.2.1，表2.2.1のような結果が得られた。これから、次の諸点が指摘できる。

- ① 集水域への降水（地域降雨・降雪）は9年平均で約62.4億m³/年、湖面降水は約12.1億m³/年で、流入量（表2.2.1のB+C+D）は44.6億m³/年である。しかし、昭和53年のように渇水年では32.4億m³/年、55年のような豊水年では50.6億m³/年と年によって大きな変動がある。
- ② 年間流出率（＝河川流出量/ 地域降水）は約48％である。
- ③ 琵琶湖流入量の成分別内訳をみると、河川からの流入が最も大きく（流入量の約67％）、湖面からの直接流入（同約27％）、湖岸からの地下水流入（同約6％）の順になっている。
- ④ 蒸発による損失は、集水域から年間約722mm（22.9億m³/年）、湖面から約535mm程度（約3.6億m³/年）と推定される。湖流域全体では年間約690mm程度で年間地域降雨・降雪量1,968mmの約1/3の値となっている。
- ⑤ 農業用水の取水による人工的損失は、約3.4億m³であり、うち河川からの取水は約2.5億m³/年である。
- ⑥ 流出水量は49.3億m³/年であり、貯水容量約275億m³の18％の水量が瀬田川、琵琶湖疏水、宇治発電所水路から流出することになる。

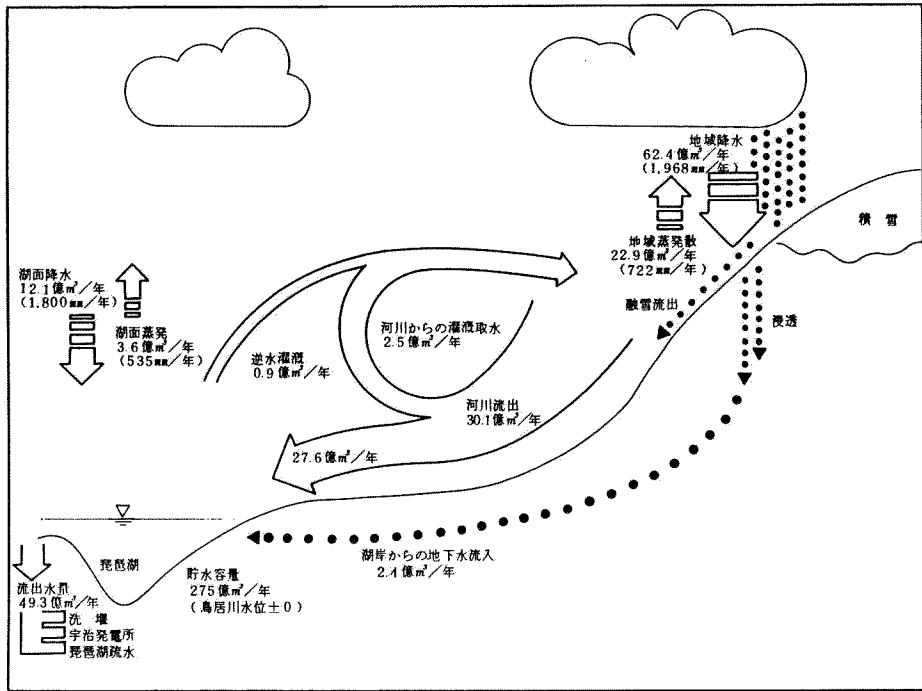


図2.2.1 琵琶湖の水循環と年間水収支 (1977 (昭和52) ~1985年 (昭和60) 年平均)

表2.2.1 琵琶湖への成分別流出量 (52年~60年)

琵琶湖への成分 流出入量 (52年~60年) (億 m^3 /年)

西暦 (昭和・年)	1977 (52)	1978 (53)	1979 (54)	1980 (55)	1981 (56)	1982 (57)	1983 (58)	1984 (59)	1985 (60)	'77~'85 (52~60年) 平均	
流出入・成分											
A. 地域降雨・降雪量	55.3	50.8	61.6	75.7	65.6	61.9	68.3	53.0	70.0	62.4	
B. 湖面降水量	10.9	10.0	11.4	14.4	12.1	11.4	14.6	10.4	13.8	12.1	
C. 河川流出量	27.2	20.3	24.9	34.2	35.3	32.2	31.9	27.9	37.0	30.1	
D. 地下水流出量	2.7	2.1	1.8	2.0	2.5	3.0	2.6	2.6	2.3	2.4	
還元水量	E. 河川から	2.6	2.5	2.5	2.4	2.6	2.4	2.6	2.6	2.4	2.5
	F. 湖から	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.9
損失水量	G. 地域蒸発散	23.6	26.2	26.2	21.9	18.8	24.1	24.2	21.1	20.4	22.9
	H. 湖面蒸発	3.4	3.5	3.3	3.7	3.4	3.6	4.0	4.0	3.5	3.6
計算流入量	37.4	28.9	34.8	46.9	46.5	43.0	45.1	36.9	49.6	41.0	
逆算流入量	41.8	33.2	44.7	63.4	56.3	52.5	52.2	43.1	55.3	49.2	
年間流出量 (洗+宇+京)	43.2	34.7	42.1	62.8	54.7	55.2	52.1	47.1	51.9	49.3	

注) 計算流入量=C+D+B-H-F

逆算流入量= Σ ((彦根水位日差分×湖面積) + 洗堰+宇治発+琵琶湖疏水流出量)

2-2 年降水量・年間流入量の変動

(1) 年降水量の変動

琵琶湖流域は四方を山々に囲まれた盆地であり、太平洋気候、日本海側気候、瀬戸内気候の境界にあたるため、複雑な気候状況を抱えている。

1894年（明治27年）から1986年（昭和61年）の年降水量の平均は 1,909 mm/年で、既往最大は1896年（明治29年）の2,656 mm/年、既往最小は1939年（昭和14年）の1,352 mm/年となっている。淀川の流域平均年降水量1,730 mm/年に比べて180 mm/年多く、また日本全国平均年降水量1,710 mm/年よりも200 mm/年多い値となっている。

1912年（大正元年）から1985年（昭和60年）までの74年間の琵琶湖流域の年降水量の度数分布を示したものが図2.2.2である。1,800 mm/年付近と2,200 mm/年付近に各々2つのピークを持つ特異な分布型を呈している。標準偏差は245 mm/年であり、13%の変動率となっている。

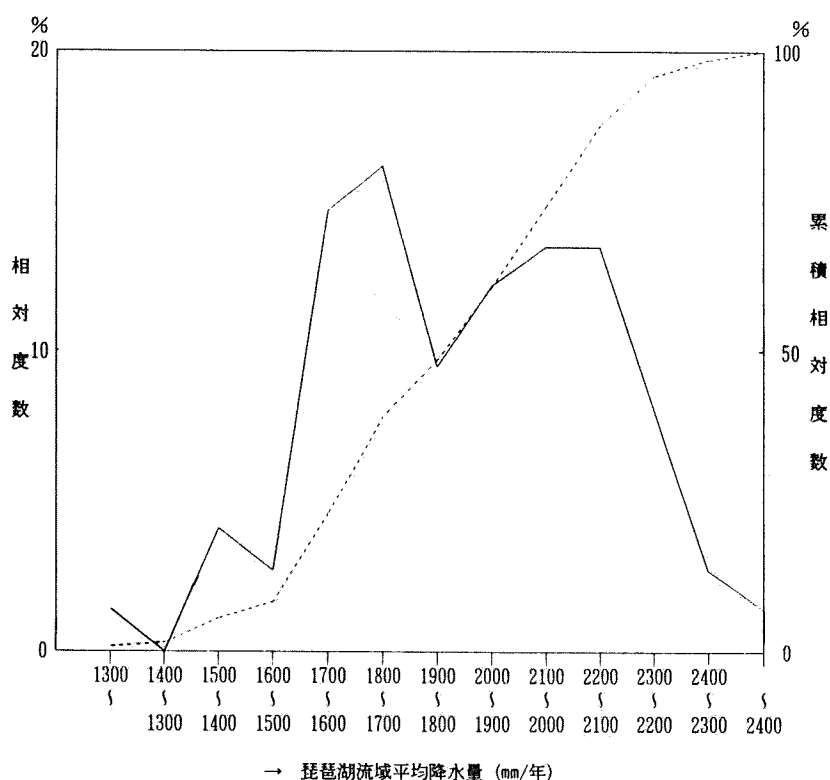


図 2.2.2. 琵琶湖流域平均降水量の度数分布

琵琶湖流域の年降水量の経年変化を見るため、1894年（明治27年）から1985年（昭和60年）までの彦根地点の年間降水量時系列を図2.2.4に示す。

1949～76年頃の期間は多雨傾向だが、割合変動幅は小さい。しかし1977年頃以降現在までは変動率は大きいものの概して小雨傾向となっている。しかしこれらの間には有意な差はなく、これまでの変動の範囲内での変化と考えられる。

いずれにしろ最近は、小雨傾向にあり、また降水量の変動は大きいことなどがわかる。

(2) 年間流入量の年変動

1875年（明治8年）から1984年（昭和59年）の年流入量の平均は約53億 m^3 で、既往最大は1896年（明治29年）の91億 m^3 、既往最小は1939年（昭和14年）の31億 m^3 となっている。

1893年（明治26年）から1985年（昭和60年）までの93年間の琵琶湖の年間流入量の度数分布を示したものが図2.2.3である。標準偏差は14億 m^3 、変動率が23%となっており、降水量と比べて変動が大きいことが分かる。

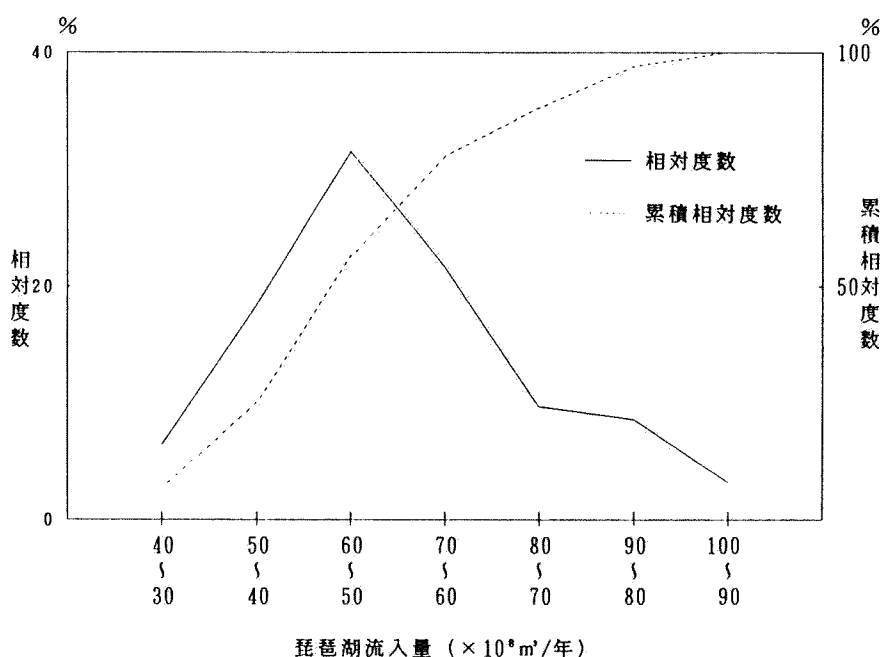


図2.2.3 琵琶湖流入量の度数分布

* : 1897~1985 では 1676.2
 $\sigma=243$

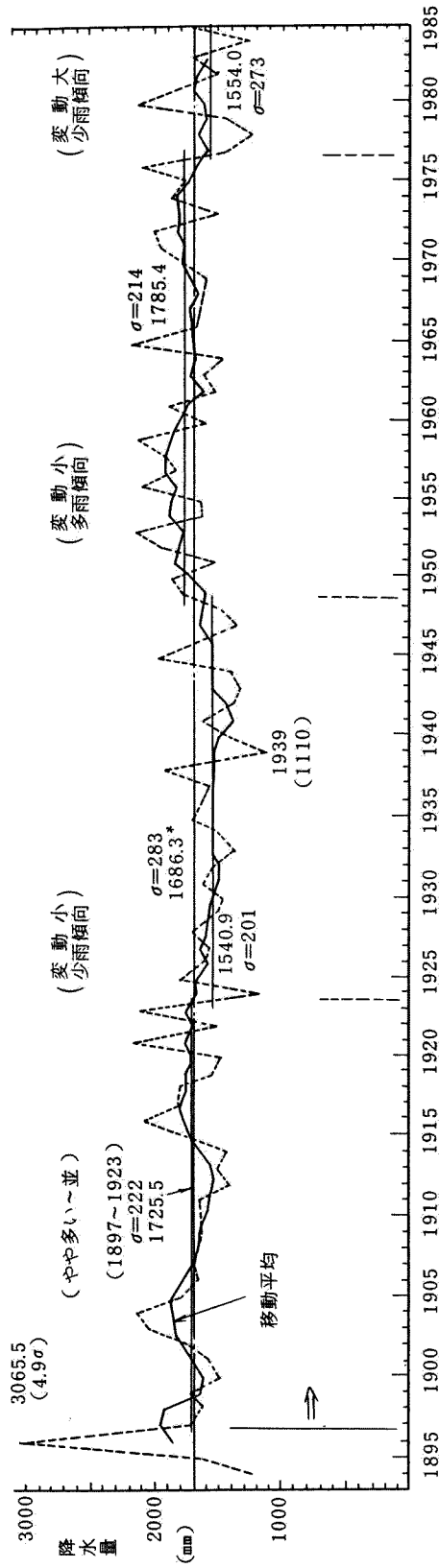


図 2.2.4 琵琶湖年降水量 (彦根) の経年変化

2-3 日降水量・日流入量の季節変動

2-3-1 琵琶湖の水文暦

琵琶湖とその集水域は広大なスケールをもち、気象、水文、水理、水質、生態および生物はきわめて複雑な様相を呈しており、相互に密接に関連している。

ところで、水管理の基本サイクルである1年を単位として、季節変動特性をみると、顕著な周期性がみられる。

琵琶湖流域の降水量や琵琶湖流入量の長期変化について検討し、これらの過去の水文データを統計的手法を用いて整理したものが表2.2.5に示す水文暦である。

水文暦の軸となるのは、多雨期の梅雨期、秋雨台風期、降雪期である。これら多雨期の間には、それぞれ夏季旱天期、秋冬渇水期があり、また降雪期から初夏小渇水期に移る間には融雪流出によって琵琶湖水位が高くなる春季安定期がある。

水文暦は、この7季節によって構成され、各季節の節目の日付と期間内の期待雨量を、統計的な方法によって平均的傾向を算定した。

また、水文暦の各季節の特徴を分かりやすくするために、一般的によく用いられている24節気や、その他の主要記事も併記した。

この水文暦によって、琵琶湖流域における水文現象の平均的な姿をとらえることができる。

(1) 季節の節目

一年間（一周期）について、水文事象の発生について考えれば梅雨、台風、積雪などの比較的明瞭に事象の区分が行えるものと、そうでないものとに分けることができる。これら、明瞭に事象が区分できるものはそれらを指標とし、それらの季節をつなぐのが降雨が少ない渇水期と考えられる。

明瞭に水文事象の発生が区分できる梅雨、台風、降雪については事象の発生頻度を指標として整理し、平均的に事象が発生する期間を設定した。

渇水期の節目の設定については、1874年（明治7年）～1980年（昭和55年）の107年間の琵琶湖流入量資料を用いて、特異な現象を除くため3半旬平均流入量をもとめこのうち年最小の第1位および第2位の値を抽出した総資料数214個の資料について、年間の生起度数を求め、節目とした。

表 2.2.2 事象の明瞭な季節の節目の設定基準

季節の区分		節目の設定基準	季節の入り	季節の明け
梅雨期	梅雨期入り	気象台の梅雨入り宣言日の累積度数が50%に達する日とする。	6月7日	7月16日
	梅雨期明け	気象台の梅雨明け宣言日の累積度数が50%に達する日とする。		
秋台風期	秋雨台風期入り	8月中旬以降において、琵琶湖流域に影響のあると思われる範囲を通過した台風個数の累積頻度が5%に達する時期。同上秋台風の累積頻度が95%に達する時期。	8月19日	10月19日
	秋雨台風期明け			
降雪期	降雪期入り	降雪地帯の12観測所における初降雪日の累積度数が50%になる日の平均日とする。上記観測所の最終降雪日の累積度数が50%になる日の平均日とする。	12月18日	3月17日
	降雪期明け			

表 2.2.3 渇水期の節目の設定基準

季節の区分		節目の設定基準	季節の入り	季節の明け
初夏渇水期	初夏小渇水期入り	5月・6月に生じた年最小流入量の第1位第2位（以下 $\min Q_1, Q_2$ ）の累積頻度が5%に達する日とする。梅雨明け宣言日の累積度数が95%に達する日とする。	5月6日	6月20日
	初夏小渇水期明け			
夏季旱天期	夏季旱天期入り	7月・8月・9月に生じた $\min Q_1, Q_2$ の累積頻度が5%に達した日とする。同上期中に生じた $\min Q_1, Q_2$ の累積頻度が95%に達した日とする。	7月16日	9月18日
	夏季旱天期明け			
秋冬渇水期	秋冬渇水期入り	10月・11月・12月に生じた $\min Q_1, Q_2$ の累積頻度が5%に達した日とする。同上期中に生じた $\min Q_1, Q_2$ の累積頻度が95%に達した日とする。	10月9日	12月18日
	秋冬渇水期明け			
春季安定期	春季安定期入り	$\min Q_1, Q_2$ の生起度数が皆無となる現象が長期に及ぶ期間としその最初の日とする。 $\min Q_1, Q_2$ の生起度数が皆無となる現象が長期間継続したあと、終止符が打たれる時期。	2月21日	5月6日
	春季安定期明け			

(2) 季節内の雨量

琵琶湖の水管理上、水文暦による季節の変化を知ることが重要なことであり、さらに任意の月日を起点として、季節内に期待できる降雨量を知ることが有意義なことである。統計的な手法を用いて、過去の実績資料から季節の期間内に期待できる降雨量（暦年平均日雨量）を求めた。期間内期待雨量の算定に対しては、統計手法を用いるため観測期間が長く資料が充実している彦根地点の日雨量資料を用い、資料期間は観測開始の1896年1月（明治44年）～1980年12月（昭和55年）までの期間とした。また、期間内平均雨量の標準偏差よりみれば、梅雨期における標準偏差が大きく、歴年最大、最小の差が非常に大きくなっていることが判る。これは、梅雨期が空つゆとなった場合に、期待できる降雨量が激減してしまうことを示し、次の季節は夏季旱天期でありその年は重大な渇水となる可能性をもつことを示している。

表 2. 2. 4 季節別に比較した雨量の変動 (mm)

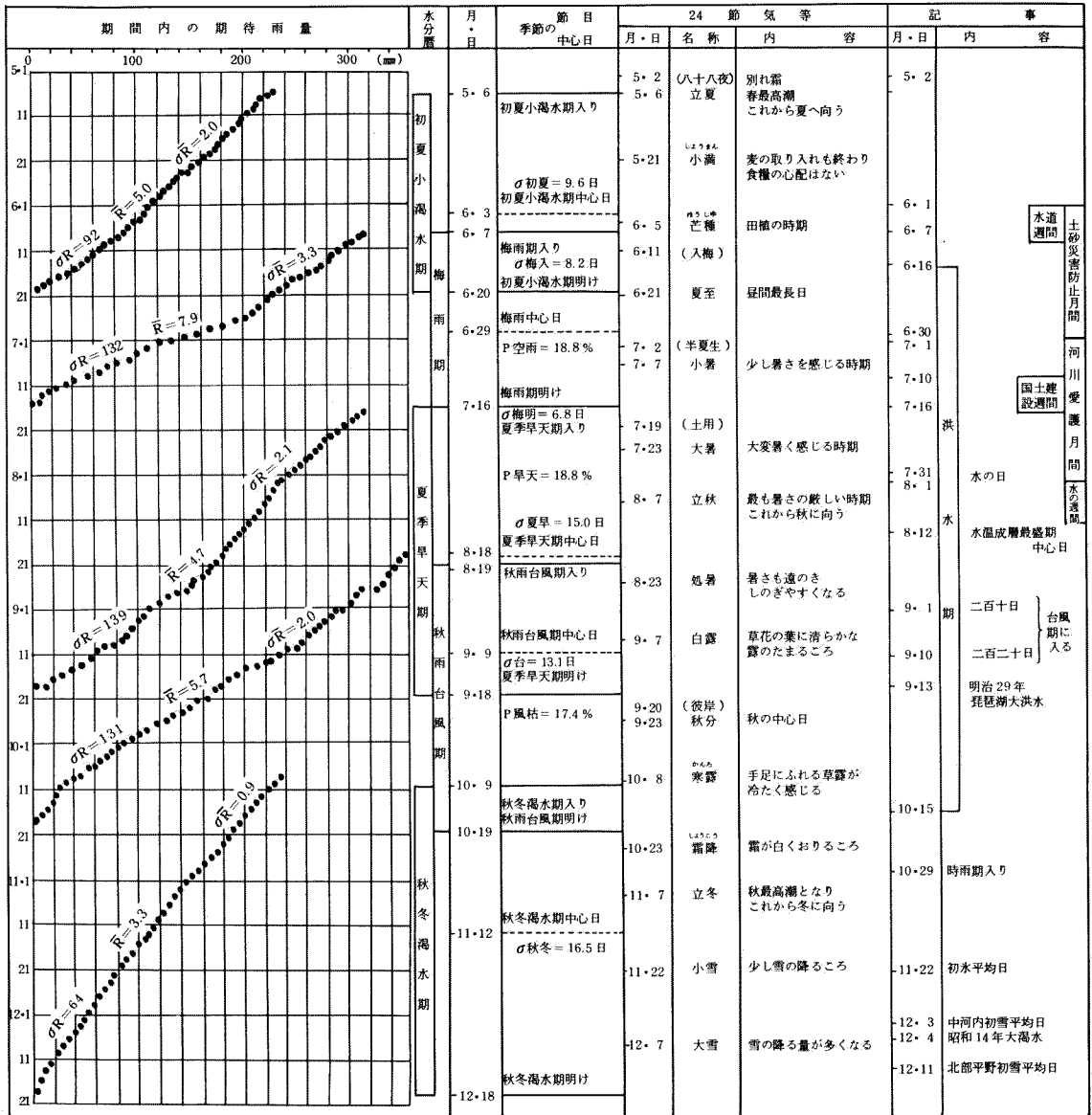
季 節	期 間 内 平 均 日 雨 量				期 間 内 平 均 雨 量 の 標 準 偏 差
	歴 年 の 平 均 値	歴 年 の 最 大 の 値	歴 年 で 最 小 の 値	最 大 ・ 最 小 の 差	
初夏小渇水期	4.96	10.49	1.76	8.73	2.03
梅 雨 期	7.90	16.08	1.38	14.70	3.31
夏季旱天期	4.73	9.98	1.42	8.56	2.14
秋雨台風期	5.66	10.23	2.32	7.91	1.95
秋冬渇水期	3.29	6.31	1.96	4.35	0.90
降 雪 期	3.76	5.84	2.44	3.40	0.70
春季安定期	4.15	6.35	2.49	3.86	0.87
年 間 平 均	4.58	6.11	3.07	3.04	0.69

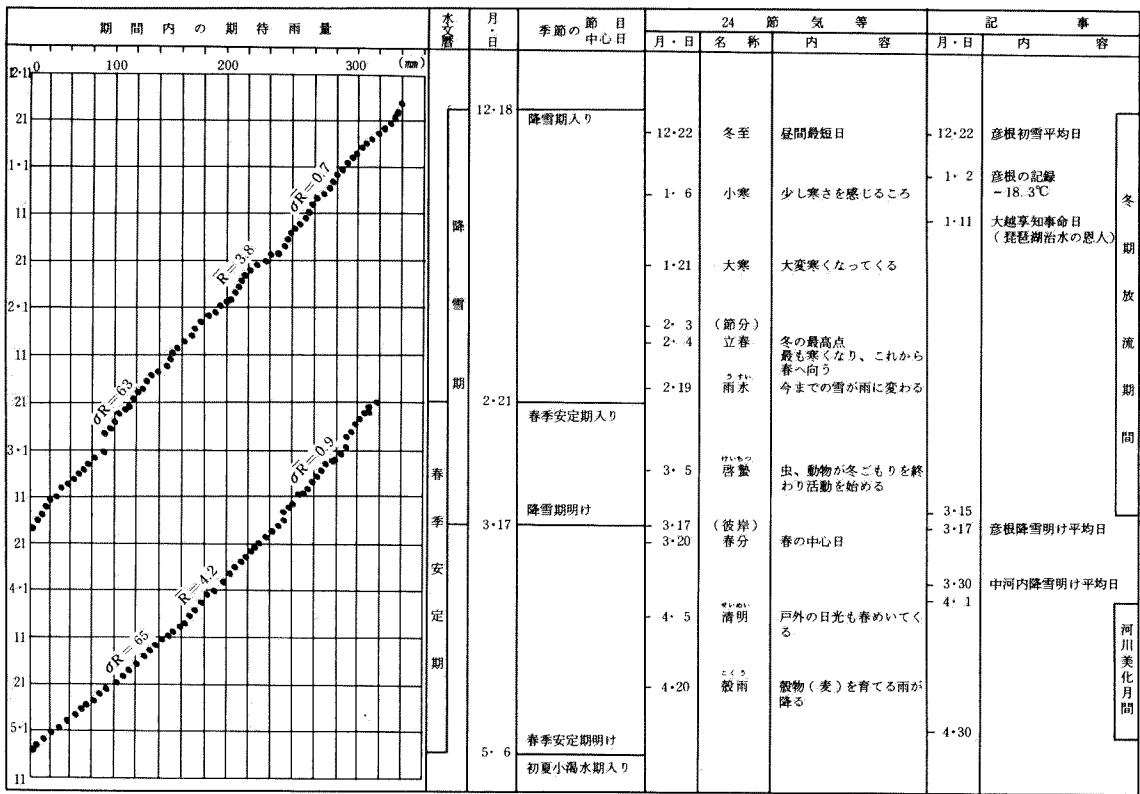
(3) 琵琶湖水文暦

梅雨期（6月7日～7月16日）、秋雨台風期（8月19日～10月19日）、および降雪期（12月18日～3月17日）は明瞭な季節区分である。これらは、いずれも琵琶湖の水管理上重要な水文現象であり、流入量の大半はこれら各期間の降水によるものである。

治水上重要な短期集中豪雨の要注意日は、暦的には、6月26日～7月3日の梅雨期末期と台風である。

表 2. 2. 5 琵琶湖水文暦





\bar{R} は期間内の平均日雨量

σ_R は期間内平均日雨量の標準偏差

σ_R は期間内平均雨量の標準偏差

σ 初夏等は各期間中心日の標準偏差

σ 梅入、 σ 梅明はつゆいり、つゆあけの日の標準偏差

P 空梅は空ツツの生起頻度

P 早天は顕著な早天気象の現われる頻度

P 風結は台風枯れの頻度

注(1) 水温成層期……水温鉛直分布において、その変化が大きく明瞭に

上下層の2層を形成する期間、北湖は8~9月に最も良くあらわ

れ、南湖には形成されない。

一方、渇水については、4つの季節区分設定ができる。このうち、秋冬渇水期は、期間降雨量は非常に安定しているものの絶対量が非常に小さい琵琶湖流域固有の現象が生起する時期である。また、過去に生起した大渇水（著しい湖水位低下）についてみると、この秋冬渇水期に先立って、空つゆ、顕著な夏季旱天、空台風の2つないし3つが連続して生起していることが特徴である。

2-3-2 流入量の季節変動

(1) 流入量の季節変動（図2.2.5）を見ると、豊水期は、春の融雪期、夏の梅雨期・台風期の3回あり、流入量は梅雨期が最も大きく、融雪期・台風期の順になっている。流出率は融雪期3, 4月（115%）・梅雨期6, 7月（75%）・台風期9月（70%）と次第に小さくなる。

これに対し渇水は5月・8月および11月にあらわれ、流入量もこの順に小さくなり、11月の渇水が最も甚だしい。一般の河川のように、冬季に渇水のあらわれないのは、季節風による降雪が、気温が高いために、冬の間でも解けて流出するからであって、これが琵琶湖水管理上の利点の一つである。

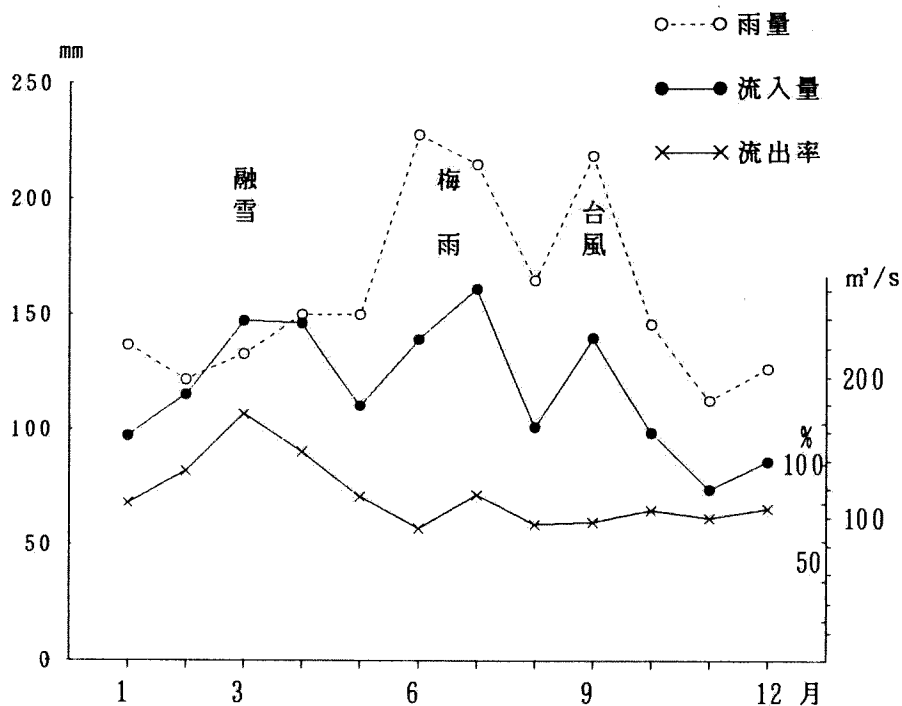


図2.2.5 琵琶湖の流入量と雨量の年変化
（統計期間：M27～S60）

(2) 琵琶湖の各月の雨量および流入量の平均・最大・最小を示すと図2.2.6のようになる。すなわち冬期および春期の流入量は安定していて、最大・最小の差は小さいが、夏期の変動は激しく、極端な高水と渇水の年がある。さらにこれを実証するために、各月の流入量と雨量の標準偏差と変動率（標準偏差の平均値に対する比）を求めると、図2.2.7のようになり、冬期は大体変動率は30%程度で一定しているが、6月～10月では流入量は50～70%、雨量は40～55%で、流入量の変動は雨量よりも激しい。

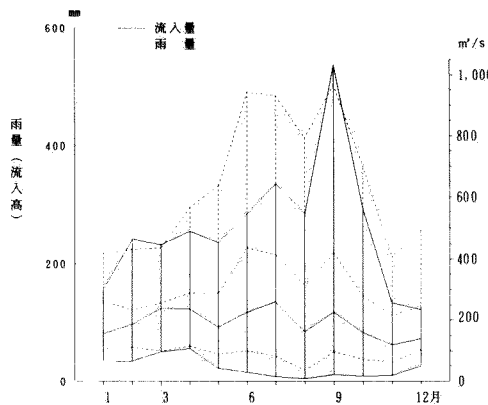


図2.2.6 平均・最大・最小流入量
と雨量（統計期間：M27～S34）

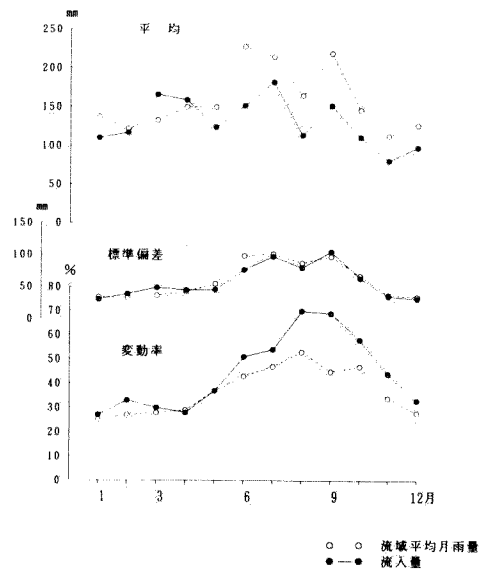


図2.2.7 琵琶湖月雨量と流入量の分散
と雨量（統計期間：M27～S32）

2-4 琵琶湖の渇水特性

2-4-1 既往渇水における水理水文状況

(1) 湖沼における渇水

一般に、渇水という言葉は、降雨がなく水が涸れることとして定義される。例えば、わが国の河川を考えると、表2.2.6に示すように河況係数が3桁の値をもっているのが普通であり、欧米の大陸河川に比べて桁違いに大きい。それだけ、河川の最大流量と最小流量の格差が大きいわけで、流量が約10 m³/sに低下することもある。このように、河川を対象とした場合には、水が涸れるという表現はまさに適切と言えるが、一方で琵琶湖を対象とした場合には、果してこのような表現が相応しいかどうかは極めて難しい。琵琶湖における過去の著名渇水においても、そこには満々と水がたたえられており、必ずしも水が涸れるという表現が相応しいとは言い切れない。ここに、琵琶湖における渇水というものの特殊性が見られる。

表2.2.6 河況係数¹⁾

(1) 日本				
水系	基準地点	最大流量(a) (m ³ /s)	最小流量(b) (m ³ /s)	河況係数 (a/b)
石狩川	石狩大橋	4,400	40	110
北上川	米沼	6,500	25	260
阿武隈川	岩沼	4,728	13	364
信濃川	小千谷	5,996	55	109
利根川	栗橋	10,208	11	928
富士川	今渡	5,600	14	400
木曾川	鎌沢	5,312	61	871
淀川	枚方	7,970	93	86
田川	玖村	4,267	4	1,067
吉野川	池田	10,126	2	5,063
(2) 外国				
水系	基準地点	最大流量(a) (m ³ /s)	最小流量(b) (m ³ /s)	河況係数 (a/b)
ミシシッピ-河	カンサス	20,830	227	75
セイヌ河	パリ	1,652	48	34
ライン河	ケルン	10,000	660	16
テムズ河	ティントン	103	13	8
エルベ河	メルニック	4,300	38	113
ドナウ河	ノイブルグ	2,100	125	17
ローヌ河	サンモリス	636	18	35
ナイール河	カイロ	12,000	400	30
ウェーゼル河	バーデン	4,600	73	63

(注) 1. 日本諸河川の河況係数は昭和34年～昭和43年の流量年表などによる。
2. 外国諸川の河況係数は宮本武之輔「治水工学」による。

湖沼における渇水の定義を、改めて一般論的に整理すると、概ね次の3つの視点から捉えることができる。

- ① 自然現象としての小雨、小流入量を指す場合
- ② 水源池的性格をもつ湖沼の水位低下を指す場合
- ③ 何らかの社会・経済的被害・損失が生じた場合

①および②は自然現象的に降水量、流入量が極端に減少し、その結果として異常低水位を生じた場合を想定しており、水位回復が極めて困難な状況にあることから、水管理上も危険な状態にあると言えよう。一方、③はそのような異常低水位の結果として湖周辺および当該湖を水源池として利用している流域諸都市の社会・経済的活動に何らかの支障が生じた場合を想定しており、時代的変遷に伴って流域社会の耐渇水性が変化した場合には、同一規模の水位低下においても、発生する被害の程度は大きく異なる。

いずれにしても、水管理上は時点時点の流域社会の耐渇水性を前提として、異常小雨・流入量とその結果としての水位低下に対してどのように対応するかが大きな問題として指摘され、そのためには過去の水位低下時における水理水文特性を適確に整理把握し、さらに当時の貴重な経験を実管理に反映させることが重要と考えられる。

ここでは、このような考えのもとに、また本研究の本来の主旨から、特に①、②を中心として琵琶湖の渇水特性について考察を加えるものとする。

その統計的解析を元に琵琶湖の渇水

(2) 琵琶湖における既往渇水とその特性

① 琵琶湖への流入量が平均的に少ないのは夏から秋にかけての夏季旱天と秋冬渇水期であるが（図2.2.8参照）、累積効果という面からみると、空梅雨、顕著な夏季旱天、空台風の2つないし3つが連続したケースが大きな渇水となっている。

表2.2.7に既往の名渇水の内容を整理したが、史上最低水位を記録した昭和14年（琵琶湖水位-1.03m）およびその他のいわゆる渇水ではこれら二者ないし三者が継続して発生している。

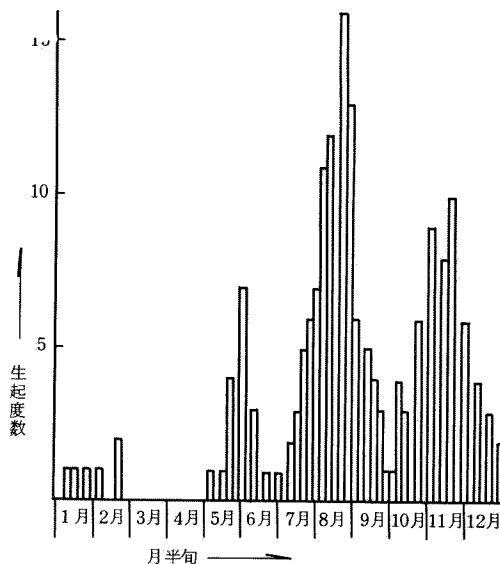


図2.2.8 最小流入量（年第1位、2位）の生起度数分布

表2.2.7 既往の渇水パターン

名称 型別	内 容	該 当 年
I. 長期的 渇水型	春から晩秋に至るまでの約半年間空梅雨、台風枯れが続き、平均して降水量が少く長期的な渇水	1894年（明.27） 1939年（昭.14） 1973年（昭.48）
II. 平均的 渇水型	梅雨を除く、平均的に降雨がなく長期的渇水型を少し緩和した型	1901年（明.34） 1934年（昭.9） 1927年（昭.2） 1940年（昭.15） 1933年（昭.8） 1967年（昭.42）
III. 空梅雨 渇水型	梅雨期に極端に降雨が少く、春または夏もやや降水量の少い型	1924年（大.13） 1947年（昭.22） 1929年（昭.4） 1948年（昭.23） 1944年（昭.19）
IV. 台風枯 れ渇水型	台風による降雨がなく秋から初冬にかけて渇水が続く型	1962年（昭.37） 1978年（昭.53） 1969年（昭.44） 1984年（昭.59） 1986年（昭.61）
V. 酷暑 渇水型	夏渇水型夏から初秋にかけて降水量の少い型	1922年（大.11） 1964年（昭.39） 1942年（昭.17） 1951年（昭.26）

② 渇水の発生頻度を水文暦から見ると、以下の傾向が指摘できる。

- 1912年～1980年までの69年間の彦根地方気象台の梅雨期の雨量を用い、空梅雨年の定義として「梅雨期間内の平均日雨量が年平均日雨量の歴年平均値4.58mm（69年間）にも満たない年」とすると、13箇年となり、生起確率は5.3年に1回となる。
- また夏季早天期の平均日雨量が3mm未満の年を抽出すると69年間で13ヶ年となる。このうち、空梅雨と夏季早天気象が重複して現れた年は4ヶ年あり、空梅雨の年には30.7%の頻度で顕著な夏季早天気象が現れる。
- さらに、夏季早天気象の顕著な年に寡秋雨となった年は10ヶ年あり、これから、顕著な夏季早天気象が現れた年には、76.9%の高確率で寡秋雨となる。

表 2. 2. 8 既往渇水における水位低下と流域平均雨量

年月日	鳥居川水位	(単位mm/月)												年合計		
		年	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11	12
S. 14. 12. 4	- 103	1939	昭. 14	161	95	170	132	76	133	73	69	150	118	86	89	1352
S. 26. 11. 9	- 67	51	26	78	97	86	172	142	151	372	47	100	93	173	116	1627
S. 27. 3. 15	- 49	52	27	130	118	135	186	150	300	424	56	219	134	97	83	2032
S. 28. 2. 24	- 67	53	28	143	149	149	66	262	350	472	186	472	69	103	117	2538
S. 29. 2. 26	- 90	54	29	147	97	96	137	215	506	226	119	380	68	90	133	2214
S. 30. 2. 20	- 74	55	30	163	161	162	208	164	158	193	153	153	204	92	83	1894
S. 31. 2. 29	- 84	56	31	130	135	185	137	234	307	229	192	292	139	100	154	2234
S. 32. 4. 1	- 51	57	32	100	108	122	186	175	213	385	198	294	67	56	79	1983
S. 33. 3. 4	- 73	58	33	146	115	108	176	110	155	197	302	284	181	107	156	2037
S. 37. 12. 31	- 80	62	37	191	74	56	193	167	408	292	188	65	106	51	97	1888
S. 38. 1. 3	- 85	63	38	168	88	109	139	324	280	175	240	101	97	71	74	1866
S. 42. 10. 25	- 60	67	42	243	107	167	306	105	134	309	98	96	230	112	58	1965
S. 44. 11. 26	- 49	69	44	94	128	136	115	110	349	269	178	83	67	91	72	1692
S. 45. 1. 5	- 53	70	45	142	111	122	158	163	361	137	103	233	94	140	178	1942
S. 48. 9. 3	- 56	73	48	140	131	30	169	122	171	50	116	181	166	71	64	1411
S. 52. 11. 2	- 58	77	52	112	114	225	136	101	193	68	88	165	59	165	141	1567
S. 53. 11. 29	- 73	78	53	102	119	121	124	82	308	41	71	195	83	95	89	1430
		84	59	148	127	104	96	109	270	183	57	98	70	45	133	1442
S. 60. 1. 26	- 95	85	60	107	157	180	169	151	445	233	58	240	72	125	124	2061
S. 61. 12. 11	- 88	86	61	105	109	183	139	204	249	360	31	95	95	60	133	1763
		1894-1980	87年間平均	139	122	133	150	148	230	214	167	231	145	111	127	1916

2-4-2 渇水規模の評価に関する考察

(1) 渇水規模の評価における諸問題

2-4-1において述べたように一般論としては、「渇水」という用語は様々な場面を指しており、かつ、曖昧に使用されている面が見られる。このため、「渇水規模の評価」といった場合にも、それぞれの状況に側して評価可能でもあり、逆に対象とする「渇水」を適切に捉えることを阻害することにもなっているようである。

また、渇水は洪水と違って、長期間継続することによって被害が生じ、また影響も広範囲にわたる時空間特性をもっている。一方で、近年の水利利用の高度化・多様化に伴って、渇水による影響の多面化・複雑化・深刻化を生じており、琵琶湖、淀川流域を含め水需要の逼迫している大都市ではその傾向は著しい。このことは、渇水規模の評価を複雑・困難にしている要因となっていると考えられる。

(2) 渇水規模の評価における琵琶湖渇水の特徴

本項では、渇水規模の評価をする上での問題点、琵琶湖渇水の特徴について考察し、渇水を階層構造的に把握した上で、規模評価の考え方を整理し、琵琶湖の既往事例に適用し、その特質を検討する。

琵琶湖・淀川流域における渇水規模の評価に当たっては、琵琶湖が巨大な湖沼であることから、他の水系の渇水状況と異なった特質を考慮しなければならない。この渇水規模の評価に際しての琵琶湖・淀川流域特有の要素は概ね以下の点であると考えられる。

- ① 琵琶湖水位の1cmが700万 m^3 に相当するように、巨大な水資源を有するものであるにもかかわらず、水資源総量の捉え方が難しい。
- ② 淀川下流域にとっては、渇水流量の大半を琵琶湖に依存しているが、一方琵琶湖の洗堰による調節作用により、湖水位から見た渇水の影響が具体的に現われるのは冬期になるのが大半である。
- ③ 琵琶湖からの流出（淀川本川への放流）は、洗堰、宇治発電所取水の

2ヶ所からであるが、実効的な放流量調節は洗堰1ヶ所であり、それが淀川本川流量を決定付ける。

(3) 渇水を表わす指標の考察

渇水は、小雨といった自然的事象から、渇水被害額といった社会的事象まで、一連の流れの中で捉えられる。これを、階層構造的に見ると、気象レベル、水文レベル、水管理レベルおよび社会・経済的レベルといった階層に分割することができる。

それぞれの階層ごとに渇水を表わす指標としては、表2.2.9のようなものが考えられるが、気象レベルに向かうに従って自然的要素が、社会・経済的レベルに従って人為的要素が、それぞれ比重を増していることは明らかである。

表2.2.9 階層を表わす指標

階層	自然的要素 人為的要素			
	気象レベル	水文レベル	水管理レベル	社会・経済レベル
淀川	降雨量	河川流量	有効流量 不足%・日	渇水被害額
湖沼 (琵琶湖)	降雨量	琵琶湖流入量 (逆算流入量)	琵琶湖水位 琵琶湖放流量 不足%・日	渇水被害額

渇水問題は、小雨といった危険事象から、結果としての被害までを気象、水文、水管理、社会・経済レベルといった階層構造として捉え、システム論的に分析することは重要である。これによって、各指標の因果関係が説明され、最終的に渇水規模も総合的・体系的に確率評価されるものと考えられる。しかしながら、この渇水規模の総合的・体系的な確率評価は、研究レベルとして緒についたばかりであり、実際の水管理への応用は今後の研究成果に期待するところが大きい。

したがって、現時点では人為的な影響の入っていない気象レベル、水文

レベルで渇水の程度を議論することが妥当と言えよう。

(4) 渇水規模の評価方法

ここでは、実際の水管理への応用、とくに水文予測システムへの応用という観点から、気象、水文レベルで渇水規模をマクロ的に確立する方法として、生起確率評価法および渇水持続曲線法を取上げることとする。

a. 生起確率評価法

生起確率評価法²⁾は、渇水現象を最小値分布として扱え、ある非超過確率に相当する年最小値でもって渇水の厳しさを表す指標とするものである。すなわち超過現象（降雨量、逆算流入量等）の最小値分布は順序統計量の最小値分布の極限形式として得られるものであり、Weibull分布に従うものとして、以下の分布関数が最小値（渇水雨量）問題に利用できることをGumbelが提唱したものである。

$$G(x) = e^{-x} \quad \dots\dots (2.1)$$

$$\xi = a \log \frac{x+b}{x_0+b} \quad (-b < x < \infty; a) \quad \dots\dots (2.2)$$

ここに、 $G(x)$ は x の超過確率を意味し、 x_0 、 a 、 b は定数である。その分布関数の特性をまとめると、再現期間 (Return Period) T は、

$$T = \frac{1}{1 - G(x)} \quad \dots\dots (2.3)$$

また、確率渇水雨量 x を求めるには、ある確率に対応する事を設定し、

(2.2)式より、

$$\log(x+b) = \log(x_0+b) + \frac{1}{a} \xi \quad \dots\dots (2.4)$$

となる。

b. 渇水持続曲線法

生起確率評価法では渇水の持続期間、不足量、地域等の重要な問題を表現できない。これに対して、吉川・竹内³⁾は、さらに確率降雨強度式と類似の概念を導入し、渇水を移動平均日降水量の年最小値という水文量で捉え渇水特性曲線 (DDC ; Drougt Duration Curve) 法を提案した。

それによると、j 年の m 日移動平均降水量の最小値 $x_j^{(m)}$ は、次式で与えられ、j 年における渇水持続曲線は m を変数として求められる。

$$x_j^{(m)} = \min_{365 \cdot (j-1) + 1 \leq i \leq 365 \cdot j} \{ r_i^{(m)} \} \quad \dots\dots\dots (2.5)$$

ここに、 $r_i^{(m)}$: i 日における m 日移動平均降水量。

$$r_i^{(m)} = \frac{1}{m} \sum_{k=i-m+1}^i r_k \quad \text{ただし} \quad i > m-1 \quad \dots\dots\dots (2.6)$$

r_i : i 日目の降水量

また、 $x_j^{(m)}$ の非超過確率は、観測年数 N 年として求めた順序統計を $y_k^{(m)}$ として、次式で与えられる。

$$P_{kj} = k / (N+1) \quad \dots\dots\dots (2.7)$$

ここに、

$$y_1^{(m)} \leq y_2^{(m)} \leq \dots\dots \leq y_k^{(m)} (= x_j^{(m)}) \leq \dots\dots \leq y_N^{(m)}$$

これにより、逆に非超過確率 P (危険率 p) での降雨量 $X^{(m)}$ を求めることが可能となり、m を変数として非超過確率 P の渇水持続曲線が得られる。

(5) 琵琶湖における渇水規模の評価の適用

ここでは、先に挙げた生起確率法および渇水持続曲線法を用いて、実際の水管理の立場から、琵琶湖における渇水規模の評価を試みることにする。

また、渇水規模評価の指標としては、データの蓄積が豊富であることから、流域降雨量を使用することとした。

1) 生起確率法の適用

琵琶湖流域の水文暦は表2.2.10に示す7期に分けて考えられており、渇水の原因としては空梅雨、夏季早天、初夏小渇水期、台風枯れおよびそれらの組合せ出現が経験的に知られている。

表2.2.10 琵琶湖の水文暦

季節	期	間	中心日
梅雨期	6月7日	～ 7月16日	6月29日
夏季早天期	7月16日	～ 9月18日	8月18日
初夏小渇水期	5月6日	～ 6月3日	6月3日
秋雨台風期	8月19日	～ 10月19日	9月9日
秋冬渇水期	10月9日	～ 12月18日	11月12日
春季安定期	2月19日	～ 5月6日	—
降雪期	12月18日	～ 3月17日	—

これは、表2.2.11に示した1962年から1980年における期間内平均日雨量の最大最小の差を見ても、この期間の変動幅が大きく、渇水を生起する要因であることが裏付けられる。

表2.2.11 時期別平均日雨量の変動巾

季 節	期 間 内 平 均 日 雨 量 [mm]			
	平 均	最 大	最 小	最大-最小
梅 雨 期	7.90	16.08	1.38	14.70
夏季旱天期	4.73	9.98	1.42	8.56
初夏小渇水期	4.96	10.49	1.76	8.73
秋雨台風期	5.66	10.23	2.32	7.91
秋冬渇水期	3.29	6.31	1.96	4.35
春季安定期	4.15	6.35	2.49	3.86
降 雪 期	3.76	5.84	2.44	3.40
年 間 平 均	4.58	6.11	3.07	3.04

したがって、実際の水管理においては、梅雨期、夏季旱天期、秋冬渇水期の水文状況およびこれらが組合わさったものとして年間の水文状況を検討することは重要である。

以上の観点から、年間、梅雨期、夏季旱天期、秋冬渇水期ごとに主な渇水年の生起確率を求めると表2.2.12のとおりとなる。これによると以下のことが考察される。

① 年間雨量規模の評価

昭和14年の大渇水は年間雨量が1352mmで、推定式に当てはめると、約94年に一度の生起確率となる。また昭和48年渇水は年間雨量が1411mmで40年に一度の確率である。因に、昭和59年度渇水は年間雨量でみると1440mmで約28年に一度の生起確率となる。

② 季節別渇水雨量規模の評価

イ) 梅雨期

空梅雨現象について同様の渇水雨量解析を行った。昭和19年の渇水が5～7月の雨量が270mmで107年に一度の生起確率となる。昭和59年渇水は台風枯れ（寡秋雨）によるもので、5～7月には562mmの降雨があり、2年に一度程度の生起確率である。

ロ) 夏季旱天期

夏季旱天期現象については、昭和53年渇水が112mmと最も顕著な旱天現象を呈しており、確率評価をすると約112年に一度の規模となる。昭和59年渇水は7、8月に240mmの降雨量があり、約6年に一度の確率と評価される。

ハ) 秋冬渇水期

昭和59年度渇水は典型的な秋冬渇水で、昭和59年9月～翌60年2月の6箇月間の降雨量は610mmであり、約40年に一度生起する規模として評価される。既往渇水の内では、昭和37年度に575mmと最も当該期間の雨量が少なく179年に一度生起する規模と評価され、また、昭和22年度は620mmで約30年に一度の規模である。

表2.2.12 琵琶湖流域渇水雨量規模評価のまとめ

単位：mm

渇水年	空梅雨渇水 (5、6、7月)			夏季の旱天型渇水 (7、8月)			秋冬渇水 (9～2月)			年(年)間渇水		
	降雨量	規模評価		降雨量	規模評価		降雨量	規模評価		降雨量	規模評価	
		確率	備考		確率	備考		確率	備考		確率	備考
1913	423	6		223	8		841	2		1777	3	
1922	396	7		288	4		965	1		1846	2	
1924	405	7		156	27	③	760	4		1444	27	⑤
1929	361	11	⑤	311	3		1104	1		1771	3	
1930	738	1		454	1		820	2		1895	2	
1933	367	11		278	4		1044	1		1794	3	
1939	282	68	②	142	39	②	829	2		1352	94	①
1940	467	4		369	2		662	12	④	1664	5	
1942	426	45	③	242	6		856	2		1741	4	
1944	270	107	①	318	3		1001	1		1797	3	
1947	469	4		206	10	⑤	620	30	③	1449	26	
1951	665	1		419	2		730	5	⑤	1627	6	
1962	867	1		480	1		575	179	①	1888	2	
1965	947	1		415	2		1314	1		2491	1	
1967	548	2		407	2		820	2		1965	2	
1973	343	16	④	166	21	④	783	3		1411	40	②
1978	431	5		112	112	①	774	3		1430	32	③
1984	562	2		240	6		610	40	②	1440	28	④

※ 確率は再現期間年数で表示した。 ※備考欄は18渇水事例内の順位で5位までを記した。

2) 渇水持続曲線法の適用

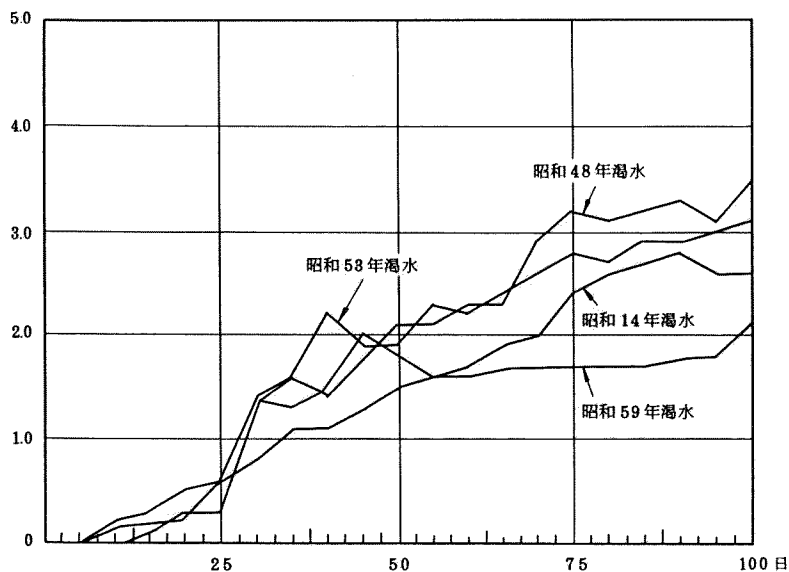
a. 既往著名渇水の渇水規模の評価

過去の著名な渇水として昭和14年渇水、昭和48年渇水、昭和53年渇水および昭和59年渇水の年間渇水持続曲線を求めたものが図2.2.9である。

これによると、いずれの事例も25日移動平均までは差異がなく、小雨による渇水の生起を裏づけているようであるが、長期になるに従って昭和59年渇水は連続して降水量が少なくなっており、渇水規模が大きかったことがわかる。

ついで昭和14年渇水、昭和53年渇水、昭和48年渇水となるが、とくに、昭和14年渇水では50日から70日移動平均降雨量が前後と比較して低下する特徴を示している。

降水量 (MM/DAY)



(単位: mm/day, %)

移動平均 日数 渇水年	5日 雨量 (確率)	10日 雨量 (確率)	15日 雨量 (確率)	20日 雨量 (確率)	25日 雨量 (確率)	30日 雨量 (確率)	60日 雨量 (確率)	90日 雨量 (確率)
昭和14年	0.0(-)	0.2(22)	0.3(10)	0.5(26)	0.6(16)	1.4(38)	1.7(38)	2.8(22)
昭和48年	0.0(-)	0.2(22)	0.1(4)	0.3(15)	0.3(4)	1.3(32)	2.3(32)	3.3(53)
昭和53年	0.0(-)	0.1(15)	0.2(7)	0.2(11)	0.6(16)	1.4(38)	2.2(38)	2.9(25)
昭和59年	0.0(-)	0.0(-)	0.1(15)	0.4(21)	0.5(14)	0.8(12)	1.6(12)	1.8(1)

図2.2.9 年間渇水持続曲線による既往渇水の規模検討

b. 非超過確率別渇水持続曲線の適用

1912年から1984年までの流域平均日降雨量に基づき年間、梅雨期、夏季旱天期および秋冬渇水期ごとに危険率別の渇水持続曲線を求めたものが、図2.2.10～図2.2.13である。年間の渇水持続曲線についてみると、例えば5日間の移動平均降水量はいずれの確率をもってしても0.0mmであり、10日間移動平均降水量についてみると45%の危険率になって初めて0.1mmの降水量が期待できることになる。さらに3半旬期間の移動平均降水量の期待値は15%確率で0.1mm、50%確率で0.4mmとなる。30日間では5%の危険率で0.4mmの日降雨量が期待でき、50%、すなわち2年に一度程度の危険率で1.5mmの日降雨量が期待できることになる。さらに100日移動平均降水量でみると、危険率5%で2.5mm、10%で2.6mm、さらに25%では3.0mmの日降水量を期待できることになる。

また梅雨期夏季旱天期、秋冬渇水期別にみると、それぞれ次の特徴がある。

① 梅雨期の渇水持続曲線

年間を通じての渇水持続曲線に比べ、日降水量の期待値が大きくなる。

② 夏季旱天期の渇水持続曲線

夏季旱天期においては他の季節に比べ、最も日降水量の期待が大きくなっているにもかかわらず、夏季の旱天期に渇水の生起頻度が高いのは、湖面からの蒸発散が旺盛なのと農業用水需要が大きく影響していると考えられる。

③ 秋冬渇水期の渇水持続曲線

本来、琵琶湖流域は秋冬渇水期に最も寡雨となるとされているが、本計算結果によると、移動平均日数が75日程度までは年間を通じての渇水持続曲線について日降水量の期待値は低いが、75日以上移動平均日数でみると、梅雨期の渇水持続曲線よりも日雨量の期待値が大きくなる傾向を示している。

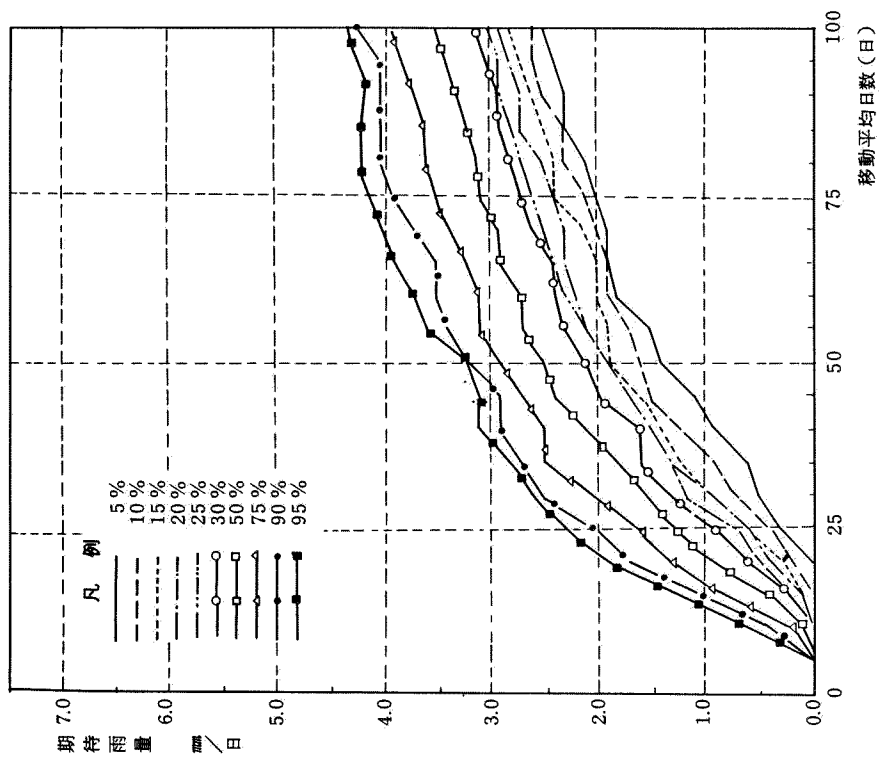


図 2.2.10 年間を通じての渇水持続曲線

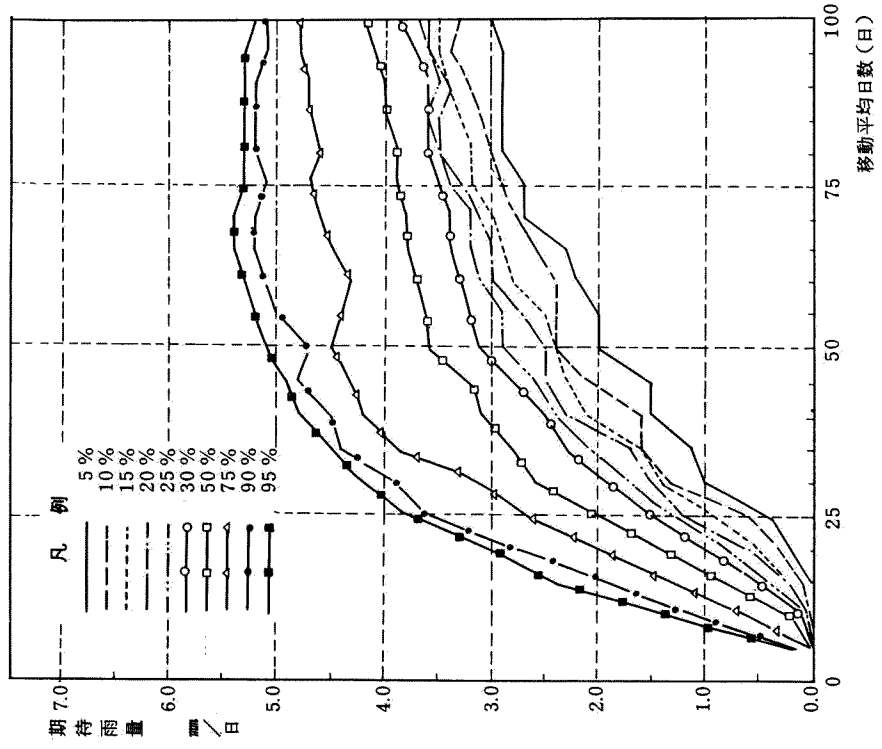


図 2.2.11 梅雨期の渇水持続曲線

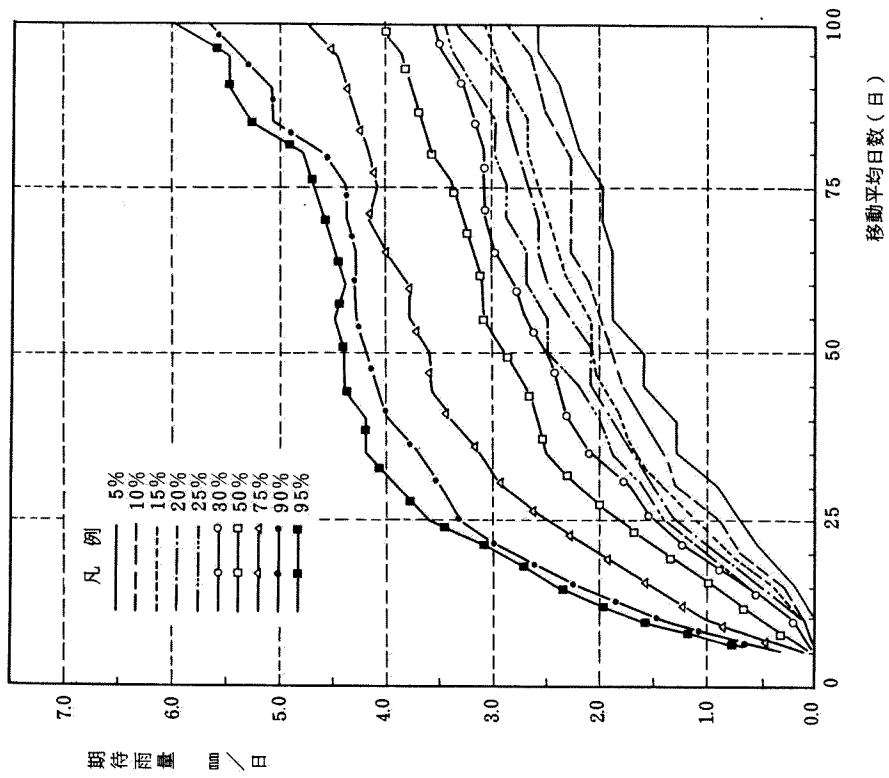


図 2.2.13 秋冬期の渇水持続曲線

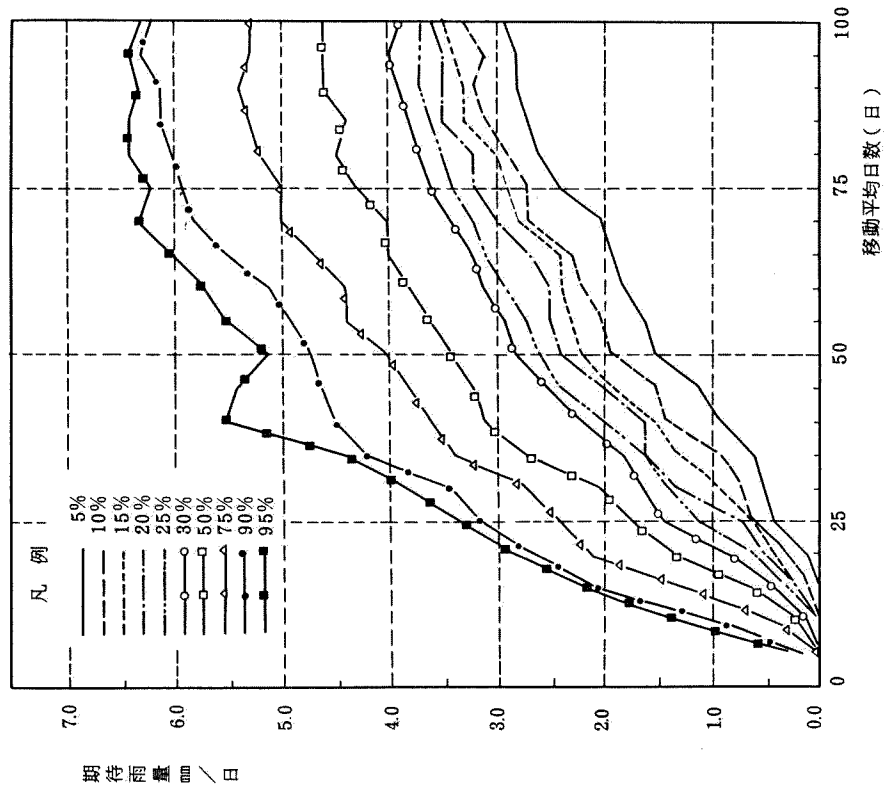


図 2.2.12 夏季早天期の渇水持続曲線

3) 渇水規模の評価の適用に関する考察

従来使用されてきた、生起確率手法による渇水規模の評価は、河川計画
上重要な指標であり、実管理の上からも渇水規模を捉える上で、重要であ
ることに変わりはない。

一方、渇水持続曲線法による渇水規模の評価は、期間長によって渇水の
持続性を捉え、かつ確率論的に評価できる点で、有用な指標となっている。

したがって、これらの指標の長所をいかす形で利用すれば、より一層渇
水規模を実際の水管理の立場に立って多面的に的確に表現されるものと考え
られる。

第3節 長期水管理に関する分析

3-1 琵琶湖水位の季節変動

(1) 年平均水位および最高・最低水位の経年変化

明治初年以来低下の一途をたどり、平均水位は85年間に約0.8m低下している。しかも水位の低下は段階的であって、1900年頃まで、1920年頃まで、1940年頃まで、現洗堰設置頃まで、およびそれ以降と大体5つの時代に区分することができる。これらの時代の境界にはそれぞれ、旧洗堰の設置、宇治川筋の志津川および大峯発電所の運転開始、河水統制による冬期放流の実施、現洗堰の設置と、洗堰操作上の大きな変化が介在している。しかし、また明治31. 33. 34年、大正11. 13年、昭和14. 15年等の大きな渇水が関係していることも重要である。

(2) 上述の5つの期間別に、

1) 月単位での平均洗堰放流量および変動幅の累年平均

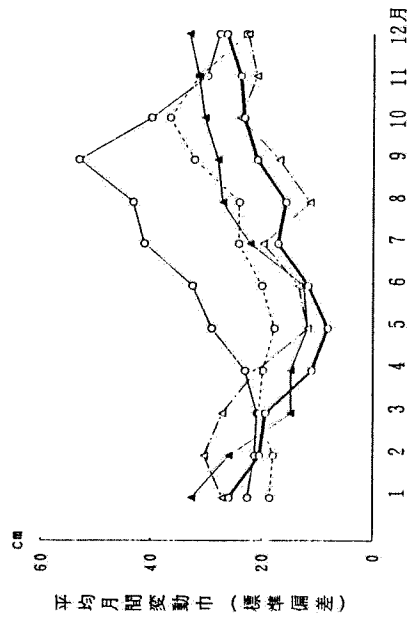
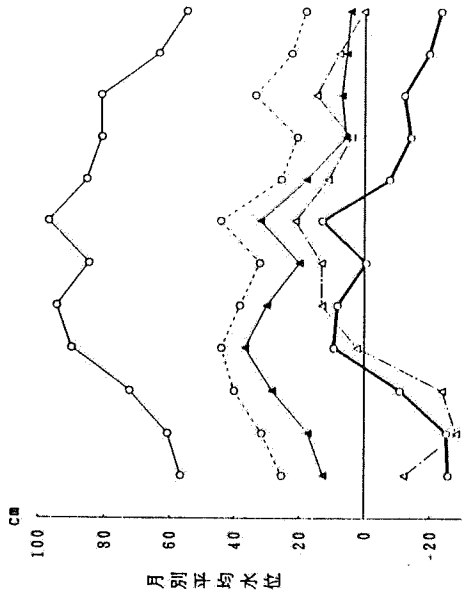
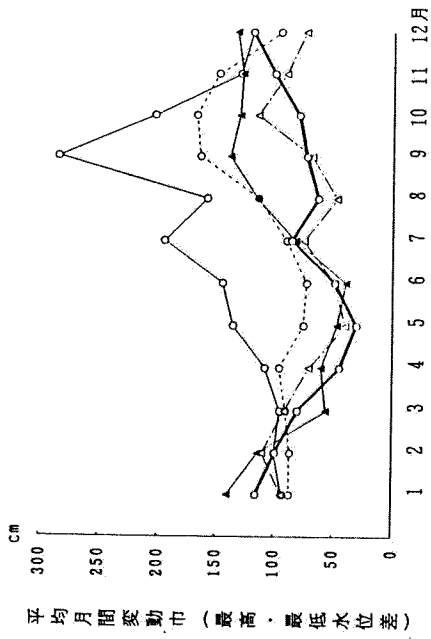
2) 月単位での琵琶湖の平均水位および変動幅（最高・最低水位の差）の累年平均を求め、琵琶湖流入量、洗堰操作およびその結果としての琵琶湖水位の季節変動について考察すると、以下のような傾向が認められる。

① 旧洗堰の設置後、瀬田川疎通力の増加と洗堰の操作によって、平均水位は約0.5m低下し、4月・7月および10月の年3回の豊水期に対応する平均水位の山は明瞭となっている。

② また、河水統制後の冬期の水位低下は、冬期放流の実施に伴うものであって、水位の変化には瀬田川の浚渫と洗堰の操作が大きく関係している。

湖水位の安定性を示す変動幅を見ると、近年になるほど小さくなっているが、一方で放流量の変動幅は季節によって異なるものの増大の傾向にある。

このことは、管理技術の向上に伴って変動の大きい降雨量、流入量の季節変化に対応した適確な洗堰操作が行われた結果、水位の安定化が図られていることを示しているものと言えよう。



- I ○—○ M. 7 ~ M. 36 (洗濯設置前)
- II ○- - - - - M. 37 ~ T. 15 (洗濯設置後)
- III ▲—▲ S. 2 ~ S. 17 (河水統制前)
- IV △- - - - - S. 18 ~ S. 35 (河水統制後)
- V ○—○ S. 36 ~ S. 60 (新洗濯設置後)

図 2. 3. 1 琵琶湖の平均水位・変動巾の年変化

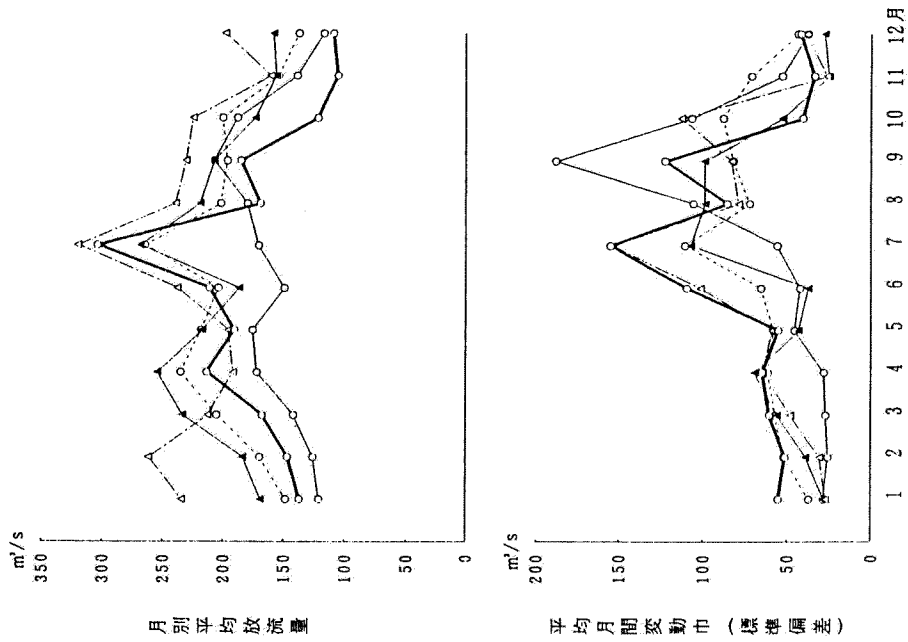


図2.3.2 琵琶湖の平均放流量・変動巾の年変化

3 - 2 既往渇水時における洗堰操作の事例分析

(1) 現洗堰操作のプロフィール

昭和36年（4月現洗堰完成）～昭和60年の主な瀬田川洗堰放流変更ケースを下表にまとめる。これによると、25年間で9月初めから1月末にかけて最低湖水位が-50cm以下になった年は、次の8事例である。

- i) 昭和37年9月はじめ～38年3月中旬 (38年1月3日 -85cm)
- ii) " 38年9月上旬～39年2月上旬 (38年1月9日 -61cm)
- iii) " 42年10月後半 (42年10月25日 -60cm)
- iv) " 44年11月はじめ～45年1月末 (45年1月5日 -53cm)
- v) " 48年6月上旬～48年10月末 (48年9月3日 -56cm)
- vi) " 52年7月はじめ～53年1月末 (52年11月2日 -58cm)
- vii) " 53年7月はじめ～54年1月末 (53年11月29日 -73cm)
- viii) " 59年9月はじめ～60年2月中旬 (60年1月26日 -95cm)

現在の洗堰の操作方針では、平水時においては通常の操作は上段のゲートを上下して超流量の調節をし、下流の用水確保をはかるとともに琵琶湖の水位を調節している。また、低水時には琵琶湖周辺の被害を極力おさえるように調節することとされている。

本項では、過去の渇水の中から、昭和59年を対象として、洗堰操作の事例分析を行う。

(2) 昭和59年渇水の操作事例

図 2. 3. 3 は昭和59年度渇水時における琵琶湖の水文状況を示したものである。8月に連日真夏日が続くという猛暑の中、琵琶湖流域の降雨量も表 2. 3. 2 に示すように、平年の32%と少なかったため琵琶湖の水位は低下を続けた。

表 2. 3. 2 琵琶湖流域の月雨量

年 \ 月	7	8	9	10	11	12	1	2	3	備 考
平 年 値 (1951~1980)	253	178	236	133	101	120	141	125	131	(雨 量 : mm)
S. 1 4	73 (29)	69 (39)	150 (64)	118 (89)	86 (85)	89 (74)	184 (130)	202 (162)	90 (69)	(雨 量 : mm) (平年比 : %)
S. 5 3	41 (16)	71 (40)	195 (83)	83 (62)	95 (94)	89 (74)	143 (101)	169 (135)	122 (93)	(雨 量 : mm) (平年比 : %)
S. 5 9	183 (72)	57 (32)	98 (42)	70 (53)	45 (45)	133 (110)	107 (76)	157 (126)	180 (137)	(雨 量 : mm) (平年比 : %)
91 年 間 (M. 27~S. 59) の 順 位	38位	5位	9位	12位	3位	54位	22位	75位	84位	

しかし、7月中旬の梅雨末期のまとまった降雨により、8月の小雨、猛暑にかかわらず、琵琶湖からの放流量を順次抑制して、水需要の多い夏場を無事乗り切ることができた。しかしその後、9月に入っても猛暑は衰えず、琵琶湖の水位も急激に低下して、3日にはマイナス40cmとなった。

9月7日から10日にかけて、琵琶湖流域に約60mmのまとまった雨がおり、水位もマイナス30cmまで回復したが、18日以降は無降雨状態が半月も続いたため、瀬田川洗堰の放流量が制限されたが、一日に1~2cmの割合で水位が低下し、9月30日にはマイナス48cmに達した。このため10月に入ると、厳しい水文状況を踏まえて、取水制限についての協議がなされた。10月3日には、淀川渇水対策会議が開催され、上水10%、工水12%の第一次制限を琵琶湖水位マイナス55cmを目途として実施することが申し合わされた。

この間、琵琶湖の水位低下を極力おさえるため、洗堰放流量を最小の 5

m³/sまで制限されたが、依然水位は低下を続け、10月8日にはマイナス55cmを記録したため、同日正午より第一次取水制限が実施された。その後も若干の雨はあったが、琵琶湖水位の低下が続き、木津川水系の高山ダムおよび青蓮寺ダムから約4 m³/s程度の補給が行われたものの、残流域からの流量の減少により、淀川の流量は次第に低減してきた。

10月31日には淀川流量の減少に対処するため、第二次取水制限について協議がされた。なお、同日の琵琶湖水位はマイナス76cmを記録し、昭和53年渇水の最低水位であるマイナス73cmを下回った。翌11月1日には、淀川渇水対策会議において上水20%、工水22%の第二次取水制限の実施を11月6日から実施することが申し合わされた。淀川水系では、過去に取水制限の実施された昭和48年、52年、53年とも、実質的には第一次取水制限で終わっており、第二次取水制限は59年が初めての事態である。

8月から低下を続けていた琵琶湖水位も12月中旬にまとまった降雨があり、また下旬からは冬型の気圧配置となって湖北を中心に連日の降雪により、60年2月上旬までマイナス90cm前後で横這いの状態が続いた。この間、年末（12月28日～31日）には、上水の需要増に対応して、上水のみ取水制限が10%に緩和された。

また、1月26日に季節風の影響も加わって、マイナス95cmという昭和14年のマイナス103cmに次ぐ史上第二位の低い水位を記録した。

2月8日以降まとまった降雨があり、また融雪も影響して、琵琶湖の水位はどんどん上昇し、マイナス50cm近くまで回復した。さらにマイナス20cm近くまで回復した後、淀川渇水対策会議において、156日にわたる取水制限が全面的に解除された。

以上が昭和59年渇水における洗堰操作と取水制限等各種対策の実態である。当時の厳しい状況を確認するため、過去の代表的な渇水年である昭和14年と比較したものが図2.3.4である。台風とそれがもたらす急激な水位上昇に伴う洪水・浸水被害を軽減すべく、制限水位を保持するような形で操作しながらも、その後の異常ともいえる小雨に対応しながら、史上第一

位といわれている昭和14年渇水時の低水位を上回る水位で推移している状況を読み取ることができる。昭和14年当時と比べ、各種需要、とりわけ上水道用水や工業用水の急激な増大をみる今日、いくらかの取水制限はあるものの、その需要をほとんど満たしながら、琵琶湖の推移を保持しようと最大限の努力が払われた操作の跡がうかがわれる。

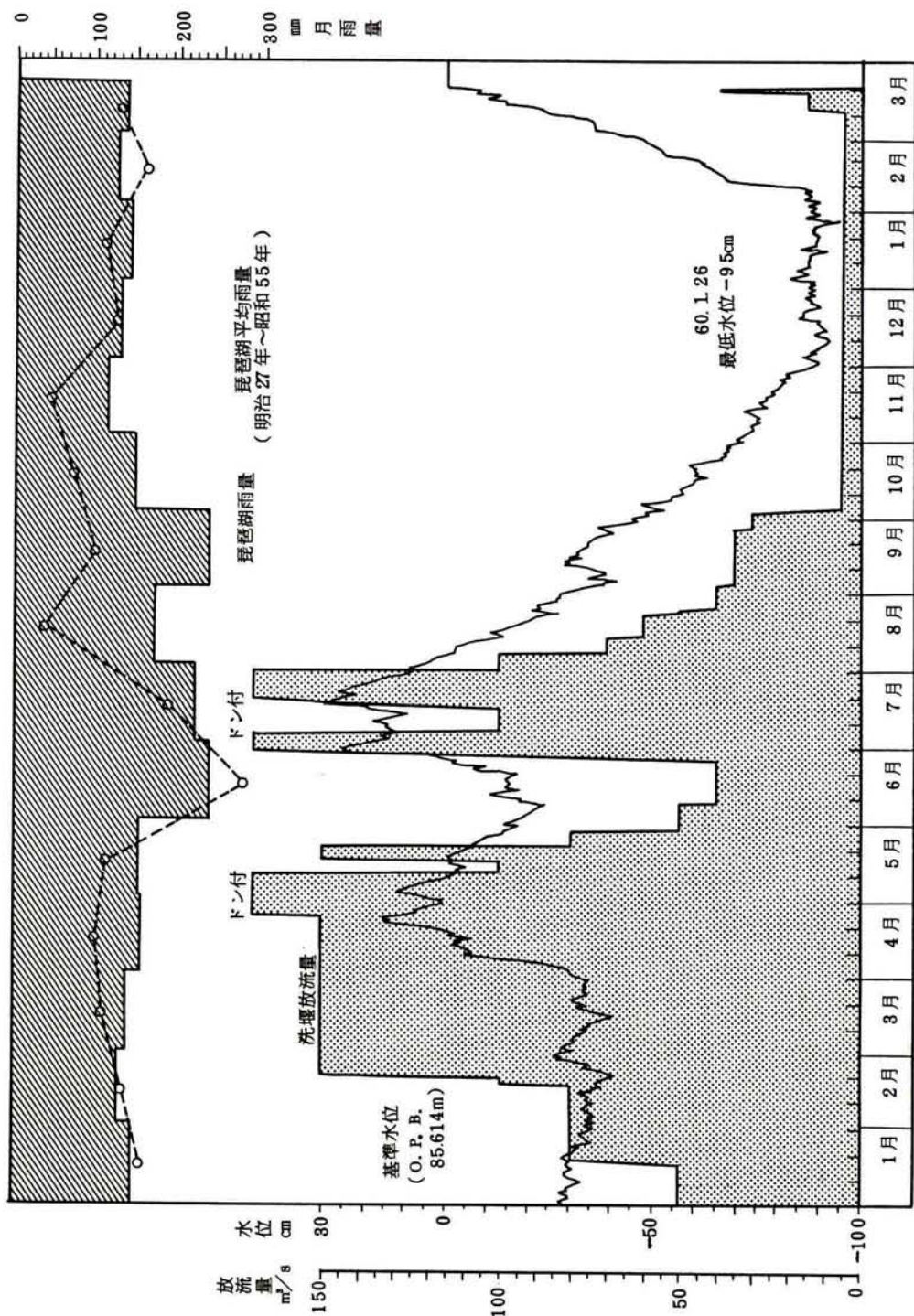


図 2. 3. 3 昭和59年渇水における琵琶湖の水利・水文状況

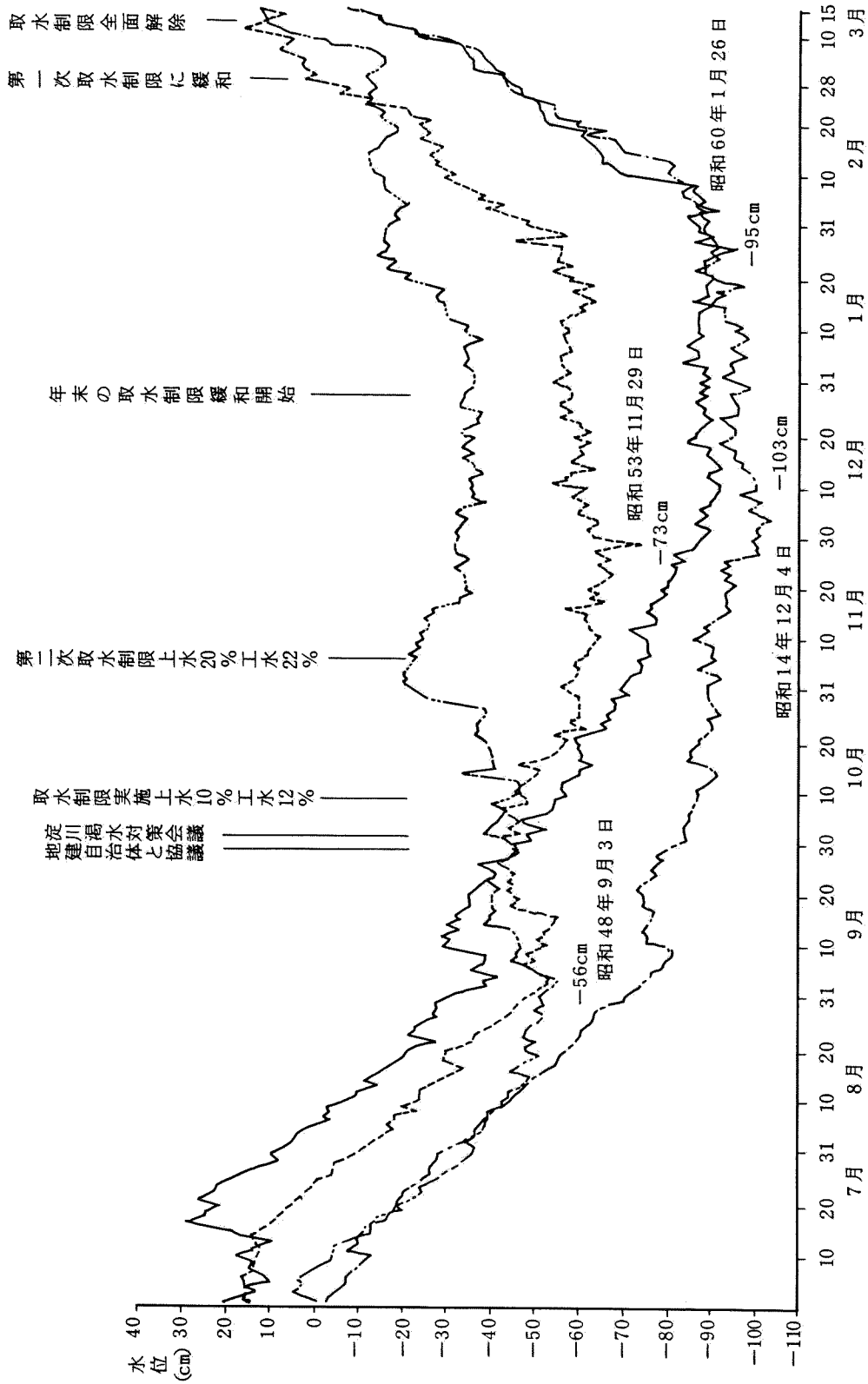


図2.3.4 琵琶湖水位（鳥居川）にみる渇水規模の比較

第4節 長期水管理に関する考え方

琵琶湖の水管理を行う上で、長期水文予測システムを利用することになるが当システムの利用に際しては水管理を行う時期（管理場面）により、長期水文予測システムの利用方法が異なったものとなることが考えられる。本節では、年間を通じてどのような管理場面が考えられるかを整理し、それら管理場面に対応した予測期間及び予測水位の精度について考察を行うこととする。

4-1 琵琶湖水管理における管理場面

年間を通じての管理場面は、時期により数パターンに分類することができる。

図2.4.1に冬期放流を行う場合に、実際の管理を行う上で生じるであろう年間の琵琶湖水位の推移を模式的に示した。

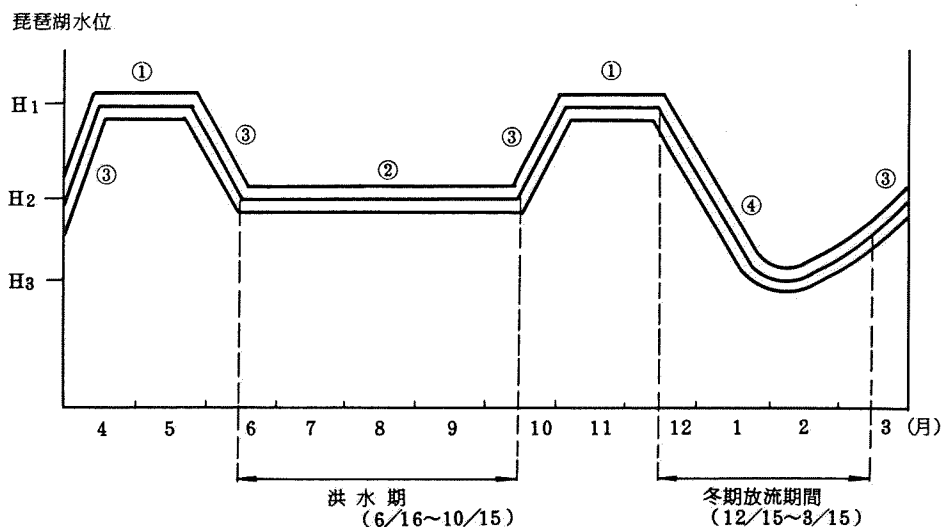


図2.4.1 琵琶湖水位の年間推移イメージ
(冬期放流期間がある場合)

管理場面としては、図2.4.1より、大きく分類して4場面ある。

管理場面①は、非洪水期であり琵琶湖の水位は、淀川水系全体の流況の安定を考慮しながら少し高目に保たれる。

管理場面②は、洪水期であり、水文暦的な季節区分でいうところの梅雨期、秋雨台風期に当たり、湖水位を洪水に備えて低目に保つ期間である。

管理場面③は、ある期間の水位を次の期間の目標となる水位まで移行する期間である。

管理場面④は、冬期放流期間である。

以上の管理場面において、目標としている水位を保つための放流量、あるいは、所定の月日に目標となる水位にするための移行時期と放流量などを決定する際に、長期水文予測システムを利用することになる。

4-2 長期水文予測モデルにおける予測期間

長期水文予測モデルにおける予測期間としては、それぞれの管理場面により予測が必要となる期間の長短と、予測を行う際に必要なインプットデータである気象条件の予測可能な期間の長さにより決ってくる。4-1で整理した管理場面において、予測を行う必要がある期間を表2.4.1にまとめた。各管理場面における期間の長さより必要な予測期間が考えられる。

非洪水期では、1ヶ月程度、洪水期では期間が長期にわたるため1ヶ月から3ヶ月、移行期では、次期の目標水位まで水位調節を行うことになるので、予測期間は比較的短期間となり旬から1ヶ月、冬季放流期間は長期間にわたるため1ヶ月から3ヶ月となる。つまり、管理場面からみた予測期間としては、短かい期間で旬、長くても3カ月あれば十分である。

一方、気象条件の予測可能な期間であるが、気象条件の予測値としては、気象庁から発表される予報及び本論文で提示する気象予測モデルによるものがある。

気象庁予報としては、現在、週間予報、1ヶ月予報、3ヶ月予報がある。また、気象予測モデルでは、後述するように旬、1ヶ月、3ヶ月の予測が可

能である。

よって、管理場面と気象条件の予測とを考慮すると長期水文予測システムにおける予測期間としては旬から3ヶ月までの期間となる。

表2.4.1 管理場面と予測期間

管理場面	時 期	予 測 期 間	備 考
①	4月中旬～5月下旬	1ヶ月	非洪水期
	11月上旬～12/15	1ヶ月	
②	6/16～10/15	1ヶ月, 3ヶ月	洪水期
③	5月下旬～6/16	旬, 1ヶ月	移行期
	10/15～11月上旬	旬, 1ヶ月	
	3/15～4月中旬	旬, 1ヶ月	
④	12/15～3/15	1ヶ月, 3ヶ月	冬期放流期間

4-3 長期水文予測システムにおける予測水位精度

琵琶湖における水管理は、通常の河川の水管理のように流水の管理ではなく、湖に貯留されている水の管理である。

つまり、流水（フロー型）の管理ではなく、貯水（ストック型）の管理とすることができる。

フロー型の水管理では、河川の流量あるいは河川への流入量が水管理上の指標となるが、ストック型の水管理では、流量あるいは、流入量よりも貯水量の把握という意味で、水位が水管理上の重要な指標となる。

従って、長期水文予測システムにおいては、最終アウトプットとして水位を求めることが重要である。

そこで当システムの開発に際しては、過去の実績を用いて計算した水位の再現精度が検討すべき項目となる。

とりわけ、再現計算による水位と実績の水位との間に生じる誤差の許容範囲の目安をつける必要がある。

また、水位の再現性について論じる場合には、ある時点の水位は、過去の流入量及び流出量から計算される水量の累積結果として決まってくるため、再現計算における水位の誤差は、再現計算期間中に生じた誤差の累積されたものとなる。

つまり、水位の再現精度を考える場合には、検討する再現期間をどの程度にするかによってその誤差の値が異なってくる。

従って、ここでは再現水位の許容誤差範囲とその検討期間を決めることとする。

まず、再現水位の検討期間であるが、長期水文予測システムにおける予測期間が旬から3ヶ月であるので、再現水位の検討期間も旬から3ヶ月の範囲となる。

しかし、検討期間が旬では期間が短かすぎることから、降雨による予測誤差が大きくなり、モデル全体による再現水位の精度を論じることが難しくなる。また、3ヶ月の期間では1ヶ月毎に精度の高い気象予測が得られるため、1ヶ月単位で予測値の見直しを行うこととなる。したがって、検討期間としては1ヶ月が適している。

一方、水位の許容誤差幅は、予測した1ヶ月後の水位と実際の水位との間に乖離が生じたときに、洗堰操作によって短期間のうちに水位の回復が容易に行える範囲とすべきである。

さて、水位の誤差は、実績の水位と比べてプラス側に生じる誤差及びマイナス側に生じる誤差が考えられる。

水位を修正するには、プラス側に誤差が生じた場合は、放流量を増大させ、マイナス側に誤差が生じた場合は、降雨を期待するとともに放流量を絞ることになる。

ここでは、水位の回復期間を半旬とし、大まかな許容誤差幅の目安をつける。まず、プラス側に誤差が生じた場合であるが、放流量として通常行われる洗堰操作として最大流量となるドン付による放流を考える。ドン付放流では、毎秒 200 m³の放流が可能であり、これだけの量を5日間放流したとすれ

琵琶湖の水位は約13cm低下する。

次にマイナス側に誤差が生じた場合であるが、琵琶湖への月別平均流入量をみると、表2.4.2に示すように毎秒118.5 m³/sから261.1 m³/sの範囲であり、水位に換算すると7.7 cmから17.0cmの範囲となる。

以上の結果より、平均して、許容誤差幅は±10cmとする。

表2.4.2 月別平均流入量 (1893年～1985年)

月	平均流入量	月	平均流入量
1月	158.0 m ³ /s	7月	261.1 m ³ /s
2月	186.5 m ³ /s	8月	159.3 m ³ /s
3月	239.2 m ³ /s	9月	224.0 m ³ /s
4月	236.5 m ³ /s	10月	158.7 m ³ /s
5月	179.4 m ³ /s	11月	118.5 m ³ /s
6月	225.1 m ³ /s	12月	138.8 m ³ /s

以上、長期水文予測システムの開発に当っては、再現精度として1ヶ月後の再現水位誤差を±10cmとなることを目安とする。

参考文献

- 1) 高橋 裕 ; 日本経済と水, 第1章 水資源の量と質, 日本評論社, 1975
- 2) 岩井, 石黒著 ; 応用水文統計学, 森北出版, 1980
- 3) 吉川, 竹内 ; 渇水持続曲線の性質とその応用, 土木学会論文報告集 第234号, 1975

第3章 長期水文予測システムの構成

第1節 概 説

前章では、琵琶湖とその集水域における水文特性を分析し、琵琶湖への流入量が明瞭かつ顕著な季節変動特性をもっており、洗堰操作による流量制御、ひいては琵琶湖の水位調節上有力な拠りどころとなることを明らかにした。しかし、梅雨明け前後（7月初旬）から降雪期（1月中旬）にかけての期間は、洪水による湖水位上昇の危険に備えて湖水位を制御しながら、同時に少雨による水位低下に対処しなければならない。そのためには水管理の実際面からみると、概ね半月ないし1ヶ月の流入量予測値が必要であり、さらに、琵琶湖水管理の代表指標として大きな社会的影響力をもつ湖水位の予測までできれば望ましい。

このような観点から、本章では、琵琶湖の長期水文予測システムの基本的構成を述べるとともに、水文予測のプロセスを明らかにする。

第2節 システムの基本的構成

前節で述べたように、水管理の実際面からは琵琶湖への流入量予測値が必要であり、さらには湖水位の予測値まで得られることが望ましい。そのためには、流域への降雨予測値を何らかの方法によって求めなければならない。流域への降雨予測値が得られたならば、これをインプットして、集水域における流出現象および人工的水循環（かんがい、水道用水等）を経て琵琶湖に流入する水量を求めることができる。さらに、この琵琶湖流入量にもとづいて湖水位の予測値を求めることになる。ただし、琵琶湖では洗堰操作によって流出量を人為的に制御しうることから、流出量すなわち洗堰からの放流量をどのように設定するかによって湖水位の予測値も異なる。

このように、琵琶湖の長期水文予測システムは、観測あるいは実験が不可能な水文現象の予測およびシミュレーションから構成されるプロセス・システムであり、その基本的構成は図3.2.1に示すように表現できよう。（第I編・第4章・第4節参照）

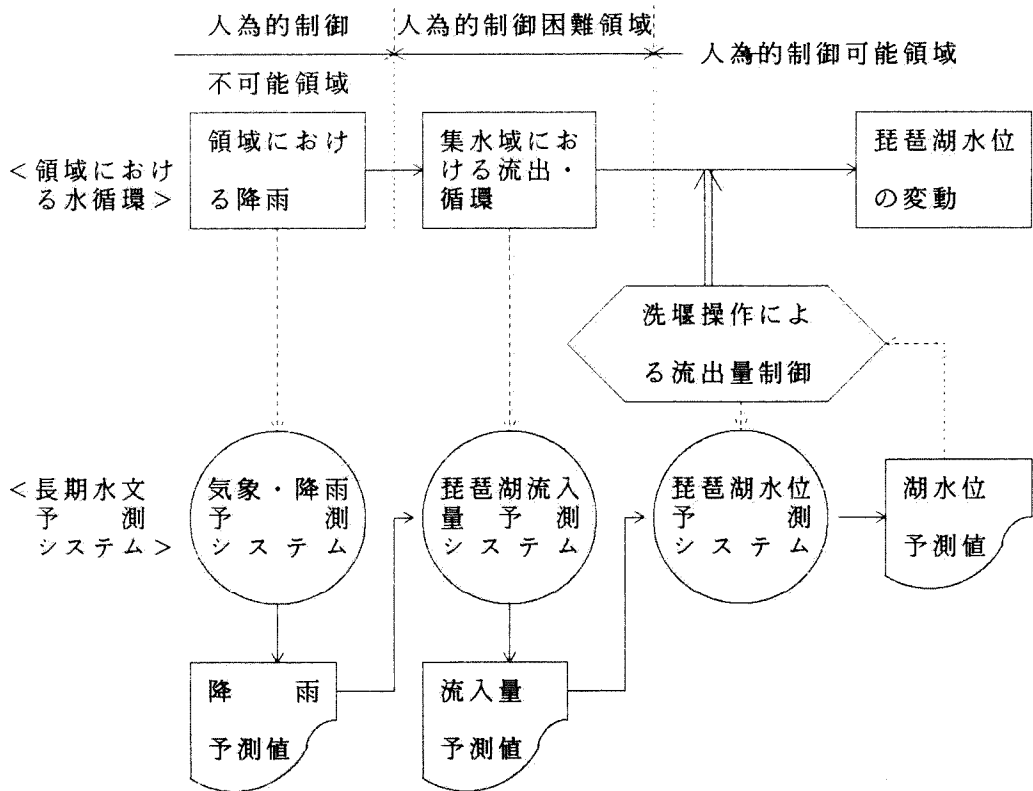


図3.2.1 琵琶湖流域における長期水文予測システムの基本的構成

第3節 長期水文予測システムのモデル化

前節で実現象との対比から概念構成した長期水文予測システムを実際管理に適用可能とするためには、気象・降雨予測、流入量予測、および湖水位予測のそれぞれについて現象のモデル化を図るとともに、各モデルを連結・統合し、図3.2.2に示すような全体システム・モデルを構築する必要がある。本論文では第4章以下において、その過程および結果を詳細に述べる。

図3.2.2から推察されたとおり、長期水文予測システムは、実際管理上あくまで洗堰操作の意志決定に対する支援システムとして位置づけられる。したがって、前節でもふれたように、湖水位予測モデルは現象の客観的予測である降雨・気象予測や流入量予測とは異なり、洗堰放流量（琵琶湖からの流

出量) 時系列をパラメータとしている点に留意しなければならない。

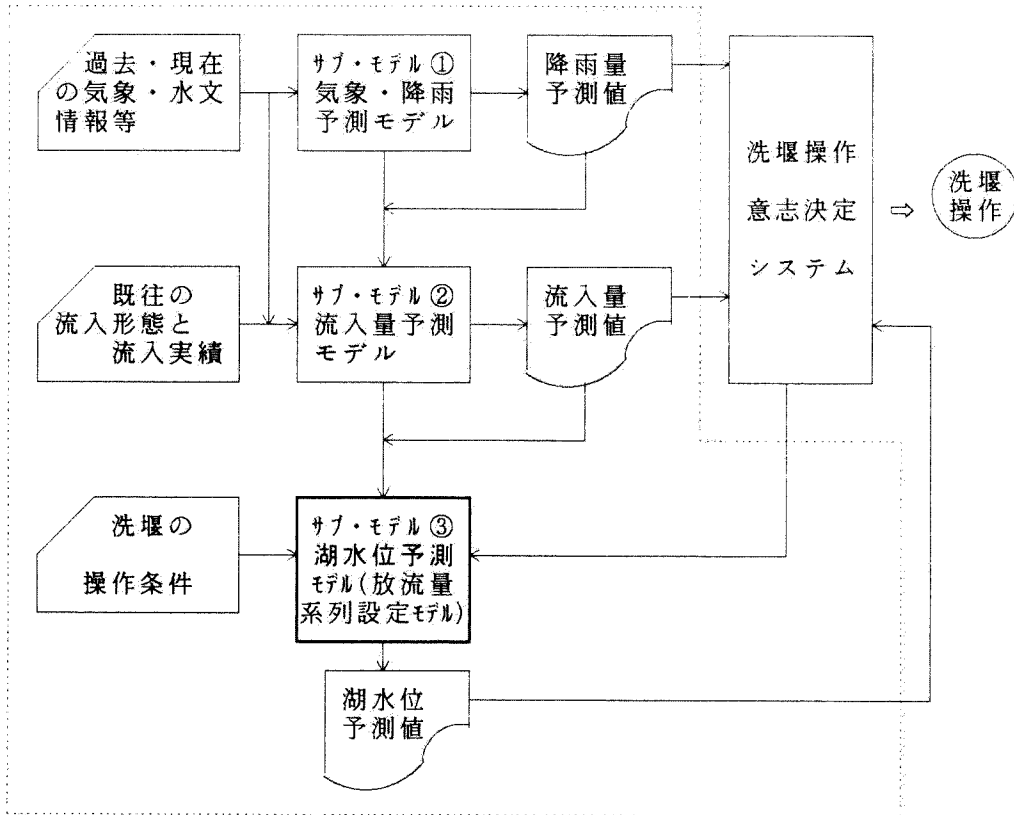


図 3. 2. 2 琵琶湖水管理における長期水文予測システムのモデル化

第4章 長期水文予測のためのサブ・モデルの構成

第1節 概 説

本章では、琵琶湖の長期水文予測に必要な①降雨・気象予測モデル、②琵琶湖流入量予測モデル、および③湖水位予測モデルについて、モデル構成の基本的な考え方を整理するとともに、これにもとづいてモデルの定式化、同定を行う。

降雨・気象予測モデルについては、理論的には各種の方法が考えられる。ここでは、統計的方法の一例である過去の実績降雨による方法（2-1）、気象庁予報を活用した総観的予測方法にふれた後（2-2）、2種類の長期気象予測モデル、すなわち①月単位の1か月および3か月予測用としての重回帰手法、②月および旬（または半旬）単位の1か月予測用としての類似手法について述べる。

琵琶湖流入量予測モデルについては、湖沼での水収支について考察した後、①湖面蒸発量、②流域蒸発散量、③積雪・融雪流出の各サブ・モデルを同定し、これらを加えて流域流出モデル（4段タンクモデル）として総合化する。

湖水位予測モデルについては、モデル構成の基本的な考え方を整理するとともに、①実績放流パターン適用型モデル、②統計的予測モデル、③逐次シミュレーション型モデル、および④DP（ダイナミック・プログラミング）手法を適用した最適化モデルの4種類の洗堰放流量時系列設定方法を概説する。

第2節 降雨・気象予測モデル

2-1 予測方法の概要

長期予測の方法として、統計的な方法、天気図を用いる方法、外因による方法などがある。

統計的方法は、いろいろの気象要素の規則性を統計的に求めて行うものである。実績をつかったり、相関法、周期法、類似法等が考えられる。

天気図による方法は、広範囲の天気図を解析して行う方法で、一般に半月や月平均の地上と500mb 高度天気図および平年からの偏差図が用いられる。偏差図はある期間について、その異常性を見いだすのに便利で、長期予測そのものが平年からのずれの予測であり、基礎的な資料として重要である。天気図による方法の理念は、まず平均天気図上における大規模な循環の変動を、500mb 高度偏差分布等の形で予想し、これによって将来の天気を予測しようとするところにある。循環をみるためには、おくれ相関をとったり、周期をみたりする方法が考えられる。

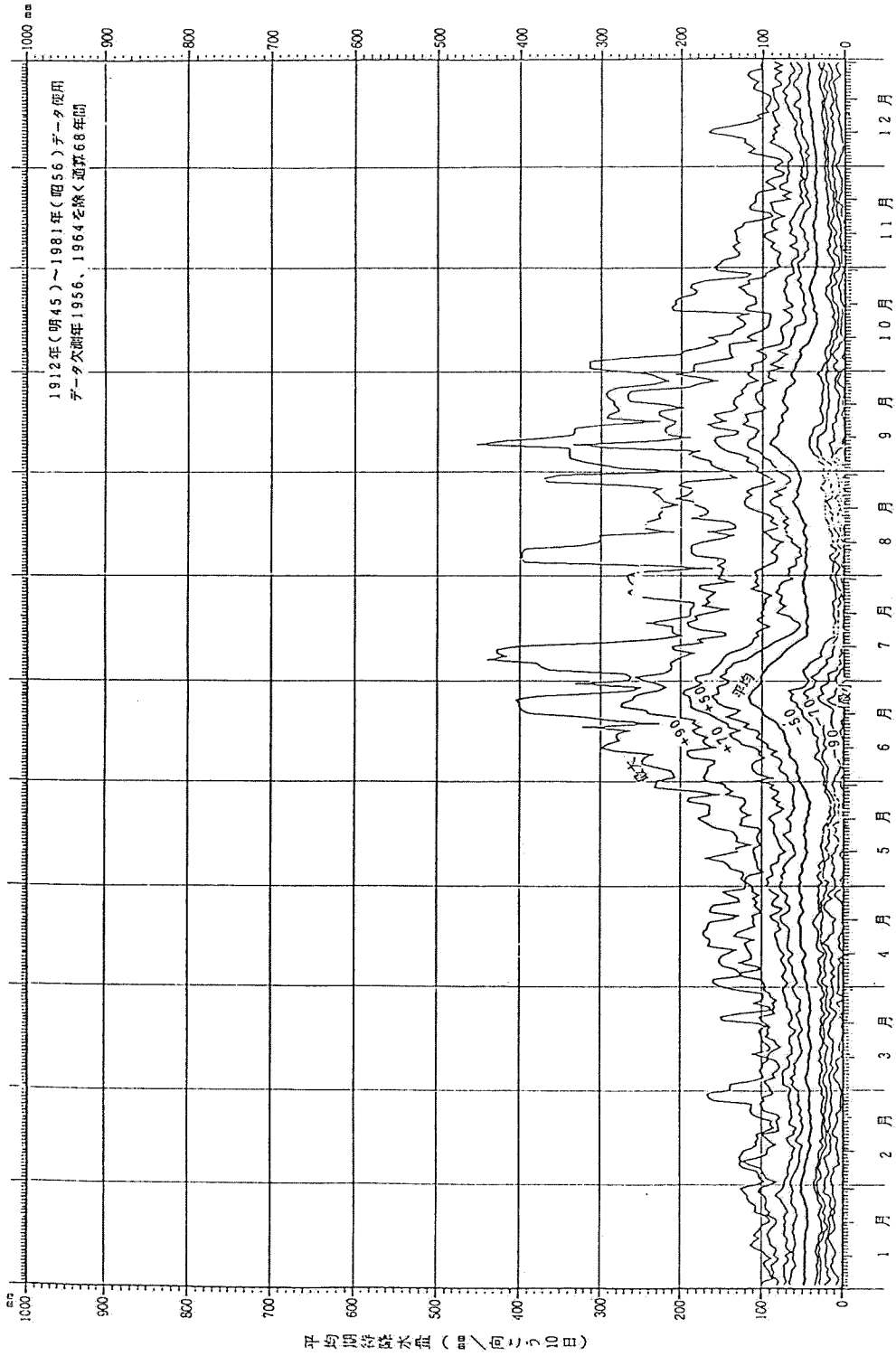
外因による方法は、例えば気温の季節変化が太陽からの放射に関連しているように、外界からの影響の変動を考えて天候予測をしようとする試みである。外因として考えられるのは、太陽活動のほかに、上層大気中のオゾン量の変動、緯度変化、流星や火山爆発の影響、惑星の公転運動による会合周期などがある。他に、気象力学を基にした力学的方法もある。いずれにしても、長期予測の方法としては、できるだけ大気循環に立脚し、天気図上における大規模な大気の運動をまず予測することが望ましい。

ここでは、琵琶湖流域における統計的方法の一例として、過去の実績降雨による方法について述べる。図4.2.1～3は、1912年から1981年の68年間の琵琶湖流域の降雨観測資料をもとに、1日ごとに向こう10日、30日及び90日間の流域平均降水量（面積降水量）の、①平均値、②確率50%の上下限值、③確率70%の上下限值、④確率90%の上下限值、及び⑤最大値最小値を算出したものである。

水管理上は、その時々で、「これから先何日間でのどのくらいの降水量が期

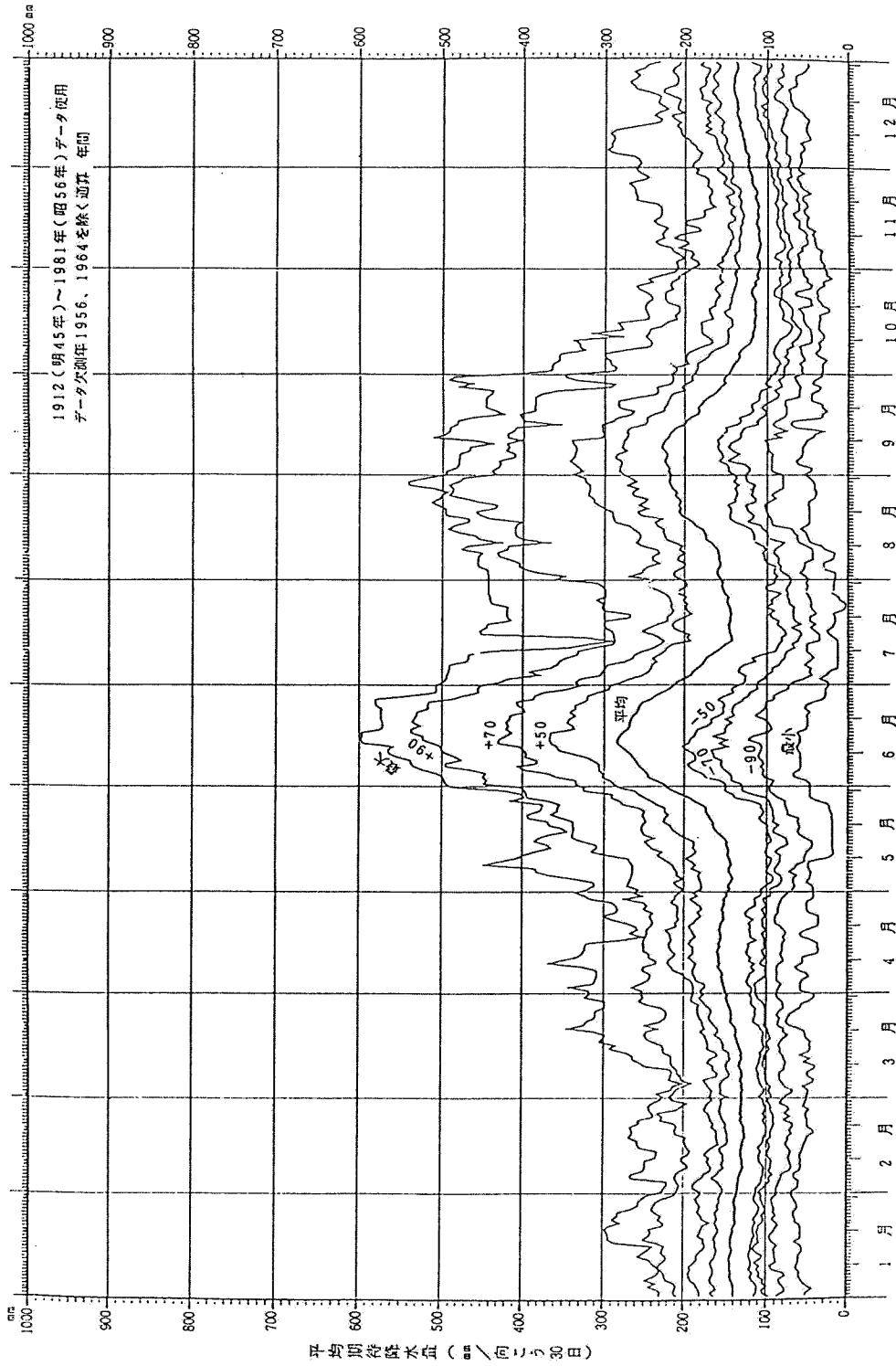
待できるか」が最大の関心事である。この図によって、向こう10日～90日間の降水量の平均値と生起するレンジをより簡便に求めるとともに、1年を通じての変化の様相を一目で把握することができる。

しかしながら、その時々天気図上の大規模な大気の運動はまったくのブラックボックスであり、期待降水量の最大値と最小値には相当な幅があり、合理的でかつ、有効な予測がおこなえるとはいいがたい。



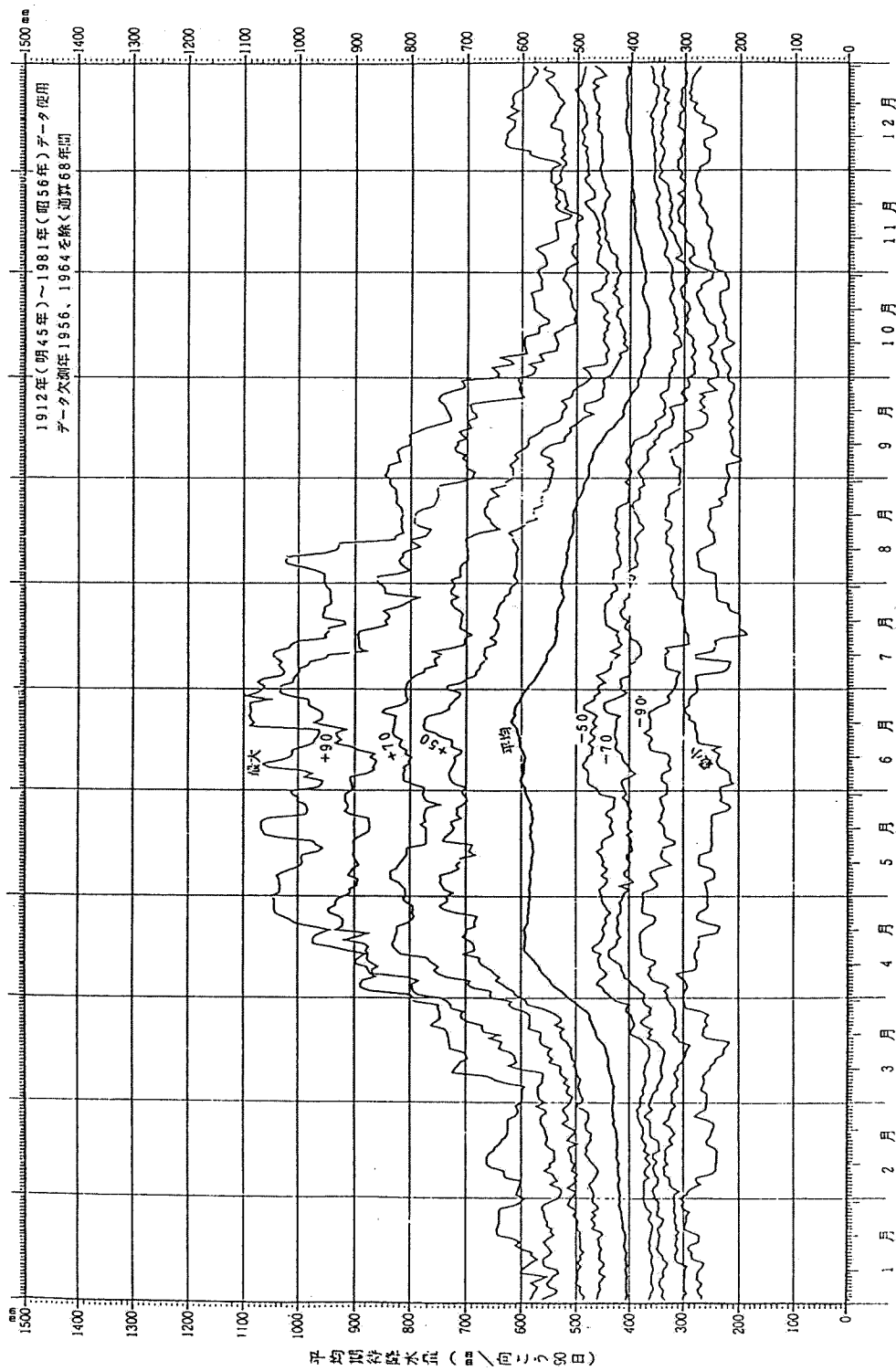
注) 1月1日~12月31日のうち任意の日を起点としたときの向こう10日間の期待降水量である。
中央の太線が1912~1981年の68年間の平均、その両側は50%レンジの上限・下限、以下70%レンジ、90%レンジ、既往最大・最小を示す。

図 4.2.1 琵琶湖流域平均期待降水量図 (向こう10日)



(注) 1月1日~12月31日のうち任意の日を起点としたとき向こう30日間の期待降水量である。
中央の本線が1912~1981年の68年間の平均、その高側は50%レンジの上限・下限、以下70%レンジ、90%レンジ、低側は最大・最小を示す。

図 4. 2. 2 琵琶湖流域平均期待降水量図 (向こう30日)



注) 1月1日~12月31日のうち任意の日を起点としたときの向こう90日間の期待降水量である。
中央の太線が1912~1961年の68年間の平均、その両側は50%レンジの上限、下限、以下70%レンジ、90%レンジ、既往最大・最小を示す。

図 4.2.3 琵琶湖流域平均期待降水量図 (向こう90日)

2-2 気象庁予報の活用

気象庁予報は前節でのべた様々な方法をくみあわせて、総観的に予測しようとするものである。

琵琶湖流域について、毎週火曜日と金曜日に出される週間予報、月末に出される1カ月予報、および下旬に出される3ヶ月予報の例を表4.2.1～3に示すが、その表現は、表4.2.4にある5階級区分表によるかなり幅のある表現にとどまっていることや、予報される地域が、1カ月、3カ月予報では、近畿地方という広範囲にわたっており、琵琶湖の水管理にそれなりに有効な情報ではあるが、かなり幅の広いものにとどまっている。

そこで、基礎資料を十分整理してモデルを再構築し、具体的な数値として予測していくことは非常に有意義なことであると考えられる。

表4.2.1 琵琶湖流域についての週間予報例（昭和62年9月）
大阪管区气象台 昭和62年9月15日発表

向う一週間は、日本の南岸沿いに前線が停滞し、曇の日が多く、気圧の谷がとおる20日から21日にかけて雨が降る見込みです。			
日	曜	予報〔9月16日～9月22日〕琵琶湖流域	
16	水	曇時々晴 所により俄雨	
17	木	曇時々晴	
18	金	曇時々晴	
19	土	曇時々晴	
20	日	曇後一時雨	
21	月	曇時々雨	
22	火	曇時々晴	
			彦根の平年値
気	温	平 年 並	21～22℃
降	水 量	平 年 並	40mm

表4.2.2 近畿地方1カ月予報例（昭和62年9月）
大阪管区気象台 昭和62年8月31日発表

天気は周期的に変わり、秋の訪れは順調でしょう。降水量は、平年より少ない見込みです。

上旬：天気は周期的に変わるでしょう。はじめは暑さが残る見込みです。

中旬：天気は変わりやすく、曇る日が多いでしょう。

下旬：晴れる日が多い見込みです。

要素別予報

月 \ 要素	気 温	彦根の平年値	降 水 量	彦根の平年値
上 旬	平 年 並	24.3℃	平 均 並	60mm
中 旬	やや低い	22.4℃	やや少ない	68mm
下 旬	やや高い	20.2℃	やや少ない	78mm

旬平均気温及び旬降水量の階級区分（この基準は季節及び地域によって多少違います）

要素 \ 表現	かなり高(多)い	やや高(多)い	平 年 並	やや低(少)い	かなり低(少)い
気温偏差(℃)	≥2.1	2.0~0.9	0.8~-0.8	-0.9~-2.0	-2.1 ≤
降水比率(%)	≥240	239~140	139~40	39~20	19~0

表4.2.3 近畿地方3カ月予報例（昭和62年9,10,11月）
大阪管区气象台 昭和62年8月20日発表

この期間、少雨傾向が続くでしょう。
秋後半は冷えこみの強い日が多い見込みです。

9月：天気は周期的に変わるでしょう。月半ばは晴れて暑い日が多い見込みです。

10月：さわやかな晴天の日が多いでしょう。下旬は寒気が入り、冷え込む見込みです。

11月：前半、天気は周期的に変わるでしょう。後半は時々冬型気圧配置が強まって冬の訪れは早い見込みです。

要素別予報

月 \ 要素	気 温	彦根の平年値	降 水 量	彦根の平年値
9 月	平年並	22.3℃	やや少ない	206mm
10 月	やや低い	16.4℃	やや少ない	117mm
11 月	やや低い	10.8℃	平 年 並	85mm

月平均気温及び旬降水量の階級区分

要素 \ 表現	かなり高(多)い	やや高(多)い	平 年 並	やや低(少)い	かなり低(少)い
気温偏差(℃)	≥1.6	1.5~0.6	0.5~-0.5	-0.5~-1.5	-1.6 >
降水比率(%)	≥170	169~120	119~70	69~40	39~0

表4.2.4 気温・降水量・〔日照時間〕の5段階区分表

要素	階級 表現	2	1	0	9	8
		かなり高(多)い	やや高(多)い	平 年 並	やや低(少)い	かなり低(少)い
気温偏差 (℃)	月	≥1.6	1.5~0.6	0.5~-0.5	-0.6~-1.5	-0.6≥
	旬	≥2.1	2.0~0.9	0.8~-0.8	-0.9~-2.0	-2.1≥
	半月	≥2.6	2.5~1.1	1.0~-1.0	-1.1~-2.5	-2.6≥
降水比率 (%)	月	≥170	169~120	119~70	69~40	39~0
	旬	≥240	239~140	139~40	39~20	19~0
	半月	≥280	279~120	119~20	19~5	4~0
生起確率		10%	20%	40%	20%	10%
日照比率 (%)	月	≥120	119~110	109~90	89~80	79≥
	旬	≥135	134~115	114~85	84~65	64≥

2-3 気象予測モデル

前節までの問題点をふまえ、長期気象予測手法として二種類の手法を使用し、琵琶湖流域に適用した。

- (1) 月単位の1か月および3か月予測用として重回帰手法
- (2) 月及び旬（又は半旬）単位の1か月予測用として類似手法

そして、被予測要素（又は目的変数）は、代表点彦根（35° 16′ N、136° 15′ E）の気温（T）、降水量（R）と日照時間（S）である。いずれの手法の場合も彦根の月平均気温、月降水量、月日照時間と北半球範囲の約250箇所の月平均500mb格子点高度（緯度、経度10度毎）とのずらしの相関に基づく相関分布図を基本にする。北半球の500mb面の平均高度資料を使用したのは、比較的収集が容易で、基本的・系統的かつ応用範囲が広くベーシックな成果の期待できるものを選んだためである。この相関分布は1946～85年の40年間の資料をもとに0～11か月前まで作成された。その一例を図4.2.4～5に示す。なお、ここには高相関域の目安として $|\gamma|$ が0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7の等値線をいれてある。

3波数・ブロッキング型として広く関連しているのが判る。

ここで、彦根の月別気象要素と北半球月平均500mb面格子点高度との0～11か月ずらしの相関関係について、その良否を6階級に分類して通覧すると、大要は、表4.2.5のようになる。ずらし0の同時的相関関係を見ると全般に関係はよく、特に気温はよい。降水量では冬季に悪い（冬季には、湖北地方は日本海型で大雪地帯、湖南地方は太平洋型で乾燥と、彦根一地点で琵琶湖流域を代表することに問題がでてくる）。日照時間の場合は2～3月があまりよくない。

次に、1か月ずらし（前月）の場合について見ると、気温の場合は概して良い。しかし夏はよくない（ただ6～7月の場合は2か月ずらしの前々月との関係は良い）。降水量の場合は、気温のようによくはない。特に春、次いで秋がよくない。日照時間の場合は、概してよくない。

なお、11か月前まで、全体を通覧すると、相関関係が周期的によくなった

り悪くなったり、時には連続してよかったり、特に随分以前のある月と良い関係があったりするの判る。

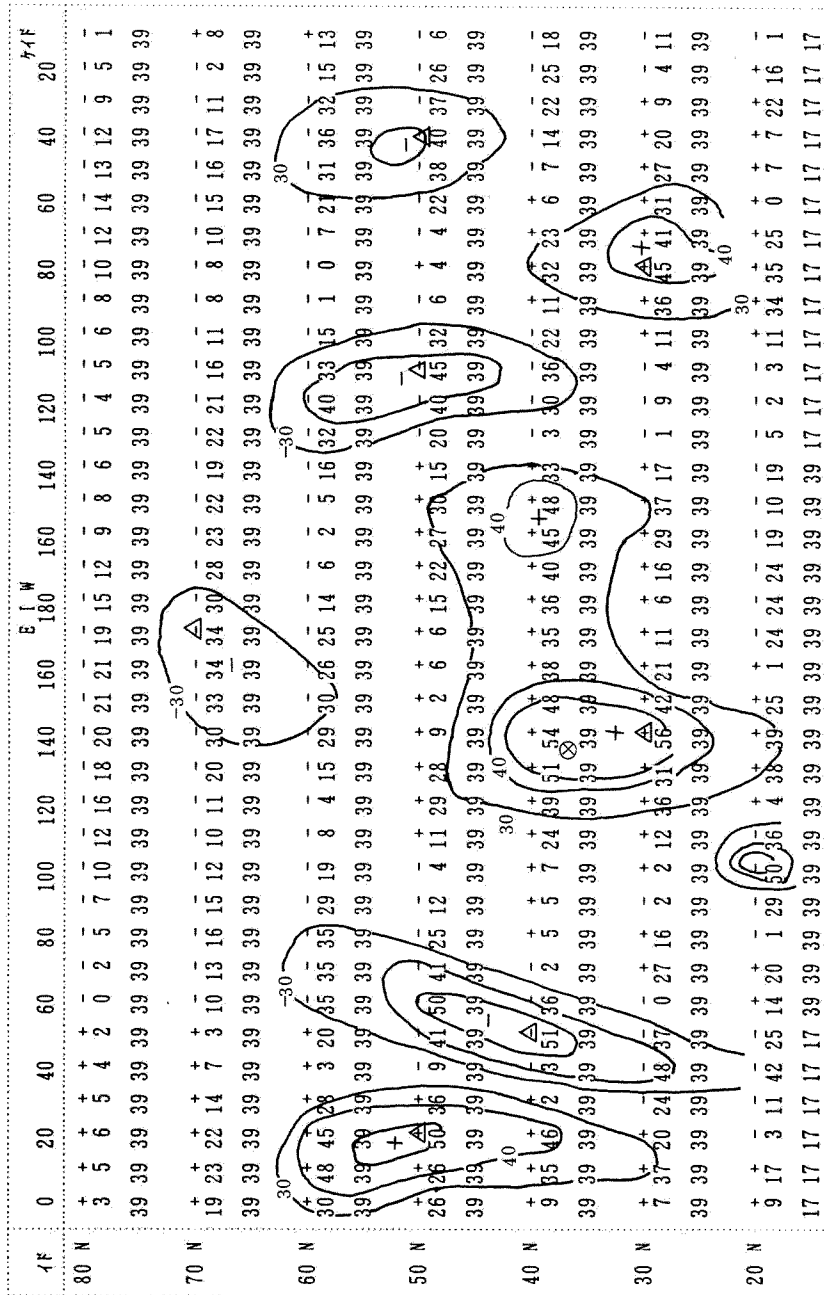


図 4.2.4 相関分布図例：彦根 1 月平均気温と北半球 500mb 高度との 1 か月ずらしの相関。

縦軸は緯度，横軸は経度，相関係数は%で示す。⊗は彦根の位置・△：各相関ブロックの代表高相関点（各行の上段は相関係数，下段はデータ数）

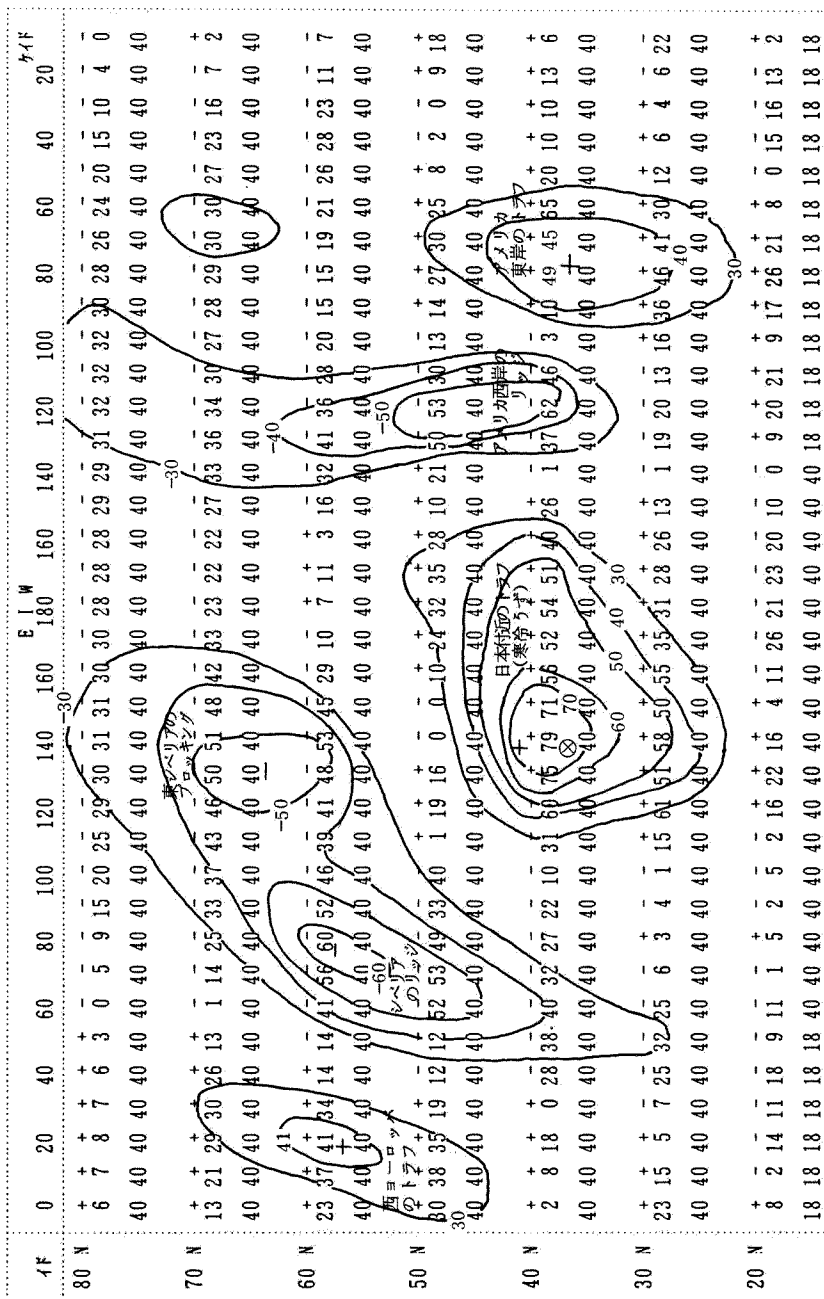


図 4.2.5 相関分布図例：彦根 1 月平均気温と北半球 500mb 高度との同時的な相関。縦軸は緯度，横軸は経度。相関係数は % で示す。⊗ は彦根の位置。（各行の上段は相関係数，下段はデータ数）

表 4. 2. 5 彦根の月別気象要素と北半球月平均 500mb高度との相関関係表

要素	1月の月数	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	月												
月平均気温	1	◎*	◎*	○	◎	○	◎	△	○	○	◎	○	○
	2	◎	◎	◎	△	○	○	×	◎	○	△	○	○
	3	◎	◎	○	×	◎	△	○	○	○	○	○	○
	4	◎	◎	○	◎	◎	△	△	◎	△	○	○	△
	5	◎	◎	◎	◎	○	○	○	◎	◎	○	○	◎
	6	◎	△	◎	△	○	△	×	△	◎	◎	○	◎
	7	◎*	△	◎	△	×	○	○	◎	◎	×	○	○
	8	◎	○	△	◎	○	○	×	×	◎	◎	◎	◎
	9	◎*	◎	○	○	◎	△	○	△	○	△	○	○
	10	◎	◎	△	△	◎*	×	△	◎	◎	△	◎	×
	11	◎*	◎	△	◎	△	○	◎*	○	△	◎	◎	◎
	12	◎*	◎*	○	△	○	○	○	◎	○	△	△	×
月降水量	1	○	◎	◎	◎	○	◎	○	◎	◎	◎	×	○
	2	×	○	×	◎	○	△	◎	×	◎	×	◎	△
	3	◎	△	◎	◎	○	◎	○	×	○	◎	◎	◎
	4	◎	△	△	△	×	◎	◎	○	◎	◎	◎	△
	5	◎	△	×	○	◎	○	○	△	△	△	×	◎
	6	◎	○	×	○	△	△	×	○	○	◎	○	◎
	7	◎	○	○	○	◎	◎	◎	○	○	◎	△	○
	8	○	◎	×	△	△	○	◎	○	○	◎	△	△
	9	○	△	△	○	○	○	○	◎	△	△	×	△
	10	◎	○	○	○	○	×	○	×	○	◎	◎	○
	11	◎	○	×	○	○	◎	○	△	△	○	△	○
	12	×	◎	×	◎	○	○	◎	◎	△	△	△	◎
月日照時間	1	◎	◎	◎	◎	◎*	○	◎	◎	◎*	◎	△	○
	2	○	×	○	×	×	○	△	×	◎	◎	◎	×
	3	△	◎	○	○	◎	◎	○	○	◎	◎*	◎	△
	4	◎*	△	△	△	○	△	○	◎	◎	△	◎	◎
	5	◎	△	△	△	◎	△	△	×	◎	○	○	○
	6	◎	○	○	△	○	○	×	◎	◎	○	◎	○
	7	◎	○	○	×	×	○	◎	×	◎	×	○	◎
	8	◎	△	◎	△	◎	○	○	◎	○	◎	◎	◎
	9	◎	○	○	◎	×	○	×	◎	◎	◎	△	◎
	10	◎*	◎	◎	○	◎	○	○	△	○	×	○	×
	11	◎	×	◎	○	○	△	◎	◎	△	◎	○	○
	12	◎	◎*	○	◎	△	○	◎	◎	○	×	△	○

(1)◎* : 非常に良い, (2)◎ : 良い, (3)○ : 好ましい方, (4)△ : おおむね良い, (5)× : 良い, (6)×× : 悪い

(1) 重回帰手法

この手法では、1～11か月前までのそれぞれの相関分布図における各相関ブロック（ $|\gamma| \geq 0.27$ ）から代表高相関点を各1個ずつ選び（図4.2.4の△印等）、これらを全て説明変数（予測因子）候補として、変数増減法による重回帰分析を行い、有意かつ効果的なものを説明変数として重回帰式を作成した。これを用いて、月単位の1か月及び3か月予測を行う。重回帰式の1月の例を表4.2.5に示す。

$$\text{重回帰式 } y = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_p x_p \quad \dots \dots \dots (4.1)$$

ここで $x_1, x_2, x_3, \dots, x_p$ は説明変数で代表高相関点の月平均500mbの格子点高度である。なお、これらの高相関点は $|\gamma| \geq 0.35$ （ γ ：相関係数）の場合に限られている。また、高度は5,000mを差し引いた値で示してある。

また、目的変数 y は彦根の月別の気温（T）、降水量（R）及び日照時間（S）である。

説明変数はそれぞれ2～5個である。なお、月降水量では、出来るだけ正規化するため立方根（ $R^{\frac{1}{3}}$ ）を用いた。重相関係数は、年間を通じ、0.6～0.9で0.7～0.8代が多い。500mb高度のみを用いたにもかかわらず、かなり良かった。

検討に用いたこれまでの天候変動状態に急変等がない限り、経験に基づく統計的な重回帰式も予測に十分役立つであろう。

表4.2.6 重回帰式集（1月予測用）：説明変数 Z_{xx} （-N, -E）は、前 xx 月の各緯度、経度における 500mb格子点高度。但し、5,000mを差し引いて使用。なお降水量は立方根。

回帰係数 X 説明変数 予測の 目的 変数 種別		b_0	b_1x_1	b_2x_2	b_3x_3	b_4x_4 (b_5x_5)	重相関 係 数
月平均気温 ($^{\circ}$ C)	1 か月	10.2061	+0.01548 $z_{1,2}$ (30N, 140E)	+0.02293 $z_{1,2}$ (20N, 100E)	+0.00648 $z_{1,1}$ (60N, 120E)		0.756
	3 か月	8.7077	+0.01061 $z_{1,0}$ (50N, 60W)	-0.00775 $z_{1,0}$ (70N, 110W)	-0.01306 $z_{0,0}$ (50N, 0E)		0.775
月降水量 (mm)	1 か月	-5.7567	-0.0041 $z_{1,2}$ (60N, 10W)	+0.0139 $z_{0,5}$ (20N, 90E)			0.750
	3 か月	-9.1367	-0.0079 $z_{0,9}$ (40N, 120E)	+0.0233 $z_{0,6}$ (20N, 80E)			0.686
月日照時間 (h)	1 か月	106.9937	+0.1808 $z_{1,2}$ (40N, 120E)	-0.2152 $z_{0,5}$ (70N, 60W)			0.736
	3 か月	580.7387	-0.3221 $z_{1,0}$ (30N, 50W)	-0.2690 $z_{0,7}$ (40N, 40W)	+0.1733 $z_{0,5}$ (50N, 90W)	-0.1557 $z_{0,5}$ (70N, 60W)	0.868

(2) 類似手法

この手法では、1カ月ずらしの相関分布を原則として用いる。即ち、被予測月の1カ月前を原則として用い、高相関点（ $|\gamma| \geq 0.27$ ）の数が少ない場合は、2ヶ月前・3ヶ月前とさかのぼっていく。そして、各高相関域における全ての相関点（ $|\gamma| \geq 0.27$ ）を用いて、被予測年と過去（1946～1985年）の各年同月との間で、500mb高度偏差（1946～1985年の40年間について、各月40年分の500mb月平均高度をもちいて、各地点の平均をだして、それぞれの各年同月の500mb月平均高度図の中の各地点の高度差を出して、+、-、0としたもの）によって符号一致率を求め、上位有意なものの中から最適類

似年を選択し、これに基づいて月及び旬（又は半旬）の単位の1か月予測を行う。符号一致率Pは次式で示される。

$$P = \frac{1}{N} \left(k + \frac{n_0}{2} \right) \quad \dots\dots\dots (4.2)$$

ここでNは標本総数、kは対応する両系列間における符号一致数、 n_0 はどちらか一方が0の場合の数である。又以下のときは危険率5%で有意である。

$$P \geq \left(\frac{1.96}{2\sqrt{N}} + 0.5 \right) \quad \dots\dots\dots (4.3)$$

従って本来は、代表点彦根の月単位の気温、降水量、日照時間の夫々について、最適類似年を選択し、月全体として類似するかどうかということが主体である。しかし更に、月全体として似ていれば、月内変化の大勢も概ね似るだろうと見做して、できるだけ旬（～半旬）単位の気温、降水量、日照時間の各変化の概要をも類推しようとした。

最適類似年選択に当たっては、類似度の良い（即ち相関点数が多く、符号一致率も有意で高い）上位複数年の中から、環流指数特に東西指数パターン（ $\Delta Z I$ ）や変化ベースのよく似たものを選ぶ。更に、500mbの平均天気図パターンや時系列の類似を検討する。このように類似の中身のチェックが大切で、一致率の多少の差はあまり問題ではない。一つだけを選べないときは適切と考えられる上位複数年の結果の平均をとる。

次に本来極東域が全体の中で最も良く類似することが望ましいが、時として、全体としての一致率は良いが、極東で悪かったり、相関点数が元々少ないなどのため、天気図パターンが肝心の極東域ではあまり似ないことがある。このようなことを防ぎチェックする一手段として、極東域の相関点に重み（2倍）を付け、これを重みつき一致率として副次的に併用した。なお、格子点高度は緯度、経度10度毎で、高緯度では距離的に短くて中・低緯度に比し最初から重みがかかっているため60°以南に限って重みをつけた。

もし、一般一致率と重みつき一致率が共に有意かつ最高ならば、極東の高

相関域中心に全体の天気図パターンも類似することが多いはずで、類似年として最適なものとなろう。また、一般的に一致率に差がないときは、重みつき一致率の良いものを優先すればよい。

第3節 流入量予測モデル

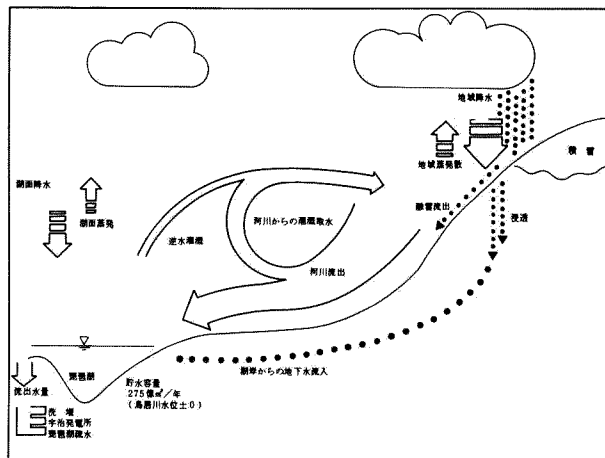
3-1 湖沼での水収支

一般に、湖沼およびその集水域の降水・流出過程は下図にまとめることができ、この水循環を構成する各水収支コンポーネントの代表的なものとして、湖面蒸発・流域蒸発散・融雪流出・河川・地下水流出等があげられる。このうち、湖沼における水収支式は次式で設定する事が出来る。

$$P_w = (D_{wo} - D_{wi}) + E_w + \Delta B_w \quad \dots\dots\dots (4.4)$$

ここに、 P_w ：湖面降水量， D_{wo} ：湖沼からの流出量， D_{wi} ：周辺集水域から湖沼への流入量， E_w ：湖面蒸発量， ΔB_w ：湖沼の貯留量変化である。

上式においては P_w 、 D_{wo} は直接観測データから、また ΔB_w は湖水位変化の観測から得られるが、 E_w と D_{wi} の観測あるいは評価・推定は困難である。しかし、後述するように E_w を直接観測データから推定したり、水文気象データから熱収支法などによって推定するといった方法により、 E_w の推定がなされると未知量 D_{wi} が上式から算定される。これが、いわゆる逆算流入量である。従来は、逆算流入量といえども E_w の推定なしに降水量，流出量，湖水位変化のデータのみから上式の残差量として逆算流入量にしてしまっていたが、湖面蒸発量の季節変化およびその大きさを考えると、 E_w の評価推定を組み入れた逆算流入量が周辺流域からの表流水および地下水流出量の合計値に相当するので、この逆算流入量を集水域からの流出量とみなして流出モデルを構成することができる。



3-2 湖面蒸発量の観測・評価・推定モデル

ここでは、湖面蒸発量の観測・評価および推定・予測モデルについて述べる。

琵琶湖における湖面からの蒸発量を推定・把握し予測するモデルを作成するためには、蒸発量の時・空間分布特性を把握する必要があるが、蒸発量の正確な値は測定されていないのが現状である。従って、まず実際に観測を行うことにより蒸発量を把握し、その観測結果をもとに蒸発量を推定するための現況把握モデルを作成する。また、現況把握モデルを作成するに際しては、蒸発量の予測モデルとして活用することを考慮する。

以下、蒸発量の把握、モデルの作成およびその内容について概説する。

(1) 琵琶湖での観測システムと評価システム

琵琶湖といった広域の湖水面からの蒸発量を評価する場合、1)渦相関法、2)傾度法（バルク法を含む）、3)熱収支法、4)水収支法、の4種の方法をあげることができる。水収支法は、広域評価にとって望ましいが、水収支各項の測定が困難であると同時に、それらの誤差が残差としての蒸発量に含まれる可能性があり、湖面蒸発量のみの評価には限界がある。また、長期間連続して評価するとなると測器の安定性の問題から、2)傾度法、3)熱収支法、が妥当であろう。しかし、渦相関法は傾度法の係数を決定するために必要な蒸発量の真値を与えるものであって、季節変化を明らかにするためにも、短期間ごとに渦相関法を併用することが望ましい。また、これら観測とともに、1)、2)、3)で求めた蒸発量との比較を行うため、大型蒸発計による観測も同時に実施する必要がある。さらに、観測点付近の蒸発量は以上述べた方法により評価できるが、湖面全体からの蒸発量を評価する場合は、ローカルな蒸発量はローカルな風速等に支配されるとして、観測点で評価した値との関係を見出し、何らかの補正をはかりながら湖面全体へ適用するため、湖面全体の風速分布等の測定も必要となる。

こうした観測を実施するためには湖面上数地点で定常的に観測を行う基地が必要となるが、その観測点の選定には、1)湖面上での境界層が十分発



図4.3.1 湖上移動観測（特別観測Ⅱ）を行った地点
 図中、数字は観測点番号を示す。

達している場所である。2) 周辺の熱的環境が自然の状態に近い場所である。3) 測器の保守・運用が行いやすい場所である。4) 人の出入りが少ない場所である、といったことを考え、ここでは彦根の滋賀県水産試験場を陸上部に、その200m沖合いにある取水塔を湖上部として、これらを湖東基地観測点とよぶことにした（その後、湖西の真野沖の取水塔にも基地観測点を追加した）。図4.3.1は、これら観測点の位置図である。

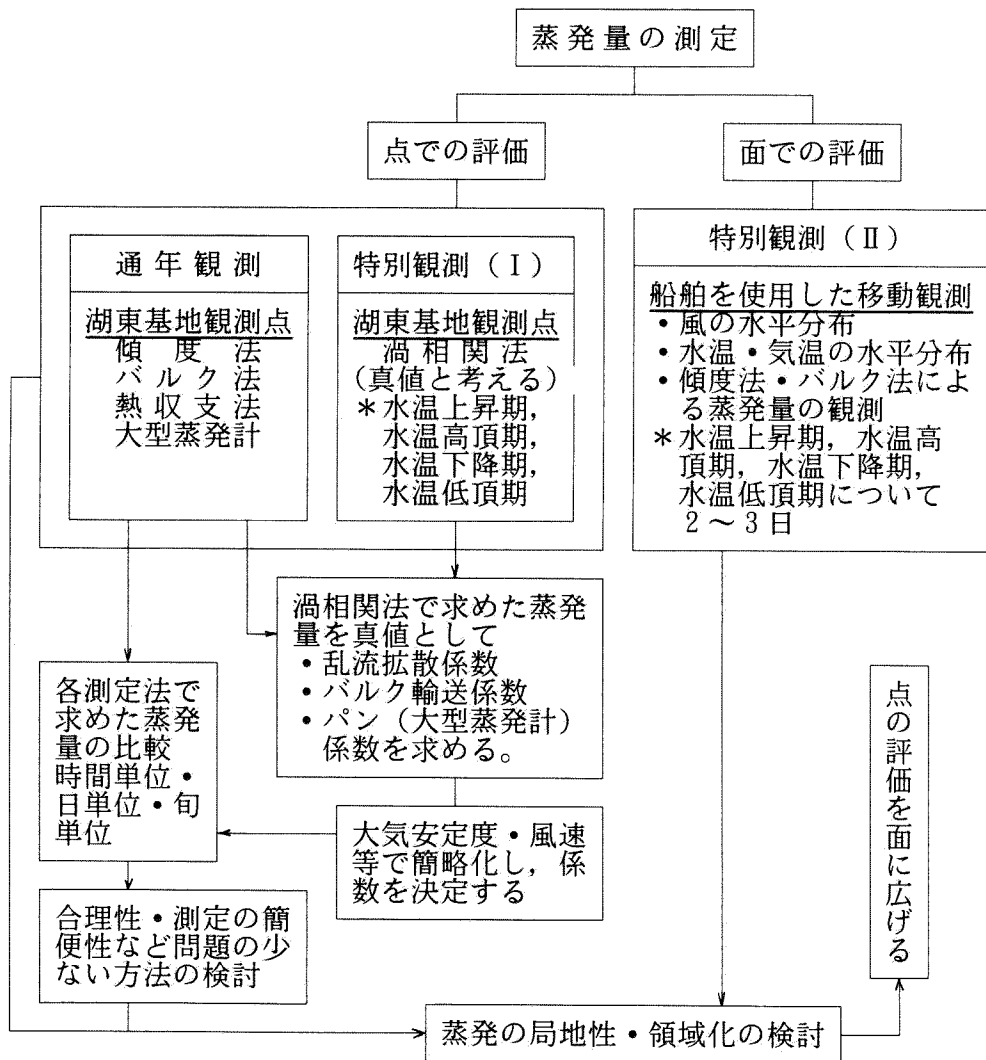


図4.3.2 湖面蒸発量の調査フロー

図4.3.2はこれら方針に基づく調査フロー図であり、観測は大きく、通年観測と特別観測に分けられており、前者は湖東基地観測点で毎日24時間連続観測を実施し、評価法として傾度法、バルク法、熱収支法、大型蒸発計（湖上部では設置場所の余裕がないので陸上部に設けた）を採用する。後者の特別観測（Ⅰ）では水温上昇期（4～6月）、水温高頂期（7～9月）、水温下降期（10～11月）、水温低頂期（12～3月）について各期2週間程度の集中観測を実施し、蒸発量の直接かつ厳密観測に相当する渦相関法を採用する。したがって、この蒸発量を真値と考え、通年観測用の評価法に必要なバルク輸送係数などを大気安定度、風速などとの関連で同定することになる。一方、特別観測（Ⅱ）では上記各期の集中観測期間中2、3日を取り、船舶を使用した移動観測を実施し、傾度法、バルク法による蒸発量の水平分布を求める。こうした観測システムにより、評価の精度、観測・保守の難易性、コストなどを比較検討し、琵琶湖の水管理に適した観測および評価法を抽出する。

(2) 観測結果および考察

① 渦相関法の実測値の検討

渦相関法において比湿変動を測定するために使用した測器は熱電対乾湿計である。

熱電対乾湿計は乾球温度計と湿球温度計から成るが、湿球温度計の感部の大きさを小さくできないために比湿の変動の周波数の高い領域まで測定できない。このことによって生ずる蒸発量の過少評価量は、赤外線湿度計やLyman- α 湿度計との比較から10～15%程度ある。しかし、現在のところ赤外線湿度計やLyman- α 湿度計はその扱いの困難さ、測器の安定性等に問題があり、長期間にわたっての観測に耐えうるところまで至っていない。こうした事情および1)光田や戸矢らによる赤外線湿度計やLyman- α 湿度計による比湿のパワースペクトルの測定例では高周波側に⁶⁾⁷⁾において周波数の $-5/3$ 乗（周波数を乗じたものに換算すると $-2/3$ 乗）に比例する部分があること、2)比湿と鉛直流とのコスペクトルの形の報告

例は少ないが、竹内や戸矢らによると高周波側において 周波数の $-7/3$ 乗（周波数を乗じたものに換算すると $-4/3$ 乗）に比例するとの報告があること、⁸⁾⁹⁾を参考に、熱電対乾湿計で測定された比湿変動の測定値が、その感部の大きさの制約のために生ずる高周波数側で減衰することを補正した。

補正方法の詳細は省略するが、熱電対乾湿計の高周波数側の減衰による過少評価量は大気安定度のいかんにかかわらず、平均すると冬：16%、春：3%、夏：3%、秋：3%程度となった。

② バルク係数の範疇化

コスペクトルの比較により渦相関法による測定結果の真値に対する過少評価量がわかったので、各季の測定値にこれら補正を行ったものを真値と考え、以下のバルク係数の範疇化を行った。すなわち、バルク係数CBは次式で与えられることになる。

$$CB = E / \{ \rho (q_s - q_i) * W_{s1} \} \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

ここに、E：蒸発量の真値（渦相関値）， ρ ：空気の密度， q_s ：湖面上での飽和比湿， q_i ：湖面上約6mの高さでの比湿， W_{s1} ：湖面上約6mの高さでの風速である。

表4.3.1 バルク係数の風向，安定度別回帰式 係数(a, b)

	東北東～南西		西南西～東北	
	a	b	a	b
不安定	-0.104	-2.681	-0.047	-2.689
弱不安定	-0.079	-2.844	-0.029	-2.779
中立	-0.078	-2.772	-0.045	-2.695
弱安定	-0.048	-3.262	-0.012	-2.888
安定	-0.105	-3.050	-0.033	-3.164

回帰式 $y = 10^{a x + b}$
 y ：バルク係数
 x ：風速 (m/s)

特別観測（I）期間中の10分ごとのバルク係数と風速との関係を大気の安定度別と風向別（湖面上からの風と陸上からの風）に範疇化し，風速の関数として与えた回帰式の係数が表4.3.1である。

ここでいう大気の安定度は次式で与えられるリチャードソン数で分類したものである。

$$R_i = g/T(\partial T/\partial Z)/(\partial U/\partial Z)^2 \quad \dots\dots\dots(4.6)$$

ここに，T：上下の平均気温(K)，T≡気温，U：風速，Z：高度である。

すなわち， $R_i \leq -0.2$ ：強不安定， $-0.2 < R_i \leq -0.03$ ：弱不安定， $-0.03 < R_i \leq 0.03$ ：中立， $0.03 < R_i \leq 0.1$ ：弱安定， $0.1 < R_i$ ：強安定。

以上の内容と，バルク係数のデータが年4回（冬季，春季，夏季，秋季）の特別観測の結果取得されたものであることを考え合わせると，種々の気象条件においてデータが取得されているので，気象条件別に範疇化されたバルク係数の回帰式は，バルク法による年間の蒸発量計算に用いるのに有効であるといえる。ただし，安定側のデータが全体的に少ないことから，バルク法の精度を上げることと，本観測によって決定されたバルク係数の検証を行うためには，さらにデータの積み重ねが重要である。

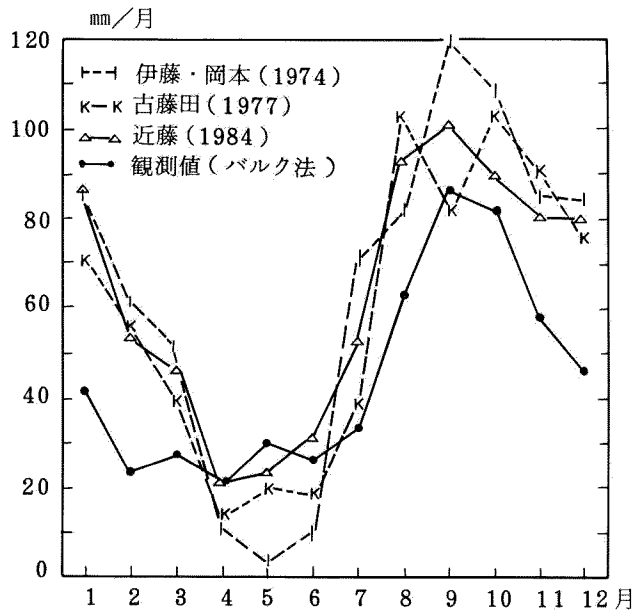


図 4. 3. 4 琵琶湖における蒸発量の年変化

表 4. 3. 3 彦根地方気象台における
降水量の平年値と標準偏差

	9 月	10 月
平年値	205.6 mm	116.7 mm
標準偏差	112.7 mm	59.9 mm

(1951~1980年)

③ 湖面蒸発量の時系列変化

このように、大気の安定度別と風向別にバルク係数が風速の関数として与えられるとなると、バルク法が精度の上において、その測定要素数の少なさ、測定の容易さからみても通年観測に適した方法といえる。

バルク法により、昭和60年1月から昭和60年12月までの蒸発量の計算を行った結果を図4.3.3と表4.3.2に示す（ただし、バルク法による蒸発量の評価に必要なバルク係数は1985年と1986年の観測データから得られたものである）。図表類の最小スケールは、水管理の上で重要とされる半旬単位に統一した（蒸発量は10分ごとに計算を行い、積算して半旬量とした。その他の気象要素は、半旬の平均値で表した）。

図4.3.3より、春から初夏にかけて蒸発量が少なく、平均して3～6mm/半旬であるが、9月から10月にかけて蒸発量は多くなり10～20mm/半旬の値をとっている。また、9月、10月は蒸発量の変動の大きいことも他の月と比べて特徴的である。図4.3.4の下側に蒸発に大きく関与する気象要素、（表面水温）－（気温）、（水面直上での飽和水蒸気圧）－（水蒸気圧）、風速の半旬ごとの平均値を示した。9月、10月の蒸発量の多い時期は水蒸気圧差が大きい。

蒸発量の月変化を図4.3.4に示す。彦根気象台の気候値を使用し、熱収支法により琵琶湖の蒸発量を求めた古藤田(1977)¹⁰⁾、伊藤・岡本(1974)¹¹⁾、近藤(1984)の例も図中に示す。古藤田や伊藤らは気候値を使用して熱収支法により蒸発量を求めているため、直接本観測値と比較を行うことはできないが、変化の傾向はほぼ一致している。

こうした湖面蒸発量の時系列変化は水管理上から考えても重要である。なぜなら春から初夏にかけて半旬で数mm程度の蒸発量しかないので、余程の長期の無降水期間がなければ大きな影響はないと考えられるが、9月、10月の秋季には半旬で10～20mm程度も蒸発し、月量に換算すると月降水量（表4.3.3に彦根地方気象台の1951～1980年の9月、10月の降水量の平年値と標準偏差を示す。）と同等かそれ以上蒸発していることに

表4.3.2 蒸發量月表

1985年

月	1	2	4	4	5	6	7	8	9	10	11	12
前半	0.79	2.51	4.25	3.68	4.84	6.12	0.10	10.23	13.11	16.13	12.48	6.09
後半	6.38	1.84	4.29	2.97	3.93	5.45	0.60	8.62	17.42	13.48	4.56	8.30
前半	5.45	4.98	5.48	1.08	5.31	5.94	4.36	7.40	22.48	11.31	14.67	9.71
後半	9.81	3.49	3.01	4.78	3.68	5.41	6.04	8.64	8.89	16.46	10.03	8.17
前半	7.02	8.67	4.16	3.20	4.03	0.49	9.82	12.32	10.65	15.90	7.79	7.34
後半	6.89	1.95	6.07	5.39	8.14	3.32	13.60	15.53	13.80	8.18	8.08	7.08
上旬	7.17	4.35	8.54	6.65	8.78	11.57	0.70	18.85	30.53	29.61	17.04	14.40
中旬	16.83	8.47	8.49	5.86	8.99	11.34	10.40	16.04	31.38	27.77	24.69	17.88
下旬	14.06	10.62	10.23	8.59	12.18	3.82	23.42	27.85	24.45	24.07	15.87	14.42
計	42.72	23.44	27.26	21.09	29.94	26.73	34.53	62.75	86.36	81.45	57.60	46.69

(單位 mm)

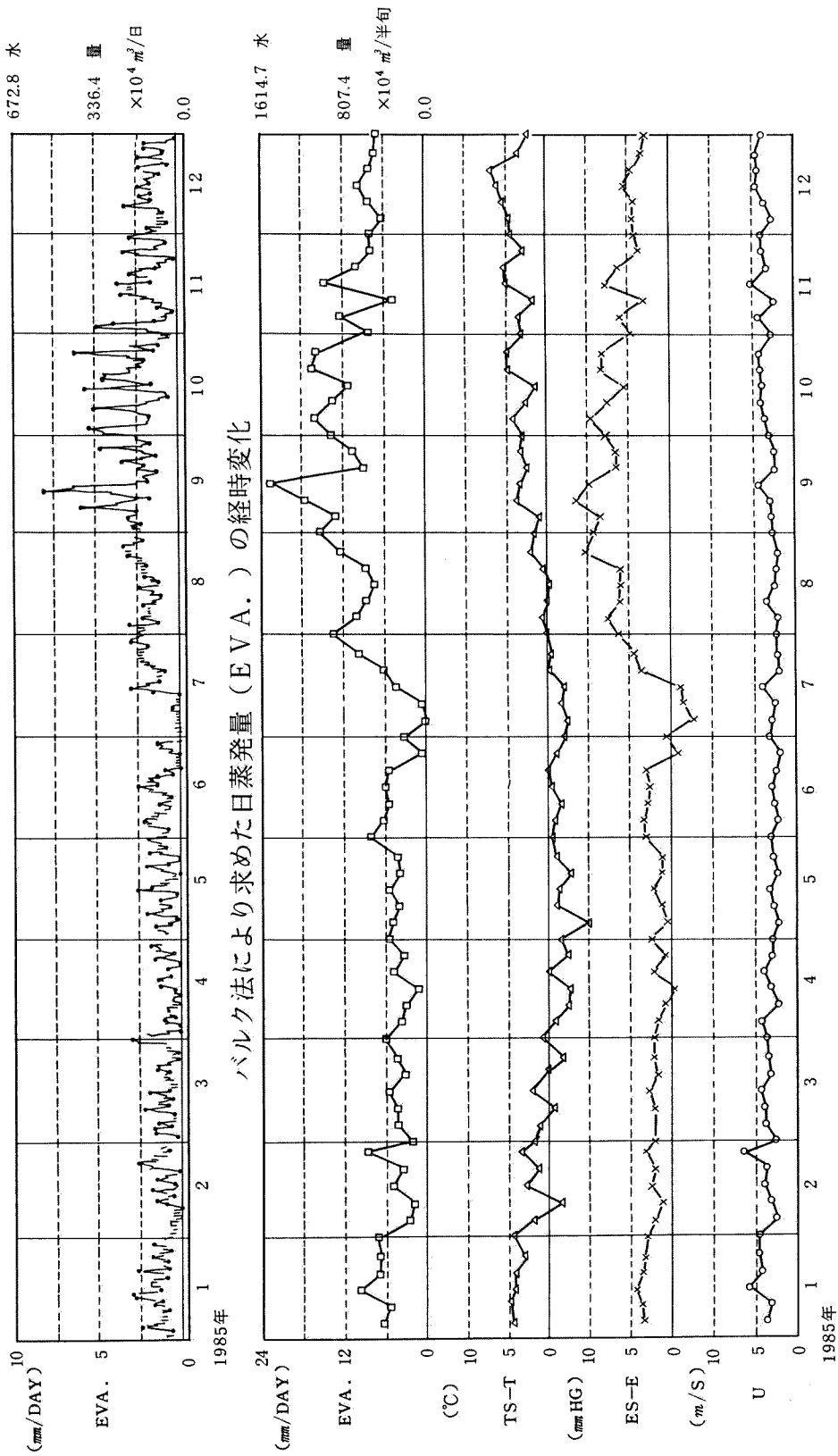


図 4.3.3 バルク法により求めた半旬毎の蒸発量 (EVA.) の経時変化
 表面水温(TS)と気温(T)の差の半旬平均値の経時変化, TSでの飽和水蒸気圧(ES)と
 水蒸気圧(E)との差の経時変化および風速(U)の半旬平均値の経時変化。T、E、Uは
 高度約5.5mでの値

なる。

④ 各測定法の比較および考察

①, ②で決定した補正值及び係数を用い, 渦相関法で得られた蒸発量を真値とし, 各測定法(バルク法, 熱収支法, 大型蒸発計)から得られる蒸発量の測定精度の比較検討を行った。特別観測期間中の蒸発量の真値(渦相関法)と各測定法から得られる蒸発量の関係をそれぞれ時間, 日, 半旬単位でみた結果が表4.3.4である。

全体的傾向としては, 時間スケールを長くともほど相関が良くなる傾向がある。

各測定法を比較すると, バルク法と熱収支法(熱収支渦相関法)が相関係数が大きく, 標準誤差が小さいのに対し熱収支法(熱収支ボーエン比法)は, 最も相関係数が小さく標準誤差も大きい。特に時間スケールでその傾向が強い。

表4.3.4 各推定法の相関係数と標準誤差

	時間 (mm/時)		日 (mm/日)		半旬 (mm/半旬)	
	相関係数	標準誤差	相関係数	標準誤差	相関係数	標準誤差
バルク法	0.90	0.03	0.94	0.49	0.98	1.93
熱収支 ボーエン比法	0.41	0.08	0.69	1.21	0.84	4.48
熱収支渦 相関法	0.80	0.04	0.90	0.56	0.98	1.52
大 型 蒸発計	—	—	0.80	0.91	0.91	2.42

(3) 湖面蒸発量シミュレーションモデル

(i) シミュレーションモデルの必要性

蒸発量の現況把握およびそのリアルタイムでの評価方法としては、前述のごとくバルク法が最適である。しかし、実際に蒸発量の観測を行っていない地点や期間において蒸発量の推定を行う場合、日、半旬、旬といったタイムスケールで評価することで十分であるとか、今後予測モデルの検討にまで高めたいといった場合にはバルク法では計算に必要な気象要素（風速、水蒸気圧）の推定が困難である。そこで、ここではある程度の推定や予測が可能な気象要素を用いた方法で展開できる熱収支法を考えてみる。熱収支法は10分とか1時間とかいう短いタイムスケールで評価した場合、精度的にはバルク法より低いですが、1日以上タイムスケールで評価した場合比較的よい精度で評価が可能である。湖面蒸発量シミュレーション及び予測モデルのタイムスケールとしては気象要素の推定精度上日以上が妥当と考えられる。

ここでは、まず式(4.7)を用いて現況把握モデルを作成し、バルク法により求めた蒸発量と比較することによってモデルの検討を行った。

$$LE = (R_n - G) / (1 + B) \dots\dots\dots (4.7)$$

LE : 蒸発量 R_n : 放射収支量 G : 貯熱量

B : ボーエン比

また、モデルの作成検討対象地点は、蒸発量の観測を行っている湖東基地測点（彦根沖）とする。そして、モデルの作成は湖東基地測点と彦根地方気象台のデータを用いて行った。ただし、貯熱量の推定に必要な表面水温データは、湖東基地観測点のデータだけでは不十分なため湖東基地測点にもっと近い安曇川沖中央（琵琶湖定期水質調査地点）データを用いた。

推定に用いるデータとその推定を行うにあたっての仮定を、表4.3.5に示す。また、表4.3.6に推定項目の推定方法と推定結果を示す。¹³⁾

(ii) 湖面蒸発量シミュレーションモデル

式(4.7) から蒸発量の推定を行う場合、放射収支量 (R n) , 貯熱量 (G) とボーエン比 (B) の推定が必要である。放射収支量 (R n) は、表4.3.6 に示すように式(b), (c)で推定可能である。

そこで、貯熱量とボーエン比の推定方法の検討を行い以下に示す重回帰式を得た。

$$G = H U \times 0.83121 - T S A \times 21.8875 + S A \times 0.65418 - W S \times 7.9751 + A N \times 17.3838 \quad \dots\dots\dots (4.8)$$

G : 貯熱量(W/m²) H U : 湿度(%)
 T S A : 気温水温差 (°C) S A : 日射量(W/m²)
 W S : 風速(m/s) A N : 安定度

データ数 34 重相関係数 0.97 標準誤差 19.4(W/m²)

$$B = - T A \times 0.08964 + Q \times 0.02749 - T S \times 0.0567 + W Q \times 0.05504 - W S \times 0.03982 + 1.3715 \quad \dots\dots\dots (4.9)$$

B : ボーエン比 T A : 気温 (°C)
 T S : 表面水温 (°C) Q : 水蒸気圧(mb)
 W Q : 飽和水蒸気圧 (表面水温における)
 W S : 風速(m/s)

データ数 34 重相関係数 0.98 標準誤差 0.09

図4.3.5 にモデルで求めた蒸発量とバルク法で求めた蒸発量の関係を示した。

図4.3.6 に本観測でえられた蒸発量 (バルク法 : 1985年) とこのモデルで推定した蒸発量の年変化の大まかな傾向を示す。

表4.3.5 推定を行うにあたっての仮定¹²⁾

	彦根地方气象台①	湖東基地観測点②	安曇川沖中央③
日射量放射収支量	① ≒ ② ≒ ③		
気 温	① ≒ ②	③ = ① * α	
水 蒸 気 圧	① ≒ ②	③ = ① * β	

注) α, β は 月別係数

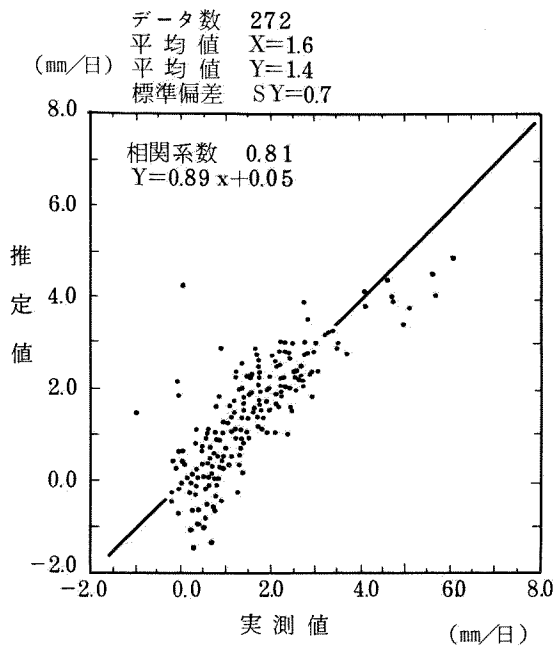


図4.3.5 シミュレーションモデルで求めた蒸発量とバルク法で求めた蒸発量の関係

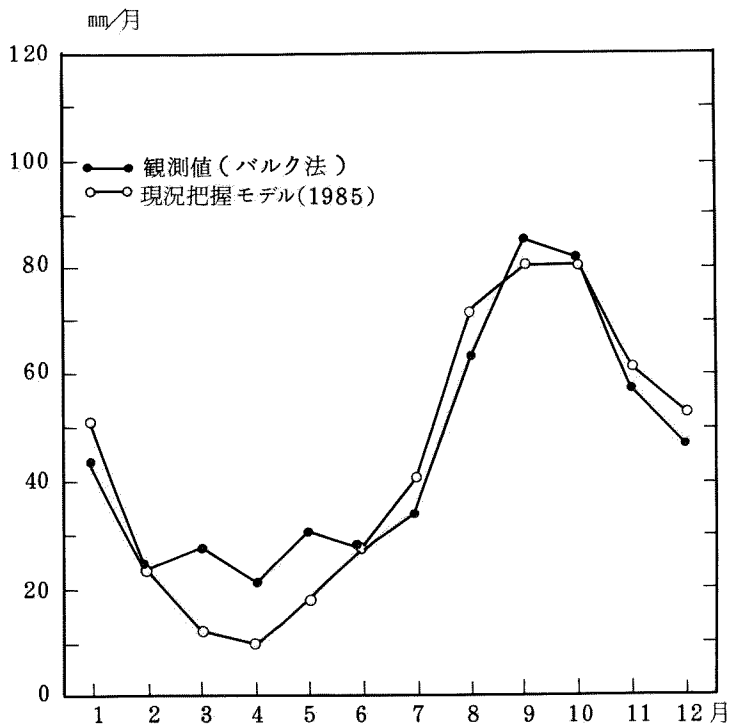
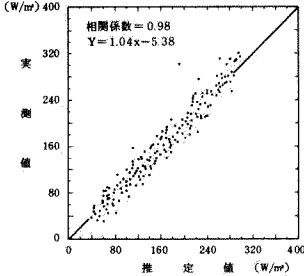
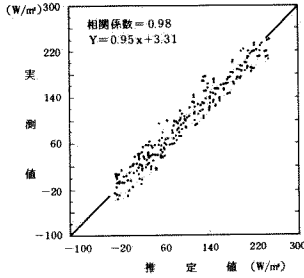
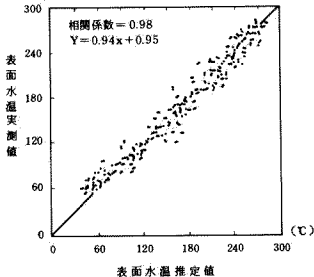


図4.3.6 琵琶湖における蒸発量の年変化

表 4.3.6 気象要素の推定方法と推定結果

	推 定 式	推 定 結 果
日 射 量	$S = (a + b \cdot n / N) \cdot S_0 \quad (a)$ <p>S: 日射量 n: 日照時間 N: 可照時間 S₀: 大気外太陽放射 a, b, 経験定数 a = 0.188 b = 0.544</p>	データ数 280 平均値 X = 146 平均値 Y = 146 標準偏差 SY = 15  <p>日射量の推定値と実測値との関係 (1985年)</p>
放 射 収 支 量	$R_n = (1 - A) \cdot S + L \quad (b)$ <p>R_n: 放射収支量 A: アルベード S: 日射量 L: 正味の長波放射量 $L = L_0 \cdot (b^2 + (1 - b^2) \cdot n / N) \quad (c)$ L₀: 快晴時の正味長波放射量 [= -σ · T_a⁴ · (a¹ - b¹ √e)] σ: ステファンボルツマン定数 T_a: 気温 e: 水蒸気圧 n: 日照時間 N: 可照時間 a¹, b¹, b² は経験定数 a¹ = 0.469 b¹ = 0.08 b² = 0.6</p>	データ数 230 平均値 X = 82 平均値 Y = 81 標準偏差 SY = 15  <p>放射収支量の推定値と実測値との関係(1985年)</p>
表 面 水 温	$\theta_s = (\lambda \cdot \delta t \cdot \theta + c \cdot \rho \cdot D \cdot \theta_0) / (\lambda \cdot \delta t + c \cdot \rho \cdot D) \quad (d)$ <p>θ_s: 表面水温 λ: 比例係数 θ: 平衡水温 c: 水の比熱 ρ: 水の密度 θ₀: δt 時間前の表面水温 D: 水深</p>	データ数 301 平均値 X = 16.9 平均値 Y = 16.8 標準偏差 SY = 1.3  <p>安曇川沖中央での表面水温の推定値と実測値との関係(1966~1985年)</p>

3-3 流域蒸発散量の推定モデル

i) 流域蒸発散量の検討方法

a) 蒸発散量推定モデルの選定

流域蒸発散量を推定するためのモデルは多くあるが、ここではデータの入手のしやすさ、同定パラメータの安定性などの検討をふまえ、次式に示すMakkink(1957)¹⁴⁾により提案された日射法にもとづくものを選定した。

$$E T = a \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_s}{L} + b \quad \dots\dots\dots (4.10)$$

E T : 蒸発散量 [mm/day] a, b: 経験定数 γ : 乾湿計定数 [mb/°C]

Δ : 日平均気温における水蒸気圧-温度曲線の勾配 [mb/°C]

L : 蒸発の潜熱 [j/g] R_s : 日射量 [j/m²]

日射法は、予め日射量と蒸発散量との関係を経験定数 a, bを決めておいて、日射量と気温から蒸発散量を求めるものである。以下、 $\Delta/(\Delta + \gamma) \cdot R_s/L$ を日射項と称す。

b) 日射法の経験定数 a, bを決定するときに使用するデータ

日射法の経験定数 a, bを決定するときに必要とするデータは、以下に示すデータである。

1. 蒸発散量
2. 気温
3. 日照時間
4. 降水量

上記、降水量を必要とするのは経験定数への降雨の影響の有無を検討するためである。また、これらのデータは種々の地表面上で測定されたものを収集する必要がある。しかし、これら4項目のデータを観測している観測所はほとんど無く、とくに1に関しては、長時間にわたって入手できるのは以下の観測所だけであった。

気象庁産業気象課千葉県柏市の観測所

データ収集期間：昭和41年～昭和45年

京都大学防災研究所の八王子試験地での観測結果¹⁵⁾

データ収集期間：昭和56年4月22日～12月9日

上記の観測所においても、データ収集期間中、1～4の全気象要素はそろっていないので、上記以外の近接した気象官署からもデータを収集した。使用するデータが同一地点にない場合は、両観測所において同時期に同一の観測資料がある期間について、その資料の比較検討を行った後、近接した気象官署の資料を使用した。

C) 経験定数の検討方法

経験定数 a, b の検討は図4.3.7のフローに従って行う。

b) で収集を行った資料は基本的に日別データであるが、その日界の取り方に、年により9時日界で取り扱っている場合と、24時日界で取り扱っている場合とがある。データの取り方にこのような不整合があり、また、計算を行う琵琶湖流域の長時間にわたるデータも、年により、場所により、要素により、前記と同様、日界がそろっていない。

このような理由により、経験定数を日別に検討することには問題があり、両方の日界で取り扱われているデータを併用するための誤差をできるだけ小さくするために日別のデータを半旬平均値とし、図4.3.7の検討フローの中の2以下の作業を行った。

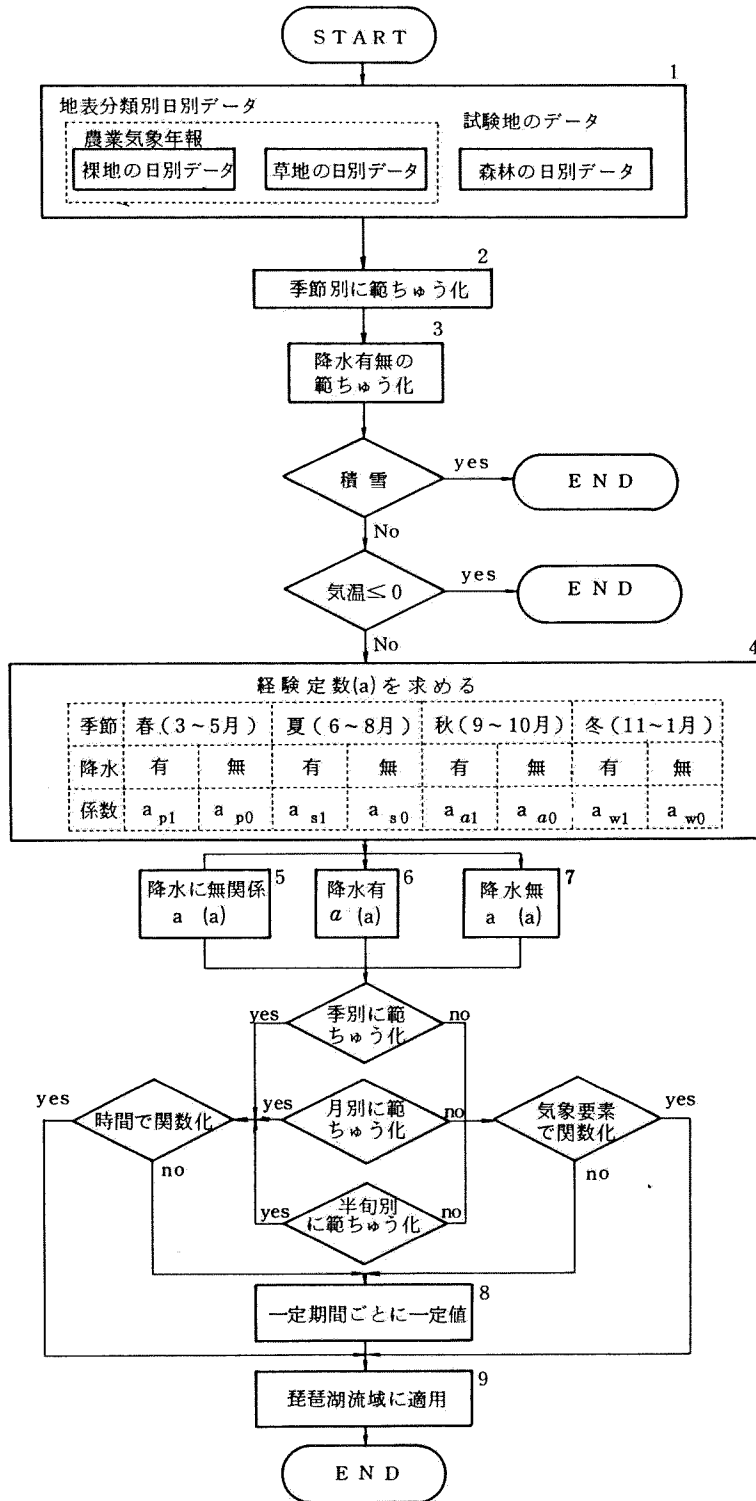


図 4. 3. 7 日射法の経験定数の検討フロー

ii) 琵琶湖流域における蒸発散量の推定の方法

i) で行った検討結果を琵琶湖流域に適用し、琵琶湖流域の蒸発散量の推定を行った。ここでは、推定の手順と種々のデータやパラメーターの与え方について述べる。

a) 琵琶湖流域のブロック分けと地表分類

琵琶湖流域のブロックは、滋賀県の気象予報区の種類、琵琶湖流域の気候区、および、後述の流出モデルにおける分割を基に、図4.3.8に示すように、北部1、北部2、南部の3ブロックに分割した。それぞれのブロックの面積と、各ブロックにおける地表分類別の面積の割合を表4.3.7に示す。地表分類別面積は滋賀県植生図(1981)¹⁶⁾をもとに以下に示す項目別にグラフ用紙に転写し、グラフのマス目を数えることにより算出した。読み取りは植生図を約40万分の1に縮小し、長さにして約400mの精度で読み取った。北部2ブロックで京都府側にはみでる部分があるが、その部分については地表分類を森林として取り扱った。

地表分類は、

1. 裸地・市街地
2. 耕地・草地
3. 森林
4. 水面

表4.3.7 流域蒸発散量の計算に使用するブロックの面積とブロックごとの地表分類別面積の割合

ブ ロ ッ ク	ブ ロ ッ ク 面 積	面積の割合	地表分類別の面積の割合		
			裸地・ 市街地	耕地・ 草 地	森 林
北部1 姉川 湖東 全	367 1,267 1,364	.225 .775 1.000	.061	.328	.611
北部2 湖北 安曇川 湖西 全	445 315 171 93	.478 .338 .184 1.000	.030	.222	.748
南部 湖南 野洲川 全	223 387 610	.366 .634 1.000	.130	.374	.496

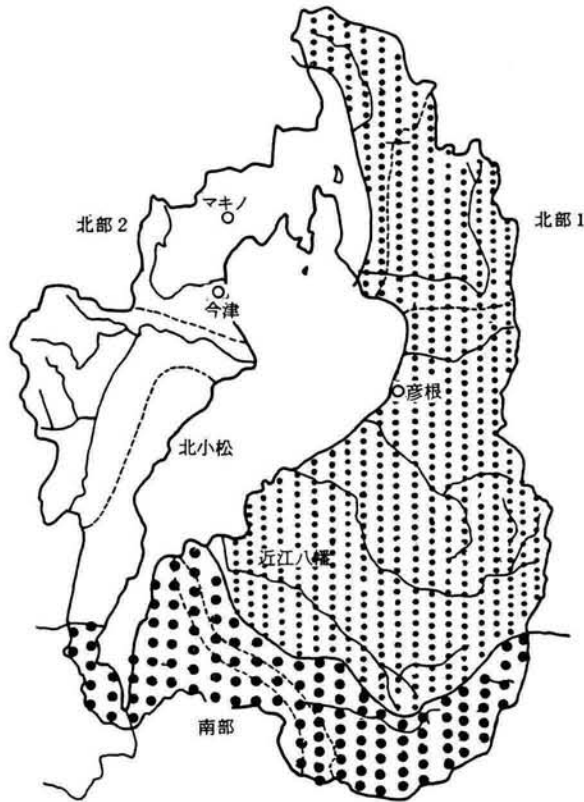


図4.3.8 琵琶湖流域の分割

の4分類としたが、4の水面についてはいずれのブロックもその面積に占める割合が1%未満なので、水面については考慮していない。

b) 流域蒸発散量の計算に必要なデータの収集

流域蒸発散量の計算に必要な気象要素はi) - b)で述べたとおり気温、日照時間、降水量である。これらの要素は昭和41年～60年の20年間、琵琶湖流域にある建設省、気象官署の観測所から収集し、単純平均あるいは面積比の重みつき平均によって、3ブロック（北部1、北部2、南部）ごとに日照時間、気温、降水量の日平均値を算出した。

c) 日射法の経験定数 a, b についての検討結果

図4.3.7のフローに従って検討を行い、表4.3.8に示す結果を得た。

表4.3.8には係数を使用する条件も一括して示してある。

表4.3.8に基づいて行う蒸発散量の推定法を以下流域蒸発散量推定モデルと称する。

表 4. 3. 8 日射法の経験定数 a, b の値

地表分類	条 件	a	b	備 考
芝地	10月～12月	0.61	-0.61	気温 0℃以下の時, 蒸発散量は 0
	1月～5月			
	6月～9月	0.87	-0.10	
裸地		1.01	-0.74	気温 0℃以下の時, 蒸発散量は 0
森林	日射項 5 mm未満 あるいは前半旬の降 水量50mm未満	0.93	-1.12	気温 0℃以下の時, 蒸発散量は 0
	日射項 5 mm以上か つ前半旬の降水量 50mm以上	0.93	-1.12	樹冠遮断量を前半旬の 降水量の15%とする。 気温 0℃以下の時, 蒸発散量は 0

d) モデルの検証

c) で決定した経験定数を用いて, 結果の検証を行った。

表 4. 3. 9 モデルの検証結果

	相 関 係 数	標 準 誤 差	デ ー タ 数
芝 地	0.94	mm/日 0.57	37 個
裸 地	0.86	1.07	37
森 林	0.87	0.76	42

e) モデルから推定した蒸発散量データを長期流出シミュレーションモデルに結合させるための方法

b) で算出された気象要素を表 4. 3. 8 の地表分類ごとの係数をもつ回帰式に入れ, 各ブロックの地表分類別面積で加重平均することによって

各ブロックの流域蒸発散量を推定することになる。

最後に後述の長期流出シミュレーションモデルに与えるデータは基本として日別データである。流域蒸発散量モデルはデータの日界の関係から半旬量として蒸発散量を求めている。この結果を長期流出シミュレーションモデルに与えるためには日別値とする必要がある。データを用いる地点数の違いはあるが気象データのうち、20年間を通じ、日界を同等に扱えるデータは日照時間であり、また、モデルは日射法に基いていることから、次式に示すように日別の日照時間と半旬別の日照時間との比をとり（日照比と称する）、半旬量として求め蒸発散量に日照比をかけることにより日別の蒸発散量を求めた。

$$E_d = E_T \cdot \frac{RS_d}{RS} \quad \dots\dots\dots (4.11)$$

E_d : 日平均流域蒸発散量, E_T : 半旬平均流域蒸発散量
 RS_d : 日照時間日総量, RS : 半旬平均日照時間総量

上記のような方法で日量に変換した場合の計算蒸発散量と実蒸発散量の検証結果を表 4. 3.10 にまとめて示す。

表 4. 3.10 モデルの蒸発散量を日別値としたときの検証結果

	相 関 係 数	標 準 誤 差	デ ー タ 数
芝 地	0.84	mm/日 0.93	164 個
裸 地	0.81	1.51	164
森 林	0.68	1.70	197

3-4 積雪融雪流出モデル

琵琶湖流域は雪質からみるとザラメ雪、シマリ雪混合地帯に区分される。新雪がシマリ雪をへてザラメ雪に変態していくが、この地域では冬でも雪温が零度であることが多く、融解や降水による水があるので、ザラメ雪への変化はより急速に進み、その範囲も広く、暖地性雪の特徴を有している。しかも北部の高標高地帯では寒地性雪の特徴も見出される。もとより、この地域では積雪層の水量変化が融雪過程という外的な気候条件と関連すると同時に、雪層内の流出過程を支配する積雪の粗度変化による滞水性と雪質条件にともなう密度変化といった内的な積雪特性も積雪水量変化に影響するので、積雪の時間的・空間的構造はもとより、その融雪・流出構造も複雑といわざるをえない。

一方琵琶湖では、秋から冬にかけて水位低下期となり、冬から春にかけては、この時期の積雪および融雪流出が、春先の湖水位上昇に大きく寄与しており、水位回復期に相当している。春先以降は水需要が増加するかんがい期となり、この時期に安定した水供給ができるように冬期に積雪として蓄えられる水量を有効に利用するためには、流域内の積雪状況を把握し、その流出量および時期を予測することが重要となる。

こうした暖地性雪に寒地性雪を混在させた現象面においても複雑な構造をもっており、同時に実用的な水量管理においても重要な位置づけにある琵琶湖流域の積雪融雪流出調査とそのモデル化は学術上、応用上重要といわざるをえない。こうした視点から、ここでは琵琶湖流域のいくつかの小流域での詳細な気象・水文観測をベースにモデルを構成し、それを全流域に拡張して最終的に琵琶湖水位の再現をはかった。¹⁷⁾

(1) 観測小流域の概要と観測システム

対象とした大浦川、高時川は、図4.3.9～10に示すように琵琶湖の北部に位置している。

大浦川での調査対象流域は、庄地点より上流域の流域面積13.8km²、標高92m～657mの流域で、流域内多雪地帯に属する。

高時川での調査対象流域は、姉川右支川高時川の源流部にあたり、カソ谷地点より上流域の流域面積13.1km²、標高395m～892mの流域で、日本でも有数の豪雪地帯である。

観測地点及び項目は、流域、年度により異なるが、観測システムを図4.3.11～12に、測定した項目を表4.3.11に示す。

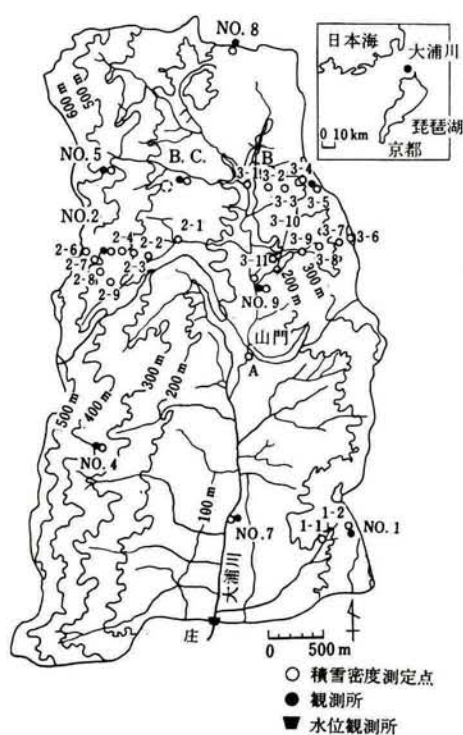


図4.3.9 大浦川流域と観測地点



図 4. 3. 10 高時川流域と観測地点

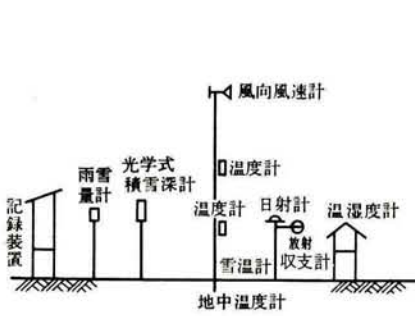


図 4. 3. 11 大浦川山中牧場（基準点）の観測システム

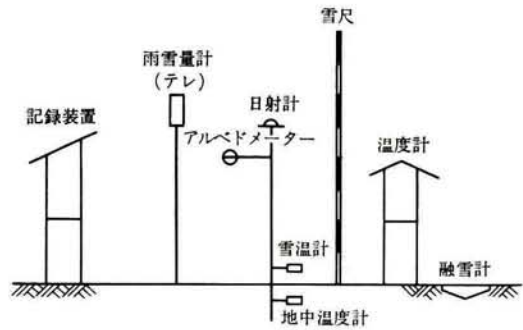


図 4. 3. 12 高時川中河内の観測システム

表 4. 3. 11 観測項目と観測目的

観測項目	観 測 目 的
降 水 量	融雪モデルの入力データ。 流域に降る雨あるいは雪の量を把握する。
気 温	融雪モデルの入力データ。融雪機構解明の基礎データ。
風 向	流域の気象特性を把握する。
風 速	熱収支解析に使用。 融雪機構解明の基礎データ。
日 射 量	融雪モデルの入力データ。 熱収支解析に使用。 融雪機構解明の基礎データ。
放射収支量	熱収支解析に使用。 融雪機構解明の基礎データ。
アルベド	日射量から融雪熱を算定する。
湿 度	熱収支解析に使用。 融雪機構解明の基礎データ。
地 温	融雪状況を間接的に把握。
雪 温	融雪状況を間接的に把握。
水 温	融雪状況を間接的に把握。
河川水位	H-Q式により流量を算出して融雪流出モデルの最終的な 検証データとする。
流 量	H-Q式の作成。
地下水位	融雪状況を間接的に把握。
積 雪 深	積雪・融雪モデルの検証データ。流域の積雪量を推定する。
積雪密度	積雪深に乗じて積雪水量を求め、流域の積雪量を推定する。
融 雪 量	融雪モデルの直接的検証データ。融雪機構解明の基礎データ

尚、大浦川流域での観測は、昭和57年度から昭和58年度、高時川での観測は、昭和59年度から昭和60年度の、それぞれ2年間実施し、時期は各年11月下旬又は12月上旬頃から、その翌年の4月下旬又は5月上旬頃まで観測している。

(2) 積雪融雪流出のモデル化

融雪流出過程の物理的な特徴をモデル化するには、観測項目の時系列変化特性をできるだけ忠実に表現できるモデルの展開が必要である。従来、

この分野でのモデル展開は、気温に融雪係数を乗じて、融雪量を算出する過程のみで構成されているものが多い。しかも、データが得られ難い状況等により、最初から時間的にも空間的にもかなり大きな単位で扱う場合が多い。ここでは、まず、昭和57年度の大浦川での多くの水文・気象観測データを、モデルパラメータの設定及びモデルの検討に最大限活用するような形で、モデル展開を試みている。これを「基本モデル」とここでは呼ぶこととし、昭和58年度から昭和60年度に観測で得られた多くの気象・水文データは、この「基本モデル」の改良を行う際に活用している。

1) モデルの概要

モデルの基本は、M. I. T. で開発されたTemperature Index ¹⁸⁾法に依拠しているが、我国のそれも琵琶湖流域への適用に際して、いくつかの修正並びに改良を行っている。このモデルの特徴としては、

- ① 積雪、融雪期を通して連続的に計算できる。
- ② 積雪の冷却・凍結過程がモデルに組み込める。
- ③ 積雪内貯留過程がモデルに組み込める。
- ④ 計算過程の中で、積雪水量・積雪深・積雪密度・雪温・含水量等の積雪状況を表わす諸要素が算出される。

といった点を挙げる事ができる。従って、従来、流域規模での融雪量の算定は、それを検証することなく、直接に流出モデルへ入力しているが、本モデルでは、その出力として積雪水量・積雪深・積雪密度・雪温が、あるものは連続して、あるものはいくつかの時点で観測されているので、これらの計算値と観測値の比較を通して、モデルそのものの検証を図りながらモデルを評価することが出来る。この検証を受けたモデルのアウトプットの一つとして地表面到達水量が算定でき、この値を流出モデルへのインプットとして融雪流出量を把握・予測することになる。これも本モデルの大きな特徴と言えよう。

図4.3.13は、本モデルのブロックダイヤグラムである。

3) 新雪密度・積雪量の増加，積雪密度計算

新雪密度DNS (g/cm³)，新雪深DPNS (mm)，積雪による新雪の圧縮¹⁹⁾深REDUCT (mm)は，既往の知見を参照し，それぞれ次式で与える。

$$DNS = a + \{(1.8 * TNS + 32) / 100\}^b \quad \dots\dots\dots (4.12)$$

$$DPNS = PP * WHNS / DNS \quad \dots\dots\dots (4.13)$$

$$REDUCT = PP * DP' / WEQ' * (DP' / 10)^{0.35} * 0.3224 \quad \dots\dots\dots (4.14)$$

ここに，TNS：新雪温度 (°C) で本モデルでは気温T (°C) に等しいとみなす。a，b：同定すべきパラメータ，PP：降水量 (mm)，DP'：新雪が積もる前の積雪深 (mm)，WEQ'：新雪が積もる前の積雪水量 (mm)，WHNS：新雪固体率である。従って，新雪が積もった後の諸量は，それぞれ次式のようになる。

$$DP = DP' - REDUCT + DPNS \quad \dots\dots\dots (4.15)$$

$$WEQ = WEQ' + PP \quad \dots\dots\dots (4.16)$$

$$DN = WEQ / DP \quad \dots\dots\dots (4.17)$$

ここに，DP：積雪深 (mm)，DN：積雪密度 (g/cm³)，WEQ：積雪水量 (mm) である。

式(4.12)における定数a，bは，新雪の密度が積雪深に大きく関係するのは降雪時であることから，積雪深のピークおよび積雪量の増加に着目して同定し，a=0.02，b=2.2と決定した。

また，積雪期初期の適合性を考慮して，新雪の固体率WHNSの概念を導入した。

すなわち，気温が高い時の雪は湿雪であるので地表に到達した時には，すでにある程度融けているという考え方で，式(4.18)のような関係を仮定した。

$$\left. \begin{aligned} WHNS &= -0.113 * T^2 + 1.0 & 0 < T \leq 2.1 \\ &= 1 & T \leq 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.18)$$

4) 融雪量の計算

雪面における融雪量の算定は、大きく融雪流出に影響する。また、雪面融雪量は雪面の熱収支に支配されている為、熱収支を考慮して、以下のように設定した。

まずアルベド $A L B$ は、降雪からの日数との関係を観測値から求め、(4.19)式のようにあらわした。

$$\left. \begin{aligned} A L B &= -0.0065 * N T X + 0.666 & N T X \geq 6 \\ &= -0.014 * N T X + 0.873 & N T X < 6 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.19)$$

ここに、 $N T X$: 降雪からの日数である。

また、放射収支量 $Q R$ ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$) は、短波放射量 $Q R S$ ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$) と長波放射熱 $Q R L$ ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$) の和として表される。

$$Q R = Q R S + Q R L \dots\dots\dots (4.20)$$

$$Q R S = R A D * (1 - A L B) \dots\dots\dots (4.21)$$

$$Q R L = (0.757 * S I G * T^4 - S I G * T S^4) * (1 - C K L * C N) \dots\dots\dots (4.22)$$

ここに、 $S I G$: ステッフアン・ボルツマン定数 $0.496 * 10^{-8}$ ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{hr}/\text{k}$) , $T S$: 雪面温度 ($^{\circ}\text{C}$) , $R A D$: 日射量 ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{day}$) , $C K L$: 雲の種類による係数, $C N$: 雲量である。 $C K L$ は、次のような値をとる。

(上層雲) 絹雲, 等 $C K L = 0.25$

(中層雲) 絹層雲, 高積雲, 高層雲 等 $C K L = 0.5$

(下層雲) 層積雲, 層雲, 乱層雲 等 $C K L = 0.75$

次に、降雨時の凝結による潜熱は小池ら²²⁾の式を用いる。

$$Q E = L_{v.} * \Sigma E = L_{v.} * \Sigma 0.0042 (E_s - 6.1) \quad P R > 0 \dots\dots\dots (4.23)$$

ここに、 $Q E$: 降雨時の凝結による潜熱 (cal/cm^2) , $P R$: 雨量 (mm) , E : 凝結強度 ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{hr}$) , $L_{v.}$: 気化熱 ($597\text{cal}/\text{g}$) , E_s : 気温に対する飽和水蒸気圧 (mb) である。

従って、雪面の融雪熱は、式(4.24)となる。

$$\begin{array}{l}
 \text{HRAD} = (\text{QRS} + \text{QRL}) / 80 * 10 \\
 \text{HTMP} = \text{CT} * \text{T} \\
 \left. \begin{array}{l}
 \text{HE} = \text{QE} / 80 * 10 \\
 \text{HR} = \text{PR} * \text{T} / 80
 \end{array} \right\} \text{PR} > 0 \\
 \left. \begin{array}{l}
 \text{HE, HR} = 0 \\
 \text{HTI} = \text{HRAD} + \text{HTMP} + \text{HE} + \text{HR}
 \end{array} \right\} \text{PR} = 0
 \end{array} \quad \dots\dots\dots (4.24)$$

ここに、HTMP：気温による熱量(mm)，CT：気温による融雪定数(mm/°C，24時間単位で2.0)，HE：凝結による熱量(mm)，HR：降雨による熱量(mm)，PR：降雨量(mm)，HTI：雪面における総融雪熱(mm)，HRAD：放射による熱量(mm)である。なお、日単位の計算では降雨時間の特定ができないので式(4.24)で日平均気温を用いた値を24倍する。

結局、積雪層に加えられる総融雪熱は、地面からの熱量を加え、式(4.25)となる。

$$\left. \begin{array}{l}
 \text{HT} = \text{HTI} + \text{HG} \\
 \text{HG} = 0.02
 \end{array} \right\} \dots\dots\dots (4.25)$$

ここに、HT：積雪層に加えられる総融雪熱(mm)，HG：地面融雪量(mm)，ここでは一定とした。

なお、熱量はすべて融雪に使われたものとして、水高換算値で示した。

また、本モデルではHTを融雪量に変換するとき(HTがプラスのとき)及びHTを凍結・冷却量に変換するとき(HTがマイナスのとき)積雪量の含水量により積雪の比熱と氷の比熱の比を考え、Thermal quality QT(%)を持ち込んでいる。すなわち、融雪量、厳密には昇温熱水高換算値RM(mm)はHT/QTで与えられ、冷却熱水高換算値ACC²⁰⁾(mm)は-HT/QTで与えられる。ここに、QTは次式で与える。

$$\left. \begin{array}{l}
 \text{QT} = 1 + 0.5/80 * (-\text{TP}) \quad \text{TP} < 0 \\
 \text{QT} = 1 - \text{WC} / \text{WEQ} \quad \text{TP} = 0
 \end{array} \right\} \dots\dots\dots (4.26)$$

ここに、WC：積雪内含水量(mm)，TP：雪温(°C)である。

5) 融雪の有無, 積雪の冷却再凍結

総融雪量 $H T$ がマイナスの時は融雪は生じず, 積雪内の水分がある場合 (雪温 = 0°C) は凍結, ない場合 (雪温 $< 0^{\circ}\text{C}$) は積雪の冷却が生じる。本モデルでは, 積雪の冷たさを示す指標として, Cold Content²¹⁾ という値を用いており, 次式で示される。

$$C C = -0.5/80 * D P * D N * T P \quad \dots\dots\dots (4.27)$$

ここに, $C C$: Cold Content(mm), 0.5 : 氷の比熱である。

Cold Contentは, 新雪についても同様に算出される。Cold Content・含水量・雪温には, 基本的に次のような関係がある。

$$\left. \begin{array}{l} \text{雪温} > 0 \quad \text{なし} \\ \text{雪温} = 0 \rightarrow \text{Cold Content} = 0, \text{含水量} > 0 \\ \text{雪温} < 0 \rightarrow \text{Cold Content} > 0, \text{含水量} = 0 \end{array} \right\} \dots\dots\dots (4.28)$$

6) 積雪水量の減少, 積雪内貯留, 流出

積雪内を融雪水が重力水として降下するプロセスは, 雪層中に介在する氷板, 氷板中の水みち等を考えると非常に複雑となる。ここでは, そのプロセスを雨水が土壌層を降下する際の限界値, いわゆる毛管飽和水量と類似していると考え, 重力水として降下する限界値を積雪の可能保水率 $W H C$ と定義した。この $W H C$ そのものを物理的に明確に記述することは, 現時点では困難であると考え, 既往の知見をもとに雪密度 $D N$ (g/cm^3) の関数として設定してみたが, 積雪内浸透量の観測値との比較等により, $W H C = 0.01$ と固定させた。

従って, 積雪内可能保水量 $W C M$ (mm) は, 次のように表わされる。

$$W C M = W E Q * W H C \quad \dots\dots\dots (4.29)$$

更に, 時間ステップでの融雪重力水の地面到達率 $P C$ (いわば流出率) を積雪深 $D P$ (cm) の関数として次式で与えた。

$$P C = a / (a + D P) \quad \dots\dots\dots (4.30)$$

ここに, a : 定数は, $a = 10$ としている。

積雪内含水量 $W C$ が $W C M$ を超過した時 $(W C - W C M) * P C$ が地

表面到達量であり、タンクモデルによる流出モデルへのインプットとなる。

7) 標高に伴う降水量の割増率

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

まず、降水量は従来からよく用いられるように、標高に伴なって直線的に増加すると仮定した。

$$P_h = P_o * \{1 + \alpha (h - h_o)\} \quad \dots\dots\dots (4.31)$$

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

いま、融雪が生じないものとする、ある時点での標高 h , h_o 地点の積雪水量 ΣP_h , ΣP_o は、式(4.31)より、 $\Sigma P_h = \Sigma P_o \cdot \{1 + \alpha (h-h_o)\}$ の関係があるから α は次式で求められる。

$$\alpha = (\Sigma P_h / \Sigma P_o - 1) / (h - h_o) \quad \dots\dots\dots (4.32)$$

この式(4.32)に、昭和58年の観測データを適用し、 $\alpha = 0.0009$ を得た。

但し、降雨の場合は上式を適用せず、降雪の場合のみ標高に伴う割増率を適用している。

8) 標高に伴う気温減率

気温については、標高に伴う気温減率の考え方が多く用いられており、ここに次式のような関係式を仮定した。

$$T_h = T_o - \beta (h - h_o) / 100 \quad \dots\dots\dots (4.33)$$

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

本モデルについては、 $\beta = 0.6$ としている。

(3) 観測流域への適用

1) 地表面到達水量の再現性

図4.3.15は、高時川流域での昭和60年3月における地表面到達水量の観測値と計算値を示してある。低減部が観測値に比べてシャープに切れている等の問題はあるが、日変化等は表現されている。

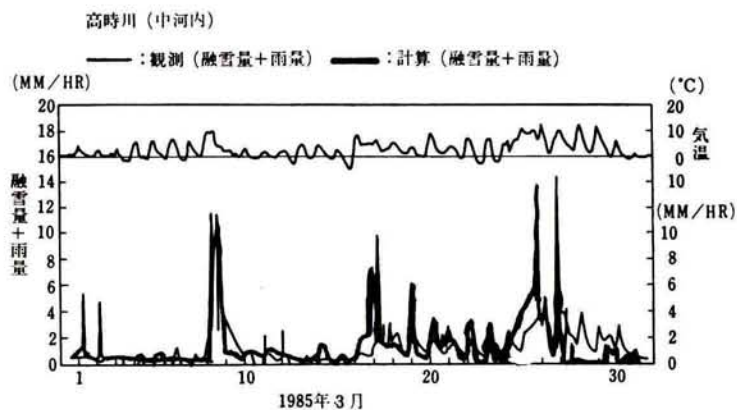


図4.3.15 地表面到達水量の再現性

2) 河川流量

図4.3.16は、河川流量の観測値と計算値を示してある。流域、年次は、図4.3.15と同じである。3月においては、計算の方が、やや低めに、融雪最盛期となる4月には、降水時にやや多めに出る傾向はあるもの、日変化は良く表現されている。

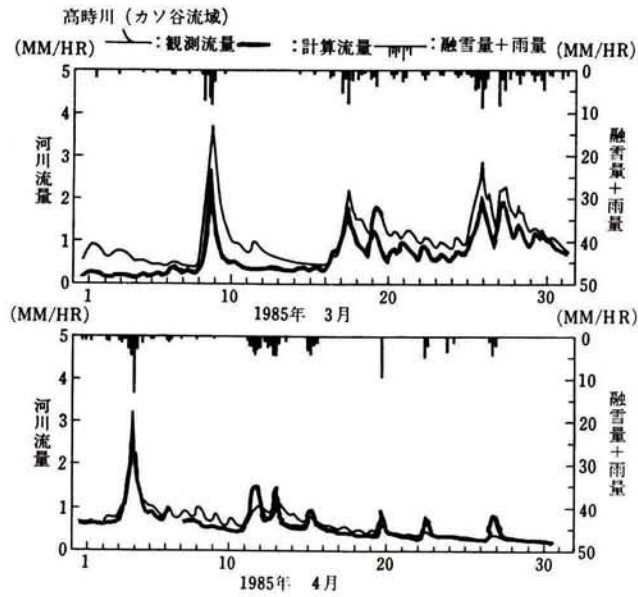


図4.3.16 河川流量の再現性

3-5 流域流出モデル

湖沼での水収支式を再記すると

$$P_w = (D_{w0} - D_{w1}) + E_w + \Delta B_w \quad \dots\dots\dots (4.34)$$

となる。いま、河川流域でおこなわれているように日単位のスケールで長期流出モデルを構成することを考える。水収支各項のうち湖面降水量 P_w は湖岸近傍の降水観測所データから得られる。湖沼からの流出量 D_{w0} は湖水位、湖沼流出量制御ルール（水門や堰の操作ルールや湖沼の自然流出特性）を与えると算定でき、一般に水位の関数とすると、

$$D_{w0} = f_1(H) \quad \dots\dots\dots (4.35)$$

となる。ここに、 H は湖水位、 $f_1(H)$ は湖沼流出量制御ルールである。湖沼貯留量変化 ΔB_w は、

$$\Delta B_w = V_1 - V_2 = f_2(H_1) - f_2(H_2) \quad \dots\dots\dots (4.36)$$

の関係から湖水位の変化を測ることによって算定することができる。ここに、 $f_2(H)$ は水位～湖容量関係を表わす関数である。さらに、湖面蒸発量 E_w は3.2.3で述べた観測値や推定モデルで算定できる。

このように(1)式の各項が観測値であれ推定値であれ与えられると、流域から湖沼への流入量 D_{w1} が残差量として算定できる。これがいわゆる逆算流入量である。そこで、この流入量を流域での観測流出量とみなし、流域降水量および3.2.4で推定した流域蒸発散量をインプットした流域流出モデルを構成することになる。

もちろん、この逆算流入量を観測流出量とみなす以上、流入量に占める河川流入量と地下水流出入量を分離することはできない。流域流出モデルは概念的に分離するだけである。両者の分離は湖沼沿岸での地下水位観測や湖底地下水流出量調査など、さらなるデータの収集、モデル化が必要であり、現時点では不確定といわざるをえない。ただ水量管理にあっては両者を分離して扱うまでの必要はないにしても水収支各コンポーネントの誤差が、不確実なコンポーネントにしわよせされることも事実であり、今後の検討課題として描いておく必要がある。

以下では、こうした問題はあるものの琵琶湖集水域をいくつかの部分流域に分割し、ブロックごとにタンクモデルを構成してから合成するという立場から流入量を推定した。

通常の河川流域であれば、これら流出モデルによる計算流出量と観測流出量との間で、いくつかの評価基準を設定し、モデルの適合度を評価することになるが、湖沼流域にあっては、さらにこの計算による湖沼への流入量を水収支式(1)に代入し、湖水位に変換し、この計算湖水位が観測湖水位にある許容される精度で再現できることが要請される。なぜなら、湖沼の水量管理にあっては、湖水位管理が第一義的に重要であり、また湖沼は河川のようなフロー系ではなくストック系の特徴をもっているため、流入ハイドログラフの誤差が微分の形でなく積分の形で湖水位に働き、それだけ湖水位再現モデルの評価を厳しくしているからである。

(1) 流出モデルとしてのタンクモデル

琵琶湖流域の流出モデルはタンクモデルで構成する。タンクモデルとは、下図に模型的に示した機構で、雨量を流量（流出高）に変換するものである。

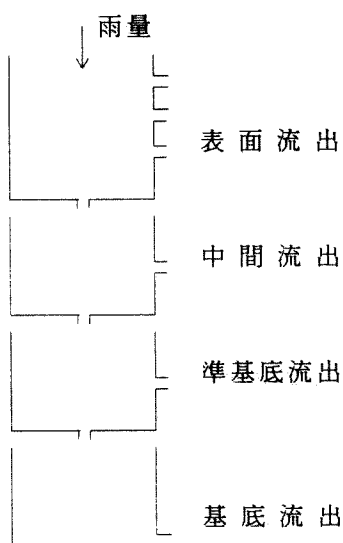


図 4. 3. 17 4 段タンクモデル

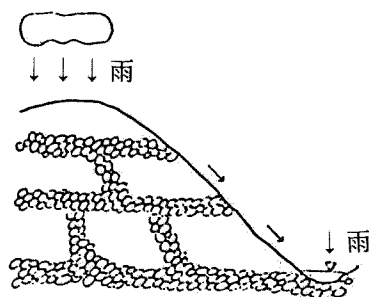


図 4. 3. 18 流域の帯水層

タンクモデルの流出機構を、自然流域の流出現象に対応させるとすれば図4.3.18の帯水層構造になる。自然流域では、雨は順次地下に浸透し、各帯水層からそれぞれ流出して河川の流量となる。図4.3.17の各タンク側面からの流出は、図4.3.18の各帯水層からの流出に、各タンク底面からの流出は、各帯水層から一層下の帯水層への浸透に対応する。

ここでいう表面流出とは、降水後速やかに下流に流出する成分である。これに対し地面の中にある水はすべてが地下水ではなく、地下に潜って間もなく地表に出てくる流水もある。この流水を中間流出という。3段、4段タンクからの流出は安定したものであり、地下水に対応するものと考えてよい。但し、ここでいう地下水とは、河川の安定な流量（基底流量）をも含んでいる。

(2) タンクモデルの計算法

タンクモデルを利用した流出計算，入力データの内容を概説する。

① 流出計算（直列貯留型の計算法）

琵琶湖流域に適用するタンクモデルは、図4.3.19の直列貯留型4段タンクモデルである。直列貯留型タンクモデルの計算法を、図4.3.19に記された記号を用いて概説する。

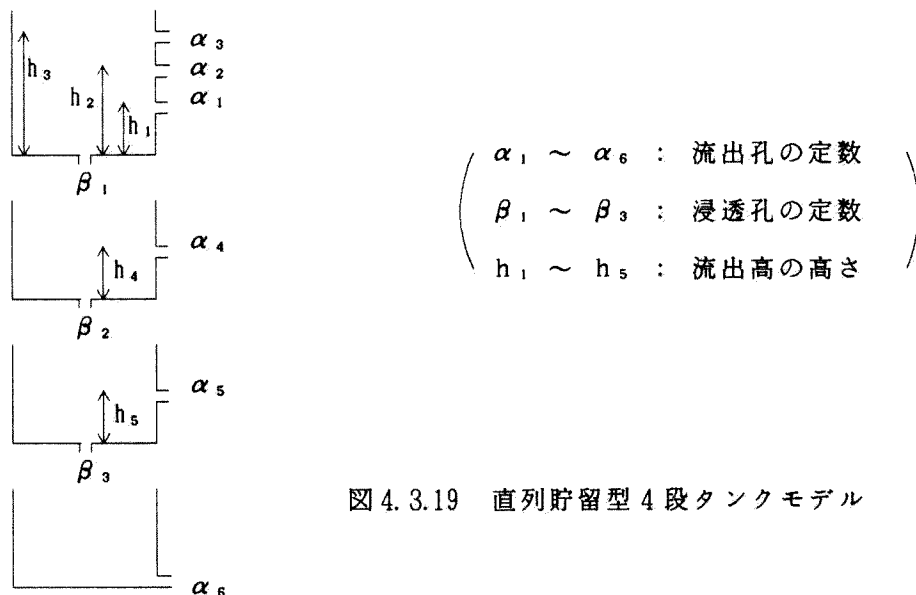


図4.3.19 直列貯留型4段タンクモデル

タンクモデルでは、雨は最上段（第1段）のタンクに注入される。注入された雨は、一部はタンク側面の孔（流出孔）から流出し、一部はタンク下部の孔（浸透孔）から下段タンクに移行する。2段タンク，3段タンクについても、順次、流入・流出計算が行われ、最終的に最下段（第4段）タンクでは、タンク側面からの流出計算のみが行われる。第4段タンクからの浸透現象は考慮していない。^{23) 24)}

これらの考え方を数式化すると以下ようになる。

— 1 段タンク —

$$X_{1,n} = X_{1,n-1} + p_n \quad \dots\dots\dots (4.37)$$

$$y_{1,n} = \begin{cases} 0 & (X_{1,n} \leq h_1) \\ \alpha_1 (X_{1,n} - h_1) & (h_1 < X_{1,n} \leq h_2) \\ \alpha_2 (X_{1,n} - h_2) + \alpha_1 (X_{1,n} - h_1) & (h_2 < X_{1,n} \leq h_3) \\ \alpha_3 (X_{1,n} - h_3) + \alpha_2 (X_{1,n} - h_2) + \alpha_1 (X_{1,n} - h_1) & (h_3 < X_{1,n}) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (4.38)$$

$$Z_{1,n} = \beta_1 X_{1,n} \quad \dots\dots\dots (4.39)$$

$$X_{1,n} = X_{1,n} - y_{1,n} - Z_{1,n} \quad \dots\dots\dots (4.40)$$

- $X_{1,n}$: 1 段タンク、n 日の貯留高 (mm)
 $y_{1,n}$: 1 段タンク、n 日の流出高 (mm/日)
 $Z_{1,n}$: 1 段タンク、n 日の浸透高 (mm/日)
 p_n : n 日の降雨量 (mm/日)

— 2 段タンク —

$$X_{2,n} = X_{2,n-1} + Z_{1,n} \quad \dots\dots\dots (4.41)$$

$$y_{2,n} = \begin{cases} 0 & (X_{2,n} \leq h_4) \\ \alpha_4 (X_{2,n} - h_4) & (h_4 < X_{2,n}) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (4.42)$$

$$Z_{2,n} = \beta_2 X_{2,n} \quad \dots\dots\dots (4.43)$$

$$X_{2,n} = X_{2,n} - y_{2,n} - Z_{2,n} \quad \dots\dots\dots (4.44)$$

- $X_{2,n}$: 2 段タンク、n 日の貯留高 (mm)
 $y_{2,n}$: 2 段タンク、n 日の流出高 (mm/日)
 $Z_{2,n}$: 2 段タンク、n 日の浸透高 (mm/日)

— 3 段タンク —

$$X_{3,n} = X_{3,n-1} + Z_{2,n} + F_n \quad \dots\dots\dots (4.45)$$

$$y_{3,n} = \begin{cases} 0 & (X_{3,n} \leq h_5) \\ \alpha_5 (X_{3,n} - h_5) & (h_5 < X_{3,n}) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (4.46)$$

$$Z_{3,n} = \beta_3 X_{3,n} \quad \dots\dots\dots (4.47)$$

$$X_{3, h} = X_{3, h} - Y_{3, h} - Z_{3, h} \quad \dots\dots\dots (4.48)$$

$X_{3, n}$: 3段タンク、n日の貯留高 (mm)
 $Y_{3, n}$: 3段タンク、n日の流出高 (mm/日)
 $Z_{3, n}$: 3段タンク、n日の浸透高 (mm/日)
 F_n : 農業用水の還元 (後述)

— 4段タンク —

$$X_{4, n} = X_{4, n-1} + Z_{3, n} \quad \dots\dots\dots (4.49)$$

$$Y_{4, n} = \alpha_6 X_{4, n} \quad \dots\dots\dots (4.50)$$

$$X_{4, n} = X_{4, n} - Y_{4, n} \quad \dots\dots\dots (4.51)$$

$X_{4, n}$: 4段タンク、n日の貯留高 (mm)
 $Y_{4, n}$: 4段タンク、n日の流出高 (mm/日)

従って、n日目の流出高は下式になる。

$$y_n = y_{1, n} + y_{2, n} + y_{3, n} + y_{4, n} \quad \dots\dots\dots (4.52)$$

y_n : n日の流出高 (mm/日)

② 流域蒸発散量の与え方

流域からの日蒸発散量は、サブモデルで算出された推計値 (3-3 流域蒸発散量推定モデルを参照の事) を、タンクモデルの最上段の容器から差し引いている。つまり蒸発散は、負の雨量の役目をしている。

本論文では、最上段から蒸発散を引くことによりタンク内貯留高が空になった場合は、2段目から、2段目も空になった場合は3段目からと、順次下段タンクから不足分を負の数として蒸発散量に充当するシステムとしている。このことは、下層の帯水層の水が、毛管現象により上層に吹い上げられ、これが地表から蒸発散するという流域内の自然現象に対応している。

冬期間 (12月から翌年の4月) については、雪面からの蒸発散量は0 mmとしている。

③ 農業用水の与え方

琵琶湖流域内で農業用水として取水されている水は、①で算出した日流出高 (Y_n) から差し引いている。取水された農業用水は、水田から浸透して地下水にはいり、間もなく河川にもどり、再び取水されて反覆利用されている。本論文では、この現象を再現するために、河川あるいは湖面から取水した農業用水を還元水として、直列貯留型タンクモデルの第3段タンクに戻している。第3段タンクとは、タンクモデルの準基底流出成分に該当するものである。

④ 冬期間（12月から翌年の4月まで）の流出計算について

琵琶湖流域の北・西部は冬期間かなりの積雪がある地域である。流域内の積雪・融雪量については、別途サブモデルで精度よく算出される（3-4 積雪融雪流出モデル参照の事）ので、これをタンクモデルのインプットとする。すなわち、冬期間以外では、タンクモデルの最上段タンクに日降雨量を注入してたものが、冬期間は、積雪・融雪流出モデルで算出された、日融雪量を注入することになる。日融雪量を注入した後のタンク計算は、降雨量を注入した場合の計算と同様である。

⑤ 時間おくれの与え方

雨量から推定流量を算出する時、タンクモデルの出力に適当な時間遅れを与える必要がある。

本論文では、日雨量から日流量を算出する時に、降水後の2日後までその影響を考慮している。すなわち①で算出した Y_n ($\sum_{i=1}^7 Y_{i,n}$) を用いてある日の日流出量 R_n を算出する為には次式を用いる。

$$R_n = \frac{1}{4} Y_n + \frac{1}{2} Y_{n-1} + \frac{1}{4} Y_{n-2} \quad \dots\dots\dots (4.53)$$

⑥ 琵琶湖貯留量から湖水位に変換するシステム

⑤で算出された R_n は流域からの流出量であり、これに湖面流入量を加えたものが琵琶湖流入量となる。湖面流入量とは、湖面降雨量から、3.2.3の湖面蒸発量推定モデルで算出した日湖面蒸発量推計値を差し引いたものである。この琵琶湖流入量と、琵琶湖流出量（洗堰からの放流量と、琵琶湖疏水（第1と第2疏水）、宇治発電所取水量をたしあわせたもの）との差が、琵琶湖の貯留量変化である。湖水位変化は、この琵琶湖貯留量変化を湖面積（674 km²）で除したものである。

具体的に式で表現すると、以下のようである。

$$QTOTAL = Q1 + Q2 + Q3 + Q4 + Q5 + Q6 + Q7 + RBIWA \quad \dots\dots\dots (4.54)$$

$$S = QTOTAL - QARAI - QUJI - QKYOTO \quad \dots\dots\dots (4.55)$$

$$DELTA = S / A - E \quad \dots\dots\dots (4.56)$$

$$H_i = H_{i-1} + DELTA \quad \dots\dots\dots (4.57)$$

ここに、QTOTAL：総流入量，Q1～Q7：各ブロックからの流入量，RBIWA：湖面積，A：湖面降水量（代表観測所の平均値），S：琵琶湖の貯留量変化，QARAI：瀬田川洗堰放流量，QUJI：宇治発電所取水量，QKYOTO：琵琶湖疏水取水量，DELTA：湖水位変化量，A：湖面積，E：湖面蒸発量， H_i ：i日の湖水位である。

(3) タンクモデルの琵琶湖流域への適用

琵琶湖は流域面積が、3,848 km²と広大であり、流域内の気候特性は、地域により複雑に異っている。特に冬季の湖北地方は日本海側の気候特性を示し、少雪年を除き、毎年かなりの積雪がある。

このような流域に流出モデルを適用する場合には、流域分割を行って、細分割した流域毎の流出特性を、モデルパラメータに精度よく反映させる必要がある。これは流量再現精度の向上にもつながる。

琵琶湖流域の流域分割は、以下の視点にもとづいて行うこととする。

① 琵琶湖流域の気候特性は、大きく湖東、湖北、湖西、湖南地域で分割することが出来る。

湖東地域……琵琶湖の影響により寒暑の差は比較的小さく北部で冬季の降水量が多い。

湖北地域……日本海側の気候特性が強く、冬季にはかなりの積雪がある。

湖西地域……湖北地域同様、日本海側の気候特性が強く、冬季にはかなりの積雪がある。

湖南地域……瀬戸内海型の気候特性が強い。

② 流水管理上、琵琶湖へ流入する河川流域毎に流出モデルを同定することが理想的であるが、流入河川は一級指定河川だけでも約120本余りある。さらに同定する際に必要な流量観測データは中・小河川では不十分であるため、流域面積が大きく、かつ湖東、湖北及び湖西の各地区を代表するとみられる野洲川、姉川、安曇川の3大河川流域について流出特性を把握することとする。

③ ①、②を考慮して、琵琶湖流域を、湖南、野洲川、湖東、姉川、湖北、安曇川、湖西の7流域に細分割する（図4.3.20）。

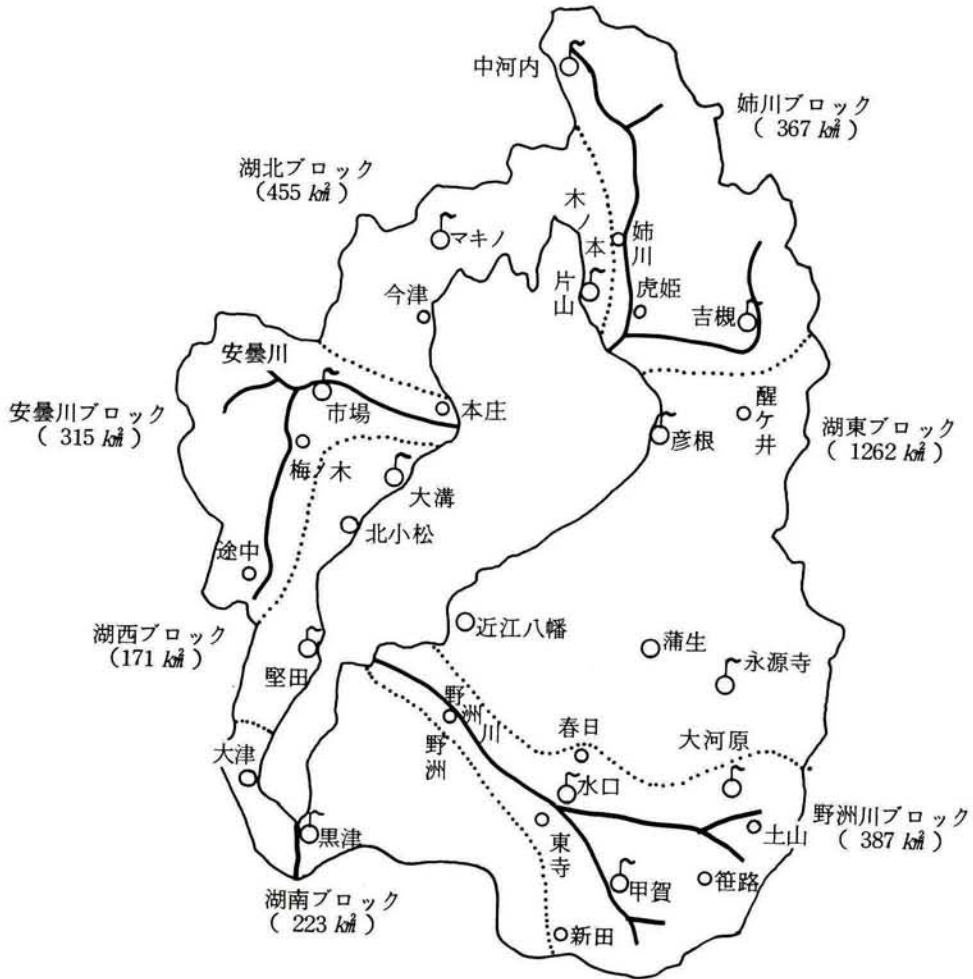


図 4. 3. 20 琵琶湖流域分割図

(4) 流出特性の把握

(3)で設定した各流域の流出特性は、タンクモデルのタンク定数（流出孔、浸透孔の係数）に反映される。タンク定数の同定を試行錯誤で行うことは困難であり、試算回数が膨大になると思われるので、本論文のモデル同定は、「タンクモデル自動化プログラム」を使用して行うこととする。

「タンクモデル自動化プログラム」とは、流量の平均2乗誤差で、モデル定数を最適評価するものである。

流域別のタンク定数同定は以下の手順で行った。

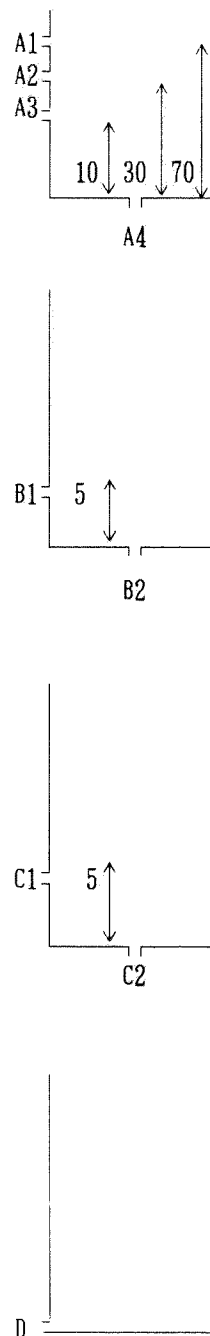
- ① タンク定数の同定は、「タンクモデル自動化プログラム」を使用して行う。
- ② 同定する定数は、タンク側面の流出孔と、タンク底面の浸透孔とする。流出孔の高さは変更しない。
- ③ 「タンクモデル自動化プログラム」の最適化基準は流量の平均2乗誤差であるため、タンク定数同定のためには、流域別の実績流入量が必要である。野洲川、姉川、安曇川流域は、流量観測が実施されているため必要なデータは入手可能であるが、湖東、湖北、湖西、湖南の4流域は実績流域別流入量がない。そのため、この4流域については、琵琶湖逆算流入量から湖面流入量と3河川（野洲川、姉川、安曇川）流量を差し引いた残流域流入量を用いて、4流域一体として最適タンク定数を求めることとする。

同定結果を表4.3.12にとりまとめる。野洲川、姉川、安曇川流域は、流域別の最適値、湖南、湖東、湖北、湖西流域は、四流域一体の最適値となっている。

表4.3.12 流域別タンク定数

流域 タンク名		流域						
		湖 南	野洲川	湖 東	姉 川	湖 北	安曇川	湖 西
1 段 タ ン ク	A 1	0.2000	0.1751	0.2000	0.2000	0.2000	0.2000	0.2000
	A 2	0.1667	0.1998	0.1667	0.1700	0.1667	0.1700	0.1667
	A 3	0.0833	0.0999	0.0833	0.0800	0.0833	0.0800	0.0833
	A 4	0.2313	0.1786	0.2313	0.2000	0.2313	0.2000	0.2313
2 段 タ ン ク	B 1	0.0600	0.0600	0.0600	0.0400	0.0600	0.0400	0.0600
	B 2	0.1347	0.1041	0.1347	0.0700	0.1347	0.0800	0.1347
3 段 タ ン ク	C 1	0.0111	0.0021	0.0111	0.0300	0.0111	0.0400	0.0111
	C 2	0.0312	0.0034	0.0312	0.0400	0.0312	0.0600	0.0312
4 段 タ ン ク	D	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010

タンクの構成



(5) 予測計算について

本システムを使用して琵琶湖流入量・湖水位の予測計算を行う場合は、予測計算期間内の気象・水文データを設定する必要がある。これについては、第2節の降雨・気象予測モデルにより、必要なデータ（降雨量，日平均気温，日日照時間）は日単位で入手出来る。しかし，このデータは彦根地方の予測値であるので，本システムの入力データとするには，(3)で設定した流域別の予測値に変換する必要がある。

彦根地点の観測データ（気象庁アメダス）と，7流域別流域平均降水量の相関を求めたのが下表である。各流域とも，彦根地点のデータから精度よく流域平均降雨量が再現出来ているので，本システムではこの相関式を使用する。算出した流域別の流域平均降水量が直接タンクモデルに入力される。

その他，降雨・気象予測モデルで算出された，予測計算期間内の日平均気温，日照時間は，その他のサブモデルである湖面蒸発量推定モデル，流域蒸発散量推定モデル，積雪・融雪流出モデルでも利用される。

表4.3.13 彦根降水量（気象庁アメダス）と琵琶湖平均降水量との相関

	日 降 水 量	
	相関係数	回 帰 式
流域平均降水量（32地点）	0.82	$Y = 0.79X + 2.06$
流域平均降水量（13地点）	0.74	$Y = 0.74X + 2.74$
湖 南ブロック平均降水量	0.84	$Y = 0.81X + 0.94$
野洲川ブロック平均降水量	0.68	$Y = 0.72X + 1.95$
湖 東ブロック平均降水量	0.85	$Y = 0.83X + 1.03$
姉 川ブロック平均降水量	0.70	$Y = 0.72X + 2.86$
湖 北ブロック平均降水量	0.73	$Y = 0.72X + 2.38$
安曇川ブロック平均降水量	0.70	$Y = 0.85X + 2.11$
湖 西ブロック平均降水量	0.79	$Y = 0.88X + 1.63$
湖 面ブロック平均降水量	0.77	$Y = 0.71X + 1.23$

(6) 入力・出力諸量の整理

流域流出モデルで計算する際に必要な入力データと、計算後出力されるデータを整理する。

① 入力諸量の整理

入力諸量としては以下のものがある。

i) 降水量 (mm/日)

降水量は積雪・融雪期間とその他の期間に分けて入力される。

積雪・融雪期間(12月から翌年の4月)は、別途積雪・融雪流出モデルで算出された日融雪量(mm/日)が日降水量としてタンクモデルの最上段タンクに入力される。

非積雪・非融雪期間(5月から11月)は、7流域別に表4.3.14に示す観測所で得られた降水量を単純平均した流域平均降水量がタンクモデルの最上段タンクに入力される。(表4.3.14参照)

予測計算の場合は、別途降雨・気象予測モデルで算出された彦根地点の予測日降水量を流域平均降水量に変換し、これを流域別のタンクモデルに入力する。

ii) 流域蒸発散量 (mm/日)

流域蒸発散は、別途流域蒸発散量推定モデルで算出した日蒸発散量を、タンク内から差し引く。

iii) 湖面蒸発量 (mm/日)

琵琶湖流域流出量の変化から湖水位変化を算出する際に、湖面蒸発量が必要である。

((2)⑥参照) 湖面蒸発量は、別途湖面蒸発量推定モデルで算出した値を使用する。

iv) 農業用水

河川、湖から取水し、タンクモデルの第3段タンクに還元する農業用水取水量は、かんがい期間(5月から9月)のみ表4.3.15の値を使用する。

- 凡例
- 印 建設省テレメータ
 - 印 建設省 自記
 - △印 気象台アメダス

表 4. 3.14 ブロック名 降雨量観測所名

流域平均 日降雨量 (mm/日)	湖 南	● 黒津, ○ 野洲, ○ 東寺, △ 大津
	野洲川	● 水口, ● 大河原, ○ 野洲, ○ 東寺, ○ 笹路, ○ 新田, ○ 春日, △ 土山, ● 甲賀
	湖 東	● 永源寺, ● 彦根, ○ 醒ヶ井, △ 近江八幡, △ 蒲生, △ 彦根
	姉 川	● 吉槻, ● 片山, ● 中河内, ○ 木ノ本, △ 虎姫
	湖 北	● 片山, ● マキノ, ○ 木ノ本, △ 今津
	安曇川	● 市場, ○ 本庄, ○ 梅ノ本, ○ 途中
	湖 西	● 大溝, ● 堅田, ○ 途中, △ 北小松
	湖 面	● 彦根, ● 片山, ● 大溝, ● 堅田,

② 出力諸量の整理

出力諸量としては以下のものがある。

i) 流域流出量 (m³/s)

各流域のタンク側面から出力される日流出高 (mm/日) を日流量 (m³/s) に変換した数値である。流域面積 A km² の流出高 q (mm/日) を日流量 Q (m³/s) に変換するには下式を用いる。

$$Q \text{ (m}^3/\text{s)} = q \text{ (mm/日)} \times A \text{ (km}^2) \div 86.4 \quad \dots\dots\dots (4.58)$$

ii) 流域蒸発散量 (mm/日)

各流域のタンクから差し引かれる蒸発高 (mm/日)。蒸発散量は入力データであるが、冬期間 (12月から翌年の4月) については、流域内の

積雪状況によって蒸発散量が0 mmというケースもあり，気象状況によって実蒸発散量が変わることが考えられるので，出力データとして結果を算出する。

表 4.3.15 農業用水取水量

地 域	各地区農業 用水mm/日		各地区農業用水月別ウェイト（各ブロック共通）													
	河川 より取 水Z	湖面 より取 水W	5 月		6 月		7 月		8 月		9 月		旬別ウェイト			
湖 南ブロック	1.42	0.45	0.20	0.40	0.40	0.50	1.00	1.00	0.95	1.00	1.05	0.90		0.80	0.55	0.35
野洲川ブロック	1.42	0.45														
湖 東ブロック	0.90	0.55														
姉 川ブロック	0.90	0.10														
湖 北ブロック	0.90	0.10														
安曇川ブロック	0.90	0.01														
湖 西ブロック	0.90	0.01														
旬別ウェイト			0.20	0.40	0.40	0.50	1.00	1.00	0.95	1.00	1.05	0.90	0.80	0.55	0.35	0.05

注) 流出計算において差しひかれたZ+Wは、3段目タンクに還元される。

第4節 湖水位予測モデル

4-1 モデル構成の基本的な考え方

湖水位予測モデルとは、流入量予測モデルによって得られる琵琶湖流入量をもとに、湖水位がどのように変化するかを予測するモデルであり、具体的な構成は図に示すとおりである。これからも明らかなように、琵琶湖流入量から湖水位に変換する過程で、洗堰放流量という操作変数（決定変数）が介入する。つまり、琵琶湖流入量が何らかの方法で与えられれば、洗堰放流量が設定されると湖水位は一意的に求めることができる。

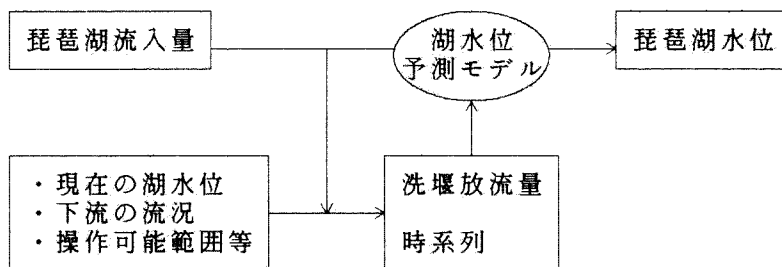


図4.4.1 湖水位予測モデルの基本的構成

ところで、実際の水管理場面においては、将来予想される琵琶湖流入量に対して、現在の湖水位、下流の流況、洗堰の操作可能範囲等が総合的に勘案され、流域にとって最も望ましい放流量が決定されることになる。したがって湖水位予測モデルを検討するにあたっては、①放流量を決定する場合に考慮すべき要件、②決定された放流量によって生じる状態を評価する視点を明らかにする必要がある。

低平水時の水管理では、①の操作上考慮すべき要件として以下のものがある。

- ・ 洪水制限水位あるいは水位低下時における危険水位。
- ・ 下流において確保すべき流量。
- ・ 洗堰操作上の技術的制約（最大可能放流量）。

また、②の評価の視点は、①との対比から以下のものが指摘できる。

- 目標水位と湖水位との乖離の程度。
- 下流確保流量の充足度

以上の点を考慮して湖水位予測モデルを作成することになるが、このような決定モデルとしては幾つかのタイプが考えられる。大別すると次の4タイプが考えられる。

- 1) 過去の実績放流パターンを適用する方法
- 2) 水理・水文諸量によって放流量を設定する統計的予測モデル
- 3) 時々の琵琶湖流入量予測値をもとに、望ましい放流量を逐次決定していくシミュレーションモデル
- 4) 予測対象の全期間を通して望ましい放流量系列を求める最適化モデル

以下では、4つのタイプの湖水位予測モデル（放流量系列決定モデル）の内容を検討する。

4-2 モデルの作成

(1) 実績放流パターン適用型モデル

現時点における湖水位ならびに予測対象期間における気象水文状況と類似した過去の実績ケースを抽出し、当時の放流方式をそのまま適用する方法である。類似ケースを抽出するという点で、パターン認識あるいはパターン識別²⁵⁾²⁶⁾の問題として捉えることができる。この種の問題に対する基本的なアプローチは、①パターンの観測、②特徴の抽出および③パターンの識別の3段階のステップによって行われる。①および②は、洗堰操作を取り巻く状況をどのように認識するか、ということに集約され、現在の湖水位とこれまでの推移、季節・時期、将来予測される降水量・流入量、枚方地点流況などがその特性を表わす指標として位置づけられる。次に③として、これらの特性値をもとに過去の類似ケースを抽出し、該当場面において実施された放流方式を適用することになる。類似ケースの抽出については、種々のアプローチが考えられるが、多変量解析の手法であるクラスター分析を適用することが可能である。

クラスター分析とは、 p 個の特性を持つ n 個のサンプルに対して、サンプル間の類似性に基づいて幾つかの群（クラスター）に分類する手法であり、新たに得られたサンプルがどのクラスターに属するかを判別することもできる。判別すべきグループが予め与えられていないという前提で分析を行うため、適用範囲も広い。ところで、各サンプルが似ている程度を測る尺度（measure）を与える必要がある。これについては、類似度(similarity)と距離(distance)がある。前者は、その指標値が大きければ、サンプル間の類似性が高く、後者は小さい程高まる。距離を示すものとしてユークリッド距離などがあり、類似度として個体間積和、相関係数などがある。次にユークリッド距離ならびに個体間積和を定式化しておく。

ユークリッド距離

$$d_{\alpha\beta}^2 = \sum_{i=1}^p (x_{\alpha i} - x_{\beta i})^2 \quad \dots\dots\dots (4.59)$$

個体間積和

$$q_{\alpha\beta} = \sum_{i=1}^p (x_{\alpha i} - \bar{x}_i) (x_{\beta i} - \bar{x}_i) / s_i^2 \quad \dots\dots\dots (4.60)$$

ここに、 α, β はサンプル番号、 p は特性の数、 x_{ji} ($j = \alpha$ または β)は個体 α, β の特性値、 \bar{x}_i は特性 i の平均値、 s_i^2 は特性 i の分散を示す。これらの指標によって過去の気象・水理水文状況を分類し、さらに予測対象期間がどのパターンに類似しているかを判別することによって、実績放流パターンを抽出設定することになる。

クラスター分析を適用したモデルの解析フローを図4.4.2に示す。

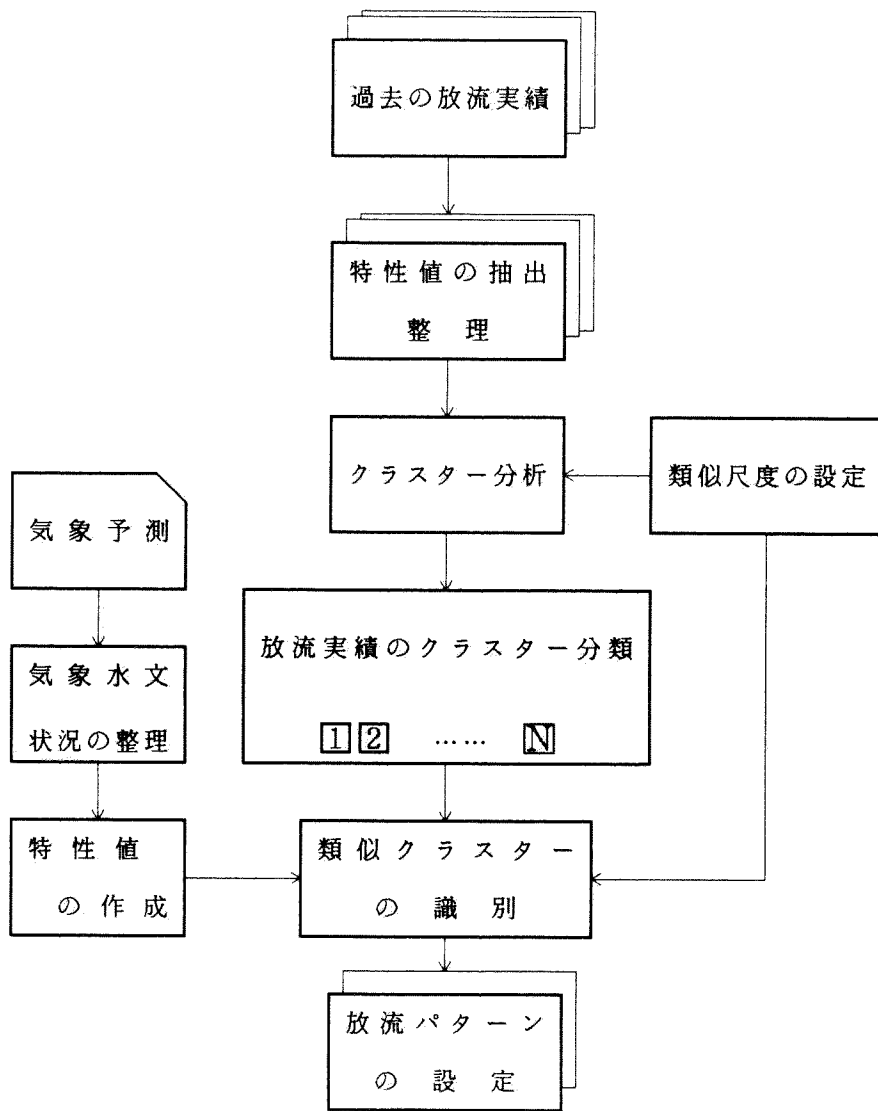


図 4. 4. 2 類似実績放流パターンの適用方法

(2) 統計的予測モデル

現実の洗堰操作において河川管理者は、抽象的に言えば「降雨をはじめ種々の気象・水文現象に関する情報を収集・加工し、これらにもとづいて現象を予測するとともに、社会的側面から評価を行って最も好ましいと思われる放流量を選択する」という過程を繰り返している。

この各時点における意志決定過程をブラックボックスとみなし、「実際に決定された放流量をどのような変数によって説明しうるか」という問題設定を行って見たとき、常識的には以下のような変数群をあげることができよう。

A群：○ t_0 における湖水位

○ t_0 までの湖水位の変化傾向（上昇か低下か、およびその速度）

○ t_0 までの放流量

○ t_0 および t_0 以前の枚方流量

○ t_0 以前の流入量

B群：○ t_0 が1年のどの季節、月あるいは水文暦上の節気にあたるのか、

C群：○たとえば類似水文年の同時期の降雨量、のような統計的変数

D群：○降雨予報のような予測的変数

注) t_0 = 操作の意志決定時点

ここでは、以上にあげた変数のうち、実績水理水文資料より得られるデータ28)に対して数量化理論 I 類を適用し、洗堰放流量の予測モデルを定式化する。

これより洗堰放流量の予測式として次式が求まる。

$$\text{放流量 } y = \sum_{j=1}^R \sum_{k=1}^{k_0} \delta(j, k) x_{jk} \quad \dots\dots\dots (4.61)$$

$$\delta(j, k) = \begin{cases} 1 & (\text{カテゴリー } k \text{ に反応したとき}) \\ 0 & (k \text{ 以外のカテゴリーに反応したとき}) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (4.62)$$

ここに x_{jk} はカテゴリー数量であり、 j は説明変数番号、 k はカテゴリー番号を示す。

(3) 逐次シミュレーション型モデル

逐次シミュレーション型の湖水位予測モデルを構成するにあたり、流域を
図4.4.3に示すようにモデル化する。

ここでは、洗堰操作によって生じる状態を評価する地点として琵琶湖なら
びに下流枚方地点の2地点とし、これ
らの地点において水量（湖水位、流量）の側面から放流量の評価を行う。す
なわち、琵琶湖流入量（ I_1 ）と下流
残流域流出（ I_2 ）の外生変数に対し
て、下流確保流量の充足ならびに湖水
位 H を目標水位 H_0 に近づけるよう
に洗堰放流量が決定されるものとする。
計算にあたっては、時間は離散値変数
として扱うものとし、水理計算ピッチ
は Δt 、洗堰の操作ピッチは ΔT とす
る。

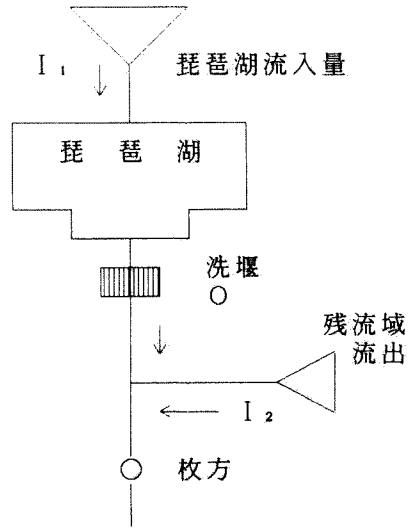


図4.4.3 流域のモデル化

なお予測対象期間は T とする。これによると予測対象期間内に N 期（ $=T/\Delta T$ ）に渡って放流量の変更が行われることになる。また、水理計算は M 期（ $=T/\Delta t$ ）に渡って行われることになる。

第 m 期（ $1 \leq m \leq M$ ）期首の湖水位を $H(t)$ （ $t = (m-1) \times \Delta t$ ）、第 $m+1$ 期首（第 m 期末）の湖水位を $H(t + \Delta t)$ とすると、琵琶湖の流量連続式は次式のように表わされる。

$$V(t + \Delta t) = V(t) + \int_t^{t + \Delta t} \{ I_1 - O - O_u - O_s \} d\tau \quad \dots\dots (4.63)$$

すなわち、

$$V(m+1) = V(m) + \Delta t \{ I_1(m) - O(n) - O_u(m) - O_s(m) \} \quad \dots\dots (4.64)$$

$$n = \lceil \Delta t (m - 1) / \Delta T \rceil + 1 \quad \dots\dots\dots (4.65)$$

$$V(m) = HTV [H(m)] \text{ または } H(m) = HTV^{-1} [V(m)] \quad \dots\dots\dots (4.66)$$

となる。ここに $V(m)$ は琵琶湖貯水量、 $O(n)$ は洗堰放流量、 $O_u(m)$ 、 $O_s(m)$ はそれぞれ宇治発電所流量、琵琶湖疏水流量を示す。また関数 HTV は琵琶湖の水位・容積関数である。宇治発電所流量、琵琶湖疏水流量は期首湖水位 $H(t)$ をもとに水位・流量式 ($H-Q$ 式) によって一意的に決定されるか、あるいは既得水利権として定量流出するものとする。なお、予測対象期間内において、 O は時間的に N 個の離散値変数、 V, H, I_1, O_u, O_s はそれぞれ M 個の離散値変数となる。

次に、放流条件すなわち実行可能放流量によって構成される解空間を規定する制約条件を設定する。まず下流確保流量 Q_e に係わるものとして次式を設ける。

$$Q(m) \geq Q_e(m) \quad \dots\dots\dots (4.67)$$

$$Q(m) = O(n) + O_u(m) + I_2(m) \quad \dots\dots\dots (4.68)$$

ここでは確保流量は期別に変動するものとして扱っている。(4.67) 式の意味するところは、下流枚方地点流量が常に確保流量を満たしていることである。ただし、この確保流量については、湖水位 $H(m)$ が極端に低下している場合には、それに対応して補給制限が実施され、制約式が緩和されるものとして取り扱うことも可能である。

その場合には、(4.67) 式は次のように変形される。

$$0 \leq \alpha = S_1(H(m)) \leq 1 \quad \dots\dots\dots (4.69)$$

$$0 \leq \beta = S_2(H(m)) \leq 1 \quad \dots\dots\dots (4.70)$$

$$Q^*(m) = \alpha Q_e^1(m) + \beta Q_e^2(m) \quad \dots\dots\dots (4.71)$$

$$Q_e(m) = Q_e^1(m) + Q_e^2(m) \quad \dots\dots\dots (4.72)$$

$$Q(m) \geq Q^*(m) \quad \dots\dots\dots (4.73)$$

ここに、 α, β はそれぞれ都市用水補給率、維持用水補給率であり、補給制限ルールに基づいて湖水位 $H(m)$ の関数 S_1, S_2 によって規定される。

また Q_0^1 (m)、 Q_0^2 (m) は都市用水、維持用水の確保流量を示す。

次に放流量 O (n) の技術的制約を設ける。すなわち、洗堰からの最大可能放流量 O_{max} は湖水位 H (m) に規定されるため、これを定式化する。

$$0 \leq O(n) \leq O_{max} [H(m)] \quad \dots\dots\dots (4.74)$$

以上が湖水位予測モデルの変数間の関係を示したものである。次に、上記の諸制約を満足する放流量の中から、湖水位の安定維持を達成する放流量を決定するための評価関数 Φ を設定する。

$$\Phi = |H(n \Delta T / \Delta t) - H_0(n \Delta T / \Delta t)| \rightarrow \min \quad \dots\dots\dots (4.75)$$

ここに H_0 は期別に設けられた目標水位である。この評価関数の意味するところは、操作変更時点の湖水位 H が目標水位 H_0 を超過している場合には湖水位を低下させ目標水位に近づけるような放流方式が選択され、下回っている場合には可能な限り放流量を抑制するように放流方式が選択されることになる。

以上が逐次シミュレーション型モデルの定式化であり、その湖水位予測モデルの解析フローを図4.4.4に示す。本論文で定式化された予測モデルにおいては、下流確保流量に関する要件は制約条件として組み込まれているが、式中の補給制限率 α 、 β をパラメトリックに変化させることによって、湖水位の安定維持と下流確保流量充足度との関連を分析することは可能である。また、例えば琵琶湖淀川の水質を予測するモデルと本モデルを連動させることにより、放流量の決定に伴う水域水質の変化を分析することも可能となる。

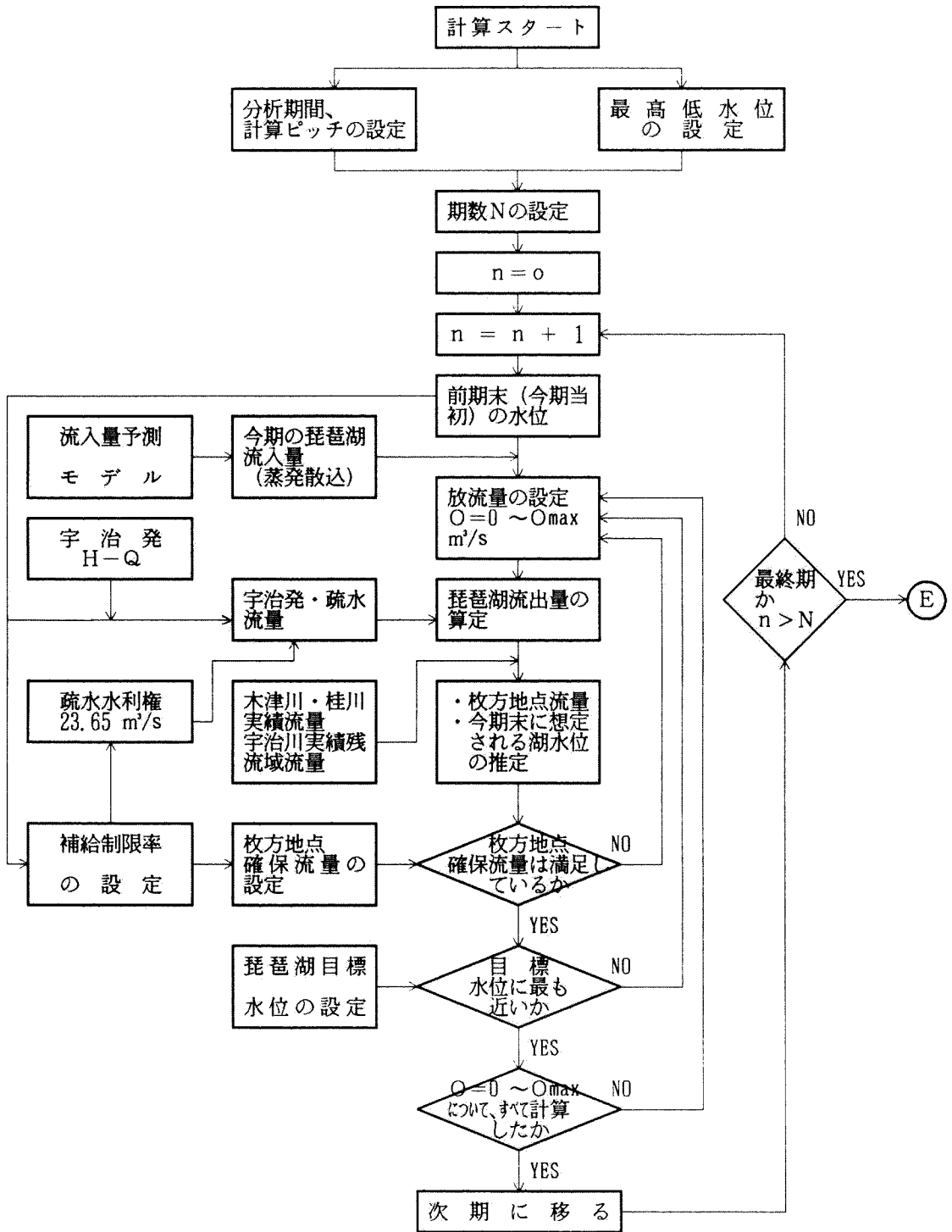


図4.4.4. 逐次シミュレーション型モデルによる湖水位予測フロー

(4) DP手法を適用した最適化モデル

(3) に紹介した逐次シミュレーション型モデルでは、予測対象期間内でN回の操作変更が行われ、変更時点の湖水位の状況ならびに枚方地点流量をその都度判断しながら放流量が決定されるものであった。ここで展開しようとしている最適化モデルは、N期に渡って得られる評価関数の総和が最小となるように放流量系列を決定しようとするものである。

すなわち、

$$f_N = \Phi_1 + \Phi_2 + \dots + \Phi_N \rightarrow \min \quad (4.76)$$

と表現できる。 $f_N \rightarrow \min$ と $f_N/N \rightarrow \min$ とは数学的に同義であることから、(4.76)式は、予測対象期間の湖水位と目標水位との平均的な乖離を最小化するものとして解釈することもできる。

ところで、このような意志決定が多段階に渡って行われる問題に対しては、DP (Dynamic Programming) 手法²⁹⁾³⁰⁾を適用することができ、水量管理へのDPの適用についてはこれまでも稲田や高棹³¹⁾・池淵・小尻らの研究³²⁾が見られる。

DPは多段階決定過程を対象とした最適化の数学的手法の一つである。すなわちその目的とするところは、過程がいくつかの段階よりなり、各段階での決定が以降の段階における決定を制約するという状況に対して、全段階後の目的関数を最適ならしめるような政策 (optimal policy) を求めることにある。

そのために“最適性の原理 (principle of optimality)”によって妥当性が保証された関数方程式を立てることになる。ここに、最適性の原理とは“最初の状態がどうであれ、またそれに対してどのような決定がなされたとしても、初期の決定によって生じた状態に対して以後に行われる決定はそれ自体最適政策でなければならない”というものであり、多段階決定過程におけるマルコフ性を利用したものである。

次に、DPによる定式化を行うが、変量間の物理的な関係式は逐次シミュ

レーション型モデルと同一であるため、ここでは評価関数に焦点をあてて記述する。まず第1期から第n期までの最適放流系列による評価関数の和の最小値を $f_n(V_n)$ とおくと、(4.76)式は次式のように変換される。

$$f_n(V_n) = \min_{O_n} \{ \Phi(n) + f_{n-1}(V_n - I_{1n} + O_n) \} \quad (n=1, 2, \dots, N) \quad (4.77)$$

$$f_0(V_0) = \Phi(0) = \Phi(H_0) \quad (4.78)$$

ここに、 V_n は第n操作期末の琵琶湖貯水量、 O_n 、 I_{1n} はそれぞれ第n操作期間の琵琶湖流出入量を示す。また H_0 は 予測対象期間の初期水位である。

(4.77), (4.78)式に示された漸化式を解くことにより、予測対象期間の最適放流系列を求めることができる。

参考文献

- 1) 気象庁 ; 1ヵ月予報指針, 1981
- 2) 気象庁 ; 季節予報指針(上, 下), 1982
- 3) 朝倉正著 ; 長期予報, 朝倉書店, 1980
- 4) 和田英夫著 ; 長期予報新講, 地人書館, 1969
- 5) 立平良三外著 ; 最近の予報, 日本気象学会, 1984
- 6) 塚本, 光田 ; 赤外線湿度計と熱電対乾湿計の比較観測について, 1979,
京大・防災研年報, 第22号, PP429-436
- 7), 9) 戸矢時義 ; 裸地面からの蒸発, 気象学会秋季大会予稿集
- 8) KEIJI TAKEUCHIら ; TURBULENT TRANSFER OF WATER VAPOR OVER PADDY
FIELDS, Ber. Ohara landw. Biol. Okayama Univ,
PP 1-30.

- 10) 古藤田一雄 ; 気象学的資料を用いた湖面蒸発量の推定法, 1977, 筑波大学
水理実験センター報告 No1, PP 53-65
- 11) 伊藤, 岡本 ; 琵琶湖における水温の変動, 1974, 陸水学雑誌, 35, 127~135
- 12) 枝川尚資 ; 琵琶湖の気候特性について, 1986, 地理学評論, 59, 589-605
- 13) 池淵, 陣内, 岡久, 大藤 ; 琵琶湖湖面蒸発量の観測・評価システムとその
シミュレーションモデルへの活用 第32回
水理講演会論文集, 土木学会水理委員会,
昭63.3 (投稿中)
- 14) Makink ; EKZAMENO DE LA FORMULO DE PENMAN, 1957, Landb.
Tijdschr, 290-305
- 15) 池淵, 澤井 ; 熱収支法による林地内蒸発散量の推定, 1983, 水資源研究セン
ター研究報告
- 16) 財団法人 滋賀県自然保護財団 ; 滋賀県現存植生図, 1981.
- 17) 池淵, 陣内, 関, 岡久 ; 琵琶湖流域積雪融雪流出解析とその水量管理への
適用, 1987, ダム技術 Vol.5 No.4
- 18) Laromie, R. L., and J.C. Schaake ; Simulation of the Continuous
Snowmelt Process. M. I. T. Report, No. 143, 1972, pp. 51-83.
- 19) Anderson, E. A., and N. H. Crawford ; The Synthesis of Continuous
Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer, Technical
Report No.36, Dept. of Civil Eng., Stanford Univ., 1964.
- 20) Eagleson, P. S. ; Dynamic Hydrology, Mc Graw-Hill. Inc., New York,
1970, pp. 248-249.
- 21) Eagleson, P. S. ; Dynamic Hydrology, Mc Graw-Hill. Inc., New York,
1970. pp. 249-250.
- 22) 高橋裕, 小池俊雄, 吉野昭一 ; 融雪量の分布特性について, 土木学会
第29回水理講演会論文集, 1984, pp. 447-452.
- 23) 菅原正巳著 ; 流出解析法, 共立出版, 1972
- 24) 菅原正巳著 ; 続・流出解析法, 共立出版, 1979

- 25) 長尾 真編 ; パターン認識と図形処理, 岩波講座 情報科学・21, 1983
- 26) 数理科学別冊 ; パターン認識, サイエンス社, 1983
- 27) 奥野忠一他著 ; 多変量解析法, 日科技連, 1953
- 28) 安田三郎他著 ; 社会統計学, 丸善, 1977
- 29) 尾形 克彦 ; ダイナミックプログラミング, 培風館, 1973
- 30) 鍋島 一郎 ; 動的計画法, 森北出版, 1968
- 31) 稲田 裕 ; 貯水池群による淀川水系の最適洪水調節に関する研究,
1976
- 32) 高棹, 池淵, 小尻 ; 水量制御から見たダム群のシステム設計に関するD P
論的研究, 土木学会論文報告集, 第241号, 1975

第5章 長期水文予測システムの特性

第1節 概 説

本章では、第4章で構成した①降雨・気象予測モデル、②琵琶湖流入量予測モデル、および③湖水位予測モデルをそれぞれ琵琶湖における既往現象に適用し、各モデルごとにその精度、適用方法および適用限界等について考察する。

- ① 降雨・気象予測モデルについては、重回帰手法と類似手法について、1986年の琵琶湖流域彦根地点における月単位の気温、降水量、日照時間予測値と実況の比較を中心に考察する（第2節）。

琵琶湖流入量予測モデルについては、以下のような考察を行っている（第3節）。

- ② 湖面蒸発量推定モデルについては、彦根地点における過去20年間の気象観測資料を用いて蒸発量を推定し、季節変動、日射量、風速との関係等について考察する（3-1）。
- ③ 流域蒸発散量推定モデルについても、過去20年間に適用し、ブロック別、地表分類別の蒸発散量を求め、他の方法との比較を通じて季節変動特性を中心に考察する（3-2）。
- ④ 積雪・融雪モデルについては、過去20年間の琵琶湖全流域への適用を行い、琵琶湖の水位再現精度を指標として、モデルの有効性を検討する（3-3）。
- ⑤ 流域流出モデルについては、1976年5月1日から1986年4月30日の期間に連続適用し、琵琶湖流入量の再現性によってその有効性をみるとともに、上記期間において1か月単位で適用し、湖水位再現性によるモデルの有効性を考察する（3-4）。
- ⑥ 湖水位予測モデルについては、①実績放流パターン適用モデル、②統計的予測モデル、③逐次シミュレーション型モデル、および④DPによる最適化モデルのおのこのについて、その適用可能性や問題点等を考察する（第4節）。

第2節 降雨・気象予測モデルの特性

(1) 重回帰手法

まず、1986年の場合の重回帰手法による計算（予測）と実測との比較を図5.2.1に示した。一般に気温と日照時間の場合がよく、降水量の場合はあまりよくない。特に、大きくみて季節の代わり目にあたる変動の大きい6～7月はよくない。しかし相関係数自体は必ずしも実態をよく表しているとは言えず、降水量の場合にも8月以降の異常少雨がかなりよく予測されている。一方気温の場合は概ね高めに予測される傾向がある。これは、重回帰式作成期間が1946～85年で、気候変動からみて高温期が主体となっていることや年の癖もあると思われる。今後はできれば、より高い或いはより広い範囲からの種々な資料（海面水温も含む）を用いて検討する必要がある。なお、適合度を相関係数（ γ ）および平均2乗平方根誤差（RMSE）によって表示してある。

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}} \quad \dots\dots\dots (5.1)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2} \quad \dots\dots\dots (5.2)$$

ここで、 x_i は計算値、 y_i は実況値、 N は標本総数である。

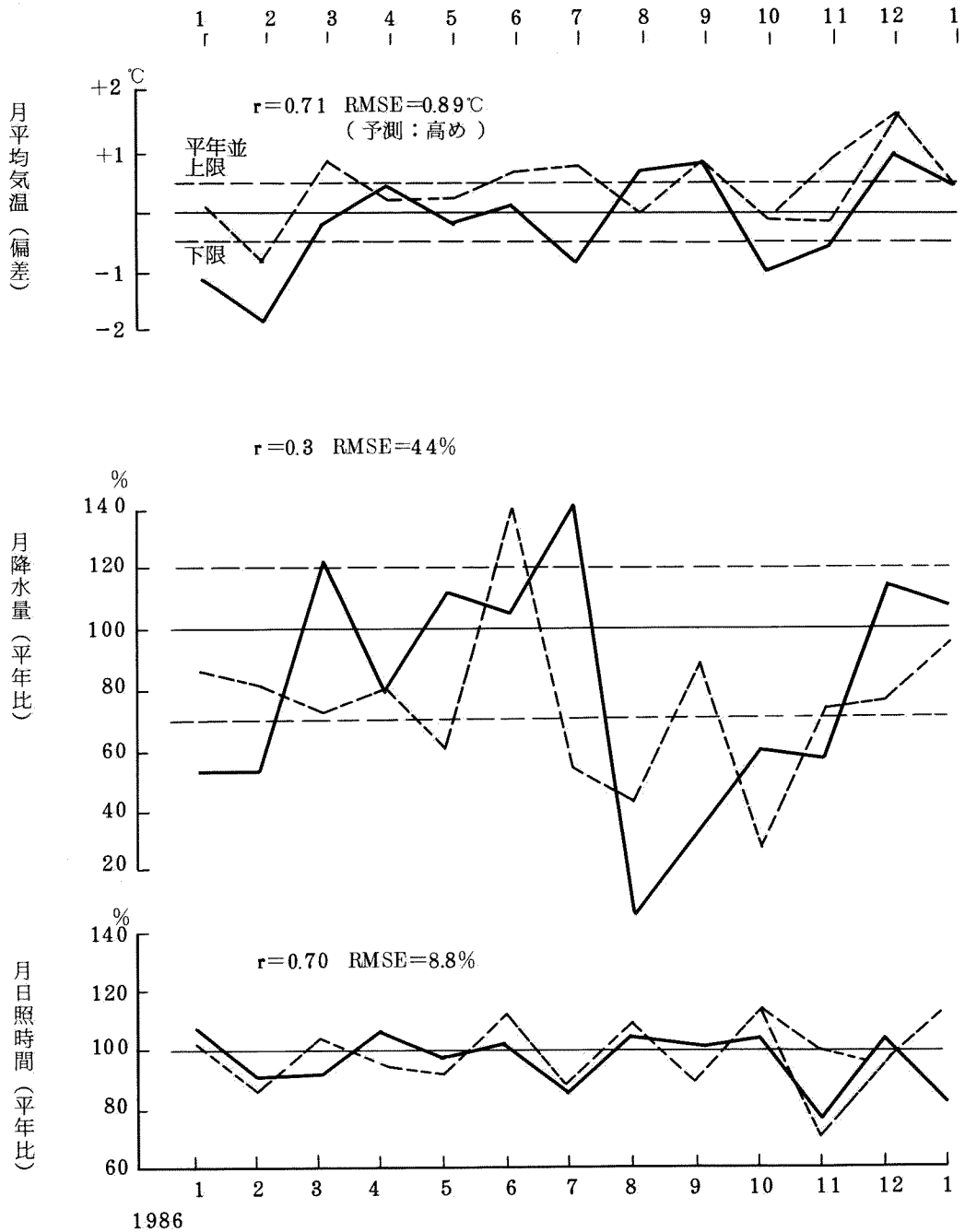


図 5. 2. 1 重回帰手法による1986年の月単位の気象予測と実況の比較
破線は予測，実線は彦根の実況。

次に、気象庁（JMA）の5段階区分によって予測の適否を検討する。表5.2.1でJMAの欄は気象庁の一般総合予報結果であり、BIWAKO欄は今回の重回帰手法による予測結果である。また判定欄の◎、×等は表に説明を付けてあるように、できるだけ客観的で簡単な判定による重回帰予測の良否（適・不適）を示している。また下方の的中率欄では、予測と実況が1階級差内に入る割合（%）を左上に、又同一階級となる割合を右下にそれぞれ示してある。

さて、1階級差内に入る的中割合（%）は、気温の場合：JMAの83%に対し今回の予測では92%、降水量ではJMA67%、今回予測83%、日照時間では、JMA92%に対し、今回予測100%とJMAよりも今回の重回帰予測の方が良くなっている。この結果より、JMA並の一応の予測レベルは確保されていることがわかる。更に色々の変動の年を経験していく必要があるだろう。

気温の場合

予測と実況が同一ランク又は1ランク差内に入る割合（的中率）は92%（11/12）であった。そしてこれは、気象庁（JMA）の総合予報結果よりも約10%だけよかった。しかし重回帰式による今回の予測の方が実況に比し、全般にやや高くでる傾向がみられ、ベース（基調）が高めになっていることが判る。従って、相関係数に見られるほど、RMSEにおける精度向上はみられない。また、これは予測の方が高く出過ぎるというよりも、むしろ1986年が低温傾向という天候変化の特徴（年のくせ）を持っていたためと見る方が適切であろう。このような点から、色々な年を経験しないと、精度の良否は本来判断しにくい。ただ、現在の重回帰式は、1946～85年の40年間、従って気候変動からみると、主として高温期間の資料によって作成されている傾向があるため、1986年の12月から'87年にかけての高温・暖冬の予測には強かったが、一方1986年1月～'86年2月のような低温・寒冬の予測は不十分であった（但し類似手法では良くでている；後述）。

更に、予測のベースの修正については、ある程度経過を見れば修正の可能性があり、特に極東東西指数の変化のチェックから可能な場合がある。例えば、指数ベースが低いのに、気温ベースが相対的に高すぎるような時は、修正可能な場合と考えられる。補正量は指数 100m で約 1℃ の差を念頭におけばよい。

降水量の場合

5 階級区分の 1 ランク差内に入る割合は 83% で、気象庁の広域的一般的な総合予報結果の 67% よりはかなり良かった。更に、盛夏から秋ないし初冬にかけての異常少雨に対して、予測はよくフォローしており、少雨傾向が明瞭にでていいる。これに対して表 5.2.1 から判るように、JMA の予報では 8, 9, 11 月とも実況とは逆になっていた。

月日照時間の場合

一般に、月単位の日照時間の変動幅は小さい。相関係数は 0.7, RMS E = 8.8% であった。また予測と実況が 1 ランク差内に入る場合は 100% で、同一ランク内の割合も 75% と良かった。そしてこれは JMA よりも良かったこともわかる。なお、JMA の予報で、降水量や日照時間について、日本海側と太平洋側に分けられている場合には、前者の場合をとった。

表 5. 2. 1 1986年の月単位の予測と実況の比較(5階級区分による)

BIWAKO: 重回帰式による今回の予測。
 JMA: 気象庁の一般総合の予報結果を示す。
 判定: ◎は今回のBIWAKO類似予測がJMAより明瞭に良い場合。
 ○はともに良い場合, -はともに不適の場合。
 ×はBIWAKOの方がJMAよりも悪い場合。
 △はBIWAKO予測の傾向が実況に似る場合。
 下段Aは判定による適(◎○)の数, 及び不適(×)の数を示す。
 又、B欄は1階級差内/同一階級内に入る割合(的中率: %)をそれぞれ表す。

1986	月平均気温				月降水量				月日照時間			
	JMA	BIWAKO	実況	判定	JMA	BIWAKO	実況	判定	JMA	BIWAKO	実況	判定
1月	並	並	やや低	-	並	並(少)	やや少	○	並	並	並	○
2	並	やや低	極低	◎	並	並(少)	やや少	○	並	やや少	並(少)	○
3	やや高	やや高	並	-	やや多	並(少)	やや多	×	やや少	並	並	◎
4	やや低	並	並	◎	並	並(少)	並(少)	◎	やや少	並	並	◎
5	並	並	並	○	やや少	やや少	並(多)	-	並	並	並	○
6	やや高	やや高	並	-	並	やや多	並(多)	○	やや多	やや多	並(多)	○
7	やや高	やや高	やや低	-	やや少	やや少	やや多	-	やや多	やや少	やや少	◎
8	並	並	やや高	-	やや多	やや少	極少	○	やや少	並(多)	並(多)	◎
9	並	やや高	やや高	◎	やや多	並(少)	やや少	○	やや少	並	並	◎
10	並	並	やや低	-	やや少	極少	やや少	×	やや多	やや多	並(多)	○
11	やや低	並(低)	やや低	×	やや多	並(少)	やや少	○	やや少	極少	極少	◎
12	並	極高	やや高	×	並	並(少)	並(多)	×	並	並	並	○
A: 適(不適)数				4(2)				7(3)				12(-)
B: 的中率(%)	83/17	92/25			67/17	83/8			92/25	100/75		

(2) 類似手法

(i) 類似年の選択

1986年1月から1987年1月を例に表5.2.2～4にそれぞれ、月平均気温(T)、月降水量(R)および月日照時間(S)の類似年の選択結果を示す。

アンダーラインを付けたものが一応最適類似年である。

この表では、一般符合一致率の高いものから3位又は2位までを示し、重みつき一致率では2位までとした。

危険率5%で有意な場合を主とするが、場合により有意でないものもカッコ付きで入れてある。

そして各一致率が全て有意でない場合や高相関点数が少ない場合などには、類似年の選択は問題であり、特に単一な選択はできれば避けるよう注意が必要である。

また、類似するからといって気温(T)、降水量(R)、日照時間(S)が一様に類似するとは限らないので、それぞれ一応別個に類似を選んである。しかし、降水量(R)や日照時間(S)で相関点数が少ない場合、気温(T)の類似年を採用することを考慮した。

また、被予測月の前月との関係が悪い場合は、被予測月の前々月との関係が良い場合に(表の下段にとっている類似年)これを準用することが可能である。

表 5. 2. 2 彦根月平均気温との高相関域類似 (類似抽出)

選ばれた類似年にはアンダーライン、一致率が有意でない場合にはカッコをそれぞれつけた。類似度は一致率の高低・有意性と相関点数を主にしてきめた。

類似 被予測月	高相関域類似 ($ \tau \geq 0.27$)							極東60N以南重みつき			
	相 関 点 数	類 似 年	一 致 率	類 似 年	一 致 率	類 似 年	一 致 率	類 似 年	一 重 み つ き	類 似 年	一 重 み つ き
		1 位	%	2 位	%	3 位	%	1 位	%	2 位	%
1986/ 1	76	<u>'84</u>	80.3	'59	69.7	'61	65.8	<u>'84</u>	79.2	'77	67.7
										'61	"
2	40	<u>'61</u>	70.0	'81	67.5	(<u>'84</u>	62.5)	<u>'61</u>	68.3	(<u>'81</u>	65.1)
										(<u>'84</u>	61.9)
3	55	<u>'78</u>	83.6	'63	76.4	'82	70.9	<u>'78</u>	85.5	'63	79.0
4	65	<u>'59</u>	84.6	'64	81.5	'48	80.0	<u>'59</u>	82.7	'64	80.0
5	41	(<u>'85</u>	63.4	<u>'75</u>	63.4	'62	63.4)	(<u>'65</u>	66.0	<u>'77</u>	64.0)
		(<u>'77</u>		<u>'65</u>		'61				<u>'55</u>	
6	22	'78	81.8	'83	72.7	'82	68.2	'78	82.8	(<u>'83</u>	69.8)
	36	(<u>'52</u>	66.7)	—	—	'58	—	'51	68.4	(<u>'82</u>	65.8)
		(<u>'51</u>				'50		<u>'49</u>		(<u>'75</u>	
		<u>'49</u>				'49					
7	47	(<u>'78</u>	66.0	'74	63.6	<u>'82</u>	61.7)	(<u>'78</u>	64.3	<u>'82</u>	62.5)
						<u>'72</u>		(<u>'72</u>		<u>'71</u>	
8	20	<u>'58</u>	95.0	'80	95.0	'50	90.0	<u>'58</u>	96.0	'80	96.0
						'69					
9	19	<u>'69</u>	73.7	—	—	—	—	<u>'69</u>	73.9	—	—
10	26	'53	84.6	<u>'73</u>	76.9	'85	76.9	<u>'73</u>	81.1	'53	81.1
11	22	'54	77.3	<u>'78</u>	72.7	—	—	'54	80.6	<u>'80</u>	77.4
		'80		<u>'51</u>						<u>'78</u>	74.2
12	65	<u>'78</u>	80.0	'76	69.2	'54	69.2	<u>'78</u>	75.7	'76	70.3
87/1	76	'85	75.0	'58	73.7	'79	67.1	<u>'58</u>	72.9	'85	70.8

表 5.2.3 彦根月降水量との高相関域類似（類似抽出）

選ばれた類似年にはアンダーライン，一致率が有意でない場合にはカッコをそれぞれつけた。類似度は一致率の高低・有意性と相関点数を主にしてきめた。

類似 被予測月	高相関域類似 ($ r \geq 0.27$)					極東60N以南重みつき			
	相 関 点 数	類 似 年 1位	一 致 率 %	類 似 年 2位	一 致 率 %	類 似 年 1位	一 重 み つ き %	類 似 年 2位	一 重 み つ き %
1986/ 1	17	<u>'84</u> <u>'57</u> <u>'52</u>	76.5	—	—	<u>'84</u> <u>'52</u>	77.8	('57	72.2)
2	11	'55	100	'58 '51	90.9	'55	100	'58 '51	87.5
3	23	'63	100	'78	95.7	'63	100	'78	96.7
	64	<u>'61</u>	87.5	'84	79.7	<u>'61</u>	86.6	'84	77.6
4	25	<u>'63</u>	88.0	'68	84.0	'68 <u>'63</u>	85.2	'85 '78 '65	81.5
	29	<u>'71</u> <u>'61</u>	72.4	—	—	<u>'71</u> <u>'61</u>	69.4	—	—
6	23	<u>'64</u>	73.9	('78	65.2)	<u>'64</u>	76.9	('78	66.7)
7	26	'73	88.5	<u>'70</u>	80.8	<u>'61</u> <u>'46</u> <u>'66</u>	76.9	<u>73</u>	88.2
8	27	<u>'61</u>	92.6	<u>'65</u>	81.5	<u>'51</u>	81.5	'61	93.1
9	14	'78 '74	78.6	'64 '60	78.6	'58 '53	78.6	'74 <u>'64</u>	80.0
10	36	<u>'77</u>	80.6	'54	72.2	'72 '85	69.4	<u>'77</u>	81.0
11	16	<u>'84</u>	81.3	'50	81.3	—	—	'84	81.0
12	35	<u>'48</u>	80.0	'76 '75	77.1	'78 '58	74.3	<u>'48</u>	81.1
87/1	17	<u>'79</u>	88.2	<u>'74</u>	88.2	'55	82.4	<u>'79</u> <u>'74</u>	88.9

表 5.2.4 彦根月日照時間との高相関域類似（類似抽出）

選ばれた類似年にはアンダーライン，一致率が有意でない場合にはカッコをそれぞれつけた。類似度は一致率の高低・有意性と相関点数を主にしてきめた。

類似 被予測月	高相関域類似 ($ r \geq 0.27$)					極東60N以南重みつき			
	相 関 点 数	類 似 年 1位	一 致 率 %	類 似 年 2位	一 致 率 %	類 似 年 1位	一 重 み つ き %	類 似 年 2位	一 重 み つ き %
1986/ 1	38	<u>'84</u>	76.3	'77	71.1	<u>'84</u>	74.4	'81	67.4
				'59		'77			
2	8	—	—	—	—	—	—	—	—
	31	<u>'64</u>	77.4	'54	74.2	<u>'64</u>	73.0	—	—
						'54			
3	53	<u>'78</u>	94.3	'63	90.6	<u>'78</u>	95.1	'63	91.8
4	14	<u>'60</u>	78.6	—	—	('60	75.0)	—	—
5	25	'83	76.0	<u>'52</u>	72.0	'83	74.2	<u>'55</u>	71.0
				('55	68.0)			('52	67.7)
6	<u>20</u>	'67	85.0	'81	80.0	<u>'67</u>	85.7	'81	82.1
				'72				'72	
7	16	'73	87.5	—	—	—	—	73	88.2
8	31	<u>'46</u>	77.4	'48	74.2	'56	74.2	<u>'46</u>	77.8
9	7	—	—	—	—	—	—	—	—
10	33	<u>'51</u>	78.8	'82	75.8	'73	72.7	'82	79.1
								<u>'51</u>	
11	38	<u>'73</u>	78.9	'77	78.9	'66	76.3	<u>'73</u>	80.0
12	44	<u>'48</u>	79.5	'78	79.5	'71	77.3	<u>'48</u>	78.4
87/1	38	<u>'79</u>	78.9	<u>'55</u>	68.4	—	—	<u>'79</u>	81.4

(ii) 予測と実況との比較

さて、1986年について、予測と実況との比較を図5.2.2に示す。気温と降水量が良く、日照の場合はよくない。特に、寒冬と異常少雨の予測がよく合っている。このように持続的で偏りの大きい現象がよく出ているのは、こういう場合には、イニシャル時点ですでに前兆がよく現れているためであろう。図5.2.3には旬単位の場合を示す。月単位の場合よりも当然精度は落ちるが、傾向は同じである。

そしていずれの場合も、現在における予測水準は十分確保されていた。また、全体を通じて、類似度がよい場合は予測精度も高かった。そして降水量や日照時間の場合、類似度が悪いときは気温の類似年によるとよい。さらに日照時間では、降水量の場合との関連にも注意がいる。大きくみて季節の変わり目にあたる6～7月の梅雨期や9月の台風・秋雨シーズンは変動も大きく、類似度はあまりよくない。

図5.2.4は、1987年5月の実際の予測試行結果の検討である。1980年が気温、降水量、日照に共通に関係している。そして気温ではそのまま最適類似年としてよい。一方降水量、日照では1958年も共通によく関係し両年を用いた方がよい。

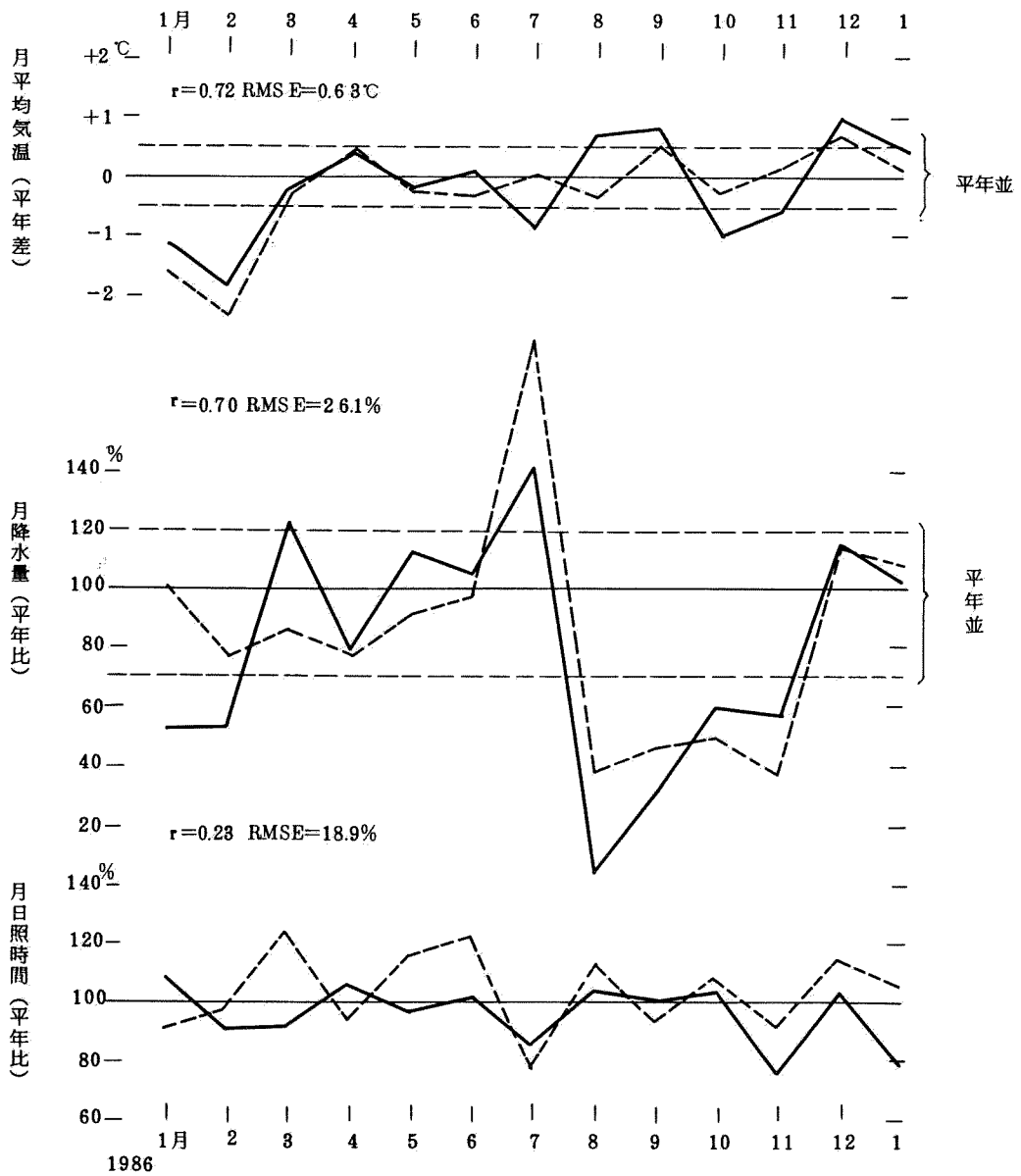


図5.2.2 類似手法による1986年の月別気象要素の予測と実況（彦根）
破線：予測，実線：実況。

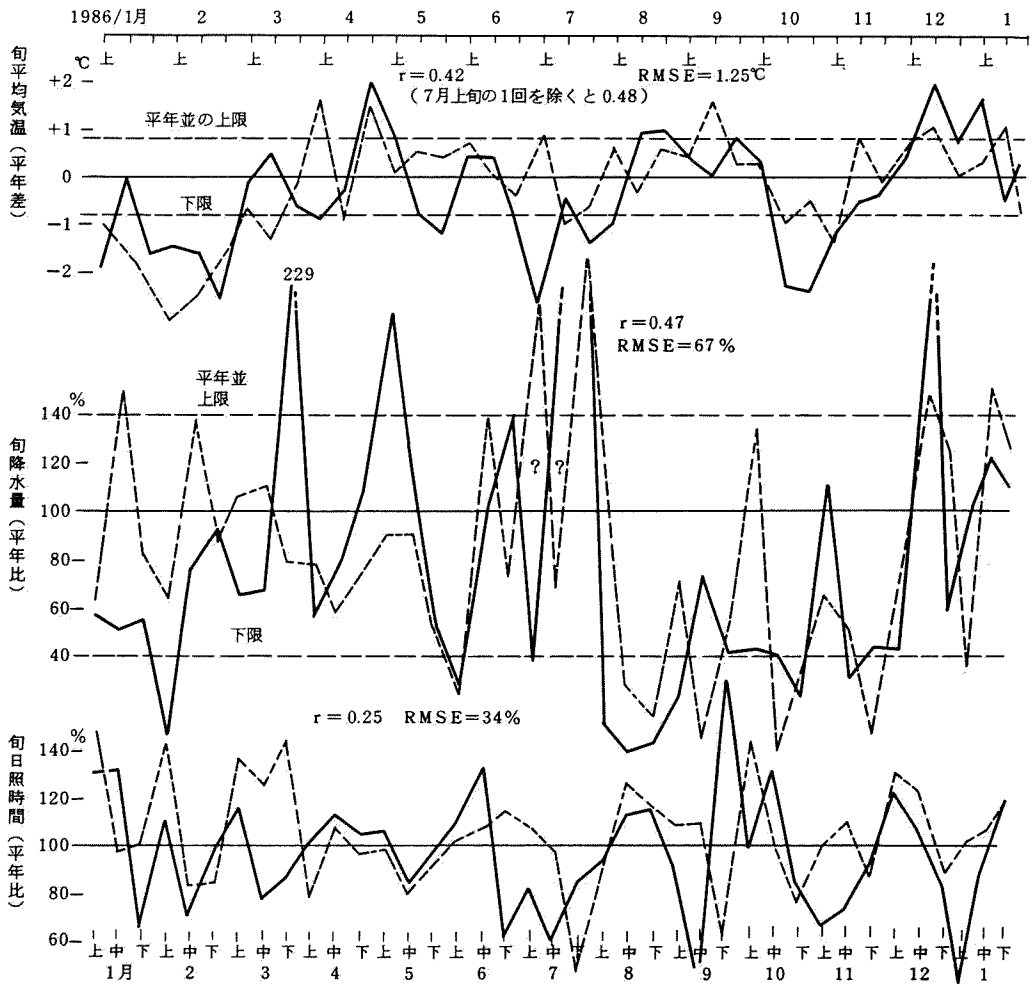


図5.2.3 類似手法による1986年の旬別気象予測と実況の比較

但し類似度の良否や位相のずれの調整を無視している。なお、破線は予測、実線は実況値である。

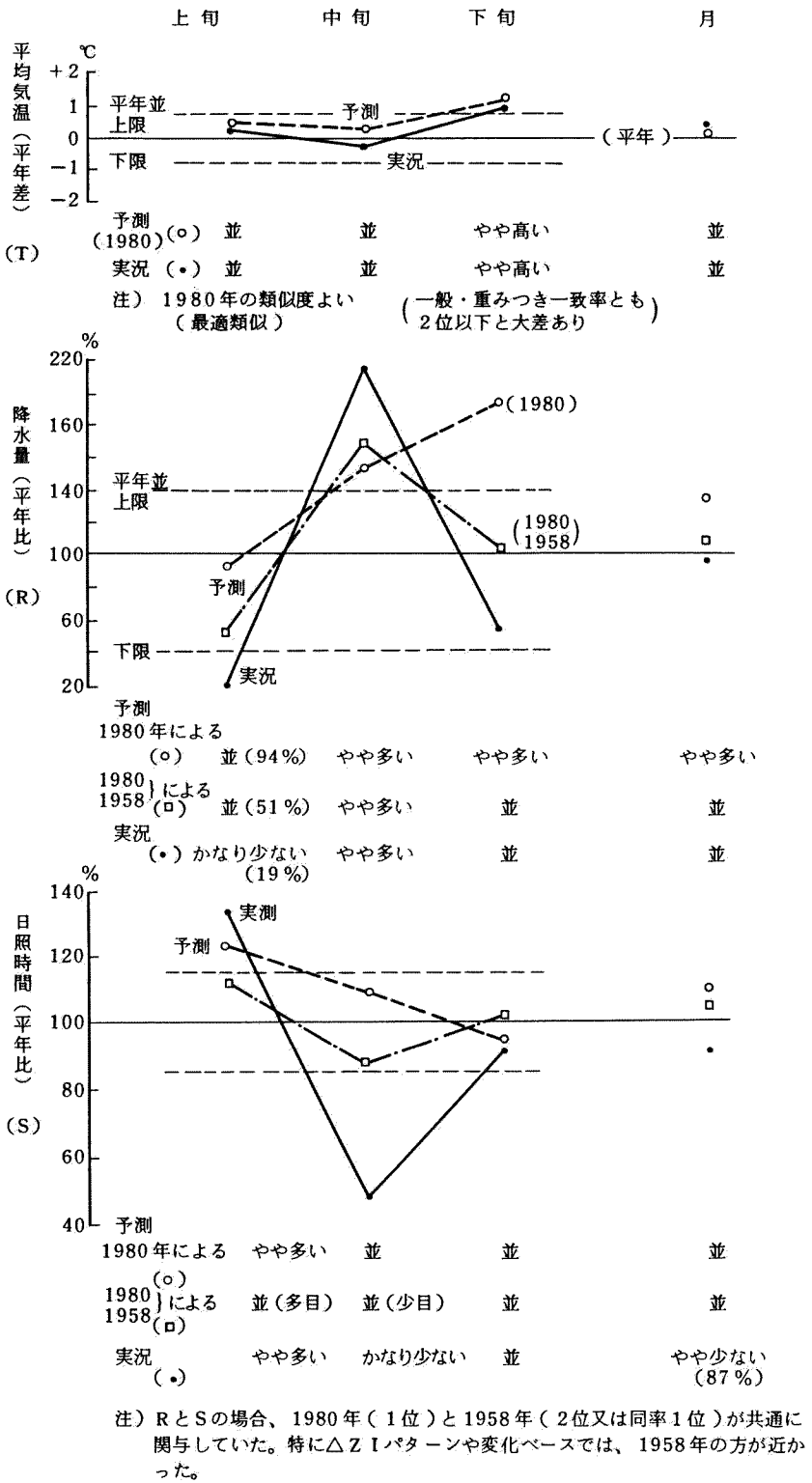


図5.2.4 類似手法による1987年5月の予測実験結果

次に、気象庁(JMA)の5階級区分によって予測の適否を検討する。表5.2.5で、JMAの欄は気象庁の一般総合予報結果であり、BIWAKO欄は今回の類似手法による予測結果である。また判定欄の◎、×等は表に説明を付けてあるように、できるだけ客観的で簡単な判定による類似予測の良否(適・不適)を示している。また下方の的中率欄では、予測と実況が1階級差内に入る割合(%)を左上に、又同一階級となる割合を右下にそれぞれ示してある。

さて判定による類似予測の気温の場合の適の数は9(69.2%)に対し不適の数は1(7.7%)。また降水量の場合は適10(76.9%)、不適1(7.7%)である。これらは、いずれも適の場合が不適の場合を大きく上回っている。また日照時間でも、適の場合の数は8(61.5%)で不適の2(15.4%)を上回っている。(なおこれらは予測と実況が同一階級に入るか否かという場合にほぼ対応しているとみてよい。)

1階級差内に入る的中割合(%)は、気温の場合；JMAの85%に対し今回の予測では100%、降水量ではJMA69%、今回予測100%となっており、共にJMAよりも今回の類似予測の方が良くなっている。これは同一階級に入る割合(%)についても同様で、気温の場合；JMA23%、今回予測54%、また降水量の場合；JMA46%、今回予測62%であった。このように気温、降水量ともにJMAの一般総合予測結果よりも琵琶湖流域の類似予測の方が予測精度が高く、かなりの改善がみられた。

日照時間については、1階級差内の場合は共に85%で変わらないが、同一階級に入る場合(%)ではJMA23%、今回予測54%で、やや精度が改善されてはいるが、気温や降水量の場合よりはよくない。しかしJMA並の一応の予測レベルは確保されている。いずれにしても今後更に色々の変動の年を経験して検討していく必要がある。

以上述べたように、類似度の悪い場合も含め、かなり機械的に取り扱い、天気図パターン等のチェックも不十分であったにもかかわらず、類似予測手法による月単位の今回の気象予測の精度向上と改善が確かめられた。こ

のため実用の可能性は十分あるとみられ、今後更に天気図系列や極東東西指数等で総観的類似性を十分チェックすれば一層効果が期待できるものと考えられる。

表 5. 2. 5 1986年の月別気象予測と実況の比較（彦根：5階級区分による）

BIWAKO：類似による今回の予測。

JMA：気象庁の一般総合予報結果。

判定：◎は今回のBIWAKO類似予測がJMAより明瞭に良い場合。

○はともに良い場合，－はともに不適の場合。

×はBIWAKOの方がJMAよりも悪い場合。

△はBIWAKO予測の傾向が実況に似る場合。

下段Aは判定による適（◎，○）の数及び不適（×）の数を示す。

又，B欄は1階級差内／同一階級内に入る割合（的中率：％）をそれぞれ表す。

1986	月平均気温				日降水量				月日照時間			
	JMA	BIWAKO	実況	判定	JMA	BIWAKO	実況	判定	JMA	BIWAKO	実況	判定
1月	並	極り低	やや低	◎	並	並	やや少	－	並	並	並	○
2	並	極り低	極り低	◎	並	並	やや少	－	並	並	並	○
3	やや高	並	並	◎	やや多	並	やや多	×	やや少	やや多	並	－
4	やや低	並	並	◎	並	並	並	○	やや少	並	並	◎
5	並	並	並	○	やや少	並	並	◎	並	並	並	○
6	やや高	並	並	◎	並	並	並	○	やや多	並	並	◎
7	やや高	並	やや低	◎	やや少	やや多	やや多	◎	やや多	極り少	やや少	◎
8	並	並	やや高	－	やや多	極り少	極り少	◎	やや少	やや多	並(多)	－
9	並	並(高)	やや高	△	やや多	やや少	極り少	◎	やや少	並	並	◎
10	並	並(低)	やや低	－	やや少	やや少	やや少	○	やや多	並	並	◎
11	やや低	並	やや低	×	やや多	極り少	やや少	◎	やや少	並(少)	極り少	×
12	並	やや高	やや高	◎	並	並	並	○	並	やや多	並(多)	×
'87/1月	並(高)	並(高)	並(高)	○	並	並	並	○	やや多	並	極り少	－
A：適 (不適)数				9 (1)				10 (1)				8 (2)
B：的中 率(%)	85/23	100/54			69/46	100/62			85/23	85/54		

第3節 流入量予測モデルの特性

3-1 湖面蒸発量推定モデルの特性

図5.3.1に湖面蒸発量シミュレーションモデルで求めた過去20年間の蒸発量を示した。推定対象地点は湖東基地観測点（彦根）であり使用したデータは彦根地方気象台のデータである。近藤(1981)¹⁾は、湖面からの年蒸発量の特性として①入力放射（放射収支量）が多いと蒸発量が多い、②風が強いと蒸発量が多いことを示している。

このことから、以下の表5.3.1に年蒸発量と日射量、風速との関係を示し検討を行った。また、表5.3.1に年蒸発量の降水量に占める割合を示した。

表5.3.1から近藤(1981)¹⁾が示したように、日射量と風速が年蒸発量に影響しているものと考えられる。

また、表から渇水の年は、年蒸発量の降水量に占める割合が他の年に比べて比較的高く（1977年以外は40%以上）なっていることがわかる。

表5.3.1 年蒸発量と日射量, 風速との関係

	年蒸発量	日射量	風速	年蒸発量/降水量 (%)
1966	○	○	○	44
1967	○	○	○	47
1968	○	○	○	49
1969	○	○	○	51
1970	○		○	34
1971	○		○	34
1972	○	○	○	37
1973			○	41
1974			○	30
1975				32
1976				24
1977				36
1978				43
1979				35
1980				26
1981				30
1982		○		39
1983	○	○	○	36
1984	○	○	○	49
1985				31

(注) ○は20年平均値より大きいことを示す。
 網かけ(表中□の部分)は渇水の年を示す。
 ※ 渇水の年は琵琶湖水文暦(琵琶湖工事事務所)から判断した。

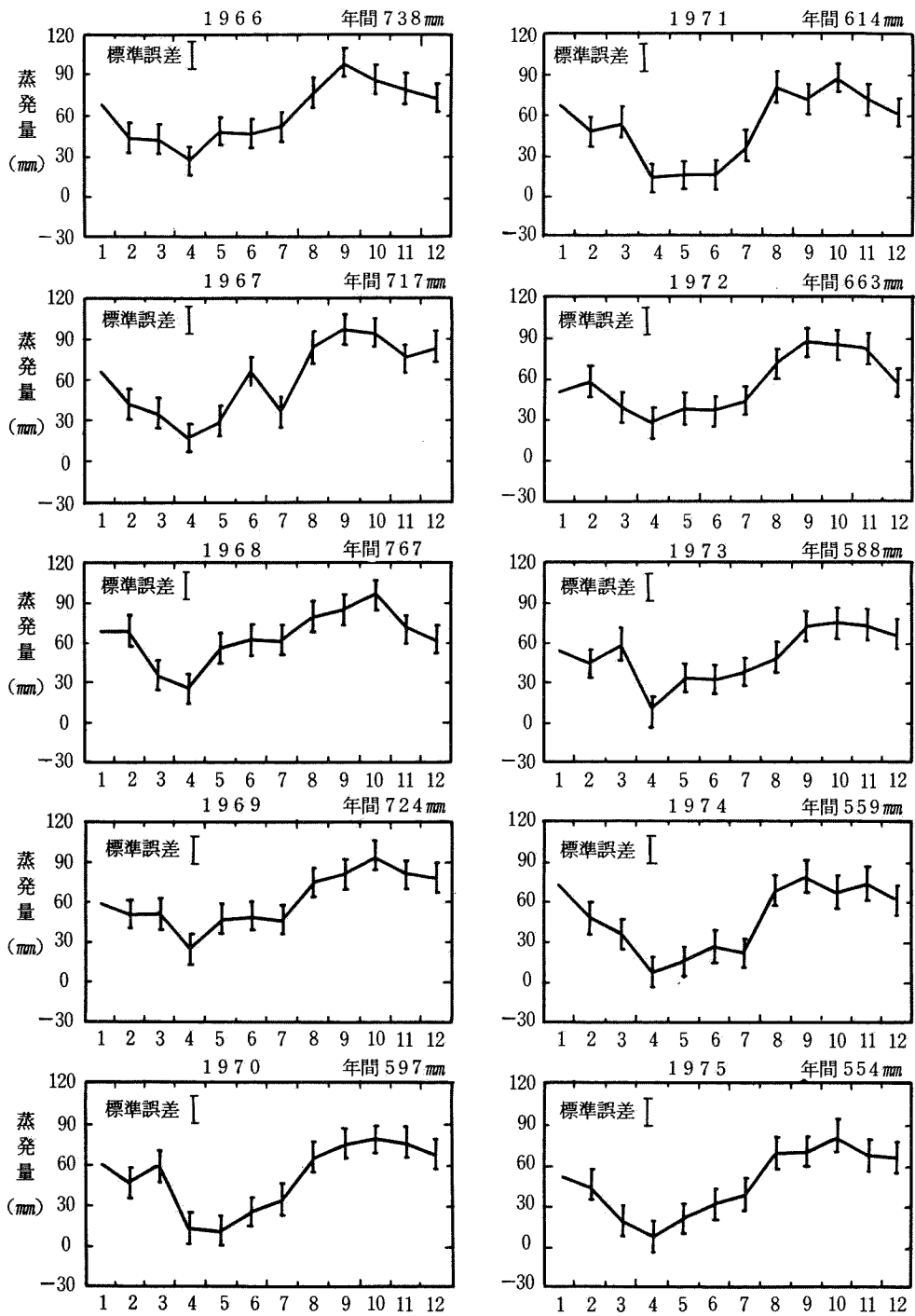
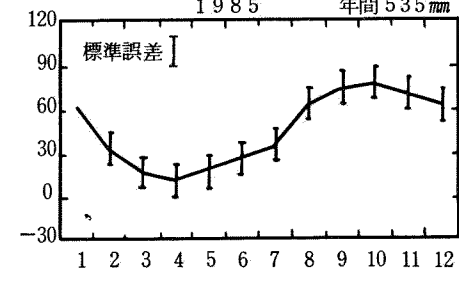
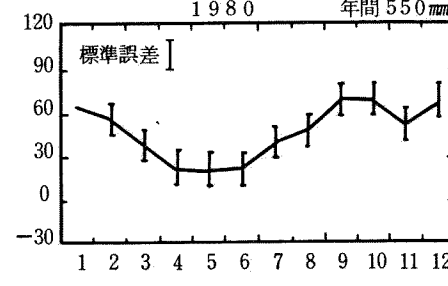
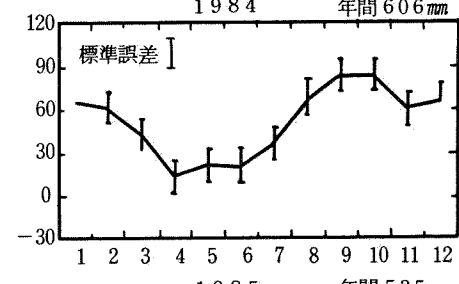
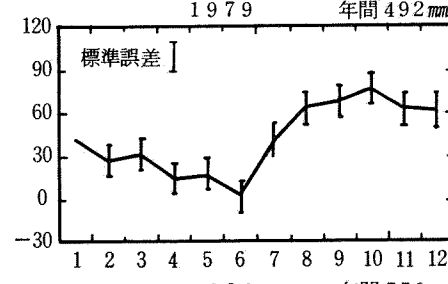
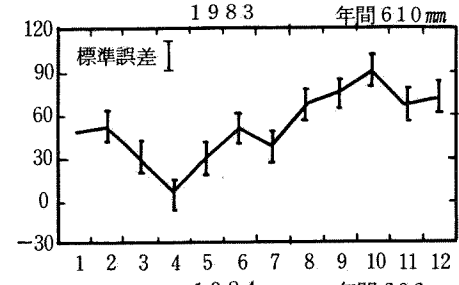
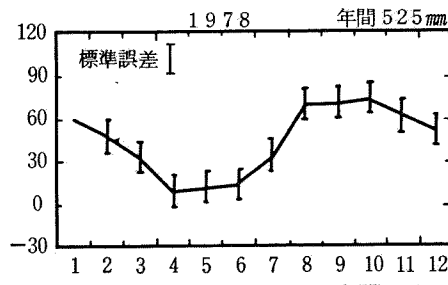
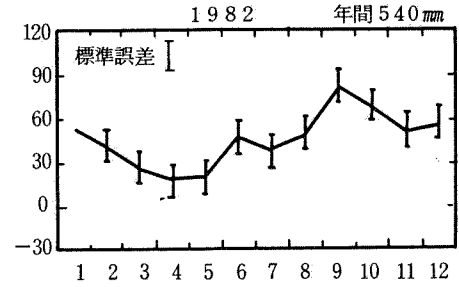
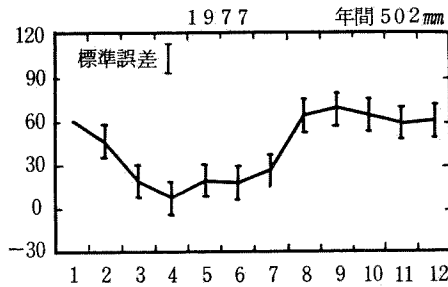
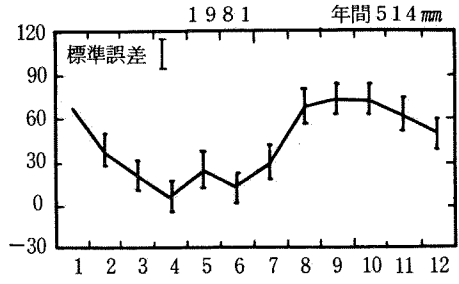
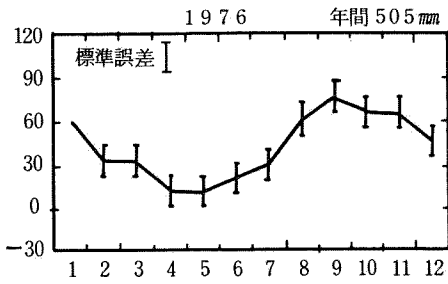


図 5. 3. 1 過去20年間の推定湖面蒸発量の年変化図



3-2 流域蒸発散量推定モデルの特性

第4章3-3の式(4.11)で求めた流域蒸発散量の推定結果について20年間のブロック別、地表分類別の蒸発散量を示したのが図5.3.2である。この図から1年を通じて、裸地の値が最も大きく、草地の値が最も小さくなっている。いずれの地表からも冬期は1mm/day以下の小さい値となっており、夏季が最大で4mm/day前後となっている。裸地、森林においては6月にやや蒸発散量が落ちこみ2山型の変化をしているが草地においては傾向が異なる。これは、6月～9月にかけてその他の月と異なる定数を与えたためである。

図5.3.3にブロック別の20年間の平均蒸発散量を示す。図から北部と南部の差は僅少であるが、夏季には北部1、南部、北部2の順で値が小さくなっており、冬季には南部がやや多く、北部1および北部2は同程度の値となっている。いずれのブロックも冬季は20mm以下の値であるが、春季には蒸発散量が急激に増大し、6月にはやや値が小さくなり、夏季には130mm程度の値をとり、秋季は急激に蒸発散量が減少する2山型の変化をしている。

1) 鈴木らの方法との比較

比較のため、図5.3.4に鈴木(1984)の結果と本研究の結果とを示す。鈴木らは1941年から1970年の気象要素の平均値を1km²のメッシュで求め、その気象要素から30年間の平均蒸発散量を計算している。モデルの構成法など詳細は文献を参照されたい。図5.3.4から鈴木の結果と比較し、本結果では冬季は小さく、春季、秋季ではほぼ同程度、夏季については大きめとなっている。

2) 流域の水収支から求めた流域蒸発散量との比較

- 湖面の水収支は、次式で与えられる。

$$P_w = (D_{w0} - D_{wi}) + E_w + \Delta B_w \quad \dots\dots\dots (5.3)$$

P_w : 湖面降水量 (mm)

D_{w0} : 湖面流出量 (放流量 mm)

D_{wi} : 湖面流入量 (mm)

E_w : 湖面蒸発量 (mm)

ΔB_w : 貯留変化量 (m³)

いま $\Delta B_w \approx 0$ とみなせる 1 年 (5 月～翌 4 月) を見ると、
(5.3)式より

$$D_{wi} = D_{w0} - (P_w - E_w) \quad \dots\dots\dots (5.4)$$

が得られる。一方流域の水収支は、次式で与えられる。

$$P_L = D_L + E_L + \Delta B_L \quad \dots\dots\dots (5.5)$$

P_L : 流域の降水量 (m³)

D_L : 流域からの流出量 (m³)

E_L : 流域蒸発散量 (m³)

ΔB_L : 貯留変化量 (m³)

ここでもタイムスケールを 1 年 (5 月～翌 4 月) とすると、 $\Delta B_L \approx 0$
よって(5.5)式より

$$E_L = P_L - D_L \quad \dots\dots\dots (5.6)$$

ここで

$$D_L = D_{wi}$$

であるから、(5.4)、(5.6)式よりタイムスケールを 1 年とした場合の流域蒸発散量が次式で与えられる。

$$E_L = P_L - \{D_{w0} - (P_w - E_w)\} \quad \dots\dots\dots (5.7)$$

表 5.3.2 に、(5.7)式で求めた流域蒸発散量と日射法で求めた流域蒸発散量を示した。

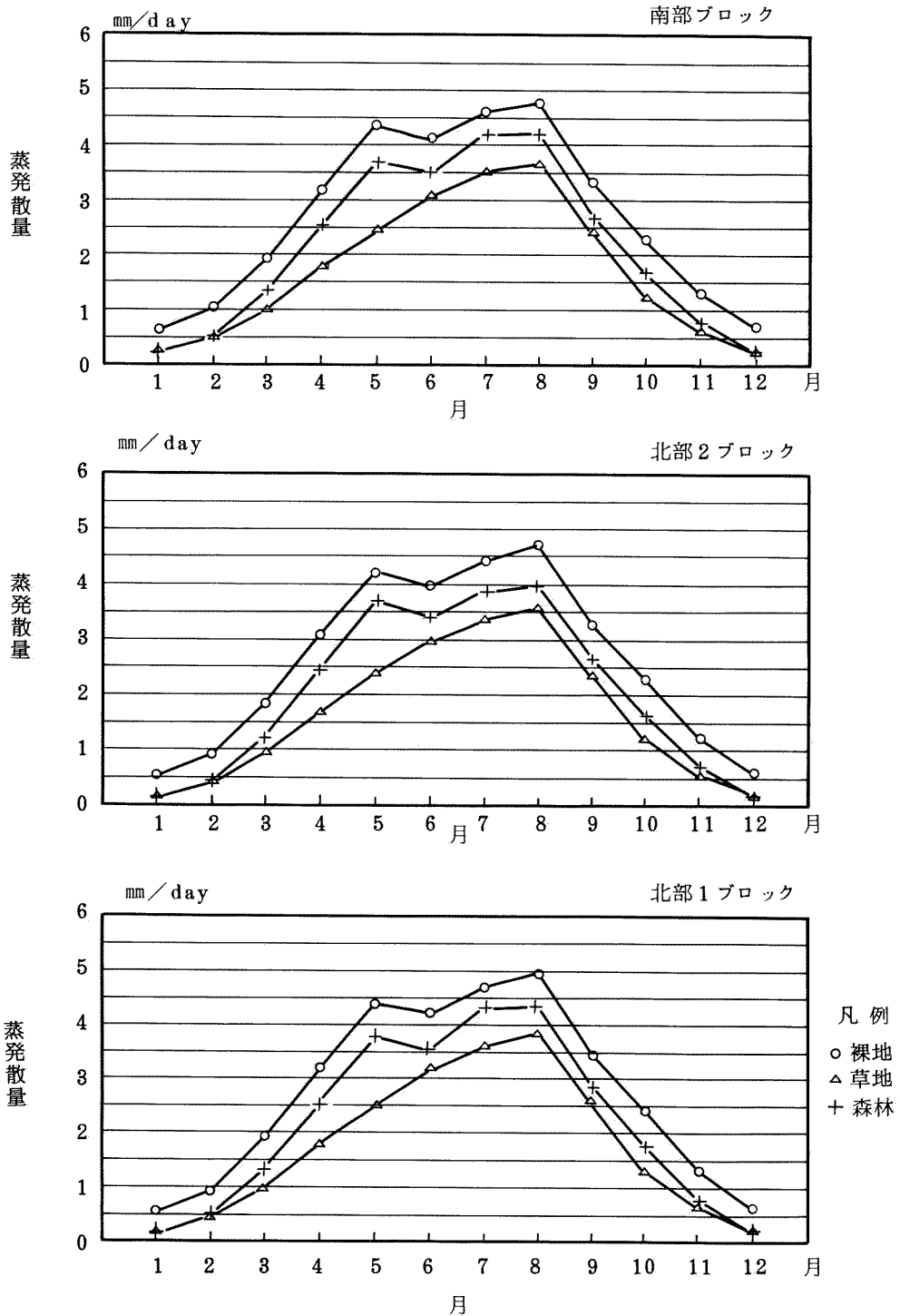


図5.3.2 ブロック別，地表分類別20年間の平均蒸発散量の年変化図
(昭和41年－昭和60年)

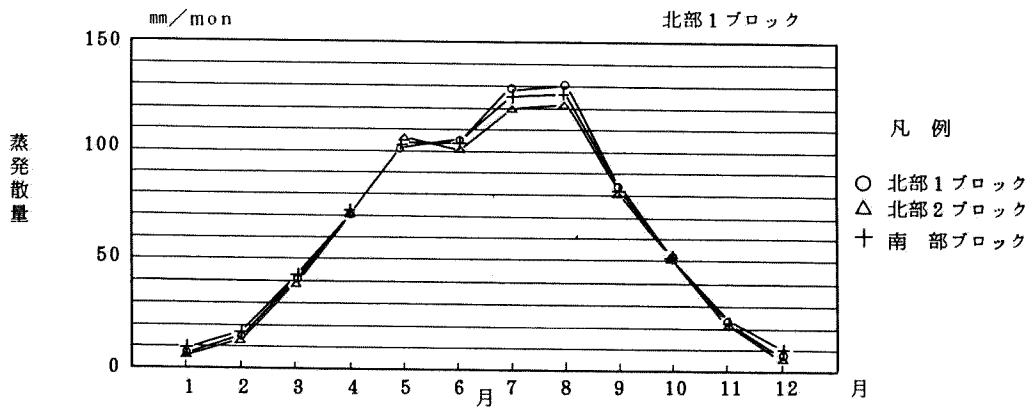


図5.3.3 ブロック別の20年間の平均蒸発散量の年変化図
(昭和41年-昭和60年)

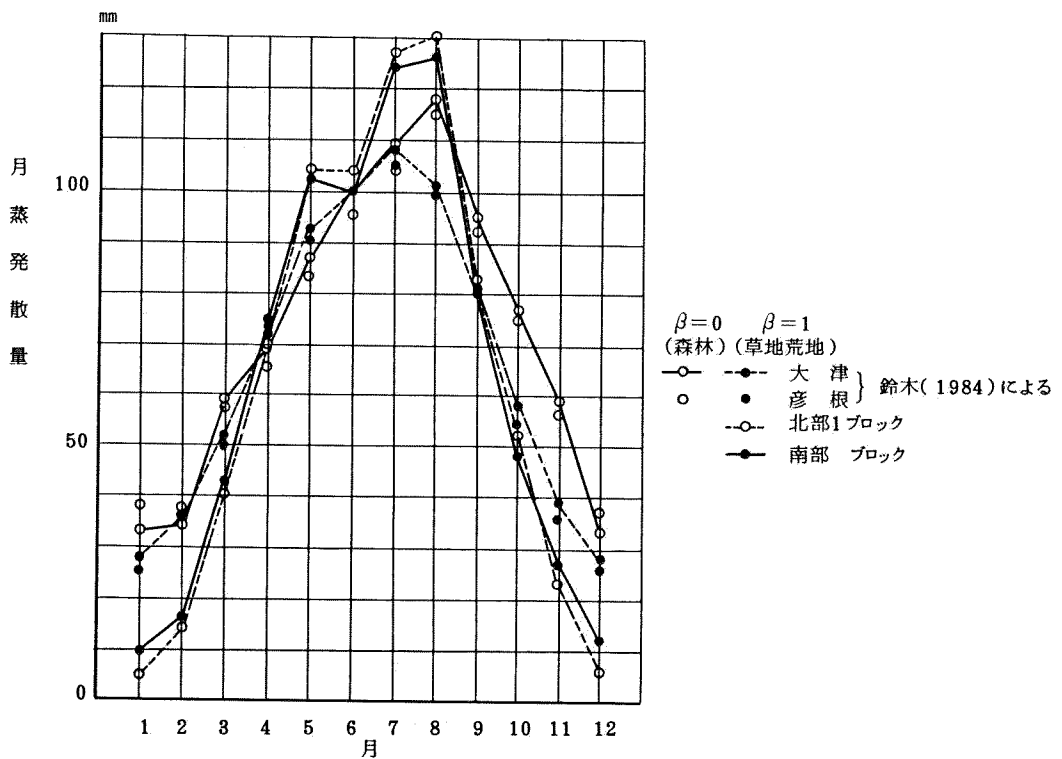


図5.3.4 20年平均流域蒸発散量の年変化
(図中, 鈴木(1984)との比較を示す)

表 5. 3. 2 水収支法、日射法で求めた流域蒸発散量

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
PL(億m ³)	74.5	50.5	54.0	62.9	75.6	60.9	65.5	66.8	55.5	64.2
D _{wo} (億m ³)	66.7	35.6	32.0	47.8	68.3	49.6	53.2	56.9	41.0	51.0
P _w (億m ³)	15.5	10.1	10.8	11.7	14.4	11.7	12.6	14.3	11.3	12.5
E _w (億m ³)	3.2	3.4	3.7	3.5	3.4	3.4	3.4	3.9	3.9	3.6
DL(億m ³)	54.4	28.9	24.9	39.6	57.3	41.3	44.0	46.5	33.6	42.1
EL(mm)	661	680	917	734	586	617	677	639	690	696
日射法(mm)	714	755	829	724	647	697	713	703	744	702

*流域面積3,175 km²
湖面積 685 km²

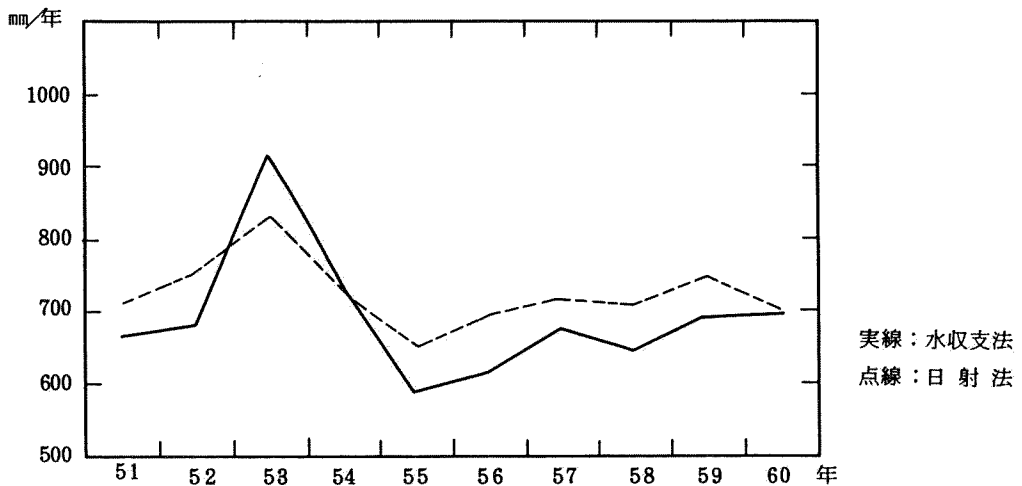


図 5. 3. 5 水収支法、日射法で求めた流域蒸発散量

日射法がデータの入手のしやすさから気象データのみからの推定結果であり、また基本となる蒸発散データが琵琶湖流域とは異なった場所のものであることなどの問題はあるものの、年総量的には水収支法の値と同じ変化傾向を示している。

もちろん、月単位や旬、半旬、日単位となってくると、流出モデルを介しての水位再現に評価の重点がおかれるので、その適合性を高める意味で、タンクモデルから差し引く流域蒸発散量を推定する必要がある。本研究での日射法は、そのベースを与えるものであり、この値を基準に、湖水位再現が検討されている。

3-3 積雪融雪流出モデルの特性

第4章3-4で比較的小流域で展開してきた積雪・融雪モデルを、ここでは琵琶湖全流域に適用する。方法としては、気温、降水量、日射量（日照時間）のデータが得られる4地点（彦根、大津、今津、虎姫（気象庁））のみのデータを基本として、後述の長期流出シミュレーションモデルに連結するために琵琶湖流域を7ブロックに分割し、各ブロックの流出モデルとして降雨期のデータにもとづき同定した前章表4.3.12の4段タンクモデルを積雪・融雪期にも採用し、そのインプットに積雪・融雪流出モデルのアウトプットである地表面到達水量を適用し、検証した。³⁾

1) 琵琶湖流域7ブロックモデルの概要

このモデルは図5.3.6に示すように、流域を7ブロック（湖面を入れれば8ブロック）に分け、降雨期と異なり各ブロックを更に標高別に3地帯に分けて計21地帯について積雪・融雪モデルで計算を行なうものである。図5.3.7に7ブロックモデルのフローを示す。

① 表5.3.3に各ブロックで用いる観測所と地帯別の面積、代表標高を示す。

② 各地帯の気象要素は、以下のように求めた。

$$\text{降水量： } P_h = P_o * \{1 + \alpha (h - h_o)\} \quad \dots\dots\dots (5.8)$$

$$\text{気温： } T_h = T_o - \beta (h - h_o) / 100 \quad \dots\dots\dots (5.9)$$

ここに、

P_h : 標高 h (m) 地点の1時間降水量 (mm/hr)

P_o : 標高 h_o (m) 地点の1時間降水量 (mm/hr)

α : 降水量の割増率

T_h : 標高 h (m) 地点の気温

T_o : 標高 h_o (m) 地点の気温

β : 気温減率 (°C/100m) である。

日射量： 日照時間を代表観測所の値で代用し、日射量に変換

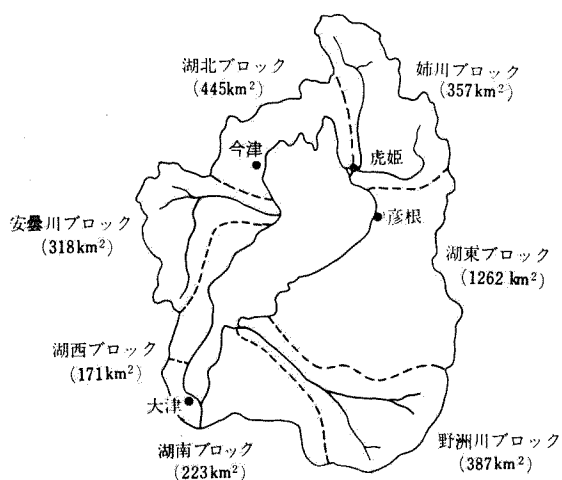


図5.3.6 4段タンクモデル7ブロックモデルの流域分割

表5.3.3 各ブロックの観測所と地帯面積，標高

No.	ブロック名	観測所	代表標高			面積 (km ²)			
			1	2	3	1	2	3	計
1	湖東ブロック	彦根	100	180	570	423	416	418	1252
2	野州川ブロック	大津	140	220	430	133	113	131	387
3	湖南ブロック	大津	90	130	290	72	82	69	223
4	湖西ブロック	今津	110	260	555	57	57	57	171
5	安曇川ブロック	今津	240	500	705	104	107	104	315
6	湖北ブロック	今津	118	235	465	162	133	145	445
7	姉川ブロック	虎姫	120	450	730	121	123	123	367

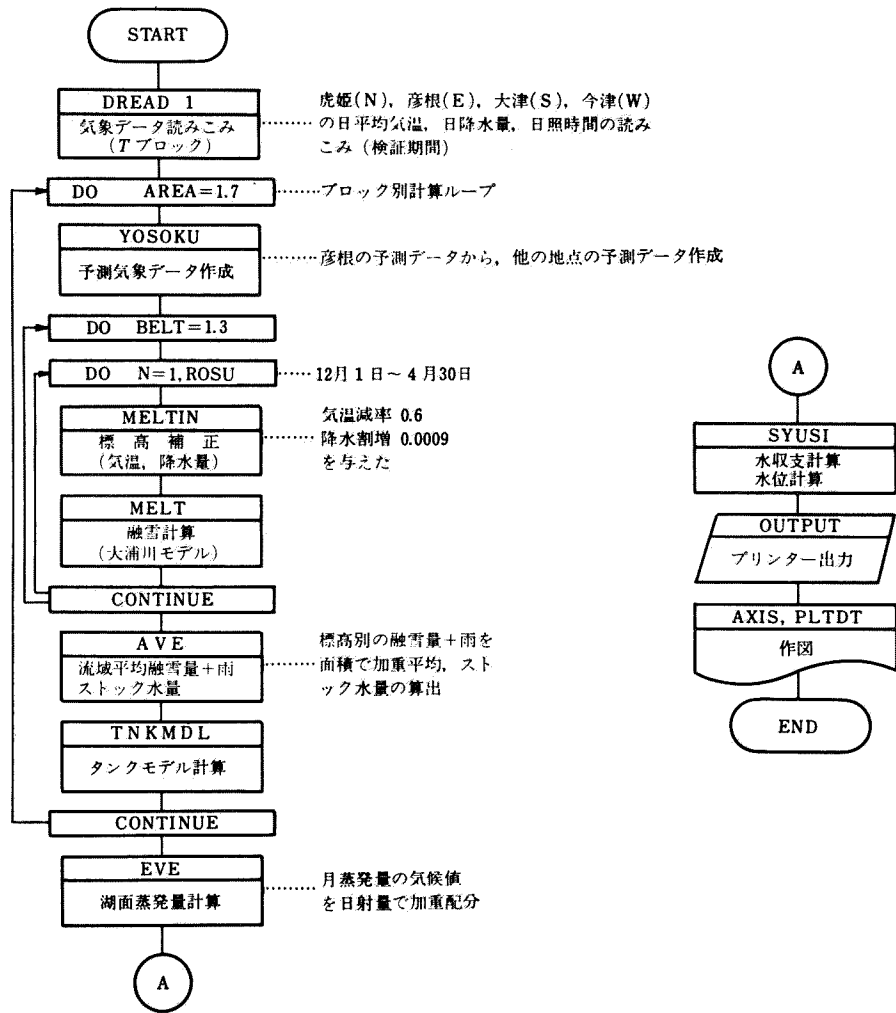


図 5.3.7 7ブロックモデルのフローチャート

- ③ 流出モデルは前述の流域流出モデルのところで同定した表 4.3.12 タンクモデルを用いている。
- ④ 水位計算は前述の流域流出モデルの⑥で述べた湖水位に変換するシステムによった。
- 以上を基本構成として、積雪融雪流出モデルを琵琶湖全流域に適用した。

年度	標準誤差
41	3.6
42	11.1
43	3.2
44	4.1
45	5.5
46	4.0
47	2.2
48	4.3
49	3.2
50	5.6
51	4.8
52	3.1
53	6.5
54	2.5
55	5.5
56	6.3
57	2.3
58	4.3
59	6.7
60	4.4
平均	4.7

2) 適用結果

琵琶湖の水位再現を昭和41年度から昭和60年度の20年間について適用した結果として、表5.3.4に水位再現精度を示す。標準誤差ERは、次式により求めている。

$$ER = \sqrt{\{\Sigma (Hci - Hoi)^2\} / N} \quad \dots (4.28)$$

ここに、ER：標準誤差(cm)，Hci：i日の計算水位(cm)，Hoi：i日の観測水位(cm)，N：データ数(12月1日～4月30日)である。

標準誤差でみた再現精度としては、20年間の平均で4.7cmであった。各年度の期間5ヶ月間である事等を考慮すると、その精度は高く、実用性としても十分であると言える。

次に一例として、図5.3.8に、昭和59年度の水位再現結果を示す。59年度においては12月下旬に計算水位がやや高めになり、この影響がそのまま2月上旬まで続いている。しかし、日変化としては、他の年度を含め積雪期、融雪期ともに十分表わされていると言える。

表5.3.4 琵琶湖水位再現計算における標準誤差

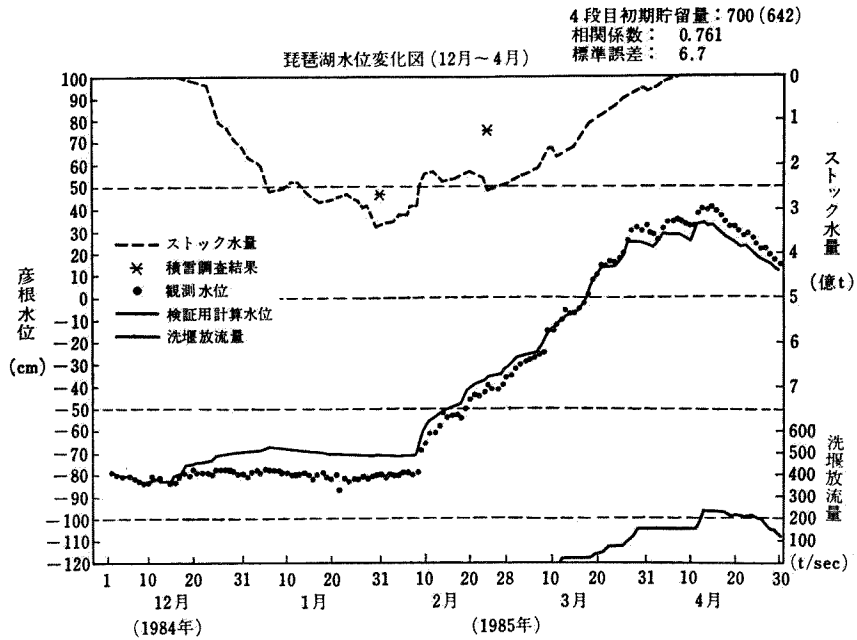


図 5. 3. 8 琵琶湖水位の再現結果 (昭和59年度)

3) 琵琶湖流域積雪融雪流出モデルの活用

現在、流域内の積雪水量は、現地調査により把握しているが、これでは、時期及び回数が限られる為、常に流域内の状況及びその変化を把握することはできない。

しかし、本モデルを利用すれば表 5. 3. 5 に示すような積雪に関する情報を、4ヶ所の観測所の日降水量、日平均気温、日照時間のデータを用いることにより、得ることが可能となる。

表 5. 3. 5 積雪融雪流出モデルで得られる主な情報

項 目		単 位
積 雪 融 雪	積 雪 水 量	10^8 m^3
	積 雪 深	mm
	” 経過日数	日
	” 密 度	g / cm^3
	新 雪 深	mm
融雪 流出	琵琶湖流入量	m^3 / s
	” (彦根) 水位	cm

これらの情報は、ブロック別、高度地帯別、さらに流域全体で算出されるので、流域内での積雪深観測所より得られるデータと併せて見る事により、流域全体の積雪状況が適確に把握できる。

3-4 流域流出モデルの特性

(1) 現象再現性の視点について

琵琶湖流域の流域流出モデルは、すでに述べたように、直列貯留型4段タンクモデルで構成されている。タンクモデルとは、最上段タンクに入力された流域平均降水量（冬期間は日融雪量）を、日流出高に変換するシステムである。4段タンクで構成されているため、流域流出量は、表面流出、中間流出、準基底流出、基底流出という成分別に出力することが出来る。

この流入量再現モデルの特性を議論する場合、入力データである日降水量には、ある程度の誤差が含まれていることを留意しておく必要がある。日降水量は、琵琶湖流域内の観測所データ（流域内計32ヶ所）を単純平均し算出している。観測所は、流域内にかたまることなく適度に配置されているが、これらの観測所群で把握することの出来ない降水現象が流域内で発生した場合は、誤差の発生はやむを得ない。冬期間は、日融雪量が降水量にかわる入力データとなるが、これは、別途積雪・融雪流出モデルで算出される推計値であるため、当然誤差は伴っている。

また、これが予測計算になった場合は、予測降雨量、予測融雪量の算出に、当然予測誤差が含まれてくるので、現象再現計算の計算精度は、高いレベルに設定しておく必要がある。

タンクモデル自体の再現精度は流量再現性で議論されるのが一般的であるが、琵琶湖は河川のフロー型とは異なりストック型であるので、流量を湖水位に換算する必要がある。湖水位は水管理上重要な指標であり、湖水位再現モデルに許容される精度は、第2章4-3で議論したように、1ヶ月で±10cm程度が目安となる。

以上の視点から、流入量予測モデルの特性は、流入量と琵琶湖水位という2つの指標を用いて行うこととする。但し、ここでいう観測流入量とは、琵琶湖では通常逆算流入量が用いられている。逆算流入量とは、琵琶湖に流入する水量（河川から流入する水量と湖面に降る雨量の合計から湖面蒸発量を差し引いたもの）を、湖水位の変動、琵琶湖から流出する水量から

逆算したものであるが琵琶湖はスケールが大きいため、数cmの湖水位変動に対し流入量の変動は数千 m^3/s というオーダーになる。これを用いて流入量の再現性を日単位で議論することはタンクモデルの特性上困難であるので、流入量は、半旬単位の時間スケールで行うこととする。湖水位は、日単位で算出することが水管理上必要であるので、日湖水位で再現性を議論することとする。但し前述の視点から、流入量誤差の蓄積をカットするために、再現期間は1ヶ月で区切ることとする。

その他、流入量予測モデルは、計算の過程で流域からの蒸発散量、湖面蒸発量等、流域内の水循環に関連する数値もアウトプットされる。これらの数値については、自然現象的な意味づけを検証するという意味で、既往実績との比較を行うこととする。

(2) モデル特性分析のための条件整理

モデル特性を分析するための条件を整理する。

- ① 再現期間は、昭和51年5月1日～昭和61年4月の10年間とする。
- ② 流入量再現期間は、5月から翌年4月の1年間で区切ることとし、半旬単位で表示する。（1年間で73サンプル）
- ③ 湖水位は1ヶ月で区切ることとする。各月の最初（1日）で計算水位と観測水位を同値にするが、タンク内貯留高は変えることなく連続させる。このことにより、流入量予測モデルの計算は、10年間連続計算ということになる。
- ④ モデル特性分析のため評価基準は、半旬流入量は相関係数、日湖水位は、1ヶ月後の最終水位差（月末の観測水位と計算水位の差）とする。

(3) 琵琶湖流入量の再現性

琵琶湖は、集水面積、湖面積が広大であるために、水文諸量（琵琶湖流入量、流出量、流域蒸発散量、湖面蒸発量等）の変化スケールは、他の自然湖沼に比べてかなり大きい。

たとえば1 cmの湖水位変化は約700万 m^3 の貯留量変化に、1 mmの流域蒸発散量は約300万 m^3 の水量損失になる。本節で対象とする琵琶湖流入量は、日単位で数億 m^3 /日というオーダーになることもあり、流入量の再現性が低下した場合は、誤差の影響はかなり大きいものになると思われる。このため、流入量の再現性については、ハイドログラフの相関性だけでなく、流入量差という視点でも検討していくこととする。

琵琶湖流入量とは、河川から琵琶湖に流入する河川流出量と、地下水流出量、それに湖面に直接流入する湖面流入量（湖面降雨量から湖面蒸発量をさしひいたもの）を加えたものであり、実績値としては、琵琶湖逆算流入量が従来から使われている。琵琶湖流入量の再現性は、日単位で算出された計算値と実績値（琵琶湖逆算流入量）を半旬（5日間）単位で集計し、 m^3/s に変換したもので検討する。

昭和51年5月1日から昭和61年4月30日までの算出結果を、5月から翌年4月までの年度単位でとりまとめたのが図5.3.9～18である。図中には、半旬流入量変化図と、流入量差（観測流入量－計算流入量）図を表示している。

年間の流入量差変化図をみると、大部分は、 $+100 \text{ m}^3/\text{s}$ から $-100 \text{ m}^3/\text{s}$ 以内で推移している。仮りに琵琶湖の湖水位が1日に1 cm上下した場合、これを湖内の貯留量変化に換算すれば、約700万 m^3 /日つまり約80 m^3/s の流量変化があったことに該当するので、 $+100 \text{ m}^3/\text{s}$ から $-100 \text{ m}^3/\text{s}$ の流入量差は、湖水位の変化で言えば、約 $\pm 1 \sim 2 \text{ cm}$ 以内の計算誤差になるものと判断出来る。半旬で約 $\pm 1 \sim 2 \text{ cm}$ 以内に納まったことまた年間のハイドログラフの相関が高相関（表5.3.6参照）になったということは、ほぼ満足出来る結果であると言える。

表5.3.6 半旬流入量の再現精度（計算値と実測値との相関係数）

昭和・年度	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
半旬流入量の再現精度（相関係数）	0.96	0.94	0.96	0.95	0.95	0.95	0.97	0.98	0.95	0.99

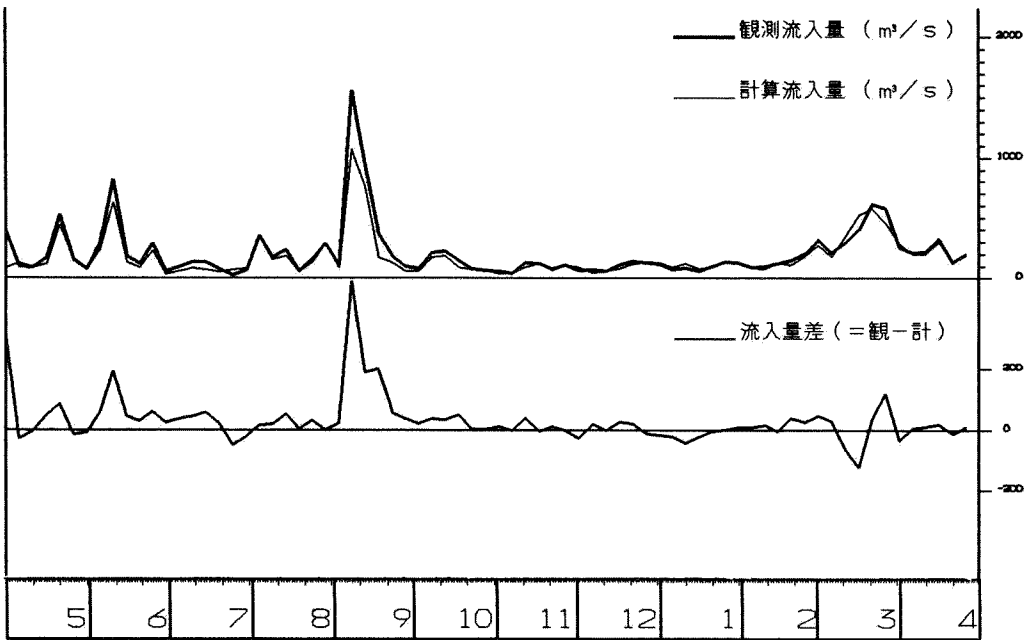


図5.3.9 琵琶湖流出解析結果 昭和51年度

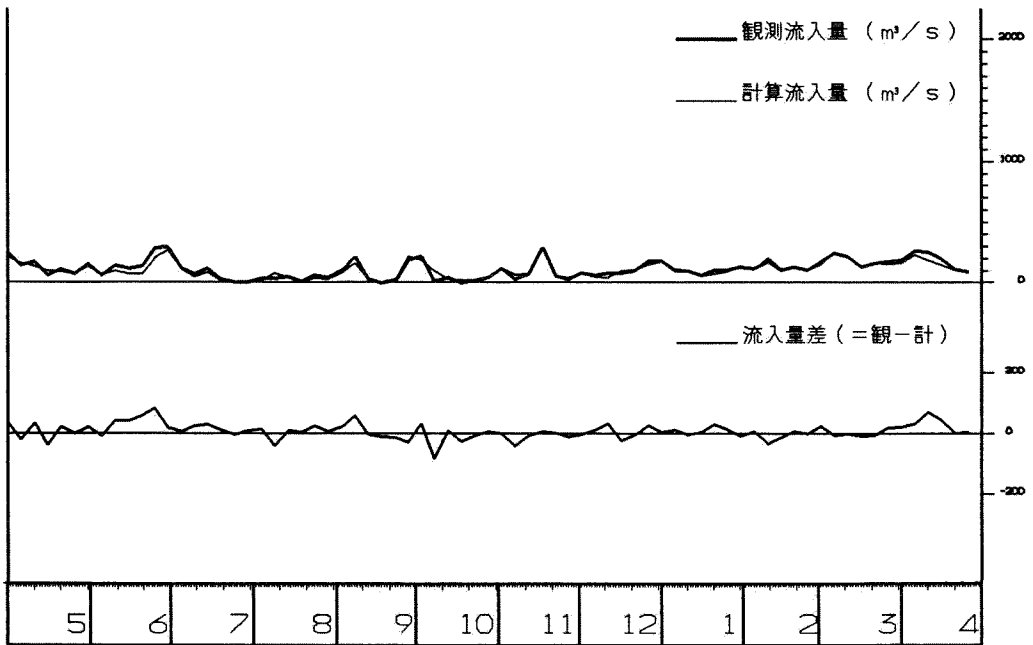


図5.3.10 琵琶湖流出解析結果 昭和52年度

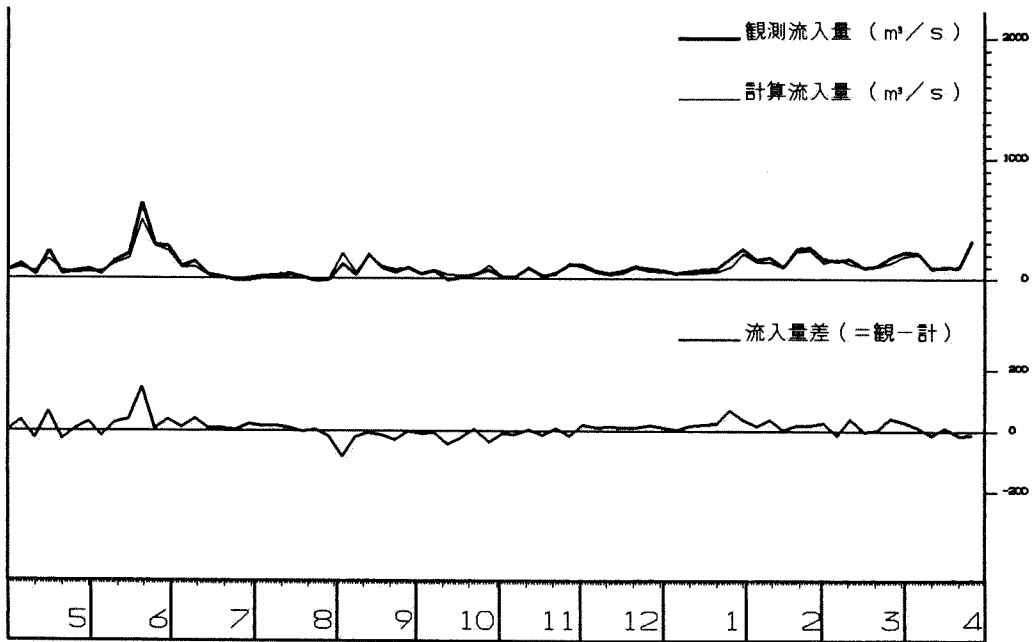


図 5. 3. 11 琵琶湖流出解析結果 昭和53年度

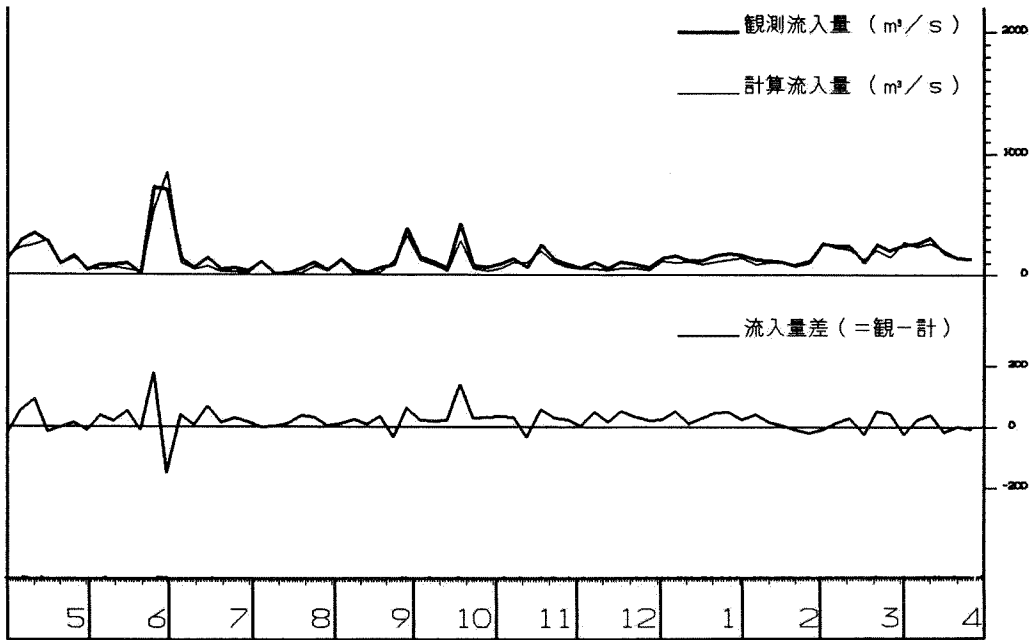


図 5. 3. 12 琵琶湖流出解析結果 昭和54年度

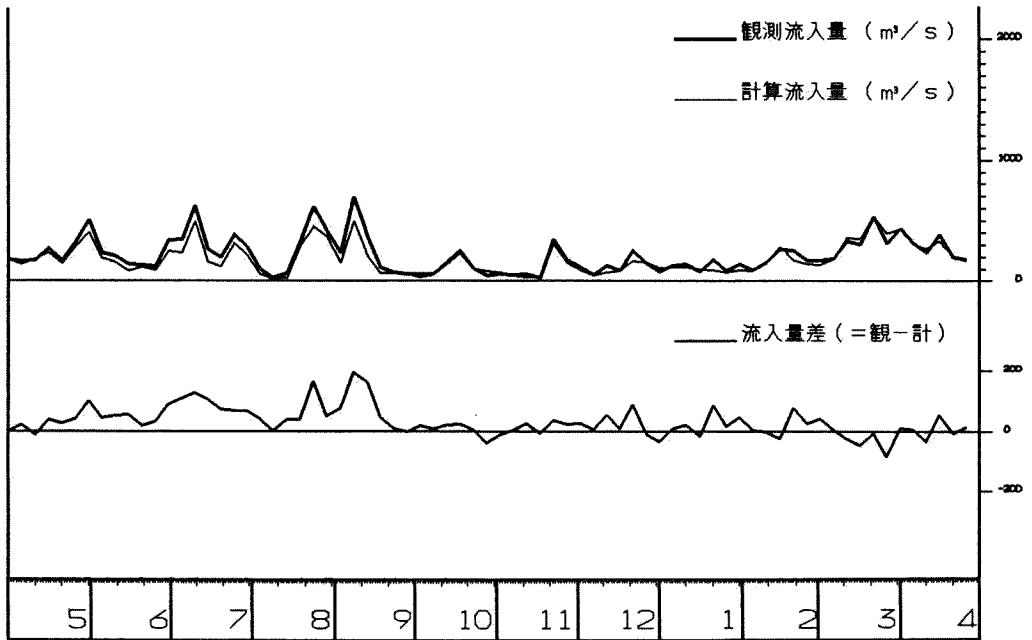


図 5. 3. 13 琵琶湖流出解析結果 昭和55年度

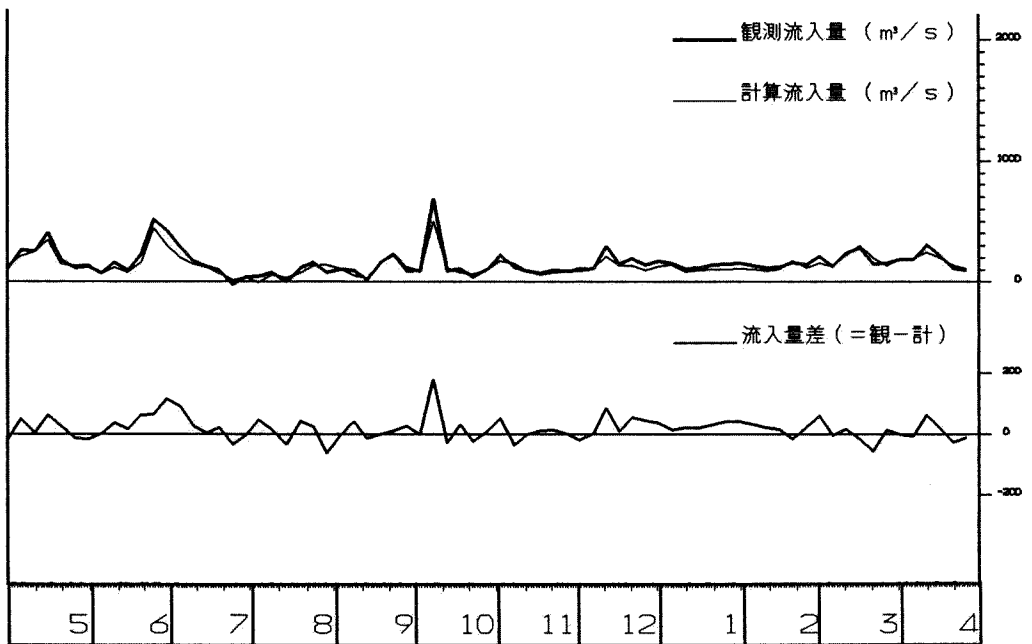


図 5. 3. 14 琵琶湖流出解析結果 昭和56年度

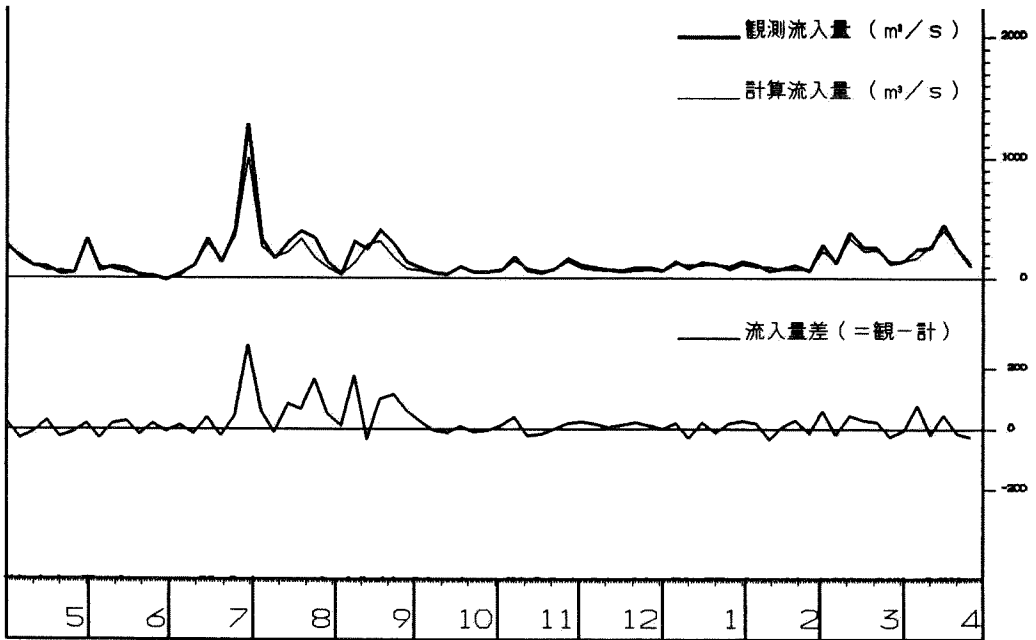


図5.3.15 琵琶湖流出解析結果 昭和57年度

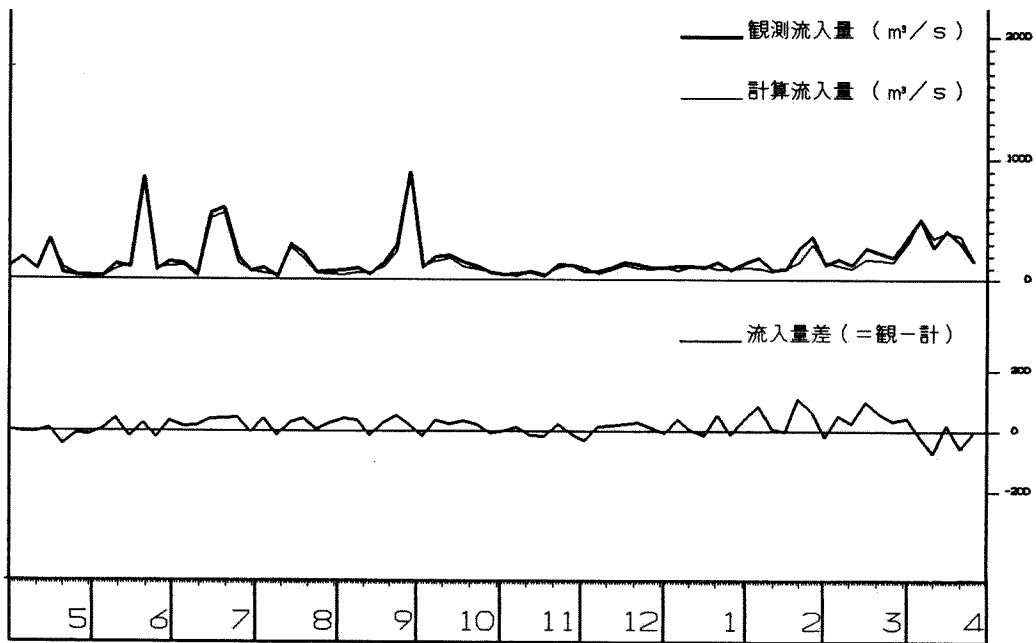


図5.3.16 琵琶湖流出解析結果 昭和58年度

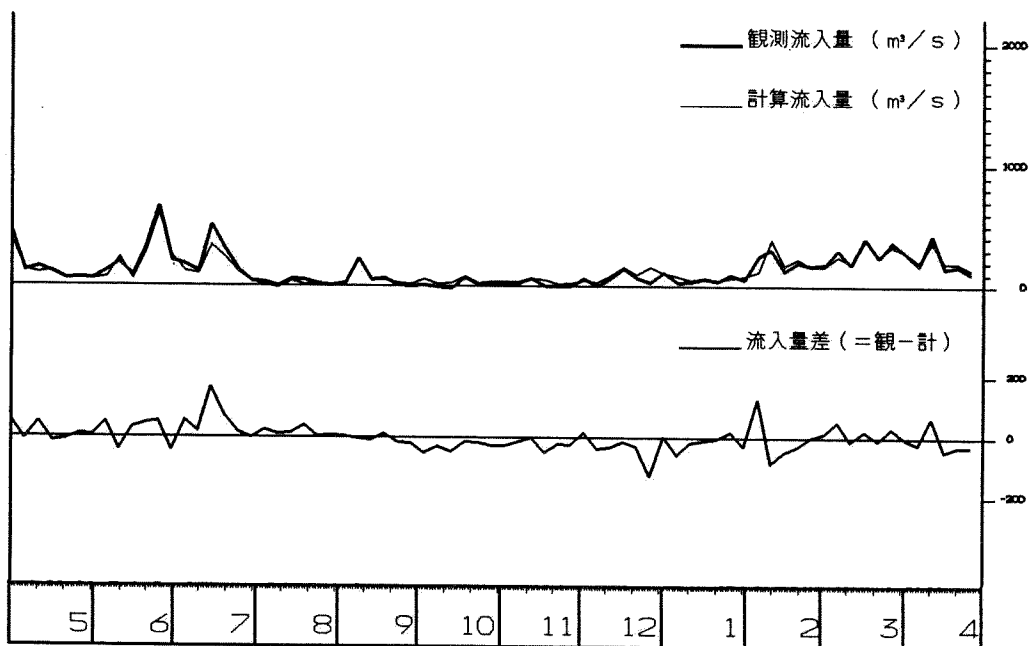


図 5. 3. 17 琵琶湖流出解析結果 昭和59年度

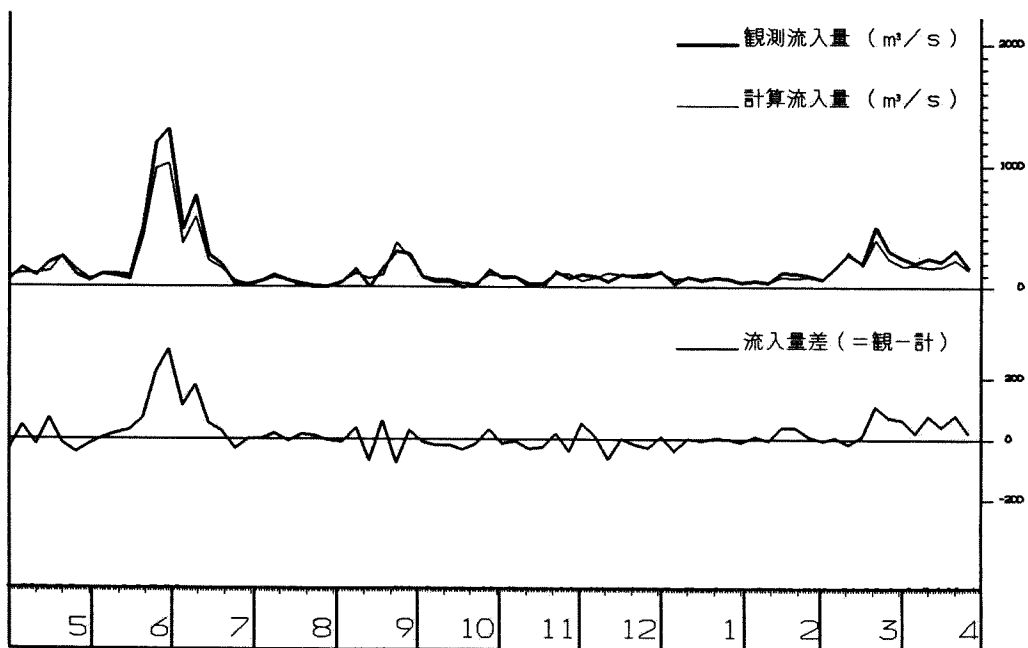


図 5. 3. 18 琵琶湖流出解析結果 昭和60年度

(4) 琵琶湖水位の再現性

瀬田川洗堰という調節施設により、湖からの流出量が人工的に制御されている琵琶湖にとって、湖水位は、水管理上重要な指標である。琵琶湖の水管理場面は、この湖水位の値によって、高水時、平水時、低水時に分類することが出来る。低水時の湖水位変化傾向は、洗堰の中・長期操作計画にとって重要な情報となる。

湖水位は、琵琶湖流入量と琵琶湖流出量（洗堰放流量と琵琶湖疏水と宇治発電所取水量の和）との差から算出することが出来る。ここでいう琵琶湖流入量とは、前節で検討した計算流入量に該当するが、これについては前節でほぼ満足出来る精度の確保が確認されたので、これを湖水位に変換した場合の、水管理という視点からの再現性の検討を行う。

昭和51年5月1日から昭和61年4月30日までの湖水位算出結果を1ヶ月単位でとりまとめたのが図5.3.20である。各グラフとも、各月の1日時点で計算湖水位と観測湖水位を同値にしている。観測湖水位として彦根水位を用いたが、その理由は、琵琶湖の公称湖水位である鳥居川水位に比べ、琵琶湖流入量変化による影響以外の湖水位変化（セイシュ、吹きよせ、洗堰操作による影響等）が少ないからである。1日時点で計算湖水位と観測湖水位を同値にしているが、タンク内の貯留高は、変更することなく前日の最終値をそのまま継続させている。つまり、このことにより、本システムによる再現計算は、10年間連続していることになる。ここでは、湖水位の再現性を、最終水位差という指標で検証する。最終水位差とは、1ヶ月後の計算水位と観測水位の差である。

さて本システムを使用して、水管理者に湖水位の予測情報を提供することとなるが、この場合、この最終水位差は、水管理者にとって、湖水位の予測値が次のような意味をもった情報となることを示している。例えば、最終水位差がマイナス傾向、つまり計算水位が観測水位に比べて低めに出る傾向があるということは、低水時の湖水位予測値が低めに出た場合、水管理者は、より一層管理体制を強化することが想定されるため、水管理上、

湖水位の予測値は安全側の情報であるといえる。つまり実際の湖水位変化が、予測値より高めになったということは、予測値が安全側の情報であったといえる。

逆に、最終水位差がプラス側になるということは、計算水位が観測水位より高めに出るということで、水管理者にとって、湖水位の予測値は、危険側の情報になる可能性がある。このような視点で湖水位の算出結果をながめてみると、全体の70%以上(95サンプル/120サンプル=0.791)の最終水位差が、マイナス側となっている。このうち0cmから-10cm以内に納まったケースが、66サンプルと全体の50%以上(66サンプル/120サンプル=0.55)を占めている。一方120サンプルの中には、急激な湖水位変化を再現出来ていないケースがいくつかあるが、本モデルは、中・長期的な湖水位変化傾向を再現・予測するために同定されたモデルであるので、洪水の再現精度が低いことはある程度はやむをえない。本システムの評価の基準は、低・平水時の再現性にある。(図5.3.19)

最近、琵琶湖流域では、2年連続して大規模な湖水位低下が生じている(昭和59, 60年の10, 11, 12月)。本システムは、今後、このような大規模湖水位低下時に利用されることが多くなると思われるが、両年とも本論文の湖水位算出期間に含まれており、ほぼ湖水位の再現精度は確保されている。

以上のことから総観すると、本システムの再現精度は、水管理者にとって、いわゆる安全側の情報となるものであり、かつ満足出来る精度が確保されているといえる。

・ 5月～4月合計 (120 サンプル)

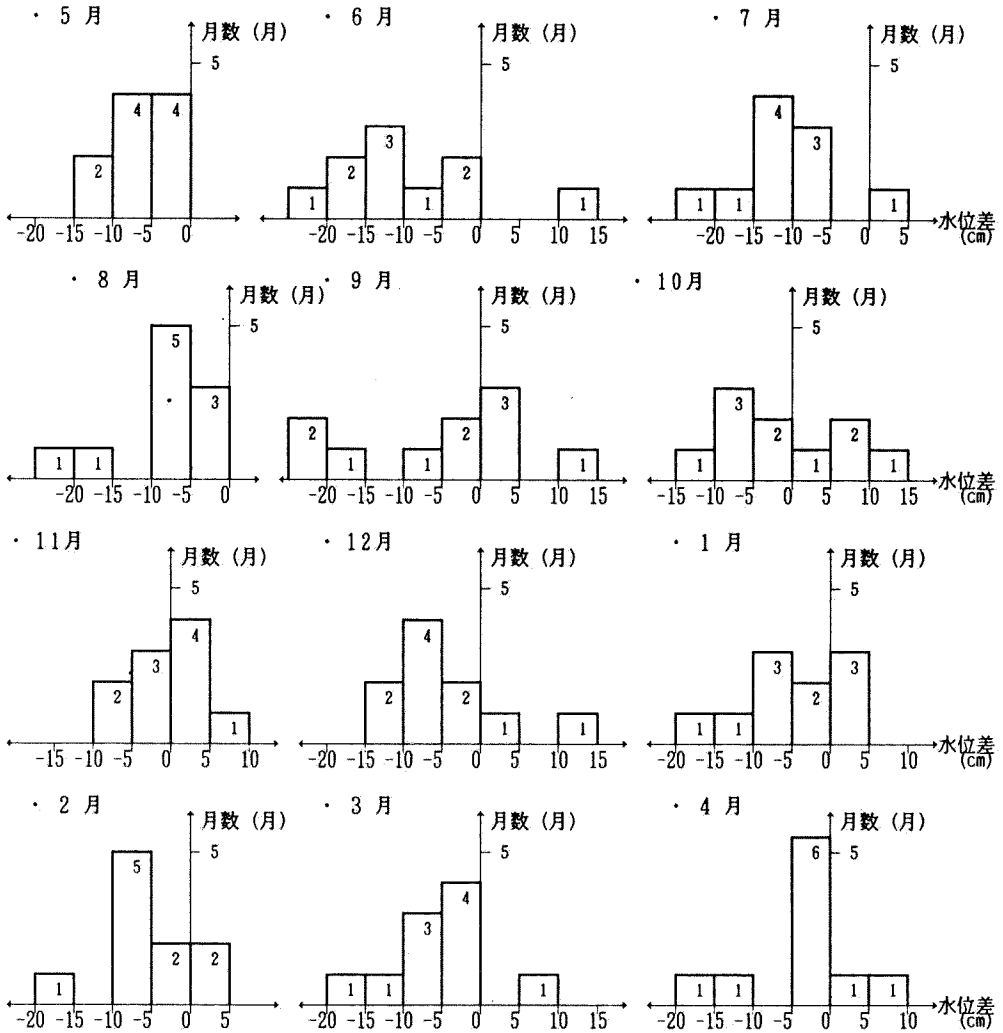
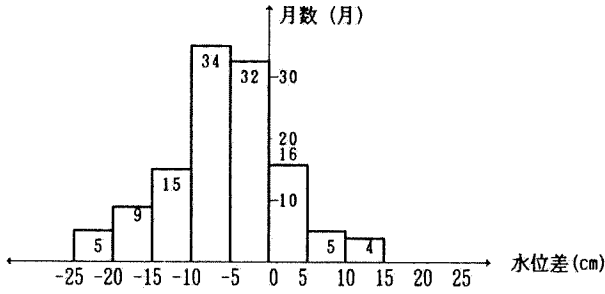


図 5. 3. 19 最終水位差の頻度分布

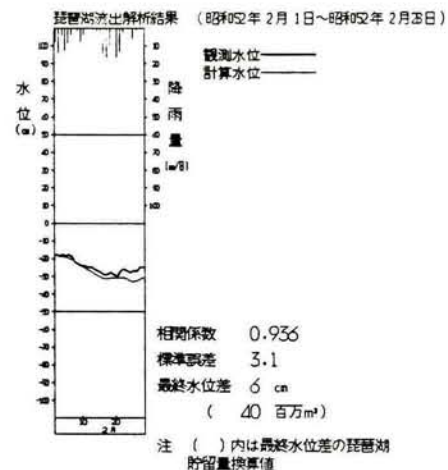
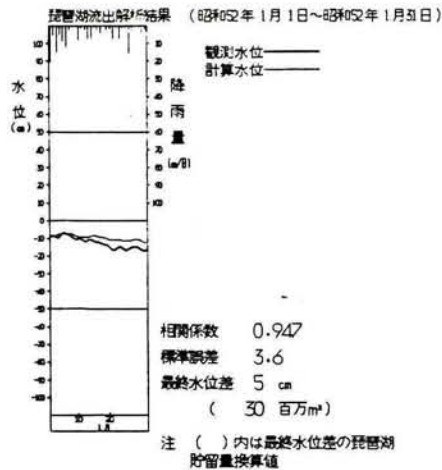
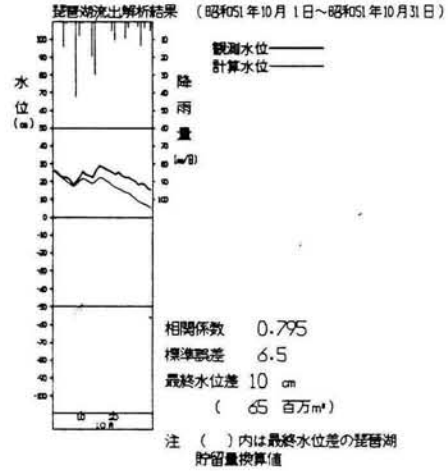
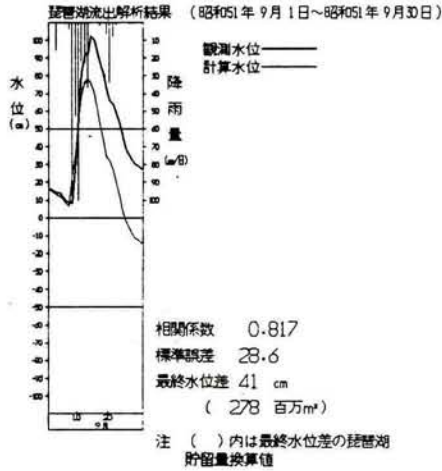
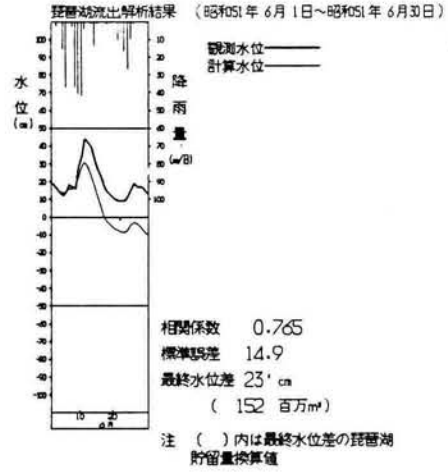
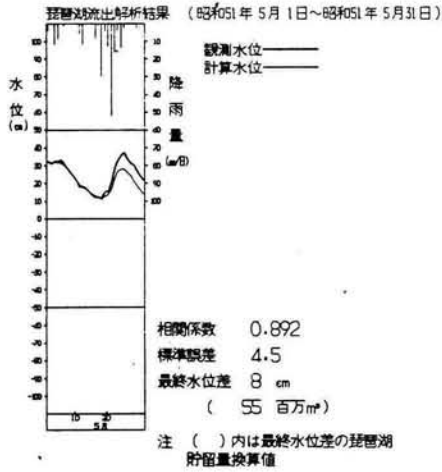
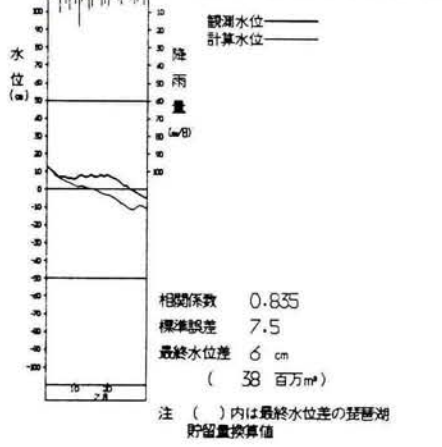
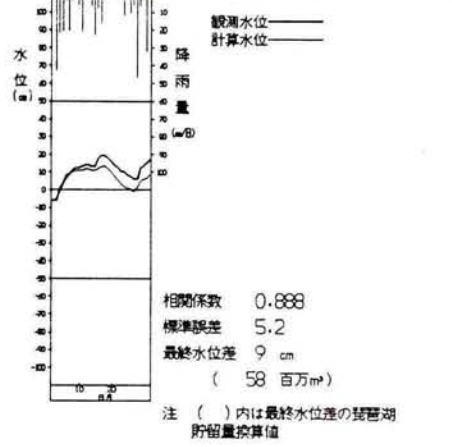


図 5.3.20 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和51年度)

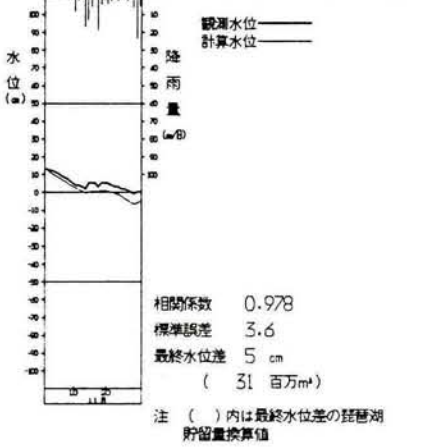
琵琶湖流出解析結果 (昭和51年7月1日~昭和51年7月31日)



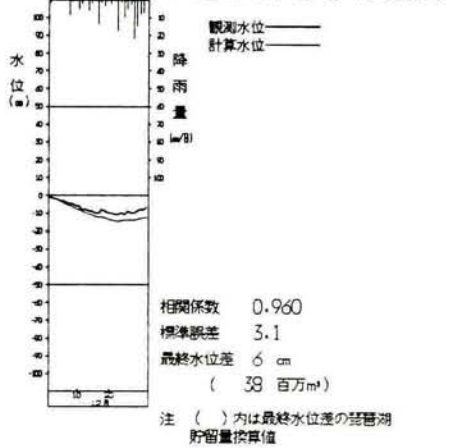
琵琶湖流出解析結果 (昭和51年8月1日~昭和51年8月31日)



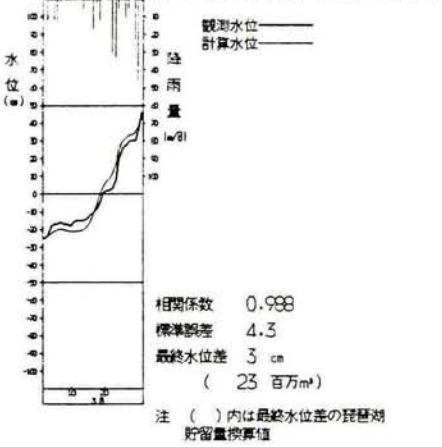
琵琶湖流出解析結果 (昭和51年11月1日~昭和51年11月30日)



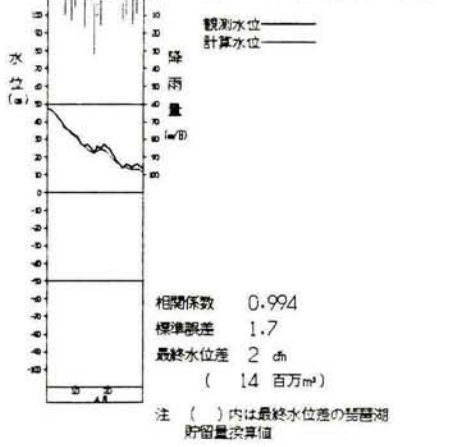
琵琶湖流出解析結果 (昭和51年12月1日~昭和51年12月31日)



琵琶湖流出解析結果 (昭和52年3月1日~昭和52年3月31日)



琵琶湖流出解析結果 (昭和52年4月1日~昭和52年4月30日)



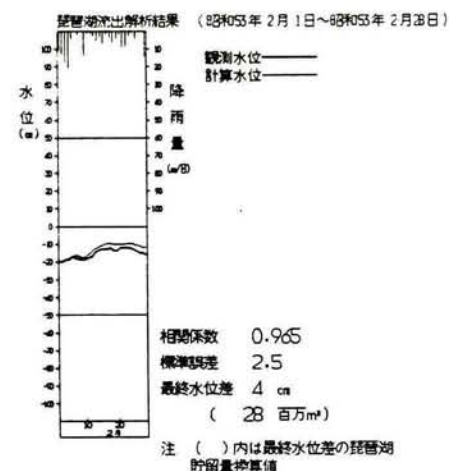
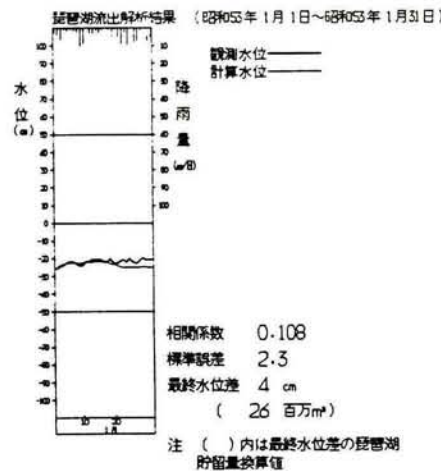
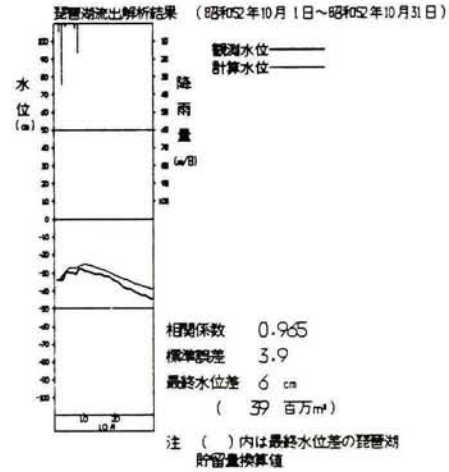
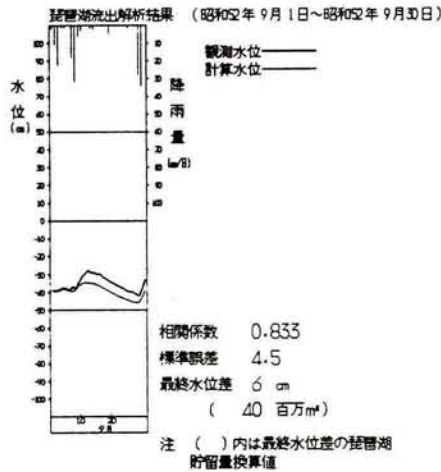
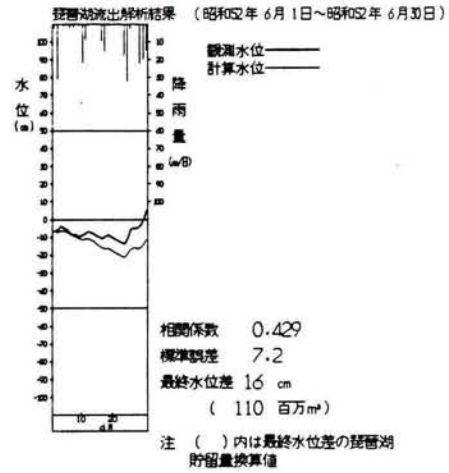
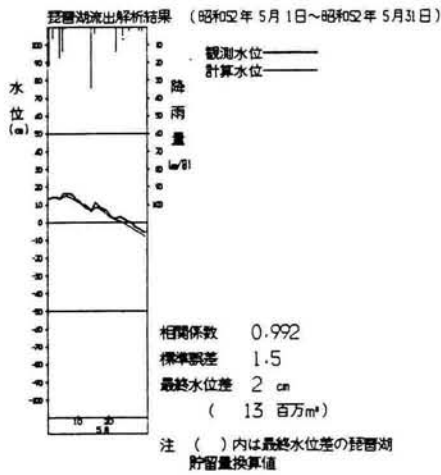
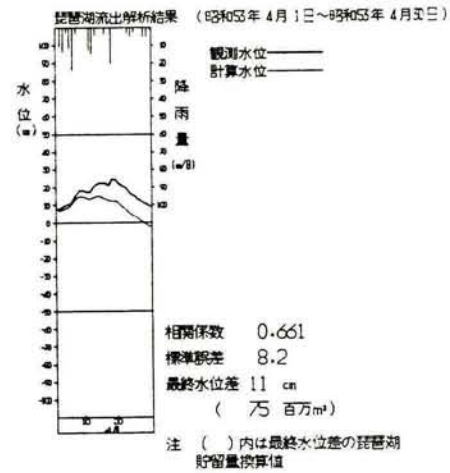
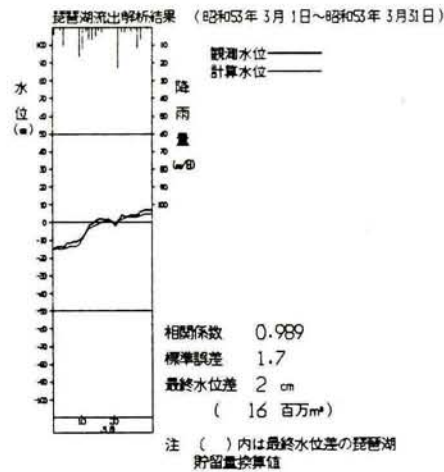
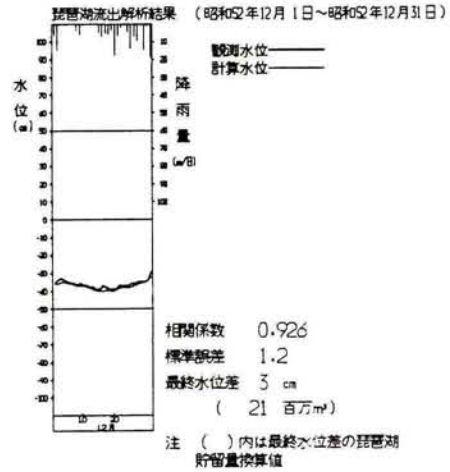
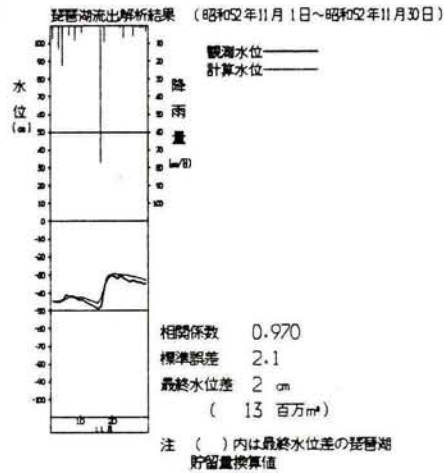
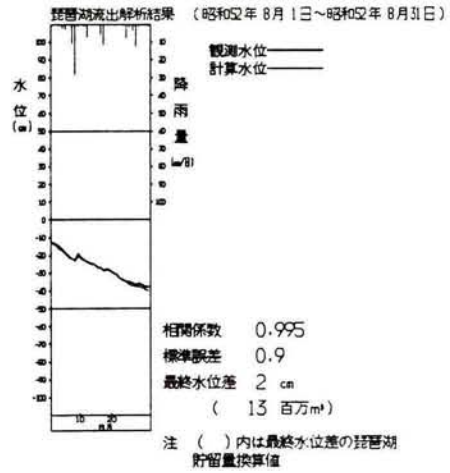
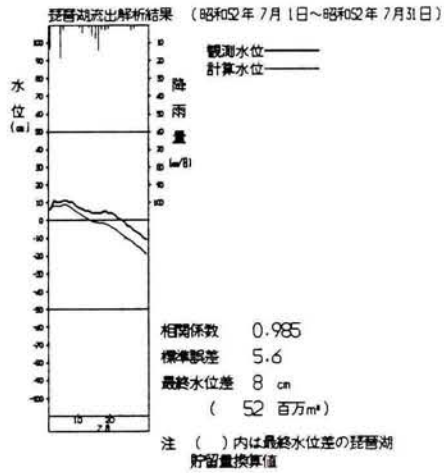


図 5. 3. 21 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和52年度)



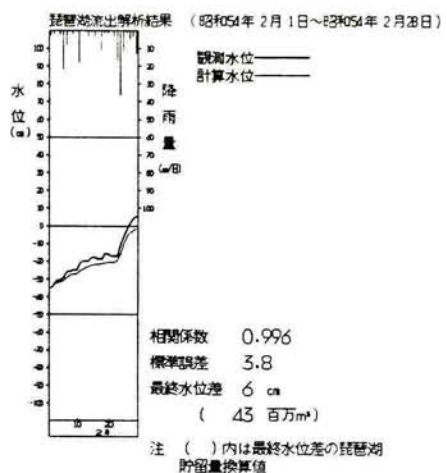
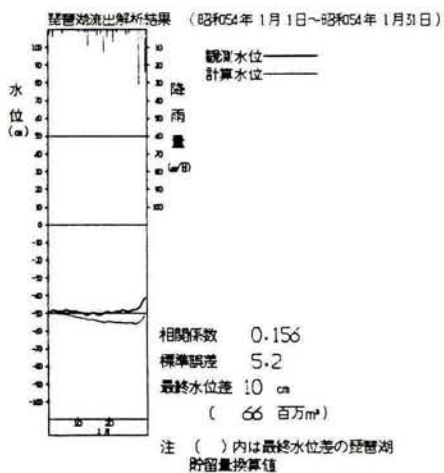
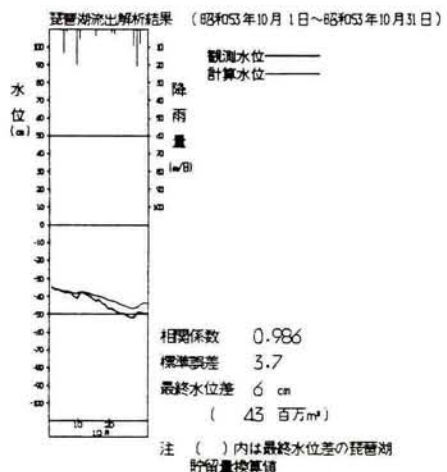
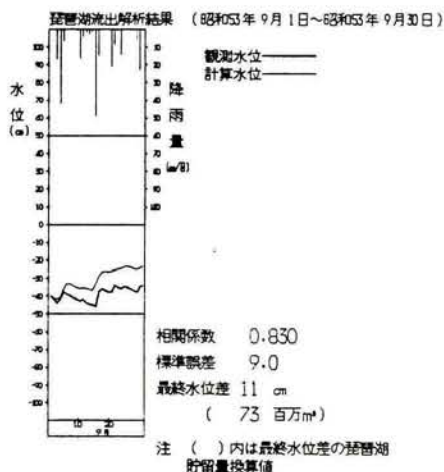
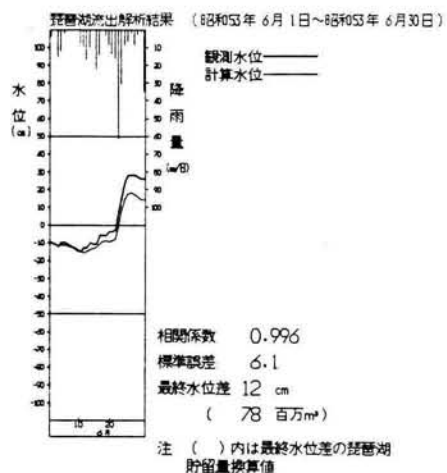
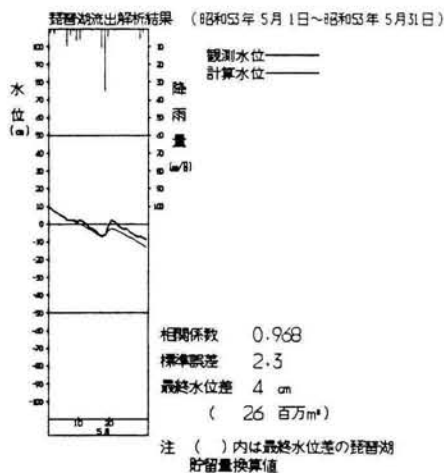
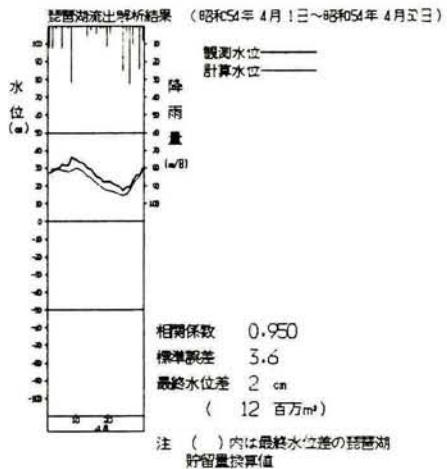
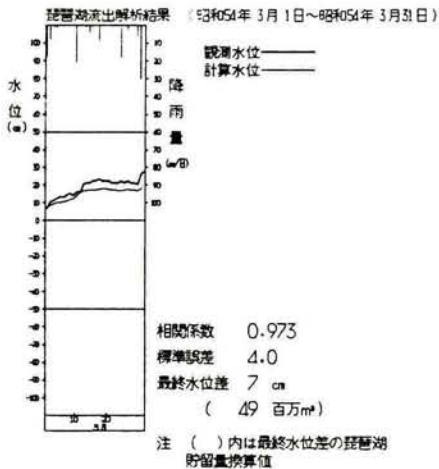
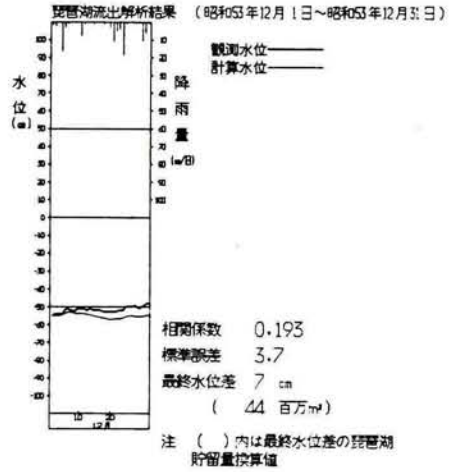
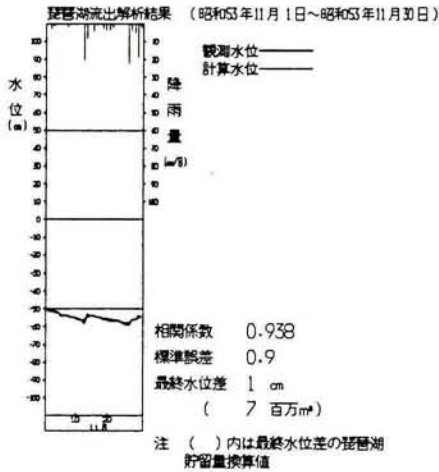
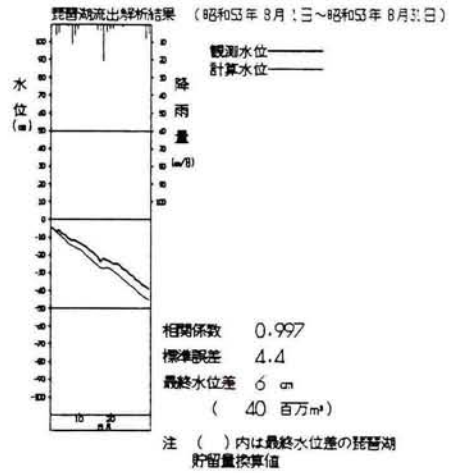
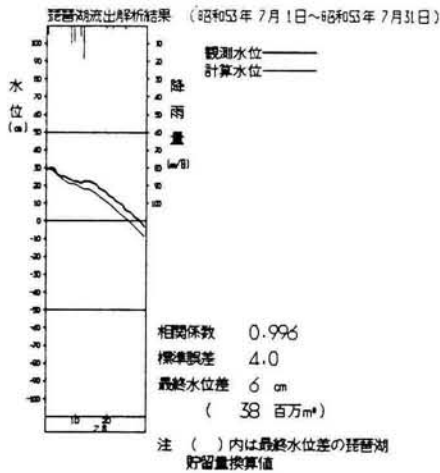


図 5.3.22 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和53年度)



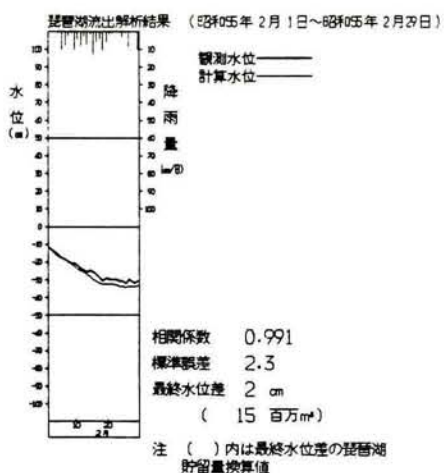
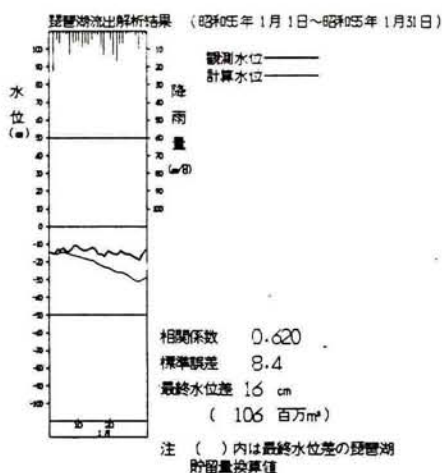
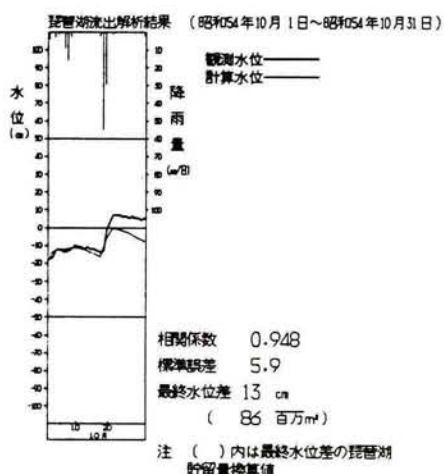
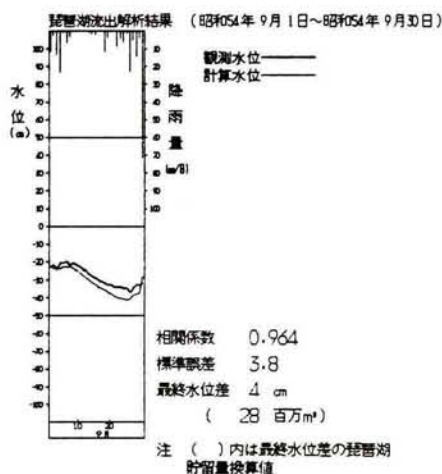
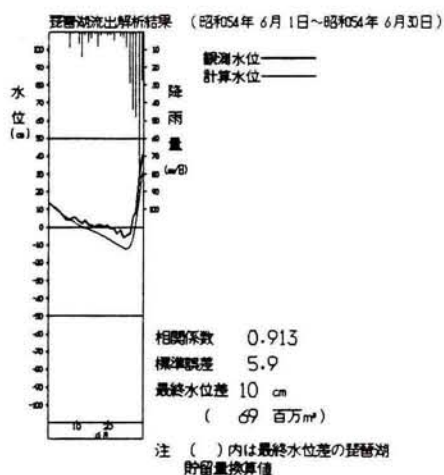
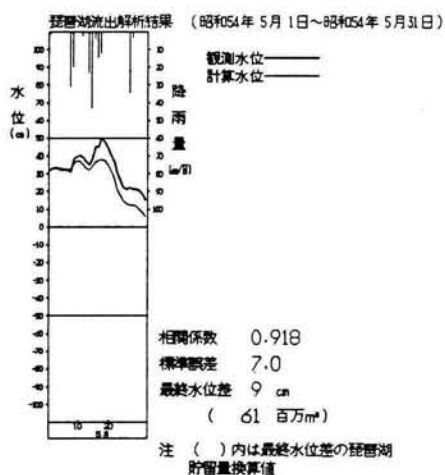
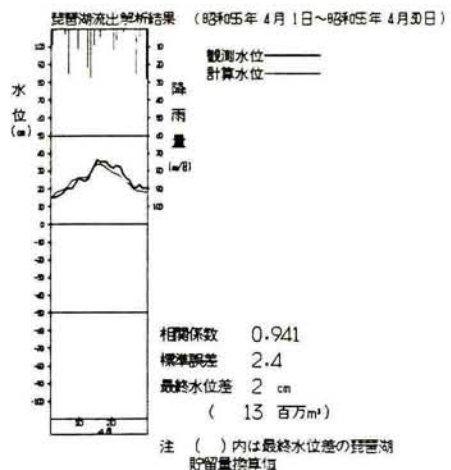
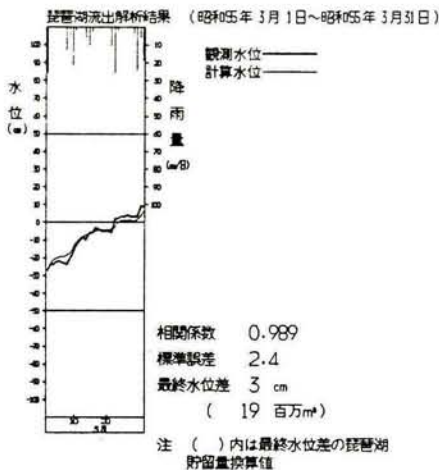
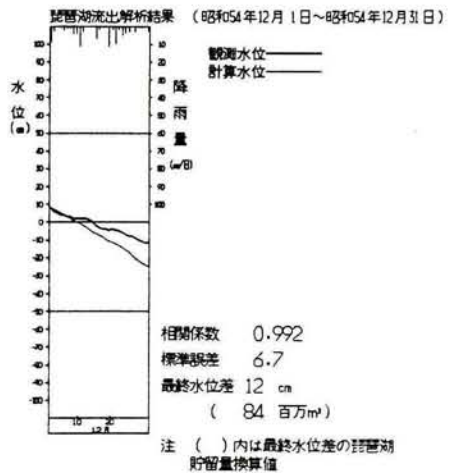
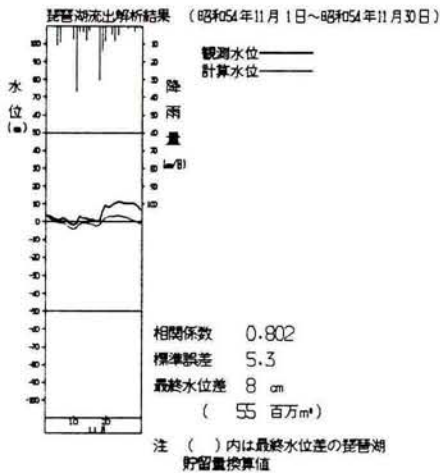
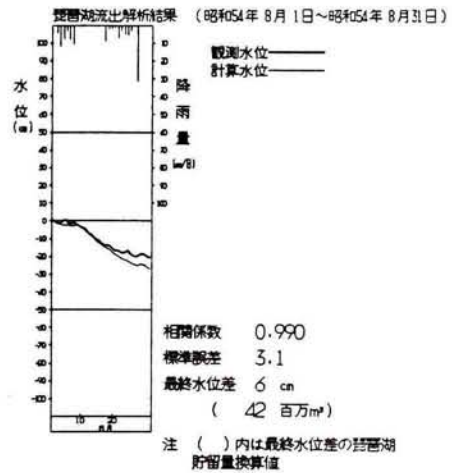
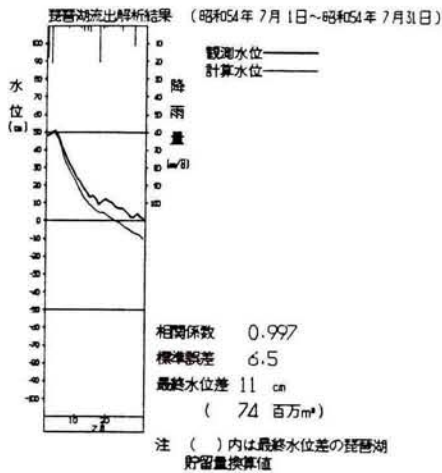


図 5. 3. 23 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和54年度)



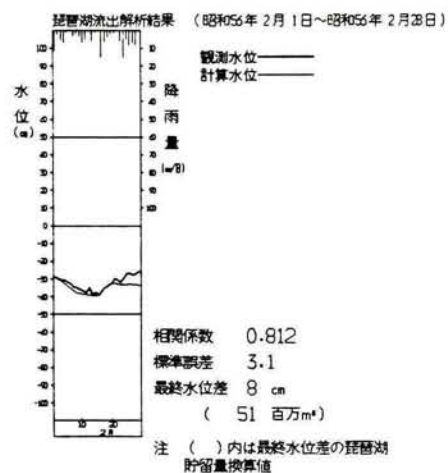
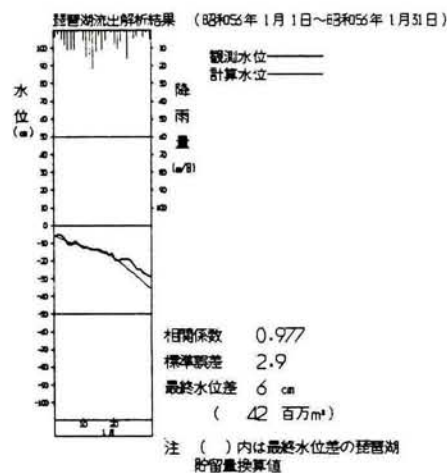
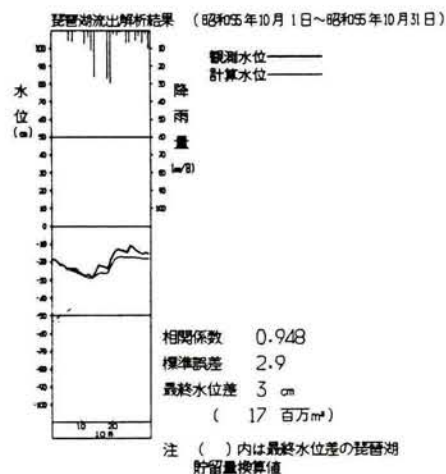
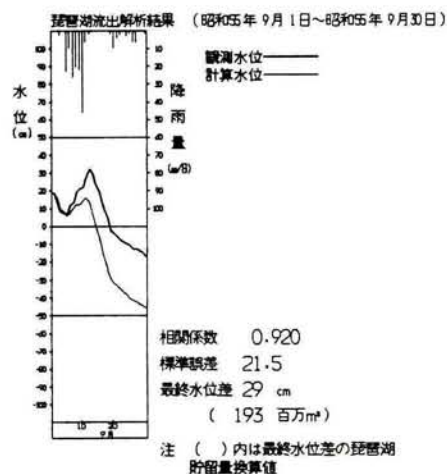
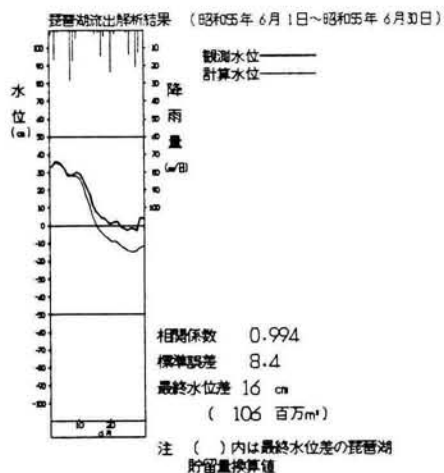
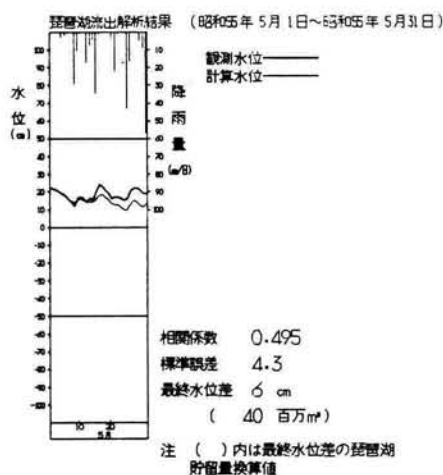
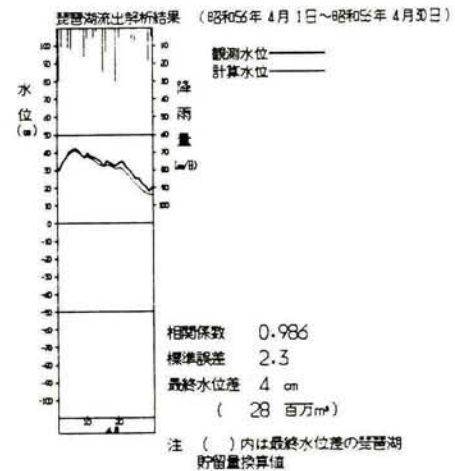
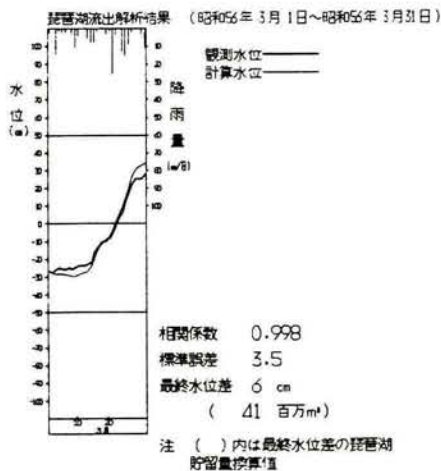
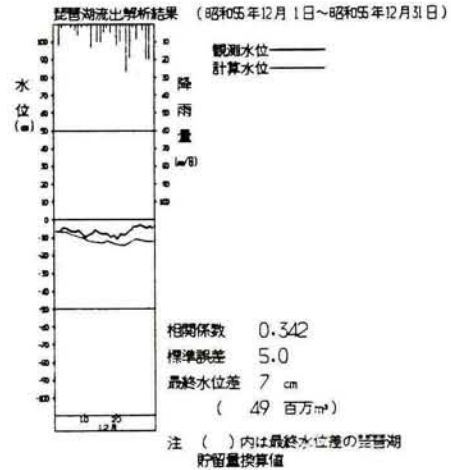
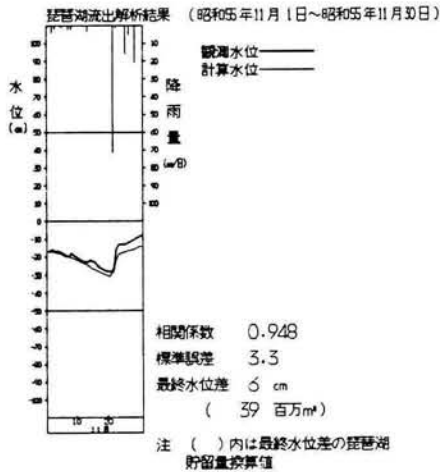
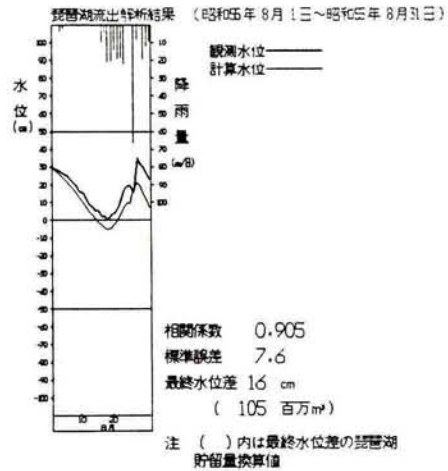
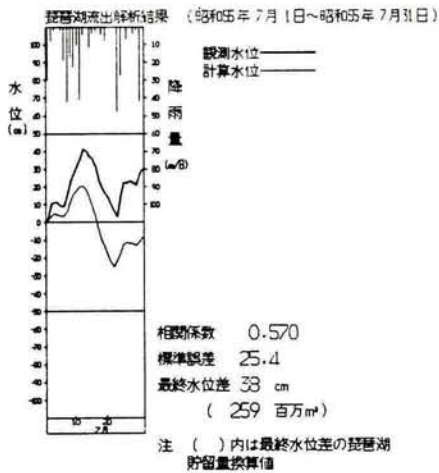


図 5.3.24 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和55年度)



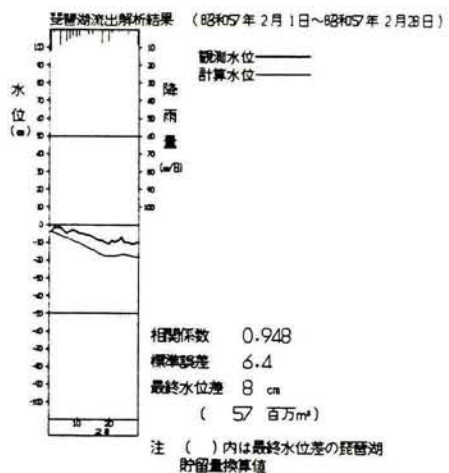
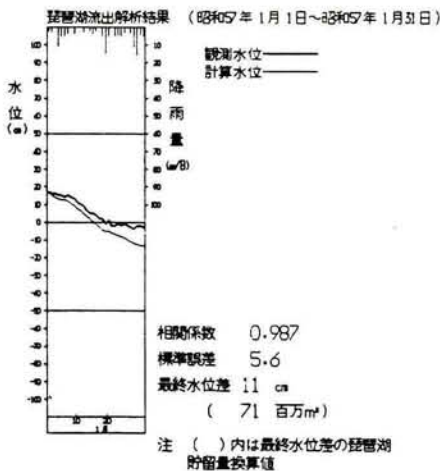
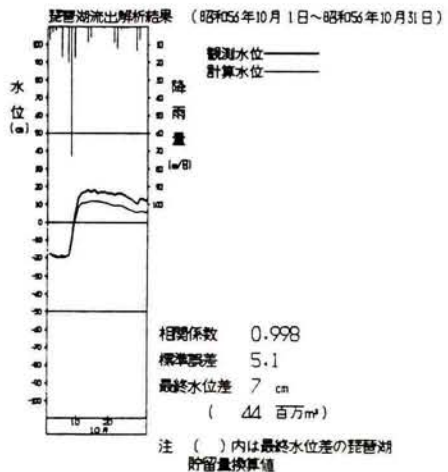
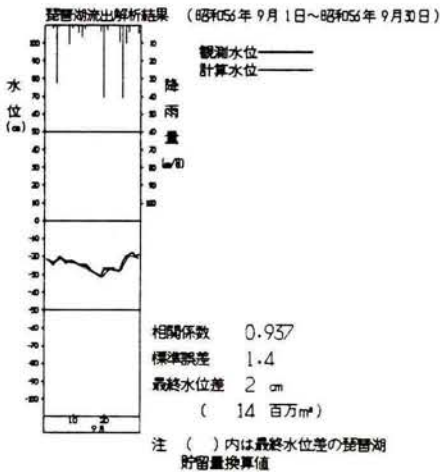
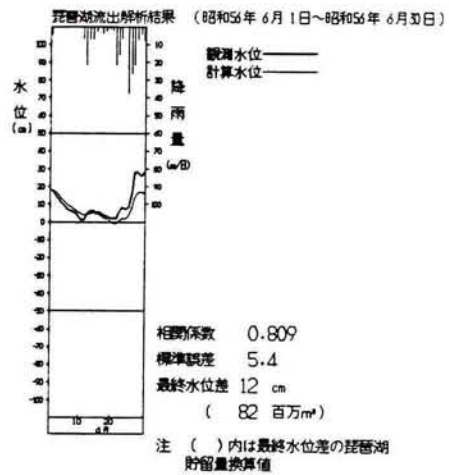
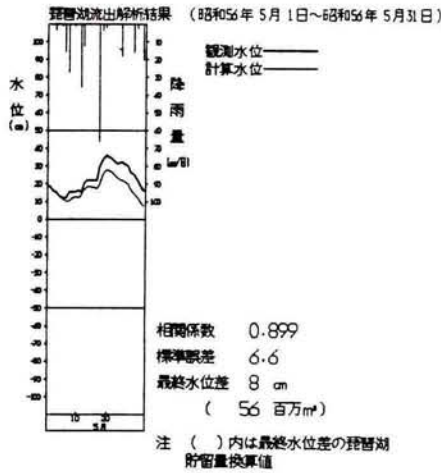
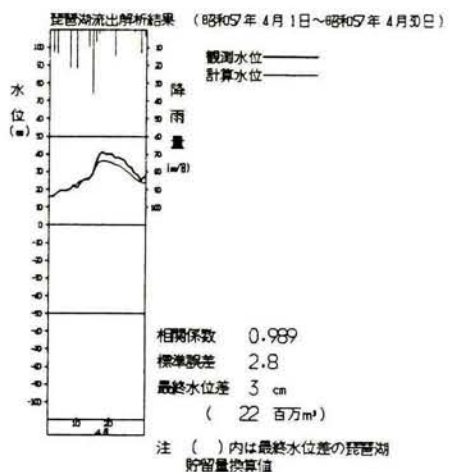
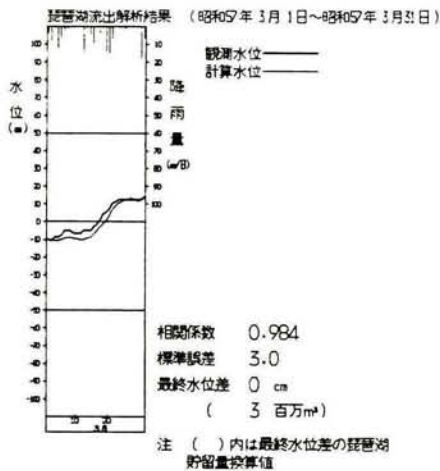
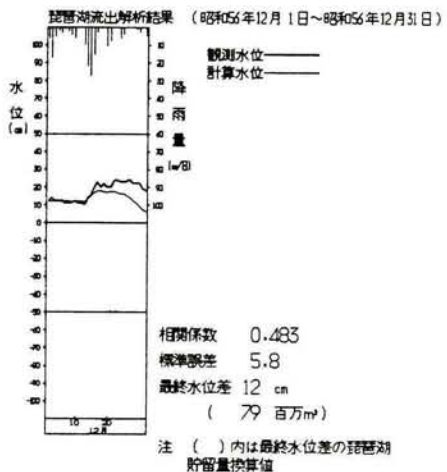
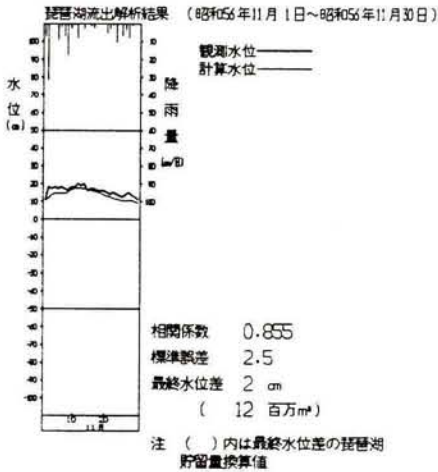
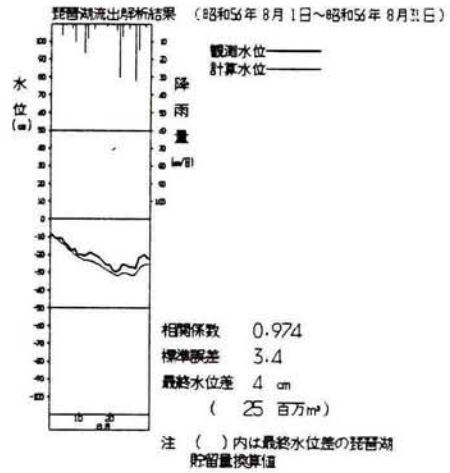
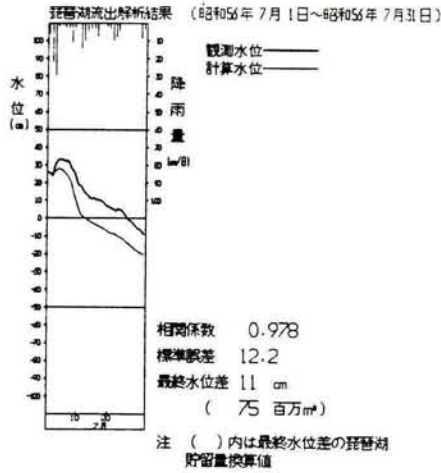


図 5. 3.25 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和56年度)



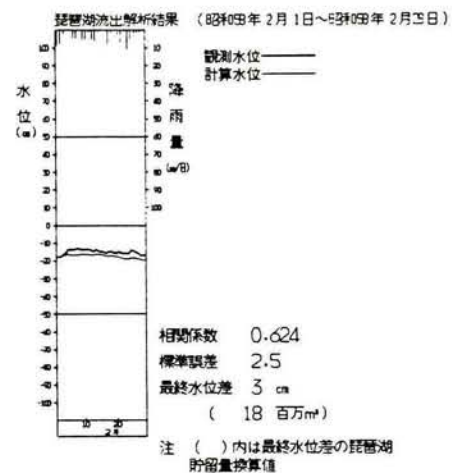
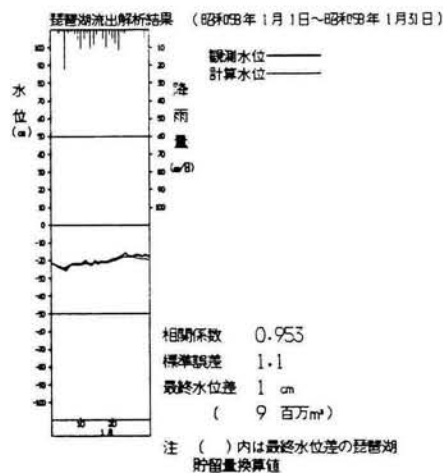
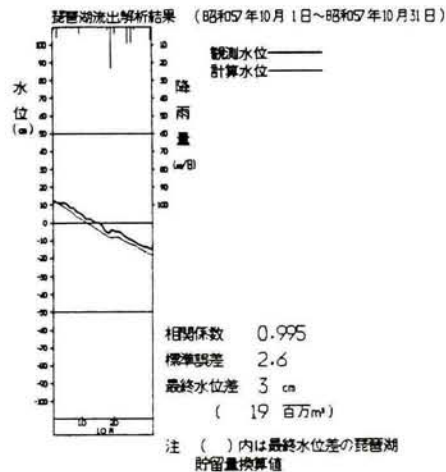
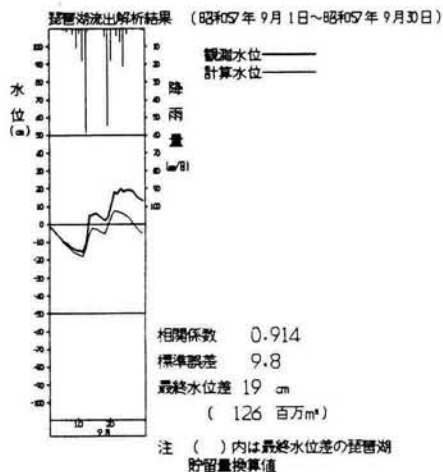
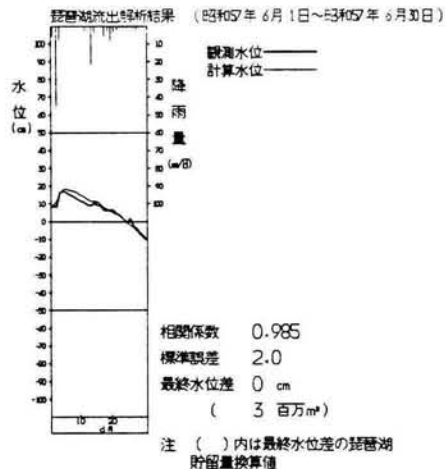
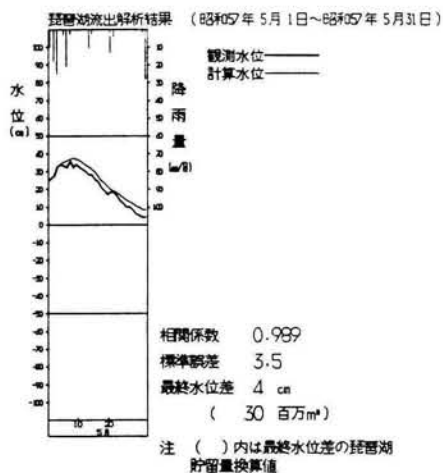
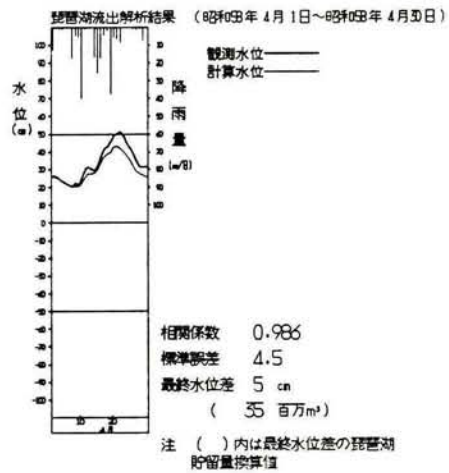
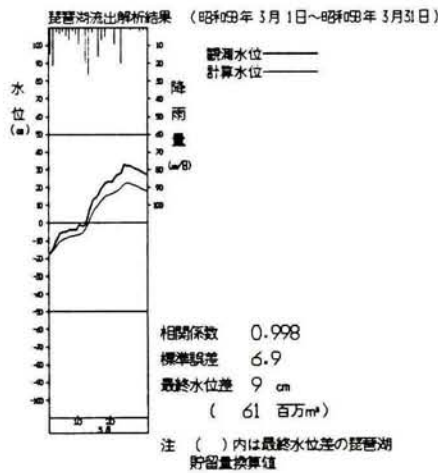
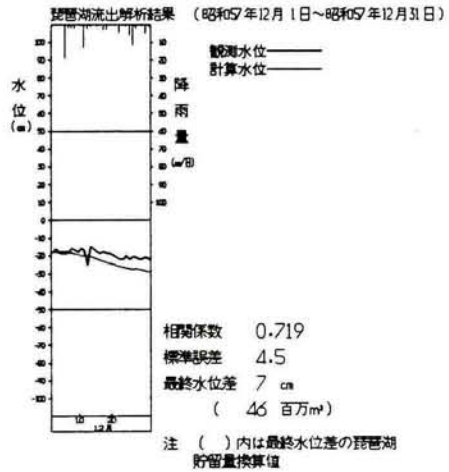
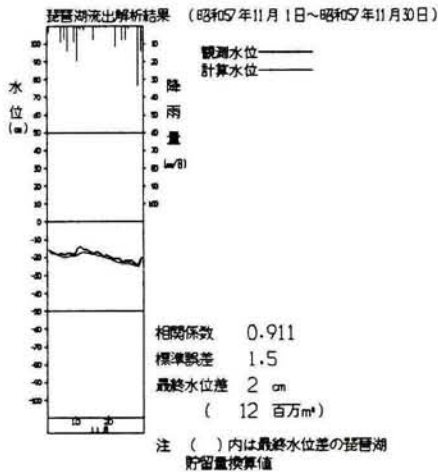
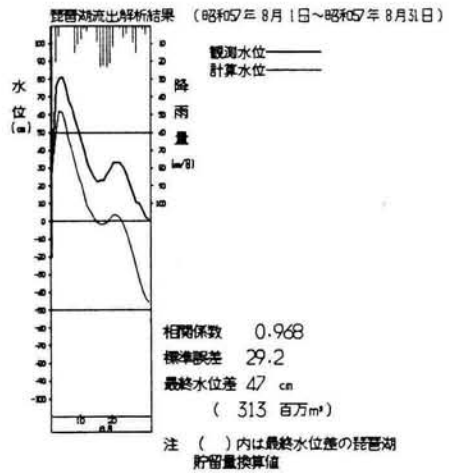
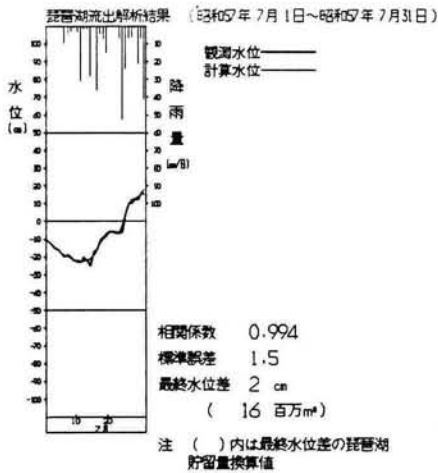


図 5. 3. 26 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和57年度)



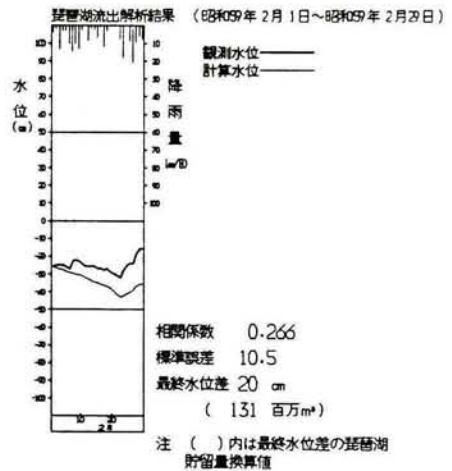
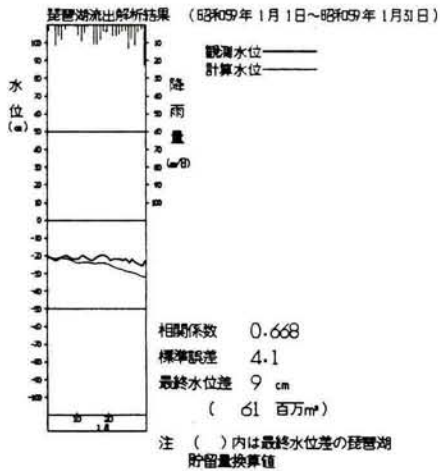
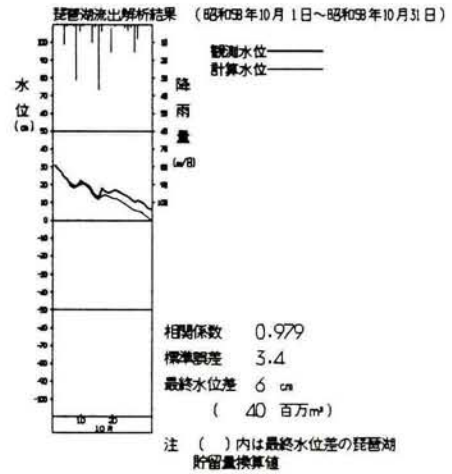
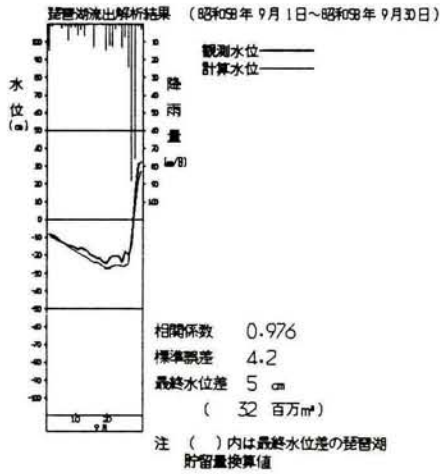
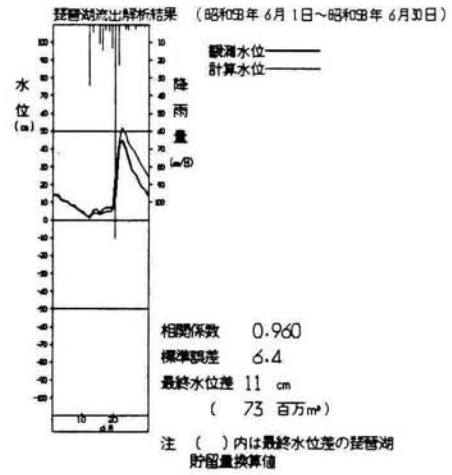
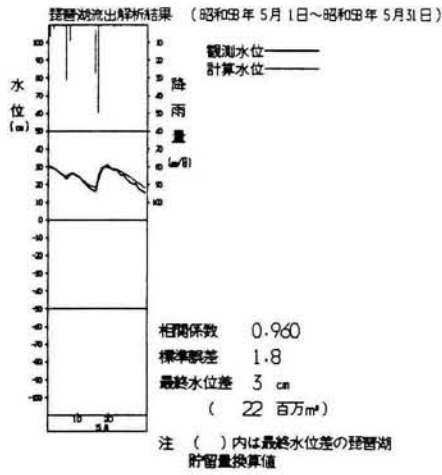
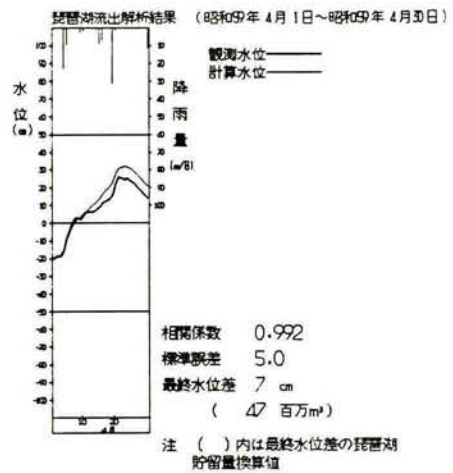
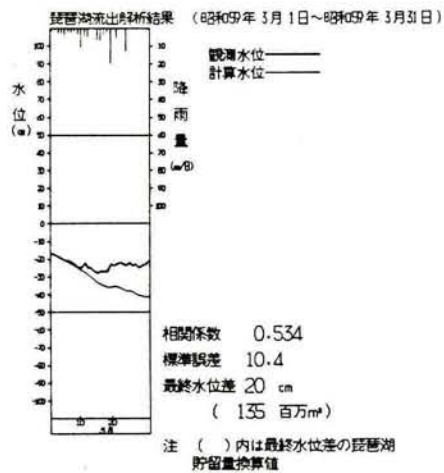
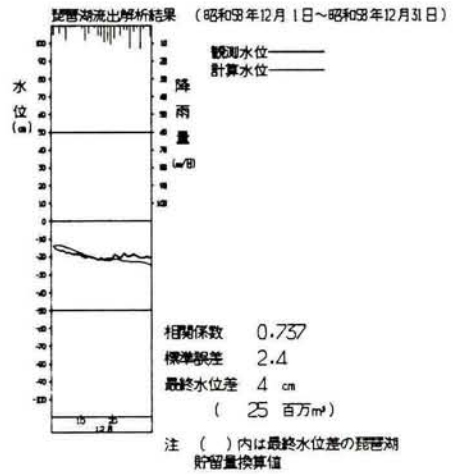
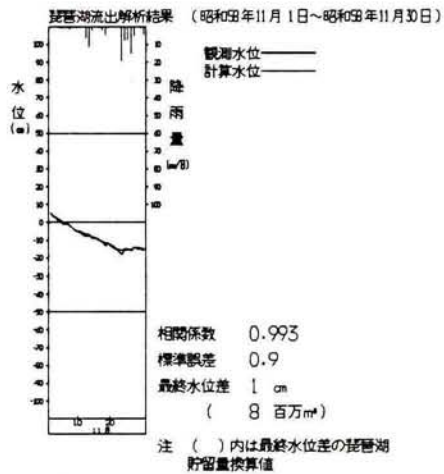
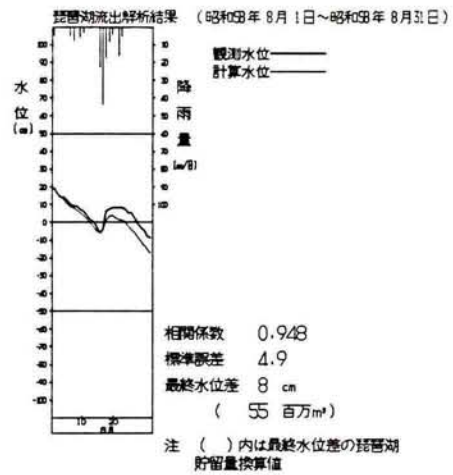
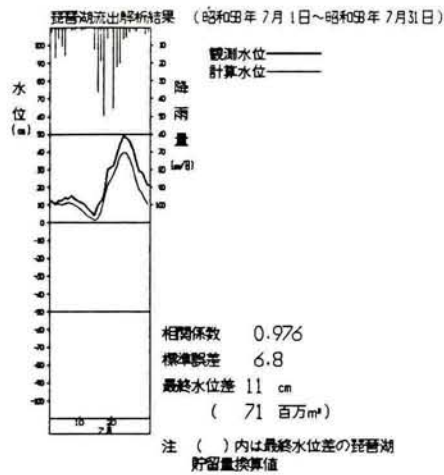


図 5. 3. 27 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和58年度)



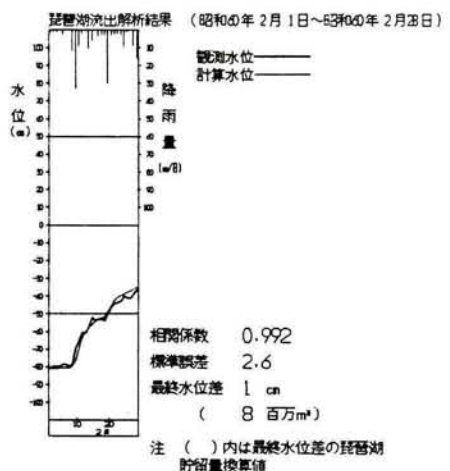
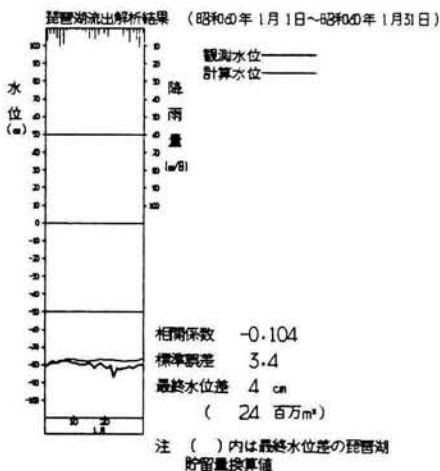
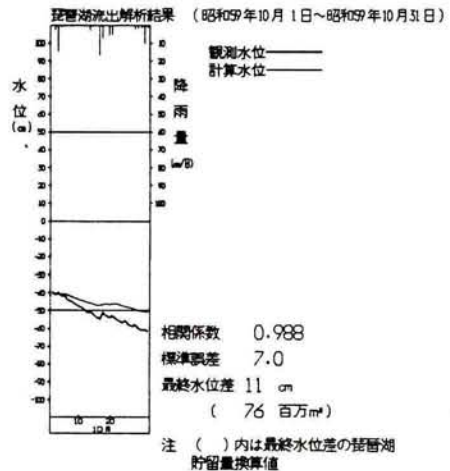
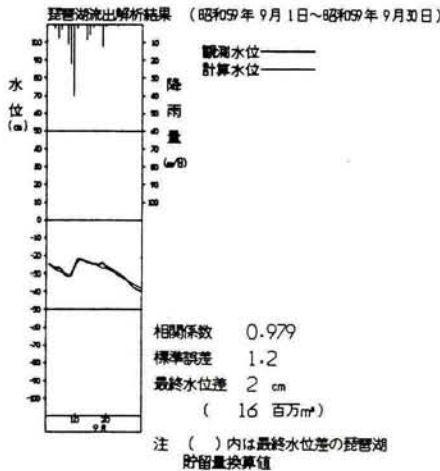
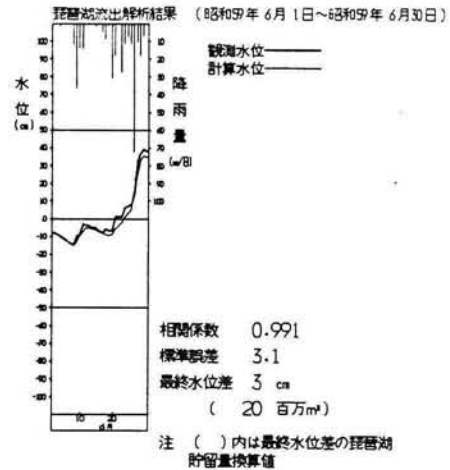
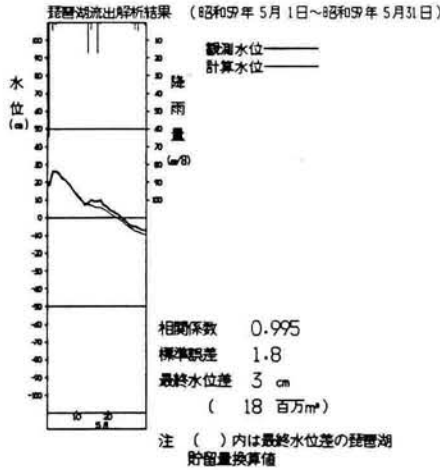
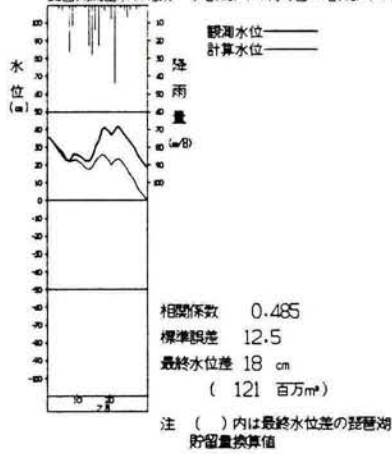
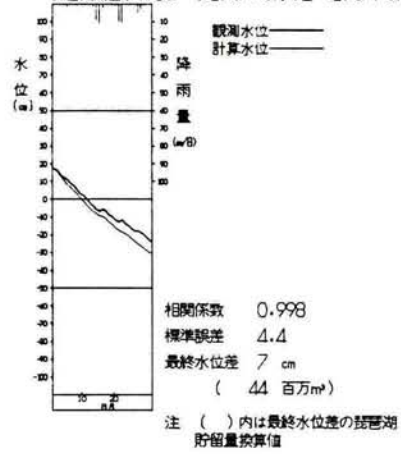


図 5. 3. 28 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和59年度)

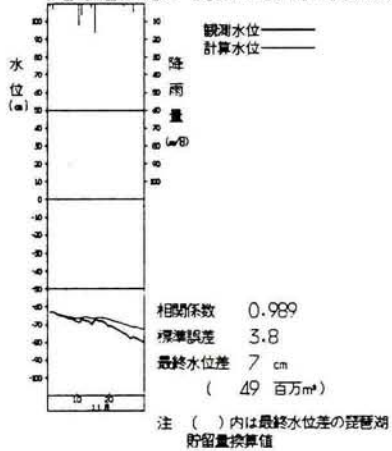
琵琶湖流出解析結果 (昭和59年7月1日～昭和59年7月31日)



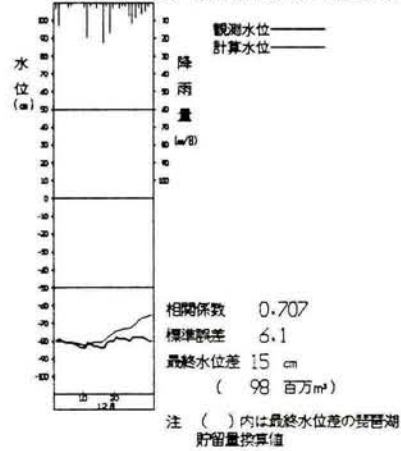
琵琶湖流出解析結果 (昭和59年8月1日～昭和59年8月31日)



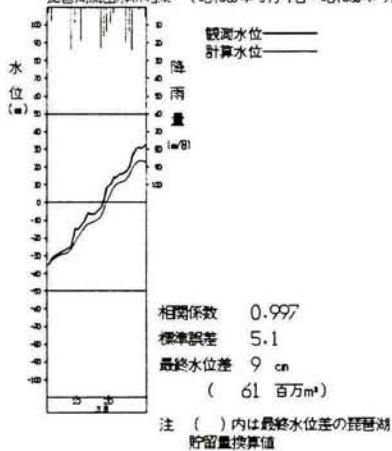
琵琶湖流出解析結果 (昭和59年11月1日～昭和59年11月31日)



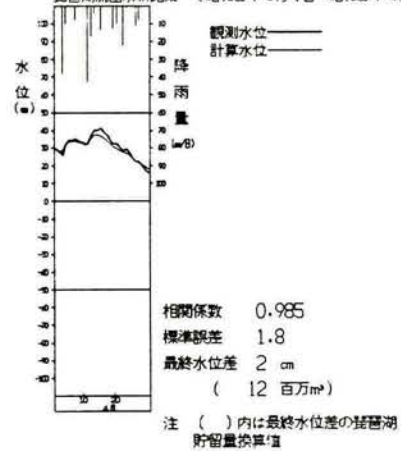
琵琶湖流出解析結果 (昭和59年12月1日～昭和59年12月31日)



琵琶湖流出解析結果 (昭和60年3月1日～昭和60年3月31日)



琵琶湖流出解析結果 (昭和60年4月1日～昭和60年4月31日)



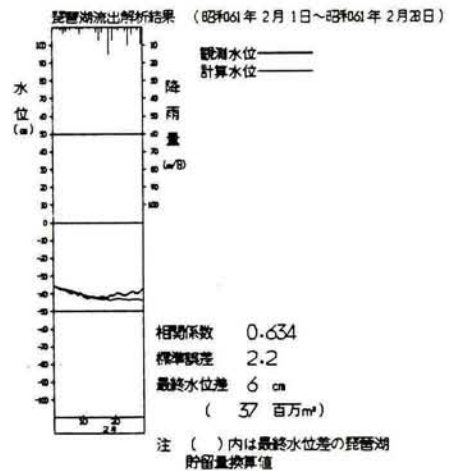
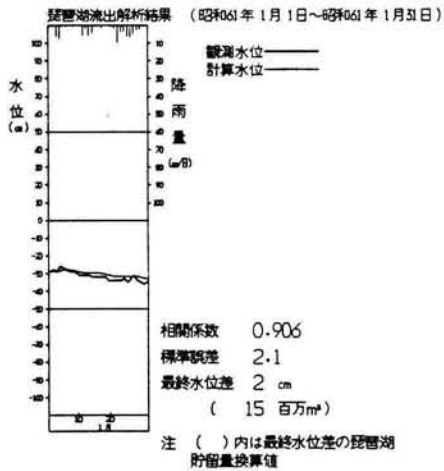
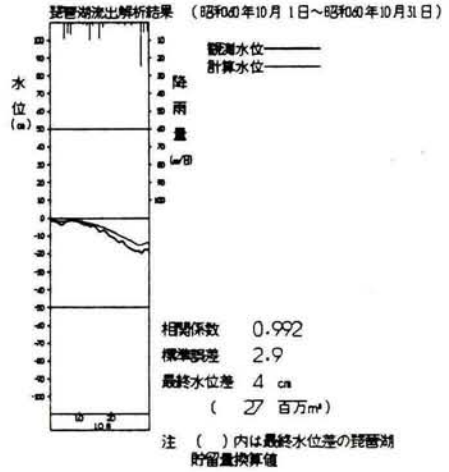
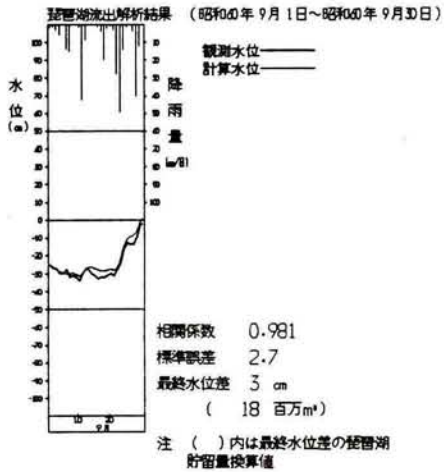
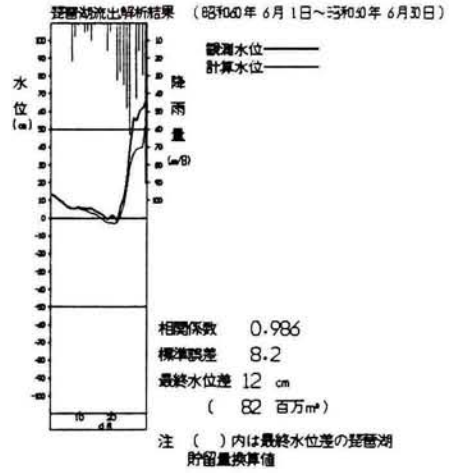
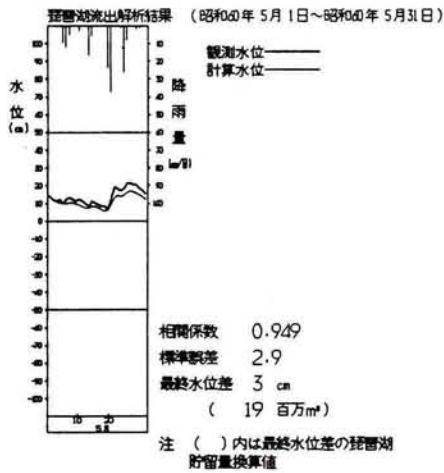
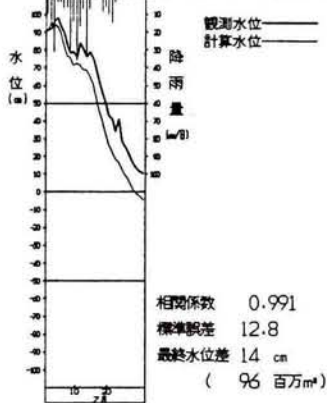


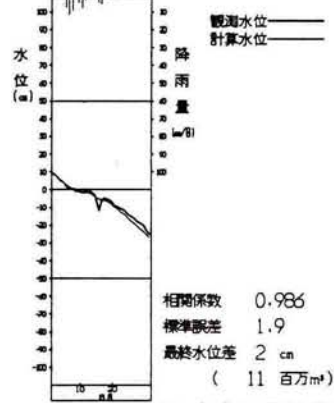
図 5. 3. 29 流域流出モデルによる湖水位再現結果 (昭和60年度)

琵琶湖流出解析結果 (昭和60年7月1日～昭和60年7月31日)



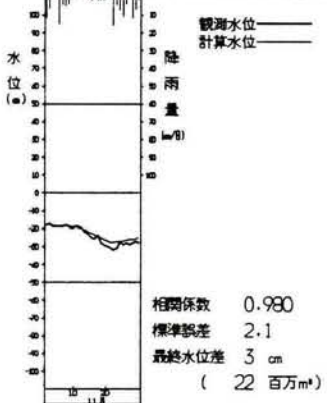
注 () 内は最終水位差の琵琶湖貯留量換算値

琵琶湖流出解析結果 (昭和60年8月1日～昭和60年8月31日)



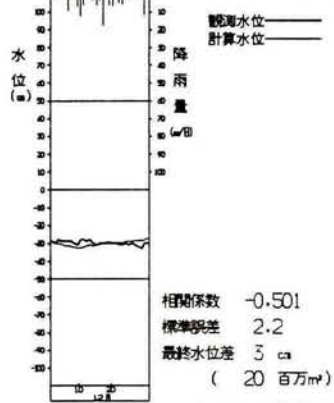
注 () 内は最終水位差の琵琶湖貯留量換算値

琵琶湖流出解析結果 (昭和60年11月1日～昭和60年11月30日)



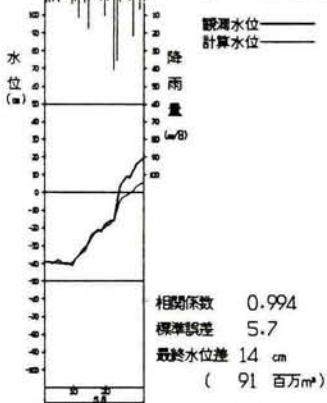
注 () 内は最終水位差の琵琶湖貯留量換算値

琵琶湖流出解析結果 (昭和60年12月1日～昭和60年12月31日)



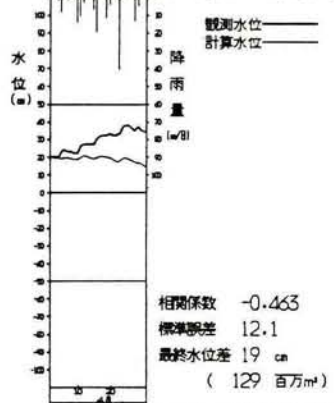
注 () 内は最終水位差の琵琶湖貯留量換算値

琵琶湖流出解析結果 (昭和61年3月1日～昭和61年3月31日)



注 () 内は最終水位差の琵琶湖貯留量換算値

琵琶湖流出解析結果 (昭和61年4月1日～昭和61年4月30日)



注 () 内は最終水位差の琵琶湖貯留量換算値

(5) 湖面蒸発量，流域蒸発散量の年内変化

本システムの現象再現性は，琵琶湖流入量と湖水位で見る限りでは問題ないと思われる。

しかし，モデルの再現性を検証する場合，その計算過程で算出される各種水文データについても、年総量，年間の変化パターンを算出して，流域内水収支という観点から，流出過程のチェックを行う必要がある。

本システムで使用している湖面蒸発量と流域蒸発散量は第4章3-2の湖面蒸発量推定モデル，および第4章3-3の流域蒸発散量推定モデルの修正型（流域内水収支を考慮）で算出した日蒸発量値である。流域内水収支で，湖面からの蒸発，流域からの蒸発散が占めるウェイトは大きく，両者の日変化は，特に無降雨日が続いた場合の流域流出量変化に強く影響している。そこで，本システムによる算出結果を集計し，その数値の妥当性を検証する。

湖面蒸発量，流域蒸発散量の年内変化パターンを図5.3.20に表示した。この値は，昭和51年5月1日から昭和61年4月30日までの，本システムによる蒸発量の算出結果を，10年間で平均したものである。図5.3.3と比較すると，図5.3.30の流域蒸発散量のピークが，1ヶ月おくられているようである。これは，湖面蒸発量と同変化パターンになっている。琵琶湖流域のように，まわりを山地で囲まれ，その中心に巨大な水体が位置する地域において，湖沼という水体が，地域内の蒸発散にどれ程影響を及ぼすか，いなか，それについての定量的評価は，いまだ十分に観測・評価されていない。しかし，本論文の算出結果を見る限り，その影響は多少なりともあるようである。

蒸発散のメカニズムは複雑であり，それには多くの要因が関係しているために，そのシステム確立の研究は，現在も多方面で継続されている。本論文の研究成果は，年間総量，年変化パターンとも，他の文献の研究成果とほぼ類似した内容になった。蒸発量推計システムについては，今後も観測・研究が継続されその成果がモデルに随時反映されていくものと思われる。

るが、現時点で判断する限り、その算出値は、水収支的、自然現象的に問題ないものであると思われる。

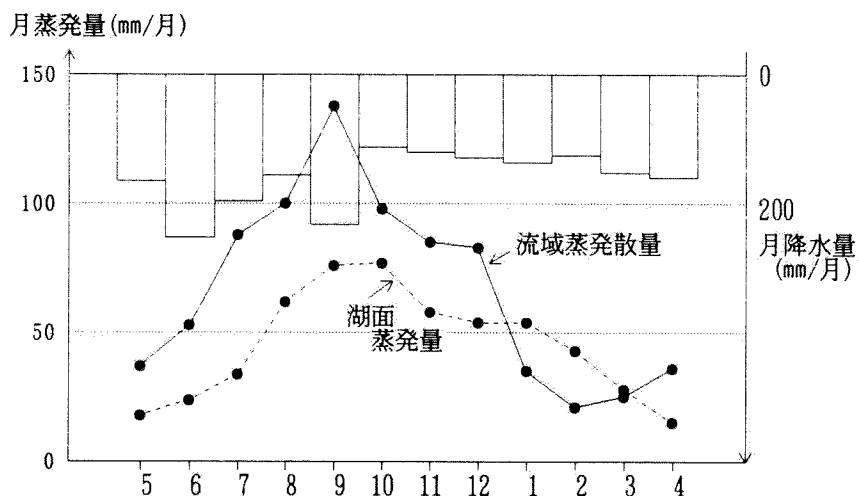


図 5. 3. 30 湖面蒸発量，流域蒸発散量の年内変化

第4節 降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルの連結システムの特徴

前節までの検討・分析で、降雨・気象予測および琵琶湖流入量予測に関連する個々のモデル特性が明らかにされ、実用的な計算精度が各々確保されていることが確認された。ここでは、降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルを連結したシステムの特徴を、琵琶湖における既往現象への適用を通じて明らかにする。

4-1 適用事例の抽出

すでに述べたように、琵琶湖の水管理上、夏季旱天期以降の約半年間（8月から12月）は、きわめて重要な意味をもつ。そこで、最近数年間の中から、気象・水文的に代表的な年を抽出して、各年の8月、9月、10月、11月、12月に上記連結システムを適用することとする。計算期間は1ヶ月（1日から各月の月末まで）とし、計算結果は日単位で算出する。

<抽出年>

① 昭和58年 8月～12月

昭和58年の年降雨量は平年並であった。この年は、琵琶湖の典型的な平水年であると言える。

- 昭和58年年降雨量 1,901mm/年
- 琵琶湖流域平均降雨量平年値 1,916mm/年
(1894～1980年の87年間平均値)

② 昭和59年 8月～12月

最近の代表的な渇水年であり、翌年の1月26日には、鳥居川水位が-95cmまで低下している。これは史上第2位の湖水位低下である。昭和59年8月（夏季旱天期）の降雨量は、平年の18%にすぎず、台風の本土上陸0という記録の上に9月～10月の秋雨による降雨量も少なく、10月～12月の「しぐれ」も少なかった。

- 昭和59年年降雨量 1,442mm/年（平年値の約75%）
- 琵琶湖流域平均降雨量平年値 1,916mm/年
(1894～1980年の87年間平均値)

③ 昭和61年 8月～12月

昭和59年に次ぐ渇水年であり、12月11日には、鳥居川水位が-88cmまで低下した。

- 昭和61年年降雨量 1,763mm/年（平年値の約92%）
- 琵琶湖流域平均降雨量平年値 1,916mm/年
（1894～1980年の87年間平均値）

上記①～③各年の気象水文状況を次ページのグラフにとりまとめる。

昭和58年

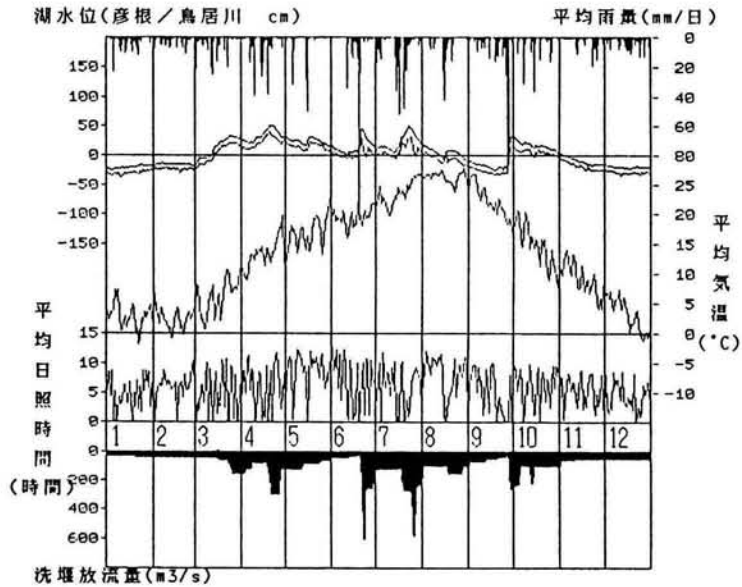


図5.4.1 琵琶湖流域気象水文状況（昭和58年）

昭和59年

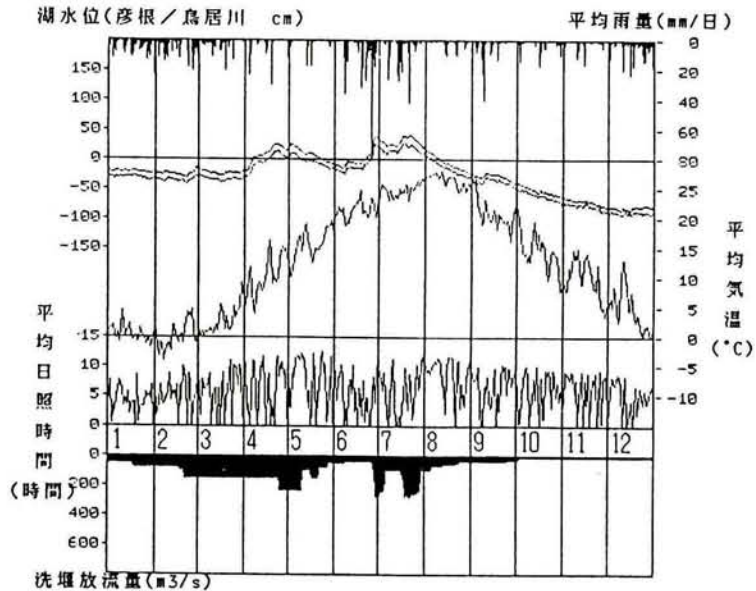


図5.4.2 琵琶湖流域気象水文状況（昭和59年）

昭和61年

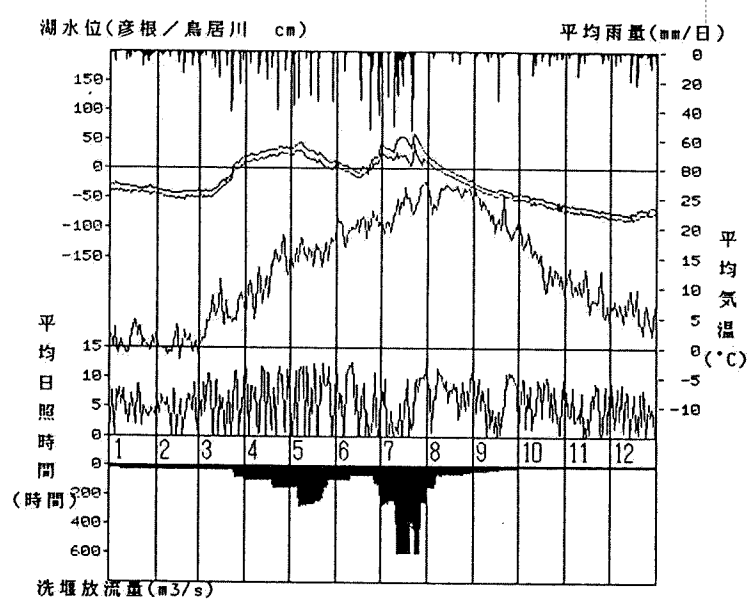


図 5. 4. 3 琵琶湖流域気象水文状況 (昭和61年)

4-2 計算条件の整理

システム特性を検討するにあたっての計算条件を整理する。

(1) 計算期間及び計算間隔

各年とも、8月、9月、10月、11月、12月の各月に適用する。計算は1日単位で実行する。

(2) 予測水文データ

予測水文データ（彦根地点の降雨量，日平均気温，日照時間）は、降雨・気象予測モデル（類似手法）で算出する。本サブモデルは、半旬・旬単位で予測値を算出するが、流出量予測モデルを構成するタンクモデルの構造が日単位モデルであるため、下記の手法にもとづいて、半旬・旬単位の予測値を日単位に配分する。

① 降水量

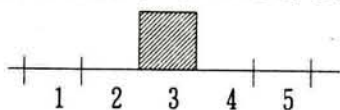
半旬データを日データに変換する。



のような左右対称のピラミッド形の分布を仮定する。

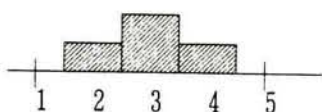
降水量によって次の3つのパターンを用いる。

- 降水量5mm以下（5mmを含む）の場合



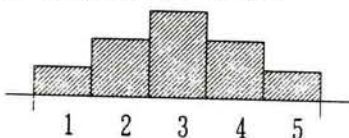
中央の1日ですべて降るものとする。

- 降水量5mmを超えて16mm以下の場合



$\left\{ \begin{array}{ll} 2 \text{ 日目, } 4 \text{ 日目} & \text{全体の } \frac{1}{4} \\ 3 \text{ 日目} & \text{全体の } \frac{1}{2} \end{array} \right.$
 とする。

- 降水量16mmを超える場合



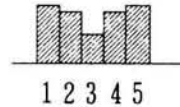
$\left\{ \begin{array}{ll} 1 \text{ 日目, } 5 \text{ 日目} & \text{全体の } \frac{1}{10} \\ 2 \text{ 日目, } 4 \text{ 日目} & \text{全体の } \frac{2}{10} \\ 3 \text{ 日目} & \text{全体の } \frac{4}{10} \end{array} \right.$

※ 分割する際に生じる0.1mm以下の端数は、切り捨てて、その分を中央の3日目に加え5日分のトータルでは半旬値と等しくなる。

② 気温

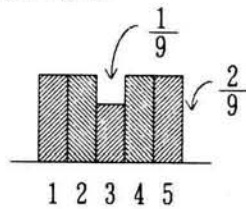
- 半旬単位で、類似年の平均気温と、彦根気象台の長期予測台帳にもとづく平年値(1946～1985年の40年間平均値)との偏差を求める： Δt
- 日別の平滑平年値（彦根気象台平年値（1951～1980年の30年間平均値））に Δt を加えてその日の予想気温とする。

③ 日照時間



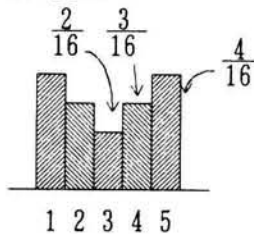
分布型は、降水量 0 mm, 5 mm, 16mmを区切りに 4 個ある。

- $0 \text{ mm} < R \leq 5 \text{ mm}$



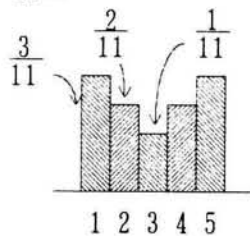
$$\frac{2}{9} + \frac{2}{9} + \frac{1}{9} + \frac{2}{9} + \frac{2}{9} = 1.0$$

- $5 \text{ mm} < R \leq 16 \text{ mm}$



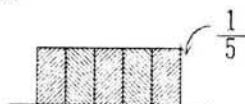
$$\frac{4}{16} + \frac{3}{16} + \frac{2}{16} + \frac{3}{16} + \frac{4}{16} = 1.0$$

- $R > 16 \text{ mm}$



$$\frac{3}{11} + \frac{2}{11} + \frac{1}{11} + \frac{2}{11} + \frac{3}{11} = 1.0$$

- $R = 0 \text{ mm}$



$$\frac{1}{5} + \frac{1}{5} + \frac{1}{5} + \frac{1}{5} + \frac{1}{5} = 1.0$$

(3) 湖面蒸発量，流域蒸発散量の予測値

湖面蒸発量，流域蒸発散量の推定モデルは、短期（半旬から1週間先までの予測）モデルと、長期モデルの開発が、観測値の収集・整理及びそれにもとづく解析によって行われ、本論文の中でその成果はとりまとめられた。1ヶ月先までの湖面蒸発量，流域蒸発散量を推定するのは、長期予測に該当し、過去何年かの蒸発量推計値（本論文のモデルで算出した推計値で、実績値に対応する）を用いて算出した琵琶湖流域の蒸発散量平均値を用いて、計算期間の予測値を設定することが、今のところ妥当と思われる。

（ 気象庁発表の長期予報（1ヶ月予報・3ヶ月予報）で、かなり多い，かなり少ない，かなり高い，かなり低いという両極端の予報が出されない限り、この蒸発散量平均値を用いる事とする。但し、これら両極端の予報が出される事はまれであると思われる。 ）

そこで本節の試算では、各月とも、過去20年間（1966年～1985年）の湖面蒸発量，流域蒸発散量日平均値を、予測蒸発量，蒸発散量として使用することとする。

(4) 琵琶湖流出量（洗堰放流量，琵琶湖疏水，宇治発取水量）

降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルの計算特性を分析することから、琵琶湖流出量は、各抽出年の実績値を使用する。すなわち、琵琶湖流入量の予測精度を、湖水位に換算した形で検証出来ることになる。

4-3 連結システムの特性

連結システムの適用結果を、図5.4.4～図5.4.18にとりまとめる。図中には、実績湖水位（彦根湖水位）と予測湖水位、実績降雨量（琵琶湖流域平均降雨量）と予測降雨量を表示している。

各月とも、実績値にもとづく湖水位の変動（図中の実線）と予測湖水位の変動（図中の----）に大きな差はみられない。これらの適用結果から判断する限り、長期水文予測システムは、低・平水時の予測計算で、実用的に計算精度が確保されているといえる。但し、昭和58年9月下旬のように、降雨・気象モデルで予測することの出来なかった降雨現象が発生した場合に、湖水位変化に差が生じることはやむを得ない。これについては、月の途中で、随時彦根气象台から発表される気象情報（毎週、火、金曜日に発表される週間予報等を利用する）を利用して、予報内容を修正して予測計算を繰り返すことが今後のモデル改良、予報作業の向上で可能となれば、実管理場面では、本システムで十分に対応出来るものと思われる。

事実、昭和58年9月23日発表の週間予報（9月24日から9月30日が対象期間）では、1週間の降雨量は多めであると予測されているので、これらの情報をモデル内にとり入れることが可能となればさらに、精度は向上すると思われる。

＜滋賀県週間天気予報＞ 9月24日から9月30日まで

「向こう1週間は、中頃秋雨前線の影響で曇りや雨の日が多いでしょう。気圧の谷は、27日～28日にとおるみこみです。」

本システムは、昭和59年という大規模な湖水位低下が生じた年へ適用されても計算精度の低下はみられなかったので、このような渇水年に対しても予測情報の提供が問題なく行われるであろうと思われる。今後このような低・平水時の管理場面で、本システムは活用されると思われるが、本節の適用結果およびその考察により、今後の水管理計画策定にとっての本システムの有

(1) 適用結果図

① 昭和58年8月, 9月, 10月, 11月, 12月への適用結果

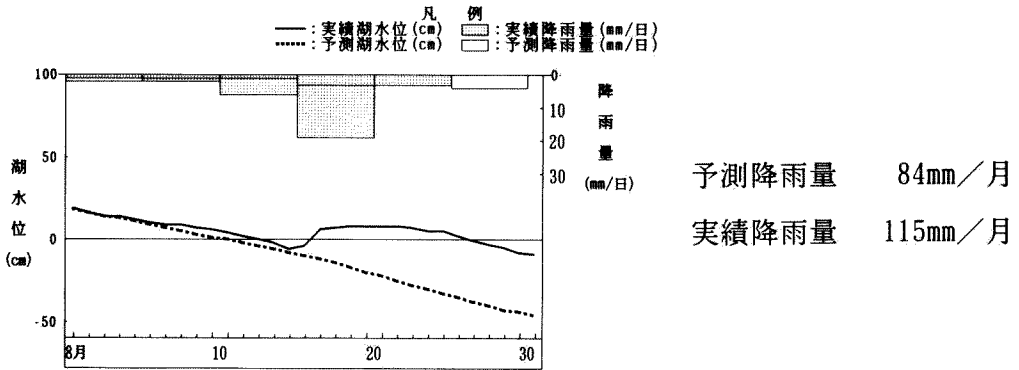


図 5. 4. 4 昭和58年8月への適用結果

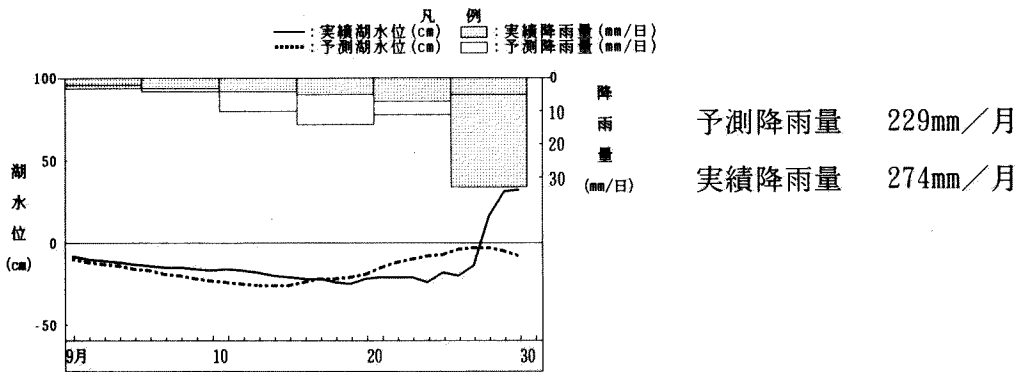


図 5. 4. 5 昭和58年9月への適用結果

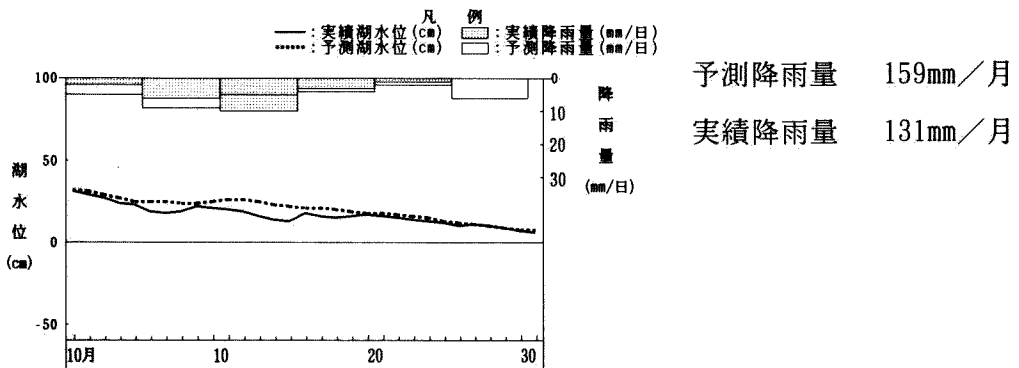
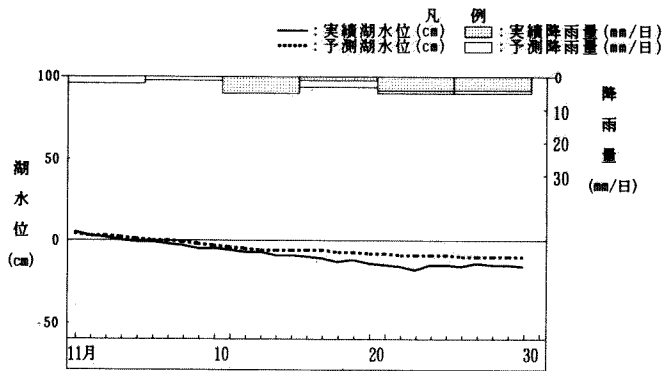
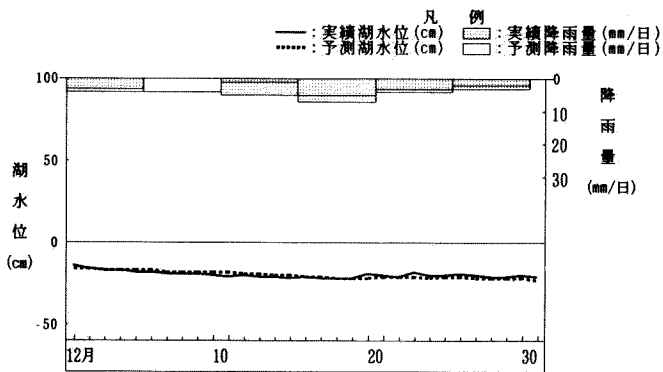


図 5. 4. 6 昭和58年10月への適用結果



予測降雨量 101mm/月
 実績降雨量 78mm/月

図 5. 4. 7 昭和58年11月への適用結果



予測降雨量 98mm/月
 実績降雨量 121mm/月

図 5. 4. 8 昭和58年12月への適用結果

注) 実績降雨量とは、琵琶湖流域平均降雨量 (建設省テレメータ13ヶ所の単純平均値)

② 昭和59年8月, 9月, 10月, 11月, 12月への適用結果

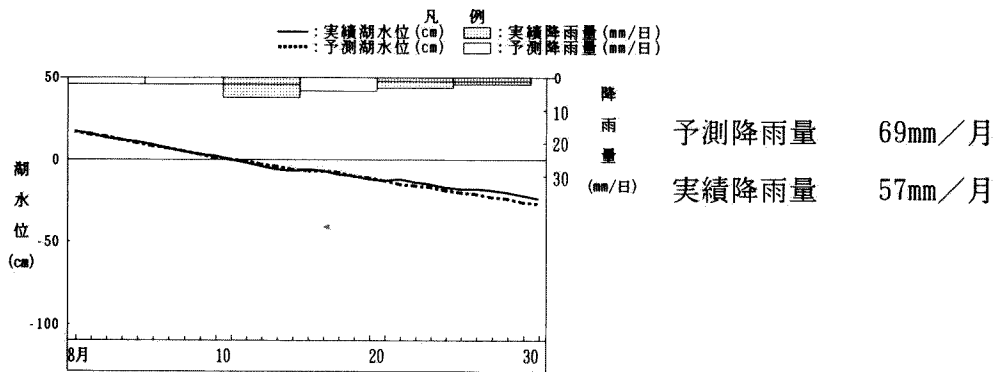


図 5. 4. 9 昭和59年8月への適用結果

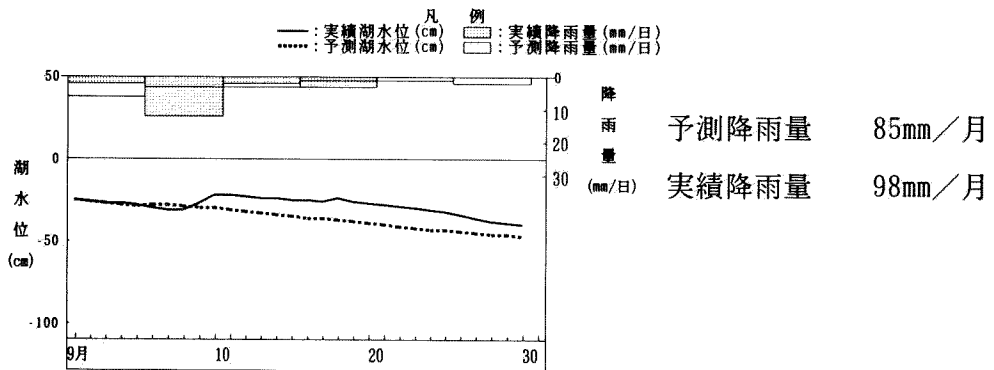


図 5. 4. 10 昭和59年9月への適用結果

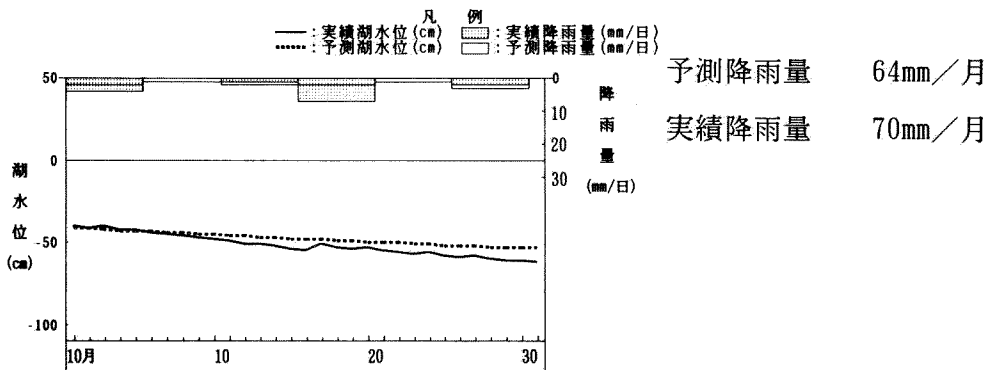


図 5. 4. 11 昭和59年10月への適用結果

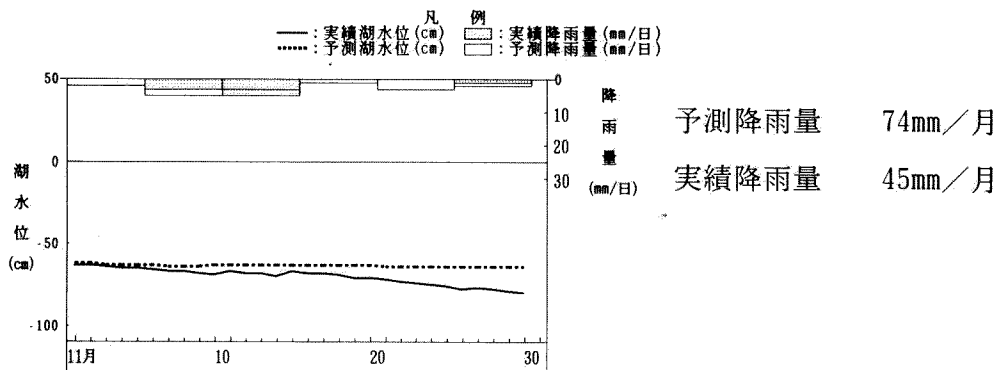


図 5. 4. 12 昭和59年11月への適用結果

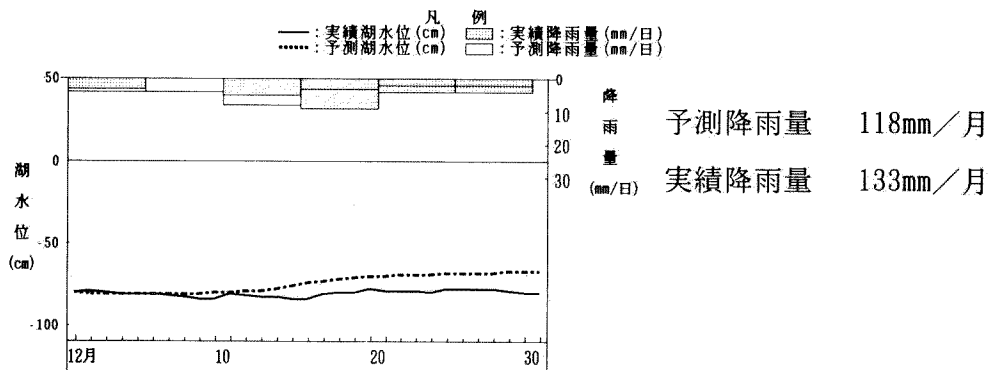


図 5. 4. 13 昭和59年12月への適用結果

注) 実績降雨量とは、琵琶湖流域平均降雨量 (建設省テレメータ13ヶ所の単純平均値)

③ 昭和61年 8月, 9月, 10月, 11月, 12月への適用結果

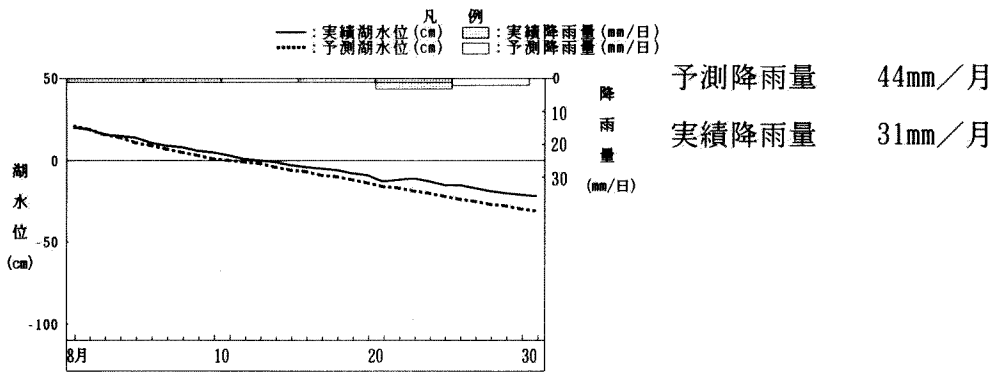


図 5. 4. 14 昭和61年 8月への適用結果

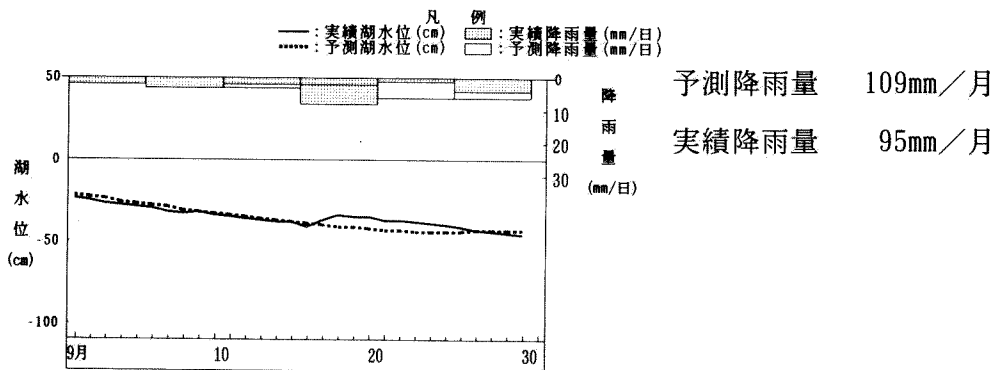


図 5. 4. 15 昭和61年 9月への適用結果

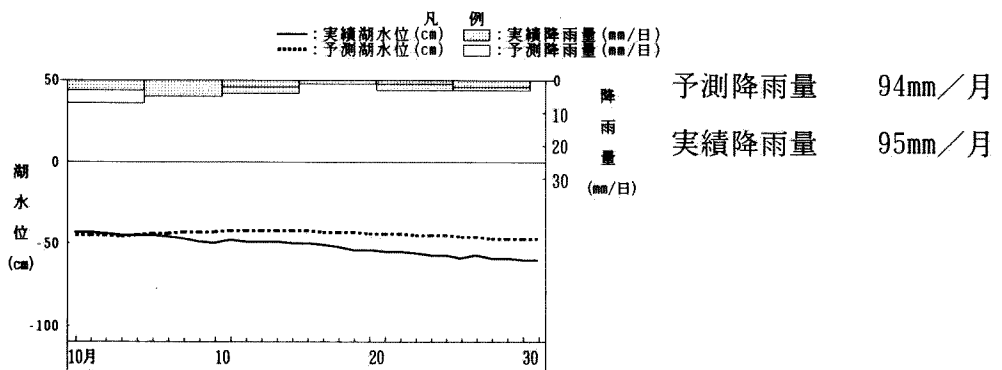


図 5. 4. 16 昭和61年10月への適用結果

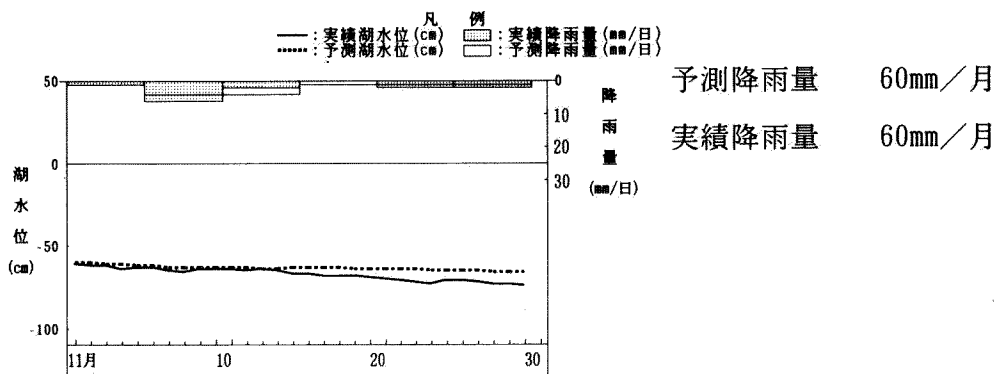


図5.4.17 昭和61年11月への適用結果

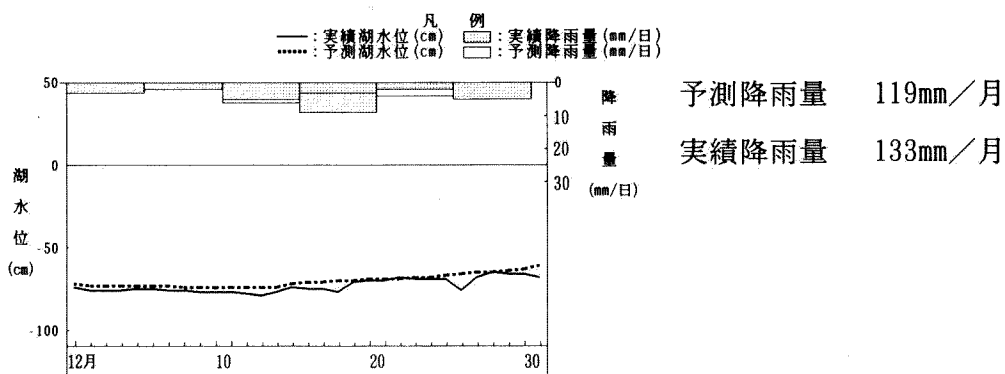


図5.4.18 昭和61年12月への適用結果

注) 実績降雨量とは、琵琶湖流域平均降雨量（建設省テレメータ13ヶ所の単純平均値）

用性と有効性が確認されたといえる。

今後琵琶湖流域に関連する気象・水文データが逐次ストックされ、それらの調査・解析により予測情報を提供するモデルの精度が向上されていけば、より一層精度の高い管理情報の提供が可能になるものと思われる。本システムの実際管理場面への適用とその予測情報の把握については、次章で検討する。

第5節 湖水位予測モデルの特性

湖水位は水管理上極めて重要な指標であることから、将来の湖水位の変動を可能な限り適確に予測することが求められる。この琵琶湖のストックを表す湖水位を予測するという行為は、取りも直さず湖水位予測モデルの外生変数である流入量ならびに操作変数である放流量を決定することを意味する。両変数のうち琵琶湖流入量については与件として扱うものとし、ここでは特に低平水時の放流量を決定する上で関係すると考えられる諸条件との関わりのもとで、各湖水位予測モデルすなわち放流量決定モデルの特性をまとめる。

5-1 実績放流パターン適用型モデルの特性

このモデルは、気象水文状況が類似している過去の実績放流パターンを適用する方法であり、これまでに蓄積されてきた貴重な経験が反映されるという点で実管理場面においても利用価値の高いモデルといえよう。現在の洗堰が設置された昭和36年から現在に至るまでに30年弱のストックがあり、その中には異常低水位や多雨多雪など多様な気象水文も含まれている。したがって、本モデルを放流量決定モデルとして利用しても十分に適用範囲は大きいものと思われる。

ただ洗堰の操作条件に大幅な変更がない限り有力なモデルと考えられるが、仮に操作に関わる条件を変更する場合を想定すると、過去の実績パターンをそのまま適用することには幾分問題が残されている。したがって、このような場合には、例えば本モデルを適用して湖水位の変化・下流河道の流況をシミュレートし、その結果を十分吟味しながら必要に応じて設定放流量の適宜修正を加えながら、より望ましい放流方式を見い出していくというアプローチをとることが妥当と言えよう。

5-2 統計的予測モデルの特性

統計的予測モデルとは、過去の放流実績に対して期間ならびに前半旬の平均放流量、鳥居川水位、水位変化量、総降雨量、枚方流量という6つの説明

変数を設定し、数量化理論第Ⅰ類モデルを適用したものである。

適用結果から指摘される諸点をまとめる。

- ① 表5.5.1に示したレンジによって、第*i*半旬の平均放流量に対する各説明変数の規定力の大きさがほぼわかる。第*i* - 1半旬の平均放流量が最も大きい規定力を持ち、湖水位の変化、枚方流量、流入量、湖水位、時期の順となっている。
- ② しかし、他の変数についてはこの規定力の大きさのみに着目してすべてを論じるのは妥当でない。 X_{jk} の値を比較すると、他の説明変数は、「異常時」を除けば規定力の大きさにそれほど差があるとは言えない。
- ③ むしろ、各説明変数(*j*)のカテゴリ(*k*)と X_{jk} から、「異常時」と「平常時」における放流量の差が明瞭に現れている、ということの方が重要であろう。たとえば、第*i* - 1半旬における湖水位の変化量は、2番目に大きな規定力をもつ結果となっているが、カテゴリ-2 (-0.1 ~ 0.0mつまり、半旬の間に0 ~ 10cmの水位低下があった)とカテゴリ-3 (0.0 ~ +0.1 m)あるいはカテゴリ-4 (+0.1 m~)とを比較すると X_{42} と X_{43} (または X_{44})との差はわずか10 (m³/s)程度にすぎないが、 X_{41} と X_{42} との差は135 (m³/s)ときわめて大きい。このことは、半旬の間に水位が10cm以上低下するような状況(ここでは3サンプルにすぎないが)は明らかに「異常」であるが、このような状況以外の「平常時」においては、水位変化量の値が放流量を大きくは規定していないという傾向が現れている。他の説明変数についても同様である。

このように、放流量の変更(洗堰操作)という視点からみて平常時と異常時のそれぞれに対応した放流方式が選択されるモデル構造となっていることが分る。

- ④ 数量化理論第Ⅰ類の結果でもう一つ重要と思われる点は、琵琶湖流域と淀川中下流域との水理水文状況が放流量の変更に反映することができるモデル構造になっているという点である。

枚方流量が300 m³/s以上のときは明らかに出水時であって放流量を増加

表 5. 5. 1 数量化理論第 I 類適用結果

説明変数 j	レンジ	カテゴリー K	カテゴリー数量 X_{jk}
1 期間	28.25	1 1～3月	143.19
		2 4・5月	126.32
		3 6・7月	144.52
		4 8月	151.35
		5 9～10月	154.57
		6 11・12月	141.66
2 i-1半旬 平均放流量	259.47	1 0～30 m ³ /s	0.00
		2 30～50	10.61
		3 50～100	43.72
		4 100～200	94.22
		5 200～300	152.87
		6 300～	259.47
3 i-1半旬 最終日鳥居川水位	81.53	1 ～-0.3m	0.00
		2 -0.3～-0.1	12.30
		3 -0.1～0.0	1.23
		4 0.0～0.2	13.93
		5 0.2～	81.53
4 i-1半旬 水位変化量	143.63	1 ～-0.1m	0.00
		2 -0.1～0.0	-134.55
		3 0.0～0.1	-143.63
		4 0.1～	-143.54
5 i-1半旬 総降雨量(流入量)	96.96	1 ～20m ³ /s	0.00
		2 20～30	6.87
		3 30～50	2.81
		4 50～150	5.15
		5 150～	96.96
6 i-1半旬 最終日枚方流量	114.93	1 ～100m ³ /s	0.00
		2 100～140	1.69
		3 140～200	-1.78
		4 200～300	-5.55
		5 300～500	15.60
		6 500～	109.38

相関係数 : 0.9385

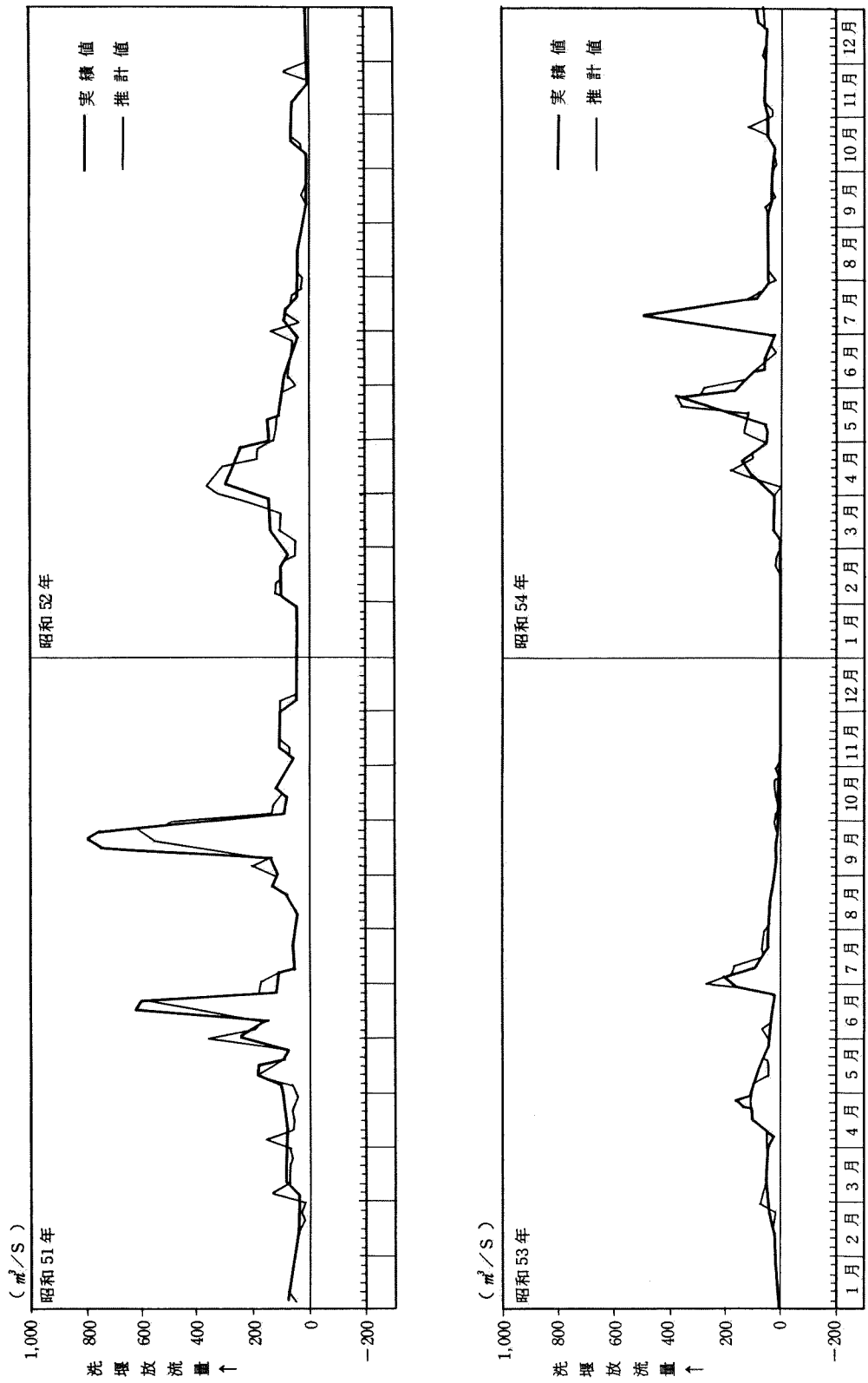


図 5.5.1 洗堰放流量に対する数量化理論第 I 類適用結果

させるような操作がなされる。また確保流量の目安である $140\text{ m}^3/\text{s}$ よりも小さいときは、わずかながらも放流せざるを得ない。しかし、 $140 \sim 300\text{ m}^3/\text{s}$ のときは放流量を抑制するような操作が行われていることがわかる。つまり、枚方地点の流量が確保されている限り琵琶湖の水位はできるだけ低下を抑制させるような放流量が選択されることになる。

鳥居川水位と放流量との関係についても、必ずしも水位が低いとき放流量を抑制し、水位が高いとき放流するというように湖水位の維持のみを目的とした操作がなされる構造とはなっていない。確かに湖水位が -30 cm より小さいときは放流量抑制、 $+20\text{ cm}$ 以上のときは放流量増大という操作が行われているが、 $-30\text{ cm} \sim +20\text{ cm}$ の範囲にあるときは、

湖水位が $-30\text{ cm} \sim -10\text{ cm}$ のとき放流量増大

” $-10\text{ cm} \sim \pm 10\text{ cm}$ のとき放流量抑制

” $\pm 0\text{ cm} \sim +20\text{ cm}$ のとき放流量増大

というように、湖水位の維持と淀川中下流の流量確保とのトレードオフ関係にある程度反映した構造式となっている。

以上が数量化理論第 I 類を適用したモデルの構造特性である。モデル構造とりわけカテゴリー数量の設定は、あくまで実績放流をベースとしている。したがって、一方で実績放流パターン適用型モデルと同様の問題点も抱えている。すなわち、過去の放流実績をベースにしていることから、仮りに従来とは異なった操作条件のもとで湖水位の予測シミュレーションを行う場合には、本モデルによる設定放流量をそのまま適用することは問題であり、適宜修正を加えていくといったアプローチも必要となろう。

5-3 逐次シミュレーション型モデルの特性

まず、低平水時の放流量を決定する上で関係すると考えられる目標水位、下流枚方地点の確保流量と補給制限ならびに洗堰の操作ピッチについて、湖水位との関わりのもとでまとめる。これらの指標はいずれも逐次シミュレーション型モデルのパラメータであり、放流量系列の決定については湖水位を予測する上での重要な指標として位置づけられる。

① 目標水位と湖水位

放流量を決定する場合の重要な判断基準の1つとして目標水位がある。すなわち、湖水位が目標水位を上回っている場合には、基本的には以降の放流量を増大させることによって湖水位の低下を図ることになる。また、湖水位が目標水位を下回っている場合には逆に放流量を減少させることにより湖水位の維持回復を図ることになり、このように湖水位と目標水位との相対的な関係によって異なった放流量系列が選択されることになる。実際の洗堰操作では、様々な要因が絡んでいるためこのように単一の基準との対象で放流量が決定されることはないが、放流量系列決定の基本的方向を判断する上で、目標水位の位置づけは大きい。

目標水位そのものは、洪水期において湖水位を可能な限り押さえておきたいという治水側からの要請と、利用水位を最大限確保したいという利水側からの要請ならびに琵琶湖の水文時性が総合的に勘案されて設定されるものである。放流量系列の代替案を選択する上での重要な評価基準となることから、湖水位予測モデルにおける重要なパラメータと言えよう。

② 下流枚方地点の確保流量・補給制限と湖水位

琵琶湖が京阪神地域の貴重な水資源であることから、下流枚方地点において利水上必要な流量が確保されているかどうかは、放流量を決定する上での重要な判断基準となる。つまり、枚方地点の流量確保という観点から、下流河道の流況に応じて放流量も調節されることになる。

もっとも低平水時において、下流の確保流量を常に100%満足させるように放流をつづけると極端な水位低下を招くこともあり、そのような場合

には下流の用水に対して補給制限が実施され、放流を抑制するケースも想定される。すなわち、確保流量の違い、補給制限実施の有無によって湖水位の挙動が大幅に変化することが分かる。

③ 操作ピッチと湖水位

低平水時において、洗堰の操作頻度の違いにより、湖水位も異なった挙動を示すことが考えられる。これは、一定期間一定放流した場合と、放流量をその都度変更した場合とでは、対象期間内の総放流量が異なるため、同一流入量のもとでは、結果的に異なる水位となる。

実際の水管理においては、将来の流入量をどの程度見込むかによって、放流量も変わる。

予測そのものには必ず不確実性が伴っており、予測期間が長くなるほど不確実性も増大する。したがって、予測精度が低い段階においては、きめの細かい操作が求められ、操作ピッチも短期であることが望ましく、逆に予測精度が向上すれば比較的安定した操作も可能となると言えよう。もとより、低平水時における水管理においては、長期的な観点から湖水位の安定維持が強く求められるところであり、このためには本論文のねらいとしている降雨、流入量の予測精度の向上とともに、それに対応した洗堰操作の設定が重要な課題として位置づけられる。

以上に示してきたように、本モデルは各種のパラメータを変化させることによって異なった操作条件のもとでの放流量を決定することが可能であり、その点では実績放流パターン適用型モデルあるいは統計的予測モデルに比べて操作性は富んでいると言えよう。

5-4 DP手法を適用した最適化モデルの特性

モデルの操作性という点では、逐次シミュレーション型モデルと同様に、モデル内のパラメータを目的意図に沿って変化させた場合の放流量系列を決定することができる。

ただし、その他にDP手法を適用した最適化モデル特有の性質として以下⁴⁾

の諸点を有している。

- ① DP手法は多段決定問題を解く系統的な計算の手順を与えるが、計算が過度（例えば状態変数が多く、必要なメモリ容量が非常に大きくなるとか、計算時間が非常に長くなること）になるような場合は扱えない。
- ② 感度分析に便利である。例えば初期条件（初期水位）を多少変化させた場合の影響分析も容易に行える。
- ③ DP手法を使うと、考えられる放流方式ならびに湖水位の状態を網羅的にチェックするため、湖水位と目標水位との乖離という評価関数を全期間にわたって最小化するような放流量系列を決定することができる。
- ④ 線形計画法におけるシンプレックス法のような機械的な計算法はDPにはない。したがって、設定した問題毎にプログラムシステムを作成する必要がある、その都度計算の簡単化のためには工夫を要する。
- ⑤ 当然の事ながら、評価関数の設定如何によって、決定される放流量系列は大きく左右される。したがって、その設定にあたっては、河川管理者の判断基準を適確に表現するものとする必要がある。この点については、逐次シミュレーション型モデルにおいても同様である。

参考文献

- 1) 近藤純正 ; 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸散量の推定,
1981, 水温の研究 VOL25 No2
- 2) 鈴木, 福嶋 ; 滋賀県陸地面の蒸発散量メッシュデータ化に関する研究,
滋賀県琵琶湖研究所 1985, 琵琶湖研究モノグラフNo2 Aug.
- 3) 陣内, 池淵, 関, 岡久 ; 琵琶湖流域積雪融雪流出解析とその水量管理への
適用, ダム技術VOL.5 NO.4, 1987
- 4) 尾形克彦 ; ダイナミックプログラミング, 培風館, 1973

第6章 長期水文予測システムの適用と考察

第1節 概 説

本章では、第2章～第5章の結果にもとづいて、①降雨・気象予測モデル、②琵琶湖流入量予測モデル、および③湖水位予測モデルを連結し、長期水文予測システムの実際管理への適用可能性および有効性について考察する。

まず、長期水文予測システムの適用時期、期間および実際管理への適用方法について考察するとともに、適用上の留意点についても言及する(第2節)。

適用事例として、ここでは、近年の琵琶湖における水文事象の中から平年的な降雨パターンで推移した1983年(昭和58年)、少雨により著しい水位低下が生じた1984年(昭和59年)、1986年(昭和61年)のそれぞれ8月～12月をとりあげ、水文予測システムを適用するとともに、適用結果について考察する(第3節)。

第2節 長期水文予測システムの適用方法に関する考察

2-1 システムの適用時期および期間

琵琶湖の水管理場面は、流入量・湖水位によって高水・平水・低水に分類される。長期水文予測システムは、低・平水時の中・長期水管理への適用を目的として作成したものである。

適用時期は、水文暦的季節区分に沿ってみると、1年のなかで水量確保が重要な課題となる夏季旱天期から秋冬渇水期までである。この時期は、梅雨期、積雪期といった豊水期には含まれた期間である。既往の湖水位低下(昭和52年、昭和53年、昭和59年、昭和61年)についてみると、夏季旱天期(7月16日～9月18日)のうち8月ごろから水位低下がはじまっている。『琵琶湖水文暦』においても夏季旱天期は、「水管理上は、少雨期であるのに水需要が多く渇水に対する注意が必要な時期」とされている。また秋冬渇水期は、期間降雨量は安定しているものの絶対量が非常に小さい琵琶湖流域固有の現象が生起する時期である。

これらの水管理場面に本システムを適用する場合、適用期間は1ヶ月間が

妥当と思われる。これは、降雨・気象予測モデルにともづく日単位降水量の設定は、1ヶ月先までが限度であること、および琵琶湖流入量予測モデルによる流入量再現精度が、実用上「1ヶ月間で、湖水位換算で±10cm」という限界をもつことによる。

したがって、計算期間は1ヶ月（1日から月末まで）とし、日単位で計算結果を算出する。なお、降雨・気象予測モデルによる予測値は、旬・半旬単位であり、前述（第5章4-2）の手法にもとづいて、日単位に数値を配分することとする。これは流出予測モデルを構成するタンクモデルの構造が日単位モデルであることによる。

2-2 実際管理への適用方法

長期水文予測システムが実際管理に適用される場面を想定すると、以下のようなプロセスに要約される。ただし、以下では、降雨量の予測値はある特定の値に確定されたものとし、また湖水位予測モデルも特定のものが選択されているものとして議論する。

- ① 月末における向こう3ヶ月間の降雨量、流入量、湖水位の予測
- ② 向こう1ヶ月の放流計画の検討
- ③ 半旬毎の湖水位予測値と実湖水位との比較検証、および放流量の見直し
- ④ 1ヶ月後における降雨量、流入量、湖水位予測の見直し

すなわち、まず月末に向こう3ヶ月の降雨量が予測される。ただし、1ヶ月後には改めて降雨量の予測値が見直されるため、実質的には1ヶ月単位で議論しておけばよい。

次に、向こう1ヶ月の降雨量に対して、流入量が予測される。さらに、この流入量に対して湖水位の予測が行われることになる。このように、まず月末に向こう1ヶ月の降雨量、流入量、湖水位（放流量）が管理者に提示されることになる。この段階で管理者は、予測システムから得られた向こう1ヶ月の水理・水文状況の予測値を確認し、さらに種々の状況を判断した上で向こう1ヶ月の放流計画あるいは当面の洗堰放流量を決定する。この放流計画・決定放流量をもとに再度湖水位の予測が行われ、その影響効果が確認される。

ここで注意しておかなければならない点は、実際管理における目標水位の考え方である。原則的には、第2章第4節の長期水管理の考え方で述べた計画水位をもって目標水位とすべきであるが、1ヶ月間を対象とした実際管理場面においては、気象水文状況、現時点における湖水位の状態ならびに下流河道流況等の諸条件により、1ヶ月間の湖水位を計画水位近傍で推移するように操作することが困難な場合が見られる。具体的には、渇水による水位低下が生じており、かつ水位回復に十分な降雨量が期待できない場面などが典型的な例として指摘できよう。このような場面では1ヶ月

間の操作でもって湖水位を一挙に計画水位に回復させることは現実的に不可能であろう。すなわち、基本的には計画水位に近づけるように操作することが望ましいとしても、実際には、先の放流計画に基づいて当初予定された湖水位に如何に近づけることができるかと言うことが大きな課題であり、そのような意味からすれば、この予測水位をもって目標水位と位置づけられるものとする。したがって本研究で検討した長期水文予測システムの予測精度を議論する場合には、当初の予測水位と実際の湖水変動の乖離度により検討するものとする。

ところで、低平水時においては洗堰操作は概ね半旬毎に放流量の変更が行われるため、第1半旬後に先に予測された湖水位と実際の湖水位との比較検証が行われる。この時点で、予測湖水位と実際の湖水位にどの程度の乖離が生じているか、あるいはこの半旬の間に湖水位を含めた水理・水文状況等がどうであったが確認される。そこで、改めて実際の湖水位を初期値として残り5半旬の湖水位予測のシミュレーションが行われ、その結果を参考として第2半旬の放流量が決定されることになる。以上のプロセスが月末に至るまで繰り返されることになる。このようなプロセスフローを図6.2.1に示す。

ここで想定した場面は、比較的単純化されたものであり、実際の管理場面においては種々の要素が絡んでくるため、さらに複雑なものになると思われる。また、予測システムから実際に得られる情報は、降雨に関しては予測値とともに上下限值も提示され、さらに選択される湖水位予測モデルによっても予測湖水位も変動するため、これらの情報を総合的に判断することが必要になる。ただし、基本的には以上に示したプロセスを経て長期水文予測システムが実際管理に適用されるものと思われる。

2-3 実際管理適用上の留意点

第5章のモデルの特性でも指摘したように、長期水文予測システムを構成する個々のサブモデルから出力される変量は1つの推定値であり、それを次のサブモデルが入力として受ける。このように、直列型に連絡された個々のサブモデル間で情報の伝達がなされ、結果的にトータルシステムとして作動することになる。しかしながら、各々のサブモデルの予測値には、当然のことながら何らかの誤差・変動を伴い、本システムを実管理に適用する場合には、十分注意しておく必要がある。ここで言う誤差変動とは、広義に解釈されるものであり、次の2点の内容を含んでいる。

- ① サブモデルに、完全な現象再現性の確保を求めることは困難であり、通常のシミュレーションモデルにみられる予測誤差を伴う。
- ② 適用可能なモデルとして幾つかのモデルが用意されており、適用の方法によって異なった予測値が得られる。

①については、本研究では、現在の技術レベルで可能な限り現象再現性を追求した結果として個々のサブモデルを同定したものであり、それぞれは従来に比べてかなりの予測精度を確保しているものとする。ただ、その中で特に問題として指摘できる点は、本システムにより予測を行う上で極めて大きな影響を与えると考えられる降雨・気象予測モデルの予測精度である。今回開発した予測モデルは従来の方法に比べて予測精度は確かに向上したとはいえ、まだまだ残された課題は多く、流入量予測モデル、湖水位予測モデルに比べて予測精度は低い。

②については、湖水位予測モデルに象徴されており、本研究では4種のサブモデルを提案した。当然のことながら、どのモデルを適用するかによって同一の流入量に対しても異なった湖水位が得られることになる。この差異は、ある意味ではモデルの差異というよりも、個々のモデルの背景にある洗堰操作に対する考え方の違いによるものと言えよう。

本研究では、以上に指摘した問題点を踏まえ、長期水文予測システムを実管理に適用する場合の留意点として以下の点を指摘しておく。まず降雨・気

象予測モデルの予測誤差に関しては、モデルから得られた予測値を前提として以降の予測シミュレーションを実施しつつも、同モデルから同時に出力される予報ランクに対しても注視すべきと考える。すなわち確率論的には予測値そのものが信頼度が最も高く、予測値から乖離すればするほど信頼度が低下することになるが、その限度として予報ランクに対応した降雨量の上限值、下限値を用いることを考える。この上限、下限値に対しても同様に流入量、湖水位の予測シミュレーションを実施することにより、将来の水理・水文状況を一点の予測値だけでなく幅をもって認識することが可能となり、実管理の情報としてもより有効になるものと考ええる。

また、湖水位予測モデルの適用については、個々のモデルに特性があり、現時点で採用すべきモデルを確定することは極めて困難であると考ええる。これは、先に指摘したようにモデルの選択そのものが、ある意味では洗堰操作に対する考え方と密接に関わっているため、本研究では4種の湖水位予測モデルの中でも特に操作性の高い逐次シミュレーション型モデルならびにDP手法による最適化モデルを適用し、両モデルの特性を明らかにするものとする。

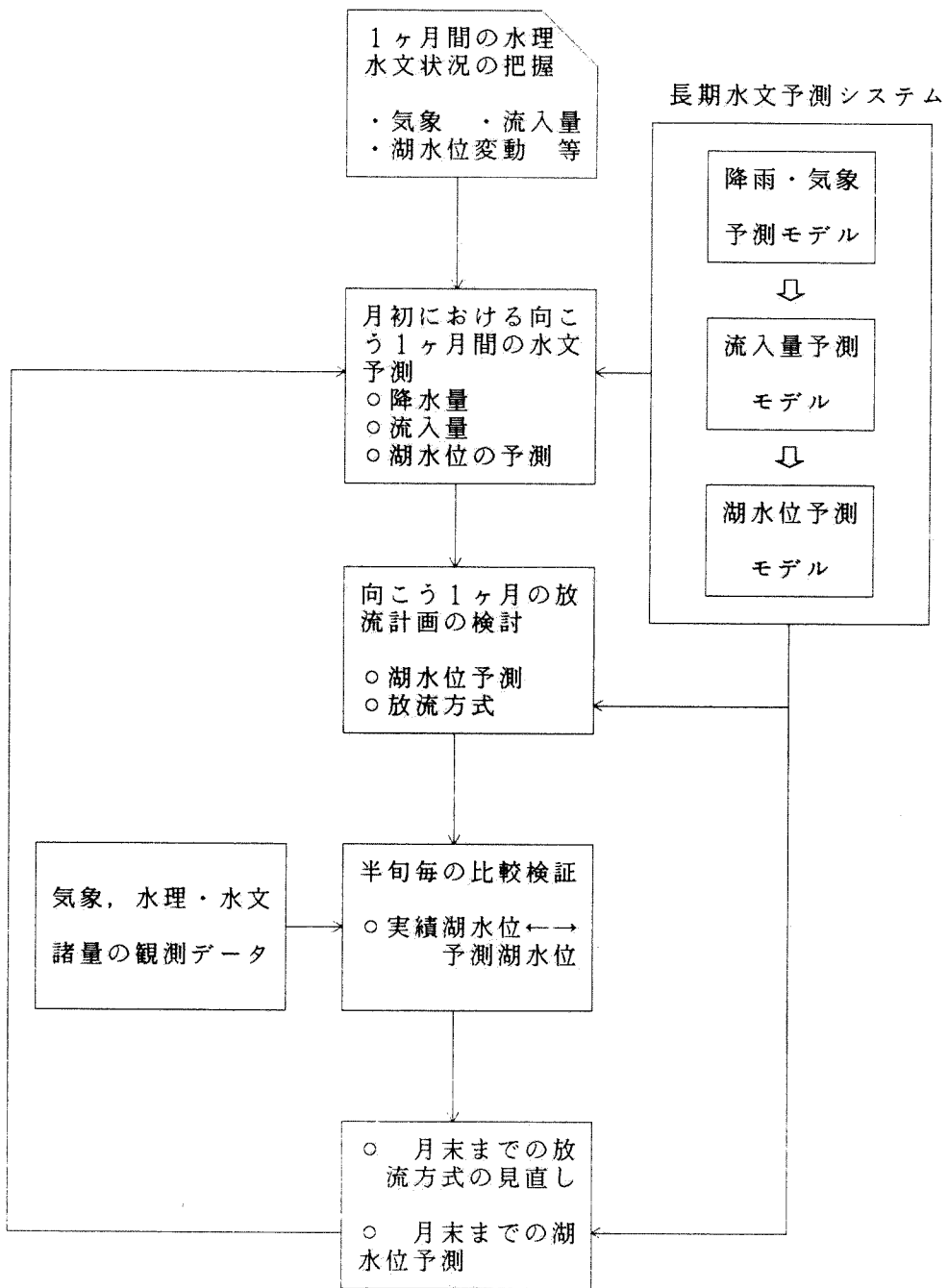


図6.2.1 長期水文予測システムの実際管理における適用プロセス

第3節 適用結果とその考察

ここでは、長期水文予測システムを琵琶湖の実際管理に適用した結果をとりまとめる。適用事例は、1983年（昭和58年）、1984年（昭和59年）、および1986年（昭和61年）の8月～12月である（第5章4-1参照）。

3-1 適用条件の整理

長期水文予測システムを琵琶湖の実際管理に適用するにあたっての諸条件を以下にまとめる。

- 湖水位予測モデルとして逐次シミュレーション型モデルとDP手法を用いた最適化モデルの2モデルを適用し、両者の比較検討を行う。
- モデル内のパラメーターである計画水位は全期間を通じてBSL±0cmとする。
- 下流枚方地点の残流域流出量までを予測することは困難であるため、ここでは次に示す方法により残流域流出量を設定する。まず月初においては過去の当該月における平均残流域流出量が期待できるものとして予測を行う。ただし、月半ばにおいて湖水位予測を見直す場合には、観測データを重視する考えから、前半旬の実績残流域流出量が継続するものとして予測を行う。
- 下流の確保流量は、実績データをもとに1～9月は144m³/s、10～12月は127m³/sとして設定した。また、本適用例では湖水位の低下が生じた場合でも下流確保流量に対する補給制限は実施されないものとした。
- 琵琶湖からの流出量は洗堰放流量以外に宇治発電所流量、琵琶湖疏水があるが、宇治発電所流量は次式に示すH-Q式により算定されるものとし、また琵琶湖疏水については水利権量23.65m³/sを与えた。

$$Q = 12.5H + 54.13 \leq 61.50 \text{ m}^3/\text{s} \quad \dots\dots\dots (6.1)$$

- シミュレーションの方法は、2-2 実際管理への適用方法に示したように、まず月末に予測された向こう1ヶ月間の降水量予測値をもとに琵琶湖流入量が計算され、これをもとに1ヶ月間の放流量方式が設定されるものとする。第1半旬はこの放流方式に基づいて実施されるものとするが、半

旬後に実績水位と予測水位との比較検証が行われ、これに基づいて放流方式の再設定がおこなわれるものとした。以下同様のプロセスを月末まで繰り返されることにより、1ヶ月間の湖水位シミュレーションを実施した。

3-2 適用結果とその考察

図6.3.1、図6.3.2に、湖水位予測モデル（放流量時系列設定モデル）として、逐次シミュレーション型モデル、DP手法による最適化モデルを用いた場合の、長期水文予測システム適用結果を示す。すなわち、各1か月ごとに、予測降雨量と実績降雨量、湖水位予測モデル中で半旬ごとに設定された当該半旬以後月末までの放流量時系列、その結果としての湖水位予測値、および各半旬ごとに実績琵琶湖流入量にもとづく湖水位を図示している。

さらに、表6.3.1、表6.3.2に、長期水文予測システムの予測精度にかかわる諸指標、すなわち、各1か月ごとの適用開始時湖水位、月降雨量予測値、月初時点での月末予測湖水位、予測月降雨量と実績月降雨量の比、湖水位の平均かいり度、月末実績湖水位と月初時点での月末予測湖水位との差を示す。

3-2-1 適用結果のプロフィール

ここでは、逐次シミュレーション型モデルを用いた場合の代表的なケース（昭和58年8月～12月）について、適用結果のプロフィールを述べる。

(1) 昭和58年8月

- ① 適用開始の月初時点では、彦根水位（実測値）は+22cmであり、月間降雨量の予測値は84mm、これにもとづく洗堰放流量は第1半旬は263 m^3/s で、以後第2～3半旬は84～65 m^3/s 、第4半旬以後は6～10 m^3/s と設定されている。この結果月末水位は-4cmと計画水位（ ± 0 cm）に近い値にもっていけるものと予測されている。
- ② 第2半旬のはじめ（5日）の時点でみると、第1半旬の降雨予測が大きく外れなかったので、第2半旬以後月末までの放流量時系列設定値および湖水位予測値は、月初時点におけるものほとんど差はない。
- ③ 第3半旬のはじめ（10日）の時点でみると、第2半旬の降雨予測が大きく外れなかったので、第3半旬以後月末までの放流量時系列設定値および湖水位予測値は、月初時点および第2半旬のはじめにおけるものほとんど差はない。

- ④ 第4半旬のはじめ(15日)の時点においても、上記とほぼ同様であるが、第3半旬における降雨量(日平均6mm)が予測値(日平均1mm)を上回ったので、第4半旬以後の湖水位予測値は、月初時点における値よりも少しかい離している。
- ⑤ 第5半旬のはじめ(20日)の時点でみると、第4半旬の降雨量が19mm/日と予測値(3mm/日)を大きく上回ったので、湖水位は+11cmと月初時点での予測値(-5cm)や第4半旬はじめの時点での予測値(-9cm)とかなりかい離している。したがって、この時点では、第5半旬の放流量を174m³/sと設定し、月末には計画水位(±0cm)にもっていかるとの予測がなされている。
- ⑥ 第6半旬のはじめ(25日)の時点でみると、第5半旬の降雨量が3mm/日と予測値(3mm/日)と全く一致しており、湖水位も第5半旬はじめの時点における予測に近いところで推移している。
- ⑦ 第6半旬の降雨量は0mm/日と予測値(4mm/日)を下回ったため、湖水位は第5半旬はじめ(20日)の時点における予測からやや外れ、月末には-5cmとなっている。この値は月初時点での予測値(-4cm)よりも1cm低い。
- ⑧ 以上の経過を通してみると、結果的に月間降水量の予測値84mm/月に対して、実際の降雨量は115mm/月、湖水位の平均かい離度(月初時点における各半旬初日湖水位予測値と各半旬のはじめの時点における実績流入量にもとづく湖水位との差の平均)は6cmである。

(2) 昭和58年9月

- ① 適用開始の月初時点では、彦根水位(実測値)は-8cmである。月間降雨量は229mmで、第3~5半旬に10~14mm/日の降雨量が期待できるものと予測されている。これにもとづいて第1半旬~第6半旬の放流量が設定され、月末には+8cmと予測されている。
- ② 第1半旬、第2半旬の降雨量はほぼ予測値に近かったが、第3~5半旬の降雨量は結果的には予測の1/2以下であったため、第4半旬、第5半旬

旬のはじめの時点で、月初の放流量を再設定している。

- ③ 第6半旬のはじめの時点では、湖水位は -15cm と月初の予測($+8\text{cm}$)を 23cm 下回っているが、この時点では、月末には -2cm にまで回復可能と予測されている。
- ④ しかし、第6半旬の降雨量は $33\text{mm}/\text{日}$ と予測値($5\text{mm}/\text{日}$)を著しく上回ったため、月末湖水位は $+45\text{cm}$ にまで上昇している。

(3) 昭和58年10月

- ① 適用開始の月初時点では、彦根水位(実測値)は $+33\text{cm}$ であり、月間降雨量は 159mm と予測されている。これにもとづいて湖水位は月末には $\pm 0\text{cm}$ にもっていけるものと予測されている。
- ② その後の推移をみると、各半旬ごとの降雨は予測値とのずれがみられるものの、大きく外れることなく月末には湖水位は -3cm となっている。月初時点での湖水位予測からのかい離度は 6cm である。

(4) 昭和58年11月

- ① 月初時点では、彦根水位(実測値)は $+6\text{cm}$ であり、月間降雨量は 101mm と予測されている。これにもとづいて湖水位は月末には -4cm と予測されている。
- ② その後の推移をみると、降雨量が予測値を下回り、月初の予測水位からのかい離度は漸増している。月末には湖水位は -20cm と月初の予測値よりも 16cm 低い。

(5) 昭和58年12月

- ① 月初時点では、彦根水位(実測値)は -16cm であり、月間降雨量は 98mm と予測されている。これにもとづいて湖水位は、「計画水位($\pm 0\text{cm}$)に少しでも近づけるように努力しても、下流枚方地点流量の確保や琵琶湖疎水、宇治発電所への流出によって」 -28cm にまで低下するものと予測されている。
- ② その後の推移をみると、半旬単位でみた降雨量はほぼ予測どおりで、月間降雨量も予測を若干上回る 133mm であり、ほぼ月初時点での予測水

位に沿って湖水位は低下し、月末には-24cmにとどまっている。

3-2-2 システムの有効性と実際管理への活用

前項でみた昭和58年8月～12月の事例は、琵琶湖の夏季旱天期から秋冬渇水期にかけての水管理において頻出するケースを代表しているものと思われる。

ところで、本研究で構築した長期水文予測システムは、実際管理においてどの程度の有効性をもち得るものであろうか。換言すれば、長期水文予測システムの予測精度を実際管理の面からどう評価すべきか。この点を明らかにするため、以下の視点から考察を加えておきたい。

- (1) 計画水位と月末水位との差
- (2) 月初予測湖水位と月末実績湖水位との差
- (3) 湖水位の平均かい離度
- (4) 湖水位予測モデルの差異

(1) 計画水位と月末水位との差

計画水位とは、「湖沼の水管理上望ましい水位として設定された湖水位」であって、計画→事業→維持管理という湖沼管理のサイクルに対応して時代とともに変わりうるものであり、当該湖沼の気象・水文環境に応じて1年のうちでも時期によって異なる値が設定されることが多い。本章の適用例では、この計画水位を仮に±0 cmとしている。

長期水文予測システムにおける湖水位予測モデル(放流量時系列モデル)では、降雨・気象予測モデルおよび琵琶湖流入量予測モデルから予測された琵琶湖流入量と実績水位から放流量を設定する際、この計画水位にできるだけ近づけることを規範としている。したがって、システムを月初より半月ごとに逐次適用しながら放流量を制御した結果、月末における湖水位が計画水位とどの程度の差を生じているかは、一応システムの有効性の評価指標になり得るかのように見える。

しかし、昭和58年12月、59年8月～12月、61年8月～12月の適用例にみ

られるように、月初時点での湖水位と当該月の降雨量によっては、人為的に月末湖水位を計画水位（±0 cm）にまで回復させることは不可能なケースが往々生じうる。このような場合、たとえば洗堰を全閉し、あるいは琵琶湖疎水や宇治発電所への流出量をカットすることによって計画水位へ近づけることは物理的には可能であるかもしれないが、社会・経済的には非現実である。むしろ、計画水位と予測水位とのかい離は取水制限等の方策を検討するための指標とみるべきであろう。

(2) 月初予測湖水位と月末実績湖水位との差

月初予測水位は、長期水文予測システムを月初時点で適用して得られる当該月の湖水位の予測値である。この月初予測水位のうち、とりわけ月末時点の予測値は、上述のように1か月間の水管理方策を検討するための情報として重要な意味をもつ。

この月初予測水位と1か月後の実績月末湖水位との差は、長期水文予測システムの有効性を評価する指標としても重要である。なぜなら、月初予測水位にもとづいて放流計画を設定し、月末まで達した結果、湖水位が月初予測値と大きく乖離してしまうというのでは、実際管理上システムを有効に活用しうるとはいえないからである。

このような視点から適用結果をみると、表6.3.1、表6.3.2をみると、58年9月のように、第6半旬で台風のため降雨量が予測値を大きく上回ったような場合を除き、月初予測湖水位と月末実績湖水位との差は10数cm以内である。58年9月のケースでは、実際には、第6半旬のいずれかの時点で台風が予測され、それに応じた短期間の洗堰操作がなされるものと思われる。その他のケースにおける両者の差は、①琵琶湖流域降雨量の予測誤差、②流入量予測モデルの精度誤差、および③枚方残流域流量として、月初時点では過去の平均値を見込んでいることに起因する誤差、によるものとみられる。このうち、①、②については、すでに第4章でみたとおりであるが、とりわけ①については今後実際管理において週間予報の活用などによってよりきめ細かい予測が行われれば精度向上は期待できよう。③に

についても同様である。このようにみてくると、現象モデルの再現精度として水管理面から要請される「1か月後の湖水位換算で±10cm」（第2章第4節）に近い予測精度は十分確保しうるものと思われる。

(3) 湖水位の平均かい離度

すでに延べたように、湖水位の平均かい離度とは、「月初時点における各半旬初日の湖水位予測値と各半旬初日における実績流入量にもとづく湖水位との差の平均」である。上述(2)の月初予測湖水位と月末実績湖水位の差とともに長期水文予測システムの有効性を示す指標とみることができる。

適用結果をみると、58年9月を除き、湖水位の平均かい離度は10cmから数cm以内にとどまっており、週間予報の活用等による精度向上も期待しうることから、現在の降雨予測の技術レベルにあっては十分実際管理に有効な水準に達しているといえよう。

(4) 湖水位予測モデルによる差異

以上の考察では、主として湖水位予測モデル(放流量時系列設定モデル)として逐次シミュレーション型モデルを適用した場合をとりあげている。しかし、一方のDPによる最適化手法を適用した場合についても、結果の差はごくわずかである。これは1つには適用例がいずれも夏季旱天期から秋冬渇水期にかけての少雨期であり、1か月の間の降雨量の変動がさほど大きくないケースであることによるものとみられる。1か月間の降雨量の変動が大きい場合には、DPによる最適化モデルでは月初に近いほど降雨予測にもとづいて当該期間における最適化を図る余地が大きいので、半旬ごとに逐次最適放流量を設定していく逐次シミュレーション型モデルとの差がある程度は生じる可能性がある。このようなモデル構造の差異を理解した上であれば、いずれのモデルを用いても、あるいは両者を併用しても実際管理上支障はないと思われる。

表 6. 3. 1 長期水文予測システムの予測精度（逐次シミュレーション型モデルを適用した場合）

項目 年・月	開始 湖水位 (彦根 水位) (cm)	予 測 月 降 雨 量 (mm/月)	月末予測 湖 水 位 (cm)	実 績 月降雨量 / 予 測 月降雨量	水位の平均 か い 離 度 (cm)	月末実績湖 水位 — 予測 湖水位 (cm)
昭和58年 8月	22	84	-4	115/84 =1.37	6	-1
9月	-8	229	8	274/229=1.20	14	37
10月	33	159	0	131/159=0.82	6	-3
11月	6	101	-4	78/101=0.77	10	-16
12月	-16	98	-28	121/98 =1.23	2	4
昭和59年 8月	20	69	-22	57/69 =0.83	7	-10
9月	-24	85	-40	98/85 =1.15	7	3
10月	-39	64	-63	70/64 =1.09	6	-11
11月	-61	74	-87	45/74 =0.61	7	-13
12月	-79	118	-87	133/118=1.13	7	-12
昭和61年 8月	25	44	-29	31/44 =0.70	2	-3
9月	-20	109	-50	95/109=0.87	3	-10
10月	-45	94	-60	95/94 =1.01	10	-16
11月	-59	60	-85	60/60 =1.00	4	-9
12月	-73	119	-86	133/119=1.12	2	1

表6.3.2 長期水文予測システムの予測精度（D P手法による最適化手法を適用した場合）

項目 年・月	開始 湖水位 (彦根 水位) (cm)	予 測 月 降 雨 量 (mm/月)	月末予測 湖 水 位 (cm)	実 績 月降雨量 / 予 測 月降雨量	水位の平均 かい離度 (cm)	月末実績湖 水位 — 予測 湖水位 (cm)
昭和58年 8月	22	84	0	115/84 =1.37	6	-5
9月	-8	229	5	274/229=1.20	16	33
10月	33	159	0	131/159=0.82	6	-3
11月	6	101	0	78/101=0.77	11	-17
12月	-16	98	-28	121/98 =1.23	2	4
昭和59年 8月	20	69	-14	57/69 =0.83	7	-11
9月	-24	85	-40	98/85 =1.15	7	3
10月	-39	64	-63	70/64 =1.09	6	-11
11月	-61	74	-87	45/74 =0.61	7	-13
12月	-79	118	-87	133/118=1.13	7	-12
昭和61年 8月	25	44	-23	31/44 =0.70	2	-4
9月	-20	109	-50	95/109=0.87	3	-10
10月	-45	94	-60	95/94 =1.01	10	-16
11月	-59	60	-85	60/60 =1.00	4	-9
12月	-73	119	-86	133/119=1.12	2	1

図6.3.1 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (1)

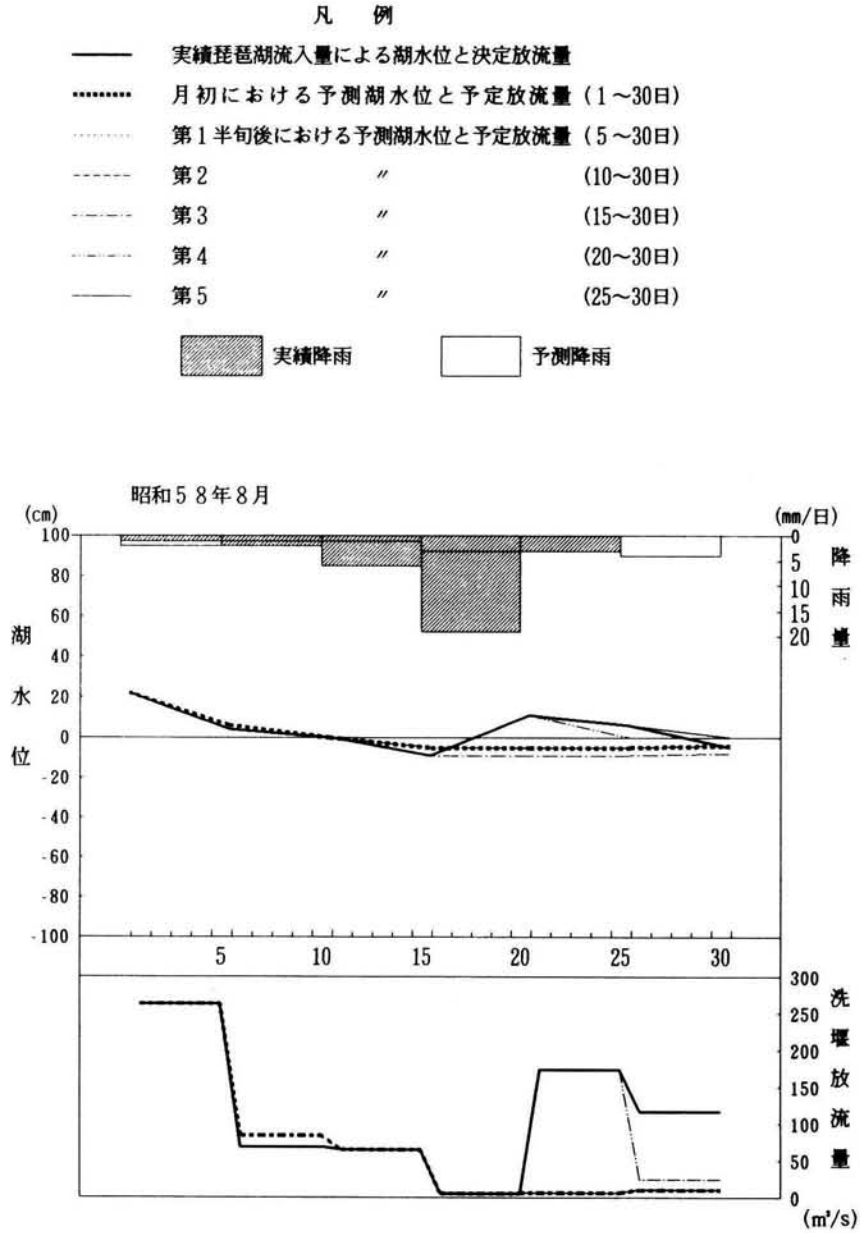


図6.3.2 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (2)

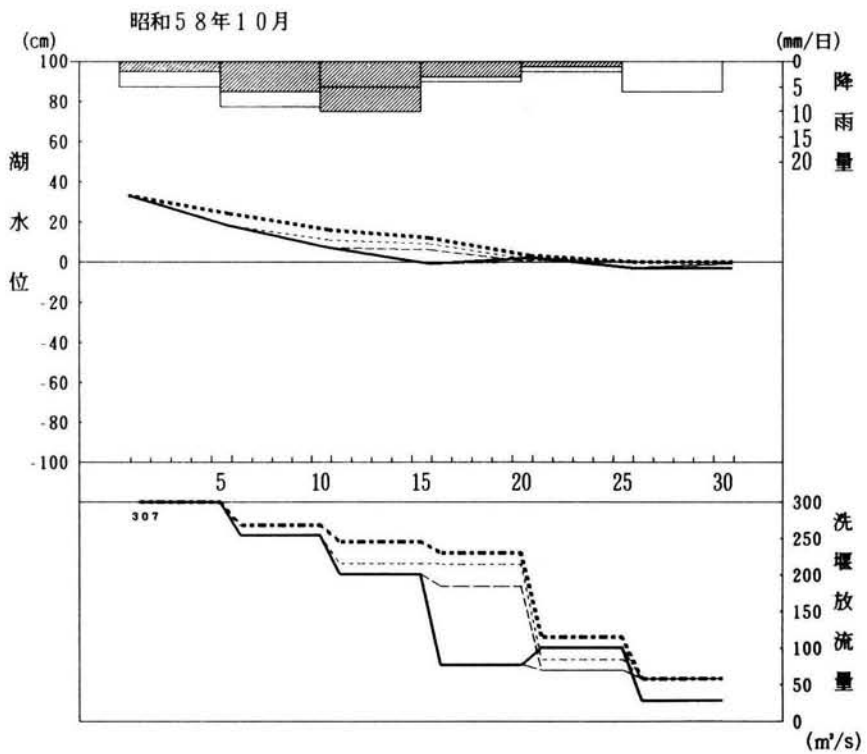
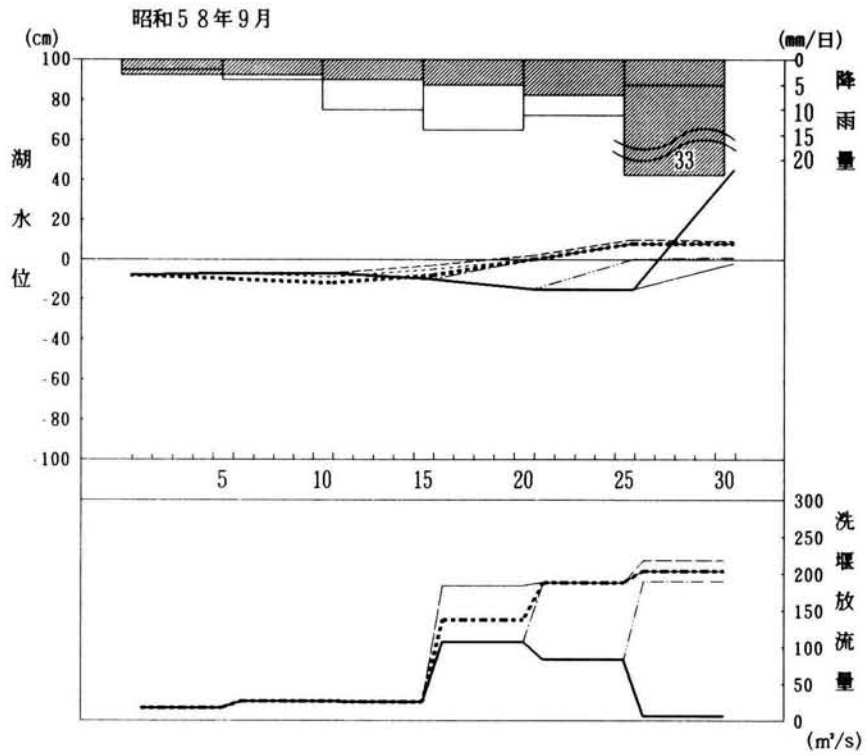


図6.3.3 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (3)

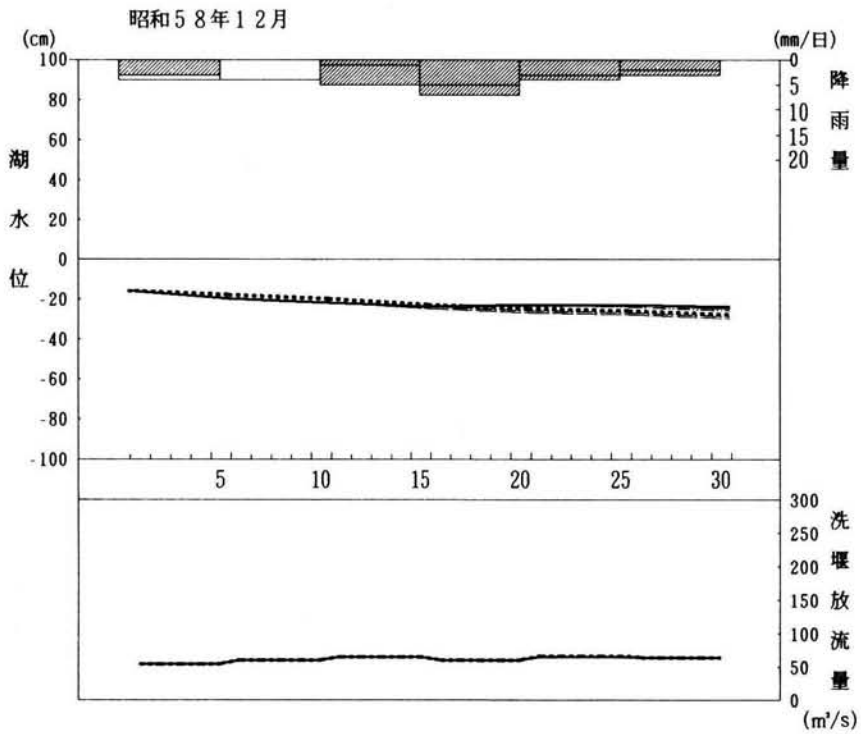
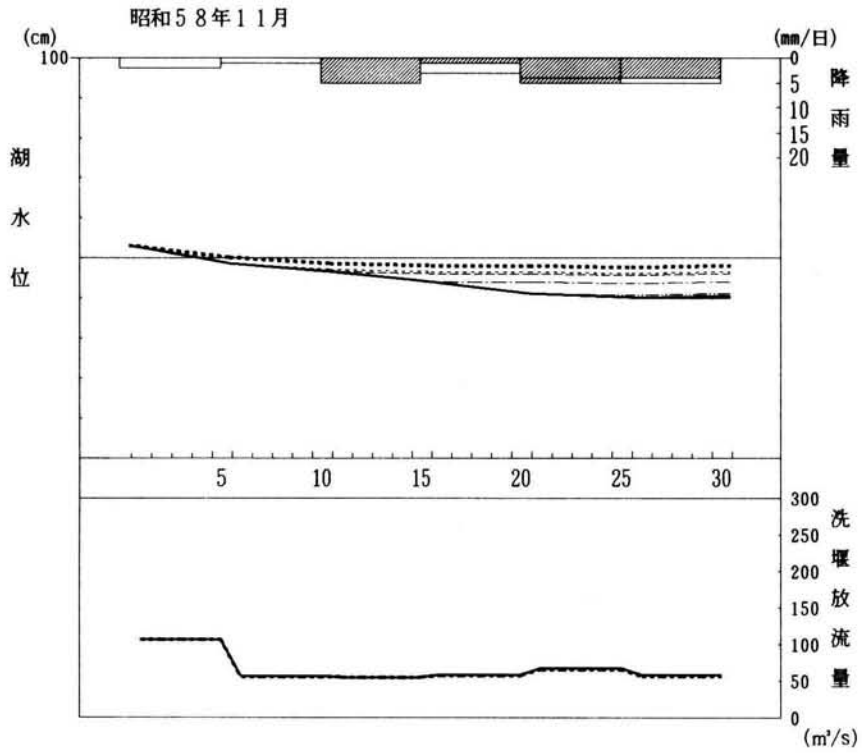


図6.3.4 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (4)

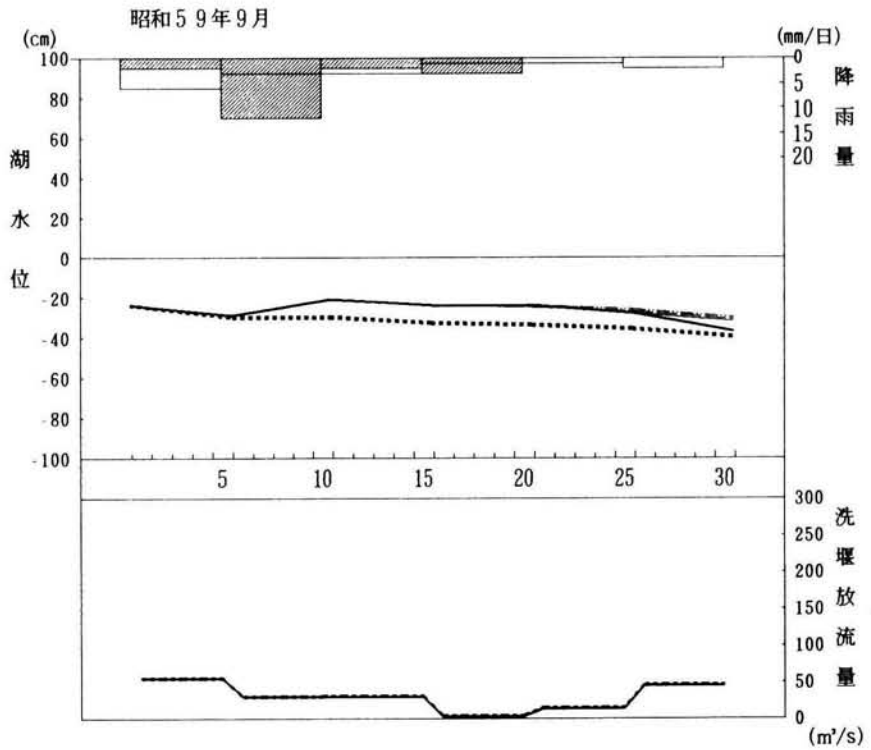
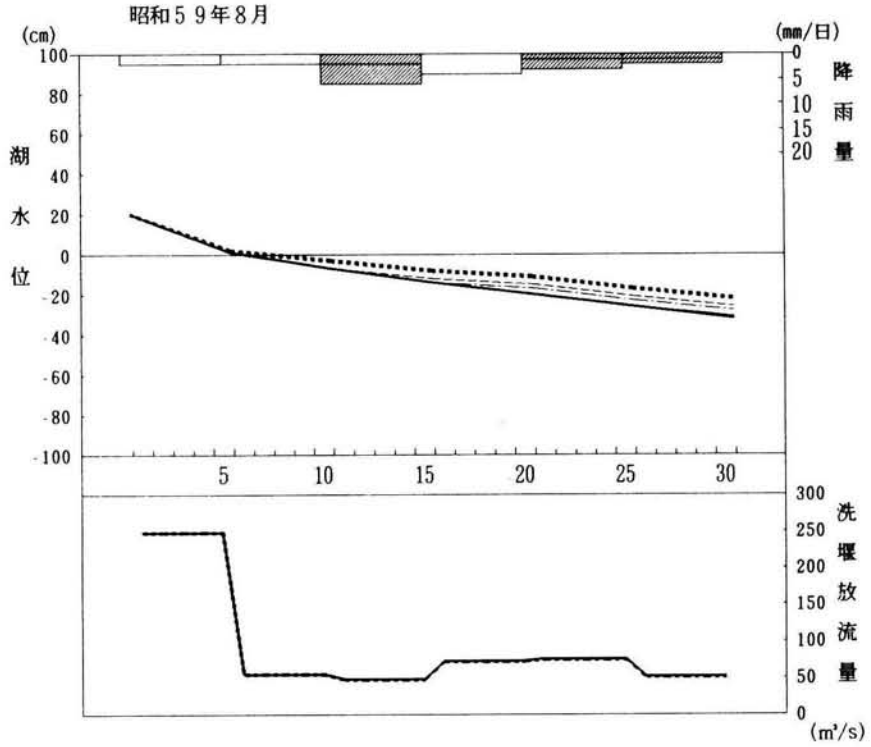


図6.3.5 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (5)

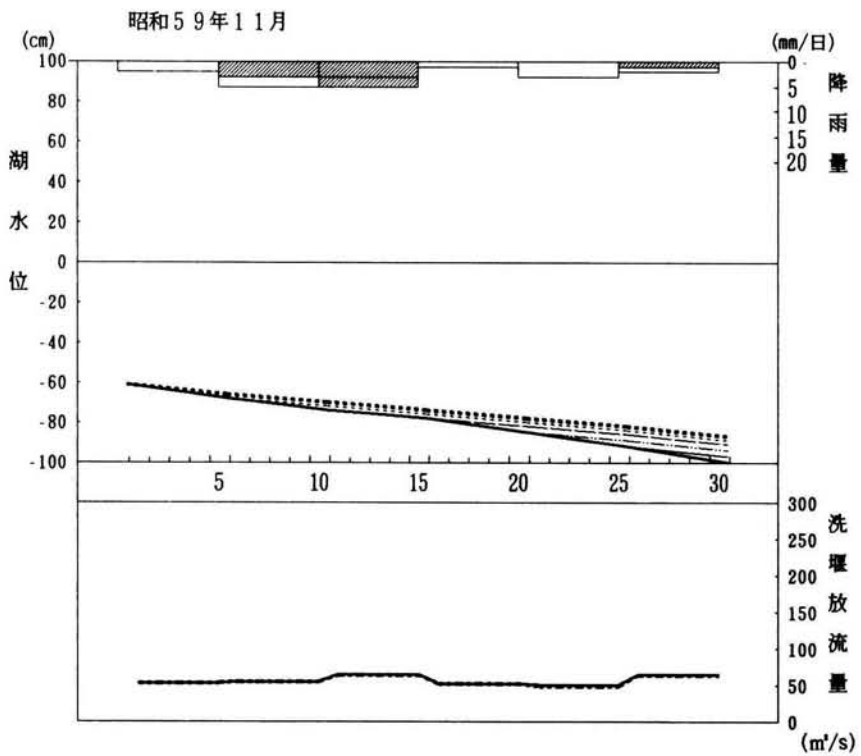
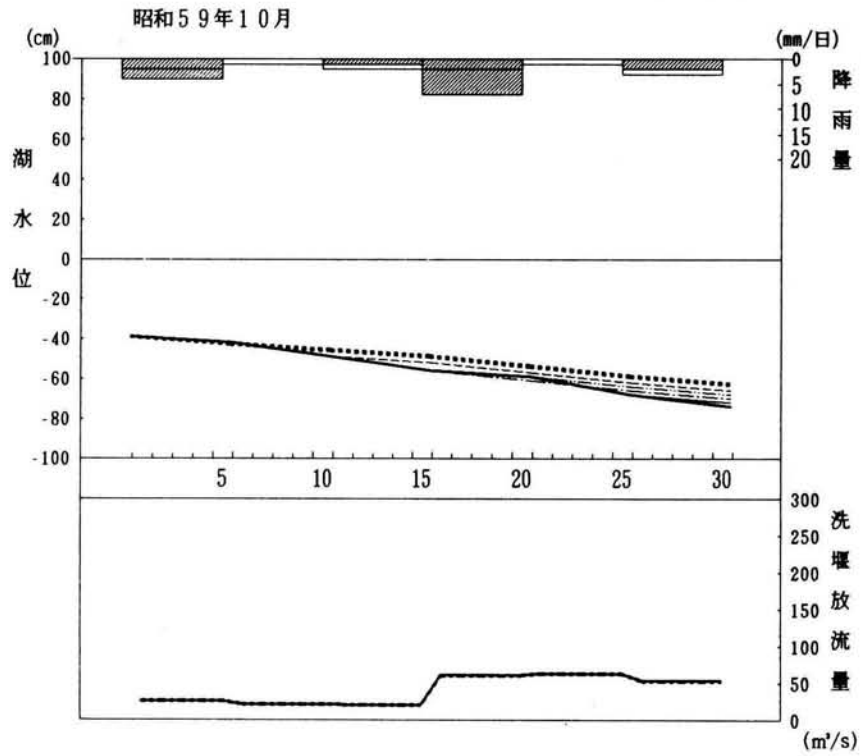


図6.3.6 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (6)

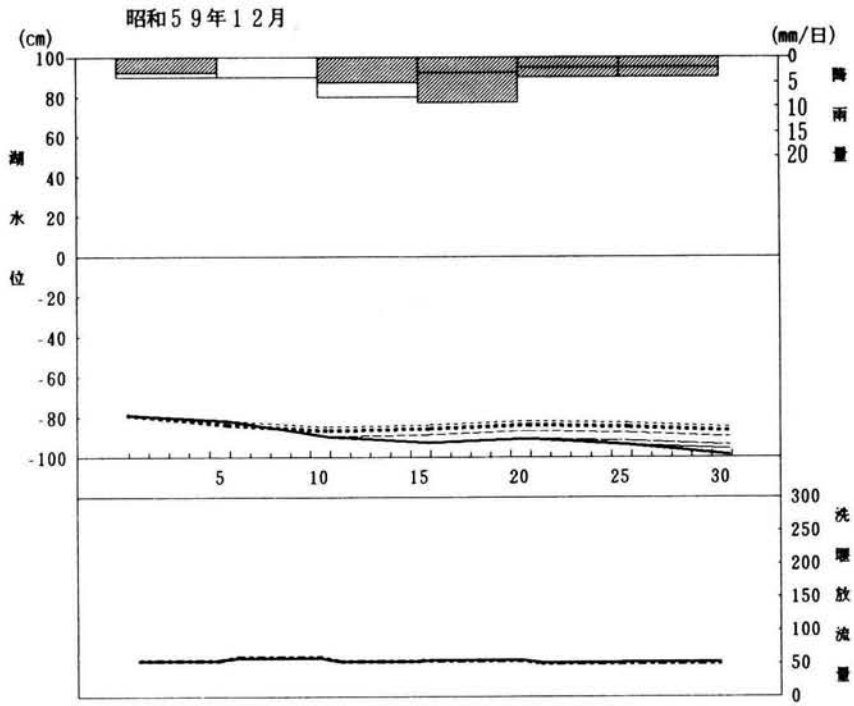


図6.3.7 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (7)

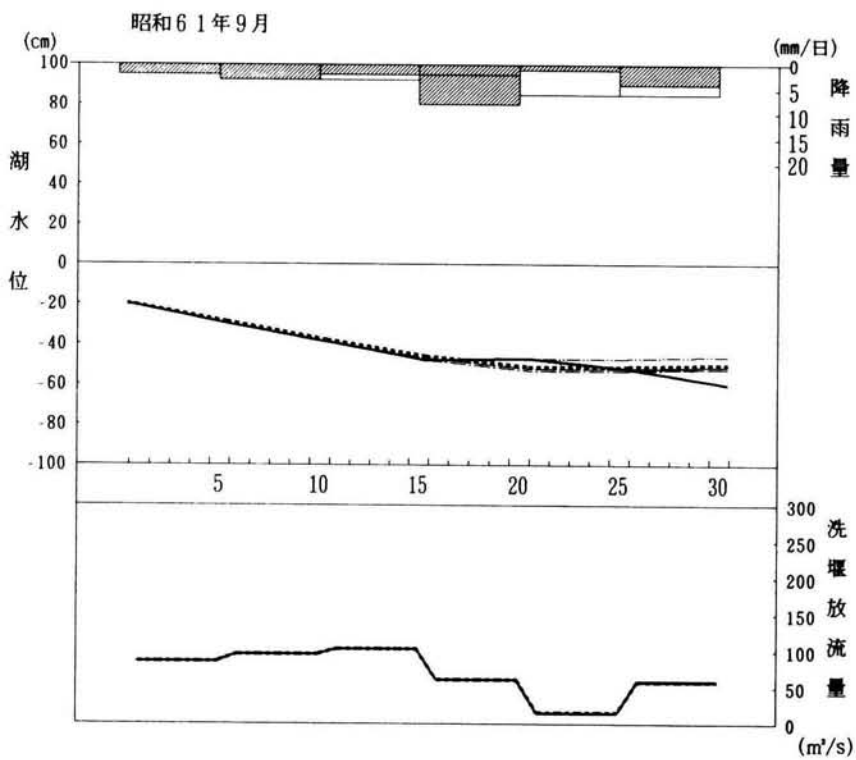
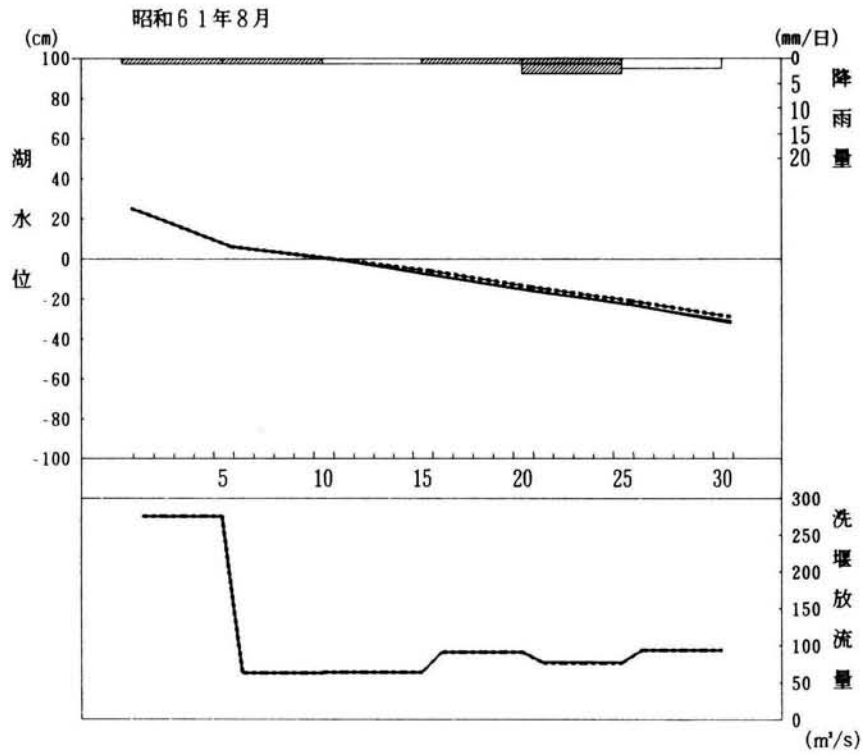


図6.3.8 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (8)

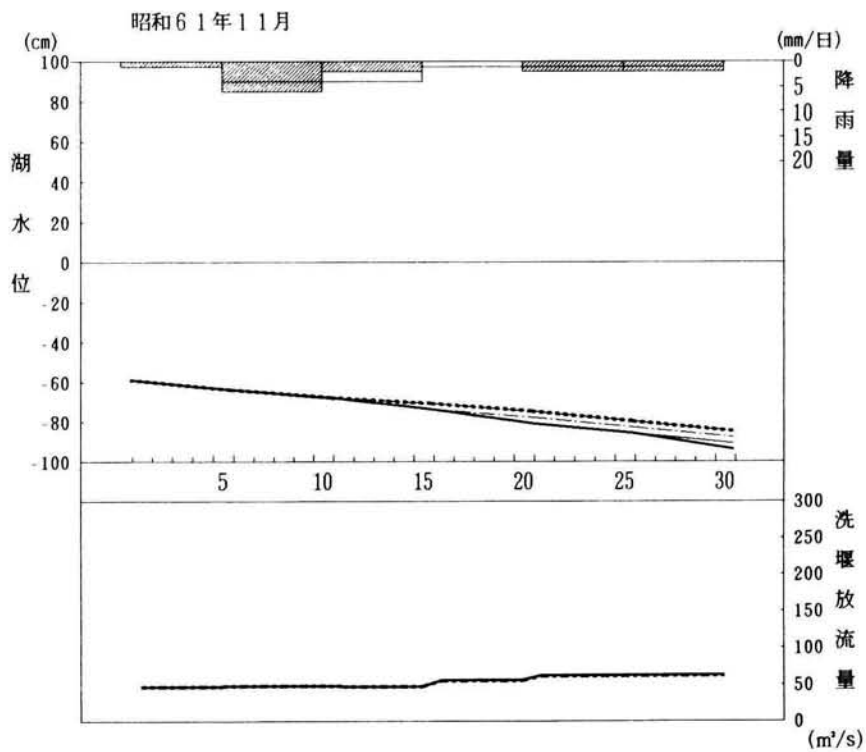
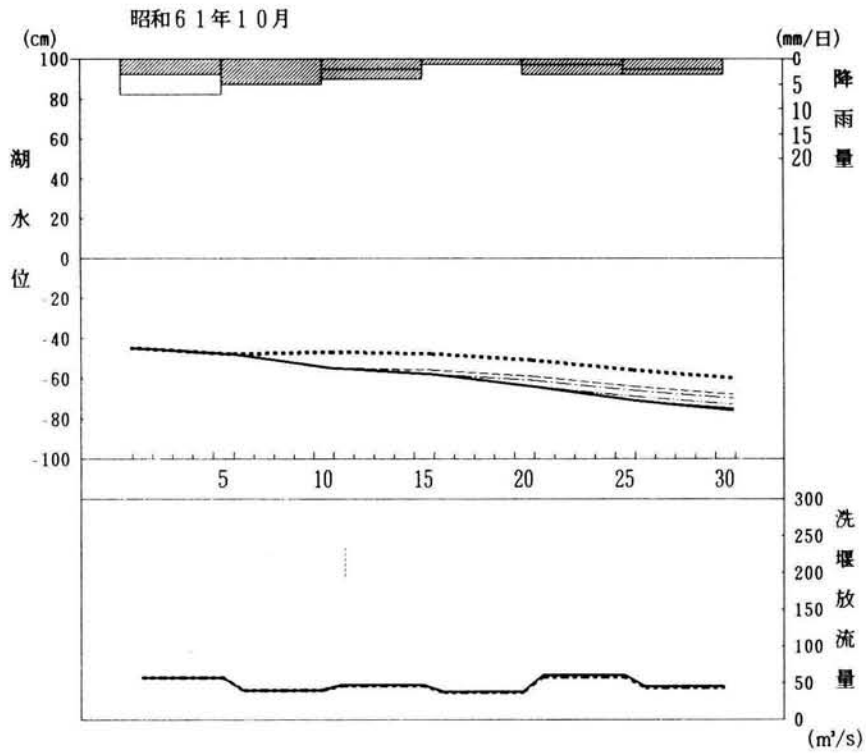


図6.3.9 逐次シミュレーション型モデルの適用結果 (9)

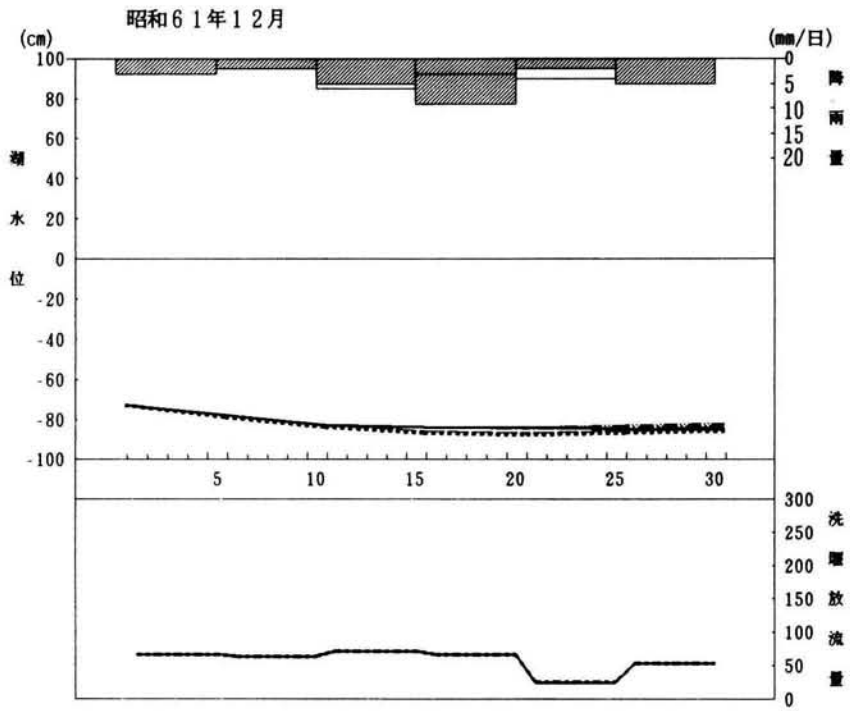


図6.3.10 DP手法による最適化モデルの適用結果 (1)

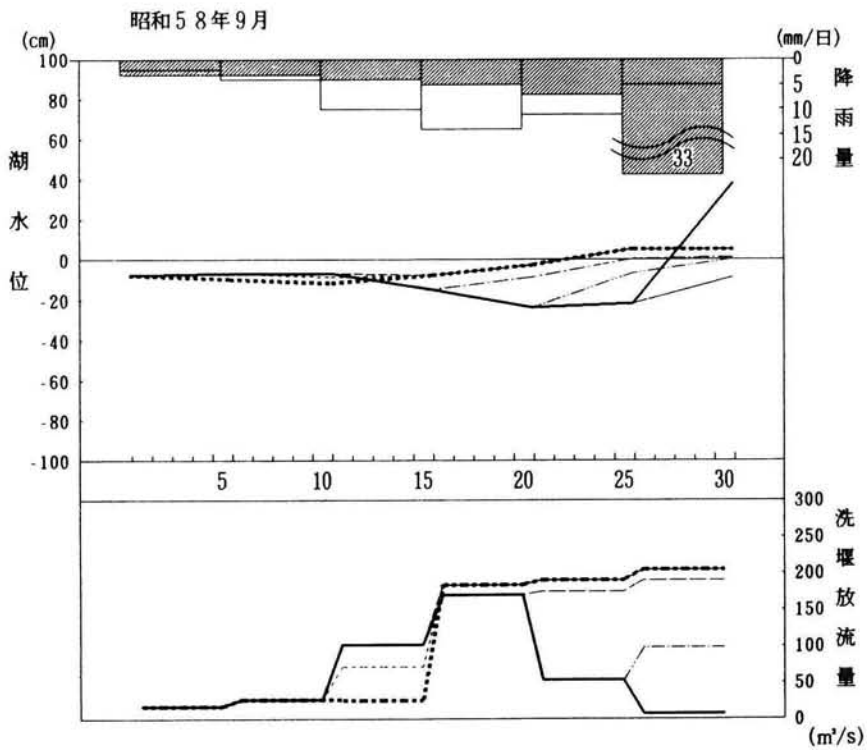
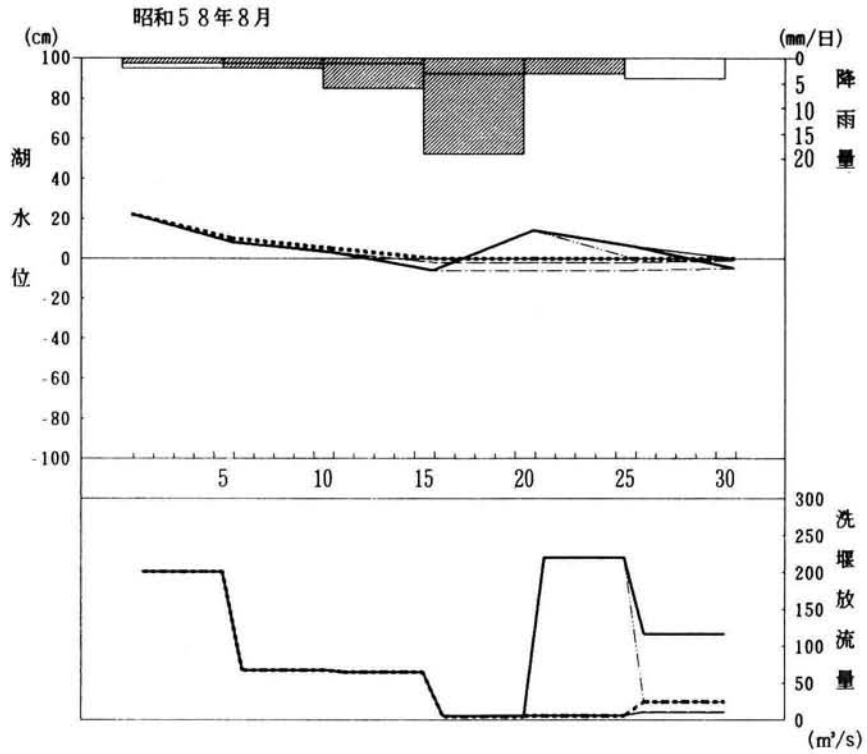


図6.3.11 DP手法による最適化モデルの適用結果 (2)

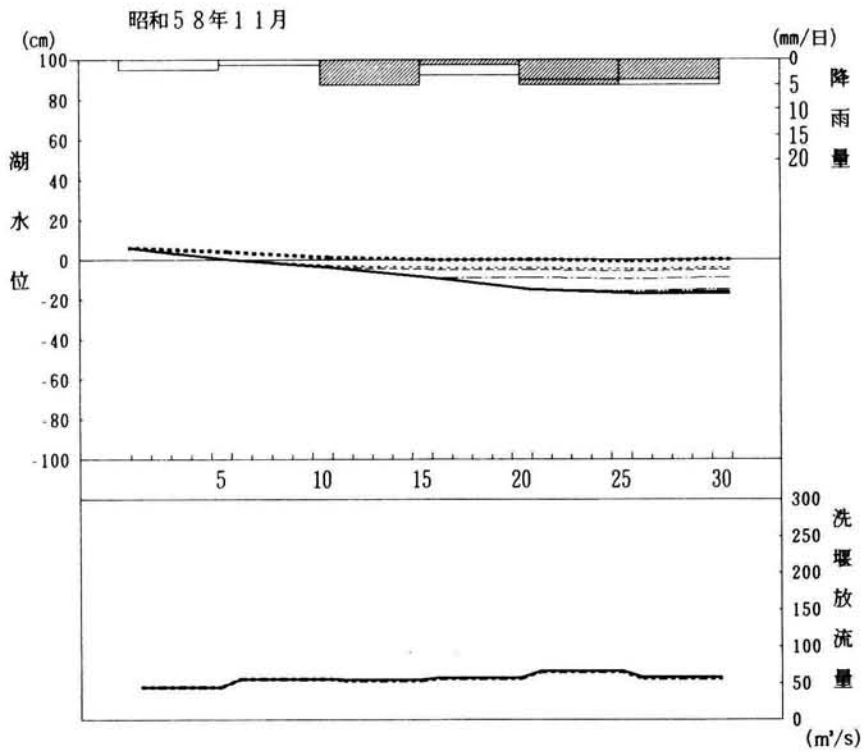
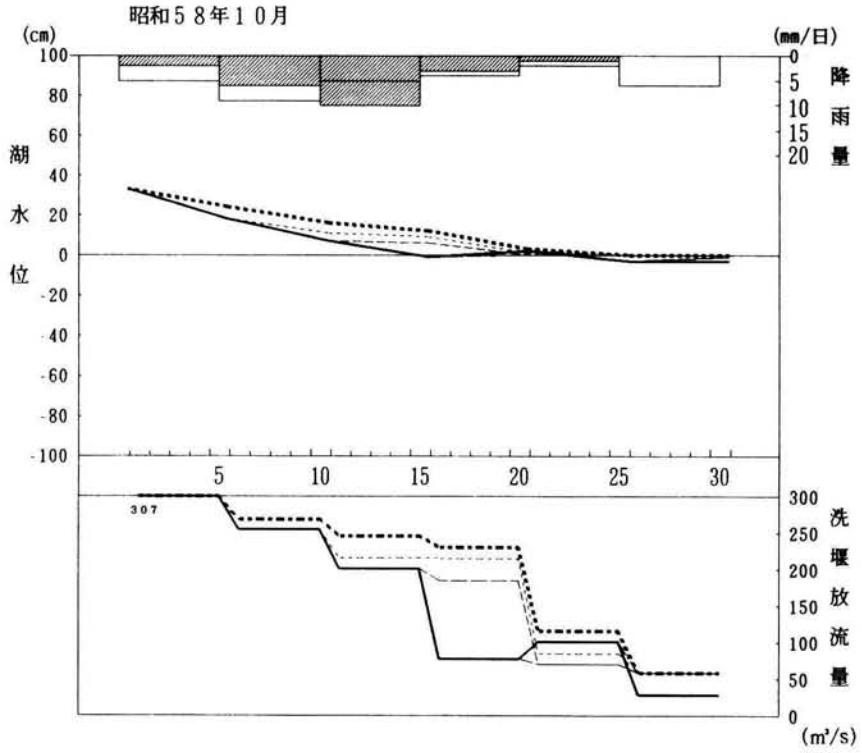


図6.3.12 DP手法による最適化モデルの適用結果 (3)

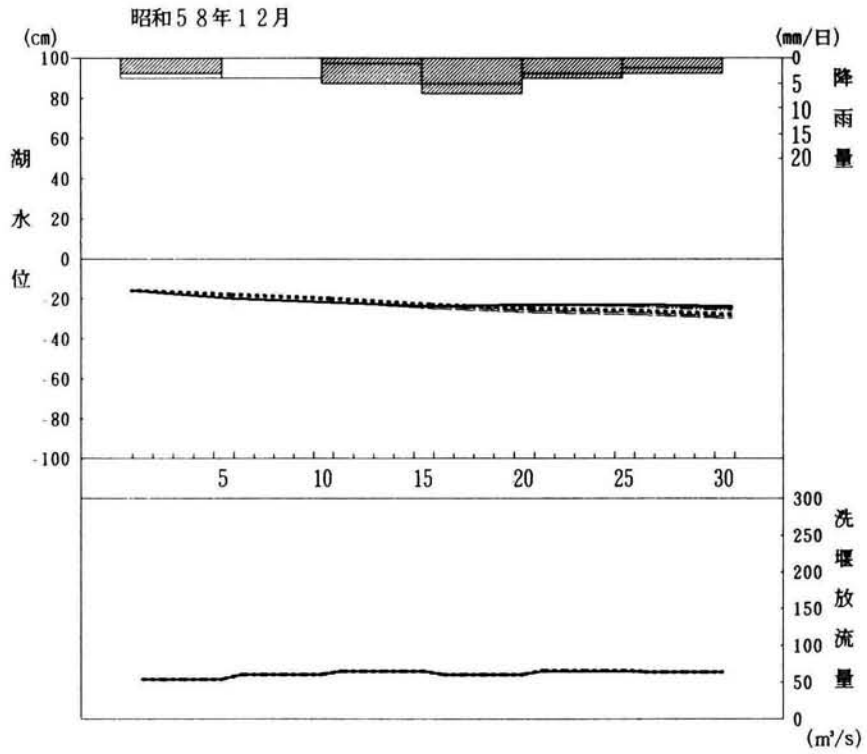


図6.3.13 DP手法による最適化モデルの適用結果 (4)

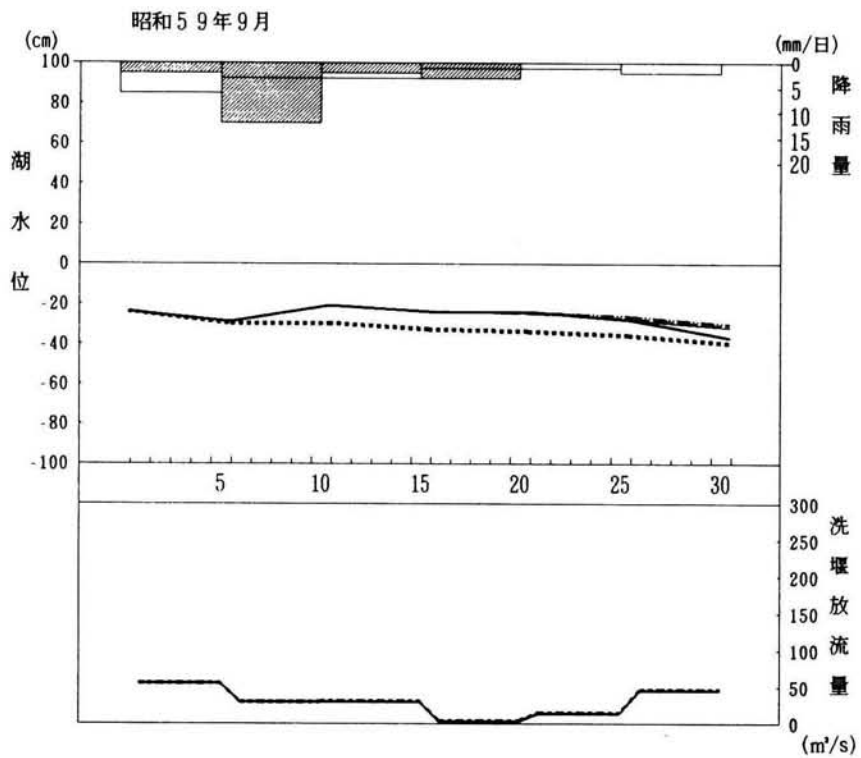
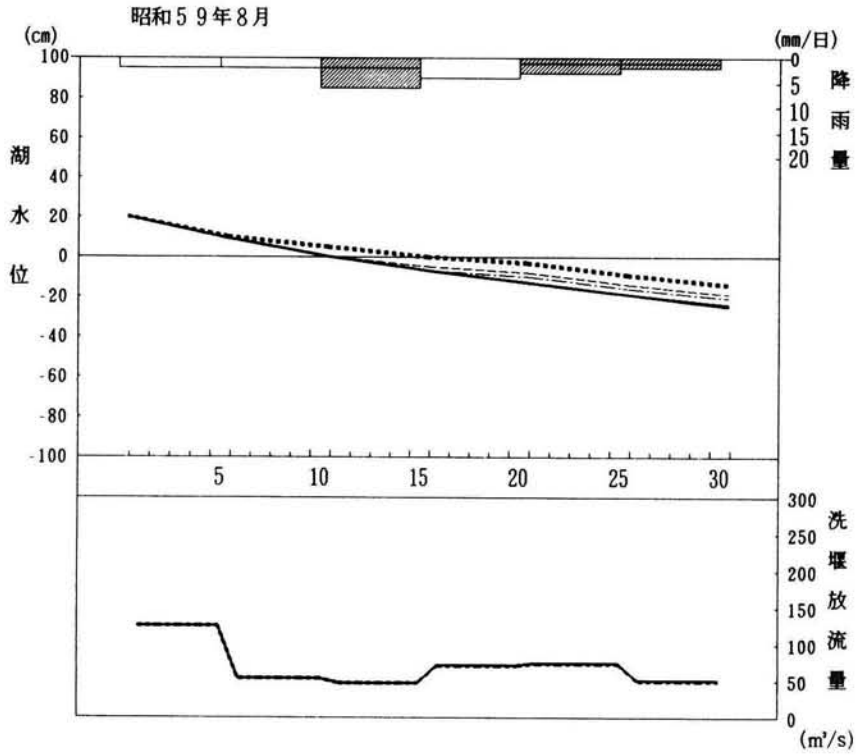


図6.3.14 DP手法による最適化モデルの適用結果 (5)

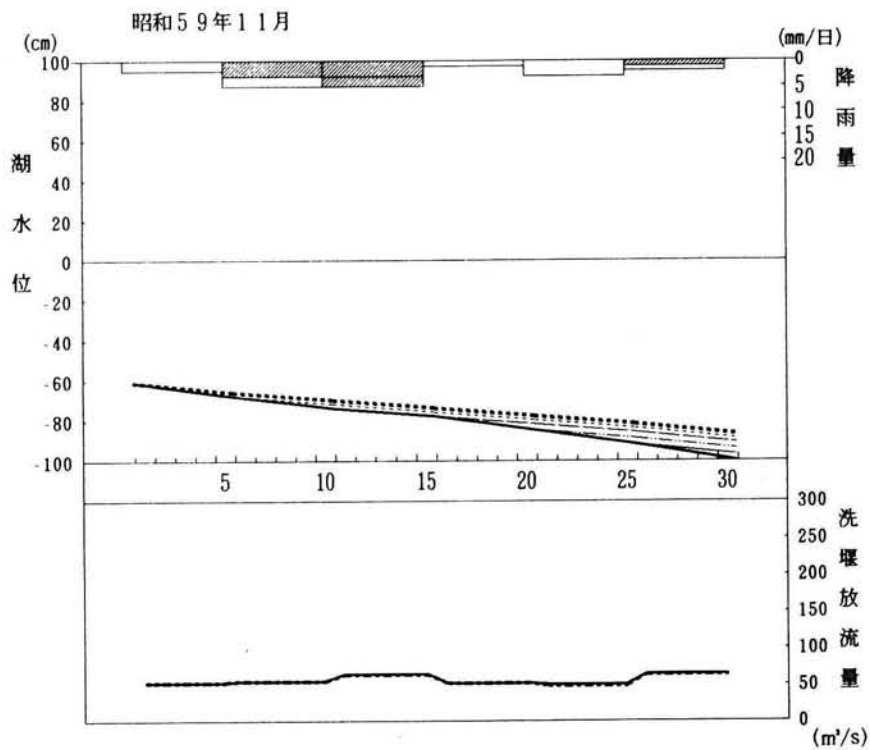
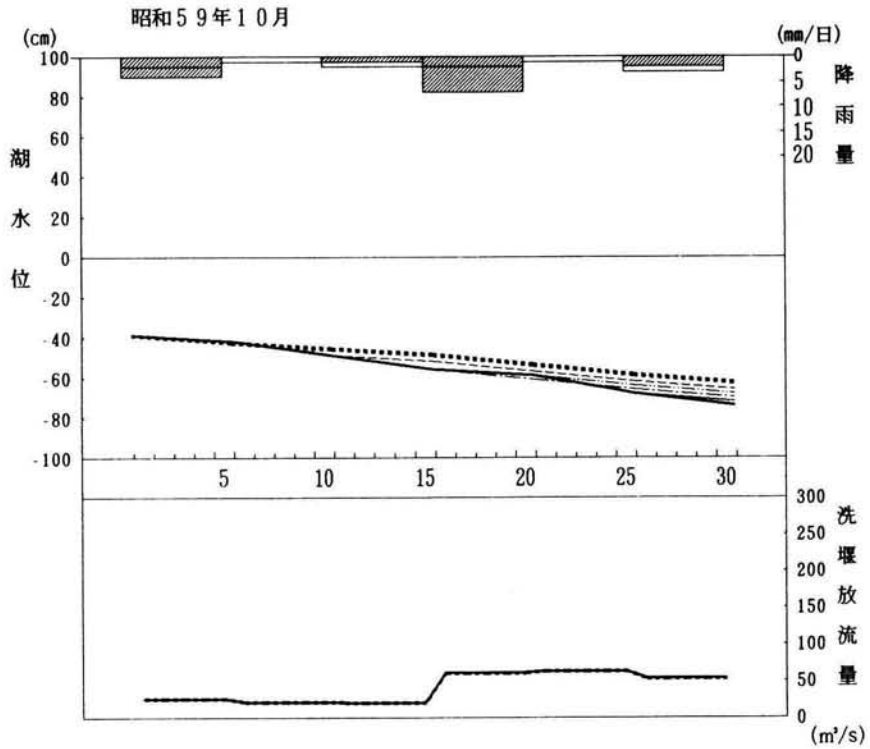


図6.3.15 DP手法による最適化モデルの適用結果 (6)

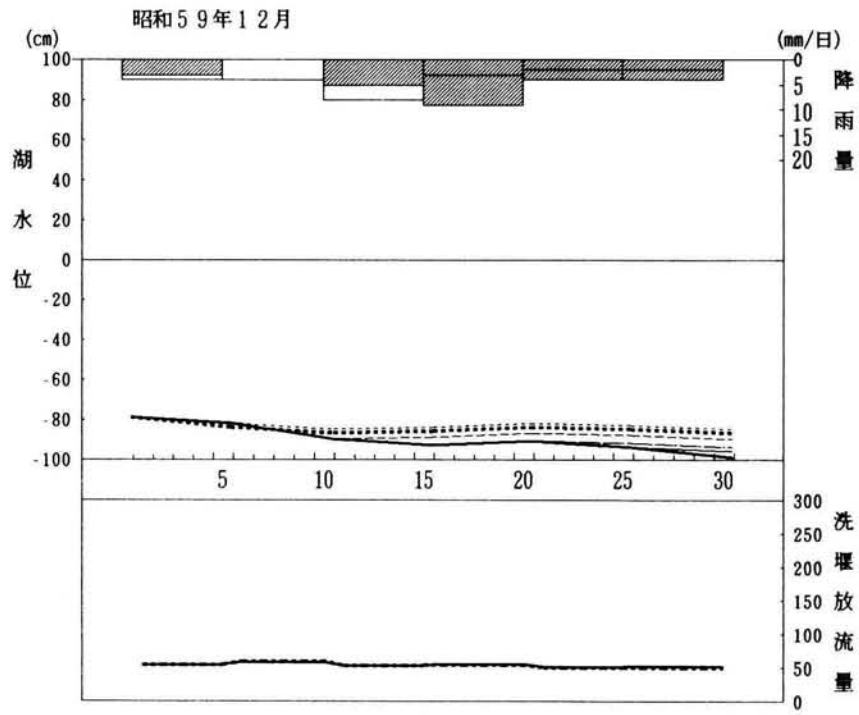


図6.3.16 DP手法による最適化モデルの適用結果 (7)

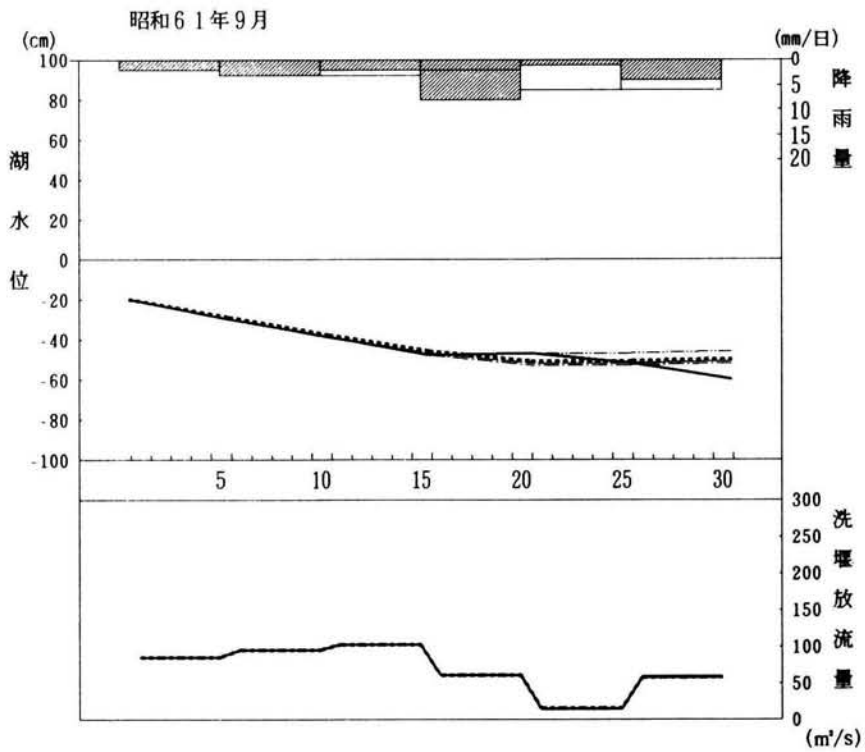
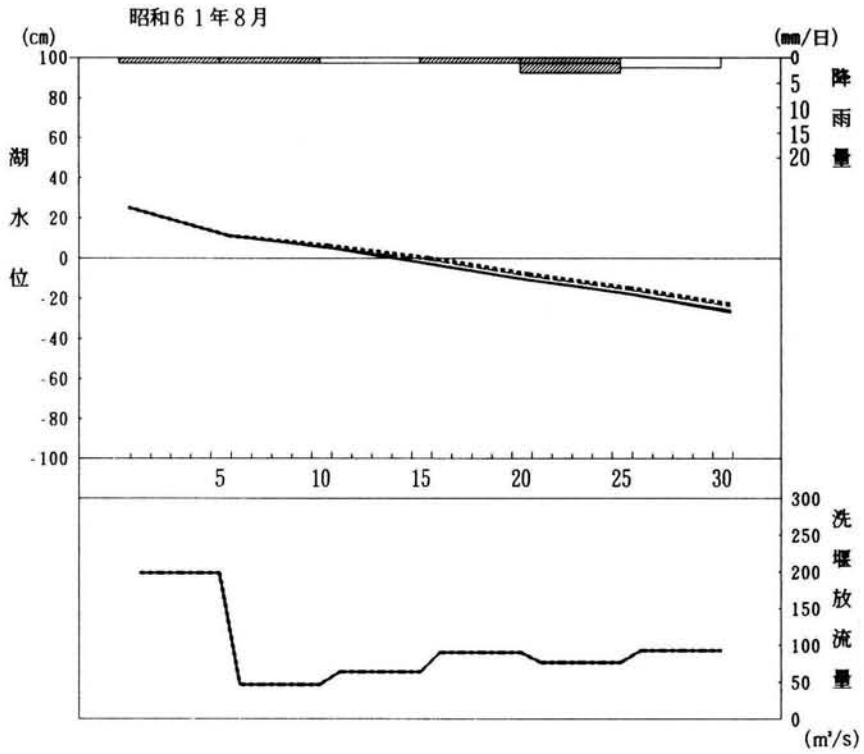


図6.3.17 DP手法による最適化モデルの適用結果 (8)

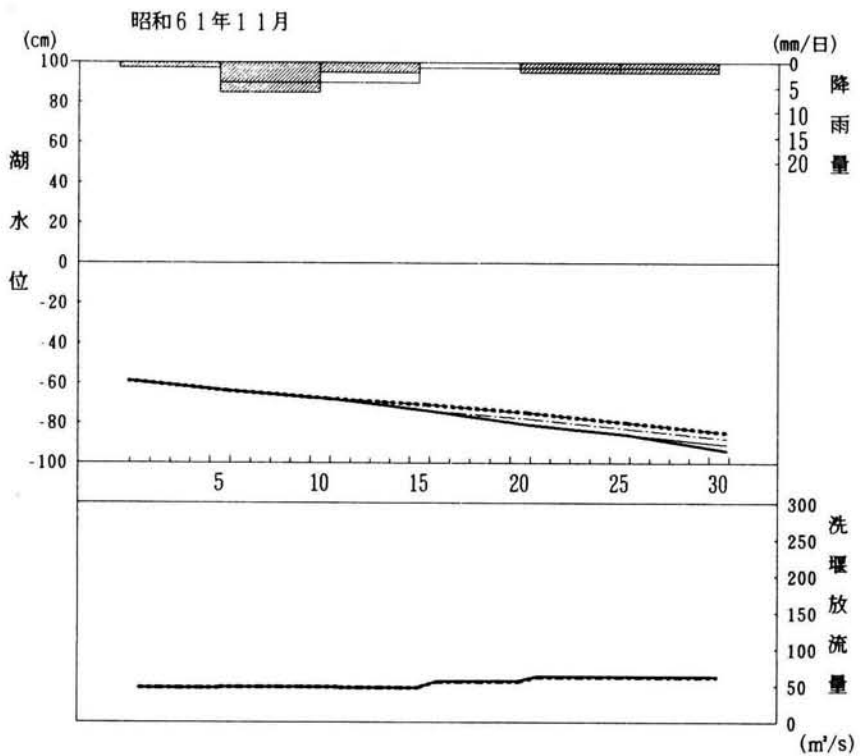
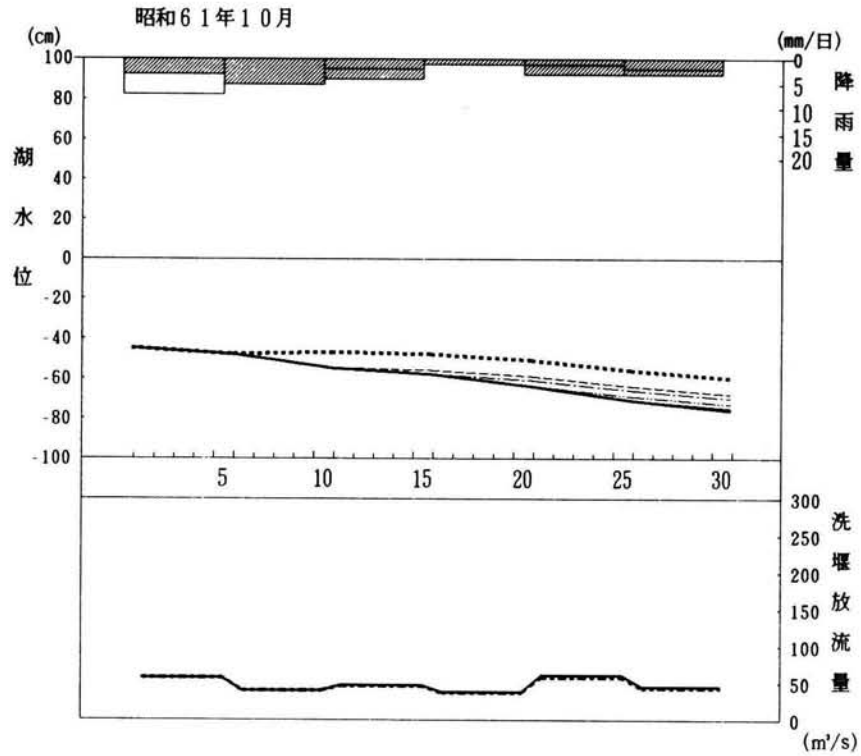
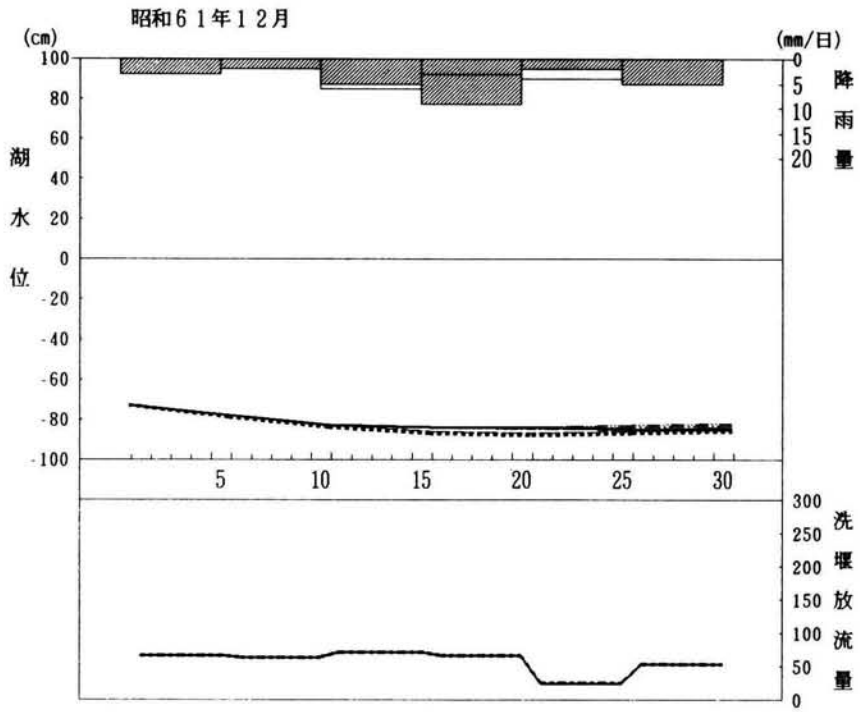


図6.3.18 DP手法による最適化モデルの適用結果 (9)



最後に降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルを結合したシステムを、秋冬渇水期、積雪・融雪期および、融雪出水による湖水位回復期にまで計算期間を延長して適用した結果を図6. 3. 19に示す。適用期間は、昭和61年8月から昭和62年3月である。この期間中には、昭和61年12月11日に、湖水位が-88cmまで低下し、翌年1月には、第2次取水制限が実施されている。

この適用事例は、第5章第4節同様の条件で実行したものである。ただし、予測湖水位は、湖水位予測モデルを用いず予測琵琶湖流入量と実績の琵琶湖流出量から算出している。すなわち、水文予測システム（降雨・気象予測モデル，流入量予測モデル，湖水位予測モデルを連結したシステム）を採用して、ある放流量時系列を選択した後、再び湖水位を予測してみるという実際管理の局面を想定しているわけである。

適用結果によると、湖水位低下時だけでなく湖水位回復期の変化傾向についても、十分実用に耐えうる精度で湖水位は予測されていることがわかる。3月上旬における予測水位と実績湖水位の変化傾向の差異は、日平均気温の予測誤差によるものである。融雪期の流出現象は、気温変化に大きく左右されるためである。

本適用事例にみられるとおり、今後琵琶湖の最低水位やその生起時期の予測、水位回復状況の予測をはじめ、取水制限解除の時期等についてもよりの確な把握が可能となり、長期水文予測システムが琵琶湖の水管理上きわめて有効であることが実証された。

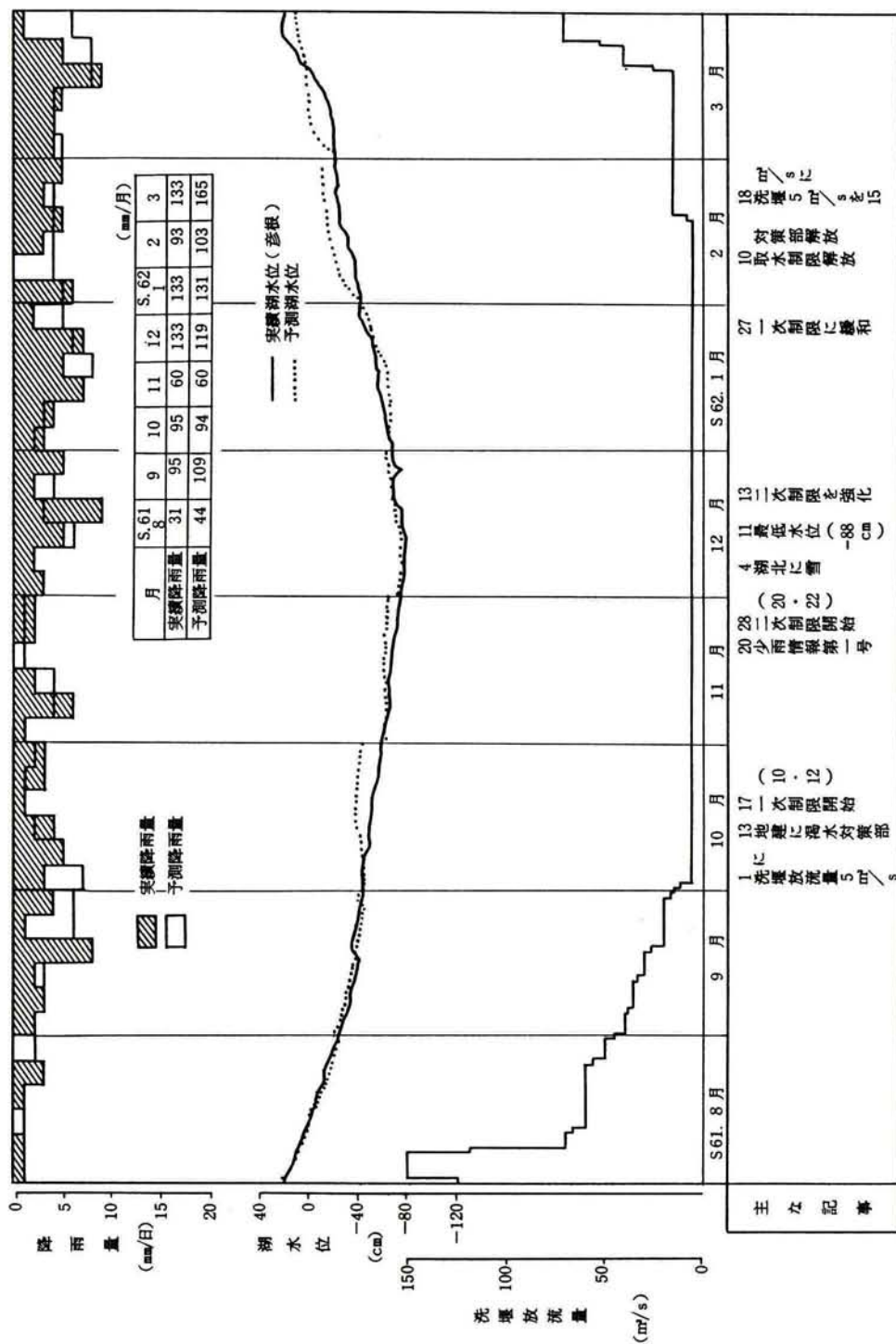


図 6.3.19 降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルを連結したシステムの適用結果 (昭和61年 8 月～62年 3 月)

第7章 結 言

本編では、琵琶湖とその集水域における水文特性、および水管理の実際面での課題にもとづいて、長期水文予測システムの構成、現象のモデル化を行い、実際管理への適用可能性および有効性を考察してきた。本編で得られた成果をとりまとめると以下のとおりである。

(1) 琵琶湖とその集水域における水文特性は以下のとおりである。

- ① 琵琶湖の水循環と水収支についてみると、年によって変動があるが、1977～1985年の平均は次のようである。すなわち、集水域への降水は約62.4億 m^3 /年、湖面降水は約12.1億 m^3 /年で、その約1/3が地域蒸発散または湖面蒸発により損失する。琵琶湖への流入量は44.6億 m^3 /年で、その約67%は河川からの流入である。したがって年間流出率(=河川流出量/地域降水)は約48%である。

一方、瀬田川、琵琶湖疏水、宇治発電所水路からの流出水量は49.3億 m^3 /年で、貯水容量約275億 m^3 の18%に相当する水量が流動していることになる。

- ② 琵琶湖とその集水域への年降水量は、1352mm/年(1939年)～2656mm/年(1896年)の範囲にあり、概ね1600mm/年～2200mm/年が最頻値と推定される。1894～1986年の平均は1909mm/年で淀川流域平均年降水量1730mm/年、日本全国の平均降水量1710mm/年よりも約200mm大きい。

年降水量に対応して年間流入量も31億 m^3 /年(1939年)～91億 m^3 /年(1896年)と大きな幅をもち、平均53億 m^3 /年、標準偏差14億 m^3 、変動率23%と非常に変動が激しい。

- ③ 水管理の基本サイクルである1年を単位として、降水量、変動をみると、顕著な季節区分と周期性がみられる。すなわち、梅雨、台風、降雪といった明瞭な水文事象については、その発生頻度を指標として平均的に事象が発生する期間を設定できる(梅雨期(6月7日～7月16日)、秋雨台風期(8月19日～10月19日)、降雪期(12月18日～3月17日))。また、渇水期については、流入量を指標として初夏小渇水期(5月6日

～6月20日)、夏季旱天期(7月16日～9月18日)、秋冬渇水期(10月9日～12月18日)、春季安定期(2月21日～5月6日)の4つの季節区分ができることを明らかにした。

- ④ 琵琶湖における既往の渇水についてその特徴をみると、空梅雨、顕著な夏季旱天、空台風の2つないし3つが連続したケースが大きな渇水となっており、長期的水文予測の重要性と少雨現象の累積効果に着目した長期水管理の必要性を明らかにすることができた。また、気象・水文的側面からみた渇水規模の評価方法についても言及し、渇水持続曲線法による渇水の持続性と確率的評価を琵琶湖渇水について考察した。
- (2) このような特性をもつ降水、流入現象に対し、洗堰操作によって流出量を制御した結果である琵琶湖水位については、以下の諸点が明らかになった。
- ① 旧洗堰の設置(明治37年)以降、瀬田川の疎通能力の増大と洗堰操作によって平均水位は約0.5m低下し、4月、7月および10月と年3回の高水位期が明瞭にあらわれている。
 - ② 河水統制による冬期放流の実施にともない、冬期の平均水位が低下した。
 - ③ 河水統制以後、最近年に至るまで、水位の月間変動幅は小さくなり、一方で放流量の変動幅は大きくなる傾向にある。これは、管理技術の向上によって変動の大きい降水量、流入量の季節変化に応じた適確な洗堰操作が行われ、その結果として湖水位の安定が図られていることを示唆するものと思われる。
 - ④ このことは、現洗堰が設置された昭和36年以降の渇水時の洗堰操作とその結果である湖水位の変化に対する考察によっても知ることができる。
- (3) 以上の成果をふまえて、琵琶湖の長期水管理に関する考え方を考察、整理すると、つぎのように要約できよう。
- ① 琵琶湖水管理における管理場面は、大別すると洪水期(6月上旬～10月上旬)、冬期放流期間(12月16日～3月15日)およびこれらのはざま

である3つの移行期間に区分され、それぞれの期間によって降水、流入現象の様相および湖水位調節の目標が異なる。

- ② このような水管理上の要請、降水・流入現象の季節変動、および気象予測の可能限界を総合すると、水文予測システムにおける予測期間としては旬から長くても3ヶ月、標準としては1ヶ月を考えればよい。
 - ③ 降水量、流入量といった水文予測については、現在の技術レベルではある程度の誤差が生じるのを避けることはできない。これについては、たとえ予測誤差が生じても回復可能な範囲を既往の水文統計から割り出し、1ヶ月後の目標水位に対してプラス・マイナス10cmの範囲を許容管理幅と設定する。
- (4) 長期水文予測システムを実際管理に適用可能とするため、気象・降雨予測、流入量予測、および湖水位予測のそれぞれについて現象のモデル化を図るとともに、各サブ・モデルを連結・統合し、洗堰操作の意志決定に対する支援システムとして構築すべきことを明らかにした。
- (5) 長期水文予測のためのサブ・モデルの構成は、以下のようである。
- 1) 気象・降雨予測モデルについては、下記の二種の手法を開発した。
 - ① 月単位の1ヶ月および3ヶ月予測用として重回帰手法
 - ② 月および旬（または半旬）単位の1ヶ月予測法として類似手法いずれの手法も、琵琶湖流域の代表地点彦根の月平均気温、月降水量および月日照時間を被予測要素とし、これらと北半球範囲における月平均500mb格子点高度とのずらしの相関にもとづく相関分布を基本とするものである。
 - 2) 流入量予測モデルについては、湖沼における水収支の観点から湖面蒸発量、地域蒸発散量、積雪融雪モデルおよびこれらをサブ・モデルとして取り込んだ流域流出モデル（4段タンクモデル）を構築した。
 - ① 湖面蒸発量モデルは、琵琶湖での観測結果にもとづいて、推定あるいは、予測可能な気象要素を用い、かつ水管理上必要な1日以上の間スケールで比較的良好な精度が期待できる熱収支法シミュレーション

ン・モデルを採用した。

② 流域蒸発散量モデルは、データの入手のしやすさ、同定パラメータの安定性などから、日射法による推定モデルを採用し、芝地、裸地、森林別に経験定数を決定し、実蒸発散量により検証を行った。

③ 積雪、融雪モデルについては、琵琶湖流域内の小流域である大浦川流域と高時川流域における詳細な気象・水文観測をベースとするモデル構成を検討し、基本モデルであるTemperature Index 法に対して、積雪・融雪期を通しての連続計算、積雪の冷却・凍結過程および積雪内貯留過程のモデルへの組み込み、積雪水量・積雪深・積雪密度・雪温・含水量等積雪状況を表わす諸要素の算出など、いくつかの修正・改良を加えた。

④ 上記①～③を取り込んで、直列4段タンクモデルによる流域流出モデルを構成した。この流域流出モデルは、琵琶湖集水域を、湖南、野洲川、湖東、姉川、湖北、安曇川、および湖西の7ブロックに分割し、各ブロックの流出特性にもとづいてパラメータを同定している。

3) 流入量を与えられた場合の湖水位予測は、放流量時系列設定の問題にはかならないことを明らかにするとともに、つぎの4種のモデル化の方法について検討を加えた。

① 降雨パターンの類似性等にもとづいて過去の実績放流量時系列を適用する方法。

② 水理・水文諸量と放流量実績との関係にもとづく統計的予測モデル

③ 日々の琵琶湖流入量予測値をもとに、望ましい放流量を逐次設定していくシミュレーション・モデル

④ 予測対象の全期間を通して望ましい放流量系列を求める最適化モデル

(6) 上述の考え方に沿って構成した①降雨・気象予測モデル、②琵琶湖流入量予測モデル、および③湖水位予測モデルをそれぞれ琵琶湖における既往現象に適用し、各モデルごとにその精度、適用方法および適用限界につい

て考察した結果は、以下のとおりである。

- 1) 降雨・気象予測モデルについては、重回帰手法と類似手法を1986年の琵琶湖流域彦根地点における気温、降水量、日照時間予測値と実況との比較を中心に考察した。
 - ① 重回帰手法による月単位の予測と実況との相関をみると、気温と日照時間については相関が高いが、降水量についてはかならずしも高いとはいえない。しかし、降水量についても8月以降の異常少雨がかなり精度よく予測されている。
 - ② 類似手法による月単位の予測と実況との比較をみると、気温と降水量がよく、日照はよくない。とくに寒冬と異常少雨の予測がよく合っており、季節の変わり目にあたる6～7月の梅雨期や9月の秋雨・台風シーズンは変動も大きく類似度はあまりよくない。
 - ③ 全体として、少なくとも現在の予測水準は十分確保されており、長期水文予測と少雨現象の累積効果に着目した水管理上の要請に応える気象・水文予測モデルとして有用と思われる。
- 2) 流入量予測モデルについては、湖面蒸発量推定シミュレーション・モデル、流域蒸発散量推定モデル、および積雪融雪モデルの特性をみた後、これらを総合化した流域流出モデルを琵琶湖全流域に適用している。
 - ① 湖面蒸発散量については、シミュレーション・モデルを用いて彦根地点における過去20年間の気象観測資料を用いて蒸発量を推定し、日射量と風速が年蒸発量に影響していること、渇水年には、年蒸発量の降水量に対する比率が40%以上になっていることなどが明らかになった。
 - ② 流域蒸発散量についても、推定モデルを用いて過去20年間のブロック別平均蒸発散量を求め、北部と南部の差は僅少であること、冬季には20mm/月以下であるが、春季には蒸発散量が急激に増大し、夏季には130 mm/月に達して秋季には減少するというパターンを示すことが明らかになった。

- ③ 積雪融雪流出については、大浦川、高時川の小流域における気象・水文観測データをベースとする暖地性積雪融雪モデルが琵琶湖全流域にも適合していることを確認した。
- ④ 以上のサブ・モデルを4段タンク・モデルに組み込んだ流域流出モデルを琵琶湖全流域における1976～1985年の降水量に連続適用し、琵琶湖流入量については、半旬単位でみるときわめて再現精度が高いこと（計算流入量と実測流入量との相関係数0.86～0.97）、琵琶湖水位についても、「1ヶ月後の実測水位と計算水位との差が±10cm」という実際管理面からの要請に十分に応えうる再現精度が確保されていることを確認した。
- 3) 湖水位予測モデル（放流量時系列設定モデル）については、つぎのような特性を有することを明らかにした。
- ① 実績放流パターン適用モデル
- 気象水文状況が類似している過去の実績放流パターンを用いることから、従前に蓄積された貴重な経験が反映されるという点で実際管理においても利用価値は高い。反面、洗堰操作にかかわる条件が変更された場合には、実績放流量時系列をそのまま用いることはできず、たとえば本モデルによるシミュレーション結果をみながら適宜修正を加え、より望ましい放流パターンを見出していくなどの工夫が必要となる。
- ② 統計的予測モデル
- 実績放流量に対して、水理・水文諸量等を説明変数とする数量化理論第I類モデルから、第*i*半旬の平均放流量は、第*i*-1半旬の平均放流量、湖水位の変化量、枚方流量、琵琶湖流入量、第*i*半旬期首の湖水位、および第*i*半旬の属する季節によって推定、予測できることが明らかになった。しかし、第*i*-1半旬の平均放流量が大きな規定力を持ち、長期にわたって適用すると、初期条件に大きく左右されること、洗堰操作の条件が変更された場合には、上記①のモデルと同様の工夫

が必要となることなど実際管理への適用には問題を残している。

③ 逐次シミュレーション型モデル

低平水時の放流量時系列を設定する上で重要な指標である目標水位、下流枚方地点の確保流量、補給制限および洗堰の操作頻度・間隔など各種のパラメータを変化させることによって異なる操作条件のもとで放流量を設定し、湖水位の予測を行うことが可能であり、実績放流パターン適用型モデルや統計的予測モデルに比べて操作性に富む。

④ DP手法を適用した最適化モデル

逐次シミュレーション型モデルと同様、モデル内のパラメータを管理目標に沿って変化させた場合の放流量系列の設定、湖水位予測を行うことが可能であり、モデルの操作性という点で勝れている。さらに、この手法によれば局所的最適解でなく、全予測期間を通じての全体最適解（放流量時系列）を求めることができる。

(7) 以上の降雨・気象予測モデル、琵琶湖流入量予測モデル、および湖水位予測モデルを連結し、長期水文予測システムとして実際の水管理場面に適用を試みた。

1) 適用場面、時期としては、低平水時、とりわけ1年のなかで水量確保が課題となる夏季旱天期～秋季渇水期（8月12月）を対象とし、降雨・気象予測の精度、発表時期を考慮して毎月初から月末までの1ヶ月の単位で適用した。

2) 適用事例としては、最近年のうちから平水年と目される昭和58年、典型的な渇水年と目される昭和59年、61年を選択した。

3) 適用にあたっては、つぎのような手順、方法を採用している。すなわち、

① まず、類似法による気象降雨予測モデルによって彦根地点（琵琶湖流域代表地点）の半旬降水量、半旬平均気温、半旬日照時間の予測値を求め、これらを日単位の値に配分する。

② つぎに、流入量予測モデル（流域流出モデル）を用いて、琵琶湖

流入量（日単位1ヶ月間）を予測する。

- ③ この流入量予測値をインプットして、逐次型シミュレーション・モデルおよびDP手法による最適化モデルを適用し、モデルによる洗堰放流量および湖水位の予測値を出力する。
- ④ 月初には、当該1ヶ月間の予測を行い、半旬ごとに、放流量時系列を設定し直しながらすすんでいくこととする。

4) 適用結果とその考察を要約すると以下のとおりである。

- ① 月初における月末時点の予測湖水位と半旬ごとに実績流入量にもとづいて月初の放流量設定値を修正しながら月末に達した時点での湖水位との差をみると、台風によって降雨予測が短期的に大きく外れたような場合を除き、ほぼ10数cm以内にとどまっている。今後、実際管理においては、週間予報の活用や枚方残流域流量の予測情報を活用することによって精度向上が期待できることから、実際管理上の要請である「1か月後の湖水位換算で±10cm」に近い予測精度は十分確保しうるものと思われる。
- ② また、1か月間を通じての予測と実況との差を示す指標である「湖水位の平均かい離度」についても、例外的なケースを除き10cm以内にとどまっており、実用上有効な水準に達しているとみられる。
- ③ 本論文における適用事例は、1か月間の降雨変動が比較的小さい夏季旱天期から秋季渇水期にかけての期間を対象とするものである。これは、この期間に少雨による湖水位低下が生じやすく、実際管理上湖水位予測のもつ意味が他の時期と比べて相対的に大きいことによる。

しかし、本研究の成果である長期水文予測システムは、第5章における検証結果からも明らかのように、年間を通じて実際管理への活用が期待できる。豊水期にあっては、1か月後の湖水位よりはむしろ、月初から月末までの期間における放流パターンの検討に重点がおかれることになろう。

(8) 最後に、降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルを連結したシステムを秋冬渇水期、積雪・融雪期および融雪出水による湖水位回復期にまで計算期間を拡張して適用した。対象期間は最近年の大規模渇水が生じた昭和61年8月～昭和62年3月であり、実績放流量を与件としている。

適用結果によれば、湖水位低下時だけでなく湖水位回復期の変化傾向についても十分実用に耐えうる精度で湖水位は予測されており、今後琵琶湖の最低水位やその生起時期の予測、水位回復状況の予測をはじめ、取水制限解除の時期等についてもよりの確な把握が可能となり、長期水文予測システムが琵琶湖の水管理上きわめて有効であることが実証された。

結 論

本論文は、琵琶湖の水管理における長期水文予測について、流域の水文現象のモデル化と実際管理への適用をシステム化して提案したものである。

第 I 編では、湖沼管理の一般論的枠組みと体系及び琵琶湖水管理の特性について考察・整理するとともに、これらにもとづいて琵琶湖水管理における水文予測システムの位置づけと構成を考察してきた。第 I 編で得られた成果をとりまとめると以下のとおりである。

(1) 湖沼管理を、その目標、対象およびプロセスという三つの側面から考察すると、以下のように枠組みを設定することができる。

- ① 湖沼管理には、治水、利水および環境保全という三つの性質の異なる目標がある。湖沼管理の目的は、これら三目標の最適化ということに集約されよう。
- ② 湖沼管理の対象あるいは場に注目すると、湖水の管理、湖沼沿岸の管理および湖盆の管理という見方ができる。これらのうち、本論文の対象としている湖水の管理は、自然現象・水循環という外力に対して、人間活動に適合するよう水量（水位）、水質を制御しようとするものである。
- ③ さらに、湖沼管理のプロセスに着目すると、計画(Planning)、事業(Project)、および実際管理(Operation)・維持管理(Maintenance)という管理の過程とサイクルがあり、計画の策定、各種事業の実施、実際管理を支援（監視、観測、現象把握、解析、予測、効果測定等）するための情報システムおよび人間活動との関係において評価するシステムが必要となる。

(2) 水管理の面からみた琵琶湖・淀川流域の特性はつぎのとおりである。

- ① 琵琶湖は淀川本川上流に位置する日本最大の湖である。湖面積 674km²、流域面積は 3,848km²で、淀川水系面積全体の流域面積 8,240km²の47%に及ぶことから、自然の洪水調節池としての機能はきわめて大きく、利水上も淀川の低水流況の安定に非常に寄与している。

- ② 淀川流域は、流域を構成する各地域の気候特性が異なっているため、一年を通じて融雪期・梅雨期・台風期と互いに流況を補い合っている。このため、淀川はわが国の河川に比較して流況の安定した河川となっている。とくに、天然の大貯水池である琵琶湖の存在と相まって、琵琶湖流域は冬季の流況安定への寄与度が非常に大きい。
- ③ 琵琶湖は近江盆地の中央部に位置し、多数の中小流入河川を有する一方、流出河川は唯一瀬田川のみである。このため、琵琶湖周辺の低平地は湖水面の上昇による浸水の危険にさらされている。
- ④ 琵琶湖・淀川流域は、近畿地方における社会・経済・文化の基盤として古くから人口・産業の集積がすすみ、日本史の中心舞台となってきた。現在、世界的にみても最も稠密で人口・資産の集積した地域であり、琵琶湖への依存度はますます強くなる傾向にある。
- (3) 以上の流域特性を反映して、琵琶湖水管理への社会的要請は多様かつ高度化しつつある。
- ① 治水面では、琵琶湖が大都市河川である淀川本川の上流部に位置し、その面積、貯水容量がきわめて大きいことから、湖沼沿岸の洪水防御と淀川の洪水調節に応えることが要請されている。
- ② 利水面では、琵琶湖の水が琵琶湖流域はもとより下流京阪神の広い地域で様々な用途に利用されていることから、上下流間、用途相互間の調整を図りつつ、貴重な水資源の合理的で高度な利用が要請されている。
- ③ 環境面では、滋賀県および京阪神地域の生活と産業を支える水源であり、多くの貴重な動植物や豊富な自然的資源の存在の場である琵琶湖の環境機能をさらに高め、維持していくため、水量・水質の一体的管理・保全が要請されている。
- (4) 琵琶湖の水管理は、流域の社会的要請に対応して、琵琶湖・淀川流域の治水、利水および環境保全を目的として実施されなければならない。一方、琵琶湖の水管理にかかわる領域は広く流域の気象、集水域の水文、琵琶湖の水文・水理・水質・生態および下流水域の水文・水理に及ぶことから、

管理目的を達成するためには様々の管理手段・方策を必要とする。とくに、瀬田川洗堰の操作は、琵琶湖の流出水量を直接制御するものであり、その効果が治水・利水の両面にわたり、かつ空間的には琵琶湖全水域とその沿岸及び下流宇治川・淀川に及ぶことから中枢的な手段として位置づけられる。

- (5) この洗堰操作による琵琶湖の水量制御の目標は、洪水時、低水時および平水時といった流況（流入量、湖水位）区分と洪水期間、かんがい期間および冬季放流期間といった水文暦的季節区分とを組み合わせ管理場面によって異なる。また、目標達成の方法についても適応制御方式と操作ルール方式といった差異が考えられる。いずれの管理場面においても、所期の管理目標を達成するためには、絶えず変化しうる不確実な自然現象に関する情報システムが必要である。

これらの考察を通じて、洗堰操作による水量制御と情報システムに関して以下のような基本的考え方が導出できる。

- ① 洗堰操作による水量制御は、任意の琵琶湖流入量に対して、任意の貯水状態にある琵琶湖からの流出量を琵琶湖・淀川水系全体として最適となるよう連続的に行われなければならない。
 - ② そのためには、流域の気象状況および流域内各地点の過去・現在の降水量、流入量、水位等を集中的に計量できる情報処理システムを構成しておくことが前提となる。
 - ③ さらに、洗堰操作による水量制御は、経験的に知られた流域の気象・水文現象の周期性・類似性や現在状態に関する情報に依拠しながらも、不確実な自然現象に逐次対応していかざるを得ない。ここに「水文予測」の重要性がある。
- (6) 琵琶湖水量制御のための水文予測システムは、琵琶湖流域における水循環とそれに対する人為的介入およびその結果としての琵琶湖水位という構造に着目すると、気象・降雨予測システム、琵琶湖流入量予測システム、および流出量時系列をパラメーターとする湖水位予測システムが連結され

たプロセス・システムとして構成される。

- (7) このような水文予測システムの基本構成は、洪水時、低平水時に共通しており、夏季旱天期の入りから秋雨台風期の終わりまでかなりの長期間、少雨による水位低下の回避と洪水処理というトレード・オフの関係に立って2つの目標を同時に満たすように水量制御を行うことが要請される琵琶湖水管理では、技術的に可能な限り、連続かつ長期にわたって適用可能なシステムの構築を図るべきであると考えらる。

以上の第Ⅰ編を受けて、第Ⅱ編では、琵琶湖とその集水域における水文特性、および水管理の実際面での課題にもとづいて、長期水文予測システムの構成、現象のモデル化を行い、実際管理への適用可能性および有効性を考察してきた。第Ⅱ編で得られた成果をとりまとめると以下のとおりである。

- (1) 琵琶湖とその集水域における水文特性は以下のとおりである。

- ① 琵琶湖とその集水域への年降水量は、1,352 mm/年（1939年）～2,656 mm/年（1896年）の範囲にあり、概ね1,600mm/年～2,200mm/年が最頻値と推定される。1894～1986年の平均は1,909mm/年で淀川流域平均年降水量1,730mm/年、日本全国の平均降水量1,710 mm/年よりも約200mm大きい。

年降水量に対応して年間流入量も31億 m^3 /年（1939年）～91億 m^3 /年（1896年）と大きな幅をもち、平均53億 m^3 /年、標準偏差14億 m^3 、変動率23%と非常に変動が激しい。

- ② 水管理の基本サイクルである1年を単位として、降水量、変動をみると、顕著な季節区分と周期性がみられる。すなわち、梅雨、台風、降雪といった明瞭な水文事象については、その発生頻度を指標として平均的に事象が発生する期間を設定できる（梅雨期（6月7日～7月16日）、秋雨台風期（8月19日～10月19日）、降雪期（12月18日～3月17日））。また、渇水期については、流入量を指標として初夏小渇水期（5月6日～6月20日）、夏季旱天期（7月16日～9月18日）、秋冬渇水期（10月9日～12月18日）、春季安定期（2月21日～5月6日）の4つの季節区分

ができることを明らかにした。

- ③ 琵琶湖における既往の渇水についてその特徴をみると、空梅雨、顕著な夏季旱天、空台風の2つないし3つが連続したケースが大きな渇水となっており、長期的水文予測の重要性と少雨現象の累積効果に着目した長期水管理の必要性を明らかにすることができた。

(2) このような特性をもつ降水、流入現象に対し、洗堰操作によって流出量を制御した結果である琵琶湖水位については、以下の諸点が明らかになった。

- ① 旧洗堰の設置（明治37年）以降、瀬田川の疎通能力の増大と洗堰操作によって平均水位は約0.5 m低下し、4月、7月および10月と年3回の高水位期が明瞭にあらわれている。
- ② 河水統制以後、最近年に至るまで、水位の月間変動幅は小さくなり、一方で放流量の変動幅は大きくなる傾向にある。これは、管理技術の向上によって変動の大きい降水量、流入量の季節変化に応じた適確な洗堰操作が行われ、その結果として湖水位の安定が図られていることを示唆するものと思われる。

(3) 以上の成果をふまえて、琵琶湖の長期水管理に関する考え方を考察、整理すると、つぎのように要約できよう。

- ① 琵琶湖水管理における管理場面は、大別すると洪水期（6月上旬～10月上旬）、冬期放流期間（12月15日～3月15日）およびこれらのはざまである3つの移行期間に区分され、それぞれの期間によって降水、流入現象の様相および湖水位調節の目標が異なる。
- ② このような水管理上の要請、降水・流入現象の季節変動、および気象予測の可能限界を総合すると、水文予測システムにおける予測期間としては旬から長くても3ヶ月、標準としては1ヶ月を考えればよい。
- ③ 降水量、流入量といった水文予測については、現在の技術レベルではある程度の誤差が生じるのを避けることはできない。これについては、たとえ予測誤差が生じても回復可能な範囲を既往の水文統計から割り出

し、1ヶ月後の目標水位に対してプラス・マイナス10cmの範囲を許容管理幅と設定する。

- (4) 長期水文予測システムを実際管理に適用可能とするため、気象・降雨予測、流入量予測、および湖水位予測のそれぞれについて現象のモデル化を図るとともに、各サブ・モデルを連結・統合し、洗堰操作の意志決定に対する支援システムとして構築すべきことを明らかにした。
- (5) 長期水文予測のためのサブ・モデルの構成は、以下のようである。
 - 1) 気象・降雨予測モデルについては、下記の二種の手法を開発した。
 - ① 月単位の1ヶ月および3ヶ月予測用として重回帰手法
 - ② 月および旬（または半旬）単位の1ヶ月予測法として類似手法
 - 2) 流入量予測モデルについては、湖沼における水収支の観点から湖面蒸発量、地域蒸発散量、積雪融雪モデルおよびこれらをサブ・モデルとして取り込んだ流域流出モデル（4段タンクモデル）を構築した。
 - 3) 流入量を与えられた場合の湖水位予測は、放流量時系列設定の問題にほかならないことを明らかにするとともに、つぎに4種のモデル化の方法について検討を加えた。
 - ① 降雨パターンの類似性等にもとづいて過去の実績放流量時系列を適用する方法。
 - ② 水理・水文諸量と放流量実績との関係にもとづく統計的予測モデル
 - ③ 日々の琵琶湖流入量予測値をもとに、望ましい放流量を逐次設定していくシミュレーション・モデル
 - ④ 予測対象の全期間を通して望ましい放流量系列を求める最適化モデル
- (6) 上述の考え方に沿って構成した①降水・気象予測モデル、②琵琶湖流入量予測モデル、および③湖水位予測モデルをそれぞれ琵琶湖における既往現象に適用し、各モデルごとにその精度、適用方法および適用限界について考察した結果は、以下のとおりである。
 - 1) 降雨・気象予測モデルについては、重回帰手法と類似手法を1986年の

琵琶湖流域彦根地点における気温、降水量、日照時間予測値と実況との比較を中心に考察した。類似手法による月単位の予測と実況との比較をみると、とくに寒冬と異常少雨の予測がよく合っている。全体として少なくとも現在の予測水準は十分確保されており、長期水文予測と少雨現象の累積効果に着目した水管理上の要請に応えうる気象・水文予測モデルとして有用と思われる。

- 2) 流入量予測モデルについては、湖面蒸発量推定シミュレーション・モデル、流域蒸発散量推定モデル、および積雪融雪モデルの特性をみた後、これらを総合化した流域流出モデルを琵琶湖全流域に適用している。
 - ① 湖面蒸発散量については、日射量と風速が年蒸発量に影響していること、渇水年には、年蒸発量の降水量に対する比率が40%以上になっていることなどが明らかになった。
 - ② 流域蒸発散量については、冬季には20mm/月以下であるが、春季には蒸発散量が急激に増大し、夏季には130mm/月に達して秋季には減少するというパターンを示すことが明らかになった。
 - ③ 積雪融雪流出については、大浦川、高時川の小流域における気象・水文観測データをベースとする暖地性積雪融雪モデルが琵琶湖全流域にも適合していることを確認した。
 - ④ 以上のサブ・モデルを4段タンク・モデルに組み込んだ流域流出モデルを琵琶湖全流域における1976～1985年の降水量に連続適用し、琵琶湖流入量については、半旬単位で見るときわめて再現精度が高いこと（計算流入量と実測流入量との相関係数0.86～0.97）、琵琶湖水位についても、「1ヶ月後の実測水位と計算水位との差が±10cm」という実際管理面からの要請に十分に応えうる再現精度が確保されていることを確認した。
- 3) 湖水位予測モデル（放流量時系列設定モデル）については、つぎのような特性を有することを明らかにした。
 - ① 実績放流パターン適用モデル

従前に蓄積された貴重な経験が反映されるという点で実際管理においても利用価値は高い。反面、洗堰操作にかかわる条件が変更された場合には、実績放流量時系列をそのまま用いることはできず、たとえば本モデルによるシミュレーション結果をみながら適宜修正を加え、より望ましい放流パターンを見出していくなどの工夫が必要となろう。

② 統計的予測モデル

水理・水文諸量等を説明変数とする数量化理論第1類モデルから、放流量を推定、予測できる。しかし、長期にわたって適用すると、初期条件に大きく左右されること、洗堰操作の条件が変更された場合には、上記①のモデルと同様の工夫が必要となることなど実際管理への適用には問題を残している。

③ 逐次シミュレーション型モデル

低平水時の放流量時系列を設定する上で重要な指標である目標水位、下流枚方地点の確保流量、補給制限および洗堰の操作頻度・間隔など各種のパラメータを変化させることによって異なる操作条件のもとで放流量を設定し、湖水位の予測を行うことが可能であり、実績放流パターン適用型モデルや統計的予測モデルに比べて操作性に富む。

④ DP手法を適用した最適化モデル

逐次シミュレーション型モデルと同様、モデル内のパラメータを管理目標に沿って変化させた場合の放流量系列の設定、湖水位予測を行うことが可能であり、モデルの操作性という点で勝れている。さらに、この手法によれば局所的最適解でなく、全予測期間を通じての全体最適解（放流量時系列）を求めることができる。

(7) 以上の降雨・気象予測モデル、琵琶湖流入量予測モデル、および湖水予測モデルを連結し、長期水文予測システムとして実際の水管理場面に適用を試みた。

1) 適用場面、時期としては、低平水時、とりわけ1年のなかで水量確保が課題となる夏季旱天期～秋季渇水期（8月～12月）を対象とし、降雨

- ・ 気象予測の精度、発表時期を考慮して毎月初から月末までの1ヶ月の単位で適用した。
- 2) 適用事例としては、最近年のうちから平水年と目される昭和58年、典型的な渇水年と目される昭和59年、61年を選択した。
- 3) 適用にあたっては、つぎのような手順、方法を採用している。すなわち、
 - ① まず、類似法による気象降雨予測モデルによって彦根地点（琵琶湖流域代表地点）の半旬降水量、旬別平均気温、半旬日照時間の予測値を求め、これらを日単位の値に配分する。
 - ② つぎに、流入量予測モデル（流域流出モデル）を用いて、琵琶湖流入量（日単位1ヶ月間）を予測する。
 - ③ この流入量予測値をイップットして、逐次型シミュレーション・モデルおよびDP手法による最適化モデルを適用し、モデルによる洗堰放流量および湖水位の予測値を出力する。
 - ④ 月初には、当該1ヶ月間の予測を行い、半旬ごとに、放流量時系列を設定し直しながらすすんでいくこととする。
- 4) 適用結果とその考察を要約すると以下のとおりである。
 - ① 月初における月末時点の予測湖水位と半旬ごとに実績流入量にもとづいて月初の放流量設定値を修正しながら月末に達した時点での湖水位との差をみると、台風によって降雨予測が短期的に大きく外れたような場合を除き、ほぼ10数cm以内にとどまっている。今後、実際管理においては、週間予報の活用や枚方残流域流量の予測情報を活用することによって精度向上が期待できることから、実際管理上の要請である「1か月後の湖水位換算で±10cm」に近い予測精度は十分確保しうるものと思われる。
 - ② また、1か月間を通じての予測と実況との差を示す指標である「湖水位の平均かい離度」についても、例外的なケースを除き10cm以内にとどまっており、実用上有効な水準に達しているとみられる。
 - ③ 本論文における適用事例は、1か月間の降雨変動が比較的小さい夏

季旱天期から秋季渇水期にかけての期間を対象とするものである。これは、この期間に少雨による湖水位低下が生じやすく、実際管理上湖水位予測のもつ意味が他の時期と比べて相対的に大きいことによる。

しかし、本研究の成果である長期水文予測システムは、年間を通じて実際管理への活用が期待できる。豊水期にあっては、1か月後の湖水位よりはむしろ、月初から月末までの期間における放流パターンの検討に重点がおかれることになろう。

- 5) 最後に、降雨・気象予測モデルと流入量予測モデルを連結したシステムを秋冬渇水期、積雪・融雪期および融雪出水による湖水位回復期にまで計算期間を拡張して適用した。対象期間は最近年の大規模渇水が生じた昭和61年8月～昭和62年3月であり、実績放流量を与件としている。

適用結果によれば、湖水位低下時だけでなく湖水位回復期の変化傾向についても十分実用に耐えうる精度で湖水位は予測されており、今後琵琶湖の最低水位やその生起時期の予測、水位回復状況の予測をはじめ、取水制限解除の時期等についてもよりの確な把握が可能となり、長期水文予測システムが琵琶湖の水管理上きわめて有効であることが実証された。

以上を要するに、本論文では、琵琶湖水管理において洗堰の操作による水位調節、流出量制御などいわゆるソフトな水管理技術の相対的な重要度が高まりつつある中で、その基礎を成す水文現象の把握およびモデル化を行うことによって「予測」への道をひらき、さらに「事後的管理から事中・事前管理へ」という実際管理面からの要請に応えうる長期水文予測システムとして提案した。

本論文が今後琵琶湖総合開発事業の効果を最大限発揮しうるよう実際管理において活用されるとともに、わが国湖沼の総合的管理を確立していくうえで何らかの参考になることを期待して結びに代える次第である。